

高等学校教学用书

现 代 沉 积

赵澄林 季汉成 编著

石 油 工 业 出 版 社

内 容 提 要

本书主要介绍了滦河、黄河、冀东、山东半岛、海南岛、云南、内蒙古、江苏、青海、西北地区及国外的河流、湖泊、三角洲、海湾等地貌特征及沉积作用，并附有现代沉积考察教学路线指导提纲。内容丰富、图文并茂。

本书除供沉积、勘探、油藏工程等专业使用外，还可供地质、地理、环境、旅游等科研人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

现代沉积/ 赵澄林, 季汉成编著 .
北京: 石油工业出版社, 1997.5
高等学校教学用书
ISBN 7 - 5021 - 1983 - 3

. 现...
. 赵... 季...
. 现代沉积物 - 沉积学 - 高等学校 - 教材
.P588.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(97)第 06459 号

石油工业出版社出版
(100011 北京安定门外安华里二区一号楼)
石油工业出版社印刷厂排版印刷
新华书店北京发行所发行

*

787 × 1092 毫米 16 开本 8 印张 1 插页 205 千字 印 1 - 2000
1997 年 5 月北京第 1 版 1997 年 5 月北京第 1 次印刷
ISBN 7 - 5021 - 1983 - 3/ TE·1669(课)
定价: 11.00 元

前 言

沉积学(Sedimentology)是本世纪 30 年代由沃德尔(Wadell.H.,1932)提出的一个术语,到如今,它已成为一门具有完整体系的地质学的分支学科,包括沉积物质成份的研究,沉积过程的研究,以及沉积作用和沉积环境的研究,其内容涉及物理学、化学、生物学、大气学、海洋学、湖泊学、冰川学、土壤学和地貌学等多种学科。

本书名称采用“现代沉积”具有双重意义,一是突出对现代沉积环境中各类松散沉积物观察和研究的重要性;二是强调对各类现代沉积物的物质成分、形成过程及其分布规律的研究已逐步成为广义沉积学中的一个独立分支。

对于石油地质工作者来说,主要是对沉积作用的产物,及由这种产物经成岩作用而形成的各种沉积岩的研究。石油生于沉积岩,也主要储存于沉积岩中,故各种沉积物在成岩变化过程中对油气的生成、运移和储集均起明显的控制作用。因此,研究沉积物原始物质的形成、搬运和沉积作用,对指导油气勘探和开发具有重要科学意义和实际意义。

基于对现代沉积重要性的认识,从 1975 年我们就为胜利油田的地质科技人员和我校高年级本科地质、物探、测井专业开设“现代沉积”课,并组织了每年至少一次赴山东日照—青岛黄海岸进行现代沉积考察已有 20 余年。之后又组织研究生、高级培训班和本科生赴冀东滦河、昌黎—山海关的渤海海岸进行多次现代沉积考察。我们还曾参加过云南滇池、洱海、抚仙湖、海南岛和连云港,以及整个渤海盆地周缘水系的现代沉积考察。这一切都基于现代沉积研究与油气的密切关系。早在 50 年代,美国各大学和石油公司就十分重视现代沉积考察和地面露头研究,并作为美国石油地质学家联合委员会(AAPG)的石油地质科技人员进行继续教育的课程内容,各大学和石油公司也都纳入发展计划。中国石油天然气总公司“七五”和“八五”重点科技攻关项目“中国油气储层评价研究”中都没有通过现代沉积和野外露头精细调查紧密结合建立地下储层地质模型的课题,例如“青海油砂山油田分流河道砂体精细地质模型研究”、“陕甘宁盆地河流砂体露头调查及地质知识库基础研究”等,都着眼于应用现代沉积和古代沉积的研究成果建立储层精细地质模型,实现储层表征(Reservoir Characterization)技术由定性向定量发展。主要研究技术路线是:地面露头调查(含现代沉积考察)、建筑结构分析(或结构成因单元分析)、砂体形态分布判定、内容参数及夹层的空间分布定量研究,从宏观到微观各级地质模型的建立,以及地质统计规律的数值化(通过制作软件),最后对井下资料进行精细岩石学和微相分析,进一步利用现代沉积和地面露头知识对井间砂体进行预测,建立地下储层预测模型。有的还利用地面露头调查或现代沉积研究资料与井下进行精细对比后,建立定量知识库,其内容包括:宽厚比、砂体分布面积比、泥岩分布规律以及砂体非均质参数等,这些内容对地下储层建模都有重要实用价值。当前国内都在摸索怎么利用现代沉积和露头剖面调查研究成果预测地下储层井间砂层组乃至较薄砂层的横向变化,为制作随机建模软件提供力求符合实际的原型模型。这项研究对我国东部高含水油田和西部致密储层的勘探、开发,乃至三次采油的实际意义重大。开设现代沉积课,进行精细现代沉积考察和露头建模研究,是培养地质、测井和物探多专业复合型人才的重要基础之一,也是“稳定东部、发展西部”,以及“九五”,乃至今后相当长时间内开展油气储层评价研究中的重要攻关课题。

按有关专业培养方案,本教材适用于综合勘探、油气地质与勘探、油藏工程和应用地球物理等专业本科生“现代沉积及考察”(讲授 20~30 学时,考察 1 周)和沉积学(含古地理学)、油气地质与勘探及有关专业研究生“现代沉积学”课(讲授 30 学时,考察 2 周)教学使用,考察路线和地点可按不同专业的学时和实际需要加以选择。本教材也可以作为油气地质与勘探、应用地球物理和油藏工程等在职科技人员培训的参考教材。

本书由赵澄林、季汉成在近 20 年来现代沉积考察、教学和科研的基础上通力合作编著而成。李玉梅和周劲松也参加了第 6、7、8 章初稿编写。值得指出的是,先后参加野外现代沉积考察和教学的还有朱筱敏、姜在兴、王贵文、王留奇、纪友亮、林承焰、迟元苓、朱毅秀、钱峥、马玉新、李淳、张春茹等。

衷心感谢刘孟慧和朱筱敏教授在百忙之中认真审阅了本书。也感谢石油工业出版社和石油大学(北京)教材建设委员会对教材出版的大力支持。

基于作者的经历和教学的学时,本书所涉及的现代沉积领域还十分有限。1979 年有幸在成都参加许靖华教授的“沉积学和板块构造”讲座,他以渊博的地质学、沉积学、古地理学和构造学等领域的知识,讲述世界上许多地方的现代沉积环境、沉积作用及个人身临其境的考察感受,引起了广大与会者的浓厚兴趣。即使这样,他还说,虽然已考察了 69 个国家的不同沉积环境,也只有考察过的地方才能讲得生动,介绍得深入,建立沉积模式才有把握。相比之下,我们在这方面的差距还很大,还应不断加强自身的考察实践,才能不断地提高《现代沉积》的教学水平。本书的问世,也只能起个抛砖引玉的作用,以应教学之急需。限于时间和水平,文中不当之处敬请指正。

赵澄林

石油大学沉积学(含古地理学)博士学科点

1996 年 6 月

目 录

绪 论.....	(1)
第一章 滦河冲积扇—河流沉积体系.....	(3)
第一节 滦河水系及滦河三角洲.....	(3)
一、辫状河段(迁西、迁安、滦县一带)	(4)
二、曲流河段(滦县至乐亭)	(9)
三、滦河三角洲段(乐亭至渤海).....	(14)
四、滦河三角洲相邻地区的海岸沉积.....	(15)
第二节 潮汐河口	(16)
一、戴河河口	(16)
二、赤土河河口.....	(17)
第三节 大石河水系及扇三角洲体系(石河水库至老龙头)	(17)
一、大石河冲积扇.....	(17)
二、辫状分支河道.....	(17)
三、冲积平原.....	(17)
四、扇三角洲.....	(18)
第二章 黄河及黄河三角洲	(20)
第一节 黄河河型及下游沉积作用	(20)
第二节 黄河河口及黄河三角洲的沉积作用	(20)
一、黄河口水动力条件.....	(20)
二、黄河三角洲沉积动力特征.....	(21)
三、黄河三角洲的沉积环境及其沉积物.....	(22)
四、黄河三角洲的演化.....	(25)
五、黄河三角洲的垂向沉积序列.....	(27)
第三章 冀东—辽西渤海海岸地貌特征和沉积体系	(28)
第一节 冀东渤海海岸地貌特征及沉积体系	(28)
一、昌黎南“七里海”障壁岛—泻湖—潮坪沉积体系.....	(28)
二、昌黎南“黄金海岸”无障壁砂质海岸沉积体系.....	(31)
三、北戴河金山嘴、鸽子窝的基岩侵蚀海岸及地貌特征	(31)
四、秦皇岛码头的海岸地貌特征及水动力条件.....	(33)
五、秦皇岛—山海关渤海海岸地貌特征及沉积体系.....	(33)
第二节 辽西渤海海岸地貌特征及沉积体系	(34)
一、燕山山前至海岸带的地貌特征及水系.....	(34)
二、辽西渤海海岸地貌特征及沉积体系.....	(38)
第四章 山东半岛海岸地貌特征及沉积体系	(43)
第一节 日照市黄海海岸地貌特征及沉积体系	(43)

一、日照涛雒河—付疃河潮汐河口体系及两者之间的沉积作用.....	(43)
二、日照一带砂质海岸及其沉积作用.....	(46)
三、石臼港码头一带基岩及海浪—潮汐的侵蚀作用.....	(49)
四、石臼港附近万平口泻湖(障壁岛—泻湖体系).....	(49)
第二节 青岛—崂山黄海海岸地貌特征及沉积体系	(49)
一、第一海滨浴场.....	(49)
二、栈桥.....	(49)
三、崂山.....	(50)
第三节 烟台—威海—荣城海岸地貌特征及沉积体系	(51)
一、烟台市的烟台山和芝罘湾.....	(51)
二、威海及威海湾.....	(51)
三、荣城和荣城湾及桑沟湾.....	(51)
四、蓬莱—长岛海岸地貌特征及沉积体系.....	(53)
第四节 江苏连云港黄海海岸地貌特征及沉积体系	(54)
一、以波浪作用为主的海岸及其沉积特征.....	(55)
二、以潮汐作用为主的海岸及其沉积特征.....	(55)
三、连云港海岸生物组合及其生态特征.....	(56)
第五章 海南岛碳酸盐海岸地貌特征及其沉积作用	(57)
第一节 三亚市及其邻近海域的沉积环境及沉积作用	(57)
一、三亚湾.....	(57)
二、天涯海角.....	(57)
三、鹿回头.....	(57)
四、大东海.....	(59)
五、牙龙湾.....	(59)
第二节 海南岛南端邻近海域的碳酸盐沉积环境及沉积作用	(60)
一、沉积物特征.....	(60)
二、碳酸盐沉积物的组分.....	(61)
三、沉积相.....	(61)
第三节 永兴岛周缘及碳酸盐沉积作用	(61)
第四节 海滩及海滩岩	(63)
第五节 海南岛和邻近海域的生物礁地貌特征及其形成作用	(65)
一、鹿回头岸礁.....	(65)
二、永兴岛台礁.....	(67)
三、永暑岛环礁.....	(67)
第六节 碳酸盐沉积与油气	(69)
第六章 西北地区的风成地貌和沉积作用	(70)
第一节 沙丘	(71)
一、横向沙丘.....	(71)
二、纵向沙丘.....	(72)
三、蜂巢状沙丘.....	(73)

四、沙堆.....	(73)
第二节 沙漠	(74)
第三节 砾漠	(75)
第四节 黄土	(75)
一、黄土地貌.....	(75)
二、黄土特征.....	(76)
三、黄土成因.....	(76)
四、分布.....	(76)
第五节 风成岩组合	(77)
第七章 西北地区的冲积地貌和沉积作用	(78)
第一节 冲积	(78)
一、下更新统冲积层.....	(78)
二、中更新统冲积层.....	(78)
三、上更新统冲积层.....	(79)
四、全新统冲积层.....	(79)
第二节 洪积	(79)
一、洪积物特点.....	(79)
二、洪积扇特点.....	(80)
三、洪积物分布.....	(81)
第三节 湖积	(83)
一、湖泊沉积特点.....	(83)
二、甘肃西部山间盆地湖积物分布.....	(84)
第四节 淤积	(84)
第五节 洪积、冲积粗(细)碎屑岩组合.....	(85)
第八章 西北地区的冰川地貌和沉积作用	(86)
第一节 中国现代冰川的分布及其地貌特征	(86)
一、冰蚀地貌.....	(86)
二、冰碛地貌.....	(86)
三、冰水堆积地貌.....	(86)
四、冰川地貌的分布.....	(89)
第二节 冰川沉积物	(90)
一、我国山岳冰川冰碛物的特征.....	(90)
二、甘肃冰碛物的分布.....	(90)
第三节 冰水堆积物	(91)
第四节 雪线	(91)
第五节 冰川沉积与冰碛岩有关的碎屑岩组合	(92)
第九章 国外现代沉积考察实例	(93)
第一节 加利福尼亚州旧金山砂质海岸地貌特征和沉积作用	(93)
第二节 得克萨斯州休斯敦加尔沃斯岛的障壁岛—泻湖沉积体系	(94)
第三节 墨西哥湾密西西比河三角洲及其沉积作用	(95)

第四节 佛罗里达州巴哈马台地、凯克斯碳酸盐台地地貌特征及沉积作用..... (96)

第五节 新泽西州大西洋城砂质海岸及地貌特征 (99)

第六节 纽约州长岛一带砂质海岸的沉积作用..... (100)

第十章 现代湖泊地貌特征和沉积体系..... (103)

第一节 云南断陷湖泊的地貌特征和沉积作用..... (103)

一、地质构造格局控制盆地的地貌特征和沉积体系 (103)

二、洱海断陷湖泊现代三角洲沉积体系 (104)

三、滇池断陷湖泊现代三角洲沉积体系 (105)

四、云南断陷湖泊沙体类型及其分布特点 (105)

第二节 内蒙古岱海湖盆的地貌特征和沉积体系..... (106)

一、岱海湖盆地貌特征和水文条件 (106)

二、岱海湖盆两岸三角洲沉积体系 (108)

第三节 江苏太湖地貌特征和沉积体系..... (110)

一、太湖的正常沉积作用 (110)

二、太湖的风生流和风暴流沉积作用 (110)

三、太湖的沉积特征及其分布 (110)

第四节 青海湖地貌特征和沉积体系..... (111)

一、青海湖的形成和构造演化 (111)

二、青海湖的沉积体系和沉积作用 (111)

三、一个可借鉴的现代内陆山间断陷湖盆沉积模型 (114)

现代沉积考察路线指导提纲..... (116)

一、滦河沉积体系 (116)

二、冀东渤海海岸地貌特征及沉积体系 (116)

三、山东半岛黄海海岸地貌特征及沉积体系 (116)

四、胶东半岛北缘海岸地貌特征及沉积体系 (117)

五、海南岛海岸及三亚地区现代沉积考察 (117)

六、昌平十三陵地区第四纪沉积物考察 (117)

主要参考文献..... (118)

绪 论

全书由十章组成，最后有一个现代沉积考察教学路线指导提纲。章节有大有小，内容充实程度有强有弱，也未完全按沉积体系先后顺序进行编排，这是考虑到不同学校教学实际需要、主次和基地建设情况而编排的。

第一章，滦河冲积扇—河流沉积体系是全书重点章节。滦河现代沉积体系驰名，国内外研究程度高，现象丰富，内容充实，是一条最适合现代沉积教学和考察的路线。现代滦河从中—上游的辫状河段至中下游的曲流河段，直至流入渤海形成建设性三角洲，构成一个完整的河流—三角洲沉积体系。文中较详细的介绍了各个考察点的教学内容。

本章还介绍了与滦河相邻的北戴河、赤土河，它们均为中—小型河流，由于海浪—潮汐能量大于河流能量，致使成为潮汐河口。

邻近万里长城起点山海关附近的大石河，是渤海海域周缘的一条近源、短源、具高能沉积特点的砾质河流，在其流入渤海的河口地带，仍可辨认出辫状河三角洲的沉积特点，从而构成由山前—冲积平原—海岸的狭窄地带上的一个典型的冲积扇—辫状河三角洲沉积体系。

第二章，黄河及黄河三角洲中简要介绍了在山东垦利黄河入海口处的地形、地貌、水动力条件及沉积作用情况。在现代河口处由于砂泥快速堆积，形成高建设性三角洲。但在其东南侧的广大地区则表现为强烈的海水侵蚀作用，据统计东营市莱洲湾一带海岸平均每年向陆后退 200m 左右，致使“湾子”越来越大，陆地越来越小。构成新河口的建设和老河口的破坏相互消长的两种作用。

第三章，冀东—辽西渤海海岸地貌特征和沉积体系内容充实、图文并茂。首先详细介绍了冀东渤海海岸昌黎县城南的“七里海”障壁岛—泻湖—潮坪沉积体系，其沉积骨架可以与国外教科书典型的障壁岛—泻湖沉积模式相媲美。对我国当前油气勘探中寻找海相碎屑岩大油气田来说，通过现代沉积考察增加这方面的知识具有重要现实意义。北戴河至山海关一带是避暑旅游胜地，风景秀丽，主要起因于砂质海滩和基岩岬角交相互映，不同地段的波浪—潮汐作用各有特点，也是考察海水侵蚀和搬运、沉积作用的良好场所。表 3 - 1 是作者经历多年，特别是 1993 ~ 1994 年野外现代沉积考察的成果总结，其对渤海周缘水系的划分和研究具有重要参考价值。

由山海关至锦州、营口一带的渤海海岸带近源、短源砂质河流众多，通过精细考察和研究所获的成果对深化认识辽河—渤海油区的第三系碎屑岩油气储层的分布、演变、含油气性分析和评价具有重要参考价值。

第四章，山东半岛海岸地貌特征及沉积体系是作用自 1975 年以来从事该地区现代沉积考察及教学的系统总结。图 4 - 1 全面地揭示了山东半岛南侧日照市一带黄海海岸的地形、地貌、沉积环境的分布和变化特点。付疃河—涛雒河均为潮汐河口，其间为开阔砂质海滩，是考察典型无障壁砂质海岸的良好场所。石臼港附近的万平口泻湖，是一个由海湾发育而成的障壁岛—泻湖沉积体系，与石臼港建港的基岩岬角相邻。山东半岛北侧的烟台—威海—荣城一带有绵延 1 000 ~ 2 000km 的海岸带，风景和名胜中外驰名。沿海岸线考察可见基岩海岸和堆积海岸的交替出现，如烟台市的烟台山和芝罘湾、威海的孔家疃半岛和威海湾、荣城

的成山头和荣城湾及桑沟湾。其中荣城湾具典型障壁岛—泻湖沉积体系的地形、地貌和水动力条件，由于该湾区砂细水清，环境优雅，每年 11 月左右，万余只大天鹅从西伯利亚、内蒙古等地成群结队，悄然降临在这里，构成了我国北方名符其实的天鹅湖。现代沉积考察可加深对环境保护的认识。本章还介绍了分布于渤海海峡庙岛群岛之中的长岛砾石海滩，其由高成熟度的洁白石英岩砾石组成；江苏连云港也滨临黄海，附近的海头湾砂质海岸和高公岛一带的潮坪海岸均为良好的现代沉积考察场所。

第五章，海南岛碳酸盐海岸地貌特征及其沉积作用是取自作者 1993 和 1995 年二次赴海南考察的总结。三亚市及其邻近的南海海域的三亚湾、榆林湾、亚龙湾和陵水湾等湾岸地区，分布于其中的含生屑砂质海滩平坦开阔，景色优美，加之名胜古迹，传奇故事众多，使得三亚市获得了“不是夏威夷，胜似夏威夷”的美称。根据作者考察经历，在我国众多的砂质海岸沉积中只有亚龙湾的海滩可以同美国纽纺附近著名的长岛海滩相比美。其特点是砂质洁白如玉，踏上去十分绵软，代表稳定大陆边缘的高成熟度石英砂沉积。本章还借鉴前人成果描述了西沙群岛中永兴岛周缘的碳酸盐沉积作用和南沙群岛中的永暑岛的环礁沉积作用。碳酸盐沉积与油气关系十分密切，故加强南海诸岛现代碳酸盐沉积考察和教学具有重要科学意义和现实意义。

第六、七、八章，西北地区的风成地貌和沉积作用、西北地区的冲积地貌和沉积作用和西北地区的冰川地貌和沉积作用主要取材于作者及研究生们近二三年在西部地区进行野外石油地质地面调查中所收集的第四系资料。精彩的素描主要取自于“野外地质素描”（蓝淇峰，1983）。风积、冰渍和冲积在我国西部十分发育，自然地理景观独特，是地质、沉积、地理学家等十分向往的地方。从这三章描述中读者可以对这三种现代沉积有进一步了解。

第九章，国外现代沉积考察实例是作者 1988 年赴美国教育考察期间，间或考察了加利福尼亚州旧金山一带滨临太平洋砂质海岸的地貌特征和沉积作用、得克萨斯州墨西哥湾休斯顿加尔沃斯顿岛的障壁岛—泻湖沉积体系、新泽西州大西洋城大西洋砂质海岸及其沉积作用，以及纽约州长岛一带砂质海岸的沉积作用等。百闻不如一见，增加了常见于美国沉积学教科书中一些沉积模式的感性认识。编写这章时也借鉴了一些外国文献、著作中的资料。乘飞机纵观美国本土时，俯视地表自然地理景观也深化了对该国沉积环境的了解，以此对比我国广大领土范围内自然地理景观也有不少启示。激发我们要重视环境保护的意识和如何加快发展我们西部的重要性，加强防砂造林进行国土整治是改变荒芜生态环境的重要举措。

第十章，现代湖泊地貌特征和沉积体系由于已出版的教材和文献介绍较多，本章仅选择了一些有代表性的实例，如云南的断陷湖盆、内蒙古的“岱海”、江苏的太湖、青海的青海湖作了概略性的介绍。今后应结合我国中—新生代湖泊沉积相和油气勘探，加强比较湖泊沉积学的研究。

“现代是解释过去的钥匙”已成为地质学家、沉积学家的共识。比较沉积学、现实主义和“将今论古”的方法论已深入到地壳表层研究的各个领域。

总之，近 20 年来，国内外在研究沉积物的成因、沉积环境、沉积相和沉积模式，以及沉积体系、沉积学的研究方法，沉积作用和构造演化之间的关系等方面都有了飞跃的发展。这主要应归功于大规模现代沉积的考察和研究，深海钻探计划和沙漠、冰川冻土研究计划的执行，以及大量钻探和地球物理勘探工作的进展，使沉积学发生了质的飞跃。

第一章 滦河冲积扇—河流沉积体系

第一节 滦河水系及滦河三角洲

滦河起源于冀北山区，北起沽源、围场县一带，由北西流向东南，全长 877km，流域 4.46 万 km^2 ，流经迁西—迁安—滦县—乐亭等，至姜各庄一带注入渤海。其上游支流河道以滦河为主，其次尚有饮马河、伊逊河、热河等，在承德市附近汇集成滦河。从内蒙至渤海沿途有 10 多条较大的支流，小型支流更多，如仅从迁西到迁安就有六条小的支流汇入滦河(图 1 - 1)。

图 1 - 1 滦河冲积扇—三角洲考察路线图

滦河的形成发育，与本区域的古构造、古地形、古气候等密切相关。从构造上说，滦河流域属于华北断块的冀鲁断块，基底为太古界和下元古界变质岩系（片岩、片麻岩、混合岩等），从晚元古代起，本区经历了多次的构造运动（基底断裂、差异升降、岩浆活动等）。其中北部地区为持续上升区，长期遭受剥蚀，为物源区。南部不断沉降，为沉积区。北升南降的构造活动形成了本区地形的基本轮廓，并控制着滦河的发展与演变。而一些活动性断裂，如昌黎—宁河断裂、安山—献县断裂、卢龙—滦县断裂、滦县—乐亭断裂等，控制着滦河冲积扇—三角洲的形成与发育。

滦河是一条多沙性中小型河流，季节性洪水为河流的主要补给水源，洪水期多在 7~8 月，年平均降雨 600~650mm，年平均径流量 151 亿 m^3 ，年平均输沙量为 2 450 万 t，少于黄河，但大于其它河流。在其入海口，海洋水动力对其沉积物再搬运、改造而形成多种类型海岸。在入海口，海洋水动力主要为潮汐和洋流。从东向西，七里海为不规则日潮，滦河口为混合潮，大清河为不规则半日潮，塘沽则为规则半日潮，潮差都小于 2m，为弱潮汐河口。这种潮汐利于滨外坝—泻湖沉积体系的发育，如七里海泻湖的形成与该类潮汐有关。除潮汐外，渤海环流对沿岸沉积物也有改造作用，同时，渤海是半封闭海湾，风的吹程较短，波浪与风向关系不明显，常风为南风，强风向北东方向。但波浪作用使沙泥沿岸发生运动，风浪季节为春、秋、冬，洪水季节在夏季。洪水季节河口表现为强烈的河流作用，大量沙泥堆积，三角洲进积，而在风暴季节，沙泥供应不足，风浪主要对先期堆积在河口的沉积物进行改造和再搬运，这种洪水季节与风浪季节不一致，使滦河三角洲发育滨外沙岛。

滦河发育于山区，经支流汇注大量砂砾质沉积物，在滦县一带出燕山山脉进入平原，形成以滦县为顶点的冲积扇—三角洲沉积体系，在出山口一带形成辫状河—冲积扇沉积，在入海一带形成曲流河—三角洲沉积，二者交错过渡，构成统一的沉积体系——冲积扇—三角洲沉积体系（图 1-2）。根据地貌及水文地质特点，滦河分为迁安县以上的上游支流河段，迁安至滦县间的中—上游辫状河流段，滦县至乐亭为下游曲流河段，乐亭以下则进入三角洲平原，发育分支河流，并向海方向延伸，形成朵状三角洲。

对于滦河来说，其流经区、入海口及入海口周围形成的海岸沉积地貌多样，沉积类型众多，加上可供考察研究的地点相对集中，是供教学和研究的良好场所。从中上游至入海处，可供考察和研究的内容很多，如河床形态有如下几种：辫状河床、曲流河床、顺直河床及网状河床（图 1-3）。从滦河水系的沉积类型来讲有：冲积扇、辫状河、曲流河、顺直河、网状河、波浪型三角洲等。河流的改道形成不同时期的冲积扇及废弃三角洲。在河流入海处形成多种类型的海岸沉积。

一、辫状河段（迁西、迁安、滦县一带）

大致在迁西、迁安一带属滦河的上游支流河段，迁安至滦县为辫状河段。

考察地点以迁安城西的迁安滦河大桥附近最佳。从迁安西行至张官营，可横穿发育于此地的辫状河水系（图 1-4）。

迁安西峡口至迁安滦河桥之间，滦河流经迁安盆地，发育了典型的辫状河床，其长度约 25km，中部迁安县城与张官营之间最宽，可达 4.5km，其上下游较窄，不足 1km。西峡口和迁安滦河大桥为辫状河的两个节点。在这里可考察到典型的砾质心滩沉积。

此考察点沉积地貌典型，站在滦河大桥上对滦河的地貌类型和特点可一览无余，可见心滩、分支河道、凹岸、凸岸、边滩、天然堤等。走至桥下，可考察现代滦河河道沉积物、心滩、边滩沉积物、天然堤沉积物及沉积物表面的各种沉积构造。在河漫滩及干涸的分支河道

图 1 - 2 滦河冲积扇分布图

(据大港油田、武汉地质学院，1985)

1—基岩山体；2—河流；3—水库；4—河流被袭夺后的风口；5—晚更新世早期滦河冲积扇
6—晚更新世晚期滦河冲积扇；7—冰期后滦河冲积扇；8—现代滨海沉积界线；9—冲积扇界
线；10—推测的冲积扇界线；11—冲积扇与三角洲岩相界线；12—冲积扇与三角洲推测岩相界线

中，有许多因挖砂留下的槽坑，进入槽坑或在其周围都可详细考察河床、心滩及天然堤的沉

图 1 - 3 顺直河道 (a)、辫状河道 (b) 和弯曲河道 (c)

积物特点、沉积构造类型及沉积层序等。就有关考察的内容介绍如下。

1. 心滩

一般来说，辫状河具比降大、沉积物粗、垂向加积为主的特点；由于呈网状分叉，常形成菱形心滩（菱形坝）。在滦河中上游辫状河段，心滩是非常发育的沉积地貌单元，它们大小不一，数量众多（图 1 - 5）。

从迁安县城西行，穿过滦河河床。将穿越两个分支干河床，宽约 80 ~ 100m。心滩大部分已被植被覆盖成了农田。这类心滩规模巨大，长可达 4 ~ 5km，宽 1 ~ 2km，据汽车行驶状况，在地形上为一宽缓地带。至现代有水河床，可见河床中砾石成堆，为砾质—砂质河流。主流线偏向侵蚀岸一侧。心滩多呈菱形（菱形坝），大小不等，一般长约 20 ~ 30m，宽 10m 左右，部分长 300 ~ 400m，宽 30 ~ 350m，最大可达 14 ~ 15km × 0.5 ~ 1.2km。据地形及沉积物的分布，较大的心滩乃由许多较小的菱形坝合并而成。菱形坝的高度与其长宽成一定的比例。宏观观察后，仔细观察砾石形状、大小、分布状态及其岩性特征（中—酸性喷出岩、石英岩、长石等），具有中偏低的成熟度，具体说，砾石成分复杂，反映物源较多，据成分统计主要有三类：太古界基岩（斜长片麻岩、混合花岗岩及浅色和暗色脉岩），中—上元古界石英岩、燧石石英岩、白云岩、新生界

图 1 - 4 迁安辫状河段沉积物分布图（比例尺 1/ 120 000）
（据大港油田、武汉地质学院，1985）
1—砂砾；2—粉细砂；3—砂；4—粘土质砂；
5—砂质粘土；6—晚更新世冲积层；7—全新世冲积层

火山岩、火山碎屑岩等。砾岩成分的多样性表现出近源并受母岩性质控制的特点。与其它考察点比较，可见从西而东，中—上元古界、新生界母岩有增加趋势。心滩表面也可见到砾石的定向构造，呈叠瓦状排列等。砾石最大扁平面倾向上游，砾石长轴方向大部分与水流方向垂直或近于垂直。一般来说，迎水面沉积粗，为砾石滩，而尾部为砂层，尾部高于头部。菱形坝沉积物的分布和形态与水流变化密切相关，菱形坝的迎水面受水流冲击，砂质沉积物被搅起而呈悬浮状态，而菱形坝的迎水面常发生壅水，水面局部抬高，均衡补偿作用使底部产生返向流，将悬浮的砂质沉积物带走，仅留下较粗的砾石。在菱形坝的尾部，由于水面相对降低，底部水流发生聚集，将细粒砂质沉积物带到尾部并沉积下来，并使菱形坝向下游生长。据了解，心滩每年向前加积 5m。从剖面上看，菱形坝的下部为含砂粗砾层，以中粗砾为主，砾径 7~8cm，最大可达 20~30cm。

图 1 - 5 河北迁安张官营一带的滦河心滩沉积
(据赵澄林, 1980)
(a) 小型心滩平面图; (b) 小型心滩剖面图; (c) 层序示意图

砾石磨园中等，扁者居多，最大扁平面向上游倾斜，倾角 $25^{\circ} \sim 30^{\circ}$ ，长形砾石多垂直水流方向。中—粗砾石层夹细砾石层，上夹砂层透镜体，菱形坝内以板状交错层理为主，层理倾向下游，局部见有小型交错层理，如小型槽状交错层理等，有时局部见斜层理（图 1 - 6）。在河床切面中有时见有槽状交错层理及板状交错层理同时出现，上部为灰黄色细砂，偶含砾，发育槽状交错层理，顶部为灰黄色粉砂，偶含砾，发育波状层理及水平层理，稍含炭屑。

心滩特征可总结如下：

单向水流沉积推进；

沉积序列下粗上细，层理下厚上薄；

底部有明显冲刷面，粗砾呈透镜状，有直立断折的圆木；

具二元结构；

常发现有暴露的构造；

常发现植物化石；

带状、透镜状砂砾岩体。

2. 分支河道

心滩是辫状河所具有的沉积地貌。心滩的形成与发展，导致河流的分叉。迁安到张官营带，分支河道与心滩发育典型，横穿迁安至张官营，较大的心滩将河床分为三个主要支流，洪水期这些支流中均充水，而在枯水期，仅张官营附近的支流中具水，其余两个支流一般无水。较小的心滩可进一步将河道分成众多大小不一的支流。洪水的作用及菱形坝的迁移与演变，导致分支河流分聚无常。在现代河床中，沉积物以砾质为主，砂质较少，砾石成分复杂，就成分而言，与菱形坝一致，反映多物源和近物源的特点。砾石大小不一，直径 3~

8cm，分选差，磨圆中等。砾石显明显的定向构造，叠瓦状排列，一般砾石长轴与水流方向垂直（图 1—7）。

图 1 - 6 菱形坝边部剖面

图 1 - 7 砾石的定向构造

3. 天然堤、边滩、凹岸、凸岸

洪水期，这一带河流表现为辫状河的特点，具心滩及分支河道；而在枯水期，则主要表现为曲流河的地形地貌特点，或曲流河与辫状河过渡的类型形态。当河流处于枯水期时，在滦河大桥桥南，滦河的东岸为保存较好的现代滦河的天然堤，以粉砂和泥质沉积物为主，其下部为早期河床、心滩沉积物，其表面长有高大树木。同时具天然堤的一侧，表现为凹岸（侵蚀岸）地貌特征，主流线靠近天然堤。

枯水期，砾质沉积物不作搬运。在分支河流的凸岸，常堆积一些砂质沉积物，表现为边滩沉积单元的特点。沉积构造以中小型交错层理为主，其表面发育多种类型的波痕。当边滩露出水面时，其表面常遭风力改造。

纵观辫状河段，其沉积特征总结如下：

沉积物特征：在辫状河段，沉积物以砾石为主。少量的砂、泥沉积物。砾石分选中至差，成分复杂。据组构特征可分为杂基支撑和颗粒支撑两类砾质沉积物。

沉积构造：在枯水期，河床中的砾石具明显的优选方向，扁平砾石向源倾斜，定向排列成叠瓦状。在河道两侧挖出的剖面上可见冲刷面、大中型的交错层理、模糊大中型槽状交错层理及板状交错层理。枯水期，河床显示出曲流河的沉积地貌特点，在凸岸（边滩）有砂、泥沉积物，见有小型流水波痕。

据地形及植被的发育情况，可在此地带分出河流的几个阶地（图 1 - 8）：

图 1 - 8 滦河辫状河段的四级面及其沉积物分布示意图
(据大港油田、武汉地质学院，1985)
、 、 、 分别为不同的高程面

生长树木，有人定居的心滩如东、西李铺和蔡滩子等为河床的第一阶地，已长期不被洪水淹没，在兰若院一级阶地上有风成沙丘；洪水期被淹没，枯水期出露并可生长草木的较小

型心滩为第二级阶地；枯水期位于水下或有时出露水面的小型心滩为第三级阶地，此处常形成急流险滩，其上一般无草木生长；分叉河床底部为第四级阶地。在第一、二级阶地表面上已为砂、泥沉积物覆盖；在三、四级阶地上正堆积砂、砾沉积物。

二、曲流河段（滦县至乐亭）
出滦县向乐亭方向，滦河主要表现为曲流河特点。
在爪村、兰若院可考察古滦河河道沙坝沉积层序；在滦县滦河大桥附近可考察现代滦河表现为曲流河的沉积地貌特征及河床和风成沙丘沉积。

1. 爪村沙坝沉积层序
观察点位于赵店子乡东，路碑 233.5km 处的爪村。在距公路西 20m 左右有一较大沙岗，其四周有人工挖砂剖面，具典型的河道沙坝沉积层序（图 1 - 9）。在村的西侧，尚可见到古河流一级阶地，为大规模砂质沉积物（图 1 - 10）。远望对岸，为蜿蜒的古滦河阶地（即兰若院方向）。

图 1 - 9 爪村边滩沉积层序

爪村点沙坝剖面共出现四个叠置的沉积旋回（实际是五个）（图 1 - 11），每个旋回分三大层 5 小层，层序和岩性均相似，其中以第三个旋回发育最清楚（5 个小层特征如表 1 - 1），每个旋回 3.5 ~ 4m，天然堤沉积不发育。

