

学校的理想装备

电子图书·学校专集

校园网上的最佳资源

海洋科学导论

 **eBOOK**
网络资源 中国版

第一章 绪论

§ 1.1 地球科学

海洋是地球系统的重要组成部分，海洋科学属于地球科学体系，为此，先对地球科学体系作一简略介绍。

1.1.1 地球科学体系

在苍茫的宇宙之中，迄今只发现地球上有人类繁衍生息，这不能不说是地球的独特与幸运。地球科学就是以人类之家——地球为研究对象的科学体系。从不同角度对地球内外不同圈层和范围进行研究而形成的各个学科，则是地球科学体系的分支和组成部分。由于地球科学系统本身的复杂性，深入研究其某一部分的学科便不断形成、发展，有的则逐渐分化而成为相对独立的学科。与此同时，基于地球各部分之间存在的客观联系，特别是不同学科或方法的互相借鉴、交叉与渗透，遂不断形成一些新的交叉或边缘学科。这样一来，地球科学便形成了众多的分支及相关学科，组成了一个复杂的科学体系。目前占优势的观点认为，地球科学主要包括地理学、地质学、大气科学、海洋科学、水文科学、固体地球物理学，而环境科学和测绘学也与地球科学有着极为密切的关系。

一、地理学

是研究地球表面自然现象、人文现象以及它们之间的相互关系和区域分异的学科。所谓地球表面，通常是指地球的大气圈、岩石圈、水圈、生物圈和人类圈(又称智能圈)相互交接的界面。广义的地球表面，上自大气圈对流层顶部，下至岩石圈沉积岩层底部，厚度可达 30~35km。狭义的地球表面，则指大气圈、岩石圈、水圈的交接面，上限离地面不超过 100m，相当于对流层近地面摩擦层下部——地面边界层，下限为太阳辐射能可到达的深度；由于这一深度在陆地不超过地下 30m，在海洋不超过水下 200m，所以狭义的地球表面的厚度，一般不超过 200~300m，但这却正是生物和人类活动最为集中也最为活跃的场所。

地理学是一门既古老又年轻的学科，其漫长的发展历程可分为三个时期，即古代地理学时期——自远古至 18 世纪末；近代地理学时期——自 19 世纪至 20 世纪 50 年代；现代地理学时期——自 20 世纪 60 年代至今。历经三个时期的延续和发展，地理学形成了众多的分支，也组成了系统的体系。其主要分支学科有自然地理学、人文地理学、历史地理学、区域地理学、地图学、地名学、方志学等；20 世纪 60 年代以来，又形成了一些横向的理论性、应用性和方法性分支学科，如理论地理学、应用地理学和地理数量方法等。

需要说明的是，许多研究地球表面某一圈层或某一圈层中部分要素而原属于地理学范畴的学科，业已分出且进一步发展或与其它学科交叉渗透，从而形成了相对独立的学科，如大气科学、海洋科学和水文科学等。

二、地质学

是关于地球的物质组成、内部结构、外部特征、各圈层间的相互作用和演变历史的知识体系。地质学的研究对象，包括地球的内、外圈层，矿物和

时期。17 世纪至 19 世纪，是大气科学在物理学基础上开始建立的时期。19 世纪至 20 世纪 40 年代，是大气科学主要分支学科的形成时期。20 世纪 50 年代以后，则迎来了新技术促进大气科学迅速发展的新时期。

大气科学有众多分支学科和广泛的研究内容：大气物理学、动力气象学、天气学、气候学、应用气象学、大气化学、大气探测和人工影响天气等。

五、海洋科学参见 1.1.2 及 § 1.2 和 § 1.3。

六、水文科学

是关于地球上水的起源、存在、分布、循环、运动等变化规律和运用这些规律为人类服务的知识体系。水文科学研究的对象，包括从陆地表面的水到地下的水，广义地说，也包括从大气中的水到海洋中的水，以及对水圈同大气圈、岩石圈和生物圈等地球自然圈层的相互关系的研究。现代水文科学还重视研究水资源的利用和人类活动对自然环境的反馈效应。

水文科学的发展可分为四个时期。从远古至公元 1400 年，为水文科学的萌芽时期。此后至 1900 年，为水文科学的奠基时期。1900—1950 年，为应用水文学兴起时期，它以直接为生产和生活提供多方面的服务为特色，而成为近代水文科学体系中最富生气的一个分支。20 世纪 50 年代以后，水文科学进入了新的发展时期——现代水文学时期。

传统的水文科学，是按其研究对象划分分支学科的。即主要有河流水文学，湖泊水文学，沼泽水文学，冰川水文学，雪水文学，水文气象学，地下水文学，区域水文学和海洋水文学。这些学科又通称为普通水文学或水文学。与之对应的则是应用水文学，它主要包括工程水文学，农业水文学，森林水文学，都市水文学，医疗(卫生)水文学等等。新技术的应用也促进并形成了一些新分支学科，例如遥感水文学，同位素水文学，随机水文学等等。

需要说明的是，以陆地上的水为研究对象的陆地水文学，是水文科学的主要组成部分。因为以海洋中的水为研究对象的海洋水文学，已归属海洋科学之中，而对大气中的水的研究，至今还没有形成完全独立的学科。

七、相关学科

与地球科学紧密联系的学科中，仅就其研究对象和涉及的范围而言，当首推环境科学及测绘学，因为它们与地球科学最为相近也最为密切。

(一)环境科学

是在现代社会经济和科学发展过程中形成的一门新兴的综合性科学。环境科学研究的对象——环境，是对以人类为主体的外部世界而言的，即人类赖以生存和发展的物质条件的综合体，它包括自然环境和社会环境。就自然环境而言，与地球科学研究的对象是相合的。就环境科学的分支而言，其“环境地学”分支，无论就其称谓还是研究对象，显然应属于地球科学的范畴；其它的分支，有的也与地球科学有着相当密切的联系。所以，有些学者认为环境科学应属于地球科学的范畴。

环境科学的分支学科，属自然科学方面的有环境地学、环境生物学、环境化学、环境物理学、环境医学和环境工程学；属于社会科学方面的有环境管理学、环境经济、环境法学等。

(二)测绘学

测绘学的任务在于测定地球形状、重力场和地面点的几何位置，直到测绘各种类型的地图。它既可为地球科学和空间科学提供有关地球内部结构、地球动态及其外部重力场等方面的信息，又可为国家经济建设和国防建设提

供所需的宝贵资料，例如，有关地球表面自然形态和人工设施的几何分布以及多种社会信息和自然信息的地理分布等等。

早在公元前 3 世纪，就已开始孕育了作为测绘学基础的大地测量学。它的发展，经历了几何大地测量学和物理大地测量学等阶段，现已进入了卫星大地测量学的新时期。工程测量学则是应工程设计、施工、管理或某些特殊要求而形成的分支学科。在测绘方法和技术方面，19 世纪仍是实地直接测绘地形，再经综合取舍而制图。20 世纪则发展形成了航空摄影测量学，创立了解析摄影测量理论，制成了解析测图仪。现在已发展到航天遥感测量，并借助计算机实现了测图的完全自动化。地图制图学是研究将测绘结果变为成品——地图的学问，它研究的内容包括地图投影、地图编制、地图整饰和地图印制等等。成品地图的具体类型则甚多。

1.1.2 海洋科学

海洋科学是研究地球上海洋的自然现象、性质及其变化规律，以及和开发与利用海洋有关的知识体系。它的研究对象，既有占地球表面近 71% 的海洋，其中包括海洋中的水以及溶解或悬浮于海水中的物质，生存于海洋中的生物；也有海洋底边界——海洋沉积和海底岩石圈，以及海洋侧边界——河口、海岸带，还有海洋的上边界——海面上的大气边界层等等。它的研究内容，既有海水的运动规律、海洋中的物理、化学、生物、地质过程，及其相互作用的基础理论，也包括海洋资源开发、利用以及有关海洋军事活动所迫切需要的应用研究。这些研究与力学、物理学、化学、生物学、地质学以及大气科学、水文科学等均有密切关系，而海洋环境保护和污染监测与治理，还涉及环境科学、管理科学和法学等等。世界大洋既浩瀚又互相连通，从而具有统一性与整体性，海洋中各种自然过程相互作用及反馈的复杂性，人为外加影响的日趋多样性，主要研究方法和手段的相互借鉴相辅而成的共同性等等，促使海洋科学发展形成为一个综合性很强的科学体系。

一、海洋科学研究的对象及特点

海洋科学研究的对象是世界海洋及与之密切相关的大气圈、岩石圈、生物圈。它们至少有如下的明显特点。

首先是特殊性与复杂性。在太阳系中，除地球之外，尚未发现其它星球上有海洋。全球海洋的总面积约 $3.6 \times 10^8 \text{km}^2$ ，是陆地面积的 2.5 倍。在总体积 $13.7 \times 10^8 \text{km}^3$ 的海水中，水占 96.5%。水与其它液态物质相比，具有许多独特的物理性质，如极大的比热容、介电常数和溶解能力，极小的粘滞性和压缩性等。海水由于溶解了多种物质，性质因而更特殊，这不仅影响着海水自身的理化性质，而且导致海洋生物与陆地生物的诸多迥异。陆地生物几乎集中栖息于地表上下数十米的范围内，海洋生物的分布则从海面到海底，范围可达 1 万米。海洋中的近 20 万种动物、1 万多种植物，还有细菌和真菌等，组成了一个特殊的海洋食物网。再加上与之有关的非生命环境，则形成了一个有机界与无机界相互作用与联系的复杂系统——海洋生态系统。

其次，作为一个物理系统，海洋中水—汽—冰三态的转化无时无刻不在进行，这也是在其它星球上所未发现的。海洋每年蒸发约 $44 \times 10^8 \text{t}$ 淡水，可使大气水分 10~15 天完成一次更新，势必影响海水密度等诸多物理性质的分布与变化，并进而制约海水的运动以及海洋水团的形成与长消。在固结于旋

转地球坐标系中来观察，海水的运动还受制于海面风应力、天体引力、重力和地球自转偏向力等。诸如此类各种因素的共同作用，必然导致海洋中的各种物理过程更趋复杂，即不仅有力学、热学等物理类型，而且也有大、中、小各种空间或时间特征尺度的过程。但是其中的运动过程，则具有特殊的重要性，因为海水无时无刻不在运动着。

第三，海洋作为一个自然系统，具有多层次耦合的特点。地球海洋充满了各种各样的矛盾，如海陆分布的不均匀、海洋的连通与阻隔。海洋水平尺度之大逾数万千米，而铅直向尺度之小，平均水深只有 3795m，两者差别实为悬殊。其它矛盾诸如蒸发与降水，结冰与融冰，海水的增温与降温，下沉与上升，物质的溶解与析出，沉降与悬浮，淤积与冲刷，海侵与海退，潮位的涨与落，波浪的生与消，大陆的裂离与聚合，大洋地壳的扩张与潜没，海洋生态系平衡的维系与破坏等等。它们相反而相成，共同组成了这个复杂的统一体。当然，这个统一体可以分成许多子系统，而许多子系统之间，如海洋与大气，海水与海岸、海底，海洋与生物及化学过程等等，大都有相互耦合关系，并且与全球构造运动以及某些天文因素等密切相关。这些自然过程通过各种形式的能量或物质循环，相互影响和制约，从而结合在一起构成了一个全球规模的、多层次的复杂的海洋自然系统。海洋科学的任务，就是借助现场观测、物理实验和数值实验手段，通过分析、综合、归纳、演绎及科学抽象等方法，研究这一系统的结构和功能，以便认识海洋，揭示规律，既可使之服务于人类，又能保证可持续发展。

海洋科学研究也有其显著的特点。首先，它明显地依赖于直接的观测。这些观测应该是在自然条件下进行长期的，且最好是周密计划的、连续的、系统而多层次的、有区域代表性的海洋考察。直接观测的资料既为实验研究和数学研究的模式提供可靠的借鉴，也可对实验和数学方法研究的结果予以验证。事实上，使用先进的研究船、测试仪器和技术设施所进行的直接观测，的确推动了海洋科学的发展。特别是 20 世纪 60 年代以来，几乎所有的重大进展都与此密切相关。

其次是信息论、控制论、系统论等方法在海洋科学研究中越来越显示其作用。这是因为，实施直接的海洋观测，既艰苦危险、耗资费时，且获取的信息再多，若相对于海洋整体和全局而言仍属局部和片断，据此而直接研究海洋现象、过程与动态，显然仍是远远不够的。借助于信息论、控制论、系统论的观点和方法，对已有的资料信息进行加工，通过系统功能模拟模型进行研究则是可取的，事实上也取得了较好的结果。

第三，学科分支细化与相互交叉、渗透并重，而综合与整体化研究的趋势日趋明显。海洋科学在其发展过程中，学科分支越来越细，研究也随之愈益深入然而，越深入地研究则发现，各分支学科之间又是相互交叉渗透，彼此依存和促进的。因而，着眼于整体，从相互耦合与相互联系中去揭示整个系统的特征与规律的观点与方法论，日趋兴盛发展。现代海洋科学研究及海洋科学理论体系的整体化，已是大势所趋，普遍认同。

二、海洋科学的分支

海洋科学体系既有基础性科学，也有应用与技术研究，还包括管理与开发的研究。属于基础性科学的分支学科包括物理海洋学、化学海洋学、生物海洋学、海洋地质学、环境海洋学、海气相互作用以及区域海洋学等。属于应用与技术研究的分支有卫星海洋学、渔场海洋学、军事海洋学、航海海洋

学、海洋声学、光学与遥感探测技术、海洋生物技术、海洋环境预报以及工程环境海洋学等。管理、开发研究方面的分支有海洋资源、海洋环境功能区划、海洋法学、海洋监测与环境评价、海洋污染治理、海域管理等。

§ 1.2 海洋科学的发展史

依现今较通行的观点，海洋科学的发展史可分为三大阶段。

1.2.1 海洋知识的积累与早期的观测、研究(18世纪以前)

古代人类在生产活动中不断积累了有关海洋的知识，也得出了不少出色的见解。公元前7~6世纪，古希腊的泰勒斯认为大地是浮在茫茫大海之中。公元前4世纪，古希腊的亚里斯多德在《动物志》中已描述和记载了爱琴海的170余种动物。当然，对海洋更多的了解，还是从15世纪资本主义兴起之后。在西方人称为地理大发现时代的15~16世纪，意大利人哥伦布于1492—1504年4次横渡大西洋到达南美洲；葡萄牙人伽马于1498年从大西洋绕过好望角经印度洋到印度；1519—1522年葡萄牙人麦哲伦完成了人类第一次环球航行。此后，1768—1779年英国人库克4次进行海洋探险，首先完成了环南极航行，并最早进行了科学考察，获取了第一批关于大洋深度、表层水温、海流及珊瑚礁等资料。

这一时期的许多科技成就，有的直接推动了航海探险，有的则为海洋科学分支奠定了基础。前者如1567年鲍恩发明计程仪，1569年墨卡托发明绘制地图的圆柱投影法，1579年哈里森制成当时最精确的航海天文钟，1600年吉伯特发明测定船位纬度的磁倾针等。后者如1673年英国人玻意耳发表了他研究海水浓度的著名论文，1674年荷兰人列文虎克在荷兰海域最先发现海洋原生动物，1687年英国人牛顿用引力定律解释潮汐，1740年瑞士人贝努利提出平衡潮学说，1770年美国富兰克林发表湾流图，1772年法国人拉瓦锡首先测定海水成分，1775年法国人拉普拉斯首创大洋潮汐动力理论等等。

1.2.2 海洋科学的奠基与形成(19~20世纪中叶)

这一时期的特点，既表现在海洋探险逐渐转向为对海洋的综合考察，更重要的标志是海洋研究的深化、成果的众多和理论体系的形成。

在海洋调查方面，著名的有达尔文随“贝格尔”号1831—1836年的环球探险；英国人罗斯1839—1843年的环南极探险；特别是英国“挑战者”号1872—1876年的环球航行考察，被认为是现代海洋学研究的真正开始。“挑战者”号在三大洋和南极海域的几百个站位，进行了多学科综合性的观测，后继的研究又获得了大量的成果，从而使海洋学得以由传统的地理学领域中分化出来，逐渐形成独立的学科。这次考察的巨大成就，又激起了世界性的海洋调查研究热潮。在各国竞相进行的调查中，德国“流星”号1925—1927年的南大西洋调查，因计划周密、仪器新颖、成果丰硕而倍受重视。“流星”号的成就，又引发挪威、荷兰、英国、美国、苏联等，先后进行环球航行探险调查。这些大规模的海洋调查，不仅积累了大量的资料，而且也观测到许多新的海洋现象，还为观测方法本身的革新准备了条件。

在海洋研究方面，重要成果很多。英国人福布斯在19世纪40~50年代出版了海产生物分布图和《欧洲海的自然史》，美国人莫里1855年出版《海洋自然地理学》，英国人达尔文1859年出版《物种起源》，它们分别被誉为海洋生态学、近代海洋学和进化论的经典著作。在海洋化学方面，迪特玛1884

年证实了海水主要溶解成分的恒比关系。在海流研究方面,1903年桑德斯特朗和海兰-汉森提出了深海海流的动力计算方法,1905年埃克曼提出了漂流理论。海洋地质学方面,默里于1891年出版了《深海沉积》一书。特别是斯韦尔德鲁普、约翰逊和福莱明合著的《海洋》(The oceans)一书,对此前的海洋科学的发展和研究给出了全面、系统而深入的总结,被誉为海洋科学建立的标志。

专职研究人员增多和专门研究机构的建立,也是海洋科学独立形成的重要标志。1925年和1930年,美国先后建立了斯克里普斯和伍兹霍尔两个海洋研究所;1946年苏联科学院海洋研究所成立;1949年,英国成立国立海洋研究所等等,就是典型的例子。

1.2.3 现代海洋科学时期(20世纪中叶至今)

第二次世界大战对海洋科学有很大的影响,一方面是“军用”学科迅速发展,但另一方面,也延缓了“非军用”学科的发展。战后海洋科学又得以恢复和迅速发展,遂进入现代海洋科学的新时期。

虽然早在1902年就成立了第一个国际海洋科学组织——国际海洋考察理事会(ICES),但大多数组织,包括政府间组织和民间组织,则成立于二战之后。政府间组织以1951年建立的“世界气象组织”(WMO)和1960年成立的“政府间海洋学委员会(简称海委会IOC,隶属于联合国教科文组织UNESCO)为代表。民间组织如国际物理海洋学协会(IAPO)于1967年改为国际海洋物理科学协会(IAPSO),1957年成立海洋研究科学委员会(SCOR),1966年建立国际生物海洋学协会(IABO);国际地质科学联合会(IUGS)也下设海洋地质学委员会(CMG)等等。

这一时期,海洋国际合作调查研究更大规模地展开,如国际地球物理年(IGY,1957—1958),国际印度洋考察(IIOE,1957—1965),国际海洋考察10年(IDOE,1971—1980,包括6个分计划31项活动),热带大西洋国际合作调查(ICITA,1963—1964),黑潮及邻近水域合作研究(CSK,1965—1977),全球大气研究计划(GARP,1977—1979,第1次全球试验FGGE及4个副计划),世界气候研究计划(WCRP,1980—1983,包括4个子计划),深海钻探计划(DSDP,1968—1983)。在1980年以后,有关机构又提出了多项为期10年的海洋考察研究计划,如世界大洋环流试验(WOCE),大洋钻探计划(ODP),全球海洋通量研究(JGOFS),热带大洋及其与全球大气的相互作用(TOGA)及其组成部分“热带海洋全球大气耦合响应试验(TOGA—COARE)”。1993年决定实施的气候变率和可预报性研究计划(CLIVAR),为期15年,而1994年11月正式生效的《联合国海洋法公约》,则涉及全球海洋的所有方面和问题。

这期间各国政府对海洋科学研究的投资大幅度地增加,研究船的数量成倍增长。60年代以后,专门设计的海洋研究船,性能更好,设备更先进,计算机、微电子、声学、光学及遥感技术广泛地应用于海洋调查和研究中,如盐度(电导)-温度-深度仪(CTD)、声学多普勒流速剖面仪(ADCP)、锚泊海洋浮标、气象卫星、海洋卫星、地层剖面仪、侧扫声呐、潜水器、水下实验室、水下机器人、海底深钻和立体取样的立体观测系统等。

短短几十年的研究成果早已超出历史的总和,重要的突破屡见不鲜。板块构造学说被誉为地质学的一次革命。海底热泉的发现,使海洋生物学和海

洋地球化学获得新的启示。海洋中尺度涡旋和热盐细微结构的发现与研究，促进了物理海洋学的新进展。大洋环流理论、海浪谱理论、海洋生态系、热带大洋和全球大气变化等领域的研究都获得突出的进展与成果，科研论著面世，令人目不暇接，特别是一些多卷集系列著作，如海尔主编的《海洋》(The Sea)、莫宁主编的《海洋学》(Okeanografi)等，堪称为代表性著作。

1.2.4 海洋科学的未来

当今世界，人口激增，耕地锐减，陆地资源几近枯竭，环境状况渐趋恶化。众多的有识之士，预见到这些危机，并把目光再次投向海洋。一些国家相继制订了 21 世纪的海洋发展战略，许多知名的科学家、政治家、异口同声地称 21 世纪为“海洋科学的新世纪”。联合国及有关国际组织，也更加关注海洋事务。仅从 1994 年算起就有《联合国海洋法公约》生效，成立国际海底管理局，建立国际海洋法庭，召开“海洋和海岸带可持续利用大会”，“保护海洋环境国际会议”和“世界海洋和平大会”，并把 1998 年定为“国际海洋年”等。何以如此？盖因全世界面临的人口、资源、环境三大问题，几乎都可以从海洋中寻求出路。如何将上述可能变为现实？海洋科学则是架设在它们之间的桥梁。海洋科学在历经古代、近代和现代的发展之后，必将迎来一个更为辉煌的新时代。

§ 1.3 中国的海洋科学

1.3.1 历史的贡献

在人类早期认识海洋的历史中，中国人民作出了巨大的贡献。公元前 4 世纪时，中国先民已能在所有邻海上航行。早在 2 千多年前，已发明指南针，且至少在 1500 年前就用于航海，从而使人们更能远离海岸涉足重洋。至汉朝，中国不仅陆路通西域，海路也通东亚日本、南亚印尼、斯里兰卡和印度，甚至远达罗马帝国。公元 1405—1433 年，郑和先后率船队七下“西洋”，渡南海至爪哇，越印度洋到马达加斯加，堪为人类航海史中的空前壮举。12 世纪时中国的指南针经阿拉伯传入欧洲，又促进了欧洲的远洋航行探险。

关于海洋知识，早在公元前 11 至前 6 世纪的“诗经”中，已记载“朝宗于海”，公元前 2 至前 1 世纪，《尔雅》中记有海洋动物和海藻。公元 1 世纪，王充已明确指出潮汐与月相的相关性。8 世纪窦叔蒙的《海涛志》，进一步论述了潮汐的日、月、年变化周期，建立了现知世界上最早的潮汐推算图解表。11 世纪燕肃在《海潮论》中分析了潮汐与日、月的关系，潮汐的月变化以及钱塘江涌潮的地理因素。在宋代，已开始养殖珍珠贝。《郑和航海图》中不仅绘有中外岛屿 846 个，而且分出 11 种地貌类型。1596 年屠本峻撰成区域性海产动物志《闽中海错疏》。蜿蜒于中国东部和东南沿海的海塘，工程雄伟，堪与长城、大运河相比，而海洋科学知识，则是其根基和后盾。

1.3.2 艰难的历程

当西方进入海洋科学形成阶段时，中国封建社会的长期苟延，特别是夜郎自大、闭关锁国政策，严重阻碍了海洋科学的发展。鸦片战争之后，国家陷入半殖民地状态，海洋科学处境更为艰难，发展甚为缓慢。进入 20 世纪之后，才陆续成立中国地学会、中国科学社，开始宣传海洋科学知识，开展一些海洋研究。1922 年海军部设立了海道测量局，开始进行海道测绘。1928 年青岛观象台设立海洋科，1931 年成立中华海产生物学会，1935 年成立太平洋科学协会海洋学组中国分会，同年 6~10 月，中央研究院动植物研究所组织了首次青岛至秦皇岛沿线调查。之后，由于日本侵华，战乱迭起，研究工作大都停顿，只有马廷英、唐世凤等在福建组织了一次海洋考察。抗战胜利后的 1946 年，山东大学、厦门大学和台湾大学分别创立了海洋研究所，厦门大学还建立了海洋学系。

1.3.3 美好的前景

新中国建立后不到 1 年，1950 年 8 月就在青岛设立了中国科学院海洋生物研究室，1959 年扩建为海洋研究所。1952 年厦门大学海洋系理化部北迁青岛，与山东大学海洋研究所合并成立了山东大学海洋系。1959 年在青岛建立山东海洋学院，1988 年更名为青岛海洋大学。1964 年建立了国家海洋局。此后，特别是 80 年代以来，又陆续建立了一大批海洋科学研究机构，分别隶属于中国科学院、教育部、海洋局等，业已形成了强有力的科研技术队伍。目前国内主要研究方向有海洋科学基础理论和应用研究，海洋资源调查、勘探

和开发技术研究，海洋仪器设备研制和技术开发研究，海洋工程技术研究，海洋环境科学研究与服务，海水养殖与渔业研究等等。在物理海洋学、海洋地质学、海洋生物学、海洋化学、海洋工程、海洋环境保护及预报、海洋调查、海洋遥感与卫星海洋学等方面，都取得了巨大的进步，不仅缩短了与发达国家的差距，而且在某些方面已跻身于世界先进之列。

回顾历史，在“挑战者”号的环球调查 80 多年之后，中国于 1958—1960 年才进行了近海较大规模的综合调查，1976 年第一次赴太平洋中部调查，则落后了整整 100 年。然而，此后两年，中国就参加了全球大气研究计划中的中太平洋西部调查。再后则有 1984 年首次派出南极考察队且以后每年派出；1985 年 2 月建成南极长城站；1986 年加入“南极条约组织”，次年成为南极研究科学委员会 (SCAR) 的正式成员国之一；1989 年建成南极中山站；1990 年联合国决定在中国建立“世界海洋资料中心”；1991 年 2 月联合国国际海底管理局批准中国申请太平洋国际海底矿区 $15 \times 10^4 \text{km}^2$ ；1991 年 11 月中国首次参加世界大洋环流实验调查；1992 年 11 月—1993 年 3 月参加“TOGA—COARE”的西太平洋强化观测；1992 年完成了历时 7 年的中日黑潮合作调查研究；1994 年 10 月在天津正式成立国际海洋学院中国业务中心；1995 年又开始了中日副热带环流合作调查研究；1995 年 5 月中国首次远征北极科学考察队到达北极点；1996 年 11 月，世界海洋和平大会在北京召开，通过了《北京海洋宣言》。

依《联合国海洋法公约》与《中华人民共和国领海和毗连区法》等，属中国管辖的海域面积，相当于陆地国土面积的 $1/3$ 。捍卫国家主权，维护海洋权益，是国人的神圣义务。《中国 21 世纪议程》对海洋领域给予高度重视，其后制订的《中国海洋 21 世纪议程》，则更全面地阐述了我国海洋未来可持续发展的战略目标和行动计划。继“七五”、“八五”之后，在“九五”国家科技攻关计划中，也列入了海洋高技术研究开发的项目。国家委以重任，人民寄以热望，发展海洋科学，繁荣海洋经济，保护海洋环境，造福子孙后代，任重而道远，前程似锦。

思考题

1. 如何理解地球科学是一个复杂的科学体系？
2. 海洋科学的研究对象和特点是什么？
3. 海洋科学研究有哪些特点？
4. 回顾海洋科学发展历史，你能够得到哪些启示？
5. 中国海洋科学发展的前景如何？

第二章 地球系统与海底科学

§ 2.1 地球的基础知识

2.1.1 地球的宇宙环境

宇宙是空间、时间无限的物质世界，目前人类观测到的宇宙范围叫做总星系，半径约 150 亿光年。总星系中约有 10 亿个星系。星系有大有小，小者有几万颗恒星，大者有上千亿颗恒星。太阳所在的星系叫做银河系。

宇宙是由各种形态的天体和电磁波等物质组成的，天体常常聚集成一个个天体群或集团，通称为天体系统。天体系统有不同的级别，如地球与绕之运转的月球、小行星、人造卫星等组成较低级的地-月系统，太阳与绕之运转的地球及其他行星则组成较高一级的太阳系。

太阳是一颗普通的恒星，是太阳系内唯一发光发热的最大质量天体，其质量占太阳系总质量的 99.8%，对地球和整个太阳系都有着极大影响。行星是环绕恒星运转而本身不发光的的天体。太阳吸引着九大行星(按与太阳由近及远的距离依次为水星、金星、地球、火星、木星、土星、天王星、海王星、冥王星)、50 颗卫星、2000 多颗小行星以及 600 多颗彗星绕其运行(图 2—1)。

九大行星体积大小相差悬殊，最大的木星比最小的水星大 73500 倍；与地球相比，水星体积相当于地球的 0.056，木星则为 1313.5。按特征可把九大行星分为两类：离太阳较近的水星、金星、地球和火星物理性质与地球相似，称为“类地行星”，它们体积较小、密度较大、卫星较少，表层为固体，重元素较多；离太阳较远的木星、土星、天王星和海王星的物理特征近似木星，称为“类木行星”，它们体积大、密度小、卫星较多，无固体表面，轻元素(特别是气体元素)较多。冥王星距太阳最远，其物理性质尚不甚清楚。太阳系目前以冥王星轨道为边界，直径为 $118 \times 10^8 \text{km}$ ，太阳发出的光需要 5.5 小时才能穿出太阳系。

月球是地球唯一的天然卫星，其半径为 1738km，质量为 $7.35 \times 10^{22} \text{kg}$ ，平均密度 $3.34 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ 。分别相当于地球的 27.1%、1.2%、60.6%，距地球 $38.44 \times 10^4 \text{km}$ 。月球上没有水，大气也极稀薄，还不到地球海平面大气密度的 10^{-12} ，因此没有生物，也没有风云雨雪等天气现象。在地月系中，像月球如此之大的卫星是绝无仅有的。地月系的中心天体是地球，地球运动多方面受着月球的影响，地球上的天文地理现象，如日月食和潮汐，也主要与月球有关。

在无限的宇宙空间中，地球只不过是沧海之一粟，它处在永无止息的运动中。地球的运动有多种形式，其中最显著的是自转和公转。地球绕着通过地心的地轴的旋转称为自转。地球自转会产生一系列后果。其中最显著的是天体的周日视运动，其次是与运动相关的一种惯性力，称为地转偏向力或科氏力。一般认为，地球公转就是地球环绕太阳的运动。事实上，地球公转既是地球和太阳环绕日地共同质心的运动，也是地球和月球环绕地月共同质心的运动。地球上的潮汐，主要是在月球和地球的相互公转过程中发生的，没有公转也就无所谓潮汐现象。

2.1.2 地球的形状

地球的形状一般是指全球静止海面的形状，即一个等位势面的形状。全球静止海面是既不考虑地表海陆差异、也不考虑陆、海地势起伏时的海面。它在海洋中是不考虑波浪、潮汐和海流的存在、海水完全静止时的海面；它在大陆上是静止海面向大陆之下延伸的假想“海面”。两者总称大地水准面，是陆上高程的起算面。理想的地球形状就是大地水准面的形状。事实上，大地水准面只能反映地球的宏观轮廓，而不能反映地表起伏的细微变化。

假定地球是静止的，且组成地球的物质密度是均匀的，由于地心引力作用，其形状应该是正球体。但地球不停地沿地轴自西向东自转，由此产生的惯性离心力将使地球沿赤道面向外膨胀，沿地轴向内收缩；又由于地球内部物质密度(不论纵向还是横向)的不均匀性，结果使地球呈现为不规则的旋转椭球体。

根据人造卫星运行轨道分析测算的结果，地球是一个梨形的球体(图 2-2)。与标准椭球体相比，南极大陆凹进 24m，北极高出 14m，赤道至 45°N 间向内凹进，赤道至 60°S 间向外凸出(图 2-2)。第 16 届国际大地测量和地球物理协会根据人造地球卫星的测量资料修订了地球形状的参数(表 2-1)，并推荐由这组参数表示的旋转椭球体作为大地测量的参考面。

表 2-1 表示地球形状的主要参数

赤道半径	a	6378.104km	赤道周长	$2a$	40075.036km
两极半径	c	6356.755km	子午线周长	$2c$	39940.670km
平均半径	$R=(\frac{2}{3}a+\frac{1}{3}c)$	6371.004km	表面积	$4R^2$	510064471.9km^2
扁率	$(a-c)/a$	0.0033528	体积	$\frac{4}{3}R^3$	$10832.069 \times 10^8 \text{km}^3$

精确的地球形状和大小，对于大地测量、人造卫星和远程火箭的运行十分重要。然而，地球的平均半径 6371km，扁率却只有 3.35×10^{-3} ，其形状与球体极为接近，因此在海洋研究中一般把地球看作正球体。

2.1.3 地球的圈层结构

地球是一个具有同心圈层结构的非均质体，以地球固体表面为界分为内圈和外圈，它们又可分别再分为几个圈层，每个圈层都有自己的物质运动特征和物理化学性质。

一、地球外部圈层

地球固体表面以上，根据物质性状可以分为大气圈、水圈和生物圈。大气圈是包围着地球的气体，厚度有几万千米，总质量约 $5136 \times 10^8 \text{t}$ 。由于受地心的引力，以地球表面的大气最稠密(约有 3/4 集中在地面到 100km 高度范围内，1/2 集中在地面至 10km 高度范围内)，向外逐渐稀薄，过渡为宇宙气体，故大气圈无明确的上界。大气有明显的可压缩性，其密度和压力与温度成反比，并与高度成反比，以海平面的密度和压力最大。根据温度和密度等大气物理特征可将大气圈自下而上分为对流层、平流层、中间层、暖层和散逸层，其中与人类关系最密切的是对流层和平流层。

水圈是地球表层的水体，占地球总质量的 0.024%。其中绝大部分汇集在海洋里(占总水量的 97%)，另一部分分布在陆上河流、湖沼和表层岩石的孔隙中。此外，地球上的水还以固态水(两极和山地的冰川)或水汽的形式存在，其中冰川约占总水量的 2%。陆上江河湖沼的水或直接、或通过水汽、地下水与海洋相通。所以地球上的水体构成了包围地球的完整圈层——水圈。水圈既独立存在，又渗透于大气圈、岩石圈和生物圈中，并在其间不断循环。水循环是地球外部圈层物质循环最重要的方式之一。

生物圈是地球上生物(包括动物、植物和微生物)生存和活动的范围。现代地球的大气圈、水圈和岩石圈构成了一个适宜生命存在的环境。地球独特的天文条件，加上大气圈、水圈和生物圈本身等的调节作用，提供了适于生命的各种气候条件；磁层和大气层将有害于生命的高能辐射和带电离子阻挡或吸收；生物通过呼吸或光合作用在大气中进行着必不可少的氧与二氧化碳的交换；水圈和岩石圈为生物提供着必需的水分和矿物养料等等。这样，在岩石圈上部、大气圈下部和水圈的全部，到处都有生命的踪迹。生物所导致的或以生物活动为中心的物质循环不仅是地球各圈层间物质循环的重要内容，还是各圈层相互联系的重要纽带。

在太阳系中，地球是唯一具有水圈和生物圈的行星，其大气圈也是独特的。这是地球在得天独厚的天文条件下不断演变的结果。大气圈、水圈、生物圈和岩石圈在地表附近相互渗透、相互交错、相互重叠，又使地球上形成了独特的自然环境和表层物质结构。在地球表层，通过水、生物以及其他各种物质循环进行着彼此间复杂的能量和物质的交换。

二、地球内部圈层结构

地球物理学家对天然地震波传播方向和速度的研究证明，地球内部物质呈同心圈层结构。在各圈层间都存在着地震波速度变化明显的界面(或称不连续面)，其中最重要的界面有莫霍面(M面)和古登堡面(G面)，它们把地球内部分为地壳、地幔和地核三大圈层。地幔又分为上地幔和下地幔，地核又分为外核和内核(图 2—3)。根据地震波横波速度的变化，地球上部进一步划分出软流圈和岩石圈(图 2—3)。

地壳是指 M 面以上的岩石物质层，其厚度变化很大，从洋底的不足 5km 直至大陆造山带的 70km 以上，平均约 15km。地壳是一个不均匀的圈层，根据其结构、物质组成和厚度的差异可以分为大陆性和海洋性地壳两大类。大陆性地壳较厚，平均厚 33km，为双层结构：上地壳一般叫“硅铝层”，因物质组成与花岗岩相当，过去曾称为“花岗岩质层”；下地壳通常叫“硅镁层”，因物质成分与玄武岩相当，习惯上称作“玄武岩质层”。海洋性地壳很薄，平均厚度约 6km，具有三层结构：上部为沉积层，主要由松散至半固结的沉积物组成；中间为基底层或火山岩层，是以玄武岩为主、上部夹有固结沉积岩的混合层；下部为大洋层，很可能是由辉长岩、闪长岩为主，近 M 面处由含蛇纹石化橄榄岩组成，它是海洋性地壳的主体。

地幔位于地壳之下，界于 M 面与 G 面之间，厚度约 2800km，质量和体积分别占地球的 67.6%和 83%，由铁、镁、硅酸盐物质组成，与辉石橄榄岩相当。

地核以 G 面与地幔分界，其成分可能相当于铁陨石，主要是铁以及含 5%~20%的镍和少量硅、氧。根据地震波的传播将其分为液态外核和固态内

核，其间岩石圈本来是相对于大气圈、水圈和生物圈而言的，但现在广泛应用的“岩石圈”是随着“低速层”（或软流圈）的发现而确定的一个十分具体的圈层。

根据对地震波在上地幔传播情况的研究，发现在 60~250km 深度间地震波速度明显降低，特别是横波速度衰减 90% 以上，说明上地幔存在着速度比上、下层都小的低速层。造成低速层的原因很可能是在此深度上的物质发生部分熔融所致。该层在力学性质上呈软化的塑性状态，在缓慢而长期的作用力下会发生塑性变形和缓慢流动。因此，低速层也称为软流圈。岩石圈是指软流圈之上的刚性固体物质层，包括地壳和上地幔顶部的刚性岩层，地壳与地幔间的 M 面夹在岩石圈内部。由于岩石圈和软流圈的过渡带上未出现化学成分的变化，故岩石圈主要是力学概念，具有力学上的统一性和实在性，它可以对机械应力作出刚性反应。

2.1.4 地球的起源与地质时代

一、地球的起源

地球的起源与太阳系密切相关，自 18 世纪以来，先后提出过 30 多种地球起源的假说。有些假说因限于当时的科学水平，不能圆满解释太阳系存在的客观规律，大都相继退出历史舞台。但有些假说，如拉普拉斯的“星云假说”、康德的“微粒假说”、施密特的“俘获假说”、霍伊尔的“新星云假说”等，对认识天体形成和演化曾起到了一定积极作用。

要解决地球起源问题，必须圆满解释太阳系所具有的主要特征，特别是角动量分配不均问题。同时，立论必须建立在“太阳仅是宇宙间极其寻常的一颗恒星”这样一个基点上，把地球与整个天体的形成和演化联系起来，并充分重视近代天体演化上已被证实的客观存在的几个基本事实：(1)万物源于氢；(2)气尘弥漫于星际空间；(3)恒星在不断形成与消亡之中。现将当前较流行的太阳系和地球的起源假说综述如下：

大约在 50~60 亿年前，在银河系所在部位存在一个巨大的气体“尘埃”星云，叫作太阳云。一开始它就在不稳定地自转，同时在自身引力作用下进行收缩，使大量物质聚集于中心部分(图 2—4A)。根据旋转体角动量守恒定律，体积缩小导致自转速度加快，离心力随之加大，太阳云逐渐变扁成圆盘状。太阳云在收缩过程中，密度、压力加大，导致温度急剧上升，于是产生氢聚变为氦的核反应。通过向外强烈辐射释放出巨大能量，于是光芒四射的原始太阳就此产生(图 2—4B)。原始太阳经过一个不稳定阶段，抛射出大量物质。太阳抛出的物质参加到围绕它旋转的圆盘中去。在围绕太阳旋转的盘状星云赤道面上，尘埃物质作为气体凝聚的核集结成一个个大小团块，并沿赤道下沉，形成一圈圈有规律间隔的尘环。环内物质在不均匀引力作用下，大质点吸引小质点，逐渐聚结成为行星胚胎(图 2—4C)，最终形成行星。

表 2-2 地质年代表

相对年代				绝对年龄 (10 ⁶ 年)	生物开始 出现时间		
宙(宇)	代(界)	纪(系)	世(统)		植物	动物	
显生宙 (宇)	新生代(界)Kz	第四纪(系)Q		全新世(统)Qh 更新世(统)Qp	1.5 ± 0.5	被子 植物	现代人 古猿
		第三纪(系)R	晚第三纪(系)N	上新世(统)N ₂ 中新世(统)N ₁	37 ± 2		
			早第三纪(系)E	渐新世(统)E ₃ 始新世(统)E ₂ 古新世(统)E ₁			
	中生代(界)Mz	白垩纪(系)K		晚(上)白垩世(统)K ₂ 早(下)K ₁	67 ± 3 137 ± 5		哺乳类
		侏罗纪(系)J		晚(上)J ₃ 中(中)侏罗世(统)J ₂ 早(下)J ₁	195 ± 5		
		三叠纪(系)T		晚(上)T ₃ 中(中)三叠世(统)T ₂ 早(下)T ₁	230 ± 10		

显生宙 (宇)	古生代 (界) Pz	晚古生代 (界) Pz ₂	二叠纪(系)P	晚(上)二叠世(统)P ₂ 早(下)P ₁	285 ± 10	裸子 植物	爬行类	
			石炭纪(系)C	晚(上)C ₃ 中(中)石炭世(统)C ₂ 早(下)C ₁				
			泥盆纪(系)D	晚(上)D ₃ 中(中)泥盆世(统)D ₂ 早(下)D ₁				
		早古生代 (界) Pz ₁	志留纪(系)S	晚(上)S ₃ 中(中)志留世(统)S ₂ 早(下)S ₁	405 ± 10		蕨类 植物	两栖类
			奥陶纪(系)O	晚(上)O ₃ 中(中)奥陶世(统)O ₂ 早(下)O ₁	440 ± 10			鱼类 无颌类
			寒武纪(系)	晚(上)O ₃ 中(中)寒武世(统)O ₂ 早(下)O ₁	500 ± 10			
隐生宙 (宇)	元古代(界) Pt	震旦纪(系)Z	晚(上)Z ₂ 早(下)震旦世(统)Z ₁	570 ± 15		无脊椎 动物		
	太古代(界) (Ar)			2500 ±		菌藻类		

(引自兰玉琦等，地球科学概论，杭州：浙江大学出版社，1993)

二、地球的演化与地质年代

原始地球接近于均质体，以后由于内部热作用，导致物质运动并发生重者下沉、轻者上浮的分异作用，于是形成地核、地幔和地壳，从而具有圈层结构。广泛的火山活动和巨大陨石冲击时释放的气体，形成了原始大气圈，其中的水汽冷凝而形成水圈。最后，在有碳、氧、氢和氮化合物存在的情况下，通过闪电放电或紫外线辐射，或两者兼有的作用，产生愈益复杂的有机分子，它们再进一步结合为能够自身繁殖的有机分子，最后形成生物圈。

地球外部出现大气、水、生物三个圈层之后，在地球内力和外力作用下，地球外部与内部圈层，通过物质和能量的交换相互作用，相互影响，地球内外都发生了剧烈复杂的运动变化，尤以地球表面表现得最突出：大陆有分合，海洋有生灭，山川有升降，生物有演进。

地球自形成以来大约经历了 $(45 \sim 46) \times 10^8$ 年的历史。计算地球年龄的方法有绝对地质年龄和相对地质年代两种。前者是根据岩石中存在的微量放射性元素蜕变规律测定出岩石生成的绝对年龄；后者是根据生物的发展和岩层形成顺序，将地壳历史划分为与生物发展相对应的一些自然段，每一自然段所代表的时间称为地质时代单位，最大的时代单位叫作宙，宙分为代，代分为纪，每个纪又可分为若干世。在一定地质时代形成的成层岩石组合称为地层，地层单位与地质时代单位相对应，从大到小分别为宇、界、系、统。按时代早晚顺序把地质年代编年称为地质年代表(表 2—2)。

§ 2.2 海与洋

2.2.1 地表海陆分布

地球表面总面积约 $5.1 \times 10^8 \text{km}^2$ ，分属于陆地和海洋。如以大地水准面为基准，陆地面积为 $1.49 \times 10^8 \text{km}^2$ ，占地表总面积的 29.2%；海洋面积为 $3.61 \times 10^8 \text{km}^2$ ，占地表总面积的 70.8%。海陆面积之比为 2.5 : 1，可见地表大部分为海水所覆盖。

地球上的海洋是相互连通的，构成统一的世界大洋；而陆地是相互分离的，故没有统一的世界大陆。在地球表面，是海洋包围、分割所有的陆地，而不是陆地分割海洋。

地表海陆分布极不均衡。在北半球，陆地占其总面积的 67.5%，在南半球，陆地占总面积的 32.5%。北半球海洋和陆地的比例分别为 60.7% 和 39.3%，南半球海陆比例分别是 80.9% 和 19.1%。如果以经度 0° ，北纬 38° 的一点和经度 180° ，南纬 47° 的一点为两极，把地球分为两个半球，海陆面积的对比达到最大程度，两者分别称“陆半球”和“水半球”（图 2—5）。陆半球的中心位于西班牙东南沿海，陆地约占 47%，海洋占 53%；这个半球籍專効

深的大洋，其北侧以白令海峡与北冰洋相接；东边以通过南美洲最南端合恩角的经线与大西洋分界；西以经过塔斯马尼亚岛的经线(146°51'E)与印度洋分界。印度洋与大西洋的界线是经过非洲南端厄加勒斯角的经线(20°E)。大西洋与北冰洋的界线是从斯堪的纳维亚半岛的诺尔辰角经冰岛、过丹麦海峡至格陵兰岛南端的连线。北冰洋大致以北极为中心，被亚欧和北美洲所环抱，是世界最小、最浅、最寒冷的大洋。

表 2—3 世界各大洋的面积、容积和深度

名称	包括附属海						不含附属海					
	面积		容积		深度/m		面积				容积	
	10 ⁶ km ²	%	10 ⁶ km ³	%	平均	最大	10 ⁶ km ²	%	10 ⁶ km ³	%	平均	
太平洋	179.679	49.8	723.699	52.8	4028	11034	165.246	45.8	707.555	51.6	4282	
大西洋	93.363	25.9	337.699	24.6	3627	9218	82.422	22.8	323.613	23.6	3925	
印度洋	74.917	20.7	291.945	21.3	3897	7450	73.443	20.3	291.030	21.3	3963	
北冰洋	13.100	3.6	16.980	1.3	1296	5449	5.030	1.4	10.970	0.8	2179	
世界海洋	361.059	100	1370.323	100	3795	11034	3260.141	90.3	1333.168	97.3		

(资料来源：1.中国地图出版社，世界地图集，1995；2.Reader's Digest Atlas of the World，1991。)

太平洋、大西洋和印度洋靠近南极洲的那一片水域，在海洋学上具有特殊意义。它具有自成体系的环流系统和独特的水团结构，既是世界大洋底层水团的主要形成区，又对大洋环流起着重要作用。因此，从海洋学(而不是从地理学)的角度，一般把三大洋在南极洲附近连成一片的水域称为南大洋或南极海域。联合国教科文组织(UNESCO)下属的政府间海洋学委员会(IOC)在1970年的会议上，将南大洋定义为：“从南极大陆到南纬40°为止的海域，或从南极大陆起，到亚热带辐合线明显时的连续海域。”

海是海洋的边缘部分，据国际水道测量局的材料，全世界共有54个海，其面积只占世界海洋总面积的9.7%。海的深度较浅，平均深度一般在2000m以内。其温度和盐度等海洋水文要素受大陆影响很大，并有明显的季节变化。水色低，透明度小，没有独立的潮汐和洋流系统，潮波多系由大洋传入，但潮汐涨落往往比大洋显著，海流有自己的环流形式。

按照海所处的位置可将其分为陆间海、内海和边缘海。陆间海是指位于大陆之间的海，面积和深度都较大，如地中海和加勒比海。内海是伸入大陆内部的海，面积较小，其水文特征受周围大陆的强烈影响，如渤海和波罗的海等。陆间海和内海一般只有狭窄的水道与大洋相通，其物理性质和化学成分与大洋有明显差别。边缘海位于大陆边缘，以半岛、岛屿或群岛与大洋分隔，但水流交换通畅，如东海、日本海等。

海湾是洋或海延伸进大陆且深度逐渐减小的水域，一般以入口处海角之间的连线或入口处的等深线作为与洋或海的分界。海湾中的海水可以与毗邻海洋自由沟通，故其海洋状况与邻接海洋很相似，但在海湾中常出现最大潮差，如我国杭州湾最大潮差可达8.9m。

需要指出的是，由于历史上形成的习惯叫法，有些海和海湾的名称被混淆了，有的海叫成了湾，如波斯湾、墨西哥湾等；有的湾则被称作海，如阿拉伯海等。世界上主要的海和海湾如表2—4所示，其中面积最大、最深的海

是珊瑚海。

表 2—4 世界主要的海和海湾(资料来源同表 2—3)

洋	海或海湾	面积 /10 ⁴ km ²	容积 /10 ⁴ km ³	深度 /m	
				平均	最大
太平洋	白令海	230.4	368.3	1598	4115
	鄂霍次克海	159.0	136.5	777	3372
	日本海	101.0	171.3	1752	4036
	黄海	40.0	1.7	44	140
	东海	77.0	285.0	370	2717
	南海	360.0	424.2	1212	5517
	爪哇海	48.0	22.0	45	100
	苏禄海	34.8	55.3	1591	5119
	苏拉威西海	43.5	158.6	3645	8547
	班达海	69.5	212.9	3064	7260
	珊瑚海	479.1	1147.0	2394	9140
	塔斯曼海	230.0			5943
	阿拉斯加湾	132.7	332.6	2431	5659
	加利福尼亚湾	17.7	14.5	818	3127

洋	海或海湾	面积/10 ⁴ Km ²	容积/10 ⁴ Km ³	深度/m	
				平均	最大
印度洋	红海	45.0	25.1	558	2514
	阿拉伯海	386.0	1007.0	2734	5203
	安达曼海	60.2	66.0	1096	4189
	帝汶海	61.5	25.0	406	3310
	阿拉弗拉海	103.7	20.4	197	3680
	波斯湾	24.1		40	102
	大澳大利亚湾	48.4	45.9	950	5080
	孟加拉湾	217.2	561.6	258	5258
大西洋	波罗的海	42.0	3.3	86	459
	北海	57.0	5.2	96	433
	地中海	250.0	375.4	1498	5092
	黑海	42.3	53.7	1271	2245
	加勒比海	275.4	686.0	2491	7680
	墨西哥湾	154.3	233.2	1512	4023
	比斯开湾	19.4	33.2	1715	5311
	几内亚湾	153.3	459.2	2996	6363
北冰洋	格陵兰海	120.5	174.0	1444	4846
	楚科奇海	58.2	5.1	88	160
	东西伯利亚海	90.1	5.3	58	155
	拉普帖夫海	65.0	33.8	519	3385
	喀拉海	88.3	10.4	127	620
	巴伦支海	140.5	32.2	229	600
	挪威海	138.3	240.8	1742	3970

海峡是两端连接海洋的狭窄水道。海峡最主要的特征是流急，特别是潮流速度大。海流有的上、下分层流入、流出，如直布罗陀海峡等；有的分左、右侧流入或流出，如渤海海峡等。由于海峡中往往受不同海区水团和环流的影响，故其海洋状况通常比较复杂。

2.2.3 海水的起源与演化

海水的形成与地球物质整体演化作用有关。一般认为海水是地球内部物质排气作用的产物，即水汽和其它气体是通过岩浆活动和火山作用不断从地球内部排出的。现代火山排出的气体中，水汽往往占 75% 以上，据此推测，地球原始物质中水的含量应当较高。地球早期火山作用排出的水汽凝结为液态水，积聚成原始海洋，还有些火山气体溶解于水，从而转移到原始海洋中，而另一些不溶或微溶于水的气体则组成了原始大气圈。

在漫长的地球演化过程中，海水因地球排气作用不断累积增长，最初的原始海洋体积可能有限，深海大洋的形成也要晚些。根据对海洋动物群种属的多样性分析，至少在寒武纪以前就出现了深海大洋。

海水的化学成分，一是来源于大气圈中或火山排出的可溶性气体，如

CO_2 , NH_3 , Cl_2 , H_2S , SO_2 等, 这样形成的是酸性水; 二是来自陆上和海底遭受侵蚀破坏的岩石, 受蚀破坏的岩石为海洋提供了钠、镁、钾、钙、锂等阳离子。目前海水中阴离子的含量, 如 Cl^- , F^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- 等远远超过从岩石中吸取出的数量。因此, 海水中盐类的阴离子主要是火山排气作用的产物, 而阳离子则由被侵蚀破坏的岩石产生, 其中有很大部分是通过河流输入海洋的。另外, 受蚀的岩石也为海洋提供了部分可溶性盐。

前寒武纪晚期以来, 尽管地球上的海水量继续增加, 特别是各种元素和化合物从陆地或通过火山活动源源不断地输入海洋, 然而, 海洋生物调节着海水的成分, 促使碳酸盐、二氧化硅和磷酸盐等沉淀下来, 硫酸盐、氯化物的含量相对增加, 钙、镁、铁等大量沉淀, 钠则明显富集, 于是海水的成分逐渐演变而与现代海水成分相近。根据对动物化石的研究, 在显生宙期间, 海水的盐度变化不大。这说明, 由于海洋生物的调节作用, 世界大洋水的成分自古生代以来已处于某种平衡状态中。

总之, 大洋海水的体积和盐分的显著变化发生在前寒武纪的漫长地球历史时期, 自古生代(距今约 6×10^8 年)以来, 大洋水的体积和盐度已大体与现代相近。

§ 2.3 海底的地貌形态

2.3.1 海岸带

世界海岸线全长 $44 \times 10^4 \text{km}$ ，它是陆地和海洋的分界线。由于潮位变化和风引起的增水—减水作用，海岸线是变动的。水位升高便被淹没，水位降低便露出的狭长地带即是海岸带。目前，世界上约有 $2/3$ 的人口居住在狭长的沿海地带，海岸带的地貌形态及其变化对人类的生活和经济活动具有重大意义。

海岸带是海陆交互作用的地带。海岸地貌是在波浪、潮汐、海流等作用下形成的。现代海岸带一般包括海岸、海滩和 underwater 岸坡三部分(图 2—8)。海岸是高潮线以上狭窄的陆上地带，大部分时间裸露于海水面之上，仅在特大高潮或暴风浪时才被淹没，又称潮上带。海滩是高低潮之间的地带，高潮时被水淹没，低潮时露出水面，又称潮间带。水下岸坡是低潮线以下直到波浪作用所能到达的海底部分，又称潮下带，其下限相当于 $1/2$ 波长的水深处，通常约 $10 \sim 20\text{m}$ 。

海岸发育过程受多种因素影响，交叉作用十分复杂，故海岸形态也错综复杂，国内外至今没有一个统一的海岸分类标准。中国海岸带和海涂资源综合调查《简明规程》将中国海岸分为河口岸、基岩岸、砂砾质岸、淤泥质岸、珊瑚礁岸和红树林岸等六种基本类型。

2.3.2 大陆边缘

大陆边缘是大陆与大洋之间的过渡带，按构造活动性分为稳定型和活动型两大类。

一、稳定型大陆边缘

稳定型大陆边缘没有活火山，也极少地震活动，反映了近代在构造上是稳定的，以大西洋两侧的美洲和欧洲、非洲大陆边缘比较典型，故也称大西洋型大陆边缘，此外也广泛出现在印度洋和北冰洋周围。稳定型大陆边缘由大陆架、大陆坡和大陆隆三部分组成(图 2—9)。

大陆架简称陆架，亦称大陆浅滩或陆棚。根据 1958 年国际海洋法会议通过的《大陆架公约》，大陆架定义为“邻接海岸但在领海范围以外深度达 200m 或超过此限度而上覆水域的深度容许开采其自然资源的海底区域的海床和底土”，以及“邻近岛屿与海岸的类似海底区域的海床与底土”。依自然科学的观点，大陆架则是大陆周围被海水淹没的浅水地带，是大陆向海洋底的自然延伸。其范围是从低潮线起以极其平缓的坡度延伸到坡度突然变大的地方为止。坡度陡然增加的地方称为陆架坡折或陆架外缘，因此陆架外缘线不是某一特定深度。大陆架最显著的特点是坡度平缓，平均坡度只有 $0^\circ 07'$ ，其内侧比外侧更缓。大陆架的宽度与深度变化较大，如北冰洋陆架宽度可超过 1000km ；其深度取决于陆架坡折处的深度，如北冰洋的西伯利亚和阿拉斯加陆架宽达 700km 以上，外缘深度不足 75m ，但其东面的加拿大岸外陆架宽

约 200km，陆架外缘深度却超过 500m。东海大陆架是世界较宽的大陆架之一，最大宽度达 500km 以上，其外缘深度 130~150m。在漫长的地质时期中，大陆架曾屡经沧桑，如第四纪冰期的末次亚冰期，全球海面平均下降 130m 左右。冰后期气候转暖，海平面又逐渐回升，距今约 6000 年，海平面与现代接近。海面下降时大陆架成为陆地，海面上升时成为海底。现代大陆架是经过陆上和海洋各种营力交替作用的地区，并留下这些作用产生的地貌形态。大陆架表面常见的地形主要有：(1) 沉没的海岸阶地；(2) 中、低纬地带沉溺的河谷和高纬地带沉溺的冰川谷；(3) 海底平坦面，如大西洋陆架上可划分出 6~9 级海底平坦面；(4) 水下沙丘、丘状起伏和冰碛滩等微地貌形态。

大陆坡是一个分开大陆和大洋的全球性巨大斜坡，其上限是大陆架外缘(陆架坡折)，下限水深变化较大。大陆坡的坡度一般较陡，但不同海区差别很大，Sherpard(1973)计算的世界大陆坡的平均坡度为 $4^{\circ}17'$ 。稳定型陆缘的大陆坡一般宽度大、坡度小，如大西洋为 $3^{\circ}05'$ ，印度洋为 $2^{\circ}55'$ ，坡度均小于世界平均值；但全球陆坡最陡的海域却分布在稳定型陆缘，如斯里兰卡岸外陆坡达 $35^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 。多数大陆坡的表面崎岖不平，其上发育有复杂的次一级地貌形态，最主要的是海底峡谷和深海平坦面。海底峡谷是陆坡上一种奇特的侵蚀地形，它形如深邃的凹槽切蚀于大陆坡上，横剖面通常为不规则的“V”型，下切深度数百米甚至上千米，谷壁最陡 40° 以上，与陆上河谷极为相似。关于海底峡谷的成因目前还有争论，多数人认为是由于浊流侵蚀作用所致，它是把陆源物质从陆架输送到坡麓及深海区的重要通道。深海平坦面是大陆坡表面坡度接近水平($<0^{\circ}30'$)的面，宽数百米至数千千米，长数十千米。大西洋大陆坡上可识别出三个较大的平坦面，水深分别是 550m, 1650m 和 2950m，呈阶梯分布。其成因可能是陆坡发育过程中岩性差异侵蚀或夷平面断陷所致。

大陆隆又叫大陆裙或大陆基，是自大陆坡坡麓缓缓倾向洋底的扇形地，位于水深 2000~5000m 处。它跨越陆坡坡麓和大洋底，是由沉积物堆积而成的沉积体。大陆隆表面坡度平缓，沉积物厚度巨大，常以深海扇的形式出现。大陆隆的巨厚沉积是在贫氧的底层水中堆积的，富含有机质，具备生成油气的条件。地震探查证实富含沙层的大陆隆很可能是海底油气资源的远景区。

二、活动型大陆边缘

活动型大陆边缘与现代板块的汇聚型边界相一致，是全球最强烈的构造活动带，集中分布在太平洋东西两侧，故又称太平洋型大陆边缘。太平洋型大陆边缘的最大特征是具有强烈而频繁的地震(释放的能量占全世界的 80%)和火山(活火山占全世界 80% 以上)活动，有环太平洋地震带和太平洋火环之称。

太平洋型大陆边缘又可进一步分为岛弧亚型和安第斯亚型两类，两者都以深邃的海沟与大洋底分界(图 2—10)。海沟是由于板块的俯冲作用而形成的深水($>6000\text{m}$)狭长洼地，往往作为俯冲带的标志。海沟长数百至数千千米，宽数千米至数十千米，横剖面呈不对称的“V”形，一般是陆侧坡陡而洋侧坡缓。全球已识别的海沟 20 多条，绝大多数分布在太平洋周缘，其中深度超过万米的 6 条海沟也全部在太平洋(表 2—5)。

表 2 - 5 全球沟-弧体系

海沟名称	最大水深/m	最深部的位置	海沟长度/km	平均宽
太平洋				
千岛-勘察加海沟	10542	44 ° 15 N , 150 ° 34 E	2200	120
日本海沟	8412	36 ° 04 N , 142 ° 41 E	800	100
伊豆-小笠原海沟	10554	29 ° 06 N , 142 ° 54 E	850	90
马里亚纳海沟	10920	11 ° 21 N , 142 ° 12 E	2550	70
雅浦(西加罗林)海沟	8527	8 ° 33 N , 138 ° 03 E	700	40
帛琉海沟	8138	7 ° 42 N , 135 ° 05 E	4000	40
琉球海沟	7881	26 ° 20 N , 129 ° 40 E	1350	60
菲律宾(棉兰老)海沟	10497	10 ° 25 N , 126 ° 40E	1400	60
西美拉尼西亚海沟	6534		1100	60
东美拉尼西亚(勇士)海沟	6150	10 ° 27 S , 170 ° 17 E	550	60
新不列颠海沟	8320	5 ° 52 S , 152 ° 21 E	750	40
布干维尔(北所罗门)海沟	9140	6 ° 35 S , 153 ° 56 E	500	50
圣克里斯特瓦尔(南所罗门)海沟	8310		800	40
北赫布里底(托里斯)海沟	9165		500	70
南赫布里底海沟	7570	20 ° 37 S , 168 ° 37 W	1200	50
汤加海沟	10882	23 ° 15 S , 174 ° 45 W	1400	55
克马德克海沟	10047	31 ° 53 S , 177 ° 21 W	1500	60
阿留申海沟	7822	51 ° 13 N , 174 ° 48 W	3700	50
中美(危地马拉、阿卡普尔科)海沟	6662	14 ° 02 N , 93 ° 39 W	2800	40
秘鲁海沟	6262		1800	100
智利(阿塔卡马)海沟	8064	23 ° 18 N , 71 ° 21 W	3400	100

单元构成。

一、大洋中脊

大洋中脊又称中央海岭，是指贯穿世界四大洋、成因相同、特征相似的海底山脉系列。它全长 6.5×10^4 km，顶部水深大都在 2~3 km，高出盆底 1~3 km，有的露出海面成为岛屿，宽数百至数千千米不等，面积占洋底面积的 32.8%，是世界上规模最巨大的环球山系(图 2-11)。

大洋中脊体系在各大洋的展布各具特点(图 2-11)。在大西洋，中脊位居中央，延伸方向与两岸平行，边坡较陡，称为大西洋中脊；印度洋中脊也大致位于大洋中部，但歧分三支，呈“入”字型展布；在太平洋内，因中脊偏居东侧且边坡平缓，故称东太平洋海隆。

大洋中脊的北端在各大洋分别延伸上陆，如印度洋中脊北支延展进入亚丁湾、红海，并与东非大裂谷和西亚死海裂谷相通；东太平洋海隆北端通过加利福尼亚湾后潜没于北美大陆西部；大西洋中脊北支伸入北冰洋的部分成为北冰洋中脊，在勒拿河口附近伸进西伯利亚。太平洋、印度洋和大西洋中脊的南端互相连接，东太平洋海隆的南部向西南绕行，在澳大利亚以南与印度洋中脊东南支相接，印度洋中脊的西南分支绕行于非洲以南与大西洋中脊南端相连。

大洋中脊的轴部都发育有沿其走向延伸的断裂谷地，称为中央裂谷，向下切入的深度约 1~2 km，宽数十至一百多千米。中央裂谷是海底扩张中心和海洋岩石圈增生的场所，沿裂谷带有广泛的火山活动。中脊地形比较复杂，纵向呈波状起伏形态，横向呈岭谷相间排列。

大洋中脊体系在构造上并不连续，而是被一系列与中脊轴垂直或高角度斜交的断裂带切割成许多段落，并错开一定的距离，如罗曼奇断裂带，把大西洋中脊错移 1000 km 以上，沿该断裂带形成 7856 m 的海渊。这种断裂表现为脊槽相间排列的形态。

大洋中脊体系是一个全球性地震活动带，但震源浅、强度小，所释放的能量只占全球地震释放能量的 5%。

二、大洋盆地

大洋盆地是指大洋中脊坡麓与大陆边缘(大西洋型的大陆隆、活动型的海沟)之间的广阔洋底，约占世界海洋面积的 1/2。大洋盆地的轮廓受洋中脊分布格局的控制，在大洋盆地中还分布着一些隆起的正向地形，它们进一步把大洋盆地分割成许多次一级盆地。大洋盆地水深一般为 4~6 km，局部可超过 6 km。

把大洋盆地分隔开的正向地形主要是一些条带状的海岭和近于等轴状的海底高原。海岭往往由链状海底火山构成，由于缺乏地震活动(仅有火山活动引起的微弱地震)而被称作无震海岭，如太平洋的天皇-夏威夷海岭、印度洋的东经九十度海岭等，它们与大洋中脊体系的成因和特征明显不同。有的无震海岭顶部出露水面形成岛屿，如夏威夷群岛等。海底高原又叫海台，是大洋盆地中近似等轴状的隆起区，其边坡较缓、相对高差不大，顶面宽广且呈波状起伏，如太平洋的马尼西基海底高原和大西洋的百慕大海台等。

在大洋盆地中还有星罗棋布的海山，它们绝大多数为火山成因，相对高度小于 1000 m 者称为海丘(海底丘陵)，大于 1000 m 者称为海山。海丘呈圆形或椭圆形，直径从不足 1 km 至 5 km 不等，分布较广泛。海山一般具有比较陡

峭的斜坡和面积较小的峰顶，成群分布的海山称为海山群，顶部平坦的称作平顶海山或海底平顶山。西北太平洋海盆、中太平洋海盆和西南太平洋海盆是海山、海山群、平顶海山和珊瑚礁岛分布最密集的地区。

大洋盆地底部相对平坦的区域是深海平原，它的坡度极微，一般小于 10^{-3} ，有的小于 10^{-4} 。深海平原的基底原来并不平坦，是由于后来不断的沉积作用把起伏的基底盖平了。

§ 2.4 海底构造与大地构造学说

60 年代诞生于海洋地质领域的海底扩张-板块构造学说，以活动论观点为主导，对奠基于大陆的传统地质学理论提出了挑战，引发了一场“地球科学革命”，影响所及，不仅改变了地球科学的结构，还改变了地球科学人员的思维方式。目前，板块构造理论已影响到地球科学的几乎所有领域，是研究海底构造的理论核心和指导思想。

板块构造学说是多学科相互交叉、渗透发展起来的全球构造学理论，它吸取了魏格纳大陆漂移说的精髓——活动论思想，以海底扩张说为基础，经过 Wilson(1965)、Morgan(1968)、LePichon(1968)等一大批科学家的综合而确立的。板块构造学说是大陆漂移和海底扩张的引伸和发展。

2.4.1 大陆漂移

大陆漂移的观点可追溯至几个世纪以前，现在一般认为魏格纳是大陆漂移说的创始人，他主张地球表层存在着大规模水平运动，海洋和陆地的分布格局处在永恒的变化过程中。作为新地球观核心的活动思想论即由此发端。

魏格纳起初从大西洋两岸的弯曲形态受到启发，于 1912 年提出了大陆漂移的见解，1915 年著成《海陆的起源》一书，全面系统地论述了大陆漂移问题。大陆漂移说立足于陆块漂浮的地壳均衡理论。他认为，地球上所有大陆在中生代以前是统一的联合古陆，或称泛大陆(Pangaea)，其周围是围绕泛大陆的全球统一海洋——泛大洋。中生代以后，联合古陆解体、分裂，其碎块——即现代的各大陆块逐渐漂移到今日所处的位置。由于各大陆分离、漂移，逐渐形成了大西洋和印度洋，泛大洋(古太平洋)收缩而成为现今的太平洋(图 2-12)。

大陆漂移的主要依据有海岸线形态、地质构造、古气候和古生物地理分布等。尽管大陆漂移说合理地解释了许多古生物、古气候、地层和构造等方面的事实，但限于当时的认识水平，又缺乏占地表 71% 的海洋底的地质资料，魏格纳未能合理解释大陆漂移的机制问题，大陆漂移说盛行一时后便衰落下去了。直到 50 年代，古地磁学研究的进展又使大陆漂移说重新复兴，60 年代海底扩张和板块构造学说的创立再赋予大陆漂移说以新的认识。

2.4.2 海底扩张

第二次世界大战后，各种地球物理技术广泛应用于海洋地质研究，在海底发现或确认了许多未曾预见到的全球规模的地质现象，成为海底扩张说产生、发展的基础和主要依据。

60 年代初形成的海底扩张说受到下列学术思想的影响：(1)联合古陆的重建、拼合和越来越多的大陆漂移的其他证据；(2)大洋中脊体系及其中央裂谷带的形成机制与特征；(3)海洋沉积物自大洋中脊轴部向两侧依次变厚的事实；(4)海洋地壳的年轻性；(5)某些大陆边缘沟-弧体系的发现及其突出的地震、火山活动特点等等。Hess(1960, 1962)和 Dietz(1961)几乎同时提出了“海底扩张”这一概念，以阐明主要与海底生成和消亡过程有关的理论。概括起来，海底扩张模式(图 2-13)可以表述如下：

大洋中脊轴部裂谷带是地幔物质涌升的出口，涌出的地幔物质冷凝形成新洋底，新洋底同时推动先期形成的较老洋底逐渐向两侧扩展推移，这就是海底扩张。海底扩展移动的速度大约为每年几厘米。

海底扩张在不同大洋表现形式不同。一种是扩张着的洋底同时把与其相邻接的大陆向两侧推开，大陆与相邻洋底镶嵌在一起随海底扩张向同一方向移动，随着新洋底的不断生成和向两侧展宽，两侧大陆间的距离随之变大，这就是海底扩张说对大陆漂移的解释。大西洋及其两侧大陆就属于这种形式。另一种方式是洋底扩展移动到一定程度便向下俯冲潜没，重新回到地幔中去，相邻大陆逆掩于俯冲带上。洋底的俯冲作用导致沟-弧体系的形成，太平洋就是这种情况。洋底处在不断新生、扩展和潜没的过程中，好似一条永不止息的传送带，大约经过 2 亿年洋底便可更新一遍。

洋底生成—运动—潜没的周期不超过 2 亿年，驱使洋底周期性扩张运动的原动力是地幔物质对流。其中，大洋中脊体系的中央裂谷带对应于地幔对流的涌升和发散区，宽广的大洋盆地对应于海底扩张运动区，海沟则相当于对流的下降汇聚区。由于洋底周期性地更新，尽管海水古老，但洋底总是年轻的。因接受沉积作用时间短，总体上沉积物厚度较薄，且从中脊轴向大洋边缘呈逐渐增厚趋势。

海底扩张说能够解释海洋地质学和海洋地球物理学领域的大部分问题，其机制符合物理学理论，并与许多地质、地球物理观测结果一致。自从海底扩张理论系统提出以来，已使人们对洋盆及其边缘有了深刻的理解，而且新资料几乎总是与这个统一的概念相一致。如 60 年代在洋底发现的条带状海底磁异常、转换断层及 DSDP/ODP 的钻探成果，不仅成为论证海底扩张说的重要依据，而且成为板块构造学说的基础和主要内容。

2.4.3 板块构造

“板块”一词是 Wilson(1965)在论述转换断层时首先提出的，后经 Morgan, McKenzie, Parker, LePichon 等人的不断综合和完善，于 1968 年正式提出了“板块构造”学说。因板块构造涉及全球(不分大陆和海洋)的构造活动和演化，是使地球一元化的全球构造理论。所以，板块构造学说的创立是人类对地球认识的一次重大突破，其基本内容可以概述如下：

地球最上部被划分为岩石圈和软流圈(图 2-3)。软流圈在缓慢而长期的作用力下，会呈现出塑性或缓慢流动的性质。因此岩石圈可以漂浮在软流圈之上作侧向运动。

地球表层刚性的岩石圈并非“铁板一块”，它被一系列构造活动带(主要是地震活动带)分割成许多大小不等的球面板状块体，每一个构造块体就叫岩石圈板块，简称板块。板块构造学说初创时，LePichon(1968)曾将全球划分为六大板块：欧亚板块、太平洋板块、美洲板块、非洲板块、印度-澳大利亚板块(也称印度板块、印度洋板块或澳大利亚板块)和南极洲板块；后来又把美洲板块划分为北美板块和南美板块，这样全球可划分为七个板块。它们属于一级大板块，一般既包括陆地，也包括海洋，控制着全球板块运动的基本特征。Morgan 曾认为全球应划分为二十个左右的板块。不过现在比较流行的是十二板块的划分方案(图 2-14)，即除七大板块外，还有纳兹卡板块、科科

斯板块、加勒比板块、菲律宾海板块和阿拉伯板块。至于大陆与大陆或大陆与岛弧的碰撞带中，似可进一步分出若干小板块甚或微板块。

板块内部是相对稳定的，很少发生形变；而板块边界则是全球最活动的构造带，全球地震能量的 95% 是通过板块边界释放的。根据板块边界上的应力特征，参考其地质、地貌、地球物理及构造活动特点，可将板块边界划分为拉张、挤压和剪切三种基本类型。拉张型边界的主应力是受拉张力作用，相当于大洋中脊轴部裂谷带及其延伸上陆的大陆裂谷带，在拉张力作用下两板块作相背分离运动。挤压型边界的应力场以挤压作用为主，边界两侧板块相对运动向一起汇合聚集，与太平洋周缘海沟俯冲带和大陆年轻造山带(阿尔卑斯-喜马拉雅山带)相当。剪切型边界的应力场以剪切作用为主，剪切方向与板块相对运动方向一致，与转换断层相当。板块运动及其相互作用导致了目前海陆的分布格局，地球表面形态的变化，全球(含洋底)山脉的形成，地震、火山和构造活动等。

根据板块构造观点，海底扩张实际上是一对岩石圈板块自中脊轴向两侧的扩张运动。位于岩石圈板块上面的大陆块，伴随着板块的运动而被动地发生长距离水平位移。这就是我们今天所说的大陆漂移，与魏格纳的大陆漂移有原则区别。

板块边产生、边运动、边消亡，周而复始，在地球表层留下板块活动的痕迹。板块在扩张型边界(洋中脊轴裂谷带)因炽热地幔物质不断涌出而得到补充，当这种热物质冷却到足以产生机械强度时便成为板块的一部分。因此，板块在中脊轴附近的增生区较薄，随着板块背离中脊轴运动，因其逐渐冷却而增厚。海洋岩石圈板块是短暂的，从生成至挤压型边界(海沟俯冲带)消亡一般不超过 2 亿年。在消亡过程中，变冷的岩石圈下潜沉入到地幔之中。岩石圈潜入地幔内数百千米才被同化，故沿板块俯冲带可发生浅、中、深源地震活动。

驱动板块运动的原动力来自地球内部，一般认为地幔物质对流是板块运动的原动力，它借助岩石圈底部的粘滞力带动上覆板块运移，板块被动地驮伏在对流体上发生大规模运动。

集大陆漂移和海底扩张说为一体的板块构造理论能够比较成功地解释几乎所有地质现象，特别是全球性的构造特征和形成机理。海底构造实质上就是海洋底板块生成—运动—消亡过程中所发生的各种构造活动和构造现象。

2.4.4 海洋盆地的形成与构造演化

断裂陷落，形成典型的半地堑-地堑系。各穹隆的地堑系彼此连接，就形成大致连续的裂谷体系，如东非大裂谷。

表 2-6 洋盆形成和构造演化的六个阶段及其特征(据文献修改)

形成演化阶段	主导运动	特征形态	实 例
1. 胚胎期	拱升	大陆裂谷	东非大裂谷
2. 幼年期	扩张	与岸线近似平行的狭长海	红海、亚丁湾
3. 成年期	扩张	洋中脊居中的大洋盆地	大西洋
4. 衰退期	收缩	洋中脊偏居一侧，边缘发育沟-弧体系	太平洋
5. 终了期	碰撞并抬升	残余小海盆，边缘发育年青造山带	地中海
6. 遗迹期	收缩并抬升	年青造山带	喜马拉雅山

大陆岩石圈在拉张应力作用下完全裂开，地幔物质上涌冷凝成新洋壳，形成陆间裂谷并成为典型的分离型边界，两侧陆块分离作相背运动。一旦注入海水，就意味着一个新大洋的诞生，并进入大洋发展的幼年期，如红海、亚丁湾。

幼年期海洋进一步发展，陆间裂谷两侧大陆随着板块的运动，相背漂移越来越远，洋底不断展宽，逐渐形成宏伟的大洋中脊体系和开阔的深海盆地，这标志着大洋的发展进入了成年期，如大西洋。

随着大洋不断张开展宽，大陆边缘被推离中脊轴的距离越来越远。岩石圈随时间推移不断冷却、增厚变重，加之被动大陆边缘积聚的巨厚沉积物载荷，在地壳均衡作用下导致大洋边缘岩石圈发生显著沉陷。在板块水平挤压力作用下，大洋岩石圈向下潜没，形成以海沟为标志的俯冲带。当板块俯冲消减量大于增生量时，洋底变窄，表观上是两侧大陆相向漂移(运动)，大洋收缩(面积减小)，大洋便进入衰退期，如太平洋。现在的太平洋是泛大洋收缩后的残余大洋，从中生代联合古陆解体时的古太平洋至今日的太平洋，其面积减少了 1/3 左右。

相向运移的大陆彼此接近，大洋趋于关闭，如现在的地中海。特别是东地中海，成为收缩后的特提斯洋(古地中海)残余部分。目前地中海的海盆相当狭小，也不见活动的洋中脊，说明洋壳不再增生，只有俯冲消亡，两缘陆地逐渐靠拢，海盆日益缩小，意味着大洋演化已进入终了期或称结束阶段。

处于终了期的残余海洋进一步收缩，洋壳俯冲殆尽，两岸陆块拼合、碰撞，海盆完全闭合，海水全部退出，大洋就此消亡。当大洋闭合、两侧大陆碰撞时，受到的强大挤压力，在地表留下了这一作用过程的痕迹(地缝合线)，故称这一阶段为大洋演化的遗迹期。新生代以来，印度-阿拉伯以北的古地中海洋壳相继俯冲殆尽，印度-阿拉伯与亚洲前缘大陆相遇、发生碰撞。大陆碰撞的巨大挤压力导致岩层褶皱、断裂、逆掩、混杂，地面隆升，山根沉陷，形成地壳增厚的巨大褶皱山系——喜马拉雅山脉。

大洋的张开和关闭与大陆的分离和拼合是相辅相成的。其中前三个阶段代表大洋的形成和扩展，后三个阶段标志着大洋的收缩和关闭(消亡)。现今的大西洋和印度洋正在扩展，太平洋则处于收缩的过程中。

Wilson 旋回是根据中生代以来大洋盆地的形成与演化规律而建立的，它所揭示的大陆分合与大洋开闭的演化模式，可能在古老的地质时代就已经存在。根据 Wilson 旋回，亦可以展望全球地表海陆未来的发展，5 千万年后，世界海陆分布大致如图 2-15 所示。斜线代表目前各陆块的位置，黑色代表经

过 5 千万年后的陆地位置，矢号表示大陆移动方向。

人类赖以生存的地球表面就是由不断合而分、分而合的大陆及不断张开和关闭着的大洋组成的，其实质乃是地表岩石圈板块生长、运移和俯冲活动的表现形式。地球表面的海洋和陆地就是这样处在永无止息的运动变化之中。

二、边缘海盆地的形成与构造演化

边缘海盆地是指沟-弧体系陆侧具有洋壳结构的深水盆地，因其位于岛弧后方，又称弧后盆地，主要分布在西太平洋边缘(图 2-16)，印度洋、大西洋仅出现于局部边缘。

大多数边缘海盆的地壳结构与标准洋壳相同或接近，与其周缘陆壳常以突变形式呈陡崖或断层阶梯状接触，向海盆方向往往有正断层发育，有些海盆底也发育有正断层或其他拉张力形成的构造。边缘海盆地的年龄相当年轻，大多数海盆的年龄比被岛弧分隔的相邻洋盆小得多。在大部分边缘海盆都发现有与大洋底类似的磁异常条带、较高的热流值，其布格重力异常一般亦比两侧的大陆和岛弧高。

Karig(1971)根据板块构造学说提出了边缘海盆地形成的弧后扩张模式，并按构造活动性将其分为活动的、高热流非活动的和正常热流非活动的三种类型。Toksoz 等(1977)据边缘海盆地的特征和构造演化将其分为未发育型、成熟型、活动型和非活动型四类。金性春等(1995)将边缘海盆地的演化分为初生期、青年期、壮年期和老年期四个阶段或类型。弧后扩张模式虽适用于大部分边缘海盆，但其成因很难用弧后扩张的单一模式来解释。

根据各边缘海盆地的大地构造背景、形成时代及区域应力场特征可推测其成因，按其成因可将边缘海盆地划分为残留型、大西洋型、陆缘张裂型、岛弧张裂型四类(图 2-16)。残留型边缘海盆地是在古海洋板块构造演化过程中，由于新的沟弧体系形成而与大洋主体分隔的古大洋的残留部分，如菲律宾海的西菲律宾海盆和白令海的阿留申海盆。大西洋型边缘海盆地是在被动大陆边缘背景上由陆地裂离而成，如南海中央海盆。以上两种类型均与板块俯冲作用无关，即不属于弧后扩张盆地。陆缘张裂型和岛弧张裂型边缘海盆地，是由大洋板块分别向大陆边缘和岛弧俯冲引起的陆缘张裂或岛弧分裂所致，前者如日本海盆和鄂霍次克海的千岛海盆，后者如菲律宾海的四国-帕里西维拉海盆和马里亚纳海槽等，它们都属于弧后扩张盆地。

§ 2.5 海洋沉积

2.5.1 滨海沉积

滨海或称近岸带环境是指从特大高潮线至深度为浅水波半波长的区域，是海洋与非海洋过程相互作用的地带。海洋过程受波浪、潮汐、海流等因素控制；非海洋过程则有河流径流量、流速及固体载荷的性质和数量等因素的制约。由于这些参数具有多变性，故近岸滨海不同环境的沉积机理和沉积产物就有所不同。

一、海滩沉积作用

海滩是沿岸分布的疏松沉积物堆积体，在近岸沉积环境中分布广泛。其范围在狭义上是从海蚀崖或沙丘到平均低潮线，广义上的下界则可延伸到表层波浪对沉积物的搬运作用已很微弱的深度(10~20m)。海滩发育主要受波浪控制，波浪破碎产生的冲流及回流塑造了海滩剖面。典型的海滩剖面分为后滨(平均高潮线至特大高潮线)、前滨(平均高、低潮线之间)、内滨(平均低潮线至破波带)和滨面(破波带与内陆架之间)四带(图 2-17)。

组成海滩的物质多来自邻近陆地，主要是河流自流域内搬运来的风化产物，海岸侵蚀是海滩物质的最直接来源，另外还有自内陆架向岸搬运的沉积物。海滩沉积物的粒度变化较大，可从粉砂到巨砾，而以砂、砾为主。沉积结构的横向和纵向变化与波能强弱有关。在横向上粗颗粒多分布于破波带，由此向岸、向海均变细。在纵向上颗粒沿海岸线递变，波能强处颗粒粗，如岬角处往往发育砾石滩；波能弱处颗粒细，如岬角间的海湾则发育沙滩。

二、潮坪沉积

潮坪是以潮汐作用为主要动力，坡度极其平缓($0^{\circ}03' \sim 0^{\circ}17'$)，由细碎屑物质(粘土、粉砂)组成的近岸带。潮坪多呈带状延伸，在开阔海的边缘规模大；发育在海湾、河口湾和潟湖周边的潮坪规模较小，呈断续分布。潮坪的宽度主要取决于潮差，强潮(潮差 > 4m)海岸的潮坪宽阔而广泛，中潮(潮差 2~4m)海岸的潮坪狭窄。发育潮坪的条件除地形、潮差外，还必须有丰富的细粒沉积物质，并且波浪作用微弱。如物源不足或波浪作用太强，即使地形平缓、潮差很大，也很难形成潮坪。

根据潮汐涨、落时出露水面的情况，可将潮坪分为潮上坪(平均高潮线至特大高潮线之间)、潮间坪(平均高、低潮线之间)和潮下带(平均低潮线以下)。由于潮流的冲蚀作用，潮坪上往往发育有潮沟和潮道。潮坪的主体是潮间坪，潮间坪上碎屑物质以平行等深线的带状形式被反复搬运、沉积。根据搬运沉积过程可进一步划分为三个分别与高、中、低潮坪相对应的碎屑物质搬运沉积带(图 2-18)。高潮坪是以悬浮载荷为主的搬运沉积带，主要是由粉砂和粘土等细粒物质组成的泥质沉积；低潮坪是以床砂载荷为主的搬运沉积带，堆积成具有多种交错层理的潮坪砂体；中潮坪则是床砂及悬浮载荷共存的过渡搬运沉积带，主要是砂质和泥质混合过渡沉积物。

中国沿岸现代潮坪广泛发育，约占中国大陆岸线总长的 25%，以江苏沿岸的潮坪最长(600km)最宽(10km)。沉积物主要来自黄河、长江和珠江等大河，大多是由粉砂组成的泥质潮坪。

三、砂坝-潟湖沉积体系

砂坝又称障壁岛、堤岛、堡岛等，泛指近海与海岸线延伸方向平行分布的一系列砂坝和砂岛。被砂坝从毗邻海域隔离出来，仍与海洋沟通或有限沟通的浅水域称为潟湖。砂坝、潟湖相互依存，构成砂坝-潟湖体系。砂坝-潟湖海岸遍及全世界，约占现代岸线总长的 13%。

砂坝、潟湖的形成与第四纪冰期后的海面上升有关，其发育一般经历四个阶段。海湾潟湖是初期发育阶段，此时滨外砂坝尚在水下或不连续，故与海洋联系密切。滨外砂体变大，潮流通道联系不畅而成为半封闭潟湖，可有淡水注入，使盐度降低。潟湖完全被砂坝阻隔，与海洋联系基本断绝而成为封闭潟湖，只有暴风浪时海水才可越过砂坝进入潟湖。封闭潟湖进一步演化为滨海沼泽，植物丛生，并为后期的河流冲积物所覆盖，成为埋藏潟湖。

潟湖一般为低能环境，波浪、潮流的作用都不强，仅潮流通道口附近的潮流较强。通常缺乏陆源碎屑物质的大量供给，有利于生物及化学沉积作用。潟湖沉积的组成有碎屑物质和化学沉淀物，以碎屑为主，主要来自障壁、外滨，部分来自陆地。热带海岸潟湖可能全由碳酸盐质的生物碎屑组成，高盐潟湖中可形成石膏、岩盐等化学沉淀物。

四、河口湾沉积

河口湾是与开阔海洋自由沟通的半封闭沿岸水体，与河流相接并被径流所淡化，上限为潮流界或沉积物进行双向搬运的上界。河口湾发育在沉积物载荷量比扩散力低的河口，一般潮差较高，具有下沉河谷的中纬度海岸带和现代冰川活动以及砂质海岸等现代环境最有利于河口湾的发育。

河口湾内碎屑物质的搬运和沉积过程以及底质的特征受径流、潮汐、波浪及河口环流系统等水动力要素的控制。河口湾内的扩散系统可根据主要扩散营力分为河流、河口环流及海洋作用区。在河流作用区，搬运、扩散碎屑物质的主要营力为径流，潮流作用很弱。其沉积物以边滩相为主，由交错层状砂和粘土透镜体组成；另外还有河道沉积(砂、粘土互层并含砾石)以及沼泽沉积(富含有机质的粘土及粉砂)。在河口环流作用区，径流量与潮流量之比为 0.05 ~ 1.0，细粒物质的扩散依赖于河口环流。该作用区的沉积相以潮道相为主，由纹层状粉砂粘土组成，夹砂质透镜体，向海方向生物扰动程度增大；另外还有由砂组成、偶含泥砾、具波痕构造的沙滩相，由纹层状泥和砂组成、具生物扰动构造的潮坪相以及由富含植物碎屑的粘土组成的沼泽相。海洋作用区的营力有河口环流、潮汐波浪和沿岸流，入口处的潮汐和波浪作用最强，而携带悬移质的河口湾则由较深的潮道中注入外海。潮道中的沉积物为粗砂，浅滩沉积物为中细砂，两者都具有小型交错层。

五、三角洲沉积作用

三角洲是河流携带的泥沙等物质在滨海(湖)地带形成的堆积体，由陆上和水上两部分构成，水下部分是陆上部分的延续，陆上部分是水下部分发展的必然结果。

决定三角洲发育和沉积物分布的主导因素是河口水流。河流入海，由固定河床进入开阔海域，比降减小，流幅展宽，流速降低，淡咸水混合，自河口向海方向，沉积物发生分异沉降。近河口区的沉积物是砂、粉砂和粘土的混合物，以砂为主；远离河口的地带主要是粘土落淤，砂和粉砂含量甚少。胶体化学作用和生物作用促进粘土沉积，从而增加了沉积物中粘土质的含量。此外，河口以外细粒沉积物扩散甚远，为尔后三角洲的前展奠定了基础。

影响三角洲发育和沉积物分布的自然因素还有径流量和输沙量、潮汐和潮流、波浪等。径流量和输沙量是三角洲形成的物质基础，一般径流量大、输沙量大的河流，三角洲比较宽大，如长江、亚马孙河三角洲等。河口地区潮差的大小控制着潮流强弱及潮汐对三角洲沉积环境的影响，强潮(潮差 $> 4\text{m}$)河口有利于形成潮成砂体、潮滩和滨海盐沼；中潮(潮差 $2 \sim 4\text{m}$)一般发育潮成三角洲、潮流通道；弱潮(潮差 $< 2\text{m}$)河口的三角洲和滨外沙坝发育较好。河口地区波浪的作用主要是改变河流带来的泥沙分布，在滨外形成沙体，进而改变三角洲的结构和类型。此外，河口地区的地质构造和盆地形状可提供三角洲发育的背景，气候可使三角洲沉积环境发生变化，海流可以使水下三角洲的位置发生迁移。

三角洲按其平面形态通常分为四类(图 2-19)：(1)鸟足状(或伸长状)，如美国密西西比河三角洲；(2)扇状或弧形，如黄河三角洲；(3)尖头状，如意大利波河三角洲；(4)岛屿三角洲，如长江三角洲。

取决于河流输入的类型。现代沉积物大都分布于内陆架，向海变薄，外陆架很少分布。(3)准残留沉积：是指受现代陆架物理(主要是海洋动力)、生物和化学过程改造过的残留沉积，也称变余沉积，其性质介于现代沉积和残留沉积之间。

80年代以来，许多学者强调水动力学因素对陆架沉积作用的影响，特别是中国学者对黄海、东海陆架沉积的研究认为，大的潮波、风暴潮可影响到陆架的最深区域，根据动力沉积学观点，大陆架沉积都处于现代海洋动力学作用下，其沉积物皆为现代沉积。大陆架生物沉积有碳酸盐和有机质沉积。碳酸盐沉积物中含碳酸盐矿物50%以上，内陆架是底栖生物繁盛地带，外陆架则以浮游生物为主。陆缘植物的花粉、孢子及植物碎片，也能随风和冲淡水散布于浅海陆架。

大陆架碎屑沉积物和碳酸盐沉积物中都含有机质，但两者的组分和来源均不同。碳酸盐中有机质主要来自海洋生物，壳内的有机质大都是蛋白质和类脂化合物，由于成岩作用中蛋白质水解，致使碳酸盐中有机质大部分散失。粘土中的有机质大多来自大陆，其组分主要为腐植质和木质素，少量来自海洋生物的蛋白质和类脂化合物，通常在高生产力、低能海域的还原环境形成的粘土沉积物中有机质含量较高，并可长期保留下来。

2.5.3 大陆坡-陆隆沉积

大陆坡-陆隆环境中的沉积作用与大陆架不同，除受地质构造环境、海面变化、物质来源及生物活动影响外，主要受块体运动、大洋深层热盐环流及水柱中的沉降等过程的控制。陆坡-陆隆堆积了大量以陆源成分为主的沉积物，厚度可达2000~5000m。

陆坡-陆隆的搬运沉积过程可有连续和不连续之分。连续过程包括水柱中的沉降作用、浑水羽状流和底层流作用。参与该过程的流体体积虽大，但碎屑浓度很低，故沉积速率也很低。不连续过程则包括浊流、碎屑流、滑动等方式。参与该过程的流体体积虽较小，但浓度很高，故沉积速率也很高。

应该特别指出的是，大陆隆实质上是由一系列深海扇组合而成的，深海扇则是大陆坡麓由沉积物堆积而成的沉积体，其地貌单元可分为扇谷和舌状体(图2-20)。深海扇的半径为数十千米至数千千米，沉积物厚数十米至数千米。世界许多大河(如亚马孙河、刚果河、密西西比河、印度河、恒河等)口外都发育有大型深海扇，其中恒河和印度河的深海扇体积达 $94 \times 10^4 \text{km}^3$ ，沉积物最大厚度可达10km。

2.5.4 大洋沉积

大洋沉积物由生物组分(钙质和硅质)及非生物组分(陆源、自生、火山及宇宙尘埃)组成,它们的相对丰度是大洋沉积物分类命名的基础。大洋沉积物的分类可归纳为三种主要形式:(1)以水深分布为主要依据的分类;(2)以成分、粒度为主要依据的分类;(3)以成因为主要依据的分类。按大洋沉积物的成因将其分为远洋粘土、钙质生物、硅质生物、陆源碎屑和火山碎屑沉积五种主要类型(图 2-21)。

远洋粘土因其颜色主要呈褐至红褐色,又称褐粘土或红粘土。褐粘土主要由粘土矿物、石英和长石细碎屑、自生和宇宙源组分组成,平均粒径小于 0.005mm。粘土矿物由伊利石、高岭石、绿泥石和蒙脱石及其混层矿物组成。褐粘土分布区往往是气旋、反气旋式环流中央的低生产力区。主要分布在太平洋,它覆盖了洋底总面积的 49.1%。大西洋和印度洋分布局限。

钙质生物沉积是指含 CaCO_3 大于 30%,而陆源粘土、粉砂含量小于 30% 的远洋沉积物。按固结程度的不同又可进一步分为钙质软泥、白垩和石灰岩。钙质软泥(有孔虫软泥约占 98%、还有少量钙质超微化石软泥和翼足类软泥)是主体,分布也最广泛,约覆盖世界洋底总面积的 47.7%。钙质软泥的分布

沉积物类型	面积频率%				
	大西洋	太平洋	印度洋	总计	
钙质软泥*	有孔虫软泥	65.1	36.2	54.3	47.1
	翼足类软泥	2.4	0.1	—	0.6
	小计	67.5	36.3	54.3	47.7
硅质软泥	硅藻软泥	6.7	10.1	19.9	11.6
	放射虫软泥	—	4.6	0.5	2.6
	小计	6.7	15.7	20.4	14.2
褐粘土	25.8	49.1	25.3	38.1	
大洋面积(%)	23.0	53.4	23.6	100.0	

*钙质软泥中应有一部分超微化石软泥。

§ 2.6 海底矿物资源

海洋是巨大的资源宝库，海洋底蕴藏着丰富的矿物资源。在陆上矿物资源已趋枯竭的情况下，开发利用海洋矿物资源更显得重要。海洋矿物资源的种类很多，不同学者的分类也有差异。按照矿物资源形成的海洋环境和分布特征，分别介绍滨海砂矿、海底石油、磷钙石和海绿石、锰结核和富钴结壳、海底热液硫化物、天然气水合物等资源类型。

2.6.1 滨海砂矿

当陆上碎屑物质被径流搬运至河口、海滨地带，或者原地残存的物质和海底产物经波浪、潮流、沿岸流反复分选，其中一些化学性能稳定和密度较大的有用矿物，在特定地貌部位富集到具有经济意义时便成为滨海砂矿。此类矿产开采方便，选矿技术简单，投资小，是开发最早的海底矿产资源。

滨海砂矿的种类很多，Cronan(1980)将滨海砂矿分为非金属砂矿、重金属砂矿、宝石及稀有金属砂矿三大类，每大类包括若干种。据统计，滨海钛铁矿产量占世界钛铁砂矿总产量的 30%、锡砂占 70%、独居石占 80%、金红石占 98%、金刚石占 90%、锆石占 96%。

一个滨海砂矿往往是由一种或几种矿产为主，有时伴生有若干种有用矿物的不同组合。中国是世界上滨海砂矿种类较多的国家之一，矿种多达 60 多种，总探明储量达数亿吨。具有工业开采价值的主要有钛铁矿、锆石、金红石、磷钇矿、铈铁矿、钽铁矿及石英砂等。中国滨海以海积砂矿为主，其次为海/河混合堆积砂矿，多数矿体以共生-伴生组合形式存在。

2.6.2 海底石油和天然气

海底石油和天然气是最重要的海底矿产资源。自 50 年代以来，世界油气勘探和开采工作由陆地逐渐转向海洋，目前已有 100 多个国家和地区在 40 多个沿海国家的海域从事油气勘探和开发，1995 年海洋石油年产量已占世界石油总产量的 31%，预计到 2000 年世界海洋石油产量可达 12 亿吨，将占世界石油总产量的 35%。

石油是一种成分复杂的碳氢化合物的混合物，在自然界中以液体存在称为石油，以气体存在称为天然气。关于石油的成因，曾有过激烈的争论，现在普遍认为碳氢化合物是由生物遗体演变而来的，即目前流行的有机生油说。有机生油说认为，江河带来的大量泥沙不断堆积在海盆、湖沼底部，一些动植物遗体也随之一起被埋葬。生物遗体的分解使泥沙富含有机质而成为有机腐泥。由于沉积物的不断加厚，使温度和压力逐渐增高，再加上细菌、催化剂、放射性物质的作用，这些有机质就可逐渐转变成各种碳氢化合物的混合物，即原始油气。原始油气呈分散状态，由于它是流体，会向孔隙和裂缝多的岩层中迁移。只要油气来源充足，又具备孔隙度良好的储油岩层以及阻挡油气不致散失掉的盖层或圈闭条件，经过一段漫长的时间就能够形成有经济价值的油气藏。

海底石油的生成受到一定条件的限制，其分布亦不均衡。世界海底油气藏主要分布在被动大陆边缘的沉积盆地中，而主动大陆边缘较少。大洋盆地

一般沉积较薄，沉积物细，有机质含量低，不利油气的生成和储藏。已探明的世界四大海洋油气区分别是波斯湾、加勒比海的帕里亚湾和委内瑞拉湾、北海和墨西哥湾。其中波斯湾是目前海洋石油资源最丰富的地区，面积约 $150 \times 10^4 \text{km}^2$ ，已探明储量 120 多亿吨，约占世界海洋石油探明储量的 50%。

中国沿海有广阔的大陆架，包括渤海、黄海的全部，东海的大部和南海的近岸地带，这里分布着许多中-新生代沉积盆地，沉积层厚达数千米，估计油气储藏量可达数百亿吨，很有希望成为未来的“石油之海”。目前中国近海已发现的大型含油气盆地有七个，它们分别是渤海盆地、南黄海盆地、东海盆地、台湾浅滩盆地、南海珠江口盆地、南海北部湾盆地和南海的莺歌海盆地。

2.6.3 磷钙石和海绿石

磷钙石又称磷钙土，是一种富含磷的海洋自生磷酸盐矿物，它是制造磷肥、生产纯磷和磷酸的重要原料。另外，磷钙石常伴有含量高的铀、钍、镭等金属元素。据估计，海底磷钙石达数千亿吨，如利用其中的 10% 则可供全世界几百年之用。

海底磷钙石的形态有磷钙石结核、磷钙石砂和磷钙石泥三种，其中以磷钙石结核最重要。磷钙石结核是一些大小各异、形状多样、颜色不同的块体，直径一般几厘米，最大体积可达 $(60 \times 50 \times 20) \text{cm}^3$ 。磷钙石砂呈颗粒状，大小只有 $0.1 \sim 0.3 \text{mm}$ ，颇似鱼卵。

关于磷钙石的成因有许多假说，较流行的有生物成因说和化学沉淀说。综合的观点是上述两假说被看作磷钙石形成的两个阶段：生物作用阶段：是大量繁殖的生物把溶解和分散在海水中的磷酸盐富集到其机体内；化学作用阶段：则是大量生物死亡后，在分解过程中释放出磷，交代方解石和生物残体等化学作用而形成磷钙石。磷钙石按产地可分为大陆边缘磷钙石和大洋磷钙石，前者主要分布在水深十几米到数百米的陆架和陆坡上部，常与泥、砂和含有砾石的海绿石沉积物混合在一起；后者主要产于西太平洋海山区，往往与富钴结壳相伴生。

海绿石是一种在海底生成的含水的钾、铁、铝硅酸盐自生矿物，一般呈浅绿、黄绿或深绿色，可以从中提取钾，也可用作净化剂、玻璃染色剂和绝热材料。

海绿石常常与有孔虫和其他钙质有机体在一起，成为多孔有机物的间隙物质或构成假象，也有的呈交代碳酸盐的形式存在。沉积物中的海绿石大多是一些粉砂大小的颗粒，镜下呈粒状、球状、裂片和其他复杂的形态。

海绿石的成因至今尚无定论，一般认为它是由无机矿物或有机物质转化而来。如黑云母矿物，在海水的长期浸泡下发生化学变化，最后失去云母矿特性而变成粒状海绿石。另外，生物排泄的粪团和粘土物质，也可在海洋环境的适宜条件下转变为海绿石。海绿石的分布水深范围变化很大，从 30m 到 3000m 都有发现，但多集中在 100 ~ 500m 的大陆架和大陆坡上部，个别海湾和深海沙洲也有分布。

2.6.4 锰结核和富钴结壳

锰结核又叫锰矿瘤、锰团块或多金属结核，发现早期曾称其为铁锰结核。它主要是由铁锰的氧化物和氢氧化物组成，并富含铜、镍、钴、钼和多种微量元素，广泛分布于深海大洋盆底表层。估计世界深海底锰结核的总储量约为 $(15 \sim 30) \times 10^{11}t$ ，是最有开发远景的深海矿产资源。

锰结核一般呈褐色、土黑色和绿黑色，由多孔的细粒结晶集合体、胶状颗粒和隐晶质物质组成，常为球形、椭圆形、圆盘状、葡萄状和多面状。结核的个体大小悬殊，小的直径不足1mm，大者直径可达几十厘米甚至1m以上，常见的为0.5~25cm。大部分结核都有一个或多个核心，核心的成分可以是岩石或矿物碎屑，也可以是生物遗骸，围绕核心形成同心状金属层壳结构，铜、钴、镍等金属元素就赋存于铁、锰氧化物层中。

结核含有30多种金属元素，其中的铜、镍、钴、锰、钼都达到了工业利用品位，仅太平洋 $1800 \times 10^4 km^2$ 的范围内，在表层1m厚的沉积物中，结核就有1万多亿吨，可提取锰 $2 \times 10^{11}t$ 、镍 $90 \times 10^8 t$ 、铜 $50 \times 10^8 t$ 、钴 $30 \times 10^8 t$ 。另外，结核中还有含量很高的分散元素和放射性元素，如铍、铈、锆、铀、镭和钍等。

锰结核的成因是个复杂的问题，至今仍未有公认的见解。锰结核主要分布在太平洋，其次是印度洋和大西洋的所有洋盆和部分深海盆地。根据世界洋底的构造地貌特征和海区所处的构造位置以及锰结核的成分、地球化学和丰度，可在世界大洋划分出15个锰结核富集区(图2-21)，其中8个位于太平洋。东北太平洋克拉里昂与克里帕顿断裂带之间的C-C区($7 \sim 15^\circ N, 114 \sim 158^\circ W$)，即图2-22中的1)锰结核丰度高达 $30 kg/m^2$ ，铜、钴、镍的总品位一般大于3%，是最有开采价值的海区。中国已于1991年5月成为世界上第五个具有先驱投资者资格的国家，在C-C区获得了 $15 \times 10^4 km^2$ 的锰结核资源开辟区。最近几年来，先后进行了8个航次的勘察，至1998年底，最终完成了开辟区50%的放弃任务，从而在东北太平洋圈定了 $7.5 \times 10^4 km^2$ 作为中国21世纪的深海采矿区。

富钴结壳是一种生长在海底硬质基岩上的富含锰、钴、铂等金属元素的“壳状”沉积物，其中钴的含量特别高。钴是战略物资，备受世界各国的重视。结壳往往产于水深不足2000m的半深水区，开发技术和成本都比锰结核低，是具有巨大经济潜力的深海金属矿产类型。

富钴结壳大多呈壳状，在少钴硬岩块上，呈不规则球状瘤。6F8D4DAB6E44E6CAB06

2.6.5 海底热液硫化物

海底热液硫化物是富含铜、铅、锌、金、银、锰、铁等多种金属元素的新型海底矿产资源，常与海底扩张中心热液体系相伴生。自 60 年代初首次和红海发现热液重金属泥以来，在世界海洋底已发现 130 多处海底热液活动区。

海底热液矿床主要有两种类型，一种是层状重金属泥，另一种是块状多金属硫化物。前者以红海最典型，称为“红海型”；后者主要产于洋中脊的裂谷带，称“洋中脊型”。

红海重金属泥是海底热液沿缓慢扩张中心活动的产物。在红海中央裂谷带已发现 20 多个热卤水池和重金属泥富集区，其中以阿特兰蒂斯号海渊最有经济价值。主要金属硫化物有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和方铅矿，它们富含铁、锰、锌、铜、镍、钴、铬、银、金、钼、钒、钡、铈等金属元素，金属储量至少有 $94 \times 10^6 \text{t}$ 。

海底块状硫化物矿床生成于大洋中脊轴部的裂谷带，与扩张中心的热液活动密切相关。块状硫化物矿体一般呈小丘、烟囱和锥形体状成群出现，与活动热液喷口或古热液喷口相伴生。其形成的机理是：海水沿裂谷带张性断裂或裂隙向下渗透，被新生洋壳加热，形成高温(可达 $350 \sim 400$)海水。高温海水从玄武岩中淋滤出大量多种金属元素，当它们重返海底时与冷海水相遇，导致黄铁矿、黄铜矿、纤锌矿、闪锌矿等硫化物及钙、镁硫酸盐的快速沉淀。高温热液自喷口涌出，矿物快速结晶，堆积成烟囱状。“黑烟囱”不断逸出含黄铁矿、闪锌矿等硫化物的颗粒。“白烟囱”喷出的固体微粒主要是蛋白石、重晶石等浅色矿物，含有少量铁、锌等硫化矿物。若烟囱被硫化物充填则称死烟囱，烟囱倒塌成为“雪花宝”(图 2-23)。块状硫化物矿床主要含有铁、锰、铜、铅、锌、金、银和稀土元素等，已发现多个质量超过 $1 \times 10^6 \text{t}$ 的矿点。热液活动区往往发育有大量不靠太阳能而依赖热液营生的自养型深海底生物群落。

海底热液硫化物矿体除了东太平洋海隆和红海比较典型外，在大西洋和印度洋的某些中脊段以及西太平洋边缘海盆(如四国海盆、劳海盆、北斐济海盆、马里亚纳海槽和冲绳海槽等)均存在。

2.6.6 天然气水合物

天然气水合物是近 20 年发现的一种新型海底矿产资源。它是由碳氢气体和水分子结合而成的冰晶状固体化合物。因 95% 以上的天然气水合物由 96.5% 的甲烷和 3.5% 的水在低温高压条件下被冻结成固相，故又称固态甲烷或甲烷水合物。冻结作用使天然气水合物的体积大大缩小，如果充分分解， 1m^3 的天然气水合物可释放出 150m^3 的甲烷气。

天然气水合物一般在温度小于 4 (指深海沉积层的温度)、有机质较丰富、压力较大的沉积物中形成。在温度小于 10 、压力大于 10MPa 的条件下得以保持其固态，海底以下数百米至 1000m 的沉积层内的温-压条件能使天然气水合物处于稳定的固体状态。

具有形成天然气水合物的海域大致为 $4 \times 10^7 \text{km}^2$ 约占世界海洋总面积的

10%。至 1996 年在世界海域已发现有 57 处产地，估计储量为 $10^{14} \sim 10^{15} \text{m}^3$ ，是世界天然气探明储量的 10 多倍，有人预计，天然气水合物将是 21 世纪人类的新型能源。

§ 2.7 古海洋学与全球变化研究

60年代末期开始的深海钻探(DSDP, 1968~1983), 继之进行的大洋钻探(ODP, 1985~)提供了深海大洋和边缘海盆地的许多长岩芯, 由岩芯资料获得了有关海洋发展演化的大量信息, 从而形成了一门新的学科——古海洋学。

古海洋学产生的历史不长, 对其认识也不尽一致。Kennett(1982)强调古海洋学研究海洋体系的发展演化, 苏联里西津(1980)则认为, 古海洋学主要研究大洋的地质历史; 中国学者大都把古海洋学作为海洋地质学的一个分支, 因为它是根据海洋沉积物来研究地质时期的海洋水文、海洋化学及海洋生物的分布与演化过程的。所有这些又都与全球环境变化(或称全球气候变化)密切相关。

随着地球科学把环境演变提高到“全球变化”和“地球表层系统”的高度, 单靠陆地记录研究古环境显然是不够的。从大洋沉积, 特别是长岩芯提取的古环境信息既是全球气候再造和气候模拟的必要内容, 也是近年来一些新发现、新认识的重要源泉。大洋沉积记录中古环境信息的优点就在于其沉积作用的连续性以及测年、对比的准确性和全球性。加之不断发展的高质量取芯技术和高分辨率的地层研究, 为高精度地恢复古环境提供了必要的条件。大洋沉积速率很慢, 每100米长的未扰动连续岩芯, 可记录1000万年古海洋环境的变化。因此, 古海洋学的研究已成为全球变化研究最基础、最重要的工作之一。

古海洋学与现代海洋学有着明显的差异:(1)古海洋学的时间尺度比现代海洋学大得多, 可以一直向前追溯到几百万、几千万、甚至1.5亿年;(2)古海洋学的各种参数不象现代海洋学那样可以直接测量和计算, 而是通过对沉积物进行测年、分析后间接提取。

古海洋学涉及的问题极为广泛, 包括水圈和大气圈的循环、气圈—水圈—岩石圈的相互作用、古海洋环流系统、微体古生物的分布与演化、生物生产力、沉积通量、碳酸盐补偿深度(CCD)的变化、古海洋地球化学、构造边界条件变化对古海洋物理、化学状况的影响及古海洋地质事件等。古海洋学的研究始终以全球变化的观点为指导, 运用将今论古、比较转化的方法, 遵循动态古地理时空研究思路, 通过地质事件的分析研究将海洋演化史串联起来。

基于DSDP/ODP提供的大量岩芯, 古海洋学的研究取得了丰硕的成果, 概括起来主要有:(1)中生代以来洋流格局的变化过程及其影响;(2)晚白垩纪以来大洋水温的阶状变冷;(3)大洋和地中海盐度的变化;(4)白垩纪末生物灭绝事件的始末;(5)大洋缺氧沉积事件及其意义;(6)新生代以来的海平面变化;(7)海水溶解作用与古CCD线的升降;(8)碳酸盐沉积和大洋生产力的变化;(9)综合若干地质事件勾划出新生代古海洋的演化历史。这些研究使人们对全球变化形成了若干新的认识。

中国已以“参与会员”身分加入ODP。ODP拟于1999年在南海钻孔, 其目的之一是探索青藏高原隆升对环境宏观格局的影响, 从古海洋的角度揭示东南亚季风演变的过程和原因; 二是从海洋沉积中辨识全球性和区域性环境信息, 探讨该地区在新生代全球变冷中的作用。

新世纪ODP的学术目标是通过深海岩芯的研究来解决地球环境动力学和地球内部动力学的问题。这样一来, ODP的古海洋学研究就把水圈、大气圈、

生物圈和岩石圈看作统一的系统，研究地质历史上的全球环境变化，进而推测未来的全球变化，最终达到造福人类之目的。

思考题

1. 简述地球运动的主要形式及其产生的重要自然现象。
2. 地球外部圈层与内部圈层是怎样划分的？说明它们之间的内在联系和区别。
3. 说明全球海陆分布特点以及海洋的划分。
4. 什么是海岸带？说明其组成部分是如何界定的。
5. 大陆边缘分为几种主要类型？说明各自的构成及其主要特点。
6. 什么是大洋中脊体系，它有哪些主要特点？
7. 简述大陆漂移、海底扩张与板块构造的内在联系与主要区别。
8. 根据板块构造原理说明大洋盆地和边缘海盆地的形成与演化。
9. 滨海沉积环境主要有哪些？说明各自沉积作用的控制因素及沉积特点。
10. 大陆架沉积作用过程有哪些？说明现代陆架沉积物的主要类型及分布规律。
11. 按照大洋沉积物的成因将其分为哪几种主要类型，请归纳它们的分布规律。
12. 按照矿产资源形成的海洋环境和分布特征，海洋矿产资源有哪些主要类型？如何认识海洋是巨大的资源宝库？

第三章 海水的物理特性和世界大洋的层化结构

§ 3.1 海水的主要热学和力学性质

海水是一种溶解有多种无机盐、有机物质和气体以及含有许多悬浮物质的混合液体。迄今已测定海水中含有 80 余种元素。就大多数海水而言,溶解无机盐的总含量约占 3.5% 左右,这就使海水的一些物理性质同纯水相比有许多差异。然而海水中的纯水毕竟占绝大部分,因此有必要首先介绍纯水的某些特性,然后再讨论海水的情况。

3.1.1 纯水的特性

一、水分子的结构特殊

水分子是由一个氧原子和两个氢原子组成的。假如两个氢原子和氧原子如图 3-1 那样简单地结合在一起,那么,正、负电荷的极性可恰好抵消。水分子的结构却如图 3-2 那样呈不对称结构,正、负极性不能相互抵消,所以水分子是极性分子。各水分子之间因极性又互相结合,形成比较复杂的水分子,但水的化学性质并未改变,这种现象称为水分子的缔合。缔合分子与温度有关,温度升高时促使缔合分子离解,温度降低时有利于分子缔合,从而导致水与其它液体或其它氧族元素的氢化物相比,在性质上产生异常。

二、水的溶解力很强

水是一种很好的溶剂,溶解能力很强。其原因是水分子有很强的极性,容易吸引溶质表面的分子或离子,使其脱离溶质的表面进入水中,海水正是水溶解了许多物质的一种复杂溶液,所以其性质与纯水有差异。

三、水的密度变化有反常

“热胀冷缩”是一般物质的性质。纯水在大气压力下,温度 4℃ 时密度最大,等于 $1000\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$;在 4℃ 以上时,密度随温度的降低而增大,但在 4℃ 以下时却随温度的降低而减小,即所谓“反常膨胀”。水结冰时体积增大,密度减小,可达 $916.7\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$,所以冰总是浮在水面上。

水的密度随温度的这种不正常变化,是由水分子的缔合造成的。因为温度低于 4℃ 时,有利于水分子的缔合;冻结为冰时,这些水分子则全部缔合成一个巨大的分子缔合体,称为分子晶体。由于其晶格结构排列松散,故密度减小。当水温从 0℃ 升至 4℃ 以前,主要过程是较大的缔合分子逐渐地离解成为较小的缔合分子,所以体积收缩,密度增大;高于 4℃ 以后,由于水分子的热运动加强,导致体积膨胀,所以密度又随温度的增高而减小。因此纯水在 4℃ 时具有最大的密度。

四、水的热性质特殊

与其它液体相比,水的热性质有许多异常。同是氧族的氢化物,但水(H_2O)与 H_2S 、 H_2Se 和 H_2Te 相比,水的熔点、沸点、比热、蒸发潜热和表面张力值等都比氧的同族化合物高。例如,在同族化合物中,一般是随着相对分子质量的增大,其熔点和沸点温度相应升高。水的相对分子质量最小,其理论上的熔点和沸点应分别为 -90℃ 和 -80℃ 左右(图 3-3)而实际上却分别为 0℃ 和

100 。其原因就在于在熔化和汽化时，缔合分子的离解需要消耗较多的能量。

3.1.2 海水的盐度

海水中的含盐量是海水浓度的标志，海洋中的许多现象和过程都与其分布和变化息息相关。但要精确地测定海水中的绝对盐量是一件十分困难的事情。长期以来人们对此进行了广泛的研究和讨论，引进了“盐度”以近似地表示海水的含盐量。

一、基于化学方法的盐度的首次定义

1902年，Knudsen等人基于化学分析测定方法，定义盐度为：“1kg海水中的碳酸盐全部转换成氧化物，溴和碘以氯当量置换，有机物全部氧化之后所剩固体物质的总克数。”单位是g/kg，用符号‰表示。

按上述方法测定盐度相当烦琐。1891年马赛特发现“海水组成恒定性”——海水中的主要成分在水样中的含量虽然不同，但它们之间的比值是近似恒定的。据此，如果能测定出海水中某一主要成分的含量，便可推算出海水盐度。

已知海水中的氯含量最多，且可方便地用AgNO₃滴定法加以测定，基于海水组成恒定性规律，归纳出用测定海水氯含量的方法来计算盐度的公式：

$$S‰ = 0.030 + 1.8050Cl‰ \quad (3-1)$$

称为Knudsen盐度公式，式中Cl‰称为海水的“氯度”，即“1kg海水中的溴和碘以氯当量置换，氯离子的总克数。”单位是克每千克，以‰号表示。可见氯度的量值要稍大于海水的实际氯含量。

用AgNO₃滴定法测定海水的氯度时，需要知道AgNO₃的浓度，国际上统一使用一种其氯度值精确为19.374‰的大洋水作为标准，称为标准海水。其盐度值对应为35.000‰。

二、盐度的重新定义

依式(3-1)计算盐度是很方便的，它一直延续使用到20世纪60年代。

随着电导盐度计的问世，测定盐度的方法更为方便，且精度大为提高。考克斯等(Cox R.A. et al., 1967)对由大洋和不同海区不深于100m水层内采集的135个水样，准确地测定其氯度值计算盐度，同时测定水样的电导比R₁₅，得出盐度S‰与电导比R₁₅有关系式：

$$S‰ = -0.08996 + 28.29720R_{15} + 12.80832R_{15}^2 - 10.67869R_{15}^3 + 5.98624R_{15}^4 - 1.32311R_{15}^5 \quad (3-2)$$

式中R₁₅为15， “一个标准大气压”(101325Pa)下，水样的电导率C(S, 15, 0)与盐度精确为35.000‰(Cl‰=19.374‰)的标准海水电导率C(35, 15, 0)之比值。依此方法测定盐度的精度高且速度快。因此，国际“海洋学常用表和标准联合专家组”(JPOTS)于1969年推荐该式为海水盐度的新定义。

为使盐度的测定脱离对氯度测定的依赖，JPOTS又提出了1978年实用盐度标度(the Practical Salinity Scale, 1978)，并建立了计算公式，编制了查

算表，自 1982 年 1 月起在国际上推行。

(一) 建立实用盐度的固定参考点

实用盐度仍然是用电导率测定的。为使海水的盐度值与氯度脱钩，所以选择一种精确浓度的氯化钾(KCl)溶液作为可再制的电导标准，用海水相对于 KCl 溶液的电导比来确定海水的盐度值。

为保持盐度历史资料与实用盐度资料的连续性，仍采用原来氯度为 19.374‰的国际标准海水为实用盐度 35.000‰的参考点。配制一种浓度为 32.4356‰高纯度的 KCl 溶液，它在“一个标准大气压力”下，温度为 15 时，与氯度为 19.374‰(盐度为 35.000‰)的国际标准海水在同压同温条件下的电导率恰好相同，它们的电导比

$$K_{15} = \frac{C(35,15,0)}{C(32,4356,15,0)} = 1$$

也就是说，当 $K_{15}=1$ 时，标准 KCl 溶液的电导率对应盐度为 35.000‰。把这一点作为实用盐度的固定参考点。

(二) 实用盐度的计算公式

$$S = \sum_{i=0}^5 a_i K_{15}^{i/2} \quad (3-3)$$

式中 K_{15} 是在“一个标准大气压力”下，温度 15 时，海水样品的电导率与标准 KCl 溶液的电导率之比。式中 $a_0=0.0080$ ， $a_1=-0.1692$ ， $a_2=25.3851$ ， $a_3=14.0941$ ， $a_4=-7.0261$ ， $a_5=2.7081$ ； $a_i=35.0000$ ；适用范围为 2 S 42。

实用盐度不再使用符号“‰”，因而实用盐度是旧盐度的 1000 倍。

由于海水的绝对盐度(S_A)——海水中溶质的质量与海水质量之比，是无法直接测量的，它与测定的盐度 S 显然有差异，因此也称 S 为实用盐度 (PSU)。

四、在任意温度 t 的条件下测定电导比 R_t ，其计算盐度的公式为

$$S = \sum_{i=0}^5 a_i R_t^{i/2} \quad (3-4)$$

其中 $S = \frac{t-15}{1+K(t-15)} \sum_{i=0}^5 b_i R_t^{i/2}$ 是温度变化引起的盐度改正值。系数 a 的

值与式(3-3)中相同。系数 b 分别为：

$$b_0=0.0005, b_1=-0.0056, b_2=-0.0066$$

$$b_3=-0.0375, b_4=0.0636, b_5=-0.0144$$

$$\text{且 } \sum_{i=0}^5 b_i = 0.0000, K = 0.0162$$

五、利用 CTD 现场观测资料计算海水盐度的方法

利用 CTD 观测到的电导率是在其盐为 S ，温度为 t ()，压力为 p (kPa) 的情况下取得的，记为 $C(S, t, p)$ 。因此，不能直接利用式(3-3)和(3-4)计算其实用盐度，必须经过适当处理(原理从略)。

实际工作中可直接根据国际海洋学常用表查算。

回顾海水盐度的初始定义，它似乎更应该属于海水化学范畴。但海水却

因为有了“盐度”，性质产生诸多异常，海水运动也迥然特殊，因此使盐度成了物理海洋学中的重要参数。正因为它重要，世界海洋学者和机构才反复研究屡予定义。

3.1.3 海水的主要热性质和力学性质

海水的热性质一般指海水的热容、比热容、绝热温度、位温、热膨胀及压缩性，热导率与比蒸发潜热等。它们都是海水的固有性质，是温度、盐度、压力的函数。它们与纯水的热性质多有差异，这是造成海洋中诸多特异的原因之一。

