

252122
7/4048

601817

浅海地质学

〔日〕大森昌衡 茂木昭夫 星野通平 著



成都地质学院
基本教材
科学出版社

浅海地质学

〔日〕大森昌衡 茂木昭夫 星野通平 著

常子文 译

袁家义 邢树源 校

科学出版社

内 容 简 介

本书由潮间带、滨线与破浪带以及大陆架三部分组成。分别由日本著名海洋地质学家大森昌衡、茂木昭夫、星野通平执笔。为日本东海大学出版会出版的《海洋科学基础讲座》丛书之七。

作者综合了各主要海洋国家的资料,较系统地阐明了有关浅海地质和地貌的原理,既有结合实例进行理论性探讨,也有定量分析研究方法的介绍。本书适合从事海洋地质、地理地貌、石油地质、港湾工程等方面的科技和教学人员阅读和参考。

海洋科学基础讲座 7

浅海地质学

大森昌衡 茂木昭夫 星野通平 著

东海大学出版会, 1973

浅海地质学

[日] 大森昌衡 茂木昭夫 星野通平 著

常子文 译

袁家义 邢树源 校

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1980 年 11 月第 一 版 开本: 787 × 1092 1/32

1980 年 11 月第一次印刷 印张: 15 1/2

印数: 0001—1,940 字数: 354,000

统一书号: 13031 · 1375

本社书号: 1904 · 13—17

定价: 2.40 元

译 者 的 话

1971年,日本东海大学出版会出版了一部共有12卷的《海洋科学基础讲座》,本书是其中的第七卷。作者在自己多年研究的基础上,综合了各主要海洋国家的资料,较系统地阐明了有关浅海地质和地貌的原理,既有结合实例进行理论性探讨,也有定量分析研究方法的介绍。由于此书内容丰富,从中可以看出日本和其它一些国家海洋地质的研究水平,值得推荐给从事海洋地质及有关工作的同志们参考。

本书由潮间带、滨线和破浪带、大陆架三编组成,分别由大森昌衡、茂木昭夫和星野通平执笔。

第一编共分三章,对潮间带的特征、过去和现在的潮间带作了较详细的论述和比较。潮间带的地貌和地质是决定地质时代的海岸线的位置和形态的基础,因此对地史学中很重要的一个课题古地理图的复原有着极其重要的意义。

第二编共分十章。过去的海岸分类,因主要根据海面与陆地的相对关系,有其一定的局限性,因此作者根据物理化学因素重新提出一种新的海岸分类法,并对海岸的演化过程亦作了较系统的论述。

第三编共分四章,主要内容有大陆架的地貌、大陆架上的沉积物和大陆架的成因。大陆架的研究,不仅对地理学和地质学这些纯理论科学,而且对水产学和矿床学(特别是石油矿床)等应用科学也是极为重要的。

本书是作为讲座的形式写成的,对这样大量的资料虽然很少出现重复现象,但在问题的深入程度上却存在有粗细不均之处。限于译者水平,错漏一定难免,希同志们批评指正。

1979年4月于北京

序 言

当前开发海洋的呼声响彻国内外。

海洋占据着地球面积的三分之二,蕴藏在海洋中的能源、食物资源、矿产资源的数量大得惊人。因而,为了人类的繁荣,呼吁向海洋进军实为十分正确的主张。尤以日本来讲,国土狭小,四面环海,海洋的开发利用更是个刻不容缓的问题。

资源开发、改造和利用自然,只有靠摸清大自然的规律,并巧妙地运用这一规律才能实现。开发海洋亦不例外。开发海洋的呼声越迫切,就越需要充实海洋学的基础知识。这便是筹办本讲座的首要宗旨。

在日本,近代海洋学问世以来已经过了约半个世纪之久。在这几十年的时间里,积累了大量的资料,日本关于海洋学的研究,在世界上已经达到了相当高的水平。然而,虽有须田皖次先生本世纪二十年代著的《海洋科学》,以及数位先辈写的海洋教科书,却尚无一本总括取得了惊人进展的海洋学全貌的日文现代海洋学著作。筹办本讲座的另一个目的即在于此。

目前,海洋学的体系,还不能说已完全确立下来了。科学的许多领域都与海洋相关。所以,本讲座的章节结构中难免出现遗漏的地方及研讨粗细不周之处。此类问题我们希望能通过今后的增补修订逐步改进。