其中第一个旋回只有 D、E，分别为 2m 和 0.6m，未见 A。第二和第四个旋回与第三旋回类似，但厚度较薄，分别为 3m 和 2m。

在此剖面上可见点沙坝多次重复，由底向上，发展总趋势为层序减薄，D 和 E 增厚，反映河水能量逐渐减弱或河道侧向迁移而去的沉积过程。

图 1 - 10 滦河一级阶地完整沉积层序（迁安、爪村）

考察爪村周围的其它剖面，都有类似特点，可综合出如下层序。
自下而上：冲刷面及滞留沉积（图 1 - 12）—板状及槽状交错层理中、粗砂层—平行层

理粉、细砂层—波状、斜波状层理粉砂及泥质粉砂层—黑灰色粘土层。向上变细变薄沉积层序反映出曲流河边滩沙坝沉积的特点（图 1 - 13）。

表 1 - 1 爪村河流沉积特征

点砂坝中下部	A 细砂，大型槽状交错层理，板状交错层理，2.25m，见底砾岩
	B 细砂和粉砂，平行层理，0.2m
	C 细砂，含泥砾，大型板状单斜层理，2.5m
点砂坝上部	D 黄色粉砂，平行层理、爬升层理（图 1 - 12）和波状层理，铁质斑点和少量立生植物根，0.5m
漫滩沉积	E 黄色泥质粉砂和粉砂质粘土，砂泥分布不均，立生植物根及炭屑，铁质斑点，少量螺化石，0.3m

图 1 - 12 爪村剖面所见的冲刷再充填构造

图 1 - 11 迁安、爪村滦河四个
向上变细层序

图 1 - 13 滦河中下游边滩沉积层序

对于爪村剖面，人们有两种看法，一种人认为属心滩沉积，另一种人认为属边滩沉积，其中认为是边滩的占多数，认为此剖面反映的是典型的边滩沉积层序。具多旋回，每一旋回由河床砂、砂砾岩开始，到沼泽沉积结束，都是正旋回。沉积层序如下：

底部滞留沉积；

槽状或板状交错层理砂岩，含泥砾；

平行层理—浅水急流；

河漫沉积，由砂泥互层过渡为泥层。

过渡层为砂泥互层，具包卷层理、波状层理，顶部沼泽沉积为灰色粉砂质粘土，具微细水平层理；每个旋回 3m 左右。在国外，曲流河中板状交错层理少见，而在我国，曲流河中有时有板状交错层理，如爪村剖面所示。

在爪村村南一带沙岗还观察到各种沉积现象，如上攀层理或爬升层理（图 1 - 14）、粉砂层中的生物潜穴、粉砂质粘土层中植物根及其碎片、冲刷泥砾、侵蚀冲刷面等现象，甚至可见到青鱼骨状交错层理。

此地沙岗原本较大，后大部分为农民建房占用，部分改造为农田，现仅留下少部分。

据了解，村民的水井在深达 10m 左右处即为含水层，含水层由砾石组成，系早期冲积扇表面辫状砾质河床之证据。

爪村剖面边的滩沉积层序典型标志明显，沉积构造丰富，为较好的野外教学考察点。

爪村对岸的兰若院（里程碑 218.5km）与爪村沉积层位相当，沉积层序与沉积特点十分相似。

爪村与兰若院河流沉积层序的粘土层中均含介形虫，如玻璃介、湖花介及土星介等。

2. 兰若院沙坝沉积层序

剖面类型基本同爪村剖面，特点是槽状交错层理发育，沉积部位可能靠近上游，粒度较粗。在兰若院，可观察到比较典型的大型槽状交错层理，槽形宽度约 1 ~ 1.2m，高约 20 ~ 30cm，槽形相互交错切割，由下向上槽形逐渐消失。粒级由粗逐渐变细，形成一个正韵律。部分具反旋回性质，可能是河床逐渐向该地区迁移所致。在兰若院南望，沙丘一望无际，系滦河一级阶地，宽达数十公里。从迁安向东，普见古滦河河床阶地，见中细砂层序，反映的沉积特征与爪村和兰若院类似（图 1 - 15），表明古滦河为一十分浩瀚的砂质河流，属中等能量河流。第四纪以来，由于新构造运动抬升，而使河床分割成多支，表现为近源、短源、复成分沉积特征。沉积物以砾质为主，表现为高能沉积作用。

3. 滦县滦河大桥附近的河床沉积及风成沙丘

滦河在此刚出山口，既不象辫状河，也不象曲流河。河床中主要为砾石沉积，20m 以下为基岩，砾岩层与砂层突变，之间没

图 1 - 14 爪村剖面所见的爬升层理类型

有过渡，有人认为是冲积扇，可能是洪水期与枯水期不同沉积（图 1 - 16）。边上见有回流形成的反倾向特点，可见到槽状交错层理和板状交错层理，洪水期流速可达 5m/ s，枯水期为 2m/ s。由于引滦入津，滦河水流减小，目前在此地点，从地貌上看更具曲流河特点。在公路桥及铁路桥

之间有人工挖砂剖面。砾石层较发育，砾石分选差、大小混杂，局部见砾石定向排列。在沙

图 1 - 15 滦河阶地示意图

坑中可见含砾石砂层中的大型板状斜层理，其中夹薄砂层、粉砂层，层内见丰富的潜穴、粪球粒。往河床中心部位，在河漫滩沉积之上可见风成沙丘沉积。

沙丘为粉砂组成，分选好，沙丘高度约 2 ~ 3m，宽 30 ~ 50m，长约数公里。沙丘脊线多变（直线、弧形、舌形、分枝），沙波发育。沙丘形成于河水干涸期。

站在大桥上或附近高地上可观察到曲流河的沉积地貌：凹岸、凸岸、边滩和天然堤等。

滦县县城附近的崔家坝可见滦河老的冲积扇的地貌特征。在陡坎剖面可见大型槽状交错层理、上攀层理等。

图 1 - 16 滦河桥东垂直河床切面图

奔城附近可见现代牛轭湖沉积。

4. 滦河车站点沙坝剖面

该剖面反映点沙坝沉积特征，沉积特征类似爪村剖面，单个层序厚 10m，底部槽状交错层理发育。

5. 榆树坨南河床沉积

自昌黎去姜各庄方向，公路穿过滦河，有一简易木桥，在此处可考察滦河曲流地貌特点及沉积特点（图 1 - 17）。

(1) 曲流河河床

河床中水浅且清，长有杂草，平时水流很缓，沉积物以泥质及粉砂质泥为主，河道弯曲，属典型曲流河段。河道数次改道，从有水河道（最南一条）向北有 3 ~ 4 条废弃河道，干涸多年，为泥质或粉砂质泥淤积。

(2) 天然堤

在木桥附近可看到比较特征天然堤，天然堤主要发育在凹岸一侧，以粉砂质泥或泥质沉积物为主，其上植被发育，从剖面上可见较典型的天然堤沉积层序，有丰富的爬升层理、波状层理、同生变形构造等，其上部泥质沉积物中具较多的立生植物根，还发现有一些化石，如野鸭蛋化石等。

(3) 边滩

在河道北侧，发育十分宽广的边滩，主要为细砂、粉砂。平行层理、槽状交错层理、波状层理、爬升层理十分发育，有时见有冲刷构造、泥砾等。在公路边的露头上可见到较完整的边滩层序，相比于爪村剖面，粒度明显变细。由于引滦入津后水流较小，水动力减弱，边滩生长和改造明显减缓，沉积物也明显变细。在边滩上，风力改造作用明显，形成风成沙丘，在边滩上呈小型丘状凸起，表面发育各种波纹，内部显高角度交错层理，其上长有少量草生植物，在北边的废弃河道、天然堤表面长有较高大的树木。

总结滦河曲流河段特征如下：

河床弯曲，边滩发育；与辫状河有明显区别（表 1 - 2）。

属中等能量河流，砂质沉积为主。

图 1 - 17 滦河南岸剖面（上）及滦河河谷—河床横剖面（下）
昌黎南、刘台庄、榆树坨

表 1 - 2 滦河辫状河床和曲流河床特征对比（据大港油田、武汉地质学院，1985）

特征	辫 状 河 床	曲 流 河 床
形 态	河床多叉道和心滩，主流不明显，水流呈辫状，分聚无常。	单一河床，呈蛇曲状
曲 率	1.23	1.49 ~ 1.79
宽度/ 深度	< 40	> 40
比 降	0.00125 ~ 0.00145	0.0004 ~ 0.0008
沉 积 物	以砂砾、砾石为主	主要为中粗砂，中细砂，含砾石
搬运方式	推移质占较大的比例	以悬移搬运为主
沉积方式	以垂向加积为主	以侧向堆积为主
废弃河床沉积	一般为砂泥质，沉积层序向上逐渐变细，也出现突变现象	以泥质沉积为主，且与下伏层呈突变接触

沉积构造多样，有槽状交错层理、板状交错层理、平行层理、斜层理、波状交错层理、爬升层理、冲刷面、冲刷再充填构造、同生变形构造等。

三、滦河三角洲段（乐亭至渤海）

在乐亭县以下，现在的滦河三角洲平原上河道开始分叉，分成几条分支河流，并分流入海，形成三角洲水上分支河道沙坝及水下分支河道沙坝和河口沙坝沉积。分支河流河口沙坝在河口附近成纵向长形沙体，在洪水季节或涨潮时沉入水下，平水期则出露水面。由于受潮汐影响，其沉积剖面中常见海生生物化石。主要的分支河流一直向大海方向延伸，不断推进，其结果形成向海突出的扇形或朵状三角洲。由于自然条件所限，一般只能观察到现在滦河三角洲的水上分支河流及其河口小型沙坝沉积。如欲考察三角洲前缘主沙体则需租船顺分流而下观察。

在昌黎王家铺一带分支河流及分支河口沙坝发育，在 20m 水平距离内，见有三个小型河口坝依次前积，具“S”形前积层理，反映三角洲逐渐向海方向推进现象。单个河口沙坝厚 30 ~ 50cm。

全新世滦河三角洲发育过程已有专门研究（图 1 - 18、图 1 - 19）。

从剖面上可看出三角洲分支河口沙坝的几个特点：其层序为由沙体前积作用而形成的反旋回；底部泥可能为支流间湾泥，不太发育；沙体由反映前积作用的“S”型前积纹层细砂组成，有时因受潮汐作用而含有海生生物化石，此外由于分支流的迁移，有时还可见到大型槽状交错层理的河道砂，直接切割河口沙坝的现象。

滦河口至曹妃甸沿岸泻湖主要有三种类型：封闭泻湖、半封闭泻湖和海湾泻湖。封闭泻湖见于乐亭胜利铺一带，半封闭泻湖以大清河口一带发育最佳，海湾泻湖主要分布在曹妃甸和东玩尖子带，自滦河口至曹妃甸，泻湖的封闭程度越来越差。上述变化主要受制于滦河改道、物源减少或断绝，以及侵蚀作用。这一带泻湖的封闭程度反映了三角洲废弃的时间序列。滦河古三角洲平原已废弃几千年。可到捞渔尖考察一个废弃的滦河三角洲特征：

图 1 - 18 滦河三角洲地区的沙坝—泻湖体系与古河道
理类型及沉积层序；

坝内为泻湖，属于开放型，见生物遗迹；

坝内为由三角洲前缘砂改造而成，可在周围的坑槽中考察到多种层

图 1 - 19 滦河冲积扇—三角洲地区海岸类型图
(据大港油田、武汉地质学院, 1985)

可考察到潮汐通道;

如坐船可看到石臼坨, 即老的河口坝。

所谓泻湖, 就是海滨沙堤围出的一块浅海水域, 盐度与外海不同, 能量低, 泻湖发展逐渐出现陆相特征——盐沼、泥炭等。

泻湖早期于海湾形成开放型泻湖, 以后逐渐收口, 只留下一个口子时, 为第二阶段, 呈半封闭泻湖, 完全封闭时为第三阶段, 只有大潮才能形成海水漫侵。

泻湖淡化或咸化由地理条件而定, 若雨多则淡化, 否则咸化, 淡化后有泥炭层, 在干旱地区咸化盐度可达 4% ~ 5%。在潮汐通道内外也可形成潮汐三角洲。

四、滦河三角洲相邻地区的海岸沉积

滦河三角洲相邻地区海岸类型有三类: 滦河口以北为砂质海岸, 大清河口以西为淤泥质海岸, 大清河口与滦河口间为砂泥质海岸 (图 1 - 19、表 1 - 3)。

1. 砂质海岸

滦河口以北至北戴河河口, 为砂质海岸, 长 45km, 沿岸发育风成沙丘, 一般高 10 ~ 15m, 最高 40m, 走向北北东, 与盛行的北东风向近于垂直, 与海岸夹角 20°~ 30°, 迎风坡 6°~ 8°, 背风坡 30°~ 32°。沙丘间为低洼沼泽, 沙带宽度 2km 左右。根据钻孔, 地面以下 7 ~ 8m 仍为砂质物。风成沙丘内部层理发育很好, 迎风面互相切割的槽状交错层理, 倾角可达 20°~ 30°, 背风面则出现高角度板状交错层理, 顶部形成平行层理。

海滩坡度一般较陡 (6°~ 7°), 宽约 30 ~ 40m, 海底则平, 10m 等深线离岸 7km, 沉积物为中—细砂, 局部复盖粉砂质粘土与粗砂质粉砂, 生物潜穴发育。

2. 淤泥质海岸

曹妃甸以西发育泥质海岸, 潮间带低平而宽广, 坡度 1/ 3 000, 宽度最大 8km, 由灰色粉砂质粘土、粘土质粉砂和粉细砂组成, 沉积物分带异常明显, 自岸向海逐渐变粗。

淤泥质海岸淤积很快, 如南堡一带向海推进速度可达 20 ~ 30m/ a。

南堡到黑沿子一带潮下带发育三列平行海岸的沙堤, 位于海平面以下 1.5 ~ 4m 处。

海岸的类型与入海河流的能量及提供的沉积物类型有关, 滦河以北各河流源于燕山, 为近源河流, 能量较高, 沉积物为砂砾质, 故形成砂质海岸; 而大清河源远流长, 为中低能河

表 1 - 3 滦河冲积扇—三角洲地区海岸类型及其基本特征（据大港油田、武汉地质学院，1985）

海岸类型	起讫点	海岸线长度 km	注入河流	地貌特点	海 滩 坡 度	海滩宽度 m	海 岸 走 向	平均潮差 m	潮 流	水 下 沙 坝
砂质海岸	滦河口以东	—	戴 河 洋 河 大蒲河 人工河	发 育 大 型 海 岸 沙 丘	6°~ 7°	20 ~ 30	NNE15°	1.10	涨潮 66°, 1.7 节 落潮 245°, 2.2 节	—
砂泥质海岸 (沙坝—泻湖海岸)	滦河口至大清河口	96	滦 河 滦河岔 江石沟 湖林河 老米沟 大清河	滨 外 沙 坝—泻 湖	滨外沙坝 向海坡度 1°~ 4°, 泻湖滩坡 度约为3 (1 1000)	滨 外 坝 30 ~ 50 泻 湖 潮 滩 500 ~ 1000, 最 大 十 余公里	NE30°	1.32	涨潮 295°, 1.6 节 落潮 45°, 2.9 节	1 ~ 3
淤泥质海岸	大清河口至黑沿子	70	大庄河 沂 河 青龙河	宽 广 低 平 的 淤 泥 质 潮 滩	1 1000 1 3000	2000 ~ 7000	W—E 转 NW	1.46	涨潮 260°, 3 ~ 4 节; 落潮 74°, 1.9 节	1 ~ 3

流，搬运的主要为泥质及粉砂质沉积物，故在其入海口周围形成淤泥质海岸。

砂质海岸与淤泥质海岸间形成过渡类型海岸。

第二节 潮 汐 河 口

一、戴河河口

戴河是一小型河流，能量及输沙量均较弱，特别是近年上游建坝截流，河流作用基本消失，主要为潮汐作用。戴河河口表现为一个潮汐河口（图 1 - 20），当落潮时在河口外侧可见到退潮三角洲，有建设性三角洲特点。水上、水下分支河道及纵向沙坝（河口沙坝）

图 1 - 20 戴河入海口沉积地貌单元（潮汐三角洲、沙丘、河口湾等）

图 1 - 21 戴河口河口湾—沙丘沉积剖面图

均较清晰，呈放射状分布，似小型扇形三角洲。主潮汐通道宽约 25m，高潮线与低潮线之间平距约 50 ~ 60m，河口内为一个大湾，涨潮时河口被淹没，潮水涌入河口内，似河口湾，但其显现岸后泻湖沉积特征，由高潮线至低线，依次为泥坪、混合坪、沙坪，并见有向内延伸的沙坝（图 1 - 21）。湾内可以停泊渔船。在河口附近沙坝略不对称，呈弯曲镰刀状，高潮时河口沙坝几乎全被淹没，主要显现鸟嘴状河口。

二、赤土河河口

赤土河河口位于鸽子窝北，河口表现为一个破坏性三角洲—潮汐三角洲（波浪三角洲）特征。河口地形平坦，河口开阔，水道不明显，沉积物补给很少，所以河口建设作用不明显，主要受潮汐作用，潮坪沉积物明显。落潮时，半咸水生物十分繁盛。三角洲沉积作用不明显，观察后常常得不到一个三角洲整体的概念。此地沉积主要受波浪和潮汐改造作用而形成海滩砂，低潮时可见比较明显的新月形沙坝。

第三节 大石河水系及扇三角洲体系（石河水库至老龙头）

大石河位于山海关的西侧，源于燕山，从回马寨流出山口，在山前大面积展开，由多个分支河道和河道间沉积组成，于山海关老龙头和姜各庄一带由北向南注入渤海，为一砾质河流。从五里台至山海关城西都为大石河冲积平原。入海处有三个分支河口，主要河口在老龙头附近，向西至田庄附近，尚有小石河河口及万平口。在一个积极向海增长的堆积海岸带，可能有一系列古滩脊构成的沿岸堤。例如，山海关大石河河口以北，发育了六条砂砾质沿岸堤，在平面上，堤的走向呈帚状，东北端分叉，西南端归并，在河口附近，砂砾堤超复在石河冲积物之上；而西南端砂砾堤则靠陆一侧，则被淤泥质的泻湖沉积物所覆盖。根据上述的沉积相变关系，不难得出由石河冲积物 砂砾堤堆积 泻湖沉积的发育次序。

一、大石河冲积扇

大石河为一条近源高能的砾质河流，从回马寨冲出山口，进入开阔平原地带，由于能量释放，在山前形成冲积扇。在燕塞湖可考察石河出山口的沉积特征：扇面辫状河及砾质沉积物。砾石大小不均，分选差；磨圆中—差；成分复杂。

二、辫状分支河道

从燕塞湖至孟家店一带为扇面辫状分支河道分布地带，仍为砾质沉积物。在孟家店一带通过观察部分人工挖砂剖面，可观察到辫状分支河道的向上变细变薄沉积层序和沉积特征：具有大、中型交错层理的砂砾质及砾石沉积（图 1 - 22）。

三、冲积平原

从五里台至山海关城西都为石河冲积平原，河流的迁移摆动形成比较宽阔的冲积平原带(5 ~ 6km 宽)，为砂砾质沉积物。

图 1 - 22 上庄坨村西南石河古河道剖面

图 1 - 23 大石河冲积扇—辫状河—扇三角洲沉积体系

四、扇三角洲

石河入海处有三个分支河口（图 1 - 23），主河口在老龙头附近，另两分支河口在其西侧。

小石河口其特征类似戴河口，低潮时显现退潮三角洲，展布指状沙坝及分支河道，平面呈扇形。尤其是指状沙坝特征十分明显。河口内侧亦可见进潮三角洲特征，尽管退潮时仍残有砂砾质河口沙坝。由于大石河主要是砾质河流，故在河口的沉积物显示砂和砾石混合沉积

图 1 - 24 大石河河口地貌特征及沙坝

的特征。河口内侧向北远眺可见残余的砾石堤，显现全新世（近几千年）以来大石河是积极向海推进的过程，只是近十几年来由于山口内建造水库，使河流能量大大减弱，推进作用受到抑制。

大石河口内侧泻湖沉积发育，落潮时沿岸边可见泥坪及潮汐水道。潮坪上发育潜穴生物、生物钻孔及粪团粒。泻湖水较深，可停泊渔船。大石河入海口随潮水涨落可见三角洲沉积（图 1 - 24）。

大石河从其出山口至其入海，其间仅 7 ~ 8km，在入海处仍为砾质沉积物，可见是冲积扇的前缘分支河道直接进入大海。按扇三角洲的定义，石河三角洲为扇三角洲，据扇三角洲的分类，属牙买加型扇三角洲。

第二章 黄河及黄河三角洲

第一节 黄河河型及下游沉积作用

黄河发源于青海巴颜喀拉山北麓，流经青海、四川、甘肃、宁夏、内蒙古、陕西、山西、河南、山东九省。全长 5 464km，流域面积 $752\,443\text{km}^2$ ，落差 4 400 多米。黄河源远流长，分上中下三段。上游为托克托以上，河长 3 461km，落差 3 463m，平均比降 $1/1\,000$ ，表现为径流量大，输沙量小，河水较清；中游由托克托至孟津，河长 1 235km，落差 896m，平均比降 $1/1\,400$ ，表现为径流量增多，输沙量高。这是由于中游流经黄土高原，沿途河网密集，侵蚀作用强烈，泥砂通过各支流汇入黄河，致使含砂量猛增；从孟津至入海口为其下游段，河长 768km，落差 89m，比降 $1/8\,000$ ，下游支流很少，径流量变化不大，河道蜿蜒曲折，河床浅，泥砂大量淤积，导致床底逐年升高。河床一般高出地面 3~5m，有的地段高出达 10m，呈悬河状态。总之，黄河中上游支流发育，侵蚀作用强烈，河水携带大量泥砂。黄河下游段，沉积物大量淤积，形成地上河——“悬河”。如由垦利至滨洲沿黄河大堤考察，景色异常明显，河床高出堤外农田达几十米，可想而知，一旦决口，真不堪设想。所以年年加固大堤，准备防洪，是造福人民的重要举措。

第二节 黄河河口及黄河三角洲的沉积作用

黄河三角洲位于渤海西缘，面积约 $9\,000\text{km}^2$ ，由古代、近代和现代三角洲叠合而成，分别以滨洲、宁海、渔洼为顶点。古黄河三角洲经海洋动力作用的改造，大多失去原有的地貌形态。在渤海西岸的古黄河三角洲改造后，在三角洲平原上形成数列平行海岸的贝壳堤。现代黄河由山东省垦利县流入渤海，在入海口形成大型建设性三角洲，形成以宁海、渔洼等为顶点的朵状三角洲。在黄河下流，基本为单一河流入海，无分支流河，这是黄河入海口的特征之一。但黄河输砂量大，淤积快，导致河流频繁改道，在山东省宁海县以下多次摆动，先后形成 10 条河道，每个入海口均堆积一个三角洲“朵叶”，至今已形成 10 个，由十个“朵叶”组成的三角洲，分布在以宁海为顶点的扇形范围内，东南以支脉沟为界，西北以徒骇河为界，向海延伸到水深 18m 处，呈弧形向海凸出，并向海迅速进积。黄河三角洲的形成与发育演变与黄河作用、海洋作用等密切相关。

黄河三角洲是现代沉积学考察的理想场所，路线参看图 2 - 1。

一、黄河口水动力条件

1. 波浪

黄河入海口位于渤海湾与莱州湾的交界处，波浪能量不大。平均波高 0.3~0.6m，波基面在 13.7~2.5m 之间，台风、季节风浪较大，能量最强，对海岸的冲蚀及对沉积物的改造也强。

2. 潮汐

黄河口为一弱潮汐河口，平均潮差 0.75~1.77m，河口沉积物在潮汐作用下发生再搬

图 2 - 1 黄河三角洲地质考察路线图
(据姜在兴等, 1994)

运。高速潮流把黄河入海泥砂和冲刷再悬浮泥砂向两侧搬运。黄河三角洲沿岸潮差如表 2 - 1。

总之，黄河砂少泥多，盆浅潮弱，河流作用大于海洋作用，在河口处砂泥快速堆积，形成高建设性三角洲。在废弃河口，表现为潮汐、波浪对废弃三角洲的侵蚀、改造作用。

二、黄河三角洲沉积动力特征

黄河携带泥砂量大，且变化大，径流量、输砂量呈季节性变化。洪水期、枯水期变化

明显，三角洲堆积主要发生在洪水期，具事件性特点（图 2 - 2）。

黄河沉积物细，主要呈悬浮状态搬运，有泥、粉—细砂等，其中以粉砂级沉积物为主。

在现代河口区，以河流作用为主，动力作用表现为河水入海后的扩散及其与海水的混合作用。在河口区的两侧，河水作用影响较小，潮汐作用影响较大，属低能环境。由河口向海淤积很快，仅 1964 年 1 月至 1965 年 4 月，沙嘴就向海推进 1 ~ 2km。

表 2 - 1 黄河三角洲沿岸潮差变化表

地 区	大潮差，cm	小潮差，cm
塘 沽	294	162
大沽河口	288	160
湾湾沟堡	184	96
黄河口西	110	70
黄河口东	40	30
神仙沟口	26	22
东烂泥南	22	18
五 号 桩	24	8
甜 水 沟	106	46
清 水 沟	164	72
潍 河 口	128	64
龙 口	104	56

图 2 - 2 黄河主河道的三种水位状态
(据姜在兴，1994)

在废弃河口区，以海洋作用为主，海洋动力起主要作用，表现为海水侵蚀及三角洲的蚀退作用。如东营市莱洲湾一带海湾平均每年后退 200m 左右，“湾子”越来越大。

三、黄河三角洲的沉积环境及其沉积物

黄河基本为单支河流入海，但其改道频繁，三角洲平原上分支河道、决口扇及天然堤沉积等呈过渡交互状出现，在地形地貌上也可表现出来。

黄河三角洲可分：三角洲平原、三角洲前缘、前三三角洲三个亚环境，在每个亚环境中还可分出不同的沉积微环境（图 2 - 3）。

1. 三角洲平原

在此亚环境中，发育有分流河道、天然堤、决口扇微环境，同时还可见到湖泊、沼泽、盐碱滩等微环境。

图 2 - 3 现代黄河三角洲沉积环境图

(据高善明, 1991)

- 1—河道；2—天然堤；3—决口扇 - 河道 - 天然堤；4—泛滥平原；5—决口扇；
6—三角洲平原（潮滩）；7—前缘（河口沙坝及远端沙坝）；8—三角洲侧缘（烂泥湾）；
9—河口沙坝 - 侧缘过渡带；10—前三角洲；11—废弃水下三角洲；12—浅海

在黄河三角洲平原上，分支河道和决口扇特别发育。河道有古河道和现代河道，现代河道是清水沟河道，河宽 600 ~ 1 000m。古河道有三条比较完整，呈放射状从三角洲顶点向海

岸方向伸展。受海洋动力的作用，古河道已演变成潮沟，部分演变成小湖泊。沉积物以粉砂为主。

三角洲平原上的河道为单一分支河道，其中河床沉积物以极细砂为主，少量粉砂，河床边缘偏细，可见小型槽状交错层理、板状交错层理、爬升层理、块状层理及平行层理等。

边滩沉积物主要由粗粉砂夹粘土质粉砂组成，有时含有泥砾。边滩表面波痕十分发育，类型众多。不但有流水波痕，还见有浪成波痕。波痕以小型为主，形态多变，如有直脊波痕、曲脊波痕、对称波痕、不对称波痕、干涉波痕等。不同类型波痕形成多种类型的层理构造。从剖面上可见到丰富的上攀层理，小型槽状交错层理、板状交错层理、楔状交错层理、水平层理等也较常见。还可见到卷曲层理、各类同生变形构造等。表面具有少量植被，发育贝壳滩及生物潜穴。边滩剖面中常见冲刷面（图 2 - 4）。

天然堤大都保存不完整，在地貌上为一些低起伏的堆积体，在平原上保存较好的天然堤有两处，分布在现代河道两侧及钓口河古河道两侧。沉积物以黄色粉砂为主，或砂泥混杂。爬升层理发育，也见卷曲层理、冲刷构造等。植物根很多。见向上变粗层序。随着河道的迁移，天然堤也发生迁移，使新老天然堤、天然堤与边滩相互叠置。

决口扇数量较多，分布较广，部分决口扇形态较完整。沉积物以粉砂为主，混有粘土等。上攀层理特别发育，同时见有槽状和板状交错层理、冲刷面及泥砾等。

图 2 - 4 边滩层序

在低洼处，可形成季节性湖泊，也可演变成河漫沼泽、潮坪沼泽等，以泥质沉积物为主。黄河三角洲的特殊地理位置、气候条件等使黄河三角洲上还发育比较多的盐碱滩及风成沉积。

地处三角洲平原的垦利县范围，全县拥有天然草场 233km²，生长着芦苇、苜蓿、罗布麻、益母草等 60 多种，也栖息着野兔、狐狸、鼬、獾等大量野生动物。河岸线 100 多公里，海岸线 60 多公里，滩涂 300 多平方公里。因此，黄河三角洲平原地带有广泛开发利用前景。

2. 三角洲前缘

对黄河三角洲前缘的考察需要坐船，沿分流顺流而下，再上溯返回，才能较好地体会到黄河三角洲的地形、地貌和水下沉积作用的特点。

海岸线以下、波基面以上地区属三角洲前缘。有水下分流河道、水下天然堤、河口沙坝、远沙坝及前缘席状沙等微环境组成。沉积动力有河流、潮汐和波浪等。潮汐和波浪的作用使河口沉积物被搬运至三角洲的两侧。

水下分流河道是水上分流河道在水下的延伸部分，水动力作用较强，沉积物以粉—细砂为主，沉积构造与水上分流河道类型相似。

水下天然堤是水上天然堤向水下的延伸，涨潮时没入水中，退潮时可出露水面。沉积物以粉砂及泥为主，波痕发育，生物扰动常见。

分流间湾的沉积主要受潮汐、波浪作用影响，能量较低，沉积物以泥质为主。类似潮坪

环境，部分演变为沼泽。动、植物较多。

河口坝表面平坦，沉积物以粉—细砂为主，表面波痕发育，生物和生物扰动发育，具反粒序。

波浪和潮汐的作用，使入海口的三角洲沙体遭改造和再搬运，在河口的滨岸地区形成平缓的统一沙体，沉积物以粉—细砂为主。

远沙坝位于河口坝前方，粒度较河口坝细，以粉砂为主，含泥质。

3. 前三角洲

位于波基面之下，以泥质粉砂为主，局部生物潜穴发育，有机质丰富。

四、黄河三角洲的演化

黄河三角洲由黄河的数次改道入海口形成，三角洲表面河道的演化与三角洲的形成和演

图 2 - 5 黄河三角洲的进积演化模式
(据高善明等，1989)

A—古渤海海岸剖面；B—第一亚三角洲河口沙席沉积；C—第一亚三角洲河口沙坝沉积；
D—第一和第二亚三角洲之间改造沉积和浅海沉积；E—第二亚三角洲河口沙席沉积；F—
第二亚三角洲河口沙坝沉积；1—三角洲基底，渤海浅海沉积；2—三角洲基底短源河流
河口沉积；3—黄河三角洲河口沙席；4—黄河三角洲河口沙坝；5—黄河三角洲前三角洲
沉积；6—黄河三角洲改造沉积和浅海沉积；7—黄河河道沉积

图 2 - 6 黄河三角洲蚀退沉积模式
(据高善明, 1989)

图 2 - 7 黄河三角洲推进式相层序 (钓口河附近)
(据姜在兴等, 1994)

化紧密相关，一般经历初期网状河游荡展宽阶段、漫流后期水流归并——顺直延伸阶段、弯曲出汊摆动——河道横向扩展阶段和废弃蚀退成堤，形成贝壳堤、滨沼滩脊阶段。河道的不同发展阶段对应于三角洲的形成与演化阶段。如图 2 - 5、图 2 - 6 分别指示黄河的进积作用和蚀退作用。

五、黄河三角洲的垂向沉积序列

河口沙坝型：浅水海湾沉积—边缘沙坝—河口沙坝—河床沉积—泛滥平原—滨沼滩脊；

河道间湾型：浅水海湾沉积—沙席—潮坪—决口扇—湖沼—滨沼滩脊。

较完整的环境层序是前三三角洲、三角洲前缘和三角洲平原，如图 2 - 7。

第三章 冀东—辽西渤海海岸地貌特征和沉积体系

第一节 冀东渤海海岸地貌特征及沉积体系

在昌黎至山海关之间的渤海海岸，可分成沉积海岸和侵蚀海岸两类。由于从滦河口向北至山海关，燕山山脉逐渐靠近渤海，发育于山地的河流如滦河、石河、戴河等，均属中高能河流，它们所携带的沉积物较粗，以砂、砾质为主，这些砂、砾质沉积物由河流携带注入渤海后，经波浪、潮汐的改造和再搬运，沿海岸再堆积，形成砂质海岸，局部为砾质海岸和泥质海岸。在基岩出露处，则为侵蚀海岸，表现为波浪、潮汐对基岩海岸的侵蚀作用。

根据海岸有无沿岸沙丘、泻湖，将沉积海岸分为有障壁和无障壁砂质海岸两类。有障壁海岸中有泻湖、障壁岛、海滩、沿岸沙坝、水下沙坝、风成沙丘、潮汐水道、进潮和退潮三角洲等沉积地貌单元。无障壁海岸则缺少泻湖、潮汐水道等沉积地貌单元。主要由岸后平原—海岸沙丘—后滨—前滨—临滨和滨外等地貌单元组成。

侵蚀海岸都位于基岩出露的海岸带，如山海关老龙头、秦皇岛码头、北戴河金山嘴和鹰角石等地，海岸陡峻，波浪、潮汐的侵蚀作用强烈，形成海蚀崖、海蚀槽、海蚀柱、海蚀洞、陡崖角砾堆积等独特的侵蚀或堆积地貌。

一、昌黎南“七里海”障壁岛—泻湖—潮坪沉积体系

七里海泻湖位于昌黎县城南，通称新开口。位于沿岸沙丘的向陆一侧，目前处于半封闭泻湖向封闭泻湖转化的阶段。自海向陆依次可见滨外水下沙坝—潮间带沿岸沙坝—后滨沙坪—海岸沙丘—泻湖及其周缘沉积（图 3 - 1），构成完整的泻湖—潮坪—障壁岛沉积体系（图 3 - 2）。泻湖与海之间有潮汐通道，并设有工人工闸。

图 3 - 1 七里海地区海岸带沉积剖面图
(据大港油田、武汉地质学院, 1985)

上述沉积环境视潮水涨落有不同景象，考察时应看全一个潮汐涨落周期，才能观察到随涨落潮而出现的各种沉积作用及地形地貌特征。

1. 泻湖

七里海泻湖长 5.5km，最宽处约 3km，面积约 12km²，其东南端有潮汐通道与渤海相连，目前在潮汐通道上有人工建立的闸门。主要有三条小河流向七里海注入淡水，同时，随

着潮汐的涨落，海水也周期性地侵入，由于其特殊的水动力条件，目前七里海主要表现为泻湖潮坪的沉积特征。沉积物为灰黄色粘土质粉砂，含大量螺壳和贝壳，多已破碎，表面有淡褐色氧化物，见植物根系，沉积物含丰富有孔虫，以广盐性种属为主，同时见有轮藻受精卵膜，反映开放程度较差的半咸化环境。

图 3 - 2 河北昌黎七里海泻湖（示泻湖—潮坪—障壁岛沉积体系）

七里海泻湖湖底主要为泥质淤积，水体较浅，涨潮时小的渔船可进入，水动力较弱。七里海泻湖岸边显示为潮坪沉积，从高潮线至低潮线，依次出现泥坪、混合坪、沙坪沉积。高潮时，水动力弱，悬浮状的泥质物向下沉积，形成比较宽阔的泥坪，其中生物类型比较繁多，退潮时常见许多渔民在泥坪上挖掘海鲜，其中一种当地人称之为海蚯蚓的软体动物，可用作鱼饵。在岸边，常见出露的泥坪表面有干裂现象。在低潮线附近，水体随波浪作用而不断动荡，形成能量相对较高的地带，沉积物较粗，以砂质沉积为主。沙坪与泥坪间为砂泥混合坪，在七里海泻湖混合坪较窄。