一、热容和比热容

海水温度升高 1K(或 1)时所吸收的热量称为热容，单位是焦耳每开尔文(记为 J/K)或焦耳每摄氏度(记为 J/)。

单位质量海水的热容称为比热容，单位为焦耳每千克每摄氏度，记为 $J \cdot kg^{-1} \cdot ^{-1}$ 。在一定压力下测定的比热容称为定压比热容，记为 c_p ；在一定体积下测定的比热容称为定容比热容，用 c_v 表示。海洋学中最常使用前者。

c_p 和 c_v 都是海水温度、盐度与压力的函数。由于比热容在海洋学中具有重要意义，因此许多学者对 c_p 的计算进行了深入的研究。表(3-1)是气压为 101325Pa 时海面的比热容 c_p 。可以看出， c_p 值随盐度的增高而降低，但随温度的变化比较复杂。大致规律是在低温、低盐时 c_p 值随温度的升高而减小，在高温、高盐时 c_p 值随温度的升高而增大。例如在盐度 $S > 30$ ，温度 $t > 10$ 时， c_p 值则全部随温度的升高而增大。

定容比热容 c_v 的值略小于定压比热容 c_p 。一般而言 c_p/c_v 为 1~1.02。

海水的比热容约为 $3.89 \times 10^3 J \cdot kg^{-1} \cdot ^{-1}$ ，在所有固体和液态物质中是名列前茅的，其密度为 $1025 kg \cdot m^{-3}$ ，而空气的比热容为 $1 \times 10^3 J \cdot kg^{-1} \cdot ^{-1}$ ，密度为 $1.29 kg \cdot m^{-3}$ 。也就是说，1m³ 海水降低 1 放出的热量可使 3100m³ 的空气升高 1。由于地球表面积的近 71%为海水所覆盖，可见海洋对气候的影响是不可忽视的。也正因为海水的比热容远大于大气的比热容，因此海水的温度变化缓慢，而大气的温度变化相对比较剧烈。

二、体积热膨胀

在海水温度高于最大密度温度时，若再吸收热量，除增加其内能使温度升高外，还会发生体积膨胀，其相对变化率称为海水的热膨胀系数。即当温度升高 1K(1)时，单位体积海水的增量。以 η 表示，在恒压、定盐的情况下

$$\eta = \frac{1}{v} \left(\frac{\partial v}{\partial t} \right)_{p,s} \quad (3-5)$$

或
$$\eta = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} \right)_{p,s} \quad (3-6)$$

的单位为 $^{\circ}C^{-1}$ 。它是海水温度、盐度和压力的函数。上式中 v 为海水的比体积(单位体积的质量)，在海洋学中习称比容。由图 3—4 可以看出，海水的

热膨胀系数比纯水的大，且随温度、盐度和压力的增大而增大；在大气压力下，低温、低盐海水的膨胀系数为负值，说明当温度升高时海水收缩。膨胀系数由正值转为负值时所对应的温度，就是海水最大密度的温度 t

(max)，它也是盐度的函数，随海水盐度的增大而降低。有经验公式为

$$t_{(max)} = 3.95 - 2.0 \times 10^{-1}S - 1.1 \times 10^{-3}S^2 + 0.2 \times 10^{-4}S^3 \quad (3-7)$$

海水的膨胀系数比空气的小得多，因此由海水温度变化而引起海水密度的变化，进而导致海水的运动速度远小于空气。

值得注意的是海水的膨胀系数随压力的增大在低温时更为明显。例如盐度为 35 的海水，若温度为 0，在 1000m 深处 ($p = 10.1\text{MPa}$) 的膨胀系数比在海面大 54%，而温度为 20 时，则仅大 4%。所以上述影响在高纬海域更显著。

表 3-1 气压为 1013.25hPa 时海面的比热容 $c_p (\times 10^3 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1})$

S	t								
	0	5	10	15	20	25	30	35	40
0	4.2174	4.2019	4.1919	4.1855	4.1816	4.1793	4.1782	4.1779	4.1783
5	4.1812	4.1679	4.1599	4.1553	4.1526	4.1513	4.1510	4.1511	4.1515
10	4.1466	4.1354	4.1292	4.1263	4.1247	4.1242	4.1248	4.1252	4.1256
15	4.1130	4.1038	4.0994	4.0982	4.0975	4.0977	4.0992	4.0999	4.1003
20	4.0804	4.0730	4.0702	4.0706	4.0709	4.0717	4.0740	4.0751	4.0754
25	4.0484	4.0428	4.0417	4.0437	4.0448	4.0462	4.0494	4.0508	4.0509
30	4.0172	4.0132	4.0136	4.0172	4.0190	4.0210	4.0251	4.0268	4.0268
35	3.9865	3.9842	3.9861	3.9912	3.9937	3.9962	4.0011	4.0031	4.0030
40	3.9564	3.9556	3.9590	3.9655	3.9688	3.9718	3.9775	3.9797	3.9795

(据 Millero, et al. 1973)

三、压缩性、绝热变化和位温

(一) 压缩性

单位体积的海水，当压力增加 1Pa 时，其体积的负增量称为压缩系数。若海水微团在被压缩时，因和周围海水有热量交换而得以维持其水温不变，则称为等温压缩。定盐条件下的等温压缩系数为

$$= -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial p} \right)_{s,t} \quad (3-8)$$

ρ 的单位为 Pa^{-1} ，式中 ρ 为海水的比容。

若海水微团在被压缩过程中，与外界没有热量交换，则称为绝热压缩。

海水的压缩系数随温度、盐度和压力的增大而减小。与其它流体相比，其压缩系数是很小的。故在动力海洋学中，为简化求解，常把海水看作不可压缩的流体。但在海洋声学中，压缩系数却是重要参量。由于海洋的深度很大，受压缩的量实际上是相当可观的。若海水真正“不可压缩”，那么，海面将会升高 30m 左右。

(二)绝热变化

由于海水的压缩性，当一海水微团作铅直位移时，因其深度的变化导致所受压力的不同，将使其体积发生相应变化。在绝热下沉时，压力增大使其体积缩小，外力对海水微团做功，增加了其内能导致温度升高；反之，当绝热上升时，体积膨胀，消耗内能导致温度降低。上述海水微团内的温度变化称为绝热变化。海水绝热温度变化随压力的变化率称为绝热温度梯度，以 σ_t 表示。由于海洋中的现场压力与水深有关，所以 σ_t 的单位可以用开尔文每米(K/m)或摄氏度每米($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)表示。它也是温度、盐度和压力的函数。可通过海水状态方程和比热容计算或直接测量而得到。海洋的绝热温度梯度很小，平均约为 $0.11^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。

(三)位温

海洋中某一深度(压力为 p)的海水微团，绝热上升到海面(压力为大气压 p_0)时所具有的温度称为该深度海水的位温，记为 Θ 。海水微团此时相应密度，称为位密，记为 ρ_{Θ} 。

海水的位温显然比其现场温度低。若其现场温度为 t ，绝热上升到海面温度降低了 Δt ，则该深度海水的位温 $\Theta=t-\Delta t$ 。

在分析大洋底层水的分布与运动时，由于各处水温差别甚小，但绝热变化效应往往明显起来，所以用位温分析比用现场温度更能说明问题。

四、蒸发潜热及饱和蒸汽压

(一)比蒸发潜热

使单位质量海水化为同温度的蒸汽所需的热量，称为海水的比蒸发潜热，以 L 表示，单位是焦耳每千克或每克，记为 J/kg 或 J/g 。其具体量值受盐度影响很小，与纯水非常接近，可只考虑温度的影响。其计算方法有许多经验公式，迪特里希(Dietrich, 1980)给出的公式为

$$L=(2502.9-2.720t) \times 10^3\text{J}/\text{kg} \quad (3-9)$$

适用范围为 $0 \sim 30^{\circ}\text{C}$ 。

在液体物质中，水的蒸发潜热最大，海水亦然。伴随海水的蒸发，海洋不但失去水分，同时将失去巨额热量，由水汽携带而输向大气内。这对海面的热平衡和海上大气状况的影响很大。例如发生在热带海洋上的热带气旋，其生成、维持和不断增强的机制之一，是“暖心”的生成和维持。“暖心”最重要的热源之一，则是海水蒸发时，所携带巨额热量的水汽进入大气后凝结而释放出来的。

海洋每年由于蒸发平均失去126cm厚的海水，从而使气温发生剧烈的变化，但由于海水的比热容很大，从海面至3m深的薄薄一层海水的比热容就相当于地球上大气的总热容，因此，水温变化比大气缓慢得多。

(二)饱和水汽压

对于纯水而言，所谓饱和水汽压，是指水分子由水面逃出和同时回到水中的过程达到动态平衡时，水面上水汽所具有的压力。蒸发现象的实质就是水分子由水面逃逸而出的过程。对于海水而言，由于“盐度”存在，则单位面积海面上平均的水分子数目要少，减少了海面上水分子的数目，因而使饱和水汽压降低，限制了海水的蒸发。海面的蒸发量与海面上水汽的饱和差(相对于表面水温的饱和水汽压与现场实际水汽压之差)成比例，所以海面上饱和水汽压小，就不利于海水的蒸发。这样一来，海洋因蒸发而损失的水量和热量就相对减少了。

五、热传导

相邻海水温度不同时，由于海水分子或海水块体的交换，会使热量由高温处向低温处转移，这就是热传导。

单位时间内通过某一截面的热量，称为热流率，单位为“瓦特”(W)。单位面积的热流率称为热流率密度，单位是瓦特每平方米，记为 $W \cdot m^{-2}$ 。其量值的大小除与海水本身的热传导性能密切相关之外，还与垂直于该传热面方向上的温度梯度有关，即

$$q = -\lambda \frac{\partial t}{\partial n} \quad (3-10)$$

式中 n 为热传导面的法线方向， λ 为热传导系数，单位是瓦特每米每摄氏度，记为 $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ 。仅由分子的随机运动引起的热传导，称为分子热传导，热传导系数 λ_t 为 10^{-1} 量级。例如在101325Pa气压和10 $^\circ C$ 时，纯水的 $\lambda_t = 0.582 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ ，30 $^\circ C$ 时， $\lambda_t = 0.607 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ ，即随温度的升高而增大，水的热传导系数在液体中除水银之外是最大的。由于水的比热容很大，所以尽管其热导性好，但水温的变化相当迟缓。海水的热导系数 λ_t ，比纯水的稍低，且随盐度的增大略有减小。 λ_t 主要与海水的性质有关。

若海水的热传导是由海水块体的随机运动所引起，则称为涡动热传导或湍流热传导。涡动热传导系数 λ_A 主要和海水的运动状况有关。因此，在不同季节、不同海域中， λ_A 有较大差别，其量级一般为 $10^2 \sim 10^3$ 。所以涡动热传导在海洋的热量传输过程中起主要作用，而分子热传导只占次要地位。例如，据计算，在温度0 $^\circ C$ 的海洋中。如果海面温度保持30 $^\circ C$ ，单靠分子热传导，则需要1000年的时间才能在300m的深度上使温度上升到3 $^\circ C$ 。当然在§3.4.3讲述“双扩散”对流时，分子热传导的作用是不可忽视的。

类似热量的传导，海洋中的盐量(浓度)也能扩散传输。同样也有分子盐扩散和涡动盐扩散两种方式，且不同盐度的海水，其盐扩散系数也不同。大体上分子盐扩散系数仅为分子热传导系数的0.01左右。盐扩散率表达式的形式与式(3—10)的形式相对应。

另外，海水的动量传输的表达式，也与式(3—10)具有相似的形式。

六、沸点升高和冰点下降

海水的沸点和冰点与盐度有关，即随着盐度的增大，沸点升高而冰点下降。在海洋中，人们关心的是海水的冰点随温度的变化。Doherty等(1974)给出了如下关系式

$$t_f = -0.0137 - 0.051990S - 0.00007225S^2 - 0.000758Z \quad (3-11)$$

式中 Z 为海水的深度(m)。在上述基础上，Millero等(1976)又提出了新的公式

$$t_f = -0.0575S + 1.715023 \times 10^{-3}S^{3/2} - 2.154996 \times 10^{-4}S^2 - 7.53 \times 10^{-8}p \quad (3-12)$$

式中 S 为实用盐度， p 的单位为帕(Pa)。

虽然海水最大密度温度 $t_{(max)}$ 与冰点温度 t_f 都随盐度的增大而降低，但前者降得更快(图3—5)。当 $S=24.695$ 时，两者的对应温度皆为 $-1.33^\circ C$ ，

当盐度再增大时， $t_{(max)}$ 就低于 t_f 了。

七、海水的一些力学性质

(一)海水的粘滞性

由于海水密度是盐度、温度和压力的函数，因此，海洋学中常用 (S, t, p) 的形式书写。它表示盐度为 S ，温度为 t ，压力为 p 条件下的海水密度。同样，比容的书写形式相应为 (S, t, p) 。

海水密度一般有 6~7 位有效数字，且其前两位数字通常是相同的。为便于书写起见，历史上在密度单位为克每立方厘米的情况下，曾采用 Knudsen 参量 σ_t 与 σ_0 分别表示海水的密度与比容。即

$$\sigma_t = (\rho - 1) \times 10^3 \quad (3-15)$$

$$\sigma_0 = (\rho_0 - 0.9) \times 10^3 \quad (3-16)$$

例如，当 $\sigma_t = 1.02768$ 时，对应比容 $\sigma_0 = 0.97307$ ，则

$$\rho = (1.02768 - 1) \times 10^3 = 27.68$$

$$\rho_0 = (0.97307 - 0.9) \times 10^3 = 73.07$$

在海面 ($p=0$) 海水密度仅为盐度和温度的函数，此时记为

$$\sigma_t = [\rho(S, t, 0) - 1] \times 10^3 \quad (3-17)$$

称为“条件密度”。当温度为 0 时，记为

$$\sigma_0 = [\rho(S, 0, 0) - 1] \times 10^3 \quad (3-18)$$

它仅是盐度的函数。

依海洋学国际单位制(SI)，已不再推荐使用参量 σ_t 、 σ_0 ，而 ρ 属极力劝阻使用的符号。

二、密度超量

由于密度单位采用千克每立方米，所以提出另一参量，称为密度超量 γ ，其定义为

$$\gamma = \rho - 1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \quad (3-19)$$

它与密度具有同样的单位。它与 σ_t 之间的量值相等，因此，也保持了海洋资料使用的连续性。

三、比容偏差(异常，距常)和热比容偏差

海洋学中经常用到的不是现场比容 (S, t, p) ，而常使用

$$\sigma_t = (S, t, p) - (35, 0, p) \quad (3-20)$$

的差值。称为比容偏差，也可将其记为 (S, t, p) 。式中 $(35, 0, p)$ 是海水盐度为 35，温度 0，海压为 p 时的比容。

海洋学中还常使用热比容偏差，有人也称为热盐比容偏差，用符号 σ_{θ} 或 (S, t) 表示

$$\sigma_{\theta} = (S, t) = (S, t, 0) - (35, 0, 0) \quad (3-21)$$

它表示在海面上(海压为 0)的比容与盐度为 35，温度为 0 时的比容偏差。

因为在浅海或 1000m 以浅的海洋上层，海水的密度或比容主要取决于海水的温度和盐度的变化，因此常用 (S, t) 作为描述海洋上层密度特征的一种参数。已知 $(35, 0, 0) = 0.97266204 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ，由式(3-19)与(3-21)可得

$$(S, t) = \left(\frac{1000}{1000 + \gamma} - 0.97266204 \right) \times 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \quad (3-22)$$

四、海水状态方程

表层海水的密度可以直接测量，但海面以下深层的海水密度至今尚无法直接测量。然而海水密度在大尺度海洋空间的微小变化，其影响却是异乎寻

常的。因此，长期以来，海洋工作者对其进行了大量的研究，以便通过海水的温度、盐度和压力间接而又力求精确地来计算海水的现场密度。

海水状态方程是海水状态参数温度、盐度、压力与密度或比容之间相互关系的数学表达式(因此有人称之为 p-V-t 关系)。依此，可根据现场实测的温度、盐度及压力来计算海水的现场密度。

海水状态方程已提出的形式为数不少，在此不一一列举，而只给出 1980 年国际海水状态方程(EOS80)，JPOTS 推荐从 1982 年 1 月 1 日启用。

(一)“一个大气压国际海水状态方程”

在“一个标准大气压”(海压为 0)下，海水密度 $(S, t, 0)$ 与实用盐度 S 和温度 t ()的关系式为

$$(S, t, 0) = \rho_w + AS + BS^{3/2} + CS^2 \quad (3-23)$$

$$\begin{aligned} \text{式中 } A &= 8.24493 \times 10^{-1} - 4.0899 \times 10^{-3}t + 7.6438 \times 10^{-5}t^2 \\ &\quad - 8.2467 \times 10^{-7}t^3 + 5.3875 \times 10^{-9}t^4 \\ B &= -5.72466 \times 10^{-3} + 1.0227 \times 10^{-4}t - 1.6546 \times 10^{-6}t^2 \\ C &= 4.8314 \times 10^{-4} \end{aligned}$$

而

$$\begin{aligned} \rho_w &= 999.842594 + 6.793952 \times 10^{-2}t - 9.095290 \times 10^{-3}t^2 \\ &\quad + 1.001685 \times 10^{-4}t^3 - 1.120083 \times 10^{-6}t^4 \\ &\quad + 6.536332 \times 10^{-9}t^5 \end{aligned}$$

式 3—23 的适用范围是：温度 $-2 \sim 40$ ，实用盐度 $0 \sim 42$ 。

(二)高压国际海水状态方程

高压下海水密度 (S, t, p) 与实用盐度 S ，温度 t ()和海压 p (Pa)的关系式为

$$(S, t, p) = (S, t, 0) \cdot \left[1 - \frac{(np)}{K(s, t, p)} \right]^{-1} \quad (3-24)$$

式中 $(S, t, 0)$ 如式(3 - 23)所示； $K(S, t, p)$ 为割线体积模量，由下式给出：

$$K(S, t, p) = K(S, t, 0) + A \cdot (np) + B \cdot (np)^2$$

$$\begin{aligned} \text{其中 } K(S, t, 0) &= K_w + (54.6746 - 0.603459t + 1.09987 \times 10^{-2}t^2 \\ &\quad - 6.1670 \times 10^{-5}t^3)S + (7.944 \times 10^{-2} + 1.6483 \times \\ &\quad 10^{-2}t - 5.3009 \times 10^{-4}t^2)S^{3/2} \\ A &= A_w + (2.2838 \times 10^{-3} - 1.0981 \times 10^{-5}t - 1.6078 \times 10^{-6}t^2)S \\ &\quad + 1.91075 \times 10^{-4}S^{3/2} \\ B &= B_w + (-9.9348 \times 10^{-7} + 2.0816 \times 10^{-8}t + 9.1697 \times 10^{-10}t^2)S \end{aligned}$$

割线体积模量中的纯水项由下式给出：

$$\begin{aligned} K_w &= 19652.21 + 148.4206t - 2.327105t^2 \\ &\quad + 1.360477 \times 10^{-2}t^3 - 5.155288 \times 10^{-5}t^4 \\ A_w &= 3.239908 + 1.43713 \times 10^{-3}t + 1.16092 \\ &\quad \times 10^{-4}t^2 - 5.77905 \times 10^{-7}t^3 \\ B_w &= 8.50935 \times 10^{-5} - 6.12293 \times 10^{-6}t \\ &\quad + 5.2787 \times 10^{-8}t^2 \end{aligned}$$

该方程的适应范围是：温度 $-2 \sim 40$ ，实用盐度 $0 \sim 42$ ，海压 $0 \sim 10^8$ Pa，压

力匹配因数 $n=10^{-5}$

式(3—24)也可写成比容的计算形式

$$(S, t, p) = (S, t, 0) \cdot \left[1 - \frac{(np)}{K(S, t, p)} \right] \quad (3-25)$$

高压状态方程的一个优点是，比原有的其它形式的状态方程更为精确，用于计算海水的体积热膨胀系数或压缩系数等，精度也很高。另一优点是，方程的结构简明，能清楚地给出海水体积模量的“纯水项”，“标准大气压项”和“高压项”，这给理论研究和实验、计算带来很大的方便。将来若调整上述任一项时，不会对其它项产生影响。

在式(3—24)或(3—25)中的温度皆采用 1968 年国际实用温标(IPTS-68)，1990 年国际温标(ITS—90)与其有如下关系

$$t_{90} = 0.99976 t_{68}$$

或

$$t_{68} = 1.00024 t_{90}$$

t_{68} 与 t_{90} 除在 0 之外，是有差别的。如以上所提到的纯水的冰点为 0，严格说应是 0.010 (IPTS-68 或 ITS-90) 沸点为 100 (IPTS-68) 但用 ITS-90 时则为 99.974；相应地，其最大密度时的温度变为 (3.984 ± 0.005) (t_{90})。

鉴于 ITS—90 温标的公布，国际海水状态方程中的温度，应相应地由 t_{68} 换为 t_{90} 。

(三)海水状态方程的应用

除可直接用于计算海水的密度外，尚可利用它计算海水的膨胀系数、压缩系数、声速、绝热梯度、位温、比容偏差以及比热容随压力的变化等，在此不详细介绍。有兴趣的读者可参考有关文献。

§ 3.2 海 水

由海水冻结而成的冰称为海冰。但在海洋中所见到的冰，除海冰之外，尚有大陆冰川、河流及湖泊流滑入海中的淡水冰，广义上把它们统称为海冰。世界大洋约有 3% ~ 4% 的面积被海冰覆盖，对船舶航行、海底采矿及极地海洋考察等形成严重障碍，甚至造成灾害。它对海洋水文状况自身的影响，也成为海洋学的重要研究内容之一。

3.2.1 海冰的形成、类型和分布

一、海冰形成条件及过程

海冰形成的必要条件是，海水温度降至冰点并继续失热、相对冰点稍有过冷却现象并有凝结核存在。

海水最大密度温度随盐度的增大而降低的速率比其冰点随盐度增大而降低的速率快(图 3—5)，当盐度低于 24.695 时，结冰情况与淡水相同；当盐度高于 24.695 时(海水盐度通常如此)，海水冰点高于最大密度温度，因此，即使海面降至冰点，但由于增密所引起的对流混合仍不停止，因此只有当对流混合层的温度同时到达冰点时，海水才会开始结冰。所以海水结冰可以从海面至对流可达深度内同时开始。也正因为如此，海冰一旦形成，便会浮上海面，形成很厚的冰层。

海水的结冰，主要是纯水的冻结，会将盐分大部排出冰外，而增大了冰下海水的盐度，加强了冰下海水的对流和进一步降低了冰点，又兼冰层阻碍了其下海水热量的散失，因而大大地减缓了冰下海水继续冻结的速度。

二、海冰的分类

1. 按结冰过程的发展阶段可将其分为：初生冰最初形成的海冰，都是针状或薄片状的细小冰晶；大量冰晶凝结，聚集形成粘糊状或海绵状冰，在温度接近冰点的海面上降雪，可不融化而直接形成粘糊状冰。在波动的海面上，结冰过程比较缓慢，但形成的冰比较坚韧，冻结成所谓莲叶冰。

尼罗冰初生冰继续增长，冻结成厚度 10cm 左右有弹性的薄冰层，在外力的作用下，易弯曲，易被折碎成长方形冰块。

饼状冰破碎的薄冰片，在外力的作用下互相碰撞、挤压，边缘上升，形成直径为 30cm 至 3m，厚度在 10cm 左右的圆形冰盘。在平静的海面上，也可由初生冰直接形成。

初期冰由尼罗冰或冰饼直接冻结一起而形成厚约 10 ~ 30cm 的冰层。多呈灰白色。

一年冰由初期冰发展而成的厚冰，厚度为 30cm 至 3m。时间不超过一个冬季。

老年冰至少经过一个夏季而未融化的冰。其特征是，表面比一年冰平滑。

2. 按海冰的运动状态可分为固定冰和流冰两类。固定冰是与海岸、岛屿或海底冻结在一起的冰。当潮位变化时，能随之发生升降运动。其宽度可从海岸向外延伸数米甚至数百千米。海面以上高于 2m 的固定冰称为冰架；而附在海岸上狭窄的固定冰带，不能随潮汐升降，是固定冰流走的残留部分，称为冰脚。搁浅冰也是固定冰的一种。

流(浮)冰，自由浮在海面上，能随风、流漂移的冰称为流冰。它可由大

小不一、厚度各异的冰块形成，但由大陆冰川或冰架断裂后滑入海洋且高出海面 5m 以上的巨大冰体——冰山，不在其列。

流冰面积小于海面 $1/10 \sim 1/8$ 者，可以自由航行的海区称为开阔水面；当没有流冰，即使出现冰山也称为无冰区；密度 $4/10 \sim 6/10$ 者称为稀疏流冰，流冰一般不连接；密度 $7/10$ 以上称为密集(接)流冰。在某些条件下，例如流冰搁浅相互挤压可形成冰脊或冰丘，有时高达 20 余米。

三、海冰的分布

海冰和冰山是高纬海区特有的海洋水文现象。北冰洋终年被海冰覆盖，覆冰面积每年 3~4 月最大，约占北半球面积的 5%；8~9 月最小，约为最大覆冰面积的 $3/4$ ；多年冰的厚度一般为 3~4m。流冰主要绕洋盆边缘运动，其冰界线的平均位置约在 58°N 。格陵兰是北半球主要的冰山发源地，每年约有 7500 座冰山由此进入海洋，仅随拉布拉多寒流进入大西洋的就有 388 座/年，其中约 5% 到达 48°N ，0.5% 可达 42°N 。冰山的平均界限为 40°N 。个别冰山曾穿过湾流抵 31°N 海域。在北冰洋边缘的附属海，还有白令海、鄂霍茨克海、日本海、波罗的海以及中国的渤海和黄海每年冬季都有海冰出现。

南极大陆是世界上最大的天然冰库，周围海域终年被冰覆盖，暖季(3~4 月)覆冰面积为 $(2 \sim 4) \times 10^6 \text{km}^2$ ，寒季(9 月)达 $(18 \sim 20) \times 10^6 \text{km}^2$ 。南极大陆周围为固定冰架，一年冰的厚度多为 1~2m；在南太平洋和印度洋流冰界分别在 $50^\circ \sim 55^\circ \text{S}$ 和 $45^\circ \sim 55^\circ \text{S}$ 之间，南大西洋则更偏北，在 $43^\circ \sim 55^\circ \text{S}$ 之间。南大洋海域经常有 22 万座冰山在海上游弋，曾观测到长 335km，宽 97km 的大冰山。南大洋中冰山的平均寿命为 13 年，是北半球冰山平均寿命的 4 倍多。

冰山和流冰的漂移方向主要受风和海流共同制约。无风时，其漂移方向与速率大致与海流相同；单纯由风引起的漂移速度约为风速的 $1/50 \sim 1/40$ ；方向则偏风矢量之左(南半球)或右方(北半球)；在强潮流区，主要受潮流制约。

3.2.2 海冰的物理性质

一、海冰的盐度

海冰的盐度是指其融化后海水的盐度，一般为 3~7 左右。

海水结冰时，是其中的水冻结，而将其中的盐分排挤出来，部分来不及流走的盐分以卤汁的形式被包围在冰晶之间的空隙里形成“盐泡”。此外，海水结冰时，还将来不及逸出的气体包围在冰晶之间，形成“气泡”。因此，海冰实际上是淡水冰晶、卤汁和气泡的混合物。

海冰盐度的高低取决于冻结前海水的盐度、冻结的速度和冰龄等因素。冻结前海水的盐度越高，海冰的盐度可能也高。在南极大陆附近海域测得的海冰盐度高达 22~23。结冰时气温越低，结冰速度越快，来不及流出而被包围进冰晶中的卤汁就越多，海冰的盐度自然要大。在冰层中，由于下层结冰的速度比上层要慢，故盐度随深度的加大而降低。当海冰经过夏季时，冰面融化也会使冰中卤汁流出，导致盐度降低，在极地的多年老冰中，盐度几乎为零。

二、海冰的密度

纯水冰 0 时的密度一般为 $917 \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ，海冰中因为含有气泡，密度一般

低于此值，新冰的密度大致为

当海面有海冰存在时，海水通过蒸发和湍流等途径与大气所进行的热交换大为减少，同时由于海冰的热传导性极差，对海洋起着“皮袄”的作用。海冰对太阳辐射能的反射率大，以及其融解潜热高等，都能制约海水温度的变化，所以在极地海域水温年变幅只有 1℃ 左右。

四、极地海区形成大洋底层水

特别在南极大陆架上海水的大量冻结，使冰下海水具有增盐、低温从而高密度的特性，它沿陆架向下滑沉可至底层，形成所谓南极底层水，并向三大洋散布，从而对海洋水文状况具有十分重要的影响。

总之，海冰不仅对海洋水文状况自身，对大气环流和气候变化会产生巨大的影响，而且会直接影响人类的社会实践活动。例如，它能直接封锁港口和航道，阻断海上运输，毁坏海洋工程设施和船只；俄罗斯北方航线的某些区段，每年通航期仅有 2~4 个月。冰山更是航海的大敌，45000 吨的“泰坦尼克”号大型豪华游船，就是在 1912 年 4 月 14 日凌晨在北大西洋被冰山撞沉的，使 1500 余人遇难。中国的海冰也能造成灾害，1969 年 2~3 月间，渤海曾发生严重冰封，除了海峡附近外，渤海几乎全被冰覆盖，港口封冻，航道阻塞，海上石油钻井平台被冰推倒，海上航船被冰破坏，万吨级的货轮被冰挟持，随冰漂流达 4 天之久，海上活动几乎全部停止。在 1936 年和 1947 年也曾发生过相当严重的冰情。

20 世纪 40 年代以来，高纬沿海国家相继开展了海冰观测和研究工作，发布冰山险情和海冰预报。目前，利用岸站、船舶、飞机、浮冰漂流站、雷达及卫星等多种途径对海冰和冰山进行观测，并利用数理统计、天气学和动力学数值方法发布海冰的长、中、短期预报。中国目前也已加强了这方面的工作。

§ 3.3 世界大洋的热量与水量平衡

世界大洋中的温度、盐度和密度是海洋学中极为重要的三个基本物理参量。可以说海洋中的一切现象几乎都与它们有密切的关系。而海洋中热量与水量的收支情况则是制约其分布与变化的最重要因素。

3.3.1 海面热收支

世界大洋中的热量来自太阳辐射能，它们几乎全部通过海气界面到达海洋。通过海底向大洋输送的热量，除在个别热活动比较强烈的区域外，影响不大；由于海洋内部放射性物质的裂变以及生物、化学过程与海水运动所释放出来的热能更是微不足道，因此，对整个世界大洋而言，在考虑其热平衡时都可忽略不计。当然，在研究极小尺度的海洋空间时，有时则另当别论。

海洋学研究表明，在几十年至几百年的时间尺度内，就整个世界大洋平均温度而言，并未发现它的变化，因此，可以认为海洋中获得的热量应与支出的热量相同。而这种收入与支出又主要是通过海面进行的。

通过海面热收支的主要因子有，太阳辐射(Q_s)、海面有效回辐射(Q_b)、蒸发或凝结潜热(Q_e)以及海气之间的感热交换(Q_h)。即

$$Q_w = Q_s - Q_b \pm Q_e \pm Q_h \quad (3-26)$$

Q_w 为通过海面的热收支余项。把世界大洋作为一个整体，长期而言，应有 $Q_w = 0$ ，但对局部海区，在短时期内，例如 1 天，1 个月或 1 个季度，则 $Q_w \neq 0$ ； $Q_w > 0$ 时海水净得到热量，反之， $Q_w < 0$ 时，海洋失去热量。对于特定海域，尚需考虑降水、大陆径流及结冰与融冰等因素的影响。

一、通过海面进入海洋的太阳辐射能 Q_s

太阳表面温度高达 6000K 以上，它以电磁波的形式向太空辐射巨大的能量。太阳辐射也是地球的最主要的能量源泉。地球每年接受太阳辐射能量约为 $5.5 \times 10^{24} \text{J}$ ，相当于人类全年消耗各种能源的 8.7 万倍。

太阳辐射能量的 99.9% 集中在 $0.2 \sim 10.0 \mu\text{m}$ 波段内，其中可见光 $0.40 \sim 0.76 \mu\text{m}$ 部分的能量占 44%，红外部分 ($> 0.76 \mu\text{m}$) 占 47%，紫外部分 ($< 0.40 \mu\text{m}$) 占 9%。

地球在地日平均距离处，和太阳光线垂直的大气上界的单位面积、单位时间接受的总辐射能称为太阳常数，记为 S_0 ，其值为

$$S_0 = 1367 \pm 7 \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \quad (3-27)$$

因为地球近似为圆球形，故全球平均值只有 S_0 的 1/4。

当太阳辐射通过大气时，紫外部分的能量绝大部分被臭氧吸收；红外部分的能量也被大气中的水汽、 CO_2 等部分吸收。同时部分能量又被大气中的分子、微粒等散射，而其中的一部分也可到达海洋。因此射达海面的太阳总辐射是太阳直达辐射和散射辐射两部分之和。

根据斯蒂芬-波尔兹曼定律，任何高于 0K 的物体都能以辐射的形式向外释放能量，它与绝对温度 T_k 的 4 次方成正比，即

$$E = F T_k^4 \quad (3-28)$$

式中 σ 称为 Stefan-Boltzmann 常数，

$$=5.67051 \times 10^{-8} \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4} \quad (3-29)$$

F 为辐射体的透明系数。对绝对黑体， $F=1$ ，绝对透明体， $F=0$ 。

辐射能量最大的波长与辐射体表面的绝对温度 T_K 成反比，由恩维定律给出：

$$\lambda_m = C/T_K \quad (3-30)$$

式中 $C=2898(\mu\text{m} \cdot \text{K})$ 。由式(3—30)可计算出太阳辐射能最强的波长为 $0.475 \mu\text{m}$ ，故称短波辐射。它对应于可见光中的青光波段。

到达海面的太阳辐射与大气透明度和天空中的云量、云状以及太阳高度 H (太阳光线与地球观测点的切线之间的夹角)有关。平均而言，它只有太阳常数的一半。到达海面的太阳辐射又有部分被海面反射到大气中去。因此，真正进入海洋的部分可由经验公式

$$Q_s = Q_{s0}(1-0.7C)(1-A_s) \quad (3-31)$$

计算。式中 Q_{s0} 为晴空无云时到达海面的总辐射； C 为云量(0~1)； A_s 为海面反射率，即从海面反射的入射辐射与到达海面总辐射之比，它与太阳高度与海面状况有关。平均而言， A_s 只有 7%，然而在高纬海区，由于冰雪覆盖以及太阳高度低，所以 A_s 值大；而在低纬海区则相反。

若考虑到太阳高度的变化对到达海面单位面积上的辐射强度的影响，有如下公式进行计算

$$Q_H = Q_s \cdot \sin H \quad (3-32)$$

可见，一年中在低纬海区所接受的太阳辐射要大于高纬海区；同理，在一天内，中午前后所接受的太阳辐射要大于早、晚。

太阳辐射总量在一个月或一年中的分布变化，对整个世界大洋水温的分布与变化有极大的影响。图 3—6 是 6 月和 12 月太阳月辐射总量随纬度的分布曲线。以 6 月份代表北半球夏季，太阳高度随纬度的增加而变低，因此海洋所接受的太阳辐射能随纬度的增高而减少，但其日照时间却随纬度的增高而加长，两者对辐射量的作用是相反的。因此总辐射量随纬度的分布差异不显著。换言之，即梯度较小。

12 月份可代表北半球的冬季，太阳高度随纬度的增高迅速变低，甚至在北极圈内出现 24 小时黑夜，即无日照。两者的共同作用，使辐射总量随纬度的增高迅速减少。也就是说，从赤道到高纬之间辐射量的梯度很大。辐射量的这种冬夏变化是导致北半球大洋水温南北方向的梯度冬季大于夏季的主要原因。

从图中还可以看出，月总辐射量的最大值出现在副热带海域。这一方面与太阳高度大相对应，同时又因为在副热带高压区云量少有直接关系。在赤道海域却由于云量较多而影响了辐射量，因此相对较低。在高纬海区尽管夏季的辐射量大，但由于冰雪的融化，消耗了大量的热量，所以水温仍然很低，在一年中不会引起很大变幅。

二、海面有效回辐射 Q_b

海洋在吸收太阳短波辐射的同时，也要向大气辐射能量，世界大洋表层的平均温度为 17.4°C ，根据恩维定律，它向大气辐射最强的波长

$$=2898/(273+17.4)=10(\mu\text{m}) \quad (3-33)$$

因此称为长波辐射。而海洋辐射的能量 90% 以上集中在 $4 \sim 80 \mu\text{m}$ 范围之内。

海面面向大气的长波辐射，大部分为大气中的水汽和 CO_2 所吸收，连同大气直接从太阳辐射中吸收的能量，同时也以长波的形式向四周辐射，向上部分进入太空，向下的部分，称为大气回辐射，几乎全部被海洋吸收。所谓海面有效回辐射，即指海面的长波辐射与大气回辐射(长波)之差。

大气的平均温度为 13.7°C ，比海面温度低。根据式(3—28)，视海面近似为绝对黑体，即 $F = 1$ ；大气为半透明体，即 $F < 1$ 。因此，海面的长波辐射要比大气回辐射的量值大，交换的结果恒为海洋失去热量。

海面有效回辐射主要取决于海面水温，海上的水汽含量和云的特征。图 3—7 为晴天时海面有效回辐射随温度和相对湿度的变化($\text{kW} \cdot \text{m}^{-2}$)。

可以看出，当相对湿度一定时，海面有效回辐射随温度的升高而减小。这是因为当海面温度升高时，虽然海面的长波辐射增大，但与此同时，海面上的水汽量也增加，而且随温度的升高呈指数性增加，结果大气回辐射比海面长波辐射增大得快，从而使海面有效回辐射减小。同理，当温度一定时，随相对湿度的增大，海面有效回辐射也减小。

当天空有云时，大气回辐射强，海面有效回辐射减小。这正是在冬季早晨阴天时比晴天时暖和的原因。

由于海面水温和海面上层的相对湿度的日变化和年度变化相对较小，因此海面有效回辐射的地理变化和季节变化比较小。平均而言，全球的太阳辐射 Q_s 比海面有效回辐射 Q_b 大，故 $Q_s - Q_b > 0$ ，这部分热盈余称为辐射平衡。归根结底，它又以其它方式返回大气。

海面有效回辐射的计算方法，常用经验公式给出。尽管形式各异，但其参数都离不开与湿度、温度及云有关的因子。

三、蒸发耗热 Q_e

蒸发和水汽凝结本来是可逆过程。海面蒸发，使海水变成水汽进入大气，海洋中的部分热量以潜热的形式被带入大气，海洋失去热量；当大气中水汽凝结时，又将热量释放出来，但这部分热量却几乎全部留在大气中，成为大气的热源之一。因此蒸发只能使海洋耗热。

平均而言，海洋每年蒸发掉约 126cm 厚的海水，由于海水的蒸发潜热很大，所以蒸发使海洋失去巨额热量。据计算，约占世界大洋辐射平衡热盈余的 90%。当然，大洋不同海域的蒸发耗热不同，这主要由其蒸发量不同所致。

蒸发的速率与近海面空气层中水汽的铅直梯度成比例。通常，紧贴海面的水汽含量可视为是饱和的，如果其上部气层中的水汽量越少，则越有利于水汽向上扩散，从而使蒸发得以继续进行。因此，海面上部气层中在铅直方向上的水汽压差，是维持海水蒸发的先决条件。

海面水温(t_w)与近海面气层的温度(t_a)差与蒸发的速率有着密切关系。

当 $t_w > t_a$ 时，由于海洋向大气传导热量，使近海面气温升高，从而发生热力对流，结果将水汽源源向上输送，而上部水汽含量较少、温度较低的空气下沉至海面；与此同时，海面降温、增密下沉，其下的相对高温水上升至海面。这一过程维持着海气温差的继续存在。因此，由于 $t_w > t_a$ 所引起的海

气中的热力对流过程使蒸发不断地进行。

当 $t_w < t_a$ 时，由于大气向海洋传导热量，使近海面气温降低，导致气层的层结稳定，同样海面升温，也产生稳定层结。由于近海面的水汽不能迅速地向上输送，甚至发生凝结，以致蒸发停止。

青岛近海在春末夏初的海雾，就是由于暖空气流过冷海面所形成的。在秋末冬初，正好相反，因此也是一年中蒸发最强的季节。

在实际海洋的蒸发过程中，风对上述蒸发的物理过程起着巨大的促进作用。海面上的风，实际上是以湍流形式存在的，它一方面极大地加强了海气之间的热传导，同时又将近海面水汽迅速地向外输送，它对蒸发的加速，远远超过单纯由上述物理过程的贡献。同时，风所引起的海浪，又增大了海洋的蒸发面，甚至当波浪破碎时，直接将海水输向大气。

海洋蒸发耗热理论上可由下式计算，即

$$Q_e = L \times E \quad (3-34)$$

式中 L 为蒸发潜热， E 为蒸发量。但海面蒸发量难以直接测量，因而多借助于经验公式进行计算。布德科提出如下经验公式

$$E = k(e_0 - e_z)W \quad (3-35)$$

式中 E 为蒸发量 e_0 与 e_z 分别为依海面水温计算的水汽压与在 Z_m 高处依气温计算的水汽压。 W 为风速； k 为一系数，它与风速有关。

大洋上的蒸发速率是不均匀的，且具有明显的季节变化。赤道海域蒸发量较小，因为那里空气中相对湿度大而风速又小；高纬海区由于气温低，大气容纳的水汽量小，因而蒸发量也小；副热带海区和信风带，空气干燥、气温高，风速大，所以蒸发量大；特别在大西洋湾流区和太平洋黑潮区出现极大值，其原因是暖流北上到中纬海域，水温远高于气温，尤其冬季又盛行偏北风，所以蒸发特别强烈。

就季节变化而言，一般冬季大于夏季，这主要由于冬季水温高于气温，空气层结不稳定，且冬季风速较大所致。

四、海洋与大气的感热交换 Q_h

由于海洋表层水温和气温一般是不相等的，所以两者之间通过热传导也有热量交换。这一交换过程主要受制于两个因素：海面风速和海-气温差。其交换的物理机制同(三)中所述。

当然，不同海区和不同季节，海-气的感热交换有明显差别。冬季盛行寒冷气流，出现较大的向上的热通量，特别是在湾流、黑潮经过的中纬海域和高纬的海面上更是如此；夏季感热交换通常是相当小的；在寒流及上升流区可出现向下的热通量。

平均而言，世界大洋通过感热交换向大气输送热量，相当于辐射平衡热盈余的 10%。在一些海洋学书刊中将感热交换 Q_h 与蒸发耗热 Q_e 之比称为鲍恩比。它是计算海洋热平衡的一个重要参数。

五、海面热收支随纬度的变化

世界大洋海面年平均热收支随纬度的分布如图 3—8 所示。 $(Q_s - Q_b)$ 为通过海面进入海水的净辐射量。在 $25^\circ N \sim 20^\circ S$ 之间最大，然后随纬度的增高而急剧减少。蒸发所耗热量 Q_e 的量级与 $(Q_s - Q_b)$ 相当，在中、高纬度的变化趋势也极为相似，但在低纬热带海区，则由于海面上湿度大，蒸发量显著低于

副热带海区，因此导致蒸发耗热 Q_e 呈双峰分布形式。由图还可看出，海-气感热交换 Q_h 随纬度变化不大，且量值较小。各热收支分量合成的结果如图中 Q_t 所示，其变化十分显著。从 $23^\circ\text{N} \sim 18^\circ\text{S}$ 的热带海域热平衡余项 Q_t 为正，即海水有净的热收入；由此向两极方向的中、高纬海域 Q_t 皆为负，即海水有净的热量支出。

全年平均有热量净收入的海域，由于热量的积累，水温应不断升高，反之在热量有净支出的海域水温应不断降低，但事实并非如此。虽然热带海区表层水温比中高纬温带与寒带海域的水温明显高，但它们的年际变化却不大。这一事实说明在大洋内部必然存在着自低纬向中高纬的热量输送。这是由大洋径向环流来完成的。

3.3.2 海洋内部的热交换

如上所述，对整个世界大洋而言，其热收支应该相等，但对局部海域而言，在不同的时段内其热收支并不一定平衡。这就涉及到通过海-气界面所进行的热交换的余额在海洋内部如何重新分配的问题。

海洋内部的热交换方式可由诸多因素引起，但其表现形式无非是在铅直方向上和水平方向上的热量运输。

一、在铅直方向上的热运输(Q_z)

主要是通过湍流进行的，它是通过海面上的风、浪和流等引起的涡动混合，把海面的热量向下输送的。

由于湍流混合在一年四季中，在任何海域都能发生，因此它是海洋内部铅直热交换的主要角色。一般说来，它的作用多是将海水表层所吸收的辐射能向海洋深层输送。在海面有净热量支出的海域，往往由于降温增密作用引起对流，对流的结果却使热量向上输送。

当然，海洋中铅直方向上的热交换尚有其它因素引起，如埃克曼抽吸和大风卷吸作用能导致下层冷水上涌；在有升、降流的海域，尽管其速度只有 $10^{-6} \sim 10^{-4}\text{m/s}$ 的速度，但由于其常年存在，所运输的热量也是相当可观的，从而导致升、降流区的水温出现异常分布，等等，这在研究局部海域的热平衡时，无疑是不可轻易忽视的。

二、在水平方向上的热输送(Q_A)

主要是通过海流来完成的。在海洋内部水平方向上的热运输是相当可观的。单位时间内通过与海流方向垂直的单位面积上所输送的热量

$$q = c_p \rho V t$$

式中 V 为流速， c_p 、 ρ 、 t 分别为海水的定压比热、密度和温度。可见海流所输送的热量除与流速有关外，还由水温高低决定。但是，影响海流流经海区热状况变化的关键却不是水温绝对值的高低，而是在海流方向上的水温梯度

$\frac{\partial t}{\partial n}$ (n 为海流方向)。即有

$$Q_A = -c \rho V \frac{\partial t}{\partial n} \quad (3-36)$$

式中负号说明热量输送方向与温度梯度方向相反。

整个世界大洋的海面热平衡呈纬向带状分布，从而水温分布亦相似。因此，海流在大洋中水平方向的热输送，沿经向最为明显。

三、海洋中的全热量平衡

式(3—26)给出了通过海面的热平衡方程，在此基础上再同时考虑到海洋内部的热交换，即有

$$Q_t = Q_s - Q_b \pm Q_e \pm Q_h \pm Q_z \pm Q_A \quad (3-37)$$

该式称为海洋全热量平衡方程。它适用于任何时段和局部海区的热平衡计算。一般而言，方程中右端各项的代数和

$$Q_t = 0 \quad (3-38)$$

当 $Q_t > 0$ 时，海水有净的热量收入，水温将升高；反之，当 $Q_t < 0$ 时，水温将降低。 Q_t 的绝对值越大时，则相应地升温或降温的速率将越快。当 Q_t 由正值转为负值时，此 $Q_t = 0$ ，对应于温度的极大值；反之当 Q_t 由负值转为正值， $Q_t = 0$ 时，则为水温极小值。

例如，在一天中，我们姑且把式(3 - 37)中右端的 Q_b 、 Q_e 、 Q_h 、 Q_z 和 Q_A 各量视为常量(事实上在一天中它们的变化也很小)，那么 Q_t 值的变化就完全决定于 Q_s 的变化。一般情况下， Q_s 值在中午达到最大值(因为太阳高度大)此时 $Q_t > 0$ ，且达最大值，水温升高的速率此时也达最大；午后，由于太阳高度的减低， Q_s 值减小到与方程右端其它各项的代数和相等时，即有 $Q_t = 0$ ，则水温达到极大值，停止上升。然后，随着太阳高度的进一步降低， Q_t 转为负值，水温便开始降低。因此，一天中水温最高值出现的时间不是中午太阳高度最大的时刻，而是出现在午后 1~3 时左右。同理，可讨论水温极小值出现的时刻是发生在 Q_t 值由负值转为正值的时刻，海洋中一般发生在凌晨。

在一年中水温极大值同样不是出现在太阳高度最大的月份(北半球为 6 月)，而是 8 月份左右，最低值则出现在 1~2 月份。

研究海洋热平衡的重要意义在于使我们分析海洋水温的时空变化时，能把握住主要矛盾。在对局部海域研究时，可以通过计算热平衡的各分量，弄清制约该海域热状况的主要因子。如果计算后发现 $Q_t = 0$ ，且又排除了计算的误差，那就提醒我们必须去研究和发现新的问题。

3.3.3 海洋中的水平衡

海洋与外界还不断地进行水量交换。对整个世界大洋而言，也存在着水量收支平衡的关系，但它与海洋热平衡有着质的差异。海洋的热量基本上只靠太阳辐射这一外部热源输入，然后在各种过程的制约下，得以达成某种平衡。而海洋中水量平衡却不然，水的来源及支出都是在地球系统自身之内进行循环的，所以又称为水循环，而海洋热平衡却不能称为热量循环。海洋中的水量收支影响着盐度的分布与变化。

一、影响水平衡的因子

海洋中水的收入主要靠降水(Precipitation)、陆地径流(Runoff)和融冰；支出则主要是蒸发和结冰。

1. 蒸发蒸发不仅使海洋失去热量，同时又使海洋失去水量。据计算，海洋每年失去的水量为 $(440 \sim 454) \times 10^3 \text{km}^3$ 。蒸发将使海洋每年下降 $124 \sim 126 \text{cm}$ 。由图 3—9 可见，蒸发在海洋中的分布是很不均匀的。赤道附近小，南、北副热带海域出现两个极大值，蒸发量可达 140cm ，向高纬迅速减小，至两极海

2. 降水降水是海洋水收入的最重要因子。每年可达 $(411 \sim 416) \times 10^3 \text{km}^3$ ，但其分布也是不均匀的。由图 3—9 可见，在赤道附近的热带海域降水量最大，年平均降水量可达 180cm 以上，在副热带海域降至 60cm 左右，而南北两半球的极锋附近又显著增多，然后向极方向迅速减少。它与蒸发量之间，除大于 50° 的高纬海域外，其变化曲线几乎是反位相的。因为它们为海洋水量支出与收入的主要影响因子，可想而知，必对海洋表层盐度的分布产生巨大的影响。

3. 大陆径流大陆径流，包括地下水入海是海洋水量收入的另一重要因子。其分布在世界各大洋中也是极不均匀的。进入各大洋的径流量最大的要算大西洋，其中仅亚马孙河就几乎占全世界径流量的 20% ；另外尚有刚果河，密西西比河及欧洲许多河流的流入，致使大西洋的入海淡水居世界之首。它们可使大西洋平均洋面上升 23cm/a 。印度洋次之。对太平洋来说，注入最大的河流是中国的长江，但其径流量只及亚马孙河的 18.9% ，由于太平洋面积广阔，所有陆地径流量平均只能使其水面上升 7cm/a 。

4. 结冰与融冰结冰与融冰是海洋水平衡中的可逆过程。海冰被海水冲击到陆地上使海洋失去水量，相反，冻结在陆地上的冰的融化会使海洋水量增加。如果被冻结在陆地上的冰全部融化流入海洋，将使海平面上升 66m 。就目前而言，结冰与融冰的量基本上是平衡的。但在个别海域，不同季节，不平衡的情况仍然存在。例如，在南极大陆上的冰川，以每天 1m 的速度向海洋推进，断裂入海后形成巨大的冰山；北极海域的格陵兰岛也是冰山发源地，这些冰山终将融化，对局部海域水平衡的影响是不容忽视的。

二、水量平衡方程

对整个世界大洋而言，水量的收支应该是平衡的。但对局部海域而言，不一定时时都能平衡，从而导致水位的上升或下降，这又会引起海水的流动，以达到水量与水位的调整。考虑到海洋中水量收支的各种因素，其全水量平衡方程可写为下列形式

$$q = P + R + M + U_i - E - F - U_o \quad (3-39)$$

式中 P 为降水， R 为陆地径流， M (Melt) 为融冰， U_i (In) 为海流及混合使海域获得的水量， E (Evapotatation) 为蒸发， F (Freeze) 为结冰， U_o (Out) 为海流及混合使海洋失去的水量，余项 q 为研究海域在某时段内水量交换的盈余 ($q > 0$) 或亏损 ($q < 0$)。

对整个世界大洋而言，结冰 (F) 与融冰 (M) 是可逆过程，相互抵消，由海流混合带入的水量 (U_i) 和带走的水量 (U_o) 也应相等，因此有

$$q = P + R - E \quad (3-40)$$

该式对某些特定海域有时也可直接引用。因为在大多数海域可不考虑结冰与融冰的影响；在具有封闭环流的海域内，例如某一海湾中，可视为 $U_i = U_o$ 。

式 (3—40) 表明，大陆径流、蒸发和降水三个因子是决定世界大洋水量平

衡的基本因子。布迪科(1974)计算,就世界大洋总平均而言, $R=12\text{cm/a}$, $P=114\text{cm/a}$, $E=126\text{cm/a}$, 故 $q=0$ 。

当然对某个大洋,只考虑 P 、 R 和 E 三项,就不能保持 $q=0$ 。如太平洋因降水与径流之和大于蒸发,水量有盈余;大西洋则因蒸发大于降水与径流之和,导致水位损失 12cm/a ;北冰洋因蒸发少,径流多而有水量盈余。因此,大西洋需要太平洋和北冰洋的水进行补充。

海洋中水量盈余将使盐度减小,反之使盐度增大。在大洋的东西两边,由于流向相反,它们对盐度的影响,平均后基本可以抵消,而大洋中部,由于径流的影响很小,因而表层盐度随纬度的变化,就基本上受制于蒸发与降水之差($E-P$)的变化了。乌斯特(1954)发现,在 $60^\circ\text{S} \sim 40^\circ\text{N}$ 大洋表面盐度分布与($E-P$)的经向分布十分相似,并给出如下公式

$$S=34.47+0.0150(E-P) \quad 10^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$$

$$S=34.92+0.0125(E-P) \quad 60^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$$

说明盐度与($E-P$)之间存在线性关系。

§ 3.4 世界大洋温度、盐度、密度的分布和水团

3.4.1 海洋温度、盐度和密度的分布与变化

世界大洋的温度、盐度和密度的时空分布和变化，是海洋学研究最基本的内容之一。它几乎与海洋中所有现象都有密切的联系。

从宏观上看，世界大洋中温、盐、密度场的基本特征是，在表层大致沿纬向呈带状分布，即东—西方向上量值的差异相对很小；而在经向，即南—北方向上的变化却十分显著。在铅直方向上，基本呈层化状态，且随深度的增加其水平差异逐渐缩小，至深层其温、盐、密的分布均匀。它们在铅直方向上的变化相对水平方向上要大得多，因为大洋的水平尺度比其深度要大几百倍至几千倍。图 3—10 为大洋表面温、盐、密度平均值随纬度的变化。

一、海洋温度的分布与变化

对整个世界大洋而言，约 75% 的水体温度在 $0 \sim 6$ 之间，50% 的水体温度在 $1.3 \sim 3.8$ 之间，整体水温平均为 3.8 。其中，太平洋平均为 3.7 ，大西洋 4.0 ，印度洋为 3.8 。

当然，世界大洋中的水温，因时因地而异，比上述平均状况要复杂得多，且一般难以用解析表达式给出。因此，通常多借助于平面图、剖面图，用绘制等值线的方法，以及绘制铅直分布曲线，时间变化曲线等，将其三维时空结构分解成二维或者一维的结构，通过分析加以综合，从而形成对整个温度场的认识。这种研究方法同样适应于对盐度、密度场和其它现象的研究。

(一) 海洋水温的平面(水平)分布

1. 大洋表层的水温分布进入海洋中的太阳辐射能，除很少部分返回大气外，余者全被海水吸收，转化为海水的热能。其中约 60% 的辐射能被 1m 厚的表层吸收，因此海洋表层水温较高。

大洋表层水温的分布，主要决定于太阳辐射的分布和大洋环流两个因子。在极地海域结冰与融冰的影响也起重要作用。

大洋表层水温变化于 $-2 \sim 30$ 之间，年平均值为 17.4 。太平洋最高，平均为 19.1 ；印度洋次之，为 17.0 ；大西洋为 16.9 。相比各大洋的总平均温度而言，大洋表层是相当温暖的。

各大洋表层水温的差异，是由其所处地理位置、大洋形状以及大洋环流的配置等因素所造成的。太平洋表层水温之所以高，主要因为它的热带和副热带的面积宽广，其表层温度高于 25 的面积约占 66%；而大西洋的热带和副热带的面积小，表层水温高于 25 的面积仅占 18%。当然，大西洋与北冰洋之间和太平洋与北冰洋之间相比，比较畅通，也是原因之一。

从表 3—2 可以看出，大洋在南、北两半球的表层水温有明显差异。北半球的年平均水温比南半球相同纬度带内的温度高 2 左右，尤其在大西洋南、北半球 $50^\circ \sim 70^\circ$ 之间特别明显，相差 7 左右。造成这种差异的原因，一方面由于南赤道流的一部分跨越赤道进入北半球；另一方面是由于北半球的陆地阻碍了北冰洋冷水的流入，而南半球则与南极海域直接联通。

表 3-2 三大洋每 10° 纬度带内表面水温的年平均值() (据 Defant, 1961)

纬度	北半球				南半球			
	大西洋太平洋印度洋平均				大西洋太平洋印度洋平均			
0° -10°	26.6	27.9	27.2	27.3	25.2	27.4	26.0	26.4
10° -20°	25.8	27.2	26.4	26.5	23.1	25.9	25.1	25.1
20° -30°	24.1	26.1	23.4	23.7	21.1	22.5	21.5	21.7
30° -40°	20.4	-	18.6	18.4	16.8	17.0	17.0	17.0
40° -50°	13.4	-	10.0	11.0	8.6	8.7	11.2	9.8
50° -60°	8.7	-	5.7	6.1	1.8	1.6	5.0	3.0
60° -70°	5.6	-	-	3.1	(-1.3)	(-1.5)	(-1.3)	(-1.4)
70° -80°	-	-	-	(-1.0)	(-1.7)	(-1.7)	(-1.7)	(-1.7)
80° -90°	-	-	-	(-1.7)	-	-	-	-
-	0 ~ 90°				0 ~ 80°			
	20.1	27.5	22.2	19.2	14.1	15.2	16.8	16.0

图 3-11 与 3-12 为世界大洋 2 月和 8 月表层水温的分布，具有如下共同特点：

1) 等温线的分布，沿纬线大致呈带状分布，特别在南半球 40° S 以南海域，等温线几乎与纬圈平行，且冬季比夏季更为明显，这与太阳辐射的纬度变化密切相关。

2) 冬季和夏季最高温度都出现在赤道附近海域，在西太平洋和印度洋近赤道海域，可达 28~29℃，只是在西太平洋 28℃ 的包络面积夏季比冬季更大，且位置偏北一些。图中的点断线表示最高水温出现的位置，称为热赤道，平均在 7° N 左右。

3) 由热赤道向两极，水温逐渐降低，到极圈附近降至 0℃ 左右；在极地冰盖之下，温度接近于对应盐度下的冰点温度。例如南极冰架之下曾有 -2.1℃ 的记录。

4) 在两半球的副热带到温带海区，特别是北半球，等温线偏离带状分布，在大洋西部向极地弯曲，大洋东部则向赤道方向弯曲。这种格局造成大洋西部水温高于东部。在亚北极海区，水温分布与上述特点恰恰相反，即大洋东部较大洋西部温暖。大洋两侧水温的这种差异在北大西洋尤为明显，东西两岸的水温差，夏季有 6℃ 左右，冬季可达 12℃ 之多。这种分布特点是由大洋环流造成的：在副热带海区，大洋西部是暖流区，东部为寒流区；在亚北极海区正好相反。在南半球的中、高纬度海域，三大洋连成一片，有著名的南极绕极流环绕南极流动，所以东西两岸的温度差没有北半球明显。

5) 在寒、暖流交汇区等温线特别密集，温度水平梯度特别大，如北大西洋的湾流与拉布拉多寒流之间和北太平洋的黑潮与亲潮之间都是如此。另外在大洋暖水区和冷水区，两种水团的交界处，水温水平梯度也特别大，形成所谓极锋 (the polar front)。

6) 冬季表层水温的分布特征与夏季相似，但水温的经线方向梯度比夏季大。

2. 大洋表层以下水温的水平分布大洋表层以下，太阳辐射的直接影响迅速减弱，环流情况也与表层不同，所以水温的分布与表层差异甚大。图 3-13

为水深 500m 水温的分布，显见水温的经线方向梯度明显减小，在大洋西边界流相应海域，出现明显的高温中心。大西洋和太平洋的南部高温区高于 10，太平洋北部高于 13，北大西洋最高达 17 以上。

1000m 的深层上，水温的经线方向变化更小，但在北大西洋东部，由于高温高盐的地中海水溢出直布罗陀海峡下沉，出现了大片高温区；红海和波斯湾的高温高盐水下沉，使印度洋北部出现相应的高温区。在 4000m 层，温度分布趋于均匀，整个大洋的水温差不过 3 左右。至于底层的水温主要受南极底层水的影响，其性质极为均匀，约 0 左右。

(二) 水温的铅直分布

图 3—14 是大西洋准经线方向断面水温分布。可以看出，水温大体上随深度的增加呈不均匀递减。低纬海域的暖水只限于薄薄的近表层之内，其下便是温度铅直梯度较大的水层，在不太厚的深度内，水温迅速递减，此层称为大洋主温跃层(the main thermocline)，相对于大洋表层随季节生消的跃层(the seasonal thermocline)而言，又称永久性跃层(the permanent thermocline)。大洋主温跃层以下，水温随深度的增加逐渐降低，但梯度很小。

大洋主温跃层的深度并不是随纬度的变化而单调地升降。它在赤道海域上升，其深度大约在 300m 左右；在副热带海域下降，在北大西洋海域(30°N 左右)，它扩展到 800m 附近，在南大西洋(20°N 左右)有 600m；由副热带海域开始向高纬度海域又逐渐上升，至亚极地可升达海面，大体呈“W”形状分布。

以主温跃层为界，其上为水温较高的暖水区，其下是水温梯度很小的冷水区。冷、暖水区在亚极地海面的交汇处，水温梯度很大，形成极锋。极锋向极一侧的冷水区一直扩展至海面，暖水区消失。

暖水区的表面，由于受动力(风、浪、流等)及热力(如蒸发、降温、增密等)因素的作用，引起强烈湍流混合，从而在其上部形成一个温度铅直梯度很小，几近均匀的水层，常称为上均匀层或上混合层(upper mixed layer)。上混合层的厚度在不同海域、不同季节是有差别的。在低纬海区一般不超过 100m，赤道附近只有 50~70m，赤道东部更浅些。冬季混合层加深，低纬海区可达 150~200m，中纬地区甚至可伸展至大洋主温跃层。

在混合层的下界，特别是夏季，由于表层增温，可形成很强的跃层，称为季节性跃层。冬季，由于表层降温，对流过程发展，混合层向下扩展，导致季节性跃层的消失。

在极锋向极一侧，不存在永久性跃层。冬季甚至在上层会出现逆温现象，其深度可达 100m 左右(图 3—15)，夏季表层增温后，由于混合作用，在逆温层的顶部形成一厚度不大的均匀层。因此，往往在其下界与逆温层的下界之间形成所谓“冷中间水”，它实际是冬季冷水继续存留的结果。当然，在个别海区它也可由平流造成。

大西洋水温分布的这些特点，在太平洋和印度洋也都存在。

关于季节性跃层的生、消规律如图 3—16 所示。这是西北太平洋(50°N, 145°W)的实测情况。

3月,跃层尚未生成,即仍然保持冬季水温的分布状态。随着表层的逐渐增温,跃层出现,且随时间的推移,其深度逐渐变浅,但强度逐渐加大,至8月达到全年最盛时期;从9月开始,跃层强度复又逐渐减弱,且随对流混合的发展,其深度也逐渐加大,至翌年1月已近消失,尔后完全消失,恢复到冬季状态。

值得提出的是在季节跃层的生消过程中,有时会出现“双跃层”现象,如图中7月和8月的水温分布就是这样。这是由于在各次大风混合中,混合深度不同所造成的。

再者,在深海沟处有时会出现水温随深度缓升的逆温现象,这一方面可能由于地热的影响,另外也常因为压力增大,绝热增温使然,因此在研究大洋深层海水运动和水团分布时,最好采用位温为宜。

(三)水温的变化

1.日变化 大洋中水温的日变化很小,变幅一般不超过0.3。影响水温日变化的主要因子为太阳辐射、内波等。在近岸海域潮流也是重要影响因子。

单纯由太阳辐射引起的水温日变化曲线,为一峰一谷型,其最高值出现在14~15时左右,最低值则出现在日出前后。一般而言,表层水直接吸收太阳辐射,其变幅应大于下层海水的变幅,但由于湍流混合作用,使表层热量不断向下传播以及蒸发的耗热,故其变幅仍然很小。相比之下,晴好天气比多云天气时水温的变幅大;平静海面比大风天气海况恶劣时的变幅大;低纬海域比高纬海域的变幅大;夏季比冬季的变幅大;近岸海域又比外海变幅大。

由太阳辐射引起的表层水温日变化,通过海水内部的热交换向深层传播,其所及的深度不但决定于表层日变幅的大小,而且受制于水层的稳定程度。一般而言,变幅随深度的增加而减小,其位相随深度的增加而落后,在50m深度上的日变幅已经很小,而最大值的出现时间可落后表层达10小时左右。如果在表层以下有密度跃层存在,由于它的“屏障”作用,则会阻止日变化的向下传递。况且内波导致跃层起伏,它所引起的温度变化常常掩盖水温的正常日变化,使其变化形式更趋复杂,水温日变幅甚至远远超过表层。

潮流对海洋水温日变化的影响,在近岸海域往往起着重要作用。由涨、落潮流所携带的近海与外海不同温度的海水,伴随潮流周期性的交替出现,它所引起水温在一天内的变化与太阳辐射引起的水温日变化叠加在一起,同样可以造成水温的复杂变化,特别在上层水温日变幅所及的深度更是如此,但在较深层次,则显现出潮流影响的特点,其变化周期与潮流性质有关。同样,深层内波的影响也可被辨认出来。在浅海水域,常常三者同时起作用。

2.水温的年变化 大洋表层温度的年变化,主要受制于太阳辐射的年变化,在中高纬度,表现为年周期特征;在热带海域,由于太阳在一年中两次当顶直射,故有半年周期。水温极值出现的时间一般在太阳高度最大和最小之后的2~3个月内。年变幅也因海域不同以及海流性质、盛行风系的年变化和结冰融冰等因素的变化而不同。

赤道海域表层水温的年变幅小于1,这与该海域太阳辐射年变化小有直接关系。极地海域表层水温的年变幅也小于1,这与结冰融冰有关。因为当海水结冰时,释出大量结晶热,在结冰后,由于海冰的热传导性差,防止了海水热量的迅速散失,所以减缓了水温的降低;夏季,由于冰面对太阳

辐射的反射以及融冰时消耗大量的融解热，因此减小了水温的增幅。年变幅最大值总是发生在副热带海域，如大西洋的百慕大岛和亚速尔群岛附近，其变幅大于 8°C ，太平洋 $30\sim 40^{\circ}\text{N}$ 之间，大于 9°C ；而在湾流和拉布拉多寒流与黑潮和亲潮之间的交汇处可高达 15°C 和 14°C ，这主要由于太阳辐射和洋流的年变化引起的。

南、北半球大洋表面水温的年变化相比，北半球的变幅大，这与盛行风的年变化有关，冬季来自大陆的冷空气，大大地降低了海面温度；而南半球的对应海域，由于洋面广阔以及经线方向洋流不象北半球那样强，故年变幅较小。

在浅海、边缘海和内陆海，表层水温由于受大陆的影响，也比大洋年变幅大，且其变化曲线不像中、高纬度那样呈现正规的正弦曲线状。例如日本海、黑海和东海的变幅可达 20°C 以上，渤海和某些浅水区甚至可达 $28\sim 30^{\circ}\text{C}$ ，其升温期也往往不等于降温期。

表层以下水温的年变化，主要靠混合和海流等因子在表层以下施加影响，一般是随深度的增加变幅减小，且极值的出现时间也推迟。

二、盐度的分布变化

世界大洋盐度平均值以大西洋最高，为 34.90；印度洋次之，为 34.76，太平洋最低，为 34.62。但是其空间分布极不均匀。

(一) 盐度的平面分布

1. 海洋表层盐度的平面分布由前所述可知，海洋表层盐度与其水量收支有着直接的关系。就大洋表层盐度的多年平均而言，其经线方向分布与蒸发、降水之差(E—P)有极为相似的变化规律(图 3—9)。若将世界大洋表层的盐度分布(图 3—17)和年蒸发量与降水量之差(E—P)的地理分布(图 3—18)相对照，可以看出，(E—P)的高值区与低值区分别与高盐区和低盐区存在着极相似的对应关系。在大洋南、北副热带海域(E—P)呈明显的高值带状分布，其盐度也对应为高值带状区；赤道区的(E—P)低值带，则对应盐度的低值区。

海洋表层的盐度分布比水温分布更为复杂，其总特征是：

1)基本上也具有纬线方向的带状分布特征，但从赤道向两极却呈马鞍形的双峰分布。即赤道海域，盐度较低；至副热带海域，盐度达最高值(南、北太平洋分别达 35 和 36 以上，大西洋达 37 以上，印度洋也达 36)；从副热带向两极，盐度逐渐降低，至两极海域降达 34 以下，这与极地海区结冰、融冰的影响有密切关系。但在大西洋东北部和北冰洋的挪威海、巴伦支海，其盐度值却普遍升高，则是由于大西洋流和挪威流携带高盐水输送的结果。另外，在印度洋北部、太平洋西部和中、南美两岸这些大洋边缘海区，由于降水量远远超过蒸发量，故呈现出明显的低盐区，偏离了带状分布特征。

2)在寒暖流交汇区域和径流冲淡海区，盐度梯度特别大，这显然是由它们盐度的显著差异造成的。其梯度在某些海域可达 $0.2/\text{km}$ 以上。

3)海洋中盐度的最高与最低值多出现在一些大洋边缘的海盆中，如红海北部高达 42.8；波斯湾和地中海在 39 以上，这些海区由于蒸发很强而降水与径流却很小，同时与大洋水的交换又不畅通，故其盐度较高。而在一些降水量和径流量远远超过蒸发量的海区，其盐度又很小，如黑海为 $15\sim 23$ ；波罗的海北部盐度

4)冬季盐度的分布特征与夏季相似，只是在季风影响特别显著的海域，如孟加拉湾和南海北部地区，盐度有较大差异。夏季由于降水量很大，盐度

降低；冬季降水量减少，蒸发加强，盐度增大。

平均而言，北大西洋最高(35.5)，南大西洋、南太平洋次之(35.2)，北太平洋最低(34.2)。这是因为大西洋沿岸无高大山脉，北大西洋蒸发的水汽经东北信风带入北太平洋释放于巴拿马湾一带。而南太平洋东海岸的安第斯山脉，却使由南太平洋西风带所携带的大量水汽上升凝结，释放于太平洋东部的智利沿岸。越过安第斯山脉以后下沉的干燥气流又加强了南大西洋的蒸发作用。印度洋副热带的高盐水，由阿古拉斯流带入南大西洋东部，使其盐度增高，但南太平洋东部，则因大量降水，使其盐度下降，故两个海区形成了鲜明的对比。

2. 海洋表层以下盐度平面分布由于多种制约盐度因子的影响随深度的增大逐渐减弱，所以盐度的水平差异也随深度的增大而减小。在水深 500m 处，整个大洋的盐度水平差异约为 2.3，高盐中心移往大洋西部。1000m 深层约 1.7，至 2000m 深层则只有 0.6。大洋深处的盐度分布几近均匀。

(二) 大洋盐度的铅直向分布

大洋盐度的铅直向分布与温度的铅直向分布有很大不同。图 3—19 与图 3—20 分别为太平洋和大西洋准经线方向断面上的盐度分布。

由图可见，在赤道海区盐度较低的海水只涉及不大的深度。其下便是由南、北半球副热带海区下沉后向赤道方向扩展的高盐水，它分布在表层之下，故称为大洋次表层水，具有大洋铅直方向上最高的盐度。从南半球副热带海面向下伸展的高盐水舌，在大西洋和太平洋，可越过赤道达 5°N 左右，相比之下，北半球的高盐水势力较弱。高盐核心值，南大西洋高达 37.2 以上，南太平洋达 36.0 以上。

在高盐次表层水以下，是由南、北半球中高纬度表层下沉的低盐水层，称为大洋(低盐)中层水。在南半球，它的源地是南极辐聚带，即在南纬 $45^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 围绕南极的南大洋海面。这里的低盐水下沉后，继而在 500~1500m 的深度层中向赤道方向扩展，进入三大洋的次表层水之下。在大西洋可越过赤道达 20°N ，在太平洋亦可达赤道附近，在印度洋则只限于 10°S 以南。在北半球下沉的低盐水，势力较弱。在高盐次表层水与低盐中层水之间等盐线特别密集，形成铅直方向上的盐度跃层，跃层中心(相当于 35.0 的等盐面)大致在 300~700m 的深度上。南大西洋最为明显，跃层上、下的盐度差高达 2.5，太平洋和印度洋则只差 1.0。在跃层中，盐度虽然随深度而降低，但温度也相应减低，由于温度增密作用对盐度降密作用的补偿，其密度仍比次表层水大，所以能在次表层水下分布，同时盐度跃层也是稳定的。

上述南半球形成的低盐水，在印度洋中只限于 10°S 以南，这是因为源于红海、波斯湾的高盐水，下沉之后也在 600~1600m 的水层中向南扩展，从而阻止了南极低盐中层水的北进。就其深度而言与低盐中层水相当，因此又称其为高盐中层水。同样，在北大西洋，由于地中海高盐水溢出后，在相当低盐中层水的深度上，分布范围相当广阔，东北方向可达爱尔兰，西南可到海地岛，为大西洋的高盐中层水。但在太平洋却未发现像印度洋和大西洋中那样的高盐中层水。

在低盐中层水之下，充满了在高纬海区下沉形成的深层水与底层水，盐度稍有升高。世界大洋的底层水主要源地是南极陆架上的威德尔海盆，其盐度在 34.7 上下，由于温度低，密度最大，故能稳定地盘据于大洋底部。大洋深层水形成于大西洋北部海区表层以下，由于受北大西洋流影响，盐度值稍高于底层水，它位于底层水之上，向南扩展，进入南大洋后，继而被带入其它大洋。

海水盐度随深度这种呈层状分布的根本原因是，大洋表层以下的海水都是从不同海区表层辐聚下沉而来的，由于其源地的盐度性质各异，因而必然将其带入各深层中去，并凭借它们密度的大小，在不同深度上水平散布。当然，同时也受到大洋环流的制约。

由于海水在不同纬度带的海面下沉，这就使盐度的铅直向分布，在不同气候带海域内形成了迥然不同的特点。图 3—21 是大洋中平均盐度典型铅直向分布。在赤道附近热带海域，表层为一深度不大，盐度较低的均匀层，约在其下 100~200m 层，出现盐度的最大值，再向下盐度复又急剧降低，至 800~1000m 层出现盐度最小值；然后，又缓慢升高，至 2000m 以深，铅直向变化已十分小了。在副热带中、低纬海域，由于表层高盐水在此下沉，形成了一厚度约 400~500m 的高盐层，再向下，盐度迅速减小，最小值出现在 600~1000m 水层中，继而又随深度的增加而增大，至 2000m 以深，变化则甚小，直至海底。在高纬寒带海域，表层盐度很低，但随深度的增大而递升，至 2000m 以深，其分布与中、低纬度相似，所以没有盐度最小值层出现。

(三)大洋盐度的变化

1. 盐度的日变化大洋表面盐度的日变化很小，其变幅通常小于 0.05。但在下层，因受内波的影响，日变幅常有大于表层者。特别在浅海，由于季节性跃层的深度较小，内波引起的盐度变幅增大现象，可出现在更浅的水层，可达 1.0 甚至更大。盐度日变化没有水温日变化那样比较规律的周期性，但在近岸受潮流影响大的海区，也常常显示出潮流的变化周期。

2. 盐度的年变化大洋盐度的年变化主要是由降水、蒸发、径流、结冰、融冰及大洋环流等因素所制约。由于上述因子都具有年变化的周期性，故盐度也相应地出现年周期变化。然而，由于上述因子在不同海域所起的作用和相对重要性不同，致使各海区盐度变化的特征也不相同。

例如，在白令海峡和鄂霍茨克海等极地海域，由于春季融冰，表层盐度出现最低值(约在 4 月份前后)；冬季季风引起强烈蒸发以及结冰排出盐分，使表层盐度达一年中的最高值(12 月份前后)，其变幅达 1.05。在一些降水和大陆径流集中的海域，夏季其盐度值常常为一年中的最低值，而冬季相反，且由于蒸发的加强使盐度出现最高值。

总之，盐度的年变化，在整个世界大洋中几无普遍规律可循，只能对具体海域进行具体分析。

三、海洋密度的分布变化

(一)密度的水平分布

海水密度是温度、盐度和压力的函数。在大洋上层，特别是表层，主要取决于海水的温度和盐度分布情况。图 3—22 是大西洋表层密度与温、盐随纬度的变化。其它大洋也类似。

赤道区温度最高，盐度也较低，因而表层海水密度最小，密度超量 约

为 $23\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ，由此向两极方向，密度逐渐增大。在副热带海域，虽然盐度最大，但因温度下降不大，仍然很高，所以密度虽有增大，但没有相应地出现极大值，密度超量 约只为 $26\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 。随着纬度的增高，盐度剧降，但因水温降低引起的增密效应比降盐减密效应更大，所以密度继续增大。最大密度出现在寒冷的极地海区，如格陵兰海的密度超量 达 $28\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 以上，南极威德尔海也达 $27.9\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 以上。

随着深度的增加，密度的水平差异如同温度和盐度的水平分布相似，在不断减小。至大洋底层则已相当均匀。

(二)密度的铅直向分布

大洋中，平均而言，温度的变化对密度变化的影响要比盐度大。因此，密度随深度的变化主要取决于温度。海水温度随着深度的分布是不均匀地递减，因而海水的密度即随深度的增加而不均匀地增大。图 3—23 是大洋中典型的密度铅直向分布。

在赤道至副热带的低中纬海域，与温度的上均匀层相应的一层内，密度基本上是均匀的。向下，与大洋主温跃层相对应，密度的铅直梯度也很大，此称为密度跃层。由于主温跃层的深度在不同纬度带上的起伏，从而密跃层也有相应的分布。热带海域表层的密度小，跃层的强度大，副热带海域表面的密度增大，因而跃层的强度就相对减弱。至极锋向极一侧，由于表层密度超量已达 $27\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 左右或更大些，因此铅直向上已不再存在中、低纬海域中那种随深度迅速增密的水层。中、低纬海域密跃层以下及高纬海域中的海水密度，其铅直向变化已相当小了。

当然，在个别降水量较大的海域或在极地海域夏季融冰季节，使表面一薄层密度降低，也会形成浅而弱的密跃层。在浅海，随着季节温跃层的生消也常常存在着密跃层的生消过程。密跃层的存在阻碍着上、下水层的交换。

海水下沉运动所能达到的深度，基本上取决于其自身密度和环流情况。由于大洋表层的密度是从赤道向两极递增的，因此，纬度越高的表层水，下沉的深度越大。南极威德尔海的高密($27.9\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)冷水(0 左右)，可沿陆坡沉到海底，并向三大洋底部扩散；南极辐聚带的冷水则只能下沉到 1000m 左右的深度层中向北散布；副热带高盐水，因水温较高，其密度较小只能在盐度较低、温度很高的赤道海域的低密表层水之下散布。

由上可见，在海面形成的不同密度的海水是按其密度大小沿等密面(严格说是等位密面)下沉至海洋各深层的，并且下沉后都向低纬海域扩展。因而，在低纬海域，温度、盐度和密度在铅直方向上的分布，在一定程度上反映了大洋表层经向上的分布特征。

(三)海水密度的变化

凡是能影响海洋温度、盐度变化的因子都会影响海水密度的变化。

大洋密度的日变化，由于影响因子的变化小，因此微不足道。在深层有密跃层存在时，由于内波作用，可能引起一些波动，但无明显规律可循。

其年变化规律，由于受温度、盐度年变化的影响，其综合作用也导致了密度年变化的复杂性。

3.4.2 海洋水团

一、水团的定义

早在 1916 年, B. 海兰—汉森就把水团(watermass)这一术语引入海洋学中。中国大百科全书(海洋卷, 1987)对水团的定义是: “源地和形成机制相近, 具有相对均匀的物理、化学和生物特征及大体一致的变化趋势, 而与周围海水存在明显差异的宏大水体。”

可见, 对水团内部的特征并非要求绝对相同, 只是“相近”、“相对均匀”、“大体一致”, 但水团内部的特征与其周围水体相比差异则必须是“明显”的。在实际工作中, 对上述条件的掌握宽严不同, 则使水团的划分有相对灵活的标准。例如, 大洋水团的划分, 对水团内部特征的“相近”可以从严要求, 而对浅海水团的划分应适当放宽。

水团从其源地所获得的各种特性, 在运动过程中受环境变化影响或与周围海水交换、混合, 会发生不同程度的变化, 此即水团的变性, 显然, 浅海水团容易变性而大洋水比较保守。长期以来, 人们习惯于把温盐特性作为分析水团的主要指标。1916 年由 B. 海兰—汉森首创的温—盐图解(t—S 图解)至今仍被广泛应用。

所谓温—盐图解, 系指以温度为纵坐标, 以盐度为横坐标, 将测站上不同层次的实测温、盐值对应地点在温、盐坐标系中, 然后自表至底有序地把各点联结起来的曲线(或折线)图。温—盐图解在应用中不断发展, 如温—盐点聚图, 温—盐关系图等也成了常用的分析工具图。

显然, 当水团内部的温、盐值完全相同时, 则温—盐图解中的一个点就代表一个水团, 若水团内部的温、盐相对均匀(稍有差异), 则一个密集的点簇, 代表一个水团。因此, 可根据温—盐图解中点或者点簇的个数来判定水团的数目。图 5—18b 便是各大洋的温—盐图解。

二、水团的分析方法

水团的分析工作, 首先应是对研究海区的水团予以识别并进行划分。在此基础上再对不同水团的特征与强度、源地与形成机制、消长与变性等规律进一步分析。正因为水团的划分是基础工作, 况且它与海洋环流以及渔场的研究等都具有密切的关系, 所以长期以来许多学者致力于这方面的研究。现有主要分析方法有以下几类:

(一) 定性的综合分析方法

绘制研究海区中各种特性的分布变化图及温—盐图解等图表, 据此进行综合分析, 通过比较, 用逻辑推理方法, 定性地进行描述, 故亦称为经验法。这种方法简单易行, 能够充分地体现分析者的经验, 是进一步进行定量分析的重要参考。

(二) 浓度混合分析方法

根据浓度混合理论, 导出水团分析的 t—S 图解几何学方法, 比较定量地确定出水团边界的位置及水团之间的混合区。即依混合组成百分比等于 50% 处为水团的边界, 小于 50% 者为混合区。

(三) 概率统计分析法

目前已被应用的主要有海水特征频率分析法、判别分析法、聚类分析法、对应分析法、场分解分析法等等。

(四) 模糊数学分析方法

随着模糊数学在各个领域的应用, 中国海洋工作者率先用模糊集合理论

对水团的有关概念进行了讨论与定义，并将模糊数学的多种方法应用于海洋水团的分析。

三、水型和水系

(一)水型(watertype)

斯维尔德鲁普 1942 年首次定义水型，其后广为引用。通常它是指温盐度均匀，在温—盐图解上仅用一个单点表示的水体。由于性质完全相同的水样，其观测值皆对应于温—盐图解中的一个点，故水型实质上是“性质完全相同的水体元的集合”。

由此引伸，即可给出水团的集合论定义：“水团是性质相近的水型的集合”。

(二)水系(watersystem)

水系原为陆地水文学的术语，在海洋学中水系可定义为“符合一个给定条件的水团的集合”。换言之，水系的划分只考虑一种性质相近即可。在浅海水团分析中，经常提到的沿岸水系和外海水系，就是只考虑盐度而划分的。前者指沿岸低盐水团的集合，后者是指外海(受大陆径流影响较小的)高盐水团的集合。

3.4.3 海洋混合及温度、盐度、密度的细微结构

一、海洋湍流与混合

在海洋中的各种动力因素的综合作用下，导致海水不断地发生混合。混合是海水的一种普遍运动形式，混合的过程就是海水各种特性(例如热量、浓度、动量等)逐渐趋向均匀的过程。

海水混合的形式有三种：分子混合，通过分子的随机运动与相邻海水进行特性交换，其交换强度小，且只与海水性质有关；涡动混合，它是由海洋湍流引起的，也称湍流混合，是海洋中海水混合的重要形式。类比分子混合中分子的随机运动，它是以海水微团(小水块)的随机运动与相邻海水进行交换，其交换强度比分子混合大许多量级，它与海水的运动状况密切相关；对流混合，是热盐作用引起的，主要表现在铅直方向上的水体交换。

由于湍流与海水混合有密切关系，在此首先对它的基本性质及其生消规律加以简要说明。

(一)湍流的基本特征

流体运动形式分为层流与湍流两种。层流是一种十分规则的流动，在两层流体之间只能通过分子的随机运动进行特性交换。湍流运动则是在平均运动的基础上，又叠加上了以一种以流体微团的形式作紊乱的、毫无秩序的随机运动，这是湍流的基本特征之一。其二是湍流的扩散性，即这些作随机运动的流体微团之间的距离不断增大，这是造成流体扩散和混合的基本原因之一。另一基本特征是对能量的耗散性。湍流中的速度梯度很大，由于其粘滞性消耗很多能量。因此湍流运动的产生、发展必须有足够的能量供给它，否则湍流运动会很快平息。

(二)湍流的生消

湍流能量的产生来自两个方面：首先是由平均运动中的速度剪切引起的。

可以证明，单位时间内通过速度剪切所产生的能量为 $K_M \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$ ；式中 K_M 为动量扩散系数， u 为平均运动速度。这一过程称为湍流能量的切变生成。另外，当海水的铅直稳定度为负值时，开始扰动的海水将愈来愈强，从而导致湍流动能的不断增加。显然这是由系统的势能转化而来的，此称为湍流能量的浮力生成。理论上业已证明浮力生成率为 $-\frac{1}{\rho} g K \frac{\partial \rho}{\partial z}$ ，式中 K 为密度扩散系数， ρ 为海水密度， g 为重力加速度。

湍流能量的消耗也有两种途径。第一，由粘滞性的作用消耗；第二，在海水稳定度为正值的情况下，其浮力生成率为负值。它使已经开始的扰动被削弱甚至平息，这显然是湍流的动能被转化为系统的势能所致。

海洋中湍流的生消主要取决于上述能量的平衡。在层结稳定的海洋中，即稳定度为正的情况下，湍流产生的必要条件是：必须具有足够大的流速梯度，从而产生动能，以克服粘性消耗，同时克服稳定度所产生的阻力。产生湍流能量的切变生成率至少必须大于浮力消耗率。即

$$K_M \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 > -\frac{1}{\rho} g K \frac{\partial \rho}{\partial z} \approx -g K E \quad (3-41)$$

式中 E 为海水静力稳定度。

增高), 由于分子热传导系数大于盐扩散系数($K_t = 10^2 K_s$), 便可能引起自由对流, 从而促进海洋的内部混合。通常有两种形式:

1) 冷而淡的海水位于暖而咸的海水之上, 此时温度出现“不稳定”分布状态, 假定处在层结稳定的海洋中, 其上部的密度稍小于或等于下层的密度, 那么海水仍是静力稳定状态。由于分子扩散的结果, 上层海水将增温增盐, 下层海水将降温降盐。由于热传导系数是盐扩散系数的 10^2 倍, 所以界面以上由于增温, 增盐的联合效应使海水密度减小, 导致海水从界面处上升。下层海水降温、降盐的联合效应, 使海水密度增大, 导致海水从界面下沉。因此, 对流从界面开始分别向上和向下扩展。

2) 暖而咸的海水位于冷而淡的海水之上, 上层密度仍稍小于或等于下层的密度。上层海水因热盐扩散, 温度与盐度降低, 其联合效应使海水增密下沉。下层海水因温盐扩散的联合效应, 使密度减小而上升。于是, 上下两层海水通过界面产生对流。分别向另一层海水扩散。在海洋中已经观测到这种从界面上向下伸展几厘米长的指状水柱, 称为“盐指”。

由于这种海水混合现象完全是由热量与盐量通过分子扩散而引的, 因而称为“双扩散”效应。尽管分子混合本身的混合效应很小, 但在上述两种特定温盐结构的层结静力稳定的海洋中, 双扩散的结果却大大地促进了海洋内部的混合。

双扩散效应的温盐结构, 在海洋中并不少见。例如, 通过直布罗陀海峡进入大西洋的地中海暖而咸的水, 在大西洋中层散布, 与其下部冷而淡的大西洋水之间的温盐结构, 属第二种类型。在极地海区, 上层海水冷而淡, 下层海水往往暖而咸, 属第一种类型。这些以小尺度在海洋中存的温盐结构, 与海洋中温、盐、密细微结构的形成具有密切的关系。

(四) 海洋混合效应及其分布变化

1. 海洋上层的混合效应 海洋上层是海洋中混合最强烈的区域, 包括由动力因子引起的涡动混合和由热盐因子引起的对流混合。它们可以单独发生, 也能同时存在。

如图 3—24, 实线表示混合前海洋中温、盐、密的铅直分布。当海面上的风、浪、流等因子引起涡动混合之后, 将在一定的深度上形成一水文特性均匀的水层。假定混合过程中热盐守恒, 那么混合后的温、盐、密度值, 基本上应等于它们混合前的平均值, 如图 3—24 中的虚线所示。在混合层的下界将出现一个水文特性梯度较大的过渡层即形成温、盐、密度跃层。跃层以下的分布则仍保持混合前的分布状况。

由于海面降温或增盐, 抑或两者联合存在而引起的对流混合, 如同涡动混合一样, 在对流可达的深度内, 亦可形成一均匀层。但是, 因为对流混合本身是由于降温增密或增盐增密引起的, 因此或者失去热量或者增加盐量, 在混合过程中热盐是不守恒的。这就使混合后的温、盐、密度值不一定等于混合前的平均值, 单独由降温引起的对流混合, 其温度值低于混合前的平均值, 盐度则等于混合前的平均值; 单纯由增盐引起的对流混合, 其盐度值高于混合前的平均值, 温度则等于混合前的平均值; 由温、盐联合效应引起的对流混合, 其温度要低于混合前的平均值, 其盐度要高于混合前的平均值, 而混合后的密度永远高于混合前密度的平均值。

鉴于上述情况，在混合可达深度(均匀层)的下界，将不一定同时出现温、盐跃层或者不会出现温盐跃层。但肯定不会出现密度跃层，这是由于增密下沉的海水一定要下沉至与其密度相同的深度上才会停止，而这一深度恰好就是对流混合的深度，见图 3—25 所示。

2. 海洋底层的混合效应海洋底层的混合主要由潮流和海流引起，与海洋上层相似，在海底摩擦的作用下，使流动产生速度剪切而造成湍流混合，往往形成一性质均匀的下混合层。在浅水或近岸海区，自下向上发展的底层混合效应有时可与海洋上混合层贯通，致使底层低温水扩散到海面，于夏季在那里形成低温区。例如，中国成山头外，由于强烈的潮流与海流的作用，常于夏季在表层出现低温水。

3. 由混合形成的跃层对海况的影响由混合形成的跃层，特别在春季后的增温季节中，表面增温强烈，往往形成密度梯度很大的跃层，成为上、下海水交换的屏障。它一方面阻碍着热量的向下输送，另一方面又阻碍着下层高营养盐的海水向上补充，此时浅海海洋的初级生产力将明显降低。

顺便指出，海洋中还有所谓混合增密效应，或称体积收缩效应，即两种温、盐不同的海水混合后，其密度大于混合前两种海水密度的平均值。这种现象不难用海水密度并非温度与盐度的线性函数加以解释。

4. 混合的分布与变化混合，特别是海洋上层的混合，具有明显的季节变化和不同的地理分布特点。

涡动混合在各个季节各纬度的海区都会发生，而对流混合，却在高纬海区与降温季节比较强烈，此时涡动混合效应往往被其掩盖。因此，涡动混合在低纬海区和夏季才显示其重要的作用。在低纬海区，对流混合难以发展，涡动混合则全年占据优势地位。

在某些高纬海区，冬季强烈的对流混合所及的深度较大。夏季表层增温后，由于涡动混合所形成的混合层较浅，以致在涡动混合层以深形成“冷中间水”。

相对而言，不论涡动混合还是对流混合，在陆架与浅海区都比大洋更为强烈，特别是在某些中高纬海区甚至可以直达海底。

(五) 海洋水团之间的混合

1927 年 Jacobsen J. P. 曾应用 $t-S$ 图解研究了两个水团的混合问题。假定两个温、盐各自均匀的叠置水团 A 与 B，其温、盐值分别为 t_A, S_A, t_B, S_B ，且以质量 M_A, M_B 参与混合。设海水比热容为常数，在混合过程中热、盐守恒，则有

$$t(M_A + M_B) = t_A M_A + t_B M_B,$$

$$S(M_A + M_B) = S_A M_A + S_B M_B,$$

式中 t, S 分别代表混合后的温、盐值。由此可得

$$\frac{M_A}{M_B} = \frac{t - t_B}{t_A - t} = \frac{S - S_B}{S_A - S} \quad (3-42)$$

整理后可得

$$t = \frac{S_B t_A - S_A t_B}{S_B - S_A} + \frac{t_B - t_A}{S_B - S_A} S \quad (3-43)$$

或写成 $t = a + Bs$ (3-44)

的形式，其中

$$a = \frac{S_B t_A - S_A t_B}{S_B - S_A}, b = \frac{t_B - t_A}{S_B - S_A} \quad (3-45)$$

对于两个温、盐一定的水团， a 、 b 均为常数，所以式(3-44)说明，两个水团不论以何种比例进行混合，混合后的温、盐之间均呈线性关系。在 $t-S$ 图解中它总是位于由式(3-44)所确定的，连结两个原始水团的直线上。

由式(3-42)不难看出，假定两个水团的质量相等，即 $M_A=M_B$ ，则有

$$t = \frac{t_A + t_B}{2}, S = \frac{S_A + S_B}{2}。说明完全混合后的温、盐值分别为混合前两$$

个水团的平均值。在 $t-S$ 图解中位于连结两原始水团直线的中点。当两个水团质量不相等时，混合后的 (t, S) 点，靠近质量大的一方。即混合后 (t, S) 点离两原始水团的距离和它们的质量成反比关系。又因为假定混合过程中热、盐守恒，故称为保守浓度线性混合理论。

对于三个、四个叠置水团的混合，O. I. 马马耶夫的《世界大洋水的 $t-S$ 分析》一书有比较详尽的讨论。

二、海洋温、盐、密的细微结构

在 3.4.1 中描述的海洋温、盐、密的铅直向结构，是基于常规观测层距的资料，依综合分析而推论的其分布变化规律。那些小于观测层距的小尺度的变化，便有意或无意地被忽略了。60 年代以后，随着先进观测仪器，特别是 CTD 的应用，发现了温、盐在铅直方向上的分布并非那样简单，而是存在着许多小于 1m、数厘米甚至更小的成层结构，相对于常规观测尺度的铅直向结构，称其为“细微”结构。

观测表明，海水在铅直向上的结构是由许多很薄的水层构成的。在每层之内，温、盐性质相对均匀，而这些“均匀层”两两之间存在着厚度更小但梯度特别大的过渡层，有些层厚度甚至薄到只能称为“界面”。这些水层在水平方向上的展布可达到铅直向尺度的 1000 倍以上，并且具有相对的稳定性。目前已观测到至少在 4 天内没有大的变化，但还不能确切地知道有关薄层寿命的一般规律。

这种薄层结构通常有两种型式：一是阶梯状结构，二是不规则的扰动型。

1. 阶梯型结构 在海洋的不同深度上都有发现，其形成机制可能多种多样，其尺度也相差很大。在海洋的上混合层，常常发现几米到几十米的阶梯状结构。层结稳定的海洋上层有相邻海水的入侵可能是其形成原因之一；另外每次大风所致混合深度不同，显然也起作用，这在讨论多重跃层的形成机制时均可借鉴。

然而，在海洋深层的阶梯形结构，就不能用海面风致混合来解释。一般认为“双扩散”对流是其形成原因。另外，诸如海水的混合增密所引起的对流，速度剪切所引起的湍流等也可能是形成的原因。

2. 不规则的扰动型 根据经典的跃层模式，认为在跃层之内，温度随深度迅速单调降低，从而密度也单调而迅速地增大，具有很强的稳定层结，所以它限制了铅直方向上的热量、动量和质量交换。然而，实测资料证明，在温跃层内也存在着一系列的薄层结构，有厚度为数米的温度和密度相当均匀的薄层，而且在两均匀层之间也夹着更薄的，例如只有 10~20cm 的界面，甚至有逆温出现。这一事实证明在跃层中的确存在静力不稳定水层，这可能是由于内波的破碎以及一些小尺度或微尺度间歇性的湍流所形成。

总之，海洋中细微结构的发生及其形式甚为复杂，它可能是由多种效应

和过程综合作用的结果。

思考题

1. 简述海水组成与纯水的异同点。何谓海水盐度？
2. 简述海水的主要热学与力学性质，它们与温度、盐度和压力的关系如何？
3. 何谓海水的位温？有何实用价值？
4. 简述海水密度的表示方法(历史上和现在的)。何谓海水状态方程？
5. 海水结冰与淡水结冰的过程有何不同？为什么？
6. 海冰的主要物理性质是什么？海冰对海况有何影响？
7. 海洋热平衡方程中各项的物理含义是什么？它们是怎样对海洋的热状况产生作用的？
8. 世界大洋热平衡的分布与变化规律如何？
9. 简述世界大洋中温度、盐度和密度的空间分布基本特征。
10. 大洋温度和盐度的平面分布与铅直分布有什么异同点？
11. 何谓大洋主温跃层和极锋？何谓季节性温跃层？
12. 为什么大洋热带海域盐度的最大与最小值总是出现在表层以下？
13. 何谓海洋水团？它和水型、水系有什么关系？
14. 何谓海洋混合？引起混合的主要原因有哪些？
15. 涡动混合与对流混合效应有何异同之处？在不同纬度的海域中和不同季节中它们对海况的影响有什么变化与不同？
16. 海洋中温度、盐度与密度细微结构的基本特征如何？

第四章 海水的化学组成和特性

化学海洋学是用化学的原理和方法解决海洋中有关问题的科学，其基本内容就是研究海水的化学组成和特性，包括发生在海水中的各种均相化学过程、海水与大气界面上的各种气—液界面化学过程以及海水与沉积物、悬浮颗粒等固—液界面上的化学过程。

1872年“挑战者号”进行了首次大规模海洋科学调查。在这次调查中首次测定了海水的化学组成。20世纪以来，分析化学以及海水采样技术的快速进步，给化学海洋学的发展带来极大的推动力，化学海洋学在20世纪获得迅速发展。

化学海洋学是海洋科学的一个重要分支。它为海洋科学其它方向的发展提供了化学的基础，也和它们结合形成了新的研究方向和新兴学科。如研究海洋环流、水团等需要利用示踪方法跟踪海水的运动，海水化学成分的分析也有助于确定其运动和来源；生物海洋学研究海洋初级生产力必须借助化学手段；化学海洋学对海洋沉积和海水—底质的物质交换研究，则是海洋地质学的重要组成部分。

§ 4.1 海水的化学组成

海水是一种非常复杂的多组分水溶液，其主要组成见图4—1。海水中各种元素都以一定的物理化学形态存在。在海水中铜的存在形式较为复杂，大部分是以有机络合物形式存在的。在自由离子中仅有一小部分以二价正离子形式存在，大部分都是以负离子络合物出现。所以图4-2中的自由铜离子仅占全部溶解铜的一小部分。海水中有含量极为丰富的钠，但其化学行为非常简单，它几乎全部以 Na^+ 离子形式存在。

海水中的溶解有机物十分复杂，主要是一种叫做“海洋腐殖质”的物质，它的性质与土壤中植被分解生成的腐殖酸和富敏酸类似。海洋腐殖质的分子结构还没有完全确定，但是它与金属能形成强络合物。

海水中的成分可以划分为五类：

1. 主要成分(大量、常量元素)：指海水中浓度大于 $1 \times 10^{-6} \text{mg/kg}$ 的成分。属于此类的有阳离子 Na^+ ， K^+ ， Ca^{2+} ， Mg^{2+} 和 Sr^{2+} 五种，阴离子有 Cl^- ， SO_4^{2-} ， Br^- ， HCO_3^- (CO_3^{2-})， F^- 五种，还有以分子形式存在的 H_3BO_3 ，其总和占海水盐分的99.9%。所以称为主要成分。

由于这些成分在海水中的含量较大，各成分的浓度比例近似恒定，生物活动和总盐度变化对其影响都不大，所以称为保守元素。

海水中的Si含量有时也大于 1mg/kg ，但是由于其浓度受生物活动影响较大，性质不稳定，属于非保守元素，因此讨论主要成分时不包括Si。

2. 溶于海水的气体成分，如氧、氮及惰性气体等。

3. 营养元素(营养盐、生源要素)：主要是与海洋植物生长有关的要素，通常是指N、P及Si等。这些要素在海水中的含量经常受到植物活动的影响，其含量很低时，会限制植物的正常生长，所以这些要素对生物有重要意义。

4. 微量元素：在海水中含量很低，但又不属于营养元素者。
 5. 海水中的有机物质：如氨基酸、腐殖质、叶绿素等。

4.1.1 海水的主要成分

一、性质与溶存形式

海水中溶解有各种盐分，海水盐分的成因是一个复杂的问题，与地球的起源、海洋的形成及演变过程有关。一般认为盐分主要来源于地壳岩石风化产物及火山喷出物。另外，全球的河流每年向海洋输送 $5.5 \times 10^{15} \text{g}$ 溶解盐，这也是海水盐分来源之一。从其来源看，海水中似乎应该含有地球上的所有元素，但是，由于分析水平所限，目前已经测定的仅有 80 多种。现将其中重要的一些元素表 4—1。

表 4-1 海水中最重要的溶解元素的化学形态和浓度

元素	平均浓度	范围	单位 (每 kg 海水)	主要存在形态
Li	174		μg	Li^+
B	4.5		mg	H_3BO_3
C	27.6	24 — 30	mg	HCO_3^- , CO_3^{2-}
N	420	< 1 — 630	μg	NO_3^-
F	1.3		mg	F^- , MgF^+
Na	10.77		g	Na^+
Mg	1.29		g	Mg^{2+}
Al	540	< 10 — 1200	ng	$\text{Al}(\text{OH})_4^-$, $\text{Al}(\text{OH})_3^0$
Si	2.8	< 0.02 — 5	mg	H_4SiO_4^0
P	70	< 0.1 — 110	μg	HPO_4^{2-} , NaHPO_4^- , MgHPO_4^-
S	0.904		g	SO_4^{2-} , NaSO_4^- , MgSO_4^0
Cl	19.354		g	Cl^-
K	0.399		g	K^+
Ca	0.412		g	Ca^{2+}
Mn	14	5 — 200	ng	Mn^{2+} , MnCl^+
Fe	55	5 — 140	ng	$\text{Fe}(\text{OH})_3^0$
Ni	0.50	0.10 — 0.70	μg	Ni^{2+} , NiCO_3^0 , NiCl^+
Cu	0.25	0.03 — 0.40	μg	CuCO_3^0 , CuOH^+ , Cu^{2+}
Zn	0.40	< 0.01 — 0.60	μg	Zn^{2+} , ZnOH^+ , ZnCO_3^0 , ZnCl^+
As	1.7	1.1 — 1.9	μg	HAsO_4^{2-}

续表

元素	平均浓度	范围	单位 (每 kg 海水)	主要存在形态
Br	67		mg	Br ⁻
Rb	120		μ g	Rb ⁺
Sr	7.9		mg	Sr ²⁺
Cd	80	0.1 — 120	ng	CdCl ₂ ⁰
I	50	25 — 65	ng	IO ₃ ⁻
Cs	0.29		μ g	Cs ⁺
Ba	14	4 — 20	μ g	Ba ²⁺
Hg	1	0.4 — 2	ng	HgCl ₄ ²⁻
Pb	2	1 — 35	ng	PbCO ₂ ⁰ , Pb(CO ₃) ₂ ²⁻ , PbCl ⁺
U	3.3		μ g	UO ₂ (CO ₃) ₄ ⁴⁻

指氧化水体中的无机形态。

浓度对于化合的氮，元素也以氮气形式存在。

浓度受到大气中含铅汽油燃烧影响。

表中较高浓度的组分基本上代表了其在海水中的平均浓度，一些低含量成分由于测定困难，测定过的样本不多，难以代表其平均浓度。表中还反映出逗留时间长的元素在海水中的含量也高，如果把含量填写入元素周期表，大致可以看到如下规律：除零族惰性气体外，周期表两端的元素含量较高。如 A，A，A 及 A 族；同族元素从第三周期开始随原子序数增加而减少。

A，A 和 A 三族元素的 logC(C 以 mmol/kg 表示)与原子序数成线性关系。某些副族元素也有类似现象。过渡元素在海水中的含量都较低，包括植物生长的营养元素和一些必需的微量元素都集中在这个区域。

表 4—1 中列举了几乎所有主要元素的无机形态。对于元素的化学形态的了解是十分重要的，因为它对于元素在海水中的反应有决定作用。例如，铜对于浮游生物的作用就是与自由的二价铜离子浓度有关，而非与总铜浓度有关。在化学分析中，一般不区分化学形态，所以一般的溶解态浓度就是指离子或元素的总浓度。

化学海洋学的发展很大程度上依赖于分析化学技术的进步，许多感兴趣的金属在海水中的含量极低，只有用灵敏的测试仪器和技术并避免样品采集和分析过程中的污染才能够测定。

二、元素在海水中的逗留时间

元素在海水并非永久留存，河流不断把盐分输送到海洋，海水中的元素又不断向海底沉积。不同的元素转移到沉积中间的速度是不同的，例如，河水中 Ca²⁺含量比 Na⁺高，而进入海洋之后，Na⁺的含量比 Ca²⁺高得多。这说明 Ca²⁺比 Na⁺更容易进入沉积物。为了解不同元素在海水中间可以停留的时间和转移速率，Barth(1952)提出海水中元素的逗留时间(T)的概念，其定义为

$$T = \frac{\text{海水中某元素的总量}}{\text{该元素每年进入海洋的量}} \quad (4-1)$$

T 的意义是：元素以固定的速率向海洋输送，如果要把全部海水中该元素置

换出来所需的平均时间。

海水的成分被认为处于稳定状态。即元素的含量不随时间改变。这样，元素进入海水的速率应当等于从海水中输出的速率，可以用下列模式表示：



M 为海水中某元素的总量，Q 为输入速率，R 为输出速率，于是有

$$\frac{dM}{dt} = Q - R \quad (4-2)$$

处于稳定状态时， $\frac{dM}{dt} = 0$ ，即 $Q = R$

海水中的元素输出与元素的含量成正比：

$$R = kM \quad (k \text{ 为输出速率常数}) \quad (4-3)$$

$$Q - kM = 0 \quad (4-4)$$

即

$$\frac{1}{k} = \frac{M}{Q} = \tau \quad (4-5)$$

即元素的逗留时间等于元素输出速率常数的倒数。

海水中一些元素的逗留时间列于表 4—2 中。

表 4-2 海水中一些元素的逗留时间

元素	log	元素	log	元素	log	元素	log
H	4.5	Cl	7.9	As	5	Hg	5
Li	6.5	K	6.7	Se	4	Pb(2.6)	
Be	(2)	Ca	5.9	Br	8	Ra	6.6
B	7.0	Sc	4.6	Rb	6.4	Th	(2)
C	4.9	Ti	4	Zr	5	U	6.4
N	6.3	V	5	Mo	5		
O	4.5	Cr	3	Ag	5		
F	5.7	Mn	4	Cd	4.7		
Na	7.7	Fe	2	Sb	4		
Mg	7.0	Co	4.5	I	6		
Al	2	Ni	4	Cs	5.8		
Si	3.8	Cu	4	Ba	4.5		
P	4	Zn	4	La	6.3		
S	6.9	Ga	4	Au	5		

下面举两个计算示例。

(1) 海洋中水分子的逗留时间：海洋的平均深度为 4000m，全球河流的径流量折算为海洋水位是 13cm/a，所以 $T_{H_2O} = 4000 / 0.13 = 3 \times 10^4$ (年)。

有人在计算时采用河流的径流量为 10cm/a，得到的结果为 40×10^4 年。

还可以从海水的总体积和径流量计算，即

$$T_{H_2O} = 1.4 \times 10^{21} / (4.6 \times 10^{16}) = 3 \times 10^4 \text{ (年)} \quad (4-6)$$

(2)海水中钙的逗留时间：海水中总 Ca^{2+} 含量为 $5.61 \times 10^{20}\text{g}$ ，河水中钙的平均浓度为 $15 \times 10^{-3}\text{g}/\text{dm}^3$ ，河流径流量为 $4.6 \times 10^{16}\text{kg}/\text{a}$ 。

$$T_{\text{Ca}} = 5.61 \times 10^{20} / (15 \times 10^{-3} \times 4.6 \times 10^{16}) = 0.8 \times 10^6 (\text{年})$$

(4 - 7)

也可以根据元素从海水中的输出量计算，但是由于数据的准确度不够，都只能得到近似的结果。海水中元素的逗留时间大致在 $10^2 \sim 10^8$ 年之间。

海水的更新时间在温跃层(平均 100m)以上平均为几十年，而在深层则为 1000 年左右。如果元素逗留时间大于更新的时间，则在整个海洋中的分布应当是均匀的；如果小于更新的时间，其分布应当是不均匀的。但是有些元素如 P、N、Si 虽然逗留时间较长，由于生物参与了这些元素的循环，在海洋中也造成了不均匀的分布。

4.1.2 微量元素

海水中除了 14 种主要元素(O、H、Cl、Ca、Mg、S、K、Br、C、S、Sr、B、Si、F)浓度大于 $1 \times 10^{-6}\text{mg}/\text{kg}$ 外，其余所有元素的浓度均低于此值，因此可以把这些元素称为“微量元素”。当然，这仅是对海水的组分而言，与通常意义的“微量元素”不同。例如，Fe 和 Al 在地壳中的含量很高，而在海水中含量很低，它们是海水中的微量元素。

海水中的微量元素过去研究不多，现在则因为它们和环境污染有重要关系，研究日益广泛，例如 IDOE 计划调查污染本底值和污染物迁移等。海水中的微量元素的循环和平衡过程是极为复杂的。其来源主要有河流的输入、大气沉降、海底热泉等，它在海水中涉及的平衡有络合、螯合、氧化还原平衡、生物吸收、颗粒物的吸附与解吸等。微量元素的循环为海洋化学研究提供了研究的新内容。

对海水微量元素的研究首先是分析测定问题。有些方法的灵敏度虽然很高，但是不一定能得到正确的结果。因为海水中微量元素的含量极低，有些甚至低于蒸馏水的含量，所以采样、储存，以及容器的污染都会产生很大的误差。为此，首先要避免沾污，采样过程要防止污染，样品的前处理和分析测定均应在洁净实验室进行，也要考虑容器、试剂等对测定结果的影响。另外，要经常进行实验室的互校工作，以保证测定质量。

一、微量元素在海水中的存在形式和形态

元素在海水中的存在形式和形态与其在海洋的地球化学、生物及化学过程有密切关系，如Cr在海水中以 CrO_4^{2-} 形式存在较为稳定，而以 Cr^{3+} 形式则易被吸附沉淀到海底沉积物中。又如海水中的Cd有四种形式： Cd^{2+} ， CdCl^+ ， CdCl_3^- ， CdCl_2^0 ，颗粒物和胶体对不同形式的Cd的吸附和离子交换显然是不同的。不同形式的金属毒性也大不相同， Cr^{6+} 毒性大于 Cr^{3+} ， Cu^{2+} 和 $\text{Cu}(\text{OH})^+$ 毒性大于有机络合的铜，甲基汞的毒性远大于无机汞。溶于海水中的自由离子及有机、无机络合物在水体中比在悬浮物和颗粒物中更稳定。因此对海水中微量元素的形态研究十分重要。一般微量元素在海水中的形态可以分为以下几种类型：

- 1)弱酸在海水中的解离；
- 2)变价元素在海水中的氧化还原平衡；

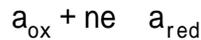
- 3) 微量元素在海水中的有机和无机络合物；
- 4) 生物合成的有机物；
- 5) 海水中的有机物及无机颗粒物。

Stumm(1975)把海水中的微量金属元素按照粒子大小分为七种形式(图 4—3)，Florence(1976)也根据测定过程把海水中的微量元素分为各种不同形态。但是这些划分都比较粗略，还有待于继续进行理论研究和实际调查。

二、海水的氧化还原电位

海水中的微量元素有的只有一种价态，如银、锌，有的元素特别是过渡元素有多种价态，如铁的 2、3 价，铬的 3、6 价等等。微量元素的价态与其在海洋中的转移及地球化学循环有关，如 6 价铬和 2 价铁在水体中较稳定，3 价铁和铬则易于沉积到海底。元素的价态与其毒性密切相关，6 价铬的毒性比 3 价铬大得多。通过对海水氧化还原电位的研究，可以推测平衡状态下变价元素的价态情况。

假设海水是一个氧化还原的平衡体系，其每对氧化—还原平衡的半电池反应为



电极电位可以表示为

$$E_h = E_0 - \frac{RT}{nF} \ln \frac{a_{red}}{a_{ox}} = E_0 - 2.303 \frac{RT}{nF} \log \frac{a_{red}}{a_{ox}} \quad (4-8)$$

因此，海水的 E_h 可以由任意一个氧化还原电位求得。假如海水未平衡，则氧化还原电位取决于海水中起主要作用的氧化还原电位。

在 25℃ 时， $2.303 \frac{RT}{F} = 0.059V/mol$ ，类似 pH 的定义把 pE 定义

为 $pE = -\log a_e$ ，这样 pE 可以表示氧化还原能力的强弱。pE 低，则电子活度大，还原能力强，海水处于强还原条件；反之则是处于强氧化条件。25℃ 时 $pE_0 = E_{h0}/0.059$ ， $pE_0 = E_{h0}/0.059$ 。

海水的 E_h 值通常采用惰性金属电极测定，最常用的是铂电极，把铂电极和参比电极放在被测溶液中，测定电位差值，扣除参比电极电位则得到 E_h 值。

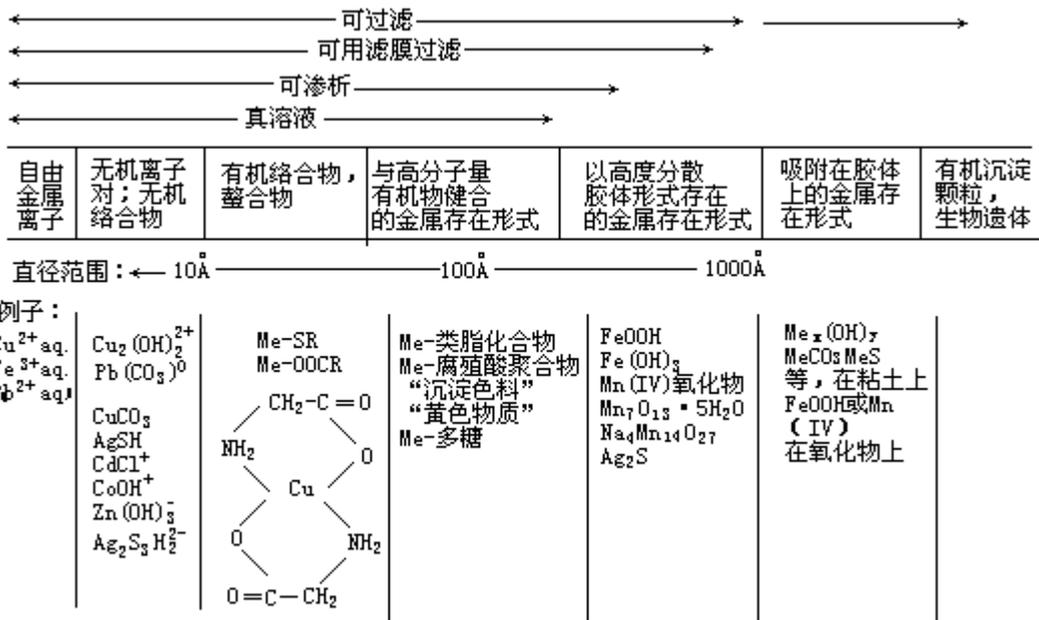
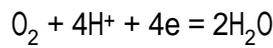


图 4-3 海水中金属元素的存在形态 (Stumm, 1981)

对正常的通气良好的海水使用光亮铂电极测定的 Eh 大约为 0.4V 左右, 在海水中 Eh 值受水中溶解氧和 pH 的控制, 当氧气在气—液相平衡时, 海水中氧气的分压等于大气氧分压, 为 $0.21 \times 101325Pa$, 由此可以计算海水实际的 Eh 值。

半电极反应为



$$E = 1.23V$$

$$Eh = E_0 - \frac{RT}{nF} \ln \frac{a_{H_2O}}{P_{O_2} \cdot aH^{+4}} \quad (4-9)$$

对于海水, $pH = 8.1$, $P_{O_2} = 0.21 \times 101325Pa$, $a_{H_2O} = 1$, $t = 25$, 代入上式, 得

$$Eh = 1.23 - \frac{0.05915}{4} \log \frac{1}{0.21 \times (10^{-8.1})^4} = 0.74V \quad (4-10)$$

$$pE = \frac{E_0}{0.05915} - \frac{1}{n} \log \frac{a_{H_2O}}{P_{O_2} aH^{+4}} = 20.79 + \frac{1}{4} \log P_{O_2} - pH = 12.5$$

对于 $O_2 - H_2O$ 系统, 海水的 pE 值与 Eh 和 pH 有关, pH 变化 0.1, pE 变化 0.1, P_{O_2} 变化 40%, pE 变化 10%。

4.1.3 海水中的放射性同位素

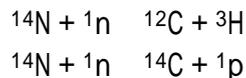
海洋的放射性来源于天然放射性核素和人工放射性核素。

一、天然放射性核素

天然放射性核素由三部分组成:

1. 三大天然放射系海水中, 目前已发现 U、Pa、Th、Ac、Ra、Fr、Rn、Po、Bi、Pb、Tl 等 11 种元素计 38 种核素, 它们属于铀系、钍系、镭系三大天然放射系, 其中钍就有 ^{227}Th 、 ^{228}Th 、 ^{230}Th 、 ^{231}Th 、 ^{232}Th 、 ^{234}Th 六种。放射性核素在海水中浓度的表示有两种方法: g/L; apm/L。

2. 宇宙射线与大气元素或其它物质作用的产物目前，已知这些产物有 ^3H 、 ^7Be 、 ^{14}C 、 ^{26}Al 、 ^{32}Si 、 ^{32}P 、 ^{33}P 、 ^{35}S 、 ^{35}Cl 、 ^{37}Cl 和 ^{39}Ar 等，其中 ^3H 和 ^{14}C 是由下列作用而产生的：



中子的来源是：大气中 N_2 与 O_2 在宇宙射线作用下，原子核发生裂变而产生。

宇宙射线是一种高速质子流。由于这种作用，在全球储存的氚已达3.5kg，储存的 ^{14}C 已达75t。

3. 海洋中不成系的长寿命放射性核素有 ^{176}Lu ， ^{147}Sm ， ^{138}La ， ^{87}Rb ， ^{68}Ga ， ^{40}K 等，其浓度为 $10^{-4} \sim 10^{-12}\text{g/L}$ 之间，半衰期长达 $10^9 \sim 10^{16}\text{a}$ 。

二、人工放射性核素

主要来源有四个方面：

1. 核武器爆炸强烈的核爆炸给大气、海洋、土壤带来严重的放射性污染，其产生的放射性核素来源于裂变产物、活化产物和残余物。

裂变产物——是指 ^{235}U 、 ^{239}Pu 分裂所形成的放射性碎片，裂变产物主要有 ^{89}Sr 、 ^{90}Sr 、 ^{90}Y 、 ^{95}Zr 、 ^{95}Nb 、 ^{103}Ru 、 ^{106}Ru 、 ^{131}I 、 ^{137}Cs 、 ^{140}Ba 、 ^{141}Ce 、 ^{144}Ce 等。

活化产物——是指核爆炸时生成的大量中子与空气、弹壳、土壤等物质发生核反应所产生的放射性核素，主要有 ^{32}P 、 ^{35}S 、 ^{51}Cr 、 ^{54}Mn 、 ^{55}Fe 、 ^{59}Fe 、 ^{57}Co 、 ^{58}Co 、 ^{60}Co 、 ^{65}Zn 、 ^{14}C 、 ^3H 等。如进行水下爆炸，产生的活化产物有 ^{35}Cl 、 ^{45}Ca 、 ^{35}S 、 ^{82}Br 、 ^{24}Na 、 ^{27}Mg 、 ^{42}K 等。

残余物——是指由于核反应不完全而剩下的放射性核燃料。

空中核爆炸产生大量放射性降落灰(尘埃)，这些降落灰进入海洋，是人工放射性核素的来源之一，最重要的降落灰元素有： ^{90}Sr 、 ^{137}Cs 和 ^{55}Fe ，其次是 ^{65}Zn 、 ^{60}Co 、 ^{95}Zr - ^{95}Nb 、 ^{103}Ru - ^{103}Rh 、 ^{106}Ru - ^{106}Rh 、 ^{141}Ce 、 ^{144}Ce 等。近年来，由于禁止大气层核试验，直接来源于核爆炸的海洋放射性污染已明显减少。

2. 核动力舰船和原子能工厂排放的放射性废物核潜艇开动后能产生多种放射性废物，包括放射性液体、树脂及固体废物等。主要有用过的燃料元件内的裂变产物和初级冷却剂中的腐蚀物，这些腐蚀物被中子活化而生成放射性的活化产物，另外还包括为净化放射性冷却剂而使用的离子交换树脂等。在核潜艇反应堆冷却水中就含有 ^{18}F 、 ^{24}Na 、 ^{51}Cr 、 ^{66}Mn 、 ^{60}Co 、 ^{65}Ni 、 ^{89}Sr 、 ^{90}Sr 、 ^{131}I 、 ^{137}Cs 、 ^{140}Ba 、 ^{144}Ce 等放射性核素。

目前，全世界有近五百座核电站，其中约有一半在海边。将放射性废物排入海洋最典型的例子是美国汉福特原子能工厂和英国温茨凯原子能工厂，这些老厂以每年几十万居里的放射性活度向河流及大海排放，造成严重的区域性放射性污染。

