

地形学原理

目 录

第一章 总论	(1)
第二章 海岸动力地形	(3)
一、堆积地形	(3)
二、侵蚀地形	(24)
第三章 海岸构造地形	(62)
一、海岸构造地形	(62)
二、岩性影响的海岸地形	(65)
三、新构造所成海岸地形	(67)
四、火山海岸	(75)
第四章 生物海岸地形	(80)
一、草滩海岸	(80)
二、红树林海岸	(85)
三、珊瑚礁海岸	(94)
第五章 海岸地形类型	(136)
一、海岸地形的地带性表现	(136)
二、海岸地形的地区性表现	(147)
三、海岸地形分类的类型学方法	(150)
第六章 结论	(158)

第一章 总 论

一、海岸地形学的地位

海岸地形在地形学中是每被人们忽略的部门。学者研究地形类型时,海岸地形类型就每被忽略(苏联舒金, N. C., 1946)。但是海岸地形却有它特殊的位置。因为海岸地形是产生在水圈和陆圈接触地带,即发育于地形发展的基准面上。因此,海岸地形的发育就对流水地形发育起了一定程度的控制作用。其次,海相堆积物在陆地上广泛分布,也对地表地形产生巨大影响,不会因为海岸带面积太少(潮间带面积约 150,000—160,000 方公里)而失了意义。由构造地形观点看来,海岸地形研究对大陆结构、新构造运动地形都有良好反映。在应用地形学的观点上,海岸地形研究更因为这是大陆和海洋两个截然不同等的活动区,很早便为人们所注意。

二、海岸地形学的体系

海岸地形也和流水地形一样,不能只研究海岸动力与地形关系,而应该注意到大陆部分的组成物质和构造。同时还应注意到大洋和大陆的运动影响。不能按目前的办法只注意谈海蚀地形、堆积地形、海岸分类、海岸发育等问题,而必要加强对海岸地形具有深切和实际影响的各个因素的分析,即对岩性、构造、新构造的影响应进行独立专章讨论。海蚀和堆积地形实际上是海岸动力地形的问题,故应该同属于海岸动力地形专章内来谈。而生物海岸的重要性也应该提高到和动力作用或构造作用的高度,为它另辟专章。由是,本书即采用这一系统,在绪论之后,即分海岸动力地形、海岸构造地形、海岸生物地形、海岸地形类型划分等章进行讨论。结论一章应谈海岸地形的应用价值,因为科学分析的目的,全在应用。

三、海岸地形带的划分

目前一般划分的海岸地形带主要有三部分:一为上升海岸带,可深入内陆数十公里以上,多为阶状台地(阶地)和不少侵蚀性地形,如海崖、海蚀洞等。二为海岸带,即目前波浪能作用着的地段,包括海崖、海滩、水下浅滩等地段,或称为海陆交互作用带,基本上以潮间带为主体的地段。三为下沉海岸带,即已下沉入海的古海岸段。包括了水下平台,水下沙堤、溺谷和三角湾等地形,有时还有埋掩古森林等。当然不是世界各地海岸都如此典型。反之,各地海岸多不全具备这三大部分及其细分部分。

(一)侵蚀海岸的剖面形态

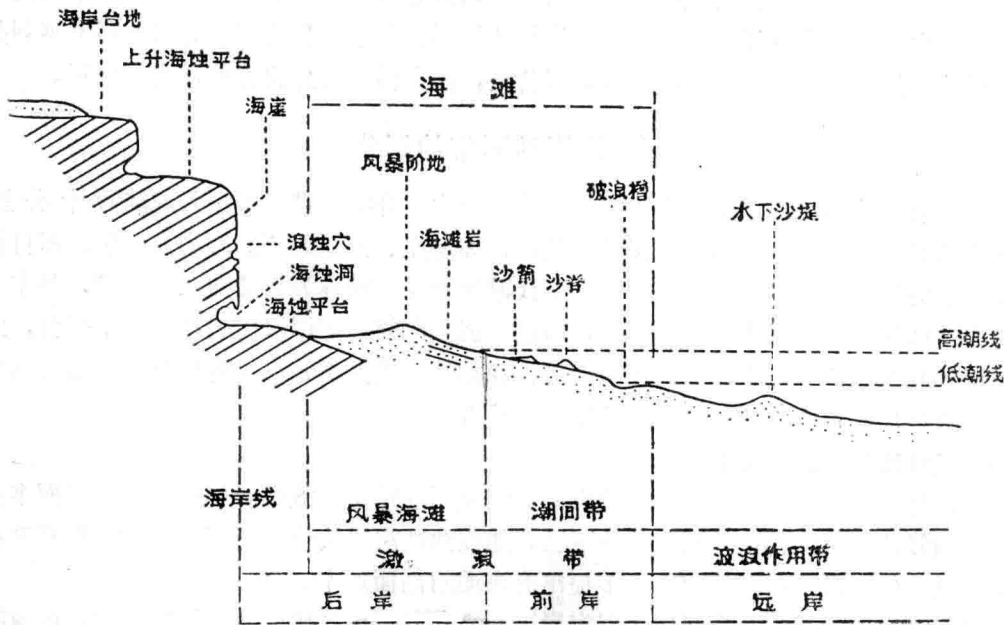
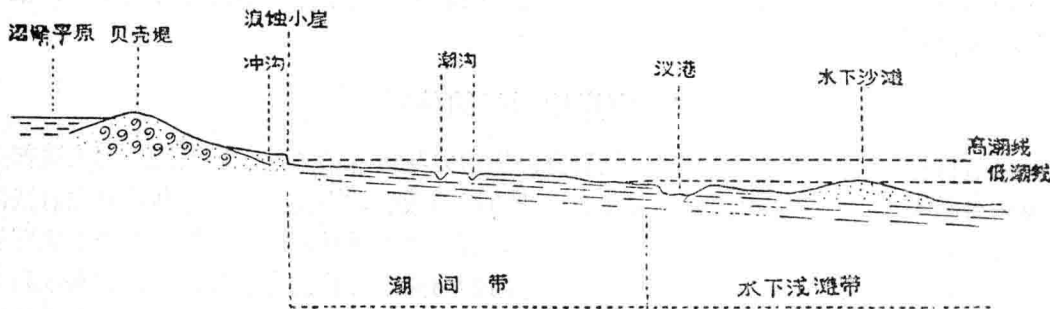
在海岸带中,由于侵蚀性和堆积性海岸有明显不同地形,故学者们对海岸带剖面多分出堆积性的和侵蚀性两大类,并且可再分下去。如侵蚀性海岸地形剖面可分为有堆积海滩和岩石基面两类。但通常研究方便起见,多提出有海滩的剖面形态。

侵蚀海滩剖面一般由海崖开始,因海崖脚下即为海面,故崖前即海岸线所在。崖前有海蚀平台,再前为海滩。海滩以低潮线分波浪带和波浪作用带。波浪带以高潮面分为潮间带和

风暴海滩。潮间带以破浪槽（或点）、沙箭、沙脊等地形为主。风暴海滩上有海滩阶地（强风暴浪所成）、海滩岩等地形。由强风暴浪所成海滩称“后岸”，高潮线下波浪作用区以后称为“前岸”。低潮线以后称“远岸”，它以有水下沙堤出现为特征。这个图式在美洲海岸也基本适用（如在美国海岸护理局）(U. S. Beach Erosion Board)。海崖及海蚀平台段还 每有烟囱石、海穹等不常见海蚀地形保存。

（二）堆积海岸剖面形态

堆积海岸也有侵蚀作用（潮流涌上或退走），故剖面上，不只有浪成地形（涨潮时），也有潮流冲淤地形。一般以淡水生物群湿地和贝壳堤作海陆分界。高潮面附近有波浪及潮流冲刷小屋及冲沟，尤以沙堤、贝壳堤前显明。湿地渐以盐生群落为主，但在到平均高潮面处冲刷湿地上即止，潮沟开始发生，到低潮面处形成巨大港汊。在港汊区中，由于流水力量加大，已出现砂质堆积地形，形成远岸水下沙滩，在平均低潮面时可以出露海面。这个剖面的长度因比降太小而很广阔，长达几公里以上。港汊伸入潮沟带中很深入，在剖面图上不能表示。