七里海泻湖具一与渤海相通的潮汐水道，水道中由于海水的进退，水流较急，沉积物也

较粗，为细砂—中砂沉积物。发育多种底形。在潮汐通道的两端，分别形成小型进潮三角洲和退潮三角洲，三角洲形态明显，小型沙坝比较发育。沉积物以粉砂质、粉砂质泥为主。

七里海泻湖的形成与发展，与海岸沙丘的形成与发展、淡水注入量大小的变化、海水注入量大小的变化及气候的变化有关。据历史记载，七里海多次封闭呈淡水湖泊，几经变化，1661~1722年，七里海与目前大小相差不多，为咸化泻湖，水咸可制盐。1735~1795年，饮马河注入七里海，泻湖面积增大，水体变淡，成为淡化泻湖，并可生长莲藕菱角。1869年，七里海干涸，成为农田，其后十年，又积水成湖。1883年，滦河水一度注入七里海，并冲决海岸沙丘，使七里海与海相通。目前七里海正处于缩小消亡阶段。

2. 海岸沙丘

在七里海，可见到发育的海岸沙丘。在海岸的向陆方向，发育3~4排海岸风成沙丘。海岸沙丘的向陆侧发育泻湖，向海一侧为海滩。发育的海岸沙丘与风向有关，靠近海滨的沙丘与海岸平行，向陆一侧沙丘与海岸主沙丘斜交（图3-3）。沙丘大小不一，靠近滨岸带的沙丘高大，而越向陆一侧沙丘越小，小的高几米，长1~2km，大的高10余米，最高可达30~40m，宽数百米，可见长数公里，宽几百米。爬上沙丘，可见其发育不对称，向海一侧为主要迎风面，坡度较缓，背风面一侧较陡。

沙丘表面发育众多风成沙纹，并可见一个明显的现象，即迎风面表面比较坚硬，盐分含量高所致，而背风面一侧，砂质疏松，表面松软。在其剖面上，可见特征的风成大型槽状交错层理及高角度斜层理，倾角可达30°左右。沉积物以黄褐色、灰白色粉—细砂、中—细砂为主，分选极好，磨圆度高。据电镜研究，可在沙丘石英砂表面见大量的机械撞击痕，如“V”型坑、新月型坑等。并见重砂富集。

在七里海一带，注入渤海的滦河为中高能的砂质河流，海滨砂质沉积丰富，形成砂质海岸。同时此地发育强劲的向岸风，风的再搬运作用，将海滩的砂质沉积物搬运到岸后，天长日久形成海岸沙丘。据野外调查资料，6~7级向岸风曾使七里海海滩高潮线附近退潮不久的砂质沉积物吹干，并在风力的作用下，形成紧靠地面的“风沙流”，向陆搬运。在滨岸堤的后缘，砂质物能飞扬1~2m，滨岸沙丘的上空则出现高达数十米的黄色“沙雾”。据钻孔资料表明，海岸沙丘向泻湖迁移。

3. 海滩

在海岸沙丘的向海一侧为海滩，根据特大高潮线、高潮线、低潮线可将海滩分为后滨、前滨、近滨和滨外等微环境。后滨较陡，坡度可达6°~7°，发育较窄。前滨比较开阔，坡度平缓，坡度1~3°。海滩沉积物由灰黄色中砂、中粗砂组成，在低潮线及冲浪带粒度最粗。海滩表面发育众多类型波痕，前滨带表面生物钻孔发育，局部粪球粒密布。在高潮线附近见岸线标志，为弧状贝壳线或虫管及藻类组成的线状堆积体。在局部切开的剖面上，可见到较特征的冲洗层理。

据钻孔资料，地表以下20m左右为暗绿色亚粘土，致密，块状构造，含钙质结核，见植物根迹，夹黄褐色斑点和条带，表面为一冲刷面，可能为冰期保留下来的沉积层。冲刷面之上为灰色砂砾层，向上逐渐变为灰色中砂层、细砂层和亚粘土层，属一完整的河流层序。该层序之上为分选良好的灰色细砂层，并向上逐渐变为中砂层，其中含破碎的贝壳，属海滩沉积。海滩沉积之上为黑色淤泥，富含有机质，含完整贝壳，属泻湖沉积。再向上为分选好的浅黄色中、细砂，为风成海岸沙丘沉积。

在低潮时，低潮线以下见2~3排水下沿岸沙坝，平行海岸排列。高潮时都没入水下，

低潮时部分可露出水面。此处水体十分动荡。

二、昌黎南“黄金海岸”无障壁砂质海岸沉积体系

从滦河口至山海关，渤海海岸为砂质海岸，沿岸沙丘十分发育，高几米至数十米，宽 100m 到几百米，沙丘分布的地带可宽达 1~2km，延绵数十公里，常称黄金海岸（其有旅游资源被开发之意）。其中已开发旅游的地段主要位于昌黎县正南，游人可在此滑沙。其中主要的海岸沙丘与海岸平行，走向 NNE20°，高几十米，其上常无植物，为活动沙丘。靠陆一侧沙丘常与主要海岸沙丘斜交，走向 NW330°~345°，高几米至十几米，其上常见植物生长，为固定或半固定沙丘。沙丘的向陆一侧为岸后冲积平原或沼泽，向海一侧发育海滩，据高潮线、低潮线等位置划分出沿岸沙丘、后滨、前滨、临滨等亚环境（图 3 - 4）。沙丘中见大量风成交错层理，海滩主要由中细砂组成，其上见各种层面构造、生物活动遗迹及岸线标志。冀东渤海砂质海岸与标准沉积模式完全可以对比，在不同亚环境，沉积物粒度及沉积构造各具特点（图 3 - 5）。

三、北戴河金山嘴、鸽子窝的基岩侵蚀海岸及地貌特征

图 3 - 3 七里海地区滨海沙丘分布图
（据大港油田、武汉地质学院，1985）

图 3 - 4 无障壁海岸沉积环境的划分
（据 Reineck，1973）

图 3 - 5 无障壁海岸的水动力条件及沉积特征

北戴河一带海岸属基岩海岸，其海岸为花岗岩或伟晶岩和混合岩组成的陡岸，表现为侵蚀地貌，沉积物主要由分选差的砾石和砾状砂组成，反映近源或原地堆积（倒石堆）特点（图 3 - 6）。

1. 金山嘴

金山嘴又名金沙嘴，如同鸟嘴，突出海上，呈半岛状，两翼是沙滩，前沿为断崖绝壁，三面环水，视野开阔。“海嘴风帆”，风景奇绝。古人喻之为“瀛州仙境”，相传前人常在此观察到海面上水汽衍射阳光而成的“海市蜃楼”幻景。金山嘴尚存有“秦皇求仙

图 3 - 6 北戴河一带海岸地区地貌及沉积作用

入海处”等碑刻题记和南天门、海神庙等胜迹。

金山嘴是个由前震旦系变质岩和中生界花岗岩组成的突出的基岩半岛，主要发育海蚀地貌，沿岸可见各种海浪潮汐侵蚀作用现象，如海蚀崖、海蚀洞、海蚀槽及滨岸石块堆积，尚可见岩石的差异风化特点，如岩石表面的差异溶蚀现象（图 3 - 7）。

由于海岸陡峭，拍岸浪作用强烈，陡崖下多堆积分选很差的基岩碎石块，形成锥状、扇状倒石堆，间或有贝壳滩及沙滩，基岩为混合岩，其中穿插有大量伟晶岩岩脉，混合岩中有暗色的云母片岩。

2. 鹰角石

鹰角石又称鸽子窝，为北戴河海滨东山一带名胜，地处海滨东北端海岸。为基岩质海岸。基岩由结晶岩及伟晶岩组成，孤峰耸立，巨石嶙峋，峭壁如削，形如雄鹰屹立，故名鹰角石。又因过去这里常有成群鸽子，朝朝暮暮相聚其上，或寓于石缝之中，故通称鸽子窝。民国年间，在附近海边山崖之巅，建有亭阁一座，名为鹰角亭，由此东望秦皇岛外，海天万里，气势磅礴（图 3 - 8）。这一带海

图 3 - 8 北戴河鹰角石基岩孤峰

图 3 - 7 金山嘴基岩海岸及侵蚀地貌

岸显示的侵蚀地貌与金山嘴、东山码头类似。

四、秦皇岛码头的海岸地貌特征及水动力条件

秦皇岛港是华北天然的不冻良港。码头系人工向海加长的长堤，始建于 1900 年，开滦煤矿的煤多经此码头输出，旧港口改造扩建后，建设了新的泊位、输油管道和其它装卸设施，包括煤炭、石油专用码头共 13 个泊位，其中 9 个为万吨级泊位。码头一带为突出的半岛，属基岩海岸。基岩主要是混合

图 3 - 9 秦皇岛码头基岩海岸及地貌

岩，含有伟晶岩脉穿插。码头两侧为海滩沉积，亦是天然浴场。绕行到码头东侧的东山一带，可观察到海滩及其受潮汐、波浪作用的影响，东山海滨浴场与海港码头之间，陡岸林立，显现为海蚀地貌。西眺码头一带的基岩海岸，可见海蚀崖、海蚀洞、海蚀槽、海蚀沟、海蚀柱及崖前的海蚀碎石堆积物（图 3 - 9），直至观察到码头全貌，及码头附近的防波浪障碍物的放置、击岸浪的汹涌。

五、秦皇岛—山海关渤海海岸地貌特征及沉积体系

由秦皇岛经龙家营至山海关约 15km 的渤海海岸，由山区向海为主要由基岩—冲积扇和

冲积平原—海岸沙丘—后滨—前滨—临滨组成的沉积体系。北山基岩主要由太古界混合花岗岩、中生代侵入岩组成，万里长城绵延其上；由山前冲积平原至海岸带呈斜坡状，表层土壤之下，很浅部位就由砂砾沉积物组成，系山前冲积扇扇裙在山前叠置连接而成的巨大砂砾楔状体。从柳村至山海关附近的石河河谷阶地有广泛出露。现代多分叉的石河砾质河床、沙砾坝主要由中—粗砾石组成，碎屑成分主要是花岗岩、混合花岗岩、片麻岩和少量中—酸性喷出岩。沙砾坝规模大小不一，最大者可达十几平方公里。可见河道向上变细的沉积层序。具重力流和牵引流双重沉积特征。山海关石河附近海岸带，可断续见有被波浪—潮汐改造过的2~3个砾石堤，为古岸线标志。有时也见断续分布的砂质海岸。

第二节 辽西渤海海岸地貌特征及沉积体系

一、燕山山前至海岸带的地貌特征及水系

图 3 - 10 辽东湾周缘现代水系分布图

所谓辽西是指由山海关经绥中、兴城、锦西至锦州一带，行政区划属辽宁省西部。地貌特征类似于紧邻的河北省东部（冀东）。这一地带北倚燕山，山前至海岸的狭长地带为冲积平原，其上分布有多条源于燕山山区的现代水系，由南而北依次是沙后所附近的东沙河，锦州附近的大凌河、小凌河，盘山附近的辽河，以及营口附近的浑河等（图 3 - 10、11）。经野外考察，上述水系可归并为山海关—兴城、兴城—锦县、锦县—大洼、大洼—营口四大水系，其对渤海海域早第三纪水系分析有重要参考价值（表 3 - 1），总结其特点有以下几点。

1. 具开阔的河谷及河谷阶地

大部分河谷宽达 2~3km，最宽处达 5~6km，如大清河河谷（图 3—12）。河谷两侧可

表 3 - 1 渤海湾周缘现代水系划分表

编号	水系名称		包括的主要河流	流域内的主要基岩类型	河床砾石岩类及河流类型
	现用名	曾用名			
1	海河水系	古海河水系	蓟运河、潮白新河、永定河、大清河、子牙河、南运河、海河	海河及其支流流经的地区主要是被第四系覆盖的区域。在其支流永定河上游区域出露的基岩主要有：侵入岩类中的花岗岩；火山岩类中的玄武岩、流纹岩、安山岩、角闪安山岩、辉石安山岩、安山角砾岩、安山集块岩、安山质凝灰岩、凝灰岩、凝灰质砂—砾岩、凝灰质粉砂岩；沉积岩类中的白云岩、石灰岩、砂砾岩、粉砂岩、泥（页）岩	河流沉积物主要为粉砂—泥质物； 河流属曲流河类型
2	滦河水系	汉沽—昌黎水系	小滦河、伊逊河、武烈河、青龙河、滦河	麻粒岩类、片麻岩类、浅粒岩类、角闪岩类、变粒岩类、石英岩类、片岩类、千枚岩类； 花岗岩类、闪长岩类、正长岩类、角闪岩类、苏长岩类； 安山岩类、流纹岩类、粗面岩类、凝灰岩类、集块岩类、凝灰质砂—砾岩类、凝灰质粉砂岩类； 白云岩类、石灰岩类、砂—砾岩类、粉砂岩类、泥（页）岩类	滦河中上游，河床属砂砾质河床。河床砾石以火山岩砾为主，亦见少量片麻岩砾石。河流具辫状河和曲流河两种特征。迁西—迁安段（滦河中游），河床砾石岩类以麻粒岩、片麻岩、石英岩和火山岩为主。在冷口附近的青龙河和迁安县城附近的滦河河床砾石中还见有一定数量的燧石白云岩和核形石白云岩砾石。 迁西—迁安段是砂砾质河床，属辫状河类型。 迁安—滦县段，总体属辫状河性质，局部地方可见曲流河的特征。 滦县—入海口段属滦河的下游，主要为细砂—粉砂沉积物，为曲流河类型
3	昌黎—大石河水系	山海关水系	大石河	斜长角闪岩、黑云斜长角闪岩、黑云斜长变粒岩、透辉斜长角闪岩、透辉石岩、辉石麻粒岩； 安岩岩类、凝灰岩类、流纹岩类； 凝灰质粗砂岩和凝灰质中—细砂岩类、粉砂岩类、泥（页）岩类	
4	六股河水系	山海关—绥中水系	九江河、强流河、狗河、沙河、王宝河、西平河、黑水河、六股河、二台子河、西河、烟台河、东沙河、石河、南大河	混合花岗岩、片麻岩、浅粒岩、大理岩； 石英正长斑岩、花网岩、二长花岗岩、安山玢岩、钾长花岗岩、闪长玢岩； 安山岩、流纹岩、玄武岩； 砂—砾岩类、石英砂岩类、泥（页）岩类、白云岩类和石灰岩类	河床砾石岩类似火山岩和混合花岗岩为主，其次为少量石英岩、燧石、燧石白云岩和花岗岩。 六股河及其支流，其下游河床多数为含砾砂质河床。河流基本属辫状河类型，局部河段显示曲流河特征

续表

编号	水系名称		包括的主要河流	流域内的主要基岩类型	河床砾石岩类及河流类型
	现用名	曾用名			
5	凌河水系	兴城—锦县水系 凌河水系	女儿河、小凌河、大凌河	混合岩、混合花岗岩； 流纹斑岩、二长花岗岩、花岗岩； 安山岩、火山角砾岩、凝灰岩、玄武岩、角砾熔岩； 白云岩、燧石条带白云岩、白云质灰岩、石灰岩、砾岩、砂岩、页岩、细页岩	河床砾石以火山岩砾石为主；其次有石英岩、燧石条带白云岩、白云岩、石灰岩和花岗质岩类砾石等。 河流的中—上游均属砾质河床，下游多数属砾质或砂质河床。 河流基本属辫状河类型，局部河段显曲流河的特征
6	辽河水系	锦县—大洼水系 辽河水系	绕阳河、辽河、双台子河	混合花岗岩、混合岩、千枚岩、二云片岩、板岩、大理岩、片麻岩； 二长花岗岩；安山岩、火山角砾岩； 砾岩、砂岩、粉砂岩、泥（页）岩、油页岩	除在绕阳河上游的少数支流中见砂砾质河床外（河床砾石岩类为花岗质岩类、片岩类和大理石等），其余主要河流中均为泥质粉砂—粉砂质泥—泥质沉积物。 河流属曲流河类型
7	浑河水系	大洼—营口水系 营口水系	太子河、浑河	混合花岗岩、混合岩、片麻岩、变粒岩、浅粒岩、云母片岩、斜长角闪岩； 二长花岗岩； 安山岩、流纹岩； 砂岩、页岩、白云岩、石灰岩、泥灰岩	入海口附近河床沉积为含粉砂的泥质物或泥质物。 河流属曲流河类型
8	大清河	复州水系 复州—老铁山水系	大清河	混合岩、板岩、片岩、千枚岩、片麻岩、二云片岩、变粒岩、浅粒岩、变质火山岩、大理岩、花岗岩、二长花岗岩、伟晶岩、石英砂岩、页岩	该河是一条在基岩广泛出露地区穿越的近源、短流高能河流。
9	复州河水系	复州—老铁山水系 辽河水系	复州河、岚固河	混合岩、大理岩、二云片岩、板岩； 二长花岗岩； 石英砂岩、长石石英砂岩、长石砂岩、砾岩、页岩、泥灰岩、白云质灰岩、灰质白云岩、叠层石白云岩	是一条具砂质河床的河流；又是一条既具曲流河性质，又显辫状河特征的河流。下游未见砾岩
10	庙岛水系	老铁山—蓬莱水系 渤海—长岛水系	未见明显的河流	蓬莱地区、旅顺老铁山附近，以及两地之间海域中各岛屿上所见基岩有： 变质岩系中的片麻岩类、变粒岩类、片岩类、透辉岩类、角闪岩类、石英岩类、板岩类、大理岩类； 火山岩类中的火山角砾岩、火山角砾凝灰岩、玄武岩； 沉积岩类中的石英砂岩、长石石英砂岩、长石砂岩、千枚岩化的泥（页）岩和泥灰岩	此处目前为连通渤海与黄海的海峡和一些岛屿的位置
11	黄水河—界河水系	蓬莱—莱州水系 庙西水系	王河、界河、中村河、黄水河	以黑云角闪片麻岩、黑云片麻岩、黑云变粒岩、斜长角闪岩、花岗岩、花岗闪长岩为主；其次有火山角砾岩、火山集块岩、火山角砾凝灰岩等	含砾砂质河床—砂砾质河床；河床砾石以花岗岩砾为主，其次有片岩、伟晶岩和火山岩砾等； 河流属曲流河类型

续表

编号	水系名称		包括的主要河流	流域内的主要基岩类型	河床砾石岩类及河流类型
	现用名	曾用名			
12	胶莱河—小清河水系 莱州—青坨水系	古黄河水系 郯庐水系	淄脉河、小清河、弥河、白浪河、虞河、潍河、胶莱河、泽河、沙河	上游出露的基岩主要有：变质岩大类中的片麻岩类、变粒岩类、角闪岩类、透辉岩类、石英岩类、大理岩类； 火山岩大类中的安山岩类、凝灰岩类、玄武岩类； 沉积岩大类中的白云岩类、石灰岩类、砂—砾岩类、粉砂岩类、泥（页）岩类； 侵入岩大类中的花岗岩类、闪长岩类、石英斑岩类和辉长岩类在中下游的广大流域均为第四系覆盖	河床砾石岩类：火山岩类、片麻岩、花岗岩、大理岩、脉石英等；河床主要有含砾砂质河床和砂—泥质河床两种类型。 河流属曲流河类型
13	青坨—东风港水系 黄河水系	黄河水系	玉府河、黄河	在济南西南方向黄河流经的区域，基岩主要为下古生界的石灰岩、白云岩；在济南附近，基岩除下古生界外还有少量燕山期的辉长岩；自济南往北东方向，直至流入渤海的广大流域均为第四系覆盖	黄河下游，河床内未见砾石，仅见数十米宽的水流和宽阔的河滩沉积物，主要是含泥粉砂—粉砂质泥。河流属曲流河类型
14	徒骇河—漳卫新河水系 东风港—歧口水系	黄河水系	捷地减河、南大排水河、宜惠河、漳卫新河、马颊河、德惠新河、徒骇河	流域内均为第四系覆盖	河床沉积物主要是泥质粉砂或粉砂质泥。 河流属曲流河类型

见 一 级阶地，阶地断面可见 2~3 个沉积层序。现代河流多限制在狭窄的河床中，枯水期由于上源水库截流，河床中的流水十分少。但每年或每隔 2~3 年各河流都有 1~2 次大洪水，故每条河流均具间歇河性质。河谷阶地上都筑有防洪堤，致使京沈高速公路穿过辽西地段时桥梁甚多。

2. 普见向上变细变薄沉积层序

现代河床可分为以砂砾质沉积为主和砂质沉积为主两类，充分反映近源、短源河流物质补给充分的特点。砾石成分主要是花岗岩、片麻岩、混合岩以及中—酸性喷出岩，属复成分沉积物。河谷切面上可见 2~3 个沉积层序（图 3 - 13）。

每个层序自下而上：底为冲刷面，其上为滞留的砂砾质沉积，见有模糊的大型槽状或板状交错层理；河道沙坝沉积厚 2~3m，主要为中—细砂组成，具有大型槽状交错层理，如绥中附近的烟台河和锦州附近的大清河最为典型；沙坝顶沉积多为泥质粉砂和粉砂质泥，隐见斜波状或波状层理；河漫沉积一般不发育，部分层序见有含炭质的泥沉积物，每个层序厚度为 5~6m。从层序上反映辽西诸河流多属中—高能砾质、砂砾质河流，少部分为中—低能砂

质河流，河型多为辫状河和曲流河的过渡类型。

3. 母岩岩性对陆源碎屑有明显控制作用

燕山在辽西地段为中—低山区，主要由前震旦系混合花岗岩、片麻岩和片岩组成，有时也见石英岩和大理岩。其中有较多燕山期酸性岩侵入体、少量脉岩和中—酸性喷出岩穿插其中。由于构造抬升，物理风化强烈，致使对每条河都有充足的碎屑物质补给。

各河流在山区峡谷中穿行阶段主要是高能砾质河流，河

图 3 - 12 京沈公路大凌河桥跨越的河谷宽度及阶地沉积层序

床中可见大的漂砾，河床有时也比较开阔。出山口各河流在山前多形成大小不一的冲积扇，现代河床多切割扇表面，向平原区流去。随着搬运距离加大，粒度变细，成分变单纯，至入海地带多变为砂质河流，其陆源组分中以石英、长石为主。总的来看，辽西诸水系的河床沉积成分复杂，中—低成熟度，其对渤海物质成分有明显补给作用。经过再搬运在河口地带形成滩坝沙体。

4. 辽西水系有明显继承性

野外考察和室内研究结果表明，辽西诸水系从第三纪至现代有明显继承性，尽管第三纪渤海海域所在地区为湖盆沉积，现代是海盆沉积，但用陆源碎屑对比法，辅之以地震、测井资料研究后证实，第三纪的主要古水系与现代河口所在位置基本一致，说明早第三纪辽西斜坡和辽西低凸起的水系发育、陆源物质补给充分，并形成几个主要湖泊三角洲和扇三角洲沉积体系，致使该地区储层沙体也发育，如海城里的绥中油田对着绥中水系，锦州 20 - 2 构造油气田对着凌河水系等。

5. 阵发性的洪水事件有助于形成广阔的河漫沉积

图 3 - 13 沙后所东沙河阶地向上变细沉积层序

河谷两侧的阶地沉积物表明，辽西诸水系在早期洪水事件频繁。河漫沉积主要是泥质粉砂和粉砂质泥组成，有时可见暴露构造标志，部分河漫为炭质泥质或含炭的泥质沉积物，表明第四纪以来辽西一带也有过潮湿或半潮湿气候。厚度 2 ~ 3m 的河漫沉积可作为良好隔层或盖层。

二、辽西渤海海岸地貌特征及沉积体系

辽西渤海海岸自南而北有基岩海岸、砂质海岸和河口附近的泥质潮滩海岸。基岩质海岸如葫芦岛港，主要由混合花岗岩组成，海蚀地貌和滨岸陡崖石块堆积发育。绥中—兴城一带砂质海岸发育，有较广阔的后滨—前滨海滩沉积，但砂质沉积物的成熟度一般较低，这主要与这一带的水系流经过的中生界母岩区有关，部分河口为潮汐河口，出现鸟嘴状三角洲或港湾形三角洲。现重点选择辽河水系及其河口附近的潮滩沉积作用考察成果（据刘炜，1988）详述如下：

1. 辽河口近岸海区的潮滩沉积作用

辽河口近岸海区包括东起辽河口西至小凌河口，水深小于 10m 的区域。该区自第三纪以来一直沉降并沉积了巨厚的第四系，表层为现代沉积物。区内有四条河流（辽河、双台河、大凌河、小凌河）入海，年平均径流量 9.141km^3 ，年平均输沙量 4 892 万 t，由于河流大量输沙入海，潮滩迅速向海推进，形成广阔的潮间坪，其宽度 3 ~ 9km。同时，由河流水下三角洲构成近海水下地形的主体，延伸至水深约 20m 处，地形坡度 $2.5 \times 10^{-3} \sim 3 \times 10^{-3}$ ，在河口外分布有大小不等的拦门浅滩，双台河口外有盖洲滩，辽河口外有东滩、西滩等较大的浅滩，在河口及浅滩之侧分布有潮道、潮沟等凹槽地形。该区属于潮汐型河口，以淤泥质岸带过渡型沉积作用为主。按沉积环境和水动力条件可分为潮坪复合体、河口潮道、潮沟、拦门沙障壁体、水下三角洲等沉积作用区，其沉积特征分述如下（图 3 - 14）：

图 3 - 14 辽河口海区沉积物类型分布图

（据鲍永恩，1993）

1—砂；2—粉砂；3—砂—粘土—粉砂；4—水深等海线；5—粘土质砂；6—粘土质粉砂；
7—剖面及编号；8—潮滩界限；9—砂质粉砂；10—粉砂质粘土；11— ^{210}Pb 测定点

（1）潮坪复合体

潮坪复合体主要是受潮汐（包括风暴潮汐及其它动力）作用引起的海平面短时间反复变化的沉积环境，从高潮滩向上过渡到潮上带，向下过渡到潮下带的整个环境，它是不受河流直接影响的过渡环境。在潮坪复合体的不同部位（高潮坪、中潮坪、低潮坪），其沉积特征亦有所差别（图 3 - 15）。

高潮坪 此带宽度为 1.0 ~ 1.5km，地形平坦，坡度为 1.0×10^{-4} 。沉积物主要是粘土

质粉砂，平均粒度较细（6.77），悬浮组分占 99% 以上，表现出悬浮负载搬运的特征。泥、砂互层呈水平层理，沉积物表面生物足迹和爬痕甚多，蟹等洞穴发育（40 ~ 80 个/ m²），生物扰动较强，弯曲的小潮沟发育。近潮上带有碱蓬等植物生长，地表有龟裂现象。

中潮坪 宽 0.5 ~ 1.0km，滩面凹凸不平，地形坡度 5.2×10^{-4} 。沉积物为粉砂，粘土质粉砂，平均粒度为 5.26，较高潮坪稍粗。粒度百分累积曲线为三段，滚动组分小于 1%，跳跃组分占 60%，悬浮组分占 40% 左右。沉积结构为互层状、透镜状，生物扰动减弱，有蛤、螺、蟹等甲壳动物及软体动物分布，生物量 20 ~ 40 个/ m²，沉积物表面发育有滩体、凹坑、沙堆及小波痕等。

低潮坪 宽 1.0 ~ 2.5km，地形坡度增大为 1.44×10^{-2} 。沉积物为粉砂、砂质粉砂，平均粒度为 4.9。粒度百分累积曲线为三段，滚动组分占 7%，悬浮组分占 15% 左右，跳跃组分占绝对优势（75% ~ 80%），沉积结构为微倾斜层理，及小型交错层理。沉积物中含斑状贝壳碎屑；层面有小型波痕，波痕走向基本平行于海岸；滩面上有变曲潮沟分布；生物扰动较弱，生物有四角蛤蜊（*Macra Venerformis*），鲎篮蛤（*Aloidis Ustuiala*），鲎螺（*Umbonium Thamasi*）等。

图 3 - 15 潮坪沉积结构图

(据鲍永恩，1993)

1—粘土含量；2—粉砂含量；3—砂含量

(2) 拦门沙障壁体

该区较大的拦门沙浅滩主要分布在双台河口（盖洲滩等）及辽河口外（东滩、西滩），这些拦门沙体原为低海平面时期河流堆积体，经过全新世海侵而河口后退至现今的湾顶，遗留下的沙体被海水淹没或露出于海面。盖洲滩障壁体呈纺锤状，长 13.5km，最大宽度 5.0km。沉积物类型分布：滩西、南、北外侧为细砂，局部有粗砂分布，平均粒度为 2.9，粒度百分累积曲线为三段，跳跃组分占 70%，滚动组分和悬浮组分分别占 10%、20%；向滩体内部粒度变细，沉积物为粉砂、砂质粉砂，平均粒度为 4.5，沉积物粒度百分累计曲线亦为三段，跳跃组分占 80%，悬浮和滚动组分分别为 19%、1%。沉积构造为层状，有小型交错层理，沉积物表面有小型波痕，生物扰动很弱。辽河口外浅滩障壁体（东、西滩）的沉积特征与前者有所差别，沉积物为粘土质粉砂。平均粒径较前者细（7.14），分选性差。

(3) 潮道、潮沟沉积特征

潮道多分布于几条河流的河口外侧，形态各不相同，双台河口外潮道（图 3 - 16）呈指状或齿状的多级潮道，并且分布于拦门沙体的西侧，潮道长 4.3km，宽为 400m，深为 5 ~ 6m，呈“V”形断面，坡度 11×10^{-3} 。沉积物为细砂，沙波发育，有侵蚀出来的贝壳落入谷底，凸面往往朝上堆积，没有生物扰动，以交错层理发育为特征。

潮沟多分布于潮坪上，宽度数米至十数米不等，深度一般小于 1.0m，但长度较长，多

呈“S”形。有时呈枝状分布，断面多呈“U”。由于潮汐摆动而造成明显的泥、砂互层状层序，或有压扁层理结构；有生物碎屑堆积，生物扰动少见。

(4) 水下三角洲沉积特征

从低潮线至 - 10m 等深线，水下三角洲的地形平坦，坡度为 3×10^{-4} 。沉积物为粘土质粉砂，向浅海变细为粉砂质粘土，向低潮坪过渡为粉砂。沉积物的平均粒度为 6.84，分选性差，峰态宽。粘土质粉砂的粒度百分累积曲线与中潮坪近似；粉砂质粘土的粒度百分累积曲线为两段悬浮负载，跳跃组分小于 2%；沉积构造为水平层理或互层状，生物扰动增强。

2. 辽河口近岸海区的沉积动态变化趋势

(1) 潮间坪动态

潮间坪沉积主要受潮汐、潮流、波浪、泥砂来源和地形等条件控制。落潮历时（12 小时 20 分 ~ 13 小时 20 分）大于涨潮历时（11 小时 12 分 ~ 12 小时 25 分），涨潮流速大于落潮（二者比值 1.02 ~ 1.22）是潮坪不断淤积扩展的基础条件，各地段的控制因素有所差异亦可造成不均衡沉积现象，以双台河口为界可分为西、东两段不同的沉积岸段。从双台河口向西至小凌河口为明显淤涨段，该段河流泥砂入海量（表 3 - 2）较大，潮坪上堆积作用较强，淤积主要表现在滩面逐渐增高，水下沙体不断向海延伸。但局部地段亦有盈缩不同的现象，大凌河入海主向偏西南，泥砂向西南运移并在口外迅速堆积，零米水深线向海迁移速率达 264m/a（刘炜，1988）；而在大凌河口东侧岸段，则因水动力和泥砂来源等原因造成冲蚀后退。

图 3 - 16 双台河口潮道分布图
(据鲍永恩，1993)

表 3 - 2 河流流量及输沙量表（据鲍永恩，1993）

项 目	流量， $10^3 \text{ m}^3/\text{a}$	输沙量， 10^4 t/a	含沙量， kg/m^3
辽河	48.82	899	3.21
双台河	18.93	889	4.70
大凌河	19.63	2740	13.96
小凌河	4.03	364	9.03

从双台河口至辽河口岸段为平衡或缓慢淤积段，该段因泥砂来源少，盖洲滩障壁体遮拦而影响了潮间坪的淤涨。在中、高潮坪淤涨特征比较明显，而低潮坪以下则处于平衡或微淤积状态。

(2) 水下三角洲动态

该区水下三角洲呈连续展布，以细粒物质为特征，此特征与海洋动力和河流输入的细粒物质相适应，呈带状缓慢向海推进，对比 1958 及 1978 年海图可见 5m 等深线呈平行曲线向海方向有较大幅度迁移。

(3) 拦门沙障壁体及潮道动态

拦门沙体和潮道沉积直接受波浪、潮流作用，并受海底地形影响。潮道分布于拦门沙体之侧，波浪作用较强，潮流流速较大，冲刷作用甚强。据 1985 年在双台河口外潮道实测，涨潮最大流速可达 200cm/s ，落潮最大流速为 24cm/s ，在拦门沙体西侧潮流速度大于 45cm/s 。按尤斯特罗姆（费里德曼等，1981）分析（图 3 - 17），当潮流速度大于 25cm/s 时，粒度小于 2 的颗粒即可处于悬浮状态。可见潮道在涨潮时槽底有相当数量的沉积物（平均粒度 2.9）可以被冲刷而悬浮搬运，落潮时粗颗粒又沉积下来。盖洲滩西侧亦因潮流速度过大而被冲蚀搬运，所以造成滩西侧呈弧形分布的分选很好的砂沉积带；滩体上部因潮流速度变低而泥砂不断地堆积淤高。盖洲滩自 1978 年至 1983 年的变化趋势是北端萎缩呈尖锥状，西侧冲刷，东南侧发生一定速度的堆积，整个沙体显示出向东南偏移趋势；与此相应的潮道亦向南延伸和东偏。辽河口外东、西滩为涨潮淹没的大型障壁沙体，在辽河导航堤修筑之前，二滩的淤积面积增长迅速，1906 ~ 1916 年西滩淤高 0.5m 左右，修筑导航堤之后，因水流束集，二滩的面积在 20 年间缩小了 30%；自 1958 年在辽河下游六间房截流和修大伙房水库之后，河流径流量减少，径流作用减弱，潮道槽底日趋淤积，拦门沙体亦向上推移。

3. 结论

辽河水系诸河口具有河口、淤泥质岸带过渡环境的沉积特征。河流泥砂来源丰富，地形平缓，在潮汐作用下形成潮坪及水下三角洲沉积环境，因涨潮流速大于落潮流速及沉积、侵蚀滞后效应，以及最大潮流速度出现在低潮线附近，故塑造成沉积分带（细—粗—细型）、沉积结构分带、生物扰动分带规律。

双台河口之西段以 $114 \sim 127\text{m/a}$ 的速率淤进；双台河口至辽河口以 $20 \sim 22\text{m/a}$ 的速率淤进。随着潮滩不断地淤涨，滩面抬高，现在的海岸线发生后退。一方面为土地资源开发利用创造了有利条件；另一方面对现有盐田、养虾池的自然纳潮造成困难。因此，在研究现代潮滩动态预测的基础上，规划潮滩资源开发利用是十分必要的。

双台河口潮道和盖洲滩受波浪、潮流的作用而产生冲刷侵蚀，潮道南移东偏，盖洲滩亦向东南偏移；辽河口拦门西沙体（东、西滩）有上淤现象，显示出潮道变浅。因辽河口导流堤破损，港口航道淤积严重，航运吨位已不能与过去相比，为了对外开放和发展经济的需要，对辽河口拦门沙体向

上淤积问题，有必要深入研究，进行老港的改造和河口治理。

辽河水系诸河口地处辽河油田浅海海滩油气勘探区，对该地区的水系、河口沉积、潮滩沉积，及其沉积动态变化和预测潮滩淤积极限高度所需时间等项研究成果，有助于论证勘探部署和决策，故渤海海域周缘现代沉积研究也直接为国民经济发展作贡献。