3. 高水平固体放射性废物向海洋的投放自1946年以来，美国等核大国向太平洋等海域投放数以万计各种类型装有放射性废物的包装容器，估计放射性活度达 $1.5 \times 10^4\text{Ci}$ 。这些海底储罐一旦破裂，高水平的放射性废物即能直接污染大片海域，因为深海海水也在运动，其铅直交换速度也相当快，且深海还有生物，这些生物也能作一定距离的铅直运动，它们能成为放射性核素的运载者。

4. 放射性核素的应用和事故放射性核素在医学、科研上的应用日益广

泛，在太空航行器、同位素能源发生器中都应用放射性材料，这些都有可能造成环境放射性污染；核潜艇和卫星火箭失事乃是导致海洋核污染的原因之一，核潜艇的反应堆有上百万居里放射性物质，一旦反应堆外壳破裂、泄漏，所造成的核污染将会十分严重。

4.1.4 海洋化学污染物

联合国专家组(1982)把海洋污染定义为：直接或间接由人类向大洋和河口排放的各种废物或废热，引起对人类生存环境和健康的危害，或者危及海洋生命(如鱼类)的现象。

全球人口已经超过 50 亿，而且还在以较高的速率增长。到 2050 年全球人口可能达到 100 亿。在发达国家，每个人每年产生大约 2t 废弃物，而发展中国家每人每年仅有 0.25t 废弃物。但是发展中国家也在迅速发展，在工业发展和物质产品丰富的过程中他们产生的废弃物也会增加。这些废弃物相当部分最终排放到大海，造成海洋污染。

一、废弃物的本质

人类向自然环境丢弃并污染环境的废弃物中，大都是 20 世纪生活方式以及工业生产产生大量天然或人造的物质。其中天然物质如淤泥能够在环境中沉积，再如采矿的尾矿，发电厂的飞灰等是一种惰性的废弃物。还有排放的气体，如 CO_2 ， SO_2 ， NO_x 等。废弃物的种类繁多，其中有部分不仅对人类有很大危险性，而且能够破坏人类居住的生态环境。

最为危险的是几种人造的有机化合物。它们有些本来就是为毒杀的目的生产的。由于它们的高毒性和在环境中的长期滞留，可能带来严重的环境问题。合成的物质一般难于被微生物降解。在工业生产中为提高效率而大量使用这些物质，有时也为了灭鼠或除草使用。另一个废弃物来源是在发达国家里，为了商品保质，也为了增加对顾客的吸引力，商品大都装潢精美，这样每天都有大量的纸张、塑料、铝箔、玻璃、罐头被当做废弃物扔掉。

西方国家一般出于经济的考虑而忽略了对垃圾的再生利用。仅就英国而言，每年大约产生 $1 \times 10^8 \text{t}$ 生活垃圾，还有 $2 \times 10^8 \text{t}$ 的 CO_2 排放到大气中。而在美国，1988 年内有 $1.8 \times 10^8 \text{t}$ 固体废弃物， $3 \times 10^8 \text{t}$ 污水和 $4 \times 10^8 \text{t}$ 污泥，再加 $4 \times 10^8 \text{t}$ 工业废弃物。这里还没有计入废气。面对如此巨大的污染排放，人们为保证环境的质量而面临巨大挑战。

二、废弃物处理的方法

最好的方法是减少废弃物的数量。但是有些废弃物无法减少，如污水的量直接与人口数量成比例。许多废弃物应当而且可能再生利用，但有些废弃物的再生利用成本太高，不是最佳选择。例如一些有机物作为能源烧掉比再生利用好得多。对于多氯联苯(PCB)这类难分解的有机物，焚烧是最好的办法。

三、海洋化学污染物

(一)碳氢化合物

主要是指石油。它是一种复杂的混合物，主要由碳和氢组成。有不同的分子量和分子结构，还含有少量氮和金属。碳氢化合物污染主要发生在从石油产地到炼油厂和石油消费地之间海上运输过程中的泄漏和海上事故。

图 4—4 表示世界上主要的海上石油运输路线。从图中可以看到，美国、日本和西欧国家对中东石油的依赖。每年大约有 $(5 \sim 10) \times 10^6 \text{t}$ 石油流入大海。其中 $2/3$ 是在运输途中泄漏的， $1/3$ 是由河流把炼油厂的废油和其它工业废水中的碳氢混合物带入大海的。仅有一小部分是来自于海上事故泄漏的。尽管海难造成溢油引起众多的报道，但是大部分的海洋石油污染却来自船用内燃机燃料的不完全燃烧和油轮压舱水的排放。当海上石油污染发生以后，油污的散布取决于许多物理、化学和生物的因素。海流和风迅速加大油污的面积；反过来，大的表面积又使其挥发、溶解和乳化过程加快。最后，石油被海洋微生物降解为 CO_2 。海上溢油降解的速度和程度取决于原油的组成、天气状况和海流的情况。例如，柴油可以在海上很快散布，而 6 号原油的粘滞性很大，可在海上悬浮不动。图 4—5 表明了海上溢油的分解过程。

溢油中较轻的组分挥发了；水溶性组分溶于海水通过混合过程进入水体；最重要部分——不溶性残渣乳化为小球，最终沉入海底或冲到海岸，被缓慢分解或者掩埋掉。溢油的危害取决于生物的种类和溢油的地区。

溢油对于食物链中大部分海洋生物有毒。其中有些生物更易受到溢油的危害。一次大规模的海上溢油往往引起近岸生态系的恶化，致死当地的生物，包括植物、动物以至于飞鸟，或者使一些生物中毒。例如 1969 年秋天在美国 WoodsHole 海洋研究所附近的海区有 600t 溢油进入了麻省 Buzzard 海湾。使该海区的生物量从溢油前的 $20000 \text{个}/\text{m}^2$ 降到 $2 \text{个}/\text{m}^2$ ！

大洋的溢油比近岸溢油的危害稍小，因为大洋水域广阔，溢油可以在风和海流的作用下扩散，所以溢油浓度降低较快。这就表明，在一次海上溢油后防止溢油向近岸方向漂移是非常重要的，特别是风吹向海岸的情况更为明显。处理溢油的技术有许多种，漂浮的拦网是一种常用的技术，也常常使用化学分散剂或化学凝油剂。分散剂并不把溢油从海水中除去，有时还把溢油向下扩散，以离开表面有光照的区域，使得分解速度减缓。青岛海洋大学研制的海上溢油凝固剂在处理各种海上溢油方面有显著的效果，能够在短时间内把溢油变成固体或半固体，便于用网具捞起。溢油还可以用引燃方法处理，但是一般海上溢油难以点燃。生物学家也在研究一种以石油为食物的细菌来分解、消化溢油。

(二) 海洋中的重金属

海洋中的重金属对于海洋环境有极大的危害，其中毒性较大的是汞、铅、镉、铬、铜等元素。海水本身含有一定量的重金属，但是本底值均很低。有些微量金属还是生物生长必须的，不会造成环境污染。但是人类的工业生产、交通运输、日常生活污水排放等输入大量重金属，却能造成严重的海洋污染。

例如日本在 50 年代发生的震惊世界的水俣病，就是由于甲基汞的排放引起的。水俣病发生在日本熊本县的水俣市，1953 年开始在人和家畜中发现症状，到 1970 年有 100 余人患病，43 人死亡。以后的患病和死亡人数还在增加。1965 年在日本新泻地区也发现此病，主要发生在日本近海的居民中间。发病的主要原因是水俣市工厂生产氯乙烯、聚乙烯和醋酸乙酯等有机产品过程中使用汞化合物，工厂排放的废水中含有大量的汞，废水随河流进入海湾，使其底质中含有大量汞。这些无机汞与有机物反应生成甲基汞，通过食物链在鱼虾贝类生物中富集，人类食用这些富含甲基汞的食品而中毒。

(三)合成有机化合物(含农药等)

人类每年生产和使用 70000 多种化合物，每年还研制出 1000 种新化合物。大多数进入海洋的有毒化合物是属于 DDT(滴滴涕)和 PCB(多氯联苯)一类。这些含有卤素的碳氢化合物与自然界的石油等碳氢化合物不同，它们不能被细菌或简单的化学反应所分解，所以一旦排放入海，它们将在海洋中滞留很长时间。被生物吸收之后，由于它们的脂溶性，很难从生物体内排除，致使在食物链中逐渐被富集。卤代烃的毒性很大，残存时间很长，在食物链中它可以最先被藻类吸收，贝类能富集比它周围海水浓度高 690000 倍的 DDT 和 PCB。食用这些藻类和贝壳的鱼类可以进一步富集卤代烃，而以这些鱼类为食物的海鸟和海狮等动物会因其食物中的高浓度 PCB 和 DDT 而中毒死亡。

(四)营养物质(富营养化)

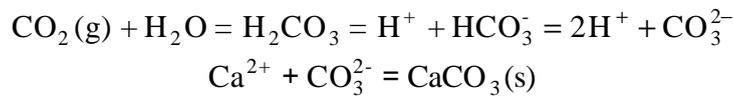
海水中有硝酸盐、磷酸盐等营养盐，这是海洋生物生长所必需的，一般海水中的磷酸盐常常会成为藻类生长的限制因子。现在人们大量使用的洗衣粉等合成洗涤剂中有很高的磷酸盐含量。当有大量生活污水排放大海时，往往造成部分海区的富营养化，一些藻类迅速生长，使其它生物大片死亡，形成“水华”，爆发赤潮。赤潮会严重破坏生态平衡，(详见第九章)。

(五)放射性核素(见 § 4.1.3)

§ 4.2 海水中的二氧化碳系统

海水中溶解有大量碳化合物,其中无机碳的主要形式为 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 H_2CO_3 和 CO_2 。溶解 CO_2 可以与大气中的 CO_2 进行交换,这个过程起着调节大气 CO_2 浓度的作用。工业革命以来,由于大量使用矿物燃料,排放大量 CO_2 ,使大气 CO_2 浓度上升,形成所谓“温室效应”,影响了全球气候变化(图4—6)。因此近年来对大气与海洋的 CO_2 交换过程十分重视,开展了广泛的国际合作,进行了大量研究工作。 CO_2 海气交换的研究是JGOFS(全球海洋通量研究计划)的重要组成部分。

早期的化学海洋学研究就已经知道海水的二氧化碳系统是维持海水有恒定酸度的重要原因,这是由于在海水中存在下列平衡:



这个平衡过程控制着海水的pH,使海水具有缓冲溶液的特性。增加大气的 CO_2 也增加了海水中的无机碳总量,同时增加海水的缓冲容量,引起海水酸度增加,不利于更多的 CO_2 进入海水。

4.2.1 海水的pH值

海水的pH值约为8.1,其值变化很小,因此有利于海洋生物的生长;海水的弱碱性有利于海洋生物利用 CaCO_3 组成介壳,海水的 CO_2 含量足以满足海洋生物光合作用的需要,因此海洋成为生命的摇篮。

一般气体在海水中的溶解量与其在大气中的分压成正比,但 CO_2 是个例外。 CO_2 与水有反应,因此提高了它在海水中的浓度。 CO_2 在生物过程中起重要作用,藻类光合作用消耗 CO_2 ,产生有机物和氧气。因此,大部分地区的海水表层 CO_2 是不饱和的,深层水由于下沉有机物的分解含有较多的 CO_2 。赤道海域环流和美洲大陆西岸上升流把 CO_2 带入表层水。

海水从大气中吸收 CO_2 的能力很大,而且最初它所能吸收的 CO_2 是现今的几倍。要准确估计海水吸收 CO_2 的能力是较为困难的,因为整个体系处于动态之中。 CO_2 与水生成碳酸,碳酸离解得到碳酸氢根和碳酸根,这是海水中溶解碳的主要化学形式。 CO_2 浓度随深度增加,因为藻类光合作用消耗 CO_2 而在呼吸中放出 CO_2 ,另一个原因是 CO_2 的溶解度随压力增加而增加。

天然的碳有三种同位素: ^{12}C , ^{13}C 和 ^{14}C 。其中 ^{14}C 是放射性同位素。大气中的 ^{14}C 有两种来源,一是宇宙射线与大气中的 N_2 发生核反应产生的;另一种是由于核爆炸产生的。 ^{14}C 进入海洋后,随着海水的运动减低浓度,因此可以用来研究 CO_2 的气体交换速率和水团的年龄等。

海水中的二氧化碳含量约为 2.2mmol/kg 。 CO_2 的各种形式随pH的变化

见图4 - 7。海水的pH值等于8.1，以 HCO_3^- 形式为主；其次是 CO_3^{2-} 而 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$ 含量很低。在 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$ 中则是以溶解 CO_2 为主， H_2CO_3 更少。常常把 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$ 称为“游离 CO_2 ”，写为 $C_{\text{CO}_2}(\text{T})$ 。

一、pH 标度

1909年 Sorensen 首次提出了 pH 标度，定义为

$$p_s\text{H} = -\log C_{\text{H}^+} \quad (4-11)$$

这里是使用 H^+ 的浓度标度的，在1924年离子活度概念提出后，他又提出一个用活度标度的定义：

$$p_a\text{H} = -\log a_{\text{H}^+} \quad (4-12)$$

这两种标度之间差一个常数，25℃时， $p_a\text{H} = p_s\text{H} + 0.027$ 。

二、pH 实用标度

但是，实际上单独离子的活度无法测定，为了得到一个确定的值，需要确定一个实用标准，即根据现有的 pH 标准液($p\text{H}_s$)对比未知溶液的 pH

$$p\text{H} = p\text{H}_s + \frac{(E - E_s)F}{2.303RT} \quad (4-13)$$

这里的 $p\text{H}_s$ 标准一般采用 0.05mol/dm^3 苯二甲酸氢钾的水溶液在25℃时 pH 值，即4.00。

三、影响海水 pH 的因素

海水的 pH 一般在7.5~8.2的范围变化，主要取决于二氧化碳的平衡。在温度、压力、盐度一定的情况下，海水的 pH 主要取决于 H_2CO_3 各种离解形式的比值。反过来，当海水 pH 值测定后也可以推算出碳酸盐各种形式的比值。海水缓冲能力最大的时候 pH 应当等于 pK_1' 或 pK_2' (pK_1' 和 pK_2' 分别为碳酸的第一、第二级离解常数)。

当盐度和总 CO_2 一定时，由于 pK_1' 、 pK_2' 随温度、压力变化，所以海水的 pH 也随之变化。计算出不同温度、压力下的 pK_1' 、 pK_2' 值，就可以计算出 pH。在实验室测定海水的 pH 时，如果温度、压力与现场海水不同，则需要校正。

温度校正可用下式

$$p\text{H}_{t_1}(\text{现场}) = p\text{H}_{t_1}(\text{测定}) + 0.0113(t_2 - t_1) \quad (4-14)$$

由于深度改变引起的压力校正可以通过查表得到。

4.2.2 海水的缓冲容量

海水具有一定的缓冲能力，这种缓冲能力主要是受二氧化碳系统控制的。缓冲能力可以用数值表示，称为缓冲容量。定义为使 pH 变化一个单位所需加入的酸或碱的量：

$$B = \frac{dC_b}{dp\text{H}} \quad (4-15)$$

海水的 pH 在6~9之间时缓冲容量最大。大洋水的 pH 变化主要是由 CO_2 的增加或减少引起的。海水的缓冲容量除与 CO_2 有关外，还与 H_3BO_3 有关。由于离

子对的影响，海水的缓冲容量比淡水和 NaCl 溶液都要大。

4.2.3 海水的总碱度、碳酸碱度和总二氧化碳

一、海水总碱度

海水的总碱度 A_T ，是由于碳酸根离子、碳酸氢根负离子和硼酸根离子形成的，其单位为摩尔浓度。

定义碱度的依据为：海水是电中性的，可以用滴定的方法测定（下标 T 表示滴定）。按 SI，碱度定义为：用以中和弱酸负离子所需氢离子的物质量除以海水的体积，符号记为 A，单位是摩尔每立方分米 (mol/dm^3)。总碱度可以分为 3 部分：碳酸盐碱度 (C_A)、硼酸盐碱度 (B_A) 和过剩碱度 (S_A)。

碱度方程式表示了溶液中正负离子的电中性：

$$A_T + [H^+] = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [OH^-] + [B(OH)_4^-] + S_A \quad (4-16)$$

过剩碱度 S_A 是除硼酸和碳酸之外的全部弱酸总浓度。硼酸的二、三级离解常数很小，所以硼酸体系对 A_T 的贡献是主要的。在海水中 ($[OH^-] - [H^+]$) 和 S_A 的值很小，所以方程式 (4-16) 可以简化，得到

$$A_T = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] \quad (4-17)$$

在缺氧的环境下，硫酸根、铵和磷酸盐很高， S_A 不能忽略，海水的 pH 一般在 7.8~8.4 之间， P_{CO_2} 在 $(2.0 \sim 13.0) \times 10^{-6} \text{mol}/\text{kg}$ ， A_T 在 $(2.3 \sim 2.6) \times 10^{-3} \text{mol}/\text{kg}$ 。

二、海水的碳酸碱度

碳酸盐碱度 C 是 CO_3^{2-} 和 HCO_3^- 对碱度的贡献，其定义为： $C = [CO_3^{2-}] + [HCO_3^-]$

如果海水表面的 CO_2 浓度低于大气中的浓度，则大气中的 CO_2 可以向海水中输送，这种情况一般在高纬度地区发生；反之，如果 $P_{\text{CO}_2}(\text{海}) > P_{\text{CO}_2}(\text{气})$ ，则 CO_2 由海水向大气输送。

三、海水的总二氧化碳

海水对 CO_2 的吸收有 3 个因素：一是海水的静态容量，即达到平衡后海水中的 CO_2 含量增加多少，这是热力学平衡问题；二是动力学问题，即大气-海洋之间 CO_2 交换速度有多快，这取决于 CO_2 的交换速率；三是海水铅直混合速率。

大气中二氧化碳含量的增加，已经成为一个全球关注的重大问题。虽然大气中 CO_2 增加的原因已经较为清楚，但是一直没有采取什么切实行动来减少 CO_2 的排放，原因之一就是寻求替代燃料价格昂贵。所以，如何把已经产生的过剩 CO_2 除去就更令人感兴趣。

在赤道地区、北太平洋和南大洋等海域的表层水中有丰富的硝酸盐、磷酸盐，但是生物量却很低。法国海洋化学家 Martin 指出，其主要原因是铁的限制。国际上在 1992 年和 1995 年曾经进行了 IronEX— 和 IronEX— 的实验，证实在大面积海域中添加微量铁盐，可以大大提高藻类的增殖速度，从而吸收更多的大气 CO_2 。海水作为 CO_2 的汇集体，通过“铁施肥”吸收了增加的部分 CO_2 。因此可以预计，这对于减缓海洋全球变暖过程会有较大的影响。

如果铁限制的结论是正确的，在这些海域添加可溶性铁盐，促进初级生产力，就可以吸收掉人类活动产生的 $1/2 \sim 1/3$ 的 CO_2 ，足以补救燃烧化石燃料引起的问题。当然，极而言之，也有可能因光合作用持续增长吸收过多的 CO_2 ，导致冰期提前到来。

§ 4.3 海气界面的气体交换

4.3.1 海水中的溶解气体

海水中除含有无机盐和有机物外，还溶解有一些气体。因为海水表面与大气接触，必然会把大气中某些成分溶解在海水中，这些气体在海洋和大气之间不断进行交换，存在着动态平衡。

表层海水与大气接触，溶解有充足的氧气，氧气在两相之间存在近似的平衡。由于某种原因(升温、降温、生物活动等)而破坏这一平衡时，表层氧气会逸出或溶入而达到新的平衡。在几千米的深海中也不缺乏氧气，正是深海环流把表层的富氧水带到深层的结果。如果没有深海环流，仅表层水有充足的氧气而深层缺氧则海水会变成污水。

海水中的溶解氧含量与海洋生物活动有关，海洋植物在光合作用中放出氧气，进行呼吸作用时要消耗水中氧气。光合作用主要发生在深度不大的光合层，所释放的氧气与光照、生物密度和活动情况等有关，因此可以利用表层海水氧气的含量推测生物活动的情况。

近年来海洋与大气的交换作用受到重视，有的气体可以被海洋吸收，如 CO_2 ；而有的气体只能由海洋向大气输送，如 CO 。只有充分掌握海气交换的机理、交换速率等才有可能正确了解气体在地球上的循环过程。

海水中有些气体参加生物和化学的反应，例如 CO_2 ， O_2 等，有些则不参加反应，叫做保守气体，如惰性气体和氮气等。保守气体在海水的分布仅受海水物理过程的影响，相反，海水中的氧气除了受物理过程影响之外，还受到生物、化学过程的影响。因此，从氮气和氧气的分布差异可以了解海洋中氧气的生物化学过程。

海水中溶解气体以空气为主，因此在讨论气体溶解度之前先介绍空气的主要成分及分压。

一、空气的主要成分和分压

空气成分有不变成分和可变成成分之分(表 4-3,表 4-4)。不变成分中除了 CH_4 和 N_2O 之外，其它气体的组成比例不随地理位置变化，铅直方向从地面到 100km 高处也无变化。 CO_2 在地表上有较小的变化。另外，大气中还含有变动较大的水汽。水汽的含量随空气的温度及状况变化，通常用相对含量和绝对含量，即相对湿度和绝对湿度表示。

表 4-3 空气中不变成分的含量

气体	体积百分数	分压(101325Pa)
N ₂	78.84 ± 0.004	0.7808
O ₂	20.946 ± 0.002	0.2095
Ar	0.934 ± 0.001	0.0093
CO ₂	0.033 ± 0.001	0.0003
Ne	1.818 ± 0.004 × 10 ⁻³	1.82 × 10 ⁻⁵
He	0.524 ± 0.004 × 10 ⁻³	5.2 × 10 ⁻⁶
Kr	1.14 ± 0.01 × 10 ⁻⁴	1.1 × 10 ⁻⁶
Xe	0.87 ± 0.001 × 10 ⁻⁴	8.7 × 10 ⁻⁷
H ₂	0.5 × 10 ⁻⁴	5 × 10 ⁻⁷

表 4 - 4 空气中的可变成分含量(地面)

气体	来源	含量(10 ⁻⁶)
CH ₄		2 × 10 ⁻⁶
O ₃	紫外照射	0 ~ 0.07(夏季) 0 ~ 0.02(冬季)
SO ₂	工业	0 ~ 1
NO ₂	工业	0 ~ 0.02
NH ₃	工业	不定
CO	工业	不定

二、气体的溶解度

当气体在大气和海水之间达到平衡时，海水中溶解气体的浓度决定于气体在水面上的分压、海水的温度和盐度，单位为微摩尔每立方分米(μmol/dm³)，以往曾用 cm³/dm³，cm³/kg 或者 μmol/kg。

三、大气成分在海水中的溶解度

大气成分在海水中的溶解度主要取决于气体的性质、气体的分压、海水的温度和盐度。对某一特定气体而言，如果采用标准压力，则气体的分压就已经确定，因此气体的溶解度可以表示为海水的温度和盐度的函数。常用的氧在海水中的溶解度的公式最初是 Fox(1909)提出的：

$$C_F = 10.291 - 0.2809t + 0.006009t^2 - 0.0000632t^3$$

$$- (0.1161 - 0.003922t + 0.0000631t^2) \cdot Cl \quad (4-18)$$

式中 C_F 为以 cm³/dm³ 表示的氧的溶解度，t 为海水温度()，这个公式是对于干空气确定的。五十年代后又有不少人使用不同的方法测定氧气在海水中的溶解度，特别是 1966 年用碘量法对溶解氧进行了较全面的研究，使得氧气测定的准确度提高。在实验室条件下可以达到 0.1% 的准确度，因此需要对氧气溶解度测定更精确的数据，其后的工作大部使用湿空气，即饱和水汽的空气进行测定。因为海空界面的相对湿度可能较大，利用湿空气测定气体的溶解度比较合理。

4.3.2 气体在海气界面的交换

气体在大气与海洋之间的交换，不仅取决于气体在这两者之间的分压

差，而且取决于气体的交换系数，还与海面状况等因素有关。

一、气体交换的模式

经常使用的模式为薄层模式，即气相与液相的界面上都存在一层很薄的扩散层，气体的交换速率主要取决于气体在这两个扩散层之间的扩散速度。气体在气相扩散系数比在液相中大得多，故可认为液相扩散层是控制交换速率的主要方面。海气交换的模式可以用图 4—8 说明。

图中， P'_G 为涡动的气相分压，混合均匀的液相分压为 P_G ，两相之间由一个扩散层隔开，扩散层厚度为 T ，这个厚度随表面扰动情况不同而变化，一般在 $5 \times 10^{-3} \sim 0.1\text{cm}$ 之间。如果 $P'_G > P_G$ ，气体由气相进入液相，反之，气体逸出海面进入大气。

二、气体交换速率与风速等的关系

海面风速的大小必然影响气体交换速率，风速增加会使扩散层厚度减少，加大了气体的交换率，其影响近似为 E_0 与风速的平方成正比。气体交换速率也与温度有关，从 5 到 25， E_0 大致增加 2 倍。气体交换速率与气体的种类也有关系，例如，在相同的分压情况下，氧气的交换速率比氮气快一倍。

三、海洋中气体的通量

依现场测定的气体在气相和液相的分压数据，可以对气体的海气交换通量进行估算，例如在南黄海地区，通过测定得到，在 3~8 月随着海水的温度的升高，海水中溶解氧向大气释放，平均速率为 $5.2 \times 10^{-7} \text{cm}^3 / (\text{cm}^2 \cdot \text{s})$ ，9~2 月海水降温冷却，大气的氧气溶解于海水，吸收氧气的平均速率与释放的速率大致相同，也为 $5.2 \times 10^{-7} \text{cm}^3 / (\text{cm}^2 \cdot \text{s})$ 。由此计算，整个黄海地区的年氧气交换量为 $3.3 \times 10^{13} \text{dm}^3$ 。依照同样的方法，可以计算出 CO_2 ， CH_4 ， NO_2 ，DMS 等气体的通量。

四、海洋中氧的变化过程

(一) 生物活动对海水中氧的影响

海洋植物在光合作用中产生氧气，而在呼吸作用中消耗氧气，其过程可以近似地表示为



海洋植物光合作用只能在光合层中进行，主要在 0~80m 深度，在 80~200m 深度光合作用减弱，生物已经不能有效地进行繁殖。大于 200m 的深度则消耗占主要地位。这就是在海水表层出现氧含量最大值的原因。光合作用受光强度影响很大，在浮游植物密集的地区，表层海水氧气含量会产生周期性变化，最大值出现在下午 2~3 点，最小值在夜间 2~3 点。通过这种变化量的大小可以估计生物生产氧的量，从而换算成为单位时间、单位面积、水体产生有机碳的量，叫做初级生产力。早期测定初级生产力的黑白瓶法即基于这个原理。从海水的一个水柱来看，光合作用的强弱取决于光线的强弱，在近表层光合作用大于呼吸作用，随着深度的增加，光合作用减弱，呼吸作用增强，在某一个深度下，溶解氧的生产量恰好等于消耗量时，该深度称为溶解氧的补偿深度。在大洋中由于水质澄清，补偿深度较大，而在近岸地区透明度小，其深度较小。补偿深度变化可以从近岸的 1~2m 直到马尾藻海的 100m。一般的补偿深度在 20m 左右。

(二) 海水中氧气的消耗和生化需氧量、化学耗氧量

海水中的氧气消耗主要由于有机物的分解。生化需氧量(BOD)和化学耗氧量(COD)可以反映水体受有机物污染的情况,是有意义的污染指标。由于大洋水 BOD、COD 均很低,故对于受到陆地污染的近岸水,这是两个有用的指标。所谓 BOD,是在需氧条件下水中有机物由于微生物的作用所消耗氧气的量。由于有机物全部分解需要 100 多天,一般采用在 20 度下培养 5 天,称为 5 日生化需氧量,用 BOD_5 表示。COD 的测定是向水体中加入一定量的氧化剂(如 KIO_3 , $KMnO_4$ 或 $K_2Cr_2O_7$),氧化后把消耗氧化剂的量换算为氧的毫克数。COD 也可以在一定程度上反映有机物含量,测定快速,不用放置 5 天,可以作为快速测定方法。COD 与 BOD 有一定关系,所以对 COD 的测定也十分重要。

4.3.3 含硫气体和甲烷

海水中的硫主要以二甲基硫(DMS)、硫化氢、二硫化碳、二甲亚砷等形式存在。由于 H_2S 具有较强的还原性,在天然海水中往往会以重金属硫化物形式沉入海底,而在海水中不占主要成分。 CS_2 因其水溶性差也在海水中含量甚少。由于海洋浮游植物活动中的代谢产物可以产生 DMSP,DMSP 在酶的催化下分解得到 DMS。因此 DMS 是海水中硫的主要形式,另外,由于 DMS 的挥发性,它很容易在海水与大气之间进行交换,这些 DMS 到大气中可以成为云凝核子(CCN),直接影响沿岸地区的气候。它与二氧化碳相反,对于全球变暖有阻碍作用,属于一种“负温室效应”气体。因此研究海水中 DMS 的测定方法、含量、分布成了 80 年代以来国内外的研究热点。DMS 在海水中的浓度一般在 $1 \sim 10nmol/dm^3$ 之间。

CH_4 是海洋中有机体的碎屑被细菌分解过程中释放出来的一种气体。在缺氧的水中细菌可以把 CO 和 CO_2 还原为 CH_4 。所以缺氧水中的 CH_4 含量较高。在空气中 CH_4 的分压比 H_2 和 N_2O 几乎大一个数量级,而在表层海水中的过饱和程度与 H_2 和 N_2O 相近,所以在表层海水中 CH_4 的过饱和程度较其它两种气体为低。 CH_4 的含量在大洋表层水中变化较小,在 $35^\circ S$ 以北的海水中平均值为 $4.2 \times 10^{-5}cm^3/dm^3$ 。在此纬度以南由于水温降低,溶解度增高而含量增加。 CH_4 在海水中的最高值在南极辐聚区(约 $60^\circ S$)。

CH_4 在海水中的铅直分布是随深度增加而降低,如在大西洋 5000m 深处测得 CH_4 为 $0.6 \times 10^{-5}cm^3/dm^3$,墨西哥湾 1200m 深处为 $(1 \sim 2) \times 10^{-5}cm^3/dm^3$ (图 4-9)。

4.3.4 氮和惰性气体

惰性气体的化学性质稳定,在水体中不参加化学反应,所以称为保守气体。它们在海水中的变化主要受物理过程的影响,因此可以根据其在海水中分布了解水体的物理过程。氧气在海水既有生化过程也有物理过程,根据氧气和惰性气体的分布情况不同,可以了解海水的生化过程。但是,由于惰性气体目前尚没有很好的分析方法,因此对其在海水中的分布并不十分清楚。

H_2 ：大西洋的表层海水中 H_2 平均值为 $2.2 \times 10^{-5} \text{cm}^3/\text{dm}^3$ ，饱和度为 240%；在南太平洋表层海水中， H_2 平均值为 $3.3 \times 10^{-5} \text{cm}^3/\text{dm}^3$ ，饱和度为 360%。表层海水中的 H_2 平均饱和度为 300%左右。这种现象不能单纯归因于物理过程，主要由于微生物过程的作用。一些微生物(特别是细菌)可以产生或者消耗 H_2 分子，因此在富营养的水层中， H_2 大量饱和的现象可以得到解释。例如，图 4—10 中，在 Cadig 湾， H_2 的饱和度在 500m 深度时最大。这是因为地中海流出的高含氧水与大西洋水形成盐度跃层使密度梯度增大，阻碍了活的或死的有机物质下沉。有机物聚集在此水层中，便有较多的营养物质供应微生物，使得细菌增加，从而产生较多的 H_2 。

N_2O ：海水中 N_2O 是在 1963 年首次测定的。在南太平洋测定的结果是 $(1.8 \sim 27.0) \times 10^{-5} \text{cm}^3/\text{dm}^3$ 。这表明，在高纬度 N_2O 可能处于不饱和状态。1971 年在大西洋中部和北部的调查结果表明，表层水中的 N_2O 浓度为 $(22.0 \sim 29.0) \times 10^{-5} \text{cm}^3/\text{dm}^3$ ，即 N_2O 在所有测站都是处于过饱和。

§ 4.4 海水中的营养元素

在人类已经发现的 100 多种化学元素中，已有 80 多种在海水中被检出。海水中由 N、P、Si 等元素组成的某些盐类，是海洋植物生长必需的营养盐，通常称为“植物营养盐”(Floralnutrients)、“微量营养盐”(Micronutrients)或“生源要素”。此外，海水中痕量 Fe, Mn, Cu, Zn, Mo, Co, B 等元素，也与生物的生命过程密切相关，称为“痕量营养元素”。

由于各类营养元素在海水中含量很低，在海洋表层常常被海洋浮游植物大量消耗，甚至成为海洋初级生产力的限制因素，所以，又称它们为“生物制约元素”(thebiological limiting elements)。

下面主要讨论氮、磷和硅这些海洋植物营养盐在海洋中的存在形式、分布变化规律和循环。

4.4.1 海洋中氮、磷、硅的主要存在形式

一、海洋中氮的主要存在形式

海洋中，氮以溶解氮(N₂)、无机氮化合物、有机氮化合物等多种形式存在。各种氮形式在海洋中的储量及其在总氮中所占的百分比可以简要归纳如图 4-11。

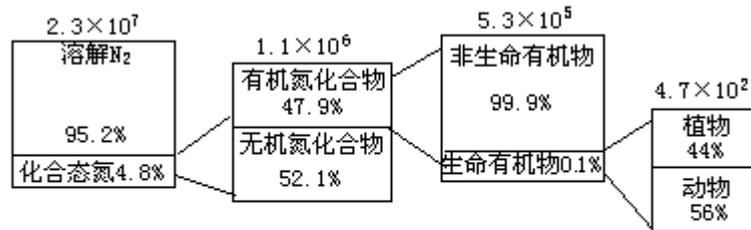
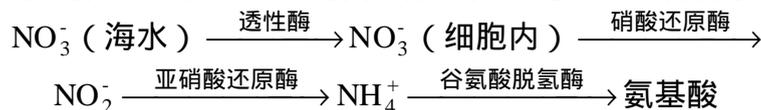


图4-11 海洋中氮的形式及其储量 (方格上方数字为储量，单位为10¹²g)

(据Soderlund and Rosswall, 1982)

在各种形式的氮化合物中，能被海洋浮游植物直接利用的是溶解无机氮化合物(Dissolved Inorganic Nitrogen, DIN)，包括硝酸盐、亚硝酸盐和铵盐。三者在海水中总量约为 5.4×10^{17} g。仅占海洋总氮量的 2.4%。在大洋表层水中，它们的含量分别为(1 ~ 600) $\mu\text{g}/\text{dm}^3$ ，(0.1 ~ 50) $\mu\text{g}/\text{dm}^3$ ，(5 ~ 50) $\mu\text{g}/\text{dm}^3$ 。

氮是构成海洋生物体内蛋白质、氨基酸的主要组分。据研究，海水中无机氮化合物被同化为植物细胞中的氨基酸，要经历以下生物化学过程：



可见，NH₄⁺无需改变氮的价态即可在酶的作用下合成为氨基酸。因此，通常认为，还原植物首先吸收NH₄⁺，当海水中NH₄⁺几乎被耗尽时才会大量吸收NO₃⁻-N。

此外，近年来的一些研究表明，还原浮游植物也会直接利用一部分溶解有机氮化合物(Dissolved Organic Nitrogen, DON)，但是吸收量甚少。

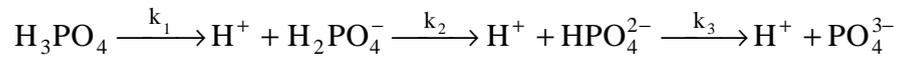
二、海洋中磷的存在形式

海洋中的磷分无机和有机两种主要存在形式。

(一)海洋中的无机磷酸盐

海洋中的无机磷酸盐又有溶解态和颗粒态之分。

水溶液中溶解无机磷酸盐(Dissolved Inorganic phosphorus, DIP)存在如下平衡：



在海水和纯水中，由于离子强度不同，在相同温度下， H_3PO_4 的三级离解常数有显著差异，在 25 时， $\text{p}K_1$ 在海水 昭Q \4Su 遑

硅酸脱水之后转化成为十分稳定的硅石(Silica, SiO_2) :



硅是海洋植物,特别是海洋浮游植物硅藻(Diatom)类生长必需的营养盐,硅藻吸收蛋白石(Opal, $\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)用以构成自身的外壳。含硅海洋生物的残体沉降到海底后,形成硅质软泥,是深海沉积物的主要组分。

4.4.2 海洋中硝酸盐、磷酸盐、硅酸盐的分布与变化

一、平面变化

受生物活动、大陆径流、水文状况、沉积作用、人为活动等各种因素的影响,海洋中微量营养盐的平面分布通常表现为沿岸、河口水域的含量高于大洋,太平洋、印度洋高于大西洋。开阔大洋中高纬度海域高于低纬度海域。但有时因生物活动和水文条件的变化,在同一纬度上,也会出现较大的差异。

以磷酸盐为例,在海洋浮游植物繁盛季节,沿岸、河口水域表层海水中含量可降到很低水平($0.1 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$)。而在某些受人为活动影响显著的海区,当磷、氮等营养盐大量排入,并在水体中积累时,则可能造成水体污染,出现富营养化,甚至诱发赤潮(Red tide)。

大洋表层水中, DIP 含量远低于沿岸区域,并且,不同区域的含量存在一定差异。在热带海洋表层水中,由于生物生产量大, DIP 含量低,通常仅为 $0.1 \sim 0.2 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$,而北大西洋和印度洋表层水中 DIP 含量则可达 $2.0 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。总的来说,大洋表层水中 DIP 分布比较均匀,变化范围一般不超过 $0.5 \sim 1.0 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。

大洋深层水中,由北大西洋向南,经过非洲周围海域、印度洋东部到太平洋, DIP 含量平稳地增加,最终富集于北太平洋深层水中。营养要素在大洋深层水中的这种分布,与大洋深水环流和海洋中营养要素的生物循环作用有关。起源于北大西洋的低温、高盐、寡营养的表层水在格陵兰附近海域沉降,形成北大西洋深层水(NADW),途经大西洋,进入印度洋,最后到达北太平洋。在深层水团这一运动过程中,不断地接受上层沉降颗粒物分解释放的营养要素,故营养盐不断得以富集。图 4—13 是大洋 2000m 深处 DIP 的分布。由图可见,大洋 2000m 深处水中 DIP 含量由北大西洋 $1.2 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 逐渐升高到北太平洋的 $3.0 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。不仅 DIP 如此,深层大洋水中, DIN 和溶解硅也有类似的分布,当然不同元素的富集程度有所差异。对 N 和 P 来说,约富集 2 倍,而硅则富集 5 倍左右。这可能与海洋生物残体中含硅的硬壳组织比含 N, P 的软组织更快地从表层沉降到深层有关。

二、铅直分布

由图 4—14 可见,三种营养盐在大洋中铅直分布呈现类似的特点。

在大洋真光层,由于海洋浮游生物大量吸收营养盐,致使它们的含量都很低,有时甚至被消耗降低至分析零值。被生物摄取的 N, P, Si 等营养盐转化为生物颗粒有机物。生物新陈代谢过程的排泄物和死亡后的残体在向深层沉降的

过程中,由于微生物的矿化作用和氧化作用,有一部分重新转化为 DIN、DIP

和溶解硅酸盐，释放回水中。因而随深度的增大，其含量逐渐增大，并在某一深度达到最大值，此后不再随深度而变化。

当然，在各大洋中不同深度处，硝酸盐、磷酸盐和硅酸盐的含量有一定差异。对硝酸盐来说，表现为印度洋 > 太平洋 > 大西洋；磷酸盐为印度洋 = 太平洋 > 大西洋；而硅酸盐则与前两者有较明显的不同，即太平洋和印度洋的深层水中含量比大西洋深层水高得多。

在河口、近岸地区，营养盐的铅直分布明显受生物活动、底质条件与水文状况的影响。若上下层水体交换良好，铅直含量差异较小，但是在某些水体交换不良的封闭或半封闭海区，上下层海水难以对流混合，在 200 米以下因水体缺氧，硝化作用减弱， $\text{NO}_3^- - \text{N}$ 含量下降，而 $\text{NH}_4^+ - \text{N}$ 含量增加。在上升流海区，由于富含 N、P 的深层水的涌升，也会影响它们的铅直分布。

三、季节变化

关于海水中营养盐的季节变化，已有不少研究。结果表明，中纬度(温带)海区和近岸浅海海区的季节变化较为明显，而且与海洋浮游植物生物量的消长有明显的关系，反映了生命过程的消长(图 4—15)。

图 4—16 是在英吉利海峡普里茅斯港对表层和底层海水 $\text{NO}_3^- - \text{N}$ ， NO_2^- ， $\text{NH}_4^+ - \text{N}$ 含量进行周年观测所得的结果，图 4—17 是英吉利海峡表层和底层海水磷酸盐的季节变化。夏季(7 月)浮游植物繁盛期间，无机氮被大量消耗，加上温跃层的存在，妨碍了上下层海水的混合，它们的含量都降低到很低的数值。特别在表层， $\text{NO}_3^- - \text{N}$ 和 $\text{NO}_2^- - \text{N}$ 几乎消耗殆尽。进入秋季后，浮游植物繁殖速率下降，生物残体中的有机氮化合物逐步被微生物矿化分解，加上水体混合作用，其含量逐渐上升并积累起来。到冬季，表层和底层水中无机氮含量都达到最大值。春季，浮游植物生长又开始进入繁盛期，海水无机氮含量再次下降。到 6 月，表层 $\text{NO}_3^- - \text{N}$ 几乎耗尽，仅有少量 $\text{NH}_4^+ - \text{N}$ 被检出。相比之下，底层海水中 NO_3^- 并未枯竭，仍保持一定含量。

对比图 4—16 和 4—17，可以看出，英吉利海峡海水中磷酸盐的季节变化规律与无机氮基本类似。

硅酸盐的季节变化与磷酸盐、硝酸盐的季节变化有密切关系，但也有其特点。主要表现在海洋浮游植物繁盛季节，尽管溶解硅被大量消耗，但其在海水中的含量仍保持一定水平，而不象 N、P 那样可降低至分析零值(图 4—18)。这是因为每年有相当大量的含硅物质由陆地径流和风带入海洋，使海水中溶解硅得以补充。有人估计，每年补充到海洋的溶解硅总量约相当于 $3.24 \times 10^8 \text{tSiO}_2$ 。其中，由河流携带入海洋的悬浮物质是决定海水中硅含量的主要因素。

4.4.3 海洋中氮、磷、硅的循环

一、海洋中的氮循环

海洋中不同形式的氮化合物，在海洋生物，特别是某些特殊微生物的作用下，经历着一系列复杂的转化过程，这些过程可简要概括如图 4—19。

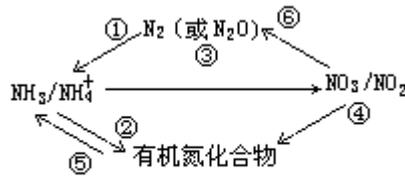


图4-19 海洋中氮的转化 (Sverdrup, 1942)

图中各具体转化过程分别为：

- 1) 生物固氮作用(Biological nitrogen fixation)：分子态氮(N_2) 在海洋某些细菌和蓝藻的作用下还原为 NH_3 ， NH_4^+ 或有机氮化合物的过程；
- 2) 氮的同化作用 (Ammonia assimilation)： NH_4^+ 或 NH_3 被生物体吸收合成有机氮化合物，构成生物体一部分的过程；
- 3) 硝化作用(Nitrification)：在某些微生物类群的作用下， NH_3 或 NH_4^+ 氧化为 NO_3^- 或 NO_2^- 的过程；
- 4) 硝酸盐的还原作用(Assimilatory nitrate reduction)：被生物摄取的 NO_3^- 被还原为生物体内有机氮化合物的过程；
- 5) 氨化作用(Ammonification)：有机氮化合物经微生物分解产生 NH_3 或 NH_4^+ 的过程；
- 6) 反硝化作用 (Denitrification)： NO_3^- 在某些脱氮细菌的作用下，还原为气态氮化合物(N_2 或 N_2O)的过程。

二、海洋中的磷循环

图 4—20 是海洋中磷循环的示意图，图中左边是大西洋一个测站($21^\circ 12' N, 122^\circ 5' W$)的位温和磷酸盐含量的铅直剖面图，右边表示海洋中磷循环中控制磷分布的几个主要过程：

- 1) 富含营养盐的上升流，这是真光层磷酸盐的主要来源；
- 2) 在真光层，磷酸盐通过光合作用(photosynthesis)被快速地结合进生物体内，并向下沉降；
- 3) 下沉的生物颗粒在底层或浅水沉积物中被分解，所产生的磷酸盐直接返回真光层，再次被生物所摄取利用；
- 4) 在表层未被分解的部分颗粒沉降至深层，其中大部分在深层被分解，参加再循环；
- 5) 表层和深层海水之间存在的缓慢磷交换作用；
- 6) 少部分(5%)在深层也未被分解的颗粒磷进入海洋沉积物，海洋沉积物的磷经过漫长的地质过程最终又返回陆地，参加新一轮的磷循环。

三、海洋中硅的循环

海洋中硅的循环过程为：在春季，因浮游植物繁殖而被吸收，使海水中的硅被消耗；在夏、秋季，植物生长缓慢时，海水中的硅有一定回升；临近冬季时，生物死亡，其残体缓慢下沉，随着深层回升压力增加，有利于颗粒

硅的再溶解作用，又缓慢释放出部分溶解硅。最后，未溶解的硅下沉到海底，加入硅质沉积中，经过漫长的地质年代后，可重新通过地质循环进入海洋(图4—21)。

§ 4.5 海洋的化学资源

人类自古以来就一直在利用海洋的资源。除了鱼、虾、贝、藻，航运、交通、能源和矿藏之外，大海还向人类提供了许多化工原料、海洋药物和肥料。

海洋是一个极大的溶解矿物质的储库，但是大多数溶解组分含量如此之低，以致于提取它们几乎没有经济价值。仅有几种含量较丰富的物质可以从海水提取，最常见的就是食盐，食盐已经成为许多化学工业的重要原料。

海水质量的 3.5% 是溶解固体物，其中氯化钠占 71%。它是烹调必须的成分，也是 5000 年来贸易的主要品种。古罗马的士兵用盐作为他们的部分薪水(现在英语单词薪水 salary 就是源自 salarium argentium)。但是直接晒干的粗盐不纯而且苦涩，含有铁、钙、锰化合物等。目前可以从海水中提取的元素只有镁和溴。镁在海水中的含量仅次于氧、氢、氯、钠。近年来全球每年生产的 1.8×10^6 t 镁中，18% 来自海水，主要产于美国。镁是一种轻金属，在各种建筑结构中有广泛用途。在提取镁过程中海水与 Dolomite 岩(一种钙镁碳酸盐)混合，以便从海水中沉淀出氢氧化镁。氢氧化镁转化为氯化镁，通过电解制备金属镁。溴是海水中丰度列第九位的元素，是海水制盐或海水提镁的副产物，它可用作汽油的抗爆化合物，也可用于制药。

铀在海水中的浓度是溴的 1/2000，即使如此，许多国家仍在开展海水提取铀的研究，以期获得铀的稳定来源。日本没有铀资源，所以对此有很大兴趣。但是，目前陆源的铀成本低得多，故海水提铀尚难进入商业化。

思考题

1. 海水的组成为什么有恒定性？2. 海水中的常量元素主要有哪些？3. 海水的 pH 值一般是多少？海水的缓冲能力主要由哪种作用控制？4. 海水中营养盐有哪些？有哪些主要形式？5. 海洋污染如何防治？

第五章 海洋环流

海流是指海水大规模相对稳定的流动，是海水重要的普遍运动形式之一。所谓“大规模”是指它的空间尺度大，具有数百、数千千米甚至全球范围的流动；“相对稳定”的含义是在较长的时间内，例如一个月、一季、一年或者多年，其流动方向、速率和流动路径大致相似。

海流一般是三维的，即不但水平方向流动，而且在铅直方向上也存在流动，当然，由于海洋的水平尺度(数百至数千千米甚至上万千米)远远大于其铅直尺度，因此水平方向的流动远比铅直方向上的流动强得多。尽管后者相当微弱，但它在海洋学中却有其特殊的重要性。习惯上常把海流的水平运动分量狭义地称为海流，而其铅直分量单独命名为上升流和下降流。

海洋环流一般是指海域中的海流形成首尾相接的相对独立的环流系统或流旋。就整个世界大洋而言，海洋环流的时空变化是连续的，它把世界大洋联系在一起，使世界大洋的各种水文、化学要素及热盐状况得以保持长期相对稳定。

§ 5.1 海流的成因及表示方法

海流形成的原因很多，但归纳起来不外乎两种。第一是海面上的风力驱动，形成风生海流。由于海水运动中粘滞性对动量的消耗，这种流动随深度的增大而减弱，直至小到可以忽略，其所涉及的深度通常只为几百米，相对于几千米深的大洋而言是一薄层。海流形成的第二种原因是海水的温盐变化。因为海水密度的分布与变化直接受温度、盐度的支配，而密度的分布又决定了海洋压力场的结构。实际海洋中的等压面往往是倾斜的，即等压面与等势面并不一致，这就在水平方向上产生了一种引起海水流动的力，从而导致了海流的形成。另外海面上的增密效应又可直接地引起海水在铅直方向上的运动。

海流形成之后，由于海水的连续性，在海水产生辐散或辐聚的地方，将导致升、降流的形成。

为了讨论方便起见，也可根据海水受力情况及其成因等，从不同角度对海流分类和命名。例如，由风引起的海流称为风海流或漂流，由温盐变化引起的称为热盐环流；从受力情况分又有地转流、惯性流等称谓；考虑发生的区域不同又有洋流、陆架流、赤道流、东西边界流等。

描述海水运动的方法有两种：一是拉格朗日方法，一是欧拉方法。前者是跟踪水质点以描述它的时空变化，这种方法实现起来比较困难，但近代用漂流瓶以及中性浮子等追踪流迹，可近似地了解流的变化规律。

通常多用欧拉方法来测量和描述海流，即在海洋中某些站点同时对海流进行观测，依测量结果，用矢量表示海流的速度大小和方向，绘制流线图来描述流场中速度的分布。如果流场不随时间而变化，那么流线也就代表了水质点的运动轨迹。

海流流速的单位，按 SI 单位制是米每秒，记为 m/s ；流向以地理方位角表示，指海水流去的方向。例如，海水以 $0.10m/s$ 的速度向北流去，则流向记为 0° (北)，向东流动则为 90° ，向南流动为 180° ，向西流动为 270° ，流向与风向的定义恰恰相反，风向指风吹来的方向。绘制海流图时常用箭头

符号，矢长度表示流速大小，箭头方向表示流向。

§ 5.2 海流运动方程

海水的各种运动都是在力的作用下产生的，其运动规律同其它物体的运动规律一样，遵循牛顿运动定律和质量守恒定律。为达到定量地研究海水运动规律，以下将简要地介绍一下海水的运动方程、连续方程以及求解方程的边界条件等。

5.2.1 运动方程

所谓海水运动方程，实际上就是牛顿第二运动定律在海洋中的具体应用。单位质量海水的运动方程可以写成

$$\frac{dV}{dt} = \sum F \quad (5-1)$$

在直角坐标系中，它的三个分量方程为

$$\frac{du}{dt} = \sum F_x, \frac{dv}{dt} = \sum F_y, \frac{dw}{dt} = \sum F_z \quad (5-2)$$

式中 u, v, w 分别为 x, y, z 方向上的流速分量， F_x, F_y, F_z 分别为 x, y, z 方向上单位质量海水所受到作用力的合力。显然，只要给出这些力，应用式(5—2)便可了解海水的运动状况。

作用在海水上的力有多种，归结起来可分为两大类：一是引起海水运动的力，诸如重力、压强梯度力、风应力、引潮力等；另一类是由于海水运动后所派生出来的力，如地转偏向力(Coriolis Force, 亦称为科氏力)、摩擦力等。以下首先对海水所受各种力加以分析，并给出其解析表达式。

一、重力、重力位势

地球上任何物体都受重力的作用，当然海水也不例外。所谓重力是地心引力与地球自转所产生的惯性离心力的合力。习惯上人们将单位质量物体所受的重力称为重力加速度，以 g 表示，它是地理纬度 φ 与从海平面向下算起深度 z 的函数。其表达式为

$$g = (9.80616 - 0.025928\cos 2\varphi + 0.00069\cos^2 2\varphi - 0.000003086z) \text{ m/s}^2$$

据此计算，海面上从赤道到极地重力加速度之差仅为 0.052m/s^2 ，在 45° 处，海面与 10km 深处的重力加速度之差约为 0.031m/s^2 。因此在海洋研究中，一般把 g 视为常量，取为 9.80m/s^2 ，已可满足要求。

对于静态的海洋，重力处处与海面垂直，此时的海面称为海平面。处处与重力垂直的面也称为水平面。从一个水平面逆重力方向移动单位物体到某一高度所做的功叫做重力位势，即

$$d\Phi = g dz \quad (5-3)$$

式中 d 为所做的功， dz 为物体铅直移动的距离。联结位势相等的面称为等势面。静态海洋的表面是一个等势面。

在海洋学中，两个等势面之间的位势差常以位势米(gpm)为单位表示，其定义为

$$d\Phi(\text{gpm}) = \frac{1}{9.8} g dz \quad (5-4)$$

式中 $g=9.8\text{m/s}^2$ ， dz 的单位为米(m)。从上等势面向下计算的位势差称为位势

深度。反之，从下等势面向上计算的位势差称位势高度。

由式(5—4)可见，两等势面的位势差，如果以位势米表示，则其量值恰与以几何米所表示的高度(深度)值相等，这在海洋学动力计算过程中是十分方便的。依 S1 建议，以往使用的动力米、动力高度(深度)应予废止。

需要指出的是，由于 g 值是纬度与深度的函数，因此按式(5—4)计算出来的位势，严格说与几何米在量值上并不绝对相等，但由于 g 值的变化很小，其精确度还是相当高的。

二、压强梯度力、海洋压力场

海洋中压力处处相等的面称为等压面。海洋学中把海面视为海压为零的等压面(以往称为一个大气压，平均为 1013.25hPa)。

在右手直角坐标系中，坐标原点取在海面， z 轴向上为正，那么海面以下 $-z$ 深度上的压力则为

$$p = -\rho gz \quad (5-5)$$

式中 ρ 为海水密度。写成微分形式则有

$$dp = -\rho g dz \quad (5-6)$$

此方程称为流体静力学方程。

在静态的海洋中，当海水密度为常数或者只是深度的函数时，海洋中压力的变化也只是深度的函数，此时海洋中的等压面必然是水平的，即与等势面平行。这种压力场称为正压场。

根据牛顿运动定律，当海水静止时，水质点所受到的合力必然为零。但海水却总是处在重力的作用之下，且指向下方。由此可以推断，一定还存在一个与重力方向相反的，与重力量值相等的力与其平衡。由式(5-6)知，该力为

$$G = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} \quad (5-7)$$

它与压强梯度成比例，故称其为压强梯度力。它与等压面垂直，且指向压力减小的方向，式中负号则表示与压强梯度的方向相反。 $\frac{1}{\rho}$ 则表示对单位质量而言。图 5—1a 表示了正压场中压强梯度力与重力平衡的情况。

当海水密度不为常数，特别在水平方向上存在明显差异时(或者由于外部的原因)，此时等压面相对于等势面将会发生倾斜，这种压力场称为斜压场。如图

在斜压场的情况下，海水质点所受的重力与压强梯度力已不能平衡，由于等压面的倾斜方向是任意的，所以压强梯度力一般与重力方向不在同一直线上。其一般表达式为

$$G_n = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} \quad (5-8)$$

式中 n 为等压面的法线方向。写成分量形式，即压强梯度力在 x, y, z 三个方向上的分量分别为

$$G_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, G_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, G_z = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (5-9)$$

因为海洋常常处在斜压状态，所以压强梯度力水平分量也就经常存在。尽管它的量级很小，大约相当于一个无摩擦的物体于坡度为 1cm : 1km 的斜面上向

下滑动所受的力，但由于海水本身是流体，在水平方向上极小的力也会引起流动，它因之成了引起海水运动的重要作用力。

可以证明，海水质点所受的压强梯度力的广义定义就是单位质量海水所受静压力的合力。由式(5—6)知，两等压面之间的铅直距离为

$$|dz| = \frac{dp}{\rho g}$$

显然它与海水密度成反比。此即说明在两等压面之间海水密度越大，则铅直距离越小；反之亦成立。因此，当海水密度在水平方向上存在明显差异时，必然导致两等压面之间的距离不等，使其相对于等势面而发生倾斜。这种由海洋中密度差异所形成的斜压状态，称为内压场。因为海洋上部的海水密度在水平方向上变化较大，而在大洋深处变化极小，甚至趋于均匀，因而由其决定的压力场，即内压场，在大洋上部的斜压性一般很强，随深度的增加斜压性逐渐变弱，到大洋某一深度处，等压面基本上与等势面平行，其水平压强梯度力也就不存在了。

由于海洋外部原因，例如海面上的风、降水、江河径流等因子引起海面倾斜所产生的压力场称为外压场。在外压场的作用下，等压面也可倾斜于等势面，因而也能使海水产生流动。外压场自海面到海底叠加在内压场之上，一起称为总压场。

压力的单位采用百帕(hPa)或千帕(kPa)。在 SI 单位制中，利用公式 $dp = -\rho g dz$ 计算压力的单位是牛顿每平方米(N/m²)，相当于 100hPa。若以百帕为单位，则有

$$dp \text{ (hPa)} = -\frac{1}{100} \rho g dz \quad (5-10)$$

取 $dz = 1\text{m}$, $g = 9.8\text{m/s}^2$, $\rho = 1026.8\text{kg/m}^3$, 则

$$dp = 100.6\text{hPa}$$

可见 1 几何米深的海水所产生的压力近似为 100hPa

联合式(5—10)与式(5—4)，则有

$$dp = 0.098 \rho d \quad (5-11)$$

或 $d = 1.02 \frac{dp}{\rho}$

式中 ρ 为海水的比容。以上两式给出了海洋中重力场、压力场与质量场的关系。

三、地转偏向力(科氏力, Coriolis Force)

研究地球上海水或者大气的大规模运动时，必须考虑地球自转效应，或称为科氏效应。

人们把参考坐标取在固定的地表，由于地球不停地在以平均角速度 $\omega = 7.292 \times 10^{-5}\text{rad/s}$ 绕轴线自西向东自转，参考坐标系也在不断地旋转，因此它是一个非惯性系统。在研究海水运动时，必须引进由于地球自转所产生的惯性力，方能直接应用牛顿运动定律作为工具，从而阐明其运动规律。这个力即称为地转偏向力或称科氏力。

为进一步理解地转效应，现加以定性说明。由于地球绕轴自转，在赤道处的地面便具有约 464m/s 自西向东的线速度，向两极方向随纬度的增高逐渐减小，在纬度 30° 处约为 402m/s，60° 处约为 232m/s，两极为零。假定有一物体从赤道沿经圈向高纬(向南或者向北)运动，由于保持其在赤道所具有的较大自西向东的线速度，因此，地面上的观察者会看到，它的运动轨道相

对原来的经圈不断向东偏移。在从高纬向赤道沿经圈方向运动的过程中，由于保持其在高纬处所具有的较小的自西向东的线速度，因此其运动轨道不断地偏向西。在讨论海水运动时，把上述现象的原因视为由科氏力引起的。

当物体沿纬圈作东西方向运动时，也要受到科氏力的影响。除赤道上之外，沿纬圈向东运动的物体，其运动轨道向赤道方向偏移，而向西运动物体的轨道则向高纬方向偏移。为理解这种偏移的原因，让我们首先考虑一个被海水覆盖旋转的地球。海水被重力吸引在地面上，但由于地转所产生的惯性离心力使其稍有变形。在两极稍为扁平，在赤道处稍为膨胀，与地球各纬度的自转速度处在平衡状态中。

不妨把水面的这种变形理解为是一种由两极指向赤道方向的力引起的。它是由于地球绕轴旋转时所产生的惯性离心力从两极至赤道逐渐增大所致。它指向惯性离心力增大的方向。

由于地球向东旋转，这样在地球上向东运动的水质点，其线速度要比地球的旋转线速度快一点，这一速度增量使作用在水质点上的惯性离心力增大。水质点将要受一个指向赤道方向的力，使其在运动过程中的轨道不断偏移。

反之，当水质点向西运动时，其线速度将比地球的稍慢一点，这一负增量使作用于水质点上的惯性离心力减小，导致水质点向极方向的一个力。

以上讨论的不过是几种特例。实际上由于地球自转所产生的惯性力是三维的。取 $x - y$ 平面在海面上， x 轴指向东为正， y 轴指向北为正， z 轴向上为正，科氏力的三个分量为

$$\left. \begin{aligned} f_x &= 2\omega \sin \varphi \cdot v - 2\omega \cos \varphi \cdot \omega \\ f_y &= -2\omega \sin \varphi \cdot u \\ f_z &= 2\omega \cos \varphi \cdot u \end{aligned} \right\} \quad (5-12)$$

式中 ω 为地球自转角速度，在海洋中，由于海水的铅直运动分量 很小，故通常忽略与 z 有关的项，即简化为

$$\left. \begin{aligned} f_x &= fv \\ f_y &= -fu \end{aligned} \right\}$$

式中 $f = 2 \omega \sin \varphi$ ，称为科氏参量，它是行星涡度的一种量度。

科氏力的基本性质为：只有当物体相对地球运动时才会产生；如果人们沿物体运动的方向看，在北半球它垂直指向物体运动的右方，在南半球恰恰相反，即指向左方；科氏力只能改变物体的运动方向，而不能改变物体运动的速率；科氏力的量值与物体运动的速率及地理纬度的正弦（ $\sin \varphi$ ）成比例，在赤道上为零。

对海洋环流而言，科氏力与引起海水运动的一些力，如压强梯度力相比量级相当，因此它是研究海洋环流时应考虑的基本力。

如研究的海区纬度跨度不大，此时科氏参量 f 可视为常量。 f 为常数的平面称为“ f —平面”；当研究大范围的海水运动时，必须考虑科氏力随纬度的变化，引进参量 $\beta = \frac{df}{dy}$ 项， f 随纬度线性变化的平面称为“ β —平面”。

四、切应力

切应力是当两层流体作相对运动时，由于分子粘滞性，在其界面上产生的一种切向作用力。它与垂直两层流体界面方向上的速度梯度成正比。因此，当两层流体以相同的速度运动或者处在静止状态时，是会产生切应力的。单位面积上所产生的切应力为

$$\tau = \mu \frac{dV}{dn} \quad (5-14)$$

式中 n 为界面法线方向， μ 为分子粘滞系数，它的量值与流体的性质有关，例如油的粘滞系数就比水的大。

海面上的风与海水之间的切应力，称为海面风应力，它能将大气动量输送给海水，是大气向海洋输送动量的重要方式之一。风应力目前只能以经验公式给出。

$$\tau = C_a \rho_a |W_a| W_a$$

式中 ρ_a 为海面以上空气的密度，一般取 1.225 kg/m^3 ； W_a 为观测高度上的风速； C_a 为阻尼系数(拖曳系数)，它与海面上气流的运动状态有关。在讨论海洋与大气之间的动量交换时，阻尼系数 C_a 的确定常常因人而异。目前在数值计算中，只能依经验取值，不过在量级上差异不大。

为说明方便起见，在右手坐标系中，取边长 x ， y ， z 的一块小立方体的海水(图 5—2)，设海水只沿 x 方向运动，且只在 z 方向上存在速度梯度 $\frac{\partial u}{\partial z}$ 。在上述的假定条件下，小立方体的侧向四个面上的切应力为零。其上方的面上所受切应力的方向为正 x 方向，设其量值为 τ_2 ；下方面上所受切应力的方向为负 x 方向，其量值为 τ_1 。则上、下两面所受的总应力为 $(\tau_2 - \tau_1) \times y$ 。那么单位体积海水所受的合力为

$$\frac{(\tau_2 - \tau_1) \delta x \delta y}{\delta x \delta y \delta z} = \frac{\tau_2 - \tau_1}{\delta z}$$

将式(5—14)中切应力的表达式代入，并取微分形式则为

$$F_x = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (5-15)$$

此即为单位体积海水在 x 方向上所受到的切应力之合力的表达式。取分子粘滞系数为常量，由式(5—15)，单位质量海水的切应力为

$$F_x = \frac{1}{\rho} \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (5-16)$$

实际海洋中的海水运动总是处于湍流状态。由湍流运动所导致的运动学湍流应力比分子粘性引起的分子粘性应力大很多量级。

在讨论海水运动时，类比式(5—15)与(5-16)的形式，将分子粘滞系数 μ 以湍流粘滞系数 K 代替。但 μ 与 K 的物理意义不同， μ 只取决于海水的性质， K 则与海水的湍流运动状态有关，其量级大于 μ ，且自身在各个方向的量值也有很大差异。故一般取式(5—15)的形式。

以上仅讨论了一种很特殊情况下海水所受切应力合力的形式。若同时考虑海水在各方向的速度梯度，则单位质量海水所受应力合力的三个分量表达

式可分别写为

$$\left. \begin{aligned} F_x &= \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \\ F_y &= \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \right] \\ F_z &= \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial \omega}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial \omega}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) \right] \end{aligned} \right\} \quad (5-17)$$

在海洋中，由于海水在水平方向的运动尺度比铅直方向上的大得多，所以水平方向上的湍流粘滞系数 K_x 与 K_y 比铅直方向上的 K_z 也大得多。但鉴于海洋要素的水平梯度远小于铅直梯度，因此铅直方向上的湍流对海洋中的热量、动量及质量的交换起着更重要的作用。

五、引潮力及其它

引潮力是日、月等天体对地球的引力以及它们之间作相对运动时所产生的其它的力共同合成的一种力。它能引起海面的升降与海水在水平方向上的周期性流动。关于引潮力的确切定义、产生的机理及其解析表达式等，将在第七章中介绍。

另外，引起海水运动的力还可以来自火山爆发和地震等。

以上分别讨论了海水运动所受的力及其表示形式，将它们分别代入式(5—2)中，则有

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega \sin \varphi \cdot v + F_x + \dots \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega \sin \varphi \cdot u + F_y + \dots \\ \frac{d\omega}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z + \dots \end{aligned} \right\} \quad (5-18)$$

这就是直角坐标中海水运动方程的具体形式，在讨论海水的不同运动形式时，经常从实际情况出发对方程加以简化，以便求解。

5.2.2 连续方程

所谓连续方程实质上是物理学中的质量守恒定律在流体中的应用。即流体在运动过程中，它的总质量既不会自行产生，也不会自行消失。由此导出连续方程。

在流动的流体中取边长分别为 x ， y ， z 的小立方体空间(图 5—3)，首先考虑平行 x 轴的流动。小立方体的左边流速为 u ，密度为 ρ ；在右边流速为 $u + \Delta u$ ，密度为 $\rho + \Delta \rho$ 。后两项可以近似地写为 $u + (\partial u / \partial x)$

x 和 $\rho + (\partial \rho / \partial x) \Delta x$ 。

单位时间流入小立方体的质量为

$$u y z$$

单位时间流出的质量为

$$\begin{aligned} & \left(\rho + \frac{\partial \rho}{\partial x} \delta x \right) \left(u + \frac{\partial u}{\partial x} \delta x \right) \delta y \delta z \\ & = \left[\rho u + \rho \frac{\partial u}{\partial x} \delta x + u \frac{\partial \rho}{\partial x} \delta x + \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} (\delta x)^2 \right] \delta y \delta z \end{aligned}$$

当取极限 $\delta x \rightarrow 0$ 时，上式方括号内的最后一项的量级与前两项相比可视为无穷小，可以忽略，这样，在 x 方向上流出与流入的差是

$$\left[\rho \frac{\partial u}{\partial x} \delta x + u \frac{\partial \rho}{\partial x} \right] \delta x \delta y \delta z = \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} \delta x \delta y \delta z$$

同理可以得到流体在 y 和 z 方向上流出与流入的差分别为

$$\frac{\partial(\rho v)}{\partial y} \delta x \delta y \delta z \text{ 与 } \frac{\partial(\rho \omega)}{\partial z} \delta x \delta y \delta z$$

因而，由流出或流入引起小立方体内质量的总净变化是

$$\left[\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho \omega)}{\partial z} \right] \delta x \delta y \delta z$$

小立方体 x, y, z 内质量随时间的变化可写为

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} x y z$$

如果其质量守恒，则总效应必定为零，也就是说单位体积内质量的变化可写成

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho \omega)}{\partial z} = 0$$

或
$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + \omega \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \frac{\partial u}{\partial x} + \rho \frac{\partial v}{\partial y} + \rho \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0 \quad (5-19)$$

由于流体的密度 $\rho = \rho(x, y, z, t)$ ，因此随流体运动的密度变化率为

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + \omega \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0 \quad (5-20)$$

联合式(5—19)与(5—20)得

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} \right] = 0 \quad (5-21)$$

这就是质量连续方程。它描述了质量变化与体积变化之间的关系。

由于我们在推导方程时并未假定流体密度处处相等，这对应用于海洋中是很重要的。因为海水受压力效应与热力效应影响，其密度(或者体积)是可改变的，但不能增加海水的质量。

在动力海洋学研究中，常把海水作为不可压缩流体处理，即在流动过程中海水微团的形状可以变化，但其体积不会发生变化，从而海水的密度(质量)不会发生变化，即 $d\rho/dt=0$ ，因而式(5-21)被简化为

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0 \quad (5-22)$$

式(5—22)已与流体的密度(质量)无关，因此也称为体积连续方程。

5.2.3 边界条件

研究海洋环流时，通常考虑以下几种边界，一种是海岸与海底的固体边界，一种是与大气之间的流体边界，它们构成与海水之间的不连续面，因此，在运用运动方程和连续方程讨论海水的运动时，在边界上应附以边界条件。例如在海岸与海底，由于它们的限制，海水垂直于边界的运动速度必然为零，至多只能存在与边界相切的速度。实际上，由于海水与海底的摩擦作用，离边界越近的海水运动速度应该越小，在边界上的运动速度理论上也应当为零。这些规定边界上海水运动速度所遵循的条件称为运动学边界条件。在大气和海洋交界面(海面)处的运动学边界条件为

$$\omega = \frac{d\zeta}{dt} \quad (5-23)$$

其中 ζ 为海面相对于平均海平面的起伏。

在海—气界面这一海面边界上，大气压力、风应力等，直接作用于海面，然后通过海面影响下部海水。这些规定边界上海水受力所遵循的条件，称为动力学边界条件。

另外，在研究局部海区的环流时，往往还需考虑与其毗连的海水的侧向边界条件。

海水的真实运动规律是十分复杂的，实际工作中，人们往往采取各种近似或假定，对各种条件加以简化，从不同角度分别对海水运动情况进行讨论，从而阐明海水运动的基本规律。详见后述。

§ 5.3 地转流

在水平压强梯度力的作用下，海水将在受力的方向上产生运动。与此同时科氏力便相应起作用，不断地改变海水流动的方向，直至水平压强梯度力与科氏力大小相等方向相反取得平衡时，海水的流动便达到稳定状态。若不考虑海水的湍应力和其它能够影响海水流动的因素，则这种水平压强梯度力与科氏力取得平衡时的定常流动，称为地转流。

5.3.1 地转方程及其解

为讨论简便起见，设等压面只沿直角坐标系的 x 轴方向倾斜，它与等势面的夹角为 φ ，如图 5 - 4 所示。此时海水运动方程简化为

$$\left. \begin{aligned} 0 &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega \sin\varphi \cdot v \\ 0 &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \end{aligned} \right\} \quad (5-24)$$

第二式即为静力方程。由第一式直接可得

$$v = \frac{1}{2\rho\omega \sin\varphi} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (5-25)$$

根据等压面方程 $dp = 0$ ，即 $\frac{\partial p}{\partial x} dx + \frac{\partial p}{\partial z} dz = 0$ ，可得

$$\frac{\partial p}{\partial x} = -\frac{\partial p}{\partial z} \frac{dz}{dx}$$

5.3.2 地转流场与密度场、质量场之间的关系

海洋中的密度变化是连续的，因此，由于海水密度分布不均匀产生斜压场引起的地转流场的变化也应当是连续的。但为了简便起见，仅取两层密度不同的海水加以讨论。设上下层海水密度分别为 ρ_1 与 ρ_2 ，且 $\rho_2 > \rho_1$ 。在海水静止时，其界面应是水平的。然而当上下层海水分别以流速 v_1 与 v_2 流动时，则界面一般不会再是水平的，而会发生倾斜，设其相对 x 轴的倾角为 γ 。另外设等压面也只在 x 轴方向倾斜，上下两层海水等压面的倾角分别为 γ_1 与 γ_2 。海水只在 y 轴方向流动，如图 5—5 所示。

通过两层海水界面时海水的压力变化是连续的，界面上任意两点之间的压力差为 dp ，即有

$$dp_1 = dp_2$$

或写成
$$\left(\frac{\partial p}{\partial x} dx + \frac{\partial p}{\partial z} dz \right)_1 = \left(\frac{\partial p}{\partial x} dx + \frac{\partial p}{\partial z} dz \right)_2 \quad (5-27)$$

由静力方程和式 (5-25) 知 $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$, $\frac{\partial p}{\partial x} = \rho f v$

代入式 (5-27) 得
$$\frac{dz}{dx} = \frac{f}{g} \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 - \rho_1} \quad (5-28)$$

又
$$v_1 = \frac{g}{f} \operatorname{tg} \gamma_1, v_2 = \frac{g}{f} \operatorname{tg} \gamma_2$$

代入上式得
$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\rho_2 \operatorname{tg} \gamma_2 - \rho_1 \operatorname{tg} \gamma_1}{\rho_2 - \rho_1} \quad (5-29)$$

写成微分形式有
$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{f}{g} \frac{d(\rho v)}{d\rho}$$

或
$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{d(\rho \operatorname{tg} \gamma)}{d\rho}$$

此式可应用于密度连续变化的海洋中。

式(5—28)和(5—29)两式给出了密度界面(在密度连续变化的海洋中为等密度面)的倾角与流场、压力场之间的相互关系。可见只有在 $\rho_2 v_2 = \rho_1 v_1$ ，即上下两层海水的动量相等时，界面才是水平的，这在海洋中，特别是大洋上层一般难以满足，因为等密度面通常是倾斜的。不过在赤道例外，因为那里 $f = 0$ ，所以 $\operatorname{tg} \gamma = 0$ 。

等密度面的倾角比等压面的倾角大得多，一般为等压面倾角的 $10^2 \sim 10^3$ 倍。这就为利用密度场描述地转流提供了方便条件。

实际海洋中的地转流流速，一般是上层大于下层，不难从式(5—29)中看出，设 $v_2 = 0$ ，

即 $\gamma_2 = 0$ ，则
$$\operatorname{tg} \gamma = -\frac{\rho_1 \operatorname{tg} \gamma_1}{\rho_2 - \rho_1}$$

因为 $\rho_2 > \rho_1$, 故上式永远为负值, 即 $\tan \beta_1$ 与 $\tan \beta_2$ 符号相反, 说明等压面与等密面相对 x 轴倾斜方向相反。反之, 当上层流速小于下层流速时, 则等压面与等密面的倾斜方向相同。但这在海洋中比较少见。

上述关系可用下述法则综合: 当上层流速大于下层流速时, 我们顺流而立, 则北半球密度小的海水在右侧, 密度大的海水在左侧, 等压面自左向右上倾斜。在南半球则相反。

海水密度, 特别在大洋上层, 其水平分布主要由温盐决定, 因此等密面的倾斜方向通常与等温面和等盐面的倾斜方向相同, 从而与等压面的倾斜方向相反。实际工作中常常可以根据等温面(线)或等盐面(线)的倾斜方向定性地推知地转流的方向。

5.3.3 地转流的动力计算方法

由地转流公式可知, 只要知道等压面相对等势面的倾角, 就可计算地转流速。但是等压面的倾角量级大小, 至今难以直接测量。因此只有借助于海洋调查中的温度、盐度和深度(压力)资料, 根据海水状态方程, 首先计算海水的密度或比容, 进而计算等压面之间的位势差, 再进行地转流的计算。

一、计算公式(海兰—汉森公式)

设在垂直于地转流向的铅直断面上取相距 L 的两个测站 A_0 与 B_0 , 如图 5-6 所示。 ρ_0 、 ρ_1 、 ρ_2 与 p_0 、 p_1 、 p_2 分别为等势面与等压面, β_0 、 β_1 、 β_2 为等压面的倾角, v_0 、 v_1 、 v_2 分别为等压面 p_0 、 p_1 、 p_2 上的流速, 则

$$v_0 = \frac{g}{f} \tan \beta_0, v_1 = \frac{g}{f} \tan \beta_1, v_2 = \frac{g}{f} \tan \beta_2$$

$$\begin{aligned} \text{于是} \quad v_1 - v_2 &= \frac{g}{f} (\tan \beta_1 - \tan \beta_2) \\ &= \frac{g}{f} \left(\frac{B_1 C_1}{L} - \frac{B_2 C_2}{L} \right) \\ &= \frac{g}{f} \left(\frac{B_1 B_2 - C_1 C_2}{L} \right) \\ &= \frac{g}{fL} (B_1 B_2 - A_1 A_2) \end{aligned}$$

其中 $B_1 B_2$ 与 $A_1 A_2$ 分别为 p_1 与 p_2 等压面之间在 B_0 与 A_0 站的铅直几何距离, 根据关系式

$$d\Phi = \frac{1}{9.8} g dz$$

它们可以用位势差表示, 则有

$$B_1 B_2 = \frac{9.8}{g} \Phi_B, A_1 A_2 = \frac{9.8}{g} \Phi_A$$

$$\text{所以,} \quad v_1 - v_2 = \frac{9.8}{Lf} (\Phi_B - \Phi_A) \quad (5-30)$$

Φ_B 、 Φ_A 分别为 p_1 与 p_2 等压面之间在 B_0 与 A_0 站的位势差。其计算方法

由式(5—11)给出。

必须指出，由式(5 - 30)计算的流速是 p_1 等压面相对 p_2 等压面的流速，并非相对静止海底的绝对流速。同理可计算自海面至海底任何两等压面之间相对流速。

二、流速参考零面的选取

为求得各层相对海底的绝对流速，必须在海洋中选取一个流速为零的参考面。在大洋中这个面是可以找到的，具体方法读者可参考有关专门文献，本书不作进一步介绍。至于浅海中零面的选取，可近似地视海底为零面，然后对不同深度的海底进行订正即可。

由于动力计算方法是计算不同倾斜角度的两等压面之间的相对流速，所以它只适应于内压场引起的地转流的计算，对外压场导致的倾斜流，不能用此法进行计算。因为外压场中自表至底各等压面都是平行的，其倾角相同，因此各等压面之间的相对流速都为零。

实际工作中，由于我们事先无法了解地转流向，在布设调查断面时难以与其垂直。因此，通常在调查海区中布设多个测站，然后根据调查资料计算每个测站相应等压面的位势差，据此绘制位势高度等值线(图 5—7)。高值中心，表示等压面上凸，低值中心表示等压面下凹。根据压力场与流场的关系，不难理解这些等位势高度线就是地转流向线。在北半球，绕高值中心的流动方向为顺时针，绕低值中心的流动方向为反时针。在南半球相反。而且等位势高度线密集处流速大，稀疏处流速小。

§ 5.4 风海流

5.4.1 埃克曼无限深海漂流理论

南森(F.Nansen)于 1902 年观测到北冰洋中浮冰随海水运动的方向与风
吹方向不一致,他认为这是由于地转效应引起的。后来由埃克曼从理论上进
行了论证,提出了漂流理论,奠定了风生海流的理论基础。

一、基本假定

在北半球稳定风场长时间作用在无限广阔、无限深海的海面上,海水密
度均匀,海面(等压面)是水平的;不考虑科氏力随纬度的变化;只考虑由铅
直湍流导致的水平湍切应力,且假定铅直湍流粘滞系数 K_z 为常量。

在上述假定条件下,排除了引起地转流的水平压强梯度力,排除了海洋
陆地边界的影响,这种流动仅是由风应力通过海面,借助于水平湍切应力向
深层传递动量而引起的海水的运动,在运动过程中同时受到科氏力的作用,
由于海面无限宽广,风场稳定且长时间作用,因此,当湍切应力与科氏力取
得平衡时,海流将趋于稳定状态。二、运动方程、边界条件及解的形式按照
上述的假定,运动方程形式简化为

$$\left. \begin{aligned} 0 &= 2\omega \sin \varphi \cdot v + \frac{K_z}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ 0 &= -2\omega \sin \varphi \cdot u + \frac{K_z}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \quad (5-31)$$

设风只沿 y 轴方向吹,则海面边界条件,即风应力为

$$\tau_y = K_z \frac{\partial u}{\partial z}, \tau_x = 0 \quad (5-32)$$

在无限深处 $u=v=0$, (5-33)

联合式(5-32)、(5-33),式(5-31)的解为

$$\left. \begin{aligned} u &= V_0 \exp(az) \cos(45^\circ + az) \\ v &= V_0 \exp(az) \sin(45^\circ + az) \end{aligned} \right\} \quad (5-34)$$

式中

$$\begin{aligned} a^2 &= \frac{\rho \omega \sin \varphi}{K_z}, \\ V_0 &= \sqrt{u^2 + v^2} = \frac{\tau_y}{a\sqrt{2}K_z} = \frac{\tau_y}{\sqrt{2}K_z \rho \omega \sin \varphi} \end{aligned} \quad (5-35)$$

三、对方程解的讨论

式(5-34)给出了当风沿 y 方向吹所引起的海流在 x 与 y 方向的速度分
量,它们都是深度 z 的函数。显然它们合成后是矢量。

式中 $V_0 \exp(az)$ 表示流速量值,辐角 $(45^\circ + az)$ 为流矢量与 x 轴的夹角,
代表流向。流速随深度的增大而指数减小,流向也发生变化。

在海面($z=0$),流速为 V_0 ,由式(5-35)可见它与海面上风应力成正比,
同时也与湍流滞系量和地理纬度有关。合成流向与 x 轴的夹角为 45° ,或者
说右偏于风矢量方向 45° 。

当深度增大时($z < 0$)，流速迅速减小，流向相对风矢量逐渐右偏(在北半球， $\varphi > 0$)。例如：在 $z = -\frac{\pi}{a}$ 的深度上，流速 $V_0 \exp(az) = V_0 \exp(-\frac{\pi}{a}) = 0.043V_0$ ，只有表面流速的 4.3%；流向 $(45^\circ + az) = 45^\circ - \frac{\pi}{a} = -135^\circ$ ，恰与表面流向相反。可见到达这个深度上流动已可忽略不计了。通常得 $z = -\frac{\pi}{a}$ 这个深度称为摩擦深度，用D表示，即 $D = -\frac{\pi}{a} = \sqrt{K_z / \rho \omega \sin|\varphi|}$ 。它与风速及地理纬度有关。依SI定义的埃克曼深度，没有因数。

流速与流向随深度变化如图 5—8 所示。联结各层流矢量端点上的线，称为埃克曼螺旋线。

在流速公式中含有湍流粘滞系数 K_z ， K_z 量值如何确定，目前尚无统一方法。埃克曼根据大量观测资料确定了表面流速 V_0 与风速 W 之间的经验关系为

$$V_0 / W = 0.0127 / \sqrt{|\sin|\varphi|}$$

摩擦深度D与风速W之间的关系为 $D = \frac{4.3W}{\sqrt{|\sin|\varphi|}}$ ，

其中W的单位为米每秒。因此，有了某纬度 φ 处的风速W，便可计算出 V_0 与 D 的值，进而求得粘滞系数 K_z 的量值。可见它本身也是风速的函数。值得指出的是，有人常把海水湍流混合深度视为摩擦深度，这是不恰当的，一般情况下，前者要比后者大(S. Pondet. al. , 1979)。

对南半球而言，流向则左偏于风矢量。

5.4.2 浅海风海流的基本特征

实际海洋的深度是有限的，特别在浅海中海底的摩擦作用必须考虑。这就导致了它与无限深海漂流结构的差异。图 5—9 给出了不同水深情况下风海流矢量在平面上的投影。

可以看出，水深越浅，从上层到下层的流速矢量越是趋近风矢量的方向。表 5—1 表示流矢量与风矢量夹角 与水深 h 同摩擦深度 D 之比值的的关系。当 $h/D > 0.5$ 时，则与无限深海的情况相似。理论计算表明当 $h/D > 2$ 时，则可作为无限深海的情况处理。

表 5-1 偏向角 与 h/D 的关系

H/D	0.25	0.5	0.75	1
	21.5 °	45 °	45.5 °	45 °

5.4.3 风海流的体积运输

虽然由风引起海水流动的速度大小和方向各层都不相同，但自表面至流动消失处的海水总运输量可由下列积分计算。

在 x 与 y 方向上，垂直通过单位宽度，自表面至流动消失处的体积运输总量分别为

$$\left. \begin{aligned} M_x &= \int_0^{-\infty} u dz = \frac{V_0}{\sqrt{2a}} = \frac{V_0 D}{\sqrt{2\pi}} = \frac{\tau_y}{2\omega\rho\sin\phi} \\ M_y &= \int_0^{-\infty} v dz = 0 \end{aligned} \right\} \quad (5-36)$$

式(5-36)说明,无限深海漂流的体积运输只在 x 方向上存在,也就是说,在北半球海水的体积运输方向与风矢量垂直,且指向右方。在南半球则相反。

浅海风海流的体积运输,在 x 与 y 方向上都存在,其运输方向偏离风矢量的角度小于 90° ,且水深越浅,偏角越小。

5.4.4 上升流与下降流

上升流是指海水从深层向上涌升,下降流是指海水自上层下沉的铅直向流动。

实际的海洋是有界的,且风场也并非均匀与稳定。因此,风海流的体积运输必然导致海水在某些海域或岸边发生辐散或辐聚。由于连续性,又必然引起海水在这些区域产生上升或下沉运动,继而改变了海洋的密度场和压力场的结构,从而派生出其它的流动。有人把上述现象称为风海流的副效应。

由无限深海风海流的体积运输可知,与岸平行的风能导致岸边海水最大的辐聚或辐散,从而引起表层海水的下沉或下层海水的涌升。而与岸垂直的风则不能。当然对浅海而言,与岸线成一定角度的风,其与岸线平行的分量也可引起类似的运动。例如,秘鲁和美国加利福尼亚沿岸分别为强劲的东南信风与东北信风,沿海岸向赤道方向吹,由于漂流的体积运输使海水离岸而去,因此下层海水涌升到海洋上层,形成了世界上有名的上升流区。又如非洲西北沿岸及索马里沿岸(西南季风期间),由于同样原因,都存在着上升流。上升流一般来自海面下 200~300m 的深度,上升速度十分缓慢,通常为 10^{-5} 量级(m/s),自 60 年代开始,直接采用铅直海流计测量的结果,所得流速要大些。尽管上升流速很小,但由于它的常年存在,将营养盐不断地带到海洋表层,有利于生物繁殖。所以上升流区往往是有名的渔场,例如秘鲁近岸就是世界有名的渔场之一。

在赤道附近海域,由于信风跨越赤道,所以在赤道两侧所引起的海水体积运输方向相反而离开赤道,从而引起了赤道表层海水的辐散,形成上升流。

大洋中由于风场的不均匀也可产生升降流。表层海水的辐散与辐聚与风应力的水平涡度有关,其关系为

$$\text{散度(海水辐散)} = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y}$$

当散度为正值时,海水辐散,产生上升流;当散度为负值时,海水辐聚,产生下降流。

大洋上空的气旋与反气旋也能引起海水的上升与下沉。例如台风(热带气旋)经过的海域表层观测到“冷尾迹”,即由于下层低温水上升到海面而导致的降温。

在不均匀风场中,漂流体积运输不均所产生的表层海水辐散与辐聚,以及气旋风场中上升流的产生如图 5—10 所示。

5.4.5 近岸流的基本特征

在比较陡峭的近岸，如果水深大于摩擦深度的两倍，当风沿岸边吹时(或有沿岸分量)，则近岸海流自表至底可能存在三层流动结构：表层流、中层流和底层流(图 5-11)。

表层流包括由风直接引起的纯漂流(它的厚度在摩擦深度范围内)和由于漂流导致的海水体积运输所造成的海面倾斜，由这一外压场派生出一支自表至底与岸边平行的倾斜流，两者合形成表层流。由前讨论已知，倾斜流的流速流向，除在底层由于受到海底摩擦作用而不随深度变化，因此中层流是单纯的倾斜流。在底摩擦层内的流动称为底层流，它是由于倾斜流受到海底摩擦而形成的。底层流所受到的水平压强梯度力相同，但所受的海底摩擦力却随离海底的高度的增大而逐渐变小，它与海面风应力引起漂流时效应相仿，与近地面风受地面摩擦而形成的结构相同，即越近海底其方向越靠近形成倾斜流的压强梯度力的方向，流速越小，在海底为零。在底摩擦层上界则与倾斜流(中层流)相一致。

§ 5.5 世界大洋环流和水团分布

正如本章开头所述，整个世界大洋都存在海流，并且其时空变化是连续的，通过它们把世界大洋有机地联系在一起。那么世界大洋环流是怎样产生？其基本特征又是怎样？以下将简要加以介绍。

5.5.1 风生大洋环流

继埃克曼漂流理论之后，许多学者根据大洋上的实际风场特征，同时考虑到科氏力随纬度的变化这一事实以及大洋岸边的摩擦作用，模拟不同大洋形状，进行了各种实验，对整个世界大洋环流进行了研究。

早在 1948 年，斯托梅尔(H. Stommel)就根据海面上风应力并考虑到铅直湍切应力及科氏力等的平衡关系进行了研究。得出了如图 5—12 所示的均质大洋环流结构：图中(a)是科氏力为零或为常数的环流结构，而图中(b)是科氏力随纬度增高而增大时的环流结构。试验中，他假定大洋为等深的矩形，位于赤道一侧，风应力随纬度而变化，分别计算了三种不同平衡条件下的流场：(1)当科氏力为零时，即只考虑风应力与湍切应力平衡时的海流情形；(2)当科氏力为常数时的情况与(1)相似，即流线都是对称的，如图 5—12 中(a)；(3)考虑科氏力随纬度变化时，所得的流线型与大洋流场一个主要特征十分相似，如图 5—12(b)，即在大洋西岸流线密集、流速大；而大洋东岸，流线稀疏、流速小。这种现象被称为洋流西向强化。

可见，科氏参量随纬度的变化率 $= \frac{\partial f}{\partial y}$ 是引起洋流西向强化的主要

原因。北太平洋的黑潮，北大西洋的湾流以及印度洋的莫三比克海流均体现了这种西向强化的明显特征，即流幅窄、流速加快。

后来蒙克(W. H. Munk)等人又考虑了均质大洋边界侧向摩擦力的作用，视北太平洋为三角形大洋，获得了图 5—13 流线分布。它与北太平洋实测海流矢量流线图颇为相似，也指出了大洋环流的纬向分布与海面上平均风场的纬向分布相应。

5.5.2 热盐环流

由风驱动形成的风生环流，主要表现在大洋的上层。由温、盐变化引起的环流常被称为热盐环流。相对而言，它在大洋中下层占主导地位。热盐环流相对风生环流而言其流动是缓慢的，但它是形成大洋的中下层温、盐分布特征及海洋层化结构的主要原因。可以说它具有全球大洋的空间尺度。

描述热盐环流的一种较为简单的模型是，把南北洋盆视为一套叠置在一起的“锅”，每个“锅”与等密度面(严格说是等位密面)一一对应。极地的高密冷水沿等密面下沉最深，中纬度的海水只能下沉到中等深度(图 5—14)。当然实际海洋中的情况要复杂得多。

根据等密度面上的温盐结构分析，可以确定由热盐作用引起的海水运动情

况。由于大洋深处海水的温盐等特性取决于其源地的特性及其在运动过程中与周围海水混合的情况，因此可以追踪其源地的主要特性的分布与趋向，借以推断环流的运动与分布情况。这种方法称为核心层分析法。

典型的例子是分析横贯大西洋的地中海溢流的分布情况。由于地中海水的高盐(接近 38.0)，尽管温度较高(接近 13.0)，但仍具有较高的密度。温暖而高盐的地中海水跨过直布罗陀海槛溢入大西洋之后开始下沉，在下沉过程中与东北大西洋相对低温低盐而密度仍然较小的海水发生混合，大致在 1100m 的深度上混合水所受的重力和浮力平衡。此后，该高盐“核心”继续在北大西洋扩展散布。

根据海水性质的分析，世界大洋深处的海水主要是由表层海水下沉而形成的，其主要源地是北大西洋的格陵兰海、挪威海和南极大陆边缘的威德尔海等。以往人们认为由热盐作用所形成的大洋深处环流的速度是很小的(每天几毫米)，但近年来观测表明，并非所有深层环流速度都很缓慢。

G. 乌斯特(Wüst)于 1935 年根据大西洋深处溶解氧含量的分布与地转流的计算指出，沿大洋西边较狭窄的地带内，在南半球存在着一支沿洋底向北运动速度较快的流动，在北半球则有沿西边在底层水之上向南的运动，后来中性浮子的观测证实了这一结论。

斯托梅尔提出了大洋热盐环流的一种模式，他认为由于海水体积的守恒性，高纬下沉的海水必然引起大洋内存在海水的上升运动。除了以后要提及的南极海面辐散带以外，他根据大洋主温跃层实际上是稳定的这一事实，提出了海水下沉是局部的，但上升运动遍及整个中低纬度海区。理由是低纬海区每年有净的热量收入，如果没有下面的冷水上升的补偿，则主温跃层会加深。

K. 威尔特奇(1961)从数值上讨论了一种经向热盐环流，考虑海洋上层与表层的向极流，高纬海区高密水下沉，在深层向赤道方向散布，以及海水通过主温跃层上升，通过海洋上层热平衡的研究，推断上升的速度为 $(1 \sim 5) \times 10^{-7} \text{m/s}$ 。

假设水的输送率平均为 $45 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ ，则海洋热盐环流的总周期约为 1000 年左右，北大西洋约为 500 年，而北太平洋为 2000 年以上。

5.5.3 世界大洋环流和水团分布

一、世界大洋上层主要水平环流

世界大洋上层环流的总特征可以用风生环流理论加以解释。太平洋与大西洋的环流型有相似之处：在南北半球都存在一个与副热带高压对应的巨大反气旋式大环流(北半球为顺时针方向，南半球为逆时针方向)；在它们之间为赤道逆流；两大洋北半球的西边界流(在大西洋称为湾流，在太平洋称为黑潮)都非常强大，而南半球的西边界流(巴西海流与东澳海流)则较弱；北太平洋与北大西洋沿洋盆西侧都有来自北方的寒流；在主涡旋北部有一小型气旋式环流。

各大洋环流型的差别是由它们的几何形状不同造成的。印度洋南部的环流型，在总的特征上与南太平洋和南大西洋的环流型相似，而北部则为季风型环流，冬夏两半年环流方向相反。在南半球的高纬海区，与西风带相对应为一支强大的自西向东绕极流。另外在靠近南极大陆沿岸尚存在一支自东向

西的绕极风生流(图 5—15)。

(一)赤道流系

与两半球信风带对应的分别为西向的南赤道流与北赤道流，亦称信风流。这是两支比较稳定的由信风引起的风生漂流，它们都是南北半球巨大气旋式环流的一个组成部分。在南北信风流之间与赤道无风带相对应是一支向东运动的赤道逆流，流幅约 300 ~ 500km。由于赤道无风带的平均位置在 $3^{\circ} \sim 10^{\circ} \text{N}$ 之间，因此南北赤道流也与赤道不对称。夏季(8 月)，北赤道流约在 10°N 与 $20^{\circ} \sim 25^{\circ} \text{N}$ 之间，南赤道流约在 3°N 与 20°S 之间。冬季则稍偏南。

赤道流自东向西逐渐加强。在洋盆边缘不论赤道逆流或信风流都变得更为复杂。赤道流系主要局限在表面以下到 100 ~ 300m 的上层，平均流速为 0.25 ~ 0.75m/s。在其下部有强大的温跃层存在，跃层以上是充分混合的温暖高盐的表层水，溶解氧含量高，而营养盐含量却很低，浮游生物不易繁殖，从而具有海水透明度大，水色高的特点。总之赤道流是一支高温、高盐、高水色及透明度大为特征的流系。

印度洋的赤道流系主要受季风控制。在赤道区域的风向以经线方向为主，并随季节而变化。11 月至翌年 3 月盛行东北季风，5 ~ 9 月盛行西南季风。 5°S 以南，终年有一股南赤道流，赤道逆流终年存在于赤道以南。北赤道流从 11 月到翌年 3 月盛行东北季风时向西流动，其他时间受西南季风影响而向东流动，可与赤道逆流汇合在一起而难以分辨。

赤道逆流区有充沛的降水，因此相对赤道流区而言具有高温、低盐的特征。它与北赤道流之间存在着海水的辐散上升运动，把低温而高营养盐的海水向上输送，致使水质肥沃，有利于浮游生物生长，因而水色和透明度也相对降低。

太平洋在南赤道流区(赤道下方的温跃层内，有一支与赤道流方向相反自西向东的流动，称为赤道潜流或克伦威尔流)。它一般成带状分布，厚约 200m，宽约 300km，最大流速高达 1.5m/s。流轴常与温跃层一致，在大洋东部位位于 50m 或更浅的深度内，在大洋西部约在 200m 或更大的深度上。赤道潜流的产生显然不是由风直接引起的，关于其形成、维持机制有许多观点，其中，有的认为它是由于南赤道流使表层海水在大洋西岸堆积，使海面自西向东下倾，从而产生向东的压强梯度力所致。由于赤道两侧科氏力的方向相反，故使向东流动的潜流集中在赤道两侧。这种潜流在大西洋、印度洋都已相继发现。

(二)上层西边界流、湾流和黑潮

上层西边界流是指大洋西侧沿大陆坡从低纬向高纬的流，包括太平洋的黑潮与东澳流，大西洋的湾流与巴西流以及印度洋的莫桑比克流等。它们都是北、南半球主要反气旋式环流的一部分，也是北、南赤道流的延续。因此，与近岸海水相比，具有赤道流的高温、高盐、高水色和透明度大等特征。

由于湾流和黑潮有许多相似之处，以及它们在北半球的重要作用，长期以来许多学者对其进行了大量的研究工作，发表了大量论著，在此仅作简要介绍。

湾流如果把湾流视为反气旋式环流的一部分，那么如何确定它的头尾就是一个难题了。人们通常把由北赤道流和南赤道流跨过赤道的部分组成的、

沿南美北岸的流动称为圭亚那流和小安的列斯流，经尤卡坦海峡进入墨西哥湾以后称为佛罗里达流，佛罗里达流经佛罗里达海峡进入大西洋后与安的列斯流汇合处视为湾流的起点。此后它沿北美陆坡北上，约经 1200km，到哈特拉斯角(35° N 附近)又离岸向东，直到 45° W 附近的格兰德滩以南，海流都保持在比较狭窄的水带内，行程约 2500km，此段称为湾流(也有人认为湾流起点为哈特拉斯角)。然后转向东北，横越大西洋，称为北大西洋流。佛罗里达流、湾流和北大西洋流合称为湾流流系。

湾流在海面上的宽度为 100 ~ 150km

与南北半球盛行西风带相对应的是自西向东的强盛的西风漂流，即北太平洋流、北大西洋流和南半球的南极绕极流，它们也分别是南北半球反气旋式大环流的组成部分。其界限是：向极一侧以极地冰区为界，向赤道一侧到副热带辐聚区为止。其共同特点是：在西风漂流区内存在着明显的温度经线方向梯度，这一梯度明显的区域称为大洋极锋。极锋两侧的水文和气候状况具有明显差异。

北大西洋流湾流到达格兰德滩以南转向东北，横越大西洋，称为北大西洋流。它在 50°N ， 30°W 附近与许多逆流相混合，形成许多分支，已不具有明显的界限。在欧洲沿岸附近分为三支：中支进入挪威海，称为挪威流；南支沿欧洲海岸向南，称为加那利流，再向南与北赤道流汇合，构成了北大西洋气旋式大环流；北支流向冰岛南方海域，称为伊尔明格流，它与东、西格陵兰流以及北美沿岸南下的拉布拉多流构成了北大西洋高纬海区的气旋式小环流。北大西洋流将大量的高温、高盐海水带入北冰洋，对北冰洋的海洋水文状况影响深远，同时对北欧的气候状况也有巨大的影响。

北太平洋流 它是黑潮延续体的延续，在北美沿岸附近分为两支：向南一支称为加利福尼亚流，它汇于北赤道流，构成了北太平洋反气旋式大环流；向北一支称为阿拉斯加流，它与阿留申流汇合，连同亚洲沿岸南下的亲潮共同构成了北太平洋高纬海区的气旋式小环流。

南极绕极流 由于南极周围海域连成一片，南半球的西风漂流环绕整个南极大陆(应当指出南极绕极流是一支自表至底自西向东的强大流动，其上部是漂流，而下部的流动为地转流)。南极锋位于其中，在大西洋与印度洋平均位置为 50°S ，在太平洋位于 60°S 。由于风场分布不均匀，造成了来自南极海区的低温、低盐、高溶解氧的表层海水在极锋的向极一侧辐聚下沉，此处称为南极辐聚带。极锋两侧不仅海水特性不同，而且气候也有明显差异，南侧常年为干冷的极地气团盘踞，海面热平衡几乎全年为负值，海面为浮冰所覆盖；北侧，冬夏分别为极地气团与温带海洋气团轮流控制，季节性明显。故称极锋南部为极地海区，北部至副热带海区为亚南极海区。

南极绕极流在太平洋东岸的向北分支称为秘鲁流；在大西洋东岸的向北分支称为本格拉流；在印度洋的向北分支称为西澳流。它们分别在各大洋中向北汇入南赤道流，从而构成了南半球各大洋的反气旋式大环流。

北半球的极锋辐聚不甚明显，只在太平洋西北部的黑潮与亲潮的交汇区以及大西洋西北部的湾流与拉布拉多海流的交汇区存在着比较强烈的辐聚下沉现象，一般称为西北辐聚区。由于寒暖流交汇所产生的强烈混合，海洋生产力高，从而使西北辐聚区形成良好的渔场。这正是世界有名的北海道渔场和纽芬兰渔场的所在海区。

在南北半球西风漂流区内，存在着频繁的气旋活动，降水量较多，气旋大风不断出现，海况恶劣，特别在南半球的冬季，风与浪更大，故航海家有“咆哮 45° 、咆哮好望角”的传称。

(四)东边界流

大洋的东边界流有太平洋的加利福尼亚流、秘鲁流，大西洋的加那利流、本格拉流以及印度洋的西澳流。由于它们从高纬流向低纬，因此都是寒流，同时都处在大洋东边界，故称东边界流。与西边界流相比，它们的流幅宽广、流速小，而且影响深度也浅。

上升流是东边界流海区的一个重要海洋水文特征。这是由于信风几乎常

年沿岸吹，而且风速分布不均，即近岸小，海面上大，从而造成海水离岸运动所致。前已提及上升流区往往是良好渔场。

另外，由于东边界流是来自高纬海区的寒流，其水色低，透明度小，形成大气的冷下垫面，造成其上方的大气层结稳定，有利于海雾的形成，因此干旱少雨。与西边界流区具有气候温暖、雨量充沛的特点形成明显的差异。

(五) 极地环流

北冰洋中的环流北冰洋内主要有从大西洋进入的挪威流及一些沿岸流。加拿大海盆中为一个巨大的反气旋式环流，它从亚美交界处的楚科奇海穿越北极到达格陵兰海，部分折向西流，部分汇入东格陵兰流，一起把大量的浮冰携带进入大西洋，估计每年 10000km^3 。其他多为一些小型气旋式环流。

南极海区环流在南极大陆边缘一个很狭窄的范围内，由于极地东风的作用，形成了一支自东向西绕南极大陆边缘的小环流，称为东风环流。它与南极绕极环流之间，由于动力作用形成南极辐散带。与南极大陆之间形成海水沿陆架的辐聚下沉，此即南极大陆辐聚。这也是南极陆架区表层海水下沉的动力学原因。

极地海区的共同特点是：几乎终年或大多数时间由冰覆盖，结冰与融冰过程导致全年水温与盐度较低，形成低温低盐的表层水。

(六) 副热带辐聚区的特点

在南北半球反气旋式大环流的中间海域，流向不定，因季节变化而分别受西风漂流与赤道流的影响，一般流速甚小。由于它在反气旋式大环流中心，表层海水辐聚下沉，称为副热带辐聚区。它把大洋表层盐度最大、溶解氧含量较高的温暖表层水带到表层以下，形成次表层水。

该区内的天气干燥而晴朗，风力微弱，海面比较平静。由于海水辐聚下沉，悬浮物质少，因此具有世界大洋中最高的水色和最大透明度，也是世界大洋中生产力最低的海区，故有“海洋沙漠”之称。

以上就是世界大洋表层在水平方向上的主要环流及其特征。除此之外尚有一些区域性海流，例如，瑞德(Ried, 1959)在南太平洋的赤道流中，发现了一支赤道逆流；宇田(Uda, 1955)在北太平洋发现了一支副热带逆流等，但它们的持续性及其在总的大洋环流中的作用，目前尚不完全了解。

二、世界大洋上层的铅直向环流

关于表层的风生环流已进行了较多的讨论，但在世界大洋表层的这些环流之间，特别是在赤道海区，由于海水运输有南北分量，导致了海水的辐聚下沉或辐散上升运动。在赤道上，西向的南赤道流，在赤道两侧分别向南与向北辐散，导致海水上升；在南赤道流与赤道逆流之间($3^\circ \sim 4^\circ \text{N}$)，由于海水辐聚而导致下沉；在赤道逆流与北赤道流之间(10°N)又形成了海水的辐散上升。由于连续性的原因，上述上升或下沉的海水在一定的深度上便形成了经向的次级小环流。它们分布在 $25^\circ \text{N} \sim 20^\circ \text{S}$ 之间，所处深度较浅，仅变动于 $50 \sim 100\text{m}$ 之间。正是由于这些次级小型环流的存在，使得赤道海区表层的热量和淡水盈余向高纬方向输送，部分调节了热盐的分布状况，使其得以相对稳定。

顺便指出，由于表面海水的辐散或辐聚，导致海面发生起伏，由此所形成的压力场，在表层纬向环流中起着重要的作用。

三、大洋表层以下的环流

大洋表层以下的环流以经线方向为主，其分布的深度主要取决于海水的

密度，因此仍以热盐效应起主导作用。但在某些海域海水的下沉或上升也会由某些动力作用引起。

(一)次表层水的运动和分布

大洋表层以下与大洋主温跃层以上的海水称为次表层水，是由副热带海域(两半球反气旋式大环流中间)的表层水下沉形成的。虽为高盐水，但温度也较高，在副热带辐聚的动力作用下，它只能下沉到表层水以下的深度上，然后重新分布。其中大部分水体流向低纬一侧，沿主温跃层散布，少部分流向高纬一侧，形成了以高盐为主要特性的次表层水。

在次表层水形成过程中，由于动力作用与连续性的制约，导致其下界的深度起伏与表层海水面的起伏恰恰相反。因为次表层水也具有较高的温度，所以与表层水一起称为大洋上层暖水区，其下方的主温跃层正是该暖水区与大洋深处冷水区之间的过渡层，因此具有很大铅直温度梯度。

(二)大洋冷水区的环流

冷水区的环流指大洋主温跃层以下与极锋向极一侧水域内的环流。包括中层水、深层水、底层水的运动与分布情况。

1. 中层水的运动中层水主要由南极辐聚和西北辐聚区下沉的海水所形成，因此带有源地的低盐特征。由于温度也较低，故其密度较大，所以分布在次表层之下。对其运动情况，可按其低盐特点进行追踪。

由南极辐聚带下沉的海水，其温、盐特征值分别为 2.2 与 33.8。它下沉到 800 ~ 1000m 的深度上，一边参加了南极绕极环流，一部分水体向北散布进入三大洋。在大西洋中，以 $(5 \sim 6) \times 10^{-2} \text{m/s}$ 的速度沿西部向北运动，可达到 25°N；在太平洋也可超越赤道；在印度洋则否。

另外，在北大西洋与印度洋中，还存在着高盐特性的中层水。在北大西洋由直布罗陀海峡溢出的高盐地中海水(温度 13 ，盐度 37)下沉到 1000 ~ 1200m 的深度上。然后向西、西南和东北方向散布，此称为北大西洋高盐中层水；在印度洋，红海的高盐水(温度 15 ，盐度 36.5)通过曼德海峡流出，在 600 ~ 1600m 的深度上沿非洲东岸向南散布，与南极中层水相遇发生混合。

2. 大洋底层水的运动大洋底层水应具有最大的密度，其主要源地是南极大陆边缘的威德尔海、罗斯海，其次为北冰洋的格陵兰海与挪威海等。普遍认为，南极威德尔海是南极底层水的主要来源，在冬季冰盖下海水(盐度 34.6，温度 -1.9)密度迅速增大，沿陆坡下沉到海底，一方面加入南极绕极环流向东流，一方面向北进入三大洋。在各大洋中主要沿洋盆西侧向北流动。在大西洋中可达 40°N，与北大洋底层水相遇，由于南极底层水密度较大，继续潜入海底向北扩散。Gill(1973)提出了南极大陆边缘全年都产生底层水的观点，这是因为在陆架上 200m 以下的海水，夏季也存在着低温、高盐，因而亦具高密特征的水，特别在威德尔海西部的陆架上更是这样。南极底层水的源地还有罗斯海和阿德利地近海。底层水的年平均生成率总共约 $38 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ 。

北冰洋也生成底层水，但因白令海峡很浅，不可能进入太平洋。密度更大的海水在格陵兰与斯匹次卑尔根之间，位于北冰洋的固定冰舌之下形成，但是它被限制在诸如格陵兰和挪威等一些海盆之中。只在偶然情况下，少量海水通过苏格兰—法罗群岛、冰岛到格陵兰的海槛溢出而进入大西洋。因此，北冰洋底层水处于几乎是被隔绝的状态。

3. 大洋深层水的运动深层水介于中层水和底层水之间，约在 2000 ~

4000m 的深度上。大洋深层水主要是由北大西洋格陵兰南部的上层海洋中形成的。东格陵兰流与拉布拉多寒流都向该海区输送冷的极地水，与湾流混合后下沉(盐度约为 34.9，温度近 3)开始向整个洋底散布。在大洋西部接近 40°N 处，与来自南极密度更大的底层水相遇，就在其上向南流去，直到南大洋(图 5—17)。在它向南的流动过程中与上层的由地中海溢出的高盐高温中层水相互混合。在南大洋的这种混合水称为南大洋深层水。在 40°S 附近加入绕极环流，继而带入印度洋和太平洋。在印度洋，西部的深层水向北运动，于 2500m 的深度上可根据其盐度较高的特性追踪至 10°S；在东部的深层水则向南运动。太平洋的深层水都是由南大西洋的深层水与南极底层水混合而成的。因此太平洋 2000m 以下的温盐是均匀的，温度为 1.5~2.0 ，盐度为 34.60~34.75，不像大西洋那样具有较明显的分层特征。

大西洋深层水加入绕极环流的同时，逐渐上升，在南极辐散带可上升至海面，与南极表层水混合后，分别向北与向南流去，即加入到南极辐聚与南极大陆辐聚中去。

大洋深层水的源地不是海面，因此贫氧是它的主要特征。从流的动力学性质看，它具有适应其他各层流动的补偿的性质。

上述大洋环流是一种具有大的(洋盆或准洋盆范围)空间尺度和长期(气候学)的时间尺度的平均流动状况。尽管是粗线条的，但能给出世界大洋总流的基本格局和主要特征。这是进一步研究大洋环流的基础。

四、大洋中尺度涡(mesoscale eddies)

自 70 年代以来，海洋科学工作者相继在各大洋中发现了一种水平尺度约为 100~500km，时间尺度约为 20~200d 的流涡，它们广泛地寄居于总的大洋环流之中，且以 $(1\sim 5)\times 10^{-2}\text{m/s}$ 的速度移动着，这些流涡称为“中尺度涡”。它们可以类比于大气中的涡旋与锋面等天气系统。因此，如果把以前对海洋平均状况的研究称为“气候学”的描述，那么中尺度涡发现后，便使海洋学进入了“天气学”的研究阶段。

关于中尺度涡形成、运动、能量的传输机制、时空分布及其与平均环流的关系等，许多学者已进行了研究。

中尺度涡可被观测到的最突出的特性是它们的动能(和势能)数量级的区域不均匀性。它与大洋环流的格局紧密相关，最强盛的涡主要存在于或者靠近强流区。显然，这是由于在那里存在不稳定性，具有涡形成的基本条件。

世界大洋中尺度涡场的动能分布极不均匀。例如在北大西洋和北太平洋西边界强流区的表层，其动能约为东边界流区和弱流区的 10 倍。涡场动能又主要集中在表层。在强流区，从海面至 1000m 的深度内直线减少至表面的 1/1087。涡所影响的深度极大，在湾流强流区达 5000m 以深，在黑潮延续体达 6000m，在这个深度上仍具有相当的动能。可见中尺度涡是一个深厚的系统。

涡的能量传输过程是：上层动能由大洋环流的平均动能提供；在较下层，由平均环流的势能转化为涡的动能，同时伴随着自上而下由涡的动能转化为涡的势能。然后再转化为更下层涡的动能这一次级的传输过程。另外，在下层涡的动能也会转化为平均环流的动能。

涡在强流区形成后，能被强流吸收，也能传播到其他海域，这就导致了涡场动能和势能数量级的多变性。早期认为，涡可能强烈地影响副热带内部

的总环流，而现在的认识却是，涡对总环流的作用主要发生在强流区邻近；在强流区内，涡形成的结果，只起到了使平均环流能量下沉的作用，而平均环流与涡之间的能量交换主要是在强锋面流处以及向下输送过程中的能量耗散机制。对涡自身的能量耗散而言，海底摩擦是重要的。涡至少部分地驱动回流的形成。当然尚有热力学机制(Schmitz et al., 1983, Spall, 1992)。涡在深层的强流区和底部，也扮演了一“混合”的角色。

涡的时间尺度，相对变化较小。在靠近或在强流区中，其支配周期主要为中尺度时间，即 20 ~ 200d；靠近表层，天气时间尺度显著；近海底陡坡处，地形波时间尺度(几天的量级)变得突出。

中尺度涡的发现与研究，把人们对大洋环流的认识提高到了一个新的阶段。随着观测技术和手段的进步、高速计算机的应用，必将对大洋环流的动力学、热力学机制以及对海洋环流、大气环境的影响等各方面，作出更加详尽的科学结论。

五、世界大洋的水团

由上讨论可知，世界大洋中存在着五个基本水层，即大洋暖水区的表层水，次表层水；大洋冷水区中的中层水、深层水和底层水。如果按其温、盐等理化特性和源地作为条件，可在第一层等级把五层水视为五个水团。

1. 表层水：具有高温、相对低盐特性，其源就是低纬海区密度最小的表层暖水本身。

2. 次表层水：具有独特的高盐特征和相对高温，它是由副热辐聚区表层海水下沉而形成的，其下界为主温跃层，南北范围在南北极锋之间。

3. 中层水：具有低盐特征，是西风漂流中的辐聚区表层海水下沉而形成。其深度约在 1000 ~ 2000m 的范围内。但地中海水、红海—波斯湾水是高盐的。

4. 深层水：北大西洋上部但在表层以下深度上是它的源地，因此贫氧是其主要特性。其深度约在 2000 ~ 4000m 的范围内。

5. 底层水：源于极地海区，具有最大的密度。

根据不同的标准可以在不同等级上依水团划分的原则进行更细的划分。例如在大西洋、太平洋、印度洋中的五大水团可分别冠以大洋的名称和再分为南、北两部分，这样便会划分出第二等级与第三等级的水团。例如在大西洋中，可把表层水划分为南、北大西洋表层水两个水团；次表层水也可分为由南、北半球副热带下沉形成的次表层水团；中层水可分为由西北辐聚和南极辐聚下沉的中层以及地中海水、红海水形成的高盐中层水等。对其他水层亦可类比细分。当然这要遵循一定的标准，而不可无限制地类推。图 5—18 为各大洋水团的分布和 $t-S$ 关系。

思考题

1. 简述海流的定义、形成原因及表示方法。
2. 引起海水运动的力有哪些？
3. 简述重力势、等势面、位势高度、位势深度的定义。
4. 何谓压强梯度力？写出其解析表达式，说明物理含义。
5. 简述等压面、压力场(内压场、外压场、正压场、斜压场)与海水密度

的关系。

6. 何谓地转偏向力(科氏力)? 它具有哪些基本性质?
7. 切应力和压力有何根本的区别?
8. 海水运动方程的基本形式是什么?
9. 体积连续方程与质量连续方程有何不同?
10. 动力学边界条件与运动学边界条件的含义是什么?
11. 何谓地转流? 它的空间结构如何?
12. 地转流场与密度场、应力场之间的关系如何?
13. 地转流的动力计算方法有何实用价值? 它能否用来计算由外压场导致的倾斜流? 为什么?
14. 埃克曼无限深海漂流理论是在什么前提下建立的? 它得出了什么结论?
15. 浅海风海流与无限深海风海流的空间结构和体积运输有何异同点?
16. 由风海流的体积运输派生出哪些新的海水流动?
17. 风生大洋环流理论的基本结论有哪些? 何谓西向强化?
18. 何谓热盐环流? 它在大洋环流中扮演什么角色?
19. 世界大洋上层环流的总特征如何?
20. 赤道流系包括哪些主要流动? 说明其形成原因及水文特征。
21. 北半球有哪几支西边界流? 有哪些显著特点?
22. 南、北两半球西风漂流区有哪些主要特征?
23. 与西边界流区相比, 东边界流区的基本特征有哪些?
24. 为什么北海道与南美西岸能成为世界有名的大渔场?
25. 极地海区有哪些主要环流? 它们对海况有何影响?
26. 世界大洋表层有哪些辐聚下沉和辐散上升区? 怎样形成的?
27. 何谓大洋中尺度涡? 有何基本特征?
28. 世界大洋中的五个基本水层(团)的主要特征是什么? 它们是怎样形成的?
29. 世界大洋环流通过什么方式相互沟通?

