

学校的理想装备

电子图书·学校专集

校园网上的最佳资源

自然地理学



编者的话

本书原是供综合性大学地理系各专业使用的教材。自 1978 年第一版问世以来，除综合性大学使用外，还广为其他院校所采用。根据几年来在使用过程中发现的问题和各方面提出的意见，本书主要编写人员于 1982 年 10 月在安徽省青阳县共同商讨了本教材的修订问题，对各方面的意见进行了认真的讨论，并提出了具体的修改方案。

修订中，注意了教材内容的更新，吸收了近几年来国内外同类教材的优点，增加了不少新的资料与插图；对教材的体系与结构也作了较大的调整，加强了全书的协调性和整体性；本书由原来的七章扩增为九章，将原来的上下册合为一册；在总字数不增加的情况下，对它作了全面的修改、补充和调整。

本书比较全面地阐述了地球表层各自然要素的性质和特点，注意各要素之间的相互联系和相互作用，对自然地理环境的整体性、地域分异规律以及自然区划和土地类型研究作了专门的介绍。此外，有关生态、资源和环境等问题也在许多章节中作了适当的论述。通过从部门自然地理至综合自然地理的叙述，力求使读者对整个自然地理学有个较全面和完整的了解。当然，在教材的具体使用时可根据对象的特点和要求进行适当的取舍。

参加本书修订的人员和分工如下：绪论与第九章，陈传康（北京大学）；第一、四、五章，伍光和（兰州大学）；第二、七章，潘树荣（中山大学）；第三章，雍万里、李爱玲（南京大学）；第六章，俞序君（南京大学）；第八章，田连恕（西北大学）。最后由潘树荣（主编）与伍光和（副主编）负责全书的统稿和定稿。在这次修订中，高等教育出版社黎勇奇同志对本书的审查和加工做了大量的工作，高教出版社杨丽莉同志协助清绘插图，特此致谢。

参与本书第一版编写的人员，除上述修订者外，还有魏晋贤、吴评生、吴伯甫、张哲夫、许惠芳、刘亦频、张仁甫、吴荔明等同志。此外，汪安祥、王瑞兰、郑卫国等同志对本书第一版的编辑出版也做了许多工作。

本书内容涉及面广，编写难度较大，由于编者水平所限，错漏或取材不当之处在所难免，欢迎广大读者批评指正。

编者

1985 年 3 月

绪 论

一、自然地理学的研究对象和分科

(一) 地理学

地球表面是人类赖以生活和生存的地理环境。人类的环境在不同的发展阶段有不同的范围。随着科学技术和社会生产的发展,以及各民族间的相互交流,人类环境的范围是不断扩大的。如在古代,大洋并未包括在人类环境的范围之内,随着航海事业的发展,海洋才成为人类活动的环境。当前,由于人造卫星和星际航行事业的发展,使人类的环境超出地球表层的范围,进入了高空和宇宙空间,从而使人类的环境中又出现了“空间环境”的概念。所以,地理环境和人类环境这两个概念是不尽相同的。

地理学是研究地理环境的科学,即只是研究地球表面这一部分的人类环境。所谓地球表面,实际上是指海陆表面上下具有一定厚度范围而不包括地球的高空和内部的地球表层。在这个表层内存在着人类社会及其周围的各种事物,构成了具有独特地理结构和形式的地理环境。

地理环境可分为自然环境、经济环境和社会文化环境。自然地理环境是由地球表层中无机和有机的、静态和动态的自然界各种物质和能量所组成,具有地理结构特征并受自然规律控制的环境整体(系统)。自然环境或自然地理环境根据其受人类社会冲击或干扰的程度不同,又可分为两部分:一为天然环境(原生自然环境),即指那些只受人类间接的或轻微影响的,而原有自然面貌基本上未发生明显变化的自然地理环境。如极地、高山、大荒漠、大沼泽、热带雨林、某些自然保护区以及人类活动较少的海域等。有些人认为,目前整个地理环境都已受到人类直接或间接的影响,因而不存在天然环境。我们不同意这种看法。二是人为环境(次生自然环境),即指那些自然条件经受人类直接影响和长期作用之后,自然面貌发生重大变化的地区。如农业、工矿、城镇等开发利用地区。就放牧的草场和采育的林地来说,虽然它们仍能保留草原和森林的外貌,但其原有的条件和状态已发生了较大的变化,也应属于人为环境之列。人为环境的成因及其形式的多样性,主要决定于人类干扰的方式和强度;而人为环境本身的演变和作用过程,则仍然受制于自然规律。从这方面来说,无论人为环境(次生)还是天然环境(原生)都是属于自然地理环境。

经济环境是在自然环境的基础上由人类社会形成的一种地理环境。它主要指自然条件和自然资源经人类利用改造后形成的生产力的地域综合体,包括工业、农业、交通和城镇居民点等各种生产力实体的地域配置条件和结构状态。生产力实体具有二重性:从自然属性方面来评价,这种地域的特征是属于人为环境;从技术经济的角度来考察,这种地域则属于经济环境或经济地理环境。

社会文化环境，包括人口、社会、国家诸方面以及民族、民俗、语言、文化等方面的地域分布特征和组成结构关系，而且还涉及社会上各种人群对周围事物的心理感应和相应的社会行为。社会文化环境是人类社会本身所构成的一种地理环境。

上述三种地理环境各以某种特定的实体为中心，由具有一定地域关系的各种事物的条件和状态所构成。这三种地理环境之间在地域上和结构上又是相互重叠、相互联系的，从而构成统一整体的地理环境。

系统论认为，现实世界归根到底是由某些规模大小不同、复杂程度有别、等级有高低之分、彼此交错重叠，并且互相转化变换的系统所组成，成为一个有层序性的网络系统。我们可以从不同的角度，根据系统的组成和结构关系把客体分为一系列的层次，每一个层次就是一个等级的系统。这个级别的系统是由那些比它低一级的各个子系统所组成；而这个系统本身又是构成更高级系统的一部分。因此，系统和子系统的关系是整体与部分之间的关系，而且整体的功能大于部分的总和。这是由于在各子系统之间存在着相互作用所构成的网络关系，正是这个网络结构完成一定的整体功能，形成一个集体效应，尤其起着协同作用的效应。这种结构关系又叫总体组织。此外，在系统层序中，有些层次间的关系比较密切，有些层次间则可能出现较大的质变。因此，根据其层序组合的质变关系可以把各级层次分为不同的组织水平。

采用上述观点来讨论地理学的研究对象和分科时，可将其分为三个主要的组织水平和相应的学科：1) 研究整个地理环境综合特征的称综合地理学；2) 分别研究自然地理环境、经济环境和社会文化环境的为综合自然地理学、综合经济地理学和综合人文地理学；3) 分别研究上述三种环境中各成分的学科统称部门地理学。例如，部门自然地理学；部门经济地理学（包括工业地理学、农业地理学、交通（运输）地理学、商业地理学等）；部门人文地理学（包括人口地理学、政治地理学、社会地理学、文化地理学等）。而感应地理学和行为地理学则是现代人文地理学的综合研究方向。

上述的划分是代表地理学分科中的“三分法”（自然、经济、人文）和“三层次”（统一、综合、部门）的观点。此外，在地理学分科中还应该考虑“三重性”的观点，即首先是理论性方面的理论地理学的研究，对基本的原理和方法论进行重点阐述；其次是应用性方面的应用地理学的研究；第三是区域性的区域地理学方面的研究，即对特定的区域进行具体描述。这三者的具体内容和重点虽有不同，但对上述地理学各分科来说都是同样重要的，三者是相互关联的。

（二）自然地理学的研究对象

前面已经指出，自然地理学研究地球表面的自然地理环境。这个地球表面并不是几何形体的表面，而是具有独特的物质结构状态和一定厚度的圈层或层壳。因此，在有些地理文献中把它称为“地理圈”、“地理壳”、“景

观壳”等，或直接称为“地球表层”。

地球构造的主要特征是具有分层性，即整个地球是由一系列具有不同物理和化学性质的物质圈层所构成。例如，地球的外部覆盖着大气圈，其中还可再分为对流层、平流层和更高空的一些层；在大气圈的下垫面是由海洋和陆地水构成的水圈以及疏松的土被层；地球固体部分的外壳称为地壳；地壳以下的地球内部又分地幔和地核。此外，在地球上还存在有生命的物质，这些生物的总体及其分布范围称为生物圈。所有这些圈层的组合分布情况具有两种特点：一种是高空和地球内部的圈层各呈独立的环状分布；另一种是地球表面附近的各圈层则呈交错重叠分布，各组分相互渗透。后一情况表明，地球表层或地理圈正是由大气圈和岩石圈的一部分以及水圈、生物圈和土壤层组构而成，并使它具有一系列不同于地球其他部分的结构特性。这里的岩石、气候、水体、生物和土壤等组成成分之间存在着密切的相互联系和相互作用，通过水循环、大气循环、生物循环和地质循环等彼此进行着复杂的能量转化和物质交换，在物质和能量的转化和交换过程中，还伴随着信息的传输，从而形成一个完整、有序的自然地理系统。该系统还从地球内部和外层空间输入一定的能量和物质，以维持其各组分和各区域间的有序结构，并保持其平衡状态。

在地球上，具有高度智能和相当数量的人类，也是干扰和控制自然地理系统的一个重要因素。在它的作用下，现代自然环境已经发生不同程度的变化，使许多地区在天然环境的背景上变为人为环境。历史的经验表明，人类的活动如果遵循自然界的客观规律，那么人类就受益于自然界，人与自然环境的关系就比较协调，有的自然资源就可得到不断的更新；相反，则资源就会受到破坏，环境质量就会下降，生态就会失调，人类必将受到自然界的惩罚。因此，充分认识和掌握自然环境的结构、动态和发展规律，可以克服我们工作中的片面性和盲目性。

总之，自然地理的研究对象是包括天然的和人为的自然地理环境，它是具有一定组分和结构的开放系统，分布于地球表层并构成一个地理圈。

（三）自然地理学的分科

按照上述“层次性”的观点，自然地理学的研究对象和分科主要涉及两个基本层次：即研究自然地理环境整体特征的，称为综合自然地理学；研究自然地理环境各组成成分的，称部门自然地理学。它们包括该系统的两级组织水平的研究。

部门自然地理学是包括气候学、地貌学、水文学、地理土壤学、地植物学和动物地理学等的总称。它们以组成自然环境的某一成分为具体对象，着重研究这个成分的组成、结构、时空动态和分布等特征和规律。虽然部门自然地理学的研究各有分工，但是其中每一个研究对象的存在和发展变化，都是以整体的自然地理环境为背景，而且不同程度地以其他组成成分为因素或条件的。此外，在各部门自然地理学中还有一些分支，这是更低一级的层次

了。

综合自然地理学以各部门自然地理学为基础，以综合研究自然地理环境的整体性为特征，即着重研究整体各部分的相互联系和相互作用，以回答这个环境整体的组构特点、形成机制、地域差异和变化发展规律等问题。

根据“三重性”的观点，无论部门自然地理学或是综合自然地理学都需要对其基本原理与方法、生产实际的应用以及具体区域等方面进行研究。这种分科方式是属于非从属性质的。

二、自然地理学的任务

自然地理学的任务有下列几方面：

1. 研究各自然地理成分（气候、地貌、水文、土壤、植被和动物界等）的特征、形成机制和发展规律。

2. 研究各自然地理成分之间的相互关系，彼此之间的物质循环和能量转化的动态过程，从整体上阐明它的变化发展规律。

3. 研究自然地理环境的空间分异规律，进行自然地理分区和土地类型的划分，阐明各级自然区和各种土地类型的特征和开发、利用方向。

4. 参与自然条件和自然资源的评价。

5. 研究人为环境（受人类干扰、控制的自然地理环境）的变化特点、发展动向和存在问题，寻求更合理的利用和改造的途径以及整治的方法。

三、自然地理学与其他一些学科的关系

作为地理学一门分科的自然地理学，与地理学的其他分科如经济地理学等有密切的关系。区域经济地理研究必须与区域自然地理研究结合进行，自然条件和自然资源的评价是经济地理研究的前提。同时，在自然地理研究中，如果能考虑区域经济开发的要求，可使自然地理学更好地为生产实践服务。

自然地理学与其他地学和生物科学也有密切的关系。部门自然地理学便是自然地理学与这些相邻科学之间的边缘学科。例如，地貌学是自然地理学与地质学之间的边缘学科，气候学是自然地理学与气象学之间的边缘学科，地植物学是自然地理学与植物学之间的边缘学科，等等。自然地理学正是通过这些部门自然地理学而与其他地球科学或生物科学处于紧密的联系之中。

由于当代环境污染危害的严重性以及人们要求保护和改善环境的迫切性，导致一门新的综合性学科——环境科学的形成。它汇集了自然科学、技术科学以及社会科学的有关方面，共同对这个新的领域进行综合研究。自然地理学也责无旁贷地参与这一行列之中。环境科学具有涉及面广、综合性

强、学科之间交叉与渗透较多等特点，其目的是环境质量的研究及其控制和改善。环境科学的研究，前一阶段侧重于污染物在环境中的运动规律、环境质量变化、污染物的生物效应和对人体健康的影响，以及对其控制和改善的方法等方面。现在进而研究与人类活动有关的环境破坏问题，如水土流失、土壤盐碱化、风沙为害等等，并提出关于大自然的保护以及对环境进行规划和管理等问题。即由“点”到“面”、从局部到整体。其中许多问题与上述地理学的内容有关，于是出现环境地学——环境科学与地理学为主体的边缘科学。自然地理学既可运用自己的原理和方法去研究环境问题，也可以从中得到促进和提高，使本门学科更具有生命力。

四、本书的内容和结构

本书的任务是较全面地介绍各部门自然地理学和综合自然地理学两方面的基本知识、概念和原理。书名为《自然地理学》而不采用《普通自然地理学》这个名称，这是因为当前对后一名称有不同的理解：既可把它理解为学习自然地理学的入门基础课，也可理解为专门研究地理圈本身一般规律的学科，甚至理解为综合自然地理学的同义语。

本书的内容，一方面包括阐述地球表层各自然地理成分的形成过程、基本特性及其类型和分布，并注意说明该成分与其他成分的相互关系；另一方面还专门分出一章论述综合自然地理学的基本概念和基本理论，力求使读者对整个自然地理学有个全面的了解。另外，对自然资源、环境问题和生态系统等方面也作了一定的介绍。

本书共分九章。第一章对整个地球的形态和动态特征、内层和外层构造作简单的介绍，旨在说明它的地理意义。它是自然环境形成发展的重要背景。第二、三两章论述地壳和大气这两个圈层的特性和运动的表现形式。它们既是构成景观的基本成分，也是地球内部与外部物质能量直接输入的主要表现者，成为支配景观形成发展和分异的两大基本因素。第四、五章介绍水圈的各组成部分，其中突出了海洋的地位和作用。水圈与上述两个圈层，在景观圈中形成了固、液、气三相的多种界面，进行着复杂的无机过程。它们之间的相互作用在地貌上表现最为鲜明。因此第六章接着介绍各种地貌的成因类型、特点及其发育规律。在这基础上，第七章描述了介于无机与有机成分之间的土壤，它是反映陆地景观属性的典型。第八章叙述生物群落和生态系统，重点说明生物与环境之间的相互联系与相互作用。通过生态系统的型式又把有机界与无机界组合成为一个整体来描述。它是表述综合自然地理学内容的一个方面。最后一章，系统地论述景观的地域分异规律、自然区划和土地类型等方面的基本概念和基本原理。这部分内容和其他同类教材所缺少的。

总的来说，本书的内容结构是从自然地理环境的整体性出发，通过从“部

门”至“综合”的叙述方式，从地表的无机界到有机界乃至自然生态系统，从景观圈的上下边层至核心层，逐步加强各成分间的相互联系，达到对其整体性和地域之间的联系与差异性的认识。我们认为，采用这种方式便于初学者循序渐进地掌握这类入门性的基础课程，不至于一开始便陷入各成分复杂的相互联系的网络之中。此外，自然地理学的内容既包括“部门”也包括“综合”，两者是同等重要的。因此，我们没有过分强调前后各章皆进行全面的综合描述，而是逐步进行的，即使是最后几章也是有一定限度的。

第一章 地球

第一节 地球在宇宙中的位置

一、宇宙和天体

宇宙中存在着无数的天体，根据它们各自的特点可归纳为恒星、行星、卫星、流星、彗星和星云等类。恒星质量很大，自己能发光。凭肉眼能看到的天体，99%以上都是恒星。从地球上看来，恒星的相对位置似乎是固定不变的，但实际上，一切恒星都在不停地运动。行星自己不发光，质量也远较恒星小，并且绕恒星运动。地球便是绕着太阳运动的行星之一。卫星质量比行星更小，绕行星运动，并随着行星绕恒星运动。流星的质量更小，也不发光。流星在行星际空间运行，当接近地球，受到引力时，可以改变轨道，甚至陨落。当它进入地球大气层后，因与大气摩擦，迅速增温至白热化，发生燃烧。绝大部分流星在到达地面以前就已完全烧毁，少数能落到地面上，成为陨星。彗星是一种很小的，但具有特殊外表和轨道的天体。它由彗核、彗发和彗尾三部分组成。彗核是相对集中的疏松固体物质。彗发是彗核释放的分子和原子，成一团气体围绕着彗核。彗尾是由电离的分子和固体小粒子组成。这些分子和小粒子受到太阳光压的作用，形成一条背向太阳的尾巴，即彗尾。星云是一种云雾状的天体。离地球非常遥远的河外星云，是一些恒星系统，而作为银河系组成部分的银河星云，则是极端稀薄和高度电离的氢和氮的混合物。

鉴于用普通的长度单位，甚至用地球和太阳的平均距离（ 14960×10^4 公里，称为天文单位），都难以表示宇宙空间的距离，人们把光在一年中传播的距离（ 94600×10^8 公里），即一个光年，作为量度天体距离的单位。

现有的仪器已经能够观察到远离地球 100×10^8 光年的空间。在可以观察到的这部分宇宙中，约有 10^{22} 个恒星。几十亿到上千亿个恒星的集合体是一个星系。例如银河系，就是一个包括一千多亿个恒星的星系。银河系是一个旋转着的扁平体，绝大多数星体都密集在它的中心平面附近。它的直径约为 10×10^4 光年，中心厚度约 10000 光年，其余部分厚度约 1000 光年。到目前为止，已经发现了十亿多个类似银河系这样的星系。星系表现为成对或成群的聚集状态，组成星系群。例如，银河系和包括比邻星系以及大、小麦哲伦云在内的近二十个星系，组成本星系群。本星系群直径约 300×10^4 光年。比星系群更大，包括几百个到几千个星系的集团，称为星系团。例如室女星系团，包含 2700 个星系，直径可达 850×10^4 光年。已知宇宙的总体称为总星系。

二、太阳和太阳系

银河系直径约有 10×10^4 光年，包含 1500×10^8 颗恒星，太阳只是其中之一。太阳位于距银河系中心（银心）约 27000 光年、距边缘 23000 光年的地方，并以每秒 250 公里的速度绕银心运动，大约二亿（ 2.5×10^8 ）年绕行一周。

太阳是一个炽热的发光球，它的内部不断进行着巨大的热核反应。太阳表面温度高达 6000K，中心温度更高达 1500×10^4 度。在已知宇宙中，太阳是一个中等大小的恒星，直径约为 140×10^4 公里，相当于地球直径的 109 倍，表面积约为地球的 12000 倍，体积约为地球的 130×10^4 倍，质量约 1.989×10^{27} 吨，相当于地球的 33.3×10^4 倍，并且占整个太阳系质量的 99.86%。它的外层可见部分的密度约为水密度的 $1/1000000$ ，中心部分的密度比水的密度大 85 倍，而平均密度则为 $1.4\text{g}/\text{cm}^3$ ，约相当于地球密度的 $1/4$ 。质量很大的太阳，以其巨大的引力维持着一个天体系统绕着它运动。这个天体系统就是太阳系。太阳位于太阳系的中心。

太阳系包括 9 个大行星，49 个卫星，和成千上万个小行星，还有少数彗星。9 个大行星中，距太阳最远的冥王星，约为 39.5 个天文单位。如果以冥王星轨道为太阳系的边界，则太阳系直径为 79 个天文单位，即约 120×10^8 公里。如果把彗星轨道计算在内，则太阳系直径将达到 $6-8 \times 10^4$ 天文单位，即 $9-12 \times 10^{12}$ 公里。9 个大行星按其物理性质可以分为两组。水星、金星、地球和火星，体积小，平均密度大，自转速度慢，卫星数少，称为地组行星；木星、土星、天王星、海王星和冥王星，体积大，平均密度小，自转速度快，卫星数多，叫做木组行星。它们的性质见表 1-1。

表 1—1 太阳系行星物理性质比较

行星	赤道半径 km	扁率	质量 地球=1	密度 g / cm^3	恒星日长	赤道对轨道 倾斜	卫星数
地组							
水星	2440	0.0	0.05	5.46	58.6 日	$< 10^\circ$	0
金星	6050	0.0	0.82	5.26	243 日	6°	0
地球	6378	0.0034	1.000	5.52	23 时 56 分	$23^\circ 27'$	1
火星	3395	0.0052	0.11	3.96	24 时 37 分	$24^\circ 55'$	2
木组							
木星	71400	0.062	317.94	1.33	9 时 50 分	$3^\circ 4'$	16
土星	60000	0.108	95.18	0.70	10 时 14 分	$26^\circ 45'$	23
天王星	25900	0.01	14.63	1.24	约 24 时	$97^\circ 53'$	5
海王星	24750	0.026	17.22	1.66	约 24 时	$28^\circ 48'$	2
冥王星	1350		0.0024	1.5	6.3 日 9 时		1

太阳系中行星和卫星绕太阳的运动，具有以下几方面的共同特征：

1. 所有行星的轨道偏心率都很小，几乎都接近于圆形；
2. 它们的轨道面都近似地在同一个平面上，对地球轨道面（黄道面）的倾斜也都不大；
3. 所有行星都自西向东环绕太阳公转；除金星和天王星外，所有行星的自转方向也自西向东，即和公转方向相同；
4. 所有行星的赤道面对轨道面的倾斜都比较小，只有天王星是唯一的例外；
5. 绝大多数卫星的轨道都近似圆形，其轨道面接近母星的赤道面；
6. 绝大多数卫星、包括土星环在内，公转方向都和母星的公转方向相同。

有关行星轨道运动的资料见表 1-2。

表 1—2 行星轨道运动资料

行星	轨道半长轴天文单位	公转周期	平均轨道速度 km / s	偏心率	对黄道面倾斜
水星	0.3871	88 日	47.89	0.2056	7 ° 0
金星	0.7233	225 日	35.03	0.0068	3 ° 23
地球	1.0000	3651 / 4 日	29.79	0.0017	1 ° 51
火星	1.5237	686.98 日	24.13	0.0933	1 ° 18
木星	5.203	11.862 年	13.06	0.0483	2 ° 29
土星	9.539	29.45772 年	9.64	0.05589	0 ° 46
天王星	19.1818	84.013 年	6.81	0.0472	1 ° 46
海王星	30.0579	164.79 年	5.43	0.0085	17 ° 10
冥王星	39.44	247.9 年	4.74	0.2494	

1766 年德国天文学家提丢斯首先提出，1772 年波得进一步完善了行星和太阳之间的距离 a 的经验公式

$$a^n = 0.4 + 0.3 \times 2^{n-2}$$

式中 $n = -1, 0, 1, 2, 3, 4, \dots$

这个公式称为提丢斯波得定则。按照这个定则，在火星和木星轨道之间，距太阳约 2.8 天文单位处还应该有一个大行星。经过长期搜索，始终没有发现这个未知的大行星。但自 1801 年至今，在上述空间范围内先后发现并确认了谷神星、智神星等 2400 多颗小行星。现在已经知道，太阳系中除九大行星之外，还有一个由成千上万颗小行星组成的独特的小行星带。它们绕太阳公转的周期约 1—14 年不等，形态很不规则，很可能是一颗大行星遭撞击破碎后形成的。我国学者共发现了 800 多颗小行星，并计算出了其中 170

多颗的运动轨道。现在已有 24 颗在国际上得到正式编号和命名。

三、地球在天体中的位置

曾经有一个很长的时期，人们认为地球是宇宙的中心，一切天体都绕着地球运行。直到 1543 年，哥白尼的《天体运行论》发表，“日心学说”创立，这个错误观念才逐渐被抛弃。但是，无限广大的宇宙根本不存在中心。太阳只是太阳系的中心。而太阳在银河系中，又只不过是旋涡臂上的一个点，一颗普通的恒星罢了。地球则只是太阳系中一颗普通的行星。

地球沿着椭圆形轨道绕太阳运行，太阳处在椭圆的焦点之一上。每年 1 月初地球和太阳最接近，距离约为 14710×10^4 公里。地球的这个位置称为近日点。7 月初离太阳最远，距离约为 15210×10^4 公里，这个位置则称远日点。日地平均距离为 14960×10^4 公里，这个数字被确定为一个天文单位。

地球并不是孤立地存在宇宙空间的，它和其他天体之间有着密切的联系并相互影响。例如，地球表面以太阳辐射能为最主要的热量来源；海、陆、大气和有机体中的许多过程，都以这种辐射能为基本动力。水能、风能都是由太阳能转化来的。当代地球上最重要的能源——煤和石油，则是长期积累的化石化了的太阳能。太阳还把各种带电粒子流传送到地球上。具有极高能量的宇宙线，从宇宙空间侵入地球的大气上层，对地球上的极光、磁暴，以及大气中的某些气体分子从分子状态转变为离子状态等一系列现象，都产生影响。陨石从星际空间落到地球上，或地球大气外层的气体质点扩散到星际空间，都表明地球与星际空间存在着直接的物质交换。至于地球在月球和太阳引力的作用力的影响下形成潮汐，以及大气和地壳的弹性变形，就更为人们所熟知了。

第二节 地球的形状和大小

地球的形状和大小是地球科学的基本课题之一。地球形状问题也是人类最古老的世界观的基本内容，是人类对于宇宙的认识的一个组成部分。相互交往及测算土地面积的客观需要，很早就促使人们去认识地球的形状和大小。但人类认识地球形状和大小的历史过程却相当复杂，并且始终充满了唯物论和唯心论的斗争。

古代人类活动的范围极有限，且又缺乏精确可靠的观测手段，因此产生过许许多多关于地球形状的错误认识。例如，古巴比伦人认为宇宙是一个闭合的箱子，大地是这个箱子的底板；古希伯莱人认为大地是一块平板；古印度人认为大地是四只大象背负的半球；古希腊人认为大地是由一条大洋河（river of ocean）环绕的圆盾；古俄罗斯人认为大地是由三条鲸驮着的圆盾，等等。我国古代则有“天圆地方”的说法，并且认为这个方形大地是从西北向东南倾斜的。

随着人类社会生产力、科学技术和航海交通的发展，人们的活动范围逐渐扩大，视野日益开阔，大地的球形观念逐步形成起来。在西方，毕达哥拉斯学派最早明确指出大地为球形，但大地球形说的真正奠基者乃是古希腊学者亚里士多得。在我国，早在公元前两千年就出现过大地球形的传说，而第一个明确主张大地球形的则是东汉时期的张衡（公元78—139）。他在《浑天仪图注》中说：“浑天如鸡子，天体圆如弹丸，地如鸡中黄……天之包地，如壳之裹黄。”

但是，只是在经历了十五世纪末和十六世纪初的地理大发现之后，尤其是环球航行成功之后，大地球形观念才最终得到证明，并从此深入人心。恩格斯高度评价地理大发现的丰功伟绩，认为这才是真正发现了地球。

从“非球”到“球形”，是人类认识地球形状的一大飞跃。但是，球形观念只是地球形状的第一个近似观念。十九世纪以来，人们进一步知道了地球是一个赤道突出、两极扁平的椭球体；近年来，有些人认为地球实际上是一个“梨状体”。

一、地球的形状及其地理意义

大地测量中所谓的地球形状，是指一种假想的，用平均海平面来表示的、平滑的封闭曲面。这个曲面叫做大地水准面。所以，这里所说的地球形状就是指大地水准面的形状。研究地球的形状，无论是对人类的生产实践，还是对诸如地球内部状态和结构、天体物理、空间技术等许多方面的科学实践，都有重要的意义。

人类很早就掌握了大地球形的简单证据。例如，一个人沿南北方向旅行时，发现星星在地平线上的高度不断变化，一些星出现了，而另一些星不复

可见；驶离海岸的船只，总是船身首先从岸上观察者的视野中消失；月食时，出现在月球表面的地影总呈圆形；日出前和日落后天空中出现曙暮光；等等。以后，科学的发展提供了更丰富的证据，人们的认识也随之不断深化。

1671年，法国天文学家里希尔到今法属圭亚那首府卡宴（52.5°W，5°N）进行天文观测时，发现由巴黎带来的摆钟每天慢两分半。他调整了摆长以校准时钟，但回到巴黎后，摆钟每天又快两分半。里希尔指出发生这一现象的原因可能是地球并非真正的球体。后来，牛顿运用万有引力定律对这种现象做了解释。牛顿认为，摆钟变慢是由重力加速度变小引起的。而重力加速度之所以变小，一方面是由于赤道附近的离心加速度增大，另一方面则是地球的赤道部分比较凸出，使那里所受的地心引力减小所致。

我们知道，当一个长度为 l 的摆的摆动幅度与 l 相比很小时，摆动一次的时间 T ，可由下列公式算出：

$$T = \sqrt{\frac{l}{g}}$$

式中 g 为重力加速度。

如果摆长不变，时间 T 只可能随重力加速度的改变而改变。这就说明摆动变慢，是由于重力加速度减小，即赤道上的地表比高纬地区同海拔地表距地心更远。

现代精密测量的结果告诉我们，通过赤道的地球直径比通过两极的直径长 42.5 公里。这就证实了地球不是正球体，而是一个两极比较扁平、赤道部分相对突出的椭球体；通过两极的地球断面是椭圆形而不是正圆形；椭球体的最大圆周在赤道上，而不在通过两极的椭圆上（图 1-1）。由于地球两极扁平，那里的地面曲率就比赤道地面曲率小。从图 1-1 中可以看出，两极附近 5° 弧的弧长大于赤道上 5° 弧的弧长；相应于前者的圆半径，比相应于后者的圆半径大。

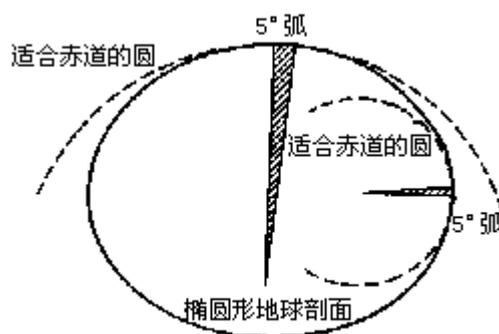


图1-1 地球椭球体（据 Strahler）

地球两极扁平的程度称为地球的扁率，可以用下式计算：

$$= \frac{a - b}{a}$$

式中 a 为地球赤道半径，即椭球体半长轴， b 为地球两极半径，即半短轴。

地球半长轴与半短轴的关系如图 1-2。

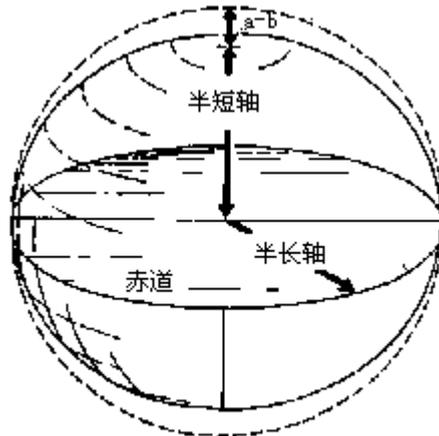


图1—2 地球的半长轴和半短轴（据Strahler）

测定地球扁率的工作早在十八世纪就已开始。十九世纪以来，不同国家分别采用了许多种扁率。1924年，国际大地测量和地球物理协会决议采用海福得椭球体。我国在1952年以前也曾采用过。1940年克拉索夫斯基提出了新的数据，并先后为部分欧洲国家所采用。我国自1953年开始也采用克拉索夫斯基的椭球体。人造地球卫星出现后，扁率测量的精度大大提高。1971年，第15届国际大地测量和地球物理协会决议，采用人造地球卫星提供的最新数据。现将椭球体的有关数据列举如下：

	半长轴 (m)	半短轴 (m)	扁率
海福得 (1924)	6,378,388	6,356,912	1 / 297.0
克拉索夫斯基 (1940)	6,378,245	6,356,863	1 / 298.3
第15届国际大地测量和地球物理协会 (1971)	6,378,160	6,356,755	1 / 298.25

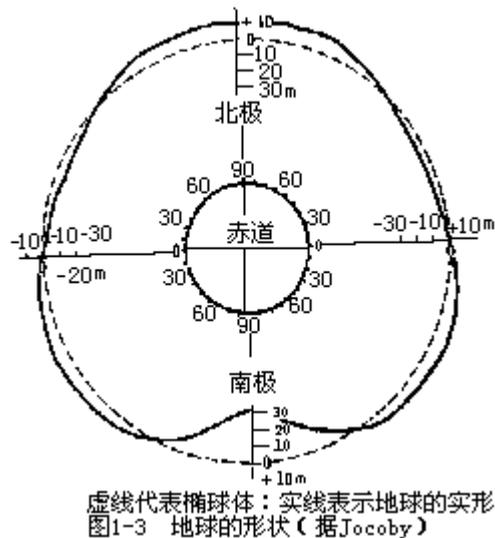
在太阳系的九大行星中，地球的扁率是相当小的。木星、土星、天王星和海王星的扁率都比地球扁率大。很可能冥王星扁率也比地球的大（见表1-1）。

虽然椭球体一词比较接近真实地反映了地球的形状，但是椭球体曲面与大地水准面仍然有一些微小的差异。大地水准面以海平面为基准，在大陆部分，它因重力减小而上升，在海洋部分又因重力增大而下降。所以，大地水准面实际上是一个不规则的起伏表面。在南北两半球，椭球体不同程度地偏离大地水准面，但以两极的偏离幅度最大（图1-3）。

人造卫星提供的信息使人们获得了对大地水准面的崭新认识。长期以来，人们把大洋表面看作一个平缓的、稳定的旋转椭球面。其实地球洋面上至少各有三个较大的隆起区和凹陷区。前者如澳大利亚东北的洋面、大西洋的南伊斯兰附近洋面和非洲东南洋面，分别隆起76、68和48米；后者如印度半岛以南海面、加勒比海区和加利福尼亚以西海面，分别凹进112、64和56米。这些凹陷区直径都在3000—5000公里间。隆起区和凹陷区的存在使

大洋面发生倾斜，因而成为一个复杂的面。人造卫星测到的地球的沿赤道断面，也不是正圆形而是卵圆形，其长轴方向的赤道直径比其他方向要长 427 米。

整个地球的形状，从通过两极，垂直于赤道平面的断面来看，呈现梨形。如图 1-3 所示，这个“梨形体”和标准椭球体相比较，南极凹进 24 米，北极高出 14 米，从赤道至 60° S 之间



高出基准面，而自赤道至 45° N 之间又低于基准面。考虑到所有这些起伏相对于地球的巨大直径来说，毕竟太微小，因此我们仍主张把地球形状视作旋转椭球体。

地球的形状具有非常重要的地理意义。我们知道，太阳辐射是地球表面最主要的能量来源，而太阳同地球的平均距离长达 14960×10^4 公里。这样，就可把投射到地球表面的太阳光线视为平行光线。当平行光线照射到地球表面时，不同纬度地区的正午太阳高度角将各不相同。太阳光线与地球赤道面的相对关系，即一定的黄赤交角，决定了太阳正午高度角有规律地从 23° 27' N 和 S 之间向两极减小（图 1-4）。因此，太阳辐射使地表增暖的程度也按同样的方向降低，从而造成地球上热量的带状分布和所有与地表热状况相关的自然现象（如气候、植被和土壤等）的地带性分布。

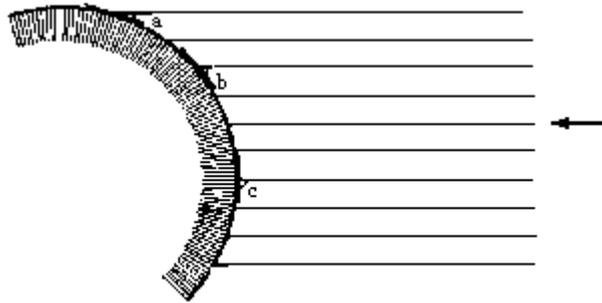


图1-4 不同纬度太阳高度角不同
(角c>角b>角a)

二、地球的大小及其地理意义

在人类尚未掌握先进的测量技术和方法以前，“地球究竟有多大”这个难题是无从解答的。我国古代文献中，从大地方形观念出发，曾有过“东西五亿有九万七千里，南北亦五亿有九万七千里（《吕氏春秋》）”；“东极至于西极，二亿三万三千五百里七十步”，“北极至于南极，二亿三万三千五百里七十步（《淮南子》）和“南北二亿三万一千五百里，东西二亿三万三千里”（《河图括地象》）等无根据的臆说，过分夸大了地球的规模。《五藏山经》说“天地之东西二万八千里，南北二万六千里”，又显然偏小。也是没有根据的。

亚里士多得（公元前 384—322 年）在其著作中曾引用一位数学家的计算数据，指出地球圆周长为 40 万斯台地亚（stadia）。斯台地亚为古希腊长度单位，约相当于 0.16 公里，据此换算，则地球圆周长 64000 公里，也与事实相去甚远。

只有通过测量才能够获得地球大小的准确数据。首次进行这种测量的是昔兰尼人埃拉托色尼（公元前 284—192 年）。他在担任亚历山大城缪斯学院图书馆长时，测出亚历山大和塞恩（Syene，在今埃及阿斯旺附近）夏至日正午太阳高度角相差 7.2° ，认为这一角度正是两地间的弧距。他根据两地的距离计算出地球圆周长为 25 万斯台地亚，非常接近 40000 公里。但是，亚历山大和塞恩并不在同一经线上，而是有 $2^\circ 30'$ 经度差。两地的距离当时系根据商队路线估计的，也并不准确。所以，埃拉托色尼的计算结果与现代观测结果的近似，只是一种巧合。然而毫无疑问，他的方法是一项重要的创举。

公元 723 年，我国唐朝的僧一行（张遂）、南宫说等人分别在 13 个地方测量当地的地理纬度，测出经线 1° 弧长为 350 唐里 80 步，约相当于现在的 132.3 公里。这一结果显然偏大。

现在，人类对地球大小的测量已经相当准确。1975 年 9 月，国际大地测量和地球物理联合会第 18 届全会推荐了一批有关地球大小的数据，其中，

地球赤道半径 a 为 $6,378,140 \pm 5$ 米，极半径 c 为 $6,356,755 \pm 5$ 米，总面积 5.1×10^8 平方公里，总体积 10820×10^8 立方公里，总质量 5.98×10^{27} 克。近年又报道了总体积 10833×10^8 立方公里，总质量 6.588×10^{27} 克。在实际运用中，常常把与地球体积相等的正球体半径作为地球的平均半径，即 $6,371,110$ 米。地球的经线周长为 $40,008,548$ 米，赤道周长为 $40,076,604$ 米。

地球的巨大质量和体积，使它能够吸着周围的气体，保持一个具有一定质量和厚度的大气圈。地球上的物体至少需有 11.2 公里/秒的速度才能脱离地球，而大气中气体微粒的运动速度最快也只及上述数字的 $1/7$ 。这就保证了地球的大气不致逸散。而如果地球没有现在这样大和这样重，就不可能有现在这样的大气圈。因而也没有海洋和河湖，没有风，也没有生物。地表平均温度将比现在低得多，温度较差将大得多，紫外线辐射将强得多，……总而言之，我们的地球将呈现完全异样的景象。

第三节 地球的运动

生活在地球上的人类，不能感觉地球的运动，却能直接看到日月星辰绕地球旋转，因此，很容易误认为地球是静止不动地居于宇宙的中心，于是地心说应运而生。亚里士多得最早提出的地心说，经过托勒密（公元 90—168 年）在二世纪中叶加以系统化之后，曾风靡世界达一千五百年之久。

1510—1516 年间，波兰天文学家哥伯尼（1473—1543 年）完成了六卷巨著《天体运行论》，首先明确提出“地球是动的”，“行星旋转的中心不是地球而是太阳”，“地球不是宇宙的中心”，而“是围绕太阳旋转的一颗普通的行星”，等等，从而建立了日心说。哥伯尼认为，地球绕轴自转发生昼夜的交替，同时绕太阳公转，导致季节的变化。

通过布鲁诺（1546—1600 年），开普勒（1571—1630 年）、伽利略（1564—1642 年）和牛顿（1642—1727 年）等许多杰出科学家的努力，日心说逐步取代了地心说。而 1781 年天王星的发现，1846 和 1930 年海王星和冥王星的发现，则使日心说在对地心说的斗争中最终取得了彻底的胜利。

一、地球的自转

太阳系是一个比较稳定的旋转系统。地球在太阳系形成过程中获得的一定的角动量主要分布在地球的自转、公转和地-月转动系统中。地球的椭球体形状与离心力的作用有关，而离心力又只在物体旋转时才可能产生，可见地球是旋转的。科学实验早已证明了地球旋转的事实。

1851 年，傅科在巴黎众神殿上以长度为 200 英尺的一条绳子悬吊一个 60 磅重的铁球，做成摆，并在铁球下装一细针，球摆动时，针可在地面铺的沙层上划出记号。根据力学定律，摆动物体都力图保持它原有的摆动平面。傅科在实验中却发现，摆总是逐渐向右偏转，在 49°N 的巴黎，每小时偏 11° 多，每 32 小时偏转一周（360°）。后来的研究表明，在极地摆动平面每小时偏转 15°，每 24 小时偏转一周。但在赤道上却不发生偏转。既然摆动平面是固定不变的，这种偏转就只能是视偏转了，它说明不同纬度上的经线方向在不断变化。地球是自西向东旋转的。在赤道上，经线的切线平行于地轴，因此它的方向不因地球旋转而变化。在两极，经线的切线与地轴相互垂直，因此它们的方向每天变化 360°，每小时变化 15°，与地球旋转角速度相同。摆动平面的视偏转与地球旋转方向相反，即在北半球向右或顺时针，在南半球向左或逆时针。

不同纬度上，摆动平面每小时偏转的角度 等于地球每小时自转的速度与所在纬度正弦的乘积，其公式为：

$$=15 \times \sin\varphi$$

地球绕地轴旋转，称为地球自转。自转一周的时间即自转周期，叫做一

日。但由于观测周期采用的参考点不同，一日的定义也略有差别。如果取春分点为标准，则春分点连续两次通过同一子午面的时间，叫做一恒星日。如果取太阳为标准，则地球上同一地点连续两次通过地心与日心的连线所需的时间，叫做一个太阳日。但是地球不但自转，还绕太阳公转，公转轨道又呈椭圆形，所以一年中的太阳日并不是等长的。取一年的平均值就得到一个平均太阳日，即 24 小时。这是地球平均自转 $360^{\circ} 59'$ 的时间，其中 $59'$ 是地球公转造成的。所以，它比一个恒星日长 3 分 55.909 秒平均太阳时。

地球自转速度包括线速度和角速度两种。赤道上线速度最大，为 464m/s，到 $60^{\circ} N$ 和 S 处几乎减少一半，到两极则为零。不同纬度的线速度 L 可用下式表示：

$$L=464 \times \cos\varphi$$

自转角速度除两极点外，到处都是每日 360° ，每小时 15° 。

长期以来，人们认为地球自转速度非常稳定，因此把它作为计算时间的标准。实际上，地球自转速度并不是永远固定不变的。据推测，在地球形成的初期，自转周期仅有 4 小时。而现在已经计算出，距今 5×10^8 年前的寒武纪晚期，自转周期为 20.8 小时，至泥盆纪增至 21.6 小时，石炭纪 21.8 小时，三迭纪 22.7 小时，白垩纪 23.5 小时，始新世 23.7 小时，目前为 24 小时。我们知道，活的珊瑚每天分泌碳酸钙，形成躯壳上的细小日纹。现代珊瑚每年有 365 条日纹，而五、六亿年前的珊瑚化石每年却有四百多条日纹。这就说明当时地球自转速度比现在要快得多，即当时的一天要比现在短。

地球自转速度并不是一直变慢，也有以变快为主的阶段，但减慢是主要趋势，而减慢的原因则是多种多样的。早在二百多年前康德就已指出，月球和太阳引潮力造成的潮汐从东向西冲击地壳，而地球自转方向为自西向东，潮汐与地壳摩擦产生的阻滞地球自转的力，将减慢地球自转速度。也有人认为地球自转速度减慢是太阳活动的影响和地球不断膨胀和增大的结果。但是，地球自转速度变化的根本原因仍然在地球的内部。地球上比重大的物质在重力作用下不断向地心集中。据估计每秒钟有 5×10^4 吨铁从地幔进入地核，这种运动将使地球自转加快；而火山爆发、岩浆活动等过程使地幔物质流向地表，当然也会引起自转速度的变化。

除了长期的变化之外，地球自转还有季节变化。每年 3—4 月，地球自转速度最慢，8 月最快。但季节性日长变化不超过 0.5—0.6 毫秒。自转的季节性变化可能与地球上纬向风速、洋流和冰雪分布的季节变化有密切关系。因为它们影响地球质量分布于转动轴线间的距离，因之影响到地球的转动惯量。当转动惯量增大时，转速将减慢；反之，转速将加快。

地球绕轴自转这一事实是确定地理坐标的基础，如果没有两个极点，就几乎不可能建立统一的地理坐标。地球自转的重要的地理意义表现在以下几方面：

1. 地球自转决定了昼夜的更替，并使地表各种过程具有一昼夜的节奏。

地球是不透明的，任何时候，太阳都只能照射地球的一半，使地球表面产生昼和夜的区别。如果地球只有公转而没有自转，那么昼夜更替的周期将不会是一日而是一年。在这种情况下，与地表热量平衡相联系的一切过程，包括气压、气流、蒸发、水汽凝结以及有机界的状况，都将发生和现在全然不同的变化。比如，巨大的昼夜温差将会引起十分强烈的风暴，过度的炎热和严寒将会造成生物的死亡，等等。但由于地球有自转，而且既不象金星那样慢，也不象木星那样快，昼夜更替适中，地表增温和冷却不超过一定的限度，生物才得以生存，其他许多过程才不朝极端方向发展。

2. 由于地球自转的结果，所有在北半球作水平运动的物体都发生向右偏转，在南半球则向左偏。假设在北半球任何一点的地平面上有南北线 N—S 和东西线 W—E，有四个物体从这两条线的交点 C 分别向 CN, CW, CS 和 CE 四个方向运动，由于地球自转的缘故，地平面按反时针方向旋转。因此，经过一定时间以后，南北线和东西线分别落到了 N₁—S₁ 和 W₁—E₁ 的位置（图 1-5），而四个物体按惯性规律力图保持其原来的运动速度和方向，从而向右偏离了位置（图 1-5），而四个物体按惯性规律力图保持其原来的运动速度和方向，从而向右偏离了地面的基线。

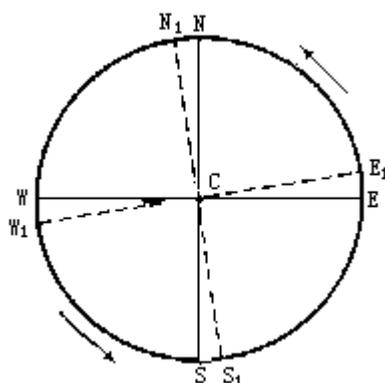


图1-5 运动物体的偏转

这一现象可以用地球自转的线速度来解释。物体自 C 点向北运动，是从线速度较大的纬度转移到线速度较小的纬度，由于惯性的作用，它必然超越其出发点 C 的经线；向南运动时，情况正相反，它自线速度较小的纬度转移到线速度较大的纬度，所以便落后于其出发点的经线，结果仍然是向右偏转。当物体沿东西方向运动时，实际上是沿纬线的切线方向运动，即仍由高纬向低纬运动，故运动方向仍将发生偏转。

科里奥利首先发现地球自转情况下运动物体的偏转力，因此称为科里奥利力。科里奥利力 D 可用下式表示：

$$D=2vW\sin\varphi$$

式中 v 为运动物体的速度；w 为地球自转的角速度；φ 为运动物体所在纬度。

地表某一点的角速度和纬度正弦值的乘积，只影响运动物体的方向，而

不影响其速率；而运动物体的速度却决定着偏转力的大小。当物体静止不动，即 v 等于零时，偏转力也等于零。科里奥利力对气团、洋流、流水的运动方向和其他许多自然现象有着明显的影响，例如北半球河流多有冲刷右岸的倾向，高纬地区河流上浮运的木材也多向右岸集中。

3. 地球自转造成同一时刻、不同经线上具有不同的地方时间。一个地方正当正午的时候，距它 180° 经度的地方却正当午夜。这说明，地球表面每隔 15° 经线，时间即相差 1 小时。人们据此划定了地球的时区。全部经度 360° ，分为 24 个时区。以本初经线为中心，包括东西经各 $7^\circ 30'$ 的范围为中时区。东西另外各 15° 经度为东一区、西一区；如此类推，至东西十二区，即是以 180° 经线为中心的时区。这样，如中时区为正午，东一区为下午一时，而西一区则为上午十一时，东西十二区正在午夜。午夜是前一日与后一日的分界。在同一时刻， 180° 经线以东是前一日的结束，以西却是次一日的开始。经过国际协议，把 180° 经线定为国际日期变更线（局部地方有所调整）。自西向东越过这条线，即从东半球进入西半球，应把日期减去一日；自东向西越过这条线，即从西半球进入东半球，则应把日期加上一日（图 1-6）。

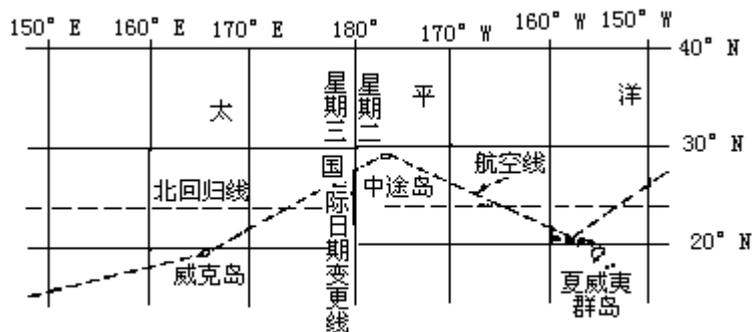


图1-6 国际日期变更线（据Finch等）

4. 由于月球和太阳的引力，地球体发生弹性变形，在洋面上则表现为潮汐。而地球自转又使潮汐变为方向与之相反的潮汐波，并反过来对它起阻碍作用。潮汐摩擦阻力虽然要 40000 年才能使地球的一昼夜延长一秒，但对地球的长期发展却具有不可忽视的意义。

5. 地球的整体自转运动，同它的局部运动，例如地壳运动、海水运动、大气运动等，都有密切的关系。大陆漂移、地震、潮汐摩擦、洋流等现象都在不同程度上受到地球自转的影响。

此外，当地球自转加快时，离心力把海水抛向赤道，可以造成赤道和低纬区的海面上升，而中高纬度区海面则相应下降。

二、地球的公转

地球按照一定的轨道绕太阳运动，称为公转。地球公转的周期为一年。

“年”的时间也因参考点不同而有差别。地球连续两次通过太阳和另一恒星的连线与地球轨道的交点所需的时间为 365 日 6 时 9 分 9.5 秒，称为一个恒星年。而连续两次通过春分点的平均时间为 365 日 5 时 48 分 46 秒，则称为一个回归年。

地球公转方向也是自西向东。从地球北极高空看来，地球公转和自转都如图 1-7 所示，呈反时针方向。实际上，围绕太阳旋转的绝大多数行星和几乎所有的卫星都按同样方向运动。

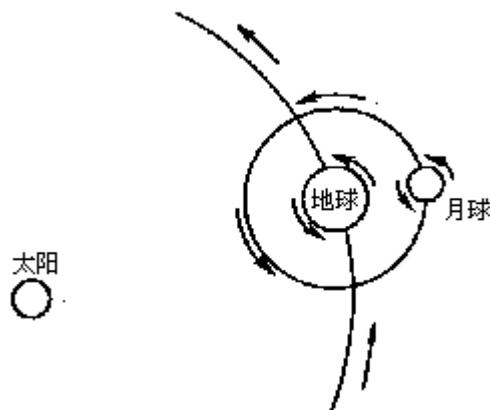


图1-7 地球、月球的自转和公转方向（据Strahler）

地球轨道是一个椭圆，太阳位于椭圆的两个焦点之一上。椭圆的最长直径叫长轴，最短直径叫短轴。长短轴之差称为焦点距。1/2 焦点距与半长轴之比，称为椭圆偏心率。偏心率愈接近于零，椭圆即愈接近圆形。地球轨道偏心率约为 0.017 或 1/60。

图 1-8 表示地球公转轨道。从图上可以看到，大致 1 月 3 日，地球最接近太阳，此时的位置称为近日点；大致 7 月 4 日，地球最远离太阳，此时的位置则称远日点。根据开普勒定律，在单位时间内，地球与太阳的连线在地球轨道上扫过的面积相等。所以，地球公转速度在近日点最大，在远日点时最小。

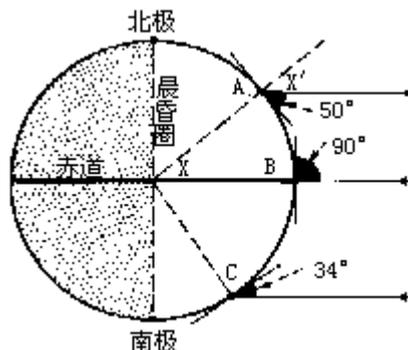


图1-10 光线与地轴

地球轨道面是在地球轨道上并通过地球中心的一个平面。地轴并不垂直于这个轨道面，而是与它成 $66^{\circ} 33'$ 交角。这就是说，对地球轨道面而言，

地轴是倾斜的（图 1-9）。太阳位于

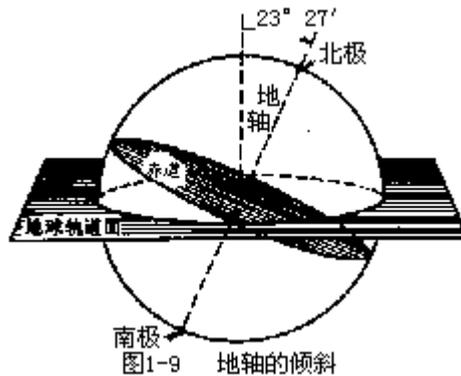


图1-9 地轴的倾斜

地球轨道面上，从地球上看来，太阳好像终年在这个平面上运动，这就是太阳的视运动。太阳视运动的路线叫做黄道，黄道所在的面就是黄道面。实际上，黄道面和地球轨道面是重合的。地轴与地球轨道面约成 $66^{\circ} 33'$ 交角，因而赤道面与黄道面约为 $23^{\circ} 27'$ 交角，后者就是黄赤交角。赤道和黄道面相交的两个点称为春分点和秋分点。地轴的倾斜方向是固定不变的，因此，太阳光只能直射地球上 $23^{\circ} 27'$ N 和 S 以内的地方。地球绕太阳公转的结果，使太阳光线直射的范围在 $23^{\circ} 27'$ N 和 S 之间作周期性变动，从而形成了春夏秋冬四季的更替。

在任何地点，太阳在天空的位置都以当地正午时为最高。太阳光线与地平面间的夹角称为太阳高度角。当太阳位于春分点和秋分点时，光线与地轴垂直。如图 1-10 所示，赤道上任一地点 B 的正午太阳高度角都是 90° 。因为 X 角等于 X' 角，所以赤道以北 A 点的太阳高度角 50° 等于 $90^{\circ} - X$ ，即是太阳光线与地平面南向的夹角。赤道以南 C 点的太阳高度角 34° ，则是太阳光线与地平面北向的夹角。

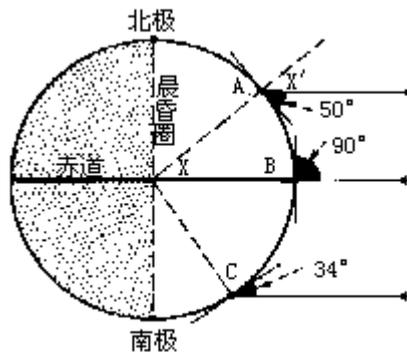


图1-10 光线与地轴

春分（3月20或21日）和秋分（9月22或23日），太阳位于春分点和秋分点。由于阳光直射赤道，阳光的照射圈，即昼夜分界的晨昏圈，正好切过两极，而且所有纬线圈都被晨昏圈等分为二，因此南北半球各纬度上的白昼和夜晚长度都是12小时。

冬至(12月22或23日)和夏至(6月21或22日)的情况却有所不同。图1-11中的箭头表示太阳光线,A角为 53° N的正午太阳高度角。冬至日,太阳直射 $23^{\circ}27' S$ 线(即南回归线),切

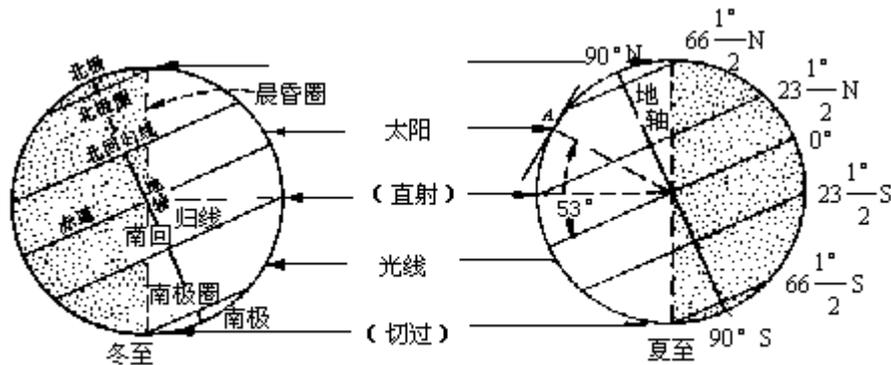


图1-11 冬至与夏至

过南极圈($66^{\circ}33' S$),南极圈内整日处于晨昏圈的向太阳一侧,而北极圈内却处于晨昏圈的背太阳一侧,因而产生了如下的结果:第一,北半球夜晚比白昼长,南半球相反;愈向两极,昼夜长度悬殊愈大。第二,在赤道两侧的相应纬度上,昼夜相对长度恰好相反。第三,北极圈内夜长24小时,南极圈内昼长24小时。而在南极,太阳整日位于地面以上 $23^{\circ}27'$ 。

夏至日情况恰好与冬至日相反,太阳直射 $23^{\circ}27' N$ 线(即北回归线),切过北极圈($66^{\circ}33' N$)。北极圈内整日都在晨昏线的向太阳一侧,昼长达24小时;南极圈内却在背太阳一侧,夜长24小时;南半球夜晚比白昼长,北半球相反。赤道两侧的相应纬度上,昼夜相对长度也恰好相反。

黄道全圈分为 360° ,以春分点为起点计算,二分点与二至点与相邻点的角距都是 90° 。西方国家的天文学以春分到夏至为春季,夏至到秋分为夏季,秋分到冬至为秋季,冬至到春分为冬季。我国还将黄道全圈按 15° 划分,得到24个间距,称为二十四节气。

三、岁差、章动和极移

月球和太阳对地球引力产生的力矩,使地球赤道面向黄道面趋近。由于地球不断自转,按照陀螺运动原理,自转轴必然绕着黄道轴旋进,而黄赤交角保持不变。当地球自转轴旋进时,春分点西移,故地球自转不到一周即可两次经过春分点。这就是岁差。春分点每年西移 $50'2564''$ 。由此可知,地球自转轴旋进周期约为25700年,也就是说,它每25700年描绘出一个圆锥形(图1-12)。

第四节 地理坐标

一、纬线与纬度

地球南北极的连线是地球自转的轴线，即地轴。地轴的中点叫地心。通过地心并和地轴垂直的平面与地表相交而成的圆，就是赤道。赤道把地球分为北半球和南半球。所有与地轴相垂直的面，都和地表相交而成圆，就是纬线。很明显，所有纬线都是相互平行的。赤道是最大的纬圈，由此向北或向南，纬圈的半径都有规律地减小。按下列公式很容易求出不同纬度上经度 1° 的弧长 L：

$$L=111.2 \times \cos\varphi \text{ (km)}$$

式中 φ 为当地纬度。

表 1-3 为不同纬度上经纬线各 1° 的长度和面积。

表 1-3 经纬线每 1° 的长度和面积

纬度	纬度 1° 长 (m)	经度 1° 长 (m)	经纬 1° 面积 (km ²)
90	111, 700.0	00.0	54.44
80	111, 665.8	9, 934.5	2, 165.68
70	111, 657.5	38.118.5	4, 260.54
60	111, 417.1	55, 802.8	6, 217.30
50	111, 233.0	71, 699.2	7, 795.21
40	111, 037.8	85, 397.7	9, 482.20
30	110, 854.8	96, 490.4	10, 696.29
20	110, 706.0	104, 651.4	11, 585.39
10	110, 609.0	109, 634.7	12, 127.43
0	110, 575.4	111, 323.9	12, 309.54

一地的纬度就是该地铅垂线对赤道面的夹角。赤道的纬度为零度，由赤道向两极，各分为 90°，北半球的称北纬，南半球的称南纬。但是，上述位于地心的夹角是不可能直接测量的，必须利用仪器进行间接测量。

为了弄清这种间接测量的理论依据，首先应了解关于天球的概念。从地球看来，那些极其遥远的天体似乎是嵌在一个很大的球体之上，这个假想的球体叫做天球。延长地轴线与天球相交的两点，就是天极。因为天球与地球的距离是无穷大的，所以，地球上的所有平行线都将在天球上相交。也就是说，地球表面任何一点与天极的连线都和地轴平行，而这条线与地平面的夹角，就等于该地铅垂线对赤道面的夹角，即该地的纬度。例如天北极位于地球北极的正上空，地球北极的纬度为 90°。赤道上与地轴平行的直线在天北极与地轴相交，但此线和地平面的夹角为零度，故赤道上的纬度为零度。在

实际测量时，在北半球通常是以接近天北极方向的恒星——北极星的平均位置作为天极，测出其高度角，就是各地的地理纬度。

二、经线与经度

所有通过地轴的平面，都和地球表面相交而成为圆，这就是经线圈。每个经线圈都包含两条相差 180° 的经线，一条经线则只是一个半圆弧。所有经线都在两极交会，所以经线都是呈南北方向，长度也彼此相等。由经线和纬线构成的经纬网（图 1-13），是地理坐标的基础。

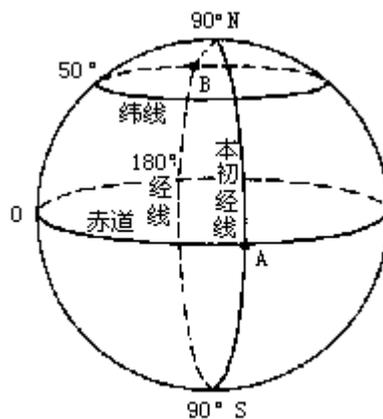


图1-13 经纬线

最初，经线的起始线是不统一的。1884 年经过国际协议，确定以穿过伦敦当时的格林威治天文台的经线为本初经线，或称本初子午线。本初经线是经度的零度线。由此向东和向西，各分 180° ，称为东经和西经。东经和西经 180° ，是重合的，通常就把它叫做 180° 经线。由此可知，某一地点的经度，就是该地所在经线与本初经线之间的角距，亦即这两个经线平面在地轴上的夹角。经度是沿着纬线计算的。

在实际工作中往往凭借无线电信号来决定某个地方的经度。世界上许多电台每天多次报告格林威治时间或电台所在时区的时间。根据测点的地方时间与格林威治时间或另一已知位置的地方时间的差值，即可求出两者的经度差和该地点本身的经度。

第五节 地球的圈层构造

一、地球的圈层分化

地球上的一切元素都来源于恒星的演化。数十亿年前，刚从太阳星云中分化出来的原始地球是一个接近均质的物体。其中主要由碳、氧、镁、硅、铁、镍等元素组成的各种物质没有明显的分层现象。地球圈层的分化过程同整个地球的温度变化过程有密切的关系。放射性元素的辐射能量在地球内部的积累，使那里的温度逐渐升高，因而物质具有可塑性，加以重力的作用，物质便发生分异，逐渐形成性质不同的圈层。

原始地球的铁元素，因为温度超过了它的熔点而以液态出现。液态铁由于密度大而流入地心，首先形成地核。重物质向地心集中的同时发生压缩。压缩功转变为能量又使地球局部增温和熔化。而物质的对流还伴随着大规模的化学分离。最后，地球内部就分化为地核，地幔和地壳三个圈。在上述分化过程中，地球内部产生的气体经过“脱气”形成了地球最外圈的大气圈。地球形成之初，其原始大气主要是由二氧化碳、一氧化碳、甲烷和氨组成的。绿色植物出现以后，植物在光合作用中放出的游离氧对原始大气发生缓慢的氧化作用，使一氧化碳变为二氧化碳，甲烷变为水汽和二氧化碳，氨变为水汽和氮。光合作用持续进行，氧气又从二氧化碳中逐渐分离出来，最终形成了以氮和氧为主要成分的现代大气。

地球上的水主要是从大气中分化出来的。早期大气含有大量水汽。由于温度逐渐降低以及大气中含有大量尘埃微粒，一部分水汽便凝结成液态水降落到地面，然后汇聚在洼地中，形成原始水圈。后来，由于水量增加和地表形态变化，原始水圈逐渐演变成为今天的海洋和河湖沼泽。

在原始的地壳、大气圈和水圈中，早就存在着碳氢化合物。后来，原始生物出现了。它们逐渐扩展到陆地和低层大气中，形成了生物圈。

根据地球物理学、地球化学和其他地球科学的研究，现在已经获得了大量有关地球构造的知识。地球从外部边缘到地心的圈层构造，如下表所示：

表 1 - 4 地球的圈层

层次	厚度 (km)	体积 (× 10 ²⁷ cm ³)	平均密度 (g / cm ²)	质量 (× 10 ²⁷ g)	质量 (%)
大气圈				0.000005	0.00009
水圈	3.80	0.00137	1.03	0.00141	0.024
生物圈*					
地壳	35	0.015	2.8	0.043	0.7
地幔	2865	0.892	4.5	4.054	67.8
地核	3471	0.175	10.7	1.876	31.5
全部地球	6371	1.083	5.52	5.976	100.0

*生物圈质量很小，并渗透于水圈、大气圈等圈层中。

二、地球的内部构造

根据对地震波在地下不同深度传播速度的分布的研究，地球固体地表以内的构造可以分为三层，即地壳，地幔和地核。

(一) 地壳

地壳是指地表至莫霍洛维奇面之间厚度极不一致的岩石圈的一部分。地壳下部，地震波的传播发生突变，说明那里存在着一个界面。南斯拉夫的莫霍洛维奇首先发现这个分界面，所以现在通称莫霍洛维奇面或M界面。大陆的地壳平均厚度为35km，但变化很大。我国青藏高原的地壳厚度达65km以上。大陆地壳最表层为风化壳，其余则自上而下分为沉积岩层、硅铝层和硅镁层。沉积岩层是不连续的，其厚度一般约4—5公里，少数地方可达10公里。硅铝层化学成分主要是硅和铝，岩石组成主要为花岗岩和花岗闪长岩。硅镁层化学成分主要是硅和镁，由玄武岩质的岩石构成。海洋下的地壳厚度约5—8公里，上部为疏松沉积物，中部为固结沉积物和玄武岩，下部为硅镁层。

(二) 地幔

莫霍洛维奇面以下，深度为35—2900km的圈层，就是地幔。地幔分上下两层。上地幔深度35—1000公里，主要由橄榄岩质的超基性岩石组成。这层岩石比较软，为岩浆的源地，也称为软流圈。下地幔深度1000—2900km，可能比上地幔含有更多的铁。由上地幔到下地幔，密度由3.31克/厘米³增加到5.62克/厘米³。

(三) 地核

地核分为两层，地表以下2900—4980公里，叫外地核，据推测可能是液体。4980—5120公里深处，是内外两层的过渡带。而由5120公里直到地心则为内地核，可能是固体。地核主要由铁、镍组成，可能还包含少量的硅、

硫等轻元素。外层密度约为 9.5 克/厘米^3 ，至地心增加到 13 克/厘米^3 (图 1-14)。

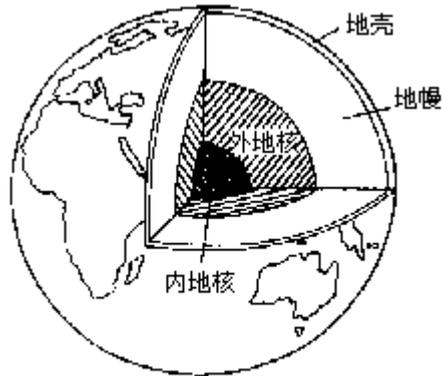


图1-14 地球的内部构造

三、地球的外部构造

地球的外部构造是指地球大气圈，水圈和生物圈。

(一) 大气圈

地球大气的主要成分为氮(78%)和氧(21%)，其次为氩(0.93%)、二氧化碳(0.03%)和水蒸汽等。此外还有微量的氦、氖、氦、氙、臭氧、氫、氫和氫。地球大气富含氧气是生命活动的结果，而它对于生命的进一步发展有着重要的意义。太阳系其他行星的大气与地球大气相比较，成分有很大差别。水星大气相当稀薄，表面大气压小于 2×10^{-9} 毫巴，主要成分为氦、氫、氧、碳、氩、氦、氙等。金星大气非常稠密，密度为地球大气的 100 倍，其中 97% 为二氧化碳，氮不超过 2%，水蒸汽为 1%，氧小于 0.1%。火星大气比较洁净，主要为二氧化碳，并含有 3% 的氦，1.5% 的氩，密度则只有地球大气密度的 1/100。

(二) 生物圈

地球生物圈渗透在水圈、大气圈下层和地壳表层的范围之中。生物圈的质量很小，有人估计约相当于大气圈的 1/300，水圈的 1/7000，或上部岩石圈的 1/1,000,000。但是，生物圈对于改变地球的地理环境却起着重要的作用。生物所生产的物质是人类的重要财富。生物富集的化学元素主要是 H、O、C、N、Ca、K、Si、Mg、P、S、Al 等。有机界和无机界在地表的相互作用还形成一个独特的土壤层。

(三) 水圈

水圈主要由海水构成，陆地上的湖、河、沼泽水和地下水也是水圈的组成部分。海水的主要成分是 O 和 H，此外还郁 Cl, Na、Mg、S、Ca、K、C、B 等。水与大气及地表岩石中的各种物质相互作用，产生各种沉积物、矿物及

可溶性盐。水还作为最活跃的营养力促进地貌的发育。

地球构造中的同心圈层，在分布上有一个显著的特点：在高空和地球内部，它们基本上是上下平行分布的；但在地球表面附近，各圈层却是互相渗透甚至互相重叠的。这一特点赋予地球表面一系列独特的性质。地球表面这个特殊的圈称为地理圈或地理壳，是自然地理学的研究对象。

第六节 地球表面的基本形态和特征

一、海陆分布

地球表面明显地分为海洋和陆地两大部分。连续的广阔水体称为世界海洋，它是海洋的主体。被海洋所环绕，但突出于海洋面上的部分则称为陆地。大陆是陆地的主体；岛屿是陆地的组成部分。

在 $5.1 \times 10^8 \text{km}^2$ 的地球表面积中，海洋面积 $3.61 \times 10^8 \text{km}^2$ ，约占 71%，陆地面积 $1.49 \times 10^8 \text{km}^2$ ，约占 29%。海洋与陆地的面积比约为 2.5 : 1，海洋占有明显的优势。这种情况至少在太阳系是独一无二的，故有的学者曾严肃地称地球为“水球”。

地表的海洋分布不均匀。以新西兰东南为中心，包括太平洋主体的半球，海洋占 90.5% 而陆地面积积极小，因而有水半球之称。另外的半球以法国南特附近为中心，虽然名为陆半球，陆地面积占 47.3%，仍然比水域小。从传统的南北两半球来看，陆地的 2/3 集中于北半球，占该半球面积的 39.3%，其中只有 $20^\circ - 70^\circ \text{N}$ 间陆地面积（约 $6.02 \times 10^7 \text{km}^2$ ）略超过海洋面积（ $5.22 \times 10^7 \text{km}^2$ ）。在南半球，陆地只占总面积的 19.1%。其中的 $30^\circ - 70^\circ \text{S}$ ，陆地只有 $7.30 \times 10^6 \text{km}^2$ ，而海洋面积达 $1.048 \times 10^8 \text{km}^2$ 。尤其是 $50^\circ - 60^\circ \text{S}$ 陆地只有 $2 \times 10^5 \text{km}^2$ ，而海洋面积达 $2.51 \times 10^6 \text{km}^2$ ，成为按纬度划分陆地面积最少的区域（图 1-15）。

有的学者很早就注意到了海陆分布的对蹠现象（antipodal）。如以四个古老大陆（加拿大、西伯利亚、南极和欧洲）做顶角作出一个四面体。则它们所对应的面分别为印度洋、大西洋、北冰洋和太平洋。实际上，地球大陆上任一点的对蹠点，95% 以上可能是海洋。有些研究证明，海陆对蹠分布乃是随机性的表现。

全球共有七个大洲，即亚洲、欧洲、非洲、北美洲、南美洲、澳大利亚和南极洲。亚洲大陆和欧洲大陆虽以乌拉尔山脉、乌拉尔河、里海、高加索山脉、博斯普鲁斯海峡、达达尼尔海峡为分界，但实际上它们是连在一起的整体，合称亚欧大陆。所以也可以说全球共有六个大陆。亚洲大陆与非洲大陆的分界线是苏伊士运河。北美与南美以巴拿马运河为界。澳大利亚和南极大陆各以自己的海岸线为界。各大陆面积及其占全球陆地面积和全球面积的百分比如下：

大陆名称	面积 ($\times 10^4 \text{km}^2$)	占全球陆地面积 (%)	占全球面积 (%)
亚洲大陆	4480	29.8	8.7
非洲大陆	3060	20.5	6
北美大陆	2200	14.8	4.3
南美大陆	1790	12	3.5

南极大陆	1397	9.3	2.9
欧洲大陆	1040	7	2.1
澳大利亚大陆	780	5.2	1.5

除南极洲外，所有的大陆都是成对的。例如北美和南美，欧洲和非洲，亚洲和澳大利亚，每对大陆分别组成一个大陆瓣。这些大陆瓣在北极汇合，形成大陆星（图 1-16）。在星形投影图上，这一特点表现得尤其明显。每对大陆的南北两部分都被地壳断裂带所分开。这种断裂所在的海区深度比较大，具有众多的岛屿，并常有强烈地震和火山活动。

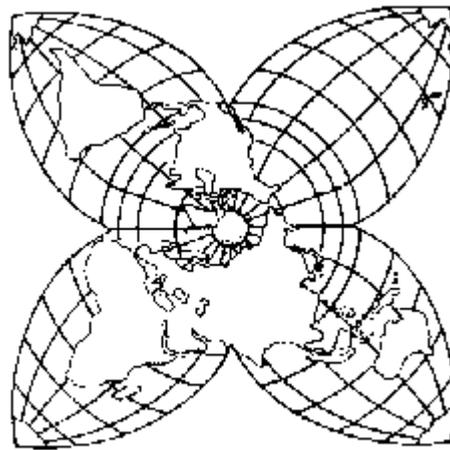


图1-16 大陆星

仔细研究大陆的轮廓，将发现每个大陆都是北部比较宽广，向南逐渐变窄，像一个底边位于北方的三角形。甚至南极大陆也可以称为三角形，其狭窄部分对着南美。

还应该指出，南半球各大陆西边都向里凹进，而东边则向外突出。非洲西海岸和南美洲东海岸在形态上具有明显的相似性。在 1 公里深的大陆坡上把这两个大陆拼接起来，平均误差只有 88 公里。用同样方法将南美、非洲、北美和格陵兰都拼接在一起，如将西班牙做一些转动，平均误差也不超过 130 公里。这样拼接的结果，给人一种强烈的印象：某些大陆似乎原来是连在一起，以后才分开的。二十多年来板块学说的崛起和大陆漂移学说的复苏，已为这一问题提供了肯定的答案。

地球上的海陆分布形式对南北两半球的气候有很大的影响。南半球由于水面广阔，气候比较温和，普遍具有海洋性特征。北半球温度变化的幅度比南半球高 8 左右。

二、海陆起伏曲线

地球上各大陆高出海平面的平均高度和各大洋底部低于海平面的平均

深度存在着很悬殊的差别。南极洲平均海拔 2263 米，历来被视为世界上最高的大陆。实际上它是由于地表覆有巨厚的冰盖所致。以裸露地表而论，亚洲大陆最高（950 米），以下依次为北美（700 米）、非洲（650 米）、南美（600 米）、欧洲（300 米）等。显然，大陆面积愈大，其平均海拔愈高。据近年研究，大陆面积和高度拟合曲线的相关系数可达 0.9。这是由泛系结构所决定的泛对称现象作为一种普遍规律在海陆分布上的表现。太平洋平均深度达 4300 米，是世界最深的海洋，其次为印度洋（3897 米）、大西洋（3626 米），而以北冰洋为最浅（1205 米），同样表现出泛对称性。地球上最高的山峰出现在最大的大陆上，最深的海沟分布于最大的大洋中，除表明地表具有复杂的起伏外，也表明了泛对称现象的普遍性。

为了形象地表示地球上各种高度和深度的对比关系的一般概念，可以根据陆地等高线和海洋等深线图，计算各高度陆地和各深度海洋所占的面积或占全球总面积的百分比，绘出曲线，如图 1-17。这就是海陆起伏曲线。从这个图上可以一目了然地看出陆地面积小，大部分陆地海拔在 1000 米以下，平均海拔为 875 米；海洋面积大，大部分海区深度在 3000—6000 米，平均深度约 3800 米。如用绝对数值表示图中的横轴线，就能很快读出每一高度或深度所占的面积。以百分比表示横轴，则可迅速读出不同高度或深度地区占全球面积的百分数。

三、岛屿

同样被海洋所环绕，但面积远比大陆小的小块陆地，称为岛屿。实际上，不仅海洋中有岛屿，河流、湖泊，甚至水库中都可以形成岛屿。这里主要介绍海洋中的岛屿，这种岛屿可以分为大陆岛和海洋岛两类：

1. 大陆岛 位于大陆附近，在地质构造上与邻近的大陆有密切的联系。大陆岛本来是陆地的一部分，由于大陆的某些部分发生破裂或沉陷而被海水所淹没，使它与大陆分离，形成了岛屿。但它的基础仍固定在大陆架或大陆坡上（例如马达加斯加岛、斯里兰卡岛、科西嘉岛、新地岛、格陵兰岛、我国的台湾岛和海南岛）。许多大陆岛常成列分布在大陆外围，形成弧形列岛，亚洲大陆东岸的弧形列岛是最典型的例子。

2. 海洋岛 面积比大陆岛小，与大陆在地质构造上没有直接联系，从来不是大陆的一部分。海洋岛又可按成因分为火山岛和珊瑚岛两类。

（1）火山岛：火山岛是海底火山喷发形成的岛屿。火山喷发首先形成了海底火山，多次喷发使海底火山逐渐增高，最后露出海面成为火山岛。火山岛面积不大，但地势高峻。火山岛主要分布在太平洋西南部、印度洋西部和大西洋中部。夏威夷岛是最著名的火山岛，它的基础位于深达 4600m 的海

底，而最高处又高出海平面 4166m。1973 年 1 月火山爆发后才形成的，位于冰岛以南的大西洋中的一座火山岛，是世界上最年轻的岛屿。

(2) 珊瑚岛：珊瑚岛是由珊瑚礁构成的岩岛。它们的分布与气候条件有着密切的关系。热带、亚热带浅海的暖水中生长的珊瑚死亡后，残骸堆积下来，新珊瑚又在其上繁殖。这种珊瑚残体，以 35—335 年 1 米的速度增高，最后露出海面，即成为珊瑚礁。珊瑚礁可以分为岸礁、堡礁和环礁三种。岸礁紧密连着大陆或岛屿的海岸；堡礁与陆地之间隔开一条水带；环礁呈近似圆环状，但通常有缺口与海洋相通，环礁中间是平静的礁湖。

澳大利亚东岸的大堡礁是世界上规模最大，最著名的珊瑚礁，沿海岸分布，南北长达 1900 公里，东西宽约 2—150 公里；落潮时露出水面，涨潮时大半被淹没。

我国南海诸岛：东沙群岛、中沙群岛、西沙群岛和南沙群岛都是珊瑚岛。

四、地球表面的基本特征

地球表面有海洋、陆地，有高耸的山脉，宽广的平原和盆地，大大小小的河流湖泊，种类繁多的生物，但是，什么是它的基本特征呢？前面已经提到地球各圈层在地表面附近相互渗透和相互重叠这一分布特点，赋予地球表面一系列独特的性质。这些独特性质同时也就是它的基本特征：

1. 太阳辐射集中分布于地表，太阳能的转化亦主要在地表进行。高空大气只能吸收小部分太阳辐射，大部分的太阳辐射到达地球表面后，只能穿透地表以下很小的厚度。因此太阳辐射主要在地表发生转化，并对地表的几乎所有自然过程起作用。如前所述，地球表层是一个远离平衡状态的有序开放系统。正是太阳辐射的输入和输出平衡对于维持这个耗散结构的有序性起着主要的作用。

2. 固态、液态、气态物质同时并存于地表，使海洋表面成为液+气界面，海底成为液+固界面，陆地表面成为气-固界面，而沿岸地带成为三相界面。各界面上的物质相互渗透，三相物质相互转化，形成多种多样的胶体物质和溶液系统。

3. 地球表面具有其特有的、由其本身发展形成的物质和现象，如生物、风化壳、土壤层、粘土矿物、沉积岩、各种地貌形态，等等。这些表层物质乃是地球表层这一有序系统的负熵增长表现。

4. 相互渗透的地表各圈层之间，进行着复杂的物质、能量交换和循环，如水循环、地质循环、化学物质循环等，并且在交换和循环中伴随着信息的传输。地表物质、能量转化过程的发展强度及速度都远比地球其他各处大，表现形式也更复杂多样。

5. 地球表面存在着复杂的内部分异。诚然，分异过程在高空和地球内部也都存在，但分异程度远不及地表强烈。地球表面的内部内异在水平方向和

垂直方向上都有表现。分异的结果形成了不同等级的地表自然综合体。

6.地球表面是人类社会发生、发展的环境，尽管随着科学技术的发展，人类已有可能潜入深海或上升至宇宙空间，但地表仍然是人类活动的基本场所。

很明显，这里所说的地球表面，具有一定的厚度，更确切的名称应为地球表层。而现代的地球表层乃是地球历史发展的产物。地球历史发展具有不断增加其有序性的趋势，其“记忆”痕迹表现为地球表层和局部区域在系统中留下的遗迹。从系统论观点看来，这些记忆痕迹是在外界输入发生变化的情况下，系统本身的不可逆变化在系统中留下的记录。地球表层的记忆痕迹是多种多样的，包括矿物和岩石、岩层、地质构造、地貌、土壤形态剖面、生物形态和解剖特征、化石和残余生物种、古地磁、同位素组成比例等。可以根据这些记忆痕迹的排列组合关系重建系统的发展史和阐明其空间结构的演变过程。

主要参考书

- 1.Arthur N. Strahler , Pysical Geography , John Wiley & Sons , 4th.ed 1975.
- 2.J.A.Jacobs , A Textbook on Geonomy , AdamHilger1974.
- 3.Otto Struve , Elementary Astronomy , Oxford University Press , 1959.
- 4.Carl K. Seyfert & Leslie A Sirkin Earth History and Plate Tectonics , Harper & Row , 1973.
- 5.C.B.卡列斯尼克：普通地理学原理，地质出版社，1957。
- 6.傅承义：地球十讲，科学出版社，1972。
- 7.王维：地球的形状——人类对它认识的历史，科学出版社，1982。
- 8.范时清：地球与海洋，科学出版社，1982。

第二章 地壳

第一节 地壳的组成物质

地壳的组成物质可从元素、矿物和岩石三方面来说明。在地壳中，各种元素化合为矿物，各种矿物集合为岩石。它们彼此相关又各有差异。

一、地壳的平均化学成分

地壳的平均化学成分或元素在地壳中的丰度，很早便有人进行研究。F.W. 克拉克等（1924年）最先提出了一个比较完整的地壳元素丰度的数据，后来又经许多学者的修改和补充。他们的研究表明，地壳中自然存在的九十多种化学元素，它们的相对平均含量（即克拉克值）是极不均匀的。若按元素含量的递减顺序排列（表2-1），最丰富的氧和硅便占地壳总重量的74%多，另六种较丰富的元素即铝、铁、钙、钠、钾和镁共占24%多，而其余几十种元素的总和则不足2%。这些微量的元素，其含量也十分悬殊，有些还是超微量的。

表 2-1 地壳中若干元素的克拉克值

元素	O	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	Mg	Ti	H	P	Mn	S	C
重量%	46.60	27.72	8.13	5.00	3.63	2.83	2.59	2.09	0.44	0.14	0.12	0.10	0.05	0.03

（据 B. 马逊）

元素是组成地壳的物质基础。元素的丰度在一定程度上可支配元素的地球化学行为。例如化学性质相似的碱金属元素，其中丰度较高的钾和钠在地壳中易形成各种独立矿物，而丰度低的铷和铯则难于达到饱和的浓度，不能形成自己的独立矿物，总是呈分散状态存在于由其他元素（主要是钾）组成的矿物当中。当然，元素的富集与分散除受丰度影响外，更主要的是取决于原子的最外电子层构造及其地球化学特性，如金和汞的丰度很低，它们也能形成独立的矿物。

二、矿物

自然界的矿物是由化学元素在一定的地质环境中形成的，具有一定的化学成分和理化性质的化合物或单质。矿物是构成岩石或地壳的基本单元。

（一）矿物的基本特点及其生成方式

天然矿物的绝大多数是化合物，仅极少数为单质。各种矿物的化学组成

一般可用化学式表示，但其中或多或少都含有某些杂质（常是稀有分散元素），而化学式只能表示其主要组分。矿物的绝大多数为固态，但也有一些呈液态（如自然汞、石油）和气态（如各种天然气）。固态矿物多数为晶质，仅少数为非晶质。晶质矿物的各原子有固定的比例以及有确定的排列格架（内部构造），在适宜的空间环境中可生成有规则的几何形体，但在受限制的情况下常形成不规则的外形，并与其他矿物紧密地镶嵌在一起。

通常，化学成分不同的矿物具有不同的结晶构造及相应的性质和外形。但化学成分相同，也可形成不同的结晶构造及不同性质和外形的矿物。如同是由碳原子组成的金刚石和石墨便是两种不同的矿物。

矿物的化学成分和内部构造的相互关系是其本质的属性，而矿物的几何形态和物理性质是其表现的特征。根据这些属性与特征便可区分或鉴定各种矿物。用肉眼识别矿物的简便方法就是根据矿物的解理、硬度、比重、颜色和条痕以及外形特征等进行的。

由于矿物是在一定的环境条件下生成的，它们的性质可直接反映当时成矿或成岩的地质作用和环境。当外界环境发生改变时，矿物亦相应地发生变化。如在内生环境中通过岩浆结晶作用形成的长石，在表生环境下经风化分解可成为高岭石。这说明矿物只能在一定的物理和化学条件下保持其相对的稳定性。

矿物形成的实质是从晶体构造中增添原子的过程；矿物的破坏则是从构造中移去原子的过程，如溶解及融化。控制矿物形成或破坏的最重要因素是热力、压力和离子浓度。此外，矿物在一定限度内还可发生离子置换作用。矿物的形成与破坏过程，既可发生在地壳深处也可在地表。在自然界，矿物的形成方式可分为如下四类：

1. 由气体升华生成的矿物。如从火山气体中直接结晶而成的硫黄、雄黄等。
2. 由液体或熔融体中直接结晶而成的矿物。前者如石盐和石膏；后者如岩浆岩中的各种矿物。
3. 由胶体凝固而成的矿物。如蛋白石、褐铁矿和硬锰矿等。
4. 由固体再结晶而成的矿物。在高温高压条件下，如煤变质成为石墨，石墨变质成金刚石。

（二）主要造岩矿物

目前已知的天然矿物有三千种左右，其中硅酸盐类矿物约占 1/3，其他的含氧盐类共占 1/3，其余为氧化物和氢氧化物类、硫化物及硫酸盐类、卤化物类和自然元素类。按地壳重量计，硅酸盐矿物约占地壳重的 75%，氧化物类占 17%（其中石英一种矿物就占地壳重的 12.6%）。可见，硅酸盐和自由硅氧（即 SiO_2 ）是构成地壳的主要造岩矿物，控制着岩石的性质，大矿床构成中亦起很大的作用。

最常见的造岩矿物有下列几种：

长石：是地壳中最大量的一类矿物，常见于岩浆岩、沉积岩和变质岩中。具瓷状光泽，摩氏硬度为 6，二向完全解理。解理呈正交者为正长石（ KAlSi_3O_8 ，即钾长石），多为肉红色；解理呈斜交者称斜长石，多为浅灰白色。由于长石晶体构造中容许大量的离子置换，因而有多种类型。如斜长石中的钠和钙可以完全置换，故产生了从钠斜长石（ $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ）至钙斜长石（ $\text{CaAlSi}_3\text{O}_8$ ）的一系列种类和成分的变化。

石英：在大陆地壳中的数量仅次于长石，亦常见于各类岩石中。成分简单（ SiO_2 ），无解理，呈贝壳状断口，玻璃光泽，硬度 7，质纯者无色透明，含杂质时会有各种颜色。石英在自由生长时结晶成六面锥体（图 2-1），但在结晶岩中因晶体发育受空间限制，皆呈不规则形状。石英性质稳定，难于风化。



图2-1 石英的六面锥体和晶簇

云母：晶体构造呈层状，故有一向极完全的解理，易剥成具弹性的光滑透明薄片；珍珠光泽，硬度 2—3，成分复杂多样。常见的有黑云母（富含铁镁，黑色）和白云母（含铁镁少，白色）两种。在酸性岩浆岩、砂岩和变质岩中常见。

角闪石：成分复杂多变，常见的一种为普通角闪石 $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg} \cdot \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}][\text{OH}]_2$ ，呈长柱状或条状，暗绿至黑色，硬度 5.5—6，比重 3.1—3.3，二向完全解理呈彼此斜交，性脆；在中性和酸性岩浆岩和某些变质岩中常见。

辉石：成分与角闪石近似，但含铁镁较多而不含羟离子。其中常见的为普通辉石，呈短柱状，二向中等解理呈彼此正交，绿黑色，硬度 5—6，比重 3.2—3.6；常与角闪石、橄榄石、某些斜长石等共生，在基性和超基性岩浆岩中常见。

橄榄石：成分为 $(\text{Mg} \cdot \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ ，粒状，橄榄绿色，玻璃光泽，硬度 6.5—7，性脆；为超基性岩和基性岩的主要组成矿物。

上述造岩矿物又可归纳为两种类型：一为长英质（或浅色）矿物，包括石英、长石和白云母，其色浅，比重较轻，含铁镁少；一为铁镁质（或深色）矿物，包括橄榄石、辉石、角闪石和黑云母，其色深，比重较大，富含铁镁而得名。两者共占地壳重量的 80% 多。

此外，其他常见的造岩矿物有方解石（ CaCO_3 ），白云石（ $\text{Ca} \cdot \text{Mg} [\text{CO}_3]_2$ ）和各种粘土矿物，它们是某些沉积岩的主要造岩矿物。

三、岩浆岩

岩石是地质作用形成的具有一定产状的地质体，主要由造岩矿物按一定的结构和构造集合而成。其中由可供开采的有用矿物组成的集合体称为矿石。实际上它是当前的技术经济条件下可供利用的一种特殊岩石。岩石中矿物的结晶程度、颗粒大小和形状以及颗粒间相互关系的特征，称为岩石的结构。岩石中矿物的组合形状、大小和空间上相互关系和配合方式，称为岩石的构造。结构和构造是识别岩石的重要特征之一。岩石按其成因可分为岩浆岩、沉积岩和变质岩三大类。

（一）岩浆作用和岩浆岩的概念

岩浆岩是由岩浆在地下结晶或喷出地表凝固而成的岩石。岩浆是来自上地幔软流圈及地壳局部地段的一种成分复杂的高温熔融状物质，主要成分为硅酸盐以及部分金属硫化物、氧化物和挥发性物质（如 H_2O 、 CO_2 、 H_2S 等）。

在地壳深部处于高温高压状态的岩浆，由于温度和压力的变化便会发生运动。当岩浆沿着岩石圈破裂带上升而侵入到地壳中时，称为岩浆侵入活动；由此冷凝结晶而成的岩石称为侵入岩。当岩浆喷出地面时，称为火山活动或喷出活动；由此冷却凝固而成的岩石称为火山岩或喷出岩。岩浆的活动和冷凝的整个过程统称为岩浆作用。

（二）岩浆岩的矿物组成

本源岩浆在其活动过程中，由于受各种因素和条件的影响，自身的性质也将不断发生变化。如各种矿物有规律地从熔融体中先后结晶出来，并因重力作用而下沉和集中，从而造成熔离和结晶分异。所以同一岩浆可以分化为理化性质各异的岩浆，固化后成为矿物组成不同的岩石。

岩浆岩按其化学成分和矿物组成的不同可分为四类：1) 超基性岩——二氧化硅含量 $< 45\%$ ，含铁镁较多，含钾钠甚少。主要由橄榄石、辉石组成。如橄榄岩。2) 基性岩——二氧化硅含量 $45—52\%$ ，主要由辉石、钙斜长石和少量橄榄石和角闪石组成。如辉长岩、玄武岩。3) 中性岩——二氧化硅含量 $52—65\%$ ，主要由角闪石、长石和少量石英、辉石、黑云母等组成。如闪长岩、安山岩、正长岩和粗面岩。4) 酸性岩——二氧化硅含量 $> 65\%$ ，

含钾和钠较多而铁镁较少，主要由长石、石英和云母组成。如花岗岩、流纹岩。

此外，岩浆在地下大量结晶后剩下的残余部分，因富含挥发组分且易与多种金属元素化合。当它侵入围岩裂缝缓慢结晶时，常形成各种脉岩和矿石，其中以晶体巨大的伟晶岩最为常见。在岩浆结晶期后析出的含矿气水热液，也将沿上覆岩层的裂隙而上升，并与围岩相互接触和发生化学作用，形成各种矿脉。岩浆作用形成的矿床主要是多种金属矿床及一些非金属矿床，在工业上有重大的经济价值。

（三）岩浆岩的产状

由岩浆凝固结而成的岩体在地壳中有一定的产状，即有一定的形状、大小和与围岩接触的关系，以及形成时的深度和构造等地质环境。根据岩体在地壳中形成的深度和方式，可分为喷出岩体和侵入岩体，后者又可再分为深成岩体和浅成岩体。按岩体的形状及其与上覆岩层的关系，可分为整合侵入体和不整合侵入体。前者如岩盆、岩盖、岩床、岩鞍等；后者如岩株、岩瘤、岩脉等（图 2-2）。

（四）岩浆岩的结构与构造

由于岩浆岩的形成条件和产状不同，矿物的结晶程度和颗粒大小以及矿物集合体的形状

和组合方式等特征也各异。这些特征都充分反映在岩石的结构与构造上。

岩浆岩常见的结构有：1) 在喷出的熔岩表面，因快速冷却而来不及结晶时，常形成玻璃质结构。2) 在熔岩体内部冷却稍为缓慢些，常结晶成显微级的晶体，这称为隐晶质结构。3) 岩浆在地下缓慢冷却和从容结晶时形成肉眼明显可见的晶体，这称为显晶质结构。依晶体的大小又可分为：粗粒、中粒、细粒和伟晶等结构。4) 岩浆在侵入过程中，前期因冷却较慢，从中先结晶出一些粗大的晶体，称为斑晶；后来则冷却变快都结晶成细粒或微粒的晶体，称为基质。因此，在基质中存在斑晶的结构称为斑状结构，又称不等粒结构。

岩浆岩常见的构造有：1) 块状构造，即岩石中各种矿物的排列无一定方向和特殊的组合，大致呈均匀的块体。在侵入岩和一些火山岩中常见（图 2-3a）。2) 斑杂构造，即岩石中矿物的成分和结构呈不均匀分布，在颜色和粒度上乱杂排列。常见于侵入岩体的边缘（图 2-3b）。3) 流纹构造，即岩石中保存有熔岩流动的形迹，其中矿物和气孔等呈定向排列。在酸性和中性喷出岩中常见，以流纹岩最为典型。4) 气孔构造，即熔岩中大量气体逸出时形成大小不等的空洞。喷出岩中常见（图 2-3c）。5) 杏仁状构造，即喷出岩中的气孔为次生矿物所充填。在玄武岩中常见（图 2-3 d）。

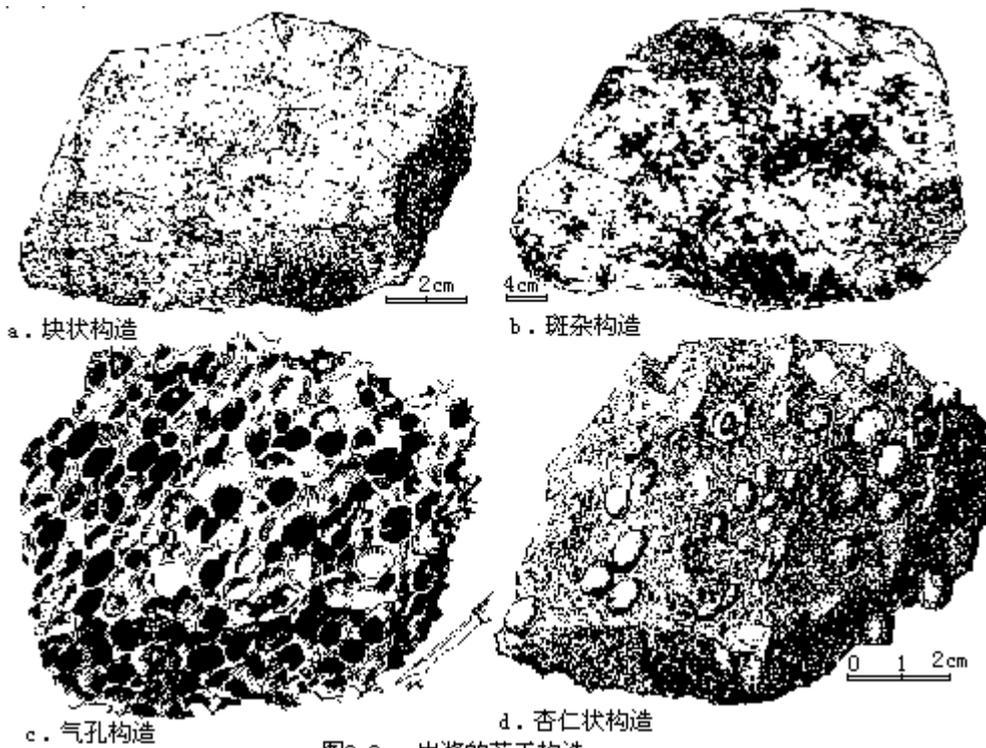


图2-3 岩浆的若干构造

(五) 岩浆岩的主要类型

综上所述，岩浆岩根据其化学成分和矿物组成可分为酸性岩、中性岩、基性岩和超基性岩等四类；根据其结构与构造和产状的特征可分为深成岩、浅成岩（包括脉岩）、喷出岩等三种。将这两者组合起来便可得出岩浆岩的分类简表（表 2-2）。

表 2—2 岩浆岩分类简表

岩类与 SiO ₂ 含量		酸性岩 SiO ₂ > 65%	中性岩 SiO ₂ — 52%	基性岩 SiO ₂ 52—45%	超基性岩 SiO ₂ < 45%
主要矿物百分		含石英	很少或不含石英		无石英
典型结构		正长石为主	斜长石为主		无或很少长石
产状、构造		暗色矿物以黑云母为主, 约占 10%	暗色矿物以角闪石为主, 约占 20—45%	以辉石为主, 约占 50%	橄榄石、辉石含量达 95%
喷出岩	渣块状	玻璃	火山玻璃: 黑曜岩、浮石等		
	气孔状	隐晶	流纹岩	粗面岩	安山岩
	杏仁状	斑状			玄武岩
浅成岩	流纹状		脉岩: 伟晶岩、细晶岩、煌斑岩		
	斑杂状	伟晶	花岗斑岩	正长斑岩	闪长斑岩
	块状	结晶			辉绿玢岩
深成岩	块状	显晶等粒	花岗岩	正长岩	闪长岩
					辉长岩 橄榄岩 辉岩
岩石颜色		浅色(带红)		中色(带灰)	暗色(带绿黑)
岩石比重		2.5—2.7		2.7—2.8	2.9 3.1 3.1—3.5

从表 2-2 中可以看出, 岩浆岩的各个类别皆具有一定的矿物组成和结构、构造等特征, 并具有各自的岩石名称。例如, 花岗岩是属于深成的酸性岩类, 由显晶等粒的长石、石英和少量云母组成的块状构造的岩石。而组分相同但结构、构造不同的喷出岩, 则为流纹岩。又如玄武岩是属于喷出的基性岩类, 由隐晶质的铁镁质矿物和少量钙长石组成, 具有气孔状或杏仁状构造的岩石。酸性岩颜色较浅, 比重较轻, 分布于大陆地壳之中。花岗岩被剥蚀后的露头分布广泛。如我国的黄山、华山、衡山和南岭的一些山地等。基性岩颜色较深, 比重较大, 主要分布于大洋地壳之中。玄武岩在大陆地壳中亦是常见的一种喷出岩, 常呈熔岩流、熔岩被等产出。如我国东北的五大连池, 山西大同、广东琼雷地区等。其他各种岩石的基本特征都可从表 2-2 的上方和左部看出。唯火山玻璃岩和脉岩的组成变化较大, 须视具体情况而定, 但它们的数量和分布都较少。

四、沉积岩

（一）沉积物和沉积岩的概念

沉积岩是由成层堆积的疏松沉积物经固结而成的岩石。这些沉积物是包括沉积于陆地或海洋中的岩矿碎屑、胶体和有机物质等的总称，是形成沉积岩的物质基础。

沉积物的来源主要是先成岩石在地表风化的产物；其次是火山喷发的沉降物以及生物成因的各种有机物；此外，尚有少数来自宇宙的降落物。这些物质在地表条件下经过不断的迁移、分异和重新组合等一系列复杂过程，并在一定的环境中沉积富集起来。按沉积物的成因和性质可分以下各类：

1. 机械（碎屑）沉积物 这是由岩石风化和火山喷发而沉降的颗粒物质，在外动力的搬运、沉积过程中，按颗粒的大小、比重、形状和矿物成分进行分异（或分选），而形成的不同粒级组成的各种沉积物。如砾、砂、粉砂和粘土等。

2. 化学沉积物 这是通过化学迁移溶解于水体中的各种物质，由于其溶解度、离子浓度和化学成分以及外界条件等的不同，形成的各种化学沉积物。在水域环境中，通常可按氧化物 硅酸盐 碳酸盐 硫酸盐 卤化物的顺序进行沉淀，从而形成化学成分较为单一的各种化学沉积物。

3. 有机沉积物它是由各种动植物的遗体或其分泌物等堆积而成的。如泥炭、珊瑚礁，等等。

沉积物变为沉积岩的过程既复杂又多样。大致来说，当原来的沉积物不断被新的沉积物覆盖而加厚时，它便与上层的水体隔离，在厌氧的环境条件下，使有机质腐烂分解，并产生各种还原性气体；使碳酸基矿物溶解为重碳酸盐；使某些金属元素的高价氧化物还原为低价的硫化物；同时使软泥中水的矿化度增加，介质亦由酸性的氧化环境变为碱性的还原环境。因此，沉积物发生重新组合及形成新的次生矿物，胶体亦经脱水陈化为固体，碎屑物也经压缩、胶结等作用，固结成为岩石。在埋藏很深的条件下，由于温度和压力的提高以及受深层水分的影响，也可产生压溶、交代和重结晶等作用，使沉积岩体进一步压固和使晶粒变粗。这便是沉积岩形成的大致过程。这种过程皆发生于地球表层，与自然地理环境的关系非常密切。

（二）沉积岩的基本特征

沉积岩的物质组成与岩浆岩最不相同之处是富含次生矿物和有机物质以及存在化石。沉积岩的产状以呈层状产出为其最突出的特点。岩层在垂直和水平方向上的变化，皆能很好地反映出沉积物当时的沉积环境以及沉积岩形成时的性质。

沉积岩具有多种构造，其中最突出的是层理构造和层面构造。层理是指岩石的成分、结构、粒度、颜色等性质沿垂直于层面方向变化而形成的层状构造（见图 2-9）。它表明岩层是按一定的顺序和形式，一层叠一层构成的。简单的形式是由两种有关的岩石构成互层，如砂岩与页岩、或灰岩与页岩。

复杂的构造形式是由层次更多而且不断重复构成层系或层系组。

层理通常可分为：1) 水平层理，即各层之间皆呈水平排列。一般认为它是形成于较平静的水域环境，如湖盆、海湾。2) 波状层理，即其细层呈波状起伏，但其总的层面是大致平行的。它是由波浪的振荡运动或介质在单向前进运动中形成的。3) 交错层理，即层面互不平行，细层倾斜并相互交错。它是在物质移运方向多变的情况下形成的。在河流相、滨海及三角洲相中可见。

层面构造系指上、下层面中留下的与岩石成因有联系的各种印模和痕迹。如上层面上的波痕、雨痕、干裂；下层面上的槽模、沟模等。

沉积岩的结构特征和类型，对岩石的分类和命名具有重要的意义。主要的结构类型有：碎屑结构、泥质结构、化学结构和生物结构。

(三) 沉积岩的主要类型

在三大岩类中，沉积岩在地表分布的面积最广(约占70%)。沉积岩按其成因、物质组成和结构等特征，可分为以下各类：

1. 碎屑岩类 由碎屑物经胶结而成。按成因可分为火山碎屑岩和正常碎屑岩两种。

火山碎屑岩是介于火山岩与普通沉积岩之间的过渡岩类。按其结构即火山碎屑的大小和相应粒级的含量又可分为：火山集块岩、火山角砾岩、凝灰岩等。

正常碎屑岩是指母岩机械风化的碎屑经胶结物胶结而成的岩石。按其结构又可分为：

1) 砾岩与角砾岩——两者均由砾石组成，主要差别在于：砾岩中的砾石是经长途搬运而磨圆的；角砾岩中的砾石是未经长途搬运还具有棱角的(图2-4)。

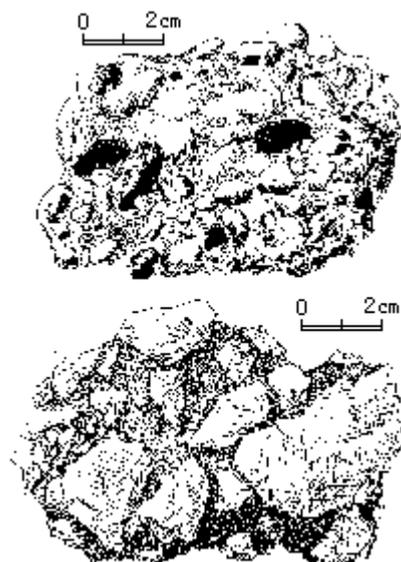


图2-4 砾岩(上)和角砾岩(下)

2) 砂岩——碎屑岩中最常见的一种。按砂粒大小可分为：粗砂岩、中粒砂岩和细砂岩。按砂粒成分可分为：石英砂岩、长石砂岩、杂砂岩等。按胶结物性质又可分为：钙质胶结的、铁质胶结的、硅质胶结的、粘土胶结的等各种。对于具体的岩石可将三者综合起来考虑。例如，钙质胶结中粒石英砂岩。

3) 粉砂岩——颗粒细小，肉眼难于辨别其成分；但岩石断面粗糙，可与粘土岩相区别。黄土便是粉砂质为主的一种沉积物。

2. 粘土岩类 由大量粘土矿物和其他细微物质组成；泥质结构；是介于碎屑岩与生物化学岩之间的过渡类型；到处可见。层厚的称为泥岩；层薄的称为页岩。页岩按其所含的附加成分可再分为：钙质页岩、铁质页岩、碳质页岩、油页岩，等等。

3. 生物化学岩类 绝大多数的生物化学岩是在海相或湖相环境中由化学或生物化学过程形成的物质组成的；具化学结构（显晶或隐晶；鲕状或豆状等胶凝体）和生物结构（含遗体化石）；成分较为单一，种类繁多，常为单矿岩或矿石。例如，铝质岩、铁质岩、锰质岩、硅质岩、磷灰岩，碳酸盐岩、盐岩、可燃性有机岩，等等。其中最常见的是碳酸盐岩，如石灰岩

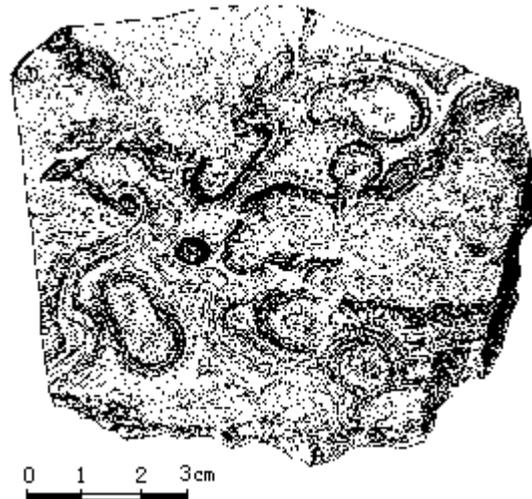


图2-5 礁灰岩

（富含碳酸钙）和白云岩（含碳酸镁和碳酸钙）。图 2-5 为礁灰岩——石灰岩的一种，具生物骨架结构，由层孔虫化石组成。

五、变质岩

（一）变质作用和变质岩的概念

地壳中原有的岩石，由于经受构造运动、岩浆活动或地壳内的热流变化等内动力的影响，使其矿物成分和结构、构造发生不同程度的变化，统称为变质作用。由变质作用形成的岩石称为变质岩。

变质作用是在较高的温度和一定的压力条件下岩石基本上是在固态中进行的变化。所以，它既不同于表生作用，也不同于岩浆作用。它的岩性一方面受原岩的控制而具有一定继承性；另一方面也因受变质作用而具有自己的特点，如含有新的变质矿物、变余结构和定向构造等。

变质岩在我国和世界各大陆分布很广。前寒武纪的地层绝大部分为变质岩，寒武纪后的各地壳活动带和一些侵入体周围也都有变质岩的分布。这表明大陆地壳曾经反复受到地球内动力的作用。与变质作用有关的金属和非金属矿产也非常丰富。如前寒武纪的变质铁矿便占世界上铁矿总储量的60%以上。

（二）变质作用的因素

变质作用实质上是岩石中的矿物在新的环境中使原子重新组合，力求建立新的平衡，成为在高温高压下构造稳定的新矿物的过程。这个过程大多数是在化学封闭系统中发生的，即其既不增加原子也不带走原子。

控制变质作用的因素主要有温度、压力和溶媒。当温度 < 200 和有少量液相存在时，矿物可以基本不变。随着温度的升高，岩石孔隙中液体的量也增多，反应强度也增大，新的矿物组合过程因而出现。当温度 > 700 时，岩石中很多易熔组分变为液相，固体岩石和液态层相混在一起，从而产生介于岩浆岩与变质岩之间过渡型的混合岩。这种岩石是超变质作用的产物。其次，地壳中的高压亦能使矿物晶格构造的体积缩小，形成原子结构较紧密的新矿物。但仅有静压力是不足于使岩石性质发生完全变化的。大部分的变质岩是定向的地应力作用的结果。所以，发生于地壳中的每次大规模的构造运动，都能使大陆地壳的一些地方产生新的变质带。此外，构造运动和岩浆活动不仅形成高温高压，而且也常带进或产生一定的热液，它们对原有矿物的变质也起到重要的催化作用。总之，变质作用和变质岩的形成是地球内动力作用的一种表现形式和上述诸因素相互制约的结果。

（三）变质作用的类型和常见的变质岩

根据变质作用的性质、范围和主导因素，可分为以下变质作用类型及其所形成的各种变质岩（图2-6）。

1. 动力（碎裂）变质作用 主要在构造运动引起的定向压力作用下，使原岩发生碎裂、变形和一定程度的重结晶作用。这种变质作用主要发生于断裂带。依应力的性质、强度和压碎结构的特点不同，可形成构造角砾岩、碎裂岩、糜棱岩、千糜岩等（其碎裂程度愈来愈细）。

2. 接触（热力）变质作用 主要因侵入体的热力烘烤，使围岩的矿物发生重结晶作用，形成变晶结构和新的岩石构造。例如，粘土岩变质成为角岩，灰岩变质为大理岩，砂岩变质为石英岩等。这种变质岩皆分布于侵入体与围岩的接触带。

3. 交代（热液）变质作用 由于岩浆结晶晚期析出的挥发分和热液，通

过与围岩的交代作用，使接触带的岩石发生变质。如碳酸盐岩与中、酸性岩浆接触交代变质产生的矽卡岩等。

4. 区域（动力）变质作用由于区域性地壳活动导致较大空间的变质作用。影响因素多而复杂，广泛出现于古老结晶基底和造山带中，使岩石形成不同程度的片理构造和不同类型的递增变质带。常见的岩石类型有：

1) 板岩——由粘土岩、粉砂岩经轻度变质而成；基本上无重结晶作用；板状构造；比原岩硬而光滑，易劈开呈薄板状（图 2-7a）。

2) 千枚岩——变质较板岩深，基本上全为显微级重结晶；鳞片状变晶矿物呈定向排列，在片理面上有强烈的丝绢光泽，即具千枚构造（图 2-7b）。

3) 片岩——片状构造，显晶变晶结构；主要由云母、绿泥石、角闪石等片状矿物或柱状矿物平行（定向）排列所组成；矿物颗粒比千枚岩粗，片理发育典型（图 2-7c）。

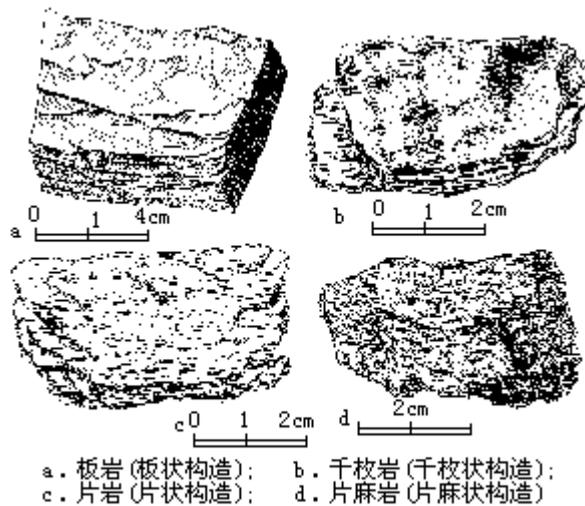


图2-7 若干常见的变质岩

4) 片麻岩——具片麻构造，即在岩石中浅色的粒状变晶矿物（主要是石英和长石）之间，夹有呈一定方向断续排列的片状和柱状的暗色变晶矿物（如黑云母、角闪石、辉石等）。略具片理，但沿片理面不能剥开（图 2-7d）。

4. 超变质作用在深度区域变质的基础上，由于地壳下沉或深部热流继续上升，使原岩发生局部重熔、交代、注入等混合岩化作用，从而形成岩性介于变质岩与岩浆岩之间的各种混合岩。

第二节 地壳运动及其构造形迹

一、地壳运动的一般特点

地壳运动主要是指由于地球内动力作用所引起的地壳的机械运动，即构造变动。它使地壳发生变形和变位，形成各种形迹的地质构造，并促使岩浆活动和变质作用。它对地表的自然地理环境也有重要的影响。地壳运动具有如下一些基本特点：

1. 地壳运动具有普遍性和永恒性 地壳自形成以来，在地球的旋转能、重力和地球内部的热能、化学能的作用下，以及地球外部的太阳辐射能、日月引力能等作用下，任何区域和任何时间都在发生运动。从地壳的构造来看，最快速的地壳运动是地震。此外尚有许多不为感官所能觉察到的十分缓慢的运动，如地壳的升降和板块的移动，它们在漫长的地质时期中也显示出极大的变化。世界上从最老到最新的岩石中都保留有地壳运动的各种形迹，如岩层的褶皱和断裂等。因此，地壳运动不但过去有、现在有，将来也不会停止。通常，把新第三纪以来的地壳运动称为新构造运动。

2. 地壳运动具有方向性 地壳运动的方向最基本的有两种：水平运动和垂直运动。前者是指地壳部分沿平行于地表即沿地球各地表面切线方向的运动，它使岩层发生水平位移；后者是指其垂直于地表即沿地球铅垂线方向的升降运动，它使岩层发生隆起与拗陷。水平运动和垂直运动是构成地壳整个空间变形的两个分量，彼此不能截然分开，但也不能等同起来看待。它们在具体的空间和时间中的表现常有主次之分，在一定的条件下还可彼此转化。

3. 地壳运动具有非均速性 地壳运动的速度有快慢，即使缓慢的运动其速度也不是均等的。例如喜马拉雅山的变化就说明了这一点。据研究，在 3×10^8 年前的晚古生代，这里只是一个海峡（古地中海），约在 4×10^7 年前的老第三纪才开始上升，当时以平均每年约 0.05cm 的速度慢慢升高，直至 2×10^6 a 前的新第三纪才初具山的规模。随后，上升的速度加快，从 1862—1932 年的 70 年间的观察资料表明，上升的速度增为平均每年 1.82cm。据长期观测，目前仍以平均每年 2.4cm 的速度加快上升。到目前为止，其总的上升幅度已超过 10000m。总的来说，地壳运动的速度在时间上和空间上都是不均等的，有强有弱的。

4. 地壳运动具有不同的幅度和规模 地壳运动的幅度常大小不一，这与运动的方向和速度有关。若运动的方向在长期内保持一致而且速度又较快时，其运动的幅度就增大；若运动的方向变化频繁，其幅度可能就小。由于地壳运动的速度、幅度和方式不同，其波及的范围也就不同，有的可影响到全球或整个大陆，有的仅涉及局部区域。所以，地壳运动亦有不同的尺度。

由于地壳运动的方向、速度、幅度和规模等在不同的地区、时间和条件下各不相同，因此，其表现形式亦多种多样。

二、地壳运动在岩相、建造和地层接触关系上的表现

地史上的地壳运动，虽然时过境迁，但其痕迹则大量地表现在地层的岩性、岩相、厚度和接触关系，以及各种构造形迹上。沉积岩的组分、结构、构造和所含化石等特点，最能综合地反映它们当时形成的条件和环境（即岩相、古地理情况），也能说明地壳运动的许多特点。沉积厚度通常也可反映地壳升降运动的幅度。

岩相一般分为海相、陆相和过渡相三大类。一般来说，若地壳上升，岩相可从海相向陆相变化，如沉积物的粒度变粗、厚度变小，形成海退层序，甚至没有沉积或受风化剥蚀。若地壳下降，可从陆相变为海相，其沉积物的粒度变细，厚度加大，形成海侵层序。若一个地区的地壳升降频繁，沉积物的类型也就复杂多变。相反，一个地区的地壳运动相对稳定，沉积类型也较简单。就同一岩性来说，如浅海沉积的页岩，若其厚度达几百米或上千米，超过了浅海深度（<200米）的条件，这就表明当时当地的地壳下降幅度很大；反之，如果当地的岩层厚度比相邻地区同一岩层为薄甚至缺失，这就表明该地区相对的上升幅度较大，甚至曾露出地表。

沉积建造是根据彼此有共生关系的岩石或岩相的自然组合，或者岩性大致相同的沉积组合的特征来划分的。每个建造可反映地壳运动中时空变化的特点，即可相当于大地构造旋回的一定阶段和一定的大地构造带。基本的建造类型有：

1) 地槽型建造：在地壳构造运动的幅度差异变化很大的条件下产生于凹槽中的建造，主要由海相地层组成，岩层厚度很大，无沉积间断或间断时间很短，同时还广泛分布有岩浆岩和火山碎屑岩。

2) 地台型建造：在构造运动的幅度和差异都不大的条件下产生于地台中的建造，以陆相碎屑沉积为主，厚度不大，岩层在大面积内变化稳定，未受强烈的构造变动，岩浆岩少见。

3) 过渡型建造：兼有前两者的建造标志，碎屑沉积占优势，其中潟湖沉积、大陆沉积分布广泛，海相地层通常只见于剖面的下部。

地层的接触关系是地壳运动最明显最综合的表现。常见的有整合、假整合和不整合三类。

1) 整合：指两套地层的产状完全一致，相互平行，地层时代也是连续的。这种关系反映当时当地没有发生显著的升降差异运动。

2) 假整合（平行不整合）：两套地层的产状平行，而地层的时代不连续，即其间有地层缺失。这种关系表明它曾发生过显著的升降运动。上升时使老地层形成风化剥蚀面（即不整合面），中间缺失的地层标志地壳上升的期间，但后来下降又沉积了上覆新的地层。

3) 不整合（角度不整合）：两套地层的产状既不平行，时代也不连续，

其间亦有地层缺失。这反映出老地层沉积后曾发生过显著的水平运动（褶皱）和上升运动（受剥蚀），中断沉积后它又下降接受沉积，形成了上覆新地层。总的变化较为复杂。

三、地质构造及其地貌表现

承受地壳运动的岩层或岩体，在地应力的作用下发生变形变位的结果，称为构造形迹或地质构造。地应力作用的方式和结果有三类：1) 压应力使岩石发生挤压作用，形成压性构造；2) 张应力使岩石发生拉伸作用，形成张性构造；3) 扭应力使岩石发生扭曲作用，形成扭性构造。岩石的应变，除与应力的方向、性质和作用时间的久暂有关外，还与岩石本身的理化性质和周围的地质条件有关。构造变动在层状岩石中表现最为明显，基本的构造类型有：水平构造，倾斜构造，褶皱构造和断裂构造等，其规模有大有小，形态亦多种多样。

地壳运动是地貌形成的一个重要因素。受地质构造控制并能反映构造特点的地貌，称为构造地貌。根据构造与地貌的关系，可以从构造来解释地貌，也可以从地貌来分析构造。

（一）水平构造

原始岩层一般是水平的，它在地壳垂直运动影响下未经褶皱变动而仍保持水平或近似水平的产状者，称为水平构造。如第三系的红层中常见。

在水平构造中，新岩层总是位于老岩层之上。当地面未受切割时，地貌上表现为同一岩性构成的平原或高原。在受切割的情况下，老岩层出露于低处，新岩层在高出。当顶部岩层较硬时，常形成桌状台地、平顶山或方山（图2-8）。



图2-8 桌状台地和方山

如果水平构造的岩层是软硬相间，在差异剥蚀作用下常形成层级状山丘地貌，在侵蚀斜坡上便形成构造阶地（即假阶地）。

在我国东部第三系产状平缓的红色砂砾岩中，受侵蚀后常形成顶平、坡陡和孤立突出的城堡状、屏风状、塔状、柱状等地貌形态。如河北省承德附近的双塔山、棒槌山，广东北部的丹霞山等。这种地貌总称为丹霞地貌（图2-9）。



图2-9 丹霞地貌(广东坪台)

(二) 倾斜构造

倾斜构造是指岩层经构造变动后岩层面与水平面间具有一定的夹角。倾斜岩层常是褶皱的一翼，断层的一盘，或者由不均匀的升降运动引起的。测定倾斜岩层的产状是研究地质构造的基础。

岩层在空间上的位置称岩层产状，它可用岩层的走向、倾向和倾角三要素来确定(图2-10)。

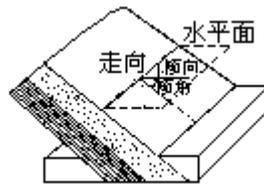


图2-10 岩层的产状要素

当单斜构造上部的岩层较坚硬或软硬相间时，在差异剥蚀作用下常形成单面山和猪背脊等典型地貌。单面山的特点是山脊沿岩层走向延伸，两坡明显不对称。与岩层倾向一致的山坡叫顺向坡，坡度较缓，坡面较平整，坡体也较稳定；与倾向相反的一坡叫逆向坡，其特点与顺向坡刚好相反。在软硬岩层相间的情况下，常形成多列单面山和发育着独特的格子状水系(图2-11)。猪背脊的特点与单面山不同之处是：前者岩层的倾角较大($>40^\circ$)，两坡较对称，脊峰更明显。在较大范围内如果岩层倾角由陡至缓逐渐减小，在地貌上可能依次出现猪背脊、单面山，以及台地和方山等一系列与构造有关的地貌类型。