筹划出版本讲座是在 1968 年春。蒙许多读者期待本书出版,而刊行却很不及时,这都只能是编辑委员会的责任,在此谨表歉意。此次刊行之际,承蒙东海大学出版会加藤千曼树、中阵隆夫两氏不吝珠玉,惠以大力支援,谨此深致谢礼。

海洋科学基础讲座编委会

1970 年 8 月 15 日

目 录

第一编 潮间带(大森昌衛)

第 1 章	现在的潮间带	2
1.1	潮间带的涵义	2
1.2	波浪	2
1.2.1	波的运动和形态	3
1.3	海岸线	7
1.3.1	上升与下沉	7
1.3.2	推进作用和海蚀后退作用	8
1.4	海岸地形	8
1.4.1	海岸地形的三维要素	8
1.4.2	海岸地形的剖面形状	10
1.5	内湾的潮间带	11
1.6	潮间带的其它地形	12
1.6.1	三角洲	12
1.6.2	海岸沙丘	13
1.6.3	珊瑚礁和红树林带	17
第 2 章	潮间带的特征	20
2.1	潮汐现象	20
2.1.1	月球和太阳的引力	20
2.1.2	地球上的潮汐现象	22
2.2	潮间带的海水	25
2.2.1	海水的盐度	25
2.2.2	海水中的气体成分	26
2.2.3	无机盐类	28

2.2.4	有机化合物	30
2.3	地形、生物与潮汐现象	31
2.3.1	潮汐现象对地形的影响	31
2.3.2	潮汐现象对生物的影响	31
2.3.3	波浪和生物	33
2.3.4	潮间带的穿孔生物	38
2.3.5	珊瑚礁上的生物	40
第3章	过去的潮间带	43
3.1	潮间带的岩相	43
3.1.1	造陆运动和潮间带	44
3.1.2	不整合	46
3.1.3	沉积旋迴	48
3.2	潮间带的沉积相	52
3.2.1	沉积构造和潮间带	52
3.2.2	沉积岩的结构	53
3.2.3	根据矿物相和化学相确定潮间带	56
3.3	根据生物相确定潮间带	58
3.3.1	根据陆生植物化石划分潮间带	58
3.3.2	硅藻化石的沉积环境分析	59
3.3.3	有孔虫化石和潮间带	60
3.3.4	贝类化石和潮间带	64
3.3.5	<i>Vicarya</i> 群	71
3.3.6	种数梯度和海岸线	80
3.3.7	生物痕迹化石	81
3.3.8	生物的生活类型	88
3.3.9	生物群和化石群	90
3.3.10	有关环境因素的问题	93
3.3.11	化石组成物质与古环境的关系	94
3.3.12	古生态图	101
3.4	结语	107
3.4.1	古环境的复原	107

参考文献	110
------------	-----

第二编 滨线和破浪带(茂木昭夫)

第1章 海岸地貌的术语	122
第2章 海岸的分类	125
2.1 原生海岸	127
2.2 次生海岸	127
第3章 海岸的演化过程	130
第4章 海蚀海岸	136
4.1 海蚀崖的后退	136
4.2 海蚀地貌的术语	141
4.3 海蚀作用	141
4.4 形成海蚀地貌的主要因素	150
4.4.1 地质的影响	150
4.4.2 波浪的影响	152
4.4.3 陆地侵蚀过程的影响	154
第5章 浪蚀平台	157
5.1 有关浪蚀平台成因的各种学说	159
5.2 各地的浪蚀平台地形	163
5.2.1 日本的浪蚀平台	163
5.2.2 外国的浪蚀平台	172
第6章 堆积海岸	181
6.1 堆积海岸的历史背景	181
6.2 海滩的组成物质	184
6.3 海滩沉积物的性质	192
6.3.1 分选性	192
6.3.2 斜度	194
6.3.3 滚圆度	195
6.3.4 海滩砾石的性质	196
6.3.5 粒径和海滩斜坡	198

6.4	海滩沉积物的来源	200
第7章	海滩类型	203
7.1	陡倾斜海岸	204
7.2	缓倾斜海岸	206
7.3	台地状海岸	210
7.4	沙坝海岸	212
7.5	日本沙坝海岸的分布	215
第8章	各种沙滩地形	219
8.1	波纹	219
8.2	沙波	221
8.3	滩角	224
8.4	沙坝和沙堤	231
8.4.1	沙坝的剖面特性	232
8.4.2	沙坝的平面形状	237
8.4.3	沙坝的成因	240
8.4.4	沙堤	241
第9章	垂直于海岸的沉积物移动	243
第10章	平行于海岸的沉积物移动	255
10.1	海滩漂移	257
10.2	沿滩漂移	260
10.3	海岸漂砂形成的地形——沙嘴的例子	265
10.3.1	野付崎	269
10.3.2	三保崎	271
10.3.3	中国台湾省境内澎湖水道的沙嘴	272
参考文献		275