第六章 海洋中的波动现象

海洋中的波动是海水的重要运动形式之一。从海面到海洋内部处处都可能出现波动。波动的基本特点是，在外力的作用下，水质点离开其平衡位置作周期性或准周期性的运动。由于流体的连续性，必然带动其邻近质点，导致其运动状态在空间的传播，因此运动随时间与空间的周期性变化为波动的主要特征。

实际海洋中的波动是一种十分复杂的现象，严格说，它们都不是真正的周期性变化。但是，作为最低近似可以把实际的海洋波动看作是简单波动(正弦波)或简单波动的叠加，从研究简单波动入手来研究实际海洋中的波动是一种可行的方法。而且简单波动的许多特性可以直接应用于解释海洋波动的性质。

§ 6.1 概述

6.1.1 波浪要素

一个简单波动的剖面可用一条正弦曲线加以描述。如图 6—1 所示，曲线的最高点称为波峰，曲线的最低点称为波谷，相邻两波峰(或波谷)之间的水平距离称为波长(λ)，相邻两波峰(或者波谷)通过某固定点所经历的时间称为周期(T)。显然，波形传播的速度 $c = \lambda / T$ 。从波峰到波谷之间的铅直距离称为波高(H)，波高的一半 $a = H/2$ 称为振幅，是指水质点离开其平衡位置的向上(或向下)的最大铅直位移。波高与波长之比称为波陡，以 $\sigma = (H/\lambda)$ 表示。在直角坐标系中取海面为 x-y 平面，设波动沿 x 方向传播，波峰在 y 方向将形成一条线，该线称为波峰线，与波峰线垂直指向波浪传播方向的线称为波向线。

6.1.2 海洋中的波浪

海洋中的波浪有很多种类，引起的原因也各不相同。例如海面上的风应力，海底及海岸附近的火山、地震，大气压力的变化，日、月引潮力等。被激发的各种波动的周期可从零点几秒到数十小时以上，波高从几毫米到几十米，波长可以从几毫米到几千千米。

海洋中波动的周期和相对能量的关系如图 6-2 所示。由风引起的周期从 1 ~ 30s 的波浪所占能量最大；周期从 30s 至 5min，为长周期重力波，多以长涌或先行涌的形式存在；一般是由风暴系统引起的。从 5min 到数小时的长周期波主要由地震、风暴等产生，它们的恢复力主要为科氏力，重力也起重要作用。周期 12 ~ 24h 的波动，主要是由日、月引潮力产生的潮波。

波浪分类可从不同角度给出不同的称谓。例如，按相对水深(水深与波长之比，即 h/λ)可将波浪分为深水波(短波)和浅水波(长波)；按波形的传播与否又有前进波与驻波之分；按波动发生的位置又有表面波、内波和边缘波之分；按成因分又有风浪、涌浪、地震波之分等等。

§ 6.2 小振幅重力波

小振幅重力波，亦称正弦波，是一种简单波动。简单波动的特性可近似地说明实际海洋波动的许多现象。小振幅重力波系指波动振幅相对波长为无限小，重力是其唯一外力的简单海面波动。

理论上解决的办法是：根据流体力学的连续方程、运动方程和边界条件，在假定流体无粘滞性，运动是无旋的，波面上的压力为常数的条件下求解。本章只引用已有理论的结论，着重于一些基本概念的论述。以下就小振幅波动的波形传播与水质点的运动、波速、周期与波长的关系，波动能量，波动的叠加等问题加以讨论。

6.2.1 波形传播与水质点的运动

取右手直角坐标系，z轴向上为正，将x—y平面放在海面上，设波动是二维的，只在x方向上传播，则波剖面方程可用下列正弦曲线表示，即：

$$\eta = a \sin(kx - \sigma t) \quad (6-1)$$

式中 a 为波动的振幅， η 为波面相对平均水面的铅直位移。显然它是地点 x 与时间 t 的函数，式中

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}, \sigma = \frac{2\pi}{T}$$

分别称为波数和频率。当水深为 h 时，可证明它们的关系为

$$\sigma^2 = kg \tanh(kh) = kg \tanh(2\pi h / \lambda) \quad (6-2)$$

称为频散关系。式中 g 为重力加速度。

由式(6-1)可见，当 $(kx - \sigma t) = \pi/2$ 时， $\eta = a$ ，即为波峰。相速为

$$c = \frac{\lambda}{T}$$

亦即

$$c = \frac{\sigma}{k}$$

波形向前传播完全是由水质点的运动而产生的，但是它们二者却绝非一回事。正如麦田中麦浪滚滚向前，而麦株并不向前运动的道理一样。

若水深 h 大于波长的一半 ($h/\lambda > 0.5$)，此时的波动称为深水波或者短波。可以证明水质点在 x 与 z 方向上的速度分量 u, w 分别为

$$\left. \begin{aligned} u &= ack \exp(-kz) \sin(kx - \sigma t) \\ w &= -ack \exp(-kz) \cos(kx - \sigma t) \end{aligned} \right\} \quad (6-3)$$

可见，在水平方向与铅直方向上的速度分量都是周期性变化的，且随深度增加 ($-z$) 而指数减小。在自由表面，水质点的速度分量为

$$\left. \begin{aligned} u &= ack \sin(kx - \sigma t) \\ w &= -ack \cos(kx - \sigma t) \end{aligned} \right\} \quad (6-4)$$

由于小振幅波中假定其振幅相对波长无限小，因此水质点的运动路程极短，故式(6-3)中水质点的实际坐标 (x, z) 可近似地以其平衡位置 (x_0, z_0) 代替。

从而得到

$$\left. \begin{aligned} u &= ack \exp(kZ_0) \sin(kx_0 - t) \\ w &= -ack \exp(kZ_0) \cos(kx_0 - t) \end{aligned} \right\} \quad (6-5)$$

对以上两式积分后，两边平方相加，消去 t 得

$$(x-x_0)^2 + (z-z_0)^2 = a^2 \exp(2kZ_0) \quad (6-6)$$

说明水质点的运动轨迹为圆，半径为 $a \exp(kZ_0)$ ，轨迹半径随深度的增大 ($z < 0$) 迅速减小。在自由表面 $z_0=0$ ，其半径为其振幅 a ，当深度增大至 $z_0 = -\frac{1}{535}$ 时，半径只为 $a \exp(-2) = \frac{1}{535} a$ ，即仅为表面振幅 a 的 $1/535$ ，

已可忽略不计。

比较(6-1)与(6-3)，不难看出，水质点在波峰处 ($kx - t = \frac{\pi}{2}$) 具有正的最大水平速度，在波谷处 ($kx - t = \frac{3\pi}{2}$) 具有负的

最大水平速度，且其铅直速度分量 w 皆为零。处在平均水面上的水质点，水平速度分量皆为零。铅直速度分量最大。而且波峰前部为正(向上)，波峰后部为负(向下)。因此，波峰前部为水质点的辐聚区，波面未来上升，而波峰后部则为辐散区，未来波面下降，从而使波形不断向前传播，而水质点却只围绕自己的平衡位置作圆周运动，见图 6-3。

深水波中，无论水质点的运动速度还是轨迹半径(从而波高)都随深度的增大而呈指数减小。当到达一个波长的深度时波动已近消失。

水深 h 相对波长 λ 很小时 (一般取 $h < \frac{1}{20} \lambda$) 的波动称为浅水波或长波。长波中水质点的运动轨迹为椭圆，随深度的增加椭圆长轴几乎不变，而短轴迅速减小，近海底处几乎只在水平方向上作周期性往复运动。

值得提出的是，无论长波还是短波，尽管它们的水质点运动轨迹不同，但是随深度 ($-z$) 的增大，它们的波长 λ 是不变的，即在自由水面的波长多大，随深度增大直至波动消失处的波长仍为多大。

$\tanh x$ 为双曲线正切函数， $\tan hx = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}}$ ，当 $x \rightarrow 0$ 时， $\tanh x \approx x$ ，当 $x \rightarrow \infty$ 时， $\tanh x \rightarrow 1$

6.2.2 波动公式与波动能量

一、波速、波长与周期公式

(一) 波速与波长的关系将频散关系式 $\omega^2 = kg \tanh(kh)$ 代入 $c = \frac{\omega}{k}$ 中，得

$$c^2 = \frac{g}{k} \tanh(kh) = \frac{g\lambda}{2\pi} \tanh(kh)$$

$$\text{或} \quad c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \tanh(kh)} \quad (6-7)$$

(二) 波长与周期的关系

$$\text{因为 } c^2 = \frac{\lambda^2}{T^2} = \frac{g\lambda}{2\pi} \tanh(kh)$$

$$\text{所以 } c = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh(kh) \quad (6-8)$$

(三)波速与周期的关系

$$\text{因为 } c = \frac{\lambda}{T}$$

$$\text{所以 } c = \frac{gT}{2\pi} \tanh(kh) \quad (6-9)$$

式(6-7)(6-8)(6-9)是波速、波长、周期之间的普遍关系，对长波与短波都适用。

对深水波($h/\lambda > 1/2$)而言， $\tanh(kh) = \tanh(2\pi \frac{h}{\lambda}) \approx \tanh\pi = 0.99626$ ，因此

$$c^2 = \frac{g\lambda}{2\pi}, c = \frac{gT}{2\pi}, c = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (6-10)$$

对浅水波而言，当 $h/\lambda < 1/20$ 时，则 $\tanh(kh) = \tanh(2\pi \frac{h}{\lambda}) \approx 2\pi \frac{h}{\lambda}$ ，因此

$2\pi \frac{h}{\lambda}$ ，因此

$$c^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \cdot 2\pi \frac{h}{\lambda} = gh$$

$$\text{或 } c = \sqrt{gh} \quad (6-11)$$

可见对深水波而言，其波速与水深无关，仅与波长有关，对长波而言则与波长无关而只与水深 h 有关。

当相对水深 h/λ 介于 $1/2$ 与 $1/20$ 之间时，则必须考虑浅水订正项 $\tanh(kh)$ 。图 6-4 给出了不同波长的波速随水深 h 的变化情况。

二、波动的能量

波动具有巨大的能量。波动中水质点的运动产生动能，而波面相对平均水面的铅直位移则使其具有势能。

对于小振幅波不难证明，单位截面铅直水柱内的势能为

$$e_p = \int_0^{\zeta} g z dz = \frac{1}{2} g \zeta^2$$

沿波峰线单位宽度一个波长内的势能

$$E_p = \int_0^{\lambda} e_p \cdot dx = \frac{1}{2} \int_0^{\lambda} g \zeta^2 dx = \frac{1}{16} \rho g H^2 \lambda \quad (6-12)$$

式中 ρ 为海水密度， H 为波高。

取波峰线方向单位宽度，自表至波动消失处(深水波)，一个波长所具有的动能为

$$E_k = \rho \cdot \int_{-\infty}^0 \frac{1}{2} (u^2 + w^2) dz = \frac{1}{16} \rho g H^2 \lambda \quad (6-13)$$

可见在一个波长内，波动的势能与动能相等，其总能量为

$$E = E_p + E_k = \frac{1}{8} gH^2 \quad (6-14)$$

它与波高的平方成正比，即波动的能量以波高的平方增长。在讨论波动的能量时，常以波高的平方作为能量的相对尺度。以上指的是波动的总能量，至于能量的时空分布，在海水内部却是不断变化的。事实上，由于波动随深度的迅速减小，因此总能量主要集中在海面附近。在这种意义上称这种波动为表面波。

波动的能量沿波浪传播方向不断向前传递，在平均的意义下其传递速率为

$$P = \frac{1}{2} Ec \quad (6-15)$$

即波动的总能量以半波速向前传递。

波动所具有的能量是相当可观的。例如波高为 3m、周期为 7s 的一个波动，跨过 10km 宽的海面，其功率为 $63 \times 10^4 \text{kW}$ ，海浪能量之大可见一斑。

三、正弦波的叠加

实际海洋中的波动远非简单波动的上述性质能够加以描述。例如，在陡峭的海岸、码头附近和港湾内，由于波动的反射造成的驻波；在海洋中，波浪的传播往往是一群一群的，个别波动的振幅并不相等，且随时随地变化着等等。诸如上述情况可用简单波动的叠加加以解释。

(一) 驻波

设有两列振幅、周期、波长相等，但传播方向相反的正弦波

$$y_1 = a \sin(kx - \omega t) \text{ 和 } y_2 = a \sin(kx + \omega t)$$

叠加，合成后的波剖面方程为 $y = y_1 + y_2$ ，则

$$y = 2a \cos \omega t \cdot \sin kx \quad (6-16)$$

为方便起见，取下列几个特定时刻的波面加以讨论。由式(6—16)可见，当

$$t = 0 \text{ 时, } y = 2a \sin\left(\frac{2\pi}{\lambda} x\right)$$

$$t = \frac{1}{4} T \text{ 时, } y = 0 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{\lambda} x\right) = 0$$

$$t = \frac{2}{4} T \text{ 时, } y = -2a \sin\left(\frac{2\pi}{\lambda} x\right)$$

$$t = \frac{3}{4} T \text{ 时, } y = 0 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{\lambda} x\right) = 0$$

$$t = T \text{ 时, } y = 2a \sin\left(\frac{2\pi}{\lambda} x\right)$$

不难看出，随着时间的变化，在 $x = \pm \frac{2n+1}{4} \lambda$ ($n = 0, 1, 2, \dots$) 处，波面具有最大的铅直升降，其值为 $2a$ ，即合成前振幅的两倍，这些点称为波腹。而在 $x = \pm \frac{n}{2} \lambda$ ($n = 0, 1, 2, \dots$) 处，波面始终无升降，这些点称为波节。在波节与波腹之间的波面升降幅度均在 $0 - 2a$ 之间。随着时间的

变化波节两侧的波面一侧上升，另一侧下降，在 $t = \frac{1}{4}T$ 与 $\frac{3}{4}T$ ，即 $t =$

$\pm \frac{2n+1}{4}T$ ($n=0, 1, 2, \dots$) 时，波面 $\eta = 0$ ，波面水平。波形并不向

外传播，故称为驻波。波节处只有水质点的水平速度分量 u ，其方向指向波面上升的一侧。波腹处只有水质点的铅直运动分量 w ，与波面升降方向相同。波面上其他各点两种速度分量都存在。当波面上各点 $|\eta|$ 值达到最大值时，此时 $u = w = 0$ ，而 $\eta = 0$ 时， u, w 达到最大值。以上各点是驻波所具有的基本特点。

(二) 波群

设两列振幅相等，波长与周期相近，传播方向相同的正弦波

$$\eta_1 = a \sin(kx - \sigma t) \text{ 和 } \eta_2 = a \sin(k'x - \sigma' t)$$

叠加，其波剖面方程为 $\eta = \eta_1 + \eta_2$ ，则

$$\eta = 2a \cos \left[\frac{k-k'}{2}x - \frac{\sigma-\sigma'}{2}t \right] \cdot \sin \left[\frac{k+k'}{2}x - \frac{\sigma+\sigma'}{2}t \right] \quad (6-17)$$

上式表示合成后的波动以振幅

$$A = 2a \cos \left[\frac{k-k'}{2}x - \frac{\sigma-\sigma'}{2}t \right]$$

波速

$$c = \frac{\sigma + \sigma'}{k + k'} \approx \frac{\sigma}{k}$$

向前传播的波动，可见其传播速度与合成前简单波动速度相近，但其振幅 A 却仍然为 x 与 t 的函数，不断地周期性变化着，变化范围在 $0 \sim 2a$ 之间，变化的速度为

$$c_g = \frac{\sigma - \sigma'}{k - k'} = \frac{d\sigma}{dk} \quad (6-18)$$

变化的周期为 $T_g = \frac{4\pi}{\sigma - \sigma'}$ (6-19)

图 6—5 为上述波动的剖面图。这种合成后的波动振幅由小到大 ($0 \sim 2a$)，又由大到小 ($2a \sim 0$) 形成群集分布，故称为群。A 即为群的包络线，显然 c_g 就是群的传播速度，称为群速。

由关系式 $\sigma^2 = kg \tanh(kh)$

可得 $c_g = \frac{1}{2}c \cdot \left(1 + \frac{2kh}{\text{sh}2kh} \right)$ (6—20)

式中 sh 为双曲正弦符号。

对深水波而言， $2kh/\text{sh}2kh \rightarrow 0$ ，故

$$c_g = \frac{1}{2}c$$

对浅水波， $2kh/\text{sh}2kh \rightarrow 1$ ，故 $c_g = c$

也就是说，深水波的群速为波速的一半。浅水波的群速与波速相等，群速也可视为波动能量的传递速度。

§ 6.3 有限振幅波动

相对小振幅波而言，有限振幅波具有较大振幅。它与实际海浪的形状更接近。有限振幅波动理论很多，例如斯托克斯波、摆线波、孤立波等，其理论推导多是繁杂的。为了与小振幅波作一比较，本节只简要介绍一下斯托克斯波理论的一些主要结论，不作进一步论证。

6.3.1 斯托克斯波的波剖面

该波剖面不是简谐曲线，它对于横轴上下不是对称的，水质点的振动中心高于平均水面 $\frac{1}{2}ka^2$ 。

6.3.2 波速与波高

有限振幅波速不仅与波长有关，而且与波高有关。当波陡，即波高与波长之比愈大时，波速也愈大。其波速的近似公式为

$$c^2 = \frac{g\lambda}{2\pi}(1+k^2a^2) = \frac{g\lambda}{2\pi}(1+\pi^2\delta^2) \quad (6-21)$$

可见其波速略大于小振幅波。由上式可以看出，当波高与波长之比($\delta = H/\lambda$)很小时，式(6—21)便蜕变为小振幅波速的形式。

6.3.3 水质点运动轨迹

水质点的运动轨迹与小振幅波动中的运动轨迹相似，接近为圆，但在一个周期内不是封闭的。其水平方向与铅直方向上的位移变化分别为

$$\begin{aligned} x &= -a \exp(kZ_0) \sin(kx_0 - \omega t) + k^2 a^2 c \exp(2kZ_0) \cdot t \\ z &= a \exp(kZ_0) \cos(kx_0 - \omega t) \end{aligned} \quad (6-22)$$

上式说明水质点在一个周期内，水平方向上向前存在一个净位移

$$\bar{u} = k^2 a^2 c \exp(2kZ_0) \quad (6-23)$$

显然它随深度指数地减小。在水面上($z_0 = 0$)， $\bar{u}_0 = k^2 a^2 c$ 。此水平位移称为“波流”，可用以解释在波浪传播方向上导致的海水运输现象。不难计算，跨过单位波峰线宽度，自表至波动消失处，单位时间内，由于波流运输的海水体积为

$$V = k^2 a^2 c \int_{-\infty}^0 \exp(wkZ) \cdot dz = \frac{1}{2} ka^2 c \quad (6-24)$$

波流对海流、波浪的成长以及泥沙的运输都具有一定的影响。

6.3.4 波动的能量

小振幅波中，波动的动能与势能相等，但对斯托克斯波而言并不相等，而是 $E_k > E_p$ ，即动能大于势能；还可证明，在铅直方向上波动的动能大于水

平方向上的动能。

6.3.5 波动的振幅与波高

当波动的振幅(从而波高)相对波长之比超过一定限度时，波面将破碎，

§ 6.4 海洋内波

除了海面的波动而外，在海洋内部也会发生波动现象，称为海洋内波。它是发生在海水密度层结稳定的海洋中的一种波动，它的最大振幅出现在海面以下。

内波也是海水运动的重要形式。它能将大、中尺度运动过程的能量传递给小尺度过程。它是引起海水内部混合、形成温、盐细微结构的重要原因。它能将深层较冷的海水连同其中的营养盐输送到海洋上层，有利于海洋生物的生长。由内波引起的等密面的波动会影响海洋中声速的大小与传播方向，从而影响声呐的效能，对潜艇的隐蔽与监测起着有利或有害的作用。海水等密面的起伏，会使水下潜艇的航行和停留产生上下颠簸。由此可见，对海洋内波的研究具有重要的学术意义和实际应用意义。

内波具有表面波所没有的很多特性，现简要介绍如下。

6.4.1 界面内波

内波的一种最简单的形式是发生在两层密度不同的海水界面处的波动，称为界面内波。实际海洋中密度是连续变化的，但可近似地把海洋中强跃层处的波动视为界面内波，它能解释很多内波现象。

图 6-6 是界面内波的示意图。两层的密度为 ρ_1 、 ρ_2 ($\rho_2 > \rho_1$)，上层与下层的厚度分别为 h_1 与 h_2 。理论上可求得界面上存在正弦波，其波速为

$$c = \left\{ \frac{g\lambda(\rho_2 - \rho_1)}{2\pi \left[\rho_2 \operatorname{cth} \left(\frac{2\pi h_2}{\lambda} \right) + \rho_1 \operatorname{cth} \left(\frac{2\pi h_1}{\lambda} \right) \right]} \right\} \quad (6-25)$$

式中“cth”为双曲余切函数。

一、界面短波

式(6—25)中，当 λ 比 h_1 、 h_2 短得多时，即界面在无限深海的中部时，则简化为

$$c = \left[\frac{g\lambda(\rho_2 - \rho_1)}{2\pi(\rho_2 + \rho_1)} \right]^{1/2} \quad (6-26)$$

二、界面长波

式(6-25)中当波长比 h_1 、 h_2 大得多时，则简化为

$$c = \left[\frac{gh_1 h_2 (\rho_2 - \rho_1)}{(h_1 + h_2) \bar{\rho}} \right]^{1/2} \quad (6-27)$$

其中 $\bar{\rho} = \frac{1}{2} (\rho_2 + \rho_1)$ 。取 $h_1 = 0$ ， h_2 记为 h ，显然式(6—25)、

(6-26)、(6—27)便分别蜕化为相应的表面波速公式(6—7)、(6—10)、(6—11)。

由此可知，表面波和界面内波公式之区别仅为后者含有系数 $[(\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 + \rho_1)]^{1/2}$ 。在海洋中两层流体的密度相差是很小的，因此该系数也很小，即使在温跃层处也不大，约为 1/20。可见具有相同波长的界面波与表面波之速度比约为 1/20，即界面波的传播速度比表面波慢得多。

三、界面内波的振幅

振幅为 a 的正弦表面波在一个波长内具有能量

$$E_0 = \frac{1}{2} \rho_0 a^2 g \lambda / 4$$

而相应界面内波之能量为 $E = \frac{1}{2} (\rho_2 - \rho_1) a^2 g \lambda / 4$

若取能量相等的界面内波和表面波进行比较，即若 $E = E_0$ ，则有

$$a / a_0 = [(\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1)]^{1/2} \approx 0.30$$

由此可知，若以相同的能量激发表面波与界面波，界面波的振幅则约为表面波的 30 倍。这是由于在密度层结稳定的海洋中，密度铅直方向的变化很小，即使在强跃层处其相对变化也不很大。因此，即使海水微团受到某种能量不大的扰动，也会偏离其平衡位置并在恢复力的作用下发生振幅相当大的振动。在海洋调查中常常可以记录到波高为几米乃至几十米的内波。图 6—7 给出了内波引起的海水等温线随时间变化的图象。

四、界面内波中的水质点运动

界面内波引起上下两层海水方向相反的水平运动，从而在界面处形成强烈的流速剪切。由于在同一层中波峰与波谷处流向相反，导致了水质点运动的辐聚与辐散，在峰前谷后形成辐散区，在谷前峰后形成辐聚区。此时若上层海水较薄，在海面处则会呈现出由它们引起的条状分布图案。当天气晴朗，微风吹拂海面时，抑或海面上漂浮着油斑或碎物时，辐散区呈光滑明亮条带，而辐聚区则呈现粗糙暗淡状态的条纹。图 6—8 给出了这种运动的流线、海水运动的方向及明暗条带的位置。这些条带可随波的传播而移动，这种现象在海洋中可经常观察到。

因为当 h_1 / λ 与 h_2 / λ 很大时，则 $\text{cth}\left(\frac{2\pi h_1}{\lambda}\right)$ 与 $\text{cth}\left(\frac{2\pi h_2}{\lambda}\right)$ 皆趋于 1。

6.4.2 密度连续变化海洋中的内波

实际海洋中的密度变化是连续的，因此内波不仅能在强跃层那种准界面上产生，而且在海洋内部处处都可能产生。

界面内波已给出了内波的某些特性，以下就内波的一些普遍性质作一简要介绍。

一、内波的恢复力

表面波的恢复力主要为重力，故有表面重力波之称，而内波的恢复力则为科氏力与弱化重力(即重力与浮力之差)，正因为其恢复力很弱，从而使其运动比表面波慢得多，无论是它的传播速度还是由它引起水质点的运动都很慢。

二、内波的频率

内波的频率 介于惯性频率

$$f = 2 \sin \varphi \quad (6-28)$$

与布伦特-维赛拉(Brünt—Vä isäl ä)频率

$$N = \left[-\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz} - \frac{g^2}{c_0^2} \right]^{1/2} \quad (6-29)$$

之间, 即

$$f < \sigma < N \quad (6-30)$$

式中 c_0 为声速。所谓 Brünt-Vä isäl ä 频率 N , 是指在密度层结稳定的海洋中, 海水微团受到某种力的干扰后, 在铅直方向上自由振荡的频率。它主要决定于海水密度的铅直梯度 $d\rho/dz$ 。因为式中的 g^2/c_0^2 一项量级甚小, 可忽略不计。

三、内波的传播方向

内波的传播方向不是像界面内波仅在水平方向上传播, 而一般是沿与水平方向成一 角度传播, 角为内波频率 的函数, 即

$$\tan \theta = \left(\frac{N^2 - \sigma^2}{\sigma^2 - f^2} \right)^{1/2} \quad (6-31)$$

由上式看出, 当内波频率较高时, 角变小, 传播接近水平方向; 反之, 当频率较低时传播方向较陡。因此不同频率的内波, 其传播方向是不同的。

四、内波能量的输送

由于能量以群速输送, 但内波的群速不但在量值上与波速不等, 而且其方向与波速垂直, 两者在同一个铅直平面上, 于是就出现了一种难以置信的情况: 当波形向斜上(下)方传播时, 波动能量则向斜下(上)方输送。这一性质已被实验室和海上观测资料所证明。

内波能量传送过程中若遇到海面或海底, 就会发生反射。波速与水平方向的夹角, 也就等于群速与铅直方向的夹角。入射能束与反射能束与铅直方向上的夹角相等, 这不同于光线遇到界面的反射。若入射能束指向斜下(上)方, 则反射能束则指向斜上(下)方。如图 6—9 所示。

五、内波的叠加

在比较陡峭的海底, 入射内波与反射内波可能在铅直方向上构成驻波(但在水平方向上仍为进行波)。驻波可能会有不同数目的波腹, 含有几个波腹就称为内波的第几模态。基于海洋中不同层化的情况和反射条件, 内波可能呈现出明显的能束(称为射线)形式或模态形式。

目前对内波生成机制的研究尚处于不断探讨之中。有很多因素都能激发内波, 它们可来自海面、海底和海水内部。例如海面风应力、海面气压场、上混合层中海水密度水平分布不均匀、潮流或海流流经凸凹不平的海底、海水内部流速剪切的存在等等。对其能量的耗散机制的研究远未达到令人满意的程度。但已揭示, 内波破碎将能量传递给海洋内部小尺度湍流, 平均剪切流可能吸收内波的能量, 海水内部与边界的摩擦作用都会消耗内波之能量。

无论内波的生成与耗散, 还是在传播过程所通过的海水的物理性质, 都具有很强的随机性。因此进行内波调查时, 就需要记录下海水的温度、盐度、流速、流向等各种物理性质的时间序列和空间序列资料。据此, 应用随机过

程理论进行分析可以获得海洋内波的统计及动力学特性。盖莱特和蒙克 (C. Garret and W. Munk, 1972, 1975) 在七十年代前期用这样的方法绘出了大洋内波频率波数谱模型, 较好地描述了大洋内波的统计特性。

§ 6.5 开尔文波与罗斯贝波

前已提及，海洋中存在着各种不同周期的波动，对短波而言，例如风浪、涌浪只考虑重力对它们的作用，故称为重力波，地转效应可以忽略不计。但当波浪周期很大时，地转效应则不可忽视。一般认为当波动周期接近半摆日（ $12 / \sin\phi$ ）或比半摆日更长时，科氏效应必须考虑。

6.5.1 开尔文波

这是一种长周期重力波，即它同时受重力和科氏力的作用。因此它既具有重力波的基本特性，又在科氏力的作用下产生其他一些特点。

现讨论北半球的一系列振幅为 a 的自由长波，当它通过一条无限长、具有侧向铅直边界，水深为 h 的水道时，在科氏力的作用下波动的情况。

如图 6—10 所示，设水道的宽度为 $2b$ ， x 轴取在水道中央， y 轴与水道垂直。波动以波速 c 沿 x 轴传播。求解波动方程(从略)，其解的形式为

$$\left. \begin{aligned} \zeta &= a \exp\left(-\frac{f}{c}y\right) \sin\left(\sigma t - \frac{\sigma}{c}x\right) \\ u &= \frac{g}{c} a \exp\left(-\frac{f}{c}y\right) \sin\left(\sigma t - \frac{\sigma}{c}x\right) \\ v &= 0 \\ c &= \sqrt{gh} \end{aligned} \right\} \quad (6-32)$$

式中 ζ 为波面，显然它是 x, y, t 的函数， u, v 为 x 与 y 方向上水质点的运动分量， c 为波速， $f = 2 \sin\phi$ 为科氏参量。

式(6-32)给出了开尔文波的基本特性。可见它是一种以波速 $c = \sqrt{gh}$ 沿 x 方向传播的长波，波面的变化与水质点运动的水平分量 u 的变化是同步的；由于水道的限制，故水质点在 y 方向上的速度分量 $v = 0$ 。它具有重力波的基本特性。但在重力波中，波动振幅为常量，而开尔文波的振幅却是 y 的函数。在水道的左岸(面向波浪传播方向)，

$y = +b$ ，其振幅为 $a \exp\left(-\frac{f}{c}b\right)$ ，在水道右岸， $y = -b$ ，其振幅为 $a \exp\left(\frac{f}{c}b\right)$ ，

只在水道中央，即 x 轴上 $y=0$ 处，其振幅为 a 。由上述可见水道左岸波动的振幅比右岸小。即波峰处，波面是右高左低，波谷处波面是左高右低(图 6—11)。

不难理解，造成上述现象的原因正是由于科氏力作用的结果。由于 u 与 ζ 的变化是同步的，即 $|\zeta|$ 最大时， $|u|$ 也最大。当波峰到达时， ζ 最高， u 在 x 方向上也最大，此时在科氏力的作用下，海水向右岸堆积，导致海面自左岸向右岸上倾；当波谷到达时， ζ 最低， u 在 x 的负方向上最大，在科氏力的作用下，海水自右岸向左岸堆积，导致海面从右岸向左岸上倾。所以当波动通过水道时，水道两岸的波动振幅不等，右岸大，而左岸小。这是开尔文波的基本特征。对南半球而言恰好相反。

6.5.2 罗斯贝波

罗斯贝波，亦称行星波，它是一种远远小于惯性频率 f 的低频波。它的恢复力不是重力也不是科氏力，而是科氏力随纬度的变化率，即 $\partial f / \partial y$ 。考虑 β 效应，求解波动方程得出的结论说明，它与前述波动具有一些基本不同的性质。

在密度均匀的海洋中，罗斯贝波具有以下频散关系：

$$\sigma = -k_x / K^2 \quad (6-33)$$

式中 K 为波数，反映波浪传播的方向，称为波数向量。它的三个分量分别为 k_x 、 k_y 、 k_z 。由于我们讨论的波动只沿水平方向传播，故 $k_z = 0$ 。因此

$$K^2 = k_x^2 + k_y^2 \quad (6-34)$$

这样，沿波向及沿 x 、 y 方向的波速分量分别记为

$$c = \frac{\sigma}{K}, c_x = \frac{\sigma}{k_x}, c_y = \frac{\sigma}{k_y}, \quad (6-35)$$

因为 $K > k_x, k_y$ ，所以，沿波向的波速 c 最小。将式(6-33)，代入式(6-35)，则得

$$c_x = -\frac{B}{K^2}, c_y = -\frac{k_x}{K^2 k_y} \quad (6-36)$$

在我们取的坐标系中 x 向东， y 向北， z 向上，因此 σ 值永远为正。 K 及其分量皆为实数，所以 c_x 始终为负值，(c_y 为正或负则由 k_y 决定)，说明罗斯贝波的传播方向始终偏向西方。

罗斯贝波的波速极慢，设 $k_y = 0$ ， $B = 200\text{km}$ ，在中纬度($\varphi = 45^\circ$)其波速为 0.16m/s 。与相应的长重力波相比，小几个量级；其周期为 14 天，比相应的长重力波大好几个量级。

当波长很大时，罗斯贝波的频散关系具有如下形式

$$\sigma = -\frac{k_x}{K^2 + \frac{1}{R^2}} \quad (6-37)$$

式中 $\frac{1}{R^2} = f^2 / gh$ (h 为水深)，所以

$$R = \frac{\sqrt{gh}}{f} \quad (6-38)$$

称为罗斯贝波形变半径。在中纬(45°)海域，水深 $h=500\text{m}$ 的情况下， $R=2.1 \times 10^3\text{km}$ ，若在 10° 的水域，则 $R=8 \times 10^3\text{km}$ 。

罗斯贝波的传播机制，可用位涡守恒的原理来解释。若海底平坦，则有位涡守恒

$$\frac{d(\zeta + f)}{dt} = 0 \quad (6-39)$$

式中， ζ 为相对涡度， f 为行星涡度，二者之和为绝对涡度。显然当 f 增大时， ζ 值为负，即产生顺时针旋转；反之，当 f 减小时， ζ 值为正，产生逆

时针旋转。用图 6—12 可以说明罗斯贝波传播的机制。

在图 6-12 中，设在参考纬圈上海水的相对涡度 ζ 为零，经过扰动，向北运动的海水，由于 f 值增大，据式(6—39)，则 ζ 为负值，故产生顺时针的环流。同理，向南运动的海水，将产生逆时针方向的环流。且离开参考纬圈越远的海水涡度越大。可以设想，在实线上与 D 点相距无穷小的两点，所产生的环流将在 D 点相切，而偏北那点环流的南向分量要比偏南那点的向北分量大。因此在 D 点产生了一个净向南的分量。同理，在 A 点也产生一净向南的分量，在 C, B 两点产生净向北的分量。因此，下一时刻各点新位置的连线将如图中虚线所示，它表明罗斯贝波向西传播了。

由于罗斯贝波的波长很大，相比之下它在铅直方向上的运动十分微弱，在实际海洋中，可以认为它只是一种水平流系，流向基本与波向垂直。

海洋中还存在着许多长波运动形式，例如陆架波，它的特点是波动能量明显地集中在大陆架上沿海岸传播等等。本章不再作进一步介绍。

§ 6.6 风浪和涌浪

风浪是指当地风产生，且一直处在风的作用之下的海面波动状态；涌浪则指海面上由其他海区传来的或者当地风力迅速减小、平息，或者风向改变后海面上遗留下来的波动。

风浪和涌浪是海面上最引人注目的波动。风浪的特征往往波峰尖削，在海面上的分布很不规律，波峰线短，周期小，当风大时常常出现破碎现象，形成浪花。涌浪的波面比较平坦，光滑，波峰线长，周期、波长都比较大，在海上的传播比较规则。

观测表明，在海洋中风浪和涌浪会单独存在，但往往同时存在，它们的传播方向也往往不同。有经验的观测者很容易把它们区分开来。

6.6.1 风浪的成长与消衰

风浪的成长与消衰主要地取决于对能量的摄取与消耗之间的平衡关系。

风向海面输送能量能够引起海流，同时也会引起波动，关于波动如何从风中摄取能量而成长的机制，目前尚无统一而确定的论断。一般认为，由于风对海面的扰动，首先引起毛细波(波纹)，这就为风进一步向海面输送能量提供了必要的粗糙度。然后通过风对波面的压力，继续向波动提供能量，使其不断成长。与此同时，由于海水的内摩擦等使能量损耗。当波浪传至浅水或岸边时，由于海底摩擦或者发生破碎时，使能量损失殆尽，波浪消失。对能量的摄取与消耗的关系本书不作详细讨论。

一、风浪成长与风时、风区的关系

常言道“风大浪高”，“无风不起浪”，这是对风与浪关系的一种描述。但这只是部分正确。人所共知，小小的水湾中，哪怕再大的风也决不会掀起汪洋大海中那种惊涛骇浪，因为它受到了水域的限制。另外，即便是在辽阔的海洋中，短暂的风也不会产生滔天巨浪。可见风浪的成长与大小，不是只取决于风力，而是与风所作用水域的大小和风所作用时间的长短有密切关系。

为此，我们引进风时和风区两个概念，以便于对风浪成长的讨论。所谓风时，系指状态相同的风持续作用在海面上的时间；所谓风区，是指状态相同的风作用海域的范围。习惯上把从风区的上沿，沿风吹方向到某一点的距离称为风区长度，简称为风区。当然，风浪的成长还与其他因子有关，例如海洋水深、地形、岸线形状等。在此我们仅就风时、风区与其成长的关系加以描述。

如图 6-13 所示，假定风速一定的风沿 Ox 方向吹， O 点为风区上沿， OA 为风区内某点 A 的风区长度。观察 A 点风浪成长以及其他各处风浪成长的过程。

假定，当风开始作用于海面上时，风区内各点都同时产生尺寸相同的一系列波浪，以相同的速度沿 x 方向传播，在传播过程中分别从风中摄取相同的能量而以相同的尺度增长。在这种前提下，不难理解，不同时刻在 A 点观察到的波浪都是从风区上沿不同地点传播而来的。离 A 点越近的波浪到达 A 点所用的时间越短，传播过程中从风中摄能量也越少，因此尺度也越小，反

之，离 A 点距离越远的波浪传至 A 点时其尺度越大。离 A 点最远的波浪是从风区上沿产生的，当它传播至 A 点后，此时 A 点的风浪尺度便达到了理论上的最大值，亦即再不会随时间的增加而增大了，达到了定常状态。同样，A 点向风区上沿方向的波浪均比 A 点更早的达到了定常状态。而向风区下沿方向的波浪还将随时间的增长而继续增大，故称为过渡状态。定常状态波浪的尺度是越靠近风区上沿越小，过渡状态的波浪尺度则是相同的。但当 A 点达到定常状态时，随着时间的推移，定常状态区域会继续向风区下沿方向移动，过渡状态区的波浪尺度同时继续增大。

根据上述讨论可见，在定常风的作用下，对应于风区内某点，风浪达到定常状态所用的时间是一定的，这段时间称为最小风时。或者说，对应于某一风区(长度)，风浪成长至理论上最大尺度所经历的最短时间称为最小风时。其实从讨论开始的假设条件知，这段时间就是风区上沿所产生的波浪传播至某点经历的时间，因此不同风区，对应于不同的最小风时，当实际风时大于最小风时时，波浪为定常状态，反之为过渡状态。

同理，当实际风时一定时，当然对应于某一风区(长度)内的波浪达到定常状态，此一风区长度称为最小风区。因此最小风区的定义为，对应于某一风时，风浪成长至理论上最大尺度所需要的最短距离。当实际风区小于最小风区时风浪为定常状态，反之为过渡状态。

以上讨论了风浪成长与风时、风区的关系，提出了最小风时与最小风区的概念，以及如何利用它们对风浪状态进行判断。同时可以看出，定常状态的波浪只受制于风区，而过渡状态的风浪则只受制于风时。

但是，当风时与风区足够长与足够大时，风浪尺寸是否会无限增长呢？回答是否定的。因为波浪在成长过程达到一定尺度后，由于内摩擦等原因所消耗的能量比它摄取的能量增加得快，当摄取与消耗的能量达到平衡时，波浪尺寸便不再增大。此时的风浪称为充分成长状态，达到充分成长状态所对应的风时与风区，称为充分成长的风时与风区。图 6-14 为风速 15m/s，波浪成长与风时、风区的关系。

二、涌浪的传播

当海面的风力迅速减小、平息或风向改变后，海面上遗留下来的波动将不会从原来的风场中继续摄取能量，但波动不会立即消失。它们在原来海区继续传播，甚至传至其他海区，经过漫长路程和时间而慢慢消衰。此时的波动称为涌浪。

涌浪在传播过程中的显著特点是波高逐渐降低，波长、周期逐渐变大，从而波速变快。这一方面由于内摩擦作用使其能量不断消耗所致，另一方面是由于在传播过程中发生弥散和角散所致。

前已提及，实际的海浪可视为是由许多不同波长、不同周期和振幅的分波组成，这些组成部分在传播过程中，波长大的速度快，波长慢的速度慢，于是使原来叠加在一起的波动分散开来，这种现象称为弥散。

又由于各个分波的传播方向也不尽一致，在传播过程中向不同方向分散开来，这种现象称为角散。正是由于上述种种原因使其波高不断降低。

由于弥散，波速快、波长大的跑在前面，因此，传播距离越远，波长大、周期长的涌浪越占优势地位。但波高却变得更小，以致在海上难以看到它，然而当它传播到浅水或近岸时，波高又继而增大，波长减小，常常以波群的

形式出现，形成猛烈的拍岸浪，表现出惊人的能量，它是冲蚀岸滩的活跃因子之一，对岸边建筑物破坏性很大，但到此也就结束了它的生命。

由于涌浪传播的速度很快，常在风暴系统到来之前先行到达。如果某地开始观测到周期很大而波高极小甚至极难察觉的涌浪到来，继而周期逐渐变小，浪高继续增大，则意味着风暴可能向本地袭来。因此人们把这种涌称为先行涌。有时甚至可在风暴到来之前几天内出现。

涌浪的传播距离十分惊人，据调查，北太平洋加利福尼亚西南沿岸，夏季缓缓而有力的拍岸浪，竟是由 $1 \times 10^4 \text{km}$ 以外的南极大陆附近的大洋风暴产生的波动传播而来的涌浪所致。

涌浪在传播过程中比较准确地遵守 $c^2 = g \lambda / 2\pi$ 的关系，但传至近岸浅水时，更接近于长波的性质。

6.6.2 浅海和近岸海浪

当波浪传至浅水及近岸时，由于水深及地形、岸形的变化，无论其波高、波长、波速及传播方向等都会产生一系列的变化。诸如波向的折射、波高增大从而能量集中，波形卷倒、破碎和反射、绕射等。对海岸工程、海岸地貌的变化均具有重大影响。

一、波速、波长的变化

由前讨论已知，波速、波长、水深的关系为

$$c^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \tanh\left(2\pi \frac{h}{\lambda}\right)$$

在深水中，
$$c_0^2 = \frac{g\lambda_0}{2\pi}$$

角标号“0”表示深水情况的值(下同)，比较以上二式得

$$\frac{c^2}{c_0^2} = \frac{\lambda}{\lambda_0} \tanh\left(2\pi \frac{h}{\lambda}\right)$$

观测表明，当波浪传至浅水和近岸时，其周期最为保守。设 $T = T_0$ ，因此

$$\frac{c}{c_0} = \frac{\lambda / T}{\lambda_0 / T_0} = \frac{\lambda}{\lambda_0}$$

即
$$\frac{c}{c_0} = \frac{\lambda}{\lambda_0} = \tanh\left(2\pi \frac{h}{\lambda}\right)$$

或写成
$$\frac{c}{c_0} = \frac{\lambda}{\lambda_0} = \tanh\left(2\pi \frac{h/\lambda_0}{\lambda/\lambda_0}\right) \quad (6-40)$$

该式描述了波浪传入浅水后，波速、波长与水深 h 或相对水深 h/λ_0 的关系见图 6—15。

可见，当水深逐渐变浅时，其波速、波长都逐渐变小。

二、波向的折射

波浪传入浅水后，由于波速和地形的影响，导致波向发生转折。图 6—

16 中，设 EF 为等深线，两边的水深与波速分别为 h_1 、 c_1 与 h_2 、 c_2 ，且 $h_1 > h_2$ ， $c_1 > c_2$ 。等深线两边，两波向线的距离分别为 AB 与 A'B'，与等深线的交角分别为 α_1 与 α_2 。波浪经过 dt 时间后 A 点移动了 $AA' = c_1 dt$ 的距离，而 B 点移动了 $BB' = c_2 dt$ 的距离。

从图中可见，

$$\sin \alpha_1 = \frac{c_1 dt}{A'B}$$

$$\sin \alpha_2 = \frac{c_2 dt}{A'B}$$

合并上二式得

$$\frac{\sin \alpha_1}{\sin \alpha_2} \quad (6-41)$$

因为 $c_1 > c_2$ 所以 $\sin \alpha_1 > \sin \alpha_2$ ，即 $\alpha_1 > \alpha_2$ 。说明波峰线 AB 由水深 h_1 跨过等深线进入水深 h_2 的过程中，有逐渐与等深线平行的趋势，也就是波向线与等深线逐渐垂直的趋势。这正是在海岸上观察从外传来的波浪，到达近岸时波峰线总是大致与海岸平行的原因。

不难推论，在海底凸出的海岬处，由于上述折射的原因，波向线产生辐聚，而在凹进的海岸处，波向线辐散，见图 6—17。因此在海岬处常出现较大的波浪，而在海湾处相对较小。

三、波高的变化

波浪传入浅水后的波高变化不但与水深、波速有关，而且与波向的折射也有密切关系。

设波浪传入浅水后的周期不变，两波向线铅直剖面间的能量守恒（不考虑由于摩擦因子引起的能量消耗）。因此，单位时间内跨过两波向线之间与其垂直的两断面的能量应该相等，即

$$En_0L = E_0n_0c_0L_0$$

式中 E 为单位水面下铅直水柱内的能量，L 为两波向线间的距离， $nc = c_g$ 为群速，为能量的传播速度。脚标“0”为深水情况。

因为波浪的能量与波高的平方成正比，即 $E/E_0 = H^2/H_0^2$ ，因此上式可改写为

$$\frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{L_0}{L}} \cdot \sqrt{\frac{n_0c_0}{nc}} \quad (6-42)$$

式中 $\sqrt{\frac{L_0}{L}}$ 称为折射因子。当波向线辐聚时， $L_0 > L$ ，所以折射因子大于 1，说明能量集中，波高增大。当波向线辐散时，即 $L_0 < L$ ，折射因子小于 1，波高减小。射折因子的大小说明了由波向转折而引起波高变化的部分。见图 6-17。

$\sqrt{\frac{n_0c_0}{nc}}$ 为能量传播速度随水深的变化而对波高变化的影响因子。

$$\text{令 } D = \sqrt{\frac{n_0 c_0}{nc}}$$

参照式(6-20), 可得

$$D = \left[\frac{c_0}{c} \frac{1}{1 + \frac{2kh}{\text{sh}2kh}} \right]^{1/2}$$

显然它是相对水深 h/λ 的函数。D 随相对水深的变化如图 6—18 所示。由图可以看出, 当波浪从深水 ($h/\lambda > 0.5$) 传入浅水时, 由于因子 D 的影响, 将使波高略有降低, 然后随相对深度的减小而迅速增大, 实验证明了这种趋势。这是由于刚进入浅水后海底摩擦起主要作用所致。

综合上述两个因子对波高的影响, 可见波浪传到近岸, 波高的变化完全取决于能量的变化。一般而言, 后者作用比前者大, 但在海岬与海湾处, 由于波向转折, 其影响对波高变化往往起着明显的作用。

四、波浪的破碎、沿岸流与离岸流

在海洋中风大时, 波陡达到一定值, 波浪开始破碎。而当海浪传到浅水后, 由于波长变短, 波高增大, 波陡迅速增大, 波浪也可发生破碎。由于海底摩擦作用以及于波峰处, 水深大, 从而相速也大, 而在波谷处, 由于水深小, 相速也小, 导致波面变形。当波峰前的坡度很大时, 便发生卷倒现象, 在岸边形成拍岸浪, 导致破碎。有时海洋中的浅滩, 沙洲, 暗礁区之上, 波浪也常常出现破碎现象, 此称为溢浪。有经验的航海者对这种现象十分了解。

当波浪在近岸破碎时, 能把相当多的水量带入破碎区, 这些海水最终会经过破碎带重新返回到海洋中, 从而形成了所谓的离岸流。尽管所维持的时间往往只有几分钟, 所涉及的距离只有破碎带的 2~8 倍, 但其流速却相当大, 有时可达 1.5m/s 以上, 海滨的游泳者可明显的感觉到。海岸和海底形状影响着离岸流的分布情况, 对于平直且海底坡度大致相同的海岸, 所形成的离岸流大致是等距的, 如图 6—19 所示。离岸流之间顺岸边的流动称为沿岸流。在海岸弯曲的岸边如海岬处, 波浪辐聚, 水量增多, 它们沿海岬两边向海湾处流动, 离岸流往往在湾的中部形成。如图 6—20 所示。

沿岸流与离岸流, 对海岸泥沙的搬运起着重要作用。例如青岛第一海水浴场在离岸不远的地方存在着比近岸一侧水深较小的浅滩, 可能就与离岸流有关。

五、反射与绕射

当波浪遇到比较陡峭的海岸时, 会发生反射而形成驻波, 在港湾、码头常会见到这种情况, 但范围不会太大。当波浪遇到障碍物时, 例如岛屿、海岬、防波堤等, 它可以绕到障碍物遮挡的后面水域去, 这种现象称为绕射。当然, 由于能量的侧向扩散, 所以绕射后的波高明显减小。假如绕射前的波高为 H_0 , 绕射后的波高为 H , 则 $K=H/H_0$ 或 $H=KH_0$, K 称为绕射系数, 它可以通过模拟实验得到, 以便为一些海岸工程提供依据。

6.6.3 海浪的随机性与海浪谱

海面上的波浪高低不等，长短不齐，此起彼伏，瞬息万变，杂乱无章，似无规律可循。利用简单波动的理论已无法说明它。

但早在 50 年代初，人们就采用了将海浪视为由许多振幅、频率、方向、位相不同的简单波动叠加这一观点和方法，对海浪进行研究。规定这些简单波动的振幅或位相是随机量，从而叠加的结果也是随机的。

海浪的总能量 E 是由全部各组成波提供的，其中频率为 ω 的组成波所提供的能量，以其相当量 $S(\omega)$ 表示，故 $S(\omega)$ 代表海浪中能量相对于组成波频率 ω 的分布。它被称为海浪频谱或能谱。由于组成波的传播方向不同，因此不同组成波的能量以 $S(\omega, \theta)$ 或 $F(\omega, \theta)$ 来描述，有时称其为方向谱。

海浪谱的具体表达形式不少，它们多是半理论、半经验的，是借助于各种观测方法获得的海面起伏资料，经过谱分析后所得到的一些 $S(\omega)$ 随 ω 的分布曲线，然后对这些曲线进行拟合而给出数学表达式。

图 6—21 上的六条曲线是在不同风速下充分成长的 P—M 谱。其特点是风速愈大，谱形曲线下的面积愈大，即总能量愈大，能量显著部分的位置向低频方向移动，说明海面的波高与周期亦随风速的增大而增大；曲线上的任一点都对应频率为 ω 的组成波应具有的能量，能量的显著部分集中在某一频率范围内。

著名物理海洋学家、中国科学院院士文圣常教授等通过理论研究，提出了理论风浪谱模型，它在我国的海洋石油开发、航运、海岸工程、国防和海浪预报等工作中被广泛采用。1990 年又提出了改进的理论风浪谱，经实验检验、试报，效果良好。

另外还有人从海浪能量外观分布的观点出发，提出了外频谱。但此谱与通常的海浪谱在概念上是不同的。

思考题

1. 海洋中的波动现象是怎样形成的？
2. 小振幅重力波剖面方程中各符号的含义是什么？
3. 简单波动理论对波形传播、水质点运动、波速、波长、周期之间的关系以及波动的能量等方面得出了哪些结论？
4. 驻波是怎样形成的？有哪些基本特性？
5. 波群是怎样形成的？有什么基本特性？
6. 与简单波动相比，有限振幅波有什么不同？
7. 什么是开尔文波和罗斯贝波？
8. 风浪和涌浪是怎样形成的？各有什么特征？
9. 风浪的成长有哪几种状态？它们与风时(最小风时)、风区(最小风区)的关系如何？
10. 何谓弥散和角散现象？它们对海浪的传播有何影响？
11. 波浪传播至浅水和近岸有何变化？为什么？
12. 何谓海浪谱？

第七章 潮汐

§ 7.1 潮汐现象

潮汐现象是指海水在天体(主要是月球和太阳)引潮力作用下所产生的周期性运动,习惯上把海面铅直向涨落称为潮汐,而海水在水平方向的流动称为潮流。

潮汐是所有海洋现象中较先引起人们注意的海水运动现象,它与人类的关系非常密切。海港工程,航运交通,军事活动,渔、盐、水产业,近海环境研究与污染治理,都与潮汐现象密切相关。尤其是,永不休止的海面铅直涨落运动蕴藏着极为巨大的能量,这一能量的开发利用也引起人们的兴趣。

7.1.1 潮汐要素

图 7—1 表示潮位(即海面相对于某一基准面的铅直高度)涨落的过程曲线,图中纵坐标是潮位高度,横坐标是时间。涨潮时潮位不断增高,达到一定的高度以后,潮位短时间内不涨也不退,称之为平潮,平潮的中间时刻称为高潮时。平潮的持续时间各地有所不同,可从几分钟到几十分钟不等。平潮过后,潮位开始下降。当潮位退到最低的时候,与平潮情况类似,也发生潮位不退不涨的现象,叫做停潮,其中间时刻为低潮时。停潮过后潮位又开始上涨,如此周而复始地运动着。从低潮时到高潮时的时间间隔叫做涨潮时,从高潮时到低潮时的时间间隔则称为落潮时。一般来说,在许多地方涨潮时和落潮时并不一样长。海面上涨到最高位置时的高度叫做高潮高,下降到最低位置时的高度叫低潮高,相邻的高潮高与低潮高之差叫潮差。

7.1.2 潮汐不等与潮汐类型

一、潮汐的类型

从各地的潮汐观测曲线可以看出,无论是涨、落潮时,还是潮高、潮差都呈现出周期性的变化,根据潮汐涨落的周期和潮差的情况,可以把潮汐大体分为如下的 4 种类型:

1. 正规半日潮在一个太阴日(约 24 时 50 分)内,有两次高潮和两次低潮,从高潮到低潮和从低潮到高潮的潮差几乎相等,这类潮汐就叫做正规半日潮(图 7-2a)。

2. 不正规半日潮在一个朔望月中的大多数日子里,每个太阴日内一般可有两次高潮和两次低潮;但有少数日子(当月赤纬较大的时候),第二次高潮很小,半日潮特征就不显著,这类潮汐就叫做不正规半日潮(图 7—2b)。

3. 正规日潮在一个太阴日内只有一次高潮和一次低潮,像这样的一种潮汐就叫正规日潮,或称正规全日潮(图 7—2c)。

4. 不正规日潮图 7—2d 是不正规日潮潮汐过程曲线。显然,这类潮汐在一个朔望月中的大多数日子里具有日潮型的特征,但有少数日子(当月赤纬接近零的时候)则具有半日潮的特征。

二、潮汐的不等现象

凡是一天之中两个潮的潮差不等，涨潮时和落潮时也不等，这种不规则现象称为潮汐的日不等现象。高潮中比较高的一个叫高高潮，比较低的叫低高潮；低潮中比较低的叫低低潮，比较高的叫高低潮。

从潮汐过程曲线(图 7—2)还可看出潮差也是每天不同。在一个朔望月中，“朔”、“望”之后二、三天潮差最大，这时的潮差叫大潮潮差；反之在上、下弦之后，潮差最小，这时的潮差叫小潮潮差。

§ 7.2 与潮汐有关的天文学知识

由于潮汐现象与地球、月球、太阳的相对运动有着非常密切的关系，因此，本节简要介绍天体运动、时间单位及一些有关的天文学知识。

7.2.1 某些天文学的基本概念

一、天球

如图 7—3 所示，天球是一个以地球为中心，以无限长为半径，内表面分布着各种各样天体的球面。这是一个假想的圆球。因为天体离地球都很遥远，人的眼睛无法区别它们的远近，只能根据它们的方向来定位，于是，所有天体在天球上的位置就是它们沿视线方向在天球内表面的投影。

天球上的天轴指的是将地轴无限延长所得到的一根假想的轴。天轴与天球的交点叫天极，和地球上北极所对应的那一点叫北天极，或天球北极；和地球上南极对应的那一点叫南天极，或天球南极。若将观测点的铅垂线无限延伸后也可与天球交于两点，向上与天球的交点称为天顶，而向下延伸与天球的交点，称为天底。

在天球上，以地心为圆心，通过天极和天顶所作的大圆圈叫做天子午圈；通过天极和天体所作的大圆圈叫做天体时圈；通过天顶、天底和天体的大圆圈称为天体方位圈。

天体通过天子午圈叫中天。由于地球作周日旋转，每个天体一昼夜内有两次中天，即天体的时圈在一昼夜内有两次与天子午圈重叠。天体靠近天顶时叫上中天，靠近天底时称下中天。

二、天赤道、黄道与白道

1. 天赤道将地球的赤道面无限延伸后和天球相交的大圆圈，叫做天赤道，或天球赤道。

2. 黄道太阳的周年视运动轨道叫做黄道。如图 7—4 所示，地球每年绕着太阳在椭圆形轨道上公转一周(即 a b c d e a)，但在地球上的人看来好像是太阳在天空众星之间绕着地球旋转，那么，太阳在天球上的投影每年也绕着地球作一周的视运动(相应为 A B C D E A)，此视运动轨道即为黄道。黄道面与天赤道面的交角为 $23^{\circ} 27'$ 。

3. 白道月球绕着地球公转的结果使得月球在天球上也有一个视运动的轨道，这个轨道称为白道。此视运动轨道并非指月球绕地球公转的真正轨道(椭圆形)而是指月球公转过程中在天球上的投影点(从地球上看来)连成的圆形轨道。白道面与黄道面的平均交角为 $5^{\circ} 09'$ 。

三、春分点、秋分点、升交点及降交点

太阳从南向北穿过天赤道的点称为春分点(一般用 γ 表示)，从北向南穿过天赤道的点称为秋分点。同样，月球由南向北和黄道相交的点称为升交点(一般用 Ω 表示)，由北向南和黄道相交的点称为降交点。

升交点平均以每小时 0.002° 沿黄道西退，即每年沿黄道向西移动约 $19^{\circ} 21'$ 。约经过 18.61 年，升交点可在黄道上移动一周。由于升交点的西退，使得白道面与天赤道面的交角发生变化。当升交点位于春分点时，此交角达

最大($23^{\circ} 27' + 5^{\circ} 09' = 28^{\circ} 36'$) ; 而当升交点位于秋分点时, 为最小($23^{\circ} 27' - 5^{\circ} 09' = 18^{\circ} 18'$)。

四、赤纬、时角和天顶距

1. 赤纬从天赤道沿着天体的时圈至天体所张的角度称为该天体的赤纬, 常用 δ 表示。以天赤道为赤纬 0° , 向北为正, 向南为负, 分别从 0° 到 90° 。

2. 时角观测者所在的天子午圈与天体时圈在天赤道上所张的角度称为时角。时角是沿着天赤道由观测者的天子午圈向西量至天体时圈, 可从 0° 到 360° 。当天体上中天时, 时角为 0° ; 当天体下中天时, 时角为 180° 。

3. 天顶距在天体方位圈上, 天体与天顶之间所张的角度称为天顶距。它由天顶起算, 由 0° 量到 180° 。

7.2.2 时间单位

时间的计量是天文学中的一个基本问题, 也是讨论潮汐时必须参考的要素。以下仅就以后讨论潮汐时用到的几个时间单位, 加以简单的说明。

一、平太阳日和平太阳时

天文学上假定一个平太阳在天赤道上(而不是在黄道上)作等速运行, 其速度等于运行在黄道上真太阳的平均速度, 这个假想的太阳连续两次上中天的时间间隔, 叫做一平太阳日, 并且把 $1/24$ 平太阳日取为 1 平太阳时。通常所谓的“日”和“时”, 就是平太阳日和平太阳时的简称。

二、平太阴日和平太阴时

假想的、等速在天赤道运行的平太阴连续两次上中天的时间间隔, 叫做一平太阴日, 而 $1/24$ 平太阴日取为 1 平太阴时。

因为月球的公转速度大于太阳在天球上的视运动速度, 当地球自转一周, 平太阴已运行了一个大约 12.19° 的角度, 所以当地球上某一点由第一次正对月球中心到第二次正对时约需要旋转 372.19° , 这样以来, 平太阴日便比平太阳日长, 可以算出:

$$1 \text{ 平太阴日} = 24.8412 \text{ 平太阳时} = 24\text{h}50\text{min}$$

三、朔望月(盈亏月)

月球从新月(或满月)位置出发再回到新月(或满月)位置的时间间隔, 叫朔望月或盈亏月。朔望月是月相变化的周期, 它的长度等于 29.5306 平太阳日。当月球运行到太阳和地球之间时, 通宵达旦都看不到月亮, 这天的月相叫新月或朔。随着月球的运动, 月球在天赤道面上的投影逐日偏离日地连线, 使得朝向地球的半个面中被太阳照亮的部分越来越大, 月相成为越来越大的镰刀形, 经过 $1/4$ 周, 月球和太阳在天赤道面上的投影构成了直角, 朝向地球的月面中有一半被太阳照亮, 傍晚开始至午夜可以看到, 这天的月相叫上弦月。此后月球明亮的部分越来越大, 又经过 $1/4$ 周, 月球运行到太阳的对面(在此指的是太阳与月球在地球的两侧), 朝向地球的半个月面全部被太阳照射着, 这时的月相便成为一轮皓月, 叫做满月或望, 通宵达旦都可观察到圆月。满月以后, 圆形月亮逐渐“亏缺”, 每天看到的明亮部分逐渐减小, 再经过 $1/4$ 周, 又成为半圆形, 然而和上弦月不同, 这时月球的下半偏左是亮的, 这天的月相叫做下弦月, 午夜后可以看到。

§ 7.3 引潮力

潮汐现象与天体运动密切相关，无论是月球还是太阳，其引潮作用机理是相同的。为简单起见，以下先讨论月球(太阴)的引潮作用。

7.3.1 引潮力的定义

一、公转惯性离心力

在地-月系中，地球除了自转运动外，还绕地月公共质心公转，这种公转为公转平动。地球绕地月公共质心公转平动的结果，使得地球(表面或内部)各质点都受到大小相等、方向相同的公转惯性离心力的作用。此公转惯性离心力的方向相同且与从月球中心至地球中心联线的方向相同(即方向都背离月球，见图 7—5 中彼此平行的实矢量)，大小为

$$f_c = \frac{KM}{D^2} \quad (7-1)$$

式中 M 为月球的质量， K 是万有引力常数， D 为月地中心距离。

二、月球引力

根据万有引力定律，地球上任一地点单位质量的物体所受的月球引力为

$$f_m = \frac{KM}{X^2} \quad (7-2)$$

方向都指向月球中心，彼此不平行， X 为所考虑的质点至月球中心的距离。图 7—5 中的虚矢量表示这个力，这个力的大小随着质点所在位置的不同而变化。在图 7—5 中，以矢量的长短表示月球引力的相对大小。

三、引潮力

地球绕地月公共质心运动所产生的惯性离心力与月球引力的合力称为引潮力。地球上各点的引潮力如图 7—5 的粗矢量所示，可见地球表面各点所受的引潮力的大小、方向都不同，例如 A、B 两点的引潮力方向背离地心，而 C、D 两点的引潮力方向则指向地心。

7.3.2 引潮力公式

设地球半径为 r ，月球中心至地球表面任意一点 P 的距离为 X ，若考虑一个天体方位圈，即以地球为圆心，过天体(月球 M)、天顶(P)的大圆圈，则为天顶距，即天顶与天体(这里指月球)在天球上所张的角度。在地球表面 P 点处，单位质量海水所受的月球引力 f_{pm} 为

$$f_{pm} = K \cdot M/X^2 = g \cdot r^2/E \cdot M/X^2 \quad (7-3)$$

方向指向月球，而单位质量海水所受的公转惯性离心力 f_{cm} 为

$$f_{cm} = K \cdot M/D^2 = g \cdot r^2/E \cdot M/D^2 \quad (7-4)$$

方向与地月中心连线平行，且背离月球。

根据引潮力的定义，P 点的引潮力 F 可写为：

$$F = f_{pm} + f_{cm} \quad (7-5)$$

如果把 F 投影到水平方向和铅直方向，称之为水平引潮力和铅直引潮

力，则由图 7—6 可推得月球引潮力的两个分量分别为：

铅直分量

$$F_v = g(Mr^3)/(ED^3)(3\cos^2 \theta - 1) \quad (7 - 6)$$

水平分量

$$F_h = 3/2g(Mr^3)/(ED^3)\sin^2 \theta \quad (7 - 7)$$

式(7—6)和(7—7)分别为月球(太阴)引潮力的铅直分量和水平分量。同理可得太阳引潮力的铅直和水平分量分别为铅直分量

$$F'_v = g \cdot S/E \cdot (r/D)^3 (3\cos^2 \theta - 1) \quad (7 - 8)$$

水平分量

$$F'_h = 3/2g \cdot S/E \cdot (r/D)^3 \cdot \sin^2 \theta \quad (7-9)$$

上二式中 S 为太阳的质量，D 为日地距离，r 为太阳天顶距。已知 S = 333400E，E=81.5M，D = 389D，D = 60.3r，所以，当 $\theta = 0$ 时，

$$F_v/F'_v = M/S \cdot D^3/D^3 = 2.17 \quad (7 - 10)$$

而对于其他天体，如金星，当它离地球最近时的中心距 $D_1 = 0.28 \times 1.496 \times 10^8 \text{km}$ ，而金星的质量为 $S_1 = 0.815E$ ，可以算得

$$F_v/F_{v1} = M/S_1 \cdot D^3/D_1^3 = 19454 \quad (7 - 11)$$

由上述月球和太阳的引潮力公式可得：引潮力的量值与天体的质量成正比，而和天体到地球中心距离的三次方成反比。太阳的质量约为月球质量的 2717 万倍，但日地间距离平均约为月地间距离的 389 倍，计算可得月球引潮力约为太阳引潮力的 2.17 倍。另外还可算出月球引潮力约为金星近地时引潮力的 2 万倍。可见，海洋的潮汐现象主要是由月球产生的，其次是由太阳产生的，其他天体的引潮作用很小，一般可以忽略不计。

7.3.3 引潮力势

引潮力势定义为：自地心(引潮力为零)移动单位质量物体至地表面任一点克服引潮力所做的功。对于月球，其引潮力势为

$$\begin{aligned} \Omega &= -\int_0^r K(Mr)/D^3(E\cos^2 \theta - 1) \\ &= -KM/D^3(3\cos^2 \theta - 1)\int_0^r r dr \\ &= -3/2K \cdot (Mr^2)/D^3(\cos^2 \theta - 1/3) \end{aligned} \quad (7-12)$$

§ 7.4 平衡潮

7.4.1 潮汐静力理论

一、等势面

从地心移动单位质量物体到某一点，克服重力和引潮力所作的功，叫做这一点的位势，位势相等的点连成的面称为等势面。图 7—7 为不考虑引潮力情况下的重力位势面，是一个圆球面，显然，即使地球自转，也无法使水位有铅直的涨落。考虑引潮力后，由于在地月连线上引潮力方向与重力方向相反，在垂直于地月连线的大圆上引潮力方向与重力方向相同，因此，从引潮力的分布不难看出，考虑引潮力后的等势面就变成像图 7—8 所示的椭球形，这个椭球的长轴指向月球。

二、潮汐静力理论

由于考虑引潮力后的等势面为一椭球面，根据这一分布特点，可以导出一个研究海水在引潮力作用下产生潮汐过程的理论，即潮汐静力理论（或称平衡潮理论）。这一理论假定：(1)地球为一个圆球，其表面完全被等深的海水所覆盖，不考虑陆地的存在；(2)海水没有粘滞性，也没有惯性，海面能随时与等势面重叠；(3)海水不受地转偏向力和摩擦力的作用。在这些假定下，海面在月球引潮力的作用下离开原来的平衡位置作相应的上升或下降，直到在重力和引潮力的共同作用下，达到新的平衡位置为止。因此海面便产生形变，也就是说，考虑引潮力后的海面变成了椭球形，称之为潮汐椭球，并且它的长轴恒指向月球。由于地球的自转，地球的表面相对于椭球形的海面运动，这就造成了地球表面上的固定点发生周期性的涨落而形成潮汐，这就是平衡潮理论的基本思想。

根据平衡潮理论，当月赤纬为 0 时，潮汐椭球如图 7—9 所示，由于地球的自转，地球上各点的海面高度在一个太阴日内将两次升到最高和两次降到最低。两次最高的高度和两次最低的高度分别相等，并且从最高值到最低值以及从最低值到最高值的时间间隔也相等，形成正规半日潮。当月球赤纬不为 0 时（见图 7—10），除赤道仍为正规半日潮外，其他一些地区的海面（如 A 点）虽然在一个太阴日内也可出现两次高潮和两次低潮，但两次高潮的高度不相等，两次涨潮时也不等，形成日不等现象；而在高纬度地区（如 B 点，纬度 $|\varphi| > 90^\circ - |\delta|$ ）则出现正规日潮现象，即在一个太阴日内只有一次高潮、一次低潮。

根据潮汐静力理论可得到以下几个结论：(1)在赤道上永远出现正规半日潮；(2)当月赤纬不等于 0 时，两极高纬度地区（纬度 $|\varphi| > 90^\circ - |\delta|$ ）出现正规日潮；(3)当 δ 不等于 0 时，在其他纬度上出现日不等现象，越靠近赤道，半日潮的成分越大，反之，越靠近南、北极，日潮的成分越显著。

如果同时考虑月球和太阳对潮汐的效应，在半个朔望月内，将出现一次大潮和一次小潮，即潮汐具有半月的变化周期。朔望之时，月球和太阳的引

潮力所引起的潮汐椭球，其长轴方向比较靠近，两潮相互叠加，形成朔望大潮；上、下弦之时，月球和太阳所引起的潮汐椭球，其长轴相互正交，两潮相互抵消，形成方照小潮。

7.4.2 平衡潮潮高公式

以上用潮汐椭球定性地解释了一些潮汐现象，下面将依据潮汐静力理论（即平衡潮理论），定量地把潮位（亦即某一等势面的高度）的时空分布用数学公式表示出来。

一、潮高公式

按照平衡潮理论，海面应随时与考虑引潮力后的等势面重叠，因此，为了解潮位的分布，应先了解等势面的形状。设在不考虑引潮力的情况下，与海面重叠的那个等重力势面的位势为 C ，而考虑月球引潮力后，海面上升的高度为 h_m ，于是该处的位势为：

$$C + gh_m +$$

根据平衡潮理论，考虑引潮力后的海面为一等势面，即海面的位势为

$$C + gh_m + = C_1 \quad (7-13)$$

式中 C_1 为某一常数，可以根据考虑引潮力前后海面所围成的体积相等这一条件来确定。将 $K = gr^2/E$ 和式(7—12)代入上式得

$$h_m = 3/2(Mr^3)/(ED^3)r(\cos^2 - 1/3) + C_2 \quad (7-14)$$

其中 $C_2 = -C + C_1$ 。同理，太阳平衡潮的潮高表达式为

$$h_s = 3/2(Sr^3)/(ED^3)r(\cos^2 - 1/3) + C_3 \quad (7-15)$$

将 M 、 S 、 E 、 r 、及 D 、 D 的平均值代入，上二式可简化为

$$h_m = 18(3\cos^2 - 1) + C_2 \quad (7-16)$$

$$h_s = 8(3\cos^2 - 1) + C_3 \quad (7-17)$$

依上式可算出月球引潮力引起海面隆起的最高点位于 $=0^\circ, 180^\circ$ 处，潮高为 $36\text{cm} + C_2$ ；最低点位于 $=90^\circ, 270^\circ$ 处，潮高为 $-18\text{cm} + C_2$ 。太阳平衡潮潮差的最大值为 $(36\text{cm} + C_2) - (-18\text{cm} + C_2) = 54\text{cm}$ 。同样可得太阳平衡潮潮差的最大值为 24cm 。可见平衡潮的最大可能潮差为 78cm 。

二、平衡潮潮高公式的另一种形式

设某时刻月球位于 M ，月赤纬为 δ （见图 7—11）；观测点位于 P ，其纬度为 φ ； T 为太阳时角，其规定为：月球 M 位于观测点上中天时，太阳时角为零，随着地球自转，即随着时间的增大，时角增大。

根据球面三角形的公式，如果 a 、 b 、 c 为三边， A 、 B 、 C 为三边所对应的角（见图 7-12），则余弦公式为

$$\cos c = \cos a \cos b + \sin a \sin b \cos C \quad (7-18)$$

将上式用于图 7-11 的斜线部分，可得潮高表达式中变量 δ 与变量 φ 、 T 的关系为

$$\cos \delta = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos T \quad (7-19)$$

再将上式代入式(7—14)，并且令 $h_a = 3/2(Mr^3)/(ED^3)r$ ，化简得太阴平衡潮高公式为

$$h_m = h_0 + h_1 + h_2 \quad (7-20)$$

其中

$$h_0 = 3/2h_a (\sin^2\phi - 1/3) (\sin^2 T - 1/3) \quad (7-21)$$

$$h_1 = 1/2h_a \sin^2\phi \sin^2 T \cos T \quad (7-22)$$

$$h_2 = 1/2h_a \cos^2\phi \cos^2 T \cos 2T \quad (7-23)$$

在上述三项中， h_1 与 $\cos T$ 成比例，这表示在 24 太阴时内，它变化一个周期，而且于月上中天时出现最大值，月下中天时出现最小值，所以 h_1 所代表的是日潮，而由式(7-22)还可看出日周期部分随赤纬的增大而增大，赤纬为零时，日周期部分为零； h_2 与 $\cos 2T$ 成比例，这表示在 24 太阴时内，它变化两个周期，且于月上、下中天时均出现最大值，故 h_2 所代表的是半日潮，由式(7—23)还可看出半日周期部分随月赤纬的增大而减小，月赤纬为零时，半日周期部分为最大； h_0 这一项与 T 无关，而与 ϕ 有关，由于 $\sin^2 T$ 的周期为半个回归月，故 h_0 具有长周期(半月周期)的特性。

三、潮汐的不等现象

从平衡潮高公式中可看出：

(1) 当月赤纬不为零时，除赤道及高纬地区之外，地球上其他各点潮汐的半日周期部分和日周期部分同时存在，叠加的结果便出现日不等现象。随着月赤纬的增大，日不等现象也增大，当月赤纬最大的时候，日不等现象最显著，此时半日周期部分最小，日周期部分最大，这就是回归潮；当月赤纬为零时，日周期部分为零，半日周期部分则最大，此时的潮汐称为分点潮。

(2) 如果把太阳平衡潮考虑在内，那么，当太阴、太阳时角相差 0° 或 180° 时，潮差最大，是朔望大潮；而当太阴、太阳时角相差 90° 或 270° ，则潮差最小，是两弦小潮(方照小潮)。这样一来，潮汐就有半月周期的变化，即产生半月不等现象。

(3) 潮高与月地距离的三次方成反比，因此月球近地点时潮差较大，远地点时潮差较小，这就出现潮汐的月周期变化，产生月不等现象。

(4) 由于地球近日点有一年的变化周期，因此就产生潮汐的年不等现象。

(5) 由于月赤纬还有 18.61 年的变化周期，月球近地点有 8.85 年的变化周期，所以就产生了潮汐多年不等现象。

7.4.3 推算潮时的简易方法——八分算潮法

中国沿海渔民，根据长期的海上劳动经验，提出一个估算正规半日潮海区或港湾潮时的简易方法——八分算潮法，其表达式是

$$\text{高潮时} = 0.8h \times [\text{农历日期} - 1 (\text{或 } 16)] + \text{高潮间隙} \quad (7-24)$$

所谓高潮间隙是月中天时至下一个高潮发生时刻的时间间隔。

上式是基于潮汐静力理论的一个估算潮时的简便公式，在实际中比较有用。因为潮汐静力理论表明高潮时应发生在月中天的时刻(不论上中天或下中天)，即高潮时等于月中天。但是，由于实际潮汐不可能于月中天马上发生高潮，而有一个滞后时间——高潮间隙(因地点而异)，因此实际的高潮时

应满足：

$$\text{高潮时} = \text{月中天时} + \text{高潮间隙} \quad (7-25)$$

每当农历初一(或十六)的时候,月中天时在0时。农历十六的0时(即十五的半夜)月球在观测点的上中天,初一的0时月球在观测点的下中天,其后,月中天时刻每日约推迟50min(即约等于0.8h)。于是每日高潮出现的时间与农历日期的关系,即有式(7—24)。

由式(7—24)可算得一天中的一个高潮时,对于正规半日潮海区,将其数值加或减12时25min(或为了计算的方便可加或减12h24min)即可得出另一个高潮时。若将其数值加或减6h12min即可得低潮出现的时刻——低潮时。

7.4.4 对潮汐静力理论的评价

首先,潮汐静力理论具有实用价值,所以迄今仍沿用不衰,其主要表现在于:(1)潮汐静力理论是建立在客观存在的引潮力之上;(2)根据潮汐静力理论导出的潮高公式所揭示出的潮汐变化周期与实际基本相符;(3)由潮高公式计算出来的最大可能潮差为78cm,这一数值与实际大洋的潮差相近,例如:太平洋中的夏威夷群岛,最大潮差仅为0.9~1.0m左右。

但是,潮汐静力理论还存在一些缺点,其主要的缺点在于:(1)此理论脱离实际地假定整个地球完全被海水包围,这与实际情况相差较大;(2)完全没有考虑到海水的运动,而且假设海水没有惯性也与实际不符合,事实上,当月赤纬改变时,海水必将产生运动,否则一个高潮面不可能在地面上移动,另外海水要集中也需要一定的时间,所以潮汐静力理论认为每当月球在某处上中天或下中天时,该处便会发生高潮,与实际情况有所差异;(3)浅海、近岸地区的潮差与理论结果相差较大,在浅海,潮差可达几米,甚至十几米;(4)潮汐静力理论既然完全没有涉及海水的运动,因此它无法解释潮流这一重要现象;(5)在一些半封闭的海湾中,常常出现没有潮汐涨落的无潮点,等潮时线绕无潮点顺时针或反时针旋转,两岸的潮差不等,平衡潮理论则无法得出此结论;(6)按照潮汐静力理论,赤道上永远不会出现日潮,低纬度地区也以半日潮占优势,但实际上,许多赤道和低纬度地区,均有日潮出现;(7)理论表明朔望日必发生大潮,但实际上多数的地方大潮出现在朔望日之后两天左右,即大潮出现的时间比朔望日的时间迟后数天,这迟后的天数称为潮龄,如厦门的潮龄为2天,所以,大潮一般出现在农历的初三、十八。

7.4.5 假想天体和分潮

潮汐静力理论虽有缺点,但仍然可以用来解释许多潮汐现象,基于这个理论及实测的资料,可以用调和和分析的方法进行较为准确的潮汐预报。调和和分析法是建立在假想天体和分潮概念上的,为此,下面就介绍假想天体和分潮的概念。

由于月球和太阳的位置在不断地改变,它们相对于地球的距离也在不断地改变,而且它们在各自己的轨道上围绕各自的公共质心运动,因此月球和太阳相对于地球的运动是十分复杂的。它们的运动又具有诸多的周期,而且在同一类周期里还参差不齐。人们为了计算太阳、月球的引潮力所引起的海洋潮汐,就把具有复杂周期的潮汐看作是许多周期长短各异的潮汐叠加而成

的，而且假设与每一个这样周期的潮汐都对应有一个天体，即“假想天体”。例如，人们假设有一个理想的月球(称之为 M_2)，它的周期和月球的周期相同，但 M_2 是位于赤道平面上的，并且它对地球公转的轨道是一个圆，地球就位于这个圆的圆心，因此，它每时每刻的运动速度和到地球的距离都是相同的。这样一来，我们可以假定真正天体对潮汐所引起的每一种变化，都不是天体本身的作用，而是由一个或几个假想天体所产生的，这些假想天体对海水所引起的潮汐称为“分潮”。

从理论上讲，分潮的数目是很多的，但大部分影响不大。大量的观测和实际结果表明：在一般情况下，对于在一个不很长的时间里(例如几个月、一年、十多年或者几十年)的潮汐变化来说，只要采用近百个分潮便可以相当准确地推算实际潮汐了。而从实用上来说，通常只要选用其中 8~11 个较大的分潮，也就可以得到偏差不大的结果。但是对于浅水海区，除了几个假想天体的分潮外，还要补充几个由于潮波在浅水区变形和干涉引起的“浅水分潮”。

表 7—1 列出常用的 8 个分潮和 3 个主要的浅水分潮。

表 7-1 常用分潮及其周期、相对振幅(据文献)

分潮符号 (即假想天体符号)	名称	周期 (平太阳时)	相对振幅 (取 $M_2=100$)
	半日分潮		
M_2	太阴主要半日分潮	12.421	100
S_2	太阳主要半日分潮	12.000	46.5
N_2	太阴椭率主要半日分潮	12.658	19.1
K_2	太阴-太阳赤纬半日分潮	11.967	12.7
	全日分潮		
K_1	太阴-太阳赤纬全日分潮	23.934	54.4
O_1	太阴主要全日分潮	25.819	41.5
P_1	太阳主要全日分潮	24.066	19.3
Q_1	太阴椭率主要全日分潮	26.868	7.9
	浅水分潮		
M_4	太阴浅水 1/4 日分潮	6.210	
M_6	太阴浅水 1/6 日分潮	6.140	
MS_4	太阴、太阳浅水 1/4 日分潮	6.103	

§ 7.5 潮汐动力理论

针对潮汐静力理论存在的缺点，许多学者从海水运动观点出发，讨论在引潮力作用下潮汐的形成问题，建立了潮汐动力理论。

7.5.1 潮汐动力理论的基本思想

潮汐动力理论是从动力学观点出发来研究海水在引潮力作用下产生潮汐的过程，此理论认为，对于海水运动来说，只有水平引潮力才是重要的，而引潮力的铅直分量(铅直引潮力)和重力相比非常小，因此铅直引潮力所产生的作用只是使重力加速度产生极微小的变化，故不重要。潮汐动力理论还认为，海洋潮汐实际上指的是海水在月球和太阳水平引潮力作用下的一种潮波运动，即水平方向的周期运动和海面起伏的传播，海洋潮波在传播过程中，除了受引潮力作用之外，还受到海陆分布、海底地形(如水深)、地转偏向力(即科氏力)以及摩擦力等因素的影响。以下主要从潮汐动力理论的基本观点出发，解释海洋潮波在几种简单特殊海区中的传播情况。

7.5.2 长海峡中的潮汐和潮流

设有一个潮波传入如图 7—13 所示的长海峡，显然，这个潮波是沿着海峡轴线方向传播的前进波。根据前进波的性质，波峰处水质点的运动方向与传播方向相同，波谷处水质点的运动方向与传播方向相反，所以，当潮波波峰传到海峡中的任意断面 BC 时，BC 断面皆为高潮，潮流流向与潮波传播方向相同，如图 7—13 中的 号所示，又由于科氏力的作用，使 B 岸的水位高于 C 岸；当波谷到达 BC 断面时，BC 断面皆出现低潮，而流向与潮波传播方向相反，如下图中 ⊗ 号所示，同样由于科氏力的作用，使 C 岸的水位高于 B 岸。由此可引伸出长海峡中潮汐的一个普遍性质：在北半球的长海峡中，沿潮波传播方向看，右岸的潮差大于左岸，而在南半球则相反。此外，当 BC 断面的海面处于半潮面时，即意味着潮波的节点传到该断面，水平方向上的潮流流速为零。

7.5.3 窄长半封闭海湾中的潮汐和潮流

当一个前进潮波自外海传入海湾(称为入射波)时，由于湾顶岸壁的全反射就产生了一个反射波，这两个波叠加而成的驻波构成了窄长半封闭海湾的潮波，如图 7—14 所示。

图 7 - 14 表示 $t=0$ 、 $T/4$ 、 $2T/4$ 、 $3T/4$ (T 为潮波的周期)各时刻入射波的波面形状(实线)及相应的反射波的波面形状(虚线)，粗实线表示合成的实际潮波波面。由图可见，实际潮波为一波形不传播的驻波。离湾顶等于 $l/4$ 、 $3l/4$ 、 $5l/4$ 、 $7l/4$ 、 $9l/4$ 、 $11l/4$ 、 $13l/4$ 、 $15l/4$ 、 $17l/4$ 、 $19l/4$ 、 $21l/4$ 、 $23l/4$ 、 $25l/4$ 、 $27l/4$ 、 $29l/4$ 、 $31l/4$ 、 $33l/4$ 、 $35l/4$ 、 $37l/4$ 、 $39l/4$ 、 $41l/4$ 、 $43l/4$ 、 $45l/4$ 、 $47l/4$ 、 $49l/4$ 、 $51l/4$ 、 $53l/4$ 、 $55l/4$ 、 $57l/4$ 、 $59l/4$ 、 $61l/4$ 、 $63l/4$ 、 $65l/4$ 、 $67l/4$ 、 $69l/4$ 、 $71l/4$ 、 $73l/4$ 、 $75l/4$ 、 $77l/4$ 、 $79l/4$ 、 $81l/4$ 、 $83l/4$ 、 $85l/4$ 、 $87l/4$ 、 $89l/4$ 、 $91l/4$ 、 $93l/4$ 、 $95l/4$ 、 $97l/4$ 、 $99l/4$ 等处为节线，在这些线上海面不发生升降，为无潮线。而湾顶和距湾顶 $2l/4$ 、 $4l/4$ 、 $6l/4$ 、 $8l/4$ 、 $10l/4$ 、 $12l/4$ 、 $14l/4$ 、 $16l/4$ 、 $18l/4$ 、 $20l/4$ 、 $22l/4$ 、 $24l/4$ 、 $26l/4$ 、 $28l/4$ 、 $30l/4$ 、 $32l/4$ 、 $34l/4$ 、 $36l/4$ 、 $38l/4$ 、 $40l/4$ 、 $42l/4$ 、 $44l/4$ 、 $46l/4$ 、 $48l/4$ 、 $50l/4$ 、 $52l/4$ 、 $54l/4$ 、 $56l/4$ 、 $58l/4$ 、 $60l/4$ 、 $62l/4$ 、 $64l/4$ 、 $66l/4$ 、 $68l/4$ 、 $70l/4$ 、 $72l/4$ 、 $74l/4$ 、 $76l/4$ 、 $78l/4$ 、 $80l/4$ 、 $82l/4$ 、 $84l/4$ 、 $86l/4$ 、 $88l/4$ 、 $90l/4$ 、 $92l/4$ 、 $94l/4$ 、 $96l/4$ 、 $98l/4$ 等处为潮差最显著的位置，被称为波腹线。

海湾中各时刻的潮流，可看作入射潮波潮流和反射潮波潮流叠加而成

的。由前进波的性质可知，前进波波峰处的水质点运动方向与波向相同，波谷处的水质点方向与波向相反，节点上的水质点水平速度为零，依此可推断出各时刻入射波和反射波各处的潮流分别如图中实、虚箭号所示，两者叠加而成的实际潮流如双箭号所示。由图可见：(1)就空间而言，波腹处始终无潮流，波节处潮流最大；(2)就时间而言，高、低潮时，潮流处处为零，而海面处于半潮面时，潮流流速达最大，而此时就空间而言，波节处潮流流速最大，但波腹处潮流流速仍然为零。

现实的窄长半封闭海湾，其长度都不大于波长的 $1/4$ ，其潮汐和潮流随时间变化的规律，应如图 7—14 中距湾顶小于 $1/4$ 的那一段所示的规律：涨潮时，潮流向里，涨至半潮面时，潮流流速最大；高潮时，潮流流速处处为零；落潮时，潮流向外，海面降至半潮面时，潮流流速最大；低潮时，潮流流速也处处为零。

上述规律可进一步定量地阐述如下：考虑一个等深的(水深为 h)、长度为 $l/2$ 的窄长半封闭海湾，坐标原点取在离湾顶 $l/4$ 处，如图 7—15。令湾顶低潮的时刻为 $t=0$ ，则海湾潮位 η 的表示式为：

$$\begin{aligned} \eta &= \sin(2\pi x/l + 2\pi t/T) + \sin(2\pi x/l - 2\pi t/T) \\ &= A\sin(2\pi x/l) \cos(2\pi t/T) \end{aligned} \quad (7-26)$$

它表示一驻波，是入射波和反射波的叠加，式中 $A=2\eta_0$ 为驻波的振幅。

式(7—26)描述了波面(图 7—14 粗实线)随时间的变化。在 $x=0$ 、 $l/2$ 处， $\sin(2\pi x/l) = 0$ ，即距离湾顶 $l/4$ 、 $3l/4$ 处是无潮线。在 $x = -l/4$ 、 $l/4$ 处，即在湾顶和离湾顶 $l/2$ 处， $\sin(2\pi x/l) = \pm 1$ ，潮差最大，该处为波腹线。为了解窄长半封闭海湾潮流的量值及分布变化规律，引用海水连续性方程可得潮流：

$$\begin{aligned} u &= -\frac{1}{Th} A \cos(2\pi x/l) \sin(2\pi t/T) \\ &= -A\sqrt{g/h} \cos(2\pi x/l) \sin(2\pi t/T) \end{aligned} \quad (7-27)$$

由式(7—27)可知，对于距湾顶小于 $l/4$ 的范围之内，潮流具有以下特征：

(1)当 $t=0$ 或 $T/2$ 时，即湾顶处于低潮或高潮时， $\sin(2\pi t/T) = 0$ ，因而 $u=0$ ，潮流流速处处为零。

(2)当 $t=T/4$ 或 $3T/4$ 时，即海面涨至半潮面或退至半潮面时，就流速的时间变化而言，此时 $\sin(2\pi t/T) = \pm 1$ ，则：

$$u = \pm A\sqrt{g/h} \cos(2\pi x/l) \quad (7-28)$$

潮流流速的绝对值达最大，涨潮时 $t=T/4$ ， u 为负，流向向里；落潮时 $t=3T/4$ ， u 为正，流向向外。此时就空间分布而言，在 $x=-l/4$ (即在湾顶)处， $u=0$ ；而在 $x=0$ (即在距湾顶 $l/4$)处， $\cos(2\pi x/l) = 1$ ，所以

$$u = \pm A\sqrt{g/h} \quad (7-29)$$

表明该处流速最大。但一般海湾的长度远小于 $l/4$ ，因而不会出现这么大的潮流。例如某窄长半封闭海湾的水深约 15m (可计算得到正规半日潮潮波的波长约为 540km)，湾口离湾顶约 25km，潮差 $2A=6m$ ，由式(7—28)可得该湾口(即 $x = -(135-25)km$ 处)的最大潮流速度为 0.7m/s。

应用式(7-26)和(7-27)进行潮位、潮流流速的计算时需要注意：(1)式中 x 的起算点是坐标系的原点，若 x 表示某地 P 离湾顶的长度，则 $x = (x_0 -$

/4) ; (2) $t=0$ 的时刻为湾顶的低潮时刻 ; (3) 表示的是潮位 , 若要求潮差 , 则应先求最高和最低潮位后 , 再相减即可得 ; (4) 的起算面取在平均海平面。

7.5.4 半封闭宽海湾中的潮汐和潮流

浅海中半日潮波的波长大约为 1000km (如水深 $h=60\text{m}$)。以下研究一个宽度与潮波半波长相当的半封闭海湾的潮波传播特征。

一、定性解释

设北半球的半封闭海湾 , 其长度和宽度都等于潮波波长的一半 , 有一个前进波沿 BD 方向传入该海湾 , 见图 7—15。如上所述 , 由于湾顶的反射必形成一个沿海湾轴线 BD 起伏的驻波。在湾顶从低潮上涨到半潮面 (令此时 $t=0$) 的过程中 , 各处的潮流方向指向湾顶 , 由于科氏力的作用 , 使海水有向右的流速分量 , 引起海水在右岸 (面向湾顶而言) 堆积。当 $t=0$ 时 , BD 线处于半潮面 , 各处 BD 方向的流速达到最大 , 右岸海水的堆积也达到最高 , 而左岸海水流失最甚 , 此时的流速分布和海面形状如图 7-15D 所示。

$t > 0$ 以后 , 湾顶水位继续上涨 , 湾口水位下降 , BD 方向的潮流流速逐渐减弱。当 $t = T/4$ 时 , 湾顶处于高潮状态 , 而湾口处于低潮状态 , BD 方向的流速为零 , 另一方面 , 在 $t > 0$ 以后 , 由于 BD 方向的流速减弱 , 右岸指向左岸的压强梯度力大于科氏力 , 使海水从右岸向左岸流动 , 在 $t=T/4$ 时 , AC 线处于半潮面 , 从右向左的流速达到最大 , 此时的海面形状及流速分布如图 7—15A 所示。

$t=T/4$ 过后 , 沿纵断面 (指与 BD 断面平行的断面) 起伏的驻波使湾顶水位下降 , 湾口水位上升 , 并且发生退潮流 , 在科氏力的作用下 , 使海水向左岸堆积。 $t=2T/4$ 时 , BD 线处于半潮面 , 左岸处于高潮状态 , 右岸处于低潮状态 , 水位和潮流分布如图 7—15B 所示。

$t=2T/4$ 过后 , 湾顶水位继续下降 , 湾口水位上升 , 退潮流流速减弱。 $t=3T/4$ 时 , 退潮流流速为 0 , 湾口水位达到最高 , 湾顶水位最低。在流速减弱过程中 , 由左岸指向右岸的压强梯度力大于由右岸指向左岸的科氏力 , 使海水从左岸向右岸流动。直至 $t=3T/4$ 时 , AC 线处于半潮面 , 沿 AC 方向流速达到最大 , 水位和潮流分布如图 7—15C 所示。

综上所述 , 可以看到外海传入的潮波不仅引起一个沿“纵断面”起伏的驻立潮波 , 还引起一个沿“横断面”起伏的驻立潮波。两断面相互垂直 , 而且后一个驻立潮波的位相比前者迟 $T/4$ 。宽海湾的潮汐和潮流就是这两个驻波叠加而成的 , 其中沿“纵断面” (即 BD 断面) 的驻波是由于外海的潮波传入湾内后因湾顶的反射而产生的 , 另外一个沿“横断面” (即 AC 断面) 的驻波是由于地转效应 (即科氏力的作用) 引起海水的堆积与流失而产生的。

二、定量结果

考虑北半球一个等深 h , 长、宽相等且等于 $l/2$ 的半封闭海湾 , 坐标原点取在湾的中心 (如图 7—16 所示) , 令湾顶低潮的时刻为时间 $t = 0$ (应注意此处的初始时刻与定性解释时的假设不一样)。

1. 潮汐假定海湾里的潮汐视为振动平面相互垂直、位相相差 $l/2$ 的两个

驻波的叠加，于是可得到该海湾潮位的表达式：

$$\begin{aligned} &= A \sin(2\pi x/\lambda) \cos(2\pi t/T) + A \sin(2\pi y/\lambda) \cos[2\pi(t-T/4)/T] \\ &= A [\sin(2\pi x/\lambda) \cos(2\pi t/T) + \sin(2\pi y/\lambda) \sin(2\pi t/T)] \end{aligned} \quad (7-30)$$

当 $x=0$ 且 $y=0$ 时，即在原点处，潮位恒等于 0，所以，该处为无潮点。由于高潮或低潮必定出现于 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0$ 的时刻，可得：

$$\tan(2\pi t/T) = \sin(2\pi y/\lambda) / \sin(2\pi x/\lambda) \quad (7-31)$$

也就是说，于时刻 t 出现高潮或低潮的点 (x, y) 必须是满足式(7-31)的点。

例如在 $t=T/8$ 时刻，由式(7—31)可得此时 $\tan(2\pi t/T) = 1$ ，那么：

$$\sin(2\pi x/\lambda) = \sin(2\pi y/\lambda) \quad (7-32)$$

即此时出现高潮和低潮的位置在 AB 线上(见图 7-16，AB 与 Ox 成 45° 角)。又从式(7—30)可知：在 OB

	长海峡 (北半球)	窄长半封闭海湾 (长度 $\leq \lambda/4$, 宽度 $\ll \lambda$)	半封闭宽海湾 (北半球)
潮波	前进波	驻波(因湾顶全反射形成)	两驻波的叠加(因湾顶反射与地转效应形成)
潮流	来复流 高潮: 流向与潮波传向相同 低潮: 流向与潮波传向相反 高、低潮时流速最大 半潮面时流速为 0	来复流 涨潮向里, 高潮时流速为 0 退潮向外, 低潮时流速为 0 半潮面时流速最大 湾顶处潮流始终为 0	旋转流 潮流矢量反时针偏转 矢量末端连线为椭圆 无潮点潮流始终为最大 各地潮流始终不为 0
等潮时线	一组与潮波传向垂直的直线 各地高潮的发生时刻取决于潮波的波速和波向	一条与潮波传向相同的直线 各地同时达到高潮	绕无潮点反时针偏转
潮差	沿潮波传向看右岸大于左岸 不存在无潮线	湾顶大, 湾口小 存在无潮线(离湾顶 $\lambda/4$ 处)	岸边大, 中间小

§ 7.6 风暴潮

7.6.1 定义

风暴潮(stormsurges)是来自海上的一种巨大的自然界的灾害现象,系指由于强烈的大气扰动——如强风和气压骤变所招致的海面异常升高的现象。它结合了通常的天文潮、特别是若恰好赶上了高潮阶段,则往往会使其影响所及的海域水位暴涨,乃至海水浸溢内陆、酿成巨灾!

由上述定义引出的一个问题是,如何由复杂的海面变化中取得风暴潮这一客观现实。

当风暴潮发生的同时恰好赶上海啸至这一重合事件,应认为是小概率的,一般可以不予考虑。

伴随着风暴潮确实产生显著的短重力波,然而,在取得海面变化的验潮仪曲线中已把这些波浪都滤掉了。但应强调指出,与这些重力短波相伴的某些效应,如水的非线性迁移等是包含在验潮曲线中的;因为尚不能把它们分出去,故在风暴潮中将包含这一效应。

由于结冰、融化、加热和冷却等气象因子或气候变化乃至地球物理因素所造成的所谓“海面异常变化”,也混杂于验潮曲线中。不过,它们与风暴潮相比都是很小的变化。为了消除它们,多半采用以月平均海平面为起算点这一简单办法。应指出的是,特别在河口地区伴随风暴而倾泻的暴雨或其所形成的洪峰,往往是风暴潮水位中不能忽略的成分,一般应予考虑。

天文潮是验潮曲线中的主要成分。因而,在验潮曲线中消除天文潮、亦即把天文潮和风暴潮分离开是首要的任务。但是,从动力学的观点看来,在天文引潮力和气象强迫力的共同作用下的海水运动是一种非线性的现象;这种非线性的相互耦合是由验潮曲线中把二者分离开的基本困难。

通常采用的分离方法是由验潮曲线减去潮汐预报曲线,所获“差值”即作为“风暴潮曲线”。无疑,这种基于线性叠加原则的分离方法,只有当上述的非线性耦合不严重时,方为良好的近似。在某些情况下,上述差值曲线含有明显的潮周期。如果排除了天文潮预报的误差和潮汐观测技术的不足,则差值曲线明显含有天文潮周期的这一现象,就可归结为风暴潮和天文潮之间的非线性耦合。这种非线性效应,在大潮差的浅海中表现得特别严重;此时必须采用另外的分离方法。

7.6.2 分类

风暴潮分类的方法并不是唯一的。如果按照诱发风暴潮的大气扰动之特征来分类,通常把风暴潮分为由热带风暴(如台风、飓风等)所引起的和由温带气旋所引起的两大类。另外,在中国北方的渤、黄海还存在另一种类型的风暴潮,只是尚未引起国际上风暴潮界的注意。

热带风暴在其所路经的沿岸带都可能引起风暴潮,以夏秋季为常见。经常出现这种潮灾的地域非常之广,包括北太平洋西部、南海、东海、北大西洋西部、墨西哥湾、孟加拉湾、阿拉伯海、南印度洋西部、南太平洋西部诸沿岸和岛屿等处。如日本沿岸,因受太平洋西部台风的侵袭,遭受风暴潮害颇多,特别是面向太平洋及东中国海的诸岛更易遭受潮灾。中国东南沿海也

频频遭受台风潮的侵袭。在墨西哥湾沿岸及美国东岸遭受由加勒比海附近发生的飓风的侵袭而酿成飓风潮。印度洋发生的热带风暴，通常称为旋风，旋风也诱发风暴潮；譬如，孟加拉湾的风暴潮，其势是举世罕见的。

当热带风暴所引起的风暴潮传到大陆架或港湾中时将呈现出一种特有的现象，它大致可分为三个阶段。

第一阶段在台风或飓风还远在大洋或外海的时候亦即在风暴潮尚未到来以前，我们在验潮曲线中往往已能觉察到潮位受到了相当的影响，有时可达到 20 或 30 厘米波幅的缓慢的波动。这种在风暴潮来临前趋岸的波，谓之“先兆波”。先兆波可以表现为海面的微微上升，也有时表现为海面的缓缓下降。然而必须指出，先兆波并非是必然呈现和存在的现象。

第二阶段风暴已逼近或过境时，该地区将产生急剧的水位升高，潮高能达到数米；故谓之主振阶段，招致风暴潮灾主要是在这一阶段。但这一阶段时间不太长，一般为数小时或一天的量阶。

第三阶段当风暴过境以后，即主振阶段过去之后，往往仍然存在一系列的振动——假潮或(和)自由波。在港湾乃至大陆架上都会发现这种假潮；特别当风暴平行于海岸移行的时候，在大陆架上，往往显现出一种特殊类型的波动——边缘波。这一系列的事后的振动，谓之“余振”，长可达 2~3 天。这个余振阶段的最危险的情形在于它的高峰若恰巧与天文潮高潮相遇时，则实际水位(即余振曲线对应地叠加上潮汐预报曲线)完全有可能超出了该地的“警戒水位”，从而再次泛滥成灾！因为这往往是出乎意料的，更要特别警惕。

温带气旋引起的风暴潮主要发生于冬、春季节。北海和波罗的海沿岸的风暴潮即如此；此外，美国东岸也有这种类型的风暴潮。

上述两类风暴潮的明显差别在于，由热带风暴引起的风暴潮，一般伴有急剧的水位变化；而由温带气旋引起者，其水位变化是持续的而不是急剧的。可以认为，这是由于热带风暴比温带气旋移动迅速、而且其风场和气压变化也来得急剧的缘故。

此外，尚存在另一种类型的风暴潮，可以说是渤、黄海所特有的。在春、秋过渡季节，渤海和北黄海是冷、暖气团角逐较激烈的地域，由寒潮或冷空气所激发的风暴潮是显著的；其特点为水位变化持续而不急剧。由于寒潮或冷空气不具有低压中心，因而可称这类风暴潮为风潮(windsurge)。

7.6.3 中国的风暴潮

中国沿岸常有台风或寒潮大风的袭击，是一个风暴潮危害严重的国家。据统计，渤海湾至莱州湾沿岸，江苏小羊口至浙江北部海门港及浙江省温州、台州地区，福建省宁德地区至闽江口附近，广东省汕头地区至珠江口，雷州半岛东岸和海南岛东北部等岸段是风暴潮的多发区。中国有验潮记录以来的最高风暴潮记录是 5.94m，名列世界第三位，是由 8007 号台风(Joe)在南渡引起的。

中国风暴潮一般具有以下特点：(1)一年四季均有发生。夏季和秋季，台风常袭击沿海而引起台风潮(Typhoonsurge)，但其多发区和严重区集中在东南沿海和华南沿海。冬季，寒潮大风、春秋季节的冷空气与气旋配合的大风及气旋影响，也常在北部海区，尤其是渤海湾和莱州湾产生强大的风暴潮。(2)

发生的次数较多。(3)风暴潮位的高度较大。(4)风暴潮的规律比较复杂，特别是在潮差大的浅水区，天文潮与风暴潮具有较明显的非线性耦合效应，致使风暴潮的规律更为复杂。

风暴潮淹没农田，冲垮盐场，摧毁码头，破坏沿岸的国防和工程设施，也是开发浅海油田时难防的大患。总之，给国防、工农业生产和国民经济都会带来巨大损失。特别在解放前，沿海受灾地区的人民更是家破人亡，颠沛流离，惨不忍睹。无疑，如能及时准确地预报，将会把伤亡和损失减少到最低程度。因此，风暴潮的发生、发展和衰亡等物理机制的研究，特别是风暴潮预报方法的探讨，确实具有迫切的现实意义。

7.6.4 预报

风暴潮预报，一般可分为两大类：其一为“经验统计预报”；另一为“动力-数值预报”——我们分别简称为“经验预报”和“数值预报”。

经验统计预报主要用回归分析和统计相关来建立指标站的风和气压与特定港口风暴潮位之间的经验预报方程或相关图表。其优点是简单、便利、易于学习和掌握，且对于某些单站预报能有较高精度。但它必须依赖于这个特定港口的充分长时间的验潮资料和有关气象站的风和气压的历史资料，以使用以回归出一个在统计学意义上的稳定的预报方程。对于那些没有足够长资料的沿海地域，由于子样较短，得出的经验预报方程可能是不稳定的。对于那些缺乏历史资料的风暴潮灾的沿岸地区，这种经验统计预报方法根本无法使用。再者，巨大的、危险性的风暴潮，相对来说总是稀少的。因而，用历史上风暴潮的资料作子样回归出的预报方程，一般会具有这样一种统计特性：它预报中型风暴潮精度较高，而用以预报最具有实际意义的、最危险的大型风暴潮，预报的极值通常比实际产生的风暴潮极值要偏低。另外，经验方法制订的预报公式或相关图表只能用于这个特定港口，不能用于其他港口。这些缺点在风暴潮数值预报中都能得以避免。

所谓“风暴潮数值预报”，系指“数值天气预报和‘风暴潮数值计算’二者组成的统一整体”。数值天气预报给出风暴潮数值计算时所需要的海上风场和气压场——所谓大气强迫力的预报；风暴潮数值计算是在给定的海上风场和气压场强迫力的作用下、在适当的边界条件和初始条件下用数值求解风暴潮的基本方程组，从而给出风暴潮位和风暴潮流的时空分布，其中包括了特别具有实际预报意义的岸边风暴潮位的分布和随时间变化的风暴潮位过程曲线。无疑，这种更客观、更有效的理论预报方法是风暴潮预报当前和今后发展的主要方向。

风暴潮灾的严重情况已引起了世界上许多沿海国家和科研机构的重视。目前，国外开展风暴潮观测、研究和预报工作的国家计有美、英、德、法、荷兰、比利时、俄罗斯、日本、泰国和菲律宾等。中国在这方面的工作开始得较晚，除六十年代的一些个别的研究以外，只是在进入了七十年代以后才较全面地开展了风暴潮机制和预报的研究工作。国家“七五”、“八五”期间均立项进行风暴潮数值预报产品的研究，取得了较先进的研究成果，并已逐渐把数值预报产品应用于进行风暴潮位的业务预报。风暴潮的监测和通讯系统也已在全国范围内建立，以经验-统计预报方法结合动力-数值预报，将使中国风暴潮的业务预报工作日臻完善。

练习题与思考题

1. 什么叫潮汐现象？
2. 简述地球、月球、太阳的运动。
3. 什么叫平太阳日和平太阴日？
4. 什么叫做引潮力？引潮力的分布有什么特征？
5. 试述潮汐静力理论的基本思想。
6. 用八分算潮法列出农历二十二日厦门和大连的高、低潮时。
7. 已知某港每当中天时出现低潮，请列出该港农历初八的各次高、低潮时。
8. 某年学生到某一正规半日潮海湾实习，初到之日(农历四月初五)观测得知该海湾 18 时 26 分为高潮时，请计算出第二天和农历二十日该海湾的高、低潮时。
9. 设潮波自台湾海峡北部传入海峡，那么，平潭高潮后隔多长时间厦门发生高潮？
10. 试述潮汐动力理论的基本思想。
11. 设厦门是长度为 30km 的等深窄海湾，水深 $h=20\text{m}$ ，该湾的潮汐类型为正规半日潮，湾顶潮差为 6m，问湾口最大潮流流速及潮差为多大？
12. 简述窄长半封闭海湾中潮差分布的一般规律。
13. 如何由验潮曲线中获得风暴潮曲线？这样获得的曲线还有何问题？
14. 试评述风暴潮预报的分类及其优缺点。

第八章 大气与海洋

§ 8.1 地球大气的平均状态

8.1.1 地球大气的成分与气象要素

一、地球大气的成分

地球大气由多种气体组成，并掺有一些悬浮的固体和液体微粒。在 85km 以下的各种气体成分中，一般可分为两类。一类称为定常成分，各成分间大致保持固定比例，这些气体主要是氮(N₂)、氧(O₂)、氩(Ar)和一些微量惰性气体如氖(Ne)、氪(Kr)、氙(Xe)及氦(He)等；另一类称可变成分，这些气体在大气中的比例随时间、地点而变，其中包括水汽(H₂O)、二氧化碳(CO₂)、臭氧(O₃)和一些碳、硫、氮的化合物。

通常把除水汽以外的纯净大气称为干洁大气，简称干空气。其中氮、氧、氩三种气体就占了空气容积的 99.66%，如果再加上二氧化碳，则剩下的次要成分所占的容积是极微小的。观测结果表明，实际大气在 85km 以下，由于大气运动和分子扩散的结果，使得空气充分混合，干洁大气中各成分的比例得以维持常定。因此，可以将 85km 高度以下的干空气当做一种平均摩尔质量为 28.9644g/mol 的单一气体。

大气的高层，主要成分仍为氮和氧，其他气体的含量减少。氧气占地球大气质量的 23%，丰富的氧气是动植物赖以生存、繁殖的必要条件。除了游离存在的氧气以外，氧还以硅酸盐、氧化物和水等化合物形式存在，在高空则还有臭氧及原子氧。

臭氧主要分布在 10~40km 高度处，近地面含量很少，极大值在 20~25km 附近。臭氧在大气中的比例虽然极小，但因它具有强烈吸收太阳紫外辐射 0.2 μm~0.3 μm 的能力，阻挡了强紫外辐射到达地面，保护了地球上的生命。臭氧层浓度的减少或增加，会对气候变化和人类生活带来巨大影响。因此，目前世界上对臭氧的观测和研究都很重视。

大气中二氧化碳只占整个大气容积的万分之三，多集中在 20km 以下。它主要是有机物燃烧、腐烂和生物呼吸过程中产生的。因此，在大工业区、城市上空，空气中二氧化碳的含量较多，有的地区其含量可超过万分之五；在农村和人烟稀少的地区，其含量较少。二氧化碳含量的变化主要是燃烧煤、石油、天然气等燃料所引起的，火山爆发及从碳酸盐矿物、浅地层里释放二氧化碳是次要原因。因此，随着工业化的发展及世界人口的增长，全球大气中二氧化碳含量也逐年增加。

二氧化碳能强烈地吸收地球表面发出的长波辐射并放出长波辐射。这种“温室效应”在二氧化碳浓度不断增加时，可能会改变大气热平衡，导致大气低层和地面的平均温度上升，这将引起严重的气候问题。

实际大气中，除上述气体成分外，还含有水汽及其液态、固态微粒。含有水汽的空气称为湿空气。大气中水汽仅占地球总水量的 0.001%。大气中水汽的主要来源是水面，特别是海洋表面的蒸发。水汽上升凝结形成水云或冰云以后，又以降水的形式降到陆地和海洋上。

二、地球大气的铅直分层

地球大气在不同的高度有不同的特征，因此可以分成若干层。最常用的分层方法是按大气的温度结构分层，即根据铅直温度梯度的方向，把大气分成对流层、平流层、中层和热成层，它们分别由称为“顶”的隔层(如对流层顶)分开(图 8-1)

(一)对流层

对流层是大气的最低层，下界是地球表面，上界是对流层顶。对流层的主要特点是：温度随高度降低；大气的铅直混合强；气象要素水平分布不均匀。

大气吸收的总能量中，直接吸收太阳辐射能约占 10%，吸收地面、海面发射的红外辐射约占 90%。低层大气受地、海面加热，产生强烈的铅直运动，因此对流层内大气温度的铅直分布主要是由大气与地、海面热量交换以及大气的对流、湍流运动决定的，总趋势是温度随高度增加而降低。大气探测的结果表明，对流层内大气温度的平均递减率约为 6.5K/km。大气温度随高度下降到 -50 ~ -70 左右，再往上，温度的降低趋缓慢或向上稍有增加，当温度递减率减小到 2K/km(或更小)的最低高度，就规定为对流层顶。对流层顶的高度随季节和纬度变化。赤道附近约为 15 ~ 20km 高，极地和温带约 8 ~ 12km。中纬度地区，对流层顶的坡度很大，并且常是不连续的。

对流层里集中了大气质量的 3/4 和几乎全部水汽，又有强烈的铅直运动，因此主要的天气现象和天气过程如寒潮、台风、雷雨、闪电等都发生在这一层。

(二)平流层

由对流层顶向上到 50km 左右的气层称为平流层。平流层的底层温度随高度无大变化，其上部的温度随高度增加而明显增高。到平流层的上界温度可达 0 左右；大约在 50km 的高度上最高温度可达 7 ，这是由于臭氧强烈吸收太阳辐射的结果。这种温度随高度的递增现象使平流层大气很稳定，呈现出明显的成层结构，大气的铅直运动很弱，多为平流运动并且尺度很大。

平流层中水汽含量很少，几乎没有在对流层中经常出现的各种天气现象。此外，由于空气中尘埃很少，大气透明度很高。

(三)中层

从平流层顶到 80 ~ 85km 高度的气层称中层，也称中间层。该层的最重要特点是温度随高度升高而降低得很快，到中层顶温度下降到 180K，是大气中最冷的部分。

中层内水汽极少，但在高纬地区的黄昏前后偶尔会发现该层存在夜光云，这种云可能是高层大气中细小水滴或冰晶构成，也有人认为是尘埃构成的。由于温度随高度降低很快，所以该层有相当强烈的铅直运动。

平流层和中层约包含了大气质量的 1/4。在中层以上，大气更稀薄了，其质量大约只占大气总质量的十万分之一。

(四)热成层

热成层亦称暖层，是中间层顶以上的大气层，在该层内，温度始终是随高度增加的。太阳辐射中波长小于 0.17 μm 的紫外线辐射几乎全被该层中的分子氧和原子氧吸收，吸收的大部分能量用于使气层增温。此外，太阳的微粒辐射和宇宙间的高能粒子也能影响该层的大气热状况。在 100km 以上，大气的热量传输主要靠热传导过程。由于分子稀少，传导率小，当各高度上所

吸收的辐射能和传到下层去的热量达到平衡时，就必然有巨大的温度梯度。因此在热成层内，温度很快就升到几百度，最终趋于常数，约在 1000K 以上，是大气中温度最高的层。

热成层的另一个特点是，温度日变化和季节变化很显著，白天和夜间温差可达几百度。此外，该层的温度还受太阳活动的影响，在太阳活动的高峰期和宁静期也能差几百度。

在这一层的高纬地区经常会出现一种辉煌瑰丽的大气光学现象——极光。

热成层顶以上大气的边缘层，叫逸散层，在这一层地球大气消失于星际空间的气体中，这是由于这一层温度极高，空气极稀薄，地球引力很小，高速运动着的空气原子克服地球引力和其周围空气的阻挡，而逸散于星际空间。

三、气象要素

表示大气中物理现象与物理过程的物理量称为气象要素。它们表征大气的宏观物理状态，是大气科学研究的重要依据。气象要素中以气温、气压、湿度和风为最重要。

(一) 气温

气温是大气温度的简称，一般称温度，是表示大气冷热程度的物理量。在一定的容积内，一定质量空气的温度高低与空气分子的平均动能有关，且气体分子运动的平均动能只与绝对温度 T 有关。因此，气温实质上是空气分子平均动能大小的表现。虽然热量和温度经常联系在一起，但它们是完全不同的两个概念。热量是能量，而温度是一种量度。

气象上使用的温标，一种是摄氏温标记作“ $^{\circ}\text{C}$ ”；一种是开氏温标记作“ K ”。开氏温标的零度是绝对零度，即分子完全停止运动的温度。它们之间的换算关系为

$$T/\text{K}=273.16+t/273+t \quad (8-1)$$

式中 T 表示绝对温度， t 表示摄氏温度。通常所说的地面气温是指离地面 1.5m 高度上百叶箱所测得的温度。

由于太阳辐射的差异，各地地面平均气温随纬度的变化是明显的。大气温度的分布对于确定大气的热力状态和风场结构是十分重要的。图 8—2(a)、(b) 是 1 月和 7 月平均地面温度分布，显示一年中最冷月和最热月的气温分布。

在一年中吸收太阳辐射最多的热带，温度最高。在赤道地区，由于太阳辐射的梯度较小，使温度的经向梯度很小。在一年中吸收太阳辐射最少的极区，温度则最低。由于南半球海洋面积远大于陆地，使温度在纬圈方向的分布较北半球均匀。

由图可见，北半球冬季大陆区域，极地至赤道间的温度梯度达最大值。另外 1 月和 7 月里冷、暖洋流的作用均很明显。最大的温度水平梯度位于南、北半球的中纬地区，从海岸线和山脉地区(如落基山、青藏高原、安第斯山和南极洲)附近等温线的形状和很强的梯度来看，陆地和海洋的分布、陆地表面的特征和地面地形有十分显著的影响。最冷的地区在北半球冬季期间的欧亚大陆北部(亦即西伯利亚和加拿大的东北部)和全年中的南极洲。

(二)气压

1. 定义大气压强简称气压，指观测高度到大气上界单位面积上铅直空气柱的重量。

测量气压的仪器通常有水银气压表和空盒气压计两种。气压的单位曾经用毫米(mm)水银柱高度来表示，但国际单位制用帕斯卡(Pa)来表示，简称“帕”，气象学上常用百帕(hPa)。1百帕是1平方厘米面积上受到1000达因力时的压强值，即

$$1\text{hPa}=1000\text{dyn}\cdot\text{cm}^{-2}$$

而 $1\text{Pa}=1\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$ ，即1帕等于每平方米受力1牛顿。百帕与过去曾使用的毫巴(mb)单位相当。气象学上曾规定，把温度为0℃时、纬度为45度的海平面的气压作为标准大气压，称为1个大气压。其值为760mm水银柱高，或相当于1013.25hPa。在标准情况下，

$$1\text{mmHg}=1.33\text{hPa} \quad (8-2)$$

由此得到 mmHg 与 hPa 间的换算关系

$$\begin{aligned} 1\text{mmHg} &= 1.33\text{hPa} \quad \frac{4}{3}\text{hPa} \\ 1\text{hPa} &= 0.75\text{mmHg} \quad \frac{3}{4}\text{mmHg} \end{aligned} \quad (8-3)$$

1hPa 近似地相当于 1cm 静压水位。地面气压值在 980hPa ~ 1040hPa 之间变动，平均 1013hPa。随着高度增加，气压值按指数减少，离地面 10km 处的气压值只有地面的 25%。

由于地表的非均一性及动力、热力等因子的影响，使实际大气压并不呈简单的纬向分布。根据各地气象台观测到的海平面气压值，在地图上用等压线勾画出高、低气压的分布区域，就是水平气压场。图 8—3 是一张示意图。气压场中一般可分为低气压、高气压、低压槽、高压脊及鞍形等区域。

2. 大气静力方程 大气的密度随高度的增加而减小，气压亦然。大气又处于不停的运动中，既有水平运动，也有铅直运动。由于大气铅直运动的加速度比重力加速度的数值小数个量级，就每一薄层大气来说，可以认为它受到重力与铅直方向的气压梯度力相平衡，即处于静力平衡状态。

研究一个厚为 dz 的单位截面积空气块(图 8-4)，假设空气无水平运动，只在铅直方向受到重力和气体压力的作用，那么空气块在铅直方向所受重力为 $mg = \rho g dz$ ，而其顶部和底部受到的压力差为 $-\frac{\partial p}{\partial z} dz$ ，二者平衡则有

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (8-4)$$

(8—4)式就是大气静力方程。由于大气在水平方向气压分布相对均匀，100km 内才有 1hPa 的气压差，而在近地面气层中，铅直方向每升高 8m，气压就减少 1hPa，因而在一定范围内可以认为 $p=p(z)$ ，则静力方程可以写成

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (8-5)$$

在实际大气中，除有强烈对流运动的地区外，静力方程都成立。该方程具有极广泛的用途。

3.重力位势天气分析中,通常在等压面上分析高度场,但这种高度场不是几何高度场,而是位势高度场。

习惯上以位势高度 H 表示重力位势的大小,定义

$$H = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz \quad (8-6)$$

式中 $g_0=9.80665$, 它不再表示重力加速度,而只是一个数值。 H 的单位是 gpm (位势米), $1gpm$ 相当于 $9.80665J/kg$ 的重力位势。所以 g_0 可以看做是重力位势与位势高度之间的换算因子。位势高度与几何高度在量值上十分接近,但其意义却截然不同。

(三)湿度

大气中含有水汽量的多少及发生的相变对大气现象影响甚大,由于测量方法和实际应用不同,采用多个湿度参量以表示水汽含量。

1.水汽压和饱和水汽压一切度量水汽或空气湿度的方法,基本上均以相对于纯水的平面上蒸发和凝结的量为标准。

湿空气中,由水汽所引起的那一部分压强称为水汽压,以 e 表示,其单位与压强的相同。当温度一定时,若从纯水的水平面逸入空气中的水分与从空气中进入水面的水分在数量上相同(即处于平衡状态),此时水汽所造成的那部分压强称为饱和水汽压,以 E 表示。饱和水汽压是温度的函数,温度愈高,饱和水汽压愈大。在实际工作中常采用玛格努斯(Magnus)经验公式表示饱和水汽压与温度的关系

$$E = E_0 10^{\left(\frac{at}{b+t}\right)} \quad (8-7)$$

E_0 是 0° 的饱和水汽压 $6.11hPa$, t 是摄氏温度, a 和 b 为常数。

对水面: $a=7.5$, $b=237.3$

对冰面: $a=9.5$, $b=265.5$

冰面饱和水汽压低于同温度下的水面饱和水汽压,其差值在 -12° 时最大。不同温度下水面和冰面的饱和水汽压可查阅气象常用表。

2.相对湿度空气中的实际水汽压 e 与同温度下的饱和水汽压 E 之比,称相对湿度,用百分数表示。其表示式为

$$f = \frac{e}{E} \times 100\% \quad (8-8)$$

3.露点对于一定质量的湿空气,若气压保持不变,而令其冷却,则湿度参量保持不变,但饱和水汽压 $E(t)$ 却因温度的降低而减小。当 $E(t)=e$ 时,空气达到饱和。湿空气等压降温达到饱和时的温度就是露点温度 T_d 。

露点完全由空气的水汽压决定,是等压冷却过程的保守量。

(四)风

空气相对于地面作水平运动即为风。它既有方向又有大小,是个向量。风是大气显示能量的一种方式,风可以使地球上南北之间、上下之间空气发生交换,同时伴有水汽、热量、动量的交换。这种交换对整个地球大气的运动状态有重要意义。

因为风是向量,需要测量风向和风速两个项目,才能完全描绘出风的状况。中国在汉朝已经使用测风旗和相风鸟来测定风向,同时还用羽毛举高程度判据风速。这比国外领先了上千年。

风向是指风的来向，例如北方吹来的风叫北风，南来的风称南风等等。气象观测上用 16 个方位。

风速是指气流前进的速度。风速越大，风的自然力量越大。一般用风力来表示风速大小。风速的单位是 $m \cdot s^{-1}$ 或 $km \cdot h^{-1}$ 。目前国际上通用蒲福风力等级表。

8.1.2 大尺度大气运动的基本特征

一、大气运动的尺度特征

大气运动的范围称之为“尺度”，大气的运动是十分复杂的，从分子运动到湍流，从小涡旋到尘暴，从龙卷风到单个积云，从台风到气旋、反气旋，直到与地球半径尺度相似的行星波。其运动的水平尺度，从分子的平均自由程($10^{-7}m$)到行星波波长(10^7m)相差悬殊。通常把有天气意义的大气运动，按其水平尺度而粗略地分为：大尺度系统，包括大气长波、大型气旋、反气旋，其水平尺度可达数千千米；中尺度系统，包括小型气旋、反气旋、热带风暴，水平尺度数百千米；小尺度系统，包括小型涡旋，雷暴等，水平尺度几十千米；微尺度系统，包括积云、浓积云，水平尺度几千米。

通常，大气运动的水平尺度越大，生命史越长，铅直速度越小；水平尺度越小，生命史越短，铅直速度越大。

主要按水平尺度分类的各尺度大气运动的基本特征，列于表 8—1 中，其中包括水平尺度(L)、垂直尺度(H)、水平速度(U)、垂直速度(W)和生命史()。

表 8-1 大气运动分类及特征量

特征量 系统量	L/m	H/m	U/(m · s ⁻¹)	W/(m · s ⁻¹)	/s
大尺度系统	10 ⁶	10 ⁴	10 ¹	10 ⁻²	10 ⁵
中尺度系统	10 ⁵	10 ⁴	10 ¹	10 ⁻²	10 ⁵
小尺度系统	10 ⁴	10 ² ~ 10 ⁴	10 ¹ ~ 10 ²	10 ⁻¹	10 ⁴
微尺度系统	10 ³	10 ³	10 ⁰ ~ 10 ¹	10 ⁻¹ ~ 10 ⁰	10 ² ~ 10 ⁴

必须指出，在旋转地球上，大气运动必定受到地转偏向力(科氏力)的影响，水平尺度越大，科氏力的影响越重要，而水平尺度只有数千米或更小尺度的运动(例如小尺度和微小尺度系统)可以忽略科氏力的影响。中尺度、大尺度运动的铅直运动很小，都很好地满足静力平衡。

二、自由大气的地转平衡运动

在 1 ~ 1.5km 以上的大气中，摩擦力很小，可以忽略不计，通常称为自由大气。气压场在水平方向是不均匀的，虽然水平气压梯度的量值远小于铅直方向，但其对于大气水平运动是决定性的推动力；考虑到大尺度运动普遍满足静力平衡，因此可视大尺度运动基本上是水平的；u、v 的典型数值为 10m/s，其随时间变化很小可视为一种定常运动。这样，在自由大气中，大尺度水平运动基本上是在水平气压梯度力和科氏力相平衡的条件下维持的地转平衡运动，在北半球，科氏力在运动的右方(图 8-5)。

地转平衡的矢量数学表达式为

$$0 = fV_g \times k - \frac{1}{\rho} \nabla P \quad (8-9)$$

式中 $f = 2 \sin\phi$ 为柯氏参数， ω 为地球自转角速度， ϕ 为地理纬度， V_g 为地转风。(8-9)式写成分量形式为

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv_g \quad (8-10)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu_g \quad (8-11)$$

于是地转风的 u_g 、 v_g 分量可以写成

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (8-12)$$

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (8-13)$$

地转风 V_g 和水平气压梯度垂直，即沿水平面上等压线吹。在北半球背风而立，高压在右低压在左(图 8-5)；在南半球则相反，背风而立，低压在右，高压在左。

地转风是严格的平衡运动，空气质点的速率和方向都不变，即等压线必须是直线。在自由大气中可视地转风为实际风的一种良好近似。但是在等压线弯曲的地区这种近似误差较大。

在赤道上由于科氏力为零，地转关系不成立。当空气接近地面运动时，由于摩擦力的存在，这时的风不是地转风，而有加速度，于是便会出现非平衡运动。

8.1.3 平均大气环流

一般说来，凡是大范围的、半球的或全球、对流层、平流层或整层大气长期的平均运动状态，或某一时段的变化过程，都可以称为大气环流。这么大范围的大气运动的基本状态，是各种不同尺度的天气系统发生、发展和移动的背景条件。也是完成地球-大气系统的热量、水分、角动量等输送和平衡，以及能量转换的主要机制；同时也是这些物理量输送和平衡的结果。

