

学校的理想装备

电子图书·学校专集

校园网上的最佳资源

自然地理学原理



前言

通常用“基本”、“根基”、“基础”和“背景”这样一些词来形容自然地理学，这是很有道理的。可以说，没有自然地理学，可能就根本没有地理学。自然地理学论述坚硬的岩石、陆地表面的实际形状和形态、海洋的轮廓和范围、包围地球的大气圈（我们知道，如果没有大气圈，生命就不可能存在）、大气圈中发生的物理过程、薄薄的土壤活层和植被“绿幔”。所有这一切，共同构成人类的自然环境。

这些不同的方面中，每一个方面都各有其自身所关注的问题，地质学家、气象学家、土壤学家和植物学家都密切地关注对各自领域内各种现象的认识。自然地理学必须从这些有关的自然科学获取其大部分资料。但是地理学，不管是自然地理学还是其他地理学，都远不只是从这些外部来源“成批”获得的知识的编汇。地理学家所追求的是运用这些资料来描述并试图解释人类活动环境的特征；只描述而不加以解释是不足取的，远不能令人满意。为了使我们的手头的大量资料形成某种系统和一定的关系，只要可能，都采用了包括精心确定的高低等级单位的各种分类。尽可能客观和科学地描述、分类和解释，是自然地理学家的三重任务。但是，理论和解释始终都应当谨慎地加以对待，杰出的法国地貌学家 H. 鲍林 (Bauling) 告诫我们：“……地貌学中的真理……只不过是不断增大的概率而已”。

本书 1954 年首次问世，此后的重印本和版本修订增补较少，特别是第 7 版。现在伦敦大学出版社很帮忙，允许本人着手搞另一个版本，进行彻底的修改，必要处根据最近的研究对原文进行更新。虽然这些变动大多数不太详尽，但有些部分对自然地理学家有重大的意义。

本书有关长度、面积和体积的数字同时用英制和公制给出，除了精确的数值需要作准确换算的情况外，必要处都四舍五入以进到相应的数量级。原来地图和图表上地面点高度和等高线用英尺标出时（另有说明的地方除外），本书仍然用英尺标出。

F. J. 蒙克豪斯
1974，于恩纳代尔

译者的话

《自然地理学原理》是英国著名地理学家 F. J. 蒙克豪斯为英国大学地理系学生编写的一本自然地理学基础教学用书，自从 1954 年问世以来，曾一版再版，并多次印刷，在英国国内受到广泛的欢迎。解放以来，我国曾多次翻译出版苏联和美国的自然地理学教科书，F. J. 蒙克豪斯的这本专著是我国翻译出版的第一本英国同类教学用书。本书内容全面，论述简明，结构新颖，文图并茂；对自然环境各要素不仅作分析性的描述，而且注意吸收有关的最新科学概念和成果，并把它们作为一个整体进行综合性的解释，因此可作为我国大专院校地理系及其他有关系科或专业的教学参考用书，对农林、环境、水土保持部门的工作人员也具有一定参考价值。

本书前言、结语、第 1—12 章以及全书照片、插图文字说明由丁登山翻译，第 13 - 20 章由金永春翻译，第 21 章由石高俊翻译。第 20 章和地名由陈茂秀校订，其余全部译文由刘奕频校订。

高等教育出版社黎勇奇同志在本书翻译出版过程中提出了不少宝贵意见，在译文的审查和加工上做了大量的工作；全部附图的复制清绘工作由该社绘图室负责完成，在此谨表示衷心感谢。

译者
1986 年 12 月 3

自然地理学原理

第 1 章 地壳的物质

地球的外壳由硬度、固结性和透水性不同的复杂多样的岩石构成。岩石的研究主要是地质学家的领域，但是地理学家起码也应对较普通类型的岩石加以关注。他们应当能在野外辨认岩石，并了解一点岩石的化学组成和它们的成因，因为许多岩石是通过仍然在起作用的自然过程产生的。岩石的研究和岩石所揭示的事实，对于理解目前地形是如何形成的有很大的帮助。

也许英国自然结构方面最基本的事实是人们熟悉的这么一个概念，即从蒂斯河河口到埃克斯河河口所连结的一条线将国家大致分为“高地英国”和“低地英国”。北部和西部主要分布古老而坚硬的岩石如古片岩、片麻岩和砂岩、花岗岩体，火山岩和较古老的石灰岩。英国的这个部分除狭窄的沿海平原和谷地外，大部分都是高地。这些岩石高高突起，形成连片的丘陵——苏格兰高地的大部分、南部高地、奔宁山脉、坎布里亚、威尔士和西南半岛。土壤薄而贫瘠，沼泽地和粗劣牧场广布；除了相距很远、生产能力高的若干低地外，高地英国的大部分地方人口稀少。

低地英国除东英吉利一些地区外，实际上很不平坦。更确切地说，它是波状起伏的地区；在这个地区内，一排排石灰岩和白垩低丘高踞于抗蚀性弱的粘土侵蚀而成的谷地之上，但是，它们一般不超过海拔 200—230 米（600—700 英尺）。大部分土壤深厚而肥沃，人口和聚落相当密集。因此，古老抗蚀岩石和年轻较软岩石地区间的基本地质差异是形成它们不同地形的主要原因。

岩石的性质 岩石大部分由矿物颗粒的集合体构成；就“岩石”这个词的确切意义而言，沙、粘土、板岩和花岗岩都是岩石。已知有大约 2,000 种有名称的矿物，但是作为岩石成分的重要矿物相对较少。有些元素，如由碳组成的金刚石和石墨以及硫本身就是矿物，象金、铜那样的金属也是矿物，但是大多数造岩矿物由两种或两种以上元素的化合物构成。例如，石英是硅的氧化物（二氧化硅，即 SiO_2 ）的一种形态。据估计，地壳 59% 的岩石由二氧化硅组成，因为除了它的氧化物形态石英以外，二氧化硅与其他各种氧化物化合，形成最大一类的造岩矿物。这些硅酸盐矿物可分为两类，第一类是铁镁类（在这类矿物中，硅酸盐与铁和镁化合），包括橄榄石、辉石、角闪石和黑云母。这些矿物通常呈黑色，密度大。第二类是非铁镁矿物：白云母、长石（正长石、钠长石和钙长石）和石英。这些矿物通常呈淡色，密度比铁镁矿物小。其他普通造岩矿物有氯化物（如岩盐）、硫化物（如黄铁矿和方铅矿）、铁的氧化物（磁铁矿和赤铁矿）和碳酸盐（特别是碳酸钙，它的结晶形态是方解石）。每一种矿物除了有一定的化学组成外，还具有其他明显的性质和特征——矿物可能呈现的结晶形态、解理或沿某脆弱面或线裂开的倾向、硬度（有从滑石=1 即滑石可用指甲划出印子到金刚石=10 的不同等级）、颜色（但变化很大）、光泽和密度。能够辨别岩石的主要矿物成分是很有实用意义的，而且有一本矿物学教科书以备参考也是很有用的。

岩石分类

地球表面的岩石可按照其形成方式分类。人们认为，在地球坚硬的外壳下面，岩石物质处于极高的温度和巨大的压力之下。当压力局部减轻时，这

些岩石物质便变为流体，通过脆弱线向地表上升（第3章）。火成岩是由这种称为岩浆的熔融岩石物质以不同方式凝结而成，因而包括一组“热成”岩石。热成岩石约构成地球上部16公里（10英里）的95%。沉积岩大部分由以前存在的岩石的残体以不同形式重新聚集和固结而成；它们有时被称为派生岩石。它们还包括动植物有机残体构成的若干岩石，以及以化学作用方式将溶液中物质沉淀而形成的其他岩石。变质岩是以前存在的岩石（既有火成岩又有沉积岩）或因受热或因遭受压力而发生化学或物理变化后，引起不同程度的改变和变动的岩石。

火成岩

火成岩的性质取决于两个主要的特征：第一是岩石由之凝固的岩浆的化学组成；第二是冷却和凝固所发生的自然环境。

化学组成 许多火成岩在化学组成上极为复杂，假如不是全部的话，也是绝大部分已知元素可以在这类岩石中找到。实际上，大概9种元素构成了全部火成岩的99%。按照化学组成对岩石所作分类的有关术语和定义曾有过许多混乱。按照岩石的二氧化硅含量，可确定为4个类别（酸性、中性、基性和超基性）。虽然这些术语含糊不清，不准确，而且现在实际上正逐渐被废弃，但为方便起见，它们仍然在使用，例如后面岩石按成因和组成的分类表就是这样。当然，自然地理学家无须象地质学家那样进行复杂分类，按化学组成确定为两大类就够了。第一类包括石英和长石（铝硅酸盐矿物）占优势、淡色和密度小的岩石，如花岗岩、流纹岩和（游离石英较少或没有的）闪长岩和安山岩。这些岩石合称为“硅铝质”岩。第二类包括主要由铁镁矿物（富含铁和镁）组成、暗色和致密的岩石。例如辉长岩、粗玄岩、玄武岩和橄欖岩。这些岩石是基性和超基性岩，称为“硅镁质”岩。

岩浆的冷却 由熔融岩浆凝固而成的火成岩或侵入地壳，形成呈巨大块体和呈薄片状的侵入岩；或溢出地表，在地表凝固成喷出岩。这些过程统称为火山作用（第3章）。在这两种情况下，都有一定的结晶顺序，即岩浆分异作用，每一种硅酸盐矿物都在一个特定的温度下形成，开始形成的是橄欖石（具有简单的结构），最后是石英。因此，单一的岩浆可以产生各种各样的火成岩。

如果侵入的岩浆在地壳深处呈巨大的块体冷却，那么凝固过程便较缓慢，形成的岩石致密，质地粗，结晶颗粒大；这些岩石被称为深成岩，例如花岗岩、闪长岩、辉长岩和橄欖岩。现在有些地质学家不认为所有的花岗岩都是由岩浆直接凝固而形成的火成岩，而认为在有些情况下，是较老的岩石受到了称为花岗岩化的一个过程后改变和改造而成。来自岩浆的辐射贯穿四周的围岩，并通过化学作用将它们转变为花岗岩，不存在任何液态岩浆阶段。但无论如何，把花岗岩看成是一种深成的即深处形成的岩石是较稳妥的。通常在岩浆活动边缘出现的一些极粗粒侵入岩，称为伟晶岩。南达科他州的布莱克山曾发现长12米（40英尺）的晶体。

在沿围岩的裂隙和脆弱线发生侵入的地方，岩浆冷却比在巨大块体中要快，但又比在地表上慢；这就形成多变和中间的类型——半深成岩。称为玢岩的一些岩石是由镶嵌于玻璃质基质的生长完好、明显不同的矿物晶体（斑晶）组成。

通常，由溢出或喷出到地表的岩浆冷却所形成的岩石结晶体小（特别是流纹岩、安山岩和玄武岩），甚至呈玻璃质（黑曜岩）。它们统称为火山岩。

火成碎屑 这是一个小的岩石类型，由火成物质组成，但具有碎屑性。它们从火山口被喷发了出来，包含固体熔岩的碎屑，即火山渣、火山灰和火山尘，称为火山碎屑，但已经固结和压实。

