

学校的理想装备

电子图书·学校专集

校园网上的最佳资源

# 地貌学导论

 **eBOOK**  
网络资源 免费下载

## 前 言

地貌学为高等师范院校地理系的一门专业基础课，是地理专业的主干课程之一。本书是在华南师范大学地理系《地貌学基础》教材的基础上，学习和吸收了国内外许多著名地貌学教材的优点，以及地貌科学研究的新成果编写而成的。本书力求在体系上、内容上有所创新，除反映科学性与系统性外，要更能体现师范院校地貌学课程教材的特色。

高等师范院校地貌学课程教材应有什么特色？我国著名的地貌学家曾昭璇教授于1983年在广州召开的全国高等师范院校地貌学教学研究会上，曾提出了要在“浅”、“广”、“新”三个方面下功夫的意见。所谓“浅”是要易懂，写得深入浅出，过深难懂的内容不宜编入。如果教材过于深奥，学生难以接受，会造成教与学方面的一定困难。“广”即教材内容要广泛一些，地貌学的主要方面都应该提及。高师地理系学生培养目标主要是中学地理教师，他们只有具备广博的地貌学基本知识，才能在工作中带领学生进行地貌野外考察，开展乡土地貌调查，编写乡土教材。另外，又因地貌学课程要学习地理学专业其他后行课程打好基础，也必须要有全面、系统的地貌知识。“新”是因为教育要面向“四化”，面向世界，面向未来。如果不以新的知识、新的观点去充实教材，就不能适应国家建设的需要。所以，编写教材就要求把最新的科研成果编进去。

此外，地貌学是一门与生产实践结合较密切的学科。地貌学在生产实践中的应用很广，国民经济的很多部门都对地貌学提出了要求，或者在自己的生产实践中广泛地应用了地貌学的知识。为了贯彻“理论联系实际”的方针，更好地服务于生产建设，本书在内容上增加了应用地貌知识。

本书是否能做到以上要求，还未敢肯定。但是，我们是力求按这方面要求去编写的，以便能适合高师地貌学课程教学之用。当然，本书也可以作为综合大学地理系各专业和地质、农林、交通、水利、测绘等院校非地理系科的学生学习地貌学课程的教材和参考书；还可供有关科研、生产单位工作者们参考。为了满足以上各方面在地貌学教学与工作中的需要，本书在编写时注意尽量使内容广泛一些，这样一来势必要增加教材分量。

由于目前高校地貌学课程教学的时数仅有60~90学时，故不能多讲，而本教材分量较多，为便于教学，我们在书中筛选出一部分章节（用楷体字型排印者），供教师选择，可不作课堂讲授的内容，仅供学生课外阅读时参考，以扩展学生的知识面。

本书由吴正主编。全书共分11章，各章的编写人为：第一章：莫仲达、吴正；第二章：黄少敏、王为；第三章：黄少敏；第四章：黄少敏、吴正；第五章：黄少敏、莫仲达；第六章：吴正；第七章：吴正；第八章：丘世钧；第九章：吴正、莫仲达、黄山；第十章：莫仲达；第十一章：黄少敏。最后由吴正、黄少敏负责全书的统稿和定稿。

书稿完成后，承谭惠忠高级工程师和黄清玲同志帮助打印全部稿件。书中插图由谭颂红同志协助清绘。封面彩照由同窗好友杨逸畴教授拍摄并提供。承蒙曾昭璇教授和李春初教授在百忙中认真审阅全书，提出宝贵意见。在此一并表示衷心感谢！本书得以出版，当然尤要感谢广东省高教厅把它列为“广东省高等学校‘九五’规划重点教材”，并给予编写经费资助；要感谢广东高教出版社对本书出版惠予的大力支持，特别是王亚芳同志为本书的

编辑、出版付出了辛勤劳动。

本书由集体编写，虽经统稿，但错误和不妥之处在所难免，恳请读者批评指正。

吴正

戊寅年（1998）盛夏

写于广州华南师范大学寓所

## 第一章 绪论

### 第一节 地貌学的研究对象与性质

地貌学这个名称,在各种语言中虽有不同的拼写方式,如 geomorphology (英语), géomorphologie (法语), 地形学 (日语), (俄语), Geomorphologie (德语), 等。但从构词上可看出,它们大都由三个源自希腊语的词根 geo(地球), morphe(外表形状、面貌), Logos(论述)所组成,表明这是一门研究地球表面形状的学科。地球表面(简称“地表”)指的是地壳的外表面,即由岩石或土(松散的岩石)组成的地面。地球表面形状,指的就是地壳表面由岩石构成的起伏形态(如平原、高原、山脉、山峰、丘陵、河谷、盆地、悬崖等),简称为“地形”或“地貌”。因而,地貌学的研究对象是地貌或地形(Landforms),即各种规模的地表起伏的总和。地貌学是研究地表的形态特征、成因、分布及其发育规律的科学。解放前,这门科学在我国被称为“地形学”。1956年后,我国的一些学者倡议,把“地形学”改称为“地貌学”,自此,地貌学这个名称才逐渐得到普遍使用。

地貌学是介于自然地理学和地质学之间的一门边缘科学。由于地貌学的这一特性,世界上各个国家的地貌学分属于不同的学科。如美国的地貌学是被归入地质学的范畴;而在西欧,地貌学则被视为自然地理学的一个分支。实际上,地质学视地貌为地质作用的历史产物,通过地貌去认识地质,故较突出地貌成因的分析与发育历史的重建;而自然地理学,视地貌为一项自然环境要素,注重人类活动受地貌的影响以及对它的利用与改造,故侧重人地关系的研究。在我国,地貌学在地理学界和地质学界都受到一定的重视,也可以说,我国的地貌学是随着地理科学和地质科学的发展成长起来的。

## 第二节 地貌学发展简史

人类一开始由于生存上的需要，即频繁地接触地形，识别地形，利用地形，改造地形，不断积累地貌知识。但是，地貌学作为一门独立学科的出现，则是近代的事。回溯这段历史，将会加深我们对地貌学基本性质的理解，认识各主流理论产生的背景及盛衰的因由。

从史前人类的一些聚居点的地貌位置（如我国北京的周口店和西安的半坡）可以看出当时人类对一些有利地形的识别与利用（如洞穴和沿河阶地）。自有文字以后，人类的地貌知识得到记载，并不断积累与传授，从浩瀚的历史文献中，可追溯出地貌知识的发展。以我国为例：早在西周（公元前8世纪前）的《诗经·大雅·笃公刘》中，已有岗（丘陵）、塬（平原）、隰（低湿地）等地貌类型名称的记载。北魏（6世纪）郦道元的《水经注》，除对黄河、长江等沿河的地形、气候等特点作了详细记载外，还对地形的形成作了一些正确的解释。如记孟门山时，即指出河流流水侵蚀作用可形成峡谷地形。唐代颜真卿（708—784）在《抚州南城县麻姑仙坛记》中，已有“东海三为桑田”的海水进退的概念。

北宋杰出的自然科学家沈括（1032—1096）所著的《梦溪笔谈》对海陆变迁更作了科学的解释。他根据太行山崖间发现的螺蚌壳化石砾石层，认为大陆“此乃昔之海滨，今东距海已近千里，所谓大陆者，皆浊流所湮耳”。指出海变陆是由于河流堆积的结果；同时又指出由于流水侵蚀（称“冲激”）山地（以雁荡山为例）而造成了山峰与深谷。

明代的地理考察家徐霞客（1586—1641）在《徐霞客游记》中对河流侵蚀作用阐述得更为透彻，认为陡崖地貌是河流侵蚀的结果，如称“水凿成矶”，“江流出山，山削成壁，流回流转，云根进出”。他还提出“程愈迫则流愈急”的科学见解。此外，他对我国西南地区岩溶地貌作了最详细的调查和研究，为此作出了卓越的贡献。

清代孙兰（约1638—1705）在《柳庭舆地隅说》中，提出了“变盈流谦”说，称：“流久则损，损久则变，高者因淘洗而日下，卑者因填塞而日平，故曰变盈而流谦”。其对地形形成作用已具有蚀积平衡的概念，认识到侵蚀和沉积是不可分割的统一过程。他还解释地形形成是三种力量，即“有因时而变，有因人而变，有因变而变”，这也就是今天所说的内、外力作用和人为因素的影响等。例如，他认为“因时而变者，如大雨时行，山川洗涤洪流下注，山石崩从，久久不穷，则高下易位”。这里指出了由于降雨而出现片流和暴流的侵蚀作用，使地形发生变化，即高地削平，低地填高。又如人为作用，亦可改变地形，他说：“因人而变者，如凿山通道，地道顿异。”他提出的“有因变而变者”是指一种突变力量，包括内力因素，如说：“因变而变者，如土雍山崩，地震川渴，忽然异形，山川改观。”

此外，我国劳动人民在社会和生产实践中，利用有利地形和应用地貌知识，做出了卓越的成绩。都江堰、万里长城和大运河长存至今，就是明证。可惜的是，受封建制度的长期束缚和帝国主义的侵略，现代地貌学的首先出现不是在中国，而是在西欧和北美。地貌学在中国的黄金时代，只有在中华人民共和国成立后才出现。

按时间顺序，以主流的地貌发育基本理论为依据，现把地貌学的发展历

史分为下列四个时期：

(一) 孕育时期 (18 世纪上半叶—19 世纪上半叶)

这个时期也就是现代地质学与现代地理学的创建时期。地理学家对地貌形态及其分布的描述和地质学家对造地貌地质作用的认识，为现代地貌学的萌发，提供了壮实的种子和肥沃的土壤。应特别指出的是：罗蒙诺索夫在《论地层》(1763) 中提出，地球表面的形态是由于内力与外力的斗争和冲突而形成，必须从发育过程来认识地表形态。赫顿 (J.Hutton) 于 1788 年发表巨著《地球的学说》，认定地形演变是地质发展的组成部分，明确指出：“今天 是过去的钥匙”这个地学研究的经典概念。依据这个概念，莱伊尔 (C.Lyell) 发展出地质学研究的一个根本原理——“均变论”，又称为“现实主义原理”，首见于《地质学原理》(1830)。在这本地质学的经典巨著中，莱伊尔引用了许多地貌作用与地貌变化的事实，尖锐地批判了灾变论。

经典性的均变论包括四个均变的假定，即：自然法则的均变（法则的规定不随时空而变），自然作用的均变（作用的种类与性质不随时空而变），作用速率的均变（总体作用强度基本稳定或缓慢地变化）和地球性状的均变（地球性状在整体上不变，无始无终地循环运动）。在当时，这些假定的目的，是为了奠定据今论古的研究方法，以反对带宗教、神学、唯心论和不可知论等色彩的错误观点与方法，使地质研究走上切实可行的康庄大道——现实主义原理的大道。依据这个学说，现今进行着的改变地壳形态的地质作用，同样也以基本相同的强度作用于地质历史的各个时期。因此，过去的地质事件可以用今天观察到的地质作用和现象去加以解释、研究和认识。地貌作用属地质作用，地貌是地质作用过程的结果，是时间的产物、历史的产物。所以，均变论给人们解释地貌的存在，分析地貌的成因，重建地貌的发育历史和预测地貌的今后变化，提供了重要的理论基础，使地貌学得以创立和发展。

值得指出，后来的研究证明，经典均变论的后三项假定（“本质性上的均变论”）是不正确的。因为地球的存在条件和状态，在过去和现在一直都在变化，而且是在缓变中有多个突变，使变化过程表现为阶梯状的、变速率的、非循环的发展。但是，其第一项假定（“方法论上的均变论”）一直得到肯定，并奉为自然科学研究的前提依据。

地貌学孕育于地质学与自然地理学，它接受两个母体的遗传，吸收两个母体的养分，均变论的假定和现实主义的研究方法，从一开始就在它身上打下了烙印。

(二) 创建时期 (19 世纪下半叶—20 世纪初)

地貌学的出现，适值西欧和北美资本主义经济上升发展时期。正是这种经济发展对矿产、土地、水力和水等资源进行调查与开发的迫切需要，促使了这门介于地质学与地理学之间的新学科产生和发展。例如：阿尔卑斯山区的水利开发，要求对流水和冰川地貌发育作深入、具体的研究。美国在南北战争结束后，致力于西部自然资源的调查、开发与交通建设，地形测量与分析成为了探路先锋。美国西部的地质构造在地貌上有明显的反映，这个天生的条件使美国在地质调查中尤其注重地貌的地质内涵的分析，因此，使地貌学脱颖而出。成为独立学科的奠基性理论——吉尔伯特 (G.K.Gilbert) 的地貌律，鲍维尔 (J.W.Powell) 的侵蚀基准面概念，与戴维斯 (W.M.Davis) 的地貌成因三要素（构造、营力、时间）原理和地貌循环（旋回）学说，首先系统地来自美国，这决非偶然。这些理论依据的主要实例，都是来自在美国

进行的开发调查，特别是这些学者的野外考察，显示了地貌的野外调查和实例研究是地貌学的生命线。类似的情况也见诸于西欧，阿·彭克（A. Penck，老彭克）的《地表形态学》（Morphologie der Erdoberfläche，1895）是最早的地貌学教科书之一，以个人的大量野外成果为依据，其冰川研究尤为突出。英法的殖民地遍布世界各处，其掠夺性的开发涉及不同自然区的地貌。与美国相比，英法的地貌研究显得多样，特别注意气候地貌问题。

创建时期的地貌学有较浓厚的美国色彩，作为这门新学科奠基者的戴维斯，终生执教，在课堂上善于用简图作讲解，又精于逻辑演绎、推理、归纳，为地貌学发展培育了众多英才，自成一体，影响深远，在地貌学界有戴氏学派之专称。这个奠基学派使地貌研究从纯形态描述转为“解释性描述”即成因探索，并开创了地貌学的历史研究方向。

### （三）发展时期（20世纪初—20世纪50年代）

体现赫顿均变论与达尔文进化论基本观点的戴氏学派仍占统治地位，地貌随时间呈有顺序的循环演变的观点仍被人们普遍接受，这种情况在较迟才发展地貌学的国家中，尤其如此。戴氏传人洛贝克（A. Lobeck）的《地貌学——地形研究导论》（1936）和桑伯瑞（W. D. Thornbury）的《地貌学原理》（1954）被长期地和普遍地用作教科书就是一个明证。在此数十年间，戴氏的地貌循环虽受到不少批评，其中以瓦·彭克（W. Penck，小彭克，1924）和金氏（L. C. King，1953）较为强烈，但作为戴氏学说核心的地貌随时间而有固定顺序演变的观点，并未被触及。两次世界大战及之间的经济大萧条，无疑也严重影响了地貌学的发展。其中一个大例外，这就是前苏联。在1924—1941年经济建设大发展期间，地貌学在这个新生的大国度里有很大的发展，如：舒金（ . . . ）的《陆地形态学》综合了前苏联当时大量实地资料，并对地貌分类提出了新见解。

第二次世界大战结束后，全球进入经济恢复与发展的时期，大量的多种多样的工程建设对地貌研究提出了定量评价和短期准确预测的高要求。地貌作用和地貌变化的野外实际测定开始得到重视，逐渐成为地貌日常工作的一个重要组成部分。地貌学的“定量革命”使地貌学的一个新学派——动力学派初露头角。1952年，斯特拉勒（A. Strahler）发表了《地貌学的动力基础》，提出以力学和流体力学为基础的地貌系统。在前苏联，地貌学的进展突出表现为马尔科夫（ . . . ）的地貌水准面概念。新中国成立后，大规模开展建设的迫切需要，使地貌学研究在我国得到前所未有的大发展。在研究上注重于实用和在理论和方法上学习前苏联，可以说是50年代中国地貌学研究的两个主要倾向。在法国，气候地貌学有了显著的进展，如：布德尔（J. B. d'I）的研究。

地貌学在这个时期里出现了分支学科，主要是按地貌营力的不同作分门别类的集中研究，从而形成河流地貌学、冰川地貌学、海岸地貌学和构造地貌学。对岩石地貌、风成地貌、岩溶地貌、冻土地貌、黄土地貌和洋底地貌的专门研究亦有明显进展，开始形成了多学派、多部门和多方向的研究局面。

### （四）成熟时期（20世纪60年代以来）

世界经济的持续发展和环境问题的日益突出，促使地貌学界要加速应用和动力因果两大方面的研究。遥测、遥感、微测、地理信息系统和测年等新技术的迅猛发展，有效地提高了地貌学各个方面特别是应用、动力因果和区域对比方面的研究能力。

1962年，乔利（R.J.Chorley）把系统论的概念引入地貌研究，并认为地球表面应属开放系统。自此，动力系统、能量流、物质流、反馈效应、自我调节和动力平衡等热力学概念，被用于地貌发育原理的探索，并逐渐发展为地貌学中的一个新学派——动力派。地貌随时间无固定顺序发育和存在稳态地貌的新认识，使戴维斯的地貌随时间的推移，分阶段有顺序地演化的学说，受到了致命冲击。

地学体系各学科的新发现、新进展和新理论的涌现，特别是海底地形测绘成果、板块学说和行星探测成果给地貌学带来了新思维和新领域。经典性的均变论受到了深刻批判，只保留下方法上的均变假定，代之而行的是新灾变论。大地构造地貌学、洋底地貌学、冰缘地貌学、热带地貌学、干旱区地貌学、岩溶地貌学、应用地貌学、灾害地貌学、工程地貌学、人类地貌学、环境地貌学、理论地貌学、古地貌学、历史地貌学和行星地貌学等一大批新分支学科先后建立。

新技术、新方法、新学派和新分科的纷纷出现，标志着地貌学的壮大与成熟。诚然，在知识爆炸、新问题不断涌现和学科复杂交叉的今天，地貌学的发展面临着严峻的挑战。自80年代以来，各国地貌学界已意识到这个挑战，并积极应战。从1985年起，每四年召开一次国际地貌学会议，中间插入一次地区性会议。在第二届会议上（1989年9月，德国），宣布了国际地貌学家协会（IAG）的成立，并决定建立促进地貌学持续发展的特派组。1993年，该组的专题报告列述了地貌学的主要贡献，并提出了促进地貌学发展的建议。其中最值得指出的是，要强调地貌学与地质学和地理学的区别。地貌学要集中研究岩石圈与人类社会圈的接触界面，要积极参与人类作用导致环境变化的研究，要加强应用方面的研究，要加强对地貌学的宣传、普及、教育与交流。对地貌学的今后发展，其他探讨还认为，要发展与其他学科的交叉，要更多使用新技术。在重视定量研究的同时，还要注意对已有的各种地貌发育基本理论的研究与吸取，对定量问题不要绝对化。

对地貌学的未来的预测，在知识和技术的发展如此迅速和层出不穷的今天，自然是很不容易。但从地貌学的漫长历史与活跃的现状来看，它与人类社会的发展息息相关，它与其他地球科学关系十分密切，因此，它将来的发展必定广阔和久远。地貌学与其他学科的交叉会更深入，分支会更多。地貌学采用的现场、定量、连续观测的新技术会更多，应用会更富有成效，理论会更有依据、更加系统和更为合理。

### 第三节 关于地貌的若干基础知识

#### 一、地貌的基本性质

地貌是地貌学研究的最主要物质依据，一切的地貌学研究都是从地貌出发，围绕着地貌这个中心来进行，并以地貌结果为最终的判断。因此，学习地貌学，首先要深入认识地貌的基本性质，即：物质性、界面性、动力性、天然性和变化性。现分述如下：

##### （一）地貌的物质性

地貌是由岩石所构成。地球表面分布有大气、水、生物和岩石，只有由天然岩石或土（“松散的岩石”）组成的地表形状才称为地貌。如：河槽和山坡是由岩石构成，均属地貌形态，而河槽里的水面起伏是由水构成的，山坡上的植被起伏外貌是生物形态，都不是地貌形态。

在其他条件相同的情况下，组成地貌的岩石在成分、结构、构造和特性上的差异必然表现为地貌形态上的不同。反过来说，地貌的形态特征常能在一定程度上反映了土石的种类与特性。

##### （二）地貌的界面性

地貌是地壳表面的形状，可从几何学上视之为一个面，一个在三维空间上复杂起伏的连续面。任何一个地貌形态都可看作是由许多形状不同（有平坦的、凹形的、凸形的或波状的）、倾向不同、倾角不同的小平面所组成。这些面的数量和形状与观察的精度和表达的比例尺有关。

不同性状物质的分界面或接触面是能量交换、转化的活跃地带，因而也是物质流动的集中部位。地貌位处岩石圈与大气圈、水圈及生物圈的分界面，多种能量的作用带来多种物质的变化都会在这里进行，深刻影响着地貌的发生和发展。

##### （三）地貌的动力性

任何地貌形态的形成、发展和演化，在实质上都是岩石物质（原地的或外来的）的增加、减少或位移，都是地质营力作用的结果，亦即能量流动导致物质流动的产物。例如：海浪把沙泥搬到岸边堆成海滩，冰川刨蚀形成 U 型槽谷，岩浆喷出堆成火山，风沙吹蚀出石蘑菇，地壳断裂运动产生断层崖。

对能产生地貌的地质作用，可称之为造貌作用或地貌作用。它们的种类虽然多样（如风化、流水、风力、冰川、波浪、生物、重力、地壳运动、岩浆活动等），但是在造貌过程中，都集中表现为对岩石物质的剥蚀、搬运和堆积。剥蚀作用、堆积作用和地壳运动都能直接产生地貌。搬运作用虽不直接构筑地貌形态，但属造貌过程的重要组成部分和造貌能量分配的主要项目之一，突出地影响着地貌的发育。例如：河水的流动，当其能量消耗于克服水分子间的摩阻力之外尚有剩余，就能对河床土石进行侵蚀；当能把被侵蚀掉的土石颗粒搬走，就继续侵蚀；若无余力搬运，则剥蚀不能深入；若无力作侵蚀，就会减少原搬运的土石，产生堆积。

不同的营力在不同的条件下，有不同的动力学规律和地貌形成过程，从而产生不同的地貌。反过来说，一些特征性地貌及其某些要素的特点，能在一定程度上表明造貌营力与作用的种类及其动力学条件。

##### （四）地貌的天然性

地貌位于地壳的天然表面。地貌是自然环境的重要组成部分。地貌是由天然物质（土和岩石）组成。地貌是在自然力作用下发育。凡此等等，充分说明地貌作为一种物质存在的天然性。对地貌的研究将有助于我们对自然的认识、开发与保护。

值得指出：地貌的这种绝对天然性，自人类出现以来，特别是进入现代文明时期以来，发生了越来越大的变化。人口越来越多，科学技术越来越发达，人类对自然界的影响越来越强烈。事至今日，人类已成为塑造地貌的重要营力，人类造成的地貌（如运河、堤坝、房屋、道路、矿坑等），已成为地表的一个重要组成部分。专门研究人类地貌作用的学科——人类地貌学，已于 1980 年前后出现。

#### （五）地貌的变化性

和世间其他事物一样，地貌总是在变化着。现存的地貌，只不过是地貌变化过程中的一个暂时存在。这个存在有时会保留下过去的遗迹。其今后的变化将主要取决于今后的具体条件。地貌的变化可分为两大类，即因环境条件的改变而改变（“因变而变”）和随着时间的流逝而改变（“因时而变”）。前者如：一些河床在洪水期会冲刷出深槽，而在枯水期却堆积浅滩。后者如：火山锥在岩浆不再活动和地壳稳定的条件下，经受剥蚀，随着时间的推移，会逐渐削低变小，最后被夷为平地。值得指出：因时而变与因变而变的划分是相对的。因为，任何环境条件的变化，都需要有一个较长的时间过程，才会在地貌上有明显的改变，故此因变而变常包含了因时而变；因时而变大都需较长的时间，才会使地貌有较显著的不同，而环境在长时间里常有各种改变，所以，因时而变常包含因变而变。在地貌演化中，地形本身对地貌作用会产生一个反作用（“反馈”），即使其他环境条件不随时间而变，变化了的地貌也会影响其随后的演化。如：海蚀崖因浪蚀而后退，随着后退的发展，海蚀平台加长，对波浪的消能作用加强，使海蚀崖的发育减弱、消亡。因此，实际上既不存在简单的因变而变，也不会有纯粹的因时而变。现存地貌正是这些变化历史的物质记录，对这个记录的研究，不仅可以认识地貌的成因和演变历史，并能有助于自然界历史的重建。

显然，上述基本性质相互有着密切的联系，它们共同说明：地貌是地表的天然起伏形状。其外形多样，但都是由岩石或土组成，位于岩石圈与大气圈、水圈或生物圈的接触面上。其产生、变化与发展的复杂程度不一，形成的地貌多种多样，但在实质上都是物质和能量在地表流动导致地表物质流动的结果。地貌既是自然环境的主要组成部分，又是重要的自然资源，故与人类的生存和发展息息相关，对地貌的研究不仅具有重要的地学意义，而且具有重要的实用价值。

#### 二、地貌的成因

根据对地貌的许多直观认识，1899 年，戴维斯首次把地貌的成因归纳为三大因素——地质结构（岩石与地质构造）、营力、发育阶段（时间和阶段）。用他的原话来说，就是“地形是构造、作用和时间的函数”。由此可知，岩性不同、地质构造不同、作用营力不同、经受作用的时间长度或发育所处的阶段不同，都会导致地貌形态不同。反过来说，地貌形态的差别，可从岩性、构造、营力、历史或阶段等方面得到解释，或找出原因。这个三要素说的提出，明确了地貌形成的内因是岩石与构造，外因是营力，以及其形成过程需要一定的时间和必然经过不同的阶段。

### （一）地貌形成的物质基础

地貌形成的物质基础是地质构造和岩石。

大地构造单元是地貌发育的基础。地球上巨型、大型地貌的形成与分布，都与大地构造有直接关系。例如，中国的大地貌单元，即山地、高原、盆地、平原等在平面上的排列组合形式，其形成主要受大地构造的控制。李四光把我国划分为五种主要大地构造体系：纬向构造体系；经向构造体系；走向北东到北北东的华夏构造体系；走向北西到北北西的西域构造体系；

扭动构造体系，包括山字型（如祁、吕山字型、淮阳山字型、广西山字型等）、多字型 and 歹字型（如青藏滇缅印尼大歹字型）等构造体系。我国山脉的排列和走向，即与这些构造体系密切相关。如纬向构造体系是由走向东西，或近似东西的复式剧烈挤压带、褶皱带和挤压性断层组成，并有扭（剪切）断层与它斜交，张断裂与它直交；天山—阴山—燕山，昆仑山—秦岭—大别山最明显反映了这个构造体系。经向构造体系形成了横贯我国南北的贺兰山—六盘山—横断山等近南北走向的山地；特别是川西、滇北的横断山地，是亚洲宽度最大，构造形迹最明显的经向构造带之一，它由许多条成束的南北向断裂，夹着非常紧密而复杂的褶皱组成，在地貌上表现为一系列平行的高山深谷，地面起伏之急剧甲于全国。我国东部地区的山地，如大兴安岭、长白山、大娄山、武陵山、雪峰山、武夷山、戴云山、莲花山等，基本上按北东或北北东走向排列，主要受华夏构造的控制；西部的山地，如阿尔泰山、北塔山、祁连山等走向为北西向，则受西域构造体系的影响；等等。

地质构造是地貌形态的骨架，在地质构造影响下，出现各类构造地貌，如褶皱山、断块山等。这些内容将在“静态构造地貌”一章中作详细介绍。

#### 2. 岩石性质。

岩石性质对地貌的影响，实质上就是指岩石对来自外来的物理作用和化学作用的反映。通常在地貌研究中所说岩性的坚硬和软弱，或者岩石抵抗侵蚀能力的强和弱，就是这种影响程度的表现。一般说来，砂岩、石英岩、玄武岩、砾岩等属于坚硬岩石，泥岩、页岩等属于软弱岩石。在一定的区域范围内，外力作用条件基本相似，不同性质的岩石反映在地貌形态上常有明显差异，这是由于岩性所引起的差别风化和差别侵蚀的结果。除了某些地质构造原因外，坚硬岩石通常表现为突出的正向地貌（山地、丘陵等），相对软弱岩石出露之处，地貌上形成负向地貌（谷地、盆地等）。岩性对地貌的影响，在那些经历了长时期剥蚀的地区表现最明显。

岩性对地貌形态的影响程度取决于一系列因素，是一个十分复杂的问题。岩石坚硬和软弱，抗侵蚀能力的大小都只是一个相对概念，它与岩石所处的自然环境有很大关系。明显的例子是花岗岩，在长期侵蚀过程中，分布在我国北方的花岗岩常呈高大险峻的山地（如华山、泰山、黄山等），而在华南地区则成馒头状丘陵；前者地形起伏明显，后者地势变化和缓。分析其原因，与两地自然条件有关。在华南湿热气候下，花岗岩的矿物组成中，长石是最不稳定的，易风化转变为质地软弱的粘土矿物。花岗岩通常具有沿三个方向发育的立方节理，风化作用可沿立方节理深入岩体内部，使之迅速解体，破坏了花岗岩的坚固性，经长期侵蚀形成圆形和缓起伏的丘陵。又如石灰岩在湿热气候条件下，易于受溶蚀侵蚀，表现为软岩层；而在干旱气候条件下，则表现为硬岩层特性。

此外，岩石的可溶性也具有极大地貌形态上的意义。属于易溶或较易溶

解的岩石有岩盐、石膏、石灰岩、白云岩以及一些富含钙质的砂页岩、砾岩等，它们在一定的气候条件下，可以形成适应气候条件下的岩溶地貌形态组合和一些类岩溶地貌。反映在地貌上的还有一种岩石性质，即湿陷性。黄土和黄土状岩石具有这种性质，它表现在岩石遇到水浸以后，体积缩减，发生沉陷，通常可形成一些深度不大的负地貌形态。

## （二）地貌形成的动力

地貌形态千姿百态，但形成地貌的动力主要有两类，即内力作用和外力作用。地貌的形成发展是内外力相互作用的结果。内力是指地球内部放射能等引起的作用力。内力作用造成地壳的水平运动和垂直运动，并引起岩层的褶皱、断裂、岩浆活动和地震等。除火山喷发、地震等现象外，内力作用一般不易为人们所觉察，但实际上它对于地壳及其基底长期而全面地起着作用，并产生深刻的影响。地球上巨型、大型的地貌，主要是由内力作用所造成的。

外力是指地球表面在太阳能和重力驱动下，通过空气、流水和生物等活动所起的作用。它包括岩石的风化作用，块体运动，流水、冰川、风力、海洋的波浪、潮汐等的侵蚀、搬运和堆积作用，以及生物甚至人类活动的作用等。外力作用非常活跃，而且易被人们直接观察到。

在地貌的形成发展过程中，除了内外力两类主要动力外，人类活动在现代技术社会里已成为一种重要的地貌营力，能产生许多新的人工（为）地貌，如堤坝、人工湖、护岸工程、城镇建筑群等，也能夷平破坏一些地貌。

## （三）影响地貌形成发展的时间因素

内、外力作用的时间也是引起地貌差异的重要原因之一。其他条件相同，但作用时间长短不同，则所形成的地貌形态也有区别，显示出地貌发育的阶段性。例如，急剧上升运动减弱初期出现的高原，外力作用虽然强烈，但保存了大片高原地面。随着时间的推移，高原在外力侵蚀下，破坏殆尽，成为崎岖的山区，再进一步发展，则可转化为起伏和缓的丘陵。

## 三、地貌的地带性

### （一）气候与地貌

气候是地貌形成的重要因素之一。气候（主要为温度和降水量）决定着外力的性质和强度，从而影响到其塑造的地貌。在不同的气候条件下，风化作用的性质和侵蚀作用的强度都有明显差异，如在高寒气候区有寒冻风化，干旱气候区为热力风化，而湿热气候区则是化学风化（图 1-1）。现代流水的侵蚀强度在下列三个气候区最小：降水少的中纬度干旱区；降水少且低温的极地和亚极地冰缘区；高温多雨但植被繁茂的热带区；而在雨量中等植被并不茂密的中纬度温湿区，流水的侵蚀强度则最大（图 1-2）。气候也直接影响风沙作用、冰川作用和岩溶作用等的强度。

不同的气候条件下，有着不同的外力及其组合，并且各种外力的相对重要性也是不同的（图 1-3）。所以，地区的气候决定了当地的外力，从而影响了该地区的地貌。

此外，气候还通过植被、水文等间接地影响地貌发育。

### （二）气候地貌分带

形成地貌的外力受气候控制，地球上气候呈现分带性，故地貌的空间分布亦具分带性。

本世纪初，德国学者 A.彭克最早从地貌特征出发，依据雨量（R）与蒸发（V）的对比和降雪与融化的对比界线，及地下水冻结对地貌发育的影响，把全球划分为湿润、冰雪、干旱三个气候地貌带。嗣后，法国的特里喀（J.Tricart）和喀约（A.Cailleux, 1965），德国的比德尔（J.Büdel, 1974）等都曾进行过全球气候地貌带的划分。如特里喀在他绘制的世界气候地貌图上，划分出了 13 个气候地貌带，而比德尔则把全球划分成 7 个气候地貌带（图 1-4）。

划分地球上的气候地貌带有很多困难，主要表现在：由于影响地貌形态的因素众

多，而且地貌系统对外界反应速度缓慢，较大的气候差别才能产生一组有明显差异的地表形态；所以，气候地貌带与气候带有相似之处，但不完全吻合。

气候地貌不仅具有一定的分带性（水平分带和垂直分带），而且还具有复杂的多代性，即在地质历史时期内，气候曾经有过多次显著的变化，使同一地区的主导外力与外力组合状况随之发生变化，这样，在该地区就会有与这些变化相应的几个世代的地貌组合保留下来，它们与现代气候条件下的外力作用所产生的地貌交织在一起，使整个地区的地貌景观变得非常复杂。

下面我们对地球上几个地带性最为明显，地貌形态反差也最大的气候地貌带，其外力作用特点和地貌特征作简要介绍。

冰雪气候地貌带降雪大于消融，分两个气候区：

冰川气候地貌区，为高纬极地和高山雪线以上的地区，年平均温度在 0 以下，终年为冰雪覆盖，冰川作用占绝对优势，其次还有冰冻风化，发育冰川地貌和冰水地貌。

冰缘气候地貌区，为年平均温度在 0 上下的无冰盖的极地和亚极地以及雪线以下、森林线以上的高山带，冰雪融水渗入土层，形成多年冻土层。冻土表层发生日周期性和年周期性的解冻，故冻融作用占优势，其次是雪蚀作用；由于高压反气旋中心的存在，风力作用也很重要。此区发育各种冻土地貌。

2. 温湿气候地貌带。

主要分布在中纬度，年平均温度在 10 左右，降水量约 800 毫米。本带流水作用占优势，流水地貌发育。此带沿纬向变化较大，地貌发育也有较大差别。大陆东部地区，受季风影响气候则有巨大的季节变化，夏热多雨，冬寒少雨，降水集中夏季，且多暴雨；因此，流水作用的季节变化特点突出，雨季时地面侵蚀和河流泥沙搬运和堆积作用强烈进行，流水的侵蚀地貌与堆积地貌都十分发育且典型，如我国的华北地区。大陆西部地区，受海洋气候调节，降水季节分配均匀，与东部季风气候区相比，侵蚀堆积都不甚强烈，因此，更新世期间形成的古地貌（残遗地形）得以较完整地保存下来。如欧洲，95% 为残遗地形，除海岸带外，全新世形成的地形仅占 5%，更新世冰川、冰缘地形上的土壤几乎覆盖了整个地区，产生的地形主要是土壤覆盖的平滑坡地、山脊和山谷。

3. 干旱气候地貌带。

在副热带高压带和温带大陆中心，气候极端干燥，降水极少。年降水量

一般在 250 毫米以下，且降水非常集中，而蒸发量则远大于降水量（大几倍、几十倍甚至百倍），所以相对湿度和绝对湿度都很低。在温度方面，则有两种情况：一种是温带干旱区，冬寒夏热（如我国新疆北部），年温差和日温差都很大，年温差可达 60 ~ 70 以上，日温差可达 35 ~ 50 ；另一种是热带亚热带干旱区（如非洲北部），寒冷月份的平均温度不低于 0 ，所以年温差较小，仅日温差较大。

上述气候情况使得这里植被极为贫乏，地面裸露，物理风化作用强烈。经常性水流缺乏，只有由暴雨形成的暂时性水流（洪流）。风力作用盛行。风力作用和干燥剥蚀作用成为这里的主导外力。风成地貌大规模发育，形成大面积沙漠和戈壁。

在干旱区与湿润区之间的过渡带，为半干旱区，年降水量约 400 毫米，降水比较集中，片流、冲沟发育，广泛分布黄土并发育特有的黄土地貌。

#### 4. 湿热气候地貌带。

位于赤道和低纬，降水量和蒸发量都很大，但前者要超过后者。年平均降水量在 1000 毫米以上；最冷月温度大于 18 ，没有真正的冬天。由于气候高温多雨，地面植被茂密，生物化学风化作用极其突出，使基岩受到强烈分解，广泛发育深厚的砖红土型风化壳，如巴西结晶岩上的红色风化壳厚度普遍超过 100 米。本带虽降水丰富，但由于化学风化盛行，植被繁茂，河流中碎屑物质含量少，因而侵蚀作用反不如温湿气候区强烈。

湿热带可溶盐（主要是石灰岩）分布区，高温多雨、植被茂盛的生物气候条件十分有利于岩溶作用，岩溶地貌得到充分的发育，形成了大规模的峰林地貌。

在本带的海滨，生长着热带生物——红树林和珊瑚，通过它们的生命活动，形成特有的热带生物海岸——红树林海岸和珊瑚礁海岸。

## 第二章 活动构造地貌

构造地貌是在构造影响下形成的地貌，它的作用力主要是内力，故又称为内力地貌。构造地貌的分类系统可分成三个等级：第一级称全球构造地貌，它是世界上最巨型的地貌，只有大陆和大洋两大单元。第二级称大地构造地貌，它是大陆或大洋之内的大型地貌，如大陆内的褶皱山系和大陆裂谷，大洋中的洋中脊及大洋盆地等等。它们都是在内力为主的作用下形成的，是“动态”构造（地壳运动、大地构造）的积极表现者，因此又被称为活动（动态）构造地貌。第三级称地质构造地貌，规模最小，是叠加在大地构造地貌之上的中小型地貌，如褶皱山系中的背斜和向斜褶曲地貌，大洋盆地中的海盆和海岭等等。它们主要是地质构造被外力作用剥露的结果，因此是“静态”构造（岩性、产状、地质构造）的消极反映者，故又称为“静态”构造地貌。本章及第三章将分别讨论有关活动构造地貌和静态构造地貌的内容。

## 第一节 全球构造地貌

### 一、大陆与大洋

大陆和大洋是全球二种最巨型的地貌，大陆是在海平面之上的正地貌，大洋是低于海

平面的负地貌，它们不仅形态不同，而且地貌结构也有本质差别，分述如下：

#### (一) 大陆特征

大陆是高出海面的高地，占全球面积 29.2%。它的内部起伏很大，最高点是喜马拉雅山的珠穆朗玛峰，高度 8848 米；最低点为约旦河谷地的死海洼地，高度为-399 米。虽然地形高差很大，但大陆的平均高度只有 875 米（图 2-1）。

按高度分配，以 500~8000 米以上的山地面积最大，它占大陆面积的 47.82%；高度 200~500 米的丘陵次之，占 26.8%；高度 0~200 米的平原再次，占 24.85%；高度小于 0 的陆地面积最小，仅占 0.53%（表 2-1）。就世界各大洲而言，南极洲地形最高，平均高度 2200 米，欧洲及大洋洲最低，仅 340 米（表 2-2）。

表 2-1 大陆和大洋面积统计表

	高度(米)	面积(百万平方千米)	占全球面积(%)	占大陆面积(%)	占大洋面积(%)
大陆	500 ~ 8000 米以上山地	71.2	13.96	47.82	
	200 ~ 500 米丘陵	39.9	7.82	26.8	
	0 ~ 200 米平原	37.0	7.26	24.85	
	0 ~ -300 米洼地	0.8	0.16	0.53	
	小计	148.9	29.2	100	
大洋	-200 ~ 0 米大陆架	27.45	5.4		7.6
	-3000 ~ -200 米大陆坡	54.76	10.7		15.2
	>-600 ~ -3000 米洋底	278.85	54.7		77.2
	小计	361.06	70.8		100

表 2-2 世界各大洲平均海拔高度

洲名	高度(米)	洲名	高度(米)
亚洲	960	北美洲	720
欧洲	340	南美洲	590
非洲	750	南极洲	2200
大洋洲	340		

#### (二) 大洋特征

大洋是指海平面之下的水底部分，占全球总面积 70.8%。从构造地貌观点看，它又分为大陆边缘和洋底两部分。大陆边缘是大陆与洋底之间的构造

过渡带，水深 0 ~ -2500 米或 0 ~ -3000 米，在这里，大陆型地壳厚度逐渐减小直至尖灭，地貌上靠近大陆一侧的称为大陆架，而靠洋底一侧的称为大陆坡和大陆基。这三个地段连接起来，构成了一条上凸下凹形曲线，它也是世界上规模最大的海底斜坡区。

洋底是在水深 -2500 米（或 -3000 米）至 -6000 米以下的大洋底部，它占全球面积 54.7% 和大洋面积 77.2%，是地球上最深而规模巨大的凹地，平均水深为 3800 米。在世界各大洋之中以太平洋最深，平均深度为 3940 米；北冰洋最浅，平均深度为 1117 米（表 2-3）。洋底的起伏也很大，如最深的马利亚纳海沟 -11034 米至高出海面 4205 米的夏威夷海岭的冒纳罗亚火山，高差达 15000 多米。洋底次级地貌也多，有海岭、海底高原、深海丘陵、深海平原和海底峡谷等等，其规模也很大（表 2-3）。

表 2-3 世界各大洋的面积及深度

大洋名称	面积 (× 10 <sup>6</sup> 平方千米)	平均深度(米)	最大深度(米)
太平洋	181.344	3940	11034
大西洋	94.314	3575	9218
印度洋	74.118	3840	9704
北冰洋	12.257	1117	5450
合计	362.033	3729	11034

据 David.A.Ross : Introduction Oceanography 1997 , U.S.A.

## 二、大陆与大洋成因

关于大陆与大洋形成的学说很多，其中以均衡说和海底扩张—板块构造说最为重要。

### （一）地壳均衡说

地壳位于岩石圈的表层，按结构上的不同可分为大陆型地壳和大洋型地壳两种。大陆型地壳厚度大，平均为 33 千米，但随着地形高度的增大而变厚，如处于我国南方（北纬 23.09°）平原丘陵区的广州，地壳厚度为 31 千米，山地区的昆明（北纬 25.12°）为 53 千米，青藏高原区的拉萨（北纬 29.64°）为 71 千米。大陆型地壳结构分为三层：上层为沉积岩及变质岩层，厚度 0 ~ 15 千米。中层为花岗岩层，密度为 2.7 克/立方厘米，厚度 15 ~ 20 千米，它在山区较厚，约 40 千米，平原区较薄，约 10 多千米。该层是沉积岩层的物质来源，由于沉积岩的化学成分与花岗岩相似，故沉积岩层也可看作花岗岩层的一部分；下层为玄武岩层，又称辉长岩质层，化学成分与玄武岩相似，密度 2.9 克/立方厘米，厚度在山区为 15 千米，平原区为 25 ~ 30 千米，该层具有连续性分布的特征，即由陆壳底部延至洋底，以至包围整个地球（图 2-2、表 2-4）。

表 2-4 大陆型与大洋型地壳厚度比较表

分层地壳	大陆型地壳(千米)					大洋型地壳(千米)			
	大陆	大陆架	大陆坡	岛屿	岛弧	海沟	边缘海	洋盆	洋中脊
沉积岩层	0 ~ 15	0.5	1.5 ~ 4.8	1.4 ~ 2	5.5	0.5 ~ 1.2	0.5 ~ 3	0 ~ 2	0.2
花岗岩层	15 ~ 20	12 ~ 15	5 ~ 6	4 ~ 9	6				
火山岩层					1 ~ 2.2	1.2 ~ 2.3	1.2 ~ 2.1		
玄武岩层 (辉长岩)	15 ~ 25	15 ~ 20	9 ~ 15	4 ~ 12	9 ~ 16	2.1 ~ 12	3 ~ 6	4.5 ~ 5.1	4.7
地壳厚度	30 ~ 40	31 ~ 35	12 ~ 27	12 ~ 31	16 ~ 36	5.5 ~ 8	6.2 ~ 9	6 ~ 7	5

大洋型地壳厚度明显减少，大部分洋底的地壳厚度为 5~10 千米，而洋中脊只有 3~5 千米。结构上分三层：上层为未固结的松散沉积层，密度 1.46 克/立方厘米，厚度小于 3 千米，在洋中脊附近的 100~200 千米范围内，厚度仅有 200 米左右或缺失。中层为火山岩层，平均厚度为 1.5 千米。下层为玄武岩层，厚 4~7 千米，该层的岩石组成复杂，上段为拉斑玄武岩，中段为辉绿岩，下段为辉长岩。

由上可见，大陆型地壳厚度大而轻，它不但具有花岗岩层，而且玄武岩层的厚度也比大洋型地壳大 4~6 倍。大洋型地壳薄而重，它缺少了陆壳所特有的花岗岩层。这些特点对于大陆和大洋的生成有着重大影响。

英国学者普拉特 (J.H.Pratt, 1854) 和艾里 (G.B.Airy, 1855) 对喜马拉雅山进行了引力研究之后，同时用均衡理论解释了地形的高低差别问题，但观点不同。普拉特假设地壳之下有一个平坦的均衡面，此面之上各段物质（地壳）密度不等，要保持各段的均衡，密度小的地段地势越高，反之地势越低（图 2-3A）。艾里则认为均衡面不是一个平坦面，而是一个起伏面，该面以上各段物质密度相等，为了保持各段物质的均衡，体积大的地段

A—普拉特模式；B—艾里模式；C—实际模式地势就高，均衡面的深度也大，反之地势就低，均衡面的深度也较小（图 2-3B）。

后来地震和测量资料表明，实际情况应当是普拉特和艾里两种看法的结合，即地壳之下的均衡面是有起伏的，不同地段的地壳物质密度也是不均一的（图 2-3C），要保持陆壳与洋壳的均衡，陆壳得用较大的厚度来弥补密度小所带来的质量不足，洋壳则以密度大来补偿厚度小所带来的质量不足。由此可见两种地壳分别用厚度或密度来取得均衡的，并造成了高起的大陆和凹陷的大洋。

## （二）海底扩张—板块构造说

海底扩张说是迪茨 (R.S.Dietz) 于 1961 年总结了现代海底测量资料后提出的。该学说根据海底的岩石地磁异常和岩石年龄数据，认为海底会不断新生和扩张，也会逐渐消亡。扩张速度在世界各大洋不等（表 2-5）。据测量数据表明。太平洋的扩张速度最大，平均为 3.95 厘米/年，最大值为 6.1 厘米/年，北冰洋最小。造成海底扩张的驱动力是地幔对流。当高温的地幔物质从大洋底部上升时，洋壳便发生涨裂，继而岩浆涌出，岩浆冷却后便成为大洋中脊，即新生洋壳。以后地幔物质不断上涌并将旧的洋中脊向两边推开，

洋底也就不断扩大，所以距离洋中脊越远的洋底年龄也越老。目前已知的太平洋古老的岩石年龄不超过 2 亿年，即侏罗纪时代，这也是太平洋的年龄。

表 2-5 世界各大洋的扩张速度表

大洋名称	测量点	扩张速度(厘米/年)		
		最大值	最小值	平均值
太平洋	12	6.1	2.0	3.95
大西洋	10	2.25	0.95	1.65
印度洋	7	3.0	1.0	1.8
北冰洋				0.1

板块构造说是在海底扩张说的基础上进一步发展而成的，它首先是在 1968 年由法国地质学家勒皮顺 (Le.Pichon) 提出，该学说认为在地球上部厚约 100 千米范围内，是由刚性的岩石圈组成，它包括了地壳及地幔最上部的岩石层。岩石圈下边的地幔，岩石呈可塑状态，称为软流圈 (层)。地幔对流即发生在软流圈中，对流所产生的拽力，作用于岩石圈的底部，从而带动了岩石圈的运动，由于地壳位于岩石圈的最上层，于是也引起洋壳和陆壳的运动。因此海底扩张的主要作用力，应当是岩石圈的水平运动。又因岩石圈是不连续的，它可划分为很多块体，通称为板块，所以岩石圈板块运动就成为大洋形成的主要动力。

从板块理论出发，有人把大洋的发展划分 6 个时期：胚胎期：从大陆地壳张裂及裂谷出现开始，如东非大裂谷；幼年期：裂谷进一步扩大和海水侵入，成了早期的海洋，如红海；成年期：如果海底扩张继续则成为大洋，如大西洋；衰退期：当大洋板块下潜时，大洋就进入了衰退期，如太平洋；终了期：大洋缩小，如古地中海 (特提斯海) 演变为现代的地中海；地缝合线期：最后两个板块碰撞，大洋则完全闭合，形成褶皱山系，如印度板块与欧亚板块碰撞形成了喜马拉雅山，古特提斯海消失，大洋结束。

## 第二节 大地构造地貌

### 一、大陆区

大陆地壳内的不同大地构造单元，有着不同的发展历史和地貌形态。主要地貌有：褶皱山系、断块山、褶皱—断块山、断陷谷和断陷盆地、大陆裂谷等。

#### (一) 褶皱山系

地球上每个地质时代都发生过重大的地壳运动，同时也产生过一系列的大型褶皱山地。如早古生代加里东运动所形成的斯堪的纳维亚山地；晚古生代海西运动所形成的乌拉尔山、天山、阿尔泰山、阿帕拉契山；中生代燕山运动所形成的冈底斯山、喀拉昆仑山、落基山；新生代喜马拉雅运动所形成的喜马拉雅山系等。后者是目前世界上最庞大的褶皱山系。褶皱山系分为两带：即环太平洋带及横贯欧、亚、北非的东西走向带。

环太平洋山带在东部有南美的安底斯山、中美洲山地、北美的落基山和阿拉斯加山。北部和西部有勘察加山及日本、台湾、菲律宾、伊利安及新西兰等岛弧山地。东西走向山带有比利牛斯山、阿尔卑斯山、喀尔巴阡山、北非阿特拉斯山、巴尔干半岛和小亚细亚半岛山地、伊朗高原南北部山地、喜马拉雅山、横断山、苏门答腊及瓜哇岛山地。这些褶皱山具有以下特征：

(1) 现代世界上规模最大，地势最高的山体：它由南美至新西兰，再跨欧、亚及北非大陆长达5万多千米，而且高山集中，如亚洲的喜马拉雅山(珠穆朗玛峰8848米)、欧洲的阿尔卑斯山(勃朗峰4810米)、北美的阿拉斯加山(洛根峰6046米)、中美的奥里萨巴山(5700米)、南美的安底斯山(汉科乌马山7010米)等都集中在这里。

(2) 山体构造复杂，褶皱和断裂十分强烈：山体多由褶皱极为剧烈的倒转褶曲、平卧褶曲和规模巨大的逆掩断层推覆体山地组成(图2-4)。如阿尔卑斯山由南向北，前后四次形成大的推覆体。山体内部也多岩浆侵入体。

(3) 山地新构造运动强烈，上升速度快，如喜马拉雅山的上升速度达3~7毫米/年(表2-6)。火山及地震活动频繁和剧烈。表2-6 喜马拉雅山地上升速度表

山名	上升速度(毫米/年)	资料来源喜马拉雅山
	0.4 ~ 1.0	Zeitler et al , 1982
	3 ~ 7	Chugh , 1974
西喀尔巴阡山	1.5	Kvitkovic , 1975
东喀尔巴阡山	3	Somo&Kuznetsova , 1975
阿尔卑斯山	1	Jeanrichard , 1975
落基山	3 ~ 9	Smith , 1977
安底斯山	0.06 ~ 0.19	Tosdalet al , 1984

褶皱山系的成因：这种规模巨大的褶皱山系，是板块构造碰撞所成。板块学说认为，当两个板块相向碰撞时，巨大的挤压力会使板块边缘的沉积物发生褶皱隆起，如欧亚板块与印度板块碰撞后造成古特提斯海沉积物褶皱，

从而形成喜马拉雅山。或者一个板块向下俯冲和另一板块向上仰冲，也会形成褶皱山地，如安底斯山。

有的学者认为，世界上其他大型褶皱山也是古板块碰撞的结果，如我国青藏高原由北至南的多列东西走向山脉，其生成时代分别是：海西—印支期的昆仑山，燕山中期的喀喇昆仑—唐古拉山，燕山晚期的冈底斯山等，是印度板块与欧亚板块碰撞之前，已经有多个小板块向北漂移，并与欧亚板块碰撞，因而造成上述山带。

## （二）断块山

在原来稳定的板块内部，由于新构造断裂活动，使一些断块强烈上升，从而形成了断块山，如我国的太行山、吕梁山、恒山、贺兰山、泰山、庐山、燕山等。该类山地有以下特点：

（1）山体两侧或四周出现断裂带及断层崖，上升的山体形态呈地垒式或掀斜式（图 2-5）：前者是山体中部上升，两侧下降，如果作多级下降时，则成为复式地垒山（阶梯状）。后者是山体一端强烈上升，形成主脊和急陡的断层崖山坡，另一端只轻微上升或下降，造成长缓的山坡。

（2）山地层状地貌（多级夷平面）发育：表示山体上升过程中，经历过多次稳定——强烈隆起过程，但有的层状地貌面是断层作用造成的。

（3）断块山内河道随地壳变动而发生明显的变化，它的情况有三种：一是河流倒流，如恒山北侧因断块抬升，使原向北流的河流倒向南流。二是河流改向，如山西古汾河原向南流，自中条山的紫金山—稷王山段隆起后，汾河在侯马附近改向西流入黄河。三是河流侵蚀复活及发生河流袭夺，如庐山的东谷、西谷和青莲寺谷，早期已发育成宽谷，自第四纪庐山断块急剧上升以后，河流重新下切，使下游变成峡谷，如东谷和西谷下游的石门涧峡谷，青莲寺谷下游的三叠泉峡谷，上游古谷地仍为宽谷；另外发生了锦绣谷袭夺西谷等现象。

## （三）褶皱—断块山

该类山地的发育经历过两个阶段：即早期的由板块碰撞而成的褶皱山阶段，时代大多数在古生代或更老。晚期为断裂活动后再上升的断块山阶段，时代大多数在中生代以后，如我国的天山，它在二叠纪晚期海西构造期褶皱隆起，经过中生代至早第三纪长期剥蚀夷平成为准平原，山体形态消失。晚第三纪以后因断块上升，准平原因而解体成为现代山地。此外，阿尔泰山、秦岭、阿帕拉契山、乌拉尔山等都属褶皱—断块山。该类山地特点：

（1）山体断裂升降活动强烈：如天山南北侧断陷盆地第三纪以来所沉积的第三系和第四系，厚度达 7000~8000 米，而天山海拔高度一般为 4000 米，最大为 7000 米，表示升降幅度达到 11000~15000 千米。

（2）山体高大，呈地垒状山系，山间多断陷谷地和盆地：该类山体多成为中、高山，如天山 7439 米，阿帕拉契山 2037 米，乌拉尔山 1894 米等；山体多被断裂切割成多列，如天山分成南、北、中天山；山带之间及其南北有伊犁河断陷谷及吐鲁番、哈密、艾比湖、尤尔都、焉耆等断陷盆地。

（3）断层地貌及层状地貌明显：如秦岭，北坡为一大断层崖，北接渭河断陷谷。秦岭主峰太白山存在二级宽阔的夷平面，高度分别是 4000 米及 2000~2700 米，反映了山地的上升历史。

## （四）断陷谷和断陷盆地

断陷谷及断陷盆地是因地块周边出现断层并发生沉陷而成。断陷力学机理往往是在一个地块两侧，在一对剪切力作用下，该地块产生了与剪切力方向相对应的一对张应力，它把地块拉张，从而造成谷地或盆地。这些地貌多数发生在新构造运动活跃的板块内部，而且又与断块山或褶皱—断块山相伴生，如我国的汾、渭河谷、云南洱海盆地、江西鄱阳湖盆地等等。断陷谷多是长条形，断陷盆地多是菱形、楔形、不规则圆形或椭圆形。剖面呈槽形的地堑构造或簸箕形的半地堑构造（图 2-6）。盆谷地的底部多有河流相、湖泊相或洪积相沉积。沉积层厚度与盆谷的断陷幅度相应，如我国汾河地堑谷由上第三纪后期至第四纪，沉积厚度为 2200~3800 米，沉降速度为 0.24~1.14 毫米/年。该谷地是由多个断陷盆地如大同、代县、太原、临汾、运城等盆地组成，因为它们的北侧和南侧，分别受到向西和向东的一对剪切力作用，致使延庆—大同—太原—运城一线的地块被张应力撕裂而成为一系列盆谷地貌（图 2-7）。又如渭河地堑谷，沉积了第三系和第四系沉积层，厚度为 8200~8700 米，沉降速度为 0.18~1.21 毫米/年。

#### （五）大陆裂谷

大陆裂谷是陆地上最大的地堑式断陷谷，如东非大裂谷、贝加尔裂谷、莱茵裂谷、加利福尼亚裂谷等。裂谷宽数十公里至数百公里，长可达数千公里。世界诸裂谷之中，以东非裂谷最大，它南起希雷河口，北经马拉维湖，然后分东西二支，西支经坦噶尼喀湖、基

伍湖、阿明湖至蒙博托湖，长约 1700 千米。东支经马尼亚腊湖、阿巴亚湖、吉布提、亚丁湾至红海北端，向北东接约旦河谷，宽度最大为 300 多千米，长 5800 多千米，深 1000~2000 米，沿线为一系列深谷及湖群，两边为高原及断块山地。

大陆裂谷不论在构造和沉积方面都有其独特性，主要是：

（1）构造运动十分强烈：如东非裂谷北面的加利列湖区，沉降速度达到 60~100 毫米/年，亚丁湾为 2.7 毫米/年，红海为 0.3 毫米/年。在埃塞俄比亚段的水平扩张速度为 10 毫米/年，红海为 1~2 毫米/年，肯尼亚为 0.1~1 毫米/年（表 2-7）。裂谷内或附近有火山喷发，地震活动频繁，震源深度为 30 千米，与裂谷区地壳厚度相当。

（2）裂谷构造复杂，沉积层厚度大：裂谷构造一般呈复式地堑或次级的地堑地垒系，其上被厚层沉积物覆盖，一般超过 1.5 千米。在南贝加尔盆地，厚达 7~10 千米，表示沉陷幅度很大，沉积物颗粒具有由下至上变粗的特点，反映在裂谷陷落前期，地壳比较稳定，谷地内外地形高差小，故侵蚀和沉积物的颗粒细小。以后随着裂谷沉降幅度加大及与两侧山地高差的增加，山地侵蚀作用加强，于是侵蚀和沉积物的颗粒也变得粗大。

（3）裂谷沉积层中夹有大量火山熔岩，有的地方还有火山喷发，表示裂谷内的岩浆活动也很强烈。

（4）裂谷区地热值高，达到 2.0 微卡/厘米<sup>2</sup>，比全球地热平均值 1.5 微卡/厘米<sup>2</sup>要大，这与高温的地幔物质上涌影响有关。

表 2-7 新构造时期某些大裂谷带构造速度的概略平均计算值(毫米/年)

时 期	裂谷带			
	东 非	贝加尔	莱 茵	冰 岛
	A B	A B	A B	A B
35 ~ 20MaB.P.		0.13 0.1 ~ 1	0.10.1	2
10 ~ 5 ~ 2Ma	0.1 ~ 1	1 ~ 51.5 ~ 4	0.1 ~ 1	16,0.3 ~ 110 ~ 15*
20 ~ 5Ka	1 ~ 3	0.2 ~ 2		3 ~ 83 ~ 8
现代缓慢运动(数年至数十年)	10	2 ~ 3	0.1 ~ 1	5 ~ 10
地震时快速运动幅度(米)		1.26 ~ 12		0.6

注：资料根据 A.A.尼科诺夫，1997。

A—垂直于裂谷走向的两盘水平运动分速度；R—裂谷底面相对于两盘垂直运动分速度

\*根据古地磁资料确定的裂谷张开速度

大陆裂谷的成因：大陆裂谷是地幔物质上涌和地壳拉张的产物。板块学说认为，裂谷是板块的生长线，也是地幔对流上升处，此处在高温高压作用下，地壳将会拱起、变薄（20~30千米）和断裂，并造成谷地，同时也产生地震及火山喷发活动等。如果地幔上升流出现在大陆的则成为大陆裂谷，出现在洋底的则成为洋底裂谷。裂谷随着板块运动，将不断扩展，如贝加尔裂谷，最初出现在南加贝尔盆地，以后逐渐向东北和西南延伸。东非裂谷的发展，有人认为它是从北向南发展的，现今的红海就是它南部裂谷区的前身。

## 二、大洋区

根据大洋的地形及其构造特征，可以把大洋分大陆边缘和洋底两大地貌单元，每个单元之下还可以分为次一级或更低级的中小地貌单元，各单元所占的比例，见图 2-8。

### （一）大陆边缘

大陆向洋底过渡的地带称为大陆边缘，根据板块构造理论，大陆边缘因处于不同的板块部位分为活动的和稳定的大陆边缘两种类型，它们具有不同的地质作用和地貌特征。稳定大陆边缘的大陆地壳与大洋地壳的接触面是在同一板块上，即大陆地壳与大洋地壳之间无相对运动的地区。所以，它的地震和火山活动很少，其特点是具有宽阔的大陆架。板块理论认为稳定大陆边缘形成于大陆分裂、新洋盆诞生的过程。图 2-9 为稳定大陆边缘的形成过程。由于这种类型主要位于大西洋边缘，所以也称为大西洋型大陆边缘，此外也广泛出现在印度洋和北冰洋周围。

活动大陆边缘处在板块的会聚边界，即大陆板块与海洋板块或海洋板块彼此会聚的板块边界，它们所在地带都是海洋板块的消亡地带，所以地震和火山活动多，因而称为活动大陆边缘，其大陆架也窄小。太平洋边缘全部是活动大陆边缘，所以活动大陆边缘也称为太平洋大陆边缘（图 2-10）。

活动大陆边缘还可分为两类：即安第斯型大陆边缘和东亚型大陆边缘。安第斯型大陆边缘位于南美洲太平洋东岸的安第斯山脉的西面与秘鲁—智利海沟之间，宽度不超过 100 千米，但垂直高差达 10 千米以上，是两大陆板块汇聚的地带。东亚型大陆边缘位于亚洲东部的太平洋西岸，由海沟、火山岛

弧和弧后盆地组成，其宽度可达 100 千米，是海洋板块与大陆板块汇聚的地带。

大陆边缘包括大陆架、大陆坡等次一级的地貌单元（图 2-11），这些地貌单元在不同性质的大陆边缘上有不同的特征。

#### 1. 大陆架。

大陆架是指被海水淹没的大陆延伸部分，又称陆棚。大陆架与其相邻的大陆一样，同样位于花岗岩质的大陆板块之上。典型的大陆架大多位于稳定大陆边缘上，其地形平坦

（平均坡度有  $0.1^\circ$ ）、宽阔，水深很小，其表面多被沉积物覆盖。例如，北冰洋西伯利亚沿岸的大陆架宽度有上千公里，最宽处达 1600 千米；大西洋沿岸的大陆架的平均水深只有 130 米。而活动大陆边缘的大陆架宽度小，部分陆架表面还缺少沉积物。大陆架上的沉积物大部分是 15000 年以前低海面时形成的沉积。当时的海面低于现代海平面约有 130 米。沉积物的类型反映了当时的气候和沉积物来源。例如，在高纬地区的大陆架范围内，到处都堆积有冰积物或被冰川侵蚀的沟壑和低地；在低纬热带地区的大陆架往往可以见到参差不平的珊瑚礁分布；而毗邻大河河口三角洲的大陆架表面却又非常平坦和单一。海平面上升以后，大陆架上的沉积物又受到海浪和海流的改造作用，堆积成海底沙坡，或被带到海岸附近堆积成海岸沙坝和海滩。现代大陆架还受到一些历时很短，但能量很大，却不容易直接观察到的地质作用如海底地震和海啸的影响。

#### 2. 大陆坡和大陆基。

平坦的大陆架的尽头是坡度很陡的大陆坡。大陆架与大陆坡之间坡度开始变大的地带是大陆架边缘。大陆架边缘的深度在 100 ~ 150 米左右，全球平均是 130 米。这深度相当于第四纪冰期的最低海面的深度，所以海平面变化基本上不能影响此深度以下的侵蚀和堆

积。我们说大陆坡很陡是相对大陆架而言，其真正的坡度只在： $1^\circ \sim 6^\circ$  之间，平均坡度为  $4^\circ$ 。其中，处在活动大陆边缘的大陆坡坡度要陡些，宽度也窄些，如太平洋的大陆坡平均坡度是  $5^\circ 20'$ ，宽度 20 ~ 40 千米；而稳定大陆边缘的大陆坡坡度要缓些，宽度也广些，如大西洋大陆坡的平均坡度为  $3^\circ 05'$ ，宽度可达 120 ~ 100 千米。世界上大陆坡最陡的海域是斯里兰卡岸外大陆坡，其坡度达  $35^\circ$ ；其次是美国佛罗里达半岛西海岸外大陆坡，其坡度为  $27^\circ$ ，再次是澳大利亚西南岸外大陆坡，其坡度为  $21^\circ$ 。大陆带来的沉积物不是全部沉积在大陆架上，很大一部分越过大陆架，沉积在大陆坡上和大陆坡的基部，甚至沉积在大洋的底部。当沉积物堆积在大陆坡的基部时，往往堆起一个位在大陆坡与洋盆之间的坡度较缓的部分，称为大陆基。大陆基的沉积物呈扇形分布，厚达 10 千米，宽达 600 千米。它的一部分覆盖在大陆坡的基部，另一部分覆盖在大洋盆上，故亦称大陆裙或大陆隆。大陆基主要发育于大河三角洲口外，如亚马逊河、刚果河、尼日尔河、马格达那河、密西西比河、恒河、印度河、赞比亚河等口外，因为那里沉积物来源丰富。与大陆架不同的是大陆坡和大陆基上的水动力很小，大陆沉积物颗粒很细，同时，那里还掺夹着海洋沉积物，主要是海洋生物的衍生物。

大陆架特别是大陆坡在很多地方形成沟状地形，称为海底峡谷。很多的海底峡谷与海岸的大河河口相邻，成为大河河口的延续部分。世界上最著名的海底峡谷是非洲刚果河河口的海底峡谷，该峡谷在刚果河河口只有 100 米深，但不到 200000 米远的地方，水深达 2200 米。其次是北美洲东南岸的海底峡谷群也很有名，在大约 100000 米长的范围内，分布有 4 条海底峡谷。此外，同恒河相连的海底峡谷，从大陆坡一直伸到 3000 多米深的海底，并在海底分叉，谷道呈树枝状分散开来，末端一直伸到 5000 米深的印度洋底，整个海底峡谷所占面积远远超过现今恒河的流域面积。有人认为海底峡谷的形成与低海面时的河流侵蚀有关。但大多数人认为 6 亿年来海平面从来没有低于目前海面 200 米的深度，而海底峡谷可以延伸到超过 3000 米的深度。所以河流的侵蚀切割只能解释海底峡谷的源头部分。在水动力很弱的大陆架和大陆坡，是什么方式的动力进行水下侵蚀？现在已知道，海底峡谷主要是由浊流切割而成的。海底地震可以引起海底沉积物的水下滑坡，这些物质与水充分混合后便形成一种高密度的浊水层，即浊流。所以，浊流往往由地震引发。浊流比重大于水，可以以高速顺坡向下运动，它具有很大的冲击力量，在坡度为  $3^\circ$ ，流速 3 米/秒时，它能把 30 吨重的石块搬走。浊流除了可以形成海底峡谷外，大多数情况下，它所携带的物质可以直下洋底，在海底峡谷的底端形成巨大的深海冲积扇。深海冲积扇向大陆基和洋底扩散，粗粒物质往往沉积在冲积扇的后面，细粒物质可沿大洋盆底向外扩散几百千米（图 2-12）。

## （二）洋底

从大陆基的基部向外，便是大洋底。大洋底主要由大洋中脊和洋盆两个地貌单元组成。板块理论认为洋底主要位于海洋板块之上。洋脊形成于海洋板块彼此分裂的边界上，而洋盆则位于洋脊与大陆边缘之间的海洋板块上。在洋脊和洋盆之上，还有次一级的地貌单元。

### 1. 大洋中脊（或称洋脊）。

洋脊是一条纵贯世界各大洋的洋底山系，全长约达 65000 千米（图 2-13）。洋脊顶部高于大洋底部约 2000 米左右，个别的高点耸立在海平面之上，如大西洋北部的冰岛

等。洋脊宽度达 1000 千米以上，甚至可达到 1500 千米。可见洋脊是地球上规模最大的山脉，比陆上的任何山脉规模都大。洋脊两侧坡度平缓，与大洋盆地没有明显界线。洋脊虽称为大洋中脊，但是只有不超过 60% 的洋脊位于大洋的中部，如东太平洋的洋脊就位于大洋东侧。大洋中脊顶部是一条顺洋脊走向延伸的狭长槽谷，宽仅几十公里，相对深度可达 2000 米，是地壳拉张作用的产物，伴有频繁的浅源地震，称之为洋脊裂谷。洋脊裂谷两侧为由张力断裂形成的裂隙山，洋脊的走向也不是完全连续的，它是由许多直交的转换断层错开成不连续的段落，由转换断层形成的凹凸不平的区域称为破裂带。因此，洋脊的地形是极为崎岖不平的（图 2-14）。

洋脊形成于海洋板块彼此分离的部位。当海洋板块彼此移开时，分离（扩张）带下面地幔的压力降低，使地幔的熔融温度降低，引起地幔物质部分熔融，其结果是玄武岩岩浆大量上升，不断充填扩张分离板块之间的裂缝，形

成新的洋壳。这种新的、热的岩石圈的生长，是洋脊峰处的离散带为什么会高高隆起在比较古老的洋底之上的主要原因。由于洋脊轴部新洋壳的出现，两侧老洋壳相随向外侧运动，离中部裂谷愈远，洋壳和上覆的深海沉积层也愈老。板块扩张的张力作用，使沿洋脊峰顶分离中心两侧新形成的洋壳地块断裂上升，分离中心便成为槽谷状的洋脊裂谷。这些断裂和洋脊轴线上的平移断层是扩张中心两侧频繁的浅源地震的原因。