如上所述，大气的大尺度运动近似为水平运动，在铅直方向上，气压梯度力与重力基本平衡，因而铅直加速度和铅直速度均很小；在水平方向，自由大气中的主要作用力是气压梯度力和科氏力，这导致了准地转平衡。因此，大气运动大致平行于等压线，它的风速则反比于等压线之间的距离(参见式 8-11 及 8-12)，在热带以外地区，等压线近似就是流线。下面介绍大气环流的观测事实，包括海平面上和 200hPa 上位势高度的分布及其相应的风场。

一、海平面气压场及风场

图 8-6 是北半球冬季(a)和夏季(b)1000hPa 高度场上的扰动($Z_{1000} - Z_{1000}^{SA}$),实际上也等效于天气分析上中常用的海平面气压场。其中 Z_{1000}^{SA} ($=113\text{gpm}$)是由 NMC 标准大气所得到的 1000hPa 平均高度。矢量是地面风，在地转平衡情形下，箭头应该平行于等高线，箭矢尾部的每一条斜杠代表 2m/s

的风速。图中等高线也可以解释为海平面上的等压线，因为 1 位势米相当于约 0.121hPa ，因此， $+40\text{gpm}$ 的等高线就相当于 $(40+113) \times 0.121+1000=1018.4\text{hPa}$ 的等压线，而 -40gpm 的等高线则相当于 $(-40+113) \times 0.121+1000=1008.8\text{hPa}$ 的等压线。注意， $1\text{gpm} = 1\text{m}$ 。

由图 8-6(a)，(b)对比可见，南、北半球的副热带地区(30°N 和 30°S 附近)有半永久性的高压，亦即通常所说的副热带高压(简称副高)或反气旋(

有关。北半球亚洲东部和美洲东部存在强劲的急流。西风带有明显的季节性移动，它向夏半球的极地移动约 10 个纬度。在冬半球由于极地与赤道间温度梯度增大，西风强度也达最大。纬向风速的最大季节差异位于南、北半球纬度的 30° 附近。

三、平均大气环流的铅直结构

温压场的结构和地转风关系，决定了地球大气纬向风结构。根据观测资料，得到纬向风时间平均的铅直和经向分布。

观测结果表明，在北半球沿经圈有三个闭合环流圈，在热带和极地各有一个直接环流圈，即空气自较暖处上升，在对流层上部向较冷处流去，然后下沉，而在对流层低层空气由冷处流向暖处，构成一个闭合系统。在热带的称哈得莱(Hadley)环流。在极地的环流称极地环流。在两个直接环流之间的中高纬地区则存在一个与直接环流相反的闭合环流圈，称之为间接环流圈。该环流圈的特点是在暖处下沉，冷处上升，是一个较弱的环流圈。这个间接环流圈亦称费雷尔(Ferrel)环流。图 8-8 是一个综合的理想化的经圈三圈环流模式，这是一种气候平均模式。

与三圈环流对应的地面气流，在低纬度和极地附近大致是东风带，而在中纬度是西风带。高空气流在中高纬度地区基本上都是西风，与地面风带不同，主要系统丧失了经向风分量变成真正的西风。在赤道上空是东风控制。

8.1.4 季风

季风是大范围盛行风向随季节有显著变化的风系。主要是由于海陆温度对比的季节性变化和地球上行星风系的季节性南北移动所致。因此，考虑到季风的成因，季风的定义不应只着重于盛行风向和风速，季风应当是两种不同性质气流的交替，它具有以下特点：

- (1)盛行风向随着季节的变化而有很大的不同，甚至接近于相反方向；
- (2)两种季节(冬季风和夏季风)各有不同的源地，因而其气团性质有着本质的差异；
- (3)能够给天气现象造成明显不同的各种季节，例如雨季和旱季、冬夏明显对比等。

全球有三个季风区，一是印度季风区，二是东亚季风区，三是西非季风区(图 8-9 阴影部分)。

东亚—南亚是世界最著名的季风气候区，这里冬季盛行东北气流(华北—东北为西北气流)，天气寒冷、干燥、少雨；夏季盛行西南气流(中国东部至日本盛行东南气流)，天气炎热、湿润、多雨。

季风的形成和维持是一个复杂的过程，受各种因素的影响，这些因素主要有：

- (1)海陆影响古典季风的定义，即认为季风是海陆冷热源的直接热力环流。冬季大陆为高压冷源，海洋为低压热源，地面盛行风从大陆吹向海洋；夏季太阳加热作用使地面变暖，大陆为低压热源，海洋温度较低，风从海洋吹向陆地。海陆热机造成的风向变化反映了季风的本质，因而可以认为海陆

热机是季风的主要成因。但若只考虑海陆热力差异是季风的唯一成因，那么所有海边都该有季风，而且高纬季风要比低纬季风显著得多，因为高纬温度年较差要大得多。但实际情况正相反，最显著的季风气候出现在亚洲—非洲的低纬地区。因此，季风不可能单纯由海陆差异来解释。

(2)行星环流影响在表面均匀的地球上，行星风带基本上是纬线方向的。冬夏之间，这些行星风带有显著的经线方向位移，强度也有很大变化，在二支行星风带交替地区，随着行星环流的季节性转移，盛行风向往往近于相反。有人把这种现象称为行星季风。这种现象以低纬度地区(30°N~30°S)最为显著。正好在东非经南亚到东亚一带，海陆热机和行星环流季节变化共同作用，造就了最显著的季风气候区。

相反，在高纬度，由于夏季极冰冷源的作用(极区地面温度不易超过融冰的温度)，反而削弱了高纬海陆冷热源的热力环流，致使高纬度上难以形成季风环流。

(3)青藏高原大地形影响与海陆之间的热力差异相类似，巨大而高耸的青藏高原与周围自由大气间同样存在着季节性热力差异，也就必然会产生类似季风的现像。在冬季，青藏高原是个冷源，高原低层形成冷高压，盛行反气旋环流，在东—南侧盛行北—东北风，这与东亚冬季风一致，增强了冬季风环流；在夏季，高原是个热源，低层形成强大的热低压，盛行气旋式环流。它与我国东部西北太平洋副热带高压相配合，不仅使其东侧的西南季风增厚，而且使夏季西南季风更加深入到华北以至东北地区。夏季高原的巨大热源还有助于南亚高压和高层东风急流的形成及维持，这与印度西南季风的爆发性发展是有直接关系的。

除海陆分布影响行星风带的冷暖季节变化以及大地形影响外，南北半球气流间的相互作用等，也直接影响季风的形成及维持。

季风环流是大气环流中的重要成员之一，因此与东、西风带，西风急流，经圈环流，大型涡旋等构成大气环流的统一体，它们之间相互制约，相互影响，构成了变化多端的大气运动的图象。

§ 8.2 海洋上的天气系统

8.2.1 锋面与温带气旋

中纬度地区属西风带，西风带的扰动如高空槽、脊、气旋、反气旋等都是中纬地区天气舞台上的主要角色，是典型的温带天气系统。这些系统既可发生在陆上，也可以发生在海洋上。

一、锋面

长期的大范围的天气观测发现，在地球大气的低层存在着物理属性(例如温度、湿度、稳定度等)相对比较均匀的大规模的空气集团，其水平尺度数千千米，铅直尺度可达对流层顶，这种大范围的空气集团称之为气团。一个气团内部由于物理属性相近，其天气现象也大体一致。

依据温度的不同，可将气团分为冷气团和暖气团。性质不同的两种气团之间有一狭窄的过渡区域称为锋区。由于锋区的宽度比长度小得多，故可看作一个面，即称为锋面，锋面与地面的交线称为锋。锋面是一个倾斜的曲面，其坡度约为 $1/50 \sim 1/100$ 。被冷气团推动移向暖气团的锋面称为冷锋，被暖气团推动移向冷气团的锋面称为暖锋，如图 8-10 所示。

锋面附近的云雨现象成为锋面天气的主要特征。锋面性质不同，锋面天气也不同。冷锋天气主要发生在地面冷锋后。有时属稳定持续性降水，有时属阵性降水。但实际天气又与暖空气的性质有关。夏季，暖空气比较潮湿，地面锋前后常发生旺盛的积雨云和雷雨天气(图 8-10b)；冬季，由于暖空气比较干燥，地面锋前只出现层状云，只在锋面移近时，才有较厚的云层，锋面过后，天气很快转好。暖锋坡度较小，暖空气沿着锋面缓慢爬升，以层状云为主，越往前云越高，云层越薄，降水出现在暖锋前的冷区里。

二、温带气旋

依流场的观点称低压系统为气旋，带有锋面的气旋称锋面气旋。锋面气旋多产生于温带，亦称温带气旋。锋面气旋是中纬度的主要天气系统，其直径从数百到数千千米，其中心强度一般在 1000hPa 左右，最强的可达 960hPa 左右，是一种剧烈的天气系统。

锋面气旋的发生和发展，其原因是复杂的，有低空的，也有高空的影响；有动力的，也有热力因素的作用。如果把它看做是一种大气波动，把气旋的发展与锋面的发展演变联系起来，其生命史可分为波动阶段、成熟阶段、锢囚阶段和消亡阶段。

锋面气旋天气是由各方面因素决定的。云雨天气是其主要特征。锋面气旋在波动阶段强度一般较弱，坏天气区域较小。当锋面气旋处于发展阶段，气旋区域内的风速普遍增大，云和降水模式如图 8-11 所示。气旋前部具有暖锋云系，依次是低云(如雨层云，Ns)中云(如高层云，As)和高云(如卷层云，Cs)，气旋后部具有冷锋云系和降水特征。当锋面气旋发展到锢囚阶段时，气旋区内地面风速较大，降水加剧。当锋面进入消亡阶段，云和降水减弱，云底抬高，最终消失。整个生命史约 3~5 天。

三、爆发性气旋

在中纬度海洋上常发生一种急速发展的气旋，其中心气压在 24 小时内下

降达 24hPa 以上,引起海上强风,风速可达 20~30m/s,成为海上严重的灾害性天气。当 24 小时内气旋加深率至少每小时 1hPa 时,称为气旋的爆发性发展,这种气旋称爆发性气旋。1975 年 2 月 4~5 日,在大西洋上一个气旋在 24 小时内竟然由 1004hPa 降至 952hPa,其强度完全象一个强台风。显然这种爆发性气旋对海上航行是一大威胁。1978 年大西洋爆发性气旋造成两艘大型轮船倾覆,1980 年 12 月 27 日~1981 年 1 月 3 日,8 天中在西北太平洋连续发生 7 次海难事故,都是由爆发性气旋造成的。

爆发性气旋主要发生在大陆东岸,太平洋和大西洋的西部,尤其在黑潮流域和湾流流域。在太平洋上,最多发生在 30°~45°N 之间的冬季风活动区,但在阿留申低压的位置上却极少发生。其发生数有明显的季节变化,多发生在冬半年,以 1 月份为最频。当冷空气移到暖洋面上,会产生很强的水汽和热量交换,使得气旋获得能量而爆发性发展。

爆发性气旋的发展与高空槽的关系很密切,多数情况是当高空槽在地面气旋的西南方若 5 个经度的距离时,地面气旋易于获得发展,这是一种斜压扰动发展的重要机制。爆发性气旋多数沿 500hPa 行星锋区移动。

8.2.2 热带气旋与台风

一、一般说明

台风是发生在热带海洋上的一种具有暖心结构的气旋性涡旋,是达到一定强度的热带气旋。台风伴有狂风暴雨,是一种灾害性天气系统。世界各地对台风的称谓不同,在东太平洋和大西洋称飓风,在印度洋称热带风暴,在南半球称热带气旋。

中国对发生在北太平洋西部和南海的热带气旋,根据国际惯例,依据其中心最大风力分为:热带低压(Tropical depression),最大风速<8 级,(< 17.2m/s);热带风暴(Tropical storm),最大风速 8~9 级,(17.2~24.4m/s);强热带风暴(Severetropical storm),最大风速 10~11 级,(24.5~32.6m/s);台风(Typhoon),最大风速 12 级,(> 32.7m/s)。

台风的生命期一般为 3~8 天,台风直径一般为 600~1000km,最大的可达 2000km,最小的只有 100km。在北半球,台风集中发生在 7~10 月,尤以 8、9 月最多。据统计,每年 5~11 月台风可能影响或登陆中国。

全球每年平均大约有 80 个热带气旋发生,其中半数以上可以发展成台风,台风集中发生在西北太平洋、孟加拉湾、东北太平洋、西北大西洋、阿拉伯海、南印度洋、西南太平洋和澳大利亚西北海域等 8 个地区。西太平洋是全球热带气旋发生最多的地区,约占全球总数的三分之一。热带气旋的多发地带集中在 5°~10° 纬度带内,而南北半球纬度 5° 以内几乎没有热带气旋发生。

二、台风的结构

台风是一种天气尺度、暖中心的强气旋性涡旋,在北半球呈逆时针旋转,在南半球呈顺时针旋转。发展成熟的台风其要素值多呈圆形对称分布,台风涡旋半径一般为 500~1000km,铅直范围一般到对流层顶。台风中心气压值(即风暴强度)一般在 960hPa 以下,在地面天气图上等压线表现为一个圆形(或椭圆形)对称的、气压梯度极大的闭合低气压系统,水平气压梯度能达 5~10hPa/10km,台风过境时,测站气压自记曲线出现明显的漏斗状气压深谷(图

8-12)，发展成熟的台风往往有台风眼，即在深厚云区的中间有一个直径为几十千米近似圆形的晴空少云区，眼区为微风或静风，气压最低，平均直径为30~40km。台风眼区外围的圆环状云区称为台风云墙或眼壁，云墙区主要是由一些高大对流云组成，其高度通常在15km以上，宽度为20~30km，在云墙区域有强烈的上升运动，其值可达5~13m/s，云墙附近是风雨最剧烈的地区，摧毁性的大风暴雨常常发生在这里。台风云墙到台风外缘是台风的螺旋云雨带，它也是台风的重要特征之一，是由一条或几条螺旋云带旋向台风中心眼壁的，云带区对流活动旺盛，有显著的上升运动。

台风表现为强烈的气旋性环流，低层有强烈的流入，高层有强烈的流出，并有极强烈的上升运动。地面是气旋式辐合流场，气流从四周以螺旋曲线的形式流向台风中心区。台风天气表现为大风、暴雨、狂浪和风暴潮。

T.T.Fusita 等人根据卫星、雷达、飞机和常规资料给出了成熟台风的三维结构模式(图 8-13)，图 8-13a 是台风顶部流场特征，空气从台风中心向四周流出，从眼壁至 200km 处呈气旋性辐散流出，之外则呈反气旋性流出。a 图的右半部表示没有外雨带时的流场情况，其左半部为有外部对流云带的情况，b 图是与 a 图对应的台风铅直剖面图，为了清楚地表达铅直方向上各物理量的分布，这里把铅直尺度放大了。在台风低层由于边界层的摩擦作用，外围空气气旋式旋转着流向中心区，到达眼壁附近，内流急剧减小，相应地辐合最强，形成高耸的云墙。台风顶部空气辐散外流，在台风外部开始下沉，形成台风的铅直环流圈。有外雨带时，内外雨带之间也存在着一支下沉气流。台风中心也有速度不大的下沉气流。

三、台风的移动

台风形成后，向哪里移动是台风预报中最关键的问题。西太平洋台风和南海台风生成后，主要移动路径有西行、西北行、转向型等几种情况(图 8-14)。但也出现异常路径，如打转、突然转向、蛇行路径等。

台风移动除受自身旋转的影响外，最重要的是受环境流场的影响。副热带高压对台风移动的影响是最直接、最主要的大型天气系统。这不仅是因为副热带高压离台风近，而且由于其时间持久、空间尺度大。当副热带高压呈东西向带状、且较强时，位于其南侧的台风将稳定西行。当台风东侧有副热带高压脊南伸，台风移向具有明显的北分量。当台风位于副热带高压西南侧时，将转向北上。当台风进入西风带，处于副高北侧时，将在副高和西风带系统共同作用下，向东—东北方向移动。

此外，台风的移动还受西风带天气系统和热带天气系统等的影响。

8.2.3 副热带高压

在南北半球的副热带地区，存在着副热带高压带，它是由若干高压单体组成的，这些单体统称为副热带高压。影响中国的副热带高压是西太平洋副热带高压，其次是青藏高原高压。本节主要讨论太平洋副热带高压的结构、活动及其对中国的天气的影响。

一、太平洋副热带高压的结构

太平洋副热带高压常年存在，是一个深厚的暖性高压系统。其范围和强度，夏季远超过冬季。太平洋副热带高压呈东西向扁平状，其长轴多呈西西南—东东北走向。

在对流层内，高压区与高温区的分布一致，每一高压单体都配合一个暖中心。高压的低层往往存在逆温层，是由下沉运动造成的。

由于这是一个暖性高压，其强度随高度增强，所以两侧的风速随高度增大，其北侧在 200hPa 附近出现西风急流，风速在 40m/s 以上；南侧为东风急流，中心位于 130hPa 附近，风速比西风急流小。

整个高压区为负涡度，且随高度增大，而其散度场在低空以辐散占优势，主要位于南部。

二、西太平洋副热带高压的活动

在对流层中上层，太平洋副热带高压(以下简称太平洋副高)的主体一般位于海上，其西端的高压脊在夏季可伸入中国大陆。西太平洋副高的活动，主要表现为季节变化和长期变化。

西太平洋副高具有明显的季节变化，从 5 月到 8 月西太平洋副高由南向北推进，8 月达到最北，

大差别。大范围降水和强烈的天气，一般都出现在辐合最强或气旋式环流最强的地方。

热带辐合带的位置随季节而南北移动，但在不同地区，辐合带的进退情况有所不同。北半球，一般在东太平洋至大西洋上，由东北信风和东南信风汇合而构成的辐合带称为信风槽型，全年位置少变，基本在 $5^{\circ} \sim 10^{\circ} \text{N}$ 之间。在大西洋，8 月份可移到 $10^{\circ} \sim 15^{\circ} \text{N}$ 。在西太平洋至南亚以至北非的辐合带，其北侧为偏东风或东北风，南侧是偏西风或西南季风(为季风槽型)。这一区域辐合带的位置变化较大，与季风的进退有密切联系。图 8—16 给出西太平洋冬季(12 月)和夏季(8 月)ITCZ 和 IPCZ 的实测流场(1985—1990)。由图中可以清楚地看出热带辐合带的季节变化。

§ 8.3 海洋-大气相互作用

8.3.1 海洋在气候系统中的地位

一、气候系统

(一) 气候系统的组成

气候系统的提出是气候学研究进入一个新阶段的重要标志之一。在这个意义上，人们不仅要研究大气内部过程对气候变化的影响，同时也要考虑海洋、冰雪、地表以及生物状况对气候变化的作用。即把气候变化视为包括大气、海洋、冰雪圈、陆地表面和生物圈组成的气候系统的总体行为。上述各子系统之间的各种物理、化学以及生物过程的相互作用，决定了气候的长期平均状态以及各种时间尺度的变化。

气候系统的概念可以用图 8—17 表示。它既包括了大气和海洋等子系统内部的各种过程，例如大气和海洋环流、大气中水的相变以及海洋中盐度的变化等，又更多地反映了各个子系统间的相互作用，例如海-气相互作用、陆-气相互作用、冰-海相互作用、大气-冰雪相互作用以及气候(大气)-生物相互作用等等。越来越多的事实表明，上述各种相互作用过程对气候及其变化的影响是复杂的，也是十分重要的。

大气运动及气候的状态和变化都同太阳辐射有着非常重要的关系，特别是太阳辐射为大气和海洋的运动以至生物活动提供了最基本的能源。太阳活动所引起的太阳辐射的改变也必然对地球气候及其变化发生重要影响。因此，气候系统还应包括天文因素(主要是太阳活动)在内。

(二) 气候系统的性质

正如图 8—17 所示，气候系统是由五个主要分量构成的综合系统，这五个相互联系和相互作用的分量是：大气圈、水圈(海洋)、冰雪圈、岩石圈和生物圈。

这些子系统都是开放的非孤立系统。作为一个整体，我们假定全球气候系统对能量而言是非孤立系统，对外与外层空间的物质交换而言则是一个封闭系统。大气圈、水圈、冰雪圈和生物圈构成了一个由复杂物理过程联系起来的串级系统。这些物理过程包括穿越边界的能量、动量和物质输送，且生成了大量的反馈机制。

气候系统的各分量是非均匀的热力学-动力学系统，它们可以用化学组成，热力学及力学状态加以描述。

气候系统各不同分量的估计时间尺度(正比于响应时间尺度)在不同子系统之间变化很大，甚至在同一个子系统内变化也很大。大气边界层内的时间尺度从几分钟到数小时。自由大气时间尺度由数周到几个月。海洋表面混合层的时间尺度是数周到几年。对于深层海水则从几十年到几千年。海冰是几周到几十年。内陆水和植被由几个月至几百年。对冰川来说其时间尺度为世纪量级，而冰原的时间尺度是几千年甚至更长。地壳构造现象的时间尺度在千万年的量级。

由于气候系统内部的复杂性以及不同的系统有不同的响应时间，在研究气候系统时，不可能也不必要把全部子系统同时考虑在内，因而可依序考虑内部系统和外部系统。首先，把那些具有最短响应时间的系统看成是同一级

的内部系统，于是就可把所有其它分量看成是外部系统。例如，对于数小时到几个月的时间尺度，大气可以看成是气候系统的唯一内部分量，而海洋、冰雪、陆地表面、生物圈都可处理成边界条件和外强迫。对于由数月到几百年的时间尺度，气候内部系统必须包括大气和海洋，也应考虑雪盖、海冰和生物圈。对于时间尺度超过几百年的气候变化研究，还必须考虑整个冰雪圈和生物圈，而把岩石圈看成是外强迫。

气候系统主要由两个外强迫来制约其全球行为，它们就是太阳辐射和重力作用。在外强迫中必须把太阳辐射看成是主要因子，因为它提供了驱动气候系统的几乎所有能量。到达大气顶的太阳辐射有一部分传输下来，一部分转换成最终由大气和海洋环流耗散掉的其它形式的能量，另一部分则用于化学和生物过程。在气候系统内部，能量以多种形式存在，如热能、势能、动能、化学能，以及短波太阳辐射能和长波地面辐射能。在所有各种形式的能量中，我们可以不考虑电能和磁能，因为它们仅在非常高的大气层中起作用。

由于地球的球形、轨道运动和地球轴的倾斜，短波辐射不均匀地分布在气候系统的不同部分。与极区相比，有更多的太阳辐射到达热带地区并被吸收。把地球作为一个整体，观测表明，这一系统通过红外辐射失去的能量差不多等同于由入射太阳辐射得到的能量。

由于赤道和两极地区观测到的温差并不大，地球射出辐射随纬度的降低比起吸收的太阳辐射随纬度的降低要弱得多，从而使热带地区有能量的净收入。自 40° 纬度的向极地区有能量的净亏损。这种能量的源汇分布为发生在气候系统内几乎所有的热力学过程(一般是不可逆的)，包括大气和海洋环流，提供了基本的原动力。

二、海洋在气候系统中的地位

海洋在地球气候的形成和变化中的重要作用已越来越为人们所认识，它是地球气候系统的最重要的组成部分。80 年代的研究结果清楚地表明，海洋-大气相互作用是气候变化问题的核心内容，对于几年到几十年时间尺度的气候变化及其预测，只有在充分了解大气和海洋的耦合作用及其动力学的基础上才能得到解决。海洋在气候系统中的重要地位是由海洋自身的性质所决定的。

地球表面约 71% 为海洋所覆盖，全球海洋吸收的太阳辐射量约占进入地球大气顶的总太阳辐射量的 70% 左右。因此，海洋，尤其是热带海洋，是大气运动的重要能源。

海洋有着极大的热容量，相对大气运动而言，海洋运动比较稳定，运动和变化比较缓慢。

海洋是地球大气系统中 CO_2 的最大的汇。

上述三个重要性质，决定了海洋对大气运动和气候变化具有不可忽视的影响。

(一) 海洋对大气系统热力平衡的影响

海洋吸收太阳入射辐射的 70%，其绝大部分(85%左右)被贮存在海洋表层(混合层)中。这些被贮存的能量将以潜热、长波辐射和感热交换的形式输送给大气，驱动大气的运动。因此，海洋热状况的变化以及海面蒸发的强弱都将对大气运动的能量产生重要影响，从而引起气候的变化。

海洋并非静止的水体，它也有各种尺度的运动，海洋环流在地球大气系统的能量输送和平衡中起着重要作用。由于地球大气系统中低纬地区获得的

净辐射能多于高纬地区，因此，要保持能量平衡，必须有能量从低纬地区向高纬地区输送。研究表明，全球平均有近 70% 的经向能量输送是由大气完成的，还有 30% 的经向能量输送要由海洋来承担。而且在不同的纬度带，大气和海洋各自输送能量的相对值也不同，在 $0^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$ 的低纬度区域，海洋输送的能量超过大气的输送，最大值在 20°N 附近，海洋的输送在那里达到了 74%，但在 30°N 以北的区域，大气输送的能量超过海洋的输送，在 50°N 附近有最强的大气输送。这样，对地球大气系统的热量平衡来讲，在中低纬度主要由海洋环流把低纬度的多余热量向较高纬度输送；在中纬度的 50°N 附近，因有西部边界流的输送，通过海气间的强烈热交换，海洋把相当多的热量输送给大气，再由大气环流以特定形式将能量向更高纬度输送。因此，如果海洋对热量的经向输送发生异常，必将对全球气候变化产生重要影响。

(二) 海洋对水汽循环的影响

大气中的水汽含量及其变化既是气候变化的表征之一，又会对气候产生重要影响。大气中水汽量的绝大部分(86%)由海洋供给，尤其低纬度海洋，是大气中水汽的主要源地。因此，不同的海洋状况通过蒸发和凝结过程将会对气候及其变化产生影响。

(三) 海洋对大气运动的调谐作用

因海洋的热力学和动力学惯性使然，海洋的运动和变化具有明显的缓慢性 and 持续性。海洋的这一特征一方面使海洋有较强的“记忆”能力，可以把大气环流的变化通过海气相互作用将信息贮存于海洋中，然后再对大气运动产生作用；另一方面，海洋的热惯性使得海洋状况的变化有滞后效应，例如海洋对太阳辐射季节变化的响应要比陆地落后 1 个月左右；通过海气耦合作用还可以使较高频率的大气变化(扰动)减频，导致大气中较高频变化转化成为较低频的变化。

(四) 海洋对温室效应的缓解作用

海洋，尤其是海洋环流，不仅减小了低纬大气的增热，使高纬大气加热，降水量亦发生相应的改变，而且由于海洋环流对热量的向极输送所引起的大气环流的变化，还使得大气对某些因素变化的敏感性降低。例如大气中 CO_2 含量增加的气候(温室)效应就因海洋的存在而被减弱。

8.3.2 海洋-大气相互作用的基本特征

海洋和大气同属地球流体，它们的运动规律有相当类似之处；同时，它们又是相互联系相互影响的，尤其是海洋和大气都是气候系统的成员，大尺度海气耦合相互作用对气候的形成和变化都有重要影响。因此，现代气候研究必须考虑海洋的存在及海气相互作用。

在相互制约的大气-海洋系统中，海洋主要通过向大气输送热量，尤其是提供潜热，来影响大气运动；大气主要通过风应力向海洋提供动量，改变洋流及重新分配海洋的热含量。因此可以简单地认为，在大尺度海气相互作用中，海洋对大气的作用主要是热力的，而大气对海洋的作用主要是动力的。

一、海洋对大气的热力作用

大气和海洋运动的原动力都来自太阳辐射能，但是，由于海水反射率比较小，吸收到的太阳短波辐射能较多，而且海面上空湿度一般较大，海洋上空的净长波辐射损失又不大。因此，海洋就有比较大的净辐射收入。热带地

区海洋面积最大。因此热带海洋在热量贮存方面具有更重要的地位。因为热带海洋可得到最多的能量，所以在海洋上，尤其在热带海洋上，有较大的辐射平衡值。这样一来，通过热力强迫，在驱动地球大气系统的运动方面，海洋，特别是热带海洋，就成了极为重要的能量源地。

人们通过一些观测研究已经发现，海洋热状况改变对大气环流及气候的影响，有几个关键海区尤为重要。一是厄尔尼诺(El Niño)现象发生的赤道东太平洋海区；二是海温最高的赤道西太平洋“暖池”区；另外，东北太平洋海区及北大西洋海区的热状况也被分别认为对北美和欧洲的天气气候变化有着明显的影响。

海洋向大气提供的热量有潜热和感热两种，但主要是通过蒸发过程提供潜热。既然是“潜”热，就不同于“显”热，它须有水汽的相变过程才能释放出潜热，对大气运动产生影响。要出现水汽相变而释放潜热，就要求水汽辐合上升而凝结，亦即必须有相应的大气环流条件。因此，海洋对大气的加热作用往往并不直接发生在最大蒸发区的上空。

大洋环流既影响海洋热含量的分布，也影响到海洋向大气的热量输送过程。低纬度海洋获得了较多的太阳辐射能，通过大洋环流可将其中一部分输送到中高纬度海洋，然后再提供给大气。因此，海洋向大气提供热量一般更具有全球尺度特征。

一般可以把由海洋向大气的潜热和感热输送分别写成

$$Q_L = L \cdot C_E \cdot (q_0 - q_a) \cdot U \quad (8-14)$$

$$Q_S = C_H \cdot (T_0 - T_a) \cdot U \quad (8-15)$$

这里 L 是蒸发(凝结)潜热， q_0 和 q_a 分别是海表面和大气中的饱和比湿， U 是距海面 10m 处的风速， t_0 和 t_a 分别是海水表面和空气的温度，而 C_E 和 C_H 是交换函数。起初人们将 C_E 和 C_H 作为经验常数给出，例如取 $C_H = 0.97 \times 10^{-3}$ ， $C_E = 1.1 \times 10^{-3}$ 。进一步的研究表明，将 C_E 和 C_H 取作常数往往带来较大的计算误差，已有研究表明它们还是离海面 10m 处风速 U_{10} 的函数。

在公式(8—14)中，饱和比湿 q_0 是海表温度(SST)的函数。因此，无论海洋向大气提供感热还是潜热，都同 SST 有极为密切的关系。这样，海表水温和它的异常(SSTA)也就成为描述海洋对大气运动影响以及影响气候变化的重要物理量。热带海洋积存了较多的能量，所以热带 SST 的异常必然对大气环流和气候有更重要的影响。

二、大气对海洋的风应力强迫

大气对海洋的影响是风应力的动力作用。下面我们将讨论风应力对海洋强迫的基本特征。

如第五章所述，大洋表层环流的显著特点之一是，在北半球大洋环流为顺时针方向；在南半球，则为逆时针方向。南北半球太平洋环流的反向特征极其清楚。另一个重要特征，即所谓“西向强化”，最典型的是西北太平洋和北大西洋的西部海域，那里流线密集，流速较大，而大洋的其余部分海区，流线较疏，流速较小。上述大洋环流的主要特征，与风应力强迫有密切关系。

用整体参数化方法，可以把海面风应力表示成

$$\tau_0 = \rho C_D |V| V \quad (8-16)$$

其中 ρ 为空气密度， C_D 为拖曳系数， V 是 10m 高处的风向量。海洋表面

典型的拖曳系数 $C_D=0.0013$ ，这只适应于中性条件。在强风条件下，该值应加以修正。

利用覆盖全球大洋的历史船舶资料，由方程(8—16)已经计算出了全球大洋表面风应力图，其中 C_D 取成 0.0013。在图 8—18 中给出了(12~2)月及(6~8)月的结果。其分布酷似表面风的分布，但在北大西洋、西北太平洋以及南半球中高纬度的西风带上更强一些。风应力在冬半球上最强，尤其是中纬度。然而，风应力的最大季节变化却是在靠近索马里海岸的印度洋上。事实上，夏季风期间该处的风应力值是全球最大的。

风应力的全球分布，与大洋表层环流的基本特征有很好的相关性。至于西向强化，科氏力随纬度的变化是其根本原因，也可认为是 β -效应在海流中的表现。因为风应力使海水产生涡度，一般它可以由摩擦力来抵消。当科氏参数 f

随纬度变化时，在大洋的西边就需要有较强的摩擦力以抵消那里的涡度。然而，产生较强的摩擦力的前提，就是那里要有较大的流速。

三、海洋混合层

无论从海气相互作用来讲，还是就海洋动力过程而言，海洋上混合层(UML，简称海洋混合层)都是十分重要的。因为海气相互作用正是通过大气和海洋混合层间热量、动量和质量的直接交换而奏效的。对于长期天气和气候的变化问题，都需要知道大气底部边界的情况，尤其是海面温度及海表热量平衡，这就需要知道海洋混合层的情况。海洋混合层的辐合、辐散过程通过 Ekman 抽吸效应会影响深层海洋环流；而深层海洋对大气运动(气候)的影响，又要通过改变混合层的状况来实现；另外，太阳辐射能也是通过影响混合层而成为驱动整个海洋运动的重要原动力。因此，对于气候和大尺度大气环流变化来讲，海洋混合层是十分重要的。在研究海气相互作用及设计海气耦合模式的时候都必须考虑海洋混合层，有时，为简单起见，甚至可以用海洋混合层代表整层海洋的作用，于是就把这样的模式简称为“混合层”模式。

8.3.3 ENSO 及其对大气环流的影响

一、ENSO 事件

ENSO是厄尔尼诺(EI Niño)和南方涛动(Southern Oscillation)的合称。历史上厄尔尼诺一直是指每年圣诞节前后(厄尔尼诺西班牙语为圣婴)，沿厄瓜多尔和秘鲁沿岸，出现一弱的暖洋流，它代替了通常对应的冷水。不过，近年来厄尔尼诺的名称已倾向于用来指一种更大尺度的海洋异常现象，它不是每年而是 3~7 年发生一次。厄尔尼诺现象发生时，整个赤道东太平洋表现出振幅达几摄氏度的增暖。另外，与赤道海表水温的这种变化相联系，海洋和大气环流也发生很大的异常。

南方涛动(SO)，用以描述热带东太平洋地区与热带印度洋地区气压场反相变化的跷跷板现象。若干以东西向气压差所定义的南方涛动指数(SOI)，除因所取代表站不同略有差异外，本质上并无不同。通常使用达尔文岛与塔希提(Tahiti)岛之间的气压差表示 SOI。南方涛动影响到全球海洋和大气状况。

许多研究表明,赤道东太平洋海表水温异常事件(厄尔尼诺)同南方涛动指数(SOI)之间有非常好的相关关系。当赤道东太平洋表层水温(SST)出现正(负)距平时,南方涛动指数往往是负(正)值,两者的相关系数在-0.57到-0.75之间,达到99.9%的信度。图8—19给出了南方涛动指数SOI与赤道东太平洋SST异常的时间演变曲线,两者反相关关系表现得十分清楚。厄尔尼诺和南方涛动间的紧密关系,是大尺度海气相互作用(特别是热带大尺度海气相互作用)的突出反映。因此,ENSO成为大尺度海气相互作用以及气候变化问题研究的中心课题。

通过分析SST与SOI的关系,人们发现了许多同南方涛动有关的异常现象。例如在高SOI期,赤道东太平洋和秘鲁沿岸的SST相对偏低,热带主要降水区位于印度尼西亚地区,沿赤道的Walker环流较强,经向Hadley环流偏弱,东南信风较强。相反,在低SOI期,东南信风较弱,赤道中太平洋有最强降水中心,Hadley环流加强,而Walker环流减弱,赤道东太平洋SST增高甚至出现厄尔尼诺事件。也正因有上述这些联系,人们便把负SOI同赤道东太平洋暖水事件即厄尔尼诺视为一种海洋-大气耦合系统的两方面表现。因而,从80年代初开始,人们便用缩略词ENSO来表示大尺度海洋-大气耦合系统的异常现象。

ENSO既包含有高SOI和低SOI的特征,又包括赤道东太平洋的暖水事件(厄尔尼诺)和冷水事件(拉尼娜,LaNiña),而且这些现象和事件的发生又都有3~7年的准周期性。因此,近来人们又将ENSO叫作ENSO循环,即暖状态(包括厄尔尼诺和低SOI特征)和冷状态(包括拉尼娜和高SOI)的循环。

上升运动和集中降水区出现在印度尼西亚、西太平洋、非洲东南部和南美亚马孙流域;下沉运动和沙漠状况则盛行于东赤道太平洋和非洲西南部。太平洋上沃克环流的最强支与西太平洋暖的SST和东太平洋冷的SST相联,这两个区域分别对应大气的上升和下沉。在图的下部给出了沿赤道SST与其纬向平均值的偏差(据文献)。

二、ENSO对大气环流的影响

众多研究表明,ENSO对大气环流以及全球许多地方的天气气候异常有着重要的影响。ENSO期间,赤道东太平洋持续升温,对热带大气环流的影响最为直接。而热带大气环流的异常变化,也必牵动全球大气环流,因而会在全球范围内引起一系列的天气气候异常。

在正常情况下,赤道大气中存在一个东西向的沃克(Walker)环流,这是叠加在纬向平均哈得莱环流上的重要东西向环流,图8—20是正常(非ENSO)情况下,赤道太平洋上的沃克环流的示意图,图下给出SST偏差值的相应分布。可见在印度尼西亚群岛附近海面暖水上空,有一个强而宽的上升运动区,而在赤道东太平洋冷水区上空,则为强烈的下沉运动;在赤道东部非洲和亚马孙流域,还有另外两个上升运动区,与之相联的下沉运动则分别位于略微较冷的西印度洋和赤道东大西洋的冷水上空。

在ENSO期间(图8—21a),中、东赤道太平洋的海水增暖,西部海水略微变冷。对流在中、东太平洋上加强而在印度尼西亚地区减弱。在反ENSO期间(图8—21b),中、东太平洋的海水比正常偏冷,这些区域的对流也减弱,

而印度尼西亚地区的对流增强。所谓的正常状态代表 ENSO 和反 ENSO 事件的平均，但却更象弱的反 ENSO 状态。

在厄尔尼诺现象发生的情况下，主要增暖区的西边，也就是在日界线附近及其西面地区将有异常积云对流的强烈发展。因此在厄尔尼诺期间主要降水区由印度尼西亚地区东移到了那里。同时，Walker 环流也出现了明显的异常，其上升支由印度尼西亚地区东移到了日界线附近。

由于赤道东太平洋 SST 异常(厄尔尼诺现象) ,大气中的 Hadley 环流将会增强，或者说，厄尔尼诺现象会导致 Hadley 环流明显增强。如此同时，ITCZ 的位置也将发生变化，例如厄尔尼诺期间 ITCZ 有明显向东推移的趋势，这必将影响西太平洋台风活动。

ENSO 对西太平洋副热带高压的活动也有明显的影响，包括对副高位置和强度的影响。首先，同厄尔尼诺年 ITCZ 位置偏南相匹配，西太平洋副高的位置在厄尔尼诺年一般也偏南。而在拉尼娜年西太平洋副高脊线位置较常年偏北。

由于 ENSO 的发生造成了大气环流尤其是热带大气环流的严重持续异常，因而给全球范围带来明显的气候异常。首先可以注意到距 SST 正距平区较近的中南美太平洋沿岸地区，由于赤道地区东西向铅直环流圈的异常，原来在南美东岸的环流上升支西移到了南美西岸，因而积云对流活动在秘鲁沿岸地区极为强烈，造成哥伦比亚、厄瓜多尔和秘鲁等地的持续大雨。以 1982—1983 年的厄尔尼诺事件为例，在秘鲁北部的降水量竟多达多年平均量的 340 倍。巨大的降水量异常使河水流量猛增，造成该地区的严重洪涝。

同上述洪涝灾害相反，厄尔尼诺事件的发生又往往造成南亚、印度尼西亚和东南非洲的大范围干旱。在近百年的时间里，在绝大多数的厄尔尼诺年里，这三个地区的雨量都明显偏少。以印度地区为例，在 80 年里的 24 次厄尔尼诺现象中，就在 20 年该地区的降水量低于平均值，而且，最严重的干旱几乎都发生在厄尔尼诺年。

厄尔尼诺现象的发生使中高纬度西风加强，阿留申低压往往比正常时强(气压值低)，因而常给北美西岸地区造成频繁的强风暴活动，使得暴风雨和风暴浪潮的影响较为严重。ENSO 对中国气候也有明显的影响，众多的气候灾害说明 ENSO 影响大气环流从而导致全球性气候异常。

思考题

1. 对流层大气运动的基本特征是什么？平均而言，为什么大气的运动基本上是水平的？(即铅直速度小于水平速度)
2. 影响地面温度分布的主要因子是什么？
3. 什么是气压场？气压场和风场的基本关系是什么？
4. 什么是东风带、西风带？其形成的主要原因是什么？
5. 大气径向环流的基本特征是什么？
6. 为什么中国沿海一带一年有一次风向的反转？
7. 什么是温带气旋？它的基本结构如何？
8. 什么是台风？它的基本结构如何？
9. 什么是 ENSO？它对气候变化有什么影响？

10. 为什么海洋在全球气候变化中占重要地位？

第九章 海洋生物

§ 9.1 海洋生物的环境分区

海洋是生命的摇篮。海洋为海洋生物的生存提供了适宜的环境，同时又制约着生物的生活、生长、繁殖和时空分布；另一方面，海洋生物在生命活动过程中也不断地影响其周围的环境。因此，海洋生物与环境之间是一种既适应又制约，又反馈的相辅相成的统一体。

海洋生物的栖居环境分水层和底层两部分。

9.1.1 水层部分(Pelagic division)

浩瀚的海洋水体在全部深度上都有生物分布，海洋为海洋生物提供的可栖息容量比陆地大得多。

一、水层环境的主要特征

虽然世界各大洋都是相连的，但是由于温度、盐度和深度会形成“阻隔”，使得没有一种海洋生物能在全球海洋任何区域内自由生活。

(一) 温度

海水温度随着纬度、深度和季节的变化而变化，近岸水域和岛屿周围海域的水温变化还受到陆源环境因素的影响，变化频率及温差幅度较之外海及大洋更为强烈。

水温对海洋生物是极为重要的生态限制因子，通过自然选择保留至今的每一种海洋生物对水温的适应都有特定的范围，即各有所能忍受的最低、最高和最适温度，及其生长、发育和繁殖阶段所要求的最低和最高温度。因此，水温是决定海洋生物的生存区域、物种丰度及其变动的主要环境因素。

根据海洋表层水温等温线与纬度平行分布格局，从生物地理学角度出发，可把全球海洋分为：热带(25°)、亚热带(15°)、温带(北半球5°，南半球2°)和极地寒带(<0~2°或5°)等四个温度带。根据各种海洋生物对温度变化的耐受限度，可分为广温性、窄温性或暖水性、温水性、冷水性等不同的生态类群。它们都被水温局限在不同的海域之内。充分反映出温度对海洋生物时空分布的无形阻隔。

(二) 盐度

海水比陆地水含有更多的盐，同样出现成带和分层现象。各种海洋生物对盐度的适应与适应温度一样，都有各自的“生态幅”。据此，可以把海洋生物区分为窄盐性种(stenohalinespecies)和广盐性种(euryhalinespecies)两大类。前一类包括生活在外海大洋，近海潟湖，尤其是大洋深水区，亦可称之为高盐性种；后一类则主要分布在盐度变幅较大的近岸浅海、海湾及近河口区。

盐度对于海洋生物的作用主要在于影响渗透压，因为大多数海洋生物体和海水是等渗性的。虽然海洋硬骨鱼类的血液和组织里的含盐量较低(它们是低渗透压的)，但它们在咽下水分与经过鳃时可主动排出盐分而调节渗透压。渗透压的剧烈变化，可使生物细胞破裂或“质壁分离”，损坏细胞正常结构，从而影响生物的新陈代谢，甚至危及生命。

此外，海水中存在生命所必需的全部溶解盐类——生物盐

(biogenicsalts), 或称生物离子。氮和磷酸盐被认为是生物的常量营养物质(macronutrients), 这对海洋植物尤为重要。与陆地生物一样, 充足的“肥料”是保证“产量”的重要因素, 海水中生物盐浓度能直接影响海洋植物的丰度从而影响到海域的初级生产力。哈钦森(Hutchinson, 1959)曾提出“在生物体内所有的元素当中, 以磷的生态学意义最大, 因为生物体内磷和其它元素的比例, 要比这些元素最初来源的比例大得多。所以, 除水之外, 磷的缺乏, 比任何其它物质的缺乏都更为限制地球表面任何地区的生产力”。氮、磷之后是钾、钙、硫、镁等。软体动物和脊椎动物等需要大量的钙; 镁是叶绿素的必需成分, 而叶绿素是植物进行光合作用的基础。

除了需要量大的常量营养物质外, 生物生命系统活动中还需要微量营养物质(micronutrients)。艾斯特(Eytor, 1964)曾明确地提出植物所必需的十种微量营养物质, 如铁、镁、铜、锌、硼、硅、钼、氯、钒和钴, 并按其功能分为三类: (1)光合作用所必需的是 Mn、Fe、Cl、Zn 和 V; (2)氮代谢需要 Mn、B、Co、Fe; (3)其它代谢功能需要 Mn、B、Co、Cu 和 Si。它们中的大多数元素亦是动物所必需的。许多微量营养物质和维生素相似, 对生物的生命活动过程起着催化剂作用。

常量营养物质和微量营养物质, 一部分来自陆地, 由江河带入海内; 一部分通过生物尸体、有机物的分解以及海底沉积物由水体铅直混合再带入水层而被再利用。因此, 在不同海区水体内的含量分布亦是不均匀的。上述物质的量少或过多都能影响生物生命系统活动的正常运行, 即起到限制作用。

(三) 深度

海水深度对生物最明显的影响是流体静压力(hydrostatic pressure)的作用和光照深度。

1. 流体静压力在海洋中每深 10m 压力约增加 1013.25hPa。海洋最深处压力可超过 1.01325×10^6 hPa。许多动物能耐受变化范围很大的压力。一般说来, 通常生活在深渊海底的生物的生命活动比较缓慢, 如深海中的蛤估计需 100 年时间才能长到 8.4mm 的长度。

2. 光照深度光照强度随着水深的增加而指数下降。在清澈的海水中, 水深 25m 处, 大部分红光被吸收, 依次是橙光、黄光和绿光。在清澈的大洋区, 光线透射的深度可达 200m, 但这里仅有在波长 495nm 附近的蓝光。在混浊的沿岸带水体, 有效的光线透射很少能超过 30m 水深。海洋水体因此形成了浅薄的透光带(层)(Phot iczone)和深厚的无光带(层)(aphot iczone)两大部分。为数极少的海洋高等植物和大量的大型多细胞藻类植物被局限在海岸带, 而在辽阔无垠的大洋区, 初级生产者主要是浮游植物和光合微生物等, 它们生活在浅薄的透光带内, 依靠光合作用, 生产有机物, 并作为海洋食物链(foodchains)的基础, 启动海洋生态系统中能流的运转, 亦为在无光带黑暗环境下生活的海洋动物提供了必需的原初食物。黑暗的无光带内由于海洋植物无法生活, 显然是海洋动物和一些微生物的世界, 为数众多的是肉食性、腐食性动物, 它们能够捕食其它动物或利用有机碎屑和生物尸体的分解所提供的能量。

二、海水运动的综合效应

海流对海洋环境有很大的影响, 特别是上升流或铅直方向的海水混合, 能把较冷但富有营养物质的深层海水输送到上表层, 使之成为富于生产能力的海域。这些海域往往是渔场所在。世界上最富饶的渔场之一就位于秘鲁海

流引起的上升流区域。该上升流海域不仅肥育了鱼类，同时亦维持了巨大的海鸟种群，使近岸及岛屿上堆积了数以万吨的鸟粪。如果没有这类海流，大量的营养物质就会永久失落在洋底而再也无法利用。此外，极地上层冷水下沉，把含氧量较高的上层冷水通过深层流传送到赤道附近，从而补充了热带大洋深处的含氧量，这对深海动物的生活是至关重要的。

大陆沿岸流和大陆入海径流这两种类型的海水运动虽不如大洋环流那样气势磅礴，但它们对局部范围内海水温度、盐度、营养物质以及气体和其它物理、化学环境因素的影响，尤其是对入海的陆源物质的扩散与转运起的作用也很大。

总之，海水运动所造成的环境因素的变化是综合性的，既影响海洋生物的生态环境，也影响某一海域海洋生物的种群丰度和群落结构，并且在传布和扩展物种的生存空间方面起有重要作用。

三、潮汐对海洋生物的影响

在潮间带(tidal zone)，水体周期性涨落，海底相应地被淹没或暴露在空气之中，环境分带明显(图 9—1)，光照、温度、干旱(失水)等环境因素变化强烈。只有对上述环境因素变化具有极强适应能力的海洋生物才能在此区带内生活。

9.1.2 底层部分(Benthic division)

海底作为海洋生物生存环境，其生态效应主要取决于海底地形、底质类型和海底以上水层的深度及其所具有的理化性质。

一、海底地形的影响

由第二章可知，海底地形是相当复杂的，大陆架、大陆坡、海盆、海沟、大洋中脊形态各异，条件迥异，对生物影响各不相同，特别是“海底热泉”在局部海底及其附近水域内形成一个特殊的高温区，其温度可高达 300 ~ 400℃，与此高温黑暗环境相适应的海洋生物群落就很特殊。它们赖以生存的生活能源并非来自必须依靠光合作用的海洋植物所产生，而是依靠硫化微生物的生产来启动生态系统的能流运转。

二、底质类型的影响

不同的海底类型形成了不同生态效应的区带，生活着与其相适应的生物群落。

生物遗体和有机沉积物可遍布于全部的海底。总的说来，底栖生物遗体之量较浮游生物多，而大陆架外缘以及孤立的海底高地上，浮游生物的遗体却构成沉积物的主体。最常见的底栖生物的遗体是具有钙质的藻类、软体动物、有孔虫、珊瑚、水螅、环节动物、棘皮动物和海绵等。潮间带和陆架海底沉积物中同样含有一些浮游生物的遗体、底栖生物的骨骼或外壳，局部区域会出现几乎由软体动物贝壳堆成的海底底质。深海大洋海底沉积物可能以有机物为主，也可能以无机物为主。前者称为软泥(oozes)，后者称为红黏土(red clay)。大洋海底沉积物的结构可分为三种主要类型：生物遗体及有机物含量少于 30% 的以无机物质为主体的红黏土；生物遗体及有机物含量超过 30%、以浮游植物(硅藻)和含有硅质结构的浮游动物遗体及有机物为主的硅藻软泥；由球房虫、颗石藻(Coccolithophoridae)等组成的钙质软泥。红黏土

和球房虫软泥为各大洋中最主要的沉积物；硅藻软泥主要分布于绕南极洲和横贯北太平洋一些海区的海底；放射虫软泥几乎所有大洋海底均有分布，尤其在赤道海区海底尤为丰富。显然，细粒沉积物的多态意味着其来源的不同。

9.1.3 海洋环境分区(Marine Environmental division)

对于海洋生物具有极大影响的海洋生态因素，不同程度地具有“成带”或“层化”现象，因而形成了丰富多彩的环境区域。对海洋生物环境的宏观性区划(图 9-2)，把海洋生物环境从水平方向分为浅海和大洋两部分。

一、浅海区(Neritic Province)

浅海区指大陆架(Continental shelf)海域。包括潮间带和潮下带。

(1)潮间带(littoral)，从高潮时浪花可以溅到的岸线，至退潮时水面以上的地带。它是陆地与海洋之间一个狭长的过渡带(交界处)。潮间带空间的大小决定于潮汐类型和潮间带海底的地形。

(2)潮下带(sublittoral)，为浅海海域。水层部分最大深度一般不超过 200m，离岸宽度变化很大，平均为 80km。海底地形较为平坦，坡度较小，以大陆缘为外界。

二、大洋区(Oceanic Province)

包括大陆架以外的全部海洋区域。水层部分(Pelagic division)从垂直方向可分为

(1)海洋上层(epipelagic)水层深度为(0~200)m。

(2)海洋中层(mesopelagic)水层深度为(200~1000)m。

(3)海洋深层(bathypelagic)水层深度为(1000~4000)m。

(4)海洋深渊层(abysso-pelagic)水层深度为(4000~6000)m。

(5)海洋超深渊层(hadal-pelagic)水层深度为(6000~10000)m。

底层部分(Benthic division)从水平方向，根据海底地形和所处深度，可分为：

(1)陆架海底(sublittoral)，包括陆海交界的潮间带海底(littoral)，并由此延伸到水深 200m 的海底。

(2)半深海底(bathyal)，与大陆缘相连接的大陆斜坡，所处水深从 200m 急剧下降到 2000~3000m。

(3)深海海底(abys-sal)，由大陆斜坡继续向深层倾斜，转而形成大陆隆、深海平原和洋中脊及其特有的“热泉”海底。海底所处深度在 2000(3000)~6000m 之间。

(4)深渊海底(hadal)，包括部分深海平原和更深的海沟。海底所处深度在 6000m 直至 10000m 以上的沟底。

不同海洋生物环境孕育着不同生活习性的海洋生物物种。生活习性相近的各种海洋生物共同生活在尺度不同、具有特定生态特性的海洋环境区域内。图 9—3 给出了全球海洋内各生态类群的海洋生物分布概况。在各个特定的海洋生物环境区域之间，海洋理、化诸因子通过海水运动而相互影响，生物种群之间也相互渗透、混合、交换，从而形成了巨大的海洋生态系统。海洋生物之间则通过食物网来维持自身的生存和持续发展，同时为人类创造了丰富而又宝贵的海洋生物资源。

§ 9.2 海洋生物多样性

生物多样性是人类赖以生存的条件，是经济得以持续发展的基础。人类生存与发展，归根结底，必需依赖于自然界各种各样的生物(资源)和生态环境。生物多样性不仅为人类提供了生存所需要的食物、药品、工业原料和能源等，同时对调节、维持生态平衡，稳定环境具有关键作用。占地球表面积71%的海洋，不仅控制着许多自然过程，而且是人类未来食物和能源的宝库。海洋是维持生命的整体系统中一个不可缺少的部分。研究、保护并发展海洋生物多样性，使人类有可能多方面、多层次地持续利用甚至改造这个生机勃勃的生命世界。

9.2.1 生物多样性概念

生物多样性(biological diversity 或简称为 biodiversity)是一个包括物种、基因和生态系统的概括性的术语，可简单表述为“生物之间的多样化和变异性及物种生境的生态复杂性”(OTA, 1987)。也就是说，生物多样性是所有生物种类，种内遗传变异和它们的生存环境的总称，包括所有不同种类的动物、植物和微生物，以及它们所拥有的基因，它们与生存环境所组成的生态系统(汪松、陈灵芝 1990)。生物多样性通常包括遗传多样性、物种多样性和生态系统多样性三个层次。

一、遗传多样性

广义的遗传多样性是指遗传信息的总和，包含栖居于地球上的植物、动物和微生物个体的“基因”在内。通常谈及生态系统多样性或物种多样性时也就包含了各自的遗传多样性。不同种群之间或同一种群不同个体的遗传变异的总和，可认为是狭义的遗传多样性内涵。由此反映出遗传多样性也包括多个层次。

遗传多样性实际上是遗传信息的多样化，而遗传信息储存在染色体和细胞器基因组的 DNA 序列中。虽然自然界内所有生物都准确地复制自己的遗传物质 DNA，将自己的遗传信息一代一代地遗传下去，保持遗传性状的稳定性，可实际上，自然界和生物本身有许多因素能影响 DNA 复制的准确性。这些影响因素可能引起的变化是多种多样的，从一个碱基对的变化，到 DNA 片段的倒位、易位、缺失或转座而引起多个碱基对的变化，而导致不同程度的遗传变异。随着遗传变异的积累，遗传多样性的内容也就不断地得到丰富。

地球上的物种几乎都是以“种群”(Population)组织形态生存的。每个“种群”都占有一定的空间。具有有性繁殖的种群，其个体间的互相交配主要在种群内进行，一般地讲种间不能杂交(Raren & Johnon 1989)。即使是同一物种构成的种群，生活在相似的环境空间内，但由于地区阻隔，个体间也没有交配的机会。例如，巴西和马达加斯加沿岸水域的绿海龟(绿龟)事实上就没有机会杂交；另一方面，生活在同一环境空间内的不同种群，虽然不同物种的个体间相互混杂在一起，但由于它们各自的生长、发育、性成熟、交配受精和孕期等等的不同，从而保持了本种群遗传变异的特性，亦使本种群得到持续发展。在同一环境空间内，各种群因产卵时间的不同而有春季、夏季和秋季种群产卵的区分。即使是在同一时期内产卵，像大马哈鱼、鳗鱼等种群又会远离其原来生活的空间，分赴特定的场所，前者由大海到江河，后者

由江河到大海深层去产卵。各种各样的鲑科鱼从海洋洄游到河流来繁殖的现象已众所周知。海龟、海鸟类和有些鲸类也总是游到特定的地方去交配、产卵或生育幼仔。有些金枪鱼的分布范围尤为广阔，从热带水域一直延伸到温带水域，但它们最后还是回到热带水域去产卵，成体的产卵洄游借助于水系运动，就保证了其幼体通常能从出生地被搬运到条件适宜的“少年”或成体生活地。这叫做“生命周期闭合”。总之，“基因”决定了不同种群间的行为差异，亦反映出生物的遗传多样性。

由于各种群的遗传组合类型都是有限的，故而种群在突变、自然选择以及遗传漂移过程中常会出现遗传趋异。这样，有些种群就有一些其它种群中所没有的特别的基因型(等位基因)。在一个物种中非常罕见的等位基因也许在另一个种群内却异常丰富。所有这些异常性状的出现就是生物本身的适应性改变，以使其在所处的特殊环境条件下更容易成功繁衍。

异常变异是物种进化的重要原料储备，一个物种的遗传变异愈丰富对环境变化的适应性就愈大。反之，遗传多样性贫乏的物种通常在进化上的适应性就弱。也就是说，种群内的遗传变异反映了物种进化潜力。因此，对遗传多样性的深入了解不但是现代生物遗传育种的基础，而且也是为适应未来人类需求的变化培育相应的品种做准备。因而也成为当今世界各国大力发展的生物技术科学的基础。

二、物种多样性

“物种”即生物种，是生物进化链索上的基本环节，它处于不断变异与不断发展之中，但同时也是相对稳定的，是发展的连续性与间断性统一的基本形式。物种表现为统一的繁殖群体，由占一定空间、具有实际或潜在繁殖力的种群所组成，而种群间在生殖上隔离。物种多样性是指地球上生命有机体的多样化，是生物多样性所包含三个层次中最为显著的中间一层。

地球上自出现生命以来，经历了约三四十亿年漫长的进化过程，形成了无数的生命有机体。迄今为止，人们还无法确认地球上到底生活着多少物种，估计大约在 500 万至 5000 万种之间或更多。但目前已被描述记载的仅有约 140 万种(见表 9-1)。这是因为人类对自然的认识仍然有限，对海洋的认识更是不足。

表 9-1 已被描述的物种类群

类群	种类数量
病毒	1000
细菌和蓝绿藻	4760
真菌	46983
藻类	26900
苔藓植物(藓类和苔类)	17000(WCMC , 1988)
裸子植物(球果针叶类)	750(Raven 等 , 1986)
被子植物(有花植物)	250000(Raven 等 , 1986)
原生动物	30800
海绵动物	5000
腔肠动物	9000
蠕虫	24000
甲壳动物	38000
昆虫	751000
其它节肢动物和小门类无脊	132461
椎动物	
软体动物	50000
棘皮动物	6100
鱼类(硬骨鱼类)	19056
两栖动物	4184
爬行动物	6300
鸟类	9198(Clemenlx , 1981)
哺乳动物	4170(Honacki 等 , 1982)
合计	1436662 种

此表引自“保护世界的生物多样性”(1991); WCMC:世界自然保护监测中心。

生物学家根据物种之间的亲缘进化关系建立了一个等级体系——生物的分类阶元。以抹香鲸(*Physeter macrocephalus* Linnoeus)为例,表示如下:
动物界(Animalia)

脊索动物门(Chordata)

脊椎动物亚门(Vertebrata)

兽纲(哺乳纲)(Mammalia)

鲸目(Cetacea)

抹香科(Physeteridae)

抹香属(Physeter)

抹香鲸(*Physeter macrocephalus* Linnaeus)

海洋生境比陆地或淡水生境具有更多的生物门类和特有门类(表 9—2)。在 1988 年玛格丽斯和斯沃兹列出的动物界 33 个门类中海洋生境内共有 32 个门,其中有 15 个特有门;陆生生境内为 18 个门,仅有 1 个特有门;在两种生境共有门类中有 5 个门(带*者)所包含的物种总数的 95%都是海洋特有种。门类的多样性无疑表达了物种多样性。这亦表明了海洋有比陆地大得多的物种多样性。

截止 1993 年,中国管辖海域已记录 20278 种生物,它们隶属于 5 个生物界,44 个门。动物界记录的种类最多(12794 种),其中种类最多的是脊索动

物、节肢动物和软体动物等 3 个门。植物界 6 个门中，包括海藻和维管束植物两大类。海藻 3 个门已记录的有 794 种，原生动物界已记录了 7 个门近 5000 种，其中肉鞭毛虫门的有孔虫、放射虫，以及硅藻门研究比较深入。

表 9-2 海洋生境和非海洋生境中的动物门类

海洋生境特有	二者兼有	非海洋生境特有
扁形动物门 (Platyhelminthes)	海绵动物门 [Porifera(Spongia)]	有爪动物门 (Onychophora)
栉水母动物门 (Ctenophora)	腔肠动物门 [Coelenterata(Cnidaria)]	
中生动物门 (Mesozoa)	扁形动物门 (Platyhelminthes)	
颚咽动物门 (Gnathostomulida)	纽形动物门 (Nemertea)	
动吻动物门 (Kinorhyncha)	腹毛动物门 (Gastrotricha)	
铠甲动物门 (Loricifera)	轮虫动物门 (Rotifera)	
帚虫动物门 (Phoronida)	棘头动物门 (Acanthocephala)	

海洋生境特有	二者兼有	非海洋生境特有
腕足动物门 (Brachiopoda)	*内肛动物门 (Entoprocta)	
曳鳃动物门 (Priapulida)	线虫动物门 (Nematoda)	
星虫动物门 (Sipuncula)	线形动物门 (Nematomorpha)	
蠕虫动物门 (Echiura)	苔藓动物门 (Bryozoa)	
须腕动物门 (Pogonophora)	软体动物门 (Mollusca)	
棘皮动物门 (Echinodermata)	环节动物门 (Annelida)	
毛颚动物门 (Chaetognatha)	缓步动物门 (Tardigrada)	
半索动物门 (Hemichordata)	五气门动物门 节肢动物门 (Arthropoda) 脊索动物门 (Chordata)	
门类总数：15	17	1

海洋生物物种多样性因所处地域的不同变化很大。海藻、珊瑚、螺、蟹和鱼等许多生物类群于热带地区的多样性比寒冷地区的高得多(表 9—3)。海星和巨藻(褐藻门、海带目)等类群则在温寒带的东北太平洋沿岸水域内生活的物种最多。

表 9-3 热带海洋中的生物物种数

生物类群	地域及物种数			
	印度洋-西太平洋	东太平洋	西大西洋	东大西洋
软体动物	6000+	2100	1200	500
腔肠类和甲壳动物	150+	40	60	10
短尾类和甲壳动物	700+	390	385	200
鱼类	1500	650	900	280

(资料来源：Vermeij, 1978)

物种多样性在印度洋-西太平洋，特别是位于菲律宾、印度尼西亚和澳大利亚东北部区域达到了顶峰，在物种总数和特有性程度，也就是在物种水平和较高分类阶元的水平上的特有性(如属、科)都达到了高度多样性(Megadiversity)。东太平洋和西太平洋的物种多样性为中等，东大西洋区域物种多样性最低。

无论是陆生生境(包括淡水)，还是海生生境的物种多样性都反映出：(1)

动物界物种多样性高于植物界 ;(2)分类阶元较低的物种多样性高于较高阶元物种多样性 ;(3)个体小型物种的多样性高于个体大型的物种。上述现象,在海洋生境中尤为明显。海洋被誉为动物的世界。

三、生态系统多样性

生态系统多样性为最高层次的生物多样性。生态系统多样性与生物圈中的生境、生物群落(Biotic community)和生态过程等的多样化有关,也与生态系统内部由于生境差异和生态过程的多样性所引起的极其丰富的种群多样化有关。

海洋的可栖息容量要比陆地大数百倍,而且海水是互相连接的,浩瀚的海洋给予海洋生物有较大的分布范围。然而如上所述,实际上海洋中存在着众多无形的阻隔(界限)。对海洋生物而言,就是存在着不同的生态环境。

不同的生态系统反映出各自的生态环境特征和与之相适应的生物群落结构,以及环境与生物、群落内各种群之间的生态过程及其所表达的整个生态系统功能的特征。因此,在讨论生态系统多样性时需要了解生物群落的性质。全球海洋内的主要生物群落有:

(1)近海生物群落:主要包括由潮间带至大陆架边缘内侧,水体和海底部的所有生物。潮间带是海洋与陆地之间的过渡带。图 9—4 显示了潮间带生物成带分布状况、优势种群和不同底质中生活的部分底栖生物类群。

潮间带到大陆架内缘的海水温度、盐度和光照条件等的变化强度与外海相比,显出明显的不稳定性。此区还受到陆源和季节气候等的影响,环境因素的变化较为强烈而复杂。环境因素变化的幅度,由潮间带近岸向外至大陆架内缘,逐渐由大转小。

生活在此区的浮游生物,无论是浮游动物还是浮游植物,主要成员对环境变化都具有较强的适应能力,有明显的季节变化和种群交替。其中,浮游植物的组成主要是硅藻和甲藻,以及微型鞭毛藻类;浮游动物中有桡足类、磷虾类等甲壳动物;原生动物中的有孔虫、放射虫、砂壳纤毛虫;软体动物中有翼足类、异足类;腔肠动物水母和栉水母类;浮游被囊类、多毛类和毛颚类等。反映此区浮游动物特征的是具有大量“季节性浮游动物”。这是由于大多数底栖动物和很多自游生物在幼体(虫)阶段营浮游生活的缘故。如藤壶的腺介幼虫、腔肠动物的浮浪幼虫、软体动物的面盘幼虫、担轮幼虫以及鱼卵和仔鱼等等。

底栖生物中的植物主要是大型海藻类,如绿藻、褐藻和红藻门中的一些种类以及红树等少数海洋高等植物,主要分布在光线能透到的岩石和硬质底质的海底。此外,还有微小的底栖性硅藻和其它门类中的少数种类。它们共同组成了“海藻场”微环境,从而引来了一些游泳生物捕食或产卵。很多种具有经济意义的鱼、虾、贝类亦在此繁衍生息。此区的底栖动物种类丰富,几乎包含有动物各门类的代表,不同的海洋底质生长有不同类型和具有不同生态特性的种类,形成了非常庞大而复杂的组合。图 9—5 表示了生长在近岸水域不同底质类型中的部分底栖动物类群。

游泳生物主要包括鱼类、大型甲壳类、爬行类和哺乳类中的一些种类。其中主要是鱼类,世界渔场几乎都位于大陆架及其附近海域。大部分鱼类均有洄游习性。此外,爬行类中的海龟等和海兽中的海豹等虽然都能在海上取食,但必须回到陆地、海岛上繁殖后代。海洋鸟类亦是近海生物群落的成

员。

近海生态环境虽然复杂而多变，但它为不同生活习性，各种不同生物类群提供了良好的生存空间。这里生物资源丰富，水域生产力高，此海域的渔获量占海

洋总渔获量的 80% 以上。

(2) 大洋生物群落：包括从大陆架边缘外侧直到深海的整个海域内的海洋生物。大洋生境与近海相比，相对比较稳定。但由于光照、水深等的影响，水体上层的环境诸因素变化比较大，但随着水深增加而趋于相对稳定。

在上层水域(200m 以浅) 浮游植物以微型浮游种类(nanophytoplankton) 为优势；浮游动物则以“终生”浮游动物为主；大洋上层的游泳动物种类相当丰富，经济价值极高的乌贼、金枪鱼、鲸等等都主要分布在这一水层。中层水域 200 ~ 1000m，以大型磷虾类为主，成为食物链的主要环节，小型动物则由上层沉降下来的碎屑、有机颗粒等物质为饵料；游泳动物主要以鳕鱼类为主。深层水域(1000m 以深) 的生物组成以鱼类为主(图 9—6 为生活在大洋中层和深层的部分鱼类)，其次是无脊椎动物中的甲壳类、多毛类、棘皮动物、等足类、端足类中的一些种类。在万米水深的海沟内，已发现有海葵、多毛类、等足类、端足类和双壳类中的一些种类。深海动物的数量随着海水的深度增加而递减，绝大部分水域的生物量都低于 $1\text{g}/\text{m}^3$ ，只有在靠近大陆架的深海区生物量才较高。深海底栖生物总的个体数量虽然很少，但其种类多样性程度很高，可达到珊瑚礁生物群落的水平，种类较多，如蛇尾类、海百合类、硅质海绵和鼎足鱼等等。

(3) 热泉生物群落：热泉喷出的海水含有丰富的硫化氢和硫酸盐，这一特殊环境内硫化细菌非常丰富，密度高达 106 个每毫升。由于它们能以化学合成作用进行有机物的初级生产，从而为滤食性动物提供了饵料基础。这一环境内的生物组成主要有细菌、双壳类、铠甲虾、与细菌共生的巨型管栖动物、管水母、腹足类和一些红色的鱼类。由这些生物构成了特殊的热泉生态系统，被称为“深海绿洲”。这一群落随着“热泉”的长消而出没，当“热泉”停止喷发而消失时，这一群落也随着消失。当新的“热泉”产生时，又能形成新的群落。

(4) 河口生物群落：河口是地球上两大水域生态系统之间的交替区。不同的河口类型(图 9-7)以及河口所处地域、气候或底质差异的影响，使河口区环境复杂且有很大波动。河口区生物群落的物种组成主要来自三个方面：

来自海洋入侵种类(主要成员)；淡水径流移入的种类(数量极少)；已适应于河口环境的半咸水性特有种。生物种类组成较贫乏、简单，只有广盐性、广温性和耐低氧性的生物种类才有生存的机会。河口生物群落的主要特征是，种类多样性相对地较低，原因是河口海湾的理化条件经常不利；相对的某些生物种群的个体数量(丰度)则很高。这是因为此区的食物条件十分适宜。河口海湾是许多海洋生物物种最重要的养育场。该区域不仅有河流及潮流的影响，还在风作用下使得底质沉积物(营养物质)重新悬浮，这就确保了其高生产力；再者，由于河口水域往往浅而混浊，制约着捕食者到此追捕幼体虾、蟹和鱼的能力。因此，几乎所有暖温带、亚热带和热带的对虾属内具有经济价值的种类，都依赖于海湾和河口等近岸海域进行阶段性养育。

(5) 红树林生物群落：是由“红树”(mangroveplants - 红树林植物)大片

生长成林，伴随其它植物和动物共同组成的一个互相联系的集合体。红树是能适应并抵御海水高盐度，以特殊的“胎生”繁殖后代，在海中生活的为数不多的木本种子植物。分布于热带、亚热带的隐蔽或者与风相平行的淤泥沉积且呈酸性的岸带，尤其是在河口和三角洲地区较多。

由于受海水温度及潮汐影响，不同地域红树林群落的组成和同一区域内不同种红树的分布都有明显的差异。红树大多适宜于年平均水温 24 ~ 27 的范围，中国福建厦门以北海水年平均值低于 21 ，所以这些海域红树林的物种组成和数量都不如海南岛区。受潮汐影响，红树林物种在同一岸带区会出现明显

大量红树叶自然脱落被分解形成的有机碎屑是浮游生物和底栖生物的良好饵料，从而形成了以红树叶开始的“腐屑食物链”为特征的生态系统功能结构(图 9—9)。

(6)珊瑚礁生物群落：珊瑚礁广泛分布于温暖或热带浅海中。它们是“所有生物群落中最富有生物生产能力的、分类学上种类繁多的、美学上驰名于世的群落之一”(Johannes, 1970)。珊瑚礁是由造礁珊瑚和造礁藻类共同组建的。在珊瑚礁形成过程中，造就了一个特殊的生态环境，引来了丰富多采的礁栖动、植物种类，它们共同组成了珊瑚礁生物群落(图 9—10)。

珊瑚礁有三种类型(图 9—11)：岸礁(fringing reef)、堡礁(barrier reef)和环礁(atoll reef)。

珊瑚礁生物生长的海域水温必须高于 20 ，适宜温度为年平均值 25 左右。珊瑚礁生物群落的生物种类是所有生物群落中最为丰富的，多样性程度亦最高。几乎所有海洋生物的门类都有代表种类生活在珊瑚礁环境之中，它们各自占有适合自身生存的空间。

总之，不同的生物群落与之相应的非生物环境共同组成了多样化的生态系统。

9.2.2 海洋生物多样性的利用和保护

一、海洋生物多样性的利用

迄今，辽阔的海洋已为人类提供了多种多样的、大量的食物、药品、原材料等物质。随着海洋科学研究的深入，将会有更多更新的海洋生物物质不断地被开发利用。

(一)食物

人类虽然在陆地上安居，但却是海洋食物网中的最高环节，消耗着大量的海洋鱼类、无脊椎动物和藻类。1994 年全球海洋总的渔获量(包括鱼类、甲壳类、软体动物和藻类)已达 9.04×10^7 t。海洋已成为世界上动物蛋白的最大源泉。

值得注意的是，海上养殖(包括人工养殖和半人工养殖)生物的产量在海洋渔业总产量中已占有重要的比例，并且正以每年 5% 的速度增长，大大快于捕捞量的增长速度。到本世纪末 1/3 的渔业产量将来自海上养殖生产。

目前，被人们直接食用的鱼、虾、贝、藻等的种类仅占海洋生物总物种数量的很小一部分。丰富的海洋生物为我们提供了广阔的开发利用前景。

(二) 医药材料

人类利用海洋生物作为药物治疗已有千年以上的历史。自公元前 300 年起，中国和日本就用海藻来治疗甲状腺肿大和其它腺体病；罗马人用海藻来治愈伤口、烧伤和皮疹；英国人用紫菜预防长期航海中易患的坏血病；食用角叉藻可以治疗各种内部紊乱病。海人草(*Digenea simplex*)中具有海人草酸而被用作驱虫药物等等。虽然 100 多种海洋药物资源及其功用已有记载，但是直到 1950 年，人们在一种荔枝海绵(*Tethya crypta*)提取物中发现了一些自然形成的阿拉伯糖苷化合物，才激发了从海洋中寻找药物的兴趣。在当代，心血管病、癌症、糖尿病、艾滋病等严重威胁着人类的健康和生存，为寻找新药，80 年代后期，已掀起了研究开发海洋药物的热潮，并取得了不少成效。目前从海洋生物中已经发现具有重要生理及药理活性的化合物就达上千种。中国近海已发现具有药用价值的海洋生物达 700 多种。

(三) 工业材料

海洋生物的工业用途最早是从海藻开始的，17 世纪法国用燃烧褐藻使之成为灰分，从中提取钠盐(苏打)和钾盐(钾碱)。随后，又从海藻的分解过程中获得了碘和可用于爆破的丙酮溶剂。甘露醇等亦是海藻工业中的主要产品之一。

藻胶主要是从红藻和褐藻中提取的多糖产物。其中琼脂(*Agar*)是从红藻中的石花菜(*Gelidium*)、江蓠(*Gracilaria*)中提取的。琼脂可以直接食用，同时作为食品保护剂、固定剂，或作为啤酒、葡萄酒和咖啡的澄清剂，又可以用琼脂代替淀粉制备糖尿病人的食物。更重要的用途是作为微生物的培养基质等。螺旋藻能直接作为绿色食品供人类食用，因其含有 60%~70% 的蛋白质(并由几百种的蛋白质组成)，所含 18 种氨基酸中的 8 种是人体所必需的。从螺旋藻中分离出的“拟生长因子”(GFL)可以强烈刺激人体细胞增长。螺旋藻经过特殊诱变，可以大幅度增强 SOD(Superoxide dismutase, 超氧化物歧化酶)的合成，从而清除人体自由基，保护细胞 DNA、蛋白质，防止癌变和衰老。从螺旋藻中提纯的藻蓝蛋白可以提高机体免疫力。螺旋藻中维生素种类丰富，其中 V_{12} 是已知生物体中含量最高的。螺旋藻中胡萝卜素含量比胡萝卜内的含量还高十倍以上，而胡萝卜素为 V_a 的前体，同样可以抑制自由基，抑制癌症和肿瘤的发展。螺旋藻多糖可以提高淋巴细胞的活性，增强机体免疫力。还有易被人体吸收的多种微量元素和矿物质，能有效调节机体生理平衡及酶的活性。

从甲壳类(虾和蟹等)动物的外壳中提纯的甲壳胺(chitin)及其衍生物已在诸如化工、贵重金属提取及污水处理等很多领域内得到广泛的应用，尤其在饮料和药物制剂方面更为突出。用它制造的人工皮肤对各种创伤面具有镇痛、不过敏、无刺激、不被排斥、贴敷性较好和治疗时间明显缩短等优点。

斯里兰卡、菲律宾、印度尼西亚和波里尼西亚等一些岛屿国家都用活珊瑚、珊瑚石、珊瑚沙等作为重要的建筑材料。

(四) 海洋生物多样性对海洋环境和调节全球气候的作用

海洋生物的生理过程对海洋环境的变化起作用。全球大气中 CO_2 含量上升,使海洋表层溶解碳的浓度提高了 2%,但仍没有深层水高。这是因为浮游植物吸收,浮游动物捕食及钙质骨骼下沉而造成的。可以想像,如果海洋浮游植物全部消失而海洋环流依旧,那么,在相当短的时间里,大气中的 CO_2 的水平将迅速增加至目前的 2~3 倍,因为深海水会再回到表层并向大气内释放 CO_2 。正是由于海洋生物有“生物泵”作用,从而阻止了上述现象的发生。在生产力最高的一些海域,如陆架、大陆坡上升流区以及辐散区(如赤道和近极区)等,往往也是“泵”工作最艰苦的区域。

珊瑚礁、红树林、海草等群落,不仅丰富了海洋生物多样性,支持着重要的食物网,增加了海洋生态系统中的能量流动,同时,还能缓冲风暴潮及狂浪的冲击,保持了岸滩,而且具有造陆的贡献。在印度洋和西太平洋的许多群岛,如马尔代夫群岛、土阿莫土群岛及马绍尔群岛等都是通过造礁珊瑚和富含钙质的藻类,如仙人掌等共同形成珊瑚礁。

二、海洋生物多样性面临的威胁

在漫长的岁月里,海洋生物不断遇到非生物环境变化的挑战,只有能顺应变化或逃避变化迎接挑战的那些物种才能繁衍生息而持续发展。但是,人类活动大大增加了环境变化的强度、速度,并且造成难以恢复或无法逆转的后果。强烈的环境变化必然威胁到物种的生存。

海洋生物多样性面临的威胁最初来自人类活动最高密集的河口和沿岸近海水域,但是现今人类活动已遍及海洋各处,当今物种和生态系统所受到的威胁已达到最为严重的程度。

人类活动通过过度利用,自然条件改变,海洋污染,不相容物种侵入和造成全球气候变化等方面直接或间接地危及海洋生物。

(一)过度利用

人类为从海洋中获取食物、医药、原材料等而大量捕捞海洋生物。实际上,所有具商业价值的海洋生物至少在部分地区被过度利用。过度利用不仅损害物种规模,而且会引起物种遗传上的变化,改变与捕食动物、共生者、竞争者和捕食动物之间的生态关系。目前全球海洋水产捕捞业不仅过度利用诸多目标鱼类和无脊椎动物,同时,非有意捕捞也捕杀了大量无脊椎动物、鱼类、海龟、海鸟和海洋哺乳动物。美国东北部底层拖网捕捞黄尾比目鱼时,非目标鱼类占 76%;在东南大西洋和墨西哥湾的拖网捕虾中,每年捕获并丢弃 100 亿尾鱼以及 5500~55000 只海龟,也包括濒临灭绝的鳞龟。

鱼类并不是唯一被过度利用的脊椎动物。一般寿命长,繁殖慢的海洋哺乳动物,海鸟和海龟等,对过度利用极为敏感。它们一旦被大量捕捞后就难以恢复,致使上述种类和海生水獭、地中海海豹等物种已近灭绝边缘。加勒比海水獭和大海雀也大受其害。1968 年一头重达 4~10t 的哺乳动物海牛 *Hydrodamalis gigas* 被捕杀,从此,海牛灭绝于世。人类从发现此种动物至其灭绝仅有 27 年。露脊鲸在 1800 年几乎绝迹,鲸类现在仍处于灭绝状态。19 世纪末期,在 40 年内捕获的鲸比过去 4 个世纪捕获的还多。至今,几乎每种鲸都被过度利用。

无脊椎动物中的海绵动物,腔肠动物中的珊瑚类,软体动物中的珠母贝、夜光蝶螺和鲍类,以及海洋植物中的红树林,在不同国家的局部海域同样受到过度利用,一些种类亦处于面临灭绝的境地。

表 9—5 是已知濒危和已灭绝的海洋动物种类。

表 9-5 历史上曾存在现已灭绝的海洋鸟类和哺乳类

俗名	学名	分布范围	大洋
奥克兰岛秋沙鸭	<i>Mergus australis</i>	奥克兰群岛(新西兰)	太平洋
瓜德罗普海燕	<i>Oceanodroma macrodactyla</i>	瓜德罗普岛(墨西哥)	太平洋
小笠原夜鹭	<i>Nycticorax caledonicus crassirostris</i>	小笠原群岛(日本)	太平洋
北鸬鹚	<i>Phalacrocorax perspicillatus</i>	科曼多尔群岛(俄)	太平洋
无齿海牛	<i>Hydrodamalis gigas</i>	科曼多尔群岛(俄)	太平洋
拉布拉多鸭	<i>Camptorhynchus labradorius</i>	拉布拉多(加拿大)到 新泽西(美国)	大西洋
大海雀	<i>Pinguinus impennis</i>	马萨诸塞州(美国)到 挪威和法国	大西洋
海貂	<i>Mustela macrodon</i>	新斯科舍(加拿大)到 新英格兰(美国)	大西洋
加勒比隐士海貂	<i>Monachus tropicalis</i>	加勒比海	大西洋
大西洋灰鲸	<i>Eschrichtius robustus</i>	北大西洋	大西洋

(二)自然条件改变的危害

填海造地，采伐红树林，海岸河口筑堤，海滩挖沙，采矿和石油天然气的开发等都严重地改变了局部海域的自然环境，使海洋生物承受巨大的环境压力。所有这些人活动对海洋生物多样性的损害作用又往往是多方面的。渔业拖网破坏了生物活动层，不仅改变了被拖区域内的物种组成和结构，亦改变了生态系统过程，如碳的固定，氮和硫的循环，碎屑的分解，营养物重返水层等。拖网后，水体悬浮颗粒含量可猛增 10 倍，严重影响水体内浮游植物的光合作用，拖网还直接改变海底底质的结构。由于拖网的普遍存在，其影响的海域往往又是海洋生物物种密集的陆架海域。因此，它对海洋生物多样性的危害是非常严重的。

江河丰水期径流入海带来了丰富的陆源营养物质，补充了浮游植物的消耗，提高水体的“肥力”，但同时也带来了大量无机的颗粒悬浮物，严重地影响海水的透明度，不仅降低了浮游植物光合作用效率，亦加速了浮游植物的沉降速率，从而导致混浊区生产力明显低下的局面。相反，江河断流或流量减少，使陆源丧失或减少沉积物和营养物的供应，对河口和沿岸生态系统有明显影响，如三角洲及红树林、沼泽和泥滩生物群落退缩。埃及阿斯旺大坝建成后，总渔获量下降 80%。中国黄河上游大水库的建立，沿途截流和气候影响而连续出现的断流，以及即将建成的长江三峡水库等都将对渤海和长江口以及东海水域产生影响。

(三)来自海洋污染的威胁

海洋污染主要来自城市生活和工业废弃物、农业上过量的化肥和农药的排放以及航运业的排入。近 20 年来，大规模发展起来的海水养殖业，同样对海洋生态环境产生严重影响。此外，空气中传送有害物质将危及大洋海域。

噪声污染对海洋哺乳动物也产生了威胁。

进入海洋环境的有毒物质包括铅、汞、镉等微量金属元素、放射性核素和石油，以及类似 DDT 和 HCH 等杀虫剂，造纸排放的有毒化学品二氧吡啶，船舰和海上设施防腐油漆中的 TBT 等。进入海洋的大部分有毒物质都停留在海岸带内，然而空气中有毒物质的传布可使海洋表层富集的污染物浓度有时比深层水高出数百倍。发达国家把放射性核废料抛入深海，终有一天会散发出来，危及那里的深海生物。某些浮游生物富集放射性核素比天然水体高出 20 万倍，它们又通过食物链的逐级传递并危及许多动物。对毒物敏感的物种可引发疾病、免疫系统损害、繁殖率下降以及畸变直至死亡；耐污染的物种则大量繁殖，致使耐污染基因类型得以发展，终将影响物种的遗传多样性。

海水富营养化将导致海洋植物种类组成发生变化，致使有些单胞藻类得以暴长而发生“赤潮”，引起大量鱼类和无脊椎动物死亡，造成低氧或缺氧环境，亦能引起底栖生物群落结构发生变化。

各种固体废弃物倾入海内，特别是难降解的合成材料如塑料制品、捕鱼器具等，容易伤害一些海洋动物。被丢弃的网具，包括鱼夹及线，不断地缠绕海洋生物，致死的海洋生物又引来了其它动物，形成恶性循环，这一现象被称之为“鬼魂捕捞”。塑料废弃物很容易被某些海洋动物所吞食，严重的可能死于堵塞。几乎每年有几千只阿拉斯加普里比罗夫群岛上的北海狗受害致死。固体废弃物对海洋生物的危害已成为日益严重的问题。

(四)外来物种的入侵

外来物种是生态入侵、生物污染、外来种和引入种等的同名词，是指由人类活动有意或无意引入在某海域历史上从未出现过的物种。外来物种具有竞争性、捕食性、寄生性和防卫性。外来物种入侵的主要途径是：船舶压舱水的排放和引入养殖种类。一艘大型货船的压舱水中带有几百种浮游生物、底栖生物、游泳生物的幼体或藻类孢子等，全球庞大的海运网几乎在任何时刻都能把几百种生物送往世界各大洋。一些甲藻和硅藻出现在以前并不存在的海水中，在得到必要的营养条件下造成赤潮。自 1869 年苏伊世运河开通以来，就有 250 余种生物从红海进入地中海。20 世纪 70 年代开始，水产养殖支持者把具有经济价值的鱼、虾、贝(牡蛎、扇贝)等物种的引入同农业引种同等看待，这对发展海洋农牧化经济具有重要意义，但在引种前，必须对引进种在今后对该海域可能产生的环境影响进行科学论证，真正做到利大于弊。因为物种侵入有可能导致自然生物群落的根本变化，再加上寄生虫和疾病的影响，所造成的经济和社会后果是严重的。例如，引入西大西洋的栉水母已毁坏了亚速海和黑海的渔业；现遍布于地中海的红海贝类也损害了以色列的渔业、沿岸电厂和旅游业；有毒浮游生物的引入导致赤潮，不仅毒害生物群落内的其它种群，还通过贝类传递有毒物质直接对人体健康产生严重影响。

人为及自然的物种入侵仍在继续，如果得不到控制，后果不堪设想。

(五)全球气候变化对海洋生物多样性的威胁

平流层臭氧浓度在减少，到达地球表面的太阳紫外线辐射增加，而紫外线辐射能深及海洋生物生态系统比较活跃的水层(10m 深度)内，生物体中的蛋白质和核酸，受紫外线辐射后会发生化学变化，损害遗传物质 DNA。据估计，臭氧减少 10%，导致损害 DNA 的紫外线增加 28%，紫外线已经对海洋浮游生物和某些鱼类幼体阶段的生物种群产生影响。

据估计，由于温室气体的增加，地球平均温度在下一世纪将增加 1~3℃，温室效应改变了地球表面热量分布，也将改变海洋环流、降水和风暴路径。海水温度的上升将引起水体膨胀，冰川融化，从而使海平面上升，继而引起海岸带生态系统向陆地后退，直接影响全球海洋海岸带的生物多样性。海面上升也将损害岛屿生态系统，甚至摧毁一些海岛国家，如马尔代夫由 1190 个小岛屿组成，仅高出海面 2m；由 9 个环礁组成的链状国家图瓦卢 (Tuvalu)，岛屿的最高点仅 0.8m。它们即使不被淹没，生态系统也将严重破坏。全世界的盐沼、红树林、珊瑚礁等生态系统亦将随着海平面上升而遭到严重破坏。再者随着全球变暖，浮游生物生态类型的分布必将改变，有可能向极地移动，从而影响全球海洋生态系统的格局，或在世界范围内重组海洋生态系统。

三、海洋生物多样性的保护

海洋生物多样性是人类赖以生存的宝贵财富，人类开发利用海洋生物资源应该遵循可持续发展的原则。必须清醒地意识到海洋生物物种是海洋生物物种多样性的基本单位(成分)，只有在种群间得到自然平衡，物种和物种多样性才能持续发展；海洋环境多样化是丰富海洋生态系统多样性的重要基础，生物与环境之间都必须依靠对方的正常运转，才能保持生态系统平衡而得以持续发展；为了当代人类的受益，更是为了造福于后代子孙，必须采取保护海洋生物多样性的对策。例如，国家制定政策能体现保护与发展、局部与整体、眼前与长远利益相结合的原则而不至于刺激滥用生物资源；防止海洋生物环境污染；制定国家和地方级的海洋生物多样性保护对策和行动计划；提供必要的经费保证；加强重要物种及遗传资源的迁地保护，建立自然保护区；加强专业人才培养，促进科学研究是保护和持续利用海洋生物多样性的基础。

海洋生物多样性保护是全球海洋国家共同的任务，必须通过国际或地区合作、交流、共享信息技术，才能使海洋生物多样性保护收到更大的成效。

§ 9.3 海洋生物生态类群及生物地理学

9.3.1 海洋生物生态类群

根据海洋生物的生活习性、运动能力及所处海洋水层环境 (pelagic environment) 和底层环境 (benthic environment) 的不同, 可将其分为浮游生物、游泳生物和底栖生物三大类群。

一、海洋浮游生物 (marine plankton)

这个生态类群的生物缺乏发达的运动器官, 没有或仅有微弱的游动能力, 悬浮在水层中常随水流移动。绝大多数个体很小, 在显微镜下才能看清其结构。但种类繁多、数量很大、分布又很广, 几乎世界各海域都有。1887年, 德国浮游生物学家 V. Hensen 首先采用 “Plankton” 一词专指浮游生物, 该词来自希腊文 *πλῆθος*, 意为漂泊流浪。

海洋浮游生物按照营养方式的不同, 分成浮游植物 (phytoplankton) 和浮游动物 (zooplankton) 两大类。

(1) 海洋浮游植物: 浮游植物多为单细胞植物, 具有叶绿素或其它色素体, 能吸收光能 (太阳辐射能) 和 CO_2 进行光合作用, 自行制造有机物 (主要是碳水化合物), 亦称自养性浮游生物。浮游植物主要包括: 光合细菌、蓝藻、硅藻、自养甲藻、绿藻、金藻、黄藻等 (图 9—12)。它们是水域生态系统中的主要生产者 (producer), 属于初级生产者, 其中有些细菌又是还原者 (decomposer)。由于需要吸收日光能, 一般分布在海洋的上层或透光带。

(2) 海洋浮游动物: 种类繁多, 结构复杂, 包括无脊椎动物的大部分门类, 如原生动物、腔肠动物 (包括各类水母)

面张力的支持，能有效地控制自己在海表面上运动。

3) 表下漂浮生物。这是较重要的类群，主要栖息于海水最表层($< 5\text{cm}$)。这个类群包括终生生活于海水最表层的生物，如角水蚤(Pontellidae)、奇异猛水蚤(Miraciaefferata)以及阶段性生活于海水最表层的各类动物的浮性卵和漂浮性幼体。

二、海洋游泳生物(nekton)

该类群生物在水层中能克服水流阻力，自由游动，它们具有发达的运动器官，是海洋生物的一个重要生态类群。这类生物是由鱼类、哺乳动物、头足类和甲壳动物的一些种类，以及爬行类组成的(图 9—15)。

根据这类生物生活的不同生境和对水流阻力的不同适应能力，游泳生物可分为 4 个类群。

(1) 底栖性游泳生物：主要生活于海洋底层，游泳能力较弱。如灰鲸属(*Eschrichtius*)、儒艮属(*Dugong*)、鲽形目(*Pleuronectiformes*)的种类及一些深海对虾类。

(2) 浮游性游泳生物：运动能力较差，雷诺数($Re = \text{密度} \times \text{速度} \times \text{长度} / \text{粘性}$)小($5.0 \times 10^3 < Re < 10^5$)。如灯笼鱼科(*Myctophidae*)、星光鱼科(*Sternoptychidae*)的种类。

(3) 真游泳生物：生活于广阔的海洋水层中，游泳能力强，速度快，雷诺数大($Re > 10^5$)。如大王乌贼科(*Architeuthidae*)、鲭亚目(*Scombroidei*)、须鲸科(*Balaenopteridae*)的种类。

(4) 陆缘游泳生物常出现于海岸沙滩、岩石、冰层或浅海等处。如海龟科(*Cheloniodea*)、企鹅目(*Sphenisciformes*)、鳍脚目(*Pinnipedia*)、海牛属(*Trichechus*)的种类。

三、海洋底栖生物(marinebenthos)

海洋底栖生物是栖息在潮间带、浅海及深海海底的生物，它是海洋生物中种类最多的一个生态类群，包括了大多数海洋动物门类、大型海藻和海洋种子植物。这些生活在海底(底内和底上)的生物，由德国生物学家 E.H.Hachael 于 1891 年首先提出称“底栖生物”。海洋底栖生物按营养方式可划分海洋底栖植物与海洋底栖动物。其中底栖植物种数很少，底栖动物种类繁多、组成多样。

(1) 海洋底栖植物：这类植物靠光合作用制造有机物，为自身提供营养，是生产者，为自养型生物，如海带(*Laminaria*)、石莼(*Ulva*)、紫菜(*Porphyra*)等，以及海草和红树等种子植物，它们大多营定生生活，固着于底层，主要分布在透光的潮间带和潮下带。有些种类，如红藻类的海萝(*Gloiopeltis*)和红树，可以生活在潮上带，退潮后能长时间经受太阳的酷晒。另外，底栖植物还包括浒苔(*Enteromorpha*)、水云(*Ectocarpus*)等附着于物体或船底的种类(图 9—16)。

(2) 海洋底栖动物：这类动物绝大多数是消费者，为异养型生物；但海底热泉动物群落的成员，有的能进行化学合成作用，在无阳光和缺氧的条件下，与自养生物共生，以无机物为生。海洋底栖动物包括海洋动物的大多数门类，有埋栖于底的多种蛤类、梭子蟹、蝉蟹等，穴居于底内管道中的美人虾、多

种蟹、多毛类、肠鳃类等，上述两类统称为底内动物(infauna)。固着或附生于岩礁、坚硬物体和沉积物表面的海绵动物和苔藓动物，腔肠动物的珊瑚虫类和水螅虫类，软体动物的牡蛎、贻贝、扇贝、金蛤等，以及匍匐爬行于基底表面的螺类、海星、寄居蟹等，统称为底上动物(epifauna)。另外，还有一些能在近底的水层中游动，但又常沉降于底上活动的对虾类、鲱形鱼类等动物，称为游泳性底栖动物(nektobenthos)。那些附着生长于船底、浮标、水雷或其它水下设施表面的底栖生物，如牡蛎、藤壶、苔虫、水螅、海鞘和一些藻类等，称为海洋污着生物(或称污损生物)(foulingorganisms)。穿孔穴居于木材或岩礁内的底栖生物，如船蛆(Teredo)、海笋(Pholas)和甲壳类的蛀木水虱(Limnoria)、团水虱(Sphaeroma)等，称为海洋钻孔生物(boringorganisms)(图9—17)。

上述繁多的底栖生物如根据体形大小的不同，可分为3类：大型底栖生物(Macrobenthos)，体长(径)大于1mm，如海绵、珊瑚、虾、蟹、多毛类；小型底栖生物(meio-benthos)，体长(径)为0.5~1mm，主要有海洋线虫、海洋甲壳动物的猛水蚤类和介形类、动物类；微型底栖生物(microbenthos)，体径小于0.5mm，主要有原生动物、细菌。

9.3.2 生物地理学的基本概念及专门名词

生物地理学是研究生物在空间与时间上的分布的科学。海洋生物地理学研究生物在海洋中的分布及其规律，阐明不同海域生物区系的组成及生态特点、形成过程及其与海洋环境的关系。

一、生物区系与特征区域

动物区系(fauna)或植物区系(flora)是指在某一地区内的各类动物或植物的总和。总起来说，即是某一地区的生物区系(biota)。通常生物区系以自然地理区域来划分，因为在一个自然地理区域内，有其特殊的物理性状、生态性状等，然后才形成一定的生物区系。换句话说，一个生物区系，在一定的环境条件中产生了一定的组成成分，这就是区系中的动植物种类。

由于历史和地理原因，在区系内的生物种类中，往往可以有若干种类是一个地区所特有，而别的地区所没有的成分。这样的特有成分称为特征成分，也就是特有种(endemic species)。所谓特有种不一定在该地区内到处出现，可能只生活在该地区的部分范围内。这样的范围就是特有种区域(areafendemicism)。特有种区域是做跟踪分析(trackanalysis)的基本工作区域。往往有某些单系类群的种类同时在若干特有种区域内发生，这些地区称为特有区域组(setofendemicareas)。

二、扩散

扩散(dispersal)是指生物个体的流动，它有两个含义：一是指个体流动在它所属种的正常分布范围之内，也可以说是在该地区种群范围之内；二是指个体的流动超出了它的地区种群范围，也就是个体流动到达其种群原来分布幅度之外。扩散还可以细分为下列三种类型：

(1)有机体的扩散(organismic dispersal)：是指个体流动在地区种群之间，或达到过去未曾占有的地点，但仍不出原来种的分布幅度之外。

(2)种扩散(Speciesdispersal)：个体流动从一个生境到另外一个生境，此生境是原来没有占领的生境，此新生境已出乎该种原来分布幅度之外。其去向有两个情况：扩散到原来没有占领的新地区；扩散到从前曾经占领过而后来因为冰川侵蚀而被毁的占领区(这种事例很多)。

(3)生物群落扩散(bioticdispersal)：指一个生物群落扩散到另外一个生物群落地区。也包括扩散到原来没有占领过的地区和扩散到从前曾经占领过而后来被冰川所毁的地区。

三、迁移

某些活动性较强的海洋动物，由于产卵、索饵、越冬等需要，进行非周期性的迁移和周期性的移动、洄游，从而改变其原有分布区的面貌。

海洋生物分布区的扩大，常与人类活动有关。如海带(*Laminariajaponica*)过去只分布在日本海，经引进养殖，现已在中国北方海域定居。

四、分布中心

每种海洋生物在分布区内都有它的分布中心。一般来说，种的个体数量最多处可以认为是它的分布中心，反映出这种生境最适宜该种生物的生存。科、属或种的密集分布区，通常被认为是该分类单元的分布中心。但现存种的分布中心，不一定是它的起源处，因为在漫长的地质时期中可能发生多次变迁。

五、分布区

指一个种或较高分类单元的生物因遗传性和适应能力不同产生的不同类型的分布区域。确定和解释种的分布区是研究海洋生物地理学的基础。

按分布区的大小，海洋生物有广域分布和狭域分布之分。前者分布广阔，有遍布世界各大洋的世界种(主要见于种以上的分类单元)；有广布于热带、极地海域的环热带种、环极地种。狭域分布的生物局限于一定海域，此类生物繁多，其中仅分布在某一有限海域的种，称为地方特有种。系本海域原先就有的，叫固有种；该海域内原先没有的，由它区迁入的，为迁入种。

分布区的基本类型有连续分布和间断分布两类：前者是完整的分布区，包括世界性广布区、环极地分布和环热带分布区等，属广域分布类型；后者是不完整分布区，又称隔离分布区，一般被分割成两个或多个孤立的部分。在海洋中，最著名的不连续分布有两种方式：

(1)两极同源分布。按最早的概念，只以同时分布在南极和北极海域的动物为限。后来由于资料增多，也包括同时出现在南、北温带海区的动物，并主要是指同一属中两个极为相近的种类分别分布在南北半球高纬度海域，而不出现于低纬度海域。如曳鳃虫属的尾曳鳃虫(*Priapuliscaudatus*)分布于北极—北温带海区，刺管曳鳃虫(*P. tuberculatospinosus*)则栖息于南极—南温带海区。与两极分布有关的是热带沉降。它是指某些在两极或温带海域浅水区生活的冷水性动物，在热带海域沉降到较深水层找到它们所要求的生存温度。这一现象多见于某些终生浮游动物。

(2)北方两栖。指分布于北半球温带海区，即北太平洋和北大西洋东西两岸的动植物，它们出现于亚欧大陆北部和北美北部两岸，而不见于北极水域。如鳕鱼、北方鲱等动物；褐蠕藻、粘管藻等植物。

六、阻限

在自然情况下，海洋生物种群繁殖个体数量过大时，则向分布区外迁移、扩散，扩大其分布范围。但在迁移过程中常会遇到各种障碍。对大陆架浅水

区底栖生物来说，广阔的深洋是一种巨大的阻碍，虽然不少底栖生物有浮游幼虫阶段，但浮游期一般不长，在未越过阻碍之前就夭折了。对深海底栖动物来说，大洋中的海脊则是重大的障碍，如著名的威维尔-汤姆森海脊是大西洋和挪威海深海动物区系之间的一个阻碍，两海区内只有 12% 的动物是相同的。对海洋游泳生物和海洋浮游生物来说，地峡是个不可逾越的障碍，如美洲太平洋和大西洋热带动物区系被巴拿马地峡所隔开，只有少数种是两个区系所共有的。陆地也是海洋生物扩大分布区的阻限。

§ 9.4 海洋生态系统

9.4.1 海洋生态系统的基本概念

“生态系统(ecosystem)”一词是英国植物生态学家 Tansley 于 1935 年首先提出来的,后来,前苏联地植物学家 Sucachev 又从地植物学的研究出发,提出了生物地理群落(biogeocenosis)的概念。由于两者都把生物及其非生物环境看成互相影响、彼此依存的统一体,所以,1965 年在丹麦哥本哈根会议上认定,生态系统和生物地理群落是同义词,此后生态系统一词便得到了广泛的使用。

生态系统是指在一定的空间内生物成分和非生物成分通过物质循环和能量的流动互相作用、互相依存、互相调控而构成的一个生态学功能单位。我们可以形象地把生态系统比喻为一部机器,机器是由许多零件组成的,这些零件之间靠能量的传递而互相联系为一部完整的机器,并完成一定的功能。在自然界只要在一定空间内存在生物和非生物两种成分,并能互相作用达到某种功能上的稳定性,哪怕是短暂的,这个整体就可以视为一个生态系统。因此,有许多大小不同的生态系统,大至生物圈(biosphere)或生态圈(ecosphere)、海洋、陆地,小至河口、珊瑚礁、红树林、上升流以及深海等都可成为一个生态系统。除了自然生态系统以外,还有很多人工生态系统,如养虾池、育苗池、海洋围隔生态系统等等。

生态系统不论是自然的还是人工的,都具有如下一些共同特征:

(1)生态系统是生态学上的一个主要结构和功能单位,属于生态学研究的最高层次。

(2)生态系统内部具有自我调节能力。生态系统的结构越复杂,物种数目越多,自我调节能力也越强。但生态系统的自我调节能力是有限度的,超过了这个限度,调节也就失去了作用。

(3)能量流动、物质循环和信息传递是生态系统的三大功能。能量流动是单方向的,物质流动是循环的,信息传递则包括营养信息、化学信息、物理信息和行为信息,构成了信息网。通常,物种组成的变化,环境因素的改变和信息系统的破坏是导致自我调节失效的三个主要原因。

(4)生态系统是一个动态系统,要经历一个从简单到复杂,从不成熟到成熟的发育过程,其早期发育阶段和晚期发育阶段具有不同的特性。

生态系统概念的提出不仅为生态学的研究和发展奠定了新的基础,而且也推动了生物海洋学的发展,特别是生态系统的结构与功能、生态系统的演替、生态系统的多样性和稳定性,以及生态系统受干扰后的恢复能力和自我调控能力等研究,已引起了极大关注。中国海洋辽阔、资源丰富,生态系统类型丰富,具有生态系统研究的得天独厚的条件。目前中国已注重近海河口、港湾以及上升流区渔场生态系统的调查研究,如“闽南-台湾浅滩渔场上升流区生态系研究”(1991),“胶州湾生态学和生物资源”(1992),黄河口、长江口、九龙江口和珠江口等重要江河入口的生态系统的调查研究等。此外,在人工生态系统研究方面如中国和加拿大合作的海洋围隔生态系统实验研究,也取得了很大成绩。

9.4.2 海洋生态系统的组成成分

任何一个生态系统都是由生命和非生命两大部分组成的，这两部分对于生态系统来说都是同等重要的，缺少其中之一，生态系统都将丧失其功能。

生态系统的非生命部分有：无机物质，包括处于物质循环中的各种无机物，如氧、氮、二氧化碳、水和各种无机盐等；有机化合物，包括蛋白质、糖类、脂类和腐殖质等；气候因素，包括太阳辐射能、气温、湿度、风和降雨等；海洋特定环境因素，如水温、盐度、海水深度(静压力、光照深度)、潮汐、水团和不同海底底质类型等。这些环境因子不仅提供基本能量和物质，而且决定着一些植物和动物生活在某一特定海区。

生态系统中的生命部分，依其在生态系统中的功能可划分为三大功能类群：生产者、消费者和分解者。海洋生态系统中的生产者包括所有海洋中的自养生物，这些生物可以通过光合作用把水和二氧化碳等无机物合成为碳水化合物、蛋白质和脂肪等有机化合物，把太阳辐射能转化为化学能，贮存在合成有机物中。植物的光合作用只有在叶绿体内进行，而且必须是在阳光的照射下，但是当绿色植物进一步合成蛋白质和脂肪时，还需要有氮、磷、铁、硫等 15 种或更多种元素和无机物参与。

生产者通过光合作用不仅为本身的生存、生长和繁殖提供营养物质和能量，而且也为消费者和分解者提供唯一的能量来源。因此，生产者是生态系统中最基本和最关键的生物成分，没有生产者就不会有消费者和分解者。太阳能只有通过生产者的光合作用才能源源不断地输入生态系统，然后再被其它生物所利用。值得提出的是，深海热泉生态系统的生产者能通过化能作用制造有机物。

消费者是指依靠动植物为食的动物。直接吃植物的动物叫植食动物(herbi-vores)，又叫一级消费者，如大多数海洋双壳类、钩虾(Gammarus)、哲水蚤(Chlanus)、鲍(Haliotis)等；捕食动物的叫肉食动物(carnivores)，也叫二级消费者，如海蜇(Rhopilema)、箭虫(Sagitta)、对虾和许多鱼类等；以后还有三级消费者(或叫二级肉食动物)、四级消费者(或叫三级肉食动物)，直到顶位肉食动物。消费者也包括那些既吃植物也吃动物的杂食动物(omnivores)，如鲷科鱼类、只吃死的动植物残体的食碎屑者(detritivores)和寄生生物。

分解者在任何生态系统中都是不可缺少的组成成分。它的基本功能是把动植物死亡后的残体分解为比较简单的化合物，最终分解为无机物，并把它们释放到环境中去，供生产者再重新吸收和利用。因此，分解过程对于物质循环和能量流动具有非常重要的意义。此外，还有一些以动植物残体和腐殖质为食的动物，在物质分解的总过程中发挥着不同程度的作用，如沙蚕、海蚯蚓和刺海参等，有人把这些动物称为大分解者，而把细菌和真菌称为小分解者。

9.4.3 食物链和食物网

在海洋生物群落中，从植物、细菌或有机物开始，经植食性动物至各级肉食性动物，依次形成摄食者与被食者的营养关系称为食物链(foodchain)，也称为营养链(trophicchain)。食物网(foodweb)是食物链的扩大与复杂化，它表示在各种生物的营养层次多变情况下，形成的错综复杂的网络状营养关

系(图 9—18)。物质和能量经过海洋食物链和食物网的各个环节进行的转换与流动，是海洋生态系中物质循环和能量流动的一个基本过程。

由于受能量传递效率的限制，食物链的长度不可能太长。一般食物链的长短与各海域的理化环境、生物群落结构、食物链中各级生物的营养动力学以及潜在渔业产量等有着密切关系。Ryther(1969)把世界海洋食物链分成三个基本类型：即大洋、大陆架和上升流食物链(图 9-19，表 9-6)。从图中可看出，大洋区的食物链有 5 个营养级，大陆架有 3 个营养级，上升流区只有 2 个营养级。

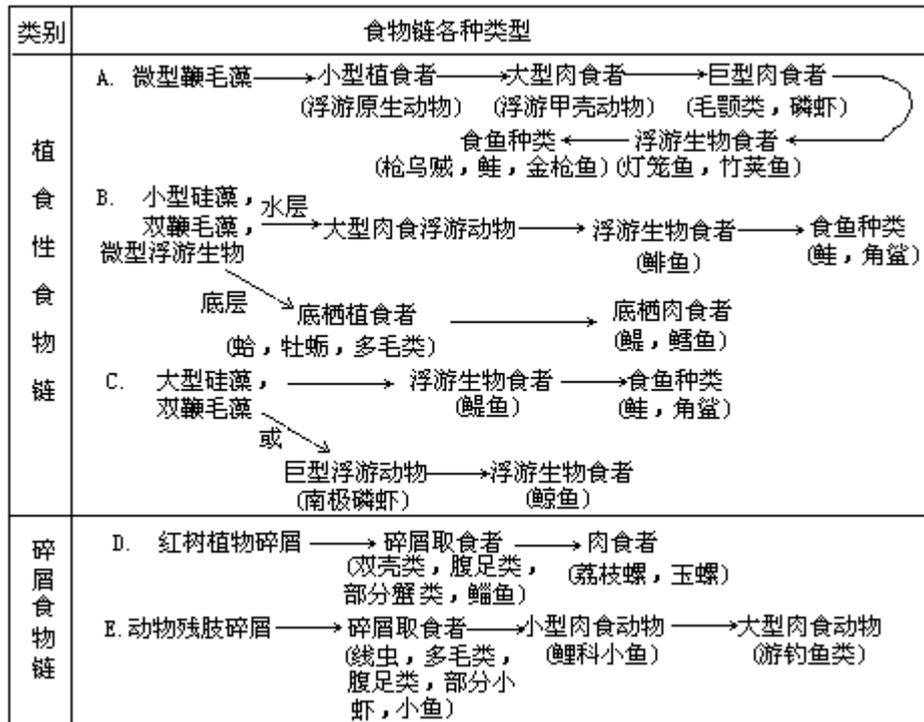


图 9-19 海洋食物链类型

A 贫营养区大洋环境；B 沿岸上升流区水层环境(据 Ryther, 1969)；
 D 福建九龙江河口(据林鹏, 1997)；E 佐治亚州盐沼河口湾(据 Teal, 1962)

在海洋生态系统中，除了上述以浮游植物和底栖植物为起点的植食食物链之外，还有一类是以死生物或碎屑为起点的碎屑食物链(detrital foodchain)。在海洋中存在大量碎屑物质，除无生命的有机物质(死亡动植物残体、动物粪便等)以碎屑形式存在外，还有大量的溶解有机物，其数量比碎屑有机物还要多好几倍，它们在一定条件下通过细菌或原生动物等富集，可逐渐形成聚集物，成为较大的碎屑颗粒物，从而快速向底层降落，这种现象又称为“海雪花”(marinesnow)。由于这些碎屑颗粒含有较高的有机质，成为底栖动物的重要食物来源，支持了底栖系统中的高营养级生物生产。所以，在海洋生态系统的物质循环和能量流动中，碎屑食物链起着十分重要的作用，由于碎屑的大量存在，也加强了海洋生态系统的多样性和稳定性。

表 9 - 6 世界不同海区海洋生物生产力的估算(引自 Ryther, 1969)

项目	大洋区	大陆架	上升流区	合计
面积(10 ⁶ km ²)	326	36	0.36	362.4
占总面积(%)	90	9.9	0.1	100
初级生产力(gC/m ² /a)	50	100	300	/
总初级产量(10 ⁹ /tC/a)	16.3	3.6	0.1	20
营养级数	5	3	1-2(1.5)	/
生态效率(%)	10	15	20	/
平均鱼类生产力(mgC/m ² /a)	0.5	340	36000	/
总鱼类产量(10 ⁶ tC/a)	0.总鱼DnE9 TD /F28.268(2) T			

(nanoplankton), 大小在 2 ~ 20 μm ; 小型浮游生物(microplankton)大小在 20 ~ 200 μm 。从表 9-7 可见, 微型生物既包括自养性植物, 又包括异养性动物, 还有营各种分解作用的细菌, 它们分布在各个层次的空间, 占据着各自的生态位, 彼此之间有着复杂的关系, 并构成一个特定的群落, 称之为微型生物群落(microbialcommunity)。

表 9-7 微型生物大小划分和组成(引自 Porter 等, 1985)

大小划分	自养者	异养者
超微型浮游生物 (0.2 ~ 2.0 μm)	自养菌(光合菌), 蓝细菌 (蓝藻), 真核藻类	异养菌, 小型鞭毛虫
微型浮游生物 (2 ~ 20 μm)	植鞭毛藻, 无鞭毛藻(硅藻)	动鞭毛虫, 肉足虫, 纤毛虫
小型浮游生物 (20 ~ 200 μm)	植鞭毛藻, 无鞭毛藻类	动鞭毛虫, 轮虫, 肉足虫, 浮游幼虫或幼体, 纤毛虫, 其它后生动物

(1)超微型浮游生物：这是过去一直被忽视的浮游生物类群, 虽然它们的个体最小, 但是数量多, 增殖周期短, 生长速率快, 是海洋生态系统食物网的基础部分, 特别是在暖水、大洋营养盐含量偏低的水域中, 承担着初级生产的大部分。Platt(1983)在寡营养海区中测得这类生物中的自养者的光合作用产量占该水域整个初级产量的 60% ; Fahneustiel(1986)在美国北部苏必利尔湖(LakeSuperi-or)中测出超微型浮游生物的平均增殖周期为 1.5 天, 其生物量占整个浮游生物生物量的 10%。

(2)食细菌和(或)食碎屑型(简称 B 群):动物式营养,以细菌、碎屑为食。
(3)腐养型(简称 S 群):动物式营养,以溶解于水中的大分子有机物为食。

(4)食藻型(简称 A 群):以藻类为食。

(5)无选择性杂食型(简称 N 群):动物式营养,无选择性,但以细菌、碎屑、藻类为食。

(6)肉食型(简称 R 群):动物式营养。

Pratt 和 Gairns(1985)分析研究了几个不同类型生态系统,发现微生物群落的功能类群分布模式大致接近,属于 B 群的占 60%,P 群 22%,A 群 6.8%,N 群 5.1%,R 群 3.8%,S 群 2.7%。因此认为,不同的生态系虽然有不同种类组成,但其功能分布模式大致相同。

三、微型生物食物网(或称微型食物网)

微型生物群落在达到平衡后,出现了掠食、竞争等种间关系并构成食物网。Buikema(1982)从采集器的浓缩液中所含有的 DOM、POM、真菌、细菌、硅藻、植鞭毛虫、动鞭毛虫、肉足虫、纤毛虫、轮虫等,按其营养关系画成一个采集器微型生物群落内的部分食物网。从图 9-20 可见,其中有直接能利用 DOM 和 POM 的,有食菌的,食藻的和肉食性的,反映了上述 6 种营养功能群的关系。可以看出,微型食物网是链接碎屑食物网和后生动物食物网的关键。特别是原生动物,据该类的营养分析表明,它们的食物主要是微生物细菌。异养微生物将 DOM 变成颗粒有机质(细菌自身生物量),原生动物摄食细菌,使之变为更大的有机颗粒,这一过程又被称为打包作用(repackaging),为更高营养级的后生动物所利用。可以预见,研究微型生物群落的结构与功能,以及微型生物在生态系中物质循环和能量流动及转化的作用,将成为生物海洋学研究的重要课题。

9.4.5 海洋生物生产力(marinebiologicalproductivity)

海洋生物通过同化作用生产有机物的能力称为海洋生物生产力。它是海洋生态系统的基本功能之一,通常以单位时间(年或天)内,单位面积(或体积)中所生产的有机物的重量来计算。也有人主张用生产有经济价值的水产品数量来表示,以实际生产力代表某一水域中取得的实际产量,以潜在生产力代表条件改变下可能取得的产量。净生产力是指单位时间内,单位面积(或体积)中所同化有机物总量扣除消费之后的余额。在多数情况下,净生产力不到总生产力的一半。

在多数情况下,海洋生物同化有机物需经过初级生产、二级生产、三级甚至四级生产,达到终级生产等不同的环节,才能转化为人类食用的各种水产品,其中肉食性鱼类一般要经过三、四级的转化。终级生产是从人类的需要出发的各种水产品,有时可以是初级、二级或三级生产者。各级生产力的转化,通常是通过海洋食物链和海洋食物网的渠道来完成的。海洋生物生产力包括海洋初级生产力和海洋动物生产力。

一、海洋初级生产力(marineprimaryproductivity)

(一)初级生产力

浮游植物、底栖植物(包括定生海藻和红树、海草等植物)以及自养细菌

等生产者，通过光合作用或化学合成制造有机物和固定能量的能力，称为初级生产力。初级生产力包括总初级生产力(gross primary productivity)和净初级生产力(net primary productivity)。前者是指植物所固定的能量或所制造有机碳量，包括植物呼吸消耗在内的全部生产量；后者是指从总初级生产量中减去植物呼吸所消耗的能量。初级生产力一般以每天(或每年)单位面积所固定的有机碳或能量来表示，即 $\text{gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ，它是最基本的生物生产力，是海域生产有机物或经济产品的基础，也是估计海域生产力和渔业资源潜力大小的重要标志之一。

近几十年来，生物生产力研究的一个非常大的贡献，就是对初级生产力概念的发展。1967年 Dugdale 和 Goering 提出“新生产量”(New Productive)概念，他们将总初级产量划分为新生和再生(regenerated)两部分。真光层中再循环过程中产生的氮称再生氮(主要是 $\text{NH}_4^+ - \text{N}$)，由真光层之外提供的氮为新生氮(主要是 $\text{NO}_3^- - \text{N}$)。生产者由再生氮源支持的那部分初级产量，称为再生生产量(regenerated production)；而由新生氮源来支持的那部分初级产量，称为新生产量(new production)。对生源要素氮的研究表明，再生氮来自真光层中生物的代谢产物，如氨氮、尿素和氨基酸等；新生氮来自大气沉降或降水、陆源供应、上升流或梯度扩散以及氮气的生物固定等。新生和再生这两部分生产力，只有新生部分才是向高层次营养级的净输出。初级生产力的这种划分，使群落净生产力有了大致的估计，也使生态系能流分配有了基本定量的描述。更重要的是，新生产力的水平，在很大程度上代表了海洋的净固碳能力，而后者反映了海洋对大气中二氧化碳的吸收能力和对全球气候变化的调节能力(SCOR, 1990)，这使得初级生产力的这种功能性划分，具有更广泛、更深刻的意义。

(二)影响初级生产力的因素

影响海洋初级生产力的因素既包括理化因素，又包括生物因素。理化因素中最主要的是光照强度和限制性营养盐，如氮、磷、铁、锰等，这些因素直接关系到浮游植物光合作用的生理过程。营养盐贫乏或光强不足时，浮游植物的种群数量 and 生产力就低。此外，上升流和湍流也是重要的影响因素，在光合作用过程中，浮游植物从海水中吸收无机营养盐，把它同化为颗粒有机物，颗粒有机物比重比海水大，会大量沉降。如果没有再生作用和海水混合过程，真光层势必越来越贫营养化。正是由于上升流的作用，富营养的深层水使真光层的营养盐得以补充才维持了一定的初级产量。生物因素主要指浮游动物的摄食或过剩摄食。大量资料表明，浮游动物的摄食压力可以达到浮游植物现存量的 5% ~ 90%，因而是影响浮游植物生产量和生产力的重要因素。

(三)各海域的初级生产力

海洋浮游植物生产力：1969年 Ryther 计算了不同海区浮游植物固定碳的数量，认为大洋区浮游植物的初级生产力为 $15 \sim 18 \times 10^9 \text{tC/a}$ ，整个海洋约为 $20 \times 10^9 \text{tC/a}$ (表 9-6)。根据 Eppley 和 Peterson(1979)估计，全球海洋年初级生产力为 $19.0 \sim 24.0 \text{Gt}$ ，年新生产力约为 $3.4 \sim 4.7 \text{Gt}$ ，Chavez & Barber(1987)、Berger 等(1989)估计，海洋年总初级生产力约为 30.0Gt ，其中大约 20% (6Gt)是新生产力。又据 Martin 等(1987)的估计，海洋总初级生产力可达 51.0Gt ，年新生产力达 7.4Gt 。他们估计值的差别主要是对总初级

生产力的估计不同所致。中国各海区的叶绿素和初级生产力的研究，已取得了较快的进展。总的看来，东海区的浙江沿岸上升流、台湾浅滩上升流区和台湾海峡中、北部的初级生产力较高；渤海湾和南海中部以南的初级生产力较低，这个变化趋势与世界其它同类各海区的情况是一致的。

海洋底栖植物生产力：海洋底栖植物分布在潮间带和潮下带光照所及的区域，近 20 年来，一些学者对这类植物的生产力进行过一些研究，但由于这类植物类型繁多，生境也各式各样，测定方法难以标准化，因此，难以较准确估计全球海洋底栖植物的产量。据 Karo(1955)估计，全世界海岸线长度约 450800km，如果底层光照区的平均宽度为 1~10km，则面积为 $(0.45 \sim 4.5) \times 10^6 \text{km}^2$ 。按理论产量潜力和单位面积接受的平均辐射能计算，全年最低产量为 $0.65 \times 10^9 \text{t}$ 有机碳。多数学者认为，全世界海洋底栖植物的平均产量大约为海洋浮游植物的 2%~5%。