一些重要的火成岩 对于岩石学家来说，他们主要对众多的火成岩感兴趣，而有几种火成岩分布极为广泛，并形成突出的地形。花岗岩（它有许多种类）是块状的深成岩；它颗粒粗，晶粒大，主要由石英、长石、角闪石和黑云母构成；石英颗粒光亮，像玻璃，长石可能有从白色到粉红色的不同颜色，角闪石和云母为黑色，因而岩石外貌粗糙有斑点，形成灰色或粉红色花岗岩。倘若主要的铁镁矿物是云母，便形成黑云母花岗岩或白云母花岗岩。如果岩石由角闪石组成，那么它就形成角闪石花岗岩。这种岩石大多呈现为大块体或由于上覆岩石较软受剥蚀而使岩基暴露（图 29, 30, 41, 42），例如英格兰的西南半岛（图 30）、切维厄特丘陵、阿伦岛北部（图 29）、凯恩戈姆山、斯凯岛东南部、爱尔兰的威克洛丘陵和莫恩山。

辉长岩是一种深成岩，它像花岗岩一样呈块体存在，但属基性组成。它是一种暗灰色甚至黑色的岩石，出现于苏格兰东北部、斯凯岛西南部（图 42, 43, 照片 25）和海峡群岛的泽西岛。

玄武岩是熔岩流凝固的产物，分布极为广泛，常常形成巨大的高原（图 34 及照片 2）。它是一种黑色或暗色的岩石，具有极细小的晶体并常常含铁；这就是被风化的玄武岩表面形成铁锈状褐铁矿的原因。

火成岩的节理 许多火成岩有一个特点，即存在着由于冷却引起的张应力所形成的若干节理。这在玄武岩表现得很清楚，玄武岩明显的垂直节理有时形成完美的六方柱体，如在安特里姆郡的贾恩茨考斯韦角（照片 3）、斯塔法岛上的芬哥尔洞和加利福尼亚州东内华达山的德弗尔斯六角柱。怀俄明州魔塔村（照片 20）由响岩—斑岩五方柱体构成。花岗岩也可能有明显的垂直节理，如在勃朗山的沙莫尼峰和南达科他州布莱克山的“针眼”（照片 34）。有时花岗岩有三组成直角的主节理，形成城堡状的石块堆（照片 27）。

沉积岩

火成岩出露于地球表面时，它就遭受到天气、河流、冰盖、海浪的作用等地表雕塑过程，实际上所有这些过程统称为剥蚀（第 4 章）。结果，火成岩便可能碎裂。这种情况可能是由于极为复杂的化学分解作用（因此各种硅酸盐分解为“粘土矿物”和溶解状态的碱，如长石变为高岭土），或者是通过机械崩解作用而发生的。这些物质被搬运到其他地方，然后在陆地或淡水或盐水中堆积或沉积成层（地层），并以不同方式固化或胶结。这个过程称为岩化作用或成岩作用。各地层间的界面是层面，层面通常表示一个沉积阶段已经结束，另一个阶段的开始。如果一个地层在水平面上变薄并消失，就称作尖灭；而一层厚的地层则称为厚层。最小尺度的层理（有时规定厚度不超过 1 厘米）称为薄层（因此有成层作用一语）；2 厘米的岩石可能有 100 或 100 多个层次。怀俄明州的格林河页岩（总厚度 800 米，2600 英尺）以厚度仅 0.18 毫米（0.007 英寸）的层次沉积下来。估计这些岩石的沉积需要 650 万年，每一薄层是薄薄一层紧实的淤泥，下一次洪水叠加上另一层。

假层理或流层理（尤其在砂岩中出现）是与总的层理成不同角度斜交的薄层。这种型式是水流或风流变化使沙粒沉积的结果。

节理可能在沉积岩固化和压实时产生，常常与层面呈直角相交，从而将岩面分割成大的块体。犹他州宰恩峡谷的棋盘方山（Checkerboard Mesa）之所以有这个名称，是因为节理以极明显的直线和层面相交。

各沉积岩层虽然通常在一水平面上沉积，但很少保持原样，因为地壳运动可能常常使岩层倾斜或翘曲。地层倾斜的角度称为倾角，用地层层面与水平面间夹角的度数表示（图 1）。倾角不一定是地表的坡度，记住这一点是重要的。在一个单斜脊上，倾向坡与后坡可能有明显的差异。真倾角是地层斜面的最大角度；其方向用与真北之间的度数（按顺时针方向）表示。与真倾向成直交的线称为走向。走向与真倾向之间其他任意一条线是视倾向，地层露头的大小部分取决于倾角，因而和缓的倾角导致宽广的露头，而垂直地层的露头不大于地层本身。例如，汉普郡盆地北坡的始新世岩石向南倾斜极缓，因而露头宽度超过 50 公里（30 英里）；但在怀特岛，岩层近于垂直陡立，露头仅几百米。

图 1 岩层术语

沉积岩可按照其形成方式或组成进行分类。按形成方式分类，沉积岩可描述为（i）机械方式形成的沉积岩，（ii）有机方式形成的沉积岩和（iii）化学方式形成的沉积岩。按组成分类，它们可按照其组成（即它们是主要由粗质地的沙，还是由细粘土、碳酸钙、碳或其他物质组成）划分为几类。将成因和组成两者结合起来的分类是比较合适的，像下列表中所列的就是这样。

按成因和组成进行的岩石分类

火成岩

酸性 中性 基性 超基性

侵入岩

深成岩 花岗岩 闪长岩 辉长岩 橄榄岩

半深成岩 花斑岩 斑岩 粗玄岩

喷出岩

火山岩 流纹岩 安山岩 玄武岩

黑曜岩

沉积岩

机械方式形成的沉积岩

（i）砂质——沙、砂岩、粗砂岩

（ii）泥质——泥、粘土、泥岩、页岩

（iii）砾质——角砾岩、砾岩、冰碛岩、砾石、岩屑堆、砾泥

有机方式形成的沉积岩

（i）钙质的——白垩、各种石灰岩（海百合、珊瑚、鲕状、贝壳石灰岩）

（ii）铁质的——铁矿石

（iii）硅质的——硅藻土

（iv）碳质的——泥炭、褐色煤、褐煤、烛煤、烟煤、无烟煤

化学方式形成的沉积岩

- (i) 碳酸盐——钙华、白云岩 (钙和镁的碳酸盐)
 - (ii) 硫酸盐——硬石膏、石膏
 - (iii) 氯化物——岩盐
 - (iv) 硅酸盐——泉华、火石、燧石 ...
 - (v) 铁矿石——褐铁矿、赤铁矿、菱铁矿
- 变质岩

热力或接触变质作用 { 形成坚实性、解理、叶理、复杂的矿物学变化

动力变质作用

由沉积岩变质而成的变质岩

- (i) 沙质岩——石英岩 (由砂岩和粗砂岩变质而成)
- (ii) 泥质岩——板岩、片岩 (由粘土、页岩、泥岩变质而成)
- (iii) 钙质岩——大理岩 (由碳酸钙变质而成)
- (iv) 碳质岩——石墨 (由有机物质变质而成)

变质岩

实际的矿物学变化——普通辉石变为角闪石

——花岗岩变为片麻岩

(i) 机械方式形成的沉积岩 这一类沉积岩包括由碎屑沉积物如沙、粉沙、粘土和砾石经压实、干缩或胶结而形成的种种粗质地或细质地岩石，因此，有时用术语碎屑状 (Clastic, 源自希腊语，意为“碎裂的”) 来形容这类岩石。这些物质可能被有胶结作用的含硅、钙或铁物质的溶液所固结。砂质岩石中最普通的矿物是石英，它在黄色或红色砂岩中由铁化合物胶结，在白色砂岩中由硅质或钙质胶结物来胶结。这些砂岩分布广泛，有不同的时代。例如，极老的砂岩存在于德文郡的北部和南部、威尔士东南部，而较年轻的砂岩出现于坎布里亚郡沿海 (形成圣彼斯亥, St Bees Head) 和伊登河谷，并下伏于兰开夏郡西南部的大部地区和英格兰中部地区西部的大片地区。英国苏格兰的苏格兰高地西北部一些最古老的岩石是前寒武纪的托里东砂岩。

一种既有砂粒又有小砾石的粗得多、胶结完好的岩石称为粗砂岩，例如奔宁高地部分地区的磨石粗砂岩，而由大的碎屑胶结形成的岩石可能是砾岩 (照片 4)，其中砾石为圆形；或者是角砾岩，其中砾石有棱角。

另一种颗粒很细的岩石是由细泥沉积物构成的岩石，其成分大多是细粒石英和云母，例如各种粘土和坚硬的泥岩。英国东南部的溪谷，其底部分布有粘土；灰蓝色里阿斯统粘土分布于科茨沃尔德丘陵以西，暗灰色的启莫里阶粘土和蓝灰色的牛津粘土从多塞特郡经牛津谷分布到约克郡北部，斜穿过英国。黄色或带有褐色的威尔德粘土分布于唐斯和威尔德地区中心之间。伦敦盆地蓝灰色的伦敦粘土在近地表处风化成棕色。还有冰原所广泛沉积的冰碛覆盖层。由沙和粗沙组成的岩石叫做沙质岩，由细粘土颗粒组成的岩石称为泥质岩，由粗大颗粒组成的岩石称作砾质岩。

(ii) 有机方式形成的岩石 这些岩石由一度活着的有机体的残体构成，其坚硬部分在漫长的时期中不断地进行堆积。分布最广、种类多样的一类是石灰岩类，它们是由基本成分为碳酸钙的完整或散碎的贝壳或骨骼构

成。这些岩石包括贝壳石灰岩（如诺福克郡的“嶼岩”）、礁上形成的珊瑚石灰岩、唐斯和沃尔兹白色纯净的软白垩、奔宁山脉常含化石的石炭纪石灰岩、由如鱼卵的圆颗粒组成的科茨沃尔德鲕状石灰岩和称为泥灰岩的钙质粘土（如剑桥的白垩泥灰岩）。

分解中的植物物质所产生的微小细菌有机体，将帮助湖和沼泽中的水化氧化铁沉淀下来。这种“沼铁矿”在瑞典和芬兰很久以来就是重要矿产。呈碳酸亚铁形态的泥铁矿和粘铁矿铁矿石大概是以极为相同的方式在煤系中沉积而成的。

硅质岩可能是由动物（如海绵和放射虫——一种微有机体，其坚硬部分遗留下来成为结构复杂的二氧化硅）和植物（如硅藻）的残体以有机方式形成的。燧石（脆弱易碎、晶体微小的二氧化硅）的结核可能在某些石灰岩和砂岩中出现，火石的结核可能在白垩中发现。巨厚的硅藻土（无数硅藻的残体）层有时像在斯凯岛东北部、坎布里亚郡（Cumbria）的肯特米尔和在加利福尼亚州那样占据着干涸的湖底或过去的沼泽。