图 3 - 17 尤斯特罗姆图—速度与粒度关系
(据鲍永恩，1993)

1—牵引管最小牵引曲线；2—静水沉降曲线
3—最小悬浮曲线 ($12 \times$ 沉降速率)

第四章 山东半岛海岸地貌特征及沉积体系

本章汇集了南起连云港，经山东日照、青岛、荣城、威海、烟台和蓬莱等地黄海海岸的地貌特点和沉积体系。按曾经组织的现代沉积考察顺序加以叙述。

第一节 日照市黄海海岸地貌特征及沉积体系

山东日照县一带属黄海海域，从陆至海，发育由河流、三角洲和海岸环境组成的沉积体系。日照海岸呈北东—南西向延展，有白马河、两城河、付疃河、锈针河等四条较大河流注入黄海，涛雒河是其间较小的一条小河。付疃河和涛雒河的河口地区，明显地表现出河流作用不如海浪和潮汐作用强，河流输入的砂泥沉积物，经海浪作用的改造在河口两侧形成一系列沿岸沙堤和浅滩，其间还有潮间砂、泥坪沉积。河口处成为名符其实的鸟嘴状三角洲。河口两侧的海岸沙堤是以中—细砂为主，分选较好，跳跃总体为主。另一特点，本区除波浪作用外，潮汐作用也较强，高潮时，潮水涌入沙堤或沙嘴向陆一侧，形成岸后泻湖，沿泻湖周缘依次出现泥坪—混合坪—沙坪，并可见潮沟和潮渠，以及丰富的半咸水钻孔生物。付疃河与涛雒河河口之间为海岸沉积，发育有沿岸沙堤，其延伸长度达 15km 以上，宽 150m 左右，相对高差 2~4m，主要由中—细砂组成，含有贝壳及小砾石，沙堤顶部较平坦，有厚度不等的风成砂复盖其上，正向海岸沙丘演化，沙堤向陆一侧为泻湖，经常干涸。这类沙堤—泻湖体系由远向近，共有四个，均大致北北东—南南西向展布，与海岸平行，大部分沙堤已残缺不全。最新沙堤向海一侧为潮间带，从高潮线至低潮线，最宽处达 2~3km，水深 0~2m，潮间海滩砂主要为中—细砂，分选好。退潮时，可见沿岸流及裂流，砂质沉积物表面出现各种形态波纹，特别是被水流多次改造的复杂波纹和各种形态的冲流痕和细流痕，如赖内克(1970, 1980)提到的树枝状流痕、蛇曲状细流痕、分枝状细流痕等均可见到。在海滩和堤坪等一些极浅水边缘环境，护身是生物生存的首要问题，故潮水退去后，各种生物挖掘了各种垂直或略倾斜的潜穴，以及刨出来的砂质团粒，它们以各种形式堆积在海滩上，在泥质沉积物表面还留下各种爬行的痕迹，对这些沉积现象的观察，大大丰富了人们对生物扰动构造的了解和认识。本区石臼港附近还有个较为典型的万平口泻湖，其与海岸沙堤共同组合而成障壁岛—泻湖—潮坪沉积体系。横切障壁堤可见发育的纹层砂，潮汐通道两侧可见进潮三角洲和退潮三角洲，退潮后，泻湖内有纵横交错的潮汐水道，由于海水中悬浮物质少，泥坪不甚发育。下面就各环境作具体介绍(图 4-1)。

一、日照涛雒河—付疃河潮汐河口体系及两者之间的沉积作用

付疃河全长约 60km，属一中—小型河流。上游由两个主要支流组成，尤其北北东向支流流经深切山谷之中，日照县城附近河道较为弯曲，至下游又与另一支流汇合。由于地形低凹，成为泛滥平原地貌，也是人工盐田所在地，在河道中有边滩、心滩和天然堤等次级沉积单元。流经的陆地主要由太古界胶东群的变质岩系组成，为片麻岩、变粒岩和少量斜长角闪岩、大理岩等。变质岩系中分布有大小不等的中生代燕山期花岗岩、花岗闪长岩侵入体，最大的花岗岩体在日照县城西北，它沿北西方向延伸了约 50 余公里。故河床中冲积物的重

图 4 - 1 山东日照付疃河—涛雒河河口及海岸沉积环境图

矿物组合基本属于变质岩矿物组合。据山东海洋学院王琦等（1978）的资料，付疃河冲积物中的各种重矿物组分的百分含量为：磁铁矿（3.0）、钛铁矿（2.0）、铁矿（1.0）、角闪石（74.0）、绿帘石（12.0）、榍石（5.7）、磷灰石（0.3）、石榴石（2.0）。涛雒河附近的小河的冲积物中仍以角闪石为主，次为磁铁矿、绿帘石和榍石，其中磁铁矿相对富集（约占重矿物中 10%）。

河流冲积物中的重矿物组分和含量变化受上游物源性质控制。也是向下追索河口以外海岸沉积物扩散方向的依据。根据河床冲积物重矿物组分与海滩砂中重矿物对比，日照海岸带的沉积物主要来自河流。来自海岸岬角的侵蚀产物只局部存在。沉积物主要在纵浪的作用下由北向南移动扩散。

付疃河口以南至涛雒河一带为富含角闪石区（含量高达 60%），其次是绿帘石和榍石；

涛雒河口以南仍为角闪石富集区，但磁铁矿含量相对升高，在潮间带滩砂表面经常见有磁铁矿局部富集现象。

本区总盐度为 30.87‰。与海水标准含盐度 35‰比较，本区海水因受河水注入略有淡化。

付疃河和涛雒河的河口地区，明显地表现出河流作用不如海浪和潮汐作用强。在形成三角洲沉积体系中以海浪作用占优势。因此，在河口地区河口沙坝不发育，也不呈鸟足状。河流输入的泥砂物质，经海浪作用，在河口两侧形成一系列沿岸沙堤和浅滩。在低潮线附近河口部分稍突出，海滩沙脊向两侧呈缓弧形凹向陆地，随着河口向前推移，而形成了一系列海滩沙脊。其间还有潮间坪、泥坪沉积。

海滩沉积物在波浪的作用下将发生再搬运和再沉积（图 4 - 2），日照海岸一带，沉积物主要由河流携带而来，部分来自海岸基岩的侵蚀物，由于本区海岸风向主要为西北方向，以纵浪作用为主，故河口沉积物受海浪作用沿海岸进行搬运和沉积（图 4 - 3），并显现河口两侧的沙堤和海滩沙脊呈不对称状分布。南侧砂质富集，潮间带平坦而宽阔。北岸潮间带狭窄并收敛，南侧海滩沙脊略包裹北侧，宛如鸟嘴状（图 4 - 4），故这种以纵向海浪作用为主的三角洲，通称为鸟嘴状三角洲是名符其实的，如果以横浪作用为主时则为对称的尖头状三角洲。从成因观点看，这两种形态三角洲统称为浪成三角洲。属破坏性三角洲类型，这种浪成三角洲的最大特点是沙体平行海岸呈对称或不对称状分布。

图 4 - 2 波浪由深水区进入滨岸带的变化及由此而引起的沉积物移动情况

岸坡面上部的单线箭头表示在同一次波浪运动中沉积物向陆或向海移动的距离；岸坡面

下部的双线箭头代表一次完整的波浪运动后，沉积物最终移动的距离

随着潮水退去，自沿岸沙堤向海一侧出现水下分支河道，并在河道南侧隐见水下天然堤，相对高差 2m 左右。水下分支河道呈曲流状，河心有小型舌形和长形沙坝。河道中半咸水的底栖瓣鳃类十分富集。退潮后，众多的当地群众淘洗采取，供食用。

河口两侧的海滩以中—细砂沉积为主，由于水流多变形成各种类型水流波痕，并见有各种瓣鳃类和腹足类生物，也有生物钻孔，虫管及粪团粒构造（图 4 - 1）。

另一特点，除波浪作用外，本区潮汐作用也较强，高潮时，河口成为潮汐通道，潮水涌入沙堤或沙嘴向陆一侧，在河道两旁形成潮汐泻湖，高潮时这种泻湖有时难与障壁岛后面的泻湖和潮坪相区别。只有当退至低潮时，这类泻湖中的水体基本退走时才能加以区别。这里主要显现潮间泥坪的沉积特征。这是由于河流淡水携带泥砂物质进入河口时，与潮汐作用进

图 4 - 3 纵浪作用下沉积物的运动方式 (a) 及沉积物的三种运动方向 (b)

入河口的海水盐水楔相遇后，迅速发生胶凝作用所致，付疃河河口沙嘴内侧泻湖湖底的黑色淤泥厚达 1m 以上；涛雒河河口沙嘴内侧泻湖的泥坪上，有丰富的半咸水底栖生物群；虫孔和生物扰动现象十分发育，有一种大蟹爬行和钻孔十分迅速，表现出半咸水生物群富集现象。

河口附近的沙嘴呈弯曲状或镰刀状，弯向陆地一侧。由粗—中砂组成，富含生物贝壳，在去蔡家滩的路上泻湖边缘见有贝壳滩。

二、日照一带砂质海岸及其沉积作用

日照一带具两种海岸，一种为砂质海岸，另一种为泥质海岸，即潮坪沉积体系，它们各具特点。

砂质海岸从陆至海具岸后泻湖、沙丘、潮间带等；泥质海岸的潮间具泥坪—混合坪—沙坪沉积。

1. 海岸沙堤

从五万分之一地形图上可知，由付疃河河口经涛雒河河口至小口子一带发育有长达 15km 以上的沿岸沙堤，宽度 150~200m 左右。相对高差 2~4m，主要由中—细砂组成。沙堤顶部较平坦，有厚度不等的风成砂覆盖其上，沙堤背后向陆方向与泻湖相接，地形变缓，具有风坪特点。在浅探坑中见有风成砂覆盖在暗色泻湖泥之上；沙堤东侧向海方向坡度稍陡。在小口子附近测量为 1°左右其上堆积的沉积物横向变化较大。为中—细砂、中—粗砂，乃至砾状砂或细砾等。并混有数量不等的大小不一的生物贝壳。这种横向变化与海浪的冲刷、陶洗和搬运再分配有关。

这类沙堤从李家营、小学校、军营，向东直到海岸小口子一带共分布有四条，它们大致呈北北东向展布。与现在海岸平行。有些沙堤因人工改造已残缺不全，但从沙堤上的植被和较高的地形仍可辨认。主要由分选好的中—细砂组成。在小学校东侧探坑中可见沙堤砂复盖在暗色泻湖泥之上。

2. 干泻湖

四列沿岸沙堤之间，均分布有较平坦的泻湖平原。实际上是一种干涸了的泻湖，地形较

平坦。有些低凹处尚有水生植物生长或变成了盐沼地带，由暗色淤泥组成，每个泻湖的宽度约 700 ~ 800m。

这种沿岸沙堤与泻湖平原相间排列的景观（图 4 - 5），与我国乃至世界其它地区的全新世海岸地带相似，而且本区的沙堤分布更长、更稳定，独具特色。

图 4 - 5 日照海岸横剖面示意图—泻湖平原与沿岸沙堤相间排列

有关这种泻湖—沙堤沉积体系，或障壁岛—泻湖体系的成因问题，由于观察粗浅，尚难提出准确看法。虽然横向序列发育良好，但是完整的垂向序列还没有见到，不过一般都认为，这种沉积体系主要是岸进作用（即海岸线向海推移）的结果，但也不排除间或有海侵作用，造成泻湖与障壁岛沙体的交错排列。

3. 潮间带海滩

本区是观察和研究潮间带沉积的良好场所，由平均高潮线至低潮线的潮间海滩宽度不等。例如付疃河口南侧和涛雒河口南侧的潮间海滩宽达 2 ~ 3km，水深 0 ~ 2m 左右，依地形和沉积物类型，可分两种沉积环境：一种为砂质潮间带；另一种为淤泥质潮间带（图 4 - 6）。

(1) 小口子一带的砂质潮间海滩

由东南营至涛雒河口的潮间地带，沿岸沙堤向海延伸，当退潮时主要显现砂质海滩沉积，从高潮线至低潮线依次可见如下一些沉积现象：

图 4 - 6 砂质海岸 (a) 与淤泥质海岸 (b) 横剖面示意图

气泡砂构造：

接近日高潮时，在干燥的沿岸沙堤坡度较陡处，由于海浪冲流的快速拍打，常常见到许多空气气泡被捕集在沉积物内，这些气泡保存下来，就使砂质沉积具有海绵状结构，蜂窝状小孔大小由一至几毫米，大致呈椭圆形。

赖内克（1980）认为气泡砂产生于碎浪作用不太强的和干净砂质沉积物表面被水迅速淹没的岸上。它是前滨或类似沉积环境的良好标志，通称泡沫浪。

水位痕迹：

小口子附近的高潮线一般达到距沙堤顶端 1.3 ~ 1.6m 处的高度，只有风暴潮汐时，海水才漫过沿岸沙堤。当海水达到高潮位后不久，潮水又开始向下降落。在较陡的沿岸沙堤沉积物表面，刻下了一道道痕迹，称水位痕迹，或叫瞬变线。随着水位下降，在不同高度的位置上就留下了一系列水位痕迹，主要由细砾、生物介壳、虫管、死亡的带壳生物、海生菌藻类等各种混杂物组成，并显现各种复杂的弧形曲线，尖端指向退潮方向。这种特殊沉积现象是认识滨线（高潮线）的良好标志。

潮间海滩沙脊和凹槽：

从沿岸沙堤根部开始，地形变平坦，起伏较少，并逐渐向海倾斜。沉积物主要是中—细沙，分选较好，它是海滩的主要部分。有的地区海岸潮间带可发育有沿岸沙坝，本区不明显，仅在退潮时，见有稍突起的低平的海滩沙脊，沙脊之间有凹下的槽地。

随着潮水逐渐退走，在滩脊和凹槽中出现定向水流系统，凹槽为平行岸线沿岸流系统，然后沿着滩脊中且垂直岸线的沟槽形成裂流返回海洋（图 4 - 7）。无论是沿岸流或裂流均为定向水流，这种水流随着退潮的加速，在水底砂质沉积物表面出现各种方向的沙波和沙纹。当水浅清澈时，可以清晰看到砂质沉积物表面随着水流方向出现沙波迁移现象和不同粒度、不同轻重组分砂粒的分异现象，即所谓纹层砂的形成。在相对平坦地区，平床延伸范围可以较广。

图 4 - 7 沿岸流与裂流

由于潮间带水流多变，可以形成各种类型波痕构造（参看图 4 - 1），特别是被水流多次改造后形成的复杂波痕构造。

在回流中海滩的不同部位还可见到各种形态冲流痕和细流痕。例如赖内克（1980）所提到的树枝状细流痕、蛇曲状细流痕、分枝状细流痕等。它们都是鉴别水流系统的重要标志。

（2）小口子至付疃河河口一带潮间潮坪沉积体系

从刘家湾越过沙堤至小口子以北约 1km 处，潮间海滩十分平坦开阔，显现典型潮间潮坪沉积体系。由于付疃河口南侧天然堤的阻拦，使该处没有强烈海浪作用，类似一个浅水的海湾。近岸一侧为泥坪宽约 1km，由暗色淤泥组成，厚 20 ~ 30cm，向海一侧逐渐过渡为沙坪，直至低潮线附近，主要为砂质沉积（见图 4 - 1）。由于潮水位变化引起的潮流，导致在泥坪上产生大量潮沟、潮渠曲折蜿蜒，类似小型曲流河，凸岸有边滩，凹岸受侵蚀，水深 40 ~ 50cm。在潮坪沉积物中可见许多特征的沉积构造。它们是识别潮坪的主要标志，例如泥质沉积物表面的小型水流波纹，水平纹理、微波状的细薄层理等。

在海滩和潮坪等这样一些极浅水边缘环境，护身是生物的首要问题。所以各种不同移动的生物挖掘了各种垂直的或略倾斜的潜穴，这种生物包括各种甲壳类、蠕虫、蛤、螺等。在

泥质沉积物表面还留下了各种爬痕，对这些沉积现象的观察，将大大丰富我们对生物成因构造的了解和认识。

三、石臼港码头一带基岩及海浪—潮汐的侵蚀作用

图 4 - 9 万平口泻湖—障壁岛
沉积体系横剖面示意图

石臼港一带基岩出露并伸入黄海，形成岬角，为一天然良港。波浪作用和潮汐作用强烈，特别是拍岸浪作用十分强烈，表现为侵蚀海岸特征，可见海蚀崖、海蚀槽等侵蚀地貌。陡崖下具海蚀作用形成的砾石堆，反映近源或原地堆积的特点。基岩主要为燕山期花岗岩，形成的砾石也以花岗岩砾石为主。在岬角的波影区，由于波浪作用明显减弱，表现为沉积海岸特征，物源来自基岩侵蚀物，以灰黄色中—粗砂和细砾为主。

图 4 - 8 万平口泻湖—障壁岛
沉积体系平面图

四、石臼港附近万平口泻湖（障壁岛—泻湖体系）

万平口泻湖位于石臼所港的北部，由一海湾发育而来，北侧系由沿岸沙坝延伸形成弯曲刀状沙嘴，将海湾半遮掩着，形成障壁，南侧为出露基岩，并为人工所建之石坝所限。涨潮时海水由潮汐水道进入泻湖，形成进潮三角洲，落潮时海水返回海洋，出现退潮三角洲，落满潮时可见泻湖之完整轮廓，其中有类似小型曲流河状的潮汐水道，水道两侧沙坪见有各种形态波纹，因海水中缺乏泥质悬浮物，故围绕泻湖泥坪不发育，切开沙嘴的剖面可见纹层状交错层理及冲刷构造（图 4 - 8，图 4 - 9）。

第二节 青岛—崂山黄海海岸地貌特征及沉积体系

青岛市地处黄海之滨，胶州湾畔，三面环海，一面接陆，是一座风景优美的海滨城市。市辖六个区和崂山等六个县，总面积 1.65 万 km²，人口 620 万。青岛港水深港阔，终年不冻，是国内外著名良港（图 4 - 10）。

一、第一海滨浴场

是全市最大的一个海水浴场，地处汇泉湾畔。浴场由后滨—前滨—临滨带构成的海滩环境组成。海滩由中—细砂组成。海底较平缓，水体较清澈。潮汐—波浪作用中—强。邻近浴场为基岩海岸，可见拍岸浪花，海蚀作用较强。附近有公园及海产博物馆，馆内展出海洋动、植物标本七百余种。考察海岸沉积作用并参观水族馆，丰富了考察内容，加深对海洋有机和无机作用的了解。

二、栈桥

栈桥是青岛的象征，桥向海延伸 440m，站在桥上可以考察潮汐—波浪作用。涨潮时，万顷波涛澎湃涌来，由于侵蚀作用强，岸边沉积物由碎石块组成，石块上攀生大量海生动物及藻类，岸边为防浪堤，也是人们休息和观潮的良好场所。

图 4 - 10 青岛—崂山黄海海域地理分布图

三、崂山

位于市区以东约 30 多公里，东和南两面濒临黄海，主峰崂顶高达 1 133m。崂山主要由花岗岩组成，球状风化地貌明显。旅游崂山路线有中路、南路和东路之分，随处可见陡崖海岸及其受波浪—潮汐侵蚀作用景观，致使崂山气势磅礴，景色美丽，兼有山、海、林、泉之名胜。从巨峰（崂顶）经上清宫至龙潭瀑布可见深切谷和山间河流的侵蚀—搬运作用。沿河谷至山脚下，可见滨岸陡崖石块堆积作用。花岗质巨砾和粗砾磨圆较佳，呈倒石堆状堆积在谷口，再遭受潮汐和波浪的侵蚀和搬运作用。巨大花岗岩表面有海蚀的洞穴和流槽、流沟。从基岩海岸向海延伸，常有大小不一的基岩耸立于海中，形成海蚀柱、海蚀槽和海蚀洞，如著名风景区的石老人就是海蚀作用产物。

总之，青岛南侧海岸线曲折，构成基岩侵蚀海岸和砂质海岸的交替出现，堆积海岸更多地表现出近源—短源沉积作用，故大部分青岛海滨浴场的碎屑沉积物成熟度一般偏低，海滩砂较粗，范围较小，远不及胶州湾西南海岸沿线滩砂细且发育。

第三节 烟台—威海—荣城海岸地貌特征及沉积体系

从荣城经威海至烟台，绵延 1 000 ~ 2 000km 的海岸带风景更宜人，久负盛名。沿岸线考察也是基岩海岸和堆积海岸交替出现。现择主要地点加以描述（图 4 - 11）。

一、烟台市的烟台山和芝罘湾

烟台山位于市区东北端，以明代防倭建狼烟墩而闻名，紧邻烟台码头。其中一低山主要由黑云母斜长片麻岩、混合岩组成，由于地势陡峻，海浪冲刷，使得岩石表面光洁，片麻构造、混合岩化现象异常清晰。并有中生代暗色岩脉穿插其中。芝罘湾四周陡崖海岸可见各种风化侵蚀地貌。登烟台山远望：可见群山镶嵌海面，巨轮鱼贯出进如梭；黎明时刻可观日出于大海，夜晚瞰视港湾灯火，景色尤为壮观。芝罘湾港深水清，为一良港，潮汐—波浪作用汹涌。从烟台山南行至烟台大学一带为砂质海岸，见有大型沙坝和数条河流注入，为游泳场所。

二、威海及威海湾

威海素称威海卫，半岛东侧为威海湾，湾外侧有驰名中外的海防要塞刘公岛。威海海岸和刘公岛四周主要由变质岩基岩组成，由于波浪—潮汐作用强烈，使得海岸带的侵蚀地貌和溶蚀—溶解现象更发育。由威海湾东南行间或有砂质海岸，由陆向海出现后滨—前滨带的海滩砂构造，但沙滩质地较差。

三、荣城和荣城湾及桑沟湾

荣城位于胶东半岛最东端，所辖范围的海岸十分曲折，以多海湾、多泻湖，砂质海岸与基岩海岸相伴生为特色。基岩主要是花岗岩、混合花岗岩。湾岸地区海滩主要是中—细粒石英砂。著名的成山头才真正是胶东半岛的最东顶端，俗称“天尽头”。山头由具球状风化外貌的花岗岩组成，面临大海为陡岸，由于黄海的强劲波浪—潮汐作用，使得陡峭岩岸遭受强烈的侵蚀冲刷作用，地形变得异常陡峻和奇特。沿岸多海蚀柱、海蚀槽、海蚀沟和海蚀洞穴，以及岩石表面的差异溶解现象（图 4 - 12）。北受成山角、南受马山基岩夹持的荣城湾，其沿岸发育粒细、松软的砂质海滩，地形平坦开阔，是一个十分有潜力的旅游开发区。荣城湾内有一封闭小海湾，通称天鹅湖，经考察证实，实为一典型障壁沙坝—泻湖—潮坪沉积体系。障壁坝北倚基岩向南延伸，呈镰刀状（典型的镰刀形障壁沙坝）。南端有一狭窄的潮汐通道，进潮和退潮时潮水都显得十分汹涌，形成进潮三角洲和退潮三角洲。障壁沙坝由粉—细砂组成，碎屑成分以石英为主，分选好，成熟度高，绵软疏松，很适合作游泳场、冲浪场的休息场所。低潮位可见泻湖四周的潮坪沉积（图 4 - 13）。高潮位为泥坪，低潮位为沙坪，之间为混合坪，泻湖主体一般不出露水面。“天鹅湖”泻湖四周还有小型子泻湖，及岸后低矮丛林，自然环境优雅。荣城湾南侧过一岬角又有一大海湾，即桑沟湾，也是重要风景区。湾内砂质海岸发育区也有障壁沙坝和泻湖沉积体系。泻湖区养殖业十分发达，砂质海滩、阳光和干净空气为海生动、植物提供了良好繁衍条件。这里也有“天鹅湖”之称。

荣城湾和桑沟湾的“天鹅湖”水面开阔，面积达 13km²，这里气候湿润暖和，水质清洁，营养物质丰富，环境安静，致使每年 11 月份，万余只大天鹅从西伯利亚、内蒙古等地成群结队飞来，在这里嬉戏、觅食、栖息、越冬，构成了我国名符其实的天鹅湖，给这一现代沉积环境增加了新的景色。保护环境是我们人类的天职，沉积学工作者也应是环境保护者、宣传者。

图 4 - 11 烟台—威海—荣成海岸地理分布图

图 4 - 12 荣城“成山角”陡崖海岸

四、蓬莱—长岛海岸地貌特征及沉积体系

蓬莱位于胶东半岛北端最突出部位，旧名登州。蓬莱与辽东半岛的旅大地区隔渤海海峡相互对映，其间分布有庙岛列岛。由于这里景色秀丽，气候宜人，历来就是避暑旅游胜地。最著名的“蓬莱阁”和“水城”素有仙境之称。

1. 蓬莱阁陡崖海岸

蓬莱阁座落在城西北的丹崖山巅，面临庙岛海峡。站在山顶北眺，海天茫茫，波浪起伏、汹涌澎湃、空明澄碧、山峦起伏。“海市蜃楼”是蓬莱阁的一大奇观，显现出独特的自然景观。不言而喻，“仙阁”陡崖之下基岩峭壁表面的波浪—潮汐侵蚀作用和碎石堆积作用十分典型。崖根部有强烈的海蚀地貌。

2. 水城砂质海滩

水城位于丹崖山下，蓬莱阁东侧。水城附近向东延伸是一片开阔的海滩，滩面由中—细砂构成，质地松软，构成天然海滨浴场。由陆向海由基岩—后滨沙坪—前滨滩脊和凹槽—临滨水下沙坝组成无障壁砂质海岸沉积剖面。

3. 蓬莱下朱泮海滩

可见第四纪风化壳，由厚约数十米的黄土层和砂砾层交互组成。基岩由蛇纹石化大理岩、混合岩和片麻岩组成。海岸地带具有由复成分砂砾组成的海滩，砂砾成分由石英岩、玄武岩和贝壳混合堆积而成，系近源快速堆积所致，反映了古岸线所在位置。

4. 庙岛群岛和月牙湾的砾质海滩

庙岛群岛也称长岛，或长山列岛，位于我国山东半岛和辽东半岛之间，由 32 个大小不一的岛屿组成的列岛像一串璀璨的明珠镶嵌在烟波浩淼的渤海海峡之中。长岛紧邻蓬莱，由北长岛、南长岛组成。岛上主要由中—上元古界白色石英岩组成。石英岩为中厚层状，碎屑成分主要是石英，由于次生加大胶结显得十分致密，裂隙发育。也有大理岩、千枚岩、片岩、片麻岩等类基岩。海岸沉积最大特色是其由磨圆极佳、高成熟度石英岩砾石组成的砾石滩（坝）十分发育。砾石滩主要分布在后滨—前滨带。有时也见有白色石英砂组成的海滩，其中相当一部分是由扇贝壳组成的贝壳滩或由贝壳和陆屑组成的混合海滩。典型的沉积剖面是北长岛月牙湾海滩剖面，其由陆向海为基岩—后滨、前滨带砾石海滩—岸外砂质海滩及水下沙坝构成（图 4 - 14）。

图 4 - 13 荣城 “ 天鹅湖 ” 泻湖沉积体系

图 4 - 14 北长岛月牙湾海岸剖面

第四节 江苏连云港黄海海岸地貌特征及沉积体系

连云港位于江苏北部，滨临黄海，是陇海铁路终点，后云台山一直延伸至海滨，沿岸分布有竹岛、鸽岛、东西连岛等岛屿；还有连岛沙坝与陆连岛（高公岛）。连云港码头位于后云台山的北坡，与东西连岛隔海相望。沿岸及岛屿基岩均由太古界中、深变质岩系组成，各

迟元苓：江苏连云港海岸沉积环境及其特征，1987。

— 54 —

种沉积、生物种类非常丰富，具明显的特征及分布规律。

一、以波浪作用为主的海岸及其沉积特征

在海头湾、东西连岛（北侧）、高公岛三个考察点都能观察到这类海岸，它们的地理位置有一个共同点，即无障碍影响而直接与开阔海相连，因此，水动力以波浪作用为主，由波浪运动形成的升浪带、破浪带、碎浪带、冲流带十分壮观。

在海岸带的海水运动不仅表现为向岸流，而且有沿岸流和离岸流，它们对沉积物有着不同的影响。

1. 海头湾海滨浴场区

自陆向海方向，可以看到完整的相带组合：风成沙丘、后滨、前滨、临滨。

风成沙丘：沉积物由细砂组成，分选较好，见大的生物壳体。该带发育风成波痕和风成交错层理。在挖的探槽中，可见风成交错层理，层系厚 15cm，细层向陆倾斜，倾角约 20°。

后滨：位于平均高潮面和最大高潮面之间，相当于潮上带。它与前滨的分界是平均高潮线上的海滩脊，向陆方向一直延伸到沙丘底部。后滨沉积物由细砂组成，但粒度比风成沙丘的砂要细，亦见有较大的生物壳体。在海滨的滩脊的探槽中，可以观察到低角度交错层理和几层生物壳层。

前滨：位于平均高潮面和平均低潮面之间，相当于潮间带。此区经常被海水淹没，沉积物以粉砂为主，成分主要为石英，次为长石，另见生物壳体。在沉积物表面，可见障积痕、波痕和生物爬痕等表面构造。

2. 东西连岛北侧区

海滨亦以波浪作用为主，但风成沙丘不发育，后滨直接与陆地相连。后滨沉积物以细砂和砾级贝壳碎屑为主。前滨沉积物为细砂。滩脊发育，向海方向可见四个以上滩脊，均平行海岸，但横向延伸不连续，亦不规则。滩脊间为滩沟，其内尚有海水，由于水位变化和地形高差，沟槽内海水向海流动，形成一系列的水道。在前滨带，可观察到沿岸流，它与向岸流同时对沉积进行改造，便形成了干涉波痕。

3. 高公岛和羊山岛之间

发育一条沙嘴，即称为连岛沙坝。沙坝沉积物以细砂为主，表面见障壁痕和水流痕迹。在羊山岛北侧，沙滩不发育，海岸为岩岸，海水成年累月不断地拍击着岩岸，形成了典型的海蚀地貌——海蚀崖、海蚀平台、海蚀洞等。同时，在岩岸上见到一片厚约 5cm 的海滩岩。

二、以潮汐作用为主的海岸及其沉积特征

连云港地区潮汐为半日潮，即在一个太阳日内出现两次高潮和两次低潮。最大潮差为 4 米多。

人们观察的高公岛乡柳河地区和东西连岛大路口潮坪，即是以潮汐作用为主的海岸带，波浪作用相对较弱，这与连岛的存在和海底平坦使海水运动受到局限有关。

1. 柳河潮坪

该潮坪上的潮间带特别发育，沉积物由粉砂和泥组成。粉砂主要分布于靠陆一侧，而泥分布于靠海一侧。泥坪极不规则，高低起伏呈疙瘩状，犹如翻耕过的农田。粉砂坪的向陆一侧为潮沟，潮沟将潮间坪和陆地分开。

粉砂坪上波痕十分发育，它们均为削顶波痕。根据波脊延伸状况可分为直脊波痕、曲脊波痕、链状波痕及分叉波痕等。

在潮沟附近的潮坪上，可见呈分散状分布的泥砾，含量一般小于 5%，分布不均。泥砾

多呈椭球状，长轴一般 5 ~ 6cm，也有的小至 1cm。其磨圆度较高，表面光洁，内部为泥，还有小的生物壳体等，颜色较暗。究其成因，这种泥砾可能是涨潮时，逐渐沉积下来。这可从东西连岛南侧泥坪上，因潮汐水道不很发育，泥砾也甚少而得到反证。

由此，联想到碳酸盐的灰泥沉积组成的大部分竹叶砾屑，两者是否在成因上类似？是很值得注意和探讨的。

2. 东西连岛南侧大路口潮坪

此区潮上带很窄，仅 1 ~ 2m，潮间坪很宽阔，约有 200m。潮上带由砾级的生物壳碎屑组成。而潮间带上部为粉砂坪，其中发育着小的潮沟，退潮时海水经其通道而向海退流。在沉积物表面上，波痕十分发育。

三、连云港海岸生物组合及其生态特征

沿岸生物繁盛，种类甚多，在其组合及分布上具有如下特征：

1. 墟沟—海头湾海岸带（滩及岩岸）

滩面的生物碎屑有：毛蚶、牡蛎、蛤蜊、杂色蛤、金蛤、益蛭、扁玉螺、海豆芽、蟹类。

岩岸生物组合及分带：滨螺、藤壶、荔枝螺、海乔麦、帽贝、牡蛎、石鳖、绿藻、褐藻、海葵。

2. 高公岛、羊山岛—柳河海岸带（潮坪及岩岸）

岩岸生物组合及分带：滨螺、藤壶、荔枝螺、单齿螺、帽贝、牡蛎、石鳖、绿藻、褐藻、海葵。

在潮坪上可见生物碎屑有：毛蚶、牡蛎、滨螺、文蛤等。在该潮坪上生物组合、生态特征及痕迹特点十分明显，可见沙蚕及其垂直潜穴，巢沙蚕的垂直潜穴，蟹类垂直、倾斜潜穴，蟹类爬行痕迹及粪粒，瓣鳃、腕足爬痕及潜穴，海鸥足迹等。

3. 东西连岛海岸带（滩、潮坪及岩岸）

在波影区大路口潮坪上可见蟹类潜穴、沙蚕潜穴、巢沙蚕潜穴、蟹类粪粒、海葵等。

在广海一侧海滩上可见生物碎屑：毛蚶、金蛤、海扇、牡蛎、镜蛤、凹锈螺、海胆、扁玉螺等。

第五章 海南岛碳酸盐海岸地貌特征及其沉积作用

海南岛是我国第二大岛，位于我国最南部。行政区划海南省，包括海南岛、西沙群岛、南沙群岛和中沙群岛及其周围海域，陆地总面积 3.4 万 km^2 ，海岸线全长 $1\,500 \text{ km}$ ，近岸滩涂广布。全岛为一穹形山体，中间较高，山地、丘陵、台地、平原逐级递降。岛上多级层状地貌显著，火山地貌发育，珊瑚礁和红树林海岸尤为典型。南海诸岛以岛屿、沙洲、暗沙和暗礁为主，多达 260 余处。海南岛为长夏无冬的热带季风气候，全年温热，雨量充沛、干湿分明，台风频繁，平均气温 24°C ，年平均降雨量 $1\,640 \text{ mm}$ 。

第一节 三亚市及其邻近海域的沉积环境及沉积作用

三亚市地处海南岛最南端，全市总面积 $1\,900 \text{ km}^2$ ，这里海如玉，砂如脂，湾似虹，景如画，使三亚赢得了“不是夏威夷，胜似夏威夷”的美称。

三亚市海岸为基岩海岸，岛屿和河流及海湾均较发育。花岗岩为主的基岩提供了丰富的陆源碎屑物质。由于热带气候，又有生壳混入，形成各类含屑砂质海滩，其中有名的几个海湾，如三亚湾、榆林湾、牙龙湾、陵水湾等。也成为现代沉积考察的重点地区。

一、三亚湾

三亚湾位于海南岛最南端的三亚市崖县境内，东为鹿回头等山岭环抱，北为丘陵山地，乃一向西向南开敞的海湾，与南海相通。北侧为砂质海岸，东南侧以及东、西瑁洲沿岸多为珊瑚礁镶饰的岬湾。海湾水深一般 $5 \sim 20 \text{ m}$ ，南部可达 30 m 。等深线大体与北缘岸线平行（图 5 - 1）。

本区属亚热带海洋性季风气候，雨量充沛。年平均温度 25.4°C 。海面水年平均温度 26.7°C ，1 月份 22.6°C ，8 月份 29.8°C 。海水含盐度沿岸为 32.0‰ ，海区为 $33.0\text{‰} \sim 34.0\text{‰}$ 。水透明度 10 m 左右。

二、天涯海角

位于海南岛最南端的马岭山下，距三亚市 25 km ，这里山青林幽，碧海连天，银白色的砂质海滩上奇石耸立（图 5 - 2）。在一块高达 10 m 的圆柱形花岗岩巨石上，刻有“天涯”二字，不远处另有一尖石的顶端刻有“海角”二字，“天涯海角”因而得名。天涯海角附近的后滨—前滨带的砂质海滩开阔，主要由中—细砂组成，东侧可见主要由珊瑚砾屑胶结而成的海滩岩。连片的海滩岩略成层，向海倾斜，相邻为壮观的球状花岗岩。