总论附图一 （下）侵蚀海岸剖面。（上）堆积海岸剖面。

第二章 海岸动力地形

一、堆积地形

(一) 海滩(泥滩、沙滩)

海滩是沿岸及浅水区沙泥堆积地形,被认为它是波浪作用带中沉积物的堆积,它不只沙砾堆积地形发育,还包括了广大面积泥滩。

渤海湾、苏北海滩可阔达4—5公里,连水下滩地可达十多公里。故潮差大的海岸上常成大片滩地发育。海积地形不少是在海滩基础上形成,如沙堤、沙咀、连陆堤等。它分布也很广泛,故海滩是堆积地形最基本一类。

海滩的形成作用是水流,如波浪在沿岸破碎后的水流、潮汐涨退流等。它和波浪直接作用不一定很大,例如泥滩基本上以潮流作用为主。但沙砾海滩拍岸浪仍属主要动力。因此,海滩可分为两类:沙滩和泥滩。泥滩是由粉沙泥粒(粉砂级为主)组成,颗粒在0.05mm以下为多。沙滩由沙子组成颗粒直径在0.05mm以上为主,它们的共同性特点是基本上形成了平直的海岸线和平坦和缓海滨地形,故一般称为“沙岸”、“坦岸”。海滩不少已形成广大平原,不少也在人工堤围保护下,开为农地。与海争地的海滩围垦工作,就要了解海滩地形发育规律。

我国浅滩海岸特别广大,被称为中国式的淤泥海岸,估计长1600—1800公里,分布以华北地区、苏北为主。华南沙岸也很广泛,虽然零碎分布各湾港内部,但估计也达1000公里以上。还有在浅海区发育的离岸浅滩,如苏北海岸外。

1. 泥滩

在长江口以北大片连续发育,成为平直的海岸线和低平海滨平原。在长江口以南多为港湾内广泛分布的湾内泥滩,故可称淤泥质海滩或粉砂淤泥质海岸。

苏北泥滩可存在离岸达100公里之远。沿海强潮流大沙有20条,砂层厚达20米以上。低潮时出露,分布由旧黄河口起,直到长江口北(即潮流暗沙区),长达400公里的海岸带上。这是古长江、淮河、黄河入海所在地,如黄河1194年改道夺淮入海,即流入本区。黄海一名也与此有关。长江口送来大量沙泥,使苏北泥滩南部还不断加积,向海扩展每年有达250米的纪录。苏北泥滩发育如按二千年前淮河口在淮阴计,海岸线平均每年向海推进为30米,因目前苏北平原已加阔了50—70公里。而今天观察前进可达100米地点不少。沿岸沼泽、低地、湿地、湖沼、河网发育,一片低平,盐碱为害,但如排灌系统建成,又成丰产区。

淤泥滩发育能把港湾淤浅,如天津新港即受它威胁。福建、广东沿海山地港湾内部也常因泥滩发育形成了只余几条河道排水情况。人们多在滩地上建筑长大石桥,以为捷径,可免绕海湾曲折行走的麻烦。故闽省许多长桥名为五里桥、七里桥等等。著名的洛阳桥也属一例。泥滩发育填满港湾,在湾外又成泥滩,并把沿海岛屿相连起来的情况也有。在南方珠江口不少岛屿(如三灶岛、南水岛等)即因泥滩发育已和陆地相连。在北方以鸭绿江口东南流的沉积物流为特出,泥滩把港湾外的岛屿(如鹿岛、石城岛等)连结起来。

泥滩在寒冷苏联北方称为“拉依德”(Ла́йд),意即海滨湿地。在人口密集的西欧,如北海南岸的易北河、威悉河、埃姆斯河、马斯河、些耳特河等河口外都有海岸泥滩,称为“瓦特”(Wadden)海岸,意即“潮浸浅海滩地”或“海滨湿地”。在荷兰已由人工围堤保护,开为农地。其他如西非、墨西哥湾沿岸都有大面积分布,都是以泥滩为主。

泥滩颗粒一般为粉沙粒级以下。即粒径少于0.05mm占多数,这种泥粒在河水和海底都大量存在,并且在含盐海水中易于由凝聚作用而加强沉淀,和沙子只由机械力作用进行搬运沉积不同,如透明度2—3米海水30厘米厚水柱静置数小时后,能沉淀出0.5—1.0毫米物质。胶体在絮凝成绵团状,把非胶体颗粒絮结一起沉淀,形成底部“浊水层”。机械力作用上,泥粒与沙子也不同,泥粒可以随流水而迁移的,和沙子主要随波浪运动不同。因为泥粒最易被掀起,长期留在水中,如对0.05mm颗粒来说,沉积临界流速为0.004米秒,对0.01mm颗粒来说,更加微小,要在水流流速在0.0008米秒以下才能沉积,起动速度对0.01mm颗粒来说只要7—10厘米秒即可,故泥粒沉积速度可大于一个波周期,长期留在波动着的水中。故泥粒能使海水变青色,甚至黄色。由于泥粒有上述特征故能在水底形成异重流,这种饱含粉沙、泥粒的浊水层能形比重特大的液态泥沙流,填平海底凹洼,使海滩平坦化,对海滩扩展、加高、变平、坡度降低等都有作用,并能造成大量输沙。

由上述情况,泥粒在海岸分布范围往往达数公里之阔,和沙质海滩沙子分布以近岸几百米为主不同,比降太小,二公里才有1米高差。在这种滩面上拍岸浪显然不能形成,故泥滩的作用力是以潮流为主的。浅海波浪经过广大滩面时,消能甚大,到海岸已成无能力状态。滩外才有波浪作用。故又称为潮汐海滩,它下部为粉砂细砂层,上部为泥层(3米以内)构成。

靠近河口地区,那里有大量泥沙供应,鸭绿江口的强大泥沙流把辽东半岛东侧的海湾淤积,形成泥滩,阔可达10公里,直达旅大半岛。珠江口外,泥滩发育在西侧,澳门、三灶等岛都先后连及陆地。但香港仍保持了九米深的航路,这也由于珠江口泥沙流受东向风吹向流所致,影响到广海湾、那扶溺谷,直到阳江。沿岸港湾消灭,如南水岛北“浪白港”是16世纪著名海港,今已为泥滩所在。南水已不是岛屿,即因海滩不断生长所致。

泥滩地形特征及其形成

泥滩地形特征有三:一是主要物质由淤泥组成,二是滩面平坦、坡降很小,三是滩面地形分化按高程可分出湿地、滩面和水下泥滩。这些特征和泥滩形成动力条件相适应。

南海沿岸3级风即能使5米以内浅滩水搅浊,5级风即可使滩面水色变黄。由珠江口到那扶沿岸浅水区底常有半悬浮状浮泥水层,厚达1—2米。只要有静水地点即可不断沉积,形成滩地。并藉水底异重流,滩面碎波作用的广泛性,进退潮流堆积和侵蚀,形成平缓广大滩面,渤海湾滩面比降即达0.0005。故在潮汐明显海区,泥滩广达10公里。平坦滩面形成后,地形有一定稳定性。因为涨潮时,平坦滩面上波浪不易破碎,使波浪动能在滩面上长久保留。滩面各处波浪大致相同,使水中泥沙常多,易为潮流涨退带走或加积。如涨潮力强时,又遇大风,泥沙可大量堆高滩面,代替了波浪的作用。