第三编 大陆架(星野通平)

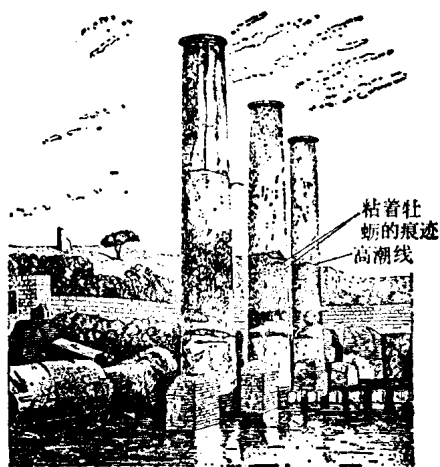
第1章	大陆架的定义	282
1.1	大陆架的定义	282
1.2	大陆架研究简史	285

第 2 章	大陆架的地形	291
2.1	浪蚀基面	291
2.1.1	新潟港外的海底地形和底质	291
2.1.2	浪蚀基面	292
2.2	大陆架的发育——大陆架的宽度和陆架外缘水深	296
2.3	大陆架上的平坦面	304
2.3.1	大陆架上平坦面的研究历史	304
2.3.2	襟裳岬附近大陆架上的阶地	309
2.3.3	鹿岛滩大陆架上的阶地地形	310
2.3.4	直江津海区的大陆架上的平坦面	311
2.3.5	山形县加茂海区的海底阶地	312
2.4	河口海区的海底地形	314
2.4.1	三角洲和泥线	314
2.4.2	大井川河口海区的海底地形	315
2.4.3	伊势湾西部的海底地形	316
2.4.4	海底水道	317
2.5	海峡地形	321
2.5.1	海峡地形的两种类型	321
2.5.2	锅岛水道的海底地形	322
2.5.3	鸣门的海底地形	323
2.6	海湾地形	325
2.7	大陆架上的地形变化	326
2.7.1	伴随地壳运动的大陆架的地形变化	326
2.7.2	伴随地震的海底地形的变化	328
2.7.3	伴随火山爆发的海底地形变化	330
第 3 章	大陆架的沉积物	331
3.1	河口附近的沉积物	332
3.1.1	河口附近的砾石沉积物	334
3.1.2	河口附近的砂质沉积物	337
3.1.3	河口附近的泥质沉积物	339
3.2	海峡沉积物	340

3.2.1	海峡的海况	340
3.2.2	津轻海峡西口附近的底质分布	340
3.2.3	下关海峡附近的底质	344
3.2.4	关于海峡沉积物的小结	348
3.3	海湾内的沉积物	349
3.3.1	海湾内的砾质沉积物	350
3.3.2	海湾内的砂质沉积物	351
3.3.3	海湾内的泥质沉积物	353
3.4	外洋性大陆架上的沉积物	360
3.4.1	新潟县粟岛附近大陆架上的沉积物	360
3.4.2	鹿岛滩的大陆架沉积物	362
3.4.3	外洋性大陆架沉积物的一般特征	366
3.4.4	外洋性大陆架上沉积物的带状分布	379
3.5	大陆架上沉积物的组成	387
3.5.1	大陆架上砂质沉积物中的岩石碎屑和无色矿物	387
3.5.2	大陆架沉积物中的云母片	390
3.5.3	大陆架上的浮石分布	393
3.5.4	大陆架沉积物中钙质生物的遗壳、遗体及其碎屑	398
3.5.5	大陆架沉积物中栖管和泥块的分布	405
3.5.6	植物碎片的分布	408
第4章	大陆架的成因	410
4.1	冰期的海面变化	410
4.1.1	冰期的原因	410
4.1.2	第四纪的海面变化	414
4.1.3	里亚斯海岸	439
4.1.4	陆桥	446
4.2	大陆架和大陆斜坡的地质构造	452
4.2.1	大陆架和大陆斜坡的地质构造类型	452
4.2.2	陆架外缘的堰堤	458
4.2.3	大陆架和边缘台地	462
4.2.4	中新世末期以来的地壳运动和大陆架的形成	466
参考文献		470