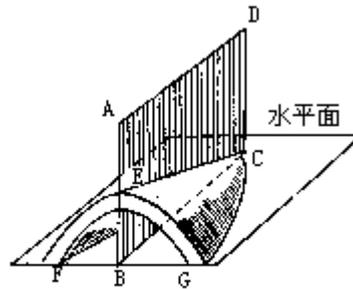


C: 顺向河 O: 逆向河 R: 再顺向河 S: 次成河

图2-11 单面山和格状水系

(三) 褶皱构造

岩层在侧方压应力作用下发生的弯曲叫褶皱。褶皱仅指岩层的单个弯曲，而岩层的连续弯曲则称为褶皱。褶皱的形态可用褶皱要素来表示(图2-12)。



核: B; 两翼: EF与EG; 轴面: ABCD;
轴: BC; 枢纽: EC; 倾伏端: C

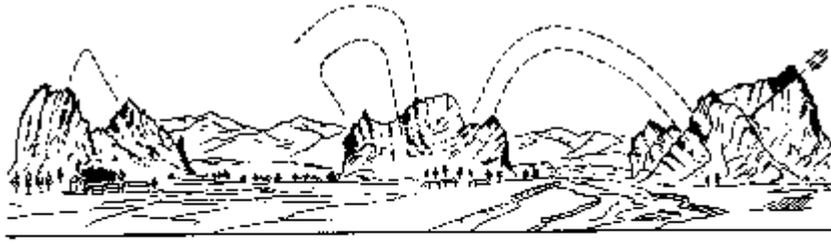
图2-12 褶皱形态要素示意

褶皱的基本类型有两种：背斜和向斜（图 2-13）。通常，背斜是向上拱起的弯曲，核部的岩层相对较老，两翼的则较新。向斜是向下弯曲，剥蚀后中间（槽）的岩层相对较新，两翼的则较老。

在自然界，褶皱的产状和形态多种多样，规模有大有小。按褶皱的轴面产状（剖面形态之一）可分为：直立褶皱（图 2-14）、斜歪褶皱（图 2-15）、倒转褶皱（图 2-16）、平卧褶皱（图 2-17）、翻卷褶皱（图 2-18）。它们的特点见图中说明。

按褶皱两翼间弯曲形状来分，有圆弧形、扇形、箱形、尖棱形和挠曲等褶皱形态。从图

2-19 可以看出，在背斜和向斜相伴生的紧密褶皱中，图左为尖棱褶皱，图中为扇形褶皱，图右为圆弧褶皱，右端还出现断层。在外力作用下，这个褶皱构造在地貌上成为三座山和两条谷。图左的背斜为山，向斜为谷，这种保持或顺应构造形态发育的地貌，称为顺地貌。图右的背斜被侵蚀为谷，而向斜则为山丘，这种原生构造形态与次生地貌形态不相协调的现象，称为逆地貌或地貌倒置。



左为顺地貌，右为逆地貌（广东阳春）

图2-19 由尖棱褶曲，扇形褶曲和圆弧褶曲组成的紧密褶皱及其地貌表现

从平面上来看，褶皱构造及其地貌表现也是多种多样的。常见的有短轴褶曲、长轴（线状）褶曲、穹窿构造（等轴褶曲）和构造盆地等类型。

图 2-20 表示由坚硬脆性岩层中形成的短轴褶曲——尖棱状背斜。其各个方向的倾伏端



图2-20 由坚硬脆性岩层构成的尖棱状背斜，受剥蚀后形成与其相适应的构造地貌

皆呈尖角状，剥蚀后形成多层排列的单面山，显示出岩性、构造和地貌之间的密切关系。

当短轴褶曲成群出现时，在平面上常呈雁行式排列。由短轴的背斜和向斜交替组成的倾伏褶曲，在剥蚀后岩层露头线呈锯齿状，在地貌上往往表现为“之”字形山脊（图 2-21）。

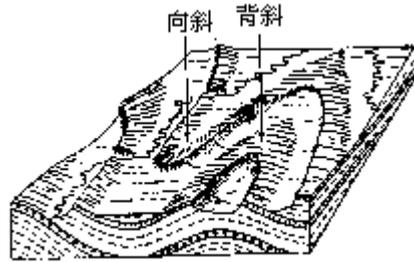
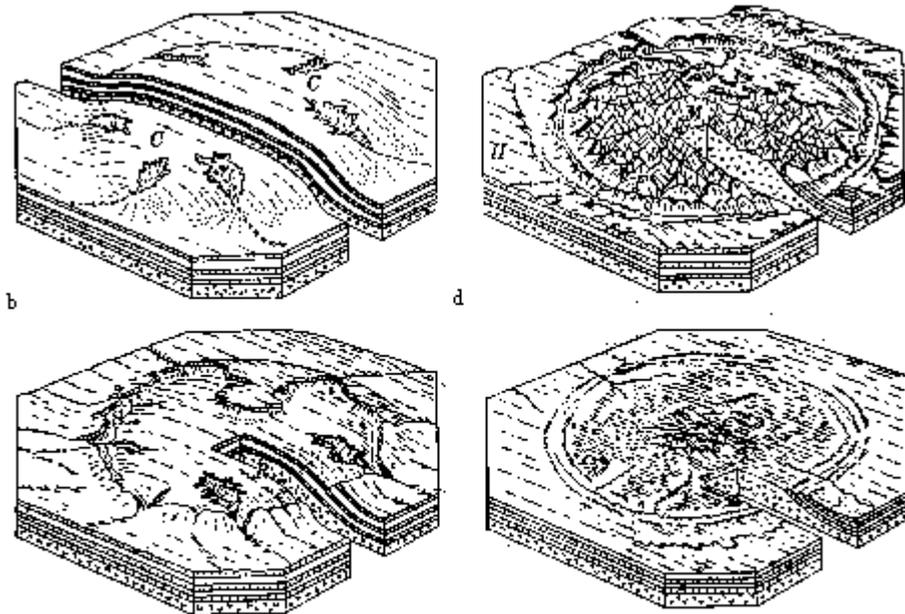


图2-21 短轴褶皱中的“之”字形山脊

长轴褶皱呈线状延伸，多个褶皱在平面上呈平行排列，在地貌上表现为平行的岭谷相间分布。如四川东部的线状褶皱便极为典型。

穹窿构造通常是由于岩浆侵入或者由于方向直交的褶皱运动相互干扰而形成的。穹窿的外部是沉积岩盖层，内部是结晶岩基底。当盖层被剥离后，核心的结晶岩便显露出来，于是在穹窿周围形成各种单斜地形，在中心则形成复杂的结晶岩山丛（图 2-22）。这个地区的水系发育也另具一格，由放射状（初期）至环状（后期）。

（四）断裂构造



a、b、c、d：地貌发育的先后阶段；图中C：顺向河；
S：次成河；F：单斜山；P：穹窿中央高地；M：结晶岩山地；
H：穹窿外围平缓岩层；R：再顺向河
图 2-22 穹窿构造上的地貌发育图示

岩石受应力作用而发生变形，当应力超过一定强度时，岩石便发生破裂，甚至沿破裂面发生错动，使岩层的连续性完整性受到破坏者，称为断裂构造。按断裂的规模和破裂程度，可分为劈理、节理、断层等基本类型。劈理因规模很小，与地貌的关系不大，故不作介绍。

节理是指岩石破裂后无显著位移的裂隙(图 2-23)。它在空间上表现为面状。由于岩石受力的情况不同,节理面有的平直、光滑,有的弯曲、粗糙,有的裂隙张开,有的闭合,而且深浅大小也不一样。



发育于石灰岩中的两组菱形交叉扭节理,因溶蚀作用使其显示更清楚

图2-23 节 理

按成因可分构造节理与非构造节理两类。前者是由构造作用产生的,与褶皱和断层有一定的成因组合关系。如图 2-24 所示,背斜轴部出现的张节理。后者是由外力作用产生的,如风化、重力等形成的裂隙。山丘上常见的破裂石块、石缝、“一线天”等都与节理构造有关。

断层是指岩层或岩体沿断裂面发生较大位移的构造。断层的要素有:断层面、断层线、断

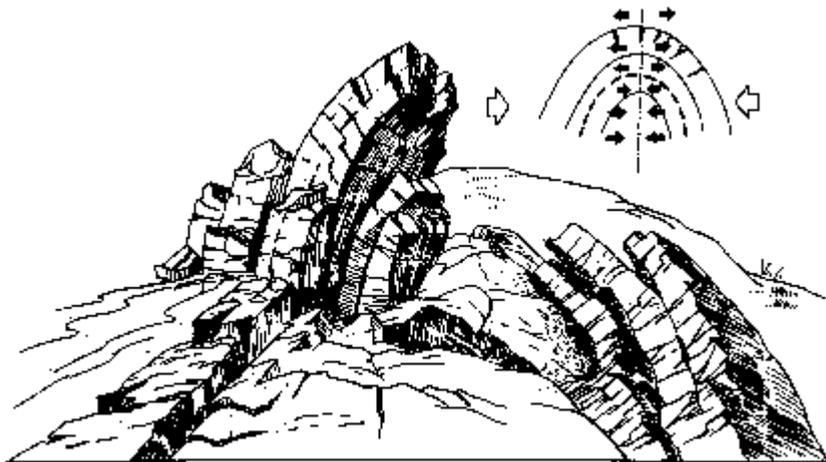


图2-24 背斜轴部出现的张节理(广东阳山)

盘和断距等。按断层两盘相对移动的关系,断层类型可分为:正断层、逆断层、平推断层、直立断层和掀转断层等(图 2-25)。

自然界,断层往往不是单条出现,而是由若干条断层构成一定的组合型式。例如,阶梯状正断层是由几条产状大致相同的向一侧依次下降的正断层组成的(图 2-26)。地垒和地堑是由几条平行走向的断层使断盘产生差异升降造成的,中间相对突起的地块称为地垒;中间相对降落的地块称为地堑,如西欧的莱茵地堑,我国的汾渭地堑。又如有些平推断层组成一系列的错动

带。如图 2-27 所示，沿短轴背斜边缘形成一系列弧形错动带。

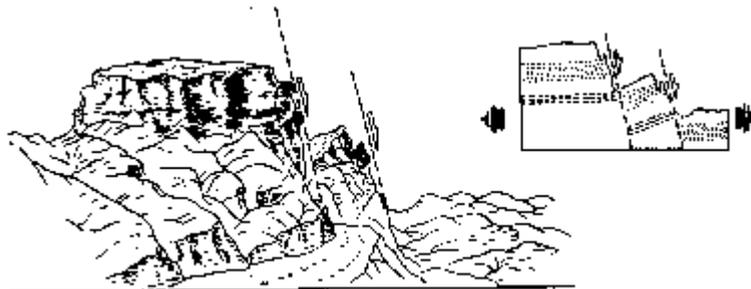


图2-26 阶状断层（平行正断层）（广东仁化）

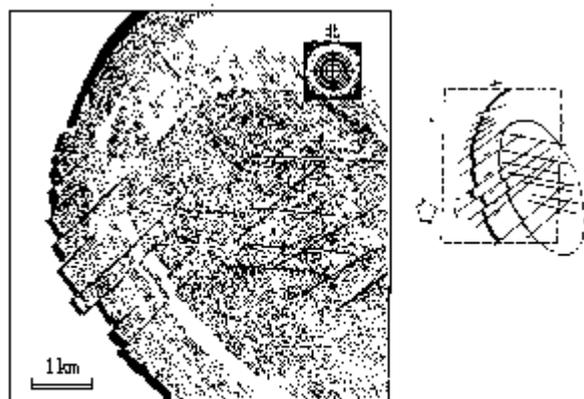


图2-27 出现在一个短轴背斜边上的由一系列平推断层组成的错动带。该图由航片转绘，这个大型短轴背斜现已夷平，除其边缘出现一条弧形错动带外，背斜中央还有两组菱形交叉的扭断裂（青海柴达木）

在野外，识别断层的重要标志有：断层镜面（摩擦的光滑面），断层擦痕和阶步（图 2-28），断层构造岩，牵引构造（图 2-29）以及构造线的不连续，如地层或岩脉的突然中断（图 2-30）、侵入岩或变质岩与围岩的接触线突然错开、沉积地层的重复与缺失，等等。在地貌上，断层带常形成断层崖、断层三角面、断层谷、错断山脊、飞来峰，带状延伸的湖泊与上升泉，等等。

断裂构造在成因上和时空上同地震、褶皱、岩浆活动和变质作用等内动力作用都有密切的联系。断层的规模有大有小，大者如东非裂谷、北美西部的圣安德列斯断层等。各种规模的断层组合在一起呈带状分布时，称为断裂带。其中有些深大断裂带广达全球，深达上地幔，如岩石圈各大板块间的一些边界就是由各种深大断裂带构成的。



图2-28 断层擦痕和阶步
(断续的小横阶称阶步)

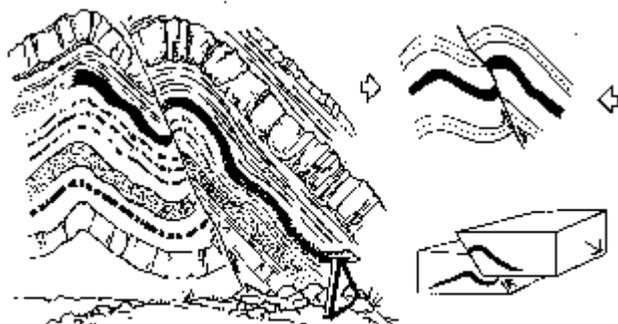


图2-29 小型逆冲断层中出现
两盘地层的牵引现象（拖曳）



图2-30 由平推断层造成的岩层相对位移约20m（广东阳春）

第三节 关于大地构造的几种学说

关于全球性地壳运动的原因、规律和表现形式的研究，是大地构造学说的基本内容。目前有多种大地构造学说，它们以不同的观点解释大地构造。兹介绍如下。

一、板块构造学说

板块构造学说是现代最引人注目的全球性构造理论。它是在大陆漂移、海底扩张等学说的基础上继承、发展而来的学说。

（一）大陆漂移说

本世纪初，德国的魏格纳（A. Wegener）根据被大洋隔开的两边陆地的轮廓、地层、构造、古生物、古气候和冰川等各种现象和特点的相似性、相关性和连续性，提出了轰动一时的大陆漂移说。他认为，在中生代以前，地球上只有一块联合古陆（即泛大陆），海洋也只有一个泛大洋。后来在地球自转的离心力和天体引潮力的作用下，联合古陆开始被分离。由较轻的硅铝层组成的陆块，像冰块浮于水面一样，在较重的硅镁层（洋壳）上漂移，逐渐形成了现有的海陆分布轮廓。这一假说与当时盛行的地壳水平位置固定不变而只有升降运动的观点是针锋相对的。因而激起了“漂移”与“反漂移”的热烈争论。由于漂移说当时还缺乏洋底地壳性质的了解，对驱动力的解释也不够有说服力，存在一定的缺陷。结果在反对者的强攻之下被冷落下来了，后来只有少数人还在继续研究。直到五十年代以后，由于各种资料尤其

是海洋地质和地球物理方面的资料更丰富了，大陆漂移说才又被人们重视起来，并得到了新的发展。

使大陆漂移说重新抬头的重要原因就是从古地磁的研究中得到有力的证据。古地磁的特性

表明，岩石，尤其是岩浆岩，形成时都按地磁场的方向被磁化，并具有稳定的不受后来位置变动影响的剩余磁性。据此，便可测出不同地质时期和不同地区岩石形成时的磁纬度和地磁极。测定的结果发现，各大陆岩石的古地磁极与现在的地磁极位置发生了明显的相对变动，而且各大陆有不同的磁极变化轨迹。这就是说，不是地磁极和地轴发生了明显的位移就是大陆发生了漂移，二者必居其一。事实上，前者的变动是相当微小的，主要是被磁化了的岩石和大陆一起后来发生了显著的位移。古地磁极的移动轨迹对于古大陆的复原提供了重要的证据。最近，迪茨（R. S. Dietz）和侯尔登（J. C. Holden）根据新资料编绘出一套新的大陆漂移图（图 2-31）。

既然各大陆是从联合古陆分离出来的，那么它们的轮廓是可以拼合的。魏格纳的假说就是在这种现象启发下提出来的。最近，布拉德（E. C. Bullard）等人应用电子计算机技术成功地完成了大西洋两侧陆块的拼接（图 2-32）。后来也发现南半球各大陆也能很好地吻合。这种现象决不像反漂移论者所说的是“偶然性的”，而是大陆确曾漂移而造成的。

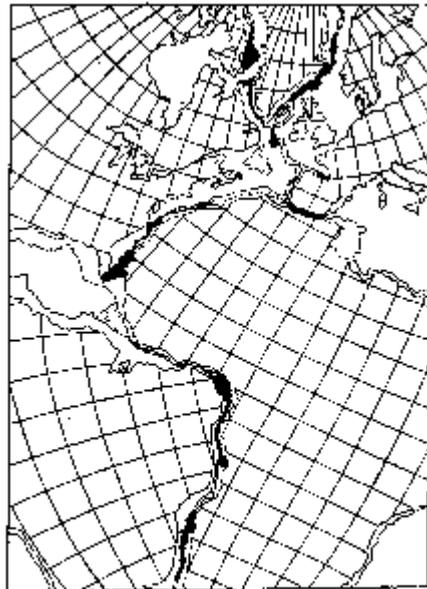


图2-32 大西洋两边从大陆架边缘沿球面的拟合

（二）海底扩张说

自第二次世界大战以来，对洋底大规模的考察中发现，洋底岩石的年龄

相当年轻，洋底沉积层也很薄；而且发现了环绕全球的高热流的大洋中脊和裂谷体系等新情况。在六十年代初，赫斯（H. Hess）和迪茨在大陆漂移说和地幔对流说的基础上，根据洋底的新资料提出了有名的海底扩张说。该学说认为，大洋中脊和裂谷体系正是地幔物质上升的涌出口，涌出的岩浆冷凝成新的洋底，由于不断涌出和冷凝，结果便导致洋底向两侧不断扩张。但海底扩张说与过去的地球膨胀说不同之处是，较早形成的洋底，当其远离中脊被推至海沟处时，便沿一斜面向下潜入地幔中，于是造成地幔物质的循环（图2—33）。故地球总的体积基本上保持恒定，而洋底则在不断更新。



图2-33 地幔对流系统的简化模型

据研究，海底扩张的速度每年约数厘米，在 $1-2 \times 10^8$ 年的时间内扩张的幅度便可达几千公里，整个洋底便可更换一次，完成一次对流周期。所以，洋底没有发现侏罗纪以前 ($> 1.9 \times 10^8$ a) 的岩石，沉积层的厚度也很薄。

海底扩张的原动力主要来自地幔物质的对流。所谓大陆漂移也正是由于海底扩张引起的。这种解释与魏格纳的也有所不同，即软流圈的物质对流是作用于岩石圈的下部，使洋底发生更新；而岩石圈下部的移运带动了上层大陆地壳的漂移。所以大陆不是独立、主动地漂移，而是被洋壳载运着在地幔对流体系上移动。

大陆和大洋移动的假说近来得到愈来愈多的精确证据。例如，通过古地磁的测定，发现洋底地磁正向和反向的磁极异常带是沿大洋中脊向两侧呈对称分布的。用与同位素定年法相结合所推算出的地磁倒转年代表的鉴定，它们的年龄也相应呈对称变化的。根据洋底某一

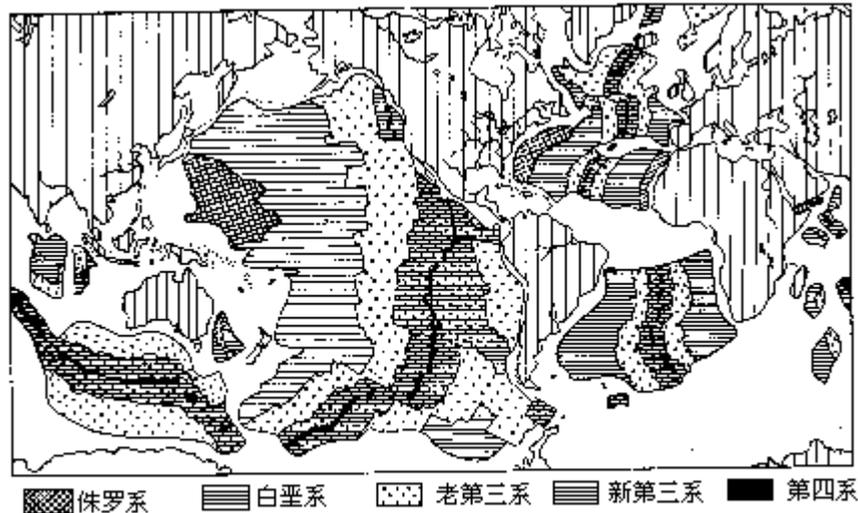


图2-34 根据古地磁资料测定的海底年龄（据W. C. Pitman等, 1974）

地点的年龄及其与大洋中脊的距离，便可得出该地点洋底扩张的速度。图2-34就是根据这些古地磁资料编制而成的洋底年龄图，其实也是一幅简化的洋底地史图。此外，还通过海底钻探、深潜作业、地震和重力等测量所得的资料，也为海底扩张说提供了许多其他证据。通过这些资料还可以看出，环绕全球的大洋中脊和裂谷被一系列的横向断裂分为一段一段，中脊峰顶在断裂带两边也被错开一定的距离。但这种断层性质不同于一般的平推断层而称为转换断层（图2-35），因断层面两侧错动的距离受大洋中脊轴的控制而保持一定的限度，相互错动仅发生于中脊轴之间（箭头相逆处），外侧并未错动（箭头相同），错动的方向与平推断层的错动方向刚好相反。它是由于洋底从中脊轴部向两侧扩张而引起的相对运动。



图2-35 发生于大洋中脊向的转换断层

（三）板块构造说

六十年代后期，有一批学者在新资料新观点的基础上进行了总结，并提出岩石圈板块构造学说（简称板块构造说）。它把海底扩张、大陆漂移、地震与火山活动、山脉的形成等许多地质现象，纳入一个比较符合逻辑的理论体系之中，用统一的动力学模式来解释全球性的构造运动的过程及其相互关系。它对地球科学的发展起到巨大的推动作用。

板块学说认为，地球的岩石圈不是整体一块的，而是被一些构造活动带如大洋中脊和裂谷、海沟、转换断层等分割成相互独立的构造单元。这些构

造单元或岩石圈的块体，称为板块。板块内部是比较稳定的区域，各板块之间的接合处则是相对活动的地带。目前认为，对全球构造的基本格局起控制作用的有六大板块：太平洋板块，亚欧板块，美洲板块，非洲板块，大洋洲（或印度洋）板块和南极洲板块（图 2-36）。这个划分方案是由勒皮松（X.Lepichon）等人提出的（1968）。当然，除六大板块外还可划分出许多较小的板块。

板块构造的内容和特点主要表现在其边界上。已知的板块构造边界有三种类型：

1. 扩张（或增生）型边界 它是新地壳增生的地方，喷出物多为玄武岩；以张应力产生的正断层和节理为主；地震的震源较浅，烈度也不大。如美洲板块与非洲板块之间的边界等。

2. 俯冲（或汇聚）型边界 它见于两个板块相汇聚、消减的地方。它们又可分为两种：1) 岛弧海沟型边界，即质量较重的大洋地壳俯冲到较轻的大陆地壳之下，并在重返地幔中而消亡；俯冲的这边皆为深长的海沟，被挤压抬升的一边则形成岛弧和海岸山脉；这一带多火山（以安山岩喷出物为主）和地震（浅至深源地震，烈度大而频繁），以及出现超深断裂及叠瓦式逆掩构造。如太平洋板块与亚欧板块之间的边界。2) 地缝合线型边界，当两个上覆大陆地壳的板块汇聚时，最后在原弧沟系中发生碰撞，由于两边陆壳的轻重彼此相当，于是产生大规

模的水平挤压，褶皱成巨大的山系。这种边界的范围很宽而且界限不明显；强烈地震多，分布亦广；板块拼缩的速度较前者小（前者每年约缩减 5cm 以上，后者多在 5cm 以内）。如印度洋板块与亚欧板块之间的边界——喜马拉雅山系。

3. 转换断层（或次生）型边界这类边界中物质既不大量增生也不发生减少，而只是由于前两类边界的活动导致板块间的其他部分作剪切向水平错动成为板块的分界。它仅见于大洋地壳中，以浅震为主，亦有少量玄武岩喷出。

另外，在三个板块相邻接的地点，称为板块的三联接合点。这个点可随板块的运动而位移。若其中一个大的活动的板块及其边界条件与应力场不相适应时，将会导致板块边界的全球性大调整。

现代的构造活动大多发生在这种定义的板块边界上，目前还可粗略地测定各板块移动的速度和方向，并可合理地解释各种大地构造现象和其他许多特征，如地磁、地震、火山、地热、岩浆活动、洋底地形、大洋的成因和年龄、大陆漂移，等等。所以，这学说比其他学说更全面。

这一学说认为，驱动板块活动的机制主要是由于地幔物质的对流。地幔上升流导致板块分离，下降流引起板块的汇聚。关于地幔对流的形式，有人认为以热对流为主，也有人认为是重力对流，或两者同时起作用。对流的规

模亦有不同的看法。最近有人根据重力异常和火山的性质与分布，提出了地幔柱和热点的概念（即呈“点”状分布的圆柱状的地球深部的上升流），并认为它也可引起板块的活动，或与地幔对流同时起作用。此外，也有人注意到，不少大洋中脊的走向与横断中脊的转换断层呈有规则的正交，岛弧海沟也多向东凸出，这些现象可能与地球的自转运动有关，因而提出了板块运动中存在扩张极的问题。但这一看法如何与上述的对流机制协调起来，尚待进一步的研究。

总之，关于板块运动的驱动力问题目前尚未圆满解决，有待深入研究。但是这一学说的基本原理，即板块存在大规模的水平运动，板块可以增生也可以消减的论点，却得到愈来愈多的证实，充满着强大的活力。

二、地槽-地台说和地洼说

地槽-地台说是最早的有关地史的传统学说，它曾为大地构造学说奠定过基础。它主要从地壳运动的历史观点出发，按地壳的物质组成和建造及其表现形式划分大地构造单元（主要是大陆部分），故又称为地史学派。它的基本的论点是：地壳运动主要受垂直运动所控制，地壳此升彼降造成所谓振荡运动，而水平运动则是派生的或次要的（以 B·B·别洛乌索夫为代表）、槽台说认为，驱动力主要是地球物质的重力分异作用。物质上升造成隆起，而下降则造成凹陷。主要的构造单元有地槽和地台两类，并认为地台是由地槽演化而来的。

地槽区是地壳活动强烈的地带，在地表呈长条状分布；具有升降速度快和幅度大，接受巨厚的沉积并有复杂的岩相变化，褶皱强烈，岩浆活动频繁等特点。地槽的发展大致分为两阶段：初期以不匀速的下沉为主，地势起伏很大，接受巨厚的沉积，并有基性岩浆活动，沉积物以陆源碎屑为主，随着下沉的幅度增大，沉积物也由粗变细，乃至出现碳酸盐类沉积。后期，地槽受强烈挤压抬升，沉积物由细变粗，并产生强烈的褶皱和断裂，同时出现中、酸性岩浆活动和变质作用，最后形成突起的褶皱带（造山带）。如喜马拉雅地槽、昆仑地槽、秦岭地槽等。地槽经过强烈的降升运动之后，活动性减弱，并受长期的剥蚀夷平，此后逐渐转化成为地台。

地台区是地壳较稳定的区域，升降运动的速度和幅度都较小，构造变动和岩浆活动也较弱。由于其前身是由地槽转化而来的，故下部为紧密褶皱和变质的基底；上部沉积了较薄的盖层，常形成宽阔的褶皱，构造形态和地势起伏较地槽区简单。若地台区的沉积盖层被剥蚀而露出古老的褶皱基底时，则称为地盾。地台的例子如中朝地台，俄罗斯地台，加拿大地盾等。

地槽和地台也有规模大小和等级的差异。另外在地台与地槽之间具有过渡性质的地区，常又分出另一种构造单元，称为山前拗陷或边缘拗陷带。世界大陆上的地台（陆台）和地槽褶皱带分布见图 2-41。

在地壳发展历史中，构造运动具有强弱交替的周期性和阶段性。在稳定期，地壳运动较和缓，主要表现为缓慢的升降和引起海陆变迁。在活动期，地壳的构造运动和岩浆活动等较频繁，主要表现为强烈的褶皱和隆起，形成巨大的山系，故有人称它为造山运动。地壳运动的周期性决定了地壳发展历史具有阶段性。因此从地史的观点出发，把地球上曾经发生过的比较强烈和影响范围较广的构造运动分为若干阶段，称为构造运动期或造山运动幕。如加里东运动期、海西运动期、燕山运动期、喜马拉雅运动期等。由于地壳运动发展的阶段性，可引起地壳的组成、结构和构造以及古地理环境的一系列的发展和变化。

这一学说的理论基础主要是根据大陆上的资料得来的，极少涉及现代海洋的构造和演变情况，故具有一定局限性。地槽转化为地台一说也不够全面。大量资料表明，地台区也不是固定不变的，只是相对稳定的一种构造单元。因此，地台和地槽都不是地壳发展的最后形式，彼此可以转化。如我国东南部，地台区的特征已不断消失，活动性已逐渐增加，有向新阶段转化的趋势。据此，陈国达（1956）认为，地壳构造除地槽与地台外，还存在一个新的构造单元——地洼区（原称活化区）。这观点现已发展为一个新的分支——地洼学说。

地洼说认为，在地壳发展过程中，活动区和稳定区可以相互转化，不仅地槽区可以转化为地台区，地台区也可以转化为地洼区，这种转化绝不是简单的重复，而是由简单到复杂、低级到高级的螺旋式的向前发展。地洼本身也不是地壳发展的最后形式和阶段，更可能转化为别的更新的构造单元。当然，地壳发展是不均衡的，各地区、各阶段的情况是有差别的。地洼说的出现使传统的大地构造理论增加了新的内容。

三、地质力学学说

地质学家李四光从地质力学的观点研究了地壳运动和大地构造的问题，建立了一个新学派。他认为，全球地质构造的展布不是乱杂无章的，而具有一定的方向和方位。这是在地壳运动的一定动力方式作用下，形成了相应形式的构造应力场的结果，从而产生出一定方向和方位的构造体系。

构造体系是地质力学的基本概念。它是指“许多不同形态、不同性质、不同等级和不同次序，但具有成生联系的各项结构要素所组成的构造带以及它们之间所夹的岩块或地块组合而成的总体”（李四光）。构造体系可划分为三种基本类型（型式）：纬向构造体系，经向构造体系，扭动构造体系（图2-37）。

1. 纬向构造体系 它们的主体走向是沿纬线方向延伸的，构造上是剧烈的挤压带，在大陆上往往表现为东西向的隆起山脉。它们规模较大，常各自出现在一定的纬度上。如我国的天山-阴山构造带，昆仑-秦岭构造带，南岭

构造带。这是因为地球自转所产生的离心力，使地壳物质发生由极地向赤道方向的运动，从而形成南北向的挤压力与压性构造带。

2. 经向构造体系 它们是南北向的强烈构造带，这种构造体系可能是由于大陆相对于大洋作自东向西运动的结果。按其性质可分二类：一为巨大的张裂带，如东非裂谷；一为大的压性构造带，如我国的川滇南北向构造带，在地貌上为横断山脉。

3. 扭动构造体系 这是地壳表面大量存在的构造型式，可分多种类型，如山字型、多字型、歹字型、帚状、S型、棋盘式等等构造型。总之，它们是受某种扭动力的作用而造成的，规模大小不等，复杂程度不同，主要反映了区域性构造运动的方式。如我国西北的祁-吕-贺山字型构造是由西翼的祁连山、东翼的吕梁山和中间脊柱的贺兰山组构而成的一个体系。我国东部至太平洋西岸是个大型的多字型构造体系，其主体是由一系列北北东走向的大致相互平行的隆起带和沉降带组成，其间又受若干条东西向复杂构造带的分隔。它对我国东部地貌的形成与分布影响甚大。

这一学说认为，地球自转及其角速度的变化所引起的地壳水平运动，是推动地壳构造变化的主导因素。地球是个旋转的天体，地壳运动是地球运动的一部分；地质构造是地壳构造运动的产物。所以，地壳运动是地球内部和外部矛盾的许多方面相互斗争的反映。地球内部物质能量的各种变化，都是引起地球自转角速度发生变化的重要因素。此外，还有来自其他天体的影响，如引潮力。实际资料证明，地球自转角速度是有变化的。一般认为，地球的重力所要求的地球内部物质的移动，倾向于使地壳各部分力求达到平衡（重力补偿作用）；而地球自转离心力及转速变化所产生的力，则倾向于破坏这种平衡。正是由于这种矛盾，使地壳产生了这样或那样的构造运动。如果地球自转速度一旦加快，便可引起地壳大规模的水平运动。但自转速度不能无限地快下去，因为它将受地壳移动产生的阻滞力、岩浆的侵入和喷出以及天体引潮力等诸因素的影响而得到自动调节与控制，从而使地球的自转速度又逐渐变慢下来。随之，密度较大的物质因重力作用又渐向深部移动，使地球质量又趋于集中，从此又孕育着新的转速加快的可能性。这种因地球自转速度时快时慢而引起地壳有张有弛的运动，便是地质力学的基本观点。它与魏格纳的解释有类似之处。这种作用能否引起大规模的地壳运动？它在整个地壳运动驱动力中起主导还是辅助的作用？这些都是有争议的问题。

综上所述，各学派的基本观点及划分大地构造单元的方法和结果都不同。因为对同一事物或问题可以从不同的角度和不同的方法进行考察。但除了差异之外，其中必有一定的相互联系，可相互补充。

自 1859 年霍尔创立地槽说以来，对地壳的认识曾起积极的作用，但随着时间的推移，许多问题用这一学说便不能解释了。现代科学的发展，可能

给地槽这个概念以新的内容。比如，过去认为地槽是大陆中间的槽型拗陷，实际上它是位于板块的边缘。海沟就是现代的地槽，那里发现了典型的地槽型沉积——混杂堆积。这种成因、年代和成分复杂的混杂岩层，在许多老地槽中都有发现，过去对其成因一直无法进行解释。现在认为它是由于板块向海沟俯冲时相互碰撞和剥落而产生的。对地槽转变为褶皱山脉的过程，板块说比地槽说能作出更加合理的解释。R. S.迪茨认为，对于地槽旋回是由板块构造所控制的这一观点，也可为地槽变化这个老问题提供新的答案。可见，地槽与板块并不是互不相干的概念。

在板块构造说和地质力学说中都提到地壳的水平运动具有一定的方向性。从板块间的洋脊轴与转换断层之间的几何关系来看，它们在球面上的展布都有一定的经、纬向规则，并提出了扩张极和扩张轴的问题，而在大型的构造体系中也有经向和纬向的关系问题。两者在这方面反映出来的一致性决不是偶然的。它表明地壳水平运动与地球自转运动之间必然存在某种相互关系。

地洼说与板块说之间也存在密切的联系。它们主要表现在时间上的一致性和空间上的联系性方面。如板块的活动和地台的活化或地洼的形成都是从侏罗纪开始的，而且彼此的发展阶段可相吻合。又如中国南部地洼区，在越靠近亚欧板块与太平洋板块之间或与印度洋板块之间的汇聚边界上，其活化强度愈大，并造成了这个地区地洼成矿的明显带状分布，而且控制地洼成矿的断裂带，大都相当于各级板块间的地缝合线上。此外，两者均认为引起活动的原因（动力）皆来自地球内部（主要是上地幔软流层）物质的运动。从上可见，各学派之间可相互促进、相互补充，为建立统一的大地构造理论体系提供了可能性。

第四节 火山与地震

火山和地震是地球内力作用中比较快速的一类地壳运动，是人们可以直接观察和感觉的一种自然现象。它们对自然环境和人类生活都有重大的影响。

一、火山

（一）火山的类型与分布

岩浆喷出地表的地方叫火山。火山喷发是地球内部物质和能量骤然强烈释放的一种形式。火山喷出物很复杂，既有气体、液体，也有固体。气体中除大量的水蒸汽外，尚有氢、氯化氢、硫化氢、一氧化碳、二氧化碳、氟化氢等。火山液体就是熔岩。不同的火山熔岩的性质和喷出量也不同。火山的固体是指喷发时抛射出来的熔岩和围岩的碎屑物质，如火山灰、火山渣、火山豆、火山弹、火山块等，大小非常悬殊。

火山喷发的型式有两大类：

1. 裂隙式喷发 这种喷发多见于大洋中脊的裂谷中，常可造成海底扩张。陆上仅见于个别地方，如冰岛拉基火山，在 1783 年 6 月喷发时熔岩从长条裂隙中的 22 个地点涌出，绵延几十公里。这次活动持续两年，流出的熔岩达 $120 \times 10^8 \text{m}^3$ 以上，覆盖了 500km^2 以上的地面。

2. 中心式喷发 这种喷发呈管状喷发。它们又可分为：1) 夏威夷型（宁静式）——没有猛烈的火山碎屑物喷发，只有流动性的大量熔岩溢出。2) 培雷型（爆炸式）——喷发时产生非常猛烈的爆炸现象。3) 中间型——特点介于前两者之间，依喷发力递增次序再可分为：斯特朗博利型、武尔卡型、维苏威型（均以同名火山命名）。中心式喷发的差异，主要与喷发物的性质和含量等有明显的关系。通常，岩浆的酸度愈高、气体含量愈多，其爆炸性就愈强。但同一火山在不同时期喷发的强度也可能发生变化。

火山爆发的景象非常壮观，但也常给人类带来灾害性的破坏。火山的分布有一定的规律性。绝大多数的火山活动位于各板块的边界上。在大洋中脊的裂谷中，任何地方都可能喷出熔岩。据估计，从所有扩张中心溢出的火山物质每年约有 4km^3 ，为陆上火山物质的四倍。这种喷发一般都较平静，且在大洋底部，所以很少被察觉。但露出海面的也不少，如北大西洋的冰岛、扬马延岛；印度洋的阿姆斯特丹岛、圣波尔岛，东太平洋海隆上的许多死火山岛屿，位于转换断层附近的大西洋亚速尔群岛等。

在汇聚型边界上火山活动尤为强烈。但值得注意的是，火山不是分布于海沟附近，而是在离海沟有一定距离的岛弧一侧。板块学说认为，这是由于冷的大洋板块从海沟下潜到岛弧（或大陆）一侧时，初期因温度不高难于引起火山活动，达一定距离和深度后才因摩擦加热，导致地壳物质的熔融，从

而引起火山喷发。这类火山常以安山岩质为主，喷发方式也较猛烈。

环太平洋的弧-沟系是火山密集之地。据统计，世界上的活火山约有 500 多座，其中 370 多座就出现在这一带，所以有“火环”之称。它从阿拉斯加半岛经阿留申群岛，堪察加半岛，千岛群岛和日本群岛，菲律宾群岛，至北岛和南岛，以及中美和南美西部，就是火山的集中分布带。

亚欧板块南界也是一条火山分布带，称地中海—印度尼西亚火山带。地中海区火山也很集中，有许多有名的火山如维苏威火山、埃特纳火山、斯特朗博利火山等。由此向东活火山较为少见，这可能与板块近期俯冲活动减弱和地壳厚度过大有关。印度尼西亚一带火山活动又强烈起来，上世纪曾猛烈爆发的坦博腊火山和喀拉托火山都出现在这里。仅在 1966—1970 年间，这里就有 22 座火山爆发。

此外，亦有极少数火山不是分布于大板块的边界上，而是在小板块的边界上（如东非的火山），或在“热点”上（如太平洋中部的火山）。北太平洋从中途岛至夏威夷岛的一列火山岛群，据认为是板块向西北面移动中通过热点时造成的。这个热点便是夏威夷岛的基拉韦厄活火山，离开这个热点愈远，火山的年龄愈老。南太平洋中也有类似的情况。

我国的火山活动以濒临太平洋岛-弧系的台湾一带最为活跃。自钓鱼岛、赤尾屿经台湾岛北部至小兰屿一带，共有火山 20 余座，其中以大屯火山最为闻名。在台湾东海区还发现有几处海底活火山。我国大陆东部在地质时期曾有广泛的火山活动，而在历史时期喷发过的仅见于东北个别地方，如五大连池火山群中的一些火山和长白山的白头山等。我国西部属地中海—印度尼西亚火山带东段，亦有个别地方有火山分布，如云南腾冲火山群。1951 年在新疆于田附近昆仑山中曾有一座小型火山喷发。

（二）火山地貌

火山作用形成的地貌有多种，在地表分布很广。裂隙式喷发除形成大洋中脊和洋盆外，在陆上则形成大面积的玄武岩高原，如巴西南部高原，印度德干高原，埃塞俄比亚高原，我国内蒙古东南部的玄武岩高原等。

中心式喷发多数形成中、小型的火山地貌，常见的有如下几类（图 2-38）：

1. 灰渣火山锥 主要由火山喷出的碎屑物在喷口周围堆积成锥形体。如菲律宾的马荣火山。

2. 富硅质熔岩穹丘 流动性小、富含硅质的熔岩前挤后拥地堆积在一起，形成穹圆体。如腾冲火山中的覆锅山和台北大屯火山中的个别火山体。

3. 基性熔岩盾 流动性大的基性熔岩流反复喷出堆积而成，形如盾状。如夏威夷火山。

4. 次生火山锥 古火山锥因后来的再喷发使锥顶破坏和扩大成环形凹地，并在其中再产生新的火山锥。如维苏威火山、我国东北沙秃火山群中的个别火山。

5. 复合火山锥 多次喷发的火山碎屑和熔岩呈层状混合堆成的火山锥，或称层状火山。有的复合火山锥上还生长着许多小火山锥，称寄生火山。如意大利的埃特纳火山，在高达 3700 米的大火山锥上还分布有 300 多个小型的岩渣火山锥。

其次，除火山喷出物直接堆成的火山地貌外，还有与火山形成有关的其他地貌类型，如：

6. 破火山口 有些爆炸式喷发的火山，喷发时堆积物很少却形成一个大的爆破口。如 1815 年印尼坦博腊火山爆发，火山上部大约失去 7×10^{10} 吨物质，整个坦博腊镇葬身海底。又如 1883 年喀拉喀托火山爆发，它冲开一个深约 300 多米的大坑，一股海水突然灌进火山口，发出惊人的巨响。破火山口也包括新火山在原来火山口上再爆发使锥顶破坏扩大而成的大凹地，以及其他方式造成塌陷而扩大的火山口。

7. 火山塞 填塞在火山喷管中的大块凝固熔岩，在火山锥被剥蚀后露出地表，形如瓶塞。如美国怀俄明州的“鬼塔”（Devil's Tower）。

8. 火山口湖 火山口积水可形成湖泊。如白头山的天池。

火山活动是一种自然现象，有些地方给附近居民带来灾难。而且可能引起地震、山崩和海啸等现象。但是，火山活动也常带来丰富的地热和温泉，以及多种的矿产和肥沃的火山灰

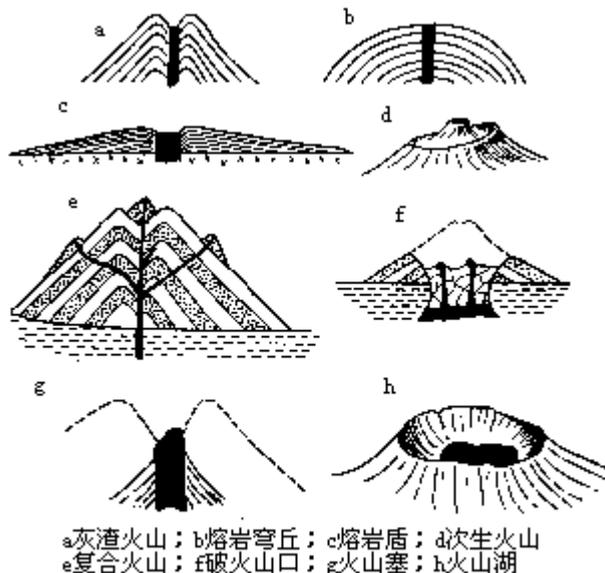


图2-38 火山地貌的各种形态

土壤等资源，可供开发利用。有些火山地区还成为人们喜爱的旅游或疗养胜地。

二、地震

(一) 地震的概念

地震是大地的快速震动,属地壳运动的一种特殊形式。发生地震的机制虽然还未完全弄清,但已知地球是个聚集应力的运动着的球体,当这种应力超过岩层或岩体所能承受的限度时,就会使地壳发生断裂、错动,同时急剧地释放出所积聚的能量,并以弹性波的形式向四周传播,引起地表的震动成为地震。据估计,即使是人们刚能感觉到的轻微地震,它也要放出 10^3 — 10^8 焦耳的能量。这些能量足以使 1×10^4 t重的物质升高1m。而一个8.5级的大震,其能量约为 3.6×10^{17} 焦耳,比一颗氢弹爆炸所释放的能量还大,相当于一个 10×10^5 瓩发电站连续十年所发出的电能总和,可见其威力之大。

地震只发生于地球表面至700公里深度以内的脆性圈层中,此深度以下尚未记录过有地震发生,可能仅为塑性变形。地震时,地下岩石最先开始破裂的部位叫做震源。按其深度可分为浅源地震(深约70公里以内)、中源地震(70—300公里)和深源地震(300—700公里深)。震源在地面上的垂直投影位置叫震中。从震源发出的地震波分为两大类:在地球内部传播的称为体波;沿地面传播的称为面波。其中,体波又可分为横波和纵波。地震时,纵波较快地传播到地面,因此在震中区常先觉察到上下的跳动,接着而来的横波则造成左右摇晃。面波(实际上是一种特殊横波),它对地表建筑物等破坏性最大。

地震释放能量的大小用震级表示,通常采用美国里克特(C. F. Richter)提出的标准来划分。目前世界上已知的最大地震还没有超过8.9级(里氏级)的。例如1960年5月22日在智利发生大地震为8.7级。地震对地面的影响和破坏程度(即衡量地震波的破坏性)用地震烈度表示。烈度通常分为12级。烈度的大小与震源、震中、震级、构造和地面建筑物等综合特性有关。如震源愈浅、距震中愈近、震级愈大,烈度也就愈大。但一次地震只有一个震级,在影响范围内则有多种烈度。

地震对人类危害是众所周知的。如1976年7月河北唐山地震是我国近几十年来破坏性最大的一次地震。地震除直接给人类带来灾害外,往往也可能伴生火灾、水灾和海啸等。例如,1755年里斯本地震、1906年旧金山地震和1925年云南大理地震等,其震后的破坏都是由火灾造成的,而且比地震直接的损失还大。1960年智利沿海大地震造成的海啸,波及太平洋各地(图2-39),在发震后15小时海浪冲至夏威夷希洛湾,掀起10米多高的浪墙,摧毁了岸边的一切,死伤二百余人。在25小时后到达相距10,000公里的日本东海岸,浪高3.4米,最高达6.5米,有数百人伤亡,沉船109艘。

为了减少地震造成的损失,许多国家正大力进行这方面的研究,寻求对付它的方法。如注意加强各种抗震措施以减少震后的破坏;注意实地观测,提高地震预报水平;而且还考虑从积极方面进行控制、预防某些大震的发生。总之,随着世界人口的增长和城市化的发展,地震的可能危害性也增加了,更应引起足够的重视。

(二) 地震的分布

世界的地震分布与板块的边界非常一致，呈带状延伸。在扩张型边界上地震带较窄；在汇聚

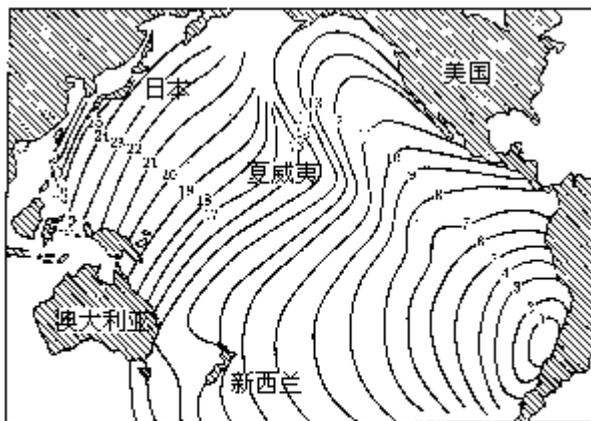


图2-39 1960年5月22日智利沿海岸的大地震造成的海啸在太平洋中的扩展情况；图中的数字和曲线表示海啸发生后扩展的时间（小时）和范围

型边界上地震带较宽；尤以大陆碰撞型边界上更为分散。全球地震能量的95%都是从板块边界中释放出来的，其中很大部分又是来自汇聚型边界中。而且在汇聚型边界上震源的深度与大洋壳俯冲的深度有关，即从海沟附近至岛弧内震源深度逐渐增加，这种变化方向与板块运动的方向相同。可见，板块间的相互作用是引起地震的一种主要因素，板块内部的地震活动则少得多。

世界地震的分布主要集中于下列几个带（图2-40）：首先是环太平洋地震活动带。全世界地震释放总能量的80%来自这个带。大约80%的浅源地震和90%的中源地震以及几乎全部深源地震都集中在这里，成为地球上最主要的地震活动带。它与环太平洋火山带密切相关，但“火环”与“震环”并不重合，地震多分布于靠大洋一侧的海沟中，火山则多分布于靠陆一侧的岛弧上。板块俯冲带（贝尼奥夫带）成为一个倾斜的连续的震源带（面）。其次为地中海-喜马拉雅带。大致沿地中海经高加索、喜马拉雅山脉，至印度尼西亚和环太平洋带相接。这个带以浅源地震为主，多位于大陆部分，分布范围较宽。此外，大洋中脊带地震活动性较弱，释放的能量很小，均为浅源地震。这里因板块厚度小、形成年代新、热流值高，故多为小震，其中较大的地震多分布于转换断层处。在东非裂谷带的地震活动性较强，均为浅源地震，这与其新构造运动和火山活动密切相关。

我国地处环太平洋带和地中海-喜马拉雅带之间，是地震较多的国家之一。自本世纪以来的八十余年内，我国共发生5级以上的破坏性地震2600余次，其中6级以上地震500余次，平均每年6—7次。台湾恰处于环太平洋带上，为我国地震最多的地方。东部其他地区的地震主要发生于强烈拗陷下沉的平原或断陷盆地以及近期活动的大断裂带附近。如河北平原，汾渭地

堑，郯城-庐江大断裂（北起沈阳、营口，南经渤海至山东郯城、安徽庐江，直达湖北黄梅）等地。我国西部属地中海-喜马拉雅地震带的组成部分或受其影响的地区，地震活动性较东部

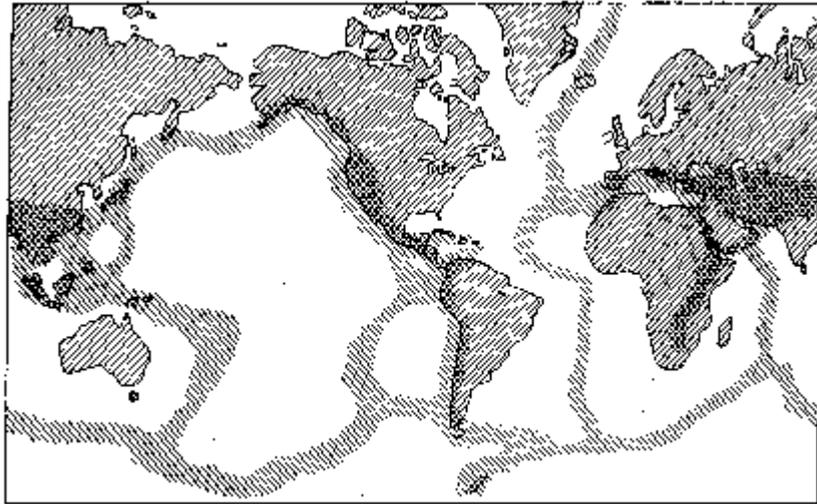


图2-40 世界地震带分布图

陆强烈，主要分布于强烈隆起的青藏高原四周、横断山脉、天山南北、祁连山地以及银川昆明构造线一带。在我国，深源地震仅见于黑龙江、吉林一带；中源地震只有三处，即台湾东部、雅鲁藏布江以南和新疆西南部；其余地方均为浅源地震，但西部比东部稍深。

第五节 地壳的演变

一、地质年代的概念

地壳在各种内外动力作用下，经常出现组成、结构和构造以及外表形态的变化。这种变化或改变在时空上的连续事件便构成地壳的演化。表示地壳演化的时间和顺序的概念称为地质年代。计算地质年代的方法有相对年代和绝对年代两种。

(一) 相对年代法

相对年代法主要根据岩层的沉积顺序（按地层剖面中的上新下老及整合与不整合相互关系）和古生物化石（按生物进行的阶段性和不可逆性，找出标准化石和生物群体）进行对比和划分。这种方法又称古生物地层法。

通过古生物地层法并结合地壳运动和古地理等特征，对全世界的地层进行对比研究，把地质历史划分为两大阶段：老的叫隐生宙；新的叫显生宙。宙以下分代，代以下分纪，纪以下分世，……（表 2-3）。宙、代、纪、世是国际统一定名的时代划分单位。每个时代单位都有相应的地层单位，它们称为：宇、界、系、统……。

(二) 绝对年代法

地质历史的相对年代只能确定地质事件的时间次序，不能确定其发生的具体时间。而绝对年代法是通过矿物或岩石的放射性同位素的测定，并按放射性蜕变定律计算出其具体年龄，用数量时间单位来表示。同位素年龄测定法有多种，如 U-Th-Pb 法、K-Ar 法、Rb-Sr 法、Sm-Nb 法、C¹⁴ 法等。这些方法各有特点及其适用范围。

表 2-3 地质年代表及地壳发展历史简表

相对时代			符 号	距今年数 ($\times 10^6$ a)	生物发展阶段		主要构造运动		
宙	代	纪			动物界	植物界	中国	西欧	
显 生 宙	新 生 代	第四纪	Q	2~3	人类时代	被子植物 时代	喜马拉雅 运动	阿尔卑 斯运动	
		新第三纪	N		哺乳动物 时代				
		老第三纪	E						
	中 生 代	白垩纪	K	70	爬行动物 时代	—	燕山运动	印支运动 华力西运 动 (或海西 运动)	
		侏罗纪	J						裸子植物 时代
		三迭纪	T						
	上 古 生 代	二迭纪	P	275	两栖动物 时代	—	加里东运 动	加里东 运动	
		石炭纪	C						海生无脊 椎动物时 代
		泥盆纪	D						
	下 古 生 代	志留纪	S	435	海生无脊 椎动物时 代	半陆生孢 子植物时 代	蓟县运动	蓟县运动	
奥陶纪		O	海生藻类 时代						
寒武纪		Є							
隐 生 宙	元 古 代	震旦纪	Z	600	低级原始 动物	—	吕梁运动	吕梁运动	
		前震旦纪	A _前		原始菌藻类时代				
	太古代			4600 ?	基本上无生命	—	五台运动	五台运动	
		地球最初发展阶段							

(三) 与地球演变有关的几种地质年龄概念

地壳的形成和演变，与地球起源乃至太阳系的起源问题有关。地球起源有各种假说，总括起来主要有两种：一为太阳系是由炽热星云凝聚而成，行星是由热变冷的过程发展，它们的形成较太阳晚一些。另一观点认为太阳系是由低温的星际物质积聚而成，在积聚过程中生成压缩热和放射性蜕变热，即由冷变热地发展而成，行星与太阳差不多是同时诞生的。不同的观点，对问题的解释和年龄的估计也不同。但目前大多数倾向于后一种，即由冷变热的观点。

最近的次生星云说认为，地球或太阳系是从一种被超新星（老恒星）爆发残余物污染过的星际气体——尘埃云（次生星云）演化而成的，并认为超

新星爆发对充分挤压、分裂星云和触发太阳星体的开始形成有重要的作用。这种假说对地球或太阳系的物质或元素的起源提出了新的解释。即组成太阳系（包括地球）的绝大部分元素（特别是重元素）是在太阳系形成之前原来就已存在的，是宇宙间老恒星演化不同阶段建造和合成的产物。因此，组成地球的这些基础物质或元素的形成时间比地球或太阳系的年龄还要早。

现在地壳中存在的最古老的岩石为格陵兰西南部的阿尔曹库正片麻岩，年龄为 3980 ± 170 百万年（Rb-Sr 法）或 3620 ± 100 百万年（Pb 法测定）。这表明，在 30×10^8 — 40×10^8 年之前地球就已经有了质轻的花岗岩地壳。通过铅、锶等同位素蜕变规律推算，有的认为地壳的年龄约为 45.6×10^8 年。近来根据陨石、月岩（壤）和地壳古老岩石所测定的数据估算也发现，它们的年龄大致在 46×10^8 年左右。由此认为，地球的年龄即原始地球形成的时间一般要比地壳的年龄为早，大致为 50×10^8 — 70×10^8 年。因为由冷的星际固体物质积聚而成的原始地球，需经过变热和重力分异的漫长时间后才能形成地壳、地幔和地核。

地球上发现的最早的生物化石是非洲东南部的类蓝藻化石和杆状细菌微化石，其年龄分别为 32×10^8 — 34×10^8 年和 30×10^8 — 31×10^8 年，由此可见，在 30×10^8 年前地球上便出现了早期的生命形式——原核生物。

综上所述，与地壳早期演化有关的几种年龄如下：

地球物质（尤其重化学元素）形成的年龄早于地球的年龄；

地球形成的年龄约为 50×10^8 — 70×10^8 年；

地壳形成的年龄约为 46×10^8 年；

现有最古老的岩石年龄为 30×10^8 — 40×10^8 年；

已知最早的生物化石的年龄为 30×10^8 年左右。

二、地壳演化简史和古地理概貌

（一）太古代（距今约 25×10^8 年前）

太古代是地质年代中最古老、历时最长的一个代，即原始地壳以及原始大气圈、水圈、沉积圈和生物的发生、发展的初期阶段。

太古界的地层由变质深的正、副片麻岩组成。已知其中最古老的年龄为 40×10^8 年。据此认为，在此之前地球便出现了小型的花岗岩质地壳。由沉积岩变质而成的副片麻岩的出现，说明当时有了原始大气圈和水圈，并有单纯的物理化学风化。在这些结晶变质岩基底上覆盖着一层变质较轻的绿岩带，其中有火山岩和沉积岩，它们形成于当时地面的凹陷带，后来才经历变质作用。其年龄为 34×10^8 — 23×10^8 年间。据推测，太古代早期地球表面有许多小型花岗质陆块，它们之间有深浅多变的古海洋。后来各小陆块在移运中结合成面积较大的大陆板块。这些最古老的陆块现在已散布于各大陆中，即通常所说的稳定陆块的核心——克拉通或古地盾区。

太古代的地壳运动和岩浆活动既广泛又强烈；火山喷发频繁，故使大气圈和水圈才得以形成。原始海洋的面积可能比现在大，但平均水深则浅得多。现在世界各地蕴藏丰富的海相层状沉积的变质铁锰矿床和岩浆活动形成的金矿等就是在这时期形成的。当时的大气圈可能富含碳酸气、水蒸汽和火山尘埃，只有少量的氮和非生物成因的氧。海水也是酸性矿化水（后来才逐渐被中和），陆地是灼热的，荒芜的。在某些适宜的浅海环境中，有些无机物质经过化学演化跃变为有机物质（蛋白质和核酸），进而发展为有生命的原核细胞，构成一些形态简单的无真正细胞核的细菌和蓝藻。这只是出现于太古代的后期。

总的来说，太古代是原始地理圈的形成阶段，陆地是原始荒漠景观，水域是生命孕育和发源之地。当时地壳与宇宙之间以及和地幔之间的物质能量交换比后来任何时候都强烈得多。

（二）元古代（距今 25×10^8 — 6×10^8 年）

在元古代，大陆性地壳逐渐由小变大，从薄增厚，火山活动相对减少，岩性也从偏基性向偏酸性转化。下元古界有巨厚的碎屑堆积，大有利于强烈的花岗岩化活动及导致大型侵入体的形成。由于大气中 CO_2 浓度降低和水中 Ca、Mg 离子增多，开始出现有化学沉积的碳酸盐岩。它将直接影响到岩浆过程的演化，导致碱性派生岩的出现。随着大气中游离氧的增加，氧化环境也开始出现了。因而后期有了鲕状赤铁矿和硫酸盐等矿物以及第一批红层建造的产生。生物的出现对环境的影响还不大，所以在元古界无大量的生物化学沉积。元古代末还发现有冰碛岩，这是全球性第一次大冰期的产物。

这时原核生物已进化为真核生物，嫌气生物转化为喜氧生物（这个转折点称尤里点，发生于大气中氧含量增至当前大气中氧浓度的千分之一的时候），物种数量也从少增多。这时地球上的植物界第一次得到大发展，出现了数量较多的能进行光合作用与呼吸作用的较原始的低等植物，如绿藻、轮藻、褐藻、红藻等。这些微古生物已可用于地层的划分和对比。在元古代晚期，原始动物也出现了。如澳洲的埃迪卡拉动物群，其中有海绵、水母、节虫、扁虫及软体珊瑚等水生无脊索动物化石。在北美还发现有海绵骨针化石。

元古代有多次地壳运动，较广泛的有我国的五台运动，吕梁运动、澄江运动、蓟县运动等；北美有克诺勒运动、哈德逊运动、格伦维尔运动、贝尔特运动等。历次造山运动形成的褶皱带都使原有的小陆块逐渐拼合在一起成为古陆，后来都成为各大陆的古老褶皱基底和核心，如图 2-41 中所示的前寒武纪陆台（或称地台），现在出露的只占陆地面积的 1/5。据古地磁研究，北美罗伦古陆和非洲古陆在元古代都曾发生过多次极移（E. Irving 等，1975；J. D. E. Piper，1976）。

（三）古生代（距今 6×10^8 — 2.3×10^8 年）

古生代包括寒武纪、奥陶纪、志留纪、泥盆纪、石炭纪和二叠纪。据研

究， 6×10^8 — 7×10^8 年来，大陆经历过多次分合（图 2-42），在元古代末期（晚前寒武纪），各分散陆块曾联合组成泛大陆。寒武纪时泛大陆发生分裂，在南部成为冈瓦纳大陆，北部分为北美、欧洲和亚洲三个大陆，彼此间被前海西海、前加里东海、前乌拉尔海和前特提斯海（前古地中海）所分隔。奥陶纪末开始发生加里东造山运动。至泥盆纪时，前加里东地槽已褶皱成山，古欧洲与北美合成一块大陆。晚石炭纪时经海西运动后，前海西地槽消失了，使欧美大陆与冈瓦

纳大陆合并。至晚二叠纪，前乌拉尔海也消失了，亚欧大陆形成，全球又成为一个新的泛大陆。加里东和海西褶皱带见图 2-41。

据王荃等（1979 年）的研究，我国北方的中朝古陆与南方的扬子古陆的性质很不相同，后者与南半球冈瓦纳古陆的许多情况极为相似。他们认为，扬子古陆在早古生代曾是冈瓦纳古陆的一部分，后来分裂并向北漂移，至晚古生代才与中朝古陆碰撞合并在一起，两者之间的秦岭-淮阳山地是个地缝合线。近年来在这里也发现了蛇绿岩套岩层（由蛇纹岩、橄榄岩、辉长岩及枕状基性火山岩等组成的、属于洋壳和地幔喷出的岩层，它是代表大陆缝合线的指示岩层）。我国古地磁的研究也认为，元古代后期，扬子古陆大致位于现在印度洋北部，与北方的中朝古陆远隔重洋。

各地质时代的地壳运动和海陆分合，对地理环境带来很大的变化：大陆分裂引起海侵，大陆合并引起海退；对生物演化也有重大的影响。如图 2-43 表明，自寒武纪以来大陆的分合和海生无脊索动物科数增减变化的对比情况。

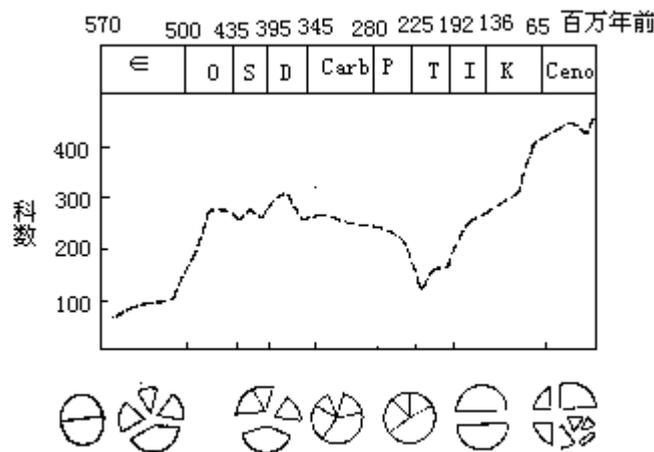


图2-43 寒武纪至新生代海生无脊索动物科数增减图（据 Valentine）

在寒武纪，泛大陆发生分裂并引起海侵，大陆架广布，海生无脊索动物空前繁盛，其中以节肢动物的三叶虫占化石总数的 60%，腕足类约占 30%，

其他仅占 10%。这时海生植物也有向陆生植物过渡的迹象。如我国寒武系地层中发现的藻煤就是一例。奥陶纪海底广泛扩张，腕足类、角石、笔石、鹦鹉螺和珊瑚等成为世界性的种类。原始鱼类——无颌鱼（甲胄鱼）也出现了。志留纪除海生动物继续大量发展外，后因地壳运动和环境变化剧烈，海生动物进入了大陆淡水区域，真正的鱼类——有颌鱼和适于岸边生长的具有水分输导组织的维管束植物也诞生了。自泥盆纪以后的晚古生代，大陆趋于合并，海退不断发生，许多海生无脊索动物的居留地消失，它们的种类和数量因而大减。相反，鱼类则全盛起来，陆生植物也日趋繁茂。地球表面从此结束了一片荒漠和无臭氧层的时代。至石炭、二叠纪又成为两栖动物的全盛时期，植物界也从孢子植物发展成为裸子植物。在石炭、二叠纪的各大陆都分布以蕨类为主的大森林，成为地质历史上重要的造煤时期。

（四）中生代（距今 2.3×10^8 — 0.7×10^8 年）

中生代包括三叠纪、侏罗纪和白垩纪。现有许多资料证明，泛大陆的重新分裂发生于中生代，即始于晚三叠纪，主要分裂在侏罗纪和白垩纪，且一直延续到新生代。这泛大陆原来向南北极延伸，赤道部分较窄，存在特提斯海（古地中海）。三叠-侏罗纪时，北美洲与非洲分裂，北大西洋开始扩张，泛大陆被分为北部的劳亚（劳伦斯和亚细亚）古陆和南部的冈瓦纳古陆。侏罗-白垩纪，南美洲与非洲分裂，南大西洋开始扩张。非洲和印度在侏罗纪时也与南极洲和澳洲（二者仍在一起）脱离，开始形成印度洋。白垩纪时，北大西洋向北展宽，南大西洋已有一定规模，印度向东北漂移，印度洋也随之扩大，而古地中海则趋于缩小（见图 2-31，图 2-42）。

中生代各地都有强烈的造山运动，欧洲有旧阿尔卑斯运动，美洲为内华达运动和拉拉米运动，中国为印支运动和燕山运动。这时褶皱、断裂和岩浆活动都极为活跃。在我国东部形成一系列华夏式隆起与凹陷，许多有色金属和稀有金属矿床的形成都与这时的岩浆活动有关，在断陷盆地中也形成煤、石油和油页岩等矿物。我国大陆的基本轮廓也在这时建立起来了。

生物界较古生代有很大发展。古生代末出现的裸子植物在中生代已成为最繁盛的门类，它们靠种子繁殖，受精过程完全摆脱了对水的依赖，更适于陆地的生境。这又是植物进化中的一次飞跃。像苏铁类、银杏类、松柏类等陆生植物的大量发展，不仅为成煤作用创造了有利的条件（如世界广泛分布的侏罗系煤层），而且也为爬行动物的发展提供了丰富的食物基础。

整个中生代，爬行动物成为当时最繁盛的脊索动物。在陆地上有食草和食肉的恐龙，在海上有鱼龙和蛇颈龙，在空中有翼龙。与此同时还出现有蜥蜴、龟、鳖、鳄鱼、蛙类和昆虫等。在海生无脊索动物中的菊石也极为昌盛。因此，有人把中生代称为恐龙时代、菊石时代或苏铁时代。但到白垩纪末，这些盛极一时的生物种类大都绝灭了，仅有一部分能残存下来。而当时已经出现但处于弱势的原始的鸟类和哺乳动物则进入了壮观的新生代；被子植物从此也欣欣向荣。

(五) 新生代 (0.7×10^8 年至现在)

新生代包括老第三纪、新第三纪和第四纪，是距今最近的一个代。继中生代之后，海底继续扩张，澳洲与南极洲分离，东非发生张裂，印度与亚欧大陆碰撞。在第三纪发生强烈的地壳运动，欧洲称为新阿尔卑斯运动，亚洲称喜马拉雅运动。在古地中海带（阿尔卑斯-喜马拉雅带）和环太平洋带形成一系列巨大的褶皱山体。在古老的地台区也发生拱曲、断层等差异性升降运动，在断陷盆地中广泛发育了红层。这次造山运动和伴随的海退作用，使中生代继承下来的自然地理环境发生了显著的变化。

从全球来看，老第三纪地表主要是温暖潮湿的气候。在强烈的造山运动之后，大气环流系统，尤其是区域性环流系统也发生了变化，许多地方趋向于干冷。我国西部青藏高原的隆起，给东部季风环流系统以很大的影响，尤其是华南地区成为与同纬度地区不同的暖湿森林景观。在第四纪，由于温带和两极的气候进一步变冷，地球上发生了大规模的冰川作用，经历了多次冰期与间冰期的变化。生物也因生境的变化而变化。

在植物界，老第三纪以被子植物的大发展为特征，植物群落由原来单调的针叶林转变为花果丰硕的常绿阔叶林。当气候趋于干冷之后，许多地方的植被发生了旱生化现象。在新第三纪初出现了以单子叶草本植物为主的草原，在第四纪又出现了苔原。动物界以哺乳类的空前繁盛为特点，故新生代又称哺乳动物时代。湿热森林区繁茂的被子植物，对哺乳类的发展起很大的促进作用。昆虫的繁盛也与被子植物的发达有关。被子植物和昆虫的广泛分布又促进了鸟类的昌盛。当草原面积扩大后，在有蹄类和啮齿类中出现了许多食草性的草原动物群，随之而来的食肉动物也增加了。

特别重要的是在第四纪出现了人类。这是地球历史上具有重大意义的事件。人类经过复杂的发展过程之后，又逐渐成为干扰、控制和改造自然环境的一个重要的因素。所以，第四纪又称为“灵生代”。

第六节 矿物资源

一、矿物资源的类型和特点

矿物资源是人类社会进行物质文明建设的一项重要物质基础。无论过去、现在和未来，它都与人类社会的经济发展密切相关。每个国家或地区，矿物资源的数量和质量及其开发利用状况，在整个经济中都占有重要的地位。

在现代工业中，矿物资源按其性质与用途可分为两大类：金属矿物和非金属矿物。前者是以提炼各种金属元素为主的矿物，又可分为：1) 黑色金属，如铁、锰、铬、钛等矿物；2) 有色金属，如铜、铅、锌、铝、镁等矿物；3) 特种（稀有）金属，如钒、镍、钴、钨、钼、锡、铋、砷、锑、汞等矿物；4) 贵金属，如金、银、铂等；5) 放射性金属，如镭、铀、钍等；6) 稀土及稀有分散金属，如钽、铌、铍、锆，等等。非金属矿物是指不直接用于提炼各种金属原料，而是利用其具有的性质作为其他原材料的矿物。如作为化工原料、农业原料、耐火材料、冶金配料、陶瓷原料、研磨材料、建筑材料、宝石原料、光学材料、能源材料……等所用的各种矿物。

随着生产的发展和科学技术的进步，人类发现和利用的矿物种类将愈来愈多，应用的范围也越来越广。目前，世界上广泛应用的矿物资源有 80 多种，它们正以惊人的速度被消耗着。为了合理地利用和保护矿物资源，必须对其基本特点有正确的认识。从地学的角度来看，它具有如下一些特点：

1) 矿物资源的数量是有限的。矿床是地球演化的几十亿年中经过各种地质作用富集而成的。但是，这些成矿过程用人类历史的标准来衡量是如此之慢，其自然补充的速度与人类消费的速度相比又是差之甚远。这些矿床在短期内是不可能得到更新的，所以在数量上是有限的。尤其是那些优质、易探、易采的矿床，目前在世界上已是屈指可数了。如果我们探明了某种矿物资源的储量，便可预测出其使用的年限。

2) 矿物资源的分布是不平衡的。由于地壳内物质分布的不均一性和各地史时期有利于成矿作用的范围不同，因此各种有意义的矿床都是在一定的时空范围内出现，在独特的条件下发生，特殊的地质作用中形成，具有一定的分布规律。例如，在岩浆岩和前寒武纪的结晶岩体中，不可能指望生成油田和煤田；在没有岩浆侵入体的地区也不可能由岩浆作用生成的矿床。所以，一个国家或地区不可能所有矿物资源都很丰富，达到品种齐全和自给自足。

3) 矿物资源在地壳中的赋存状态复杂多样，而且多隐蔽于地下不同深度的各种地质条件中。从地壳的物质组成、构造和演变过程的复杂性可知，自然界不存在各方面都完全一样的矿床，局部条件的差异性很大。因此，对它的发现、勘测以至开采都必须进行不断的探索和研究，而且总是存在不同

程度的风险。尤其在目前，品位高和易探易采的矿床越来越少的情况下，风险程度将不断增加，投资也愈来愈大。

4) 矿物资源通常具有多种组分共生或伴生的特点。在自然界纯一组分的矿床是没有的，都是多种组分构成的集合体。如方铅矿和闪锌矿共生，辉锑矿和辰砂共生，等等。因此要使有限的资源达到物尽其用，就必须注意综合利用。如果只取其主要的一种而丢掉其他，就会造成资源的严重浪费。

二、矿物资源的储量及开采利用概况

在现代的工业高度发达的社会中，对矿物资源的消耗量是很大的。据估计，美国在近 30 年中所消费的金属总量，约等于整个历史时期所使用量的总和。从全球来看，占世界人口 1/4 的工业化国家消费了全世界非燃料矿物总产量的 3/4，而占世界人口 3/4 的发展中国家只消费了世界总产量的 1/4。燃料矿物（石油、煤、天然气和放射性矿物）的消费量，发达的工业化国家所占的比重就更大了。这种不均衡的消费情况，将会继续存在下去。

随着生产力的提高和世界人口的增长，人们对矿物资源的需求量和消费量将不断增加。因此目前已知矿物储量的使用年限也将会缩短，某些矿物资源在较短时间内可能会出现短缺。即使有些金属能重复利用，但也不能补充新增加的人口需要量，还必须开采新的矿床，所以其储量还是会加速减少的。表 2-4 中列举的全世界某些矿物资源的数据，是根据美国环境质量委员会和国务院的统计和预测的。从中可以看出其 1975 年的已知储量和当时的开采量（初步需要量），以及按 1975 年开采的固定指标和预计的需求增长率的指标所得出的两种预计使用的年限。虽然这一计算不一定完全准确，但也能说明矿物资源的储量与消费量之间的矛盾性。

能源矿物的开采利用亦随工业化的发展而迅速地增加。如 1870 年煤的世界产量仅为 $2.5 \times 10^8 \text{t}$ ，在 1970 年增至 $30 \times 10^8 \text{t}$ 。即在 100 年内增加了 12 倍。据世界能源会议（1977）估计，世界煤的总储量有 $107 \times 10^{11} \text{t}$ ，其中探明储量的不到 $20 \times 10^{11} \text{t}$ 。亚洲煤的储量相当于其他大陆的总和。石油不仅是现代最重要的能源，而且也是重要的化工原料。据 1980 年统计，世界石油储量约 $882 \times 10^8 \text{t}$ ，其中中东地区便占总储量的一半以上。按上述已知储量估计，煤的使用年限能维持 200 年，石油能维持在 100 年之内。此外，在油页岩和沥青砂中估计有 305×10^{12} 桶没有运移的石油（美国地质调查局，1965），目前开采和利用率都很低。天然气和放射性矿物能源的开采利用近来却有大量增加。虽然它们的储量和开采情况没有公布或难于统计，但与其他矿物资源一样，也是不可再生的有限资源。

三、矿物资源的合理利用问题

矿物资源是有限的自然资源，所以合理开发利用和保护这些资源是世界当前普遍关注的问题。近 20 年来，由于探矿、采矿、选矿和冶炼技术的进步和综合利用的发展，使一些短缺矿物的紧张程度有所缓和，一般来说，大多数矿物资源的潜力还是很大的。目前，矿物资源的开发利用主要有如下一些特点和趋向：

1) 开采低品位的矿石。近 20 年来许多矿种的平均开采品位在逐渐降低。以铜为例，从 1960—1969 年世界平均开采品位从 1.5% 下降到 1.25%，目前已降至 0.5%。

2) 综合利用组分复杂的矿石。随着选矿、冶炼技术和综合利用的发展，使许多过去认为工业上不能利用的或只能提取某种组分而丢弃大量其他组分的矿石，现在已得到了较好的利用。如钒钛磁铁矿，过去认为铁的品位不高并难于选冶使用，但现在它不仅成为钒的主要来源（约占世界钒产量的 75%），而且也是钛和铁的重要来源之一。

表 2-4 1975 年世界若干矿产的储量和需求量，
以及按两种需求率计算的预期使用年限

资源（单位）	1975 年 储量	1975 年的 初步需求量	预期使用年限		
			求增长 率（%）	按 1975 年固 定水平的预 期使用年限	按预计增 长率时的 使用年限
氟（百万短吨）	37	2.1	4.58	18	13
银（百万金衡制盎司）	6100	305	2.33	20	17
锌（百万短吨）	166	6.4	3.05	26	19
汞（千瓶）（一瓶为 76 磅）	5210	239	0.5022	22	21
硫（百万长吨）	1700	50	3.16	34	23
铅（百万短吨）	136	3.7	3.14	37	25
钨（百万磅）	4200	81	3.26	52	31
锡（千公吨）	10000	241	2.05	41	31
铜（百万短吨）	503	8.0	2.94	63	36
镍（百万短吨）	60	0.7	2.94	86	43
铂（百万金衡制盎司）	297	2.7	3.75	110	44
磷酸盐（百万公吨）	25732	107	5.47	240	51
锰（百万短吨）	1800	11.0	3.36	164	56
铁矿石（十亿短吨）	103	0.6	2.95	172	62
铝土矿（百万短吨）	5610	18	4.29	312	63
铬（百万短吨）	829	2.2	3.27	377	80
钾碱（百万短吨）	12230	26	3.27	470	86

(据《公元 2000 年的地球》)

3) 开发新矿种发现新矿床。随着工业的需要,如沸石、膨润土、硅线石等普通矿物也得到了开发。由于选冶技术的进步,如红土型硅酸镍矿床、硅酸石型铍矿床等也成为镍、铍金属的新的来源。又如美国拥有大量的氧化铁磁石,过去由于这种磁石中的铁矿颗粒极细而难于利用,在七十年代采用新的选矿技术后也成为铁矿资源被开发利用了。毫无疑问,现有已知矿种和储量将来会被新的发现所补充,尤其是隐蔽的“盲”矿床可能构成大量潜在的矿物资源。

4) 向海洋开采矿物资源。海水中含有许多元素,目前从海水中广泛回收的商品矿物仅有镁、溴和盐,其他元素的回收目前在经济上是没有吸引力的。滨海的砂矿含有多种组分,综合回收的程度高,许多国家都在积极研究和开采这类矿床,并为水下开发这类矿床提供了经验。大陆架的主要矿物资源是石油和天然气,现已大力探查、开采。此外,深海底部还蕴藏着总储量约 3×10^{12} 吨的锰结核和大约 3×10^{11} 吨的磷酸盐结核等。锰结核不仅储量大,而且有用组分多,其中所含的铜、镍、钴,在目前比锰有更重要的意义,是可综合利用的矿物。近来,美、日、法、联邦德国等国家对这类资源的勘探、开采和加工已进行了大量的试验研究。结果表明,目前在技术上已基本可行,在经济上也可获得很大的好处。

总的来说,在地壳深处和比陆地面积大得多的海洋中,将可能为增加新矿种和新储量提供广阔的前景。目前人类对地壳及其资源的认识 and 了解还有局限性。因此,悲观的论点和盲目乐观的论点都是缺乏根据的。但是,在任何时候和任何情况下对资源的掠夺、破坏和浪费,都是加速资源消耗和造成供求紧张的最大问题。

参考书

1. 成都地质学院编:动力地质学原理,地质出版社,1978。
2. W.K. 汉布林:地球动力系统,地质出版社,1980。
3. A.N. 斯特拉勒等:自然地理学原理,高等教育出版社,1981。
4. 李尚宽:素描地质学,地质出版社,1982。
5. 蓝淇锋等:构造形迹地质力学分析图示,地质出版社,1973。
6. 李四光:地质力学概论,地质出版社,1973。
7. 周廷儒:古地理学,北京师范大学出版社,1982。
8. 胡焕庸、陈业裕:世界海陆演化,商务印书馆,1981。
9. 武汉地质学院编:地球化学,地质出版社,1979。
10. 王大曾:活动的地球,科学出版社,1981。

11. D. N. Cargo , B. F. Mallory : 人口、资环和环境 , 地质出版社 , 1982。

12. 地质矿产部矿产开发管理局编辑组 : 矿产资源保护问题 , 地质出版社 , 1982。

第三章 大气

连续包围地球的气态物质称为大气。大气的存在与人类、生命有机体息息相关，例如，大气中的氧为人类、生物呼吸所不可缺少；二氧化碳是植物生长所必需的化合物；大气中的某些成分能吸收和放射长波辐射，使大气温度适宜于人类与生物生存。大气又可阻挡太阳紫外线大量进入地表，对地球上的生命起着保护作用。大气是自然环境的重要组成部分和最活跃的因素。例如大气中氧的化学性质非常活跃，在生命有机过程与无机过程中起着重要的作用；大气在地表物质交换与能量转化中是一个十分重要的环节。大气与水及生物彼此相互联系、相互制约、相互渗透，共同对地表发生作用，影响着一系列自然地理过程，例如风化、侵蚀、物质转化与交换、迁移，等等。

大气运动在全球水、热平衡中起着独特的作用，其水热状况对比与分布，对地表自然景观的形成和地域分异有着深刻的影响。

第一节 大气的组成与垂直分层

一、大气的组成

大气是由多种气体组成的混合物，其中还含有一些固体杂质和液体。

(一) 干洁空气

大气中除固体杂质和水汽之外的全部混合气体，称为干洁空气。由表 3-1 可知，氮和氧容积占 99.04%，加上氩，三者合占 99.97%，其他气体仅占 0.03%。干洁空气中大多数气体的临界温度低于自然情况下大气中可能出现的最低温度，CO₂ 的临界温度虽然较高，但它所对应的压力却大大超过其实际分压力。因此，干洁空气中的所有成分都呈气体状态。

表 3-1 干洁空气的成分及其性质

气体种类和分子式	空气中的含量 (%)		分子量	临界温度和临界压力 (大气压)		沸点温度 ()
	按容积	按质量				(气压为 760mm)
氮 N ₂	78.09	75.52	28.016	-147.2	33.5	-195.8
氧 O ₂	20.95	23.15	32.000	-118.9	49.7	-183.1
氩 Ar	0.93	1.28	39.944	-122.0	48.0	-185.6
二氧化碳 CO ₂	0.03	0.05	44.010	31.0	73.0	-78.2
臭氧 O ₃	0.000001	—	48.000	-5.5	92.3	-111.1
干洁空气	100.00	100.00	28.966	-140.7	37.2	-193.0

干洁空气中的 CO₂ 和 O₃ 含量极少，变化较大，但它们对地表自然界和大气温度却有重要的影响。

1. 二氧化碳 离地表 20km 以下，CO₂ 平均含量约为 0.03%，向高空显著减少。CO₂ 主要来自火山喷发、动植物的呼吸以及有机物的燃烧、腐败等。在人口稠密的工业区，其含量明显增高，可占空气体积的 0.05—0.07%；在海洋上和人口稀少地区，含量大为减少。CO₂ 能强烈吸收和放射长波辐射，对大气和地表温度有明显的影 响，起着“温室”作用。

2. 臭氧 低层大气中的 O₃ 主要来源于闪电。闪电不经常发生，所以低层 O₃ 含量极少，而且不稳定。高空的 O₃ 是由太阳紫外线作用形成的，所以含量比低层大气多，并在 20—25km 的高空达到极大值。O₃ 能强烈地吸收太阳紫外线，对大气有增温作用，并在高空形成一个暖区。大量紫外线在高空被吸收，使地面上的生物免受危害。穿透大气层到达地表的少量紫外线，对人类和大部分生物则是有益的。

(二) 水汽

水汽主要来源于海洋、江河湖沼和土壤，以及潮湿物体表面的蒸发和植

物的蒸腾。大气中的水汽含量极不固定，随时间、地点、条件而不同。其所占容积变化范围为 0—4%。观测结果表明，在 1.5—2km 高度，水汽含量只及地面的 1/2；在 5km 高度，只相当于地面的 1/10，再往上更少。水汽含量虽然不多，但它在大气温度变化范围内可以发生汽态、液态和固态三相转化，人们常见的云、雾、雨、雪等天气现象，都是水汽相变的表现。此外，水汽还善于吸收和放射长波辐射，显著影响大气和地表的温度。

（三）固体杂质

悬浮在大气中的固体杂质主要有烟粒、尘埃、盐粒等，它们的半径一般为 10^{-2} — 10^{-8} cm，多集中于低层大气中。烟粒主要来源于生产、生活方面的燃烧；尘埃主要来自经风的吹扬进入大气的地表松散微粒，以及火山爆发后产生的火山灰、流星燃烧的灰烬；盐粒则主要是由海洋波浪飞溅进入大气的水滴被蒸发后形成的，固体杂质的含量陆地上空多于海洋上空，城市多于乡村，冬季多于夏季，白天多于夜晚，愈近地面愈多。固体杂质是大气中水汽凝结的必要条件；能吸收部分太阳辐射，又可阻挡地面长波辐射，对大气和地表温度有一定影响；其含量多少，还直接影响到大气能见度的好坏。

（四）大气污染

由于自然或人为的原因，导致空气中有害物质的浓度超过一定限度，维持一定的时间，直接或间接地对人类正常生活、动植物正常生长，以及对气候和各类物品、材料造成危害的现象，称为大气污染。除火山爆发、森林火灾、海水蒸发、植物花粉传播等自然原因外，人类活动如工业生产、生活燃烧、各种交通工具排放的烟、粉尘、废气等，还有现代化战争。都引起大气污染。常见的有害气体有二氧化硫、一氧化碳、氟化氢、氮氧化物、氯化氢等。此外，还有各种烟和粉尘以及光化学烟雾等。据统计，全世界每年排放的有害气体总量高达 6×10^8 多吨（表 3-2）。

在大气污染物中，以粉尘烟雾对人体健康危害最大。直径为 0.5—5 微米的粉尘烟雾可直接进入肺组织内部，通过血液传播全身。据分析，有的煤粉尘微粒表面存在致癌性的芳香族化合物。

大气污染程度不仅与废气排放量有关，而且与气象状况有关。如 1952 年伦敦发生的大气严重污染事件就是由于受反气旋控制，上空气温逆增、大气层结稳定，阻碍污染物扩散，有毒气体浓度加大，烟雾笼罩达四天之久，导致数千人死亡。

表 3 - 2 世界每年排放有害气体总量

污染物	污染源	排放量 (× 10 ⁸ t)
煤粉尘	烧煤设备	1.00
二氧化硫	烧煤、烧油设备	1.46
一氧化碳	汽车、工厂设备在燃烧不完全时	2.20
二氧化氮	汽车、工厂设备在高温燃烧时	0.53
碳氢化合物	汽车、燃烧设备和化工设备	0.88
碳化氢	化工设备	0.03
氨	工厂废气	0.04

环境污染问题已引起世界各国的重视，相继采取措施加以防治，如对污染源进行监测，改革生产工艺过程，增设除尘和回收设备，调整有污染的工厂布局，控制污染物的排放量等。对新建的城市、工业区、厂房、烟囱等，在规划设计中必须考虑气象条件，利用大气扩散的自行净化能力，以及进行合理的绿化布局，将大气污染的危害减少到最低限度。

二、大气的垂直分层

大气的下界是地面，上界则说法不一。因为，星际空间存在着星际气体物质。由于地球引力场的作用，大气的密度随高度增加而迅速减小，并逐步过渡到宇宙空间与星际气体物质相连接。根据大气层中出现的某些物理现象，可大致确定其物理上界。极光现象可能出现的最大高度是 1200 公里，说明这一高度大气尚有一定密度；在此高度以上不再有极光发生，说明大气密度小到微不足道的程度。因此，1200 公里高度可作为大气层的物理上界。根据天体物理研究，星际气体密度约为每立方厘米一个微观粒子。按人造卫星探测资料推算，地球大气密度在 2000—3000km 高空达到这一标准。因此，有人主张以此高度作为大气上界。

(一) 大气的分层

从地面到高空，大气的成分、密度、温度等物理性质都有明显的变化。世界气象组织根据气温的垂直分布，将大气分为对流层、平流层、中间层、暖层和散逸层（图 3-2）。

1. 对流层 其下界是地面，上界因纬度和季节而不同。根据观测，对流层的平均厚度在低纬度为 17—18 公里，中纬度 10—12 公里，高纬度 8—9 公里。夏季对流层的厚度大于冬季，例如南京夏季对流层厚度可达 17 公里，冬季只有 11 公里。

对流层集中了整个大气质量的 3/4 和几乎全部水汽，它具有以下三个基本特征：

(1) 在一般情况下，对流层中气温随高度增加而降低。因为，对流层空气主要依靠地面长波辐射增热，愈近地面，空气受热愈多，反之愈少。因

此，高度愈大，气温愈低。平均每升高 100 米气温降低 0.6 。

(2) 空气对流运动显著。对流层的温度垂直变化明显，水平分布不均，愈近地面气温愈高，纬度愈高气温愈低。这种状况有利于空气的垂直对流和水平运动。空气的对流运动，使

高低层空气得到交换，近地面的热量、水汽和杂质通过对流向上空输送，导致一系列的天气现象的形成。

(3) 天气现象复杂多变。由于空气有垂直对流与水平运动，水汽和杂质含量均多，随着气温变化，可产生一系列物理过程，形成复杂的天气现象。因此，对流层与地表自然界和人类关系最为密切。

对流层内部根据温度、湿度和气流运动，以及天气状况诸方面的差异，通常划分为三层： 下层：底部和地表接触，上界大致为 1—2 公里，有季节和昼夜等的变化，一般夏季高于冬季，白天高于夜间。下层的特点是水汽、杂质含量最多，气温日变化大，气流运动受地表摩擦作用强烈，空气的垂直对流、乱流明显，故下层通常也叫摩擦层或边界层。 中层：下界为摩擦层顶，上部界限在 6 公里左右。中层受地面影响很小，空气运动代表整个对流层的一般趋势，大气中发生的云和降水现象，多数出现在这一层。此层的上部，气压只及地面的一半。 上层：范围从 6 公里高度伸展到对流层顶部。这一层的水汽含量极少，气温经常保持在 0 以下，云都由冰晶或过冷水滴所组成。

在对流层和平流层之间，还存在一个厚度数百米至 1—2 公里的过渡层，称为对流层顶。其气温随高度增加变化很小，甚至没有变化，它抑制着对流层内的对流作用进一步发展。

2. 平流层 对流层顶以上到 50—55 公里范围是平流层。平流层气温基本上不受地面影响，故随着高度的增加，起初不变或变化极小；至 30 公里高度以上时，由于臭氧含量多，吸收了大量的紫外线，因此升温很快，并大致在 50 公里高空形成一个暖区。到平流层顶，气温约升到 270—290K。平流层水汽含量极少，因而没有对流层内出现的那些天气现象，只在底部偶然出现一些分散的贝云。本层气流运动相当平稳，并以水平运动为主，平流层即由此而得名。现代民用航空飞机可在平流层内飞行。

3. 中间层 自平流层顶到 80—85 公里是中间层，主要特点是气温随高度增加而迅速下降，到顶部降至 160—190K。这可能与这一高度几乎没有 O_3 有关。由于下层气温比上层高，故空气有垂直对流运动，又称为高空对流层或上对流层。

4. 暖层（电离层）自中间层顶到 800 公里高空属于暖层。这一层大气密度很小，在 700 公里厚的气层中，只含有大气总质量的 0.5%。本层特点是：气温随高度的增加而迅速升高，到顶部高达 1000K，这是因为所有波长小于 $0.175 \mu m$ 的太阳紫外辐射都已被暖层气体所吸收的缘故。由于大气密度太

小，氧分子和部分氮分子在太阳紫外线和宇宙射线作用下被分解为原子，并处于高度电离状态，所以暖层又称电离层。如图 3-2 所示，电离程度较强的有高度在 100—120 公里的 E 层和 200—400 公里的 F 层，以及介于中间层和暖层之间的，只在白天出现、高度大致为 80 公里的 D 层。电离层能够反射无线电波，故在远距离无线电通讯中具有重要意义。当太阳活动强烈时，电离层受到骚扰，并能吸收短波无线电，导致地球上无线电通讯受阻甚至短时间中断。

5. 散逸层（外层）暖层顶之上，因大气十分稀薄，离地面远，受地球引力场约束微弱，一些高速运动的空气质点就能散逸到星际空间，所以本层称为散逸层。根据宇宙火箭探测资料，地球大气层之外，还有一层极其稀薄的电离气体，可伸展到 22000 公里高度，称为地冕。这可能就是地球大气层向宇宙空间的过渡区域。

从大气与地表自然环境之间关系来说，对流层具有特别重要的意义。下面将主要讨论对流层范围内的基本情况。

第二节 大气的热力状况

地球表面处于大气圈、水圈和岩石圈的交互作用之中，进行着各种形式的运动过程，包括简单的机械运动和复杂的生命过程，其中大多数过程的能量直接或间接来自太阳辐射。太阳辐射透过地球的大气“外衣”到达地表，经过一系列能量转换之后，形成对地球生命有深刻影响的大气热力状况。地球上的气温条件是各种生物繁殖和演化的重要条件，也是决定地球上能量和物质输送、转化的重要因素。气温的空间变化是各地理要素地域分异的根本原因之一。

一、地球上的辐射平衡

太阳通过辐射源源不断地将能量输送到地球表面。日地关系是研究大气的热力状况、大气运动、天气和气候形成的基础。在日地平均距离上，若不考虑大气的影 响，垂直于太阳光线每平方厘米面积上每分钟所接受的太阳辐射称为太阳常数。实际上在不同时间和不同纬度，大气上界的太阳辐射并不都等于太阳常数，而是随时间和空间而异。太阳辐射的时空分布受日地距离、太阳高度和日照时间三个因素所制约。但地球在远日点所获得的太阳辐射能比近日点仅减少 7%，故日地距离对太阳辐射的季节变化影响甚小。

我们已知，地球是个球体，正午太阳光线的高度角因纬度而不同。图 3-3 中，当太阳直射低纬 M 处时，纬度较高的 N 处的太阳高度角远小于 90° 。

图 3-4 则说明投射到面积 \widehat{BC} 与 \widehat{AB} 上的太阳辐射量是相等的，而阳光直射 BC，太阳高度角为 90° ，面积 AB 上的太阳高度角为 h ，设 BC 上的太阳辐射强度为 I ，AB 上为 i ，则

$$i \times AB = I \times BC \quad \text{即} \quad i = I \cdot \sin h$$

可见，太阳辐射强度与太阳高度角的正弦成正比。

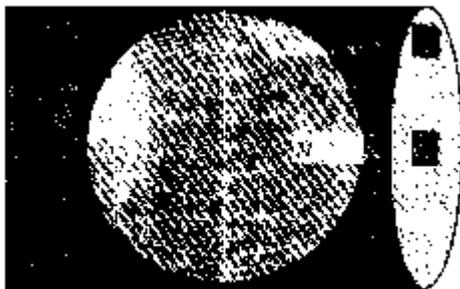


图3-3 球形体与太阳高度的关系

黄赤交角的存在使太阳直射点以一年为周期在南北纬 $23^\circ 27'$ 之间移

目前多采用 $S_0=1.94$ 卡/厘米²·分，也有人采用 $S_0=1.90$ 卡/厘米²·分。

动，太阳高度角和昼夜长短都因纬度和季节的不同而发生变化。图 3-5 以三维坐标表示太阳辐射强度随纬度和季节的分布情况。赤道附近太阳辐射的年变化平缓，春秋分相对高些，二至日相对低些，二者相差 95 卡/厘米²·日。在极圈之内，一年中有一段时间太阳辐射为零，夏至日(北极)或冬至日(南极)却高于赤道，年变幅达 639 卡/厘米²·日。极圈与回归线之间太阳辐射呈单峰式的连续变化，北半球夏至日最高，冬至日最低；南半球则相反，冬至日最高，夏至日最低。

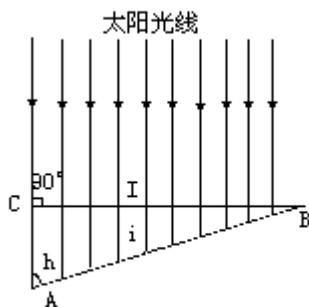


图3-4 太阳高度角与辐射强度

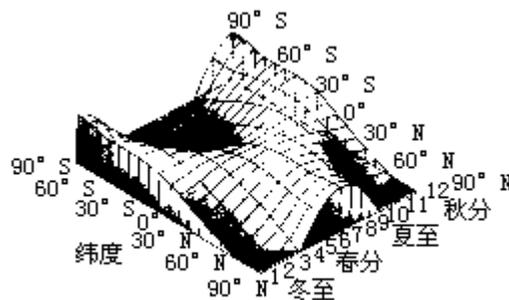


图3-5 辐射强度随纬度和季节的变化

表 3-3 所列数据表明北半球大气上界太阳辐射能分布随纬度变化的规律：年太阳辐射量以赤道为最多，随纬度的增高而减少；夏半年太阳辐射量以 23° 27' N 为最多，各纬度间的太阳辐射差异不太明显；冬半年太阳辐射量随着纬度的升高而很快减少，各纬度间的太阳辐射差异则逐步增大。

表 3-3 北半球大气上界的太阳辐射 (kcal)

纬度	10°	30°	50°	70°	90°
全年	316.75	282.25	219.62	152.14	133.3
夏半年	167.95	174.45	160.88	138.70	133.3
冬半年	148.80	107.85	58.74	13.44	0

由太阳辐射能分布的纬度差异而产生的类似“热机”的机制，是大气和海洋两个全球性环流的根本动力。这两个环流不断把能量从低纬输送向高纬，从而维持了地球上生态环境的平衡。

到达地面的太阳辐射与大气上界的情况不同。由于大气圈对辐射有吸收、散射和反射等作用，太阳光谱中不同的波长将受到不同程度的削弱。吸收作用主要削弱紫外和红外部分，而对可见光部分则影响较少。散射和反射作用受云层厚度、水汽含量、大气悬浮微粒的粒径和含量的影响很大。在晴空时，起散射作用的主要是空气分子，波长较短的蓝紫光被散射，使天空呈蔚蓝色；阴天或大气尘埃较多时，起散射作用的主要是直径比辐射波长多的大气悬浮微粒，散射光长短波混合，天空呈灰白色。云层有强烈的反射作用。据观测，云层的平均反射率为 50—55%；实际反射率受云层厚薄所制约，当云层厚度在 50—100m 时，太阳辐射几乎全部被反射掉。

太阳辐射经大气削弱后，到达地面的有两部分：一是从太阳直接发射到地面的部分，称为直接辐射；二是经大气散射后到达地面的部分，称为散射辐射。二者之和就是到达地面的太阳辐射总量，称为总辐射。

总辐射有明显的日变化和年变化。一天之内，夜间总辐射为零，日出后逐渐增加，正午达到最大值，午后又逐渐减少，日出前达极小值。云的影响可使这一过程提前或延后。例如，正午云量较多，最大值就出现在正午之前或之后（图 3-6，图 3-7）。一年内，月均总辐射值，以夏季各月为最大，冬季各月为最小。总辐射量的空间分布因纬度而不同。据计算，北半球年总辐射随纬度分布的情况见表 3-4。可能总辐射是考虑了受大气削弱后到达地面的太阳辐射，有效总辐射是考虑受大气和云削弱后到达地面的太阳辐射。由于赤道带多云，太阳辐射削弱较多，故有效总辐射最大值并不在赤道，而大致在 20°N 处。气候学上称这一纬度带为热赤道。

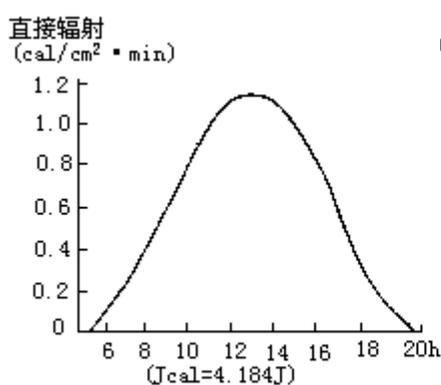


图3-6 宜昌7月份直接辐射日变化

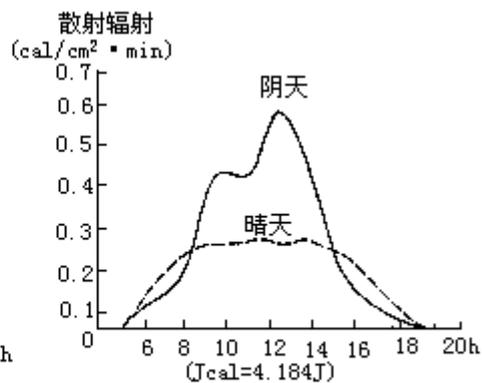


图3-7 重庆散射辐射日变化

表 3 - 4 北半球年总辐射 (kcal / cm²) 的纬度分布

纬度	60 °	50 °	40 °	30 °	20 °	0 °
可能总辐射	105	128	148	163	172	187
有效总辐射	41	54	74	91	100	82

到达地面的总辐射一部分被地面吸收，一部分被反射，反射部分的辐射量占投射的辐射量的百分比，称为反射率。地面性质不同，反射率差别很大。例如，新雪的反射率为 85%；干黑土为 14%；潮湿黑土只有 8%。对直接辐射来说，水面反射率，主要取决于太阳高度，当太阳高度角为 90° 时，反射率为 2%；2° 时，反射率达 78%。很显然，反射率愈大，吸收愈少。尽管总辐射相同，地表吸收的并不相等。这是导致近地面温度分布不均匀的原因之一。

地面和大气既吸收太阳辐射，又依据本身的温度向外辐射。由于地面和大气的温度比太阳低得多，因而地面和大气辐射的电磁波长比太阳辐射波长得多，其能量集中在 3—120 微米的红外范围内。故习惯上称太阳辐射为短

波辐射，地面和大气辐射为长波辐射。

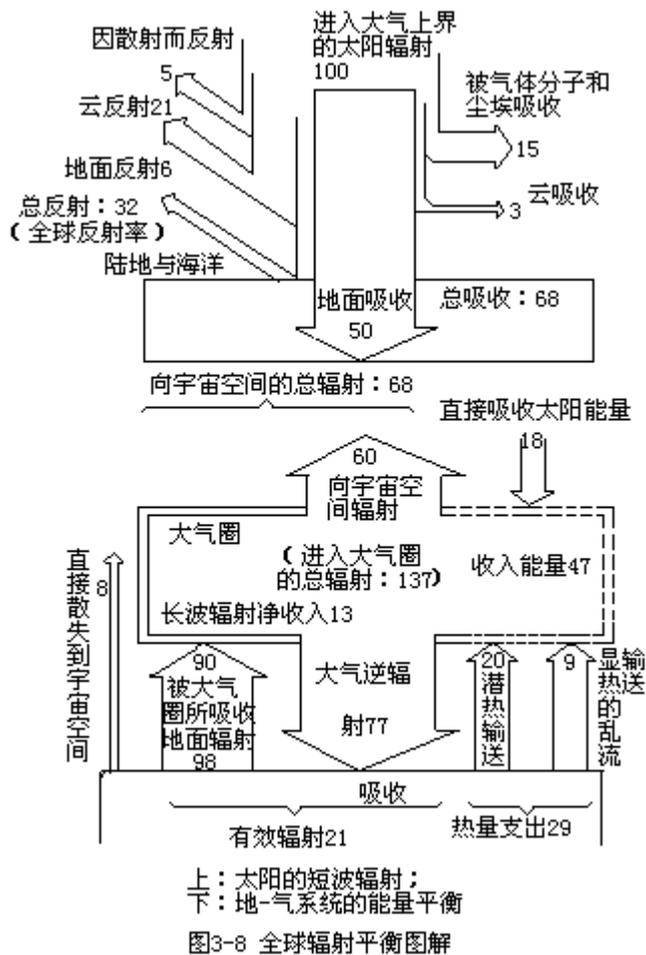
据估计，约有 75—95% 的地面长波辐射被大气吸收，用于大气增温，只有极少部分穿透大气散失到宇宙空间。由此可见，地面是大气第二热源。气温变化必然受到地面性质的影响。地面长波辐射几乎全被近地面 40—50 米厚的大气层所吸收。低层空气吸收的热量又以辐射、对流等方式传递到较高一层。这是对对流层气温随高度增加而降低的重要原因。

地面辐射的方向是向上的，而大气辐射方向既有向上的，也有向下的。向下的部分称大气逆辐射。逆辐射可减少地面因长波辐射而损失的热量。这对地球表面的热量平衡具有重要意义。它使太阳短波辐射易于达到地面，地面长波辐射却不容易散失到宇宙空间，从而对大气起保温作用，使地面温度变化不致过于剧烈。这种作用称大气花房效应。

地面辐射 $E_{地}$ 和地面吸收的大气逆辐射 $E_{气}$ 之差值，称为地面有效辐射 F_0 ，即

$$F_0 = E_{地} - E_{气}$$

F_0 为地面通过长波辐射而实际损失的热量。



地面有效辐射因地面温度、气温、空气湿度和云量而不同。当地面温度高时，地面辐射增强，如果其他条件不变，则有效辐射增大；气温高时，逆辐射增强，如果其他条件不变，则有效辐射减少；水汽及其凝结物发射长波辐射的能力较强，可增强大气逆辐射，降低有效辐射。空中云量较大，不仅增强大气逆辐射，而且能吸收地面长波辐射，以致大大减弱有效辐射。有云的夜晚比晴天夜晚温暖，冬季人造烟雾可防霜冻，就是减弱有效辐射，保温作用强的缘故。冬季“月夜苦寒”则是有效辐射强的结果。

综上所述，太阳短波辐射为大气和地面所吸收，大气和地面又依据本身的温度向外发射长波辐射，这样就形成了整个地-气系统与宇宙空间不断地以辐射形式进行能量交换。在地理环境内部，地面与大气也不断以辐射和热量输送的形式交换能量。在某一时段内物体能量收支的差值，称为辐射平衡或辐射差额。当物体收入的辐射多于支出时，辐射平衡为正，物体热量盈余，温度升高；反之，辐射平衡为负，物体热量亏损，温度将降低；若物体收入的辐射与支出相等，则辐射平衡为零，温度无显著变化。

图 3-8 为全球多年平均的辐射平衡图解，从中可以看到两个重要的事实：

第一，从整个地-气系统平均状况来看，地面和大气从太阳得到的能量与发射到外层空间的能量相等。设达到大气上界的太阳辐射为 100 单位（当太阳常数 $S_0=1.94$ 时，每个单位等于 $2.55 \text{ 千卡/厘米}^2 \cdot \text{年}$ ），其中被大气和地面反射回宇宙空间 32 单位，被地-气单位吸收 68 单位。与此同时，地面有 8 单位的能量，大气有 60 单位的能量以长波辐射的形式直接散发到宇宙。整个地-气系统的能量收支相等，辐射平衡为零。因此，地表整个自然环境能量处于相对平衡状态，平均温度比较稳定。

第二，地-气系统内部有着复杂的能量转换和能量输送过程。进入大气圈的总能量为 137 单位，其中直接吸收太阳辐射能只有 18 单位，以显热和潜热形式从地面输送到大气圈的能量是 29 单位，而大气吸收地面的长波辐射达 90 单位，说明大气的热力状况与地面性质关系十分密切。在收入 137 单位能量的同时，大气也不断发出长波辐射，其中有 60 单位散失到宇宙空间，77 单位被地面吸收。大气长波辐射总支出为 137 单位，辐射平衡为零。就地面来说，直接吸收太阳辐射 50 单位，而地面有效辐射 21 单位，向大气输送热量 29 单位，辐射平衡也为零。可见，尽管大气和地面之间的能量交换很复杂，但是地面和大气的能量收支均相等，两者的平均温度都比较稳定。

全球年平均辐射平衡为零，但局部地区却并非如此。低纬地区辐射平衡为正，能量盈余；高纬地区辐射平衡为负，能量亏损；高纬地区亏损的部分由低纬地区盈余的部分补充，能量由低纬向高纬输送主要是依靠全球性的大气环流和洋流进行的。

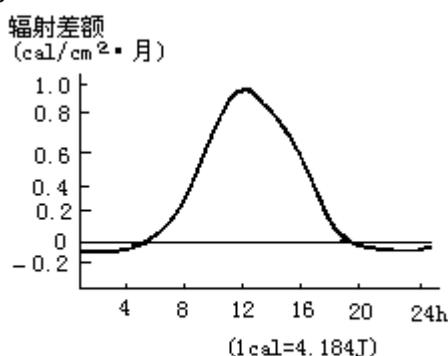


图3-9 上海7月份天辐射差额的日变化

辐射平衡有明显的日变化与年变化。在一日内，白天收入的太阳辐射超过支出的长波辐射，故辐射平衡为正；夜晚情况相反，辐射平衡为负。辐射平衡由正转为负或由负转为正的时刻，分别出现在日没前与日出后一小时（图 3-9）。在一年内，北半球夏季的辐射平衡因收入的太阳辐射增多而加大；冬季则相反，甚至出现负值。这种年变化情况因纬度不同而不同，纬度

愈高，辐射平衡保持正值的月份愈少。例如，宜昌全年辐射平衡均为正值，而列宁格勒只有五个月为正值，在极圈范围内则大部分时间出现负值（图3-10）。

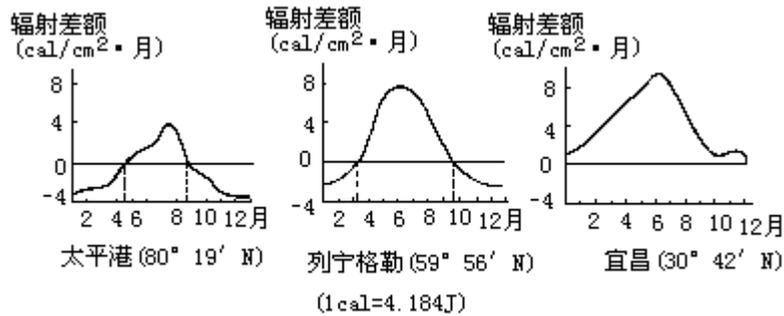


图3-10 辐射平衡年变化

二、气温

气温是大气热力状况的数量度量。气温的变化特点通常使用平均温度和极端值——绝对最高温度、绝对最低温度来表示，地理位置、海拔高度、气块运动、季节、时间以及地面性质都是影响气温的分布和变化的因素。

大气从地面获得的能量比直接吸收的太阳辐射能多，所以地面性质对气温变化影响极大。地球表面结构不均一，首先可以分为大陆和海洋两大部分。大陆表面主要由岩石及其风化物 and 土壤所组成，热容量小，约为 0.2 卡/克·度，海洋热容量较大，为 1 卡/克·度，二者对热能的反映存在显著的差别。水体蒸发耗热较多，且可以通过垂直的和水平的水流运动将热量向周围和深处传递；而陆地蒸发耗热少，向周围传导的热量也少。所以当吸收同等的太阳辐射时，水体吸热慢，增温也慢；陆面吸热快，增温也快。当太阳辐射强度下降至零时，水体与陆面都因长波辐射而放热，水体放热速度很慢，降温自然也很慢；陆面情况则相反。水体与大陆在热能反映上的差异，使水体上的气温变化较缓和，大陆上的气温变化较剧烈。

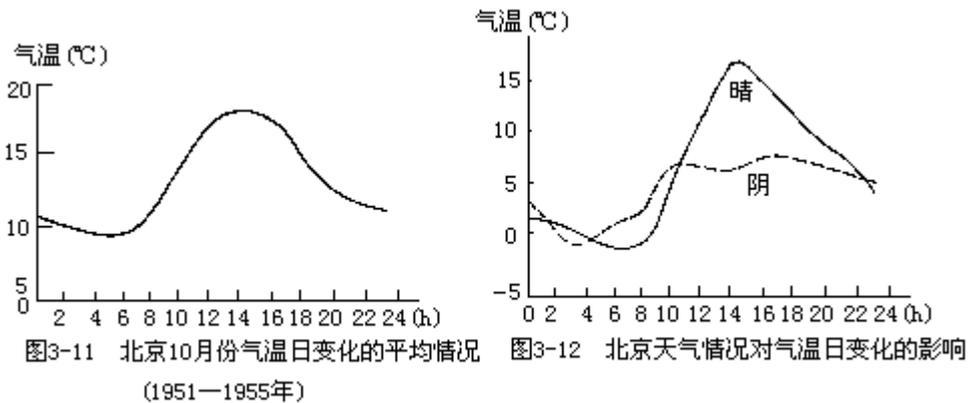
（一）气温的变化

1. 气温的时间变化 气温有明显的日变化和年变化，其原因主要是地球自转与公转所致。

（1）气温的日变化：太阳东升西落，气温也相应变化，通常一天之内有一个最高值和一个最低值。最高值不出现在正午太阳高度角最大时，而是在午后二时前后，这是因为空气主要吸收地面辐射而增温，热量由地面传给大气还要经历一个过程。气温最低值不在午夜，而在日出前后，这是因为地面储存的热量因太阳辐射减弱而减少，气温随之逐步下降，到第二天日出之前，地温达最低值，随后气温也达到最低值。日出之后，太阳辐射加强，地面储存热量又开始增加，气温也相应逐渐回升。

一天之内，气温的最高值与最低值之差，称为气温日较差。日较差的大

小与地理纬度、季节、地表性质、天气状况有关。一般说来，高纬气温日较差比低纬小，热带气温日较差平均为 12° ；温带为 $8-9^{\circ}$ ；极地只有 $3-4^{\circ}$ 。在中纬度太阳辐射强度的日变化夏季比冬季大，所以气温的日变化夏季也高于冬季，例如重庆7月份气温日较差为 9.6° ，1月份只有 5.1° 。地表性质对气温的日较差也有显著的影响，海洋上气温日变化比大陆要小得多。海上气温的日较差一般在 2° 左右，例如香港4月份平均日较差 4.2° ，台湾恒春 7.3° ；大陆内部可达 20° 左右，新疆乌鲁木齐7月份平均日较差为 12.2° ，最大日较差曾达 26.2° 。天气状况对气温的日变化也有影响。在有云层的情况下，昼间太阳辐射减少，最高气温比晴天低；夜间有效辐射减弱，最低气温又比晴天高。所以阴天气温日较差比晴天小。图3-12北京是1953年3月8日晴天和3月9日阴天气温日变化曲线。这两条曲线明显反映天气状况对气温日较差的影响。



此外，地形对气温的日变化也有一定影响。隆起地形上部，气温受到周围空气的调节，白天不易升高，夜间也不易降低，气温日较差通常比同纬度的平地小。例如，济南的日较差为 10.2° ，泰山顶只有 6.2° 。谷地、盆地上空，空气不易流动，白天热量难以扩散，夜间山坡上部冷空气又沿山坡下沉，聚积在盆地、谷地底部。因此，河谷、盆地内的气温日较差比同纬度平地大。

(2) 气温的年变化：太阳辐射强度的季节变化使气温发生相应的变化。一般说来，在北半球，一年的气温最高值在大陆上出现在7月份，在海洋上出现在8月份；气温最低值在大陆上和海洋上分别出现在1月和2月。

一年中月平均气温的最高值与最低值之差，称为气温年较差。气温年较差大小与地理纬度、地表性质、地形等因素有关。由于太阳辐射的年变化高纬比低纬大，所以，纬度越高，年较差越大。海洋对热能具有显著的调节作用，故最热月与最冷月比大陆延后一个月。例如，我国浙江的北鱼山岛7月均温是 26.6° ，8月为 27.2° ；1月 6.3° ，2月为 6.2° 。与同纬度相比，由于海陆的热学性质不同，大陆上的年较差要比海洋大得多。中纬度的内陆气温年较差可达 $40-50^{\circ}$ ，海洋上只有 $10-15^{\circ}$ ；我国黑龙江省海拉尔年

较差高达 48.6 ，香港靠近热带海洋，年较差只有 12.7 。年较差最小的是赤道带的海洋上，一般只有 2 左右。世界上年较差最大值出现在维尔霍扬斯克和奥伊米亚康，达 102 ，年较差最小值出现在厄瓜多尔首都基多，只有 0.6 。

由于局部地形、气流运动等因素的影响，对某一地点来说，气温变化实际上复杂得多。

2. 气温的绝热变化 动力原因也会引起气温的变化。当一块空气从地面上上升时，虽然它并没有得到或失去热量，但上升后的气块因压力降低而膨胀，气块为了克服膨胀而做功，消耗一部分内能，以致气块温度下降。当空气块下降时，因外界压力增大，对它做功，使气块受到压缩，空气的内能增加，气块温度也就升高了。

气块在绝热上升过程中，每上升单位距离的温度变化，称为气温绝热垂直递减率，或绝热减温率。不含水汽的空气中的绝热减温率是干绝热减温率 γ_d ，经理论计算， $\gamma_d=1/100$ 米未饱和空气绝热减温率，近似地等于 $1/100$ 米，饱和空气上升则按湿绝热减温率 γ_m 降温。饱和空气上升到露点温度以下时，水汽产生凝结，因凝结释放潜热，抵消了部分因绝热上升所引起的降温，故湿绝热减温率比干绝热减温率小。它随气温和气压的变化情况见表 3-5。

表 3 - 5 湿绝热递减率随气温、气压的变化 (/100m)

气温 ()	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30
1000	0.98	0.94	0.88	0.78	0.66	0.54	0.44	0.37
气压(mb)600	0.96	0.91	0.69	0.69	0.55	0.44	0.36	0.30
200	0.89	0.76	0.46	0.46	0.35	0.29	0.25	0.22

(二) 气温的垂直分布

对流层大气距离地面愈高，所吸收的长波辐射能便愈少。因此，在对流层范围内，气温随海拔升高而降低。气温随高度变化的情况，用单位高度(通常取 100 米)气温变化值来表示，即 /100 米，称为气温垂直递减率，简称气温直减率。从整个对流层平均状况来看，海拔每升高 100 米，气温降低 0.6 。

由于气温受纬度、地面性质、气流运动等因素影响，所以对流层内的气温直减率不可能到处都是 0.65 /100 米，而是随地点、季节、昼夜的不同而变化。一般说来，在夏季和白天，地面吸收大量太阳辐射，地温高，地面辐射强度大，近地面空气层受热多，气温直减率大；反之，在冬季和夜晚气温直减率小。在一定条件下，还可能呈现下层气温反比上层为低的现象(图 3-13)。气温随高度增大而上升的现象，称为逆温。产生逆温的原因主要有三：

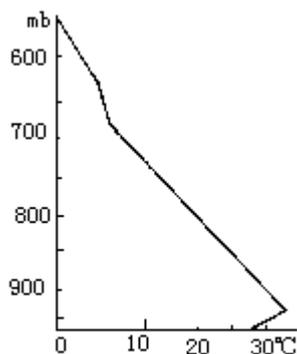


图3-13 某地某次观测到的气温垂直分布

(1) 辐射：经常发生在晴朗无云的夜间，由于地面有效辐射很强，近地面层气温迅速下降，而高处气层降温较少，从而形成自地面开始的逆温层。

(2) 平流：暖空气水平移动到冷地面或气层之上，其下层受冷地面或气层的影响而迅速降温，上层受影响较少，降温较慢，从而形成逆温。(3) 空气下沉：常发生在山地。山坡上的冷空气循山坡下沉到谷底，谷底原来的较暖空气被冷空气抬挤上升，从而出现温度的倒置现象。这样的逆温主要是在一定的地形条件下形成的，所以又称为地形逆温。

逆温的存在阻碍空气垂直运动，妨碍烟尘、污染物、水汽凝结物的扩散，有利于雾的形成并使能见度变坏，使大气污染更为严重。废气污染严重的工厂不宜建在闭塞的山谷，以免地形逆温引起大气污染事故。

(三) 气温的水平分布。

气温的水平分布通常用等温线来表示。等温线就是将气温相同的地点连结起来的曲线。等温线愈密，表示气温水平变化愈大；否则，反之。封闭的等温线表示存在温暖或寒冷的中心。有时为了便于比较，可将地面气温实际观测值（或统计值）订正为海平面温度，然后再绘制等温线。

气温的水平分布状况与地理纬度、海陆分布、大气环流、地形起伏、洋流等因素有密切关系。图 3-14 和图 3-15 分别是 1 月份和 7 月份世界多年平均气温分布图，从中可见全球范围内的气温水平分布有如下几个特点：

(1) 由于太阳辐射量随纬度的变化而不同，所以等温线分布的总趋势大致与纬度平行。北半球的夏季，随着太阳直射点北移，整个等温线系统也北移；冬季则相反，整个等温线系统南移。这个特点在南半球辽阔的海面上表现得相当典型。北半球海陆分布复杂，等温线不像南半球海面上那样简单、平直，而是走向曲折，甚至变为封闭曲线，形成温暖或寒冷中心。(2) 冬季太阳辐射量的纬度差异比夏季大。北半球一月份等温线密集，南北温差大；七月份等温线稀疏，南北温差小。在南半球，因海洋的巨大调节作用，一月与七月的等温线分布对比不像北半球那样鲜明。(3) 水体增温慢，降温也慢。夏季海面气温低于陆面，冬季海面气温高于陆地。所以，冬季大陆

上等温线向南弯曲，海洋上等温线向北弯曲；夏季情况则相反，大陆上等温线向北弯曲，海洋上等温线向南弯曲。等温线这种弯曲在亚欧大陆和北太平洋上表现得最清楚。

(4) 洋流对海面气温的分布有很大影响。强大的墨西哥湾流使大西洋上的等温线呈 NE—SW 向，一月份 0 等温线在大西洋伸展到 70°N 附近。其他洋流系统对等温线走向也有类似的影响，但影响范围较小。(5) 7 月份最热的地方不在赤道，而在 20°—30°N 的撒哈拉、阿拉伯、加利福尼亚形成炎热中心。世界绝对最高温出现在利比亚的阿济济亚，那里受来自南部撒哈拉大沙漠的干热风影响，气温曾达到 58℃。1 月份，西伯利亚则形成寒冷中心，在奥伊米亚康曾观测到 -71℃ 的极端最低温。南极洲也出现过 -88.3℃ 的地面最低温度纪录。

三、热量带

太阳辐射的分布规律尽管受到其他因素的干扰，从全球范围来看，热量分布总趋势仍然与纬度大致平行，由低纬向高纬呈带状排列，形成地球上的热量带。热量条件与生物的生长发育及其分布关系密切，热量带又是形成地球气候带的基础。

热量带的划分有着不同的标准。有人从天文因素考虑地球表面的热量分布，认为纬度是

引起热量变化的首要条件。图 3-16 是按纬度划分的热量带：南北纬 10° 之间是赤道带，全年太阳辐射强，热量丰富，年变化很小；南北纬 10°—25° 之间为二个热带，热量丰富，但有季节变化；南北纬 25°—35° 之间为二个亚热带，这是由低纬向高纬过渡区，季节变化明显；南北纬 35°—55° 是二个中纬度带，太阳高度角、昼夜长短都有明显的季节变化；南北纬 55° 至极圈是二个亚极地带，昼夜长短虽有很大的变化，但因这里太阳高度角全年很低，太阳辐射已大为减少，热量明显不足；极圈以内，是南北半球的极地带，有极昼和极夜现象，是全球热量最少地带，地表全年为冰雪覆盖。

根据纬度划分热量带，并不能反映地表热量分布的实际情况。因为地表特征、大气环流、洋流等因素对太阳辐射起着重新分配的作用，热量带并不与纬度带完全一致。实际上热量带的划分多以年平均温度、最热月温度和积温等为指标。例如，下面是热量带划分的一个方案：

热带：年均温高于 20℃，大约在南北纬 30° 之间。

两个温带：在北半球，温带的南界为年均温 20 等温线，北界为最热月均温 10 的等温线，这条北界刚好符合森林分布的北限。在南半球，情况也是这样，但方向则相反。

两个寒带：南北半球均介于最热月均温为 10 和 0 的等温线之间。

两个多年冰冻区：其最热月均温在 0 以下。在北半球，分布在格陵兰中央部分和北极附近；在南半球，则包括南纬 60° 以南的地区。

第三节 大气的运动

大气运动在地球环境的形成中有重要的作用。大尺度的空气环流将热量从能量盈余的低纬地区输向能量亏损的高纬地区。气流的运动还将水分充足地区，如海面和热带潮湿地区输送到其他地区。盛行气流是形成天气和气候的重要因素。大气运动决定了生态环境的水热条件，从而影响自然景观、动植物群落乃至人类生活。