碳质岩基本上由与其他元素化合的碳组成。它们由植物体堆积而成，泥炭、褐煤和煤系矿层中不同类型的煤，反映着在压力下它们逐渐变化的各阶段。有各种各样固态、液态和气态的碳氢化合物。树脂、沥青和沥青页岩是固态，矿物原油为液态，天然气是气态。

（iii）化学方式形成的岩石 就大部分而言，这些岩石是由盐溶液沉淀或蒸发而成的。所有以降雨形式落到地面的水或者在地表流失，或者渗入地下后又到达地表（第5章），它们都携带着溶解状态的盐类。盐类可通过水的直接蒸发，或化学的相互作用，或地下水到达地表时压力减轻而沉淀出来。

沉积下来的碳酸盐就是这些化学方式形成的岩石的实例。河流的底部和洞穴中呈钟乳石和石笋形态的方解石的沉积，是石灰岩地区常见的一个特征。钙质物质为海绵状时，称为石灰华，它的沉积通常与藻类或苔藓的存在有关。有时这种沉积发生于温泉四周，这时产物叫做钙华，它比石灰华坚硬、密实。

白云岩是化学方式形成的碳酸钙和碳酸镁化合物。镁质灰岩便是一例。在英国，这种岩石从诺丁汉郡向北到达勒姆沿海有出露。它形成高高的岭脊，以西有一陡峭的崖壁；在抵达海岸处已被侵蚀成引人注目的淡黄色悬崖。

其他岩石由硫酸盐从溶液中沉淀出来而形成。例如水化硫酸钙（称为石膏，呈颗粒状则叫雪花石膏）通过内流盆地（如死海）内的蒸发而形成。氯化钠地层（岩盐）不管在地表（如美国西部的大盐湖周围）还是在深处（如伍斯特郡的德罗伊特威奇附近、柴郡的诺斯威奇附近和蒂赛德地区附近）都有广泛的分布。二氧化硅可能在温泉的出水口附近沉淀下来，形成硅质泉华，如在冰岛和怀俄明州的黄石国家公园就有。结果，许多分散的盐类沉积物在工业上具有重要价值，例如钾碱和硝酸盐。

铁是仅次于铝（按重量占8.13%）的分布最广泛的金属，每一吨地壳大约含有铁5千克（5.06%）。大部分铁矿石的堆积是由于沉积物内的化学沉淀作用而形成的，但是有些铁矿石像瑞典北部磁铁矿那样，是直接由于呈岩浆分异形式的火成活动而形成的。后来，氧化和水化过程改变了它们的组成，并增加了它们的含铁量。

变质岩

火成岩和沉积岩可能会发生变化，既有物理变化又有化学变化，在岩石内部的这些变化或是形成新的矿物，或是形成新的构造。这些变化可能是由使岩石受到热（热力变化）和压力（动力变化）的地壳运动造成的。这可能具有广泛（区域）的规模，或者仅是局部的规模，前者与大的造山运动有关，后者与较局部的应力有关。

其他变化可能只是由于热的影响产生的；温度的升高通常是由一大片火成岩的侵入引起，因而致使附近的岩石受到影响。这些影响系产生于岩浆岩与围岩的直接接触（因此叫做热力或接触变质），或者来自火成岩体或外部的化学上活泼的热气或热液的作用。

变质作用的结果极为复杂。热力变质作用能造成熔化或再结晶作用，如粗粒砂岩变为石英岩，或石灰岩变为称作大理岩的粒状结晶岩。新矿物的产生要复杂得多。这在大片花岗岩附近可以看到，这里有时可以区分出一个接触变化带（称为接触变质带）（图 26），由于新矿物的出现，还能看到岩石性状的逐渐过渡。

变质作用有时会造成复杂的矿物学变化，但更常有的变化是岩石颗粒的重新排列，产生沿着与层理无关的平行面裂开的趋势；这叫做板状劈理，在板岩中表现得最清楚。细粒沉积物如页岩变为板岩和片岩；粗粒或结晶岩形成石英岩、片麻岩和麻粒岩。许多岩石表现出叶理，即一种“波状颗粒”或层片结构。例如，大部分片岩具有叶理（照片 5）。

变质岩一般来说是致密而具有抗蚀力的。它们常常在与造山运动有关的地区内形成大片块体；苏格兰高地大部分，以及从布列塔尼到波希米亚贯穿中欧的古地块的巨大部分，都是由变质岩组成的。例如，比利时阿登高原的东部主要由板岩和石英岩组成，这些板岩和石英岩被侵蚀成为被沼泽洼地隔开并覆盖有薄层贫瘠土壤的圆形高地。安格尔西岛是英国的一个特别有趣的例子，其大部分物质是由古片麻岩和片岩组成，是一个过去的高地地区的残余。

岩石的年龄

迄今为止，岩石一直是按照其组成和成因方式的不同加以考虑、分类的。另一个需考虑的重要问题是岩石的年龄；地质学的一个分支（叫做地层学），其任务在于研究清楚和排列地球的历史事件，而这些事件是通过对组成地壳的岩石进行系统研究而加以证实的。换句话说，按年龄所列出的岩石表提供了一张方便的地球历史时间表或年表。例如，如果某些地层受到造山运动的影响，那么便有可能确定这些运动的年代和对照世界不同部分的运动结果。另外，某些岩石现正在一定的条件下通过某些过程而形成；如果在过去地质时期形成了类似的岩石，那么可以设想那时具有大致类似的条件。例如，某些砂岩形成于荒漠条件之下；有些石灰岩形成于广泛海侵的时期。

不整合 有时，地质记录的连续性发生中断，中断时沉积物被沉积于长期剥蚀所形成的地表，因而使正常的顺序中断，形成不整合。已经确定了三个不同的类型。在一系列褶皱或翘起地层遭受漫长时期的侵蚀，后来又覆盖上新的沉积岩层的地方，形成角度不整合；上覆岩层以明显的角度覆盖在下伏岩层上。例如，奔宁山脉的基底由受加里东褶皱作用影响而强烈变质的古

老岩石组成，岩层到处都成大角度倾斜。石炭纪石灰岩和较年轻岩石几乎水平地覆盖于层面向下的岩石上(图 45)；存在着缺泥盆纪岩石的一个间断(约有 0.7 亿年)。这在约克郡的霍顿附近的采石场可以看到。

第二个类型是假整合，这与层次的不连续有关，但是较老和较新的地层大致平行。长期的剥蚀蚀去了某些地层，以后在它们上面沉积了新的物质，但没有发生引起上下岩石间角度变化的任何褶皱作用或其他地壳运动。科罗拉多河大峡谷崖壁横断面(图 71)有两处假整合，第一处是泥盆纪的雷德沃尔石灰岩直接沉积于寒武纪穆阿夫石灰岩(Muav Limestone)之上，说明间断了约 8000 万年，第二处是寒武纪岩石位于受侵蚀的前寒武纪基岩表面。

第三个类型是非整合，即火成岩被侵蚀，后来为沉积物所覆盖。在南非开普敦附近，一种暗色砂岩非整合地覆盖在灰白色花岗岩之上。

相对年龄 由于所有成层的沉积岩层是一层层沉积的，因此在正常情况下，最老的岩石位于底部，每一层上覆岩层都较为年轻，这叫做地层层序律(或叠覆律)(地壳运动能引起完全倒置，例如地层的倒转褶皱)。第二个明显的事实，是任何岩石比组成岩石的碎屑新。第三个有用的事实，是在许多沉积岩中都发现有化石；这些化石可能是遗存的有机体坚硬部分，也可能是有机体被二氧化硅或碳酸钙准确地取代后的形成物。在许多情况下，每组地层都有特定的一套有机残骸。可以把有关化石的资料与岩石物理、化学组成的分析结合起来研究，从而得出沉积岩是按一定时代顺序进行排列的结论。

绝对年龄 岩石的实际年龄，即地球本身的年龄早已引起人类的兴趣。17 世纪，爱尔兰的大主教厄舍曾极为精确地断言，世界是公元前 4004 年 10 月 22 日下午 8 时创造的。这是从《旧约全书》的年表中通过复杂的数学计算出来的。科学家们逐渐认识到，就地球特征的发展来看，需要把这段时间延长；地球的年龄被追溯到很久很久以前；有些岩石的年龄经确定为距今 34 亿年以上；而地壳肯定至少有 47 亿年。

只是到最近若干年内，绝对年龄测定法才被发明。一个沉积岩亚带的年龄现在通常可以有把握地准确测定到大约 15 万年以内。这听起来也许是很粗略的，但是假如寒武纪初至今是 24 小时的话，这段 15 万年时间仅 22 秒钟。

最早的方法之一是数记像怀俄明州格林河页岩那样的页岩薄层，格林河页岩每一层(仅 0.18 毫米厚)表示每年增加的淤泥。但是大部分的沉积作用很不均匀，使这种方法无法使用。瑞典地质学家德吉尔(DeGeer)将这个原理应用于专门的问题，这提供了一个计算冰后期时期具有一定精确程度的方法。这种方法有赖于对每年冰原边缘溶水湖泊中所沉积的独特的带状层(称为纹泥或韵律层)的数计。每条纹泥有两层沉积物，一层是粗的，沉积于夏季融化期间；另一层是细的，是冬季开始以后，表层水结冰时，水的运动停止后沉积的悬浮物质。纹泥厚度不同，不同的地区可以进行对比；据此，人们已经推断出斯堪的纳维亚的冰后期历史；在北美洲，人们作了类似的工作。

在能找到年龄足够大的树木的地方，计算树的年轮是建立最近时代年表的有用方法，例如在美国西南部，巨杉(*thesequoia gigantea*, 3000 多年)、黄杉属乔木(*Douglas fir*)和芒松(达 4600 年)被用来确定年轮指数。每一个年轮都因湿润年和干旱年而不相同，可以此加以区别和计算。这个过程叫年轮法，对于研究史前印第安人，以及过去 3000—4000 年的气候变迁很有用。

用于确定较老岩石年龄最有价值的方法，是以某些不稳定元素以已知速率不断发生放射性衰变为基础。这种性质的元素之一铀 (${}_{92}\text{U}^{238}$) 分布最广，它呈沥青铀矿形态，以大约百万分之四的比例存在于花岗岩中。它可裂变为同位素铅 $\text{P}^{26}{}_{80}$ ；其半衰期(即元素的核一半被衰变所需的时间)为 4.51×10^9 (45.10 亿) 年。因此，一块含有铀矿的岩石的年龄可以通过查明其中仍然存在的铀与铅同位素含量的比例(所谓铅率)来得出。另外采用的其他比率还有钍/铅、铷/锶和钾/氩。有时同一岩石可能有两个比率。

W.E. 利比博士于 1949 年在芝加哥提出把这个原理应用于比 6—7 万年左右更年轻的物质，这一方法称为放射性碳年龄测定。这种方法依赖于这样一个事实，即碳的放射性同位素(叫做碳-14，即 ${}_{6}\text{C}^{14}$) 呈二氧化碳形态(C^{14}O_2) 在大气圈循环，最后到达地球表面，被活着的有机体吸收。有机体死去时，不仅停止吸收碳-14，而且含量以其半衰期 5730 ± 40 年所表明速率减少。因此，泥炭沼泽中一块木头或一座坟墓中一块骨头的年代可以用相当大的精确度加以确定。这特别有助于冰后期的研究。测定年代的其他方法包括骨化石中氟-磷酸盐比率法、火山灰覆盖层(它是其上下物质的指示地层)年代测定法(火山灰年代学)、岩石内保存的古磁研究、岩芯钻探获得的深海沉积物的研究；通过贝壳和其他残骸证据可以获得温度条件变化的情况，而利用碳-14 技术，可以测定它们的绝对年代。