在海洋环境中，存在着各种各样的海洋植物群落。除了浮游植物群落以

围从最高潮陆海交界处经潮间带至潮下带地段。红树沼泽是近海生产力提供碎屑的主要生产者(Heald, 1971)。红树林虽有较高的生产力,但是由于有大量凋落物的归还,造成红树林的净增长量并不高。因此,红树林生长慢,现存量不高。海莲、秋茄和红海榄林三种红树已逐渐进入成熟的稳定期。

二、海洋动物生产力

海洋动物生产力包括海洋生物二级生产力、三级生产力、四级生产力(合称为次级生产力),直至终级生产力。

二级生产力:指以植物、细菌等初级生产者营养来源的生物生产能力。二级生产者(又称初级消费者)处于食物链的第二个环节,是肉食性动物的摄食对象,为初级生产者与三级生产者或终级生产者之间的能量转换者。二级生产者主要包括大部分浮游动物、底栖动物和植食性游泳动物(主要是幼鱼、小型虾类等)。

三级生产力:指以浮游动物等二级生产者营养来源的生物生产能力。三级生产者处于食物链的第三个环节,为二级生产者与四级生产者或终级生产者之间的能量转换者。同时,有一部分成为海洋水产资源。三级生产者主要包括一些肉食性的鱼类和大型无脊椎动物。

终级生产力:指一些自身不再被其他生物所消费的生物生产能力。终级生产者处于食物链的顶端,在食物链中是经过若干营养层次的捕食与被食的关系转化而来,它们中绝大多数是海洋渔业的捕捞对象,其数量的多寡直接影响渔业的丰歉。终级生产者主要包括凶猛的鱼类和其它大型或特大型动物,也可以是一级生产者,如海带;二级生产者,如贝类、毛虾;三级生产者,如太平洋鲱。

(一)海洋次级生产量的生产过程

净初级生产量是生产者以上各营养级所需能量的唯一来源。净初级生产量中被动物吸收用于器官组织生长与繁殖新个体的部分,被称为次级生产量。在动物的摄食生产过程,有相当一部分以各种形式流失掉。肉食动物捕到猎物后往往不能全部同化吸收,其能量从一个营养级传递到下一个营养级时往往损失很大。对一个动物种群来说,其能量收支情况可以表示为

$$C = A + FU$$

式中 C 代表动物从外界摄取的能量, A 代表被同化的能量, FU 代表以粪、尿形式损失的能量。 A 项又可分解为

$$A = P + R$$

式中 P 代表次级生产量, R 代表呼吸过程中的能量损失。综上两式可以得到

$$P = C - FU - R$$

即次级生产量等于动物吃进的总能量减掉粪尿所含的能量,再减掉呼吸代谢过程中的能量损失。

(二)海洋动物的次级生产量

在所有生态系统中,次级生产量都要比初级生产量少得多。表 9-9 列出了地球表面各种不同类型生态系统中的次级生产量估算值,表中的数据并不是实际测得的,而是依据净初级产量资料并参照各地域动物的取食和消化能力推算出来的。推算结果表明,海洋生态系统中的植食动物有着极高的取食效率,海洋动物利用海洋植物的效率约相当于陆地动物利用陆地植物效率的 5 倍。正是由于这一点,海洋的初级生产量总和虽然只有陆地初级生产量的

1/3，但海洋的次级生产量总和却比陆地高得多(1376 372)。海洋中只有少数经济鱼类是植食性的，而大多数鱼类都以高位食物链上的生物为食。1969年，Ryhter 对世界海洋鱼类的潜在产量进行了估算(表 9-6)，结果表明，大洋、沿岸区和上升流区三类海域的平均鱼类生产力分别为 0.5，340，36000mgC/m²·a⁻¹。各海区浮游动物的产量变化范围很大，可从小到 5mgC/m²·d⁻¹ 到大于 150mgC/m²·d⁻¹，多数介于 5~50mgC/m²·d⁻¹ 之间。

表 9—9 地球各种生态系统的年次级生产量(引自 Whittaker 等，1973)

生态系统类型	净初级生产量 10 ⁹ tC·a ⁻¹	动物利用量 (%)	植食动物取食量 10 ⁹ tC·a ⁻¹	净次级生产量 10 ⁶ tC·a ⁻¹
热带雨林	15.3	7	1100	110
热带季林	5.1	6	300	30
温带常绿林	2.9	4	120	12
温带落叶林	3.8	5	190	19
北方针叶林	4.3	4	170	17
林地和灌丛	2.2	5	110	11
热带稀树草原	4.7	15	700	105
温带草原	2.0	10	200	30
苔原和高山	0.5	3	15	1.5
沙漠灌丛	0.6	3	18	2.7
岩面、冰面和沙地	0.04	2	0.1	0.01
农田	4.1	1	40	4
沼泽地	2.2	8	175	18
湖泊河流	0.6	20	120	12
陆地总计	48.3	7	3258	372
开阔大洋	18.9	40	7600	1140
海水上涌区	0.1	35	35	5
大陆架	4.3	30	1300	195
藻床和藻礁	0.5	15	75	11
河口	1.1	15	165	25
海洋总计	24.9	37	9175	1376
全球总计	73.2	17	12433	1748

底栖动物的次级产量随着海水深度增加而呈明显下降(表 9—10)。从表上看，在 0~200m 水深的底栖动物的总生物量占全部海洋 82.6%，而大于 3000m

表 9—10 海洋底栖动物生物量的分布(Zenkevitch 等，1960)

深度	占大洋面积%	面积 10 ⁶ km ²	平均生物量 t·km ⁻²	总生物量 10 ⁶ t	占总量%
0 ~ 200	7.6	27.5	200	5500	82.6
200 ~ 3000	15.3	55.2	20	1104	16.6
> 3000	77.1	278.3	0.2	56	0.8
全球海洋	100	361.0	18.5	6660	100

水深的底栖动物的总生物量仅占 0.8%。据统计,整个海洋的底栖动物年产量大约为 6.66×10^9 t。

(三)影响次级产量的因素

任何能影响动物新陈代谢、生长、繁殖的因素都与动物的产量有关。其中,温度、食物和个体大小等是影响动物种群产量的重要因素。温度与动物的新陈代谢速率有密切关系,在适温范围内,温度提高虽然会增加呼吸消耗,但同时也加速生长发育,从而提高产量,特别在最适温度范围内,动物有最高的生长率。但是当自然海区出现反常的高温时,可能造成动物大量死亡。食物的质量与动物的同化效率有密切关系,食物质量越高,动物的同化效率也随之提高,其生长效率就高。再者,消费者个体大小与产量有关,一般的规律是较小的个体有较高的相对生长率,因为大个体用于维持代谢消耗的食物能量比例较高,而小个体的相对呼吸率较小。此外,从 P/B 比值(或称周转率)来看,个体越小的种类, P/B 比值越大,虽然生物量小,但周转时间短,结果产量高,意味着是重要次级生产者。除上述 3 个因素之外,初级产量、营养级数目和生态效率等食物网结构对次级产量也有影响。次级产量可用下式表示:

$$P=B \times E^n$$

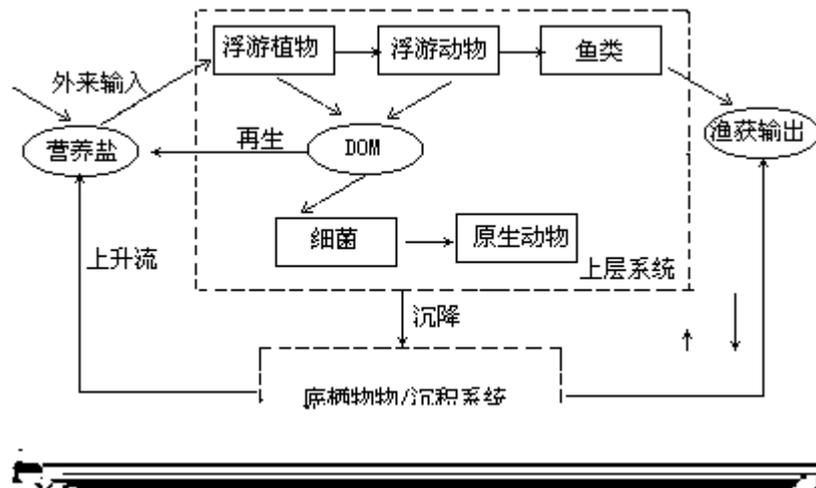
式中 P 表示次级产量, B 是初级产量, E 是生态效率, n 是营养级的数目。

9.4.6 海洋生态系统中生物生产过程和反馈调节

现代海洋生态学的发展已重点向全面、综合的方向发展,即多学科联合研究复杂的海洋生态过程,同时研究大海洋生态系统和全球变化。生物生产过程是其中一个重要研究方面,因为研究海洋生态系统的生物生产过程有重大意义。首先,海洋生物生产过程决定了生物资源的产生、发展和转变。人类一旦掌握了生物生产过程与机制,就可以预测生态系统的牧产潜力,调整资源的生产结构,维护资源的再生,达到持续利用的目的。其次,海洋生态系统与环境、气候变化过程是紧密耦合的,其中生物生产过程对全球气候变化的作用不容忽视,如生物生产所利用的大气 CO_2 的量,直接影响着温室效应。近年研究发现,海洋植物的生物生产过程中产生的二甲基硫(DMS),是全球生态系统中硫循环的一个组成部分,它关系到云的形成、太阳散射、温室效应以及酸雨、酸雾等气候、环境问题。三十多年来,生物生产过程研究内容主要集中在三个方面:生物生产力、营养结构和能量转化效率。到目前为止,已得到广泛认可的生物生产过程模式为图 9—21,它具有以下特征:(1)初级生产被分为新生产和再生产两部分;(2)微型生物食物环是将溶解有机质传递到后生动物食物网的一个重要途径;(3)浮游动物在初级生产转化为渔业资源方面起到关键作用;(4)碎屑食物网对物质能量的铅直输送和底栖生物资源的维持极为重要。

海洋生态系统的另一个普遍特性是存在着反馈现象。当生态系统中某一成分发生变化的时候,它必然会引起其它成分出现一系列的相应变化,这些变化最终又反过来影响最初发生变化的那种成分,这一过程称为反馈。反馈有两种类型,即负反馈(negative feedback)和正反馈(positive feedback)。负反馈是比较常见的一种反馈,它的作用是抑制和减弱最初发生变化的那种成分所发生的变化,反馈的结果是使生态系统达到和保持平衡或稳态。例如,

在系统内，如果植食性贝类因为养殖而无限增加，植物就会因为受到过度摄食而减少，植物数量减少以后，反过来就会抑制贝类生长，引起单位产量下降或病害死亡。正反馈是比较少见的，它的作用恰好与负反馈相反，即生态系统中某一成分的变化所引起的其它一系列变化，反过来不是抑制而是加速最初发生变化的成分所发生的变化。因此，正反馈的作用常常使生态系统远离平衡状态或稳态。例如，一个养虾池受到了污染，对虾的数量就会因为死亡而减少，虾体死亡腐烂后又进一步加重污染并引起更多对虾死亡。因此，污染会越来越重，对虾死亡速度也会越来越快。可见，正反馈往往具有极大的破坏作用，但是它常常是爆发性的，所经历的时间也很短。从长远看，生态系统中的负反馈和自我调节将起主要作用。



由于生态系统具有自我调节机制，所以在通常情况下，生态系统会保持自身的生态平衡。生态平衡是指生态系统通过发育和调节达到一种稳定状况。它包括结构上的稳定、功能上稳定和能量输入输出上的稳定。生态平衡是一种动态平衡，因为能量流动和物质循环总在不间断地进行，生物个体也在不断地进行更新。换句话说，能量和物质每时每刻都在生产者、消费者和分解者之间进行移动和转化。在自然条件下，生态系统总是朝着种类多样化、结构复杂化和功能完善化的方向发展，直到使生态系统达到成熟的最稳定状态时为止。

当生态系统达到动态平衡的最稳定状态时，它能够自我调节和维持自己的正常功能，并能在很大程度上克服和消除外来的干扰，保持自己的稳定性。这种既能忍受一定外来的压力，而压力一旦解除又能恢复原初的稳定状态，实质上就是生态系统的反馈调节的结果。但是，生态系统的这种自我调节功能是有其一定限度的，当外来干扰因素(如人类修建大型工程、排放有毒物质、喷撒大量农药、人为引入或消灭某些生物等)超过一定限度时，生态系统自我调节功能就会受到损害，从而引起生态失调，甚至导致发生生态危机。生态危机是指由于人类盲目活动而导致局部地区甚至整个生物圈结构和功能的失衡，从而威胁到人类的生存。因此，我们必须认识到整个人类赖以生存的自然界和生物圈是一个高度复杂的具有自我调节功能的生态系统。保持这个生态系统结构和功能的稳定，是人类生存和发展的基础。在人类活动中除了要讲究经济效益和社会效益外，还必须特别注意生态效益和生态后果，以便在利用自然的同时能基本保持生物圈的稳定与平衡。

§ 9.5 海洋环境中的若干生物学问题

§ 9.5 海洋环境中的若干生物问题

9.5.1 海洋中的污染物与生物学过程

海洋污染(marine pollution)是海洋环境一个突出的问题。1982年联合国海洋法公约对海洋污染定义为：“人类直接或间接把物质或能量引入海洋环境，其中包括河口港湾，以至造成或可能造成损害生物资源和海洋生物，危害人类健康，妨碍包括捕鱼和海洋其它正当用途在内的各种海洋活动，损坏海水使用质量和伤及环境美观等有害影响”。按此定义，海洋污染物指的是污染海洋的物质或能量，如石油及其炼制品、重金属、农药、放射性物质、热废水、固体废弃物、病原生物等等。

由于海洋空间广阔，因而有人认为海洋有无限的自净能力，有意识地向海洋倾废。但是本世纪的海洋科学研究证明，海洋环境也是强度有限的生态系统，而且，因为海洋互相沟通，动力因素极其复杂，局部海域污染也可能逐渐波及全球，甚至可能对全球生态环境产生长期危害。为了避免污染物对全球生态环境产生长期危害，我们应强调科学倾废。而且要深入研究污染物入海后非生物过程和生物过程，以了解各种污染物对海洋造成的影响，尤其是对海洋生物和渔业的损失。

初级阶段，人们关心的是污染物在海洋环境中的存在形式，含量及其迁移、转化。进一步，应该注意污染物同海洋生物学过程的关系，从生物地球化学的角度宏观地观察污染物的迁移、转化和归宿，从污染物的长期慢性效应观察生物的生化、生理以及细胞、个体、种群、群落对污染物的反应及作用。废弃物在海洋中的分布、归宿与生态效应受物理、化学和生物过程的制约，这些过程会改变污染物的浓度、化学形态、生物利用率或毒理学效应。因而，充分理解生物过程，包括微生物反应、生物地球化学循环以及污染物对海洋生态系中重要生态成分的生物效应，是预测废弃物排放对海洋环境影响的关键。

一、污染物的生物吸收

生物对污染物质的吸收，是污染物进入生物体的第一个过程，也是生物转移的起点。各类生物对污染物质的吸收方式、途径、速度各有其特点。

(一)微生物和海藻对污染物质的吸收

1. 吸收方式微生物和海藻对污染物质的吸收，可分为主动运输(主动吸收)和被动运输(被动吸收)两种方式。主动运输是借助携带酶通过细胞膜的运转过程，它消耗一定的能量(通常以ATP形式)，借助细胞膜一侧的酶化合物，通过移位作用将污染物质转移并释放进细胞的另一侧。被动运输是不必消耗细胞代谢能的吸收机制，它包括吸附、吸附交换、交换扩散、促进扩散和泄漏等方式。微生物和藻类对污染物的吸收，是主动吸收重要，还是被动吸收重要，尚无定论，但有较多的试验结果表明，被动吸收起了重要或主要作用。

2. 吸收途径微生物和海藻主要是吸收溶于海水中的污染物质。Coombs等(1978)认为金属元素透过海洋生物细胞膜有几条不同的途径，详见图9—22。图中的a代表污染物通过膜的小孔进入细胞内；b是借助载体进入膜内；c表示一个较专门的运转方式；d是有机污染物与金属离子的转运途径。

3. 吸收速度通常微生物和单细胞海藻从基质中吸收的速度很快，但多细

胞海藻对污染物质的吸收要慢得多。

(二) 海洋动物对污染物的吸收

海洋动物既可以直接从海水中吸收各种污染物质，又可以从取食途径摄取污染食物、悬浮颗粒和沉积淤泥等。大体可归纳为如下几个特点：较小的动物个体(或幼体)或处于海洋食物链低营养阶层的生物，直接从水中吸收污染物质是较为主要的途径；而个体较大的动物或处于食物链高营养阶层的动物，取食往往是吸收污染物质的主要途径。同一种动物，对不同污染物吸收的途径不完全相同。在急性污染情况下，动物从水中吸收是比较重要途径；相反地，慢性污染则取食的途径较重要。当食物充足时，则从取食的途径吸收污染物质；相反地则从生活沉积淤泥中吸收污染物。

二、污染物质的生物累积

(一) 生物累积的概念和量度

在描述生物体对小环境中某种物质的吸收活动时，常涉及生物浓缩(bioconcentration)和生物积累(bioaccumulation)两个概念。Kneip(1973)定义：生物浓缩指的是生物体从水环境中浓缩某种物质的能力(通常用浓缩系数表示)；生物累积指的是生物体在其生命不同阶段对污染物连续进行生物浓缩的能力(即浓缩系数不断增大)。但由于生物累积和生物浓缩有时难以区分，所以至今在海洋环境生物学的研究中仍然混用。

生物累积能力大小通常用浓缩系数来表示。浓缩系数CF(concentration factor)指的是某种污染物质在生物体(或某个组织)内的浓度与相同重量海水污染物质浓度的比值。即

$$CF = \frac{\mu\text{gPOL} / \text{gORG}}{\mu\text{gPOL} / \text{gSW}}$$

式中POL表示污染物，ORG表示有机体，SW表示海水。CF值越小，表示生物体对某种污染物的浓缩能力越弱；反之，表示浓缩能力越强。

用各类生物的平均浓缩系数可以表示局部水域各类生物对污染物质的浓缩情况。如海洋生物对Cd的浓缩系数，图9—23是Taylor(1983)为评价一个河口区污染情况，取河口区60多种脊椎动物、无脊椎动物和藻类对镉的浓缩系数计算的平均浓缩系数(约40)。

(二) 影响海洋生物吸收和累积的因素

海洋生物对污染物质的吸收和累积受理化环境、生物因素以及污染物的浓度与化学形式等的影响。

1. 污染物质浓度的影响通常是海水中污染物质的浓度越高，生物体内该种污染物质的含量也越高。例如，生长在大连湾的2龄紫贻贝，其软组织中的砷含量与海水中砷的含量成正相关，两者的相关系数为0.921(许澄源，1983)。Poulsen等(1982)试验了贻贝对镉的吸收，在海水含量镉为 $10 \sim 100 \times 10^{-9}$ 浓度范围内呈直线关系。因此，贻贝内镉的含量可反映水体镉的污染。

2. 污染物质不同化学形式的影响海洋生物对同一种放射性核素的不同化学形式的吸收能力是不同的。例如，新月菱形藻(Nitzschia closterium)从培养基中吸收粒子态的 ^{144}Ce 要比离子态 ^{144}Ce 快(李永祺，1984)。又如，南太平洋浮游动物对大气层沉降到海洋中的 ^{55}Fe 的吸收比海水中的稳定性 ^{56}Fe 容易些(Jennings等，1978)。

3. 不同污染物之间的影响海水是多组分的溶液，在同一海域，进入海洋

的污染物质也非单一。在海水中不同物质之间会相互影响，从而进一步影响到海洋生物对某种污染物吸收和累积。这也是在室内进行单种污染物的生物吸收试验，不能把所得结果简单外推于自然界的一个重要原因。

4. 温度和盐度的影响在生物适应的温、盐范围内，较高的温度能促进海洋生物对污染物的吸收和积累，较低或较高的盐度都使吸收率降低。

5. 生物因素的影响能影响生物个体对污染物质吸收的生物因素很多，包括年龄，体重，不同发育阶段，性别以及生物种群密度的大小等。例如克氏纺锤水蚤 *Acartia clausi* 的种群密度与甲基汞的浓缩呈负相关(Hirota 等，

单细胞藻通过细胞分裂，降低了原来细胞内所含污染物的浓度。

海洋动物排出污染物质，除通过体表、鳃等器官与环境进行离子交换外，还通过排粪、排尿、蜕皮、排放生殖细胞、分泌粘液等途径。例如，褐片阔沙蚕(*Platynereis dumerilii*)的淋巴细胞，能将体内的⁹⁰Sr转运到体表，然后排出。同样，贻贝、牡蛎体内的某些组织中的变形细胞，能转运重金属和人工核素，牡蛎从外套膜转移到贝壳，贻贝则通过足丝分泌的途径排除(Cummingham, 1979)。海洋甲壳动物可以排粪、排泄、蜕皮和排卵排出污染物质。

2. 生物半排出期(biological half—life 或 biological half—time, 缩写为 $T_{b1/2}$ 或 $b_{1/2}$)指的是某一种污染物自生物体全身或某一部位、组织或器官排出原有污染物一半所需的时间。它是用来衡量污染物自海洋生物体内排出速度的一个指标。半排出期越短，表示污染物自生物体内消除的速度越快。相反地，半排出期越长，则消除污染物速度越慢。

生物体对污染物的半排出期是因生物种类、污染物的种类与理化形式而不同的。一种生物对于一种形式的污染物的半排出期大小还取决于污染物的浓度，生物体的代谢强度，污染物进入生物体的途径方式等因素，因此差别会很大。Farrington(1982)测得紫贻贝(*Mytilus edulis*)在一次 No.2 燃料油溢后对 $n\text{-C}_{16}$ 正烷烃的 $b_{1/2}$ 仅为 0.2 天。同样是贻贝，对重金属 Hg 的 $b_{1/2}$ 竟高达 1000 天以上。

(三) 生物分布在海洋污染物转移中的作用

1. 污染物的水平转移海洋生物水平转移污染物质，大致可分为两大类：被动转移和主动转移。被动转移指的是在海洋中营浮游或漂浮的生物，它们在污染水域吸收和累积污染物质后，随海流漂移将污染物质移出污染水域。这些生物，主要包括海洋微生物、浮游植物、浮游动物和营漂浮生活的海藻(如 *Sargassum*)等。在河口、近岸水域，有些定生海藻、草本植物和红树林的叶子、碎屑，因风浪的冲击或因死亡脱落，被海流或潮流挟带，也可漂移一定的距离。主动转移指的是那些能自游、洄游性的海洋动物，如无脊椎动物中的头足类、某些甲壳类、脊椎动物中的鱼类、爬行类和海兽等等，它们能将污染物质转移到较远的水域。Kujala 等(1969)研究鲑鱼中⁶⁵Zn的含量与洄游习性之间的关系，即为鱼类水平转移污染物质的一个实例。大鳞大麻哈鱼(*Oncorhynchus tshawytscha*)沿着太平洋北美沿岸洄游，当鱼群进入哥伦比亚河口受⁶⁵Zn污染的水域时，由于吸收累积了较多的⁶⁵Zn，因而鱼体⁶⁵Zn明显增多，内脏⁶⁵Zn的强度可达 81.9pCi/gdW。当鱼群继续向北进行洄游时，鱼体逐渐向水中排出已吸收的⁶⁵Zn，因而内脏⁶⁵Zn的强度降至 3.5pCi/gdw。这说明，大鳞大麻哈鱼将哥伦比亚河口的⁶⁵Zn向北转移。

2. 污染物的铅直转移海洋生物铅直转移污染物质大致通过三个不同的途径，即海洋动物昼夜铅直运动；海洋动物的粪粒、蜕皮、卵以及动植物尸体、碎屑；海洋动植物分泌的有机物质等。

浮游动物昼夜铅直运动途径 Vinogradov(1953, 1955)提出了营养物质搬运的阶梯假说。当夜间在表层取食的动物在白天下沉到较深的水层时，将被停留在较深层的动物所捕食。同样地，生活在较深水层的动物将成为更深一层动物的食物来源。依此类推，使生活在 4000 ~ 5000m 水深的动物获得了必要的食物。这个假说，现在已被大多数学者所接受。完全可以设想，海洋动物所摄取的污染物也可沿着此途径转移到海洋深处。

通过海洋动物排粪、蜕皮、产卵、尸体及碎屑途径海洋动物的粪粒含有各种污染物质，如重金属、放射性元素、石油烃等。绝大多数污染物在粪粒的含量都要比动物整体、蜕皮和卵为高。粪粒(球)在海洋中有较高的沉降速率。由于粪粒的来源和组成、大小、形状以及水的温度等因素的差异，各类动物的粪粒的沉降速率差异较大。例如，对桡足类(*Anomalocera potersoni*)的幼体进行实验，研究饵料对粪球沉降速率的影响，结果表明，以窄隙角毛藻(*Chaetoceros affinis*)和沉积物混合物为饵料，产生褐色粪粒，沉降速率为 100.7m/d，而仅以浮游植物为饵料，产生的粪球为绿色，其沉降速率为 19.5m/d(Small, 1979)。动物个体大小不同，产生的粪粒大小和沉降速率也不同。如拟哲水蚤(*Paracalanus*)个体长为 200~400 μm ，粪粒 $5.0 \times 10^4 \mu\text{m}^3$ ，沉降速率为 16.5m/d；体长为 600~800 μm ，粪粒 $5.0 \times 10^4 \mu\text{m}^3$ ，沉降速率为 26m/d。海洋动物的蜕皮、产卵、尸体等也能在海中铅直地转移污染物质。

海洋动植物也可通过分泌物吸附、凝集某些污染物质，从而加速这些物质向海洋底部的转移。

3. 底栖生物对污染物质迁移的作用海洋的底部是大多数污染物质的归宿，也是局部海区第二次(或重复)污染的来源。海底沉积物对大多数污染物质有很强的吸着或吸附能力。底栖生物的活动对污染物在沉积层的分布和转移，是相当重要的驱动力。归纳起来有如下几个作用：

提高沉积物对污染物的吸着能力。细菌很容易吸附在含盐沉积物带正电荷的泥粒上，粒子大小以 1~2 μm 为宜。吸附在沉积物颗粒表面的细菌，能够分泌多种有机代谢产物，形成一层薄的膜，包裹在沉积颗粒外面，从而提高了沉积物对污染物质的吸着能力。

细菌能降解或转移多种污染物，并参与碳、氮、磷和硫的循环。在海底沉积中，尤其重要的是细菌参与硫的循环。在排水不良的沙质滩和几乎所有的泥质滩一带都能看到一层黑色或褐色、灰色的沉积物，这主要是细菌对动植物尸体进行分解形成的硫化物或硫酸盐。

食底泥动物对沉积物摄食和排泄是底栖动物改变污染物质在沉积物分布的主要过程，也是对沉积物的重新加工。食底泥动物，如白樱蛤(*Macomainguinata*)和单囊星虫(*Phascolosomaagassizii*)对芳烃的吸收和累积能力要比食悬浮物质的动物强，如线丽目蛤(*Calliastrea*)。因此，食底泥动物能比较有效地清除沉于海底沉积物中的石油烃类成分。

挖穴所引起的生物扰动(bioturbation)对污染物含量的影响。据 Benninger 等(1979)报道，生物扰动作用明显地影响了 Ph、Zn、Cu 和 Mn 在长岛海峡沉积物中的铅直分布。他们认为，在离沉积物表面 70~80cm 深或者 110cm 深处出现的 Pb、Zn、Cu 和 Mn 高值是由于口虾蛄(*Oratosquilla*)挖穴，而后离开穴洞，造成表层沉积物下塌进洞穴所致。可见，生物扰动改变海底沉积物化学成分和污染物含量的铅直分布是很明显的。

综上所述，污染物质入海后的海洋生物转移和转送过程可归纳为图 9—24。

9.5.2 赤潮及其防治

一、赤潮的定义与类型

(一)赤潮定义

赤潮是海洋中某些微小的浮游藻类、原生动物或细菌，在一定的环境条件下爆发性繁殖(增殖)或聚集而引起水体变色的一种有害的生态异常现象。迄今，人们所发现的能形成赤潮的浮游生物绝大多数是浮游甲藻和硅藻，少数为原生动物和细菌(表 9—11)。

表 9-11 世界赤潮生物的种类组成现状(截至 1989 年)(引自张水浸等, 1994)

门类	种类数	属数	有毒种	淡水种或半咸水种
细菌门	4	4	未发现	未发现
蓝藻门	12	7	5	8
绿藻门	14	11	未发现	4
裸藻门	14	4	未发现	10
金藻门	14	14	2	2
黄藻门	11	4	10	1
硅藻门	103	42	1	3
甲藻门	147	42	29	16
隐藻门	6	2	未发现	未发现
原生动物门	5	5	未发现	未发现
总计	330	133	47	44

赤潮引起的海水变色可因形成赤潮的生物种的不同而不同。例如，夜光藻(*Noctiluca scintillans*)、红海束毛藻(*Trichodesmium erythraeum*)、中缢虫(*Mesodinium rubrum*)等种类形成的赤潮呈红色、粉红色。而许多甲藻如 *Gymnodinium breve* 赤潮呈黄色、茶色或茶褐色。绿色鞭毛藻形成的赤潮通常呈绿色。硅藻类赤潮多为土黄、黄褐色或灰褐色等等。因此，目前所谓赤潮可以说是各种色潮的统称。

(二)赤潮的类型

1. 外海性和近岸、内湾性赤潮 外海(或外洋)性赤潮是指在外海或洋区上出现的赤潮。它们大多数出现在上升流区或水团交汇处，那里的营养物质比较丰富。有些种类自身还有固氮能力，在水体缺乏无机氮营养盐时，还可直接利用大气中的分子氮(N_2)。外海性赤潮最常见和最具代表性的种类是蓝藻门中的束毛藻(*Trichodesmium* spp.)，在中国主要分布于东海以南水域。

近岸、内湾、河口性赤潮，系分别指发生在近岸区、内湾区或河口区等水域的赤潮。能在这些区域形成赤潮的生物种类很多，且具有一定的地区性差别。其中，广泛分布于中国沿海的主要种类有中肋骨条藻(*Skeletonema costatum*)、夜光藻。原甲藻属(*Prorocentrum*)和裸甲藻属(*Gymnodinium*)的一些种类也较常见。

2. 外来型和原型赤潮 所谓外来型赤潮是属外源性的，即赤潮并非是在原海域形成的，而是在其它水域形成后，由于外力(如风、浪、流等)的作用而被带到该海区。这类赤潮往往来去匆匆，持续时间短暂，或者还具有“路过性”的特点，也有可能将同一起赤潮的迁移误认为是发生在不同地点的两起赤潮。外来型赤潮最常见的是束毛藻赤潮，在中国东南沿海的福建平潭岛几乎年年可见，当地群众称其为“东洋水”或“东洋涨”，即指它是从东面大洋而来的。1987年8月14~15日见于广东大亚湾的束毛藻赤潮，也应属

外来型赤潮。

原发型赤潮则是在某一海域具备了发生赤潮的各种理、化条件时，某种赤潮生物就地爆发性增殖所形成的赤潮。此类赤潮地域性明显，通常也可持续较长时日，如果环境条件没有明显改变，甚至可以反复出现。有些海域还可发现它每天只在某一特定的时间内出现，这应视其为同一起赤潮的时间延续，而不应认为是每天发生一起赤潮。如果赤潮生物发生更替，则又另当别论。一般而言，在内湾所发生的赤潮，大多是属于原发型(内源性)赤潮。

3. 单相型、双相型和复合型赤潮单相型赤潮亦称单种型赤潮，系指在发生赤潮时，只有一个赤潮生物种占绝对优势(占总细胞数的80%以上)。有两种赤潮生物共存并同时占优势而形成的赤潮称为双相型赤潮。如果赤潮中有3种或3种以上的赤潮生物，且每种的数量(细胞数)都占有总数量(总细胞数)的20%以上，即为复合型赤潮。

根据中国已有的赤潮报道，大多数属于单相型赤潮。双相型赤潮仅占少数。至于复合型赤潮，目前还很罕见，且与浮游植物的水花(bloom)难以区分。

二、赤潮形成原因和发生过程

赤潮灾害的发生是一个复杂的生态过程，是由许多因素综合作用的结果。

(一)赤潮形成原因

在物理因子方面，海洋中的“流”与赤潮的发生具有一定的关系，除赤潮生物的物理性聚集与流有关外，流对赤潮藻的分散(扩散)和对营养物质的运移作用也是很重要的。在内湾，潮流的流速与潮差的大小具有对赤潮“斑”、“带”聚集和分散的作用。当流速较大，其分散速度快于赤潮藻的增殖速度时，这类海湾一般是不会发生赤潮的；反之，如果流缓，赤潮藻的增殖速度大于流的分散速度时，这类海湾就常可频发赤潮。在一般情况下，潮差小、水体交换量较少的海湾较易发生赤潮，并且一旦发生赤潮后，赤潮的持续时间可能较长。在较开阔的沿岸和近海，则主要集中在江河径流和上升流作用等方面，因为江河径流可将大量的营养物质携带入海；上升流能把富含营养物质的底层水搬运到表层。两者可分别或共同为赤潮藻的增殖提供条件。

温度和盐度影响着赤潮藻细胞中酶的活性，调控赤潮藻的生理活动，各种赤潮藻都有其生长、增殖的最适温、盐范围。因此，温、盐条件的适宜与否，决定了赤潮藻的时空分布，也与赤潮的发生密切相关。

在化学因素方面，邹景忠等(1983)对渤海湾进行的赤潮综合调查认为，工厂未经处理的高含N、P有机物工业废水和生活污水任意排入，是造成湾内富营养化的主要原因，其中P含量的高低是决定赤潮生物是否出现数量高峰和形成赤潮的重要因子；Fe、Mn微量元素和维生素B₁、B₁₂是促进赤潮生物异常增殖的关键因子。根据海水PH分布与浮游植物之间存在明显的正相关(相关系数r=0.72)，还认为PH也可作为监测赤潮的一个重要指标。最近，林昱等(1994)从4次中尺度围隔实验结果发现，营养盐含量与厦门西海域赤潮形成密切相关。活性磷含量是该海域硅藻赤潮的一个诱发或控制因子。

在生物因素方面，邹景忠等(1983)根据渤海湾调查发现，处于调查区同一生态环境条件下占优势的赤潮生物之间存在着明显的种间增殖竞争现象，认为夜光藻与骨条藻种群之间可能是一种捕食与被捕食的关系，而骨条藻与微型原甲藻之间可能有刺激生长的关系。王惠卿(1992)通过大连湾赤潮调查发现，该湾赤潮生物优势种组成有逐渐从中型纤毛虫向小型硅藻类(骨条藻)

和微型甲藻(赤潮异弯藻)转化的趋势。林昱等(1994)探讨了甲藻赤潮与其它浮游植物演替的关系。富营养后总是先发生硅藻的水花或赤潮,随后会演替成甲藻占优势,甚至形成甲藻赤潮。维生素 B₁₂ 的异常增多可能加速这种演替的进程。但这种稳定水体若受到扰动,将干扰演替,使硅藻水花持续不断地发展,阻碍甲藻形成优势,这可以防止甲藻赤潮的生成。

当赤潮生物在适宜的海水理化环境条件下大量繁殖时,适宜的气候条件,特别是风力作用,若有利于赤潮生物的汇聚,也会加速赤潮的形成

综上所述,赤潮发生的主要环境条件可归纳于图 9—25。

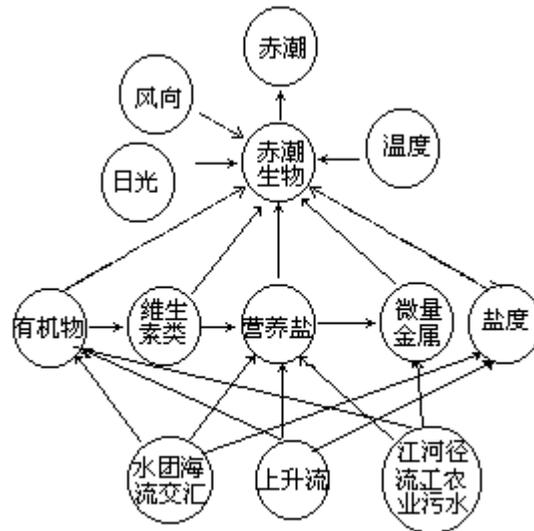


图9-25 赤潮发生的主要环境条件(引自张水浸等, 1994)

(二)赤潮发生过程

赤潮的长消过程,大致可分为起始、发展、维持和消亡四个阶段(如图 9—26)。各阶段的主要理、化和生物控制因素如表 9—12。

1. 起始阶段海域内具有一定数量的赤潮生物种(包括营养体或胞囊)。并且,此时的水环境各种物理、化学条件基本适宜于某种赤潮生物生长、繁殖的需要。

表 9-12 赤潮长消过程中各阶段的主要物理、化学和生物控制因素

赤潮阶段	控制因素		
	物理因素	化学因素	生物因素
起始阶段	底部湍流、上升流底层水体温度、水体垂直混合	营养盐、微量元素、赤潮生物生长促进剂	赤潮“种子”群落、动物摄食、物种间的竞争
发展阶段	水温、盐度、光照等	营养盐和微量元素	赤潮生物种群缺少摄食者和竞争者
维持阶段	水团稳定性(风、潮汐、辐合、辐散、温盐跃层、淡水注入)	营养盐或微量元素限制	过量吸收的营养盐和微量元素、溶胞作用、聚结作用、垂直迁移和扩散
消亡阶段	水体水平与垂直混合	营养盐耗尽、产生有毒物质	沉降作用、被摄食分解、孢束形成、物种间的竞争

2. 发展阶段亦称为赤潮的形成阶段。当海域内的某种赤潮生物种群有了一定个体数量时，且温度、盐度、光照、营养等外环境达到该赤潮生物生长、增殖的最适范围，赤潮生物即可进入指数增殖期，就有可能较快地发展成赤潮。

3. 维持阶段这一阶段的长短，主要取决于水体的物理稳定性和各种营养盐的富有程度，以及当营养盐被大量消耗后补充的速率和补充量。如果这阶段海区风平浪静，水体铅直混合与水平混合较差，水团相对稳定，且营养盐等又能及时得到必要的补充，赤潮就可能持续较长时间；反之，若遇台风、阴雨，水体稳定性差或因营养盐被消耗殆尽，又未能得到及时补充，那么，赤潮现象就可能很快消失。

4. 消亡阶段所谓消亡阶段是指赤潮现象消失的过程。引起消失的原因可有刮风、下雨或营养盐消耗殆尽。也可因温度已超过该赤潮生物的适宜范围。还可因潮流增强，赤潮被扩散等等。赤潮消失过程经常是赤潮对渔业危害的最严重阶段。

三、赤潮的防治

赤潮发生时，在海洋生态系中生物与环境的关系将发生强烈的变化。众多浮游植物在光合作用过程中消耗水体中大量的 CO_2 ，破坏了海域水体 CO_2 平衡体系，使得水体的酸碱度发生较大的变化。由于生产过量，营养物质被消耗殆尽，赤潮生物最终将大量死亡。死亡的尸体在分解过程中又产生硫化氢，氨，甲烷等。大量滋长的微生物，以及微生物分解活动使水体溶氧耗竭，加上有毒赤潮生物分泌的毒素等，严重危害着海洋动物的生存，导致原有海洋生态系统中的结构与功能几近彻底崩溃。因此赤潮的防治是一项极为重要的课题。

目前，赤潮的防治技术主要还局限在实验研究阶段。已有实验表明，悬浮沉积物对磷的吸附作用可以从水体中去除部分磷，达到减少和抑制赤潮发生的目的；蒙脱石($Ca(OH)_2$)对介质营养盐有明显的竞争和去除效应以及增大介质的浊度等；蒙脱土体系对赤潮生物有吸附作用，吸附能力依次为菱形藻

> 骨条藻 > 夜光藻；高岭土对原甲藻和夜光藻的吸附能力远远高于同等条件下的蒙脱土体系；用硫酸亚铁处理赤潮生物污染的海水可达到净化，而使人工养殖扇贝苗获得成功。

日本研制出一种化学药品利凡诺(Acrinol) ,用于杀灭日本最常见的赤潮生物褐胞藻(Chattonella) ,利凡诺在光照下容易分解，不会造成水体二次污染。

有人提出生物防治的方法，把一些摄食赤潮藻的动物，如贝类、鱼类等，引入赤潮多发区或养殖池混养，可达到抑制赤潮生物的大量繁殖。

从某些生物中提取生理活性物质，用以杀灭赤潮是近几年来的一个研究方向。例如，1986年，日本筑波大学化学系柿尺宽和楠见武德的研究小组，从海蕴(Nemacystus)中萃取了一种能防止赤潮的生理活性物质，这种活性物质为高度不饱和脂肪酸十八烷四烯酸，试验表明， 1×10^{-6} mL/L 的该物质浓度在1分钟内就能杀死引起赤潮的浮游生物，并且对其它生物无害。此外，还从束毛藻中提取了另一种生理活性物质十八碳五烯酸(在沙丁鱼油中也含有此种物质，可大量廉价生产)，同样对防治赤潮具特殊效果，1986年在和歌山县水产养殖场试验，结果表明每升水中具有几毫克的该物质即可见成效。

9.5.3 海洋污损生物和钻孔生物

一、海洋污损生物

(一)污损生物的定义

海洋污损生物也称海洋附着生物(marine fouling organisms)，是指生长在船底和海中一切设施表面的动物、植物和微生物。船底及海中设施上生长生物的现象称为生物污损(biofouling)，防除生物污损也称防污(anti-fouling)。

世界上有近2000种污损生物(植物614种，动物1344种)，这些生物仅指生长在船底、浮标、输水管道、冷却管、沉船、海底电缆、木筏、浮子、浮桥和试验板上的生物种类，不包括潮间带的岩相和海底的固着生物，也不包括养殖上属于附着或固着类型的种类。因此，同一种生物一旦生长在船底或管道内壁，就成为污损生物，如果生长在潮间带的岩相或海底即称固着生物，如藤壶、贻贝。

(二)海洋污损生物的危害

污损生物所造成的损失难以精确计算，其危害主要是：

1. 增加船舶的阻力。由于大型污损生物在船体、螺旋桨附着，以及微生物粘膜附着而使阻力增加，导致航速的降低和燃料消耗增加，甚至有时在军事上贻误战机。

2. 堵塞管道，严重影响生产。

3. 加速金属腐蚀。引起海洋腐蚀的原因是多方面的，但主要的途径是电化学腐蚀，污损生物也会加快电化学腐蚀的过程和速度。

4. 使海水中仪表及转动机件失灵。在中国沿海附着的藤壶幼体，夏季一旦附着在间歇性转动的仪器或机械上，由于生长迅速，立即会影响其活动性能，特别是给海洋钻探带来了很大麻烦。

5. 对声学仪器的影响。岸用及船用声呐、鱼群探测仪和海中的水听器等，都可能受到污损生物的影响，主要表现为：声呐等的导流罩或换能器受生

物污损后，由于生物吸收声能，因而影响声能的辐射并导致声信号的失真；污损生物会产生气泡，气泡引起混响，从而导致水听器效率下降，甚至无法正常工作。

6. 对浮标等的影响。附着生物能增加其重量，破坏浮标、码头的漆膜，加速腐蚀和造成操作及保养的麻烦，增加潮流的阻力，使浮标、水雷等偏离原定的方位。

7. 对水产业的影响。污损生物常堵塞网孔，使网具的阻力增加，流水量减少，渔获量下降；养殖网箱网孔堵塞，使内外水体交换减少，箱内溶解氧降低，网重量增加，网箱下沉。污损生物附着在养殖贝类的贝壳上会竞争摄食饵料和氧气而影响产量，若附着在藻类的叶状体上，则使光合作用效率下降，也影响生长和发育。

(三) 海洋污损生物的防治

当前对船舰最有效、最简便的防污措施，是采用涂刷防污涂料的办法，即把防污剂和成膜物质配制成防污涂料涂刷于船底，药物通过漆膜不断地往外渗出，形成一种有毒表面以预防或毒杀动物的幼虫，达到防污的效果。中国 50 年代就研制成以氧化亚铜为毒料的 832 商品防污漆与 830 和 831 防锈漆和中间漆配套使用，收到了一定的防污效果，防污有效期 1 年左右。但是由于长期使用，生物产生了抗药性，影响到防污效果。从 1958 年起就着眼寻找新的防污剂，通过百余种药物的室内外实验，筛选出 15 种有效药物，其中包括三丁基氟化锡(S_8)和三苯基氯化锡(S_2)两种有机锡。1972 年以后，又获得若干长效防污涂料配方，增加了防污涂料的品种。

遗憾的是有机锡的广泛使用，特别是在欧洲众多的小型游艇上使用，却使港湾局部水体有机锡含量升高，污染海洋环境，影响海洋生物，包括养殖生物的正常生长。

此外，在管道冷却水中直接施加液氯、电解海水制氯和采取砂滤等防除办法，效果亦很好。

二、海洋钻孔生物

在海洋中，能穿凿木船、木竹建筑、红树、岩石、珊瑚礁以及贝壳等物体基质的生物，称为海洋钻孔生物。钻孔生物与污损生物不同，污损生物是生长在物体的表面，而钻孔生物则钻到物体内部。钻孔生物对人类的危害很大，主要是破坏海上设施，造成严重经济损失。

钻孔生物的种类包括海藻、海绵动物、苔藓动物、环节动物的多毛类、软体动物的双壳类、节肢动物的甲壳类和棘皮动物的一些种类，其中以双壳类和甲壳类最为重要，危害也最大。

1. 船蛆科属于软体动物的双壳类，约有 60 多种，中国沿海已发现 10 多种。除了滩栖船蛆(*Kuphus*)以外，船蛆科中所有的种类均钻在木、竹中生活。

2. 海笋科属于双壳类，如生长在中国塘沽新港防波堤的石灰石上的吉村马特海笋(*Martesiayoshimurai*)，在一块约 1000cm³的石块中曾找到 108 个体。本科种类除钻石的种类外，也有钻木的种类。例如，马特海笋(*Martesiastriata*)和食木海笋(*Xylophaga*)能钻木材。前者对木材的危害程度有时比船蛆还要严重，后者偶然可钻入海底电缆、塑料或其它海洋中的物体。值得提出的是，海笋一般只钻石灰岩，对坚硬的花岗岩很少钻入，所以在建港，筑堤时应避免使用石灰岩。

3. 甲壳类此类中有蛀木水虱、团水虱(*Sphaeroma*)、食木跳虫(*CheIura*)

等，常着生于港湾和码头的木桩、护木以及其它木质设施上，终生在木材表层穿凿。它们同船蛆内外夹攻，使木材很快坏损。蛀木水虱已知有 20 余种，其中有 7 种以海藻为食，其余均钻食木材，以木材为饵料。

4. 其它钻孔生物海藻中的钻孔藻在珊瑚礁中起破坏作用；海绵类中的穿贝绵(*Cliona*)、多毛类中的某些才女虫(*Polydora*)和一些苔藓动物等，常穿凿扇贝、牡蛎、珠母贝等经济贝类，使其生长受到影响；棘皮动物中的球海胆(*Strongylocentrotus*)等能用坚硬的棘穿凿珊瑚礁等，软体动物中的住石蛤(*Petricola*)、钻岩蛤(*Saxicava*)、石蛭(*Lithophaga*)、开腹蛤(*Gastrochaena*)等，都能穿凿岩石、珊瑚礁和贝壳等，对岩石堤岸、珊瑚礁和经济贝类的养殖有危害。

9.5.4 海洋生物对海水中声和光的物理效应

声波和光波在海水中传播制约的因素很多，其中生物的数量、分布、植物的光合作用、动物的发声和发光等生物学现象，都对海水中声、光传播产生影响。

一、散射层及其生态特点

在大洋深层水域中普遍存在由生物聚集的水层，简称深海散射层(*deepscatteringlayer*)。其中较密集的浮游动物和游泳动物(如头足类、鱼类)，对声波能产生较强的散射回波，有些动物有气囊、鱼鳔，对某些频率的声波产生强烈的共振反射声波，从而对海水中声波的传播起着阻碍或干扰作用。散射层的研究，有利于鱼群分布的探索，对捕捞有一定指导意义。

(一) 散射层的形成

从散射层的特点和分布来看，浮游动物是散射层的主要形成者，因为不少浮游动物，特别是磷虾类和管水母类，具有分布广、数量大，并常密集在一起的现象，而更突出的是，它们一般都有昼夜铅直移动的特性。近年来，通过更多的海上调查研究发现，有些游泳动物如鱼类(灯笼鱼等)、头足类(乌贼等)和虾类(樱虾等)，特别是灯笼鱼，在散射层的形成中也起着相当重要的作用。

(二) 散射层的生态特点

1. 平面分布：散射层的平面分布很广，这和浮游动物，特别是与磷虾类、管水母类的广泛分布有关。当然，其分布不均匀，例如，散射层在太平洋到处都有，而在南极海只有零星分布。

2. 铅直分布：散射层的深度随海区而异，这跟各海区的深度和生物组成不同有关。例如，在美国西岸的加利福尼亚州沿海为 280 ~ 460m，在太平洋热带和亚热带海域为 280 ~ 830m，在北冰洋为 25 ~ 200m，在大西洋东部海域为 350 ~ 600m。上述深度一般指白天的情况。

3. 昼夜铅直移动：散射层的深度具有昼夜铅直移动的特点。这与浮游动物，特别是浮游甲壳动物的桡足类、磷虾类等存在昼夜铅直移动行为有关。散射层中的浮游动物，傍晚(约日落后 1 小时)上升，黎明后下降，致使散射层上下移动。例如，美国东岸的新英格兰南部海域的散射层，白天深度为 330 ~ 390m，夜晚上升到 50 ~ 60m。有些磷虾为黎明上升，傍晚下降，散射层的深度也随之改变。散射层一般只有一层，但在昼夜铅直移动过程中，常会分裂为上下两层，其中较深的一层能铅直移动，而较浅的一层常不移动，偶

尔还可再分为较多层。这两层的生物组成(指优势种)常不一样;上层一般为磷虾类和桡足类,下层一般为鱼类和樱虾类。

散射层分布还有季节变化。例如,北冰洋散射层仅在夏季出现,而冬季消失。因为北冰洋冬季没有昼夜之分,浮游动物没有昼夜铅直移动的行为发生。

散射层发光现象也是另一个显著特点。这与散射层中磷虾等动物的发光是一致的。

二、生物对海水中声波的反射与散射

一般用反射损失作为描述鱼的反射强弱的一个指标。因鱼体形状复杂,在理论上难进行处理。本间庭(1957)根据许多实测资料得出了如下的经验公式。鱼的反射损失 L_p 随频率的增高而变小(表 9 - 13)。

$$L_p = 2011 \log \left(\frac{\lambda}{2r} \cdot \frac{x}{b} \cdot \frac{2}{\Delta\rho} \cdot \frac{1}{k} \right)$$

式中 λ 是声波波长(cm); r 是鱼体背部截面的曲率半径(cm); b 是鱼的全长(cm); $\Delta\rho$ 为海水与鱼的密度差; k 是形状系数,根据声波对鱼的入射部位的不同而有不同的值,声波向鱼的背部入射时, $k=1$; x 是从鱼到声源方向的距离,为 100cm。由于 $\lambda = c/f$ (c 是声速, f 是频率),所以上式表达为

$$L_p = -2011 \log f + 20 \log \left(\frac{c}{2r} \cdot \frac{x}{b} \cdot \frac{2}{\Delta\rho} \cdot \frac{1}{k} \right)$$

表 9 - 13 各种鱼类的反射损失

鱼种	体长/cm	体重/g	测定频率/kHz	反射损失/db	L_{p0} /db*	备注
白石首鱼	27	260	50	26	43.0	东海
带鱼	73	450	50	29	46.0	东海
海鳗	37	820	50	28	45.0	东海
鲳鱼	37	820	50	37	54.0	东海
扁鲆	41	450	50	27	54.0	东海
驹舌	32	190	50	30	47.0	东海
真鲷	80	2000	50	28	45.0	鄂霍茨克海
双线鲷	40		50	42	59.0	鄂霍茨克海
黄鳍金枪鱼	165	56000	22	15	28.5	久里浜
小金枪鱼	75	7600	28	23	37.5	南太平洋
青鲨鱼	200		28	12	26.5	南太平洋

* L_{p0} 是频率为 1kHz 的反射损失,其值系根据实测值由上述 2 式换算得出。

三、海洋动物噪声

海洋动物的噪声是海洋噪声来源的重要组成部分,属于海洋环境自然的间歇噪声(intermittent noise)。海洋动物的发声多种多样,有哺乳类(海豹、海狗、海豚)发出的呼叫声,海豚在进行声定位(echo—location)时,可发出一种高达 100kHz 以上的声音;鱼类中竹荚鱼、石首鱼是发声鱼,发出的大多为食饵声、游泳声等。甲壳类、贝类等也可成为声源,这些海洋动物发声有特殊频谱,其目的是用作相互联系或攻击、防御、索饵、生殖等等的讯号。由于海洋动物的发声,在设计水声仪器时,要考虑声波信号与海洋噪声的比

(S/N)。在预报海洋地震，探测鱼群行踪，查明潜艇位置等方面，有必要对海洋动物噪声的强度进行定性和定量的分析。

(一)发声器官

1. 鱼类发声：海洋鱼类具有灵敏的声音感受器：侧线器官和听迷路。侧线器官可感受频率为 5 ~ 25Hz 的机械振动和次声振动。对于次声波与声波交界的振动，某些鱼类则兼用侧线器官和听迷路进行感知，但是，至今尚未发现鱼类具有专门的发声器官。它们的发声是由许多特化组织所兼行的，如某些骨骼、肌肉及鳔。所发的声音分为两大类：与摩擦有关产生的声和与鳔有关产生的声。

2. 鲸类发声：海豚具有回声定位的能力。海豚头中具有瓣膜和气囊系统，通过这类系统将声波放射出去。当超声信号遇到目标时，形成低频的反射信号，再由耳或头部的其它器官接收，构成完善的声纳系统。

3. 甲壳动物发声：海洋甲壳动物中只有软甲类的十足目(Decapods)和口足目(Stomatopoda)能发出噪声。它们的发声分为 3 类：摩擦发声，大螯的杵发声，掠肢掌指弹射发声。

(二)生物噪声的强度变化

生物噪声频率一般为 200 ~ 1500Hz，也有超过这个范围的。生物噪声有季节变化，例如，在中纬度和高纬度海区，夏季生物噪声的强度比冬季大，二者相差值可达 40dB。又如大部分发声鱼类栖息在暖水海区，它们多半栖息在浅水区，夏季噪声最大。但是，在高纬度海区也有少数发声鱼类，例如鳕鱼在秋季和 2 ~ 3 月间噪声最强。生物噪声的强度也有昼夜的变化。一般在日出和日落时，生物噪声的强度最大。例如，小虾等在浅海发 400 ~ 2000Hz 的噪声，最高频率可达 20kHz。黎明和日落后，在水深小于 50m 的海区，小虾发出的噪声可达 30 ~ 45dB。在北纬 40° 到南纬 40° 之间冬季最低水温在 11 以上的海区，虾类的噪声很强。又如，中纬度和寒带浅水区，某些贻贝发出 80 ~ 6000Hz 的噪声，它的强度在正午可以超过环境的噪声，达 50dB。此外，在繁殖期发声的鱼类比较多。各种鱼群在移动时也会发出各种声音。总之，生物噪声的强度变化，与动物的生殖期、群体的移动、季节性及昼夜节律等因素具有密切的关系。

(三)研究生物噪声的意义

海洋生物噪声会影响声信号在海洋中的传播。因此，了解海洋生物噪声对海洋环境的影响，对于解决从噪声干扰背景中检测和分离出有用的信号，是十分重要的。其次，鱼类对声音具有灵敏的反应，这对于鱼类进行声音驯育，食物讯号的条件反射有重要的意义。再者，据不同鱼类发出的声音判断鱼群，目前有的国家和地区已出现不同类型的水听器和水下音响集鱼器，并试用于捕捞渔业。此外，海豚的哨声可使许多鱼类吓呆、下沉或散开，将海豚经过训练，可作为海洋牧业的“牧犬”，或者协助人类在海洋开发事业中进行探测、通讯等工作。

四、海洋生物对光的散射与吸收

海洋生物对海洋光学的影响体现在两个方面：一是在白天，浮游植物光合生长，其数量的多少影响到光在水中的散射、吸收，进而影响到透明度和水色；另一方面，在夜间，某些浮游生物的自身发光能增强海面亮度。

(一)透明度与水色

各大洋中透明度最大的是马尾藻海，达 60m 以上，这是因为马尾藻海位

于大洋中央，没有沿岸水，营养盐贫乏而浮游生物少，同时，它处于环流中心，海水流动慢，浮游动物下沉快。在太平洋，黑潮的透明度(可达 40m)比亲潮(只有 10~15m)大，这是因为黑潮暖流源自浮游生物较少的太平洋北赤道流的缘故。在河口和近岸海域的透明度在 1m 以内，除了泥沙混浊之外，亦与浮游生物较丰富有关。由于浮游生物有季节变化，故透明度也有季节性变化。例如，黑潮区春季(3~5月)浮游生物大量繁殖时透明度最低，而 9 月份最高。亲潮则 8~10 月最低，11~1 月份最高。

根据海水不同光学特性，可分如下 5 种类型：

2. 大洋清水。低生产力海区(特别是低纬度海区)的大洋清水；水色 0~2。
5. 大洋标准水。中纬度和低纬度海区中等生产力区域的大洋水；水色 2~5。
- 大洋浊水和沿岸清水。高生产力海区特别是浮游生物繁殖期的海水；热带沿岸水，特别是大陆架深水区的海水；水色 5~8。
10. 沿岸标准水。中等生产力的沿岸水和大陆架一般海区的海水；水色 8~10。
- 沿岸浊水。浮游生物大量繁殖时的河口和沿岸水；由于波浪作用搅起大量悬浮物质的近岸水；水色 10。

(二)海发光

在夜间，海洋发光的现象是由一些能发光的浮游生物、底栖动物和游泳动物等受刺激引起的(除发光细菌外)。这些海洋生物自身具有发光器官、细胞(包括发光的共生细菌)，或具有能分泌发光物质的腺体等结构。它是化学发光的一种类型，是化学能转换为辐射能过程中放射出的可见光，因为散射的热量非常少，又称为冷光。

1. 海洋生物发光的种类：全世界已发现能发光的生物约有 30 纲 538 属。其中 24 纲 461 属是海洋生物，约占 85%，分别属于从海洋细菌到海洋鱼类的许多门类(表 9—14)，但甲藻以外的各类海藻和海洋动物的扁虫类、帚虫类、腕足

表 9-14 发光海洋生物

类别	纲名	数量			主要代表
		目	科	属	
细菌	真细菌纲	1	1	2	发光杆菌 Photobacterium
甲藻	甲藻纲	5	8	10	夜光藻 Noctiluca
原生动物	辐足纲	1	6	7	胶体虫 Collozoum
腔肠动物	水螅纲	6	17	23	多管水母 Aequorea
	钵水母纲	2	4	4	游水母 Pelagia
	珊瑚虫纲	2	9	13	珊瑚虫 Renilla
栉水母	有触手纲	2	7	9	侧腕水母 Pleurobrachia
	无触手纲	1	1	1	瓜水母 Beroe
纽形动物	有针亚纲	1	1	1	针纽虫 Emplectonema
软体动物	腹足纲	2	3	4	平轴螺 Planaxis
	双壳纲	1	2	2	海笋 Pholas
	头足纲	3	19	68	耳乌贼 Sepioida
环形动物	多毛纲	5	10	26	磷虫 Chaetopterus
节肢动物	甲壳纲	7	19	51	海萤 Cypridina
外肛动物	裸唇纲	1	1	1	膜孔苔虫 Membranipora
棘皮动物	海百合纲	2	3	3	栉枝海百合 Thaliassometra
	海参纲	2	5	13	漂浮沙蟊 Pelagothuria
	海星纲	3	6	12	海氏棘星 Hymenaster
	蛇尾纲	1	8	15	真蛇尾 Ophiura
	半索动物	肠鳃纲	1	1	3
脊索动物	幼形纲	1	1	1	住囊虫 Oikopleura
	海樽纲	2	2	2	火体虫 Pyrosoma
海洋鱼类	软骨鱼纲	1	1	6	乌鲨 Etmopterus
	硬骨鱼纲	8	42	184	巨口鱼 Stomias

类、毛颚类、须腕类、爬行类、哺乳类等没有发光的种类。海洋发光生物广泛分布于世界各海域，特别是温带和热带海域。一般认为，在水深超过700m水层中的动物，90%以上是能发光的。

2. 海洋生物发光类型：海洋发光生物可分为细胞内发光和细胞外发光两类。

细胞内发光类型：本类型是细胞发光，较为普遍。例如，夜光藻是最常见的代表。当细胞受到刺激时，细胞质中丝状排列的发光颗粒(一种拟脂蛋白)收缩，发出淡蓝色的闪光。单细胞的甲藻和放射虫类，以及许多具有发光器的多细胞动物(如水母、栉水母、磷虫、磷虾、樱虾、头足类、棘皮动物、被囊类和鱼类)，都属于细胞内发光。

细胞外发光：本类型是生物的腺体分泌排放出的内含物发光。其中，海萤(Cypridina)为最著名的代表。此外，桡足类、齿裂虫(Odontosyllis)、波叶海牛(Phylliroe)、柱头虫等，也都是细胞外发光的动物。

上述两种类型，除了细菌的发光是一种呼吸现象并连续发光之外，其它生物一般都是受刺激后才发光的。其情况因种类而异：发光细胞或发光物质贮存器被邻近的肌肉纤维挤压，使分泌物外流发光(如海萤)。腺细胞本身受到刺激而排放其内含物发光。这是控制腺体分泌的神经调节的结果，如

磷沙蚕(Aphrodita)、游水母。 激发作用引起细胞变化，导致发光物质的活化，如夜光藻。 发光器发出的光，如磷虾、头足类和鱼类。

3. 研究意义：生物发光是其生命活动的一种行为表现，往往与一个种的生存和繁衍有关。例如，许多深海鱼具有发光的诱饵器官，以吸引饵料生物；有些虾类常分泌光雾，迷惑和逃脱敌害；齿裂虫等在繁殖季节，以其发光寻求配偶。海发光，可以帮助领航员在夜间指出最重要的目标和地点。但是，当海发光很强烈时，也可以减低夜间视力，造成幻觉而不利于航行。特别值得提出的是在军事上容易暴露目标，因为舰队在黑夜航行刺激发光生物发光，使黑暗海面上呈现出很长的磷光带，舰队容易暴露而受敌攻击。在渔业生产上，海发光对渔业是有利的，渔民可在夜间根据海光来侦察鱼群，甚至应用发光生物作为诱饵来钩钓鱼类，提高渔获量。

腔肠动物中的许多水母含有一种钙活化的发光蛋白，与钙离子的反应专一、无毒、快速，对极低浓度钙离子很灵敏，是一种极有用的生物钙指示剂，适于测定细胞内钙离子。

§ 9.6 海洋生物资源的开发利用

9.6.1 海洋生物资源

浩瀚的海洋蕴藏着十分丰富的海洋生物资源、海洋生物种类组成多样性高、门类齐全，拥有许多古老的种类，例如，被誉为活化石的鲎、海豆芽等。生物资源数量相当可观，有人估计，海洋每年约生产 $1350 \times 10^8 \text{t}$ 有机碳。在不破坏生态平衡的情况下，海洋每年可提供 $30 \times 10^8 \text{t}$ 水产品，够 300 亿人食用。也有人推算，海洋向人类提供食物的能力，相当于全世界陆地耕地面积所提供食物的 1000 倍。目前世界海洋捕捞和养殖的范围只占大洋面积的 10%，绝大部分海域尚未开发。随着世界人口的不断增加，人类将更加重视海洋，让海洋来解决人类食物的供应问题。联合国粮农组织把鱼类、肉类和豆类列为人类三大蛋白质来源。因此，人类极大地寄希望于进一步开发富饶的海洋生物资源。

从生物学上分，海洋生物资源包括鱼类资源，海洋无脊椎动物资源，海洋脊椎动物资源和海洋藻类资源。

一、鱼类资源

鱼类资源是海洋生物资源的主体。它们是人类直接食用的动物蛋白质的重要来源之一。鱼的种类很多，全世界约有 $(2.5 \sim 3) \times 10^4$ 种，其中海产鱼类超过 1.6×10^4 种，但真正成为海洋捕捞种类的约为 200 种。其中年产量不足 $5 \times 10^4 \text{t}$ 的占多数，为 140 多种。超过 $100 \times 10^4 \text{t}$ 仅有 12 种，即狭鳕、大西洋鳕鱼、秘鲁鳀鱼、大西洋鲱鱼、鲑鱼、毛鳞鱼、远东拟沙丁鱼、沙璘鱼、智利竹荚鱼、沙丁鱼、鲹、黄鳍金枪鱼等，它们约占世界海洋渔获量的 1/3。世界渔场主要分布于太平洋、印度洋和大西洋。可划分为太平洋西北部、东北部、中东部、中西部、西南部、东南部；大西洋西北部、东北部、中东部、中西部、地中海、黑海，以及大西洋西南部和东南部；印度洋东部和西部(图 9—27)。

太平洋鱼类资源非常丰富，是世界各大洋中渔获量最高的海域。太平洋的渔获量可占世界总渔获量的一半左右。这里有最著名的秘鲁渔场，盛产秘鲁鳀鱼。此外，还有千岛群岛至日本海北太平洋西部渔场，以及中国的舟山渔场等。北太平洋西部渔场主要有鲑鱼、狭鳕、太平洋鲱鱼、远东拟沙丁鱼、秋刀鱼等鱼种。产量居世界各海区中第一位。

大西洋的渔业资源也很丰富，主要渔场有挪威沿岸到北海的大西洋东部渔场和纽芬兰渔场等。此外，还有西北非洲和西南非洲渔场等。大西洋的渔业生产量在世界各海区中居第二位。

印度洋的渔业主要集中在西部，东部产量不高。印度洋的底层鲷类和中上层鱼类资源尚有进一步开发的潜力。印度洋西部塞舌尔群岛，是广阔的拖网渔场。

从 50 年代到 70 年代初，世界渔业产量以年均 6% 的速度增长。1950 年到 1960 年，世界渔业总产量的平均增长速度为 5%，即从 $1860 \times 10^4 \text{t}$ 增至 $3760 \times 10^4 \text{t}$ 。1960 年至 1970 年的增长速度为 7%，年产量达 $6070 \times 10^4 \text{t}$ 。但自 1970 年以后，由于有些资源被充分利用，有些被捕捞过度，所以世界海洋渔业产量一直徘徊在 $6000 \times 10^4 \text{t}$ 左右。80 年代后期，渔获量又有较大的增

长。1993年开始突破 10^8 t 大关(包括海水养殖),1994年世界渔业总产量 10958×10^4 t,比1993年增长7.3%,其中海洋渔业产量 9041×10^4 t,占世界渔业总产量的

表9—15 世界渔获量变化及人均占有量

年份	1800	1900	1938	1950	1960	1970	1975	1981	1989	1991	1992	1993
产量/ 10^4 t	120	350	1880	1860	3760	6070	5922	6260	8575	9705	9811	10218
人口/ 10^6	800	1600				2700		4000	5000			5300
人均量/kg	1.5	2.19				22.6		15.7	17.2			19.1

二、海洋无脊椎动物资源

海洋无脊椎动物门类众多,据估计有16万种。经济价值较大,目前已被人类利用的约有130多种,包括软体动物头足纲中的乌贼、章鱼、鱿鱼等,瓣鳃纲的贻贝、牡蛎、扇贝、蛤、蚶、砗磲等,腹足纲的鲍鱼、红螺等;节肢动物的甲壳纲中的对虾、龙虾、蟹等;棘皮动物海参纲中的海参等;腔肠动物钵水母纲的海蜇等。

大西洋西北部是世界上捕捞头足类的中心,年产约 10^6 t。大西洋中东部是世界上头足类捕捞的第二渔场,年产约 30×10^4 t。中国近海黄海、东海是以日本枪乌贼和大枪乌贼为主。中国南方以曼氏无针乌贼为主,与大黄鱼、小黄鱼、带鱼并列为中国的渔业四大鱼种。据估计,在世界大陆架和大陆斜坡上部海区内头足类的蕴藏量约 $(800 \sim 1200) \times 10^4$ t,有90%尚未开发。

在软体动物中,瓣鳃纲和腹足纲统称贝类,贝类不仅可以食用,而且许多种类还可以药用。在双壳类软体动物中,牡蛎、贻贝和扇贝和渔获量可占90%。全世界有牡蛎200多种,中国沿海有20多种。中国南方有僧帽牡蛎、长牡蛎、近江牡蛎等。贻贝有紫贻贝和翡翠贻贝、加州贻贝等。扇贝的种类也很多,分布广泛,世界各海洋都有,中国南方种类较多,主要是华贵栉孔扇贝等,北方主要是栉孔扇贝,近年来还引进海湾扇贝。蚶、缢蛏等都是著名的海产贝类。还有一些能够产生晶莹的珍珠的贝类,统称珍珠贝。

虾和蟹是人类蛋白质的重要来源之一。捕虾业是经济价值最高的一种渔业,世界上捕虾的国家达七、八十多个,主要产虾国家是美国、印度、日本、墨西哥等。虾场主要分布在南美、中美、欧洲南部、中国、朝鲜和日本南部外海。蟹类种类很多,中国有600多种,绝大多数为海生,常见的有三疣梭子蟹、锯缘青蟹等。在世界上产量最多的是堪察加蟹和雪蟹,年产约 15×10^4 t。

在海洋无脊椎动物资源中还有腔肠动物门的海蜇以及棘皮动物门的海参。全世界的海参约1100多种,可供食用的约40种。中国海域有海参约100种。仅西沙群岛就有20多种。从渤海湾、辽东半岛到北部湾的涠州岛、南沙群岛都出产海参。海蜇属水母类,是一种透明膜质的腔肠动物。虽然水母的种类很多,但经济价值大的仅4种。中国的海蜇资源是很丰富的。我国北方沿海常见的是海蜇、面蜇、沙蜇三种,分布于南海的是黄斑海蜇。

三、其他海洋脊椎动物资源

(一)海龟与海鸟

海龟是珍贵的海洋爬行动物。全世界海龟共有7种,生活在热带海洋中。海龟是上等食品,龟甲、龟掌、龟肉、龟血等都可制成名贵中药和营养品。

全世界有时一年可捕捞海龟 3×10^4 t 以上，致使海龟数量越来越少，目前已被列为重点保护对象。

海鸟的种类约 350 种，其中大洋性海鸟约 150 种。比较著名的海鸟有信天翁、海燕、海鸥、鹈鹕、鸬鹚、鲣鸟、军舰鸟等。海鸟终日生活在海洋上，饥餐鱼虾，渴饮海水。海鸟食量大，一只海鸥一天要吃 6000 只磷虾，一只鹈鹕一天能吃(2~2.5)kg 鱼。在秘鲁海域，上千万只海鸟每年要消耗鳀鱼 400×10^4 t，它们对渔业有一定的危害，但鸟粪是极好的天然肥料。中国南海著名的金丝燕，用唾液等作成的巢被称为燕窝，是上等的营养补品。

(二)海洋哺乳动物

海洋哺乳动物主要是海兽，包括鲸目、鳍脚目、海牛目和食肉目中的海獭。在海兽中以鲸类的数量最多，经济价值最大。全世界的鲸约有 90 种。鲸的大小彼此相差很大，小的如有些海豚长 1m 多，重几十千克。大的几十米长，重上百吨。人们习惯上把须鲸和抹香鲸等大型鲸称为鲸，而把小型鲸称为海豚。南极海域是鲸等海兽最多的地方，也是世界上最主要的捕鲸场，捕鲸产量几乎占世界总捕鲸量的 80%~90%。

中国的鲸类资源也十分丰富，不仅有大型的蓝鲸、长须鲸、大须鲸、拟大须鲸、黑露脊鲸、抹香鲸，而且有大量的海豚，如长江口的白鳍豚，珠江口到厦门海域的中华白海豚等，但由于过度捕捞，现在，大小鲸类已属保护对象。

其它海兽资源包括海狮、海象、海豹等鳍脚类。海狮约 13 种，海象 1 种，海豹 18 种。世界各海区皆有海豹类，海象是北极特产，海狮类主要分布在北太平洋和南极海域。海狮类中有一种类称为海狗，是重要的皮毛兽之一，估计在北太平洋有 200 万头。在鳍脚类中有一种南象形海豹，是首屈一指的巨兽，雄的长达 6.5m，体重 3200~3700kg。目前已知中国海域的鳍脚类有 4 种。其中海狗、北海狮、髯海豹只有偶然捕到，数量最多的是斑海豹。鳍脚类中还有一类海牛目，共有 4 种，在中国南方海域常见的一种叫儒艮，俗称“美人鱼”。

四、海藻资源

海藻是重要的海洋生物资源之一。海藻的营养价值很高，全世界有 70 多种海藻可供人类食用，还广泛地被用作饲料和肥料，有些又是医药上疗效显著的药材，还有些是重要的工业原料。全世界海洋中海藻每年的生产量约为 $(1300 \sim 1500) \times 10^8$ t，但为人类所利用的只是其中很少的一部分。在约 4500 种定生的海藻中目前只有 50 种左右被人类利用，可见其资源潜力是非常大的。中国是利用海藻最早且最广泛的国家之一，常见的且经济价值较大的种类有 20 多种。

9.6.2 海洋药物资源

一、海洋药物资源开发现状

人类利用海洋生物作为药物的历史悠久。在中国的《黄帝内经》、《神农本草》、《本草纲目》中都有海洋药用生物的记载。例如，海带治疗甲状腺肿大，石莼利尿，乌贼的墨囊治疗妇科疾病，鲍鱼的石决明明目，鸬鹚菜驱蛔虫。海蜇能“消疾引积，止带祛风”，可治“妇人劳损，积血带下，小儿风疾丹毒”。海龙、海马对身体有滋补强壮作用等。随着人类对海洋药用

生物资源的研究，新的海洋生物药源不断被发现。例如，从海产粘盲鳗中提取盲鳗素，是一种强效心脏兴奋剂和升血压剂；鲨鱼肝可提取肝油，肝油内含有大量鲨肝烯，可作为皮肤、润滑剂、脂肪性药物的携带剂；鳕鱼肝油是治疗维生素 A、D 缺乏症的良药，还可以治疗伤口，烧伤和脓疮；乌贼的内壳即海螵蛸可治疗胃病，用作止血剂，还能治疗皮肤、耳朵、面部神经痛等，还可以治疗气喘，心脏病，疟疾等；贝类中的砗磲壳则有镇静、安神、解毒等功能。海洋生物中有许多种类含有毒素，临床上可作为肌肉松弛剂，镇静剂和局部麻醉剂。现在已经有人把现代海洋药物的发展与海洋生物毒素的研究联系在一起，使药用海洋生物的研究与开发更加广泛。

目前在海洋生物中发现可作为药物和制药原料的已达千余种。从微生物到鲸类都有，最重要的有海洋微生物，各种藻类，腔肠动物，海绵动物，软体动物，棘皮动物，被囊动物以及各种鱼类等。其中一些食用价值低的生物类群，其药用价值往往更高。我国从 80 年代以来，已生产出一批海洋药物，如河豚毒素，鲎试剂，珍珠精母注射液，刺参多糖钾注射液，海星胶代血浆，褐藻淀粉硫酸酯，藻酸双酯钠(PSS)，藻酸丙二酯，甘露醇烟酸酯及人造皮肤等。90 年代以后，利用高新技术研制海洋新药物已成为药用海洋生物资源开发的主流。当前，国际上海洋药物开发的主要方向有以下几个方面：(1)增强机体免疫功能的药物；(2)抗心脑血管疾病的药物；(3)抗风湿、类风湿方面的药物；(4)抗肿瘤药物；(5)抗过敏药物；(6)抗病毒类药(包括艾滋病药物)；(7)防治肥胖和有益健美药物；(8)抗衰老和妇幼保健药物；(9)功能紊乱调节药物(包括抗抑郁，内分泌失调，性功能障碍等)；(10)补益类营养保健药。

二、海洋生物活性物质的研究与开发

海洋生物活性物质是存在于海洋生物体内的如海洋药用物质、生物信息物质、海洋生物毒素和生物功能材料等各种天然产物。一般都以微量形式存在。因此，如何获得足够量的活性物质是能否被人类利用的关键。海洋生物活性物质的研究与开发，也就是对上述天然产物的研究与开发。

在海洋生物中存在大量的具有药用价值的活性物质，大致包括如下几个方面：(1)海产生物毒素：包括河豚毒素，石房蛤毒素，海葵毒素。其中有的是肌肉神经阻滞剂，可作为麻醉药；有的具抗白血病活性；而海葵多肽毒素对心脏、神经均有作用。(2)抗肿瘤物质：例如，从软体动物中分离出来多肽或蛋白质化合物具有很强的抗肿瘤、抗白血病作用；鲨鱼粘多糖是很强的抗癌物质。(3)抗真菌、抗细菌和抗病毒物质：从海泥和单胞藻中分离的代谢物及从棘皮动物、被囊动物中分离的化合物具有抗菌作用。海洋真菌的顶头孢菌的代谢产物可制成头孢菌类的抗菌素。从被囊动物分离的化合物对病毒则有抑制作用。(4)具有心血管活性化合物：从海洋生物中可分离出多种具有心血管活性的化合物，例如，从单胞藻、鱼油中分离出多种不饱和脂肪酸(如 EPA、DHA 等)具有防止血小板聚结和心血管硬化的功能。(5)其他生物活性化合物。从红藻、海绵、柳珊瑚等海洋生物中都可以分离出不同生理活性的化合物。从柳珊瑚中分离的前列腺素经处理后具有生理活性。从海人草中分离的海人草酸具有驱虫等作用。

当前，应用高新技术分离、提取、纯化海洋生物活性物质是药用海洋生物资源开发的热点，并且已取得可喜的进展。值得注意的是海洋中单胞藻数量大，其生物活性物质的应用潜力很大，但由于其含量在不同的藻种或生命周期各阶段有很大的差异，因此，必须使用生物技术如克隆培育，才能进行

工厂化生产，取得更大的经济效益。

9.6.3 海洋生物资源的持续开发利用

一、合理开发利用海洋生物资源

在自然界中一切能为人类利用的自然要素就是自然资源，海洋生物资源属于自然资源中的生物圈资源，其重要特征是具有可更新性，反映出这种资源有生命，有自然更新能力。在适宜的自然环境中如果合理利用，便可以保持生物资源的生态平衡，不断更新繁衍，被人类持续利用。否则，则日趋衰退，崩溃灭绝。

所谓合理利用，就是根据海洋生物资源分布的区域性特点，从实际出发，因地制宜，按照海洋生物资源的特点和规律进行开发和利用。滥捕和捕捞过度，是引起许多重要海洋生物资源下降的原因。世界上许多传统性经济鱼类，都因过度捕捞而日趋衰竭。20多年来，中国近海渔业资源也遭受到严重的破坏，特别是近海渔业资源从60年代后期起就开始衰退。带鱼从年产量一百多万吨降到50万吨左右，小黄鱼几乎不见。大黄鱼产量不足 3×10^4 t。由于大规模搞底拖网，且网孔越来越小，把大量幼鱼都捕捞上来了。后果是渔获物中成鱼减少，幼鱼增多；优质鱼比例下降，劣质鱼比例大幅度上升。现在，黄海的带鱼和小黄鱼，已形不成渔汛。东海的大黄鱼和带鱼，产量大幅度下降。

保护海洋生物资源，使人类可持续利用，一方面必须加强海洋渔业环境保护，尽量预防和消除海洋环境污染，另一方面就是做到合理捕捞，既要使人类捕捞的产量达到最大，又要使海洋生物资源有所增长。每一种海洋生物资源，每年都要因疾病死亡、被捕食或被捕捞而损失一部分，同时每年又因个体生长和幼体补充而增加一部分。补充量与损失量之差，就是每年适宜捕捞的数量。若捕捞量大于这个差，则超过该种海洋生物的补充能力，资源就要减少。当每年的最高捕捞数量可使该种海洋生物的资源量仍得以保持稳定时，这个量就叫最大持续产量，也就是合理的捕捞数量。要达到最大持续产量，最好的办法就是多捕较大的鱼，不捕小鱼为了保护渔业资源，许多国家都制定了相应的法律法规，包括禁渔区，禁渔期，最小捕捞长度，禁止捕捞亲鱼和幼鱼，还规定最小网目、规格、捕捞工具，最适捕捞量等，并建立相应的监督管理机构和管理队伍。

二、实现海洋农牧化

所谓海洋农牧化就是像陆地农业种植庄稼、放牧牲畜那样在海洋中开展海洋生物的养殖和增殖。这是开发海洋生物资源的一种新途径。

目前，全世界已养的贝类约有近100种，主要有牡蛎、贻贝、扇贝、蛤、鲍等。这也是中国当前的主要养殖品种，且中国可养殖的贝类资源更为丰富。在鱼类养殖方面，世界已养殖的鱼类目前约100种，但能形成规模化的仅20种左右。中国已具有多种经济鱼类人工繁育苗种和网箱养殖、人工增殖的经验和技术。虾类和藻类的养殖在世界上占较大的比重，也是中国的主要养殖品种。全世界养殖产量80%集中在中国和东南亚一带。世界藻类养殖产量1991年为 359.3×10^4 t，主要品种有海带、紫菜、裙带菜、江篱、石花菜、麒麟菜等。藻类养殖单位面积产量高于天然海域采捕。中国的养殖业已有海藻类与贝类(鲍鱼)、海参等混养、套养的经验，前景良好。

从总体上看，海水养殖的优越性较高。首先是可养的品种多，其次是有广阔的水域可供养殖和增殖，有充分的天然饵料可以充分利用，不存在水源

和饵料不足之忧。国外不少专家预测，本世纪末至下世纪初世界海水养殖产量可比目前增加 10 倍左右。目前世界上主要海水增养殖类型有：把人工繁育的苗种，放流到天然水域中增殖；采取天然苗种养成商品规格上市；全人工养殖、利用人工育种和杂交品种高密度养殖等。在浅海开展海洋生物的增殖放流是利用海洋中天然的生物生产力，选择一些海洋生物种类，把人工培育的种苗，放养到天然海域中，经过一段时间的生长、发育后，再加以捕捞。这种做法，不但可以补充自然种群，而且可以提高产量，是实现海洋水产农牧化的重要途径，有着广阔的前景。

三、开发海洋生物新资源

世界海洋渔获量分布是不均匀的，目前，92%的渔获量来自大陆架海区，大洋和深海鱼类捕捞甚少。据估算，海洋鱼类年可捕量为 $(0.9 \sim 1) \times 10^8 \text{t}$ 。其中深海区约占 $2500 \times 10^4 \text{t}$ 。深海鱼类主要有蓝牙鳕、长尾鳕、黑 鲷、金眼鲷、灯笼鱼、水珍鱼等，大洋上层鱼类主要有金枪鱼等。另外，深海中大型无脊椎动物资源也很丰富，估计大洋性头足类资源有 $(2.5 \sim 7.8) \times 10^8 \text{t}$ ，可捕量为 $(1 \sim 3) \times 10^8 \text{t}$ 。因此，大洋性和深海生物资源的开发是今后海洋生物资源开发的主要方向，它依赖于捕捞技术的提高。另外，在南大洋海域内磷虾有 7~8 种，数量最多并作为最大潜在渔业资源引起世界各国关注的是大磷虾(*Euphausia superba* Dana)。南极磷虾是目前人类所发现的生物中含蛋白质最高的一种。根据澳大利亚和阿根廷专家估计，一年捕捞 $7 \times 10^6 \text{t}$ 磷虾就可以为全世界四分之一的人口每天提供 20g 高质量蛋白质的食物。据估计，南极磷虾的现有资源是在几亿吨到几十亿吨之间，年可捕量在几千万吨到 2 亿吨之间。

思考题

1. 影响海洋生物分布的环境要素有哪些？
2. 如何解释海洋生物群落与生态环境的“成层”与“分带”现象？
3. 什么是生物多样性？有哪三个层次？
4. 为什么海洋生物多样性比陆地生物多样性高？
5. 为什么要保护生物多样性？它对人类有什么重要意义？
6. 海洋生物生态类群是如何划分的？依据有哪些？
7. 什么是海洋生物地理学？
8. 海洋生态系统具有哪些结构和功能？
9. 什么是海洋食物链和食物网？有什么特点？
10. 简述微型食物网的结构和特点。
11. 海洋初级生产力可以分为哪几个类型？
12. 什么是次级产量？如何估算次级产量？
13. 世界海洋环境中哪些区域类型具有较高的生物生产力
14. 举例说明生态系统中的反馈调节作用。
15. 海洋生物对污染物的吸收有哪些方式？
16. 什么是生物累积？如何度量？
17. 污染物的生物转移过程有哪些？
18. 什么是赤潮？一般经过哪几个阶段？
19. 简述赤潮发生的可能原因。

20. 什么是海洋污损生物和钻孔生物？各有什么危害？
21. 海洋中的散射层是如何形成的？
22. 海洋动物噪声的来源是什么？
23. 海洋生物是如何影响海水透明度和水色的？
24. 海洋生物资源分哪几大类？
25. 海洋生物资源有哪些方面的应用前景？

第十章 海洋中的声、光传播及其应用

§ 10.1 海洋声学概说

10.1.1 水声学与海洋声学的发展

迄今为止，人们所熟知的水中的各种能量辐射形式中，以声波的传播性能为最好。在含有盐、气泡和浮游生物的海水中，光波和电磁波的衰减都非常大。它们的传播距离较短，远不能满足人类在海洋活动中的需要。因此，到目前为止，在水下目标探测、通讯、导航等方面均以声波做为水下唯一有效的辐射能。

声呐是应海战需要而发展起来的水下目标探测设备。它的普遍使用开始于第二次世界大战期间。据可查的文献记录，早在 1490 年，达·芬奇写过：“如果使船停航，将长管的一端插入水中，将管的开口放在耳旁，则可听到远处的航船。”这种声呐的雏形不能确定目标的方位。在一次大战期间，于船的另一侧加了一根管，采用双耳测听，初步解决了测向问题。

第一次大战期间，由于德国的潜艇活动，约 4000 多艘同盟国舰船被击沉，这个数目相当于同盟国拥有舰船的三分之一，从而迫使同盟国集中很大力量去研究同潜艇做斗争的手段。恰好 1914 年郎之万、康斯坦丁首先做成了电容(静电式)发射器和碳粒微音接收器。1918 年利用这样的发射和接收器，接收到来自海底的回波和于 200m 深处一块甲板的回波。同时，郎之万等人用石英晶体做成压电式发射器和接收器，并采用了刚研制成的真空管放大器，制成第一台回声定位仪，以后简称声呐(sonar)。“声呐”名称的由来，是仿照雷达一词对“声导航和回声定位”的英文“soundnavigationandranging”的缩写。

在第一次和第二次大战期间，交战国双方热衷于水下定位设备的研究。在 20~30 年代，由于对声在海中的传播规律了解很少，曾认为声呐性能有一种神秘的不可靠性。即声呐的性能有时早晨较好，到下午性能变得很坏，尤其在夏季的午后最差。当时称这种现象为“午后效应”。后来测量海水各层温度发现，由于太阳的照射，海表层温度升高，构成较小的温度梯度，形成了声的折射，使声波部分能量弯曲入射到海底。从此便开始了声波在海洋介质中传播特性的研究，此内容称为水声学。

二次战后声呐技术的一个重要发展，是除军事的用途之外，也广泛应用于声导航系统、探鱼、测深和海底地形测绘、海底底质剖面结构等方面。目前水声技术已是开发海洋和研究海洋广泛采用和行之有效的手段，如水下通讯、声遥测遥控、数据图像传输，以及用声波遥测海洋涡旋的运动和变化与全球海洋温度的监测等方面。这些应用技术要求进一步研究声波传播规律与海洋环境的定量关系。由于海洋介质的复杂性和多变性，声波在海洋中的传播规律不仅取决于海洋的边界条件、海水的温、盐分布、海水中含有成分(如 $MgSO_4$)对声波的吸收等，而且还受到海洋动力因素和海洋时空变化的制约。因此其研究方法和特点属于物理学中声学范畴，而它受海洋环境的制约又使之成为海洋科学中不可分割的部分。国外已出版了多部海洋声学专著。

10.1.2 海洋声学研究内容

声波是海洋中可进行远距离传播的唯一能量辐射形式，因此海洋声学成了海洋科学中发展较快，有广泛应用前景的新领域。它所研究的内容有，因海洋中的声速铅直分布不均匀而形成的深海声道传播特性，以及声的波导传播与非波导传播；海水因含 MgSO_4 等化学成分引起的超吸收；对远距离传播

§ 10.2 声波的基本理论

10.2.1 声波

我们生活在波的世界里，看到的是光波，听到的是声波，收音机和电视机接收到的是电磁波，它们是不同的性质的波。其中声波是弹性波，是在弹性介质中传播的波。空气、水和固体都是弹性介质，它们对声波而言，都可看作可压缩的弹性介质。以水为例，若其中有一个球体突然膨胀，推动周围的水介质向外运动，但水介质因惯性不可能立即向外运动，因此靠近球体的一层水介质被压缩成为密层，这层水因具有弹性又会膨胀，又使相邻的外层水压缩，于是弹性波就这样一密一疏地传播出去。声波在水中的传播速度约为1500m/s，比在空气中的传播速度330m/s大四倍。声源每秒振动的次数称频率，单位是赫兹(Hz)。人耳可听到的最高频率约为 20×10^3 Hz，因此在 20×10^3 Hz 以上的声波称为超声波。人耳可听到的最低频率约为 20Hz，低于 20Hz 以下的声波称为次声波。两个相邻密层(或疏层)之间距离就是波长，频率与波长成反比。

10.2.2 理想流体中的小振幅声波

为简明起见，我们只研究平面波，我们选最简单的单色简谐波并导出二维简谐平面波的波动方程。

如图 10—1 所示，在水介质中截取一块截面积为 1，长度为 x 的管状介质，我们认为水介质为连续介质。声波在此管状介质中传播，于 t 时刻，在 x 点的振动位移为 ξ ，在 $x + dx$ 处的振动位移为 $\xi + \frac{\partial \xi}{\partial x} dx$ ，设此块介质的量不随时间变化，但其密度和体积随时间变化。令 ρ_0 为未受扰动前的密度， ρ 为受声波扰动后 t 时刻介质的密度，根据质量守恒原理，应有如下关系：

$$\rho_0 x = \rho \left(1 + \frac{\partial \xi}{\partial x} \right) x \quad (10-1)$$

根据牛顿第二定律，该介质的运动方程为

$$\rho_0 x = \rho \left(1 + \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} \right) x = - \frac{\partial p}{\partial x} x \quad (10-2)$$

式中 p 为介质中任一点的压强。

我们假定介质状态变化过程为绝热过程，则有

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \left(\frac{\partial p}{\partial \rho} \right)_s \frac{\partial \rho}{\partial x}$$

因此式(10-2)可改写为：

$$\rho_0 \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = - \left(\frac{\partial p}{\partial \rho} \right)_s \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (10-2)'$$

由式(10-1)和式(10-2) 式整理得

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = \left(\frac{\partial p}{\partial \rho} \right)_s \frac{1}{\left(1 + \frac{\partial \xi}{\partial x} \right)^2} \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} \quad (10-3)$$

式(10-3)为有限振幅声波的波动方程，它是一个非线性方程，下标 S 表示声波传播时介质状态的变化是绝热过程，因为声振动的频率与介质的状态变化相比是很迅速的，在一个周期的声波变化过程中，介质来不及与周围产生热量交换。通常我们仅讨论线性情况下的波动方程，即当 $\frac{\partial \xi}{\partial x} \ll 1$ 时，得小

振幅平面声波的波动方程

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = \left(\frac{\partial p}{\partial \rho} \right)_s \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} \quad (10-4)$$

令

$$c^2 = \left(\frac{\partial p}{\partial \rho} \right)_s \quad (10-5)$$

C 即为声波的传播速度，严格说是指某一简谐波的相速度。(10-5)式又可写为

$$c^2 = \frac{1}{\left(\frac{\partial \rho}{\partial p} \right)_s} = \frac{1}{\rho \left[\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial p} \right)_s \right]} = \frac{1}{\rho \beta_s} \quad (10-5)$$

β_s 是介质的绝热压缩系数。若介质为水，则上式为水中小振幅平面声波于绝热过程的相速公式。故式(10-4)小振幅平面声波方程可写为

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} \quad (10-6)$$

求解上式得

$$\xi = \xi_a e^{j(\omega t - kx)} \quad (10-7)$$

上式为简谐波，式中 $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ ，称为波数， λ 为波长。式(10-7)是满足条件

$\left| \frac{\partial \xi}{\partial x} \right| \ll 1$ 时式(10-6)的解，因此可认为 $k a \ll 1$ 或 $a \ll \lambda$ 是小振幅声波方程的条件。

以水介质为例，看在多大功率下是小振幅声波。设水的质点振动速度为 v_a ，单位截面上的声功率为 $J = \frac{1}{2} \rho c \xi_a^2 \omega^2$ 。欲满足 $k a \ll 1$ ，若取 $v_a \ll 10^{-4}$ ，简化可得 $J < \rho c^3 \times 10^{-8}$ ，已知 $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$ ，水中的声速为 $C = 1.5 \times 10^3 \text{ m/s}$ ，得 $J < 3 \times 10^4 \text{ W/m}^2$ 。通常声功率小于 $3 \times 10^4 \text{ W/m}^2$ ，方程式(10-6)是适用的，若声功率超过 $3 \times 10^4 \text{ W/m}^2$ 则为非线性声波。

10.2.3 海水中声波的传播速度

波动方程式(10-6)是单色简谐波的小振幅平面声波方程。实际上的声波不可能是单色波，而是一些具有一定频率宽度的波的叠加，这样的波称为波

群。波群有群速度，单一频率波的速度称为相速度，群速度和相速度在原则上是不相同的。我们所应用的水声频段，海水可认为是非频散介质，因此通常所说的声速度既是群速度，也是相速度。由(10-5) 式知声速度与介质的压缩系数和密度有关，由热力学定律可知

$$c_t = \gamma_s \quad , \quad \gamma = \frac{c_p}{c_v} \quad (10-8)$$

式中 γ_t 是等温压缩系数， c_p 是定压比热， c_v 是定容比热。因此式(10-5) 又可写为

$$c^2 = \frac{\gamma}{\rho\beta_t} \quad (10-9)$$

式中 γ ， ρ ， β_t 是可由实验测定的物理量。声速度公式(10-9) 不适用于非线性声波。

声传播速度是一个重要的物理量，它与介质的特性有关。实际海洋是非均匀介质，声波在其间传播，各处的声速度也不相同。如果在一个波长范围内，海水不均匀性的变化可以忽略，我们就可以用射线声学描写声波的传播规律。为此需要了解声波在海水中的传播速度与哪些因素有关，它们在海洋中不同深度的变化与哪些海洋参数有关。在海洋中，由公式(10-9) 所给出的 γ ， ρ ， β_t 等物理量与海水的温度、盐度和压力有关。下面分别讨论上述因素对声速的影响。

一、温度的影响

介质的温度变化时，压缩系数 β_s 随之发生较大变化，此时介质的密度也产生相应的变化，其变化量较小可以忽略不计。已知压缩系数 β_s 当温度增加时变小，温度降低时 β_s 增大。

压力为 101325Pa，盐度为 0 的纯水，其压缩系数依赖于温度的经验公式为

$$\beta_s = 481 \times 10^{-13} - 3.4 \times 10^{-13}t + 3 \times 10^{-15}t^2$$

当温度为常温时，可略去 t^2 项，则有

$$\beta_s = 481 \times 10^{-13}(1 - 0.00707t)$$

若令 $\beta_{s0} = 481 \times 10^{-13}$ ， $V_t = 0.00707$ 则有

$$\beta_s = \beta_{s0}(1 - V_t t) \quad (10-10)$$

在通常海洋水温的变化范围内，水的密度变化较小，可以忽略不计，则有

$$c_t = \frac{1}{\sqrt{\rho_0 \beta_0 (1 - V_t t)}} = \frac{c_0}{\sqrt{(1 - V_t t)}}$$

式中 $c_0 = \frac{1}{\sqrt{\rho_0 \beta_0}}$ ， ρ_0 为海水的平均密度， c_0 是当 $t = 0$ 时的声速度。

我们研究的是小振幅声波，且 $V_t t \ll 1$ ，因此将上式展开为级数，取其前二项近似，即有

$$c_t = c_0 \left(1 + \frac{1}{2} V_t t \right) \quad (10-11)$$

声速度的变化为

$$\Delta c = c_t - c_0 = \frac{1}{2} V_t t = c_0 \times 0.0354t \quad (10-12)$$

上式说明，当温度变化 1 时，声速的变化是原来的 0.35%。设 $C_0=1450\text{m/S}$ ，当温度变化 1 时，声速的变化是 5m/S。

根据上述的经验公式求得的 $\frac{1}{2} V_t$ 值比较大。在实验室中测得的结果表明，如果海水的温度变化不大，则压缩系数可以认为与温度成线性关系。海水的温度在 0~17 范围内每升高 1 其相应的声速度增加 4.21m/S，而 V_t 应相当于 0.0058。

二、盐度的影响

由克鲁逊公式

$$= c_0(1 + 0.0008S) \quad (10-13)$$

所决定，式中 S 是盐度。该公式还可以写为

$$= c_0(1 + V_{sp}S) \quad (10-14)$$

式中 $V_{sp}=0.0008$ ，也就是说当盐度增加 1 时密度增加 0.08%。

盐度对压缩系数的影响由克雷米尔公式得出：

$$c_s = c_{s0}(1 - 0.0024s) = c_{s0}(1 - V_{sk}S) \quad (10-15)$$

式中 c_{s0} 是盐度为零的压缩系数，其中 $V_{sk} = 0.00245$ 。可见当盐度增加 1 时，压缩系数要减少 0.00245，使水中的声速值增加。当然盐度增加时，水的密度也增加，会使声速减少。综合效应是，由于盐度增加，而使海水中的声速增大。

将式(10-14)与式(10-15)代入式(10-5)，并令 $S = 1$ 可得

$$c_s = \frac{c_0}{\sqrt{(1 + V_{sp})(1 - V_{sk})}} \cong c_0 + \frac{1}{2} c_0(V_{sk} - V_{sp}) \quad (10-16)$$

将 $V_{sk} = 0.00245$ 和 $V_{sp}=0.0008$ 代入，得

$$\Delta c_s = c_0 \times 0.00083 \quad (10-17)$$

当盐度升高 1 时，声速近似地增加 0.00083。若 $C_0=1450\text{m/s}$ ，声速的增加为

$$c_s = 1450 \times 0.00083 = 1.2\text{m/s}$$

在海水中测量结果表明，盐度每增加 1，声速值增加 1.14m/s，小于因温度变化所引起的声速度变化。若海水含有空气泡，其密度和盐度都降低，因而声速将减小，且声能量在传播过程中有损耗。据实验，由于水中含有气泡而引起的声速度的变化是很小的，它与测量误差同量级，可以忽略。

三、压力变化的影响

静压力变化时引起水的密度变化是很小的，声速度变化主要取决于压缩系数 c_s 的变化。对水而言，压力愈大，愈不易压缩。因此，压缩系数 c_s 反而因压力的加大而减小了。即压力愈大处，声速值也大。由经验公式得知，在海水静压力为 (0~1000) × 101325Pa 范围内变化时，压缩系数 c_s 的变化可以由下式表示：

$$c_s = c_{s0}(1 - 0.00044 p) = c_{s0}(1 - V_{pk}p) \quad (10-18)$$

式中 $V_{pk}p = 0.00044$ ，p 以标准压力 (101325Pa) 为单位。引起的声速度变化近

似为

$$\Delta c_p = \frac{c_0}{2} V_{pk} p = 0.00022 c_0 p \quad (10 - 19)$$

由上式可知，当水的静压力增加时，声速值也增加。若 $C_0=1450\text{m/s}$ ，静压力变化为 $10 \times 101325\text{Pa}$ ，即相应于海水深度变化 100m ，则声速度的增量为

$$c_p = 1450 \times 0.00022 \times 10 = 3.19\text{m/s} \quad (10 - 20)$$

海水中实测当深度变化 100m 时，声速约增加 1.75m/s ，比经验公式所得为小。综合上述各经验公式可得，当海水深度变化 245m 时，其声速变化值相当于温度变化 1 或盐度变化 4 。显然在影响声速的诸因素中，温度的变化起着相当重要的作用，其次是压力的影响，通常多将盐度的变化忽略，除非在极特殊的海区。

§ 10.3 海洋的声学特性

海水、海面和海底构成一个复杂的声传播空间，声波通过这个空间时，声信号将减弱、延迟和失真，并损失部分声能。引起声能损失的原因有：声能在空间扩展；海水介质的吸收；海中气泡、浮游生物和海水团块的散射；波动海面的反射与散射；以及海底沉积层的反射和吸收等。即使在理想介质中的点声源，也因波阵面扩展，而致声强随距离的反平方率衰减。若以分贝 (dB) 表示球面扩展损失，则距离声源 r 处的球面扩展损失 TL 定义为

$$TL = 10 \log \frac{I}{I_0} = -20 \log r \quad (10-21)$$

式中 I_0 是距声源 1m 处的声强， I 是距离声源 r 处的声强。

10.3.1 海水中的声速和声速铅直剖面

海水中声速是温度、盐度和压力的函数，通常以经验公式表示，类似的经验公式较多，应用较多的是威尔逊公式。

实际应用中多采用 Frye 和 Pugh 在威尔逊经验公式基础上给出的较为简单的公式：

$$c = 1449.30 + c_t + c_s + c_p + c_{tsp} \quad (10-22)$$

其中 $c_t = 4.587t - 5.356 \times 10^{-2}t^2 - 2.604 \times 10^{-4}t^3$

$$c_s = 1.19(S-35) + 9.6 \times 10^{-2}(S-35)^2$$

$$c_p = 1.5848 \times 10^{-1}P + 1.572 \times 10^{-5}p^2 - 3.46 \times 10^{-12}p^4$$

$$c_{tsp} = 1.35 \times 10^{-5}t^2p - 7.19 \times 10^{-7}tp^2 - 1.2 \times 10^{-2}(S-35)t$$

下面给出不同温度区间内，温度每增加 1 时 c_p 的变化值：

t/	1 ~ 10	10 ~ 20	20 ~ 30	30 ~ 40
$c_t / (m \cdot s^{-1} \cdot ^\circ C^{-1})$	4.466 ~ 3.635	3.635 ~ 2.734	2.734 ~ 2.059	2.059 ~ 1.804

压力对声速的修正关系为：

z/m	0	10	100	1000	5000
$c_p / (m \cdot s^{-1})$	0.166	0.330	1.815	16.796	86.777

表 10 - 1 海水中各种盐类对压缩系数和声速的影响

溶液	浓度 g · kg ⁻¹	浓度 mol · L ⁻¹	c m · s ⁻¹	C m · s ⁻¹	s 10 ¹² cm ² dyn ⁻¹	s 10 ¹² cm ² dyn ⁻¹
蒸馏水	—	—	1510.0	0.0	44.052	-0.000
NaCl	26.518	0.4649	1538.2	28.2	41.672	-2.380
MgSO ₄	3.305	0.0281	1513.4	3.4	43.718	-0.334
MgCl ₂	2.447	0.0263	1512.9	2.9	43.802	-0.250
CaCl ₂	1.141	0.0105	1510.9	0.9	43.961	-0.091
KCl	0.725	0.00997	1510.6	0.6	43.999	-0.053
NaHCO ₃	0.202	0.00246	1510.2	0.2	44.035	-0.017
NaBr	0.083	0.00083	1510.0	0.0	44.048	-0.004

实际工作中对声速绝对值的要求远低于对声速剖面的实时测量。对于后者，目前已普遍使用微机控制的声速剖面自记仪和自动声线轨迹仪。中国早在 80 年代初便研制了上述仪器，且已普遍推广应用。

表 10 - 2 声波在不同温度、盐度海水中的传播速度

S t	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
0	1433.7	1435.0	1436.3	1437.6	1438.2	1440.2	1441.5	1442.8	1444.1	1445.4
5	1455.8	1457.1	1458.4	1459.6	1460.9	1462.0	1463.4	1464.7	1466.0	1467.2
10	1475.8	1477.0	1428.2	1479.4	1480.0	1481.9	1483.2	1484.3	1485.0	1486.7
15	1493.3	1494.5	1495.7	1496.8	1498.0	1499.0	1500.4	1501.5	1502.6	1503.89

那些较复杂的海区(冷暖水团相交混的海域)则必须考虑声速的水平梯度。

图 10-2 为大西洋的温、盐、声速铅直分布。图 10 - 3 是太平洋和地中海的声速垂直分布 $c(z)$ 。可见在大西洋、太平洋和地中海，声速剖面 $c(z)$ 于水下均出现一极小值，极小值所在的平面称声道轴，声波在其间可传播很远距离，此即为水下声道现象，将在 § 10.5 详述。

10.3.2 海水的声吸收

海水本身的声吸收与声能在空间扩展导致的声能衰减有本质的区别，海水声吸收是将声能变为不可逆的海水分子内能。实际上，声在流体介质中的传播过程是介于绝热与等温过程之间，由于声波的频率较高，近似地认为是绝热过程。在简谐声波的传播过程中，流体的每一处都交替地发生稠密和稀疏。根据弹性理论，纵向应力由切变和压缩应力组成，声波对介质状态的扰动直接由压力变化引起；或者是由于体积变化时相伴生的温度升、降所致。实际上两种效应都可能，且引起的损失效果相同。流体介质存在粘滞性与导热性，介质因压缩变形而引起声能耗散称为机械能耗散。动态压缩时，分子间的非弹性碰撞使部分声能转变为热能，通常称这部分声吸收为由分子过程引起的声吸收。

已知流体中声速为

$$c = \sqrt{\frac{1}{\rho\beta_s}} = \sqrt{\frac{\gamma}{\rho\beta_t}} \quad (10-25)$$

当体积变化与压力变化不同相时，则发生声的吸收。如为绝热压缩，这种不同位相的关系可假设 β_s 为复数来解释。由于 $\beta_s = -\frac{1}{\rho c^2}$ ，因此式中

都可能使 β_s 为复数，因而声速的表达式也为复数时即存在声吸收。在各向同性均匀介质中，由于粘滞性和导热性导致的声能损耗，其声吸收系数为

$$\alpha = \frac{\omega^2}{2\rho c^3} \left[\left(\frac{4}{3}\eta + \xi \right) + K \left(\frac{1}{c_v} - \frac{1}{c_p} \right) \right] \quad (10-26)$$

式中 ρ 为介质的密度， η 为切变粘滞系数， ξ 为体积粘滞系数， c 为无吸收时的声速， K 称为介质的导热系数。由式可知吸收系数 α 与声波频率的平方成正比。上述公式适用于声吸收系数较小的介质。介质除上述声吸收外，还应考虑到压缩或膨胀时，流体分子内部各自由度的能量重新分配以及组成的化学成分[白槌朴啥应考虑到驯 {<派m q 取 I 鲜!"S齣 r%r%i 櫓实 为无吸收禪@

引起的声吸收损失与海中气泡及浮游生物的散射损失区分开，其综合的声强损失服从指数衰减规律：

$$I_2 = I_1 e^{-n(r_2 - r_1)} \quad (10-28)$$

式中 I_1 是距离声源为 r_1 处的声强， I_2 是距离声源为 r_2 处的声强， n 为比例常数。若取 $a = 10 \log 10^e$ ，则距声源 r_2 与 r_1 之间的声强级差为

$$10 \log I_2 - 10 \log I_1 = \alpha(r_2 - r_1), \alpha = \frac{10(\log I_2 - \log I_1)}{r_2 - r_1} \quad (10-29)$$

称为对数吸收系数，它与发射频率、海水的化学成份和温度有关。

10.3.3 海面波浪的声散射

如果海面平静如镜，可以看作理想的声反射面。声波在其上反射后，只有相位变化没有能量损失。波动的海面有大量的气泡和浮游生物，既是声的反射界面又是声的散射体。海面波浪可看作两部分叠加，即周期波(或准周期波)和随机波的叠加。通常用周期、波长和波高等量描述波浪的特性，同时也用随机过程的能量谱的概率密度分布、方差、相关函数等描述波浪特征。声波入射到具有波浪的海面即相当于入射到周期变化的不平整表面，因不平整性、气泡和浮游生物的散射，一部分声能弥散到其它方向而损失，只有那些遵从折射定律的声波到达接收点。所损失的声能与海况和浮游生物有关。

10.3.4 海底声学特性

海底是海洋的另一个声反射和散射界面，它虽然是静止不动的，但海底表面粗糙不平，其组成成分因地而异，可从软泥、沙质到坚硬的岩石。海底沉积层各层的密度不同，因而各层的声速值也不同；相同的组成成分又因孔隙率的不同其声速值也不同。声波经过海底不仅有纵波也产生横波。因此海底的声反射系数和海底底质的声吸收是表征海底声学特征的重要物理量。海底的反射系数与海底的密度和其中的声速度有关，由于海底沉积物及分层结构的复杂性，实际测量中仅能测其综合效果即海底反射损失，以分贝(dB)表示。反射损失定义为

$$10 \log \frac{I_r}{I_i} = 20 \log \frac{p_r}{p_i} \quad (10-30)$$

式中 p_r 为反射波声压； p_i 为入射波声压。

表 10-3 中列出不同类型海底的实测掠入射损失和垂直反射损失。80 年代有人试图根据声波从海底反射损失的值划分海底类型，以达到声学遥测海底的目的。

表 10-3 不同类型海底的实测反射损失

24kHz, 掠射角 10°, 17 个站位		垂直入射, 7 个站位			
底质类型	反射损失	底质类型	4kHz	7.5kHz	16kHz
泥	16	沙质淤泥	14	14	13
泥—沙	10	细沙	7	3	6
沙—泥	6	粗沙	7	8	8
沙	4	夹岩石的普通沙	8	6	10
石	4	夹一点沙的岩石	5	4	10

海底沉积物的声吸收系数 可在实验室用沉积物样品测量；现场利用声探针或反射系数随角度变化的特性进行海上实测。表 10-4 列出沉积物声吸收系数的实测数据。

表 10-4 沉积物声吸收系数与频率关系

测量条件	地区	沉积物类型	频率范围 kHz	与 f 的关系	* dB · m ⁻¹
天然样品实验室测量		沙、泥、粘土	20 ~ 40	f ^{1.79}	1.6 ~ 2.7
现场测量	圣地亚哥海槽	砂、泥质粘土、泥沙	7.5 ~ 16	~ f	6.2 ~ 10.4
天然样品实验室测量		石英砂	400 ~ 1000	~ f ^{0.5}	
现场测量	英格兰港湾	淤泥	4 ~ 50	~ f ^{0.5}	0.67
现场测量	纽芬兰深海平原	砂、粘土砂	0.1 ~ 1.0	~ f	4.0 ~ 4.9
		粘土、淤泥	4.5, 3.6		0.71 ~ 1.12
现场测量	大西洋	淤泥	0.04 ~ 0.9	~ f	0.49

(* 为 10kHz 时的吸收系数值)

从现有资料可知，多数学者认为海底的吸收系数与频率的关系接近线性关系。

由于海底的粗糙程度和底质类型的不同，海底的反射损失与入射角度有关，对于某类型海底在指定频率下对应一个反射损失最小的角度，测量不同频率下海底损失与掠角的关系曲线如图 10-5 所示。对于利用海底反射路径的“海底反射声呐”，用其作该海区的作用距离预报具有实际意义。

10.3.5 海洋内部的不均匀性对声波的影响

除去海底、海表面的不均匀性以及海水温度和盐度的铅直分层特性以外，海洋内部的不均匀性如含有气泡、冷暖水体、湍流、内波和深水声散射层(指大洋中浮游生物和游泳动物群)等，都是引起声场起伏的因素。海表面下有风浪卷起的气泡群，它们对声波的散射形成声传播过程的屏障。冷、暖水体在声波前进路径上产生折射，湍流的扰动使海水的温度和盐度产生随机局部变化，声速也发生随机变化。研究发现，声波的远距离传播声信号的振幅和相位起伏与内波存在有密切关系。中国已开展了在黄海海区强负跃层下浅海内波与声信号起伏的研究。

§ 10.4 浅海中声传播理论和典型水文条件下的声场特征

10.4.1 波动声学基础

由 § 10.2 给出的理想介质中线性平面声波方程中位移 ξ 与声压 p 成线性关系，则有

$$\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \quad (10-31)$$

此即一维线性声波波动方程，其形式解为

$$p(x, t) = p(x)e^{j\omega t} \quad (10-32)$$

为简谐振动的角频率，将上式代入波方程，分离变量后得空间部分的常微分方程

$$\frac{d^2 p(x)}{dx^2} + k^2 p(x) = 0 \quad (10-33)$$

其中 $k = \frac{\omega}{c_0}$ 称为波数。上式的一般解可取正弦、余弦的组合，也可

取复数组合。声波在无限空间传播，取复数的形式更适合，即

$$p(x) = Ae^{-jkx} + Be^{jkx} \quad (10-34)$$

A、B 为两个常数，由边界条件决定。波方程全解的形式为

$$p(x, t) = Ae^{j(\omega t - kx)} + Be^{j(\omega t + kx)} \quad (10-35)$$

其中第一项为沿正 x 方向前进的波，第二项表示向负 x 方向进行的波。在 $y-z$ 平面上所有质点的振幅和位相均相同，此称为沿 x 方向行进的平面波。平面声波具有以下特性：1) 向正 x 方向行进的波称为入射波，而向 $-x$ 方向行进的波为反射波。2) 任一时刻，具有相同位相 φ_0 的质点的轨迹是一个平面。通常称等相位面为波振面。

3) 式中 $c_0 = \frac{\omega}{k} = \frac{\Delta x}{\Delta t}$ ， c_0 代表单位时间内波振幅传播的距离，即声传播速度。

10.4.2 射线声学基础

实际海洋不是理想的均匀介质，求解上述的波动方程是极其复杂的。但如果声波波长与介质的不均匀尺度相比可忽略不计时，与光学相似，常以射线方法定性描述声波的传播轨迹，即对高频情况射线声学是适用的。在无限均匀介质中，平面波的波振面与传播方向垂直，在任意波振面上波强度为恒量。若辐射为球面波，设发射总功率为 P_a

$$P_a = 4\pi r_1^2 J_1 = 4\pi r_2^2 J_2 \quad (10-36)$$

式中 J_1 为半径 r_1 的波振面上的声强度， J_2 是半径为 r_2 的波振面上的声强度，因此得

$$J = \frac{P_a}{4\pi r^2} \quad (10-37)$$

若声波为柱面波，则有

$$J = \frac{P_a}{2\pi lr} \quad (10-38)$$

式中 l 是发射圆柱面长度, r 是波振面距发射中心的距离。任何辐射形式下, 波振面任一点的法线方向即为波的传播方向。相邻波振面上法线的轨迹即是声线。它代表波的传播路径。用此方法描述声波的传播称为射线声学。与几何光学相同, 声的射线理论也基于折射定律。已知声线的轨迹方程为

$$\frac{d}{ds} \left[n \frac{dz}{ds} \right] = \frac{dn}{dz} \quad (10-39)$$

其中 n 为折射率, ds 为声线弧上的一小段。设介质的声速是分层的, $c = c(z)$, 其折射率 $n = \frac{c_0}{c(z)}$ 。声波在声速不均匀介质中行进, 波振面垂线的轨迹是一曲线, 如图 10—6 示。

在曲线上任取一段 ds , n 仅为 z 的函数, 即有

$$\frac{\partial n}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial n}{\partial y} = 0$$

则有

$$n \frac{dx}{ds} = \text{常数}, \quad n \frac{dy}{ds} = \text{常数}$$

由图可得

$$\frac{dx}{ds} = \cos \theta, \quad \frac{dz}{ds} = \sin \theta$$

因此得

$$\frac{\cos \theta_0}{c_0} = \frac{\cos \theta_1}{c_1} = \dots = \frac{\cos \theta}{c(z)} = \text{常数}$$

此即为折射定律。

可从费尔玛原理证明, 当在一个波长的距离上介质的折射率没有剧烈变化时, 射线理论是波动理论的一级近似。在海洋中, 若海水的不均匀性是缓变的, 应用射线理论逐层分析, 物理图象清晰。在介质突变区(如海底、跃层等), 则需直接用折射定律计算。

10.4.3 分层不均匀海洋中的射线声学

设海洋是分层声速不均匀介质, $c=c(z)$, 折射率 $n=c_0/c$ 。根据声线的轨迹方程和折射定律有

$$\frac{dn}{dz} = \frac{d}{ds} [n \sin \theta] = n \cos \theta \frac{d\theta}{ds} + \sin \theta \frac{dn}{dz} \frac{dz}{ds} = n \cos \theta \frac{d\theta}{ds} + \sin^2 \theta \frac{dn}{dz} \quad (10-40)$$

得

$$\frac{d\theta}{ds} = \frac{\cos \theta}{n} \frac{dn}{dz}$$

令 $P = \frac{\cos\theta_0}{c_0}$ ，则 $\frac{d\theta}{ds} = -P \frac{dc}{dz}$ 。当声速随深度增加时， $\frac{dc}{dz}$ 为正值。此时

$\frac{d\theta}{ds}$ 是负值，声线向上弯曲。当声速随深度减小时， $\frac{dc}{dz}$ 为负值，此时 $\frac{d\theta}{ds}$ 是正值，声线向下弯曲。也就是声速为正梯度时水下声源发出的声线向海面弯曲；声速为负梯度时声线向海底方向弯曲，如图 10—7。

由 $\frac{dx}{ds} = \cos\theta, \frac{dz}{ds} = \sin\theta$ 得

$$x = \int_A^B \cos\theta ds = \int_A^B \cot\theta dz \quad (10-41)$$

取 θ_0 为 $z=0$ 处的声线与水平方向的夹角，则有

$$x = \int_0^z \frac{\left(\frac{c}{c_0}\right) \cos\theta_0 dz}{\sqrt{1 - \left(\frac{c}{c_0}\right)^2 \cos^2\theta_0}} \quad (10-42)$$

此即二度空间的声线轨迹方程式，轨迹曲线的形式主要取决于分布函数 $c = c(z)$ 的形式。

10.4.4 海洋中声的波导传播和反波导传播

根据声的射线理论，在某典型水文条件下，声传播损失较小，我们称此为声的波导传播。如图 10—7a 示，声速随深度的变化为 $\frac{dc}{dz} = G_c$ (常数)，

即为正声速梯度分布。这多见于浅海冬季或深海 2000m 以下的水层(主要是静压力作用)。通常在深海的上层，大的正梯度分布是罕见的。只有当盐度和温度都随深度增加时，这种大的正声速梯度分布才可能是稳定的。声速分布函数写为 $c(z) = c_0(1 + \alpha z)$ ， c_0 为海表面声速， α 为常数。则声线的轨迹方程为

$$\left(x - \frac{1}{\alpha} \tan\theta_0\right)^2 + \left(\frac{1}{\alpha} + z\right)^2 = \left(\frac{1}{\alpha \cos\theta_0}\right)^2 \quad (10-43)$$

声线轨迹为一个以 $\frac{1}{\alpha \cos\theta_0}$ 为半径、圆心在 $x = \frac{1}{\alpha} \tan\theta_0, z = -\frac{1}{\alpha}$ 的圆弧。

在图 10-7a 中声线没有经过海底而弯向海面反射回来，在此情况下不存在海底吸收和散射，所以冬季声能的传播距离较夏季远得多。这种声线传播路径称为海洋中声的波导传播。于炎热夏季的浅海中声速随深度的分布多为负梯度，从声源辐射的声线束弯向海底(10-7b)。由于海底对声波的吸收和散射，经海底反射回来的声能减弱；特别是在图中斜线表示声的影区内，没有直达声，只有散射声。所以声的传播距离受到极大的限制，这就是在 § 10.1.1 中所说的“午后效应”。这种声的传播路径称为反波导型传播。

海水的温度不仅随深度变化，也随昼夜变化，因此传播条件是不稳定的。表层温度比底层愈高，则声线愈向海底弯曲，传播的条件也愈差。夏季热而无风的天气，表层温度很高，故声的传播条件最差。

就传播而言还有几种较为重要的声速铅直分布情况。如夏季有风时，海洋表层通常有一温暖的混合层，水层中温度徐缓下降，有时近于等温层。在中国近海黄海和东海混合层的厚度约为十几米至二十几米。上层为弱的负梯度，此层以下出现温跃层，则产生折射与反射，声能因而减弱，如图 10—8，跃层对声波起部分屏障作用。秋季，温带海区的上混合层基本是等温的，在稍深些海区，温度甚至随深度略有升高，此时温跃层渐趋减弱或消失。上层

中国沿海广阔海域大部属于浅海大陆架海域，深度大多在 200m 以内。声

§ 10.5 海洋的环境噪声

10.5.1 海洋中的噪声源

过去人们认为海洋深处是最寂静的，实际上并非如此，即使在海洋最深处也是有声响的。海洋中的声音可能来自海洋生物和海洋介质本身运动，也可能是人为的发声。有时人们将海洋中这些响声看作干扰，有时又视为信号，这取决于观察者的意图。通常称海洋本身的噪声为环境噪声。海洋环境噪声源包括海浪飞溅形成的噪声、风与海浪表面相互作用产生的噪声、击岸浪发出的声音、雨滴声、海洋湍流、生物噪声、海水分子热运动所辐射的噪声、远处航船噪声和沿岸工业噪声(指已形成平稳随机过程的随机噪声)、地震扰动形成的低频声波、冰层破裂产生的噪声、火山爆发以及远处风暴引起的噪声等等。它们的频率从人耳听不到的超低频直到超声频段。在低频范围，海洋环境噪声听起来像低沉的隆隆声；在高频段则像煎炸爆裂的滋滋声。上述的噪声源中有一些被称做间歇噪声源，如能发声的海洋生物。甲壳类的虾群，其中尤其是螯虾，相互碰击发出的嘈杂声，频率在 500Hz 至 20kHz。北美有一种叫鱼，它们像啄木鸟敲击空洞一样，发出叩击般的间断噪声序列。中国近海黄海和东海的渔民早已发现大黄鱼、小黄鱼、黄姑鱼、白姑鱼也会发出 500Hz 至 20kHz 的咕咕声。鲸和海豚用喉管喷气产生噪声。海豚还会在不同生活形态下发出调频的啸声。测量得到海豚发出的声音大致在 200Hz 至 150kHz，波形从脉冲波(滴答声)到正弦波(哨声)都有。海豚有二至三个独立的发声源，可以分别使用或联合使用。人们用水听器在海中测听到许多间歇性的鸣声、哼声、音节声、呻吟声、吼声等，大半都是由海洋生物发出的。物发出的。

海洋噪声源在空间的分布是无规则的、运动的，随时间亦无规变化。因此海洋环境噪声场是统计无规的。我们用噪声平均功率谱描述海洋环境噪声场的统计特性。在海上定点每隔一定时间间隔用磁带记录仪录制一段时间的海洋环境噪声，然后对所录制的系列抽样作谱分析，并对大量抽样做统计平均，得出各种特定环境下海洋环境噪声的平均功率谱。