大气运动对海水运动有极大的影响。风能可以转变为波浪和洋流能，从而形成第二个全球性环流系统。海水运动不只影响了海洋和海岸地貌，而且也将热量从低纬地区输送到高纬地区。

非常强烈的大气运动，如台风和龙卷风，会给地球环境带来严重的破坏。

一、气压和风

大气运动包括垂直运动与水平运动。以垂直运动为主的空气运动，称为上曳气流或下曳气流。空气在水平方向的流动称为风。气压的水平分布不均匀是风的起因。

(一) 气压

大气是有重量的，它施加于地面的压力称为气压。气压的单位以毫米水银柱高 (mm) 或毫巴 (mb) 表示。

单位面积上承受大气柱的重量是产生气压的原因。随着海拔高度的上升，大气柱的重量减少，所以气压随高度升高而降低，其一般情况如图 3-17 所示。气压随高度变化的实际情况与气温和气压条件有关。表 3-6 和表 3-7 分别列出在不同气温和气压条件下，气压降低一个单位时海拔的上升高度：

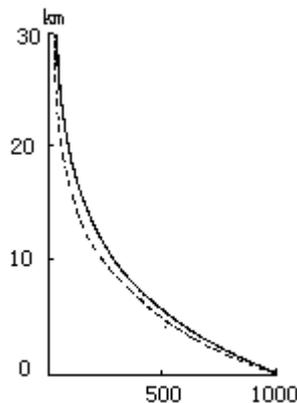


图3-17 气压随高度的分布

从表 3-6 和 3-7 可以看出：1) 在气压相同的条件下，气柱温度愈高，单位气压高度差愈大，气压垂直梯度愈小。因此，当空气受热状况有差异时，暖区的气压垂直梯度比冷区小。2) 在相同气温下，气压愈高，单位气压高度差愈小，气压垂直梯度愈大。因此，在地面的高气压区，气压随海拔高度上升很快降低，上空往往出现高空低压。基于这两点，在地面受热较强的暖区，地面气压常比周围低，而高空气压往往比同一海拔高度的邻区高；在地面热量损失较多的冷区，地面气压常比周围高，而高空气压往往比周围低。

由于热力和动力的原因，在同一水平面上气压的分布是不均匀的。水平气压场的情况通常用等压线图来表示。等压线是指某一水平面上气压相等的各点的连线。在等压线图上(图 3-18)，气压场的基本型式有如下几种：(1) 低气压(简称低压)：由闭合等压线构成的低气压区，水平气压梯度自外围指向中心，气流向中心辐合。

(2) 高气压(简称高压)：由闭合等压线构成的高压区，水平气压梯度自中心指向外围，气流自中心向外辐散。

(3) 低压槽和高压脊：低气压延伸出来的狭长区域，叫低压槽，简称槽。高气压延伸出来的狭长区域，叫高压脊，简称脊。槽线过境，通常会引起天气的迅速变化；高压脊里的天气则通常是良好的。

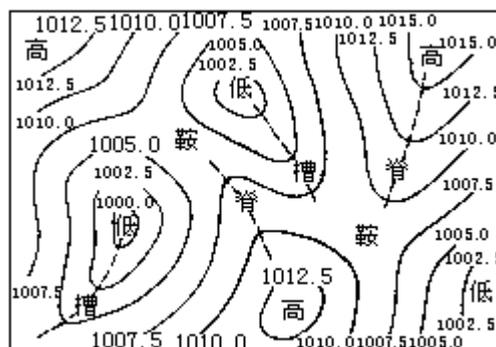


图3-18 气压场的几种基本型式

(4) 鞍形气压区：两个高气压和两个低气压交错相对的区域是鞍形气压区。区内气流不稳定，天气阴沉。

气压场的型式、变化和移动情况，是预报天气趋势的前提。

在全球范围内，气压水平分布的平均状况如图 3-19, 3-20 所示。从世界 1 月和 7 月的平均气压图可以看到以下几个事实：

(1) 在 1 月份平均气压图上，由南半球等压线的分布可看出气压随纬度变化的一般规律：赤道南侧是断续的低压带，30°S 附近为几个纬度大致相同的高压中心所盘踞，组成一个高压带，向南气压逐渐降低；在 40°—60°S 连续的海面上，等压线较平直，与纬线大致平行，至南极圈附近形成一个相对低压带。再往南，气压又复升高。赤道低压带—副热带高压带—副极

地低压带—南极高压这种变化反映了世界海面气压随纬度变化的一般图式。7月份太阳直射点北移，南半球整个气压带系统也随之北移。

表 3-6 不同气温、气压条件下单位气压高度差 (m/mm)

气温() \ 气压(mm)	-40	-20	0	20	40
750	8.9	9.9	10.7	11.5	12.4
375	17.9	19.7	21.3	22.9	24.8
75	89.3	98.7	106.6	114.7	124.0

表 3-7 不同气温、气压条件下的单位气压高度差 (m/mb)

(2) 在北半球，由于海洋和大陆的巨大差异使气压的带状分布遭到破坏，出现多个高压中心和低压中心。这些高低压中心是不断活动着的，它们在图上的位置是它们出现最频繁的地方。它们的经常活动，促使高低纬度间、海陆间的空气质量、热量、水汽和动能进行交换与转化，从而对广大地区的天气和气候产生影响。这种经常活动的范围广大的高低气压中心，称为大气活动中心。北半球的大气活动中心有：太平洋高压，或称夏威夷高压；大西洋高压，或称亚速尔高压；冰岛低压；阿留申低压；亚洲高压，或称蒙古高压、西伯利亚高压；北美高压；亚洲低压，或称印度低压；北美低压。

前四个大气活动中心，常年存在，只是范围和强度有变化，故称半永久性活动中心（阿留申低压在 7、8 月份表现不明显）；后四个只在某些季节存在，亚洲低压、北美低压，只出现在夏季；亚洲高压、北美高压只见于冬季，称为季节性活动中心。由于海陆对气压有不同的影响，永久性活动中心多出现于海洋上，季节性活动中心多出现于大陆上。海洋上气压年变化小，大陆上气压年变化大；冬季大陆上出现高压（冷高压），夏季大陆上出现低压（热低压）；冬季海洋上低压增强，高压减弱，夏季海洋上高压增强、低压减弱。例如，在七月份图上，亚洲东岸的阿留申低压已减弱到不明显的程度，而太平洋高压却大为增强；在一月份图上，阿留申低压明显加强，太平洋高压则相形减弱。

(3) 在冬季，亚洲高压控制范围最广，势力最强；在夏季，亚洲低压是最强大的低压。所以，亚洲大陆是气流季节变化最显著的区域。尤其是亚洲大陆的东部正处于冬季大陆高压、夏季大陆低压的东部，为冷暖空气南来北往要道。

(二) 风

气压的水平分布不均匀产生气压梯度力，从而引起空气运动。空气一旦

开始运动就立即会受到地转偏向力、惯性离心力和摩擦力的影响。

(1) 水平气压梯度力 风的产生首先是由于存在着水平气压梯度力。由于气压在空间分布不均,便产生一个从高压指向低压的力,这就是气压梯度力。水平气压梯度力虽然很小,但没有受到任何力的抵消,在长时间里会使空气运动产生加速度。这种加速度可以用全球水平气压的平均梯度($G = 1\text{mb}/100\text{km}$)求出。如1立方厘米的空气块所受的力是 10^{-4} 达因,它所具有的加速度是 $0.07\text{cm}/\text{s}^2$,在一小时后,可产生 $2.5\text{m}/\text{s}$ 的风速,二小时后,可产生 $5.1\text{m}/\text{s}$ 的风速。实际上,地球上经常存在着强大的高气压和低气压,其水平气压梯度远超过 $1\text{mb}/100\text{km}$,所以,水平气压梯度力能使空气运动产生较大的速度。它是产生风的主导因素,也是决定风向、风速的重要因素。

产生水平气压梯度的主要原因是地球表面受热不均匀,导致气压的水平分布不均。图3-21a表示最初情况,此时气温均一,气压随高度的升高均匀降低,等压面是水平的,空气处于平静状态。图3-21b表示地表受热不均匀,左方为暖区,右方是冷区。左方的气压垂直梯度比右方小,引起等压面倾斜。图3-21c表明在1000米上空的水平面上,左方气压高于右方,产生由左向右的气压梯度力。这个力的作用,使高空空气自左向右运动,形成高空风。右方上空空气质量增加,空气下沉使地面空气密度增大,气压也随之升高。而左方上空由于有空气流出,地面气压必然降低,这样,在地面就产生自右方指向左方的气压梯度力,气流自右向左运动,形成来自冷区的地面风。由此可见,地面上,气流从冷区到暖区,高空,气流则由暖区上空到冷区上空;冷区的空气以下降运动为主,暖区空气以上升运动为主。

(2) 地转偏向力 地球自转的角速度分为垂直和水平两个方向的分量,水平方向分量对地球上任何作水平运动的物体产生一个与其运动方向相垂直的作用力。这就是地转偏向力 F ,它的大小为 $F = 2mvw\sin\varphi$ 式中, m 为运动物体质量; v 为物体水平运动速度; w 为地球自转角速度,为 0.000073 弧度/秒; φ 为地理纬度。

当空气在气压梯度力作用下运动时,地转偏向力使气流产生偏向。在北半球,气流偏向运动方向的右方;在南半球,气流偏向左方。作用于相同质量和速度但在不同地点运动的物体的地转偏向力的大小是不同的,如图3-22所示,在赤道为零,随纬度的增高偏向力加大,在两极达最大值。地转偏向力数值并不大,如在纬度 30° 的地方,风速为 10 米/秒时,作用于 1 克空气上的地转偏向力为 7×10^{-7} 牛顿。对动力很大的运动来说,如汽车、飞机以及人的运动,可以忽略不计。但是,对气流运动来说却有很大的意义。在全球平均水平气压梯度下,引起空气运动的水平气压梯度力也是 7×10^{-7} 牛顿,当风速为 10 米/秒时,作用于其上的偏向力也达到这一数值。因此,在研究大范围空气运动时,地转偏向力的作用很重要。

(3) 惯性离心力当空气作曲线运动时,还要受到惯性离心力 C 的作用。

惯性离心力的方向与空气运动方向相垂直，并自曲线路径的曲率中心指向外缘（图 3-23），其大小与空气运动线速度 v 的平方成正比，与曲率半径 r 成反比。即

$$C = \frac{v^2}{r}$$

在实际大气中，运动的空气所受到的惯性离心力通常很小。例如，当空气运动的曲率半径为 500km，风速为 10m/s，1 克空气所受到的惯性离心力为 2×10^{-7} 牛顿，比地转偏向力小得多。但是，当空气运动速度很大、运动路径的曲率半径特别小时，惯性离心力也能达到很大数值，甚至大大超过地转偏向力。

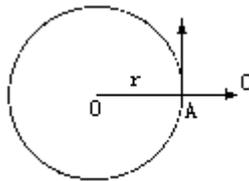


图3-23 惯性离心力

（4）摩擦力 水平气压梯度力使空气运动产生加速度，但风速加大总是有限度的。因为处于运动状态不同的气层之间，空气和地面之间都会相互发生作用，对气流运动产生阻力。气层之间产生的阻力，称为内摩擦力；地面对气流运动产生的阻力，叫外摩擦力。摩擦力总是和运动的方向相反。摩擦力的存在限制了风速的加大。

以上四种力对气流运动的意义并不是等同的，在一定条件下，可以忽略某些力的作用。例如，在高空自由大气中，摩擦力可以忽略不计，起作用的主要是气压梯度力和地转偏向力，当这两种力平衡时，就形成地转风。高空风近似于地转风，它的方向与等压线平行，背风而立，在北半球是高压在右，低压在左；在南半球是高压在左，低压在右。在近地面气层中，必须考虑摩擦力对空气运动的作用。摩擦力降低了风速，削弱了地转偏向力的作用，使风向与等压线出现一定交角（图 3-24）。平坦地面，例如水面、大草原等，风向与等压线交角大约为 $20^\circ - 25^\circ$ ，风速减小到相当于地转风的 60—70%；粗糙地面风向与等压线的交角可能大于 45° ，风速减小到小于地转风的 30%。

以上四种力的作用使气流运动具有一定的方向和速度。风可以用风向和风速来描述。风向指气流的来向，它表明风的性质，对天气有直接影响。例如，在北半球，北风表示气流从北方来，会引起气温降低；南风表示气流从南方来，会导致天气转暖。

根据风速的大小，可将风力划分为 12 级（有些国家增为 17 级）。从风力征象，可估算出相应的风级。从天气预报中的风力等级，也可以知道风力

征象(表 3-8)。

二、大气环流

大气环流是指大气圈内空气作不同规模运行的总称。是形成各种天气和气候的主要因素。由于纬度高低、海陆分布及地表状态所受太阳热量不均和地球转动的不同影响,形成各种类型的环流。大型的有行星风系、季风等;小型的有海陆风、山谷风等。全球性气温和气压差异形成行星风系;巨大的海陆差异是季风环流的重要成因;局地的水陆、地形等的差异则形成各种地方性风系。

(一) 行星风系

表 3-8 风力等级

风力等级	海面状况		近海岸渔船征象	陆地地物征象	相当风速			
	浪高 (m)	一般			最高	m/s 范围	中数	km/h
0	—	—	静	静、烟直上	0.0—0.2	0.1	< 1	< 1
1	0.1	0.1	寻常渔船略觉摇动	烟能表示风向	0.3—1.5	0.9	1—5	1—3
2	0.2	0.3	渔船张帆时，每小时可随风移行 2—3km	人面感觉有风，树叶有微响	1.6—3.3	2.5	6—11	4—6
3	0.6	1.0	渔船渐觉簸动，每小时可随风移行 5—6km	树叶及细小枝条摇动不息，旌旗展开	3.4—5.4	4.4	12—19	7—10
4	1.0	1.5	渔船满帆时，叶使船身倾于一方	能吹起地面灰尘、纸张，小枝条摇动	5.5—7.9	6.7	20—28	11—16
5	2.0	2.5	渔船缩帆（收帆一部分）	有叶的小树摇摆，内陆的水面有小波	8.0—10.7	9.4	29—38	17—21
6	3.0	4.0	渔船加倍缩帆，捕鱼须注意风险	大树枝摇动，电线呼呼有声，伞困难	10.8—13.8	12.3	39—49	22—27
7	4.0	5.5	渔船停泊港中，近海渔船下锚	全树摇动，大树枝弯下，迎风步行不便	13.9—17.1	15.5	50—61	28—33
8	5.5	7.5	近港渔船不出海	可折坏树枝，迎风步行阻力甚大	17.2—20.7	19.0	62—74	34—40
9	7.0	10.0	汽船航行困难	烟囱及平房屋顶受到损坏、破坏	20.8—24.4	22.6	75—88	41—47
10	9.0	12.5	汽船航行很危险	陆上少见，出现时可使树木拔起，或将建筑物破坏	24.5—28.4	26.5	89—102	48—55 本拔起 或将建筑物破坏
11	11.5	16.0	汽船遇之极危险	陆上很少，有则必有重大的损毁	28.5—32.6	30.6	103—117	56—63
12	14.0	—	海浪滔天	陆上绝少，摧毁力极大	32.7—36.9	34.8	118—133	64—71

任何行星，如果外表包围着气圈，都有环流现象。假定地球表面结构均一，且没有自转运动，赤道地带就会由于气温高，空气受热膨胀上升，使气压的垂直梯度变小；两极地带则会由于气温低，使气压垂直梯度变大。这样在赤道上空的气压比同一水平面上的极地为高，形成由赤道指向极地的气流。极地上空积聚的来自赤道的空气向下沉降，使地面空气密度增大，气压升高；而赤道地面因空气上升密度减小，气压降低。结果，在地面上就形成了由极地流向赤道的气流。赤道地区空气以上升运动为主，两极地区以下沉为主，从而形成赤道和极地之间的闭合环流（图 3-25）。

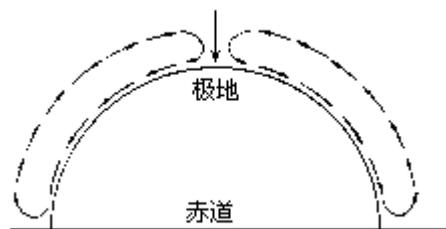


图3-25 假设地球不自转时的环流

但地球是在不停地自转运动着，空气一旦开始运动，地转偏向力便随之发生作用。图 3-25 所示的闭合环流图式，实际上不可能存在。

当空气由赤道上空流向极地时，开始受地转偏向力影响很小，基本上按气压梯度力方向沿经圈运动。往后，随纬度增高偏转力加大，气流逐渐具有西风的成分，至纬度 20° — 30° ，地转偏向力与气压梯度力大致平衡，气流运动方向大致与纬圈平行，不可能向极地运动。但是，上空不断有空气来补充，在此堆积的空气必然作下沉运动，以致近地面层空气密度增大，形成动力高压带，这就是副热带高压带。副热带高压带与极地高压区之间是一相对的低压带，称为副极地低压带。这样，全球近地面气层就形成了赤道低压带、副热带高压带、副极地低压带、极地高压区（图 3-26，3-27）。

气流由副热带高压带向赤道和副极地低压运动时，向赤道吹的气流在地转偏向力作用下，在北半球为东北风，在南半球为东南风，由于风向稳定，通常分别称为东北信风和东南信风（或贸易风）。东北信风与东南信风在赤道附近辐合上升，补偿了赤道上空流出的空气，并在热带的上下气层间构成一个环流图式，称为热带环流（即信风环流）。

由副热带高压带指向极地的气流，在地转偏向力作用下，在中纬度地带形成偏西风，称为盛行西风。当它到达副极地低压带时，便和由极地高压吹来的偏东气流（极地东风）辐合上升。由副热带高压吹来的暖气流，滑行在由极地吹来的冷气流之上，在极地冷却下降，补偿了由极地流出的空气质量。于是，在高纬地带上下气层间构成一个环流圈，称为极地环流。

综上所述，在地表结构均一情况下，根据纬度热力差异而产生的水平气压梯度力、地转偏向力，可将全球划分为三圈环流图式（图 3-26）。在这个图式中，全球有七个气压带和六个风带（南北半球信风带，南北半球盛行西风带、两极东风带）。

低纬地区存在着信风环流，赤道带的大量热能就通过这一环流机制不断地向中高纬度输送。应该指出，在同一时期内，南北半球的信风环流强度并不一样，11—4月，北半球的信风环流加强，并越过赤道向南半球伸展；4—10月，南半球的信风环流加强，并越过赤道向北半球伸展。

两极地区观测资料不足，从现有资料来看，极地环流是可能存在的。关于副极地低压带的形成，现还没有定论。中纬度地带地面与高空都是盛行西风，由探空气球轨迹可知，高空的气流总趋势虽是自西向东，然而并非严格循纬圈运动，而是有波动和次一级涡旋的。西风带中的波动形成高空波（图3-27）。当波动加深，最后被分割，交错出现孤立的低压中心（切断低压）与高压中心（阻塞高压）。这种高低中心涡旋，最终将减弱消失，恢复平稳的自西向东的气流。

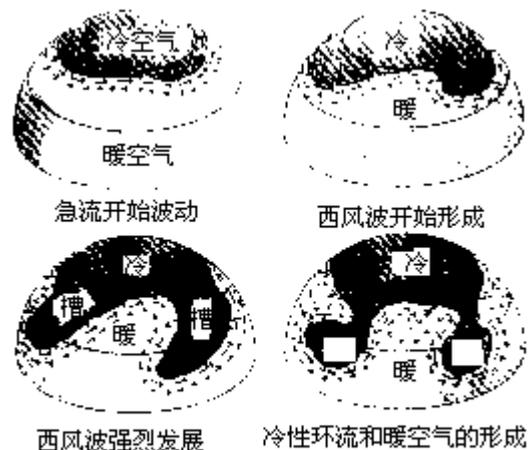


图3-27 西风带高空波的发展

高空西风带中，往往出现风速极强的狭带，称为急流。它好比河道深槽中的湍急水流，有一个高速的中心，而周围的风速降低。急流带中风速最大区域的连线，叫做急流轴，它断续地环绕地球一周。

（二）季风

行星风系以地表结构均一为条件，但实际上地表并不均匀，首先有海洋和大陆的分异。夏季大陆强烈受热，近地面层形成热低压，而在海洋上副热带高压大大扩展，从而使气流由海洋流向大陆。冬季，大陆迅速冷却，近地面层形成冷高压，而海洋上的副热带高压逐渐退缩，低压扩展，气流由大陆向海洋运动。这样引起盛行风向随季节变化作有规律地转换，形成季风。

亚欧大陆是全球最大的大陆，太平洋是最大的水域。在北半球的冬季，亚洲高压特别强大；在夏季，北太平洋高压势力大大加强。气压场的季节变化特别明显，所以亚洲东部的季风环流最为典型，形成颇具特色的东亚季风气候。

随着赤道低压带（热赤道）位置的季节性移动，行星风带也相应移动。

冬季，赤道低压带移到南半球，北半球低纬地区盛行东北信风。夏季，赤道低压带移到赤道与 10°S 之间，南半球的东南信风越过赤道转为西南气流。在印度半岛、中南半岛以及我国云南等地区，每年 4—10 月盛行西南气流，称为西南季风。这种季风是由行星风系季节移动产生的。东亚季风与西南季风不仅成因不同，特点也有差别。西南季风比东亚季风稳定得多。其气候的主要特征是：1) 一年分为明显的旱季和雨季，雨季降水量占全年降水总量的 80% 以上；2) 最高气温出现在雨季来临之前，即 4 月中旬前后。

(三) 局地环流

行星风系、季风风系都是在大范围气压场控制下的大气环流。由于局部环境影响，如地形起伏、地表受热不均等等引起的小范围气流，称局地环流。局地环流虽然不能改变大范围气流的总趋势，但对小范围的气候却有很大的影响。

1. 海陆风 海陆风也是由于海陆热力差异引起的，但影响范围局限于沿海，风向转换以一天为周期。白天，陆地增温比海面快，陆面气温高于海面，因而形成热力环流。下层风由海面吹向陆地，叫海风，上层则有反向气流。夜间，陆地降温快，地面冷却，而海面降温缓慢，海面气温高于陆面，海岸和附近海面间形成与白天相反的热力环流，气流由陆地吹向海面，为陆风(图 3-28, 3-29)。

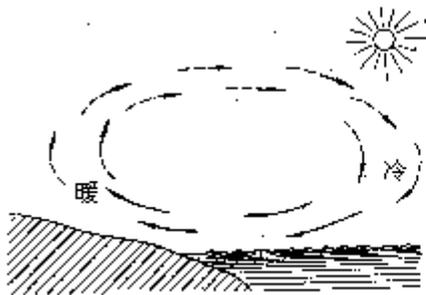


图3-28 海风



图3-29 陆风

陆海风的转换时间因地区和天气条件而不同。一般说来，陆风在上午转为海风，13—15 时海风最盛，日没以后，海风逐渐减弱并转为陆风。阴天，海风要推迟到中午前后才出现。

当大范围气压场气压梯度较大时，相应于气压场的风可以掩盖海陆风。

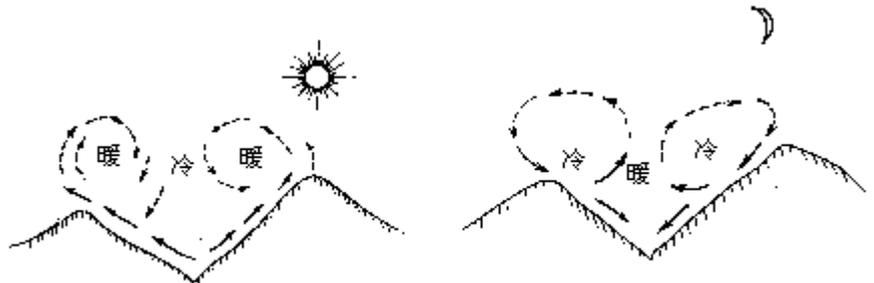


图3-30 谷风

图3-31 山风

2.山谷风 在山地区域，日出以后山坡受热，其上空气增温很快，而山谷中同一高度上的空气，由于距地面较远，增温较慢，因而产生由山谷指向山坡的气压梯度力，风由山谷吹向山坡，这就是谷风（图 3-30）。夜间，山坡辐射冷却，气温降低很快，而谷中同一高度的空气冷却较慢，因而形成与白天相反的热力环流，下层风由山坡吹向山谷，这就是山风（图 3-31）。

在山地区域，只要大范围气压场气压梯度比较小，就能出现山谷风现象。在平原与高原相接地区。由于高原边缘地面气温与平原上空同高度上的气温差异，也会出现类似山谷风现象。

3.焚风 气流受山地阻挡被迫抬升，空气冷却，水汽凝结；气流越山之后顺坡下沉，此时空气中水汽含量大为减少，下沉气流按干绝热递减率增温（1 /100 米），以致背风坡气温比迎风坡同一高度气温为高，从而形成相对干而热的风，这就是焚风（图 3-32）。



图3-32 焚风示意

焚风效应对山地自然环境局部差异有重要的意义，对植被类型形成与生态特征、土壤形成过程与土壤类型都有一定的影响。焚风现象在我国西南峡谷区表现特别显著。例如，云南怒江谷地自然环境具有热带和亚热带稀树草原特征，显然与焚风效应有关。

4.龙卷 空气中产生垂直轴，并伴有极大风速的涡旋，称为龙卷。龙卷与强烈的雷暴活动有关，它是从雷雨云中伸向地面呈倒漏斗状的激烈旋转的空气涡旋。龙卷的水平面积很小，其直径在海上为 25—100 米，在陆上为 100—1000 米，有时达到 2000 米。龙卷接近地面时，能拔树掀屋，破坏力极大，对局部地区来说，也是一种灾害性天气。

第四节 大气中的水分

一、大气湿度

(一) 湿度概念及其表示方法

表示大气湿润程度的物理量，称大气湿度，它有如下几种表示方法：

1. 水汽压 e 水汽是大气的组成部分，具有压力，称为水汽压。当大气中的水汽含量增加时，水汽压也相应增大；反之，水汽压减小。因此，水汽压可以用来表示大气中水汽含量的多少。水汽压的单位与气压单位一样，用毫米水银柱高或毫巴表示。

空气中水汽含量与温度高低有密切关系。温度愈高，空气中容纳水汽的能力愈强。在一定的温度条件下，一定体积的空气中所容纳的水汽数量是有一定限度的，因而水汽压也有一个限度。当水汽含量恰好达到这个限度，叫饱和空气。饱和空气的水汽压称为饱和水汽压 E ，或称最大水汽压。饱和水汽压的大小与温度有关，温度愈高，饱和水汽压愈大（表 3-9 和图 3-33）。

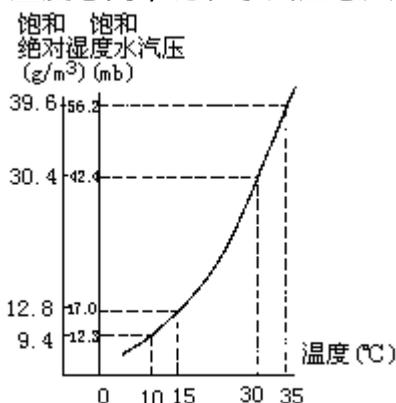


图3-33 水面的饱和水汽压随温度的变化

2. 绝对湿度单位容积空气中所含的水汽质量（通常以 g/m^3 表示），称为绝对湿度。它与水汽压有如下关系：

$$a = 289 \frac{e}{T} (g/m^3)$$

式中， e 水汽压（mm）； T 为以绝对温度 K 表示的气温。

由式可知，当气温等于 16（289K）时， $a = e$ 。一般情况下，气温的数值和 16 相差不大，以毫米水银柱高为单位的水汽压与绝对湿度在数值上近似，故在实际工作中以水汽压代替绝对湿度。

3. 相对湿度 f 大气中实际水汽含量与饱和时水汽含量的比数，即实际水汽压 e 与同温度条件下饱和水汽压 E 之比称为相对湿度。相对湿度通常用百分数表示：

$$f = \frac{e}{E} \times 100\%$$

当空气饱和时, $e = E$, 此时 $f = 100\%$; 当空气未饱和时, $e < E$, $f < 100\%$; 空气处于过饱和时, $f > 100\%$ 。相对湿度能够直接反映空气距饱和时的程度和大气中水汽的相对含量, 在气候资料分析中运用很广。

表 3-9 不同温度条件下水面(平面)上的饱和水汽压(mb)

横行表示小数点后的温度数值。

4. 饱和差 d 在某一温度下, 饱和水汽压与实际水汽压的差值, 称为饱和差(或湿度差)。单位为毫米或毫巴。

$$d = E - e$$

饱和差愈大, 说明空气中水汽含量愈少, 空气愈干燥; 饱和差愈小, 空气中水汽含量愈多, 空气愈潮湿。 $d = 0$, $f = 100\%$ 。

5. 露点温度 t_d 当空气中水汽含量不变、气压一定时, 气温下降到使空气达到饱和时的温度, 称为露点温度, 简称露点。

空气经常处于未饱和状态, 所以露点温度经常低于气温。在饱和空气中, $t - t_d = 0$; 在未饱和空气中, $t - t_d > 0$; $t - t_d$ 差值愈大, 说明相对湿度愈小。气温降低到露点, 是水汽凝结的必要条件。

露点温度、相对湿度可以通过查表获得。例如, 当气温为 30°C , 水汽压为 23.4mb , 从表 3-9 可查出 30°C 时的饱和水汽压为 42.4mb , 则

$$f = \frac{e}{E} = \frac{23.4}{42.4} \times 100\% = 55\%$$

又从表中查出饱和水汽压为 23.4mb 时的露点温度是 20°C 。说明水汽压不变, 温度由 30°C 下降到 20°C 时, 便可出现露点。

(二) 湿度的变化与分布

这里只介绍相对湿度的变化与分布。

相对湿度的日变化通常与气温的日变化相反。在水汽压日变化不大的情况下, 相对湿度最高值出现在温度最低的日出之前; 最低值出现在气温最高的午后(图 3-34)。这是由于温度升高时, 蒸发作用加强, 水汽压虽然增大, 但饱和水汽压增大更多, 水汽难以饱和, 所以相对湿度反而降低。在沿海地区, 因白天海风盛行, 水汽含量较多, 故相对湿度最高值出现在午后, 晚上陆风盛行, 水汽含量明显减少, 相对湿度最低值出现在日出之前。在水汽压季节变化不大的情况下, 相对湿度最高值出现在寒冷季节, 最低值出现在温暖季节。实际上, 相对湿度与环流状况关系密切, 例如我国东部广大地区属于大陆东岸季风气候, 相对湿度最高值出现在夏季, 最低值出现在冬季。南京 7 月平均相对湿度高达 81% , 1 月平均只有 72% 。受西南季风影响的景洪, 干季的 4 月平均相对湿度只有 69% , 而雨季的 8 月平均相对湿度高达 90% 。

地中海地区夏季受副热带高压控制，相对湿度很低；冬季锋面气旋活动频繁，相对湿度较高。

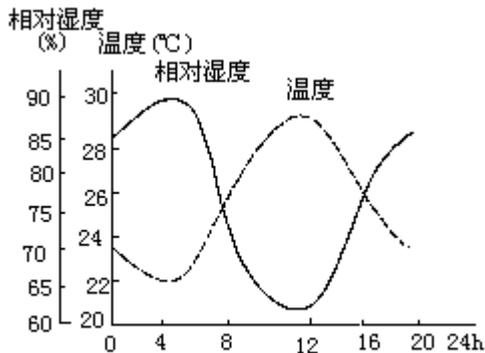


图3-34 相对湿度的日变化

相对湿度的分布随距海远近与纬度高低而有不同。例如，我国东南沿海的杭州，相对湿度的年平均值为 82%，而西北内陆的哈密只有 40%。相对湿度的纬度分布比较复杂。例如，赤道带全年相对湿度很高，年平均值可达 80% 以上；副热带，尤其是大陆内部，相对湿度很低，年平均值一般只有 50% 左右；而高纬地带相对湿度也较高，年平均值可达 80%（表 3-10）。相对湿度的具体分布，受海陆（水汽来源）、气温、大气环流诸因素制约。

表 3-10 各纬度上相对湿度的平均值

北纬(度)	5	15	25	35	45	55	65
相对湿度(%)	79	75	71	70	74	75	82

二、蒸发

（一）蒸发及其影响因素

液态水转化为水汽的过程叫蒸发。蒸发过程的发生，取决于实际水汽压（ e ）与饱和水汽压（ E ）二者对比关系。当 $e < E$ ，蒸发进行； $e > E$ ，蒸发停止，并可能产生凝结； $e = E$ ，处于动态平衡，即逸出水面的分子数与进入水中的分子数相等。影响蒸发的因素主要有：

1. 蒸发面的温度 蒸发面的温度愈高，蒸发过程愈迅速。因为温度高时，蒸发面上的饱和水汽压大，饱和差也比较大。这是影响蒸发的主要因素。

2. 空气湿度和风 空气湿度愈大，饱和差愈小，蒸发过程缓慢；空气湿度愈小，饱和差愈大，蒸发过程迅速。无风时，蒸发面上的水汽靠分子扩散向外传递，水汽压减小很缓慢，容易达到饱和，故蒸发过程微弱。有风时，蒸发面上的水汽随气流散布，水汽压比较小，故蒸发过程迅速。

3. 蒸发面的性质 在同样温度条件下，冰面饱和水汽压比水面饱和水汽压小，如果当时实有水汽压相同，冰面上的饱和差比水面小，因而冰面的蒸

发比水面慢。由于海水浓度比淡水大（海水含有盐分），在温度相同的情况下，海水比淡水蒸发慢；清水蒸发比浊水慢，因为浊水吸热多，温度升高快。

影响蒸发速度诸因素中，温度是经常起决定作用的因素，温度愈高，蒸发愈快；反之，愈慢。其次是风速，风速愈大，蒸发愈快；反之，愈慢。

（二）蒸发量

蒸发消耗的水量称为蒸发量，以蒸发失去的水层厚度（mm）表示。目前气象台站采用蒸发皿观测蒸发量。蒸发皿是一个口径 20 厘米、高约 10 厘米的圆盆。倒入清水若干，24 小时后量测水量，二者的差值即蒸发皿的蒸发量。这一数值并不能代表当地的实际蒸发量。测量自然界的实际蒸发量是比较困难的，通常根据经验公式推算。

蒸发量的变化一般与气温变化一致。一日内，午后气温最高，蒸发量最大；日出前气温最低，蒸发量最小。一年内，夏季蒸发量大，冬季小。

蒸发量的空间变化，受气温、海陆、降水量诸因素影响。从气温条件来说，气温的分布因纬度而不同。纬度越低，气温越高，蒸发能力越强。

如我国东南沿海年蒸发量为 900mm，而东北北部只有 300mm 左右。在温度相同条件下，海洋上水汽来源充足，大陆上水汽来源一般较少。所以海洋上的蒸发量多于大陆，并有自沿海向大陆内部显著减少的趋势。

蒸发量大小与所在地区的年降水量也有关系，一般说来，降水量多的地方，蒸发量也大；反之，蒸发量小。在同一地区，蒸发量因海拔高度而不同，例如庐山牯岭年蒸发量 1008.6mm，山下九江为 1612.9mm。这主要是由于两地气温不同的缘故。在干旱地区，蒸发能力很强，蒸发量很少，例如我国柴达木盆地的冷湖，年蒸发能力可达 1500 毫米以上，但那里的年降水量只有 14.1 毫米，所以实际蒸发量很小。

表 3-11 北半球大陆各纬度平均蒸发量

纬度〔度〕	蒸发量〔mm/a〕
0—10	1,110
20—30	370
40—50	371
60—70	100
80—90	40

三、凝结

（一）凝结和凝结的条件

水由气态转化为液态的过程，称为凝结。显然，凝结是与蒸发相反的一种物理过程。当水面上的水汽压超过饱和水汽压（ $e > E$ ）时，水汽处于过饱和状态，返回水面上的分子比逸出的分子多，部分气态水即转变为液态水。

因此，水汽凝结以水汽达到过饱和状态为前提。

水汽达到过饱和状态的途径有二：一是增加空气中的水汽含量；二是使空气温度降到露点温度或以下。前者如冷空气移到暖水面上，气温在短时间内尚未提高，而水面蒸发使空气水汽含量增加达到饱和状态，因而产生烟雾状凝结物。后者是水汽凝结的主要途径。辐射、平流、混合、绝热上升等过程都会使气温降低到露点以下，使空气达到过饱和状态。

（二）地面凝结物

1. 露与霜 日没后，地面开始冷却，近地面层空气也随之冷却，温度降低。当气温降低到露点以下时，水汽即凝附于地面或地面物体上。当时的温度如在 0 以上，水汽凝结为液态，这就是露；如温度在 0 以下，水汽凝结为固态——冰晶，这就是霜。由此可见，二者成因相同，凝结状态取决于当时的温度。霜通常见于冬季，露见于其他季节，尤以夏季为明显。

霜与露的形成与天气状况、局部地形等条件密切相关。晴天夜晚无风或风很小时，地面有效辐射强烈，近地面层空气温度迅速下降到露点，因而有利于水汽的凝结；多云的夜晚，由于大气逆辐射增强，地面有效辐射大为减弱，近地面层空气温度难以下降到露点，故不利于水汽凝结；风力较强的夜晚，因空气的乱流混合，气温也难以降低到露点温度，霜露不容易形成。此外，表面辐射很强又不善于传热的物体，如树叶、杂草等表面，最有利于形成霜露。

露的水量很小，在温带地方最多只相当于 0.1—0.3mm 的水层，在热带一般可达 1 毫米，最多可达 3 毫米。露的水量尽管有限，但对植物的生长却十分有益。

在农事季节，霜期的长短有重要意义。入冬后第一次出现的霜日叫初霜日，最末一次出现的霜日叫终霜日。自初霜日起至终霜日止的持续期称为霜期。在这期间多数植物停止生长。自终霜日到初霜日的持续期称为无霜期。一般说来，纬度愈高，无霜期愈短；反之，无霜期愈长。例如，我国温州（28° 01' N）无霜期长达 321 天，长春（43° 54' N）只有 145 天。纬度相同，海拔愈高，无霜期愈短；反之，无霜期愈长。例如，庐山牯岭（1165 米）无霜期为 212 天，山下九江为 263 天，二者相差 51 天。此外，山地阳坡无霜期长于阴坡；低洼地段无霜期比平坦开阔地短。

2. 雾凇和雨凇 雾凇是一种白色固体凝结物，由过冷的雾滴附着于地面物体上迅速冻结而成。它经常出现在有雾、风小的严寒天气里。

雨凇是平滑而透明的冰层。它多半在温度为 0—-6 时，由过冷却雨、毛毛雨接触物体表面形成；或是经长期严寒后，雨滴降落在极冷物体表面冻结而成。

雾凇和雨凇通常都形成于树枝、电线上，并总是在物体的迎风面上增长，且在受风面大的物体上凝聚最多。雾凇和雨凇常造成林木破坏、电线折断，对农林、交通产生有害影响。

(三) 云和雾

1. 雾 雾是飘浮在近地面层极细小的水滴或冰晶。当空气中水滴显著增多时，大气呈现混浊状态。当空气中有较多的烟、尘等微粒存在时，也能导致大气能见度变坏，这种现象称为霾。

雾的形成原因较多，主要有：

(1) 因地面辐射冷却形成辐射雾：其形成条件是空气相对湿度大，天空晴朗少云，风小，水汽自地面向上层分布较均匀，气层较稳定。这类雾多发生在大陆上的秋冬季节，山谷盆地和高原上尤为常见。

(2) 由雨滴蒸发作用形成锋雾和蒸汽雾：当暖锋过境时，由高温区降至低温区的雨滴，便在高温区底部产生锋雾。冬季的冷气流与暖水面相接触，容易形成蒸汽雾，例如深秋或初冬的早晨，河面，湖面上常见到一片轻烟，称河、湖烟雾。

山地区域河谷早晨，因山坡上的冷空气下沉到河谷，冷空气与河流暖水面相接触形成河谷烟雾，秋冬季节最为常见。

(3) 因暖空气流经冷地面形成平流雾：在沿海地区，由于暖湿的空气流到较冷的海岸上，形成平流雾，浓度一般较大。在海洋上，寒、暖流的交会，也容易产生平流雾。

雾通常出现于夜间和早晨，其分布以沿海为多，向内陆减少。雾对植物的生长是有利的，尤其是在秋冬较干的季节，它可以增加土壤水分，减少植物蒸腾，例如我国云南南部高原盆地有明显的干季，但此时多辐射雾，这对植物和热带作物生长十分有利。据研究，皖南山区河谷中的河漫滩上茶叶质量较高，即与秋冬季节多河谷烟雾有关。浓雾能见距离只有 10 多米至数十米，一般雾的能见距离为 200 - 500m，薄雾为 500—1000m。所以，雾对于交通，尤其是城市交通有较大的影响。

2. 云 雾是低空近地面层水汽凝结现象，而云则是高空水汽凝结现象。空气对流、锋面抬升、地形抬升等作用使空气上升到凝结高度时，就会形成云。此时气温如在 0 以上，水汽凝结为水滴；如在 0 以下，一般凝华为冰晶。

云有各式各样的外貌特征。例如，晴空中飘浮的分散的白色云块是为积云；高空有时出现絮状、羽毛状云是卷云；有时云层遮天蔽日，不见边际是为层云；有时高耸的黑云压顶是积雨云，等等。云的外貌不仅反映当时的大气运动、稳定程度和水汽状况，而且也是未来天气变化趋势的重要征兆。

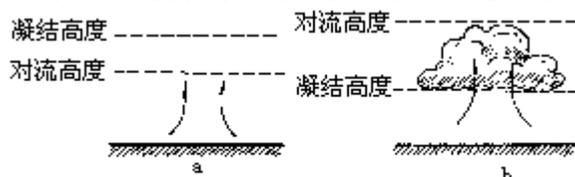


图3-35 对流高度与凝结高度相对位置和形成云的关系

根据云的形状和高度分云为四族，列表如下：

表 3-12 云的分类

云族	云属	符号	高度 (m)	特征
高云	卷云	Ci	7000—8000	由微小冰晶组成，一般不产生降水
	卷积云	Cc	6000—8000	
	卷层云	Cs	6000—8000	
中云	高积云	Ac	3000—6000	由水滴与冰晶组成，As 加厚可发生降水，已转变为雨层云 Ns
	高层云	As	2000—5000	
低云	层积云	Sc	1000—2000	由水滴组成，Ns 常产生大量降水
	层云	St	一般 < 2000	
	雨层云	Ns	一般 < 2000	
直展云	积云	Cu	云底 500—1500	云底平坦，垂直向上发展，产生阵性降水
	积雨云	Cb	云底 100—2000	

按形成云的上升气流特点，可将云分成积状云、层状云、波状云三类。

(1) 积状云：积状云是垂直发展的云块，出现时常常是孤立分散的，包括积云和积雨云。积状云形成于气流对流中(图 3-36)。当对流刚开始时，上升气流达到的高度仅稍高于凝结高度，形成淡积云。淡积云内上升气流速度不大，云中乱流较弱。对流进一步发展，上升气流高度远远超过凝结高度，形成浓积云。上升速度较大，云中乱流较强。对流进一步发展，浓积云愈益壮大，当云顶伸展到温度很低的高空时，云顶水滴冻结为冰晶，发展为积雨云。热力对流、冷锋面对流、地形抬升等，均可形成积状云。

(2) 层状云：层状云是均匀幕状的云层，通常具有较大的水平范围，包括卷层云、高层云和雨层云。层状云多形成于系统性上升运动中。系统性上升运动速度虽然很慢(只有 1—10 厘米/秒)，但持续时间长，水平范围很大，所以能形成范围广阔云层。

(3) 波状云：波状云是表面呈现波浪起伏状的云层，包括卷积云、高积云、层积云等。这类

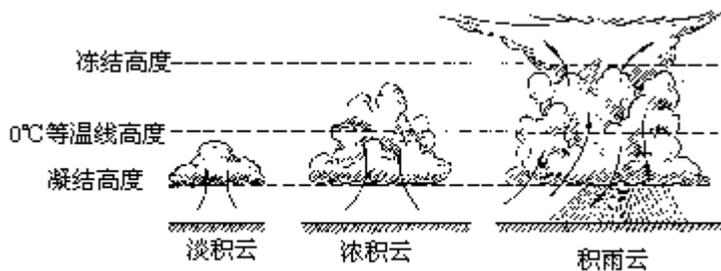


图3-36 积状云的形成

云通常是在空气密度不同、运动速度不等的两个气层界面上，由于产生波动而形成的（图 3-37）。通常，在逆温层上下，空气的密度和风都有较大的差异，因而逆温层附近经常产生波动。如果逆温层下水汽较多，波峰上因空气上升冷却成云；波谷因空气下沉不形成云。

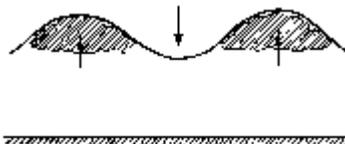


图3-37 波状云的形成

天空被云遮蔽的程度叫云量，用 0—10 的成数表示。例如，天空全被云遮蔽，云量为 10；一半为云遮蔽，云量是 5；云占 1/10 天空，云量为 1。云量的分布与纬度、海陆、气流运动等有关。一般说来，上升气流为主的区域云量大；下沉气流为主的区域，云量小。海洋上云量高于大陆。大气环流特征与云量关系十分密切。例如，我国受西南季风影响的地区，雨季云量显著增大；干季云量明显减小，几乎都是晴好天气。长江中下游梅雨季节云量非常大，而秋冬季节云量显著减小。根据气温、气流运动等特点，全球可大致划分以下几个云量带：

（1）赤道多云带：全年以上升气流为主，气温高，对流旺盛，水汽来源充沛，平均云量约为 6：

（2）纬度 20°—30° 少云带：全年以下沉气流为主，空气干燥，是全球两个相对明净带。平均云量 4 左右，荒漠地带不足 2。

（3）中高纬多云带：气团、锋面活动频繁，高纬地带还由于气温低，是全球高云量带。平均 6.5—7。

四、大气降水

（一）产生降水的一般物理过程

雨、雪、雨夹雪、冰雹等等，都是降水现象。天空有云不一定降水，而降水的天气必定有云，可见降水与云密切相关。

在云的形成和发展阶段中，因云体继续上升，绝热冷却，或不断有水汽

输入云中，使云滴周围的实际水汽压大于它的饱和水汽压，云滴就因为水汽凝结或凝华而逐渐增大。当云中水滴与冰晶共存时，更容易促使云滴增长。在云中并存在着过冷水滴、水汽和冰晶的条件下，对冰而言，空气已达饱和，对水来说，尚未饱和，于是，水滴将会被蒸发，而冰晶将因水汽在它们上面凝华而不断增长。当冰晶从空气中吸收水汽时，水滴不断蒸发以保持水汽的供应。这样，很快就能形成大冰晶。大的冰晶在下降的过程中，与大气中运动速度慢的、质点小的云滴碰撞合并，形成更大的冰粒。这些冰粒如在较暖气层中融化，就以雨的形式降落；如果来不及融化，就以雪、雹、霰等固体降落。



图3-38 水分转化示意图

根据观测，热带地区的降水，不一定有冰、水共存条件，气温大于 0°C ，同样可以形成降水，这种情况属于暖云降水。它的形成机制主要是不同大小水滴碰撞合并所致。

随着科学技术的发展，目前国内外正在大力开展人工降水的研究，并取得了一定的进展。人工降水就是根据降水原理，人为地补充某些形成降水所必须的条件，以达到降水的目的。目前，主要是在云内播撒干冰（固体二氧化碳）和碘化银。干冰升华时，要吸收大量热能，使紧靠干冰外层的温度迅速降低，以冻结成冰。碘化银微粒是良好的成冰核，将其撒在云中，能促使过冷水滴冻结，或使水汽直接凝华为冰晶，以形成冰水共存的条件。冰晶迅速增长，达到一定大小时便下降，沿途由于凝华和碰撞合并，形成较大的水质点，落到地面便是人工降水。近几年来，我国在若干地区已取得不少人工降水的成功经验。例如，1978年长江中下游广大地区出现大旱，为保证新安江水库发电，曾在新安江流域上空进行大范围人工降水，取得明显的效果，最大降水量达30mm。

（二）降水类型

大气中气流上升有不同的方式，导致降水的成因也有所不同，根据气流上升特点，降水可分以下三个基本类型：

1. 对流雨 近地面气层强烈受热，造成不稳定的对流运动，气块强烈上升，气温急剧下降，水汽迅速达到饱和而产生对流雨。这类降水多以暴雨形式出现，并伴随雷电现象，所以又称热雷雨。其形成的条件是：空气湿度很高，热力对流运动强烈。从全球范围来说，赤道带全年以对流雨为主。我国西南季风控制的地区，也以热雷雨为主，通常只见于夏季。

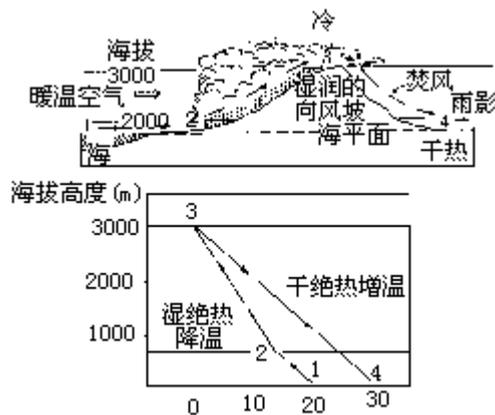


图3-39 地形雨和焚风

2. 地形雨 暖湿气流在前进中，遇到较高的山地阻碍被迫抬升，因高度上升，绝热冷却，在达到凝结高度时，便产生凝结降水（图 3-39）。地形雨多发生在山地迎风坡，世界年降水量最多的地方基本上都和地形雨有关。背风侧，因水汽含量已大为减少，更重要的是气流越山下沉，绝热增温，气温升高，发生焚风效应。所以背风侧降水很少，形成雨影区。

3. 锋面（气旋）雨 两种物理性质不同的气块相接触，暖湿气流循交界面滑升，绝热冷却，达到凝结高度时便产生云雨。由于空气块的水平范围很广，上升速度缓慢，所以锋面雨一般具有雨区广、持续时间长的特点。温带地区，锋面雨占有重要地位。

（三）降水的时间变化

降水性质包括降水量、降水时间和降水强度等方面。降水量是指降落在地面的雨和融化后的雪、雹、霰等，未经蒸发、渗透流失而积聚在水平面上的水层厚度（mm）。降水时间是指降水从开始到结束持续的时间。用时、分表示。降水强度，是单位时间内的降水量，即毫米/时，分。气象台站、水文观测站用雨量筒和雨量计来测定降水量。

1. 降水强度 单位时间内降水量差别很大，气象部门为了说明在一定时段内大气降水的数量特征，并用以预报未来的降水数量变化趋势，将降水强度划分若干等级，（表 3-13）：

表 3-13 降水强度等级（mm）

等级	24 小时总量	12 小时总量
小雨	< 10	0.2—5.0
中雨	10—25	5—15
大雨	25—50	15—30
暴雨	50—100	30—70
大暴雨	100—200	70—140
特大暴雨	> 200	> 140

表中数据说明，单位时间内降水量愈多，降水强度愈大；反之，降水强度愈小。我国境内出现的特大暴雨通常与强台风登陆、夏季强冷空气活动，或是二者的结合有关。世界与我国最大降水强度状况如表 3-14 所示：

表 3-14 世界与我国最大降水强度状况

降水强度大小关系到降水量的利用价值。降水强度过大，地表径流过程迅速，不利于河川径流调节，同时还容易引起山洪暴发，洪水为患，例如 1975 年 8 月河南南部特大洪水的形成就与特大的降水强度有直接联系。

2. 降水量的季节变化 季节变化因纬度、海陆位置、大气环流等因素而不同。例如，赤道带年降水量没有明显的季节变化，但在春分和秋分所在月份相对较多。北半球的温带大陆西岸，降水分配比较均匀；大陆东岸则集中在夏季。地中海区域，降水集中在冬季；同纬度大陆东岸集中在夏季。我国西南季风区，6—10 月为雨季，降水量占全年总量的 85—90%。我国东部，降水集中在夏季，且南方雨季长，北方雨季短。雨季愈短，夏雨愈见集中。例如，广州夏季降水占全年总量的 46.5%，冬季占 9%；北京夏季占 75.1%，冬季只占 1.7%。

3. 降水变率 各地降水量在年际、年内各月间也是变化的。由于各地所处的自然地理环境不同，其变化情况并不一致，有些地区变化不大（相对较稳定），有些地区变化明显（不稳定）。表征某一地区降水的变化程度的降水变率 C_v 就是各年降水量的距平数与多年平均降水量之比的百分数。其公式为

$$C_v = \frac{\text{距平数}}{\text{平均数}} \times 100\%$$

式中，平均数为某地多年平均降水量；距平数为当年降水量与平均数之差值。例如，南京多年平均降水量为 1000 毫米，多年平均距平数为 200 毫米，则

$$C_{v(\text{平均})} = \frac{200}{1000} \times 100\% = 20\%$$

降水变率大小，表示某一地区降水的稳定性或可靠性。一个地区降水量丰富、变率小，说明水资源利用价值高。变率愈大，表明降水愈不稳定，即年际间降水量正或负距平值很大，这种情况往往反映该地区旱涝频率较高；变率愈小，则表示年降水接近平均数，这就是正常年景。我国降水变率基本情况是：北方大于南方，内陆大于沿海。长江以南在 20% 左右，黄淮之间 20—30%，华北超过 30%，西北内陆超过 40%。西南季风区变率最小，只有 10%

距平数有一年或多年平均值。多年平均距平的求法，是将各年距平数（有正有负，取其绝对值）相加，以相加的年数来除，就得平均距平，用平均距平计算，就得平均变率。距平数大于平均数为正距平；小于平均数，是负距平。

左右。内陆盆地，多年平均降水量已没有实际意义，例如塔里木盆地南部边缘的且末，多年平均降水量为 18.3mm，但 1968 年 7 月 22 日一天降水量却达 42.9mm。

(四) 降水量的分布

降水量的空间分布，受地理纬度、海陆位置、大气环流、天气系统和地形等多种因素制约。从降水量的纬度分布来看，全球可划分四个降水带（图 3-40）：

(1) 赤道多雨带：赤道及其两侧地带是全球降水量最多地带，年降水量至少 1500 毫米，一般为 2000—3000 毫米。如果气流运动方向与地形相配合，可以形成大量的降水。例如，尼加拉瓜圣若德尔-苏尔（11°N）年降水量 6588 毫米；哥伦比亚中部的阿诺利（7°N）年降水量 7139 毫米；非洲喀麦隆山地西坡（4°N）年降水量高达 10470 毫米。

(2) 15°—30° 少雨带：这一纬度带受副热带高压控制，以下沉气流为主，是全球降水量

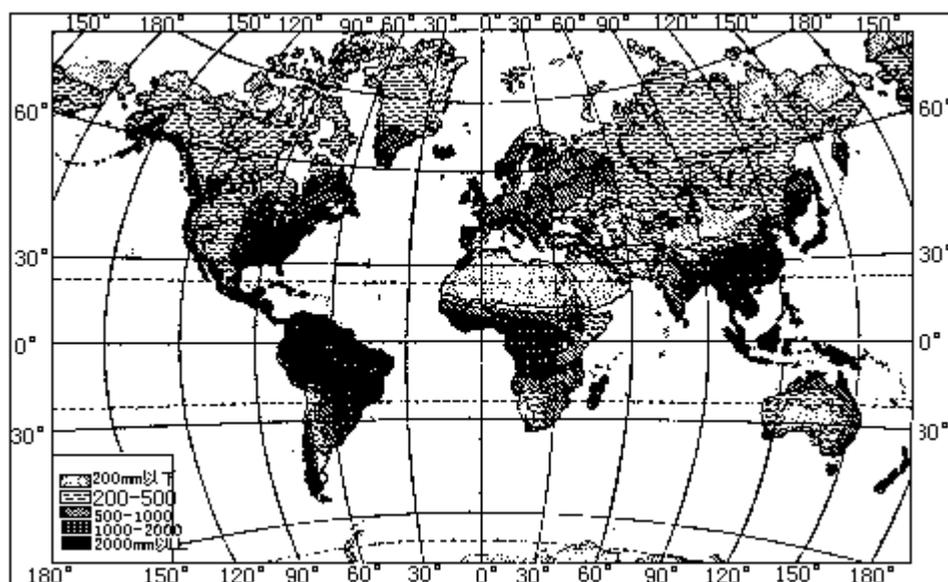


图3-40 世界年平均降水量分布

稀少带，尤以大陆西岸和内部更少，年降水量一般不足 500 毫米，不少地方只有 100—300 毫米，是全球荒漠相对集中分布地带。

应该指出，本带并不到处少雨，因地理位置、季风环流、地形等因素影响，某些地方降水很丰富，全球年降水量最高记录却出现在本带内。例如，喜马拉雅山南坡印度境内的乞拉朋齐（25°N）年平均降水量高达 12665 毫米，绝对最高年降水量竟达 26461 毫米（1860 年 8 月—1861 年 7 月）。太平洋夏威夷群岛中的威阿里阿（22°N）年降水量 12090 毫米。我国大部分属于这一纬度带，因受季风及台风影响，东南沿海一带年降水量在 1500 毫米左右。

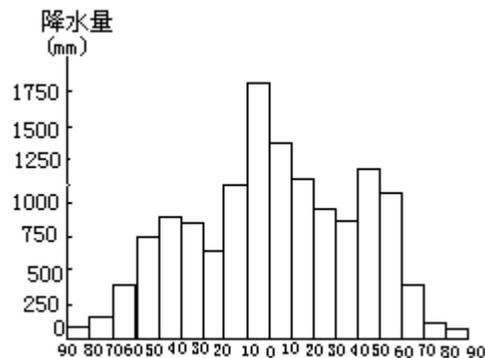


图3-41 年平均降水量随纬度分布

(3) 中纬多雨带：温带年降水量比副热带多，一般在 500—1000 毫米。多雨的原因，主要受天气系统影响，即锋面、气旋活动频繁，多锋面、气旋雨。大陆东岸还受到季风影响，夏季风来自海洋，带来较多的降水。本带也有局部地区降水特别丰富，例如智利西海岸（42°—54° S）年降水量 3000—5000 毫米；亚得里亚海岸的彻尔克威次（42° 32' N）年降水量 4620 毫米。

(4) 高纬少雨带：本带因纬度高，全年气温很低，蒸发微弱，故降水量偏少，年降水量一般不超过 300 毫米。

表 3-15 北半球各纬度带平均年降水量 (mm)

纬度带	0°—10°	10°—20°	20°—30°	30°—40°	40°—50°	50°—60°	60°—70°	70°—80°	80°—90°
年降水量	1677	763	513	501	561	510	340	194	

水分在自然环境中具有重要意义。某地的年降水量，表示该地水分收入状况；蒸发量，说明该地的水分支出状况。某地是湿润还是干旱，要看该地降水量 P 与蒸发量 E 二者对比关系。这一对比关系通常用湿润系数 K 表示，即

$$K = \frac{P}{E}$$

降水量大于或等于蒸发量，表明水分收入大于或等于支出，属于湿润状况；降水量小于蒸发量，反映水分收入不够支出，属于半湿润、半干旱或干旱。例如，副热带高压区年降水量 500 毫米，高纬地带年降水量 300 毫米。由于副热带气温高，蒸发能力强，降水量远小于蒸发能力，即收入不够支出，故为干旱、半干旱地区；高纬地带降水绝对值虽不及副热带大，但气温却比副热带低，蒸发能力很弱，蒸发量小于降水量，因而为湿润地区。湿润系数大小，对自然景观结构特征的形成有深刻的影响。

第五节 天气和气候

天气和气候是两个不同概念。天气是指某一地区、某一时刻、某一条件下的大气物理状况；气候是指某地区平均大气状况，是该地区多年常见的和特有的天气状况的综合，包含该地区经常出现的正常天气情况和特殊年份出现的极端天气情况。但两者又有一定的联系。它们都与气团性质和气团活动密切相关。

一、气团

（一）气团形成条件

1. 气团概念 气团是在水平方向上性质比较均匀的大块空气，即气层的温度和湿度等主要物理属性变化较小。气团的规模大，范围可达数百公里直到 2000—3000 公里，垂直厚度可达对流层的中上部。不同的气团有不同的物理属性。在同一个气团所占据的范围内，天气状况基本类似。两个物理属性不同气团的交锋，是形成复杂天气状况的主要原因。

2. 气团形成的条件 气团发生的区域，称为气团源地。空气的物理属性总是和它下面的地表性质分不开的，要形成一个物理属性相似的气团，首先应具有大范围物理性质相当均一的地表。在地球表面上，地表性质基本一致的有辽阔的海洋、广大的荒漠、冰雪覆盖的大陆、大平原等。此外，还需要有相应的环流条件相配合，以便大块空气有较长的时间盘踞在这一类地区，从而稳定地获得与地表一致的物理性质。在永久性或半永久性高压系统中，空气运动速度十分缓慢，风很微弱，这就为大块空气获得与地表物理性质相一致的属性提供了适宜的环境。

在上述条件下，气团主要通过辐射、乱流和对流，蒸发和凝结、空气的大范围垂直运动等物理过程，使其获得一定的温度和水分。在高纬度地区，如地面为冰雪覆盖，则近地面层气温很低，大气层结比较稳定，乱流和对流不容易发生，因此，辐射就成为这一地区气团形成的主要过程；低纬度地区近地面层气温高，空气稳定度较低，有利于乱流和对流的发生。所以乱流和对流作用对低纬地区气团的形成特别重要。

（二）气团的变性

环流条件发生变化，气团就要离开源地移动到另一个地区。随着大范围空气运动，以及新到达地区的地表性质的改变，从而气团物理属性也将发生变化，称为气团的变性。

不同性质的气团变性的速度是不同的。在通常情况下，冷的气团移到较暖的区域时，变性较快，这是因为冷气团到达暖区是不稳定的，乱流和对流容易发生，能很快地把热量传递到上层；暖的气团移到较冷的区域时，下层变冷而趋于稳定，乱流与对流不容易发生。气团冷却过程主要通过辐射方式

进行，而这一过程是很缓慢的。新区的地表性质与源地差异愈明显，气团变性愈快；反之，则慢。例如，从大陆移入海洋的气团，容易取得海面蒸发的水汽使气团变湿，从海洋移入大陆的气团，主要通过凝结过程变干，而这一过程比较缓慢。

（三）气团的分类

气团的分类主要有两种，即热力分类和地理分类，二者是有联系的。

1. 气团的热力分类 根据气团离源地后与其经过的地面之间温度对比将气团分为冷气团与暖气团两类。一般地讲，由较低纬度流向较高纬度地区的是暖气团；反之是冷气团。前者使到达地区增暖，后者使到达地区变冷。冬季，从海洋移到大陆上的气团是暖气团，反之是冷气团；夏季，情况相反。

2. 气团的地理分类 气团是在一定的自然环境中形成的，它的物理属性具有地域特征。依据气团源地特点，划分以下几个类型：

（1）冰洋气团 A：形成于北极区域和南极的高压系统，它的特点是气温低，水汽含量极少，气层稳定。由于它和冰雪表面接触，所以气团的下层气温特别低，往往具有很厚的逆温层。北极区域的冰洋气团，冬季入侵大陆时，常会产生严寒的暴风雪天气。冰洋气团的下垫面主要是冰雪表面，一般可不再划分海洋与大陆两类。

（2）中纬气团或称极地气团 P：根据源地性质不同，分中纬大陆气团 P_c 与中纬海洋气团 P_m 。中纬大陆气团，主要形成于北半球 $45^\circ - 70^\circ$ ，例如亚洲的西伯利亚和北美的加拿大，阿拉斯加等地。这个气团全年存在，冬季位置偏南，夏季位置偏北。冬季，这里地表为冰雪覆盖，大陆迅速冷却，气团更为活跃，势力特别强大，气温低而干燥。中纬大陆气团对我国影响很大，是冬季风的来源，我国北方夏季暴雨往往与这个气团的南下活动有关。中纬海洋气团，多数由中纬大陆气团移至海洋变性而成。在冬季，海面湿度比大陆高，水汽供应充分，气团低层和中层的温度比中纬大陆气团高，湿度大，气团不大稳定，在这个气团控制下往往出现阴天或多云，有时还可能形成降水。夏季大陆温度升高，此时中纬大陆气团温度也高，湿度也增大，二者差别不大。

（3）热带气团 T：按源地性质分热带大陆气团 T_c 和热带海洋气团 T_m 两类。热带大陆气团形成于副热带亚欧大陆的大部分地区、北非、北美西南部，冬季见于北非。它的特点是气温高，湿度低，气温直减率较大，气层不稳定。由于气团本身水汽含量少，在该气团控制下的天气多晴朗。我国西南地区的云南、川西，冬季就在这个气团控制之下。热带海洋气团形成于副热带海洋上。北太平洋夏威夷群岛附近，北大西洋亚速尔群岛附近两个副热带高压中心是它的主要源地。热带海洋气团的主要特点是低层温度较高，湿度较大，气层不大稳定。但在它的中层常常有一下沉逆温层存在，气层稳定，阻碍了对流的发展。在夏季，该气团很活跃，是夏季风的来源，对我国夏季降水及其地理分布有特别重要的意义。

(4) 赤道气团 E：形成于赤道地带。那里大陆面积小，而海洋面积广，划分大陆与海洋两类意义不大。赤道带终年气温高，蒸发量大，水汽来源充沛。因此，赤道气团温度高，湿度大，水汽含量丰富，气层不稳定。它控制下的天气闷热、多雷阵雨。在盛夏季节，赤道气团可侵入到我国南方地区，并带来一定的降水。

气团的分类，表征气团在物理属性上的差异。不同属性气团的交替及气团的变性，是导致该地区天气变化的重要原因之一。气团的活动情况，因地区、季节而不同。在我国，冬季主要受中纬大陆气团控制；夏季热带海洋气团影响很大。

二、锋与天气

(一) 锋及其类型

当两个性质不同的气团相接触时，其间必然存在一个过渡区。当过渡区比较狭窄时称为锋。锋既然是处于两个物理属性不同的气团之间，两侧气象要素一定存在明显的差异种差异主要表现在温度方面，因此通常把锋看成是冷、暖气团之间的过渡区。

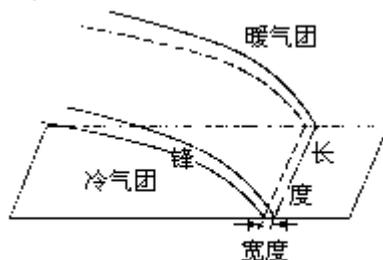


图3-42 锋在空间的状态

锋的空间状态是倾斜的(图 3-42)，它的上面是暖气团，下面是冷气团。锋的宽度，在近地面层中约为几十公里，在高层可达 200—400 公里。这与一个气团所占据的水平范围相比是较小的。因此，常把锋视作一个面，称为锋面。锋面与地面相交的线称为锋线。长的锋线达数千公里，短的也有数百公里。有的锋可伸展到对流层顶，有的只及对流层的低层，离地面 1.5 公里以下。锋显著与否，决定于气团间的水平温度梯度与气团运动速度。如果水平温度梯度大，运行速度快，锋的两侧差异大，锋就显著。

在一个气团内气温的水平分布是比较均一的，在 100 公里的距离内，气温差只有 1—2℃，但在锋附近，相同距离的气温差可达 10℃ 左右。天气图上，锋附近等温线特别密集，这是确定锋线的重要标志。锋通常出现在低压槽中，所以在典型的情况下，锋前吹西南风，锋后吹西北风，地面锋线正是气流辐合线。

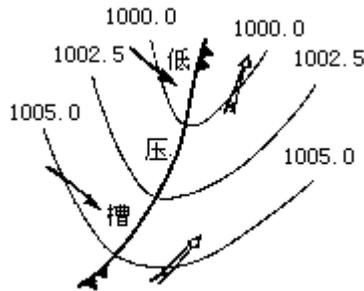


图3-43 锋附近风的分布 (mb)

根据锋的移动情况，可将锋分为暖锋、准静止锋、冷锋三种基本类型。暖锋是指暖气团主动向冷气团方向移动的锋；准静止锋是指很少移动或速度非常缓慢移动的锋；冷锋则是指冷气团主动向暖气团方向移动的锋。这种分类既能反映冷暖气团交绥的动向，又可反映各种锋面天气差异，故目前被广泛应用。

根据形成锋的气团源地类型，又可将锋分为冰洋锋、极锋、赤道锋三类。冰洋锋是冰洋气团与中纬气团的分界面；极锋是极地气团与副热带或热带气团的分界面；赤道锋是热带或副热带气团与赤道气团的分界面。这种分类在自然地理上有一定意义，例如我国东部地区，以极锋活动的平均位置确定冬夏季风的界线。冬季风的南界，按冬季极锋向南扩展的位置，可达 15° （南海中部）；夏季风的北界，按极锋夏季北撤的位置，可达内蒙古与黑龙江最北部。极锋与赤道锋经常出现的区域，也就是气候锋区的位置。

不同类型的锋有不同的天气状况。锋面天气主要指锋附近的云、降水、风等气象要素的分布情况。锋附近的天气，因锋的坡度大小，锋附近空气垂直运动和气团水汽含量多少、气团稳定度，以及锋附近具体地形起伏状况诸因素来决定。上述诸因素又随时间、地点而变化，因此锋面天气是复杂多样的。

（二）暖锋活动与天气

暖锋的基本特点是，暖气团滑行在冷气团之上；由于暖气团密度小，滑行速度缓慢，所以暖锋坡度较小，一般小于 $1/100$ ；覆盖的范围广。如果暖气团比较稳定并含有较多的水汽，当其上升到凝结高度时，就会形成一系列层状云系——卷云（Ci）、卷层云（Cs）、高层云（As）、雨层云（Ns），这是暖锋所具有的云系特征。暖锋云系分布于锋前。从图 3-44 可见，近地面锋线处，云层最厚，云的高度也最低；离锋线愈远，云层愈薄，高度也愈高。暖锋雨区也在锋前，多连续性降水，强度较小，历时较长，雨区范围较广。若暖气团温度高，水汽含量很少，则暖锋上可能出现高云，甚至无云的好天气。

在地面锋线附近的冷气团中，因空气湿度较大，以及气流的辐合和乱流作用，可形成层积云、层云和碎层云。在锋线前约 150—200km 区域内，由于空中降水，雨滴蒸发，使近地面层湿度增大，可以形成锋面雾。

在我国暖锋活动范围不广，一般限于东北及江南地区；春季活动较多，冬季较少。

（三）准静止锋活动与天气

准静止锋是很少移动或移动速度缓慢的锋。它的两侧冷暖气团往往形成势均力敌的形势，暖气团前进时，为冷气团所阻，被迫沿锋面上滑。其上滑的情况与暖锋类似，故出现的云系亦与暖锋云系大体相同。但准静止锋的坡度比暖锋更小，一般为 $1/250$ 左右，沿锋面上滑的暖空气延伸到离地面更远的地方。因此，准静止锋的云区，降水区比暖锋更广，降水强度比暖锋更小，降水历时比暖锋更长。江南清明时节雨纷纷，即往往与准静止锋有关。如果暖空气的湿度较大，又不稳定，锋上可能形成积状云和雷阵雨。初夏时我国华南准静止锋，常有这类天气出现。

我国的准静止锋主要有华南准静止锋，江淮准静止锋，昆明准静止锋，天山准静止锋等，对上述地区的天气有较大的影响。例如，天山北坡和北疆大部分地区冬、春降水较多就与天山准静止锋活动有关；贵州高原冬半年多阴雨，“天无三日晴”便同昆明准静止锋活动有关。

（四）冷锋活动与天气

冷锋是冷气团主动向暖气团方向移动的锋。冷气团向暖气团前进，暖气团则被迫抬升。由于冷气团在前进时受地面摩擦影响，锋面移动时，近地面层总是落后于上层，所以锋面坡度比暖锋大。当冷气团移动速度较大时，锋面可向暖气团方向突出，形成一个冷空气楔。根据移动的快慢，冷锋可分二类：移动慢的叫第一型冷锋，或称缓进冷锋；移动快的叫第二型冷锋，或称急进冷锋。

1. 第一型冷锋 基本特点是暖气团层结较稳定，而且由于冷气团移来的速度比较缓慢，暖气团可沿冷气团平稳地上升，故锋面坡度不大，通常为 $1/100$ 左右，水汽凝结也较缓和。锋面云系与暖锋基本类似，但第一型冷锋云系形成于锋线之后。

应该说明，第一型冷锋云系虽与暖锋类似，但冷锋坡度比暖锋大，所以云区和降水区均比暖锋窄，降水区宽度平均约 150—200 公里，降水强度也较暖锋大。与暖锋一样，在锋线附近降水区内，常有层积云、碎积云出现，并可能形成锋面雾。

当冷锋近地面坡度很陡时（图 3-46），暖空气上升不平稳。如暖气团水汽含量较多而且不稳定，在锋线附近上空就可形成积状云，并可能产生强度较大的阵性降水。不过，降水区较窄，历时一般很短。

2. 第二型冷锋 与第一型冷锋特点相比较，第二型冷锋的冷气团移动速度很快，暖气团层结不稳定。由于冷气团强烈排挤暖气团，冷气团前进速度远大于暖气团后退速度，以至暖气团在冷气团的强烈冲击下被迫迅速抬升，

在低层产生显著的对流；在高层由于暖空气的后退速度大于冷气团的前进速度，因而出现暖空气沿锋面下滑的运动。

第二型冷锋面坡度陡，一般在 $1/40—1/80$ ，有强烈的对流过程，故在锋前形成对流性浓积云和积雨云，且云系主要是沿锋线排列成长而狭的积状云带，宽度一般几十公里，顶部可伸展至 10 公里以上。在高层，由于暖空气下滑，一般没有云的形成。

第二型冷锋移动速度快，锋线附近有强烈的对流过程，因此，当它过境时，往往伴随狂风骤雨。在夏季，还可能出现冰雹等不稳定天气。但第二型冷锋降水区很窄，历时很短。

冷锋是影响我国最重要的天气系统之一。冷锋活动遍及我国绝大部分地区，甚至伸展到海南地区。冬半年活动频繁，北方地区尤为常见；夏半年同样有它的踪迹。北方地区的夏季暴雨就和冷锋活动有一定关系。长江流域及其以南地区，也往往受其影响，春末夏初的冰雹等不稳定天气，常与冷锋活动有关。

（五）地形对锋的影响

锋在移动过程中，受到起伏地形的影响，其影响程度因山地高度、排列方向、地貌形态等而不同。地形可以引起锋面坡度，移动速度，锋附近空气垂直运动的变化。锋遇山地受阻，当锋面接近山地时，在迎风坡上，锋面现象增强，暖空气更容易上升，因此云雨现象显著；在背风坡一侧，空气越山下沉，具有焚风效应，锋面现象减弱，云消雨散，往往出现晴朗区。但在离背风坡较远的地方，例如 200—300 公里，锋面云系又重新恢复。

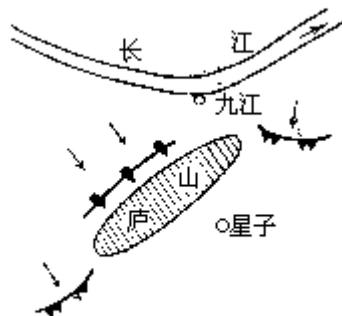


图3-48 庐山对锋的阻滞作用示意图

地貌形态特征对锋的移动有一定影响。锋的形状总是适应地貌形态而发生变化。例如，当锋移至开口的河谷时，冷空气将首先循河谷伸展，使锋形弯曲；当山地海拔过高，山体过大时，冷锋前进受阻，并被迫停留在山前地带，转变为准静止锋。天山准静止锋就是北来冷锋受天山所阻而形成的。

例如，庐山海拔为 1200—1400 米，呈北东-南西走向，延伸约 25 公里，南下的冷锋，锋前缘空气层较薄，受庐山地形阻滞不能越过山体，一部分锋

面与地形吻合，大部分则从庐山两端绕山而过，使锋产生变形（图 3-48）。此时庐山南北两侧、山上山下将出现不同的天气状况，例如西北坡麓的九江一带出现阴雨天气，而东南坡麓暂时将出现晴好天气。

三、气旋和反气旋

（一）气旋

气旋是和低压区紧密联系、相伴而生的大型空气旋涡（图 3-49），其中中心气压一般在 1010—970 毫巴，最低值可低至 887 毫巴。北半球气旋，空气按反时针方向自外围向中心运动，强大的气旋地面风速可达 30 米/秒以上。气旋直径自几百公里至 2000 公里以上。它常带来大风、降水等天气。

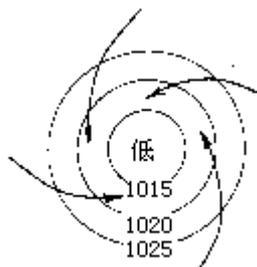


图3-49 气旋示意 (mb)

1. 气旋的形成 气旋是由于锋面上或密度不同的空气分界面上发生波动，进一步发展形成的。根据地理位置可将气旋分为温带气旋（产生于极锋上）和热带气旋（产生于赤道锋上）两类。

锋面气旋中，以极锋上产生的气旋最为重要。它一般活动于中纬度地区。台风是发生于赤道锋上的强大低气压系统——热带气旋。

图 3-50 为一张地面天气图。图上清楚地看出两个锋面气旋活动，一在我国华北和东北地区，图上显示出三条闭合等压线，中心一条气压值是 995 毫巴，表示发展相当成熟，规模大，势力强；另一条在我国江淮下游地区，图上说明它处于开始形成阶段。

2. 气旋天气特征 锋面气旋天气是由其中的流场、气团属性和锋的结构特征决定的。从流场来说，在锋面气旋中有强烈的上升气流，有利于云和降水的形成，气旋前部的天气更坏从气团属性来说，若气团湿度大就更易于发生降水。若气团层结稳定，会有系统性上升，从而产生层状云系和连续性降水。如气团层结不稳定，则有利于对流发展，产生积状云和阵性降水。从锋的结构看，气旋区域如果有冷暖锋，则一般表现为冷暖锋云系相应的降水（图 3-51）。

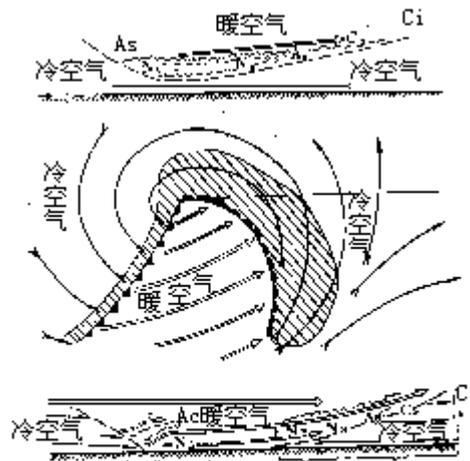


图3-51 气旋模式

上:气旋中心以北的东西向垂直剖面;
下:气旋中心以南的剖面

3. 气旋活动与移动路径 温带气旋主要发生在东亚（东亚气旋）、北美以及地中海等地区。在东亚，气旋主要发生于我国东北地区，约北纬 45° — 55° 之间（称东北低压），偏南部的江淮地区（称江淮气旋）以及日本南部海域三个地区。

锋面气旋移动方向与速度主要受对流层中层引导气流控制。由于副热带上空为西风环流，在气旋性环流状态下，东亚气旋路径一般向东北方向移动。其移动速度平均约为 35—40 公里/小时，快的可达 100 公里/小时，慢的约 15 公里/小时。图 3-52 说明东亚气旋路径，从图上可清楚看出：尽管气旋的发生区域不同，其路径一般总是由西或西南向东北方向移动。如果气旋不消失，最终都流向阿留申群岛及其附近的海上低压区。

东亚中纬度变性大陆气团与热带海洋气团夏初往往在江淮之间交锋，形成江淮准静止锋。锋面上常有气旋形成，造成持续的大范围的降水天气，这就是江淮梅雨。梅雨期降水量占年总量的 40% 左右。夏秋之交，我国东南沿海还受到台风的侵袭。台风就是发生在热带西太平洋上的强大涡旋，即热带气旋，其半径一般为数百公里，最大的可达 800 公里。由于台风中心气压很低，又有强烈的上升气流，所含水汽十分充沛，所以出现狂风暴雨的天气，日最大降水量可超过 200mm 直到 1000mm 以上，故强台风是一种严重的灾害性天气。

（二）反气旋

反气旋是和高压系统紧密联系、相伴而出现的大型空气旋涡（图 3-53）。地面反气旋中心气压一般为 1020—1030 毫巴，最高可达 1083.8 毫巴。规模小的反气旋直径为数百公里，最大的反气旋可与最大的大陆相比。例如，冬季亚洲大陆反气旋，可占有整个亚洲大陆面积的 $\frac{3}{4}$ 。

1. 反气旋的形成 如果在某一地区上空出现以辐合气流占优势的情况，就会出现地面高压，气流自高压中心流向外围，故在北半球反气旋外围风

向是顺时针方向旋转的。

亚洲大陆面积辽阔，冬季北部尤其严寒，积累了大量的冷空气，有利于冷性反气旋的形成与发展。冷性反气旋地面气压虽然很高，但因冷空气中气压垂直梯度大，所以只出现于近地面的浅薄气层中，其垂直厚度通常只有 1—1.5 公里。冬半年，蒙古地区很冷，容易产生反气旋，这就是上述的蒙古高压。从亚洲西北部移来的冷性反气旋，多数与蒙古冷高压合并，势力更加强大。夏季蒙古地面气温较高，不能形成冷性反气旋，而由其他地区移来的冷性反气旋，到达以后也分裂减弱，甚至消失。

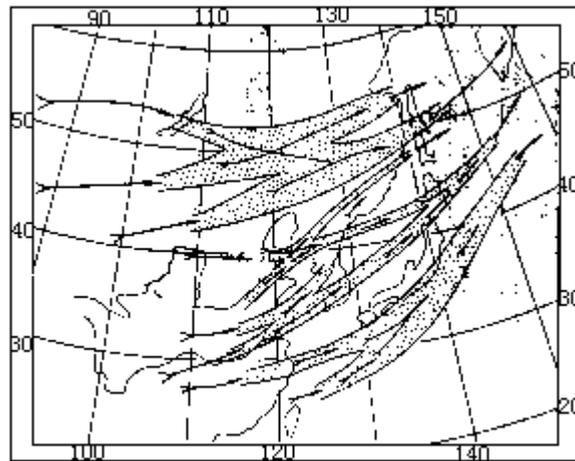


图3-52 东亚锋面气旋移动路径
(各条路径的宽狭,表示沿该路径气旋数目的相对多少)

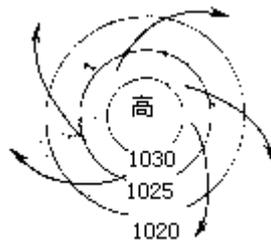


图5-53 反气旋示意(mb)

北半球副热带，例如北太平洋、北大西洋、北非大陆，常年处于西风带下沉气流带，是常年存在的高压区。在这里形成的反气旋，称为暖性反气旋。它的厚度很大，可达对流层上层；冬季的位置偏南，夏季偏北。北半球的温带地区，例如阿拉斯加、北欧、乌拉尔等地区的西部常有空中槽发展，槽前的西南气流将南方的暖空气向北输送，以致暖空气在那里堆积，形成暖性反气旋。

2. 反气旋天气 在反气旋中气流下沉，空气绝热下沉时要增温，从而降低了相对湿度。在中高纬度地区的反气旋内，由于气团干冷，低层大气稳定，云雨不易形成，故多出现晴朗天气。

在北半球，冷性反气旋以冬季势力最强大，夏季最弱。当强大的冷性反

气旋从高纬地区南移时，冷空气也相随南下，所经之地，出现寒冷天气。冬季，当西伯利亚和蒙古地区冷性反气旋南下时，我国大部分地区就会受到冷空气的侵袭，并出现降温过程。强冷空气的爆发前锋，在一定时段内使受影响地区产生明显降温，前锋过境后，天晴风小，产生严重霜冻现象，这就是寒潮天气。它易使越冬作物受到低温冻害，所以寒潮属于一种灾害性天气。

暖性反气旋中有明显的下沉气流，因而通常出现稳定少变的晴朗天气。夏季，大陆上的暖性反气旋内天气往往是晴朗炎热。盛夏季节，当北太平洋副热带高压强大西伸时，我国东南部广大地区在其控制之下，盛行偏南气流。东南来的气流尽管来自海洋，空气湿度大，但因受下沉气流影响，阻碍地面空气上升，难以形成云雨，天气显得更加闷热。长江中下游河谷夏季酷暑天气的出现与副高暖性反气旋活动有重要关系。当副高势力强大、位置少动时，在它控制下的广大地区就会出现持续的干旱现象，形成所谓伏旱。1978年夏季，我国东部广大地区出现严重的持续干旱就与这种天气形势有关。

四、气候

（一）气候形成的主要因素

地球上不同地区的气候是各不相同的，同一个地区，由于某种因素的影响，在气候上也会存在一定的差异。例如，南京地区四季分明，冬冷偏干，夏热多雨，秋高气爽，春季冷暖无常、阴晴不定。又如昆明则四季如春，年内干湿季分明，冬春温暖多晴天、干旱，夏秋凉爽多雨。不同地区之所以有不同的气候，是由于各个地区所接受的太阳辐射、大气环流状况、下垫面条件各不相同的缘故。

1. 辐射因素 地表热能的收支状况是形成气候的基本因素。而太阳辐射是受纬度制约的，太阳辐射因素，可以说就是纬度因素。

图 3 - 54 说明全年和冬夏两个半年太阳辐射总量在各纬度带的分布状况。赤道获得热量最多，随纬度的增高而减少；夏半年， $25^{\circ} - 30^{\circ}$ 纬度带最多；冬半年，赤道最多，随纬度增高而减少，到极点为零。

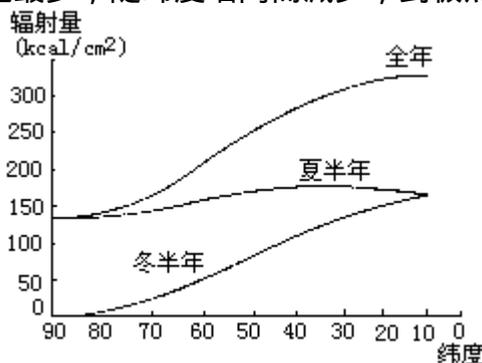


图3-54 大气上限各纬度的全年和冬、夏季半年辐射总量

地表气温的实际分布情况比平均计算要复杂得多，例如赤道带，白天最

最高气温很少将过 35 。南京的夏天,白天最高气温超过 35 的平均有 17 天,重庆多达 33.8 天;两地极端最高气温分别为 43.0 和 44 ,这在赤道带是从来没有过的。这种情况的出现,显然存在着其他因素的影响。当然从全年来看,赤道带比南京等地区的热量丰富得多,气候热得多。

2. 大气环流因素 大气环流在

气候形成过程中具有重要的意义。它调整了热能因纬度分布不均而使差异减小。通过气流的运动,还同时进行水分的输送。我国大部分地区呈现的冬季干燥、夏季多雨,就是在一定的大气环流条件下产生的。

赤道带,全年以上升气流占优势,水汽来源充沛,气温高,所以赤道带的气候具有全年高温、高湿的特点。副热带,以下沉气流为主,降水很少,尤其是大陆内部或大陆西岸,气候干旱。由于所处的海陆位置不同,盛行气流来向不一样,以致纬度相同,气候差异悬殊。例如,法国的波尔多(45°N)和苏联的符拉迪沃斯托克(海参崴)(约 43°N),纬度相差不多,前者 1 月平均气温为 5 ,后者为-13.5 ,相差 18.5 之多。形成这种差别的主要原因是:前者位于大陆西岸,冬季盛行暖湿的西南气流;后者位于大陆东岸,冬季盛行来自大陆的严寒西北气流。

当纬向环流减弱时,南北水平温度梯度加大,南北气团活跃,有利于锋面、气旋的产生,多雨的天气相应增多,某些地区会出现气候的反常现象;同样,当纬向环流加强时,南北水平温度梯度减小,南北气团不活跃,某些地区往往在单一的气团控制之下,不利于锋面、气旋的生成、发展,降水天气显著减少,因而会出现特别热和干的情况,这也属于气候的反常现象。当大气环流形势趋向于长期的平均状态时,在其影响下的气候也接近正常。由此可见,大气环流对气候的形成具有重要的作用。

3. 下垫面因素 地球表面结构不均一,大陆和海洋对热能的物理反映差异显著。大陆上,地面起伏不平,巨大隆起的山地对气流运动起屏障作用,并使热能发生再分配过程。森林、草原、裸露地面、水体等等,对一个地方的气候也都有一定的影响。这些统称下垫面因素。对大范围的气候来说,海、陆、洋流、巨大隆起的山地三者尤为重要。

现以青岛与兰州、凡伦西亚与伊尔库次克四地的气温、降水对比来说明大陆和海洋对气候的影响(表 3 - 16)。凡伦西亚位于大西洋的岛屿上,受海洋影响显著,气温的年较差很小,冬暖夏凉,秋温(10 月)高于春温(4 月);降水丰富,年内分配均匀。伊尔库次克位处亚欧大陆内部,气温的年较差很大,夏天较暖热,冬季尤其严寒,春温高于秋温;降水较少,集中在夏季(6—8 月)。两地的纬度尽管大致相同,但气候差别十分明显。类似凡伦西亚的气候称为海洋性气候,类似伊尔库次克的气候,称做大陆性气候。

表 3 - 16 海、陆与候对比

地点	要素	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年平均 ()年 总 (mm)
青岛 (1961 — 70)	气温	-2.7	-0.6	4.9	16.9	20.8	24.8	25.6	20.4	14.5	7.5	0.2	11.9	28.3
	降水	7.3	13.3	16.7	33.9	51.4	67.1	24.7	163.7	130.2	46.2	36.2	8.2	835.8
兰州 (1961 — 70)	气温	-7.3	-2.8	5.0	11.5	17.0	20.1	22.0	21.0	15.5	9.6	1.3	-5.6	8.9
	降水	0.8	1.2	7.5	23.4	44.4	28.7	58.3	75.9	52.5	32.2	6.3	0.8	331.5
凡 伦 西 亚	气温	7.2	6.7	7.2	8.1	11.1	13.9	15.0	15.0	13.9	10.6	8.9	7.2	10.4
	降水	140	132	114	94	81	81	96	122	104	142	140	167	1413
伊 尔 库 次 克	气温	-	-	-	0.3	8.0	14.3	17.2	14.8	7.8	-0.2	-	-18.2	-12.0
	降水	21.1	18.5	10.2	15	30	58	73	60	40	17	10.7	20	368
		15	12	10								15		

我国青岛位于大陆东岸，在东亚季风的控制下，受极地大陆气团影响大，年较差偏大，降水分配不均，相对集中夏季，属于大陆性季风气候。而兰州的大陆性比青岛更为明显。由此可见，靠近海洋不一定是海洋性气候，位处大陆内部，则大都是大陆性气候。关于大陆性与海洋性气候的差别，可概括为表 3 - 17。

表 3-17 大陆性与海洋性气候比较

	气温日 较差	气温年 较差	气温最 高月	气温最低月	春温 - 秋温 (4月) (10 月)	年降水分配	云量
大陆性	大	大	7月	1月	正值	不均匀	较低
海洋性	小	小	8月	2月	负值	均匀	较高

海洋性与大陆性气候的表现程度，可用大陆度来说明。气温的年较差大小，是区别二者的主要标志。求取大陆度公式如下

$$\text{大陆度} = \frac{\text{气温的年较差}}{\sin \varphi}$$

式中， φ 为地理纬度。

一般以大陆度超过 50，定为大陆性气候。

洋流对气候也有很大的影响。以北纬 55°—70° 之间的北美加拿大东岸与欧洲西岸的气温相比，冬季欧洲西岸比北美东岸高 15—20 。处于北纬 70° 的摩尔曼斯克港，即使在严寒的冬季也不封冻，就是由于强大的北大西洋暖流输送了大量热能的结果。此外，寒暖洋流所经之地，贴近其上的空气必然要受其影响。寒流所经海面，低层空气变冷而稳定，不易产生降水。故澳

大利亚、非洲和南美的西岸荒漠的形成都与寒流有关。暖洋流所经海面，低层空气增暖，气层不稳定，有利于降水，故暖洋流所经过的沿岸地带，降水显著增多。

在大陆上，巨大隆起的山地及其延伸方向以及局部地形，对气候的形成与影响起着不可忽视的作用。从某种意义上说，地貌可以成为局地气候形成的主导因素。

山地对气流有屏障、抬升作用。冷气团遇山受阻，越山之后不仅势力减弱，且因下沉增温，使一山之隔的两侧气候有明显的差异。例如，东西走向的秦岭山脉，在不到一个纬度范围内海拔相同的情况下，1月份山南气温比山北高5℃以上，7月份差别不大，南坡仅比北坡高1℃多，年均温南坡比北坡高3℃，无霜期南坡比北坡长60天左右，年降水量南坡比北坡多400毫米左右。

山地坡向对降水也有显著的影响，迎风坡的降水量显著高于背风坡。例如海南岛的五指山东南坡，年降水量超过3000毫米，而西部沿海只有800毫米。在同一坡向上，山地降水有随高度而增加的趋势，但这种增加有一个限度，主要取决于空气水汽含量与凝结高度。就同一个地区来讲，山上降水总比山下多（表3-18）。

表（3-18） 降水量随高度的分布
（1961—1970年）

地点	年降水量（mm）
衡山南岳	2090.6
衡阳	1339.6
庐山	1835.5
九江	1300.0
黄山	2263.3
屯溪	1507.8
峨嵋山	1885.7
乐山	1365.4

气温、降水因地形和高度而不同。山地气候具有明显的垂直变化，并形成垂直气候带。由于山地本身对水热条件的影响，巨大而延伸的山体，往往成为自然地域分异的因素之一，例如我国一系列东西走向的山地，正是我国境内重要的自然（地理）界线，秦岭就是亚热带与暖温带的分界线。

（二）气候带与气候类型

气候要素随纬度呈有规律的分布，地球上的气候也相应地形成纬向分布的气候带。最初人们是从天文因素角度划分地球的气候带，但与实际情况差别很大。也有人从气候对植被分布的影响、气候要素数值指标等方面提出不同的气候带划分方案。

苏联 . 阿里索夫, 以气团的地理类型及其经常活动的范围, 从气候发生上划出如下的气候带 (图 3 - 55) :

1. 赤道气候带 全年受赤道气团控制。终年高温, 年平均气温 26 左右。年较差一般小于 5 , 海洋上小于 2 , 日较差一般小于 10 , 海洋上小于 5 。全年相对湿度在 80% 左右, 云量大。年降水量 1500—3000 毫米, 季节分配均匀, 最少月降水量超过 50 毫米。本带气候分布在赤道及其两侧, 以南美亚马孙河流域、非洲刚果河 (扎伊尔河) 流域为典型。我国的南沙群岛也属于赤道气候带。

2. 赤道季风气候带 夏半年盛行赤道气团, 气候特征与赤道带相似; 冬半年盛行热带气团, 天气晴朗干燥, 降水显著减少。气温的年较差、日较差均较赤道带为大。年降水量一般在 1000—1500 毫米, 但分配不均, 一年中有明显的干湿两季之分, 赤道气团盛行时期, 即雨季降水量占年总量的 80 % 左右。属于本带气候的有中南半岛、印度半岛等。

3. 热带气候带 全年盛行热带大陆气团。终年气温高 (尤其是夏季), 年较差、日较差都比上述气候带为大, 在大陆南部, 年较差可达 20 , 日较差可达 30 , 空气干燥。年降水量自 1000—500 毫米或更少。大陆西岸处于信风的背风面, 又有冷洋流经过, 故降水稀少, 气候干燥, 沿岸有荒漠分布; 大陆东岸, 处于迎风面, 故降水较多, 可达 1000—2000 毫米, 集中于夏季。属于本带气候的有南美中部, 南非与北非, 澳大利亚中、西部, 阿拉伯半岛等地区。

4. 副热带气候带 本带大陆面积广, 海陆分布和大气环流的季节变化导致本气候带的内部差异。大陆东岸, 冬季盛行极地气团, 寒冷干燥, 夏季热带海洋气团盛行, 高温多雨, 属于季风气候。中国东部大部分地区, 朝鲜及日本南部等地区属于这类气候。大陆西岸, 夏季受北大西洋亚速尔高压控制, 盛行热带大陆气团, 气温高, 降水稀少; 冬季高压南移, 受地中海锋影响, 锋面气旋活动频繁, 降水显著增多, 以地中海沿岸地区最为明显, 故称地中海型气候。大陆内部, 则属于典型的大陆性气候, 是世界上最干燥的地方。

5. 温带气候带 全年以中纬气团占优势, 夏季受热带气团影响。在北半球的大陆东岸, 冬季受中纬大陆气团控制, 同时还受到冰洋气团的影响, 故冬季严寒干燥; 夏季, 受热带海洋气团影响, 气温较高, 降水较多, 属于季风气候。中国东北大部、朝鲜及日本北部、苏联远东地区都属这类气候。大陆西岸全年盛行西风, 中纬海洋气团活跃, 沿岸又受到北大西洋暖洋流影响, 故冬季比较温暖, 夏季凉爽, 年均温 7—10 , 年较差只有 6—14 , 年降水量一般在 700mm 左右, 季节分配较均匀, 属于海洋性气候。欧洲大西洋沿岸大部地区, 南美南部和北美太平洋沿岸等地区属于这类气候。大陆内部, 全年以中纬气团占优势, 冬季受到冰洋气团影响, 故冬季严寒。年均温不超过 0 ; 最热月均温 20—22 , 最冷月均温 -20—-25 , 年降水量 400

—600 毫米，相对集中在夏季。苏联大部分地区、中欧、挪威东部、瑞典、蒙古、

我国新疆北部及内蒙古大部、北美中部，均属于这类气候。

6. 副极地气候带 夏季受极地气团影响，冬季受冰洋气团控制。由于纬度高，夏季日照时间虽然很长，但因太阳高度很低，所以气温仍然不高，最热月均温 $0—10$ ；冬季日照时间极短，甚至有极夜现象，故冬季漫长而严寒，最冷月均温一般在 -30 ，绝对最低气温，在西伯利亚东北部可达 $-60—-70$ ，年降水量约 250—300 毫米。亚洲及北美北部、北冰洋沿岸属于本带气候。

7. 北（南）极气候带 为全球纬度最高的气候带。全年受冰洋气团控制，极昼、极夜现象明显。年平均气温 $-20—-25$ ，最低气温可低至 -70 以下，甚至更低。南极大陆和格陵兰岛为冰雪覆盖，即使在夏季，气温仍在 0 以下，只有边缘地区可及 0 以上。全年降水只有 200—300 毫米。这是全球最冷的一个气候带。

. 阿里索夫画的气候带反映了全球气候水平分异的基本规律和气候基本特征，但缺乏严格的数量指标。

表征一个地区的气候特征，主要是气温与降水及其二者相配合的状况。由于水热组合状况不同，导致若干气候类型的出现，这就是气候分类。例如，在热带气候带内，因各地区年降水总量与年内分配状况差异，也就存在着不同的气候类型：全年高温多雨，月降水量至少 60mm，形成热带雨林气候；年降水在 1000—1500mm，年内明显存在干、湿季，形成热带季雨林或热带稀树草原气候；年降水量稀少，全年高温，水分严重不足，则形成热带荒漠（干燥）气候类型。

目前，比较通用的是柯本气候分类法。它是根据一定月份（最热月和最冷月）中的平均温度、年平均温度和年降水量等定出指标，将全球划分为五种基本气候带；带以下分为十一种气候类型；类型以下又可分若干亚区：

1. A 热带气候 一年中，最冷月均温大于 18 ，年降水量超过 750 毫米。根据水分状况分两个类型：

(1) Af 热带雨林气候：终年高温多雨，最冷月均温大于 18 ，气温年较差小于 6 ；全年多雨，各月降水量都在 60 毫米以上，一年有二个高点，或一长雨季一短干季。属于 Af 气候的有非洲刚果河（扎伊尔河）流域、南美亚马孙河流域、西印度群岛等地区。

(2) Aw 热带稀树草原气候 最冷月均气温在 18 以上，气温的年较差小于 12 ，雨量夏季多，冬季少，总量一般在 1000 毫米以上，一年中至少有一个月的雨量不足 60 毫米，有明显的干季。属于 Aw 气候的有非洲扎伊尔一部分、巴西大部、委内瑞拉、墨西哥南部、印度和中南半岛大部、澳大利

亚北部等地区。

2.B 干燥气候 最暖月均温大于 10°C ，年蒸发量超过年降水量。根据干燥程度分两个类型：

(1) BS 干燥草原气候：气温较差大，降水稀少。以下列公式确定 BS 气候的界限：

$$\text{冬雨区 } r < 2t \quad \text{年雨区 } r < 2(t+7) \quad \text{夏雨区 } r < 2(t+14)$$

式中， t 为年均温 ($^{\circ}\text{C}$)； r 为年雨量 (cm)

上式，冷季最多月雨量至少 3 倍于热季最少月雨量，属于冬雨区；热季最多月雨量至少 10 倍于冷季最少月雨量，属于夏雨区；不足二者比例的属于年雨区。属于 BS 气候的有撒哈拉南北边缘，南非和东非的一部分，阿拉伯半岛西部，苏联南部，小亚细亚半岛，蒙古南部，北美中部，南美部分地区和澳大利亚的沙漠边缘。

(2) BW 干燥沙漠气候：夏季高温，日较差大，降水极少，空气干燥，多风沙，有偶发性阵雨。确定 BW 气候的公式为

$$\text{冬雨区 } r < t \quad \text{年雨区 } r < t+7 \quad \text{夏雨区 } r < t+14$$

属于 BW 气候的有撒哈拉、卡拉哈里、阿塔卡马、北美中部、阿拉伯半岛东部、印度半岛的西北部、中亚、中国西北部、澳大利亚中部。

3.C 温暖多雨气候 最冷月均温为 18°C — 3°C 之间，没有长期积雪。根据降水分配状况分三个类型：

(1) Cw 温暖冬干气候：夏季多雨，冬季干燥。夏季最多月雨量至少 10 倍于冬季最少月雨量。这类气候包括中国大部、印度北部、非洲东部、巴西南部、澳大利亚东部等地区。

(2) Cs 温暖夏干气候：冬季多雨，夏季干燥。冬季最多月雨量至少 3 倍于夏季最少月雨量。这类气候包括地中海沿岸、非洲南部、智利中部、美国西南部沿海等地区。

(3) Cf 温暖常湿气候：年内降水分配均匀，介于 Cw 与 Cs 之间。欧洲大部、日本、朝鲜南部、中国的东南部、美国的东北部、智利南部、新西兰、澳大利亚东南部均属于这类气候。

4.D 湿润寒冷气候 最热月均温在 10°C 以上，最冷月均温 -3°C 以下。降水量超过 B 带的界限，冬季有稳定的雪盖，所以又称为北方雪林气候带。南半球没有这个气候带。根据降水情况分两个类型：

(1) Dw 寒冷冬干气候：冬季寒冷干燥，降水少，夏季较暖，降水多，夏季最多月雨量至少 10 倍于冬季最少月雨量。分布区大致在北纬 45° — 60° 之间，如中国东北部、苏联西伯利亚等地区属于这类气候。

(2) Df 寒冷常湿气候：全年有降水，但沿海冬季稍多，内陆夏季稍多。分布在北纬 60° — 70° 之间，大陆西岸较宽，东岸较窄。

5.E 冰雪带或极地气候带 最热月均温在 10°C 以下，冬半年严寒。

(1) ET 冻原气候：土壤下层全年冻结，多年冻土层分布极广，称寒漠

气候。亚洲北冰洋沿岸，加拿大北部，属于本类气候。

(2) EF 冰原气候：各月气温均在 0 以下，冰雪常年不化，是全球最冷的一个气候类型。南极大陆和格陵兰中部属于这类气候。

柯本的气候分类有以下几个特点：

能够反映气候上的主要特征，并与自然界存在的客观实际相结合；

各气候类型有具体数量指标，概念清晰，使用方便；

以少量拉丁字母组合表征各类气候，含义明确，易于区别；

与气候发生的原则基本一致。

但柯本的分类也有不足之处。由于气候同其他自然要素一样，是逐渐变化过渡的，柯本的数量指标还不能很好地反映各地气候由量变到质变的界限；加以这一分类是以世界为对象，应用于局部地区过于粗略，与一些地区的实际情况不尽相符。

五、气候变迁

(一) 气候变化概况

如同一切事物一样，气候也并非一成不变。气候变迁引起自然地理环境的变化，改变了沉积环境、生态条件和人类活动环境；而岩石沉积相、生物化石遗迹、植物群落分布、冰川进退、雪线变化和树木年轮等，反过来又为气候变迁提供了证据，人类活动遗迹和文字记载也提供了关于气候变迁的事实。气候变迁可分地史时期、历史时期和近代三个不同时间尺度。

地史上曾经历过多次气候变化，现在正处于第四纪最后一次冰期结束后的冰后期。在近万年的人类历史上，又有冷暖干湿的气候波动。

八千年前的西欧，自然植被为落叶阔叶林（桦、榆、赤杨为代表），可见那时的气候比现在要暖而偏干；七千到五千年前，原来的落叶阔叶林已为针叶林代替，说明气候转为冷而干；至二、三千年前，气候又转为冷湿。

在我国，五十年代中期，中国科学院发掘了西安半坡村仰韶遗址，用 C^{14} 同位素方法定为 5600—6080 年前。那时西安一带尚有热带性动物水獭、竹鼠。在黄河以北的安阳殷墟遗址（元前 1400—1100 年），同样发现大量的热带、亚热带动物化石；殷代甲骨文上有猎象的记载；山东历城龙山文化遗址发现碳化竹节，说明那时黄河流域有竹子分布。据物候资料，三、四千年前，燕子在春分时节已到山东南部，而现在只到长江下游一带。这些事实都说明三、四千年前的中国东部气候比现在温暖湿润。

近二百或一百年间，世界各地先后建立了气象观测站网，记录了大量的气象资料。根据资料分析，本世纪以来，不同地区的气温均有上升迹象，但各地上升程度有所不同。有人认为：从上世纪末到本世纪四十年代，是全球性的回暖时期，本世纪多数地区的气温普遍升高，到四十年代达到最高点，

以后又开始下降。从图 3 - 56 和表 3 - 19 可以清楚地看出气温的这种变化趋势。目前世界气温正处于上升的后期，波动性大，夏季气温已有所下降。

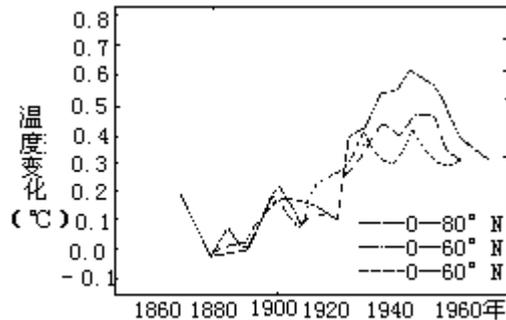


图3-56 全球各纬度带年均温的变化

根据考察，喜马拉雅北坡雪线高度在十九世纪四十年代为 5067 米，1961 年我国登山队测到的雪线已上升到 5800 米，即上升了 733 米；据 1960—1963 年调查，1910—1960 年五十年间，天山雪线上升了 40—50 米，西部冰川舌后退

表 3—19 北京年均温 ()

500—1000 米，东部冰川舌后退 200—400 米，同时森林分布上限也提高了。西部其他地区冰川自上世纪后半叶开始都有明显的退缩现象。

降水量变化不如气温变化显著。就我国情况来说，有人认为：二十世纪降水总趋势属于从十八、十九世纪较湿润时期转为较干燥的过渡。在过去六十年间，大致可以看出有 30—40 年的周期。本世纪以来，我国北方降水量总趋势是增加的，南方是减少的。图 3 - 57 说明东北三站（哈尔滨、长春、沈阳）1909—1973 年 6—9 月降水总趋势增加，本世纪十、三十、五十年代为三个多雨时期，大致有 20 年的周期；长江下游五站（上海、南京、芜湖、九江、汉口）1885—1973 年 5—8 月降水总趋势是减少的，自上世纪末，本世纪二十年代到三十年代和六十年代，分别是三个少雨时期，平均周期为 35 年。目前正处于上升时期。

据苏联水文观测，里海的水位现在是本世纪以来最高的，仅 1981 年其水面上升 20 至 25 厘米，近四年来，累计上升 70 至 75 厘米，今后几年仍将保持这种趋势。

近年来，世界各地相继出现天气气候异常，从 1963 年开始，尤其是 1972 年前后，异常天气频繁发生。1963 年冬天，勘察加半岛出现比往年高 12 的暖冬；日本北部出现了少有的大雪；巴黎出现了九十年记录以来的严寒；纽约出现了可与热带气候相比的酷暑；意大利暴雨成灾。这年 8 月，我国华北某些地区出现了罕见的暴雨，暴雨中心日雨量达 865 毫米，比当地年降水量还要多 200 毫米，七天降雨量高达 2050 毫米，相当于该地年降水总量的三倍以上。同时，华南一带则发生干旱，少雨程度为最近六、七十年来所未

有。又如 1965—1966 年印度出现大旱；1966—1969 年冰岛连续四年严寒，其寒冷程度为 1902 年以来所没有过，格陵兰和冰岛之间的海域被海冰所连结，重现了八十年以前的情况。1972 年的印度干旱是 1800 年以来最严重的一年；泰国、印度尼西亚等国的干旱也相当严重；苏联西部地区持续干旱将近一年。1971—1972 年，我国长江流域再度发生两年连旱，尤其是后一年更为严重，其范围之广，持续时间之长，也是百年罕见的。与此同时，世界上另一些地区则多雨，甚至洪水致灾。例如美国东部和中部，拉丁美洲的墨西哥与秘鲁，亚洲的菲律宾等都先后发生特大洪水。同年 2 月，强烈暴风雪使伊朗南部局部地区的若干村庄被埋在 8m 深的大雪之下。12 月，北欧的瑞典却出现了近二百年以来最温暖的冬天，列宁格勒出现百年来未曾见过的雷雨，西欧长期低温，伦敦夏至日最高气温竟比 1971 年冬至日还低，北冰洋上漂浮的大冰山达 400 多个，为常年的四倍。世界气象组织指出：1972 年世界的天气是历史上最异常的年份之一。1972 年后，世界异常天气与气候仍相继出现，例如 1978 年我国东部长江中下游、钱塘江流域出现近百年来少有的夏旱连秋旱；1980 年我国江淮地区出现了寒春和凉夏；1982 年南部非洲严重干旱，同年 12 月 4 日美国纽约最高气温达 22℃，是 113 年来的最高纪录，而印度北部则出现严寒；1983 年 2 月和 1984 年 1 月，我国昆明降了罕见的大雪，等等。

（二）气候变化、异常的原因

气候变化与异常直接影响农业、畜牧业、交通等各方面，尤其是关系到农业生产前景，早已引起注意。近年来，国内外的许多有关科研部门从各方面探索引起世界气候变化与气候异常的原因和它的规律性，现归纳如下：

1. 太阳活动 近年来，多数人认为太阳活动与全球性的气候变化异常关系较大。太阳黑子的大量出现是太阳活动强烈的重要标志。从二百年以上的黑子记录发现，平均有 11 年、22—23 年周期。从黑子相对数量变化，每两个最低值年间为一个周期，1755 年为开始第一周期（图 3-58）。

太阳黑子增多表示太阳活动加强，当太阳黑子达到高峰时，由太阳活动抛射出的微粒流增多，紫外辐射增强，高层大气增暖，可能影响到低层大气，两极空气向低纬活动增强，从而改变大气环流的平均状态。有人根据多瑙河、莱茵河、密西西比河的洪水记录，发现洪水的出现有 11 年、23 年、33 年的周期现象，并且这种周期与黑子活动周期相对应。

太阳活动强烈的年份，灾害性天气有增多的趋势。1972 年夏季，太阳一反常态出现了大黑子群。这次太阳黑子出现，正是前面说的同年全球反常天气特别多的年份，有人认为这二者有着密切联系。但是，气候异常不一定是发生太阳活动强烈年份，二者之间确切关系尚难肯定。

2. 大气环流 研究结果发现，大气环流有多年变化，存在世纪、几十年等周期。大气环流世纪周期与太阳活动世纪周期有关。此外，很多地区气候

变化有 35—40 年的周期。有人提出气候的变化顺序往往呈现冷干 暖干 冷湿 冷干的趋势，与大气环流的 30—40 年周期相对应。在太阳活动 11 年周期内，太阳活动最强和最弱时，经向环流增强，即大气环流在太阳活动 11 年周期内大致每 5 年有一个周期。环流型改变，自然会影响到气温和降水的变化。气候异常往往与大气环流异常同时发生。有人认为，大气环流的周期变化与大气环流异常，是气候变化与异常的直接原因。

3. 天文与地质因素 黄赤交角的变化，极移，海陆分布的变化等，都对地球气候有影响。从地史观点来看，极地移动，气候便要发生变化，例如，斯里兰卡由地质历史上的极地气候已变化为今日的热带气候；中生代以前的大陆与今日不大相同，海陆面积对比与大陆面积相对集中程度的变化，对地球气候的影响十分明显。上述变化的时间尺度通常以百万年、千万年甚至更长的时间计算。

4. 人为因素 第四纪是地史上的重要阶段，最突出的是出现了人类，自然界开始受到人类活动的影响。随着生产力的发展，其影响范围与程度不断在扩大加深。

世界人口增加，城市不断发展，数量增多，工业生产门类增多，原来的森林和草原被耕地所代替。所有这一切，都破坏了自然界的生态平衡。土地开垦，大约造成 20% 的大陆面积的辐射发生变化；森林转变为农作物使反射率降低 5—10%；湿润的耕地上空湍流热通量比针叶林低 1/2—2/3；在一定的环境下，大规模毁灭森林和草原可能导致地表沙漠化，例如南美洲靠近大西洋的巴西内哈河以北地区，三十多年前原是热带雨林环境，由于人类砍烧了当地森林，如今水土流失严重，河流水源短缺，地方气候变干。

大工业的发展可使大气和海洋的污染日益严重。全世界每年燃烧几十亿吨煤和石油，使大量 CO_2 进入大气。据估计，大气中的 CO_2 浓度已增加 10% 左右，并以每年 0.2% 的速度递增。关于 CO_2 含量增加对气候的影响有不同的看法：有人认为 CO_2 含量增加，大气温室作用加强，将使气温升高。相反，有人则认为大气污染物增多，将促使水汽凝结加强，云雾增多，削弱太阳辐射，导致气温下降。

海洋污染对气候的影响也开始引起人们注意。据估计，目前抛弃到海洋中的废油约达 200×10^4 吨左右。由于水面上漂浮一层油膜，从而产生油膜效应，破坏了海水的蒸发和海水中 CO_2 的排吸作用，削弱了海洋对气温的调节机制，从而影响到气候。

六、地方气候和小气候

局部地貌（方位、坡向）、森林、水体、土壤性质等影响，下垫面结构不均匀，引起近地面层的热量与水分状况的差异。这种差异并不改变大范围的气候特征，而是在大的气候类型下，形成小气候和地方气候。小气候和地

方气候在概念上的差别在于范围的大小。中尺度的气候分异，称为地方气候；小尺度分异则称小气候。

小气候与农业、林业、牧业以及城市建设等方面都有一定关系。例如，我国华南及云南南部某些地区，大规模发展某些热带经济作物的水热条件并不理想，但如选择适当的地形部位，越冬条件就能得到保证；浙江省目前正在利用山地与海塘气候特点，大力发展柑桔；江苏太湖东岸湖滨地段桔子能够正常生长，显然和湖泊气候，以及适宜的地貌条件有关。疗养地通常选择在海滨、湖滨以及山地的一定高度上，这也与湖泊、海滨气候冬暖夏凉，山地夏季凉爽的特点密切相关。

(一) 小气候的形成

形成小气候的物理基础是近地面热量与水分的变化。各种暴露的自然表面，例如土壤（干与湿、颜色深浅）、水面、植被表面、雪面等等，都是既吸收外来的辐射，同时又不断地向外发出辐射。不同的地面，对热量的吸收和反射特点都不相同。

从表 3-30 可见，不同的地面有不同的反射率。土壤颜色深浅、植被类型等都对反射率有影响。新雪的反射率最大。水面的反射率随太阳高度角而变，直射比斜射的反射率小。

表 3-30 不同自然表面的反射率

自然表面	反射率 (%)	自然表面	反射率 (%)	自然表面	反射率 (%)	自然表面	反射率 (%)
新雪	85—90	阔叶林	20	干黑土	14	小颗粒干	9
陈雪	65—70	针叶林	6—19	湿黑土	8	黑土	
融化的雪	30—65	水面		干灰土	25—30	(耕地)	
浅色土壤	25—35	(对直接辐射)		湿灰土	10—12	小颗粒湿	10
深色土壤	10—15	h=90°	2	干耕地	22	黑土	
黄沙	35	h=45°	5	(沙土)	14	(耕地)	
绿草	16—20	h=15°	20	湿耕地	16		
稻田	15—25	h=5°	35—45	大颗粒干			
		h=2°	78	黑土			
				(耕地)			

图 3-59 说明，当土壤湿度开始增大时，土壤反射率迅速降低，但是，在土壤湿度达到一定程度再继续增大时，反射率几乎不再变化。湿润土壤表面反射率减小，是由于湿土表面有一层水膜，可以保留一部分辐射。反射率对自然表面的增温与冷却产生显著影响。例如，当地面很湿时，消耗于蒸发的热能较多，而干土的热量则主要用于近地面的空气增温，因此，湿土地段表现为凉爽，干土地段则表现为干燥炎热。

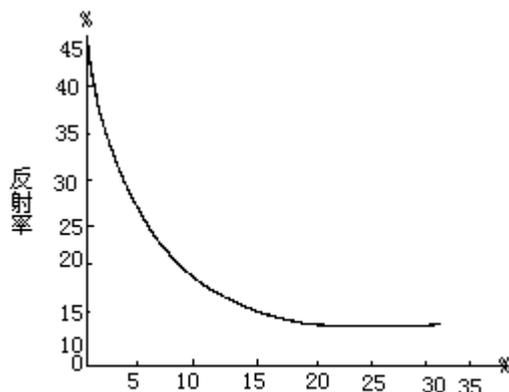


图3-59 土壤湿度与反射率的关系

局部地形环境的不同引起的小气候差异是很明显的。一般说来，晴天山谷地段的气温日变化，山坡比谷地为小，冬季尤为突出。但在有风和云量很高的条件下，情况相反。冬季晴天夜晚，冷空气最容易停积在背风坡下部，产生霜冻现象。

在山谷地段，夜间谷地温度降低，相对湿度增大；山谷环流，导致山坡上部的相对湿度呈现相反的日变化，即白天大，夜晚小。

水体沿岸与远离水体的地方，温、湿度等方面有显著差别。近湖岸地带的气温与远离湖岸地区相比，冬季温度高，夏季温度低。据实测，贝加尔湖沿岸冬季气温比远离湖岸地方高 11℃，夏季低 6℃，我国鄱阳湖畔的鄱阳 1 月均温比景德镇高 1℃左右。邻近水体地方，微风环流的结果，可使白天相对湿度增大。

(二) 几种小气候

1. 坡地小气候 在山地区域，由于地形条件不同，小气候的差异十分显著，其中以坡向与坡度的影响尤大。在北半球的山地上，南坡日照时间较长，北坡较短。因而南坡气温比北坡高，土壤也比北坡干燥。南坡所获得的太阳辐射量比水平面多，而其他坡则小些，北坡最少。因此，山地坡向的不同，对太阳辐射随纬度而分布的规律产生一定的干扰作用。

坡向不同，受热不等，表现在土壤温度与近地面气温有一定差别。冬季，西坡表层的最高土温比东坡高，这是因为表层土壤有冻结，东坡受太阳辐射最强的时间在上午，大部分热量用于土壤解冻，所以最高土温大为削弱，而西坡受到辐射最强时间在下午，土壤早已解冻，且较干燥，因此有较多的热量用于土壤增温。南坡白天受到太阳辐射强，下层土壤积存的热能就多，夜间土壤冷却也就较慢。北坡情况相反。由于上述原因，冬季出现霜冻的机率 and 霜冻程度，以南坡最少最轻，北坡最多最重。图 3-60 是根据实测资料绘出的冬季土壤冻结深度与坡向之间的关系。

不同方位坡地上，空气温度差异与地面和土壤温度差异类似。南京方山冬季晴天，1.5m 高度的日均气温，南坡比北坡高 1℃左右，比东坡和西坡高

0.6—0.7 。最高气温南坡比北坡高 2 ，比东坡和西坡高 0.7—0.6 ，而最低气温不同方位坡地上相差不超过 0.7 。当寒潮侵袭时，因坡向不同而引起的气温差异更为明显。

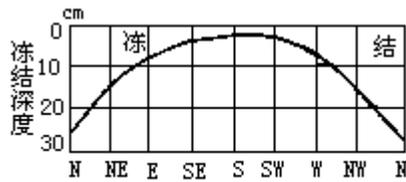


图3-60 土壤冻结深度与坡向关系
(南京方山1958年2月23日)

根据植物生态特性，利用坡地小气候的特点，因地种植，在生产上具有重要意义。

2. 森林小气候 森林小气候和森林类型、树木年龄、单位面积上的林木株数、林地面积大小密切相关。

森林对太阳辐射有着明显的削弱作用。太阳光能大部分被林冠吸收和反射，透射到林内的辐射量大为减少。图 3-61 是南京地区马尾松幼林林冠辐射收支总分量的日变化。可以明显看出，到达林冠的总辐射绝大部分被林冠层所吸收，透过林冠达到林内的只占极少部分，其数值比反射辐射还小，只在正午时刻稍大于反射辐射。

森林对太阳辐射强度减弱的情况是很复杂的。有的森林存在分层现象，第二层的郁闭度将再度减少太阳辐射到达地面数量。在热带森林环境下，乔木有多层，而且附寄生植物多，所以那里的林中特别阴暗。辐射强度减弱使森林内部与林外的气温有很大差异，林内气温变化缓和，日较差、年较差比林外小。1959—1960 年福建某地杉木林（树龄 41 年，平均树高 29.2 米，郁闭度大于 70%），夏季林内平均气温、平均最高气温和平均最低气温比林外开旷地分别低 0.6—0.9 、 1.6—2.5 和 0.1—0.4 ，平均日较差小 1.2—2.4 。

森林对土壤湿度也有不同程度的影响。树木根系发达，使土壤结构疏松，透水能力增强在高纬地区，冬季积雪较厚，土壤冻结较轻，春季土壤透水能力显著增大。根据观测，辽东栎林中，土壤渗透速率为 60 厘米/小时，而草本植物下土壤渗透率为 14.14 厘米/小时。可见森林可以减少地表水分的流失，增强水分保持能力，使林内的土壤湿度比开旷地大。

森林对风速也有一定影响，当气流吹近林区时，大约在森林的向风面 2—4 倍树高的地方风速即开始减弱，在距林缘 1.5 倍树高时，气流被迫抬升。在林冠上面因流线密集，风速增大，同时，由于林冠高低不平而引起强烈湍流。在森林背风面，由于气流辐散，大约在 30 倍树高的水平距离内，风速都有明显的减弱（图 3-62）。林区风速随离开林缘程度而减弱现象是十分显著的。林内风速变化与森林稠密程度等因素也有密切关系，疏林风速比密林

风速大一倍左右。

3.城市小气候 城市下垫面的结构有其特点。砖瓦、水泥建筑物比热小，水泥、沥青路面不透水，建筑物和街道影响气流运动，城市工业集中，大气杂质含量多，等等，从而形成特殊的城市小气候。

城市空气含有大量的尘埃杂质，使太阳辐射减弱，在西欧，一些大城市平均减弱 20%左右，只有 30 万人口的加拿大哈密尔顿工业区，晴天到达地面的辐射减少 12%。城市杂质多，雾霾盛，烟尘多，可以吸收 70—80%的射入辐射，但是城市的大气逆辐射比农村强，建筑物的反射辐射、热辐射等，又可弥补甚至超过太阳直接辐射的损失。

城市与乡村尽管辐射差异不大，但气温并不一样。城市工业生产、人口密集、生活燃烧、汽车发动机开动，等等，都要放出相当的热量。水泥、石料、柏油路面等，导热率大，热容量小，且不透水，表面干燥，消耗于蒸发的热很少；下垫面粗糙，风速与乱流减弱，热量不易发散；大气污染严重，削弱地面有效辐射。由于上述几方面的原因，使城市气温比乡村高，形成所谓热岛，例如上海市内建筑密集区的夏季最高气温比郊区高 6℃。城市热岛效应还可使郊区气流流向城市，特别是当天气过程的风和盛行风流向城市时，热岛效应可以使风向更稳定，风速加大。城市内部也因建筑物密度、高度、间距、街道宽度与走向等不同，气温也有一定差别。据观测，夏季晴天，南京建康路（街道窄、建筑物密集）比北京西路（路宽，建筑物少）日均温高 3℃，最高气温和最低气温分别高 2.9℃ 和 1.3℃；南北走向的太平路比东西走向的中山东路日均温高 0.3℃，最高气温高 0.28℃；绿化庭院比未绿化庭院日均温低 0.6℃，最高气温低 1.3℃，冬季因树木落叶，气温差异不明显。