三、鹿回头

离市区 3 km ，在花岗质基岩山顶之上，并有一花鹿回头凝视的石雕，表示了一个民间传说—回头的故事。陡崖前临大海，浪花飞溅。鹿回头半岛邻近海湾的白色风帆漂动，渔村散落，构成了一幅我国南方特有的优雅自然地理景观。

赵澄林：海南岛现代沉积考察报告，1993；中国矿物岩石地球化学沉积学会：海南岛及西沙群岛现代碳酸盐沉积科学考察总结，1983。

图 5 - 1 三亚市及其邻近海域考察的一些地点

四、大东海

距市区 2 km，位于鹿回头和榆林港之间，为一弓形海湾（图 5 - 1），海湾中后滨—前滨带的砂质海岸十分发育。海滩由平坦、松散的中—细砂组成，构成游泳的良好场所，也是三亚市避暑旅游胜地。大东海海湾转折处亦有发育的珊瑚砾屑海滩岩（图 5 - 3）。其中粘结有近代生活杂物，如啤酒瓶、铁钉等，表示其胶结的时间很近很短，有明显的大气淡水淋滤成岩作用特征。由大东海至田独为一延伸十分远的河口湾直插陆地。

图 5 - 2 天涯海角基岩海岸及海滩自然地理景观

图 5 - 3 大东海海岸及珊瑚砾屑海滩岩

五、牙龙湾

位于三亚市东侧，海湾开阔，由白色石英砂组成的海滩构成沙丘—后滨—前滨等亚环境。风景异常优美，似美国东海岸的大西洋城的砂质海岸带（图 5 - 4（a））。仔细考察，实为障壁岛—泻湖沉积体系（图 5 - 4（b）），由北而南穿过山谷，接近海岸带有一片低洼地，实为干涸的泻湖，上面长满灌木丛林，干泻湖局部覆盖有含介壳的石英砂。海岸沙丘宽近 50 ~ 60 m，上面长满各种亚热带植物，诸如椰树、红柳、仙人掌等五六种之多，致使沙丘被固定下来。后滨—前滨带由白色石英砂组成，其上有滩脊和凹槽，沿岸流和裂流纵横分布，滩脊断面可见平行沙纹层理（冲洗层理）和裂流向海方向流去时，形成的各种形态的裂流痕。该地由海滩环境构成的自然地理景观要优于天崖海角和大东海一带，人为因素破坏尚少，保留了更多的原始自然地理景观，适于考察和教学。

图 5 - 4 亚龙湾障壁坝—泻湖沉积体系

总之，三亚市及其邻近地区由花岗质基岩和砂质海滩交融组成的海岸地形和地貌，由东而南有陵水河、藤桥河、红沙河、三亚河等长短不一的河流注入三亚市的各个海湾，花岗岩风化形成的长石和石英陆源碎屑是重要物质。由于处于热带—亚热带气候带，海生动物繁盛，形成的大量贝壳和珊瑚屑也混入到陆屑中，形成比我国北方各砂质海岸更多的含生屑的海滩砂。其中著名的海湾诸如陵水湾、牙龙湾、榆林湾、三亚湾等都是海滩发育带，构成美丽的自然地理景观。

第二节 海南岛南端邻近海域的碳酸盐沉积环境及沉积作用

一、沉积物特征

本区沉积物有陆源物质（主要是石英和长石）和盆内碎屑（钙质生物骨屑）。粗砂主要分布在烧旗水河口的水下三角洲区。中砂出现在东、西瑁洲的周围及波影区内，主要由生物骨屑组成。粉砂分布在湾顶东北部。泥质粉砂分布在水动力较弱的东部湾顶区及水深大于 15 m 的滨外区，主要由陆源物质组成。生物组分的加入，使砂级沉积物平均粒度增加，使粉砂级沉积物平均粒度变细，变化程度与生物碎屑的含量成正比。

由 R 型因子分析可知，沉积物中的碳酸钙含量与珊瑚、有孔虫等生物骨屑的含量呈正相关，高含量区出现在珊瑚礁附近。珊瑚礁的不断破坏为沉积物提供大量碎屑，使沉积物富

含碳酸钙。另一方面，碳酸钙与平均粒径呈负相关，富含碳酸钙的沉积物粒度往往较粗，而细粒沉积物则相对较贫，如碳酸钙含量最高的东、西瑁洲附近多为砂质沉积，而碳酸钙含量最低的湾顶区则为粉砂沉积。

二、碳酸盐沉积物的组分

碳酸盐组分主要以生物骨骼碎屑的形式出现，以珊瑚、软体动物及有孔虫为主，其次还有海胆、苔藓虫、介形虫、海绵骨针、虫管和钙藻等。

珊瑚礁由礁体及礁体生长带组成，分布于鹿回头、白排、及东、西瑁洲，大都呈南北方向沿海岸延伸。珊瑚主要为六射造礁石珊瑚，少量八射软珊瑚。

软体动物在本区分布较广泛，以喜礁生物为主，以东、西瑁洲周围含量最高，瓣鳃类碎屑为主，少量腹足类，偶见掘足类。

有孔隙骨粒主要出现在砂底中，在由角旗港至东、西瑁洲间构成一含量大于 10% 的富集带，可能与河口进入的淡水楔的影响有关。本区由于水体浅，底栖有孔虫占绝对优势，在淡水与咸水交汇地段，似日货币虫大量出现。

本区主要生物碎屑含量最高的地区在珊瑚礁附近，在湾顶及 20 m 等深线以外，生物碎屑含量已很少。在河口区附近底栖有孔虫特别富集，软体动物除在河口处含量较高外，其它高含量区与珊瑚礁分布基本一致，即都以东、西瑁洲为中心，海胆及海绵骨针在深水区相对较多。

从矿物成分上看，生物骨骼的矿物成分大都为文石，少部分为高镁方解石，极少量为低镁方解石。

三、沉积环境

可将本区沉积物划分为五个沉积环境：水下三角洲钙屑陆源砂环境、礁体及礁翼珊瑚砂环境、滨岸含钙屑陆源砂环境、湾顶陆源粉砂环境、滨外含钙屑陆源粉砂环境。

水下三角洲钙屑陆源砂环境：主要由陆源砂及一些有孔虫和瓣鳃类组成，呈舌状由河口向东南方延伸。沉积物以粗砂为主，分选中—差，频率曲线呈正偏态，本相处于淡水与咸水交汇地带，广盐性生物发育。

礁体及礁翼珊瑚砂环境：沉积物为中砂，陆源物质较少，主要为生物骨屑砂。在骨屑中以珊瑚屑最多，达 50% ~ 70%。其次为软体动物和有孔虫。分选很差，正偏态。本相多位于 15 m 水深内，波浪作用强，沉积物主要来自珊瑚礁。

滨岸含钙屑陆源砂环境：砂含量 50% ~ 70%，粉砂含量 20% ~ 40%。分选很差，正偏态。陆源物质主要由河流供给。

湾顶陆源粉砂环境：沉积物以泥质粉砂为主。有机碳含量较高，含较多黄铁矿及菱铁矿，属还原环境。

滨外含钙屑陆源粉砂环境：本环境直接与广海相接，水深多大于 20 m。对珊瑚生长不利，碳酸钙含量很低，沉积物以悬移物质为主，主要为含钙屑的陆源粉砂，西部底质含较多的海绿石，反映其弱还原至弱氧化环境。

第三节 永兴岛周缘及碳酸盐沉积作用

永兴岛是位于西沙群岛半环状的宜德群岛东侧的砂岛，东西长 2 km，南北宽 1.4 km，面积为 1.8 km²。是西沙群岛第一大岛。岛势平坦，四周为沙堤，中部有洼地（干涸的湖

沼)。按其珊瑚礁特征，属台礁类型。

西沙群岛海域属季风热带岛屿气候，历年平均气温为 26.3℃，表层海水平均温度为 26.8℃，为珊瑚生长最适宜的水温；随着水深增加，温度及盐度逐渐降低，季风风速很大，年平均达 5~6 m/s，因此波浪作用强烈。表层海流主要受季风影响，5 月至 8 月自西南向东北流，10 月至次年自东北向西南流，并顺坡向上形成上升流，自外海带来的丰富的营养物质，活跃了礁区与外海水层的交换，促进了造礁生物和喜礁生物的繁荣生长。海水透明度超过 10 m。永兴岛远离大陆，它自海向陆的地貌形态分为以下几个带（图 5 - 5）。

图 5 - 5 永兴岛西南珊瑚礁剖面及其分带
(据潘正甫等，1983)

- 礁前斜坡：由粗枝状—葡萄状鹿角珊瑚（A）和粗枝状环形珊瑚—粗枝状鹿角珊瑚—葡萄状鹿角珊瑚带组成（B 和 C）。
- 礁坪前缘：由绿藻—红藻带组成（D）。
- 礁坪：由枝状鹿角珊瑚—蔷薇珊瑚—盘状滨珊瑚带（E）和盘状滨珊瑚—枝状红藻带（F）组成。
- 海滩
- 灰砂岛：沙堤（由蟹类带组成）。
- 洼地沼泽
- 沙平台

礁前斜坡：自礁坪边缘低潮面开始，向外海延伸到水深 25 m，礁坡面上造礁生物繁茂生长。在大潮低潮面以下 1~2 m 造礁珊瑚生长最好，为上部亚带。大潮低潮面 2 m 以下，为下部亚带。

礁坪前缘：以砾石浅滩或砾石堤形式出现，因位于低潮面以上，活珊瑚生长受到遏制，而藻类大量繁殖，并发育以礁块、砾石为格架，由钙藻粘结和含砂屑灰泥胶结的粘结岩。

礁坪：为宽广平台，中部略凸起，低潮时可露出水面，其余部分均在低潮面以下 30~60 cm。

灰砂岛：高出海面，由风浪将生物砂砾堆积在礁盘上而成，其前沿以海滩与礁坪分界，四周为现代沙堤围绕，老沙堤最高处达 5 余米，内部为洼地和沙平台（图 5 - 6）。

图 5 - 6 西沙永兴岛的灰砂岛结构图
(据赵希涛等, 1983)

第四节 海滩及海滩岩

海南岛周缘和西沙群岛海滩岩分布相当广泛, 且常常与珊瑚礁共生。海滩岩是指潮间带和海浪带石化了的沉积物, 为热带亚热带海岸所特有, 但与降雨量多少无关。海滩岩的颗粒组分主要是砂和砾石, 可以百分之百地为碳酸盐颗粒, 也可以完全是陆源长石与石英, 也可以是两者不同比例的混合; 其胶结物是文石或高镁方解石。

根据海滩岩保存的地貌部位、地层层位和碳同位素年代测定结果, 我国海滩岩可分成四个形成时期: 晚更新世、晚更新世末、中晚全新世、现代。

现代海滩岩通常保存在潮间带海滩近高潮线部位; 古海滩岩则多已改变了其形成时的原始位置, 如已变成了上升海滩、阶地、砂堤、埋藏海堤或沙堤、沉溺海滩等。现代海滩岩与仍保存于受海水影响部位的古海滩岩, 其胶结物为文石或高镁方解石, 胶结类型有五种: 文石针环边; 文石针环边 + 文石或镁方解石泥; 文石或镁方解石泥 + 文石针环边; 高镁方解石泥; 柱状高镁方解石。而保存于潮上带的古海滩岩, 其胶结物则为方解石, 胶结类型有: 粒状方解石、呈“新月型”粒状方解石、呈“重力型”粒状方解石, 为渗流带特有的胶结类型。

现代海滩岩分布与保存的地貌部位均为潮间带海滩, 特别是靠近高潮线部分, 其宽度多为 4 ~ 10 m, 长数十至数百米, 厚 0.3 ~ 0.8 m。现代海滩岩产状多与海滩一致倾斜, 倾角在 5° ~ 15° 之间; 少数地段产状与海滩略有斜交。

全新世海滩岩除在东岛北岸与莺歌海两处仍保存于潮间带外, 绝大多数已出露于潮上带, 有的为上升海滩或沙嘴, 大多为沙堤。

更新世海滩岩见于石岛与天涯海角两地。海滩岩的颗粒成分因区域而异。在西沙群岛, 均为生物屑; 在鹿回头地区, 生物屑占绝大部分, 陆源碎屑较少; 在天涯海角、莺歌海等地, 则以陆源碎屑为主, 生物屑次之。颗粒粒级均为砂或砾石, 其分选与磨圆程度变化较大(表 5 - 1)。

表 5 - 1 海南岛—西沙群岛考察区海滩岩的分布及其特征（据赵希涛，1983）

序号	地 点	地 貌 部 位	规 模， m			岩石化学特征			¹⁴ C 年龄 (距今计年) a	地质 时代
			长	宽	厚	碎屑成分	粒 度	胶结物		
1	儋县浦北 2 km	潮间带海滩上部	3 ~ 4	1 ~ 2	0.03 ~ 0.1	岩屑、 生物屑	粗砂、小砾	MgC		现代
2	乐东县莺歌海盐 场西水口	埋藏砂砾堤（潮 间带）	15 000	50 ~ 100	< 3	岩屑、 生物屑	砂砾	MgC	4365 ± 85	Q ₄ ²
3	崖县天涯海角	潮间带海滩上部	300 (断续)	6 ~ 9	0.4 ~ 0.8	岩屑、 生物屑	砂砾	MgC		现代
4	崖县天涯海角东 (土台)	高潮线上 1 ~ 1.5m	50 (断续)	5 ~ 10	1 ~ 2	珊 瑚 屑、 花 岗 岩	砾砂		37575 ± 2770 (3.3 ± 1 × 10 ³) *	Q ₃
5	崖县鹿回头水尾 岭	高潮线以上 3 m	60	10	1 ~ 2	珊 瑚 屑、 花 岗 岩	砾砂	C	3750 ± 190	Q ₄ ²
6	崖县鹿回头水尾 岭北	高潮线以上 1 ~ 2m	200	10	1 ~ 2	珊 瑚 屑、 花 岗 岩	砾砂	C		Q ₄ ²
7	崖县小东海西南 岸	潮间带海滩上部	80	6 ~ 8	0.4 ~ 0.6	生物屑	砂砾	A		现代
8	崖县小东海东北 岸	潮间带海滩上部	200	4 ~ 6	0.4 ~ 0.6	生物屑	砂砾			现代
9	西沙群岛永兴岛 西北岸	潮间带海滩中上 部	200	6 ~ 10	0.4 ~ 0.5	生物屑	砂砾	A + MgC		现代
10	西沙群岛石岛石 岛组	全岛（0 ~ 15 m）	250	60	15	生物屑	砂	C	14000 ~ 23000	Q ₃
11	西沙群岛石岛西 岸	海蚀崖脚（高潮 线上 1 m）	5 ~ 10	2 ~ 5	1	珊 瑚 屑	砾			Q ₄ ²
12	西沙群岛东岛北 岸	潮间带海滩上部	300	6 ~ 10	0.4 ~ 0.6	珊 瑚 屑	砂砾			现代
13	西沙群岛东岛北 岸	礁坪内带及老砂 砾堤之下	300	8 ~ 20	0.3 ~ 0.6	生物屑	砂			Q ₄ ²
14	西沙群岛东岛北 岸	老砂砾堤（4 ~ 5 m）	> 200	> 80	3	珊 瑚 屑	砾	C	3250 ± 120 4850 ± 200	Q ₄ ²
15	西沙群岛东岛西 南部	上升次生礁（2 ~ 3 m）	> 500	> 300	> 1 ~ 2	珊 瑚 屑	砾			Q ₄ ²
16	西沙群岛东岛南 岸	潮间带海滩中上 部				生物屑	砂			现代

注：MgC—高镁方解石；C—方解石；A—文石； * —铀系年龄。

第五节 海南岛和邻近海域的生物礁地貌特征及其形成作用

海南岛南端及西沙群岛、南沙群岛属热带与亚热带地区，具季风岛屿气候及造礁珊瑚生长发育的有利环境，有利于形成珊瑚礁。

珊瑚礁类型一般划分为四大类：岸礁、堡礁、环礁和台礁。现选择三个考察实例说明如下：

一、鹿回头岸礁

鹿回头半岛位于海南岛南部，由连岛沙洲连接南边岭—火岭和鹿回头岭—水尾岭而成；其两侧发育有三处现代岸礁：小东海西南岸礁、小东海东北岸礁和三亚湾东南岸礁，都是海湾型岸礁（图 5 - 7）。

本区岸礁位于湾内，属波浪作用较弱的珊瑚礁海岸，其地貌特点是礁坪海蚀破坏形态较少，礁坪较宽，水下地形起伏较小，礁坪前缘以一个较缓的斜坡（约小于 20°）向水下活珊瑚丛生带过渡。

鹿回头半岛及附近海域属热带海洋季风气候。年平均气温为 25℃，表层水温年平均 26.73℃，是造礁珊瑚生长的适宜水温（23 ~ 27℃）。平均表层海水盐度为 22.58‰，属低地珊瑚生长要求的盐度范围，仅每年的 2、3 和 4 月份的海水盐度平均值为 34.14‰，是珊瑚生长最佳范围值。这种季节性变化的气候，使礁区的珊瑚种属数量不及热带太平洋礁区的多。海水透明度一般为 10 m 左右。最大潮差为 2.14 m，平均潮差为 0.88 m。本区风向和风速随季节变化显著；每年 9 月到次年 2 月份盛行东北风，5 和 6 月份吹南风，7 和 8 月份刮西风，有时有台风袭击。季风的变化影响了岸礁的分布和发育；东北季风和东南风持续时间长，风速不大，有利于岸礁发育；西风和西南风较强，有一定的破坏性，不利于岸礁生长。在半岛或岬角的侧后方及海湾内，因风浪适中，侵蚀作用不强，碎屑堆积速度也不大，使岸礁得以正常发育；在半岛南端或岬角地带，因风浪过大，侵蚀作用过分强烈，使岸礁不能生成。总之，鹿回头海域的现代成礁环境诸因素基本有利。

自海向陆，岸礁的地貌形态分下列几带：

礁前斜坡：由珊瑚丛生带（A）和鹿角珊瑚—千孔螳带（B）组成。

礁坪前缘：由红藻发育带组成。

图 5 - 7 鹿回头岸礁位置

（据潘正甫等，1983）

1—砂砾；2—岸礁；3—基岩

外带——由小群体的珊瑚—蜂巢珊瑚零星分布带组成。
礁坪： 内带——由海龟带组成。
海滩：由海滩砂和海滩岩组成。
滨岸沙堤。
泻湖（已封闭、干涸）。

礁前斜坡：亦称活珊瑚丛生带，为破浪带所在位置，水动力最强。自低潮面至水深 5 m 左右，为上部亚带，是珊瑚生长最好的地带，在小东海，活珊瑚覆盖面积约占 80% 以上。此带水浅，波浪冲蚀强烈，发育一系列垂直岸线的槽沟。水深 5 ~ 12 m，为下部亚带，此带水动力强度减弱，光照也减弱，故活珊瑚覆盖面积仅占 50% ~ 80%。

图 5 - 8 三亚湾沉积物粒度特征图
(据冯增昭等，1983)

礁坪前缘：位于破浪带内侧，为破浪能量消减带，所以波浪冲携到礁坪上的珊瑚、其它生物及礁岩碎屑，首先在此堆积，使它高出礁坪，低潮时高出水面约 20 ~ 40 cm（小东海）或 10 ~ 25 cm（三亚湾），宽度 30 ~ 50 m。其上极少或不长活珊瑚，而红藻及其它藻类大量发育。在小东海，原生珊瑚和生物碎屑被藻类粘结，构成不同粗细的薄板状和纹层状，面平坦，因而亦称此粘结层为铺砌层。

礁坪：表面平坦，接近低潮面，最宽达 300 m（小东海）和 500 m（三亚湾）。约有 2% ~ 5% 的面积生长活珊瑚，呈小丛状群体。坪台上不均匀地堆积珊瑚及其它生物碎屑。在小东海东北岸的礁坪中段，发育厚约 10 cm 的绿褐色“藻垫”，由网球藻、伞藻、拟网毛藻、葡萄藻和其它褐藻、蓝绿藻组成，并捕集大量的珊瑚和其它生物碎屑。藻垫上潮沟纵横分布。

三亚湾及其邻近地区的沉积物和沉积相的分布特征参看图 5 - 8、图 5 - 9、图 5 - 10。

图 5 - 9 三亚湾沉积物珊瑚碎屑分布图
(据冯增昭等, 1983)

二、永兴岛台礁

前已述及，永兴岛台礁及东岛礁岛远离大陆，孤立于海洋中，其类型和发育程度与鹿回头岸礁均有差异。但它们自海向陆的地貌形态仍分为礁前斜坡、礁坪前缘、礁坪和灰砂岛等几个带。并且以灰砂岛为中心两侧对称（参看图 5 - 6）。

总之，地形地貌、生物和沉积物三者的分带互为因果，其中主导因素是水文状况。

三、永暑岛环礁

图 5 - 10 三亚湾沉积相图
(据冯增昭等, 1983)

永暑岛是我国南沙群岛中经过较详细研究的一个珊瑚礁岛, 位于北纬 $9^{\circ}32' \sim 9^{\circ}42'$, 东经 $112^{\circ}52' \sim 113^{\circ}04'$ 。其四周水深达 2 000 m, 礁顶长轴呈 NEE—SWW 向, 长约 25 km, 短轴 NE—SW 向, 长度 6 km, 面积 110 km^2 。高潮淹没, 低潮断续出露几处礁坪。礁的周围有明显浪花带, 礁顶中部为一时开时闭泻湖, 叫南湾, 面积约 105 km^2 , 水深达 20 ~ 30 m (图 5 - 11)。

图 5 - 11 永暑礁地形图
(据中国科学院南沙综合科学考察队, 1992)

永暑岛系一座环礁，中间泻湖有多个通道口，属半开放型环礁。四周潮坪高度不一，由于低潮时有一部分也不能出露，所以礁坪外观上不是连续的，以东北部和西南部礁坪最大，现人工岛位于高潮位也不被淹没的礁上。考察表明：永暑岛表层沉积物有分带性，外礁坪上由各种珊瑚软体动物和藻类的生物遗骸组成，碎屑为巨砾至细砂，大部分被皮壳状的珊瑚藻粘结，从而使礁坪构成一块巨大的礁石。内礁坪比较低平，洼坑处长有鹿角珊瑚等，其上散布有白色碎屑。泻湖陡坡及点礁上长满珊瑚，泻湖底出露的为砂屑沉积物，松散，粒径为细砂至粘土级。

岛上所钻的南永 1 井，钻井深度 152 m，全部岩心主要由碳酸盐生物壳组成，并以造礁生物为主，故属名符其实的珊瑚礁。自下而上可划分为 40 层。经鉴定全孔岩心的生物组分以珊瑚为主，间或有方解石化和白云岩化现象。找到 26 层造礁珊瑚类，最底部（152 ~ 142 m）有丰富造礁珊瑚，共 13 种属，并有第四纪才出现的珊瑚 2 个属。古地磁定年和氧同位素编年都在 1 Ma 以内，ESR 和铀系测年也不超过 1.5 Ma，所以该井剖面属第四系。根据¹⁴C、氨基酸、铀系测年和古地磁定年、岩性和成岩变化、沉积间断面分析，该剖面自上而下分为全新统（Q₄）、上一中更新统（Q₃—Q₂）、下更新统（Q₁），建立了我国第一个南沙群岛第四纪造礁生物地层年代表。逐层研究南永 1 井岩心生物组分及其组合，将永暑岛环礁划分出礁坪相（外礁坪和内礁坪）、泻湖相（泻湖坡和泻湖盆），以及礁缘坡相等，并有 4 个沉积旋回。礁岩的成岩事件中有文石方解石化、高镁方解石向低镁方解石转化、胶结作用、溶解—充填作用、白云化作用、溶蚀作用。永暑岛礁岩还有过大气淡水成岩作用。永暑岛环礁研究成果还提供了该地区 90 多万年以来的古气候、海平面升降、地壳活动等资料。

第六节 碳酸盐沉积与油气

碳酸盐岩油气田在世界油气分布中占有重要地位。目前世界上七十多个产油国家（或地区）中，几乎都发现有碳酸盐岩油气藏。据统计，碳酸盐岩油田的储量占世界石油总储量的 50% 以上，或者占油气总储量的 40%；而产量已占世界总产量的 60% 以上。据世界 198 个大油田统计，碳酸盐岩油田占 74 个；目前世界上日产量 1 万 t 以上的油井都是碳酸盐岩油田的。波斯湾大油田中，82% 的油田为碳酸盐岩油田，如沙特阿拉伯的加瓦尔大油田、伊拉克的基尔库克大油田等都是碳酸盐岩大油田。利比亚的锡尔特盆地，在第三系和白垩系中，发现了近 20 个碳酸盐岩油气田。墨西哥 90% 的石油产自碳酸盐岩油气田。美国北美地台区的下古生界，碳酸盐岩油气田广泛分布。加拿大的阿尔伯达地区分布很丰富的生物礁型油气田。前苏联俄罗斯地台上的伏尔加—乌拉尔含油气区，也有大量油田为碳酸盐油气田。我国碳酸盐岩地层分布十分广泛，局部也发现大型油气田，例如陕甘宁盆地中部奥陶系碳酸盐岩气田。

碳酸盐岩和粘土岩一样，只要具备生油条件（丰富的生油原始物质和适于有机质向石油和天然气转化的还原环境），就可以成为良好的生油岩。在碳酸盐岩中，除原生储集空间外，由于成岩作用的影响，可形成大量次生储集空间，同时构造运动也可形成大量裂隙，所以碳酸盐岩可成为良好的储集岩。而在碳酸盐岩沉积的盆地内，致密的石灰岩、泥灰岩、白云岩、石膏及盐层都可成为良好的盖层。故在碳酸盐岩地层中，可具良好的生储盖组合，如自生自储自盖沉积旋回式生、储、盖组合和“新生古储”型生、储、盖组合等，从而可以形成油气藏。

第六章 西北地区的风成地貌和沉积作用

在中国西北地区，地广人稀，植被稀少，风沙较多、较大（如甘肃北山地区每年大风几乎不断，被称之为“风库”），气温变化大，物理风化强烈，在风力作用下，基岩出露处常表现为强烈的风蚀作用（图 6 - 1），在野外常可见到因风蚀作用而形成的风蚀洞等。而在地势低洼无基岩出露的地方，沙砾堆积，形成风成沉积物。

图 6 - 1 甘肃玉门关风蚀塔
(据蓝淇峰等，1983)

风成沉积即被风力搬运的物质在一定条件下形成的堆积物。它在地貌上表现为沙丘、沙漠、砾漠、黄土等四种类型。本章及第七、八章的实际资料主要选自甘肃西部地区。

甘肃省地质局：区域地质测量报告，1970—1980；赵澄林等：西北侏罗系敦煌—北山地区石油地质综合研究（野外考察报告），1994。

第一节 沙 丘

沙丘是沙漠中最基本的风成沉积。根据其形态的不同可分为四大类型：垂直于风向的横向沙丘，包括新月型沙丘、新月型沙丘链；平行于风向的纵向沙丘，包括新月型沙垄、沙丘垄；多风向作用下的蜂巢状沙丘；沙堆。

一、横向沙丘

1. 新月型沙丘 (crescent dune, barchan dune)

是在单风向或一主风向的作用下形成的。新月型沙丘是一种最简单的横向沙丘。其平面图形如新月，沙丘两侧有两个向前伸出的角（翼），剖面形态是两个不对称的斜坡，迎风坡较平缓，为一上凸坡面，坡度在 $5^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 之间；背风坡较陡，为一下凹坡面，坡度在 $28^{\circ} \sim 34^{\circ}$ 之间。新月型沙丘的高度不大，一般为 $1 \sim 5 \text{ m}$ ，个别可达 $15 \sim 20 \text{ m}$ 以上。新月型沙丘分布广泛，发育于沙源较少，地形较平坦，风向较稳定的沙漠边缘地区。甘肃西部主要分布在以下几个地区：

哈勒腾河转弯处的河道两岸及干河床，以及塔喀巴斯陶以南地区。沙丘成分以石英、长石为主，沙粒多呈滚圆状。沙丘走向南北，长 220 m ，高 30 m ，沙丘间距 50 m ，迎风坡坡长 130 m ，坡度 10° ；背风坡坡长 50 m ，坡度 28° 。

敦煌千佛洞西鸣沙山、黄墩子西、山水沟口、肃州堡东一带，沙丘成分以中细粒石英砂为主，其次为长石及其它暗色矿物碎屑，沙粒呈圆形，表面具麻点状小坑。沙粒粒度由沙丘边部向中央一般变细并变得松散。

其中在敦煌附近交通方便，便于考察。进入敦煌，从敦煌城东北至西南，灰黄色巨型沙丘连绵不断，颇为壮观。其中位于敦煌城南 5 km 的鸣沙山，为旅游胜地。所谓的鸣沙山，即为风力作用下由流沙堆积而成的大型沙丘。晴日观去，呈红、黄、蓝、白、黑五色，峰如刀削，人从沙丘顶下滑，声如雷鸣，故名鸣沙山。在此有一奇景，即月牙湖，位于沙丘包围之中，形似月牙，终年积水，甚是神秘。此地对于研究沙丘形态、构造及沙漠地下水活动无疑是一部生动的教材。据研究，月牙湖为一泉眼，其水位大小与党河水位大小有关。此地不但是旅游胜地，也是考察研究的良好场所（图 6 - 2）。

图 6 - 2 甘肃敦煌鸣沙山月牙湖

(据蓝淇峰等，1983)

肃北的鸣沙山和沙山沟一带，沙丘成分以石英砂为主，长石砂次之，另有少量岩屑和粉末状云母。细砂和粉砂居多，砂粒磨圆度较好，大型风成交错层理发育。沙丘砂分选性

好，显示风力分选作用强。沙丘边部粒度粗，中央变细。沙丘厚度变化大，由数厘米至二十米左右不等。

敦煌盆地南缘多坝沟北部山地及其以北的平滩一带，沙丘成分以石英砂为主，其次为长石及岩屑，风成交错层理极为发育。其中多坝沟北部山地沙丘考察具较大意义。在多坝沟除沙丘外，同时可考察到冲积扇、地下水、山间河流、各种侵蚀作用、新构造运动等现象。

新月型沙丘的形成与地形、地物及风力作用有关。沙丘形成的初始为盾形沙堆，当风沙流遇到沙堆时，其前进受阻，风速减少，贴地面前进的气流会在盾形沙体的背风面发生分离，形成具有水平轴的涡旋，部分沙粒因风沙流的搬运能力减弱而在背风坡的涡旋区沉积下来，随着沉积物的增多，盾形沙体越来越大，沙粒沉积量最大位置越接近顶部，促使背风坡不断加陡，当背风坡度达到沙子的最大休止角 34° 时，沙体将发生崩坠，在陡坡脚下形成落沙坡，这样雏形新月形沙丘就形成了。随着沙丘不断增高，气流分离加强，涡旋的强度和规模也不断加大，又将发生新的沙崩，使落沙坡进一步扩大，同时沿沙堆两侧绕过的气流将沙子搬运到两侧的前方堆积（因两侧比顶部矮，风沙流受阻小，故移动快），在沙丘的两翼构成了两个顺风的向前延伸的角，此时形成了新月形沙丘（图 6 - 3）。

图 6 - 3 新月形沙丘的形成过程

新月形沙丘形成后，受风力影响，缓坡的沙被带走，在陡坡堆积下来，从而导致沙丘的移动，整体上看则是沙丘链的移动。在其移动过程中，沙层陆续在背风面堆积，形成与倾向与风向一致的斜层理。若风向或风力发生改变，原有沙丘被剥蚀或被另外的沙丘所覆盖，使原有斜层理部分被破坏，在剥蚀面上可叠加上相反方向或倾向上有差异的斜层理，构成风积物的特有的高角度（ $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ ）交错层理。

2. 新月形沙丘链（dune chairs）

在沙子供应比较丰富的情况下，密集的新月形沙丘相互连接，形成了与风向垂直的新月形沙丘链。其高度一般在 $10 \sim 30\text{ cm}$ ，长度几百米至几公里。在风向单一的地区，沙丘链在形态上仍保持原来单个新月形沙丘的特征，但相邻两个沙丘的角连接在一起（图 6 - 4）。新月形沙丘链在哈勒腾河转弯处及干河床中，以及塔喀尔巴斯陶以南地区均能见到。

二、纵向沙丘

纵向沙丘 (longitudinal dune) 是一种排列方向 (走向) 大致平行于风向的线性沙丘。高度一般为 50 ~ 80 m, 长 10 ~ 20 km, 最长可达 45 km, 宽 0.5 ~ 1 km。剖面形态对称, 两侧斜坡平缓, 垄顶呈半圆形。新月形沙垄较常见。新月形沙垄丘是在两种风向呈锐角相交的作用下, 由沙丘的一翼向前延伸而成。它的演变过程如图 6 - 5 所示。

图 6 - 4 新月形沙丘链

图 6 - 5 新月形沙丘垄的形成过程

在肃北县哈勒腾河转弯处及干河床中、塔喀尔巴斯陶以南地区、敦煌千佛洞西鸣沙山、黄墩子口西、山水沟口及肃州堡东等地区可见到新月型沙丘垄。

三、蜂巢状沙丘

蜂巢状沙丘 (honeycomb dune) 在风力均匀、多风向条件下, 形成四周为沙漠围成的圆形或椭圆形沙窝组合。这种沙丘较少见, 仅见于多坝沟北部地区及其以北的平滩上, 在天仓东南部及沙枣园子等处有分布。其成因为夏季旋卷风使成片的横向沙丘表面凹凸不平而似蜂巢状。

四、沙堆

沙堆是一种特殊的沙丘。它是风沙流通过草灌丛植物时, 风速减弱, 大量风携带物在植

图 6 - 6 甘肃敦煌西湖红柳灌丛沙丘, 远处为阿尔金山东部山脉
(据蓝淇峰等, 1983)

物根部堆积而成。因此又称草灌丛沙丘（图 6 - 6）。

气流遇草灌丛时，部分从两侧绕过在其后形成垂直轴的涡流，将沙粒卷入中间，使沙堆沿风向伸展，形成平行风向的蝌蚪形沙堆（图 6 - 7），这种沙堆发育到一定阶段，沙子将堵塞整个草灌丛，成为不透风的障碍物，从而引起在草灌丛后大量堆沙，形成圆形或椭圆形的草灌丛沙堆。

图 6 - 7 沙堆的形成过程

在玉门镇附近、哈勒腾河转弯处、金塔县、中口子等地可见到这类沙丘。哈勒腾河转弯处形成草灌丛沙丘的植物主要为黑刺，最高可达 70 cm，沙堆高 4 ~ 20 cm，长 1 m，宽 50 cm，范围约 1m²。沙堆走向 300°~120°，310°~130°，与主风向一致。交通方便利于考察的为玉门镇附近及金塔县附近。如从金塔县大庄子到北山煤窑的沿途见有许多灌木丛沙堆。不同沙堆的陡缓翼一致，即均为南缓北陡，不对称形态非常清楚。沙堆一般高 20 ~ 40 cm，长 60 ~ 100 cm，宽 30 ~ 80 cm。也有很大的沙堆，如大庄子乡西口公路

旁的沙堆可高达 2 m。

凡水分条件好、植物茂盛，又有沙子供给的地方，都可有草灌丛沙丘的分布。若沙源丰富，沙堆高度迅速增长，植物的根系因不能达到给水层而枯死，则沙堆失去了使风沙驻留的屏障，在风积和风蚀的综合作用下演变为其它形态沙丘。

第二节 沙 漠

沙漠指地表覆盖大片风成沙的地区。主要由细—粗砂组成，石英、长石、岩屑等都可出现。分选、磨圆都很好。风力为主要搬运营力，砂粒一般作跳跃式搬运。在局部旋风中，黄沙被旋风卷起，高几米至数十米，形成黄色龙卷风，此时砂粒呈悬浮式搬运。在风暴期间，黄沙铺天盖地，形成昏天黑地的可怕景象，即沙暴。这种沙暴偶有发生。近年来西北地区发生了几次，常造成人畜伤亡，财产损失。笔者近几年在西北考察期间，先后在金塔县大庄子、赤金堡段家沙河和敦煌七里镇等地遇见数次大型沙暴。