热点与海底火山：热点是地壳下上地幔提供炽热岩浆的固定源地。目前还不知道热点为何可以固定在某个地点的原因。热点可以发生在扩张洋脊下，也可以发生在离扩张洋脊很远的地方。热点的岩浆和热量，使其上的洋壳变得脆弱，导致岩浆上涌而形成火山。由于海洋板块是在不断地扩张的，热点上的火山要慢慢地远离热点，最终失去岩浆供应而变成死火山，热点上的洋壳又形成新的火山（图 2-15）。这样，随着板块的移动，板块经过热点的地方都会不断地形成火山，进而在洋底上就会留下一列由老到新依次排列的火山链。火山链也因此记录下板块的运动方向和速度。海底火山随板块移动变成死火山后，失去了岩浆供应，高度不再增加。如果这时的火山高度已接近海面或高于海面，海浪的侵蚀作用就会把火山的顶部削平。如果这样的火山随海洋板块的移动而下沉，就会形成海底平顶山。如果原来的火山达不到海浪作用的基面就变成死火山而不再增高，它的顶部就不会被削平，这样的死火山称为海山或海岭（图 2-16）。例如，著名的火山海岭是太平洋的夏威夷海岭和天皇海岭。它从夏威夷群岛一直延伸到堪察加半岛，全长达 4000 千米。这条巨大的火山海岭上面，除了东南端夏威夷群岛的基拉韦厄火山和冒纳罗亚火山（海拔 4205 米，高出海底 9000 米多）是活火山外，其余都是死火山。珊瑚礁地貌中的环礁的形成也与这种火山的形成和消亡过程有关。

## 2. 大洋盆地。

大洋盆地位于大洋中脊外侧，向外与大陆边缘相接。盆地与洋脊呈逐渐过渡的形式，大洋盆地是洋脊向外迁移过程中形成的，它位于单一的海洋板块之内，所以这里缺少地震活动，岩浆活动微弱。但与大陆边缘连接处地形却有多种的变化，而且地壳的物质也明显不同。大洋盆地内部主要由深海丘陵和比较单调的深海平原组成。

（1）深海平原和深海丘陵。深海平原是大洋盆地中被海岭分割开的低地，大多水深达 5~6 千米。深海平原表面地形平坦，坡度极小（ $< 1/1000$ ，甚至  $< 1/10000$ ），是地球表面最平坦的地方。这样的地貌特征是由于深海平原底部高低不平的原始地形上覆盖了巨厚的沉积物所致。深海平原上沉积层厚度不少于 300 米，经常超过 1000 米。沉积物主要来源于大陆和大陆架浅海的陆源碎屑沉积。以靠近稳定大陆边缘、与大陆基相接的深海平原最为典型。在靠近洋脊边界附近的深海平原，其沉积物厚度不足以完全填平海洋地壳的原始地形，一些海底死火山和熔岩喷出物便突出深海平原之上，成为高度（ $< 200$  米）不大的海底丘陵。海底丘陵可以单独或成群出现在海底平原上，有时则在洋脊两翼附近平行于洋脊成线状分布。深海平原和深海丘陵占据了差不多所有除洋脊系统以外的深海海底区域。

（2）海沟和岛孤。海沟：海沟是地球表面最低的地方，成狭长槽状洼地，长约 1000 千米，宽 40~70 千米，一般深度为 5~8 千米，最深的马里亚纳海

沟深达 11022 米。海沟主要分布在太平洋周围与大陆边缘相接地方。典型的海沟是弧形的，凸面向着毗邻的大洋盆。板块构造理论认为：大洋壳的最终结局是在板块边界的汇聚处遭到消亡作用，然后下潜返回到地幔，很多活动板块边界的汇聚位置就往往出现海沟。在这里洋底一侧的洋壳以一定角度向另一板块下面俯冲，返回到地幔，在俯冲带的位置上形成了海沟。海沟是地球上地质活动最剧烈的区域，很多的大地震和海啸就产生于海沟。海沟靠大洋一侧坡度较缓和，一般为  $3^{\circ} \sim 8^{\circ}$ ，靠大陆边缘的一侧坡度很陡，一般大于  $10^{\circ}$ 。海沟向陆一侧的地貌结构有二种类型，一是与海沟相伴生，并与之平行的火山岛弧，岛弧之后是边缘海（弧后盆地），然后才是大陆，如千岛海沟—千岛群岛弧—鄂霍次克海—亚洲大陆。二是与海沟相伴并且相平行的沿岸山脉，如秘鲁—智利海沟—安底斯山山脉（图 2-17）。

### 第三章 静态构造地貌

地壳运动使岩层发生变形变位，产生褶曲和断层。岩浆活动又造成火山、熔岩流和岩浆侵入等地质构造。岩层在构造支配下，并经过外力侵蚀之后暴露出来所成的地貌称为静态构造地貌，又称地质构造地貌（或小构造地貌）。它主要分为：水平岩层构造地貌、褶曲构造地貌、单斜构造地貌、穹窿构造地貌、火山地貌、熔岩地貌和陨石地貌\* 等。

## 第一节 水平岩层构造地貌

### 一、地貌类型

沉积岩在地壳稳定时期的产状是接近水平的。构造上升后，基本上保持近水平状态的岩层所造成的地貌就是水平构造地貌，此时岩层面（又称构造面）是与地形面一致的。形成的地貌类型主要有：构造高原、构造台地和方山等（图 3-1）。

（一）构造高原和构造台地无论构造高原或台地，地貌上都具有平坦的或缓倾的顶面，这个地形面主要是受坚硬的近水平岩层控制。因为它不易受侵蚀，起着保护层作用，即使在它下面存在着软弱的岩层也一样。有的高原或台面上会有轻微起伏，这是上覆岩层的蚀余部分或风化残积物存在之故。如美国的科罗拉多高原是一个构造高原，高度千米以上，由古生代砂岩、石灰岩和页岩组成。构造台地在我国分布甚广，多由古生代砂岩和中生代白垩纪—第三纪红色岩系（简称红层，包括砾岩、砂岩和页岩等）组成，如浙江省文成县的南田台地，面积 22 平方千米，由白垩系红色沙砾岩组成，岩层倾角小于  $10^\circ$ ，地面缓倾，上有田地和村落数十个。

### （二）方山

方山是从构造高原或台地分割出来的破碎山体，它同样以平坦的山顶为特征，如我国粤北的丹霞山，高 600 多米，由厚层坚硬的晚白垩系红色砾岩、砂岩等岩层组成，岩层倾角仅  $5^\circ \sim 8^\circ$ ，峰平坡陡，形似城堡或山寨，故俗称为“城”、“寨”，如平头寨、扁寨、巴寨等。又如浙江省永康县的方岩，是由红色沙砾岩组成的方山，高 384 米，附近诸峰群立，顶平形方，四壁如削。此外在我国的湘、赣、川、鄂、甘、冀等地红层堆积的盆地中，都普遍发育出构造台地和方山地貌。由砂岩组成的方山以湖南张家界、索溪峪和天子山一带为典型，如黄狮寨、腰子寨、扁桶寨、顶天楼等等。它们均由上泥盆纪坚硬的石英砂岩、石英岩状砂岩等组成，发育在向斜的终端，岩层倾角  $6^\circ \sim 8^\circ$ 。

### （三）峰林地貌

它由台地和方山演变而来，当侵蚀作用深入到构造台地和方山内部时，它们都遭受强烈的破坏，形成高低参差、面积较小的峰林地貌，其中包括有狭长的石岭，如粤北坪石的“一字峰”；矮窄的石墙，孤立的石峰，如丹霞山的僧帽峰、姐妹峰、茶壶峰，武夷山的玉女峰、大王峰；高尖的石柱和石针，如张家界的金鞭岩、丹霞山的蜡烛峰；还有圆大的石蛋，如粤北坪石金鸡岭上的金鸡石等。它们都是很好的地貌旅游资源。

### （四）崖壁和峡谷地貌

#### 1. 崖壁地貌。

崖壁地貌是组成水平构造地貌二大要素之一，也是该类地貌的另一大特色。崖壁的坡度一般超过  $60^\circ$ ，有的甚至大于  $90^\circ$ ，或逆坡倾斜。崖壁的形态受岩性支配，种类有：悬崖、额状崖、凹状崖和阶级状崖。悬崖坡度一般在  $90^\circ$  左右，造崖层是岩性均一的硬岩，崖壁的后退多沿垂直节理作折线状进行。其中出现的平坦状地面即为硬岩层面，它与硬岩的急坡一起组成阶级状崖，又称为构造阶地或假阶地，这种阶地是差别侵蚀而成，与地壳上升及河流作用无关。组成崖壁的岩层中如果夹有软弱岩层时，它就因为易被侵蚀

而向内凹入，成为凹状崖，如果凹入很大，则成为岩洞，但这种岩洞宽度往往大于高度和深（长）度，也无支洞，故与石灰岩溶洞不同。

崖壁上还有溜痕、石沟和小溶洞等小型地貌，它们多产生在含钙质胶结物多和含有石灰岩砾石的沙砾岩中，此时岩壁受散流溶蚀后就会出现宽浅的溜痕和石沟，如福建武夷山的晒布岩上，就分布着许多互相平行、深宽约 20 厘米的石沟，构成奇特的景观。如果雨水溶蚀了镶嵌在沙砾岩中的灰岩砾石后，就会出现大小不一的圆形小洞穴，直径一般为 10~20 厘米。

崖壁的生成条件是：

（1）岩层垂直节理发达：垂直节理是风化和流水下切作用的通道，它为崖壁的发育提供了构造条件。

（2）岩性坚硬：造崖层主要是硬岩层，它能使出露的崖壁得以长久保存，不易被风化侵蚀而成为缓坡。我国华南红层中的沙砾岩，其硬度大，抗压强度可达 20~70 兆帕，故能造成台地、方山或峰林的崖壁。相反，红层中的页岩抗压强度小，仅在 20 兆帕，因此只能形成丘陵缓坡。又如组成湘西张家界方山崖壁的硬质砂岩，抗压强度达 1500~2500 千克/平方厘米。至于岩石硬度的大小，是与胶结物的性质有关，如果胶结物为钙质和硅质，而且含量多时，那么岩性越坚硬。

（3）岩层抬升幅度大：沉积岩被构造运动抬升越高，其侵蚀基准面就越低，地形的高差也越大，这就为崖壁的发育提供了良好的空间条件。如美国西部的新构造运动把科罗拉多高原的古生代地层抬升了千米以上，河流因而深切，造成了 1500 米的大峡谷崖壁。又如我国的白垩纪及第三纪盆地上堆积的红层，被新构造运动抬升至 300~1000 多米，造成的崖壁高度小则数十米，大则超过数百米。

（4）外力作用强烈：包括流水下切，重力崩塌，片状剥落，寒冷地区的冻融风化，干燥地区的物理风化作用等，都是促进崖壁发育的因素。

## 2. 峡谷地貌。

峡谷出现在构造高原、台地或方山之间，沿构造裂隙发育，两坡由崖壁组成。它初期是一种深窄的巷谷（嶂谷），谷形挺直，两坡壁立，谷底平坦。因谷脑是呈围谷形的陡崖，不具集水盆特征，故称巷谷。巷谷进一步发展则成为较宽阔的峡谷，此类峡谷谷壁陡峭，但坡麓因堆积而成缓坡，如美国的科罗拉多大峡谷，粤北的锦江峡谷和福建武夷山的九曲溪峡谷等。

## 二、地貌演变

水平岩层上升初期所成的高原或台地地面只受到轻微侵蚀，出现巷谷和小峡谷，边缘地区产生桌状台地和方山。中期侵蚀作用加强，台地和方山受到强烈切割与破坏，产生各种峰林地貌，其中尤以石峰、石柱为突出。晚期峰林地貌逐渐夷平，峡谷变成宽谷，但崖壁地貌仍然保持，在残余地貌中以石针和石蛋多见。

我国由红色沙砾所造成的构造台地、方山和峰林地貌，均具有顶平、坡陡、色红等三大特征，这种地貌以粤北丹霞山为代表，故又称为丹霞地貌，它是一种具有较大旅游价值的地貌资源。

## 第二节 褶皱构造地貌

地壳运动时水平岩层受到挤压而产生的一系列波状弯曲，称为褶皱，其中每个弯曲称为褶曲，在褶皱影响下所成的地貌，称为褶皱构造地貌。

### 一、褶曲构造地貌

#### （一）原生褶曲构造地貌

它指未经外力破坏或受破坏轻微的背斜和向斜所成的地貌，如背斜（构造）为山（地貌），向斜为谷地的地貌。这种地质构造形态与地形起伏相吻合的地貌又称为顺地貌。如川东地区，多数的山脊与背斜构造相当，河谷也与向斜构造相当。事实上，顺地貌一般很少见到，大多数是已破坏了的蚀后构造地貌。

#### （二）次生褶曲地貌

背斜和向斜经过长期侵蚀，都会受到严重破坏，原来受它支配的地貌也会发生重大变化，结果是背斜快速下蚀成为谷地，向斜下蚀较慢反而高起成为山地，这种地质构造形态与地形起伏相反的地貌，又称为逆地貌或地貌倒置（图 3-2）。

地貌转化的重要原因是由背斜张节理发达所致，因它加快了背斜轴的风化破坏，从而使整个背斜形态及山形迅速下蚀变成谷地。与背斜相反的向斜层，因受压力作用而岩石破裂较少，侵蚀也较为缓慢，最后它反而高出背斜成为山岭。如庐山的莲谷原属向斜谷，现变为向斜山。

顺地貌与逆地貌的发育，一方面取决于外力作用强度和时间的长短，另一方面也受褶曲形态及岩性组合的影响。如在背斜褶曲比较舒缓，轴部破裂较少，硬岩层厚度又大的情况下，有利于顺地貌的保留。相反，在背斜褶曲紧密，轴部断裂节理较多，软岩层较厚的情况下，背斜易遭破坏，故有利于逆地貌的发育。在硬软岩层相当的褶曲区，可能同时出现顺地貌和逆地貌，即背斜谷和向斜谷并存的现象。

#### （三）多褶曲的山地地貌

世界上常见的褶皱山脉大多数是由多列的褶曲山地和谷地组成。更复杂的褶皱山脉是由一系列强烈褶皱曲，如倒转褶曲、平卧褶曲或逆掩断层推覆构造体等山地组成。事实上，该类山地的构造形态大部分已经被破坏，影响山地形态的主要是岩性，古老而又坚硬的岩石形成山岭，软弱的岩石及断层带形成谷地。

### 二、单斜构造地貌

向一个方向倾斜的岩层称为单斜构造，它可能出现在已被破坏的背斜两翼，已被破坏的穹窿构造的四周，盆地的外围，掀斜的水平岩层或断层的掀斜层等处。单斜地貌主要有单面（斜）山和猪背山。

#### （一）单面山

组成山体的岩层倾角一般在  $25^{\circ}$  以下，山体沿岩层走向延伸，两坡不对称，一坡与岩层倾向相反，坡陡而短，称为前坡或单斜崖，造崖层由硬岩层组成。另一坡与岩层倾向一致，坡缓而长，称为后坡或单斜脊，它构成山地主体。组成后坡的岩层，也是硬岩层（图 3-3）。由不对称的两坡组成的单面山只有从单斜崖一侧看上去才像山形，故名单面山。单面山被河流切开后，往往成多个山峰，如庐山的五老峰单面山。

单面山又可分为三种：一是多重性单面山（复合单面山）：在一个单面山之中存在多级的单斜崖和单斜脊（小单面山），即最高一级为主脊，之下为副脊，并分级下降。二是弧形外向单面山：它主要分布在盆地外围，如巴黎盆地东部各单斜山，成弧形向外凸出，单斜脊由四周向内倾向巴黎，单斜崖则向外倾，面对德国。三是弧形内向单面山：它主要出现在穹窿构造体的外围，穹窿构造岩层均由中央向四周外倾，当中央被破坏后，四周露出的单斜层呈弧形向内弯，此时单斜崖向中心倾斜，单斜脊则向外倾。

#### （二）猪背山

当单斜层的倾角较大，形成两坡对称的山体时，称为猪背山（脊），它多发生在已被破坏的背斜陡翼上。

### 三、穹窿构造地貌

穹窿构造是一种无固定背斜轴的背斜构造，近浑圆形，岩层由中央向四周外倾，无一定走向。此外有的穹窿是一种短轴背斜。穹窿地貌按成因分为二种：

#### （一）岩浆侵入穹窿山

它是岩浆侵入沉积岩中，使它上拱而成。结构上外部为沉积岩，核心为岩浆岩（图 3-4）。穹窿山发育初期，即沉积岩盖层尚未遭受严重破坏时，呈孤立的山地，水系呈放射状。当盖层被剥蚀后，岩浆岩核心就会暴露，发展成为山丛，但最外围原有的河流仍然保持放射状，外围沉积岩层则出现多重的环形单面山或猪背山以及环状水系。

盐丘：它是可塑性岩盐侵入到上覆的沉积岩中隆起而成的穹窿。岩盐具有可塑性，如果岩层中夹有岩盐层，当它受横压力作用后，便塑性变形，向上挤入和顶起上覆岩层，使之隆起。结构上，岩盐为核心，外围是沉积岩。外形呈圆形或椭圆形，高几米至十多米，直径数百至千多米，顶平，发育着放射状或不规则裂隙，丘后和缓。

#### （二）构造拱曲穹窿山

由于构造运动，使局部沉积岩层上拱而成。

### 四、褶曲构造的河谷发育

褶曲构造上发育的河谷，常受岩层产状的影响，主要河谷有：

#### 1. 顺向谷。

它是顺岩层倾向发育的河谷，形成时间较早，它生成于背斜两翼、向斜的纵轴、穹窿山四周和单面山主脊上（图 3-5）。

#### 2. 次成谷。

谷地沿岩层走向发育，成谷时间晚于顺向谷，它是河流沿软岩层走向下蚀而成的谷地，如背斜轴的背斜谷、单斜崖前的河谷、穹窿山后期的环形谷等。

#### 3. 逆向谷。

反岩层倾向的河谷，如单斜崖上的河谷。

#### 4. 再顺向谷。

河谷与岩层倾向相同，但发育时间晚于顺向谷，如单面山上次级单斜脊上的河谷，它是软弱岩层被剥蚀后，在新的硬岩层倾斜面上发育出来的，它

流入次成谷内。

### 第三节 断层构造地貌

#### 一、断层崖

当岩层遭受构造作用力超过其塑性限度时，就会发生断层，在断层面两侧的上、下盘位移时所出露的陡崖，即为断层崖。如秦岭北坡的大断层崖、庐山南北坡的断层崖等。断层崖走向挺直，可以贯穿不同的古老地形，崖下可能出现串珠状洼地、涌泉或温泉，崖壁上的地层往往在另一侧谷底出现。断层崖的高度和坡度分别取决于断距的大小和断层面的倾角。

断层崖受外力作用，会不断后退，高度也逐渐降低，直至消失。横穿断层崖的河流峡谷，最初只把断崖切成梯形面，后来峡谷扩大，梯形面缩小变为三角面（图 3-6），最后再变成一系列小崖，或称“末端面”。此时它已后退，与断层线相差一段很远的距离，如我国山西太谷断层崖即有明显的断层三角面和梯形面存在。

#### 二、断层线崖

它由断层崖发展而来。假设断层上、下盘均由硬岩层与软岩层相间组成。最初，断层崖出现于上升盘，当它顶部硬岩层剥蚀后，露出的软岩层会侵蚀加快，直至全部蚀去。此时不但断层崖消失，而且上升盘的高度比下降盘还低。因原来的下降盘顶部有硬岩层保护难蚀而相对高起，于是在原来的断层线位置上形成新的陡崖。这个崖面倾向与原始的断层崖相反，它被称为断层线崖。可见断层线崖是在断层线上因差别侵蚀而成，并非活动断层的产物。

#### 三、断层谷

##### （一）剖面特征

断层线通常是一构造破碎带，容易被风化侵蚀，在断层线上发育的谷地称为断层谷。形态上一般为深窄的峡谷。如果它出现在上、下盘间的断层线上时，谷地的两坡不但地层位置不对应，而且地形上也不对称，在上升盘一坡高而陡，下降盘一坡低而缓（图 3-7）。

##### （二）平面特征

1. 在单一断层线上发育的断层谷走向平直，在两组不同走向的断层线上发育的谷地，走向随断层而变化，呈“之”字形走向或不自然的转弯，如雅鲁藏布江在宿瓦卡附近的大转弯，是受北东向和北西向两组断层线支配的。

2. 当平移断层切过多条老河谷时，它们都会被截断和发生位移，但都会在断层线上共同发育出一段新的断层谷，这段谷地沉积物年代较新，谷地两坡的地貌如阶地等也与老河谷相异。

3. 当断层穿过软、硬相间的岩层时，在易蚀的软岩层上发育出宽谷，难蚀的硬岩层上发育出峡谷，从而出现宽狭相间的串珠状谷地。

4. 断层谷支流往往不依地势倾斜而成反向河流。

## 第四节 火山与熔岩地貌

### 一、火山地貌

火山是岩浆喷出地面后形成的山体，它由火山口和火山锥两部分组成。

#### (一) 火山口

它是火山喷发的出口，平面上呈圆形或椭圆形。火山喷发时，首先是气体把上覆的岩层爆破，造成火山口（图 3-8），然后是火山碎屑物和熔岩从火山口喷出，随后部分喷出

物在火山口周围堆积下来，构成高起的环形火口垣。于是火山口便成为封闭式的漏斗状洼地，内壁陡峭，中央低陷，直径由数十米至数百米，少数超过千米，深几十米至百米以上。口内往往积水成为火口湖，如我国白头山上的天池，面积 9.8 平方千米，最大水深为 373 米。

世界上许多大型火山口是经过破坏扩大而成的，又称为破火山口，成因类型有：

#### 1. 爆破型破火山口。

它是后期火山的再次猛烈喷发，将原火山口周围的锥体摧毁，使火山口扩大。直径一般由几百米至 2 千米，深 20~400 多米。

#### 2. 塌陷型破火山口。

火山熔岩经过大量喷发后，引起地下岩浆房的空虚，在上覆岩石的重压之下，火山口周围便发生大量崩陷。这种破火山口最常见，规模也最大，直径 10~15 千米，个别达到 20 千米，深达数百米。

#### 3. 侵蚀型破火山口。

火山口四周被沟谷侵蚀扩大而成。

#### (二) 火山锥

火山锥以火山口为中心，四周堆积着由火山熔岩及火山碎屑物（包括火山灰、火山砂、火山砾、火山渣和火山弹等）组成的山体，形态主要有锥状火山、盾状火山和低平火山等三种（图 3-9）。火山锥的形态与喷发的熔岩性质有关。

#### 1. 锥状火山口。

形态呈截顶锥形，上部坡度大，约  $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ ，下部坡度较小，锥顶有火山口或破火山口。组成火山的物质主要是火山熔岩和火山碎屑物。

锥状火山属爆裂式喷发火山，如意大利的维苏威火山（1186 米）和印度尼西亚的喀拉卡托火山。这种火山喷发物主要是中、酸性熔岩（如安山岩、英安岩、流纹岩和粗面岩等），化学成分中的  $\text{SiO}_2$  含量较多，故粘性大，不易流动和扩散，加上冷凝快，故喷出地面后易在火山口附近堆积，造成坡度大的锥形。又容易在火山口内冷凝成为火山塞，堵住火山喉管，为下次火山喷发造成更大的爆炸性。又因该类火山喷出大量气体和碎屑物，因此，它不但具有较大的爆炸威力，而且火山碎屑物堆积也较多，往往形成厚层的火山碎屑岩，并具有较大的倾角，这是火山坡度大的重要原因之一。

锥状火山有时通过多条火山喉管喷发，或者在同一喉管上多次喷发，结果会在火山口内或山坡上，产生次一级火山锥，这种火山称为复式锥状火山（或称多重火山）。组成锥状火山的岩石有三种：一是由熔岩组成的熔岩锥，

包括中、酸性岩和基性熔岩；二是由层状火山碎屑岩组成的碎屑锥；三是由熔岩和火山碎屑岩互层组成的混合锥。

由火山碎屑岩组成的山坡，易被流水侵蚀，产生辐射状沟谷，它由锥顶向四周散开，这种沟谷称为火山濼。

我国第三纪以来由中、酸性熔岩形成的火山有东北的白头山（碱性粗面岩）、台湾北部大屯、基隆火山（安山岩）等。

## 2. 盾状火山。

它是宁静喷发的火山，如美国的冒纳罗亚火山（4170米），该类火山主要喷发基性熔岩（玄武岩），因熔岩中的 $\text{SiO}_2$ 含量较少，故粘性小、流动快，加上温度高（1200℃），不易凝固，故扩散面广，形成的火山基座大而坡度小，一般只有 $5^\circ \sim 10^\circ$ ，似盾状。由于火山气体喷发较少，故少有强烈的喷发。

我国由基性熔岩（玄武岩）喷发的火山有东北长白山区的五大连池，山西大同的火山群和华南琼雷火山群等等。这些火山有成盾状的，如雷州半岛的螺岗岭。也有不少是锥状的，如海南岛北部的雷虎岭，高168米，由火山碎屑岩组成，有火山口，直径50（下）~280（顶）米，深80米（图3-10）。还有介于盾状与锥状火山之间的，如大同东部的许堡火山，基座是由火山碎屑岩组成，但西坡上覆了熔岩流，故坡度较缓，东坡露出火山碎屑岩层，故坡度较陡。

## 3. 低平火山。

它是形态低矮的火山，成因主要是地下大量气体一次性喷发所成，形态有二种：一是漏斗状的火山口盆地，直径约200~3000米，火山口下连接喷发喉管，火山口内堆积了喷发碎屑物，有时四周还堆积着由松散喷发物组成的环形堤，但没有熔岩溢出，也不具山形。二是低丘状，如我国琼雷玄武岩地区所见，是由碎物组成的山丘，相对高度10~20米，火山口直径数十米，深仅数米。

## 二、熔岩地貌

### （一）熔岩高原及台地

由裂隙式或中心式喷出的玄武岩熔岩，冷凝后可形成高度较大的玄武岩高原和高度较小的玄武岩台地。前者如冰岛高原、印度德干高原和美国的哥伦比亚高原；后者如我国的琼雷台地，它是我国第一大玄武岩台地，面积共7290平方千米，台地上除了火山锥分布外，台地面和缓起伏，风化壳薄，有时还见到原始的熔岩流痕迹，还有火山渣、火山弹及玄武岩块等。台地在外力作用时间不长的情况下，只发育出短浅的河谷与沟谷。如果被深切的台地，往往造成顶平坡陡的熔岩方山，如东北的敦化、密山等地的方山，长江下游的江宁方山、句容县赤山、六合县灵岩山等。

### （二）熔岩隧道

它是埋藏在熔岩台地内的长形洞穴，如夏威夷的Kazumura洞，长达12千米，我国琼雷台地的熔岩隧道分布也很普遍，已知最长的是琼山儒玉村隧道，长2000米。各隧道的长宽和高度相差十分悬殊（表3-1），洞顶呈半圆拱形或屋脊形，有熔岩钟乳石、天窗（崩塌）和天然桥。洞底有岩柱（崩落）、熔岩堤（残余的熔岩流）。洞壁有绳状流纹和岩阶。

隧道的生成与熔岩流的物理性质有关，它是在温度高、粘度小、含气体多、易流动的熔岩流内产生。当熔岩流冷凝时，由于表里凝固速度不一致，虽然表层已经凝固成岩壳，但里层仍然保持高温和继续流动。如果熔岩来源一旦断绝，里层熔岩就“脱壳”而出，留下了空洞。

表 3 - 1 琼雷台地的熔岩隧道

分布地点	埋深(米)	长度(米)	高度(米)	宽度(米)
遂溪农场	16 ~ 27			
遂溪农场附近金屋村	26		4	0.8
海康调风下港村仙人洞		100	2 ~ 4	2 ~ 6
徐闻愚公楼那屯村	38 ~ 41		2.5	
琼山十字路儒玉村	19	2000	2 ~ 4	7 ~ 8
琼山石山区	1 ~ 5	250 ~ 1216	1 ~ 8	1 ~ 25

### (三) 熔岩堰塞湖

熔岩流进入河谷后堵塞了河道，就会形成堰塞湖，如我国牡丹江上游的镜泊湖，是由全新世玄武岩熔岩阻塞牡丹江而成，形成面积为 96 平方千米，长约 40 千米的湖泊。

## 第五节 陨石坑地貌

陨石坑是来自太空的陨石撞击地面后所成的洼地。陨石以每秒 24.6 千米的超高速撞击地面时所产生的强大冲击波，会使岩石粉碎、熔融和变质，形成冲击角砾岩和冲击玻璃等特殊矿物。被粉碎的岩石颗粒又以每秒数千米的速度向四周溅射，地面也就出现了陨石坑洼地。它呈圆形，四周陡立如火山口，外围常伴有一系列圆弧形和放射形的断裂（图 3 - 11）。有的陨石坑中央有一圆形隆起，它可能是陨石冲击地壳时，深处岩石像弹性体那样被压缩，然后又向上反弹而成。目前世界上的陨石坑约有 100 个，其中最大的是俄罗斯波皮盖陨石坑，直径为 100 千米。

## 第四章 流水地貌

第二章、第三章讨论了由内力作用过程所形成的地貌形态，但是，“纯粹的”原生的内力地貌（构造地貌）是很少遇到的。内力地貌形态自其发生的瞬间开始，以及在其发育过程中，便不断受到外力作用的影响。尽管内力作用建立起地球表面巨大起伏，对巨型、大型的地貌形成起着主导的作用；然而，现在地表观察到的复杂而多种多样的中、小地貌形态，甚至还有的大地貌形态，它们绝大多数是外力作用而成。由此可知，认识外力作用的特点及其如何对地貌作用是十分重要的。

在《气候与地貌》一节中曾经谈到，起作用的外力“组合”和强度取决于气候，在不同的气候条件下产生不同的地貌形态和地貌形态组合，外力地貌依从于纬度地带性和垂直地带性。简单来说，外力地貌可以提供关于其形成环境条件的重要信息。从这个意义上说，外力地貌也可称气候地貌。

从本章起至第八章将对于诸外力作用过程及其地貌作详细的研讨。

流水是陆地表面最普遍、最活跃的一种外力，在地表到处可见，即使在干旱地区也不例外。它在地貌形成和演变过程中，起着重要的作用。由于流水作用及其所塑造的地貌分布十分广泛，所以这种地貌又称为常态地貌。

地表流水来自大气降水。大气降水至地表后，一部分水被蒸发，另一部分通过土壤与岩石的孔隙和裂隙渗入地下成为地下水，还有一部分停留在地面，其余部分在重力作用下沿地表由高处向低处流动，成为地表流水。地表流水按其运动形式可分为坡面片流（Sheet flow）、沟谷暴流和河谷流水（河流）三种。

它们的共同特点是顺着地表的坡向流动，在流动过程中以其所具有的能量对地表产生一系列不同方式的作用，形成相应的各种流水地貌形态。

## 第一节 流水作用

### 一、流水的能量和基本流态

流水有能量，所以能作功。能量有两种，即势能和动能。流水由高处向低处流，在流动过程中，势能不断地转变为动能。流水动能的大小，直接决定于流速和流量，可以用下列简单的物理公式表示：

$$E = \frac{1}{2}MV^2$$

式中：E 是水流的动能，M 为流量，V 为流速。式中表明流水动能的大小与流量的一次方和流速的二次方成正比。在同一河段上，流量愈大的时候，流水动能愈大；在不同的河段上，流速愈快的地方，流水的动能愈大。流速取决于坡降，坡度愈大的地方，流速愈快，动能亦愈大。

流水的动能主要消耗于克服与床面、水分子之间的摩擦，以及搬运流水所挟带的泥沙。如果流水的动能克服摩擦、搬运泥沙而有余力，则产生流水的侵蚀作用；如果流水的动能只能消耗于克服摩擦，并保持前进而无余力搬运泥沙时，则产生流水的沉积作用。因此，流水运动过程中进行着侵蚀、搬运和沉积作用，这些统称为流水作用。

流水作用又与流态有关，水流流态有两种，即层流和紊流。层流是水的质点彼此互相平行流动，互不干扰和混掺，成为有规则的分层流动。紊流是水质点的不规则运动，当水流流速或水深增加时，层流就失去稳定性而产生漩涡运动，它使水质点互相混杂以及不同水层间的质点不断交换，使运动方向也经常变化。

由于紊流中水质点之间互相混掺和碰撞，结果使水流能量损失增大，但同时也加促各层水体和水质点之间的动量、热量和质量的传递及交换，使动量大的水质点将动量传给动量小的水质点，结果令断面的流速分布趋于均匀。在动量交换过程中，不仅把河床上的泥沙掀起（起动），卷入上层水体中，并且载运着悬浮的泥沙移动。

水流是否失去稳定性而由层流转变为紊流，主要取决于作用于水体的惯性力和粘滞力的对比关系，它常用雷诺数（Re）方程表示：

$$Re = \frac{\text{惯性力}}{\text{粘滞力}} = \frac{\rho VL}{\mu}$$

式中： $\rho$  是水密度，V 是平均流速，L 是某一代表长度，有时称水力半径（通常选用水深）， $\mu$  是粘滞系数。

其中惯性力有使水体随扰动而脱离层流运动的趋向，而粘滞力则具有阻滞扰动，使水层保持规则运动的作用。如果惯性力增大或粘滞力减少，水流也就易于成为紊流。当水流流速或水深增加时，惯性力就会加强，层流便会失去稳定性。一般在雷诺数少于 2000 时，水体的粘性力作用大于惯性力作用，水流呈层流状态。此时，水层厚度相当于 0.2 厘米，流速为 25 厘米/秒。当雷诺数大于 1000 ~ 12000 时，呈紊流状态。通常河流和洪流不论流速和流量都较大，故多属紊流，只有片流或含沙量大的浊水和水库水流才是层流。

### 二、流水的侵蚀作用

流水破坏地表和攫取地表物质的作用，叫流水的侵蚀作用。流水能直接攫取松散泥沙颗粒的主要原因，是流水作用于泥沙时，产生的推移力（拖曳力）和上举力，如果这些力的强度大于泥沙本身的重力（阻力），就会使泥

沙起动脱离地表发生位移，便产生侵蚀。据计算，沙砾在水流作用下，起动流速总是与其粒径的平方根成正比。

$$V = K \cdot \sqrt{d}$$

式中：V 是起动流速，K 是系数，d 是泥沙粒径。

流水的侵蚀作用，按其作用方式可分为机械的冲刷作用和化学的溶蚀作用。现主要阐述流水对地表的机械侵蚀作用。化学的溶蚀作用将在第五章岩溶地貌中阐述。

流水侵蚀作用按地表水的运动形式，可分为：

(1) 坡面侵蚀(片蚀)，是片流在流动过程中比较均匀地冲刷整个坡面松散物质，使坡面降低，斜坡后退。因此，坡面侵蚀也称作片状侵蚀。由于片流是暂时性的，所以片状侵蚀也是暂时性的，但它分布非常广泛。

(2) 槽床侵蚀，水流汇集于线状延伸的沟槽或河槽中流动而进行的侵蚀作用，又称线状侵蚀。它包括沟谷流水侵蚀(暂时性的)和河谷流水侵蚀(经常性的)。

槽床侵蚀(gullyerosion)按侵蚀的方向，可分为三种：

(1) 垂直侵蚀(下切、下蚀)：它是水流垂直地面向下的侵蚀，其结果是加深沟床或河床。下切侵蚀可以沿较长的河段进行。

(2) 溯源侵蚀(向源侵蚀)：侵蚀方向是不断向源头(即上游方向)进行。侵蚀结果是使沟谷或河谷长度增加。

在溯源侵蚀过程中，常常以裂点(瀑布)后退的方式表现出来(图 4-1)。我国黄河的龙门瀑布，落差为 17 米，在流水的侵蚀作用下，瀑布(fall)每年后退约 5 厘米，目前已退到了壶口。

溯源侵蚀有两种方式：一是暴流在沟头侵蚀，加上片流作用，使沟头崩塌。二是河流上游有泉水出露，泉眼以上的岩层或土体因受掏蚀而发生崩塌后退。溯源侵蚀不仅出现在河流的上游，有时也发生在老河谷的中下游，例如当地壳上升而侵蚀基准面下降时，河流纵剖面的坡度就会增加，从而引起河流的下切重新加强，它由坡度变大的地点开始，重新发生溯源侵蚀。世界上许多大河中的裂点(瀑布)，如贵州黄果树瀑布、美国尼亚加拉瀑布等，都是再溯源侵蚀过程中的产物。

当河流纵比量和径流量减少或者植被覆盖度增大时，溯源侵蚀都会受到抑制。

(3) 侧向侵蚀：指流水对沟谷和河谷两岸进行冲刷的作用。任何一条自然河流，由于地表形态的起伏和岩性差异，河床的发育总是有弯曲的。弯曲处，流水由于惯性离心力的作用，向圆周运动的弧外方向偏离(即偏向弯道的凹岸)，促使水流冲击侵蚀凹岸。即使比较平直的河道，水流在地球自转偏向力(即科里奥利力)的影响下，也可发生侧向侵蚀，北半球河流偏向右岸侵蚀，南半球河流向左岸侵蚀。侧向侵蚀的结果使谷坡后退，沟谷或河谷展宽。

### 三、流水的搬运作用

水流在其运动过程中可以把地表风化物质和侵蚀下来的物质带走，这种挟带可以是某些物质被溶解在水中而带走，而大量的却是以机械的方式被流水挟带走。这种在水流作用下搬运地表物质的过程，称作为流水的搬运作用。

河流的搬运是地表流水搬运的主要力量。其搬运的方式有：推移、悬移

和化学溶解搬运。推移通常是粒径粗的泥沙，在粒度上相当于沙一级或砾石级。它们在流水的迎面压力及上升力的作用下，沿河床底部滑动、滚动或跳跃。有的把跳跃式运动的，谓之跃移。推移质（包括跃移质）的运动速度比其在河流中的流水速度要缓慢。悬移是指较细小的泥沙，通常是细粉砂及粘土，当河流中紊流的上升流速大于它的沉速时，可以上升到距底床较高的位置而随水流以相同的速度向下游搬运（图 4 - 2）。

溶解搬运是可溶性物质被水溶解，在河流中呈均匀的溶液状态被搬运带走。它是一种重要搬运作用，但对河流的地貌特点没有显著的直接影响。溶解搬运的物质在河谷中沉积的数量是极其微少的，几乎全部被河水带到海洋中沉淀。

一条河流的搬运能力是指它所能搬运的床沙的最大颗粒的大小。河流搬运能力随流速增大而增加。对粗沙和砾石来说，水流搬运单个推移质的直径大小与流速的平方成正比。即  $V = K \cdot \sqrt{d}$ ， $V$  是起动流速， $k$  是系数， $d$  是泥沙粒径；又因泥沙体积或重量与其粒径的

三次方成正比，所以泥沙的重量与流速的六次方成正比（即艾里定律  $M = CV^6$ ），即当流速增加一倍时，水流能够移动的颗粒重量就可增加 64 倍。这个指数显然是近似的，但也由此可知，山区河流山洪暴发时能够冲下巨大石块的原因所在。

在一定的水流与边界条件下，水流所能挟带通过断面的含沙量称水流挟沙力，单位为千克/立方厘米。水流挟沙力应该包括推移质和悬移质等的全部含沙量。按理论计算，最大搬运泥沙量与流速的三次方成正比。如果泥沙全是细粒物质则幂次更高，物质粗则幂次变低。

但在实际应用中，都采用测验的办法。由于推移质运动要比悬移质运动复杂很多，当前的测验工作仅限于悬移质方面，而悬移质又是河流搬运泥沙的主体（如密西西比河每年搬运泥沙总量为 5.16 亿吨，其中悬移质 3.40 亿吨，推移质 0.40 亿吨，溶解质 1.36 亿吨），因此常以悬移质输沙量代替水流的全部挟沙力。

#### 四、流水的堆积作用

流水挟带的泥沙，在条件改变时，如坡度减少、流速减缓、水量减少和泥沙量增多等情况下，都会引起搬运能力减弱，遂发生泥沙的沉降堆积，称为流水的堆积作用。

当泥沙的来量大于水流的挟沙力时，多余的泥沙就要沉积下来。图 4 - 3 表明泥沙发生沉积的条件。泥沙沉积是在摩阻流速小于沉速 时才会发生。

图中侵蚀速度是指使床面上松散的一定大小的泥沙颗粒进入运动的最低速度，即起动流速。侵蚀流速曲线实际上是一条宽的带。下沉速度曲线代表给定大小的泥沙颗粒脱离悬

浮发生沉积的速度。根据两条曲线的相对位置，可以分出三个不同的区域。在侵蚀流速线（带）以上为侵蚀区，那里流水可以带走各种粒径的泥沙（包括上游来沙）；在下沉速度线右方范围，那里水流速度既不足带走床面泥沙，

---

摩阻流速  $V^* = \frac{\tau}{\rho g d}$  上，其中  $\tau$  为作用在床面上的水流切应力或阻力。它是速度梯度的一种量度，也就是流速对高度对数值的递增率。沉速是指阻力大到和重力相等，颗粒达到等速运动以后的下沉速度。

又不足以支持上游来沙使之继续在水中悬移，因此来沙迅速沉积，成为沉积区；在下沉速度和侵蚀速度带之间范围，是个搬运区，流速不能侵蚀河底泥沙，但上游来沙却不致沉积下来，故成为过境泥沙搬运带。

从上图还可以看出，直径 0.06 ~ 2.0 毫米的相当于沙一级的泥沙颗粒最易受侵蚀，它的起动速度最小，当流速为 12 ~ 15 厘米/秒时即可带走；小于 0.01 毫米粒径泥沙（粉沙、粘土）是呈悬移状态，不易沉积的物质。

流水的侵蚀、搬运和堆积作用总是同时进行的，是一个统一的过程。只是在不同地点、不同时间和不同条件下，它们的作用性质和强度不同而已。所以，不能把侵蚀、搬运和堆积作用孤立起来，进行机械的划分。

## 第二节 片（散）流地貌

片流地貌目前研究较少，但是它在流水地貌中占有重要的地位，因坡面流水孕育着沟谷流水（暴流）地貌和河流地貌的发生。

### 一、片流作用

大气降雨或冰雪融化后，在倾斜地面上，所形成的薄层的面状流水称片流。片流在大多数情况下是由无数细小的股流组成，它们无固定流路，时分时合，沿坡面呈网状流动，故又称散流。

片流是暂时性水流。在它的流动过程中有一定的能量，所以同样产生侵蚀能力。片蚀作用发生在广阔的地区，故侵蚀总量是很大的，尤其在由松散细粒沉积构成的斜坡上，常常造成严重的水土流失，如我国北方的黄土地区和南方的红土地区，这一点常常不被人们所注意。同时，它对地貌特别是微地貌的生成也起着巨大作用。

影响片蚀作用的因素主要有气候、地形、岩性、植被以及人为的影响。

#### 1. 降雨量与降雨强度。

在片蚀过程中，雨滴对地面的打击也是相当重要的。雨滴在垂直降落地面时，最高速度可达7~9米/秒，因此具有巨大的冲击力。土粒受雨滴撑冲可以溅到60厘米高和1.5米远的地方。据估计，一次倾盆暴雨能够扰动多达每公顷225吨的土壤。在一个倾斜的地面上，雨滴溅击侵蚀使土壤缓慢地向坡下蠕移。

雨滴的溅蚀与降雨侵蚀力成正比，也与地表水层厚度成正比，与土壤抗剪强度成反比。后者受土粒间的结合力、植物根系粘结力以及土壤紧实度等的影响，计算公式如下：

$$E + K_1 \frac{F}{S \cdot H} = K_1 \frac{K_2 d l V \cdot h}{(C + \Delta C) \cdot H}$$

式中：E 是雨滴溅蚀量

$K_1, K_2$  是系数

F 是降雨侵蚀力

V 是雨滴速度

d 是雨滴直径

l 是降雨强度

C 是土壤颗粒间结构力

S 是抗剪强度

C 是植被根系粘结力

h 是径流水层厚度

H 是土壤紧实度

片流的侵蚀强度主要决定于降雨量和降雨强度，其中尤以降雨强度为重要。单位时间内降雨量愈大，片流流量愈在，对斜坡冲刷破坏愈强烈。

雨后冲刷量的计算，可用下式：

$$W = A I^{0.75} \cdot L^{0.75} \cdot M^{1.5}$$

式中：W 是该次暴雨的冲刷量（吨/公顷）

A 是与其他因素有关的可变系数

I 是斜坡坡度

L 是斜坡长度

M 是降雨强度（毫米/分钟）

#### 2. 地形。

上式可看出，斜坡坡度大小对片流侵蚀强度影响也很大。一般来说，坡度增大使水流速度加快，冲刷加强（表 4 - 1）。但据实际研究，当斜坡坡度为  $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$  时，冲刷作用最强，超过这一坡度，由于受水面积变小而影响流量，反使冲刷作用减弱（图 4 - 4）。F.G. 伦奈（Reuner）实测的冲刷程度与坡度关系图（图 4-5）也很好说明这一情况。此外，坡长和坡形对片流侵蚀作用也有影响。坡长一般与冲刷作用成正比关系，而坡地的形态则支配着坡地水流的集散。

表 4 - 1 某地斜坡冲刷量的观测记录

斜坡组成岩性	观测日期 (月、日)	坡向	坡度	降雨量 (毫米)	平均降雨强度 (毫米/小时)	冲刷量 (吨/平方千米)
紫色页岩	5、19	E	$27^{\circ}$	43.9	8.1	71.5
	5、19	SE	$23^{\circ}$	43.9	8.1	58.9

### 3. 岩性。

坡面组成物质的性质和结构不同，抗蚀能力也不一样。由弱岩组成的山坡，如泥岩、页岩山坡，岩层容易风化与侵蚀。由粗碎屑构成的风化壳比细碎屑风化壳抗蚀力强，结构疏松而具有团粒结构风化壳和土层，粘结能力好，透水性强，能吸收较多的雨水，从而减少了地表径流和冲刷。结构疏松及由细颗粒组成的风化壳或土层，抗蚀力很差而易被侵蚀，如黄土层。

### 4. 植被。

植被对坡面侵蚀的影响关系很大，具体表现为：树木的树冠、草类和凋落物可拦截雨滴对坡面的直接打击。据研究：森林的树冠可截留降水量的  $15\% \sim 80\%$ ，其中松林为  $20\%$ ，云杉为  $40\%$ ，冷杉为  $60\%$  以上。人工桉树林和混交林对雨量的截留率（在广东）分别达  $7.4\%$  和  $8.4\%$ 。凋落物层既能储存水分，增加地表水的下透率，又能阻滞地表径流，减少泥沙流失。由于凋落物松软多孔，持水力强，当地面存在 1 千克凋落物时，可吸水 2~5 千克。凋落物分解后，改良了土壤性能，使之透水性加强，如森林的土壤透水性等于草地的 2~5 倍，等于农地的 3~10 倍。有凋落物的地面，径流亦明显削弱，如当厚度大于 1 厘米的凋落物存在时，地表径流可减少至裸地的  $1/10$  以下。植物的根茎能

团结土层，拦阻径流，使土层得到保护。以广东电白县和兴宁县为例，在降雨量和降雨强度相接近的情况下，裸地的径流量和泥沙侵蚀量明显地大于林地和草地（表 4-2）。又如广东四县为例，植被覆盖度愈大对防止土壤侵蚀愈为有利（表 4-3）。又据前苏联土耳其斯坦山脉北坡的测定，当植被覆盖率达到  $40\% \sim 50\%$ 、坡度为  $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$  的斜坡上，冲刷作用基本停止。

相反，在缺乏植被保护的我国北方黄土区和南方红土区片蚀作用十分强烈，侵蚀深度往往达到年平均 1 厘米以上（表 4-4），比全球陆地剥蚀量每千年为 400 毫米的平均值（据 F. Fournier, 1960）高出 25~69 倍。

表 4 - 2 林草地与裸地侵蚀量比较

地点	植被类型	覆盖度(%)	降雨持续时间 (时·分)	降雨量 (毫米)	径流量 (立方米)	径流总量 (立方米)	侵蚀量 (公斤)
1	混交林		1.08	25.6		364.3	1988.2
	裸地		1.39	24.7		407.7	4427.4
2	裸地			326.6	5.78		467.5
	糖密草坡地	92 ~ 96		326.6	4.52		3.6

注：1.电白县小良水保站；2.兴宁县水保站

表 4-3 广东森林覆盖度与水土流失面积的关系

地区(县)	森林覆盖度 (%)	水流失面积 (平方千米)	水土流失面积占 土地面积(%)
蕉岭	55	53.54	5.56
英德	27.43	1430.924.91	
五华	16.4	875.83	27.21
兴宁	22.5	600	28

表 4-4 南方红土区片蚀作用强度表

地 区	片蚀深度(厘米/年)	地 区	片蚀深度(厘米/年)
广东南雄	2.0 ~ 2.5	江西赣县	1.0 ~ 2.0
广东电白小良	1.0	湖南宁乡	0.1
广州黄花岗	0.35	湖南平江	0.6
江西兴国	0.6 ~ 1.1		

根据诺贝尔(E.L.Nobie)的研究认为,当植被覆盖度小于8%和大于70%时,土壤侵蚀量都会逐渐趋于稳定(图4-6)。

#### 5. 人为影响。

片蚀作用受人为影响至为重要,就广东而言,建国后土壤侵蚀面积由最初的4000多平方千米增至1983年的11265平方千米,占全省面积的6.3%,比建国初增加了1.8倍。其中片蚀面积最大,占土壤侵蚀总面积的67%。建国后水土保持面积虽然逐年增加,但流失面积却更大。造成这种现象的原因有:植被管理失误,以致出现50年代(1958)、60年代(1968)和70年代(1978)末期的植被大破坏,同时造成了生态环境的严重失调。随着人口增长,人类大量地毁林开荒以掠取生活资料和燃料,使植被受到了毁灭性的破坏,这种现象在全国各个省(区)和建国前后都严重存在。落后的耕作方式,如顺坡耕垦和陡坡( $>25^\circ$ )垦植。在开发矿山、修筑道路、刨土取石和进行工程建筑时,乱挖滥炸和废石沙土乱弃,造成现代突发性的人为破坏。

#### 二、片流作用分带

片流对坡面的冲刷是不均匀的，一般由坡顶至坡麓，可分为三个带（图 4 - 7）：

1. 弱冲刷带。

位于分水岭地段，地形和缓，集水量较小，片流冲刷能力很弱。

2. 冲刷带。

位于坡面中部，坡度较陡，片流量因沿程补给（雨水）而增大，冲刷强烈。

3. 淤积带。

位于坡麓，由于坡度转缓和流速降低而发生淤积。

### 三、片流的侵蚀与堆积地貌

片流侵蚀地貌中最常见的，有侵蚀坡面、浅凹地和深凹地；而堆积地貌以坡积裙为普遍。

#### （一）侵蚀坡面

由片流侵蚀风化壳或已风化的岩石山坡而成的坡面。它的生成过程以片（层）状剥落为主，所成的山坡坡面平滑，在上下剥落层之间存在陡坎，有时还出现微型土柱。侵蚀坡面的纵剖面形态主要有两种：即下凹形和上凸形，两者发育条件与过程均有差别。

（1）下凹形坡面：如图 4 - 8（一），假设坡面 AA 受片状侵蚀后，应退到 1B，但实际上由于 AA 坡面的下方与谷底接触，流速减小，侵蚀力削弱，加上 AA 坡上方的侵蚀物在坡麓堆积，使下方得到保护，因而出现了 AB 新坡面，结果 AA 不会全部后退到 1B，而是退到 BB、CC、DD……等等，最后形成了 AFF 的下凹形坡面。

（2）上凸形坡面：图 4 - 8（二），假设 AA 坡面因片流侵蚀可能退到 BB，坡度角为  $Q_1$ ，但由于下方存在河流或沟谷，它们不但能把上部侵蚀下来的物质带走，使它不能在下方堆积，而且还蚀去 X XC 部分，使坡面成为 X XC，以后坡面后退按同样方式到达 Y YE。由图 4 - 8（二）得知 AA 坡度小于 Z (H) Z，坡角  $Q_2 > Q_1$ ，坡面后退的结果，最终由 AA 平直坡变为 Z ZG 的上凸形坡。

特罗埃克 (F.R.Troch, 1965) 根据坡地纵剖面 and 等高线的形态将坡面进行分类，较好地表达了片流的集散和冲淤。在图 4 - 9 中，水平轴将全图分为上下两半部，上半部的 和 代表集水坡，其等高线是凹形的；下半部的 和 代表散水坡，其等高线是凸形的。图中的垂直轴将全图分为左右两半部，右半部的 和 属于片流冲刷占优势的凹形剖面；而左半部的 和 是蠕动为主的凸形剖面。

#### （二）浅凹地

浅凹地是指在河谷的源头地方的浅平洼谷地形。它分布在分水岭附近、台地或高平原上。凹地由两侧侵蚀性坡面构成，两坡和缓，没有明显的坡折线。凹地本身也没有明显的谷底，但具有一定的纵向倾斜，下雨时，它可把雨水排向下游，故又称为“无床谷地”。

在凹地的下游渐渐变深变窄成为深凹地，或浅凹地直接与暴流沟谷甚至小河

相连。浅凹地宽度一般由 20 ~ 200 米，深数米至十数米不等。在长期发育后的浅凹地底部有较厚的土层堆积，且具有坡积成因类型的特点；堆积土层与基岩之间有明显的分界线。

浅凹地在我国辽河与松花江分水台地上充分发育；其底部常常保存着深厚的黑土层，十分有利于农业耕作。在华南丘陵地上，浅凹地也很发育，尤其在台地区，如雷州半岛、海南岛北部台地区内，浅凹地多开成水田。在湖南、江西红土台地区，浅凹地也开成水田和水塘。一些台地区中，水塘灌溉面积可达 60% 以上，可见浅凹地对农业生产是一个良好的地形条件。

### （三）深凹地

位于浅凹地的下游，是浅凹地的延续部分，它有较明显的两坡，而且坡度和深度都比前者大。它的生成一般被认为是片流冲刷作用在浅凹地上加强所致，发育时间较长。但也有一些深凹地是由古冲沟或坳沟演变而成，即当古冲沟沟坡扩宽，沟底因碎屑物填充而变得和缓时，便成为深凹地。在前苏联，许多深凹地属古地形，在它的埋藏堆积中，有时找到古象化石。

### （四）坡积裙

片流沿斜坡下部和坡麓地带堆积的松散沉积物称坡积物。坡积物围绕坡麓披盖，形似衣裾。坡积裙的剖面形态呈微凹的缓倾斜曲线，裾上部坡度一般为  $5^{\circ} \sim 6^{\circ}$ ，下部更缓。厚度由上向下逐渐加厚，一般由 2 ~ 3 米不等。岩性成分决定于坡地上部的母岩成分。机械组成为沙、亚沙土、亚粘土和中小砾石。由于搬运距离不远，碎屑物的磨圆度很差，分选也不好，略具层理，倾向下游，反映了片流间歇性堆积的特点。

### 第三节 暴流（沟谷水流）地貌

#### 一、暴流作用

暴流又称为沟谷水流，它是暂时性的线状流水，有固定的流路，但它与另一种线状流水即河流又有很大不同。它的水文特点是：流量变化大，暴涨暴落，有时完全干涸；水流湍急；含沙量多，颗粒大小混杂，分选性和磨圆度均差。因此，暂时性的暴流也叫洪流。

暴流大多由坡地片流汇集而成。因为坡地上地表不是平整的，因而存在局部低平的凹地。在凹地中，它的两侧和上游片流水质点向中间最低处汇集，形成流心线，在此水层增厚，流速加大，冲刷能力增强的情况下，逐渐把凹地冲刷加深形成了沟谷和沟谷流水。

#### 二、暴流地貌

典型的暴流地貌是由三大部分组成：即沟谷、集水盆和扇形地。

##### （一）沟谷

沟谷是暴流侵蚀所成的槽形洼地，小的仅长十余米，大的可达数十公里。在沟谷发育过程中，除流水冲刷外，跌水、涡流和重力崩塌等都起着重要作用。当流水沿沟床侵蚀时，松软地段被蚀较深，产生凹坑，在它的上方出现小陡坎和小跌水。跌水的重力作用使凹坑冲刷受到加强，它不但冲碎和带走土壤，而且形成较深的囊状瓯穴。穴中湍急的涡流一方面带动着未搬走的沙砾把瓯穴迅速磨深，另一方面掏蚀瓯穴的周壁和底部壁，使它扩大。当穴壁向源后退和上下游瓯穴合并之后，沟谷也就加深和延长了。沟谷的伸长速度通常在松散土层上较快，每年3~4米，而在粘土层较慢，每年仅1~2米（表4-5）。

沟谷的扩宽是由于暴流的侧蚀，特别是在沟谷弯曲的凹坡处，冲蚀和掏蚀作用尤其明显。另外沟坡的重力崩塌和下滑也是沟谷扩宽的重要因素。

按沟谷的大小和发育形态，可分为四种主要类型：即细沟、切沟、冲沟、坳沟（干谷）。

表 4 - 5 侵蚀沟的增长率

地 区	进展(米)	时期(年)	资料来源
中国甘肃环县东道乡	39	1920—1970	黄河泥沙研究报告选编(二)
中国甘肃环县毛井乡	44	1933—1970	黄河泥沙研究报告选编(二)
中国甘肃环县毛井乡宋家坟村	278	1968	黄河泥沙研究报告选编(二)
美国孙的尼尔溪	7.6	1946—1948	Peterson(1950)
美国死人溪	12	1944—1948	Peterson(1950)
英国新森林	25.6	1959—1962(2.5年)	Tuckfield(1964)

据沈玉昌等：《河流地貌学概论》，1986。

由暴流所成的沟谷，最初是一些浅小的细沟（图4-10）。深度和宽度不及半米，两坡没有明显的沟缘，纵剖面与坡面大体一致。细沟进一步发展，下切加深，形成切沟。切沟的宽、深均可达1~2米；横断面呈V形，沟缘较

明显；纵剖面与坡面不一致，沟床多陡坎和跌水。

切沟进一步下切加深，沟壁经常崩塌，沟槽不断加宽，形成冲沟。冲沟的规模要比切沟大得多。长度可达数公里至数十公里，深度达数米至数十米不等。谷坡陡峭成小峡谷状，纵向谷底十分陡急，常有跌水和瓠穴。冲沟的沟头迅速向源头推进和扩大时往往成为集水盆。由许多冲沟及沟间地组成的支离破碎的地貌称为劣地。

当冲沟进一步发展，沟坡崩塌后退，沟谷进一步扩宽，沟底也有较厚层堆积物，形成宽而浅的谷地，称为坳谷，又叫干谷。坳谷的横剖面为浅而宽的U形，沟缘呈浑圆状。坳谷易集水，常开垦为耕地。如南方丘陵地区中的“坑田”就是在这种坳沟基础上开辟出来的水田。

冲沟发展的另一个方向是沟床进一步下切，当下切到潜水面(地下水水面)以下并得到地下水的补给时，冲沟就演变成为小河谷。

沟谷(又称侵蚀沟)是土壤侵蚀的主要形式之一，许多地区均以沟谷的覆盖度作为水土流失的指标之一，以广东为例：沟谷占坡地面积 $< 5\%$ 是为片状流失，占 $5\% \sim 35\%$ 是为沟状流失，占 $35\% \sim 50\%$ 以上是为崩岗流失。

### (二) 集水盆

集水盆是位于沟头的小型盆地。由于沟头的集水量大，冲刷力较沟谷中下游强，加上周壁崩塌作用，所以它迅速向四周扩大，成为盆地状。

发育在华南丘陵台上的集水盆，是水土流失最严重的地形，其规模很大，有时可使丘陵蚀去一半以上，这种破坏性很大的集水盆俗称“崩岗”或“崩口”。

崩岗的发展，可向上游穿过丘陵的分水岭，与相对山坡发育的崩岗互相沟通，形成丘陵中的新坳口。我国南方丘陵地的分割，往往是通过上述方式实现的。

崩岗具有发展迅速、密度大和侵蚀大等特征。如广东清远市1982年一次大暴雨可产生崩岗15万处，崩岗周壁的后退速度为 $17.8 \sim 50$ 厘米/年(广东德庆县)。崩岗密度最大可达每平方千米11个(德庆)。侵蚀模数平均为11万吨/平方千米·年，最大为37.5万吨/平方千米·年。在北方黄土高原区的侵蚀模数，最大可达30000吨/平方千米·年。相比之下华南崩岗的侵蚀量比黄土区大，因此它是水土流失最严重的方式。

造成华南崩岗发达的原因，与当地风化壳厚度大( $> 20$ 米)及其质地疏松、雨量多而强度大以及人为破坏植被等有关。

### (三) 扇形地(洪积扇)

沟谷出口处堆积了由暴流侵蚀的物质，平面形状如扇形，故名。由于沟谷暴流出山后，坡度骤减，流速降低，加上暴流出山后水流分散成放射状，单宽流量减小，促使暴流搬运能力大大削弱，因而在沟口处堆积大量泥沙和砾石，形似扇状的地貌(图4-11)。扇形地在地形的沟谷出口多能见到，规模大小与搬运的物质数量成正比。面积较小的扇形地只有数百平方米，表面坡度较大，中下部为 $5^\circ \sim 10^\circ$ ，顶部可达 $15^\circ \sim 20^\circ$ ，形态似半锥体，所以这种扇形地又称冲出锥。

在干旱与半干旱地区，山区大量冰雪融水或暴雨，形成的暴流流量很大，加上干旱气候条件下山地物理风化作用强烈，地表植被稀少，暴流的输沙量

大为增加；因此，出口处形成的扇形地规模很大，表面坡度较小，上部一般为 $6^{\circ} \sim 8^{\circ}$ ，至边缘部分只有 $1^{\circ} \sim 2^{\circ}$ ，形态比较扁平，称洪积扇。其面积数十平方公里至数百平方公里不等，扇顶与边缘高差可达数百米。

扇形地的发育是经过多次堆积来完成的，而且按沟谷水文特性进行。当暴流下切力和沟床阻力相等时，沟床不会受到侵蚀或堆积，这时的沟床比降称为安定比降（ $J_0$ ）。最初洪水出山后，水流并未分散，只是比降减小，水流变慢，所发生的堆积是顺着沟谷方向延伸，形成长条形扇形地。

经过第一次洪水堆积后，扇形地上沟床填高，长度增加，比降变小。第二次洪水来

时，由于原来沟床的安定比降小，故洪水排泄不畅而发生泛滥，水流沿着扇形地两侧开辟出新的沟床和堆积出新的扇形地。因为扇形地两侧的坡度大，故新沟床比降也大，这种洪水期的安定比降又称为泛滥比降（ $J_d$ ），显然，泛滥比降大于安定比降： $J_d > J_0$ 。以后新沟床的泛滥比降逐渐减小，以至 $J_d = J_0$ 。时，下次洪水又因拥挤而再次泛滥和形成更新的沟床及泛滥比降。如此经过反复多次的泛滥和堆积之后，最终形成了由多个扇形地组合成的完整的半圆形扇形地，此时在它上面的所有沟床都具有安定比降的特点。

扇形地的组成物质分布很有规律，自扇顶到边缘可分三个岩相带：扇顶相，又称内部相、粗粒相，是粗略平行的透镜状层理的巨砾、砾石层，空隙中有砂、粘土混杂充填，分选差，砾石磨圆度也不好。扇形相，位于中部，是夹砾石、砂透镜体的亚砂土、亚粘土层。砾石呈倾向上游的迭瓦状构造，磨圆度较扇顶相稍好。滞水相，或称边缘相，位于洪积扇的边缘部分，沉积物以亚砂土、亚粘土和粘土为主，偶夹砂及细砾石透镜体，具有近平行的斜层理。这里是地下水溢出带，形成地表滞水，在干旱区常为人口密集的绿洲所在。

上述三个相带是逐渐过渡的，而且每次洪水出现时相带的位置也是移动的，所以在剖面上呈交错状态。

洪积扇在新构造运动影响下，会发生明显的变形。洪积扇形成后，如果山体不断抬升，山前平原相对下降，在已经形成的洪积扇上，往往有新洪积扇形成，而且部分地覆盖在老洪积扇上，形成垒叠式洪积扇。有时新洪积扇会嵌入老洪积扇的内部，老洪积扇被切割成洪积阶地；几次间歇性上升，可造成几级洪积阶地。如果上升的规模、幅度都比较大，老洪积扇也随着抬升，那么，它的下方将形成新的洪积扇，新、老洪积扇呈串珠状。如果新构造运动在山前不等量升降，则新的洪积扇轴线向一侧移动，使新、老洪积扇向一侧垒叠，并形成不对称侧叠式的形态。所以，根据洪积扇的变形，可以了解新构造运动的性质和强度。

在山前地区几个相邻的洪积扇连接后，可能联成整片的扇形地平原，即山前（足）平原。因其有较大倾斜度，故又称山前倾斜平原。它在我国天山南、北麓，昆仑山和祁连山的北麓都非常发育。

### 三、片流、暴流侵蚀与水土保持

片流和暴流侵蚀造成了水土流失，这是地貌塑造过程中产生的破坏现象，属一种灾害。

#### （一）水土流失的危害

水土流失带来的危害是严重的，表现在：

1. 破坏土地资源，恶化自然环境。

片流和暴流侵蚀，直接破坏土地，把坡地切割成千沟万壑的劣地，原有的耕地面积因受侵蚀而减少，或者完整的大片土地切割得支离破碎，利用十分困难。在华南坡地的侵蚀强度较大，据估算片蚀区的年侵蚀模数约 2000 ~ 8000 吨/平方千米·年，平均每年蚀深为 0.13 ~ 0.53 厘米；沟蚀区约 8000 ~ 15000 吨/平方千米·年，平均每年蚀深为 0.53 ~ 1.0 厘米；崩岗区约 15000 ~ 50000 吨/平方千米·年，甚至更大，平均每年蚀深为 1 ~ 3.3 厘米。深 1 米的侵蚀沟大约 10 年内即可形成。受侵蚀的土地上，最肥沃的表土层首先遭到冲刷，残留下来的是大片沙砾，土壤肥力迅速下降。据研究，北方黄土区以每年流失表土 1 厘米计算，每亩耕地失去的表土达 8 吨，损失养分氮、磷、钾在 180 千克以上，成为跑土、跑肥、跑水的三跑地。

2. 毁坏农田，降低土地生产力。

水土流失不但破坏了地面，而且还将大量沙石冲入下游农田，使熟化的耕作层被埋没，农田不能耕种，同时酸性较大的黄泥水一起浸入农田，使作物生长大受影响。在广东，由于水土流失而受害的农田达 9.2 万公顷，占全省耕地总面积的 3%。

3. 淤塞河道、水库，影响航运，加剧洪涝灾害。

水土流失区下泄的洪水，大量泥沙被冲入河床和水库，使河床和水库淤浅。如黄土高原区，由于严重的水土流失，每年流入黄河的泥沙量达 18 亿多吨，成为世界上输沙量最大的河流。它的下游河床淤高成了地上河，而且决口泛滥频繁，河床多次改道，成为灾害严重的河流。在广东，1950 年以来断航河道长达 3858 千米，其中因土水流失而断航的占 23.8%。粤东最大的河流韩江下游，河床每年平均淤高 3.5 厘米（潮州）至 6 厘米（澄海），有的河段高出平原 1 ~ 3 米，每年带出海岸的泥沙使海滩加高 10 ~ 15 厘米，向海延伸 20 ~ 30 米，这不但影响了河流的排水能力，加剧了内涝威胁，而且影响了港口的发展。因水土流失使水库库容减小，降低效益的例子在广东的 851 座中小型水库中占了 11.6%。由于河床和水库淤积，又往往造成下游地区灌溉和排涝困难，旱涝灾害加剧。

4. 恶化生态环境，加重了灾害。

水土流失对生态环境的影响主要表现在气候变劣，水源减少和自然灾害增加。首先，在水土流失区，由于土壤沙化，砾石多以至岩石裸露，在无植被覆盖或覆盖较差的情况下，阳光直射地面，因此气温和土温变幅增加，蒸发量增大，土壤含水量减少，在无雨或少雨的情况下，容易发生旱害；多雨时又易出现洪涝灾害。

（二）水土保持措施

水土保持是国土整治中的一项重要内容，也是改良生态环境，促进经济发展的一个重要方面。在水土保持的技术措施上，主要有工程措施和生物措施等两方面。以工程保植物，以植物护工程，才能相得益彰。但两者比较，又应以生物措施为主。

1. 生物措施。

（1）植树造林及封山育林：水土保持的首要任务就是要进行人工植被覆盖。目前森林资源普遍缺乏，因此造林不仅要提高森林的覆盖率，而且还要建立森林群落的合理结构，例如在南方要改变单一的针叶林（松、杉）结构，

形成多层次的混交林结构，以加大森林郁闭度，发挥森林的最大生态功能。

对丘陵台地区的疏林地、幼林地和新造林地以及石灰岩石山都应封山育林，特别对山脊阳坡、陡坡（ $> 25^\circ$ ）及高丘陵地要实行全封山，以加快森林的恢复。

（2）育草种草：育草、种草是增加森林覆盖率，提高水土保持效益的另一重要措施。如果只注意造林（乔、灌木）而忽视育草，则会出现空中一片绿，地面光秃秃的现象，地表水土流失将仍然发生。实际上乔、灌、草的水土保持作用是相辅相成的，草被起着快速的和地面层次的保护作用，而树林起着上层的和长期的保护作用，两者均不可代替。

## 2. 工程措施。

工程措施具有效益快且明显的特点，它也为植被覆盖提供了条件。主要做法有下列几方面：

（1）沟头防护：水土流失治理工程的设计原则是上拦下堵中间削，达到节节拦蓄的目的。沟头防护工程即为上拦的一种措施，它是在距崩岗或侵蚀沟顶部若干米远的地方，沿等高线方向修筑截流沟（天沟），它起着拦截坡面片流进入沟谷或崩岗进行破坏的作用。

（2）沟床拦蓄工程：它是在崩岗出口、沟口或沟床内修筑谷坊，即所谓“下堵”。其作用是将出现在崩岗和沟谷内的水沙加以拦截，它一方面提高崩岗和沟谷的暂时侵蚀基准面，使侵蚀减弱；另一方面又不使洪水挟带的泥沙冲入农田，起着保护下游土地的作用。对于大型的沟谷，除了在沟口筑第一道谷坊外，还要向上游修筑第二道、第三道谷坊，并配合植被覆盖，以发挥谷坊的最大效益。

（3）削坡开级工程：它主要是治理崩岗的工程，由于崩岗发展的主要方式是它四周陡壁的强烈崩塌，为此可采用人工措施，将陡壁从上到下进行人工削坡，开成层层阶级，亦即“崩口台阶化”，或称“中间削”。这样会使崩岗很快地稳定下来，效果明显，但削坡工程大，成本高。

（4）改变不合理的耕作方式：严禁陡坡开荒，对坡地的耕垦要控制在 $25^\circ$ 以下。要改变顺坡开荒、全垦及刀耕火种的恶习，在可耕的坡地上种植，必须修筑水平梯田。在种植方式上实行间作套种，减少土层翻动。以上都是减少水土流失的有效措施。

## 第四节 河流地貌

### 一、河谷地貌

河谷是由河流长期侵蚀而成的线状延伸的凹地，它的底部有着经常性的水流，至于其他成因如构造运动所成的谷地如果没有河流出现，都不能称为河谷。河谷的长短不一，大的河谷长达数千公里，如亚马逊河为 6516 千米，尼罗河为 6484 千米，长江为 6380 千米。

河谷由谷坡和谷底两大部分组成，谷坡的形态有凸形、凹形、直线形、阶梯形等。谷底是夹在两坡之间的平坦面，这个平坦面由河床及河漫滩组成。其中河床是河谷中最低部分，它有经常性的水流，在它两侧为高起的河漫滩，它只是在洪水泛滥时才被淹没，故又称为洪水河床（图 4 - 12）。