在冬季，城市的积雪由于雪面固体杂质较多，使反射率减少，吸收的热量增多，故城市中的积雪融化速度比乡村要快，有的可比乡村提前 1—2 个星期。

城市排水条件好，路面干燥，空气湍流交换弱，蒸发少，湿度较高，故空气的湿度相对地比乡村低。据 V 喀勒姆谢尔等人研究，西欧一些大城市的绝对湿度平均比郊区低，相对湿度平均低 4—6%。夏季差别增大，可达 10%左右，冬季不明显。

城市排出大量的微尘和烟灰，使空气中的凝结核增加，故一般比乡村多雾，由于城市大气中的杂质比乡村多，能见度也比乡村差。

城市与郊区在降水量方面的差异不如气温明显。城市对降水的影响还因城市所处的地理位置、总的气候特点而有所不同。

城市小气候的特点，主要表现在气温上的差异，尤其是在夏季，气温显著高于郊区，能见度差。因此城市规划必须注意小气候特点，选择适宜树种，有目的地进行绿化、调节气温、净化空气，改造城市小气候，以利生产、生

活。

主要参考书

1. 北京大学地球物理系气象教研室编：天气分析与预报，科学出版社，1976。
2. Arthur N. Strahler : physical Geography , 4 ed. John Wiley and Sons , 1975.
3. 南京大学地理系编：自然地理基础，商务印书馆，1980。

第四章 海洋

第一节 地球上的水体

水是地球表面分布最广和最重要的物质，是参与地表物质能量转化的重要因素。水分循环不仅调节了气候，而且净化了大气。水长期参与地球自然地理环境的形成和发展过程，现在仍然作为一个最活跃的因素，在许多过程中起着重要的作用：水分和热量的不同组合，使地球上形成了不同的自然地带，使其面貌显得丰富多采；水溶解岩石圈中的固体物质，包括各种矿物、盐类、离子和胶体物质，提供生物的需要，等等。

一、地球上水的分布

地球上除了存在于各种矿物中的化合水、结合水，以及为深部岩石所封存的水分以外，海洋、河流、湖泊、地下水、大气水分和冰，共同构成地球的水圈。其中海洋是水圈的主体，它的面积约占全球面积的 71%，地球上的水有 97% 以上在海洋中。陆地水虽然相对少得多，但在自然地理环境中仍然是重要的组成部分。

关于地球的总水量，有许多不同的估计，表 4 - 1 是其中的一种。1970 年国际水文学会统一了大致数据，认为地球上水的总体积接近 $15 \times 10^8 \text{km}^3$ ；并且把各部分水量在地球表面上的平均深度，规定为它们的当量深度，据估计，海水当量深度约为 2700—2800 米，冰和雪约为 50 米，地下水大约 15 米，陆地水 0.4—1 米，大气中平均水汽含量的当量深度为 0.03 米。

表 4 - 1 地球的水量估计

二、水分循环和水量平衡

（一）水分循环

地球上的水并不是处于静止状态的。海洋、大气和陆地的水，随时随地都通过相变和运动进行着连续的大规模的交换。这种交换过程，就是水分循环。由于太阳辐射，海面和陆面每年约有 488000km^3 水分蒸发到空中。自海洋表面蒸发的水分，直接降落海洋中，就形成海洋水分的内循环。当海洋上蒸发的水分，被气流带到陆地上空以雨雪形式降落到地面时，一部分通过蒸发和蒸腾返回大气，一部分渗入地下形成土壤水或潜水，另一部分形成径流汇入河流，最终仍注入海洋，这就是水分的海陆循环。内流区的水不能通过河流直接流入海洋，它和海洋的水分交换比较少，因此，内流区的水分循环具有某种程度的独立性。但它和地球上总的水分循环仍然有联系。从内流区

地表蒸发和蒸腾的水分，可被气流携带到海洋或外流区上空降落，来自海洋或外流区的气流，也可在内流区形成降水。图 4-1 为地球上水分循环的示意。

水在循环中不断进行着自然更新。据估计，大气中的全部水量 9 天即可更新一次，河流约需 10—20 天，土壤水约需 280 天，淡水湖约需 1—100 年，地下水约需 300 年。盐湖和内陆海水的更新，因其规模不同而有较大的差别，时间约 10—1000 年，高山冰川约需数十年至数百年，极地冰盖则需 16000 年，只有海洋中的水全部更新时间最长，要 37000 年。

(二) 水量平衡

降水、蒸发和径流在整个水分循环中，是三个最重要的环节。在全球水量平衡中，它们同样是最主要的因素。四十年来，已有不少学者对全球水量平衡进行了大量的研究，表 4-2 是马瑟 (John R. Mather) 根据长期资料计算的结果。

表 4—2 全球年水量平衡

因素	水量 (km ³)
海洋降水量	382 , 000
海洋蒸发量	419 , 000
陆地降水量	106 , 000
陆地蒸发量	69 , 000
进入海洋的径流量	37 , 000
来自陆地蒸发的陆地降水量	12 , 000
来自海洋蒸发的陆地降水量	94 , 000
来自陆地蒸发的海洋降水量	57 , 000
来自海洋蒸发的海洋降水量	325 , 000

从全球水量平衡中，可以看出：

1) 海陆降水量之和等于海陆蒸发量之和，说明全球水量保持平衡，基本上长期不变。

2) 海洋蒸发量提供了海洋降水量的 85% 和陆地降水量的 89%，海洋是大气水分和陆地水的主要来源。

3) 陆地降水量中只有 11% 来源于陆地蒸发，说明大陆气团对陆地降水的作用远远不及海洋气团的作用。

4) 以 P 表示降水量，E 表示蒸发量，R 表示径流量，海洋水量平衡式可写为 $P=E-R$ ；而陆地水量平衡式可写为 $P=E+R$ 。即海洋降水量等于海洋蒸发量与入海径流量之差，显然，海洋蒸发量大于降水量；陆地降水量等于陆地蒸发量与入海径流量之和；陆地上的蒸发量小于降水量。海洋和陆地水最后通过径流达到平衡。

但是，无论是在海洋上或陆地上，不同纬度的降水量和蒸发量都有差异。图 4-2 表示按纬度 10° 划分的实际降水和蒸发的分配。上面两条曲线表示全球降水和蒸发的纬度分布，下面两条曲线表示陆地降水和蒸发的纬度分布。上下两条降水曲线间的面积代表海洋降水量，上下两条蒸发曲线间的面积代表海洋蒸发量。

图 4-2 表明，赤道地区，特别是 $0^\circ - 10^\circ \text{N}$ 一带水分过剩。相当于副热带高压区的 $10^\circ - 40^\circ \text{N}$ 和 S 间蒸发超过降水，而南半球比北半球更显得水分不足。 $40^\circ - 90^\circ$ ，两个半球的降水又超过蒸发，出现水分过剩，南半球更为突出。两极地区降水和蒸发量均少，并接近平衡。

人类主要生活在陆地上。各种生产活动，尤其是农业生产紧密地依赖于水分的正常供应。所以，陆地上特别是某些干旱地区的水量平衡，尤其值得重视。很早以前，人类就已经广泛地利用地表水和地下水来发展灌溉或航运；近代还进行人工降水、海水蒸馏淡化、远程引水，甚至设想利用极地冰，以补充某些地区水的不足。我国的南水北调规划，将成为远程引水的壮举。

三、世界洋及其区分

地球表面连续的广阔水体称为世界洋。世界洋分为四部分，即太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋。太平洋是世界第一大洋，南北最大距离可达 17200 公里，其面积占世界洋总面积的一半。太平洋不仅最大，也最深，世界上最深的马里亚纳海沟（11022 米）即位于太平洋西部。大西洋位于欧、非大陆与南北美洲之间，大致呈 S 形，面积和平均深度均居世界第二。印度洋是第三大洋，大部分位于热带和南温带地区，其东、北、西三面分别为大洋洲、亚洲和非洲，南临南极大陆。北冰洋位于亚欧大陆和北美洲之间，大致以北极为中心，是四大洋中面积最小的一个，所以有人把它看作由大西洋向北延伸形成的“地中海”。

从南美合恩角沿 68°W 线至南极洲，是太平洋与大西洋的分界线。从马来半岛起通过苏门答腊、爪哇、帝汶等岛、澳大利亚的伦敦德里角，沿塔斯马尼亚岛的东南角至南极洲，是太平洋与印度洋的分界。从非洲好望角起沿 20°E 线至南极洲，是印度洋与大西洋的分界。北冰洋则大致以北极圈为界。

世界洋四部分的面积和平均深度如表：

大洋	面积 10^4km^2	平均深度 (m)	最大深度 (m)
太平洋	179.68	4300	11022
大西洋	93.36	3626	9218
印度洋	74.91	3897	7450
北冰洋	13.10	1205	5220

显然，洋的主体应该是指远离大陆，面积广阔，深度大，较少受大陆影响，具有独立的洋流系统和潮汐系统，物理化学性质也比较稳定的水域。

四、海及其分类

大洋的边缘因为接近或伸入陆地而或多或少与大洋主体相分离的部分称为海。海的存在总是与陆地，包括大陆和岛屿对大洋的分隔相联系的。所以，海从属于洋，或者说是洋的组成部分。据国际水道测量局统计，各大洋中共有 54 个海（包括某些海中之海）。海的面积和深度都远小于洋；河水的注入使海的许多重要特征，如海水物理化学性质、生物发育状况等均有别于洋；此外，海基本上没有自己独立的洋流系统和潮汐，也不具有洋那样明显的垂直分层。依据海与大洋分离的情况和其他地理标志，可以把海分为下列几种类型：

（1）内海，或称地中海：四周几乎完全被陆地包围，只有一个或多个海峡与洋或邻海相通。它可以位于一个大陆内部，也可以位于两个大陆之间。地中海、红海、黑海、波罗的海、渤海等，都是内海。

（2）边缘海：位于大陆边缘，以半岛或岛屿与大洋或邻海相分隔，但直接受由外海传播来的洋流和潮汐的影响。白令海、鄂霍次克海、日本海、黄海、东海和南海等，均为边缘海。

（3）外海：虽位于大陆边缘，但与洋有广阔联系的海，称为外海。如阿拉伯海、巴伦支海等。

（4）岛间海：大洋中由一系列岛屿所环绕形成的水域，称为岛间海。如爪哇海、苏拉威西海等。

第二节 海水的物理化学性质

一、海水的组成

(一) 海水的化学成分

海水是含有多种溶解固体和气体的水溶液，其中水约占 96.5%，其他物质占 3.5%。海水中还有少量有机和无机悬浮固体物质。

氢和氧是海水中最主要的化学成分。化学元素周期表上的天然元素，在海水中已发现约 80 种，但是，这些元素的含量差别很大。通常把每升海水中含 100 毫克以上的元素，叫常量元素，不足 100 毫克的叫微量元素。现在，所有的常量元素都已经过精确的测定，微量元素经过测定的也达到 40 余种。海水的主要盐分见表 4-3。

表 4 - 3 海水的主要盐分

海水中的溶解气体主要是氧和二氧化碳。在海水上层的光亮带，这种气体接近饱和程度。由于表层与深层海水经常发生混合，深海中也含有一定数量的溶解气体，这是底栖生物能存在的原因之一。

(二) 海水的盐度和氯度

海水的不断运动，使不同区域中海水主要化学成分含量的差别减小到最低限度，因而其含量具有相对的稳定性。海水的这一性质是建立海水盐度、氯度和密度相互关系的基础。根据这一性质，可以通过任何一种主要盐分的含量估算其他所有各种主要成分的含量。

海水盐度是指海水中全部溶解固体与海水重量之比，通常以每千克海水中所含的克数表示。海水化学成分非常复杂，很难直接测定水样中所有元素的含量。既然海水的主要溶解固体含量是稳定的，便可以利用其中的一种元素作为衡量其他元素和盐度的标准。氯离子大约在海水的溶解固体中占 55%，不仅含量大，而且较易用硝酸银作准确的测定。每千克海水中所含氯的克数，称海水的氯度。实验证明，其数值和使 0.3285233 千克海水中所含的全部卤族元素沉淀时所用的银的原子量（质量）的克数相同。标准海水的氯度为 19.381‰。知道了氯度，可按下式计算盐度：

$$\text{盐度} = 0.03 + 1.805 \times \text{氯度}$$

大洋的盐度一般为 33—37‰，平均为 34.6‰（图 4-3）。盐度受降水、蒸发、入海径流的影响而发生变化。高纬区域、雨量特别充沛的区域和有大河流入的沿海区域，盐度一般低于 33‰；蒸发量很大的红海，盐度可达到或超过 40‰。深层和底层海水盐度变幅很小，一般为 34.6—35‰。若以 P 代表降水量，E 代表蒸发量，则可根据下列经验公式计算一地的海面盐度：

$$\text{盐度} = 34.6 + 0.0175 (E - P)$$

二、海水的温度、密度和透明度

(一) 海水的温度

海水的温度决定于海水的能量收支状况。太阳辐射是海水最主要的能量来源。大气对海面的长波辐射，海面水汽凝结，暖于海水的降水和大陆径流，以及地球内部向海水放出的热能，也是海水能量来源。海水能量消耗则以海面蒸发为主，此外，海面向空气的长波辐射和海面与冷空气的对流热交换，也可使海水消耗能量。当海洋表层接收太阳热能后，即通过热传导和海水运动传播至深处。

海水温度有明显的季变化和日变化。水温的季变化主要取决于太阳辐射的季变化，季风和洋流也有一定影响。北半球大洋中最低温度出现在冬季(2—3月)，最高温度出现在夏季(8—9月)。温带海洋水温季变化最为明显。图4-4表示温带海洋中，冬季海水中普遍存在混合层(等温层)，春季形成较弱的温度梯度，夏季温度梯度增大，入秋后表水温度降低，混合层愈来愈深，于是形成一个突出的变温层。

太阳辐射的日变化是水温日变化的最主要的原因。天气状况对它也有一定的影响。最低水温通常出现在4—8时，最高水温出现在14—16时，日较差不超过0.4℃，并且一般只表现在深度10—20m以内的水层中。在晴天或静风时，或在邻近大陆的浅海区，日较差可超过1℃。

海水表层温度分布具有如下特征：

1) 平均温度变化于-1.7—30℃，最高水温并不位于赤道上，而是出现在赤道以北，称为热赤道。水温从热赤道向两极逐渐降低。

2) 由于陆地集中于北半球，故北半球海水等温线分布不规则，而南半球等温线近似平行于纬线。同时，北半球水温略高于南半球同纬度的水温。

3) 不同温度性质的洋流交会处，海水温度梯度最大，等温线特别密集。

(二) 密度

单位体积中的海水质量就是海水的密度，单位是 g/cm^3 。海水密度值比纯水大，约为1.022—1.028。它是温度、盐度和压力的函数。温度升高时密度减小，盐度增加时，密度增大。

纯水密度在温度4℃时最大，海水最大密度的温度则随盐度增加而降低。结冰温度也随盐度增加而降低，但比较和缓。当盐度为24.7‰时，最大密度的温度与结冰温度均为-1.332℃。通常情况下海水盐度为34.6‰，所以，最大密度的温度比结冰温度低。

(三) 颜色与透明度

海水的颜色决定于海水对太阳光线的吸收和反射状况。太阳光中的红光、橙光和紫光进入海水后，在水深20米以内即被吸收，绿光、黄光和蓝

光伸入得更深一些，极少量蓝光能够伸进 1000 米以上。射入海水的光线除被吸收外，还要受到海水中悬浮微粒和水分子的散射，最后只剩下蓝光，所以海水呈现蓝色。海水中的浮游生物也吸收和反射太阳光，因而，生物丰富的海水和没有生物的海水颜色不同。沿岸海水多绿、黄和棕色，部分原因便是由于生物丰富和河水带来泥沙所致。

海水的透明度以直径 30 厘米的白圆盘投入海水中的可见深度来表示。海水的颜色、水中的悬浮物质、浮游生物、海水的涡动、入海径流，甚至天空的云量都对海水的透明度有影响。一般愈近大陆透明度愈低，愈近大洋中部透明度愈高。大西洋中部的马尾藻海，是一个海水下沉区域，表层水中缺乏上涌海水带来的营养盐分，浮游生物极少，因而颜色最蓝，而且透明度最大，约为 66.5 米。黄海的透明度只有 3—15 米左右。

第三节 海水的运动

一、潮汐与潮流

(一) 潮汐现象与引潮力

由月球和太阳的引力引起的海面周期性升降现象，称为潮汐。海面升高，海水涌上海岸，叫涨潮。海面下降，海水从岸上后退，叫落潮。涨潮时海水面最高处称为高潮，落潮时海水面最低处称为低潮。高潮与低潮的高差，即是潮差。潮差是以朔望月为周期变化的。潮差最大时，叫大潮，潮差最小时叫小潮。

根据万有引力定律，两物体相互吸引的力与其质量成正比而与其距离的平方成反比。月球质量虽然仅为地球的 $1/81$ ，但距地球只有 38.4×10^4 公里，太阳质量虽为地球的 33.3×10^4 倍，但与地球的平均距离达 14960×10^4 公里。所以月球对地球的引力要比太阳的引力大一倍多。地球中心所受的引力是这两种引力的平均值，而地球上任何地点所受到的月球和太阳的引力，同这一平均值比较，大小有差别，方向也不同。正是这一引力差使海面发生升降，所以称为引潮力。引潮力是在地球朝向月球和太阳的一面和背向的一面同时发生的。朝向月球和太阳一面形成的潮汐，称顺潮，背向月球和太阳一面的潮汐，称对潮。

由于地球的自转，海岸上同一地点一日内向着月球和太阳与背着月球和太阳各一次，所以，一日之内应发生两次涨落潮，高低潮相隔的时间应为 6 小时。但因月球引潮力比太阳引潮力大，而地球上的一个太阴日，即月球随着地球绕太阳公转的一日是 24 时 50 分，所以实际上高低潮的间隔约为 6 小时 13 分。由于月球绕地球转动，在一个朔望月（29.5 日）内，太阳、地球、月球相互位置的变化相应地引起潮汐的周期变化（图 4-5）。顺潮和对潮，使海岸上同一地点产生两次大潮和两次小潮。由图 4-5 可见，朔日（农历初一）和望日（农历十五），太阳、月球和地球的中心几乎在一条直线上，地球受到的引潮力相当于月球引潮力与太阳引潮力之和，海水涨潮升得特别高，成为大潮。上弦（农历初八）和下弦（农历二十三）时，三个星体的中心几乎成一直角位置，地球受到的引潮力相当于月球引潮力和太阳引潮力之差，所以涨潮时升得不高，成为小潮。海边实际观察到的大小潮并不一定在朔望和上下弦日，而出现一定的滞后现象，例如我国沿海的大潮多发生于农历初三和十八。

因为月球轨道面与黄道面成 $5^\circ 9'$ 的夹角，而地球赤道和黄道面成 $23^\circ 27'$ 的夹角，所以月球轨道不会超过地球 $28^\circ 36'$ N 和 S，潮汐从低纬向高纬减小，两极地区就没有大潮和小潮的区别了。

根据潮汐的周期变化，基本上可以分为半日潮、混合潮和全日潮三种类

型。半日潮一天有两次高潮和低潮，相邻两次高潮或低潮的潮位和涨、落潮的时间相差不多；混合潮一天虽有两次高潮和低潮，但这两次高潮或低潮潮位和涨、落潮的时间有很大差别；全日潮是大多数日期一天有一次高潮和低潮。

（二）潮流

海水受月球和太阳的引力而发生潮位升降的同时，还发生周期性的流动，这就是潮流。潮流类型也分为半日潮流、混合潮流和全日潮流三种。若以潮流流向变化分类，则在外海和开阔海区，潮流流向在半日或一日内旋转 360° 的，叫做回转流；在近岸的海峡和海湾，潮流因受地形限制，流向主要在两个相反方向上变化的，叫做往复流；此外，涨潮时流向海岸的潮流可叫做涨潮流，落潮时离开海岸的潮流可叫做落潮流。

潮流在一个周期里出现两次最大流速和最小流速。地形愈狭窄，最大流速与最小流速的差值就愈大。潮流的一般流速为4—5公里/小时，在狭窄的海峡或海湾中，如我国的杭州湾，时速可达18—22公里。往复流最小流速为零时，称为“憩流”。憩流之后，潮流就开始转变方向。正因为潮流有周期变化，所以它只限于在一定的海区作往复运动或回转运动。

在喇叭形海湾或河口湾中，潮流可以激起怒潮，我国的钱塘江口、亚洲的波斯湾（阿拉伯湾）、南美的麦哲伦海峡和北美的芬地湾都是以潮高著名的。钱塘江口和波斯湾，潮高可达10m，麦哲伦海峡和芬地湾，潮高可达到或超过20m。

潮汐现象对一些河流和海港的航运具有重要意义。大型船舶可趁涨潮进出河流和港口。潮流也可用以发电。包括我国在内的许多国家，已经建成了不少潮汐电站。

二、海洋中的波浪

（一）波浪及其类型

海洋中的波浪是指海水在外力和惯性力的作用下，水面随时间起伏（一般周期为数秒至数十秒）的现象。即海水质点以其原有平衡位置为中心，在垂直方向上作周期性圆周运动的现象。波浪包括波峰、波谷、波长、波高四个要素（图4-6）。

按波浪成因可分为：由风的作用而产生的“风浪”；因地震或风暴而产生的“海啸”；由引潮力引起的“潮波”；由气压突变而产生的“气压波”；因船行作用而产生的“船行波”等。还可按波长和水深的相对关系分为“深水波”（“短波”）和“浅水波”（长波）。按作用力的作用情况可分为“强制波”和“自由波”（“余波”）。

在大洋中，风浪的振幅和速度与风的强度、风向和阵发性情况等因素有关。风施加给海面的能量是靠波浪来传递的。波浪前进时，水面上每个水分

子都沿直径和波高相等的圆形轨道运动。波峰上水分子的运动方向与波浪前进方向一致，而在波谷中，水分子的运动方向却与波浪前进方向相反。这样，波浪将能量依次向前传递，而水分子本身并不随波浪前进。风所施加于海面的能量，一部分还会传递给更深的水层，它所达到的深度以波浪大小为转移。根据波浪余摆线理论（图 4-7），水面以下任何水层上，水分子圆形轨道的直径随着深度的增加而减小。连接不同水层上以匀速旋转的水分子在波峰和波谷中的点而构成的曲线，代表这些点的轨迹，称为余摆线。但水分子的圆形轨道到了和波长相等的深度就不再存在，也就是说，那里已不再有这种扰动所引起的运动。这个深度就是波浪底部，即波浪能量向深处传递的极限。

在风的作用力范围内的强制波中，吹过海面的风会引起水体向前运动，因而，靠近水面的水分子的轨道不成正圆形。风的这种效应使向前一半轨道上水分子的速度加大，向后一半轨道上水分子的速度减小，出现波峰前部陡峻而后部缓平的不对称形状。风力强大时，波峰前面还可能向内凹进，在重力影响下向下坠落，形成碎波。洋面上局部风力引起的波浪，多为单一风向占优势的波浪；但是波长和波高不同，并从不同方向同时传来的波浪也是常见的。

以上所述只是海水具有一定深度时的情况。波浪进入浅水，波底最终将和海底接触。这时水分子的垂直运动受到限制，轨道变为椭圆形。椭圆度以在海底为最大，而由海底向上减小。愈向海岸水愈浅，波浪能量除了与海底摩擦而消耗的部分以外，都集中到了更小的水体中，这就必然引起波长的缩短和波高的增大。由于海底的摩擦，波峰上水分子的前进速度大大超过波谷中水分子的后退速度，波峰前部就倾倒而产生破浪和激岸浪。

浅水海岸上，波浪在海滩外侧因距海岸线较远，可能产生波长较小的次波，作为自由波摆动向前冲刷。然而，更大部分的波浪能量仍然用于推进波前进。推进波中水分子只有向前运动，而没有摆动波波谷中出现的后退运动。如果具有很大波高的摆动波立即进入浅水区，推进波会很强大。本章第四节图 4-19 便是一种浅水海岸的波浪剖面。图中激岸浪最后冲上海岸的部分称为进流。随冲流而下的是借助于重力的退流。

（二）海浪的折射

波峰线在深水区是和引起波浪的力的方向，即波浪前进的方向相垂直的。但波浪前进方向常常与海岸斜交，这样，同一波列两端的水深就可能有比较大的差异。近岸较浅的一端因受摩擦而减速，离岸远而较深的一端在深水处继续保持原速前进，最后波峰线将发生转折而与海岸平行，这种现象就是海浪的折射。图 4-8 表示平直海岸的波浪折射。除平直海岸外，波浪在港湾海岸也发生折射。港湾海岸附近的海底等深线多少与海岸平行，港湾中海

浪因水深而保持原速前进，在伸向海中的岬角上则因水浅，受到海底摩擦而逐渐降低速度。这样，海岸凸出处，波峰线凹进，海岸凹进处，波峰线凸出，即仍然与海岸线平行。图 4-9 中波峰线上的 AB 与 BC 两段分别在 ab 与 bc 两段相遇，因而 bc 段即岬角部分所受的力比 ab 段即湾内部分强。岬角上波能集中而港湾内波能分散，故港湾成为船舶的庇护所。

波浪前进方向与海岸斜交时，常常造成水体沿海岸方向流动，这种纵向水流称为沿岸流。虽然沿岸流的流速一般不超过 1—1.5 米/秒，但它携带和搬运泥沙，对于海岸地貌的形成和发育也有一定影响。

三、洋面流和水团运动

海水沿着一定的方向有规律的水平流动，就是洋流。洋流是海水的主要运动形式。风力是洋流的主要动力，地球偏转力、海陆分布和海底起伏等等，也有不同程度的影响。例如，地球偏转力使洋流在北半球发生右偏，在南半球发生左偏，大陆的障碍使任何洋流都不可能环绕地球流动，岛屿或大陆的突出部分，可以使洋流发生分支。另一方面，洋流对于自然地理成分，尤其是对气候也发生巨大的（虽然并不是直接的）影响，许多沿海地区的温度和降水状况，都与附近的洋流有关。

（一）洋流的成因和分类

按照成因，洋流可以分为摩擦流、重力-气压梯度流和潮流三类。在摩擦流中，最重要的是风海流。盛行风对水面摩擦力的作用，以及风在波浪迎风面上所施的压力，迫使海水向前运动。海水开始运动后，由于受到科里奥利力的影响，流向与风向并不一致。在北半球海水表面流向偏于风向右方 45° ，在南半球偏左 45° ，偏角随着深度增加而增加，但流速随深度的增加而减小，到某一深度处，流速只为表面流速的 $1/23$ ，这个深度即称为摩擦深度。从海面到摩擦深度的海水运动，称为风海流或漂流。在浅海，由于海底摩擦的影响，风海流方向偏离风向很少，甚至与风向完全一致。

重力-气压梯度流包括倾斜流、密度流和补充流等。倾斜流是因风力作用、陆上河水流入或气压分布不同，使海面因增水或减水形成坡度，从而引起的海水流动。密度流则是由于海水的温度、盐度不同，使得海水密度分布不均匀，海面发生倾斜而造成的海水流动。

此外，根据流动海水温度的高低，还可以把洋流分为暖流和寒流。暖流比流经海区的温度高，寒流比流经海区的温度低。

（二）洋流模式和主要洋流

根据行星风系理论，地球上实际存在的洋面风，在北半球有纬度 0° — 30° 的东北风， 30° — 60° 的西南风和 60° —极地的东北风。南半球的洋面

风向与北半球相差 90° 。由行星风系可以推论出三种洋面流的模式：

1. 北半球的风吹动洋面最终是输送一层方向偏右 90° 的厚约 100 米的上层洋流。 $0^\circ—30^\circ\text{N}$ 间为东北风，上层水流向西北。同样， $30^\circ—60^\circ$ 间为西南风，上层水流向东南。如图 4-10 所示，这样两种水流输送的结果必然在以 30°N 为中心的区域涌成一个水堆。在水位造成的压力下，水堆上层从中心外溢，并在科里奥利力影响下于纬度 $0^\circ—30^\circ$ 间流向西南，而于 $30^\circ—60^\circ$ 间流向东北，成为地转流。这种地转流受到大洋两侧大陆的障碍后，就成为以水堆为中心的顺时针亚热带环流。

2. $30^\circ—60^\circ\text{N}$ 的西南风使上层水流向东南， $60^\circ—90^\circ$ 的东北风又使上层水流向西北（图 4-11），导致以 60°N 为中心形成一个低凹。由于大洋两侧大陆的存在，最终又必然围绕这个低凹形成反时针方向的亚极地环流。

3. 赤道无风带两侧，因北半球的东北风和南半球的东南风，上层水流必然从赤道向外流动（图 4-12）。围绕赤道低压系统，北半球部分的洋面流最终将呈反时针方向，而南半球部分则是顺时针方向。由于二者的方向相反，因而就形成两个赤道环流。

南半球除上述的赤道环流以外，还存在亚热带环流与亚极地环流，但与北半球相反，前者为反时针方向，后者为顺时针方向。图 4-13 表示北半球冬季太平洋的洋面流。这个实际洋面流的例子，有助于进一步理解上述模式所显示的规律性和洋面流形成与其他各种自然因素的关系。

多数大洋都有亚热带环流。北太平洋亚热带环流，首先是棉兰老岛以北赤道流分支的黑潮。黑潮系统包括黑潮和北太平洋流。后者又转为加利福尼亚流最后进入北赤道流。黑潮高速时宽约 80 公里，在日本群岛附近，流量在 $(40—50) \times 10^6$ 米³/秒。

北大西洋亚热带环流，首先是部分进入加勒比海的位于 $10^\circ—20^\circ\text{N}$ 的北赤道流。其后转为湾流系统，包括佛罗里达流，湾流和北大西洋流。后者又转为加那利流，进入北赤道流。湾流是世界上最大的永久性洋流，在新英格兰岸外，输送的水量可能超过 100×10^6 米³/秒。

南太平洋亚热带环流有来自南赤道流并南流的东澳大利亚流和沿南美海岸北上的秘鲁流，前者水量估计为 $(10—25) \times 10^6$ 米³/秒，后者估计为 $(15—20) \times 10^6$ 米³/秒。与秘鲁流边部联结一起的大量上涌海水为浮游植物提供了足够的营养物质，使依这种浮游植物为食的秘鲁鱼的产量占世界领先地位。但有时因亚热带环流南移，东南信风微弱，引起赤道逆流南下，热带暖水淹没了较冷的秘鲁流，上涌海水与沿岸冷水消失，导致海洋生物与寄

食鸟类死亡、腐化，并释放大量硫化氢进入大气。秘鲁流的这种变化称为厄尼洛（El Niño）。南大西洋亚热带环流中有从南赤道流分支的巴西流和沿非洲西岸北流的本格拉流。巴西流在拉普拉塔河口湾外改向东南后，因来自南极的福克兰流而转向东流。

印度洋的亚热带环流，只见于赤道以南。南赤道流在 20°S 以北向西流，后南折，接近非洲大陆时叫阿古拉斯流。在大陆与马达加斯加岛之间，水量约达 20×10^6 米³/秒。这个环流在东面的分支是西澳大利亚流。

亚极地环流中，在北太平洋是亲潮和阿拉斯加流。亲潮最初流向西南，后又转为南南西，在接近黑潮时形成无数旋涡。北大西洋的亚极地环流包括北大西洋流的分支挪威流、沿冰岛的伊尔明格流、东格陵兰流和来自拉布拉多海的拉布拉多流。后者在湾流边缘流动。

赤道环流以太平洋为最完好。南赤道环流位置虽偏在赤道以北，但和热赤道是一致的。

赤道区大西洋是从南大西洋到北大西洋的大片水的通过区，没有赤道环流去分割它，南赤道流除分出巴西流以外，都向西北与北赤道流合并。赤道环流在大西洋的破坏，可能是非洲与南美比较接近，没有足够的空间供其发育之故。北印度洋洋流系统因亚欧大陆季风发展而随之改变方向，洋面流夏季向东，冬季向西。南方大洋因两侧没有陆块存在，亚极地环流不十分明显。

洋面流造成水面坡度。亚热带环流中心的水堆均高出周围的洋面。北大西洋亚热带环流的中心马尾藻海较湾流约高 150 厘米。亚极地环流与赤道环流中心的低凹一般均比周围的洋面约低 50 厘米。

（三）大洋水团及其环流

大洋中具有特别温度和盐度值的、性质相同的大团水体，称为水团。水团中不同的温度与盐度相结合可以获得相同的密度，而两种密度相同的水团混合又会产生密度更大的新水团。由于密度不同而引起的海水对流，是海洋的垂直环流。

水团的温盐特征通常得自水面。因温盐变化而产生的水团温盐对流，将保持它们各自的密度面。因此，水团的分类即以垂直方向上的密度平衡面和形成水团的源地为根据。以深度为标准划分的水团有：1) 表层水团，可深达 100 米内外；2) 中心水团，可深达主要变温层底部；3) 中层水团，从中心水团以下至 3000 米；4) 深层与底层水团，则充满大洋盆。深水部分的较大水团一般都在高纬形成，而靠近水面的水团则在赤道附近形成。

各大洋水下结构与流动情况均不相同。图 4-14 表示大西洋的水团特点。

邻南极大陆的海水，特别是威德尔海，冬季温度极低。因低温和上覆冰层，那里的海水具有其他大洋所没有的最高密度，结果使海水不断下沉并沿洋底流向赤道，甚至远达 40°N。这种水团以源地命名，称南极底层水团。它也围绕南极大陆东流并影响表层西风漂流，它在水面下与北部边缘的一些

水团混合形成一个相当均质的环南极水团。在其东流时，这个水团还不断为印度洋和南太平洋提供深层水团。

北极深层和底层水团，即北大西洋深层和底层水团，形成于格陵兰岸外的几处小范围内，其中一处为伊尔明格流和格陵兰流辐合区。它的密度较南极底层水团小，在流向南大西洋并直抵 60°S 的全程中，跨越南极底层水团之上。

主要因为南极中层水团季节性冷却下沉， 60°S 附近形成了南极辐合区。这种特殊的辐合区几乎存在于所有经度上。但在北大西洋和北太平洋它却不大连续或难于确定位置。从北极辐合区南流的北大西洋中层水团约在 20°N 附近与南极中层水团混合。

南北大西洋的中心水团分别在南北亚热带辐合区形成。它们流向赤道，但因扩散而丧失其一致性。

欧洲地中海水团是侵入大西洋的重要外来水团之一。它离开地中海以后的平均密度面深度为 1500 米。因冬季冷却和横越北非的干燥空气所引起的蒸发，这个水团连续在西地中海北部形成。冷的盐水下沉后最初流向南方和西方，最后越出海底山脉，而密度小的大西洋水则自海峡表面流入以保持海水平衡。地中海水团因密度大，对北大西洋深层水团上部影响很大。

黑海虽与地中海相连，但没有温盐对流。地中海水很少通过博斯普鲁斯海峡流入黑海。黑海 30 米以下的水要 500 年才能更新一次，因而深层水停滞不动，多硫化氢，仅嫌气性的细菌能在变黑的海水中生活。

太平洋最明显的特征是它的深层水团普遍流动迟缓。如图 4-15 所示，南极底层水团不断流进南太平洋，而部分同大西洋和印度洋水体混合的环南极水团也从西面缓慢而连续地进入 1000 米以下的深层水之中。

整个太平洋的中层水团与中心水团，由于扩散而不易区分。与大西洋相比，各辐合区也中断而位置不定。不同地区内相同深度存在几种水团，使其横剖面具有明显特色。最值得注意的是来自远距离的几个水团在赤道上形成了太平洋赤道水团，这是不具有形成区水面任何特征的唯一水团。

北太平洋的最北部没有密度大的水团形成。深层和底层水团也很少同其他水团交换。水团运动慢和洋面流深度大，可能是北太平洋普遍没有温盐对流活动的缘故。

印度洋基本上没有伸入北半球，它的北部边缘连很小的深层水团都没有。但在南部却存在着范围清楚的底层水团，和 40°S 左右亚热带辐合区以南的大西洋相类似（图 4-16）。

南极底层水团在印度洋到处可见。深层水团则从大西洋绕非洲南端流入，其源地为北大西洋。南极辐合区形成的南极中层水团向北扩展。而中心水团则在亚热带辐合区下沉，并向北流向赤道。

从红海底层水团越过海底山脉并通过曼德海峡扩散的水团，同印度洋的深层水团相混合。红海水团的盐度约为 40‰，在接近 3000 米深处向外扩散远至亚丁湾以南。它是整个印度洋深层的唯一重要水团。

印度洋赤道上的浅层水团不很清晰。由于洋面流的季节变化，水团的不断翻腾，很少发生明显的水下流动。

第四节 海岸与海底

一、海岸

海洋与陆地相互作用的地带，称为海岸带。一般将海岸带分为海岸、潮间带与水下岸坡三个部分（图 4-17）。海岸是岸线以上狭长的陆上部分。它的上界是激浪作用达到的地方。潮间带是高、低潮海面之间的地带，高潮时淹没，低潮时出露。水下岸坡是低潮线以下直到波浪有效作用的下界。

（一）海岸带的动力作用

海岸地貌的形成和发展是海岸带的动力与陆地相互作用的结果。海岸带的动力主要是波浪、潮汐和沿岸流，其中以波浪作用为最普遍、最活跃。

波浪在向深处传播过程中，其作用随着深度的加大而迅速减小，在相当于 $1/2$ 波长的深处，作用已非常微弱。因此，通常把 $1/2$ 波长的深处作为波浪作用下界。一般海滨所见的大浪，波长在 40—80m 左右，也就是说波浪作用的下界在 20—40m 左右。当深海的波浪进入海岸带浅水区后，同海岸带的水下岸坡发生相互作用，外形发生变化。首先，由于同海底摩擦，水质点的运动轨迹由圆形变成椭圆形，愈向海底，轨迹形状愈扁。到达海底，水质点就只是平行于海底作前后往复运动（图 4-18）。前已述及，在同一个波浪周期内，水质点向岸运动的速度比向海运动的速度快。深度愈浅，轨迹变形愈强，水质点向岸运动的速度也就愈大于向海运动的速度。同时，波浪前坡变陡，后坡变缓，形成不对称。

海岸带的海底松散物质，在这种变形波浪的推动下可以发生移动。如果海岸带海底是水平的，则由于水质点向岸运动速度大于向海运动速度，松散物质总是要向岸移动。但是水下岸坡大都向海倾斜，松散物质在波浪作用的同时，还受到重力沿岸坡分力的影响，即向岸移动时，受到重力沿岸坡分力的阻碍作用；向海移动时，受到重力沿岸坡分力的推动作用。

水下岸坡下部深度较大，波浪变形不明显，波浪向岸推动力减去重力沿岸坡分力的阻力后，小于波浪向海推动力加上重力沿岸坡分力的推动力，结果泥沙向海移动（图 4-19），堆积在更深处。相反，在水下岸坡上部，水深变小，波浪变形强烈，向岸推动力超过波浪向海推动力。结果，泥沙向岸移动，堆积在岸边。海岸带松散物质在波浪作用下形成这种与海岸走向垂直的运动，称为横向移动。

波浪由深海进入向海倾斜的海岸带后，按上述规律相继发生变化（图 4-19）。在深度相当于两个波高的地方，波浪局部破碎，变成规模较小的波浪继续向岸推进，并发生上述变形。最后，在深度相当于一个波高的地方完

全破碎，波峰倒转散碎，形成一列列水脊，称为拍岸浪(激岸浪)(图 4-20)。拍岸浪活动的范围称为拍岸浪带。波浪完全破碎后，拍岸浪成为片状水流向岸腾越(进流)，逐渐降低流速后流回海中(退流)。下一个波浪同样又形成进流与退流。而由波浪变形作用力推送到岸边的松散物质，即被这些拍岸浪进一步堆积到海岸上。

波浪从深水区进入海岸带所发生的变化，即波浪变形作用，使海岸带的松散物质在波浪力与重力沿岸坡分力的共同作用下，向岸或向海移动，使海岸具有一定的坡降和形态剖面。由同一粒径沉积物组成的岸坡，在水边线附近，因波浪向岸推动力大，所以坡降较大，而在离岸较远的深水处则坡降较小。

不同粒径沉积物组成的岸坡，粗粒物质岸坡陡，细粒物质岸坡缓。例如，岸线附近的砾石岸坡的坡度为 20° — 30° ，沙粒岸坡，一般不超过 10° 。在水深 5m 处，砾石岸坡约为 5° — 7° ，沙质岸坡只有 1° — 2° ，淤泥质岸坡小于 1° 。

当波浪前进方向与海岸斜交时，将产生波浪的折射作用(见图 4-8)。

波浪前进方向与海岸斜交，使波浪作用与重力沿岸坡分力作用的方向不一致，物质沿着波浪作用方向与重力沿岸坡分力的合力方向移动。这样，物质不仅发生向岸和向海的移动，并且沿海岸移动，称为纵向移动。如图 4-21 所示，在斜向波浪作用下，物质随进流前进时，本应由 1 移动到 M，但因受重力沿岸坡分力的作用，实际上移动到 2 处，而在随退流回返时，因还受到重力沿岸坡分力的作用，而移动到 3。这样，在一个波浪周期中，泥沙向岸和向海移动的同时也沿着海岸方向移动了一定的距离。在波浪连续作用下，泥沙便沿岸形成纵向移动。一般情况下，当波浪前进方向与海岸交角成 45° 左右时，泥沙纵向移动的速度最快(图 4-22)。

泥沙纵向移动持续时间较长，将造成一股流向明显、规模庞大的泥沙流(沉积物流)，使港口回淤。

(二) 海岸地貌

1. 海蚀地貌 变形波浪及其形成的拍岸浪对海岸进行撞击、冲刷，波浪挟带的碎屑物质的研磨，以及海水对海岸带基岩的溶蚀，统称为海蚀作用。海蚀作用在海岸带形成各种海蚀地貌。主要海蚀地貌如下(图 4-23, 24)：

(1) 海蚀穴 在有潮汐的海滨，高潮面与陆地接触处，波浪的冲掏作用形成槽形凹穴，断续沿海岸线分布，称为海蚀穴。

(2) 海蚀崖 海蚀穴被拍岸浪冲蚀扩大，顶部基岩崩塌，海岸后退时形成陡壁，称为海蚀崖。

(3) 海蚀拱桥与海蚀柱 两个相反方向的海蚀穴被蚀穿而互相贯通，称

为海蚀拱桥（或海穹）。海蚀崖后退过程中遗留的柱状岩体，称为海蚀柱。

（4）海蚀台 波浪冲掏崖壁，形成海蚀穴，悬空的崖壁在重力作用下崩塌，崩塌下来的石块遭受侵蚀搬运，海浪又重新冲掏崖壁下部，形成新的海蚀穴。这种过程不断进行，即形成海蚀台，在其宽度增大到波浪的冲蚀作用范围之外时，才停止发展。

2. 海积地貌 海岸带的松散物质，如波浪侵袭陆地造成的海蚀产物、河流冲积物、海生生物的贝壳、残骸等，在波浪变形作用力推动下移动，并进一步被研磨和分选，便形成海滨沉积物。由于地形、气候等影响而使波浪力减弱，海滨沉积物就会堆积下来，形成各种海积地貌。

（1）横向移动为主的海积地貌 波浪加上重力的作用，使岸坡上半部的物质不断向岸移动，岸坡下半部的物质不断向海移动，形成上下两条侵蚀带。两侵蚀带之间存在一个过渡带。沉积物在每次波浪周期运动中，向岸运动的距离等于向海运动的距离，结果沉积物不发生位移，这一地带就称为中立带（图 4-25a）。

在波浪作用下，原来剖面上的坡度发生变化。中立带以下的下部侵蚀带，由于物质不断向海搬运，形成了侵蚀凹地，使该处岸坡变陡。从侵蚀凹地下移的物质在岸坡更下部波浪作用微弱的大海底堆积下来，形成水下堆积台，使岸坡下部海底变浅、变缓。中立带以上的上部侵蚀带，由于物质不断向岸搬运，也形成侵蚀凹地，使该处岸坡变缓。从侵蚀凹地上移的物质堆积在岸边，形成沿岸海滩（图 4-25b）。

海岸坡度的变化，也使波浪推动力和重力分力随之发生变化。中立带范围向下和向上不断扩大，最后，使岸坡发育成为一条凹形曲线。该曲线上每一点的物质在每次波浪运动中，前进速度与回返速度的差值，正好为重力所抵消，结果只在原地作来回运动。当海岸剖面发育到具有上述曲线时，即称为平衡剖面（图 4-25c）。

海滩是断续地由水下岸坡沉积物组成的。每当暴风浪作用时，沉积物可以在海滩外缘形成一条条垄岗状堤，称为滨岸堤或沿岸堤。滨岸堤的组成物质一般较粗，可以是沙质或砾质的，也可以是含大量贝壳的贝壳堤。

波浪还可以对沉积物发生分选作用。大小混杂的碎屑物质在波浪分选作用下，粗粒物质上移，细粒物质下移。这是因为在相当深的地方，底流的力量不足以推动砾石离开原地，而波浪只能掀起细沙。被掀起的细沙在重力作用下，向下移动。在水浅的地方，波浪作用比较强烈，沙砾被搅混并向上移动；拍岸浪进流，还挟带着砾石，使之沿斜坡向上运动。沉积物经过分选，形成由粗粒物质构成的滨岸堤和细粒物质构成的水下堆积台（图 4-26）。

水下堤和离岸坝是物质横向移动所形成的另一类海积地貌。如前所述，当波浪愈接近岸边时，由于海底变浅，摩擦加强，在相当于两个波高的深处局部破碎，形成破浪。此时，由于损失部分能量，因而沉积一部分物质，造成堤状堆积地貌，称为水下堤（水下沙坝）。水下堤不断升高，露出水面，即成为离岸坝（岸外沙坝）。在离岸坝与海岸之间常常形成潟湖，这类潟湖成长条状，以离岸坝与海隔开，但仍有水道同海沟通。

（2）纵向移动为主的海积地貌 在港湾式海岸可以发生一些分段的泥沙流（图 4-27）。波浪进入港湾式海岸浅水区，发生折射，导致自岬角流向海湾内部的沉积物作纵向移动。海岸凹进处，由于波能辐散，在港湾尽头发生海滩沉积，而海岬前方则被冲蚀形成海蚀崖，成为泥沙流的起点。

泥沙流沿岸移动，如海岸方向改变，使波浪作用力减小，则发生堆积，形成多种海积地貌。

在凹形海岸（图 4-28），AB 段海岸与波浪前进方向的夹角大致为 45° ，并且有一股泥沙含量达到饱和的泥沙流从 A 向 B 移动，但当到达 B 点以后，由于海岸方向改变，夹角变为 $> 45^\circ$ ，泥沙流搬运能力降低，泥沙在海岸转折处堆积，形成海滩。

在凸形海岸（图 4-29），AB 段有如上同样的情况，但当到达 B 点以后，因海岸与波浪前进方向的夹角 $< 45^\circ$ ，泥沙流因搬运能力降低，先在海岸转折处堆积，然后顺原来岸线的方向，逐渐向外伸长，形成一端与陆地连接，另一端伸入海中的沙嘴。

岸外有岛屿或岬角（图 4-30），其后形成波影区。波浪遇岛屿或岬角发生折射，进入屏障后方时已经减弱，搬运能力降低，使物质堆积下来，并逐渐自岸边向岛屿延伸。岛屿向海的一面受到冲蚀，同时在岛屿后方形成一个或两个沙嘴，最后彼此连接成为连岛沙坝，岛屿变为半岛。这样的岛屿称为陆连岛。例如，山东省烟台市的芝罘岛便是一个陆连岛（图 4-31）。

分析沿岸纵向移动的泥沙流所形成的各种地貌形态及其物质组成，有助于了解泥沙流的流向、性质及泥沙运动的规律。

例如，滨岸砾石堤，砾径自源地向其移动方向逐渐变小，磨圆度和扁平度逐渐加大。颗粒物质在同一斜向波浪作用下，大颗粒移动距离小，细颗粒移动距离大，在这种作用的长期影响下，即发生物质的分选作用（图 4-32）。

不仅颗粒的分选反映了泥沙流的方向，而且沿岸沉积物的矿物，（特别是重矿物）分析也有助于泥沙流方向的分析。

以上所述，是基岩沙砾质海岸主要在波浪作用下形成的地貌。在粉沙淤泥物质来源丰富、潮汐作用强盛的地方，则形成粉沙淤泥质海岸地貌。这种海岸由粉沙和淤泥组成，含有大量的水分，地势平缓，宽度很大。

这种海岸带的动力作用，主要是波浪、潮流掀动和携运泥沙，并在一定条件下发生堆积。这类海岸带主要分布在涨潮流速大于落潮流速的海岸。涨潮流由于流速快，水量大，常常使大量悬浮质泥沙随涨潮流向岸推进。由于摩擦作用，流速逐渐减低，泥沙沿途沉积下来。而落潮时，由于流速小，输沙能力低，泥沙不能全部带走，因此在一次全潮后，有一部分泥沙沉积在海岸带。

正是这种潮流作用，使粉沙淤泥质海岸维持极平缓的坡度。潮流携带的粉沙淤泥物质到处分布，并可在任何天然深槽或人工深槽（港口的通海航道、港池等）堆积下来，发生回淤。

粉沙淤泥质海岸可分为上下两部分（图 4-33）：下部为涨潮时淹没、落潮时露出的部分，称为泥滩，表面分布有涨落潮冲刷形成的潮沟网。上部位位于平均高潮面以上，只有特大高潮才淹没，多生长盐生植物，称为湿地（草滩）。潮水沟道迂回曲折，沟坡平缓，沟道内沉积有厚层淤泥。

海积地貌根据形态表现，可以归纳成四大类（图 4-34）：

毗岸地貌：海滩（包括泥滩）等；接岸地貌：各种沙嘴；封岸地貌：拦湾坝、连岛坝等；离岸地貌：离岸坝等。

（三）海岸的分类

通常把海岸分为岩岸和沙岸（包括粉沙淤泥质海岸）。

1. 岩岸（山地海岸）岩岸还可以按海岸带地貌排列方式，或其他地貌特征而分为：

（1）海水淹没与海岸直交的谷地，称为里亚式海岸（图 4-35），以西班牙的里亚地区为典型。我国山东半岛的荣成湾一带海岸亦属此类。

（2）海水淹没与海岸平行的谷地，形成达尔马提亚式海岸（图 4-36），以亚得里亚海的达尔马提亚海岸为典型。

（3）海水淹没山地古冰川 U 形谷，形成峡湾海岸，挪威西岸表现得最典型（图 4-37）。上述这三种山地港湾岸由于水深而岸线曲折，常被开辟成优良海港。

（4）断层海岸，这种海岸沿断层分布，岸线平直。台湾东岸属于这类海岸（图 4-38）。

(5) 海水淹没海岸的岩溶山地，形成岩溶海岸。我国大连市黑石礁一带属于岩溶海岸。

2. 沙岸 沙岸大部分属平原海岸，还可以分为：

(1) 三角洲海岸，分布于河流入海三角洲沿岸。

(2) 淤泥堆积平原海岸，例如苏北海岸。

(3) 潟湖岸，沿岸有潟湖分布。

(4) 海水淹没平原河口，形成溺谷海岸，又称江湾海岸。这种溺谷常在河口形成横向沙嘴，甚至封闭河口成为潟湖(图 4-39)。秦皇岛两侧即有不少未封闭的溺谷。

(5) 溺谷经潮流和波浪的强烈冲刷扩展成喇叭形，便成为三角湾海岸(图 4-40)。

此外，低纬度区还有珊瑚礁海岸和红树林泥滩海岸。

我国的海岸类型相当复杂。山地港湾岸有复式排列的特点，这是因为我国沿海的构造地貌排列方式除与海岸线大致平行的北东、北北东走向外，还有北西走向的，两者互相交叉。北东走向的较宽广深大，北西走向的多深入大陆。我国平原海岸的主要类型是淤泥堆积平原海岸、三角洲海岸和三角湾海岸等。淤泥质堆积平原海岸分布于辽东湾、渤海湾和莱州湾，以及辽阔平直的苏北海岸。长江、黄河和珠江等河口发育着我国最大的三角洲海岸。钱塘江口则是三角湾海岸。

二、海底

(一) 海底地貌

30 年前有关海深的资料还相当贫乏，人们不可能详尽了解海底地势起伏。但近 30 年来情况发生了明显变化。海底对人类来说已不再是完全陌生的了。

海水之下的地面，和陆地一样是起伏不平的，有高山、深谷，也有广阔的平原和盆地。海底在靠近大陆、并作为大陆与大洋盆地之间的过渡地带的区域称为大陆边缘。在构造上大陆边缘是大陆的组成部分。大陆边缘主要包括大陆架、大陆坡和大陆隆三个地貌类型。在真正的大洋盆地中，除深海平原外，还有大洋中脊、大洋隆起等地貌类型。

1. 大陆架 大陆架是大陆的水下延续部分。它广泛分布于大陆周围，平均坡度只有 0.1° ，其深度在低纬区一般不超过 200m，在两极可达 600m。宽度可以差别很大，在多山的海岸如佛罗里达东南岸外，几乎没有大陆架；而在

另一些地区，如西伯利亚岸外的北冰洋大陆架、阿拉斯加岸外的白令海大陆架及我国东海大陆架等，宽度却可达数百或一千公里以上。可见，大陆架是一个广阔平坦的浅海区。大陆架主要是第四纪冰川性海面变动和地壳运动相互作用造成的。断层、单斜构造、准平原沉陷于海底，也可以形成大陆架。

2. 大陆坡大陆坡位于大陆架与深海底之间，它是大陆和海洋在构造上的边界。宽 15—100 公里，深度最大可至 3200 米或更深，坡度约 3° — 6° ，坡面上常有海底峡谷，故地表比较破碎。

3. 大陆隆大陆坡下部与深海底之间，坡度转缓后形成的平缓隆起地带称为大陆隆（大陆基），水深 2000—5000 米，因地而异，宽度也变化很大，由 80—1000 公里不等，其面积约占海底总面积的 5%。

4. 边缘海沟边缘海沟是与大陆坡相邻的狭长深海凹地，通常与岛弧同时出现，延伸方向也与之一致，横剖面呈不对称 V 型，平均坡度 5° — 7° ，宽数十至 100 公里，长可达数千公里，深度往往在 6500 米以上，有现代火山活动并且是地震震源所在。

5. 弧后盆地弧后盆地也是与岛弧相联系的地貌类型，也叫做边缘盆地。它是一种椭圆形或等轴状的表面平坦的深水盆地，位于岛弧内侧。其形成与地幔物质在岛弧内侧的上升导致海底微型扩张有关。

6. 深海平原深海平原主要分布在 4000—6000 米深度上，但最浅者仅 2600—3100 米，最深者则可达 6100—6900 米。一些深海平原表面近似水平或略呈波状起伏，坡度不超过 2° — 5° 。另一些深海平原上则因火山活动而有平顶丘陵和山岗突起，或因断裂作用而出现阶地及海沟。

7. 大洋隆起大洋隆起具有复杂的形态，有的为块状山，如西北太平洋东南部的沙特斯基隆起；有的为线状山脉，如夏威夷海岭。它们把深海平原分隔成一个个盆地，其间的相对高度常可达 2000 米以上，甚至 4000 米。

8. 大洋中脊大洋中脊是大洋盆地中最重要的地貌形态。其主体从北冰洋起，经大西洋、印度洋至东太平洋，一直延伸到阿留申深海盆地附近。总长度超过 80000 公里。不同部分分别有中北极隆起、中大西洋海岭、中印度洋海岭、东太平洋海岭等名称。大洋中脊往往高出深海底 6000—8000 米，但其顶部距海面的深度颇不一致，有时甚至突出海面形成岛屿，如冰岛、亚速尔群岛等。大洋中脊系统并不完全连贯，而是常被转换断层切割成小段，相邻段落的中轴位移通常约数十至 100 公里，最大者达到 750 公里。中脊轴部为相对深度 2000 米以上、宽 15—50 公里的裂谷。高峻的平行峰脊分布在裂谷两侧，地势相当陡峭崎岖。图 4-41 表示太平洋底的巨型地形形态。

（二）海底沉积物

1. 近海沉积近海沉积是指大陆架上的沉积。近海区由于深度不大，波浪和潮汐都有影响，堆积了大量较细的陆源物质；阳光可以照射到海底，光线和温度条件适合生物繁殖，故集中在这里的生物种类和数量都很多，化学沉

积物也比较容易聚集。所以近海区中，机械沉积、化学沉积和生物沉积都很重要。

(1) 机械沉积主要是河流、海浪和风搬运来的陆源物质，沉积物以中粒、细粒及泥质居多，很少有粗大的砾石。据估计，每分钟约有 30000m^3 泥沙从河流中流入海洋。近海机械沉积物经过一定的分选，愈离开大陆颗粒愈细；沉积物具有明显的水平层理。

(2) 生物沉积近海区繁殖着大量浮游生物，如硅藻、腹足类、头足类和鱼类，还有生活在海底的珊瑚虫、石灰藻、软体动物等底栖生物，不仅种类多，数量大，繁殖速度也快。它们死亡后，一部分遗体混入机械沉积，一部分聚集形成单独的生物沉积。固结后即为石灰质砂岩、泥灰岩或石灰岩。珊瑚是石灰岩的特别积极的建造者。珊瑚只能在温度不低于 20°C ，深度 80 米，盐度正常和比较清洁的海水中生长。

(3) 化学沉积河流带来的溶解物质是近海化学沉积最主要的物质来源。据估计，每年由河流带进海洋的溶解物质约 50×10^8 吨。当海水中的溶解物质达到过饱和时，这些物质便逐渐结晶，沉淀在海底。通常是铝、铁、锰的氧化物最先沉积，其次为磷酸盐、硅酸盐，最后是碳酸盐。但是碳酸盐在近海化学沉积物中占的数量最多，尤其是碳酸钙和碳酸镁，形成了大量的石灰岩和白云岩。

2. 远海沉积深海区面积虽广，但沉积物不多。和近海区相比较，机械沉积的物质来源大大减少了。陆源物质很难到达深海，只有风吹来的少量微尘，洋流携带的细小物质，以及火山灰。由于没有定居生物，生物沉积也大大减少，只有少量硅质、钙质沉积。化学沉积的数量也比较少。

海洋沉积之区分为近海和远海两类，实际上表现了它的环陆分带性特征。在海洋中，沉积物的物质组成和粒度成分都随与陆地距离的增加而有规律的变化：陆源沉积物逐渐被生物沉积代替，粗粒物质逐渐转变为细粒物质，沉积速度也逐渐减小。但是，环陆分带性并不是海洋沉积物唯一的分布规律。现代海洋沉积分带性原理揭示，海洋沉积物的分布还受纬度地带性和垂直分带性影响。由于地理-气候特征对各种沉积因素起着决定性作用，因此，海洋沉积也随纬度而变化。高纬、中纬和低纬区水热状况的差异，决定了向大洋搬运并在其中沉积的陆源物质的特征差异。大洋水循环系统和水动力条件，底栖生物和浮游生物的新陈代谢作用和各种沉积矿物组合的化学沉积特性等，也在很大程度上受地理-气候因素制约。例如，抱球虫软泥、红色深水粘土、硅质放射虫软泥和珊瑚沉积集中分布于热带和亚热带海域，而冷水硅藻软泥则大量发育在环南极海洋和北太平洋北部。

不同深度海水的温、压、光照条件、营养状况等一系列差异，是造成海洋沉积垂直分带性的重要原因。以印度洋和太平洋为例，4600—4700 米深度以内的大陆坡、海底高地和海岭上分布有孔虫软泥。超过此深度后，即转变为放射虫软泥和红色粘土。

值得注意的是，环陆分带性、纬度地带性和垂直分带性往往受到火山和海底基岩露头等地区性因素干扰，因而使海洋沉积物的分布复杂化。浊流沉积也是例证之一。

第五节 海洋资源和海洋环境保护

一、海洋资源

海洋是地球上最大的沉积场所，也是水生生物最广阔的生活场所。从任何意义上都可以说，海洋是一个巨大的资源宝库。所谓海洋资源，主要是指与海水本身有着直接关系的物质和能量而言。例如，溶解于海水中的化学元素，海洋生物，海底矿藏，由海水运动所产生的能量，以及贮藏在海水中的热量，等等。

（一）海水化学资源

海水中含量最大的化学物质是水，水本身就是一项重要而宝贵的资源。在陆地淡水越来越不足的情况下，从海洋中得到淡水已成为重要的课题。除水以外，海水中含有大量溶解固体和气体物质，其中包括 80 多种化学元素。据计算，全世界的河流每年从陆地搬运到海洋中的可溶解物质达 30×10^8 吨之多。这些物质，包括生物遗体在内，溶解后就成为海水化学资源。海水中所含各种盐分的总重量约 5×10^{16} 吨，其中食盐占 80%，即 4×10^{16} 吨。如果把所有盐分全部提取出来，铺在全球陆地上，盐层将厚达 150 米。如果把海水全部蒸干，海底积存的盐层则将厚 60 米，其总体积将达 $2200 \times 10^4 \text{km}^3$ 。现在已经知道，海水中共含镁 1800×10^{12} 吨，钾 500×10^{12} 吨，重水 200×10^{12} 吨，溴 95×10^{12} 吨，铀 45×10^8 吨，都比陆地上多。而铀储量相当于陆地上的 4500 倍。海水含有 60 余种微量元素，虽然其浓度很低，但因海水总量极大，这些元素的储量仍很可观。例如 11×10^{12} 吨，硼 6×10^{12} 吨，锂大约 2470×10^8 吨，铷 1600×10^8 吨，碘 800×10^8 吨，钼 137×10^8 吨，锌 70×10^8 吨，钒和钡 27×10^8 吨，铜 40×10^8 吨，银 5000×10^4 吨。

现在每年由海水中生产的化学物质仅约 6×10^8 吨左右，其中淡水 5×10^8 吨，食盐 5000×10^4 吨，金属镁及氧化镁 200×10^4 吨，溴 20×10^4 吨。显然，海洋化学资源的开发潜力还是非常大的。

（二）海底矿产资源

石油和天然气是最重要的海底资源，主要蕴藏在大陆架及浅海区。目前已发现的 800 多个海底油气田，几乎遍及全球每个大陆的边缘区。全球海底石油储藏量约近 2500×10^8 吨，占世界石油可能储量的 31%。全世界正在开发的 150 个石油盆地中，有 85 个分布在海底。

在目前海底矿产资源开发中，产值仅次于石油的是海滨砂矿。海滨砂矿分布广，矿种多，储量大，而且便于开采。其中主要包括贵金属及宝石砂矿，如金、铂族金属和金刚石等；铁砂、锡砂和含锆石、金红石、钛铁矿及独居石的重矿物砂。

在大陆边缘海区，还有磷钙石、海绿石和煤、铁、铜、硫等各种矿物资源。其中，磷钙石和海绿石为自生矿物，其他各类矿物则分布在海底松散沉

积物下面的基岩中。有关深海底的基岩矿藏我们还了解得很少，但从地幔物质分异和岩浆活动状况分析，可能形成许多种金属矿产。现已发现印度洋中有铬铁矿和金伯利岩，大西洋中有铜和铜铁硫化物矿石。由此可见，深海底基岩矿产是颇有前景的。

深海底的主要矿产是锰结核和含金属泥质沉积物。锰结核通常分布在4000—5000米深的海底。各大洋底已发现具有经济远景的锰结核矿区500多处，其中以太平洋锰结核矿品位最高，储量最大。据估计，全世界深海底锰结核矿总储量约 $(15000 - 30000) \times 10^8$ 吨。精确的定量分析表明，锰结核中除锰以外，还含有30多种金属，其中铜、钴、镍比较丰富；某些稀有分散元素和放射性元素，如铍、铀、钍、铷、铯、钽的含量，则比它们在海水中的浓度高数千倍至一百万倍。

含金属沉积物是指某些深海区构造活动带的富含铁、锰、锌、铜、铅、银和金的泥质沉积物。红海中的《阿特兰蒂斯》海渊，《发现》海渊，《链》海渊和《海洋学家》海渊都有这类沉积物。此外，还有20多处海域的深海底，如东太平洋的鲍尔海渊，加利福尼亚海湾等，也发现有金属泥。

（三）海洋动力资源

太阳能是海水动力能量的主要供应者。据计算，海洋动力资源的总能量相当于全球动植物生长所需能量的1000倍。波浪和潮汐都具有巨大的能量。波浪能量每秒 $27 \times 10^8 \text{ kW}$ ，每年波能总量为 23×10^{12} 度，潮能 10×10^8 瓩，即约 8.7×10^{12} 度。除波能和潮能之外，潮流，海流，海水温差、压力差、浓度差都有可以利用的巨大能量，其中温差能量达 20×10^8 瓩，比潮能大一倍。

（四）海洋生物资源

海洋中共有20多万种生物。在不破坏生态平衡的前提下，海洋每年可以产出 30×10^8 吨水产品，足够 300×10^8 人食用。海洋向人类提供食物的能力，等于全球所有耕地提供农产品的1000倍。

鱼类是海洋生物资源的主体，全世界近30000种鱼类中，有16000种以上生活在海洋中。太平洋鱼类资源尤其丰富。近年来全世界每年约 7×10^7 吨鱼获量中，85%以上来自海洋。

海洋生物中种类最多的是无脊椎动物，约有 16×10^4 种。它们也是重要的海洋资源。其中的头足类、瓣鳃类、甲壳类、海参类、水母类，如乌贼、扇贝、对虾、龙虾、海蟹、海参、海蜇等，都具有较高的营养价值。

鲸、海豚，海龟、海鸟、海狮、海豹、海象等海洋脊椎动物，数量也相当多，并且具有重要的经济价值。此外，海洋还生活着种类繁多的海藻。它们是海洋中有机物的主要生产者，每年增长量约为 $(1300—5000) \times 10^8$ 吨。现在已知有70多种可供人类食用。它们不仅含有大量蛋白质、脂肪和碳水化合物，而且有20余种维生素。除食用外，海藻还被用作饲料、肥料、药材，或提取化学物质，用于生产纸张、化妆品、纺织和金属加工，等等。

二、海洋对地理环境的影响

地球是宇宙已知的唯一有海洋的星球，其表面的 70.8% 被海水所覆盖。海洋本身构成了地理环境的基本要素之一。海洋是地球上真正的生命摇篮，最早的生命即产生于海洋。而目前，仍有大量生物生活在海洋，并且形成了最大的生态系统——海洋生态系统。

海洋是到达地球表面的太阳能的主要接收者，也是主要的蓄积者，海水冷却时将向空气中散发大量的热，增温时则将从空气中吸收大量的热。海洋借助自己与大气的物质和能量交换过程间接影响气候和受气候影响的各种自然现象。

我们知道，海水的热容量（ $0.932 \text{ 卡/厘米}^3 \cdot \text{度}$ ）是空气热容量的 3100 倍，比重（ 1.02813g/cm^3 ）是空气比重的 797 倍。因此 1cm^3 海水升高或降低 1°C 所需要的或释放的热量，可以使 3100 多立方厘米空气降低或升高 1°C 。海水和空气之间的这种热学性质的差异，使它成为气温的重要调节者。地球表面温度之所以比较适中，变幅也不太大，当然是由日地距离、地球自转速度、大气圈及其环流的存在等一系列主要因素决定的，但是，海洋的调节无疑也有一定的作用。海洋中运动着的水体——洋流与气候的关系非常密切。从地球低纬区输送到高纬区的热量，约有一半是由洋流完成的。濒临寒流的海岸，气温比同纬度内陆地区低；而接近暖流的海岸，气温则比同纬度内陆地区高。 $55^\circ\text{—}70^\circ\text{N}$ 的加拿大东岸，因受拉布拉多寒流影响，年平均气温为 $-10\text{—}0^\circ\text{C}$ ，结冰期长达 300 天以上，呈现冻原景观；而同纬度的欧洲西岸，因受北大西洋暖流的影响，年平均气温约 $0\text{—}10^\circ\text{C}$ ，结冰期仅约 155—215 天，发育有针叶林或混交林。洋流还影响降水的地理分布。暖流影响区气旋发育，降水往往比较多；寒流影响区则往往发育高压，降水比较少，以致成为荒漠。

三、海洋环境保护

由上述可知海洋在地理环境中的重要地位和对人类生活的巨大影响。同时也可看到，由于人类社会生产的不断发展，尤其是对海洋资源的规模日益扩大的开发，已经导致了海洋环境的不同程度的污染和海洋生态平衡的局部破坏。陆地上的工业废物如矿渣、废油、汞、废纸浆、废热等；农业废物如有机汞化合物、有机磷化合物、化肥、家畜粪便等；居民生活废物如食品废渣、垃圾、洗涤剂、杀虫剂等；军事废物如有机物、放射性废物和裂变衍生物等；所有这些污染物最终往往以海洋为归宿。此外，大气中的各种燃烧生成物和大气层核试验产生的放射性散落物，也必然有一部分进入海洋。至于海洋中的船舶倾废，作业倾废，以及油船事故中进入海洋的石油等，则是海

洋污染物的直接来源。而所有这些污染，只要其污染程度超过海洋的自净能力，都将损害海洋生物资源，危及人类健康，妨碍海事活动，破坏海水使用素质和恶化海滨环境。显然，为了人类的长远利益，查明海洋自净能力，限制进入海洋的污染物数量，积极开展废水净化处理等已成为日益紧迫的任务。

但是，减少和防止海洋污染并不是保护海洋环境的全部内容。适当的生产安排和合理的资源开发也是不可忽视的。例如，合理利用海涂，将使近岸带生物活动基地得到保护；合理开采海滨砂矿，可使海岸保持平衡，避免侵蚀加剧；禁止对鱼类和其他水产资源的滥捕滥捞，可防止其数量锐减甚或绝灭，等等。

第五章 陆地水

陆地水是地球的自然地理要素或组成成分。陆地水的存在方式，它们的运动和变化，它们作为活跃的外动力之一对地表形态的形成和改造，以及它们对气候、植被等其他自然要素的作用，尤其是作为不可缺少的资源对人类生活的重要影响，等等，充分显示了它们在地球自然景观形成、发展和人类社会发展中重要性。陆地水主要以河流、湖泊、沼泽、冰川和地下水等形式存在，我们将在这一章中分别予以论述。

第一节 河流

一、河流、水系和流域

(一) 河流、水系和流域的概念

降水或由地下涌出地表的水，汇集在地面低洼处，在重力作用下经常地或周期地沿流水本身造成的洼地流动，这就是河流。河流沿途接纳很多支流，并形成复杂的干支流网络系统，这就是水系。一些河流以海洋为最后的归宿，另一些河流注入内陆湖泊或沼泽，或因渗漏、蒸发而消失于荒漠中，于是分别形成外流河和内陆河。

每一条河流和每一个水系都从一定的陆地面积上获得补给，这部分陆地面积便是河流和水系的流域。实际上，它也就是河流和水系在地面的集水区。河流和水系的地面集水区与地下集水区往往并不是重合的，但地下集水区很难直接测定。所以，在分析水文地理特征或进行水文计算时，多用地面集水区代表河流的流域。由两个相邻集水区之间的最高点连接成的不规则曲线，即为两条河流或两个水系的分水线。对于任何河流或水系来说，分水线之内的范围，就是它的流域。

(二) 水系形式

水系形式是一定的岩层构造、沉积物性质和新构造应力场的反映。据此，水系形式通常分为树枝状、格状和长方形三类。树枝状水系一般发育在抗侵蚀能力比较一致的沉积岩或变质岩区；格状水系经常出现在岩层软硬相间、地下水源比较丰富的平行褶皱构造区；长方形水系则往往和巨大的断裂构造相联系。

水系形式也可按干支流相互配置的关系或它们构成的几何形态来划分。如众多支流集中汇入干流，称扇状水系；支流比较均匀地分布于干流两侧，交错汇入干流，叫羽状水系；一侧支流很少，而另一侧支流众多，称梳状水系；支流与干流平行，至河口附近才汇合，称平行水系，等等。有时，还可根据水系流向的相互关系划分水系类型，如向心水系、辐散状水系等。

(三) 河流的纵横断面

河源与河口的高度差，称河流的总落差；而某一河段两端的高度差，则是这一河段的落差；单位河长的落差，叫做河流的比降，通常以小数或千分数表示。河流纵断面能够很好地反映河流比降的变化。以落差为纵轴，距河口的距离为横轴，据实测高度值定出各点的坐标，连接各点即得到河流的纵断面图（图 5-1）。河流纵断面分为四种类型：全流域比降接近一致的，为直线形纵断面；河源比降大，而向下游递减的，为平滑下凹形纵断面；比降上游小而下游大的，为下落形纵断面；各段比降变化无规律的，可形成折线形纵断面。

流域内岩层的性质、地貌类型的复杂程度及河流的年龄，都影响纵断面的形态。在软硬岩层交替处，纵断面常相应出现陡缓转折。山地和平原、盆地交接处，纵断面也发生变化。年轻河流纵断面多呈上落形或折线形；老年河流则多呈平滑下凹曲线形。后者有时被称为均衡剖面。

河槽中垂直于流向并以河床为下界、水面为上界的断面，是河流的横断面。由于地转偏向力和弯曲河道中河水离心力的影响，水面具有横比降；由于流速分布不均匀，水面还发生凹凸变形。所以河水面几乎不可能是一个严格的平面。

（四）河流的分段

一条河流常常可以根据其地理-地质特征分为河源、上游、中游、下游和河口五段。河源指河流最初具有地表水流形态的地方，因此也是全流域海拔最高的地方，通常与山地冰川、高原湖泊、沼泽和泉相联系。上游指紧接河源的河谷窄、比降和流速大、水量小、侵蚀强烈、纵断面呈阶梯状并多急滩和瀑布的河段。中游水量逐渐增加，但比降已较和缓，流水下切力已开始减小，河床位置比较稳定，侵蚀和堆积作用大致保持均衡，纵断面往往成平滑下凹曲线。下游河谷宽广，河道弯曲，河水流速小而流量大，淤积作用显著，到处可见浅滩和沙洲。河口是河流入海、入湖或汇入更高级河流处，经常有泥沙堆积，有时分叉现象显著，在入海、湖处形成三角洲。

河源的确定通常是根据“河源唯远”和“水量最丰”的原则。其余各段的划分则应以河流的主要自然特征为依据。但实际上，由于不同研究者分别着重考虑地貌、水文或其他特征，因此，一条河流的上中下游常有不同的划分。

（五）流域特征对河流的影响

流域面积是流域的重要特征之一。河流水量的大小和流域面积大小有直接关系。除干燥区外，一般是流域面积愈大，河流水量也愈大。流域形状对河流水量变化也有明显的影响。圆形或卵形流域，降水最容易向干流集中，从而引起巨大的洪峰；狭长形流域，洪水宣泄比较均匀，因而洪峰不集中。流域的高度主要影响降水形式和流域内的气温，而降水形式和气温又影响到流域的水量变化。根据某一高度上的降雨，降雪量和融雪时间，可以估计河流的水情变化（图 5-2）。

流域方向或干流方向对冰雪消融时间有一定的影响。如流域向南，降雪可能较快消融，形成径流或渗入土壤；流域向北，则冬季降雪往往迟至次年春季才开始融化。当然，流域所在的地理纬度和温度状况对冰雪消融的影响更为重要。

流域中干支流总长度和流域面积之比，称为河网密度 D ，（ km/km^2 ）。其式为

$$D = \frac{\sum L}{F}$$

河网密度是地表径流丰富与否的标志之一。流域气候、植被、地貌特征、岩石和土壤的渗透性和抗蚀能力，是河网密度大小的决定性因素。

二、水情要素

河流是通过它的流水活动影响和改变地理环境的。为了认识河流的特征及其地理意义，必须首先了解有关河流水情的一些基本概念。

（一）水位

河流中某一标准基面或测站基面上的水面高度，叫做水位。水位高低是流量大小的主要标志。流域内的降水和冰雪消融状况等径流补给是影响流量，同时也是影响水位变化的主要因素。但是，其他因素也可以影响水位变化，例如：流水侵蚀或堆积作用造成河床下降或上升；河坝改变了河流的天然水位情势；河中水草或河流冰情等使水流不畅，水位升高；入海河流的河口段和感潮段由于潮汐和风的影响而引起水位变化，等等。

可见，水位变化是多种因素同时作用的结果。这些因素各具有不同的变化周期，如流水侵蚀作用具有多年变化周期，径流补给形式的变化具有季节性周期，潮汐影响具有日变化周期，等等，因而，河流的水位情势是非常复杂的。

河流水位有年际变化和季节变化，山区冰源河流甚至有日变化。水位变化具有重要的实际意义。根据水位观测资料，可以确定洪水波传播的速度和河流水量周期性变化的一般特征。用纵坐标表示不同时间的水位高度，用横坐标表示时间，可以绘出水位过程线。通过分析水位过程线，可以研究河流的水源、汛期、河床冲淤情况，湖泊的调节作用。

在实际工作中，除了解某一时期内水位变化的一般规律外，还必须知道水位变化中的某些特征值，例如平均水位、平均高水位、平均低水位、中水位、常水位等等。平均水位是单位时间内水位的平均值。平均高水位与平均低水位则是各年最高水位与最低水位各自的平均值。中水位是一年中观测水位值的中值。常水位指一年中水位最常出现值。

河流各站的水位过程线上，上下游站在同一次涨落水期间位相相同的水位，叫相应水位。可以用纵轴表示上游站水位，以横轴表示下游站水位，绘制出两个测站的相应水位曲线（图 5 - 3）。相应水位曲线可用于插补或改正另一测站的观测资料，或推断某一未设站河段的水位变化过程。根据相应水位出现的时序，可以预报洪水，推算洪峰水位高度及变化情况。

（二）流速

流速指水质点在单位时间内移动的距离。它决定于纵比降方向上水体重

力的分力与河岸和河底对水流的摩擦力之比。

可以运用等流速公式，即薛齐公式计算水流某一时段的平均流速 v ：

$$v = c\sqrt{RI}$$

式中， R 为水力半径； I 为河流纵比降； c 为待定系数。

这是一个应用很广的基本公式。建立这一公式的基本出发点是：只有动力与摩擦力相等时，水流才沿河槽作等速运动（图 5 - 4）。

设 A 为河槽过水断面面积； l 为水体长度； w 为单位体积水的重量； ϕ 为单位面积的摩擦力； x 为水体移动的距离； R' 为河水断面水浸部分弧长； z 为水体重心向下移动的高度。当水体作等速运动时，水体受河床阻力而作功：

$$P_1 = \phi R' l x$$

此时水体下落所释放的位能为：

$$P_2 = wA l z$$

$$P_1 = P_2$$

$$wA l z = \phi R' l x$$

$$\frac{z}{x} = \frac{\phi R'}{wA} = I$$

I 是河流的纵比降。已知水力半径的定义为 $\frac{A}{R'} = R$ ，则

$$I = \frac{\phi}{wR}$$

根据实验资料， $\frac{\phi}{w}$ 值与平均流速的平方成正比，即

$$\frac{\phi}{w} = bv^2$$

式中， b 为经验系数，它与河槽过水断面深度、大小和形状有关，因此，等式 $I = \frac{\phi}{wR}$ 可写为

$$I = \frac{bv^2}{R} \text{ 或 } RI = bv^2$$

$$v = \sqrt{\frac{1}{b} RI}$$

$$\sqrt{\frac{1}{b}} = c$$

则 $v = c\sqrt{RI}$

在水力学中广泛应用薛齐公式估算水流平均速度。从公式中可以看到，

平均流速 v 与水力半径 R 及河流的纵比降 I 成正比，这就提供了计算上的方便。

薛齐公式中的系数 c 是一个不定值。根据推导公式时所做的假设，系数 c 决定于糙度、深度、过水断面形状等。许多人力图通过实验来确定 c 值。这里介绍两个最常用的计算 c 值的公式：

1. 满宁公式

$$c = \frac{1}{n} R^{\frac{1}{6}}$$

式中， n 为河槽粗糙系数（可根据表 5-1 查出其数值）， R 为水力半径。

2. 巴甫诺夫斯基公式

$$c = \frac{1}{n} R^x$$

此式与满宁公式不同之处在于 R 具有可变指数。当 $x = \frac{1}{6}$ 时，实际上和满宁公式相同。 x 是与 R 、 n 有关的系数，可由下式求得：

$$x = 2.5\sqrt{n} - 0.13 - 0.75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0.10)$$

河流中流速的分布是不一致的。在河底与河岸附近流速最小，流速从水底向水面和从岸边向主流线递增。绝对最大流速出现在水深的 $1/10$ — $3/10$ 处，弯曲河道的最大流速接近凹岸处，平均流速与水深 $6/10$ 处的点流速相等。

(三) 流量

表 5-1 天然水流之河槽糙率分类

类别	河槽特征	$\frac{l}{n}$	n
1	情况良好（即河槽糙率小），光滑、笔直、畅流无阻的土质河流	40	0.025
2	平原类型的有稳定水流的河槽（大部分是河床与水流都比较好的大河及中河）。河床与水流情况良好的季节性河道	30-35	0.033
3	一般的平原上稳定的水流。河身弯曲，水流方向略不规则的河道。或河道虽平直但河底地形不平整者（有浅滩，深潭）	25	0.040
4	阻塞显著的河槽。弯曲、多草、多石、水流湍急。季节性河流，洪水期内可挟带数量可观的冲积物而被覆盖的河床。河底为粗砾石或长满植物的整齐河槽	20	0.050
5	弯曲、阻塞很严重，间歇性水流的河槽。杂草很多，不平整的河滩水面，不平整的山溪性石灰质河槽；平原河流多石滩河段	15	0.067
6	阻塞极显著的河道与河谷，杂草丛生，水流微弱或有大深潭者。山地类型的巨石河道，水流汹涌，水花四溅	12.5	0.080
7	河滩情况同上，但有极不规则的横流、小河弯等等高山瀑布类型的河流，礁石突出，水珠飞溅，致使水流失去透明而呈白色。水声喧腾，交谈困难	10	0.100
8	沼泽类型的河流（有杂草、草丘，有些地方河水几乎停滞不流）有很大死水区，有局部深湖的河滩	7.5	0.133
9	由泥土、石子组成的泥石流，草木密生的河滩（整片原始森林）	5	0.200

在单位时间内通过某过水断面的水量，叫做流量，单位是 m^3/s 。测出流速和断面的面积，就可以知道流量：

$$Q = A\bar{v}$$

式中，A为断面积； \bar{v} 为平均流速。

流量是河流的重要特征值之一。流量的变化将引起流水蚀积过程和水流的其他特征值的变化。随着流量的变化，水位也发生变化。流量和水位之间有着内在联系。

已知 $Q = A\bar{v}$

据薛齐公式 $v = c\sqrt{RI} = f_1(H)$

而 $A = f_2(H)$

那末， $Q = f_1(H) \cdot f_2(H) = F(H)$

这个公式所表示的曲线就是水位流量关系曲线（图 5-5a）。它的实际意义在于，可以利用水位资料推求流量，所以在水文工作中用途很广。

在实际工作中，还常常需要绘制另一种曲线——流量过程线。以横轴表示时间，纵轴表示流量，连接各坐标点，得出 $Q=f(t)$ 曲线，即流量过程线（图 5-5b）。在横轴和两纵线间，过程线所包围的面积，等于相应期间的径流总量。一条河流的流量过程线是这一河流各种特征的综合。分析流量过程线相当于综合研究一个流域的特征。

（四）河水温度与冰情

河流的补给特征是影响河水温度状况的主要因素。由冰川和积雪补给的河流，水温必然较低；从大湖泊流出的河流，春季水温低而秋季水温高；地下水补给量丰富的河流，冬春季水温较高。还有许多其他因素影响河水温度，例如，太阳辐射和流域的气温状况，等等。

河水温度也随时间而变化。夏季水温有明显的日变化，而且中低纬河流比高纬河流显著。季节变化表现为夏季水温高，冬季水温低。北方河流并可以发生结冻现象。

河水温度还随流程远近而发生变化。流程愈近，水温与补给水源的温度愈接近；流程愈远，水温受流域气温状况的影响则愈显著。河水与大气及河谷地表的热交换将使水温发生变化。一般说来，由于发源地海拔高，河口海拔低，水温从上游向下游增高。长江发源于青藏高原上唐古拉山北坡的格拉丹冬冰川。源区和上游水温都很低，但它经过四川盆地和中下游平原之后，到河口地段水温升高。河流水温在很大程度上还受到河流流向的影响。亚欧大陆和北美大陆向北流入北冰洋的大小河流，愈向下游水温愈低。甚至一条河流的个别北向河段，这一特点也表现得相当突出。例如，兰州以下的黄河河段，北向银川平原，冬末春初，兰州附近早已解冻，而宁夏境内河段仍被坚冰封闭。

当气温降到 0 以下，水温降到 0 时，河水中开始出现冰晶，岸边形成岸冰。冰晶扩大，浮在水面形成冰块。随着冰块的增多和体积增大，河流狭窄处和浅水处首先发生阻塞，结果使整个河面封冻。我国北方河流每年都有时间长短不等的封冻期，长的可达 4—5 个月。

三、河川径流

（一）径流的形成和集流过程

径流的形成是一个连续的过程，但是可以划分为几个不同的特征阶段。了解这些阶段的特点，对于水文分析是重要的。

1. 停蓄阶段 降水落到流域内一部分被植物截留，另一部分被土壤吸收，然后经过下渗，进入土壤和岩石孔隙中，形成地下水。所以降水初期不能立即产生径流。降水进行到大于上述消耗时，便在一些分散洼地停蓄起来。这种现象称为填洼。停蓄于洼地的水也不能立即变为径流，所以这个阶段叫做停蓄阶段。对于径流形成而言，停蓄阶段是一个耗损过程；但是，从增加雨水对地下水的补给和减少水土流失来说，这个阶段是具有重要意义的。

2. 漫流阶段 降水进行到植物截留和填洼都已达到饱和，降水量超过下渗量时，地表便开始出现沿天然坡向流动的细小水流，即坡面漫流。坡面漫流逐渐扩大范围，并分别流向不同的河槽里，叫漫流阶段。这个阶段只有下渗起着削减径流形成的作用。而土壤、岩石的下渗强度，从开始下渗即逐步减小，一定时间后常成为稳定值，这个稳定值称为稳渗率。所以漫流阶段的产流强度，决定于降水强度和土壤稳渗率之差。各种土壤的下渗强度不同（图 5-6），故产流情况也不一样。在同样降水强度下，砂质土地区产流强度较小，而壤土地区产流强度较大。

坡面漫流是地表径流向河槽汇集的中间环节，分为片流、沟流和壤中流三种形式，其中，沟流又是主要的形式。水在地表纹沟中流动，流速一般不超过 1—2m/s，但流速和流量都从坡顶向坡底增加，冲刷力也相应地向坡底增强。片流并不多见。壤中流是指水在地表下数厘米的土壤中流动，其速度不大，开始时间也比较晚，但降水停止后它仍可持续一段时间。地表的土壤物质往往就是由这种坡面漫流带入河槽的。

3. 河槽集流阶段 坡面漫流的水进入河道中，沿河网向下游流动，使河流流量大为增加，叫做河槽集流。河槽集流阶段，大部分河水流出河口外，只有小部分渗过河谷堆积物补给地下水，待洪水消退后，地下水又反过来补给河流（图 5-7）。河槽集流过程在降水停止后还将继续很长时间。这个阶段包括雨水由坡面进入河网，最后流出出口断面的整个过程，它是径流形成的最终环节。

上述三个阶段是指长时间连续降水下发生的典型模式。实际上由于每次降水的强度和持续时间不同，各流域自然条件也不一样，所以，无论是不同流域，或是同一流域在不同降水过程中的径流形成，都可能不同程度的差别。

（二）径流计量单位

在研究某时段内河流量变化和比较各河流的径流量时，都必须采用适

当的量值来计算。常用的量有以下几种：

1. 流量 Q 在单位时间内通过河道过水断面的水量，称为流量 (m^3/s)。其式为

$$Q=Av$$

式中， A 为过水断面面积； v 为水流的平均流速。

2. 径流总量 W 在一特定时段内流过河流测流断面的总水量，称为径流总量 (m^3 或 km^3)，例如年径流总量。计算径流总量的公式为

$$W = \bar{Q}T$$

式中， T 为时间 (秒)； Q 为时段平均流量。

3. 径流模数 M 单位时间单位面积上产出的水量，称为径流模数 ($\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ 或 $\text{l}/\text{s} \cdot \text{km}^2$)。径流模数与流量之间的关系公式为

$$M = \frac{Q}{F}$$

式中， F 为流域面积 (km^2)。

当流量单位由 m^3 化为升时，应乘以 1000。在所有计算径流的常用量中，径流模数最能说明与自然地理条件相联系的径流的特征。通常用径流模数来比较不同流域的单位面积产水量。

4. 径流深度 y 研究河流径流时，需要把径流量与降水量进行比较。降水量是用毫米为单位的，径流量也须用毫米为单位。流域面积除该流域一年的径流总量，即得到径流深度

$$y = \frac{W}{F}$$

由于 W 和 F 都须要化为毫米，所以上式可写为

$$y = \frac{W \times 10^9}{F \times 10^{12}} = \frac{W}{F} \times 10^{-3} (\text{mm})$$

径流模数 M 与径流深度 y 之间，有以下关系已知 $W=QT$

$$\text{从 } M = \frac{Q}{F} \times 1000 \text{ (l/km}^2\text{)}$$

可得

$$\begin{aligned} \frac{Q}{F} &= M \times 10^{-3} \\ y &= \frac{W}{F} \times 10^{-3} = \frac{QT}{F} \times 10^{-3} = M \cdot T \cdot 10^{-6} \end{aligned}$$

这个水量是以一年计算的，即

$$T=31.5 \times 10^6 (\text{s})$$

所以 y 与 M 的关系可以表示为

$$y = 31.5M \text{ 或 } M = \frac{1}{31.5}y = 0.0317y$$

如果把 T 作为以百万计的秒数，则

$$y = M \cdot T \text{ 或 } M = \frac{y}{T}$$

5. 径流变率 (模比系数 K) 任何时段的径流值 M_1 、 Q_1 或 y_1 等，与同时段多年平均值 M_0 、 Q_0 或 y_0 之比，称为径流变率或模比系数

$$K = \frac{M_1}{M_0} = \frac{Q_1}{Q_0} = \frac{y_1}{y_0}$$

6. 径流系数 一定时期的径流深度 y 与同期降水量 x 之比，称为径流系数

$$= \frac{y}{x}$$

径流系数常用百分数表示。降水量大部分形成径流则 值大，降水量大部分消耗于蒸发和下渗，则 值小。

(三) 正常径流量

河流的年正常径流量是指多年径流量的算术平均值，即一年中流过河流某一断面的平均水量。它是一个比较稳定的数值，也是一个重要的特征值。只有河流的径流年际变化比较小，或者有相当长的观测资料时，才能够精确地计算出河流的正常径流量。

算术平均值能够比较简单地概括一系列观测数据。假定某个水文要素的观测共有 n 项，各项的数值分别为 x_1 、 x_2 、 x_3 …… x_n ，则其算术平均值为

$$\bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + x_3 + \dots + x_n}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

当缺乏长期观测资料时， \bar{x} 受到极值的影响，并不稳定。为了弥补这一不足，必须考虑系列的离散程度。例如有下面两个系列

第一系列：5 10 15； 第二系列：1 10 19

算术平均值相同，即 $\bar{x} = 10$ ，但离散程度不同。前者只变化于 5—15 之间，后者却变化于 1—19 之间。

研究任何系列的离散程度，必须以均值为中心来考察。系列中某一个值 x_i 与均值 \bar{x} 的差，

称为离均差或简称离差。各离差平均值等于零。显然，用离差平均值来说明系列的离散程度是无效的。因此必须采用离差值的平方的平均数，然后开方，作为鉴定系列离散程度的参数，这个参数称为均方差。

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}$$

按此式计算上述两系列的均方差，则得到 $\sigma = 4.08$ ， $\sigma = 7.35$ 第一系列的均方差小于第二系列，说明第一系列数值集中，变化较小。

但是，均方差也有明显的局限性，它并不适合于比较两个具有不同均值

的系列，例如，

第一系列：5 10 15；第二系列：995 1000 1005

这两个系列的均方差相同，说明两个系列的绝对离散程度是一样的，但因其均值分别为 10 和 1000，第一系列中最大最小值与均值之比为 1/2，第二系列却是 1/200。为了克服这种缺点，数理统计中用均方差与均值之比作为衡量相对离散程度的参数，这就是离差系数 C_v 。

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} = \frac{1}{\bar{x}} \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}$$

按此式计算，上述两系列的离差系数分别为

$$C_v = \frac{4.08}{10} = 0.4081 ; \quad C_v = \frac{4.08}{1000} = 0.00408$$

这说明第二系列的变化程度远较第一系列小。

C_v 值反映各年中具体水量的相对变动程度，在径流计算中很重要。表 5-2 表示 C_v 值和观测年数，即系列长短与正常径流量计算的准确程度的关系。

根据实测资料年限长短不同，可以分别采用下列方法推求河流的正常径流量：

表 5-2 C_v 值、观测年数和准确程度的关系

1) 水文资料充足，具有 30—40 年或更长连续观测系列的，可以把径流量的算术平均值作为正常径流量；2) 只有短期资料时，选择参证站或参证流域或与径流量有成因联系的变量资料（如降水），建立相关关系，延长系列；3) 缺乏实测资料时，以径流等值线方法或应用经验公式估算。

（四）径流的变化

1. 年内变化 随着气候条件的周期性变化，一年中河流补给状况、水位、流量等也相应发生变化。根据一年内河流水情的变化特征，可以分为若干个水情特征时期，如汛期、平水期、枯水期或冰冻期。

河流处于高水位的时期称为汛期。我国绝大多数河流的高水位是夏季集中降雨造成的，故又叫夏汛。夏汛期径流量大，洪峰起伏变化急剧，是全年最重要的水情阶段。各河流的夏汛期长短不一，我国南方河流因雨季早而持续时间长，夏汛期也长。春季积雪融化形成的河流高水位，叫做春汛。华北、东北的河流都有春汛，但水量比夏汛小，历时也不长。

枯水期是河流处于低水位的时期。我国河流的枯水期一般出现在冬季。这段时间河水主要依靠地下水补给，流量和水位变化很小，如果此时河流封冻，又可称冰冻期。

平水期是河流处于中常水位的时期。洪水过后，退水比涨水慢，所以从汛期到枯水期之间有一段过渡时期，水位处于中常状况。我国河流的平水期大多数出现在秋季，时间不长。

2. 年际变化 径流量的年际变化往往是由降水量的年际变化引起的。通常以径流的离差系数来表示年径流的变化程度。我国中等河流的离差系数，长江以南一般在 0.30 以下，长江下游及黄河中游各河流和东北山区河流为 0.40，淮河为 0.60，海河为 0.70。这种大致从南向北增长的趋势，与我国降水量变率的分布趋势基本一致。

（五）特征径流

1. 洪水 河流的水位达到某一高度，致使沿岸城市、村庄、建筑物、农田受到威胁的水位，称为洪水位。连续的强烈降水是造成洪水的主要原因，积雪融化也可以造成洪水。流域内的降水分布、强度、降水中心移动路线，以及支流排列方式，对洪水性质有直接影响。

洪水按来源可分为上游演进洪水和当地洪水两类。上游径流量显著增加，洪水自上而下沿河推进，就形成上游演进洪水。当地洪水则是由所处河段的地面径流直接形成的。由于洪水形成条件不同，洪水过程线也有单峰、双峰、肥瘦等差别。

实际观测发现，同一河流的上游洪峰比较尖锐，变幅大，而下游则渐趋平缓，变幅也逐渐减小。这就表明洪水位的升降愈向上游愈急速。洪水的传播速度与河道形状有关，河道整齐的传播快，不规则的传播慢。若河流流经湖泊或泛出河道，则洪水传播速度更慢。

洪水期间，在没有大支流加入的河段中，同一断面上总是首先出现最大比降，接着出现最大流速，然后是最大流量，最后是最高水位。

2. 枯水 一年内没有洪水时期的径流，称为枯水径流。枯水期间，径流呈递减现象，久旱之后，可能出现一年中最小的流量。枯水径流主要来源于流域的地下蓄水量。

流域的地质和水文地质条件，最大程度地影响着地下水的储量及所补给河流的特性。砂砾层能大量储水，并在枯水期缓慢补给河流；粘土则相反。溶洞可以使大量雨水漏到地下深处成为持久而稳定的水源。河槽下切深度和河网密度，决定着截获地下水补给的水量大小，湖泊、沼泽、森林以及水库的调节作用都能增加枯水径流。我国大多数河流的枯水径流出现在 10 月至次年 3—4 月。

四、河流的补给

（一）河流补给的形式

降落在地表的雨水，除部分被植物截留、下渗和蒸发以外，其余的形成地表径流，汇入河网，补给河流。冰川、积雪、地下水、湖泊和沼泽，也都可以构成河流的水源。

不同地区的河流从各种水源中得到的水量是不相同的，即使同一条河流，不同季节的补给形式也不一样。这种差别主要是由流域的气候条件决定

的，同时也与下垫面的性质和结构有关。例如热带地区没有积雪，降水成为主要的水源；冬季长而积雪深厚的寒冷地区，积雪在补给中起着主要的作用；发源于巨大冰川的河流，冰川融水是首要的补给形式；下切较深的大河能得到地下水的补给，下切较浅的小河很少或完全不能得到地下水补给；发源于湖泊、沼泽或泉水的河流，主要依靠湖水、沼泽水或泉水补给。此外，人类通过工程措施，也可以给河流创造新的补给条件，这就是人工补给。

河流水量补给是河流的重要特征之一。了解了补给特征，有助于了解河流的水情特征和变化规律。

（二）各种补给的特点

1. 降水补给 雨水是全球大多数河流最重要的补给来源。降水补给为主的河流的水量及其变化，与流域的降水量及其变化有着十分密切的关系。我国广大地区，尤其是长江以南地区的河流，降水补给占绝对优势。据估计，我国河流的年径流量中，降水补给约占 70%，河流水量与降水量分布一样，表现出由东南向西北递减的趋势；河流多在夏秋两季发生洪水，也与降水集中于夏秋两季有关。

2. 融水补给 融水补给为主的河流的水量及其变化，与流域的积雪量和气温变化有关。这类河流在春季气温回升时，常因积雪融化而形成春汛。春季气温和太阳辐射的变化，不像降水量变化那样大，所以春汛出现的时间较为稳定，变化也较有规律。我国东北北部地区有的河流融水补给可占全年水量的 20%，松花江、辽河、黄河的融水补给，可以形成不太突出的春汛。西北山区河流中山地带的积雪及河冰融水，是山下绿洲春耕用水的主要来源。高山冰川的融水补给时间略迟，常和雨水一起形成夏季洪峰。

3. 地下水补给 河流从地下所获得的水量补给，称地下水补给。地下水是河流较经常的水源，一般约占河流径流总量的 15—30%。地下水补给具有稳定和均匀两大特点。深层地下水因受外界条件影响较小，其补给通常没有季节变化，浅层地下水补给状况则视地下水与河流之间有无水力联系而定。

4. 湖泊与沼泽水补给 湖泊、沼泽水补给量的大小和变化，取决于湖泊和沼泽对水量的调节作用。湖泊面积愈大，水量愈多，调节作用就愈显著。一般说来，湖泊沼泽补给的河流，水量变化缓慢而且稳定。

5. 人工补给 从水量多的河流、湖泊中，把水引入水量缺乏的河流，向河流中排放废水等，都属于人工补给范围。

（三）河流水源的定量估计

对河流水源进行定量估算比较困难，但又相当重要。为了了解河川径流的形成规律及其计算和预报方法，正确地从总水量中划分出地表径流和地下径流，常常需要从河流的流量过程线中，把各种形式的补给分割出来。所以河流水源的定量估算，也叫做流量过程线的分割。

1. 直线分割法 这是一种最简单的分割方法，如图 5-8 所示，从流量过程线最低点 A，引一水平线和流量过程线相交于 B，AB 线以下部分即为地下

水补给。在洪水前的枯水情况下，用这种方法来分割深层地下水是简便而有效的，因为这时候深层地下水补给比较稳定。但当有浅层地下水混杂其中时，这种方法就不适用了。雨后分割出来的地下水量往往小于实际补给量，地面径流量则大于实际补给量。改进办法是，从 A 点引一斜线至流量过程线退水段上的地面径流停止点 B'，AB' 线以下部分就是地下水补给。B' 点可以根据洪峰后的日数 N 在流量过程线上定出。直线分割法的根本缺陷在于忽视了河流与地下水的水力联系，因而误差较大。但它简便易行，在水文分析和计算中仍然常常应用。

2. 退水曲线法 这个方法实际上是根据标准退水曲线，从流量过程线两端向内延伸，退水曲线以下部分就是地下径流。此法适用于河水与地下水没有水力联系的情况。如图 5-9，从流量过程曲线的两端，A 点向后延至 C 点，B 点延到 D 点，再用直线 CD 把两条退水曲线连接起来，ACDB 以下即为地下水补给。

以上两种方法都只限于分割地面径流和地下径流两部分。地表径流各部分还可以进一步分割，图 5-10 即为这种分割的一例。图中分别指出了整个洪水时期和降水持续时间。流量过程曲线明显地分为涨水曲线、洪峰曲线和退水曲线三个部分。涨水曲线代表最初一部分降水为土壤吸收后流量迅速加大的部分；洪峰曲线在降水终止前不久出现，其起点相当于单位时段内流量的增量开始变少的转折点；其终点相当于单位时段内增加的流量减少到零的转折点。退水曲线代表流量逐步减少恢复到涨水以前的部分。整个洪水流量应归属于四个部分：径流 a 代表水文站以上整个流域所能集中的地表水流量，但对降水存在着迟滞现象。河道降水量 d 是直接进入上游各支流的降水部分，随降水的起止而起止；渗入土壤的水分 b 不转为潜水即从侧面溢入河流，但它在雨降了一段时间后才能增加到河流流量中，并在洪水流量恢复到雨前时同时终止。至于地下径流量 c，是洪水以前河流流量的主要来源，而在降水之后直到洪峰出现的后期才会大量增加到河流中来，对降水也存在迟滞现象。

五、流域的水量平衡

进入任意流域空间的水量，减去所消耗的水量，等于它原来水量的绝对增加量，这就是流域水量平衡的原理。由这个原理出发，可以把进入某一流域的各种水量来源进行比较，并确定它们对水量情势的影响程度。设

x 为一定时间内流域的降水量； u_2 为收入超过支出时的增量；

w_1 为进入流域的地下径流量； z_1 为地表及土壤中凝结的水量；

w_2 为由地下径流方式流出的水量； z_2 为雪面、土面、叶面、水面蒸发量； u_1 为支出超过收入时的减量； y 为以地表径流方式流出的水量。

以上所有数值都用水深表示，则一条河流任意时段的水量平衡方程式可写为

$$x=y+(z_2-z_1)+(w_2-w_1)+(u_2-u_1)$$

以 z 表示减去了凝结量后的蒸发量，即

$$z=z_2-z_1$$

以 u 表示流域内蓄水量的变化，以 w 表示该流域与相邻流域间地下水的交换量，即

$$u=u_2-u_1$$

$$w=w_2-w_1$$

由于 x 、 y 总是正数，大多数情况下 $z_1 < z_2$ ，因此 z 也几乎总是正数，而 u 和 w 可以是正值也可以是负值，所以平衡方程式可以写为

$$x=y+z \pm u \pm w$$

当其他条件相同时，流域面积越大， w 就越小，因此，将上述方程用于大流域时， w 项可以忽略，成为

$$x=y+z \pm u$$

如果不是研究任意时段，而是一年，则 $\pm u$ 只表示地表水的存蓄与消耗，即

$$x=y+z \pm u_{\text{年}}$$

当用此式表示多年水量平衡状况时，由于

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 1 \pm u = 0$$

$$\bar{x} = \bar{y} + \bar{z}$$

中， $\bar{x} = \frac{\sum x}{n}$ 为多年平均降水量； $\bar{y} = \frac{\sum y}{n}$ 为正常径流量； $\bar{z} = \frac{\sum z}{n}$ 为正常蒸发量。

对于内陆流域，多年水量平衡式就更简单了：

$$\bar{x} = \bar{z}$$

即多年平均降水量等于多年平均蒸发量。

水量平衡的方法是研究各水情要素间数量关系的基本方法之一，在水文学中应用很广。

六、河流的分类

(一) 河流分类的意义和原则

幅员广阔、河流众多的国家，不可能在短期内对其全部河流进行观测，但是，发展经济的规划、设计却迫切需要河流水位、流量变化和水温动态方面的数据。因此，须借助河流的分类来解决生产实际中提出的问题。在某一地区内，影响河流特征的气候、土壤、地质地貌条件大致相同，故河流存在着一定程度的相似性。在不同地区内，影响河流特征的各种条件差别很大，河流水文要素的变化规律当然不一样。因此，可以根据现有的河流水文资料进行综合分析，将其要素变化相似的河流，划归一个类型。当规划设计某一缺乏资料的河流时，就可用同类河流的水文变化规律作为参证。

河流分类的方法和原则很多，现简要分列于下：1) 以河流的水源作为河流最重要的典型标志，按照气候条件对河流进行分类；2) 根据径流的水源和最大径流发生季节来划分；3) 根据径流年内分配的均匀程度来划分；4) 根据径流的季节变化，按河流月平均流量过程线的动态来划分；5) 根据河槽的稳定性来划分；6) 根据河流及流域的气候、地貌、水源、水量、水情、河床变化等综合因素来划分。

很显然，这里列举的大部分原则都有局限性，但又都有一定的实际应用价值，在为某个特定目的进行河流分类时，可以分别采用。

(二) 我国河流的分类

我国的河流众多，流域面积在 100 平方公里以上的河流约有 50000 条，其中长江的长度达 6380 公里，为世界第三大河。我国的绝大多数河流分布在东部和南部，以属太平洋流域的为最多，最大；属印度洋流域的较少；属于北冰洋的最少。此外，还有一个广阔的内陆流域，面积占我国总面积的 36.4%，而径流量则仅占全国径流总量的 4.39%。

我国常以河流径流的年内动态差异为标志进行河流分类。这种分类反映了我国各类型河流的年内变化特征及其分布规律，对进一步深入研究河流水文和合理规划利用地表径流提供了科学依据。现将主要河流类型及其径流特征介绍如下：

1. 东北型河流包括我国东北地区的大多数河流。其主要水文特征是：

(1) 由于冰雪消融，水位通常在 4 月中开始上升，形成春汛，但因积雪深度不大，春汛流量较小。

(2) 春汛延续时间较长，可与雨季相连续，春汛与夏汛之间没有明显的低水位，春季缺水现象不严重。春汛期间因流冰阻塞河道形成的高水位，在干旱年份甚至可以超过夏汛水位。

(3) 河水一般在 10 月末或 11 月初结冰，冰层可厚达 1 米。结冰期间只依靠少量地下水补给，1—2 月份出现最低水位。

(4) 纬度较高、气温低、蒸发弱、地表径流比我国北方其他地区丰富，径流系数一般为 30%，全年流量变化较小，如哈尔滨测得的松花江洪枯水量之比为 15 : 1。

2. 华北型河流 包括辽河、海河、黄河以及淮河北侧各支流。其主要特

征是：

(1) 每年有两次汛峰，两次枯水，3—4 月间因上游积雪消融和河冰解冻形成春汛，但不及东北型河流的春汛显著。

(2) 夏汛出现于 6 月下旬至 9 月，和雨期相符合，径流系数 5—20%，夏汛与春汛间有明显的枯水期，有些河流甚至断流，造成春季严重缺水现象。

(3) 雨季多暴雨，洪水猛烈而径流变幅大，如黄河陕县最大流量与枯水期流量之比为 110 : 1。

3. 华南型河流 包括淮河南侧支流、长江中下游干支流、浙、闽、粤沿海及台湾省各河，以及除西江上游以外的珠江流域的大部分。其特征是：

(1) 地处热带、亚热带季风区，有充沛的雨量作为河水的主要来源，径流系数超过 50%，汛期早，流量大。

(2) 雨季长，汛期也长，5—6 月有梅汛，7—8 月出现台风汛。

(3) 最大流量和最高水位出现在台风季节，当台风影响减弱时，雨量减小，径流亦减小，可发生秋旱现象。

4. 西南型河流 包括中、下游干支流以外的长江、汉水、西江上游及云贵地区的河流，一般不受降雪和冰冻的影响。径流变化与降水变化规律一致，7—8 月洪峰最高，流量最大，2 月份流量最小。河谷深切，洪水危害不大。

5. 西北型河流 主要包括新疆和甘肃省西部发源于高山的河流。其特征是：

(1) 主要依靠高山冰雪补给，流量与高山冰川储水量、积雪量和山区气温状况有密切关系。10—4 月为枯水期，3—4 月有不明显的春汛，7—8 月间出现洪峰。

(2) 产流区主要在高山区，出山口后河水大量渗漏，愈向下游水量愈少，大多数河流消失于下游荒漠中，少数汇入内陆湖泊。

6. 阿尔泰型河流 我国境内属于此型的河流为数很少，以积雪补给为主，春汛明显，汛期一般出现在 5—6 月。

7. 内蒙古型河流 以地下水补给为主，或兼有雨水补给；夏季径流明显集中，水位随暴雨来去而急速涨落，雨季的几个月中都可以出现最大流量；冰冻期可长达半年。

8. 青藏型河流 青藏高原内部河流以冰雪补给为主，东南边缘的河流主要为雨水补给，7—8 月降雨最多，冰川消融量最大，故流量也最大。春末洪水与夏汛相连。11 月至次年 4—5 月为枯水期。

七、河流与地理环境的相互影响

河流是所在流域内自然地理总背景下的产物。河水是以不同形态和经过

不同转化途径的降水为补给来源的。显然，只有进入河床的水量足以保持经常流动，即在足以补偿蒸发和渗漏所造成的损耗时，才能够形成河流。湿润地区河网密集，径流充沛而干燥地区河网稀疏径流贫乏，说明河流的地理分布受着气候的严格控制。实际上，河流的水文特征，包括水源的补给形式及其比例，水位、流量及其季节变化，结冰与否及结冰期长短，等等，无一不受气候条件制约。例如，降水量多寡决定着径流补给来源的丰缺，蒸发量大小反映着径流损耗的多少，降水的时空分布、降水强度、降水中心位置及其移动方向影响着径流过程和洪峰流量，气温、风和饱和差也因对降水、蒸发有影响而对径流间接起作用。因此可以说，河流是气候的镜子。

除气候条件外，其他自然地理要素也对径流发生影响。如流域海拔高度、坡度和切割密度直接影响着径流汇聚条件；地表物质组成决定着径流下渗状况；植被则通过对降水的截留影响径流；等等。

另一方面，河流对地理环境也有显著的影响。河流是地球水分循环的一个重要的、不可缺少的环节，内陆河流把水分从高山输送到内陆盆地底部或湖泊中，实现水分小循环；外流河把大量水分由陆地带入海洋，弥补海水的蒸发损耗，实现水分大循环。同时，热量和矿物质也随水分一起输送。南北向河流把温度较高的水送往高纬地区，或者相反，对流域气温都具有调节作用。而固体物质的随河水迁移，则使地表的高处不断夷平和低处不断被充填。所以河流既是山地景观的创造者，又是大小冲积平原的奠基者，还是内陆和海洋盆地中盐类的积累者。

荒漠地区绝大多数绿洲的形成与河流有密切的联系。流入干旱区的河流，不仅给那里带来水分，而且使荒漠河岸林和灌溉农业得以发展，从而形成了生机勃勃的绿洲景观。

河流对于人类社会的发展也具有重要意义。它在交通运输、灌溉、发电和水产事业等方面都为人类带来了重要财富。

第二节 地下水

一、地下水的物理性质和化学成分

(一) 地下水的物理性质

1. 温度 地下水的温度是因自然条件不同而变化的。极地、高纬和山区的地下水温度很低、地壳深处和火山活动区的地下水温度很高。地下水温度通常与当地气温有一定的关系，温带和亚热带平原区的浅层地下水，年平均温度比所在地区年平均气温高 1—2 。地下水温度与气温和地温的关系，可用下列公式表示：

$$T_H = T_B + \frac{H-h}{G}$$

式中， T_H 为在 H 深处地下水的温度； T_B 为所在地区年平均气温； H 为欲测定的地下水深度； h 为所在地区地温年恒温带深度； G 为地温梯度，以 33 米/度计算。

水温低于 20 的地下水，称冷水，20—50 者称温水，高于 50 者称热水。但是矿水的分类标准与此不同，20 以下的为冷水，20 - 37 的为低温水，37 - 42 为温水，42 以上为高温水。一般用缓变温度计测定地下水的温度。

2. 颜色 地下水一般是无色透明的，但有时因含某种离子、富集悬浮物或含胶体物质，也可显出各种各样的颜色。例如含亚铁离子或硫化氢气体的水为浅蓝绿色，含腐殖质或有机物的带浅黑色，含黑色矿物质或碳质悬浮物的为灰色，含粘土颗粒或浅色矿物质悬浮物的为土色，等等。

3. 透明度 地下水的透明度决定于水中所含盐类、悬浮物、有机质和胶体的数量。透明度分为透明、微混浊、混浊和极混浊四级。水深 60 厘米时能看见容器底部 3 毫米粗的线者为透明；于 30—60 厘米深度能看见者为微混浊；30 厘米深度以内能看见者为混浊；水很浅也看不见者为极混浊。

4. 比重 地下水比重决定于水的温度和水中溶解的盐类。溶解的盐分愈多，比重就愈大。地下淡水的比重常常接近于 1。盐水的比重可用波美度来表示，一升水内含有 10 克氯化钠，则其盐度相当于 1 波美度。波美度与地下水比重之间的关系如表 5 - 3：

表 5-3 水的波美度与比重的关系

波美度	比重								
1	1.0069	7	1.0509	13	1.0990	19	1.1516	25	1.2095
2	1.0140	8	1.0586	14	1.1074	20	1.1609	26	1.2197
3	1.0212	9	1.0664	15	1.1160	21	1.1703	27	1.2301
4	1.0283	10	1.0744	16	1.1247	22	1.1798	28	1.2407
5	1.0358	11	1.0825	17	1.1335	23	1.1896	29	1.2515
6	1.0433	12	1.0907	18	1.1425	24	1.1995	30	1.2624

5. 导电性 地下水导电性取决于其中所含电解质的数量与性质。离子含量愈多，离子价愈高，则水的导电性愈强。此外，温度对导电性也有影响。测定了水溶液的电阻率，即可知道它的导电性

$$K_e = 1/R$$

式中， K_e 为水的导电率，单位是欧姆⁻¹·厘米⁻¹； R 为水的电阻率，单位为欧姆·厘米。

地下淡水的导电率为 33×10^{-5} 至 33×10^{-3} 欧姆⁻¹·厘米⁻¹ 之间。

6. 放射性 地下水多含放射性气体和放射性物质，所以大都有放射性。目前已知地下水中有三个放射性系统：铀-镭系、钍系和钷系。镭原子放射粒子时变成氡原子。氡的含量可以用埃曼仪来测定。如一升水或气体中含有氡原子的量能够产生 0.001 静电力单位的饱和电流的能量，为一马海，而一马海等于 3.64 埃曼。水中含氡量超过 10 埃曼时，为弱放射水，超过 1000 埃曼，为强放射水。

7. 嗅感和味感 地下水含有不同气体成分和有机物，因而具有不同的嗅感。含硫化氢时，有臭鸡蛋味，含腐殖质多时有沼泽气味。嗅感也与温度有关系，在低温时气味不易辨别，而在 40℃ 时气味最显著。地下水的味感决定于它的化学成分，例如含氯化钠的水有咸味，含硫酸钠的水有涩味，含氯化镁或硫酸镁的水有苦味，含氧化亚铁的水有墨水味，含大量有机质的水有甜味，含较多二氧化碳的水清凉可口。地下水的味感也与温度高低有关系，水温低时味感不明显。

(二) 地下水的化学成分

1. 气体 地下水中溶解的气体主要有 CO_2 、 O_2 、 N_2 、 CH_4 、 H_2S ，还有少量的惰性气体和 H_2 、 CO 、 NH_3 等，按其成因可以分为四类：

(1) 生物化学成因的气体：有机物和矿物在微生物作用下分解形成 CH_4 、 CO_2 、 N_2 、 H_2S 、 O_2 和重碳氢化合物等气体即属此类。

(2) 空气成因的气体：由空气进入岩石圈和地下水中形成，如 N_2 、 O_2 和惰性气体。

(3) 化学成因的气体：一部分是在常温常压下的天然化学反应中形成

的，如 CO_2 、 H_2S 等；另一部分则是在岩石圈高温高压下发生变质作用时形成的，如 CO_2 、 H_2S 、 H_2 、 CH_4 、 CO 、 N_2 、 HCl 等。

(4) 放射性成因气体：由放射性元素蜕变形成，如 He、Re、Th、Ar、Xe 等。

氧和二氧化碳是地下水中两种主要气体。氧主要是从大气进入水中的，以溶解分子形式存在。氧的含量随地下水深度增加而减少，在一定深度以下，即不存在溶解氧。氧的存在形成了氧化环境，使很多物质被氧化，从而引起一系列物理-化学作用，对地下水化学成分和元素迁移带来巨大的影响。

几乎所有的天然水中都有二氧化碳，它在水中主要以溶解的分子形式存在，只有约 1% 与水作用形成碳酸，在通常情况下，其含量约为 15—40 毫克/升。二氧化碳对水的溶解能力，尤其是溶解碳酸钙的能力影响很大。

2. 氢离子浓度 天然水中 H^+ 离子浓度主要取决于 H_2CO_3 和 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 的数量。氢离子浓度常用 pH 值表示。pH=7 呈中性反应，pH < 7 呈酸性反应，pH > 7 呈碱性反应。某些化合物只有在一定的 pH 值时，才能从溶液中沉淀出来。因此，知道了水溶液的 pH 值后，就可以预测哪些元素已经析出，哪些还残留在水溶液中。

3. 离子成分和胶体物质 构成地下水中主要离子成分的元素有 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 NO_3^- 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Al^{3+} 、 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} 。

(1) 氯离子：在地下水和地表水中分布很广，含量变化也很大。在矿化度低的地下水中，通常含量较少，随着矿化度增高，氯离子溶解度也急剧增加，成为矿化水中最主要的离子。岩盐矿床和海相含盐沉积岩是地下水氯离子的主要来源。某些含方钠石、氯磷灰石的岩浆岩风化时，氯被溶解也可进入水中。

(2) 硫酸根离子：在高矿化水中， SO_4^{2-} 离子的含量一般比 Cl^- 离子少，但在中等矿化度，特别是低矿化度的水中，就远比 Cl^- 离子为多。在干旱地区，每升地下水的 SO_4^{2-} 含量可以达到数克，所以， SO_4^{2-} 离子是地下水最主要的阴离子。含石膏的各种沉积岩的溶滤，自然硫、金属硫化物和含硫有机物的氧化，是地下水中 SO_4^{2-} 离子的主要来源。

(3) 重碳酸根离子和碳酸根离子：前者是低矿化水中最主要的离子，只有少数酸性水中才没有它。后者则仅在水中的碳酸盐溶解时才存在，碳酸盐很难溶于水，所以它的含量通常不大。

(4) 钠离子：在地下水中分布很广，低矿化水中每升含量为数毫克至数十毫克，并随矿化度增加而增加。钠离子主要来源于海相沉积岩、干燥地区陆相沉积岩和盐矿床的溶滤和溶解、以及岩浆岩风化时含钠矿物的水解和阳离子代换。

(5) 钾离子：含量通常只及钠离子的 4-10%。主要来源于岩浆岩风化

时含钾矿物正长石、云母等的水解。

(6) 钙离子：含量不高，是低矿化水中的主要离子之一。石灰岩的溶蚀，石膏的溶滤和岩浆岩、变质岩的风化是钙离子的主要来源。

(7) 镁离子：白云岩、泥灰岩的溶解和岩浆岩、变质岩的风化，是镁离子的主要来源。分布较广，但含量不高。镁盐的溶解度比钙盐大，但岩石圈中钙的克拉克值比镁大，所以镁离子含量往往不如钙离子多。

(8) 氮化物（铵离子、亚硝酸根离子、硝酸根离子）：天然水中这些离子的出现，主要是含氮有机物在各种细菌的参加下分解的结果。在没有氧的情况下，氨是分解的最终产物。如果水中有氧，则 NH_4^+ 在硝化菌作用下氧化为亚硝酸根离子， NO_2^- 在另一种菌的作用下进一步氧化为硝酸根离子，后者是有机物分解的最终产物。

(9) 铁离子：天然水中三价铁含量很少，只有 0.01—0.1 毫克/升。二价铁在地下水中含量较大，少数可达数十或数百毫克/升，但一般不超过 1 毫克/升。

(10) 硅：在地下水中呈硅酸根离子 (HSiO_3^-) 状或复杂的胶体形式存在，含量可达 10—20 毫克/升，个别情况下可达数百毫克/升。

(三) 地下水的总矿化度和硬度

1. 总矿化度 水的总矿化度是指水中离子、分子和各种化合物的总含量，通常是以水烘干后所得的残渣来确定，单位为 g/l。水在蒸发时部分离子被破坏，有机物被氧化，所以，残渣总量与离子总量并不一致，计算时应考虑上述因素，以便对分析结果作适当的订正。

根据总矿化度的大小，天然水可以分为五类：

淡水	残渣 < 1 克/升
弱矿化水	1—3 克/升
中等矿化水	3—10 克/升
强矿化水	10—50 克/升
盐水	> 50 克/升

2. 硬度 水中钙、镁离子的总量，称为水的总硬度。当水煮沸时，一部分钙镁离子的重碳酸盐因失去 CO_2 而成为碳酸盐沉淀，沉淀的部分叫做暂时硬度。总硬度减去暂时硬度即为永久硬度。表示水的硬度的方法有两种：一是德国度，以 1 升水中含 10 毫克 CaO 为 1 度；一是用 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的毫克当量/升来表示，1 毫克当量硬度等于德国度 2.8°。根据水的总硬度可以把水分五类：

极软水	< 1.5 毫克当量 (< 4.2°)
软水	1.5—3.0 毫克当量 (4.2—8.4°)
弱硬水	3.0—6.0 毫克当量 (8.4—16.8°)
硬水	6.0—9.0 毫克当量 (16.8—25.2°)

极硬水 > 9.0 毫克当量 (> 25.2 °)

二、岩石的水理性质

松散岩石存在着孔隙，坚硬岩石中有裂隙，易溶岩石有孔洞。水以不同形式存在于这些空隙中。岩石与水作用时，表现出不同的容水性、持水性、给水性、透水性等，这就是岩石的水理性质。

(一) 容水性

容水性是指岩石能容纳一定水量的性能，用容水度表示。岩石中所容纳的水的体积与岩石体积之比，称为岩石的容水度。当岩石的空隙完全被水所充满时，水的体积即等于岩石空隙的体积。

(二) 持水性

在重力作用下，岩石依靠分子力和毛细力在其空隙中保持一定水量的性质，称为持水性，以持水度表示。在重力影响下岩石空隙中所能保持的水量与岩石总体积之比，就是岩石的持水度。其中，岩石所能保持的最大薄膜水量与岩石体积之比，叫分子持水度；毛细空隙被水充满时，岩石中所保持的水量与岩石体积之比，则称毛细持水度。岩石的颗粒大小对持水度影响很大，泥炭、粘土、亚粘土等持水度较高，泥灰岩、疏松砂岩、粘土质砂和细砂持水度小，块状火成岩和块状沉积岩、砾石和砂，几乎完全不持水。持水度与颗粒直径的关系，见表 5 - 4。

表 5—4 粒径与持水度的关系

粒径 (mm)	持水度 (%)
1 — 0.5	1.57
0.5 — 0.25	1.60
0.25 — 0.1	2.73
0.1 — 0.05	4.75
0.05 — 0.005	10.18
0.005	44.85

(三) 给水性

在重力作用下，饱水岩石能够流出一定水量的性能，为岩石的给水性。流出的水的体积与储水岩石体积之比，称为给水度。颗粒较粗的岩石给水度较大，细粒岩石给水度则很小。表 5-5 为某些松散沉积物的给水度。

(四) 透水性

透水性就是岩石的透水性能。岩石空隙的大小、多少和空隙是否彼此连通，对透水性有着明显的影响。粘土孔隙度有时虽然可达 50% 以上，但透水性很差，砂的孔隙度一般只有 30%，但孔隙大，故透水性良好。同一岩石在不同方向上的透水性能也不一样。根据透水性可以把

表 5-5 松散沉积物的给水度

松散沉积物	给水度 (%)
砾石	0.35 — 0.30
粗砂	0.30 — 0.25
中砂	0.25 — 0.20
细砂	0.20 — 0.15
极细砂	0.15 — 0.10

岩石分为三类：

1. 透水岩石 包括砾石、砂、裂隙和岩溶发育的岩石。
2. 半透水岩石 包括粘土质砂、黄土、泥炭，各种疏松砂岩等。
3. 不透水岩石 包括块状结晶岩、粘土和裂隙很不发育的沉积岩。