从地质年代学的观点来看，最有用的方法是测定不同时代火成岩的年龄，并把它们转换成相应时代的沉积记录。横切关系定律着重表明了这样一个较为明显的事实，即火成岩比被它贯穿的任何其他岩石年轻。例如，岩脉比它所贯穿的沉积岩层年轻，岩床比它上下的岩层年轻。偶然会看到一株岩脉切穿另一株岩脉，很明显，后者必定较老。

地质时代表 现在已经逐渐形成了一个一直上溯到大约 6 亿年前的地质时间的年代分类表，即这段时间被划分为三个代，分别称为古生代(Palaeozoic，源于希腊语，“古生命”的意思)、中生代(Mesozoic，“中生命”的意思)和新生代(Cainozoic，“新生命”的意思)。前两个代有时分别叫做原始纪和第二纪，而新生代是指第三纪，有的权威还把第四纪包括在内。第四纪(直到最近以前，还认为它远不足一百万年)大约与人类在世界上的出现和最后一次大冰川作用的开始相吻合(现在有些权威认为，这次冰川作用从 180—200 万年以前开始发生，最早的人类形态还要早得多)。

实际上，这 6 亿年仅仅占地球形成以来的地质时间的一小部分。但是，证据是如此之少，以致至今还没有一个可被普遍接受的关于古生代以前漫长时期的划分方案。有些权威使用始生代一语(Eozoic，源于希腊语“生命之初”)表示整个这段时间；其他一些权威把这段时间进一步划分为三个代：始生代(最老)、太古代和元古代。最简单的方法是把整个这段时间及其岩石叫做前寒武纪和前寒武系。

代以下分为纪，然后分为世，最后分为期。在这些特定时期内形成的岩石本身相应地被分别划归界、系、统、层。这些系统采用的一些名称系源于岩石原来被研究的地点(例如寒武(纪)在威尔士，侏罗(纪)在侏罗山)，其余的源自岩石类型(白垩纪源于拉丁语白垩)。

目前，界和系的名称在世界上被广泛使用，但有一些变化。例如在美国，石炭纪被分为两个纪，前期叫密西西比纪，后期叫宾夕法尼亚纪。还是在美

国，第三纪（系）和第四纪（系）被看作是新生代内的纪和系（英国也日益如此）。

花岗岩是最普通的一种岩石，它含有铀元素。所幸的是，花岗岩形成于地球历史的不同时代，特别是与造山时期相关联，因而可以知道其相对年龄。因此可得出结论：如果通过铅比或其他方法能获知岩石的绝对年龄，那么便可用绝对年代编制出岩石的时代代表。古生代延续时间是从 5.7 亿年至 2.25 亿年以前，中生代是从 2.25 亿年前到 0.65 亿年前，新生代是在 6500 万年以前，这些一般没有分歧。第四纪开始的精确时间还有争论。本章最后有概括的地质时代代表。

岩石的经济地质学

岩石在经济上具有直接或间接的极大价值。风化过程所产生的土壤便在很大程度上取决于基岩的性质。一般来说，老的坚硬岩石上具有薄层、贫瘠的土壤，而较新的岩石上往往发育较深厚、较肥沃的土壤（第 19 章）。

对人类极为重要的整个供水问题与岩石的性质有密切关系：岩石影响地下水循环的方式（第 5 章）、泉的形成、达到含水层水井的挖掘、天然或人工水库的可能性和呈河流形式的径流的数量。很明显，拟用作水库的洼地底部的岩石应该符合不因渗透或由于其他原因而发生漏水的条件。人们常常选择高地的坚硬、致密的岩石，在非钙质岩石从而水质为软性的地区更好。奔宁山脉磨石粗砂岩上的许多高谷地便是如此加以利用的。

许多极重要的物质是从岩石获得的。一类是燃料物质：泥炭、褐色煤、褐煤、烟煤和蒸气煤、无烟煤和矿物石油。另一类有经济价值的物质是建筑材料。有些石灰岩和砂岩提供颗粒和质地均匀的易加工的“软性石”，如波特兰和珀贝克石灰岩和侏罗系“巴斯石灰岩”以及部分三叠纪砂岩。花岗岩主要在苏格兰的彼德里德和阿伯丁，在沙普和康沃尔郡开采。对其他几种装饰用岩石也进行了开采，如蛇纹岩、玢岩和有不同“标记”的石炭纪石灰岩。盖屋顶用的板岩来自细粒的变质岩，这些变质岩具有很清楚的解理，因而岩片能够容易地分开。世界最大的板岩产地位于北威尔士的兰贝里斯和贝塞斯达之间地区，这里开采的是寒武纪板岩，而在斯诺登山以南的布莱奈费斯蒂尼奥格（Blaenau Ffestiniog）开采着奥陶纪板岩，但近年来许多采石场已经关闭。自从伊丽莎白一世女王统治以来，康沃尔郡的德拉博尔采石场一直生产泥盆纪板岩。

有一系列岩石被用来做铺路碎石料。这些石料多半是火成岩——闪长岩、辉长岩和粗玄岩，而花岗岩片石则用作防滑铺面材料。人们所利用的岩石有英格兰中部地区的许多古老侵入体（例如莱斯特郡的芒特索勒尔）、坎布里亚郡的花岗岩和威尔士的火成岩。沉积岩很难令人满意，因为它们容易碎裂；但人们采用某些石炭纪石灰岩。

人们用各种石灰岩生产石灰，以便制作灰浆或用于农业（照片 6）。波特兰水泥系通过灼烧 2/3 石灰岩或白垩和 1/3 粘土的混合物，并将产物碾磨成细粉末而制成。泰晤士河和梅德韦河沿岸的水泥厂使用梅德韦泥和北唐斯白垩；而在拉格比，使用下利亚斯石灰岩；在卢顿和邓斯特布尔，使用奇尔特恩白垩；在莱斯特郡的凯顿，使用鲐状石灰岩；在达勒姆郡的费里希尔使用镁石灰岩。熟石膏从在纽瓦克附近特伦特河谷的考依波统泥灰岩中和在坎

布里亚郡北部开采的石膏获得。

砖是用多种粘土制成的，最有用的粘土是英格兰中部地区的牛津粘土，这个地区的砖厂位于彼得伯勒、布莱奇利和贝德福德这样一些中心的附近。特种耐火砖是用煤系耐火粘土制成。北斯塔福德郡陶器业采用康沃尔郡的瓷土、多塞特郡的“球土”和当地粗质灰粘土，以及进口原料。

· 10 · 砾石被广泛地开采，以制造用于建筑工业的混凝土。人们需要沙（如曼斯菲尔德附近挖掘的红沙）用于高炉的浇铸。英国只发现有粗质玻璃沙，较为优质的靠进口。由岩石获得的其他有用物质包括主要由磨石粗砂岩制成的磨石和磨刀石，以及由细粒熔岩或变质岩制作的油石。

英国生产的盐包括德罗伊特威奇、诺斯威奇、蒂赛德地区和其他地区的二叠系和考依波统泥灰岩中的岩盐。世界各地有许多大盐矿，如突尼斯和摩洛哥的磷酸盐，民主德国的施塔斯富特、阿尔萨斯的未卢斯附近和加拿大萨斯喀彻温省的碳酸钾。在世界许多地方，盐矿体受到巨大压力，像圆拱或塞子那样被迫向上抬起，并使上覆地层隆起，如在得克萨斯、路易斯安那，和珀西亚西南部就有这种情况。这些构造通常与石油和天然气有关，有时与石膏和硬石膏有关。

金属矿石 金属通常以叫做矿石的含金属矿物的形态出现。许多矿石与过去的火成活动有关，因而它们表现为占据岩石裂隙和洞穴的岩脉。这些岩脉的形成极端复杂；矿石可能直接从熔融的岩浆沉积出来，或者可能通过既与岩浆又与围岩起反应的极热气体的活动产生，还可能由于富含矿物的热水溶液上升而形成。另一类矿石是地层中的矿石，如某些铁矿石。铝土矿是铝的主要来源，它们也以水化氧化铝粘土状物质形态存在于地层中，是由原来富含硅酸铝的各种岩石部分分解而形成。

大部分金属以与其他元素化合的形态存在，形成硫化物、氧化物和碳酸盐。例如，铅、锌和银通常以硫化物形态存在，分别称为方铅矿、闪锌矿和辉银矿。锰和锡主要呈氧化物出现，后者称为锡石。铜呈多种多样的矿物存在，实际上大约有 360 种，但是最有用的是扎伊尔的加丹加、赞比亚、智利、加拿大、美国犹他州和内华达州的硫化物矿。铁是地壳广泛分布的成分，最常见的是氧化物形态，如 (i) 褐铁矿（水氧化铁），洛林有开采；(ii) 赤铁矿（红色的氧化铁），产于西坎布里亚郡、苏必利尔湖附近的“铁山”，以及乌克兰克里沃罗格（形态略有不同）；(iii) 磁铁矿（黑色的铁氧化物，出现于瑞典的耶利瓦勒和斯瓦帕瓦拉 (Svappavaara)）；(iv) 菱铁矿（碳酸亚铁），产于英格兰煤系和侏罗系石灰岩（照片 7）。

有时，作用于母矿床的各种侵蚀营力可能把金属矿石、甚至母金属冲走，并在其他地方沉积下来。由于它们密度大，河流作用对金属进行分选，并把它们聚集在砾石层或河漫滩中，这称为砂矿；金、锡和钨可能以这种方式存在。

岩石按时代的分类

在下表中，岩石按其正常顺序排列，最新的在上部，最老的在下部，这些名称是应用于不列颠群岛的名称，但各系（粗体字）在世界范围内使用。

全新世或现代系

冲积层，泥炭

更新世 (2)

冰碛、冰川沙

第四纪

上新世 (7)

碎片 (如贝壳沙和砾)

中新世 (26)

英国缺失

渐新世 (38)

粘土、灰泥、沙、石灰岩 (如本布里奇石灰岩)、褐煤

始新世 (65)

沙 (如萨尼特沙)、粘土 (如伦敦粘土)、卵石 (如布莱克希思卵石层)

新生代 (第三纪)²

白垩纪 (136)

白垩

上部海绿石砂

重粘土 (粘土)

下部海绿石砂

威尔德层 (Wealden) (如威尔德粘土和黑斯廷斯沙 (Hastings Sands))

侏罗纪 (190)

珀贝克层

波特兰层

启莫里叽粘土 (Kimmeridge Clay)

科拉利层 (Corallian) (贝壳石灰岩和粘土)

牛津粘土

大鲕状岩 (石灰岩)

下鲕状岩 (石灰岩、粘土和沙)