河谷的发育过程大致有三个阶段，并且相应地产生三种谷形：

#### 1. 峡谷。

又称“V”形河谷，流水沿着地形的原始倾斜地面开始侵蚀时以垂直下切侵蚀为主，这在由基岩组成的山区河谷中表现最为明显。河谷横剖面呈“V”形，两壁较陡，谷底狭窄；谷底即为河床，没有河漫滩，河床纵剖面坡降很大，河床底部起伏不平，水流湍急，沿河多急流、瀑布；河谷平面形态较平直。如我国著名的长江三峡——瞿塘峡、巫峡、西陵峡，那里是“两岸乳岩半空起，绝壁相对一线天”；又如金沙江上的虎跳涧峡谷，深达 2500 ~ 3000 米，谷底宽不到 100 米；美国的科罗拉多峡谷，谷深达 1500 ~ 1800 米。它们都是世界上著名的大峡谷。

#### 2. 河漫滩河谷。

“V”形河谷进一步发展，下切作用减弱，侧向侵蚀加强，谷底拓宽，并有河漫滩发育，就转变为箱形的河漫滩河谷。河漫滩河谷谷底的扩宽是有限度的，它的宽度大小与河流流量、河岸抗冲强度和河床纵比降三者有关：

$$\text{谷宽} = f\left(\frac{Q}{R_i J}\right)$$

式中：Q 是流量， $R_i$  是河岸抗冲强度，J 是河床纵比降。

此外，地下水和坡面片流对河谷的拓宽也有明显的影响。在湿润气候区，由于地下水量丰富而造成滑坡和强烈的片流侵蚀，加速了谷坡的后退；而在干旱地区，这些作用不明显，故谷坡较为稳定。

#### 3. 成形河谷。

当河漫滩河谷因侵蚀基准面下降而河流重新下切时，原河漫滩就转化为阶地，尔后河流又在新的基准面上开辟新的谷地。这种具有阶地的河谷称为成形河谷。它表明经历了较长时间的发展过程。

按河谷发育的一般规律是上游多成深窄的峡谷，中下游多是宽敞的河漫滩河谷和成形河谷，下游以河漫滩河谷为主。

河漫滩河谷和成形河谷两岸常有不对称现象，其中一坡长而缓，谷底有着宽阔的河漫滩；另一坡短而陡，河床逼近谷坡。造成这种不对称性的原因有：地球偏转力的影响，河谷两坡倾斜度不等，河谷两侧不等量上升，单斜岩层的影响，河谷两侧岩层软硬不同，以及两坡小气候（如雨量、融雪量、土层干湿程度等）不同的影响。

### 二、河床地貌

### (一) 河床纵剖面

河床纵剖面是指由河源至河口的河床底部最深点的连线。从宏观看，纵剖面是一条上凹形的曲线，它的上游坡度大而下游坡度小。但微观看，曲线上每一段都并非平整，而是呈阶梯状高低起伏的（图 4 - 13）。这是因为河流对河床的作用是在许多因素参与下进行的。影响纵剖面形态的因素主要有四个方面：地质构造和地壳运动的影响、岩性影响、地形影响以及支流的影响。

#### 1. 地质构造和地壳运动的影响。

河床纵剖面的巨大起伏首先与地质构造有关，在大地构造上升区和下降区，地形高差甚大，往往造成纵剖面上大规模的阶梯，如长江由发源地至金沙江段为新构造强烈上升区，河流运行于青藏高原和丛山峻岭之中，造成深切的峡谷，河床纵剖面急陡。当流入相对下降的四川盆地后，纵比降明显减小，发育了典型的河曲。随之又横贯过著名的三峡，这又是新构造运动显著的穹窿抬升区，河床纵比降亦明显增加。流出三峡后，进入了近代下沉的江汉平原，河床蜿蜒曲折，纵比降又显著减小。

#### 2. 岩性的影响。

它是影响河床纵比降的重要因素之一，坚硬的岩石抵抗流水侵蚀力大，河床不易下切，深度较浅，但容易展宽，形成以侧蚀为主的侧向侵蚀区。相反，岩性软弱的河床，下切明显，形成以垂直侵蚀为主的深向侵蚀区。据哈克（J.F.Hack）和布鲁斯（L.M.Brush）的测定，在给定河长的河床上，页岩（软岩）沿程比降迅速减小，石灰岩次之，砂岩（硬岩）减小最慢：

$$S_1 (\text{页岩}) = 0.034L^{-0.81}$$

$$S_2 (\text{石灰岩}) = 0.019L^{-0.71}$$

$$S_3 (\text{硬岩}) = 0.046L^{-0.167}$$

式中： $S_1$ ， $S_2$ ， $S_3$  是河床纵比降， $L$  是河长。

显然，不同岩性交替出现的河床，必然导致不同比降的交替出现。

#### 3. 地形的影响。

河床沿程地形的宽窄，直接影响到水流对河床的冲淤变化和纵比降的大小。如在高水位期河道束窄段或河底凸起段，水面落差比河道扩张段或河床凹陷段的大。故前者在高水位期冲刷，河床加深，成为深向侵蚀区；后者河床淤积，河床展宽，成为侧向侵蚀区。若两者交替出现，河床则产生一系列的阶梯。

另外，弯曲河道和分叉河道的水力作用，在弯道水流冲刷凹岸，成为深槽，河床纵比降在此处增大。汉道的外侧两岸亦具有同样情况。

#### 4. 支流的影响。

有支流加入的主流河床，由于水沙增加而使水情及泥沙性质发生变化，这种变化也反映在纵剖面上。

### (二) 侵蚀基准面与河床纵剖面的关系

河流的下切侵蚀并不是无止境的，往往受到某一基面（Base - level）的控制，河流下切到这一基面后即失去侵蚀能力，这一基面是个水平面，称为河流侵蚀基准面。由于地球上大多数的河流注入大海，水流活动受到海平面

控制，尽管河流下蚀的深度在个别地段因局部流水动力、岩性或地壳下沉等因素影响可以达到海平面以下（如长江三峡段河床上有在海平面以下 30~45 米的深槽出现，在武汉以东有些地方的河床竟低于海平面几十米至近百米）。但是，海平面对河流侵蚀深度还是有一定限制作用，任何一条河流都不可能出现河床全部低于海平面的现象。因此，海平面一般就认为是河流的终极基准面，或称永久侵蚀基准面。此外，如果河流注入湖泊，或支流汇入主流，那么湖面或主流水面就成为该河或支流的侵蚀基准面。就一条河流各河段而言，造成急流或瀑布的坚硬岩坎可作为其上游河段的侵蚀基准面。这些侵蚀基准面存在时间较短，影响范围也较局部，因而统称为临时侵蚀基准面，或局部侵蚀基准面。

由此可见，河床纵剖面是以侵蚀基准面为起点而建立的，当这个侵蚀基准面发生变化时，例如上升或下降，都会引起纵剖面的演变。

当侵蚀基准面下降时，可能出现三种情况：第一，侵蚀基准面下降后出露的地表倾斜度大于原来的纵剖面时，河流侵蚀复活，从河口向上游进行溯源侵蚀。第二，侵蚀基准面下降后出露的地表倾斜度小于原来的纵剖面时，河流将出现回水现象，发生沉积。第三，侵蚀基准面下降后出露的地面与原来纵剖面的倾斜度一致时，纵剖面不会发生大的变化。

当侵蚀基准面上升时，它对河流的影响只有一定的距离，该距离取决于回水高度、河流比降及流速等，在这距离内，一般发生堆积，而在此以上影响不到。

从总的看，河流下游，特别是河口地区，堆积旺盛，河床比降减小，加上侵蚀基准面的影响，下切受到限制。在河流上游，特别在河源处，水量较小，下切力也弱，只有在河流的中游下切最强。因为这里水量和流速都较大，有足够的力量进行侵蚀和搬运泥沙，所以河床纵剖面的基本形态是呈上凹形曲线。但因原始地形、地质构造、地壳运动和局部水力等影响，这条曲线不是平滑的。

### （三）河床平衡剖面

在河流长期作用下，河床纵剖面发展到一定阶段时，就趋向于平衡，这时的纵剖面称为平衡剖面。所谓平衡主要是指“动力平衡”，平衡时的河流侵蚀力与河床阻力相等，即河流既不侵蚀，也不堆积，水流动力正好消耗在搬运泥沙和克服水流内外摩擦阻力上，此时由河流上游带来的泥沙等于河流带走的泥沙，即冲淤平衡。

但是河流是一个开放系统，它与周围环境不断发生物质和能量的交换，由于组成环境的因素具有复杂性和多变性，如流域内的地质构造、岩石、气候、植被的变化或河流流量、含沙量、坡度、地形的改变等都不可能使河流上游的来沙与当地河流的挟沙力相等，于是河床也就发生冲刷或淤积；如果输入的泥沙超过当地水流的挟沙力时，过多的泥沙将会沉积下来，使河床淤高；当来沙少于当地挟沙力时，不足的泥沙将从当地河床中得到补充，使河床刷深，此时河床的平衡剖面将受到破坏。但是河流的自动调节作用会促使河床发生相应的调整，使河流达到新的平衡。不过这种平衡是暂时的和相对的，而不平衡是长期的和绝对的。达到“动力平衡”的河床纵剖面形态，大致呈一上凹形的抛物曲线，但从微观看，它仍然是阶梯式的或波状起伏的。

### （四）山地河床地貌

山地河流发育比较年青，以下蚀作用为主，河床纵剖面坡降很大，多壅

穴（深潭）、石质深槽、岩槛、跌水（瀑布）、浅滩，河床底部起伏不平，水流湍急，涡流十分发育。

急流和涡流是山地河流侵蚀地貌的主要动力。河底旋涡流携带着砂、砾石，具有较强的冲蚀力，旋磨河床底部的坚硬岩石，形成深陷的凹坑，称为壶穴。壶穴大小可以从不足一米至六七米，位于瀑布下面的深潭可深达二十余米。壶穴发育在岩面上，成为石质河床加深的主要方式。当壶穴彼此连通之后，河床即加深了，这些崩溃了的壶穴，就成为新河道上一条条石沟地形，一条深水道便产生出来了。原来的石质河床此时也会部分干出，形成高水河床。

山地河床以河床浅滩地形发育为特点。山地河床浅滩地形，按组成物质可分石质浅滩和砂卵石浅滩两类，其中后者与平原河流的浅滩属同一性质。由于山地河流滩多流急，对船舶的航行造成危险，所以浅滩又称为滩险。浅滩的成因有：坚硬岩层横阻河底（即岩槛，俗称石龙过江），成为石滩。长江三峡有不少滩就是这样形成的；黄河九曲处的青铜峡、刘家峡等 19 个峡滩，也是硬岩层横过河床所成。峡谷两岸土石崩落阻塞河床而成。如汀江的莲花滩就因江中堆积巨大的花岗岩崩石，状如莲花而得名；又如北盘江虎跳峡谷的虎跳石滩，也是由于灰岩下覆的页岩和煤层被水流淘空，使上部灰岩失去支撑而崩塌坠落江心，堵塞河床所致。冲沟沟口的扇形地和泥石流阻塞河床而成。由暴流冲沟所成的扇形地伸入河床而成的滩险，称为“溪口滩”。它最为常见，在金沙江的滩险中有 85% 以上属于这种类型；川江滩险也主要是溪口滩。

#### （五）平原河床地貌

根据平原河道的形态及其演变规律，可以将它分为三种类型：顺直河道（顺直微弯型）、弯曲河道和分汊河道。其中分汊河道又可划分为相对稳定型和游荡型两亚类。

##### 1. 顺直河道。

河道的顺直与弯曲，人们往往把河道的长度与其直线距离之比值作为划分标准。这一比值称为弯曲率。它的大小变化一般在 1~5 之间。顺直河道弯曲率为 1.0~1.2，而弯曲率由 1.2~5 的称为弯曲河道。

顺直河道在平原或山地中都有分布，不过平原区的顺直河道比山地更少，长度更短。如山（西）陕（西）间的黄河，从延长县马家河至宜川县蛤蟆滩，河道长度为 82 千米，其中顺直段距离为 74 千米，弯曲率为 1.10，河床下切于三叠纪的岩层内。在平原，顺直河道长度很少能超过河宽的 10 倍。在全球，顺直河道比弯曲及分汊河道都要少得多。

顺直河道中，主流线位于河床的中央，流速也最大，它的两侧形成两个对称的横向环流：洪水期河心水面高而两岸低，呈凸形，表层水流由中央流向两岸，到达岸边后下沉成为底流；而底流由两岸底向河心相汇，然后再上升。这种环流往往使两岸受到冲刷，河心堆积，故洪水期容易出现塌岸。枯水期和平水期，河心水面比两岸低，表层水流从两岸向河心集中，然后下降成底流，底流从河心向两岸分流，最后又沿岸边上升，构成与洪水期流向相反的两个环流，此时河心底部受到冲刷，两岸发生堆积。

顺直河道的形成条件，在山地（河流上、中游）主要受地质构造和岩性制约；在平原（河流下游），只发生在河道两岸有节点（指山丘、岩岸、堤坝等抗击水流的地点）的地段，因为这里迫使主流线在中央，避免了两岸因

受到冲刷而弯曲。此外，如果河道两岸的组成物质抗冲性较强（如粘土、粉砂质粘土等）以及厚度大时，两岸不易遭受破坏，对直道的产生也十分有利。

顺直河道不易保存，而且大多数略带弯曲，原因是河道在各种自然条件的影响和地球偏转力的作用下，主流线经常偏离河心，折向一边河岸冲击，因此河道出现了弯曲。上游一旦弯曲，下游水流便作“之”字形的反复折射，于是产生了一连串的河湾。在湾顶上游，来水集中，水力加强发生冲刷并形成深槽；在两个相邻河湾之间过渡段以及湾顶对岸，水流分散，水力减弱，发生沉积，形成河湾之间的浅滩和紧贴岸边的边滩。这样，深槽与浅滩交替分布，边滩犬牙交错，三者构成了微弯河道中最基本的微地貌（图 4 - 14）。但是，这些地貌是很不稳定的，当洪水来时，主流线趋直，边滩物质移向下方深槽处堆积，原来受侵蚀的河岸，很快因上边滩的下移而受到保护，深槽和浅滩的位置也跟着向下游移动。例如长江马鞍山河段的何家洲浅滩，在 1959—1970 年间，深槽向下移动了 1900 米和向右摆动 350 米，浅滩向下延伸了 250 米，向左摆动了 800 米。因此，深槽、浅滩和边滩经常变位，水深很不稳定，对于水利工程和河港建设带来不利的影响。

## 2. 弯曲河道。

它是平原地区比较常见的河型，又称为曲流，它的弯曲率一般都在 1.5 米以上，如长江的上荆江为 1.7 米，下荆江为 2.84 米，南运河为 1.96 米，均属典型的弯曲河道。

（1）弯曲河道的形成与发展。形成弯曲河道的的原因很多，但主要是河流的单向环流作用。当水流经过弯道时，水质点作曲线运动并产生离心力。在离心力影响下，表层水流趋向凹岸，使凹岸水位抬高，在过水断面上形成了横比降。由于凹岸水位比凸岸水位高，故在凹岸产生一种横向力，这种力的大小由水面至水底一致，力的作用方向指向凸岸。由于离心力由水面向水底减小，如果将离心力与横向力两个力系相加，其结果是水流上层（表流）合力向着凸岸（图 4 - 15），水质点向凹岸运动；水流下层（底流）合力指向凸岸，水质点向凸岸运动，这样便形成了单向环流，或称弯道环流。但它不是一种封闭式的环流，因为它是在河流纵向水流运动下派生出来的，所以当两者结合起来后，便构成螺旋状环流。

在每一个弯曲处的环流，都有一定的方向，如果在一个弯曲处是顺时针螺旋式前进，下一个弯曲处则是逆时针螺旋式前进，以下类推，一反一正，不断循环（图 4 - 16）。单

向环流作用下，凹岸表流集中而且下沉，能量增大，一方面使河岸受到侵蚀后退，另一方面河底也冲成深槽；而凸岸是底流上升处，加上水流分散，能量减少，因此发生堆积形成边滩；上下游两个深槽之间，同样是底流上升处，也同样发生堆积形成浅滩。浅滩多半是洪淤、枯冲，而深槽则洪冲、枯淤。因枯水时，浅滩壅水作用明显，水面比降大于深槽的水面比降，因此浅滩段水流的挟沙能力大于深槽段，造成浅滩冲刷，深槽淤积。洪水时情况相反，此时浅滩段壅水作用消失，其水面比降与深槽相近，而深槽段的水深、流量与流速均大于浅滩段，故深槽冲刷而浅滩淤积。由于凹岸不断后退和凸岸不断前伸，其结果使河床形成一系列弯曲，造成曲流。典型弯道河床的平面形

态为弯道段和过渡的直道段相间，主流线明业，流路蜿蜒曲折，深槽和浅滩交替，深槽位于弯顶，浅滩位于过渡段，分布形态大体与顺直微弯河道相同，而边滩则是弯曲河道的主要微地貌，多位于凸岸（图 4 - 17）。由于弯道环流的流速比纵向流速大  $1/4$ （如荆江），故弯道内的边滩发育比直道明显得多，深槽也延伸得更长一些。弯道比直道稳定，而且为多数平原所具有，这是因为弯道消耗的能量比直道要小的缘故。

弯曲河道的典型地貌为曲流，它有两种类型：即自由曲流和深切曲流。

（2）弯曲河道的类型。自由曲流：又称迂回河曲，一般发育在宽阔的河漫滩（河岸冲积平原）上，组成物质比较松散和厚层，这就有利于曲流河床比较自由地在谷底迂回摆动，不受河谷基岸的约束。

长江中游的荆江河道，尤其是藕池口至城陵矶一段（下荆江），是我国自由曲流发育规模最大、最典型的地段。这段河道直线距离仅 87 千米，而天然弯曲的河道长度竟达 239 千米，共有河湾 16 个（图 4 - 18）。这里截弯取直现象经常发生，近百年来因自然截弯而遗留的新、老牛轭湖有十多处。1972 年 7 月 19 日石首县六合垸发生的最近一次截弯取直，使原来长达 20 千米多的河曲缩短到不足 1 千米。

曲流的发育可分为四个阶段：第一阶段河道弯曲呈半椭圆形，接近于正弦曲线，在弯道环流作用下，凹岸不断侵蚀后退，凸岸不断堆积前伸，使整个弯道作横向摆动，最大的侵蚀点在凹岸的顶端。第二阶段随着河弯的发展，弯曲河床逐渐向下游作纵向移动，形态上呈倒向下游的圆弧形，此时最大侵蚀点转移到凹岸顶端下方的  $L/4$  处（ $L$  为相邻两河弯顶点沿深泓线的距离）。第三阶段河弯不断增长，曲率半径日益缩小弯曲度越来越大，相邻两河弯的上、下部分日益接近，形成狭窄的曲流颈，河床呈环形。第四阶段河弯继续发展，曲流颈更加收窄，它一旦被洪水冲开，河床便自然截弯取直，形成新的顺直河道。日后老的弯道口淤塞，老弯道成了牛轭湖并日渐淤废，新的直道又重新发育出弯道来。

深切曲流：它出现在山地中，是一种深深切入基岩的河曲，又称嵌入河曲。由于这种河曲被束缚在坚硬的岩层中，故称为强迫性曲流。深切曲流在生成之前本来是平原上的自由曲流，后由于地壳强烈上升，河床下切，河道仍保持原有的弯曲，形成深切曲流。如四川在合川以上的嘉陵江发育有典型的深切曲流。深切曲流不断发展，也会发生截弯取直，

取直后在原弯曲河道的中间，留下相对凸起的基岩孤丘，称为离堆山（图 4 - 19）。河床深切，使被废弃的曲流位置相对增高，称为高位废弃曲流。

### 3. 分汊河道。

平原上发育的无论是直道或弯道，如果河床中出现一个或几个以上的江心洲时，都会使河床分成两股或多股汊道，造成河道宽窄相间的藕节状，这种河道称为分汊河道。平原上分汊河道按其稳定程度分为相对稳定型和游荡型两大类。

（1）稳定型汊道（双汊）：江心洲的发育是稳定型汊道产生的地形标志。江心洲形成于以下几种情况：直道双向环流的作用。在直道河床中，由于

洪水期出现底流辐合式的对称（双向）环流，它使两岸侵蚀的物质带到河心堆积。河道地形的影响。在束窄河道的上游回水段，由于回水作用，流速减缓，泥沙发生堆积，如长江新洲水道的浅滩；在束窄河道的下游，河面展宽，水流分散，单宽流量减少，挟沙能力减弱，同样发生堆积，如西江羚羊峡出口的墨砚洲。主支流汇口的水流缓冲作用。如西江支流青岐河在三水县青岐镇汇入西江时所形成的琴沙。边滩或沙咀被水流切割。弯道在洪水期由于水量和动量大，水流流路趋直（俗称“小水坐弯、大水居中”），把凸岸伸出的边滩从根部切开，被切割的边滩成为心滩，河道也分成两股。洪水退后，新开的汉道因上、下游间直线比降较大，故得到保持。如长江在武汉以下的王家洲、叶家洲，安庆河段的长风洲等。又如1954年特大洪水时长江团凤汉道边滩即被切成人民洲和李家洲。

江心洲的形成大体分为三个阶段。第一阶段是河床底部的泥沙逐渐淤积形成水下浅滩。它在枯水期也不露出水面，也很不稳定，可能因冲刷而消失，也可能向一岸移动成为边滩。第二阶段是浅滩堆积如果得到加强，致使过水断面缩小，水流流速加大，冲刷两岸，水道随着河岸后退而弯曲，加强了环流，促使粗粒沙砾即推移质在浅滩上沉积，滩体不断扩大淤高，最后在枯水期露出水面而成为心滩。心滩前端水流速度大，易受冲刷，滩尾有一低速区有利泥沙沉积，因此，往往是滩头崩退，滩尾淤涨，心滩不断下移，如南京长江的潜洲在1950—1956年期间，向下游移动了3.6千米。第三阶段是在心滩基础上，经历多次洪水期悬移质的加积，心滩滩面超过了平水面，就形成了江心洲。江心洲因常年出露水面，只有洪水泛滥时才被淹没，滩面又覆盖厚层细粒粘土，因此，它可以耕作、居住，故而得名。它的形态稳定，有时洲头还因壅水作用，使洪水沙泥淤落洲头，使沙洲向上游伸展，如长江天星洲于1954年向上游伸延300米。

发育在江心洲两侧的汉道是稳定的，这种汉道在我国的大河中分布较为普遍，如长江中游城陵矶至江阴段长1160千米间，汉道段即有36段之多，共长736千米，占全河段长度的63%。西江羚羊峡以下河段，北江飞来峡以下河段也属于汉道型河床。汉道的稳定性是由于它们水沙分配的独特性所致，即汉道的淤积和侵蚀每作周期性变迁，使汉道不易淤死。

（2）游荡型汉道（网道）：游荡汉道是指河床中汉道密布而时分时合、汉道与汉道之间的洲滩也经常变形变位的河道，又称为网状河道或不稳定汉道，这种河道以黄河下游最为典型（图4—20）。

游荡型汉道的特点主要是：河身宽、浅且较为顺直：因为这种河道要适应排泄突发性的洪水及泥沙，就必须要有宽、浅且较顺直的河身。如

黄河及永定河下游在平滩流量下的宽深比（ $\frac{\sqrt{B}}{H}$ ，B是水面宽，H是平均水深）

值都在20~40之间，与此相比，荆江段河曲只有2~4，相差10倍；河身较顺直，如黄河下游高村以上的弯曲率仅为1.15，永定河下游的弯曲率仅1.18，都比弯曲河道的最低值1.2还要小。河流的含沙量和输沙量大：它导致了河床的严重淤积，为河床中大量的洲滩出现提供了丰富的物质来源。如黄河的平均年输沙量为16亿吨，比长江大3.2倍，比珠江大18.6倍。它由秦厂至高村河段，

在1986年前几年内，河床的淤高速度每年平均为16~21厘米，多年而大量

的泥沙淤积，最终使黄河下游变为地上河。河床内心滩众多，而且变化迅速：游荡性河床心滩很多，但很难转化为江心洲；边滩也很发育，但亦时冲时淤，极不稳定。河汊密布，水流系统乱散，且变化无常：与洲滩相应产生的汉道甚多，主支汉道的位置经常摆动，而且幅度极大，如黄河下游有“十年河东，十年河西”之称。在黄河的秦厂站洪峰中深泓线的平均摆动距离为130米/天，在花园口约为136米/天。某些宽阔河段一次摆动可达5~6千米。河槽摆动时间一般是汛期比非汛期大。

游荡型汉道形成的主要条件是：

(1) 组成河岸的物质疏松：主要是泥沙质，只有松散物质才易被冲刷，造成宽浅而顺直微弯的河身。

(2) 河床的纵比降大：由于河床纵比降大，故流速也大，所以能把大量的上游来水、来沙及时排泄，又能迅速改变原有的滩槽地貌，形成瞬息万变的现象。

(3) 暴流性河川水文特征和沙源丰富：游荡性河道多发生在干旱和半干旱气候区，因为这里具有暴流性的水文特征，水位涨落变化悬殊，枯水期水浅流急，洪水期水位涨落剧变，流量和流速都很大。佛汝德数一般比平原大，即接近1或大于1。这样，强大的水力不但给河床带来大量的泥沙堆积，而且还能快速改变原来的滩槽地貌。

游荡性河道多出现在干旱与半干旱的山前平原区，因为那里沙源丰富，它被带入河床后，由于河床透漏强，沿途蒸发量大而水量迅速减少，加上暴流河川出山后地形转平，故泥沙得以大量堆积。我国黄河有暴流性的河川特征，它的中下游流经黄土高原区，疏松的黄土提供的泥沙源源不断地被带入河中，当黄河经孟津进入华北平原后，地形豁然开朗平坦，这些都为它下游游荡性河道的形成提供了良好的物质和地形条件。

这里需要指出，三种河床类型的划分没有断然的界线，往往从一种类型逐步过渡为另一种类型，且在各种自然因素影响下，如含沙量的变化，洪水流量的变化，河床比降的大小和边界条件的影响，都能使河型互相转化。例如，美国内布拉斯加州罗帕河支流卡拉莫河在40千米流程中，流量变化平稳，比降相似，但上游呈直道，中游是弯道，下游是网道。这是因为这条河流流经的全是沙地，上游地下水位高，植物生长多，越到下游地下水位越低，植物生长越来越稀疏，这样随着河岸可冲性的逐渐增大，河身不断展宽，河床形态也自直道过渡到弯道再到网道。又如澳大利亚南威尔士的莫伦华吉河，现今以弯道为特征，但是在古代却是网道（航空照片中可见）。这是因为古代气候干，旱植物稀少，洪峰流量及沙量大于今日；现今气候变湿润，植被好，洪峰流量调平，来沙大幅度减少（但悬移质粘土含量增多，古代为1.6%，现今达25%），河道由堆积抬高转而为侵蚀下切，在下切过程中，河宽减少，河型从网道转为弯道。

### 三、河漫滩

河漫滩是在河流洪水期被淹没的河床以外的谷底平坦部分。被普通洪水淹没的部分，称为低漫滩，特大洪水泛滥被淹没的部分，称为高漫滩。在大河的下游，河漫滩可宽于河床几倍至几十倍，这种大型的河漫滩又称为河岸

---

佛汝德数是表示射流中惯性力同浮力之比值， $Fd = \frac{u^2 L}{g'}$ ， $u$ 是射流的特征流速； $L$ 是特征长度，可以是水深或圆管直径； $g'$ 是修正重力加速度。

平原。

### （一）河漫滩的生成

河漫滩（Floodplain）是河流发育过程中的产物，前苏联学者 E.B. 桑采尔认为它是河流侧向侵蚀和河床横向迁移过程中形成的（图 4 - 21）。最原始的河漫滩是出现在年青时

期的 V 形谷内，由于河流的侧向侵蚀，使谷坡逐渐后退，谷底开始展宽，在河弯的凸岸处形成狭窄的和由粗大砾石所组成的雏形滨河床浅滩。随着侧向侵蚀作用的不断进行，凹岸继续后退，凸岸处雏形浅滩不断扩大加高，以致在河流平水期也大片露出，发展成为雏形河漫滩。这时因河谷仍比较窄，洪水时水深和流速仍然较大，在谷底的堆积物仍以粗粒的推移质如砾石和沙等为主，而悬移质如泥和粉沙则被水流带往下游。雏形河漫滩形成以后，谷底进一步扩宽，滩面再度淤高，洪水时由于滩面水深变浅而流速减小，洪水中的大量悬移质就可以在那里沉积下来，构成由粉沙及粘土组成的沉积层。这样雏形河漫滩就发展成为真正的河漫滩。

由此可见，河漫滩在沉积上具有二元结构的特点，它分为上下两部分：下部为粗粒的河床相堆积物，如砾石、卵石和粗沙，代表河床侧向移动过程中的产物；上部为细粒的河漫滩相堆积，如粘土及粉沙等，是洪水泛滥期的堆积，故河漫滩又有泛滥平原之称。

河漫滩堆积物的厚度，在山区比平原要小，甚至很大的河流也很少超过 10 ~ 15 米，而且组成物质粗大，主要是砾石，悬移质极少。河漫滩的宽度大小不一，由 10 多米至数十公里不等，这与河流大小、发育时间长短以及受侵蚀的自然条件等有关。

### （二）河漫滩的类型及其地貌

#### 1. 河曲型河漫滩。

它是随弯曲河道横向移动发育而成的河漫滩，由于洪水期水流侵蚀力特大，每次洪水凹岸都有一次明显的后退，侵蚀下来的物质通过单向环流被带到凸岸堆积，在凸岸形成多条大致平行的弧形沙堤和沙堤间的狭窄的弧形洼地，它常为沼泽或湖泊。这些弧形地形向河流下游方向辐聚，呈扇形的汇集在一起，称为迂回扇地形（图 4 - 22）。

#### 2. 汉道型河漫滩。

它是心滩并岸而成的河漫滩，洪水期心滩的两侧对岸发生强烈侵蚀，泥沙通过底流带到心滩两岸堆积，成为高起的沙堤，沙堤之间为洼地。因此，当心滩并岸后所成的河漫滩有着与河流轴线平行的沙堤和它们之间的洼地等特点（图 4 - 23）。

#### 3. 堰堤型河漫滩。

它发生在顺直或微弯河床两岸，微地貌由河岸向陆可分为三个部分：

（1）天然堤带（滨河床沙堤）：当洪水泛滥时，河水溢出河床，流速骤减，大量而较粗大的泥沙首先在贴近河床处堆积下来，形成沿河两岸分布的沙堤，又称天然堤。它属中细沙和粉沙的楔状沉积，从岸边向堤后平地尖灭。其横剖面呈三角形，两坡不对称，向河床的一坡较陡，背河床的一坡较缓。

天然堤的最大高度视为大洪水期的最高水位，许多大河的天然堤宽度达 1~2 千米，高 5~10 米。如黄河下游天然堤高出泛滥平原 8~10 米，堤宽达 2~5 千米。美国密西西比河的天然堤宽 1.5 千米，高出平原 5~6 米。

(2) 泛滥平原带：天然堤以外，洪水堆积物逐渐减少，地形上由高起的天然堤转变为低下的平地，地面宽广，成为河漫滩的主体部分。它是洪水中悬移质的主要沉积带，因上滩洪水量很小（1/10 左右），滩面粗糙度非常大（往往生长有喜湿植物），故流速小，有利悬移的泥沙（主要为亚沙土、亚粘土）沉积。如山东惠民县滩地 1937—1957 年平均每年淤高达 15.5 厘米。

泛滥平原上，可见二元结构，即下部为河床相砾石沙层，有斜层理；上部为河漫滩相细泥沙层，具很薄的水平层理及平缓的波状层理。

(3) 湖沼洼地带（Backswamp）：位于远离河床的接近谷坡坡麓部分，是河漫滩中最低洼的地带。由于洪水带来的泥沙经过沿途沉积而愈来愈少、愈细，沉积速度也十分缓慢。沉积物质以粘土和亚粘土为主，一次洪水沉积不过 1~2 厘米。这里常分布有废弃河道或牛轭湖（Oxbowlake），因地势低洼排水不畅，加上谷坡的片流和暴雨注入，使这里经常积水成为沼泽或湖泊。如广东西江下游两岸的塍（当地称的积水洼地）、塘，可开发养鱼，种植水草和水生作物，如莲藕、茨实等。

湖沼洼地带也可出现在两天然堤之间，如海河平原上古黄河河床间洼地，即多淀泊保存；又如长江中游由武穴到安庆间的北岸，保存大量的湖泊群，它们是长江北支古河道遗迹。

#### 四、河流阶地

阶地（Riverterrace）是分布于谷坡上的阶梯状地貌，属谷坡的一部分。因它高出河漫滩，并以最大洪水也不能淹到而与后者区别开来。阶地由阶地面和阶地坡组成。阶地面比较平坦，微向河床倾斜；阶地面以下为阶地斜坡，坡度较陡，是朝向河床急倾斜的陡坎。阶地高度一般指阶地面与河流平水期水面之间的垂直距离。阶地的形态要素如图 4-24 所示。

阶地沿河谷分布但往往并不连续，一般多保存在河流的凸岸。在许多河谷中阶地也不只是一级，而是有数级，标记阶地级序采用从新到老的方法，即自下而上编号，把最新的超出河漫滩或河床的最低一级阶地，称为第 1 级阶地，其余向上依次类推。

##### （一）阶地的成因

阶地的生成主要是地壳的相对升降运动、侵蚀基准变化和气候的变化所引起，使原来河谷底部的河漫滩脱离了现代河面及河流作用范围，因此它应是一种古河流地貌。

##### 1. 地壳升降运动。

当地壳相对稳定或下降时，河流以侧向侵蚀作用为主，此时塑造出河漫滩；然后地壳上升，河床纵比降增加，水流转而进入积极下切，于是原来的河漫滩成了河谷两侧阶地。

地壳多次间歇性上升，就可以形成几级阶地。如长江由宜昌至董市河段及重庆市附近等地，都有五级阶地；珠江中下游河谷中也有 2~4 级阶地。由地壳运动形成阶地比较普遍，但由于运动的升、降性质不同，阶地形态表现也有差异。大面积上升地区，河流普遍下切，阶地分布的范围也大。有时，在同一时期内地壳运动并非均一地发展，某一地区上升的幅度大、速度快，而另

一地区上升的幅度小、速度慢。因此，同时形成的阶地将有不同的高度，如长江三峡地区中部阶地高，东西二侧降低（图 4 - 25）。若在同一时期内不同地段地壳运动方向不一致，则上升地区将形成阶地，而下降地区则发生堆积，没有阶地形成，甚至早期原有的阶地被埋藏成为埋藏阶地。

## 2. 气候变化。

气候变化影响到河流水量和含沙量。气候变干时，河水量减少，地面植被稀疏，坡面侵蚀加强，河水含沙量相对增多，此时河床堆积填高；反之，气候湿润期，河水量增多，植被茂盛，河水含沙量相对变少，导致河流向下侵蚀，形成了阶地。由于气候的干湿变化引起堆积、侵蚀交替作用，所成的阶地称气候阶地。

冰期和间冰期的交替，在同一河流的上下游可形成交叉式的阶地，冰期时源于冰川作用区的河流，携带大量冰川侵蚀的碎屑物在上游段发生加积；而下游因冰期海面下降，即侵蚀基准面下降引起近海的下游河段下切加强形成阶地。间冰期时，气候转暖，植物增生，河源地区进入河流的泥沙减少，上游段河流下切加强，形成阶地；下游段因间冰期时海面上升，即侵蚀基准面上升，出现回水，堆积加强，并将冰期所成的阶地掩埋，形成埋藏阶地（图 4 - 26）。如法国罗讷河上游的最后一次冰期的阶地，高出当地河面 30 米，而相应阶地在下游则位于罗讷河三角洲沉积物之下至少 50 米。

## 3. 侵蚀基准面下降。

由地壳升降运动或气候变化引起。由地壳变动引起侵蚀基准面变化而成的阶地，称为地动型；由气候变迁引起的侵蚀基准面变化而成的阶地，称水动型。基准面下降后，河流向外伸展，原来河口附近出现裂点，加速河流下切。以后裂点位置不断上溯，裂点以下出现阶地，阶地面与裂点以上的河漫滩位置相当（图 4 - 27）。

## （二）阶地的类型

河流阶地根据形态和结构特征，可划分为侵蚀阶地、堆积阶地、基座阶地和埋藏阶地四种基本类型（图 4 - 28）。

### 1. 侵蚀阶地。

由基岩构成，有时阶地面上残留极薄层河流冲积物。它多发育在河谷上游及山区河谷

中，在不太长的河段中，高度比较稳定。这类阶地的阶地面是河流侵蚀削平不同的岩层而成，故称为侵蚀阶地。

### 2. 堆积阶地。

阶地全由河流冲积物所组成，一般在河流的中下游最为常见。堆积阶根据多级阶地之间的接触关系，还可分为上叠阶地、内叠阶地等。

上叠阶地是新阶地的冲积层完全叠置在老阶地的冲积层之上，后期河流下切的深度未达到先期河流的谷底。内叠阶地是新阶地的冲积层套在老阶地冲积层之内，各次河流下切的深度均达到原来的谷底。大部分的气候阶地具有这两种阶地形态。

### 3. 基座阶地。

阶地由两种物质组成，上部是河流冲积物，下部是基岩。它是由于河流下切的深度超过了原冲积层的厚度，切到基岩内部而形成的。它分布于新构造运动上升显著的山区。

### 4. 埋藏阶地。

早期形成的阶地被后期冲积物覆盖埋入地下，就成为埋藏阶地，这种阶地不显露于地面。

上述四种基本类型的阶地，可以在同一条河流的同一地段出现，也可以在同一条河流的不同地段出现。如果在同一地段出现，通常高阶地为侵蚀阶地或基座阶地，低阶地为堆积阶地；如果在不同地段出现，通常上游以侵蚀阶地和基座阶地为主，下游以堆积阶地和埋藏阶地为主。

河流阶地有对称分布的，也有不对称分布的。前者在河谷两侧同一高度上分布着；后者在河谷两侧左右错列在不同高度上，它反映以河流为轴心、两侧不等量的上升运动。

### （三）非河流作用形成的阶地（假阶地）

在河谷斜坡上往往看到形态上很像河流阶地的阶梯地形，但它的形成不是河流的作用，不属于河流阶地的范畴，所以，这种非河流作用形成的阶地称为假阶地。

在河谷中常见的假阶地有以下四种：

#### 1. 构造阶地。

在岩层为水平构造的地区，因岩性软硬不同，抵抗风化与剥蚀的强度不同，这种因差别风化与差别剥蚀而成的阶地称为构造阶地，它的高度与级数与河流作用无关，更不反映河流深切作用的强度与次数。

#### 2. 冲积锥、洪积扇阶地。

河谷两侧的溪沟在主流谷底所形成的冲积锥与洪积扇，受到主流的侧蚀作用常形成河曲陡壁，它高出河漫滩之上，很像河流阶地。有时由于随主流的摆动，引起支沟侵蚀基面的相对下降，支沟遂加深河床，切入冲积锥或洪积扇之中，并在其前端再沉积成新的冲积锥或洪积扇。新老冲积锥或洪积扇高度不同，常误认为河流阶地之残部。

#### 3. 滑坡阶地。

谷坡上不稳定的岩石或土体在重力作用及地下水作用下，常发生大块的滑动，即滑坡（地滑）。滑坡体凸出在谷坡上，形状也很像阶地。滑坡阶地的物质全为谷坡上部的岩石土体。在阶地的前缘也时常产生滑坡，而造成假阶地。在野外工作中我们必须注意区别真正的阶地与假阶地。

在寒冻风化作用强烈的地区，因融冻泥流作用，在谷坡上形成起伏不大的泥流阶地，它的特点是级数多而面积小，全由泥流堆积物所组成。

阶地往往被坡积物所改造，或被坡积物所埋藏，在西伯利亚由于坡积物的发育，常常把阶地完全埋没了。

## 五、河口三角洲与河口湾

### （一）河口区及其分段

河流入海（或湖）的地区是河流与海洋或湖相互作用之处，称为河口区。在该区范围内，一方面是河流淡水与海洋盐水相互混合和作用的水域，其水体盐度的变化是在 0.1‰~30‰之间的一种冲淡水（混合水）。另一方面又是河流动力与海洋动力（主要是潮汐和波浪）相互交接过渡和相互作用的地

带，其范围是上界以洪季潮区界为界，下界是在靠近河口的沿岸地带。具体分为三段，即近口段、河口段和口外海滨段（图 4 - 29）。

#### 1. 近口段。

上界为洪季潮区界，下界为枯季咸水界。这里主要受淡水径流控制，不受河口冲淡水溯影响。枯季逆向潮流作用显著。洪季虽受潮汐影响，但逆向潮流作用弱或上溯距离短，多数以河流作用占优势。

#### 2. 河口段。

上界为枯季咸水界，下界为洪季底层盐度为 30‰的盐水界，亦即洪季盐水入侵前端位置。在这里盐、淡水直接交锋、混合和相互作用，是河口的核心部位，潮流往复作用明显。

#### 3. 口外海滨段。

位于河口段下界以外至水下三角洲堆积（包括水下拦门沙、落潮三角洲等）的前缘。这里水体的底层由海洋盐水控制，表层为冲淡水覆盖的近口海域。此处潮流常常具有旋转流特性。

### （二）河口区水文特征

河口区是河水与海水混合地区，水文非常复杂，其中包括河流水动力的变化、盐淡水的混合、河流的径流量与输沙量、河口潮汐和潮流、河口波浪作用等，它们对三角洲的形成影响很大。分述如下：

#### 1. 河口水动力的变化。

河流入海，从固定的河床进入开阔的海洋时，水流发生一系列变化。首先水面比降逐渐减小，并趋向于零。这时的水流是一种惯性流，它不再从外界获得能量，而只靠消耗本身的势能来维持流动，因此流速降低。加上河口的水流展宽、河海水混合时的阻力，以及受海底和侧向水体的摩擦力等作用下，流速进一步降低，从而发生沉积。

#### 2. 盐淡水的混合。

河水是淡水，海水是盐水，两种水体的密度和化学性质不同，混合后对河口动力和泥沙沉积都将发生重大的影响。在水体混合中，密度差异起着重要的作用，贝茨（1953）应用射流理论分析密度不同的水体在河口区混合后所产生的变化，并以此对三角洲的形成作了理论上概括。不同密度的水体混合，将发生三种情况（图 4—30）：

（1）河流进入海洋时，由于河水密度小，海水盐度高，温度低，密度比河水大，所以形成一种低密度流，呈平面射流形式，产生二维空间的混合作用，海水因而浮载着河水及其带来的泥沙进行扩散。因为轻、重水层之间稳定，垂直混合受到抑制，故射进的水流流速的降低和展宽速度都比较慢，在这种情况下，所形成的三角洲形状和规模将受河口流量大小的影响。如果流量中等到大，将形成尖头形、扇形或鸟足形三角洲；若流量小，则在口外形成新月形沙坝。

（2）河流注入淡水湖泊时，两种水体密度相近，出现等密度流，形成轴向射流形式，产生三维空间的混合作用，水流展宽较快，流速急剧降低，沉积的泥沙由粗变细，相应形成了吉尔伯特型三角洲。

（3）注入水体密度大于受水盆地水体密度时，则出现高密度流，较重的

水体沿底部流动形成平面射流形式，上下层水体之间的垂向混合作用受到限制，如冷水注入暖水湖泊中，又如浊流流出海底峡谷，形成海底扇堆积等。

根据河流径流量与潮流量的比率不同而将盐淡水的混合程度分三种类型：

(1) 高度分层型(A型)：当径流远较潮流为强时，淡水较轻居于表层，海水较重位于底层，沿河底侵入形成盐水楔；盐淡水分层流动，边界面明显(图4-31)。这种现象称为密度流或异重流。大量淡水河口多属本类型。如珠江的西江磨刀门河口就出现了高度成层的盐水楔异重流。盐水楔顶端所在的位置是河口区沉积严重的地点，形成水下浅滩。因其位于河口附近，故又称“拦门沙”。

(2) 部分混合型(B型)：当径流与潮流都比较强，底层的盐水向上扩散，上层淡水也向下传送，盐淡水之间没有明显的界面。但底层和表层水流的含盐度仍有显著差别，在水平和垂直方向上都存在密度梯度(图4-32)。细粒泥沙随涨落潮水流上下漂移，在憩

流(即平流不动)时沉积下来，沉积区为盐水侵入的上下限之间河段上。长江口即属于这一类型。

(3) 充分混合型(C型)：潮流强大超过径流作用时，盐淡水混合比较均匀，在垂直方向上盐度差别已很微弱，往往可以忽略不计，但水平方向上密度梯度仍然存在(图4-33)，如钱塘江口。

由上述可知，这三种混合型的划分是取决于河水量和潮流量的比率。在这里以混合指数M.L来表示两者关系，其公式为：

$$M.L = \frac{Q_h}{Q_r}$$

式中， $Q_h$ 为一个潮周期内的河水径流量，立方米/秒； $Q_r$ 为涨潮时的进潮量，立方米/秒。当M.L > 0.7时，属高度分层型；M.L = 0.2~0.5时，属部分混合型；M.L < 0.1时，为充分混合型。

河口区也以泥沙沉积快为主要特点。因为河口区水流扩散，洪水被展平，又多是汉河汇潮点所在，而盐水楔亦在本区形成，不论河源或海源泥沙都容易在河口区淤积；还有细泥可由絮凝作用呈团块沉淀下来，如河水胶体颗粒中的有机质和 $SiO_2^{2-}$ 与海水中的 $Na^+$ 相遇， $Fe(OH)_2$ ， $Al_2O_3$ 在河水中带正电荷，和海水 $Cl^-$ 相遇，都可发生凝集而沉淀。所以河口一般能很快形成三角洲。

泥沙沉积在高度分层型中最为固定，其位置是在盐水楔前端，故大河口多拦门沙形成；部分混合型河口泥沙沉积面积较大，但拦门沙位置不够稳定；而充分混合型河口堆积的拦门沙则更不稳定，但可形成巨大的拦门沙体，因为泥沙沉积分散之故。

### 3. 河流径流量与输沙量。

径流量和输沙量是河流大小的主要指标，也是三角洲形成的重要依据。一般情况下，输沙量大的河流，形成的三角洲比较宽大，如恒河、长江和黄河；输沙量少的河流，形成的三角洲较小，如波河和湄公河、湄南河等(表

4 - 6)。也有一些河流输沙量虽然很大，但几乎没有三角洲，或三角洲面积与输沙量十分不相称，如刚果河、马格达雷纳河，这与海底峡谷直接将沉积物输送到洋底有关。

表 4—6 世界主要河流年输沙量和径流量

河流名称	河口所在国家	年输沙量 (万吨)	年径流量 (亿立方米)	三角洲面积 (万平方千米)	流域面积 (万平方千米)	长度 (千米)
黄河	中国	188600	1260	3.63	74.5	5464
恒河	孟加拉国	180000 ~ 150000	6080	10.56	106.0	2700
布拉马普德拉河	孟加拉国	73000	6400	9.1**	93.5	2900
长江	中国	50080	6900	5.18	188.0	6380
密西西比河	美国	50000	6000	2.86	324.8	6019
印度河	巴基斯坦	4000	1792	2.95	93.0	3180
伊洛瓦底江	缅甸	35000	4352	2.06	43.0	2150
湄公河	越南	16960	3870	5.2**	81.0	4500
科罗拉多河	美国	13520	203	1.98**	63.7	3200
红河	越南	12970		1.19	12.0	
尼罗河	埃及	11050	700	1.25	297.8	6484
育空河	美国(阿拉斯加)	8800	1850	5.4**	85.5	3185
奥里诺科河	委内瑞拉	8650	4420	5.7**	94.9	2500
珠江*	中国	8336	3020	0.86	42.5	2055
多瑙河	罗马尼亚	6750	1990	0.82**	81.7	2850
尼日尔河	尼日利亚	6700	2930	1.91	209.2	4030
伏尔加河	俄罗斯	1900	2592	1.11**	133.0	3688
波河	意大利	1800	187	1.42**	7.5	652
勒拿河	俄罗斯	1540	5110	2.85**	249.0	4270
湄南河	泰国	1100 ~ 500	288	2.46**	16.0	1200
莱茵河	荷兰	45	685	2.2**	25.2	1320

资料来源：\*据黄镇国等：《珠江三角洲形成发育演变》，1982。

\*\*数字据刘以宣：《海岸与海底》，1982，其余据同济大学海洋地质系海洋地质教研室：《海洋地质学》，1982。

摩尔认为，输沙量与径流量的比值将影响三角洲的形成，比值以  $S/W$  ( $S$ —年输沙量， $W$ —年径流量) 表示。

当  $S/W > 0.24$  时，可形成三角洲； $S/W < 0.24$  时，不形成三角洲，或只形成三角港。我国和世界上绝大部分河流均符合这一规律（表 4 - 7）。

表 4-7  $S/W$  比值与三角洲发育关系

河名	年平均输沙量 S(10 <sup>6</sup> 吨)	年平均径流量 W(千米 <sup>3</sup> )	S/W 比值	地貌特征
长江	486.6	924.0	0.54	有三角洲
黄河	1167.0	46.0	24.93	有三角洲
珠江	90.0	365.6	0.25	有三角洲
钱塘江	5.4	32.0	0.17	无三角洲
辽河	15.0	16.5	0.99	有三角洲
尼罗河	110.0	70.0	1.57	有三角洲

#### 4. 河口潮汐和潮流。

潮汐现象出现在有潮河口地区，潮汐水位变化影响最远的地方称为潮区界，潮流所能到达最远处称为潮流界，后者所及的范围内，往往保留着海相微体化石。潮汐河口可按潮差大小划分为三类：潮差大于4米的称强潮河口，如钱塘江口；潮差2~4米的称中等强度潮汐河口，如长江口；潮差不足2米的称弱潮河口，如珠江口。潮差对沉积环境的发育有很大影响，在弱潮河口，三角洲和滨外沙坝发育较好；强潮河口有利于形成潮成沙体、潮滩和滨海盐沼；中强度潮汐河口往往出现潮成三角洲和潮流通道。

河口地区的潮流为双向水流（反复流），它是形成沙体的因素之一，在一般情况下，落潮的最大流速超过涨潮的最大流速，因落潮流与径流方向一致，它的流量和流速是两者的叠加，所以落潮流对河床的影响更为重要。当然，在某些强潮河口和流量甚小的河流，涨潮流速常超过落潮流速，前者如钱塘江河口海宁以上涨潮流速要比落潮流速大一倍以上。

河口区由于地球偏转力的影响，涨、落潮流路不一致，在涨落潮流之间的地带往往形成顺潮流延长的潮成沙体；另外，潮流的往返运动常在河口形成平直而又开阔的汉道河床，如长江口。

#### 5. 河口波浪作用。

波浪及其引起的沿岸流在三角洲的发育中起着经常性作用的因素。波浪作用强的河口，可使海域来沙向岸和顺岸运动，形成与河流方向相垂直的沙坝（堡岛），坝后为海湾、潟湖或湾头三角洲。在沙坝缺口通道的内、外，由波浪的沿岸输沙，在涨、落潮流带动下，可分别生成涨落潮三角洲。也有在较强的波浪作用下，使河流输沙在河口二侧堆积成沿岸沙坝。如广东韩江三角洲和海南岛的南渡江三角洲，它的外围都有多列由波浪堆积而成的沙堤围绕。此外，波浪又可改造由河流带来的泥沙堆积，使三角洲的结构和形态发生变形。

### （三）三角洲地貌

#### 1. 三角洲形成的条件。

河口处泥沙堆积呈扇形向海伸展，所形成的冲积平原叫做三角洲。它最早用于尼罗河口平原，因其平面形态很像希腊字母  $\Delta$ ，故称之。现代三角洲的概念，包括了各种形状的河口堆积体，已成陆的三角洲平原和水下三角洲。

形成三角洲的重要条件是河口有充足的沙源，尤其是上游来沙量要大，即输沙量与径流量的比值  $S/W > 0.24$  才能形成三角洲。其次，河口沿岸无强大的波浪和海流也是三角洲形成的必要条件，因为强大海洋动力可将河口泥

沙带走，而不利堆积形成三角洲。此外，口外海滨区的原始水下斜坡的坡度大小，也对三角洲的形成有所影响，当水下坡度小时，广阔的浅水区对波浪具有消能作用，有利于三角洲的成长。

## 2. 三角洲具体形成过程。

大致可分为三个阶段：

(1) 水下三角洲阶段：它由一系列水下浅滩和边滩、沙坝构成。河流自出口门之后，在宽浅的口外海滨，能量消耗，泥沙发生堆积，从而出现水下浅滩、心滩，以及水下汊道，与此同时，口门两侧亦发育了水下边滩。这时，口外海滨仍为一连续水体。

(2) 沙岛及汊道形成阶段：水下心滩或边滩，不断接受陆源及海源物质的沉积而增高，特别是汊道的横向环流作用，其底流向心滩汇合，使心滩堆积加强并且逐渐露出水面，变成沙岛和沙咀。原来的连续水面也被沙岛分割成几股汊道，汊道的两岸有时形成天然堤，堤间往往是低平的小海湾、潟湖或沼泽洼地。洪水泛滥时，这些低洼地带淤积泥沙和粘土及死亡了的植物发育了泥炭层。这样，洼地便逐渐消失成了沙岛的组成部分。

(3) 三角洲平原形成阶段：被沙岛分割的各股汊道，由于水量分配、输沙特征以及侵蚀和堆积的不均匀性，必然使得某些汊道发展成为主河道，而另一些支汊道由于水流不畅，引起淤塞和消亡，并导致了沙岛的联合或并岸。这样，沙岛、沙咀通过塞支、并连，最后成为三角洲平原。

综上所述，三角洲的形成首先在河口堆积了沙坝（拦门沙），由于河口沙坝的出现而引起了水流分叉，然后在汊道口产生新的次一级或更次一级的沙坝及汊道，最后发育出三角洲平原。这种三角洲发育模式，往往由于河口水流、波浪和潮汐作用的差异而造成多种类型。

## 3. 三角洲的类型。

盖洛韦 (W.E. Galloway, 1975) 按河口水流、波浪和潮汐作用在河口区的相对强度，将三角洲分为河流型三角洲、波浪型三角洲和潮汐型三角洲三种类型。它们之间还存在着一系列过渡型三角洲（图 4 - 34）。所以，世界各地的三角洲，都可根据河流、波浪和潮流的三者关系，在三角洲图形中找出其相应的位置。

若按三角洲平面形态分类，则可分为：

(1) 扇形三角洲：产生在河流作用占优势的河口区，此处河流泥沙丰富，口外海滨区水浅。由于河口泥沙堆积，延长了入海流路，使河床比降减少，为排洪需要，由河口分叉出放射状河系，或洪水时发生河流多次改道、摆荡，使整个三角洲岸线全面向海推进，岸线再经波浪修饰，使其形态似扇形。如尼罗河、伏尔加河、黄河三角洲等（图 4 - 35A）。

(2) 鸟爪形三角洲：在弱潮河口，波浪和潮汐作用很弱，河流作用占绝对优势，大量来沙在几股从不同方向入海的分叉河口迅速堆积，形成远远向海伸出的长条形的沙坝、沙咀。它们之间多为海湾、潟湖和沼泽地，整个岸线非常曲折，外形犹如鸟爪，如密西西比河三角洲（图 4 - 35B）。

(3) 尖头形三角洲：河流作用和潮汐作用较弱，但波浪作用较强的河口，河流输入三角洲前缘沉积的泥沙很快被波浪作用再改造，岸线比较平直，因此只有在主流河口附近才有较多的堆积，形成明显向海突出的尖头形。因河口突出沙咀形似鸟嘴，故又称鸟嘴形三角洲。如意大利的台伯河、西班牙的埃布罗河三角洲（图 4 - 35C）。

(4) 港湾形三角洲：在潮汐作用较强，波浪和河流作用较弱的河口区形成。这种三角洲的各支流口门处，均因潮汐作用强而成港湾式，有顺流展布的砂坝，砂坝之间为冲蚀的潮汐水道，水道内有许多浅滩，如巴布亚湾三角洲（图 4 - 35D）。

#### 4. 三角洲的沉积结构。

早在 1912 年巴列尔(J.Barrell)就提出划分三角洲的沉积结构为三层，由上而下是顶积层、前积层和底积层。其中顶积层包括水上和水下两部分，前者为已成陆的三角洲平原，后者是河口水下台地；前积层为三角洲前缘的水下斜坡带；底积层位于前积层之外，由河流悬移质所堆积的平缓地带。这一划分沿用至今。

现代为适应油气勘探，从沉积相的角度，按河口区水动力、沉积物和生物组合等特征的综合分析，将三角洲沉积体系划分为三部分：三角洲平原相、三角洲前缘相和前三角洲相（图 4 - 36）。

(1) 三角洲平原相：它是三角洲成陆部分，以河流作用为主，但受海洋动力作用影响，沉积物具有陆相环境的基本特征，但环境复杂多变，沉积物类型多，岩相变化大。有浅滩沉积（沙坝、心滩等）、沼泽沉积，亦有河床沉积等。沉积物以粉沙为主，有明显的水平层理和交错层理，间夹粘土及泥炭，含有陆相贝壳，微生物化石有陆相介形虫和有壳变形虫及植物碎屑。河道及拦门沙堆积的沙体，呈条带状或透镜状分布。密西西比河这种河道沉积沙层，称为“沙指”，在横剖面上透镜状十分清楚（图 4 - 37）。

(2) 三角洲前缘相：为水下三角洲斜坡堆积，它随着三角洲向海延伸为河、海交互沉积。沉积物质以粘土质粉砂为主，时有粘土与粉砂夹层，沙的含量渐少，缺少或没有局部沙质透镜体。有较薄斜层理和波状层理，常含咸水软体动物化石，海相有孔虫、介形虫及棘皮动物增多。该层上界是三角洲平原的水边线，下界在理论上为波浪基面，实际上是以沙为主和以泥为主的沉积物分界线。

(3) 前三角洲相：位于波浪基面以下，主要为海相沉积。河流带来的最细小的悬移质和胶体物质在三角洲的最前端的浅海海底沉积，以淤泥与粘土为主组成。富有机质淤泥，含海相生物化石，具水平层理，往往是石油的生油层。

实际上，三角洲的沉积结构，远较上述情况复杂，因为在三角洲发育过程中，随着三角洲不断向海伸展，沉积层也随之有叠置现象。老的三角洲为多个三角洲叠加而成。

#### (四) 河口湾地貌

河口湾是指海水淹没的河口，它的形成主要是冰后期海面上升的结果，但也有因河口区构造下沉所成。

河口湾的地貌形态呈喇叭状或漏斗状，水深自外向内变小。湾内盐淡水混合，往往出现双向环流，所产生的沉积物一部分来自河流，另一部分来自潮流。沉积物的分布特征与河口湾的形态、水文和水深条件等有关。当河口湾为开阔的喇叭状时，波浪和潮汐作用较

强，河流带来的泥沙在到达湾口之前已经沉积，所以沉积物的分布由湾顶向湾口逐渐变细，如钱塘江河口湾。当河口湾口门狭窄、潮流作用较强时，沉积物则从湾顶向外逐渐变粗，口门附近往往形成顺河口湾延伸的放射状的潮成沙脊。河口湾的两侧淤泥质潮滩发育，并可能淤高成潮成平原、湿地或沼泽。如果河口湾被沿岸沙体拦阻成半封闭状态时，则河口湾转变成潟湖，此时波浪和潮流作用减弱，沉积物在湾内深槽中较粗，一般为细沙，在两侧较细，多为粉沙及粘土，属这种类型的多为潮差不大的中小型河口湾。

河口湾的发展有两个方向，一是河流输沙量较大时，河口湾将被泥沙充填而变成三角洲，如长江、多瑙河和密西西比河三角洲等都是由古代河口湾演变而成；二是河流输沙量少或构造下沉时，河口湾都将得到保持。

## 第五节 流域地貌

### 一、水系的类型

水系是指在一个流域系统内各级河流的组合系统。水系的发育是在一定的地貌、地质条件下形成，因此它在某种程度上反映了地貌的特征。水系主要有以下几种类型（图 4 - 38）：

#### 1. 树枝状水系。

在一个水系内，河流分枝甚多而且排列极不规则，呈树枝状，各级河流多以锐角相交。它常见于岩性均一，地形比较平坦地区，如花岗岩区、黄土区及平原区等。

#### 2. 格子状水系。

干支流呈直角相交的水系。典型的格子状水系见于单斜地区。在褶皱山区也可见到，在这里干流发育于向斜轴，支流来自向斜两翼，并以直角与干流相汇。此外沿两组直交断层发育的河流也呈格子状。

#### 3. 平行状水系。

各级河流平行排列，地貌上成为平行岭谷。例如在掀斜上升的地面一侧发育的河流，多作平行排列的，又当它们以直角与干流相交而另一侧支流不发育时，则出现梳状水系，如淮河水系。

#### 4. 放射状水系。

在锥状火山或穹窿山上发育的河流，它们均向四周作放射性流出，互不相交。

#### 5. 向心状水系。

在盆地区，河流从四周山地向盆地中心集中，如新疆塔里木河水系。

#### 6. 环状水系。

如发育于穹窿山外围的河流，当穹窿山被破坏后，它四周所产生的单面山，都呈圈状包围着中央的山丛，于是在中央山丛与单面山之间，或内层与外层单面山之间的河流也都沿岩层走向作环状排列。

### 二、分水岭的迁移和河流袭夺

在一个水系范围的集水区域称为流域，每个流域之间的分水高地称为分水岭。分水岭不是固定不变的，它是随流域内地形的变化而变化。吉伯特（G.K.Gilbert, 1877）最早发现这一现象。他在亨莱山地观察到，不对称山地上陡坡一边的水流侵蚀力强，把分水岭推向缓坡，以扩大其流域面积，称为不均等坡面规律。

分水岭迁移的原因，是因分水岭两侧坡地上岩性强弱不同，坡角大小不一，降水量和植被覆盖度不等，以及距基准面距离远近不同，导致两侧坡地剥蚀速度和河流侵蚀速度的明显差异，侵蚀力较强的河流促使分水岭位置向另一侧发生缓慢的移动。有时，侵蚀力较强的河流上游可伸进分水岭另一侧流域内，并且迫近相邻的河流，这种现象称为“河流的欺凌”。例如湘江欺凌漓江，湘江距漓江最近处只有 370 米，湘江水低于漓江水 6 米左右。秦代为了统一岭南，于公元前 214 年，用人工凿穿分水岭，开成灵渠，把湘江水引入漓江，以利运输。

分水岭的迁移，河流的欺凌结果，侵蚀力强的河流，可溯源侵蚀切穿分

水岭，把分水岭另一侧侵蚀能力弱的河流上游掠夺过来，使原来流入其他流域的大量水流改流入切穿分水岭的河流，称为河流袭夺（Rivercapture），也叫“掠水”（图 4 - 39）。掠水的河流叫作袭夺河，被掠去水流的河流称被夺河。

河流发生袭夺后，造成一系列特殊的地貌，它们成为判断河流袭夺的标志。如袭夺点上河流发生急转弯，形成袭夺湾。袭夺湾附近，由于袭夺河和被夺河的河床出现高差和裂点，往往形成急流或瀑布。袭夺河因水量大增，加强了下切侵蚀，可形成掠水阶地或出现谷中谷现象。在掠夺湾裂点以上的被夺河河段，在裂点不断上移的情况下，该河段也会下切并形成相应的阶地。当然，这些阶地和袭夺湾以下的阶地高度是不一致的，阶地面也是不连续的。被夺河在袭夺湾以下的河段称断头河，断头河由于失去上游河段，水量减少，河床变小，与原河谷很不相称，形成宽谷小河，称之为不配称河。断头河有时缺水成了干谷。断头河中有时保留有目前流域内不可能有的来自袭夺前的上游河段的砾石，这是证实河流袭夺的有力依据。在袭夺湾与断头河之间所残留的老河谷形态成了垭口，或称风口，它成为新的分水高地。风口中有残留的老冲积层或阶地。

河流袭夺的实例不少，据谢家荣（1935）研究，我国滹沱河上游和汾河上游临近，曾因滹沱河的溯源侵蚀，袭夺了汾河上游河段。滹沱河在黄土沉积前上游曾自忻口镇南流，经忻县石岭而与太原附近的汾河相连，当时忻口镇以东之河为滹沱河支流，其流向自东向西，适与今流向相反。时青水河以上为一分水岭，逾岭而东，又有一河东流入河北境内，乃今日滹沱河之下游。石岭经挠折作用，掀起成山，继之以黄土堆积，致使滹沱河南流之道，日渐困难，同时，滹沱河支流因基面较低之故，向上侵蚀之力，较其西流之河为强，于是分水岭乃逐渐向西迁移，乃至岭削水通，袭夺了汾河上游，二河合而东流，遂于忻口镇形成显著的袭夺湾。又如我国台湾淡水溪，它袭夺了大茨溪（据林朝启，1966）。

在美国西南部，由于比科斯河上游的溯源侵蚀，袭夺了科罗拉多河、希腊索斯河和加拿大河上游的一些支流，改变水系的面貌。

### 三、流域的形态特征与剥蚀率

流域严格地讲是不规则的立方体（图 4 - 40）。流域的形状对河流径流过程的发展有很大的影响，因为流水到达河口的路径长度是随着流域的形状而变的。流域的长度又称流域的轴长，通常可以按从河口到河源的直线来计算。对于形状弯曲的流域，可以河口为中心作同心圆，在同心圆与流域分水线相交处绘出许多圆弧割线，割线中点连线的长度即为流域长度。至于流域的平均宽度则以流域的长度除流域的面积可得。

流域的最大宽度是河流情况的一个重要特征，宽度越大，则流域越近乎圆形，因而洪峰也越大，洪水泛滥的可能性也越大。

流域表面的坡度可以用比降表示，比降的大小决定水流的速度，流域的坡度也是河流情况的重要特征。如果流域地势平坦，成椭圆形，则可按下述简化公式来决定其比降：

$$i_{cp} = \frac{H_1 - H_2}{\sqrt{F}}$$

式中  $H_1$  为流域最高点的高度， $H_2$  为流域最低点的高度， $F$  为流域面积。

近些年来，通过测量河流输沙量等技术，对流水侵蚀地面的速度进行研究取得的成果，有助于我们对侵蚀地貌演化速度的分析。表 4 - 8 列出一些河流流域侵蚀速率，是假定流域内被剥蚀岩石的比重为 2.65 克/立方厘米，从悬移质泥沙的吨数折算而成的。

表 4-8 世界上一些河流流域的剥蚀率

河 名	流域面积 (10 <sup>3</sup> 平方千米)	平均悬移质泥 沙量 (10 <sup>6</sup> 吨)	剥蚀速率 (厘米/千年)
泾 河	57	408	271
柯 西 河 (桓河的支流)	62	172	106
黄 河	673	1890	100
恒 河	957	1452	53
长 江	1940	501	19
科罗拉多河	637	135	14
密西西比河	3222	312	4
亚马逊河	5780	363	2

根据贾德森和里特，1964；霍尔曼，1968。

科贝尔 (J. Corbel, 1959) 认为，在不同气候条件下，全球各地的剥蚀率是不同的 (表 4 - 9)。

地表剥蚀率的大小，不仅与物质组成、气候条件等因素有关，而且与反映地面坡度的地势高度有很大关系 (图 4—41)。地势愈高，流域长度比值愈大，则剥蚀作用愈强。高大山地的剥蚀速率一般都在 0.2 米/千年以上，如我国喜马拉雅山区高达 1 米/千年左右。

表 4 - 9 不同气候条件下的河流剥蚀率

气 候 类 型	剥蚀率 (毫米/千年)	溶解质 (%)
A 低地		
冬季寒冷的气候	29	93
中等海洋性气候(莱茵河、塞纳河下游)	27	83
干热气候(地中海沿岸、墨西哥)	12	10
具有干季的湿热气候	32	34
赤道气候(雨林)	22	70
B 山地		
半湿润冰缘气候	604	34
极端冰雪气候(阿拉斯加东南部)	800	24
地中海气候(高山)	449	18
干热气候(美国东南部、突尼斯)	177	4
湿热气候	92	33

## 第五章 岩溶地貌

岩溶地貌发生在可溶岩分布地区，可溶岩主要是指碳酸盐类，硫酸盐类及卤盐类岩石。由可溶岩构成的地貌，景观奇特，有“奇峰异洞”之称。我国的岩溶地貌以桂林、阳朔一带最典型，自古以来就有“桂林山水甲天下，阳朔山水甲桂林”的美誉。

我国对岩溶地貌的认识历史悠久，早在 800 多年前的宋代《梦溪笔谈》（沈括）、《桂海虞衡志》（范成大）和《岭外代答》（周去非）中已有记载，但最著名的是明代《徐霞客游记》（徐霞客，1586—1641）。作者是一名地理学家，曾经深入湘、桂、黔、滇等地进行岩溶地质地貌考察，成为我国和世界上最早的岩溶研究学者。19 世纪末，南斯拉夫学者士威直（J.Cvijic）也曾经对南斯拉夫西北的喀斯特（Karst）石灰岩高原进行研究，并于 1893 年正式用“Karst”来概括喀斯特高原的地貌景观。自此 Karst 一词渐被世界各国学者所接受。中国地质学会第一届喀斯特学术会议（1966 年 2 月，桂林），建议在我国使用“岩溶”一词，并把它作为 Karst 的汉语同义语。

可溶岩在世界上分布很广，据统计，碳酸盐类岩约占全球沉积岩的 15%，面积 4100 万平方千米，硫酸盐岩面积为 1100 万平方千米，合计面积为 5200 万平方千米，占全球面积的 10.2%，因此由可溶岩所成的地貌分布也很广。在我国，碳酸盐类岩的分布可分为裸露、覆盖和埋藏等三种类型，面积共 344.3 万平方千米，其中裸露型面积为 90.7 万平方千米。形成的地貌主要分布在广西、贵州和云南等地，它们是世界上岩溶地貌最发育的地区之一。此外，我国南海珊瑚礁群岛上也有小规模而特殊的岩溶地貌。

岩溶地貌不仅是一种很好的旅游资源，而且在地下溶洞中还埋藏着大量的古生物和古人类化石，以及丰富的沉积矿床，因此具有重大的科研与生产价值。此外由岩溶作用所成的地貌灾害，如地基破裂，地表及地下崩陷，水库漏水和地面干旱等对生产建设非常不利，因此防治岩溶灾害又是研究岩溶地貌中的重要课题。

## 第一节 岩溶的地貌作用

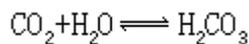
岩溶地貌由岩溶作用所成，岩溶作用主要是指水对可溶岩石的溶蚀、冲刷、崩塌和堆积的总称。作用有物理的，也有化学的，但以化学溶蚀作用为主，物理作用为次。岩溶作用的空间十分广阔，既在地表也在地下，从而造成了丰富多彩的地表与地下地貌。