三、地下水的动态和运动

(一) 地下水的动态

地下水流量、水位以及温度和化学成分，在各种因素影响下，发生日变化和季变化，称为地下水的动态。气候是影响地下水动态的最积极的因素之一。降水、蒸发、气温的周期性变化引起地下水相应的变化；暴雨、干旱等则造成地下水的突然性变化。河湖水位升降，海岸附近涨落潮，在地表水与地下水水位之间有水力联系时，也常引起地下水水位的变化。地壳的升降运动引起侵蚀基准面位置的变化，也必然引起地下水动态的改变，上升区基准面下降，地下水强烈循环，同时变淡；下降区地下水循环减慢，并发生盐化。植物的蒸腾作用使地下水水位产生以昼夜为周期的升降。人为因素对地下水动态的影响是多方面的，抽水、排水工程可以降低地下水水位，农田灌溉、修建水库可使地下水水位增高。

地下水的动态变化，是水量变化的表现形式，为了准确掌握地下水的动态，必须进行地下水水量平衡计算。如某地区地下水的收入水量包括降水量 x 、地表水流入量 y_1 、凝结水量 z_1 、地下水流入量 w_1 ，而支出水量包括地表水流出量 y_2 、蒸发量 z_2 、地下水流出量 w_2 ；又设

ϕ 为含水层的给水度； h 为潜水位变化；

v 为地表水量变化； m 为包气带中水量的变化

则地下水平衡方程式可以写为

$$x - (y_2 - y_1) - (z_2 - z_1) - (w_2 - w_1) = \phi h + v + m$$

(二) 地下水的运动

地下水的运动形式一般分为两种：一种是层流运动，一种是紊流运动。地下水在岩石空隙中的运动速度比地表水慢得多，除了在宽大裂隙或空洞中具有较大速度而成为紊流外，一般都为层流。地下水的这种运动称渗透。

1. 线性渗透定律 法国人达西通过实验发现，单位时间内通过岩石的水量与岩石的渗透系数、水头降低高度和岩石断面面积成正比，与渗透距离成反比，从而建立了达西公式

$$Q = KA \frac{h}{l}$$

式中，Q 为单位时间内透过岩石的水量；K 为渗透系数；A 为岩石断面面积；h 为水头降低值；l 为渗透距离。

令
$$\frac{h}{l} = I$$

则 I 为水头梯度。据 $Q=Av$

$$v = \frac{Q}{A}$$

又，达西公式移项得

$$\frac{Q}{A} = K \frac{h}{l} = KI$$

所以，渗透速度 $\bar{v}_{cp} = KI$

公式表明，渗透速度与水头梯度的一次方成正比，这就是线性渗透规律或达西定律。渗透速度和渗透系数单位相同，用 cm/s 或 m/d 来表示。

渗透速度 \bar{v}_{cp} 并不是水在空隙中的实际平均速度，而只是在透水岩石断面上的平均速度，所以，应以孔隙度 n 除渗透速度，才能得到实际速度 v_0 。

$$v_0 = \frac{\bar{v}_{cp}}{n}$$

岩石的孔隙度 n 永远小于 1，所以渗透速度 \bar{v}_{cp} 是小于实际速度 v_0 。

实验证明，当渗透速度超过某一临界值时，地下水的运动不符合线性渗透定律。但在通常情况下，地下水流的水头梯度很小，故大部分地下水运动仍然符合线性渗透定律。

2. 非线性渗透定律 在大孔隙和溶洞中，地下水运动具有紊流性质，不符合线性渗透定律，这时即可应用薛齐公式

$$v = c\sqrt{RI}$$

如以 $c\sqrt{R} = K$ ，则

$$v = KI^{\frac{1}{2}}$$

当运动为混合形式，即层流与紊流混合时，公式可改写为 $v = KI^{\frac{1}{m}}$

四、地下水按埋藏条件的分类

水在岩石中存在的形式是多种多样的，按其物理性质上的差异可以分为

气态水，吸着水，薄膜水，毛管水，重力水和固态水等。重力水在重力作用下向下运动，聚积于不透水层之上，使这一带岩石的所有空隙都充满水分，故这一带岩石称饱水带。饱水带以上的部分，除存在吸着水、薄膜水、毛管水外，大部分空隙充满空气，所以称包气带。包气带和饱水带之间的界限，就是潜水面。

实际上，第一个不透水层之下，还可以有第二个、第三个不透水层。因此，地下水按其埋藏条件可以分为浅层地下水和深层地下水。浅层地下水又称潜水；深层地下水承压喷出的称为自流水。浅层地下水之上，有时存在局部不透水层，滞留一部分重力水，形成上层滞水。

总之，地下水按埋藏条件可分为上层滞水、潜水和承压水三类。此外，按其储存空隙的种类又可分为孔隙水、裂隙水、岩溶水。这两种分类是互相平行的，这就是说上层滞水、潜水和承压水都可按储存空隙各分三类。

（一）上层滞水

上层滞水是存在于包气带中局部隔水层之上的重力水。一般分布范围不广，补给区与分布区基本上一致，主要补给来源为大气降水和地下水，主要的耗损形式则是蒸发和渗透。上层滞水接近地表，受气候、水文条件影响较大，故水量不大而季变化强烈。

风化裂隙中的上层滞水主要是以季节性存在的。而在岩溶地区，上层滞水的出现主要是岩性变化的结果。当岩溶发育的岩层被比较厚的非岩溶化岩层所隔开时，上下两层岩溶化岩层可能各自发育一套溶洞系统。此时，上层的岩溶水就具有上层滞水的性质。在松散沉积物中，只有在沉积物能够形成局部不透水层时，才可能出现上层滞水。冰水沉积物的分选不良的透水层中，常常夹有细粒透镜体，有利于上层滞水的存在。洪积冲积物中如有这类透镜体，其上部也可形成上层滞水。

坡度较陡的地区，大部分降水以地表径流方式流走，因而不易形成上层滞水。但在坡度较小处，尤其是能汇集雨水的洼地，却最易于形成上层滞水。

上层滞水的动态主要决定于气候、隔水层的范围、厚度、隔水性等条件。当隔水层范围较小、厚度较大或隔水性不强时，上层滞水易于向四周流散或向下渗透。上层滞水矿化度比较低，但最容易受到污染。

（二）潜水

潜水是埋藏在地表下第一个稳定隔水层上具有自由表面的重力水。这个自由表面就是潜水面。从地表到潜水面的距离称为潜水的埋藏深度。潜水面到下伏隔水层之间的岩层称为含水层，而隔水层就是含水层的底板。潜水面以上通常没有隔水层，大气降水、凝结水或地表水可以通过包气带补给潜水，所以大多数情况下，潜水的补给区和分布区是一致的。

潜水面的位置随补给来源的变化而发生季节性升降。潜水面的形状可以是倾斜的、水平的或低凹的曲面。当大面积不透水的底板向下凹陷，而潜水

面坡度平缓，潜水几乎静止不动时，就形成潜水湖；当不透水底板倾斜或起伏不平时，潜水面有一定坡度，潜水处于流动状态，此时就形成潜水流（图 5-11）。

绝大多数潜水以大气降水和地表水为主要补给来源。当降水丰富，地表径流量大时，含水层中的水量增加，潜水面就随之上升。干燥地区降水量少，大气降水补给潜水的量很小。河、湖水面常常高于附近的潜水面，因此，河水、湖水常常补给沿岸的潜水，黄河下游及洪泽湖沿岸即是一例。潜水与河流水面间往往形成互相补给的关系，这种现象称为河流与地下水的水力联系（图 5-12）。

潜水具有明显的纬度地带性和垂直带性特征。例如我国东部热带潮湿气候下的潜水，水温较高，主要为重碳酸盐-钙水，并含较多硅酸。亚热带潮湿气候下的潜水，矿化度很低，主要为重碳酸盐-钙-钠水和重碳酸盐-钙水。温带湿润气候下的潜水，主要为重碳酸盐-钠-钙-镁水。寒温带岛状多年冻结潜水，温度低、矿化度低，主要为重碳酸盐水。

（三）承压水

充满于两个隔水层之间的水称承压水。承压水水头高于上部隔水层（隔水顶板），在地形条件适宜时，其天然露头或经人工凿井喷出地表称自流水。隔水顶板妨碍了含水层直接从地表得到补给，故自流水的补给区和分布区常不一致。

在适当的地质构造条件下，孔隙水、裂隙水和岩溶水都可以形成自流水。在盆地、洼地或向斜中，出露于地表的含水层，海拔较高部分成为地下水的补给区，海拔较低部分就成为排泄区。在补给区和排泄区之间的承压区打井或钻孔，穿过隔水顶板之后，水就涌到井中。单斜构造也可以构成自流含水层。当单斜含水层的一侧出露地表成为补给区，另一侧被断层切割，而断层构成水的通道时，则成为单斜含水层的自流排泄区，此时承压区介于补给区与排泄区之间，情况与自流盆地相似（图 5-13a）。当含水层一端出露于地表，另一端在某一深度上尖灭或被断层切割而不导水时，一旦补给量超过含水层的容水量，水就从含水层出露带的较低部分外溢，其余部分则成为承压区（图 5-13b）。

第三节 湖泊与沼泽

一、湖泊

(一) 湖泊的成因和类型

地面上洼地积水形成比较宽广的水域称为湖泊。内力作用和外力作用都可以形成湖盆。例如，一部分地壳断陷、下沉可以形成构造湖；死火山口或熔岩高原的喷口可以形成火山湖；冰蚀洼地中，冰碛丘陵间或终碛后方可以形成冰川湖；山崩、熔岩流或冰川阻塞河谷可以形成堰塞湖；风蚀盆地积水可以形成风蚀湖；岩溶作用可以形成岩溶湖；浅水海湾或海港被沙堤或沙嘴与海水分隔开来，可以形成潟湖；河流曲流裁曲取直后可以形成牛轭湖；多年冻土区地下冰融化后，地表下陷积水，可以形成热融湖；人工筑坝，建造水库，形成人工湖，等等。

湖泊的分类是多种多样的，常见的有：

1. 按照湖水的来源，把湖泊分为海迹湖和陆面湖两大类。海迹湖过去曾经是海洋的一部分，以后才与它分离，而陆面湖则包括了陆地表面的绝大部分湖泊。

2. 依据湖水与径流的关系，把湖泊分为内陆湖和外流湖。内陆湖完全没有径流入海，常属非排水湖。外流湖以河流为排泄水道又称排水湖，湖水最终注入海洋。

3. 根据湖水的矿化程度，把湖泊分为淡水湖和咸水湖。其中咸水湖又可根据水中溶解盐类的主要成分，进一步分为碳酸盐湖、硫酸盐湖、氯化物盐湖等。排水湖为淡水湖，非排水湖多为咸水湖。

4. 按湖水温度状况，把湖泊分为热带湖、温带湖和极地湖等。

5. 以湖水存在的时间久暂，湖泊可分为间歇湖、常年湖。

(二) 湖水的性质

1. 颜色和透明度湖水一般呈浅蓝、青蓝、黄绿或黄褐色。湖水颜色以含沙量多少、泥沙颗粒大小、浮游生物的种类和数量多少为转移。一般说，含沙量小、泥沙颗粒小、浮游生物少，则湖水呈浅蓝或青蓝色；反之则呈黄绿或黄褐色。

湖水透明度与太阳光线、湖水含沙量、温度及浮游生物都有关系。确定湖水透明度的方法与海水透明度相同。

2. 温度 太阳辐射热量是湖水的主要热量来源。水汽凝结潜热、有机物分解产生的热和地表传导的热，也是湖水热量收入的组成部分。而湖水向外辐射和蒸发，则是热量损耗的主要方式。

淡水在 4℃ 时密度最大。当湖面温度低于 4℃ 时，水温随深度增加而升高，这种温度分布称为逆列状态，多出现于冬季；湖面温度增到 4℃ 时，表水密度增大下沉，较冷水因密度小而上升，这样对流的结果，水温趋于均匀，

称为等温状态，多发生在春季；湖水温度增到 4℃ 以上，密度又降低，最热层位于湖面，水温随深度增加而降低，这种温度分布称为正列状态，多发生于夏季。热带湖水常年 4℃ 以上，故温度分布始终为正列状态。温带湖随季节不同而分别出现逆列、正列、等温状态。高山和极地湖泊的水温常年低于 4℃，多为逆列状态。

3. 化学成分 湖水的化学成分大致是相同的，但各种化学元素的含量及其变化情况，却可以因时因地而有比较大的差异。作为补给来源的降水、地表径流和地下水，含有许多溶解气体和盐类，例如雨水含氮、氧、氢、二氧化碳、亚硝酸，地下水除含氮、氧、氢及二氧化碳外，还有碳酸钙、碳酸钠、硫酸钠、硫酸镁、氯化镁、食盐、硅酸。河水还含有有机酸。

在不同的自然条件下，降水、地表径流和地下水带入湖泊的化学元素种类和含量有差别。降水量和蒸发量的不同，使湖水盐分增加或减少的量不同。湖水排泄状况良好与否，使盐分积累过程发生迥然不同的区别。湖岸岩石性质，水生物繁殖状况等，都影响湖水的化学成分。

（三）湖泊水文特征

1. 湖水的运动

（1）定振波：全部湖水围绕着某一个或几个重心而摆动的现象，称为定振波。大小湖泊都可以形成定振波。大气压力发生急剧变化、暴雨、从山地来的下沉气流冲击湖面等都使湖面大部分水的平衡遭到破坏，都可以发生定振波。但是，定振波和暴风雨的关系最为密切。定振波和波浪的不同之处在于：定振波不只是水面，而是整个水体的水分子都在运动。整个水体一侧上升，另一侧下降。摆动作用力消失后，摆动仍可延续一些时间。

湖的形状千差万别，决定了定振波的摆动现象比较复杂。但通常可以分为单定振波和双定振波两种（图 5-14）。

$$T = \frac{2L}{\sqrt{gH}}$$

式中，L 为动力方向线上的容器长度；g 为重力加速度；H 为容器平均深度。

$$\text{双定振波的周期 } T = \frac{L}{\sqrt{gH}}$$

$$\text{多节定振波的周期 } T = \frac{L}{n\sqrt{gH}}$$

（2）湖流：湖水流动产生的原因很多。有河流注入的湖，河流入口处的水面比外泄处略高，于是湖水就发生单向缓慢流动。风的作用可使湖水随湖面风向运动，如果风向稳定，水量将集中于向风岸，并在那里下沉，背风岸则发生水的上升运动，从而湖水形成闭合的垂直环流。定振波造成水面倾斜，湖水在重力作用下也可发生湖流。最后，水温变化造成湖水的垂直循环，

也产生湖流。温带湖因水温正列、逆列和等温状态周期性的更替，每年可发生两次对流，称为双对流。热带和极地或高山湖水温分别成正列或逆列状态，每年只发生一次对流，分别称为热单对流和冷单对流。

2. 水位变化和水量平衡湖水的水位变化是与水量平衡紧密联系的。当湖水收入超过支出，水量成正平衡，水位就上升；相反，若湖水支出超过收入，水量成负平衡，水位就下降。排水湖的水量平衡方程式可以写作：

$$x+y+z+k-y'-z'-e=\pm w$$

式中， x 为湖面降水量； y 为入湖地表径流量； y' 为出湖地表径流量； z 为入湖地下径流量； z' 为湖水渗漏量； k 为湖面水汽凝结量； e 为湖面蒸发量； w 为一定时期内湖的水量变化。

若湖没有出口，则取消出湖地表径流量 y' ，此式仍然适用。 k 的数值很小，可以略去。

湖水收支季节差异，使湖水位发生相应的季节升降。融雪补给的湖，春季出现最高水位；冰川补给的湖，夏季出现最高水位；雨水补给的湖，雨季出现最高水位。此外，多年的气候变化、湖盆淤塞和湖岸升降都可以反映在湖的水位变化上。

二、沼泽

（一）沼泽的成因

通常把比较平坦或稍为低洼而过度湿润的地面称为沼泽。沼泽中生长各种喜湿植物，并有泥炭层。在沼泽物质中，水占 85—95%，干物质（主要是泥炭）只占 5—10%。水分条件是沼泽形成的首要因素。只有过多的水分才能引起喜湿植物的侵入，导致土壤通气状况恶化，并在生物作用下形成泥炭层。

沼泽形成过程基本上有两种情况，即水体沼泽化和陆地沼泽化。

1. 水体沼泽化 沿湖岸水生植物或漂浮植毡向湖中央生长，使全湖布满植物，大量有机物质堆积于湖底，形成泥炭，湖渐变浅，最后形成沼泽。低洼平原的河流沿岸沼泽化过程与此相似。当河水不深、流速也不大时，水生植物从岸边生长，造成泥炭堆积，最终导致河流沿岸的沼泽化。这些都属于水体沼泽化。

2. 陆地沼泽化 陆地沼泽化表现为多种形式，但基本形式是森林沼泽化和草甸沼泽化两种。在过湿区域的森林砍伐迹地或火烧迹地上，草本植物大量繁殖，一方面阻碍木本植物的生长，另一方面又成为苔藓植物的温床，最后形成苔藓沼泽。这是森林沼泽化。地表长期处于过湿状态，特别是河水泛滥及邻近水体沼泽化的影响，使潜水位升高或地下水出露地表，造成草甸的过度湿润，以致低洼处水分积聚，土壤中形成嫌气环境，死亡有机质在嫌气细菌作用下，缓慢分解而形成泥炭层。这是草甸沼泽化。此外，海滨高低潮

位之间反复被海水淹没的平坦海岸地带，也可形成沼泽，高山或高原多年冻土区的古夷平面、宽广河流阶地、甚至平坦分水岭上，冻土层阻碍地表水下渗，即使降水量并不丰富，地表仍能处于过湿状态，形成沼泽。

（二）沼泽水文特征

沼泽一般排水不畅，加以植物丛生，故沼泽水的运动十分缓慢。沼泽水的主要补给来源是降水、融雪水和地下水。蒸发是沼泽水的主要损耗方式。沼泽中的泥炭层毛管发育良好，可以使数米深的地下水上升至地表，而泥炭层吸热能力强，有利于蒸发的进行，所以沼泽的蒸发比较强烈，蒸发量大于自由水面。

泥炭中的水流动很缓慢。据计算，在分解程度很低的泥炭层的最上部，水的流速每日只有 2—3m。

苔藓沼泽中的潜水面多是中间凸起，周围逐渐低落，潜水位具有明显的季变化。春季融雪和秋季气温下降时，形成两个高水位。夏季气温高、蒸发强和冬季缺乏地表水补给，又形成两个最低水位。

径流极小是沼泽水文的又一特征。径流量只及蒸发量的 1/3。已有的少数观测数据表明，每公顷沼泽的年平均径流模数只有 0.020—0.055 升/秒，最大的也只有 2.5 升/秒，可见沼泽对河流的补给作用是比较微弱的。

关于沼泽对河川径流的影响，因研究很不充分，出现了许多相互矛盾的说法。有的认为流域沼泽率达 20—30% 时，河流的正常径流可减少 10—15%；有的则认为情况正好相反，径流随沼泽率的增加而增加；还有一种意见认为沼泽对年径流没有多少影响。但是，可以肯定的是，沼泽对水分的滞蓄，可以缓解洪峰；而对河流缓慢和微弱的补给都是对河流水量的调节。

（三）沼泽的分类

沼泽的分类是一个比较复杂的问题，目前还没有一个公认的分类系统。苏联学者 P. .阿波林认为，所有沼泽都处于一个统一发育过程中的不同阶段。除了寒温带泰加林地带的沼泽外，这一观点运用于其他地区都不适当。C.H. 丘列姆诺夫以沼泽的补给和水分状况均与其所处地貌部位相关为依据，划分出海滨沼泽、湖滨沼泽等类型，也未能反映沼泽作为自然综合体的全部特征。尽管如此，目前地貌分类法和综合分类法仍得到广泛运用。

地貌分类法是以沼泽形成地的地貌条件和沼泽分布的地貌部位为依据的。这种分类，部分地反映了沼泽体表面的形状。沼泽综合分类法最近 30—40 年来为北欧诸国和苏联所采用。其特点是通过对比沼泽各种不同发展阶段的研究，确定各阶段的变化顺序，注意沼泽各要素间的相互联系和相互制约。

我国沼泽研究者，在对若尔盖沼泽分类时，按照综合分类的原则，采用了三个主要特征作为依据：一是沼泽体发育过程的形式与阶段；二是沼泽体所处的地貌类型及水分养分状况；三是植被及其在沼泽体中的分布规律。按照第一个特征划分沼泽类型，可分为高位型、低位型；按照第二特征划分亚

型，例如湖滨洼地沼泽亚型、阶地沼泽亚型、闭流宽谷沼泽亚型；按照第三个特征划分沼泽体，例如睡菜-苔草沼泽、蒿草-木里苔草沼泽。

低位沼泽是沼泽发展的初级阶段。沼泽初形成时，土壤中的矿物营养物质还比较丰富，沼泽表面平坦或呈浅凹状，主要生长富营养苔草植被，这就是低位沼泽。随着泥炭的堆积，土壤中的矿物营养愈来愈少，富营养植物逐渐死亡。沼泽中心得不到从四周流来的含矿物营养的水，最先出现寡营养植物。因为残体分解慢，中心区逐渐向上隆起，这样就形成了高位沼泽。高位沼泽代表沼泽发展的寡营养阶段。此后，沼泽中可能出现草甸植物，从而经历由湿到干的演化过程。

第四节 冰川

冰川是指发生在陆地上，由大气固态降水演变而成的，通常处于运动状态的一种天然冰体。它随气候变化而变化，但在短期内形成或消亡。雪线触及地面是发生冰川的必要条件。因此，冰川是极地气候和高山冰雪气候的产物。

冰是水的一种形式。从地球演化过程来看，冰是地球物质分异最后的产物。它是最轻的矿物之一，其密度只有 $0.917\text{g}/\text{cm}^3$ ，比水的密度小。这一特点使它总是处在地球的表面，在水体中则总是浮在水面。如果冰不具有这一重要物理性质，那末，在低温条件下，水体将一冻到底，对水生生物造成严重的灾难。冰具有不稳定性，在目前地表温度状况下，自然界的冰很容易发生相变。冰在地球上的分布非常广泛，上至 8—17km 高的大气对流层上部，下至 1500m 深的地壳中都可以发现它的踪迹。广义冰川学把冰的分布范围称为冰圈。显然，冰川是冰圈的主体。

一、成冰作用与冰川类型

（一）成冰作用

成冰作用（或过程），是指积雪转化为粒雪，再经过变质作用形成冰川冰的过程。

雪是一种晶体，任何晶体都具有使其内部包含的自由能趋向最小，以保持晶体稳定的性质，这就是最小自由能原则。晶体的自由能包括内应力和表面能两部分。表面能的大小与晶体的表面积成正比。圆球体是比表面积最大的几何形体之一。在外界环境条件稳定时，雪晶力图向球形转变。这一过程称为自动圆化或粒雪化。雪的圆化是通过固相的重结晶作用、气相的升华、凝华作用和液相的再冻结作用三种方式来实现的。结果是消灭晶角、晶棱，填平凹处，增长平面，合并晶体，形态变圆，雪花变为雪粒。

粒雪化过程可以分为冷型和暖型两类。前者没有融化和再冻结现象，过程缓慢，雪粒直径通常不足 1 毫米；暖型粒雪化过程进行得较快，雪粒直径比较大。

粒雪中含有贯通孔隙，当其进一步变化，全部孔隙被封闭后就变成冰川冰。成冰作用也分冷型和暖型两类。在冷型变质过程中，粒雪只能依靠其巨大厚度造成的压力加密而形成重结晶冰。这种冰密度小，气泡多，气泡内的压力大。冷型成冰过程历时很长，在南极中央，成冰时间往往超过 1000 年，而成冰的深度至少需要 200 米。暖型成冰作用是有融水参与的，并因融水数量多少不同而分别形成渗浸-重结晶冰、渗浸冰和渗浸-冻结冰。当粒雪很薄而夏季气温较高时，粒雪可以完全融化，而后在冰川冷贮作用下，在冰川表面重新冻结成冰。

由上述可知，重结晶、渗浸和冻结成冰，是成冰作用的三个基本类型；渗浸-重结晶及渗浸-冻结作用则是两个过渡类型。

上述各种冰是成冰作用初期的原生沉积变质冰，它们仅仅分布于冰川的表层。冰川冰的绝大部分是沉积变质冰在运动中经受压力形成的动力变质冰。其中最常见的是冰川塑性流动状态下形成的次生重结晶冰。动力变质冰具有一般变质岩的许多特点，如片理、褶皱和冰晶的定向排列等。

（二）冰川类型

现代冰川规模相差很大，形态各具特征，生成时代前后不同，冰川性质和地质地貌作用等也都不一致。因此，可以根据不同标志划分冰川类型。通常按照冰川的形态、规模及所处的地形条件把冰川分为山岳冰川、大陆冰川、高原冰川和山麓冰川。

1. 山岳冰川 主要分布于中低纬山区，由于雪线较高，积累区不大，因而冰川形态受地形的严格限制。山岳冰川按形态又可以分为：

（1）悬冰川：这是山岳冰川中数量最多的一种冰川。悬冰川依附在山坡上，面积通常小于1平方公里，对气候变化的反映十分灵敏。

（2）冰斗冰川：发育在冰斗中的冰川（图5-15），面积大的可达10平方公里以上，小的不足1平方公里。冰斗冰川都有一个陡峭的后壁，那里经常发生雪崩或冰崩。谷地源头的冰斗规模一般比较大，周围还可以有第二级冰斗，这种冰川叫围谷冰川。

（3）山谷冰川：在有利的气候条件下，雪线下降，补给增加，冰斗冰川溢出冰斗进入山谷形成山谷冰川（图5-16）。低于雪线流入山谷的冰流，叫做冰舌。它和两侧谷坡的界限很分明，而雪线以上的粒雪盆与周围山坡的粒雪原常常连成一片。

山谷冰川有单式、复式、树枝状和网状几种，各有自己的形态特征，并分别代表山谷冰川演化的不同阶段。没有支流汇入的山谷冰川，称为单式山谷冰川；只有一两条支流汇入的山谷冰川，称为复式山谷冰川，两者又可合称阿尔卑斯型山谷冰川；有较多支流汇入，在平面上状如树枝的山谷冰川，称为树枝状山谷冰川；而支流极多，主支冰川相互交织，形如蛛网者，则称网状山谷冰川。树枝状和网状山谷冰川在喜马拉雅山最发育，所以又叫做喜马拉雅型山谷冰川。此外，苏联中亚，不少山谷冰川没有明显的粒雪盆，依靠两侧山坡的冰崩雪崩补给，因而冰舌覆盖有很厚的表碛，几乎看不见冰川冰，这种冰川叫做土耳其斯坦型山谷冰川。

山谷冰川长度由数公里至数十公里不等，厚度数百米。当许多冰流汇合时，彼此并列或互相叠置。所谓叠置系指支冰川覆在主冰川之上，似乎被其背负着前进。

2. 大陆冰川 大陆冰川曾经占据很广阔的面积，但目前只发育在两极地

区。由于面积和厚度都很大，冰流不受下伏地形影响，自中央向四周流动。冰流之下常掩埋巨大的山脉和洼地。南极和格陵兰岛的冰川就是大陆冰川。

3. 高原冰川 高原冰川也叫冰帽，是大陆冰川和山岳冰川的过渡类型。冰川覆盖在起伏和缓的高地上，向周围伸出许多冰舌。冰岛的伐特纳冰帽面积达到 8410 平方公里。

4. 山麓冰川 数条山谷冰川在山麓扩展汇合成为广阔的冰原，叫做山麓冰川。它是山岳冰川向大陆冰川转化的中间环节。阿拉斯加的马拉斯平冰川就是由 12 条山谷冰川组成，其山麓部分面积达 2682 平方公里。

除上述形态分类之外，还可以依据冰川的物理性质进行分类。例如，根据冰川的动力活动性可以划分为积极冰川、消极冰川和死冰川；以冰川温度状况为依据可划分温冰川和冷冰川两类，等等。后一种分类越来越显示出重要的意义。温冰川除表层在冬季可以暂时变冷外，整个冰川厚度大致接近于压力融点，冰内包含液态水，而且融水可以在全部厚度出现。这种融水湿润基床后，可促进冰川冰的滑动，因而在其他条件相同时，温冰川运动速度较之冷冰川要大。冷冰川深部缺乏融水，冰川和它所覆盖的基岩冻结在一起，这就直接影响了冰川经过冰床移动的方式，并削弱了它的侵蚀力量。

二、地球上冰川的分布

目前全球冰川面积约为 $1550 \times 10^4 \text{km}^2$ ，占陆地总面积的 10% 以上。冰川总体积 $(2400—2700) \times 10^4 \text{km}^3$ 。如果这些冰全部融化，将使世界洋面上升 66m。南极大陆是世界上冰川最集中的地区，冰盖面积约 $1260 \times 10^4 \text{km}^2$ ，包括四周的边缘冰棚，则为 $1320 \times 10^4 \text{km}^2$ 。冰盖平均厚度为 2000m。北极地区包括格陵兰岛、加拿大极地岛群和斯匹次卑尔根群岛，冰川总面积约 $200 \times 10^4 \text{km}^2$ ，其中格陵兰冰盖面积即达 $173 \times 10^4 \text{km}^2$ ，巴芬岛上的巴伦斯冰帽面积达 5900km^2 ，得文岛冰帽面积超过 15500km^2 。亚洲冰川面积共 114000km^2 ，主要分布在兴都库什山、喀喇昆仑山、喜马拉雅山、青藏高原、天山和帕米尔。其中我国冰川面积共 57000km^2 ，恰占 50%。北美洲冰川面积共 67000km^2 ，主要分布在阿拉斯加和加拿大地区。南美洲冰川面积约 25000km^2 。欧洲 8600km^2 ，主要分布在斯堪的纳维亚、阿尔卑斯山。大洋洲 1000km^2 ，主要分布于新西兰。非洲是全世界冰川最少的大陆，冰川面积只有 23km^2 。这是由于非洲大陆纬度低，气温高而降水少，雪线位置高所致。

冰川分布的高度受着雪线高度的严格制约。任何地区如果地表没有高出雪线就不可能形成冰川。就山区而论，在气候变化不很显著的若干年内，每年最热月积雪区的下限总是大体上位于同一的海拔高度。这个高度以上为多年积雪区，以下为季节积雪区。多年积雪区和季节积雪区之间的界线就叫做雪线。雪线上年降雪量等于年消融量，所以雪线也就是降雪和消融的零平衡线。但是，零平衡的绝对值却可以是各不相同的。要在降雪量很小的情况下

达到平衡，就必须有较低的负温以减小消融和蒸发。而当降雪量很大时，雪线处的年平均气温就必须比较高，才能融化大量积雪，以保持平衡。

气温、降水量和地形是影响雪线高度的三个主要因素。多年积雪的形成要求近地面空气层的温度长期保持在 0 以下。地球表面的平均温度具有从赤道向两极递减和自平地向高山递减的规律，所以低纬地区雪线位置比较高，高纬和极地雪线位置则比较低。图 5-17 表明，雪线位置最高处并不在赤道，而在南北两个亚热带高压带。这两个高压带同赤道带的温度差别并不显著，降水量却相当悬殊，亚热带高压带降水量的急剧减少，使雪线上升到最大的高度。南美 20°—25° 间的安第斯山雪线高达 6400 米，是世界上雪线最高的地方。北半球的山地，一般北坡雪线比南坡低。我国祁连山南坡雪线在 4700—5000 米，北坡仅约 4400—4600 米，表现了地形的影响。但是地形不仅影响温度，也影响降水分布，如东西走向的喜马拉雅山阻挡了印度洋的西南季风，致使南坡多雨，雪线为 4400—4600 米，北坡降水量很少，雪线上升到 5800—6000 米。

在冰川上雪线又叫粒雪线。夏季冰川上隔年粒雪的下限，称为粒雪线。海洋性冰川粒雪线和零平衡线的位置比较吻合，大陆性冰川由于粒雪线和零平衡线之间有一个附加冰带，粒雪线通常高出零平衡线数十米或 100—200 米。

和雪线高度相一致，地球上冰川分布高度也表现出明显的自低纬向两极降低的趋势。在东西走向的山脉中，朝向极地的山坡冰川分布高度低于朝向赤道的山坡。通常情况下，迎风而降水量丰富的山坡冰川分布高度低于背风而降水量较少的山坡。

三、冰川对地理环境的影响

冰川对地理环境的影响表现在许多方面。在极地和中低纬高山冰川区，冰川本身是自然地理要素之一，并形成独特的冰川景观。规模较小的冰川只对附近地区的气候发生影响，巨大的冰川如南极和格陵兰冰盖，则对广大地区甚至全球气候发生影响。作为一种特殊的下垫面，冰盖的扩展将大大增强地球的反射率，从而促使地球进一步变冷，并影响气团性质和环流特征。

在地球水圈的水分循环中，冰川也有重要的作用。据计算，目前全球冰川的平均年消融量约 3000km³。这一数字近乎全世界河流水量的三倍。冰盖消融量的增减，将直接影响海平面的升降。

大气降水到达地面后，由于蒸发、蒸腾和渗透等原因，只有一部分转变为地表径流。冰川表面不存在蒸腾，蒸发量及渗透量都非常小。所以，到达冰川表面的降水几乎可以全部转化为地表径流。冰川不仅是河流的补给来源，还是其调节者。冰川冰从积累区向消融区运动的结果，使长期处于固态

的水转化为液态。但是，低温而湿润的年份，冰川消融将受到抑制；高温干旱年份，消融则将加强。这样，冰川就对径流起到了调节作用。

冰川推进时，将毁灭它所覆盖的地区的植被，动物被迫迁移，土壤发育过程亦将中断。自然地带将相应向低纬和低海拔地区移动。冰川退缩时，植被、土壤将逐渐重新发育，自然地带相应向高纬和高海拔地区移动。

冰川的侵蚀和堆积作用显著改变地表形态，形成特殊的冰川地貌。在古冰盖掩覆过的地区，如欧洲和北美，这种冰川地貌可以占据成千上万平方公里的广大范围。在山岳地区，冰川地貌显示出许多独有的特征，这将在以后的章节中阐述。

第五节 陆地水资源的利用和保护

陆地水，包括大陆冰盖和冰川在内，只占全球水量的 3% 左右，而与人类生活关系最密切的淡水湖和河流量，只占 0.1%。陆地水资源的丰缺，显然决定于降水量的多寡。全球平均年降水量约 660 毫米，应该说是比较充足的，但降水分布远不均匀。某些人口最集中的地区降水量能够满足需要，但地球上约有一半地区，包括亚洲大部分，澳大利亚中部，北非大部，中东和北美西部，水资源却严重不足。

随着各国经济和文化的发展，需水量也大幅度增长。据统计，自 1900 年到 1975 年，全世界每年农业用水由 $3500 \times 10^8 \text{m}^3$ 增加到 $21000 \times 10^8 \text{m}^3$ ，增长了 6 倍；工业用水由 $300 \times 10^8 \text{m}^3$ 增加到 $6300 \times 10^8 \text{m}^3$ ，增长了 21 倍。由于人口增长，能源和工业的发展，各种耗水工业的建立，以及灌溉面积的扩大，对水的需要近年又有了新的增长。废水排放量也相应增加，造成海洋、河湖和地下水的污染，影响人们的生活和健康。因此，陆地水资源的合理利用和保护，就成为具有全球性质的重大课题。联合国教科文组织在 1965—1974 年间，实现了一项广泛的国际合作计划——国际水文十年，以研究世界水资源和水平衡。

就目前的技术条件而论，天然海水的利用仍十分有限，而采取淡化措施则需付出昂贵的代价；利用漂浮冰山也非常困难。显而易见，河川径流在长时间内仍将是人类最基本的水源。

河川径流和地下水的动储量具有可恢复性和一定的自净能力。可恢复的淡水资源的数量相当于全世界河流每年流入海洋和内陆湖的水量，但其实际可能利用率不超过 40%，而且时空分布都极不均匀。这样一来，居住着世界 2/3 人口的欧亚两洲，到 2000 年时对水的需要将超过实际可能利用水资源的 50%。由此看来，合理利用水资源并尽量防止它遭受污染，已经成为刻不容缓的大事。这一问题的解决，有赖于广泛的理论研究和实验，其中包括各个国家和地区水资源结构的研究，水文现象和过程的研究，水平衡各要素及有关流域热量和盐分平衡，人类活动对它们的影响，以及水资源管理等众多方面的研究。

参考书

1. Roger J. M. De Wiest : Geohydrology , John wiley & Sons. 1965.
2. David H. Miller : Water at the Sur face of the Earth , Academicpress. 1977
3. Warren Viessman and others : Introduction to Hydrology , Second Edition , HarperandRow. 1977.
4. C. B. Ka : ,

.1963.

5. 南京大学地理系：普通水文学，人民教育出版社，1961。
6. 北京地质学院：普通水文地质学，中国工业出版社，1964。
7. 柴岫等：若尔盖高原的沼泽，科学出版社，1965。
8. 中国科学院长春地理所沼泽室：三江平原沼泽，科学出版社，1983。

第六章 地貌

地貌是指地球表面形态，即地形。地表形态多种多样，按其规模大小，大致可分为几级。最高（最大）一级为大陆和海洋盆地；次一级如山地、平原；再次一级如分水岭、河谷、峰林以及一些更小的地貌。高一级的地貌由低一级的地貌组合而成，而最低一级的地貌是由地貌要素（地形要素）组合而成。

地貌是由地貌营力（动力）塑造而成。地貌营力分内力（内营力、内动力）与外力（外营力、外动力）两种。内力是指地球内部能量（物质运动）所产生的作用力，主要表现为地壳运动（垂直运动、水平运动、褶皱运动和断裂运动）、岩浆活动和地震。外力是指地球表面受大气、水的运动及生物作用产生的力，其能量来源于太阳能，主要表现为风化作用、地表水和地下水的作用、冰川作用、风的作用、波浪作用等。内力与外力作用都与重力作用有关，因此重力作用也是地貌发育的动力之一。上述各种地貌的成因是不同的，有的以内力作用为主导；有的以外力作用为主导。内力为主的在地表形成大陆与海洋盆地、构造山系与拗陷盆地等大型地貌；外力作用对地表不断地进行侵蚀、剥蚀，并把破坏了的物质带到低地和海洋中堆积起来。总的趋势是力求夷平高地，填平低地，因而形成各种侵蚀地貌和堆积地貌。

地貌形成的物质基础是岩石，因此岩性与地质构造的不同，也会形成不同的地貌，如石灰岩地区、黄土地区、褶曲构造地区与断裂构造地区的地貌就有差异。

从总体上看，地貌的发生、发展是内力与外力在地表一定的地质、地理条件下相互作用的结果。

第一节 风化作用与块体运动

一、风化作用

风化作用（风化）是指地壳表层岩石和矿物在太阳辐射、大气、水及生物作用下，使物理性质和化学性质发生变化，并形成新物质的过程。

埋藏于地下深处的岩石，一旦接近或出露地表时，由于环境发生了变化，其物理性质和化学性质也随着改变，由坚硬变为松散，大块变为小块，甚至矿物成分也发生变化，形成与地表环境相适应的相对稳定的矿物。风化作用能为其他外力侵蚀创造有利条件，加速地貌的发生、发展和堆积物的形成。

（一）风化作用的类型

岩石的风化一般包括物理、化学和生物三种作用与过程。有人把生物风化归入物理风化和化学风化，但它也有其本身的特殊性。生物作用主要表现在与风化作用同时同地进行的成土（壤）作用中，而且生物活动的主要领域也往往局限于风化带表层的成壤带。

1. 物理风化 物理风化又称崩解。其特点是岩石破碎为碎屑状态，并具有新的性质（如裂隙、孔隙和比面的增加等）。影响物理风化的因素很多，主要是地表水热条件的变化和生物作用等，但也不能忽视内力作用的影响。

岩石在形成过程和受构造作用后就已存在着裂隙和节理网，而且愈接近表层破裂愈甚。随着构造上升和地面剥蚀，岩体的负荷不断减轻，使岩石主要沿细微裂隙和晶体接触面发生进一步的破裂。应力解除后，晶体和细裂隙沿不同方向以不同的速率膨胀，因而在其界面上局部聚集起剪应力，使之产生破裂作用。如开挖隧道及矿坑时，常因压力消除而发生岩爆；在深的河谷中建坝清淤时，也常因负荷解除而引起岩块爆裂和向上拱起。

裸露的岩石由于受太阳曝晒和昼夜温差急剧变化的影响，使岩石内部和表面以及各种矿物之间产生胀缩不均，形成裂纹。天长日久地反复进行，岩石表层就会逐步解体而层层剥落，这种现象称层状剥离作用。在干燥环境中，花岗岩沿节理风化剥落后常形成块石堆（图 6 - 1）。在热力影响下，岩石表层干湿的骤然变化，也有利于这一作用的加速进行。如高温曝晒的岩面忽遇暴雨淋洗时便可产生胀裂。

岩石裂隙中的水结成冰将会产生很大的冻胀力，当它超过了岩石抵抗破坏的强度时，可使岩体劈裂成石块，这种现象叫冰劈作用或称冻融风化。在寒冷地带和高寒山区水体反复融冻情况下最易发生。

生物的机械破坏作用也广为存在，如植物的根对岩石的穿透、挤压，动物对岩石的穿孔和搬移等。

此外，如裂隙中盐类溶液因蒸发而结晶，地震和火山喷发等等因素，也

可使地表岩层发生不同程度的直接或间接的机械破坏作用。

2. 化学风化 化学风化又称为分解，是指岩石和矿物在大气、水和生物等作用下受到化学分解，使化学成分和矿物成分发生变化。

岩石的矿物学性质是影响化学风化的一个重要因素。一般说来，当岩石矿物进入与其生成环境不同的地表环境时，就变得不稳定起来。而且生成环境与地表环境差异越大，矿物越不稳定，耐风化力越弱。如深部岩浆上升时，矿物中的橄榄石首先形成，其他矿物如石英则较晚形成，因此橄榄石风化快，而石英风化慢。岩石的裂隙和孔隙是大气、地下水和生物等活动的场所，并为岩石化学风化向深度发展创造有利条件。因此，节理、断层密集的地方，化学风化作用也较强烈。

气候对化学风化的影响主要是温度和湿度的影响。气候湿热地区气温高，化学反应快；降水丰富，水溶液富含酸类物质，有较强的风化作用能力；生物繁茂，也有利于化学风化。

化学风化的方式可归纳为水化、水解、溶解、氧化等几种。水化作用又称为水合作用，是水分子被矿物吸收，使原有矿物变为含结晶水的新矿物，其结果使矿物硬度降低，体积膨胀，岩石破坏。水解作用是矿物与水反应后起分解的现象，如正长石经水解剩留的是高岭土。溶解作用是指岩石中矿物遇水后不同程度的溶解。氧化作用是大气中的游离氧和溶于水中的氧气使绝大部分矿物氧化。这些过程很少单独进行，多是相互配合，以各种组合方式同时进行作用的。

化学风化的结果，破坏了原有的岩石矿物，产生新的粘土矿物。组成地壳的岩石种类虽多，但是它们经长期化学风化之后，只形成少数几种化学风化产物，如残余红土、残余高岭土等。其原因在于化学风化过程受到元素化学性质的支配。活泼的元素，如卤族元素、碱金属元素、碱土金属元素等，都可从矿物中分离出来，并随水流失，只有性质较稳定的元素，如 Fe、Al、Mn、Ni 等残留下来。

3. 生物作用 生物在风化中除机械的破坏作用外，对化学风化也起很重要的作用。生物在其生命活动过程中，如光合作用和呼吸作用产生的氧和二氧化碳，是化学风化中的两个重要反应剂。植物通过根的分泌与吸收，对周围矿物的分解与元素的迁移也起不小的作用。有人认为，在热带的风化中二氧化硅的高度活性也与这种作用的强烈进行密切相关。生物的残体和排泄物经微生物的分解转化，可形成各种具有高度化学活性的可溶于水的化合物，它对化学风化的加速进行也是一项极重要的因素。

在生物界，数量最多、分布最广的微生物，对岩石和土壤中许多有机与无机物质的分解与合成，更有着特殊的功能。如有些微生物，特别是象铁细菌和硫细菌之类，能直接参与矿物元素（如硫化矿物）的氧化还原作用而获得化能自养，并使矿物发生风化和形成新的化合物。如有一类叫硫杆菌的细菌，具有氧化硫和硫化物的作用，还能参与铜、铁、锰、铀以及其他金属硫

化物的氧化和淋滤作用。由于它们的活动，可使水中富集可溶性金属硫酸盐。目前它们已被用来寻找有关金属矿床和提选精矿（如借助它们来淋滤含铜矿石而获得原生铜）。

（二）风化壳

地壳表层岩石风化后，残留在原地基岩之上的风化物称为残积物或残积层。残积物在地壳表层构成一层外壳称为风化壳或风化层。广义的风化壳，除基岩风化而成的残积风化壳外，还有其他堆积物经风化而成的堆积风化壳。风化壳的表层经风化作用和生物作用形成能生长植物的松散表土，称土壤。

1. 风化壳的基本特征 风化壳的形成，不仅取决于风化的发育程度，而且还与介质剥蚀作用的强度有关。厚层风化壳的形成，除应具有有利于风化作用的气候、岩性和构造等条件外，还必须具有不利于强烈的剥蚀和沉积作用的其他条件相配合。如地势起伏不大，植被覆盖较好，地表径流作用不强，而地下水埋藏较深以及水垂直循环作用强烈进行的地段，才有利于厚层风化壳的发育。所以即使在高温多雨的热带、亚热带地区，风化作用虽可强烈地进行，但并不是所有地方都可以残积而成厚层的风化壳。风化壳的厚度各地差异很大，从几十厘米至一、二百米。

风化壳的剖面形态，有的比较简单，如粗岩屑风化壳和土层浅薄的风化壳；有的比较复杂，如发育和保存较好的红色风化壳，自下而上可分为若干个带（层）：

微风化带——位于未风化岩体上的稳定潜水层部分。沿裂隙移动的潜水对岩石主要进行水化和淋滤作用，裂隙之间最容易水化的矿物首先变为水云母、绿泥石等粘土矿物。自上层淋失下来的物质在这里经过化学反应后，有些重新聚积为新矿物，有的则随地下水被迁移。风化裂隙发育，岩石结构开始破坏，成为疏松岩石带。

中度风化带——在微风化带之上，水分以垂直移动为主，淋滤作用减弱，氧化作用开始，水解作用强烈，高岭土及过渡性粘土矿物大量形成，颜色由浅至斑状杂色，岩石结构大部分被破坏，成为夹碎屑的粘土带。

强度风化带——接近地表，水解作用减弱，氧化作用最为强烈，形成许多稳定的有代表性的矿物，如铁、铝的含水氧化物等。粘土矿物主要是高岭土。颜色呈棕红色。原来的岩石结构全已破坏，但新生的块体和铁质化又有出现，成为夹有新生块体的粘土带。其最上部为土壤层，含植物根较多，有机质较丰富。

2. 风化壳的基本类型及其分布 在高温多雨的热带、亚热带地区，不但水分多，温度高，而且植物生长终年处于旺盛状态。因此，无论化学风化和物理风化以及生物作用都非常强烈。风化作用几乎全年都在强烈进行，矿物分解最为彻底。风化壳可达最大的厚度。表层呈红色或砖红色。不同形态的铁锰氢氧化物以及铝的氢氧化物，还有高岭土和多水高岭土类的新生粘土矿

物，都是这个地区具有代表性的风化产物。而 K、Na、Ca、Mg 和 SiO_2 则强烈淋失。

在这种条件下发育的典型风化壳有：**富铝型酸性风化壳**——主要分布于热带部分地区。铝和铁都非常富集。富含铁、铝的岩石，如基性和超基性岩以及一些中性岩和类似的沉积岩，特别有利于它们的形成。我国南部有类似的风化壳出现，常形成铝和镍等风化矿床。**硅铝铁型酸性风化壳**——广泛地分布于热带和亚热带地区，与前者的差别主要是铁铝分离不如前者显著，硅和铝在一起组成以高岭土类为主的粘土矿物。这在我国南方广大地区都可见到，以花岗岩为代表所发育的红色风化壳最为典型，厚度可达 50—70 米，常形成优质高岭土和稀土元素等风化矿床。另外，在这个地区石灰岩上发育的风化壳也已被强烈淋溶，成为弱酸性或中性的红色石灰土型风化壳。其特点是质粘，硅少铝多，有时在下层尚含钙质。在我国西南有大面积分布。

在湿润的温带森林区，无论水分循环和生物循环都相对减弱，低温影响加强。淋溶作用相对较缓，除碱与碱土金属淋失较强外，其他阳离子淋失不明显，硅酸仅部分淋失，高岭土等粘土矿物可为代表性产物。风化壳的厚度也较薄，颜色主要呈棕色或黄色，这与含一定数量的褐铁矿有关。总的来说，这类地区属于中度的化学风化，形成的是硅铝粘土型弱酸性风化壳。在我国华北与东北南部水分较多的山地丘陵区分布较广泛，南方海拔较高的山地也有类似的风化壳发育。

在水分较少的半湿润或半干旱的森林草原和草原地区，广泛分布着碳酸盐型中性至微碱性风化壳。由于淋溶作用较弱，在干旱季节水分又可以向上移动，因此在风化过程中所释放的钙质又在风化壳一定层位中积聚起来，它们和硅铝铁的含水氧化物以及含硅较多的粘土矿物如蒙脱石共同混合在一起，形成颜色不深，厚度不大，主要含钙质的风化壳。它们属轻至中度的化学风化。除黄土外，风化壳中还含有一定数量的岩屑。由于岩性和生物气候条件不同，其中的差别还较大。在我国主要分布于华北、西北和内蒙古等一些地区。这些风化壳的特点受黄土母质的影响甚为显著。

在水分稀少的干旱地区，化学风化更加微弱，只有最易迁移的氯和一部分钠离子与硫酸根离子被淋失。许多易迁移的元素淋溶后大部分都重新吸收到新的粘土矿物中去，盐类的积聚如钙镁碳酸盐比半干旱地区更加显著，成为这个地区稳定的产物。粘土矿物主要是伊利石和蒙脱石。总的来说，这类地区因化学风化微弱，次生矿物的总量不多。相比之下物理风化所占的比重增加，成为颜色浅、土层更薄、含碎屑的富钙化碱性风化壳。在我国主要分布于西北和内蒙古较干旱的地区。

此外，尚有一类粗岩屑型风化壳。在寒带和高山带以及荒漠地区，由于物理风化占优势而化学风化极微弱，剥蚀作用超过缓慢的风化作用，因此粗岩屑的残积便成为这些地区的典型特征。

风化作用为流水、冰川等外力剥蚀、侵蚀作用创造有利条件，因此，风

化作用是其他外力作用的先驱。但是，风化作用又以其他外力作用为条件，因为如果地表风化物质不被剥离，风化作用就将减速或停止。风化作用在地貌的发生、发展和地表的夷平过程中起着积极的作用。风化作用使岩石破碎、松散，对水、热、气在地表的重新分配和调节起很大的影响。例如，在风化壳中较大的裂隙，有利于水、气的通透，小的毛细孔隙又能保蓄一定量的水分。这对地表水与地下水的循环和植物的水分供给等，都有积极的意义。风化为土壤的形成奠定了物质基础。有的岩石在一定的气候和地形条件下，经风化形成风化矿床，如高岭土、铝土矿，次生铜和镍、稀土及砂矿等。风化壳形成后，可能被新的堆积物覆盖，或在平缓的地形条件下保存下来成为古风化壳。风化壳的发育程度和类型反映地形、气候条件和风化作用的阶段。因此，古风化壳的研究，有助于了解当时古地理和古气候的特征。

二、块体运动

块体运动是指在重力作用下，岩体或土体沿斜坡向下的运动。这种运动通常与地表水及地下水的作用有关。根据其运动的速度和性质，可分为崩落、滑动和蠕动等几种，并相应地形成各种地貌。

（一）崩落

陡峭斜坡上土体、岩体、岩层，由于重力作用而发生突然的、快速的下移运动，称为崩落。崩落形成崩塌崖壁，而在坡下则形成岩堆（倒石堆）（图 6 - 2）。

崩落多发生在岩石破碎的陡坡上。在寒冷和干旱气候地区，由于物理风化强烈，岩石裸露破碎，崩落作用比较普遍。在松散堆积物组成的坡地上，其坡度只要大于碎屑物的休止角，崩落即可发生。

山坡上大规模的崩塌称为山崩。如 1911 年帕米尔的巴尔坦格河谷的山崩，约 $40 \times 10^8 \text{m}^3$ 的土石体从 600 米高处崩塌下来，堵塞河谷，形成长 76 公里、宽 1.5 公里、深 262 米的大湖。

崩落使坡面后退，在坡麓发育着由坠积物组成的岩堆。岩堆上尖下圆，大致呈半锥状，由大小不一，棱角明显，排列不规则的块石、碎屑等组成，其中较粗的碎石，因具较大的动能，往往滚落较远。

当岩堆堆积之初，坡面光秃，块石散乱。但当崩落作用趋向微弱时，崖壁变缓，碎石块体变小，且受一定风化。以后崩落停止，岩堆表面长有植被，甚至发育土壤。

（二）滑动（滑落）

浸湿的岩体、土体或碎屑堆积物，在重力作用下，沿滑动面发生整体下滑的现象叫作滑坡。滑坡由滑坡体和滑动面组成（图 6 - 3）。

斜坡上土石体的滑动，是在其重力引起的下滑力大于其内部软弱结构面上的抗滑力时发生的。因此，土石体的滑动和滑坡的产生常常与下列因素有关。

(1) 地下水和地表水 地下水和地表水浸湿坡面物质，使其软化，增加可塑性，降低粘聚力和摩擦力，同时使岩层含水，增加重量，这样就增大了滑坡体的滑动力。所以在地下水丰富和坡体含水过多的地方，特别是连续降雨后，有大量雨水下渗时，滑坡极易发生。

(2) 岩性与地质构造 岩石有无软弱面存在，地质构造是否有利于聚水，对滑坡的产生有很大关系。坚实完整的岩层，发生滑坡的可能性较小；松软的岩层，被水浸湿后，发生软化，极易发生滑坡。当上部为透水层，下部为隔水层时，则在隔水层顶面易于聚水，也容易形成上部岩层的下滑。断面层、节理面及岩层面是天然的软弱面，尤其在岩层内夹有粘土层，岩层倾角较大，倾向与坡面一致，倾角小于坡面时，更加容易形成滑坡。

(3) 斜坡形态 产生滑坡的斜坡坡度，一般为 20° — 40° ，过陡的斜坡，其重力作用主要表现为崩落。通常，对滑坡影响最大的是坡脚被掏蚀或挖掘后使斜坡形态发生改变的地方。如在坡脚不断受水流、波浪掏蚀后，斜坡下部会逐渐变陡而失去支撑，引起上部块体的下滑。

此外，风化作用、地震等，也都在不同程度上影响到滑坡的发育。斜坡上进行蓄水灌溉，也是引起滑坡的原因之一。滑坡的发生往往不是由于某一个因素，而是多种因素综合作用的结果。

典型的滑坡有下列形态特征：

位于滑动面之上的滑坡体，常表现为旋转运动，使水平岩层内倾，树木歪斜，成为“醉林”。随着滑坡体的下滑，形成一系列滑坡地貌形态（见图6-3）。这些形态是辨认滑坡的重要标志。

滑坡壁与滑坡阶地 滑坡壁是滑坡体下滑后，在滑动面上端与滑坡体间所形成的陡壁，高一、二米到数十米不等。由于滑坡的分级下滑，滑坡体因而被分割成阶梯状，叫滑坡阶地。阶地面由于滑坡体的旋转运动，常微向滑坡内倾斜。

滑坡垄丘与洼地 由于滑坡体的推挤，在滑坡体的前缘常形成小型隆起形态，称滑坡垄丘。它们有的是圆形小丘，有的是长条形小垄。垄丘的背后，局部相对低凹的地方，常有积水或沼泽化，即为滑坡洼地。

滑坡裂缝 滑坡壁后缘、滑坡体两侧及前缘隆起处常有各种形式的裂缝。滑坡壁后缘由于滑坡体下滑的张力，常形成平行于滑坡壁的环状裂缝。滑坡体两侧由于滑坡体主滑线下滑较快，在两侧产生剪力，形成与轴线斜交的裂缝；下部隆起处，则因隆起张力，常产生与滑动方向相垂直的裂缝；前缘因滑坡舌向两侧扩散，而形成放射状裂缝。

(三) 蠕动

蠕动主要是指土屑蠕动。是坡面上的岩屑、土体在重力作用下，顺坡发

生极缓慢移动的现象。蠕动主要出现在 15° — 30° 的坡地上。坡度较大的坡地，难以保存粘土和水分；而小于 15° 的坡地，重力作用不明显。土屑蠕动的原因主要是土层中冻结与融解、干与湿和温度等因素的变化，导致坡地上的土屑时胀时缩，在胀缩过程中，受重力的作用，使土屑向坡地下方逐步移动。

土屑蠕动平常不易察觉，但经过相当长的时间之后，可以发现碎屑层或土层发生弯曲，斜坡上的物体发生变形（图 6 - 4）。

在山区，坡面物质的块体运动常有发生。在发生快速的、大规模的块体运动时，可以摧毁道路、桥梁及其他工程设施，甚至破坏或掩埋农田或村庄，给人民的生命财产带来很大的危害。

第二节 流水地貌

由地表流水作用（侵蚀、搬运和堆积）塑造的各种地貌（如冲沟、河谷、冲积扇、三角洲等），统称流水地貌。

地表流水可分为坡面流水、沟谷流水和河流三大类。坡面流水是雨水或冰雪融水在地表形成的薄层片流和细流。坡面流水汇集成沟谷流水，属间歇性流水。河流是由地表片状流水、沟谷流水和地下水汇集而成，为经常性流水。

一、流水作用

流水有三种作用，即侵蚀作用、搬运作用和堆积作用。这三种作用主要受流速、流量和含沙量的控制。一定的流速、流量，只能挟运一定数量的泥沙，因此，当流速、流量增加，或含沙量减少时，流水就产生侵蚀作用，并将侵蚀下来的物质运走；反之，就发生堆积。

流水的侵蚀表现为流水对坡面、沟谷和河谷的侵蚀。坡面侵蚀是坡面流水对地表进行面状的、均匀的冲刷。沟谷流水与河流的侵蚀是一种线状侵蚀，表现为下蚀（下切）、旁蚀（侧蚀）与溯源侵蚀（向源侵蚀）三种。下蚀是指流水及其挟带的砂砾等对谷底的侵蚀，其结果使谷底加深。旁蚀是对谷地两侧的侵蚀，其结果使谷坡后退，谷地展宽。溯源侵蚀系指向源头的侵蚀，其结果使谷地伸长。下蚀、旁蚀与溯源侵蚀是相互联系、同时进行的。

流水对泥沙的搬运方式有两种。一种是流水使砂砾沿底面滑动、滚动或跃动，统称为推移。在水底被推动的砂砾粒径总是与起动流速的平方成正比，而砂砾的体积或重量又与其粒径的三次方成正比，因此，颗粒的重量与起动流速的六次方成正比。这就是山区河流、沟谷中能搬运巨大砾块的原因。另一种是细小泥沙在水中呈悬浮状态移运，称为悬移。但是，被流水搬运的同一粒径的物质，随着流水搬运能力的变化，其搬运方式可发生变化。

当水流中的含沙量超过其搬运能力时，即有一定数量的泥沙堆积下来。

二、坡面流水地貌与沟谷流水地貌

（一）坡面流水地貌

坡面流水是雨水或冰雪融水直接在地表形成的薄层片流和细流，出现的时间很短。雨水在坡地上聚成薄薄的水层，以后由于受地表微小起伏的影响，使水流分离，形成许多细流。细流在流动过程中时分时合，没有固定流路，因而能比较均匀地冲刷地表松散物质，被冲刷下来的物质，成为江河泥沙的主要来源。

坡面流水的侵蚀强度主要受降水性质、地形、坡面组成物质和植被等的

影响。在一定的地形条件下，如果地表物质疏松、植被稀疏、降水量多且强度大，坡面流水的侵蚀就强烈。

雨滴对地面的打击不仅可以直接造成表土流失，而且还可以增加地表薄层水流的紊动性，加强水流的侵蚀能力，破坏土壤的结构，使表土分散，给水流冲刷创造条件。因此，坡面侵蚀作用与降雨量和降雨强度密切相关。

地形条件对坡面侵蚀的影响也很大，坡面坡度和坡面水层厚度（反映水量大小）是坡面流水进行冲刷的动力条件。它们决定水层的重力沿坡面的分力，即反映水流动能的大小。

坡面坡度增大，使径流流速加快，流水动能增加，冲刷加强。但坡度增加到一定程度时，却使径流量减小，因为在降雨强度和坡长不变的情况下，随着坡度的加大，实际受雨面积减小。

坡长加大，水量增多，流水动能也增加。但随着坡长的增大，水流挟带的泥沙量也随之增多，消耗的能量也多，这样又会减小水流的侵蚀。因此，坡面流水侵蚀能力并不是随着坡长的增加而成直线加大的。

坡度、坡长的变化与坡面冲刷之间的关系是很复杂的。据研究，在坡面坡度小于 20° 时，坡面冲刷强度随着坡度的增加而迅速增大，一直到坡度为 40° 时，冲刷强度达到最大值，而在 40° — 90° 的范围内则递减。

一个坡面，在顺坡方向降雨及入渗强度、组成物质都较一致的情况下，在分水岭的顶部一般由于地面较平坦，片流较小，冲刷能力微弱，成为微弱侵蚀带；坡面的中段，坡度一般较陡，流量较大，冲刷强度也大；到了坡麓地段，因坡度变缓，流速变小，便出现堆积。

坡面流水冲刷下来的物质，或汇入沟谷与河流，或在缓坡、坡麓与洼地堆积下来，成为坡积物。坡麓堆积围绕着山麓接连地成片分布时，形似衣裙，称为坡积裙（或坡积裾）。坡积物的物质组成和结构，与坡地的岩性和流水作用的性质有密切关系。它一般由亚粘土，夹杂一些砂粒和细小的岩屑组成，颗粒的分选性和磨圆度很差，层理不明显或具顺坡倾斜的粗略层理。

（二）沟谷流水地貌

坡面细流顺坡而下时，流速、流量加大，并转变为线状集流，形成冲刷能力增强的沟谷水流。沟流比较集中，有较固定的流路，其侵蚀能力较坡面流水有显著增强，是形成沟谷地貌的主要营力。

沟谷的发生、发展，也与岩性、气候、植物等因素有密切关系。我国黄土地区，由于植被稀疏，土质松散，降雨强度大，沟谷发展很快；我国南方在植被受到破坏的厚层红土风化壳上，沟谷也很发育。基岩山区沟谷的发育主要受岩性、构造的影响。

沟谷规模短小，纵剖面上陡下缓，多陡坎、壶穴，横剖面多呈 V 形。但在水平岩层分布的地区，由于产状水平并富有垂直节理，常形成直立或阶梯状的沟坡。规模较大的沟谷，在沟头有汇水盆（集水盆），沟口往往具有冲出锥（冲积锥）。

沟谷发育的初期，谷底不断下蚀加深，沟头不断溯源侵蚀后退，使沟谷伸长。沟谷进一步发展时，在其下段则下蚀减弱，旁蚀加强。由于沟流的不断下蚀和旁蚀，又有沟坡物质的崩塌和滑坡，再加上坡面流水的作用，可使沟谷不断展宽。后来由于流域面积的不断扩大，或因有地下水的补给，沟谷进一步发展为常流水的河谷。

在沟谷发育过程中，间歇性洪流把冲刷下来的物质带到沟口，由于那里坡度骤减，流速降低，水流分散，于是发生大量堆积，形成一种半圆锥形的堆积体，称冲出锥（图 6 - 5）。冲出锥的规模不大，面积一般只有几百平方米，锥顶与沟口相连的地段，坡度较大，锥体逐渐向外倾斜，坡度亦变缓。

冲出锥是由间歇性洪流携带的物质不断地堆积而成的。这种堆积物是洪积物一种。其特点是分选较差，磨圆度不好，有不规则的层理。冲出锥在干旱或半干旱地区分布很广，其他地区也有发育。

（三）泥石流

泥石流是在山区突然爆发、历时短暂、含有大量泥沙和石块等固体物质并具有强大破坏力的特殊洪流。有些地方称之为“山洪”、“龙扒”等。

1. 泥石流形成的条件 出现泥石流的谷地，从上游到下游一般可分为三个区段（图 6 - 6）供给区——通常位于上游的汇水区。这里崩塌、滑坡、水土流失严重。通过区——位于中游段，多为峡谷。堆积区——一般位于山口，是泥石流固体物质停积的地段，常形成扇形地，可称为泥石流扇。

泥石流主要发生在岩石破碎，暴雨强度大，冰雪融水丰富，地形崎岖的山区。如我国西南、西北等山地。这些地区，一般有大量的松散堆积物和暴雨、径流等水源供给，在合适的地形条件下，当其中的土屑物质的水分过多并达到流塑状态时，即可发生。

2. 泥石流类型 按泥石流的形态特征、运动性质和物质组成，可将泥石流分为粘滞性泥石流和稀释性泥石流两种。粘滞性泥石流（结构型泥石流），其固体物质的体积含量占 40—60%，最高可达 80%，容重大于 1.5 吨/米³，最高可达 2.3 吨/米³，呈可塑性流动。粘滞性泥石流以粘土、碎屑物质为主，固体物质含量超过水所能饱和的程度。由于粘滞性泥石流的密度和粘滞性大，因而提高了其携带巨大石块的能力。粘滞性泥石流在缓坡上并不发生散流，而是呈比较狭窄的条带作直线状流动，其前锋聚结成突起的“龙头”，而且具有强大动力，所以很容易摧毁流路上所遇到的障碍物。当这种泥石流停止流动时，仍保持其粘滞结构。粘滞性泥石流所形成的泥石流扇，扇面上出现许多向外扩散的条状垄岗和岛状岗丘，其组成物质大小混杂，不显层次，有时大石块成堆集结，并常出现泥球、泥块、泥包砾或碎屑球等物体。

稀释性泥石流（紊流型泥石流），其固体物质含量较低（占 10—40%），容重一般在 1.3—1.5 吨/米³ 运行能力较大，具有紊流性质，石块的搬运呈

滚动或跃移的形式。在缓坡停积区，常有分支散流，形成泥石流扇，扇面较平缓，倾斜度较小，沟槽两侧有高起的堤岸，沉积物有一定的分选性和较明显的层理。这种泥石流扇实际上与洪积扇相类似，其组成物质属洪积物一类。

在一定条件下，上述两种泥石流也可以转化。例如，在泥石流源地的山坡上，供应的固体物质多，重力作用大发育粘滞性泥石流；当其向下流动过程中，一部分物质停积下来，又有相当水量补充时，便可转为稀释性泥石流。

泥石流具有很大的危害性。它以巨大的破坏力摧毁途中的建筑物，埋没农田、森林，堵塞江河，冲毁路基、桥梁和城镇、村庄。泥石流的防治，最根本的措施是进行水土保持，同时还可根据泥石流的特性和破坏强度，修建有关拦蓄或疏导泥石流的工程等。

三、河流地貌

（一）河谷的发育

河谷是由河流作用造成的长度远远超过宽度的狭长形凹地。河流在陆地表面分布很广，特别在湿润地区更为普遍，因此河谷是最常见的地貌形态。河流可分为山地河流和平原河流。通常，较大河流的上游都属山区河流，而下游则多为平原河流。山区河流有明显的河谷形态，有些平原河流河谷形态不明显。河流的上游，谷地窄深，多急流瀑布；中、下游谷地宽展，河漫滩发育；河口段形成三角洲或三角港。

河谷包括谷坡与谷底两部分（图 6 - 7）。谷坡即河谷两侧的斜坡。谷坡上有时发育河流阶地。谷底通常可分为河床和河漫滩两部分。谷坡的塑造除受河流作用以外，还受风化、重力、坡面流水和沟谷流水等作用。而谷底的塑造主要受河流作用的控制。因此，河谷是以河流作用为主，并包括坡面流水和沟谷流水等长期作用的产物。

在河谷发育的初期，其纵剖面的坡度较大，河流以下蚀为主，谷地深切成 V 形谷或峡谷（图 6 - 8a）。在河谷发育过程中，河流下蚀的另一种表现就是溯源侵蚀。它一方面通过源头沟谷向分水岭推进而使河谷伸长，另一方面通过河谷纵剖面上陡坎的后退侵蚀而使河谷加深。但是河流下蚀深度并不是无止境的，它受到一个水平面的控制，这个水平面就是海平面，称为河流侵蚀基面。大多数河流都注入海洋，所以海平面就成为这些河流共同的基面，称为普遍侵蚀基面，简称基面。一些湖盆、河流汇口、河流上的坚硬岩坎和堤坝等，对某些河流或河段起着局部的、暂时的控制下蚀的作用，这些地段称为局部侵蚀基面。

由于河流总有一定的弯曲，因此，在下蚀过程中必然会有旁蚀，在凹岸进行冲刷，凸岸发生堆积，这样就形成连续的河湾和交错的山嘴（图 6 - 8b）。由于水流前进的方向是与河岸斜交的，因此，河湾不仅向两侧扩展，而且向下游移动，终于切平交错山嘴，使谷地变宽；与此同时，谷底也发生堆积，形成河漫滩。这时，河谷从峡谷变为宽谷（图 6 - 8c）。

在一般相当长的时期内，如果没有地壳运动的干扰或海平面和气候的变化，河流的长期下蚀，可使河谷纵剖面坡度愈来愈小，河流由下蚀转化为以旁蚀为主。河谷发育到最后，河流的侵蚀和堆积作用就达到了相对平衡状态，即达到蚀积平衡。这时，河谷纵剖面便成为一条平缓的凹形曲线，即平衡剖面。这是从宏观方面来看的。实际上，河床上有深槽和浅滩相间分布，纵剖面上的形态总是呈一系列波状起伏状的。形成平衡剖面的因素不只是流速和坡度，还有其他许多自然因素和人为因素。这些因素都有调整河流的侵蚀、搬运和堆积的作用。所以平衡剖面只是在准平衡状态范围内左右摆动着的。

河流平衡剖面的研究不仅有理论意义，而且有实用意义，它有助于人们预测在改造河流过程中将会产生的后果。

（二）河床与河漫滩

河床与河漫滩都位于河谷的谷底。河床是指河流平水期河水占据的河槽；而河漫滩是指洪水时期为洪水淹没的河床侧旁的谷底部分。广阔的河漫滩平原是一种冲积平原或泛滥平原。

1. 深槽与浅滩 深槽与浅滩是常见的河床地貌。在平原冲积性河床上，由于河床水流能量的集中与分散是沿河更替进行的，因此，水流的侵蚀与堆积作用也是交替进行的。这样，沿河就交替分布着深槽与浅滩。如在弯曲河床上，深槽位于弯段，浅滩位于过渡段（图 6 - 9）。据统计，相邻浅滩的间距为河宽的 5—7 倍。

山区河流中深槽与浅滩的分布，还受岩性和构造的影响。如岩石软弱或破碎处，可发育深槽，反之，可形成浅滩。

2. 边滩与河漫滩 边滩多位于弯曲河床的凸岸，在枯水期常露出水面。边滩可发育成为河漫滩。

边滩是环流作用的产物。当水流通过弯道时，在惯性离心力的作用下，水流趋向凹岸，使凹岸水位抬高，从而产生横比降及横向力。这种横向力从水面到河底相同，但由于惯性离心力引起的横向力却向河底递减，这样就产生表流向凹岸和底流向凸岸的横向环流。横向环流在河流总流向的影响下前进，构成弯道中的螺旋流（图 6 - 10）。在环流作用下，凹岸及岸下的河床受侵蚀，使岸坡发生崩塌而后退，同时形成深槽。被蚀下的物质，由底流带到凸岸，一部分堆积下来形成小边滩（图 6 - 11a）。边滩的出现，又促进环流运动，使边滩进一步发展。随着旁蚀的不断进行，河谷逐渐增宽，边滩也

不断扩大，在过去曾是河床的地方，也为边滩所占，出现了一块由冲积物组成的大边滩（图 6 - 11b）。但这时河谷仍较窄，洪水时期水位上升快，流速大，在谷底只能形成推移质泥沙的堆积，而悬移质泥沙则仍被水流带往下游。以后谷底进一步加宽，河床内外的水文条件产生了显著的差异，洪水时期，在河床以外的谷底，水层减薄，流速大大降低，水中大量悬移物质就在那里堆积下来。因此在大边滩的粗粒推移质冲积物（又称河床相冲积物）上，就盖上了比较细小的悬移质冲积物（又称河漫滩相冲积物）。这样，边滩就发展成为河漫滩（图 6 - 11c）。随着河谷不断加宽，河漫滩也将不断扩大。这种河漫滩可称为曲流型河漫滩（见图 6 - 8）。另外，还有一种是由心滩或江心洲演化而成的河漫滩，称心滩型河漫滩。

河漫滩滩面多向河谷的谷坡或阶地方向微微倾斜，沉积物也由粗变细。

河漫滩的内部物质结构可以明显地分为上、下两层：下层为较粗的河床相冲积物，通常为砾石与砂层，是河床侧向移动过程中堆积下来的；上层是较细的河漫滩相冲积物，通常为粉沙、粘土或亚粘土，是洪水期的泛滥堆积物。冲积物的这种结构，称为二元结构或双层结构（图 6 - 11c）。

由于河床的平面移动及水量的季节变化，河床相与河漫滩相冲积物的组成也是有变化的。在河床相冲积物中，一般是下部物质较粗大，具有不规则的斜层理和透镜体，砂、砾的分选也较差；上部的物质较细小，层理较规则，多斜层理、交错层理，斜层理倾斜方向多数朝向下游。河漫滩相为洪水泛滥的悬移质沉积物，几乎呈水平地覆盖在河床相冲积物之上，一般表现为有微小起伏的水平层理。

在有松散堆积物的平原或河漫滩上，由于河流在凹岸不断侵蚀，凸岸不断堆积，使河流愈来愈弯曲而形成能自由摆动的河曲（曲流），称自由河曲。如长江的下荆江段，自由河曲就非常典型（图 6 - 12）。

在自由河曲的发展过程中，上下凹岸间的曲流颈逐渐被河流旁蚀而变窄，曲流颈一旦被洪水冲决，就产生自然的裁弯取直，被裁去的河湾与河流隔绝，形成牛轭湖（见图 6 - 12）。

原来的河曲由于地壳上升，河流切入基岩，而变为深切河曲（图 6 - 13）。
曲流颈除河流

的旁蚀使其宽度逐渐变窄外，同时还受两侧沟谷的侵蚀，使其高度不断降低，形成一个明显的垭口。在洪水期间水位上涨，河水漫过垭口，将曲流颈切通，使原来的河曲变为废弃河曲。被废弃河曲所环绕的山嘴，称离堆山。四川嘉陵江发育的深切河曲和离堆山便是典型的例子。

3. 心滩与江心洲 心滩位于河心。心滩的进一步发展便成为江心洲。

心滩的形成往往与复式环流作用有关。由于河床横剖面形态多不规则，水流往往被河床地貌分离成两股或数股主流线，因而形成复式环流。在河底受两股相向的底流作用的地段，被流水推移的泥沙就在那里堆积下来，逐渐形成心滩（图 6 - 14）。心滩继续堆积淤高，并高出中水位以上，洪水泛滥时，在顶部可盖上悬移质泥沙，便成为江心洲。江心洲比江心滩规模大，经常出露在水面以上。如长江下游河床中有许多巨大的江心洲。

边滩与心滩在一定条件下是可以互相转化的。边滩被水流切割后可形成心滩；心滩侧移并与河岸相连，则成为边滩。河床中出现心滩或江心洲时，河床水流分汊成两股或多股，即形成分汊河床。若分汊河床消亡，江心洲则与河岸或与河漫滩相连接，成为河漫滩的一部分。

由于河流的不断作用，在河床和河流两岸常发生一系列的变化：岸边的崩塌和堆积，深槽和浅滩的移动，心滩和江心洲的变迁，汊河的衰亡和新生，河曲的发育等等。这些变化常给沿岸的港口、码头、堤防、耕地和城镇，以及航运等带来一定的影响。

（三）三角洲

1. 河口三角洲 河流注入海洋或湖泊处，常形成平面上呈三角形的堆积体，称三角洲。

入海河流的河口区是指河流与海洋相汇合的河段。这里受河流和海洋两种力量的相互作用，使水流的流向、流速有着复杂的变化。随着涨潮和落潮的变化，在潮流界（涨潮时溯江流所及之处）以下，水流交替改变着流向。在潮流界以上，涨潮时使水位壅高，水面比降减小，流速减慢，发生堆积；落潮时，水位迅速下降，水面比降增大，流速加快，发生冲刷，因而侵蚀与堆积变化较大。通常在潮流影响的范围内，河流因受潮流阻滞，最易形成心滩和江心洲，使河流发生分汊。在河口的口门处，因水流扩散、流速减慢以及咸淡水相遇时引起的絮凝沉积，使泥沙大量沉积，形成沙坝、浅滩等堆积体。这些堆积体称拦门沙。由于各年之间以及年内各季节的来水来沙条件不同，拦门沙的高程和位置也不完全固定。拦门沙的发生和演化，对航运有较大的影响。

河口三角洲是在河流和海洋的共同作用下，以河流挟带的丰富泥沙为主，并在河口地区的陆上和相邻的水下形成的堆积体。快速沉积作用是三角洲沉积的基本特征。因此，三角洲沉积体向海方向延伸，形成三角洲平原。

三角洲沉积从平面上和剖面上都可以分为三个带。从平面上看，由陆向海依次出现三角洲平原带、三角洲前缘带和前三三角洲带（图 6-15）。

（1）三角洲平原带：这带为三角洲的陆上沉积部分，由河流沉积物组成。河流到达下游常形成许多分流，呈放射状向海方向伸展。三角洲上河流分汊的原因，主要是由于在河口处有大量砂质沉积物沉积下来，形成河口砂

坝，河口两侧形成水下天然堤，因而使河流分流（图 6 - 16），促使三角洲进一步向海外增长。另外，在河流下游区，天然堤容易发生决口，使河水流出决口寻找最短途径入海。这是产生新分流的另一个原因。三角洲平原上的沉积环境和沉积类型多种多样，主要有下面几类：

分流河床沉积——以沙质沉积为主，较中、上游河床沉积要细，发育大量斜层理。

天然堤沉积——比河床沉积要细，以细砂和粉砂为主，近河一侧较厚较粗，远河一侧较薄较细。

决口扇沉积——洪水期间，河水溢出河床，淹没河间低地，形成泛滥平原，沉积泥质沉积物和大片薄层砂层；有时冲裂天然堤，产生决口扇，沉积大片的席状砂层。

沼泽沉积——在三角洲平原上分流河道之间的低地，以及靠海的边缘部分，一些浅的海湾、潟湖和湖泊，初为泥质沉积，不久就长满植物而形成沼泽。

（2）三角洲前缘带：这带呈环状分布。由于这里地处海岸带，河流带来的沉积物经过海洋的作用，形成分选好、成分纯净的砂质沉积物集中带，其中可分为两类：

分流河口砂坝——河流带来的砂质物质在河口处因流速降低堆积而成河口砂坝。砂粒主要集中在砂坝顶部。

三角洲前缘席状砂——分布在三角洲前缘的边缘部分，是河口砂坝受海水作用重新分布的结果。

（3）前三三角洲带：沉积物为富含有机质的泥质物质，呈暗色，具细纹理，含水量高达 80%，是良好的生油层。它是由河流搬运来的粘土悬浮物质和胶体溶液在海底沉积而成，属海相沉积。

在三角洲纵剖面上，各种沉积的分布也很明显。如图 6 - 15b 所示，居于最底部的是最细的前三角洲泥，其上覆盖三角洲前缘砂质带，最上面是三角洲平原上的河流沉积、沼泽沉积。

根据三角洲的形态特征，可分为下面几种类型：

（1）鸟足状三角洲：此类河口均为弱潮河口，河流作用占主导地位。河流分为若干分流入海，各分流河口泥砂迅速堆积，形成较长的向海伸出的堆积体，岸线十分曲折。伸出体之间的凹入海湾，淤泥沼泽分布宽广，成为滥泥湾。整个三角洲形态有如鸟足。砂质体多循分流河口的河床发育，与海岸垂直，称为指状砂坝。沙滩及砂堤则较少。美国的密西西比河三角洲发育最为典型（图 6 - 17）。

（2）尖头状三角洲：三角洲以一个明显的尖嘴向海凸出，反映河流作

用仍居相对优势，但海洋作用也较强。岸线较为平直，沿岸发育有较大的砂嘴（或砂堤）。如西班牙的埃布罗河三角洲就是尖头状三角洲（图 6 - 18）。

长江三角洲亦属这种类型，但形态不很典型。长江入海泥砂受岸流和波浪的作用，在河口南北分别形成了明显的砂嘴。江南的砂嘴，在考古上称为冈身地带，位于上海以西，宽约 5—8 公里，为古代人民所居住的高地，其上有新石器时代至隋唐时代的许多遗址和墓葬，著名的马桥文化遗址就在这里。

（3）扇形三角洲：河流与海洋动力强度大致相等。这类三角洲虽有河流堆积所形成的向海凸出的弧状堆积体，但海岸线已受波浪塑造成为圆滑形状，沿海有连续的砂堤或堡岛，海岸基本上为砂堤或堡岛所封闭，如非洲的尼罗河和尼日尔河三角洲（图 6 - 19）。

（4）多岛型三角洲：在潮汐作用较强的地区，三角洲的形态主要受潮流作用的控制。其特征是一些分流河口多成喇叭状，有落潮流所带出的泥沙在口门外的海底堆积，成为与落潮流大致平行的长条形砂坝，即潮流砂坝。当波浪作用增强时，也可在潮沟之间形成一些海滨堤岛，如湄公河三角洲就属于这一类型。

另外，在强潮海岸，潮汐起侵蚀和破坏作用，其河口一般无三角洲发育，我国浙江和福建沿海，潮差很大，一些河流如钱塘江、闽江等，河口都形成三角港（三角湾）。

2. 洪积扇 洪积扇是指暂时性或季节性洪流在山谷出口处形成的扇形堆积地貌。主要发育于干旱或半干旱地区，往往由多次洪流过程形成。洪流流出谷口后，因比降显著减小，水流分散、下渗和蒸发，于是流量大减，携带的物质大量堆积下来，形成扇形堆积体。

洪积扇近扇顶表面坡度约 5° — 10° 近边缘部分减小到 1° — 2° 。扇体由洪积物组成。其物质结构取决于山地洪流的水文特性。扇顶部分的物质较粗，主要是砂砾，分选较差，偶夹砂质透镜体。随着水流搬运能力向边缘减弱，堆积物逐渐变细，分选也变好，一般多为砂、粉砂和亚粘土、粘土，常夹有较粗物质的透镜体，出现近于水平的层理。扇体中的砾石，磨圆度较差，但有向上游倾斜的现象（图 6 - 20）。在扇体的边缘，常形成沼泽，这里出露的泉水，可用以灌溉，成为干旱区的绿洲。

典型的洪积扇多半是干旱区水文变幅较大的山地河流形成的。至于水文变幅较小、规模较大的河流或较湿润区的河流，多半形成冲积扇或冲积-洪积扇，扇体表面较洪积扇平缓，组成物质为冲积物或冲积-洪积物。实际上，洪积扇与冲积扇之间，没有明显的界线。因此有人把上述扇形地均称为冲积扇或冲积-洪积扇。一系列扇形地经不断扩大和相互联结，可形成山前（或山麓）冲积-洪积平原、冲积平原等堆积体。

扇形地形成后，若地壳上升或气候变化而使河流发生下切，扇形地可被

切割成为各种扇形地阶地。

我国在很多山麓地带，分布着不同规模的扇形地。在扇形地之间，水源比较丰富，常成为良好的农业生产地区。

上述的大河中下游广阔的河漫滩平原和湖河平原，河口三角洲平原，以及山前和山间

盆地的冲积-洪积平原等，均可统称为冲积平原。

冲积平原的形态与物质结构主要取决于河流的特性。由于河流不断泛滥，粗粒物质首先在沿河地带堆积，而较细物质被带至较远的地方堆积下来，使沿河两岸往往形成由砂、粉砂质构成的略为高起的天然堤，而河间地带地势相对低下，常有湖沼分布，这里的组成物质多为亚粘土、粘土和湖沼沉积。

若河床不断加积，天然堤逐渐增高，同时由于人类活动，如筑堤防水，这样堤内河床进一步堆积抬高，于是河床显著高出两岸，形成“地上河”，如我国黄河郑州以下河段。一旦洪水冲决人工堤防或天然堤，就形成决口扇，使河流改道，原来的河间低地为河流所占据，形成新的河床和天然堤，并逐渐堆积加高，使废弃河道和老的天然堤相形低下，或逐渐埋没于粘土、亚粘土和湖沼堆积之下，使冲积平原的形态与结构复杂化（图 6 - 21）。平原中往往粗细物质相间成层，其中古河床的砂层或砂砾层为丰富的含水层，河漫滩沉积的粘土层为相对的隔水层。所以冲积平原的形态特征与物质结构的研究，对农业生产和地下水的探测，具有重要意义。

（四）河流阶地

原先河谷的谷底，由于河流下切侵蚀而相对抬升到洪水位以上，呈阶梯状顺河谷分布于河谷两侧，即为河流阶地，简称阶地（图 6 - 22）。

阶地由阶地面和阶地坡组成。前者是原先河谷谷底的遗留部分；后者是后期河流下切而成。两者共同反映河流阶地的形成过程。阶地的高度一般指相对高度即阶地面与河流平水期水面之间的垂直距离。河谷中常有多级阶地，其中高于河漫滩的最低一级阶地，称第一级阶地，或可简称为一阶地；向上的另一级阶地称第二级阶地，或二阶地：依次类推。

河流阶地的类型可以根据不同原则来划分，根据阶地的组成物质和结构，可分为三类：侵蚀阶地、堆积阶地和基座阶地。

1. 侵蚀阶地 多由基岩构成，没有或很少有冲积物覆盖，所以又称石质阶地。侵蚀阶地多发育在山区河谷中，由于当时水流流速大，侵蚀力强，所以很少沉积。这种阶地的阶地面是河流长期侵蚀而成的切平构造面。

2. 堆积阶地 阶地全为河流冲积物所组成，在河流中下游最为常见。它的形成过程，首先是河流侵蚀展宽谷地，同时发生大量堆积，然后河流下蚀

形成阶地，唯后期的切割深度，一般不超过冲积层的厚度。

3.基座阶地 阶地上部由冲积物组成，下部为基岩的阶地称为基座阶地。它主要是由于后期河流下蚀深度超过了原冲积层的厚度，切至基岩内部而成的。这种阶地分布相当广泛。

阶地形成的原因主要有构造运动、海面变化和气候变迁等。构造运动是指新构造运动而言。由于地壳上升，原河谷相对抬升，河流比降增大，河流发生强烈下切，原先的谷底被河流切开，并相对抬升而成阶地。地壳上升量大，则阶地高度就大。地壳上升往往是间歇性的，在稳定时期，河流以旁蚀和堆积为主，上升时则以下蚀为主，这样就形成多级阶地。同样，海面下降，引起河流下切溯源侵蚀，也能形成阶地，相反，如果地壳下降或海面上升，则形成堆积平原，并埋藏原先的河谷或阶地。这种河谷和阶地，分别称为埋藏河谷和埋藏阶地。气候变迁主要反映在河流水量与含沙量的变化上，从而影响到河流的侵蚀与堆积过程。在晚近地质时代中，世界不同地区有过干旱与湿润、寒冷与温暖（冰期与间冰期）多次气候更替。当气候变得干旱时，河流水量减少、搬运能力就减弱，同时由于植被减少、物理风化增强，易于冲刷，从而增加了河流的流域来沙量，使河流产生大量堆积。当气候转为湿润时，河流水量增大，同时，流域内植物繁茂，含沙量相对降低，河流下蚀，形成阶地。这种由于气候变迁形成的阶地，称为气候阶地。

（五）河谷类型与河流劫夺

1.河谷类型 根据河谷发育与地质构造的关系，可将河谷分为顺向河（谷）、次成河（谷）、逆向河（谷）、先成河（谷）与叠置河（谷）等类型（图6-23）。

（1）顺向河（谷）顺着原始地面、构造面发育的河谷，称为顺向河或顺坡河，如在海退后出现的海滨倾斜平原或火山锥上发育的河谷；在背斜或向斜两翼顺着岩层倾向发育的河谷（横顺向河谷）；沿着向斜槽发育的河谷（纵顺向河谷）等。

（2）次成河（谷）顺向河谷发育后，地面岩层受到破坏，其支流往往沿着背斜两翼或轴部新出露的软弱岩层，以及构造破碎带发育的河谷，其形成时代往往较顺向河为晚，称为次成河谷。它包括背斜谷、单斜谷和断层谷。

（3）逆向河（谷）次成河进一步下蚀，在逆着岩层倾向的斜坡上，也发育一些河谷，它们多流入次成河谷，其流向与岩层倾斜方向相反，称为逆向河。

（4）先成河（谷）一条河流形成以后，如果在流域内发生局部的地壳上升运动，而河流下蚀速度又大于地壳上升的速度，所以河流仍能切穿上升部分，保持原来的流路。由于该河的发育早于隆起构造，故称先成河。

（5）叠置河（谷）在一个构造较复杂的基岩面上覆盖有一定厚度的松散堆积物，河流原先在松散堆积物上流动，后因流域内地壳整体上升，河流

不断下切，基本上还保持原来的流路切入基岩之中，这种与地质构造不相符合的河流，是继承了发育在松散堆积物上的古河流的位置刻蚀下来的，故称为叠置河。

2. 河流劫夺(袭夺) 两条相邻河流或水系之间的分水高地，即为分水岭。有的分水岭是在山脊，有的在高原上，有的在平缓起伏的平原上。分水岭两侧坡度有对称的，但大多数是不对称的。

使分水岭发生移动的原因很多，其中最主要的是侵蚀基面的高低及其所处的位置。分水岭一侧距侵蚀基面较近，且基面的位置较低，则该侧的下蚀速度和溯源侵蚀较快，使分水岭向另一侧移动。此外，分水岭地区的地质、地貌情况也对分水岭的移动有一定的影响。如在年青褶皱山的褶皱两翼不对称；有些次成山岭中顺岩层倾向的山坡与反岩层倾向的山坡的不对称。这些分水岭两坡的不对称，常引起较陡的一坡向另一坡移动。岩性较软弱以及节理、断裂较发育的山坡，被侵蚀破坏快，分水岭易向另一侧移动。

在溯源侵蚀的情况下，河源逐渐向分水岭伸展，并切穿分水岭，导致河流的劫夺(图 6-24)。河流劫夺以后，形成劫夺河与被夺河。被夺河的下游，因上游改道，源头截断，称为断头河。在这些河流上，可产生一系列地貌特征。

(1) 劫夺河：在发生劫夺的地方，河道突然转弯处称为劫夺弯。由于劫夺河位置较低，在劫夺点上下段，河床高差较大，常形成裂点、急流。劫夺河因水量增大，下蚀作用加强，多形成阶地或谷中谷。

(2) 被夺河：由于劫夺弯附近产生裂点，裂点逐步上移，使被夺河上亦产生阶地或谷中谷。

被夺河与断头河之间，原为过去被夺河的河谷部分，河流劫夺后，这里就成为分水地带，称为风口，风口以下即为断头河。

我国河流劫夺的实例很多，如四川西部的大渡河，原南流由安宁河注入金沙江，现改向东流，注入岷江，现在大渡河与安宁河之间的分水岭叫菩萨岗，其上有明显的宽广老谷(风口)，老谷内尚有古河流沉积的砾石层。

四、准平原与山麓面

准平原与山麓面是在不同气候条件下，广大地区的地面发育达到最后阶段所形成的地貌。

(一) 准平原

在湿润地区，风化为流水作用创造了有利条件。流水——片状流水、沟谷流水和河流是塑造地貌的主要外动力，其中河流对地貌发育又起主导作用。因为河流作用的改变，必将引起沟谷流水、片状流水作用发生变化。

湿润地区，在长期的风化和流水等作用下，地面发育到最后阶段，形成

一个接近于平原的终极形态，台维斯称之为准平原。如一个原始地面平缓的地区（图 6 - 25a）开始时由于地壳迅速上升，使地面抬高，河流下蚀并形成 V 形谷或峡谷。这时，河网密度小，河谷之间分水岭宽平（图 6 - 25b）。以后地壳长期稳定，河流下蚀作用逐渐减弱，而旁蚀作用则不断加强，河谷不断扩展，并发生堆积，使峡谷逐渐变为宽谷。此时，水系也充分发育，切割密度加大，河谷之间分水岭逐渐变狭，成为尖锐的山岭（图 6 - 25c）。此后，河流以旁蚀为主，形成宽广的谷底平原，沟谷侵蚀也随之减弱，谷地之间的分水岭经风化剥蚀逐渐降低变缓，地面起伏愈来愈小。分水岭的上部受坡面流水和土屑蠕动的的作用成为凸形，下部主要受细小沟谷流水的塑造，坡麓则受松散物质的堆积而成为凹形。因此，山坡形态一般是凸凹相接，呈平缓起伏的浑圆状地貌（图 6 - 25d）。最后，地面形成近似于平原而只有少数坚硬岩段存在低矮孤立残丘的夷平地面——准平原。准平原主要为基岩构成的微缓起伏的地面，上部覆盖着一层松散堆积物或风化壳（图 6 - 25e）。如安徽滁县以北张八岭一带可见到第三纪形成的波状起伏的准平原，部分准平原还被玄武岩覆盖。

准平原是一种大型的夷平面（剥夷面）。由于地壳上升可使地面抬升到一定的高度，或因不等量运动而变形。抬升到一定高度的准平原或夷平面，可成为高原面（图 6 - 26），也可保留在山岭顶部成为峰顶面。

（二）山麓面

在干旱地区，植被稀少，气温变化很大，物理风化强烈（也有一定的化学风化作用）。山坡上风化的大量碎屑物质，在重力作用下不断向下移动并聚集于山坡下部，暴雨时，坡面洪流将这些碎屑物质带走，堆积在山麓，而山坡则又复暴露，重受风化、重力和坡面洪流作用。如此反复进行，使山坡不断平行蚀退。这种山坡的后退，大致保持其原来的坡度，而不象湿润地区的山坡蚀退过程那样，坡度一般是愈来愈平缓的。

干旱地区在上述外力作用下，如果地壳长期稳定，则随着山坡的平行蚀退，同时受坡面洪流以及沟谷、河流的侵蚀，山地体积将逐渐缩小，在山麓形成一个微缓倾斜的基岩夷平地面，其上有时覆盖有薄层松散堆积物，称山足剥蚀面。经过长期作用后，山足剥蚀面可以发展到很大的规模。山麓带的山足剥蚀面由于不断扩大而彼此相连，成为大片的山麓面（山前夷平面）。而一些被分割的山体，体积愈来愈小，成为孤立的残丘，但其山坡则仍保持原来陡峭的形态，犹如孤岛，故称岛状山（图 6 - 27）。山麓面和岛状山地貌组合是干旱地区地貌发育到达晚期阶段的特征。如新疆哈密以南、罗布泊以北的噶顺戈壁，就有广大的山麓面和岛状山。

在地壳相对稳定时期所形成的山麓面，如果地壳发生间歇性上升，亦将

被抬升到一定的高度，成为阶梯状的山前梯地。这在大青山南麓可以见到。

一个地区在地貌发育过程中，因受地壳运动、气候变迁等自然环境因素的影响，使地面发育复杂化。如在地貌发育过程中，由于地壳上升、火山大规模喷发等，都将使原来的地貌发育过程中断，引起质的变化。因此，准平原或山麓面等老地形面，是在一定条件下发育而成的。但是，可以认为老地形面的形成，是区域地貌发育的总趋势。

在地貌发育过程中，从山地侵蚀下来的物质，大部分被河流搬运到山区以外的地方，或堆积于河口，或堆积于山地外围的低地，形成与山地侵蚀联系的相关沉积。随着山地的逐渐夷平，相关沉积从下层到上层也由粗变细。对相关沉积的成分、结构和构造等进行分析，不仅可以了解沉积物的物源、搬运过程和沉积过程，而且可以进一步分析地貌形成的条件和发育历史，以及了解古地理环境。另外，可以利用古生物地层学方法和历史考古法来划分堆积物和地貌的形成时代，并根据放射性同位素等方法确定其绝对年龄。

第三节 岩溶（喀斯特）地貌

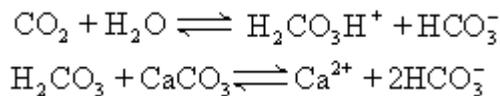
岩溶又称喀斯特。凡是地下水和地表水对可溶性岩石所产生的作用叫岩溶作用。岩溶作用包括化学过程（溶蚀和沉淀）和机械过程（流水的侵蚀和沉积，重力崩塌、坍塌和堆积等）。这种作用所造成的地貌，称为岩溶地貌或喀斯特地貌。

我国岩溶地貌分布广泛，以广西、贵州和云南为最普遍。西南地区的岩溶区面积就有 $55 \times 10^4 \text{km}^2$ 。

一、岩溶作用

（一）岩溶作用的化学过程

岩溶作用主要是水与可溶性岩石之间的一系列化学反应过程。这种过程又为机械侵蚀和重力崩塌等创造了条件。就水对石灰岩的溶解而言，当水中含有 CO_2 时，溶解能力就大为提高。 CO_2 与水化合成碳酸，碳酸电解析出 H^+ 离子，与石灰岩中的 CO_3^{2-} 离子起化学作用：



这种离子状态的溶解物质（ Ca^{2+} 和 2HCO_3^- ）随水流排泄而流失。

上述化学反应过程是可逆的，如果空气中 CO_2 减少，或者水中游离 CO_2 减少时，化合的 CO_2 就要向相反方向转化，使水中碳酸含量减少，这时 CaCO_3 就要发生沉淀作用。

水中 CO_2 的含量随空气中 CO_2 的分压加大而增加，随水温增加而减小。但温度的升高可加速化学反应。通常温度每升高 10°C ，反应速度约提高一倍。土壤中有机的氧化和分解可产生大量 CO_2 ，所以土壤中 CO_2 的含量大大高于大气中的含量。特别是热带和亚热带森林、竹林中，土壤中 CO_2 含量更高，可比大气中的含量多数十倍。

（二）岩性与构造条件

可溶性岩石可分为碳酸盐类（石灰岩、白云岩、泥灰岩等）、硫酸盐类（石膏、硬石膏）和卤化物盐类（岩盐、钾盐）。卤化物盐类的溶解度最大，硫酸盐类次之，碳酸盐类最小。

石灰岩的矿物成分以方解石为主。泥灰岩中除方解石外还含有大量不溶解粘土。白云岩以白云石为主。一般说来，石灰岩比白云岩易受溶蚀，白云岩又比泥灰岩易受溶蚀。

地质构造对溶岩的发育有密切关系。从大地构造来看，地台区碳酸盐类岩石分布面积广，岩性变化小，单层厚度大，有利于岩溶的发育。而地槽区的岩性很不稳定，多紧密褶皱，岩溶发育将受到一定的限制。

在石灰岩地层中节理发育的地段以及区域性的大断裂带（特别是张性断裂），岩溶比较发育。厚层或巨厚层的灰岩地层（质纯，多为中、粗粒晶体），岩溶化程度也较高。

（三）水动力条件

岩溶作用主要取决于水的溶蚀能力和岩石的化学性质及透水性。因此，水流的活动与岩溶作用有密切的关系。流动的水饱和度低，溶蚀能力强。在湿热气候区，雨量丰富，地表水和地下水流量大，流动快，故岩溶作用强烈。相反，在干旱和寒冷地区，水流的活动性差，岩溶作用减弱。

在受大河深切的岩溶地区，地下水的运动大致可分为四个带（图 6 - 28）。

（1）垂直接带（充气带）：这带位于地下水水面以上，平时地下水较缺乏，地下水以垂直向下运动为主，岩溶以向下发育为特征。在深切河谷区，这带的厚度较大，形成的落水洞等也较深。

（2）水平流动带（浅饱水带）：位于地下水水面以下，地下水常年存在，主要以水平方向向河床排泄，愈近主河谷，水平运动愈明显。该带常发育水平溶洞、通道和暗河。

（3）过渡带（季节变动带）：由于地下水水面随季节而升降，因此在垂直接带和水平流动带之间，形成一个过渡带。地下水位上升时，这里表现为水平流动；地下水位降低时，则为垂直流动。过渡带的厚度变化不一，在年降水量分配很不均匀的地区，变动带较厚。

（4）深部流动带（深饱水带）：这带位于水平流动带之下，地下水在水文网的直接影响范围以外运动，其流向受地质构造的控制，以承压水流向远方排泄区。这带地下水的补给范围要比其上的各带大得多，不同来源的地下水，其中化合的 CO_2 平衡值各不相同，混合后可引起碳酸的不饱和，因此具有一定溶蚀能力，而形成深部岩溶。

地下水的垂直分带可以因地貌和构造不同而异。在长期稳定的、有河流深切的高原地区，垂直分带比较明显；在新构造强烈上升地区，石灰岩岩层中没有形成统一的地下水位，垂直分带就不显著，并且原先的水平流动带或深部流动带可以转化为垂直接带。

二、岩溶地貌

岩溶作用在地表和地下形成岩溶地貌。

（一）地表岩溶地貌

1. 石芽与溶沟 地表水沿着可溶性岩石的裂隙进行不断的溶蚀和侵蚀，使岩石表面形成沟槽状溶沟和沟间突起部分的石芽。

溶沟底部往往被泥土或碎石层所充填，它的宽度一般十余厘米至 2 米，

深度数厘米至 3 米。在热带厚层的纯石灰岩地区可发育成形体高大的石芽，称为石林，这是石芽的一种特殊类型。云南的路南石林最为典型，最高可达 50 米，犹如许多巨型的石柱。石林是一种热带岩溶地貌。

2. 岩溶漏斗 岩溶漏斗是一种碟形(图 6 - 29)或倒锥形洼地，宽数十米，深数米至十余米，底部有垂直裂隙或落水洞与地下河相通。漏斗由流水沿裂隙溶蚀而成。

3. 落水洞 落水洞是地表水流入地下河的主要通道。其宽度比深度小得多，很少超过十米，是流水沿裂隙溶蚀、侵蚀而成。落水洞进一步发展，形成深达数十米至数百米的井状管道，称为竖井。落水洞多分布在较陡的谷坡、山坡两侧和谷地、洼地底部。

4. 溶蚀洼地 溶蚀洼地主要是溶蚀作用形成的小型封闭洼地(图 6 - 30)。面积约数平方公里，一般认为它是岩溶漏斗溶蚀扩大或相邻的漏斗合并而成。

5. 岩溶盆地与岩溶平原 岩溶盆地是大型的岩溶洼地，又名坡立谷。其面积约十余至上百平方公里，边缘较陡并有峰林分布，底部平坦，地表覆盖溶蚀残留的红土，有少数孤峰残丘，并有泉水和暗河出没。岩溶盆地多分布于地壳相对稳定的地区，在有利的构造条件下，如向斜、断陷及可溶性和非可溶性岩层接触地带，经流水长期溶蚀、侵蚀而成。我国云南的砚山、罗平，贵州的安顺等都是较大的岩溶盆地。

岩溶平原是由岩溶盆地不断扩大而成，地表覆盖一层红土和散立的孤峰残丘，以广西的黎塘、贵县等地最为典型。

6. 峰丛、峰林与孤峰 峰丛是成簇相连或同一基座而峰顶分散的石灰岩山峰(图 6 - 30)。峰丛内部的洼地、漏斗和落水洞很发育，在地貌上成为峰丛-洼地组合类型。这类地貌以广西红水河上游最典型。

峰林是成群或分散的石灰岩山峰(图 6 - 30)(图 6 - 31)，通常是峰丛进一步发展的结果。峰林受构造的影响而形态多变。在水平或微倾斜岩层发育的峰林，多成圆柱形或锥形；倾角较大的岩层发育的峰林，常成单斜式。我国的峰林主要形成于第三纪，是一种古热带峰林。峰林形态因受各地气候条件等的影响也有很大的不同。云贵高原属亚热带气候，在现代地貌过程中，高原面上的峰林已逐渐受到破坏，而变得较浑圆矮小，高仅几十米。在云贵高原向广西盆地降落的斜坡上，气候较为炎热，且处于地下水的强烈垂直循环带，古峰林在现代条件下得到进一步发展，形成高大的峰林，高达三、四百米。藏南的古峰林，在高寒气候条件下，受寒冻风化作用，正在受到比云贵高原更为强烈的破坏，峰林低矮，仅 30—50 米，峰林的基部堆积大量剥落的石灰岩岩块。

孤峰是孤立分散的石灰岩山峰，是峰林进一步发展的结果。

在岩溶山区，通常峰丛位于山地的中心部分，峰林位于山地或盆地的边缘，而孤峰、残丘则分散在岩溶盆地底部或岩溶平原上。

（二）地下岩溶地貌

1. 溶洞与地下河 溶洞又称洞穴。地下水沿岩层裂隙、落水洞向下流动，同时进行岩溶作用，扩大空间，形成大小不一、形态多样的管道和洞穴。起初它们多数是孤立的。随着岩溶作用的不断进行，它们逐渐沟通，小溶洞合并为大溶洞，形成一个统一的地下水面。以后如果地壳上升，则河流下切，地下水位下降，使洞穴脱离地下水面而成为干溶洞。洞内堆积有化学沉积和其他堆积物。例如，地下水从干溶洞顶的裂隙渗出，遇到温度升高、压力降低、水分蒸发时，使水中 CaCO_3 沉淀而形成自洞顶向下增长的钟乳石。水滴从钟乳石上滴到洞底， CaCO_3 沉淀而形成自下而上增长的石笋。钟乳石和石笋相接则形成石柱，等等（图 6 - 32）。此外，还有地下河和地下湖的沉积、生物堆积、崩塌堆积等。由于这些堆积物的填充或洞顶的崩塌，溶洞的面貌和性质也会发生改变。

岩溶发育的地区，在岩溶水水平流动带内，多发育与侵蚀基面（大河河面）相适应的水平溶洞。这类溶洞可与阶地或现在的河面相对比。在垂直流动带和深部流动带内，发育着大致呈垂直的溶洞或管道，洞穴的水平方向延长不远，深度则可达数百米，甚至千米以上。

2. 暗湖 即岩溶作用形成的地下湖。它与地下河相通，起着储存和调节地下水的作用。

三、岩溶地貌地带性与岩溶地区地貌发育过程

（一）岩溶地貌地带性

岩溶地貌的发育受自然地理因素，特别是生物气候因素的影响，因此，岩溶地貌具有一定的地带性。

1. 热带岩溶 气候湿热的热带地区，高温多雨，微生物作用强烈，植物茂盛，水中含有大量的 CO_2 和有机酸，因此，地表和地下的岩溶作用都很强烈，而且河水经常泛滥，所以溶蚀洼地、岩溶盆地、岩溶平原和锥状、塔状峰林等地貌都比较普遍。如广西一带的岩溶。

亚热带因气温仍较高，雨量较多，岩溶作用也较强烈，以岩溶丘陵和溶蚀洼地为主要特征，地下岩溶也较发育。如我国华中一带的岩溶。

2. 温带岩溶 温带季风气候区，气温较低，有一定量的降水但较集中，因而不利于地表岩溶发育。地表水渗入地下，有利于地下岩溶发育，故又称为隐伏岩溶。

温带干旱区降水量小，地面植物稀少，所以地表岩溶不发育，但地下岩

溶作用则较强烈，因为干旱地区地下水富含 SO_4^{2-} 等，有利于岩溶作用的进行。

3. 寒带岩溶 气候寒冷，冻土发育，地表水下渗不深，水中 CO_2 含量较多，地表发育小型溶沟和浅洼地，在永冻层以下常有地下水流和通道，溶洞仍有发育。

（二）岩溶地区地貌发育过程

就整个岩溶地区来说，地貌的发育与地下水有密切关系，而地下水又随当地河流或海平面的变化而变化。因此，可以认为整个岩溶地区地貌发育的基面是河流或海平面，但就岩溶地区地下岩溶来说，其发展深度是以可溶性岩石底板为下限。因此，可溶性岩石的底板就是地下岩溶发育的基面。

假定有一个上升的宽平高地，地壳上升以后，长期稳定，且由产状平缓、岩性致密和厚层的石灰岩所构成，则岩溶地貌的发育大致如下。

开始发育成石芽、溶沟、漏斗和落水洞。地表水部分转入地下，循裂隙进行溶蚀。此时裂隙扩大不多，地面河流仍居优势。随着裂隙的不断扩大，岩体内形成许多独立的洞穴系统。在较大的洞穴系统内，地下水面的位置较低；较小的洞穴系统内，地下水面的位置较高，一般无统一的地下水面（图 6 - 33a）。

随着地下洞穴充分发育，独立的洞穴逐渐归并，成为一个完整的系统，并形成统一的地下水面。地下水面以上的溶洞干涸，地下水面附近的洞穴内有地下河。此时，地下水的垂直分带十分明显，地面河流已大部转入地下，成为非常缺水的蜂窝状地面（图 6 - 33b）。后来，由于长期的溶蚀和侵蚀，地面逐渐被蚀低，离地面较浅的溶洞，因洞顶崩塌而出露地表，地下河的某些河段，也因地下河不断扩大和顶板的崩塌，出露地表，成明流与暗流交替出现。最后，地下河就逐渐转变为地面河。在地下河转化为地面河的过程中，地下河的顶板崩塌愈多，破坏及搬运作用也愈强烈，地面破碎，形成大型的溶蚀洼地和峰林等地貌（图 6 - 33c）。

由于地下河道及溶洞的大量崩塌形成了地表水系，岩溶盆地不断蚀低扩大，这时地面降低了，在岩溶盆地底部或平原上堆积石灰岩残余堆积物——红土，溶蚀平原上残留有石灰岩残丘及孤峰，地面起伏已很小，接近于准平原（图 6 - 33d）。这就是岩溶地区地貌发育过程的理想图式。在贵州高原上可以看到岩溶发育初期的地貌。广西贵县、黎塘一带则为后期的岩溶地貌。云南东部弥勒一带保存着上升的岩溶准平原。

一个地区在漫长的岩溶发育过程中，常常由于地壳运动而使岩溶发育受到干扰。如果地壳上升，河流下切，地下水面也随之下降，岩溶向深处发展，岩溶发育顺序受到影响，甚至回复到岩溶发育的初期阶段，岩溶地貌特征也随之变化。全球性气候变化所引起的水平气候带的移动，对岩溶发育的影响非常广泛，因此，许多中纬地区还保留有多种气候条件下所形成的岩溶形

态。地壳的上升也可引起气候的变化，如云南高原在第三纪时为热带气候，后期高原抬升，转变为亚热带气候，老第三纪形成的古峰林受到破坏，逐渐向亚热带岩溶丘陵方向发展，成为残留峰林。

在岩溶地区进行各种生产建设时，常常会遇到一些特殊的问题。例如，修建水库等建筑物时，要防止地下溶洞、岩溶裂缝的渗漏；修建铁路、工厂时，要注意路基、地基的崩塌；岩溶区地表水缺乏，需寻找地下水；开挖矿山坑道、隧道时遇到的涌水现象，等等。要解决这些问题，需要了解岩溶地区地下水的水文动态，岩溶发育的规律，以及岩溶现象的空间分布和发育程度等。

第四节 冰川地貌与冻土地貌

在高纬和高山等气候寒冷地区，如果降雪的积累大于消融，积雪将逐年加厚。在一系列物理过程影响下，积雪就变为冰川。冰川本身就是一种地貌，也是寒冷地区重要的地貌营力，可塑造一系列冰川地貌。但在降水量少的条件下，地表不能积雪成冰川。在这种地区土层的上部常发生周期性的冻融，下部则长期处于冻结状态，成为多年冻土。多年冻土层中发生的冻融作用，可塑造一系列冻土地貌。

关于冰川作用和冰川类型、分布，在第五章第四节已有介绍。这里只着重讨论冰川的地貌作用和冰川地貌的特点。

一、冰川作用

冰川在运动时能对地表进行侵蚀。但冰川运动的速度缓慢，每年只有数十米至数百米不等。冰川各个部分的运动速度并不一致，其中从粒雪盆（雪线以上的积雪盆地，即冰川的补给区）出口到冰舌上部这一段速度最快；在横剖面上则以冰川中部为最快。实际观察还证明，冰川表面运动速度最快，且自冰面向底部递减（图 6 - 34）。冰川运动的速度有季节变化和日变化，一般是夏季快，冬季慢；白昼快，夜间慢。

在粒雪盆中冰川有向心运动和下沉运动，在冰舌部分有侧向运动和上升运动。冰川运动是由可塑带的流动和底部的滑动组成的。而冰川滑动则是产生侵蚀作用的根本原因。

冰川是一种巨大的侵蚀力量。冰岛的冰源河流含沙量为非冰川河流的五倍，侵蚀力可能超过一般河流的 10—20 倍。冰川主要是依靠冰内尤其是冰川底部所含的岩石碎块对地表进行侵蚀。在冰川滑动过程中，它们不断锉磨冰川床，这种作用通常称为磨蚀（刨蚀）作用。另外，冰川下面因节理发育而松动了的岩块和冰冻结在一起，冰川运动时岩块被拔起带走，这就是拔蚀（掘蚀）作用。

冰川的搬运能力是惊人的。大陆冰川可以把大片基岩搬走；山岳冰川的搬运能力也不小。喜马拉雅山中即有直径 28 米，重量超过万吨的大漂砾。

冰川通过磨蚀、拔蚀、雪崩和山坡上的块体运动获得大量碎屑物质。这些碎屑被冰川携带而下，通称运动冰碛。其中，出露于冰面的叫表碛；夹带在冰内的叫内碛；在冰川底部的叫底碛；位于冰川两侧的叫侧碛（图 6 - 34）；两支冰川会合则形成中碛。

由于冰川的消融或负荷过多，被搬运的物质就堆积下来成为冰碛物。冰碛物往往是由漂砾（特大的石块）、砾石、砂和粘土组成的混合堆积物，因此有人把冰碛物称为冰砾泥。但由于冰川活动区岩性的影响，冰碛物的成分

和粒度可有较大的差别。冰碛物缺乏分选，不显层次，但其中可夹有冰水形成的砂砾透镜体。冰碛物中常含有大量砾石，磨圆度差，多呈次棱角状。冰碛石表面常有冰川搬运时砾石与基岩或砾石之间相互刻磨而成的擦痕、刻槽及磨光面。冰碛物中的石英砂粒棱角尖锐。在冰川的研磨作用下，颗粒常具贝壳状断口。有些侧碛有冰川表碛滚落堆积，因而可出现明显向外侧倾斜的现象。有些冰碛石在运动过程中，适应冰流方向，调整自己的方位，其长轴顺冰流方向延伸。

二、冰川地貌

冰川地貌分为冰蚀地貌、冰碛地貌和冰水堆积地貌三类。

（一）冰蚀地貌

冰蚀地貌主要有冰斗、冰川谷、羊背石等。

1. 冰斗 冰斗是山岳冰川作用的结果（图 5 - 15）。冰斗呈剧场形状或围椅状，三面环以陡峭的岩壁，开口处为一高起的冰槛（岩槛），因而冰斗底部是一个洼地。山坡集水盆中的多年积雪斑洼地岩石因冻融作用频繁，崩解为岩屑，并在重力和融雪水联合作用下搬运到低处，积雪斑后缘逐渐形成一个陡坎，雪斑下的地面也逐步蚀低成为洼地，这就是雪蚀洼地。积雪演化为冰川后，冰川对底床的磨蚀作用使底床加深，在前方造成坡向相反的冰槛，陡壁受冰川的拔蚀作用而后退变高，就成为冰斗。冰斗按其分布位置。可分为谷源冰斗和谷坡冰斗两种。相邻冰斗后退可形成刃脊和角峰（图 6 - 35）。冰斗发育于雪线附近，因而具有指示雪线的意义。

2. 冰川谷 冰川谷是冰川下蚀和展宽形成的槽谷，谷底自上游向下游变窄，谷地两侧常有谷肩和冰川切削山嘴而成的三角面，横剖面呈 U 形或槽形，故又称 U 形谷或槽谷。冰床上常有冰川差别侵蚀形成的冰坎与冰盆。这种差别侵蚀与冰床基岩的岩性、节理、构造及冰前期河床纵剖面的原始起伏有关（图 6 - 34）。

在支冰川注入主冰川的汇合处，常在谷肩出现悬谷。这是由于主冰川厚度较大，侵蚀深度也较大，而其两侧支冰川，则因厚度较小，侵蚀力较弱，冰床深度不大，故冰川退却后，支冰川谷常高悬在主冰川谷的谷底之上，形成悬谷。

峡湾是冰川谷的一种特殊形式。在大陆冰川或岛屿冰盖入海处常形成许多峡湾，它是过去溢出冰川的通道。目前峡湾仍在海面以下。

3. 羊背石 在冰床的表面，由冰川侵蚀形成一些似羊背的石质小丘，称羊背石。羊背石的迎冰川面因受磨蚀而平缓，布满磨光面、擦痕、刻槽等微形态；背冰川面因受拔蚀多为参差不齐的陡坎。

（二）冰碛地貌

冰碛地貌可分为冰碛丘陵、侧碛堤和终碛堤等。

1. 冰碛丘陵（基碛丘陵）冰碛丘陵是冰川后退过程中，由于冰体的逐渐消融，原来的表碛、内碛、中碛都堆积在底碛之上形成的，表面丘陵起伏，洼地常常积水。冰碛丘陵以大陆冰川区分布最广，高度由数十米至百余米。大规模的山岳冰川区也能形成冰碛丘陵，分布在冰川谷的底部，高度较小。

2. 侧碛堤（侧碛垅）与中碛堤（中碛垅）侧碛堤位于山谷冰川的两侧，常成条状岗地，两条侧碛会合形成中碛堤，它位于冰川谷的中间。

3. 终碛堤（终碛垅）终碛堤又称前碛堤，位于冰川末端，呈弧形，常与侧碛堤相连（见图 6 - 34）。终碛堤是冰川补给与消融处于相对平衡时，冰舌末端位置变动不大，大量冰碛物在此堆积而形成的。如果冰川后退是断续进行的，则可形成数道终碛堤。故根据终碛堤的分布及条数，可以确定与此相应的冰川作用范围及冰川退缩的阶段性和冰期的次数。

4. 鼓丘 鼓丘是高数十米、长几百米的流线型丘陵。平面上呈蛋形，长轴与冰流方向平行。迎冰面（后坡）陡，背冰面（前坡）缓，大部分鼓丘完全由冰碛物组成，有的则有一基岩核心（图 6 - 36）。鼓丘成群分布在大陆冰川终碛堤内侧不远的地方。山岳冰川区则很少见。

（三）冰水堆积地貌

冰水是冰川的融水，因此冰水与冰川的动态息息相关。同时冰水又具有流水作用的一般特征。冰水作用主要是将冰碛物进行再搬运和再堆积，因此冰水堆积物有的具冰川作用的痕迹。堆积物经分选，形成层理，其中砾石磨圆度较好。

冰水堆积地貌主要有冰水扇、冰水排泄平原、季候泥、蛇形丘等。

冰融水从冰川两侧和底部流到冰川末端，汇成冰前河流。冰前河流将大量碎屑物质堆积于终碛堤的外围，形成冰水扇，许多冰水扇联合成外冲平原；在山谷中形成冰水排泄平原，经后期切割则成冰水阶地。

在冰川区域，湖泊往往是冰川作用的产物。其中有的是冰蚀作用形成的；有的是冰积物堆积阻塞局部冰融水的结果。冰水湖泊中的沉积，有明显的季节变化，夏天冰融水增多，携带颗粒较粗的泥沙入湖沉积，颜色变浅；秋季冰融水骤减，冬季湖泊封冻，悬浮的粘土胶粒沉淀，颜色较深。这样就形成季候泥，亦称纹泥，它不仅象树木年轮一样，可据以计算沉积物形成的年代，而且因其中含有孢粉，能为该地区的植物和气候演变提供线索。

蛇形丘是一种狭长而曲折的岗地，蜿蜒伸展如蛇形，故名蛇形丘。蛇形丘两坡对称，丘脊狭窄。大的蛇形丘长达数十公里，有的还爬上高坡。这主要是冰下河道中的沉积，当冰川融化后，沉积物便显露出来，成为蛇形丘。组成物质几乎全部是大致成层的砂砾，偶夹冰碛透镜体。蛇形丘主要分布在大陆冰川地区。

冰川地貌类型具有明显的组合规律。山岳冰川地貌由山顶至山麓，地貌

组合依次为（图 6 - 37）：

冰斗、刃脊、角峰带 位于雪线以上，为冰蚀地貌带。

冰川谷、侧碛堤和冰碛丘陵带 位于雪线以下，终碛堤以上，为冰蚀-冰积地貌带。

终碛堤带 位于山谷冰川末端，为冰积地貌带。

冰水扇和外冲平原带 位于终碛堤以外，为冰水堆积地貌带。

大陆冰川地貌组合以终碛堤为界，堤内以冰碛地貌为主，以冰碛丘陵为代表；堤外以冰水堆积地貌为主，以冰川外冲平原为代表。

三、冻土与冻土地貌

（一）冻土

凡处于零温或负温，并含有冰的各种土（或岩），称为冻土。温度状况相同但不含冰的，则称为寒土。冻土按其处于冻结状态的时间长短，可以分为季节冻土和多年冻土两类。一两年之内不融化的土层称为隔年冻土，是上述两类冻土之间的过渡类型。

多年冻土可分为上下两层，上层为夏融冬冻的活动层，下层为多年冻结层。活动层在冬季冻结时，能和下部的多年冻结层完全连接起来的，称为衔接多年冻土。在这种情况下，活动层又称季节融化层。活动层在冬季冻结时不与下部多年冻结层衔接，中间隔着一层融土的，则称为不衔接多年冻土。在这种情况下，活动层又称季节冻结层。多年冻结层距地表的深度，称为多年冻土的上限。

多年冻土在地球上的分布表现出明显的纬度地带性和垂直地带性规律。无论在水平方向或垂直方向上，多年冻土带都可以分出连续冻土带和不连续冻土带。

在北半球，多年冻土从中纬向极地厚度不断增加，上限逐渐缩小。北纬 48° 附近的多年冻土南界，地温接近 0℃，冻土层厚度仅 1—2 米。连续多年冻土带南部，年平均地温约为 -3—5℃，冻土厚度可达 100 米。北极附近岛屿的年平均地温降至 -15℃，冻土厚度达到 1000 米以上，上限趋近地面（图 6 - 38）。中低纬高山高原区冻土的分布，则表现为随海拔高度而变化。海拔愈高，地温愈低，则冻土愈厚，而上限深度愈小。

地下冰的存在是冻土的最基本特征。冻土中的地下冰，根据成因和埋藏形式可以分为组织冰、洞脉冰、埋藏冰等类型。土层中的水分冻结所形成的组织冰是分布最广、含量最多、但冰的聚合物最小的一类地下冰。

洞脉冰是地表水注入土、岩垂直裂隙和洞穴冻结形成的，可分为脉冰和洞穴冰两种。由于地表水周期性注入，因而在裂隙中多次重复冻结，这样形

成的脉冰叫做复脉冰。它具有垂直条带状构造，每一条带代表一个年层，常伸入到多年冻土层内，年代愈长，裂隙愈扩大，所以复脉冰也被称为冰楔。

埋藏冰是地表冰体（冰椎、河冰、湖冰、冰川冰等）被堆积物掩埋后形成的，通常呈透镜体。

我国多年冻土区地下冰分布很广泛，有的地方地下冰厚度很大，如青藏公路风火山最厚单层地下冰可达 5 米，昆仑山垭口夹于沉积层中的冰透镜体，最厚可达 10 余米。地下冰的数量、分布及其与土中其他组成要素的位置关系不同，形成不同的冻土构造类型。

除地下冰外，冻土中还有一部分液态的地下水。根据地下水与冻土层的位置关系，多年冻土区的地下水可以分为冻结层上水、冻结层间水和冻结层下水三类。地下水与整个冻土层有密切的关系，一方面冻土影响着地下水的运动，另一方面地下水的存在对冻土的温度、厚度变化也产生明显影响。

（二）冻土地貌

由于温度周期性地发生正负变化，冻土层中的地下冰和地下水不断发生相变和位移，使土层产生冻胀、融沉、流变等一系列应力变形，这一复杂过程称为冻融作用。冻融作用是寒冷气候条件下特有的地貌营力，它使岩石遭受破坏，松散堆积物受到分选和干扰，冻土层发生变形，从而塑造出各种类型的冻土地貌。冻土地貌也可称为冰缘地貌。冰缘原指冰川边缘地区，现已泛指所有不被冰川覆盖的气候严寒地区，大致与多年冻土区相当。

1. 石海与石河 基岩经过剧烈的冻融风化，岩石崩解，产生大片巨砾岩屑，堆积在平缓的地面上，形成石海。石海线与雪线有密切的关系，这是因为雪线附近气温在 0℃ 上下波动频繁，有利于岩石的冻融崩解。