里阿斯统 (Lias) (粘土、沙、灰泥和石灰岩)

三叠纪 (225)

瑞提统³ (Rhaetic) (泥灰岩、页岩、石灰岩)

考依波统 (Keuper) (泥灰岩和砂岩)

班特统 (Bunter) (砂岩和卵石层)

中生代

二叠纪 (280)

新红色砂岩、镁石灰岩

石炭纪⁴ (345)

煤系 (煤、砂岩、石灰岩、页岩)

磨石粗砂岩

约代尔层 (页岩、砂岩、石灰岩)

石炭纪石灰岩

泥盆纪 (395)

泥盆纪板岩和石灰岩, 老红色砂岩

志留纪 (440)

页岩、板岩、石灰岩、砂岩 (如拉德洛页岩、文洛克石灰岩、兰达弗里砂岩)

奥陶纪 (500)

板岩（如斯基多板岩（Skiddaw Slates））、石灰岩（如巴拉石灰岩）、火山岩（如博罗达尔近地表火成岩）

寒武纪（570）

板岩（兰贝里斯板岩）、粗砂岩（哈勒赫粗砂岩）、石英岩和板层（Flags）

古生代

古火成、沉积和变质岩（如托里登安砂岩（Torridonian Sandstone）、刘易西安片麻岩（Lewisian Gneiss））

前寒武纪

括号内的数字系据伦敦地质学会采用的时代表提供的每个系（纪）的下限年代（百万年）。

1. 在美国（英国也日益如此），新生代最早的部分叫做古新世，从 6500—5400 万年以前，与始新世相接。

2. 在 A. 霍姆斯采用的修订时代表中，新生代被分为第三纪和第四纪两个纪，前者包括从古新世到上新世（从 7,000—200 万年以前），后者包括更新世和全新世。

3. 有些地质学家把瑞提统看成是三叠系和侏罗系间的过渡。

4. 在美国，石炭系被分为两个系：密西西比系（下部）和宾夕法尼亚系（上部）。

第 2 章 地球的构造

为了在一定程度上理解地形怎样变成目前的状况，在研究地形时，需要了解一些过去发生过的和现在正在发生的过程。为充分了解起见，还必须是解释性的。地表特征是两组营力的产物。一方面，“内”力（压缩、扩张、上升、偏斜、翘曲、沉降、变形、断裂、侵入和溢出）不仅以大的规模而且也以小的规模直接影响了地壳。另一方面，剥蚀作用（即均夷作用）的“外”力能蚀去地壳运动所抬升起来的最高大山脉，并将所产生的物质在其他地方沉积下来。第 4 章至第 9 章将描述这些过程。

地球的内部

根据地震波速度（这可以极精确地加以记录）的证据，最近又根据人工爆破所产生的地震波，似乎大陆的表层主要是由密度约 2.65—2.70 的花岗岩类组成。因为这些岩石含有大量的二氧化硅和氧化铝，它们常常统称为硅铝层。这个硅铝层厚度是有变化的，大洋盆地的大部分区域完全缺失，特别是太平洋。在硅铝层表面覆盖着沉积物，在长期发生沉积作用的盆地内厚几公里，在一些古高地地区缺失。早在 19 世纪中期，通过钟摆观察发现，与印度河-恒河平原相比，喜马拉雅山没有产生根据其高度和质量计算得出的重力。这就产生了山脉以下有密度较小的硅铝岩补偿“根”的概念（图 2）。

图 2 地球内部示意图

硅铝层以下是一层密度较大的岩石。这些岩石由二氧化硅（但比例比硅铝层小）和富含镁、铁的矿物组成，密度约为 2.9。它们有时以玄武岩熔岩在地表出现。这层基性岩称为地壳硅镁层或镁铁质壳，并与硅铝层一起构成地壳。整个地壳的厚度从 8—50 公里（5—30 英里）不等。

在地壳以下，半可塑性的地幔向下延伸约 2900 公里（1800 英里），在地幔内，岩石密度变得比较大（3.0—3.3），它们不是逐渐过渡而是呈现一系列的同轴壳层，主要由淡绿色矿物橄榄石（铁镁的硅酸盐）构成。橄榄石呈现为一种刚性大、称为纯橄榄岩的超基性岩形态。纯橄榄岩是橄榄岩的一个变种。地壳和地幔之间的不连续面一般叫做莫霍面，这个面是用 1909 年发现它的科学家 A·莫霍洛维奇的名字命名的；地震波传播速度在这里突然由大约每秒 5.0 公里加速到 8.1 公里。为了达到莫霍洛维奇不连续面和钻入地幔，美国科学家制订了一个向地壳深处钻探的计划。1961 年，在下加利福尼亚半岛与瓜达卢佩岛之间的东太平洋海岸进行了试验性钻探。钻探进行得很成功，并且找到了覆盖洋底的沉积物“岩心”。主要的上地幔计划（很自然地称为“莫霍行动计划”）是在夏威夷群岛火奴鲁鲁岸外 270 公里（170 英里）的一个地点，进行更加深得多的钻探，但是计划在 1966 年被放弃了，因为美国国会未能批准经费。俄国人在北太平洋千岛群岛附近进行了类似的钻探；他们钻穿表面沉积物，进入了玄武岩层。

1960 年，俄国科学家发起了一项国际地幔计划，美国、加拿大和其他国家的地球物理学家与他们进行了富有成果的合作。在大湖地震试验期间，在苏必利尔湖水域进行水下爆炸时，经过地震冲击波分析显示出地壳和地幔边界的深度有明显的变化。更有雄心的横跨大陆地球物理的调查，得到了横穿

北美洲地壳和上地幔的一个完整剖面。

地幔的一个重要特征是其表面以下 100 和 200 公里之间有一薄层存在，这一层的岩石与上下岩石相比，刚性较小，塑性较大。因此，地震波传播速度突然减小。这一层与其上的岩石圈（上地幔和地壳）明显不同，现在被称为软流圈。软流圈存在的理论概念，首先被 1960 年智利地震期间所获得的详细地震仪记录所证实。

地幔和地核的分界是深度约 2900 公里（1800 英里）的古登堡不连续面，这里的温度估计约为 3700 。地核直径约 6900 公里（4300 英里），它可能是处于巨大压力下（约每平方厘米 3.88×10^6 千克，即每平方英寸 24500 吨）的镍铁体，平均密度约 10.5。人们曾经认为，这个地核完全为液态，但目前根据近年对地震波动态的详细研究认为，中央地核是固体，密度为 16—17，直径约 2600—2700 公里（1600—1700 英里）。这就解释了这样一个事实，即整个地球的平均密度约为 5.517，尽管地壳和地幔的密度比这个密度小得多。整个地球的质量据计算为 5.976×10^{21} 吨。

地壳均衡现象 通过地震波的研究，通过用钟摆观察重力，已经揭示出一个有趣的事实，即太平洋洋底的硅铝层多半缺失，在其他大洋水下，它仅以薄薄的斑块状存在。硅铝层似乎是深达大约 13 公里（8 英里）的大陆地壳的主要组成部分，而硅镁层不仅下伏于这个大陆地壳之下，而且除了薄层沉积物以外，它构成洋底的主体。这可用所谓安山岩线（图 3）来举例说明；这是一条在太平洋内从阿拉斯加、日本、马里亚纳群岛、俾斯麦群岛、斐济和汤加到新西兰以东的岩石界线。此线以西，岩石属中间类型，主要是安山岩、英安岩和流纹岩；以东，它们为硅镁质，包括玄武岩、粗面岩和橄榄石。换句话说，安山岩线形成亚洲大陆陆块的真正东缘，线以外是覆盖硅镁质岩石的真正洋盆。

把较轻的外地壳看成在密度较大硅镁层中的“飘浮的筏子”是有趣的。这里的硅铝层块体较高地突出（因而形成山脉），硅铝层向下较大地深入到硅镁层内，以补偿过多的质量。相反，在大洋下面，硅铝层薄或者缺失，硅镁层更加接近或者实际上达到固体地球的表面（图 2）。这就是为什么莫霍计划的地点选在夏威夷附近海洋的缘故，在这个地方，地幔的表面仅深约 5 公里（3 英里），而在陆地上，它可能为 30—50 公里（20—30 英里）。

这个概念被系统地概括为地壳均衡说，这一术语源于意为“均等状态”的两个希腊语单词，表示地壳中的均衡或平衡状态，在相等的表面积下面有相等的质量。这必定会形成两种调节运动。第一种是垂直方向的运动。例如，巨大的冰盖形成时，冰的重量可能引起地壳的下沉或下陷；当冰融化时，便发生逐步回升，使以海面为基准的陆地高度产生相当大的变化。南极洲周围大陆架覆盖着约 750 米（2500 英尺）深的水，而其他大陆周围仅为 180 米（600 英尺）。这可能是目前冰原的重量的结果。同样，如果没有格陵兰冰盖的巨大重量，下伏高原的表面将高出 1100 米（3500 英尺）。北欧由于大部分冰盖消失，抬升（即均衡回复）仍在继续之中。斯堪的纳维亚海岸附近出现许多从前的海滩，高踞于目前波罗的海海面以上，波的尼亚湾北端的陆地正在以每个世纪 1 米的速度上升。换句话说，斯堪的纳维亚现在仍然不平衡。这种均衡的另一个结果是：在山脉逐渐被剥蚀，产生的物质被沉积在海底如三角洲或地槽的底部时，沉积地区下的地壳部分下沉，侵蚀地区下的部分抬升。

第二种调节运动是在硅镁层，特别在软流圈中的某种塑性极大的缓慢水

平流（即“对流”）。一个重要的问题是要说明有关的能量。岩体内持续不断的放射性衰变释放出热量，由于上覆较密实的地层使热量不能通过辐射散逸到地球表面，它们便可能聚集起来。据设想，这可能使硅镁层更为活动，并且还导致硅铝质的大陆下沉，这一点可能是对周期性海侵的一种解释。然后，积聚的热量当活动性达到顶点时消散出去（也许通过广泛的火山作用），硅镁层变得不易流动，大陆便开始上升，于是发生海退，在过渡期间堆积了沉积物的从前的海底暴露出来。这些大海侵和海退在地球历史上时有发生。

图 3 安山岩线

这种热积聚说似乎已在 1963—1964 年通过使用地磁仪在秘鲁和玻利维亚的安第斯山下面发现若干“热点”而在实际观测基础上得到了某种程度的证实。这些热点与地壳运动有关，用主持这项调查的卡内基研究所（Carnegie Institution）的报告中的话来说，“似乎正在我们自己的时代重复造山运动的壮丽景象”。