10.5.2 海洋动力学噪声谱特性

在所有海区，任何水文气象条件下，都可以观测到海洋动力学噪声。海洋动力学噪声包括所有因海水介质本身运动和与风等气象因素作用产生的噪声，因此海洋动力学噪声又可作为描述该海区水文气象和地貌的综合海洋参数。如由噪声的谱级可确定风速和波浪级，根据噪声场各向异性特征，可估计海底反射系数，噪声谱特征可估算内波周期或海面波浪的基本周期。图 10

§ 10.6 海洋声学方法遥测和反演海洋参数

10.6.1 声遥测海洋参数

在海洋开发和研究方面，声学方法已是不可缺少和行之有效的手段。大量以声波为主的海洋探测设备相继问世，例如，利用回波强度和回波时间遥测海洋参数的声波测深仪和回声鱼探仪；用水下爆炸回波勘探海底分层结构及石油蕴藏的地震剖面仪；用旁视声呐测绘海底地貌图的地貌仪、潜艇水下导航的探冰仪；测海面变化和波浪的波高仪以及利用声在不均匀介质上散射来监测内波；利用声在运动介质中传播速度变化的多谱勒海流计和放置水下接收极远处传来次声的风暴和海啸次声预报系统。还有如 § 10.4.5 中所述的为营救海难而设立声发(SOFAR)接收站等等，此类声遥测设备的广泛应用，已在海洋资源开发和海洋环境研究方面取得重大成果，世界各国对声学在海洋中的应用和设备研制投资也越来越多。

10.6.2 利用声波反演海洋气候参数

利用声波在大范围海域研究海洋动力特性，是 70 年代以来国际上在海洋研究方面最大的投资项目之一。海洋中的中尺度涡旋，其变化不可能用常规方法测量。W.H.Munk 等人在大西洋湾流附近对中尺度涡旋进行了大规模的观察。他们在涡出现的大洋水下安放数十个能发能收的声浮标，浮标用装在海底的多谱勒定位系统精确定位。浮标内装精度为 $10^{-9} \cdot s^{-1}$ 铷钟作为控制发射接收计时用，并有自动处理和存储信号芯片。在附近大洋上仅用一船即可完成控制，将所有浮标上存储的数据收集起来，或将它们转送到卫星再传送到陆地处理中心。计算这些不同空间位置的声浮标来往穿透中尺度涡的时间差，就可以得出涡的参数，其效果相当于数十艘船在中尺度涡旋产生区进行同步观测。这种方法是借鉴 X 光 CT 层析术而来，又称为海洋声层析术 (marineacoustic tomogra-

由温室效应引起的全球变暖，是威胁人类生存的全球环境问题。海洋吸收大气中的热量和温室气体 CO_2 ，海水温度显然有所增加。W.H.Munk 等人估计在水下 1000m 深度由温室效应引起海水变暖约 $0.004 \text{ } ^\circ C/a$ ，因此直接测定海水变暖趋势受到全世界的关注。但是，由于海洋中中尺度涡旋引起的温度起伏，若用单个传感器定点观测，并剔除温度起伏而检测出因温室效应引起的海洋温度变化，则至少需 200 年。于是，1991 年由美国、加拿大、法国、苏联、澳大利亚、新西兰、印度等国在南印度洋进行了可行性实验。于 1992 年成立了“声学方法监测大洋”的 96 工作组(WG96)以促进研究的开展。计划在夏威夷附近安放发射换能器，在太平洋东西岸和南北部安放接收点，对太平洋声道中的温度进行监测。以海中声速是温度的灵敏函数为基础，在大范围内测量声脉冲信号传播时间变化，就可以监测出大洋变暖趋势。中尺度涡旋的空间尺度为 100km，对 $10^4 km$ 的传播距离就相当于对一百个独立观测站进行了空间平均，再利用多条独立的传播途径，便可进一步增加空间平均效果。因此声学方法是目前反演大洋变暖趋势最有效的方法。中国已积极参加这一全球性科研计划的实施。远程低频脉冲声传播是大洋声学测温的基础。中国发展了一种计算远程低频脉冲传播的理论方法，计算了从夏威夷至台湾

海峡 8000km 的传播损失与脉冲波形，传播损失值与 1993 年“海洋气候声学测温计划”(ATOC)会议上报告的实验结果相一致。

§ 10.7 海洋的光学性质

海洋光学是光学与海洋学之间的交叉学科和边缘学科。主要研究海洋水体的光学性质、光在海中的传播规律、激光与海水的相互作用以及光学波段探测海洋的方法与技术。

海水是一种相对透明的介质。海水的成分较复杂，它含有可溶有机物、悬移质、浮游生物等。这些物质对光有较强的吸收和散射。由于海水对光的多次散射，使海洋辐射传递的研究或光在海洋中传播规律的研究成为海洋光学基础研究的核心问题。海洋光学调查的主要目的就是调查海洋的光学性质或光在海中的传播规律，同时由海洋光学参数的测量获取各类海洋学参数，以便进行海洋光学的各种研究。

19 世纪初，人们在进行海洋调查时，用一个直径 30cm 的白色圆盘(透明度盘)垂直沉入海水中，直到刚刚看不见为止时的深度，这一深度叫海水的透明度。将透明度盘提升至透明度一半深度处，俯视透明度盘之上水柱的颜色，称为海水的水色。到了 19 世纪末，海洋学工作者把海水光学性质的研究和海洋初级生产力结合起来，并测量了海洋的辐照度。20 世纪 30 年代到 60 年代是海洋光学的形成阶段。随着光电池的研制成功和光学技术的发展，人们研制了水中辐照计、水中散射仪、海水透射率计、水中辐亮度计等海洋光学仪器，系统地测量了海水的衰减、散射和光辐射场的分布，积累了基本的海洋光学参数数据；对光在海洋中的传播规律，尤其是海洋辐射传递理论也进行了基本的研究。60 年代中期到 80 年代是海洋光学的发展阶段。近代光学、激光和光学遥感技术的发展大大开拓了海洋光学的研究领域，多光谱卫星遥感技术已成为探测海洋的重要手段。同时，不少海洋光学专家积极从事激光探测海洋的应用研究。海洋一大气系统的辐射传递、海水高分辨率激光光谱、海水光学传递函数等研究受到了较大的重视，并取得了较大的进展，使海洋光学成为一门内容丰富、有重要应用价值的分支学科。

10.7.1 海洋光学中的一些辐射量

为了描述海水的光学特性及光在水中的传输规律，本节介绍一些有关的辐射量。海洋光学中有两个基本的辐射度量，用于描述海中光场的分布。其中一个为辐亮度 L ，它是指沿特定方向垂直于单位截面积并沿此方向单位立体角的辐射量大小；另一个重要的辐射度量是辐照度 E ，它表示单位面积接收到的辐射量。

1. 辐亮度 L 在俯仰角 θ 及方位角 φ 方向单位立体角内，通过垂直于此方向的单位截面积的辐射通量 ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$)。可表示为

$$L = dF / dA \cos \theta \quad (10-44)$$

式中 dA 为面积元(如图 10—12 所示)； $d\Omega$ 为立体角； θ 为光子流与 dA 法向夹角； dF 为通过 dA 的辐射通量。

2. 辐照度 E 海中单位面积接收到的辐射通量 (W/m^2)，表示单位面积接收到的各个方向的辐亮度之和(如图 10—13 所示)，可表示为

$$E = \lim_{\Delta\omega \rightarrow 0} \sum_{4\pi} L \cos\theta \Delta\omega = \int_{4\pi} L \cos\theta d\omega \quad (10-45)$$

上式为对空间 4 立体角积分，式中 θ 为光子流与接收面的夹角。对于各向同性辐射场，对上式积分即可得到 $E = L$ 。

海中向上辐照度定义为水平单位面积上接收到的海水中向上的辐射通量 (W/m^2)，可表示为

$$E_u(z) = \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} L(z, \theta, \varphi) \cos(\theta) d\omega \quad (10-46)$$

海中向下辐照度定义为水平单位面积上接收到的海水中向下的辐射通量 (W/m^2)，可表示为

$$E_d(z) = - \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\theta=\pi/2}^{\pi} L(z, \theta, \varphi) \cos(\theta) d\omega \quad (10-47)$$

式中， θ ， φ 代表光子流的方向。

3. 标量辐照度 E_0 空间一点接收到的各个方向的辐亮度之和 (W/m^2)，可表示为

$$E_0 = \lim_{\Delta\omega \rightarrow 0} \sum_{4\pi} L \Delta\omega_i = \int_{4\pi} L d\omega \quad (10-48)$$

标量辐照度 E_0 与接收到的辐亮度 L 方向无关。

海中向上标量辐照度是指水平单位面积上接收到的包括倾斜光在内的各个方向上的海水向上的辐射通量，可表示为

$$E_u(z) = \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} L(z, \theta, \varphi) \cos(\theta) d\omega \quad (10-49)$$

海中向下标量辐照度是指水平单位面积上接收到的包括倾斜光在内的各个方向上的海水向下的辐射通量，可表示为

$$E_d(z) = - \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\theta=\pi/2}^{\pi} L(z, \theta, \varphi) \cos(\theta) d\omega \quad (10-50)$$

4. 球面辐照度 E_s 单位面积的球面所接收到的辐射通量 (W/m^2)，可表示为

$$E_s = \frac{\int \pi r^2 L d\omega}{A} = \frac{1}{4} E_0 \quad (10-51)$$

式中 r 为球面曲率半径； A 为球表面面积。球面辐照度 E_s 是一种测量标量辐照度 E_0 的方法，由球面辐照度 E_s 可以推出标量辐照度 E_0 。

10.7.2 海-气交界面的光学性质

入射到海水表面的光，一部分被反射回空气中，一部分折射到海中。如图 10-14 所示。光在海面的反射和折射遵从光的反射定律和折射定律。垂直偏振光的反射系数 R_p 和平行偏振光的反射系数 R_s 随入射角的变化而不同 (见图 10-15)，它们遵从菲涅耳公式

$$\rho_{\perp} = \frac{\sin^2(\theta_a - \theta_w)}{\sin^2(\theta_a + \theta_w)}$$

$$\rho_{\parallel} = \frac{\text{tg}^2(\theta_a - \theta_w)}{\text{tg}^2(\theta_a + \theta_w)} \quad (10-52)$$

式中 θ_a 为水面上的入射角； θ_w 为相应的折射角。当 $\theta_a + \theta_w = 90^\circ$ 时， $\rho = 0$ ，此时 $\theta_a = 53.3^\circ$ ，称为布儒斯特角。当漫射光投射于海面时，海面总反射系数为对各个方向反射系数的积分，约为 5.2~6.6%。入射角和反射角之间的关系为

$$n_a \sin \theta_a = n_w \sin \theta_w$$

式中 n_a 、 n_w 分别为空气和海水的折射率。海水的折射率 n_w 近似 1.34。它随海水盐度、温度变化略有变化(如表 10—5 所示)。天空光通过平静的海面进入水体后，被压缩成 48.3° 的锥形光束。当入射光束的立体角较小时，水面上入射立体角 θ_a 和水面下折射角 θ_w 之比为由于光束立体角的压缩，使光从空气进入水体后的辐亮度增强 n^2 倍。

表 10-5 海水折射率随温度和盐度的变化(波长 $\lambda = 0.5893 \mu\text{m}$)

盐度 S/‰	温度 t/			
	0	10	20	30
0	1.33400	1.33369	1.33298	1.33194
5	1.33498	1.33463	1.33390	1.33284
10	1.33597	1.33557	1.33482	1.33374
15	1.33595	1.33652	1.33573	1.33464
20	1.33793	1.33746	1.33665	1.33554
25	1.33892	1.33840	1.33757	1.33644
30	1.33990	1.33934	1.33849	1.33734
35	1.34088	1.34028	1.33940	1.33824
40	1.34186	1.34123	1.34032	1.33914

海面受到风作用时产生随机起伏，这种风生的海面斜率的随机分布属于高斯分布，故海面的均方斜率和风速成正比。在太阳高度较小或观察角较大的情况下，当风速增加时，海面均方斜率的增加使海面平均入射角减小，导致海面平均反射系数减小。在太阳高度较大或观察角较小的情况下，当风速增加时，海面均方斜率虽然增加，但平均入射角变化不大，因此海面平均反射系数几乎不随风速而变(图 10—16)。利用起伏海面的反射可探测海洋波浪的重要信息，用航空摄影获取的海浪对直射太阳光的反射图象(耀斑图象)，其耀斑的空间坐标和海面的斜率相对应，由此得到海浪斜率的分布。根据均方斜率数据，可估计海面的风场。用航空摄影获取的海浪对漫射光的反射图象，其灰度和海面的斜率有关，经过信息处理，可获取海浪的功率谱和方向谱。

10.7.3 光在海水中的衰减

光进入海中，受到海水的作用将衰减。即使最纯净的水，这种衰减也是很严重的。引起衰减的物理过程有两个：吸收和散射。光能量在水中损失的过程就是吸收。吸收也存在不同的物理过程：有些光子是在它的能量变为热能时损失了，有些光子被吸收后由一种波长变为了另一种波长的光。发生散射时，光子没有消失，只是光子的前进方向发生了变化。

单色准直光束通过海水介质，辐射能呈指数衰减变化

$$L(r)=L(0)\exp(-cr) \quad (10-54)$$

其中 c 为海水体积衰减系数(m^{-1})。 r 为光的传输距离。 $L(0)$ 为坐标 0 点沿 r 方向的辐亮度； $L(r)$ 为路径 r 处沿 r 方向的辐亮度。当通过路程 $r=l$ 且 $Cl=1$ 时，辐亮度衰减到原来的 e^{-1} ，则称此路程 l 为水的衰减长度(m)，这时 $L(r)$ 为 $L(0)$ 的 e^{-1} 。光因在水中受到散射和吸收而衰减，所以

$$c=a+b$$

式中 a 为体积吸收系数，它表征准直光束通过海洋水体单位路程后吸收的大小。 b 为体积散射系数。

体积衰减系数是波长的函数。图 10 - 17 给出了 $0.200 \sim 0.800 \mu m$ 波长范围内的海水光谱衰减分布。通常认为沿岸海水的光谱透射窗口(即在此波段，光在海水中的衰减最小，透射最大)为 $0.520 \mu m$ ，体积衰减系数约为 $0.2 \sim 0.6 m^{-1}$ ，其衰减长度约为 $1.2 \sim 5m$ 。大洋清洁水的光谱透射窗口为 $0.480 \mu m$ ，体积衰减系数约为 $0.05 m^{-1}$ ，其衰减长度约为 $20m$ 。

10.7.4 海水中光的散射

如上所述，除了海水的吸收外，还有散射，导致水中准直光束能量的衰减。海水中引起光散射的因素很多，主要有水分子和各种粒子，包括悬移质粒子、浮游植物及可溶有机物粒子等。散射的机制主要有两种：瑞利散射和米氏散射。水分子散射遵从瑞利散射规律；粒子的散射遵从米氏散射规律。清洁大洋水主要是水分子散射，沿岸混浊水主要是大粒子散射。当一束光入射到海水的一小体积上发生散射后，它的能量将分布于很宽的角度范围，即散射光的强度随散射角而发生变化。这种变化用海水体积散射函数 $\beta(\theta)$ 来表示。

$\beta(\theta)$ 定义为：在 θ 方向单位散射体积、单位立体角内散射辐射强度与入射在散射体积上辐照度之比($m^{-1} \cdot sr^{-1}$)，可表示为

$$\beta(\theta) = \frac{dI(\theta)}{Edv} = \frac{d\phi / d\omega}{Edv} \quad (10-55)$$

式中 $dI(\theta)$ 为 θ 方向的散射强度， dV 为散射体积元(如图 10-18 所示)。

海水体积散射函数 $\beta(\theta)$ 对空间 4π 立体角内的积分，即各散射方向散射的总和，就是海水体积散射系数 $b(m^{-1})$ ，可表示为

$$b = 2\pi \int_0^{\pi} \beta(\theta) \sin(\theta) d\theta \quad (10-56)$$

前向散射系数 b_f ，表征在前向 $0 < \theta < \pi/2$ 立体角内散射的总和，可表示为

$$b_f = 2\pi \int_0^{\pi/2} \beta(\theta) \sin(\theta) d\theta \quad (10-57)$$

后向散射系数 b_b ，表征在后向 $\pi/2 < \theta < \pi$ 立体角内散射的总和，可表示为

$$b_b = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\theta) \sin(\theta) d\theta \quad (10-58)$$

图 10—19 为实验测定的散射函数曲线，图 10—20 为海水小角度散射函数曲线。

由此可见，海水的散射主要集中于前向散射，一般占总散射的 90% 以上，后向散射只占小部分，通常小于 10%。另外，沿光线前进方向 ($\theta = 0^\circ$) 的散射最强，而垂直方向 ($\theta = 90^\circ$) 最弱；与光前进相反的方向的散射强度比 $\theta = 0^\circ$ 附近的散射强度小 3~4 个量级。

10.7.5 海洋光学仪器

测量海洋光学性质的仪器可分为两类：测量海水固有光学性质的仪器。因为固有光学性质不受环境条件的影响，可采样在实验室中测量，也可在现场测量，故这类仪器又分为实验室仪器和现场测量仪器两种。测量海洋表观光学性质的仪器。因为表观性质都与环境有密切的关系，故必须在现场观测。

一、测定海水固有光学性质的仪器

主要包括测定体积衰减系数的 c 仪(或准直光透射率仪)、测定体积散射函数的 β 仪、测定总散射系数的 b 仪，其中 β 仪和 b 仪都称为水中光散射仪。

体积衰减系数测定仪是测定准直光束在海水中衰减的仪器。从光源发出的光，经准直发射系统后成为准直光束，此光束在海水中经过光程 r 而衰减，然后被光电系统接收。测出透射率 T_r ，可根据 $c = \frac{1}{r} \ln \frac{1}{T_r}$ 确定海水的体积衰减系数 c 。终端显示出值 c 的仪器称为体积衰减系数测定仪，显示 T_r 的称为准直光透射仪。

光散射仪测定海水体积散射函数 $\beta(\theta)$ 的 β 仪，可用于测定各个散射角度的散射光强度或测定散射光随角度的分布。测量海水总散射系数 b 的 b 仪可用于测定各个角度散射光的总和。因海水散射函数随波长的变化不大，故测量时一般不作光谱分光，即不必针对光谱中的每一单色光测量。

二、测定表观光学性质的仪器

测定表观光学性质的仪器主要包括辐照度仪和辐亮度仪。

辐照度仪是测量海洋表观光学性质中应用最广泛的仪器。仪器一般用光电池作为接收光电器件，测量光谱向下辐照度 E_d 和光谱向上辐照度 E_u ，通过

计算可进一步得到反射比(辐照比) $R = \frac{E_u}{E_d}$ 。接收的光辐射经光谱分光后，

被光电接收器件转换为电信号。通常的仪器都配以光学或电子学的衰减器，

以适应从海面到深层的辐照度的大范围变化。

辐亮度仪用于测量各个方向的表观辐亮度，其接收系统是准直接接收的光度计，限定接收很小的视场角(约 $10^{-4} \sim 10^{-3}$)的辐亮度。光度计在机械控制下沿不同方位角和俯仰角旋转，可接收海水空间立体角 4π 的各个方向的辐亮度。

还有其它海洋光学测量仪器，此不列举。

§ 10.8 海洋中的辐射传递理论

海洋辐射传递是研究光辐射通过海洋水体受到多次散射和光谱吸收所导致的海洋中辐射场的变化。海洋辐射传递理论是海洋光学的基本理论，它是水中能见度、激光水中传输、海面面向上光谱辐射等应用研究的理论基础。

10.8.1 两流辐射传递理论

海洋水体一般认为是一种水平平面分层介质。两流辐射传递理论模型简单地将通过水平分层的辐射通量分为向上辐照度 $E_u(z)$ 和向下辐照度 $E_d(z)$ 两个方向的光子流，海洋光学中将此称为两流辐射传递模型。

我们来讨论向下辐照度 $E_d(z)$ 随深度的变化， z 取向向下为正。通过水层 z ，由于海水的吸收所造成的辐照度 $E_d(z)$ 的衰减可表示为

$$dE_{d_a}(z) = -2\pi \int_{\frac{\pi}{2}}^{\pi} aL \cos\theta dr \sin\theta d\theta \quad (10-59)$$

因为 $\cos(\theta) dr = dz$ (r 矢量的方向取光子流方向)，所以

$$\frac{dE_{d_a}(z)}{dz} = -2\pi \int_{\frac{\pi}{2}}^{\pi} aL \sin\theta d\theta = -aE_{d0}(z) = -aDE_d(z) \quad (10-60)$$

同理，海水回向散射所造成的辐照度 $E_d(z)$ 的衰减可表示为

$$\frac{dE_{d_b}(z)}{dz} = -bDE_d(z) \quad (10-60)'$$

可见，向下辐照度通过水层 z 受到了散射、吸收两个过程的作用而衰减。另外，由于向上辐照度 $E_u(z)$ 受水体的回向散射作用，成为向下辐照度 $E_d(z)$ 的增量，即 $bE_u(z)dz$ ，因此，向下辐照度通过 z 水层的变化率可表示为

$$-\frac{dE_d(z)}{dz} = -(aD + b)E_d(z) + bE_u(z) \quad (10-61)$$

向上辐照度的变化率同样可表示为

$$-\frac{dE_u(z)}{dz} = -(aD + b)E_u(z) + bE_d(z) \quad (10-62)$$

以上两式称为两流辐射传递微分方程。

当水深足够深时，其解为

$$E_d(z) = E_d(0) \exp(-Kz) \quad (10-63)$$

$$E_u(z) = E_u(0) \exp(-Kz) \quad (10-64)$$

由此可见，水中向上、向下辐照度随深度 z 而呈指数衰减。其中 $K = \sqrt{aD(aD + 2b)}$ ，为辐照度衰减系数，是表征海中辐照度随深度增加而衰减的比例因子。

D 为分布函数，它表征辐射场分布的漫射特性。辐射场分布的斜射光越强，则 D 越大。

同理，水中标量辐照度随深度 z 也为指数衰减

$$E_0(z) = E_{u0}(z) + E_{d0}(z) = D[E_u(z) + E_d(z)] = E_0 \exp(-Kz) \quad (10-65)$$

10.8.2 海洋辐射传递的辐亮度传递过程

一、辐射传递方程

海中辐亮度传递过程由海水的吸收和散射所决定。考虑截面为单位面积，长度为 dr 的圆柱体积元。辐射沿 s 方向通过 dr 后，其增量为 dL 。 dL 由两部分组成，一是辐射受到衰减，其衰减量为 $(-cLdr)$ ；二是体积元周围的环境辐射受到散射而转换为 s 方向的辐射，成为 L 的增量，用 $L_* \cdot dr$ 表示。

图 10-22 为海中辐亮度传递过程的物理模型，因此辐射传递方程为

$$\frac{dL}{dr} = -cL + L_* \quad (10-66)$$

其中 $c=a+b$ 为海水的体积衰减系数， L_* 为各方向的辐射受到散射而转换为 s 方向辐射的总增量，从而是 L 乘积沿空间 4π 立体角的积分。因此，辐射传递方程实质上是一种具有微分和积分的积—微分方程。若已知海洋某深层的辐亮度分布 $L(z_0)$ ，海中各点的衰减系数 c 和体积散射函数 $S(\mu, \mu')$ ，原则上可求解此辐射传递方程以确定海中各深层的辐射场分布 $L(z)$ 和有关的海洋表观光学参数。

二、海面光辐射

太阳光通过海面进入水体后，在传输过程中受到水体的吸收和散射。经海面返回大气的回向散射光，即为海面光辐射。这种吸收和散射的光谱性质，使海面光辐射具有光谱特征，又被称为海面光辐射(见图 10—23)。太阳辐射在海面向上的辐照度为 E_u ，通过海面产生的向下辐照度为 $E_d(0)$ ，到达深度 z 处的向下辐照度

$$E_d(z) = E_d(0) \exp(-Kz) \quad (10-67)$$

其中 K 为辐照度衰减系数。

向上辐照度

$$E_u(z) = R(z) E_d(z) \quad (10-68)$$

其中辐照度比 $R(z)$ 决定于水体的体积散射函数 $S(\mu, \mu')$ 和吸收系数 a 。

深度为 z 的水平面的向上辐射，可看成漫射表面的辐射，故向上辐亮度

$$L_u(z) = E_u(z) / \pi \quad (10-69)$$

海表面之下的向上辐亮度 $L_u(0)$ 决定于水体向上辐亮度的积分

$$L_u(0) = \int_0^{\pi} L_u(z) \exp(-c\pi z) dz \quad (10-70)$$

其中 c 为水体的体积衰减系数。海面之上的向上辐亮度 L_w 即为 $L_u(0)$ 透过海表面的辐亮度。

辐照度衰减系数 K 、体积散射函数 $S(\mu, \mu')$ 、吸收系数 a 、体积衰减系数 c 等海洋光学参数，都和波长有关。在吸收愈弱、散射愈强的光谱波段，海面光辐射也愈强。

这里应当介绍两个关于海水的颜色的概念：海色和水色。海水的颜色简称水色，它是指为了最大限度地减少反射光(白光)的成分而从海面正上方所看到的海水的颜色；而海色则是指以反射、散射等多种光谱从海面映射出来的色彩，它与太阳高度、天空状况、海底、地质和海洋水文条件等有着密切关系。

海面向上的光谱辐射和海水的性质密切相关，它决定了海色：清洁的大洋水呈蓝色，含泥沙的沿岸水呈黄色，叶绿素含量较高的营养水呈绿色。叶绿素在 450nm 波长的附近是强吸收带，在 550nm 附近为强透射带。因此，当海水中叶绿素浓度增加时，海面的向上光谱辐射在 450nm 处减小，在 550nm 处增大(图 10—23)。海面向上光谱辐射的相对变化，是探测海水中叶绿素含量的重要信息。通过海洋—大气系统的向上光谱辐亮度

$$L_s = \left[\frac{\tau}{n_w^2} L_u(0) + rL_s \right] T_a + L^* = [L_w + L_r] T_a + L^* \quad (10-71)$$

式中 τ 为表面海水的透射系数； L_s 为天空入射光辐亮度； T_a 为大气透射系数； L 为大气散射引入的大气路径辐亮度。用光学遥感探测海面向上光谱辐射，必须作大气辐射校正，消除大气的影响，才能提取反映海面和海水的性质信息的海面反射辐亮度 L_r 和海面向上辐亮度 L_w 的信息。

§ 10.9 水中能见度

水中能见度即水中视程，它比大气能见度低得多，一般水平方向水中能见视程为大气能见视程的千分之一。这主要因为光在海水中的衰减比大气快得多。描述水下图像的质量主要利用两个参量：对比度和光学传递函数。对比度是描述水中目标与背景之间辐射差别的参量；光学传递函数用于定义图像分辨率的变化。

10.9.1 水下目标的对比度

辐亮度为 L 的物体，相对于一个辐亮度为 L_b 的均匀辐射背景，其对比度为： $C=(L-L_b)/L_b$ 。

在水中，由于水对物体辐射的吸收和多次散射，导致物体的对比度降低。若为零距离处观察到物体与背景的辐亮度分别为 L_0 和 L_{b0} ，而距离 r 处所观察到的相应的辐亮度分别为 L_r 和 L_{br} ，则固有对比度 C_0 和表观对比度 C_r 分别可表示为

$$C_0 = \frac{L_0 - L_{b0}}{L_{b0}} \quad (10-72)$$

$$C_r = \frac{L_r - L_{br}}{L_{br}} \quad (10-73)$$

自身不发光理想黑物体 ($L_0 = 0$) 的固有对比度必定为 -1；处于理想背景 ($L_{b0} = 0$) 下的目标固有对比度为 。

根据现场实验和海洋中辐射传递方程都可证明，水中目标表观对比度 C_r 随观察距离增加而指数衰减。

美国斯克里普斯海洋研究所能见度实验室曾用玻璃底壳船进行水中对比度观测，用光度计测量辐亮度。

测得水体的光学参数为

$$c=0.594 \quad K=0.216$$

测得水中目标表观对比度与距离的关系为

$$C_r = C_0 \exp[-0.810r]$$

实验证明，垂直观察时

$$C_r = C_0 \exp[-(K+c)r]$$

而当沿角倾斜观察时

$$C_r = C_0 \exp[-(K\cos \theta + c)r]$$

图(10—24)是沿水平方向($\theta=90^\circ$)测得的随 r 变化的曲线。图(10—25)是沿 $\theta=58.8^\circ$ 测得的 C_r 随 r 变化的曲线。

对水下目标的辐亮度 L_r 及背景辐亮度 L_{br} 可以分别写出它们的辐射传递方程

$$\frac{dL_{br}}{dr} = -cL_{br} + L^* \quad (10-74)$$

$$\frac{dL_r}{dr} = -cL_r + L^* \quad (10-75)$$

由以上两式得出对比度传输方程

$$C_r = C_0 \exp[-(K \cos \theta + c)r] \quad (10-76)$$

海洋光学中用海水的光学传递函数(OTF)来表征图象通过海水后图象的模糊程度。若目标为理想点源 $S(x,y)$ ，通过海洋水体传输后，在理想成象系统所成的象为 $h(\rho, r)$ ，则 $h(\rho, r)$ 成为海洋水体的点扩展函数， $h(\rho, r)$ 的傅立叶变换 $H(\psi, r)$ 即定义为海洋水体的光学传递函数，其中 ψ 为图象的空间角频率，单位为周/弧度(c/rad)，光学传递函数的模 $|H(\psi, r)|$ 称为调制传递函数(MTF)。显然，海水的散射越强， $h(\rho, r)$ 的有效半径越大，

§ 10.10 海洋激光雷达及其应用

海洋激光雷达已被广泛应用于海洋科学研究，如浅海水深、海洋叶绿素浓度、海表油污、海洋污染以及海浪特征等测量研究。在激光雷达 LIDAR(Light Detection And Ranging)的应用中，一般是发射单色激光，根据不同探测机制接收不同的返回光，从而获取海洋信息。海洋激光雷达的测量机制主要包括：海水的粒子(Mie)散射、喇曼(Raman)散射、布里渊(Brillouin)散射、荧光(Fluorescence)、海水吸收等。也正是由于不同的探测机制，才出现了各种类型的激光雷达。

其中，用飞机运载的机载海洋激光雷达系统典型的工作方式见图 10—27。该系统的基本组成如图 10—28。

海洋激光雷达系统，一般采用脉冲倍频 Nd : YAG 激光器(532nm)，因为它具有技术成熟、发射功率大、体积小等优点。系统的工作过程为：海表或水中返回的光被望远镜接收，通过光谱仪或滤光器滤除背景杂散光；信号光通过光电探测器接收转化成电信号，波形数字化仪把探测器输出的电信号变成数字量。计算机分析数字量，得到所需的测量参数。接收光学系统与发射光学系统同轴、同步扫描；另外要求激光脉冲的发射和数据采集同步进行，以确保接收足够精确的数据。

在海洋激光雷达的各种应用中，浅海水深和叶绿素浓度测量一直是各国研究的热点。浅海水深测量又与水下目标探测密切相关，因此发达国家的军方对此研究十分感兴趣，并投入大量资金。据报道，美国军方已研制了这种系统，用于水下目标探测。叶绿素浓度测量与估计海洋初级生产力、全球通量和众多海洋现象研究相关，也是海洋学家十分关注的问题。

10.10.1 海洋激光雷达水深测量方法

对机载海洋激光雷达系统来说，如果不考虑太阳和其它背景光的影响，系统接收到的回波信号功率可表示为

$$P_r = P_t \frac{A}{(H + nr)^2} \eta_1 \eta_2 \rho \Delta r \exp(-2K_r) \quad (10-82)$$

P_r , P_t 分别为激光雷达接收功率和激光发射脉冲功率； A 为激光雷达望远镜接收面积； H , r 分别为机载激光雷达飞行高度和海底深度； n 为海水折射率； η_1 , η_2 分别为激光雷达光学效率和电子系统效率； ρ 为海底反射率； K 为海中漫射衰减系数； Δr 为水深距离分辨率；上述公式可由图 10—29 定性表示：

假如海表和海底返回脉冲的时间间隔为 Δt ，则水深为

$$r = \frac{c\Delta t}{2n} \quad (10-83)$$

海表脉冲通常利用红外光来精确定位，一般利用 Nd : YAG 激光器波长为 1.06 μm 激光测量，这种技术已经较成熟、可靠。于是，水深获取的关键取决于精确测量海底脉冲。从激光雷达方程看出，影响水深测量的因素很多，除激

光发射功率、光学接收效率、视场角匹配等之外，还有以下因素对目标信号带来严重干扰：

在混浊海水中，水体散射信号往往比目标反射信号大，因此必须对海水的后向散射进行抑制。一般采用光电探测器的变增益方法，对目标之前的信号采用小增益放大，而目标信号采用大增益放大。

海水的衰减系数大，目标信号与海表信号强度差 5~7 个量级，而一般数字化仪的动态范围为 2~3 个量级，因此必须对信号动态范围进行压缩，才能保证对目标信号的有效采集。采用对数放大和变增益控制，使信号动态范围压缩到与数据采集系统的动态范围相当，可以实现目标信号的有效采集。

太阳等背景杂散光对测量造成严重影响，强烈的背景光还会造成光电探测器的疲劳。因此一般采用窄带滤光器滤除背景光，滤光器的中心波长必须与激光的发射波长相匹配。

上述技术是海洋激光雷达系统的关键技术。如果解决不好，将直接影响海洋激光雷达的性能指标。对机载系统，激光扫描也是关键，要求搜索范围大，速度快。这就要求，一方面需提高激光发射的重复频率，另一方面应采用好的扫描方式。在目前的海洋激光雷达中，逐点或圆形扫描是最常用的方式。

10.10.2 海洋激光雷达叶绿素浓度测量方法

在所有的海洋生物中，浮游植物占有特殊的地位，因为其它海洋生物以浮游植物作为直接或间接的食物来源。为观察海洋生物量的分布，调查者一般借助于测定海水中的叶绿素浓度来作为浮游植物生物量的指标。传统的仪器分析技术，如分光光度法、荧光分光光度法和色谱分析，虽然精度能满足要求，但这些方法依靠逐点采样测量的方式，且分析速度很慢，故很难应用于大面积水域的现场探测。

遥感技术正好弥补了传统方法的不足，可以对大面积，甚至全球范围内水域进行叶绿素 a 浓度进行实时或动态监测。海洋激光雷达是进行叶绿素浓度测量的主动遥测设备，也是目前研究的一个热点。海色遥感卫星的发射，需要精确的地面遥测手段作为印证，激光雷达系统又可作为重要的印证设备。

532nm 的激光发射到海水中，海水激发的典型光谱见图 10—30。除了 532nm 处的海水粒子散射外，还有水分子的喇曼散射、叶绿素分子的荧光以及其它生物分子的荧光。叶绿素分子在 685nm 处的荧光强弱与叶绿素浓度密切相关，因此可以通过记录叶绿素分子在 685nm 的荧光信号来获取叶绿素浓度信息。

假设海洋激光荧光雷达放在海面以上 H_m 的平台上，接收海面以下 r_m 深度叶绿素分子激发的荧光功率，则激光荧光雷达接收到的激光荧光信号为

$$P_f = P_t \frac{A}{(H + nr)^2} \eta_1 \eta_2 \sigma_f C \exp(-K_f r) \quad (10-84)$$

其中 P_f 为激光雷达接收到的荧光信号功率； P_t 为激光雷达发射脉冲功率；

σ_f 为海水叶绿素荧光散射截面面积 ; C 为叶绿素浓度 ; k 为海洋漫射衰减系数 ; K_f 为在荧光波长 (685nm) 海洋漫射衰减系数 ; r 为激光雷达探测距离分辨率 ; H, A, n 同前。

水的喇曼散射是水的固有特性 , 只与水分子的 OH 链有关。散射峰值波长与激发波长相比红移 , 即波长变长 , 光谱向红光方向移动 3418cm^{-1} 。对 532nm 波长的激光 , 其喇曼散射在 650nm。喇曼散射是一个相对窄带的信号 , 其接收信号决定喇曼波长的衰减系数。温度、盐度对它的影响只是使其形状的改变 , 而不影响其整个通带内的积分强度。

喇曼散射与荧光在水中的辐射传输机制是相同的 , 因此激光雷达接收到的海水喇曼散射可表示为

$$P_R = P_t \frac{A}{(H + nr)^2} \eta_1 \eta_2 \sigma_R N \exp(-k_R r) \quad (10-85)$$

式中 P_R 为激光雷达接收到的喇曼散射信号功率 ; P_t 为激光雷达发射脉冲功率 ; σ_R 为海水喇曼散射截面面积 ; N 为单位体积内的水分子数 ; k_R 为在喇曼波段 (645nm) 海洋漫射衰减系数 ; H, A, n 同前。荧光信号的强、弱与荧光分子数密度和荧光截面有关 ; 同理喇曼信号的强弱也与喇曼散射分子数密度和喇曼散射截面有关。喇曼散射截面与温度、盐度只有微弱的关系 , 而与激光波长存在 λ^{-4} 的关系 , 对固定的激光波长和温度范围 $5 \sim 20^\circ\text{C}$, 可假设为一常数。而荧光与喇曼信号之比可消除激光能量的起伏、系统电子学和光学效率的不确定以及在 532nm 处的衰减系数等。海水喇曼散射仅决定于海水本身 , 不受海水中其它组分影响 , 因此它可作为一种校正信号。式 (10—96) 与 (10—97) 之比为

$$\frac{P_f}{P_R} = \frac{\sigma_f C}{\sigma_R N} \quad (10-86)$$

若 P_R, N, σ_f 已知 , 则叶绿素浓度 C 可由上式求得。

上式基于以下的假设 : 假设背景噪声和其它噪声已从测量信号中剔除 ; 认为荧光激励在 685nm 只是由叶绿素 a 分子引起的 ; 激光脉冲宽度大于荧光寿命。从喇曼/荧光比得到的叶绿素浓度是个相对量 , 精确浓度必须经过严格定标后才能得到。

§ 10.11 水下电视

水下电视是用于探测水中物体，并在水上进行电视显象的光学观测工具，它为实时观察水中目标提供高分辨率的视频图象。水下电视成为进行水下作业所必要的设备之一，尤其在人们无法和难以直接观察的海下空间更是必不可少。由于应用的广泛和有效，水下电视有“水下眼睛”之称。

水下电视已普遍用于包括军事目的在内的各种水下作业中，包括用于观察武器试验、舰船修造、探索水雷、鱼雷和检查布雷情况，搜索和识别沉没大海中的潜艇、飞机、导弹弹头、卫星及其运载设备；观察、控制海底工程作业和水下建筑过程，侦察和选择水下施工地址、设备安装以及定期检查工程建筑质量情况。在海洋研究中，用于考察海底地貌形态和海底表层地质结构，观察海中生物的生活习性和活动规律等。

但是，水下电视的使用性能受光在水中传输特性的限制。光在水中传播时，发生吸收和散射，在有悬浮粒子的混浊水中，散射更为严重，吸收和散射的产生，使光能在水中衰减很快，致使水下电视的观察距离减小。同时光的后向散射严重地干扰了目标的分辨率，使电视图象对比度降低。提高水下电视的观察距离和图象质量，成了水下电视技术发展中迫切的需要解决问题。

水下电视的光源有两种：一种是一般的光源，另一种是激光。激光是一种光源亮度高、方向性好、单色性强的相干光，可以大大提高水下能见度。利用激光作为光源的水下电视(水下激光电视)充分利用了激光的特点，从解决杂散光对对比度的影响入手，来提高水下电视的性能。

根据消除后向散射的方式，水下激光电视可分为两种类型：距离选通式和视场扫描式。

10.11.1 距离选通式

距离选通式水下激光电视充分利用激光高能量、高方向性和窄激光脉冲宽度的特点。其工作原理(如图 10—31)是：激光器发射很强的光脉冲，通过透镜使其射向观测区域。达到目标后，被漫反射回来进入光学接收系统。接受系统有一距离选通可控开关，这种开关保证只有当目标直接发射回来的光到达时，它才自动开启，使发射信号进入图象增强器被放大，并由电视显示系统显示目标图象。而在发射信号到达之前，距离选通开关关闭，从而把后向散射光从时间上分开，提高信噪比，得到质量较好的图象。其系统框图见图 10—32。

距离选通式水下电视对其光源和接收器的要求：

- (1) 激光光源具有高的峰值功率，以保证有足够的观测距离。
- (2) 激光器具有窄的脉冲宽度，以更好地将脉冲信号同回向散射分开。
- (3) 距离选通开关的选通宽度应尽可能接近脉冲宽度，以保证仅使目标反射光全部进入接收器，增加信噪比。
- (4) 接收器的灵敏度必须足够高。

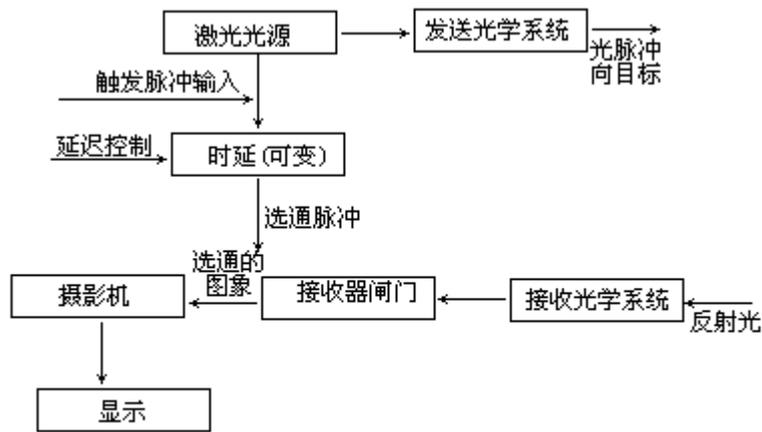


图10-32 距离选通式水下电视的系统框图

10.11.2 视场扫描式

视场扫描式水下激光电视充分利用激光的高方向性特点。激光器发射连续的极窄的激光束扫描目标，目标反射光也连续返回并在显象管上显示目标图象。由于采用极窄的激光束扫描目标，而且使接受器“对准”目标并与激光束扫描保持“同步”。这样，目标发射回的信号光就与整个视场的后向散射光，从空间上分离开来。

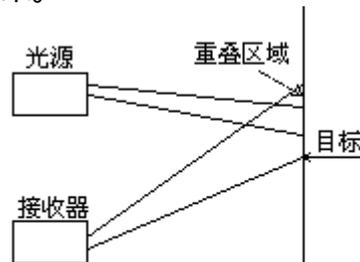


图10-33 视场扫描式水下激光电视的原理

视场扫描式水下激光电视要求激光源必须是连续输出，连续输出的激光光束通过安装在激光器前面的光偏转装置来实现激光束的视场扫描。其工作原理和系统框图见图 10—33 和图 10—34。

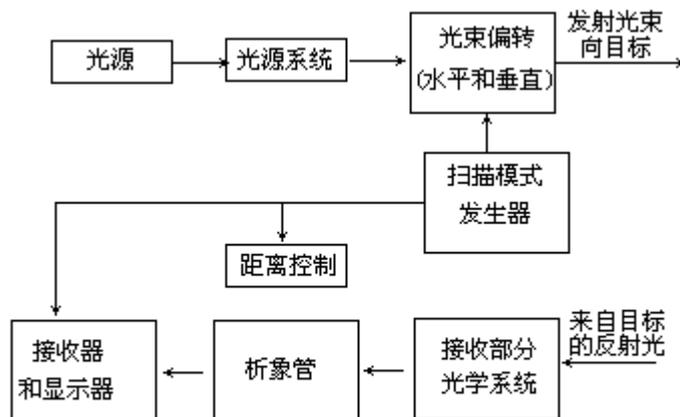


图10-34 视场扫描式水下激光电视的系统框图

思考题

1. 为什么说声学方法是开发海洋和研究海洋最有效的技术？
2. 详述声在海洋中传播与哪些海洋参数有关系。
3. 试用射线声学 and 波动声学解释声在海中传播规律。
4. 水下声道形成的原因和它的作用如何？
5. 简述中国浅海声道的特点。
6. 你对声学方法研究海洋的前景有何见解？
7. 垂直入射于辐照度计表面的辐亮度为 L ，问辐照度 E 为多少？
8. 各向同性辐射场的辐亮度为 L ，求辐照度 E 和标量辐照度 E_0 为多少？
9. 平静海表面入射角为 90° 的光束，其折射角为多少？各向同性辐射场入射于平静海表面，水面以下辐射场如何变化？
10. 下列海洋光学参数中哪些参数测量起来较容易，哪些较难？哪些参数与环境光场有关，哪些与环境光场基本无关？
a b c L E E_0 () n_w R D K
11. 海水体积散射函数 () = $\exp(-2)$ ，求前向散射系数和后向散射系数为多少？
12. 用透明度盘和辐照度计(可向上、向下)如何测量 b (只需说明)？
13. 试说明纯吸收海水($b=0$)其对比度(表观)随距离如何变化？
14. 两流理论微分方程的物理意义是什么？衰减量为多少？增量为多少？物理机制是什么？
15. 辐射传递方程衰减量各为哪一项？其物理机制是什么？
16. 用水中黑色物体如何简单地确定海水体积衰减系数？透明度盘为一个直径 30cm 的白板，它的反射率为 30%，均匀水体的反射比为 0.02。当透明度盘沿垂直方向下沉到恰好看不到时的深度，问这个深度(透明度盘的深度)与海洋光学参数有什么关系？
17. 两个激光雷达同时测量海底深度，若海水是均匀的，一个激光雷达的激光发射功率和接收孔径均比另一个激光雷达的大 5 倍。问它的探测最大深度比另一个大几个衰减长度？

第十一章 卫星海洋遥感

§ 11.1 引言

11.1.1 卫星海洋遥感及空间海洋观测历史背景

卫星海洋遥感,或称空间海洋学,是利用电磁波与大气和海洋的相互作用原理,从卫星平台观测和研究海洋的分支学科。它属于多学科交叉的新兴学科,其内容涉及物理学、海洋学和信息学科,并与空间技术、光电子技术、微波技术、计算机技术、通讯技术密切相关。卫星海洋遥感是20世纪后期海洋科学取得重大进展的关键技术之一。

空间海洋观测始于1957年苏联发射的第一颗人造地球卫星。1960年4月美国宇航局(NASA)发射了第一颗电视与红外观测卫星TIROS—1,随后发射的TIROS—2卫星开始涉及海温观测。1961年美国执行水星计划,宇航员有机会在高空亲眼观察海洋。其后,Gemini与Apollo宇宙飞船获得大量的彩色图象以及多光谱图象。尽管这些航天计划主要试验目的是空间技术,但它已展现了从卫星观测和研究海洋的潜力。

1969年NASA在Williams大学召开研讨会,推动了1973年Skylab航天器和1975年GEOS—3卫星高度计的发展。地球实验海洋卫星GEOS—3主要用于测量卫星至海面的距离。天空实验室Skylab航天器同时证实了可见光和近红外遥感对地球进行连续观测的潜力。以此为基础,NASA研制了一系列高分辨率多光谱扫描仪。这些扫描仪装载在Landsat系列卫星上沿用至今,除陆地信息外,提供了有关河口和沿岸水域的海色及浑浊度信息。同时,美国海洋大气局(NOAA)在1970年1月发射改进型TIROS卫星,在1972—1976年发射NOAA—1,2,3,4,5卫星,这些卫星装载了红外扫描辐射计和微波辐射计,用以估计海表温度和大气温度、湿度剖面,主要用于气象学研究。

1978年美国NASA发射了三颗卫星,为海洋观测和研究提供了一种崭新的技术手段。这三颗卫星是:喷气动力实验室(JPL)研制的SeasatA卫星,God-dard空间飞行中心(GSFC)研制的TIROS—N和Nimbus—7卫星。它们充分展现了卫星对海洋的监测能力。

第一颗海洋实验卫星SeasatA上装载了微波辐射计SMMR、微波高度计RA、微波散射计SASS、合成孔径雷达SAR、可见红外辐射计VIRR等5种传感器。提供的海洋信息包括海表温度、海面高度、海面风场、海浪、海冰、海底地形、风暴潮、水汽和降雨等。虽因电源故障,SeasatA寿命仅为108天,却获得极其宝贵的大量的海洋信息。因此,SeasatA被称为卫星海洋遥感的里程碑。

TIROS—N上装载高级甚高分辨率辐射计AVHRR和TIROS业务化垂直探测器TOVS。NOAA于1981年推出MCSST卫星海表温度业务化反演算法。因此,TIROS—N奠定了卫星海表温度进入气象、海洋业务化预报的基础。它实际上是NOAA—6及其后发射的NOAA极轨系列卫星的样机。

Nimbus—7装载了7台传感器,其中多通道扫描微波辐射计SMMR和沿岸带海色扫描仪CZCS与海洋观测有关。CZCS专用于海色测量,它奠定了海色卫星遥感的基础。1978—1986年间CZCS提供了8年的全球海色图象以及海洋次表层叶绿素浓度参数。

上述三颗卫星构成了海洋卫星的三部曲，它标志着卫星海洋遥感新纪元的开始，并反映了可见光、红外、微波海洋遥感的概貌。

11.1.2 卫星海洋遥感系统

一、空间平台及轨道

装载传感器的空间运载工具称为空间平台，它包括人造卫星、宇宙飞船、天空实验室等。卫星作为海洋遥感的空间平台，除安装传感器外，还有如下设备：电源、热控制器、方位控制器、数据处理系统等。电源通常采用太阳能电池，并与蓄电池相连以提供夜间能源。热控制器为保证传感器及其它电子装置正常工作。方位控制器用于控制空间平台的方位，例如极轨卫星，必须控制其缓慢自转并使卫星的同一侧面保持朝下并指向地心。假设地球是形状规则、密度均匀的正球体，仅考虑地球引力，则卫星按椭圆轨道运行，地球位于椭圆的一个焦点上。卫星距地面的距离为

$$r = \frac{a(1-e^2)}{1+e\cos\theta} \quad (11-1)$$

式中 θ 为卫星近地点(轨道离地球最近的点)与所处位置的半径矢量之间的夹角， e 为卫星椭圆轨道的偏心距， a 为椭圆的长半轴。 θ 、 a 、 e 为表征卫星位置的三个轨道参数。卫星沿轨道运行的周期为

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{a^3}{GM}} \quad (11-2)$$

式中 G 为重力常数， M 为地球质量， $GM=3.98603 \times 10^{14} \text{m}^3/\text{s}^2$ 。如果轨道为圆形，则卫星的水平速度为

$$V_0 = \sqrt{\frac{GM}{a}} \quad (11-3)$$

如卫星运行高度为 h ，由重力引起的地表加速度 $g = \frac{GM}{R^2}$ ($R = 6378 \text{km}$ ，为地球平均半径)，则(11—3)式可用 h 和 g 表示为

$$V_0 = R\sqrt{\frac{g}{R+h}} \quad (11-4)$$

二、卫星传感器

目前用于海洋观测的所有卫星传感器，均根据电磁辐射原理获取海洋信息。遥感技术采用的电磁波包括可见光、红外、微波。其中，可见光谱范围在 $0.4 \sim 0.7 \mu\text{m}$ ，红外波谱在 $1 \sim 100 \mu\text{m}$ ，微波波段在 $0.3 \sim 100 \text{GHz}$ 。传感器按工作方式可分为主动式和被动式。被动传感器如可见红外扫描辐射计，微波辐射计等；主动式如微波高度计、微波散射计、合成孔径雷达等。

卫星传感器的种类很多，目前用于海洋研究的传感器主要有：

海色传感器：主要用于探测海洋表层叶绿素浓度、悬移质浓度、海洋初级生产力、漫射衰减系数以及其他海洋光学参数。

红外传感器：主要用于测量海表温度。

微波高度计：主要用于测量平均海平面高度、大地水准面、有效波高、海面风速、表层流、重力异常、降雨指数等。

微波散射计：主要用于测量海面 10m 处风场。

合成孔径雷达：主要用于探测波浪方向谱、中尺度涡旋、海洋内波、浅海地形、海面污染以及海表特征信息等。

微波辐射计：主要用于测量海面温度、海面风速以及海冰水汽含量、降雨、CO₂海—气交换等。

三、数据传输

星载传感器通常产生测量电压或频率信号，然后进行数据编码。大部分情况下以数字信号的形式传输到地面接收站。在采用二进制编码中，一般用 0~255 或 0~1023 或 0~2047 对辐射扫描数据进行数字化处理，每个象元要求 8bit、10bit 或 12bit。由于海洋信息往往比陆地低许多，因此，对于专为海洋应用的传感器，可将数字化数据的最大值和最小值限制在一定范围内，在给定数据传输率的条件下，提高传感器的输出准确度。对于非扫描式传感器，由于其测量频率较低，可以在提高数据传输率的同时，尽可能提高数据分辨率。对于扫描式传感器，其数据几乎是连续产生，则须在采样率、数字化间隔及数据传输率之间求得平衡。一般情况下传感器自身还产生少量校准信号，例如标准黑体信号，使传感器的输出能够精确的加以校正。此外，卫星还提供相关的位置、方位、环境参数以及电源本身的辅助信息。在设计数模控制器时，产生一个与某一固定输入电压相对应的数字化数据作为测试扫描信号的校准数据。在扫描传感器中，每个扫描数列都配有这种校准数据。这些信号都随数据流一起传输到地面接收站。

四、卫星地面接收站

NOAA 卫星地面接收站遍及各地和各部门，在中国和国际上有许多产品。NOAA 卫星地面接收站如图 11—1 所示。相对来说，其价格较低。

值得一提的是，由于海洋是动态环境，原则上所有数据都应归档，因此，卫星海洋遥感的数据存档对数据库、图象库、海洋 GIS 的研究提出了新课题。

五、图象处理与数据处理

卫星海洋遥感图象处理与数据处理的程序框图如图 11—2 所示。其中，从卫星数据反演海洋环境参数的细节将在下面各节涉及。其它部分的细节需要参考有关计算机图象处理、信号处理、模式识别方面的书籍。

六、海洋卫星资料的反演

所谓卫星资料的反演，是指从卫星原始数据获得定量海洋环境参数的数学物理方法，即从电磁场到物质性质或地球物理性质的逆运算。从卫星平台观测海洋，海洋信息经过复杂的海洋/大气系统而被星载传感器接收，然后再传输到卫星地面站。被动遥感(可见、红外、微波)的反演问题，主要是消除信息传输过程中海洋/大气的影晌。主动遥感(微波为主)的反演问题，主要是从微波与海面相互作用中提取海洋信息。

海洋信息往往比陆地信息小 2~3 个量级，并且海洋属于动态环境，因此，海洋卫星资料的反演问题更为复杂和重要。反演方法有准解析、数值模拟、统计回归或以上几种的结合。反演方法和模式有适用于全球的，也有适用于区域的。后者一般比前者有高的反演精度。

从通讯理论观点看，海洋卫星资料的反演可归结如图 11—3 所示。一般来说，它是一个非线性系统。海洋/大气传输过程由一个不可解的积微分方程描述。电磁波与海洋相互作用的物理机制更为复杂。

七、GIS 系统

地理信息系统(GIS)是一门介于信息科学、空间科学和地球科学之间的交

交叉学科和新技术学科，是空间数据处理与计算机技术相结合的产物。地理信息指与研究对象空间地理分布有关的信息，它表示物体与环境固有的数量、质量、分布特性的联系和规律。地理信息系统是采集、存储、管理、分析和描述整个或部分地球表面与空间地理分布有关的数据的系统。GIS 按范围可分为全球的、区域的和局部的。按内容可分为专题的、地区的和工具式的。海洋 GIS 系统是基于海洋空间信息特点而建立的专题地理信息系统，是具有海洋空间数据输入、存储管理、查询检索、分析运算和多种输出功能的软件工具。目前，在海洋 GIS 领域尚未设计开发出一种完备的产品。它的研制具有十分重要的意义和广泛的应用前景，其难点和关键技术在于动态数据库和图象库，以及足够好的模型库。

11.1.3 卫星遥感对海洋科学研究的价值

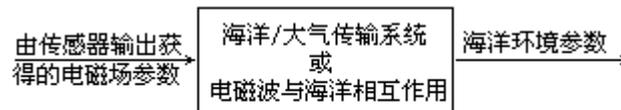
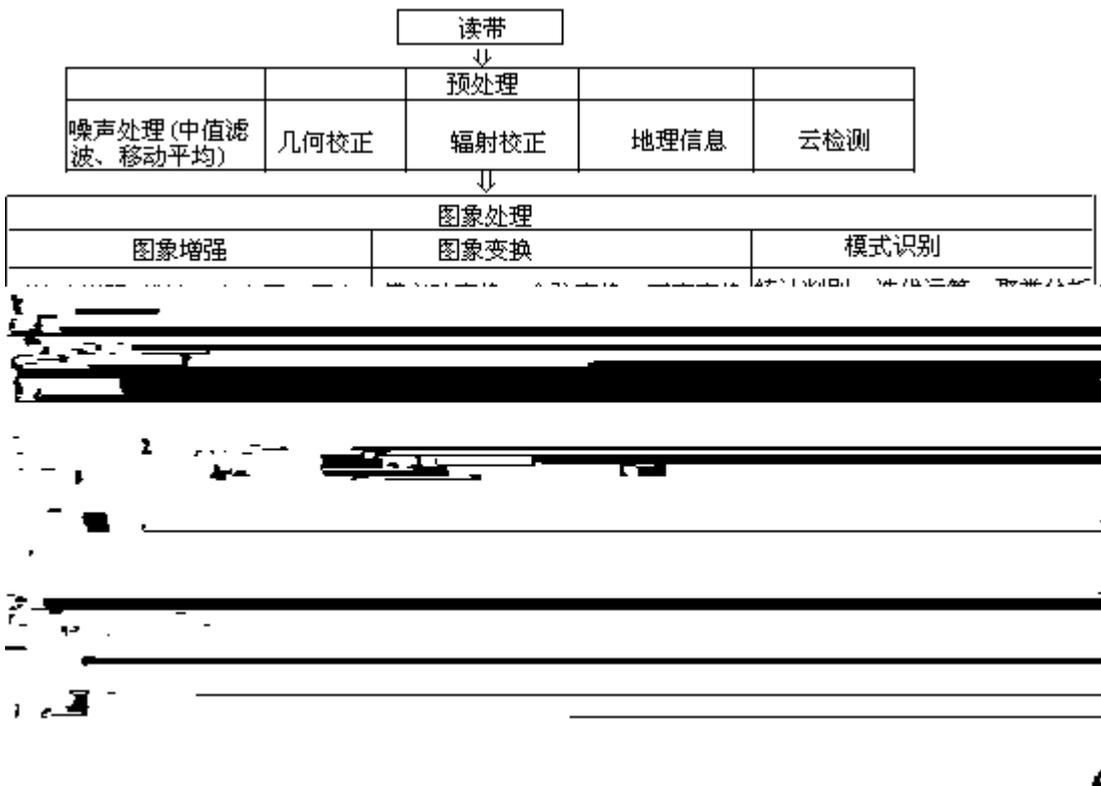


图11-3 卫星海洋资料的反演

卫星海洋遥感是海洋科学的一个新的分支学科。它是物理学、信息科学和海洋科学三门学科交叉的产物，其理论基础为电磁波与海洋、大气的相互作用以及海洋/大气辐射传递。卫星海洋遥感涉及广阔的电磁波范围，包括可见光、红外和微波。可见光遥感利用太阳光源，红外遥感利用海面热辐射，微波遥感分为海面微波辐射被动源和星载微波雷达主动源。将来，激光可能成为星载主动源。卫星海洋遥感的研究内容包括物理机制、海洋卫星传感器方案、反演理论和模型、图象处理与信号处理、卫星数据海洋学应用、海洋

GIS 等。值得注意的是，卫星海洋遥感对于海洋的观测和研究不仅限于船舶与浮标所测量的参数以及在此基础上所得出的海洋学规律，卫星海洋遥感还开辟了一个新的考虑问题的视角。

其次，卫星海洋遥感为海洋观测和研究提供了一个崭新的数据集。这个数据集之大，超过百余年来船舶与浮标数据的总和。这个数据集覆盖了相当部分海洋环境参数和信息，包括海表温度、大气水汽、叶绿素浓度、悬移质浓度、DOM 浓度、海洋初级生产力、海洋光学参数、大气气溶胶、海平面高度、大地水准面、海流、重力异常、海洋降雨、有效波高、海浪方向谱、海面白帽、内波、浅海地形、海面风场、海面油膜、海面污染、CO₂ 海/气交换等方面。这个数据集的工作平台在离地球 800~1000km 的卫星上，与传统的船舶、浮标数据相比，具有以下无可比拟的优点：

(1) 大面积同步测量，且具有很高的或较高的空间分辨率。可满足区域海洋学研究乃至全球变化研究的需求。20 世纪后期国际海洋界执行和参与的大型研究计划，如世界气候研究计划 (WCRP)，热带海洋与全球大气研究计划 (TOGA)，世界大洋环流实验 (WOCE)，全球海洋通量联合研究计划 (JGOFS)，海岸带海陆相互作用计划 (LOICZ) 等，都采用了卫星海洋遥感所提供的数据集。

(2) 可满足动态观测和长期监测的需求。90 年代，各国海洋卫星计划已构成 10~20 年时间尺度的连续观测，以满足海洋环境业务化监测和气候研究的迫切要求。

(3) 实时或准实时性。可满足海洋动力学观测和海洋环境预报的需求。目前，卫星对于同一海域的观测时间间隔为半小时至一个月。

(4) 卫星资料不仅具有大面积同步测量的特点，同时具有自动求面积平均值的特点，尤其适用于数值模型的检验和改进。卫星资料在海洋数值模式中的数据同化是当今的前沿研究课题之一。

(5) 卫星观测可以涉及船舶、浮标不易抵达的海区。

第三，卫星海洋遥感多传感器资料可推动海洋科学交叉学科研究的发展。卫星海洋遥感各种传感器所提供的海洋环境参数和信息，涉及海洋动力学、海洋生物学、海岸带、全球变化、海气相互作用、海洋通量、海洋生态学等。90 年代以来，国际上的海洋卫星计划提供了多传感器同步应用的条件。这样，不仅推动了卫星海洋遥感自身的深入发展，同时，推动了卫星海洋遥感与各海洋学分支的交叉研究以及海洋学各分支学科的交叉研究。

11.1.490 年代的海洋卫星计划

1991 年 ERS—1 卫星发射成功，它被称为 90 年代海洋卫星计划的先驱。其上装载了四个传感器，包括 ATSR，SAR，SCAT，ALT。下表列出 90 年代国际上主要用于海洋观测的卫星计划，从中看出，卫星海洋遥感技术已趋于成熟并进入业务化运行。

表 11—190 年代海洋卫星计划

海色传感器			
卫星	发射部门	传感器	发射时间
ADEOS — 1	日、美、法	海色温度传感器 OETS	1996
SEASTAR	美	海洋宽视场传感器 SEAWIFS	1997
EOS-AMI	美	中分辨率成像光谱辐射计 MODIS	1998
ADEOS-2	日、美、法	全球成像仪 GLI	1999
ENVISAT	欧	中分辨率成像光谱仪 MERIS	1999
可见红外扫描辐射计			
NOAA-10,11,12,,14,K	美	甚高分辨率扫描辐射计 AVHRR	1991-1998
ERS-1	欧	沿轨迹扫描辐射计 ATSR — 1	1991
ERS-2	欧	沿轨迹扫描辐射计 ATSR — 2	1995
ENVISAT	欧	高级沿轨迹辐射扫描计 AATSR	1999
微波高度计			
ERS-1	欧	高度计	1991
TOPEXPOSEIDON	美、法	高度计	1992
ERS-2	欧	高度计	1995
ENVISAT	欧	高度计	1999
JASON-1	美、法	高度计	1999

微波散射计			
ERS-1	欧	散射计 (C)	1991
ERS-2	欧	散射计 (C)	1995
ADEOS-1	日、美、法	散射计 NSCAT(Ku)	1996
NSCAT/Quikscat	美	Quikscat (Ku)	1998
ADEOS-2	日、美、法	散射计 SEAWINDS(Ku)	1999
合成孔径雷达			
ERS-1	欧	合成孔径雷达 SAR(C)	1991
ERS-2	欧	合成孔径雷达 SAR(C)	1995
ENVISAT	欧	改进型合成孔径雷达 SAR(C)	1999
微波辐射计			
DMSP	美	多波段微波辐射计 SSMI	1999

§ 11.2 卫星海表温度遥感

11.2.1 引言

卫星海表温度测量主要利用海面热红外辐射。卫星海表温度 (SeaSurfaceTemperature, SST) 是最早从卫星上获取的海洋环境参数, 是卫星海洋遥感中最为成熟且用户最为广泛的技术。卫星海表温度测量已进入业务化, 在大中尺度海洋现象和过程、海洋—大气热交换、全球气候变化以及渔业资源、污染监测等方面有重要应用。

卫星 SST 常分为海表皮温和海表体温。前者指海表微米量级海水层的温度, 后者指海表 0.5 ~ 1.0m 海水层的温度。

11.2.2 红外辐射计工作原理

利用红外波段测温的物理基础是普朗克辐射定律。温度为 T(K) 的黑体的辐射率由普朗克函数给出

$$B(\lambda, t) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp(hc / k\lambda T) - 1} \quad (11-5)$$

其中, 普朗克常数 $h=6.6262 \times 10^{-34} \text{J} \cdot \text{s}$, 玻尔兹曼常数 $k=1.3806 \times 10^{-23} \text{J/K}$, 光速 $c=3 \times 10^8 \text{m/s}$ 。图 11—4 表示不同温度下的黑体辐射谱, 地球表面平均温度为 300K 左右, 其黑体辐射峰值波长在 8 ~ 14 μm 。实际物体的辐射还与比辐射率有关, 在红外谱段, 海洋的比辐射率 0.98, 随波长、海水温盐、海况的变化极小。

在红外谱段, 大气存在两个窗口, 即 3 ~ 5 μm 和 8 ~ 13 μm , 如图 11—5 所示。图中, 7mm、29mm、54mm 总可降水量(totalprecipitablewater)分别对应极地、中纬度、热带。可见, 热带大气透射率最低, 证明水汽是主要的吸收因子。11 μm 、12 μm 为海水辐射峰值区。3.7 μm 水汽吸收弱, 透射率高。因此, 红外辐射计的光谱通道设在 3.7 μm 、11 μm 、12 μm 。

与 AVHRR 相比, ATSR 有重要改进: 采用锥形扫描技术, 使地球表面同一地点从不同角度(0° 和 55°) 测量两次(时间间隔约 2.5min), 利用多通道、多角度以改善大气校正; 采用两个稳定性很高的黑体作星上辐射量定标, 以提高辐射定标精度, 克服 AVHRR 测量中天空辐射不为零的影响; 利用新型的主动冷却装置使探测器的温度保持在 90K 左右, 以降低探测器噪声; 近红外通道-1.6 μm , 用于在白天探测云。另外, 根据 1.6 μm 通道观测的辐亮度, 1.6 μm 与 3.7 μm 自动交替工作。

11.2.3 卫星海表温度的反演

这里, 仅介绍从 AVHRR 原始数据反演海表温度, 包括读带、辐射量定标、几何校正、云检测、海表温度反演, 流程如图 11—6 所示。

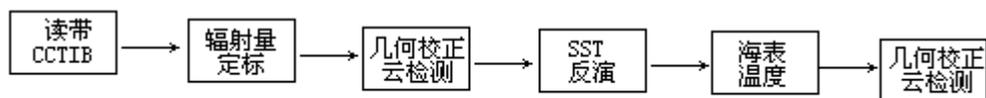


图 11—6 从 AVHRR 原始数据反演海表温度流程框图

NOAA 采用的业务化海表温度反演算法有 MCSST、CPSS 和 NLSST 三类，其中 MCSST 包括劈通道算法和三通道算法。劈通道算法：

$$SST = a_1 T_{11} + a_2 (T_{11} - T_{12}) + a_3 (T_{11} - T_{12}) (\sec^{-1}) - a_4 \quad (11-6)$$

三通道算法：

$$SST = a_1 T_{11} + a_2 (T_{3.7} - T_{12}) + a_3 (T_{3.7} - T_{12}) (\sec^{-1}) - a_4 \quad (11-7)$$

图 11—7 为从 AVHRR 获取的 SST 图象，它显示了东海黑潮与冷涡。

11.2.4 卫星海表温度的应用

卫星海表温度广泛应用于海洋动力学、海气相互作用、渔业经济研究和污染监测等方面。

应用卫星海表温度研究了 El Niño ~ no 现象。多年平均卫星海表温度给出了西太平洋暖池的温度和位置，这是常规测量难以实现的。利用海表温度研究了黑潮和湾流的特征，赤道海域 Kelvin 波、Rossby 波的传播过程。利用卫星海表温度发现了诸多中尺度涡旋，并研究了中尺度涡旋、上升流、锋面的变化。小尺度海洋动力特征方面，研究了湍动的精细结构。

海气相互作用方面，利用卫星海表温度结合其它数据研究全球气候变化，计算海洋热收支、CO₂ 气体交换系数等。特别值得一提的是，卫星海表温度已进入天气、海洋数值预报业务。

渔业方面，卫星海表温度可为渔业部门提供鱼类的洄游路线和渔场的有关信息。

污染监测方面，利用卫星海表温度可以监测油污染、大型核电站附近的热污染。

§ 11.3 海色卫星遥感

11.3.1 引言

海色遥感是唯一可穿透海水一定深度的卫星海洋遥感技术。它利用星载可见红外扫描辐射计接收海面向上光谱辐射,经过大气校正,根据生物光学特性,获取海中叶绿素浓度及悬浮物含量等海洋环境要素。因而,它对海洋初级生产力、海洋生态环境、海洋通量、渔业资源等具有重要意义。

在海色遥感研究中,海水划分为 类水域和 类水域:前者以浮游植物及其伴生物为主,海水呈现深蓝色,大洋属于这一类。后者含有较高的悬浮物、叶绿素和 DOM 以及各种营养物质,海水往往呈现蓝绿色甚至黄褐色。中国近海就是典型的 类水域。

继 1978 年 Nimbus—7/CZCS 卫星资料的成功应用之后,卫星海色遥感逐渐成为一些著名的国际海洋研究计划的技术关键和重要内容。

11.3.2 SeaWiFS 与 CZCS 海色传感器

装载于 Nimbus—7 上的海色传感器 CZCS(Coastal Zone Color Scanner)是一个以可见光通道为主的多通道扫描辐射计。前 4 个通道的中心波长分别为 443nm, 520nm, 550nm, 670nm, 位于可见光范围。第 5 个通道位于近红外,中心波长为 750nm。第 6 个通道位于热红外,波长范围 10.5~12.5 μm 。CZCS 可见光波段的光谱带较窄,仅为 20nm,地面分辨率 0.825km,观测角沿轨迹方向倾角可达到 20°,用以减少太阳耀斑的影响。刈幅宽度 1636km, 8bit 量化。表 11—2 给出 CZCS 传感器的技术参数。

表 11—2 CZCS 传感器技术指标及波段设计

波段	波长范围	饱和辐亮度	SNR2	波段设计
1	433 ~ 453nm	5.41	158	叶绿素
2	510 ~ 530nm	3.50	200	叶绿素
3	540 ~ 560nm	2.86	176	DOM、悬移质
4	660 ~ 680nm	1.34	118	叶绿素、大气校正
5	700 ~ 800nm	23.9	350	地面植被
6	10.5 ~ 12.5nm	0.22K*		海表温度

*270K 处噪声等效温度误差

SeaWiFS(Sea—Viewing Wide Field—Of—View Sensor)是装载在美国 SEASTAR 卫星上的第二代海色遥感传感器,1997 年 8 月发射成功,运行状况良好。SeaWiFS 共有 8 个通道,前 6 个通道位于可见光范围,中心波长分别为 412nm、443nm、490nm、510nm、555nm、670nm。7、8 通道位于近红外,中心波长分别为 765nm 和 865nm。SeaWiFS 地面分辨率为 1.1km,刈幅宽度 1502~2801km,观测角沿轨迹方向倾角为 20°, 0°, -20°。10bit 量化。表 11—3 给出了 SeaWiFS 的技术参数。

表 11—3 SeaWiFS 传感器主要技术指标及波段设计

波段	波长范围 um	饱和辐亮度	信噪比	波段设计
1	402 ~ 422	13.63	499	DOM
2	433 ~ 453	13.25	674	叶绿素
3	480 ~ 500	10.50	667	色素, K490
4	500 ~ 520	9.08	640	叶绿素K 0

11.3.4 海色反演原理

一、辐射量定标

海色传感器输出的计数值 DC(DigitalCount), 并非真正意义上的物理量。因此, 必须利用标准源将计数值换算成辐亮度, 这一过程叫做辐射量定标。一般说来, 传感器接收的辐亮度由下式确定:

$$L_t(\lambda) = S(\lambda)DC + I(\lambda) \quad (11-12)$$

其中, S、I 为斜率和截距, 对于 CZCS, 在实验室中用直径为 76cm 的积分球对辐射计预先进行校准。卫星发射后用机内白炽灯光源和涂黑仪器箱进行星上定标。另外深空也作为一个定标源。传感器按固定的程序测量目标和定标源, 测量的数据传回地面通过公式(11—12)来校正 S 和 I。

二、大气校正算法

大气校正的目的是消除大气吸收和散射的影响, 获取海面向上光谱辐亮度。CZCS 大气校正算法采用单次散射模型, 其本质是一种对洁净大气中良好传播的线性近似。传感器接收到的辐亮度 $L_t(\lambda)$ 由四部分组成, 即

$$L_t(\lambda) = L_r(\lambda) + L_a(\lambda) + t(\lambda)L_w(\lambda) + L_{ra}(\lambda) \quad (11-13)$$

其中, $L_r(\lambda)$ 为大气分子瑞利散射引起的光辐射, 可由大气传输理论精确计算得出。 $L_w(\lambda)$ 是离水辐亮度, 是大气校正所得的结果。 $t(\lambda)$ 是大气透射率, $t(\lambda) = t_r(\lambda)t_{O_2}(\lambda)t_a(\lambda)$, 其中下标 r、 O_2 、a 分别代表分子散射、臭氧、气溶胶。 $L_{ra}(\lambda)$ 为瑞利散射和气溶胶散射相互作用引起的光辐射, 单次散射情况下可以忽略。 $L_a(\lambda)$ 为气溶胶散射引起的光辐射, 由于气溶胶不断变化的特性, 通常需要两个波段来确定气溶胶贡献的大小和气溶胶贡献对波长的依赖关系。CZCS 只有 670nm 波段用于大气校正, 因此必须假设气溶胶的分布均匀, 通过寻找图象的清水区, 即 $L_w(670) = 0$, 得到 $L_a(670)$, 利用 $L_a(\lambda)$ 与波长之间的关系外推得到 $L_a(\lambda)$, 然后由式(11—13)计算 $L_w(\lambda)$ 。

三、生物光学算法

由海面向上光谱辐亮度 L_w 反演海中叶绿素浓度、悬移质、DOM 浓度的方法, 称为生物光学算法。由式(11-8)、(11-9)计算可得出, 海表层叶绿素浓度与海洋光学参数之间的关系为

$$L_w = \frac{t_w \cdot E_d(0^-)}{3n_w^2 \cdot Q} \left[\frac{b_{bw} + \sum_i b_{bi}}{a_w + \sum_i a_i} \right] \quad (11-14)$$

其中 $a_i = f_i^a(c_i)$, $b_{bi} = f_i^b(c_i)$, c_i 是水中 i 组分的浓度, f_i 一般是非线性函数, a_w , a_i 分别为海水及第 i 组分的吸收系数, b_{bw} , b_{bi} 分别为海水及第 i 组分的后向散射系数。现场观测已证实了该公式的合理性。

鉴于海水组分浓度及其引起的后向散射特性与吸收特性之间关系的复杂性, 由上述解析式很难求出 f_i 的解, 必须利用经验算法。目前比较常用的计算色素浓度的方法为比值法, 即利用两个或两个以上不同波段的辐亮度比值与叶绿素浓度的经验关系。CZCS 传感器主要有两种简单的方法:

(1)Gordon 等提出的适合于 类水体的双通道算法, 利用绿(520nm/550nm)与蓝(443nm)波段的比率来确定叶绿素的浓度, 这一比值反映

了随叶绿素浓度增加海色由蓝到绿的变化趋势：

$$\begin{aligned}C_1 &= 1.13 [L_w(443) / L_w(550)]^{-1.71} \\C_2 &= 3.33 [L_w(520) / L_w(550)]^{-2.44}\end{aligned}\quad (11-15)$$

$C=C_2$ 当 $C_2, C_1 > 1.5(\text{mg}/\text{m}^3)$

$C=C_1$ 其他情况

(2) Clark 提出的三通道算法

$$C = 5.56 [LW_1 + LW_2 / LW_3]^{-2.252} \quad (11-16)$$

SeaWiFS 传感器的生物光学算法在 CZCS 基础上改进如下

$$C = \exp[0.464 - 1.989 \ln(nL_w(490) / nL_w(555))] \quad (11-17)$$

图 11—10 为 SeaWiFS 资料反演的中国海叶绿素浓度分布。

11.3.5 海色卫星资料的应用

一、海洋初级生产力与海洋渔业

初级生产力 PP(Primary Production) 是海洋生物食物链的起点，与平均叶绿素相关，可表示为

$$PP = (P_n - R_d) dt \quad (11-18)$$

其中 $P_n = P_g - R_l$ ， P_n (Net photosynthesis) 为净光合作用， P_g (Gross photosynthesis) 为总光合作用， R_l 是光合作用有机体在日光中由于呼吸过程而损耗的所有固碳。 R_d 是光合作用有机体在黑暗中由于呼吸过程而损耗的所有固碳。

日均初级生产力可以用一经验公式表示如下

$$d_{pc} = 10^{3.0 + 0.51 \log c_k} \quad (11-19)$$

其中 c_k 为平均叶绿素浓度。叶绿素浓度初级生产力的时空变化对于生物海洋学、全球气候变化和全球生态环境的研究具有重要意义。

海色和营养级数之间具有极强的相关性。因此，海色数据结合卫星海表温度和海流参数可以预报渔场环境。日本 OCTS 传感器虽然仅工作 10 个月，它在成功发射后很快进入卫星实时渔情预报业务。

二、海洋生态环境监测与研究

赤潮主要由于海域中浮游生物的大量繁殖所引起。赤潮发生时，在蓝绿波段(450nm)具有强烈吸收，在红色和近红外波段具有强烈散射，因此可以通过卫星观测海水的光谱特性和海水中的叶绿素、色素浓度实现对赤潮的监测。配合与赤潮密切相关的其他多种卫星资料，建立风场-流场-热力学模式，则有希望实现对赤潮的预测。

在海色卫星遥感图象中，可以显示锋面、涡旋、海流、水团等大中尺度海洋现象，与其它卫星资料结合研究，可揭示许多海洋现象的动力机制和过程，对于海洋生态环境动力学的研究十分有用。

三、河口海岸带泥沙浓度及其运移

河口海岸带的泥沙运移是一个倍受各方面关注的问题。含有泥沙的水体具有以下特点：1) 随着泥沙含量的增加，光谱反射比也增加；2) 光谱反射比

的峰值逐渐由蓝波段向红端位移，也就是水体本身的散射特性逐渐被泥沙的散射所掩盖。利用多光谱信息和反射比可从海色资料中提取出悬移质浓度及其运移的信息。悬移质遥感定量模式有以下形式：

$$1) \quad R=A + B \log S \quad (11-20)$$

$$2) \quad R=C + S / (A + BS) \quad (11-21)$$

式中 A、B、C 为系数，S 为悬移质含量，R 为反射比。

四、海洋通量及固碳能力

全球通量计划(JGOFs)主要目的是从全球尺度了解和研究控制海中碳及有关通量变化的多种过程，估价海洋对 CO₂ 的吸收储存和转移能力，确定海洋碳系统从季节性到十年尺度的变化。卫星数据，尤其是海色卫星数据满足上述目标所需的大时空尺度调查。叶绿素浓度和海洋初级生产力的探测，对于详细了解海洋对 CO₂ 的调控过程，是不可缺少的关键技术。

§ 11.4 微波高度计

11.4.1 引言

从卫星探测海洋动力参数主要依靠微波传感器，其中高度计(Altimeter, ALT)最为成熟。ALT 通过对海平面高度、有效波高、后向散射的测量，可同时获取流、浪、潮、海面风速等重要动力参数。卫星高度计还可应用于地球结构和海域重力场研究。

继 Skylab、Geos-3 以及 SeasatA 卫星之后，美国海军于 1985 年发射了 Geosat 业务化卫星，它为科学家们首次提供了持续时间长、覆盖范围广的卫星高度计资料，从而揭开了卫星海洋学和卫星大地测量学崭新的一页。ERS-1 卫星、Topex/Poseidon 卫星、ERS-2 卫星是目前正在运行的三颗装有高度计的卫星。其中美、法联合发射的 Topex/Poseidon 卫星上同时装载两台高精度高度计，作为全球大洋环流实验(WOCE)的核心设备，它的成功发射与运行，是卫星测高技术的一次飞跃。

在阐述卫星高度计工作原理前，首先说明与海平面高度有关的几个曲面以及引起海平面高度变化的主要因素。

一、参考椭球面(Reference Ellipsoid)

地球实际上是一个略呈扁形的旋转椭球体。由于万有引力和惯性离心力的作用，在静止大气层覆盖下静止的水体表面，可近似视为一个长轴在赤道方向的双轴旋转椭球体，其几何形状由半长轴和偏心率两个参数确定。这一理想化的数学曲面定义为参考椭球面，并以此作为实际海平面的零级近似。

二、大地水准面(Geoid)

地球上重力位势相等的各点构成等势面，与平均海平面最为接近的等势面称为大地水准面，它是一个假想曲面，其形状主要决定于地球的内部结构和外部形态，是实际海平面的一级近似。

三、瞬时海面(Instantaneous Sea Surface)

瞬时海面即某一时刻的实际海面。它除了受制于地球重力场的分布之外，还受到海流、波浪、潮汐、降水、融冰、气压等海洋和大气过程的影响，是各种复杂环境因素共同作用下的一种随机瞬态平衡。

四、平均海平面(Mean Sea Level)

卫星高度计测得的瞬时海面经海洋潮高、固体潮高和有效波高修正之后，得到所谓平均海平面。但是这一定义本身并不具有时间平均的含义。如果想得到某段时间内的平均海平面，则需对上述概念下的平均海平面在该时间段上进行平均。

在海洋学中，平均海平面定义为 18.67 年天文周期中每小时潮高值的算术平均值。由于测量上的困难，许多国家选定沿岸某个验潮站的平均海平面作为全国的平均海平面基准。严格来说，这种方法只定义了平均海平面的一个参考点，不反映平均海平面空间起伏和时间变化。由于卫星高度计资料时间跨度和验潮站资料空间分布的局限，上述两种定义在相当长一段时间内仍无法统一。

五、海面动力高度(Sea Surface Dynamic Height)

将平均海平面相对于大地水准面的偏离，称为海面动力高度，即海洋学中的海面重力位势差，其范围一般在 $\pm 1.5\text{m}$ 以内。

六、大地水准面起伏(GeoidUndulation)

大地水准面相对于参考椭球面的偏离，称为大地水准面起伏，其范围一般在 $\pm 100\text{m}$ 以内。

七、海平面起伏(SeaSurfaceUndulation)

瞬时海平面相对于大地水准面的偏离，称为海平面起伏。其范围一般在 $\pm 10\text{m}$ 以内。

需要强调的是，海平面起伏和大地水准面起伏比它们各自的绝对高度更具有重要意义。因为在这些起伏中，包含了地球内部结构和海洋动力过程的各种信息。

目前高度计资料的空间采样间隔，沿轨迹方向为 7km 左右，在赤道处相邻平行轨道的间隔为 310km (T/P) 或 80km (ERS-1, 2, 35 天周期)。时间采样间隔，沿轨迹方向为 1s 左右，重复周期有 3d 、 10d 、 17d 、 35d 和 168d 等。

11.4.2 卫星高度计的基本原理

一、卫星高度计工作原理

卫星高度计由一台脉冲发射器、一台灵敏接收器和一台精确计时钟构成。脉冲发射器从海面上空向海面发射一系列极其狭窄的雷达脉冲，接收器检测经海面反射的电磁波信号，再由计时钟精确测定发射和接收的时间间隔 t ，便可算出由高度计质心到星下点瞬时海面的距离 H_{meas}

$$H_{\text{meas}} = c \cdot \frac{\Delta t}{2} \quad (11-22)$$

其中 $c=3 \times 10^8\text{m/s}$ ，为电磁波在真空中的传播速度。

高度计的技术难度在于要达到厘米量级的测距精度。对于 5cm 的测高精度，相应的时间测量要准确到 0.2ns 左右，要求计时钟具有年误差不超过 1s 的精度。同时，对发射和接收技术也提出了高要求。首先，高度计向海面发射一系列测距尖脉冲能量很有限，不足以保证检测回波信号所需的信噪比。为了使输出脉冲携带足够的能量，星载高度计采用了脉冲压缩技术。其次是测距脉冲所要求的带宽问题。对于上述 0.2ns 的脉冲，相应的带宽约为 5GHz 。这一带宽远超过国际公允的卫星使用带宽。为解决这一矛盾，采用波形检测的方法，其原理如图 11—12 所示。从卫星向海面发射一脉宽为 τ_p 的矩形脉冲，波面以卫星为中心，呈球面向下传播到海面，海面与电磁波的作用从 $t=0$ 时起，以球面波的波前与海面的切点开始，逐渐扩展，到 $t = \tau_p$ 时，作用面展为以 d 为直径的圆，而

$$d = \sqrt{H_{\text{sat}} \cdot (\tau_p^2 + 16H^2 \ln 2 / c^2)} \quad (11-23)$$

其中 H_{sat} 为卫星高度， H 为海面波高的标准偏差。当 $t > \tau_p$ 时，作用面积变为球面电磁波前与海面相割所成的圆环。该环的直径随时间不断扩大，环宽却逐渐变窄，圆环的面积则保持不变。当球面电磁波束的边沿到达海面时，圆环外径不再扩展，内径继续扩大，圆环面积逐渐减少，直至最后消失。经海面返回的电磁波幅度随时间的变化和上述电磁波与海面的作用过程相对应，形成一个展宽的梯形波。精确测量脉冲传输时间和返回脉冲前后波形，就可以得到高精度的测高值。这种波形检测方法大大放宽了对发射脉宽的要

求，是现有卫星高度计普遍采用的方法。

二、卫星测高原理

卫星测高的几何关系如图 11—13 所示。

从卫星测高的几何关系上看，海平面高度可以表示为

$$H_{inst} = (H_{sat} + \delta_{sat}) - (H_{meas} + \delta_{meas}) \quad (11-24)$$

而 $H_{meas} = H_{com} + H_{wet} + H_{dry} + H_{iono}$ (11-25)

其中 H_{inst} 为星下点瞬时海平面相对于参考椭球面的高度， H_{sat} 为卫星质心相对于参考椭球面的计算高度， δ_{sat} 为 H_{sat} 的计算误差， H_{meas} 为高度计质心到星下点瞬时海平面的测量距离， δ_{meas} 为对 H_{meas} 的各种修正

H_{com} ——质心修正 H_{wet} ——湿对流层修正

H_{dry} ——干对流层修正 H_{iono} ——电离层修正

δ_{meas} 为 H_{meas} 的测量误差。

可见，星下点的瞬时海面高度是由卫星高度与测量高度之差经过一系列修正后得到的，而卫星高度是根据轨道动力学方程结合地面遥测定位数据经理论计算得到的，测量高度是根据前节描述的原理由高度计实测得到的，各种修正量通过其它独立渠道获得。

另一方面，从海平面高度的构成来看，瞬时海面还可以表示为

$$H_{inst} = H_g + H_{dt} + H_{ot} + H_{st} + H_{swh} \quad (11-26)$$

其中 H_g 为大地水准面高度， H_{dt} 为海面动力高度， H_{ot} 为海洋潮高， H_{st} 为固体潮高， H_{swh} 为海面有效波高。

在实际应用时，首先由(11—24)式确定瞬时海面高度，再依据(11—26)

H

假设。只有第三类适用于浅海。

三、中尺度海洋现象

中尺度海洋现象主要包括涡旋、上升流、锋面等。中尺度现象活动频繁的区域一般对应较显著的海平面变化。

利用卫星高度计观测中尺度涡旋，主要是通过计算涡旋动能来确定其位置并衡量其强度。首先计算一条重复轨迹上的平均海平面高度，再计算每次重复数据相对于这一平均高度的斜率，然后利用地转平衡关系算出垂直于轨迹方向的流速。假定涡旋在与其轨迹平行和垂直方向上的运动速率相等，可得到涡旋的绝对速率，进而计算其动能。

四、大地水准面与重力异常(gravity anomaly)

大地测量的基本任务是确定大地水准面与重力异常。卫星测高提供了海域的大地水准面起伏。海洋大地水准面是接近于平均海平面的重力势面和旋转势的等位面，它反映了地球内部质量密度分布的不均匀特性。卫星高度计最初的成果就是测量地球形状及大地水准面，进而计算全球重力场。ERS-1 卫星 168 天重复周期的运行就是为大地水准面测量而设计，它提供了前所未有的空间采样分辨率，168 天周期运行 15 个月，取得了大量宝贵资料。

人们以球谐函数级数的形式作为表征地球重力和大地水准面高度的数学模型，目前全球大地水准面模型达到 360 阶。模型的空间分辨率达到 100km，精度小于 0.5m。具代表性的四个全球大地水准面模型是：美国的 GEM 系列 (GoddardEarthModel, NASAGoddardSpaceFlightCenter 推出), PGS 系列 (PreliminaryGravitySolution, 来源同前), OSU 系列 (OhioStateUniversity 推出) 和 JGM 系列 (JointGravityModel, 美国几家主要研究单位和法国 CNES 联合推出)。

大地水准面与参考椭球面上对应点的重力之差称为该点的重力异常，方向之差称为垂线偏差。目前由卫星测高数据反演海洋重力异常的方法主要有：最小二乘法、Stokes 公式逆运算法、Hotine 积分法、逆 Venning-Meinesz 交换法，以及垂线偏差联合法和谱分析方法等。由于卫星测高数据越来越多，JGM

§ 11.5 微波散射计

11.5.1 引言

海面风场资料,对各种海洋环境数值预报模式都是十分重要的边界条件。遗憾的是,海面风场资料严重缺乏。从浮标和船舶所获得的风测量数据十分有限,且离散性大、分布不均匀。科学家们一直在寻求获得海面风场资料的有效手段。可见光和红外卫星遥感首先得到广泛应用,利用静止气象卫星云图,通过云导风技术获得高空风场,这种方法从70年代一直沿用至今。星载微波散射计探测海面风场的建议早在1966年提出,这种技术的有效性被1973年 Skylab 卫星 S-193 散射计和1978年 SeasatA 卫星 SASS 散射计的成功经验所证实。1991年欧洲空间局(ESA)的 ERS-1 卫星上装载的主动微波探测仪(AMI)设有散射计工作模式,使卫星散射计风场测量进入业务化监测的新纪元。

卫星散射计风场数据对于海洋环境数值预报、海洋灾害监测、海气相互作用、气象预报、气候研究等具有重要意义。

目前,常见的方法是将卫星散射计资料与静止气象卫星云图和微波辐射计 SSM/I 图象相互补充。静止气象卫星(如GMS)资料,具有较高的时间分辨率,每隔15~20min接收一次温度和水汽的图象数据。卫星散射计资料具有较高的精度和空间分辨率。SSM/I也具有较高的时间分辨率(每3天覆盖全球一次)。多卫星传感器资料的数据融合,有助于对有关过程的认识。

11.5.2 星载微波散射计测风原理

微波散射计通过测量风引起的粗糙海面对微波的后向散射特性来推算风场。在海面上,毛细波叠加在重力波上,风的变化引起海表面粗糙度的变化,使接收到的回向散射随之变化。根据回向散射与风矢量之间的相关模式,经过地球物理定标后就能得出海面风场。

性增长。

11.5.3 星载微波散射计风场的反演

对海面雷达回向散射与风场的关系，已经进行了大量的研究，并且提出了很多经验模式函数以便进行风矢量的反演。

一、SEASATA 散射计风场的反演

SASS 的工作频率为 Ku 波段(14.6GHz)，Ku 波段的经验模型由 Moore 和 Fung 于 1979 年提出，称为 Moore 模型

$$\sigma_0 = \alpha_1 V^{\gamma_1} + \alpha_2 V^{\gamma_2} + \alpha_3 V^{\gamma_3} \cos 2\varphi \quad (11-30)$$

其中 σ_0 是海面的雷达回向散射系数， V 是海面以上 19.5m 参考高度的中性稳定风速， φ 是雷达波束相对于风向的方位角， θ 是雷达波束的入射角，各系数 α_i 和 γ_i 定义为 σ_0 的展开式。以后，又开发了多种风矢量反演算法，其中较好的算法如 11-31 式所示：

$$\sigma_0 = 10[G(\theta, \varphi) + H(\theta, \varphi) \log_{10} V] \quad (11-31)$$

其中，G、H 模式函数表(G-H 查找表)是通过与独立的现场海面风场测量相比较获得。NSCAT 的风场反演模式基本上同 SASS。

二、ERS-1 星载微波散射计风场的反演

ERS-1 卫星散射计工作频率为 C 波段(5.3GHz) A.E.Long 于 1985 年提出了 C 波段的雷达回向散射系数与风矢量关系的经验模型 CMOD1：

$$\sigma_0 = u(1 + b_1 \cos \varphi + b_2 \cos 2\varphi) / (1 + b_1 + b_2)$$

$$\log_{10} u = c_1 + c_2 \theta + c_3 \theta^2 + \log_{10} V \quad (11-32)$$

其中 θ 为入射角， V 是海面以上 10m 参考高度中性稳定条件下的风速， φ 是波束和风向之间的观测角，各系数 c_i 和 b_i 定义为 σ_0 和 V 的展开式。

ESA 根据卫星发射后所获得的散射计风场与现场资料比较，对算法进行改进和完善，又开发了 CMOD2、CMOD3、CMOD4、CMOD5-12 等。其中 CMOD5-12 如 11-33 式所示：

$$\sigma_0 = 10^{\alpha+\beta} \sqrt{V-\delta} \times (1 + b_1 \cos \varphi + b_2 \cos 2\varphi) \quad (11-33)$$

从 ERS-1 星载微波散射计运行以来获取的大量数据看，风矢量算法达到了设计的要求。高风速(25m/s 以上)情况下的算法是目前的研究前沿。图 11-15 给出 ADEOS/NSCAT 和 ERS-2/SCAT 散射计资料获得的风速分布。

11.5.4 SSM/I 简介

多波段微波辐射扫描仪 SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) 装载在美国空军国防气象卫星计划 DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) 业务化极轨气象卫星上，主要用于获取全球海面风速分布、降雨、云中水量、积分水汽以及海冰等海洋环境参数。分别于 1987 年 DMSPF8、1990 年 DMSPF10 和 1991 年 DMSPF11 卫星上装载同样类型的微波辐射计 SSM/I。

DMSP 系列气象卫星是太阳同步极轨卫星。SSM/I 以 1400km 的扫描宽度对

地观测，每三天可对全球观测一次。SSM/I 由 7 个不同的微波功率辐射计组成，工作波段为 19.3、37.0、22.2、85.5GHz。除 22.2GHz 的水汽通道是一个垂直极化外，其余探测通道均采用双极化观测。SSM/I 的地面采样间隔分别为 12.5km(85GHz)和 25km(其它波段)。在 3~25m/s 测量范围内的测风精度为 $\pm 2\text{m/s}$ 。

SSM/I 的测风原理主要是基于海面微波辐射率与海面粗糙度之间的高度相关特征，而海面粗糙度直接与风速有关。海面粗糙度增加，海面辐射率增加，极化特性变弱。其主要机制有三种：海表面波引起的微波辐射水平、垂直极化状态和入射角的改变；海面破碎引起的海气混合增加微波辐射率；海表面波引起的微波折射。

SSM/I 风速反演算法主要有两种：一种是统计回归分析算法，主要基于微波辐射亮温与现场风速之间的均方误差最小的统计分析。另一种算法是基于辐射传递的物理算法。统计回归算法不考虑物理机制，但利用微波辐射率与不同极化状态下微波辐射亮温间的相关关系；物理算法基于辐射传递方程的近似解并进行递归计算。一般情况下，统计回归算法在区域范围内精度较好而物理算法在全球范围内应用更有效(Bates, 1991)。

11.5.5 卫星风场资料的应用

一、台风与热带气旋

从星载微波散射计获得的风场资料中可以清楚地看到台风所特有的涡旋型结构、台风中心(即台风“眼”)的位置及移动路径。卫星散射计数据与静止气象卫星云图、SSM/I 水汽数据进行综合分析，可以看出气旋水汽的变化、不对称性的增长、前锋结构及风场结构。图 11-16 给出 ADEOS/NSCAT 散射计观测到的 9616 号台风的移动轨迹。

二、二氧化碳气体交换

观测表明，大气中的二氧化碳气体的浓度正以年平均 $6.696 \times 10^{-8}\text{mol/dm}^3$ 速度增加。由于海洋中的碳储藏量 50 倍于空气中的含量，因此研究大气-海洋间的二氧化碳气体交换，探索海洋的碳储藏能力，对研究全球碳循环和气候变化至关重要。由于直接测量通量十分复杂，通常海气间的二氧化碳通量由海气间的二氧化碳的分压和气体交换系数计算获得。气体交换系数决定气体交换的快慢，主要由海面风速分布决定。目前，国际上已把卫星反演风速应用于海气二氧化碳通量研究中。图 11-18 给出北太平洋二氧化碳气体交换系数的季节变化规律。

三、海洋环境数值预报

高质量、高时空分辨率的卫星海面风场通过数据同化输入到海洋环境数值预报模式中，对海洋动态变化研究、灾害性海况预报至关重要。由于现场风场资料的缺乏，对气旋、台风以及风生流研究进展缓慢，利用卫星获得的风场资料同化到相应的数值预报模式将有助于对上述现象的理解和模式的修正。NSCAT 风场资料同化到数值气象预报模式中，发现对南半球的气压场、风场的数值预报有显著改进。NSCAT 资料比欧洲中长期天气预报(ECMWF)的风速分布在高频部分包含更多能量，散射计风场资料对海浪数值预报、大洋环流、ENSO 等的研究也引起了广泛兴趣。

§ 11.6 星载合成孔径雷达

11.6.1 引言

合成孔径雷达(Synthetic Aperture Radar, SAR)是一种主动式微波成像雷达,它被认为是最有效、最有潜力的卫星传感器。它具有良好的空间分辨率,可与光学遥感图象相比拟;又具有全天候全天时工作的优点。SAR对海洋的观测主要利用微波和海面微尺度结构的相互作用而形成海面回向散射系数的图象分布。影响海面微尺度结构的各种海洋现象和过程作为一种调制信号而被SAR图象观测到。SAR对海洋的观测,包括海浪方向谱、中尺度涡旋、内波、海冰、浅海地形、海岸带动态监测、海面白帽、海面污染、海面风场、海流、以及海面油资源、海中叶绿素。

近二十年来,尤其进入90年代,星载SAR在软/硬件技术方面已日趋成熟。目前国际上正在着手开发新一代多波段、多极化的干涉合成孔径雷达。

11.6.2 SAR 成像原理

SAR在卫星轨道的垂直平面内向海面发射微波脉冲,SAR对海面观测采用侧视,照射海面呈椭圆,其几何关系如图11-19所示。SAR到海面观测元的距离为斜距。垂直于卫星轨道的方向为距离方向,平行于卫星轨道的方向为方位方向。距离分辨率就是距离方向上的地面两点可分辨的最小距离。设地面两点相距 X_r ,则雷达脉冲返回时间差 t 可表示为

$$t = 2X_r \sin \theta / c \quad (11-34)$$

其中 θ 为入射角, c 为光速。如果雷达信号脉冲长度为 τ (脉冲带宽 B 定义为 $B=1/\tau$),则脉冲雷达系统的距离分辨能力可表示为

$$X_r = c \tau / 2 \sin \theta = c / 2B \sin \theta \quad (11-35)$$

因此,脉冲雷达系统的距离分辨能力主要由雷达发射脉冲带宽 B 所限制。脉冲带宽可通过减小脉冲的长度来获得。但脉冲越短,信噪比越差。为了有效的产生短脉冲,使用脉冲压缩技术。

方位分辨率几何关系如图11-20。对于一个真实孔径为 D_R 的天线,其地面分辨率为

$$L_R = R \lambda / D_R \quad (11-36)$$

其中 R 为斜距, λ 是雷达波长。可见孔径越大,空间分辨率越好。由此产生合成孔径的概念。SAR合成孔径的长度取决于地面某一点受照射时卫星移动的距离,该距离为 L_R 。因此合成孔径的地面分辨率为

$$L_S = R \lambda / 2L_R = \frac{R \lambda}{2R \lambda / D_R} = \frac{D_R}{2} \quad (11-37)$$

SAR接收的海面反射信号与观测元的物理特性有关,通常由后向散射系数 σ_0 来描述。在一级近似情况下,可假定SAR发射微波信号与海面微尺度结构的相互作用以布拉格散射为主。布拉格散射共振方程为

$$\lambda_s = \lambda_r / 2 \sin \theta \quad (11-38)$$

其中 λ_s 为布拉格散射共振波长, λ_r 为微波雷达工作波长, θ 为入射

角。布拉格共振短波的形成与风应力有关。研究表明，与 C 波段微波产生共振的海面毛细波或小重力波所对应的海面 10m 风速阈值为 3.25m/s。布拉格散射的共振条件为

$$\frac{1}{s} = \frac{r \sin \phi}{2 \sin \theta} = \sin \phi \quad (11-39)$$

其中， ϕ 为海面微尺度表面波的传播方向与雷达视线的夹角。

虽然 SAR 仅对引起布拉格共振散射的海表面波直接成象，由于布拉格尺度的表面波空间分布易被较长重力波所调制，从而显示了引人注目的海洋观测能力。

SAR 成象的数据预处理利用了相位和振幅信息。因此可以说，SAR 是一个准全息系统。合成孔径雷达系统由装载在卫星上与飞行方向一致的矩形平板系统、发射机/接收机、模拟数据传输系统、高密度数字记录器及处理器组成。雷达数据实时传输到地面站，经解调后用数字形式记录下来然后用数字处理器成象。早期的 SAR 成象处理由光学信息处理系统完成，曾经使光学信息处理轰动一时。

11.6.3 从卫星 SAR 海浪图象反演海浪方向谱

海浪研究中，谱估计是一个重要方法。SAR 通过雷达波与海面小重力波的布拉格共振对海浪进行成象，并获取海浪方向谱。但并非所有海浪都能成象。一般认为在高海况和平滑海浪情况下，SAR 难以对海浪成象。因此，SAR 对海浪的成象能力与 SAR 系统和海况直接有关，一方面要有好的空间分辨率，其次有效波高和海面风速不能太小。

SAR 对随机海浪的成象基于三种调制机制。短波和长波的流体力学相互作用对布拉格散射波的能量和波束的调制，称为流体力学调制；在长波波面引起雷达入射角的变化，称为倾斜调制；长波沿卫星轨道方向的运动速度，使后向散射元产生平移，相当于返回信号的 Doppler 频移，最终导致后向散射元在 SAR 图象上的位移和模糊，此项调制属于速度聚束调制。尽管倾斜调制和流体力学调制通常被近似为线性过程，然而速度聚束过程却常表现出很强的非线性。仅在位移与长波相比较小时，这一机制才被认为是线性的，可表示为速度聚束传递函数。

这里介绍两种卫星 SAR 海浪图象反演海浪方向谱的方法。

一、线性调制传递函数(MTF)方法

线性近似情况下，SAR 对海浪成象的图象可表示为

$$(11-40)$$

其中 T_{sk} , T_{s-k} 分别表示两种传播方向的系统成象传递函数，由前述三种成象机制调制传递函数组成， F_k , F_{-k} 分别代表两种不同传播方向 (k , $-k$) 的海浪方向谱。在风浪情况下，海浪传播多以某个传播方向为主，亦即 $|F_k| \gg |F_{-k}|$ ，因此海浪方向谱 F_k 或 F_{-k} 可由下式计算：

$$(11-41)$$

由此可以看出，在 MTF 方法中，虽然海浪方向谱在波数谱能量分布上基本得以保持，但无法分辨海浪传播方向 (k 或 $-k$)，亦即海浪方向谱反演中的

180°方向模糊。图 11-20 表示 ERS-1/SAR 海浪图象反演海浪方向谱的 MTF 方法。

二、Hasselmann 非线性反演方法

Hasselmann 于 1991 年提出 SAR 海浪方向谱反演非线性映射关系

(11-42)

其中 $ps(k)$ 为 SAR 图象谱； n, m 为非线性阶数； α 为速度聚束参数，代表后

图 11—20ERS—1/SAR 海浪图象反演海浪方向谱的 MTF 方法向散射单元方位位移引起的方位模糊。由于非线性映射关系无法直接反演海浪方向谱，Hasselmann 非线性反演算法中，通过引入第一猜测谱和递归算法使价值函数最小，达到反演海浪方向谱目的。具体求解过程如图 11-21。图 11-22 分别表示 SAR 海浪图象谱、第三代海浪预报模式(WAM)获得第一猜测谱和经 Hasselmann 算法反演的海浪方向谱分布。

目前在国际上已有不少学者从事海浪数据同化研究，高度计有效波高数据已同化到海浪预报模式，并进入业务化。SAR 图象能够提供更多的海浪信息，但由于其复杂性，数据同化很长时间无人问津。Hasselmann(1991)成功地将 SAR 图象谱变换成海浪方向谱，SAR 数据同化也随之开始。

11.6.4 合成孔径雷达在其他海洋研究中的应用

SAR 图象资料除成功应用于海浪方向谱外，还成功应用在其他研究领域。这里主要介绍 SAR 在内波、浅海地形和污染监测中的应用研究。

一、内波

尽管内波发生在海面以下，但它可引起海水表面的辐聚或辐散。若海表面存在对应于 SAR 波长引起海面粗糙度的小尺度波，则辐聚或辐散使海面粗糙度增加或降低，在 SAR 图象上即表现为亮或暗的区域。因此 SAR 可以对内波成象。当然 SAR 并非对所有内波成象。这依赖于内波的深度、强度及海面粗糙度。

用常规方法观测内波非常困难，而 SAR 无疑提供了一种先进的内波观测手段。通过 SAR 对大、中尺度内波成象，可以观测内波空间分布及季节变化，并提取内波参数，如振幅、周期、波长、传播方向及速度。SAR 提供了内潮波和内孤立子的形成及传播机制的研究条件。

二、海底地形

卫星 SAR 资料反演浅海地形，与声学方法相比具有数据量大、速度快、费用小的优点。实验表明，SAR 对浅海地形成象与流场直接有关，一般流速需大于 0.5m/s。当然，风速需在 3~12m/s，以保证 SAR 对海面成象。其主要物理机制是潮流与浅海地形的相互作用影响表面流速分布，进而影响海表面的粗糙度和 SAR 成象。然而，SAR 图象并不总是可以反映海底地形。因此，需进行潮流在海底地形作用下引起海面粗糙度变化的机理研究。国际上已成功应用 SAR 反演的海底地形数据进行海底电缆和石油管道的铺设。

三、海洋污染监测

SAR 高分辨率图象在海洋污染监测中有广泛的应用前景。海面上覆盖一层油膜或其它化学污染物时，会使海面张力波和短重力波受到阻尼，海面变得更为平滑，使海面后向散射降低，图象变暗，从而实现了对污染的监测。目

前，挪威、加拿大等已利用 ERS/SAR 和 Radarsat/SAR 实现污染业务化监测。

思考题

1. 试提出一个卫星海洋遥感技术在海洋学中应用的课题建议和设想。
2. 试论卫星海洋遥感基本概念及卫星海洋遥感系统。
3. 试比较 ATSR 和 AVHRR 二种红外辐射计。
4. 用 MCSST 反演公式反演卫星海表温度(用原始数据)。
5. 试论卫星高度计的海洋学应用。
6. 试论卫星散射计的工作原理及反演方法。
7. 试论卫星 SAR 观测各种海表特征的原理。
8. 试论卫星 SAR 反演海浪方向谱的方法。
9. 试论海色反演原理。
10. 你对本章的兴趣和评述。

第十二章 中国近海的区域海洋学

中国位于亚洲大陆的东南部，雄踞北太平洋西侧，大陆岸线总长度达 $18 \times 10^3 \text{km}$ 之多。邻近海域陆架宽阔，地形复杂，纵跨温带、副热带和热带三个气候带，四季交替明显，沿岸径流多变，因而具有独特的区域海洋学特征。

§ 12.1 自然环境概况

12.1.1 地理位置、区划和岸线

中国近海，依传统分为四个海区，即渤海、黄海、东海和南海。前苏联的一些海洋学家，主张将中国近海分为两大海区即东中国海和南中国海。前者包括渤海、黄海和东海，后者即为南海。日本以及西方的一些海洋学家所称的“东中国海”(EastChinaSea)，则通常仅是指东海而言。我们依习惯提法，仍将中国近海分为四个海区。

一、渤海

渤海是中国内海。是深入中国大陆的近封闭型的一个浅海。它通过东面的渤海海峡与黄海相沟通；其北、西、南三面均被陆地所包围，即分别邻接辽宁、河北、山东三省和天津市。渤海海峡北起辽东半岛南端的老铁山角(老铁山头)，南至山东半岛北端的蓬莱角(登州头)，宽度约 106km。

渤海的形状大致呈三角形，凸出的三个角分别对应于辽东湾、渤海湾和莱州湾。北面的辽东湾，位于长兴岛与秦皇岛连线以北。西边的渤海湾和南边的莱州湾，则由黄河三角洲分隔开来。

渤海的总面积为 $7.7 \times 10^4 \text{km}^2$ ，东北至西南的纵长约 555km，东西向的宽度为 346km，海区平均水深仅 18m，最深处也只有 83m，位于老铁山水道西侧。

渤海沿岸以粉砂淤泥质海岸占优势，尤以渤海湾与莱州湾为最。黄河口附近的三角洲海岸，则是比较典型的扇状三角洲海岸。辽东半岛西岸盖平以南，小凌河至北戴河，鲁北沿岸虎头崖至蓬莱角等几段，属于基岩沙砾质海岸。

二、黄海

黄海是全部位于大陆架上的一个半封闭的浅海。因古黄河在江苏北部入海时，携运大量泥沙而来，使水色呈黄褐色，从而得名。

黄海北界辽宁，西傍山东、江苏，东邻朝鲜、韩国，西北边经渤海海峡与渤海沟通，南面以长江口北岸的启东嘴至济州岛西南角的连线与东海相接，东南面至济州海峡

习惯上又常将黄海分为南、北二部分，其间以山东半岛的成山角(成山头)至朝鲜半岛的长山(串)一线为界。北黄海的形状近似为一椭圆形，南黄海则可大致视为六边形。北黄海东北部有西朝鲜湾，南黄海西侧有胶州湾和海州湾，东岸较重要的海湾有江华湾等。

黄海的面积比渤海大得多，仅北黄海就有 $7.13 \times 10^4 \text{km}^2$ ，已可与渤海相比拟；南黄海的面积更大，为 $30.9 \times 10^4 \text{km}^2$ ，比渤海大 3 倍多。北黄海平均水深 38m，南黄海平均水深 46m，整个黄海总平均水深 44m。最深处 140m，位于济州岛北侧。

黄海海岸类型复杂。沿山东半岛、辽东半岛和朝鲜半岛，多为基岩沙砾

质海岸或港湾式沙质海岸。苏北沿岸至长江口以北以及鸭绿江口附近，则为粉砂淤泥质海岸。

三、东海

东海位于中国岸线中部的东方，是西太平洋的一个边缘海。东海西有广阔的大陆架，东有深海槽，故兼有浅海和深海的特征。

东海西邻上海市和浙江、福建二省，北界是启东嘴至济州岛西南角的连线。东北部经朝鲜海峡、对马海峡与日本海相通，分界线一般取为济州岛东端—五岛列岛—长崎半岛野母崎角的连线。东面以九州岛、琉球群岛和台湾岛连线为界，与太平洋相邻接。南界至台湾海峡的南端。台湾海峡的北界是福建省海坛岛至台湾省富贵角的连线，宽约 172km。南界宽约 370km，其东端止于台湾省南端的猫鼻头，西端起于闽粤两省交界线，亦有谓起自南澳岛或东山岛。海峡南北长约 333km，面积约 $7.7 \times 10^4 \text{km}^2$ 。

东海的总面积为 $77 \times 10^4 \text{km}^2$ ，相当于黄海的 2 倍，渤海的 10 倍。平均水深为 370m，最深可达 2719m，位于台湾省东北方的冲绳海槽中。

东海的西岸，即中国的闽、浙和台湾沿岸，岸线曲折，港口和海湾众多，其中最大的海湾是杭州湾。海岸类型北部多为侵蚀海岸，但在杭州湾以南至闽江口以北，也间有港湾淤泥质海岸，这是因沿岸水流搬移的细颗粒泥沙，堆积于隐蔽的海湾而形成的。南部在 27°N 以南，则有红树林海岸，属于生物海岸的一种；台湾东岸则属于典型的断层海岸，陡崖逼临深海，峭壁高达数百米。东海东岸九州至琉球、台湾一线，有众多的海峡、水道，与太平洋沟通，其中最重要的是苏澳-与那国水道、宫古岛-冲绳岛水道以及吐噶喇海峡和大隅海峡。

四、南海

南海位于中国大陆南方，纵跨热带与亚热带，而以热带海洋性气候为主要特征。也是中国海疆国界伸展最南之处。虽然有人将其称为亚澳陆间海，但从洲际和大洋区划上看，它仍属于西太平洋的一个边缘海。原因在于，南海的东边界经巴士海峡、巴林塘海峡等众多的海峡和水道与太平洋相沟通。其南界是加里曼丹岛和苏门答腊岛，即并不紧接澳洲，而是经卡里马塔海峡及加斯帕海峡与爪哇海相邻。南海西南面经马六甲海峡与印度洋相通，东南经民都洛海峡、巴拉巴克海峡与苏禄海相接，西邻中南半岛和马来半岛，北靠中国的广东、广西和海南三省，东邻菲律宾群岛。海域非常广阔，总面积达 $35 \times 10^5 \text{km}^2$ ，几乎为渤、黄、东海面积总和的 3 倍。

南海有许多大海湾，其中最大的是泰国湾(曾名暹罗湾)，面积约 $25 \times 10^4 \text{km}^2$ ，位于中南半岛与马来半岛之间，湾口以金瓯角至哥打巴鲁一线为界。其次是北部湾，面积 $12.7 \times 10^4 \text{km}^2$ ，北临广东、广西，西接越南，其东界是雷州半岛南端的灯楼角至海南岛西北部的临高角一线，南界为海南岛西南的莺歌海与越南永灵附近来角的连线。其它较重要的海湾有广州湾，苏比克湾和金兰湾等。

南海的平均水深为 1212m，最深在马尼拉海沟南端，可达 5377m。

南海岸线绵长，曲折多变，形态类型更为复杂，但以各种形式的生物海岸占优势，如众多的红树林海岸和各种形式的珊瑚礁海岸。珠江口附近属于三角洲海岸，但以多汉道多岛屿为特色。

12.1.2 海底地形、沉积与构造

一、渤海

在四个海区中，渤海深度最浅，小于 30m 的海域近 $7.2 \times 10^4 \text{km}^2$ ，因而海底地势最为平坦，地形也较单调。若再细分，可分 5 部分：

渤海海峡 因有庙岛群岛散布其中，将海峡分为 8 个主要水道。其中以最北面的老铁山水道最宽(44.5km)、最深(水深 50~65m，最深处 83m)，是黄海水进入渤海的主要通道。由于束水流急，海底冲刷成“U”形深槽。潮流流出老铁山水道西北深槽之后，水流分散，流速减小，于是在深槽末端形成六道指状的水下沙脊，通称“辽东浅滩”。其表面沉积为分选良好的细沙。

辽东湾 是处于两大断裂之间的一个地堑型的拗陷，中部地势平坦，平均水深不到 30m，最大水深 32m。河口之外，大多有水下三角洲。由于古辽河河谷沉溺于海底，形成了一条长约 180km 的水下谷地。湾内沉积物以粗粉砂和细砂为主，见图 12-1。

渤海湾和莱州湾 是两个凹陷区，地形均平缓而单调。黄河口外有巨大的水下三角洲发育，因黄河平均每年输沙 10^8t 以上，使河口沙嘴每年平均向外延伸 2.5km。渤海湾水深一般小于 20m，北部深水区，可达 30m；有一条因潮波作用而形成的水下谷地；沉积物以软泥(粉砂和粘土质)为主。莱州湾绝大部分水深小于 10m，最深仅为 18m；沉积物以粉沙质占优势；东北部有大片沙质浅滩与沿岸沙嘴。

中央海盆 是一个近似三角形的海盆，北窄而南宽；水深 20~40m，为地堑型凹陷；盆地中心沉积物为分选良好的细沙。

渤海为中、新生代沉降盆地，基底为前寒武纪变质岩，第四纪的沉积厚度约 300~500m。地壳厚度，中部为 29km，向四周增加，可达 31~34km。中生代之后，几经沉降、断裂、海侵、沉积与上升，才形成了现代的渤海。

二、黄海

海底地势比东海和南海平坦，但地貌形态却比渤海复杂。最突出的特征有黄海槽、潮流脊和水下阶地。

黄海槽是自济州岛经南黄海，一直伸向北黄海的狭长的水下洼地，深度 60~80m，自南向北逐渐变浅。洼地东侧地势较陡，西侧则较平缓。黄海槽对黄海的水文状况影响很大。

所谓潮流脊，是在潮差大、潮流急的海域，冲刷海底沙滩而形成的与潮流平行的海底地貌形态。在北黄海，从鸭绿江口到大同江口外的海底，有大片的潮流脊呈东北—西南走向。在南黄海中，更有大型潮流脊群，如以琼港为顶端向外呈辐射状分布的潮流脊群，其范围相当大，南北长约 200km，东西宽约 90km，有大小沙体 70 多个。

在北纬 38° 以南的黄海两侧，还分布着宽广的水下阶地，西侧比较完整，东侧则受到溺谷切割，在岛间或岛麓，又常出现较深的掘蚀洼地。

黄海的表面沉积物属陆源碎屑物。东部海底沉积物主要来自朝鲜半岛，西部则是黄河和长江的早期输入物，中部深水区是以泥质为主的细粒沉积物，见图 12-1。

北黄海基底主要由前寒武纪变质岩组成，南黄海具有统一的古生代褶皱基底，新生代有大规模断陷，之后又接受巨厚的沉积，第四纪沉积物厚度 300~500m。第四纪以来，随冰期与间冰期交替，海面有多次升降，大约距今 6000 年，海面才接近现今的态势。

三、东海

东海兼有浅海和深海的特征而不同于渤海和黄海，但仍以浅海特征比较显著。

浅海特征中，尤以大陆架宽广最为突出。东海大陆架是世界上最广阔的大陆架之一，面积可占东海的 2/3。东海北部陆架比南部更宽，最大宽度可达 640km，这样就使东海海底向东南方向下倾。陆架南部的台湾海峡，平均深度约 80m，地形较为复杂，最深可达 1400m，中有澎湖列岛和台湾浅滩，浅滩外缘水深约 36m，最浅处仅 8.2m。东海陆架北部有一巨大的水下三角洲平原，一直延伸到黄海的海州湾。从长江口水下三角洲向外，有长江古河道遗迹。

东海又具有半深海特征。大陆坡在陆架东南侧外缘最陡，经短距离直下冲绳海槽。冲绳海槽呈西南-东北走向，属弧形舟状海槽。剖面为“U”形，两坡陡峭，谷底较平缓，海底有火山喷发形成的海山。

表面沉积自西向东形成与海岸线平行的三个带：近岸细粒沉积物带，中间粗粒沉积物带和外海细粒沉积物带。另外，在济州岛西南有一大片细粒沉积物区，大致呈椭圆形，其中心为粒径甚细的泥质。冲绳海槽底部，沉积物亦为粘土质泥，见图 12-1。

东海地质构造主要是三个隆起带和二个拗陷带。前者为浙闽隆起带、东海陆架边缘隆褶带和琉球岛弧带；后者为东海陆架拗陷带和冲绳海槽张裂带。海槽南部地壳厚度较小，仅 15km。东海陆架边缘隆褶带产生于第三纪，第四纪之后又几经变化，海面也随之有升有降；晚更新世(第四纪的早期)曾为大陆平原，而后又逐渐沉没，形成现在的陆架浅海。

四、南海

南海属于深海。大陆架、大陆坡和深海盆地等形态相当齐全。海底地形的基本特点是由岸边向海盆中心的阶梯状下降，但突出特征是，南、北坡度缓而东、西坡度陡。

南海的大陆架，在北部和南部均较宽较缓，且以南部为最，属于堆积型；西部和东部则属堆积-侵蚀型，陆架较狭较陡，其中又以东部最甚，吕宋岛以西宽度南海北部的大陆坡由西北向东南逐级下降，在不同深度的台阶上，分布着东沙、西沙和中沙三大群岛。其中，中沙群岛是一个巨大的水下环礁，有一系列断断续续的暗沙和浅滩。南海南部的大陆坡较宽广，有南沙群岛和南沙海槽。南沙群岛是一个海底高原，有星罗棋布的岛屿、沙洲、暗礁、暗沙等。西部的大陆坡也较宽阔，有明显的阶状平坦面。东部，在吕宋岛以西有北吕宋海槽和马尼拉海沟。

南海的中央海盆，大致位于中沙和南沙群岛的大陆坡之间，主体是东北向伸展的深海平原，长约 1600km，宽约 530km。其北部较浅，平均深度 3400m；南部较深，平均深 4200m。深海平原上矗立着一些孤立的水下海山，是由海底火山喷发而成的火山锥。

在北部大陆架上主要是珠江等带来的陆源沉积物，以泥质为主；外陆架沉积物主要为沙质。南部大陆架主要为近代粉沙和粘土。中央海盆主要是颗粒极细的棕色抱球虫软泥和火山灰，近期也发现有锰结核或锰壳(图 12-1)。

南海位于欧亚板块、太平洋板块和印度洋-澳大利亚板块交汇之处，构造很复杂。一般认为，其中央海盆的洋壳，是在渐新世(第三纪的第三时期)末至中新世(第三纪的第四时期)初形成的。

12.1.3 径流特征

流入中国近海各海区的径流量，彼此相差很悬殊。即使同一海区，在不同季节，差别也很大。

注入渤海的河流，主要有黄河、海河、滦河和辽河等，年径流总量约 $888 \times 10^8 \text{m}^3$ 。其中黄河平均年径流总量为 $423 \times 10^8 \text{m}^3$ ，一年之内有桃、伏、秋、凌四汛。水量以 2 月最枯，8 月最丰，而 7 ~ 10 月径流量可占全年的 60%。黄河又以