当山坡上冻融崩解产生的大量碎屑物充填凹槽或沟谷，而岩块在重力作用下顺着湿润的碎屑垫面或多年冻土层表面发生整体运动时，就形成石河。大型的石河称石冰川（图 6 - 39）。有的石冰川，其内部具有冰川冰。石河运动多呈蠕动状态，在湿润气候条件下移动较快，干燥环境下移动较慢。

2. 构造土 构造土是多年冻土区广泛分布的一种微地貌形态。由松散堆积物组成的地表，因冻裂作用和冻融分选作用而形成网格式地面，单个网眼近于对称的几何形态，如呈环形、多边形。根据组成物质和作用性质的差别，构造土可分为泥质构造土和石质构造土两类。

泥质构造土也称多边形土，是土层冻结之后，温度继续降低，引起地面收缩，或土层干缩，产生裂隙而成。多边形径长从 1 米左右到 200 米。通常规模愈大，反映形成时的气温愈寒冷。

石质构造土中最典型的是石环（图 6 - 40）。在颗粒大小混杂而又饱含水分的松散土层中，冻融作用产生的垂直分选和水平分选，使砾石由地下被抬升到地面，再集中到边缘，并呈环状分布，而细粒土或碎石则位于中间。石环直径可达数十米。我国祁连山、唐古拉山常见的石环仅数米。随着地面

坡度的加大，冻融分选在重力和融冻泥流作用的参与下，石环过渡到椭圆形的石圈，石圈再过渡到狭长形的石带。

3. 冰丘与冰椎 地下冰的冻胀而使地面形成丘状的冰丘。冰丘内部有冰透镜体的称冰核丘（图 6 - 41）。冰丘多分布在地下水位较高、地形较平缓、土层较厚、土质较细的地区。

冰椎是在寒冷季节流出封冻地表和冰面的地下水或河水冻结后形成的丘状或椎状冰体。

4. 热融地貌 热融地貌是指由热融作用产生的地貌。热融地貌分为热融滑塌和热融沉陷两种。

由于斜坡上的地下冰融化，土体在重力作用下沿冻融界面移动，就形成热融滑塌。大型的热融滑塌体长达 200 米左右，宽数十米。

平坦地表因地下冰的融化而产生各种负地貌，称热融沉陷。由热融沉陷形成的地貌有沉陷漏斗（直径数米）、浅洼地（径长数百米）、沉陷盆地等。当这些负地貌积水时，就形成热融湖。我国青藏高原多年冻土地区，热融湖分布很广泛。

5. 融冻泥流地貌 融冻泥流是指坡地上土屑物质在解冻时似泥浆状沿着融冻界面向下蠕动的现象。融冻泥流多发生在 10° — 30° 的坡地上。在坡度较大的斜坡上，常形成泥流坡坎；坡度较缓的地方，则形成泥流阶地。

山坡在长期的融冻泥流作用下，形成平缓均匀、覆盖着碎屑物质的融冻泥流坡。

融冻泥流堆积物无分选性，缺乏层理，堆积物中常见草皮和泥炭夹层，以及揉褶现象。

上述冻土地貌从山岭到平原，有一定的分布规律和地貌组合（图 6 - 42）。在山岭平缓的顶部和山坡凹槽中，以冻融风化为主，形成石海和石河；在松散碎屑物覆盖的山坡和山麓，融冻泥流形成泥流阶地、泥流坡坎，冻裂作用形成多边形土，冻胀、冻融分选作用形成石质构造土；在松散堆积较厚的平原，冻胀作用形成冰丘、冰椎，热融作用形成各种洼地等。

冻土地貌对生产建设有一定的破坏作用和不良影响，常称为“冻害”。冻胀融陷能改变地面形态，使铁路路基变形；公路和城市建设中道路“翻浆”，也是冻融的结果；热融滑塌危及交通和工程建筑。另外，冻土地貌也不利于农林业生产的发展。

四、第四纪冰期

第四纪气候曾发生多次冷暖变化，冰川曾多次增长和消退。冰川大规模

增长、气候显著变冷的时期，称冰期。冰期时全世界平均气温比目前大致下降 5—7 冰川大规模消退、气候显著变暖的时期，称间冰期。间冰期介于两个冰期之间。由于地球上区域气候变化的差异性，使冰川作用的开始与消退，冰期与间冰期的次数不完全一样，但各地区较长的寒冷期和温暖期的变化大致是同期的。

冰期时，冰川扩张，大量水体聚积于陆地，使海面下降，大陆面积扩大，海岸线变迁，海陆轮廓发生变化，全球大气环流形势发生改变，对动植物、土壤、地质地貌的发生发展产生巨大的影响。

关于冰期的次数，是根据冰川直接作用的遗迹，不同时期冰碛物之间、冰碛物与非冰川堆积物之间的接触关系，风化程度，古土壤及有关沉积层的化石等来确定。冰川作用的遗迹，即冰川地貌及其堆积物是划分冰期的一种常用的方法。冰斗代表雪线的高度，因此，在相同的自然环境下，存在不同高度的冰斗，就说明是不同冰期的产物。冰川谷中上 U 形谷（老 U 形谷）内叠套下 U 形谷（新 U 形谷），横剖面呈阶梯状，上下 U 形谷是不同冰期冰川侵蚀形成的。终碛堤和侧碛堤两者往往共生。不同时期的终碛和侧碛在同一冰川谷中复合，常构成冰川谷中不同高程部位的侧碛堤并列和终碛堤多列环布的现象，其中较老的侧碛位置较高，而较老的终碛在冰川谷底较低的部位。此外，冰水阶地等也可以作为划分冰期的依据。

北半球在第四纪可分为四—五个冰期（表 6 - 1）。

表 6 - 1 不同地区冰期与间冰期对比表

冰期与间冰期 时代	地区			
	阿尔卑斯	北美	庐山	西藏*
Q ₄				新冰期 温暖期
Q ₃	玉木冰期 里斯—玉木间冰期 里斯冰期	威斯康辛冰期 桑加蒙间冰期 伊利诺安冰期	庐山冰期	绒布寺冰期 末次间冰期 基龙寺冰期
Q ₂	民德—里斯间冰期 民德冰期	雅莫斯间冰期 堪萨斯冰期	大姑—庐山间冰期 大姑冰期	大间冰期 聂拉木冰期
Q ₁	恭兹—民德间冰期 恭兹冰期 多瑙—兹间冰期 多瑙冰期	阿弗唐尼间冰期 内布拉民加冰期	鄱阳—大姑间冰期 鄱阳冰期	第一间冰期 希夏邦马冰期

据《西藏地貌》。

第五节 风沙地貌与黄土地貌

风沙地貌与黄土地貌主要分布在干旱与半干旱地区。风沙地貌是风沙（风力）作用形成的，而黄土地貌主要是流水作用的结果。

一、风沙作用

风挟带沙粒对地表的作用称风沙作用。风沙作用形成的地貌称为风沙地貌或风成地貌。风的作用以干旱地区最为活跃，因此那里的风沙地貌也最普遍，所以世界上的沙漠主要分布在热带亚热带干旱区（如北非撒哈拉沙漠）和温带干旱区（如我国西北地区的沙漠）。但是，在非干旱地区，只要有丰富充足的沙源、平坦裸露的地表和一定强度的风力，也能形成各种风成地貌。特别是在古河道（如我国豫东平原的黄河古道）和现代沙质海岸（如我国北戴河海滨），常可见到沙丘分布。

（一）风沙作用

风沙作用指气流沿地表流动时，对地面物质的侵蚀、搬运和堆积等过程。

风蚀作用包括吹蚀作用和磨蚀作用。风吹地面，由于风压力和气流紊动作用而引起沙粒吹扬，这种作用称为吹蚀。在干旱地区，并不是所有的风都能进行吹蚀的，只有当风力达到使沙粒移动的临界速度时才能起作用，这种风称为起沙风。

起沙风与沙粒粒径、地表性质等因素有关。就沙粒粒径来说，以 0.1—0.25 毫米为主的干燥裸露的沙地，起沙风速一般为 4—5 米/秒（离地面高 2 米处的风速）左右。起沙风通过所挟带的沙粒，对地面进行磨蚀，如对岩石表面发生摩擦和在孔隙中的旋磨。

起沙风挟带沙粒运动就是风的搬运作用。它往往是通过风沙流而表现出来的。风沙流是含有沙粒的运动气流。风沙流运动是一种贴近地面的沙粒搬运现象。搬运沙量绝大部分是在离地面 30 厘米的高程内通过的，而其中特别集中在近地面 0—10 厘米的气流层中。

当风力减弱或风沙流前进遇到障碍物使风速减小时，可以使沙粒发生堆积，这种现象称为风积作用。

风力堆积的碎屑物称为风积物。风积物的主要类型有风沙堆积和风成黄土。风沙堆积通常就是风成沙，往往组成各种沙丘。风积物的主要特征有：粒级多为粘土到沙；粒度非常均一，分选很好，磨圆度高，矿物成分以石英为主，也有少量的长石和各种重矿物颗粒。

（二）风沙地貌的形成条件

风沙地貌是风对地表侵蚀、堆积的结果。因此地表特征、风动力状况是风沙作用及形成风沙地貌的基本条件。

平坦的地面以及开阔的内陆盆地，有利于气流的运行。同时盆地内一般堆积有比较丰厚的碎屑物质，为沙丘的形成提供了重要物质来源。如我国西北地区的沙漠，大部分分布在广大的内陆盆地中。

干旱区雨量稀少，蒸发强烈，土质干燥，地表植被稀疏或完全裸露。因此有利于气流对地面的直接作用，从而引起沙粒的吹扬，沙丘的移动，使地面受到风沙的侵蚀。形成风沙流主要取决于两点：即有丰富的沙源外，还要有强劲的风力。干旱地区风的强度和频度都较大。如我国西北受蒙古高压的影响，盛行强劲的西北风；另外，干旱地区由于地面裸露，受强烈的日照后地面温度急剧升高，造成强烈的上升气流，因此易出现强烈的狂风。这些都为风沙地貌的发育提供了基本的条件。

二、风沙地貌

风沙地貌分为风蚀地貌和风积地貌两类。

（一）风蚀地貌

1. 风蚀柱 垂直裂隙发育的基岩，经长期风蚀，形成一些孤立的石柱，称为风蚀柱。由于近地表的气流中含沙量较多，磨蚀较强，再加上岩性的差异，特别是下部岩性软于上部，则易形成顶大基小的风蚀蘑菇。

2. 风蚀谷与风蚀残丘 风常沿着暴雨冲刷的沟谷吹蚀，使之进一步加深扩大，形成风蚀谷。风蚀谷外形宽窄不一，底部崎岖不平。风蚀谷不断扩展，使谷间地不断缩小而形成岛状高地或孤立小丘，称为风蚀残丘。

在水平岩层地区，由风蚀而成的平顶残丘，形态酷似城堡，称为“风城”（风蚀城堡）（图 6 - 43）。

3. 风蚀洼地或风蚀坑 由松散物质组成的地表，经长期吹蚀后在局部地方形成的凹地，称为风蚀洼地或风蚀坑（图 6 - 44）。风蚀洼地呈椭圆形或马蹄形，背风坡较陡。

4. 雅丹“雅丹”是维吾尔语，意即具有陡壁的风蚀垄槽（图 6-45）。干旱地区湖积和冲积平原常因干缩而产生龟裂，主要由定向风沿着裂隙不断吹蚀，使裂隙逐渐扩大而成沟槽，沟槽之间形成高可达 5—10 米的垄脊。这种地貌在塔里木盆地的罗布泊地区最为典型。

（二）风积地貌

风积地貌主要是指各种类型的沙丘。

1. 新月形沙丘 新月形沙丘是在风向比较固定的风力作用下形成的堆积地貌，形似新月（图 6 - 46），其两翼顺着主风向延伸，迎风坡凸而平缓（10

°—20°左右)，背风坡位于两翼之间，凹而较陡（28°—33°左右），沙丘高度一般为数米至30余米。

新月形沙丘是由沙堆进一步发育而成的。沙堆的不断增高，使气流在越过沙堆时，沙堆顶部的风速高于背风坡的风速。风速的差异引起气流的压力差，压力差使气流从压力较大的背风坡脚流向压力较小的沙堆顶部，这样就在背风坡形成涡流，使沙粒无法在此停积，形成马蹄形凹地，而沙粒被涡流带至凹地的周围堆积，出现沙丘的两翼。这时，沙堆演化为雏形新月形沙丘。随着沙量的继续供给，雏形新月形沙丘进一步扩大增高，就形成新月形沙丘。

由于新月形沙丘不断扩大，或因不同大小沙丘移动速度的差别，使二个以上新月形沙丘连结起来，构成新月形沙丘链（图6-47）。规模巨大的沙丘链，在迎风坡上往往叠置着次一级新月形沙丘或沙丘链，因而形成复合新月形沙丘链（图6-48）。它常长达10余公里，高达100米以上。

单个新月形沙丘一般分布在沙漠的边缘地区。而新月形沙丘链发育在沙漠腹地，或是沙子来源丰富的地区。这类沙丘都属于垂直于风向的横向沙丘。

2. 纵向沙垄 在单风向或几个近似的风向的作用下，形成向主风向延伸的垄状堆积地貌，称为纵向沙垄。它的规模因地而异，在我国西北一般高十余米至数十米，长数百米至数千米。

沙垄的成因各有不同，以新月形沙丘演化而来的沙垄，是一种钓鱼钩状的新月形沙垄。在两种主次风向呈锐角斜交的情况下，新月形沙丘一翼延伸，另一翼相对萎缩。如图6-49示，图a表示来自主要风向（g）的稳定风向形成的最初的新月形沙丘。b图为新月形沙丘来自s方向风的作用下，A翼顺新风向（s）前进，B翼将日益萎缩，而在C点则另出现一个新翼。c图为风又回到原先的方向g，A翼伸长成低矮的沙舌。d图表示又在s方向风的作用下，A翼又沿s方向成长。如此反复进行，逐渐形成沿风的合力方向延伸的沙垄。

有的纵向沙垄是由单向风派生的涡流作用而成的。在纵向螺旋形涡流之间，地表的收敛空气狭长带内，由下降风对地面侵蚀，将沙粒带到沙丘两侧和顶部堆积而成，沙丘脊呈狭条状。

纵向沙垄还可由地形条件控制而成。在一些风力强烈的地区，如山口附近，亦可形成巨大的纵向沙垄。例如塔克拉玛干西部，一些山口前方的沙垄可延长十余公里，最长达40余公里。

在有些规模巨大的沙垄上，发育着密集而叠置的新月形沙丘链，形成复合纵向沙垄（图6—50）。这类沙丘都属于平行于风向的纵向沙丘。

除了上述沙丘类型外，还有金字塔形沙丘、蜂窝状沙丘等。这类沙丘是在多风向、且风力又大致相似的情况下形成的。

沙丘移动的动力是具有一定风速的风。而沙丘的移动是通过组成沙丘的沙粒在迎风面的吹扬和在背风面的堆积来实现的。沙丘移动速度与风速有关，因为当风速大于起沙风速时，搬运的沙量随着风速的增大而迅速增加。沙丘移动速度还受沙丘体积（高度）的影响，在风力相同的情况下，沙丘体积愈大，移动速度就愈慢。

另外，沙丘移动还受植被、沙丘的水分和下伏地面等因素的影响。沙丘上植物的生长，使风速减小，从而使沙丘移动速度减慢；在地面湿润情况下，沙丘移动速度要比干燥时小，等等。

我国沙丘平均移动速度，慢速的 < 5 米/年；中速的为 5—10 米/年；快速的 > 10 米/年。

沙丘移动的方向决定于风向，大致与起沙风的年合成方向一致。我国沙漠地区风沙移动主要受东北风和西北风两大风系的影响。塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠的东部、北部和中部的沙丘从东北向西南移动，其他各地的沙丘移动方向都由西北趋向东南。

风沙流动对于沙漠及其边缘地区的农业、交通与工程建设都有严重的危害。风沙流动包括风沙流和沙丘移动两个方面。风沙流的危害方式主要有吹蚀、沙打和沙埋；沙丘移动的危害主要是造成大规模的沙埋。与风沙作斗争，最重要的是要制止沙丘移动。因此，风沙地貌类型和风沙移动规律的研究，对防止沙害具有重大意义。

三、黄土与黄土地貌

（一）黄土

黄土是第四纪不同时期形成的土状堆积物，主要是风力搬运堆积而成。黄土分布在比较干燥的中纬地带，面积达 $1000 \times 10^4 \text{km}^2$ 。我国黄土主要分布在黄土高原，厚度一般为 50—150 米，最大厚度达 180—200 米。

黄土多呈灰黄色、棕黄色和棕红色；以粉沙为主，细沙和粘土的含量都较少；矿物成分以石英、长石和碳酸盐类矿物为主，其中粘土矿物、易溶盐类等，遇水后可发生溶解或分散。

黄土缺乏层理，有明显的垂直节理，孔隙度大，工程地质中称它为大孔隙土。黄土浸湿后，强度显著降低，体积缩小，裂隙加大，在土体自重或上部承压的情况下，造成地面坍塌或沉陷，称为湿陷。黄土的这种湿陷性于工程建设极为不利。

黄土中的垂直节理和大孔隙是流水进入地下的通道。随着地下水的渗流，粘粒和易溶物质的流失，裂隙和孔隙不断扩大，成为洞穴或陷穴。这一

过程称为潜蚀。潜蚀同样对工程建筑等造成不良影响。

黄土的抗蚀性弱，特别是植被受到破坏后，地表的水土流失十分严重。

黄土中有古土壤发育。埋藏的古土壤可反映当时的气候是较为温湿或趋向潮湿。古土壤的分布位置可表明当时的地表形态。黄土中还存在着不整合面（古地面），也能说明黄土的沉积间断和古地面的演化。黄土下伏的古地形，如山地丘陵、平原、盆地、谷地，与后期黄土地貌的发育有着密切的关系。

上述黄土特征主要是指我国西北的典型黄土，即风成黄土而言。黄土的成因有风成说、水成说和风化残积说等。风成说的主要根据是：黄土分布在沙漠的边缘（如中国、中亚的黄土）和古大陆冰盖的外围（如欧洲、北美的黄土）；黄土的矿物成分具有高度一致性；距离沙漠愈远，黄土粒度成分有逐渐变细的趋势；黄土覆盖在起伏的古地面上，有随地形起伏的古土壤层；黄土中含陆生草原性动、植物化石。

除了上述的典型黄土外，还有其他成因形成的黄土状物质。这类黄土成分变化大，粒度分选不好，常有层理，垂直节理发育不好，沉陷性小，不易产生潜蚀，形成的黄土地貌也不及上述的典型。

（二）黄土地貌

黄土的特性为流水侵蚀创造了有利的条件。因此，流水是黄土地貌形成和发展的重要营力。此外，还有重力剥蚀、潜蚀和风蚀等。

黄土地貌可分为沟谷地貌和沟（谷）间地地貌两大类。

1. 黄土沟谷地貌按形态特征，黄土沟谷可分为细沟、浅沟、切沟、冲沟和河沟等几种。

（1）细沟与浅沟细沟是由坡面上的一些集中细流冲刷而成（图 6 - 51），在已开垦的地面最易形成，对耕作不利。随着地面水流汇集成较大的股流，冲刷力增大而成浅沟。浅沟横剖面呈宽浅的 V 字形，深只有几十厘米，多出现在梁峁坡上。

（2）切沟与冲沟流水进一步集中和侵蚀，浅沟变为切沟。切沟切入黄土可达数米，长可达数十米，切沟纵剖面起伏较大，横剖面呈尖锐的 V 形，有明显的沟缘，流水下切非常活跃。切沟进一步发展成为冲沟（图 6 - 52）。冲沟是黄土区沟谷中的重要类型，是流水强烈侵蚀和沟坡块体运动等作用的产物。冲沟纵剖面呈凹形，上陡下缓，起伏不平，横剖面呈 V 字形，向下游逐渐扩宽，有明显的沟缘。流水对沟谷的下切和旁蚀及其引起沟坡的崩塌和滑坡，使沟谷不断增宽，可见重力作用也是沟谷发育的重要因素。

若冲沟的沟底已停止加深，沟坡受旁蚀、滑坡与坡面流水等作用也逐渐变得平缓稳定时，沟谷就发育成为浅 U 字形的坳谷（坳沟）。

（3）河沟河沟是沟谷与河谷的过渡类型。纵剖面较平缓，横剖面略呈梯形，旁蚀作用较活跃，沟内有常流水，有时发育曲流和阶地。河沟可由冲

沟发展而来，但我国黄土地区的河沟大都是黄土堆积时已形成的古凹地或古谷地上发育起来的，所以，大型沟谷多是在古地形基础上进一步发展而成的继承性沟谷。

2. 黄土沟（谷）间地地貌黄土地区沟间地地貌主要是源、梁、峁。这些地貌类型分布在冲沟、河沟等大沟谷之间，并由大沟谷分割而成。

塬是黄土覆盖的范围较广的平坦高地（图 6 - 53）。在塬面上流水主要是片状侵蚀，在塬的周围为沟谷侵蚀。塬的边缘由于受沟谷溯源侵蚀而变得支离破碎。塬受到沟谷长期切割，面

积逐渐缩小，也可变得比较破碎，成为破碎塬。塬是黄土覆盖在大片平整古地形上形成的。

梁是长条形的黄土丘陵（图 6-54）。我国黄土地区当地所指的梁，梁顶较窄，呈明显的穹形。另一种是顶部较平的平顶梁。梁的形成多与条状古地形有关。

峁是穹状的黄土丘陵（图 6-55）。我国黄土地区群众所指的峁，峁顶面积不大，呈明显的穹起，整个外形很象馒头。另一种是连续的黄土平顶峁，峁顶之间有一个分水鞍地。峁的形成多与古地形有关。

在沟谷和沟间地上，地下水沿垂直节理潜蚀，使坡地边缘或沟谷源头形成陷穴，在谷坡上发生崩塌和滑坡，坡面上常有碎土泻溜等现象。

我国黄土地区水土流失严重，这不仅对黄土高原建设带来危害，而且也给黄河下游带来水害。

由于黄土疏松，遇水易散，垂直节理发育，多孔隙，地形起伏大，切割破碎，降雨强度大，植物被破坏等原因，使地表侵蚀、剥蚀强烈，水土流失严重。为了防止水土流失。当地人民创造了许多保持水土的有效措施。实践证明，防止水土流失必须采取农、林、牧等各业统筹安排，田间工程和沟谷工程相结合等综合性措施。

第六节 影响地貌发育的因素 与地貌的基本类型

一、影响地貌发育的因素

(一) 气候与地貌发育

1. 气候地貌的地带性地貌形成的外力，主要受气候因素的控制，也受其他自然因素——水文、植被、土壤等的影响。在不同的气候条件下，由于水热条件不同，外力的性质、强度和组合状况皆有所差异，从而形成不同的地貌类型和地貌类型组合（地貌组合）。研究不同气候条件下所形成的地貌组合特点，以及现代气候与现代地貌形成过程之间的关系，是气候地貌的主要内容。

本章已从某一外力因素或某种地貌形成的主导外力因素出发，阐述了外力对地貌的塑造过程。实际上，任何一个地区的地貌发育不会只受一种外力的作用，而是由几种外力组合在一起共同作用而成的，但其中有一种外力起主导作用。外力组合和主导外力随各气候带而有所不同，由于气候具有地带性（水平地带性）和垂直带性，因此地貌也相应有明显的地带性与垂直带性。

在寒冷气候区，降雪量大于消融量的条件下，冰雪逐年积累，发育成冰川；在外力组合中，以冰川作用占主导地位，其次是冻融风化、块体运动和冰融水的作用等，这里以冰川地貌为主要特征。山地经冰川等作用后，形成角峰、刃脊、冰斗和冰川谷等地貌，使原来在流水作用下发育的比较浑圆的山岭，变得尖峭锐利（图 6-56a）。在降雪量较小，不足以补偿消融量的条件下，则不能形成冰川，而是发育为多年冻土和冻土地貌。多年冻土的分布大致与冰缘气候带相吻合。冰缘气候带的主导外力是冻融作用，其次是流水和风的作用。冰缘地貌主要是冻土地貌，地面被夷缓变低，常出现阶梯状台地（图 6-56b）。

在温湿气候区，以流水作用为主导，化学风化作用、块体运动也较普遍。主要形成流水地貌，常见岭脊凸起山坡下凹、和缓的山丘（图 6-56c）。

在湿热气候区，以流水作用为主导外力。但化学风化也很强烈，发育有厚层的红色风化壳，如海南岛的砖红壤风化壳。湿润热带在森林未被破坏的情况下，缓丘上几乎没有水土流失型的沟谷侵蚀，仅以片状流水、土壤蠕动和热带泥流作用较强，山体以波状连绵起伏的凸形坡的缓丘地貌为主要特征。在平原或缓丘上，往往出现由抗蚀性较强的基岩组成的穹状或钟状岛山（图 6-56d）。

在干旱气候区，以风和间隙性洪流作用为主要外力。主要形成风沙地貌和间隙性洪流作用地貌。此外，还形成山麓面，在山麓面上残留着孤立的岛状山（图 6-56e）。山地河流往往在山麓或盆地边缘发育的洪积扇和冲积-

洪积扇上隐没，地下水从洪积扇的前缘渗出，这里成为干旱区的绿洲。

干旱荒漠地区的地表，可根据其组成物质的不同划分为岩漠、砾漠、沙漠和泥漠等荒漠类型。岩漠是地表岩石裸露或有一些岩屑覆盖的地区，主要分布在山麓地带。地表覆盖砾石的称砾漠，又称戈壁或石漠，主要也分布在山麓地带。砾漠是由松散的堆积物组成，当细小颗粒被强劲的风力吹走后，留下粗大的砾石而形成的。沙漠表面覆盖大片流沙，发育着各种沙丘。沙漠分布在砾漠之外，是沙质堆积物经风改造而成的。泥漠地表覆盖粘土等细粒物质，分布在低洼地区，如土层中含盐很多，则称为盐漠。

气候地貌的垂直带性也和气候的垂直带性基本一致，从其所处的水平地带开始向高处递变。如有些高山深谷地区，下部气候温暖，主要形成流水地貌和重力地貌，上部气候寒冷，主要发育冰川地貌和冰缘地貌。

气候地带性和地貌地带性之间也有一定的差异。例如在湿热气候带内，由于可溶性岩石和非可溶性岩石的差别而形成不同的地貌带。

2. 气候地貌叠置性

由于地质时期的气候变迁，可以引起同一地区主导外力与外力组合的变化。这样，在同一地区可以出现各地质历史时期不同气候条件下形成的不同地貌叠置在一起的现象，这称为气候地貌的叠置性。例如，现在的一些湿润气候地区，第四纪曾多次处于寒冷气候环境下，形成的古冰川地貌或冰缘地貌的遗迹与现代的流水地貌叠置在一起。现代的干旱和半干旱区，也发现有古代的湿润气候地貌遗迹。

（二）地壳运动与地貌发育

地壳运动按其方向可分为垂直运动和水平运动。地壳运动这里主要指新构造运动，它对地貌发育的影响特别显著。由于新构造运动发生的时间还不太长，所以它所造成的地貌，多数仍保存到今天。

地壳大面积的上升运动，在上升地区的中部，地面绝对高度虽然增加，但地表变形微弱，只有在它的边缘地带才能引起河流下切和溯源侵蚀，使地形起伏和切割深度变化较大（图 6-57）。

由地壳大幅度上升和河流急剧下切形成的高山深谷，导致山地气候的垂直分异。而气候的变化又可反过来影响山地地貌的发育和垂直分异。如我国金沙江地区就是如此。

在上升区与下降区之间，地貌表现上既有逐渐过渡的形式（如高大的山地逐渐变为低山、丘陵，然后变为平原）；也有突变的形式（如山地突然以陡峭的山坡直接下落到坦荡的平原区）。在地壳强烈下降的地区，平原上松散堆积物的厚度可达数百米至千米以上。

在地壳运动强烈的地段，可在短距离内发生显著性的差异性升降运动。如天山最高峰达 7000 多米，而在吐鲁番盆地，由于强烈的沉降运动，最低点在海面以下 154 米。在太平洋西岸一些岛弧的外缘，有深达万米左右的海

沟，是地球上起伏最大的地方。这与太平洋板块的活动有关，也是地震强烈而频繁的地带。

地壳的水平运动也是地貌发育的内动力之一。例如区域性的水平运动所产生的平移断层，可造成平行岭谷的错动（水平位移），改变水系的格局，甚至使河流堵塞成为堰塞湖（图 6-58）。

至于全球性的板块构造运动，可使地壳发生大规模的水平运动，对地貌发育的影响更为重要。板块学说对大陆和海洋的形成和发展，以及许多大地貌的特征、成因和分布规律等都提供了有力的解释。有关内容可参看第二章第三节。

（三）地表组成物质与地貌发育

组成地表物质的岩性和地质构造，对地貌发育有明显的影响。它们是构成地貌的物质基础。

岩性对地貌发育的影响，主要是岩石的抗蚀性，即抵抗风化作用和其他外力剥蚀作用的强度。抗蚀性是岩石性质的综合反映，主要决定于岩石的矿物成分、硬度、胶结程度、透水性、可溶性和岩石的结构、产状等性质。

通常胶结良好的坚硬岩石，抗蚀性强，常构成山岭和崖壁。如由石英岩、石英砂岩组成的山岭，风化、崩塌作用和流水侵蚀主要沿着节理进行，常形成山峰尖突、多悬崖陡壁的山丘地貌。抗蚀性差的岩石，如页岩、泥灰岩等，硬度不大，常形成和缓起伏的低丘、岗地。

岩石的节理、片理和层理也直接影响到地貌的发育。例如，柱状节理发育的玄武岩，因受节理的影响常形成崖壁和石柱等地貌。垂直节理发育的花岗岩体，因受机械风化和流水沿垂直节理的冲刷侵蚀，使花岗岩山体形成悬崖峭壁、群峰林立的地貌，如黄山、九华山。在片岩分布地区，受片理的影响，常形成鳞片状地貌，如秦岭山地。

岩石的可溶性对地貌发育的影响更为明显。如石灰岩等可溶性岩石分布区，在湿热气候条件下形成典型的岩溶地貌。

疏松堆积物对地貌发育的影响，应注意分析它的机械成分和化学性质，以及层理结构等特点。如陕北黄土以粉沙为主，并含有一定数量的粘粒和钙质，垂直节理发育，干燥时陡壁可直立不坠，但在雨季易受坡面流水和沟谷流水的侵蚀切割。黄土还受地下水的潜蚀作用，形成一些潜蚀地貌。

在分析岩性对地貌发育的影响时，必须考虑当地的自然地理条件和其他地质条件。同样一种岩石，在干燥区和湿润区其抗蚀性可以有很大的差异。例如石灰岩在湿热地区深受岩溶作用的影响，但在干燥区往往可以成为抗蚀性较强的岩石。松散堆积物的表面，若有良好的植被覆盖，流水侵蚀作用微弱；植被受到破坏时，则水土流失严重，另外，同样一种岩石因受构造变形或构造破碎的程度不同，其抗蚀性也有很大的差别。岩石破裂严重的，有利于风化剥蚀。

地质构造对地貌的发育也有明显的影响。不同的地质构造常反映出不同的地表形态。如褶皱构造地貌（背斜山、向斜谷、背斜谷、向斜山等）；断裂构造地貌（断块山、断陷盆地、断裂谷等）。

由于地貌发育与内、外营力和岩石性质、地质构造有密切关系，因此我们可以根据地貌特征来分析内、外营力的性质和强度，以及岩性和地质构造。反之，也可根据岩性和构造来说明地貌的特征。

最后应当指出，人类在其生产活动中，对地表的改造和利用也在不同性质和不同程度上给地貌发育带来一定的影响。人类可以通过各种措施影响地貌营力和地貌过程，使地貌发生变化；甚至改变地表原有的地貌形态和性质，塑造新的人工地貌。随着生产力的发展，这种影响的深度和广度将在不断地增加。

综上所述，地貌的发育是各种内力和外力在地表相互作用的过程。内力作用的总趋势是增加地面的起伏；外力作用的总趋势是削高填低，减少地面的起伏。因此，内力的隆起和外力的剥蚀，内力的下沉和外力的堆积，彼此是相互联系相互制约的，在一定程度上是协调发展的。但是，在不同地区、不同时间和不同的时空结构层次中，各种内力和外力的组合、配合形式各不相同，因而地貌形成发育的过程、方向、规模和表现形式等也不一样。这便导致了地貌类型的多样性和地貌区域的差异性。

二、地貌的基本类型

地貌类型的划分常采用形态和成因相结合，由大到小逐级分类的原则。为了某种需要也可以根据单一或多种指标的原则进行划分。

地球表面最高（最大）一级地貌类型或地表形态是大陆和海洋盆地。第二级是大面积的山地和平原、海底山脉和海底平原等。山地和平原又包括低（小）一级的地貌类型，如山岭、谷地等。谷地中又包括河床、河漫滩等更低一级地貌类型。大地貌以内力作用为主导或主要是内力作用形成的；小地貌以外力作用为主导或主要是外力作用形成的。各级地貌之间都有一定的从属关系，即高一级的地貌类型是由一些低一级的地貌类型组合而成，低一级的地貌类型以高一级的地貌类型为发展基础，并逐级叠加在一起，组成一个相互联系的体系或整体。

无论是内力为主导，还是外力为主导形成的地貌类型，都可以按形态成因原则再进一步划分。大陆表面地貌的基本类型是山地和平原。就广义而言，山地包括丘陵，平原则包括高原。

（一）山地

山地是一个统称，是由山岭及其间的谷地或山间洼地组合而成。山地的绝对高度和相对高度都比较大。山地是地壳上升地区经外力切割而成。由于内、外力作用强度的不同和变化，山地的绝对高度和相对高度或起伏程度可

有很大的差别。根据这些高度指标可将山地分为极高（最高）山、高山、中山和低山几类。极高山绝对高度大于 5000 米，高山为 3500—5000 米，中山为 1000—3500 米，低山小于 1000 米。它们的相对高度一般大于 200 米以上，根据相对高度大小又可分为深切割、中切割和浅切割或高起伏、中起伏和低起伏的高山、中山和低山。

丘陵的相对高度或高差比上述山地要小，一般以小于 200 米（有的以小于 500 米）为界，根据相对高度的差别又可分为高丘陵和低丘陵。

这一分类方案是根据我国的实际情况拟定的。其中，极高山的界限（> 5000 米）大致与现代冰川和雪线的分布高度相符合。在这里塑造地貌的外力，主要是冰川和冻融作用。高山与中山的界限（3500 米）主要是考虑到剥蚀作用性质的差别，在此线以上冻融作用特别强烈，常形成陡峭的山坡及粗大的堆积物。此外，在我国的西北地区，此线也是森林的上限。低山和中山的界限（1000 米）主要是考虑到我国东部的山地大部分为 1000 米上下，在温湿气候条件下，受到强烈的流水侵蚀，山地被切割得支离破碎。同时，化学风化作用也较为旺盛，常常形成较厚的风化壳。丘陵和低山的差别不在于绝对高度的大小，而在于相对高度和形态上的不同。丘陵一般形态和缓，切割破碎，丘陵之间可有小型平原分布。

另外，根据作用营力的不同，可以将上述山地分为火山形成的、流水作用的、岩溶作用的、冰川作用的等山地类型。同时，在这些不同类型的山地上，叠复着有关外力形成的次一级地貌类型，如峰林、冰川谷、火山锥，等等。

（二）平原

平原是一种广阔的平缓的地貌类型。在内、外营力作用下，可形成各种类型的平原。从高度上看，可分为低平原和高平原。通常把绝对高度小于 200 米的平原称低平原。低平原地势平缓，切割深度很小，如我国的沿海平原。低平原多是在内力产生的凹陷和外力发生加积的条件下形成的，也可以是内力产生轻微上升时或上升后外力长期剥蚀而成。高平原的地势较低平原高，切割程度也较大，简称高原。如云贵高原。按平原表面形态可分为平坦平原、倾斜平原、凹形平原和起伏平原等类型。

另外，根据作用营力的不同，又可将平原分为熔岩平原、岩溶平原、冲积平原和海成平原等。同时，在这些不同类型的平原上，叠复着有关外力形成的次一级地貌类型，如冲积平原上的自然堤、河床、河间洼地、决口扇等。

主要参考书

1. 南京大学地理系：地貌学，人民教育出版社，1961。
2. 北京大学等：地貌学，人民教育出版社，1978。
3. 中国科学院兰州冰川冻土沙漠研究所：中国沙漠概论，1974。

4.R · J · Small : The Study of Landforms , 1978.

第七章 土壤

第一节 土壤的基本特征

一、土壤和土壤肥力的概念

土壤是自然地理环境的一个重要组成成分，又是由其他组成成分相互作用形成的、具有自己的发生发展过程、独特的形态和组构特征的复杂自然体。由于土壤具有物理的、化学的和生物学的一系列复杂属性，所以从生物学或农学的角度来看，它是陆地上具有一定肥力、能够生长植物的疏松表层，是天然植物和栽培作物的立地条件和生长发育的基地。从地球化学的角度来看，土壤是岩石圈表面在次生环境中发生元素迁移和形成次生矿物的近期堆积体。从工程建筑的土质学来看，土壤是具有特殊的材料理化性质和物理机械性质，并能作为建筑材料和承压基础的物体。总之，从各种观点来研究土壤，常给它下不同的定义。但各种定义都不能认为是概括无遗的。

在自然界，土壤层（或土被）处于岩石圈、生物圈、水圈和大气圈之间的接触、过渡地带（图 7-1），是有机界和无机界相互联系、相互作用的产物，是自然环境中物质循环和能量转化的重要环节和活跃的场所。例如，土壤为陆生植物的生长发育提供必需的营养物质和立地条件；它是地球上水分循环的一个重要环节，为河水乃至海水提供大量的盐分和其他物质；通过地表和地下径流及其他动力方式从土壤中带走的各种物质在一定的条件下形成了沉积物和沉积岩，其中也包括有机成因的各种矿物质的积累；土壤与大气圈也不断进行热量和物质的交换，对现代大气圈特点的形成也有重要的影响；等等。可见，土壤在整个自然环境中起着重要的作用。

在自然环境中，土壤是个相对独立的亚系统，其内部进行着多种复杂的物理、化学和生物的作用过程。如原生矿物的分解和次生矿物的形成，土壤有机质的分解与合成，养分的释放与积累，土壤胶体的分散与凝聚，土壤溶液的保蓄与流失，土壤空气的输入与输出，土壤热流量的增减，等等。同时，土壤也是个开放系统，与周围环境之间不断地进行着物质能量的交换和转化。因此，土壤与整个地理环境常处于一定的相互协调状态，而其内部又具有独特的结构与功能，构成不同的层次以及具有不同的类型和分布规律。

土壤是人类赖以生存和生产的物质基础和条件，它作为一种基本生产资料和劳动对象，为农业和其他部门提供必要的粮食和原料。这种生产资料最大的特点是具有肥力。土壤肥力是指天然植物或作物在生长发育过程中，土壤能同时地和不断地供应和调节所需的水分、养分、空气和热量的能力。肥力的高低取决于土体中水、肥、气、热四个肥力因素之间整体功能的协调程度，以及能否满足植物生长发育过程中行为特征的要求。因此，土壤肥力功

能的发挥，主要与土壤系统内部物质流和能量流的状态变量有关，同时也与周围环境条件和人工管理措施等外部变量有关。

土壤的另一个重要特点是，在合理的经营管理之下，土壤的肥力不但不会因利用而耗损，反而会不断得到改良。所以土壤是属于一种永续性的可更新的自然资源。自从人类利用土壤而开始发展农业之后，就不断采用耕作、排灌和施肥等技术措施来影响、控制和改变土壤的原有特性，使其成为合乎人类需要的农业土壤。因此，农业土壤实际上是自然土壤在人类控制下不断演变而成的，是人类劳动的产物。农业土壤的肥力既包括受自然条件支配的自然肥力，也包括受人工控制而形成的人为肥力的总体。总的来说，随着农业技术的发展和水平的提高，人为肥力所占的比例和作用将愈来愈大，土壤的熟化程度也越来越高，整个土壤的肥力水平也愈高。所以，在合理的利用下，土壤可以得到改良，并为人类提供愈来愈多的优质产品。相反，在掠夺式的经营之下，则引起土壤肥力的衰退，单位面积产量下降，以致使整个环境状况的恶化。因此，土壤虽是个永续性的资源，如果没有合理的利用和定向的培育，这个特点也会丧失的。为此必须十分重视土壤资源的合理利用和保护问题。

在农业生产中，土壤肥力的总和并不是都给作物所利用，所能利用的只是其中的一部分，即有效部分。这部分称为有效肥力或经济肥力。它通常可用作物的产量来衡量。而暂时未能被作物利用的肥力称潜在肥力。提高有效肥力的利用水平和发挥潜在肥力的作用（而不是耗损），是进行农业生产的重要目的，同时也是取得高产稳产的一种重要手段。这方面除与农业科学技术的发展水平有关外，同时也与社会制度和整个管理水平有关。随着科学技术的发展和社会的进步，土壤的生产能力将会不断得到提高。

从上述可以看出，无论农业土壤或自然土壤都经常处于变化发展之中。目前存在的各种土壤只是其历史发展过程中的一个阶段，只代表在特定环境条件下的一定产物，并将按一定的规律继续发展。根据土壤发生发展的过程和阶段性以及其本身的综合特征和肥力的差异性，便可区分出各种不同的土壤类型和找出其空间分布的规律性。

二、土壤的一般形态特征

土壤的形态特征是指土壤和土壤剖面所显示的各个土层的外表性状。例如，土壤颜色、质地、结构、紧实度、孔隙度和剖面构造等。这些形态特征是土壤内在属性的反映，并与土壤形成过程密切相关。由于各种土壤具有不同的稳定而典型的外表特征，故可为土壤的野外鉴定、土壤诊断和分类提供依据。

土壤的一般形态特征如下：

1. 颜色这是最明显最直观的形态特征。不同的土壤和土层，其颜色是不

一样的。许多土壤类型常以其颜色来命名，如红壤、黄壤、棕壤、黑钙土……等。土壤颜色与土壤的理化性质密切相关。例如，土壤富含腐殖质时呈黑色，含量较少时呈灰色；土壤中积聚有较多的高价氧化铁时常呈红色、棕色或锈色；含二氧化硅、碳酸钙、氢氧化铝等较多时，颜色变浅，常呈白色；当土壤积水处于还原状态时，因含大量亚铁化合物，便呈灰绿或蓝灰色。可以认为，整个土壤剖面是由多种颜色组成的混合彩色图案。关于各种主要颜色的组合关系可用下面的三角图式表示（图 7-2）。

2. 质地（机械组成）质地是指土壤颗粒的大小及其组合情况。如分为砂土、壤土、粘土等。它们对土壤的理化性质有很大影响。

3. 结构土壤中的固体颗粒往往不是以单粒状态存在，而是形成大小不同、形状各异的团聚体。土壤中各种团聚的结合状况称为土壤的结构。土壤结构的好坏，对土壤肥力的变化、微生物的活动和耕作性能等都有很大影响。土壤结构是构成土壤剖面的一个重要因素，不同的土壤与剖面层次，其结构特点也各不相同。土壤结构的类型有：团粒结构，块状结构，核状结构，柱状和棱柱状结构，片状结构等。单粒组成的称为无结构或单粒结构。各种土壤中，水稳性团粒结构最为理想，能保证土层的水、气和养分间有适宜的组合状况。

4. 松紧度土壤松紧度表示土体的紧实或疏松的程度。它与土壤结构、孔隙和干湿状况密切相关。松紧度对植物根系的伸展和土壤的耕作性能有很大影响。松紧度通常分为：很松、疏松（适宜）、偏紧、紧实和坚实等级。

5. 孔隙土壤结构体及其内部存在有许多大小不等的孔隙，通常分为毛细孔隙和非毛细孔隙两类。两者的比例各不相同。土壤孔隙的大小和数量对土壤中的水、气、热状况影响很大。

6. 湿度它反映土壤中含水量的多少。这取决于地表水和地下水以及土壤本身的性质和外界条件等的影响。在野外直观判定时，通常分为四级：

湿：用手挤压时，水可从土壤中流出；

潮：放在纸上可留下湿痕，可搓成土球或土条；

润：放在手上有凉润感，用手压之稍留印痕；

干：放在手上无凉快感，粒粒成为硬块。

7. 新生体在土壤形成过程中产生的某些物质的特殊积聚称为新生体。例如，碳酸盐类的结核体和假菌丝体；铁锰化合物的锈斑，胶膜和结核体；盐霜和盐结皮；石膏核；次生二氧化硅粉末；腐殖质漏痕等。新生体反映了成土过程和土壤性质在某方面的典型特点。

8. 侵入体它是与成土过程无关的外来混入物。如贝壳、骨骼、煤屑、瓦片等。

9. 植物根和土壤动物指出现于土层中的植物根及其特点、数量和分布，以及土壤中的动物种类、数量和分布。了解它们与土壤之间的相互关系。

三、土壤的剖面构造特征

土壤的剖面构造是土壤最典型、最综合的特征之一。从地面向下一直到母质层的垂直断面叫土壤剖面。它是由形态上和性质上各不相同的土层组合而成，并在土体中按一定的上下层次排列，构成一个相互关联的整体。土壤中这些层次的数量、组合特点和显现程度等综合特征，称为剖面构造或土壤构造。不同的土壤具有不同的剖面构造特征。它们是在土壤形成过程中物质发生移动和转化、淋溶与积聚等作用造成的结果。因此，土壤剖面又称为发生剖面，其中的层次称为发生层。

在自然土壤的剖面中，基本的层次有：

1. 枯枝落叶层（覆盖层），以 A_0 或 O 表示。它由地面上枯枝落叶堆积而成，其中可分未分解的（ A_0 ）和半分解的（ A ）两个亚层。

2. 腐殖质-淋溶层（ A 层）。这是剖面中成土作用最活跃的一层。由于生物地球化学的作用，土壤有机质经腐烂、分解后再合成为腐殖质。它在表土中进行明显的积累，并与矿物质相结合，形成颜色较深、常有团粒状结构和富含养分的腐殖质层（ A_1 ）。与此同时，由于水分的下渗作用，亦使水溶性物质往下层转移，产生所谓淋溶过程。在淋溶作用特别强烈的土壤中，不仅易溶性物质从此层中淋失，而且难溶性物质如铁、铝及粘粒等也发生化学的和机械的迁移，结果在这层的下段只留下难移动的抗风化最强的矿物颗粒，如石英砂等，因而成为颜色浅淡（常为灰白色）、颗粒较粗、养分贫乏的灰化亚层（ A_2 或 E ）。这在灰化土中最典型。

3. 淀积层（ B 层）。位于表土层与底土层之间，主要特点是淀积着上层淋洗下来的物质，使质地偏粘、土体较紧实，具块状或棱柱状等结构，常出现新生体，颜色与 A 层也有明显差别。

4. 母质层（ C 层）。位于淋溶、淀积层之下，由未受成土作用影响或影响甚微的风化残积物或堆积物所组成，是形成土壤的母体或基础。在母质层之下则为未风化的基岩（用 D 或 R 表示）。

在具体剖面中，除划分上述基本层次外，尚可再分出一些亚层（如 A_3 、 B_1 、 B_2 、 B_4 等），过渡层（如 AB 、 BC ），以及一些特殊层次如潜育层（ G ）、钙积层（ Cc ）、石膏层（ Cs ）、铁盘层（ CFe ）等。

耕作土壤的剖面构造特点与自然土壤有些不同，其层次的分化和各层的性质主要受长期耕作活动的影响。通常可分为耕作层、犁底层和半熟化层、心土层（生土层）、底土层。其主要特征见表 7-1。

表 7-1 耕作土壤的剖面构造和特点

层次	代号	基本特征
耕作层	A	经长期耕作种植，熟化程度高，腐殖质含量丰富，暗灰色，土层疏松，以团粒结构为主
犁底层	P ₁	经长期反复压实，呈片状、层状结构，紧实，腐殖质显著减少
半熟化层	P ₂	受上层渗漏水淋溶作用明显，颜色不均匀，由于耕作时间及技术措施不同，厚度不一，对作物生长和肥力仍有一定影响，为 A、B 间过渡层之一
心土层	B	熟化程度很弱，淀积作用明显，呈块、柱状或棱柱状结构，颜色与自然土壤的同层次相似，厚度变化大
底土层	C	几乎未受耕作影响，成土作用弱，保持母质的特点，常可出现潜育化现象

土壤剖面的总厚度和各层的厚度在各种土壤和各个地区都有很大差异。它既取决于成土条件，也取决于成土过程持续的时间及其历史。因此，土层的厚度往往可作为土壤发育程度的一种标志。例如，浅薄的土层，常见于土壤发育程度较差的极地、剥蚀强烈的山地、新喷出的熔岩区和荒漠等地。深厚的土层则常见于草原和热带地势平缓、排水良好的森林区。湿热带土壤剖面如果包括风化壳在内，厚度可达数十米。关于划分这类土壤层的下限问题，目前尚无统一的明确的标准。大致可以植物根系和土壤动物影响所及的深度为限，或者以风化程度和矿物组成的特点来划分。

根据土壤剖面的层次构造与土壤发育程度的相互关系，可将其分为以下几类（图 7-3）：

1. 发育程度很低的土壤其剖面构造简单，通常只有很薄的 A 层和 AC 层，尚无淀积层的发育。常见于极地、高山和新母岩出露等地方。
2. 发育良好的土壤具有完备的层次构造，基本层次及各亚层分异明显，层序正常。常见于气候、植被等成土条件良好和侵蚀作用微弱的地区。
3. 发育过程受干扰的埋藏土壤即在原有土壤剖面之上又覆盖和发育了新的土壤剖面，因而使层次的组合和顺序出现重复和多样化。它发生于接受简断堆积的地区或受人工干扰所致。
4. 受强烈剥蚀的土壤由于强烈的风蚀或水蚀，使原来土壤上部层次消失，成为不完全的剖面构造。见于植被严重破坏、水土流失严重的地区。

第二节 土壤的组成和性质

土壤的组成是很复杂的，总的来说，它是一种多相的分散体系。即由矿物质、有机质、水分和空气等四种不同性质的物质，按不同的配置和比例组合而成的。这些物质彼此相互联系、相互制约地构成一个整体。土壤物质组成的特点不仅对土壤本身的性质和动态起决定性作用，而且对自然地理环境中的物质循环和能量转化也有重要的影响。

一、土壤矿物质与土壤机械组成

土壤矿物质是土壤中最基本的组分，在大多数土壤中，其重量可占土壤固体物质总重量的 90% 以上，故被称为土壤的“骨架”。它主要由成土母质继承和发展而来的，而这母质又来源于岩石。

(一) 土壤中的矿物组成

土壤矿物质按其性质和成因可分为原生矿物和次生矿物两类。前者是指母岩经机械风化破碎而成的碎屑物质。它们的种类和数量可随母质类型、风化强度和成土过程的差异而不同。其中绝大多数是那些化学性质相对稳定的矿物，如石英及其他碎粒。它们主要组成土壤的砂粒和粉砂粒部分。次生矿物是化学风化和成土作用中形成的矿物。种类很多。各种土壤所含的种类和数量也不尽相同。其中最重要和为数最多的是粘土矿物，如高岭石类、蒙脱石类和伊利石（水化云母）类。粘土矿物的颗粒微小，呈薄片层状构造，稳定性高，具有离子代换吸收性能，以及具有可塑性、胀缩性、粘结性等。它们是土壤中粘粒和无机胶体的主要组成部分。其他的次生矿物有铁、铝的氧化物类和简单的矿质盐类等，前者以湿热带土壤中最丰富，后者以干旱和半干旱地区的土壤中较多。

(二) 土壤的机械组成（土壤质地）

土壤固体颗粒的粗细程度及其组合比例，称为土壤机械组成或土壤质地。它关系到土壤比表面积的大小和孔隙的分布，决定着土壤的许多理化特性，因而是土壤的基本特征之一。

土壤质地的分类目前尚未完全统一，各家采用的标准和方案都有些不同。但任何分类，首先须将土壤固体颗粒的大小进行分级（表 7-2 和表 7-3 的左方）；然后按各粒级的组成比例再确定土壤质地的分类（表 7-2 和表 7-3 的右方）。

表 7-2 我国土壤颗粒分级标准、土壤质地分类（暂拟）
（南京土壤研究所、西北水土保持生物土壤研究所，1975）

颗粒分级标准			土壤质地分类						
大小粒级	粒径(mm)		组别	质地名称	砂粒(%)	粗粉粒(%)	胶粒(%)		
石块	石块	> 10	砂土组	粗砂土	70	> 40	< 30		
石砾	粗砾	10—5		细砂土	60—70				
	中砾	5—3		面砂土	50—60				
	细砾	3—1							
砂粒	粗砂粒	1—0.25	两合土组	砂性两合土	> 20	> 40	< 30		
	细砂粒	0.25—0.005		小粉土	< 20				
粉粒	粗粉粒	0.05—0.01	胶泥土组	两合土	> 20	< 40	30—50		
	细粉粒	0.01—0.005		胶性两合土	< 20				
泥粒	泥粒	0.005—		泥土					30—50
		0.001		胶泥土					35—40
胶粒	胶粒	0.001		胶土			40		

若砂粒含量超过 50%，同时胶粒含量超过 30%时，应为两合土。

若含砾颗粒时，按其含量多少在质地名称前加上：多砾质（> 10%）或少砾质（1—10%）的称呼；少于 1%者不计。

在各种质地分类中部分出了砂土、壤土（两合土）和粘土（胶泥土）三个基本类别。砂土的特点是：粗砂粒多，土体松散，吸收性能和保水能力很弱，养分含量低并易分解和淋失；但通透性好，耕作阻力小，植物根系容易伸展，无粘结和塑性，土温容易升降。粘土的性质与砂土刚好相反，粘粒占绝对优势，养分含量较丰富，保水和吸收性能强；但通透性差，土温不易升降，常为冷土；粘性大，塑性强，湿时泥泞，干时硬结，耕作阻力大，植物根系不易伸展。总之，无论砂土或粘土都由于砂粘比例不当，使水、肥、气、热之间不够协调，肥力水平都不高。砂性土与粘性土各种性质的比较列于表 7-4。

表 7-4 砂性土与粘性土性质的比较

性质	砂性土	粘性土
孔隙度	低至 50 %，主要是大毛细孔隙和大孔隙	高达 70 %，毛细孔隙和细微孔隙
粘滞性	在干燥时粘性小，湿润时增加	在干燥时粘性大，湿润时降低
可塑性	无	大
胀缩性	很弱	很强
透水性	很高	很低
水分上升能力	很快，但高度很小	很慢，但高度较高
持水性	弱	强
SiO ₂ 含量	75 — 95	40 — 50
R ₂ 含量 (%)	5 — 10 — 20	30 — 40
吸收性能	不明显	高
矿物	主要是原生矿物	主要是次生矿物
养分含量	极少	多
微量元素含量	不多	多
热状况	热性	冷性
机械阻力	轻	重
肥力水平	低	低，但潜在肥力较高

壤土的特点是砂粘比例适中，兼有砂土和粘土的优点而没它们的缺点。如通透性较好，既能通气又能保水，不易受旱也不易渍水；粘而不实，松而不散，耕作方便；养分充足，各肥力因素容易调节，适种性广。所以在农业上是较理想的一种质地。

二、土壤有机质

土壤有机质是指土壤中所有由动植物来源的物质的总称。它是土壤固体物质的一个组成部分。数量虽比矿物质少得多，但它是组成土壤的重要物质基础，在成土过程尤其是肥力发展过程中起着极其重要的作用。

进入土壤中的有机质可分为两大类：一类为普通的有机质，包括动植物的残体及其分解的中间产物，如蛋白质、树脂、糖类、有机酸，等等。通常它们占土壤有机质总量的 10—15%（泥炭土除外），与土粒结合不紧密。另一类为特殊有机质——腐殖质，它是由动植物残体通过微生物的作用，发生复杂的转化而成的有机胶体物质。它是组成、结构都比普通有机质更为复杂，性质更为特殊，并与土粒紧密结合在一起的有机化合物。常占土壤有机质总量的 85—90%，为土壤中特有的次生有机物质。

此外，土壤中除死的有机质外，还有大量的活有机体，如土壤微生物和土壤动物及植物根系。微生物在土壤有机质和养分的转化过程中起着重要的

作用。

土壤中有有机质的转化一般经历着两个主要的过程：即有机质的矿质化作用和有机质的腐殖质化作用（图 7-4）。

存在于土壤中的复杂有机物，在微生物和其他因素如水等作用下分解为简单的有机化合物，并有一部分被彻底地分解为简单的矿物质（盐类）和 CO_2 、 NO_2 、 N_2 、 NH_3 、 CH_4 、 H_2O 等。这种从复杂到简单的转化过程，称为有机质的矿化作用。这个过程可以使有机物质中的营养元素释放出来，供植物利用，同时在这一转化过程中产生一些有机酸和无机酸类，有利于母质的风化并促进其养分的释放。

在土壤有机质分解为简单化合物的同时，其中间产物再经微生物参与下发生生物化学作用，合成为一种新的含氮多的高分子有机化合物——腐殖质。这种由简单到复杂的转化过程，称为腐殖质化作用。其实腐殖质的形成过程和种类都相当复杂，有各种不同的解释（可参阅土壤学教材或有关专著）。简单来说，腐殖质是一种暗色、酸性、富含氮素的有机胶体物质，是土壤中特有的较稳定的高分子有机化合物。它除富含氮和其他各种养分外，还具有适中的粘结性，较强的吸收代换性能以及缓冲能力等许多特点，对土壤的理化性质和生物学性质有重要的影响。所以，腐殖质是土壤中特有的组成成分，是使土壤不同于成土母质的最典型的特征。

腐殖质虽是一种较为稳定的化合物，但在其形成之后同样也还可以进行缓慢的分解，释放出各种养分。即进行矿质化的转化过程，为植物生长提供有效的养分。所以它既是有利于养分的积累也是能持续地供应养分的一种有机化合物。腐殖质的积累量取决于其合成与分解之间的消长关系。从土壤养分状况来看，矿质作用可促进养分的释放，也可为腐殖化提供原料。但这种过程进行得过于强烈时，使养分分解过快，抵消或超过腐殖质化的作用，并易造成养分的流失。腐殖质化则有利于养分的积累，但这种过程进行过于强烈时，又易使养分释放过慢，出现供不应求。因此，这两种过程相互协调是很重要的。最佳的方式是使其在保证养分供应的基础上又有一定的积累，逐步提高养分水平。

三、土壤胶体与土壤吸收性能

土壤中呈胶体状态存在的物质称为土壤胶体。它是成土过程中形成的、由粒径 1—100 毫微米之间的微粒所组成。按其性质可分为：有机胶体（如腐殖质），无机胶体（相当于土壤中的矿质粘粒部分），有机无机复合胶体（由前两种胶体互相紧密结合而成）。

土壤胶体有多种特性，对整个土壤的性质有决定性的影响。首先，土壤胶体具有很大的表面能。土壤中胶体含量多或颗粒愈细，其总表面愈大，表

面能亦愈大。因而土壤的物理吸收作用愈大，蓄水保肥能力愈强。其次，土壤胶粒带有电荷。其中多数胶体是带负电荷的，亦有一些带正电荷的和两性的胶体。正是由于这种带电性，土壤才能吸收、保持许多离子态的有效养分，使其免受淋失，又能随时供应植物的吸收利用。此外，土壤胶体具有可逆和不可逆的凝聚作用和分散作用。由于土壤胶体存在着凝胶和溶胶两种状态，由溶胶变为凝胶，称凝聚作用；反之，由凝胶变为溶胶，称为分散（或胶溶）作用。但不是所有凝胶都能再变为溶胶，有些是不可逆的。比如由 F^{3+} 、 Al^{3+} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等阳离子所引起的胶凝，一般都属于很难或不能再溶的胶体。它们所形成的土壤结构是水稳性的团聚体。通常由一价阳离子如 K^+ 、 Na^+ 、 NH_4^+ 所引起的胶凝是可逆性的。因此，在土壤中这两种状态和性质的胶体应有个适当的比例，才不致使保肥与供肥发生矛盾，并有良好的物理性状。

土壤胶体的胶溶和胶凝作用对剖面层次的发生起很大作用。例如在湿润区因淋溶作用强烈，溶胶随水下移并在 B 层发生凝聚作用，形成紧密的淀积层，使分散土粒胶结为大块状、柱状等结构体，甚至形成特殊的层次，如铁盘层。

土壤中的微团聚体、土层的细微孔隙和单个的高度分散胶粒等的表面，具有吸收和保持气体和液体的分子、离子或其他胶粒等的功能，称为土壤的吸收性能。通常，土壤中存在五种吸收功能：

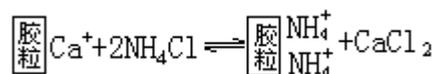
1) 生物吸收植物根和土壤微生物能选择吸收土壤中可溶性的养分，使它们不易被流失。植物根还能把底层的养分集中于表层。

2) 机械吸收土壤象个过滤器，它能机械地阻滞较粗的物质（如悬浮物）不致流失。

3) 物理吸收土粒的表面能对界面上的分子态气体和水汽等进行吸附。如土壤反潮现象便是吸附水汽的结果。

4) 化学吸收溶于土壤水中的物质与土壤胶体发生化学反应，使可溶性物质变为难溶性的物质而固定在土体中。如磷的固定。

5) 物理化学吸收指土壤胶体吸收离子态的物质并与溶液中的离子进行交换，故又称为代换性吸收。这种作用与上述胶体的带电性有关。例如，带负电的土壤胶体扩散层所吸着的代换性阳离子，可与溶液中的其他阳离子进行当量交换。这种过程称为阳离子代换吸收。例如：



某种阳离子代换能力的大小，与其离子价、离子半径和离子浓度等因素有关。阳离子的代换量（单位为 $m \cdot e/100$ 克土）与胶体的数量、性质和分散程度以及土壤的 pH 值等有关。

此外，土壤胶体对溶液中的阴离子也有一定的代换吸收能力阴离的吸收在很大程度上决定于矿物胶体中硅酸与倍半氧化物的比例。如 $SiO_2 \quad R_2O_3=1$ 时，对阴离子的吸收最强； $SiO_2 \quad R_2O_3=2$ 时，阴离子与阳离子吸收将大致相

当： SiO_2 R_2O_3 3 时，则阴离子吸收减弱，阳离子吸收增强，例如土壤中高岭土族的粘土矿物越多，其中铁、铝、锰等氢氧化物的无定形化合物越多及土壤的 pH 值越低时，阴离子吸收代换越强。在这方面，覆盖在其他矿物粒子上的铁、铝氢氧化物薄膜起着特殊的作用。土壤吸收阴离子的顺序如下： $\text{OH}^- > \text{PO}_4^{3-} > \text{SiO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^-$ 。

由上可见，土壤胶体是土壤代换吸收作用中很活跃很重要的物质基础，对土壤养分的保存和调节起很大的作用。其中又以新鲜腐殖质组成的胶体作用最为突出。

四、土壤水分与土壤溶液

土壤是由土粒和团聚体构成的疏松多孔体，颗粒之间存在大小不等的孔隙，它们是土壤水分和空气的通道和贮存库（图 7-5）。土壤水分和空气都具有较大的流动性，而且彼此之间所占的体积和数量是互相消长的。土壤水分是土壤重要的组成部分和肥力因素之一。

土壤水是地表水和地下水之间的过渡环节，其中存储的水量主要随大气降水或灌溉的补给而增加，通过蒸发蒸腾的消耗而减少，并在土壤中存储之外的剩余水径向下渗漏或形成地表径流而排出（图 7-6）。

土壤水分的动态受重力、土粒表面的分子引力、毛细孔隙的毛管力、植物吸收压力和蒸发力等因素的控制。按土壤水分存在的形式和状态及其与土壤的关系，可分为以下各主要类型（图 7-7）：

1. 吸湿水 土壤依靠土粒与水分子间很强的分子引力，把土壤空气和大气中的汽态水吸附和固定在土粒表面，形成很薄的一层水膜，这叫吸湿水（吸着水）。土壤保持吸湿水的最大量（吸湿系数），因土壤胶体的数量和质量而不同，质地粘重及含蒙脱土多的土壤含吸湿水量最高。土壤吸附这种水分子的能力很大，因此它不能为植物所利用。

2. 膜状水 当吸湿水充满以后，土粒继续靠分子引力吸收水分，加厚土粒外表的水膜，这种水称膜状水。其分子引力减弱，稍有活动性；有极少数水分可供植物利用。植物出现永久性凋萎时的土壤含水率，称凋萎系数。

3. 毛管水 当膜状水充满后，毛细孔隙靠毛管力（弯液面张力）而保持的水分，称毛管水。这种土壤水分具活动性，可向蒸发的和低湿度的方向运动；是植物有效水分的基本来源。毛管水有二种：一是靠降水或灌溉供给并与地下水无联系的毛管悬着水；另一是由地下水层上升的毛管上升水，其上升高度因质地和毛细孔隙的大小而不同。在降雨过后，土壤平常所能保持的毛管悬着水的最大量，称田间持水量。当所有毛细孔隙都充满水分时，称毛

管持水量或最大毛管持水量。它们由毛细孔隙的数量所决定。

4.重力水当毛管水达到最大毛管持水量后，若再有水分补充时，则存在于大孔隙中的水因重力作用而下移，成为重力水。若大小孔隙都充满水分时称为饱和持水量。当排水良好时，重力水很快消失，成为土壤不能保持、植物不能利用的一种水分。当水分过多时则成为渍水，只有水生植物可以适应和利用。

此外，土壤水分中还有化学结合水、汽态水及冰等形态，它们对植物都是无效的。

天然水都不是纯水。大气降水中通常含有少量二氧化碳、氧气和其他物质，进入土体后对固体物质有较大的溶解性，从而成为土壤溶液。所以，土壤水实际上是成分复杂多样的溶液，含有各种无机盐类及可溶性有机化合物。无机类主要有：钙、镁、钠、钾等的硝酸盐、亚硝酸盐、重碳酸盐、碳酸盐、氯化物、硫酸盐、磷酸盐，等等，此外尚有铁、铝、锰等的化合物。有机类主要有：可溶性糖、蛋白质、氨基酸及酰胺，等等。这些溶解物质的形态既有离子态、分子态及胶体状态，这样便有利于游离离子浓度的调节。当土壤溶液中某一离子浓度稀薄时，分子态的和吸收态的离子能游离出来；当其浓度高时，这些离子乃结合成分子或进入吸收状态。

土壤溶液常受水热条件、土壤 pH 值、微生物活动和施肥灌溉等因素的影响。因此它们的组分和浓度在不同土壤类型甚至在不同层次都有所不同，而且容易发生季节性变化。

土壤水分和土壤溶液对土壤中固相物质的转化、生物活动、土壤温度和空气的调节，以及土壤其他性质的变化，都有重大的影响。故有人把它称为土壤的“血液”。现以土壤溶液的浓度对作物生长的影响为例来说明。当作物生长期土壤溶液的浓度在 3—6 克/升而不大于 10—12 克/升时，大多数作物发育良好。这时土壤溶液中以钙的重碳酸盐和硫酸盐占优势，作物的无机养分元素也充足。若浓度减少至 1—2 克/升以下，则作物的无机养分元素不足。浓度 10—12 克/升时，大多数作物受抑制。浓度达 20—25 克/升或更高时，大多数作物发育不正常或死亡。造成这种不良影响的原因是：土壤溶液的渗透压高，水分和养分进入植物根系的正常状态发生混乱，使碱金属的硝酸盐、硫酸盐、氯化物、碳酸盐对作物组织的毒害，植物必需的各种无机养分元素之间的正常比例失调。如盐碱土、反酸田、铁锈水田等的土壤溶液都属于这种类型。

五、土壤的酸碱度和氧化还原作用

（一）土壤的酸碱度

土壤溶液中存在 H^+ 和 OH^- 的浓度，称为土壤酸碱度（土壤反应）。通常用 pH 值表示。一般土壤的 pH 值常在 3—10 之间，很少 3 或 10。pH 值的大

小，反映了土壤溶液反应的强度关系。土壤溶液中的酸性和碱性物质的种类多而复杂，主要来源于有机物质的转化过程和矿物的风化作用。此外，也受土壤系统外部条件如酸雨、施肥、污灌等的影响。

土壤反应是土壤的主要性质之一，它对土壤的许多性能以及对河水和植物等都有明显的影响。关于土壤酸碱度与肥力的关系见表 7—6。

土壤具有维持酸碱反应相对稳定的能力，即它能调节因酸碱物质的加入而引起土壤酸碱变化的性能。这种调节作用称为土壤的缓冲性。因为土壤胶粒上有代换性阳离子的存在，土壤溶液中含有各种弱酸和各种强碱弱酸所形成的盐类，它们可以起中和作用。此外，土壤的物理吸收作用以及两性物质的存在也能起缓冲作用。但土壤的缓冲能力有一定的限度，而且各种土壤也有所不同。缓冲能力的大小主要取决于土壤胶体，特别是有机胶体的含量多少。

（二）土壤氧化还原反应

在土壤和土壤溶液中经常而普遍地进行着氧化还原作用。这两种过程对各种物质的转化、植物养分的状态和供应都有极大的影响。在氧化条件下，有机质分解快而彻底，养分多呈氧化态，有效性较高。在还原条件下，情况则刚好相反。

土壤中的氧化作用，主要是由游离氧、 NO_3^- 、 Fe^{3+} 等引起的，它们是土壤溶液中的氧化剂。还原作用是由有机质的分解、嫌气微生物的生命活动、低价铁及其他低价化合物所引起的。氧化还原作用绝大多数是在土壤微生物的参与下进行的。由于土壤中存在各种氧化剂和还原剂，所以土壤乃是一个统一的氧化还原系统。这个对立统一过程与温度、湿度、氧的丰缺、微生物的种类与活动性、pH 值、溶液中的盐分组成和胶体的性质等许多条件有关。

土壤氧化还原过程可用电位法测定，用 Eh 表示[单位：毫伏(m·v·)]。从 Eh 值的大小可以知道氧化还原的状况。Eh 值越大，氧化作用越强，反之，越弱。一般土壤的 Eh 值在 200—

700 毫伏间。若 Eh 值 < 200 毫伏，则表示土壤中进行强烈的还原作用，这时有机质分解缓慢，氮素散失，还原性物质在土中积累可达到对植物有害的浓度。若 Eh 值 > 700 毫伏时，土壤的氧化还原状态接近于完全的好气性。这时植物有效养分无法积累，铁锰离子也成为难溶的化合物，养分贫乏。在农业上，施放新鲜有机肥料和适时灌溉等，可降低土壤的 Eh 值；松土、排除渍水和降低地下水位等，则可提高 Eh 值。这种调节作用可为作物生长提供有利的条件。

六、土壤空气和土壤温度

（一）土壤空气

土壤孔隙中存在的各种气体的混合物称为土壤空气。据气相色谱分析表明,土壤空气中存在 20 多种气体,主要的有 N_2 、 O_2 、 CO_2 和水汽。它与大气成分基本相似,但又有些不同。如土壤空气中的 CO_2 含量为 0.15—0.65% (容积计),比大气 (0.03%) 高数十倍至数百倍。这与土壤中生物的呼吸作用和有机质的分解有关。氧的含量为 18.0—20.3%,比大气 (20.96%) 略少,但在通气不良的土壤中差异更大。土壤中的水汽常较大气中的多而稳定。氮的含量大致与大气中的相当。此外,土壤空气中还有 H_2S 、 CH_4 、 NH_3 、 CO 等生化过程产生的气体。

土壤空气经常与大气进行交换,交换方式有气流作用和气体分子扩散作用。交换速率既受外界条件也受土壤本身性质的影响。若土壤中的大孔隙多,通透性好,气体的交换就强;反之则弱。土壤中死的和活的有机质数量多、生物化学作用强烈,则气体交换也强。土壤中高浓度的 CO_2 必然向大气中扩散,而大气中的氧也会进入到土壤中去。这种交换作用又称为“土壤呼吸”。大气降水或灌溉水的入渗能把土壤中的空气压缩与排出,溶解于水中的气体如氧气等也可增加土壤中气体的含量。同时,土壤的蒸发、渗漏和排水,又可使新的空气进入土中而进行更新。此外,大气的温度、压力和风的影响,也可促进土壤空气与大气进行交换。

在土壤内部,土壤空气也与土壤溶液、地下水、固相物质之间经常地进行着物质的交换,一部分气体不断被固相、液相所吸收,同时也有一部分气体从其中逸散出来,如氮的转化。

(二) 土壤温度

土壤温度既是土壤肥力因素之一,也是它的一个重要特性。它直接影响到土壤中所进行的各种物理的、化学的和生物的诸过程。土壤温度状况是由土壤中热量的收支关系决定的。热量的收入主要来源于太阳辐射,此外还来自有机质分解时释放的热和地下热(除温泉、火山地区外,一般可忽略不计)。土壤热量的消耗主要有地面辐射、水分蒸发、向土层下部的传导及其他方面的消耗。因此,在太阳辐射能量为一定量的情况下,如果能减少地面辐射和水分蒸发等的热量消耗,那么土温就可以提高;反之,土温就会降低。到达地表的太阳辐射受纬度、地形和地面覆盖等影响而各地不同,所以各地的土壤温度状况也不一样。即使在太阳辐射相同的地区,不同的土壤性质亦有不同的热状况。这与各种土壤的热力学特性不同有关。首先,土壤的吸热性与土壤的颜色、湿度和表面状况有关。其次,土壤热容量的大小与其固、液、气三相物质所占的比例有关。由于三者的热容量不同(水为 1 卡/立方厘米;固体为 0.5—0.6;空气为 0.0003),因此当土壤中水分愈多或空气愈少(如湿土),其热容量愈大,土温的增减也愈慢;若水分愈少或空气愈多(如干土),情况则刚好相反。所以,砂性土常称为“热土”;粘性

土常称为“冷土”。第三，土壤导热率的快慢也决定于土壤组成及其比例。固、液、气体的导热率分别为 0.004—0.005；0.0012；0.00005 卡 / 厘米·秒·。导热率大表示热传导快。可见，影响土壤导热性的主要因素是固体物质的松紧度和孔隙中水分的含量。故紧实土壤的导热率比疏松土壤的大，湿土比干土的大。最后，土壤的散热性与土壤蒸发、土壤（地面）辐射和反射有关。所有能加强土壤蒸发和土壤辐射的因素，都可促使土壤散热降温；反之，能使土壤的保温性能加强。

土温与气温相似，经常处于变化之中，在时间上，既有周期性的如日变化、季节变化和年变化，也有偶然性的变化，如下雨前后和施肥前后的变化等。图 7—8 表示雨前雨后土壤温度的变化情况。在空间上，既有水平的地域差异，也有垂直剖面上层次不同的变化。

综上所述，土壤是个多相分散体系，由无机和有机的固体、液体和气体物质所组成。各组分间皆按一定的比例组合而成各种土壤。在土壤组成特点中，主要注意其土粒的粗细及其比例（机械组成），有机质与矿物质的比例，以及由孔隙状况决定的土壤空气和水分的比例等。它们之间的相互配合情况对土壤性质有决定性的意义和影响。

从农业生态环境来看，土壤的功能主要是指其对植物供应养分、水分和立地条件等的的能力。换言之，即为肥力条件的综合。其供应养分的能力可以从土壤养分的来源、养分的保存、植物的吸收和养分的流失等方面来认识。养分的来源主要有两方面：一是靠矿物的分解（钾、磷、钙、镁等矿质养分），其分解过程主要是水解和溶解作用；另一是靠有机质的分解和转化（如氮、硫及部分磷等养分），这过程必须有微生物的参与才能成为有效养分，其中主要是水解和氧化作用。养分的保存主要靠土壤的吸收性能。养分存在的形式有：1）通过土壤胶体对养分吸收成为代换态，这种方式既能保存养分同时对植物吸收亦有效；2）土壤把养分吸收、固定后对植物成为无效养分，如磷的固定。3）土壤很难吸收和保存的养分，如硝酸离子，它最易流失。硫酸离子则居第二和第三种情况之间。植物需吸收可溶性的养分，但这种养分只有部分能为土壤所保存而不丧失其有效性，其余的不是被固定便很快被流失掉。因此必须设法控制养分的淋失和提高其有效性之间的矛盾。从土壤溶液或水分来看，主要考虑土壤保蓄水分的能力，以及其中有多少水分能供植物所利用。此外，在保蓄水分的同时还希望能保持有足够的空气，以及具有适宜的土壤温度状况。所以，土壤性质的好坏除养分外还与土壤中的水、气、热等状况的适当配合和相互调节有很大关系。土壤能否给植物提供良好的立地条件，这主要决定于土壤的厚度、层次构造、结构和松紧度等状况所产生的具体影响。

第三节 土壤的形成和成土因素

一、土壤形成和成土因素的概念

(一) 土壤形成的基本概念

土壤是自然界各成土因素综合作用的结果。土壤学家 B.P. 威廉斯把自然土壤形成的基本规律概括为地表物质的地质大循环过程和生物小循环过程矛盾的统一。这个规律具体表现在土壤肥力的发生和发展的过程中，其中植物有效养分的积累又是这一过程的最大特点。

1. 物质的地质大循环在成土过程中的作用地质大循环是指岩石经过风化，其产物通过各种形式的剥蚀和搬运过程堆积在低洼的地方成为沉积物，并在一定的地质条件下经过团结成岩作用成为沉积岩再经地壳运动抬升出露于陆地表面。这个以地质历史时间为周期的过程称为地质大循环。其中以岩石的风化过程和风化产物的淋溶剥蚀过程对土壤形成的关系最为密切。

风化过程在成土中的作用主要表现在其原有矿物的破坏以及其中养分的释放，而且还形成了次生矿物，其中尤其是形成了大量的粘土矿物。这些物质不仅成为土壤的基本组分之一，而且还初步具有一定的通透性和一定的吸收保蓄能力。所以，风化过程对土壤系统来说是主要的一种输入过程。而淋溶剥蚀过程则是一种主要的输出过程，它可使土壤系统中的物质流失，使有效养分不能集中于表层。但正常的淋溶剥蚀作用能使土壤物质更新，促进土壤的正常发育。如果这个过程发生停滞或加速则可使土壤的正常发育发生变化。

2. 生物小循环在成土过程中的作用生物小循环是指主要通过植物从土壤中选择吸收所需的养分并存储于活质中，再以残落物的形式归还给地表，并通过微生物等的分解进入土壤中的过程。即通过生物生长吸收、归还、分解三个过程完成一个生态周期的循环（其中可在地上、地下各种活有机体中存储一定的时间）。这个循环还具有更新快、范围小、效率高等特点，对土壤肥力的发生和发展以及腐殖质的形成和积累具有重大的意义。若这个循环中的某个环节发生故障或缺损必将造成生态失调，土壤肥力下降，土壤发育的进程也将发生逆转。

3. 大循环与小循环的关系在土壤形成发育过程中主要涉及地质大循环中的风化和淋溶剥蚀二个环节的物质流通，以及生物小循环的吸收、归还和分解三个环节的物质流通。这两种物质流通的方式、方向、速率和周期等都各不相同。但它们之间的关系又非常密切。

风化产物的淋溶剥蚀过程之主要方向是造成养分从土壤系统中的流失与分散；而整个生物活动过程则主要造成养分的保存与集中。在地质过程中，风化的速率慢而淋溶剥蚀的速率快，两者也不相协调，如果没有植物的保护作用势必造成更强烈的淋溶剥蚀作用，加速土壤物质的向外界流失，风

化与流失之间的供求关系也更为紧张。在植被破坏、水土流失严重的地区便是这样，常常使成土过程受到严重的干扰和破坏。而生物过程的物质运动速率通常较快，周转期较短，故它能把风化中缓慢释放的有效养分从流失的轨道上挽救回来，保存在土壤或有机体中，同时植被也能保护土壤固体物质免于大量的流失。所以，生物活动过程是与土壤中物质流失过程相对抗的重要调节机制。两者之间的关系是对立统一的。一般来说，如果生物作用强而流失作用被减弱时，则土壤中肥力的发展快，养分保存也多；若生物作用弱而流失作用加强，则土壤肥力的发展慢，养分保存也少；若两者势均力敌，则处于平衡状态。但这种平衡是暂时的、动态的。平衡状态也可能有多种，如寒带地区土壤中物质的运动微弱，常处于低水平的平衡状态。而湿热带的一些土壤中则可能出现高水平的平衡状态。这两者的土壤肥力水平和养分含量都有显著的差别。

从地球发展的地质历史时间来看，生物小循环是在地质大循环的基础上发展起来的，没有地质大循环便没有生物小循环，也没有正常的土壤发生与发展。其次，生物小循环只是整个地质大循环中一部分物质的小规模循环。从地质历史时期来看，它最终也将纳入大循环的行列之中。如煤的形成。所以，对这个问题的认识必须从时、空尺度的概念来考虑。如时间尺度可以简单地区分出地质循环的尺度、土壤发育的尺度和生物循环的尺度。因此土壤的变化介于前后两者之间。

（二）成土因素学说的概念

俄国土壤学奠基人 B.B.道库恰耶夫从土壤发生学观点提出了土壤形成因素学说。他认为，土壤的发生、发展与自然界的各成土因素都有联系，即它是母质、气候、生物、地貌和时间等成土因素共同作用的产物。

在本世纪四十年代，美国土壤学家詹尼（H. Jenny）在其《成土因素》一书中，也详细地阐述了成土因素学说，提出了土壤形成因素的基本公式，表示土壤与成土因素之间的函数关系：

$$S=f(Cl, O, r, P, t\dots)$$

式中 S 表示土壤性状，而 Cl、O、r、P、t 分别为气候、生物、地形、母质和时间，最后的点号代表尚未确定的其他因素。

成土因素学说是现代土壤学的重要原理之一。许多学者对这一学说的发展都作出了贡献。例如，苏联土壤学家 B. P.威廉斯明确地提出了土壤形成的生物发生学论点。认为生物是土壤形成的主导因素。同时他还指出人类的生产活动，特别是耕作和土壤改良，也应作为近代成土过程的重要因素来考虑。最近，B. A.柯夫达（1973）在其《土壤学原理》一书中也提到，在成土过程中除了岩石圈及其表层直接参与外，还存在着来自上地幔的地球内部的深层因素，这些因素在与其他成土因素的结合中有时起着极为显著的作用。如火山作用、地震和构造现象、物质的地球化学富集、地下气体和深层地下水的上升流都属于最普通的和重要的内生成因的成土因素。他还指出，

在未来的研究中，也可能会找到现在尚未清楚的但对成土过程的实质和方向有着深刻影响的另一些因素。

总之，土壤层作为地球演化过程中较近期出现的历史自然体，是地球其他有关圈层相互作用的产物。其次，当各成土因素彼此之间发生相互作用和影响到成土过程的本质和方向时，这些因素就会作为紧密联系的各个因子的整体而同时起作用。另外，现在已经确定的各种成土因素，就其本质、效果和作用而言都是各不相同的。

由于土壤的发生与发育、肥力的演变和消长、土地资源的利用和改良，无不与其成土因素及人类的生产活动相关联。因此，对成土因素和农业生产活动的研究，无论在理论上还是在实践上都有重要的意义。

二、气候对土壤形成的影响

气候对土壤形成的影响主要是通过温度、降水、湿度和蒸发等因素而起作用，即水热条件及其动态的综合。

1. 气候控制着土壤形成的方向及其地理分布气候因素决定着成土过程的水热条件，直接影响到土壤中的水、气、热的状况和变化。气候不仅直接参与母质的风化和物质的淋溶过程，而更重要的是在颇大程度上控制着植物和微生物的生长，影响土壤中有机质的积累与分解，决定着养分物质的生物小循环的速率和规模。所以，气候是土壤形成和发育的重要因素，控制着土壤中物理、化学和生物等作用过程的总趋势。在不同气候条件下发育的土壤便有很大的差异。

气候在地表呈有规律的变化，构成呈水平方向和垂直方向分布的图式。而土壤的类型亦发生相应的更替，表现出一定的地理分布规律性。土壤的这种空间分异通常认为主要是由气候的变化引起的。但气候与土壤之间的关系，也可因其他成土因素的参与而变得复杂化。另外，土壤的特性不仅与近代气候有关，而且与过去的气候变迁有关。如受第四纪冰川波及的地区的土壤年龄和风化期的长短，就与未受这种影响的地区的土壤有巨大的差别。温带和寒带地区的土壤受冰川覆盖的影响特别深刻，由于冰川退缩的情况不同，它们之间又有一定的差异。

2. 气候制约着土壤的形成过程气候对成土过程的影响主要表现在：母质和土壤中矿物的风化和淀积，有机质的合成与分解，水分的蒸发和淋溶等过程。一般地说，温度增高 10℃，化学反应速度平均增加 1—2 倍；温度从 0℃ 增至 50℃ 时，化合物的离解度增加 7 倍。所以在低纬地区的岩石风化和土壤形成的速度，比中纬和高纬地区的快得多，风化壳和土壤的厚度也比中、高纬地区厚得多。如我国高温多雨的南方，风化壳的厚度可达几十米；而干冷的北方和高山区，风化壳皆很薄，土壤发育程度也较低。

在降水量大于蒸发量的湿润地区，淋溶作用强，土壤具有盐基饱和度低，酸性强等特点。如各种森林土壤。在蒸发量大于降水量的干旱地区，淋溶作用弱，土壤常具中性至微碱性反应，盐基饱和度较高，剖面中有碳酸盐、硫酸盐甚至易溶盐的积累。如栗钙土、棕钙土等。

水热条件与土壤有机质、全氮的含量也有一定的关系。在其他条件相同时，随着年平均温度的增加，土壤中有机质和氮素的含量则相应地减少。降水量的影响则刚好相反。雨量增多，有机质及全氮的含量亦多。但过冷和过湿时它们的含量又趋减少。这就表明温带草原土壤（黑钙土）成土过程中水热条件的总效应较高。此外，与该植物有机体的特性也有很大关系。

图 7 - 9 表示从哈德逊湾到美国西南部（东北—西南）广大地区，气候、植被、土壤剖面 and 土壤类型的相应变化。在这个方向上，气候从冷而潮湿变为暖而干燥，植被从针叶林变为沙漠灌丛，土壤从酸性变为碱性，剖面特征也依次发生更替，表现出一定的地理分布规律性。

三、生物在土壤形成中的作用

生物是促进土壤发生发展的最活跃的因素。通过生物的循环，才能把大量的太阳能纳入成土过程，才能使分散于岩石圈、水圈和大气圈的多种营养物质聚集于土壤之中，才能使土壤具有肥力并使之不断更新。因此，成土过程实质上就是母质在一定条件下为生物不断改造的过程。没有生物的作用便没有土壤的形成。尤其是陆生植物与土壤彼此之间具有一定的从属性。

1. 木本植被的成土作用的特点木本植被的年生长量多，但残落物主要是枝叶的一部分及花果等。残落物层下部为半分解的有机质层，碳含量高而厚度不大；疏松多孔，易吸水和利于淋洗作用，又易通气，适于好气微生物活动并有利于真菌类生长，形成强酸性腐殖质。有机质中含单宁、树脂较多，在真菌分解下产生较强的有机酸，既可抑制细菌活动又能对矿质土粒进行酸性溶提，使表土层的盐基淋失，铁、铝、锰等亦发生螯合淋溶下移。所以在木本植被长期影响下，土壤可产生不同程度的“灰化过程”，即表土中的碱金属和碱土金属以及铁、锰、铝等元素的化合物被强烈淋失，表层下部灰白土层，呈酸或强酸性，养分贫乏。

在木本植物中，阔叶树类的灰分组成中，钙、镁等盐基元素较针叶树的丰富，而残落物中单宁、树脂类的含量则较少。故阔叶林下酸性淋溶作用也较弱。总的来说，木本植被下有机质多聚积于最表层，但厚度不大，故土壤的有机质总量不及草原土壤，有机质的品质和氮、磷的含量也比草原土差。

2. 草本植被对成土过程的影响草本植物的地上和地下部分每年都经历全部或大部分死亡而更新，故其土壤中有机质层较深厚。含单宁、树脂较少，木素含量也不及木本植物高，以纤维素为主。故残落物柔软而少弹性，在分

解过程中不产生强酸性物质，并以细菌分解为主，所形成的有机质或腐殖质的品质较好，盐基饱和度也较高。草本植物众多的须根死亡后可形成有机胶体，活根的伸展和分泌出多糖类化合物，都易与土粒结合形成良好的土壤结构，肥力易于提高。

草本植被中草甸和草原又有差异。草甸发育于较湿润的环境，植物生长量较多，生长期较长，枯死的草类由于后期气温土温较低，当年不能很好分解；另外土壤水分过多，分解也较慢。故土壤中积累的有机质较丰富。草原的特点刚好相反，有机质较易矿质化，积累也相对较少，故没有草甸土那样深厚丰富的腐殖质层。

3. 微生物在成土中的作用和意义 微生物对土壤形成发展的作用主要有：分解有机质，释放各种养分；合成腐殖质，发展土壤胶体性能；有的微生物还能固定大气中的氮，创造土壤中的氮化合物；转化矿质养分，使磷、硫、钾等等矿质养分能为植物吸收利用。

应着重指出的是，种类繁多，数量极大的土壤微生物，尤其是植物区系微生物在养分生物小循环中具有重要的意义。它在这个循环中担负着分解者的职能，使养分元素在生命的无限循环成为可能。由于微生物的分解和合成加工为腐殖质，使有机胶体及其一系列的胶体特性得以发展，某些肥力特征才能表现。没有微生物的固氮作用，高等植物就难以繁茂地发展。所以它是重要的不可代替的一环。

4. 土壤动物的作用 土壤动物种类繁多，对成土作用的影响也极不相同。土壤原生动物中有的能分解有机质，如轮转虫和部分线虫等；有的则不能直接分解植物有机物质，如变形虫、纤毛虫等。土壤中的无脊椎动物如各种昆虫及其幼虫、蚯蚓、蚁类等，对翻动土壤及消化、分解土壤有机质的作用很强。其中蚯蚓对土壤肥力的促进作用最突出，热带蚁类的影响在有些地方也很显著。脊椎动物如蛇、鳝、鼯鼠等主要是起机械松土作用。总的来说，土壤动物一方面以其遗体增加土壤有机质；另一方面在其生命活动过程中搬动和消化别的动物或植物有机质，使之拼和于土壤中并被分解，可引起土壤性质的许多变化。

四、母质在土壤形成中的作用

母质是建造土体的基本物质，而且也是植物矿质养分元素（氮除外）的最初来源。所以土壤与母质之间关系非常密切。母质对成土过程的具体影响主要表现在其物理性状和化学组成上。它们在其他成土因素的制约下，直接影响着成土过程的速度，有时还可影响到成土过程的性质与方向。一般来说，成土过程进行得愈久（即定向发育时间愈长），母质与土壤间性质的差别就愈大，但母质的某些特性仍会继续保存于土壤中。

一般来说，土壤的基本类型及其分布主要受地带性的生物气候因素控

制，但区域性的母质差异也有明显的影响。例如，我国南方红壤黄壤地带中，在石灰岩母岩上则发育成红色石灰土，第三系紫红色页岩上则发育成紫色土。在东北灰棕壤地带，若母质质地粘重易形成上层滞水的地方，常形成白浆土。在新近堆积的火山灰和沉积物上的土壤，与残积母质上发育的土壤更有明显的差别。可见，母质的差异对成土过程的影响甚大。愈是年轻的土壤它与母质的相似性也愈大。

母质中原生矿物颗粒的大小及其抗风化的能力，对土壤的机械组成和其他特性皆有明显的影响（图 7 - 10）。母质中若含砂粒较多，土壤的质地则较粗，通透性好，养分较贫乏；含泥质较多的母质，情况往往相反。母质中的矿物组成和化学成分也常直接影响土壤的无机养分的含量。如由基性岩风化而成的母质中，盐基含量一般比酸性岩风化母质的含量高。另外，从母质风化释放的各种元素在成土过程中的作用也不尽相同。如硅、铝、氧三元素是形成土壤粘粒矿物的基本元素；铁和锰在土壤氧化还原过程中起重要作用；钠和钾等碱金属盐基离子是促使粘粒和腐殖质分散的主要离子，碱性钠盐的富集可生成盐碱土；钙和镁等碱土金属离子是促进粘粒凝聚以形成稳固的土壤团聚体的重要元素，它们对土壤结构的形成有重要作用，碳酸钙在下层淀积时则形成钙层土。

总之，母质的类型和特点多种多样，对土壤性质的影响也各不相同。同一母质类型在不同的生物气候条件下可发育成不同的土壤类别。所以母质不等于土壤，只是形成土壤的一种基本因素和主要的物质基础。

五、地貌对土壤形成的影响

地貌在成土中的作用主要表现在两方面：一是地貌的组成物质即成土母质和岩石的性质对成土的直接影响；另一是地貌的形态特征对其他成土因素和土壤本身的物质和能量再分配的影响。

上述的成土母质绝大部分是大陆表面的第四纪疏松堆积物，即由新近地质时期内岩石经风化、剥蚀、搬运和沉积等地貌过程的产物。因此，各种母质的形成与地貌的发育是一回事，母质对成土过程的影响实际上也是地貌成因类型及其组成物质的影响。

从地貌形态特征来看，主要表现在其高度、坡度、坡向和各单元的组合情况，对成土的因素和过程及分布带来不同的影响。如隆起的山地，随着高程的增加而导致气温、土温、湿度和植被类型的变化，从而引起成土过程和土类分布亦依次发生更替，构成土壤垂直带。阴坡和阳坡，迎风坡与背风坡，陡坡与缓坡，对水热条件的再分配都起重要的作用。山脉的走向和排列方式以及山间盆地和谷地的组合情况等，对各成土因素和成土过程也有不同性质和程度的影响。即使是小的地势起伏也可形成局部的分异。如东北平原的

岗、平、洼三种地形

表 7-7 局部地形与土壤类别和土壤水分、温度的关系（友谊农场）
中，洼地土壤的含水量比岗地约多一倍，土温则低 2—3（表 7-7）。因此，不同尺度的地貌类型对成土作用的具体影响亦有所不同。

各地貌部位的差异及其对成土过程的影响，可用地形剖面或土链的概念来说明。例如，图 7-11 表示在一个相对高度不大的从岗地至河谷的不同地形部位上，由于成土因素的依次变化而发育成各种不同土壤类别（1—9 个土壤剖面构造）。图 7-12 表示耕作土也同样受到局部地形变化的影响。从低河漫滩至高河漫滩再至岗坡梯田中，水稻土剖面的发育呈有规律的变化。

六、时间因素对成土过程的影响

时间因素是有别于其他成土因素的一类特殊因素。实际上它就是成土过程的历史背景。它在成土过程中作为一个强度因子，反映出土壤在各成土条件的共同作用下所经历的阶段和效果。当然，任何事物的发生发展，都离不开具体的时间、地点和条件。考虑成土过程的时间因素可促使人们从动态的发生的观点去研究土壤。具有不同年龄、不同发育历史的土壤，应归入不同的土壤类别，并表现出不同的土壤属性。

土壤的年龄通常可分绝对年龄与相对年龄。从土壤开始形成时起直至当前这段时间，称为其绝对年龄。相对年龄则指土壤发育的某个阶段或发育程度，可作为成土过程的强度及发育阶段更替速度的指标。所以，土壤相对年龄不仅取决于土壤存在的持续时间，而且也取决于各成土因素和土壤本身性质的改变情况。一般说，土壤个体发育中发生层的分化愈明显，其相对年龄愈长；反之，分化度较弱，其相对年龄较短。此外，相对年龄还可用来说明环境变迁中土壤类型的阶段发育问题。

表示土壤个体发育的相对年龄可用常见的一些实例来说明。例如同一个地方其生物气候条件和土壤发育方向相同，因母岩的风化程度不同（如砂岩和页岩）而引起剖面发育的差异。又如同类土壤中，有的植被受人为破坏而引起表土的剥蚀流失，在后来次生植物群落下进行新的成土作用，皆发育着较年轻的土壤。在耕作土中，由于人为措施不同而导致土壤熟化程度的差异，其相对年龄也不同。

土壤的阶段发育是反映土壤的性质和类型随着时间的推移而发生的演变。例如珠江三角洲地区随着海滩的向前发展，土壤经过脱盐化和脱沼泽化过程，土壤类型也从滨海盐土变为沼泽土再成为草甸土等阶段而演变。其中演变程度的差异就是相对年龄的差异。绝对年龄相同而相对年龄可以不同。

七、人为因素对土壤形成和演变的影响

人类对土壤的影响是多方面的，其中对耕作土壤的形成和发育的影响最为突出。但人类活动对土壤的影响与其他自然因素有根本的差别。主要表现在：人类的活动是社会性的，它受社会制度和社会生产力的制约。在不同的社会制度和不同的生产力水平中，人类对土壤的影响及其效果就不一样；另外，人类的活动往往是有意识、有目的给土壤以影响。

对于具体的自然土壤或某种成土母质来说，人为因素可以给予土壤广泛而深刻的影响，使土壤发生某种质变的、速度远远超过自然演变的过程。如人类破坏植被和不合理利用引起土壤强烈的侵蚀。人为因素还能定向地培育土壤，使肥力特征发生巨大的变化，乃至发生质变。如人类为了开垦利用土地而有目的地采用各种措施，调节或改变某些成土因素间的对比关系，使其不断适应于农业生产的需要。通过人工的培育，生土可以变为熟土，熟土变为肥土。这不仅改变了原有土壤性质，而且改变了其自然发育的方向，使之成为受人工控制的耕作土。

当然，在人为因素作用下土壤属性虽然可从得到强烈的变化，但也不能不看到自然土壤及其相互联系的成土因素还继续发生影响，某些自然土壤的属性也只能在人为因素的作用下逐渐地发生改变。这种自然烙印不会在顷刻之间得以消失，甚至是很难以改变和消除的。所以在指出人为因素的影响时，也不可能忽视各自然成土因素在不同程度上的持续作用，人为的措施也必须适应自然规律的变化和发展，才能达到预期的目的。

例如，我国南方丘陵坡地上的红壤，经人工开垦改良后可发育成为水稻土。它在各种水耕型措施影响下，许多性状皆发生了明显的改变(图 7-13)。如原来颜色浅红、层次构造较简单的荒地红壤剖面，耕种后变为颜色灰褐、具有水稻土特有的层次构造，即表土层成为结构良好、肥力较高的耕作层。此层之下形成了坚实的犁底层，再往下，在特殊水分状况影响下出现了斑纹层(半熟化层)。此外，由原来的酸性变为微酸至中性反应，养分含量也显著提高。表 7-8 说明浙江第四纪红粘土上发育的低丘红壤，在垦种八年后的旱地中，随耕作管理水平不同，土壤肥力比未垦前均有不同程度的提高。

表 7-8 荒地红壤与耕型红壤(旱地)养分含量变化比较

利用情况	土壤	土层(cm)	有机质(%)	全氮(%)	总代换量(毫克当量100克土)	pH值
荒地	黄棕壤(原始土壤)	0—20	0.47	0.04	—	4.75
耕种八年旱地	热地黄棕壤(1)	0—20	1.60	0.09	1.15	5.75
	热地黄棕壤(2)	0—20	1.37	0.06	1.13	5.35
	热地黄棕壤(3)	0—20	1.19	0.08	1.47	5.35

八、主要的成土过程

1.原始土壤形成过程这一成土过程是在低等植物和微生物参与下进行的，初具肥力特征。如高山寒漠土。

2.土壤的灰化过程在寒带或寒温带湿润气候和生长针叶林条件下，堆积了较厚的枯枝落叶层，渗水性强并富含单宁和树脂类物质，在真菌的分解产生一种强有机酸——富里酸。残落物中盐基含量少，富里酸得不到中和，这强有机酸对土壤矿物起强烈的破坏作用。在这强酸性淋溶作用下，表层除石英外，其他矿物元素皆被淋失或流走，结果在残落物层下部形成强酸性灰白色土层，称灰化层。这是灰化土的典型特征。

3.土壤粘化过程主要是在暖湿气候条件下，化学风化强烈作用，原生矿物积极分解而次生粘土矿物也大量形成，以致在土体中尤其在心土层质地粘重，主要以高岭土为主。如红壤和黄壤。当然，其他土壤都发生粘化作用，但并不一定是以高岭土化占优势。

4.富铝脱硅化过程在湿热带的森林条件下，原生矿物彻底分解，不但盐基强烈淋失，硅酸也大量淋失，高岭土中的铁和铝也发生分离，结果铝和铁的氧化物及氢氧化物在土层中大量积聚，常形成铝土矿和铁盘。土壤矿质养分不丰富，呈酸性，代换量低，土色深红。如砖红壤。

5.腐殖质化（生草化）过程在草原及草甸的生物气候条件下，土壤上部积累大量的有机质，在微生物的作用下进行强烈的腐殖化作用，积累了大量的腐殖质。其中草甸与草原又稍有差异，但腐殖质含量都比其他土壤丰富得多。如草甸土和黑钙土。

6.泥炭化过程在沼泽地中因过渡潮湿，土壤表层积累的大量有机质在嫌气的还原条件下得不到充分的分解和转化，其中许多难以分解的物质如纤维、木素、树脂等不断积累下来，并和各种生物残体及腐殖质等堆积在一起，形成泥炭层。如泥炭沼泽土。

7.碳酸钙的淋积过程在半干旱的草原气候条件下，淋溶作用较弱，大部分易溶性盐类如氯、硫、钠、钾等虽从土体中淋失，而钙、镁等盐类只部分淋失，硅、铁、铝则基本上未迁移。土壤溶液和地下水均为钙离子所饱和，从土壤表层向下迁移的钙便在一定深度上又积聚起来，形成钙积层。如黑钙土、栗钙土、棕钙土等。

8.盐化和脱盐过程盐化过程就是各种易溶性盐类在土壤表层逐渐积累的过程。当其含盐量达 0.2% 以上而危害作物正常生长时，就称为盐土。盐化过程是盐分迁移和重新积聚并参与土壤形成的过程。如内陆盐土和滨海盐土。盐土在自然或人为因素影响下，过量的可溶性盐逐渐从土体中排除出去，使其含量达到正常范围的过程，称脱盐作用。如海滩围垦而成的耕地。

9. 碱化和脱碱过程 土壤吸收复合体上钠的饱和度很高，即代换性钠占阳离子代换量的 20% 以上，水解后释出碱质，其 pH 值可高达 9 以上，对作物造成毒害。同时土壤粘粒高度分散，湿时稀烂，干时结成硬块；在土体中出现碱化层（含一定量的苏打）。如典型碱土。

土壤碱化后，由于雨水的淋溶作用及碱土柱状层不透水性的滞水作用，胶体上吸收性钠逐渐被 H^+ 代换。这种过程的发展引起了土壤吸收性复合体的局部破坏，即使吸收性复合体有机质部分被迅速排除，也使 Na^+ 在溶液中呈 NaOH 状态，使铝硅酸盐不断受破坏。其结果碱化层柱状结构上附有红色的 R_2O_2 和白色的硅粉，成为脱碱土。其形成过程称脱碱作用。

10. 潜育化过程在长期渍水条件下，由于嫌氧和还原作用，铁、锰等处于还原态并易流失，使粘粒中的铝铁率和硅铁率高，同时土体呈青灰色。如沼泽土。某些水稻土更为典型。

11. 土壤熟化过程指耕作土在自然和人为因素综合影响下进行的土壤发育过程。其中人为因素居主导地位。主要表现在三个方面的改变或改造：1) 土体构造（或剖面构造）的改造；2) 消除土体中对作物生长有障碍的因素；3) 改善土壤的水、气、热状况及调节和补充土壤养分，使肥力达到耕种的最良的要求。熟化过程是随农业科学技术的发展而日益深化。在各自然带或自然区，土壤熟化过程各有自己的特点。

第四节 土壤的类型与分布

一、土壤分类问题

土壤分类是根据土壤的属性、成土过程和成土因素之间相关性的特点系统地认识土壤的一种方法，即按具体土壤的特性所反映出来的相似性或差异性进行分类或归类，从而构成一个有序排列的体系。

土壤分类是土壤地理学的一个重要内容。目前在国际上还没有统一的土壤分类方案。现有的一些分类方案也还处于发展之中。现有的分类归纳起来可分如下几种体制：1) 以美国为代表的分类，主要运用诊断土层为分类依据。所谓诊断土层是指经过一定的成土过程，在剖面上发育而成的具有特征标志的层次，它能反映出一些具体的土壤属性，可以直接感知和定量地测定。2) 以苏联为代表的土壤发生分类。我国解放后的土壤分类也受其影响。3) 西欧的土壤形态发生学分类，即既考虑土壤的形态特征，也注意土壤的发育程度与成因。可以库比恩纳 (W.L.Kubiena) 和米肯豪森 (E.Mückenhausen) 为代表。主要观点是重视土壤水分移动特征；重视母质及风化类型；重视有机质的分解状态 (如分出生的、熟的和粗的各种腐殖质类)。

我国的土壤分类研究，近期有较大的进展。1978年，在过去分类工作的基础上提出了较新的《中国土壤分类暂行草案》，分类中主要依据土壤的发生学原则，即把成土因素、成土过程和土壤属性 (较稳定的性态特征) 三者结合起来考虑；同时，把耕作土与自然土作为统一的整体来考虑，注意了生产上的实用性。分类系统采用六级的等级分类制。现将分类级别及划分依据简述如下：

1. 土纲：根据成土过程的共同特点加予概括。

2. 土类：为分类的基本单元。它是在一定的自然条件或人为因素作用下形成的，具有独特的成土过程和土体构造。各土类之间有质的差别。如砖红壤土类是代表热带雨林下高度化学风化，富含游离铁、铝的酸性土壤；水稻土类是在水型熟化条件下形成的，具有特定土体构造的土壤，等等。

3. 亚类：是土类中的不同发育阶段，或土类间的过渡类型。如黑钙土类分为典型黑钙土、碳酸盐黑钙土、淋溶黑钙土、草甸黑钙土等亚类。

4. 土属：是承上启下的单元。主要依据母质、侵蚀程度、耕种熟化情况等地方性因素划分。如红壤按母质影响分为铁质的、铁铝质的、硅铁质的等土属；盐土按盐分组成来划分。

5. 土种：是分类的基层单元。据发育程度或熟化程度划分。同一土种不仅母质相同而且剖面构造特征也应相似。如山区土壤按土层厚度、有机质含量等的差异来划分。盐土按盐化程度划分，等等。

6. 变种：是土种内的变化，一般以表层或耕作层的某些变化来划分。

现将土纲和土类开列如下：

- 1.富铝土纲：包括砖红壤、砖红壤性红壤（赤红壤）、红壤、黄壤、燥红壤等土类；
- 2.淋溶土纲：包括黄棕壤、棕壤、暗棕壤（灰棕壤）、棕色针叶林土、漂灰土（棕色泰加林土）、灰色森林土等土类。
- 3.钙层土纲：包括褐土、黄绵土、/土、灰褐土、黑垆土、黑钙土、栗钙土、棕钙土、灰钙土等；
- 4.石膏盐层土纲：包括灰漠土、灰棕钙土、棕漠土、龟裂土等土类；
- 5.盐成土纲：包括盐土、碱土等土类；
- 6.岩成土纲：包括紫色土、石灰（岩）土、红色石灰土、磷质石灰土、风砂土等土类；
- 7.半水成土纲：包括黑土、白浆土、草甸土、潮土、灌淤土、砂姜黑土等土类；
- 8.水成土纲：包括沼泽土、泥炭土；
- 9.水稻土纲：只水稻土一类；
- 10.高山土纲：包括高山草甸土、亚高山草甸土、高山草原土、亚高山草原土、高山寒漠土、高山漠土等土类。

二、土壤的分布

土壤的地域分布具有一定的规律性，最基本的有纬度地带性和非纬度地带性（区域性）分异（图 7-14），其次是垂直带性分异规律。

1.土壤的纬度地带性 由于太阳辐射和热量在地表随纬度方向发生递交，从而导致气候、生物等成土因素以及土壤的性质和类型也按纬度方向呈有规律的更替。这种现象称为土壤的纬度地带性分异。这个规律首先由 B.B.道库恰耶夫阐述得最清楚，并提出了地带性学说。

从世界土壤的分布可以看出，土壤的纬度地带性在欧亚大陆、非洲及北美东部表现最明显。如欧亚大陆中地势较平坦的苏联欧洲部分，从北至南依次出现：苔原带的冰沼土，泰加林带的灰化土，森林草原带的灰色森林土，草原带的黑钙土，干草原带的栗钙土，荒漠草原带的棕钙土和灰钙土以及荒漠带的荒漠土（图 7-15）。在大陆东部从南至北依次出现：热带和亚热带的森林土，温带森林土，寒温带森林土及寒带冰沼土。在非洲，赤道横贯中部，土壤不仅沿纬度呈明显的带状分布，而且各土类自赤道向南、北两侧成对称分布。荒漠土、红壤和砖红壤在非洲大陆分布很广。

总的来看，地带性土壤在低纬和高纬地区大致与纬线平行而且横跨各大陆呈带状分布。如砖红壤和灰化土、冰沼土。在中纬地区土壤分布表现较为

复杂。许多地带性土壤不是横贯整个大陆，而只呈带段性方式展布。这些特点表明，地带性土壤不是严格地完全按东西方向延伸，它还受其他分异因素的干扰和影响，从而出现间断、尖灭、偏斜等情况。

2. 土壤的非纬度地带性 由于海陆的差异以及大地构造和地形条件（尤其是纵向构造带）的影响，使水分条件和生物等成土因素从沿海至内陆发生有规律的变化，土壤的性质和类型也相应地依次发生变化。这种现象称非纬度地带性，或称经度地带性。如从沿海至内陆依次出现：湿润森林土类，半湿润的森林草原土类，半干旱的草原土类和干旱的荒漠土类。它们大致呈南北向延伸，沿经度方向更替，并在中纬地区表现最典型。如在欧亚大陆、南北美洲和澳大利亚都各有具体的表现。为此，在各大陆的东岸、西岸和中部皆各有一系列的纬度地带性土类的组合，构成一套水平地带谱。这种情况表明，土壤的非纬度地带性也是基本的分异规律。在地带性与非地带性分异因素的共同作用下，使世界上土壤的分布显得复杂、多样，但是有规律可循的。

3. 土壤的垂直地带性在山地土壤中当山体达足够高度时，热量由下而上迅速递减，降水则在一定高度内递增并超过这高程后即行降低，因而引起植被等成土因素以及土壤的性质和类型亦随高度而发生垂直分带和有规律的更替，这种现象称为垂直地带性。山地土壤各类型的垂直排列顺序等结构型式，称为土壤垂直带谱。

山地土壤及其垂直带谱的类型和分布，主要取决于山体所处的地理位置即其基带座落的地点，以及山体本身的形态特征。通常，当山体有足够的高度时，如果山体座落的地点不同，土壤的垂直带谱亦各异。例如位于湿热带地区的高山，由下而上依次出现：砖红壤 山地红壤 山地黄壤 山地棕壤 山地灰壤 亚高山草甸上 高山草甸草原土 高山寒漠土及永久冰雪带。从低纬至高纬各山地中，土壤垂直带谱的结构逐趋简单，各带的分布高度也逐渐降低乃至尖灭。在极地附近仅有冰沼土和永久冰雪带。其次，由沿海至内陆，各带谱的特点也有明显的差异。如沿海湿润型的地带常以多种山地森林土壤的组合为特征，山顶积雪也较丰富。在大陆干燥型的地带中常缺山地森林土壤带，仅从下部的荒漠带开始至山地草原土壤带、山地草甸土带和高山寒漠土带的顺序更替。此外，山体的相对高度、坡向和排列情况及局部地区的地形变化等也直接影响到山地土壤垂直分布的性质。如山体没有达到足够的高度时，垂直带谱就显得不够完备，如我国江南诸山地。如屏障作用大的高山其迎风坡（湿）和背风坡（干）的土壤垂直带谱就可相差甚大。如喜马拉雅山的南北坡和秦岭的南北坡（图 7 - 16）。在山脉之间存在较大的干谷或“冷湖”时，垂直带的分布序列常可出现某些倒置的现象。山地土壤的垂直分布就显得更为复杂化。

综上所述，山地土壤垂直带是在地带性和非地带性因素和规律控制下独立发育而成的体系，它们既有受前两种基本分异因素所影响的烙印，也有自

己独特的组成和结构的特点。因此，土壤垂直带谱的类型繁多，分布也较零星、间断。由此可以认为，它是在基本分异（水平分异）的背景上派生的第二级地域分异。

三、我国主要土壤类型

我国幅员广大，自然条件复杂，从水平分布来看，除寒带的冰沼（冻原）土、亚寒带的灰化土和赤道带的典型砖红壤外，世界上的各种土壤类型在我国几乎都有出现。我国土地的开发利用历史悠久，在劳动人民的长期经营管理之下，培育了各种各样的耕作土壤。

（一）我国东部寒温带至热带森林地区的土壤类型

1. 棕色针叶林土 过去称为棕色泰加林土，主要分布于我国最北的大兴安岭中北部的寒温带山地。植被为原始针叶林。因气候冷湿，地面半年冰冻，冻层深约3米，局部有多年冻土层。这种土壤的特点是土层浅薄，下层多砾石，无明显的淋溶淀积层次，表层腐殖质含量高，并有白色菌丝体。剖面颜色呈暗棕色酸性反应。

2. 暗棕色森林土（暗棕壤）分布于大小兴安岭和长白山脉。植被为温带针阔叶混交林。冬冷时间长，土层中有1—2.5米深的季节性冻土层。地表枯枝落叶层厚，表土暗棕灰色，腐殖质含量高；心土层暗棕至棕色，质粘；底土层为棕色半风化碎屑，时有明显的铁锰胶膜；土层厚度不到1米；呈酸性。这里是我国东北重要的天然林基地。

3. 棕壤（棕色森林土）分布于辽东、山东和冀东等低山丘陵地带。植被为暖温带夏绿阔叶次生林，有部分针叶林。土壤剖面层次色调较一致，除表层外，均以棕色或浅褐色为主；质地上粗下细，心土层有明显的粘粒淀积，全剖面水分状况良好，无游离碳酸钙，呈中性至微酸性；土层较深厚，自然肥力较高，生产潜力大，适于发展温带的农林果木。山前平原和岗地目前已大面积垦为耕地或果园。

4. 褐土 分布于黄土高原的东部地区。属暖温带半湿润气候，山区以中生性夏绿阔叶林为主，丘陵区常为灌木或草丛。表土层（腐殖质层）不厚；心土层较粘重，常有铁锰胶膜淀积；底土层有钙质淀积。全剖面呈褐色，有石灰性反应（淋溶褐土除外），土层中常见白色假菌丝体，呈微碱性。适于温带农林果木发展，许多温带水果多产于此地。须注意加强水土保持，增施磷肥，发挥土壤生产潜力。

5. 黄棕壤属棕壤与黄壤的过渡类型，分布在长江以北、秦岭淮河以南的低山丘陵。天然植被为北亚热带常绿阔叶林。表层灰棕色，壤质，厚10—15厘米；心土层呈黄棕色，有明显粘粒淀积，棱块状结构，有暗棕色胶膜及锥型铁锰结核；底土为棕色紧实粘土层。全剖面呈微酸性至酸性反应。大部分已垦为农地，部分为果园、茶园等。黄棕壤地区须加强水土保持工作，防止

表土被剥蚀后粘实的土层出露而降低肥力。

6. 红壤与黄壤 分布于江南丘陵及云贵高原东部的中亚热带。天然植被为常绿阔叶林，现多为次生的马尾松和灌丛、芒萁等。红壤分布的位置较低，发育于较深厚的红色风化壳粘土层上，含铁铝较多，粘土矿物以高岭土为主，有铁锰结核及多量铁锰胶膜淀积于心土层，底层有杂色交织的网状斑纹。呈酸性。许多地方植被破坏后水土流失比较严重。红壤分布的面积很广，许多丘陵台地已垦为水田或旱地，是我国南方发展多种经营的重要土地资源，这里适宜发展茶、油茶、油桐、柑桔等亚热带经济林果。

黄壤分布的海拔高度比较红壤高，气候常年湿润，在云贵高原分布最广。土壤中的氧化铁水化而使剖面呈黄色，尤以心土层更为明显。表土层厚，腐殖质含量较红壤丰富，宜农、宜牧、宜林。山地适宜于种植杉、竹、茶等。

7. 砖红壤化红壤及砖红壤 分布于南岭以南和台湾、云南等南亚热带和热带地区。天然植被为季雨林和热带雨林，常年高温多雨，化学风化及淋溶作用强烈，红色风化壳发育深厚。除表土层为红褐色外，全剖面均为红棕色；质地粘重，心土层有大量暗棕色胶膜和较多的铁锰结核，亦有多量铝的氧化物或氢氧化物积聚，在土壤干湿交替明显的地方最为显著；有机质分解快，养分循环迅速，腐殖质一般积累不多；呈酸性至强酸性反应。在侵蚀严重的地段，心土的结核层常露出地面，肥力显著下降。砖红壤与砖红壤化红壤的区别是前者富铁、铝化作用更为典型。这些地方是我国发展热带作物的重要基地，热带性经济林果广泛分布。

（二）我国北部湿润草原至荒漠的土壤类型

1. 黑土 分布于小兴安岭和长白山的山前台地和平原。气候湿润，植被类型主要为草原化草甸（五花草塘）。土壤暗灰色，腐殖质层深厚（30—70厘米以上），结构良好，土层疏松多孔，亚表层以下有黑色铁锰结核和二氧化硅白色粉末及锈纹斑点。质地适中，下层较坚实粘重，无钙积层及石灰反应。呈微酸性，是自然肥力很高的土壤。大部分已开垦为耕地，盛产大豆、麦类、高粱、马铃薯等。进行合理耕作、施肥和管理，是保持和提高肥力的重要环节。

在黑土区较低湿的地方（如三江平原下游），还发育一种白浆土，常与黑土呈复区分布，与黑土不同之处是由于干湿交替和氧化还原反复进行，在亚表层形成灰白色的白浆层。

2. 黑钙土 分布于大兴安岭的丘陵山麓及松嫩平原西部的半湿润草原或草甸草原地区。表土黑色，腐殖质层厚约 30—40 厘米，逐渐向下层过渡，并有腐殖质呈舌状向心土层延伸；心土层浅灰棕或黄棕色，碳酸盐呈斑块或结核状积聚；母质层较厚。质地轻至中壤土。呈微碱性。它与黑土类似，土质肥沃，适种性广，但较易受春旱，因此发展灌溉很为必要。大部分已垦为耕地，亦有天然草场。

3. 栗钙土 主要分布于内蒙古高原的东部和南部，大兴安岭东南丘陵平

原及西北部分地区。植被为温带半干旱草原。土壤剖面由栗色或灰棕色腐殖质层和灰白色碳酸钙淀积层组成；有强烈石灰反应，局部地区的下部土层尚有石膏积聚。多为天然牧场，是我国主要的牧业基地，也有农业和半农业区。发展灌溉和防止风蚀是发挥其生产潜力的重要措施。

4. 棕钙土 主要分布于内蒙古高原中西部、准噶尔盆地北部和天山、祁连山附近。气候较干旱，植被为旱生的荒漠草原和草原化荒漠类型。土层浅薄呈灰棕色，全剖面有石灰反应，钙积层多在亚表土层以下，有的在底层尚有石膏积聚。质地为砂壤至轻壤土，并含砾石，土层松散，腐殖质及水分含量都少（与这类土壤特点相似的灰钙土，主要发育在黄土母质或较细的洪积物上，水分条件稍好）。这些地区主要为天然牧场，有一些是半农半牧区。农业全靠灌溉。防止风沙危害，解决水源，是保障这个地区农牧业发展必不可少的条件。

5. 棕漠土和灰棕漠土 分布于塔里木、准噶尔和柴达木等盆地的戈壁滩及宁夏、甘肃西部的极干旱地区。植被稀少，主要是一些荒漠灌丛。土壤质地砂性强，大都含砾质。表土层为浅灰色多孔状结皮，呈石灰反应，含石膏或一些盐盘等。目前利用不广，局部灌溉条件较好的地区经改造亦可发展农牧业。

（三）其他土类

1. 黑垆土 分布于黄土塬面上的古老耕作土壤，耕作熟化层约 50 厘米，有明显的犁底层，暗灰褐色的腐殖质层（30—80 厘米）向下延伸，底部为棕色钙积层和黄土母质。质地为轻壤至中壤土，心土层稍粘。全剖面有石灰反应并向下增强，腐殖质含量少（1—2%）。其中因土壤侵蚀强烈使肥力变差和犁底层不明显的叫绵黄土，它与黑垆土交错分布。这里气候较干旱，植被稀少，农业以旱作为主。搞好水土保持，发展灌溉，提高土粪质量，发展绿肥生产，是提高肥力的重要措施。此外，分布在关中和晋西南一带的 / 土是黄土高原南部经人工长期培育的一种肥沃的旱作土壤。

2. 潮土（黄潮土）分布于华北平原和辽河平原，过去称浅色草甸土，是我国主要耕作土壤之一，为旱粮和棉花重要产地，由黄土性母质沉积物经长期耕作熟化而成。地下水位多在 1—2 米间，许多地区因夜间水汽凝结引起表土“回潮”现象，能增加一定的土壤水分，故称潮土。土层质地受沉积层次的局部变化影响很大，常有砂粘夹层特点。表土层以灰棕色为主，以下色调均匀的浅棕色为主，中下层有明显的锈纹斑点。土壤水分条件较好，肥力尚高，全剖面有石灰反应。微地形常有起伏。对这种土壤主要是结合农田基本建设，防除旱、涝、盐碱危害。

3. 水稻土 全国各地均有分布，主要集中于秦岭淮河一线以南的冲积平原和山丘谷地，以及台湾西部平原。水稻土可发育在各种自然土壤上，开垦种植水稻后在淹水条件下，剖面发生明显分异。典型的层次有：耕作层（淹育层），犁底层及下部的渗育层，斑纹层（潜育层）和潜育层（图 7-17）。

土层中氧化还原交替频繁是其主要特点。在淹水条件下，氧化铁还原呈亚铁，能提高磷的有效性，同时由于土壤溶液中亚铁离子的增加，部分阳离子被代换，从而增加了钾、钙、镁、钠等元素的含量，尤其是钾被代换较多，对土壤肥力产生很大影响。但腐殖质化程度较低，须靠施放大量含氮的肥料补充。由于各地的环境条件和轮作、施肥管理等情况不同，水稻土的肥力差异很大。如太湖平原的鳊血黄泥田、华南地区的泥肉田、成都平原的油泥大沙等地区性水稻土，都属于高产田。而南方山丘间的冷浸田、黄泥田，石灰岩地区的板结田、浅脚田，沿海地区的反酸田等，属低产田，它们须因地制宜，针对各自特点进行改良。

4. 紫色土四川盆地最为集中，南方各省区亦有零星分布，为我国南部丘陵台地区的旱作土壤之一，亦有不少开辟为水田。其特点是深受母岩影响，成土年龄较短，母岩是中、新生代湖相沉积的紫色页岩或砂页岩，岩体松软，极易风化破碎，自然肥力高，富含各种盐类及多种微量元素，酸碱条件适中，因而可在风化母岩上直接刨耕引种。土壤剖面发育常不完善，表土层以下常为半风化母岩。在荒坡地或管理不善的耕地上，易造成水土流失。因土层浅，质地偏粘，底层又不易透水，在排灌条件不好时，也易受旱、涝之害。母质含氮素少，应在精耕细作基础上，注意增施有机肥和加速土壤的熟化。

5. 盐碱土（盐渍土）这是盐化土、盐土和碱土的总称。主要分布于西北、华北、东北和滨海等平地。

盐土是含大量可溶性盐类的土壤，其中以氯化钠和硫酸钠为主。我国盐土可分三类：滨海盐土——以氯化钠为主，硫酸钠次之。除华南滨海咸酸田因有大量树木埋藏成强酸性外，一般都为碱性。整个土层和地下水含盐量都较高，表层含 0.6—1.0% 左右，高者在 1—2% 以上，地下水较浅，矿化度 20—30 克/升，高者达 30—50 克/升以上。花碱土——主要分布于黄河下游泛滥平原，常呈斑状分布。盐分主要集中在表土层，含量约 0.2—0.3%，下层盐分，多在 0.1% 以下。地下水位不等，矿化度 1—5 克/升，高者为 10 克/升。盐碱类型较复杂，有的以重碳酸钠为主，有的以氯化钠为主，等等。内陆盐土——为内陆干旱区盐碱土统称，常成大面积片状分布。地表强烈积盐，呈结皮、盐壳和疏松的聚盐层等；表层通常含盐量约 5—20%，高者达 60—70%；心土、底土亦在 1% 左右。盐分组成复杂，主要是氯化物、硫酸盐，有些为碳酸钠和硝酸盐。地下水矿化度 3—20 克/升，高者达 70—80 克/升。

碱土与盐土的主要区别是：盐土的盐分一般分布在土粒间，碱土的盐分在土粒间不一定很多，但有一部分（主要是钠离子）已进入到土粒之中被粘粒吸附了。因此，它比盐土的性状更坏。地表常有结壳，壳下有面包状孔隙，