在很久以前的 1889 年，系统地阐明和命名的整个地壳均衡概念，要比这里的说明所包含的内容复杂得多，但是，原理还是讲清楚了。

大陆漂移 也许由于硅镁层巨大块体发生了破裂，并且分开，结果发生大陆块体改变它们彼此相对位置的可能性。这就是令人感兴趣的“大陆漂移”假说，这个概念甚至在 1620 年就被弗朗西斯·培根提到，并且被 F.B. 泰勒、A. 魏格纳、A. 杜托伊特以及其他一些人加以发展。这些最早的理论是根据大西洋两侧海岸线的明显的地质学相似性（尤其是南美洲与非洲密切的吻合），以及后来的古气候证据，特别是在大约 2.5 亿年以前石炭-二叠纪时所有四个南大陆都有一个大规模冰期的迹象。在这一时期，它们紧靠在一起并比较靠近南极。简言之，人们认为，原来单一的硅镁质陆块（联合古陆）曾经被一个具有硅镁质洋底的古老大洋（泛古洋）所包围。这个陆块在前寒纪晚期分裂，形成一块被叫做特提斯海的窄长海洋分割开的北方大陆（劳亚古陆）和一块南方大陆（冈瓦纳大陆）。那时，可能前一个陆块横跨赤道，后一个陆块穿过南极。在中二叠纪和白垩纪之间的 1.5 亿年中，劳亚古陆分裂成三块（劳伦特地盾、芬诺斯坎迪亚和安加拉地盾或西伯利亚），而冈瓦纳古陆形成了整个一系列的“古核心”（在下一节叙述）。最近，在距南极约 640 公里（400 英里）处发现了有趣的起确证作用的水龙兽化石，这是一种类似河马的爬行动物，在大约 2 亿年前十分繁盛。它们的化石很早就已在非洲发现，在那里被认为是三叠纪的“关键标准化石”，这就进一步提供了冈瓦纳大陆存在的引人注目的证据。

20 世纪 50 年代以来，大陆漂移概念从岩石磁性研究（称为古磁学）中得到新的支持。这项研究是以火成岩冷却时保持一定的磁化性这一事实为依据的，磁化性是依照当时地球磁场方向排成一直线并具永久磁性的含铁物质颗粒存在的结果。因此，这种“古磁性”提供了可据以确定不同时代磁极位置的记录；从相同时代岩石得到的资料表明，各大陆一定发生过彼此相对移动，以适应不同地区磁化的方向。

人们在这方面还提出了一种看法，即放射性热提供所需的能量，这种能量在整个硅镁层和软流圈中引起在一系列“房间”内流动的对流流动（估计速度为每年 1 厘米）。这些对流流动上升到大洋以下，然后成两个相反方向作水平运动，把较轻的硅铝质“大陆筏子”带走，使它们以目前的每年约 2.5

厘米的速率漂移开去。这就在大陆间的洋底中间产生张性裂谷或裂缝，形成长度约 64000 公里（40000 英里）的世界规模的 Y 形裂谷。界限最清楚的一段是大西洋中央海岭（图 162），这条海岭似乎是被张开的裂缝分隔开的两列海岭。这还能在东太平洋发现，并且从阿拉伯海呈东南方向向澳大利亚西南部和南极洲延伸。其他世界规模的裂谷包括红海和东非裂谷线（图 15），以及沿北美西岸圣安德烈亚斯断层所示的一线 and 加利福尼亚湾一线。这些线的沿线一带有地壳活动迹象、火山岛屿和频繁的地震；在沿大西洋中央海岭的若干地点，对热流曾进行过测量，结果是大约 8 倍于正常情况。热流在“单体房间”中下沉完成运动的地方，可能还有在相反方向的两股热流汇合的地方，硅镁层和上地幔可能被拖带下去，形成巨大的海槽和深渊。

板块构造 在过去几年里，有人提出，地壳中这些活动的、地震和构造上活跃的裂谷，形成一种持续不断的网络，把岩石圈（地壳和上地幔）分成若干板块。这便是全新而振奋人心的“板块构造”的地球物理概念的基础。这个概念既利用复杂的观测证据，还利用电子计算机所计算出来的极复杂数据为基础的理论模式。人们提出了不同的板块系统；看来存在着 6 个大板块（欧亚、美洲、非洲、太平洋和南极洲板块）和 12 个小板块（如加勒比地区）。这些板块既构成大陆硅铝质“筏子”，又构成硅镁质洋底，因此严格来说，由来已久的名词大陆漂移不再适用。板块彼此间的相对运动（可能是软流圈热对流的结果）和它们的相互碰撞可能有助于解释线状褶皱山、岛弧、岩基侵入、大熔岩流和在受扰动的板块接触带形成的火山喷发。

大陆

陆地表面占地球表面的 29%。从事实来看，大陆和大洋盆地在地球表面上仅仅是略高和略低的参差不齐。珠穆朗玛峰峰巅（海拔 8848 米，29028 英尺）和马里亚纳海沟沟底（海面以下 11033 米，36198 英尺）的高差只有大约 19.9 公里（12.4 英里），这相对于地球直径来说是很小的。地球在两极略“扁平”（地球自转的结果）；因而其赤道直径为 12755 公里（7926 英里），其极地直径为 12714 公里（7900 英里）。因此它可以称为椭球体，或地球体。

有不同的假说试图解释能看到的某些大致的图形；大洋和大陆大致为三角形，北半球以陆地为主，南半球以水域为主，陆地在北极地区四周似乎形成断断续续的环；北冰洋与南部的南极洲陆块成鲜明的对照（第 12 章）。事实上，好象存在着一种显著的情况，即陆块与水域在地球上是对跖的。

古核心 自从地球历史的早期以来，似乎各大陆上的某些“核心”——劳亚古陆和冈瓦纳古陆的碎片的残留或多或少是稳定的（图 4）。不同时代的山系被“焊接”到这些核心上面，在核心

图 4 各大陆的古核心

的边缘上和边缘附近，形成了覆盖大部分低地的一层层沉积物。这些核心是“刚性体”或“地盾”。在西北欧，波罗的地盾（即芬诺斯坎迪亚）刚性体出现于瑞典和芬兰地表，但在俄国西部，则为较新近的厚层沉积物所覆盖。亚洲的地盾体由大部分掩埋在沉积岩下的西伯利亚陆台、中国陆台、越南小部分地区、德干和阿拉伯半岛组成。非洲几乎完全由一个大地盾构成，在漫长的地盾时期中，这个地盾的岩石受扰动相对较小。澳大利亚西部是海拔约

180—460 米（600—1500 英尺）的一个古高原。北美洲的北部由加拿大（即劳伦特）地盾构成。在南美洲，圭亚那和巴西高原发生翘起，结果它们的大西洋边缘形成陡峭的山脉。最后，在南部有南极洲地盾。

地盾由极老的变质岩组成，许多地区的变质岩含有矿脉和矿体。

地壳运动

地壳经受着持续的内力影响，其结果造成从一般称作地震的迅速、可见的岩石运动，到极其缓慢、大规模、也许经历数百万年的造陆和造山运动等不同的运动。有些运动使古地盾发生断裂，使某些地区下沉，而其他地区仍然兀立，甚至整块地上升和翘起。另一些运动挤压起巨厚的岩石，特别是巨厚的新近沉积物，形成与深沟相邻的压性弧、山链和岛屿。

这些产生不同构造特征的力称为地壳运动力，其过程称为地壳运动。构造一词（名词为构造运动，tectogenesis）源于希腊语“tekton”（建造者），有较广泛的含义，并且还包包括火山作用（第 3 章的主题）的影响。由于火山作用，熔融的岩石物质被迫进入裂隙和薄弱地带，或者到达地表。

地壳运动分类 地壳运动最简便的分类是根据其构造结果，可分为两类。一类包括垂直起作用的力，即沿从地球中心到地表的半径向上或向下呈径向起作用的力。它们通常规模很大，因此叫做造陆运动，（此词源自希腊语“epeiros”）意为大陆。它们可能引起整体的垂直上升或下沉（这可能是均衡再调节的结果），或者挠曲和翘起。

这类运动可能具有局部规模，在海岸附近特别容易看出，因此影响海陆的相对高度，从而又影响海岸线的性质。然而必须小心，不要将陆地的这些实际运动与海面本身的变化（称为海面升降运动）混淆起来。无论哪种情况，都可能发生海侵入陆地，或者陆地由海中出露。

第二类是水平起作用的力，即与地面成切线方向的力，包括地壳的压缩和拉张，结果使岩石本身形成应变和应力。这些力是形成巨大褶皱山脉的力，因此采用了源于希腊语“oros”（山）的术语造山运动。同样，造山的时期称为造山期。由于一些尚未真正了解的原因，造山运动似乎是循环性的，就是说，它们在整个地质时期内周期性地重复发生。许多造山运动极为古老，因而需要作耐心的调查研究来综合和解释资料，并形成关于它们原有性质的一些概念。

这两大类运动为分析地形的形成提供了基础。但必须记住，它们的结果不能任意地加以分隔和区分。在切向力起作用形成褶皱山时，所影响的地区内可能会有垂直力起作用。在形成欧洲阿尔卑斯山脉的褶皱运动发生时，这个大陆的其他地区经受到了上升、下沉和翘起的垂直运动。

地震

已经着重指出，关于地球内部的许多知识是获自地震波的记录和分析。极“浅的”地震是地壳岩石的应变引起的地壳突然运动。但大多数源于上地幔，是由于带爆炸性质的局部能量增加而产生的，其原因还不了解，但它们可能是由于组成地幔的硅酸盐矿物的结晶构造的变化。岩石中产生的振动或波，从扰动中心向外传播出来，这是一次主要的震动，伴随有“前震”和“后

震”（或余震）。冲击发生的地点叫做源地或震源；大部分的震动发生在地壳的上部 20 公里(12 英里)，但记录到的最深震动是在 700 公里(435 英里)。由震源垂直向上达到的地球表面一点称为震中。按照确定的等级，可以标出受到同等程度损害的地点的连线即等震线，以表示逐级的强度（图 5）。这个等级过去常常是以对实际结果的观察为根据。如在图 5 上，强度 表示“ 吊灯摆动，时钟停走 ” 等等， 是“ 建筑物裂缝 ”， 为“ 建筑物完全倒毁，灾害普遍 ”。现代里克特震级是根据仪器记录而不是后果表示震动的大小；7.0 级为大地震，迄今记录到的最大震级为 8.9。灵敏的仪器即地震仪能记录地震（其源地在数千公里之外），它是以摆的原理为基础。当摆受扰动时，它就把这个运动传递给在转动圆筒上持续绘出记录的指针上。最现代化的类型有照片式的（摆上有一面镜子将光线反射在感光纸上），或电磁式的（摆内的小线圈产生电流后传送给一台电流计）；这两个类型都消除了磨擦。分别测定所有三度的运动是必要的。另一种用于探测地震的极灵敏仪器是地震检波器。

图 5 1931 年新西兰地震等震线图

等震线表示地震影响的地区和严重程度，震源（E）接近霍克湾海岸。地震使地面升高 1 米（约 3 英尺），使新西兰领土增加 13 平方公里（5 平方英里）。不幸的是，有 256 人丧生。

. 广泛毁坏； . 建筑物毁坏； . 悬吊物体摆动； . 门窗咯咯作响，此图未显示 以下烈度。最低的烈度（ ）很少为普通观察者所觉察。这些数字是按以观测到的影响为基础的罗西—福柔震级（Rossi—Forel Scale）。它后来被取代，首先是被改进的麦卡列震级（Modified Mercalli Scale）所代替，然后又在 1935 年被完全基于仪器记录的里克特震级（Richter Scale）取代。