第一编 潮 间 带

大 森 昌 衛



第 1 章 现在的潮间带

1.1 潮间带的涵义

潮间带一词是由 E. 福布斯 (Forbes, 1853) 命名的, 它是指包括海岸线或滨线在内的居于高潮线和低潮线之间的地带而言, 又称近岸带。因此, 根据潮汐现象的内容, 潮间带进一步还可细分为高潮、中潮和低潮三个亚带。

潮间带是陆地上的各种营力和波浪、潮流、沿岸流等海岸营力相互交替的地区。因此, 在潮间带存在由两种营力以各种形式复合而成的复杂的海岸地形。换言之, 潮间带的地形和地质是这两种营力长年累月相互作用的结果, 也是陆地和海洋上的地史变化的一幕。

这是莱伊尔 (Charles Lyell, 1797—1875) 看了意大利南部海岸塞拉皮斯古庙殿柱上粘着牡蛎的往昔潮间带的痕迹后 (见第 1 页素描图), 才产生的对上述事实的看法。在他有名的著作《地质学原理》初版 (1830—1833) 中, 根据均变说的观点确立了地史学的体系。

因此, 潮间带的地形和地质的发展变化就成了漫长地史上的一个序曲。事实也是如此, 为了对地史学中很重要的一个课题古地理图的复原, 潮间带的地形和地质就成为具体决定地质时代的海岸线的位置和形态的基础。

1.2 波 浪

沿岸海水的运动有两种, 一种是波浪, 另一种则是潮流。

波浪又可分为风浪和涌浪。在有风吹的海上,由于风而直接引起的波叫做风浪,向发生地区以外传送的风浪则叫涌浪。

1.2.1 波的运动和形态

波浪的性质: 波的性质取决于波高、波长和周期。从一个波峰至另一个波峰之间的距离为波长; 自波峰至波谷之间的高差叫波高; 在某一固定的点上, 从一个波峰的产生至另一个波峰出现所经历的时间为周期。水质点因在波浪中所处的位置不同, 其运动情况也不同(图 1)。在每一波浪所通过的空间范围内, 水质点都在(其各自)一定的位置上进行着圆形运动。波的运动随深度而急速减弱, 一般在波长一半的深度处, 水质点则几乎静止不动。

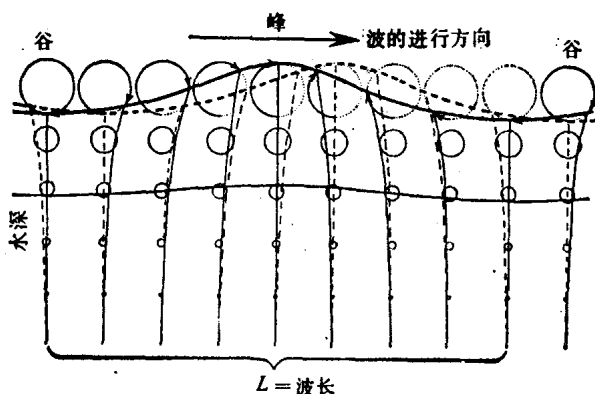


图 1 在具有某种水深的波的水分子的移动示意图

圆圈表示水分子的移动途径, 表面以下的圆轨道的大小, 根据图示的比例逐渐变小。下部的实线, 表示在该深度处的垂直运动量。上部以虚线表示的波形与接近垂直的虚线, 比以实线所示的波形要晚 $1/8$ 周期 (Kuenen, 1950)