土中碳酸钠和重碳酸钠相对增多。呈强碱性反应。PH 值可达 9—10，有时土中有机质被碱溶解，呈马尿色。我国典型碱土不多，所见多为碱化土，既有盐又有碱。如黄淮平原的瓦碱土和白碱土，内陆的白僵土，就是因含有较多的碳酸钠。它不但对作物有毒害作用，同时还破坏土壤结构，湿时起浆，干时坚硬，通透性差。

盐碱土的形成过程主要是各种可溶性盐分在土壤中重新分配、积累的过程，其中有原生的（沿海），也有次生的（由灌溉不当所引起）。改良盐碱土必须采取以水利土壤改良为中心的综合治理措施，贯彻改良与利用结合，因地制宜和因时制宜的原则。盐碱地经不断改良，也能取得高产。

6. 高山土壤（高山草甸土、高山草原土、高山漠土和高山寒漠土）分布于青藏高原和一些高山顶部。高山草原和草甸土，过去都是作为牧场或游牧场。解放后，牧业有很大发展，并取得很好的成绩。

7. 磷质石灰土分布于南海诸岛。主要是在南沙和西沙群岛的珊瑚岛上，这里为热带海洋性气候，在海岛森林里长期栖息了大量海鸟，其粪便、尸体和枯枝落叶一起堆积在土壤上，并给土壤带来大量磷素，含磷（P₂₀₅）可高达 30% 以上，比一般热带土壤要高几十倍到几百倍。剖面可分有机质层、磷质积聚层；淀积层和母质层。由于母质是珊瑚、贝壳等碎屑，所以全剖面的质地砂性强，石灰性反应，土壤呈碱性。

第五节 土壤资源

一、土壤资源的特点和现状

土壤资源是指具有农、林、牧各业生产力的各种土壤类型的总称。它是人类生存最基本、最重要的自然资源之一。它具有以下几个基本特点：

1. 土壤具有一定的生产力，通过人的劳动可以在土壤上生产出人类必需的各种有机物质的产品。就是说，它是人类创造物质财富的基本源泉和主要的凭藉。土壤生产力的高低，既取决于土壤资源本身的性质，也取决于人类的生产技术水平。以土壤为主体所构成的土地，由于人们对它的占有和使用形成了一种土地关系。因此，土地既是生产资料又是生产关系的客体。土地的这种两重性决定了土地利用不单是一个自然范畴，同时也是一个社会经济范畴。这种土地关系对土地利用和土地生产力的提高均有重要的影响。

2. 土壤资源的面积（数量）是有限的。土壤是自然历史的产物，其形成发展受自然规律的支配。人类通过劳动可以提高土壤的质量和生产力，但不能在地球表面现有土地面积的基础上再增加新的土地面积，也不能用其他生产资料来代替。这对一个国家或一个地区来说基本上也是如此。因此，人们必须按照客观规律充分地合理地利用和改良土壤，提高单位面积的产量和质量，使有限的土壤资源产生出更多的物质财富以满足社会的需要。

3. 土壤资源具有可更新性和可培育性。土壤在合理的经营管理之下，注意用地与养地相结合，使农业生态系统协调地发展，土壤肥力就可以得到周期性的恢复，生产力可以得到不断提高。反之，在掠夺式的经营管理之下，

只用不养，肥力得不到恢复，生产力也不断下降，以至衰竭。这也表明，土壤资源的可更新性是有条件的。

4. 土壤资源在空间上具有严格的地域性，在时间上具有明显的季节性等变化。由于土壤资源不象其他生产资料可以随意调拨和转移，而具有固定空间位置和明显区域性特点；同时它亦是个开放的动态系统，常受外界水热条件的季节变化等影响。因此，土壤资源的利用只能在一定的时空范围内进行，必须从当时当地的实际自然条件出发，因地制宜地进行生产。

世界上土壤资源的现状，可从各种数量和质量的对比来进行说明。从表 7-9 可以看出，整个陆地上各种土壤类型的总面积约为 $1.38 \times 10^8 \text{km}^2$ 。据初步估计，其中可耕地约 30 亿公顷多，占总面积的约 20%。但各类土壤所占的比例和分布各不相同。可耕地主要出现在土壤肥力较高和当地气候条件较适宜于农作物生长的土壤中，如黑土、黑钙土、冲积土、棕色森林土、红壤和黑粘土等。在别的土壤类型中，不是因气候过干或过冷，就是因坡陡或石质等太多的限制，故可耕地甚少。

据 1965 年统计，在可耕地中当时已经垦种的面积比例，以欧洲和亚洲为最高，分别占 88% 和 83%；苏联和北美次之，分别为 64% 和 51%；非洲、南美和大洋洲最低，分别为 22%、11% 和 1%（表 7-9）。当时世界耕地的垦殖指数，恰为全球陆上各种土壤总面积的 1/10。目前我国的耕地约 1 亿公顷，约占全国土地总面积的 1/10。

表 7—9 各大洲已耕地与可耕地的面积对比
(1965, 单位: 百万公顷)

地区	亚洲	欧洲	北美	苏联	南美	非洲	澳大利亚 新西兰	共计
可耕地	627.3	174	415.4	356.1	679.9	782.5	153.8	3189.0
已耕地	518.0	153.8	238.8	226.6	76.9	157.8	16.2	1388.1
已耕地占可 耕地面积%	83	88	51	64	11	22	1	平均 46

注：据 N.C.Brady1974 改制。

据联合国粮农组织 (FAO) 的统计，从 1957—1977 年的二十年中，耕地增加了 $1.35 \times 10^6 \text{km}^2$ 世界耕地总面积达 $1.5 \times 10^7 \text{km}^2$ 左右，即约比原来增加了 10%。但在同一时期内，世界人口由 28×10^8 增加到 40×10^8 ，即约增加了 40%。而扩大耕地面积所增加的粮食产量仅能供应 4×10^8 人，另外 8×10^8 人的食物则需由已耕地来负担。因此，世界按人口平均所占的耕地面积为

1 公顷=0.01km²

3600 米² (5.5 亩)，随着人口的过快增长，人平均耕地将愈来愈少。我国的耕地面积占世界耕地面积的 1/15，而人口则占 1/4，人平均耕地低于世界的人口平均耕地水平。

由于农业生产跟不上现实需要的发展，矛盾将日益加剧。从发挥土壤资源的潜力方面来看，无非是提高单位面积产量和扩大耕地面积两条途径。据上所知，陆地上约有 1/5 土壤面积为可耕地，1/5 可作放牧地。在可耕地中已经利用的已有一半左右。但是对另一半可耕地的利用问题，却存在不少实际困难。因为这些可耕地大多数分布于边远地区，由于人力、水源、肥源和动力等条件的限制，不可能象已耕地那样得到充分的利用。另外，城市化、工业化和其他用途又使大量的已耕地在减少。因此，实际扩大的耕地面积是很有限的。至于提高单产的途径、则决定于农业生物科学和农业技术的水平及其相互配合（这又与社会背景有关）。如通过遗传选育培植高产品种等。所谓“绿色革命”曾为此作出了贡献。但是要得到大幅度的增产，还需要多方面的条件相配合。因此，在一定条件下提高单产也是有一定限度的。总之，由于人口、资源和环境之间的问题，使人类面临着不少困难。

二、土壤资源开发利用中存在的若干问题

近年来，在世界土壤资源的开发利用中获得了显著成就，如土壤改良，山地利用，改造沙漠，等等。与此同时也存在许多盲目性和不合理的现象，使许多农耕地、林地和草原在其土壤性质上都存在不同程度的贫瘠化，在面积上也逐步地减少。例如水蚀、风蚀、盐碱化、酸化、土壤有机质极度消耗、土壤物理性变坏、土壤污染等，使地力严重衰竭，土壤资源受到破坏。这些现象，目前还在继续、甚至愈演愈烈。有人估计（B.A.柯夫达，1977），目前全世界每年受这类破坏的耕地可达 $6 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，即以每分钟损失约 10000 米² 的速度在减少着。因此，防止土壤衰竭和土壤资源的破坏是当前存在的重要问题。下面就水土流失、风蚀和沙漠化以及土壤污染等问题作简单的介绍。

1. 水土流失问题 水土流失（水蚀）主要是地表植被被破坏、陡坡开垦和耕作粗放等原因造成的，使大量肥沃的表土流失，肥力迅速下降，地面亦受到破坏，而且还影响下游地区。目前许多国家和地区的水土流失还很严重，森林的破坏还在进行。对全球土壤剥蚀量的估算各说不一（表 7-10）。据詹森（Jansen）和彭特（Painter）计算，全球陆上每年约有 270×10^8 吨的土壤被水蚀搬运至河口地区（其中未包括溶解质的流失和短途的运移，故实际量要高一些）。有人估计，在史前全世界的土壤剥蚀量仅为 9.3×10^9 吨。自人类广泛从事耕作活动以后，现已增加了 2—3 倍。但各地区的差异性较大。

水土流失在一些发展中国家较为严重。我国目前水土流失面积约 $150 \times$

10⁴km²，约占国土面积的 1/6，每年的土壤流失量超过 50 × 10⁸ 吨，其中黄河流域达 16 × 10⁸ 吨（占 1/3），长江流域近 5 × 10⁸ 吨（为黄河的 1/3）。黄土高原一般每平方公里被流失的土壤为 5000—1000 吨，最高达 30000 吨。据 1980 年测定，在年降水量为 346 毫米条件下，林地每亩冲刷量仅 4 公斤，草地为 6.2 公斤，而农地则为 238 公斤，农闲地高达 450 公斤，后两者相当于前两者的几十倍以至上百倍。在一些工业化国家里，水土流失也带来严重的影响。例如美国土壤保持局所作的判断认为，若要使美国的农作物产量继续保持现有水平，就必须把土壤的水蚀和风蚀的损失减少一半。总之，由于水土流失等原因使土壤资源不断地朝贫瘠化方向发展，对农业生产和生态环境带来很大的危害。这是一个十分紧迫但又最难于解决的问题。

表 7 - 10 全球土壤剥蚀量的各种估算值

作者	公布年代	剥蚀量数据 (t/a/年)
富尼尔 (Fournier)	1960	58.1 × 10 ⁹
库埃乃 (Kuenen)	1950	32.5 × 10 ⁹
吉拉里 (Gilluly)	1955	31.7 × 10 ⁹
詹森等 (Jansen 等)	1974	26.7 × 10 ⁹
潘契诺夫 (Pechinov)	1959	24.2 × 10 ⁹
修姆 (Schumm)	1963	20.5 × 10 ⁹
霍尔曼 (Holman)	1968	18.3 × 10 ⁹
劳帕金 (Lopatin)	1952	12.7 × 10 ⁹

2. 风蚀和沙漠化问题 土壤资源的沙漠化也是当前较大的一种威胁。沙漠化主要是因滥垦滥伐和过度放牧等带来的恶果。它一方面造成沙漠扩展，另一方面使土壤遭受风蚀。目前全世界每年约有 6 × 10⁴km² 的土地沦为荒芜之地，其中包括 3.2 × 10⁴km² 草地，2.5 × 10⁴km² 靠雨水浇灌的农田和 1.25 × 10³km² 人工灌溉的耕地。沙漠化不一定是出现撒哈拉那样的沙漠景观，然而它确实会引起各种生态的恶化，例如破坏干旱地区的植被和肥沃的土壤，使之变为不能用作放牧和种植的土地。据联合国沙漠会议（1977）估计，大约有 2 × 10⁷km² 土地沙漠化程度处于“严重”和“很严重”的危险之中（图 7-19）。这些处于危险之中的土地总面积，大约是目前被划为沙漠面积的二倍半。如果连同受沙漠影响的地区一起计算，它将危及一百多个国家和地区，5 × 10⁷—7 × 10⁷ 人口。

世界上许多地区沙漠化趋势发展迅速。如非洲撒哈拉沙漠，每年向南侵吞 1.5 × 10⁴km²，向北侵吞 1000km² 的农用地。南美洲的哥伦比亚；在一百五十年间，由于砍伐了 1.5 × 10⁵km² 的森林，使 2 × 10⁴km² 的土地变为荒漠。在我国的西北、华北和东北地区；沙漠化的土地面积约 17 × 10⁴km²（其中 12 × 10⁴km² 是历史时期形成的），约占我国沙漠戈壁总面积的 13.1%。若连同有沙漠化潜在危险的地区计算，总共有 33 × 10⁴km²，占我国土地总面积的 3.4

%。全部沙漠化地区涉及到北方 207 个县、市、旗， 3500×10^4 人口。据中国科学院兰州沙漠研究所初步估计，近 15 年来，土地沙漠化的面积扩大了约 $2.7 \times 10^4 \text{km}^2$ 。其中因樵采滥伐引起的占 32.4%；因不合理开垦引起的占 23.3%；因过度放牧的占 29.4%；因开垦后水系改变的占 8.6%；因工矿、交通、城市建设引起的占 0.8%；其余 5.5% 是因沙丘向前移动造成的。从上可见，人为直接活动造成沙漠化占 94.5%。因此，防治土地沙漠化要因地制宜，针对具体情况进行。

在干旱和半干旱地区，风与沙是相互仗势逞凶的两个因素。世界上几次著名的风蚀事件给人们以深刻的教训。如三十年代美国的“尘暴”席卷了全国 2/3 地区，使 3×10^8 吨的平原沃土被刮走。又如六十年代苏联中亚地区遭风蚀的面积高达 $45 \times 10^4 \text{km}^2$ ，比苏联在欧洲地区全部耕地的面积还大。1960 年 4 月在乌克兰的一次尘暴中，使整个乌克兰在白天行走时需要照明，由风吹起的黑尘升高达 1500—2500 米。这次受灾面积达 $4 \times 10^4 \text{km}^2$ 以上，风沙填满了路沟和灌渠网等，耕地的表土被吹蚀 30—50 厘米深，共刮走 $(9-12) \times 10^8$ 吨土壤。这些都是由于任意破坏植被和盲目开垦造成的恶果。

3. 土壤污染问题 在当今的世界上，特别是在工农业生产和城市化迅速发展的国家和地区，由于废弃物质等没有很好地处理而污染了环境，其中也包括土壤的污染。近年来，通过人为活动从外界进入土壤中的物质无论种类和数量都愈来愈多，除人工肥料外，还有大量的农药以及由工业排放的“三废”等多种外来物质。其中有许多是对土壤性质有不利影响的和对作物以及人体有毒害的物质。当某些有害物质通过各种途径进入土壤后，累积下来造成土壤污染，它不仅使土壤质量下降，影响作物的生长，而且毒物还可残留在农产品中，进而危害人体。

目前全世界的化学农药年产量约达 200×10^4 吨（原药），品种有 1000 种以上，常用的有 300 多种，主要是有机氯、有机磷、有机汞、有机砷和氨基甲酸酯五大类，其中以有机氯的产量和使用量最多，有些国家长期大量施用和滥用之后，不仅土壤受到严重污染，而且污染了整个环境。特别是滴滴涕、六六六等有机氯农药，它们的化学性质较稳定，不易分解，水溶性低而脂溶性高，因而可在土壤中残留的时间比较长，容易造成累积并在长时间内连续污染作物。

工业“三废”对土壤的污染多是通过污染了的水体和大气造成的。如西欧有些工厂排放的大量二氧化硫废气，借风力吹至北欧，随雨水降落形成硫酸含量很高的“酸雨”，曾使那里的土壤酸化，农田、草地和森林等都受到损害。有些工厂、矿山排出的废水和废渣渗流水，除污染河流、湖泊等水域外，还可随灌溉进入农田，造成土壤和作物的污染。日本富山神通川的镉污染事件，便是一个突出的例子。

由“三废”的任意排放所造成的土壤污染，总的来说以水质污染型土壤

占绝大部分。污染物的种类繁多，其中以重金属（如镉、铅、汞、铜、锌、铬等）的污染最为突出，因为这些物质可被土壤胶体所吸持，易在土中积累并难以消除其影响，常造成深远的危害。

各种污染物进入土壤后可能存在三种去向：有的可被分解转化为无害物质，甚至成为养分；有的可被土壤胶体所吸持，残留在土壤中引起污染；有的被迁移到别处或转移到生物体内，引起食物污染。因此土壤污染的程度除与污染物的进入量和累积量有关外，更重要的是决定于它们与土壤胶体结合的牢固程度，即是否容易转移到土壤溶液中去从而进入生物循环的行列之中，造成作物的危害和农产品的污染。所以土壤污染的特点不同于大气和水污染直接影响到人体，而是要通过土壤本身，如土壤微生物的降解和胶体的代换吸收的影响，以及农作物的吸收和积累等复杂的转移过程，间接地影响到人体。故其危害往往不易被发现，这种潜在性的危害一旦积累成患，也不容易被消除，如重金属和有机氯农药的污染就是这样，必须引起足够重视，及时采取有效措施，加以预防和消除。

主要参考书

1. 朱祖祥主编：土壤学（上下册），农业出版社，1983。
2. 黄瑞采：土壤学，科技卫生出版社，1958。
3. 南京大学等编：土壤学基础与土壤地理学，人民教育出版社，1980。
4. 李天杰等编：土壤地理学，人民教育出版社，1979。
5. 中国科学院南京土壤研究所主编：中国土壤，科学出版社，1978。
6. 南京农学院、东北农学院主编：土壤调查与制图，江苏科学技术出版社，1981。
7. B. A. 柯夫达：土壤学原理（上下册），科学出版社，1981。
8. D. N. Cargo, B. F. Mallory：人口、资源和环境，地质出版社，1982。
9. 席承藩：我国土壤分类与国际土壤的评比研究，土壤专报 38 号，科学出版社，1983。
10. 《公害与农业》编译组：公害与农业，石油化学工业出版社，1976。

第八章 生物群落与生态系统

各种形态的生物有机体遍布于地表每个地方，其数量多得惊人。它作为地理环境中生命现象的有机成分，虽然总量仅约为 3×10^{10} — 3×10^{11} 吨，还不足地壳重量的 0.1%，但它却使地球上自然环境发生极其深刻的变化。

在地球上存在着生物并受其生命活动影响的区域叫做生物圈。它包括大气圈的下层、整个水圈和岩石圈的上层，厚度约达 20 公里。而生物的大部分个体集中分布于地表上下约 100 米厚的范围内，形成环绕地球的一个生命膜。正是在这个有着大量生物生存的薄层里，生物有机体以及它们的集群参与了各种地理过程的进行和不同地理景观的形成，并且常常成为地理景观最突出的特征。我们在观察任何一种地理环境时，它总是最惹人注目并具有指示环境特征的作用。同时，生物也是人类生活的必需资源和生存的基本环境条件。总之，生物是宇宙中最活跃的物质形式，在自然界的物质循环与能量交换中扮演着十分重要的角色，它的出现使我们居住的这个行星表面变得绚丽多彩，生气勃勃。

第一节 地球上的生物界

地球的年龄约为 45×10^8 年。根据对化石生物的研究，在地球形成后的十几亿年，最原始的生物——细菌已经出现了。从那时起到现在的约 30 多亿年间，生物赖以生存的地理环境曾发生过多重大变化。与此同时，生物在自然选择和本身的遗传与变异共同控制下，也在不断地发生分化与发展，旧种逐渐灭亡，新种相继产生，不同类群的动植物盛衰错综更替，由低级到高级，由简单到复杂，由少到多并由水生到主要为陆生的演化发展而形成今日地球上繁荣的生物界。它们的形态各异，种类繁多。据统计，现今地球上已被人们发现、记载和定名的生物约有 20×10^5 种，其中动物约为 15×10^5 种，植物计有 5×10^5 种。一般估计，这个数字离实际存在的生物种数还相差甚远。至于在地球发展的各个时期已经绝灭的生物种类比现存已知的多 200 倍，累计约有 3×10^8 种。

如此浩繁的生物种类，是地球上的一项极为宝贵的物质财富。人们为了识别它们，以便更好地进行研究、利用和保护，就需要对它们加以分类。长期以来，人们进行了大量的实践研究，比较了生物形态与解剖特征的异同、习性的差别和亲缘关系的远近并加以汇同辨异，分门别类，按生物演化的趋向把划分出的门类予以编制排列，建立起一个能够反映生物界由低等到高等、由简单到复杂的有规律的分类系统，使各种生物均有所属，避免混乱。

历史上曾经有过许多生物分类的体系，例如把地球上的生物分为动物和植物两大界的方法沿用已久，目前仍被广泛应用着。植物多是自养的、不运动的或是被动运动的；动物是以植物或猎物为食物的异养生物，能够运动。但是，根据现代生物科学的发展，认为把生物划分为动物和植物两大部分的方法是值得改进的。近年来有人（例如 G.F. Leedale, 1974）提出了

从原核生物界分别进化为真核生物中能够合成有机物、行自养生活的植物界；分解有机物、营腐生生活的真菌界和以摄食有机物为主、体内有消化管道的动物界的四界系统（图 8-1）。

一、原核生物界

原核生物是一类起源古老、细胞结构简单、不具备核膜、没有明显细胞核的原始生物。包括细菌和蓝藻。

细菌是自然界中分布最广、繁殖最快、个体数量最多的一类单细胞微生物。按其营养方式可分为异养的、光自养的和化能自养三类。绝大多数细菌是异养的，即靠消耗现成有机物维持其生命活动。它们大都生活在死的有机残体上，分解有机物取得能量和营养元素，未被利用的分解产物以无机物的形式归还到环境中去，重新被绿色植物吸收利用。因此，异养细菌在自然

界物质循环中起着十分重要的作用。如果没有细菌的分解活动，地球上动植物的尸体将堆积如山，土地也将变得瘠贫不堪。

蓝藻是一种细胞中含有叶绿素和藻蓝素，可进行光合作用的自养生物，藻体多呈蓝绿色。有机体有单细胞的、群体的和多细胞的丝状体等形态，均无细胞核。几乎在所有水体和湿润陆地环境中都有蓝藻生存，有些甚至出现于极端严酷的环境中，例如冰川表面或温度高达 85 以上的热水泉中。许多蓝藻能固定大气中的氮，把它变为含氮的有机化合物，当蓝藻死后，放出大量的氮化物，为植物提供氮肥。稻田里大量繁殖固氮蓝藻，有益于作物的生长。

二、植物界

这是一种细胞中具有明显细胞核的真核生物，包括除蓝藻之外的全部藻类植物和所有高等植物。有机体的细胞中均含有叶绿素或其他色素，能够利用太阳光能制造有机食物的自养生物。

藻类是一大群低等植物，约有 20000 种。植物体没有根、茎、叶的分化，多为单细胞生物或呈叶状体与丝状体。藻类主要生活于水中，陆生较少。水生藻类是水环境中能够制造有机物的生产者，常常成为浮游动物和鱼类的重要饵料。常见的藻类有水绵、各种硅藻、海带和紫菜等。

高等植物的有机体都是多细胞的，并有根、茎、叶的分化。种类达 28×10^4 ，分布遍及全球。由于演化方向不同和营养体结构的明显差异，该类植物可分为二支：一支是苔藓植物，它们的个体很小，一般高度不超过 10 厘米，有茎、叶的分化而无真根，体内也没有维管组织，是高等植物中比较简单和原始的类群，多分布于陆地潮湿阴暗的地方。另一支是维管植物，包括蕨类植物、裸子植物和被子植物。它们的最大特征是体内出现了维管组织，提高了输导水分和养料的效率，并促使植物体有真正根、茎、叶的分化，分别起着固着、吸收、支持、运输和光合作用的机能，从而使这类植物具有对环境的高度适应能力。

蕨类植物是体内首先出现维管束的植物，其中的裸蕨类又是最早弃水登陆的陆生植物，它们的出现使大地第一次披上了绿装，改变了从前童山濯濯的荒凉景象。蕨类仍然无种子，依靠孢子繁殖，大都是多年生草本植物，喜生林下、阴湿山坡和热带雨林的乔木上，有些则漂浮于水面上。我国热带和亚热带地区蕨类植物十分丰富，分布普遍，如铁芒萁、蕨、卷柏等。水生蕨类如满江红、槐叶苹等。

裸子植物是维管植物中最先产生种子的一个类群。种子对陆地环境具有较强的适应能力，有利于种族的繁衍。但是裸子植物的种子无果皮保护，呈裸露状态。该类植物多数具针状叶，都是木本植物，而且许多是常绿的高大乔木，如松、杉、云杉、冷杉等，并常形成大片的针叶林，以分布于寒温带

地区和高山上为主。

被子植物是植物界中出现最晚（白垩纪后期）、进化程度最高级的一个类群，也是现代植物中种类最多、生长形式和营养方式多样、对环境适应能力最强的类群，从而在陆地植被景观中居于重要地位。被子植物最显著的特点是具有鲜丽的花朵和种子被果皮包裹着，使种子受到保护，被子植物名称即由此而来。许多被子植物具有重要的经济价值，例如苹果、柑桔、月季、豆类、向日葵、杨、栎、桑以及水稻、小麦、玉米、甘蔗、葱、百合等。

三、真菌界

真菌也属于真核生物，在二界分类系统中划归植物界。但是由于其体内不含可行光合作用的任何色素而系营腐生或寄生生活的异养生物；有机体除少数为单细胞者外，大部是由多细胞的分枝或不分枝的菌丝聚集在一起形成的菌丝体；外表呈灰色、黑色、褐色或红色；并以各种孢子进行繁殖为特征，故单列为一个独立的生物界。真菌分布也十分广泛，发酵用的酵母菌、腐烂水果或食物上灰黑色毛绒状的根霉、产生青霉素的青霉菌、玉米肉穗上的黑粉菌，以及木耳、蘑菇、灵芝草等都属本界植物。

真菌类生物多生活于腐烂的有机物上，尤以有机质含量很高的肥沃土壤中或林下枯枝落叶层中种类和数量最多。同细菌一样，真菌具有腐烂有机物的作用，促使自然界的物质发生循环。

四、动物界

动物也是属于体内不含光合色素的真核异养生物。不同于上述三界生物的特点是构成躯体的细胞没有细胞壁；为了觅食、寻找配偶等生理要求或为了逃避天敌的袭击，他们都具有迁移运动的习性；其营养方式除部分低等动物为寄生、腐生者外，大都以摄食为生。

动物界包括原生动物和后生动物两大类。前者多为单细胞的低等动物，生活在水中、泥土里或有机物质丰富的地方，如草履虫、变形虫等。后生动物起源于单细胞动物，体内细胞因生理功能不同发生了分化，形成许多组织，各种组织联合起来司一定的功能而成器官，许多器官再联合为器官系统。因此，后生动物的躯体构造十分复杂。它们的营养方式因种类不同而异，其中一部分依靠植物性食物为生，系植食动物；另一部分则是以动物性食物为生的肉食动物；或是以二者兼而为生的杂食性动物。此外还有一些寄生动物。

后生动物种类繁多，形体构造与进化程度差异极大，因此又被划分成许多门类，其中主要有环节动物门，如蚯蚓、蚂蟥等；软体动物门，蜗牛、河蚌、乌贼等；节肢动物门，虾、蟹、各种昆虫；脊索动物门，鱼、蛙类、蛇、

鸟类和各种哺乳动物等等。上述各类动物中以节肢动物门中的昆虫种类最多，约有 $(80—100) \times 10^4$ 种，广泛分布于陆地和水域中。而脊索动物门中的哺乳类属于最高等的脊椎动物，尤以灵长目的大猩猩、黑猩猩等为最近似于人类的动物。

我国地域辽阔，自然条件极其复杂，为多种野生动植物的生存提供了优越的条件。据统计，我国已知的高等植物约有 32000 种，其中木本植物有 7000 余种，并有不少是世界上稀有珍贵的植物，如银杏、水杉、银杉等。我国的野生动物资源也十分丰富，仅兽类就有 420 多种，占世界的 11.2%；鸟类有 1166 种，占世界的 15.3%；爬行类和两栖类共约 510 多种，占世界的 8%。这些生物物种不仅是我国人民的宝贵财富，也为地球生物圈增添异彩。

第二节 生物与环境

一、关于生物与环境的一些基本概念

地球上的生命界可以划分成不同的层次或组织水平(图 8-2)。从大分子有机物开始直到生物圈,复杂程度逐级增加。当从一个层次过渡到另一个较高层次时,生命组织便会出现前一级不曾具有的新的性质和特征。在这个生命系谱中,从生理学、形态学和分类学出发,以个体到大分子水平为其研究对象的属于生物科学领域,是向微观方向发展;从与环境的关系出发,以个体至生物圈的各级组织水平为对象的是现代生态学的内容,为向宏观方向发展的研究。后者与地理学的关系更为密切。

生物是生存在地理环境之中的,它们在个体发育的全部过程中,经常不断地与环境间进行着物质与能量的交换。它从环境中取得必需的能源和营养物质,建造自己的躯体,同时又把不需要的代谢产物排放到外界环境中,以此维持其正常的生命活动和种族的繁续。因此,任何生物有机体都不能脱离环境而生存。研究生物与其环境之间相互关系的科学叫做生态学。

环境对生物的影响是很大的。它控制和塑造着生物的全部生理过程、形态构造和地理分布。蓖麻(*Ricinus communis*)在我国中部以北地区为不能越冬的一年生草本植物,株高仅 1—4 米;在长江中下游地区可以宿根多年生;而在广东、台湾等部分热带地区则为多年生灌木,高及 4—8 米。

在环境对生物发生影响的同时,生物有机体,特别是它们的群体也对环境产生相当明显的改造作用。针叶林下土壤的酸度往往比同一地区阔叶林下的要高些。湖泊中浮游生物大量繁殖时,导致水体透明度下降,从而改变水中的光照条件。从更长远的时间尺度看,生物还参与岩石的风化,地形的改变和土壤的形成,以及某些岩石和非金属矿的建造。水土流失可以用植物来防治;流动的沙丘可以用乔木、灌木和草本植物来固定。可以说,没有一个地理过程不受生物的直接或间接的影响的。

在环境中对生物的生命活动起直接作用的那些环境要素叫做生态因素,如日光、热、水、风、矿物盐类和其他生物等。地形、海拔高度等则属于间接起作用的因素,它们通过改变气候、土壤等条件而对生物产生影响。

各个生态因素并不是孤立地、单独地对生物发生作用,而是共同综合在一起对生物产生影响。一个生态因素不管它对生物的生存有多么重要,也只能在有其他因素的适当配合下才能发挥其作用。

生物或其群体具体居住地段的所有生态因素的总体叫做生境。由于地表各地气候、土壤、岩性和地形等条件不同,形成极其多种多样的生境类型,这正是地球上生物种类和其群体类型复杂多变的主要原因之一。

地球上各种生态因素的变动幅度非常广阔，每种生物所能适应的范围却有一定的限度。如果当一个或几个生态因素的量或质低于或高于生物所能忍受的临界时，不管其他因素是否适合，生物的生长发育和繁殖都会受到影响，甚至引起死亡。这样的生态因素称作限制因素，它是最易阻挠和限制生物生存的因素。限制因素随时间地点而变，也因生物种类而异。在干旱和半干旱地区，水分条件往往是植物生存的限制因素。在严重污染的水域中，有毒的污染物常常是水生生物生存的限制因素。因此，在研究环境对生物的生态作用时，既要注意生态因素的综合作用，又要找出在一定条件下影响生物生存的限制因素，为采取相应管理措施提供科学依据。

生物在其生存过程中，对生态因素的忍耐不仅有一个生态上限和下限，同时在它的耐性限度内还有一个比较小的生态上的最适范围，在这里生物生长发育得最好（图 8-3）。在自然界，生物种并非经常处于其最适生境条件下，因为生物间的相互作用和外界自然条件的变化，妨碍生物去利用最适宜的环境。

最后还应注意的，不同的生物种对生态因素和环境的适应能力是有差异的。一般来说，对环境适应能力较强的种类，其分布范围较广。

二、生态因素对生物的影响

如上所述，生物赖以生存的环境是由各种不同的环境要素综合在一起作用于生物的。但是为了深入地了解不同因素对生物的作用，有必要分别进行单因素分析。

（一）光与生物

地球上生命活动所需要的能量来自太阳辐射。光能进入生物界的第一步是被绿色植物所吸收，通过光合作用把光能转化为化学能贮存在合成的有机物质中，除供应本身消耗外，还为地球上其他一切生命提供所需要的能源。

光的性质、强度和日照长短直接影响着植物的生长发育和形态结构。在太阳光谱中，红光和蓝紫光被绿色植物吸收得最多，是光合作用中最有效的生理辐射光；黄光与绿光多被植物反射；紫外线则能抑制茎的伸长和促使花青素的形成。高山植物茎秆短矮，花朵鲜丽多彩与这里紫外线比较丰富有关。

各种植物对光的需要量即对光照强度的适应范围是不同的，有些植物喜欢生长在阳光充足的空旷地方或森林中的最上层，而有些植物只有在阴暗处或森林的最下层才能找到。据此，可将植物分为阳性植物和阴性植物等类型。草原与荒漠植物多属喜光的阳性植物，浓密的林下多生长阴性植物。在营造人工林时，应注意所选树种的耐阴性程度，以便适当搭配，获得较好的造林成效。

地球上不同纬度地区，在植物生长季节里每天昼夜长短比例不同，对植

物的开花结实具有明显的影响，这叫做光周期现象。根据植物对光周期反应的不同，可分为长日照植物、短日照植物和中间性植物。长日照植物在生长过程中有一段时间每天需要有 12 小时以上的光照时数才能开花，光照时间越长，开花越早。短日照植物，每天光照时数在 12 小时以下才能开花，在一定范围内黑暗期越长，开花越早。中间性植物，对光照长短没有严格要求，只要生存条件适宜就可开花结实。在农业生产和园艺植物栽培中，花期的控制以及引种工作中，研究植物的光周期现象具有重要的意义。

光也是对动物的生存、行为和分布具有直接作用的重要因素之一。不同动物对光强反应不一样。有的动物适应于在较弱光度下生活，为夜行性动物，如黄鼬等；有的则适应于较强光度下生活的，是昼行性动物，例如许多鸟类只有在度过黑夜之后的清晨才开始鸣啭和觅食；第三类动物在拂晓或黄昏时分活动，如蝙蝠等，为晨昏性动物。

光对海洋或湖泊的浮游动物周期性的垂直迁徙或在水中的垂直分布也有很大的影响。如甲壳类浮游动物水蚤中比较喜光的种类通常分布在水域的上层，而喜阴的种类多分布在下层（图 8-4）。

（二）温度与生物

温度直接或间接地影响到生物的生长、发育、繁殖、形态结构、行为、数量和地理分布。

各种生物对温度都具有一定的适应范围。有的能适应较大的温度变化范围，有的只能适于较为狭窄的变化范围。故有广温性生物与狭温性生物之别。后者又分为喜冷和喜热的狭温性生物（图 8-5）。无论哪一类生物，其生命的最适温度范围通常并不在最低和最高温度的正中间。而是在靠近上限耐受温度的一端。但其安全耐受温度幅度在下限一端比在上限一端大。

植物一般生活在 0—45 的温度范围内。在这个范围内，随着温度上升，生长加快，温度降低，生长减慢。当温度超过最低和最高限度时就停止生长，甚至受到伤害。在一些自然环境严酷的地区，仍然有植物分布，这是因为许多植物在长期演化过程中，逐渐形成了一些适应低温或高温防止伤害的特征。例如西伯利亚东部的维尔霍扬斯克极端最低温度达 -73 仍有森林分布，那里共有 200 多种植物。我国东北大兴安岭地区的兴安落叶松能在 -69.5 下生存。

大多数动物生活在 -2—50 温度范围内，但因种类不同，适应温度范围也有变化。一般说来，比较低等的动物较高等动物对高温和低温都具有较大适应能力。但各种动物忍受高温的能力都比忍受低温的能力差得多，而水生动物又比陆生动物差。即低温在某些方面对生物的伤害不如高温大，因为低温一般不引起蛋白质和酶的性质发生根本改变。

温度对动物生长和形态的影响表现在低温可以延缓恒温动物的生长，由

于其性成熟延缓，动物可以活得更久，长得更大些。因此，同类恒温动物在寒冷地区的个体比在温热地区的大。前一情况有利于保温，后者则便于散热（贝格曼定律）。例如我国东北虎的躯体比华南虎大，北方野猪比南方大。另外，在寒冷地带的哺乳动物，四肢、尾和耳朵有明显缩短现象（阿伦定律）。例如北极狐（*Alopex lagopus*）、赤狐（*Vulpes vulpes*）和非洲大耳狐（*Fennecus zerda*）的耳朵都有明显的大小差别（图 8 - 6）。

温度对动物行为的影响在于使动物主动选择最适宜的温度环境而避开不良环境，或产生一些适应高、低温的生活方式。在夏季，炎热干燥的草原和沙漠地区，鸟类主要于晨、昏较凉爽的时刻活动，日中即隐伏不动。它们的巢窝多筑在植物的东边或东北边，以免遭下午太阳西晒。当冬季来临，一些动物以冬眠的方式度过严寒，如旱獭、黄鼠等。

根据动物的热能代谢特点将其划分为变温动物或冷血动物和恒温动物或温血动物两大类。前者几乎完全缺少对体温的调节机制，它们的体温随环境温度的变化而改变，通常与环境温度相差无几，如鱼类、两栖类、爬行类和昆虫等。后者具有比较完善的调节体温的机制，使体温相对恒定，一般不受环境温度变化的影响，对环境的适应能力较强，如哺乳类和鸟类。

温度还是影响动、植物地理分布的重要因素。温暖的热带和亚热带有利于生物的生存，其种类较多，寒冷地带和高山地区种类较少。如爬行类在欧洲南部有 82 种，中部 22 种，北部只有 6 种。印度的植物约有 20000 多种，亚洲北极地带只有 200 余种。由于热量在地表分布不均匀，从赤道向两极逐渐降低，形成不同的热量气候带，与此相应的植物也有热带植物，如三叶橡胶、剑麻等；亚热带植物为柑桔、油茶等；温带植物如桃、杏、冬小麦等和寒带植物如冷杉等。在山地也可以观察到与温度的变化相适应的植物垂直分布现象。

（三）水与生物

生命起源于水域环境。水是生物有机体的重要组成成分，一般的植物体都有占体重 60—80% 的水分；动物体中含水量更多，如鸟类为 70%，哺乳类约 75%，鱼类 80—85%，蝌蚪 93%，水母高达 95%。水作为原料直接参加绿色植物的光合作用。氮、磷、钾等无机营养元素也只有溶解于水中才能被植物吸收和利用。对动物来说，食物的消化、营养物质在体内的循环、呼吸产物的排出也都以水溶液状态下进行。任何生物缺少水，都不可能生存在活跃状态中。没有水就没有生命。

各种生物在对环境的长期适应过程中产生了许多有效地吸收水分或防止体内水分丧失的特征。例如在荒漠地区的干河道或冲积谷中有些植物根系很深，能直接利用地下水。如骆驼刺等，是所谓“潜水植物”。有些植物形成窄叶或全部退化成针状、鳞片状以及在干季落叶，防止水分蒸腾。仙人掌类植物具有发达的贮水薄壁组织，可以在体内保持大量水分。根据各种植物

需水程度不同，可分为水生植物、湿生植物、中生植物和旱生植物等生态类型。前两类生长在水域环境中，普遍见于湖泊、沼泽、河流等；旱生植物生长在干燥的陆地上，主要分布于荒漠和草原地区；而一般常见的树木与农作物属中生植物。

动物对于旱环境适应的方式也是多种多样的。迁移是干旱地区许多鸟类和兽类或某些昆虫在水分缺乏、食物不足时回避不良环境的常见方式。例如，在非洲大草原旱季到来时，大型草食性动物便开始迁徙。蝗虫有趋水喜洼的特性，遇到干旱时，常常暴发性地迁往低洼易涝地方。保持体内水分是另一种适应干旱的方式。骆驼的血液含有一种特别的蛋白质可以保持血液水分，同时它的肾脏还可以使尿浓缩，减少水分丧失，使骆驼可以适应十分干旱的环境。骆驼对脱水还有高度的耐受性，即使 17 天不喝水，身体脱水达体重的 27%，仍能照常行走。夏眠是许多沙漠动物在夏季空气湿度急剧下降或食物水分减少时度过旱季的特殊适应方式。

随着工业发展，排放到各种水体中的废水日渐增多，当其数量超过水体自净能力时即造成污染，使水质变劣，直接影响到水生生物的种类、数量、形态、生理和体内有毒物质的含量，并使水体生态平衡失调，水产资源遭受损失。

（四）空气与生物

空气对生物的影响包括空气的化学成分和空气运动对生物的影响。

空气中的氧是动植物呼吸作用所必需的物质。生物借助于吸收氧气分解有机化合物，取得所需要的热能。因此，除嫌气性微生物外，生物在缺氧情况下，正常的代谢作用受到破坏或可因窒息死亡。生活在水中的植物常以伸出地面的呼吸根或茎中具有发达的通气组织从空气或水中吸取氧气，加强对沼泽及水域环境的适应。

二氧化碳是植物光合作用的原料之一，其浓度高低对光合作用强度产生明显影响。在一定范围内，强光下光合作用强度随 CO_2 浓度增加而增加；但当 CO_2 浓度继续增加，便成为限制因素了。夏季，植物生长旺盛期，叶层周围出现 CO_2 不足现象（图 8 - 7），必须由土壤中有机物质的分解获得补充。

人类活动排放到大气中的有害物质如硫化物、氟化物、氯化物、氮氧化物等，使大气造成污染。当其浓度超过一定限度时，就对生物有机体造成危害，使树木、农作物生长发育不良、枯萎以至死亡或作物产量下降，品质变劣。

植物受大气污染危害程度不仅与污染物的种类、浓度、持续时间有关，而且随植物种类的不同而有区别。紫花苜蓿对 SO_2 特别敏感而易受害；刺槐、侧柏、国槐则具有较强的抗污能力。氟化氢对唐菖蒲、杏、李、松的危害很大，而对紫花苜蓿、玫瑰、棉花、番茄的危害较小。

有些植物还具有吸收大气中污染物的能力。如刺槐、银桦可吸收氯气，

番茄、扁豆能吸收 HF，可以减轻大气污染程度。

在大气污染严重的城市或工矿区，针对污染物的性质、含量，选植抗污性强的树木，成活率高，能起到净化环境的作用。抗污性弱的种类，即对污染物敏感的植物，适当种植一些，可对大气污染起指示作用。

风是植物孢子、花粉、种子和果实传播的动力。地球上有 10% 的显花植物借风力授粉。风力可促使环境中氧、二氧化碳和水汽的均匀分布并加速其循环，形成有利于植物和动物正常生活的环境。大气中的污染物也往往由于风力的扩散作用降低对生物的危害程度。

风的有害影响主要是使植物变形，特别是在干风的作用下，植物体向风一侧蒸腾大量水分，使体内水分平衡受到破坏，叶片萎蔫，枝条枯死，形成不对称的“旗形树冠”（图 8-8），或使树干弯曲。这种现象在海滨、山区森林上限等地方比较常见。强风还引起树木的“风倒”和“风折”。我国东南沿海地区每年夏秋季节受强台风袭击的地方，经济植物香蕉、甘蔗、橡胶等受害严重，作物也常因刮风倒伏造成减产。

风对动物的直接作用主要是影响动物的行为活动。随风带来的气味常是许多嗅觉灵敏的哺乳动物寻找食物和回避敌害时定位的重要因素，所以食肉兽类在搜索捕获物时，通常是迎风行动。在海洋沿岸、岛屿和高山上风力强劲的地方，有翅昆虫很少，而无翅昆虫占绝大多数。这是风对动物的形态构造发生的影响。

（五）土壤与生物

自然界除了漂浮植物、附生植物和寄生植物外，绝大多数植物都是生长在土壤上。土壤是植物生长发育的基地，它具有供给和调节植物生活中所需要的水分、养料、空气和温度等条件的能力。所以土壤的物理性质和化学性质对植物有明显影响。

在土壤的机械组成方面，紧实的粘土不利于根系发育，多生长浅根性植物。沙土结构疏松，通气性良好，但保水能力差，发育深根系为主的植物。在基质流动性很大的沙地上，一般由于光照强烈、温度变化剧烈、干燥少雨、养分不足等条件限制，只有沙生植物才能够生存。沙生植物有一系列适应沙地环境的特征，如生长不定根、不定芽，或叶子退化，或根系周围有沙粒粘结成的“沙套”等。沙生植物是防风固沙的良好材料，我国西北地区已广泛地利用植物固沙，并取得了显著成绩。

土壤中必须有水分和空气的适当配合才能保证植物正常生长发育。土壤过分干燥，植物得不到充足的水分和无机养料，很快出现萎蔫或死亡。水分过多，空气流动不畅，氧气缺乏，或因 CO_2 积累过多，阻碍种子发芽，影响根系呼吸与生长或发生腐烂，甚至窒息死亡。

土壤的酸碱度（pH）直接或间接影响植物种子的萌发和对矿质盐类的吸收。根据植物对土壤 pH 值的适应范围不同，可将植物划分为酸性土植物（pH

<6.5)，如泥炭藓、油茶、橡胶等；中性土植物（pH6.5—7.5），如大多数栽培的粮食作物、蔬菜和许多落叶阔叶树木等；碱性土植物（pH>7.5），如荒漠与草原中许多植物。

土壤中易溶性盐类（NaCl、Na₂SO₄、NaHCO₃和Na₂CO₃）含量过高时，形成盐渍化。溶液浓度高，造成生理性干旱，限制了一般植物的生长。只有盐生植物才能以很高的细胞渗透压、泌盐、茎叶肉质化等特征适应这类环境。如红树、盐角草、盐爪爪等。

土壤和其他陆地基质还影响动物的生存与特征。在岩石地面和坚硬而开阔的土地上生活的动物，如虎、羚羊、鸵鸟等具有细长而健壮的足，足趾数目减少，奔跑能力强；在松软的沙地上生活的骆驼，足趾末端有跖状，胼胝增厚，防止蹄足陷入沙中。

土壤空气、水分、温度和化学性质都对动物的种类、数量和生活特性产生影响。例如，当土壤湿度、温度发生变化时，许多土栖无脊椎动物便在土壤内进行明显的季节性垂直迁移，以获得适宜的生活条件。含丰富腐殖质并呈弱碱性的草原黑钙土中，土壤动物的种类和数量比灰钙土和沙土中丰富得多。

（六）生物之间的关系

地球上没有任何一种生物单独地生存于非生物环境中，它总是程度不同地受到周围植物、动物和微生物的影响。对某一特定的生物来说，周围这些对它产生影响的生物便成为一个很重要的生态因素了。生物之间的关系十分复杂。有种内关系和种间关系，有直接影响和间接影响，还有有利的与不利的的作用，等等。归纳起来主要有下列六种形式。

1. 互助 在两个相互作用的物种或种群中，彼此均受到利益，但是它们并不须互相依赖，可以单独生存。例如，单独活动的麝香牛很容易受到狼群的攻击，但成群的麝香牛跟狼群相遇时，所有的雄牛头朝外围成一圈，把雌牛和小牛围在圈内保护起来。这是种内互助现象。非洲稀树草原上，放牧动物群与野生植食动物群（羚羊、长颈鹿、狒狒等）常混生在一起，每一种动物都为该组合提供其独特的报警系统，然而其中的每一种动物都可脱离该组合而独立生存。这是种间互助现象。昆虫和鸟类采食植物的花蜜，又传播植物的孢子和花粉则是动物与植物间的互助。

2. 互惠共生 两个不同物种的有机体密切地结合在一起，在共同的生活里互相依赖，均获得一定的利益，但是彼此不能分开而单独地生存。固氮的根瘤菌与豆科植物、白蚁与其肠内生活的鞭毛虫之间的关系都是共生现象的典型例子。

3. 共栖 两种生物生活在一起，其中一方受益，另一方并不受害也无利的关系即共栖。海洋中一些小鱼隐藏在水母或海葵的触手之间，来回游弋，穿梭自如，既能得到庇护又可从宿主获得一些残食。树木茎干上常附生一些地衣、苔藓、甚至蕨类和开花植物，这些附生植物获得立足生长的基质而对

树木无害。此外，森林中居于上层的乔木因遮荫而为下层阴性植物提供了适宜的生活环境，则是通过改变环境而使一方受益的间接作用的共栖现象。

4. 竞争 对于食物、生存空间和其他条件具有相似要求的不同物种或同种的不同个体，为了生存相互间都力求抑制对方，从而给双方都带来不利影响。其结果，起初双方都受损伤，但最后是一方获胜而另一方被淘汰。竞争多发生在彼此共同需要的资源和空间有限而物种的个体密度过大的情况中。竞争可分为种内竞争和种间竞争。鸟类为占据地盘，营巢繁殖，争夺掩蔽处，争吃同一种食物以及雄性个体间为求偶而常常发生同种不同个体间的种内竞争。草原上的蚱蜢、鼠类、羊和其他野生植食动物为饲草而竞争可视为种间竞争的关系。

5. 捕食 是捕食者生物袭击并捕杀被捕食者生物的现象。捕食者因获得食物而受益，被捕食者则受到抑制或死亡。例如植食动物吃草和狮子捕食羚羊，猪笼草和茅 菜捕食昆虫等。捕食作用并不总是有害的，它有点像天然的质量控制法那样，淘汰了有病的或其他方面不理想的个体，通过捕食作用还可以控制生物的个体数量，维持生物种群间和生物与环境负荷间的平衡（图 8-9）。

6. 寄生一个物种的个体（寄生物）生活在另一物种个体（寄主）的体内或体表，并从其组织中吸取营养，但并不经常导致寄主生物的死亡。例如菟丝子或列当常寄生在其他植物体上吸取所需要的水分和营养物质（图 8-10）。产于我国西南山地的冬虫夏草，则是子囊菌纲的真菌寄生在鳞翅目蝙蝠蛾科的虫草蝙蝠幼虫体内的现象。

（七）人类对生物的影响

自从人类在三、四百万年前出现之后，就成为地球生物圈的一部分，除受自然规律制约外，人类有智慧、会劳动而不同于其他动物。现代人类的生产力已发展到对全球的生物及其生存环境施加重大影响的程度。以致在短时间内可以创造出大量的新生物，改变生物的特性；也可以毁灭无数有价值的天然物种；还能够改变生物的分布区。

人类在长期的劳动实践中逐步地认识和改造着自然有机界。旧石器时代和部分中石器时代，人类主要是靠采集野生植物的果实、种子、块茎和捕猎野生动物来维持生活的。随着生产工具的不断改进，到了新石器时代，采集经济逐渐过渡到原始农业，狩猎经济也逐步过渡为原始的畜牧业。从那时起一些被采集的野生植物在一定的地理气候条件下，经过多代挑选，最后变成较符合于人类需要的栽培植物。到现在，据初步调查，可以称为作物的植物约有 2300 余种，其中与人类生活关系密切的栽培植物约有五、六百种。而某些栽培植物种内的品种更是多得惊人，例如菊花约有近 10000 个品种。

据考古学研究，在距今约一万年前后的中石器时代的后期和新石器时

代，我们最熟悉的家畜和家禽以及家蚕都已驯养成功并加以利用了。狗和猪可能是最早被驯化的家畜，稍后是羊和牛，再就是马、驴、骆驼和家禽。现在家养动物种类很多，有的动物品种也为数不少，例如我国猪的品种有 100 多个，金鱼约有 160 多个。

人类在改变野生生物为家养生物的过程中，不仅增加了生物的种类，而且它们的性质也发生了明显的变化，主要是朝向有利于人类需要的方向发展。例如粮食作物的产量和蛋白质、淀粉或糖的含量比其野生祖先大大提高。家猪是由生活在山林草莽和沼泽地带“狼奔豕突”的野猪驯化而来，其头、颈变宽缩短，体态肥大而四肢短小以及生理机能都不同于它的祖先。此外，栽培植物和家养动物的竞争能力与适应外界环境的能力一般较其野生祖先为弱，而变异性增大。

人类还扩大或缩小了生物原有的分布范围。栽培水稻原产于我国西南和印度等地，现在世界各大洲普遍种植。

人类在培育新的生物种类的同时，也在有意或无意地消灭和减少着生物的种类和生物资源。自从人类出现以后，由于狩猎、滥砍乱伐和环境污染等原因，使地球上生物绝灭的速度大大加快了。据估计，人类已经消灭了四、五万种动物。公元后已有 100 余种大型兽类绝于人手。如欧洲野牛绝于 400 多年前，斑驴绝于 1864 年……还有一些种类除了人类圈养外，已无野生种类，如四不象、麝鹿等。目前有更多的动物正濒于绝种，如黑犀牛、老虎、蓝鲸、白鹭、巨鹰等。我国野生动物资源也遭受到严重破坏。据初步调查，已经灭绝或基本灭绝的动物有高鼻羚羊、新疆虎、犀牛、白臀叶猴、豚鹿、朱鹭、黄腹角雉、台湾蓝鹇等；濒临灭绝的有大熊猫、长臂猿、金丝猴、海南坡鹿、华南虎、东北虎、儒艮、白鳍豚、扬子鳄、穿山甲、原鸡、丹顶鹤等 20 多个种和亚种。

人类开垦土地、砍伐森林，毁灭了大片植被。据估算，地球上现有的森林面积约为 $28 \times 10^6 \text{km}^2$ ，而在几百年前约有 $72 \times 10^6 \text{km}^2$ 。全世界高等植物每年要灭绝 200 余种，还有 25000 种植物也将濒于灭绝。我国海南岛的花梨、坡垒、红罗、绿楠等都是世界著名的珍贵稀有植物，现已为数不多，花梨已找不到能用于繁殖的母树。

令人惊异的是地球上生物绝灭的速度已越来越快。例如本世纪前的 300 年里，平均每四年才有一种鸟类或哺乳类绝灭，但从本世纪开始至今的 80 年里，平均每年就有一种鸟兽绝灭。现在每天至少有一个物种从地球上消失。有人估计，世界上现存的物种，到本世纪末至少将有六分之一要被灭绝。

鉴于上述情况，许多国家的科学家和一些国际组织发出了拯救珍贵稀有生物和濒于绝种的生物、保护自然资源的呼声。目前世界上已有 46 个国家提出了 177 个生物圈自然保护区，分布于 71 个不同的生物地理区中，总面积约达 $1.05 \times 10^6 \text{km}^2$ 。我国已建立了 106 个自然保护区，开始形成较完整的以保护我国特有珍贵动植物为对象的自然保护区系统。其中吉林长白山、广

东鼎湖山和四川卧龙三个自然保护区已加入了世界生物圈保护区网。这些保护区，生态环境复杂多样，生物种类十分丰富，是天然的生物基因库和自然资源库。建立并有效地管理好自然保护区，对于保存和培育生物物种，研究自然生态系统的物质与能量转换，维护自然界的生态平衡以及对人民进行生物学、地学知识的宣传教育都具有重要意义。

三、生物的适应性和指示现象

生物的适应性是指生物的形态结构、生理机能、个体发育和行为等与其生存的一定环境条件互相统一、彼此适合的现象。生物与环境之间所表现出的这种协调与合理，在一定程度上保证了生物的生长、发育和传留后代。

生物适应环境的方式是多种多样的。高等植物的各种器官都明显地表现出对于生活条件的适应。深入土壤的根系、直立于地面上的茎枝和形状扁平、面积广阔、呈现绿色的叶子都是植物加强吸收、固着、输导和进行光合作用等机能，以保证进行正常的营养生活。色彩鲜丽的花冠与芬芳的气味和花蜜是虫媒花借以招蜂引蝶，进行传粉，完成繁殖后代的适应特征。仙人掌叶子退化成针刺，减少水分蒸腾；肥厚的肉质茎贮存大量水分；这些旱生化的特征是它们对干热气候条件的适应。

动物对环境的适应方式更是形形色色。例如许多动物借助于保护色、警戒色和拟态（图 8-11）躲避捕食者而获得生存的机会。水中的鱼，一般体扁如梭，具鳍无颈，眼睛位于两侧，体色上深下淡，体内有鳃和鳔等，这些性状使鱼适于水中生活。

上述事例说明，生物适应性状具有帮助生物充分有效地利用环境中的能量和营养物质，防御某些不良因素的危害和保证生物正常生活的作用。所以，适应是生命自然界的普遍现象，是生物生存和发展的基础条件之一。

生物所以能够产生某些适应性状而与环境间保持协调关系，并不是偶然的。它是生物与生物之间以及生物与无机环境之间在长期的生存斗争中通过自然选择逐渐产生与形成的。食虫植物狸藻的瓶状叶、田野中野兔的土黄色、寒带冰雪中生活的熊的白色……，都是通过自然选择产生的适应特征。正如达尔文在《物种起源》一书中所说的“自然选择在世界上每日每时都在精密检查着最微细的变异，把坏的排斥掉，把好的保存下来，并把它积累起来：无论什么时候，无论什么地方，只要有机会，它就静静地不知不觉地工作，把各种生物与有机的和无机的生活条件的关系加以改进”。

生物的适应现象不是固定不变的，由于有节奏的季节变化和昼夜变化，使适应性具有动态特征。在温带地区，许多树木春夏展叶、开花，秋冬落叶、休眠就是植物适应环境变化的现象。

生物对环境的适应虽是非常巧妙与合理，保证了生物的生存与发展。然

而适应是相对的、暂时的。这主要是因为环境条件的经常变化与生物遗传上的稳定性发生矛盾所致。因此，生物的适应性仅在特定的生活环境中具有意义。环境一旦变化，以前的适应性便会失去作用或不甚适应了。雷鸟的毛色变化与自然环境的季节更替严格相符时，正是白雪罩地的时候，它的白色羽毛在一定程度上可以保护它们免遭敌害。但是到一定季节这种动物的毛色已经改变，而天空还没有降雪，这时毛色的更换不但无益，反而会成为该种动物致死的原因。此外，当生物的适应性状沿着一个不变的方向继续发展，可能会导致出现高度特化的现象，使生物绝对依赖于这种适应的环境，结果可能使生物的生态适应范围变得很狭窄而易遭毁灭。

在自然界生物的指示现象也是广泛存在的。根据生物种或它们的群体、或生物的某些特征来确定地理环境中其他成分的现象，叫做生物的指示现象。

生物能够指示环境或环境的某些组成成分，是由于地理环境的全部成分或要素处于紧密的相互依赖和相互联系之中，它们中每一个成分的发展不是独立的而是共轭地进行的，即一个要素的改变会引起一系列其他要素的改变。由于全部成分的这种发生上的和有规律的联系，才有可能利用一个成分来认识其他成分，根据自然环境中的一个环节确定其余的环节。

然而远不是全部要素都具有同等的指示意义。不同自然地理成分的形成历史是不同的。在地球上，最初产生地壳，形成岩石圈，然后产生大气圈、水圈，最后出现植被、土壤和动物。愈是年轻的成分对其他成分的依赖性就愈大。也就是说独立性最小而依赖性最大的成分具有最大的指示意义。在各种自然要素中，生物，特别是植物及其群体对于其他要素所施加的影响反应最灵敏并具有最大的表现能力。“植物在颇大程度上是地理环境的一面镜子，并且是集中而明晰地表现这种环境的焦点”（卡列斯尼克，1947）。

一般认为，生态幅比较狭窄的生物比生态幅宽广的指示意义大；生物群落的指示性要比一个种或其个体的指示性可靠些。

植物对于气候的指示作用早已被人们所悉知。椰子（*Cacao nucifera*）正常开花结果是热带气候的标志。铁芒萁（*Dcranopteris dichotoma*）占优势的群落是我国亚热带气候的指示体。华北地区流行的“枣发芽，种棉花”谚语是利用植物的物候现象指示暖温带气候区棉花的播种期。应该注意的是，作为指示气候带的植物群落必须是占据着显域地境的地带性植被。

此外，还可利用树木的年轮推测过去气候的状况，例如气温和降水量的年际变化等。

生物的水指示现象一直受到重视，特别是利用生物指示水质变化早已为生物学家、防疫工作者所熟悉。例如，在未受有机物污染的水域里，生物种类丰富，但每个种的个体数量并不多。藻类以硅藻、甲藻为主，蓝藻、绿藻很少；鱼类和其他动物较多；每毫升水中细菌常在 1000 个以下。而当水体纳污后，清水型生物很快逃离或死亡，污水生物保留下来或迁入，且个体数

量很多，整个生物区系比较贫乏。藻类中以蓝藻和绿藻的污生种类占优势；鱼类极少而纤毛虫、颤蚓、红色摇蚊幼虫等很多；每毫升水中细菌达 10^5 个以上。人们可借此对水质污染程度作出评价。

植物和植物群落还能够指示土壤水分和地下潜水状况。香蒲生长的地方，土壤水分过剩；针茅大量出现的地方，土壤干旱。又如骆驼刺、欧洲甘草常出现在潜水为微咸的地方；盐节木、盐穗木、里海盐爪爪主要分布在潜水是咸水的地区，并且潜水埋藏深度往往达 10 米以下。

根据植物或植被判断土壤类型、分布和土壤的酸碱度、机械组成等是有可能的。铁芒萁是我国热带和亚热带强酸性土壤（pH 值约 4-5）的指示植物，而蜈蚣草是钙质土的指示体。盐角草、有叶盐爪爪等则主要是硫酸盐-氯化物盐土（含盐量 10% 以上）的典型标志。内蒙古一带生长的油蒿则是土壤沙性很强的指示植物。利用植物或植被指示土壤的特性在农业生产和营林工作中都具有一定的价值。

植物和它们的群落还具有指示岩石、矿体和构造线的所谓地质指示现象。一定的岩石常与一定性质的植被相联系。在露头少的地区进行地质制图时，地植物学方法常作为辅助手段加以利用。在表示地质构造方面，最简单的联系是植被常沿断裂带呈线形配置；在断层错动地区因岩性不同，植被类型也因之发生变化，借此可判断断层的存在。土壤及其下垫岩石中某种元素或化合物的过剩对植物有非常明显的影响，它或者表现在植物的化学成分上，或表现在植物的形态和生理特点上，因此生长在环绕矿体的任何元素或化合物的分散晕范围内的植物，常常表现出不同一般的特点，利用这些特点可以判断土壤中某种元素或化合物的存在，根据这种线索可能找到某种矿床。例如我国长江中下游一带分布的海州香薷（*Elsholtzia haichouensis*）为铜矿的指示植物，戟叶堇菜（*Viola betonicifolia* subsp. *nepalensis*）是铀矿的指示植物，其体内含铀量可达 296—2909ppm，等等。到目前为止，借助于植物指示现象可以寻找的矿藏，金属有锌、铜、镍、铬、银、金、锡、铝、铀、钍等；非金属有硫、硒、硼、石油和天然气等。在古生物学中利用生物化石确定地层，并根据化石生物的生物-生态学特性及其所在的沉积物情况以重建古地理环境及其变化等，也是生物地质指示作用的应用。

大气受到有毒气体污染后，生存在这种环境中的某些植物表现出明显的变化，据此可利用植物监测大气污染的程度、污染物和其相对浓度。

生物虽具有上述各种指示作用，但是生物容易受地理环境的影响而发生变化。因此在利用生物作为指示体时，必须结合其他指标全面考虑。

第三节 种群和生物群落

一、关于种群的基本概念

地球上任何一种动物或植物都是由许多个体组成，这些个体在地表总是占据着一定的地区。我们把占据着一定环境空间的同一种生物的个体集群叫做种群。换句话说，种群就是在一定空间中同种生物的个体群。种群是由个体组成的，但是当生命组织进入到种群水平时，生物的个体已成为较大和较复杂生物体系中的一部分，此时，作为整体的种群出现了许多不为个体所具有的新属性，如出生率、死亡率、年龄结构、分布格局和某些动物种群独有的社群结构等特征。在自然界，种群是物种存在、物种进化和表达种内关系的基本单位，是生物群落或生态系统的基本组成部分，同时也是生物资源开发、利用和保护的具体对象。因此，种群已成为当前生态学中一个重要研究对象。

种群的基本特征有：

(1) 种群的大小和密度 某种生物在一定空间中个体数目的多少称为种群的大小；在单位空间中的个体数目，则叫做密度。它们的变动范围很大，因物种与环境条件不同而异。通过测定密度可获知种群的动态、种群与其环境资源和生态条件的关系以及用于估算生物量和生产力。

(2) 种群的年龄结构和性比 种群是由不同年龄的个体组成的。各年龄的个体数目因种群发展状况而有改变。如果按龄级(如1—5龄,5—10龄等)分组，统计各龄级个体数占总数的百分比，并从幼龄到老龄顺序作图，就得到年龄金字塔(图8-12)。根据生育年龄和其他各龄级个体的多少可将年龄结构区分为增长型、稳定型和衰退型三类。增长型的结构表示种群中有大量幼体和极少数的老年个体，其出生率大于死亡率，是一个迅速增长的种群；反之，则是一个个体数量下降的衰退种群。研究种群的年龄结构，对于了解种群的密度、预测未来发展趋势和采取相应管理措施等具有很重要的意义。

一个种群全部个体中或某一龄级中雌雄性个体的比例即性比，是与种群动态有关的重要结构特征之一。

(3) 种群中个体水平分布格局种群的密度只是表示一定空间内生物个体的多少，未能表示出个体的分布状况，因为个体数目相同的种群，它们的分布可能极不一致。一般把种群个体的水平分布归纳为三种基本类型：随机分布、成群分布和均匀分布(图8-13)。在自然界，个体均匀分布的现象是极少见的，只有在农田或人工林中出现这种分布格局。成群分布的形式较为普遍，如森林中各个树种或林下植物多呈小簇丛或团片状分布。影响个体水平分布形式的因素是很多的，主要决定于物种的生态-生物学特性和环境条件的状况。

(4) 种群增长 种群增长是种群动态的主要表现形式之一，它是指随着时间的变化，一个种群个体数目的增加。这是一个复杂的问题，我们先从比较简单的情況说起。如果一个单独的种群（在自然界，常常是若干种群的个体生长在一起）在食物和空间充足，并无天敌与疾病和个体的迁入与迁出等因素存在时，按恒定的瞬时增长率（ r ）连续地增殖，即世代是重叠时，该种群便表现为指数式地增长，即 $dN/dt=rN$ 。其积分就得到经过时间 t 后种群的总个体数。如用图表示，则得到一条个体数目不断增加的“J”形曲线（图 8-14）。种群如按此方式增长，那么一个细菌经过 36 小时，完成 108 个世代后，将繁殖出 2^{107} 个细菌，可以布满全球一尺厚。达尔文也曾计算过繁殖缓慢的大象的个体。一对大象任其自由繁殖，后代都能成活，750 年之后将会有 19,000,000 头大象的存在。这些显然是一种推算。实际上，这种按生物内在增长能力即生物潜力呈几何级数或指数方式的增长在自然界是不可能实现的。因为限制生物增长的生物因素和非生物因素即环境阻力的存在（如有限的生存空间和食物，种内和种间竞争，天敌的捕食，疾病和不良气候条件等）和生物的年龄变化等必然影响到种群的出生率和存活数目，从而降低种群的实际增长率，使个体数目不可能无限地增长下去。相反，通常是当种群侵入到一个新地区后，开始时增长较快，随后逐渐变慢，最后稳定在一定水平上，或者在这一水平上下波动。此时个体数目接近或达到环境所能支持的最大容量或环境的最大负荷量（ K ）。在这种有限制的环境条件下，种群的增长可用逻辑斯谛方程表示： $dN/dt=rN(K-N/K)=rN(1-N/K)$ ， $1-N/K$ 代表环境阻力。增长曲线表现为“S”形（图 8-14）。一般认为，这种增长动态是自然种群最普遍的形式。

如上所述，在自然情况下，种群的数量一般是稳定在一定的范围内，除非人为作用外正常种群很少出现长时间的数量过多或过少的情况。这是由于环境阻力的存在，特别是与种群密度有关的种内限制因素作用的结果。例如当种群密度增大时，空间和资源减少，种内竞争加强；或因密度大，疾病容易传染和某些生物的性机能失调等原因，使个体数量下降。森林的自疏现象和作物过分密植时部分植株死亡都是常见例子。当密度减小之后，生存条件又变得比较充裕，加上非密度制约因素的作用，个体数目又趋于增长，从而使种群大小和密度被控制在一定水平上。由此可见，种群也是一个控制系统，即通过环境阻力的负反馈机制使促进种群潜在增长力发展的正反馈受到限制而实现自我调节，使种群数量维持在某种平衡状态（图 8-15）。自然，种群数量的平衡又可由环境变化而受到干扰，如不超出一定限度，随后又得到恢复。

种群动态与调节机能的研究，对于管理种群，利用和保护生物资源，以

及对于了解自然界的生态平衡都具有重要意义。

二、生物群落

（一）群落的概念

在自然界，任何生物种都不是孤立地生存，总有许多其它生物种与之同群共居，形成一个完整的生物群体。正如种群是个体的集合体一样，群落是种群的集合体，是一个比种群更复杂更高一级的生命组织层次。群落因其组成成分中生物类别不同而有不同名称。如果在一定地段上，共同生活在一起的植物种以多种多样的方式彼此发生作用，形成一种有规律的组合，这种多种植物种的组合就叫做植物群落。它是不同种类植物松散地组织起来的单位。河漫滩上的一块草地，山坡上的一片松林，湖岸浅水处的一片芦苇丛，乃至一块人工管育的稻田都是植物群落。其类型繁杂多样，其面积差别悬殊，彼此之间的边界明显或不明显。

动物同植物一样，也常常是以群落的形式组合在一起共同生活着。只是由于动物的流动性很大，群落的组合更松散，在科学研究上多以种群为对象而很少应用“动物群落”一词。

植物群落是动物的食物资源库、隐蔽所和繁殖生息的地方。所以地球上没有毫无动物栖居的植物群落，也没有不与植物群落发生关系的动物群落。在动植物生活的地方，甚至其躯体上都布满着微生物的群体。因此，在一定地段的自然环境条件下，由彼此在发展中有着密切联系的动物、植物和微生物有规律地组合成的生物群体，叫做生物群落。每个生物群落都是自然界真实存在的一个整体单位，占据着生物圈的一定地区，具有一定的组成和结构，在物质和能量交换中执行着独特的功能。

地球上所存在的各种自然群落，如森林、草原、荒漠、沼泽等都是亿万年来地球历史发展的产物，是通过长期自然选择在一定地区产生的最合理、最有效的生物群体。人们研究它，可从中得到启示，以便更合理地创造人工群落，改造自然群落。

生物群落虽是真正存在于自然界的实体，但其中以植物群落的外貌最为突出，在生物群落的结构和功能中所起作用最大，尤以陆地植物群落为著。

一个地区全部植物群落的总体，叫做该地区的植被。如北京的植被、秦岭山地的植被都是指该地区范围内分布的全部植物群落。

（二）植物群落的外貌和植物的生活型

植物群落的外貌是群落长期适应自然环境的一种外部表相。环境不同或群落类型不同，它的外貌特征也不同。群落的外貌是识别和区分植物群落类型的重要特征之一。如森林、草原、灌丛的外貌迥然不同；而森林中，常绿阔叶林与落叶阔叶林或针叶林的外貌又有明显的差别。

植物群落的外貌主要决定于植物的生活型（生长型）。生活型是植物对

一定生活环境长期适应的结果所表现出的生长形式。例如乔木、灌木、草本植物、藤本植物、附生植物、苔藓植物和藻菌植物等。它们又可进一步划分成较小的生活型类型，如乔木被划分成针叶树、常绿阔叶乔木和落叶阔叶乔木；草本植物被划分成一年生草本植物和多年生草本植物等。

在天然状况下，每一类植物群落都是由几种生活型的植物所组成，而不同类型的植物群落其生活型的组成不一样，群落的外貌也因之有所不同。

（三）群落的组成和结构

生物群落的组成和结构主要包括群落的种类成分、垂直结构和水平结构等。

1. 群落的种类成分 每一个相对稳定的群落都是由一定的生物种所组成。不同类型的群落必然具有不同的种类组成，它是鉴别群落类型的基本依据之一。在地球上，不同地区的不同群落中所包含的生物种数变动在一个相当大的范围内，其种数的多少决定于生物和非生物的许多因素。一般来说，环境条件愈优越，群落发育的时间愈长，生物种的数目愈多，群落的结构也愈复杂。例如在美洲大陆上，从热带到极地生物种数逐渐减少。以营巢鸟和高等植物为例，它们的种数分别为：

营巢鸟	高等植物
哥伦比亚 1395 种	佛罗里达 2500 种
巴拿马 1100 种	马萨诸塞 1650 种
佛罗里达 143 种	拉布拉多 390 种
纽芬兰 118 种	巴芬岛 218 种
格陵兰 56 种	

此外，平原的生物种类一般比山地的少，草地比林地的少，远离大陆的岛屿比靠近大陆的岛屿生物种类少。但在两个或多个群落间过渡地带，即群落交错区，如海陆交界的潮间带、河口湾，森林与草地或农田交界的地带，生物的种类和数量常比相邻群落中多，这种现象称为边缘效应。

群落中生物种类的多少对群落的生活有很大意义。种类多样性大，群落中生物间的营养关系复杂，每个种在这样的食物网络中具有更加自由和宽广的食物选择范围，即食物来源丰富，生物生存的可能性也越大；同时群落中的反馈系统也更为复杂，一部分要素失调不致破坏群落的整体特征，保证了群落的稳定性和抵抗外力干扰的程度，这即生态学中的种类多样性导致群落稳定性原则。混交林内植物种类多，空气湿度大，为鸟类和有益动物的生存繁殖创造了条件，可形成较复杂的食物关系，阻止害虫的发生和蔓延，即使有虫害也不易成灾，比纯林稳定得多。

生物群落中每个物种都占据着独特的小生境，并且在建造群落、改造环境条件和利用环境资源方面也都具有一定的作用。群落中每一个生物种所占据的小生境（住所）和它所执行的机能（职业）结合起来就叫做生态位（niche）。不同生物种的生态位常常不同。据此可以把群落中的生物种划

分成不同的群落成员型。凡是个体数量多、生物量大、覆盖地面的程度也大的生物叫做优势种；优势种中的最优势者，即盖度最大、生物量也最大、占有最大空间，并在建造群落、改造环境和在物质与能量交换中作用最突出的生物种叫做建群种。群落中其他次要的种类称作附属种。在对群落调查时，首先应注意对建群种和优势种的深入了解，以便认识群落的基本特征。群落的名称也是以它们来命名的。如分布在华北地区的“油松、二色胡枝子、羊胡子草群落”中的油松为建群种，其它植物为优势种。

2. 群落的垂直结构 大多数群落的内部都有垂直分化现象，即不同的生物种出现于地面以上不同的高度和地面以下不同的深度，从而使整个群落在垂直方向上有上下层次的出现，即成层现象。群落的垂直结构主要就是成层现象。以陆生群落为例，成层现象包括地面以上的层次和地面以下的分层（图 8-16）。层的数目依群落类型不同有很大变动。森林的层次比草本植物群落的层次多，表现也最清楚。大多数温带森林至少有 3-4 个层。最上层是由高大的树种构成的乔木层；乔木层之下尚有灌木层、草木层和由苔藓地衣构成的地被层。在地面以下，由于各种植物根系所穿越的土壤深度不同，形成了与地上层相应的地下层。热带雨林的种类成分十分复杂，群落的层数也最多。多数农业植物群落仅有一个层。

正如群落中植物有分层现象一样，各种动物也因生态位不同而占据着不同的层。例如鸟类经常只在一定高度的林层作巢和取食。在我国珠穆朗玛峰的河谷森林里，白翅拟腊嘴雀总是成群地在森林的最上层活动，吃食大量的滇藏方枝柏的种子。而血雉和棕尾虹雉是典型的森林底层鸟类，吃食地面的苔藓和昆虫。煤山雀、黄腰柳莺和橙胸 则喜欢在森林中层作巢。

群落成层现象的出现使生物群落在单位面积上容纳更多的生物种类和数量，最充分地利用空间和营养物质，产生更多的生物物质。农业生产中的间作、套种和多层楼等，就是劳动人民模拟天然植物群落的层性，在生产实践中的一种创造性的应用。

在水域环境中，水生生物群落也具有成层现象。

3. 群落的水平结构 在野外，我们常常观察到由于小地形、土壤条件或光照状况的不同，以及由于动物的活动，使群落内部的环境在水平方向上出现不一致的现象，形成许多小环境，或者由于植物依靠根蘖和根茎繁殖的结果，便在群落内部分化出许多由一种或若干种植物所构成的小斑块，即小群落。它们或多或少均匀地分布于整个群落中，形成所谓镶嵌现象，这就是群落在水平方向的主要结构——镶嵌性。例如分布于内蒙古草原地区的锦鸡儿针茅草原中，大片地面被以针茅和双子叶杂类草形成的草被层覆盖着，其中比较均匀地散布着一些高出草被层的锦鸡儿植丛，它们的基部因风沙受阻而堆积成直径约 0.5—2 米、高出地面约 0.5 米的小土丘，其上生长一些草本植物，与锦鸡儿共同形成小群落，补缀在草原草群背景上，景象独特，为群

落镶嵌性的典型例子。

（四）群落内部环境

植物群落不仅受外界环境的支配，同时它本身也影响着外部环境。每一株植物在其生命活动的过程中，不断地影响着其周围环境的物理和化学性质，由许多植物共同生活在一起构成的植物群落对环境的改造更加显著。经过群落对各种自然条件的改造而形成的植物群落内部环境与群落外部环境有很大差别，并具有一系列特点。例如，投射到群落上的光照由于上层植物的吸收、反射，到达下层和地面的强度已大大减弱（图 8-17），光质也有所改变。群落内部的温度在白天和夏季比空旷地区低，夜间和冬季比空旷地区高，即群落内温度的日变化和年变化都比较缓和。由于植物枝叶的截留，只有一部分降水到达地面，也因枝叶的阻挡，群落内空气湿度经常较高。风遇到像森林这样的障碍以后，速度大为减低（图 8-18）。营造防护林就是利用这个作用保护农田、道路等。植物群落的枯枝落叶以及死亡的根系经微生物分解后都直接加入到土壤中，改变土壤的物理性质和化学性质。

由于植物群落具有如此明显的改造外界环境的作用，因此，在生产实践中，常用于防风固沙、护堤固岸、涵养水源、保持水土和净化环境。

（五）生物群落的动态

生物群落同其他自然现象一样是一个动态系统，处在不断发展变化之中。生物群落作为一个由多种有机体构成的生命系统，其变化更是多方面的，既有季节性变化和年际变化，又有群落的演替和演化等。其中以群落的季节性变化和演替比较重要。

在气候季节变化明显的地区，植物的生命活动随着气候表现出季节性的周期变化。即在不同季节植物通过发芽、展叶、开花、结果和休眠等不同的物候阶段，使整个群落在各季表现出不同的外貌，这叫做群落的季相。不同气候带群落季相表现很不一致。热带雨林的季相变化很不明显，反映了那里的气候终年炎热多雨，比较稳定；温带地区四季分明，季相变化最为突出，可以我国内蒙古东部典型草原的季相变化为例：

春天来得比较晚，五月初覆雪刚刚融化，草原植物迅速生长，柔嫩的幼苗从干枯的草丛间露出头来。中间还夹杂着蒲公英、白头翁、鸢尾、黄花菜等。在黄褐色的草原上构成杂色斑点。

夏初六月间，野草已普遍舒展在大地上，丛生的新叶好像给大地铺上天鹅绒般的绿色地毯。

盛夏七、八月间，草茂花繁，五彩缤纷。马蔺的天蓝色花、桔梗的紫色花、防风的白色花、野百合的绛红色花、黄花菜的金黄色花点缀在广阔的绿色草丛之上。

秋季九月间，风清气爽，野草茁壮，针茅飘拂。草原的色调开始由浓绿

转为灰黄。

秋末十月中旬，寒霜遍染草原，野草开始凋零。地面一片黄色，个别地方还有菊科及桔梗科植物傲然开花。

入冬十一月初开始降雪，水面结上薄冰，再后，皑皑白雪笼罩大地，无边的草原披上银装，野草进入休眠状态。

群落外貌的这种顺序变化的过程，叫做季相更替，或时间上的层性。一般地说，季相更替并不导致群落发生根本性质的改变。

群落季节性变化除季相更替外，群落的生产力、植物的营养成分和群落内部环境也都相应地发生周期性变化。

由此可见，群落的季节性变化是地理环境变化的反映。通过对这种动态特征的观察，可以了解地理环境在一年中变化的梗概。同时，还可为确定植被资源的合理利用季节提供依据。

由于气候变迁、洪水、火烧、山崩、动物的活动和植物繁殖体的迁移散布，以及因群落本身的活动改变了内部环境等自然原因，或者由于人类活动的结果，使群落发生根本性质的变化的现象也是普遍存在的。这种在一定地段上一个群落被性质上不同的另一个群落所替代的现象叫做演替。例如，在某一林区，一片土地上的树木被砍伐后辟为农田，种植作物；以后这块农田被废弃，在无外来因素干扰下，就发育出一系列植物群落，并且依次替代。首先出现的是一年生杂草群落；然后是多年生杂类草与禾草组成的群落；再后是灌木群落和乔木的出现，直到一片森林再度形成，替代现象基本结束。在这里，原来的森林群落被农业植物群落所代替，就其发生原因而论是一种人为演替。此后，在撩荒地上一系列天然植物群落相继出现，主要是由于植物之间和植物与环境之间的相互作用，以及这种相互作用的不断变化而引起的自然演替过程。

群落的演替按发生的基质状况可分为两类。发生于以前没有植被覆盖过的原生裸地上的群落演替叫做原生演替。原来有过植被覆盖，以后由于某种原因原有植被消灭了，这样的裸地叫做次生裸地。土壤中常常还保留着植物的种子或其他繁殖体，发生在这种裸地上的演替称做次生演替。上述出现于撩荒地上的演替即属此类。次生演替在自然界几乎到处可见。原生演替又可分为发生于干燥地面的旱生演替系列和发生于水域里的水生演替系列。前者如果是发生在森林气候环境下，其演替系列可概括为：

裸岩 地衣群落 苔藓群落 草本群落 灌木群落 乔木群落 后者如果发生在淡水湖泊里，演替系列为（图 8-19）：

开敞水体 沉水植物群落 浮叶植物群落 挺水植物群落 湿生植物群落 陆地中生或旱生植物群落

由图 8-19 可以看出，与植物群落发生演替的同时，栖居于其中的动物种群也发生更替，每一阶段的动物群都与一定的植物群落类型相联系着。

群落的演替还因其发展方向不同分为顺行演替与逆行演替。当发生于裸露地面或撩荒地面上的群落经过一系列发展变化，总趋势朝向逐渐符合于当地主要生态环境条件（如气候和土壤）的演替过程，叫做顺行演替。顺行演替的结果，群落的特征一般表现为生物种类由少到多，结构由简单到复杂，由不稳定变得比较稳定，同时群落越来越能够充分地利用环境资源。例如分布在我国北方针叶林中的一个重要森林类型——云杉林被砍伐后的复生过程就是一种顺行演替（图 8-20）。

群落由于受到干扰破坏而驱使演替过程倒退，即逆行演替的现象也是常见的。强度放牧下的草原，因适口性强的牧草逐渐减少或消失，代之以品质低劣或有毒和有刺的植物得以繁生蔓延，草群总盖度下降，甚至出现裸露地面。草原发生的这种退化现象即是逆行演替。河流中上游地区的森林或其他类型的植被被过度砍伐，如遇大雨、河水暴涨造成危害，是植被逆行演替带来的恶果。

群落演替的速度随具体条件不同而有差异。一般在演替系列的早期阶段比较迅速，群落稳定性差；后期，演替速度逐渐变慢；最后阶段的群落保持相对稳定的状态。次生演替比原生演替快些。

一个地区的植物群落，若没有外来因素的干扰，通过顺行演替，最后会发展成为与当地环境条件相适应的、结构稳定的群落，这种演替到最后阶段的群落叫做“演替顶极”或顶极群落。在一定的自然地理区域里，主要受气候、土壤、地形和动物等因素分别控制，相应地可以出现许多顶极群落。其中发育在排水良好、土壤非沙质和非盐渍化的平地 and 坡地上的、分布面积较广而与当地气候水热条件最相适应的、稳定的植物群落即气候顶极，通常也叫做显域植被或地带性植被。“顶极”并不意味着群落停止了发展，只是表示群落发展到与所在地区环境条件协调一致，其种群和结构相对稳定，整个群落的物质与能量的输入和输出保持相对平衡的状态而言。

研究群落的演替对于认识它们的性质，预测未来发展的趋向，以及合理利用、改造和保护等方面都有重要意义。

第四节 生态系统的主要特征与类型

一、生态系统的概念

在自然界，任何生物群落都不是孤立存在的，它们总是通过能量和物质的交换与其生存的环境不可分割地相互联系相互作用着，共同形成一种统一的整体，这样的整体就是生态系统。换句话说，生态系统就是在一定地区内，生物和它们的非生物环境（物理环境）之间进行着连续的能量和物质交换所形成的一个生态学功能单位。

按照生态系统的上述定义，我们既可以从类型上去理解，例如森林、草原、荒漠、冻原、沼泽、河流、海洋、湖泊、农田和城市等；也可以从区域上理解它，例如分布有森林、灌丛、草地和溪流的一个山地地区或是包含着农田、人工林、草地、河流、池塘和村落与城镇的一片平原地区都是生态系统。整个地理壳便是由大大小小各种不同的生态系统镶嵌而成。生态系统是地理壳的基本组成单位，它的面积大小很悬殊，其中最大的生态系统就是生物圈，它实质上等于地理壳。

任何一个能够维持其机能正常运转的生态系统必须依赖外界环境提供输入（太阳辐射能和营养物质）和接受输出（热、排泄物等），其行为经常受到外部环境的影响，所以它是一个开放系统。但是生态系统并不是完全被动地接受环境的影响，在正常情况下即在一定限度内，其本身都具有反馈机能，使它能够自动调节，逐渐修复与调整因外界干扰而受到的损伤，维持正常的结构与功能，保持其相对平衡状态。因此，它又是一个控制系统或反馈系统。

生态系统概念的提出，使我们对生命自然界的认识提到了更高一级水平。它的研究为我们观察分析复杂的自然界提供了有力的手段，并且成为解决现代人类所面临的环境污染、人口增长和自然资源的利用与保护等重大问题的理论基础之一。

二、生态系统的结构

任何一个生态系统，不管范围大小，简单还是复杂，都具有一定的结构。生态系统的结构主要指它的组成成分和营养结构。

（一）生态系统的组分

生态系统是一个多成分的极其复杂的大系统。一个完全的生态系统由四类成分构成，即非生物成分和生物有机体因获取能量的方式与所起作用不同而划分的生产者、消费者和分解者三个类群。

1. 非生物成分 包括太阳辐射能、 H_2O 、 CO_2 、 O_2 、 N_2 、矿物盐类以及其他元素和化合物。它们是生物赖以生存的物质和能量的源泉，并共同组成大

气、水和土壤环境，成为生物活动的场所。

2.生产者有机体 包括所有的绿色植物。它们通过叶绿素吸收太阳光能进行光合作用，把从环境中摄取的无机物质合成为有机物质，并将太阳光能转化为化学能贮存在有机物质中，为地球上其他一切生物提供得以生存的食物。它们是有机物质的最初制造者，是自养的。

3.消费者有机体 消费者有机体指动物。它们不能自己生产食物，只能直接或间接利用植物所制造的现成有机物，取得营养物质和能量，维持其生存。所以是异养的消费者。根据其食性不同又分为：

(1)植食动物 直接采食植物以获得能量的动物，如牛、马、羊、象、食草昆虫和啮齿类等，是第一性消费者。

(2)肉食动物 以捕捉动物为主要食物的动物叫做肉食动物。其中捕食植食动物者，是第一级肉食动物、第二性消费者。如蛙、蝙蝠、某些鸟类等。以第一级肉食动物为食物的动物，如狐、狼等，是第二级肉食动物、第三性消费者，这些动物一般身躯较大而强壮，数量较少。狮、虎、鹰等凶猛动物主要以第二级肉食动物和植食动物为生，是第三级肉食动物或第四性消费者，有时它们被称为顶部肉食动物，其数量更少。有些动物的食性并无严格限定，它们是既食动物又吃植物的杂食性动物，如某些鸟类、鲤鱼等。

4.分解者有机体 主要指细菌、真菌和一些原生动物。它们依靠分解动植物的排泄物和死亡的有机残体取得能量和营养物质，同时把复杂的有机物降解为简单的无机化合物或元素，归还到环境中，被生产者有机体再次利用，所以它们又称为还原者有机体。分解者有机体广泛分布于生态系统中，时刻不停地促使自然界的物质发生循环。

在自然界，每一个生态系统一般都具有上述四种组分。从理论上讲，任何一个自我维持的生态系统，只要有非生物物质、吸收外界能量的自养生产者和能使自养生物死亡之后进行腐烂的分解者这些基本成分就够了，消费者有机体并不是必要成分。它们的存在只不过使生态系统更为丰富多彩而已。

(二)生态系统的营养结构

除前述生物群落的垂直结构和水平结构一般也为生态系统所具有之外，以食物关系把各类生物有机体联结起来形成的营养结构是最主要的。绿色植物首先固定了太阳能和制造有机物质，供本身和其他消费者有机体利用，它们属第一营养级。第一性消费者植食动物是第二营养级，蚱蜢和牛都是植食动物，处于同一营养级。螳螂吃蚱蜢，猫头鹰吃田鼠，这两种捕食者动物都是第二性消费者，占据第三营养级。吃螳螂的鸟和吃猫头鹰的貂是第三性消费者，占第四营养级。还可以有第四性消费者和第五营养级。由此可见，在生态系统中包含于食物里的能量由植物到植食动物再到肉食动物，是一步一步进行流动的，每一步或每一环节称为一个营养级，它是以相似的方式获取相同性质食物的植物类群或动物类群。不同的生态系统往往具有不同数目的营养级，一般为 3—5 个营养级。在一个生态系统中，不同营养级的

组合就是营养结构（图 8-21）。

如上所述，在一个生态系统中，以生产者植物为起点，各种生物有机体以吃与被吃的关系，即通过食物的关系彼此关联而形成为一个能量与物质流通的系列，即食物链。食物链是生态系统营养结构的具体表现形式之一。它有两个主要类型：即腐食食物链与活食食物链。前者是动植物死亡后被细菌和真菌所分解，能量直接自生产者或死亡的动物残体流向分解者。在热带雨林和浅水生态系统中该类食物链占有重要地位。在活食食物链中，包括有各种消费者动物，它是通过活的有机体以捕食与被捕食的关系建立的，能量沿着生产者到各级消费者的途径流动。

在自然界每个生态系统内都存在有许多食物链。并且许多动物在食物链上占据不止一个位置，有的既吃植物又吃动物，它本身又可能被不同的消费者所食。因此，一个食物链常常有许多不同的分枝，各个食物链彼此交织，错综联结形成更加复杂的食物网（图 8-22）。食物链和食物网的复杂程度常常决定着系统的稳定性程度。一般来说，生态系统的食物链愈长、食物网的结构愈复杂，它的稳定性愈大。

从污染生态学来看，食物链的研究具有十分重要的意义。因为污染物通过食物链产生逐级富集的现象，即生物放大作用（图 8-23）。营养级越高的生物体内所含有的污染物的数量或浓度越大，从而严重地危害较高营养级生物的生长发育或人体健康。以 DDT 来说，如散布在大气中的浓度为 0.000003ppm，当降落到海水中为浮游生物摄取后，在体内富集到 0.04ppm（1.3 万倍）；浮游生物被小鱼吞食后，其体内 DDT 浓度达 0.5ppm（14.3 万倍）；小鱼再被大鱼吞食后，体内浓度增加到 2.0ppm（57.2 万倍）；如鱼再为水鸟所食，可达 25ppm（858 万倍）；人若食用这些生物，DDT 浓度可在体内进一步富集到 30ppm，等于大气中浓度的 1000 万倍！

三、生态系统的功能

生态系统不仅具有一定的结构，即系统内各成分的组织形式，而且还具有一定的功能，即系统的能量流动和物质循环。这是地球上一切生命活动的动力。它赋予自然界一切生物以生存、作功、生产和繁殖的能力，以及对外界的影响能力等。而能量流动与物质循环又必须是以系统的物质生产（包括能量固定）为基础的。

（一）生态系统的生产

生态系统的一个主要特征就是能够通过生产者有机体生产有机物质和

固定太阳能，为系统的其他成分和生产者本身所利用，维持生态系统的正常运转。由于绿色植物是有机物质的最初制造者，而植物物质是能量的最初和最基本的储存者，所以绿色植物被称为生态系统的第一性生产者或初级生产者。其生产量称为第一性生产量或初级生产量。植物在地表单位面积和单位时间内经光合作用生产的有机物质数量叫做总第一性生产量，通常以有机物的克/米²·年或用能量卡/厘米²·年表示。可是总第一性生产量并未全部积存下来，植物通过呼吸作用分解和消耗了其中一部分有机物质和包含的能量，剩余部分才用于积累，并形成各种组织和器官。绿色植物在呼吸之后剩余的这部分有机物质的数量叫做净第一性生产量。即净第一性生产量等于总第一性生产量减去植物呼吸消耗量。只有净第一性生产量才有可能被人或其他动物所利用。

净第一性生产量日积月累，到任一观测时刻为止，单位面积上积存的有机物质的数量是为植物生物量。但这也只是理论上的数值，实际上在植物生物量的积累过程中，一部分净生产量被动物所食，一部分已被分解者腐烂，余下的只是其中的一部分，这部分有机物质称做现存量，它比生物量小。通常对二者不加区分，作为同义语使用。严格说来，生态系统的生物量除植物部分外，还应包括动物和微生物的有机物质数量，只因后者的数值很小（地球上全部动物的生物量仅占全部植物生物量的1‰），又难以测定，常略去不计。生物量或现存量是以干有机物质的克/米²、公斤/公顷或焦耳/米²表示。

地球上净第一性生产量并不是均匀分布的，它不仅因生态系统类型不同而有很大差异，同一类型在不同年份也常有变化。根据怀梯克（Whittaker, 1975）资料，世界各生态系统平均净第一性生产量（克/米²·年），珊瑚礁约为2500，热带雨林约2000，温带阔叶林约1200，温带草原约600，冻原约140，荒漠为90，岩石、沙漠、冰雪地仅约为3；大陆架约360，大洋约为125；农田为650。大陆净生产量平均约773克/米²·年，提供的干有机物质总计115×10⁹吨/年；全部海洋的净生产量平均约为152克/米²·年，总计约为55×10⁹吨/年。陆地生物量总计约为1852×10⁹吨，海洋总计为3.3×10⁹吨，全球共计有生物量1855×10⁹吨。

奥杜姆（E. P. Odum, 1959）根据各生态系统总生产力的高低划分为四个等级（图8-24）：

1. 荒漠和深海生产力最低，少于0.5克/米²·天，通常为0.1克；
2. 山地森林、热带稀树草原、某些农耕地、干旱草原、深湖和大陆架平均为0.5—3.0克/米²·天；
3. 热带雨林、农田和浅湖生产力较高，平均为3—10克/米²·天；
4. 河口湾、珊瑚礁、某些泉水和高产农田、三角洲等生产力最高，约为

10—20 克/米²·天，最高可达 25 克。

生态系统的生产力还因本身发育阶段不同而有变化。在演替早期即幼年阶段，生存空间和营养条件充足，光合作用旺盛，而植物的根、茎较小，用于呼吸消耗的有机物质少，从而提高了净第一性生产量，生产力高。随着演替的进行，越来越多的能量用于呼吸，到演替顶极阶段，用于呼吸的能量可占总第一性生产量的 80—100%，净生产量很少，生产力变低。但此时系统的生物量却比早期大得多。

（二）生态系统的能量流

任何生态系统要正常运转都需要不断地输入能量。生态系统中的能量来自于太阳能，它是通过绿色植物的固定而输入到系统里，保存在有机物质中。当植食动物吃植物时，能量转移到第二营养级动物体中；当肉食动物吃植食动物时能量又转移到第三营养级的动物中。余类推。最后由腐生生物分解死亡的动植物残体，将有机物中的能量释放逸散到环境中。与此同时，在各营养级由于生物呼吸作用都有一部分能量损失。所以，能量只是一次穿过生态系统，不能再次被生产者利用而进行循环。这一通过生态系统的能量单向流动的现象叫做能量流（图 8 - 25）。

在每一个生态系统中，从绿色植物开始，能量沿着营养级转移流动时，每经过一个营养级数量都要大大减少。这是由于对各级消费者来说，其前一级的有机物中有一部分不适于食用或已被分解等原因未被利用。在吃下去的有机物中，一部分又作为粪便排泄掉，另一部分才被动物吸收利用。而在被吸收利用的那部分中，大部分用于呼吸代谢，维持生命，并转化成热损失掉，只有少部分留下来用于生长，形成新的组织。由于这种原因，后一营养级上的生产量大大小于前一级，其能量转化效率大约为 10%，这就是林德曼（Lindeman）的“百分之十率”。于是顺着营养级序列向上，生产量即能量急剧地、梯级般地递减，用图表示则得到生产力金字塔；有机体的个体数目一般也向上急剧递减而构成数目金字塔；各营养级的生物量顺序向上递减构成生物量金字塔，总称生态金字塔（图 8-26）。

由于上述原因，自然界食物链的长度一般不超过 3—5 个环节。并且位于最高营养级中的生物，取食的空间范围比植食动物大得多。一只鹰或一头狮子需要在好几平方公里的地区内才能获得足够量的有机体维持本身的生存；而一种食植物的昆虫在几平方米范围内的叶子中就得到了丰富的食物。在自然保护工作中，应当注意，在其他条件相同的情况下，以保护稀有珍贵的顶部肉食动物为目的的自然保护区，其面积应比以保护同等数目的植食动物为目的的面积大许多倍。

（三）生态系统的物质循环

生态系统除了需要能量外，还需要水和各种矿物元素。这首先是由于生态系统所需要的能量必须固定和保存在由这些无机物构成的有机物中，才能够沿着食物链从一个营养级传递到另一个营养级，供各类生物需要。否则，能量就会自由地散失掉。其次，水和各种矿质营养元素也是构成生物有机体的基本物质。因此，对生态系统来说，物质同能量一样重要。

生物有机体在生活过程中，大约需要 30—40 种元素。其中如 C、O、H、N、P、K、Na、Ca、Mg、S 等元素的需要量很大，称为大量元素；另一些元素虽然需要量极少，但对生命是不可缺少的，如 B、Cl、Co、Cu、I、Fe、Mn、Mo、Se、Si、Zn 等，叫做微量元素。这些基本元素首先被植物从空气、水、土壤中吸收利用，然后以有机物的形式从一个营养级传递到下一个营养级。当动植物有机体死亡后被分解者生物分解时，它们又以无机形式的矿质元素归还到环境中，再次被植物重新吸收利用。这样，矿质养分不同于能量的单向流动，而是在生态系统内一次又一次地利用、再利用，即发生循环，这就是生态系统的物质循环或生物地球化学循环。

物质循环根据其范围、途径和周期不同，分为生态系统内的生物小循环和生态系统间或全球性的生物地球化学大循环两类。前者局限于一个具体范围内，速度快、周期短，而后者则具有范围大、周期长、影响面广等特点。下面主要介绍后一种循环。

每一种矿质元素都具有独特的性质，其生物地球化学循环的特点也不完全一致。但是它们在地球上进行循环的过程中，都有一个或几个主要的环境“蓄库”。在这种蓄库里，该元素储存的数量大大超过正常结合在生命系统中的数量；并且元素从蓄库里通常以缓慢的速度释放出来。这样的蓄库一般就是大气圈、水圈和岩石圈。与此相对的是元素储量少、移动较快的交换库或循环库，生物被看作是交换库。

根据主要蓄库不同，物质循环可分为三大类型：

1. 水循环 主要蓄库在水圈。水循环是水分子从水体和陆地表面通过蒸发进入到大气，然后遇冷凝结，以雨、雪等形式又回到地球表面的运动。水循环的生态学意义在于通过它的循环为陆地生物、淡水生物和人类提供淡水来源。水还是很好的溶剂，绝大多数物质都是先溶于水，才能迁移并被生物利用。因此其他物质的循环都是与水循环结合在一起进行的。可以说，水循环是地球上太阳能所推动的各种循环中的一个中心循环。没有水循环，生命就不能维持，生态系统也无法开动起来。

2. 气体循环 气体循环的主要蓄库是大气圈，其次是水圈。参加这类循环的元素相对地具有扩散性强、流动性大和容易混合的特点。所以循环的周期相对较短，很少出现元素的过分聚集或短缺现象，具有明显的全球循环性质和比较完善的循环系统。属于气体循环的物质主要有 C、H、O、N 等。下面以氮为例作一简介（图 8-27）。

氮是构成生物有机体最基本的元素之一，是蛋白质的主要组成成分。大

气中的氮含量约占 79%，但游离的分子氮不能被第一性生产者直接利用。固氮细菌和某些蓝藻，以及闪电和工业生产都可把分子氮转化为氨或硝酸盐被植物吸收，用于合成蛋白质等有机物质，进入食物链。动植物的排泄物和尸体经氨化细菌等微生物分解产生氨，或氨再经过亚硝酸盐而形成硝酸盐被植物所利用。另一部分硝酸盐被反硝化细菌转变为分子氮返回大气中。还有一部分硝酸盐随水流进入海洋或以生物遗体形式保存在沉积岩中。

3. 沉积物循环 属于沉积型循环的营养元素主要有 P、S、I、K、Na、Ca 等。它们的主要蓄库是岩石圈和土圈。保存在沉积岩中的这些元素只有当地壳抬升变为陆地后，才有可能因岩石风化、侵蚀和人工采矿等形式释放出来被生产者植物所利用。因此，循环周期很长。但是保留在土壤中的元素能较快地被吸收利用。可以磷为代表叙述其循环过程如下（图 8 - 28）：

磷是构成生物有机体的另一个重要元素。磷的主要来源是磷酸盐类岩石和含磷的沉积物（如鸟粪等）。它们通过风化和采矿进入水循环，变成可溶性磷酸盐被植物吸收利用，进入食物链。以后各类生物的排泄物和尸体被分解者微生物所分解，把其中的有机磷转化为无机形式的可溶性磷酸盐，接着其中的一部分再次被植物利用，纳入食物链进行循环；另一部分随水流进入海洋，长期保存在沉积岩中，结束循环。

在生态系统中，能量流动和物质循环是紧密地结合在一起同时进行的（图 8-29），它们把各个组分有机地联结成为一个整体，从而维持了生态系统的持续存在。在整个地球上，极其复杂的能量流和物质流网络系统把各种自然成分和自然地理单元联系起来，形成更大更复杂的整体——地理壳或生物圈。

从上述生态系统的结构和功能的特点可以看出，构成生态系统的成分是多多种多样的，内部的结构也是十分复杂的。同时，它还不断地借助于生产者植物引入负熵流（输入的能量与物质），在内部流通转化、作功，并逐渐消耗散失，从而降低整个系统的总熵，使系统处于有序状态，保持其固定的功能。所以生态系统是一个多成分、多层次、具有耗散结构的开放系统。

四、生态系统的稳定和平衡

象自然界任何事物一样，生态系统也处在不断变化发展之中，实际上它是一种动态系统。大量事实证明，只要给以足够的时间和在外部环境保持相对稳定的情况下，生态系统总是按照一定规律向着组成、结构和功能更加复杂化的方向演进的。在发展的早期阶段，系统的生物种类成分少，结构简单，食物链短，对外界干扰反应敏感，抵御能力小，所以是比较脆弱而不稳定的。

当生态系统逐渐演替进入到成熟时期，生物种类多，食物链较长，结构复杂，功能效率高，对外界的干扰压力有较强的抗御能力，因而稳定程度高。这是由于系统经过长期的演化，通过自然选择和生态适应，各种生物都占据有一定的生态位，彼此间关系比较协调而依赖紧密，并与非生物环境共同形成结构较为完整、功能比较完善的自然整体，外来生物种的侵入比较困难；此时，还由于复杂的食物网结构使能量和物质通过多种途径进行流动，一个环节或途径发生了损伤或中断，可以由其他方面的调节所抵消或得到缓冲，不致使整个系统受到伤害。所以，生态系统的生物种类越多，食物网和营养结构越复杂便越稳定。即生态系统的稳定性是与系统内的多样性和复杂性相联系的。

当生态系统处于相对稳定状态时，生物之间和生物与环境之间出现高度的相互适应，种群结构与数量比例持久地没有明显的变动，生产与消费和分解之间，即能量和物质的输入与输出之间接近平衡，以及结构与功能之间相互适应并获得最优化的协调关系，这种状态就叫做生态平衡或自然界的平衡。当然这种平衡是动态平衡。

生态系统是个动态系统，导致其稳定与平衡的上述种种因素也常常发生某些变化。那么，生态系统为什么还能够保持稳定与平衡呢？这是由于它是一种控制系统或反馈系统，好象“弹簧”一样，通过反馈机制而具有自动调节的能力。特别是负反馈对系统的自我调节具有更重要的意义。生态系统中的反馈现象十分复杂，既表现在生物组分与环境之间，也表现于生物各组分之间和结构与功能之间，等等。前者在第三节种群部分已有叙述。生物组分之间的反馈现象见图 8-30。在一个生态系统中，当被捕食者动物 (N_1) 数量很多时，捕食者动物 (N_2) 因获得充足食物而大量发展；捕食者数量增多后，被捕食者数量又减少；接着，捕食者动物由于得不到足够食物，数量自然减少。二者互为因果，彼此消长，维持着个体数量的大致平衡。这仅是以两个种群数量的相互制约关系的简单例子。说明在无外力干扰下，反馈机制和自我调节的作用，而实际情况要复杂得多。所以当生态系统受到外界干扰破坏时，只要不过分严重，一般都可通过自我调节使系统得到修复，维持其稳定与平衡。

但是，生态系统的自我调节能力是有限度的。当外界压力很大，使系统的变化超过了自我调节能力的限度即“生态阈限”时，它的自我调节能力随之下降，以至消失。此时，系统结构被破坏，功能受阻，以致整个系统受到伤害甚至崩溃，此即通常所说的生态平衡失调。

人类由于不了解生态系统的调节机制和稳定性的极限，盲目行动，导致生态平衡破坏，使人类本身蒙受损失的现象不乏其例。例如，在一些植棉地区，自然情况下棉红蜘蛛可能由于瓢虫等天敌的控制，数量较低，不足以严

重危害棉花生长。然而，长期使用 DDT 等有机氯杀虫剂后，部分棉红蜘蛛产生抗性，瓢虫可遭到严重推残，二者的平衡关系破坏，导致棉红蜘蛛再增猖獗（图 8-31），造成经济上更大损失。这是因生物种群结构发生变化引起的生态平衡失调现象。再如，华北平原因打井过密，并采用电力提水，造成水分循环平衡失调，是系统功能受阻而出现的不平衡现象。另据考证，至少在 2000 多年以前，我国原地区尚有森林和大片草原分布，塬面积广阔，河水清澈。但是由于这里开发历史悠久，植被破坏严重，覆被率大大降低，加上不合理地耕垦、黄土易受侵蚀等原因，致使水土流失极为严重。塬面千沟万壑，支离破碎。每当暴雨过后，农田中的有机物和肥料与泥沙俱下，使河水含沙量达 37 公斤/米³，高可达 57 公斤/米³，每年泥沙流失量达 16×10^8 吨。导致土地贫瘠，“三料”俱缺，生态平衡失调，人民生活困苦。并且随着河流输出的泥沙在黄河下游平原地区大量游积，河床填高，目前已高出地面 3—10 米，形成悬河。解放前每遇堤岸决口，河水大泛滥，人民生命财产受到很大损失。这个例子说明，一个生态系统的稳定性受到破坏，不仅使本系统受到伤害，而且通过输出还危及相邻生态系统的稳定与平衡。

因此，人类应当对各种生态系统的结构、功能、调节机制和稳定性极限进行深入研究，以便能够预测在采取某些措施后，生态系统可能产生的反应格式，免受不必要的损失。

人既是生态系统的成员，受一般自然规律的制约，又是支配生态系统最活跃、最积极的因素，他们一旦认识和掌握了生态系统的特性并运用科学方法施行管理，就能够防止系统的逆行演替，建立新的生态平衡，创造出良好的生态系统。我国云南热带的人工多层复合林，珠江三角洲的桑基鱼塘，北方草原的水、草、林、料结合的围栏草场（蒙语叫草库伦）都是具有结构比较合理、功能比较完善，并建立起新的生态平衡的人工生态系统的良好典型。

第五节 陆地生态系统

一、陆地生态系统的主要特征与分布规律

在地球上，由于各地动植物区系的不同和地理环境的差异，以及由于某些地质历史的原因，存在着许多不同类型的生态系统。根据其环境特征的不同，首先可以区分为陆地生态系统和水生生态系统两大类。

陆地生态系统的非生物环境有着极大的复杂性和更富于变化的特征，尤其水分、热量等重要生态因素的不均匀分布，为生物的生存和发展提供了多种多样的生境；而土壤的发育和与大气的直接接触，又为生物提供了丰富的营养物质，从而使陆生生物的种类极其浩繁，生物群落的类型十分多样。所以陆地生态系统具有很多不同的类型。

陆地生态系统在地球上占据的总面积虽然比较小，但具有较高的平均生物生产量和巨大的生物积累量。环境的多变，还使陆地生态系统的动态变化也比较明显。

陆地生态系统除具有上述特征外，还具有相当明显的地带性分布规律。这主要决定于气候条件，特别是其中的热量和水分条件，以及二者的组合状况。首先，与热量气候带相适应，植被或生态系统也形成带状分布。以北半球为例，从南往北依次出现热带雨林、亚热带常绿阔叶林、温带落叶阔叶林、温带草原、寒温带针叶林、寒带冻原和极地荒漠等。这种顺纬度方向延伸成带而南北依次更替的分布规律，称为纬度地带性，它是最大最重要的分布规律（图 8-32）。我国植被或生态系统分布的纬度地带性以东部森林区表现最明显（图 8-33）。

但是由于海陆分布和大气环流等因素的作用，从沿海到内陆降水量逐渐减少。因此在同

一热量带，以水分为主导因素，使植被或各生态系统大致沿经线方向延伸成带而东西依次更替的分布规律，称为经度地带性。这种分布规律以北美大陆表现最为典型。从大西洋沿岸的森林带向西，经草原带、荒漠带，到太平洋沿岸又出现森林带（图 8-32）。在我国温带地区，经向变化规律也表现得十分明显。从东到西依次有针叶落叶阔叶林带、草原带、荒漠带。其间还有一些过渡带（图 8-34）。

地球上生态系统的带状分布规律不仅表现在平地，也出现于山地。高耸的山体，从山麓到山顶，随海拔升高，气温逐渐降低，风速和太阳辐射逐渐加强，而降水量一般先是逐渐增加，随后又趋减少。这些因素的综合作用，

使生物群落和土壤类型从下而上也逐渐发生变化，出现了植被或生态系统随海拔升高而呈带状依次更替的分布规律，叫做垂直地带性。它与纬度地带性和经度地带性合称为“三向地带性”。但山地垂直地带性规律是受水平地带性制约的。

山地各个垂直带由下而上按一定顺序排列形成的垂直带系列叫做垂直带谱。不同山地由于所处纬度与经度位置不同，具有不同的垂直带谱（图 8-35）。一般是：由低纬到高纬，山地垂直带的数目逐渐减少；相似垂直带分布的海拔高度逐渐降低。位于同一热量气候带内的山地，由于距离海洋远近不同，垂直带谱的结构也不同而有海洋型与大陆型之别；相同垂直带的海拔高度，大陆型比海洋型分布得高些。此外，山地垂直带谱的基带，其植被或生态系统的类型与该山地所在水平地带性类型一致。

下面是我国几个山地垂直带谱：

1. 台湾玉山（低纬，海洋型）热带雨林 常绿阔叶林 针叶、落叶、常绿阔叶混交林 亚高山针叶林 亚高山草甸和杜鹃灌丛。

2. 吉林长白山（中纬，海洋型）落叶阔叶林 针、阔叶混交林 亚高山针叶林 岳桦矮曲林 山地冻原。

3. 新疆天山北坡（中纬，大陆型）荒漠 荒漠草原 山地草原 山地针叶林 亚高山草甸 高山垫状植被与冰雪。

二、陆地生态系统的主要类型

（一）热带雨林

热带雨林分布在赤道两侧纬度 20° 范围内，以南美亚马孙河流域、东南亚热带地区和非洲刚果河流域面积最大、发育得最好。这些地区年平均温度约 $23-28^{\circ}\text{C}$ ，年降水量一般超过 2000 毫米。终年高温多雨，土壤多砖红壤。丰富的热量和季节分配均匀而又充足的水分为生物的生存提供了优越条件。

热带雨林的植物种类极为丰富，是其他生态系统无与伦比的。例如在巴西的热带雨林中，一平方英里面积上仅乔木就有 300 余种。优势乔木一般高达 30—40 米，多具光滑柱状树干。不少乔木树种还具有高大的板状根与老茎生花现象。

热带雨林的结构因植物种类繁多，生活型各异而非常复杂。仅乔木就有四、五层之多，林内还有极其丰富的藤本植物和附生植物。群落外貌终年常绿。

丰富的食物和适宜的环境条件养育着种类繁多的动物。尤以爬行类、两栖类和昆虫的数量与种类最多。此外营树栖生活的灵长目动物也比较多，而大型食草动物比较贫乏。

热带雨林是所有陆地自然生态系统中生物生产力和生物量最高的，平均每天每平方米面积生产 3—10 克干物质。

近代，人类大规模地伐木制材或开辟种植园等方面的活动，已使大片雨林被消灭或被灌丛和稀树草原所代替，使这类资源数量和面积迅速缩减，还可能导致环境发生退化。因此，合理地开发利用和保护热带雨林已成为当代生态学十分关心的重大问题之一。

我国的热带雨林主要分布于台湾南部、海南岛和西双版纳等地。种类组成和结构比较简单，已属雨林的北部边缘类型。

（二）热带稀树草原

热带稀树草原又称萨王纳群落。分布于干湿季对比非常明显的热带地区。主要见于东非、南美巴西高原和印度等地。我国云南一带干热河谷、海南岛北部和台湾西南部也有类似的群落分布。这些地区终年温暖但雨量分配不均匀。年均温约 18—24℃，年降雨量 500—1500 毫米。

萨王纳群落以高达 1 米以上的旱生禾草为主要成分所组成的草被层占优势，在这种草被层的背景上散生着一些旱生矮乔木，它们常常具有分枝多的丛生树干和扁平的伞状树冠，叶小坚硬，常绿或落叶。

由于禾草的生产力高以及植被稀疏开旷等特点，所以在干扰较少的热带稀树草原中常有大量有蹄类食草哺乳动物，如非洲萨王纳群落中的斑马、长颈鹿等。还有一些大型食肉动物如非洲狮等。它们与前述的植物群落共同形成热带独特的自然景观，引人注目。

热带稀树草原的生产力比雨林低，平均约为 0.5—3 克/米²·天。

人类通过火烧、农垦和狩猎对该类生态系统有很大影响，使之受到严重破坏，大群野生动物也因此从许多地方被驱除了。（三）亚热带常绿阔叶林

亚热带常绿阔叶林主要分布在南北纬度 25°—40° 之间的亚热带地区。这些地区气候温暖，降水较多，生长季长，生物种类丰富，构成森林的树种多具宽阔常绿的叶子。亚热带林区由于各地气候条件与动植物区系的差异，又可以分为两类。

1. 硬叶常绿阔叶林 分布于具有地中海型气候的区域里，如地中海周围地区、加利福尼亚、澳大利亚西南部等地。那里冬季温暖多雨，夏季干热。发育着旱生特征很明显的硬叶常绿阔叶林，乔木中以栎类为主。林下灌木和草本植物相当繁茂。该类森林多被破坏，代之以各类常绿灌丛或油橄榄林和葡萄园。

2. 典型亚热带常绿阔叶林 主要分布在我国长江流域、朝鲜和日本的南部、美国东南部以及新西兰等地，以我国面积最大。气候多受季风影响，四季较分明，夏季高温潮湿多雨，冬季少雨不甚严寒。年均温一般在 15℃ 以上，年降水量约 800—2000 毫米。土壤为红壤和黄壤的酸性土。

该类常绿阔叶林的植物种类和群落结构也相当复杂，但远不如热带雨林。上层乔木多樟、栲、栎类和木兰科、山茶科、金缕梅科等。树叶较厚、

常绿、宽阔，表面暗绿光亮且多与阳光垂直，故这类森林又称为照叶林。林冠整齐，林下灌木层和草本层明显，藤本和附生植物较少，而蕨类植物很丰富。在我国该类森林分布地区尚有不少残遗的珍贵树种，如银杏、水杉、银杉、金钱松、鹅掌楸等。

亚热带常绿阔叶林的生产力约为 $4-7$ 克/米²·天，仅次于热带雨林。丰富的天然食物和优越的气候环境使这里孕育着十分丰富的动物资源。昆虫和鸟类繁多，猿猴类常出没于森林之中，爬行动物的蛇类与食肉动物豹、豺等也较多。此外还有一些稀有珍贵动物如大熊猫、金丝猴、穿山甲、华南虎等。

目前保存比较完好的常绿阔叶林已很少，在我国仅于南方某些山区尚有小片原始林。大部分地区早已辟为农田，种植水稻、豆类、薯类等粮食作物和麻类、茶、油桐、桑等经济作物，以及柑桔、杨梅、石榴、枇杷等果类。

在亚热带常绿阔叶林地区还分布着各类针叶林与竹林。例如我国南方有杉木林、马尾松林、云南松林、毛竹林等。在美国西部山地有红杉林等。其中有的针叶树高达 100 多米，胸径约 10 米，最高 140 米，胸径 12 米，为世界上最高大的植物。

（四）温带落叶阔叶林

几百万年以前，这类森林几乎扩展到整个北半球温带。更新世的冰川和干旱把它们分割成现在三个主要分布区：西欧、东亚和北美。在我国主要分布于华北地区。由于严酷的冰川作用，西欧落叶阔叶林的种类组成比较贫乏。

温带落叶阔叶林分布区，气候四季分明，夏季炎热多雨，冬季寒冷干燥。最热月平均温度 $13-23$ ，最冷月平均温度约 -6 。年降水量 $500-1000$ 毫米。

构成温带落叶阔叶林的主要树种是栎、山毛榉、槭、栲、椴、桦等。它们具有比较宽薄的叶片，秋冬落叶，春夏长叶，故这类森林又叫做夏绿林。群落的垂直结构一般具有四个非常清楚的层次：乔木层、灌木层、草本层和苔藓地衣层。藤本和附生植物极少。各层植物冬枯夏荣，季相变化十分鲜明。

夏绿林中的消费者动物有鼠、松鼠、鹿、鸟类，以及狐、狼和熊等。

落叶阔叶林的生产力约 $2-5$ 克/米²·天。目前，该类森林已残留无几，大部分地区为农业生态系统所代替。以产冬小麦、玉米、高粱、马铃薯、花生、棉和苹果、桃、杏、梨、李、枣、柿、核桃等为主。

温带落叶阔叶林地区也有针叶林分布，在我国多为油松林和侧柏林。

（五）北方针叶林

北方针叶林俄语叫做泰加林，我国又称为寒温带性针叶林。它分布于北纬 $45^{\circ}-70^{\circ}$ 之间的寒温带地区，即从挪威向东伸延，经瑞典、芬兰、俄罗斯和西北利亚，越过白令海峡到达阿拉斯加和加拿大。横贯欧亚大陆和北美的北部，形成一条完整的针叶林地带。在我国，它作为泰加林的南延部分仅分

布于大兴安岭的北部。

北方针叶林地区冬季严寒而漫长，夏季温凉而短促。降水量比较丰富，以降雪为主要形式。

构成这类森林的植物区系比较贫乏，乔木以云杉、冷杉、松、落叶松等植物为主。除落叶松外都为常绿针叶树。树干通直，树冠尖塔形或圆形，很容易与阔叶树区别。森林的结构也比较简单，乔木层常由一、二个树种构成纯林，林相整齐。林下有一个灌木层和一个草本层，而由苔藓构成的地被层在许多林下十分发育，有时连片分布，密被地表。西伯利亚东部一些地区，包括我国的这类针叶林主要由落叶松构成，冬季针叶脱落，林内光照充足，称为“明亮针叶林”。由常绿的云杉、冷杉组成的针叶林叫做“阴暗针叶林”。

动物以麝、黑熊、鹿、貂和啮齿类为多，此外尚有虎、驯鹿等。

低温限制了细菌和真菌等分解者的活动，使北方针叶林下具有很厚的枯枝落叶层和腐殖质层。在有积水或湖泊地方还有泥炭的积累。所以在这里物质循环比较缓慢，与热带和亚热带森林迥然不同。

北方针叶林受低温限制，生产力较低，约为 $0.5—3$ 克/米²·天。但林木寿命长，植物物质的现存量高，蕴藏着丰富的木材资源和林副产品。

上述各类生态系统除热带稀树草原外约属于森林生态系统。它们与其他陆地生态系统相比，是生物种类最多、结构最复杂、能量转换和物质循环比较旺盛、生物生产力和现存量最大、稳定性程度较高和生态效益最强的生态系统。它具有抗御风沙、涵养水源、保持水土、调节气候、净化环境和保护周围其他生态系统等作用。因此，在维持自然界的生态平衡，改善人类生存环境方面，森林生态系统的作用是应予以首先考虑的重要因素。

(六) 温带草原

温带草原是指由低温、旱生、多年生草本植物组成的生态系统。主要分布在欧亚大陆温带，自多瑙河下游起向东经罗马尼亚、苏联和蒙古，直达我国东北和内蒙古等地，构成世界上最宽广的草原带。北美中部的草原带面积也较宽广。此外，南美阿根廷等地亦有分布。

草原地区属大陆性气候，降水量少，约为 250—500 毫米，多集中于夏季，且年际变化大。夏季温暖，冬季较严寒，四季分明。

草原生态系统的植被主要由丛生禾草针茅、羊茅、须芒草、草、早熟禾等组成，混有多种双子叶杂类草如豆科、菊科植物。有的地方还有散生的矮小灌木。它们普遍具有叶面积狭小、具绒毛、叶片内卷、气孔下陷、根系发达等旱生特征。群落结构简单，一般仅有一或二个层。季相更替则十分频繁而鲜明，有时出现十分华丽的外貌。

开旷的草原适宜善于竞走的大型植食动物的生活，如野驴、野牛、骆驼、黄羊等。以穴居为主的啮齿类动物也是草原上常见的第一性消费者。

温带草原的生产力和生物量都不高，前者约为 $0.5—3$ 克/米²·天。

草原上生长着许多营养价值高、适口性强的牧草，为重要的牲畜放牧

场。现在，大片地方由于过度放牧，出现草原退化现象，优良牧草减少，生产量下降。或因不合理地农耕，造成草原沙化和水土流失。因此，必须深入研究草原生态系统的特点，因地制宜，合理利用，使草原的生产力得到恢复和提高。

应该指出的是，必须把分布于较湿润环境（河漫滩、低阶地、森林采伐迹地、亚高山带等）的主要由中生杂类草或莎草科植物组成的草甸与草原区别开来。草甸在各种气候带都有分布，并不形成完整的水平植被带。

（七）荒漠

荒漠生态系统主要分布在亚热带和温带极端干燥少雨的地区，在北半球形成一条明显的荒漠地带（图 8-32）。我国的荒漠分布于西北和内蒙古地区。南半球的智利、澳大利亚和南非也有分布。

荒漠地区为极端大陆性气候，年降水量大都在 250 毫米以下，降水变率很大，蒸发量大于降水量许多倍。温度变化剧烈，尤以日温差最大。并多有风沙与尘暴出现。土壤中营养物质比较贫乏。

严酷的自然条件限制了许多植物的生存，只有为数不多的超旱生半乔木、半灌木、小半灌木和灌木或肉质的仙人掌类植物稀疏地分布。所以群落的植物种类贫乏、结构简单、覆盖度低，有些地面完全裸露。

由于食物资源比较单调和贫乏，动物的种类不多，数量也少。常见的有昆虫、蜥蜴、啮齿类和某些鸟类。许多动物具有高度适应干旱环境的特征，如夏眠、夜间活动、长期不饮水、不具汗腺和排放高浓度的尿液等。

干旱的限制使荒漠生态系统的生产力都很低。对于温带荒漠来说，除干旱缺水外，低温也是一个重要的限制因素。因此，植物的生长仅限制在一个短促的时期里，就在这相对有利的时期里生产力也常小于 $0.5 \text{ 克/米}^2 \cdot \text{天}$ ，为地球上各类生态系统中生产力最低者之一。然而由于荒漠地区年日照比较高，生长季热量充足，在有条件的地方，当加以施肥与灌溉，荒漠可以成为局部高产的环境。

荒漠环境严酷、生物种类多样性低、群落结构简单、自动调节能力差，所以荒漠是个脆弱的生态系统，在改造利用时应当慎重。

（八）冻原

冻原又叫做苔原，为典型的寒带生态系统，分布于欧亚大陆和北美大陆的北部边缘地带，形成一条大致连续的冻原地带。这里冬季寒冷漫长，夏季凉爽短促，降水量 200—300 毫米，风力强劲，土壤下面常有永冻层存在。这种冷湿的环境常造成植物的生理性干旱。

植被的种类组成很贫乏，总共只有约 100—200 种植物。主要是苔藓、地衣和莎草科、禾本科、毛茛科、十字花科的多年生草本植物，以及杨柳科、石楠科与桦木科的矮小灌木。它们多数紧贴地面生长，避免风寒。严寒和在生长期较长的日照，使这里的植物多为常绿的多年生植物，并常具有大型和鲜艳的花朵，所以冻原的外貌不像荒漠那样单调和缺乏生气。群落结构简