在我国沿岸泥滩可以分开两种类型来论述,即一为内湾发育的近岸泥滩,一为沿岸发育的广大泥滩。

内湾发育的近岸泥滩

新近形成的泥滩多在目前大河口区,例如珠江口西侧沿岸百公里内的泥滩即属本类。

珠江每年泥沙入海达1亿吨多(三江合计也达7600万吨,化学径流2947万吨)。在

河口外受东向风、潮流影响，黄色水流沿荷包和大襟岛北部到铜鼓山前黄色“淡水皮”和蓝色海水分界清楚，沿岸水底有浮泥层 50—100 厘米，易为波浪及潮流带走。滩面由于退潮出露，因而压实较紧密，有利于抗蚀，加积更快。尤以滩地上粘粒沉积后更易粘固。这是泥滩演化为湿地主要原因之一。因此，在珠江口西侧的静风地区，如波影区（上、下川岛北部广海湾、春夏场北的海晏平原等）、背风区（海晏平原、十字门、南水北岸等）、海岸转折区（海晏平原、大小横琴的中心沟等）等，那里流速突然降低，即可沉淀细泥。如海晏平原那里又是静风区，又是波影区、又是海岸转处，故在 2—3 公里内，流速由 2 米秒以上，降到 0.5 米秒以下。所以这里几百年间就形成了广大的泥滩。因为对 0.01 的泥粒来说，要流速在 0.07 米秒以上才成。即较粗的 0.05 粉砂，侵蚀流速也要 0.28 米秒，而粘粒（0.001mm）更要达 3 米秒才能冲刷。所以，泥滩形成后，地形即相当稳定，即泥粒有进无出。故静风或波影区中每能形成大片泥滩，滩面比降也达 0.0002。

在珠江口外泥滩由于涨潮时仍有相当水深，且海滩不广，故在滩外缘处波浪作用仍大。因此泥滩外围每有沙滩或沙泥滩分布。在粗粒物质来源不多地点，波浪可以把泥粒送近岸来。所以在滩面多有泥粒沉积，而远岸却为沙质滩面。这是破浪水流能把浊水送近岸边的结果。这种沉积物分布形式正和沙滩相反。沙滩近岸是粗的物质，深水处才是淤泥堆积。风浪对滩面加积作用以大风浪时为显明。因此，台风大浪时，增水可达 2 米，且沿平缓坦面上冲力也很大，故台风涨潮大雨时，淤泥平原常淹没很深。直到沙堤顶部。例如在海晏平原西南部茭萼地方，一次台风平原淤积淤泥 1—2 市尺厚。故泥滩可以逐渐淤高至海平面以上 2 米多。滩面加高在大西南风时也很显明。在西南风时期中，渔民和养蚝工人都知道将带来大量泥沙，把蚝埋死，一次大西南风（5—6 级）滩面可堆高 3—15 厘米，蚝场最忌西南风。这时要把蚝拔起，以免被埋。总之，由泥滩加高到由滩发展成为平原，风浪力量有很大作用。风浪作用方式除波浪的横向移动作用外，破浪后水流作用也很主要。如茭萼围东的警碑即载 1936 年七月初一台风浪破围后水流淹没平原的记载。广海平原淤泥数寸都是破浪水流带来。因此，在泥滩的发育上风浪和水流也起重要作用，而水流作用（包括涨退潮水流）更加突出。

潮流对泥滩发育是起了经常性作用。一般涨潮多属流急时短，退潮流慢而历时稍长，这是由于涨潮时受地形影响较大所致。如南海各湾，涨潮流速达 0.4 米秒。因此，常挟带大量淤泥冲上滩面。而在平潮期（涨退潮间）流速减到 0.05 米秒，虽然历时只有一小时左右（至少有半小时），却已足够使泥粒沉淀。退潮流慢，水面又不断下降，使滩面出露，有利于粘固，使退潮带走不多。滩面可不断加高、加阔。如果滩面阔度足以阻滞涨潮内伸，那时新滩面加高较快，会使沿岸湿地反而比新滩为低。尤以有人工堤围影响的淤泥平原为著。

地形特征上这一类型具体下列一些要点：

（1）潮滩

潮滩即指高低潮间泥滩带，一般称“光滩”或“白滩”，指它还未有植物生长，纯为潮流涨退冲淤之地，植物不易生存。因滩面水咸、泥浮、冲淤不停之故。由于泥粒胶结不紧，潮差又近 3 米，加上滩面不阔，使滩面上常产生很多潮沟，只有在广大内湾或岛屿隐蔽区才有大面积平坦台地般的泥滩分布，由珠江口外泥滩地形来看，泥滩每是口门外栏门沙，水深由 0—2 米，成为各门出海障碍。泥滩地形仍以潮沟为主，按大小可以分出两类潮沟，即：沥和潮沟，沥即一般退潮时的水道或潮流冲刷出来的大潮沟。

(2) 潮沟

潮沟有两种：一是和平原的排水沟相连，平原雨水由这里排出，并在滩面消失，或直接和沥相连。一是以沥为基准，发育在滩面的潮沟，这种潮沟较小，由退潮时流水集中沟中，流速较大，故能冲刷淤泥而形成潮沟，阔2—4米，发源于滩面，故不一定上连平原冲沟（土名为坑）。

滩面坡降由0.0005—0.0007。这面位于高潮面到低潮面之间，和水下平浅滩面形成浅滩两个较平地，高程为由-0.2米—1米之间，由于滩坡度太小，冲沟不易存在，积水反多，地表常有湿地。凹坑似为潮涨时波浪作用所致，如3级风时，即可产生0.3—0.4米波高的风浪，而滩面淤泥浮烂易被掀去成坑，短期来计，滩面仍不易堆高。如台风期或强西南风时，海水含泥沙比平时大6—10倍，但滩面仍可不见堆高，可见在波浪作用下仍有侵蚀作用。而在稍下蚝塘和其上的平原上，则可大大加高，平原水淹，加积数寸。蚝塘一次西南风可积3—15厘米，滩边犁沟每因滩面不广，水流四散入沥，故不易成系统树枝状潮沟，曲流也不如北方广大滩面的发育。

沥是一般指深水道而言，故进潮退潮都受它控制。涨潮时，潮水由沥溢出淹没滩面，使水流变慢，涨潮带来泥沙即沉淀滩面上，并在沥边可首先加高而成水下天然堤。潮退时，水流归沥，故退潮时沥中壅水，使滩面潮水流速减弱，泥沙也沉淀滩面。退水时沥中水急，每产生向岸环流，搅起的“泥浆水”，也可使沥旁有淤泥堆积。总之，沥的存在有加强滩面堆积作用，而在堆积盛行泥滩带，沥也变浅，甚至淤平，或断续分布滩中。

沥的变化在淤积期是趋向消灭的，例如南水和北水两岛间的沥，300年前为浪白港，舶满时数百艘，今只一涌，水深又浅。大小横琴岛间中心沟，东通十字门，300年前（明代）为出海必经水道，今日水深不及一米。中心沟两旁泥滩发育使中心沟水面反日变狭窄，如1946年，中心沟已不及泥滩广阔。1962年，退水时，推板可过。中心沟已消失于泥滩中。又如白藤海磨刀门外-2米沥在1946年还在。但在1960年作者在水退时已看不出沥形。由横琴两岛横过三灶岛可踏推板。三灶岛东侧深沥（-5米，1946），到1960年观察只有-2米，且长度缩短，由八公里减为一公里多，位置由横洲到三灶中间迁移向三灶岛边上。这是由于白藤堵海后，潮流加强，把白藤海滩很快加积，高于白藤内海，乃成滩地。转偏西的退潮使深沥向西偏近三灶岛缘。

沥的消失，表示淤积增加。潮沟不易发展，滩面变得很平。如白藤海在特大退潮时，可全部出露，表现飞机场般的平台地形。平台边缘直到浅水滩地之上，有如梯级。如珠江口外泥滩在东部以𧇲仔、路环东侧为界，南边以交杯沙外为界，过界后水深由1米降到5米。