仔细观察发生在离仪器 1100 公里(700 英里) 以上的地震的地震仪记录，可以区别出岩层内三种不同类型的振动；但是，如果仪器接近震源，就几乎不可能把它们区别开来。第一类地震波与声波类似，振动时，波使每一质点按其运动方向即纵向发生位移。这一类称为 P 波（压缩波）、地震纵波，或者不科学但十分精确地称为“推波”。第二类地震波与光波类似，它使每一质点与波运动方向成直角发生位移。这种横波、次波或剪切波称为 S 波（“震动波”）。另外还区分出了 P 波和 S 波的一些中间性的波（叫做 P_g 和 P^* 波， S_g 和 S^* 波）。第三类波沿地面传播，其性质受岩层弹性的支配，称为 L 波。有两个类型：洛夫波为在水平面上振动的波，称作 L_g 波（Querwellen，为德语“横波”，quer，横的、横向的意思）；雷利波是较慢的波，在垂直面上振动，称作 L_r 波。两类波都以其发现者命名。

当一次遥远的地震发生时，通过地球物质取直接路径的 P 波和 S 波首先到达，过一段时间（其长短取决于与震源的距离）沿较长地面路径传播的 L 波才到达。因此，根据地震仪的记录，可以确定震源的距离和位置。

根据对这些记录的分析，通过对构成一次地震的一系列振动（包括表面波和深位波）的考察，可以获得关于地球内部性质的许多资料。各类波通过任何地球介质都有不同的传播速度 P 波平均速度每秒 8 公里 S 波 4.5 公里。因而 P 波到达离震中 11000 公里（7000 英里）的地点，差不多要 14 分钟，同一次地震的 S 波却要 25 分钟以上。在到达古登堡不连续面（Gutenberg

Discontinuity) 以前, 所有波的速度都随深度而增加, 表明它们在其中传播的岩石的密度也增加。如图 6 所示, S 波似乎在这个不连续面上消失, 而 P 波受到折射, 并以减小的速度继续传播。因此, 在与震中相对的地球另一侧, 地球的外层存在着完全“阴影带”, 在这里, 根本记录不到任何波, 阴影带包围着仅能收到微弱 P 波的对跖地区。S 波仅能通过固体, 所以这里有外地核具液态性质的直接证据。

地震的影响 如果地震发生于人口稠密、建筑物密集的地区, 后果可能是灾难性的。最严重的一些地震有里斯本(1755 年)、圣弗朗西斯科(1906)、中国甘肃(1920)、东京—横滨(1923)、阿萨姆(1933)、摩洛哥的阿加迪尔(1960)、智利(1960, 1971)、南斯拉夫的斯科普里(1963)、阿拉斯加的安克雷奇(1964)、哥伦比亚(1967)、伊朗(1962、1968、1970、1972)、秘鲁(1969、1970)、南加利福尼亚(1971)、土耳其(1969、1970、1971)、尼加拉瓜的马那瓜(1972)和墨西哥(1973)地震。虽然表面波振幅常常很小, 但对建筑物造成的破坏却很大; 据说垂直振幅 1 厘米的表面波, 会使大多数房屋倒塌。另一方面, 1899 年的阿拉斯加地震垂直位移达 14.3 米(47 英尺), 而 1964 年阿拉斯加地震垂直位移还要大; 阿拉斯加湾部分海底上升 15 米(50 英尺), 这是曾经记录到的最大值。在大多数易发生地震的地区, 现代建筑物的建设与一般的不同, 它们能经受冲击和振动; 人们使用钢和预应力混凝土, 建筑物便可以矗立在埋在地表以下的厚厚的混凝土“筏子”上。有时, 地震使地表形成张开的裂缝, 或者沉降, 发生滑坡, 铁路和主管道被切断, 桥梁毁坏, 还可能发生广泛的建筑物倒塌, 有的时候由于建筑物损坏和同时发生的火灾而造成生命的损失(照片 8)。例如, 美国西北部 1959 年 8 月 17 日的地震引起了一个大滑坡, 滑坡以 60—90 米(200—300 英尺)高的岩石障壁堵塞了麦迪逊河, 并使横跨河流的赫布根坝发生裂隙。离震源越远, 地震颤动的影响越轻微。在地震影响洋底的地方, 巨浪(称为震浪, 日语名叫地震海啸)可能以每秒 500—800 公里(300 - 500 英里)的速度从大洋向外传播开来, 有时对沿海地区造成巨大的灾难。这些在海上的浪常常不很引人注目; 1896 年日本近海海底地震时, 海上的渔民并未注意到这些浪, 但是波浪涌到了陆地上, 溺死 27000 人。

发生在地壳中的地震是极其频繁的, 不过大多数极端微弱。例如在 1913 年至 1930 年之间, 研究人员用表列出了足够明显、能测定震中的地震达 6738 次。在大的造山运动时期, 大地震一定比现在频繁得多。正如 L.D. 斯坦普所说: “今天的地震就像大风暴过后的尾声”。

图 6 地震波的路径

地球表面没有完全无地震震动的地方, 但在许多地区, 地壳相当稳定, 因而出现可觉察颤动的机会极少。即使在英国, 也可能出现小震动, 像 1963 年 10 月 25 日在朴次茅斯附近感觉到的震动和 1970 年 8 月 9 日在奔宁山脉中奔宁与登特断层接合处(图 10)附近的震动, 这一天, 颤动把画片和陶瓦震落下来并打碎。英国记录到的最严重地震, 据说是 1884 年科尔切斯特地区发生的地震, 地震摧毁或损坏了 400 平方公里(150 平方英里)面积上的 1200 座建筑物, 完全毁坏科尔切斯特以南的朗根霍(Langenhoe)教堂。这些事件在地球许多明显稳定的地区极端罕见。

如果将大地震的震中点绘出来, 那么就会看出, 有些地区发生地震比其

他地区要容易得多。图 7 以简化的形式画出了这些震中。在太平洋周围有一个大的地震带，另一个带通过地中海向东延伸，经过小亚细亚、中东和印度北部。这些地区与新褶皱山的建造、岛弧线和附近线状“海沟”都有关系，这并不出人意料。这些地区是“板块”边缘的地壳不稳定地区。由于类似的原因，许多地区与活火山相吻合，但是与图 38 一对照就会看出，其他易发生地震的地区（如印度北部）没有一座火山。

图 7 过去一个世纪大地震的震中

据《苏联世界大地图集》（莫斯科，1938）上的一张图，加上了最近的地震。仅仅点出了“灾难性”和“破坏性”的地震。

在有些地区，特别是日本和印度尼西亚，有几次地震实际上发生在同一个地方。

地壳运动对地壳的影响

岩石可能会受到应力作用，产生体积和形状的变化。如两个力彼此向外作用，产生的应变为拉张，拉张引起地表的展延（“张性断裂”），导致节理和正断层的形成。当两个力彼此相向作用时，应变为压缩，压缩引起地表的缩短，导致幅度不同的褶皱、逆断层和冲断层的形成。如果两个力彼此平行但方向相反地发生作用，这就是剪切。它通常也与节理和断层作用相关联。当岩石两个相邻部分互相滑动时，它们的特征就发生改变，改变有时是碎裂和撞击引起的。如果应力很大，像受到极大的压力和热的（极）深处岩石那样，结果就可能是岩石的塑性形变，产生实际的粘滞流，而不是断裂。在固体流的研究中，固体对粘滞流的阻力和对弹性形变的阻力之间的关系称为流变度性；这一关系显然包含时间因素。因而，以这种方式受到形变的物质叫做流变体。

从世界范围来说，整个大洋中央裂谷系统是张性地带，褶皱山脉和弧形列岛线是压缩地带；这些地带都是“板块边缘”。

节理 在岩石实际运动或位移很小或不存在位移的地方，局部的张应力或剪切作用可能产生称为节理的裂隙。有时有两组节理，一组与岩层的倾斜方向平行，另一组与之成直角，即与走向平行。节理当然不是由于地壳运动原因形成的。

断层和断层作用产生的地形

当一个裂隙或裂缝产生，岩石在其两侧发生相对位移时，其结果叫做断层（照片 9）。整个运动叫做变位，变位既包括滑动（沿断层的相对运动），也包括断距（岩层高度的垂直变化）。在断层倾斜的地方，必定有一些横向位移，称为水平断距。倾斜的断层面与垂线的交角叫做断层余角（图 9）：断层上侧的岩面为上盘，下侧的岩面是下盘。

正断层与逆断层是不相同的。正断层由拉张形成，断层面的倾向和下落盘或者都在左边，或者都在右边；逆断层由压缩形成，断层面一侧的地层冲推于另一侧之上。当压缩运动强烈发生时，则发生逆掩断层作用，这是一种角度极低的逆断层。

擦断层、平移断层、扭断层或横推断层都是垂直断裂，但位移并不是一侧相对于另一侧的垂直运动，而是沿着断层线的水平运动。这种作用有时在地震时可看到。例如发生地震时，铁路线被切断，结果断开的末端相距几米远，尽管仍在同一水平面上。圣安德烈亚斯断层（图 10）便具有这种性质；在 1906 年地震时，断层线以西的土地被向北移动 6 米（20 英尺），而垂直位移仅约 1 米（3 英尺）。苏格兰大峡谷是英国最大的擦断层之一，这里的地层水平位移约 100 公里（65 英里）。另一个例子是新西兰的大阿尔派恩断层。在许多情况下，大擦断层划定大洋盆地的真正边缘（特别是太平洋）和大洋海沟的边界；这提供了大陆飘移的明显证据。

图 8 擦断层立体图

单斜是地层受到弯曲或折曲的张性地体。不可把它与压缩单斜褶皱相混淆；单斜褶皱确实是一翼明显地比另一翼陡峭的不对称的褶皱。单斜与正断层有密切关系，单斜可能直达深处或者沿移动线深入。

断层很少单个地存在，但有一些可能互相平行或呈雁列状。北美洲西部的断层——已提到过的圣安德烈亚斯断层是最长的单个断层之一。这条断层差不多恰好通过圣弗朗西斯科，多少与海岸平行，至少在地表可追溯 1000 公里（600 英里）（图 10）。这条断层还在活动，因而在洛杉矶渡槽穿越断层线的地方进行了加固。移动为每年约 5 厘米的数量级，这或许要比弹性能量不予释放而积累起来、从而可能发生另一次大地震要安全些。在北英格兰，已查明一系列规模不同的断层（图 10）。有时若干断层成直角或近乎成直角相交，这个现象称为横断层现象；一个结果是：由于河流倾向于沿易受侵蚀的碎裂带流过，因此发育的水系呈明显的棱角状型式。在斯科费尔峰的沃斯代尔坡面上能看到小规模的这种现象，苏格兰高地也能看到。东非、南非的切割高原表现出了大规模横断层的影响。

有时，构成断层面的岩石可能磨得极为光滑。它们偶尔有细擦痕或凹槽。这些面叫做断层擦痕面，是摩擦形成的。通常通过沿分列两侧的断层面的差异运动所产生的热导致融化而形成摩擦痕。它们有时表明断层两侧运动的方向。柴郡佛罗德舍姆地区的砂岩中，有一些极好的例