不言而喻的。特别是黄河口三角洲，岸线平均每年外延 150~420m，平均每年造陆 23km²，影响之大更为突出。

12.1.4 气候概况

中国近海北起温带，中经副热带，南至热带，气候差异很显著。尤其温带海域，四季交替非常明显；即使副热带海域，也有相应的季节变化。

一、渤海和黄海

冬季，在大陆高压和阿留申低压活动影响下，渤、黄海区多偏北大风，平均风速为 6~7m/s。南黄海海面开阔，平均风速增至 8~9m/s。伴随强偏北大风，常有冷空气或寒潮南下，风力可达 24.5m/s 以上，在渤海及北黄海沿岸，气温可剧降 10~15℃，间或降大雪，是冬季的主要灾害性天气。寒潮有时能引发风暴潮，如 1969 年 4 月莱州湾增水达 2.55m。春季开始季风交替，偏南风增多，至 6~8 月，盛行偏南风，平均风速为 4~6m/s。但遇有出海气旋或台风北上时，风力也可增至 10 级 24.5~28.4m/s 以上，又常伴有暴雨，或者引发风暴潮，是夏季的主要灾害性天气。1972 年的 3 号台风和 1985 年的 9 号台风都曾过黄海而达渤海，造成严重的风灾和潮灾。渤、黄海的大风带，位于辽东湾、渤海海峡至山东半岛成山角一带以及开阔海域的南黄海中部和南部。渤海中、西部的大风(阵风 8 级)日数平均每年 80 天左右，渤海海峡达 110 天，黄海中、南部也可达 110

气温在 1 月份达最低，渤海平均为 -4~0℃，黄海由北至南为 -2~8℃，南北温差可达 10℃。最高气温渤海出现于 7 月，平均为 25℃，黄海出现于 8 月，为 24~27℃。平均年降水量，渤海为 500~600mm 左右，北黄海为 600~750mm 左右，南黄海可接近 1000mm。雨季在 6~8 月，降水量可占全年的一半，甚至多达 70%。

渤海和黄海还以多雾著称，渤海在 4~7 月，黄海在冬、春、夏三季，沿岸均多雾，尤以 7 月为最多。多雾区分布于渤海东部、大连至大鹿岛、成山角至青岛、鸭绿江口以及江华湾至济州岛沿岸。渤海平均每年有 20~24 个雾日，黄海更多，又以成山角最甚，平均 83 天，最多的一年达 96 天，而在 1973 年 7 月 1 日~29 日，竟连续 29 天有雾。连续雾日的最长记录是青岛，1942 年 6 月 29 日至 8 月 4 日，共计 37 天。

渤海海峡有时出现“海市蜃楼”，且以蓬莱居多。黄海偶亦有之，例如在青岛沿岸即数次出现。

二、东海

东海纵跨温带和副热带，冬季也受亚洲大陆高压影响，以偏北大风为主，平均风速可达 9~10m/s。南部海区以东北风为主，特别是台湾海峡，风向较稳定，风速也较大。冬季寒潮南下之时，在冷锋过境之后，常出现 6~8 级偏北风，并伴有明显降温。冬、春季形成于台湾以东、以北海面的温带气旋，对东海的影响也很大，常突然出现偏北大风，对航行和捕捞作业造成危害。夏季以偏南风为主，平均风速仅 5~6m/s。然而，这期间热带气旋却常常取道东海而北上。据统计，1949—1969 年间，有 154 个热带气旋通过东海，约占中国近海热带气旋总数的 1/4。平均而言，每年还有 5~6 个台风和强台风通过东海，有的年份多达 14 个。以 6~9 月间最为频繁，春、秋季也间有过境者。台风过境时，可出现风速极值，如 6213 号台风过境，香港实测极值风

速 72.1m/s, 1966 年 9 月 5 日宫古岛观测极大风速值达 85.3m/s。伴随台风, 常有风暴潮, 浙江、福建、台湾三省沿岸即常受灾, 1956、1992、1994、1996 和 1997 年浙江沿岸, 1969、1994、1996 年福建沿岸都曾因台风风暴潮而造成较大损失。台风若再遇天文大潮, 增水更甚, 如 1990 年 18 号台风, 使温州海洋站增水达 2.41m, 最高潮位达 6.63m。1996 年的 8 号台风, 使平潭验潮站出现了千年一遇的特高高潮位。

东海的大风带于浙江沿岸、舟山群岛以及台湾海峡。东海西北部大风的天数为 120~140 天, 台湾海峡为 100~120 天, 琉球群岛附近仅 10~40 天。

夏季全海区气温大致为 26~29℃, 南北差别不大。冬季则不然, 冷气团南下之后, 从海洋获得热能而变性, 气温明显升高, 致使海区南北气温差异多达 14℃。正因为如此, 气温年变幅北部可达 20℃, 南部则仅 10℃ 左右。

东海的年降水量, 东、西两侧有明显的差别, 西侧平均 1000mm 左右, 东侧可达 2200mm 以上。台湾省东北部的基隆, 年降水量可达 2900mm 以上, 年降水日数多达 214 天; 琉球群岛的名濑年降水量高达 3032mm, 比西侧的大陈岛多 1 倍以上。东海的降水区域随季节有明显变动。冬季在东侧的台湾东北部及济州岛附近多雨, 而西半部少雨; 春、夏季台湾东北部的多雨区消失; 5 月份琉球群岛多雨, 6 月份江浙沿海多雨, 相继进入“梅雨”期; 7 月以后至年底, 为东海的少雨期, 但强热带风暴和台风侵袭时, 也会带来暴雨, 如坎门于 1960 年 9 月曾记录日降水量达 255mm 之多。

东海也常有海雾, 雾期在春、夏两季, 以 4~5 月最多。海区西部及济州岛附近海域为东海的多雾中心, 例如嵎泗至坎门一带, 年平均雾日可达 53~66 天, 台山至三沙一带可超过 80 天。嵎泗连续雾日曾达 18 天(1967 年 5 月 15 日~6 月 1 日)。东海的东部和东南部则少雾, 这显然与黑潮高温水流经有关, 因为暖海面上的底层大气不稳定, 不利于海雾的形成和维持。也正因为如此, 终年高温的台湾东岸, 全年很少有雾。在台湾海峡中部, 因风力较大, 也不利于海雾的形成, 如马公, 年平均雾日仅 3 天, 然而, 在台湾西南部的高雄, 雾又较多, 年平均雾日可达 34 天。

三、南海

南海位于热带, 又属典型的季风气候区。每年 9 月前后, 东北季风到达台湾海峡, 11 月至翌年 4 月, 全海区均由东北季风所控制。4 月份于马六甲海峡开始出现西南季风, 至 6 月可遍及全海区, 而 7~8 月为最盛期。

南海的大部分海域, 东北季风以 11 月份为最大, 多为 4~5 级, 有时也达 6~7 级, 大风区在南海北部、巴士海峡及南沙群岛以西海域。相对而言, 西南季风风力一般较小, 多在 4 级以下。然而在海南省西部沿岸莺歌海, 全年中却以春风较大, 4 月份的月平均风速为 5.5m/s, 最小在 12 月, 仅 3.4m/s。

年平均大风日数, 南海比渤、黄、东海都少, 越南近海 50 天, 西沙群岛附近 40 天左右, 南沙附近 40 天以下。唯粤东沿岸靠近台湾海峡的区域, 大风日数较多些, 有的可达 100 天。

台风是南海的主要灾害性天气系统, 每年平均有 10 个左右的台风和强热带风暴活动于南海海域。多时如 1964 年, 达 18 个, 少的如 1954 年, 只有 4 个。约有半数台风来自菲律宾以东洋面, 其余则为南海内所生成。生成的海域主要在 10°N 以北, 且以 6~9 月居多; 10~12 月, 生成区南移至南海中部。台风风暴是伴随而来的灾害, 从汕头到雷州半岛的广东沿海、越南北部以及菲律宾沿岸等, 是台风风暴的多发区域。据统计, 1949—1980 年广东沿

岸遭受的较大的台风暴潮多达 90 次，其中 1969 年 3 号台风、1979 年 8 号台风和 1980 年 7 号台风，都引发了大风暴潮。1980 年 7 月 22 日在徐闻登陆的 7 号台风，激发了中国百年罕见的特大风暴潮，南渡站潮位高达 5.94m，湛江港实测增水达 4.63m。1993 和 1996 年的风暴潮灾也比较严重。

南海海域气温终年很高，7 月份高达 28℃，即使在隆冬 1 月份，南海南部仍达 26℃，北部通常不低于 15℃。南海年降水量为 1000~2000mm，有明显的区域差异。海区北部有干季和雨季之分；前者为 11 月至翌年 3 月，降水较少，可比蒸发量少 600mm；后者为 5~10 月，降水量超过蒸发量 800mm。海区南部其实并无真正的“干季”，因为那里全年各月的降水量均超过蒸发量，尤其 10 月至翌年 1 月，真可谓名符其实的雨季，降水量比蒸发量多 750mm 左右。南沙群岛的年降水量可达 2200mm，年降水日数多达 170 天。

南海海雾较少，主要出现在北部湾和广东沿岸海域。海口年平均雾日最多，也只有 41 天，碇州岛 24 天，涠洲岛 19 天，其它海区都在 15 天以下，莺歌海和西沙群岛几乎全年无雾。南海的雾期为 12 月至翌年 4 月，以 1~3 月为最盛，且有从东北向西南雾期渐次提前的现象，例如汕头至汕尾在 3~4 月，碇州岛和涠洲岛为 3 月，而海口则提前到 1 月。

§ 12.2 海洋水文状况

中国近海的水温、盐度、密度、水色和透明度的分布，既有显著的区域特征，也有明显的季节变化。这些特征的形成，显然与前面介绍的自然环境有关，和后面即将介绍的水团环流状况也有内在的联系。

12.2.1 海面热平衡状况

鉴于水温分布与海洋热平衡的重要关系，中国科学院海洋研究所、地理研究所等在 70 年代就已对中国近海的海面热平衡进行过计算，并出版了相应的图集。80 年代结合海温数值预报和温跃层研究，青岛海洋大学和海洋研究所又计算了中国近海和边缘西北太平洋海域的热量平衡。前后计算结果虽不尽相同，但主要的区域分布特征和时间变化规律，却是比较一致的。

中国近海海面的热量收入的主要分量，是射达海面的太阳总辐射和海-气间感热的向下输送，但以前者为主，在渤海和北黄海，均占热收入的 80% 以上，在秋季几达 100%。夏季在黑潮主干区，通过海-气感热交换形式向海洋传输热量，但充其量不过 1%，而春、秋、冬三季，几乎全部来自太阳辐射。南海亦然，因为那里终年炎热，海气温差几乎为 0。

海面失热的主要过程是蒸发耗热和海面有效回辐射。至于海-气间感热的向上输送，其量不多，且主要在渤、黄海区当秋、冬季水温高于气温时发生，只占失热总量的 6%~7%。相比之下，蒸发耗热在秋、冬季成为失热的主要途径，海面有效回辐射则为春、夏季的主要失热分量。在黑潮主干区，不论冬夏，蒸发耗热均最为重要。

正因为蒸发耗热在海面热平衡中占有重要比例，所以中国海海面热平衡分布图(图 12—2)，就与蒸发耗热的分布特点非常相似。由图 12—2a 可见，冬季各海区均为海洋失热，而黑潮、对马暖流区域失热大都在 $400\text{W}/\text{m}^2$ 以上，最大值位于东海黑潮流域，可达 $600\text{W}/\text{m}^2$ ；渤海、黄海、南海大部分以及东海西部近岸海域，失热均较少。夏季为海面得热最多的季节，除南海中南部为 0 外，其它海区均为正值。其中黄海东部和东海东北部为高值区，在朝鲜半岛西南部至济州岛附近海域，可高达 $250\text{W}/\text{m}^2$ 以上(图 12—2b)。

就全年而言，中国近海海面热通量代数和为负值，这就意味着总效应是海洋失热。然而，中国近海各海区年平均海面水温并未逐年下降，究其原因在于，海区三维全热量平衡中，还有重要的一个分量——热平流——在起作用，这就是强劲的黑潮暖流不断地向中国海实施平流热输送。每年黑潮输入东海的水量，约为长江年平均径流量的 1000 倍，其流入和流出东海的水温差，冬季可达 $3\sim 10$ ，通过平流而输入东海的热量之大，显然不能低估。通过巴士海峡和巴林塘海峡，输入南海的热量亦相当可观。正是这巨额的热平流，大体上抵销了海面的失热，才使得各海区年平均水温大体不变。

12.2.2 水温场、盐度场与密度场

海水的温度、盐度和密度，都随空间和时间而变，可用场函数来分析，也可用平面或断面上的等值线及其它分析图进行综合分析与描述。

一、海表层水温分布

海表层水温是随机变化的，但借助于统计计算，可以得出其平均分布状况，如图 12—3 便是多年平均的冬季、夏季海表层水温分布。用该图可以讨论冬、夏季中国海表层水温分布的一些特征。

由图 12—3b 显见，南海表层水温高而且分布较均匀；尤其是广阔的中、南部海域，水温都在 24~26 上下，水平梯度很小。北部近岸海域水温稍低，粤东沿岸因有来自台湾海峡的低温沿岸流，致使该海域的月平均表层水温可下降到 15 左右。然而这一带海域表层的年平均水温(22.6)，仍然比渤、黄、东海高得多。当然，与南海南部(如邦加岛近海平均为 28.6)相比，则属于相对低温区。

东海表层水温冬季分布的明显特点，是西北低而东南高，致使等温线基本上都呈西南-东北走向。高温区在黑潮流域，暖水舌轴处水温可高达 22~23 左右；杭州湾附近却低至 5~7，长江口外可达 5 以下。大致沿东经 124° 向北，有暖水舌指向长江口外，这是台湾暖流水影响的结果。东海东北部也有暖水舌向北及西北方向伸展，通常即认为这是对马暖流水和黄海暖流水扩展的迹象。在北伸的台湾暖流水和黄海暖流水暖水舌之间，有明显的冷水舌指向东南，此即所谓“黄海冷水南侵”的结果。

黄海水温分布的突出特征，是暖水舌从南黄海经北黄海直指渤海海峡，其影响范围涉及黄海大部分海域。当然，随着纬度的升高和逐渐远离暖水舌根部，水温也越来越低，即从 14 降到 2。在东、西两侧，因有冷水沿岸南下，其水温明显低于同纬度的中部海域的水温。黄海的平均最低水温，分布于北部沿岸至鸭绿江口一带，为 -1~0 左右，近岸常出现程度不同的冰冻现象。至于黄海的极端最低水温值，从某些沿岸海洋站的观测记录看，曾经出现低于相应盐度时冰点温度的过冷却现象。

冬季渤海在四个海区中温度最低，尤以辽东湾最甚；即使渤海中部至海峡附近相对较高，也不过 1~2。由于渤海水浅，对气温的响应较快，故 1 月水温比 2 月还低，三大海湾顶部的水温均低于 0，往往在 1~2 月出现短期冰盖(详见 § 12.2.5)。渤海沿岸海洋站，也曾有关于过冷却水温的测报。

夏季各海区表层水温的分布，比冬季均匀得多。渤海和黄海的大部分海域，均为 24~26。浅水区或岸边水温较高，连云港和塘沽海洋站曾测报 31 和 33。1990 年 7~8 月济州岛西南海域曾出现异常高温。然而，在某些特定海域，如辽东半岛和山东半岛顶端，却出现明显的低温区；朝鲜西岸低温区更显著，大同江口附近甚至可低至 20 (图 12—3a)。东海和南海比渤海、黄海更均匀，绝大部分海域为 28~29。南海南部及黑潮进入东海之处曾有高达 30 的报道，泰国湾表层水温在 4 月份达最高，为 31。南海某些海洋站也报道过更高的水温，如溇洲岛 34.4，西沙 36.8 等等。与渤海、黄海类似，东海和南海也在某些沿岸海域，如舟山及浙江沿岸、海南岛东部、粤东及越南沿岸等，出现小范围的低温区，这多是夏季季风等因素所致上升流的影响 (§ 12.4.2)，潮汐混合也对近岸低温区的形成起了不小的作用 (§ 12.3.3)。

二、水温的铅直向分布

冬半年在偏北向季风的吹掠之下，感热交换和强烈的蒸发，使海洋的失热更加剧，涡动和对流混合的增强，可使这一过程影响到更大的深度。渤、

黄海的全部以及东海的大部分浅水海域，混合可直达海底，在深水区也可达 100m 乃至更深，致使这一上混合层内水温的铅直向分布极为均匀。这种状态维持时间的长短，因海区而异，一般是由北向南递减。渤海可持续半年多(10~翌年 4 月)，黄海缩短至 5 个月(12~翌年 4 月)，东海北部 4 个月(1~4 月，图 12—4)，到东海

南海严格说来并无真正的冬季，所以，这种水温均匀层冬季加深的现象，在其北部海区虽然尚属明显，但远没有上均匀层厚度的区域差异那样突出，更不要说广阔的南海中、南部海域了。即使当北半球隆冬降临之时，这里的上均匀层深度也不大，大约只有 50m 左右。

春、夏季水温铅直向分布的突出特点，是季节性温跃层的形成和强盛。由于上层的增温、降盐、减密，形成稳定层结，不利于热量的向下输送，故使下层海水仍基本保持了冬季的低温特征，因而在渤、黄、东海的陆架海域，底层大都有令人瞩目的冷水区。黄海槽内约 25m 以深至底层，均为冷水盘踞，至盛夏，上层水温高达 25~27℃，底层水温在北黄海仍可低于 6℃，南黄海也可低于 9℃，而且上均匀层、跃层和下均匀层这种三层结构异常醒目(参见图 12—23)。渤海春、夏季水温断面亦有类似分布特征，东海深水区则不然，如图 12—5 为跨越东海黑潮主流断面的水温和盐度分布，显见在季节性温跃层(约 50m)之下，水温随深度仍有较大的变化，在次表层水之下，又出现第二跃层，直至深层水范围，水温随深度的变化才趋于缓慢。

春、夏之交在黄、东海某些海域，还有逆温分布。在济州岛附近及浙江近海一带，也有“冷中间层”或“暖中间层”出现(图 12—6)

在南海的海盆深、底层水范围内，水温随深度的增加而略有回升，例如，自 3000m 至 4000m，水温约上升 0.06~0.07℃，这主要是因绝热增温所致。

三、盐度的分布

关于大洋盐度分布与水量平衡的关系，早已为人们所熟知(参见第三章)，黄、东海水平衡问题也已有研究，至于大陆径流、河口冲淡水对海洋盐度分布的影响，更是不言而喻的事实(§ 12.3 及图 12—7)。

渤海的盐度，在四个海区中最低，年平均仅 30.0，海区东部至渤海海峡略高，平均可达 31.0，而近岸区域则只有 26.0 上下。盐度分布的变化，与沿岸水系的消长关系密切。例如，冬季沿岸水系衰退之际，等盐度线便大致与海岸相平行；而夏季入海径流增大之时，河口附近大片海域的表层盐度常常低于 24.0；在辽东湾顶，可低于 20.0；黄河冲淡水影响则可及渤海中部。

黄海表层盐度的分布，既与沿岸流系的盛衰有关，也受黄海暖流及其余脉的强弱进退所左右。冬季，随着黄海暖流的增强，高盐水舌可一直伸入黄海北部，盐度可达 32.0，济州岛附近最高，可达 34.0 以上。此季节，也正是鲁北沿岸流、西朝鲜沿岸流、苏北沿岸流以及“黄海冷水南侵”强盛之际，因而近岸盐度多在 31.0 以下，鸭绿江口外可低于 29.0。至夏季，黄海表层盐度普遍降低，中部大部分海域降至 31.0 以下，鸭绿江口外，可降至 28.0 以下。长江冲淡水不仅影响黄海西南部，低盐水舌甚至可影响到济州岛附近(图 12—7)。

东海表层盐度分布的明显特征是，西北部的低盐与东部至南部的高盐形

成强烈对比，它们之间往往出现梯度相当大的盐度锋；至于锋区的位置和强度的大小，则取决于长江冲淡水的多寡以及黑潮高盐水的强弱。冬季，长江冲淡水势力较弱，近岸盐度在 31.0 以下，黑潮水域则高达 34.7 以上。锋面在浙闽沿岸与台湾暖流之间最明显，宽度小而强度大，锋面走向基本与岸线平行。夏季，冲淡水势力极盛，长江口附近盐度降至 4.0~10.0，水舌向东及东北方向伸展甚远，锋面位置也随水舌相应东移。

南海表层盐度的分布，近岸和外海的区域差异很明显。近岸海域大多受低盐沿岸水的影响，盐度较低，季节变化较大。例如珠江口附近盐度等值线的分布，就与珠江冲淡水的扩展方向休戚相关：夏季低盐水舌由偏南向逐渐转东，秋、冬季则由偏东向渐次转南和西南，洪水年份盐度低至 7.0 以下。外海深水区表层盐度的分布，则为季风环流所左右：冬季，来自太平洋的高盐水舌，经巴士海峡一直向西南伸展；南海中部因东侧补偿流北上，低盐水舌则向东北伸展；夏季，西南季风漂流可使南部的低盐水舌向东北扩展，而把海区北部的高盐水挤向北方。然而，与东海相比，南海广阔的中、南部海域，盐度分布总的说来还是相当均匀的，约为 32.0~33.6。当然，湄公河等径流冲淡水的扩展，也会使中、西部相应海域的盐度降低。另外，在粤东、海南岛东北和越南沿岸等上升流区，因下层高盐水升达海面，则使局部海域表层出现高盐区。

盐度在铅直方向的分布，浅水海域和深海各有特点。浅水海域盐度的铅直向分布，类似于水温，也有明显的季节变化，即冬季同性成层，夏季在上、下均匀层之间有跃层。河口附近因冲淡水盐度很低，密度小，厚度一般不大。长江冲淡水强盛之时，冲淡水舌可伸展相当远，但厚度一般仅 10m 左右；冲淡水舌之下则有外海高盐水楔入。深水海域盐度的铅直向分布，层次较多也较复杂。如图 12—5，最高盐度值出现在次表层内，近 35.0；到中层水，盐度则出现一个极小值，低于 34.3；中层之下，盐度复又缓慢上升。南海也有类似的分布特点，但是与东海相比，其中层盐度极小值升高，而次表层盐度极大值降低，并且随着离吕宋海峡向西向南距离的增加，这种变化也愈趋明显(参见 § 12.3.2 及图 12—25)。

四、密度的分布

由于受水温和盐度的综合作用，中国近海表层的密度，冬季明显大于夏季。冬季又以渤海中部、北黄海中部、南黄海东部至东海中、北部海域最高，密度超量可大于 25.0。东海南部及南海北部因水温较高，密度超量降到 24.0 上下；南海中、南部水温更高，则进一步降到 22.0 左右。相对于各海区中部的高密水，沿岸水则密度较低，如莱州湾 21.5，长江口至杭州湾一带更低，在 15.0 以下。

冬季在舟山外海，于 50~100m 等深线之间，形成一个高密度水域，核心部分密度超量可达 25.5 以上，其形成与台湾暖流水北上后降温有直接关系。由于暖流水的盐度明显高于西侧和北面的沿岸水，也略高于其东侧的东海混合水，所以北上降温之后，便形成了高密度中心区。

夏季，各海区密度普遍降低，渤海中部的密度超量降至 19.0~20.0，海湾和河口附近降得更低，最低在东海长江口附近，可低于 10.0。

密度的铅直向分布，与海水层结是相应的，一般是随深度的增加而增大，但也不排除在特殊海域或特定季节内，会出现特殊的分布。在秋、冬季海面

降温增盐剧烈之时，会导致海水层结不稳定，发生对流混合，最终使对流层内密度分布均匀，浅水海域则从表至底完全均匀。春、夏季节，相应于温、盐跃层，也会形成密度跃层，在渤、黄海和东海北部，季节性的密度跃层，与季节性的水温、盐度跃层，往往是“生消与共”的。

海洋中等密度面的分布，并非总能与等势面重合，尤其在黑潮等强流海域，因与地转偏向力相适应，等密度面的倾斜更为突出(图 12—8)。

五、水温和盐度随时间的变化

渤海、黄海和东海的绝大部分都位于温带，四季交替明显，表层水温和盐度随时间的变化，以年周期为主。当然，在不同的海区也各有差异，在其他层次，变化的情况则更复杂。

由于太阳辐射年周期变化的影响，表层水温的年周期非常明显。图 12—9a 为南黄海中部水温年变化过程曲线，它可描述渤海和黄海大部分海域水温变化的主要特点，例如，表层变化近似为正弦曲线形式，但不完全对称。图 12—9b, c 分别为东海北部及南海北部的的水温过程曲线，虽仍能看出有年周期，但曲线已很不正规，尤其东海北部，扰动更多。对比 a, b, c 三图，明显看出随着海区所处纬度的降低，水温渐次升高，其中尤以年最低温度值的升高更突出；也正因为如此，表层水温年较差便随纬度的降低而降低。据统计，渤海年较差一般为 23~28℃，有些海域还大于 28℃；黄海为 16~25℃，东海为 14~25℃，南海则大都在 10℃ 以下。南海中、南部海域，不仅表层水温高，而且年过程曲线也不再为一峰一谷，水温 1 年有 2 次峰值，分别出现在 4~5 月和 10~11 月。作为渤、黄、东海表层水温最高值出现时间的 7~8 月份，在这里，却为两峰之间的相对低温期，这一特点由图 12—10a 看得很清楚。单峰型的北部和双峰型的中、南部海域，大致以 17°N 为界，后者在 7~8 月水温反而比 4~5 月有所降低，这既与太阳辐射的年变化有关，更与辐合带这段时间正处于南海中、南部海域的上空导致阴雨连绵有关。

表层之下各层次的水温年变化，比表层复杂得多(图 12—9a、b、c)。过程曲线多峰多谷，与太阳辐射的年变化特征相差甚远，原因是受内波影响及冷、暖水入侵的干扰。最高温度出现的时间，逐层推迟，一般是出现在秋、冬季对流混合刚达该层之时。

中国近海表层盐度的年变化，区域差异较大，可大致分为三种类型：河口浅海型，外海型及混合型。第一种类型，因受河川径流影响最显著，年较差甚大，如长江口、珠江口及其附近海域。第二种类型主要受外海水控制，年较差小而盐度值较高，如黄海中部、东海黑潮区和南海中部等。第三种类型既受到外海水的制约，又受到近岸水的干扰，如图 12—9e，秋、冬季表层盐度高达 34.0 以上，是对马暖流水影响的结果，夏季表层盐度却降到 31.5 左右，显然受东海陆架混合水扩展及混合的影响。表层之下盐度的年变化呈现出更为复杂的形态，这是跃层、内波、对流混合、高盐与低盐水团的消长变化等等各种因素制约与综合作用的结果。

表层水温日变化，从热量收入来看，应主要取决于太阳辐射的日周期变化，如图 12—11 所示，最高温度出现在午后 2 时，最低在凌晨 4~6 时。但

是，云和风以及浅海区潮流的日变化，也常起重要的作用，据统计，在同样的风力下，有云和无云，日较差有时可差 1 倍。不同海区不同季节以及不同水层，日变化的特点以及日较差的量值，也有明显的差别，如图 12—12a 及表 12—2。如果说，在图 12—11 和图 12—12a 中，从表层水温日变化尚能明显看出太阳辐射周期的影响，那么，表层之下这种影响则几乎荡然无存。如图 12—12a 中，在 15m 及其下各层，几乎看不出日周期的蛛丝马迹，倒是由于跃层、内波振荡，不仅使其周期变得复杂，而且变幅也大大超过表层，甚至可为表层的 5 倍。底层水温的日变化，在黄海冷水团盘踞范围之内，一般不大，但在冷水团边缘，因冷、暖水互相角逐时有进退，故变化亦趋复杂(图 12—12a)。

表 12-2 渤、黄、东海近海区水温日变幅
(/)平均值(节录自文献)

水层	月份	渤海	北黄海	南黄海	东海北部
0m	1 ~ 3	1.44	0.79	0.66	1.09
	4 ~ 6	2.49	2.06	1.23	1.25
	7 ~ 9	2.06	1.95	1.09	1.29
	10 ~ 12	0.88	0.50	0.45	0.75
10m	1 ~ 3	0.32	0.39	0.46	0.82
	4 ~ 6	1.70	2.66	0.72	1.21
	7 ~ 9	1.97	3.60	1.57	1.70
	10 ~ 12	0.29	0.39	0.39	0.60
底层	1 ~ 3	0.31	0.36	0.34	0.49
	4 ~ 6	1.02	0.91	0.44	0.66
	7 ~ 9	1.11	1.55	0.62	0.83
	10 ~ 12	0.26	0.49	0.31	0.56

表层盐度的日变化也比温度复杂。近岸因受潮汐影响，常有明显潮周期，即涨潮时增盐而落潮时降盐。外海表层盐度日变化一般比较小，但规律性也较差。就季节性而言，夏季日较差最大，约 0.3~0.4，春季次之，秋季和冬季最小，在 0.2 以下。从海区来看，东海西部沿岸日较差最大，可达 4.0 以上，其次为南海北部沿岸，再次为渤海，然后顺次为东海外海、南海外海，而台湾以东海域日较差最小，仅 0.1 左右。

表层之下盐度的日变化，一般比表层小，但若有跃层存在，则另当别论，因为内波振荡，不仅使日变化出现复杂的短周期，而且日较差的量值甚至会大大超过表层(图 12—12b 及图 12—13)。

12.2.3 跃层、内波与细微结构

中国近海各海区内，跃层的种类较多，既有温、盐、密度跃层，也有其它海洋环境参数的跃层。其中以温跃层最具代表性：既有季节性跃层，也有常年性跃层，且以季节性跃层最为引人注目。除南海中、南部海域外，浅海季节性跃层在各海区均较发达，尤其在渤海、黄海和东海陆架区更为强盛。

季节性跃层一年一度的全过程，可分为四个阶段：无跃期、成长期、强盛期和消衰期。东海和南海深水海域的常年性跃层，深度较大，终年存在，虽然也有一定的季节变化，但不存在无跃期，而且，相对说来，四季的差别是较小的。

一、渤海和黄河的跃层

都是季节性跃层，尤以温跃层为主。每年 11 月至翌年 3 月，渤海水温在铅直方向上几乎完全均一，即使有垂向梯度，也小于浅海跃层强度的最低标准(一般取 $0.2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$)，故称为无跃期。渤海的无跃期之长，居四海区之首。黄海次之，为 12 月至翌年 3 月。跃层的成长期，两海区都在 4~5 月。3 月份开始有零星出现，强度较弱。4 月份各海域均有跃层出现，无跃层区退缩至近岸一带，莱州湾以北、青岛外海至海州湾内，跃层较强，可达 $0.2 \sim 0.3 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 。5 月份跃层又扩展、强化，范围趋向稳定，强度大都在 $0.4 \sim 0.5 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 。6~8 月为温跃层强盛期，强度大都在 $1 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 以上，分布范围达最大。最大强度如 7 月份在辽东湾口达 $0.7 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ ，北黄海至青岛外海为 $0.5 \sim 1.1 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ ；8 月，黄海大部为 $0.6 \sim 1.2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ ，青岛外海高达 $1.5 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 以上，而渤海北部不再有强跃区中心，南部中心强度值也明显下降。9 月份进入消衰期，范围缩小，强度减弱，其中以渤海最明显，到 10 月份已所剩无几。北黄海进入 9 月后已没有强度大于 $1.0 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 的区域。南黄海强度也显著减小，山东和苏北沿岸无跃层区开始扩大。10~11 月，无跃层区继续扩大，大于 $0.4 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 的高值区仅存于黄海中部，至 12 月，则整个渤、黄海域已无跃层。

温跃层深度和厚度，各阶段内亦有所不同。例如在成长期内，跃层深度逐月稍有减小，且有随海区水深增加而递增的趋势，渤海为 5m 左右，山东沿岸浅于 10m，黄海中部则可达 10~15m。强盛期内深度变化不大，但消衰期内则逐月递增，在黄海，9 月份可达 20~30m，10 月超过 30m，11 月可达 40m。跃层厚度在成长期内以渤海最小，多在 5m 以内，黄海则有逐月增长的趋势。在强盛期内，南黄海东半部大于 20m，最厚可达 35m。进入消衰期后，跃层厚度逐月递减，直至消亡。

渤海和黄河的盐度跃层，一般是较弱的，仅在沿岸河口区较强，但深度和厚度都不大。

二、东海和南海的跃层

不仅有季节性跃层，而且有常年性跃层。前者在陆架海域以及深水海域的上层，受制于太阳辐射、涡动及对流混合作用；后者在深水海域，位于季节性跃层之下，多是因性质不同的水团叠置而形成的。

相应于渤、黄河的无跃层期，东海和南海的绝大数陆架海域，季节性跃层也趋消失，虽有零星海域尚存温跃层，强度也很弱，只在南海南部某些区域稍大于 $0.1 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 。4 月份，东海和南海浅水区的温跃层迅速成长，至 5 月已相当强盛，东海西北部海域可达 $0.2 \sim 0.4 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ ，加里曼丹北部西侧陆架区，强度也可大于 $0.1 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 。6~8 月为跃层的强盛期，但跃层的强度却比黄海和渤海小得多。如浙江外海属高强度区，中心值也仅达 $0.5 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ ，济州岛西南海域也不过 $0.6 \sim 0.7 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ ，南海南部的高强度区，只不过 $0.22 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 。9 月以后，东海及南海陆架区的温跃层开始减弱，至 10 月东海东南部已降到 $0.2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 以下，西北部较高也仅为 $0.2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 左右，南海跃层强度也由南向北递减。

东海季节性跃层的厚度，由成长期至强盛期有逐月增大的趋势。到 7 月

份，西部近岸小于 10m，东部可达 20m 以上，最厚可达 50m。进入消衰期后，厚度则逐月递减，到 11 月份，东海大部分海域跃层的厚度减至 10m 以内。季节性跃层的深度，在东海也有随水深增加而递增的趋势，长江冲淡水区小于 10m，东海东部达 20m，最深可超过 30m。南海跃层的深度和厚度，区域性变化很大。

东海在浙江近岸至台湾海峡一带，春-夏以及秋-冬交接之际，伴随“冷中间层”和“暖中间层”的出现，还能形成逆温跃层。济州岛附近海域，因不同水系彼此交汇穿插，屡屡出现双跃层和多跃层的现象，从而形成本海区突出的海洋学特征之一。图 12—14 是该海域多级跃层的几种主要类型：阶梯型(a)，冷中间层型(b)，冷、暖中间层重叠型(c)及多层扰动型(d、e)。

东海和南海中的季节性盐度跃层，比渤海和黄海中的强度大。尤其长江和珠江等河口海域，汛期泄洪量骤增，冲淡水扩展很远，与其下方潜伏或楔入的外海高盐水之间，形成强度相当大的盐度跃层。这类盐度跃层的深度和厚度都不大，但跃层的时、空变化较大。

除了上述的季节性跃层之外，在东海和南海的深水海域，还存在常年性盐度跃层。如图 12—5 所示，在 200m 层，水温随深度的变化，就比其下或其上的水层中的变化大得多，盐度的铅直向梯度在该层也出现了极大值。由于它们所处的深度，已在季节性跃层之下，太阳辐射、涡动及对流混合的季节性变化的影响，难以直接奏效，所以能终年存在，故称为常年性跃层。它们形成的原因，大多是性质不同的水团在铅直方向叠置(参见 12.3.2)，它们的强度一般也不及浅海季节性跃层。

由于温、盐跃层的形成，也会伴随而形成密度跃层、声速跃层等等。浅海声速跃层的存在，还有助于浅海表层声道的形成。在东海和南海的深水区，当水深大于 900m 时，由于压力变化对声速的影响变得更显著，可使声速铅直向分布出现极小值层，此即深水声道轴的所在。

三、内波

中国近海区季节性跃层非常强盛，跃层上下海水性质有明显差异，俨然如两种流体叠置，一旦有外力扰动，便很容易产生内波。扰动的来源除了风和流之外，在浅海区潮汐的作用更不容忽视。

图 12—12 所示黄海南部的温、盐跃层，在一昼夜内有多次起伏，显然这是内波造成的。粗略分析就可看出准半日周期的迹象，也就是说，与 M_2 分潮的扰动有关系。此类内波扰动，在渤海、东海和南海都有发现，只是深度和周期不尽相同。如图 12—13，50~75m 水层的温、盐日变化，几乎都对应有 6~8 小时的周期，内波所致水质点在铅直方向的位移可达 30m 左右；依内波的周期推测，很可能是由短期周期的潮波所激发的。

图 12—15 为南黄海及东海北部两个断面上的双跃层及其波状现象。在这一带海域，由于陆架上的近底层冷水与来自外海的热盐性质不同的海水，互相入侵彼进此退，形成了有趣的双跃层，上、下跃层又都有波状现象。而且，随着海底向东南下倾，跃层也相应地下斜，从而使海域的温盐分布愈益复杂。

内波不仅对海洋大中尺度运动能量的转移以及海洋军事和通讯活动有重大作用，而且对水产养殖也有现实的影响，如黄海北部海洋岛附近海珍品养殖，就常因浅水跃层的内波振荡，导致养殖水层的温度在短时间内的升降激变，酿成栉孔扇贝和虾夷扇贝大批死亡的危害。

四、细微结构

由于 CTD 等先进观测仪器的使用，在中国海也发现了铅直向尺度小于以往常规观测层距的细微结构。各海区的细微结构形式多样，但可大致归纳为两种类型：阶梯型和不规则扰动型。

阶梯型细微结构，在海洋上层多有发现，如图 12—14 中的曲线 a，它们的形成往往与上层风混合所及深度的变化有关。然而海区中下层也发现有阶梯型结构，如图 12—16，其形成原因可能与双扩散对流有关。不规则扰动型细微结构，在对马暖流及黄海暖流区(图 12—17)、台湾暖流区、台湾海峡、巴士海峡及南海北部等海域，也屡见不鲜。原因是在这些海域，水团与流系复杂，常形成各种态势的锋面结构，温盐性质不同的水体彼此交汇，互相入侵交错，有助于形成不规则的扰动型细微结构。

12.2.4 水色、透明度和声速的分布与变化

在描述海水的光学性质时，水色和透明度是久已应用的基本参量。然而以往的观测只在白天目测，所以资料的数量和质量，均远不如水温和盐度。就海区而言，渤、黄、东海尚能积累 20 余年的资料，南海的水色、透明度观测资料，无论从时间还是空间看，其连续性都逊色得多。

一、水色的分布和变化

渤海的水色号码之大，平均而言居四个海区之首，冬季尤甚(图 12—18b)，仅渤海海峡至海区中部一带小于 16 号，最小的水色号码也不低于 12 号，在三个海湾，水色号码均大于 18 号。夏季由于跃层强盛，铅直向混合受限，水色号码普遍减小，10 号水色等值线包络了渤海中部的广阔海域。黄河口外，因受冲淡水影响，水色等值线的舌状分布相当明显(图 12—18a)。

黄海的水色分布，冬、夏差异也较大，冬季水色号码普遍大于夏季。例如，在黄海大部海域夏季水色号码为 5~8，而冬季为 7~10。在南黄海至东海西北部，特别是长江口外海，无论冬夏均为高浊度水域，夏季 10 号水色等值线可东伸至 123°E，冬季东伸更远，几达 126°E。

东海西部和北部，水色的空间分布和时间变化，都比较复杂。原因是这些海域内，台湾暖流、对马暖流、黄海暖流、黄海南下冷水、长江冲淡水、浙闽沿岸流等，都有明显的季节变化和空间变化，所形成的水色锋也随之有时、空变异。长江冲淡水的扩展，显然是相应的邻近海域水色号码大的主要原因。东海的东南部海域，水色均匀而号码小，在黑潮附近海区，仅 3 号上下，其季节变化也较其海域小得多。

二、透明度的分布和变化

中国近海透明度的分布，与水色的分布有某些对应关系，例如，渤海最低，黑潮海域最高，水色锋区与透明度锋的对应等等，因而在水团环流分析、渔情预报及渔场分析中，同样受到人们的重视。

冬季，在渤海三大海湾内，海水透明度大都小于 1m，只在靠近渤海海峡处才增至 2~3m。夏季透明度增大，8 月份渤海海峡可达 8~10m。10m 的等值

线包络了北黄海的绝大部分海域，并且呈舌状伸向渤海。在辽南及朝鲜沿岸，透明度锋比较明显，在苏北外海，透明度空间变化也相当明显，且涉及海域较宽广。南黄海中部，无论冬夏透明度均较高，特别是在夏季，因海水稳定成层，透明度更高，可达 16~18m(图 12—19)。

东海海水透明度的分布，有明显的区域特征。黑潮区终年为高透明度海域，无论冬夏都不低于 20m。1987 年 6 月在 27°25' N, 127°50' E 附近，曾测得高达 42m 的透明度。东海西北部及西部海域，透明度的季节变化较大，例如，长江口外，2 月份 5m 透明度等值线可东伸至 126°E，而夏季则西缩至 122°E 附近。相应地，透明度锋区也西移，沪、浙外海，西移更明显。在对马暖流海域和台湾海峡，透明度分布不仅有季节变化，而且由于流系复杂，交混强烈，故常有高、低透明度间杂零乱分布的现象。

南海东部和中部海域，透明度的季节变化较小，无论冬夏均在 25~30m 左右。其他海域季节变化较明显，特别是北部陆架海域季节变化较大，冬季均低于 15m，夏季则大于 25m，有时也可达 30m。

三、声速和声道的分布与变化

中国近海声速的平面分布，主要取决于水温的分布，在河口区域取决于盐度的分布。大部分海域的声速分布，与水温有类似的规律，即冬季最低，春季逐月增大，夏季达最高，秋季又回落。

渤、黄、东海声速的铅直向分布，有明显的季节变化。冬季主要为表面声道型，春、夏季主要为表面反声道型，秋季主要为水下反声道型。在 1000m 以深的海区，常年为水下声道型，其他海区则在上述季节性特征主导下，还表现出显著的区域特征。如 2 月份在秦皇岛、烟台、青岛近海存在铅直均匀型；东海在 100~1000m 等深线间海区则主要为水下反声道型；5 月份在黄海中部至 29°N 海区存在水下声道；8 月份在黄海中部、济州岛以南有小范围水下声道型分布，江浙外海、舟山群岛附近还有小范围水下反声道型分布；11 月份在渤海、黄海和东海沿岸、长江口至济州岛间出现表面声道型分布等等。

表面声道的时、空分布特点是：冬季几乎遍及整个渤、黄、东海，厚度一般为 25m 左右，黄海中部最大，可达 50m 以深；春季在江浙沿岸、琉球群岛西侧，厚度 25m 左右；夏季分布在舟山群岛附近、台湾海峡南部和江浙外海，厚度不超过 25m；秋季复又遍及整个海区，厚度一般为 25m，济州岛以南最大，可达 50m 以深。

水下声道的分布特点是：秋、冬季主要在东海深于 1000m 的海区，声道轴即位于 1000m 左右；春季在黄海中部至 29°N 海区也有水下声道，声道轴深度为 25~50m，深水区声道轴在 800~1000m；夏季在黄海中部、济州岛以南，声道轴深约 40~50m，深水区则在 1000m 左右。

12.2.5 海冰的分布与变化

中国近海的海冰，仅在冬季出现于渤海和北黄海沿岸。在某些河口附近，也有少量的河冰。山东半岛的黄海沿岸，除个别深入陆地的海湾外，一般都不结冰。从冰龄看，都是一年(一冬)冰。海冰的盐度在各海(湾)区的平均值为 4.29~12.99，绝大多数介于 5.0~9.0，与大洋海冰差不多。但近岸的测

值普遍低于同海域海上冰的盐度观测值，有记录的极大、极小值分别为 1.53 和 16.86。海冰的密度平均值为 $(7.7 \sim 8.7) \times 10^2 \text{kg/m}^3$ ，观测的极大、极小值分别为 $9.25 \times 10^2 \text{kg/m}^3$ 和 $6.1 \times 10^2 \text{kg/m}^3$ 。海冰的温度，裸冰表面接近于或稍低于当地气温，观测结果为 $-1.2 \sim -6.8$ ，冰底的温度则接近于水温。由于地理位置的不同和气象条件等的影响，中国海冰的冰期、冰情等，还有明显的区域差异和时间变化。

一、冰期及其区域变化

在中国海区，初冬第一次出现海冰的日期，称为该海域的初冰日，而翌年初春海冰最后消失的日期，称为对应海域的终冰日。初冰日与终冰日间隔的天数，称为结冰期或总冰期，简称冰期。依海冰及其与航运交通和海上生产的关系，又将冰期划分为初冰期、盛冰期和终冰期 3 个阶段，其分界分别是盛冰日和融冰日。所谓盛冰日是第一次连续 3 天整个能见海面面积的 80% 或更多被海冰覆盖，并且这 3 天连续出现厚度为 15 ~ 30cm 的薄冰。所谓融冰日是，在冰期中最后一次冰量连续 3 天大于或等于 8，且连续 3 天出现薄冰时，该 3 天最后一天的日期。

辽东湾的初冰日最早，一般在 11 月中旬，鲅鱼圈曾提前到 11 月 3 日。终冰日最晚，一般在 3 月下旬，鲅鱼圈曾迟至 4 月 7 日。冰期之长，居中国结冰各海域的第一位(图 12—20)。辽东湾内的冰期，也有区域差异。在北部是东岸冰期(鲅鱼圈 124 天)比西岸(葫芦岛 97 天)长，而在海湾南部，却是西岸(秦皇岛 107 天)比东岸(长兴岛 66 天)长。莱州湾的冰期最短，如龙口每年平均仅 63 天，最长的记录也只有 97 天。黄海北部的冰期，各地差异较大，如大鹿岛平均长达 123 天，而小长山平均只有 50 天。渤海湾的冰期短于辽东湾，而略长于莱州湾(图 12—20)。

沿岸固定冰，主要出现于辽东湾，冰期一般为 60 ~ 70 天。海湾北部可更长，如盖平角至小凌河口，12 月初至翌年 2 月底为固定冰期。营口平均每年为 119 天，最长曾达 127 天。固定冰的宽度，可达 2 ~ 8km。

需要说明的是，即使在冰期之内，由于天气转暖海冰融化，或因受潮、浪、风、流作用而漂移他处，也可使能见海域内观测不到海冰，从而出现“无冰日”。在冰期内无冰日数最多的海域是渤海湾，可占 52%，莱州湾约 33%，黄海北部为 13%，辽东湾最少，仅 12%。一般而言，中国北部沿海在固定冰期内，无固定冰日数也会占到 20%，个别海区甚至占 50% 以上。这表明，某些海区的固定冰也没有长期“固定”，而是容易变成流冰。其原因在于，中国近海结冰海区气温不是太低，冰的厚度不很大，而气温的变化，潮位的涨落和海浪的起伏，则会使固定冰脱离海岸或海底而随风或流漂移。

冰期之内出现无冰日，是与“返冻”现象相伴而生的。这就是在海区的冰情显著减轻或能见海域内无冰之后，由于强冷空气侵袭、降雪或严重低温，海上会再次出现较大范围的结冰甚至封冻。莱州湾由于地理位置偏南，气温回升较早，2 月上旬末或中旬初海冰即可开始融化。然而，此时水温仍处于全年最低时段，当有强冷空气侵袭并伴有大雪时，便容易出现返冻现象。由于返冻现象是在冰情显著减轻，海上活动业已开始之后，所以会给生产造成相当的影响或危害。

二、冰情及其时空变化

初冰期是海冰形成和发展的时期，其显著特点是冰情尚不稳定。渤海和

北黄海沿岸，初冰期从 11 月上旬即陆续开始。但由于此时气温和水温变化都较大，亦即在降温的总趋势中，温度常有回升，所以最初形成的海冰，时融时生、漂来浮去是司空见惯的事。进入 1 月份之后，结冰的范围可由岸边迅速向外扩展，海冰的数量和厚度不断增大，冰情逐渐加重，对某些海域的海上活动渐次有所影响。总的看来，初冰期在各海区都是冰期内最长的时段，当然海域不同，其差别也是显而易见的。例如，北黄海最长，可超过两个月，辽东湾、渤海湾次之，50 天左右，莱州湾最短，只有 30~40 天(图 12—20)。

盛冰期是一年中冰情最严重的时期，冰多且厚，冰质坚硬，堆积现象较严重，对海上交通和生产影响最大。辽东湾北部的个别海湾和港口被封冻，船只无法通行。盖平角至葫芦岛以北海域，沿岸固定冰一般伸展 1~5km，湾顶及河口浅滩可达 8~10km，冰厚最大可至 60cm，最大堆积高度可在 4m 以上。渤海湾北部浅滩和南部河口一带，常年的固定冰也可伸展 5~10km。黄海北部鸭绿江口至大洋河口，常年沿岸固定冰宽度为 2~5km。莱州湾较窄，一般在 0.5km 以内，仅在西岸与南岸河口浅滩处可宽于 2km，东岸刁龙嘴以北，基本上无固定冰(图 12—21)。

由图 12—20 可以看出，各海域盛冰期(竖影线区)的长短及起止时间，也有明显差别。辽东湾最长，从 1 月中旬延续到 2 月底、3 月初。北黄海次之，约 1 个月，由 1 月中旬至 2 月中旬。渤海湾和莱州湾一般不足 1 个月，1 月下旬开始，2 月中旬即结束，而且，冰厚度常常达不到 15cm 的标准，有时便把标准降为冰厚 5cm，以使其也有“盛冰期”。

进入终冰期后，固定冰不断变为流冰，大片冰层逐渐破碎变小、融化，直至完全消失。由图 12—20 显然可见，终冰期是冰期 3 个阶段中最短的 1 个时段，仅 20~30 天，其中又以辽东湾最短。在辽东湾内，东岸终冰日比西岸又大约推迟 2~8 天。推迟的原因是，辽东湾西部和北部的大量流冰，在风和流的作用下漂移到东岸附近海域。

以上是常年冰情分布和变化的情况，而事实上冰情的年际变化是不容忽视的。中国将渤海及北黄海的冰情分为 5 个等级，即冰情轻年、偏轻年、常年、偏重年和重年。在图 12—21 中以断线和点线，绘出了常年 2 月中旬沿岸固定冰和流冰外缘的范围，至于各海域常年流冰外缘随时间的变化，则可由图 12—20 中的曲线直观地看出，辽东湾 2 月中下旬向南伸展可达 120km 之多，黄海北部和渤海湾、莱州湾上-中旬最远，但不到 40km。

中国海域也出现过多次严重冰情，本世纪以来，1936 年、1947 年和 1969 年是最重的 3 次。其特点是结冰范围广、厚度大、冰期长、冰情重。在其盛冰期内，渤海海面有 70% 被冰覆盖，辽东湾的冰期长达 60 天，冰厚可达 90cm 以上。最严重的 1969 年，盛冰期比常年推迟 1 个月，渤海湾的冰期长达 4 个月。冰封严重时，除渤海海峡外，整个渤海几乎全被坚冰覆盖(图 12—21)，冰封状态维持 40~50 天之久。渤海湾的堆积冰坚硬而密集，最高达 4m，最多达 4 层，海轮被挤压变形或进水，海上建筑物被推倒，造成了很大的损失。

轻冰年则结冰范围小、冰层薄、冰期短，特别是盛冰期短，某些海区没有盛冰期，甚至整个冬季完全不结冰。例如 1972 年，辽东湾盛冰期比常年短 20~30 天，除其北部外，其它海域无盛冰期。莱州湾龙口和黄海北部小长山附近，冬季均未结冰。

70 年代以来，中国的冰情一般都较轻，即使相对而言偏重的 1976—1977

§ 12.3 水团和海洋锋

中国近海水团，由于受区域性环境因素的影响，因而与大洋水团有显著的差别。即使深水海域的中、下层比较“稳定”的水团，也打上了本海域的明显的烙印，表层和次表层的水团，则有明显的季节变化。浅水海域的水团，不仅季节变化更显著，而且少数水团已不能全年存在，成了季节性的变性水团。

12.3.1 渤海和黄海的水团

渤海和黄海完全位于大陆架之上，深度较小，对季节交替所施加的作用响应较快，因而水团的季节变化相当显著。

冬季，在两海区对流混合均可直达海底，因而渤海、黄海的表层与底层水团，分布基本上是一致的。“渤-黄海混合水团”盘踞于渤海中央海区，水温约 $0\sim 2$ ，盐度为 $31.0\sim 32.0$ 。沿岸水团主要在黄河、海河冲淡水影响的渤海湾和莱州湾，盐度低于 30.0 ，水温低于 0 。

黄海中的水团除了上述的渤-黄海混合水团外，还有沿岸水团、黄海(混合)水团以及黄-东海混合水团。黄海的沿岸水团是由河川淡水入海与近岸海水混合后形成的，大都位于 $20\sim 30\text{m}$ 等深线以浅的沿岸海域。因其地理位置的差异，习惯上又常分为辽南沿岸水、渤南沿岸水、朝鲜西岸沿岸水和苏北沿岸水。它们的盐度大多数低于 31.0 ，鸭绿江口外和苏北近岸，盐度通常更低，它们的水温则有明显差别，例如，在北黄海者为 0 上下，而位于南黄海者，可达 $3\sim 5$ 。

黄海(混合)水团是盘踞于南、北黄海中央海域的主要水团，故又称为“黄海中央水”。但其西南部可以伸入东海西北部海域，如图 12—22a。该水团的盐度为 $32.0\sim 33.0$ ，水温为 $3\sim 9$ ，水团在铅直方向的温盐特征相当均匀。黄-东海混合水团也有人称为南黄海高盐水团，其温、盐特征分别为 $10\sim 14$ 和 $33.0\sim 34.0$ ，在南黄海它可向北伸展到南黄海中央海域。该水团主要是由对马暖流-黄海暖流携带的高温高盐水体北上进入黄海后进一步变性而形成的；东海西北部的表层水与黄海中央水的南部的混合，则是黄-东海混合水团的西南部分形成的主要原因。

夏半年，渤、黄海域表层水团分布现象很明显。南、北黄海表层的大部分，由黄海(混合)水团盘踞，其北部是由冬季的“黄海(混合)水团”的上层部分历经变性而来。变性的结果使该水团的水温上升到 $24\sim 27$ ，而盐度低达 31.0 左右。在黄海的深水区域， 20m 以深直到海底，海水的盐度比冬季略有降低，为 $32.0\sim 33.5$ ；而水温，底层最冷处可在 6 以下，与上层的高温形成强烈的对比，所以被称为“黄海冷水团”，也有人称为“黄底层冷水”，即与黄海表层水团相对应。

黄海冷水团在南、北黄海各有冷中心。北黄海的冷中心，多年平均位置在 $38^{\circ}14\text{N}$ ， $122^{\circ}12\text{E}$ 附近。最低水温值多年平均为 5.81 ，多年平均盐度为 32.20 。南黄海有东、西两个冷中心(图 12-23)，其多年变化略大于北黄海，西部冷中心的变化又比东部更明显。黄海冷水团的边界在水平方向上也有年际变化，黄海冷水团的顶界与季节性跃层的深度休戚相关，既有短周期的扰动，也有月际和年际的变动，但相对而言，年平均变动较小，尤其

是在海区的中央部分。

12.3.2 东海和南海的水团

一、东海的水团

东海的水团可分为三大水系，即沿岸水系、黑潮水系及混合水系，每一水系中包括数个水团。

沿岸水系中，以长江冲淡水团最重要。夏季，该水团向东伸展的范围相当大，可达 126°E ，河口附近盐度低于 15.0，水舌外缘的盐度上升到 30.0 左右；由于高温低盐密度小，只“漂浮”于近海面约 10m 左右，故其厚度不大。冬季，其势力剧减，只占据河口外不大的范围，伸展方向也转而偏南，与浙闽沿岸水可相连，但比后者的温度、盐度低。

混合水系中，主要是黄-东海混合水团、东海表层水团、东海黑潮变性水团和东海次表层水团。冬季，盘踞于南黄海中部的黄-东海混合水团，一直向南延伸，在东海西北部海域也占据相当大的范围。由于冬季对流混合强烈，东海表层水团与次表层水团可融为一体，统称为东海混合水（其北部有人称为陆架混合湾暖流水、黑潮表层水、对马暖流水向西向北扩展中因强烈冷却而变性显著，水温、盐度接近于黑潮次表层水，但又不是直接来自后者，故可以将其单独划分出来，称为东海黑潮变性水团。

夏季，由于长江冲淡水的极度扩展（图 12—7a），以及海面太阳辐射增强与降水增多，黄-东海混合水大部分变性，只在东海北部尚余一部分。原属该水团北部的上层水，因增温降盐变性显著而归并入黄海表层水团；下部则与黄海冷水团“认同”。其南部上层大部分范围，均已被长江入海水稀释，归入长江冲淡水的势力范围；小部分在冲淡水外沿因变性而划入东海表层水，从而使夏季东海表层水团的范围更广阔。东海次表层水团是夏季位于东海陆架区底层的冷水，其形成除因上层增温降盐形成跃层屏障，使其难以增温之外，东海黑潮次表层水的爬升入侵，也是维持其低温高盐的重要原因。近年来的研究发现，东海次表层水团潜伏于长江冲淡水之下甚至可伸达长江口以北。

东海黑潮水系，是由黑潮携带而来的水体为主而形成的水团的集合。在铅直方向上通常分为四层，即表层水团、次表层水团、中层水团和深层水团。盘踞于东海黑潮主干至逆流区的东海黑潮表层水团，即使在隆冬季节，其水温也高达 20°C 以上，盐度一般为 34.6~34.8，且有测得 35.0 的报道，该水团的厚度，可达 150~200m。夏半年，东海黑潮区在近海面 50~80m 的水层内，水温可升到 23°C 以上，表层最高水温曾达 30°C ；盐度则降到 34.4~34.7，在其下界处形成了很强的季节性跃层。该水团的典型特征，是在渤、黄、东海区内所有的表层水团中，其温度、盐度、水色、透明度均高居第一位。东海黑潮次表层水团，位于表层水团之下，温度约 $15\sim 22^{\circ}\text{C}$ ，盐度高达 34.8~35.0，是盐度极大值层的所在。该水团的厚度约 150~200m，由于向陆架方向的爬升，其深度和厚度相应地有所变化，因而对东海陆架区夏季底层的温、盐分布以及环流结构，也有不容忽视的影响。

东海黑潮中层水团和深层水团季节变化已无足轻重，更多的是受制于黑潮自身的动力学和热力学因素的影响。东海黑潮中层水团与北太平洋中层水

一样，都以低盐为突出特征，平均盐度只有 34.3 左右。该水团沿陆坡也有爬升现象，但因所处深度大，爬升不会达到 200m 以浅。东海黑潮深层水团充溢于冲绳海槽底部，水温低于 7℃，盐度比中层水团略有回升，但溶解氧含量则为东海各水团中的最低值，大都低于 90 μmol/dm³，由此可见，它是由东海中“年龄”最大(离开海面的时间最长)的海水所形成的水团

近年来有人主张划分出东海黑潮次-中层水团，即对应于大洋副热带温跃层水。它是由典型的次表层水团(以盐度极大值层为核心)和典型的中层水团(以盐度极小值层为核心)通过混合变性而形成的，厚度约 100m，温、盐范围大致是 11~15℃ 及 34.4~34.7。该水团沿大陆坡也有爬升现象，故对东海陆坡及陆架区底层的温盐和环流状况有很大的影响。

二、南海的水团

南海表层的水团，也可以分为三个水系，即沿岸水系、混合水系及外海水系。沿岸水系包括珠江、红河、湄公河、湄南河等大江河入海的冲淡水团，也包括广东沿岸水、北部湾沿岸水、越南沿岸水等水团，它们的共同特点是低盐(<32.0)，冲淡水盐度更低，可小于 30.0。这些水团扩展方向和盘踞的范围，都有明显的季节变化，如图 12—24。在广东沿岸，特别是粤东北近岸，该水系中水团的水温年变化也很明显(§ 12.2.2)。冬季江河径流有所减小，冲淡水团相应减弱，但因东北季风盛行，强劲的沿岸流由台湾海峡侵入，故该海域的沿岸水团依然比较强盛。

混合水系包括泰国湾-巽他陆架表层水团、南海北部陆架表层水团等等。前者的代表性特征是：高温 27~31℃；中盐，32.0~33.0。夏季最强盛之时，它向北可扩展到 15°N，向东也可达 115°E 附近，但有明显的年际变化；冬半年其势力较弱，退缩于南海西南部海域。后者，是太平洋表层水进入南海后，在北部陆架水域表层和近表层经历较大变性后而形成的。从来源看，它不同于沿岸水，似应归入南海太平洋表层水；但是，由于它位于陆架海域上表层 50~75m 以浅，局地影响较明显，盐度可降得比较低，水温变化范围大，约 20~30℃，因而有别于南海中部的太平洋表层水，故划入混合水系。

表层属外海水系的水团，主要是南海太平洋表层水团和南海中部表层水团。冬季在东北季风的作用下，西北太平洋表层水通过巴士海峡等进入南海，经混合变性后而形成的南海太平洋表层水团，盐度变化范围为 34.0~34.5，水温约 22~28℃，扩展范围可达西沙群岛至黄岩岛一线。至夏季，随着西南季风盛行，泰国湾-巽他陆架表层水团和南海中部表层水团均向北扩展，南海太平洋表层水团遂逐渐变性而向东北退缩，并最终让位于南海北部陆架表层水团以及南海中部表层水团。南海中部表层水团位于南海中部的广阔水域，盐度为 33.0~34.0，温度的年变化范围为 26~29℃。其活动中心虽然在南海中部，但随着季节变化，相应地在夏半年向北而冬半年南下。

南海的次表层及其下方各水团，主要来源于巴士海峡以东的太平洋的相应水层。南海次表层水团，也称为南海北太平洋副热带次表层水，原因是它来源于菲律宾以东的太平洋，是北太平洋次表层水变性而成的。在南海它位于南海表层水之下，厚约 200m，温度为 14~20℃，最典型的特征是高盐，如图 12—25，在 150±50m 层为盐度极大值层，其相应的水温大致为 17℃。核心层在巴士海峡入口处的盐度值接近 35.0，随着向西南距离的增加，逐渐降低到 34.5 左右。南海中层水团也称为南海北太平洋中层水团，厚度约 400m，

水温大致为 6~14℃，最典型的特征是低盐。低盐核心层(图 12—25)在 500m 层上下伸展，相应水温约 8~9℃。最低盐度值在靠近巴士海峡处低于 34.40，再向西、向南，渐升至 34.43~34.45。在典型的次表层高盐水团和中层低盐水团之间，可划出一个南海次-中层混合水团，其厚度约 100~150m，温度为 10~14℃，即相应于大洋副热带温跃层水。南海深层水团位于中层水之下，约 1000~2600m 之间，水温为 2~5℃，盐度比中层水略有回升，为 34.5~34.6，考虑到它源于北太平洋，故又称为南海北太平洋深层水团。南海底层水团又称为南海底盆水，潜布于 2600m 以深的南海中央海盆区域。盐度十分均匀，为 34.66~34.68，几乎不随深度而变；但水温却随着深度的增加而略有回升，为 2.35~2.44℃，这是由于绝热增温所致。南海深层和底层水团的季节变化及年际变化都很微小，然而，深、底层水团的溶解氧含量却比中层水团增大，这与大洋深、底层水团的含氧特征是相应的。

南海海域的水团，由于受到局地环境的影响，相比于源地的太平洋各层水团，都已有不同程度的变性。特别是北部陆架区的水团，变性更为显著，因而有人建议进行更细的划分。

12.3.3 海洋锋及其和渔场的关系

海洋锋一般是指性质明显不同的两种或几种水体之间的狭窄过渡带。狭义而言，有人将其定义为水团之间的边界线。广义地说，可泛指任一种海洋环境参数的跃变带，因而出现了诸如水温锋、盐度锋、密度锋、声速锋、水色锋、透明度锋，以及海水化学、生物等等要素的海洋锋的称谓。

中国近海的海洋锋也有上述各种，但从形成机制上分，主要有五类：浅水陆架锋，河口羽状锋、沿岸流锋、上升流锋和强西边界流锋。前两类海洋锋，是夏季渤、黄海域海洋锋的主要类型，主要表现形式是水温、盐度等在水平方向上的跃变；后两类则主要出现在东海和南海。当然，在长江和珠江等大河口外，也有羽状锋。

渤海和黄海内的浅水陆架锋，主要是由潮汐混合效应所致，因而又称为潮生陆架锋或潮汐锋。这是中纬度陆架浅海中的一种重要水文现象。锋区的形成，顾名思义有赖于潮汐混合，但是这种效应在黄海冷水团的边缘看得更清楚。在水深 20~50m 且海底坡度较大的地方，冷水可混合达海面，形成表层冷水区，冷水区内铅直水温梯度很小，冷水边缘水平温度梯度却很大，尤其向海的一侧，即形成水温锋(某些区域还伴有盐度锋)。渤、黄海区夏季浅水陆架锋的分布见图 12—26。

河口羽状锋主要是盐度锋，有时也伴有水色、透明度等参数的锋区。如黄河、长江和珠江等大河口外，在冲淡水与外海水的交汇之处，由于扰动强烈，彼此交错入侵，锋面常成羽状。此种锋面依飞机航测或卫星遥感，能看得更清楚。

在浙江沿岸、台湾海峡、粤东北外海、海南岛东北等海域，由于上升流将下层的低温、富含营养盐的海水向上输送，从而形成相应的锋面，因其生成与上升流休戚相关，故称为上升流锋。

流经东海的黑潮，是一支著名的强西边界流，因其斜压性很强，故斜压性锋面(密度锋，伴有水温锋、盐度锋)是很典型的。由于黑潮有季节性变化，

流轴亦有摆动和弯曲，因而锋面也有相应的变化。

与东海黑潮关系密切的台湾暖流、对马暖流以及黄海暖流等，冬季对各海区水温分布的影响显得甚为突出，也形成很强的海洋锋，尤其是与低温低盐的沿岸流恰成强烈的对比，所形成的沿岸流锋，成为各海域冬季突出的水文学现象(图 12—27)。

海洋锋既然是不同性质水体的交汇之处，原先在不同水体中“适者生存”而浮游的生物，以及追逐索饵的鱼类，便在海洋锋区聚集。但是，海洋锋区水温、盐度等环境因素的梯度很大，无疑又成了限制鱼类活动范围的无形屏障。于是，便促使鱼类集群，或者延长了它在相应海域滞留的时间，从而形成了适宜于集中捕捞的良好渔场和渔汛期。北黄海的烟威渔场、东海的舟山渔场、台湾海峡渔场等等，都位于海洋锋比较强盛的海域，原因之一就在于此。海洋锋的变化，显然对中心渔场的形成和变动有所影响，所以海洋锋的研究越来越为人们所关注。

§ 12.4 海洋环流

中国近海的环流，主要由沿岸流系和外海流系所构成，但因环境和气候影响，不同海区和不同季节也有明显的变化。

12.4.1 水平环流概况

一、渤、黄海的环流

渤海的环流较其他海区为弱，海流的速度一般为 $0.1 \sim 0.2\text{m/s}$ ，有的可达 0.2m/s 以上。冬季，在强劲的偏北风的驱动下，鲁北沿岸海水堆积，形成一支较强的沿岸流，即鲁北沿岸流，它从渤海海峡南部出渤海而入黄海。与此同时，辽东湾东岸也有沿岸流南下。以往较通行的观点曾认为，黄海暖流的余脉，从渤海海峡北端进入渤海，向西偏北而行，至接近西岸时分为南、北两股，从而构成渤海环流的主干。但在 1992 年版的海洋图集中，却看不出这种态势，而夏季环流也没有以往给出的那种明确的脉络(图 12—28)。原因在于渤海表层流属漂流性质，季节和局地风对其影响是相当显著的。

黄海的海流也比东海弱得多，流速通常只有最大潮流的 $1/10$ 。冬季黄海的表层流，在很大程度上受制于海面风的作用。鲁北沿岸流经渤海海峡南部进入黄海，沿胶东北岸东流，到成山角后可转而向南及西南，大致沿 $40 \sim 50\text{m}$ 等深线的走向，继续南下。鉴于此，似可将鲁北沿岸流称为“胶东沿岸流”。南下之后，与苏北沿岸流汇合，至长江口以北 $32^\circ \sim 33^\circ\text{N}$ 附近，进入东海北部。与此同时，朝鲜半岛西岸的沿岸流也较强，南下前锋可接近济州海峡，与由济州岛西南方进入黄海的“黄海暖流”相遇，形成复杂的锋面。过去一般认为黄海暖流是对马暖流的西分支，从近年来的研究看，则倾向于认为，它是汇集了黄、东海混合水北上，而且主要是以补偿流的态势而进入黄海的。黄海暖流的北上，与东、西两岸的南下沿岸流，分别形成顺钟向与反钟向的环流。黄海暖流的流速平均不到 0.1m/s ，即使在其源地，最强也不超过 0.25m/s 。沿岸流的速度，冬季在鲁北沿岸至成山角较大，绕过成山角后有所减弱，从海州湾往南，流速又增大，可达 0.25m/s 左右。夏季鲁北沿岸流流幅加宽，最宽时可达 50km 之多，流速减小，仅在成山角一带流幅变窄、流速增大。黄海底层冷水团形成之后，可使夏季的黄海暖流减弱。

二、东海的环流

东海的环流，脉络比渤海、黄海更清晰。如前所述，冬季黄海沿岸流的南部，在长江滩附近可进入东海，黄海暖流从济州岛西南则进入黄海。黄海暖流是黄海环流的重要组成部分，但在东海，它却只能算是黑潮、对马暖流的余脉，无论是流速还是流量，都远远不能与东海黑潮相比拟。

流经东海的黑潮，即经台湾与石垣岛之间的水道进入东海而从吐噶喇海峡和大隅海峡流出东海的这一段，是整个黑潮流系(从源地直至日本以东的黑潮延续体)的上游部分，特称为“东海黑潮”，约占黑潮总流径的一半，是黄-东海总环流的主干。东海黑潮的主要流向，基本上是指向东北的，流轴通常位于海底坡度最陡处，从断面图上看，即水温水平梯度最大之处。黑潮是与大西洋的湾流齐名的强西边界流，都具有相当典型的地转流性质。除去冬、夏有明显季节变化的表层水之外，在 100m 层中的 20°C 等温线，是东海黑潮

上层流轴位置的良好指标。流轴上的最大流速可达 1.5m/s，平均为 1m/s。东海黑潮的流轴比较稳定，流向和流幅变动不大，但流速和流量却有明显的季节变化。从苏澳 - 与那国水道平均流量看，呈春、秋季强，冬、夏季弱，有半年周期。东海黑潮的左、右两侧，常出现尺度不同的涡旋(§ 12.4.2)。东海黑潮右侧的逆流，相对而言也比较稳定。近年来中、日两国合作，对黑潮进行了多次调查，发现北太平洋次表层水和中层水，可以通过宫古岛 - 冲绳岛水道进入东海，加入东海黑潮，使其流量增大。黑潮在东海的平均流量约 $30 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ ，为长江径流的 1000 倍。但黑潮流量年际变化也较大，为 $(19 \sim 42) \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ 。黑潮主干流幅较窄，其强流 ($> 1\text{m/s}$) 带一般仅 50km。

对马暖流曾被认为是东海黑潮在九州西南海域分离出来而向北流去的一个“分支”，但是，后来的许多调查研究表明，对马暖流并不是简单的黑潮分支，而是由东海黑潮水、东海陆架混合水等“多源”汇集而形成的。对马暖流的流速，平均为 0.25 ~ 0.30m/s

入南海。在东北季风的作用下，广东沿岸流亦转为西南向。于是在南海西部，纵贯南北几乎全为西南向的漂流，主流靠近越南和马来半岛沿岸，越南沿岸这一漂流的强化比夏季更显著，流速可达 1m/s 以上。在北部湾，环流也相应地变为逆钟向。南海东部的海流比西部弱，流向不稳定，通常以向北或西北居多。南海中、南部的环流与夏季也有明显的不同，见图 12-28b。

在南海北部海区，还有一支“南海暖流”，终年由西南流向东北。即使冬季东北季风强盛之时，表层以下的东北流仍很强，流速可达 1m/s 左右。然而进一步的研究也发现，南海暖流的时-空变异是相当显著的。

黑潮的南海分支，一般认为在台湾东南分出，继而通过巴士海峡进入南海和台湾海峡。进入台湾海峡的高温高盐水，又被称为黑潮的台湾海峡分支，它沿台湾海峡东部北上，大致是 9~11 月流速较大且流向稳定，而 4~5 月较弱。当然，上述说法还需进一步调查研究来证实。

12.4.2 上升流和冷、暖涡旋

一、近海上升流的分布

与水平环流相比，铅直向的环流不论速度还是位移的距离，都小得多，但是其影响却是很大的。这不仅因为，它和水平环流同是构成海洋三维空间环流系统的必要部分，二者相辅相成，缺一不可。更重要的是，由于上升流对局部海域的水文状况会产生巨大的影响，又是渔场海洋学所关注的问题，因而越来越为人们所重视。

中国海的上升流，多出现于东海和南海，如浙江沿岸、舟山群岛、台湾海峡、广东沿岸、海南岛东部、西沙群岛和越南沿岸等处。早在 60 年代，中国就对浙江沿岸和海南岛东部的上升流进行过研究。70~80 年代，对浙江沿岸的上升流，又多次进行专门调查和深入的研究，在台湾海峡，多处发现有上升流，如澎湖群岛附近，台湾省东北部及其它沿岸海域等，对此，海峡两岸的中国学者都进行了分析与研究。尤其对海峡西部、福建沿岸至台湾浅滩附近海域的上升流，进行了相当规模的调查研究，发现在海潭岛附近上升流相当强盛。

对汕头外海、海南岛东北、越南沿岸、西沙群岛附近海域的上升流，也进行了研究。粤东北沿岸及海南岛附近的上升流是相当稳定和强盛的，60 年代和 80 年代的调查都能证实这一点。图 12—29 给出了中国沿岸上升流成因类型的划分。

上升流把下层富含营养盐类的海水带到上层，甚至直达表层，使上层海水中因生物摄食而消耗殆尽的营养盐类得以源源不断地补充，因此世界海洋中许多上升流发达的海域，往往形成著名的渔场，中国的舟山渔场即属此列。当然，上升流的强弱变异，也会导致渔业资源和渔获量的变化，所以进一步研究中国海上升流的分布和变化机制，是有重要意义的。

二、冷、暖涡旋

许多书刊和文章，都提及中国海域内的涡旋，但所指尺度、类型和性质不尽相同。大致可分为三类：环流性涡旋、中尺度涡旋和小尺度涡旋。

所谓环流性涡旋，是指在中国海大尺度环流总结构中出现的中小尺度的涡旋。这里所说的“中小尺度”，是仅就涡旋的空间尺度而言的，亦即相对

于海区总环流尺度，它是属于中小尺度的。然而，从时间尺度上看，它又不是一般意义的“中小尺度”。因为这类涡旋，有的是总环流结构中的中小环节，多年存在并相对稳定，如济州岛西南海域的气旋式涡和吕宋岛西北海域的冷涡等；有的季节变化明显，但变化的基本情况，诸如地理位置、生消时间等又是很规律的，南北黄海在黄海暖流两侧与沿岸流形成的涡旋、台湾东北部以及西沙群岛附近海域的冷涡等，当属此类。

归入近海中尺度涡旋的，是指时间和空间均为中等尺度，而且可类比于大洋中尺度涡者。以往，由于观测手段的限制，难于发现和研究这类涡旋。60年代以来，大洋中尺度涡的发现和研究的推动了中国海中尺度涡的研究，不少作者报道过东海南部及东北陆架上的冷、暖中尺度涡旋，南海也有发现，但研究尚不如东海深入。

东海黑潮主干流轴比较稳定，不像日本以南的黑潮或哈特拉斯角下游的湾流那样蛇行(大弯曲)，所以类似于湾流两侧的那种强西边界流中尺度涡较少；然而近年来借助于卫星遥感，也获取了相当多信息，发现黑潮两侧屡有小尺度的锋面涡旋。有的作者还进一步研究了黑潮暖涡和暖丝对形成对马暖流水的作用。

§ 12.5 潮汐、潮流和海浪

12.5.1 潮汐和潮流

在渤海中，只有秦皇岛和黄河口附近为正规全日潮，其外围环状区域为不正规全日潮，此外的大部分海区均为不正规半日潮。潮差大多为 2~3m，渤海海峡区平均为 2m 左右。沿岸平均潮差以秦皇岛附近最小，不到 2m。最大在辽东湾顶，营口达 5.4m，其次在渤海湾顶，塘沽达 5.1m。 M_2 半日潮波在渤海形成两个无潮点，分别位于秦皇岛和黄河口附近海区， K_1 全日潮波的无潮点位于渤海海峡。

渤海的潮流也以半日潮流为主，流速一般为 0.5~1.0m/s，最强的潮流出现于老铁山水道附近，可达 1.5~2.0m/s，辽东湾次之，为 1.0m/s 左右，莱州湾则仅有 0.5m/s 左右。

在黄海，除成山头以东、海州湾和济州岛附近为不正规半日潮外，大部分海区均为正规半日潮。潮差一般是海区中部小而近岸大，东岸一般又比西岸大。朝鲜半岛的西侧，潮差一般为 4~8m，最大在仁川附近，可达 11m，是世界有名的大潮差区。中国大陆沿岸潮差一般为 2~4m，成山头附近最小，还不到 2m。然而西岸也有潮差较大之处，例如琼港至小洋口一带，平均可达 3.9m 以上，最大可能潮差在小洋口近海为 6.7m，长沙港北可达 8.4m。 M_2 半日潮波在黄海的无潮点有两个，分别位于山东半岛以南和成山头附近海区。 K_1 全日潮波的无潮点在南黄海中部。

黄海的潮流大都为正规半日潮流，仅在渤海海峡及烟台近海为不正规全日潮流。流速一般是东部大于西部，朝鲜半岛西岸的一些水道，曾观测到 4.8m/s 的强流。黄海西部的强流区出现在老铁山水道、成山头附近，达 1.5m/s 左右，吕泗、小洋口及斗龙港以南水域，则可达 2.5m/s 以上。

东海主要为正规半日潮，而九州至琉球西侧一带以及舟山群岛附近为不正规半日潮；在台湾海峡亦主要为正规半日潮，但南部有不正规半日潮。与黄海相反，东海的潮差是西侧大而东侧小。东侧除个别港湾可达 5m 以上外，大都仅 2m，然而西侧却大多在 (4~5)m 以上。杭州湾的海宁可达 9m，每年农历 8 月 18 日前后，可形成壮观的涌潮。东海没有 K_1 全日潮波的无潮点， M_2 半日潮波在台湾北端出现等振幅线的低值中心。

东海的潮流西部大多为正规半日潮流，东部则主要为不正规半日潮流，台湾海峡和对马海峡亦分别为正规和不正规半日潮流。潮流流速近岸大而远岸小，浙闽沿岸可达 1.5m/s，长江口、杭州湾、舟山群岛附近为中国沿岸潮流最强区，可高达 3.0~3.5m/s 以上，如岱山海域的龟山水道，潮流速度即高达 4m/s。九州西岸的某些海峡、水道中的流速，也可达 3.0m/s 左右。

与渤、黄、东海不同，南海绝大部分海域为不正规全日潮，正规全日潮分布于北部湾，吕宋岛西岸中、北部，加里曼丹的米里沿岸，卡里马塔海峡至苏门答腊岛海域以及泰国湾北部。不正规半日潮区散见于巴士海峡、广东近岸、越南中部近岸及南部部分近岸海域、马来半岛东南端、加里曼丹西北近岸海域等。南海的潮差一般较小，最小潮差位于南海中部、吕宋岛西岸及越南中部沿岸，仅 2m 左右。最大潮差出现于北部湾顶，如北海港可达 7m；

在粤西沿岸、北部湾、中南半岛南部和加里曼丹沿岸也较大,可达4m以上;粤东沿岸次之,为1~3m左右。半日潮在泰国湾有两个无潮点,北部湾也有相当于波节(无潮点)的同潮时线的密集之处。全日分潮在泰国湾和北部湾以南各有一个无潮点。

南海的潮流较弱,大部分海域不到0.5m/s。北部湾属强流区,也不过1m/s左右,琼州海峡潮流最强可达2.5m/s。由于南海以全日潮类型为主,所以其全日潮流显著大于半日潮流,只在广东沿岸以不正规半日潮流占优势。

12.5.2 海浪

风浪的浪向受制于风向,渤、黄、东、南海均属季风区,故冬季盛行偏北浪,夏季盛行偏南浪,春、秋为其过渡季节。当然各海区在不同时间也有差别。

9月份渤海首先出现偏北浪,接着是黄海,至10月可遍及东海、南海北部和中部,南海南部及泰国湾则迟至11月份。在冬季风最盛行的1月份,渤海和北黄海以西北浪和北浪为主,南黄海及东海北部以北浪居多,28°N附近北浪频率达45%,再向南,又以东北浪为多,特别是台湾海峡,东北浪频率高达70%,南海北部至西沙群岛一带也以东北浪占优势,南海南部的北浪和东北浪几乎相当。

夏季因盛行偏南风,因而以偏南浪为主。与冬季相反,它先在南海出现,再渐次向北发展。早在5月份南海南部即出现南浪,至6月份西南风盛行后,整个南海遍布西南浪。到7月份,最北的渤海也盛行偏南浪。但在琉球群岛附近却以东浪最明显,尤以7~8月为甚。

平均浪高也有明显的季节变化和区域特征。冬季因各海区平均风力最大,平均浪高亦最大。自10月份开始,各海区平均浪高渐增至1.5m以上,台湾海峡至南海中部可达2m以上,且大多能保持到翌年2月份。大浪中心分布在济州岛以南、台湾周围及南海中部,强寒潮过境时可使浪高达8m以上。

夏季整个海区的平均浪高一般都显著降低,进入6月份,渤海、黄海南部、朝鲜半岛西岸的浪高不到1m,其他海区也在1.2m以下。至7~8月份,由于台风活动,南部海区的浪高有所增加,强台风过境时,可使浪高达8~10m。

风浪的周期冬季最大,12月至翌年2月,大部分海区的风浪周期在4~5s,到夏季可降至3s左右。在大浪中心海域,周期增长,如南黄海年平均为6s,东海、台湾周围至南海中部可达6~7s。

涌浪的分布同样与风有关,涌浪向受盛行季风影响是很明显的。10月至次年3月盛行偏北涌,在26°N以南海域又以东北涌为主。到春季风向转换之时,即开始变为偏南涌,但在4~5月,台湾海峡及其东北海域仍保持为东北涌。至6月份,普遍盛行偏南涌。到9月份则开始向冬季型过渡。

大涌以冬季最多,范围也最大。10~12月分布在渔山列岛至大东列岛一线以南海域;1~2月分布在台湾海峡至琉球群岛以西海域。大涌中心首推台湾海峡及其附近,频率高达60%,其次是济州岛附近海区。从3月份开始,大涌区明显缩小,4~5月是全年大涌出现最少的时期。从6月开始,由于台风影响,涌浪逐渐增多增强,7~8月东海和南海形成大涌区,9月东海大涌区明显减少,而南海北部仍可维持到10月以后。

涌浪的周期与涌高有对应关系，即大涌区、冬季各月、夏季7~8月的周期较大，过渡季节的周期小。就海区而言，一般是北部小而南部大，例如渤海几乎全年均小于4s，由黄海到东海逐渐增大，至东海南部可达7—8s。在南海，则以北部海区较大，其他海区一般年平均为5s左右。

§ 12.6 海水化学要素的分布与变化

12.6.1 溶解氧含量及饱和度

一、渤海

春季溶解氧含量的平面分布较均匀，东边稍高于西边，各层均有类似特点。全海区均呈过饱和状态，仅黄河口附近较低。夏季氧含量及饱和度比春季低，且有海区中央高于沿岸的趋势。表层均匀且呈过饱和，受跃层影响，10m 以深未饱和，黄河口附近氧含量最低，也是夏季全海区最低未饱和区。秋季分布趋势变为近岸高、远岸低，大部分海区不饱和，仅表层及 20m 层小范围为过饱和状态。冬季溶解氧含量自近岸向海区中部与海峡方向递减，全区大都呈过饱和状态，仅辽东湾近岸不饱和。

季节变化的特点是：氧含量冬季最高、夏季最低，饱和度春季最高，其它季节相近。从铅直向分布看，仅夏季有微弱层化现象。

二、黄海

春季分布较均匀，辽东半岛附近有高含量区，且随深度增大而增加。在 120°E 以东出现最高值 $650 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ ，而东部底层出现 $410 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 的最低值。表层至 20m 层呈过饱和状态，最大饱和度达 112%，但底层却有低于 88% 的未饱和区。夏季自表层至 20m 层有中央低于东、西两侧分布态势，20~30m 层以深，变为近岸低中央高，高值可达 $650 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ ，高值舌由海区东南部分别伸向海州湾和北黄海。底层冷水团区为低氧封闭区。表层呈过饱和，鸭绿江口最高，达 128%。秋季北部分布均匀，底层有低氧水舌伸向北黄海。北黄海大都为不饱和状态，中部 0~20m 层有不饱和区向南、北扩展。在 30m 以深有自东南分别伸向海州湾和北黄海的不饱和水舌。冬季各层均为北高南低、近岸高中央低。东南部的低氧水舌分别伸向海州湾和北黄海。大部分海域呈不饱和状态。

氧含量大都以冬季最高、夏季最低，但在中部和南部却以秋季最低。饱和度是春季最高秋季最低。铅直向的分层现象于春、夏、秋均可出现，而以夏季最明显。

三、东海

春季氧含量分布趋势是由海区东南向西北递增。在台湾暖流和黄海暖流影响区有低氧水舌自东海伸入黄海，而该两舌之间则有高氧水舌自黄海向东南伸入东海西北部。海区 0~20m 层均呈过饱和状态，底层在近岸过饱和，而海区东南部是显著未饱和区，在陆架水和黑潮水交汇区域，氧含量及饱和度等值线均较密集。在黑潮锋面涡出现时，常有高氧块状分布。夏季全区表层含量较低，仅在长江口以北至舟山一带及台湾海峡北部稍高，但在底层，长江口外至舟山一带反而成了低氧中心，最低仅 $70 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。饱和度分布特点是：表层几乎全是过饱和，底层大都未饱和。秋季在 30m 以浅分布较均匀，底层则在近岸出现高值区。表层基本都是过饱和，底层则大都未饱和，且有自南黄海伸向东海西北部的低饱和度水舌。冬季表层态势是西北高而东南低，来自南黄海的高氧水舌，可伸至东海西北部甚至中部，济州岛西南则有低氧水舌伸入黄海。大部分海区为过饱和状态且较均匀，在底层，沿黑潮流径区则等值线密集。

除冬季外，东海大部海域铅直向分层均较明显，在 100m 以浅的水域，往

往在 20 ~ 30m 层次上出现最大氧含量层。黑潮区则四季均有跃层，在常年性温盐跃层以深，氧含量不断减小，在深水区的 800 ~ 1000m 以深层次，出现氧最小值。氧含量以冬季最高，夏季最低、饱和度则是春季最高夏季最低。

12.6.2 活性磷酸盐

一、渤海

含量为冬季最高，夏季最低。铅直向分布的分层不明显，即使夏季也不甚明显。

春季莱州湾含量最低，由南向北渐增。夏季莱州湾的低磷水带向渤海湾延伸。秋季含量普遍高于夏季，在海河口和辽东湾有高值区。冬季分布特点为沿岸高中央低，10m 层在黄河口出现最高值。

二、黄海

含量也是冬季最高夏季最低，但层化现象比渤海明显。南黄海春、秋、夏三季均有层化现象；北黄海夏、秋季有分层，冬、春二季铅直向分布均匀。

春季 0 ~ 30m 层含量呈北高南低。由苏北沿岸向外海含量迅速降低，致使这一带等值线密集。南黄海中部有高值中心，到夏季更为扩大和加强，秋冬则趋向减弱。冬季在朝鲜西岸和苏北沿岸出现高值区，苏北近岸底层可高达 $1.4 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ ，而海区中部则显得较低且均匀。

三、东海

总体而言含量的季节变化同渤、黄海，即冬季最高而夏季最低，但层化现象比渤、黄海都明显，仅有部分海区冬季尚称均匀。

春季上层除河口区与济州岛附近海域之外，含量均甚低。然而底层除海区中部及台湾海峡较低外，含量普遍增高，尤其是黑潮影响区域可高达 $2 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。夏季除江浙沿岸与济州岛附近海域外，东海广阔的中部海域在 0 ~ 20m 层几乎检不出磷含量，从 20m 层至底则含量激增。长江口外有明显的舌状高值区东伸，在黑潮影响海域，含量高达 $2 \sim 3 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。秋季分布上层有近岸高、外海低的特点，底层在中部至黑潮区也有升高。冬季上层磷含量普遍较秋季显著增加。表层在长江口和浙江近岸等值线密集，底层在黑潮流径区等值线密集，即反映出环流的影响。

12.6.3 活性硅酸盐

一、渤海

春季渤海湾沿岸含量略高，其他均较低，最低在滦河口附近。夏季滦河口变为高值中心。黄河口表层亦为高值，但在 10m 以深却不再是高值区。秋季表层以渤海湾、辽东湾稍高，其他层次都较均匀。冬季各层的分布，有西南高而东北低的态势。

总体的季节变化，最高值在冬季，最低值在春季。铅直向分布仅夏季在辽东湾有跃层，春、秋、冬三季较均匀。

二、黄海

铅直向的分布南北黄海有明显差异，南黄海在春、夏、秋三季均有层化现象，仅冬季铅直向分布均匀，而北黄海四季都较均匀，仅在海峡区于夏秋季有弱层化现象。含量的季节变化特点同渤海，即冬季最高，春季最低。

春季表层至 30m 层，从北黄海到南黄海中部含量低且均匀，南海的东侧及西岸的苏北近海则为高值区。至底层，东侧的高值区明显向黄海中部扩展。夏季，上述两个高值区均渐退缩，冬季更甚，尤其至 10m 层以深，则仅剩南海南部边缘稍高。

三、东海

春季各层均有三个高值区：长江口至杭州湾、济州岛附近、台湾海峡北部至东海南部。东海广阔的中部及台湾海峡中部为低值区。在底层，东部亦出现高值区，而台湾海峡均变为低值区。夏季 0~30m 江浙沿岸的高值区更为扩展。钓鱼岛一带呈现由东南向西北的高硅水舌，底层在冲绳海槽为高值区。秋季由苏北至台湾海峡的整个沿岸海域，表层均为高硅区，20m 以深浙江沿岸蜕变为低值区。冬季，广阔的中部海域由表层至底均为低值区；相应的由长江口至台湾海峡，以及北部的济州岛一线，则为高值区。至底层，冲绳海槽一带也成为高值区。

硅含量的铅直方向分布，大部海区除冬季外均出现层化现象，且以夏季最强盛。黑潮区四季均有层化现象。东海硅含量的季节变化明显，但在不同海域，其最高、最低值出现的季节却不尽相同，一般而言，最低值绝大部分出现于春季。

12.6.4 硝酸盐

一、渤海

春季在渤海湾至莱州湾表层为高值区，可达 $5 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 以上，辽东湾为次高值区，且呈舌状伸向西南。随水层深度增加，含量明显升高，渤海湾和黄河口附近，底层可高达 $9 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 以上，辽东半岛西岸近海也升达 $3 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 以上。夏季各层含量普遍很低。秋季复又增高，尤以辽东湾为最，其湾顶表层可达 $7 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 以上，但随深度增加含量却渐降低。冬季大部海区表层含量增加，又以渤海湾至莱州湾最甚，均可达 $5 \sim 10 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ ，中部海区也可增至 $2 \sim 4 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。

铅直向分布在春、秋、冬三季都甚均匀，即使夏季，跃层也不显著。含量的季节变化特点是，冬季达最高，春、夏季达最低。

二、黄海

季节变化类似渤海，冬季含量达最高，而春、夏季较低。铅直向分布特点不同于渤海，因在春、夏、秋三季均存在层化现象。

春季大部分海域表层含量低且分布均匀，海州湾至长江口近岸为高值带。在 20m 层以深，长江口外的高值舌向东北伸展，在底层则出现由济州岛向西北而后转向北的高值舌。夏季在表层，苏北至长江口的高值舌向东伸展可达 125°E 以东，底层则在南海冷水团区域出现封闭的高含量区。秋季分布特点与夏季类似，冬季则不然：黄海大部分表层含量增加，而海州湾外却出现全海区的最低值，同时又在苏北至南海南部出现高值区。

三、东海

春季在浙闽沿岸表层含量高，尤其长江、钱塘江口外高值舌东伸很显著，从而形成了很大的水平梯度，其他海域则甚低且均匀。在底层，冲绳海槽区也出现大片高值区，其等值线密集之处，与黑潮流路有很好的相应关系。夏季分布亦有如上特点。秋季从长江口至台湾海峡近岸均有高值区，长江口外

的高值舌东伸可达 125°E 以东,但随深度增加,含量减少,水舌亦西缩。在底层出现了以 125°E 、 30°N 为中心的低值区,而在其东南和东北方向均呈现为高值区。冬季表层分布为西北高东南低,各层均类似。在底层,冲绳海槽为高值区,其等值线密集处与黑潮流径相应。

东海硝酸盐的铅直向分布,春季即出现层化,夏季跃层很明显,黑潮区四季均有层化现象。含量的季节变化有区域特征,即:近岸区冬季最高,秋季最低;远岸区则为表层冬季最高,而底层冬季最低,春、夏季较高。

12.6.5 亚硝酸盐

一、渤海

春季表层渤海湾至莱州湾为高值区,其他区域含量均很低,各层分布趋势相似。底层在黄河口达最高,可大于 $0.5\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。夏季表层渤海湾为高值区,湾顶达 $0.5\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 以上。10m 层以深,高值区向东、向北扩展,至底层,形成渤海南半部和辽东湾顶两个高值中心区。秋季表层以黄河口附近最高,可大于 $1.2\mu\text{mol}/\text{dm}^3$,高值舌伸向东北可达渤海中部,表层以深各层类似。冬季含量普遍较低,仅在渤海中部偏西南有封闭高值区,且其范围和含量均随深度增加而增大。

二、黄海

春季表层普遍较低,仅西岸及东部高于 $0.1\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。30m 以深略有增加,至底层呈西南高于东北的态势。夏季表层在苏北以东海区出现高值区,其他区域较低且均匀。从 20m 开始,在成山角外海出现封闭高值区,且随深度增加而扩大,至底层可与苏北外海的高值区相连。冬季表层在南、北黄海中部各出现一个低含量区,山东半岛南岸至海州湾以及济州岛西北海域为高值区。随深度增加,上述两个低值区可互相连通,形成黄海中央低、外围高的分布格局。冬季表层在西朝鲜湾、海州湾向东南,各成一片低值区,其他区域稍高且均匀,由于对流混合发达,各层分布大体雷同。

年变化情况为冬季含量高夏季低,春秋为过渡季节。铅直向分布在春季开始层化,夏季跃层明显,秋、冬季大致均匀成层。

三、东海

春季表层浙闽沿岸高,外海低且均匀。底层在长江口有高值舌东南伸,可达 127°E 、 30°N ,钱塘江口则为低值舌东伸,南部大片海域含量低且均匀。夏季表层仍有西侧高的特点,但东部和中部也有高值区出现。表层以深各层,多处出现块状高值区。在底层,最明显的特点是西高东低,尤其长江口外有高值舌向东北方伸展。秋季表层在 $28\sim 32^{\circ}\text{N}$, $123\sim 126^{\circ}\text{E}$ 附近形成封闭高值区直至底层均相似。冬季大片海区均匀,仅东侧略低,随层深增加,含量稍有增加,而分布趋势相似。至底层除东侧稍低外,还在浙东、闽北沿岸出现小片低值区,闽南则为高值区。

表层含量为秋高春低,其他季节规律不明显,且在不同海域季节变化的差异较大。在台湾海峡,含量的季节变化不明显。

亚硝酸盐的铅直向分布,与硝酸盐及磷、硅有所不同,其表现是:在温跃层的下界出现最大值层,该层的强度与温、盐跃层的强度有关,而在此层上方出现叶绿素 a 最大值。秋、冬季铅直向分布大都均匀,而黑潮区仍有层化现象。

12.6.6 pH 值

一、渤海

春季分布相当均匀, 0~30m 层均在 8.1~8.2 之间, 至底层于莱州湾向北略大于 8.2。夏季表层在辽东湾与渤海湾顶部及海区中部稍高, 在底层, 三个海湾顶部及中央亦大于 8.1, 整体而言甚为均匀。秋季表层在辽河、滦河口及莱州湾较高, 其余皆均匀, 10m 至底层西部稍显高, 但分布仍属均匀。冬季亦然。

pH 值季节变化不明显, 秋季略高, 8.2 左右, 夏季略低, 也在 8.1 左右, 铅直向分布分层不明显。

二、黄海

春季表层南、北黄海中部稍高, 沿岸较低, 韩国沿岸最低, 表层以深分布亦雷同, 但在黄海冷水团区域形成高值区。夏季表层东西两侧的低值区连成一片, 底层中部的高值区也连成片, 汉江口外有低值水舌(7.9~8.0)伸向南黄海中部。10~30m 层因受跃层影响, 多有块状高值区出现。秋季黄海表层相当均匀, 而朝鲜半岛近岸有低值区。由济州岛伸向黄海中部的高值舌, 随水深增加而扩大, 至 30m 层, 几乎伸进北黄海。底层分布有西高东低的态势, 朝鲜半岛西岸的低值区范围扩大, 可至南、北黄海的中部。冬季表层分布均匀, 仅朝鲜沿岸至北黄海稍低。10m 层以深, 在南黄海中部形成高值区, 到底层该高值区退缩至山东半岛沿岸一带, 其他海区则较均匀。

冬季铅直向分布均匀, 夏季分层较渤海明显。年变化有春、冬季高, 夏、秋季低的态势。

三、东海

大部分海区春、夏季铅直方向分层明显, 夏季北部海区分层更明显, 秋、冬季则上下均匀, 而黑潮区的 pH 值, 四季都有上层高下层低的趋势。总的看来, 东海的 pH 值季节变化不大, 如黑潮表层水的 pH 值, 终年一般在 8.24~8.34 之间, 属全海区的高值区。当然, 也能看出春、冬高而夏、秋低的规律, 特别是长江口附近明显偏低。

春季表层中部海区较高且分布均匀, 台湾海峡西侧较高。10m 以深分布较均匀。至底层在台湾海峡及中央海区为高值区, 黑潮区至九州西岸为低值区。夏季表层至 30m 层均为西北低而东南高, 但底层在黑潮区是低值区。秋季由表至底, 长江口、杭州湾为低值中心, 且向东、向北伸展, 其余海区较均匀。冬季大部分海区 pH 值有所增高, 底层在海区中部为高值区, 东侧较低, 其间等值线密集, 与黑潮流径相呼应。

12.6.7 总碱度

一、渤海

春季表层三个海湾较高而东侧低, 各层大致相似。至底层, 三海湾仍高, 渤海湾最高, 达 $2.6 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。夏季, 渤海湾的高值中心向海区中部伸展。秋季亦类似, 且渤海湾的值更高, 湾顶可达 $3.0 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。冬季大致同秋季, 但底层以黄河口最高, 可达 $3.3 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 以上。

渤海总碱度春、夏两季低而秋、冬两季高, 冬季且有较明显的分层现象,

原因是黄河口附近底层总碱度值很高，可在 10m 层上下出现碱度跃层。相对而言，春、夏季节分层反倒不明显。

二、黄海

春季表层较均匀，因受沿岸流影响，鲁北、苏北沿岸较高，后者呈舌状伸向东南，但随层深增加范围减小。夏季由表至底相当均匀，底层在苏北有高碱区。秋季表层在海区中部较均匀，海州湾南至苏北有高碱舌东伸，且随层深增加而东扩，至底层可东伸达 $123^{\circ}E$ 。冬季北黄海分布均匀，南黄海则西有苏北高碱舌，东有汉江口外的低碱舌。

黄海总碱度的季节变化不明显。铅直向分布自春季出现程度不同的分层现象，夏季跃层明显，多出现于 10~20m 之间。

三、东海

春季大部分海区较均匀，长江口和杭州湾外有低碱水舌东伸，在济州岛南方有一高值区。台湾海峡的分布趋势是近岸高而远岸低。夏季，长江口、钱塘江口附近海域表层有低碱水向东扩展，但范围随层深增加而减小。海区中部总碱度稍高，范围随层深增加而扩大。秋季长江口附近低碱舌状等值线向东北方向延伸。冬季海区内总碱度分布较均匀，西北部稍低，台湾海峡分布趋势为近岸低远岸高。

总碱度的铅直向分布，由表层至 200m 逐渐升高；200~350m 左右有下降趋势；350m 以深至底层，又缓慢上升。在黑潮区的温盐跃层附近，总碱度出现一个高峰值，可能与上层生物碎片下沉分解有关。

总碱度值的季节变化不大，北部海域大体上呈秋季高、夏季低的趋势。

§ 12.7 生物特征与海洋资源

中国邻近海域与沿岸，有丰富的各种类型的资源，例如海岸带与滩涂资源、港口与海运资源、旅游与观光资源、水资源及海洋空间利用资源等，而特别重要的是四大资源，即海洋生物资源、海洋化学资源、海洋动力资源和海洋矿产资源。

12.7.1 浮游、游泳(渔业)与底栖生物特征及资源

一、渤海

浮游生物区系属北太平洋温带区东亚亚区，多为广温低盐种。浮游植物总量在四季代表月的平均值居四个海区之首，尤以夏季最高(688.3×10^4 个/ m^3)，而秋季最低(75×10^4 个/ m^3)。浮游动物总生物量以春季最高($139mg/m^3$)，冬季最低($62mg/m^3$)。底栖生物总生物量有明显的季节变化，依次为秋 > 夏 > 春 > 冬。浮游植物的优势种夏季是菱形海线藻，其次为棱角藻。浮游动物的优势种是强壮箭虫，四季均出现，而以夏季数量最多。最重要的浮游生物资源是中国毛虾，曾创年产 10×10^4t 的记录。

底栖动物属印度—西太平洋区系的暖水性成分。三大海湾均有丰富的虾、蟹和双壳类软体动物资源。最著名的中国对虾，年捕获量可达 $(1 \sim 3) \times 10^4t$ 。三疣梭子蟹的产量居中国近海之首。主要经济贝类有毛蚶、牡蛎、蛤类、贻贝与扇贝。名贵的棘皮动物有刺参。底栖植物资源以温带种为主，例如海带、紫菜、石花菜等。

鱼类区系是黄海区的组成部分，鱼类多达 150 种，半数以上属暖温带种，其次为暖水种。主要经济鱼类有小黄鱼、带鱼、黄姑鱼、鳓鱼、真鲷和鲆鱼等。主要渔场有辽东湾、渤海湾、莱州湾渔场等。

二、黄海

浮游生物带有北太平洋暖温带系和印度—西太平洋热带区系的双重性，但以温带种占优势，多为广温性低盐种。通常在每年的春、秋两季出现两次数量高峰。在海区东南部，夏、秋两季有热带种掺入，是外来的，季节变化显著。浮游植物总量以冬季最高(414×10^4 个/ m^3)，春季最低(16×10^4 个/ m^3)，优势种是梭角藻。浮游动物总生物量亦为冬季最高($84mg/m^3$)，高生物量主要由强壮箭虫、中华哲水蚤等组成。平均最低在夏季，为 $50mg/m^3$ 。底栖生物总生物量的季节变化为：秋 > 夏 > 春 > 冬。最重要的浮游生物资源是中国毛虾、太平洋磷虾和海蜇等。

底栖动物区系具有较明显的暖温带特点，在黄海的沿岸浅水区，底栖动物主要是广温性低盐种，基本上属于印度—西太平洋区系的暖水性成分。当然，在黄海冷水团盘踞的深水区，则属于北温带冷水种群落，其代表是北方真蛇尾。经济贝类有牡蛎、贻贝、蚶、蛤、扇贝和鲍鱼等；经济虾、蟹资源有中国对虾、鹰爪虾、新对虾、褐虾和三疣梭子蟹，刺参的产量相当可观。底栖植物也以暖温带种为主，分为东、西两部分。西部冬、春季出现个别亚寒带优势种；夏、秋季还出现一些热带性优势种。主要资源是海带、紫菜和石花菜等。

鱼类区系属北太平洋东亚亚区，为暖温带性，又以温带性占优势。种类比渤海多 1 倍，不下 300 种。主要经济鱼类有小黄鱼、带鱼、鲈带、鲆鱼、

黄姑鱼、鳓鱼、太平洋鲱鱼、鲳鱼、鳕鱼、蓝点马鲛、叫姑鱼、白姑鱼、牙鲆等，此外还有头足类(乌贼)和鲸类(小鳧鲸、长须鲸、虎鲸)等。主要渔场有海洋岛、烟威、石岛、海州湾、连青石、吕泗、大沙渔场等。

三、东海

浮游生物区系属北太平洋温带区的东亚亚区，而以暖温带性种为主，在受台湾暖流影响的区域还出现亚热带和热带种，台湾海峡则属印度—西太平洋热带区的印—马亚区。浮游植物总量在近河口区域高于外海，季节变化是春、夏最高，秋、冬最低；在台湾海峡以春季最高、冬季最低。浮游动物总生物量夏季最高(平均达 $178\text{mg}/\text{m}^3$)，尤以长江口外海、舟山渔场和嵊泗渔场一带较密集；最低在冬季，平均仅为 $24\text{mg}/\text{m}^3$ 。高生物量主要由中华哲水蚤、中华假磷虾和肥胖箭虫等组成。并基角刺藻是常见种，也是台湾海峡的优势种(春季)，海峡的优势种还有洛氏角刺藻(春、秋季)，尖刺菱形藻(夏季)等。夜光藻对江、浙、闽沿岸水有指示意义；热带戈斯藻、达蒂角刺藻、钩梨甲藻等可指示春季黑潮暖流和对马暖流的路径；在东海南部，密聚角刺藻、异角角刺藻等可指示台湾暖流北上的海域；真刺唇角水蚤可作为冬季长江冲淡水的指标种；中华假磷虾是沿岸低盐种的指标种；拿卡箭虫分布区域的变动，可指示沿岸水的消长进退。东海浮游有孔虫主要分布在黑潮及其分支所流经的高温高盐水域，敏纳圆辐虫也可作为该流系途径的指标种。隆线似哲水蚤对黑潮次表层水爬坡涌升有指示作用。

底栖生物总生物量以春季最高，依次再为冬、夏、秋。底栖动物西部属印度—西太平洋热带区的中—日亚区；东部属印度—西太平洋热带区的印—马亚区；在黑潮区域，热带性成分增大；冲绳海槽底部，表现出深海动物特征；长江口—济州岛—对马岛连线附近水域，是北太平洋温带区系和印度—西太平洋热带区系的交汇之处。底栖动物资源中，双壳类和虾类占重要地位，三疣梭子蟹和锯缘青蟹产量也很高。底栖植物西部属印度—西太平洋热带区的中—日亚区，东部属印度—西太平洋热带区的印—马亚区。闽江口之北以暖温带种为主，闽江口以南及九州西岸海域，则以亚热带种为主；黑潮区以热带种为主。沿海底栖植物资源相当丰富，浙闽沿岸有浒苔、海带、昆布、裙带菜、紫菜、石花菜和海萝，闽江口以南还盛产种子植物，特别是红树林。

东海鱼类多达 600 种。西部区系属印度—西太平洋热带区中—日亚区，暖水性种约占半数以上，其次为暖温性种；东部属印度—西太平洋热带区印—马亚区，以暖水性种占绝对优势。东海的传统性经济鱼类主要是带鱼、大黄鱼和小黄鱼，最佳年捕获量曾分别创下 50 万、18 万和 15 万吨的记录。此外，马面鲀、鲐鱼、蓝圆鲹鱼和沙丁鱼等捕获量也较多，头足类的墨鱼(无针乌贼)产量也很高。近海渔场主要有长江口、舟山、鱼山、温台、闽东、台北、闽南、济州岛和对马渔场等。其中，舟山渔场是中国最大的渔场，四季皆有渔汛，春有小黄鱼、鲐鱼、马鲛鱼，夏有大黄鱼、墨鱼、鲷，秋有海蟹、海蜇，冬有带鱼、鳗和鲨等。

四、南海

浮游生物区系属印度—西太平洋热带区的印—马亚区，以热带种为主，具有热带大洋特征。北部沿岸浅水区，在冬季因受季风环流影响，有暖温带种出现，如并基角刺藻、洛氏角刺藻、四叶小舌水母、拟细浅室水母、拿卡箭虫、肥胖箭虫、中华哲水蚤、普通波水蚤、中型莹虾等；其特点是持续时间短，且有较大的年际变化。海盆深水中生活的浮游生物种类稀少，生物量

也很低。沿岸水域主要浮游生物有日本毛虾、红毛虾、锯齿毛虾、海蜇和黄斑海蜇等。

底栖动物资源相当丰富。北部沿岸浅水区属印度—西太平洋热带区中—日亚区，基本上都是热带和亚热带浅水种。南部，包括西沙、南沙群岛等，属印度—西太平洋热带区印—马亚区，基本上都是典型的热带种，特别是造礁珊瑚极其发达。1000m 以深的深水区，底栖动物具有深海特征。主要底栖动物资源有珠母贝、近江牡蛎、翡翠贻贝、日月贝、杂色鲍、墨吉对虾、长毛对虾、中国龙虾、远游梭子蟹、锯缘青蟹、梅花参、刺缘参、黑海参等。

底栖植物可分为南、北两区。北区的广东沿岸属印度—西太平洋热带区中—日亚区，出现以亚热带性种为主的代表种。南海诸岛为南区，属印度—西太平洋热带区印—马亚区，基本上都是典型的热带种。经济藻类资源主要有羊栖菜、紫菜、江蓠、鹧鸪菜、麒麟菜、海萝等。南海沿岸还有众多的红树林，构成了具有热带特色的红树林群落。

南海鱼类资源丰富，北部海区有 750 多种，以暖水性为主，暖温带种较少，区系属印度—西太平洋热带区的中—日亚区；南部海产鱼类更多，不下 1000 种，均为暖水性，属印度—西太平洋热带区的印—马亚区，为热带区系。主要经济鱼类有蛇鲻、鲱鲤、红笛鲷、短尾大眼鲷、金线鱼、蓝圆鲹、马面鲀、沙丁鱼、大黄鱼、带鱼、石斑鱼、海鳗、金枪鱼等。此外，中国鱿鱼、海蛇、海龟、海豚、鲸类等，除有的需保护禁捕外，也有开发捕捞的价值。南海的渔场很多，当前主要开发利用的还仅是部分近海渔场，如粤东、粤西、北部湾、清澜、西沙渔场等，广阔的外海渔场还有待于开发利用。

12.7.2 化学、动力与矿物资源

一、渤海

环渤海沿岸有中国著名的盐区：东北盐区、长芦盐区和山东盐区。东北盐区所产海盐品质好，氯化钠含量高达 95%。长芦盐区是中国最大的产盐区，其中又以塘沽、汉沽、大清河及黄骅县等盐场产量高、质量好。山东盐区是中国历史悠久的产盐区，其中以莱州湾盐场条件最优，羊口盐场为中国最大的原盐生产基地。盐业还带动其他产业，例如晒盐后的苦卤，即可再生产几十种化工产品，其中钾镁肥是沿海各地生产得最多的一种海水制肥品种。沿海大量的卤水资源，开发的潜力也很大。

渤海有丰富的风能和波能资源，据估算，总波能约 $1.1 \times 10^{13} \text{W}$ 。渤海海峡的潮流很强，是潜在的潮流发电能源。滨海砂矿资源丰富，海底有丰富的油气储量，是中国近海首先开发的海底油气田。

二、黄海

黄海的辽宁、山东和江苏等省市沿岸，有发达的盐业生产，其中最大的应推两淮盐区，这也是中国名列前茅的大盐区。盐区生产还带动了制碱、制酸、制肥、建材等一系列海洋化学、化工产业。黄海沿岸富饶的生物和化学资源，已促进了沿海省市海洋药物、海洋保健食品等行业的崛起。黄海沿岸滨海砂矿资源也很丰富，山东半岛近岸区已发现丰富的金刚石、锆石、钛铁矿、独居石、金红石、磷钇矿等。南黄海海盆的地质构造，对油气生成和储集十分有利，具有很好的油气资源远景。

黄海沿岸有富饶的风能资源，海区波能资源估计达 $4.7 \times 10^{13} \text{W}$ ，潮能资

源蕴藏量约 $5.5 \times 10^{10} \text{W}$ 。辽宁、山东沿岸已试建过一些小型潮汐发电站，不仅促进了生产发展，还积累了丰富的经验，可望将来有更大的发展。

三、东海

东海化学资源丰富，平均盐度比渤、黄海都高，唯因降雨多，故盐业不如黄、渤海出名，但浙、闽、台各省沿岸，也有相当规模的盐业生产，而众多的海洋化学、化工产业则相当发达，如海水淡化，制纯碱、烧碱、酸类与芒硝，提镁、钠、钾、溴，生产钾镁肥、钠镁肥、钙镁肥、海藻胶等等。

台湾是中国重要的砂矿产地，拥有磁铁矿、钛铁矿，盛产金红石、锆石和独居石等。福建沿海的稀有金属和稀土金属砂矿也不少，平潭的石英砂，含硅率高达 98% 以上。东海含油气远景区估计可达 $25 \times 10^4 \text{km}^2$ ，也有人认为东海是世界上石油远景最好的地区之一，天然气储量潜力更大，前景甚佳。

东海的风能、波能、潮能等洁净能源蕴藏量更大，例如波能，估计达 $13.3 \times 10^{13} \text{W}$ ，几乎为渤、黄海总和的 2.3 倍。上海、浙江、福建和台湾沿岸潮能颇丰，已建成一些潮汐发电站，发挥了作用，未来前景更看好。黑潮的流向稳定，流速强盛，具有可观的海流发电储量。

四、南海

广东和海南两省的盐业生产，虽不如渤海和黄海沿岸出名，但也有相当规模，而相应的海洋化学与化工、海洋药物与保健食品等产业却令人刮目。广东沿岸，特别是海南岛周围，滨海砂矿资源十分丰富，金红石、独居石、锆石、钛铁等多种矿物，储量可观，有的业已形成规模开采。南海北部和西部大陆架及南沙附近海域，有丰富的石油和天然气资源，初步钻探，就已见工业油流，大规模开发的远景，则更为喜人。

南海海域广阔，波能资源甚为丰富，据估算可达 $38.3 \times 10^{13} \text{W}$ ，为渤、黄、东海三海区波能蕴藏总和的 2 倍。更可观的是南海有利用温差发电的极好的条件，因为其表层海水全年温度大都超过 26°C ，而在 1000m 深处终年低至 5°C

左右，稳定、持久而显著的温差，是温差发电的有利条件，如能全部开发，估计可发

§ 12.8 海洋环境保护

12.8.1 海洋环境损害与污染

中国沿海地区，原有工业基础较好，改革与开放又注入了新的活力，致使经济高速发展，工矿企业发达，交通运输繁忙，城镇人口剧增，兴起并形成了一大批“城市群”。依托且服务于城市群的蔬菜林果业，乡镇企业，水产养殖、加工业以及旅游观光业等等，纷纷应运而崛起。交通运输的需要，激发了各地开辟和扩建港口的热情，近海海底油气田的开发也加快了步伐。然而，在这百业繁荣的同时，也出现了损害与污染海洋环境的新问题。事实上，对海洋环境的污染与损害，已呈现范围扩大、危害加重、影响深远等趋势，从而引起了人们的极大关注。

一、海洋环境损害的类型

1. 盲目拦海围垦沿海城镇人口膨胀，土地翻番增值，于是竞相拦海围垦“与海争地”。据估算，现已使中国原有的海岸线长度，减少了3000km以上。许多不合理的围垦，破坏了原有小海湾的水动力环境和生态环境，导致岸滩游移多变和生态平衡失调，例如海南岛对红树林的破坏，福建拦海对文昌鱼栖存环境的影响等等。

2. 违规海洋工程未经科学论证而匆忙兴建的海洋工程，往往带来意想不到的环境损害，最常见的是造成新的航道淤积，海岸冲刷后退、破坏鱼虾贝藻栖息繁育场所等。

3. 滥采沙石，乱伐防护林辽宁旅顺的砾石堤，由于过度开采，已经引起岸线不断后退。盖县过量开采滨海沙石，导致海浸加剧。海南岛东岸和南岸，滥采滨海钛铁，危及海滩和沙堤。至于大面积砍伐红树林，甚至下海捞珊瑚烧石灰等等，后果更不堪设想。

4. 酷渔滥捕早在1920—1935年间，日本渔轮对渤、黄海的真鲷酷渔滥捕，导致资源破坏，至今未能恢复。近年来中国沿海渔船越来越多，马力就越来越大，网眼越来越小，捕捞时间越来越长，频率越来越高，总捕获量越来越多，捕获鱼龄却越来越小。已经造成重要渔业资源的严重衰退甚而破坏。如大黄鱼、小黄鱼、鳕鱼、真鲷、太平洋鲱鱼、带鱼、墨鱼等，单种鱼类的捕获量，比历史最高水平下降了四到九成。炸鱼、电鱼、毒鱼等破坏性事件，也时有发生。

5. 不合理的养殖为追求增产，盲目扩大养殖面积，提高养殖密度，加大施肥强度，造成养殖环境失调，引发病害，甚至酿成“人为赤潮”。

二、海洋污染的类型

1. 陆源性污染随着沿海城镇和工业的发展，中国沿海排入海的工业污水和生活污水逐年递增，年排放量已不下 8×10^9 t。东海沿岸排放量最大，环渤海、黄海和南海北部沿岸也与日俱增。除污水排海之外，城市垃圾、工矿业废渣等倾倒入海也是很大的污染源，城郊农业化肥、农药的残渣废液和塑料污染，亦不容忽视。由于上述诸因素的作用，在渤海的辽河口、锦州湾、渤海湾和莱州湾，黄海的大连湾、胶州湾，东海的长江口、杭州湾以及浙南至闽东沿岸，已成为严重污染区。南海的珠江口、粤西和海南岛沿岸，污染也日见严重。

陆源污染中，主要为有机污染和重金属污染，重金属污染主要指汞、镉、

铅等重金属。中国的长江、珠江、鸭绿江等排汞入海的污染源有 60 多处。据测算，排入四个海区的汞，以东海的量最多，又以长江口至杭州湾一带的浓度为最高，其次是渤海的辽东湾。镉也主要是由江河携带入海的，如珠江、长江、滦河等 60 多处形成了排镉入海的污染源。镉的入海总量以南海最多，平均浓度又以南海北部某些海域居高。中国沿海铅的主要污染源多达 80 余处，入海途径亦主要靠河流携运。排入量以南海最多，珠江口的平均浓度最高，其次在粤西沿岸。此外，在浙江南部沿岸也曾出现过高浓度的铅污染。

中国沿海有机物污染源较多，可达 150 多处。主要入海形式也靠江河携运。衡量多种多样的有机物的污染程度，通常用化学需(耗)氧量(记作 COD)作为指标。据测算，辽河口的 COD 最高。就海区平均而言，渤海居四个海区之首，其中又以莱州湾居三个海湾之冠。

2. 海洋石油污染其主要途径来自：海底石油、天然气的勘探和开发生产，往来穿梭的船舶排放含油污水，大型油轮的事故泄油，新兴的拆船业也造成相应的石油污染。

12.8.2 污染治理与环境保护

一、海洋污染的危害

海洋污染的直接受害者，主要是海洋生物。例如石油污染，在海面扩散成油膜，既遮拦阳光辐射，影响海洋植物的光合作用，又阻碍了海—气交换，导致大面积海水缺氧，进而危及海洋动物。再者，油膜和油块还会粘堵鱼鳃，抑或粘连鱼卵及幼鱼，既能导致窒息死亡，也可能使幼鱼致畸变异。重金属和有机物的污染，不仅使潮间带的生物类群种数剧减，也会造成海带腐烂，贝类死亡，鱼、虾、蟹遭殃或逃遁远徙，甚至累及附近的海鸟与海兽。此类现象在营口、锦州、塘沽、羊角沟、大连、青岛及浙、闽沿岸时有所闻。赤潮频发危害也很大，可使水产养殖大幅度减产甚至绝产。人类自己有时也成为海洋污染的直接受害者，如溢油污染海滨浴场，引发入浴者的过敏或皮炎病等等。

海洋污染的间接受害者当然是人类自己。水产养殖的锐减或绝产，经济损失动辄以十万元计已屡见不爽。鱼、虾、蟹类的远遁或减产，又使捕捞费用剧增，引发售价上涨，必然再累及广大消费者。食用了富集污染物的水产品，人体当然要受害，例如经检测发现，渤海、黄海沿岸渔民头发] 蘆坳梁， ，又式 +

环境管理条例”和“中华人民共和国防治陆源污染损害海洋环境管理条例”，(已于1990年8月1日起施行)国家海洋局也发布了海洋石油勘探开发环境保护管理和海洋倾废管理等条例的实施办法。一系列法令的颁布和实施，说明了中国对保护海洋和治理污染的重视。

中国治理污染的基本方针，既强调预防为主、防治结合，还同时强调综合利用，化害为利、变废为宝，体现了社会主义制度为民造福服务人民的宗旨。

三、海洋环境监测与海洋环境保护

在中国，环境保护已成为一项“基本国策”。为了保护中国近海海域的海洋环境，1983年3月1日正式颁行“中华人民共和国海洋环境保护法”，标志着中国海洋环境立法和海洋环境保护进入了一个新阶段。在主管机构“国家环境保护总局”的领导下，中国已建成了沿海污染监测网，编印了中国自己的“海洋污染调查规范”，动用船只、飞机，利用遥感等先进技术，进行沿海海洋环境的监测、监视、评价、通报和执法管理，从而使中国的海洋环境监测与保护工作达到了一个新水平。为加强海洋科学人才的培养和提高海洋环境科学研究的水平，教育部直属的青岛海洋大学和厦门大学，又先后成立了海洋环境学院和环境科学与工程研究院等，陆续培养了一大批人才，推出了许多高水平的科研成果。

中国海洋环境保护与治理的任务还相当艰巨，任重而道远，更待坚持不懈努力工作，以争取更大的胜利。

思考题

1. 简述渤海、黄海、东海和南海的区划及海底地形特征。
2. 中国近海海域的气候特征如何？
3. 中国近海海域水温、盐度的分布和变化有何特征？
4. 渤海和北黄海的冰情有何特点？
5. 简述中国海水团的分布及其特征。
6. 中国近海水平环流概貌及主要流系如何？
7. 中国近海潮汐与潮流有何特征？
8. 简述中国海的风浪、风暴潮特征。
9. 试分析中国近海化学要素分布与海洋学特征的联系。
10. 中国近海的生物资源有哪些？
11. 中国近海的化学、矿物资源与开发利用前景如何？
12. 试论中国近海环境保护的现状与任务。