### 一、溶蚀作用

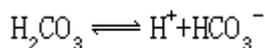
#### (一) 溶蚀作用机理

溶蚀作用是指水通过化学作用对矿物和岩石的破坏作用。化学作用主要有溶解、水解、水合、碳酸化及氧化等。其中水对可溶岩的溶解和水解十分普遍，即使在纯水中，一部分水分子也常离解成  $H^+$  离子和  $OH^-$  离子，使水具有酸性或碱性反应，其化学活动性很强。 $OH^-$  离子很容易夺取盐类矿物中的  $K^+$ ， $Na^+$ ， $Ca^{+}$  和  $Mg^{+}$  等阳离子，促使矿物结构破坏，分解为单个离子或分子扩散于水中。实际上自然界中的各种水体如雨水、河、湖或地下水都不是纯水，而是含有酸类如碳酸、硫酸、硝酸等的水溶液，它们都会加速岩石的破坏，特别是碳酸对石灰岩的碳酸化作用

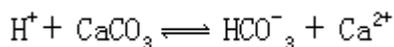
就更为普遍。原因是大气中的  $CO_2$  与水化合后即成为碳酸：



碳酸电离后产生  $H^+$  和  $HCO_3^-$  离子即：



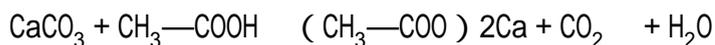
当  $H^+$  与石灰岩 ( $CaCO_3$ ) 作用时， $H^+$  从  $CaCO_3$  中离解出  $CO_3^{2-}$ ，结合成  $HCO_3^-$ ，从而分解出  $Ca^{2+}$ ， $CaCO_3$  也就溶解于水即：



综合反应式是： $CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons 2(HCO_3^-) + Ca^{2+}$

可溶岩的溶蚀结果：一是所有组分全部溶解，即称为“全溶解”，例如对质纯的石灰岩溶解；二是只有部分组分溶解，称为“不全溶解”，如对含有杂质的石灰岩溶解，包括泥质石灰岩、硅质石灰岩和铁质石灰岩等。不溶或难溶的物质会残留在岩石表面或裂隙中，阻碍溶解作用。

此外，由硫化铁氧化时产生的硫酸，生物活动或死亡后分解而产生的有机酸，闪电时产生的二氧化氮溶于水后形成的硝酸等强酸类，对石灰岩都会产生强烈的溶蚀，如式：



#### (二) 影响溶蚀作用的主要因素

溶蚀作用能否进行及其溶蚀速度主要受水的溶蚀力、岩石的可溶性及岩石的透水性等因素影响。

##### 1. 水的溶蚀能力。

水的溶蚀力取决于水的化学成分、温度、气压、水的流动性及流量等方面。(1) 水的化学成分。水含酸类是岩石溶蚀的关键，而酸的含量多少则影响岩石的溶蚀速度，酸的含量越高，溶蚀力也越强。酸的来源除了少部分来

自矿物的分解和生物活动而直接产生之外，大多数是由大气中的  $\text{CO}_2$  溶入水中而成，这些  $\text{CO}_2$  有来自火山喷发、有机物的燃烧、动植物呼吸、有机物的分解及微生物的作用方面。其中有机成因的  $\text{CO}_2$  十分重要，它所造成的溶蚀强度也很大（表 5 - 1），例如土壤中因有机质的氧化和分解而产生的  $\text{CO}_2$  常达 1% 以上，最高可达 6%（表 5 - 2），比大气中  $\text{CO}_2$  的一般含量（0.03%）高出 33 ~ 199 倍。 $\text{CO}_2$  对岩石的溶解起着重要作用。

表 5 - 1 溶蚀因素与溶蚀强度比较（据 L. Jakucs）

溶蚀因素	溶蚀强度(%)
大气 $\text{CO}_2$	4.47
有机成因的 $\text{CO}_2$	49.26
无机成因的 $\text{CO}_2$	4.02
有机酸	37.11
无机酸	5.14

表 5 - 2 云南西双版纳不同植被下土壤中  $\text{CO}_2$  的含量(容积%)

土层深度(厘米)	热带雨林	竹林	草坡
0	0.6	1.0	0.8
20	0.8	2.6	1.5
40	1.4	2.8	1.4
60	1.9	1.8	2.1
100	2.02	3.4	1.4
150	3.4	4.6	3.15
200	4.0	6.0	2.4

据《中国岩溶研究》，转引杨景春《地貌学》。

(2) 水的温度。水中  $\text{CO}_2$  的含量与温度成反比，一般温度越高， $\text{CO}_2$  的含量越少，温度越低， $\text{CO}_2$  的含量越多。温度高的水， $\text{CO}_2$  的含量虽然减少了，但水分子的离解速度加快，水中  $\text{H}^+$  和  $\text{OH}^-$  离子增多，溶蚀力反而得到加强。据测验气温每增加 10℃，水的化学反应速度增加一倍，故高温地区的岩溶速度较快。

(3) 气压的影响。气压会影响水中的  $\text{CO}_2$  的含量，一般大气中  $\text{CO}_2$  的含量占空气体积的 0.03%，因此在自由大气下，空气中  $\text{CO}_2$  的分压力  $P_{\text{CO}_2} = 0.0003$  大气压。水中  $\text{CO}_2$  的含量与气压成正比，在温度条件不变的情况下，局部分压力越高，水中  $\text{CO}_2$  的含量也越多（表 5 - 3）， $\text{CaCO}_3$  的溶解度也越大（图 5 - 1）。

表 5 - 3 不同温度和压力下水中  $\text{CO}_2$  的含量（据 J.C. Coko 等）

t	PCO <sub>2</sub> = 0.0003 大气压	PCO <sub>2</sub> =1 大气压
0	1.02	3347
10	0.71	2319
20	0.52	1689
30	0.39	1250

又如在正常 PCO<sub>2</sub> 作用下，水温 10 时的 CaCO<sub>3</sub> 的溶解度为 70 毫克/升，而在 PCO<sub>2</sub> 较高的溶洞中，CaCO<sub>3</sub> 的溶解度可增至 90 ~ 100 毫克/升。

(4) 水的流动性及流量。经常流动的水体，能较大地提高水的溶蚀力，原因：流动的水处于开放系统，从降水（补给）—地表水及地下水（流动）—排泄过程中，水经常与空气保持接触，能不断地补充因溶蚀岩石所消耗的 CO<sub>2</sub>，使水体不易达到饱和。例如在 25 的纯水不含 CO<sub>2</sub> 时的 CaCO 溶解度为 14.3 毫克/升；当溶解前与空气接触，溶入 CO<sub>2</sub>，但溶解时与空气隔绝，即处于“封闭系统”时，CaCO<sub>3</sub> 的溶解度则上升至 15.3 毫克/升；当溶解全过程与空气接触，即处于“开放系统”时，CaCO<sub>3</sub> 的溶解度则剧增至 100 毫克/升，比封闭系统时还大 5.5 倍。由于地球上的热带、亚热带地区雨量多，雨期长，水流量大和水的循环快，加上气温高及生物作用强，所以 CaCO<sub>3</sub> 溶蚀量比其他降水量少的

寒、温带与干旱地区大。以我国为例，亚热带广西的碳酸盐岩溶蚀量为 0.12 ~ 0.3 毫米/年（表 5 - 4）；而暖温带的河北只有 0.02 ~ 0.03 毫米/年，比前者减少了 5 ~ 9 倍。所以南方的岩溶地貌比北方发育。处于流动状态的水，有时虽然达到饱和，但当几种不同浓度的饱和溶液混合后，可变为不饱和而重新获得溶蚀能力，这种混合溶液的溶蚀现象有三种：一是温度相同，但 CaCO<sub>3</sub> 含量不同的两种饱和溶液混合，变成不饱和溶液的溶蚀，称为“浓度混合溶蚀”；二是 CaCO<sub>3</sub> 含量相同，但温度不同的两种饱和溶液，混合变成不饱和溶液的溶蚀，称为“温度混合溶蚀”；三是海岸带的淡水与咸水混合，由于海水渗入，使混合水中的镁离子大增，当它的含量增加到大于 10% 时，造成异离子效应，从而提高钙离子的溶解度，使混合水溶蚀石灰岩。如墨西哥的尤卡坦，测得混合水对石灰岩的溶蚀力为 120 毫克/升，我国海南岛岸礁及南海珊瑚礁岛上的“礁塘”地貌，其生成亦与此有关。此外有些 CaCO<sub>3</sub> 饱和溶液，因温度降低，使 CO<sub>2</sub> 含量增加而变为不饱和溶液的溶蚀，称为“冷却溶蚀”。

表 5 - 4 我国不同气候带的碳酸盐岩溶蚀量

地区	气候带	年降水量(毫米)	年平均气温( )	年溶蚀量(毫米)
河北西北部	暖温带半干旱区	400 ~ 600	6 ~ 8	0.02 ~ 0.03
湖北三峡	中亚热带湿润区	1000 ~ 1200	12 ~ 15	0.06
黔北务川	中亚热带湿润区	1271	15.6	0.036
滇东罗平	中亚热带湿润区	1734	15.1	0.051
广西中部	南亚热带湿润区	1500 ~ 2000	20 ~ 22	0.12 ~ 0.3

据严钦尚等《地貌学》，转引卢耀如及中国科学院地质研究所岩溶研究组资料综合。

## 2. 岩石的可溶性。

岩石的可溶性是岩溶地貌发育的最基本的物质条件，可溶性主要取决于岩石的化学成分与岩石结构。可溶岩按化学成分可分为三大类：即卤盐类如钾盐、石盐；硫酸盐类如硬石膏、石膏、芒硝等；碳酸盐类如石灰岩和白云岩等。在三类岩石之中，溶解度最大的是卤盐类，其次是硫酸盐类，最小是碳酸盐类。但地球上卤盐类和硫酸盐类岩石分布不广，厚度小，加上溶解速度快，地貌不易保存，故地貌意义不大。碳酸盐类岩石溶解度虽小，但分布广，岩体大，地貌保存较好，所以最有地貌意义，世界上绝大多数岩溶地貌都发生在该类岩石中，特别以石灰岩为突出。

但碳酸盐岩类中，又因  $\text{CaCO}_3$  含量不同而溶解度也有较大的差别。一般来说， $\text{CaCO}_3$  的含量越高，其他杂质（如  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  等）含量越少的岩石，其溶解度就越大。因此碳酸盐岩石的溶蚀强度顺序为：质纯的石灰岩 > 白云岩 > 硅质石灰岩 > 泥质石灰岩。

岩石的结构与溶解度有密切关系，试验表明，结晶的岩石，晶粒越小，溶解度也越大，如表 5 - 5 中隐晶质微粒结构的石灰岩相对溶解度为 1.12，而中、粗粒结构为 0.32，比前者少 2.5 倍。此外，不等粒结构的石灰岩比等粒结构石灰岩的相对溶解度大。

表 5-5 广西不同结构的碳酸盐类岩石的相对溶解度

石灰岩类型			白云岩类型		
结构特征	CaO/MgO	相对溶解度	结构特征	CaO/MgO	相对溶解度
隐晶质微粒结构	18.99	1.12	细晶质生物微粒结构	2.13	1.09
微粒、细粒及中粒结构	21.43	0.99	中粒及细晶质镶嵌结构	1.53	0.71
中粒、粗粒结构	14.97	0.32	中粗粒镶嵌结构具溶孔	1.73	0.65

据金玉璋资料，转引自杨景春《地貌学》，删节。

## 3. 岩石的透水性。

岩石的透水性对岩石的溶蚀速度和地下岩溶的发育有着重大影响。透水性不良的岩石，溶蚀作用只限于岩石表面，很难深入岩石内部。透水性好的岩石，地表和地下溶蚀都很强，地貌发育也好。透水性强弱取决于岩石的孔隙和裂隙大小和多少。按孔隙及裂隙的生成先后，可分出原生透水性及次生透水性二种，其透水性能差别较大。

原生透水性指在成岩时生成的孔隙及裂隙与其所产生的透水性能。在碳酸盐岩石中，除由生物遗体造成的岩石（如白垩岩、珊瑚礁）孔隙度较大（孔隙度 40% ~ 70%）之外，一般结晶的石灰岩孔隙度都很小，只在 3% 以下，所以透水性都较弱。

次生透水性指岩石生成后，由于构造运动、风化和侵蚀作用而成的裂隙所产生的透水性能。其中由构造运动形成的张裂隙、断层裂隙和减荷裂隙等对透水性影响最大，它们明显地控制着岩石的透水性。此外，溶蚀作用本身也不断地改变着次生透水性，例如由溶蚀所成的管道、洞穴和溶隙等地貌，它们极大地扩大了透水空间，增加了透水性，从而加强了岩石的溶蚀。这是地貌结果对地貌作用的一种正反馈。相反，如果堆积作用加强，透水空间缩小，透水性则受到削弱，造成了一种负反馈。

## 二、冲蚀作用

水在可溶岩表面流动时，如果流速大，特别是夹带着沙砾等固体物与岩面摩擦时，就会发生冲击和磨蚀，统称为冲蚀作用。岩溶区的冲蚀作用特点是：有溶蚀作用的参与，特别是在水面附近和当水层变薄，流速较低时为显著。冲蚀作用不仅发生在地表，而且发生在地下，特别是在垂直性落水洞洞壁及洞底、地下河的陡坎下方尤其明显。这种发生在地下的冲蚀又可称为岩溶地下冲蚀作用。显然，地下冲蚀的发生较晚，是在裂隙扩大之后，流速增加及紊流产生时才出现。

## 三、崩塌作用

岩溶区的崩塌作用同样发生在地表和地下，而且与溶蚀作用有关，因为溶蚀首先为崩塌创造了空间条件，由溶蚀而诱发的崩塌，可称为岩溶崩塌作用。其主要类型有：错落、陷落和气爆。

### 1. 错落。

多发生在地表的岩坡上，由于在岩坡下方因溶蚀所成的洞穴、溶隙等纵横展布，使上方岩体失去支撑力，在重力作用下岩块沿近似垂直的破裂面整体下坐位移。

### 2. 陷落。

主要发生在地下溶洞内，即洞顶和两壁。溶洞首先为崩塌提供了广阔的空间，洞顶岩石因地下水强烈溶蚀而遭到严重分割与破裂，固结力减弱，特别是当地下水位急剧升降而引起水动力突变时，更加速了岩石的陷落。如果洞顶陷落后洞与地面相通而成为“天窗”时，称为塌顶。

### 3. 气爆。

它是一种特殊而少见的崩塌现象，多发生在地下洞顶岩层之上有土层覆盖的地方。如果洞顶埋深浅，密封性好，又不漏气，遇到地下水强烈活动，即水位下降后又急剧上升时，洞内受压缩的强大的空气压力，就会将洞顶爆破。

## 四、堆积作用

岩溶区的堆积比较复杂，它不仅在地表和地下堆积，而且还有化学性的  $\text{CaCO}_3$  堆积（沉淀）与物理性的碎屑物堆积。

物理性的碎屑物堆积以地表为主，如河流、湖泊、沼泽、洼地堆积和坡积及残积等。除坡积与残积外，其余这些堆积物颗粒较细，厚度也较小。因为可溶岩的组分大多数溶解流失，而残留的物质数量不多的缘故。在坡积中常夹有大块崩石，在地下河床堆积中卵石较多，并常夹有水生生物化石。而

地下溶洞中，崩石较多、较大。

化学堆积以  $\text{CaCO}_3$  为主，特别是在地下溶洞内非常发达。堆积机制正与石灰岩的溶解作用相反，即当水中  $\text{CO}_2$  逸出时，水中的碳酸氢钙即行分解， $\text{CaCO}_3$  就发生沉淀，反应式：



导致  $\text{CO}_2$  逸出的原因有多种：如水温或气温升高，二氧化碳分压力降低，水流速度加大，出现紊流或有生物（如藻类）吸收  $\text{CO}_2$  等都会造成  $\text{CaCO}_3$  的沉淀。此外，在干旱地区由于强烈的蒸发而引起水溶液的过饱和；高山冰雪融化的地下水，在温度较高的低处出露；海岸潮间带海水的蒸发而使  $\text{CaCO}_3$  结晶，成为海滩岩的胶结物；海岸沙丘中大量的贝壳砂（ $\text{CaCO}_3$ ）被雨水溶解后  $\text{CaCO}_3$  又重新结晶而成为砂丘岩的胶结物；岩溶淡水与海水混合等都会使  $\text{CaCO}_3$  沉淀。另外，热带海洋的珊瑚礁（ $\text{CaCO}_3$ ）堆积也是一种生物化学堆积。

### 五、岩溶水的分布与运动对岩溶的影响

岩溶水与常态水不同，例如它在空间分布上，分为地表径流和地下径流；在流态上两者又各自成系统，但又互相联系和转化。

#### （一）地表径流的特征

1. 地表河流、湖泊和沼泽是地下水的补给区。

这些水体明显地控制着地下水的水质、补给、运动和排泄，对地下岩溶有重要的影响。

2. 径流少，水量不多。

岩溶区地表由于透水性强，所以水流很快通过裂隙和管道转入地下，变成地下水流。而地面干旱，河流稀少，流量亦不稳定，有时明流变为伏流，河谷变成干谷。

3. 水质变化。

在岩溶区的大气降水，最初是含少量碳酸的矿化水，以后因不断溶解岩石，水的矿化浓度也逐渐增大，甚至达到饱和。因此，由地面进入河流或转入地下的水体，一般已失去了溶蚀能力，或者溶蚀能力大为降低，除非有碳酸水加入，或者有水质不同的水流混合而产生混合溶蚀效应之外。

#### （二）地下径流的分带与水流特征

地表径流通过各种裂隙和管道转入地下后，向深处运动，运动方向有垂直的，也有水平的，由上至下可分成三带：

1. 包气带（垂直循环带）。

该带位于地面以下至丰水期潜水面之间的地带，水流受重力作用，由上往下渗流，故又称为垂直循环带。水流时间不稳定，通常是在降雨或冰雪融化季节发生，平时干涸。该带厚度视潜水面的深度而定，而潜水面的深浅又与河流切割的深度有关。在地壳上升区，河流深切，潜水面很低，故包气带的厚度大，如我国桂西北及贵州高原山地区，包气带厚度由数百至千米以上。在地壳稳定区，河流下切较浅，潜水面较高，包气带的厚度就小。如桂东南的平原丘陵区，包气带厚度只有数米至几十米不等。如果可溶岩中夹有不透水体（如页岩）时，该带厚度也变小。

包气带水的溶蚀力虽然在转入地下之前已趋向饱和，但因通过土层时溶入了土壤空气中较多的  $\text{CO}_2$  和有机酸，进入地下管道时又因  $\text{PCO}_2$  增大，加上

“混合溶蚀”和“冷却溶蚀”作用，溶蚀力仍然得以保持。但总的来说，溶蚀作用随深度增加而减弱。垂直溶蚀的结果，多形成各种大小不同的垂直性的溶隙、管道和洞穴。

## 2. 季节变动带。

位于包气带之下的丰水期潜水面与枯水期潜水面之间的地带。这两种潜水面具有季节变动的特点。雨季或冰雪解冻时潜水面升高（随河水位上升），是为丰水期潜水面。此时水流方向近水平，向河谷排泄，与饱水带相同，溶蚀出水平状洞穴。干季潜水面下降，是为枯水期潜水面，此时水流方向垂直，与包气带连成一起。由此可见该带是上部包气带与下部饱水带之间的过渡带，岩溶作用及地貌多变。

## 3. 饱水带（水平循环带）。

位于枯水期潜水面之下，直至可溶岩的底板之上。此带终年呈饱水状态，具有自由水面，水流方向近水平，多向河谷排泄。在流动过程中溶蚀力一般减弱，但当有新的水流汇入或流速加大时，溶蚀强度会增大，甚至有向下游加大的趋势。

该带按水的流动状态及其变化，可分为上部饱水带和下部（深）饱水带，二者之间无明显的分界。上部饱水带的流动快，水的交替较强，矿化度较低，溶蚀较活跃。

上部饱水带形成的地貌以水平状溶洞和地下河为主，数量多，规模大，世界上著名的水平洞穴都在该带发育。下部饱水带在谷底之下的深处，具有承压性，水的流向虽然仍近水平，但流动不受当地河水位的影响，而是向侵蚀基准面更低或者地质减压方向运动。水流缓慢，水体交替弱，矿化度高，溶蚀停滞，只形成规模小的孔洞，显示了饱水带的溶蚀作用随深度而减弱的特点。

## 第二节 岩溶的地貌形态

岩溶地貌的发育因受到地表的和地下的岩溶作用支配，因此也造成地表岩溶地貌和地下岩溶地貌两大类。两类地貌虽然各自发展，但又相互影响。一方面是地表地貌的高度降低，类型减少，趋向消亡。而另一方面是地下地貌不断暴露并转成为地表地貌，如果地壳发生升降运动，那么这种变化就会变得更加复杂。

### 一、地表地貌形态

地表地貌按形态特征，可分为六种：即小型溶蚀地貌、岩溶洼地、大型盆地、岩溶谷地、岩溶石山和岩溶平原等（表 5—6）。

表 5 - 6 地表岩溶地貌类型表

主要类型		次级类型
小型溶蚀地貌		落孔、溶窝、溶纹、溶缝、溶沟、溶槽、石芽、石脊、石林
岩溶洼地		溶蚀洼地、塌陷洼地、沉陷洼地、潜蚀洼地
大型盆地		坡立谷与槽谷
岩溶谷地		干谷、盲谷、袋形谷
岩溶石山	单体形态	塔状、圆锥状、单斜状
	组合体形态	峰丛、峰林、孤峰（残丘）
岩溶平原		岩溶边缘平原、岩溶基准面平原、岩溶山足平原

#### （一）小型溶蚀地貌

##### 1. 溶沟和溶槽。

这是刻入岩石表面的石质沟槽，横剖面呈楔形、V形或U形，长度不一，深数十厘米至数米不等。沟槽的发育受到构造裂隙、层面和坡面产状等影响，如细小平行的沟槽多沿岩石倾向延伸，规模较大的沟槽多沿断层和层面走向扩展，交叉的棋盘状（方格）的沟槽网总与方格状或X状构造裂隙有关。发育初期雨水只沿裂隙溶成浅窄的（数厘米）的溶纹，以后才逐渐扩大为沟槽（图 5-2）。

##### 2. 石芽、石脊和石林。

它们是相对突出于沟槽之间的尖形岩石，竖立在沟槽包围中的齿形岩石称为石芽，若

石芽呈岭脊状延伸的称为石脊。石芽和石脊的形状有笋状、菌状、柱状、尖刀状等，排列形态有不规则的、车轨状的或方格状的。大小不一，高度一般由数厘米至数米。高度与可溶岩的厚度、纯度有关，质纯厚层的石灰岩可发育出尖锐而高大的石芽；薄层的泥质灰岩和硅质灰岩难于溶蚀，只能发育出矮小而圆滑的石芽。很高大而密集的石芽，又称为石林或石林式石芽。如我国云南路南县的石林，石芽高可达 35 米，分布面积达 35 平方千米。它是在厚层质纯、产状平缓、节理倾角陡但密度较疏的石灰岩中，加上当地地壳轻微上升、气候湿热多雨等条件下发育而成，它出露之前，曾经埋藏在第三系红层之下。

#### （二）岩溶洼地

它是一种封闭性的小型盆地，平面形状有圆形、椭圆形、星形、长条形。

垂直形态有碟形、漏斗形和筒形，由四周向中心倾斜。长宽度多在数十至数百米。深度较浅，一般为数米至数十米不等。洼地基底为岩石，也有砂、粘土层覆盖。这些土层多是岩石风化后的残留物，可种植。但因洼地底部存在裂隙和落水洞，所以洼地易透水干旱。如果透水通道堵塞，洼地就会储水成湖，称为“岩溶湖”。我国广西俗称“天塘”或“龙湖”。贵州草海是一个大型岩溶湖。岩溶洼地种类主要有：溶蚀洼地、塌陷洼地及沉陷洼地等（图5-3）。溶蚀洼地在云贵和广西等地分布很多。

洼地是包气带岩溶作用下的产物，也是岩溶作用初期的地貌标志，因此它在岩溶高原上发育得最普遍。洼地的发展，最初是以面积较小的单个漏斗（溶斗）为主，以后多个漏斗不断溶合扩大，形成面积较大的盆地。它的发展不但使地面切割加剧，而且还促进了正地貌的形成。如洼地和与之相邻的峰丛石山关系是洼地越发育，峰丛石山越明显。

### （三）坡立谷与槽谷（大型岩溶盆地）。

坡立谷（Polje）一词源于南斯拉夫语，原意是田野，地貌上是指大型的岩溶盆地，宽数百米至数公里，长数公里至数十公里。这种大型盆地在我国云贵及广西的都安、马山、

大新和龙津等地十分发达，四周多被峰林石山围绕，谷坡坡陡，横剖面呈槽形，故又称槽谷，俗称“坝子”。谷底平坦，常有河流穿过，河流由石山一端的出水洞或冒水孔流出，注入另一端的石山的溶洞中，或潜入落水洞之下。有河流作用的槽谷扩展较快，并且有河流堆积，堆积层厚2~3米，呈棕黄色的粘土层。土层不易漏水，地下水位高，沼泽地多，雨季时易积水成为临时湖泊。谷底不平坦的槽谷还有孤峰、干谷、盲谷和碟形洼地出现。坡立谷的发育有三种类型：发育于可溶岩与非溶岩的接触地带；发育在断陷盆地或向斜构造基础之上；完全发育在可溶岩区，由于潜水面埋藏浅，受强烈的溶蚀及地表河的侵蚀（图5-4）。

坡立谷常与峰林石山相伴生。由于地形平坦，堆积土层较厚，水源充足，所以多成为岩溶区重要的农业地带。

### （四）盲谷和干谷

这二种谷地是岩溶区的特殊谷地。当地表河流潜入石山的溶洞或落水洞之后，河谷突然中断，这种下游不正常延伸的河谷称为盲谷，如我国红水河支流涟水，就有许多盲谷，断续分布于贵阳与罗甸之间。盲谷的生成与原来石山内的地下河顶板崩塌有关。干谷是一种干涸的河谷，它原是岩溶区昔日的河谷，因谷底岩溶作用活跃，当地壳上升，或岩溶基准面下降时，河水沿谷底漏陷地貌渗入地下成为伏流，使原来的河谷变为干涸的“悬谷”，或者雨季时有部分水流通过的“半干谷”。

### （五）岩溶石山

它是岩溶作用下所成的山体，这类山体非常独特，不但有奇异的地表形态，而且还有复杂的山内地貌。地表岩石裸露，山峰尖锐挺拔，山坡陡峭，地面坎坷不平，布满着凸起的石芽、石脊和与之交错的石沟石槽，还有陷入地下的落水洞及消水坑等。石山内部更有纵横交错和大小不等的溶洞、裂隙和坑道，并往往有地下河（暗河）穿过。这种地貌结构特殊的山体，称为岩溶石山。

石山的单个形态与岩层产状有关，如在水平岩层和质纯的石灰岩上发育

的石山呈塔状或圆筒状；在产状水平但不纯的石灰岩上发育的石山呈圆锥状，基部大，山顶小；在单斜层上发育的石山呈单斜状，山体两坡不对称。石山的组合形态主要有三种（图 5 - 5）：

#### 1. 峰丛石山。

它是基座相连而峰顶分离的石山群，基座的厚度大于峰顶的厚度。峰顶之间为深陷的岩溶洼地所分隔，峰顶相对高度一般为 100 ~ 200 米，国外称为锥状岩溶或多边形岩溶。这类石山的生成是因石灰岩区内洼地扩大，而洼地之间蚀余的岩石就成为峰顶，属岩溶作用中期的产物，它在我国贵州及桂西北一带分布最广。

#### 2. 峰林石山。

它是基座分离或稍有相连的石山群，又称为“塔状岩溶”。相对高度在百米以上。该类石山主要由峰丛石山演变而来，即原分布在峰丛石山上的岩溶洼地向下发展，深切至潜水面附近后转化为坡立谷和溶蚀平原，从而把石山基座彻底分开，于是峰丛就变为峰林。因此峰林石山常与坡立谷或溶蚀平原相伴生，成为岩溶后期的产物。如果地壳上升，峰林石山也会重新变为峰丛石山。峰林石山在形成过程中，除了岩溶洼地的垂直岩溶外，崩塌和地表河（地下河出露）的侵蚀也起着重要作用。

该类石山主要发育于湿热多雨的热带及亚热带地区，如我国的桂林、阳朔一带是峰林石山的典型地区。石山群的排列受地质构造影响，在褶皱紧密、岩层陡倾的地区，石山呈脊状排列，在岩层缓倾和褶皱舒展地区，石山排列不规则，有的呈星点状。

#### 3. 孤峰石山（残丘）。

分布在岩溶平原或坡立谷中的孤立石山，形态低矮，相对高度数十米。它是在地表长期稳定下，峰林石山进一步破坏而成，属岩溶作用晚期的产物。

以上三种石山组合的分布特点：一般是峰丛位于山地的中心，峰林在山地的边缘，孤峰在山地以外的溶蚀平原上或坡立谷地之中。

### （六）岩溶平原

岩溶高原和石灰岩山地经过长期的溶蚀破坏，地形高度逐渐降低，起伏减小，最后发展成为面积广阔的原野。平原面的发育严格地受地下潜水面和石灰岩内不透水层面的控制，而且多与岩溶区内或边缘地带的河流作用有关。因此它多沿河流两岸分布。平原的发育有的在岩溶区内，由多个坡立谷合并而成，也有在岩溶区边缘，是在伏流出口的袋形谷的扩大和地表河的侧蚀共同作用下形成的。

## 二、地下岩溶地貌

地下地貌是岩溶作用的特有地貌，它包括落水洞、溶洞和地下河、湖等（表 5 - 7）。

### （一）落水洞

它是从地面通往地下深处的洞穴，垂向形态受构造节理裂隙及岩层层面控制，呈垂直的、倾斜的或阶梯状的。洞口常接岩溶漏斗底部，洞底常与地下水平溶洞、地下河或大裂隙连接，具有吸纳和排泄地表水的功能，故称落水洞。直径一般为数米至数十米，深度远较直径为大，已知单段直落最深为可达 450 米。如果是曲折多变的落水洞深度更长达千米。例如法国的“牧羊

人深渊”，深 1122 米，而比利牛斯山上的“马丁石”更深，达 1138 米。对深度大，洞形陡直的落水洞称为竖井。一些形似井和洞底常有水的，可称为天然井；对洞口小和深度小的可称为消水坑。

落水洞发育于包气带内，由于它是地表汇水地点，故流量大，流速快，溶蚀强，冲蚀作用也强，甚至造成洞壁崩塌，洞体扩大。在有河流注入的落水洞，会形成“落水洞瀑布”，此时的冲蚀作用成了洞的主要破坏力量。

## (二) 溶洞

溶洞从广义上说它包括了地下大小不同的各种类型的洞穴，其中也包含了落水洞。但这里所指的主要是发育在饱水带或季节变动带内的水平状溶洞，其次是倾斜成垂直状溶洞，它是世界上规模最大，最富有地理意义和研究得最为详细的是水平溶洞类型。溶洞的作用力复杂，除了溶蚀外，还有地下河的冲蚀、崩塌、化学堆积和生物作用等，形成的地貌形态也多种多样。此外，溶洞内还有矿床堆积，因此研究溶洞地貌是认识岩溶地貌的一个重要方面。

表 5 - 7 地下岩溶的主要地貌形态表

分 带	分 类	形 态
垂直岩溶带 (包气带)	落 水 洞	按横断面形状：竖井状（竖井、天然井）、裂隙状、锥状
		按主轴线倾角：垂直的、倾斜的、阶梯状的
水平岩溶带 (饱水带)	溶 洞	按主轴线倾角：水平的、倾斜的、垂直的
		按主轴线形状：直线形、折线形、弧线形
		按横断面形状：圆形、椭圆形、拱形、扁平形、窄缝形、方形、三角形、花冠形、锯齿形
		洞室、洞厅
		石 窟
		溶洞组合
	洞	洞顶：石钟乳 洞壁：石幔、石旗、石盾 洞底：边石、钙华板、石笋、穴珠 洞底——洞顶：石柱 附生微型：石花、卷曲石、爆玉米
溶洞崩塌	天生桥、穿洞、天窗、崩塌堆	
	地下河（暗河）	石锅、贝穴、边槽

### 1. 溶洞的形成机制。

近 30 多年来，人们对溶洞生成的研究，除野外探测外，还开展了室内模拟试验，认识到溶洞的生成受到地质、地貌、水文、气候、土壤和生物等多种自然因素影响，这些因素都通过水文地质（特别是含水层的补给、运动、排泄及水化学）去起作用。根据水文地质特性，解释溶洞生成模式的主要有：

(1) 普通非承压含水层（潜水层）成洞模式。即普通洞的形成模式，普通洞的形成一般都经历三个阶段。即初始洞穴、初始管道、系统洞穴。

初始洞穴发育在有利于溶蚀的部位，特别是岩石的层面和构造裂隙处。当裂隙的溶蚀直径或宽度达到紊流出现时，即标志着第一阶段完成，此时洞穴的规模尺度约为 5~15 毫米。

进入第二阶段后，由于紊流作用，使溶洞迅速扩展，当地下水流的输入补给点和输出排泄点之间出现连通管道时，即表示该阶段的结束，此时的管道称为初始管道。其延伸方向，总是沿着地下水面的最大坡度方向。而具体的发展则是顺着最小阻力的方向。这种补给点和排泄点的连通不但使溶洞发展突然加快，而且还会使同一含水层中相邻的初始管道发生合并。第三阶段的主要过程就是管道的合并、扩大以至洞穴系统的形成发展与完善。

(2) 普遍承压含水层成洞模式。普遍承压含水层是指以大气降水为补给和顶、底面被相对隔水层夹持的可溶岩含水层。在此层内裂隙全充水，地下水流动缓慢，沿构造节理溶蚀出两维空间的小通道，其形状和大小较近似，常组合成网状迷宫。

(3) 深部热水矿水成洞模式。深部地下水的水温高，含气体和矿物成分也高，这些水的成因复杂，来自火山水、岩浆水、沉积共生水、深循环的大气水等。水的性状、成洞机制与结果都十分复杂，目前只对以下两种热水成洞作用的研究比较清楚：富含二氧化碳的热水成洞：这种热水上升并进入碳酸盐岩石后产生的溶洞有两种形态，一是直线网格状迷宫，二是由下往上伸展的树枝状洞。其溶蚀机制主要是碳酸化溶解和冷却溶解。当热水与浅层碳酸盐淡水混合时，还发生混合溶解。一些非热水型溶洞虽然形态类似，但不会有热矿水形成的特殊矿物堆积（方解石晶体），也不会有小圆顶的袋形洞。富含硫化氢的热矿水成洞：油田或气田水常富含硫化氢，这类矿水上升至潜水面后，受氧化而产生溶蚀性很强的硫酸，它对碳酸盐岩石溶蚀还产生二氧化碳，因而更加强了溶蚀作用。此外冷却溶蚀和混合溶蚀也会出现。

(4) 海岸混合水成洞模式。分布于海岸带的碳酸盐岩石，在地下淡水与海水（咸水）混合时的溶蚀，会产生沿岩石裂缝或孔隙发育出的小孔穴，它们常组合成海绵状的迷宫；当洞的规模较大时，易塌顶变成“天窗”。

## 2. 溶洞形态。

溶洞的形态非常复杂，洞的规模大小相差悬殊，这反映了形成机制、形成因素和演化历史的不同所致。基本形态有三种：即通道、洞室与洞厅、石窟。

(1) 通道。是指人能通过的管状洞的总称。通道的划分有多种（见表 5—7）。溶蚀通道的直径较小，多在数米以内，而长度可超过数百米，如在多补给点的和承压含水层中的通道经常纵横交错，或多层展布，累计长度可达数十至上百公里，如美国的燧石巨洞（Flint.Ma 毫米 othCaveSystem）已知总长为 530 千米，居世界首位。从地表往下伸入最深的通道系统是法国的让·贝尔纳洞（ReseauJeanBernard），深达 1535 米。通道的发育多与地下河的作用有关，而且在通道顶、侧往往遗留着昔日河水溶蚀的痕迹。如：洞顶平坦面，显示昔日地下河床完全充水时水面溶蚀的结果。石锅及贝穴，二者是切入洞顶的小地形，其中石锅如反置的锅形，口圆，直径多在数十厘米以内，散布于洞顶，有的凹入较深如袋形或烟囱形，其成因有水流漩涡说、混合溶蚀说和穹顶气室受压缩而加强溶蚀等多种说法。贝穴呈小浅窝状成群发育，单体如反置的贝壳，直径数厘米至数十厘米，深度较小，纵部面不对称，上游方陡下游方缓。这是长期定向流水溶蚀岩石的结果，故纵轴剖面具

有指示流向意义(图 5-6)。边槽,横剖面为平卧的槽形,刻切入洞壁的下方,宽深约数十厘米,长度很大,沿地下河床两壁分布。它是在地下河、湖水面长期稳定时,水面对岩石溶蚀所成。

(2) 洞室、洞厅。这是长、宽、高度相似的单个溶洞或洞段,规模小的称洞室,大的称洞厅,它们常发育在岩性易溶、裂隙较密集或断裂交叉、水流交汇的地段。洞厅的规模可以很大,如美国卡尔斯伯洞大厅(Carlsbad Big Room),其底面积为 33210 平方米;马来西亚的沙拉瓦克(Sarawak),其底面积为 162700 平方米,居全球之冠。洞内崩塌是溶洞扩大成厅堂的重要原因,如体积超过 100 万立方米的法国维娜宫(SalldelaVerna),洞内可见崩石堆积达数百立方米。

(3) 石窟。石窟是沿水平方向切入陡坡、陡壁或洞壁的单个浅洞。大小规模在 10 米以内;洞口大,但深度小,状似神龛,又称“岩屋”。其成因常与河流冲蚀或差异溶蚀有关,也有的是大溶洞崩塌破坏的残余。

组合形态:各种溶蚀通道,洞室、洞厅常交叉连通,构成洞穴系统,其组合方式与结构形状十分复杂离奇,反映了形成机制、地质结构、环境条件及成洞历史的差别。根据组合形态的结构特点可分为:横向树枝状、垂向树枝状、格子状迷宫、蜂窝状迷宫、楼层状等洞穴系统。

### 3. 溶洞化学堆积形态。

洞内堆积矿物已发现有 80 余种,其中大部分为方解石的化学堆积。造成方解石堆积的主要原因是渗入洞内的碳酸水溶液中  $\text{CO}_2$  的逸出。 $\text{CO}_2$  的逸出与水质、水温、洞内空气中  $\text{CO}_2$  的含量、水的运动和藻类生物的化学作用等有关。堆积形态主要有:

(1) 石钟乳、石笋、石柱(图 5-7)。这是一组由洞顶滴水而产生的堆积地貌。石钟

乳是从洞顶垂直往下悬挂的堆积形态。最初的堆积是围绕出水口发生,接着形成小管(鹅管),往下加长和往内加厚。当管内水下排欠畅时,水会穿过管壁,然后沿壁外下流,并在管外产生堆积(图 5—8)。此时石钟乳的发展已不是简单的向下伸长,而且出现多向复杂生长了。如果洞顶有足够的供水,石钟乳末端的滴水就会滴在洞底位置上,产生与石钟乳相对应的,但生长方向相反的石笋。它的外形与下滴的水量和高度有关。大的水量或高的跌落都会失去尖笋状的外观,变为山丘状。石钟乳下伸触及洞底,或石笋上长至洞顶,或二者相相对生后连接时,就成为石柱。

并非所有的洞顶滴水都会形成石钟乳、石笋或石柱,如果滴水的碳酸钙含量不饱和,则会产生溶蚀及滴水窝。堆积形态如果在水的自重滴落时会呈直立状,但有时也会弯曲,其原因不一定是地壳运动或洞底、洞顶的破坏,而可能是供水位置或水质水量的改变所致。近洞口或天窗处的石钟乳弯曲,可能是该处气流强烈,或者是藻、苔植物趋光生长所引起。

(2) 石幔、石旗、边石坝、钙华板。这是一类由薄膜(层)状溶水所成的堆积地貌,总称为“流石”。当水沿额状洞壁往下漫流时,就会形成布幔状或瀑布状流石,即“石幔”。若水集中沿一条凸棱下流时,会形成薄片状

的堆积，称为“石旗”。如果薄层水在洞底斜面上作缓流而又遇到小凸起时，流速就会加快，水中的 $\text{CO}_2$ 会逸出，并在凸起处发生堆积。这些局部堆积反过来又加快了流速，再次促进了局部堆积。这样反复作用的结果，最终形成了花边状弯曲的小堤，即“边石坝”（图5-9）。其顶近水平，顶部厚数厘米，往下变厚。高不超过30厘米。平面形态呈弧形、半圆形，或多个相连，或逐级下降，有如莲叶和梯田，故又称“灰华田”或“石田”。边石坝有时也见于岩溶泉的出口。

饱和的碳酸钙水溶液在洞底流动时，常形成多孔状的堆积层，称“钙华板”或“灰华层”，最厚者可达数米。结构呈多孔状，这与地表河流瀑布坎的钙华相似，因此跌水急流也可能是钙华板的成因。

（3）石花、卷曲石、爆玉米。这是一类毛发状、草叶状、豆芽状或花球状的微小形态，常附生在其他大型碳酸钙堆积形态上。生长方向乱散，似是不受重力影响。其成因复杂，主要与毛细水的运动有关，同时还受洪水量少、环境较封闭、气温较稳定和气流扰动少等条件影响。石花的“花瓣”呈针状向外辐射，形似蓟草的花球，常由文石组成。卷曲石似豆芽，其卷曲可能是晶格错位所致。爆玉米是群生的小瘤，是毛细水蒸发的产物。

#### 4. 溶洞崩落地貌。

溶洞内周围岩石的临空和洞顶的溶蚀变薄，会使洞穴内的岩石应力失去平衡而发生崩塌，直到洞顶完全塌掉，变为常态坡面为止。所以崩塌是溶洞扩大和消失的重要作用力，形成的地貌主要有：

（1）崩塌堆。溶洞崩塌主要发生于洞顶岩层薄、断裂切割强以及地表水集中渗入的洞段。崩塌发生后，洞底就会堆出崩塌堆，若有地下河活动时，崩塌堆会逐渐被搬运，只留下一些较大的崩石。洞内化学堆积的发展，也会引起溶洞的崩塌，如巨大的石钟乳坠落；石笋、石柱的增大把洞底压陷，使下层洞顶变形和引起上层洞底的破坏，把石柱拉断、拉倒。

（2）天窗。洞顶局部崩塌并向上延及地表，或地面往下溶蚀与下部溶洞贯通，都会形成一个透光的通气口，称为“天窗”。若天窗扩大，及至洞顶塌尽时，地下溶洞则成为竖井。

（3）天生桥、穿洞。地下河通道塌顶后就变为箱形谷或峡谷，但这种崩塌常常不是一次性完成的，如果通道上、下游两端先崩，中间局部保留，此时就出现横跨谷地的桥状地形，称为“天生桥”。可见它是洞顶崩塌的残余地形，呈拱形，宽度数米至百米。桥下的洞，两头可对望的，称为“穿洞”，如桂林的象鼻山、阳朔的月亮山等。

#### （三）地下河

有长年流水的地下溶洞称为地下河或暗河，它和地表河一样，发育有瀑布、冲蚀坑、壶穴、深槽地貌和沙砾堆积物。河流过水面积受到石质河槽的限制，不能自由扩大。流向受断裂构造节理或层面走向的支配，显得十分曲折和不连续，宽窄也不一致。在溶蚀作用参与下，石质河槽的顶面平坦，有石锅和贝穴，两侧有边槽等特殊地貌。当地壳上升和潜水面下降时，河水便渗入更深的地下，原来的地下河槽则变成了干涸的水平溶洞，以后就会发育出各种各样的碳酸钙堆积地貌。

### 第三节 岩溶地貌发育的规律性

近 100 年来的岩溶研究提出了许多单种形态的、多形态组合的、地区性和地带性的岩溶发育模式，力图说明岩溶地貌发育的地区性、地带性和演化性。以下仅就地貌发育的地带性及地貌演化作简括的介绍。

#### 一、岩溶地貌发育的地带性

气候对岩溶地貌的发育有着重要的影响，如大气降水、蒸发、日照和气温等气象要素不但直接地影响地表的岩溶作用，而且还通过水文、土壤及生物等间接地影响岩溶过程。这些影响集中地反映在水的径流量和溶解性两个方面上。其结果使全球岩溶地貌景观具有强烈的气候分带色彩。目前可明显分出的有四个气候地貌带：即潮湿热带、半干旱温带、干旱带和寒带，而且近 20 年来对这些气候带的石灰岩溶解剥蚀率都作了较多的实测与理论计算。

##### （一）潮湿热带的岩溶地貌

潮湿热带岩溶是在气温较高、温差小、雨量多、降雨强度大、地表水量多、水流循环快、生物化学作用活跃和土壤中富含  $\text{CO}_2$  气体等条件下进行。岩溶作用具有速度快、强度大和集中于浅层等特点。因此，地表岩溶和浅层岩溶地貌发育，地貌种类多、密度高和规模大，典型的地貌组合类型有：峰丛—洼地和峰林—平原两类。

##### 1. 峰丛—洼地型。

因其发育模型以多个多边形小流域的发生为开始，故称“多边形岩溶”，又因其山峰呈锥状，又称“锥状岩溶”，再因封闭洼地近似斗鸡场，故又称“斗鸡场式岩溶”。峰丛内峰峰相依，峰丛间的洼地常有土层覆盖，洼地底部常有落水洞与地下河道相通。该类地貌发育于巴布亚新几内亚、牙买加、古巴、波多黎各、印度尼西亚以及我国西南和南方各省区。在我国的发育与第三纪以来的潮湿亚热带季风气候有关。

##### 2. 峰林—平原型。

该类型因其山峰呈塔状，故又称“塔状岩溶”，又因峰林外围与平原相邻，故亦称“平原岩溶”。峰林石山内多溶洞，高处的洞多为旱洞，洞内化学堆积以流石为主。石山脚下常发育一类特有的溶洞，称为“脚洞”。其特点是洞底略低于周围地面，洞内有地下河或湖，水下缺化学堆积。洞顶平坦多石锅，洞壁有边槽。当有较大的地表河流入时，会发展成穿洞。

峰林周围的平原有三种类型：一是封闭盆地式，如坡立谷。二是沿河平原式，平原上有较大的外源河通过。三是溶蚀夷平面式，表面覆盖有较厚的残积红、黄色粘土层和残峰分布。

##### （二）半干旱温带的岩溶地貌

该带年降水量较少，部分又为固体降水（雪），故地表径流量较小，水流活动时间较短，气温较低，又有寒冷的冬季，生物化学活动明显减弱，故岩溶作用较弱，地表岩溶地貌不突出，以覆盖的宽浅洼地为主，多干谷，地下溶蚀裂隙和小孔洞也较多。在高原或山地里，由于地下水有低的集中排泄基点，故深部常有细长的溶管发育，局部地段有溶洞，但很少有大的地下河。

##### （三）干旱带的岩溶地貌

在干旱区，年降水量很少，风力强蒸发大，地表径流几乎绝迹，地下水深埋，地下径流微弱，地面植被和土壤缺乏，这种环境很不利于岩溶作用的

进行，故岩溶地貌发育很差，不但数量少，而且规模小，形态极不完全。但一些规模较大的古岩溶地貌，却能在干燥环境下得到长久保存。此外，在干旱热带区，在易溶的石盐、石膏层上，由短暂暴雨作用而成的溶沟、溶槽和溶洞，亦能在长期干旱的环境下得到较好的保存。

#### （四）寒带的岩溶地貌

寒带气温低，结冰期长和冻土分布，都极大地限制了地表水的活动和地下水的补给，从而削弱了岩溶作用的进行。虽然没冻结的低温水能溶入较多的  $\text{CO}_2$ ，在一定程度上加大了石灰岩的溶解量，但因低温减弱了化学反应速度，所以总的溶蚀强度低于热带，但高于干旱带。

#### 二、岩溶地貌的演化

关于岩溶地貌的演变问题，在近代岩溶研究初期，即有格隆特(A.Grund)的岩溶地貌循环模式和土威直(J.Cvijic)的迪纳里克岩溶地貌演化模式。这两个模式都是戴维斯地貌循环论在岩溶地貌上的应用。因其前提条件过于简单，依据地区局限和例证粗浅，故受到许多批评。其后，演化模式的研究重点转入小区域形态为主的研究，如利曼(H.Lehmann)以爪哇为依据，提出锥状岩溶演化模式。近年来定量化是模式研究的主要方向之一，如威廉斯(P.W.Williams)使用了精确的形态实地侧量与数学统计，提出了新几内亚多边形岩溶成长模式。又如福特(D.C.Ford)，采用了模拟试验，提出溶洞发育模式等。

## 第六章 冰川与冻土地貌

在高纬度和高山地区，气候寒冷，年平均温度多处于 0 以下，地表常被冰雪覆盖或埋藏着多年冻土。冰雪地区的主要外力作用是冰川作用，由冰川作用所成的地貌称为冰川地貌。冻土的主要外力作用是融冻作用，以融冻作用为主所形成的一系列地质、地貌现象总称为冻土地貌。在许多文献中把冻土地貌称为“冰缘地貌”。“冰缘”原指冰川边缘地区。但是，实际上以冻土地貌为特征的冻土区范围，早已超出了狭义的冰缘区界线。

全世界现代冰川和冻土分布面积分别为 1623 万平方千米及 3500 万平方千米，各占陆地面积的 11%和 24%。我国现代冰川面积约 5.86 万平方千米，冻土面积约有 215 万平方千米，它们的总面积占全国面积的 23%强。在第四纪最大冰期时，世界上冰川、冻土作用区的面积更为广大。因此，对冰川与冻土地貌的研究，具有重要的理论意义和实践价值。

## 第一节 冰川的形成与类型

### 一、冰川的形成

#### (一) 雪线与成冰作用

冰川 (Glacier) 形成于雪线以上的常年积雪区, 在那里由于终年气候严寒, 每年的积雪不会完全融化, 而逐年得到积累, 从而为冰川的发育创造了前提条件。冰川发育与气候因素和地形条件关系密切, 气候因素中的气温和降水又决定着冰川的存在与消亡。所以, 有人认为, 冰川是气候的产物。地形条件可以影响一个地区的气候特点和冰川形成的规模、性质及形态。当气候和地形因素综合作用后, 对冰川的形成才有积极意义。

从气候的角度看, 形成冰川的有利条件是全年低温和大量的固态降水, 特别是夏季的低温, 这样才有可能使固态降水不仅不被消融掉, 而且每年不断积累。

大气固态降水的年收入等于年支出的界线, 称为雪线。雪线不是一条线, 而是一个高度带。雪线以上全年冰雪的补给量大于消融量, 形成了终年积雪区; 雪线以下的地带, 全年冰雪的补给量小于消融量, 没有永久积雪, 只能产生季节性积雪区。雪线高度在不同地区是不同的, 它受温度、降水量及地形的影响。但是, 地球上雪线高度总的分布是由赤道向南北回归线方向升高, 并达到最高, 如在南纬靠近  $20^{\circ}$  附近处雪线的平均高度达 5600 米, 而北半球同纬度处只有海拔 5200 米, 但最大绝对高度却在北半球的青藏高原。然后, 雪线由南北回归线向两极方向骤然降低, 在南纬  $62^{\circ}$  以南已降低到海平面的高度了, 在北半球同纬度处却仍高出海平面约 600 米 (图 6-1)。

在雪线以上的常年积雪, 经过一系列的“变质”作用而形成冰川冰, 这个过程称为成冰作用。新降的雪呈片状、星状、针状、枝状、柱状、轮柱状和不规则状等, 具骸晶形态。当骸晶形态完全消失而成为大体圆球状雪粒, 称之为粒雪。雪与粒雪晶粒之间的孔隙, 与大气相连通。在变质成冰过程中, 总的趋向是密度不断增大, 孔隙率不断降低。新雪的密度只有  $0.05 \sim 0.07$  克/立方厘米, 而粒雪的密度已增至  $0.4 \sim 0.8$  克/立方厘米。一旦孔隙完全封闭成气泡, 与大气不相通, 则认为粒雪变成了冰川冰。此时, 冰的密度达  $0.83 \sim 0.91$  克/立方厘米。

成冰作用具有明显的地带性。在高纬极地区为冷型成冰作用, 又称重结晶成冰作用, 即在永久负温的条件下, 靠很厚雪层的巨大压力而使新雪变为粒雪, 再变为冰川冰。这一成冰过程速度缓慢, 南极中央 200 余米深处的冰体, 已经历了近千年的历史。在中低纬高山地区, 主要是暖型成冰作用, 又称渗浸—冻结成冰作用。夏季气温高, 白天积雪表面融化, 冰雪融水渗浸, 夜晚再冻结作用, 它加速了粒雪化和成冰作用过程, 甚至当年就可能使粒雪成冰川冰, 由此形成的冰川冰密度为 0.9 左右, 一般比极地区冷型成冰的冰川冰密度大, 透明度高。

当冰川冰积累到一定厚度, 只要地表或冰面具有适当的坡度, 冰体就能向雪线以下地区缓慢流动, 伸出冰舌, 形成冰川。

#### (二) 冰川的运动

运动是冰川区别于其他自然界冰体的最主要特征。冰川运动主要通过冰川内部的塑性变形和块体滑动来实现 (图 6-2)。冰川冰是冰晶的聚合体。

它在低温条件下，冰晶体相互之间结合十分紧密。当冰层厚度达到某一临界厚度时，冰层下部受到上部冰层的较大压力，使冰的融点降低，这时在下部冰层内部则是冰、水和水汽三相共存的物态。在缓慢增加的压力作用下，冰的晶体之间的相互位置就可以变动而出现塑性变形。因此，一般较大的冰川常可以分为两层，上部为脆性带，下部是塑性带。塑性带的存在是冰川流动的根本原因。但对于小冰川，塑性流动带常不明显，冰川运动主要依靠底面滑动。

导致冰川运动的力源主要是重力和压力。取决于底床坡度而流动叫重力流，多见于山岳冰川；取决于冰面坡度而流动叫压力流，多见于大陆冰盖。

冰川运动的速度取决于冰川的厚度，冰床或冰面坡度，两者成正比关系。冰川的流动速度是非常缓慢的，肉眼不易觉察。山岳冰川流速一般为每年几米到一百多米。例如，中国天山冰川流速 10~20 米/年；珠穆朗玛峰北坡的绒布冰川，中游最大流速为 117 米/年。但是，世界上有些冰川在短期内出现爆发式的前进，如 1953 年 3 月 21 至 6 月 11 日不到三个月，喀喇昆仑山南坡的斯塔克河源的库西亚冰川前进了 12 千米，平均每天 113 米；西藏南迦巴瓦峰西坡的则隆弄冰川，在 1950 年 8 月 15 日（藏历七月初二）晚，冰川突然前

进，数小时内冰川末端由原来海拔 3650 米处前进至海拔 2750 米的雅鲁藏布江河谷，前进水平距离达 4.8 千米，形成数十米高的拦江冰坝，使江水断流（表 6-1）。

表 6—1 世界主要冰川区大冰川的概略运动速度

地 区	昼夜平均速度 (厘米/日)	平均年速度 (米/年)
阿尔卑斯山	20 ~ 40	80 ~ 150
阿尔泰山	20 ~ 35	70 ~ 125
天 山	40 ~ 50	140 ~ 180
帕 米 尔	60 ~ 80	220 ~ 300
喜马拉雅山	200 ~ 350	700 ~ 1300
格陵兰：	冰盖	7 ~ 8
	溢出冰川	300 ~ 2700
南极：	冰盖	3 ~ 35
	溢出冰川	80 ~ 230

冰川运动的速度在冰川各部分是不同的（图 6-3）。从冰川的纵剖面来看，中游流速大于下游；从横剖面来看，冰川中央流速大于两侧；从垂直剖面来看，冰舌部分以冰面最大，向下逐步减少，而在冰雪补给区则因下部受压大，故最大流速常位于下层离冰床一定距离的地方（在冰川最底部因为和冰床摩擦速度降低）。由于冰川表面各点运动速度的差异，因而冰面上常产生各种裂隙（图 6-4）。

冰川的运动速度及末端的进退，往往反映了冰川物质平衡的变化。当冰

川的积累量与消融量处于平衡时，冰川停滞稳定。随着气候的变化，若降雪增多，冰川积累量加大，就会导致冰川流速变快，并以动力波的方式向下传播，冰舌末端向前推进；反之，若冰川补给量减少或消融量增加，则冰川流速相应减小，冰川后退。

## 二、冰川的分类

冰川的分类有按形态分类的，有按地理分类的，还有按冰川的物理性质分类的，分类方法很多，但多不完善。最早的分类是根据冰川的形态划分的，虽然它不完备，但能在野外的实际考察中直观地进行初步划分，简单又方便，至今仍被较广泛采用。地理分类是按冰川形态的区域特征划分的，实际上仍属形态分类法的派生，如它常分为阿尔卑斯型，斯堪的那维亚型，土耳其斯坦型等。目前，从冰川学的角度进行分类的是物理分类方法，它是根据冰川的物理性质来划分的，是一种较为科学的分类法，但是，它必须要有足够的实际观测资料才能进行。下面仅就常用的形态分类和物理分类分别加以简介。

### （一）冰川的形态分类

按照冰川的形态和规模，地球上的冰川基本上分为两大类，即大陆冰川和山岳冰川。

#### 1. 大陆冰川。

是不受地形约束而发育的冰川。大陆冰川又叫大陆冰盖，也称极地冰盖，简称冰盖，国际上习惯把超过 50000 平方千米面积的冰川才当作冰盖。目前，世界上主要是南极和格陵兰两大冰盖。其中南极冰盖最为巨大，包括边缘分布着的冰架在内，总面积达 1380 万平方千米。冰盖的平均厚度为 720~2200 米，最大厚度达 4267 米（图 6-5）。整个南极大陆几乎都被永久冰雪所覆盖，只有极少数山峰突出于冰面之上，称为冰原石山。冰盖边缘有一些没有脱离冰盖的大冰流伸向海中，并漂浮于海上，有的可延伸几百千米，虽然冰体是运动着的，但其范围基本是稳定的，这叫冰架，或称冰棚。比较著名的大冰架有罗斯冰架、菲尔希内尔冰架和罗纳冰架等。在冰盖边缘的其他地方也常有一些冰舌伸入海上，这就是流动速度较快的溢出冰川。冰架和溢出冰川都是陆缘冰，它们的前端由于消融而崩解，使大小不等的冰块在海上漂流，称为冰山。格陵兰冰盖面积 170 万平方千米，由南北两个大冰穹组成，冰盖最大厚度 3411 米，其边缘没有大冰架，而溢出冰川甚多。另外，在南北极地区的一些岛屿上，还形成许多比冰盖规模小得多的所谓冰帽或冰原。如北极地区的斯瓦巴德群岛、新地岛、北地岛、加拿大极地岛和冰岛，以及南极地区的克尔格伦岛、布维岛等都有冰帽或冰原存在。

#### 2. 山岳冰川。

它是完全受地形约束而发育的冰川。主要分布于地球的中低纬高山地带，其中，亚洲山区最发达。山岳冰川发育于雪线以上的常年积雪区，沿山坡或槽谷呈线状向下游缓慢流动。根据冰川形态、发育阶段和地貌特征的差异，山岳冰川进一步可分为：

（1）悬冰川。这是山岳冰川中数量最多但体积最小的冰川，成群见于雪线高度附近的山坡上，像盾牌似的悬挂在陡坡上，其前端冰体稍厚，没有明显的粒雪盆与冰舌的分化，厚度一般只有一二十米，面积不超过 1 平方千米。

对气候变化反应敏感，容易消退或扩展。

(2) 冰斗冰川。分布在河谷源头或谷地两侧围椅状的凹洼处，冰斗底部平坦，而壁龛陡峻。冰体越过冰坎呈短小冰舌溢出冰斗，悬挂在斗口。冰斗冰川面积一般在数平方千米左右。

(3) 山谷冰川。是山岳冰川中发育最成熟的类型，具有山岳冰川的全部作用功能。山谷冰川具有明显而完整的粒雪盆和伸入谷地中的长大冰舌，冰川长度达到数千米至数十千米，冰川厚度为数百米。如喀喇昆仑山的希亚臣冰川长 75 千米，最厚处达 950 米；帕米尔的费德钦科冰川长 71.2 千米，最厚处达 900 米。以雪线为界，山谷冰川具有明显的冰雪积累区和消融区，分别表现为粒雪盆和长大冰舌。它像河流那样顺谷而下，沿途还可接纳支冰川汇入，组合为规模更大的复式山谷冰川、树枝状山谷冰川。

(4) 山麓冰川。巨大的山谷冰川从山地流出，在山麓地带冰舌扩展或汇合成大片广阔的冰体，叫山麓冰川。现代山麓冰川只存在于极地或高纬地区，如阿拉斯加、冰岛等。阿拉斯加的马拉斯平冰川是条著名的山麓冰川，它由 12 条冰川汇合而成，山麓部分的冰川面积达 2682 平方千米，冰川最厚达 615 米。

(5) 平顶冰川。是山岳冰川与大陆冰盖的一种过渡类型，它发育在起伏和缓的高原和高山夷平面上，故又名高原冰川或高山冰帽。有时，在平顶冰川的周围常伸出若干短小的冰舌。这类冰川规模差别很大，其面积自数十至数千平方千米不等。如我国祁连山最大的平顶冰川土尔根大坂山的敦德冰川，面积为 57 平方千米；斯堪的纳维亚半岛上的约斯特达尔冰帽，长 90 千米，面积达 1076 平方千米；冰岛东南部的伐特纳冰帽规模更大，面积达 8410 平方千米。

## (二) 冰川的物理分类

根据冰川活动层(由冰川表面以下至 15~20 米深度内)以下的恒温层所特有的热力特征，将冰川分为三类：暖型、冷型和过渡型。

(1) 暖型冰川。冰川上部的活动层受气温变化而升高或降低，而下部的恒温层则不受气温变化的影响，使冰川至底部的温度具有压力融点的等温状态(附近)，只有冬季上

层几米处于负温。在冰内或冰下通道里有大量融水存在，由于冰川底部有一层融水，使冰川运动速度较大，年运动速度达 100 米或更大。雪线较低，冰舌可下伸入森林带，冰川进退幅度大，冰川地质作用较强。此类冰川主要分布在温带海洋性气候区，如欧洲阿尔卑斯的现代冰川。我国西藏东南部山地及横断山的一些山区，受印度洋西南季风影响下发育的冰川亦属此类。

(2) 冷型冰川。在极地或温带某些山岳冰川中，不仅冰川活动层的温度很低，恒温层内温度也明显低于冰融点温度。冰体直到很大深度都是负温，主体温度常在 -1 ~ -10 以下。冰川里几乎没有融水可起润滑作用，所以冰川运动慢，一般年运动速度为 30~50 米。雪线较高，冰舌高居在森林带以上，进退幅度小，冰川地质作用强度较弱。此类冰川主要分布在极地地区和温带大陆性气候下的中、低纬山地。我国西部和中亚高山冰川大多属此类型。

(3) 过渡型冰川。冰川表层为低温，而底部为相应的压力融点温度。

## 第二节 冰川地貌

### 一、冰蚀作用与冰蚀地貌

#### (一) 冰蚀作用

冰川对地表具有很大的侵蚀破坏能力。冰蚀作用包括挖蚀作用和磨蚀作用。它与冰川作用其他自然因素的结合，塑造了多种多样的冰蚀地貌类型。

冰川的挖蚀作用，主要因冰川自身的重量和冰体的运动，致使底床基岩破碎，冰雪融水渗入节理裂隙，时冻时融，从而使裂隙扩大，岩体不断破碎，冰川就像铁犁铲土一样，把松动的石块挖起带走。在基岩凸起的背流面和裂隙发育的地方，挖蚀作用表现明显（图 6-6）。它形成的冰碛物比较粗大，大陆冰川作用区的大量漂砾，一般是冰川挖蚀作用的产物。

冰川的磨蚀作用，是由冰川对冰床产生的巨大压力所引起的。如冰川厚度为 100 米时，每平方米的冰床上将受到 90 吨左右的垂直静压力。通过冰川的运动，就可促使底部石块压碎；压碎了的岩屑冻结于冰川的底部，成为冰川对冰床进行刮削、锉磨的工具，从而造成一些粒级较细的冰碛物，以粉砂、粘土为主。当冰川运动受到阻碍或遇到冰阶时，磨蚀作用表现更为突出，产生了基岩或砾石表面的磨光面。在磨光面上，常带有冰川擦痕。冰川擦痕宽、深一般只有数毫米，长短不等，多呈钉头形，有时亦可弯曲或呈弧状。冰川擦痕与冰川运动方向平行，基岩或砾石磨光面上的几组交切擦痕，表明了冰川流动方向的改变，或因被冰川挟带砾石方位的转动所致。在磨光面上，还可出现有成串的新月形裂口、新月形裂纹和月牙形凿口（图 6-7），它们是冰川冰沿冰床作断续的粘—滑运动（颤动）的结果。

冰蚀作用有人估计可超过河流侵蚀作用的 10~20 倍。估计斯堪的纳维亚半岛在大冰期中平均被挖蚀去 25 米厚的岩层，岩屑总量可以填平现在的波罗的海和它周围的一切湖泊。号称“千湖之国”的芬兰境内的湖泊，就是由大陆冰川挖掘地面形成的。北美的五大湖也是如此。

#### (二) 冰蚀地貌

冰蚀地貌最典型的有冰斗、冰川谷（U 形谷）、羊背石等。

##### 1. 冰斗、刃脊和角峰。

在冰川作用的山地中，冰斗是分布最普遍、明显的一种冰蚀地貌。冰斗三面为陡壁所围，朝向坡下的一面有个开口，外形呈围椅状。即冰斗是由冰斗壁、盆底和冰斗出口处的冰坎（冰斗槛）所组成。当冰斗进一步扩展，或谷地源头数个冰头汇合时，冰坎往往不明显或消失，这种复式大冰斗叫围谷，或称冰窖。当冰川消退后，冰斗底部往往积水产生冰斗湖。

冰斗形成于雪线附近的积雪凹地。随着温度的季节和昼夜变化，使得积雪凹地的冰雪也跟着融化与冻结。温度升高时，冰雪融水渗入凹地底部或岩壁的裂隙中去；温度降低时，融水又冻结成冰，因体积膨胀而扩大了岩石的裂隙。在这种融冻作用的反复进行下，积雪凹地周壁岩石不断崩解破碎。崩落的碎屑物质通过融冻泥流向下缓慢移动，促使凹地不断扩大，从而形成雪蚀凹地或冰斗的雏形。当雪蚀凹地中的冰雪积累量不断增加，形成冰川冰时，

后壁在挖蚀作用下不断后退变陡，凹地相应拓宽；而底部则在挖蚀—磨蚀作用下，进一步刷深，使其出口处形成相对高起而坡向相反的冰坎。这样，就形成了具有三面陡壁、中间深陷的围椅状典型冰斗地貌。关于冰斗的形成机制，还提出了一种“旋转滑动”的理论。这个理论认为，冰斗冰川粒雪线以下的消融区，夏天因强烈消融而出现负平衡，粒雪线以上的积累区却因冬季的积累而出现正平衡，冰川为了保持均衡，乃发生沿冰床的旋转滑动，基本原理见图 6 - 8。显然，只有暖冰川才能作旋转滑动。为了鉴别冰斗的真假及其发育的完善程度，好些人曾用不同方法去研究冰斗的纵剖面，德比希尔（E.Derbyshire，1976）用了平

坦指数的概念（ $F = \frac{a}{2c}$ ）计算，其计算方法见图 6 - 9。据他研究，真正冰川塑造的冰斗平坦指数小，为 1.7 ~ 5，雪蚀洼地平坦指数为 4.25 ~ 11，缺少岩盆为其特点。

由于冰斗多发育于雪线附近，因此冰斗具有指示雪线的意义，即可以根据古冰斗底部的高度来推断当时雪线的位置。因而，古冰斗在冰川地貌学上就成了一种特殊的“化石”。

当山岭两坡发育了冰斗，随着冰斗的进一步扩大，斗壁后退，岭脊不断变窄，最后形成刀刃状的锯齿形山脊，称为刃脊。由三个以上的冰斗发展所夹峙的尖锐山峰，叫做角峰。如珠穆朗玛峰，外形呈巨大的金字塔形。

## 2. 冰川谷和峡湾。

冰川谷又称 U 形谷或槽谷，它的前身大部分是山地上升前的河谷，以后由冰川切割 V 形河谷而成，但两者的地貌特征却显然不同。所有槽谷都有一个落差很大的槽谷头，就像河流溯源侵蚀的裂点一样，但其形成原因则是在于那里冰川最厚，底部剪切应力大，处于压融点状态，冰川冰可塑性强，侵蚀力强。冰川槽谷的横剖面特征是作悬链状，可以用抛物线公式  $y = ax^b$  来表示（a 是系数，x 是谷壁上任何一点到谷底中心的水平距离，b 为指数），发育最完好的冰川槽谷 b 接近于 2。冰川槽谷横剖面之所以要采取抛物线形状，是因为这是排泄冰量的最有效的几何图形。另外，山区冰期前的 V 形河谷在充满了冰之后，由于冰川流速的分布在横剖面上近似于同心圆，与流速较快的冰接触的地方（图 6-10 中短线表示的地段）将首先被快速侵蚀，V 形谷最后被改造成 U 形谷（图 6—10 中虚线部分），其与原来 V 形谷的交界处则显示为槽谷肩（图 6—10 上的 S）。

槽谷在纵剖面上常呈阶梯状下降，每一阶梯均由前方高起的岩坎和后方冰蚀盆组成，冰阶与冰阶之间每由陡壁分开（图 6 - 11）。这种阶梯状形态是冰川作用选择性侵蚀的结果，选择性侵蚀与冰床各段岩性、构造的差异，以及原始谷底的起伏有关。构造运动和地形切割强烈的山区，冰川谷容易产生阶梯状纵剖面。

在平面图上，槽谷的显著特征是它的贯通性，冰期前的山咀大多数被削平，因而十分顺直；同时冰川谷平面上是上游宽下游窄，因上游冰量大，侵蚀强，下游冰蚀弱。

此外，在主、支冰川汇流处，常因冰量不同而引起了侵蚀强度的差别。

主冰川比支冰川厚度大，侵蚀力强，槽谷深度也大，当冰川衰退后，支冰川槽谷就高挂在主冰川槽谷的谷坡上，形成悬谷。它高出主冰川槽谷底数十米至数百米不等。

峡湾分布在高纬度沿海地区，这里沿冰期前河谷发育的山谷冰川，其下游入海后仍有较强的侵蚀能力，继续刷深、拓宽冰床；冰期后，受海浸影响，形成两侧平直、崖壁峭拔、谷底宽阔、深度很大的海湾，称为峡湾或峡江。挪威海岸有一个峡湾长达 220 千米，南美巴塔哥尼亚海岸的峡湾深度达 1288 米。