河口咸淡水汇合是物理和化学沉积加强地点。但是由白藤堵海后，淡水来源少了，但海滩加高快于淡水堆积为主的时期。这就证明沉淀不是靠咸淡水交汇的作用。海滩具有明显的边界急坡，每被人认为是水下三角洲的前床地点。但由泥滩具有向陆倾斜逆坡，和叠置于珠江口-5米水下浅滩形态来看，如澳门𧇲仔东边泥滩边缘陡坡在1200米内由2米降到5米，加积在平坦的伶仃洋-5米平台上。大横琴和路环间的夹马口水道，潮浪顶托着泥滩的急坡，9米深沟即在其南，故这里泥滩和拦门沙相似。最后，滩面加高，速度也很惊人。如以明末十字门为帆船出入必经水道计算，即300年间，由3米水深淤到0—1米水深，每百年淤高一米。而在大海环（崖门东岸）的泥滩每年淤高更有2寸。白藤海淤高在沥处更有5年淤积3米之巨，每年达0.6米。

上述泥滩发育只是初期形态。因为珠江口外早期堆积地形为沙堤、海崖地形。当珠江三角洲大搞围田之后，大量泥沙才能带出口门外沉积，如按围田形成开始于宋代计，则泥滩迅速长成于沙滩之外当以近1,000年为主。今天泥滩更不少已知为近200—300年所成。故上述发育形态当为初期泥滩发育的形态。这一点也可以由泥滩在强潮区还未能充分形成来说明。如上述拦门沙性的泥滩也可以由于退潮流速大（如那扶溺谷陡门处达2.5米/秒），加上退潮历时又长，故滩面每被冲刷，如那扶溺谷的拦门泥滩在600年来，向海迁移了6—7公里。崖门、虎门外泥滩发育还不强烈都是这个原因。

（3）淤泥平原（湿地）

泥滩可由风浪、潮流加积变高，当高出高潮面时，出露时间加长，即成湿地。因此，在沙堤外每形成新的淤泥质平原。

淤泥平原因常出露地表，地下水位低些，有利于泥粒紧压、黏固，和海滩浮烂情况相反。如在北水岛北边淤泥平原上，表层50cm土层即已具有较黏固土层特性。但下面仍为稀烂淤泥状态，故土钻一到下层即会自动下沉。故新形成的淤泥平原行走时地有震动，不能用拖拉机开垦，开畦不能太深，只能利用50cm表土层。平原上常有盐生、湿生植物或草本（如芦苇、蒿、莞草、红树等）。因而部分已入于生物海岸地形范围。

淤泥平原高程多在1.5米以下，-0.2米以上。故大潮时可淹没，并引起强烈堆积。但要淤泥平原进一步成为海岸平原，必要接受更多的因素作用。

淤泥平原年代只有几百年，面积又不广大，和海岸平原有大片沙地不同（沙地在南海沿岸又叫沙荒）。故开垦时必要筑围堤保护。平原本身排水不良，故多沼泽、湿地、湖泊等。咸、潮、台风都易为害。目前本类平原多成为盐田和低田。组成物质以淤泥、腐殖质、蚝壳层、腐木层、沙层等为主。

珠江口外海晏平原山边是沙堤带，由海晏到汶村沙堤沿公路分布。沙堤带外才是淤泥平原，三百年前（明代）开为盐田。故今天仍有南灶、春夏场等名称。滩面泥粒粒径在0.01mm以下，地点也当溺谷口，使珠江口泥沙流到这里呈突然南北转折，因而造成了流速突降区，未转前流速达2米/秒，转后为0.4米/秒。故泥粒大量沉积，复有西南风浪横向推移加积滩面作用。故平原就在泥滩基础上迅速发展。陡门处溺谷海面广阔，在清代称陡门海（见新宁县志），可见百多年前海面比今天阔。据应秋甫（1962）根据盐场位置推测，600多年发展了六、七公里的海晏平原。因为当地一次台风过后，滩地上能堆高1—2市尺淤泥（菱藕围），黏固后又不易冲走（起动流速要在3米/秒）。如海晏南五丰围在乾隆年间建立，今距海已有四公里。即每百年伸展一公里。又据海晏平原古海岸在400年前是在吉甫一地计也每百年达一公里之数。即每年向海扩展10米以上。今天泥滩上也有一列红树滩已高及平原。林外泥滩更阔达1公里。

沿岸发育的泥滩

长期发育的泥滩以渤海和苏北为主要分布区。这里几千年来都是下沉的低洼的沉积区。因此，这里发育着世界最大的淤泥海滩。

长期发育的泥滩地形特征以平坦广大为特出。在渤海湾淤泥滩比降只有0.00002，一般在0.0005，粒径大部在0.05以下。在这种坦平滩上，波浪作用不能象初期发育泥滩那么有力，又不易形成大浪，海外大风浪也不能进入浅滩，碎浪也不易形成。因此，滩面波浪多为风浪性质，周期很短，易减低能量形成波纹。但风浪形成后又易于在滩面保存，搅起沙泥，

使滩面水层混浊。由是，泥滩泥粒迁移，不是以波浪作用为主，潮流最为重要的力量。潮流作用是泥滩上特别重要且方式也特殊的作用力。因为0.05mm颗粒只要在7—12厘米秒即可掀起，把泥粒迁移到很远海上，滩面也变得更平。如属黏粒（粒径0.001mm）胶结则滩面更不易被蚀而不断加积，因一般滩面退潮流速不会大于3米秒的。故泥滩一般是加积增高。大潮上涌又能越过滩面顶托河水，使河水倒流数十公里，有利于沙泥停积。海岸平原和泥滩间每不易清楚分开。如建有海堤，则两者分界较显。因海堤以外是潮水作用区，海堤以内是人工排灌区。总之，长期发育的泥滩基本上可以分为淤泥平原（湿地），泥滩和浅滩三部分。初期发育的泥滩每有明显外缘急坡，这里就不见了。但近岸较远岸为幼细的情况还有，表示海浪作用在远岸水较深处即较显明。

地形特征上有如下情况：

（1）**潮滩** 滩面一般可在5—10公里。由于潮流涨潮流速大（历时短），故能带来大量沙泥。且涨潮水深，溢淹滩面时受阻而易沉积。退潮流速慢（因历时长）而不易带走滩面的泥沙。如渤海湾淤泥滩涨潮只5小时，底层流速为54厘米秒。落潮7小时，流速是35厘米秒。故涨潮及平潮沉积的清水，退潮急速下降排走，故所带走沙泥不多，故滩面加积很快。如苏北南部海岸，群众有“每潮一分”的说法，并达高潮面以上。如苏北沿岸泥滩远离海岸数十公里仍可出露水面。沿岸湿地有每年向海推进100米之巨。淮河口二千年前本在淮阴，今已距海50—70公里。黄河夺淮由苏北出海后，沿海泥滩发育加速，沿岸航行到1291年后，大部转出东海，避开苏北浅滩区，以免风险。当然，苏北堆积强烈还和这里正当潮流的汇点有关。使涨潮流向都指向滩地，故在海外也能形成多片泥滩。并沿辐散潮流形成放射状沙地。