沙漠的形成需要干旱的气候，还要有丰富的砂质物源。因此沙漠多分布在内陆巨大的山间盆地，以及干燥的高原上。沙漠砂的主要来源是第四纪的冲积、洪积、湖积和砂岩的残坡积物，冰积和寒冻风化的物质也不少。

我国的沙漠主要分布在乌鞘岭和贺兰山以西地区。

在甘肃西部如公婆泉、南湖、甜水井、古城、高台北、金昌和武威东北等地区均可见沙漠零星分布（图 6 - 8）。在考察油砂山时，曾穿越一山间沙漠，其表面一般草木不生，除少量灌木之外，一片荒凉。在沙漠表面，许多地方可见到石膏层，属干旱的沙漠中形成的具特色的产物。

图 6 - 8 甘肃沙漠分布图

第三节 砾 漠

砾漠 (gravel desert) 又名石漠, 蒙古语称戈壁, 意为草木难生之地。砾漠为地势平缓, 地面铺满砾石的地区。地表无基岩。地面平坦, 最大坡度 $5^{\circ} \sim 10^{\circ}$, 由砾石和粗砂构成。砾石主要来源于古代河流的冲积物和洪积物。

砾漠多发育于内陆山脚或山前冲积—洪积平原上, 山地或丘陵风化产物在重力作用下滑坡至山脚或由洪流将山区内的物理风化产物带出山口, 在山前形成冲积平原, 在强劲的风力作用下, 吹走了细粒物质 (砂、粉尘等), 地表只留下了粗大的砾石和一些粗砂, 因此砾漠又称为风蚀残留堆积。

由于风沙的磨蚀, 砾石常常带棱角且表面光滑, 称为“风棱石”。砾石表面可见油黑的漆皮, 那是砾石中的铁锰聚集于表面, 受风吹蚀磨及氧化而成, 称“沙漠漆”。部分碳酸盐岩砾石被风化后表面常呈脑纹状花纹, 为不均一风化的结果, 称为“脑纹石”。砾漠成分跟物源或基岩有关, 不同地区成分差异很大, 砾石大小也很不均一。在风力强烈的吹蚀下, 扁平砾石有时也显定向构造。

在甘肃省境内, 砾漠主要分布在张掖以东及北山、龙旨山、合黎山、阿尔金山山前斜坡地带。

第四节 黄 土

黄土是第四纪形成的一种灰黄或棕黄的土状堆积物。

一、黄土地貌

黄土的主要地貌形态为流水侵蚀形成的沟谷和沟间地 (图 6 - 9)。在甘肃, 黄土沟间地地貌较发育, 它包括以下三种类型:

黄土塬：即平坦的黄土地貌高地，塬面平坦，中央斜度小于 1°，至边缘地带可达 3°~5°，塬的四周为沟谷环境，受沟谷的沟头的蚕蚀，在平面上呈花瓣状，以陇东的董志塬为最典型，面积大且完整，长 80 km，宽达 40 km，面积超过 2 200 km²（图 6 - 10）。

黄土梁：即长条形的黄土高地。

黄土峁：即孤立的黄土丘，平面上为圆形或椭圆形，峁顶面积不大，呈明显的隆起，坡度 3°~10°。

梁和峁通常互相联结在一起，常用黄土碧陵来概括。

二、黄土特征

质地均一，以粉砂（0.05~0.005 mm）为主，其含量可达 50% 以上，其中粗粉砂（0.05~0.01 mm）含量最多，

大于 0.1 mm 的细砂极少，小于 0.005 mm 的粘土含量在 10%~25% 之间。

黄土的矿物成分已发现六十多种，以石英（50% 总量）、长石（20%）和碳酸盐类矿物为主。重矿物种类多，如磁铁矿、褐铁矿、绿帘石、辉石等数十种，颗粒粗大。粘土矿物含量为 10% 左右，种类很多，常见伊利石、高岭石和蒙脱石等。

富含碳酸钙，含量 10%~16%，表现为方解石晶体和钙质结核，通称“姜结石”。

结构疏松，粒间孔较多，包括肉眼可见的大孔隙，孔隙度为 40%~55%。

沉积层理、垂直节理发育，直立性很强，厚层黄土可因此形成陡峭的崖壁、土柱，久立不塌。

三、黄土成因

关于黄土的形成，目前有三种观点：风成说、水成说和风成残积说。其中风成说影响最大。

风成说认为，荒漠的粉砂和尘土被风吹送到生长草木灌木的草原地带，逐渐堆积，形成黄土。风成说依据为： 亚洲大陆内部向外围区域，戈壁、沙漠和黄土有规律依次成带分布； 黄土的矿物成分高度一致，与所在地岩石成分极不相同； 黄土的粒度距荒漠越远则越细； 黄土披盖在不同成因和形态起伏的各种地貌类型上，并保持相似的厚度。

四、分布

陇东高原海拔 1 200~1 800 m，黄土深厚，黄土塬在董志塬一带保存较完整，梁、峁等

图 6 - 9 甘肃陇东黄土滑坡
(据蓝淇峰等，1983)

图 6 - 10 甘肃董志塬素描图
(引自《地貌学》，1985)

黄土地貌也较典型。陇中高原西至乌鞘岭，海拔 1 200 ~ 2 500 m，黄土厚度一般不超过 40 m，是黄土高原的最西部。

第五节 风成岩组合

风成岩在中国上第三系至第四系沉积物中占很重要的位置，尽管目前对于黄土的风成问题存在争论，但是风蚀作用 and 风力沉积作用无疑是非常重要的。现代风蚀作用改造着大面积土地，在山口一带尤为明显。例如天山带，巨大的冰川漂砾被风蚀为无数孔洞；上第三系的风成沉积地层，又经风雨淋蚀而成刀尖状地貌，山顶之上，分散的冰碛石又被风蚀改造为风棱石。

中国各地质时代的地层中，也发现了风成碎屑岩，并保存下来典型的大型风成交错层理和风蚀地貌遗迹等。例如在辽宁北票附近的中侏罗世晚期沉积中出现过沙漠沉积，可见到紫红色及白色风成砂砾岩组合，以及具风棱石外貌特征的砾石和角砾；又如在陕西铜川的白垩系和天山以南的上第三系砂砾岩层中，都有类似的风成沉积构造。

中国山西、陕西高原存在百米以上厚度的黄土沉积，这些沉积层中虽然看不到高角度弧形弯曲的大型风成交错层理，但是，现代还在华北上空经常出现的尘暴横飞千里，不能不说是黄土风成学说的一个有力证据。作者认为，大型风成交错层理只能代表沙丘存在或迁移，而不一定是风成沉积的唯一标志。

总之，碎屑物或碎屑岩都是起源于陆地剥蚀的颗粒，这些颗粒可以扩散到从陆地到深海的各种沉积环境中，因此，碎屑物是沉积岩具有“遗传基因”的单元，研究碎屑物、碎屑岩和碎屑岩组合，是沉积学研究中的重要课题。

第七章 西北地区的冲积地貌及沉积作用

甘肃西部地区，冲积、洪积、冲积—洪积、湖积、淤积沉积物分布广泛，是第四纪极为重要的沉积。

第一节 冲 积

河流冲积物（alluvium）又叫淤积物，是河流堆积而成。它是第四系沉积物中常见的沉积类型。主要分布在河谷地带内。

组成冲积物的粒径，在河流纵剖面上有距源越远越细的趋势，在横剖面上，则距主流线越远越细。平原河流冲积物分两层，下层沉积物粗，为砾石和砂层，它是河流侧向迁移过程中沉积下来的，上层是细的河漫滩沉积物，常为粉砂和粘土。

在甘肃，冲积层主要分布在以下几个地区：

一、下更新统冲积层

1. 石包城北踏实河两岸（下更新统玉门组）

岩性为灰色、浅桔黄色，浅褐色厚层砾岩，夹少量砂岩、砂砾岩。砾石成分以灰岩及砂岩为主，次为闪长岩、花岗岩、辉绿岩、安山玢岩、石英岩等。底部砾石较大，直径一般大于 3~5 cm，最大达 15 cm。磨圆较好，由钙质或泥质“胶结”，较致密（图 7 - 1）。

2. 敦煌盆地中央

主要岩性为粘土岩、砂岩、含砾砂岩、细砂岩及少量亚粘土夹少量粗砂和砂砾质层。上部以土黄色粘土为主夹砂砾岩透镜体，胶结较好，少量夹层松散，下部为棕色夹灰、灰褐色及少量红色砂岩、细砂岩、粘土、亚粘土层及砂砾岩，胶结普遍较松散，具交错层理，斜层理及水平层理（图 7 - 2）。

二、中更新统冲积层

主要发育于大别盖的党河两侧。岩性为灰色半固结砾石层。砾石成分以大理岩、灰岩、花岗岩为主，其次为片岩、片麻岩和石英

图 7 - 1 甘肃窟窿山玉门砾岩
(据蓝淇峰等，1983)

第四系玉门砾岩中的巨大砾石脱落屑经风蚀形成窟窿。
沟谷中布满巨砾。岩层中砾石分布不均，大小差别很大

等。下部砾石分选性较差，砾石大小不一，直径一般 5~30 cm，大者可达 50~100 cm，上

部分选较好，直径一般为 3 ~ 10 cm，少数可达 30 cm。岩层下部磨圆度较差，砾石为椭圆形或次圆状；上部磨圆较好，常为球形、椭球形。“胶结物”以泥砂及钙质为主。具水平层理及交错层理。

三、上更新统冲积层

1. 疏勒河沿岸

上部为厚 2 m 的青灰色松散砾石层，下部为 1.5 m 的青灰色砾石层。

2. 玉门镇饮马农场一带

上部为灰、灰黄色粘土质砂土，夹砂层；下部为灰色疏松砂砾石层，夹粘土质砂土透镜体。

3. 红柳大泉一带

由砂、砾和半胶结的砂砾石层组成，厚度数十至 200 cm。

图 7 - 2 长子墩西条湖一带冲积层沉积层序

四、全新统冲积层

1. 踏实河、党河、野马河等河谷中

由冲积砂、砾石组成，可见厚度约 14 m。具模糊交错层理。

2. 疏勒河两岸及其支流河谷中

分布比较零星，由亚砂土、粘质砂土和砂砾石等组成。

3. 榆林河河谷中

为青灰色砾石及砂砾石层。

4. 党河下游三角洲、疏勒河中下游

主要岩性有棕、黄、黄褐色亚粘土、砂质粘土、粉砂—细砂层，局部有淤泥，下部为含砾粗砂层，成层构造明显，砾石次圆状或次棱角状，松散状。

5. 红柳大泉一带

分布于现代的大小冲沟中，由砂、砾石及亚粘土组成。厚数十至 100 cm。

第二节 洪 积

洪积物 (pluvium) 是由暂时性洪流或间歇性洪流 (如泥石流) 挟带的沙、石块堆积在山前一带形成的堆积物。主要分布在山谷口或山前平原。洪积物在平面上多呈扇形体，故称“洪积扇”(图 7 - 3)。洪积扇广泛分布于祁连山、阿尔金山、天山的山前地带。众多洪积扇连片成群呈扇裙状分布。如著名的玉门油田玉门市所在地就座落在洪积扇上。

放眼远望，茫茫一片，为一巨大缓坡带，即扇裙表面 (图 7 - 4)。从敦煌至阿克塞，沿途阿尔金山脚下，也可看到这一景观，其巨大的漂砾直径可达 1.5m，大小不一的砾石散布在山前巨大的斜坡上。

一、洪积物特点

洪积物搬运距离不大，沉积物粒径变化大，分选、磨圆差，成分复杂，漂砾和粘土混杂。

一般不含化石和有机质，只有在边缘堆积物中才有陆生软体动物化石如腹足类等。

图 7 - 3 洪积扇特征图
(据 Spearing, 1974)
AB—纵剖面；CD—横剖面

图 7 - 4 甘肃玉门五华山南洪积扇
(据蓝淇峰等, 1983)

厚度变化大，可从几米到几百米以上不等。

二、洪积扇特点

洪积扇可分为四个带：

1. 中央带

位于洪积扇上部，由粗大的块石、砾石堆积而成，分选差，无层理，砾石磨圆也较差。该带是沉积物厚度最大的部分，扇面坡度达 $15^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 。

2. 过渡带

位于洪积扇中上部，沉积物比中央带的要细，主要由砾石、砂和亚粘土组成，稍有分选，可见不规则向平原方向倾斜的斜层理和小砾石透镜体夹层。过渡带扇面坡度比中央带缓，约 10° 左右。

3. 边缘带

物质组分更细，为亚粘土和粘土，分选好，具倾向平原的斜层理，夹砂的透镜体，沉积物厚度小，扇面坡度 $1^{\circ} \sim 2^{\circ}$ 。

4. 前方带

洪积扇边缘与平原的过渡带，地面近水平，以粘土为主。具小型斜层理或水平层理，沉积物厚度小，常发育小型扇前湖泊和沼泽，干旱地区的地表常盐渍化。

山前洪积扇扩展联片形成山前洪积平原。

三、洪积物分布

1. 安西县芦草沟西部、东巴兔山南及沙山北坡（下更新统玉门组 $Q_1^{p_1}$ ）

岩性为一套洪积的砾岩和砂岩。砾石成分因地而异，主要由灰岩、砂岩、花岗岩和片麻岩等组成。砾径 $2 \sim 15 \text{ cm}$ ，半滚圆或次棱角状，分选差，大小砾石混杂，由泥质或灰质胶结，质地坚硬。

2. 火焰山、东巴兔山南北麓（中更新统酒泉组 $Q_2^{l_1}$ ）

山前洪积扇发育，由砾石及砂砾石组成。砾石成分以灰岩、硅质灰岩、花岗岩、片麻岩等为主。由泥质胶结，磨圆度好，分选中等。

3. 源于祁连山东的踏实河北西向，蘑菇台西侧（上更新统 $Q_3^{p_1}$ ）

洪积扇广泛分布，地貌上形成由山麓向平原倾斜的洪积平原，在河谷两侧，构成三、四级阶地（图 7 - 5），岩性由砂砾石夹亚砂土及含砾粘土凸透镜体组成，地表以砾石、碎石及细砂为主。具交错层理，砾石主要为石英、硅质灰岩、硬砂岩、辉绿岩、伟晶岩及安山岩等。砾石次浑圆状，分选性差，粒径 $2 \sim 5 \text{ cm}$ ，个别可达 $7 \sim 8 \text{ cm}$ 。砾石表面经氧化作用，常呈黑色。厚度一般为 $30 \sim 40 \text{ m}$ 。

图 7 - 5 蘑菇台西侧阶地剖面

4. 乌兰达板山南、北坡的山前地带 (上更新统 $Q_3^{P_1}$)

洪积物堆积在山前形成古洪积扇 (图 7 - 6), 分粗砾相和细砾相, 尤以扇顶和扇底处明显。粗砾相砾石直径可达 10 cm 以上。细砾相砾石一般为 2 cm 左右。砾石呈棱角状, 但分选好, 水平排列, 见洪积层理。扇面产状微向河谷倾斜, 扇面倾角大于 10° , 扇底小于 7° 。扇面上为亚砂土覆盖, 其上冲沟较多, 并以高出 2 ~ 10 m 的 $30^\circ \sim 50^\circ$ 的陆坡与新洪积扇分开。

5. 源于祁连山的党河、哈勒腾河谷地带及山区各支沟中 (全新世早期 $Q_4^{P_1}$)

洪积扇由洪积砾石、碎石夹砂、亚粘土组成。扇表面坡度 $2^\circ \sim 3^\circ$, 砾石分选较好。

6. 三危山北侧山前 (中更新统 $Q_2^{f_2}$)

洪积扇向北倾。沉积物由粗大的碎石块和岩屑组成, 分选差, 以尖棱角状碎石块或次圆状砾石为主, 成分为前震旦系变质岩 (片岩、片麻岩、大理岩、混合岩及花岗岩等), 砾径大小不一, 一般 5 ~ 10 cm, 大者可达 30 cm, 半胶结状态, 胶结物为砂砾质。

7. 敦煌七里镇以西戈壁、千佛洞戈壁, 以及北部戈壁等、七里镇、城湾农场三站一带 (下

图 7 - 6 王勒昆目干德沟口洪积扇示意图

更新统 $Q_1^{y_1}$)

沉积物为砾石及砂, 呈松散状, 未胶结, 砾石磨圆、分选及粒度随搬运距离而异, 成分因地而异。地形平坦。

8. 玉门镇一带 (下更新统 $Q_1^{y_1}$)

玉门砾岩组成测区最高一级洪积台地。

9. 酒泉盆地 (上更新统 $Q_3^{P_1}$ 、中更新统 $Q_2^{f_1}$)

盆地中广泛出露的戈壁砾石皆为洪积成层。上更新统洪积层砾石未胶结, 以砂岩及石英岩为主, 磨圆较好, 分选一般, 其中夹亚砂土透镜体, 为含水丰富的岩层。中更新世洪积层, 构成 5 ~ 7 级高阶地, 岩层微倾, 倾角 $10^\circ \sim 15^\circ$ 。为钙、砂质半胶结或未胶结的砾石层, 夹砂及粉砂质亚粘土。砾石分选中等, 磨圆好, 砾石成分复杂, 以变质岩为主。下更新统玉门组在盆地西部以黄褐色砾岩为主, 夹砂岩透镜体, 砾石分选较差, 半滚圆状, 成分以变质岩为主, 钙质胶结, 透水性不好, 因遭风蚀作用, 常见“蜂窝状”外貌, 厚 325 m。盆地北部相变为以砂、泥岩为主, 厚 200 ~ 300 m。

10. 明水口子—查干春子井一带宽阔的戈壁滩上及不发育的二级阶地上 (上更新统 $Q_3^{P_1}$)

洪积砂砾层分布零星, 面积不大。堆积物由黄色、黄灰色砾石、砂土组成。松散, 半胶结状。分选不好, 成分复杂。砾石多为棱角一次棱角状。

11. 营盘以北, 俞井子以西

中更新统洪积层 ($Q_2 f^p$) 主要为疏松或微胶结的砂砾石。砾石呈棱角及次棱角状, 分选很差, 砾径大小不一, 最大者达 0.7 m。

上更新统洪积物为广泛分布的戈壁砾石层。砾石成分复杂, 滚圆状, 砾径一般为 1 ~ 5 cm, 其中混有砂土, 分选差, 不显层理, 未胶结, 厚 1 ~ 5 m。

12. 阿尔金山北麓 (上更新统 $Q_3^{p_1}$)

分选极差的砂砾堆积物组成广阔的戈壁, 洪积扇连接成片, 组成洪积裙。

13. 乌兰陶古乌拉和黑鹰山南等地

灰白、灰黑、灰绿色半胶结洪积砾岩。砾石成分复杂, 主要为中酸性火山岩。其次为各种片岩、花岗岩、硅质岩和砂岩。砾径一般几厘米至几米不等, 分选差, 半圆一次棱角状, 钙质胶结。厚 30 ~ 50 m。

14. 昌马

昌马河形成了昌马大洪积扇。地势北低南高, 是疏勒河散流堆积而成, 砾石遍布, 植物稀少, 呈半荒漠地貌。以浅桔黄、黄灰色砾岩为主, 夹少量砂岩、砂砾岩透镜体。砾石以灰岩和砂岩为主, 砾径一般为 3 ~ 5 cm, 最大达 30 cm, 磨圆度好, 一般为滚圆、半滚圆状。胶结物为钙质、钙泥质, 基底式和孔隙式胶结, 坚硬。

15. 踏实河两岸及野马河、党河一带

踏实河谷中新统洪积层 ($Q_2 f^p$) 砾石成分以灰岩为主, 次为砂岩、花岗岩、闪长岩、火山岩及石英岩。分选中等, 砾径 1 ~ 3 cm, 个别达 5 ~ 10 cm。砾石一般为次棱角状、次圆状。胶结物为砂、泥和钙质, 胶结不很紧密。

野马河、党河中更新统洪积层主要分布于野马河、党河流域的山前地带, 岩性为浅桔黄色、灰色半固结砾石层, 砾石层夹少量的粉砂条带。砾石成分因地而异。其中, 野马河、党河以灰岩、砂岩和片岩为主, 其次有大理岩、花岗岩及石英岩等。野马河、党河南侧以花岗岩为主, 其次为片麻岩、大理岩等。砾石的分选及磨圆均较差。砾径一般为 5 ~ 10 cm, 大者达 50 cm 以上。砾石多呈次棱角状、次滚圆状。胶结物由砂泥及钙质组成。

第三节 湖 积

湖积, 即湖泊沉积, 是湖水在湖盆里的堆积物, 包括机械、化学与生物作用形成的各种堆积物。

一、湖泊沉积特点

从湖边向湖心, 沉积物粒度由粗到细呈环带分布。

粘土矿物和化学沉积物质由湖岸往湖心增多, 如铁质岩、硅质岩、磷灰岩和油页岩等。

碎屑沉积物中的稳定矿物成分由湖岸到湖心增多。

有机物含量由湖岸向湖心增多, 沉积物颜色由浅变深。

沉积物的磨圆度、扁平度较高, 砾石扁平面倾向湖心。

湖积物层理发育, 纹理稳定而清晰, 以水平层理为主。湖泊深水沉积易与沼泽沉积混淆, 其区别如下:

湖泊深水相	沼 泽 相
较细，主要为粘土质	粘土质—粉砂质
灰黑、黑色	蓝灰、有时棕色
纹层、年层	无层理
有油页岩等，无植物纤维	植物残体组成的泥炭层
无根系及锈斑	多根系及锈纹、锈斑
含黄铁矿等	含铁锰结核

注：（引自任明达 《现代沉积环境概论》）。

二、甘肃西部山间盆地湖积物分布

1. 牛圈子地区现代河床和低凹地区

主要分布于山间低洼处。洪水期在低洼处常有洪水积蓄，沉积了极细的淤泥、黄土及粉砂，干燥后，形成极平坦的龟裂地，其上不长任何植物。

2. 石板井地区山间低洼地和暂时流水河床开阔处

主要为砂质粘土，形成平坦的龟裂地，其上覆一层碎石。

3. 多坝沟北部西头沟、崔木土、小多坝沟等地

为含粗砂或夹层间细砾石层的灰黄粉砂质黄土层，产状近水平，厚 30～40 cm。

4. 后红泉地区的地形低洼处

由四周洪水携带泥砂、淤泥汇集而成。上部为淡黄色亚粘土，下部为砂、亚粘土，厚度小于 10 m。

5. 旧寺墩地区中部

分布广泛，主要岩性为灰白、棕黄、黄绿色的粘土、砂土、粉砂土，并夹有透镜状砂砾层及砂层。产状水平，厚约 20 m 左右。局部地区有盐和芒硝沉积。

6. 敦煌地区的哈拉诺尔、伊塘湖、盐池、头道沟等大湖泊及其它小型泉水溢出成湖的低地

有含盐亚粘土、亚砂土、盐类及湖泥沉积，局部见砂层及有机质沉积。有盐类矿产芒硝、氯化钠、石膏、钾盐等。

7. 红柳大泉沉积区内地形低洼的宽坦处

由四周洪水携带泥、砂、淤泥汇集而成，多与冲积层相连。上部为淡黄、灰黄砂土、亚粘土；下部为亚砂土及含砾砂土。厚度数 10～100 cm。

第四节 淤 积

在雨季，低洼地带积水较多，后被沉积物充填或急流携泥砂于低洼处堆积，形成淤积。在甘肃西部如敦煌地区淤积分布零星：

沙林浩来、沙林霍伊谷地、萨林谷地等盆地中，由粉砂、亚砂质粘土、淤泥组成，干涸后为现代“黄泥滩”或“龟裂地”，厚度不等，一般 1～10 m。

七里镇和城湾农场三站一带沉积物为粘土、亚粘土夹细砂层透镜体，外观似黄土状，有时内含次棱角状砾石，砾石分布不均，大小不一，大者可大于 1 m，地貌为土包状高地（图 7 - 7）。

图 7 - 7 城湾农场北三道蒙古包西南淤积层素描图

第五节 洪积、冲积粗（细）碎屑岩组合

砾质岩为主的粗（细）碎屑岩组合是以突发性、快速堆积为特点的，从各个地质时代的地层比较分析，巨厚层的和持续出现的粗（细）碎屑岩组合，主要形成于造山活动带前缘或在较大坡降的地理位置上，大多数粗碎屑岩是分布于盆地外的陆相沉积岩组合中。以砾质为主的陆相沉积形成于山麓泥石流、辫状河和部分曲流河环境，由于粗碎屑岩层中难以取得准确地层或化石标志，因此，往往将砾质岩为主的粗（细）碎屑岩组合称之为“磨拉石建造”，天山和昆仑山山前都发育这种类型的沉积。在新疆的柯坪一带，新生代第三纪的砾岩—砂砾岩层超覆在上古生界二叠系粗碎屑岩层之上，尽管其间缺失中生代的沉积，有一亿五千万年以上的沉积间断，但是上下地层之间难以找到清楚的分界线和侵蚀间断面。但是，仔细观察砾石后，可以发现在二叠系砾石层内如砾石表面的压入坑，代表较软的大理岩砾石长期承压后被较硬的小砾石压溶的结果。此外，洪积粗（细）碎屑岩组合的下部一般都与泥石流有关，砾石成分混杂，分选性差，反映了当时泥砂沉积物具事件性快速堆积的特点。

中国中、新生代构造盆地内广泛分布粗碎屑岩组合，南方主要发育于晚三叠世、白垩纪和第三纪的构造盆地，北方则包括二—三叠纪、侏罗纪、白垩纪和第三纪的各构造盆地。例如在鄂尔多斯、华北和东北的若干盆地中。

陆内湖滨滩、泻湖滨滩和与滨海滩有联系的砾岩沉积与造山带粗碎屑岩组合不同，第一，表现为延续的地层厚度较小；第二，表现为较高的砾石磨圆度和成分成熟度。例如：山东新汶市汶南上侏罗统汶南亚组的滨湖砾岩；又如新疆拜城下第三系底部含大量腹足类化石的泻湖滩砾质岩。在塔里木盆地北缘，西起柯坪，东至库车县的巴什基奇克沟，第三系底部砾岩由碳酸盐胶结，有的地方包含石膏质泥灰岩软夹层，在地表形成凹地形，有的可包含较大双瓣类化石介壳。最古老的未变质的粗碎屑砾质岩沉积出现在元古宙长城系底部，北起燕山一带，南至河南午阳一带，可见到太古宙风化壳上有古河流冲积—海岸滨滩沉积等一系列成因的砾石层。

洪积、冲积粗（细）碎屑岩组合中可共生多种矿产。例如内蒙巴盟阿尔傲包侏罗纪和第四纪砾岩和砾石层中产自然金和自然铂砂矿，青海祁连县酸刺沟—玉门沟及黑河一带，第四纪砾石层和第三纪砾岩中产自然铂、钨—钛矿和自然金砂矿，华北元古宙长城系常州沟组底部的砾质岩中，产自然金和含铀矿物，在新疆拜城县喀拉苏河一带，第三纪古新世的介壳砾质岩中发现了方铅矿，至于鄂尔多斯三叠系和华北第三系以及松辽白垩系中的粗（细）碎屑岩组合，常常成为油气储集层位。

第八章 西北地区的冰川地貌和沉积作用

第一节 中国现代冰川的分布及其地貌特征

冰川又叫冰河 (glacier)，是在地面上缓慢运动着的巨大冰块。发育在高山的冰川称山岳冰川。我国是山岳冰川最发育的国家之一，西部高原和高山地区现存冰川面积约 57 065 km²。甘肃省西部祁连山和阿尔金山有较发育的冰川沉积。

冰川运动时对冰床侵蚀，形成冰蚀地貌。冰川全部融化后，冰川所携带的碎屑物堆积下来，形成冰碛物，同时也形成冰碛地貌 (图 8 - 1)。

一、冰蚀地貌

在切割较深，由坚硬岩石组成的山地地区，冰蚀地貌发育，如在祁连山 (图 8 - 1)。常见的冰蚀地貌有以下几种。

1. 冰斗、角峰和刃脊

冰斗：山坡上的似圈椅状的凹地即冰斗 (cirque) (图 8 - 2)。

刃脊：相邻冰斗或槽谷间刀刃状的山脊即刃脊 (arete)。

角峰：几个冰斗围成的山峰高耸尖锐，称角峰 (horn)。

在祁连山、阿尔金山可见到这些冰蚀地貌特征 (图 8 - 3)。

2. 冰川谷

冰川谷是最明显的冰蚀地貌之一。它继承了冰雪覆盖之前河流切割的 V 形谷地，不同于河谷之处是冰川谷平直、宽阔，谷坡陡峻，谷底平缓，横剖面呈 U 形或槽形。

3. 羊背石

冰床被冰川侵蚀形成的小丘，常成群分布，远看如匍伏的羊群，故称羊背石 (sheep - back rock)。

二、冰碛地貌

1. 冰碛丘陵 (moraine hill)

冰川表面起伏不平的小丘称为冰碛丘陵。

2. 侧碛堤

随着冰川退却，原聚于冰川表面的碎屑物质出露地表，形成与冰川流向平行的长条状冰碛堤岗，即侧碛物。

3. 终碛垄

分布于冰川前缘地表，系由终碛组成的弧形垄状地形。

4. 鼓丘

由冰碛物组成的流线型丘陵。其中含泥量较高。

三、冰水堆积地貌

冰水沉积物指冰川消融径流或冰川边缘所产生的堆积物。不同的冰水沉积作用产生了不同冰水堆积地貌类型。

图 8 - 1 世界第一高峰—珠穆朗玛峰

(据蓝淇峰等，1983)

1—珠穆朗玛峰，海拔 8 848.13 m，奥陶系灰岩；2—北峰，海拔 7 900 m，黑云母片麻岩；3—珠穆朗玛峰粒雪盆和冰斗；
4—长征岭，上部为黑云母片麻岩，下部为片状花岗岩；5—冰塔林；6—绒布冰川；7—冰川终碛

图 8 - 2 珠穆朗玛峰地区的冰斗 及冰芽
(据蓝淇峰等, 1983)

图 8 - 3 甘肃酒泉车站南侧祁连山高山地貌
(据蓝淇峰等, 1983)

1. 蛇形丘

是一种窄长的，弯曲如蛇形的高地。主要由具分选的冰水砂砾堆积，夹冰碛透镜体。砂砾有一定的磨圆度，发育冲刷、充填构造，形成交错层理和水平层理。蛇形丘两坡对称，大小不等，一般高度 40 ~ 50 m，分布于冰川作用区，长可达数公里。

2. 冰砾阜、冰砾阜阶地和锅穴

冰砾阜是圆形或长条形的冰水堆积丘陵，它是由于冰面或冰川边缘湖泊、河流中的冰水沉积物因冰体融化，沉积物倒塌堆积而成。主要由粉砂、砂和细砾组成。一般成群或零乱地分布于冰川谷地的两侧。

锅穴指分布于冰水沉积区的圆形洼地。

四、冰川地貌的分布

1. 玉门地区

共有三套冰碛物存在于不同高度上，第一套（老冰碛物）分布于白杨河上段吊大板南、北沟内。构成高谷段最高一级冰碛台地。第二套（新冰碛物）堆积体呈舌状，末端伸达宽谷底而未受切割，常与冰斗相连。第三套（最新冰碛物）与现代冰川伴生构成终碛垄和侧碛堤。

2. 敦煌千佛洞

西水沟呈“U”形冰川谷，千佛洞东南三危山有锥峰和悬崖，千佛洞南沟约 2 km 为冰阜阶地或冰阜（图 8 - 4）。

图 8 - 4 三危山前冰川地貌素描图

3. 昌马大雪山地区

冰川类型丰富。有山谷冰川、冰斗—山谷冰川、冰斗冰川、悬冰川等。

现代冰碛有侧碛、中碛、终碛等。侧碛和终碛发育形成侧碛堤、终碛垄。龙虎沟冰川的终碛垄呈半圆形环绕冰舌，长 250 m，顶部高出谷底约 40 m。红山大板冰川前端有三道终碛垄。侧碛堤在所有山谷冰川、冰斗—山谷冰川中均能见到，但往往不连续。

4. 党河南山北坡的黑刺沟至清水沟一带

以冰斗—山谷冰川与悬冰川为主，由粒雪及冰组成。冰层呈蓝、白交替。冰川分布最高 5 672 m，冰舌最低 4 250 m。

第二节 冰川沉积物

冰川沉积物是冰川搬运物在冰川融化后堆积而成，又叫冰碛物 (glacier drift)。

一、我国山岳冰川冰碛物的特征

粒度组成悬殊，漂砾、粘粒混杂 (图 8 - 5)；

图 8 - 5 甘肃肃南祁连冰碛巨砾

(据蓝淇峰等，1983)

大小砾石及巨砾成分均系加里东晚期黑云母花岗岩

磨圆差，多数带棱角；

岩块或砾石不具定向排列；

冰川擦痕的形态和方向多变；

石英砂表面有受挤压和磨蚀而成的贝壳状断口和阶梯状断口及解理面；

局部有次生构造，如褶曲、劈理等；

冰碛物内部保存寒冷孢子与花粉。

二、甘肃冰碛物的分布

1. 敦煌千佛洞一带

这一地区的下更新统玉门组为冰川沉积。

上段分布于千佛洞（西水沟口）一带，亦有在小平叉零星出露，其面积约 8 km²，岩性

为砾岩夹钙质砂岩及砂砾岩透镜体，内夹巨大漂砾岩块。

下段分布在千佛洞南约 2 km，岩性为灰褐色砾岩夹砂砾岩，局部夹数层钙质砂岩透镜体，岩层顶部见巨大漂砾岩块。岩石坚硬，层次清楚，河谷两壁岩层表面具凹陷小坑或空洞，其形状不规则，大小一般 0.3 ~ 0.5 m，大者可达 1 米余，排列方向不明显。地貌为冰阜阶地（漂砾：与一般颗粒粒度悬殊，其形状不规则，棱角状。一般直径为 0.5 ~ 1 m，少数达 5 m，分布不均）。

2. 萨尔哈布塔拉一带

由巨砾、大小岩块与混杂泥砂混合物组成，无层理，不具分选性，厚 150 m。

3. 大雪山谷古冰川槽谷中

在疏勒河、老虎沟、大龚岔沟、黄山大板东沟等沟谷中有冰碛物残存。砾石磨圆差，水平层理不显。最大直径小于 1 m，见冰川擦痕。

4. 肃北党河水库

砾石成分单一，多花岗质岩石，磨圆好，具一定分选，多见巨大漂砾岩块，直径 1 m 以上的漂砾达 3 %。

第三节 冰水堆积物

冰水堆积物主要分布在以下地区：

1. 肃北拉排沟、雁丹图沟口、长草沟口以及大鄂博沟口

由砾岩、巨砾岩、泥砾层组成，夹砂岩透镜体。砾岩的砾石成分复杂，砾石磨圆和分选极差，砾石排列混乱，层理不明显。常见巨大漂砾。岩性变化大，山前为巨砾岩，离山较远的平原出现大量泥砾层。

2. 月牙湖钓鱼沟至柳树沟一带

由灰色、黄褐色岩块、漂砾、巨砾、泥砂等组成。砾石磨圆差，杂乱排列，夹泥砂，微具胶结。

第四节 雪 线

高山高纬地区，因气候寒冷，一些地区终年积雪，这个地区的高度下限即雪线（snow line）。雪线以上为冰雪积累或常年积雪区，雪线以下为冰雪消融区或季节性积雪区。雪线的高度受控于温度、降水和地形等因素：

1. 温度

终年积雪区年平均温度在 0 以下。一般雪线随温度升高而升高，地表气温由赤道向两极降低，因而雪线分布高度也由赤道向两极降低。例如雪线在赤道非洲为 4 500 ~ 5 200 m，北极区只有 100 ~ 300 m。酒泉一带，祁连山、阿尔金山雪线在 3 800 m 左右，由于人工化雪，局部地区雪线更高些。