### 3. 羊背石与鲸背石。

羊背石是冰床上由冰蚀作用形成的石质小丘，常成群分布，远望犹如匍匐的羊群，故称羊背石。羊背石平面上呈椭圆形，剖面形态两坡不对称；迎冰流面以磨蚀作用为主，坡度平缓作流线形，表面留下许多擦痕刻槽、磨光面等痕迹；背流面则在冻融风化和冰川挖蚀作用下，形成表面坎坷不平作锯齿状的陡坡（图 6 - 12）。有时能见到大的羊背石上叠加小的羊背石成为复合羊背石。羊背石是冰川磨蚀作用与挖蚀（拔蚀）作用共同造成的，说明冰下水层并不很发育。

鲸背石是迎冰面与背冰面均作流线型，挖蚀作用基本不存在，说明冰底滑动应以水层滑动为主，是更暖而冰下多水的条件下形成的冰蚀丘陵。羊背石在一般山地冰川的冰床上均易于出现，鲸背石则多属大陆冰盖下的产物，但山地冰川也有出现，如天山博格达峰区古班博格多河口上源。羊背石和鲸背石的长轴方向，与冰川运动方向平行，因而可以指示冰川运动的方向。

## 二、冰川搬运、堆积与冰碛地貌

### （一）冰川的搬运和堆积作用

冰川在运动过程中，不仅具有强大的侵蚀力，而且还能携带冰蚀作用产生的许多岩屑物质，以及冰川谷两侧山坡上因融冻风化、雪崩等作用所造成的坠落堆积物。它们不加分选地随冰川一起向下运动，这些大小不等的碎屑物质，统称为冰碛物（运动冰碛）。冰碛物中的巨大石块，叫做漂砾。

运动中的冰碛物，依照它们在冰川中分布的位置，有不同的名称。出露在冰川表面的叫表碛，具有向下游增多的趋势。位于冰川两侧的称侧碛。当两条或数条冰川相汇合时，

相邻冰川的侧碛就合二为一。分布于冰川中部向下延伸的冰碛，叫做中碛。挟带在冰川底部的冰碛，称底碛。包含在冰川内部的叫内碛或里碛，系由碎屑物落入冰裂隙、冰洞、或由表碛、底碛转化而成。位于冰川边缘前端、冰舌末端的冰碛物，叫做前碛或终碛。

冰川具有巨大的搬运能力，成千上万吨的巨大漂砾皆能随冰流而运移到很远的地方。例如，我国喜马拉雅山的山岳冰川可把直径 28 米、重达万吨的漂砾搬走；欧洲第四纪大陆冰川曾把斯堪的纳维亚半岛上的巨砾，搬运到远离千里之外的英国东部，德国、波兰北部和前苏联东欧部分。如波罗的海南部的一块巨大岩块，体积 4 千米 × 2 千米 × 0.12 千米，是由冰川从别处搬来的。同时，冰川还有逆坡搬运的能力，把冰碛物从低处搬到高处。如我国西藏东南部一大型山谷冰川，曾把花岗岩漂砾抬升达 200 米高；在美国还有抬举 1500 米的。

冰川消融以后，被冰川携带搬运的物质就堆积下来。所有直接由冰川冰

沉积的未受水体扰动的沉积物称为冰碛物（堆积冰碛），也叫冰碛（Till）。

冰碛物的特征一般被描述为“大小混杂”、“杂乱无章”、“没有分选”等等；其实，冰碛物并非都是如此。这里，综合几位著名冰川学家的描述，把冰碛物的特征归纳成八点：

- (1) 缺乏分选（不等于没有分选），在各种较细的基质中，常含有大小不等的岩屑（包括卵石）；
- (2) 结构趋向于块体状，没有平整的纹理或均匀的层理；
- (3) 组成的成分为各种矿物和岩石的混合物，其中有些曾经长途搬运而成多面体岩块，亦有未经长途搬运而成磨圆卵石（冰下冰碛物中）；
- (4) 冰碛物中有擦痕石和具有微弱擦痕的颗粒；
- (5) 长条形碎屑物可能有一个共同的方向；
- (6) 由于沉积期间承受了巨大的压力，因此，可能比周围其他沉积物更为坚实；
- (7) 由于搬运期间的频频破裂和局部磨蚀，岩屑形状以次棱角占优势；
- (8) 冰碛层可能位于具有擦痕的基岩或沉积底床上。

以上特征仅系一般情况而言，而各个地区或同一地区不同时代的冰碛物的构成细节又各具特色。

关于冰碛的分类，国际第四纪委员会于1979年11月通过了一个国际分类方案，它是根据冰川沉积发生的位置、成因（过程）和沉积相而制定的（表6-2）。下面对各栏冰碛或岩屑的概念作一简要介绍：

1. 按冰碛的成因（过程）有：

(1) 流碛。指接近或处于液限的部分冰面和冰下碎屑在正常大气压力下脱离冰体而产生粘性流动的冰碛，类似或者就是冰面或冰下的小股泥石流。平面上呈舌状、条带状，剖面呈团块状。

表 6—2 冰碛的成因分类

搬运中的冰川岩屑		冰 碛			
		根据沉积作用位置的冰碛相	陆地冰碛		水域冰碛
冰 川 冰	冰面岩屑	前 碛	消 融 碛	流 碛	水成流碛
	冰内岩屑	表 碛		融出碛 升华碛	
	冰下岩屑	下碛(或底碛)	融出碛 滞 碛 变形碛 流 碛	水成融出碛 水成流碛 冰 山 碛	
变形基岩或变形沉积物 和 基岩或沉积物的冰川侵蚀面					

国际第四纪协会，1979年11月。

(2) 融出碛。在正常大气压力下，冰面或冰下含碎屑冰体发生融化，尤其是被过量表面碎屑所覆盖的停滞冰区，碎屑脱离冰体后而停积下来的碎屑物即为融出碛。在冰面上的称冰上融出碛，在冰下的称冰下融出碛。

(3) 升华碛：这是发生在干燥极地环境下，由于冰的升华而造成的沉积。

(4) 滞碛：它是一种在冰川底面之下的较高围压（大于大气压力）和低的有较应力下，由底层冰岩屑混合物发生压力融化而形成的冰碛。沉积过程中会发生受压流动。

(5) 变形碛：系指冰底受冰川改造而基本未经搬运或仅短距离搬运，且未经持续研磨和压实的物质。它们可以是松散物，也可以是破坏了的基岩。若为基岩则表现为虽经冰川挤压、穿插而变形，但原始结构通常仍可区别。这种冰碛是直接由冰川形成的，可含有少量来自冰川搬运的物质。

按冰川搬运岩屑的位置分为冰面岩屑、冰内岩屑和冰下岩屑。它们相当于前面所说的表碛、内碛和底碛。

2. 按照冰川系统的沉积相分类有：

(1) 前碛相。亦即冰川边缘相，它包括冰上融出碛、冰下融出碛、推碛、挤压碛、流碛和变形碛等许多过程的综合产物。

(2) 下碛相。亦称冰下相，是冰碛产生的主要来源之一。它包括滞碛、融出碛（冰下）、流碛（冰下）等过程；有的还把冰下河道的沙砾层沉积也归入此相中。

(3) 表碛相。亦称冰面相，主要为冰上融出碛和流碛过程，两者的生成物往往是叠置关系。

(4) 水域相。包括近冰川相和冰川静水相，前者不是冰碛相，而是冰川河流沉积（即冰水沉积），后者才是冰川沉积（水域冰碛），主要指悬浮在水中的冰体经崩塌、融化而沉积的物质，但其过程有水的媒介作用。

(二) 冰碛地貌

在冰川消融后，原来随冰川运行的表碛、中碛和内碛等都坠落在底碛之上，形成低矮而波状起伏的冰碛丘陵。它们分布零乱，大小不等，丘陵之间经常出现宽浅的湖沼洼地。冰碛丘陵的形态和分布规律，在一定程度上反映了冰体消亡前的冰川下伏地形或冰面起伏形态。冰碛丘陵广泛分布于大陆冰川作用区，高度可达数十米或数百米，如东欧平原，北美洲的北部。在大型山岳冰川作用区，也能产生冰碛丘陵，但规模较小，如我国西藏波密出现在槽谷底部的冰碛丘陵，相对高度由数米至数十米。

2. 终碛垄。

当冰川末端补给与消融处于平衡时，冰碛物就会在冰舌前端堆积成弧形长堤，称为终碛垄（堤）。山岳冰川终碛垄高度常达百米以上，但延伸长度较短；大陆冰川终碛垄高度较低，约数十米，但延伸长度可达数百千米。终碛垄的形态不对称，这种不对称有三方面的表现：横剖面不对称，即外坡陡、内坡缓；高度不对称，即内低外高；溢出山口的冰川终碛垄往往向一侧偏转，它表现在东西流向的冰川上最为明显。终碛垄内侧地势较低，常积水成湖。终碛垄极易被后期流水切割成一系列孤立小丘，这些小丘总的排列方向仍是一个弧形，显示出原始终碛垄的形态。终碛垄可成组出现，分别代表了不同的冰期或不同发育阶段的冰川伸展范围。

在冰川前进时，有时也能形成终碛堤。冰川像推土机一样，挤压着谷地中的冰碛沙砾，产生揉褶、逆掩断层等变形构造。当冰川处于相对稳定或后退时，终碛堤就能得到保存，其表面还能接受冰体消融而撒落的松散冰碛物。这种终碛叫挤压终碛，在我国天山、西藏等地都曾见到。

在山岳冰川地区侧碛是比终碛更易保存的堆积形态，因为它们伸长很

远，也不易被冰水河流破坏。在冰川谷坡上往往可以发现高度不同的多列侧碛，一般高度为数十米左右。侧碛垄（堤）上游源头开始于雪线附近，下游末端常与终碛垄相连。关于侧碛垄的形成模式，Boulton 和 Eyles (1979) 有过很形象的图解（图 6 - 13）；此中主要强调的是冰川冰的侧向运动，正是这种侧向运动为侧碛带来滞碛和大量的冰面岩屑。后者通过倾泻的方式滑落到冰川边沿堆积起来，组成侧碛的主体，外坡可达  $33^{\circ} \sim 34^{\circ}$ ，内坡更陡，可达  $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 。因此，坡度陡峭是侧碛的一大特色。

#### 4. 鼓丘。

它是由冰碛物组成的一种流线型丘陵。平面上呈蛋形，长轴与冰流方向一致。鼓丘两坡不对称，迎冰坡陡，背冰坡缓，一般高度数米至数十米，长度多为数百米左右。鼓丘内有时含有基岩核心，形如羊背石，它局部出露于迎冰坡，或完全被冰碛物所埋藏（图 6 - 14）。鼓丘在山岳冰川作用区少见，而在大陆冰川区则往往成群地分布于终碛堤内不远的地方。反映了鼓丘的成因是在冰川边缘地带，冰川搬运能力减弱，当冰川负载量超过搬运能力，或冰流受阻时，冰川将携带的部分底碛停积，或越过障碍物把泥砾堆积于背冰面所致。因而，组成鼓丘的冰碛物中，含泥量较高，坚韧致密，鼓丘一旦形成就很难破坏。在大陆冰川区发育至为广泛，如在加拿大等地。

### 三、冰水堆积地貌

冰水堆积是指冰川消融时冰下径流和冰川前缘水流的堆积物。它们大多数是原有冰碛物，经过冰融水的再搬运、再堆积而成。因此，冰水堆积物一方面具有河流堆积物的特点，如有一定的分选性、磨圆度和层理构造；但同时又保存着条痕石等部分冰川作用痕迹，故又称层状冰碛。

冰水堆积按其形态、位置及成因等，分为蛇形丘、冰水扇和冰水平原等地貌。

#### （一）蛇形丘

它是一种狭长、弯曲如蛇行的高地。两坡对称，丘脊狭窄；一般高度 15 ~ 30 米，高者达 70 米；长度由几十米到几十千米，北美有长达 400 千米的。蛇形丘的组成物质主要是略具分选的沙砾堆积，夹有冰碛透镜体，具有交错层理和水平层理结构（图 6 - 15）。蛇形丘分布于冰川作用区内，它具有多种成因，常见的是冰下隧道堆积。在冰川消融期间，冰融水很多，沿着冰裂隙渗入冰下，在冰川底部流动，形成冰下隧道。在隧道中的冰融水流受到上游强大的静水压力，挟带着许多冰碛物不断搬运、堆积，并可逆坡运行，直至冰水堆积物堵塞隧道。当冰体全部融化后，这种隧道堆积出露地表，成为蛇形丘。因此，蛇形丘可有分支，亦能爬上高坡，匍匐于丘陵、高地之上，贯穿鼓丘群之间。

另外，有些学者认为蛇形丘是“冰前三角洲建造”形成。即由冰隧道和隧道口外两种堆积物组成。根据瑞典的蛇形丘发育情况，蛇形丘由许多小段组成的，呈串珠状。每段组成物质上游是粗大的砾石，地形细狭；下游为细小的沙粒，地形宽大。上游属冰下隧道堆积，下游是隧道口外扇形堆积。随着冰川节节后退，隧道口也逐步后移，这样就出现了一段段的堆积物。这种分段组成的蛇形丘又称绳结蛇形丘（图 6 - 16）。

## （二）冰砾阜、冰砾阜阶地和锅穴

冰砾阜是一种圆形或不规则的小丘，由一些初经分选、略具层理的粉沙、沙和细砾组成；其上常覆有薄层冰碛物。它是由冰面或冰川边缘湖泊、河流中的冰水沉积物，在冰川消融后沉落到底床上堆积而成。在山岳冰川和大陆冰川中都发育冰砾阜。

冰砾阜阶地只发育在山岳冰川谷中，由冰水沙砾层组成，形如河流阶地，呈长条状分布于冰川谷地的两侧。它是由冰缘河流的沉积，在其与原冰川接触一侧，因冰体融化失去支撑而坍塌，从而形成了阶梯状陡坎，沿槽谷两壁伸展。

锅穴指分布于冰水平原上的一种圆形洼地，深数米，直径十余米至数十米。锅穴是埋藏在沙砾中的死冰块融化引起塌陷而成。

## （三）冰水扇及冰水平原

冰川融水从冰川的两侧（冰上河）和冰川底部流出冰川前端或切过终碛堤后，地势展宽、变缓，形成冰前的辫状水流，冰水携带的大量碎屑物质就沉积下来，形成了顶端厚、向外变薄的扇形冰水堆积体，叫做冰水扇。几个冰水扇相互连接就成为冰水平原，又名外冲平原。冰水扇堆积物由分选中等的沙砾组成，含少量漂砾，向下游粒径明显变小，磨圆度显著变好，常有层理出现但极不规则。

## 四、冰川地貌的组合

不同类型的冰川分布在不同的地带，冰川作用的方式和强度也有差异，因而地貌组合也有区别。山地冰川地貌类型复杂多样，可超过 20 种，以侵蚀地貌为主；大陆冰川地貌类型比较简单，只有十几种，多是冰碛地貌和冰水堆积地貌。

山地冰川地貌组合有明显的垂直分布规律。在雪线以上是角峰、刃脊和冰斗为主的冰蚀地貌带；雪线以下直到终碛垄为止是以槽谷、侧碛垄和冰碛丘陵为主的冰蚀—冰碛地貌带；冰川末端是以终碛垄为代表的冰碛地貌带；终碛垄外，则表现为冰水扇和外冲平原的冰水堆积地貌带。

大陆冰川地貌组合表现为水平分布规律。以终碛垄为界，垄内以冰碛地貌为主，发育冰碛丘陵和冰退终碛垄等；垄外以冰水堆积地貌为主，发育外冲平原、冰水三角洲和锅穴等。

上述各种冰川地貌组合是一个理想模式。实际上，山地冰川侵蚀地貌发育还与冰川活动性强弱有关。海洋性气候冰川活动性强，侵蚀地貌比较发育；大陆性气候冰川活动性弱，侵蚀地貌不太发育。大陆冰川也有类似情况，即使在同一冰盖的各部分，冰川活动程度也很不一样，对此必须作具体分析。

### 第三节 冻土地貌

#### 一、冻土及其分布

冻土是指处于 0℃ 以下，并含有冰的土（岩）层，按其冻结时间的长短，可分为冬季冻结、夏季融化的季节冻土和常年不化（冻结持续三年以上）的多年冻土两类。

多年冻土以地下最高地温 0℃ 为界，分为上层夏融冬冻的活动层和下层终年冻结的永冻层。每年冬季，上、下两层冻结连接在一起，但由于活动层的地温随气温而变化，各年冻结深度有所差别，因而，有时在活动层与永冻层之间，出现薄层隔年融土或隔年冻结层（图 6 - 17）。

全球冻土的分布，具有明显的纬度和垂直地带性规律。自高纬度向中纬度，多年冻土埋深逐渐增加，厚度不断减小，年平均地温相应升高，由连续多年冻土带过渡为不连续多年冻土带、季节冻土带。极地区域冻土出露地表，厚达千米以上，年平均地温 -15℃；到北纬 60° 附近，冻土厚度百米左右，地温升至 -3℃ ~ -5℃；至北纬约 48°（冻土分布南界），冻土厚仅数米，地温接近 0℃（图 6 - 18）。在我国东北和青藏高原地区，纬度相距一度，冻土厚度相差 10 ~ 20 米，年平均地温差 0.5℃ ~ 1.5℃。

高山地区冻土的分布，主要取决于海拔高度的变化。海拔愈高，冻土埋深愈浅，厚度愈大，地温愈低。如我国西部山区，每升高 100 ~ 150 米，冻土埋深减少 0.2 ~ 0.3 米，厚度增加 30 米，年平均地温降低 1℃。

冻土分布的地带性规律，还经常受到海陆分布、物质组成和地形等非地带性因素的干扰。

冻土的演化，主要受温度的控制。地表现存的多年冻土，大部分形成于第四纪冰期时。随着冰后期气温的上升，全世界多年冻土具有退化的总趋势。这表现在欧洲冻土的南界，从北纬 42° 的法国中部和多瑙河中游，退缩到现在的北纬 68° 的挪威北部；阿尔卑斯山冻土下界上升量达 2500 米以上。我国东北冻土南界则从北纬 42° 退到现在的北纬 48° 附近，西部山地冻土下界上升了 500 ~ 1000 米。由于冻土的退化，因而引起了各地冻土地貌类型、规模的显著变化。

#### 二、冻融作用与冻土地貌

##### （一）冻融作用

冻土地区气温低，土层冻结，降水少，流水、风力和溶蚀等外力作用都不显著，冻融作用则成为冻土地貌发育的最活跃因素。随着冻土区温度周期性地发生正负变化，冻土层中水分相应地出现相变与迁移，导致岩石的破坏，沉积物受到分选和干扰，冻土层发生变形，产生冻胀、融陷和流变等一系列复杂过程，称为冻融作用。它包括融冻风化、融冻扰动和融冻泥流作用。

在冻土地区的岩层或土层中，存在着大小不等的裂隙和孔隙，它们常被水分充填，随着冬季和夜晚气温的下降，水分逐渐冻结、膨胀，对围岩起着很大的破坏，使裂隙不断扩大。至夏季或白昼因温度上升，冰体融化，地表水可再度乘隙注入。这种固温度周期性变化而引起的冻结与融化过程交替出现，造成地面土（岩）层破碎松解，这种作用称为冻融风化。冻融风化不仅造成地面物质的松动崩解，形成了冻土地区大量的碎屑物质，而且在沉积物

或岩体中还能产生冰楔、土楔等冰缘现象。由于地表水周期性地注入到裂隙中再冻结，使裂隙不断扩大并为冰体填充，形成了上宽下窄的楔形脉冰，称为冰楔（图 6 - 19）。冰楔的规模大小不一，小的楔宽只有数十厘米，深不足 1 米；大的楔宽可达 5 ~ 8 米，最大深度可达 40 米以上。当冰楔内的脉冰融化后，裂隙周围的沙土充填于楔内，形成沙楔。沙楔也可能是地面冻裂以后，没有形成脉冰，砂土就直接填充在裂隙中。

融冻扰动一般发生在多年冻土的活动层内。当活动层于每年冬季自地表向下冻结时，由于底部永冻层起阻挡作用，结果使其中间尚未冻结的融土层（含水土层），在上下方冻结层的挤压作用下，发生塑性变形，形成各种大小不一，形状各异的融冻褶皱，又称冰卷泥（图 6 - 20）。

融冻泥石流是冻土地区最重要的物质运移和地貌作用过程之一。一般发生在数度至十余度的斜坡上。当冻土层上部解冻时，融水使主要由细粒土组成的表层物质，达到饱和或过饱和状态，从而使上层土层具有一定的可塑性，在重力的作用下，沿着融冻界面向下缓慢移动，形成融冻泥石流，年平均流速一般不足 1 米。由于泥石流顺坡蠕动时，各层流速不一，表层流速大于下层，所以有时可把泥炭、草皮等卷进活动层剖面中，产生褶皱和圆柱体等构造形态。

可见，冻融作用一方面对地表物质进行融冻风化，另一方面又将风化碎屑搬运、堆积，致使冻土地区地表日趋和缓，向冻融夷平面方向演化。

## （二）冻土地貌

### 1. 石海与石河。

在平坦的基岩山顶或和缓的山坡上，铺满了冻融风化作用而崩解的巨大砾石，形成了由砾石组成的地面，称为石海。组成石海的砾石，多原地直接覆盖于基岩面之上，其下很少碎屑，这是因为巨砾层透水性好，水分不易保存，减慢了冻融作用对巨砾进一步分解的速度，即使有少量细粒物质也多被融水带走，因此，砾石层下很少碎屑物。

石海多形成于富有节理的花岗岩、玄武岩和石英岩等坚硬岩性地区；而在片麻岩、页岩等软弱岩性区则很难发育石海。形成石海的地形要较平坦，地面坡度小于  $10^\circ$ ，即可使寒冻崩解的岩块不易移动而能长期得到保存，如山西五台山 3000 米的平坦山顶，仍保留着晚更新世石海。

石河发育在多年冻土区具有一定坡度的凹地或谷地里。它是由充填谷地的冻融风化碎屑物，在重力作用下，石块沿着湿润的碎屑下垫面或多年冻结层顶面，徐徐向下运动而成。大型的石河，又称石冰川。阿拉斯加最大的石冰川长达 3 千米，末端堤高 60 米。石河的运动速度缓慢，多呈蠕动状态，如瑞士的石河流速为每年 1.35 ~ 1.55 米，我国昆仑山石冰川年平均流速最多不超过 20 ~ 30 厘米。

### 2. 多边形土和石环。

饱含水分、由细粒土组成的冻土地区，当冻土活动层冻结后，若温度继续下降或土层干缩，因冻裂作用而产生裂隙，形成了被裂隙所围绕的、中间略有突起的多边形土。其规模大小不等，目前发育于青藏高原的多边形土直径一般小于 2 ~ 3 米，但在唐古拉山南麓风火山北麓发现有晚更新世巨型多边形土，直径达 130 米，与高纬地区现代多边形土的发育规模相当。

石环是指以细粒土或碎石为中心，边缘为粗粒所围绕的石质多边形土。石质多边形土的形成，主要是松散堆积物在冻融作用的反复进行下发生垂直分选所致。过程如下：由粗细物质组成的冻土层，冬季地表冻结时，因为颗粒之间的孔隙水结冰而使整个地面上的上升，即冻胀作用，其中的砾石也被抬高。到了春天解冻时，砾石以外的部分都解冻了，地面又下沉，唯独砾石以下的粘土尚未解冻，故砾石仍然高起；以后，砾石下细土部分也解冻，缩小了体积，留出了空隙，但这空隙很快被周围融化的细土所充填，结果砾石再不能回到原来的位置。这样的过程经过反复多次，砾石就被挤到土层的表面上来。到达地面的砾石，再一步作水平方向的分选。这种水平分选主要是在活动层上部和表面进行，它使粗大的砾石被挤压向边缘的裂隙移动、集中，从而形成了网格状的石质多边形土。如果要石质多边形彼此不接触，石边就会加宽，整个多边形趋向圆形转化，而形成石环（图 6 - 21）。石环的规模差别很大，极地高纬地区直径可达数十米，而在中低纬高山高原地区，一般为 0.5 ~ 2 米。

由于石质多边形土和石环的形成必须要有一定比例的细粒土（一般不少于总体积的 25% ~ 35%），而且土层要有充足的水分，所以石环多发育在平坦湿润的地形部位，如河漫滩、洪积扇边缘地带。随着地表坡度的增大，融冻分选在重力和融冻泥流作用参与下，可使石环变形，转化为石圈、石带。

### 3. 冻胀丘与冰丘。

在冻土地区，由于冻结膨胀作用使土层局部隆起而产生的丘状地形，称为冻胀丘或冰核丘。在冬季，活动层由上而下冻结时，缩小了冻结层上水的过水断面，使地下水承压；但由于水分在土层中分布不均，在水分多的地方冻结速度快，冻结深度大，地下水承受压力也大；在水分少的地方，则出现相反的现象。因此，随着活动层的冻结逐渐加深，地下水承压性不断增强，含水层会从压力大的向压力小的地方迁移、集中，并挤压上升；同时，地下水逐渐冻结成冰透镜体，又产生了很大的膨胀力，当它们超过上覆土层的强度时，地表将鼓起呈丘状，形成冻胀丘。

冻胀丘一般发育于冻土地区的湖积或冲积层中，大小不等，一年生冻胀丘分布在活动层内，高数十厘米至数米，夏季消失，地面下沉，常引起地面变形、道路翻浆等工程地质病害；多年生冻胀丘深入到多年冻结层中，则规模较大，常可高达 10 ~ 20 米，基部直径 150 ~ 200 米。目前我国已知最大多年生冻胀丘位于青藏公路所经的昆仑山垭口，高 20 米，长 75 米，宽 35 米，地下冰透镜体厚 14 米，现在尚在扩展中。它高大罕见，享有盛名。

冻胀丘根据其形成过程中，水分来源的不同可分两种成因类型：封闭型冻胀丘和开放型冻胀丘（图 6 - 22）。在冻结过程中，没有外来水补给的为封闭型冻胀丘，冰层薄，冻胀率小。许多封闭型冻胀丘常成于干枯湖泊的底部。开放型冻胀丘在形成过程中，有外来水分补给，冰层厚，冻胀率大。开放型冻胀丘较常见，多发育在斜坡地面上。

冰丘是在寒冷季溢出封冻地表的地下水和流出冰面的河湖水，经冻结后形成的丘状冰体，又称冰锥。冰丘的成因与冻胀丘相似。它主要由冻结产生的承压水，在土层强度较小的地方或从裂隙冒出地表和冰面，再冻结而形成。

每年冬末春初为冰丘的主要发育时期，由于地下水或河水的喷发是间歇性的，即一次喷出后，内部压力降低，但过一个时期承压水压力又增大，水又从新的突破口喷出；这样，一个冬天可以多次喷发，从而使形成的冰丘具有层状的结构。春末以后，冰丘停止发展，并转向消融，直至消失。地下水冰丘往往沿着冻结层上水的流路，呈串珠状分布，多出现在山麓洪积扇边缘、洼地和山坡坡脚等处。

#### 4. 泥流阶地。

泥流阶地是融冻泥流在向下蠕动途中，遇到障碍或坡度变缓时而产生的台阶状堆积地貌。阶地面平缓，略向下倾，有时凸出呈舌状，前缘有一坡坎，其高度一般为 0.3~6 米。

#### 5. 热溶地貌。

热溶地貌是指永冻层上部的地下冰因融化而产生的各种负地貌。

在冻土地区由于气候转暖或人类活动的影响，如砍伐森林、开垦荒地、修筑水库等等，都会引起土层温度的变化，使土温升高，从而破坏了冻土的热平衡，引起上部活动层深度加大，永冻层上部的地下冰发生融化，融水沿着土粒之间的孔隙排出，土体体积缩小，同时上覆土层因重力压缩而产生沉陷，从而形成各种热溶地貌。常见的热溶地貌有融陷漏斗（直径数米）、融陷浅洼地（深数十厘米至数米，直径数百米）、融陷盆地（可大至数平方千米）。当它们积水以后，形成热融湖，常广泛分布于多年冻土发育的平原或高原地区。

此外，在山坡上，由于地下冰的融化，土体沿融冻界面滑动，产生热融滑坡。如青藏高原唐古拉山、祁连山东部和大兴安岭北部等地，永冻层上部一般均分布有厚层地下冰（数十厘米至数米不等），而且埋藏较浅，因此，很易融化，并引起热溶滑坡。

上述各类冻土地貌，如果按照它们产生的地形位置或垂直分带性，可以用图 6 - 23 来加以概括。

## 第七章 风成地貌与黄土

风成地貌与黄土地貌是干旱和半干旱区发育的独特地貌，它们在时间和空间分布上以及成因上都有密切联系。

风力对地表物质的侵蚀、搬运和堆积过程中所成的地貌，称为风成地貌。风成地貌虽然可出现在诸如大陆性冰川外缘（冰缘区），湿润区的植被稀少的沙质海岸、湖岸和河岸；但是，主要还是分布在干旱和半干旱地区，特别是其中的沙漠地带。那里日照强，昼夜气温剧变，物理风化盛行；降水少，变率大，而又集中，蒸发强烈，年蒸发量常数倍、数十倍于降水量；地表径流贫乏，流水作用微弱；植被稀疏矮小，疏松的沙质地表裸露，特别是风大而频繁，所以，风就成为塑造地貌的主要营力，风成地貌特别发育。

黄土地貌、特别是现代的黄土侵蚀地貌，流水的侵蚀作用当然十分显著；然而，黄土（Loess）的堆积地貌、黄土物质的形成中，虽然也有流水作用的堆积物（黄土状土），以及风化残积物经成土作用的产物等；但风力作用却是主导的，是风把干旱沙漠和戈壁地区以及大陆冰川区冰水平原上的细颗粒吹送到半干旱草原区堆积成的。

因此，风成地貌与黄土地貌，它们都是第四纪地质历史时期广大干旱、半干旱区内，特殊的干燥气候环境的产物，而风力作用是其塑造地貌的重要营力。风沙移动和黄土的水土流失，都对工农业生产、交通等经济建设有很大危害，所以，防治沙害和水土保持是当前干旱、半干旱区人民对自然斗争中一项非常重要的任务，是环境保护、国土整治的重要课题。

## 第一节 风沙作用

风和风沙流对地表物质所发生的侵蚀、搬运和堆积作用，称为风沙作用。

### 一、风沙流

含沙的气流称风沙流。从流体力学角度来看，它是一种气—固两相流。风吹经松散沙物质所组成的地表，当地面上某些凸起的沙粒，受到风的动压力所产生的动力矩大于颗粒重量力矩时（图 7—1），沙粒便开始沿沙面滑动或滚动。在滚动过程中，碰到地面突起沙粒或被其他运动沙粒相撞时，由于冲击力（可以超过沙粒重力的几十倍至几百倍），都会引起沙粒骤然向上（有时几乎垂直的）跳起进入气流中搬运，形成风沙流。

运动的沙粒是从气流中获取运动的动量，因此，沙粒只是在一定的风力条件下开始移动的。沙粒开始起动的临界风速称为起动风速，一切超过起动风速的风谓起沙风。起动风速与沙粒粒径、地表性质和沙子含水率等多种因素有关。根据拜格诺（R.A.Bagnold, 1941）的研究，任何高度 Z 处的起动风速  $V_t$  与粒径 d 具有如下关系：

$$V_t = 5.75A \sqrt{\frac{\sigma - \rho}{\rho} g d \cdot \text{tg} \frac{Z}{k}}$$

式中：A 是系数，对粒径大于 0.1 毫米的颗粒为 0.1； $\sigma$  及  $\rho$  分别为颗粒与空气的密度；g 为重力加速度；k 为地面粗糙度，是风速等于零的高度。研究表明，对于粒径大于 0.1 毫米左右的石英颗粒来说，起动风速是与粒径的平方根成正比的（图 7 - 2）。

沙漠地区的沙，多属于粒径 0.1 ~ 0.25 毫米的细沙，对于一般干燥裸露的沙质地表来说，沙粒起动形成风沙流的风速约为 4 ~ 5 米/秒（表 7 - 1）；但在颗粒较粗的山前洪积沙砾戈壁地区，一般风速要在 8 ~ 9 米/秒才有风沙流活动。

表 7-1 沙粒粒径与起动风速值（莎车）

沙粒粒径（毫米）	0.10 ~ 0.25	0.25 ~ 0.5	0.5 ~ 1.0	> 1.0	
起动风速（米/秒） （离地面 2 米高处）		4.0	5.6	6.7	7.1

风沙流运动是一种贴近地面的沙子搬运现象，其搬运的沙量绝大部分是近地面的气流层中通过的（图 7—3、表 7 - 2）。

### 二、风蚀作用

风吹经地表时，由于风的动压力作用，将地表的松散沉积物，或者基岩上的风化产物（沙物质）吹走，使地面遭到破坏，称为吹蚀作用。风速愈大，其吹蚀作用愈强。一般情况下，组成地表的沙质物体愈细小，愈松散、干燥，要求的起动风速愈小，受到的吹蚀亦愈强烈。风挟带沙子贴地面运行时，风

---

为离地面 2 米高的风速，相当于气象台站风标高度（12 米）的风速为 5 ~ 6 米/秒。其换算公式  $V_{12}=1.35V_2$ 。

沙流中的沙粒对地表物质的冲击、摩擦，如果岩石表面有裂隙等凹进之处，风沙甚至可以钻进去进行旋磨，这种作用称为磨蚀作用。磨蚀的强度取决于风速和挟带沙粒的数量。近地表处沙粒大而多，但风速小；远离地表处风速大而沙粒数量少且小。因此，只有在中间某一高度处能产生最大的磨蚀。夏普(R.Sharp)在马哈维沙漠中用113厘米高的人造荧光树脂棒测定迎风面的磨蚀，证明最大的磨蚀出现在距地表23厘米处。吹蚀作用和磨蚀作用统称风蚀作用。

表 7 - 2 不同高度气流层内搬运的沙量  
(内蒙古乌兰布和沙漠, 2 米高处风速 8.7 米/秒)

高度(厘米)	0 ~ 10	10 ~ 20	20 ~ 30	30 ~ 40	40 ~ 50	50 ~ 60	60 ~ 70
沙量(%)	76.7	8.1	4.9	3.5	2.7	2.3	1.8

### 三、风沙搬运作用

风挟带各种不同颗粒的沙物质，使其发生不同形式和不同距离的迁移，称为风沙搬运作用。

风沙搬运的形式，依风力、颗粒大小和质量不同，有下列三种(图 7—4)：

悬移——悬浮于空气中的流动； 跃移——跳跃式运动； 蠕移——沙子沿地表滑动和滚动。观测表明，通常粒径小于 0.05 毫米的细小颗粒(粉沙和尘土)，由于它们体积细小，质量轻微，在空气中的自由沉速很小，一旦被风扬起，就不易沉落，能够随风悬移很长距离，有时甚至可远离源地到 1000 千米以外。大于 0.05 毫米的沙粒，以跃移和蠕移为主。跃移的沙粒以巨大的速度旋转(每秒 100 ~ 1000 转)，其运动轨迹具有特殊的抛物线形状。野外观测查明，对沙质地表来说，呈悬浮状态搬运的沙量很少；蠕移沙量通常约占总输沙量的 1/4。所以，风沙运动与水流中的泥沙运动不同，它是以跃移运动为其主要形式。造成这种差异的原因，是因为空气和水的密度不同。众所周知，在常温下，水的密度(1 克/立方厘米)要比空气密度( $1.22 \times 10^{-3}$  克/立方厘米)大 800 多倍，所以水中泥沙反弹不起来。沙粒在水中的跳跃高度只有几个粒径，而在空气中的跳跃高度却有几百或几千个粒径。沙粒既然能在空气中跳得相当高，则从气流中所取得的动能也相当大，在下落和地面冲击时，不但本身又会反弹跳起，而且还把下落点附近别的沙粒也冲击溅起；这些沙粒在落到地面以后，又溅起更多的沙粒。因此，沙子在气流中这种跃移运动过程具有连锁反应的特性。高速跃移的沙粒通过冲击方式，靠其动能可以推动比它大 6 倍或重 200 多倍的表层粗沙粒(>0.5 毫米)蠕移运动。蠕移的速度较小，每秒仅向前移 1~2 厘米；而跃移的速度快，一般每秒可达数十到数百厘米。

根据赫德森(N.Hudson)的研究，各种粒径的沙土颗粒的运移方式如图 7—5 所示。

气流搬运的沙量(输沙率)，根据理论研究，是和风速超过沙粒起动速

度部分的三次方成正比。但是，由于自然界影响输沙率的因素是很复杂的，它不仅取决于风力的大小，沙子的粒径、形状和比重，且受沙子的湿润程度、地表状况以及空气稳定度等的影响；因此，到目前为止，对特定区域输沙率的确定，一般仍用集沙仪直接观测，然后运用相关分析方法，求得特定条件下的输沙量与风速的关系。图 7—6 为新疆莎车布古里沙漠实测的距地表 10 厘米高度内含沙量与 2 米高度上风速的关系，关系式为：

$$Q=1.47 \times 10^{-3}V^{-3.7} \quad R=0.99$$

式中，Q 为沙量（克/厘米·分），V 为风速（米/秒），R 为相关系数。关系式说明当风速显著地超过了起沙风速后，气流搬运的沙量急剧增加。

#### 四、风沙堆积作用

风沙搬运过程中，当风速变弱或遇到障碍物（包括植物或地表微小的起伏），以及地面结构、下垫面性质改变时，都能够发生沙粒从气流中脱离堆积。如地表具有任何形式的障碍物，那末，气流在运行时就会受到阻滞而发生涡旋减速，从而削弱了气流搬运沙子的能量，就会在障碍物附近产生大量的风沙堆积。

## 第二节 风蚀地貌

在干旱地区，由风和风沙对地面物质进行吹蚀和磨蚀作用所形成的风蚀地貌，在大风区域常有广泛的分布，特别是正对风口的迎风地段发育更为典型。由于岩性和岩层产状等因素的影响，它们具有种种不同的形态。因为风沙活动只限于距离地表的较低高度内，所以风蚀地貌一般也以接近地面处最为明显。

### （一）风棱石

这是干旱荒漠，特别是广大砾石荒漠中最常见的一种小型风蚀地貌形态。广大砾漠中的砾石，经过风沙长时间的磨蚀作用后，变成棱角明显的、表面光滑的风棱石。视棱的多少，又有单棱石、三棱石和多棱石之分，但以三棱石最常见。其成因是：部分突露地表的砾石，经定向风沙长期打磨而露出地面部分，形成一个磨光面（风蚀面）；以后由于风向的改变或砾石的翻转重新取向，又形成另一个磨光面；面与面之间则隔着尖棱，这样就形成了风棱石。棱的多少，除决定于风向变化和砾石翻转的次数外，还因风棱石是在砾石原来形状的基础上加工琢磨而成的，故还与原来砾石的形状有关。所以，风棱石的形成，一般需要如下条件：强风和有利于风力作用的开阔地面；有为充分风蚀提供的适当的沙粒。

### （二）石窝

在干旱荒漠中，另一种经常可以遇到的小型风蚀形态是石窝。石窝多发育在石质荒漠中巨大岩石的迎风峭壁和巉岩上，是许多圆形或不规则的椭圆形的小洞穴和凹坑（石袋），有的散布，有的群集，其直径约20厘米，深度10~15厘米。密集分布的凹坑，中间隔以狭窄的石条，状如窗格或蜂窝，故称石窝，又称石格窗。

石窝的形成是由于阳光强烈照射，晒热岩壁，使岩石内部的矿物体积膨胀，而矿物的热力性质各不相同，因而产生热力差别风化；再加上岩石受热时，其内部的盐溶液顺毛细管上升到近表面的细孔中结晶，撑胀岩石，发生崩解。风吹蚀风化的疏松岩面，形成许多浅小凹坑；以后，风沙再沿凹坑钻磨，使之不断加深扩大，逐步发展成为石窝。大的石窝又称为风蚀壁龛，有的高可及人。这种现象在花岗岩和粗砂岩岩壁上最发育。

如果在软硬岩层相间而产状又呈水平时，由于抵抗风蚀能力不一样，软弱岩层往往先被破坏，坚硬的岩层保留得较好，于是在崖壁上形成一种上凸下凹的形态，状如屋檐称之为石檐。

### （三）风蚀蘑菇和风蚀柱

孤立突起的岩石，尤其是水平节理和裂隙很发育而不甚坚实的，经受长期的风化和风蚀作用以后，形成上部大、基部小的，外形很蘑菇（蕈状）似的岩石，称为风蚀蘑菇（蘑菇石）（图7—7）。

形成蘑菇石的主要原因是风沙对岩石磨蚀时，受到高度的限制，距地面一定高度的高处，气流中沙量少，磨蚀小；而近地面部分沙量多，磨蚀作用强。长期发展下去，下部就被磨蚀得越来越小而变成蘑菇石。特别是当下部的岩性较上部软弱，易于风化变得疏松时，更有利风蚀蘑菇形成。

垂直裂隙发育的岩石，在风的长期吹蚀后，可形成一些高低不等、大小不同的孤立柱，称为风蚀柱。

#### （四）风蚀谷和风蚀残丘

干旱地区雨量稀少，偶有暴雨产生洪流（暴流）冲刷地面，形成许多冲沟。冲沟再经长期风蚀作用改造，加深和扩大成为风蚀谷。风蚀谷无一定形状，可为狭长的濠沟，也可为宽广的谷地；沿主要风向延伸，底部崎岖不平，宽窄不均，蜿蜒曲折，长者可达数十千米。

一个由基岩组成的地面，经风化作用，暂时水流的冲刷，以及长期的风蚀作用以后，随着风蚀谷扩宽，原始地面不断缩小，最后残留下一些孤立的小丘，称为风蚀残丘。它的形状各不相同，主要受岩性、岩层产状和构造控制。如果层岩是由软硬相间的水平岩层组成，垂直节理发育不均，则多形成平顶的层状山丘，也有宝塔状的。这些山丘高低起伏，远望宛如废弃的古城堡的断垣残壁屹立在平地上，故又称“风城”地貌。新疆准噶尔盆地的乌鲁木齐、东疆的吐鲁番盆地和哈密西南等地，这种风城地貌十分典型。在岩层疏松，软硬互层，短轴背斜构造发育地区，则形成垄岗状的风蚀长丘。如柴达木盆地西北部所见，残丘的高度一般在10~30米左右，低矮者仅数米，但也有高达40~50米的；长度在10余米至200米不等，也有长达数千米。柴达木盆地风蚀残丘分布面积有2.24万平方千米，是我国最大的风蚀地貌分布区。

#### （五）风蚀雅丹

雅丹（Yadang）地貌与风蚀残丘不同，它不是发育在基岩上，而是发育在河湖相的土状堆积物中，以罗布泊洼地西北部的古楼兰附近最为典型。“雅丹”一词来自维吾尔语，意为“陡壁的小丘”，后来用它来泛指风蚀土墩和风蚀凹地（沟槽）的垄槽地貌组合。雅丹地面崎岖起伏，支离破碎，高起的风蚀土墩多作长条形，排列方向与主风向平行，高度多为5~10米，也有15~20米的，有长有短。土墩物质全为粉沙、细沙和沙质粘土互层，沙质粘土往往构成土墩顶面，向下风方向作 $1^{\circ}$ ~ $2^{\circ}$ 的倾斜。在罗布泊盐碱地北部的东西两侧，粘土土墩的顶面是盐结块，外表呈白色，称白龙堆。在《汉书·地理志》中有“白龙堆，乏水草，沙形如卧龙”的记载。

#### （六）风蚀洼地

松散物质组成的地面，经风的长期吹蚀，可形成大小不同的浅凹地，叫做风蚀洼地（Wind-erosiondepression）。它们多呈椭圆形，沿主风向伸展。单纯由风蚀作用造成的洼地多为小而浅的碟形洼地。如准噶尔盆地三个泉子干谷以北，平坦薄层沙地上分布有许多碟形洼地，直径都在50米以下，深度仅1米左右；美国亚利桑那的开比托高原等地，散布于整个易于风化的砂岩地表的风蚀洼地，也仅10米宽、17米长和1米深。

风蚀洼地的形状和尺度既取决于风况，也取决于大于起动风速的风和可风蚀物质之间相互关系表达的风蚀环境达到平衡。往下侵蚀达到水位，或者达到不易侵蚀的土层（如粘土），也能阻止洼地表面的风蚀。因此，地下水或不易侵蚀的土层，就成为控制风蚀的局部基准面（图7-8）。

一些大型风蚀洼地，或叫风蚀盆地，其面积可从几平方千米到几百平方千米。如在南非，风蚀盆地面积有的达到300平方千米，深度7~10米。在北非的埃及西部沙漠和利比亚的某些地区，也有很大的风蚀盆地分布。在我国，甘肃河西走廊的弱水（额济纳河）东西两侧，风蚀盆地的面积有数平方千米至数十平方千米的，深度达5~10米或更大。这些大型风蚀盆地的成因是比较复杂的，不能单归因于风蚀。多数是在流水侵蚀的基础上，再经风蚀

改造在而成；有些盆地具有断陷的构造盆地性质，后为风蚀作用修饰。

风蚀洼地在风蚀过程中，当风蚀深度低于潜水面时，地下水出露可滞水成湖。如我国呼伦贝尔沙地中的乌兰湖、浑善达克沙地中的查干诺尔、毛乌素沙地中的纳林诺尔等都是这样形成的。

### 第三节 风积地貌

#### 一、沙丘的分类

风积地貌是指被风搬运的沙物质，在一定条件下堆积所形成的各种地貌，其中最基本的是由风成沙堆积成的形态各异、大小不同的沙丘。国内外很多沙漠地貌学家先后用不同指标对沙丘进行了分类。费道洛维奇（ . . . ）根据气流和沙丘形态形成关系的成因原则，把沙丘划分出四种基本的动力类型： 对流型：形成在风力较均匀的地区，如蜂窝状沙丘； 信风型：形成在单向或数个方向相近似的定向风地区，如沙垄； 季风—软风型：发生在季风更替和相反风向制动的地区，如新月形沙丘及沙丘链； 干扰型：发生在主要气流从山体障碍返回后，气流产生干扰的地区，如金字塔沙丘。布里德

（C.S.Breed）根据地球资源卫星相片的分析，提出了一个沙丘的简明分类，如表 7 - 3。表中所列的沙丘类型，是根据在卫星相片和航空相片上测量各种沙丘的宽度、长度或半径（图 7 - 9），以及落沙坡的位置（如果存在落沙坡的话）及其对称轴确定的。在高大沙丘上发育了次生沙丘，如果次生沙丘和主沙丘有相同的几何形态和落沙坡方向（例如在高大新月形沙丘顶部有矮小新月形沙丘，或者小沙垄与高大沙垄斜交），叫做“复合型”沙丘；若次生沙丘的几何形态与落沙坡方向和主沙丘不同（例如，高大新月形沙丘顶上的小新月形沙丘方向相反，或者沙垄上部重叠金字塔沙丘），则称之为“复杂型”或“综合型”沙丘。因此，他的分类纯属形态分类。

表 7 - 3 沙丘分类

类 型	分 类 特 征	形 态
线 形	从笔直到无规律曲折的长条沙垄，长度大于宽度；平行于对称轴的沙垄两侧交替出现落沙坡	简 单 复 合 型 综 合 型
新 月 形	弯曲沙丘或具有弯曲段的沙丘链，长度常小于宽度；沙丘的一侧有落沙坡，横切对称轴	简 单 复 合 型 综 合 型
金 字 塔 形	沙丘有三个以上的沙脊从中部高峰辐射伸出，每一个沙脊有落沙坡，与对称辐射轴平行	简 单 复 合 型 综 合 型
穹 状	圆形、椭圆形沙丘，没有落沙坡或短时期出现落沙坡，横切对称轴	简 单 复 合 型 综 合 型
抛 物 线 形	U 形或 V 形沙丘，具有较长的拖曳丘臂，落沙坡位于突出的顶端，横切对称轴	简 单 复 合 型 综 合 型

比较全面的是根据成因—形态原则，采用三级分类系统对沙丘进行分类。首先，按沙丘形态和风况之间的关系，区分为三大基本类型： 横向沙丘—沙丘形态的走向和起沙风合成风向相垂直或成  $60^{\circ} \sim 90^{\circ}$  的交角； 纵向沙丘—沙丘形态的走向和起沙风合成风相平行或成  $30^{\circ}$  以下的交角； 多方向风作用下的沙丘—沙丘形态本身不与起沙风合成风向或任何一种风向相垂直或平行。其次，再按沙丘固定程度又把每一种基本类型划分为裸露（流动）的和具有植被覆盖（固定、半固定）的两个亚类。最后，每一亚类根据沙丘的形态特征作了细分（表 7 - 4）。

表 7 - 4 世界沙漠地区的主要沙丘类型

按与风的关系分类		按稳定程度的分类	
		流动沙丘	半固定、固定沙丘
类别	风况	沙丘类型	
横向沙丘	单向风或两个相反方向的风	新月形沙丘和沙丘链	梁窝状沙丘
			抛物线形沙丘 耙状沙丘
	复合新月形沙丘和复合型沙丘链		
	两个近于相垂直方向的风	格状沙丘	沙垄—蜂窝状沙丘
纵向沙丘	两个锐角相交的风	新月形沙垄(赛夫沙丘)	树枝状沙垄
	单一方向的风	沙垄和复合型沙垄	
多方向风作用下的沙丘	一个或两个相似方向占优势的多方向风	线形复合型金字塔沙丘(线形)	
	方向风	星状沙丘)	
	若干个方向占优势的多方向的风	金字塔沙丘(星状沙丘)	
	风力较为均匀的各个方向的风	穹状沙丘(圆形沙丘)	

## 二、主要沙丘类型及其成因

### (一) 横向沙丘

新月形沙丘 (Barchan) 是一种最简单的横向沙丘形态。顾名思义，新月形沙丘最显著的形态特征是平面图形呈新月形，沙丘的两侧有顺着风向向前伸出的两个兽角（翼）。新月沙丘的剖面形态是有两个不对称的斜坡，迎风坡凸而平缓，坡度在  $5^{\circ} \sim 20^{\circ}$ ；背风坡凹入而较陡，坡度为  $28^{\circ} \sim 34^{\circ}$ ，相当于沙子的最大休止角。两坡之间的交接线为弧形沙脊。沙丘高度都不大，一般为 1~5 米，很少超过 15 米；其宽度一般为长度的 10 倍。单个新月形沙丘大多零星分布在沙漠的边缘地区。

新月形沙丘最初形态是一种较小的盾状沙堆。正如前面所说，当风速变弱，遇到障碍，或下垫面性质改变时，沙粒从气流中沉积下来，就会形成沙堆。沙堆的最初形态是盾状（沙饼）。这种盾形沙堆一经形成，就成为风沙

流运行的更大障碍，贴地层气流在沙堆的背风坡会发生分离，形成具有水平轴的涡旋，速度减弱，使气流搬运的沙粒过丘顶后，在背风坡的涡旋区沉积下来。随着沙子不断沉积，盾形沙堆尺寸的增长，背风坡沉积量相对最大位置愈来愈接近顶部，遂使背风坡的坡度不断加陡，当坡度达到沙子的最大休止角（ $34^{\circ}$ ）时，沙体发生剪切运动，部分沙粒崩坠，形成小落沙坡，发育为雏形新月形沙丘。嗣后，随着沙丘的不断堆积增高，气流分离愈来愈厉害，涡流的尺度和强度都不断加大，小落沙坡进一步扩大（图 7-10）。在同一发展过程中，沿沙堆两侧绕过的的气流，把沙子搬运到两侧的前方堆积（由于两侧较顶部低矮，移动就快），在沙丘的两翼逐渐形成了两个顺着风向向前伸的兽角。这样，就形成了典型的新月形沙丘。

在沙子供应比较丰富的情况下，由密集的新月形沙丘相互横向连接，可形成一条链索，称之为沙丘链。高度一般在 10~30 米左右，长度可达数百米，甚至一公里以上。有的沙丘链弯曲度较大，两坡不对称（在单向风地区）；有些沙丘链则比较平直，两坡也比较对称（在相反方向风交互作用地区）。因沙丘链的排列方向（走向）与长期的起沙风合成风向近于垂直，所以有人称之为横向沙丘。

关于横向沙丘的成因，最近有人提出，不是由单个新月形沙丘连接形成的，而是和气流的波状运动有关。波状运动是因障碍而生成，气流经过障碍物（如山岭或陡崖）上空时，其上部便产生一系列的波状运动，而近地面则产生间距有规则的转动。换句话说，在障碍物的下风，出现一系列快慢反向的气流，其间隔是很有规律的。此类运动的出现取决于障碍物的高度和形状。横向沙丘的形成可以同这种波状运动相联系（图 7-11）。至于横向沙丘出现弧形的弯曲，是因气流在受热涡流干扰的情况下，出现平行于主风向的水平涡流作用的结果。

新月形沙丘和沙丘链，在水分条件较好的长草情况下，被植物所固定和半固定时形成梁窝状沙丘。在风力强劲地区，梁窝状沙丘可以再度受到吹扬，尤其沙丘顶部因相对高起，水分、植被条件较差，易受风的吹扬，使丘体不断向前移动，而两翼高度较低，植物固定程度较好，风的作用受到阻碍，沙子不再移动而仍被留在原地。这种发展的结果，就形成反向沙丘形态——抛物线形丘。

沙源充分，新月形沙丘和沙丘链在不断增高和扩大同时，在其上逐渐发育次生沙丘，形成复合新月形沙丘和复合型沙丘链。它们是一种巨型的横向沙丘形态，丘体十分高大，高度一般在 50~100 米，高的在 200 米以上，巴丹吉林沙漠中最高的达 420 米，长度一般为 520 千米，最长可达 30 千米左右；宽度一般有 300~800 米，最宽可达 1~2 千米。对其形成的机制有两种意见：一种是用单个新月形沙丘的相互接叠来解释，即由一些个体比较小、运动快的沙丘在其运动中，追上一个个体比较大、运动慢的沙丘，而爬上它的迎风坡形成的。另一种认为是与气流本身的结构有关，由于巨大沙丘体本身对气流运行的障碍发生摩擦，以及沙子充足、气流负载过多而造成贴地层气流的抑制，使其上产生了次生沙丘。

## （二）纵向沙丘

纵向沙丘在世界沙漠中占过半的面积，尤其在亚热带，信风沙漠更是普遍的沙丘形态。纵向沙丘叫沙垄，也称线形沙丘。

纵向沙垄平直作线状伸展，高度一般在 10~25 米，也有比此低，亦或更高的；长度可从数百米到数公里不等。剖面形态有的具有比较对称的斜坡和微穹形的顶部；有的不很对称，尚有摆动的脊线存在。这种沙垄在我国古尔班通古特沙漠有大面积分布，都属固定、半固定状态。在塔克拉玛干沙漠中部还分布有一种裸露的巨大复合型沙垄，其形态特征是：垄体表面叠置了多次一级的新月形沙丘链；沙垄延伸很长，一般为 10~20 千米，最长可达 45 千米；垄高通常为 50~80 米；宽度为 500~1000 米；两侧比较对称，斜坡均较平缓；垄顶剖面呈半圆形。在阿拉伯半岛鲁卜哈利沙漠中，有些巨大的复合型沙垄，可长达 200 千米，宽约 1~2 千米，高 100 米。利比亚沙漠和澳大利亚沙漠，也有类似大小的纵向沙丘体系。

纵向沙丘的成因，各家看法不一致。一种认为是在两个锐角相交的风交互作用下，由灌丛沙丘向垄状沙链，再逐步演变到树枝状沙垄。古尔班通特沙漠的沙垄，被认为就是这样形成的。

另一种认为，是在两种风向呈锐角斜交的情况下，由新月沙丘的一翼向前延伸所形成。关于新月形沙丘演变为沙垄的过程，如图 7-12 所示：主风向形成的最初的新月形沙丘，在受到次风向作用时，迎风的一翼顺次风向前增长；而另一翼因其处于背风面，不但不能扩大和增长，反而逐渐萎缩。以后当风向又转变为主风时，新月形沙丘伸长的一翼又会沿主风方向伸长。这样，经主风和次风较长时间的作用后，新月形沙丘伸长的一翼会逐渐沿着两种风的合力方向延伸很长，形成外形像钓鱼钩状的新月形沙垄。在撒哈拉称这样的纵向沙垄为赛夫沙丘（Seif），如南利比亚沙漠所见。我国阿尔金山北麓由这种作用形成的沙垄，长度可达 5 千米以上。

再一种认为纵向沙丘的形成，主要是与大气边界层的纵向螺旋状卷轴涡流作用有关。通过在大气层中、实验室里的观测，以及流体力学稳定性理论分析，认为大气边界层运动主要形式是近乎平行于平均气流的一种纵向卷轴涡流。产生这种大规模的空气运动的必要条件是近乎平坦的、均一的下垫面。如果对于气流存在着足够的障碍，哪怕是风向完全不变，就不能形成纵向涡流，所形成的将是新月形沙丘而不是纵向沙丘。纵向螺旋状卷轴涡流，将地面吹蚀的沙子，搬运到双反转的涡流之间地表的收敛空气狭长带堆积，形成了顺风向延伸的纵向沙垄（图 7-13）。

### （三）多方向风作用下的沙丘

金字塔沙丘是在多风向，且在风力相差不大的情况下发育起来的一种沙丘，因其形态与埃及尼罗河畔的金字塔相似而得名；有时其形态像海星，故又称为星形沙丘。金字塔沙丘有一个尖的顶，从尖顶向不同方向延伸出三个或更多的狭窄沙脊（棱）；每个沙脊都有一个发育得很好的滑动面（棱面），坡度一般在  $25^{\circ}$ ~ $30^{\circ}$  左右；丘体高大，在塔克拉玛干沙漠南部，一般高度在 50~100 米，也有高达百米以上的。金字塔沙丘一般作零星的单个分布；但也有一个接一个而组成一个狭长的、不规则的垄岗（称线形星状沙丘），这种形态在纳米布沙漠和撒哈拉沙漠东北部有较多分布，塔克拉玛干沙漠南部也可见到。

法国撒哈拉沙漠研究者 Cornish，把金字塔沙丘解释为上升气流所引起，即由对流过程所形成；前苏联学者费道洛维奇则认为是由空气波动的干扰所致。空气波动干扰，与风遇到山体障碍而返回的作用有关。我国的朱震达等（1980年）根据塔克拉玛干沙漠金字塔沙丘的分布特点，认为它的形成发育条件是：多方向风的风情，而且各个方向的风力都相差不大；邻近山岭地带，尤其是处于山岭的迎风面；下伏地面有起伏，特别是在一些有残余丘岗和台地存在的地区更易于形成。最近，凌裕泉等（1997年）根据敦煌鸣沙山金字塔沙丘的研究，提出金字塔沙丘形成的动力条件为：非沙质床面的气流场辐合区，具有三个以上近似均布的主风向，各主风向的风力强度、出现频率及持续时间不尽相同，但年总输沙能力较为接近，而且月输沙能力具有明显的季节变化；不太充裕的沙源和高浓度不饱和风沙流；不同尺度地形条件的动力作用和沙漠与戈壁下垫面的热力影响。金字塔沙丘的形成过程经历了沙物质积累和形体塑造两个发育阶段，两个发育阶段是相互交替进行的。具体地说，三个主风向的作用在于，首先由一个主风向提供沙物质积累；第二步由另一个主风向进一步提供补充沙源，并塑造金字塔沙丘形态——主脊（或主梁）；最后一个主风向塑造了金字塔沙丘副脊（或副梁）。这一过程是在不同季节完成的，年复一年逐渐发育成较为典型的金字塔沙丘形态。金字塔沙丘由若干方向风的作用所形成，这是多数研究者的看法。

关于各种沙丘形态的成因，虽然提出多种多样的假说，但尚未有比较公认的成因理论，尤其对于那些复杂形态的沙丘，可以说还了解得很不清楚，有待进一步深入研究。当然，沙丘的形态主要取决于气流及其与沙质下垫面之间的相互作用；同时，也受水文、植被、地形等多种复杂因素的影响，甚至还取决于其周围整个环境形成的漫长的古地理历史。Hack 对美国西南部 Navajo 县沙丘的研究，找出沙丘发育与植被、沙源、风力强度之间有如图 7-14 所示的关系。

### 三、沙丘移动规律

沙丘移动是相当复杂的，与风、沙丘高度、水文植被状况等很多因素有关。

风是产生沙丘移动的动力因素。沙丘移动是风力作用下，沙子从沙丘迎风坡吹扬搬运，而在背风坡堆积的结果。根据野外观测，沙丘移动的方向随着起沙风风向的变化而变化，移动的总方向和起沙风的年合成风向大体相一致。沙丘移动的方式取决于风向及其变律，可以分为三种情况：第一种是前进式，这是在单一的风向作用下产生的；第二种是往复前进式，它是在两个方向相反而风力大小不等的情况下产生的；第三种是往复式，是在风力大小相等，方向又相反的情况下产生的（图 7-15）。

沙丘移动的速度，据研究，其与风速和沙丘高度的关系，可用下式表示：

$$D = \frac{Q}{rH}$$

式中：D—沙丘在单位时间里前移的距离，Q—单位时间内通过单位宽度的沙量，H—沙丘高度，r—沙子的容重。

由式可以看出，沙丘移动速度与其高度成反比，而与输沙量成正比。又因输沙量是和起沙风速的三次方成正比，所以沙丘移动速度也就同样和风速三次方成正比。沙丘移动速度与其高度成反比的关系，已为大量的野外观测所证实，图 7-16 表示其中的一些测定。

沙丘移动速度除了主要与风速和沙丘本身高度有关外，还受到沙丘的水分、植被状况及下伏地貌条件的差异性等多种因素的影响，是相当复杂的。因此，在实际工作中，通常采取野外插标杆、重复多次地形测量、多次重合航空相片量测等方法，以求得各个地区沙丘移动的实际速度。

风沙活动、沙丘前移，可以侵入农田牧场、埋没房屋、侵袭道路（铁路、公路），给农业生产和工矿、交通建设造成很大危害。防治沙害的关键是控制沙质地表风蚀过程的发展，削弱风沙流的强度和固定沙丘，一般可采取工程防治和植物固沙两种方法。

## 第四节 荒漠类型和荒漠化问题

### 一、荒漠的类型

气候干旱，植被非常稀少，土地十分贫瘠的自然地带，称为荒漠（Desert），意为“荒凉”之地。

干旱荒漠的面积约占全球陆地面积 1/4 左右。主要分布在两个地区：一是南、北纬  $15^{\circ} \sim 35^{\circ}$  之间的亚热带。这里为副热带高压带的控制范围，终年为信风吹刮。在高压带内对流层气柱下沉，空气绝热增温，相对湿度减小，空气非常干燥；同时，下沉作用也抑制了降雨和对流。而信风又是吹向低纬度的干冷旱风，特别是大陆西岸的信风是背岸吹的，干旱尤甚。所以，亚热带的大气很稳定、湿度低、少云而寡雨，成为地球上著名干燥气候区。如：北非的撒哈拉、西南亚的阿拉伯半岛、南美的阿塔卡马等地。二是温带内陆地区，如中亚，我国的西北和美国西部等地。若照它们的纬度，本不应为干旱区，但由于它们深居内陆，远距海洋，主要还因为它们多半因地形闭塞，四周高山阻止了海洋湿润气流的伸入，因而使得这里终年处于极其干燥的情况下，形成了温带内陆干旱区。

干旱荒漠按照地貌形态与地表组成物质不同，可分为四种类型：岩漠、砾漠、沙漠和泥漠。

#### （一）岩漠（石质荒漠）

它发育在干旱山地中，特点是地面切割得破碎不堪，山岭陡峭，石骨嶙峋，基岩突露地表。

干旱区的山地，岩石的机械风化（即物理风化）十分强烈，山坡上堆积了大量碎屑风化产物，在重力作用下沿坡缓慢下移，特别是一旦暴雨发生，便由汹涌澎湃的暂时性洪流（包括片流和暴流）将其运往山麓和沟口堆积，形成洪积扇。而山坡则又重新暴露，重遭风化，碎屑物质再次受重力作用沿坡下移，并为洪流所运走。风化作用、坡地重力作用及暂时性洪流作用如此反复进行的结果，使山坡不断平行后退，因而在山麓形成一种缓倾斜的平整基岩面，上覆薄层松散岩屑，称为山麓剥蚀面或简称山足面（图 7-17）。山足面坡度受从其上搬运的物质粒径所控制，通常与洪积扇坡度一样（ $7^{\circ}$ ）。在山坡平行后退，山足面扩展的过程中，抵抗风化剥蚀很强的坚硬岩石，残留成为单个的孤丘，突露于山足面之上，称为残丘或岛山（Inselberg）。随着时间前进，山坡不断后退，山体逐渐降低缩小，山足面随之日益扩大，最后许多山足面就连成一片，成为山前夷平面。在构造稳定的干旱区，如北非、澳洲西部，我国新疆东部和内蒙古阿拉善高原西部及其边缘高地，都可见到规模较大的山前夷平面。它是干旱区地貌发育到成熟阶段的标志，犹如准平原是湿润气候带地貌发育的成熟产物一样。

山麓剥蚀面和山前夷平面是一种石质荒漠平原，属于岩漠的范畴。其上常分布有干谷、封闭的小洼地和孤立的岛山；削平的基岩（或岩屑）表面往往覆盖有油黑发亮的所谓“荒漠岩漆”（蒙盖着由凝结水溶解带出的黑色铁锰沉淀物，经风沙磨蚀后，光亮耀目）。

#### （二）砾漠（砾石荒漠）

砾漠为地势起伏平缓、地面布满砾石的地区。砾石的来源可以多种多样，但主要还是古代河流的冲积物和洪积物。它多发育于内陆山前冲积——洪积

平原上，在强劲的风力作用下，吹走了细粒物质（沙、粉尘等），整个地表留下了粗大砾石，便形成一片广大的砾石荒漠。砾漠中的砾石常被风所挟带的沙子磨蚀成带棱角的、表面光滑的风棱石；有些砾石表面可见到油黑色漆皮。世界上砾漠分布较广，例如，我国西北的河西走廊、柴达木和塔里木等内陆盆地的山前地带，蒙古大戈壁，以及北非阿尔及利亚的部分地区。

砾石荒漠蒙古语称“戈壁”。我国习惯还把岩漠中的石质荒漠平原也归入其中。为了区别于砾石戈壁（堆积），特称之为石质戈壁（剥蚀）。如新疆东部哈密以南辽阔的噶顺戈壁，准噶尔盆地东部著名的诺明戈壁，都属于这种戈壁类型。

### （三）沙漠（沙质荒漠）

沙漠是指地表覆盖有大面积风成沙的地区。这里风沙活动强烈，形成各种风成地貌形态。沙漠是荒漠中分布最广的一种类型；此外，在半干旱的干草原地区，也常有大面积为风成沙所覆盖的地面，称为“沙地”。但在一般人的习惯中，也常把它叫沙漠。

沙漠的形成除了干旱气候外，还要有丰富的沙漠沙物质来源。因此，沙漠多分布在内陆巨大的山间盆地里，以及干燥剥蚀的高原上。内陆盆地接受了四周山地大量风化破坏产物的堆积，具有深厚疏松的冲积（或湖积）沙层；而干燥剥蚀高原，经受了长期干燥剥蚀作用后，在高原面上，特别是其中的低平地 and 洼地里堆积了大量的残积、坡积和冲积沙层，都为沙漠的形成提供了丰富沙源。

全世界沙漠总面积约 700 万平方公里，著名的大沙漠有：阿拉伯半岛的鲁卜哈利沙漠（56 万平方公里，世界最大沙漠），澳大利亚的维多利亚沙漠（36 万平方公里）、辛普森沙漠（31.2 万平方公里）、吉普森沙漠（22.1 万平方公里），印度及巴基斯坦的塔尔沙漠（26 万平方公里），中亚的卡拉库姆（35 万平方公里）、克兹尔库姆（20.5 万平方公里），撒哈拉的东部大沙漠（19.2 万平方公里）和西部大沙漠（10.3 万平方公里），以及我国的塔克拉玛干沙漠（33.76 万平方公里）等。

### （四）泥漠（粘土荒漠）

泥漠是由粘土物质组成的地面，分布在干旱区的低洼地带，如封闭盆地的中心。它是由洪流从山区搬运来的细土物质淤积干涸而成。泥漠的地面平坦，发育有龟裂纹，植物稀少，地表光裸。有的泥漠地区，地下水位较浅且含有大量盐分，在干燥气候条件下水分不断蒸发，盐分析出在地表不断积聚，形成盐土、盐壳甚至盐岩层，则称为盐沼荒漠或盐漠。

## 二、荒漠化问题

荒漠化是当今人类面临的全球性的严重环境问题之一。根据联合国最近公布的资料，目前已经荒漠化或正在经历荒漠化过程的地区遍及世界六大洲 100 多个国家和地区，世界上 1/5 人口受到荒漠化的威胁。

### （一）荒漠化（Desertification）的概念及其成因

荒漠化概念于 1949 年由法国科学家 Aubrevill 提出，但是，长期以来对荒漠化概念的理解一直存在着分歧，自荒漠化概念提出以来在国际上共产生过 100 多个定义。1994 年 10 月，联合国防治荒漠化公约在巴黎签署，公约中给出了荒漠化的新定义，即“荒漠化系指包括气候变化和人类活动在内的种种因素造成的干旱、半干旱和半湿润干旱区的土地退化”。

荒漠化的新定义明确地指出了三个问题：

(1) 荒漠化是气候变化和人类活动等多种因素的作用下起因和发展的。

(2) 荒漠化发生在干旱、半干旱和半湿润干旱区，这就给出了荒漠化产生的背景条件和分布范围。

(3) 荒漠化是发生在干旱、半干旱和半湿润干旱区的土地退化。将荒漠化置于宽广的全球土地退化的框架内。土地退化可以发生在全球的各个地区，而荒漠化只是发生在干旱、半干旱和半湿润干旱区。

显然，国际上所理解的荒漠化是一种广义的概念，包括风蚀、水蚀和盐渍化等一种或一组因素作用下的土地退化过程。在国内，一般采用狭义的荒漠化概念，即沙质荒漠化，简称沙漠化(Sandydesertification)。它是指在干旱、半干旱及部分半湿润地区，由于气候变化与人类活动等因素作用下所产生的一种以风沙活动为主要标志的环境退化过程。从地貌学的角度出发，可以认为沙漠化的实质就是土地风蚀、出现流沙和产生沙漠的过程，当然也包括原来固定和半固定沙丘活化，演变为流动沙丘的过程。

全球现共有荒漠化土地 35.92 亿公顷，占全球干旱半干旱及部分半湿润地区总面积的 69.0% (表 7-5)，占全球陆地总面积的 1/4 左右。目前，全球每年将有总计为 1.812 亿公顷的土地沦为荒漠化土地，即全球荒漠化土地近期将以年均 3.5% 的速度发展。全球每年因荒漠化而造成的直接经济损失达 423 亿美元，而其间接损失往往高出直接损失额的 2~3 倍，甚至 10 余倍。

我国荒漠化土地总面积(包括风蚀和水蚀)是 332.7 万公顷，占国土总面积的 34%(至 1993 年)，其中沙质荒漠化土地面积(沙漠化面积)为 153.3 万公顷，水蚀引起的荒漠化土地面积达 179.4 万公顷，将近 4 亿人口生活在荒漠化或受荒漠化影响的地区。50 年代到 70 年代中期，单我国北方沙漠化土地年均扩大面积达 1560 公顷，年均增长率 1.01%；而 70 年代中期到 80 年代中期，年均扩大面积和年均增长率分别是 2100 公顷和 1.47%，沙漠化的发展速率不断提高。我国每年因沙漠化造成的全部经济损失约为 783~918 亿元。