平坦的泥滩带内地形主要是潮沟和港汊。

潮沟在广大平坦滩面上产生，是由于退潮时大量水流全面下退时集中低处，形成较大流速，当超过7—12厘米秒时，即可冲走部分泥粒，使低处成沟。小沟汇成大沟，故潮沟呈树枝状系统。在强潮区，退潮海面较低，因而退潮水流较急，使潮沟可以有溯源侵蚀。据郭永盛（1962）记载，淤泥滩地潮沟上溯速度每分钟达40厘米。某些地区潮沟可以分为涨潮沟及退潮沟，有如在南方初期泥滩上所见。涨潮沟是涨潮流涌上滩面时分裂水流。当漫溢后汇合呈片状水流涌向高潮滩面。如遇大潮大风，水流加速，加上海面产生风浪，会形成侵蚀滩面环境，冲坏海堤。如苏北不少高潮滩面，即被冲蚀，使海岸每年后退达100米以上。这和黄河、长江沙泥不再流入有关，使强风高潮季节即受侵蚀。潮流侵蚀使滩形成一级级小崖，崖前常有泥块崩落。小崖可适应各个潮面，因潮面停留时间较长，有利侵蚀作用进行。退潮沟多为退潮水流经地点。如涨退潮流方向不同地区，即可成专门的退潮沟，这种沟系统方向与退潮方向相同。由于淤泥质滩面很稀烂，堆积又盛，故小潮沟地形也常变动，有时被淤泥填充而形变，甚至消失。在比较黏固滩面上，又每出现曲流地形和切断曲流颈地形，如西欧人对西欧泥滩上所描述的情况。甚至旧潮沟可以高出湿地滩面，因为潮水溢出潮沟时，环流作用可使潮沟两岸加高成天然堤。

港汊是在低潮面附近的地形，由于潮沟的汇集水量，到低潮处汇成巨大港汊，和南方初期发育泥滩的“沥”相似。波浪、潮流作用在这里均很活跃，并和河口相连，因而成为泥滩岸中港口、渔港建立的地点。

（2）**水下浅滩** 在低潮面以下浅滩，由于水深较大，又经常在水下，波浪和潮流作用显明，故多为粉砂质颗粒，已有沙泥滩发育，有时可有水下砂堤产生。细泥多被风浪、潮流

流推移近岸滩面上沉积。

(3) **淤泥平原** 泥滩加积后,即可向湿地平原演化。利用潮间带的绿色苔藓可认出平原与滩地分界。利用湿生、咸生到没有植被来指示成陆的新旧关系。因为一般滩面和潮沟都不会长上很多的植物的。湿生植物又表示这是脱咸已久的平原部分。

由于潮流运送沙泥愈近海岸愈强,加积愈高,使湿地有倾向内陆和倾向海两种相反地势。一般逆坡湿地外缘多有潮水冲蚀小崖分开平原及滩地。植被群落渐变性也中断了。潮沟可分成两个相反流向的系统,有似分水岭隔开。而不具逆坡的湿地则常以人工堤为界。湿地上仍可有沼泽、干泻湖等地形。

湿地上的潮沟易被涨落潮流环流填高两岸。因此,潮沟反而高出湿地,如在德国湿地上不少旧潮沟成为湿地上建筑房屋及道路地点。

未开垦湿地一般不是平坦的平原,而每有许多凹坑、积水地,表示泥滩面加高时的不均匀性。只有开成水田、田地、盐田时,才整平田地,呈平坦平原状态。湿地上植物群落形成泥炭对地形也起主要作用,即属生物地形范围。泥炭堆积对湿地演变成为海岸平原(阶地式平原)有特殊意义。

II. 沙滩

在水深较大地区,海滩上波浪作用大于潮流作用。如泥滩在低潮面下水下浅滩,即以粉砂为多。沙堆地形渐显。如沿岸粗大物质流入时,更易形成沙滩。例如在渤海湾的泥滩区内,由于黄河改道入淮,渤海湾海河沙粒多些,就可以在粉砂淤泥岸上形成贝壳沙堤。在水下浅滩也有水下沙堤形成。又如在岩岸区的港湾海岸,由于岬角侵蚀下来的岩屑,为波浪搬运到湾头内部堆成沙滩,如香港、九龙等港湾。

沙滩一般由细砂所成,故比泥滩略陡,滩面斜度多在1:40以下。沙子粒径一般在0.05 mm以上,但很少在2 mm以上的,故易为波浪流水推向岸边。或被回流带回浅水区。加阔滩面。沙滩较平坦。砾岸较陡,因砾石堆积有一定的镶嵌构造,也能抵抗较大浪波冲击(包括进流和回流),故岸滩坡度可达1:10。

沙子在被波浪冲起后,成悬浮或半悬浮状态存在水层中,故迁移方式即以悬移或推移为主,沉淀也较快(一个波周期内)。因之,沙子在海岸沉积也有相当广阔范围。可以在几百米或上千米浅水中迁移和堆积着,形成广阔沙滩,它与岸上风沙以推移为主不同。

沙滩地形受波浪影响也很大。波浪变形强烈,波浪破碎后,再前进,再破碎。滩面水流因此有进流有退流,非常乱动,和深水海岸波浪集中沿岸及岬角情况不同。潮汐影响只有间接性质。在水下沙滩又因波浪常易变形而形成垅状小脊。

沙滩地形分出三段。1.水下浅滩,2.沙滩,3.沙地。

(1) **水下浅滩** 水下滩地指波浪开始破碎地段。这里地形以水下沙堤为特色。波浪破碎开始于0.2波长处,当水深和波高一致时($2h=H$)开始翻卷,波高大降,波浪带来沙泥于此沉积。因此,如果滩面条件均一,沙泥可在这里集中沉积形成水下沙堤。但具体如何形成堤状,则有以为破浪时翻跌下来水头可以在浅水处掘成凹坑,掘起沙泥即堆于凹坑两旁形成沙脊。而有人认为砂脊是由卷起沙泥在半悬移状态下,因沉积时迁移距离与掀起高程有关,引起颗粒不均匀堆积所起。下沉速度不同也能使堆积物迁移距离不同,故在沙波发生后,涡动扬卷沙泥的迁移将按正向迁移沙泥量的总行距和负向迁移沙泥量总行距的差数而定。如M为沙泥质量, S为沙泥行程,则 $\sum(M \cdot \vec{S}) > 0$ 向岸迁移, $\sum(M \cdot \vec{S}) < 0$ 沙泥向海迁移,如不规

则迁移即可发生沙脊和凹槽（沙槽），这在3—5米浅水中最显著。因在这一带中大风浪时常使沙泥作节奏性迁移，而不似深水区的总向海外迁移，形成水下堆积台地。因此，沙子在沙滩面上沉积强度，在水下浅滩部分并不弱，尤以有水下沙堤发育地区。

大风浪对沿岸有侵蚀作用，但侵蚀下来的沙泥却又堆积在浅水带中，因而一次大风浪后，水下沙滩有整个加高的趋势，使沙滩变浅。而在水下沙堤处则又可加积变高。例如在南海汕尾港外新港村前水下沙堤，由不碍舟行到形成浪花带，阔度为一、二十米，扩到二、三十米，只要三、四十年。

当破浪后形成的较小波浪再破碎时，即可产生第二条水下沙堤。而在南海所见，水下沙堤前的波浪多已减弱，不易再形成一系列浪波继续前进。即有之，但势力已难形成第二水下沙堤。故我们认为二条水下沙堤是适应高低潮海面结果。因波浪破碎带水深大致相同，而这两个潮面稳定时间也相当长，有利于水下沙堤的沉积。目前沿岸新生沙堤是由水下沙堤迁移上来的论据还不足。例如在海南岛所见的栏湾水下沙堤升出水面后，形成了栏湾沙堤，但位置仍未改变。水下沙滩可按波浪作用形式分为常风吹拂成的溢涌波的平坦活宽滩面，这里破波线有二、三度，沙粒向岸渐由粗变小。另一为滩面不断加高，因沙子不断由海向陆推移。如为掀落破浪作用，滩面每转狭窄，并每有沙槽发生，即滩面常被掘深。

（2）沙滩 沙滩指潮间带沙滩而言，即低潮时常露出水面的一段。沙滩一般是具有向海倾斜和缓面和较陡向陆面。但通常由于向陆面不存在，如靠山、靠陆地时只有向海斜坡。这也是相当稳定的地形。