2. 降水量

一般固态降水量越多，雪线越低；固态降水量越少，雪线越高，因而，全球雪线最高处为亚热带、高压带。

3. 地形

地形对雪线的影响主要表现在山势、坡向等方向。陡峻的山地不利于冰雪积累和保存，雪线位置较高；阴蔽的凹地或平缓的地势，有利于冰雪的堆积，雪线位置较低。在北半球，一般而言，西坡日照强，冰雪消融量大，雪线分布高，而北、东坡雪线位置低，但有时受气候的影响会出现相反的情况。

第五节 冰川沉积或与冰碛岩有关的碎屑岩组合

中国的现代冰川沉积物主要分布于高寒地区，纬度较高的地区如天山、昆仑山和祁连山一带，纬度较低的如喜马拉雅山及西藏地区。晚第三纪和第四纪冰川分布在高寒地区是有充分证据的，例如在天山以南温宿县小库孜拜沟所见，在离山沟相对高差 300 m 以上的山顶和山脊之上，竖立或横卧着巨大的冰川漂砾，这些如同四层楼房高的巨石只有冰川才能搬运至山顶；冰川经过的地方，“U”形冰蚀谷和冰川侵蚀的各种特殊地貌随处可见；在温宿县西南的塔拉克山口，冰川退缩后残留冰砾堆排成一行行垂直天山走向楔形冰碛物，天山一带的冰碛砾石多呈棱角状散布在戈壁滩上，有的冰碛石具有“T”字形冰川擦痕。祁连山地区的冰川沉积物也是分布最广泛的，所不同于天山地区的是受现代水系改造强烈，虽冰蚀地貌普遍存在，但是沿沟河分布的多级砾石阶地中，都是现代水系冲刷再沉积的产物，砾石以次圆状和次棱角状为主。中国大陆第四纪冰川究竟分布多大面积，不同的研究者持不同的看法，例如关于江西庐山一带是否有第四纪冰川覆盖的问题，仍是一个悬而未决的学术问题。

中国古代冰碛岩广泛分布于华南地区，主要层位是震旦系的南沱组，后来在新疆也发现了相当层位的冰碛岩，华北地区南部寒武纪早期的罗圈组是另一个冰碛岩层位。

冰碛层的分布范围局限，多发育于裂谷初期阶段基底隆起处，属于山岳冰川类型。陈炳蔚（1982）和梁定益等（1983）先后对西藏地区晚石炭世地层中的冰碛岩进行了研究，这些冰碛岩广泛分布于雅鲁藏布江南北一带，其成因与华南震旦系南沱组冰碛岩一样，都是属于冰海浮冰沉积的冰碛岩。

冰碛岩和与冰川沉积有关的碎屑岩大致可分为五种主要类型：

以陆地冰川底积和冰川前积、溶积物为主的沉积物或沉积岩，在高寒地区前缘坡带形成的冰川漂砾、冰碛石层和沿冰舌方向展布的冰溶积滩。现代沉积中，如在喀喇昆仑山、天山、祁连山和西藏地区，多分布于山前斜坡带、山口或冰川经过的地方，冰碛层厚度、形态和冰碛砾石的大小都不一致，横向延展的连续性小；

冰川底积物与冰川、冰湖沉积的细碎屑岩组合，含大量细砾石，分选极差的冰碛岩与冰积的泥粉砂质互层；

冰川底积岩和冰川前缘与滨海融溶堆积物混合在一起的沉积物组合；

携带大量陆源碎屑物入海的冰川融溶堆积，形成浮冰沉积物，并进一步受海水水动力的改造，这一类沉积物是分布广泛而稳定的冰碛岩的主要类型；

大量融溶入海或入湖的冰川沉积物进入大陆斜坡以下海底或入深湖底，以重力流方式再搬运和再沉积，这一类沉积物又与正常冰川融溶沉积碎屑物组合在一起，分布相当广泛。

第九章 国外现代沉积考察实例

美国东、西海岸和南部的墨西哥湾有着不同的自然地理景观，是开展现代沉积考察的良好场所。西部科迪勒拉褶皱带属于活动大陆边缘，濒临太平洋，基岩海岸和砂质海岸均较发育，属中—高能潮汐波浪水动力发育地带。美国东部沿阿巴拉契亚山脉的山前，有一狭长的海岸平原地带，通称东部海岸平原，其与大西洋相接的滨岸地带，岸线曲折，港湾林立，景色宜人。南部湾岸地区，濒临墨西哥湾，由西向东依次有加尔沃斯顿岛、密西西比河三角洲直至佛罗里达州，属南方温带—亚热带自然地理景观，由陆源碎屑海滩直至碳酸盐台地和海滩沉积。现依据 1988 年考察的一些地点，并结合前人研究成果综述于下：

第一节 加利福尼亚州旧金山砂质海岸地貌特征和沉积作用

旧金山与奥克兰之间的海湾有大桥相连。沿海岸为褶皱的变质岩系组成，邻近太平洋，有发育的砂质海滩，由黄色中—细砂组成的海滩绵延十几公里，一般不被潮水淹没的后滨海滩宽约数百米，是游泳后休息的良好场所。由于潮汐波浪带发育，岸边有防浪堤坝，仅在正常天气下海浪也十分汹涌，才使这里的 stinson beach 成为有名的冲浪场所。

基岩海岸的陡岸地带由变质岩系组成，海滩不发育，由于环太平洋的构造活动带致使滨外发育有由于海底滑坡形成的海底扇沉积。有关深海考察资料中对这些现代沉积作用及其形成机理均有较详细的描述。

加利福尼亚州北面的俄勒冈州海岸有与旧金山海岸相似的水动力条件及沉积作用，均属高能海岸带。波高达 1.5 ~ 3.0 m 的波浪每 8 ~ 12 s 重复出现一次。在变形过程中产生的向陆和向海的波浪比沿岸流、离岸流或潮流更为重要。海滩砂由陆向海变细，由砾石和粗砂过渡为细砂，没有任何大型地貌起伏。但是发育有各种各样底形，它们的分布地带大体与波痕变形带一致(图9 - 1)。由浅水孤立波所产生的向

图 9 - 1 俄勒冈海岸高波能海滩面上底形与波浪特征的关系
(据 Clifton、Hunter 和 Phillips, 1971)

陆水流主要形成不对称波痕、新月形大波痕和“外平坦带”。而“内崎岖带”和“内平坦带”则以拍岸浪带内部和冲流—回流带内的向海回流为主。在某些程度上，这些水动力底形带形成独特的亚环境，但是当水动力底形由于条件变化向陆或向海移动时，它们一般形成复杂的沉积构造组合(图9 - 2)。

图 9 - 2 横穿俄勒冈海岸海滩面的内部构造组合

(据 Clifton, Hunter 和 Phillips, 1971)

A—不对称波痕带——小型波痕纹层叠加在代表由风暴潮形成的较大底形向海和向陆倾斜的前积层上；

B—外平坦带——叠加在向海和向陆倾斜的前积层之上的平行纹层；

C—内崎岖带——主要是向海倾斜的前积层；

D—内平坦带——由冲流形成的平行纹层，夹有内崎岖带的向海倾斜的前积层

总而言之，美国西海岸大部分属于高能海滩，具有复杂的水动力条件和沉积构造特征，可供我们研究我国东海大陆架时参考借鉴。

第二节 得克萨斯州休斯敦加尔沃斯顿岛的障壁岛—泻湖沉积体系

美国南部的湾岸地区油气资源丰富，现代沉积现象丰富，有着悠久的历史，其中举世闻名的邻近得克萨斯城的加尔沃斯顿岛与其邻近的海湾构成了障壁岛—泻湖沉积体系（图 9 - 3）。由陆地去岛上有大桥相接，也有轮渡。加尔沃斯顿岛上风景宜人，有亚热带棕榈树、宽阔的街道和别具特色的建筑物。岛的最南端有开阔的潮上、潮间砂质海滩带。海滩砂主要由中—细砂组成，其上有贝壳、小砾石和各种沙纹底形。后滨沿海滩还有小型子泻湖。随着潮水涨落，潮间带有丰富的沉积现象。

据 Bernand, LeBlanc 和 Major (1962) 的研究资料, 加尔沃斯顿岛从晚更新世 (或前更新世间冰期) 沉积之后不断向海进积, 使障壁岛砂覆盖在近滨和滨外的砂—泥互层沉积物上。

岛上钻孔揭示了一个向上变粗变厚层序, 下部为临滨砂—泥互层, 向上为前滨—后滨滩砂, 顶部为风成沙丘砂 (图 9 - 4)。该体沉积

图 9 - 3 美国南部湾岸地区
加尔沃斯顿岛附近海岸特征示意图

系的形成取决于海面变动、物质补给和保持一定速度的进积作用。用¹⁴C 方法测得了障壁岛的加积年龄, 勾画出等时界线, 它和河流边滩侧向加积的等时面分布类似。

图 9 - 4 得克萨斯州加尔沃斯顿岛向海迁移所形成的垂向层序和沙体
(据 Bernard, LeBlanc 和 Major, 1962)

加尔沃斯顿岛的障壁岛—泻湖沉积体系的研究和建立已有多年的历史, 属于典型相模式, 其对预测湾岸地区中—新生代油气生储盖条件发挥了十分重要作用, 研究得也较精细。

第三节 墨西哥湾密西西比河三角洲及其沉积作用

现代密西西比河三角洲是一个最明显以河流作用为主的三角洲沉积体系, 它的三角洲前缘的沉积作用受注入水流的扩散特征控制。供给三角洲前缘的沉积物非常细, 它们由 98 % 的粘土和粉砂, 以及 2 % 左右的细砂组成。根据对一条分流河口的观察 (南面的分支流) 沉积物的扩散作用是依河流的水位变动而变化的。在低水位和正常水位时期, 注入水流速度低于临界值, 因此使一个低密度的“盐水楔”进入分流河道的下游段。在这种情况下, 起作用的是浮力注入水流扩散模式, 但在河流高水位时期, 注入水流的速度增大, 迫使盐水楔退出河道, 起作用的主要是扰动模式。

图 9 - 5 现代密西西比河三角洲中的低弯度分流河道和分流河口沙坝
(据 Fisk 等, 1954)

图 9 - 6 密西西比河三角洲中由河口沙坝的
进积作用所形成的综合的、理想化的沉积层序
(据 Coleman 和 Wright, 1975)

图 9 - 7 密西西比河三角洲的指状沙坝砂
(据 Fisk, 1961)

在分流河口地区，沉积物的扩散作用构成了一系列分散的、孤立的新月型河口沙坝，它们向墨西哥湾突出，一般说来，这些地貌由坝后的小型河道、水下天然堤和“河心”沙坝，以及狭窄的沙坝顶及其前缘部分组成（有时也称远端沙坝，图9-5）。密西西比河三角洲的河口沙坝可细分为“水下栈桥”型和栏门沙坝型两类，二者的形成主要取决河口微地貌及水体深浅。

平水期和洪水期密西西比河三角洲河口沙坝的形态、厚度也有较大差异，洪峰期在水深10 m左右地带几个月内向前加积了90~120 m。河口沙坝的进积作用形成大规模向上变厚变粗层序。河口坝内的砂泥分布也不完全均匀（图9-6），坝中心部位砂层粘土杂基含量最低，故有时称“清洁砂”，是含油气最有利部位。

密西西比河三角洲通常处于高建设期，物质补偿快，向前加积快，水下分流河道、河口沙坝、远沙坝在向前推进过程中形成“裂指形沙坝”或简称“指状沙坝”（图9-7），它们直接位于现今分流下面，构成了三角洲的鸟足状格架，习惯上被称之为双凸形或长形沙坝，长达30 m，宽5~8 m，厚度比较均匀，可达70 m。由于后来的泥底辟作用这种原始形态也可有重大变形，形成油气聚集有利场所。

第四节 佛罗里达州巴哈马台地、凯克斯碳酸盐 台地地貌特征及沉积作用

分布在南佛罗里达和北巴哈马的沉积物已有近30年的研究历史。从南佛罗里达和北巴哈马到东南巴哈马的凯克斯台地近期有较好的研究（Wanless, 1990），它们的现代碳酸盐沉积模式是解释古代碳酸盐岩沉积层序和模式的基础。共同特点是高能台地边缘占优势的沉积作用是珊瑚藻或鲕粒滩，它们反映了当地强潮汐或波浪的搅动，往台地内部，水体能量逐渐降低，最先引起了葡萄石集合体的沉淀凝结形成，其次是变硬了的球粒沉积物。最终在台地内部出现软球粒沉积物（图9-8）。

巴哈马式鲕粒具同心环和放射状文石针，直径1~2 mm。其形成主要受制于每天潮汐一波浪搅动而移动，有时也有风暴作用，堆积在一起时形成规模大小不一的鲕粒坝。叠层石在风暴层之上生长，硬壳上面也有叠层石，由高镁方解石组成，生物钻孔破坏纹层。

在大巴哈马滩，沿安第利斯岛西缘形成了由柔软的球粒泥组成的一个潮坪复合体。沉积相的变化是沿着潮流搅动作用更强的部位出现。台地位于深水海湾末端的那部分地带，由于盛行更强烈的潮汐作用，从而形成一个广阔的台缘沉积带，其通常是由鲕粒组成，鲕粒的表面有生物钻孔和泥晶化作用，并伴随着明显的海洋胶结作用（图9-9）。

巴哈马台地北部和南部鲕粒成因的研究成果，对解释古代碳酸盐沉积作用十分重要。南佛罗里达和北巴哈马生物礁，主要生长在台地边缘，受自然地理背景、盛行风的方向和强度、台地大小、以及暴露程度的影响。强风暴作用不利于礁生长，携带的泥砂可使珊瑚死亡，早期胶结作用保护礁表层，使下部孔隙得以保存，但也有后期的破坏作用。礁后面具备良好的储集性能，而不是在前面部位。

大量现代沉积考察和岩心及地震剖面综合研究结果表明：南佛罗里达和巴哈马台地上更新统和上新统的沉积模式与全新统的沉积模式不同，有下述几方面：

较高海平面的持续期（中新世和更新世）台地上广泛分布的是红藻石、藤壶和牡蛎；
上新世在南佛罗里达半岛中部出现了浅水礁，更新世礁从东南陆架边缘向滩过渡；

图 9 - 8 南佛罗里达陆架沉积物特征及其分布

- A—南佛罗里达陆架沉积物的结构（据 Swichatt, 1965；Ginsburg 和 James, 1974）；
B—南佛罗里达陆架主要的碳酸盐颗粒（据 Ginsburg, 1965）；
C—大巴哈马滩沉积物的分布（据 Purdy, 1963A 和 B）；
D—佛罗里达和大巴哈马地区的生物相（据 Coogan, 引自 Multer, 1971）

上新世的大部分时间里珊瑚和骨屑逐步向台地内延伸，与更新世相比全新世分布得更广泛；

全新世鲕粒在靠近台地边缘有局限分布。晚更新世由于海平面连续高低变化，鲕粒则围绕南佛罗里达和大巴哈马滩形成一个几乎是连续的条带；

图 9 - 9 鲕粒表面有钻孔、充填有机质

颗粒礁相是全新世背浪边缘序列中的一个重要组成部分。当台地被淹没，沉积物搬运会淹没礁体，致使礁体窒息，逐渐死亡；

背浪边缘沉积物楔状增生体是碳酸盐岩台地增长的主要方式。

凯克斯台地展示了极好的更新统海相和非海相层序露头，提供了现代沉积相如何在三维空间被保存的难得机会。凯克斯台地位于活动构造边缘以北加勒比海板块之北界沿 Hispaniola 北岸延伸，距南缘 200 km。凯克斯台地以南有一深海槽（凯克斯盆地）。凯克斯台地处于区域性西流的安提斯流之中。这个位置，加上急速有盛行的东向贸易风，推动着越过凯克斯台地强有效的自东向西的越滩体的洋流循环。飓风使凯克斯台地的礁前有强烈侵蚀作用，在礁表面形成许多冲刷的突脊和凹槽。从南佛罗里达和北巴哈马至东南巴哈马的凯克斯台地能量要素展示着显著的梯度变化，这些要素是：盛行的东向信风；冬季冷空气前缘；热带风暴和飓风；海洋涨潮；洋流环流。

第五节 新泽西州大西洋城砂质海岸及地貌特征

美国东部大西洋砂质海岸十分发育，起因于大陆边缘的构造活动平缓，所以在河口和障壁岛两侧有着发育的海岸平原地貌景观（图 9 - 10）。海岸潮差通常仅 1 ~ 2 m，滨外最大潮

图 9 - 10 北美东部大西洋陆架风暴控制的沉积作用
(据 Swift 等，1973，1974)

A—美国东部大陆架中大西洋开阔海湾的主要地貌特征；B—横过该陆架的示意剖面图，说明海侵形成障壁和覆盖于泻湖沉积物与前全新世沉积物之上的内陆架脊状砂层逐渐被破坏而废弃

流速度一般小于 20 cm/s 。又由于陆棚处于大陆相对于盛行西风的背风一侧，所以波浪作用也不太强烈。大西洋城濒临砂质海岸，景色壮观（图 9 - 11），自陆向海依次由岸后平原或干泻湖—海岸沙丘—后滨—前滨—临滨和滨外等地貌单元组成。大西洋城的主要建筑物沿海岸沙丘带分布，为了抑制沙丘向陆迁移，筑有人工栈道和防砂栏障。

图 9 - 11 大西洋城大西洋海岸图示

图 9 - 12 穿过美国东部部分海岸在
沿岸漂砂会聚场所形成的陆岬伴生沙坝
(据 Lfangfelder 等, in Swift, 1976)
砂搬运速度单位: $0.914 \times 10^{-3}\text{ m/a}$

图 9 - 13 进潮口伴生沙坝演化为滨外线形
沙脊的模式图 (以美国东部陆架为例)
(据 Swift 等, 1972)
第一阶段 (如特拉华湾和切萨皮克湾): 在滨外
内滨的潮控水道和沙坝, 通过向海张开, 逐渐
过渡成风暴控制的线形沙脊。线形沙脊的方向
逐渐变成和风暴生成海流路线相一致; 第二
阶段 (如弗吉尼亚滩脊): 海侵时海岸后退,
留下了陆架横向砂体, 该砂体受到单向
风暴生成流的改造, 形成了叠加的线形沙脊

后滨带开阔，宽度上百米，表面平坦，中—细砂，松散柔软，有贝壳和黑色重砂不均一分布。落潮时在前滨有大量贝壳富集，形成滩脊和凹槽，海鸟聚集。伸向海中的旅馆建筑的支撑柱表面，攀缘着无数的壳类动物。据考察，临滨带水深一般小于 15 m，海底受波浪扰动一般较弱。但由于风生流产生的风暴潮对临滨也有明显侵蚀和堆积作用，形成了多个由陆向海延伸的岬角和伴生的与岸线有一定交角的线状沙坝（图 9 - 12）。

进潮口伴生沙坝是横向搬运的沿岸漂砂沉积的重要地点，漂砂既能沉积到坝的靠海侧，也能向上搬运到河口湾或进潮口中，砂的搬运速度大约 $0.914 \times 10^{-3} \text{ m/a}$ 。

进潮口伴生沙坝具有复杂水动力体系，在内滨以潮流为主，在滨外则变成风暴控制的陆架水动力条件。坝脊上有各种各样的底形，既有潮流形成的沙丘，也有风生流形成的冲流沙坝和冲流台地。当风生流的海流占优势时，沙坝可能受到破坏或逐渐被改造为陆架海流的方向，形成了线形沙坝（图 9 - 13）。我国黄海沙质海岸也有类似情况。

第六节 纽约州长岛一带砂质海岸的沉积作用

纽约州东南端的长岛，东侧面向大西洋，西侧为长形的纽约湾，港湾林立，风景宜人，是旅游度假盛地。自陆向长岛方向依次是海岸平原或被海湾分割的大小岛屿—大小不一的海湾及长形泻湖—障壁沙坝（主要是大型沙坝）—沙嘴及绵延数十公里的长形沿岸沙坝。长岛东侧海滩，由岸线附近向海一侧依次是海岸沙丘—后滨—前滨—临滨—滨外。

海岸沙丘由风成沙垅组成，宽 100 ~ 200 m，高数十米，由经风力改造的洁白石英砂组成，沙垅间有树林和其它植被，建筑物顺沙丘外侧栉比排列，环境优雅。后滨带十分开阔，宽达百米以上，由松软的白色中—细粒石英砂组成，地形平坦，略向海倾斜，构成良好的海湾浴场的休息场所。前滨进浪和退浪形成各种岸线标志，如流痕、各种底形、泡沫痕、弧形线等。海水干净，清沏见底，很少污染。

长岛海滩研究成果中提到，沿美国东海岸的几个有障壁岛的临滨地区，以其具有与临滨相接的线状浅滩为特征，这些浅滩的走向与海岸斜交（图 9 - 14）。

图 9 - 14 纽约州长岛菲尔岛外与临滨相接线状滩脊
(据 Duane, Field, Meisburger, Swift 和 Williams, 1972)

对纽约长岛南边菲尔岛进潮口的研究提供了有关进潮口沉积环境的第一个精细描述，这种超覆型进潮口宽 1 km，水深 10 m，潮流冲刷水道底，形成向退潮方向迁移的不对称沙波，它们在涨潮时受到潮流的改造，但并未使沙波反向。在水道较浅部位缺失这种底形，而主要发育平坦底形。水道上面覆盖着类似于吉尔伯特型微三角洲水下沙嘴，在进潮口边缘则覆盖着陆上沙嘴。这种进潮口由五个不同沉积亚环境组成，它们分别为水道底、深水道、浅水道、沙嘴平台和陆上沙嘴（图 9 - 15）。

图 9 - 15 纽约长岛菲尔岛进潮口的垂直剖面 and 相特征
(据 Kumar 和 Sanders, 1974)

第十章 现代湖泊地貌特征和沉积体系

第一节 云南断陷湖泊的地貌特征和沉积体系

运用比较沉积学原理，建立云南的抚仙湖、洱海和滇池三个断陷湖泊的沉积环境时空模式，对我国中—新生代断陷湖泊的油气预测和勘探有重要参考价值（据中科院南京地理研究所，1985）。

一、地质构造格局控制盆地的地貌特征和沉积体系

地质构造格局控制盆地沉积环境和沉积体系，表现在顺盆地长轴方向两端多发育河流—三角洲沉积体系，并随着湖盆向晚期演化，其沉积规模愈大；盆地短轴方向，因构造形式不同而异：对称型地堑湖盆，如抚仙湖，为陡坡式小型扇三角洲—浊流沉积体系；洱海为不对称地堑湖盆，强烈抬升一侧发育了大型山麓洪积扇—扇三角洲—滨岸水下扇沉积体系，上升量较小一侧，以小型扇三角洲沉积体系为主；滇池为半地堑湖盆，主断层控制的两岸多属小型扇三角洲沉积体系，发育于缓坡断阶带的东坡，有利于形成中、小型河流—三角洲沉积体系。盆地沉降作用对沉积作用的强度、规模和沉积环境控制明显，如滇池盆地西北部，洱海盆地西部沉积厚度最大，是盆地的沉降中心，也是全湖沉积速率最大和大型三角洲或扇三角洲充填的场所，滇池盆地内次级断陷盆地与现代不同规模三角洲沉积体系分布也十分相似。不同发育阶段湖盆具不同沉积模式：

盆地裂陷早期形成山麓洪积扇—浅水沼泽沉积体系，盆地边缘和盆地内潜山山麓以粗碎屑物为主，在起伏的盆地基底上，沉积了暗色粘土夹多层褐煤，岩性变化大，富含植物残体和根系，水生动物化石少，黄铁矿、菱铁矿等自生矿物发育；

盆地发展中期，进一步拉张下陷，湖水扩张直至山麓，形成扇三角洲—浊流—开阔湖泊沉积体系。自湖盆边缘向湖区，由类磨拉石过渡到类复理石沉积，介形类和鱼类发育，腹足类和瓣鳃类较少，除浊积区含陆源碎屑矿物外，一般自生矿物发育，如自生碳酸盐，甚至出现自生海绿石，但菱铁矿和黄铁矿少见；

盆地晚期，陆源碎屑大量充填湖盆，在发育季节性河流的陡坡岸，仍以扇三角洲沉积体系为主，常年河流注入的缓坡岸则以河流三角洲沉积体系为主。该时期水动力分异作用更为明显，形成一定宽度的滨岸带环境，各种沙体发育，形成三角洲或扇三角洲—障壁沙坝—泻湖沉积体系，沉积类型变化大，腹足类和瓣鳃类增加，陆源矿物含量高，但文石、方解石和黄铁矿等自生矿物晶体发育；

湖盆衰亡阶段，随着陆源碎屑超补偿供给，湖盆沼泽化，此时三角洲沉积体系仍继续向湖泊进积，但已归并成复式三角洲沉积体系，直至湖泊消亡，最后为河流冲积平原沉积体系所替代。

掌握断陷湖泊沉积环境和沉积体系的时空分布模式，结合油气生成和聚集条件分析，对

本章部分内容据中国石油学会：全国第二届碎屑岩学术讨论会论文摘要汇编，1985；中国地质大学（北京）：内蒙古岱海湖现代三角洲沉积及储层研究，1991；中国石油天然气总公司西北地质研究所：青海湖现代沉积，1996。

我国中—新生代断陷式含油气盆地预测和勘探具有重要参考价值：

从生、储油条件来看，盆地水系下游临近湖岸地区至滨岸带，特别是河口区及其岸线附近的沙体发育带是盆地最有利的含油气地区。

生油层厚度和生油条件则以湖盆发育中期的深水环境最为重要；顺物源方向，特别是顺河口入湖方向纵、横追索，在开阔浅湖至深湖湖区可找到该时期最主要三角洲前缘和浊积沙体储集层。

二、洱海断陷湖泊现代三角洲沉积体系

我国中—新生代湖泊三角洲沉积体系是对油气聚集最有利的沉积体系，因此，借鉴现代湖泊三角洲沉积模式、砂体展布、生储盖环境配置，有助于提高油气预测和勘探工作。

洱海位于云南大理白族自治州境内，座落在横断山脉与滇中高原交界处的红河—元江深大断裂带的北端，是一个由断裂作用陷落而成的地堑型断陷湖泊。

洱海三角洲沉积体系以小型为主，数量多、分布广、类型复杂，与坳陷型湖泊三角洲有较明显的差异。按洱海三角洲走向与湖盆轴向的关系，可把三角洲划分为两大类。平行轴向发育的三角洲体系，与区域构造轴向一致，具有获得充沛水量和丰富碎屑物源的良好条件，三角洲体系规模较大，沉积物较细，延伸也较远，以河流三角洲为主；垂直轴向发育的三角洲，由于源近流短、湖水作用强，三角洲规模较小，物质较粗，延伸不远，以扇三角洲沉积体系为主。

洱海三角洲按河流动力与湖水动力强度的对比关系，将三角洲划分为建设型和破坏型两大类。洱海除洪水水流占优势下发育特殊形式的扇三角洲沉积体系外，三角洲多表现为砂、砾混杂，粘土含量高，沉积物成熟度低，兼有密度流和牵引流双重沉积特征，属常态三角洲与扇三角洲之间过渡类型。上述现象主要与流域自然环境条件有关，是断陷湖泊三角洲的一种特有特征，也是区别其它湖泊三角洲沉积体系的一项标志。

洱海三角洲的沉积模式可归纳为：

1. 叶状—鸟足状三角洲沉积体系

垂向序列上表现为湖泊—三角洲—河流的沉积序列组合。平面展布上，陆上三角洲平原环境是多平直分流河道，天然堤、决口扇位于分流河道两侧，低洼处为分流间洼地或沼泽化环境；三角洲前缘的中间为陆上分流河道向下延伸的水下分流河道，两侧为水下天然堤，前缘是河口沙坝。

2. 尖头状三角洲沉积体系

陆上三角洲平原环境与上述类似，前缘带表现为较小规模的河口沙坝或席状沙，侧缘发育多道障壁沙坝或水下沙坝，形成典型的沙坝—泻湖沉积体系。

3. 扇三角洲沉积体系

垂向上呈现湖泊泥与砾、砂砾、砂和粉砂呈不等厚互层。平面分布上，扇顶为水上分流河道分布区，两侧为天然堤，部分或大部分露出水面，河道以牵引流沉积为主；扇中是辫状分流河道发育区，河间为洪水漫溢沉积，表现牵引流—重力流过渡水流机制，扇缘因地形平坦，分流河道消失，全为悬浮粒级的低密度流浊流沉积。

洱海是我国云贵高原上的一个内陆断陷型淡水外泄湖，南北长 42.6 km，东西最宽为 8.2 km，面积约 250 km²，最大水深 20.7 m。弥苴河为该湖主要水源，西洱河为盆地唯一出口。洱海处于温暖气候，湖水为中等营养类型。它也是一个研究现代沉积物有机地球化学较理想的湖泊（图 10 - 1）。

三、滇池断陷湖泊现代三角洲沉积体系

滇池也发育在南北向小江断裂带上的现代湖泊，属于拉张型的半地堑式断陷湖盆，现代三角洲沉积体系是充填湖盆的主要沉积类型，三角洲沉积体系的发育也是断陷式湖泊演化后期最主要沉积特征。

认识不同类型断陷湖泊三角洲沉积体系的分布、沉积过程、沉积环境和沉积体系，有助于对我国中—新生代含油气盆地沉积和沉积体系的深入研究。

断陷湖泊三角洲沉积体系主要受水系格局的控制，其又受制于盆地的构造格局，它们之间的相互关系在滇池的表现有：

盆地边缘严格受构造控制，流域面积小，水系短，三角洲发育规模较小，沉积物成熟度较低。

盆地主要河流流向和主要三角洲沉积体系展布与区域构造走向一致。

三角洲沉积体系的分布与盆地沉积中心和构造沉降中心大致相吻合。

发育于主控断层一侧的陡坡岸，多间歇性水系，以发育小型扇三角洲沉积体系为主；在缓坡断阶带一侧，以常态河流三角洲沉积体系为主，主要是中、小规模三角洲沉积体系。

三角洲沉积体系成因类型决定于河流动力与波浪动力强度对比关系。河流作用为主的建设型三角洲沉积体系多为伸长形（鸟足状）、舌形和扇形；波浪和湖流控制的破坏型三角洲表现为尖头形和平直滨岸形。各类三角洲均由三角洲平原、三角洲前缘和前三三角洲三个沉积环境组合而成。

按成因类型，三角洲沉积体系可划分出伸长型、扇型、尖头型和平直滨岸型四种沉积类型。它们分别由分支河道、天然堤、水下分流河道、水下天然堤（河口沙嘴）、河口沙坝、席状沙、滨岸滩地、水下沙坝和障壁沙坝等沙体组成，其中前四类沙体是三角洲沉积体系的主体和骨架，沙体一般顺分支河道方向与岸线走向垂直或高角度相交，作纵向系列分布。沙体主要由粉砂、细砂、中砂和细砾组成。从石油储层条件看，这四类沙体物性和连通性好，若不考虑成岩变化，有利于油、水纵向运移，但横向动态变化仍较大。后几类沙体是三角洲沉积体系的伴生沉积类型，沙体展布一般平行岸线，作横向系列分布。对于湖泊三角洲沉积体系来说，这类沙体规模虽小，但是沙体很快和周围富含有机成分的生油区交互穿插，较好地指示地层—岩性油气藏形成的模式。

四、云南断陷湖泊沙体类型及其分布特点

综上所述，据野外考察资料和室内实验数据，可将云南断陷湖泊概括出六种沙体类型：

图 10 - 1 洱海湖底表层沉积物有机碳

百分比分布和柱状样点位图

—0.8% ~ 1.0% ; —0.6% ~ 0.8% ;

—小于 0.6% ; —取样点位

冲（洪）积扇、河流、三角洲、扇三角洲、滨湖和浊流等。根据它们的形态特征、结构组分、矿物成分、沉积构造、平面与垂向组合关系等的详细描述，综合水动力条件和沉积特征，又分别划出若干亚类。

通过对各类砂体在时空上的分布特点及其变化规律的研究，总结出各类砂体在不同湖盆和不同发育阶段中呈现有规律的变化，反映出明显的阶段性。在时空上的分布是：

冲（洪）积沙（砾）体：呈扇形或半圆锥状分布于狭长型盆地两侧边缘；

河流沙体：位于与湖盆长轴方向一致的河流中下游地区，短轴方向不发育；

三角洲沙体：发育于湖盆长轴方向的两端或短轴方向斜坡带，既可以是建设性，也可以是破坏性；

扇三角洲沙（砾）体：广泛分布于地堑型湖盆两侧和半地堑型湖盆陡坡一侧，单体呈扇形，群体为裙边状；

障壁坝沙体：位于相邻三角洲、扇三角洲之间或破坏性三角洲侧缘、平行岸线分布，为泻湖所隔开；

浊积沙体：分布于短轴方向扇三角洲前缘前方，以小型居多，长轴方向不多见。

在时间上的变化是：早期沙体不发育，规模小，类型单一，数量较多的为浊积沙体，其次为扇三角洲沙体，三角洲沙体甚少，滨湖沙体不发育。中期是湖泊沙体发育鼎盛时期，数量多、类型丰富，其中扇三角洲沙体居首位，三角洲沙体、滨湖沙体次之，与前者相比较，浊积沙体数量减少，并以小型滑塌浊积型沙体为主要型式。晚期为河流广泛发育时期，三角洲沙体成为充填湖盆主要类型，滨湖沙体也较发育，扇三角洲沙体减少，浊积沙体不甚发育。

第二节 内蒙古岱海湖盆的地貌特征和沉积体系

目前世界上对海相三角洲研究较为详细，但对湖泊三角洲中粗粒辫状三角洲研究还较少，特别是从储层建模角度，寻找这类现代沉积实例具有重要科学价值和实际意义。中国地质大学（北京）石油地质研究所岩相古地理组（1991）为我们提供了一个较好的实例。岱海湖盆位于内蒙古自治区呼和浩特市南凉城县境内，地理坐标是东经 $112^{\circ}30' \sim 112^{\circ}52'$ ，北纬 $40^{\circ}30' \sim 40^{\circ}45'$ 。

岱海湖盆周围大小三角洲沙体共有 10 多个，单个沙体多呈扇形或舌形向湖盆推进，其中较大的三角洲有长轴方向上的目花河三角洲、五号河与弓坝河复合三角洲，而西北侧山前地带发育了大面积的冲积扇裙。由于构造和流水等多种因素的影响，西北侧陡岸三角洲以小而多为特点，东南缓岸则以大而少为特征。对上述各主要三角洲的出露情况、地貌形态及沉积特征进行了全面的考察后，确定了岱海湖盆两岸—陡岸与缓岸两侧不同特征的三角洲作为该专题的主要研究砂体。缓岸为步量河三角洲，陡岸为元子沟三角洲。

一、岱海湖盆地貌特征和水文条件

研究结果表明：岱海湖为第三纪末上新世到第四纪初受新构造运动影响所形成的，并被正断层所控制的地堑式盆地。整个断陷带由岱海和黄旗凹陷组成，总体走向 60° 左右长约 150 km，宽 10 ~ 20 km。岱海和黄旗海内陆湖盆似串珠状镶嵌于其中，岱海是这一系列断陷盆地中最大的一个。岱海周围的山系，盆地北部由蛮汉山系组成，山脉走向北东 65° 。盆地南部由马头山系组成。这些山系主要由太古界花岗岩、片麻岩、苏长岩及第三系玄武岩组

成，盆地西北和东南有少量晚白垩世和侏罗世地层出露，由于构造运动缺失了早、中白垩世。岱海盆地长轴呈北东向，长 60 km，宽 20 km，面积约 1 300 km²。

岱海湖盆为一个典型的地堑型断陷盆地，南北两侧由于断层活动强度和幅度的明显差异，使得盆地南北不对称及地形坡度相差较大，呈现出北岸陡、南岸缓的特点，湖盆短轴两侧出现了不同的地貌组合。北侧山体陡峻高大，从山体前缘带向下到湖岸形成了冲积扇裙山前平原—扇三角洲的特有地貌组合特征（图 10 - 2）；相反，盆地南侧以玄武岩覆盖的平缓丘陵地形为特色，地形坡度平缓形成了间歇河—湖滨阶地—三角洲的地貌组合。