波浪的形态: 波形随海岸地形而发生变化。风浪和涌浪虽然在接近海岸时可产生激浪, 但一般随着波长的变短而波

高增加,波的前端经破碎产生破浪。破浪中,波的前端峭立为悬崖状,整个波卷伏破碎的叫卷波(卷跃碎波),在中途崩溃的叫崩波。

岸边与外海产生破浪的最外界线之间的地带为破浪带。当波浪发生破碎时,就产生冲流,继此以后,其力又朝着其他方向作用,从而产生回流、沿岸流、裂流。

此外,在沿岸海水的运动中还见有由陆地来的河川流和与潮汐作用直接有关的潮汐流。涡潮和涌潮属于后者。由于河

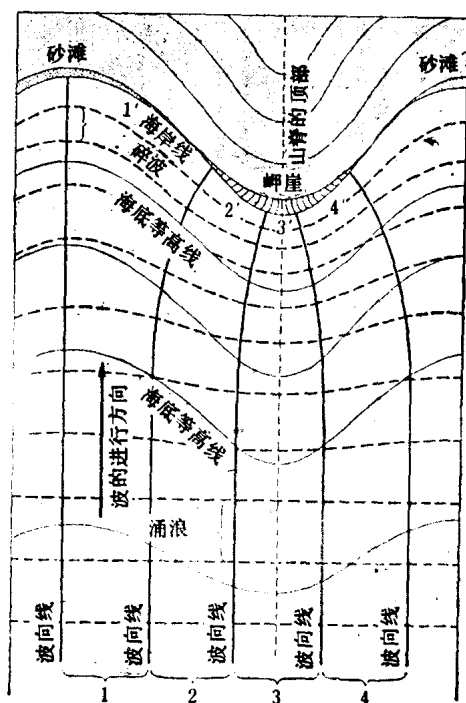


图2 表示波浪的运行状态

波向线是与波峰线成垂直画的线,沿涌浪成等间隔排列。1至4区段具有等量的能量 (Bloom, 1968)

川流中一般含有岩石的溶解物质,所以以溶解负荷(dissolved load)像摊开一卷布匹那样在更重的海水上面边扩散边和海水混合。

波浪的作用:破浪冲击海岸的作用力很大。破浪在海岸出露的新鲜岩石面上很快把流动的海水和混入的岩石碎屑及砂粒虏进来;使岩石碎屑和基底岩石同时磨削。甚至仅仅二三天时间就可以把在海滩转动的砖块和玻璃碎片磨圆。

由深水涌浪引起的波,以相等的间隔彼此平行地移向海岸。当涌浪开始影响海底时,波即产生折射(图2)。海岸线上如有凹凸时,在突出部即岬角的尖端,由于波先受到海底的影响(与海岸线的弯入部相比)而速度减慢,所以波的前端对陆地而成凹形。结果波的能量向岬角汇聚,而波浪的侵蚀力在岬角处特别集中。

相反地,在海岸线凹进的海湾处,波的前端向陆地突出,波峰被拉长因而变小。另外,由于破浪向岬角的尖端集中而使海面升高,导致破浪向两侧海面低的海湾轴部流动而产生沿岸流。结果是,沿岸流自岬角向海湾搬运沉积物。

从理论上说,海岸线应当平行于该海域占优势的涌浪脊线发育,但因海岬一般是由抗力强的岩石(与其邻接的海湾部分相比)所构成,所以如上述波浪的作用那样,海岬在海岸线后退过程中,经常是继续向海中突出。直线形海岸只是在对侵蚀具有同等抵抗力的岩石海岸才能看到。

水深如果增大,因波浪而引起海水运动即行消失,海水所搬运的大部分物质一经沉淀即就地形成海岸沉积物。波浪所搬运的不同大小的物质根据波浪的性质而变化。在海岸附近,由于波浪的性质时常发生变化,沉积和侵蚀是以复杂的形式在重复着,所以一度堆积下来的物质,往往又会被再次侵蚀和搬运。把看不见的这种现象的极限深度称之为浪蚀基

面。

颗粒在水中的运动，与颗粒的大小有关。颗粒在静水中沉降时，细颗粒受到来自流体的抵抗只是粘滞性而已，这是符合斯托克定律的沉降。粗颗粒的阻力只是沉降方向上下两侧的压力差，这是符合碰撞定律的沉降（图3）。因此，砂易沉降而泥则常常悬浮着。

水在已沉积颗粒上的流速，一旦增加，则首先移动的是砂，然后才是泥和砾石。这是由于水底颗粒的移动是由水流和水底之间的紊流引起的，而砾石和砂因从水底突出出来，所以被紊流往上吸而开始转动。由泥质组成的水底是光滑的，泥粒进入水底面附近没有紊流的层流中所以很难移动。于是砾石、砂和泥分开后就各自堆积在适当的场所。

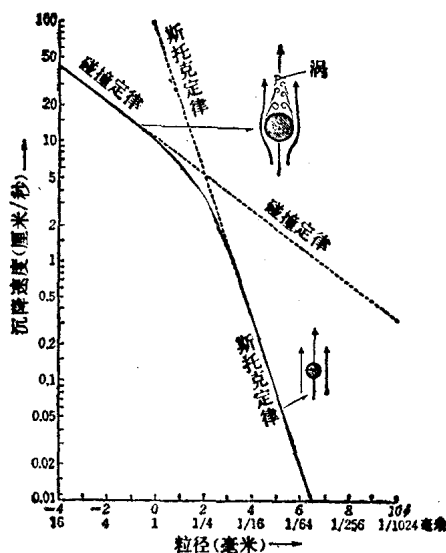


图3 颗粒在水中的沉降速度
(奈须, 1961)