单，通常仅 1 - 2 层。苔藓地衣层特别繁茂，许多灌木、草本植物的根、根茎和更新芽隐藏其中受到保护。

动物种类贫乏，主要有驯鹿、麝牛、北极狐、北极熊、狼和旅鼠等。夏季多有候鸟迁来繁息。

冻原生态系统的生产力很低，平均不到 1 克/米²·天。主要受低温限制，生长缓慢所致。

我国没有位于广大平坦地区的平地冻原，仅于长白山和阿尔泰山顶部有面积很小的山地冻原分布。

第六节 水生生态系统

地球表面海洋面积占 2/3 以上，陆地上到处还有江、河、湖、沼等水体。不论咸水或淡水，面积或大或小，其中都生活着大量的生物有机体，不停息地进行着能量和物质的转换，形成各种不同的水生生态系统。

与陆地生态系统相比，水生生态系统的环境因水具有流动性，广大水域比较均一而较少变化，并且很少出现极端情况，使许多水生生物具有广泛的地理分布，系统的类型也因此而比陆地少。根据水化学性质不同，可分为海洋生态系统和淡水生态系统。

但是，各种水体以及同一水体的不同部分，条件也不完全一致，形成不同的生境，生活着各种不同的水生生物。一般将水体沿垂直方向分成深水层、中水层和表水层三部分，生物也被相应地分为几个生态类群：底栖生物、自游生物、浮游生物与漂浮生物（图 8-36）。

水生生态系统的大多数第一性生产者是各种浮游藻类，它们的体积小而表面积大，适于浮游。由于个体小，新陈代谢能力强，大部分能量用于维持生命和进行繁殖，所以海洋等水生生态系统的总生产量虽然较高，但净第一性产量较低，以及浮游植物寿命短，一部分个体死亡后很快被微生物分解，另一部分被植食动物所滤食，因此积累的现存生物量很少，常出现颠倒的生物量金字塔，即较高营养级（如鱼类）的生物量大于生产者的生物量，这是陆地生态系统不曾出现的特征。

一、淡水生态系统

淡水生态系统通常都具有明显的边界，为科学研究提供了很大的方便。根据水的运动分为流水与静水两个类型。

（一）流水生态系统

流水生态系统主要指陆地上的江河与溪流等。奔流于陆地上的长江大河犹如一条条巨大的动脉，具有很强的输导能力，是一类十分重要的水生生态系统。它不仅通过输入与输出把各个不同的陆地生态系统乃至与海洋生态系统联系起来，使自然界形成为一个自然整体（当然还有其他联系因素存在），而且河流还给人提供了丰富的水源和舟楫渔虾之利，并把自然生态系统与人工生态系统（农田、城市等）联为一体。所以，自古以来河流受到人类的关注，许多城镇、聚落都是傍水而建，成为社会经济文化发展的中心地带。

不同自然区域的河流或同一河流的不同段落，环境不同，生物种群和生产力也都不同。河流的上游多湍流于山区，比降大，流速急，曝气充分，水中溶氧量高，河床多以石砾垫底，水流清澈。在这样的水域环境里，第一

性生产者以固着性藻类为主，如刚毛藻、丝藻和大量硅藻。消费者以水生蚊虫、蜻蜓、蜉蝣和小型鱼类为主，有些动物具有吸盘附着于水流急速的岩石表面上。生物生产力约 $1-3 \text{ 克/米}^2 \cdot \text{天}$ 。上游一般受污染少，有机物含量不高，河水清洁，多系贫养型水体。

下游河段水量大，比降小，水流平缓，水温较高而含氧量低，河床宽展多为泥质或沙质底。第一性生产者除多为浮游性的绿藻、蓝藻和某些硅藻外，在河汊与岸滩平广的浅水处常有高等植物成片分布，还通过级级支流与渠道输入较多的有机碎屑，所有这些都使下游河段中有机质含量多，食物丰富。消费者中有浮游动物甲壳类和底栖穴居的水蚯蚓、蚊类幼虫等，有的地方还有螺、蚌等软体动物。自游生物以鲤、鲢、鲫等为常见。食物链（网）比上游复杂。生物生产力约为 $3-5 \text{ 克/米}^2 \cdot \text{天}$ 。下游地区一般人口密集、工农业比较发达，排入河流中的污水量大，水中含 N、P 等元素丰富，出现富营养化现象。被有毒物质严重污染的河流，不仅可以改变水生生物的种群结构、有机体的生理、形态和繁殖，还通过破坏鱼、虾、蟹的产卵场和切断其洄游路线，使水产资源减少，甚至影响人类健康。

（二）静水生态系统

静水生态系统是指陆地上的湖泊、沼泽、池塘和水库等的生态系统。所谓静水只是相对而言。以湖泊为例，静水生态系统大都系在盆状洼地中积水而成。由边缘向中心，水深逐渐增大，形成生态特点不同的两个部分或亚系统（图 8-37）。

滨岸带水层较浅，光照充足，营养物质丰富，生物种类多，尤以水生维管束植物和藻类最为繁盛，它们是有机物质的主要生产者。充足的食物资源养育着丰富的消费者动物种群。除浮游甲壳类外，还有螺、蚌以及大量脊椎动物如蛇、蛙、鱼、水鸟等。该带又因水深、光照等不同，常形成几个呈同心圆状排列的生物群落带或更小的生态系统（图 8-38）。

由滨岸带向内，水面开阔，深度加大，有机物和泥沙含量少，水层清澈。这里已没有根生的高等植物。第一性生产者全为浮游藻类。消费者以桡足类、枝角类、鱼类为主，水底淤泥中常有蚊类幼虫和水蚯蚓等。

静水生态系统的生物生产力平均约为 $3-10 \text{ 克/米}^2 \cdot \text{天}$ 。这主要是指滨岸带或浅湖的情况。某些草本沼泽的生产力更高，可达 $25 \text{ 克/米}^2 \cdot \text{天}$ ，是生产力最高的生态系统之一。

近代，许多湖泊、水库受有机物污染严重，蓝藻、绿藻等植物大量发展，出现“水华”现象。而大量死亡的藻类下沉分解，使溶氧量下降，水质变劣，不利于鱼类生存，这是湖泊发生富营养化的典型特征。我国东部平原地区的湖泊大都系富养型；西部高山地区的湖泊和水温较低的深水湖多为贫养型。现代湖泊的富营养化现象已成为一个重要的环境问题。

二、海洋生态系统

在浩瀚的海洋中生活着大量的生物，既有以各种藻类为主的植物，也有从原生动物到脊椎动物的几乎所有的动物世界，约达 25 万种之多。它们构成了错综复杂的食物网，形成为独特的海洋生态系统。

广阔的海洋由于各部分的深度、光照、盐分和生物种群结构不同，可进一步划分为海岸带、浅海带和远洋带等，它们之中又包括许多次级生态系统（图 8-39）。

（一）海岸带

位于陆地和海洋交界处的海岸带，水深从几米到几十米，光照充足，含盐量、水温和地形变化较大。由河流带来的有机物质比较丰富。生物成分复杂多样，第一性生产者以浮游植物和大型固着生长的绿藻、褐藻与红树类植物为主；动物以近岸性浮游动物、鱼类和螺、蚌、牡蛎、蚶、贝、沙蚕等底栖生物为多。生物生产力较高，平均为 3—10 克/米²·天。分布于海岸带的河口湾与红树林是两个独特的次级生态系统。

1. 河口湾生态系统 河口湾是河流入海的地方，为淡水与咸水交汇混合的过渡地带，环境变化复杂。河流带来大量营养元素使这里的浮游植物繁盛发育，其中以硅藻最多，次有金藻、甲藻等。大量淤泥和有机碎屑沉淀在河口区又为许多底栖生物如毛蚶、织纹螺、寄足蟹、沙蚕等提供良好的生息地。此外还有很多桡足类和鱼类。众多的生物种类构成了复杂的食物链网结构。生物生产力达 10—20 克/米²·天。河口湾附近也是人类活动频繁的地方，捕捞、水陆交通、建筑物、船泊等都是影响其生态平衡的因素。

2. 红树林生态系统 红树林分布于热带和亚热带沿海的河口附近或风平浪静的海湾中。它是由一些常绿灌木和小乔木组成的一种浓密的灌木丛林。由于构成植物主要是红树科植物，故名红树林。落潮后红树林暴露于淤泥质海滩上，涨潮时又被海水淹没，因而又有海底森林之称（图 8-40）。

组成红树林的植物区系比较贫乏，全世界约有 30 余种，我国约有 18 种，主要是红树、红茄冬、木榄、白骨壤、海桑等。许多红树类植物具有果实未离开母株，种子即萌发并长出棒状根幼苗的胎萌现象，以及具有支柱根、呼吸根和肉质叶，这些都是它们适应环境动荡和含盐量高、基质中缺乏空气产生的特征。来自陆地的有机物和红树林枯枝落叶的腐烂，为蟹、虾、藤壶、牡蛎、弹涂鱼和其他鱼类、鸟类提供了丰富食物。红树林的生产力一般较高，有的可达 20 克/米²·天。

红树林是很好的天然防波护岸林。红树植物的木材质地坚密，具有各种用途。

（二）浅海带

浅海带生态系统为水深不超过 200 米的大陆架部分。水中的光照仍然比较充足，来自陆地的有机物质也较丰富，有利于生物的生存。主要生产者植物为浮游硅藻、裸甲藻等。消费者除桡足类外，大都为滤食性鱼类，如鳕、鲱等。生物生产力在 $0.5—3 \text{ 克/米}^2 \cdot \text{天}$ 之间。由于水中营养物质丰富，藻类繁盛，鱼虾产量高，为世界上主要捕鱼区。

(三) 远洋带

本带指浅海带往外的大洋区，水面开阔，水深超过 200 米，最深达 10000 米以上，是生物圈内厚度最大、层次最多的生态系统。这带包括上涌带、珊瑚礁和水深最大的洋区等次级生态系统。

1. 上涌带 或称上升流，位于大陆架外缘，系由海流（如寒流）的表层水流受贸易风影响，由大陆架附近向外海流动，引起中、下层海水上升而形成的一类水生生态系统（图 8-39）。海水的上升把丰富的营养盐类带至光照充足的表层，引起浮游植物大量繁殖，使第一性生产量有所提高。以大西洋东部上升流为例，生物生产力一般为 $0.1—1 \text{ 克/米}^2 \cdot \text{天}$ ，高的可达 $2.4 \text{ 克/米}^2 \cdot \text{天}$ ，约为外海远洋的 5 倍，是远洋带生物生产力较高的海域。因此，这里有大量消费者动物，并且肉食性动物的现存量竟与植食动物的现存量大致相等，甚至更大，出现生物量金字塔的颠倒图形。

2. 珊瑚礁 珊瑚礁生态系统在热带和亚热带海洋中分布最广。它主要是由腔肠动物中的一些珊瑚与其体内的藻类共生而成为生长速度很快的所谓造礁珊瑚的群体死亡后层层叠置形成的。有裙礁、堡礁和环礁等类型。珊瑚礁表面生着许多藻类，白天充分地吸收热带日光，以其他海区无与伦比的速度生产有机物质，生物生产力可达 $10—20 \text{ 克/米}^2 \cdot \text{天}$ 或更高。与河口湾和某些沼泽生态系统一样，属生产力最高的生态系统。

在珊瑚礁区域内可以看到五光十色的鱼群，以及鲨鱼和海蛇等。

3. 远洋区 远洋区海水深度很大，从上往下又可划分出几个水层。水深大约为 100 米的表层，光照充足，为浮游植物集中分布的水层，但因水中营养物质贫乏，生物生产力大都小于 $1 \text{ 克/米}^2 \cdot \text{天}$ 。消费者动物有乌贼、箭鱼、金枪鱼、飞鱼、鲨鱼和哺乳动物鲸类。往下，光照逐渐减弱，到达海底几乎是黑暗的，水温低且比较恒定。这样的环境使生产者植物几乎不能存在，消费者以吃食有机碎屑的植食动物和以其他动物为食的肉食动物为主，即以异养生物占优势。食物链较长，可达 5—6 级。生物生产力小于 $0.5 \text{ 克/米}^2 \cdot \text{天}$ ，可谓海洋中的“荒漠”。

第七节 农业生态系统和城市生态系统

上面简单介绍了地球上主要的自然生态系统。但是，现今除了冻原、荒漠、部分热带雨林和远洋等生态系统较少受到人类活动影响外，其它生态系统都受到人类活动的影响。尤其陆地自然生态系统的许多部分已被开发利用，其中的一部分又经过加工改造，变为农田、人工林、人工草场、鱼塘和城市。即在一定的社会经济和科学技术条件下，经过人的干预把自然生态系统分别改造成为农业生态系统和城市生态系统。这些人工生态系统与自然生态系统在组成成分、结构和功能方面有其基本相似的一面，但也有它们的独特性。它既服从自然规律的制约，也受社会性质和经济规律的羁绊。所以，从整体来看，人工生态系统比自然生态系统更加庞大而复杂。

一、农业生态系统

当原始的人类作为自然界的一员出现时，是自然生态系统的组成部分。由于当时对自然界的认识和生产水平极低，人类深受环境条件的限制，对各种自然生态系统的作用还仅限于采食野生植物的果实和捕杀野生动物，影响极微。人类社会的发展，逐步扩大了对自然界的认识能力和利用程度。火的利用和在居住地附近从贮存的野生植物果实、种子、块茎的萌发受到启示，到有意识地撒播一些植物种子的原始农业开始，人类对自然界已产生了显著影响。但是，当古代人口还很稀少，生产力水平尚极低下的时期，他们仍然生活在本质上没有受到很大改变的自然生态系统之中。现代，经过人类数千年的辛勤劳动，已经改变了大部分自然生态系统，并在认识和掌握某些自然特点与规律的基础上，根据社会需要把森林、草原和荒漠中的绿洲等原生自然生态系统改造成为在人工管理控制下包括有各种农田、经济作物种植园、人工林地、人工草场以及鱼塘等不同类型的农业生态系统。

农业生态系统是指在一定区域的气候、水文、地貌和土壤等环境条件下，以作物、家畜为基础，包括区域的林木、草地、益害虫、杂草和微生物共同构成独特的能量转移和物质循环的系统。换句话说，农业生态系统就是在人类生产活动的干预下，农业生物群体与其周围自然和社会经济因素彼此联系、相互作用而共同建立起的固定、转化太阳能，获取一系列农副产品的人工生态系统。在这个系统中，人既是其组成成分，也是系统的调节者与控制者。因此，与自然生态系统相比，它有以下特点：

(1) 在人工控制下，以农业生物的群体，包括农作物、蔬菜、家畜和家禽取代了原有的野生生物及其群体，使生态系统的生物成分发生了明显变化。这些农业生物大都具有生活周期短（作物）、产量高、蛋白质与淀粉和脂肪等营养成分含量丰富、变异性大、利于杂交培育新品种等优点。但是农业生物对环境的适应性和抗逆性有所降低，例如，农作物往往竞争不过杂草

而必须辅以人工管育。可塑性变大也经常发生品种退化和串种现象，不利于优良品系的保存，也需要人工经常培育新品种，予以替换。

(2) 在农业生态系统中，动植物成分明显减少，即生物种类的多样性大大降低；同时农作物种群的年龄基本相同、生活周期短促，害虫与天敌又常被同时消灭，所有这些使食物链变短，层次结构简化，缺乏自我调节能力。因此，生物群体抵御外界压力的能力变小，系统的稳定性减弱，容易出现生态平衡失调现象。例如由于施用农药，不但杀灭了害虫，也可能同时杀害了害虫的天敌，削弱系统的内在反馈机制。一旦个别害虫被遗留或从系统外侵入，往往会爆发式地增长，严重毁坏农作物。所以农业生态系统是一种脆弱的系统，需要高度地管理和保护。不过，农业生态系统旧的平衡被打破后，只要通过人工正确地调控，一般容易恢复或建立起新的平衡。例如，在农业生产中常常由于单一经营，作物种类少，结构简单，作物生存时间短，削弱了系统负熵流的引入，使系统退化，生产力下降。因此，应该避免单一的农业经济，发展多种经营，使农业生态系统的结构复杂，能量与物质的流通转化过程更为合理有序，这样不仅可以提供种类多、数量大的农副产品，而且增强了农业生态系统的抗灾能力和稳定性。

(3) 为了满足社会需要，人类经常要从农业生态系统中获取粮食、肉类、纤维素等农畜产品并运销外地，使一部分能量和物质传输于系统之外。为使系统保持平衡和具有一定的生产力水平，必须同时通过多种途径投入化肥、有机肥料、水，以及用于开动各种机械的化石燃料等物质和能量，以补偿产品输出后所出现的亏损。所以农业生态系统是一个能量和物质的输入与输出量大而且比较迅速的开放系统。此外，随着生产资料的投入与产品的输出，使农业生态系统中的能量流动和物质循环不单发生于“生物—环境”系统中（像大多数自然生态系统那样），而是进行于“生物—环境—社会”系统之中，途径多，变化大。从这个意义上说，农业生态系统是一种更加复杂、更为庞大的系统。

(4) 农业生态系统的生产力，既是衡量系统的结构和功能是否合理与完善、农业生物群体与环境是否协调的指标，也是反映人类管理农业生态系统水平高低、衡量自然资源与社会资源被利用和转化为产品的效果的指标。可以说它是反映农业生态系统的综合指标。因此，这里所说的系统的生产力不同于农业生产上的只是作物的产量。它应包括第一性生产者的初级生产力和消费者家畜家禽的次级生产力，即整个系统的生产力。

农业生态系统生产力的高低，在很大程度上取决于系统的能量和物质转化特点与转化效率（输出与输入之比）。丰产田的生产力和转化效率所以比较高，不仅由于农业生态系统相当于自然生态系统演替的早期阶段，群落用于呼吸消耗的能量少，净初级生产量很高的缘故；也由于农业生物群体的成分和结构适应于环境并充分利用其资源和人类控制微生物、昆虫和动物等，使消耗在这些异养生物方面的能量大大减少的结果；还由于向系统投入了大

量补充能量和物质，即像奥杜姆所说的是由于人类以某种形式在物质和能量方面给予“奖金”或“补贴”的结果。

(5) 农业生态系统还有着明显的地域性特点。不同地理地带都有各具特点的农业生态系统类型。它们从农业生物的种类组成、系统的结构与功能特点到社会经济条件都会有差异。因此在建立合理的农业生态系统时，不能千篇一律，而应遵循因地制宜、扬长避短的原则。

(6) 由上述几个特征可以看出，人是农业生态系统的重要组成成分和调控者。系统的生物成分和非生物成分，它们在时间和空间上的分布，它们之间物质循环与能量转换，以及系统的稳定性与生产力高低等都受人类强烈影响，只是在不同时期和地区调控的途径与效果各有不同。过去，人们往往只注意局部利益和纯经济效益，缺乏生态平衡和整体观念，常常是先破坏了自然生态系统，而后又未建立起良好的农业生态系统，致使生产力水平很低，甚至陷入恶性循环深渊。人类应当从生态系统的观点出发，根据各地的自然与社会经济条件，因地制宜地调整农业生产的结构和布局，控制和提高能量流动和物质循环的途径与效率，建立起高产、稳产、高效率的农业生产体系。广东省珠江三角洲地带在九世纪前，本是无法农耕的低洼沼泽地带，潦水为患极为严重。这里的人民在长期生产实践中，因势利导，把一些低洼地深挖成水塘，将挖出的泥填高地面成“基”，逐渐地把低洼水网区改造成“基塘”地区。基上种桑，桑是生产者，它吸收光、热、水、肥生产桑叶；桑叶喂蚕，蚕是第一性消费者；蚕沙（粪）、蚕蛹养鱼，鱼是第二性消费者；微生物是还原者，分解鱼粪和其他有机物归还给塘泥；塘泥肥桑，又进入新的循环（图 8-41）。形成一种循环性生产关系，物质呈“半封闭式”循环，这就是“桑基鱼塘”或“蔗基鱼塘”。它把种桑、养蚕、养鱼有机地结合起来，充分利用资源，提高了生产力，创造出一种结构布局比较合理，功能比较完善、水陆相互作用的人工生态系统。

二、城市生态系统

城市生态系统是在人类不断改造生存环境和促进能量与物质流通的过程中逐步形成的。人类从依赖自然生态系统到利用农业生态系统，最后建成了以人为主体，充分利用空间和集约人口、经济、科学技术与文化的地域大系统——城市。因此，城市作为生物圈中独特的人工生态系统，便具有不同于自然生态系统和农业生态系统的许多特点。

首先，从构成城市生态系统的环境看，这里是人类对陆地自然生态系统影响最强烈、改造最彻底的地方。它除了大的气候特点和地貌形态可能受影响较小外，几乎没有遗留下自然生态系统的任何重要特征。地面上集中了各式各样的建筑物，鳞次栉比。高楼之间的街道犹如一条深邃的峡谷，有的很

少见直射阳光。坚硬的水泥或柏油道路纵横交织，密如蛛网。各种机动车辆往来不绝。绿色植物很少。原生的自然景象完全被人工的建筑景观所代替。这样的下垫面性质加上空气的污染和人为热的释放，就使城市具有不同于郊外自然状态下的气候。例如空气中有较多的悬浮物质，尘埃比郊外一般多 10 倍，云量比郊外多 5—10%，使太阳总辐射比郊外少 15—20%；风速和相对湿度都低于郊外；而人为热的大量释放，引起城市的局地升温，使年平均气温一般比郊外原野高 0.5—1℃，冬季平均最低温度比郊外高 1—2℃，出现热岛效应。由于上述自然因素和人为因素的影响，使城市环境与郊外其他生态系统的环境具有显著差异。

其次，城市生态系统缺乏生物成分，特别是植被覆盖率一般很低，即使生存着少量绿色植物，也未给居民和某些动物提供有意义的生产量。动物种类也比较少，多为鼠类和蚊蝇。相反，消费者人口却非常集中。这种特征使城市生态系统中的食物链（网）变得比较简短，系统的稳定性差，并且还使其生物量常常具有倒金字塔结构，如下表所示。生产者的缺乏和第一性生产量甚微，还使它永远脱离不开自然生态系统和农业生态系统而独立存在。

城市	人类现存量 (a) (t / km ²)	植物现存量 (b) (t / km ²)	b / a
东京 (23 个区)	610	60	1 / 10
北京 (城区)	976	130	1 / 8
伦敦	410	280	7 / 10

第三，城市是一个高度耗能和需要大量物质输入并有产品输出的开放系统。由于缺乏绿色的第一性生产者植物，对太阳能的利用很不充分，土地又基本用于承载建筑物、道路或人类经济技术与文化活动的范围，很少能够给生产者提供有效的营养物质，以制造含能的有机物质，所以城市生态系统在能源与物质供应方面难以达到基本上自给自足的程度。为了满足城市居民在生活与生产活动中对能量和物质的需要，使系统继续正常运转并保持其供需平衡，必须从周围其他生态系统输入食物资源、动力资源和生产原料。然后通过人和各种经济技术系统，制造出大量产品，除满足城市需要外，其余部分输出到系统之外。由此可见，城市生态系统是一个能量和物质的流量很大和贮存与转换时间短的非闭合系统（图 8-42）。

但是，城市生态系统中输入与输出的能量和物质不完全是通过以营养关系构成的食物链，除此之外，大量的能量和物质则是通过非生物的经济技术系统或环节进行转移的。后者是人类根据社会需要与可能建立起来的，不像食物链是生物在长期演化过程中，彼此之间通过适应和自然选择确立下来的。故常因各种原因发生变动，稳定性程度低。如果这种系统或任何一个环节发生故障，将会立即影响城市正常功能的进行和居民的生活。从这个意义上讲，城市生态系统又是一个比农业生态系统更为脆弱的系统。因此，需要

人们加以高度的科学管理，以维持其动态平衡。

第四，城市生态系统虽然是深受人类调控的典型人工生态系统，但是不可避免地受到所在地区自然条件的影响。例如气候和大地貌单元等特点常常规定着城市的整体规划布局与设计的要求；山水风光资源常常决定着某城市是否以旅游为重点；以常绿或落叶树种为主的植物资源的特点又往往关系到城市绿化设计的要求，等等。因此，城市生态系统与上述其他生态系统基本一样具有一定的地域性烙印。这就要求人们在规划建设城市时，避免模式化，应当具有民族风格和地方特点。

从上述这些特点可以说明，城市生态系统是一个有机整体，它是由“环境系统”、“生物系统”和“技术经济系统”共同构成的一个自然-技术经济生态系统，是一个十分复杂的多要素、多变量和多层次的动态系统，而人是这个系统的核心或主宰。

城市生态系统是人口最为集中，人类活动十分频繁的地方。为了发展生产，为了给人类创造更加美好的生活环境，在改造老城市、建设新城市时，除了考虑其他许多重要的原则外，还必须具备有生态的观点，应用生态系统的基本原理开展工作。例如城市地址的选择、城市总体规划中功能区的划分和各功能区的内部规划都必须考虑当地自然生态系统的特点并加以合理利用和改造。那些不影响城市建设的河、湖、山丘、片状林地等应尽量保留，或加以改造修饰，使适合城市的需要，并发挥良好的生态效益。加强三废治理，使污染物的排放控制在排放标准和生态系统的自净能力范围内。大力进行城市绿化，建设起完整的绿化系统和达到一定的绿地定额，起到美化城市，改善小气候，净化大气，减弱噪声和有益于人体健康等作用。以改善城市小气候而言，在城市植有树木的地方，通过遮荫和蒸腾水分降低夏日市内的气温（图 8-43）；林木的覆盖、树干枝叶吸收与反射太阳辐射，又可提高冬天的气温，使城市年、日温差缩小。又如城市绿地与建筑区具有不同的热力状况，温差可以形成一种类似海陆风的空气对流，建筑区混浊的空气被带至高空而降低了污染程度和气温；同时新鲜空气源源不断地从绿地流向建筑区（图 8-44），从而起到了改善城市局部小气候的作用。

综上所述，地球上通过太阳能的固定与传递和水、气体与矿质元素的生物地球化学循环，把各种陆地生态系统、水生生态系统与人工生态系统联结起来，形成地球上最大的生态系统——生物圈。生物圈是一个多成分、多层次，热力学上开放的，具有自我调节能力的巨大而复杂的系统。它蓄积和再分配了巨大的能量资源，并决定着土圈、水圈和大气圈的某些特性，同时它也受这些地理圈层的制约和影响。人类作为生物圈的重要成员，受到一般自然规律的制约，同时对生物圈的影响也在日益扩大与加深。人类的有些活动

是合理的、富有成效的，并已从中获得巨大利益。但还有大量的人类活动，从整个生物圈的水平 and 生态效应来看是盲目的、不合理的，因而导致自然生态失去平衡，人类本身由于自然规律的反馈作用而遭到“报复”。现代，人们已从蒙受的损失中逐渐地醒悟了过来，并开始认真地研究“人与生物圈”的关系了。

主要参考书

1. 北京大学等：植物地理学，人民教育出版社，1980。
2. 林昌善等：生物与环境，人民教育出版社，1980。
3. 东北林学院主编：森林生态学，中国林业出版社，1981。
4. 华东师范大学等：动物生态学，人民教育出版社，1981。
5. 中国植被编辑委员会：中国植被，科学出版社，1980。
6. David B. Sutton , N. Paul Harmon : Ecology — — Selected concepts. 1973。
7. R. L. Smith : Elements of ecology and field biology. 1977。
8. E. P. Odum : 生态学基础，人民教育出版社，1981。

第九章 地域分异、自然区划和土地类型

第一节 地域分异规律

一、景观及其地域分异的基本因素

自然地理环境是由地貌、气候、水文、土壤和生物等成分 (Component) 组合而成的一个整体。这些成分是由各自的许多要素 (element) 所组成, 各要素又是由许多组分 (ingredient) 组合而成的。因此, 自然地理环境可以分成多级的子系统, 或者说它是由各个子系统组合而成的自然地理系统。

自然地理环境或自然地理系统这个客体, 在地理学的文献中有的称为自然综合体或景观 (广义的理解, 它不是指狭义的某个自然综合体的地域等级单位)。这些名称都为彼此通用的同义语。但自然地理系统和生态系统两个概念是有差别的。通常, 生态系统是指生物群体及其生境相结合而成的整体。所谓生境是指直接影响生物群体的那些环境因素的综合, 即生态因子的总和。而起间接作用和影响的一些因素, 如生物群落所处的地貌条件、根层以下的基质、地下水以及群落外界的其他间接因素等, 总称为处境, 即生态系统的立地背景。生态系统的整体仅以生物有机体为中心, 即包括生产者、消费者和分解者所组成的生物界, 是联系那直接有关的生态因子来进行研究的, 整体中不包括处境在内。另一方面, 生态系统与生物地理群落的概念基本相同。

自然地理系统或景观的研究是以自然地域为中心, 通过有机界与无机界相互作用的过程, 把那些处境、生境和生物群落综合联系起来进行整体性的、地域性的考察。所以, 生态系统与自然地理系统两者之间既有一定的重叠部分, 也有一定的不重叠部分。两者的研究可以相互补充, 相互促进。

无论生态系统或自然地理系统都是一个复杂的、随时间发生变化的动态系统。系统与外界存在着物质与能量的相互交换。一方面, 经常有各种物质和能量通过各种外部作用进入系统内部, 这叫输入。物质和能量的输入可以改变系统内部的有序性。通常, 一个系统内部有不同的特点: 可以是有序的, 也可以是无序的。描述一个系统的无序性的概念叫混乱度, 也称为熵。熵越大, 这个系统就越混乱, 即愈无秩序; 反之, 则称为负熵, 即指其有序性。负熵增大, 即信息伴随物质能量进入系统内后便可增加其有序性。可见, 系统的秩序是依靠外界物质能量的输入来维持的。一个开放系统若没有外界物质能量的输入, 根据热力学第二定律, 这个系统便向无序性发展, 混乱度增大; 若有外界物质和能量的输入, 便可增加其有序性。

另一方面, 系统本身也对外界以一定的作用。通过系统处理后的一些物质能量流出到系统之外, 叫做输出。在一定的尺度内, 若系统的输入等于输出, 就出现平衡。这对生态系统来就是生态平衡, 对环境系统来说就是

环境平衡。如生态平衡即是维持该系统的有序性。保持开放系统有序性的能力，称为稳定性或协调性。也就是说，要维持系统的稳定，就需要输入负熵以保持其有序性。这样的开放系统叫做耗散结构。

一个系统越复杂，它的内稳性越大，越能保持其平衡。反之，系统越简单，内稳性就越小，越不易保持平衡。这是因为系统除具有各成分的特征外，更重要的是它们之间还有相互作用。这种相互作用越复杂，彼此调节的能力就越强；反之，则较弱。这个调节的相互作用，称为反馈联系。即当系统中某个成分发生变化时，其他成分可通过彼此的相互联系和相互影响，去改变已经发生变化的那个成分。反馈可产生一个作用循环，表现出可逆的反向影响。这种影响可以是直接的，也可以通过中间环节来实现，后者称间接迴线影响。最常见的反馈是负反馈。它对外界因素所引起的变化，通过内部的迴线影响对其起阻碍作用。负反馈使系统具有自动调节的能力，以保持本身的稳定。若系统中的负反馈较多，其内稳性就较大。相反，当系统出现正反馈时，就将形成“雪崩”反应。例如两个性质相似的景观，其中一个的植被被破坏而另一个则未受影响，它们对暴雨的反应就不相同，一个起加速侵蚀的作用，另一个起阻碍侵蚀的作用。因此同样的输入便有不同的输出。

景观作为一种系统除具有整体性外，另一重要的特点是具有地域性，即地域分异的规律性。它是指地理环境各组成成分及整个景观在地表按一定的层次发生分化并按确定的方向发生有规律分布的现象。例如，从赤道至两极，从湿润的沿海至干燥的内陆，从山麓至高山顶部，甚至在局部地段（如山坡和谷底）中，都可以观察到不同属性的地理环境发生有规律的变化。这些现象的成因、特性、表现形式和彼之间的关系等，是地理学研究的重要内容之一。它既有重要的理论意义也有重要的实践意义。本章仅讨论景观或自然地理环境的地域分异规律性。它是其他地理环境地域分异的基础。

地域分异具有不同的规模或尺度。通常可分为大、中、小三种：

1. 大尺度分异，包括：

- 1) 全球性尺度；
- 2) 全大陆、全海洋尺度；
- 3) 区域性尺度。

2. 中尺度分异，如山地中垂直带的分异等。

3. 小尺度分异，如局部地段中处境引起的分异等。

这些不同尺度的分异各有自己的成因和具体的规律性。但彼此不是孤立的，而是存在一定的联系。一般来说，高级分异规律是下级分异的背景。而低级分异的有规律联系又是构成高级分异的基础。例如，山地垂直带是在地带性与非地带性地域分异规律的背景上独自形成的，它们在地带性与非地带性规律的控制下具有自己的组成、结构等特征。然而，通过对各个山地垂直带的对比分析又可反映出地带性与非地带性的地域差异。因此，地球表层在各种不同尺度的地域分异规律作用下，分异出大小不等的许多地域单位。这

些地域单位构成一个多级次、多类别的复杂的镶嵌体系，在空间上也具有一定的分布规律性。

形成地域分异的基本因素有两种：一是太阳辐射能；一是地球内能。它们在空间上或时间上的影响都是不平衡的。两者在地球表层自然界中的特殊表现，便决定了地域分异的两个最基本、最普遍的规律性，即地带性与非地带性。

纬度地带性（简称为地带性）的具体成因是太阳光线在地球表面具有不同的入射角而引起太阳辐射沿纬度方向呈不均匀的分布。地带性的表现是地球表层许多自然地理现象和过程由赤道向两极呈有规律的变化。在古代，人们便形成了气候带的概念。19世纪德国地理学家 A.洪堡把气候与植物联系起来发展成为植物气候带。到19世纪末20世纪初，俄国 B.B.道库恰耶夫联系各种自然现象的基础上提出了自然地带学说。地带性是地域分异中基本的但不是唯一的分异规律。它常受其他因素的干扰而复杂化。

由地球内能的作用而产生地表形态和大地构造的区域性差异，也直接或间接地导致水热条件和其他成分在区域上发生一定的分异，也有一定的规律性。如海与陆的分异及由沿海至内陆的干湿变化和大地构造-地貌的分异而引起的自然区域的差异。这种分异的成因和表现均与纬度地带性不同，故称为非纬度地带性，简称非地带性。

通常认为，无论是地带性的或非地带性的地域分异都是地表最主要的分异规律。两者的力能都是来源于自然地理系统的外部，彼此互不从属。它们皆作为外部条件或因素对各自然地理成分和景观起作用，使景观和各自然地理成分同时具有地带性和非地带性的特征。当然，这两种分异因素和规律对不同成分的作用和影响可以有很大的差异，甚至对同一成分的不同要素或不同等级单位也有不同的作用和影响。因此不能简单地认为，气候就是地带性的而地貌就是非地带性的表现。其实，气候既有地带性的也有非地带的表现；同样，地貌和其他成分亦具有这两种表现。各自然地理成分中哪一方面反映地带性特征，哪一方面反映非地带性特征，反映的程度如何，皆取决于各成分内在的特性和外部因素的具体影响情况。为此，必须区别分异因素（作用的原因）、成分或要素（作用的对象）、分异规律性（作用的表现方式和后果）之间的不同含义。所以，对各成分地域分异规律的全面研究，不是以地带性或非地带性某一方面所能代替的，只有同时对这两个方面进行探讨，才能真正阐明它们的地域分布特点；只有在具体的时间、地点和形成条件下，才能区分两种分异间的相对重要性。

此外必须注意，地带性是纬度地带性的简称，它有确定的含义和具体的内容。有些人只从字义上理解，把地带性包括纬度的、经度的和垂直的三种分布，这是不妥当的。

二、全球性的地域分异

地带性和非地带性两种基本的地域分异因素，对全球性地域分异的作用中，可分为下列三种表现形式：

(一) 热力分带性

地表的热能主要来自太阳能。地球获得太阳能的数量决定于日地距离以及太阳光对各地的入射角的大小和光线经过大气圈时所发生的变化。太阳辐射随纬度不同而发生的热力分带性具有全球性规模。无论在大陆或海洋都有明显的表现。全球可分为若干带（表 9-1）。

这种热力带主要表现为横贯海陆的带状分布，在大气圈中表现最为典型，它决定了气温、气压、湿度、降水、风向等要素在地表有一定程度的带状分布。

(二) 海陆水平分布及其对比

地球表层分为四个大洋和七个大洲，这也是全球性的地域分异。它不仅表现为海洋和大陆性质的强烈对比，构成两种明显不同的自然环境，而且通过海陆的相互作用还形成次一级的地域分异。

海陆分异的特点是：除孤立的南极大陆外，其余六个大洲组成三个大陆瓣，大洋与大陆相间分布并呈对蹠的特点。大西洋、印度洋、太平洋分布于三对大陆之间，北冰洋则与南极大陆对蹠。海洋分布的特点是：1) 海洋面积比陆地面积大得多，2) 各纬度的海陆对比面积不一致，3) 陆半球仍以海洋面积的比例为大，等等。大陆分布的特点是：大陆的外形多呈三角形，且其尖端指向南方，等等。这些特点在第一章已有介绍。其成因可从地壳均衡说，大陆漂移说，海底扩张说和板块构造说等得到许多解释。

表 9 - 1 地球表层的热力分带

热力基础—辐射平衡(R)	
分带 (千卡 / 平方厘米 · 年)	
< 35	寒带
35—45	温带
45—75	亚热带
> 75	热带

(三) 全球性的垂直分异——海陆起伏

从全球海陆起伏曲线(见图 1-17)中可以看出不同高度与深度的地域分异。

上述三种地域分异形式中，前一种属地带性的，后两种属非地带性的。

三、全大陆和全海洋的地域分异

大陆或海洋内部各有自己的地带性与非地带性分异规律。

(一) 全大陆的地域分异

1. 纬度地带性规律 这是在热力分带性基础上形成的大陆地带性分异。从赤道至极地可分为赤道带、热带、亚热带、暖温带、中温带、寒温带、亚寒带、寒带等热量带。每一个热量带不仅有其热力特点，而且气温、气压等也有其共同特点，其他气候要素（风向、降水等）、土壤、生物群落，甚至外动力过程所形成的地貌都在一定程度内具有相应于该热力特点的性质。例如，赤道带的高温，促进对流作用强烈，因而降水丰富，决定了这里的气候湿热，低压静风，径流充沛，土壤淋溶作用强烈，风化壳和土层深厚，平原上广泛分布沼泽，发育雨林植被等等。所有这些特点彼此互相联系，使各大陆赤道带具有若干共同的景观特征。

地带性规律在植被上有着特别鲜明的表现。每一地带都具有自己典型的植被型，其种属组成、群落构造、生物量和生产率等都受到地带性规律的制约。动物的地带性表现也比较清楚。极地的白熊（北极熊）、亚寒带的驯鹿与热带的大象、河马、犀牛等都具有极其明显的对比性。土壤的地带性表现在土壤的水分和盐分状况，成土过程，和土壤类型的组合等方面。风化过程和风化壳类型也具有明显的地带性差别。陆地表面的各种水文过程，如径流的形成，径流总量，径流系数，径流年变化状况，河水和潜水等的化学成分也都具有明显的纬度地带性差别。湖泊和沼泽的地带性，常常表现于湖沼的热力状况和水生生物群的差别，以及沼泽化程度和泥炭堆积程度、沼泽类型、湖泊沉积类型和湖水化学成分等方面的差异。

地貌往往被称为“非地带性”组成成分。这种看法是不全面的。地貌是内外营力共同作用的产物。地貌的非地带性特征决定于内力（构造运动和岩浆入侵、火山喷发等）的作用，而其地带性特征则更多地决定于外力因素，特别是气候因素。所有地貌外营力过程都与地带性规律有着直接和间接的联系，因此大部分气候地貌（冰川和冻土地貌、流水侵蚀地貌、风成地貌等），甚至某些岩性地貌（象喀斯特地貌和黄土地貌等）都具有明显的地带性差别。

景观各个组成成分具有明显的地带性，决定了作为这些组成成分综合的“景观”也具有地带性。不同自然带各组成成分间的相互关联性各不相同，控制这些相互关联性的水热平衡特点、表层地球化学过程和生态系统等机制也各不相同，这就是景观地带性的综合表现。我们可以根据一定地域的景观特征，即构成景观的各成分的复杂相互联系，从一个成分或要素的特征依次推导出其他成分或要素的特征。景观的这一性质，称为成分或要素的相互关联性。通常所称的地理相关法就是分析景观的这一特性。

总之，地带性表现为各组成成分和景观的性质沿纬度作有规律的更替，并且形成一系列东西延伸的区域单位。但是这些单位的实际分布只是与纬线大致平行。通常可采用一定的指标或指标组合在热量带范围内进一步划分出

地带性区域单位，最常用的指标是气候、土壤和植被等方面的指标。这一级单位称为自然地带。自然地带还可进一步划分为自然亚地带、次亚地带等。因此大陆的地带性区划单位可有四个等级：热量带、自然地带、自然亚地带、次亚地带。

热力带可以贯穿海陆，故属于全球性的地域分异，但大陆和海洋的热量带仍有差别，两者的表现完全不同。通常认为，大陆自然地带具有断续横跨整个大陆分布的特点，大致与纬线平行，沿纬度发生更替，但实际上自然地带只有冻原地带、泰加林地带、赤道雨林地带比较明显横跨大陆分布，其他自然地带具有更大的断续性。各自然地带可以在不同的大陆重复出现，但都被大洋所切断。

2. 干湿度地带性和水平地带性。自然地带的实际表现是相当复杂的。首先，海洋的分布和影响破坏了纬度地带性的简单的南北分异规律，出现了沿海和内陆的地带纬线方向发生偏离，即东西向的干湿度地带性分异。其次，大范围的地势分异（大平原、大山系、大高原的分异）也影响地带性表现。实际上，地带性分异只在广大平原区才大致与纬线平行，而山地和高原区的地带性表现则相当复杂。

海陆分布及其对比关系形成了大陆性气候和海洋性气候的差别，大陆内部和东西两岸各植被型的差别，以及景观的干湿度差别。这种差别常常呈经度分异的方向变化，故习惯称之为经度地带性，或称为干湿度地带性。

大陆地带性的分异图式实际上是纬度地带性和干湿度地带性共同作用的产物。实际的地带性表现除了在大多数大平原地区基本上与纬线方向平行外，其他地方可能与纬线呈斜交。地带的长度和宽度也各处不等，在地貌变化急剧的地方，或者是“大陆性地带”转变为“海洋性地带”的地方，地带可以发生尖灭或间断。例如：欧亚大陆中部的大陆性草原地带和荒漠地带，便在向大陆东西两岸转变为海洋性森林地带时发生了尖灭，而森林地带在中纬度只分布于大陆东西两岸，在大陆内部也发生了间断。

同时，某些“经度地带性”表现为主的地区，例如北美中纬的西部，也包含着纬度地带性的表现，即不同热量带中的草原、半荒漠、荒漠等地带的南北向组合不同。

因此实际表现的地带性分异，并非纯粹的纬度地带性，而是叠加了干湿度地带性的影响，通常把其称为水平地带性。水平地带性按其分布图式，基本上可分三类：

（1）某些大平原或低山丘陵分布区，特别是大陆内部的大平原，呈现纬度地带性分异。例如欧亚大陆内部的南北分异。

（2）干湿度分异占优势的地方，呈现“经度地带性”分异，例如北美西部。

（3）当海陆分布线与纬线斜交、热力和干湿度分异同时起作用时，水平地带的分布也常与纬线斜交，例如，我国的华北和东北区域的水平地带性

表现。

3. 大规模构造体系即所谓纬向和经向构造体系是另一类全大陆范围的地域分异。纬向构造体系在地质学上又称为东西向构造带，它有特定的纬度分异特点，即构造带之间的间距大致是 8° 纬度，在中纬度表现尤为明显。如我国的阴山-天山构造带，秦岭-昆仑山构造带，喜马拉雅山构造带，以及表现不太明显的南岭构造带。纬向构造带与纬度地带性结合往往形成地理上的重要分界线，如天山构造带便为西部中温带和暖温带的重要分界线；秦岭山脉为我国南北方，即暖温带和亚热带的重要地理分界线。

经向构造体系表现为南北向构造带和山系。如纵贯南北美洲的科迪勒拉-安第斯山脉，欧亚分界的乌拉尔山脉，我国的横断山脉等，都是明显的经向构造带。这些经向构造山系常常成为大气环流的障碍，因而形成气候干湿变化的重要界线。山体愈高大、连续，这种影响愈明显。如南北美洲的西海岸山脉。

更大规模的全大陆非地带性分异还表现在每个大陆的东部或西部边缘多为山脉，而大陆内部则为面积宽广的低地或平地。它们可能被一系列纬向构造带所分割。

（二）全海洋的地域分异

全海洋的地域分异也有地带性与非地带性两方面的特点。大洋表层的纬向自然带，主要是气候的带性引起的大洋的温度、洋流、盐度和含氧量的不同，以致海洋生物也有相应的区别，从而引起大洋表层（0—200米）的性质按纬度方向发生有规律的变化。现以太平洋南北纬 40° 之间的海洋自然带为例来说这种分异（图 9-1）。

赤道地区是赤道逆流分布的地带（北纬 8° 到南纬 4° ）。这里存在着深层海水上升现象，因而水温较低，在 300 米深处的温度比相邻的信风地带低 3—4 $^{\circ}$ 。在赤道附近的表层水受阳光直射而强烈增温，但水中含氧量少，而磷酸盐多。这清楚地说明表层水是来自深处的。深水上升，使光合作用带（0—200 米）富含大量的磷酸盐和硝酸盐，结果浮游植物的数量增加（2000 个细胞/立方米），同时浮游动物（64 毫克/米³）、鱼类（1.4 毫克/米³）和细菌（150 个/50 毫升）的数量也增大。正是这里的海水上升现象导致表层水化学性质发生变化，从而促使生物大量繁殖。而生物增多即悬浮质微粒增多，使这里水的透明度比信风地带减少 10 米。沉降到海底的死亡浮游生物残体是构成疏松沉积物的主要成分，因此这里的沉积物的容重较小（0.9 克/厘米³）。这可以使我们看到一幅整个大洋自然界中各现象的相互联系的图景。

在信风地带（如北纬 8° — 20° ）内，相互联系的环节具有另一种表现。这里，海水上升现象出现在美洲沿岸附近，它是在信风所引起的减水现象的影响下发生的。信风洋流把水带到西方，深层水随之上升，增加了表层水的

营养盐类，因而浮游生物、鱼类和鸟类都大量繁殖。信风洋流越向西流，浮游植物发育所必需的盐类便消耗得越多，因此太平洋中部的海水十分缺乏磷酸盐。在这种条件下，浮游生物、鱼类和鸟类也大量减少。

各个海洋自然地带具有季节变化的特征。由于海水的流动性，可以使整个海洋自然地带作一定的南北移动；另一方面，离赤道愈远，地带特征的季节变化便愈大。

在信风地带以北(北纬 20° — 40°)，即所谓亚热带地带以及温带地带，由于冬季气候变冷，海水发生混合，使营养盐类增多，导致浮游生物和鱼类又相应增多。

海洋表层的地带性比下部深水层具有更明显的分异，地带的数量也较多。因为大洋表层是处在大气的作用之下，而深水层特别是在近底层，所受的影响甚微。例如，在热带地区的大洋表层可分为赤道逆流地带、信风地带、亚热带地带三个大洋自然地带，而在深水层和近底层则只有一个地带——热带地带。这一情况在海底生物的组成和数量上表现最明显。在由北纬 23° 到南纬 23° 的热带地区内，底栖生物的生物量到处都很小(约 50 毫克/米 3)，自亚热带地带开始底栖生物量才向北和向南逐渐增大。

大洋各地理地带的界限在表层表现比较清楚。这里的海水沿地带性(沿纬线方向)的流动大大超过了沿经线方向的流动。在深海中，海水沿经线方向的流动大大增强。而且水团从高纬流向赤道，并在这里上升到表层。使赤道表层海水的营养盐类增多，浮游生物的营养条件得到了改善。在光合作用层以下更深的地方，流来的是缺乏有机养分和生物碎屑的深层水，因而不能促进底栖生物的茂盛发育。结果造成了热带深海生物贫乏。

温带地带发育大量浮游生物，下沉海水可将浮游生物和生物碎屑带到深处，使温带深水层中富含营养物质并在海底发育大量的生物。这种现象是浮游生物垂直迴游的结果造成的。随着底层水流向赤道移动，养分和生物量便不断减少了。

全海洋非地带性地域分异规律，首先表现在海洋底部地貌的差异上。如大洋底部的中央为海底山脊，而两旁为大洋盆地。大洋中脊基本上呈南北延伸，并为东西向的转换断裂所分割。其次，从海岸带到洋底按深度分为大陆架、大陆斜坡、大洋盆地和深海沟等类别，应属于全大洋规模的垂直分异。

四、区域性的地域分异

区域性地域分异是比全大陆或全海洋规模小一级的分异。它包括区域性的大地构造-地貌分异、带段性和省性的地域分异。区域性的大地构造-地貌分异，主要是指相应于一定大地构造单位上的区域地貌分异。必须区别大地构造和地质构造两个概念的差别。地质构造是指构成地壳的各种构造单元(褶曲和断层等)。各种地质构造的分布，由于区域地质发展史的差别，不

同地区有不同的地质构造组合。因此可以得出一系列大地构造分区。大地构造分区也有大小不同的区域等级。每一大地构造分区，不仅具有区域地质发展史和地质构造组合的共同性，而且具有岩性组合的共同性以及共同的地貌表现特点，即表现为一定的大山系，大平原或大高原地貌，或者表现为山脉，平原，高原等的中、小级别的有规律组合。但应注意在引用大地构造学说的研究成果时必须注意下列两点：（1）大地构造学存在着很多学派，地理学家应着重采用那些与近期地势地貌分异密切相关的构造体系区划方案，而构造体系的划分有助于分析各区内的地质构造与地貌的综合特点。（2）大地构造单位有时具有埋藏特点，可与地表的地势地貌分区不相符合。例如，鄂尔多斯台向斜这一大地构造单位，其内部分化为陕北台凹和东胜台凸，这与当地的地貌分为陕北黄土高原丘陵沟壑区和鄂尔多斯风砂高原区的分异并不一致。自然地理分区侧重于地表的地势地貌分异的一致性，因此有些自然分区可与大地构造分区不一致。这是因为地势地貌对其他地理成分的影响往往比下部的大地构造更直接，更能造成景观的分异性。

总之，区域性大地构造-地貌分异可形成规模不同的非地带性单位，象西伯利亚西部低地，西伯利亚中部高地，青藏高原，蒙古高原，黄土高原，四川盆地，江南丘陵区等等，都属于区域性非地带性单位。按其等级差异，在我国首先可分为：东部多字型构造季风区、西北高原干旱区和青藏高原寒冷区等大的区域单位。一些规模较小的大地构造-地貌单位，如塔里木盆地、云贵高原、黄土高原、江南丘陵等是次一级的分异；山西高原、四川盆地又是更次一级的分异。当然，在四川盆地内部还可进一步划分为川东、川北，川中，川南和川西等规模更小的大地构造-地貌差异。

区域性地域分异规律的另两类表现形式是带段性和省性。这两种地域分异规律是地带性和非地带性两种分异因素共同作用的结果。

.H 米尔科夫把省性理解为地带性条件下的非地带性，即局限于在一定的地带单位内的非地带性分异。我们则把省性概念扩大为更广泛的解释，而不只限于地带范围之内，如热量带、地带、亚地带等都各有省性差异，即省性也有不同的等级规模。

例如在热量带范围内来讨论省性分异，就是最大一级的省性，如热带的气候省性可分为西岸信风气候、内陆干旱气候和东岸热带季风气候（受台风影响的）的差别。在亚热带则形成了西岸地中海气候和大陆亚热带荒漠和草原气候、东岸夏湿冬干的亚热带季风气候的省性差别。温带则形成了西岸西风气候、大陆温带荒漠和草原气候、东岸温带季风湿润气候的省性差别。热量带内的气候省性差别是通过干湿度差异来划分的。除注意干湿差异外，还要区分冬季缺水区（东亚季风气候）还是夏季缺水区（地中海气候）。不同热量带的省性气候型差异对当地水文、地貌、土壤、植被和景观都有明显的影响。

洋流对热量带的气候型的分异也有很大的影响。大洋中洋流的東西分布

特点，实际上也是大洋热量带内的省性分异。

除了气候省性外，米尔科夫还认为有地质地貌的省性分异，即在一定地带性单位内的大地构造-地貌分异。我们认为还具有结合气候和地质地貌这两种省性的综合省性。例如，欧亚大陆温带，若考虑综合省性时可分为：(1) 西欧、东欧、俄罗斯平原、西伯利亚西部低地、西伯利亚中部高原、西伯利亚东部山原、远东沿海等不同区域。这些区域既是气候的省性也是地质地貌的省性分异。

自然地带内的省性也有很明显的表现。例如，我国的亚热带作为欧亚大陆的亚热带东段（其本身便是热量带的一种综合省性表现）可以分为南、中、北三个自然地带，其中每个地带都有明显的省性差异。如中亚热带自然地带内的省性分异有：东部浙闽沿海区（受台风侵袭范围，降水比较均匀，夏秋有暴雨）；中部湘赣区（在副热带高压控制时常出现伏旱，受寒潮影响较大，春季常出现倒春寒）；西部川贵区（降水比较均匀但降水强度不太大，常出现云雾天气和较阴湿的气候）；云南高原区（受寒潮影响较弱，受西南季风的影响大）。

带段性是指一定的非地带性单位内的地带性分异。带段性也具有不同的分异规模。例如，我国东亚季风大区内部出现南北方向更替的各热量带差异就是一种高级规模的带段性。苏联俄罗斯平原、西伯利亚西部低地、西伯利亚中部高原等各大区内部出现的热量带分段也属于规模较大的带段性。关于带段的划分可用横贯欧亚大陆北部的寒带泰加林带为例来说明，它在不同的非地带性单位内的表现便有很大差别：在东欧，泰加林逐渐向西北部变窄，即东宽西窄，而且在西部只分布于高纬，这里以亮泰加林为主；在西伯利亚西部低地，泰加林还叠加有沼泽的分布，成为沼泽化泰加林；在西伯利亚中部高原和东部山原，出现有高出泰加林带的秃峰，在林内分布有高位沼泽，这里的暗泰加林常向南延伸分布；在远东因受季风气候影响，亮泰加林稍为向北分布。这些具体差别既属于省性也属于带段性的分异。充分说明省性和带段性是地带性和非地带性两种分异因素共同作用的产物。

次一级的带段性分异是地带的各段差异。如我国的东部亚热带可分为南、中、北三个自然地带段。更次一级的带段性是亚地带的各段分异。如四川盆地自然省内部存在着南、北两个亚地带分异，即盆地南部具有淮南亚热带景观特征的亚地带段；北部具有中亚热带景观特征的亚地带段。

五、中尺度的地域分异

中尺度的地域分异包括三个方面：高地和平原内部的地势地貌分异；地方气候对地域分异的意义；垂直带性。

（一）高地和平原内部的地势地貌分异

在大地构造-地貌分异形成的大的平原、高原和山地等单位的内部，由

于地势条件和地貌过程的差异引起次一级的分异，为中尺度的地域分异。现以华北平原的内部分异为例来说明中尺度的水平分异问题。

整个华北平原从海滨向山麓可分为五部分：海滨平原、冲积平原、洪积冲积平原以及它们之间的两个交接洼地区。

海滨平原区由河、海联合堆积而成，潮汐作用显著；其中由潟湖、贝壳砂堤和近代三角洲堆积平原等构成局部的分异；在排水不良、地势低洼的地方，沼泽化、盐渍化严重。

海滨平原与中部冲积平原之间，出现堆积物质相对较少、地势比较低的洼地分布区，如文安洼、黄庄洼等地。这些洼地排水不良，周围的土壤因浅层地下水的矿化度高而出现盐渍化比较严重的现象。

中部河流冲积平原区，面积宽广，地势起伏很小，排水中等；古河道纵横交错，现代河床两岸天然堤发育，排水良好，在河间平地中局部出现凹地；土地较肥沃、平整和连片。

在冲积平原与西部的洪积冲积扇之间过渡区，地势相对低洼，排水不畅，有的地方积水成湖，如白洋淀，现为芦苇水荡；有的被淤积填平，如宁晋泊、大陆泽；土壤的盐碱化较重。

西部山前的洪积冲积平原（扇）区，地势缓倾，排水良好，地下水埋藏较深，平原面受河流切割而开始分化，无洪涝盐碱之患，引灌方便。

以上各部分的依次分异是地势变化和地貌成因起主要作用的，从而影响到其他成分的相应变化，乃至形成中尺度的景观地域分异。这种分异是在地带性与非地带性因素控制下的中尺度分异形式之一。

（二）地方气候对地域分异的意义

地方气候差异是中尺度地域分异的另一个原因。由于地方气候（如海岸气候、湖泊气候、森林气候、灌溉区气候、城市气候等）或地方风的影响而导致景观的地方性分异，是在地带性和非地带性分异规律共同作用下的小区分异。

热带西海岸离岸信风的影响是海岸气候对地域分异影响的一个明显的例子。这里盛行东北离岸风（北半球），由于自中纬流向低纬，气流干燥，降水不多，因此荒漠逼近海岸。但是在沿岸一带却可形成一个多云雾、相对湿度较高的环境。离岸风吹走表层海水，使下层海水上涌，构成了向南流的冷洋流。下层海水水温低，在这里形成冷海面，在其上空构成低温大气层，迫使南下信风沿低温大气层爬升，形成了多低层云和平流雾的海岸气候，使光秃的地面受到一定的水分浸润。与此同时，还维持着一个相对稳定的逆温层，不利于气流的扩散。

海岸和湖岸，由于有海陆风和水温调节，以及受水面蒸发的影响，使沿岸气候变化更为和缓、湿润。因此，在海岸和大湖岸常可以形成一种具有偏南气候特征的地方气候。例如，我国南亚热带气候在福建沿海向北延伸可至莆田一带，使荔枝和龙眼等南亚热带作物的分布也向北推移。又如，处于北

亚热带的太湖东西洞庭山，在向阳的谷地和南坡维持着一个具有中亚热带气候的环境，成为我国桔子具有商品意义的一个偏北产地。

城市气候的热岛效应，多云雾，能见度小，降水较多，对城市环境有很大影响。

地方风的作用对地域分异也有一定的影响。一个地方的盛行风向，除了决定于大气环流系统外，还决定于当地山脉和河谷的分布特点的影响，它可形成一定的地方风系，在某些风口还可形成强风区。

地方盛行风对风沙地貌和城市大气污染的扩散具有很大的影响。强风区则促使风压增大，增强风沙的吹蚀作用，对建筑物的荷载承压和交通运输也有影响。

我国东部一般说来冬季盛行西北风，夏季盛行东南风，但各地实际情况比较复杂。例如东北平原的北部和南部，冬天盛行以西北风为主的偏北风，夏天盛行以西南风为主的偏南风；但在中部，从辽西到松花江谷地都受控于西南风和西风，几乎形成了一个“西风走廊”。如辽西科尔沁沙地的沙带排列方向，即固定半固定沙丘（坨）和丘间积水低地（甸）的延伸方向，便受地方盛行风的影响很大（图 9-2）；沙地南部和东部地方盛行风为西南风，沙坨和甸子排列方向自西南向东北伸延；中部的盛行风为西风，沙坨和甸子也转为自西向东伸延；北部受控于西北盛行风，故作西北东南向排列。

地方性风结合有利的风口地形，特别是与有利的大型天气过程配合时，可以形成特殊的强风区，例如阿拉山口的西北大风。阿拉山口是准噶尔西部山地间一个西北—东南向谷地，长约 100 公里，宽约 30 公里，西北方的阿拉湖和东南方的艾比湖处于山口两端开口处，地势西北高东南低，高差约 150 米，山口两边的山峰相对高度 2000—3000 米。山口的地形条件成为冷空气入侵新疆的重要通道。每当冷空气入侵，由于地形的狭管作用，风力加强。8 级以上大风，一年可达 150 天左右；最大风速有时可达 12 级，甚至更大；每次大风持续 5—8 天，风向稳定（在西北向），使这里成为有名的风口。由于强风的影响，其东南部的风蚀区域，发育了典型的风蚀城景观。

（三）垂直带性分异

随着山地高度的增加，气温随之降低，从而使自然环境及其成分发生垂直变化的现象，称为垂直带性或高度带性。形成垂直带的基本条件是构造隆起的山体，而其直接原因是热量随高度的迅速降低（每千米下降 5—6℃）。只要山体有足够的高度，自下而上便可形成一系列的垂直自然带。图 9-3 说明珠穆朗玛峰地区年平均气温随高度变化的情况（两者变化曲线刚好相反）。

垂直带的划分，通常以植被和土壤为主导标志，并结合热量和水分状况来进行。例如珠穆朗玛峰地区，由低至高可划分如下各垂直带（图 9-4）：

- 南坡：1) 热带山地季雨林带（海拔 1600 米以下）；
2) 山地亚热带常绿阔叶林带（1600—2500 米）；
3) 山地暖温带针阔叶混交林带（2500—3100 米）；
4) 山地寒温带针叶林带（3100—3900 米）；
5) 亚高山寒带灌丛草甸带（3900—4700 米）；
6) 高山寒冻草甸垫状植被带（4700—5200 米）；
7) 高山寒冻冰碛地衣带（5200—5500 米）；
8) 高山冰雪带（5500 米以上）。
- 北坡：1) 高原寒冷半干旱草原带（海拔 4000—5000 米）；
2) 高山寒冻草甸垫状植被带（5000—5600 米）；
3) 高山寒冻冰碛地衣带（5600—6000 米）；
4) 高山冰雪带（6000 米以上）。

垂直带的数量和顺序等结构型式，称为垂直带谱。一个山体或一条山脉可能有多个带谱。如图 9-4 具有南北坡两种不同性质的带谱。带谱的下部的起始带称基带。垂直带谱的性质和类型主要取决于：1) 带谱所处的纬度地带性和非纬度地带性中的位置，即基带座落的具体地点；2) 山体本身的特点，如相对高度与绝对高度、坡向、山脉排列形式及局部地貌条件的变化等。

山体或带谱的基带座落的地点不同，带谱的性质也不同。从低纬至高纬地区，随着基带的更替及其带幅的变小，带谱的性质也随之变化，带谱结构也逐趋简单。如低纬地区高山的垂直带，从基带至永久冰雪带常有 8—9 个垂直分带，带谱的结构最为复杂、完备；而高纬区高山常只有 1—2 个分带，如苔原带与永久冰雪带。垂直带从基带至永久冰雪带的更替，其中热量的变化类似于基带至极地的水平更替，但两者递变的成因和梯度是不同的。垂直带的温度随高度递减不是因太阳光线入射角的变化而导致太阳辐射量和气温的降低，而是因长波辐射的热辐射随高度而迅速加强而导致辐射平衡和气温的下降。垂直带随着高度的增加，因大气厚度、密度及尘埃和水分减少，太阳辐射和光照反而增强。所以高山与高纬地区的植物生长的限制因子是有所不同的。垂直带的温度梯度变化比纬度水平变化大一百倍左右。在高差几千米之内便可出现从热带至极地的类似变化。

从沿海至内陆，各垂直带谱的性质也相差甚大。沿海湿润型的垂直带谱以具有多种山地森林带为特色，山顶积雪也较丰富。大陆干燥型的垂直带有时还缺山地森林带（或不典型），只从荒漠基带开始至山地草原、山地草甸的顺序更替。过渡型的垂直带性质介于前两者之间，显得较复杂、多变。

其次，山体本身的特点对垂直带谱的影响也是重要的。例如，山体的高度与垂直带谱的完备程度有关，故高山与中山的带谱便有差别（高纬区的除外）。因坡向不同引起水分的差异对带谱性质亦有很大影响。迎风坡降水量常随高度而增大，达最大降水线或“云带”后又行减少。背风坡降水量较少并受焚风效应影响。故坡向不同，垂直带谱亦不同（图 9-4）。必须指出，

因山体屏障作用而引起水热条件和垂直带谱的坡向差异，与小尺度的阴坡和阳坡的差异性质是不同的。另外，山脉的排列方式及山间盆地、谷地的性质不同，对带谱的性质亦有影响。如山间盆地或谷地的水热条件出现异常时常引起带序倒置或混乱等现象。

总之，垂直带在地表的分布是零星的、不连续的。由于山体所处的地理位置及其本身的特点不同，垂直带谱的类型多种多样。垂直带性是在地带性与非地带性分异因素控制下独立发育而成的，既有地表基本分异因素影响的烙印，也有自己的组成、结构和成因等特点。因此，它是基本分异的背景上派生的第二级的中尺度地域分异规律性。

垂直带的类型差异可通过带谱的比较法进行研究。比较各地的垂直带谱可以把地域的水平分异与山地的垂直分异联系起来，更全面地了解景观地域分异的特点。图 9-5 表示珠穆朗玛峰南坡垂直带与温带、亚热带和热带各山地垂直带的对比。

六、小尺度的地域分异

在大、中尺度地域分异的背景上，还存在着局部的、小范围的地域分异因素引起的小尺度的地域分异。

（一）地貌部位和小气候引起的分异

在小地域内，由于地势的高、低、陡、缓的起伏而形成的各个地段，称为地貌部位或地貌形态组合单元。如从河谷低处至分水高处，常可分为河床、河漫滩、阶地、谷坡、山坡和山顶等部位。其中还可进一步细分。这种地域差异对其他成分亦引起相应的一系列变化。如生态系列和土链的变化。

地貌部位的差异，首先是引起大、中尺度的水热条件在地面上的再分配。不同地貌部位对小气候中热量的差异、地表水的排蓄状况、潜水的流动性和埋深等有重要的影响。其次是引起外动力地质地貌过程的作用方式、强度和物质迁移状况的差异。再次是引起成土母质的类型及其矿物成分和化学成分等的变异。因此，地貌部位、成土母质和潜水条件等结合在一起构成生态系统的处境。不同的处境条件对生物群落和土壤乃至景观的形成发育具有不同影响。所以，地貌部位是小尺度地域分异的最基本的因素。

小气候反映了贴地气层的光、热、水和风等的综合状况，通常以光照、温度、湿度和风等来表示。影响小气候的因素主要有地貌部位、植被类型、土壤性质、周围的环境（河流、水塘、森林、高大建筑物、地貌状况等等）及人为活动等。所以，不同性质的下垫面，具有不同的小气候。不同的小气候亦可影响各种地理过程和反映出小尺度地域的分异。

首先，通过作用面的热状况和水分状况的研究，可以发现小气候引起的

地域分异规律。例如，坡向、坡度与温度、湿度的关系表明：在北半球中纬地域内，无论凸或凹的小地形，南向坡可获得的总辐射能比平面上的多；而北向坡获得的总辐射能较平面上的少。这种差异在坡度增大到一定范围内时表现越明显，而冬季又较夏季显著。当下垫面的性质相似时，南坡因获得的太阳辐射能多，故热量平衡值大，用于提高土温和气温以及蒸发上的热能也多。由于南坡蒸发速度大，所以其土壤湿度小于平地及北坡。空气湿度也是如此。因此，南（阳）、北（阴）坡的植被、土壤和积雪情况等都有明显的差异。观察资料还表明，东、西坡所获得的辐射能虽然相近，但在暖季，西坡较东坡温暖。因为早上太阳直射东坡时，露水蒸发消耗了较多的太阳直接辐射；下午太阳直射西坡时，消耗于蒸发的热能减少，分配于增加土温和气温的热能增多，故西坡较为干热。

正、负地形与温度、湿度的关系表明：正（凸）地形的温差（特别是气温较差）小于负（凹）地形。由于夜间冷空气下沉而集于谷地，使气温较上部及坡地低；而白天谷地的风速和乱流交换弱，暖空气不易交换扩散出去，故热空气聚于谷底，使最高温度高于上部。这种差异在晴朗无风时特别突出。凹地在秋季先冷而在春季后暖，所以其无霜期较凸地和坡地短。因此，喜温作物常不能栽于凹地。但下坡和凹地的湿度则较上坡和顶部为大。

地貌条件与风和降水的关系表明：在小丘的迎风坡和两侧顺风坡的风速最大，背风坡处风速最小，但有涡旋产生使风向不定。通常，风速愈大，降水被吹散得愈多，因此迎风坡降水量减少，加上太阳辐射强，冬季可无积雪；背风坡降水量增大，积雪也较多。凹地的降水量和积雪也多于凸地。图 9 - 6 表示不同地貌部位与主导风向的关系，及其对建筑物配置的影响。

其次，通过邻近环境（水域、森林、地形与地物的屏障等）的影响而引起小气候的分异例如，湖泊、水库等水体对邻近陆地的影响，主要是通过两者增温不同和水汽含量不等，使邻近的小气候发生变化而实现的。影响的范围与水体的大小、深度及岸边的特点等有关。面积为几平方公里的湖泊或水库，岸边平坦或地势起伏不大时，可使离岸几百米乃至几公里的小气候受到影响，距水体愈近，影响愈大。海陆风的作用亦相类似。有些海（湖）滨区，因吹蚀作用强烈而导致滨岸沙丘的发育。又如山谷风、河风、防护林效应等的影响，都不限于某一地貌部位（作用面），它将使邻近的小气候发生变化。

总之，主要因地貌部位不同而引起的，以及主要因小气候条件不同而引起的处境差异，对不同地段上的植物、土壤乃至整个自然综合体的分异皆有密切的影响。

（二）局部的地质构造、岩性、土质和水分状况的影响

各地貌部位范围内由于岩性、构造、土质和水分状况的差异，将导致更次一级的小尺度地域分异。例如在同一山坡上，由于岩层的产状和岩性不同常引起局部的差异。诸如软硬相间的水平岩层常因差异剥蚀而造成梯级状山

坡或假阶地，倾斜岩层的顺向坡与逆向坡中出现的差异，都可引起土壤质地和水分以及植物群落等相应的变化。又如岩性相同（如花岗岩）但由于风化产物的运积情况不同的山坡，常引起上、下坡质地和水分状况以及植物群落等的差异。在这些山坡中，自上而下可分异成各个地段，并构成一个系列。

在平坦地区，也可由于土质和水分状况的局部变化而导致植被和土地利用上的差异，也可构成一个水平系列。例如在近河谷的阶地边缘地段常出现地势较高、质地偏砂的天然堤。这里排水良好但灌溉相对困难，因此多生长中、旱生性的植被或种植不需人工灌溉的旱作。在天然堤内河漫滩，地势较低平，以壤质土为主，排水中等，多数被开垦为农田。由于经营管理的措施不同，也可造成一些人为的分异。在河漫滩内侧地势较低洼的地方，常积水成为湖沼，质地偏粘，潜育化强烈，或者还有盐碱化的现象。土地利用情况和改良措施不同前者。总之，这些微域性的分异因素及其造成的结果，可因地而异，多种多样。

七、地域分异规律的相互关系

（一）大陆地域分异的水平结构

为了探讨大陆水平地带性的分异规律，常用假定一个方形或卵形的理想大陆，以表示各水平地带分布的相对位置和空间结构的关系。例如，W.C. 马克耶夫提出了一个比较复杂的理想大陆自然地带相互关系的分布图式（图 9-7）。图式特别标出洋流对大陆的影响。从图中可以看出，自然地带的水平更替在大陆东、西岸和大陆内部是各不相同的。自然地带的更替方式称为地带谱。图式中把地带谱分为海洋性和大陆性两类。海洋性地带谱分布于暖流流过的地方，大陆性地带谱除分布于大陆内部外，还延伸至寒流流经的海岸（例如，西非信风带）。他划分出 27 种自然地带类型，并将自然地带更替的特点归结为下列几点：1) 地带谱在南北半球基本对称。2) 全球分布的自然地带只限于极地、高纬和赤道带，其他纬度则出现所谓干湿度地带性的变化，即从沿岸森林经草原到内陆荒漠的经度变化。3) 除寒流经过的地方外，大陆两岸基本上分布着各种森林地带，并向极地过渡到草甸冻原地带。这种更替方式属于海

洋性地带谱。4) 大陆内部则分布大陆性地带谱，即自荒漠地带开始，经草原、泰加林和冻原地带过渡到极地冰雪长寒地带。泰加林是寒温带大陆性气候条件下生长的森林，因此在西岸发生尖灭，东岸则变窄。5) 在寒暖洋流发生分歧的沿岸，出现特殊的地中海地带。这是一种特殊的海洋性地带，具有冬湿夏干的地中海气候，以及与之相应的常绿灌丛和夏季落叶的灌木混交林与典型褐土。

地理学对水平地域结构的研究，特别注意有关水平地带性分异的控制因

素。在寻找这个因素时，常把气候指标与实际自然地带加以对比，从而检验这些指标等值线与地带分布的符合情况。其中水热系数是最常用的指标。例如，根据 M. N. 布迪科和 A. A. 格里哥里耶夫的意见，辐射干燥指数与地带界线之间的关系很密切，可用来表示各种地带的理想分布和相互关系。

$$\text{辐射干燥指数} = \frac{R}{Lr}$$

式中，R 为年辐射差额，L 为蒸发潜热，r 为年降水总量。显然，这一指数是表示该地年辐射差额（热量收入）与用热量单位表示的年降水量（即蒸发该地年降水量所需的热量卡数）之比。

为了阐明自然地带分布和水热对比的关系，布迪科采用辐射干燥指数来确定下垫面的热量水分平衡关系。这些反映各地干燥度的指标，可用以划分冻原（< 0.35）、森林（0.35—1.1）、草原（1.1—2.3）、半荒漠（2.3—3.4）、荒漠（> 3.4）的界限。同时 R 的绝对值也有很大的意义，例如，森林景观的各种不同类型便是根据纵坐标的 R 绝对值差别而区分出来的（图 9 - 8）。布迪科和格里哥里耶夫还认为，这种关系可以用地带性周期律加以概括（表 9 - 2）。

总之，水热对比关系是使水平地带发生更替的主要原因。在实际情况下，这种关系是各有差别的。如有些地方热力分异具有更大的意义，因此水平地带具有更强的纬度地带性质。例如亚欧大陆中部的南北地带性变化；有些地方水分分异具有更大的意义，使得水平地带具有更强的干湿度地带性质，如美洲大陆的的东西纵向变化。有些地方则存在着彼此过渡的情况，其水平地带呈斜向分布，如北半球大陆西岸的中纬度偏北地区和大陆东岸的中纬度等地方。可见，实际的空间地域结构比理论上的要复杂得多。

（二）水平地带和垂直带性的关系

垂直带分异的基本前提是温度自低处向高处迅速降低，它比水平地带由赤道向两极降低的速度要快得多。水平自然地带的宽度以百公里为单位度量，而垂直带各带幅高差一般只有几百米。各个纬度自然地带与相应垂直带之间，具有明显相似之处，因为两者产生变化的原因都是温度的降低，但是也存在着差异：1) 水平地带的湿度变化主要决定于大气环流和海陆的对

表 9 - 2 地理地带性表

（根据 A. A. 格里哥里耶夫和 M. N. 布迪科）

附注：根据确定湿润的辐射指数的方法，编制本表所用的辐射平衡值是代表湿润下垫面条件的，对于干燥气候区，这些数值同代表下垫面实际情况的辐射平衡值有极大差异，这些值要小得多。比关系，而垂直带的湿度变化一般是由于降水量由下而上的一定限度内增多，并有背风坡和向风坡的差别。因而两者水热对比关系的变化并不完全一致。2) 光照的强度和变化也

有很大的差别。在水平地带，太阳高度角是随纬度而变化的，而垂直带则上下情况基本相同。在水平地带，由赤道向两极昼夜的长短要发生变化，而在垂直带中则不发生这种变化。3) 垂直带内的地貌情况复杂多变，使山地气候亦趋复杂化，垂直带的土壤和生物群落特征甚至冰川特征，皆可出现纬度地带所没有的性质。例如，喜马拉雅山南坡的冰川便具有海洋性特征，冰舌可以下伸到森林带中，冰川热喀斯特特别发育。这些特征都是作为水平地带的极地冰雪带所没有的。总之，两者具有类似的情况，可以进行对比，但不完全一致。

几乎每个山区都有其垂直带谱，带谱的差别可以通过质和量的对比来区分。垂直带谱的质的对比关系，是指该带谱由哪几个垂直带所组成，它们之间关系如何？而量的对比关系，是指各垂直带所占的海拔上下限比例和分布面积比例。

垂直带谱的质和量的对比关系，决定于所在地的经纬度、坡向及其与风向的关系、山脉高度、山体的结构特征、以及基带的绝对高度等。其中最主要的是基带所处的地理位置，即山区所在的自然地带。不同纬度地带具有不同的垂直带谱。正是基带的特点把垂直带与水平地带联系起来

.C. 马克耶夫探讨了这两者的相互关系。他认为：冻原地带在山区常常表现不清楚，而被高山（阿尔卑斯）草甸带所代替。另外，只有在海洋性地域中，垂直带谱才基本上类似水平自然地带系统（图 9 - 9）。而大陆性地域中，在中纬度具有特殊的干旱、半干旱垂直带谱，这些区域的基带从草原或荒漠开始，向上由于降水增加使局部转变为森林垂直带，因此称为草原荒漠垂直带谱（图 9-10）。

（三）地域结构关系综述

从上可知，景观在空间上具有一定的范围和联系，表现出一定的地域差异和空间分布的规律性。这种地域分异常有多种表现形式和复杂的相互关系，如图 9 - 11 所示，图中的实线表示其直接的或主要联系；虚线表示间接的或次要的联系。

从地域分异的成因来看，由地带性分异因素和非地带性分异因素形成的地带性差异和非地带性差异，是最基本的地域分异规律性。两者的成因不同，表现形式亦各异，故彼此不是从属关系而是并列的关系。但它们共同作用于地球表层，反映出相互干扰和相互制约的关系，并派生出复杂多样的、层次不同的实际地域分异图景。

从地域分异的表现形式或地域结构来看，在空间上主要有水平结构、垂直（高度）结构，以及水平与垂直相结合的多维空间结构。在大陆的水平结构中，主要表现有纬度地带性和干湿度地带性两种基本形式。前者是由地带性分异因素形成的，后者是由非地带性分异因素形成的。在这两种分异因素作用下，纬度地带性的结构形式中表现出一定的带段性；而非纬度地带性的

结构形式中表现出一定的省性。带段性和省性各自反映出其主要与次要的分异因素的作用及其相互联系的状况。在景观的垂直结构中，主要表现绝对高度和相对高度而引起的地域垂直差异和组合形式的变化。例如，山地垂直带谱的结构；高低起伏区的残积单元景观、水上与水下单元景观的共轭系列结构。这些垂直分异结构都带有受水平分异因素影响的烙印。

在有些文献中，常把反映景观水平地域结构中地带性特征为主的地域，称为显域性地域；而反映非地带性特征为主的低平地域如冲积平原、沼泽、水域等，称为隐域性或内地带性的地域。隐域性的地域分异虽然受非地带性因素的控制，但亦受地带性分异因素的影响。如热带的沼泽、温带沼泽和寒带沼泽等便有很大的差别。因此，隐域性也可看作是水平地域分异中派生的局部情况，具有地带性因素影响烙印的非地带性或隐地带性的现象。同样，垂直带性也可以看作是另一种隐域现象。因为由绝对高度引起的垂直带性本身是非地带性现象，而各垂直带谱的特征又反映了水平地域分异的规律性。这就是说，凡是由地势高差起伏而导致水平地域结构发生变异的现象，都可称为隐域性。它反映了地域的垂直高差与水平结构之间的相互关系。

从地域分异的规模或尺度来看，地域的空间结构可分为大、中、小各级的空间尺度，或分为全球性、全大陆性、区域性、地方性和局地性的各种结构层次。这些不同尺度、不同规模的地域结构层次之间，具有一定的从属关系。即高层次的地域分异规律是控制低层次地域分异的背景或外界因素；而低层次的地域结构单元的分异排列关系是构成高层次地域分异的基础。景观的每个层次都有其具体的分异因素和相应的结构特点，完成特定的功能和体现各自的整体性的特征。总之，景观各地域单位之间的相互联系和相互作用，都是按等级层次进行的，体现出整体与部分之间的从属关系，而部分与部分之间则为协同和共轭的关系

第二节 自然区划

一、自然区划的概念和区划的原则

(一) 自然区划的概念

由于地域分异因素综合作用的结果，使自然环境在空间分布上具有一定的规律性。根据这种规律性去划分各自然区域之间的差异和界线，确定各自然区域等级（整体与部分）之间的从属关系，可以构成一个区域等级组合体系。自然区域的这种系统研究法，称为自然区划。

自然区虽然是人为划分的，但它是客观存在的反映。只有正确地认识地域自然环境的分异规律性，区划才能接近于符合客观实际情况，也才能认识、利用和改造自然。

按照区划的对象，自然区划可以分为综合自然区划和部门自然区划。前者从环境的综合特征，即景观的一致性和差异性出发，进行地域划分；后者只考虑自然环境的某一部分，如大地构造、气候、水文、植被、地貌等。自然环境是个统一的整体，因而无论综合区划和部门区划都要考虑环境的综合性。这就要求在进行区划时，首先要对环境进行综合分析，并从中找出主导分异因素。这就是自然区划的综合分析原则和主导因素原则。

按照特定的目的，自然区划中出现了各种实用区划，如公路自然区划，建筑自然区划、农业自然区划等。实用区划的特点是自然、技术、经济三方面的有机结合，目标明确，实践用途大，因而日益受到重视

解放以来，我国自然区划工作蓬勃开展。1958年，中国科学院自然区划委员会先后制定了我国综合自然区划和气候、地貌、水文、潜水、土壤、植被、动物地理等部门自然区划方案，起到了为生产服务的作用。有些部门在公路、建筑、农业机械化等实用区划方面也作了很多工作。

(二) 区划的原则

地理环境的地域分异规律是自然区划的理论基础。具体运用地域分异因素和地域分异规律去进行分区时，存在着两个不同的区划原则：综合分析原则和主导因素原则。

综合分析原则强调在进行某一级区划时，必须全面考虑构成环境的各组成成分和其本身综合特征的相似和差别，挑选具有相互联系的指标作为确定区界的根据。主导因素原则强调选取反映区域分异的主导因素的某一主导标志来作为确定区界的主要根据，并且特别强调按统一指标进行某一级分区。

主导因素原则和综合分析原则并不矛盾，这是因为地域分异因素固然非常复杂，但仍可以区分出主导分异因素。采用综合分析原则，挑选出具有分区意义的、相互联系的标志后，还可以再从中挑选出具有决定性意义的主导标志。但是运用主导标志，例如，用某一气候指标等值线去确定区界时，若不参考其他环境条件包括其他气候条件和地貌、水文、土壤、植被等进行订

正，那末所划出来的界线必然存在片面性。因为某一主导标志与区域分异的关系不可能是严格的函数关系，而只能是相关关系，因此必须进行相关分析。用单一指标来确定区界不一定能保证划分出来的各个区符合相关性的要求和区域内部结构的相对一致性。

上述问题可以通过建立在地理相关分析基础上的主导标志法来解决。中国科学院自然区划委员会在进行中国综合自然区划时，便是使用这一方法，称为生物气候原则。以划分热量带为例，使用这一方法的步骤大致是：把已有的土壤、植被、景观等资料与各种气候指标等值线加以对比，确定哪一指标与热量带分布具有最大的相关关系。中国科学院区划委员会采用了 10 积温等值线。然后又根据某些已有的土壤、植被和景观分布资料初步确定划分各带界限的积温数值。例如，划分我国南北方界限的亚热带北界，初步确定为相当于 10 的 4500 积温值。以这个数值为主导标志，同时充分考虑与其他环境要素的相互关系，最后确定出各带界限。这些指标的选取必须保证划分出来的区域具有相对一致性，并反映区域分异的主导因素。

二、区划的方法

（一）自上而下和自下而上的两种区划方法

具体进行区划时，对每一个自然地理区域都可以采用自上而下的划分或自下而上的结合这两种方法。前者是通过对地域分异各种因素的分析，在大的地域单位内从上至下或从大至小揭示其内在的差异，逐级进行划分。后者是通过连续的组合、聚类，把基层的较简单的自然地理区域合并成为比较复杂的较高级的地域。前者通常采用地理相关法和主导标志相结合的方法来进行，后者主要在土地类型制图的基础上，把地域结构上和发生上有空间联系的相毗连的地域合并起来，成为具有完整地域结构的各个区域。这种方法简称类型组合法。

无论采用那种区划方法，首先都必须注意到地域结构的层次性，即存在不同等级的自然地理区域，确定各区域之间的层次关系，并建立区划的等级系统。其次，须重视各层次、各区域单位中的地域结构研究，即注意区域内部各组成部分之间物质和能量运动在空间上的联系性，以及其发生发展上的共同性。最后，根据上述的区域层次关系和结构上的联系性质和特点，确定划区的具体指标和标志，划出各区域的界线。

由于地域结构的复杂性和各地区具体情况不同，区划的等级系统可能有多种方案。目前较通用的区划等级系统是：

热量带和大自然区
地区、亚地区
地带、亚地带
自然省

自然州

自然地理区

前述《中国综合自然区划》基本上采用这一等级系统，但只划分到自然省。最大尺度的地带性分异，即太阳辐射的纬度分布是划分热量带的主要根据。大自然区是最大一级的大地构造-地貌分异单位。地区怎样划分存在着不同的方法。《中国综合自然区划》中把地区视为热量带内的湿润分异单位，主要根据干燥度差异划分为四类：湿润地区，干燥度 < 1；半湿润地区，干燥度 1—1.5；半干旱地区，干燥度 1—2.0；干旱地区，干燥度 > 2。

$$\text{干燥度} = \frac{0.16 \sum t}{r}$$

式中， t 为日温 10°C 持续期间活动温度总和； r 为同期的降水量。

这种方法主要反映水热对比关系的地区差异，没有考虑大地构造-地貌分异规律，实际上是一种大规模的水平地带划分。

划分地区的另一种方法是把大自然区和热量带互相叠置从而得出地区这一级单位。这样划分出来的地区，范围比上一种方法得出的地区大，能反映出带内的大地构造-地貌分异的差别。

地带、亚地带是地区内的水平地带性分异，主要根据土类和植被型的地带性分异来划分。在地区内划分出来的地带、亚地带，实际上是连续的地带和亚地带在地区内的一段，因此地区内的水平地带性可称为带段性。

自然省是地带、亚地带内的非地带性分异，主要根据地质地貌分异和适当参考地带内的经度地带性划分的。有些作者把地带、亚地带内的非地带性分异称为省性。

自然州和自然地理区是自然省内的进一步划分，主要根据地质地貌的更低级分异来划分，同时也参考气候的差异。此外，还可根据土地类型的质和量对比关系进行自下而上的合并而得出各个自然地理区和自然州。

图 9-12 表示按上述自上而下的区划方法进行逐级划分的大致过程。图 9-13 则表示按自下而上的区划方法进行区域组合的大致过程。从图可知，土地类型制图是区划的基础。图中出现的三种土地类型不是连续地分布于一个区域，但每一种类型皆有一定的集中分布范围。根

据土地类型的质量对比关系，可以在各种类型集中分布的范围内找出不同土地结构特征的区域差异。假设（1）类代表平地景观类型；（2）类代表低山景观类型；（3）类代表丘陵景观类型。通过土地结构特征的分析，便可划分出三个独立的类型组合区：为低山景观区；为平地景观区；为丘陵景观区。根据各景观区的典型特征划出各区间的区划界线。

（二）区划研究与类型研究的差别与联系

据上所述，自然区划所划分出来的区域等级系统，只涉及各个具体区域

单位之间的从属关系。如每个一级区中包括若干数量的二级区。每个区划单位原则上都必须是个空间上连续、完整的区域，不存在独立于区域外而又从属于该区域的个体。因此，区划时除考虑整个区域的形态特征的相对一致性外，更着重考虑区域结构的整体性以及区域历史发展的共同性。例如，由若干山间盆地及其周围的各个山地组合而成的间山盆地区，若只从其组成部分即山地与盆地来看彼此的确差别很大，但从其整体性来看，彼此又是有发生联系的、共轭结构的、形态上重复出现的一个复合的完整区域。它与周围的同级区域单位都有一定的差异。因此，在考虑区域划分的依据时，必须注意层次性的差别和相对一致性的特点。区划既可以自上而下进行逐级分区，也可以自下而上进行逐级并区。如果能同时采用这两种方法进行相互校正，那么区划的结果将更为准确和完备。总之，自然地理区划是重点研究区域结构系统的一种方法。通过对地域分异因素的分析 and 分异规律的认识，可以把自然地理环境逐级划分或合并为各个具体的区域单位，并将其构成一个区域单位的等级系统。

自然地理环境的划分还存在另一种等级系统——即按各自然地理环境属性的相似性和差异性归并或划分为各种不同的等级类型。在每一种类型中其属性上都彼此相似，而在区域分布上则彼此分离。研究自然地理环境的这种分类系统通常称为类型研究。它与土壤分类、植被分类等研究的方法相类似。关于土地分类问题我们将在第三节介绍。

区划和类型两种划分的方式如图 9 - 14 所示。这两种研究方法在性质上存在一定的差别，

1. 自然地理环境的类型单位是对其属性抽象概括的结果，同一类的自然地理环境单位其属性都相类似，不同类的都相异。如沼泽景观和山地景观便是两种不同类型的景观。而自然地理区划单位是对其区域结构的个体划分，任何区划单位都是作为具体的区域个体而出现，不存在属性的抽象概括问题。

2. 类型单位的等级愈高，其共同的属性越少，即相似性愈简单。而区划单位的等级愈高，则各个区域的结构愈复杂，个性愈突出。

3. 每个区划单位在空间上都是一个完整的区域；而每种类型单位在空间上则由一些分散的区域单元表现出来。但每个区划单位都是由一些相关的类型单位组合而成的一个区域整体。而每种类型单位也常集中地分布于一定的地区；具有一定的分布范围。

4. 一般来说，每一级的区划单位都可进行类型研究。例如地表各个自然地带可以进一步划分为森林、草原、荒漠等类型。而每一级的类型单位也可以落实到各个具体的区划单元。因为它是由各个具体区域单元的属性归纳而成的。由此可见，景观类型制图是自然地理区划研究的基础；同样，自然地理区划尤其是小区区划也是景观类型研究的基础。

三、我国自然区域的划分

我国全国性的自然地理区划已有许多研究，下面简单介绍我国主要自然区域各等级单位的划分情况。

(一) 大区和热量带的划分

在全国范围内，按非纬度地带性因素和自然环境的综合表现，通常分为三个大区：

1. 东部季风大区
2. 西北干旱大区
3. 青藏高寒大区

三大区各自的形成历史背景以及造成其间分异的主导因素皆各不相同，区域自然条件所产生的综合效应亦有明显的差别。主要特征见表 9-3。

表 9—3 中国三个大区的主要特征
(据席承藩、丘宝剑等)

大区	东部季风大区	西北干旱大区	青藏高寒大区
占全国总面积%	47.6	29.8	22.6
占全国总人口%	95	4.5	0.5
气候	季风，雨热同季；局部有旱涝	干旱，水分不足限制了温度发挥作用	高寒，温度过低限制了水分发挥作用
地貌	大部地面在 500 米以下，有广阔的堆积平原	高大山系分割的盆地、高原，局部窄谷和盆地	海拔 4000 米以上的高原及高大山系
地带性	纬向为主	经向或作同心圆状	(垂直为主)
水文	河系发育，以雨水补给为主，南方水量充沛，北方稀少	绝大部分为内流河，雨水补给为主，湖泊水含盐	西部以内流河，东部为河流发源地，雪水补给为主
土壤	南方酸性、粘重，北方多碱性；平原有盐碱，东北有机质丰富	大部分含有盐碱和石灰，有机质含量低。质地轻粗，多风沙土	有机质分解慢，作草毡状盘结，机械风化强
植被	热带雨林、常绿阔叶林、针叶林、落叶阔叶林至落叶针叶林，草甸草原	干草原、荒漠草原、荒漠、局部山地有森林	高山草甸、高山草原、高山荒漠、谷沟中有森林
农业特征	粮食生产为主，干鲜果类，林、牧、渔业	以牧为主，绿洲农业	沟谷及低海拔原面有农业，高原牧业

席、丘等人方案的界线与图 9 - 15 的界线有差别。

按热量的地域差异及其对其他成分的影响，我国可分为六个热量带（及亚带）。各带的划分以活动积温总和（即年内日平均温度 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 持续期内的总和）为主要参考指标。由于青藏高原平均海拔在 4000 米以上，年积温在 2000 以下，而且内部差异大，故另列为一个特殊区域。

1. 寒温带位于东北北部。年积温在 1700 以下，冬季酷寒，温暖季节短促，许多地方有多年冻土分布。主要作物有早熟的春小麦、大麦、马铃薯等。主要树木为落叶松和落叶小树。林下为漂灰土，林间有沼泽土，平地为草甸土。以林业和狩猎业为主。它是欧亚泰加林带向南延伸的一部分。

2. 温带包括东北三省的大部分、内蒙古和宁夏的全部、甘肃中西部以及新疆北部和天山山地。除山地外，年积温为 1700—3500，年平均温度 $0\sim 8^{\circ}\text{C}$ ，年内气温变化剧烈，冬季不能从事田间活动。有三个月以上的月平均气温在 0°C 以下，最冷月平均气温 $-8\sim -24^{\circ}\text{C}$ ，夏季最热月平均温度为 $22\sim 25^{\circ}\text{C}$ 。在这个气候带内，一年只能一季农作，以耐寒的春小麦、莜麦、马铃薯、亚麻和甜菜等为主，夏季可种早熟的大豆、玉米、谷子、高粱和水稻。南缘局部地点虽能栽种冬小麦、棉花、花生等，但收成不稳定。一般落叶果树，在冬季需要一定的防寒措施才能栽培。东部和西部山地是落叶松、云杉、冷杉等优良用材林木和梅花鹿、水獭、海狸、猓獾、紫貂等珍贵兽类的产区；中部平原地区是我国主要牧区，出产牛、羊、马和骆驼。天然植被在水分充足地域为针叶林和针阔叶混交林，水分不够的地方为草原、半荒漠和荒漠。土壤有暗棕色森林土、灰色森林土、黑土、黑钙土、栗钙土、棕钙土和灰钙土，灰棕漠土以及风沙土等。冬季土壤冻结深度在 1—1.2 米，或更深，属季节重冻区。

3. 暖温带包括山东和辽宁半岛、华北大平原、黄土高原、以及新疆东部和塔里木盆地。东部以秦岭淮河线为南界。年积温为 3200—4500，夏季月平均温度颇高（ $25\sim 28^{\circ}\text{C}$ ），与亚热带几无显著差别。因此对热量要求较高的一年生作物如棉花，除靠近北界外，生长很好。冬季温度颇低，最冷月均温在 -8 与 0°C 之间。冻土深度在 1 米以内，冻结时间短，属中、轻度季节冻区。农作物以小麦、杂粮、花生、大豆等为主，大部分地区两年三熟，少数为一年二熟或一熟。水果有苹果、梨、桃、葡萄、柿等，品质优良，是我国温带水果的重要产区。在湿润和半湿润区，天然植被为落叶阔叶林。黄土高原西北部为森林草原。南疆为荒漠。土壤自东向西也有明显变化：棕壤、褐土、灰褐土（相当于一般所称的黑垆土）和棕漠土等。

4. 亚热带包括秦岭淮河以南和青藏高原以东的广大地区。年积温 4500—8000，最冷月气温 $0\sim 16^{\circ}\text{C}$ 。夏季气温近似热带。可栽培一年生热带作物。冬季有霜冻，除温带作物如小麦、大麦、油菜等能正常生长发育外，其他作物如玉米、甘薯、水稻等不能越冬。多年生热带作物，除南部少数地方外均不能生长。农田每年二至三熟。亚热带多年生经济作物有柑桔、油桐、

茶、油茶等，并有不少温带性落叶果树。地带性天然植被为常绿阔叶林，树种和结构比热带森林简单。针叶树有杉、马尾松、云南松等。土壤以红壤、黄壤为主体。亚热带是热带与温带之间过渡带。我国气候受季风影响，夏温高，冬温低。因此，亚热带所跨的纬度比较大，在其内部与温度有关的差异亦比较大。通常可分为南、北、中三个亚带。北亚热带的特征接近暖温带，年积温为 4500—5300 ，无霜期长达 210—250 天。地带性土壤为黄棕壤、黄褐土，植被为常绿、落叶阔叶混交林。中亚热带为本带的典型代表。南亚热带的特征接近热带，年积温为 6500—8000 ，年平均温度为 21—24 ，最冷月温度在 13—16 。大部分地方全年无霜或少霜，作物一年三熟，甘薯可越冬。热带性水果如香蕉、菠萝、荔枝、龙眼、木瓜、洋桃等有大量生产，但椰子、槟榔、树菠萝、芒果等则不能生长或不结果。橡胶也因易受寒害而难于立足。地带性土壤为赤红壤；植被为亚热带常绿季雨林，组成和结构都较热带季雨林简单。

5. 热带 包括广东雷州半岛、海南岛和滇南。年积温达 8000—9000 ，全年无霜，最冷月温度在 16 以上。低地植被为热带季雨林或雨林。许多农作物如甘薯、玉米、水稻、甘蔗等可在冬季种植。在南部水肥有保证的地方，水稻年可三熟。而冬小麦、油菜等由于缺乏春化阶段所需的低温，产量很低而没有实际的生产意义。本带除出产前述南亚热带的各种热带性水果外，还能栽种三叶橡胶、油棕、椰子、腰果、咖啡、胡椒等热带经济作物。地带性土壤以砖红壤为代表。此外，山地垂直带的结构也较复杂。

6. 赤道带 包括南沙群岛等低纬地区。年积温在 9000 以上，终年气温变化很小。这些岛屿由珊瑚礁构成，生长着热带海岛森林（灌丛矮林），土壤为富含鸟粪的磷质石灰土。

（二）地区和地带的划分

在《中国综合自然区划》中，地区的划分主要考虑气候的干湿差别，并直接在各热量带和青藏高原内划分出湿润、半湿润、半干旱、干旱四类地区。因此具体划分出来的地区数目有 15 个（不包括亚地区），有的地区面积偏小。如表 9-4。

表 9 - 4 《中国综合自然区划》中地区的划分（1959）

若综合考虑地带性和非地带性因素来划分地区，即先把大自然区和热量带相互交错和叠合，得出地区这一级区划单位。考虑到我国地势分异的三级阶梯，在东部季风区的暖温带和亚热带通过两个阶梯，因此可以各分出两个亚地区。青藏高原处于亚热带和暖温带之间，因此也把其划分为两个地区，其界线采用中国综合自然区划的半干旱地区和半湿润地区之间的界线。中国综合自然区划把青藏高原分为三个地区，我们简化为两个地区。根据上面的划分，便可得出下列地区、亚地区的划分方案（图 9 - 15）。

地带、亚地带是地区内的带段性单位。每一地带包括一个可以代表自然界水平分异特征、处于残积处境的显域土类和植被型。一般说来，具有同一土类和植被型的地域在气候上具有一定的水热组合状况。因此自然地带是主要根据生物土壤气候三个地带性分异因素的相互关系来划分的。在同一自然地带之内，还应该具有相似的隐域土壤和植被，相似的垂直带性谱；许多自然过程和自然现象，如地貌外力、化学元素迁移、潜水与地表水、动物界等，亦具有一定的相同性。自然地带内还可以根据土壤亚类和植被群系纲再划分亚地带。地带的划分大致如下：

1. 东北北部多年冻土地区只包括二个地带：即棕色针叶林土-亮泰加林地带和暗棕色森林土-针阔叶混交林地带。

2. 东北湿润半湿润季冻地区包括两个地带：即暗棕色森林土-针阔（落叶）叶混交林地带和黑钙土-森林草原地带，两者界线大致与湿润系数 1.0 等值线相符合，在地貌上前者为东北东部山地，后者为松辽平原和大兴安岭南段。

3. 西北干旱半干旱地区自东而西包括下列三个地带：栗钙土-草原地带，棕钙土灰钙土-半荒漠地带，灰棕漠土-荒漠地带。

4. 华北半湿润季冻地区包括两个地带：即棕壤-落叶阔叶林地带和褐土-旱生化落叶阔叶林地带。

5. 黄土高原干湿过渡地区包括两个地带：即褐土-旱生化落叶阔叶林地带和灰褐土（黑垆土）-森林草原地带。

6. 南疆干旱地区包括一个地带：即棕漠土-荒漠地带。

7. 东南湿润地区包括三个地带：即北亚热带黄棕壤-落叶和常绿阔叶混交林地带；中亚热带红壤与黄壤-常绿阔叶林地带；南亚热带砖红壤化红壤-常绿阔叶林地带。

8. 西南山原盆地温暖地区包括三个地带：北亚热带黄棕壤-落叶和常绿阔叶混交林地带；中亚热带砖红壤化红壤和黄壤-常绿阔叶林和落叶常绿混交林地带（这里的砖红壤化红壤是高原未上升前的残遗产物）；南亚热带砖红壤化红壤-常绿阔叶林地带。

9. 桂粤台南缘-南海湿热地区包括一个地带：砖红壤-热带季雨林地带，这里深受台风影响。

10. 滇南湿热地区包括一个地带：砖红壤-热带季雨林地带，没有台风影响，寒潮影响也很微弱。

11. 南沙群岛地区也包括一个地带：即赤道海岛雨林地带。

12. 青藏高原本部山原台原地区包括三个地带：高寒草甸草原地带；高寒荒漠地带；干旱荒漠地带（柴达木）。

13. 青藏高原东南部高山峡谷地区包括二个地带：山地草甸和针叶林地带；山地常绿阔叶林地带。

这些地带可以划分为亚地带。地带和亚地带还可以进一步划分为自然

省。例如在中亚热带常绿阔叶林-红壤和黄壤地带内可划分出四川盆地自然省。

四川盆地自然省内相应于大地构造和气候分异，可划分为五个自然州：
1) 具有钙质紫色土和水稻田的川北丘陵州；2) 具有钙质紫色土和水稻田的川中方山州；3) 具有酸性紫色土和红壤、且略具南亚热带色彩的川南丘陵州；4) 具有中性紫色土和黄壤以及残存常绿阔叶林的川东平行岭谷州；5) 以水稻田为主的川西成都平原州。

自然州内可进一步划分为自然地理区。如川东州可按岭谷两种不同类型的质和量对比关系的差别，并考虑南北气候差异再划分出各个区。例如，重庆附近的岭谷呈鸡爪状排列，并且比较密集，其分布图式与川东其他各地不同，可视为一个自然地理区；华蓥山耸立于川东低山丘陵之上，情况特殊，也可视为一个独立的自然地理区。

第三节 土地的分级、分类和评价

一、土地的分级和分类

(一) 土地的含义

土地是人类生活和生产不可缺少的物质条件，它不仅是人类栖息的场所，而且在农业生产中具有生产资料的作用，也是工业、交通、城建、甚至矿业开发等部门的建设基地。特别是在近代，随着人口的增长和对生活水平的更高要求，合理利用和开发土地资源就显得更为重要。

土地是一个综合的地理概念，根源于劳动人民对自然界的综合认识。人类开拓地理环境，首先接触到的是进行开发或建设的具体地段的自然特征。例如，农民种地，不能只根据该地段的土壤特点来安排作物的种植，还应考虑地貌部位及相应的气候条件、地下水状况、排灌条件和其他生物对作物生长的影响等，即必须考虑该地段的整体自然特点。又如，人们在建筑房屋时，不只注意地基承载力，还要综合考虑影响建筑物采暖、通风、照度的小气候条件，以及决定地基承载力的岩性、土质和排水条件，决定工程处理措施和工程病害的坡度、地面破碎程度和外力地貌过程，影响建筑物周围绿化的生态条件等。因此，人们逐渐认识到，要搞好生产和建设不能只注意某一自然要素的特点，而应考虑该地段的综合自然情况。这样便形成对土地的综合认识。尽管这种综合认识最初还不够完善，但后来逐渐成为现代科学概念的思想基础。

关于科学的土地概念，一般认为，土地是地理环境（主要是陆地环境）中由相互联系的各自然地理成分所组成，包括人类活动影响在内的自然地域综合体。具体来说，土地概念包括下列内容：

1) 土地具有一定的综合自然特征。这主要取决于其组成成分相互作用所体现的整体性特征。

2) 土地是具有一定水平范围和垂直厚度的地段，其规模随土地等级的大小而不同，在空间上彼此存在一定的镶嵌组合关系，即地域结构关系。

3) 土地是自然历史发展的产物，受自然规律制约，有其发生发展的历史过程。

4) 土地是人类活动的场所，又是重要的自然资源，除具有自然属性外，还具有一定的经济利用价值。因此它在过去、现在和将来都受到人类不同程度的利用和改造。

本世纪四十年代以后，逐渐形成了一门涉及多学科的综合科学——土地科学。它主要研究土地的自然特征、生产潜力、利用状况、及其规划和管理等方面的内容。土地自然特征的研究主要涉及土地的分级和分类，并在此基础上开展土地的质量评价（分等）的研究。有关土地分级、分类的研究属于综合自然地理学的内容，我国习惯称之为土地类型学。土地利用方面主要

属于经济地理学研究的内容。土地规划和管理属于有关土地资源的应用研究内容，也属于农学的研究范围。

（二）土地分级

土地分级是指各个土地地段的划分或合并。人们在生产实践过程中逐渐发现，地理环境中可以区分出一些自然特征最一致的土地地段，在其范围内经营利用的方式相同时，其经济效益也基本相等。这种面积不大的地段，有些地理文献中称为“相”（苏联景观学中把它视为自然综合体的最小基本单位）。随着活动范围和视野的扩大又可发现，这些最小的基本地段在地域上彼此有一定的联系，可组构成具有一定综合自然特征的、内部结构较为复杂的土地单位。而这些土地单位又可组构成更为复杂的更高一级的土地单位。因此，在土地利用中常根据不同地段的综合自然特征及其地域单位的大小来安排生产，在实践中形成一定的“地段感”。这就是说，土地分级是客观实际的需要而产生的。

自然地理环境归根到底是由大小不等的土地地段逐级组合而成的多级镶嵌系统。在综合自然区划的基础上要深入一步揭示这种镶嵌关系，可以自下而上逐级研究土地分级的特点及其组合关系。因此便产生了局部的小尺度的土地分级的概念。可见，土地分级是采用地域系统研究法，划分出一些综合自然特征相对一致的、但内部复杂性有别和等级不同的土地单位个体。从地域个体分异的意义上来讲，它是综合自然区划的延续，或可称为小区区划。

目前，土地分级通常分为三个基本的分级单位。最低级的土地单位是自然特征最一致的地段，在其范围内的地貌部位、岩性、土质、土壤水含量和排水条件都是一致的，并具有一种小气候、一个土壤变种和一个植被群丛。例如，河流阶地的一个阶面，如果其他自然条件都很一致，便是一个低级的土地单位。低级土地单位可组构成中级的土地单位。它通常相当于由各地貌要素（即地貌面）组合而成的一个基本地貌单元。例如，高差几十米内的一个岗地，它是由岗顶地段和各岗坡地段组合而成。又如发育较宽的冲沟，它是由沟底地段和两沟坡地段组合而成的。它们既是一个基本地貌单元，也是一个中级土地单位。彼此紧密联系的若干中级土地单位，再可组合成内部结构较复杂的、具有一定组合型式的较高级的土地单位。例如一群岗地中，在其范围内经常出现岗地与岗间凹地典型重复的组合型式。又如河谷盆地中从河床、天然堤、河滩以至阶地，出现一定排列组合型式。它们都可各自构成一个土地单位。

上述三个基本土地分级单位，在苏联景观学中分别称为：相、限区、地方。其他国家也有采用这些名称。它们类似于澳、英等地理学者采用的立地、土地单元、土地系统等三级土地单位。

（三）土地分类

土地分类是指土地单位的类型划分，即按各个土地单元的属性所反映的

相似关系对其进行分组，使同组的单元尽量相似，不同组的则尽量相异。如在一个自然区域或行政区域范围内，按土地某一分级单位的个体特征可以划出许多个体单元，根据其属性的相似性或差异性，可归纳出不同类别、不同等级的分类单位。土地分类是土地研究的基本方法之一。

我国劳动人民根据长期以来对土地的综合认识，常在所居住的地域区分出自然特征相同的各种土地类型，形成了一些没有严格等级区别的土地分类概念。例如，河北省井陘盆地的居民把当地的土地分为坪、梁、涧、川等类型。珠江三角洲的居民把近期淤积而成的平原（沙田）分为高沙、中沙、低沙等类型。这些土地类型的分类都反映出土地自然属性和土地利用方面的相似性与差异性。故土地分类在生产上具有重要的实践意义。

对土地进行分类研究是土地类型学的主要任务。由于土地单位是多级的，故土地分类也相应是多系列的，即每一级土地单位都可进行类型划分，如相的分类、限区的分类、地方的分类，等等。

进行土地分类时，除遵循逻辑原则、发生原则和相似性或相异性原则之外，具体的工作主要是确定分类标志和指标。例如，在对低级土地单位进行分类时，可把它们某些个体的共同特征作为分类指标和标志。而这些标志和指标通常又是较稳定的和较普遍的或处于平均状态的特征。如相的基本分类单位，可根据岩性、土质、土壤变种、植物群丛等自然属性的共同特征进行划分；然后按同类地貌面上的基本类型，归并为较高级的类型；这些类型再按一定的成因或共同的相互联系，尤其是水热状况和外动力条件具有共同性的特征，将其归并为更高级的类型。

二、土地的评价

土地是作为所有生产部门的一种自然资源和生条件。对它的合理开发和利用以及积极的治理和保护，都是非常重要的。但对各具体生产部门和具体的地区来说，土地的适用程度和质量好坏又是各有差别的。因此，根据生产任务的具体要求，按土地的自然特点并结合一定的经济利用可能性，对土地质量进行分析对比后得出不同的评定等级，称为土地评价或土地分等。简言之，土地评价是按不同的土地用途对各种土地类型再进行一次评价性的分类。可见，土地类型研究是土地评价的基础。而土地评价又是土地利用规划的依据。

土地评价主要依据土地各种用途的适宜性和限制性，以及在当地社会经济条件下所能获得的经济效益和生态效益。即从综合的观点出发，考虑因地制宜，确保土地潜力的充分发挥并能持续地利用，全面衡量土地的质量差异，在多种适宜性中进行比较，从中选择出最佳的土地利用方式。

在土地类型研究的基础上进行土地评价或分等时，首先须全面研究各土地类型的自然属性和当地的社会经济条件；进一步按照土地的开发、利用方

向和经济效益以及可能给环境带来的直接或间接影响等，作出评价，并定出分等标准和具体的诊断指标；然后将这些土地类型按新定分等标准划分为另一种的土地适用性分类等级，并对其提出合理开发、利用的建议。

现以我国第二次土壤普查暂行规程中制定的土地分等方法为例，将全国农业生产用地分为八等。各等土地的具体划分标准如下：

一等地：土地利用基本没有限制因素，广泛适用于农、林、牧业生产。一年二熟或三熟，土层深厚，无不良层次。质地适中，地势平缓，基本无侵蚀现象，保水保肥性能好。能排能灌，旱涝保收。气候条件良好，适种作物广泛，在一般施肥管理下，可获得良好收成。

二等地：土地利用有某些限制，对作物有选择性，一年二熟或二年三熟。本等土地具有下列一项或几项限制：（1）质地稍差；（2）有轻微侵蚀或有潜在侵蚀威胁；（3）降水分配不均，需要灌溉（4）有盐碱化威胁。本等土地主要适用于灌溉农业，要控制排灌定额，防止土地盐碱化。还要平整土地，加强田间耕作管理，防止水土流失。

三等地：土地利用受较大限制，对作物的选择性较强。一年二熟，二年三熟或一年一熟。具有下列一项或几项限制：（1）土层厚度小于 80 厘米，限制根系发育，或质地不良；（2）坡度较大（ $< 10^\circ$ ），有中度侵蚀；（3）排灌设施不完善，有旱涝威胁；（4）保水保肥性差；（5）有轻度或中度盐碱化。本等土地需要开展水利和土壤改良工作，加强水土保持措施或盐改措施，在精致管理下可种水稻。

四等地：对农业有很大限制，要求细致的管理措施，主要适于林业和牧业。它具有下列一项或几项限制：（1）土层浅薄；（2）有障碍层次；（3）质地、结构很差；（4）坡度大（ $< 15^\circ$ ），有中度侵蚀；（5）中度以上盐碱化或其他障碍因素；（6）有旱涝灾害；（7）气候条件不良，一年一熟。本等土地作物生长季节短，限制了作物的种类，只适于耐寒、耐旱、耐涝、耐盐作物。需要改良。

五等地：不适于农业，主要用于牧业或林业。具有下列限制因素：（1）坡度 $> 15^\circ$ ，有较重的片蚀，并有沟侵现象；（2）气候条件很差，寒冷，干旱多风；（3）排水不良；（4）盐碱化较重。本等土地由于受地形和气候条件的限制，除非有严格的水土保持措施，一般禁止农业利用。

六等地：只能用于牧业或林业。具有下列一项或几项限制：（1）坡度 $> 25^\circ$ ；（2）土少，石块多；（3）强度侵蚀，沟蚀严重；（4）强度盐碱化；（5）气候条件很差。

七等地：能短期生长野生牧草，只适宜放牧。造林困难。限制因素同六等地，但程度更严重，改良困难。

八等地：不适于生产性利用。

以上是全国性的农业一般土地分等标准，各地可参照这标准另行制定具体的分等标准。评定土地等级的标准确定以后，即可把它作为分析土地质

量、土地适用性或土地生产力的依据，在工作范围内全面开展土地等级的评定工作。进行工作时，须把土地分等的标准同土地类型和土地利用现状调查的资料相互对照，逐块逐类地评定出土地的等级，并在土地类型图的基础上勾划出土地的不同等级范围和界线，从而初步完成土地分等图，并按图量算出各等级土地的面积。总之，土地分类和土地分等的研究是全面进行土地利用规划的重要基础工作。只有对土地类型进行全面调查的基础上和对土地资源作出合理的评价之后，才能对某一地区土地的开发利用作出规划，以确保土地资源合理的开发和利用，防止土地资源的退化与破坏。

第四节 土地结构的研究

一、土地结构的概念

一个地区的生产结构和用地组成，既涉及当地的自然条件和土地结构的特性，又与各种社会经济因素密切相联。在农业用地规划中，通过农业用地组成与比例的确定，建立合理的农业生产用地结构，是因地制宜地合理利用土地，保证农业具有良好生态系统的重要前提，也是改造不合理的农业经济结构的根本措施。因此，在土地的分级、分类和评价（分等）工作的基础上，进一步研究土地结构，对解决该地区的农、林、牧、副、渔各业的用地组成和生产结构问题，具有重要的意义。

所谓土地结构是指各种土地类型在某一区域单位中的组合方式、比例和彼此间的相互联系所构成的格局。它反映出一个自然区域单位中的整体性和稳态性的特征。例如，通常说某地区是“七山、一水、二分田”，就是概括地指该地区的土地结构特征，其中山地、水域和农田三种土地类型间在功能上的差异和联系，构成了这些类型的质的对比关系；它们之间的面积比例便构成了量的对比关系。通过土地类型间质量对比关系的分析，便可了解这个地区的土地结构和整体性的特征。

在各个区域单位中，由于其土地类型的质量对比关系不同，便具有不同的土地组合方式和结构形态等特征。这与上述的地域分异规律性也有密切的关系。土地类型的分布常按一定的格局组合而成一个相对完整的区域。组合的形式有多种多样，归纳起来可分为递变型的和重复型的两大类（图 9 - 16）。递变型组合景观是指景观中土地类型的空间分布按一定的方向和方位发生依次变化，构成一定的系列。如丘陵或山地中从下至上的层状组合；湖盆区从边缘至中心的同心圆状组合；河谷中从阶地至河床的级状组合；海岸带中离海远近的条波状组合；等等。重复型组合景观是指其中土地类型的空间分布不按一定顺序更替而是呈相间排列或斑块状等形式出现，构成重复、分散的复区。这两种土地结构形式皆受地域分异因素的控制，都是说明地表的各种土地类型不是孤立存在的，而是有规律地相互组合在一起成群地出现于一定的区域单位中，它们在形成和发展上具有内在的联系。

土地分区的等级愈高，其结构也愈复杂、多样。因此，土地结构也体现出一定的地域层次性。每个低一级的层次均为高级层次的局部或组成部分，而每个较高级层次是各较低级层次有机结合而成的整体。所以研究土地结构既要注意各组成部分的作用，更应重视各组成部分间的相互联系和相互作用，强调各部分间由能量转化和物质循环中所构成的协调关系，即考虑整个区域自然环境和自然资源中的整体性问题。

二、农业用地结构研究中应注意的几个问题

从自然环境和自然资源的合理开发、利用、保护和治理的角度来看，研究土地结构和区域性的生态协调，具有重要的生产实际意义。如在大农业生产中，要建立合理的农业生产用地结构（即农、林、牧、副、渔各业的用地组成），保证农业区域良好的生态协调，首先必须综合考虑如下三项原则：1）遵循土地结构等自然特点；2）讲究经济效益；3）符合社会需要。就人类社会生产的物质基础而言，这三者是相互联系相辅相成的，而且从长远来看应该是一致的。若单独强调经济的要求来对待土地资源和自然环境，就会只顾眼前利益而不顾长远利益，只顾局部利益而不顾整体利益，忽视自然环境和土地资源的生态效能，实际上是否定自然规律的作用，也达不到正常的和长期的经济效益。当然也不能脱离人类社会的经济活动和要求来谈论自然资源的合理利用和自然环境的保护；反之，人类为了发展社会经济而不顾自然资源 and 自然环境的状况，肆意妄为，也是不堪设想的。因此，只有把以上三项原则综合起来考虑，按自然规律和经济规律办事，才能全面地解决资源和环境的合理开发、利用、保护和治理问题，才能具有最大的经济效益，满足社会现实的需要，更能造福于后代。

其次，建立合理的农业用地结构和达到生态协调，须要注意土地质量的对比关系。在一定区域内，由于各种土地类型的数量和质量常常有很大差异，并具有不同的土地结构特征，因此不同的土地类型组合在很大程度上决定着大农业的构成和土地利用的方向。所以在各部门进行生产配置时，须要根据当地的土地结构特征和各类作物的立地要求进行合理的安排，不能搞“一刀切”，否则所谓合理利用土地和达到生态协调便是一句空话。例如，一个区域内的土地结构是七山一水二分田，就要根据该地区的土地结构特点，首先合理利用和经营好这个七分的山地，大力发展以林业为主的生产，使这个七分山地的资源一方面能够不断地更新，供应各种林副产品；另一方面使它也能充分发挥保水、保土和调节气候等生态效益。同时，保证一分的水体资源能充分地供应区内生产和生活的需要，而且不致形成水患。如果山、水的效应都是有益的，虽然只有二分田也能在合理的经营管理下取得稳产高产，整个区域的生态环境也较协调。反之，如果劈山造田、毁林开荒，显然是弃长就短的不合理利用方式。特别是我国南方高温多雨的丘陵山区，按土地结构的特点，生产的优势并不在于少数的坑田，而在于能终年生长多层木本植物的山地，除发展林业外，还可发展木本油粮作物、水果等多种经济林木。但目前许多地方的情况往往相反，即只重视水田，轻视旱地，忽视水面，破坏山林。这正好是弃长就短，把优势转化为劣势，使整个区域的生产无法发展，生态失调。因此，用地结构必须因地制宜的、多样性的合理布局。

此外，建立合理的农业用地结构，应注意土地结构中物质和能量转化过程的各种关系。农业生产的实质是物质的再生产过程，关系非常复杂，其中

主要的关系包括：（1）供求关系。如农业供牧业以饲料，牧业供农业以肥料。饲料和肥料都是对方发展所需要的物质原料，彼此相互依赖。这种关系是各部门相互结合的基础，也是生态协调的基础。（2）连锁关系。如在正常情况下，粮多则家畜多、肥料多，使各业都兴旺。一业增产有可能引起其他各业增产。又如在陡坡上毁林开荒可引起农田、水域等受害。以上都可形成不同的连锁反应。因此，在一个区域土地结构的整体中，各组分各环节应相互配合和协调，当某一部分或环节出现故障时，应采取有效的补救措施以防止恶性的连锁反应。（3）制约关系。农业生产各部门各环节间的物质循环不是简单的和封闭的循环，常受外界环境的控制。各个部分所获得的物质和能量也不是全部给予其他部分。由于各部分的收入、存储、消耗和转化效率不同，食物链的结构不同，彼此之间也存在一定的控制作用，故整体的每个部分都不能自己任意发展。因此为了高产稳产，必须注意整体内部功能上的调节和提高其转化的有效性；同时也要注意整体与外界之间的联系，增加适当的输入与投资以提高土地的再生产能力。

三、合理利用土地资源的一个典型——珠江三角洲桑基鱼塘区的生产用地结构

珠江三角洲的桑基鱼塘区，原是一片低洼积水的泛滥地，后经当地农民长期的开发利用，加工成许多小块的鱼塘，塘间堆筑起宽 10 米左右的基（堤），统称为基塘区（图 9 - 17）。一般合理利用的方式是：基面种桑，桑叶喂蚕，蚕沙（蚕粪和吃剩的废物）养鱼，塘泥肥桑。它把基面和水域、生产者和消费者、用地和养地之间紧密地相互联系起来，构成一个高度集约化的、相互促进的良性循环的农业生态系统。为了高度利用各种自然资源，鱼塘采用分级放养、分层混养的方式。基面除种桑外，还有轮种、间种、套种各种经济作物和饲料作物等多种生产利用方式。不仅在空间上充分而合理地利用了各种资源，在生物种群的组合上也非常讲究科学性，在时间安排上也很合理，无空闲的季节。因此此区域成为土地利用率高、生产环节多和集约化程度高的农、牧、渔、副各业紧密结合的生产结构体系。当然，这个系统不是封闭的和自给自足的。为了获得鱼类和作物的更高产稳产，还须从外界输入一定数量的饲料、肥料乃至动力。由于大农业生产的用地结构合理，以渔业为中心的各业全面发展，同时也带动了相应的各项加工工业的发展，进一步构成了一个农、工、商经济综合体。

基塘区不仅经济效益高，而且生态效益也很好。例如，全顺德县塘鱼平均亩产达 500 斤以上（有的专业户平均亩产达 2278 斤）夏秋两季约每月捕鱼一次，商品率达 80%。一年可采桑叶 8—9 次，亩产约 4000 斤，养蚕 8—9 造，亩桑产茧的 280—300 斤。甘蔗、水果、蔬菜等其他作物也很高产。生态效益好主要表现在：

1.地尽其利，物尽其用。由于不搞“一刀切”和“单打一”，因地制宜地充分利用了各种资源；物种搭配得当，且与当地环境相适应；能使一物多用或“废物”利用；不仅发挥了优势而且使劣势转化为优势。因此，生产门类多，品种多。

2.结构复杂，功能卓越。由于各组分、各生产环节联系紧密，生物链呈网络化，时空上利用也很充分，故生态结构和生产结构都颇复杂。物质流和能量流的形式多样、周转快、效率高，产品的数量和质量好，功能卓越。

3.调节性好，稳定性强。由于各种组分的结构复杂和物质循环形式多样，即使某个环节出现故障或效率不高，也可由内部其他环节来补偿，而不象组分结构简单、产品单一的系统那么脆弱，故其内部的协调性能好，稳定性高。

4.环境质量高，污染物质少。由于基塘系统基本上是有有机农业，本身生产的有机废物能参与良性循环之列而被重复利用，故用地与养地结合，地力不致衰退，环境不致失调。只要从外界输入适量的能量和物质（如饲料和肥料）及少量农药，便可使产量提高，同时也不致使环境受到人工化学物质的明显污染。当然，基塘生态系统不是完美无缺的，按农业现代化的要求来看，它的结构和功能还可进一步改善，潜力还可进一步发挥。

主要参考书

1. 罗开富：中国自然地区划草案，载《中国自然区划草案》，科学出版社，1956。
2. 黄秉维：中国综合自然区划草案，科学通报，1959，第18期。
3. 侯学煜等：对于中国各自然区的农、林、牧、副、渔业发展方向的意见，科学通报，1963年9月。
4. 陈传康：综合自然区划的原则和方法及其在中国的应用问题，载《1962年自然区划讨论会文集》，科学出版社，1964。
5. M. 布迪斯：地表面热量平衡，科学出版社，1960。
6. C. 马克耶夫：自然地带与景观，科学出版社，1963。
7. C. B. 卡列斯尼克：普通地理学原理，下册，地质出版社，1958。
8. 张荣祖等：西藏自然地理，科学出版社，1982。
9. 赵松乔等：黑龙江省及其西部毗邻地区的自然地带与土地类型，科学出版社，1983。
10. 李昌文：土地类型学的基本概念，地理知识，1983，12期。
11. 陈传康：区域农业和农业经济，自然资源，1979，2期。
12. 陈传康：城市建设用地综合分析和分等问题，自然资源，1983，2期。

13. 钟功甫：珠江三角洲桑基鱼塘 一个水陆相互作用的人工生态系统，地理学报，1980，3期。

14. : Oc ,

. , M . . , 1959.

15. : (

) , . . . , 1975