图 10 - 2 岱海盆地沉积体系分布略图

岱海为一内流湖泊，流域面积为 2 289 km²。根据 1986 年 7 月中国科学院南京地理与湖泊研究所实测资料，湖泊面积为 133.5 km²，最大水深 16.05 m，容积 9.9 亿 m³。湖泊东西长 19.1 km，平均宽度 7.0 km，湖周长 61.6 km，湖水盐度 4g/L，是微咸水湖；水的矿化度为 0.3 ~ 0.6g/L，为 HCO₃—Na—Mg 型水。湖泊主要靠河流和大气降水补给。北岸发育有较多的间歇性短小溪流。注入岱海的河流有 20 多条、各河道的水文参数见表 10 - 1。

岱海湖从全新世以来的演化史表明该湖正处于萎缩期，近几年岱海湖的湖水位变化趋势参看图 10 - 3。

从 1979 ~ 1982 年湖岸线向湖内缩退了 300 ~ 500 m，湖泊的蓄水面积缩小了 50 km²。地形渐趋平缓，极似我国东部的第三纪断陷湖盆的萎缩期。湖面萎缩与气候干旱、蒸发量大于降水量有关。岱海湖属半潮湿半干旱大陆性季风气候带。雨量集中，多在 6 ~ 9 月份，占全

年降水量的 25 % 左右。根据 1980 年到 1986 年的水文资料来看，湖区每年蒸发量为 1 556.1 mm，平均降水量为 370.8 mm/ a。蒸发量是年降水量的 4.2 倍，年平均气温 4.7℃，属于温带半干旱气候。湖内的蒸发量具有由西向东，由北向南递升的规律，与降雨量正好相反（据凉城县水利局，1985 年岱海水利规划资料）。在降雨过程中，年际、月变化较大。

表 10 - 1 岱海水系各沟、河年径流量

沟 道 名 称	流域面积， km ²		径流深， mm	多年平均径流量， m ³ / s	变差系数
	县 内	县 外			
五号河	194 . 5	—	50	972.5	0.6
弓坝河	456 . 6	—	50	2283	0.6
泉卜子沟	184	—	50	62	0.62
沙卜子沟 1	2	—	50	60	0.62
付家村东沟	5 . 8	—	50	29	0.62
元子沟	84	—	50	420	0.62
索代沟	76	—	47	357.2	0.61
目花河	58	330	46	1784 . 8	0.6
泉子河	6	—	45	27	0.6
天城河	256 . 5	—	44	1128 . 6	0.59
步量河	216 . 4	—	45	973.8	0.59

二、岱海湖盆两岸三角洲沉积体系

考察结果表明：湖泊南侧的步量河三角洲和湖泊北侧的元子沟三角洲，两个三角洲无论在物源的母岩性质、搬运距离远近及地形坡度上，还是发育面积大小及几何形态和沉积作用方面都具有明显的差异，同时也反映出当断陷盆地出现不对称状况时，两翼所形成的三角洲具有各自独特的形态与沉积机理。这样步量河

图 10 - 3 逐年水位变化趋势图

三角洲与元子沟三角洲的研究为我们进一步认识古代内陆断陷盆地中的三角洲提供了一个良好的素材。

1. 步量河三角洲

步量河三角洲位于湖盆南侧的东南岸东房子一带，面积约 6 ~ 8 km²，长宽比为 2 : 1。主

要由三个朵体组成，其上有三条分支河流，它们直接控制着三角洲的平面形态、沙体的分布特征及朵体的演变（图 10 - 4）。由于湖盆地不断萎缩加上步量河间歇性流水的流入，沉积物向前推进和堆积，致使三角洲仍在进一步扩大。三角洲前缘岸线向湖盆方向推进，据 1974 年 1/ 1 万地形图与我们的实际测量的结果表明，近 15 年来岸线向湖方向推进了 200 m 左右，三角洲的东部推进距离大于西部。

由于步量河为山间的间歇性河流，在其所经的地区冲刷和切割作用较为明显，并携带了大量的粗碎屑物质，在其三角洲的河口部位形成了以间歇河流为特点的砾石滩坝（纵、横向坝）沉积。该三角洲源于低弯度的间歇性辫状砾质河流，距物源较近，一般在 8 ~ 10 km，河流的上游具有下切作用，形成明显的河谷，而下游靠近山口部位则下切作用不太明显，以砾、砂席状的形式进入三角洲平原。该三角洲在其层序特征、沉积物的分布、沉积构造以及储层特点上都具有其特殊的规律。与扇三角洲和鸟足状三角洲有着明显的不同。从三角洲的地表坡度来看，步量河三角洲的坡度为 15°左右。

图 10 - 4 步量河三角洲
(据 1974 年航空照片)

2. 元子沟三角洲

元子沟辫状三角洲位于岱海湖盆北侧的西北岸的东营子一带，面积约 3 km²，长宽比约为 1 : 1，在三角洲上无明显的朵体和分支河道存在（图 10 - 5）。其地形坡度要大于步量河三角洲，三角洲前缘斜坡地带明显地受着湖浪的影响。元子沟三角洲上游（即冲积扇与辫状三角洲之间）为典型间歇性辫状河，与步量河在性质上基本类似，只是物源区母岩的性质、岩性、搬运距离的远近不同，由于山系远近的明显差异也就造成了水流量上的很大差别。从这一性质上来讲，元子沟辫状三角洲与步量河三角洲属同一种类型的三角洲。元子沟三角洲在近 15 年中推进的距离大约为 100 m 左右。由此可见，两个三角洲的表面坡度相差也较大。元子沟辫状三角洲的坡度为 25°左右。

图 10 - 5 元子沟三角洲
(据 1974 年航空照片)

以上两种三角洲最主要的特征是物源来自粗碎屑辫状河，但进入三角洲平原区后卸载速度较快，因而下三角洲平原及前缘地带以细、粉砂质沉积为主。

3. 三角洲的属性及沉积作用

在我国中—新生代断陷盆地中，发育了各

种类型的三角洲。如长轴方向上的鸟足状三角洲（常态三角洲或称河流作用为主的三角洲）。短轴陡坡的扇三角洲和辫状三角洲等。这些三角洲沉积构成了盆地的主要部分。

辫状三角洲这一术语目前已被许多沉积学家使用，而且对辫状三角洲的理解也趋于一致。过去人们对于断陷盆地三角洲侧重于研究长轴方向的鸟足状三角洲和短轴上的冲积扇直接推进到水体中的扇三角洲。对辫状三角洲的认识不足，明确区分的也较少，故在研究程度上相对较低。据 W. Nemec 和 R. J. Steel 的概念及我们对岱海盆地的现代沉积考察，在断陷湖盆中，辫状三角洲十分常见，其沉积特征与扇三角洲也具明显的差异。

第三节 江苏太湖地貌特征和沉积体系

任何一个湖泊，无论其规模大小和地理位置如何，一般都存在正常性的和事件性的两种沉积作用。介绍事件沉积作用的重力流事件，国内外已有较多实例，而以风生流和风暴流为主要事件机制的，应以太湖考察实例最好，兹根据孙顺才（1985）的考察结果加以说明。

一、太湖的正常沉积作用

太湖是一典型的浅水型湖泊²，平均水深 1.89m，太湖底部大部分为坚硬的类黄土沉积，其上仅覆盖 10 cm 左右的淤泥。现代水动力特征及其沉积主要为两种类型。一是吞吐流及其沉积作用。太湖每年入湖流量 52 亿 m³，出湖流量 70 亿 m³，其中 50% ~ 60% 的流量、86% 的沙量来自湖西南的苕溪水系，而 85% 的流量是通过太湖南部经东太湖流出，75% 的泥砂于此一线沉积下来，形成宽达 5 ~ 7 km 以吞吐流为主的沉积带。

二、太湖的风生流和风暴流沉积作用

考察结果表明：太湖的主要水动力条件是风生流和风暴流。太湖地处东南沿海季风区，每年 7 月至 9 月中旬，常受强台风袭击，据 1959 ~ 1978 年资料统计，直接影响太湖地区的强台风就有 32 次，平均每年 2.3 次，其中中等以上影响的（即风速大于 15 ~ 17 m/s，雨量大于 100 mm）就有 11 次，如 1977 年 9 月 10 日至 12 日第 8 号台风，湖面风力达 10 ~ 11 级，风速达 30 m/s 以上。历史上风灾记载亦很多，由于湖面宽广，风的吹程长，因此受风起浪迅猛，波向稳定，当风力 5 ~ 6 级时，波高 1 m，波长 4 ~ 7 m，最大可达 8 m。形成的风生流，侵蚀湖底，强台风过境时，则形成强烈的风暴流。它们产生三种作用，第一是形成波浪，侵蚀湖底，形成高含沙量的浊流，这种浊流将沿着湖底自然倾斜，向低处驱动。第二是沿着风向对湖面水体产生摩擦，其流速大小与湖面 10 m 高程内的风速大小成正相关，通常是风速的 2% ~ 5%；第三是在强劲风的作用下，引起湖面增高，涌水大小与风速、吹程和水深有关，风力 7 ~ 8 级时，可引起湖面水位增高达 1.5 m 左右。增高水位又迫使混浊流体沿湖底或湖西岸逆向流动，在湖西岸形成沿岸风生流堆积带。

三、太湖的沉积特征及其分布

太湖风生流和风暴流堆积主要分布在西太湖中部湖泊最深的中心地区，形成一条大致垂直于东南方向的水下沙埂，长约 3 ~ 4 km，宽 2 ~ 3 km，总面积大约 10 km² 左右。沉积物剖面表面为粗粒的中、粗砂和细砾，粒径大于 1 mm 以上的占 70%，最大达 4.0 mm 左右，向下为砂、粘土混合堆积，粒度特征上呈悬浮态混合搬运。表层粗粒沉积物中 80% 为大小不同的铁、锰结核，其次为带棱角的石英砂和石英砂岩碎屑，表明沉积物质来源全部为湖底物质被侵蚀和再搬运堆积的结果。堆积最大厚度约 1.0 m 左右。风生沿岸流堆积主要是粉砂，

其含量占 80% ~ 85%，向下有砂、泥及零星细砾混堆现象，递变现象不明显。吞吐流堆积主要是粉砂和粘土质粉砂，粉砂含量占 70% ~ 80%，质地均匀，分选中等，似有接近常态水流的沉积特征。以上三者沉积相不论在水动力条件上，或沉积特征上均有明显的不同。

曾用²¹⁰Pb 法对太湖现代沉积速率进行了测定，东太湖吞吐流堆积区沉积速率比较均匀，大致为 1.69 mm/a，西太湖风生流作用区，堆积速率上下不均匀，有突变现象，表层 5 cm 为混合区。其下衰变区平均沉积速率为 0.41 mm/a。

第四节 青海湖地貌特征和沉积体系

美丽的青海湖，就象一颗璀璨的明珠，镶嵌在中国西部青藏高原的东北缘。湖区被大通山、日月山和青海南山所环绕，环湖草原广袤碧绿，牛羊成群，湖水碧波荡漾，与远处丛山峻岭相互映衬，共同组成了一幅十分独特的内陆高原山间湖泊地貌景观。春夏之际，160 多种候鸟来此栖息、繁衍，湖西岸的鸟岛是候鸟的主要栖息地。成群的鸟儿在蓝天碧水之间飞舞，为神奇美丽的青海湖锦上添花。湖面海拔 3 200 m 以上，水天一色，人烟稀少，人为改造和污染较少，是研究现代湖泊沉积的良好场所。近年来，中国石油天然气总公司西北地质研究所结合油田沉积相研究，将今论古，开展了青海湖现代沉积环境与沉积相研究（师永民等，1996）。

一、青海湖的形成和构造演化

青海湖基本构造格局为两坳一隆，即南部坳陷、北部坳陷和中央隆起。湖盆的形成与演化经历了四个阶段：

第四纪初，区内发生一次强烈块断差异升降运动，使青海湖构造洼地进一步下沉，形成断陷盆地；在形成之初，曾经是一个外泄湖；中、晚更新世时，青海湖从浅水湖泊过渡为较深水湖泊，进入了湖泊发展的全盛时期；全新世以来，处于强烈构造运动中，周围山地继续上升，随着气候由比较湿润逐渐转为半干旱，导致青海湖水位持续下降，开始了大规模的湖退过程。

二、青海湖的沉积体系和沉积作用

青海湖及其湖畔是沉积学家难得的天然研究室，这里发育着丰富多彩的陆源碎屑沉积类型。湖盆的构造格局在很大程度上控制了水系分布、河流规模、搬运方式和沉积物展布。

沿盆地长轴方向，西端发育有辫状河、曲流河、三角洲、水下分流河道和深湖相沉积体系；东端有风成堆积和“泻湖”沉积（图 10 - 6）。

湖盆南北短轴方向，北岸较缓，形成山间河道、辫状河、洪积扇、扇三角洲和滨浅湖沉积体系；南岸较陡，形成几个大小不一的冲积扇裙。

滨浅湖地带，沿岸沙坝、沙嘴、砾石滩、沙滩、泥坪、沼泽、湖湾相当发育。

与国内外其它湖泊相比，湖滨风成堆积、水下分流河道和滨岸沙坝沉积较为发育是其特征点。

1. 河流沉积作用

注入青海湖的大小河流约 50 余条，主要的河流有布哈河、乌哈阿兰河、沙柳河、哈里根河、倒淌河及黑马河。水系呈明显不对称状态分布，西北多，流量大，东南少，流量小。

辫状河分布在布哈河的上游和沙柳河的中上游。河道宽浅，水流湍急。主河道流量大，流速高，常年流水，沉积物粗。浅河道流量小，流速缓，沉积物以细砾、粗砂为主，有时河

道干涸。河床中砾石定向排列呈叠瓦状，最大扁平面指向河流上游方向，倾角较大，长轴方向平行水流分布。这为判断古水流方向提供了重要依据。边滩沉积规模较小，发育程度差。心滩发育，呈不对称梭形，滩头为砂和砾较粗沉积物；滩尾为砂和泥较细沉积物；垂向上以向上变细变薄加积为特征；下部为砂、砾层，砾石大小不均，可见粗糙平行层理和交错层理；上部粉砂与泥质互层，粉砂呈透镜状，分布不稳定，发育平行层理和微细交错层理，其上小灌木生长繁茂，形成两个正旋回，旋回之间有砾石和泥砾充填的冲刷面，多为叠加砂层。

图 10 - 6 青海湖地貌及水系图

曲流河发育在布哈河的中下游。属中弯度曲流河，以侧向加积为特征。垂向上表现为正粒序层，具有二元结构，下部为含砾砂岩层，可见斜层理和交错层理；上部为泥质粉砂岩层，厚度不稳定，呈透镜状，平行层理较为发育。上、下层之间有砾石夹层存在。在布哈河中游地区由于曲流河道被截弯取直而形成牛轭湖，沉积物主要为粉砂及粘土，粉砂呈透镜状，可见交错层理和水平层理。

布哈河从宽约 20 余米的河道流入广阔的湖面时，洪水高载荷期犹如一个巨大的喷嘴将河水注入湖中，形成的高能量水下分流河道，向湖中一直延伸到 13 km 处的 28 m 深湖区，随着水流速度向湖中逐渐减小，粗粒砂迅速沉积，细砂和粉砂则被射流继续携带，到了水流速度减缓的前端和两侧，才逐渐沉积下来，形成粉砂和泥质粉砂沉积物。

2. 三角洲沉积作用

布哈河是注入青海湖的最大河流，年平均流量每秒 $25 \text{ m}^3/\text{s}$ ，雨季多有洪水，巨大的水量携带大量的泥沙在河口沉积，从而形成一个伸向湖中达 13 km，面积 120 km^2 的鸟足状三

角洲。

三角洲平原曲流河段河床弯曲程度较大，发育有河曲边滩、河道心滩及河漫滩微环境。河道废弃时，上部突变为洪水漫流充填的粘土沉积。分支河道亚环境位于曲流河段以下，靠近湖面附近，地势相对平坦，流速进一步减慢，河道不断进行分叉伸向湖中，它和曲流河段一起构成了鸟足状三角洲平原相沉积的基本骨架。

三角洲前缘是三角洲在湖平面以下的平缓部分，向湖中延伸 1~3 km，形成水下分流河道。这里水深不超过 7 m。河流入湖处呈喇叭口状，湖浪与河浪相互干涉，形成干涉波痕和浪成波痕。河流携带的大量泥砂在入湖处快速堆积，形成河口沙坝，在河口较远处堆积形成远沙坝。分支河道外侧低洼地区，排水不良，为一停滞的还原环境，其沉积物为灰黑色有机质粘土，夹有洪水成因的纹层状粉砂。

布哈河三角洲的增长和向湖方向的推进速度很高，据统计，每年向湖中延伸约 200 m。昔日的海西山、鸟岛等孤岛已与三角洲相连，成为半岛状的连岛状沙坝。

3. 湖滨风成沉积作用

风成砂堆积外貌呈新月型或链状金字塔形沙丘与沙山。湖泊环境中的风成砂堆积作用不同于沙漠环境下的风成沉积，在其它现代湖泊也不多见，而且分布广泛，约占湖盆面积的五分之一。集中分布在湖东岸滨湖平原和湖西岸滨岸地带。

东岸沙丘北起干子河口，南抵满隆山北麓，南北延展近 60 km，东西宽为 10~15 km。强劲的西风和西北风把湖区西岸和北岸河口三角洲地带的砂粒吹扬起来并向东南方向输送，在受到湖盆东部日月山等高山阻挡后砂粒便停落下来，从而造成湖岸东侧广泛的沙山堆积。这些风成砂堆积不仅在滨湖平原造成沙丘，而且还大量降落在水下，形成水下风成砂堆积，并使湖中的沙岛与沙堤不断增高，造成堰塞湖。风成沙波痕有长而平的直脊，不对称，波痕指数高，可见发育良好的分叉脊。弯曲的波痕有变直的趋势，直到与风向垂直。在一个完整的大波痕中可以有数个小波痕，这些大波痕与小波痕较为协调并呈相互平行关系，或者不协调而呈相互垂直关系。波痕指数的变化与粒度成正比，最粗的颗粒聚集在沙波痕的脊部，而波谷砂粒则较细。粗颗粒表面毛玻璃化，上面有许多细小的不规则小凹坑。

滨岸沙丘分布于湖西岸海西山北面，平行于湖岸方向呈带状展布，宽 2 km，长可达 12 km。沉积物为细粉砂，分选性、磨圆度均较好。滨岸沙丘形态呈新月型沙丘和新月型沙丘链，迎风坡向湖一侧，坡度缓。在迎风坡发育风成波痕，形状不对称。

4. 湖滨“泻湖”沉积作用

广义的泻湖概念，既适用于海洋，也适用于大型湖泊。

青海湖目前处于萎缩阶段，“泻湖”较为发育，主要分布于湖东缘滨湖地带。尕斯库勒湖、新尕斯库勒湖为两个封闭“泻湖”，正进一步咸化。海晏湾“泻湖”处于半封闭状态，广湖与“泻湖”之间有一通道相连，使之与广湖进行水质交换。这一现象在西部地区普遍可见，例如与青海湖类似的苏干湖的盐沼环境正在形成结晶的膏盐沉积。位于湖东南端的洱海为一淡化“泻湖”，一端发育沙坝使之与广湖隔绝，另一端有来自日月山中倒淌河河谷奔流而下的淡水注入，形成淡化“泻湖”。

5. 山前冲积扇沉积作用

在青海湖这个山间断陷湖盆南岸和北岸山麓洪积平原上，发育有完整的洪积扇，形成大小不一的洪积扇群。扇根位于山前带靠近山口，与山间河道相连，地势较高，海拔在 3400 m 左右，沉积物以粗碎屑砾石沉积为主，砾石大小混杂，分选差，呈次棱角状。扇中即广阔

的冲积平原，地势相对平坦，季节性流水部位为辫流线，具有洪积和河流双重沉积特征，沉积物以砾石为主，沉积层具粗糙平行层理和洪积斜层理，砾石群呈定向构造和优选排列，最大扁平面倾向于河流上游方向。扇缘是扇的最外部或下部，其坡度是洪积扇中最缓、最小的部分。河道属十分浅的分散体系，也是洪积扇边缘地下潜流溢出带，形成地表积水、沼泽及砾石泥滩。湖北岸的洪积扇由于坡降相对较缓，物源丰富，因此在形成发展过程中，不断进行侧向迁移并不断向湖中推进。主水流也随之改道迁移。

坡积物是本区不同于洪积扇沉积的另一种沉积类型，分布面积较小，沉积物主要由卵石组成，大小混杂，分选差，呈棱角状，颗粒支撑，细砾和砂充填孔隙。

6. 扇三角洲沉积作用

在青海湖盆短轴方向南、北两侧，扇三角洲较为发育。扇三角洲水上部分包括洪积扇扇缘、辫状冲积河道、沼泽和泛滥平原微环境。扇三角洲部分发育于浅湖至半深湖区。垂向序列为向上变厚变粗层序，下部由泥质粉砂与砂砾层组成，发育交错层理和水平层理；过渡带砂层与砂砾层互层，砂砾层分布不稳定，呈凸镜状；上部由砾石与砂层组成，可见粗糙平行层理和交错层理。

7. 滨浅湖沉积作用

滨浅湖环境分布于水深 0 ~ 15 m，水动力复杂，各种亚环境的形成与湖流、湖浪、物源和湖岸地形等关系密切，因而沉积类型复杂多样。

湖湾亚环境是由沿岸沙嘴、沙坝等的遮挡作用，使近岸湖水受到限制而产生的，沉积物为黑色粉砂质泥，垂向剖面上水平层理及水平薄纹层理发育。

泥坪分布于湖湾和湖岸地形平缓地带，以及坝后沼泽等湖水滞流地带。沉积物由黑色淤泥、粉砂和泥质粉砂组成，垂向层序常为灰黄色粘土质粉砂与黑色腐泥互层，反映了湖水的多次波动。

砂质湖滩分布于湖东岸的开阔湖滨湖区，砂质物源供应充分，击岸浪的冲刷、筛选和淘洗，使中、细砂成熟度增高，分选性好，磨圆度高。向湖内一侧粒度变细。

砾石质湖滩分布于湖西南陡岸地带，湖浪作用强，近物源河流砾石供应充分，形成宽阔的砾石滩沉积。

环湖滨岸带沿岸沙坝分布较广，这里由于湖岸开阔，物源供应充分。激浪带、回流带、缓冲带、破浪带对沉积物冲刷、淘洗，结果造成下细上粗的反粒序结构发育，沉积层的产状向湖内倾斜，层内发育交错层理、斜层理和平行层理。沉积物为细砾、粗砂，分选性好、磨圆度高。粒度概率曲线表明以滚动组分和双跳跃组分为主，悬浮组分含量少，反映往复性波浪水流作用的特征。由于湖水含盐度高，露出水面近地表的松散沉积物在雨水作用下形成钙华，固结成硬岩块。沙体形态呈平直岸型分布，延伸长达七十多公里，向湖一侧坡度缓，背湖一侧坡度陡。

沙嘴沉积主要分布在湖东南岸，著名的二郎尖就是典型的沙嘴沉积。一端与岸相连，另一端与岸形成一定夹角，不断向湖中延伸达数公里。这里沿岸流作用强烈，中、细砂质物源供应充分，与湖岸斜交的湖浪在向岸传播过程中，遇到凸出地形，单波就分解为相互斜交的两个波向沙嘴前端传播过来，将携带物堆积在尖头。

三、一个可借鉴的现代内陆山间断陷湖盆沉积模型

青海湖的现代沉积研究结果表明，把一个内陆湖泊沉积体系简单地归结为冲积平原、滨浅湖、半深湖、深湖相等同心环状沉积模式是远远不够的，实际地形、水系、沉积作用等情

况要比这复杂得多、丰富得多，其沉积亚环境、微环境的展布受气候、物源、河流、地形、构造演化等多种因素的控制。

现代青海湖是内陆干燥气候条件下山间断陷湖盆的一个典型代表，与中国西部含油气盆地较为相似。深入研究青海湖现代沉积环境与沉积物的分布，对于认识地史时期的古湖盆，将今论古，借鉴现代沉积模式开展地质建模研究，进而指导沉积盆地的油气勘探工作具有重要的理论价值和现实意义。

青海湖的美丽迷人不仅如此，她蕴藏着丰富的旅游资源。虽然由于全球性气候变暖及人类的不合理活动，湖水萎缩，对青海湖的生态环境均带来一定的影响，但是今天的青海湖与国内外其它一些河流、湖泊相比，受到的人为的破坏仍较少，今天依然以其秀丽的风光、多彩的自然地理景观、浩渺的烟波和高原出平湖的雄浑气势吸引着广大地学工作者。我国政府也衷心欢迎国外地学界同行来青海湖观光、考查、探秘，共同研究现代内陆湖盆沉积特征，领略青藏高原的自然地理景观和美丽的自然风光。

现代沉积考察路线指导提纲

现对应正文各章教学内容配以部分考察路线指导，供本科生、研究生、高级培训班不同层次现代沉积作用考察中参考。

一、滦河沉积体系

1. 由迁安县城至张官营。重点考察内容：穿越滦河砾砂质辫状河地段，考察分支河道、河道沙坝和附近现代河床的流水搬运及沉积特征；

2. 爪村附近。重点考察滦河阶地沉积层序及各种构造特征，再辅之以兰若院附近的河床阶地及风成沙丘沉积考察；

3. 滦河大桥附近。重点考察滦河冲积扇、现代河床、地形地貌及阶地沉积；

4. 昌黎城南榆树坨附近。重点考察滦河下游河床—河漫沉积，阶地沉积层序及风成砂丘沉积；

5. 昌黎王家铺附近。乘船顺分支河道而下，重点考察滦河三角洲地形、地貌、亚环境及沉积动力学。

最终全面总结滦河—三角洲沉积体系。

二、冀东渤海海岸地貌特征及沉积体系

1. 昌黎南新开口地区。重点考察“七里海”障壁岛—泻湖—潮坪沉积体系。重点考察渤海滨岸带、海岸沙丘、泻湖潮坪等亚环境地形、地貌、沉积特征和水动力学；

2. 昌黎南“黄金海岸”一带。重点考察无障壁砂质海岸沉积体系。重点考察大型海岸沙丘及滑沙运动场的自然地理特征；

3. 南戴河基地附近。重点考察无障壁砂质海岸沉积体系。重点考察沉积特征，水动力学及24小时内各种变化，形成对海岸沉积作用的全面了解；

4. 北戴河浴场至金山嘴和鸽子窝一带。重点考察砂质海岸微地貌、潮汐—波浪作用带、戴河河口；金山嘴至鸽子窝的基岩类型及海蚀地形、地貌和水动力特征；

5. 山海关五里台北至老龙头一带。重点考察燕山基岩、偃塞湖、大石河河床沉积特征及沉积层序，石河河口及扇三角洲沉积体系，建立基岩—冲积扇—辫状河—扇三角洲沉积体系的地质模型概念。

三、山东半岛黄海海岸地貌特征及沉积体系

1. 日照市涛雒镇附近。重点考察残留沿岸沙坝—干泻湖沉积体系，涛雒河—付疃河潮汐河口地形、地貌及两者之间的沉积体系和沉积动力学；

2. 石臼港码头附近。重点考察基岩岩性及其风化外貌（海蚀作用），基岩海岸与港口建设，万平口泻湖潮坪、潮汐水道和潮坪沉积；障壁沙坝及其沉积特征、潮汐通道及进潮和退潮三角洲沉积特征、水动力学等；

3. 青岛栈桥附近。重点考察基岩海岸、港湾和沉积动力学；

4. 青岛水族馆及第一浴场附近。重点考察海生动物标本及生物生态环境、公园附近基岩侵蚀地形地貌、第一浴场的海滩沉积和水动力学；

5. 崂山附近。重点考察陡岸基岩海岸及海蚀地貌、崂山花岗岩及其风化地形地貌、崂

山山前基岩地形地貌及滨岸砾石堆积（对比滨海陡崖石块相）；

6. 由青岛至崂山环海运行时还可以边行车边观察各种自然地理景观。

四、胶东半岛北缘海岸地貌特征及沉积体系

1. 蓬莱—长岛附近。重点考察蓬莱仙阁附近的基岩海岸及其邻近的砂质海滩地形、地貌和水动力学特征，乘船渡海至北长岛和南长岛考察滨岸带石英岩砾石滩、贝壳滩及各类基岩海岸地貌特征（北长岛月牙湾海滩剖面）；

2. 烟台附近。重点考察芝罘湾港基岩海岸及其邻近海滩沉积；

3. 威海附近。重点考察威海湾及湾外侧的刘公岛基岩海岸和海滩沉积；

4. 荣城市附近。重点考察“天尽头”陡峻的基岩海岸地形、地貌和海蚀作用，荣城湾内“天鹅湖”泻湖—障壁沙坝沉积体系，其邻近还有一些小型泻湖沉积体系，镰刀状沙坝与基岩相连，潮汐水道特征显著，是这类体系的良好考察地区。

全面总结胶东北部岛屿、海岸、水系和地形、地貌特征

五、海南岛海岸及三亚地区现代沉积考察

1. 三亚市及其邻近海湾地带的地形、地貌，以及东、西瑁洲沿岸的珊瑚礁及礁坪、海滩沉积；

2. 三亚市西侧的三亚湾地形、地貌、砂质海滩、风化的基岩及礁屑海滩岩；

3. 三亚市东侧的牙龙湾地形、地貌、沙坝海滩和海岸沉积动力学，以及湾内的泻湖—障壁沙坝沉积体系。其中洁白的砂质海滩，破坏污染程度小，自然生态和景观优雅，适合现代沉积考察，可与美国纽约长岛附近的石英砂海滩比美；

4. 三亚市南侧的大东海和小东海砂质海岸及礁屑海滩岩，自陆向海海岸沙丘上布满棕榈树，邻近高潮位附近局部见有礁屑海滩岩；

5. 其它考察内容。海口附近琼州海峡、海岸植被——红树林，从海口至三亚穿越海南岛时所见地形、地貌、植被、水系，有机会考察南海诸岛的第四系沉积层及现代碳酸盐沉积。

六、昌平十三陵地区第四纪沉积物考察

1. 从德胜口至十三陵水库。重点考察马莲滩水库—洪积阶地剖面及沉积特征—砾质河床—辫床河三角洲（十三陵水库低水位可见）；

2. 十三陵水库附近。重点考察四周基岩地形、地貌及邻近“湖岸”堆积—沉积物特征和水动力学。十三陵水库实为人工堰塞湖与山海关附近大石河水库有相似之处；

3. 十三陵水库南行至南邵乡附近。重点考察山前冲积扇地形、地貌及扇表面的辫状河道，至南邵乡采砂场附近可见阶地剖面及辫状砾质河床沉积层序和构造特征；

4. 南邵乡附近地区。重点考察河漫、土壤和风成沙丘地形、地貌特征和第四系分布特征；

5. 石油大学校园内。重点考察挖槽的剖面所显现的古河床沉积特征及沉积层序（还残有第四纪以来人类文物、陶器）。

结合现代沉积学的室内教学，可组织1~2次昌平附近的现代沉积考察，加强理论联系实际。

主要参考文献

- [1] 大港油田、武汉地质学院. 滦河冲积扇—三角洲沉积体系. 北京: 地质出版社, 1985
- [2] 杜恒俭、陈华慧等. 地貌学及第四纪地质学. 北京: 地质出版社, 1981
- [3] 姜在兴、王留奇等. 黄河三角洲现代沉积学研究. 东营: 石油大学出版社, 1984
- [4] 林承焰等. 黄河三角洲沉积环境和沉积模式. 东营: 石油大学学报, 1993, (6)
- [5] 高善明等. 黄河三角洲形成和沉积环境. 北京: 科学出版社, 1989
- [6] 成国栋. 黄河三角洲现代沉积作用及模式. 北京: 地质出版社, 1991
- [7] 沈玉吕、龚国元. 河流地貌学概论. 北京: 科学出版社, 1986
- [8] 刘伟. 辽东湾海岸地貌演化特征. 沈阳: 辽宁地质, 1988, (1)
- [9] 鲍永恩等. 辽河口海口沉积特征及潮滩动态预测. 沉积学报, 1993, (2)
- [10] 赵澄林、吴崇筠. 油区岩相古地理. 北京: 石油工业出版社, 1987
- [11] 赵澄林、杨丛笑等. 渤海盆地早第三纪陆源碎屑岩相古地理学. 北京: 石油工业出版社, 1996
- [12] 赵澄林等. 碎屑岩沉积体系与成岩作用. 北京: 石油工业出版社, 1992
- [13] 王琦等. 山东省日照县近岸沉积物及物质来源和扩散方向. 山东海洋学院学报, 1978
- [14] 冯增昭、王琦等. 海南岛三亚现代碳酸盐沉积. 沉积学报, 1984, (2)
- [15] 邹仁林等. 海南岛浅水造礁珊瑚. 北京: 科学出版社, 1975
- [16] 吴崇筠. 构造湖盆三角洲与油气分布. 沉积学报, 1983, (1)
- [17] 中科院南沙综合科学考察队. 南沙群岛永暑礁第四纪珊瑚礁地质. 北京: 海洋出版社, 1992
- [18] 沙庆安等. 西沙群岛永兴岛第三系生物礁岩石学. 地质科学, 1987, (2)
- [19] 蓝淇峰等. 野外地质素描. 北京: 地质出版社, 1983
- [20] 严钦尚、曾昭璇. 地貌学. 北京: 高等教育出版社, 1985
- [21] 宋天锐、赵澄林. 碎屑岩岩类学. 冯增昭主编《中国沉积学》第一章, 北京: 石油工业出版社, 1995
- [22] 中国地质科学院. 青藏高原论文集 (10). 北京: 地质出版社, 1989
- [23] 王飞燕、王富葆. 地貌学与第四纪地质学. 北京: 高等教育出版社, 1990
- [24] 任明达等. 现代沉积环境概论. 科学出版社, 1985
- [25] 景才瑞、王守一等. 第四纪地质学概论. 北京: 地质出版社, 1985
- [26] 王有孝等. 洱海现代沉积物的有机地球化学. 沉积学报, 1986, (4)
- [27] 费里德曼, G.M., 桑德斯, J.E., 沉积学原理. 北京: 科学出版社, 1987
- [28] 米利曼, J.D., 现代沉积碳酸盐. 第一卷, 海相碳酸盐, 北京: 地质出版社, 1978
- [29] 马特, A., 塔克, M.E.. 现代和古代湖泊沉积物. 北京: 地质出版社, 1984
- [30] Gallway, W. E., Terrigenous Clastic Depositional Systems, Springer - Verlag, New York, 1983
- [31] James M. C., Delta Processes of Deposition and Models for Exploration, Second

Edition, 1982

- [32] James, N . P ., Reefs in Facies Models, Geoscience Canada Reprint Series 1 , and edition, edited by R . G . Walker, 1984
- [33] Lerman, A ., Lakes Chemistry, Geology, Physics ., Springer - Verlag, 1978
- [34] Miall, A . D ., Principles of Sedimentary basin analysis, Springer - Verlag, New York INC, 1984
- [35] Nemenc, W ., and Steel, R . J ., What is a fandelta and how do we recognize it ?, Fandeltas: Sedimentology and Tectonic Settings . Eds, Nemec, W . and Steel, R . J ., p . 3 - 13
- [36] Reineck, H . B ., Singh, I, B, Depositional Sedimentary Environments, Springer - Verlag, Berlin, 1980
- [37] Reading, H . G ., Sedimentary Environments and Facies, Blackwell Scientific PUB ., Oxford, 1985
- [38] Scolle, P . A ., Sandstone Depositional Environments, AAPG, 31, Tulsa, 1982
- [39] Schalle, P . A ., Carbonate Depositional Environments, AAPG, 33, Tulsa, 1983
- [40] Walker, R . G ., Facies Models, Geoscience Canada Reprint Series, 1984
- [41] Weimer, R . J ., Deltatic and Shallow Marine Standstone Sedimentation, AAPG, Notes Series, No . 2, 1975
- [42] Wanless, H . R ., Jeffrey, . J . D ., Carbonate Environment and Sequences of Caicos Platform (Feild Trip Guidebook T374), American Geophysical Union, Washington, D . C ., 1989