向海斜面是迎浪面，波浪能量大量消失在这里。是悬移及推移质活动面。故滩面斜度受组成物质影响，砾滩坡度可达 30° （Guilcher介绍摩洛哥海岸），沙滩只有 11° 。但一般沙滩面有良好分选，故坡度常变。如下部沙子突然变小，上部多为砾石、粗沙分布等。靠近碎屑源地较粗，如岬角为角砾，到湾内磨选成砂。低潮面附近如果波浪作用力不强也可以有角砾存在。高潮风浪带处则每有标准海成卵石形成，状如小棒的海卵石，成行成串横列沙滩上，表示海浪边线的形态。一般磨圆度（ $2r$ （主要面最小曲率半径）和 L （卵石长度）之比）比水成卵石要高。扁平度（卵石长度加宽度和厚度二倍之比， $L+b/2E$ ）也大些。有些海卵石且呈覆瓦构造（或称超复排列）。故沙滩上一行行粗细物质相间排列表示潮退后的情况。由于沙子变细，故海滩下部坡度也变缓。上部堆积较粗，一般较陡。

在向海较陡沙滩上也有由于波浪作用形成若干小地形：如沙脊、沙槽、沙箭等。波痕也普遍存在。

向海面的较陡沙滩地形，以沙脊平行相间着沙槽的构造为常见。这是高潮滩面水淹时掀落破浪作用的结果。沙脊宽1—3米，高半米以下（特殊的可在1米以上）。低潮时才出露，且每为潮沟切割。沙脊形成是不稳定的，高潮面时，可被波浪推平。生成原因是由于在滩上部波浪卷翻处的浪蚀作用所致。卷翻跌落的水头，可以把沙滩上的沙子掘起，推向滩前或滩后，形成沙槽。这种凹槽是游泳者最危险的地方，不会游泳者即会被没顶。因沙槽水深有达1米以上，且可直迫海岸。因此，在退潮快的海岸上，凹槽和两侧堆起的沙脊可以保存它的形态，并在下方再不断形成。使整个潮滩上形成多条沙脊和凹槽相间组成。

在沙滩上部常见有三角形沙箭堆积。这是沙子受斜交海岸波浪推移的堆积结果。三角形小沙岬突出海滩上，有时小岬角尖形如箭头，故名“沙箭”。沙箭一侧为向波坡，背面（内侧）为堆积坡。一般沙箭多为较粗颗粒堆积，小岬角的小三角港内（1—3米深）有一半背

浪，另一半迎浪。由于波浪沿退潮时进行堆积，所以沙箭可以有几层。分布沙滩上，表示在退潮时不断形成。

在沙滩上沙波痕是很常见的。沙波发生和水面波动相应。因在浅水处；水面波动可反映到水底沙层表面上，在波浪振动而形成了两坡对称的波痕，尖峰缓谷。沙痕长轴多迎主要风向和波向。表示着两介质相邻接时，运动着时其摩擦最小的面是一个均衡弧形对称曲面，而不是一个平面。所以沙波多发生在比较固定性质的振动水域。如果振动方向随风向急速改变后，沙波可以形成方格状，菱形等形态。但在水流转变大水域中，沙波即难于形成，当水质点振动不匀时，如在流动水层中振动，由沙子能被流水带动，如沿沙波迎流面上移，跌入沙波的波谷去，就会产生由动力不同而形成不对称两坡，即“不对称沙波”。沙波顶部又可由沙子被带走而呈峰园谷缓形态。一般急坡方向是向着流水下游，故可表示水流方向及泥沙运输方向。在沙波谷处每因环流而产生掘起侵蚀，把沙子推上向流面，使沙波面加积，使沙波呈不对称性（即 Gilbert 称反沙丘）。

上述地形改变很快，因为一次大风浪来后，沙滩被破坏了，即使在静风期，一次潮汐后也会发生淤积，沉积物会把这些小地形埋藏起来，在表层再形成新地形。但是在沙滩背面却很少形成上述小地形的，只有沙波例外。

整个沙滩的剖面来看是二个不对称的斜面组成：向海和缓压紧迎浪面和较陡堆积松疏背海面。沙滩顶部有时具有明显的分界脊，脊前（向海）为一缓坡，脊后是一小崖，崖坡较陡，表示波浪推来物质静止沉积时的重力为主堆积坡度。因为高潮大浪，海水上冲滩面时，可越过滩脊，流入背海面的。

背海面由于海水在滩面前进时，已大量渗漏而减少，加上上冲时和重力相反，故一般滩面是加积的。即越近上部愈易堆积，过滩脊后呈静止堆积状态，故整个海滩剖面呈上凸形。尤其是以砾滩为明显，因为沿途漏水太多，回流又不存在。但从局部小地形看，背海面一带可以有潮流、风浪所成的潮流、浪成三角洲（一称海成堆积扇），并有规模不大的潮沟分割。在南海沿岸滩背面三角洲只有1—2百米半径的大小。

沙滩在潮汐明显海区又每有在凸形剖面中产生凹形剖面的海滨地点。例如整个大海滩是呈上凸形曲线。但在风浪经常作用着的海边，那里由于滨浪冲击海岸沙滩一部，使沙滩边沿产生浪蚀小崖。因此，这一段剖面是上凹形。所以在强潮区沙滩每有沙丘状的滩地，但陡崖向海和风沙区沙丘相反。如果小海崖不断后退，沙滩可以形成向岸逆坡滩地，表示沙滩被海浪侵蚀形态。

沙滩如果向海迎浪坡有陡崖，背海坡也有陡坡形成时，沙滩剖面则呈平台状态。这种平台状沙滩在南海沿岸不少。故海滩上每每有高度不等的形态不明显的小台地状地形产生。崖高1—2米，且不断变形。美国海岸护理局把它作为海滩上的典型地形之一。

沙滩如果在山边或陆地边缘发育时，沙滩不会发育出两个斜面。因为背海坡不能发育。这时，只有迎浪缓坡面形成。这种沙滩发育也很特殊，即风力作用不断参加，把沙子吹起再堆积成沙坡。沙滩沙子不断被吹到高处，形成了“飞沙地”，形成了一个锥形堆积的沙滩，可以高达40米，所成沙堆坡度可达 25° — 65° 之陡。

(3) 沙地 沙滩可以由于风浪不断加积而加高，形成了常常露出海面的广大高位沙滩。例如在南海沿岸不少沙地只有在台风时潮洪并作才受海水淹没，平常不易受淹。这种沙滩已和海岸平原相混，不易分清。并且由于风沙移动，埋没村庄、田地，形成荒凉沙地，故又称

“沙荒”。这种沙地主要由沙滩演变而来。

沙地形成一种是由沙堤直接受风浪冲击破碎形成。另一种是由沙滩的堆高即可成立。前一种情况如罗章仁(1962)报导过：抗战时，一次暴风浪把上川岛高出水面数米的沙堤全部展平，直到现在尚为高位沙滩。第二种情况如陆丰乌坎沙荒，沿岸沙堤不很明显。而许多地点又见高位沙滩，受台风吹蚀，加积于平原和泻湖中。例如在乌坎海边，一次七级大风，即能把沙堤后泻湖低地番薯地的表层3寸细沙，全部吹走。黄镇国(1962)曾报告过广东沙荒达11万亩，陆丰乌坎麻路村在1941年地图上还有，今已消失。又如电白县1927年一次风沙埋没了油寮村、东路村二村，成了个大沙丘，解放前二、三十年间，风沙掩村38个，蚀去4,300亩田。群众把沙堤称为“沙田毒龙”。但解放后种上木麻黄后，沙荒成为林带。

沙地沙子结构和组成比沿岸沙堤和沙滩沙子要细小和均匀。这就充分说明是风选作用的结果。沙地贝壳很少。且呈大面积均匀分布。颜色也很一致。如南海沿岸沙地表层多为白色粉砂和细砂(0.1—0.25mm)。