表 7-5 全球荒漠化土地面积与分布(百万公顷)

地 区	非洲	亚洲	澳洲	欧洲	北美洲	南美洲	合计
荒漠化土地面积	1045.84	1341.70	375.92	94.28	428.62	305.81	3592.17
各洲比率(%)	29.2	37.45	11.05	2.63	11.97	8.26	100.0
占各洲干旱半干旱与半湿润干旱区面积(%)	73.0	69.7	53.6	64.8	74.1	72.7	69.0

## (二) 沙漠化的防治战略与基本原则

在 1991 年国务院召开的全国第三次治沙工作会议上，制订了我国今后十年的沙漠化防治战略总目标：以西北、华北、东北西部万里风沙带为主线，以保护、扩大林草植被和沙生植被为中心，建立防、治、用有机结合的治沙工程体系。当前要以治理沙漠化土地为重点，主要是围绕恢复土地资源和合理开发利用来进行综合治理，逐步缩小沙漠化土地的面积。

沙漠化防治是一项宏伟的改善生态环境、发展沙区经济的系统工程，涉及面广，任务艰巨，难度很大。为了切实把治沙工作搞好，应遵循下列基本

原则：

(1) 由于干旱区生态系统具有脆弱而易破坏的特性，因此在开发水、土、植物资源时，应当注意自然潜力与土地利用系统之间的动态平衡关系，掌握适度利用的原则。

所谓适度利用，指在利用这些自然资源的过程中，应以不致发生环境退化和达到持续利用目的为准则。

(2) 在开发干旱区水、土、植物资源时，应采取开发利用和资源保护并举的原则（如对天然植被的利用与保护）。

(3) 在干旱区开发利用水土资源时，必须因地制宜确定本区利用方向，特别是无灌溉条件的旱作农业区，年降水量是生产的主要制约要素。考虑到干旱、半干旱地区气候波动和干旱年份呈周期出现的特点，应当严格控制旱作农田的界限，不应因一度降水量增加而扩大旱作面积，以免在随之出现的旱年内被迫弃耕，造成撂荒而引起土地沙漠化。旱作界限以外的地区如宜发展草场，就应以牧业为主，做到适应自然条件的利用。

(4) 在预防沙漠化的同时，还应采取相应的治理沙害的措施，做到预防为主，防治相结合。

治理沙害必须根据不同自然条件因地制宜地采取有效的综合治理措施。一般情况下，坚持生物措施为主，生物措施与工程措施相结合。植物固沙是治理沙害的一种经济而有效的根本措施，在沙区植树种草能减低风速，控制风蚀，固定流沙，且能生产出木材和大量的燃料、饲料；因此，能做到除害和兴利相结合，一举两得。所以，要大搞植被建设，建立防护林体系。

总之，沙漠化防治要根据全国治沙工程规划要求，结合本地区实际编制治沙规划，要根据不同的立地类型，确定防治措施，因地制宜、因害设防、因利开发。在工作安排上要突出重点，明确目标，先易后难，分别轻重缓急，有计划、有步骤地进行治理，做到治理一片、巩固一片、开发一片、见效一片。

## 第五节 黄土

### 一、黄土的分布与特性

黄土（包括黄土状土）在世界上分布相当广泛，特别在欧亚大陆上，几乎从大西洋东岸到太平洋西岸成断续带状地分布着。从全球来看，黄土主要位于比较干燥的中纬度地带，如西欧莱茵河流域，东欧平原南部，北美密西西比河中上游以及我国西北、华北等地，面积约 1300 万平方公里，约占全球陆地面积的 1/10。我国北方是世界上黄土最发育的地区，面积有 63.1 万平方公里，占全国面积 6.6%。其中，黄河中下游的陕西北部、甘肃中部和东部、宁夏南部以及山西西部，是我国黄土分布最集中的地区。分布面积广、厚度大、地势较高，形成著名的黄土高原，黄土高原的黄土实际覆盖面积近 40 万平方公里；大部分地区的黄土厚度在 50~100 米之间，六盘山以西的部分地区，还有超过 200 米的。世界上其他地区的黄土，厚度一般只有 20~30 米左右，前苏联境内的黄土较厚，局部地区厚度可达 40~50 米。所以，我国黄河中游的黄土高原，是世界上黄土和黄土地貌最发育，规模最大的地区。

黄土的性质对黄土地貌的发育有重要影响。黄土，是一种灰黄色或棕黄色的特殊的土状堆积物；黄土地层由下而上划分为早更新世午城黄土、中更新世离石黄土上部和下部、晚更新世马兰黄土，其间被三个剥蚀面隔开。它们具有以下特性：质地均一，以粉沙（0.05~0.005 毫米）为主，其含量可达 60% 以上；大于 0.1 毫米的细沙极少，小于 0.005 毫米的粘粒含量，一般在 10%~25% 之间。各时代的黄土，其颗粒成分有所差异，第四纪早期的黄土比晚期的黄土粘土颗粒含量高，而细沙粒级（0.25~0.05 毫米）含量较低；所以，午城黄土的黄土质地较粘重，而马兰黄土质地疏松。

富含碳酸钙，其含量一般在 10%~16% 之间。黄土中含有钙质，在干燥状态下，钙质可以使土粒固结，但是遇水时却发生相反作用，碳酸钙会发生溶解而使土粒分离，黄土就失去其原有的固结特性而成分散状；因此，钙质多的黄土层是易受侵蚀的。碳酸钙在淋溶与聚集过程中，逐渐汇集一起成为钙质结核，结核一般很大，呈不规则块状，形态有点像马铃薯或生姜，所以称之为砂姜石，在黄土中常成水平带状分布，富集于古土壤层的底部（黄土中埋藏着多层古土壤层，它是在黄土沉积间断时期发育起来的土壤层）。

黄土结构上较松散，颗粒之间孔隙较多，且有较大的孔洞，用肉眼可见；孔隙度一般在 40%~55%。多孔性是黄土区别于其他土状堆积物的主要特征之一。

黄土无沉积层理，垂直节理很发育，直立性很强，深厚的黄土层常形成陡峻的崖壁，土崖可以维持百年而不崩坠。垂直节理发育是黄土最普遍而特殊的性质。

黄土具有多孔性和垂直节理，因而透水性较强。黄土遇水浸湿后，发生可溶性盐类（主要是碳酸钙）溶解和粘土颗粒的流失，强度显著降低，受到上部土层或构造的重压，常发生强烈的沉陷和变形。黄土的湿陷性是一个极其重要的问题，因为黄土的沉陷可以毁坏建筑工程。

自然界有一种与黄土性质相近的堆积物，称为黄土状土，它具有黄土的部分特性。但是，这种土往往具有沉积层理，粒度变化较大，孔隙度较低，含钙量的变化显著，并无明显的湿陷性，借此可与黄土相区别。

### 二、黄土的成因

黄土的成因主要有风成说、水成说和风化残积说三种观点；其中风成说历史长、影响大、拥护者多。

黄土风成说认为，中欧和北美的黄土，是冰期时大陆冰川区干而冷的反气旋风，将冰水平原上的细颗粒吹送到外缘草原地带沉积而成的，所以称为冰缘黄土。至于印度西北部，伊朗和中亚、里海周围等地的黄土，则是由内陆干旱荒漠、半荒漠区强大的反气旋风从中部吹向外围，把大量的黄土物质吹送到生长草本灌木的草原地带，逐渐堆积成厚层的黄土，故称为荒漠黄土。

我国黄土的风成过程，及其与荒漠的关系就更加明显。早在二千多年前，西汉的班固在其所著《前汉书》中就有过这样的记载：公元前32年（成帝建始元年）四月壬寅晨，“大风从西北起，云气亦黄，四塞天下，终日夜下著地者黄土尘也”。这里不仅表明当时从天上落下来的“尘”是黄土，而且说明黄土是由西北风带来的。我国的黄土分布区的北面正是沙漠戈壁，自北而南戈壁、沙漠、黄土三者逐渐过渡，成带状排列。黄土的矿物成分具有高度的一致性，与所在地方下伏基岩的矿物成分没有多大联系；其粒度组成，依蒙古高压经常吹刮的西北风方向，呈有规律性的变化，西北部靠近沙漠地区的黄土颗粒成分较粗，黄土剖面中夹有风成沙层（如陕北地区所见），而愈往东南，远距沙漠粒度成分逐渐变细。黄土披盖在多种成因的、形态起伏显著的各种地貌类型上，并保持相似的厚度。黄土中含有陆生草原动、植物化石；有随下伏地形起伏的多层埋藏古土壤。这些特征比较充分证明我国黄土是风成的，且与沙漠戈壁的关系密切。

黄土的水成说认为，在一定的地质、地理环境下，黄土物质为各种形式的流水作用所搬运堆积（也括坡积、洪积、冲积等），形成各种水成黄土。黄土的残积说认为黄土是在干燥气候条件下，通过风化和成土作用过程使当地的多种岩石改造成黄土，而不是从外地搬运来的。

### 三、黄土地貌类型

黄土地貌在我国黄土高原地区最为典型。其地貌特点是千沟万壑、丘岗起伏、茆梁逶迤；即使部分地区的顶部还是相当平坦，但两侧却十分陡峻。800多年前北宋沈括所著《梦溪笔谈》曾对黄土地貌形态有过这样的记述：“今成、皋（陕）西大涧中，立土动及百尺，迥然耸立。”

沟谷和沟间地是黄土高原的主要地貌形态。其中沟谷地貌主要是现代流水侵蚀作用所成；而沟间地貌的形成，明显受到古地形的影响，即在古地形基础上由黄土风成堆积叠加而成。

#### （一）黄土沟谷地貌

黄土沟谷按照发生的部位、发育阶段和形态特征，一般也有细沟、切沟、冲沟和坳沟等几种。所以，黄土沟谷的发展过程，与一般正常流水沟谷发展相似。但由于黄土质地疏松，垂直节理发育，加上有湿陷性，常伴以重力、潜蚀作用，故黄土沟谷系统发展较快。黄土沟谷的发展具继承性，部分现代黄土沟谷重叠发育在老沟谷之上，即这部分水系是继承早期水系发展而来的。

沟谷密度是指单位面积上的沟道长度，以千米/平方千米表示。沟谷密度是表示区域地貌形态特征的最重要指标之一，它实际上是反映了一个地区被水道分割破碎的程度。如果将黄土高原所有沟谷计算在内，其密度居于全国之首（表7-6）。

表7-6 黄土高原与我国其他地区的水系密度（或沟谷密度）比较

区 域	水系密度 (千米/平方千米)	资料来源
大兴安岭北坡	0.6 ~ 1.4	据陈永宗 ( 1980 )
青藏高原	0.13 ~ 0.5	据李炳元、邹治遂* ( 1981 )
江西南部	3.7 ~ 5.0	据史德明等 ( 1982 )
海南岛	0.09	据景可 ( 1982 )
台湾岛	1 ~ 5	据张瑞津 ( 1975 )
黄土高原	4 ~ 6	据陈永宗 ( 1983 )

\*据 1 : 10 万地形图量算, 其余都是据 1 : 5 万地形图量算的。

## (二) 黄土沟间地地貌

沟间地是指沟谷之间的地面。沟间地的地貌形态有塬、梁、峁, 从分布面积来看, 它们是黄土高原的地貌主体。这些地貌类型, 主要是由黄土堆积作用造成的。

### 1. 黄土塬。

塬是面积广阔而且顶面平坦的黄土高地 ( 图 7-18 )。塬面中央部分斜度不到  $1^\circ$ , 边缘部分大约在  $3^\circ \sim 5^\circ$ 。现面积较大的塬有陇东的董志塬、陕北的洛川塬等。董志塬介于泾河的支流蒲河与马莲河之间, 以西峰镇为中心, 长达 80 千米, 宽达 40 千米, 面积 2200 多平方千米。

塬受到沟谷长期切割, 面积逐渐缩小, 同时也变得比较破碎, 就形成“破碎塬”。如甘肃合水、陕西定边、宜川和山西吕梁山西侧的一些小型塬。

塬是在比较平坦的古地面 ( 平缓的盆地或倾斜平原等 ) 上经黄土堆积而成。黄土堆积后, 塬面侵蚀微弱。

### 2. 黄土梁。

梁是长条形的黄土高地。它主要是黄土覆盖在古代山岭上而成的, 也有些梁是塬受现代流水切割产生的。根据梁的形态, 可分为平顶梁和斜梁两种。

平顶梁顶部比较平坦, 宽度有限, 长可达几公里。其横剖面略呈穹形, 坡度在  $1^\circ \sim 5^\circ$ ; 沿分水线的纵向坡度不过  $1^\circ \sim 3^\circ$ 。梁顶以下是坡长很短的梁坡, 坡度较大, 多在  $10^\circ$  以上, 两者之间有明显的坡折。在梁坡以下, 即为沟坡, 其坡度更大。

斜梁是黄土高原最常见的沟间地, 是当地群众真正所指的“梁”。梁顶宽度较小, 呈明显的穹形。沿分水线已有较大起伏, 梁顶横向和纵向坡度, 由  $3^\circ \sim 5^\circ$  可大到  $8^\circ \sim 10^\circ$ 。梁顶坡折以下直到谷缘的梁坡坡长很长, 坡度变化在  $15^\circ \sim 35^\circ$ 。梁坡的坡形随其所在部位而有不同, 在沟头的谷缘上方为凹斜形坡, 在梁尾 ( 沟头两侧 ) 为凸斜形坡。梁坡以下, 就是沟坡。

峁是一种孤立的黄土丘, 呈圆穹形。峁顶坡度为  $3^\circ \sim 10^\circ$ , 四周峁坡均为凸形斜坡, 坡度  $10^\circ \sim 35^\circ$  不等。两峁之间有地势显著凹下的分水鞍, 称为塬。塬之两侧均为凹斜形坡。分水鞍为两侧沟头所蚕蚀, 残余成为极窄的长脊, 则称“峁岭”。峁岭也常出现在塬和梁间, 但其地势并不显著凹下, 道路往往由此通过。

若干连接在一起的峁, 称为峁梁; 有时峁成为黄土梁顶的局部组成体, 称为梁峁。

峁大多数是由梁进一步被切割而成, 少数为晚期黄土覆盖在古丘陵上而

成。黄土峁和梁经常同时并存，组成所谓黄土丘陵（图 7-19）。

### （三）黄土潜蚀地貌

流水沿着黄土中的裂隙和孔隙下渗，进行潜蚀，使土粒流失，产生洞穴，最后引起地面崩塌，可形成黄土特有的潜蚀地貌。

黄土碟是一种由流水下渗浸湿黄土后，在重力的影响下，土层逐渐压实，使地面沉陷而形成的碟状小洼地。形状为圆形或椭圆形，深数米，直径 10~20 米。它常常形成在平缓的地面上。

黄土陷穴和黄土碟不同，它是一种漏陷的溶洞，陷穴是流水沿着黄土中节理裂隙进行潜蚀作用而成。陷穴多分布在地表水容易汇集的沟间地边缘地带和谷坡的上部，特别是冲沟的沟头附近最发育。根据陷穴形态可分三种：

漏斗状陷穴，呈漏斗状，深度不超过 10 米，主要分布在谷坡上部和梁峁的边缘地带；竖井状陷穴，呈井状，口径小而深度大，深度可超过 20~30 米，主要分布在塬的边缘地带；串珠状陷穴，几个陷穴连续分布成串珠状，陷穴的底部常有孔道相通，它常见于冲沟沟床上或坡面长、坡度大的梁峁斜坡上。

两个或几个陷穴不断扩大，下部由地下水流串通不断扩大其间孔道，则在陷穴之间未崩塌的残留土体，就形成黄土桥。

黄土柱是分布在沟边的柱状残留土体。它的形成是由于流水不断地沿黄土垂直节理进行侵蚀和潜蚀，以及黄土的崩塌作用，残留的土体就形成黄土柱。黄土柱有柱状和尖塔形的，其高度一般为几米到十几米。

黄土地貌，除了上述各种地貌类型外，谷坡黄土物质在流水和块体运动作用下，使谷坡扩展也可产生多种地貌形态。如由于土层表面受湿干、热冷、冻融等的变化而引起的涨缩作用，造成表土的剥裂，在重力作用下顺坡泻溜；雨水或片流沿黄土的垂直节理下渗，通过潜蚀作用，使裂隙逐渐扩大，形成交错的裂沟或成行的陷穴，一旦土体失去稳定时发生崩塌；以及在岩性不同的倾斜地层接触面上，因受地下水渗流，破坏土层间的凝聚力，在重力的影响下发生庞大土体滑坡等。

黄土地区流水侵蚀地面造成水地流失。据调查分析，我国黄土高原地区年平均侵蚀模数（每年在单位面积内流失的泥沙量）一般为 5000~15000 吨/平方千米。水土流失给农业生产的危害，主要表现为：水土流失后地力变瘦；沟壑扩延，耕地缩小；大量泥沙淤积库渠，破坏水利。特别是在暴雨期间造成泥石流下泻，还可冲垮道路，毁坏城镇，引起生命财产的重大损失，造成严重灾害。

因此，黄土地区进行水土保持是极其迫切的工作，在防止水土流失时，应充分考虑各种侵蚀形态发生发展的规律和分布特点。防止水土流失必须采取农、林、牧、田间工程及沟谷工程的综合措施。各种水土保持措施之间要相互结合，例如坡面修梯田，田边筑地埂，地埂上栽灌木带；田面采取等高耕作、沟垄耕作方法。而且各种水土保持措施要在面上互相结合，既要治理沟谷，又要治理沟间地；既要治理沟头，又要治理沟床。总之，对水和土进行步步涵蓄，节节拦阻，构成自上而下强的防蚀网。然而水土保持工作要做到这样，必须以实现土地合理利用为前提，根据不同自然条件，包括水土流失程度与方式，来合理划分宜农、宜牧、宜林的用地，并配置各种水土保持措施。

## 第八章 海岸地貌

海洋边缘，海洋与陆地的接触带是海洋与陆地相互作用的地带，称为海岸带，包括沿岸陆地部分及水下岸坡，范围自滨海平原至外陆架坡折带，大致相当于晚第四纪海平面波动时期淹没和出露的区域。现代海岸带包括现代海浪对地面作用所达到的范围。其上界，在岩岸是现代海蚀崖的顶部，在沙质和泥质海岸是海岸沙丘或海滩顶部生长植被的地方；其下界相当于水深等于  $1/2$  波长处。由于各地海岸的自然地理特征及波浪状况不同，因此海岸带是一个宽度变动的地带。现代海岸带自陆地向海洋一般划分为海岸、海滩和 水下岸坡三个部分（图 8-1）。

海岸是高潮线以上狭窄的陆上地带，如海蚀崖、滩肩或沿岸沙堤及海岸沙丘等，它们经常暴露于海水面之上，仅在特大高潮或暴风浪时才被海水淹没。这一地带又称潮上带或后滨。海滩是高低潮之间的地带，它们在高潮时被淹，低潮时出露，其宽度受潮差影响，相当于潮间带，也称前滨。水下岸坡是低潮线以下一直到波浪作用所能到达的海底部分，其下限相当于  $1/2$  波长的水深处，通常约 10~20 米。水下岸坡不露出水面，是波浪破碎频繁的地带，在沙质海岸，常形成沿岸沙坝和凹槽，这一带又称潮下带或近滨。外滨（或滨外）是波基面以下的浅海部分，也有人将波浪传入浅海开始变形处，即水深约  $1/2$  波长处到波浪破碎带外缘这一地带称为滨外，将其归入水下岸坡下部。海岸线是陆地与海面的交界线，一般将平均高潮线当作海岸线，也有人将平均低潮线称为海滨线。由于海平面的变动或地壳的升降运动，海陆交互作用的痕迹在相邻的陆上或海底也有保存。保留在陆上的古海岸带常是被抬升了的海蚀阶地或海积平原，而残留在海底的古海岸带是在低海面时形成的，其标志物是溺谷、岩滩、浅滩等。

海岸地貌是由波浪、潮汐和近岸流等海洋水动力作用所形成的地貌，它通常分布在平均海平面上下 10~20 米左右，宽度在数千米至数十千米的地带内。

全世界的海岸线长约 44 万千米，我国的大陆海岸线长约 1.8 万千米，加上沿海几千个大小岛屿，总岸线长达 3.2 万千米。海岸带具有丰富的资源，世界上约有  $2/3$  的人口分布在沿海地区。因此，海岸带是人类活动频繁和经济极繁荣的地带。

## 第一节 海岸的动力作用

### 一、波浪作用

波浪是塑造海岸地貌最普遍、最重要的动力。波浪运动特别是进入浅水区后其传播过程发生的变化是控制海岸发育与演化的主要因素之一。

#### (一) 深水波浪的特性

海洋中的波浪主要是由风力作用形成的。风作用于海面时通过近水面大气层的垂直压力和切应力，将能量传递给海水，使水质点在风力、重力和表面张力的作用下做近于封闭的圆周运动，并由于向风与背风坡之间的压力差，使这种波动不断发育起来，海面形成连续的周期性起伏，形成波峰和波谷。波峰的最高点为波顶，波谷的最低点为波底。两个相邻波顶间的水平距离为波长(L)，波顶与波底间的垂直距离为波高(H)，相邻两个波顶或波底通过海面同一准线所间隔的时间为波浪的周期(T)，单位时间内波形传播的速度为波速 $C = \frac{L}{T}$ 。

水质点在圆形轨道上随着位置改变而变换在水平、垂直和往返之间。水质点运动在圆形轨道上半部时，其方向与波浪传播方向一致，运动到圆形轨道的下半部时，其方向与波浪传播方向相反(图8-2)。水质点自波顶向波底运动时，垂直流向下，自波底向波顶运动时，则向上。位于波顶和波底时，水质点的水平流速值最大，垂直流速为零。位于波顶和波底之间的中点时，垂直流速达最大而水平流速为零。水质点沿圆形轨道运动一周，海水面就发生一次升降，并使波形向前传播(图8-3)。

波浪在向前传播的同时也向下部水层传播，水质点的圆轨迹直径在水平方向上相等，而在垂直方向上，自海面向下随深度按等差级数的增加，水质点运动轨迹的直径(波高)则以等比级数减小(图8-1)。例如波高为10米，波长200米的巨浪，在水深200米处仅能激起20毫米的波高。所以当海底深度大于波长时，波浪对海底的作用已很微弱。

表 8-1 波浪运动随深度增加的变化

海面以下深度 (以波长为1)	0	1/9	2/9	3/9	4/9	5/9	6/9	7/9	8/9	1
水质点轨迹直径 (以海面处为1)	1	1/2	1/4	1/8	1/16	1/32	1/64	1/128	1/256	1/512

由风直接作用形成的波浪称风浪。风浪的大小决定于风速、风的吹程(风区)和风持续的时间(风时)。随着风速增大，风区越长，风时越久，风浪就越大。由于风作用的湍流特性，风浪的水质点运动轨迹实际上为不封闭的圆形或椭圆形，波形为非正规的余摆线，峰顶较陡，略呈不对称。风浪在风停息后或离开风区向外传播就转变为涌浪。涌浪是在无风作用下继续传播的

自由波，水质点运动轨迹为封闭的圆形，波形为余摆线，峰顶较纯，呈对称。涌浪可传播很长的距离，涌浪在传播过程中，波能渐减，波高渐低，而波长与波速渐增，经长距离传播，其波长与波速逐渐趋于某一稳定值，波形愈显规则，全世界海岸地区除北半球高纬度和南美洲南端海岸地区为风暴浪区外，大多属涌浪区。

风传递给波浪的能量，是波浪在海岸带作功，引起复杂的海岸过程和泥沙运动的原因。单位波长内波浪的总能量可简单地以下式表示：

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2$$

其中： $\rho$  是海水密度， $g$  是重力加速度， $H$  为波高。从上式可知波能的大小主要取决于波高。

### （二）浅水区波浪的传播与变形

当波浪传播入浅水区，发生变形后就转变为浅水波浪。一般认为  $1/2$  波长的海底深度是波浪变形的临界深度，这时水质点运动的轨迹的直径只有海面的  $1/24$ 。当海底深度大于  $1/2$  波长时，波浪的性质尚能继续维持不变。当海底深度小于  $1/2$  波长时，波浪将发生变形。波浪变形后，水质点的运动轨迹由深水域时的圆形轨道变为呈不对称的上凸而向下逐渐展平的椭圆形轨道。发生这种变化主要是波浪在浅水区受到海底摩阻作用的缘故。由于椭圆形轨道的垂直轴下半部比上半部减小更快，越近水底，水质点运动的轨道变得愈来愈扁平。到了海底，轨道的扁度达到极限，水质点仅作平行于底面的直线往返运动，波峰通过时，水质点向岸运动；波谷通过时，水质点则向海运动（图 8-4）。

水质点运动轨道的不对称性也反映在水质点的运动速度在一个波浪周期内的差异性方面。在前半周期的向岸运动（相当于波峰经过）时，它经历的轨道长，速度大；而后半周期向海运动（相当于波谷经过）时，它经历的轨道短，速度小。结果在同一波浪周期内，向岸速度大于向海速度，愈向岸去，这种速度不对称差异愈大。

由于水质点运动轨道的不对称，以及前、后半周期速度的不对称，使得波形也呈现出不对称性。在向岸传播过程中，波形不对称愈益显著，前坡变得愈来愈陡，后坡则愈显平缓。波浪进入浅水区后，各种波浪要素也随着发生变化。首先是波浪传播速度变小，导致波长、周期也减小。波高（ $H$ ）在  $D/L$ （ $D$ =水深）值介于 0.5 和 2.0 之间时减小，在 0.2 值时达最小，约为原来深水波高的 0.91 左右；当  $D/L$  值从 0.2 减小到 0.05 时， $H$  又变大起来，当  $D/L$  值小于 0.05 时， $H$  值迅速增大。

### （三）波浪破碎与近岸带波浪作用

波浪自外海进入浅水区并向海岸推进，当达到某一临界值时，波浪将发生破碎，这时波峰水质点运动的水平分速大于波速。即使在深水区，风浪在风的不断作用下，波陡（波高  $H$ /波长  $L$ ）会不断增大，波峰愈益陡尖。当波陡达到  $1/7$  临界值时，峰顶水质点运动的水平分速与波速相等，此时波动表面达到极限；当波陡超过此值时，峰顶波面变得不稳定，从而导致波浪破碎（图 8-5）。

在水深小于波长  $1/20$  的极浅水域，波浪破碎主要取决于相对水深（水深  $D$ /波高  $H$ ）。一般来说，波浪传入达到临界相对水深 1.28 时，不论其波陡值多少都将发生破碎。

介于深水域和极浅水域之间的浅水区，波浪破碎取决于波陡和相对水深两个因素。波浪破碎的最大临界波陡为  $1/7$ ，最小临界相对水深对涌浪来说是 1.28，对风浪来说是 2.05 左右，这是因为风浪的波陡较大之故。

波浪破碎有三种类型（图 8-6）：

#### 1. 崩顶破碎（崩波）。

波陡较大的波浪传入坡度较平缓的海岸时，水下岸坡易出现崩波。波形在传播过程中水平方向上大体能保持对称，波陡逐渐增大，破碎时产生的旋涡小，主要集中在表面。接近岸边时，峰顶出现浪花并逐渐扩大，以至峰顶崩碎成瀑布状下落。一般来说，崩波具有较强的回流。

#### 2. 卷跃破碎（卷波）。

在具有相当坡度的水下岸坡，中等波陡的波浪易产生卷波。波浪在向岸传播过程中，随着深度变浅而变得不规则，在一个较短的时间和距离内就可发生显著变形，波陡增大很快，波浪的向岸面呈直立状进而弯曲前倾直至卷曲翻转，成卷跃破碎下落。这种卷波产生的旋涡大，可达海底，是形成水下凹槽和沙堤的主要原因。

#### 3. 激散破碎（激波）。

一般出现在原来波浪的波陡度较小和坡度较大的水下岸坡上。因为海底坡度较大，波浪发生变形后使波浪前峰从下部开始出现浪花泡沫，并继续扩大到整个前峰面，在直接冲上陡滩时前峰面在滩面上激散破碎，并形成大量泡沫。

总之，波浪破碎类型与水下岸坡的坡度与波浪的波陡有关。如果水下岸坡坡度变化不大，则波陡大的波浪易出现崩顶破碎；波陡小的易出现激散破碎；而中等波陡的一般出现卷跃破碎。

根据波浪在近岸带（包括近滨和前滨）作用的差异又可分为破浪带、碎浪带和冲激带（图 8-7）。波浪自滨外传入近岸带首先发生局部破碎的地带为破浪带。波浪一经破碎后，波高要减低 20% 以上，甚至减低 80%，并消耗大量波能，接着变成尺度（波长、波高等）较小的波浪继续向岸推进。在平坦的水下岸坡上破浪带内波浪可出现多次破碎，并继续重复上述的变形。

波浪自破浪带继续向岸传播就进入碎浪带。缓坡都有碎浪带，陡坡常难以形成碎浪带。中等坡度的近滨，除高潮期外，可形成宽度不一的碎浪带（图 8-8）。自碎浪带向岸，进入冲激带，波能在此带将耗尽。冲激带内的水体运动，已不遵从波浪运动规则，呈一股水流形式向岸离运动。开始是在惯性力的推动之下，以较大的速度向岸上冲，形成进（冲）流；到达一定高度后，又在重力的作用下退回海中，成为退（回）流。向岸冲流所能达到的高度和回流的强度与波浪的能量、滩面的坡度和滩面的渗漏程度有密切关系。一般来说，进流的速度大于退流，因此较粗大的砾石和沙子被推向岸边，而回流只能带走较细小的泥沙。

#### （四）波浪的折射与绕射

当波浪传播进入浅水区时，如果波向线与等深线不垂直而成一偏角，则波向线将逐渐偏转，趋向于与等深线和岸线垂直，这种现象称为波浪折射。波浪传播方向的变化是因为波速随深度变浅而减小，位于较浅处一端的传播速度相应小于较深一端，这就导致波峰线的偏转。如图 8-9 所示，AB 为等深线，两侧的波速分别为  $C_1$ 、 $C_2$ ，波峰线 MN 与 AB 的夹角为  $\alpha_1$ 。当 N 端传播到等深线 AB 时，M 端尚相距等深线 AB 有 MP 的距离，经历时间  $t$  时，由于波速  $C_1$  大于  $C_2$ ，当 M 端移至等深线 AB 时，N 端进入更浅水域仅传播了  $C_2 \cdot t$  距离（NQ），这就使波峰线 PQ 相对原来的 MN 发生了偏转。

在水下地形和不规则的岸线导致等深线曲折的情况下，波浪折射可使某些段落波峰线拉长，也可使另一些段落波峰线缩短，波高也相应发生变化，从而使波能出现辐聚和辐散现象，导致海岸的侵蚀与沉积作用发生。如在凸出的岬角处波浪出现辐聚，能量集中，海岸受蚀；在凹入的海湾处波浪出现辐散，波能扩散，产生沉积（图 8-10）。

波浪在向岸传播过程中，除了发生折射现象外，还会发生绕射现象。当波浪传入近岸时，因受到沙嘴、突出的岬角、滨外小岛，特别是受到防波堤等人工建筑物的阻挡时，波浪将绕过阻挡物从侧方进入波影区，波峰线变形，显著地改变了前进方向，波浪能量在前进的侧方扩散，波高递减，这就是波浪的绕射。波浪进入波影区后，其能量大为减小，故波影区经常为比较平静的水域（图 8-11）。

#### 二、潮汐与潮流作用

潮汐是海水在月球和太阳引潮力作用下所发生的周期性运动，它包括海面周期性的垂直升降和海水周期性的水平流动，前者称为潮汐，后者称为潮流。图 8-12 是一条理想的潮汐曲线。在潮汐现象中，海面上涨到最高的位置叫高潮，下降到最低的位置叫低潮。海面从低潮上升到高潮称涨潮，由高潮下降到低潮称落潮。涨潮时向岸流动的海水叫涨潮流，落潮时离岸流动的海水叫落潮流。高潮和低潮海面通常要持续一段时间（约 20 ~ 30 分钟），分别称为平潮和停潮。低潮到高潮的时间间隔称涨潮历时，高潮到低潮的时间间隔称落潮历时。相邻高低潮位之差称潮差。

潮汐现象主要是在月球、太阳等天体引力作用下产生的，其中以月球引潮力作用为主。月球引潮力包括月球引力和地月系统旋转产生的离心力的向量和。如果在 1 个太阳日（24 小时 51 分）中，出现二次高潮和二次低潮，而且相邻高潮或低潮的海面高度及涨落潮历时几乎相等，这种潮汐称正规半日潮；如果其中一次高潮和低潮减弱，出现高高潮、高低潮、低高潮和最低潮，叫做不正规半日潮；如果在一个太阳日中只出现一次高潮和一次低潮，称为全日潮。

地球表面的潮汐现象虽以月球引潮力为主，但太阳引潮力起着一定的作用，朔望时，月球引潮力和太阳引潮力相互叠加，形成高潮特高、低潮特低的大潮；上下弦时，月球和太阳引潮力相互抵消，形成小潮。

根据潮汐引起的水位变化，可把海岸带划分为潮上带、潮间带和潮下带。位于平均高

潮面以上的地带称潮上带，它经常出露水面，仅在大潮和特大高潮时才受到海水影响。平均低潮面以下的地带称潮下带，除大潮低潮时其上部间隙地出露外，经常受到涨、落潮流和波浪的作用。位于平均高潮面和低潮面之间的地带称潮间带，它涨潮时受淹，落潮时出露，间断地受潮流和波浪作用，其下部受作用时间较长，强度较大。

潮流是海水的水平运动，其流速具有波动性。在平潮和停潮时，潮流流速为零，称憩流期。开始涨潮或落潮时流速很小，此后流速渐增，达最大值后又逐渐减小，直到憩流期又减至接近零。潮流的流向具有双向性、多向性和回转性的特点。在海峡、水道、湾口、河口以及缩窄的港湾内，潮流受地形的限制，形成双向的往复流。由于受地转偏向力的影响，在北半球受潮汐影响的内海，潮波系统产生逆时针方向的旋转，使潮流流向也随之发生偏转。这种潮波系统称为旋转潮波系统，由此形成的潮流称回转潮流。

潮汐和潮流在海岸地貌发育中起的作用是很重要的。首先，潮汐引起的海平面周期性变动直接影响到波浪的有效作用，它使波浪作用带和破碎带的位置随时间的推移而不断变动，从而使波浪作用带范围增宽，但同时也相对减弱了波浪的有效能量。在一般情况下，潮差小的海岸带，波浪作用占主导地位；潮差大的地区，波浪有效作用相对降低，潮差与潮流作用显著。波浪与潮差还存在复杂的反馈关系。小的波浪在潮差小的地区比潮差中等或强潮地区更能显示其作用；小的潮差在波浪小的地区比波浪中等或强浪地区更能产生潮汐作用所形成的地貌。例如美国的西佛罗里达湾平均潮差仅 70~80 厘米，但波浪作用很弱，这种条件下形成了一个以潮汐作用为主的海岸带。

潮差大小影响到海岸地貌的发育。潮差在大洋中部是很小的，约 0.5 米左右。但在浅水区，特别是在海湾和港湾地区会显著增大。戴维斯 (Davies, 1964) 将海岸分为弱潮海岸 (潮差 < 2 米)，中潮海岸 (潮差 2~4 米) 和强潮海岸 (潮差 > 4 米)。图 8-13 是世界三种潮差海岸的分布图，并标示了有堡岛和潟湖分布的海岸。不同潮差的海岸各自具有不同的地貌组合类型，如河流三角洲与堡岛在弱潮海岸发育最好，潮滩 (坪) 和盐沼在强潮海岸发育最广。图 8-14 反映了河流三角洲、堡岛、潮汐三角洲、长条状沙脊 (滨外线状沙坝)、潮汐通道、潮滩和盐沼等七种地貌类型在不同潮差海岸地区的发育程度。

潮流也是影响海岸地貌发育的重要因素之一。海岸轮廓变化和潮差大小是影响潮流流

速大小的主要因素。如当潮流自开阔的水域进入狭窄的海峡或喇叭形港湾时，流速明显增大。如我国杭州湾是典型的喇叭形河口湾，当外海潮波传播到激浦段时，由于水域变狭 (由湾口宽达 100 千米缩小至宽仅 20 千米)，能量迅速集中，流速骤增，最大可达 8~10 米/秒 (16~20 节)，与此同时，潮差也相应增大，造成汹涌的钱塘江涌潮，潮头可达 3 米高。在亚马逊河，涌潮逆流上溯时，潮头增至 5~9 米高。

潮流流速达到一定数值时、可以掀动并搬运泥沙，尤其在沙质、淤泥质

海岸，这种作用更明显。例如当潮流流速为 7~12 厘米/秒时，可掀起淤泥；流速达 18~20 厘米/秒时可掀动沙子。在海岸带 40~100 厘米/秒的潮流流速是常见的。在水深较小的海岸带，涨潮流速大于退潮流速。因此，涨潮时带到海岸的泥沙不能被退潮全部带走，使潮间带不断淤宽；另一方面，在径流强的河口海岸，退潮时由于退潮流与径流叠加在一起，流速增大，使河口发生侵蚀。如南美洲亚马逊河口深槽是在退潮流速很高的情况下形成的。

### 三、近岸流系

波浪水质点运动轨道实际上并不封闭，这是由于风对水面作用的脉动性质造成的。由于波浪水质点运动轨道的不完全封闭，不仅发生了波浪形状的移动，还发生了水体沿波浪传播方向的实际移动，即向岸的移动。当波浪破碎后，向岸的水流也可引起海岸壅水。这就造成沿岸的海水面较之外海的水面位置抬高。此外，向岸风也可使岸边壅水，如强烈的向岸风可使海岸增水高达几米。上述因素造成的岸边增水必然引起海水的补偿运动，调节海面的高差。海岸带的这种水体补偿运动组成一个近岸水循环的流系，称近岸流系。又由于这种补偿运动直接与间接是由波浪运动造成的，所以近岸流也称为波浪流。近岸流是由整体向岸推进的水体、沿岸流、裂流与底流组成（图 8-15）。近岸流是海岸带细颗粒泥沙搬运的主要原因。

#### （一）沿岸流

当波浪传播方向与海岸斜交时，尤其是波浪向较平直的海岸推进时，在波浪破碎后，破浪带与岸线之间会产生一股与岸线平行的沿岸流（图 8-16）。其持续时间的长短取决于波浪方向的恒定时间，波向改变，它也随之变化。

当河流入海后，在盛行风（如季风）的作用下，可形成强大的沿岸流。如长江、钱塘江的冲淡水影响下形成的浙闽沿岸流，广东珠江冲淡水影响下形成的西南向沿岸流（一年四季均存在）等。沿岸流恒定时，对海岸带的泥沙冲淤和岸线变动起较大的影响。

#### （二）底流与裂流

当岸外水体缓慢输送到岸边时，所产生的增水还通过底流或裂流来进行调节。底流（海底逆流，底层回流）与裂流均是离岸向海流去的水体，称离岸流。二者的区别是：底流流速很慢，分布面广，靠近海底向外流动；而裂流则是狭窄的、快速的靠近水面为主的水流，冲刷力很强。最早研究裂流的是谢帕德（Shepard）等人（1941），在裂流一词出现之前，离岸流统称底流。

##### 1. 底流。

往往出现在水下岸坡较陡深的情况下。海面的倾斜通过自岸向海的底流而得到补偿。它可促使碎屑物质自近岸地区向海岸带的外区运移。如遇暴风浪时，底层逆流可有 10.8 米/秒的流速，这可搬运漂砾。此外，底流还可影响向岸和向海波动流速的不对称。

##### 2. 裂流。

往往出现在水下岸坡较和缓的情况下，当波峰线与岸线平行推进时，外海水体被缓慢地输送到破浪带，在近岸附近可产生方向平行于岸线的沿岸流。当两股相向的沿岸流流经一定距离后汇合，由于各自能不断地得到水体的补给而外输，就转化为一股穿越破浪带向海流出的裂流。裂流可分为根部、

颈部和头部。根部是相向沿岸流的汇合处，向海横穿破浪带是狭窄的颈部，破浪带外侧裂流扩散处为头部（见图 8-15）。

若波峰线以一定夹角向岸推进时，形成同向的沿岸流，当流经一定距离后，也可因水体汇聚造成壅水而产生裂流。这种裂流流向与岸线方向以一定斜角相交，并有沿岸迁移的趋势（见图 8-16）。

中等海浪最利于裂流的发育，汹涌的海浪能产生为数不多但较强的裂流，而较弱的海浪能形成数量较多、能量较弱的裂流。裂流间的距离差别很大，自 30 ~ 100 米到 400 ~ 500 米不等。裂流的流速一般在 1 ~ 2 米/秒左右，具有较强的冲刷能力，可切割破浪带附近的水下沙坝。在高能波浪作用下形成的裂流可在海底冲蚀出裂流沟来。

## 第二节 泥沙运动与海岸剖面

海岸带泥沙的运动受到两种力的作用，即波浪力和重力。在这两种力的作用下海岸带的泥沙进行各种不同形式的运动。当波浪前进方向与岸线垂直时，波浪力与重力的方向线在水下岸坡或海滩面上的投影（重力沿坡面的切向分量）同在同一条直线上，被起动了的泥沙会产生向岸和向海的往返运动，这种运动称泥沙的横向运动。若泥沙的往返运动经历了相同的路线，最后仍回到起动时的位置，这种运动称振荡运动。如果泥沙随波浪运动一个周期后离开了原来的位置，这就是通常所说的泥沙运动。当波浪前进的方向与海岸斜交时，波浪力与重力沿坡面的切向分量不在同一条直线上，被起动的泥沙向岸运动的路线与沿海滩斜坡滚落向海的路线不一致，泥沙不但发生横向位移，还依波浪力和重力的合力方向沿岸运动，这种运动称泥沙的纵向运动。在大多数情况下，横向运动与纵向运动是相结合进行的。

### 一、泥沙的横向运动与海岸均衡剖面

#### （一）波浪作用下的泥沙起动

波浪是沿岸泥沙运动和海滩剖面塑造的主要动力，而泥沙的运动状况将直接影响海滩剖面的塑造。波浪轨道速度增大到一定值时，将引起泥沙的运移，这个定值称为泥沙起动的临界值。据科马和米勒（Komar and Miller, 1973）的研究，粒径小于 0.5 毫米（中沙或中细沙）的泥沙起动速度可用下列方程式计算：

$$\frac{\rho u_t^2}{(\rho_s - \rho)gD} = 0.21 \left(\frac{d_0}{D}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (8-1)$$

式中： $u_t$  为近底层泥沙临界起动流速， $d_0$  为波浪运动的轨道直径， $\rho_s$  和  $\rho$  分别为泥沙和水的密度， $D$  为泥沙颗粒的直径， $g$  为重力加速度。也可通过下式计算

$$U_t = \frac{\pi d_0}{T_0} = \frac{\pi H_0}{T_0 \operatorname{sh}\left(\frac{2\pi h_0}{L_0}\right)} \quad (8-2)$$

式中： $H_0$  为波高， $h_0$  为水深， $L_0$  为波长， $T_0$  为波浪周期。

对于粒径大于 0.5 毫米的沙（粗沙或粗沙），它们的临界起动流速公式同（8-1）式有相同的形式，但系数不同：

$$\frac{\rho u_t^2}{(\rho_s - \rho)gD} = 0.46\pi \left(\frac{d_0}{D}\right)^{\frac{1}{4}} \quad (8-3)$$

根据泥沙起动速度和粒径以及波高与水深的关系，科马和米勒绘制了石英颗粒的起动速度图（图 8-17A）和波周期  $T=15$  秒时不同粒径的泥沙起动水深图（图 8-17B）。从两图中可以看出，波浪周期越大，所需的  $u_t$  值越大，周期为 15 秒的波浪，可使水深 100 米甚至更深处的泥沙起动，所以大陆架海底大型沙波的存在，是现代海洋波浪作用的产物。

#### （二）中立线概念和海积均衡剖面的塑造

##### 1. 中立线的概念。

波浪进入浅水区后，由于受海底摩阻作用影响，大量能量消耗在起动泥沙和搬运泥沙上。泥沙的运动与水质点运动是同时进行的。为了便于分析海

岸剖面发育过程中各种复杂因素的作用,我们不妨假设: 波向线与海岸正交,波浪作用强度不变; 水下岸坡由粒径相同、物质组分相同的泥沙组成; 水下岸坡坡度不大,岸坡上各点坡度相同; 底部无回流存在。图 8-18 是泥沙和水质点在浅水区的运动速度图。泥沙和水质点的起动与运动速度用各所占的图形面积大小表示,这些面积代表水质点或泥沙运动速度按时间的积分,相当于它们的向岸或向海运动的距离。波浪刚进入浅水区或在水下岸坡下部,波浪尚未变形或变形很小,这时  $S_w^+ = S_w^-$ 。水质点运动图形基本对称(图 8-18A)。由于受到重力的作用,泥沙的向岸起动或运动受到重力的切向分量的牵制,而向海运动则得到推动,因此,  $S_0^+ > S_0^-$ , 于是  $S_w^+ - S_0^+ < S_w^- - S_0^-$ , 泥沙沿岸坡向下(海)移动。波浪进入浅水区一段距离后,或在水下岸坡上较接近岸线处,由于水深变浅,波浪速度图的不对称就极其明显(图 8-18B)。由于波浪产生了很大的变形,向岸速度大大超过向海速度,即  $S_w^+ > S_w^-$ 。由于上述相同的原因,  $S_0^+ > S_0^-$ , 于是  $S_w^+ - S_0^+ > S_w^- - S_0^-$ , 泥沙向岸移动的距离大大超过向海的位移,泥沙向岸移动。越靠近岸线,波浪正反方向速度差值越大,泥沙质点向岸移动速度和距离就越大。

### 3. 自然界中泥沙横向运动与剖面发育。

上述均衡剖面是根据中立线理论建立起来的,是一个理想化的图式,因此它的形成只是暂时的、相对的。在自然界中常常因为某一条件的改变而使均衡剖面遭受破坏。即使不考虑潮汐、风等的作用,均衡剖面也会因岸坡坡度、波浪作用力和泥沙粒径的改变而变化。事实上,海岸带泥沙的横向运动是十分复杂的。以波浪作用为例,波浪自外海进入近岸带后,由于发生了一系列变化,在横向上出现不同的动力带,在各个动力带内,粗细不等的沉积物颗粒所遭受的侵蚀、搬运和堆积作用亦相应发生变化(图 8-20)。

由于各地波浪状况随季节而发生变化,因此海滩剖面也相应发生季节性的变化。谢帕德(1950)将美国西部海岸冬季盛行暴风浪时所塑造的海滩剖面称为冬季剖面,而夏季以涌浪为主塑造的称为夏季剖面(图 8-21)。在冬季暴风浪期间,滩肩受蚀后退或者完全消失,前滨坡度变得平缓,岸线向陆迁移。在破浪带向海侧,泥沙向岸运动,其向陆侧则产生泥沙的离岸运动(图 8-22)。两者在破浪带附近交汇,常形成具有交错层理的水下沙坝,并发育凹槽。在夏季涌浪期间,水下沙坝随破浪带位置内移而向岸移动,并填充凹槽,其规模随之变小。近岸处沉积物仍向岸迁移,堆积成坡度较陡的岸坡,形成新的滩肩,岸线随之向海迁移。

#### (三) 海蚀均衡剖面

当海岸由基岩组成时,波浪作用使基岩破坏并产生大量碎屑物质。若这些碎屑被退流带到离岸较远的海底沉积,经过相当长时间后,水下岸坡将会形成一个剖面,在其上的每个点波浪能量的消耗达到一个最小值,超过这一数值,基岩岸就发生侵蚀。此时的剖面可视为海蚀均衡剖面。

海蚀均衡剖面一般发生在相当陡峻的基岩海岸,接近岸边,水深还相当大,使波浪具有较大的能量冲蚀岸边基岩,在水边线附近形成海蚀洞。海蚀

洞不断扩大，顶部岩石崩塌，海蚀崖向陆方后退，在其前方形成一向海微倾的海蚀平台。随着海蚀崖的不断后退，平台不断展宽，波浪作用已达不到崖脚，海蚀崖后退停止。随后陆上各种营力可使海蚀崖变得平缓。图 8-23 为海蚀均衡剖面发育过程示意图。海蚀均衡剖面的塑造过程可分为三个阶段：

### 1. 初始阶段。

在海蚀作用的初始阶段，波浪作用于—均匀斜坡上进行（图 8-23 中的 ACB）。这时波浪对海底作用的强度呈不对称的上凸曲线，在 OA 处深度较大，强度为零，波浪刚开始破坏海底基岩。而后曲线逐渐上升，到 Q 点（相当于激浪带）时，强度达最大。过后曲线急剧下降，到 R 点（相当于激浪带顶端）时，强度降至零，破坏作用停止。相当于这一波浪对海底作用强度曲线的波浪能量曲线为 I，它在水下岸坡以外是水平的，到达浅水区后逐渐下降，至水边线为零。海底基岩被破坏的速度与波浪对海底作用强度成正比。在岸坡表面被破坏而普遍下降过程中，激浪带遭到的破坏最大。

### 2. 中期阶段（剖面 ADB）。

这一阶段的波浪作用强度曲线已因海深加大而降低。这时，这一曲线有两个峰值，分别位于激浪带和海蚀崖陡壁上。激浪带比前展宽，海蚀平台有一定宽度。波浪从外海传来后仅发生部分破碎或部分卷倒，并形成波浪要素更小的波，继续向岸前进，逐渐消耗剩余能量。

### 3. 平衡阶段（剖面 AEF）。

由于海蚀崖不断后退，海蚀平台不断展宽，激浪对海底的作用已十分微弱，波浪对海底作用强度曲线已呈水平直线。岸坡表面上每一点到这一直线的垂直距离相当于使基岩发生侵蚀的能量最小值（临界值）。到了这一阶段，波浪对岸坡的岩石已不再产生破坏作用。如果不再受物理—化学作用，这一剖面不再改变。这时海蚀均衡剖面的塑造已完成。显然，这是在波能逐渐向岸下降和海底坡度逐渐减小时才能形成的。海蚀均衡剖面的坡度可由下式决定：

$$I = \frac{H_0 + C}{L_0}$$

式中， $I = \text{tgr } r$ （ $r$  为倾角）， $H_0$  为某一点水深， $L_0$  为大海中波浪的波长， $C$  为常数，它取决于波浪要素、海底性质和使岩石开始破坏时的进流最大流速。从这一公式中可以看出海蚀均衡剖面有以下特征：海蚀均衡剖面曲线是上凸形的，向岸方逐渐变平缓（这可从上式导出， $H_0$  变小， $\text{tgr}$  也变小）；

整个剖面没有水平地段（因为即使  $H_0=0$ ， $\text{tgr} > 0$ ）；波浪强度越大，海蚀均衡剖面越长并越缓。

自然界中在某种特定条件下的确存在与上述理论海蚀均衡剖面十分相似的海蚀均衡剖面，这种上凸形的海蚀均衡剖面只出现在基岩陡岸和由细小的、易进入悬浮状态的沉积物组成的水下斜坡处。而组成海积均衡剖面的岸坡物质往往是粗大的沉积物（如砾石和粗沙），并且其剖面是上凹形的，这是两者间的明显差别。

## 二、泥沙的纵向运动与泥沙流

### （一）泥沙的纵向运动

外海波浪进入浅水区到达海岸时，其传播方向往往与岸线斜交，这时每一泥沙质点所受到的波浪作用和重力的切向分量就不在一条直线上，在两种力的合力作用下泥沙沿海岸有一定的位移，这就是泥沙的纵向运动。按泥沙所在的位置，可分出海底（水下岸坡）泥沙和海岸（海滩）泥沙，前者的运动取决于波浪水质点运动轨迹的特性，而后的运动取决于击岸浪流水体的运动特性。

### 1. 海底泥沙的纵向运动。

当波浪线和海岸线斜交时，由于重力沿坡面的切向分量的影响，水下岸坡上每个泥沙质点通过一个波后其移动的方向总要和原波浪方向有一定的偏离（图 8-24）。假定水下岸坡剖面已达均衡状态，且等深线垂直水下岸坡倾斜方向。当波峰通过时，因重力影响，质点移动到 2 位置，即偏离了波浪传播方向。当波谷通过时，在波浪力和重力的合力作用下泥沙质点移动到了 3 位置。这样，经过一个波浪周期后，泥沙从 1 移到了 3。经过一段时间后，泥沙质点沿岸坡移动了一段距离，图中 1, 3, 5, 7, 9 表示泥沙质点总的移动方向。

在中立带泥沙质点仅作平行海岸的纵向位移。在中立带以上岸坡，泥沙质点除沿岸位移外，还向岸方上移。在中立带以下岸坡，泥沙质点在纵向移动的同时还离岸下移（图 8-25）。

### 2. 海岸泥沙的纵向运动。

波浪到达岸边完全破碎后形成激浪流，沿海滩表面以进（冲）流和退（回）流形式运动。进流主要受惯性力作用，在运动中力求保持原有方向沿坡向上，而重力则使其运动方向稍有偏离。退流主要由重力控制，沿海滩斜坡最大倾斜方向向下。这样，海岸泥沙的运动轨迹就是一条抛物线形状（图 8-26）。

### 3. 泥沙纵向运动的速度。

泥沙纵向运动的速度与水下岸坡的坡度、泥沙粒径和波浪入射角有关。前苏联学者早期的研究认为，在岸坡坡度较大的深水岸边，海滩通常由粗大物质（砾石）组成，沉积物沿岸的纵向运动速度比海底的快好几倍。在平浅的沙质海岸，沿岸输沙主要发生在波浪破碎带和激浪流作用区。由于波浪动力分带明显，在破浪带、碎浪带和冲激带内泥沙的纵向运动过程十分复杂。研究表明，在破浪带附近，泥沙的纵向运动速度达最大值。在碎浪带，有许多因素使这一带的泥沙产生矢量的合运动。泥沙运动的方向主要取决于波浪速度和沿岸流流速之间的平衡状况。在冲激带，当沿岸流的流速超过 2 英尺/秒（0.6 米/秒）时，泥沙运动主要受沿岸流控制。当沿岸流流速小于 1 英尺/秒（0.3 米/秒）时，泥沙的纵向运动受波浪方向控制（图 8

泥粒径的差别也影响泥沙移动的速度。一般来说，粒径小的泥沙比粗的移动快。在波浪能量较恒定情况下，以百分含量最高的那种粒径泥沙移动最快。

波浪入射角大小对泥沙纵向运动的速度影响很大。当很小时，波浪通过浅水区的路程增大，大量波能消耗在底部的摩擦上。当等于  $90^\circ$  时，虽然波能达最大，但泥沙只有横向移动而没有纵向位移。早在 1789 年，法国学者兰布拉尔就从理论上证实了当波浪入射角为  $45^\circ$  时泥沙纵向移动有最

大速度(图 8-28)。假设：波能与浅水区(水下岸坡)的宽度成反比；波浪由外海进入浅水区后波向不变。图 8-31 中，DB 为波浪与海岸斜交时通过浅水区岸坡的长度，BAC 为泥沙质点在海滩上的运动轨道，BE 为浅水区(水下岸坡)的宽度， $\alpha$  为波浪入射角。由于波浪在浅水区所经过的路程越

远，能量消耗越大，所以 AB 长度与 BD 长度成反比，也即  $AB = \frac{K}{BD}$ ，K 为比

例系数， $BD = \frac{BE}{\sin \alpha}$ ， $AB = \frac{K \sin \alpha}{BE}$ ， $BC = AB \cos \alpha = \frac{K \sin \alpha}{BE} \cos \alpha$ ，为

求 BC 最大值，对  $\alpha$  求微分，得  $\frac{K^2}{BD} (\cos^2 \alpha - \sin^2 \alpha) = 0$ ，从上式得出

$\tan \alpha = 1$ ，也即  $\alpha = 45^\circ$ 。

当入射角  $\alpha = 45^\circ$  时，用  $\varphi$  来表示。近来研究也表明，当波浪的入射角为  $45^\circ$  时，平行于海岸的波能分量使沿岸输沙量达最大值：

$$E_t = E_0 \sin \alpha \cos \alpha (L_b / L_0)$$

式中， $E_t$  为输沙量， $E_0$  为深水区波能， $L_b$  为岸边(破浪带)波长， $L_0$  为深水区波长， $\alpha$  为深水区入射角。

## (二) 泥沙流

在海岸带经常有大量的泥沙受到波浪与流的搬运作用，如果这种泥沙的运动在长时间内定向沿岸移动时就形成了泥沙流。泥沙流具有大致相同的方向和稳定的流量，它可以在整个海岸带(包括水下岸坡与海滩部分)上进行，也可以在海岸的某个部位进行，这决定于波浪力、泥沙的粒径和数量。砾石质泥沙流的宽度较窄，仅数十米左右；砂质的可达数百米至数千米，淤泥质的最宽，可达数十千米到上百千米。

泥沙流具有以下特征(要素)：

1. 容量(输沙能力)。

指泥沙在波浪和流的作用下，单位时间内所能搬运的最大沉积物量。容量随波浪入射角和波能而变化，当波浪入射角为  $45^\circ$  时(等于  $\varphi$ )，容量达最大，大于或小于这一角度，容量都会变小。

2. 强度(输沙量)。

指单位时间内实际通过一定断面的泥沙量。泥沙流的强度由波浪要素、波浪入射角及该岸段泥沙的数量等因素所决定。

3. 饱和度。

为泥沙流的强度与容量之比。如果两者相等，则泥沙流处于饱和状态，全部波能消耗在搬运泥沙上；如果容量大于强度，泥沙流处于未饱和状态，有一部分波能会用于海岸或水下岸坡的侵蚀作用；如果容量小于强度，部分泥沙将沉积下来。

泥沙流的延续性与海岸轮廓有很大的关系，当海岸方向发生转折时，会使泥沙流的容量和饱和度发生变化，产生相应的堆积或侵蚀作用。当泥沙流受到远伸入较深水中的陡崖的阻拦，或遇到深的河口三角港或港湾以及海底斜坡远未达到均衡剖面状态时，都可使泥沙流速度急剧减小或完全停顿。图 8-29 为当泥沙流处于饱和状态时，由于岸线与波向线的交角变化而产生的侵蚀和堆积，图中有正号区域为侵蚀区，负号区域为堆积区。图 8-30 为当泥

沙流处于不饱和状态时，由于岸线与波浪方向线的交角 变化而产生的侵蚀和堆积，正、负号含义同前，图中的阴影区为饱和区。

泥沙流要素的改变而引起的侵蚀和堆积作用，对岸线变化、堆积地貌的形成以及港口、航道的淤积有重大的影响。

### 第三节 海岸地貌类型

#### 一、波浪作用为主的海岸

##### (一) 海蚀作用与海蚀地貌

###### 1. 海蚀作用。

波浪和流以及它们挟带沙砾岩块撞击、冲刷、研磨破坏海岸的作用称海蚀作用。海蚀作用有三种形式：冲蚀、磨蚀和溶蚀。冲蚀作用指波浪浪流对海岸的撞击、冲刷作用。如果海岸斜坡坡度和水深都很大，波浪到达海岸时波能消耗很少，全部波能用于冲击海岸，基岩岸壁上承受到强大的压力。波浪冲击岩壁时产生的压力可用下式表示：

$$P = 0.15H + 2.42 \frac{H}{L} \quad (P \text{单位：吨/平方米})$$

式中：H 为波高，L 为波长。

波浪在冲击岩壁时，基岩裂隙中空气受到压缩，对围岩产生巨大压力，海浪后退后，受压缩的空气又突然膨胀，这样连续的缩胀骤然变化，使岩石崩解、破坏。

此外，当波浪在悬崖峭壁岸边上冲后发生倒转时，下落的水体对承受物体具有巨大的打击力，可用如下经验公式表示：

如波长 50 米，波高 6 米的波浪，产生的打击力达 19.1 吨/平方米。波浪冲蚀作用在裂隙、节理丰富的基岩海岸处效果较显著。受冲蚀产生的破碎岩块被回流带走，海岸因此受蚀后退。

磨蚀作用指激浪流挟带岩屑和沙砾对基岩的撞击、凿蚀和研磨作用，它加大了海蚀的速度。

溶蚀作用指海水对岩石的溶解作用，除了碳酸盐等岩石易于溶解外，其他如玄武岩、正长岩、角闪石及黑曜石等岩石矿物，在海水中的溶解速度比在淡水中快几倍到十几倍。

###### 2. 海蚀地貌（图 8-31）。

海蚀穴（洞）：海崖的坡脚处，经常遭受波浪水流的冲磨而形成的凹坑或凹槽，一般宽度大于深度者称海蚀穴，深度大于宽度者称海蚀洞。它常沿多节理或抗蚀力较弱的部位沿岸断续分布。

海蚀崖：海蚀穴在波浪冲蚀下不断扩大，当其上方的岩石悬空时，发生崩塌，形成海蚀崖，海岸因此而后退。海蚀崖的形态受岩性和岩层产状的影响很大，柱状节理发育的海蚀崖呈陡立状，向海倾斜的岩层常形成倾斜海崖，向陆倾斜的岩层也可以形成陡崖并能较好地保存。

海蚀拱桥：突出在海中岬角的两侧，发育相向的海蚀洞，经长期侵蚀最后相互贯通，形成海蚀拱桥。

海蚀柱：海蚀拱桥进一步受蚀，拱桥顶发生崩塌，残存的桥墩成为残留于海中的柱状岩体，称海蚀柱。

海蚀平台：沿岸向海微倾的平坦台地，它的后缘贴近高潮面，前缘位于低潮面以下。由于岩性和构造的影响，平台上可出现一些浪蚀沟和瓠穴以及溶蚀洼地，并披盖一些沙砾。海蚀平台的形成和发育要求岩石抗蚀强度和海蚀强度之间保持一定的平衡。岩石抗蚀力过强或过弱均不利于它的充分发

育。有关海蚀平台的成因有不少解释，约翰逊（John-son，1919）认为海蚀平台是海蚀崖不断后退的结果（图 8-32）。巴特勒姆（Bartrum，1962）认为是潮间带频繁交替的干湿风化作用和海浪将风化物质搬走而使海岸后退的结果。帕拉特（Pratt，1968）认为海蚀平台可分为高潮台地、潮间带台地和低潮台地三类。高潮台地主要由干湿风化作用与海浪的搬运作用形成，潮间带台地是波浪磨蚀作用的结果；高潮台地的前缘如不断受波浪磨蚀亦可向潮间带台地演化。低潮台地是灰岩地区的溶蚀作用所致。

海蚀平台形成后，若因陆地上升或海面下降而高出海面，就变成海蚀阶地；若陆地下降或海面上升，则沉入水中成为水下阶地。

## （二）海积地貌

海岸带的泥沙在波浪水流作用下，发生横向和纵向运动，泥沙运动受阻或波浪水流动力减弱时，会产生堆积，形成各种海积地貌。

### 1. 泥沙横向运动形成的堆积地貌。

海滩：海滩是波浪作用下形成的最主要的堆积地貌之一。近期对边缘波理论的研究，在更深层次上揭示了波浪动力作用与海滩性质之间的内在联系。边缘波是由两列不同频率的入射波之间的非线性作用下产生的另一频率的波，不同类型的边缘波，其影响形成的海滩剖面也不同。赖特和肖特（Wright and Short，1984）根据各种海滩水动力条件的差异和地貌发育特征，将海滩剖面划分为六种类型：消散性海滩，反射性海滩，沙坝—凹槽型海滩，韵律沙坝型海滩，横向沙坝裂流型海滩和脊—槽型海滩（图 8-33）。

消散性海滩以平缓的滩坡为特征，暴风浪期间，可形成 1~2 条沿岸沙坝（破波点坝）；而在涌浪期间，沿岸沙向陆迁移，形成“涌浪剖面”形态。因此，这种海滩具有“暴风浪剖面”和“涌浪剖面”的季节性变化，如美国的西海岸和南澳大利亚的戈洛韦（Goolwa）海岸等。

反射性海滩的坡度较陡，如澳大利亚南部的布雷克肯（Bracken）海滩的滩坡为 0.1~1.5，波浪直射滩面而不破碎，最后激散在滩面上，这种海滩的滩角发育良好。

在消散性与反射性海滩之间有四种过渡类型的海滩，沙坝—凹槽型（bar-trough）、韵律沙坝型（rhythmic bar-beach）、横向沙坝裂流型（transverse bar-rip）和脊—槽型（ridge and runnel）。这些海滩既有反射海滩的特征，又有消散海滩的性质，成为泥沙在破波点附近堆积的高能海滩和滩肩加积的低波能海滩的过渡类型。肖特（1980）在悉尼中沙滩上发现：波高大于 2 米时，发育沙坝—凹槽型海滩；波高为 1.5~2.0 米之间为韵律沙坝型；波高为 1~1.5 米之间为横向沙坝裂流型；波高在 1 米以下的情况下，则发育脊—槽型海滩。这些海滩随着波高的季节性变化，可以从一个海滩状态演变成另一个海滩状态。随着裂流和沿岸沙坝的变化，滩面地貌也随之改变，在韵律沙坝型和横向沙坝裂流海滩，裂流充分发展并控制了地貌的演变。

海滩的坡度一般随组成物质的粒径变细而变小，砾石海滩比砂质海滩陡、窄。此外，还与波长和波陡有关，一般来说，海滩坡度与波长成正相关、与波陡成负相关关系。

沿岸堤（滩脊）：由海滩发育而成的平行海岸的垄岗状堆积体，属海滩上的次一级地貌，也称滩脊，是在开阔的岸段，激浪流在高潮水位线的堆积。沿岸堤可有数条，平行分布或相互叠置形成波状水上阶地。有宽阔的自由空

间，泥沙供应丰富的岸段，沿岸堤发育较高大、较快。

滩角：在潮差较小，波浪直射海岸的海滩水上部分，由一系列平行的、向海突出的三角形小沙脊和脊间的小湾组成的锯齿状堆积体系称滩角。沙脊呈舌尖或角状，由粗粒物质组成，脊间弓形小湾由细粒物质组成。脊的长度几米至几十米，高度几厘米至一米多。在同一海滩上，滩角的距离基本相等，故滩角也称为韵律地形（图 8-34）。

滩角的成因也有多种解释，有人认为它的形成与激浪作用有关，有人则认为与沿岸流的作用有关，还有人认为与裂流作用有关。

水下沙坝：在破浪带内的水下沙脊堆积体，其走向与海岸近于平行，这种堆积地貌称水下沙坝。水下沙坝可有多条，其位置与波浪发生局部破碎处相当。水下沙坝在无潮或潮差小海岸发育最好，其发育与演变和暴风浪作用有密切关系。当暴风浪向岸传播过程中，在破波点附近常出现向海回流，在破浪处产生向岸向海水体与泥沙的相向运动，泥沙堆积在交汇点，从而形成沙坝。水下沙坝的向岸侧常发育凹槽，是波浪（尤其是卷波）破碎时侵蚀而成的。当水下岸坡坡度为 10%~30% 时最有利于水下沙坝的发育。

## 2. 泥沙纵向运动形成的地貌。

泥沙的纵向运动过程中由于岸线方向的改变或由于岸外岛屿与人工堤等造成的波影区内，因泥沙流的容量降低而产生堆积，形成一系列堆积地貌。

湾顶滩（凹岸填充）：当岸线向海转折形成凹岸时，由于波向线与岸线的交角增大（ $> \varphi$ ）而使泥沙流容量变小，可使泥沙流从原来不饱和或近饱和状态转变为饱和或过饱和，从而发生泥沙在凹岸的堆积，形成海湾顶部的海滩，称湾顶滩。在海岸带建造坝或连岸防波堤，也会在迎泥沙流来向一侧引起类似上述的堆积（图 8-35A）。

沙嘴和拦湾坝：当岸线向陆转折时，由于波向线与岸线的交角变小（ $< \varphi$ ），泥沙流容量降低，部分泥沙在凸岸处发生堆积，形成向海伸出的沙嘴（图 8-35B），其延伸方向与上游岸线走向一致或沿与新岸线等深线平行方向伸展。沙嘴若发生在湾口，则可以发展成为拦湾坝。

连岛坝：当岸外存在岛屿时，受岛屿遮蔽的岸段形成波影区，外海波浪遇到岛屿时发生折射或绕射，进入波影区后因波能减弱，泥沙流容量降低，沿岸移动的部分泥沙在岸边堆积下来形成向岛屿伸出去的沙嘴。与此同时，在岛屿的向陆侧也会发育沙嘴，由岛向陆延伸。当两个方向发育的沙嘴相连接时就形成连岛坝。著名的连岛坝有我国山东半岛北岸连接芝罘岛的连岛坝（图 8-35C），海南岛三亚市的鹿回头连岛坝和意大利蒙特·阿津姆托里奥（MonteArgemtorio）连岛坝等。

## 3. 泥沙横向和纵向运动形成的地貌。

沙坝（堡岛）—潟湖：是泥沙横向和纵向运动共同形成的一种大型海岸类型，由沙坝（堡岛）与潟湖组成，是一种组合地貌体系。沙坝（堡岛）—潟湖体系是海岸的一个重要类型，约占世界海岸的 13%（见图 8-13）。

当泥沙的横向运动形成的水下沙坝不断加积或海平面下降，露出水面后就成为海岸沙坝，如果其与海岸不相连则称为离岸堤，长度短的称为离岸岛或岛状坝。有些大型的海岸沙坝可与岸相连。离岸堤也称堡岛。离岸堤可由

激浪流加高达数米高，堤顶受风吹扬，常形成规模不同的沙丘。离岸堤大小尺度相差很大，宽度自 10 米到 1000 米不等，长几千米至几十千米，最长的如墨西哥湾的离岸堤，长达 1800 千米。离岸堤与陆地之间的较封闭或半封闭水体称潟湖，常有潮汐通道与外海相通。海岸沙坝的另一个成因是它也可以由泥沙的纵向运动形成，如沙嘴可发育成沙坝。世界上大多数海岸沙坝—潟湖海岸的形成与大洋海面上升有关，随着海面上升，波浪对水下斜坡侵蚀并将物质带到岸边堆积而形成海岸沙坝。此外，由于海面上升或陆地下沉，也可使原来的沿岸堤与大陆分离而成为离岸堤。

潟湖由于位于波影区内，水体宁静，沉积物细，因而潟湖沿岸常发育泥滩，泥滩上可生长植物。如有小河从陆地注入潟湖，也可带来一些陆源沙体堆积。

在一般情况下，沙坝（堡岛）—潟湖常形成在中潮差和小潮差的海岸。沿岸漂流或泥沙来源比较丰富，为沙坝塑造提供物质基础；沿海平原与陆架相毗连的坡度都比较平缓。

沙坝（堡岛）—潟湖体系由沙坝（堡岛）、潟湖、潮汐通道（Tidal Inlet）和潮成三角洲（Tidal Deltas）——包括涨潮三角洲及落潮三角洲等主要地貌单元组成（图 8 - 36）。潟

## 二、潮汐作用为主的海岸

以潮汐作用为主形成的典型的海岸是粉砂淤泥质平原海岸，它由粉砂、淤泥为主（ $d=0.05 \sim 0.01$  毫米）组成，沉积物的分布与沙质海岸相反，即自高潮滩到潮下带上部，物质从细到粗变化。这类海岸的主要地貌特征是岸线平直，岸坡平缓，浅滩宽广，主要受潮流作用。粉砂淤泥质平原海岸由三部分构成，自陆向海分为：沿岸海积或冲积平原，平原地势平坦，地貌类型单调，靠近河流处有废弃河道、牛轭湖、天然堤、沙丘等残留形态，近海处为盐沼洼地；潮滩，位于平原外围向海方，潮滩坡度约  $1\text{‰}$ ，它构成粉砂淤泥质海岸的主要部分；水下岸坡，位于潮滩以外，坡度仅  $0.1\text{‰}$ ，平缓的水下岸坡上偶有 2~3 米起伏的沙质或贝壳砂的浅滩或洼地，表明已有波浪作用介入。

粉砂淤泥质平原海岸主要分布在泥沙供应丰富而又比较掩蔽的堆积岸段，如大河下游平原，地质构造上的沉降区，岸外有沙洲、堡岛等掩护的区域或一些有细物质供给的港湾内。粉砂淤泥质平原海岸的发育过程是由于波浪及潮流掀动和携带泥沙，特别是涨潮流速大于落潮流速的情况下，由于涨潮流的流速快、水量大，常掀起大量淤泥成为悬浮物质，随涨潮流向岸推进，在此过程中，当流速逐渐减低，泥沙就沿途沉积。而落潮时，由于流速小，挟沙能力低，泥沙不能全部带走，于是每次潮后都有一部分泥沙沉积在海岸带，逐渐形成粉砂淤泥质海岸。

粉砂淤泥质平原海岸的主要地貌单元是潮滩。受潮汐作用造成水位周期性变化的影响，使潮滩在动力作用、地貌和沉积上具有分带特征。潮滩按海面位置变化分为潮上带、潮间带和潮下带三部分（图 8 - 37）。大潮高潮位以上属潮上带，大潮低潮位以下属潮下带，它属水下岸坡范围，高、低潮位之间为潮间带，潮滩以潮间带为主体。潮滩的宽度不一，自几千米到几十千米不等，我国苏北潮滩宽 20~30 千米。潮滩上的微地貌有潮汐沟和贝壳堤。潮汐沟是潮滩上发育的小型沟谷系统，分布在潮间带，落潮后出露。潮汐沟呈树枝状或平行沟状。树枝状潮沟向陆方分叉，向海方汇集延伸。它是涨退

潮流冲刷而成的。贝壳堤是激浪流在高潮线附近的堆积体。由于粉砂海滩最适宜各种贝类繁殖，在一定强度的激浪的作用下可将贝壳从潮滩中挖掘出来并被带到高潮线附近堆积成沿岸堤。因此可以根据粉砂淤泥质海岸古贝壳堤的位置来推断古海岸线的变迁。

此外，潮滩上还发育有各种形态的流痕和沙波微地形，它们反映潮流和波浪作用的特征。

在有强潮流以及丰富砂质供应海岸，如河口区、平原海岸外围，尤其是有古三角洲发育的海岸地区的水下岸坡深水区，常发育与潮流方向一致的线状沙体，称潮流沙脊。沙脊高 10~30 米，长 1~20 千米，沙脊间为深槽。沙脊呈平行状、放射状、雁行状排列。沙脊主要由细砂组成，其余为粉砂、粘土等。潮汐沙脊的形成原因与强潮流以及垂直方向上产生的横向环流作用有关。

### 三、生物作用形成的海岸

#### (一) 珊瑚礁海岸

由石珊瑚虫和其他造礁和礁栖生物（如石灰藻、层孔虫、有孔虫、海绵、贝类等）的骨骼及它们分泌的有机质、粘结碳酸盐碎屑而形成的多孔隙岩体称生物礁。由于石珊瑚虫分泌的钙质骨骼是生物礁的主体，所以通常称生物礁为珊瑚礁。珊瑚礁主要分布在南、北回归线之间及暖流流经的海区，集中分布在中、西太平洋与印度洋及大西洋的热带海区。在我国，主要分布在海南岛沿岸，南海诸岛的东沙、中沙、西沙与南沙群岛以及澎湖群岛和台湾岛沿岸。世界珊瑚礁总面积约 60 万平方千米，占世界 0~30 米深的浅海总面积的 15%。其中澳大利亚东北部的大堡礁总面积就占了 21.5 万平方千米。全世界的珊瑚礁每年生产出 30 亿吨左右碳酸钙。

#### 1. 珊瑚生长的环境条件。

(1) 要求生长在暖水中：最适宜水温为 25 ~ 30 ，下限为 18 ，上限为 36 。

(2) 要求有充足的光照：珊瑚主要与虫黄藻共生，才能生长良好。虫黄藻是一种植物，它要进行光合作用，就需要有充足的光照条件。

(3) 有适当的盐度：珊瑚可在 27‰~40‰的盐度中生长，最适宜盐度是 36‰。

(4) 要求水体运动更新：不断扰动或运动的水体含有较多的溶解氧和饵料，有利于珊瑚的生长。

(5) 要有适宜的附着基底：一般坚实的基底，利于珊瑚的固着生长。泥沙质底质容易被波浪和水流掀动，不利于珊瑚的固着。

(6) 要有较高的透明度：清晰透明的海水利于珊瑚生长，相反，浑浊的水体，由于含有大量的悬浮物质（泥沙），不利于珊瑚的呼吸与生长，甚至会令其窒息死亡。

#### 2. 珊瑚礁类型。

(1) 岸礁：也称裙礁：边缘礁，礁体紧贴海岸发育，以礁坪形式出现，向海一侧为陡坡（图 8 - 38）。

在我国，岸礁主要分布在海南岛与台湾岛沿岸，断续分布。海南岛岸礁

主要分布在东岸（文昌—琼海），南岸（陵水—三亚）和西北岸（八所—临高）等地。其中东岸的岸礁发育最好，总长约 30 千米，最宽处从高潮线至水下斜坡有 4 千米。世界上现代最长的岸礁分布在红海沿岸，长达 2700 千米，礁坪向海伸到 -1200 米处。

（2）堡礁：也称堤状礁、离岸礁。堡礁是距海岸有一定距离、平行海岸分布的堤状礁体，它与陆地之间隔以潟湖或带状浅海，现代最大堡礁为澳大利亚大堡礁，长 1600 千米，宽 40~120 千米。在我国海南岛西北岸有离岸岛礁（滨外岛礁）三个，分布在临高（邻昌岛）和儋县（大铲，小铲）。岛上有沙丘，礁坪向海方边缘分布有砾滩（堤）。

（3）环礁：礁体围绕海底较大隆起边缘生长，连接或断续成环状，中间被包围成一潟湖（潟湖水深小于 100 米，多数小于 60 米），这样展布的礁体称环礁。它主要分布于大洋和滨外广海中。现代全世界海洋中有环礁 330 多座，绝大部分分布在印度洋和太平洋，大西洋仅 10 个。我国的环礁分布于南海，主要在西沙、中沙和南沙地区。

环礁由礁环与潟湖组成。礁环指绕潟湖分布的环状礁体，它往往被若干潮汐通道割开，如我国永乐环礁。礁环由若干块礁坪（礁盘）组成，上面往往有沙岛或沙洲发育；潟湖水深一般几十米，内有礁墩发育，潟湖底有各种粗细的珊瑚碎屑沉积（图 8-39）。

### 3. 珊瑚礁发育理论。

1842 年达尔文首先提出环礁的成因，后来在 1874 年出版的《珊瑚礁的结构和类型》一书中系统地提出珊瑚礁发育的沉降说。他认为珊瑚礁的发育经历了三个阶段（图 8-40）。第一阶段：岛屿（尤其是火山岛）沿岸生成环绕海岸并与岛屿相连的岸礁；第二阶段：岛屿下沉，珊瑚礁继续均匀地上长，其外侧因生境好，饵料丰富氧气充足，比内部增长得快，随着岛屿下沉，珊瑚礁与海岸分开，成为堡礁，二者之间出现潟湖或浅海；第三阶段：岛屿完全沉入海中，珊瑚仍向上生长，便形成环绕潟湖的环礁。

近期研究表明，冰后期海平面的变化与海底扩张对珊瑚礁的发育有巨大的影响。

### （二）红树林海岸

红树林（Mangrove）是发育在热带和亚热带潮坪上的耐盐性和喜盐性植物群落，由红树丛林与沼泽潮滩相伴而组合成的海岸称红树林海岸。红树林植物有广义和狭义概念之分，广义红树林包括红树科植物和半红树种类，狭义红树林只包括红树科植物，以木本红树为主。

#### 1. 红树林生长环境和生长特点。

（1）生长环境：它要求适宜的水温：25 ~ 28 为适宜水温，最冷月平均温度 > 20 ；它要求生长在淤泥质海滩：这种底质含有高水分、高盐分、大量硫化氢、钙质以及缺氧环境，植物残体处于半分解状态，有利于红树林的生存。淤泥质海滩富含有机质，利于红树林生长；要求处于低能环境：如河口、海湾、潟湖等无波浪作用或作用微弱的环境，这种环境有利于红树林种子幼苗的生长。

（2）生长特点：生理特点：其叶子具有很高渗透压，可高达 160~320 个大气压，由于渗透压高，红树植物可从土壤浓度大的沼泽盐渍土中吸取水

分和养料。此外，红树植物的叶子肥厚，具有肉质化和革质化，既能有效地储存水分，又可以抵挡热带地区强烈的光照；繁殖特点：红树植物具有胎生现象，它的种子成熟后，可留在树上发芽，从果实中伸出长约20~30厘米下垂的胚轴，形似纺锤状或棍棒状。当幼苗成熟后，在重力或其他外力作用下落入泥土中，快者几个小时后即可伸出根系固定自己，若落入海水中漂浮几十天后遇到适宜生境，也可繁殖生长。此外，还有一些红树还具有无性繁殖能力，它们被砍后，其茎上可生出新的植株来；根系特点：红树林具有发达的根系，它有三种根：A.支柱根，一棵红树可能有几十根支柱根，它们使红树牢固地屹立于海岸。B.板状根，由气根发展而成，形如板星放射状，绕其茎直立于土中，起加强固着能力。C.呼吸根，它从侧根中生长出来，呈直立状，蛇曲匍匐状，起支持和通气作用。

## 2. 我国红树林海岸特征。

(1) 与淤泥质海岸伴生。

(2) 有明显的分带性，自海向陆，可分出：白滩带（没有植物生长），这一带普遍有潮沟切割，宽约500~1000米，最大可达2000米，坡度约4‰~6‰，底质为淤泥质粉砂；滩地红树林（海滩红树林）带，一般宽200~500米，最宽可达2千米以上，为红树林生长最好地带，滩面也有潮沟切割；半红树林（海岸半红树林）带，一般宽100米左右，由耐盐性的陆生植物和半红树林构成；陆生植物带，多为桉树、木麻黄（图8-41）。

(3) 有发达的潮沟系统：红树林海岸的动力以潮流为主，滩面上有发达的潮沟，它们长短不一，宽窄各异，迂回曲折，形成沟网，有些可伸入陆地很深，潮沟沟壁圆缓，低潮时潮沟变得狭小，高潮时充满水流，可漫溢到沟旁滩地。

## 3. 红树林的护岸作用和促淤作用。

(1) 护岸作用：由于红树林有发达的根系，可屹立于海滩上，经受风浪和潮流的侵袭作用，保护海岸不受侵蚀。

(2) 促淤造陆作用：在红树林生长的地方，淤积层的淤积速度可达3~4厘米/年，向海前进率可达44~173米/年。

## 第四节 影响海岸发育的因素

由于海岸带是海陆相互作用频繁的地带，因而海岸发育受到各种海陆因素的影响。从全球变化的角度来看，在影响海岸发育的诸多因素中，以地质因素和海平面变化所起的作用较为重要，影响的范围也十分广泛，下面作简要阐述。

### 一、地质因素

组成海岸带的岩石或物质的类型及其抗侵蚀能力、岩层的产状、地质构造和海岸地区的地壳运动在很大程度上影响着海岸的发育特征与演化过程，在研究海岸动态和形态时，应对上述地质因素给予足够的重视。

#### （一）地质结构对海岸的影响

地质结构包括岩石性质、岩层产状和地质构造三方面，它们对海岸的发育过程和形成的海岸形态的影响是十分显著的。

##### 1. 岩性与岩层产状对海蚀作用的影响。

（1）岩性：组成海岸带的基岩，往往因岩性的差别而有不同的抗蚀力，从而影响岸线的轮廓。在坚硬的岩石岸段，海蚀后退缓慢，常以岬角或半岛的形态突出向海。某种岩性可产生具有特色的陡崖形态，如在英国的兰士厄因半岛，城堡状的陡崖与立方状节理发育的花岗岩有关；北爱尔兰的圆状陡崖则发育在玄武岩上。此外，暗色矿物组成的岩石吸热性能大，其所含的铁质易于氧化并被雨水带走，因而可形成低地；浅色矿物组成的岩石相对突出成为高地。岩石结构的不同也可以使海岸地貌形态多样化。具有粗粒结构或颗粒大小不均匀的岩石，遭受风化、海蚀作用后，影响到加入海岸带的碎屑物的数量和泥沙粒径的大小。

由不同岩性的岩石频繁交替组成的一段海岸，常常表现为岬湾交错的港湾式海岸或孤形海岸。

（2）岩层产状：海岸带岩层的产状也是影响海岸发育的因素之一，不同倾向和倾角必然加速或延缓海蚀过程。

当海岸带岩层呈水平或轻微向海或向陆倾斜时，如果其他条件相似，则海蚀过程极为强烈。波浪对基岩进行侵蚀时，层状岩石中的软岩很快被蚀挖空，其上覆硬岩往往因失去支持而崩塌，岸线因此而后退。

如果向海倾斜的岩层由透水层和不透水层共同组成时，常常因海蚀后退而加速透水层的被挖蚀，在海岸带出现滑坡海岸。如在英国南部，海岸滑坡是经常发生的。那里的海岸岩层由透水的白垩和上绿砂组以及不透水的灰泥质粘土组成。如果岩层向海倾斜的角度较大时，在岸坡上还可发育阶梯状海蚀平台。当软硬相间的岩层以较大的倾角向陆倾斜时，在水下岸坡处常形成垅脊状形态。

##### 2. 地质构造对海岸发育的影响。

冰后期海进所淹没的沿岸陆地，其地质构造的性质和构造线延伸的方向与海岸的形态和性质关系很大。地质构造是影响海岸轮廓的主要因素，它往往决定了海岸原始的形态。在褶皱区，若海岸岸线方向平行于构造线（如褶皱的轴向），则形成纵海岸。断层面走向与岸线一致的断层海岸也属于此类海岸。这种海岸的岸线平直、少港湾和半岛或者是沿岸岛屿的排列与岸线平行。纵海岸以亚得里亚海东岸的达尔马提亚最为典型，故这类海岸又称达尔马提亚式海岸。

当海岸岸线方向与构造线方向近于垂直时，则形成横海岸。这种海岸如果不同岩性频繁交替以及陆地地形起伏大而濒临岸边时，岸线呈曲折的锯齿状，多岬角、港湾，海湾、半岛、岛屿的排列与岸线垂直。典型的横海岸如西班牙的里亚斯海岸。里亚斯港湾原是沿较软弱岩层地带被河流塑造的河谷，后在海水入侵后才成为港湾；附近的岬角和半岛原是河谷两侧较坚硬的岩层。

当岸线方向与构造线方向呈锐角相交时，形成斜向海岸。其特征是高起的地形单元成雁列式展布，岸线曲折呈不对称的锯齿状。斜海岸的例子是阿尔巴尼亚海岸及萨哈林岛西南岸等。我国的华南沿岸，由东北和北西两组交叉构造线的影响，具有纵、横海岸的地形特征，如平行海岸的岛屿与深入内陆的溺谷地形。有人将这类海岸称为X型海岸。在断裂带发育地区，由于多组断层线的存在，海岸线常常急剧转折，分割很深。半岛和港湾常呈菱角状，岸壁陡峭。

## （二）地壳运动对海岸的影响

海岸地区的地壳运动，特别是地壳的升降运动，在海岸地貌的发育与演化方面起着极重要的影响。地壳的垂直运动，必然造成海面的相对升降和地势发生变化，这就使得岸线位置发生改变，从而引起海岸轮廓的改变。而沿岸地区地壳的升降运动引起的海岸线位置的迁移和地势的改变必然会使海岸带物质重新产生迁移和海岸环境的改变，导致海岸剖面的重新塑造，并遗留下一系列古海岸形态的遗迹。一般来讲，海岸的上升会引起水下岸坡的变浅，而大大地促进了沉积作用。多级古海成阶地的存在往往是该地区地壳上升的结果，同时也反映了古海岸线的变迁。当海岸下沉时，水下岸坡变深，使波浪到达海崖前保存着巨大的能量，后来才消耗在对陡崖的冲蚀中。在下沉过程中还形成各种埋藏地貌。

海岸地区的地壳运动也影响入海河流河口地带地貌的发育，如地壳上升，促进了河流的下切活动，沿河口向上游发育侵蚀阶地。在缓慢下沉的河口段常发育三角洲，如黄河三角洲、密西西比河三角洲、恒河三角洲。而迅速下沉区则形成溺谷湾及水下峡谷。如法国的塞纳河，欧洲的易北河、莱茵河和我国东部大陆架上沉溺的古辽河、古海河和古长江等水下古河谷。

局部地壳运动对海岸的影响相对于全球性的事件（如冰期、间冰期和板块运动）引起的全球海平面变化的影响来说是局部的，但由于各地海岸的地壳运动性质与强度不同，加上全球性海平面变化的影响，对各地海岸的影响是复杂多样的。

## 二、海平面变动

海平面的变动，导致海岸相对升降，引起海岸线的进退进而影响海岸的侵蚀和沉积过程以及海岸地貌的发育和演化。对现代海岸地貌影响最深刻的海平面变动就是全新世海平面的变动。冰后期以后，随着气候转暖，大量冰川融化，世界海面迅速上升，使岸线向陆不断推移。至距今约6000年左右上升率减小，自那以后至今，世界各地海平面虽有过多次数小幅度的波动，但较全新世前期稳定得多，这就为现代海岸地貌的塑造提出了一个相对稳定的动力条件。因而，现今世界海岸是近6000年以来发育起来的。

### 1. 晚更新晚期以来的海平面变动。

全球最近一次大冰期约始于7.4万年前，距今约1.8万年时达最盛期，当时世界海平面比现今约低130~150米左右。世界各地的大陆架当时大多属

于大陆的一部分。那时我国的渤海、黄海、东海和南海的陆架几乎为一片辽阔的平原，台湾岛与大陆也连成一片。

距今 1.7~0.7 万年前，随着全球气候转暖，进入冰后期海侵阶段，世界海平面迅速上升。到距今约 6000 年前，海面上升速率减小，从那以后，海平面逐渐趋于稳定或仅有小幅度的波动。关于距今 6000~7000 年以来海平面变动有几种不同的观点，其中以费尔布里奇 (Fairbridge)、谢帕德 (Shepard) 和菲斯克 (Fisk) 等人的观点最具代表性。费尔布里奇 (1961) 等认为距今 5000~6000 年前，当时的海面比现今海面高出 3~5 米，此后，海面不断波动，最后达到现今海面水平。谢帕德 (1963) 认为海面是持续上升的，现今海面是全新世最高海面，并仍在缓慢上升之中。菲斯克 (1961) 则认为冰后期海面上升，到距今 3000~5000 年前已达到现今海面位置，此后处于稳定状态 (图 8-42)。

进入 80 年代以来，我国不少学者根据渤海湾西岸发育的四列贝壳堤 (高程均高于现海面) 和海南岛、南海北部分布于潮上带的珊瑚礁样品的高程及相应的  $^{14}\text{C}$  测年数据以及在日本琉球群岛、西太平洋中部的珊瑚岛和东南亚沿岸等地的沉积物与海蚀地形的分布高程及其年代资料，认为我国沿海存在过全新世高海面。但也有研究者持各种反对意见，不少人认为不存在一条全球海平面变化相一致的曲线，各地区应有反映本地区海平面变化的曲线。有关这方面的争论尚有待深入的研究。

海平面变化除了由于全球气候变化引起的全球性变化外，还可因全球性的构造运动如板块运动造成大洋容积变化而引起的全球性变化。此外，还有局部地区的地壳运动引起的区域性海平面变动。

## 2. 海平面变化与海岸发育。

海平面变动的直接效应就是引起海岸的相对升降。由气候因素变化引起的全球性海平面变动对各地海岸的影响是普遍的，它造成的后果与地壳垂直运动对海岸发育的影响相似，只不过是它造成的影响是十分深刻的且范围波及全球，并且留下非常一致的同期沉积物及各种水上和水下地貌遗迹。

海面升降首先造成岸线的进退以及海岸物质的重新运动或沉积，引起海岸剖面的重新塑造。海面上升，会使水下岸坡深度增大，从而增大到达岸边的波浪能量，海岸因此而遭受侵蚀，被蚀物质被带到水下岸坡下方堆积 (图 8-43)。

海面下降，会使水下岸坡变浅。在堆积海岸，如果原来的水下岸坡处于平衡状态，则水下岸坡的中间大部分会受蚀变深，被蚀物质大部分向岸移动并沉积在岸边，物质相对较粗。小部分较细物质则向水下斜坡基部移动并沉积下来 (图 8-44)。

在基岩海岸，随着海面上升，原海面以上的部分不断受蚀，水边线向岸移动。由于水深较大，海蚀产物在水中扩散，岸坡下的堆积不明显。因此，基岩海岸的海蚀剖面仅上部受改造，下部仍保持原有形态 (图 8-45a)。如果海蚀速度与海面上升速度相当时，海岸剖面的上部将成  $45^\circ$  的坡度 (图 8-45b)。如果海蚀崖后退的速度不变，而海面上升速度逐渐减慢，则水下斜

坡较平缓。如果海面上升速度大于海蚀速度，则水下斜坡较陡（图 8-45c）。

## 第五节 海岸分类

海岸分类是海岸地貌的基础性工作，同时也是海岸地貌制图的重要依据，在一定程度上反映了海岸地貌研究的水平。由于海岸带是海陆相互作用的交接地带，海岸发育受到很多种因素的影响，形成多种多样的海岸类型和地貌类型。目前，还没有一个公认的划分系统，各种分类法的出发点不同，所以有许多种分类法。李希霍芬（V.Richtshofen）早在 1886 年提出按形态、构造、海岸线特征的“三分法”。约翰逊（D.W.Johnson）于 1919 年用成因为主的以新构造升降为指标分出上升、下沉、中性和复式海岸四类。他们的分类在早期都有过一定的影响，但现已不用。下面简述几种主要的分类。

### 一、F. 谢帕德的海岸分类

F. 谢帕德（Shepard）依据近代地质过程影响海岸的程度，先于 1951 年提出原生海岸和次生海岸两个一级海岸的概念。原生海岸是指由陆上内外营力、火山作用或构造运动形成，没有被海洋作用所改造；次生海岸是指由现代海岸作用或海洋生物作用造成。1973 年他在上述分类方案的基础上作了修改与补充，他根据海岸发育上具有最大影响的营力，对两个一级海岸进一步划分，把原生海岸分为五大类十三亚类，次生海岸分为三大类十一亚类：

#### （一）原生海岸

##### 1. 陆地侵蚀海岸。

（1）里亚斯式（溺谷）海岸。

（2）沉溺的冰蚀海岸。

（3）沉溺的岩溶地貌海岸。

##### 2. 陆地堆积海岸。

（4）河流堆积海岸。

（5）冰川堆积海岸。

（6）风积海岸。

（7）地滑海岸。

##### 3. 火山海岸。

（8）熔岩流海岸。

（9）火山碎屑海岸。（10）火山体海岸。

##### 4. 地壳运动形成的海岸。（11）断层海岸。

（12）褶皱海岸。

（13）沉积喷出体海岸。5. 冰川海岸。

#### （二）次生海岸

##### 1. 浪蚀海岸。

（1）海浪切直的海崖海岸。（2）浪蚀形成的不规则海岸。2. 海积海岸。

（3）沙坝海岸。

（4）三角岬海岸。

（5）海滩平原。

（6）泥滩或盐质湿地海岸。3. 生物建造海岸。

（7）珊瑚礁海岸。

（8）龙介虫礁海岸。

（9）牡蛎礁海岸。

（10）红树林海岸。

这一分类考虑到内力、外力作用、物质和形态，但一级海岸分为原生海岸和次生海岸过于牵强。

## 二、瓦伦丁的海岸分类

瓦伦丁 (Valentin, 1952) 首先将海岸分为前进海岸 (陆地增加) 与后退海岸 (海增加) 两类。前进海岸又分为上升海岸和堆积海岸 (包括生物建造海岸、海洋和三角洲堆积作用推进的海岸)；后退海岸又分为下沉海岸和侵蚀后退海岸。其分类图解见图 8-46。

## 三、B. 曾科维奇的海岸分类

B. 曾科维奇 ( ) 1954 年提出的分类如下：

### (一) 原生海岸

#### 1. 未受海岸改变的海岸。

- (1) 断层海岸。
- (2) 峡湾海岸。
- (3) 岩礁海岸。
- (4) 里亚斯海岸。
- (5) 达尔马提海岸。

#### 2. 受不同程度改变了的海岸。

- (1) 港湾海岸。
- (2) 均夷海岸。

### (二) 堆积海岸

#### 1. 低平原海岸。

- (1) 海成的。
- (2) 冲积的。
- (3) 拉依金式。
- (4) 潟湖海岸。
- (5) 切割堆积海岸。

#### 2. 三角洲海岸。

- (1) 边缘夷平的。
- (2) 无大海冲积物的外缘切割三角洲海岸。
- (3) 有大海冲积物的外缘切割三角洲海岸。

### (三) 其他海岸

曾科维奇的分类虽然重视了海岸动态与形态，强调了波浪作用，但忽视了构造因素，而第三类“其他海岸”更是概念模糊不清。曾科维奇的分类传入我国后，50 年代后期曾产生较大的影响。

## 四、D.L. 茵曼和 C.E. 诺斯特罗姆的海岸分类

茵曼和诺斯特罗姆 (Inman and Nordstrom, 1971) 关于海岸的构造和形态分类，是在板块构造学说问世后，按板块构造的观点进行海岸分类的一种尝试。他们认为板块构造对海岸分类具有重大意义，根据海岸地貌与板块构造的相关性，提出了具有构造含义的海岸分类，而形态分类则只考虑大陆架宽度和相邻陆地的地形起伏。具体分类如下：

### (一) 按板块分

#### 1. 板块前缘碰撞海岸。

- (1) 大陆碰撞海岸。

- (2) 岛弧碰撞海岸。
- 2. 板块后缘拖曳海岸。
  - (1) 新板块后缘拖曳海岸。
  - (2) 非洲式板块后缘拖曳海岸。
  - (3) 美洲式板块后缘拖曳海岸。

### 3. 边缘海海岸

#### (二) 按形态分

- 1. 山地海岸。
- 2. 狭窄大陆架海岸。
  - (1) 平原海岸。
  - (2) 丘陵海岸。
- 3. 宽广大陆架海岸。
  - (1) 平原海岸。(2) 丘陵海岸。
- 4. 三角洲海岸。
- 5. 礁海岸。

这一分类方案强调了板块构造对海岸发育的影响，并且将大陆架、海滩、滨岸带统一考虑。

### 五、A.L. 布龙的海岸分类

A.L. 布龙的分类，他除了强调海岸陆地地形的动力特征及成因的发展外，还引入了一个时间尺度，这是与以前所有分类法不同的地方。用图式表示为三轴相互垂直的立体模式（图 8-47）：侵蚀和沉积，上升和下沉各用一个轴，加上时间尺度一个轴。该图可表示海岸的历史和现状，反映海岸发育的全过程，并适用于各种不同尺度区域范围，是一个可变的图式，给人以新的启示。

## 第九章 应用地貌

地貌是地理环境中一个基本因素，人类在生产斗争中必然要接触到有关地貌的问题。因此，地貌学在经济建设和改造自然工作中的作用是十分重要的。地貌学在生产实践中的应用很广，可以这么说，地貌学是农业资源开发利用和农业生产布局与区划，城市规划和城市化建设，旅游资源开发利用和建设，砂矿资源开发，环境资源开发利用和环境保护，以及大型工程建设等各方面都需要的基本知识。

二次大战后，特别是 60 年代以来，地貌学在服务于国民经济建设、应用于生产实际方面做了大量的工作，取得了丰硕的成果，并在地貌学领域内逐渐发展形成一门重要的分支学科——应用地貌学。目前，应用地貌学大致主要有下面三个应用方向： 环境地貌； 灾害地貌； 工程地貌。

## 第一节 环境地貌

环境是人类赖以生存的地球面，即包括岩石圈、水圈、大气圈及生物圈的地球表层系统。环境是由许多环境因子构成的，各环境因子之间相互影响、相互制约和相互渗透。任何因子在数量或形式上的改变，都将影响其他因子，并最终影响到整个环境系统的平衡。因此，对环境的研究，必须揭示各环境因子之间的相互关系，而对各环境因子的研究，必须评价其影响效应。

地貌（体）是自然环境的重要组成部分，也可称其为地球表层系统的固体下垫面，它以形态起伏、物质组成和动态演变过程来影响环境。但是，地貌作为环境因子，与其他因子相比，具有一定的特殊性，即地貌对环境的影响在数量上相对稳定，在时间上滞后明显。因此，地貌的环境意义在很长一段时间内，未能引起人们的重视。

本世纪 50 年代以来，随着人口迅猛增长，对自然资源的需求更高，而对能源和粮食的需求更显得突出。人们极少考虑或不考虑环境容量限制，常常是掠夺式地开掘矿产，砍伐森林植被，狩猎动物，甚至使某些矿源枯竭，珍稀动物濒临灭绝，破坏生态平衡。常常是不自觉地突破人类—自然环境生态系统各要素或总体的阈值（Threshold，或称临界值）。随之而来的是突发性灾害产生。仅就地貌要素而言，浅明的实例是江河上游森林植被的盲目砍伐，招致滑坡、泥石流和山崩等突发性灾害地貌过程。城市、工矿区过度开采地下水，不仅使水资源枯竭，还将引起地面沉陷。而水土流失、沙漠化等都导致环境质量恶化，生态环境失去平衡，不能向良性方向发展循环。环境问题的日益严重，迫使人们把注意力集中于对环境问题的研究，人们也逐渐认识到，地貌和地貌过程影响到整个环境生态系统的平衡。地貌与其他环境因子相互作用，给环境以极大影响。有时甚至决定了环境生态向着良性方向发展或者恶性方向发展。因此，需要开展环境地貌研究。

环境地貌是把地貌环境作为环境景观生态链的一个重要环节和人类—自然环境系统中的一个因素来进行研究，探讨地貌与人类—自然环境系统的相互作用和联系。地貌环境是一个开放的能量系统，人类—自然环境系统，可以通过改变系统内部或外部能量、物质的输入或输出，制造物质和能量转移或转化的途径，对地貌环境施加影响。人类活动的影响在未超过地貌环境的自身调节能力时，地貌环境有能力自我调节，一旦超过调节能力时，地貌环境将发生退化，产生灾难性后果，形成地貌灾害，对人类—自然环境系统产生影响。这方面的研究，主要包括地貌环境退化的发生机制和不同表现，特别是地貌环境退化发生的临界值，从而为预测灾害出现的可能性，并加以因势利导或提出防治对策，为环境保护和国土整治等提供科学依据。

环境地貌研究的一个非常重要的方面，是地貌环境在自然资源、环境资源形成与分布中的作用。在自然环境中，地貌通过其表面形态（如坡度、坡向、坡形等）、空间展布（如海拔高度、相对高度、山体走向等）以及各种不同形态的类型组合（如盆地、山地、丘陵等），组成千姿百态的地表景观，对各种自然资源的形成与分布具有重大的影响。例如，地貌因素影响地表产流及径流强度，影响水系分布及水系形态，影响河川径流补给方式（雨水补给、冰雪融水补给或地下水补给）；地貌差异造成不同的地下水的补给、径流和排泄条件，进而影响地下水的分布特征。因而地貌影响到水资源的形成、总量、分布和变化等多个方面。地貌类型、地貌形态和地貌过程等地貌因素，

决定着土地资源的种类、分布，以及利用方式和利用程度，还直接影响到土地资源利用的便利程度和经济效益。砂矿资源的形成和分布与地貌关系密切。砂矿的形成以原生矿床为基础，原生矿床经过风化作用而崩解破碎成松散的碎屑物，它们或在重力作用下顺坡移动，或为地表径流冲刷、搬运至坡麓或河谷。在河流的发育、变化过程中，碎屑物受流水的作用而搬运、磨碎和沉积，一部分随河流进入海洋或湖泊，再为波浪、潮流所改造。一些碎屑物质还被冰川所搬运、改造。砂矿的这些形成过程，其实都是地貌过程，可见砂矿资源与地貌发育有着密不可分的联系。因此，研究地貌的发育及其形态特征，是开发利用砂矿资源必不可少的工作。石油和天然气的形成、保存和分布也与一定的地貌条件有关。石油往往储存在地下的穹窿构造中，它们在地表常有特殊的地貌表现，通过地貌研究可以帮助了解地下储油构造的分布。

此外，地貌本身也是一种资源，如港口、交通建设、城镇布局、旅游地的开发，都必须依赖于适宜的地貌条件。这类的研究，是将地貌的影响与景观生态系统相联系，综合分析地貌环境意义及其对人类的影响，为自然资源的完善利用和环境资源的形成、演变提供科学依据。

## 第二节 灾害地貌

在科学技术日益发展的今天，人类利用自然资源能力不断提高的同时，全球性的自然灾害与人为灾害频繁出现，给人民的生命财产造成极大的损失。因此，对灾害现象的研究已引起人们的极大关注。1987年召开的第32届联合国大会通过了“国际减轻自然灾害十年”（简称“国际减灾十年”）的决议，把1990—2000年的十年作为研究、治理自然灾害的活动期，以教育和提醒人们重视环境保护，预防灾害，尽力避免一切灾害的产生。在各种自然灾害中，有一类为灾害地貌（或地貌灾害）。关于灾害地貌的定义目前国内还没有统一的认识。延军平（1990）在《灾害地理学》一书中，提出了“广义地貌灾害”是由外营力作用导致的地表固体物质运动所产生的有害过程和现象；“狭义地貌灾害”指山地灾害，包括滑坡、泥石流、崩塌等灾害过程和现象。他还划分了地貌灾害的主要类型。根据运动物质的形态分为：块体运动灾害：滑坡、崩塌、雪崩、陷落等；颗粒运动灾害：沙漠运移扩大、尘暴等；液固混合运动灾害：水土流失、泥石流等；根据外营力条件分为：重力地貌灾害：滑坡、崩塌等；流水地貌灾害：水土流失等。风力地貌灾害：沙漠扩大、尘暴等；岩溶地貌灾害：陷落等。唐晓春（1990, 1991, 1994）则认为，灾害地貌是指对人类的生活及生存环境造成直接和间接灾害性影响的地貌现象的总称。并根据造成灾害的地貌特征的不同，划分出山地灾害地貌、平原灾害地貌、岩溶灾害地貌、风沙及黄土灾害地貌、海岸灾害地貌和地质构造灾害地貌等六种基本类型。我们在这里把灾害地貌定义为由地貌营力作用产生的成灾过程短暂的突变性灾害。它主要有：火山、地震、崩塌、滑坡、泥石流、塌陷等。

这些灾害突发性强，来势凶猛，顷刻成灾，造成严重损失。如，据联合国统计，从1900—1985年，世界地震死亡265万人，约占各种自然灾害造成死亡总人数的58%，年经济损失约几十亿美元。1976年7月28日7.8级的唐山大地震，瞬间摧毁了这个有150万人口的工业城市，死亡24万多人，直接经济损失超过300亿元，为世间罕见的大灾难。研究估计美国加州1979—2000年间因滑坡造成的损失达200亿美元。1970年5月30日秘鲁杨格镇附近暴发泥石流，致死1.8万人。1985年11月13日哥伦比亚火山喷发，产生冰雪融化泥石流，吞噬了2.5万人，被列为当年全世界重大事件之一。1958年甘肃平凉市纸坊沟暴发泥石流，使上万人丧生。湖南恩口煤矿排水产生地面塌坑共达6100个（1972—1986），损毁农田9500亩。

鉴于火山、地震又作为灾害地质现象，在《环境地质学》教科书中一般都有较多介绍，故此不再赘述。在本节中简要论述崩塌、滑坡、泥石流和岩溶塌陷四种灾害地貌。

### 一、崩塌

崩塌是指斜坡上的岩土块体，在重力作用下，突然发生沿坡向下急剧倾倒、崩落现象。崩塌的运动速度很快，有时可以达到自由落体的速度。崩塌的体积可以从小于1立方米直到若干1亿立方米。如川藏公路1968年发生的拉月大崩塌，就有600米厚的岩层发生崩塌。一个典型的崩塌，必须具备母体、破裂壁、锥形堆积体等基本要素（图9-1）。

形成崩塌的基本条件主要有地形、地质和气候条件等。地形条件包括坡

度和坡地相对高度。坡度对崩塌的影响最明显，一般说来，由松散碎屑组成的坡地，当坡度超过它的休止角时则可出现崩塌。由坚硬岩石组成的坡地，坡度一般要在  $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$  以上时才能出现崩塌。崩塌发生的最佳地形坡度是  $45^{\circ} \sim 60^{\circ}$  之间。在节理和断层发育的山坡上，岩石破碎，很易发生崩塌。当地层倾向和山坡坡向一致，而地层倾角小于山坡坡度时，常沿地层层面发生崩塌。软硬岩性的地层呈互层时，较软岩层易受风化，形成凹坡，坚硬岩层形成陡壁或突出成悬崖，易发生崩塌。崩塌通常发生在降雨季节。很多崩塌发生在暴雨时或暴雨后不久。暴雨增加了岩体负荷，破坏了岩体结构，软化了粘土层夹层，减低了岩体之间的聚结力，加大下滑力并使上覆岩块失去支撑而引起崩塌。

崩塌下落的大量石块、碎屑物或土体都堆积在陡崖的坡脚或较开阔的山麓地带，形成的崩塌堆称倒石堆（岩屑堆或岩堆）。由于倒石堆是一种倾卸式的急剧堆积，所以它的结构多呈松散、杂乱、多孔隙、大小混杂而无层理。倒石堆块体的大小从锥底到锥尖逐渐减小；先崩塌的岩土块堆积在下面，后崩塌的盖在上面。由于每次崩塌的强弱不同，形成碎屑大小不等的近似互层，因此，有时在倒石堆剖面上可以看到假层理现象。

在山区经常发生崩塌，使村庄、道路和渠道常受破坏，造成灾害。防治首要的工作是圈定崩塌区和近期可能发生崩塌区的范围，查明与成灾密切有关崩塌体的详细情况，然后再制定处理措施。如果倒石堆正在发育，在工程建设规划时应尽量避开或绕过，对表层、局部的不稳定岩体，可采用清挖、锚固、网包或栏档等工程加固处理。对已基本稳定的倒石堆，通过适当的地基加固处理，可考虑利用。要注意的是必须防止地表水的集中和大量的渗入。通过地下挡水或排水工程有效降低其地下水位，对提高倒石堆的整体稳定性将有重要的意义。

## 二、滑坡

滑坡系指构成斜坡上的岩土体在重力作用下失稳，沿着坡体内部的一个（或几个）软弱面（滑动面）发生剪切而产生整体性下滑的现象。

### （一）滑坡要素

通常一个发育完全的比较典型的滑坡，一般具有以下几个要素：

1. 滑坡体：斜坡上向下滑动的那部分岩（土）体称为滑坡体。它以滑动面与下伏未滑动地层分隔开来。滑坡体虽有局部的土石松动破碎，但因呈整体下滑，移位之后，基本保持原有的层位关系和节理、构造的特点。滑坡体的规模大小不一，从几十立方米到几亿立方米不等。如卧龙寺滑坡体积 2000 万立方米，雅砻江滑坡体 6800 万立方米，1922 年云南绿劝崩塌性滑坡体达 2 亿立方米。

2. 滑动面和滑动带：滑坡体沿其滑动的面称滑动面。在均质土体中滑动面呈圆弧形。滑动面有时只有一个，有时有几个，故可分出主滑动面和分支滑动面。沿滑动面有时可见擦痕及磨光面。有时在滑动面附近的土体有一层明显揉皱的结构扰动带，称为滑动带。滑动带的厚薄不一，从几厘米到数米不等。

3. 滑坡床（滑床）：指滑动面以下的稳定岩土体。滑坡床与地面的交界线称为滑坡周界，它圈定了滑坡作用的范围。

### （二）滑坡地貌形态

在滑坡体内，有以下几种主要地貌形态（图 9-2）：

1. 滑坡壁和滑坡台阶：滑坡体与坡上方未动土石体之间，由一半圆形的围椅状陡崖分开，这个陡崖称为滑坡壁。一般坡度为  $60^{\circ} \sim 80^{\circ}$ ，高度数厘米至数米不等。滑坡壁是滑动面的出露部分，它的高度代表滑坡下滑的距离。滑坡壁上常留有擦痕。

滑坡体下滑时，由于上下各段滑动速度的差异，或滑动时间的先后不同，常产生分支滑动面，把滑坡体分裂成几块滑体，滑体之间相互错断，构成阶梯状的地面，叫滑坡台阶。因滑体沿弧形滑动面滑动，故滑坡台阶原地面皆向内倾斜呈反坡地形。这种反坡地形可由“醉汉树”（“醉林”）反映出来。

2. 滑坡洼地与滑坡湖：滑坡体向下移时，在滑坡体与滑坡壁间由于土体外移以及滑坡体的反向倾斜而形成月牙形洼地，有时积水成湖，称滑坡湖。此外，在滑坡台阶与鼓丘之间亦可有低洼凹地分布。

3. 滑坡舌和滑坡鼓丘：在滑坡体的前缘，形如舌状地突出部分称滑坡舌。有时因前面受阻，同时又受到后方土体的压力作用，被挤压而鼓起成弧形土脊，称滑坡鼓丘。土脊上分布有扇状张裂隙，脊内土层常有褶皱构造形态。

4. 滑坡裂缝：滑坡地面裂缝纵横交错，甚为破碎，按裂缝展布方向、位置、性质，可划分为四种：后缘拉张裂缝；前缘（下部）鼓张裂缝；两侧羽状剪切裂缝；中部横向“凸”型裂缝。

### （三）滑坡的类型

按物质组成可以将滑坡分成土质滑坡和岩质滑坡两大类。前者又可分粘土滑坡、黄土滑坡和碎屑堆积层滑坡（谷坡碎屑堆积）。后者可分为风化岩浆岩滑坡、沉积层滑坡和变质片岩滑坡等。不同岩性滑坡，其工程地质学性质不同。

按滑动面与岩体结构面之间的关系可划分为：同类土滑坡；顺层滑坡；切层滑坡。按滑坡体厚度可划分为：浅层滑坡（厚度仅数米）；中层滑坡（厚度为数米到 20 米左右）；深层滑坡（厚度在 20 米以上）。这样划分便于进行稳定性评价和确定防治措施。

按运动形式可分为牵引式滑坡和推动式滑坡。滑坡体前部（下部）首先开裂起动滑移，而后牵引中、上部岩土体依次开裂滑移的滑坡，称之为牵引式滑坡。滑坡体先从后缘（斜坡上部）开裂，滑坡体后部的巨大势能逐渐向中、前部推进，在滑坡体前部滑移面附近产生应力集中，当滑坡体前部的抗剪能力支持不住滑动体推力时便产生滑动，这种滑坡称为推动式滑坡。由于这两种滑坡的力学机制和运动形式不同，对它们的整治措施也不一样。若是牵引式滑坡，只需针对前部第一块坡体设置抗滑工程就能防治以后的几块滑动；若是推动式滑坡，就需对整个滑体作防治工程。

### （四）滑坡治理措施

我国广大人民群众和科技人员，在同滑坡长期斗争的过程中，积累了丰富的经验，总结出了夯填、排水、护坡、减重、支挡等许多整治滑坡的有效方法。总的来说，治理滑坡的措施大致可分为两大类：一是消除或减轻水对滑坡的作用，即排除滑坡地表水、地下水和防止水对坡脚掏蚀；二是增加滑坡的重力平衡条件，即改变滑坡外形，降低滑坡重心和修建支挡建筑物而增加滑坡抗滑力（图 9-3）。

## 三、泥石流

泥石流是山区常见的一种突发性灾害，是介于崩塌、滑坡等块体运动与挟沙水流运动之间的一系列连续流动现象（过程）。它是由大量泥沙、石块等固体物质与水相混合组成，沿山坡或沟谷流动的一种特殊洪流（固液两相流）。其中固体物质的体积含量大多超过 15%，最高可达 80% 左右，容重一般大于 1.30 吨/立方米，大者可达 2.30 吨/立方米。巨大的泥石流暴发时，山谷雷鸣，地面颤动，呈粘性或塑形状的泥石流体，沿着陡峻的沟道，前阻后拥，穿峡出谷，往往在几分钟至几小时内，将数十万至上千万立方米的固体物质，从山上搬出山外，对沿程农田、道路和城镇造成很大破坏。

泥石流形成的条件颇多，概括起来主要有三个，即失稳的大量松散岩土物质（固体碎屑），相应水体和促使这两者迅速起动、汇集、混合、运动和停积（或遭稀释消亡）的地貌条件。

地貌条件对泥石流的发生、发展所起的主要作用有二：一为通过地势（或底床）条件为泥石流提供位能，赋予泥石流一定的侵蚀、搬运和堆积能量；二为在坡地或沟道的一定演变阶段内，提供足够数量的物质（水体和土体）。泥石流之所以常常暴发于山区，就在于某些山区具备上述两个条件。

一条发育比较完善的泥石流沟谷，大多有形成区（包括清水区和固体物质补给区）、流通区和堆积区三部分（图 9-4）。

### （一）泥石流类型

泥石流可以从不同的角度进行分类。根据泥石流的流体性质可分为粘性泥石流（层流性泥石流）、过度性泥石流和稀性泥石流（紊流性泥石流）三类。

（1）粘性泥石流：泥石流的固体物质含量较高，一般占 40%~60%，容量 2 吨/立方米。其中粉砂、粘土含量较多，泥浆粘度 10 泊。泥石流中的水和固体物质稠成一个整体，做等速运动，大石块在泥浆中呈悬浮状态，液、固两相流体无垂直交换，属层流性质。在其流动过程中，往往出现阵性，前锋高而陡，形成高几米至十几米的“龙头”，容易产生沟谷阻塞等现象。粘性泥石流的整体运动性强，流速快，具有强大的冲击、碰撞、爬高能力及冲刷、淤埋能力，故破坏性极大。

（2）稀性泥石流：泥石流的固体物质含量较低，一般为 15%~40%，容重 1.5~1.8 吨/立方米。其中粉砂、粘土含量较少，泥浆粘度 < 5 泊。稀性泥石流中的水和固体物不稠结成一体，而且相互分离，其运动速度不一致；液、固两相流体有垂直交换现象，具紊流性质，它与含沙量大的洪流，在动力特点上差别不大，但仍具有相当大的冲击、碰撞、爬高能力和冲刷、淤埋能力，因此破坏力也相当大。

（3）过渡性泥石流：泥石流的特征介于上述两类之间，其粘度为 5~10 泊，容重为 1.8~2.0 吨/立方米；流态由紊流到似层流均可能出现，具有很大的冲击、碰撞和爬高能力及冲刷、淤埋能力，因此破坏性很大。

此外，根据泥石流物质组成的差别，可分为水石流、泥流和泥石流三种类型；根据引起泥石流的激发因素（成因），可分为冰川泥石流、暴雨泥石流、地震泥石流、崩塌—滑坡泥石流、湖库溃决泥石流、火山泥石流和人为泥石流等类型；根据泥石流活动场所的地貌形态，可分为沟谷型泥石流和山坡型泥石流两种类型。

## （二）泥石流的治理

从国内外泥石流治理的方案与措施来看，泥石流的治理基本上采用综合治理。泥石流治理措施主要分为生物措施和工程措施两大类。其中工程措施又包括治水、治土、排导、停淤和农田工程五类措施；生物措施包括林业、农业和牧业三类措施（表 9-1）。

### 四、岩溶地面塌陷

岩溶区地面塌陷是主要灾害地貌之一，它是指因岩溶洞穴和空隙的发生、存在与发展而引起其上方地面产生塌陷的地貌现象。产生塌陷的地表岩石并非只限于可溶岩，它可以包括各类岩石和各种土，其发生的原因包括自然的和人为的两个方面。但本节侧重于由人类活动诱发的岩溶塌陷。据初步统计，已知我国主要的岩溶塌陷地点有 800 多处，其塌陷

表 9-1 泥石流综合治理措施一览表

总目	分目	细目	主要作用
工程措施	治水工程	蓄水工程	调蓄洪水，消除或削减洪峰
		引、排水工程	引、排洪水，削减或控制下泄水量
		截水工程	拦截滑坡或水土流失严重地段的上方径流
		防御工程 (控制冰雪融化，防止冰湖溃决)	用碳黑等方法提前融化冰雪，防止高温时出现大量冰雪融化；加固或预先消除冰碛堤
	治土工程	拦沙坝、谷坊工程	拦蓄泥沙、固定沟床、稳定滑坡、提高支沟侵蚀基准
		挡土墙工程	稳定滑坡或崩塌体
		护坡、护岸工程	加固边坡、岸坡，免遭冲刷
		变坡工程	防止坡面冲刷
		潜坝工程	固定沟床，防止下切
	排导工程	导流堤工程	排导泥石流，防止泥石流冲淤危害
顺水坝工程		调整泥石流流向，畅排泥石流	
排导沟工程		排泄泥石流，防止泥石流漫溢成灾	
渡槽、急流槽工程		从交通线路的上方或下方排泄泥石流，保障线路安全	
明碉工程		交通线路以明碉形式从泥石流沟下面通过，保证线路畅通	
改沟工程		把泥石流出口改到相邻的沟道，保护该沟下游建筑物安全	
停淤工程	停淤场工程	利用开阔的低洼地区，停积泥石流体，尤其粗大石块	
	拦泥库工程	利用宽阔平坦的谷地，停积泥石流，削减下泄量	
农田工程	水改旱工程	减少渗水量，防止滑坡活动或复活，减少地下水	
	水渠防渗工程	防止渠水渗漏，稳定边坡	
	坡改梯工程	防止坡面侵蚀，控制水土流失	
	田间排水、截水工程	引、排坡面径流，防止侵蚀	
	夯实裂缝，田边筑埂工程	防止地表水下渗，拦截泥沙，稳定边坡，减少侵蚀	
生物措施	林业措施	水源涵养林	涵养水源，减少地表径流，削减洪峰
		水土保持林	控制侵蚀，减少水土流失
		护床防冲林	保护沟床，防止冲刷、下切
		护堤固滩林	加固河堤、保护滩地，控制泥石流危害
	农业措施	等高耕作	减少水土流失
		立体种植	增加复种指数，护大覆盖面积，减轻溅蚀，减少地表径流
		免耕种植	改善土壤结构，减少土壤侵蚀
		选择作物	选择水保效应好的作物，减少水土流失
	牧业措施	适度放牧	控制牧草覆盖率，减少水土流失
		圈养	保护草场，减轻水土流失
分区轮牧		防止草场退化，控制水土流失	
改良牧草		提高产草率，增加覆盖率，减轻水土流失	
选择水保效益好的牧草		提高水土保持效益	

据吴积善等，1993。

溶蚀裂隙和洞穴是地面塌陷物质的运移通道或贮存场所，又是水流或气流活动的途径。它们是塌陷形成的基础（图 9-5）。所以，塌陷的强度和岩溶发育程度有关。

塌陷可由自然因素和人为因素诱发（表 9-2）。

表 9-2 岩溶地面塌陷诱发因素

	诱发因素	典型地点
自然因素	降雨后地下水位上升	湖南新化县土茶园地下河
	干旱，地下水位下降	广西玉林分界，塌坑 400 多个
人为因素	堵地下河或天窗(雨季水位上升)	湖南新化县毛岭水库(气爆)
	蓄水渗漏塌陷	陕西桃曲坡水库、贵州火石坡水库
	抽水	贵州水城、山东泰安、河北秦皇岛、广州江村等
	矿坑突水或排水	湖南恩口煤田、广东凡口、河北开滦等
	地表荷载影响	广西桂林、武汉中南轧钢厂
	震动(车辆或爆破)	贵昆线浑水圪、秧田冲车站、广西贵县良吾村
	地表水、污水下渗	云南镇雄氮肥厂

据袁道先等，1994。

岩溶塌陷是一种破坏性地貌形态，其发育大致可分为土洞、塌陷、调整和休止四个阶段（图 9-6）。

塌陷的形成机制较复杂。但经过系统的岩溶地貌研究是能较准确地认识导致塌陷的主因，区分出危害程度不同的岩溶塌陷区，并可建立预布系统进行监测。

对不同的诱发主因，可采取不同的预防措施，在大多数情况下，防治的重点都是集中在对岩溶地下水性状变化的控制。主要的方法有：

（1）开采地下水前，要认真勘察，合理布井和建井，严格控制抽水降深与抽水强度。

（2）对有关的矿山，应控制疏干排水的强度，及时处理坑道突水，设地下防渗帷幕拦截地下水，以及防止地表水灌入地下。

对已出现的岩溶塌陷坑，可根据不同情况与要求，采用填堵、跨越、灌浆、围封、加盖等工程处理。

### 第三节 工程地貌

工程地貌是地貌学的实用研究方向之一。它研究地貌环境对工程建设的设计、施工及使用的影响，也即进行工程的地貌环境评价。当然，随着新科学技术的引入及社会需求的变化，工程地貌研究的范围也在不断扩大。显而易见，在工程设计阶段就必须回答这样一个问题——建筑场地的地形如何利用。现阶段工程地貌的理论与实践，可以回答以下三个相互关联的问题：在给定的地貌环境下，能否规划设计工程建筑；在地形近期及远期变化中，建筑物的状况如何？工程建筑的建设及使用的后果(包括生态后果)如何？

本节简要介绍地貌环境对农业生产、水利工程、道路工程、海岸工程等工程建筑勘测设计，以及城市建设等方面的影响。

#### 一、地貌与农业

农业是人类与自然界关系最密切的一个产业。地貌条件直接影响着农业生产的好坏，因此，通过对地貌条件的具体详细分析，从各种地貌的类型、要素、发育过程等方面，量和质的特征及其变化规律，判断它们在农业生产上的利与弊、直接与间接的影响关系，从而提出合理利用地貌条件和改造不利地貌条件的可能途径，为农业生产布局中确定新的或调整现有的各种农业用地、农作物布局、农田基本建设措施，因地制宜发展农、林、牧、副、渔综合经济等提供科学依据。

从地貌学为农业生产服务的实践经验来看，农业地貌的研究可从以下几个方面着手进行：研究地貌在时空分布上的变化规律，研究地区地貌的发生、发展过程，特别是当前所处的发育阶段、未来发展趋势；在空间上要研究地貌条件分布的水平层次及立体结构，它们的主要特征及分布规律；分区进行综合性与差异性的对比，包括对地貌单要素的分析和对地貌综合体的研究，以及有关自然条件的研究；要找出影响农业生产的主导地貌因素，抓住主要矛盾，使研究深化；确定出最适宜的农业生产发展的模式，选出最佳的农业布局方案。具体来说，其内容包括以下几个方面：地貌条件的农业评价；地貌类型组合的农业评价；地表组成物质的农业评价；现代地貌过程的农业评价；农业地貌区划。

自然界是一个有机的整体，地貌作为自然条件的一个基本因素，与其他因素之间有着密切的联系。因此，在农业地貌研究中，在评价农业地貌条件的同时，还须注意到其他自然因素如气候、土壤、水文、植被等的作用。只有用综合分析的观点和方法进行研究，才能取得较好的结果，使地貌学为农业生产发挥更大的作用。

#### 二、地貌与工程建设

各种工程建设都要考虑地貌条件，但地貌学最广泛的应用是在水利工程、道路工程和海岸工程等建设中。如水利工程中有关水库及坝址、开凿引水渠道时地貌条件的评价和选择，道路工程中的选线和海岸工程中的港口选址、开挖深水航道、海岸防护等，都必须运用地貌学的知识。

##### (一) 地貌与水利工程

在水利工程建设中，地貌学主要应用在堤坝、水库和引水工程等的勘测设计方面。在河流上修筑堤坝蓄水建水库，通过水库调控，达到更好地利用水资源的目的。而修坝建水库首先要选择一个地貌环境条件优良的坝址。从地貌环境条件来说，选择水库坝址时，一般应做到充分利用天然地形，根据

经济与安全的原则加以考虑。大体上主要考虑下列几个方面：在地形条件上，坝址应尽可能选择河谷较窄、库内平坦广阔的地形。这种坝址一般来说能起到蓄水量大而工程量较小的效果。分析河谷边坡地貌过程，存在边坡不稳定、处理工程量较大的地段，不宜选取坝址。从防渗漏的角度考虑，岩溶地区的坝址应尽量选择在有隔水层的横谷、且岩层倾向上游的河段为宜，同时还应考虑水库是否有严重的渗漏问题，库区最好是强透水层底部有隔水岩层的纵谷，且两岸的地下分水岭较高。在岩溶地区当无隔水层可以利用的情况下，坝址应尽可能选在弱岩溶化地段。

引水工程是一种线型水利工程建筑物，它本身可由渠道、输水隧洞、渡槽、倒虹吸管道、闸门、跌水和泻槽等一系列结构物组成。其中渠道是最主要的引水建筑物，它一般为开敞式。一条引水渠道往往是很长的，它具有跨越地貌单元多而广的特点。引水渠道工程是严格受渠水纵坡降控制的线型建筑物，所以在选择线路时，应合理利用地形条件，因为它主要影响到工程的投资和施工条件。一般情况下，引水渠道线路应尽量绕避高山、深谷和地形切割强烈、冲沟发育的丘陵山区。渠道应尽可能在宽阶地面、黄土塬面以及平缓斜坡和平缓分水岭等地形上较平坦的地段通过，尽量避免或减少高填方和深挖方。如果无法绕避高山、深谷等地段时，考虑到修建盘山渠道线路过长和施工不便的情况，应采用输水隧洞和渡槽、倒虹吸管道等工程形式，以尽可能短的距离穿越。此外，许多灾害地貌现象及其过程，对引水线路也有很大影响，如滑坡、崩塌、泥石流和岩溶现象与过程等。一般地说，线路应绕避滑坡和崩塌发育地段，在峡谷和高陡斜坡地段尤需引起重视。岩溶地区的引水线路应绕避溶洞、落水洞和溶蚀漏斗强烈发育带，使之在岩溶化程度相对较弱的地段通过，减少渗漏和边坡的稳定。

## （二）地貌与道路工程

道路是陆地交通运输的干线，它主要由公路和铁路共同组成的运输网络。在道路工程建设中，地貌学的应用是极其重要的一个方面。

道路是一种处于大自然环境的线型结构物，它具有线路伸展长，跨越地貌景观多而广的特点。影响道路建设的自然因素是众多的，最重要的首推地貌形态类型及地形高度和坡度。

对新建道路来说，无论是公路还是铁路，拟定线路是首要的先行工程。在道路选线过程中，地貌条件是最基础要素，它常决定着线路走向段的撷取或舍弃。线路选定的好坏，直接关系到道路工程的造价、施工难度和车辆的运营条件等。因此，在选线时尽可能利用有利的地貌条件，避开不利地貌因素，为道路工程建设提供尽可能好的地貌环境，以期减少线路工程病害，顺利完成施工和不留隐患。

地形对道路选线、线型设计和道路类型的确定有着非常密切的关系。在平原地区，由于其最主要的特征是地面高度变化微小，相对高差不大，这对线路的选取是极为有利因素。但也应看到，一般来说平原地区土地利用率高，农田广布，居民点稠密；有的还存在着众多大小湖泊，河网极为发育的特点。无疑，这对选线会成为较严重的障碍因素。因此，平原地区就选线而言，地形平坦，路线平直，纵面几何线形指标较易达到较高的要求标准，但由于地面障碍因素频繁，造成选线中处理地物的干扰是相当复杂的。

在山地区，其地形的特点在短短距离内相对高差可以是很大的，坡度均较陡峭，流水湍急，地形错综复杂。这种地形区段的线路，一般都显得弯多

坡陡、起伏频繁，土石方和各种防护工程量都很大，加之地质和气候条件也比较复杂。因此，路基和边坡的稳定，以及行车安全等都会受到很大影响。在山地区，如何善于利用地形布线是做好山区选线的关键。从总体上说，在山地区，地形对选线往往起着极大的控制作用。其中，地形坡度对选线影响具有特殊重要性。地形坡度是影响道路平面的控制因素。在山地区，地面自然坡度都大于限制坡度（表 9 - 3、表 9 - 4），如果选取较陡的限制坡度，其优越之处是线路长度缩短，工程投资减少，但运营较困难；若选用较平缓的限制坡度，其优越性在于运营能力大大增加，但线路拉长了，工程投资就增大。目前山区的选线，一般都倾向较缓的限制坡度。

表 9-3 铁路线路纵向坡度与最小曲率半径

铁路等级	特			
行车速度(千米/小时)	200	120	100	80
线路最小曲率半径(米)	1500 ~ 4000	800 ~ 1200	550 ~ 700	350 ~ 500
线路最大纵向坡度(‰)		6 ~ 12	12	15
隧道最小曲率半径(米)	> 3500	> 800	> 500	> 350

注：山区铁路线路的曲率半径不小于 250 米。

表 9-4 公路线路纵向坡度与最小曲率半径

公路等级	1	2	3	4	5	6	简易
行车速度(千米/小时)	120	100	80	60	40	25	
线路最大纵向坡度(‰)	40	50	60	70	90	90	90
线路最小曲率半径(米)	600	400	250	125	50	20	15

道路建成后，由于对原来处于自然平衡状态的地貌体发生了人为破坏性改造变动，因而随着道路运营的增加出现各种灾害地貌现象，往往成为影响道路运营安全的最大病害。诸如边坡滑动、崩塌、泥石流等。这些地貌病害的出现，常造成道路运营受阻，严重者甚至使线路被迫改移，或废弃重建。因此，对线路地貌灾害，无论是在道路投建之前、之中，或在道路建成后，都必须严格采取正确的防护措施，力求避免和减轻其危害，是道路建设中最重要的一环，因为它是路况保障的要害所在。

### （三）地貌与海岸工程

海岸工程包括港口建设和为改善航运或防止海岸侵蚀而设计建造的丁坝、防波堤、导流堤工程等。其中，港口建设是最重要的海岸工程。

港口建设包括陆域的仓库、堆场、房屋、道路设施及码头；水域的港池、锚地和航道。影响港口建设的因素很多，如水文气象条件（潮汐、潮流、风和波浪等）、陆域面积、工程地质等状况，以及货物转运条件等。港口是水陆或水上运输的转运点，因此，水域的水深和船舶泊稳条件成为港口建设最重要的因素。而水深和泊稳条件，则与海岸地貌特征和港湾类型有密切的关系（表 9 - 5）。

### 三、地貌与城市建设

城市是人口高度密集的区域，也是一定区域的社会经济发展中心。城市

的建设和发展受到多种因素的制约，而地貌则是重要因素之一。它对城市的影响是多方面的，无论新建城市或旧城市的发展扩建，在城市的选址、城区土地利用的选择、城市区域内各种管道设置、公共场地（包括公园绿地等）和城市的整体布局以及城建整体经济核算等，这些都在不同程度上受到地貌状况的影响。

城市作为人为的地貌作用形成的巨大建筑群体，坐落在自然的下垫面上，它在形成和发展过程中无疑要受到作为下垫面的地表形态的影响和制约，因此，城市分布的地貌部位和地貌类型、地形的坡度等对城市的形态、空间结构及经济发展等产生着巨大的影响。

#### （一）城市分布的有利地貌部位和类型

城市在形成与发展过程中，地形位置的选择对城市的形态特征和城市的发展前途有重要的影响。有利于城市的形成与发展的地貌部位和类型可以有以下几种：河流的汇合处；平原或盆地底部；两大地貌区的分界处；河谷阶地；海滨和岛屿。

#### （二）地形坡度对城市发展的制约

从城市的形成与发展来看，平缓地形是最有利于城市发展的外部条件之一；从城市内部的空间结构来看，平缓地形也是最为有利的因素；从城市的整体建设角度来考虑，平缓地形对城建也极为有利，丘陵地区较困难，山地区的城建则需要更大的经济投资和工程措施，同时城市发展往往也受到限制。当然，所谓平缓地形也不能过于平坦低荡，否则也会变成为不利因素，因为当地面坡度小于 0.3% 时，往往不利于地表水的排泄，甚至会造成地表水的不良滞聚。

表 9-5 华南港湾类型与建港条件

类型	次级类型		实 例	建港条件特征	
河口港	潮流作用为主		珠江干流—虎门—伶仃洋东槽、银洲湖—崖门水道、海口新港	船只泊稳条件好，岸线长，与内河转运条件好，拦门沙对航道有一定影响	
	河流作用为主		横门港(中山港)、磨刀门、蕉门	船只泊稳条件好，岸线长，与内河转运条件好，拦门沙浅，使航道开发维护困难	
	波浪作用为主		北津港、沙上港、博鳌港、昌化港	泊稳条件好，拦门沙航道浅且不稳定，航道开发与维护难度较大	
溺谷港	山地丘陵溺谷港	箱形湾	隐蔽的	大鹏湾大埔海、大亚湾哑铃湾、澳头港	泊稳条件与水深条件好，无回淤问题或问题不大
			半隐蔽的	大亚湾、大鹏湾	水深条件好，建较小泊位时泊稳条件需考虑防波措施，具有建超深水港条件
			开敞的	牙笼湾	水深条件好，需考虑泊稳条件
溺谷港	潮汐通道港湾	稳定的	海陵山湾、榆林港	水深与泊稳条件好，航道开挖量与维护量不大	
		不稳定的	镇海湾	泊稳条件好，拦门沙或浅滩淤积强度大，疏浚与回淤量大	
海峡港	台地溺谷港湾		洋浦港—新英湾、流沙湾、湛江港	泊稳、水深条件较好，建深水港需疏浚拦门沙，但开发量与维护量不大	
			香港、琼州海峡	水深条件好，稳定性也好，无回淤问题或问题不大	
岬湾港			海口港、八所港、广澳港、马宫港、乌场港	需要建防波堤掩护，有一定的航道疏浚与维护量	
沙坝潟湖港	潮流作用为主		水东港、博贺港	拦门沙航道开发与维护是港口开发的关键	
	波浪作用为主		新村港、港北港、鸡打港	拦门水道浅与不稳定，回淤量大	
珊瑚礁港	岸 礁		潭门港	可利用珊瑚礁掩护，有些航道需疏浚清理，无回淤问题	
	环 礁		永兴港		
开敞港			北海新港	泊稳条件能满足港口营运需要，水深条件好或较好	

在城市建设中，不同的建筑物对地形坡度有不同的要求，而不同的地形坡度可以适应不同的建设活动，从而形成不同的土地利用空间结构。从表 9 - 6 大致可以了解有关不同地形坡度对城市建设活动和土地利用情况的影响。

一般来说，超过一定坡度的地形，在城市中往往被视为适宜于建设或不太适宜于建设的用地。所以坡度较大和切割较破碎的地段（块），在城市建设中被视为复杂地形。在坡度较大为复杂地形的地段，首先要考虑的是建设费用比平缓地段高，城市规划中的各种内部空间结构处理也较复杂。在城市建设中对所谓复杂地形的确定，主要是根据构成复杂地形本身的坡度大小，各种用地之间的相对高度和分割状况。例如，在进行城市规划时依据用地的地形高差和干道网的平均坡度，并把这两项指标值具体地结合起来，就可将地形的复杂程度划分为下列三个等级：

表 9-6 不同地形坡度对城市建设的影响

地形坡度	土地使用	建筑形态	活动类型	道路设施	车速(千米/小时)		水土保持
					一般汽车	货车公共汽车	
5°以下	适宜于各种土地利用	适宜于各种建筑形态，但需注意排水	适宜于各种大型活动	适宜于各种道路	60 ~ 70 以上	50 ~ 70	不需要
5° ~ 10°	只适宜于住宅小规模建设	适宜于各种建筑和高级住宅，建筑群受一定限制	只适宜于非正式活动	适宜于建设主要和次要道路	25 ~ 60	25 ~ 50	不需要
10° ~ 15°	不适宜大规模建设	适宜高级住宅建筑区内需要阶梯	只适宜自由活动或山地活动	小段坡道车道不宜与等高线垂直	不适宜	不需要	
15° ~ 45°	不适宜大规模建设	只适宜梯式住宅和高级住宅，建筑布置及设计受较大限制	不适宜活动	不适宜	不适宜	应有植被或草被保护	
45°以上	不适宜大规模建设	不适宜建筑	不适宜活动	不适宜	不适宜	水土保持困难	

不太复杂的地形：起伏较小的丘陵地（平均坡度小于 5%，其高差为 20 ~ 100 米），主要对城市功能分区划分和某些街道与道路定线的选择具有影响。

较为复杂的地形：起伏较大的丘陵地（平均坡度大于 5%，其高差小于 200 米），除影响城市结构划分外，对交通线路和人行交通系统以及公共中心体系具有影响。

十分复杂的地形：山地区（平均坡度大于 5%，其高度超过 200 米），

对城市形态及内部结构的形成具有决定性的作用，包括城市用地发展方向的选择及其功能分区的划分。这种十分复杂的地形，由于高差和坡度均较大，对城市建设的影响是重大的，经常要造成城市市区的分割。

在复杂地形的地区，进行城市建设规划或城市进行扩建时，对地形进行分析并编制地形要素与形态简化图是很有实用意义的。

## 第十章 地貌发育的理论问题

### 第一节 地貌发育的重要理论

关于地貌的演化，不同学派有不同模式，有些学者认为地貌演化是在一定的演化序列中进行，按地貌组合变化可分为不同阶段。另一些学者则认为整个陆地表面是自我调整的，这种自然调整与发生在斜坡上及河道中的过程相适应，也与自然界一般规律相适应，当一个因素改变，其他因素通过自我调整，这样尽管地表发生了物质、能量的变化，但总的地貌形态及坡度则不改变。这两种看法就形成了地貌发育的两种模式，第一类是序列演化方式的地貌组合变化，以戴维斯(W.M.Davis)、彭克(W.Penck)和金(L.C.King)为代表；与之对立的另一类是动力平衡或稳定平衡理论，以哈克(J.T.Hack)为代表。

此外，与地貌发育有关的理论还有马尔科夫(K.K.Mapko)提出的地貌水准面学说；斯特拉勒(A.N.Strahler)、乔利(R.J.Chorley)等建立的地貌系统论；舒姆(S.A.Schumm)和利奇特(R.W.Lichty)提出的地貌发育的三个时间尺度理论，这个理论包容了地貌演化及动力平衡理论两者；舒姆又提出了流域系统中的地貌阈及复杂反应理论；等等。以上这些理论的主要部分在本节中分别加以简介。