沙滩平面形态一般多呈圆弧形，以适应各方波浪来向，主要强风风向。因为在湾内波浪每呈扩散辐射状向沿岸推进，故波峰线每呈圆弧形不断向湾内播传，引起沿岸沉积物和弧形波峰线相一致，使泥沙能与波向线垂直，颗粒只呈横向推移，加积扩大滩面。如在封闭水域，这一现象更明显，例如太湖南岸，即迎北向风（包括西北、东北风）而呈半圆形。使整个沿岸都产生大致相同的水动力环境。O. Evans 于1941年也指出密执安湖的轮廓近乎椭圆形。曾科维奇(1952)也说长形水域也可分解为几个近圆形的海岸形态，都属同一看法。

（二）砂堤（一名沙栏）

在海滩后方常见有沙堤形成。这是沿岸高起的条状砂堆，它是大风浪打上岸边来的堆积。沙堤可以说是海岸线所在地的证据。但是一条条沙堤又可不断生成，并组成一大片沙堤带，表示海岸线向海伸展。沙堤带往往受台风雨、强风的夷平，形成了沙地。沙荒上可以有沙滩、沙丘发育。

沙堤沙砾一般尚未胶结，颗粒直径在0.1mm以上居多。泥粒很少，石砾常见，故称沙堤。沙堤沿湾分布，可以形成数十公里的长堤状，使海岸线变得平直。在南海沿岸港湾内，沙堤每有2—4列，多的十多条。颗粒物质大多在0.05mm以上，海滩坡度在0.01以下等地形特色。

沙堤又是海岸平原的边缘所在。例如广州东南七星岗处有沙堤存在，即知这里是入于海岸平原范围，虽然今天这里距海已达50公里。阳江三角洲内部近山丘区也有古沙堤，今亦距离海岸7公里。在华北沿天津东面平坦淤泥质海岸区也有三条古贝壳沙堤，由大清河伸到黄河三角洲。在山东半岛由成山到马山间的海湾，也有好例，在张家庄以北河川下游，已为沙堤发育封锁，河口阻塞成湖。张家庄南的沙堤又在马山江的海湾口发育，形成一条栏湾堤坝（见附图一），把马山江湾变成泻湖。由成山流下河川不能穿沙堤出海。只能沿沙堤后方，平行海岸流入马山江中。又如在北美洲墨西哥湾沿岸和大西洋沿岸由维拉·克鲁斯到佛罗里达总有2,500公里长。这里沿岸泥沙多、水浅，迎风，故形成世界最长的沙堤。西非几内亚湾（由麦喀隆到利比利里1,800公里）、索马里沿岸、印度东岸（由喀里加尔到恒河三角洲1,300公里）都很发达。内海如里海北部、黑海东部、亚速海、海湾如加里福尼亚湾东边、阿得里阿海、波河西侧都有长大沙堤分布。

由分布看,沙堤多分布在浅水区,故湾内和海岸平原边缘最易发生。如果砂堤离岸发育时,就形成一种沙堤后方有泻湖的沙堤泻湖岸。例如海南岛东岸由于沙堤孤立海上,沙堤后的港湾便形成泻湖,巨大的港湾今天还被称为“小海”。墨西哥湾北岸的泻湖沙堤区的泻湖,长达100公里以上(如马德罗泻湖)。

从地域来看,在温带北部的上升冰碛平原区,如丹麦西岸、波罗的海南岸、苏联远东省北部、阿拉斯加等地,因有松散冰碛物供应,容易产生沙堤。在三角洲外围、大河口外也因沙泥供应充足而易于生长,如韩江三角洲、南渡河三角洲、尼罗河三角洲、多脑河三角洲都有沙堤包绕起来。拉巴拉它河口、台湾浊水溪河口、波河口等河口也以沙堤发育称著。三角洲的地形分类,有以有沙堤包绕和无沙堤包绕为分类依据的(图三、四)。

砂堤的成因分类

(1) 湾内沙堤(图二)

砂堤形成要水浅条件。因为如果海岸坡度大于砂子堆积静止角就没有海岸堆积地形。如在珠江口万山群岛、香港不少湾内所见。那里只有三角湾、三角港等地形,深入内陆海湾,如河谷形态的陀罗水道末端也只有海滩一狭带,沙堤不见,坡度达 20° 的岬角每成拍岸浪冲击区,所以岬角区不见沙堤发生。但是在和波浪线斜交的海岸上,波峰线和海岸线平行,却大大有利于沙堤的形成,人们常见湾内有弧形沿湾岸发育的沙堤也正是这种原因。沿岬角两侧的拍岸浪,使沙子在海岸作顺进流和退流的锯齿式的纵向迁移,形成了自岬角向湾内流动的沉积物流。如在金星门外小海湾中,岬角为伟晶花岗岩所成,在热带环境下,长石易于水解而溶蚀,矿物晶体间间隙也因盐水结晶而裂解,强烈阳光和暴雨冷却形成岩体的裂隙和矿物结晶间的解体。裂隙被波浪打击时,隙中空气的胀压作用,可以使岩石碎裂和被拔出。因此,结晶岩岸在本区是易受浪和溶蚀所分解,形成角砾。但当被波浪搬运十米以外的沙滩上,角砾已有明显磨圆,颗粒由 $2-3\text{ cm}$ 变为直径 $5-10\text{ mm}$ 。到离岬角50米的小湾中心部分沙滩上,颗粒直径变为大部在 3 mm 以下的粗砂和细砂。沙滩已增阔到 $10-20\text{ m}$,滩面坡度在 15° 以下。小地形上已有“滨后台地”式堆积,表示对沙堤形成已有较好条件。大鹏湾顶盐灶附近,本为断层海岸。第三纪末所成山地,高耸于第四纪初期形成台地上,挺直海岸直临海边,但由于山里暴流和山坡散流堆积,沿岸堆积面和洪积扇有所发育,使海湾变浅、沙泥供应又多,故成立了三道沙堤。甚至在台湾东北大断崖海岸线上,宜兰浊水溪也能在三角湾中填充成平原,使迎东北向强风的平原前缘也发生了二、三条栏湾沙堤。由于沙堤的不断形成又能使海岸平原不断扩大。如台山广海平原即由四条沙堤和沙堤间干泻湖所组成。海南岛南岸面临南海,广大沙质海岸平原也是由沙堤群和干涸了的泻湖形成的。

广海权手湾沙堤多钾长石,浪遮重沙矿沙堤,铜鼓山含锡沙堤等,都是来自附近山地所致。但沙子迁移在湾内集中到湾底,因为波浪入湾时,部分波浪折射集中岬角,故进入湾内波浪便形成了辐散状态,能量降低,尤以湾顶大量沙砾,到此沉积不动。故沙堤形成也以湾顶浅水区最有利。

沙堤形成的动力主要是横向运动。横向运动以台风浪力量最大,如大鹏湾内盐灶沙堤在一次台风后能整条变形,在上川岛东沙堤特高,这里也是强台风吹袭,因为台风时沙堤前增水可达二米以上,如担竿岛台风浪可达10米平台上。

沙滩和沙堤间有一过渡地形,这里以“滨后台地”为主要。这是大风浪和高潮时的堆积,阶地前缘常见沙子静止角所成的小崖,高2米以下,有时可有二、三级,参错分布。这

也是横向波浪作用所成。

纵向迁移一般由波向和海岸线夹角来定（即 φ 角）， φ 角为 45° 时迁移最快，输沙力最大。故如果沿岸沙泥众多时，即当沉积物流饱和时，大于 φ 或小于 φ 角地点都会发生沉积。当 $\varphi = 90^\circ$ 时，纵向迁移力最小。故一般沙滩发育海湾多有弧形的沙滩海岸线，适应传入湾内的波浪扩散现象，并使沙滩各部堆积加高，有利于形成沙堤。沙堤形成可以有两个方式，即大风浪时在沿岸形成沙堤，和在浅水处形成的沙堤。前者对沙堤的构造和扩阔加大起作用，而沙堤的基础和位置每是由水下沙堤加淤高出水而成。

在沿岸所成沙堤多为巨浪在沙滩上部堆积而成，例如在唐家湾北湾即见。在草甫湾侧，新沙堤直披覆在海岸沙堤之上。这里大沙堤被排水沟切开，也可见到这条大沙堤由四条沙堤堆叠而成，最内一度最高最大（6—8米），愈近海的愈低矮，可见这显然是五个时期风暴所成。五条沙堤都有相同的结构，即有向海斜倾构造层次，粗沙和沙砾交替胶结形成（沿岸新的还松散），表示沙层按沙堤表面的天然坡度加积。

沙堤间多有低平干泻湖低地分隔着。沙堤泻湖低地相间的排列说明沙堤不是同时生成。沙堤成立后，泻湖也多已填塞成陆，或成为“海成河”所在。如广海湾即以二条为一组，二组间即隔有低平洼地为小河所在。而在海南岛南部又有三条大沙堤和两个干泻湖相间排列，距离大致如一，即各有1—2公里。我们曾指出这是沙堤形成的“等距定则”。即沙堤形成是在一定的水深，一定的坡度下发生分选作用堆积而成。每条沙堤形成时，都具有大致相似的环境。所以，当第一条沙堤形成后，它的水下浅滩环境改变了，已无产生第二条沙堤的条件。但经过一段时期，海滩因堆积变浅（如有河沙或沿岸沉积物流供应等），波浪即可使浅滩物质再行分选，粗的向上推，细的往海送。于是在浅滩上又生长出第二条沙堤来，但已与第一条沙堤之间隔了一大片浅滩地了。如按一个波高处为浅水区破浪形成区，那么，每条沙堤相隔的距离大概为100—1000米间距。因波高通常在3米以内，故沙堤多发生在3米等深线范围之内。而沙堤距离则决于浅滩之比降，即当第一沙堤在浅滩上一个波高处开始形成后，要滩面再淤高到近一个高波处才能形成第二道沙堤。

湾内沙堤高度、阔度也和各海区海况相应。如唐家湾后湾受东风吹，又向珠江口，沙泥来源多，故两条沙堤高而阔（阔50米，高出海面10米以上），前湾背风，泥沙来源不丰，故二条沙堤低而小（阔30米，高出海面6—8米）。广海湾沙堤长大，而在杈手湾、沙栏湾却分布零碎，多低矮、短小、方向不一，即因湾内有较大河川出口。内陆沙堤每已有红土化作用，也有较固结特点，植被繁生。故与海滩上部新成立沙堤低矮，全为松沙堆成，没有植被生长情况不同。

沙堤形成风力作用是不能忽略。退潮时，上部沙滩已可乾出，随风起沙的。因沙滩上砂子多在0.1—0.5 mm范围，即每秒风速在1.5米—6米的风力，即可吹走。沙堤顶部草本也有被风沙埋没的。风沙沿滩面堆积上大陆的地形叫“风沙地”，可高达40米以上，不少沙堤也可由于风力吹蚀而展平，形成沙地，其上保留有不少风蚀洼地（四周高起的洼坑）、风蚀槽、风蚀土堆等小地形。由沙堤上部的交错层理结构也可说明风力堆积加高的过程，薄层细沙所成的交错层理，不含贝壳，又非静浪海面所能到达，正是风积层的构造。因此，我们曾把沙堤称为“风浪沙堤”。

重沙比重在2.85以上，不易随水半悬移迁到远方。但每随大风浪积集沙堤中部以下，如钦铁砂成层厚达50公分的黑色层，因石英、长石细粒易被风吹走，独居石和锆英石也多在沙

堤结集, 由它颗粒多在 $0.1-0.5\text{ mm}$, 看来, 也是高浪冲击富集的。因为退浪流速小, 沙滩多为显著变小的细砂堆积, -6 米以下, 即很少有富集。沙堤富集层在太平洋各海沿岸多属中砂组成, 最富集在 2 米以上, 最高可至 8 米。

在陆地上升时, 使沙堤群产生越在内陆一条愈高的论点。反之, 下沉地区内陆沙堤最低。如韩慕康指出天津贝壳堤已下沉了近四米, 这和华北平原下沉有关。但是我们认为沙堤是海岸动力地形, 又是松散堆积, 故变异很大。

目前海岸沙堤有些很高, 如南海沿岸有标高 30 米的大沙堤, 土名“沙冈”、“沙山”的, 也常被看成是海岸略为抬升的证据。且死沙堤每在平原上形成数米高的沙岗, 或已展平呈堆积台地状, 又和高浪平台并存, 故不少文献列为上升沙堤。当然, 轻微的升降在南海海岸是存在的。但如只把沙堤高度和台地联起来对比, 说成是同一上升面时就不妥当。因沙堤是堆积地形, 海岸地形和陆成侵蚀地形不宜对比, 因沙堤高度不能代表古海面。

(2) 海岸沙堤

在开旷浅平海岸上, 可以发育规模巨大的沙堤, 这比湾内沙堤为长大, 且可在粉沙淤泥质海岸, 如渤海湾边发育, 长达 100 公里以上, 也可在山地海岸, 如海南岛东岸发育, 长达 100 公里以上。在三角洲和大河口也同样发生, 而在平坦海岸边上每成为巨大的沙堤地形。故不少学者认为这类沙堤和海面升降有关。有些砂堤可以由砾块, 甚至巨卵石所成, 如在万山群岛中亦可见到, 构成砾堤卵石直径有达 30 cm 。

海岸沙堤后方每有泻湖存在, 故形成沙堤泻湖岸。台湾西南平原海岸也是沙堤泻湖岸, 泻湖已被开成高雄港, 沙堤形成并不巩固, 台风期常被冲断, 要植林加固。

沙堤形成仍为波浪分选浅水区沙泥堆成。例如在渤海湾岸, 本为粉沙淤泥质滩地, 但由于黄河改道后, 泥粒少了, 因而有利于海滩坡度变大(超过 $1/1000$), 波浪作用可以在暴风期把贝壳堆上海边, 形成杂有大量贝壳的砾堤。当黄河再次流入渤海时, 贝壳沙堤消失, 泥滩发育, 要黄河再南移后, 沙砾堤才再次形成。计由天津以东凡三条高出平地 $1-3$ 米的贝壳堤。

沙堤横封海湾形成泻湖, 表示沙堤是以横向波浪作用为主要力量。例如粤东浪遮角处的白沙湖即为沙堤封闭的小海湾。只有台风期才能打开暂时缺口。南海沿岸泻湖多为 $5-8$ 米深, 表示大浪掀沙的深度。因此, 长大沙堤的发育使海岸线条件或环境变得更加一致性, 虽然在泻湖内可以保留了复杂的古海岸地形。

海岸沙堤可呈直线伸延的。突出点多为沙泥来源地点, 如河口、岬角地点, 不同于湾内沙堤。

海岸沙堤带每由成群高度不同的沙堤构成。自 Johnson (约翰逊) 以来, 不断被利用为海岸升降的判断证据, 但情况应与湾内沙堤相似, 即沙堤是动力地形。沙堤群形态可由环境来决定, 不一定要海面升降, 如老沙堤低矮, 新沙堤高大表示初期水浅, 波浪不大, 后期加强。如早期低沙堤是沙堤、泻湖相间, 新沙堤高大成片, 更表示后期供应充足(加快加多)。

沙堤当在暴风雨侵袭时可以产生缺口, 并把大量沙泥送入泻湖来堆积。但风浪缺口不固定, 成立后又很快在波浪作用下填平, 使泻湖沿沙堤边缘有不少较小的扇形堆积体存在。但泻湖口内, 因当高潮涨入处, 大量来沙入到波平浪静的泻湖内, 又因泻湖面一般略高于海面, 潮差变小, 水体流动不强, 故大量来沙沿潮水涨入沟四散堆积, 形成潮汐三角洲, 加高泻湖口岸。泻湖口只有受退潮冲刷才能维持, 不致被沙堤封塞。