#### 一、侵蚀循环学说

这是戴维斯于1899年据其对北美的河流地貌观察，在环境条件上作了一些简化，建立起第一个系统性地貌随时间而演化的模式。该模式的假定前提是：位于潮湿温带；岩性均一；起始地形是平原；地壳仅是在开始时有一次急速上升，其后进入长期的稳定。他按生命顺序，把整个过程分为幼年、壮年、老年三个时期，各期地貌有明显的差异(图10-1)。幼年期是河流迅速深切地面，形成峡谷，并扩展其河谷系统；地面遭受切割，但仍保持着不少上升前原始平坦地面，造成山地峡谷、山顶和缓地面并存的地貌。壮年期是原始上升的高地面被全部蚀去，峡谷因河流侧蚀作用加强，使谷坡逐渐扩展而变成缓坡宽谷；主河(干流)的纵剖面开始达到平衡剖面。这时地貌上表现为丘陵宽谷。老年期则丘陵进一步削蚀降低，河流的干流和大部分支流都达到了平衡剖面，下蚀作用已很微弱，代之以侧蚀和堆积为主，形成宽广的冲积平原(河漫滩、泛滥平原)，整个地面微缓起伏，只有个别硬岩地段，因抗蚀性强而保留下来，成为低矮孤立的残丘(称蚀余山)。

戴维斯的侵蚀循环的最终地貌是高差小、坡度缓、高程接近海面的呈波状起伏的地面，称为“准平原”，标志着一次有顺序的演变行将结束。随后，若有另一次地壳急速上升发生，则地貌将按上述顺序作又一次的演化，故名之为循环，并把这个突变称为“地貌回春”。随着讨论的深入，他补充了名之为“循环中断”的概念，指的是：在循环尚未结束时，地壳出现了上升，开始了新一次循环，使原本的循环不能继续下去。在这个以河流作用为中心的循环发育模式建立后，戴维斯按营力的不同，发展出包括冰川、海岸、岩溶和风力在内的多个侵蚀循环模式。

戴氏的侵蚀循环论(原称“地理循环”)，从一开始提出就面对不少批评。在动力学派出现(本世纪60年代)以前，主要的批评分别来自小彭克

(1924)和金(1953)。其实,他们的模式只是对循环论作补充(图10-2)。小彭克的批评要点在于地壳运动的假定,他认为开始地壳是缓慢上升,后来才逐渐加速至最大值,然后变为长期稳定。他强调剥蚀速率与上升速率的对比决定地面的形状,因此,在开始时当这两个速率相近,就会形成“初始准平原”,它与加速上升转入长期稳定后所成的“终极准平原”不同。他还推论连续上升山地会形成阶状的前缘坡。金氏的批评集中在准平原的发育方式上,他认为是按斜坡侧向后退的方式进行,而不是下蚀变低变缓,其结果是形成“山足剥蚀平原”。

应该指出,戴维斯的侵蚀循环是假定构造运动(上升之后)和气候条件不变的情况下进行的;而这一过程又是周而复始的、封闭的、循序进行的循环。实际上,构造运动、气候条件都随着时间而变化,地貌的发展是旋回性的,每一旋回都有所不同,不可能是简单的重复。此外,戴维斯的侵蚀循环的模式又过于简化,不能解释地貌在短期内的变化。在某一个具体时段地貌发展过程会发生不断偏离长期发展趋势的情况,不能认为一个侵蚀循环,地面始终因河流的下切而降低,坡面始终因剥蚀而逐渐夷平,河流同样有淤积加高的时候,高地同样有因地壳均衡补偿而上升的时候。

尽管如此,毕竟戴维斯的“侵蚀循环”说是地貌学中第一个系统阐述地貌演化的古典理论,一度对地貌学的影响很大。

## 二、山坡发育理论

W.彭克在《地形分析》(1924)一书中,提出了山前阶梯状地形及坡面发育的原理。他认为山前梯坡形态是构造运动与剥蚀作用两个变量的函数。彭克把坡面发育的原始地面,即一个上升前长期受剥蚀所形成的起伏微缓的准平原称为初始准平原,并用上升发展阶段、均匀发展阶段和下降发展阶段来区分地貌发育的阶段,以反映某时间内构造运动的不同形式,指出谷坡形态(凸坡、凹坡、直坡)可以反映地壳上升和剥蚀作用之间的对比关系。山地梯坡经过长期发展演变后,最终将出现一个由孤立的岛山、残丘、基坡、谷底平原组成的起伏极小的准平原,称终极准平原。终极准平原形成后可以又经历非常缓慢的上升而又变回到初始准平原,从而开始一个新的形态系列。初始准平原和终极准平原都具有平坦的特点,而其区别是前者的谷坡为凸形,后者的谷坡为凹形。

W.彭克认为,山坡形态取决于构造运动和剥蚀作用之间的对比关系。在地壳加速上升,河流下切强烈的山坡(上升量 $>$ 剥蚀量),它的形态呈上凸形;而上升变缓慢,下切作用减弱时(上升量 $=$ 剥蚀量),山坡形态为直线形;当地壳不再上升,处于停顿稳定阶段(上升量 $<$ 剥蚀量),山坡形态则变为下凹形。坡面发育的主要方式是斜坡的平行后退。在山地上升运动减弱,河流下切趋于停顿之后,侧蚀作用相应显得突出。山坡的上部陡坡段因受重力影响后退,并始终作等坡平行后退,呈直线坡形,但坡段愈变愈短,彭克将这一系列平行后退的坡面称之为重力坡。山坡的下部(坡麓)随着山坡的平行后退,面积逐渐扩大,形成十分平缓的基坡,两坡之间有一坡折,重力坡和基坡连起来整个山坡则呈凹形(图10-3)。如此长期发展,在山前形成极平缓的基岩坡面,称山足剥蚀面。

彭克提出的山前梯坡形态分析原理,是构造—剥蚀相关理论的一个代

表，它把在时间进程中内外力的数量关系，和自然界最广泛的山坡形态联系起来考虑，重视了内外力的相互作用，是该理论的可取之处。但是，该理论没有考虑气候、岩性等对山坡形态的影响。例如，有人对美国境内山坡的统计分析表明，在干旱区山坡短，上部呈凸形，下部呈凹形；向潮湿区过渡，山坡加长，且成近直线形（T.J.Toy, 1977）。可见不能简单根据山坡形态来推断地壳运动。

### 三、山麓夷平循环理论

山麓夷平循环理论又称外成侵蚀循环说。“外成”简单地表示“在表面”或近地面的。该理论是1948年南非地貌学家金（L.C.King）根据他在干旱、半干旱及热带草原气候下的非洲一些地区的研究，提出的一个与戴维斯不同的侵蚀循环理论，以说明有孤山（岛山）散布的广大侵蚀平原的成因。金把那里的地貌景观分为两种基本单元：第一种是在谷底的、与现代河道或者古河道相邻的平缓凹坡，其坡度在 $1^{\circ} \sim 7^{\circ}$ 间，凹坡有着岩石的基底，发现的证据指出：这种平缓的凹坡随着时间的进展逐渐消耗与其相邻的高地面扩大自己的面积，它与相邻的高地之间有一尖锐的坡析，形成这种山麓平原（麓原，pediment）的过程统称“麓原作用”（Pedimentation）。第二种单元是围绕着大部分高地的陡坡，其形成与单面山或断层无关，而是侵蚀形成的。其坡度变化于 $15^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 之间，当它被侵蚀而后退时，其坡度并不减小，故金称之为“陡崖后退”或“蚀退”作用。陡崖后退和麓原作用都是山麓夷平循环的一部分，金把它分为几个阶段（图10-4）。

（1）青年期：山麓夷平循环开始于原先就形成的联合麓原（pediplain）的上升，而非更为复杂的构造上升，原有的河流（永久河或暂时河）向着新的侵蚀基准迅速下切；后来，下切作用减弱了，在谷底形成小的麓原，因陡崖后退造成麓原扩大，但原来山麓平原的残留物在所有的山顶都有保留，这是青年期的标志。在青年期的晚期，许多河间地变成岛山，许多岛山又变成浑圆的穹丘及孤丘。

（2）壮年期：岛山的数目更为减少，因其逐渐被蚀为孤丘并最后消失掉，于是相邻谷中的麓原联合起来。然而即使在壮年期晚期，少数残留岛山也可达300米（较周围低地），而其顶部也常残留早期麓原的小块痕迹。可见，在青年期时由于河流下切，地势曾经增大，在壮年期时或者地势减小或局部保留地势不变。

（3）老年期：残留山非常稀少，到处地势减小。整个景观被平缓的麓原统治着。联合麓原（pediplain）就是循环的最终形态。

麓原的扩展和联合过程称之为麓原化，其所造成的地形称之为山麓侵蚀面平原或联合麓原。从对形成过程的描述中可见，所有的麓原和山麓侵蚀面平原都具有穿时性（即这些地面并非都是同一年代所形成者）。山麓侵蚀面平原的主要特征是凹坡剖面，而其上发育的侵蚀残余丘则具有陡峭的周边坡。

金认为他的理论是除了冰川条件外的普遍的地貌发育模式。金的另外的重要概念还有：山麓夷平循环初始条件为海面的降低。金根据地貌发育的时间先后，在南非划分出几个这种麓原面（多循环地形）：冈瓦纳面，形成于中生代（大陆分裂漂移之前）；非洲面，形成于早第三纪（大陆分裂漂

移之后)； 后非洲面，形成于晚第三纪至第四纪； 刚果面，形成于第四纪。

#### 四、地貌水准面学说

该学说是前苏联地貌学家马尔科夫于 1948 年在所著《地貌学基本问题》一书中提出来的。

现在，大部分地貌学家和地质学家都认为，外力过程的地貌作用可以认为在数量上是和内力过程的地貌作用相当的。外力的作用基本上在于夷平地形，力求降低由内力所形成的高地和填平由内力所形成的凹地。结果外力创造了一定的水准面，或者说地貌水准面。

马尔科夫认为，有多少种特殊表现出来的外力过程，也就有多少种地貌水准面。在每一个地貌水准面的范围内，相应地貌过程是主导性的地貌过程。他在地貌水准面中，分出四个基本的水准面：海蚀—堆积水准面；剥蚀水准面，或侵蚀准平原水准面；雪线水准面；山顶面水准面。

海蚀—堆积水准面：它大致相当于海蚀平原。根据水下斜坡动力均衡剖面的形成过程出发，很显然，在任意情况下，海浪和击浪的作用将形成平坦的地面，它具有朝向海洋的缓和倾斜。这种地面将会逐渐地扩大，一般的情况下是向陆地推进，结果形成微微倾斜的水下平原，它的剖面大致接近于水下斜坡的均衡剖面。马尔科夫建议把水下斜坡均衡剖面称之为海蚀—堆积水准面或海蚀准平原。

曾科维奇(B. e o )计算出，在海平面稳定的条件下，水下平原最大的可能宽度是 300 千米。但是，如果海平面上升的话，它就能够赋予海浪以补充性的冲量去扩展水下平原。因此，要使海蚀—堆积水准面占据较大空间，就必须同时具有下列两个因素：海蚀—堆积过程和地壳升降运动。海蚀作用和海积作用仅仅在海侵的条件下，才能形成宽广的微波状起伏的倾斜平原。

剥蚀水准面：河流的侵蚀和堆积作用，归根结底引起地形的普遍夷平。高地在流水侵蚀作用下逐渐降低，河流往往具有愈来愈平缓的纵剖面。地面愈接近于平面，这种剖面也愈平缓。由此可见，河流纵剖面可以提供关于该地地形的概念。马尔科夫认为，当河流达到了均衡剖面时，那么这个地区就将处于侵蚀—堆积过程的最终阶段，也就是达到侵蚀—堆积水准面或者剥蚀水准面。侵蚀—堆积水准面，根据马尔科夫的理解，是准平原的同义词。

雪线水准面：雪线是一个面，在这个面上，降雪的和融化的雪的量是平衡的。雪线下界在地球上具有不同的高度，这决定于地区的纬度和海陆位置(近海或于内陆)。雪线决定着一定的地貌的形成过程，如冰冻风化、土流、冰川等的分布。处于冰冻作用的高峰易于蚀低，因冰冻碎屑易于形成且易于被移去，使风化作用更新，故可形成齐一峰顶线。

山顶面水准面：这一概念是阿·彭克(A. Penck)提出来的。他认为，山上升愈快，山顶破坏得就愈快；因此，连接地球上各山的顶点可以得出一个上部剥蚀面(后改用山顶面)，在此面上地壳运动造成的上升与剥蚀作用造成的山体降低相平衡，任何山顶不可能高出它。上部剥蚀水准面的位置，按阿·彭克的意见，取决于下列因素：风化强度、岩石性质和上升速度。故每个地区高山都有一个极限高度，在此限度上的上升与风化剥蚀的降低以等速进行。

确定和分析这四种地貌水准面，将特别有助于对地壳最新运动情况的判

断。值得注意的是，对后两种水准面，一直存在较大的争论。至于对地貌水准面的最大的争论，主要集中于其控制及扩展的可能范围问题。

### 五、地貌系统论

世上任何事物都在某方面存在着某种程度的联系。所谓“系统”，指的是彼此有密切联系的一组事物。所谓“研究”，就是找出事物之间的联系。为了有效地研究某个或某种事物，而把与之密切有关的事物集中在一起作研究，从认识论上看，这就是系统论，从方法论上看，这就是系统研究法。一般地把系统论的观点与方法用于地貌研究，已有很长历史。如：各种地貌分类系统的建立。按分类系统而进行的部门地貌学研究。从多种因素出发，对某一地貌的成因、演变和发展作综合分析，以及地貌长期发育模式的建立。但在地貌学中亮旗明帜地引入系统论（斯特拉勒、乔利和肯尼迪等人），则是近 30 年的事，其所取得的主要认识是：

（1）一个地貌系统是这样的机构，在这机构里，一个以上的作用与一个以上的地形相互反应，这些作用和地形单独地或一同地行动，从而建造出这个地貌景观复合体。

（2）地貌是一个庞大、复杂、多分支、多等级系统。在全球范围内，每一个地貌形态都是一个较大形态的组成部分；每一个系统都是一个较大系统的组成部分。如今，在地貌系统中，至少已确立出三类主要的系统：形态系统、能量—物质流系统和作用—反应系统。

（3）绝大多数的地貌系统属开放性系统，其内部具有自我调节作用，以力求达到动力均衡状态。

（4）若要全面、正确地认识某个地貌形态，必须把它看成是某个较之为大的地貌系统的组成部分，而且，这个系统是在朝着动力平衡状态发展。

（5）地貌形态的规模等级不同，其发育的时间尺度、主导作用营力、理论依据和研究方法都随之而不同。

（6）地貌的变化没有固定的方向和顺序，一切都取决于当时和当地的具体条件。

（7）对地貌的研究，只宜采用方法上的均变观点，不能采用作用、速率和状态上的均变观点。

（8）地貌变化过程的总特征，是渐变中有突变，均变中有灾变。当内部渐变的积累超过系统的临界值（阈值）时，就转化为突变；当外部较大系统出现突变时，在较小系统里就表现为灾变。较小突变常可被自我调节所吸收，而大的灾变则把系统推到朝新均衡状态发展的过程。

地貌系统论的引入，导致了地貌学动力学派的形成，为地貌发育建立许多系统模式、动力模式和参数定量计算公式，使地貌研究成果能达到直接用于工程建设和解决环境保护与治理问题。

### 六、地貌的动力平衡概念

50 年代以来，由斯特拉勒（1952）、哈克（1960）和乔利（1962）等人提出一种用来解释地貌发育的理论。认为只要剥蚀过程的控制因素不变，地形经过自我调整过程，就不会随时间而变化，即不发生地貌演化，这种地貌将是“独立于时间外的”。换言之，地貌并不像戴维斯认为随时间迁移而出现幼、壮、老等不同阶段。

地貌非演化的论点来源于地貌发育的全新理论，即“动力平衡”概念。哈克等人的动力平衡理论认为，一个地区的所有各个地形几何要素（如起伏、

坡长、平均坡度和最大坡度、沟床坡度等），存在着内在的紧密联系，在适宜的条件下，所有主要要素如谷底、谷坡和分水岭都以同一速度被夷低。出现这样的现象需要微妙的动力平衡。以坡地发育为例，就要求坡地被剥蚀的强度恰巧等于将所有碎屑物被运走的速度。显然，能否出现动力平衡取决于一系列控制因素，如岩性、节理、倾角、渗透性、气候、植被、上升量等；这些因素并非恒定不变，因此动力平衡随时间在变化着。但是，也会在某些时段内，这些因素不发生变化，那么地貌外形就并不随时间而变化。而且，即使这些因素变化，地貌也不一定循同一方向演化，以致出现像戴维斯所说准平原那样的特定形式的地貌。

图 10 - 5 所示动力平衡的更迭。一个地区上、下为坚硬砂岩，中夹松软的页岩，在各种动力条件综合作用中，岩性是变动的因素。如其他动力因素不变，在上层砂岩发育平顶山地、V 形谷地貌（图 10 - 5A），下蚀至页岩层中，发育圆匠浅谷地貌（图 10 - 5B），再蚀至砂岩层时，又出现平顶山地、V 形谷地貌（图 10 - 5C）。从图示可知，这个地区因岩性变化出现两种不同动力平衡状态而调整了地貌形态。另外，如在均一岩性地区因气候、河流作用的变化，动力平衡出现新的情况，地貌也相随发生变化。事实上各个因素的变化可以更为复杂，但在理论上说，地貌也相应分别发生复杂的调整过程。同时，也须注意，变化着的因素之间会发生相互抵消作用，甚至使地貌总的外形不发生明显变化。

但是，在上述图示中，如果当地貌发育至刻蚀页岩区时，整区地面接近侵蚀基准面，则地面会较快地发育成准平原。

总之，在深入研究地貌的发育模式与过程中，动力平衡概念的提出，对拓宽我们对地貌演化分析的思路有益。

## 第二节 地貌系统的基本特性

### 一、封闭系统与开放系统

进行系统分析时，首先要确定：研究的中心对象（主题）和系统的边界。例如，研究的主题是某流域的地貌，其系统的边界就是分水岭。然后是研究该系统的能量和物质的输入、流动与输出等情况，确定此系统属封闭性的或属开放性的。若能量和物质仅在系统的边界内流动，则该系统属封闭系统；若能量和物质是越过边界流动，既流入又流出，则该系统属开放系统。如：流域地貌系统属开放系统。因为降雨带着水、动能和势能进入流域地面，侵蚀土和岩石，搬运着泥沙沿河道流动，最后经河口离开流域，汇入海洋，显示了物质和能量越过系统的边界，流进流出。熔岩流出地表后，其温度梯度逐渐降低至零，其物质逐渐凝固，这个地貌系统可被视为封闭系统。

### 二、系统的等级性

系统按其主从、因果和主次等关系可分出一系列的等级。以流域地貌为例，按汇流关系可分出不同等级的支流系统。每一条河，从上游至下游可分出集水盆地、运送河道和河口堆积区三个分系统。集水盆地可分河谷和谷间地。河谷可分出谷坡和谷底。谷底又可分河漫滩和河槽。河槽又可分河岸、边滩、河床、心滩。河床可细分出浅滩、深槽、深潭。浅滩上有沙波，沙波由波脊、波面、波槽组成。这一系列的等级组成一个流域地貌大系统。要研究其中的每一个地貌形态，都必须联系与之有关的形态和系统作分析，此外还要联系有关的动力系统和作用—反应系统研究。

### 三、自变因素与他变因素

系统由多个因素构成。这些因素按其变化的主从关系，可分为自变和因变两大类。如：河流上游系统中，在影响地形的侵蚀方面，时间、初始的地形、地质和气候属自变因素，而取决于这些自变因素的植被和它们一起影响着径流和含沙量，属他变因素。此他变因素与前述自变因素共同影响水系地貌和坡地发育。与此同时，这些因素又突出地影响流域的物质—能量流系统。由此可见自变与他变关系的复杂性与相对性，对某种因素是他变的因素，在相对于另一因素时，可能成了自变的。

### 四、正反馈与负反馈

在同一系统内，任何一个被作用的因素对作用于它的因素都产生一种反作用，称为“反馈”。一些反馈能加强原作用，而另一些反馈会减弱原作用。对前者可称为“正反馈”，对后者称为“负反馈”。在地貌系统中，绝大部分的反馈属负反馈，故总的表现为削弱、抑制和使作用与被作用达到均势、平衡。如：地壳上升使河流坡降变陡，坡降变陡使河水流速加快，流速加快使河床下蚀速率加大，而下蚀速率加大会导致河流坡降变缓，从而使流速变小，下蚀速率降低，也就是说产生了负反馈。通过这种不断的负反馈，河流坡降会逐渐减低到一个稳定值，此时，河床既不被堆高又不被蚀低，亦即达到稳定状态——动力均衡状态。这种均衡是通过系统内部自动进行，显示了地貌系统具有自我调节功能，只要环境条件稳定保持得足够长，就会出现不随时间而变化的稳态地形。

### 五、静稳定状态与动稳定状态

系统的总发展都是努力要达到不随时间而改变的稳定状态，差别的是：开放系统往动稳定状态发展，而封闭系统往静稳定状态发展。动稳定态指的

是：输入不变时，内部结构不变，输出亦不变；输入改变时，内部结构和输出均随之作相应的改变，其目的在于使系统达到新的稳定状态——自由能（可做功的能）最大，熵（不做功的能）最小，经调整后的内部结构和输出将达到新的稳定状态。静稳定态指的是：无输入，无输出，自由能最小，熵最大。

## 六、地貌形态的平衡与时间尺度

在地貌系统里，可观察到四种动力与地形的平衡：静态平衡、稳态平衡（静态均值平衡）、动态平衡（动态均值平衡）、衰减平衡。它们的出现与观察的时间尺度有关。由此可分出：静态平衡时间（暂时）、稳态平衡时间（短期）、动态平衡时间（长期）和循环时间（轮回期）四种时间尺度，它们分别与上述的四种平衡相对应（图 10-6）。

（1）地貌的静态平衡只是暂时（以  $10^{-3}$  年为单位）能见到的平衡，地貌的形状稳定，几乎不变。如：枯水期河水位稳定时，带着沙泥的河水不断流动，但在数小时内，会观测不出河床地形的变化。

（2）地貌的稳态平衡是短时期内（以月为单位）能见到的平衡。地貌形状数据虽围绕稳定的平均值作小波动，但在此时间段内基本稳定。如：一次洪水引起河床的蚀底，但在随后平、枯水期中，经堆积而复原。

（3）地貌的动态平衡是在长时期（按百年、千年计）才会显示出的平衡。其地貌数据的短期平均值逐渐降低。如：成千上万次的洪水侵蚀和枯水堆积，河床坡降逐渐变缓，处于动力均衡的状态。

（4）地貌的衰减平衡是经十分漫长的时期（百万、千万年计）才会显现的平衡。整个地面不断削低、变缓，其演化是以达到衰减平衡和夷平地面为目的。如：河床接近于侵蚀基准面，其坡度变得很小，以至侵蚀变为最小。

动力学派的地貌发育模式是与前三种时间尺度和平衡相适应，而循环学派的模式则适合于轮回期和衰减平衡，即漫长时期的，甚至是地质时期的地貌发育。

## 七、地貌生成的能源系统与作用系统

从图 10—7 可知：

（1）地貌作用有三种总能源：太阳的辐射能，地球冷却和放射性蜕变的热能，太阳系引力的转动能。

（2）太阳辐射能通过大气循环和水循环把能量带到地表，转化为流水、冰川、风力、风化、洋流和波浪等外力作用。地球热能经地热流及应力表现为地壳运动、地震、岩浆侵入和火山喷发等内力作用。太阳系转动能经海潮，加入于洋流与波浪作用，经固体潮，加入于地热作用，即既参与外力作用又参与内力作用。从总能量值看，虽然地壳运动的能量值尚未能确定，但至少可以认为外力作用与内力作用同等重要。

（3）气候条件（主要是气温和降水）强烈控制流水、风化、风力和冰川等作用，气候的地带性和地区性在地貌发育上会有明显的表现。

（4）从总体上看，内力作用是加大地球表面的起伏，而外力作用则是减少地表的起伏，所以，地貌是内力与外力相互作用的产物。值得注意的是，内力作用会影响外力作用。如：断裂和地层褶皱控制水系的发育。山脉的上升会引起气候条件的变化，导致外力作用的改变。在某一地方，外力剥蚀使

地壳减薄或外力堆积使地壳加厚，都会破坏该处地壳的重力平衡，引起地壳的升降运动。由此可见，内、外力作用之间还存在着一定的转化关系。

#### 八、地貌形态的敏感性与复元性

在地貌系统中，能量—物质流输入的变化，会引起系统内地貌形态的变化和能量—物质流输出的变化。由于反馈与内部调整作用，使得输入与地貌在变化过程曲线的形状特征上有所不同。其中一个明显差异在于，地貌变化的峰（或谷）值出现时间滞后于输入。滞后时间（“松弛时间”）的长短显示了地貌形态敏感性的强弱，并可用敏感系数表示（图 10 - 8）。

对输入的一个突变，地貌形态需要有一定的时间才能复元，这个复元时间的长短显示了地貌形态复元性的好坏，并可用复元率数表示（图 10—9）。

## 第十一章 区域地貌调查与制图

### 第一节 地貌野外调查

地貌野外调查是地貌研究的重要方法之一，调查目的主要有三种：

(1) 为生产及工程建设：地貌学研究的最终目的是为解决生产建设上的实际问题，如农业上的土地利用规划，城建规划，公路及铁路的选线，水库、机场及港口选址，水土流失的整治，泥石流和滑坡的预防与治理等都要作出地貌调查及评估。

(2) 为地貌学的理论研究：地貌理论是从实践中总结出来的，如过去提出的地理发育循环论、山前平原发育论、流水侵蚀水准面论和流水地貌发育阶段论等，都是地貌学家通过长期地貌调查之后总结出来的。

(3) 为编制地貌图件：地貌图编制是一项非常复杂而细致的工作，它要通过多种环节和手段才能得到，其中野外调查和填图是制图过程中的一个重要环节，有时只有通过调查才能取得最基本和最可靠的素材。

野外调查的基本要求是：

- (1) 确定调查区内的地貌类型及其特征、分布、面积和界线。
- (2) 确定地貌的成因，尤其是地质构造、新构造运动以及气候、水文、植被、土壤等对地貌发育的影响。
- (3) 确定地貌发育过程与演变。
- (4) 测定地貌发育年龄，主要是自第三纪以来的相对年龄与绝对年龄。
- (5) 提出对不同的地貌类型的利用评价和改造意见。

#### 一、地貌调查程序

地貌调查可分为三个阶段：准备阶段、野外调查阶段和总结阶段。

##### (一) 准备阶段

##### 1. 确定调查任务。

每次地貌调查都有专门任务，为解决某种项目或某个地区地貌而进行，因任务不同，所调查的内容、方法和手段也不同。

##### 2. 收集资料。

全面收集前人有关调查区的地貌、地质和自然地理等方面资料，并加以研究整理，提出与本次调查有关问题，以便在调查中解决。此外，还要收集卫片和航片，加以解译，以便对调查区的地貌得到初步了解。选择调查区的地形图底图也是一项重要工作，因为它是地貌调查的主要依据之一，选用地形图底图时应当用较大的比例尺，便于较准确地定位和进行野外填图。选定地形图之后，同样要先作判读工作。

##### 3. 制定调查计划，具体内容有：

- (1) 提出调查的目的要求。
- (2) 介绍调查区的地理概况，包括区位、自然地理、地质构造、自然灾害及交通等。
- (3) 提出调查方法和技术要求、器材装备、工作量、工作人员的配备、经费及时间安排。

##### 4. 提出预期成果。

##### (二) 野外调查阶段

主要进行路线和点的观测，详细记录观测内容，填绘和测量地貌图和剖

面图，采集样品等，具体做法是：

1.踏勘。调查开始时，应先对调查区作全面概括的了解。为此，先选择多条方向不同路线作初步勘察。踏勘路线要尽量穿越地貌类型多的、横切河谷和山地走向的、剖面露头好的地区。最后确定主要调查路线，以便详测。

2.路线详测：这是调查中的最重要环节，做法是在路线上选择有代表性的观察点仔细观察，进行记录、填图、测量剖面图、采样、照相及素描等。调查路线可能有多条，每条路线的观察点有多个，当完成了所有观察点的观察时，也就是完成了总的调查任务。

3.阶段性资料整理：目的是及时清理记录内容，校正错误，并对资料作初步归纳分析，以便发现问题，及时深入或补漏，纠正填图上的错漏；对采集的样品应按测试要求，进行分类整理，有的可作初步鉴定。

### （三）整理阶段

1.资料的整理：主要把野外记录进行复核校正、归纳和综合分析，写成调查报告。

2.样品处理：将野外采集的样品如岩矿、土样、化石、古土壤等，按分析要求进行鉴定和实验室分析测试，其结果应写入调查报告中，作为成果内容之一，此外对照片应进行挑选、剪接或放大，并注上摄影地点内容，附入调查报告中。

3.编绘图件：包括地貌类型图、剖面图和柱状图（有钻孔的观察点）等，应将这些野外草图与前人的图件对比，修改补充，最后确定其内容，并按制图标准清绘成图，作为调查的重要成果之一。

4.编写调查报告：调查报告是地貌调查的主要成果，内容应包括下列各点：

（1）前言：包括调查目的要求、调查区位置、面积、采用的调查方法与手段、调查日期、完成的调查项目和成果。

（2）调查区的地理概况：包括地势、气候、水文等自然地理概况及交通概况。

（3）区域地质概况：主要是影响地貌发育的地质构造、新构造运动及地质发展史概要。

（4）地貌分析：是调查报告的重点部分，内容包括地貌类型的划分及各类地貌特征、分布，地貌发育原因（与地质构造、新构造运动、岩性和第四纪沉积物、外力作用等关系），地貌发育过程，地貌发育年代等。

（5）结束语：指出调查区内地貌的最重要特征，发育规律或模式，地貌的利用与改造意见，存在问题等。

（6）附上有关图件和照片。

## 二、地貌调查内容

地貌调查的内容随任务不同而有所区别，但一般着重于地貌形态、地貌的组成物质、地貌成因、地貌过程、地貌类型之间的关系及地貌年龄等方面内容。

### （一）地貌形态的观测

地貌形态的观测主要是形态特征和形态计量两方面：

#### 1.形态特征的描述。

即定性分析，按地貌等级的不同，分三个层次描述。首先是大型地貌，如山地、高原、丘陵、台地、盆地和平原等的描述；然后是次级地貌，如谷

地、阶地、洪积扇、河漫滩等描述；再次是地貌要素的分析，所谓地貌要素，即组成某种地貌的最基本单元（棱、角、面），如阶地由阶地面及斜坡组成；山由山顶（棱）、山坡（面）和山麓三者组成。

## 2. 形态计量的描述。

即定量分析，如果要对形态特征作深入描述时，必须要作计量描述，如说“山高坡陡”，山高究竟是 1000 米抑或 8000 米，坡陡究竟是  $40^\circ$  抑或  $90^\circ$ ？都要作量的表示。因此有关地貌的面积、长度、高度、宽度、坡度、深度、密度等等，都要用数据说明。这些数据可用仪器测量或在地形图、航片等量测后获得。

### （二）地貌组成物质的分析

地貌组成物质对于解释地貌的成因有着重大意义，如阶地因组成物质的不同而划分出侵蚀、堆积和基座三种阶地。分析组成物质时，首先区别开是岩石抑或是第四纪松散沉积物。若是岩石，则应判断属哪种岩类，它的软硬程度、组成矿物、岩石的结构和构造等对地貌的影响。若是松散沉积物，则应确定它的成因类型，只有这样才能分析沉积地貌的成因。

### （三）地貌的成因分析

地貌的生成，除了组成物质影响外，还有构造、营力（内、外力）和时间（时间长短）等影响。构造和内力对地貌的影响主要是在中生代之后，特别是新构造运动影响为最重要，它主要表现为地壳升降、断裂、火山和地震活动等。外力作用主要是对等级较低的地貌。由于地貌形成的因素是多方面的，因此要善于运用综合观点与主导因素观点进行分析。如华南的冲沟和崩岗地貌的发育与风化壳的性质及其厚度，降雨量及降雨强度，植被覆盖度，人为作用及新构造上升活动等多方面有关，其中又以植被、风化壳、降雨及人为因素影响最大。

### （四）研究地貌之间的相互关系

地貌是在一定自然条件下形成的，但随着时间的推移而发生变化，因此地貌既有新生性，也有继承性，它们之间有一定的成因关系。如现代雪线以上出现的冰斗，往往与构造上升或气候变冷有关；山地中出现多级夷平面又与地壳多次上升有关。

### （五）现代地貌过程的观察

某些地貌在历史时期内发生迅速的变化，如崩塌、滑坡、沙丘移动、海岸侵蚀、泥石流、地陷、风化壳侵蚀（水土流失）等等；它们作用时间短，都可能造成地貌灾害，在地貌调查中都应详细观察，并进行仪器测量，其资料对于生产建设和防治工作均有重要意义。

### （六）地貌年龄的确定

地貌年龄包括绝对年龄和相对年龄二种，前者是指地貌形成的距今具体年龄，后者是指地貌形成的先后顺序，即属早或晚，老或新的相对关系。

相对年龄的确定方法主要有：

#### 1. 相关沉积法。

要确定调查区内侵蚀地貌的年龄，可利用相邻的沉积地貌内沉积物年龄去确定侵蚀地貌的年龄。这是因高地的侵蚀与低地的堆积有着对应的关系，而且时间一致，因此如果知道了沉积物的年龄，那么侵蚀地貌的年龄也可确定。

#### 2. 年界法。

要得知侵蚀面的年龄，首先要了解侵蚀面上堆积物的年龄，因为侵蚀面的年龄是在该面的岩层生成之后与覆盖在该面之上的堆积物年龄之间。

### 3. 位相法。

按地貌的发生规律，位置越高的地貌年龄越老，如河流第三级阶地比第二级老，第一级阶地又比第二级新。

### 4. 地貌对比法。

它与地层对比法类似，相近的两种高度相同的地貌，生成时代可以相同，如石灰岩区的水平溶洞与邻近河流阶地对比。

### 5. 岩相过渡法。

同一成因的堆积物类型，其岩相可能有差别，但时代应该相同，如同一时期的洪积物，由扇顶至扇缘，由粗变细，逐渐过渡，如果知道当中一段的年龄，则它段年龄亦可断定，整个洪积扇的年龄也因而得知。

两种相邻的沉积地貌，如潟湖与拦湾坝，虽沉积相和地貌形态不同，但沉积时代应大致相同，因两种地貌沉积物的接触关系是犬牙交错的。

绝对年龄的测定法：绝对年龄则需在野外采集有关沉积物的样品，再通过实验室分析才能得出，常用的测定方法有 $^{14}\text{C}$ 法、钾—氩法、铀系法、裂变径迹法和热释光法等（表 11-1）。

## 三、地貌调查方法

### （一）调查路线和点的选择

#### 1. 调查路线的选择。

地貌调查路线的选择关系到调查质量的好坏，好的路线既节省人力、财力和时间，又能提高效率，取得好的效果。调查路线的多寡视调查面积大小及要求详简而定。调查路线的选择原则一般有两个：

（1）路线应穿越调查区的各种地貌类型，以便对每种类型获得详细的了解。

（2）通过的路线能揭露地貌发育与地质相关的问题，为此调查路线有两条：路线垂直于山地走向：山地走向一般与地质构造或岩层走向一致，垂直于地质走向就能在短距离内测察到各种构造形态或岩性的变化，以及它们对地貌的影响。这种路线最为重要，它通常沿顺向谷，再顺向谷或逆向谷进行。路线平行于山地走向：这种路线是横穿顺向谷或逆向谷等进行，它对于了解山前地区的地貌如河谷、沟谷、洪积扇的发育及新构造运动对地貌的影响等具有较大的作用。

#### 2. 观测点的选择。

观测点是设立在调查路线上，它是地貌调查的最基本点，完成了各个点的观测也就达到了路线调查的目的。点的选择原则是：

表 11-1 第四纪绝对年龄测定简表

测定年代的方法		同位素	半衰期(年)	测量范围(年)	主要测定对象
放射性碳		$^{14}\text{C}$	5730	<70000	树木、泥炭、贝壳、骨头、碳酸盐
钾-氩		$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	$1.31 \times 10^9$	2500	火成岩及其矿物(云母、长石)
铀系	镭-钍	$^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$	58000	$50 \times 10^3 \sim 1.2 \times 10^5$	海相红粘土、球状海泥、贝壳、骨头化石
	镭	$^{231}\text{Pa}$			
	钍	$^{230}\text{Th}$	32000	$5 \times 10^3 \sim 4 \times 10^5$	海相红粘土、球状海泥、贝壳、骨头化石
	钍-钍	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	75000	$5 \times 10^3 \sim 4 \times 10^5$	海相红粘土、球状海泥、贝壳、骨头化石
	镭-钍	$^{226}\text{Ra}$	$^{230}\text{Th}$	$5 \times 10^3 \sim 4 \times 10^5$	5 $\times 10^3 \sim 4 \times 10^5$
	铀-234	$^{234}\text{U}$	250000	$5 \times 10^4 \sim 1 \times 10^6$	珊瑚、碳酸盐、贝壳等、贝壳、珊瑚等
氦生长	$^4\text{He}$				贝壳、珊瑚等
放射性铬		$^{36}\text{Cr}$	300000	$5 \times 10^4 \sim 3.0 \times 10^6$	火成岩、变质岩矿物
放射性铍		$^{10}\text{Be}$	$2.5 \times 10^6$	$5 \times 10^5 \sim 8 \times 10^6$	红粘土
沉积核类	放射性硅	$^{32}\text{Si}$	500	2000	海、湖相淤泥等, 天然水
	放射性铅	$^{210}\text{Pb}$	21	100	海湖相淤泥等、天然水
	放射性铯	$^{137}\text{Cs}$	30	10	海湖相淤泥等、天然水
	放射性铁	$^{55}\text{Fe}$	2.7	10	海湖相淤泥等、天然水
热发光(TL)				$1 \times 10^2 \sim 2 \times 10^6$	石英、长石、碳酸盐、贝壳、粘土、古陶瓷等
裂变径迹(F.T.)				$1 \times 10^2 \sim 2 \times 10^4$	云母、锆石、黑曜岩、火山玻璃等
古地磁				$2 \times 10^4 \sim 1.5 \times 10^8$	未变质岩石新鲜标本

\*主要根据 W.S.布罗克尔, 1965。

\*\*主要根据 D.拉尔, 1971。

(1) 具有代表性及典型性的地貌类型点: 通过类型点的分析也就得知调查区内同类地貌的状况。对于侵蚀地貌点, 要注意选择岩性和构造明显的地点, 对于堆积地貌点, 要注意选择第四纪堆积物清晰, 颗粒结构和构造明显, 化石多和厚度大的地点。

(2) 地貌类型之间的转折点: 它对解释相邻两种地貌的差别具有重要意义, 为此要注意转折点的地质构造、岩性、堆积物或侵蚀作用的变化。

(3) 地貌特殊点: 该类地貌有异于相邻的地貌, 它是调查中的一种补充。

(4) 人类活动影响明显的地貌点, 某些地貌的发育受人类活动影响甚大, 如滑坡、崩塌、塌陷、水土流失等灾害性地貌点, 尤其要详加了解。

(二) 主要调查研究方法

1. 地质学分析方法。

地貌的发育受地质影响很大, 因此利用地质学的理论和方法去分析地貌, 无疑会对调查起着重大作用。

(1) 地质构造分析。老地质构造对地貌的影响主要在早期, 以后随着时间延长, 构造遭受严重破坏而对地貌的影响逐渐减弱甚至消失。现代地貌主要受新构造影响。新构造类型主要有断块构造和拱拗构造。

断块构造在地貌上有断块山、断陷盆地及谷地。断块山的特征主要表现在山前活动断裂带上，它常因断块急剧隆起而地形反差加大，山势挺拔而峻峭，在硬岩组成的活动断裂带上，常发育出一系列断层崖和断层三角面，在断层面上常有错动的证据，如擦痕、硅化岩等。在软岩的断裂带上，虽然断层崖不发育，但断层破碎带上的断层角砾、糜棱岩等明显。断块山前常发育有多级洪积扇、断陷谷、断陷盆地等负地貌。

断陷盆地有大有小，要分析断陷盆地的活动强度可从沉积岩相的类型、厚度和韵律等方面入手。沉积相有五种：快速下陷与快速沉积，沉积物中富含不稳定矿物，颗粒分选性差。快速下陷和缓慢沉积，即下陷速度大于沉积速度，从而造成深水沉积。缓慢下陷与缓慢沉积，沉积物长期处于水动力的作用，反复移动，造成不稳定矿物和有机质减少，交错层理发育，多沉积小间断，颗粒分选良好。下陷小于沉积，沉积物高出水面并遭受侵蚀，形成地层不整合或假整合接触。孤立构造盆地的沉积，蒸发量大于集水量，形成盐类沉积物，如石膏、岩盐等。从沉积相可推断断陷活动的强度。

沉积物厚度可作为分析断陷幅度的指标，其方法是进行沉积厚度对比，即找出不同地点的沉积层厚度，并作出等厚度图，这样就可了解盆地内各部分的活动程度。如果把各地点相同时代的沉积厚度作比较，则更能了解同一时代盆地内各部分的活动状况。

断陷谷地是绝大多数与断块山相伴生，成为两个断块间的结合带。它的特征是谷地两侧常有多级阶地及出露第四纪沉积物，在沉积物中可找到断层形迹。根据阶地高度及沉积物厚度，可推算断陷谷升降差异活动的强度。

拱拗构造包括拱隆背斜、拗陷盆地和拗陷谷地三种类型，拱隆背斜在地貌上表现为夷平面和阶地的高度不一致。如鄂西高原为一拱隆背斜的地形，它存在二级夷平面，第一级称鄂西期夷平面，高 1500 米，生成于第三纪初；第二级称山原期夷平面，高 1000 米，形成于上新世末或第四纪初。山原期夷平面在三峡中部最高，约 1000 米，向西至重庆歌乐山降至 500~600 米，向东至宜昌以东荆州为 120~140 米，再东至沙市已倾伏于平原之下。同样通过鄂西至川东阶地的分析，亦可得出拱隆的结论，如宜昌至重庆的五级阶地高度，都是在中部最高，向东西二侧降低。

拗陷盆地是一宽缓的向斜式构造，它常与拱隆构造相连，成为在统一应力场作用下的负向构造单元，有时也伴有断层，但非沉陷的主导因素。如鄂西拱隆背斜以东的江汉平原为一拗陷盆地，拗陷盆地中心在潜江至通海口一带，其沉积厚度在 270 米以上。由此向东往西变薄。

另外，新构造运动上升区会使河道发生改向、倒流、分叉、袭夺，河流作横向迁移，上升一侧支流数目增加，下降一侧侵蚀加强，上升区河流下切复活等现象。还有山前洪积扇出现上叠、侧叠和串珠状等都表示新构造运动所致。

(2) 岩石和岩相分析法。岩石是组成地貌的物质基础，它的产状和岩性对地貌发育有着直接影响。其中岩性的影响主要是指岩石的软硬（即抗压强度）、粒度、化学成分、孔隙度、裂隙度、风化形式和风化速度等方面。

岩相分析主要是对第四纪松散沉积物的分析，它对于研究第四纪沉积地貌有着特别重要的意义。它不仅解决沉积物的成因类型，而且还可恢复古地理环境。反映沉积环境的沉积相有海相、陆相、河流相、湖泊相等等。由于沉积物受外力控制，在不同的外力条件下，搬运介质（如河流、洪流、湖泊、

冰川、风力、海洋、地下水等)不同,沉积方式和结果也不一样,表现在颗粒大小、颗粒形态、沉积构造等都不同,根据这些特征,就可识别它们的搬运介质、沉积方式和环境。具体方法是通过剖面对沉积物的厚度、颜色、颗粒、层理等作分析。通过沉积物的分析,即可确定成因类型(表 11-2)及其沉积环境。

表 11-2 第四纪堆积物成因类型的划分

共生系列及组		成因类型(代号)		形成机理	
火山堆积				各种类型火山喷发堆积而成	
海相沉积		米		潮间带大陆架及深海海盆和泻湖内,由波浪海流搬运—堆积作用及化学、生物堆积作用形成的堆积物	
陆相堆积	风化系列		残积物	cl	基岩经风化破碎,未经显著搬移的碎屑堆积物
	斜坡系列	重力组	崩积物	c	在重力、地表片流及地下水作用下,松散碎屑物经搬运堆积或岩块滑动、崩落形成的堆积物
			滑坡堆积	del	
	坡积组	坡积物	dl		
		冲积物	al	河谷内,由河流作用形成的河床、河漫滩及牛轭湖、三角洲堆积物	
	水成系列	有槽流水组	洪积物	pl	山口或沟口由间歇性洪流形成的堆积物;地形的骤变(由陡变缓)是堆积物发育的重要条件
				湖沼组	l
			沼泽沉积	hlh	沼泽植物繁衍,堆积作用以生物作用为主,堆积物富含有机质
	地下系列	汇穴堆积组	洞穴堆积物	gr	地下裂隙、洞穴内,以地下水的沉积作用和化学沉淀作用形成的各种堆积物,在地下系列堆积物中,流水、重力的堆积作用也很普遍
		泉华沉积组	凝灰华、钙华(泉水堆积物)	si	
	冰川系列	冰川堆积组	冰碛物	gl	冰川作用在冰流活动区形成的各种堆积
		冰水沉积组	冰水堆积物 冰湖堆积物	fgl	冰川融化形成河流(或潜集成湖)而产生的堆积物
				lgl	
	冰缘堆积组	融冻泥流堆积物	cgl	冰缘气候条件下,冻胀与热融交替而使松散堆积物再搬运—堆积而成	
	风成系列		风成砂 风成黄土	eol-s eol-ls	风的吹扬,散落过程形成的松散堆积物
其他		生物堆积物 化学堆积物 人为堆积物	o ch a	生物作用形成的堆积物 盐湖等地区由化学沉淀生成的堆积物 人类活动形成的大规模松散堆积物	
混合类型		残积—坡积物 坡积—冲积物 冲积—洪积物 冰川—冰水堆积物	edl dal apl gf		

引自卢登仕。

## 2. 生物环境分析法。

生物的生长、发育及其分布范围是与地理环境密切关联的，一定的生物类型生活在一定的地理条件下，特别是温度、湿度等气候条件更有决定性意义。如果发现古生物化石今日所处位置与其所反映的地理环境不协调，那么，就应查明为什么产生这种不协调？一般来说，主要是受气候变化的影响。然而，造成气候变化的原因有两种：其一，世界性的气候变冷（如冰期）或变暖（如间冰期）；其二，构造运动改变了生物化石产地的垂直高度（一般每升高 100 米，温度降低 0.5 ~ 0.55 ），即化石形成后，化石产地发生了上升或下降的垂直运动，因而生物位置的气温就不同于原来化石形成时那个位置的气温了。我们利用这个气温变化值，按气温垂直变化率就可得到地壳运动升降的高度值。在研究高山或高原地区的垂直地壳运动时，这一方法具有重要的意义，如对我国青藏高原上升运动的研究就广泛运用了此法。又如应用珠江三角洲在顺德桂洲田下埋藏的鳄鱼骨骼年代  $^{14}\text{C}2540$  年，以及新会大林鳄鱼骨骼年代  $^{14}\text{C}3020$  年数据，说明三千多年前珠江三角洲的前缘至少推进到顺德至新会一线。

利用古生物资料可证明华北平原和苏北海滨自晚新生代以来曾经下降了 1000 多米；利用南海西北部（西沙群岛）海底珊瑚礁的厚度及其年代，可证明该地自中新世以后南海地台瓦解和下沉了 1251 米，并造成海洋。又如利用植物孢子、花粉确定沉积地层的古气候；可利用微体化石（如有孔虫、介形虫、硅藻等）的优势种属，鉴别出沉积物的水体环境，是否属咸水、淡水抑或咸淡水交换环境等等。

土壤是气候地带性的产物，某种类型的土壤或风化壳反映了一定的自然环境，如灰钙土代表温带森林植被的土壤，黑土代表温带草原植被的土壤，褐色土代表半干旱气候的土壤，红壤代表湿润气候的土壤，等等。因此，根据古土壤的类型可以恢复古气候和古自然环境。在世界其他许多地方的黄土中，其埋藏土在早更新世时期近于红壤型，如捷克、法国等地；在中、晚更新世和我国一样，分别为褐土型和黑土型土壤。总的来看，黄土中埋藏的古壤层，是在温湿气候下形成的，反映黄土堆积过程（ $Q_1-Q_3$ ）中气候曾经出现过由干冷（黄土堆积）至温湿（古土壤发育）的变化。而且根据古土壤的分布特征得知古地面的起伏状况。又如根据海拔 4000 多米的青藏高原上分布的红土，说明自上新世以来该高原上升了 3000 多米，在此之前的高原海拔仅在千米以下，正如现代亚热带红土分布的高度一样。

## 4. 外力分析法。

外力作用是地貌形成的重要力量之一，特别是对中、小型地貌影响更为明显。因此，在地貌成因分析中，要充分运用外力因素，例如海南岛东北部海岸带分布的长大而高（> 50 米）沙垄，是风力堆积所成，并非地壳上升影响。又如干旱和半干旱地区的湖岸（如新疆艾比湖），有多级阶地保存，这是湖泊干涸、缩小所致。在广州七星岗的古海崖，原是第四纪海侵期的产物，现今海岸线虽然已退至南面 105 千米之外，但按今海面高度推算，海洋作用仍然可及，表示该地的古海崖为珠江三角洲向前推移的遗迹，并非海岸上升而成。

## 5. 历史考古及古文献分析法。

这是借助考古文物及古文献资料说明历史时期地貌的内外力作用、地貌

的堆积（地层）年代及地貌的演变等。考古文物以人类活动及文化活动遗址为主（如古石器、铜铁器、陶瓷器、贝丘、建筑物等）。古文献有全国性的，但更多的是地方志书。

例如，考古发现陕西的秦始皇陵墓陶俑埋深 6 米（秦王嬴政死于公元前 210 年，至今 2180 余年），下降速率约每年 2.7 毫米。又如黄河下游强烈的堆积，使平原淤高，城池湮没，巨鹿、开封、商丘、淮阳、定陶、巨野和徐州等古城，一般埋深 5~7 米，大者超过 10 米，这些都是从大量考古挖掘和史载资料中取得的。

#### 6. 地貌填图和查访。

地貌填图是地貌调查中的一项重要工作，随着调查工作的进行，应将地貌类型的范围、界线、特征等逐一填绘在调查底图上，以便日后地貌分析。人类活动影响明显的地貌点，特别是某些灾害性地貌点，发生时间近者仅在数百年甚至数十年内，人们对它的了解仍很清楚，为此应进行当地查访，这对研究历史时期地貌的发育会有较大的帮助。

#### 7. 图片判读和仪器测量。

首先是航片和卫片的解译，它可加快地貌调查的进度和提高调查质量，地形图判读更是地貌调查中不可缺少的方法。对重要的地貌点，还必须进行仪器测量，如关于地貌升降和水平位移的测量，滑坡、泥石流的测量，冲沟的侵蚀和形变测量，海岸带冲淤测量，沙丘移动的测量和重要地貌剖面的测量等等，以便取得精确数据来进行地貌分析。

#### 8. 其他。

包括照相、素描和样品采集等。照相和素描是地貌调查的辅助手段，对地貌分析起着生动直观作用。采集样品的目的是为了取得测验数据，以便更好地分析地貌。样品测验的项目有物理的、化学的或年代的。由于测验目的和要求不同，所以采集的位置、数量、重量、大小、采集方式、包装等都有不同的规格。

## 第二节 地貌制图

### 一、地貌图的类型及编图原则

地貌图是地貌研究和地貌调查的成果，它能全面而直观地反映出制图区内的地貌特征、类型及其分布，具有比文字更富于表现力和可量性等优点，因此它广泛应用于科研、军事和生产建设上。

(一) 地貌图的类型：地貌图的类型按划分指标不同而分下列各类：

#### 1. 按内容分类。

(1) 普通地貌图：它是反映地貌的综合特征为制图指标的图件，其中又分地貌类型图和地貌区划图二种。

(2) 部门地貌图：按地貌形成的营力和研究的某种目的为指标的，它又分：形态类型图：按不同的内、外力作用所制成的地貌图如火山地貌图、构造地貌图、流水地貌图、岩溶地貌图、沙漠地貌图、冰川地貌图、海岸地貌图等等。专门地貌图：它为研究某种专题或解决某一生产实际问题而制的图，如地面坡度图、地面切割深度图、河流或沟谷密度图、岩溶程度图、海岸侵蚀速度图、冲沟发展速度图、沙丘移动速度图、滑坡发展图等。这些图多数以形态计量为主。地貌年龄图。

#### 2. 按地貌发展分类。

(1) 古地貌图。

(2) 地貌现状图。(3) 地貌预测图。

#### 3. 按地貌图的用途分类。

(1) 一般地貌图：满足生产部门一般性的地貌学要求的，如普通地貌图。

(2) 专用地貌图：为解决生产部门某种专门性的地貌学要求的，如农业地貌图、工程地貌图、砂矿地貌图等。

#### 4. 按制图使用的标志详简程度分类。

(1) 解析图：表示单一地貌形态或单一要素的图，如地面坡度图、冲沟分布图。(2) 综合图：表示多种地貌形态或多种要素的图，如地貌类型图。

#### 5. 按比例尺大小分类。

(1) 小比例尺地貌图：比例尺小于 1:1000000。

(2) 中比例尺地貌图：比例尺在 1:200000 ~ 1:1000000 之间。

(3) 大比例尺地貌图：比例尺大于 1:200000。

### (二) 地貌图编图原则

1. 要有明确的目的性：因编图目的不同，图的内容及制作方法也有区别。

2. 制图内容要重点突出：根据不同的制图要求，制图内容应有所侧重，如专门地貌图，只要表示单一形态或要素即可。如果是类型图，则要反映各种地貌特征、类型及地貌结构等等。

3. 地貌图的分类系统和图例系统要合科学性：地貌分类系统要符合地貌的生成发展规律原则，分类系统和图例系统的好坏关系到成图的质量。目前我国在 1988 年所订的“中国 1:100 万地貌图制图规范”（初稿，含分类系统），可作为制图参考。

4. 制图方法因比例尺不同而应有所区别：大比例尺的地貌图因其直接应用性强，内容要求具体详细，故制图方法上以野外填图为主。而中小比例尺地貌图多用于规划及指导工作上，故内容要求比较概括，制图方法上以室内

综合编图为主。

5. 图例设计要合理美观，使内容得到充分反映。

## 二、地貌类型图的编制

地貌类型图是最常用的地貌图，它是地貌类型为主要标志而制成的图件，编程序可分为准备阶段、野外填图和室内清图三个阶段。

### (一) 制图程序

#### 1. 准备阶段。

(1) 选择底图：底图是作为分析制图区的地貌、野外填图和室内清图的基础图件。因此底图的选择是否适当，直接关系到成图的质量。好的底图要求有精度较高的地形图，它应有等高线、几何投影、坐标及比例尺等。选择底图的比例尺，应根据制图目的要求而定，如果用于基层生产部门的，应选用大比例尺；如果用于指导生产或进行规划的，则用中小比例尺。但要指出，成图的中、小比例尺，在起草时应用比它大的比例尺，如成图是 1:50 万的，起草时用的底图应该是 1:20 万，甚至 1:10 万。因为较大的比例尺能在图上标出较多的内容，类型界线和地物位置也较准确地标出，当最后缩成 1:50 万的成图时，内容会较丰富，界线等也较准确，当然部分内容因过多而会被删除。

(2) 进行地形图（底图）的判读和卫片、航片的解译。

(3) 对其他图件的分析：包括与制图区有关的图件如地质构造图、岩性图、第四纪地质图、水文地质图、气候图、土壤图、植被图等都是获得地貌制图信息的资料。

#### 2. 野外填图阶段。

野外填图的内容和方法与地貌野外调查大致相同，但尤须注意详细标定各类地貌界线及地貌特征，对典型的地貌剖面要作详细测量。

#### 3. 室内清图阶段。

(1) 首先将野外填图的原始资料与室内资料作分析对比和复核校正。

(2) 确定制图区内的各种地貌类型，按分类系统订出制图区的分类系统及相应的图例系统。

(3) 进行图例设计。

(4) 按订出的图例最后清绘成图。

(5) 如果要求成图的比例尺小于填图的比例尺时，应先将后者初步清绘，再进一步查看哪些内容过繁，给予精简，最后缩小到成图的要求。成图后允许保留的最小面积为 0.4 平方厘米，长形的最小面积为 0.6 平方厘米。

### (二) 制图成果

1. 主要是地貌类型图（附剖面图或柱状图）。

2. 附上地貌类型图说明书：它的内容要求简练，具体包括：

(1) 区域地理概况：制图区区域自然地理概况及研究程度。

(2) 制图的依据文献、制图过程。

(3) 地貌结构与形成：地貌的基本特征。地貌形成因素：大地构造、新构造运动及外力作用的影响。

(4) 地貌类型的分析（重点）：制图区的图例系统和各类地貌的形态特征以及计量分析。

(5) 地貌发育史。

(6) 地貌与生产建设的关系：地貌与农、林业，地貌与城市规划及工程

建筑，地貌与旅游，地貌与矿产。

(7) 结束语。说明书的最后附主要参考文献。

### (三) 地貌类型图的地貌分类系统

拟定地貌分类系统是制图过程中的一个重要步骤，所谓地貌分类系统是将世界上各种大小地貌按形态成因原则，组合成不同等级的类型系统，在这个系统内的各种地貌，既有它本身的独立性，又反映了它们之间的相关性。但目前世界上尚无统一的分类系统，原因是各家对分类原则的掌握不同，加上内、外力作用在分类中如何结合是个复杂问题，因此给分类带来一定的困难。但大多数人认为大型地貌主要取决于内力因素，中小型地貌则以外力因素为主导。我国的地貌分类系统在 1980—1988 年编制全国 1:100 万地貌图时，曾经在“中国 1:100 万地貌图制图规范”（草稿）中拟出。现将要点介绍如下：

该分类系统将地貌分成五级：

第一级以全球构造为分类指标，将全世界划分为陆地地貌和海底地貌两大类。

第二级以大地构造为分类指标，在陆地中分出四大类：即平原、台地、丘陵及山地。在海底中又分出四大类：即大陆架、大陆坡、大陆裾及深海平原。

山地：以高度形态为指标，山地的海拔高度在 500 米以上，其中又可分出极高山、高山、中山和低山（表 11 - 3）；按相对高度（起伏高度）来划分，可分出极大起伏的、大起伏的、中起伏的和起伏的山地。

表 11 - 3 中国山地和丘陵的等级系统

名称	海拔高度（米）	相对高度（米）
极高山	> 500	极大起伏的 > 2500 大起伏的 1000 ~ 2500 中起伏的 500 ~ 1000 小起伏的 200 ~ 500
高山	3500 ~ 5000	极大起伏的 > 2500 大起伏的 1000 ~ 2500 中起伏的 500 ~ 1000 小起伏的 200 ~ 500
中山	1000 ~ 3500	极大起伏的 > 2500 大起伏的 500 ~ 1000 小起伏的 200 ~ 500
低山	500 ~ 1000	中起伏的 500 ~ 1000 小起伏的 200 ~ 500
丘陵		高丘陵 100 ~ 200 低丘陵 < 100

以成因为指标，山地可划分为：方山、褶皱山、单斜山、穹窿山、断块山、褶皱—断块山、火山。

丘陵：以相对高度为指标，高度在 200 米以下，其中又分高丘陵和低丘陵。分布在平原上的丘陵海拔高度在 500 米以下。

平原：以高度为指标，平原在我国的高度为 600 米（如成都平原）以下，其中又分为洼地，低平原和高平原（表 11 - 4）。以形态为指标，可分为平坦的、倾斜的、起伏的（波状）和凹状的原。以成因为指标，又可分为堆积平原和侵蚀平原。

表 11—4 我国平原的划分

分类指标	名称	海拔高度(米)	坡度(°)
按高度分	高平原	200 ~ 600	
	低平原	0 ~ 200	
	洼地	< 0	
按形态分	平坦的		< 2°
	倾斜的		> 2°
	起伏的		>2°，相向或相背倾斜
	凹状的		>2°，倾向中心
按成因分	侵蚀平原	三角洲、冲积平原、洪积平原、湖积平原、干燥堆积平原、风积平原、黄土堆积平原、岩溶堆积平原、冰碛平原、冰水平原、海积平原。	
	侵蚀平原	侵蚀剥蚀平原、湖蚀平原、干燥剥蚀平原、风蚀平原、溶蚀平原、冰蚀平原、海蚀平原。	

台地：按高度为指标，高度大于当地的平原，其中相对高度大于 100 米的称为高台地，小于 100 米的称低台地。按形态为指标，可分为平坦的、倾斜的和起伏的台地。

高原：按高度为指标，海拔高度大于 1000 米的、四周为急坡、地面近平坦或略有起伏的高地。按成因为指标可分为侵蚀剥蚀的、构造的、熔岩的、石灰岩溶蚀侵蚀的、黄土堆积的高原等。

第三级以某种营力（内力或外力）作为指标分出的形态成因类型，在陆地中分出：火山地貌（内营力作用）、流水地貌、湖成地貌、干燥地貌、风成地貌、黄土地貌、岩溶地貌、冰川地貌、冰缘地貌、海成地貌（以上为外营力作用）十类。

第四级以营力作用为指标分出的地貌基本形态类型。

第五级以营力作用为指标，在第四级基础上分出的地貌次级形态类型，如第三级流水地貌之下分出第四级的冲积平原、洪积平原、河谷平原、三角洲、侵蚀剥蚀平原等等，第四级冲积平原之下又分出第五级的河漫滩、决口扇等等。

#### （四）图例系统及图例设计

##### 1. 图例系统。

图例系统是用各种方式表达制图区内的地貌类型、地貌形态等等的具体形式。

图例系统的内容及其排列次序如下：

(1) 地貌类型：只根据制图区内所出现的类型（不论陆地的或海底的）进行系统的等级排列，即首先按地貌分类中的第 级——再依次为第 级——第 级——第 级依次排出（按中国 1 : 100 万地貌图）。例如：

流水地貌

平原

三角洲平原

冲积平原

河漫滩

决口扇

.....

台地

.....

丘陵

.....

低山

.....

中山

.....

高山

.....

极高山

.....

湖成地貌

.....

(2) 地貌形态：它只反映地貌的形态的图例，而不计算地貌面积。这些图如山峰、山脊线、夷平面、丹霞地貌、冲沟、峡谷、崩塌、峰林、暗河、角峰、沙丘、火山口、海石崖及洞、珊瑚礁、沼泽等等。

(3) 岩石类型：主要指组成地貌类型的岩石或沉积物的图例，如花岗岩、玄武岩、石灰岩、红层、变质岩、第四纪松散沉积物等。

(4) 地貌类型划分的高度或坡度指标。

(5) 第四纪沉积物（包括碎屑物、泥灰层、化石等）的相对年龄及绝对年龄。(6) 其他：与类型图有关的重要图例，如河流、地貌界线、政区界线、主要公路、铁路、隧道、主要城镇及居民点等。

2. 图例设计。

图例是以颜色、符号、代号、数字等表达图的内容的形式。表达的内容包括图例系统中的地貌类型、地貌形态、岩类、地貌年代、化石等。

(1) 颜色的设计：多用颜色表达地貌类型，每种色相代表一种类型，不同类型的色差（如平原与丘陵）要明显。设计色相时应尽量考虑接近自然界颜色，如火山地貌用金红色，平原地貌用绿色，风成地貌用黄色等等。

地貌亚类的颜色，应当用色阶表示出来，地势越高的地貌，色阶的颜色也越深，如山地用褐色，亚类由低山——中山——高山的色阶由浅褐至深褐。

(2) 符号的设计：它可表达地貌类型、地貌形态、岩类、年代、化石点等等。表达形式可用线条、点及象形符号等。其中线条又有垂线、斜线、水平线、波纹线、实线、虚线、单线、双线等等。符号设计时应注意几点：符号尽量接近自然状态，既要形象直观，又要简单易绘，而且在图上的容积要小，如台地用水平线，洪积扇用扇形，溶蚀洼地用封闭小圆圈，山峰用三角形等等。符号尽量使用国际或国内已统一的或惯用符号。具有特别重要的地貌形态符号，可不按图的比例标出，如海蚀洞形态很小，但可按此原则处理。运用符号的疏密、粗细、多少等来表达地貌的质和量，如粗或密线表示高的地貌，粗点与细点分别表示粗粒和细粒堆积物，冲沟强烈发育地点线条密集等。

(3) 代号及数字的应用：代号（如英文、俄文字母）和数字（阿拉伯数字或罗马数字）均可表示地貌类型、岩类、地质年代、地形高度、坡度、地貌查对年代等等。如以英文字母所代表的地貌类型：F 为流水地貌，L 为湖成地貌，A 为干燥地貌，E 为风成地貌，H 为黄土地貌，K 为岩溶地貌，P 为冰川地貌，M 为海成地貌，V 为火山地貌，SH 为大陆架，SL 为大陆坡，R 为大陆裾，P 为深海盆地等。

(4) 综合表示：有时为了更清晰无误地表达地貌图上的各种特征，往往将颜色、代号或数字综合一起使用，如在绿色图斑上叠加代号及数字  $F1_1$ ，解释是：绿色为示平原，F 为示流水地貌，1 为示平原，小 1 为示平原的次级地貌三角洲。总的解释是流水作用的三角洲平原。

### 三、地貌区划图

地貌区划是将地球上地貌形态及成因近似的地貌类型进行组合，成为一个地貌区，这个地貌区具有地区性特征，它在世界上是不可重复的，如长江三角洲平原区，它在全球只有一个。这种表达地貌区的划分的图，称为地貌区划图。要编制地貌区划图，必须对区划理论有所了解。

#### (一) 地貌区划原则

地貌区划的原则，至今在国内、外尚未取得一致意见，但多数人认为进行区划要遵循下列原则：

##### 1. 形态学原则。

地貌形态是区划的最重要内容，一个地貌区不是指单一的地貌类型态，而往往由两个以上的形态组合。

##### 2. 发生学（成因）原则。

形态与成因有着不可分割的关系，但形态相似的地貌，成因不一定相同，只有成因相近的地貌，其发展方向才会相似，对于区划才有意义。

##### 3. 综合因素与主导因素原则。

影响区划的自然因素是多方面的，有构造的、内力的、外力的，区划时必须综合分析，但更重要的是找出导致区域差异的主导因素。该原则总的趋势是高级的地貌区以内力作用为主，低级的地貌区以外力作用为主。

4. 地区（区域性）原则：地貌区划是按区域划分，但不等于地貌类型的划分，因为一个地貌区内可能有多种地貌类型，这些类型都是在邻近和相距不远的范围内出现，而且有一定的成因关系，如陕北的“黄土高原与丘陵区”，以黄土成因为主，除高原地貌之外，还有丘陵及少数低山。

地貌区划的种类根据要求不同，可分为普通地貌区划和部门地貌区划二种。前者以地貌类型为基础的区划；后者以某种地貌或某种计量为指标的区

划，如农业地貌区划等。

## （二）地貌区划的等级系统

根据地貌区划的要求和面积大小的不同，区划可分出若干等级，如 1959 年的“中国地貌区划”，把全国地貌划分为四级，由高级至低级的划分是：

第一级称地貌区：地貌形态和新构造运动的表现一致。

第二级称地貌地区：“地貌地区”之间的差别比各“地貌区”差别小。

第三级称地貌省：不论形态和地质构造上更加单纯，它们之间的差别比各地貌地区之间的差别小，同一“省”内地质构造的相同性越来越大，外力作用所造成的形态上差别逐渐占重要地位。由上可见，越到低级区，地质构造越相同，地貌形态和类型组合也越简单。1962 年广东省地貌区划的等级系统划分是：

零级行星级地貌区（七大洲）

第一级地貌区域（地貌国）

第二级地貌大区

第三级地貌地区（地貌省）

第四级地貌州

第五级地貌区

## （三）地貌区划的命名

区划的命名以反映区内地貌特征和不重复性为原则，名称既不能太简单，也不能太复杂，并应包括三种含义，即地区、成因和形态特点。如“藏南（示地区）冰蚀侵蚀（示成因）高山（示形态）区”。但有时因地貌成因复杂，为补救名称的表达不足，往往在正名之后加一个副名，如“东南沿海低山与丘陵区”（发育在地台隆起带上，中度隆起，侵蚀剥蚀的低山与丘陵）。

## 四、地貌剖面图

地貌剖面图是地貌调查研究的成果，它能生动具体地反映了地貌特征、类型组合、地貌发育顺序、地貌与地质关系等内容的图件。地貌剖面图的种类主要有：

### （一）实测剖面图

这种剖面图用仪器测量，精度较高，使用价值较大。它往往是在地貌调查、研究时，选择有代表性的剖面图测量绘制而成。测量的剖面图要求露头较好，岩层较齐全，有一定厚度和含化石（可作区间对比）的地层剖面。

当剖面是基岩时，只须表示地貌特点、基岩岩性及其地质时代、构造及产状等即可。如果剖面图是由第四沉积物组成时，除表示地貌外，还须对沉积物的岩性、成因、年代、构造、化石及古文物产出部位等作详细划分和表示。

### （二）信手剖面图

这种剖面图的内容、图式与实测剖面相同，其优点是绘制迅速，并且可将剖面上某些重要但不很明显的现象作合理的夸大，使其更突出地表现出来。缺点是准确性较低。

### （三）综合剖面图

这种图是依靠在作者拥有大量实际资料和大量实测剖面图、信手剖面图的基础上制成的，它的特点是按作者要求，突出地反映该区地貌发育与地质的关系，因此它不是实测剖面图或信手剖面图的缩影或简单的合并。

### （四）在已有图件上编制剖面图

编制这种剖面图的前提是在已有的图件如地形图、地貌类型图、地质构造图、岩性图、第四纪地质图的基础上才能制作的。步骤是：

(1) 首先在地形(地貌)图上截取有代表性的地貌剖面线，按等高线投影方法，制成地面起伏曲线。

(2) 在曲线下方按比例长度绘出基线，并标出剖面图两端基点 A, B 以及方向，在左方作出垂直比例尺。

(3) 根据资料在地面起伏曲线之下填入岩性、产状、岩层时代或第四纪沉积物结构、构造及其年代等。

(4) 在曲线与基线之间，用垂线分划出各种地貌类型，并用文字写出类型名称；在曲线之上标出重要地名、山峰、河流等等。

(5) 在剖面图之下或左、右侧列出图例、水平比例及图名(图 11 - 1)。

#### (五) 连续剖面图

为了表示重要地貌段在短距离内的变化，可把一些简单的剖面图编制成连续的剖面(图 11—2)，它是由几个长度相等的平行剖面组成。这些剖面按次序排列，由于具有同等的空间，所以能显示出一种几乎是立体形象的图形。制图的剖面应位于一条与水平面成  $45^\circ$  的夹角线上为好，因为夹角过小，一部分剖面可能被遮挡。剖面越密，地形起伏的表示也越清楚。剖面曲线制成后也可填入地质和构造等内容。