图 9 断层和裂谷类型

ff. 表示断层线

1. 垂直正断层；2. 倾斜正断层；3. 逆断层；4. 断层术语； h = 断层余角（度）； y = 断距（米）； x = 水平断距；5. 平卧褶皱中的逆冲断层；6. “盆地和山脉”断层现象；7. 地垒；8. 阶状断层裂谷；9. 压缩裂谷；2、3、4 中上盘在左，下盘在右。

子。沿拉尔沃思科夫以西多塞特海岸的白垩断崖（照片 85）曾经受过地壳运动极严重的影响，以致上白垩层被倒置，紧实的垂直地层有清楚断层擦痕面现象。

断层崖和断层线崖岩石沿断崖线垂直运动便产生断层崖，即下盘的面（图 12）。这是一种初始的地形，是地壳运动的直接结果。断层崖受剥蚀作用的影响是如此之快，以致可能很快受到破坏；在断层崖存在的地方就是一次近期地震的结果。1959 年 8 月 17 日麦迪逊（蒙大拿州）地震形成两个断层崖（图 11），下断了大约 6 米。这些断层垂直向下延续的深度尚不清楚，可以

在地面追溯几公里，就像是山坡上的阶地。风化作用一直在侵蚀崖面，当断层崖地表地形由冰碛物构成时，它将很快受到削蚀，并最终消失。

通常会发生这样的情况：断层作用使抗蚀力不同的岩石紧紧并置在一起，结果差别剥蚀作用就使断层线变得更加明显，形成断层线崖。例如在约克郡马勒姆区的中克雷文断层以北是一个广阔的石炭纪石灰岩高原，以南向下断落了约 1000 米，结果地表岩石由抗蚀力较弱的鲍兰页岩（Bowland Shales）构成。剥蚀作用使断层线显示了出来，成为一系列的“陡崖坡面”——吉格尔斯

图 10 北英格兰（左）和北美洲西部（右）的断层线

左图据地质调查所（the Geological Survey）。右图已大为简化，据 R.A.戴利。应当指出，在内华达山脉以东，有数量极多的大小断层。

图 11 1959 年蒙大拿州麦迪逊地震时形成的断层崖

威克和阿特玛崖面（Giggleswick and Attermire Scars）、马尔汉科夫和戈尔崖面（Malham Gove and Goredale Scar）。

剥蚀作用偶尔可能进行得很强烈，以致于断层线较高一侧的抗蚀力强的地层被蚀去，暴露出抗蚀力较弱的下伏地层。下落盘的地层此时可能抗蚀力较强，并将会逐渐突兀出来，结果断层线崖便沿着同一断层线发育，但朝向相反的方向。这有时称为逆断层线崖（图 12）。威尔特郡沃尔多谷西北侧的米尔断层是一个例子。

如果剥蚀再继续下去，这个逆向断层线崖也可能随着巨厚地层的被蚀而消失。远在原来地表以下，也可能发育成面朝原来方向的断层线崖；这叫做再顺断层线崖。

高原和盆地 由于上升或下沉运动，形成了一些显著的地形。地壳可能大规模地翘曲，产生巨大的穹窿或浅盆地；或者地层发生断裂或断层，形成界限鲜明的高地、盆地和地堑断块。这些运动可能影响地盾地区（如非洲），这些地区基本上由一庞大系列的盆地、断层谷地和高原构成。它们也可能影响褶皱山带，伴随着大小规模断层作用的极为复杂的上升和下沉运动，可能使褶皱山脉变得复杂多样。北美洲科迪勒拉山系中间有一系列高原和盆地（图 13），而中亚大部地区则由其间有大规模高原（柴达木和塔里木盆地、四川红色盆地、蒙古高原及其他许多高原）的不同时代的褶皱山脉构成。有关的垂直运动很大，因此塔里木盆地位于阿尔金山和天山之间，海拔高 1800 米（6000 英尺），而在盆地东北部有断陷很深的吐鲁番盆地，其地面在海面以下 210 米（700 英尺）。高山包围的这些高原叫做山

图 12 断层崖和断层线崖

下图是逆向断层线崖

间高原。台地这一名称系用于指边缘界限鲜明、每一侧都很陡削的高原，如南非和阿拉伯半岛的高原。

盆地一语应用广泛，它可以指山间高原（像位于内华达州和犹他州的大盆地）、沉积物充填的“构造盆地”（如非洲的扎伊尔（刚果）或乍得盆地）和海水充填的洼地，通常位于褶皱山系之间，如地中海、爱琴海和黑海盆地等。

断层地块 地壳上的地区可以通过断层划分成抬升或下沉的单个地体，称为断块。有时，地块被倾斜，因此有掀斜断块的名称。这些掀斜断块中最突出的一个例子是在美国西部。西面高耸的内华达掀斜断块山和东面的沃萨奇山位于大平原的两侧，每一侧都有陡峭的山崖。内华达山脉是长 650 公里（400 英里）、宽 130 公里（80 英里）的一个断块，断块曾受到抬升和倾斜，因而它明显不对称。其东坡沿平均坡度约 23° 的一个大断层线崖上升到 2400 米（8000 英尺），断层线崖遭受深度切割，形成以惠特尼山（4420 米，14495 英尺）最高峰的若干山峰。而西坡仅以 2° — 4° 角向加利福尼亚大谷地下降。这个断层线崖不是一条主断裂的产物，而是晚侏罗纪、特别是接近上新世末期喀斯喀特造山运动期间开始整体抬升以来于不同时代出现的众多小断裂的产物。有些冰碛物实际上被断层切断，有一个地方火山锥被切穿，这些事实表明了早更新世断层作用的影响。频繁的小地震所显示的这种运动还在继续之中。1872 年欧文斯河谷地区一次较大地震，造成了一些灾害和生命损失，留下了现在仍然可以看见的一道清晰的断层崖。另一个例子是怀俄明州黄石国家公园以南的大蒂顿山，这是一个东缘受切割的沿蒂顿断层线倾斜的地块，高 4190 米（133766 英尺）。这个地块在新生代被抬升了约 2000 米（7000 英尺）。

在内华达山和沃萨奇山之间有断层地块受到倾斜，通常东坡陡，西坡较缓。这些地块受到了

图 13 北美西部科迪勒拉山系的山间高原

严重侵蚀，物质沉积在深度很大的山间盆地中。这是盆地—山岭地区，所以，这一系列的掀斜断块有时称为盆地—山岭相间构造（图 9）。

掀斜断块的陡峭、面向外的边缘形成非常引人注目的地形。塞文山脉是法国中央高原的东南边缘，莫雷纳山脉是西班牙梅塞塔高原的东南边缘，厄尔士山和里森山构成捷克斯洛伐克波希米亚的北缘，东、西高止山脉是德干高原的边缘。北奔宁山脉（图 14）有一个和缓掀斜断块的例子。这个断块有时叫做阿尔斯通断块（Alston Block），在西面以奔宁断层为界。奔宁断层的下落盘在西面。因此，断块的长而陡峭的边缘（其最高点是克罗斯山，882 米，2893 英尺）呈断层线崖形态向伊登河谷的三叠纪谷底急剧下降 500 米（1600 英尺）以上，而地块的表面和缓地朝东面向北海倾斜。

地垒 当一个断块有清楚的界限时，就把它称为地垒。它之所以兀立，可能是由于差异运动，或者是一对断层两侧地壳的下沉，或者是断层间地块的整体上升。中欧许多海西块体——孚日山脉、黑林山、哈茨山是地垒，苏伊士和亚喀巴断层之间的西奈、黄海和日本之间的朝鲜也是地垒。

地堑 在某种意义上说，地堑是地垒的倒转，因为它由位移方向相反的平行断层之间下沉而形成的地堑构成。在地堑的两边可能有一系列的断层，形成阶状断层现象；或者地堑的侧部可能由于一个大断层两侧大幅度下落而轮廓分明，地堑到底是如何形成的，这还不清楚。主要问题是

图 14 北奔宁山脉断块

这是大致沿着通过克罗斯山的東西一线绘制的断面。

1. 三叠系砂岩；2. 二叠系砂岩；3. 镁石灰岩；4. 煤系；5. 磨石粗砂岩；6. 石炭纪石灰岩；7. 下古生代岩石。注意：大温岩床从略，以免复杂化。

解释下沉的地块。地壳的拉张可能把其两侧拉开，使中间像“拱垮于顶石”这句俗话一样下落（图9）。另一个假说是：由于来自侧部深处的压缩运动，结果断层两侧的地体被挤压起来，高于中间地块，中间地块在两边地体之间被迫下沉，形成谷地。此外还有一说：在普遍抬升运动期间，两个断层间的窄长地区可能比两侧的地体上升得慢。但是，另外一个理论是认为，地堑是略呈刚性的岩层和缓上弯的结果，由于上弯，沿着隆起的顶部形成了大规模开张的断裂。许多地堑与其边缘一带的火成活动有关。

无论地堑形成的机制是什么，地堑都具有明显的特征，特别是在剥蚀作用尚未明显改变其轮廓的地方。约旦裂谷的陡壁（其一侧是犹地亚荒野，另一侧是约旦的裸露的山）包围着边界清楚的地堑中的死海（照片10）。这是一个极长的裂谷系统的北端（图15）。它并非由一块地堑构成，而是由一系列相连、弯曲的支谷构成，它能从叙利亚北部经过约旦河谷、亚喀巴湾、红海、埃塞俄比亚和东非（它在此分叉为东、西两支）到赞比亚，追溯到5000多公里（3000英里）的距离。下落盘的规模相当大。死海海底在地中海水面以下800余米（2600多英尺）。

其他地堑有孚日山脉与黑林山两个地堑间的莱茵河中游裂谷（图16），和苏格兰的高地与南部高地之间的米德兰谷地。但后一例界线不太清晰。虽然它无疑位于两大边界断层之间，但经历过非常严重的剥蚀和火山活动，以致其裂谷形态在很大程度上已模糊不清了。

德语 Graben 一词常常作为“地堑”的同义词使用（尽管不正确）。地堑是一种地形，而 graben 为可能是也可能不是谷地的平行断层所包围的一个构造。

近年来，对于地壳拉张、压缩或剪切所形成的其他类型的洼地，采用了各种不同的术语。这些术语包括菱形谷——侧边平行的裂谷（死海）和楔形谷——大陆地块间的三角形洼地，如阿拉伯海。

断层谷 单个断层可能决定一条谷地线。伊登河谷东以很长的奔宁断层为界（图10、14）。安达卢西亚河谷（瓜达尔基维尔河谷）位于莫雷纳山断层边缘所划出的一个谷地之内。苏格兰大峡谷（即莫尔河谷）穿过苏格兰，从西南部的洛恩湾和林尼湾到东北部的马里湾长160公里（100英里）。这个谷地的底部不高于海拔30米（100英尺）。位于断层线一带的湖泊的部分湖底，在海面以下240米（800英尺）。当然，现在的谷地形态多半是由于冰川作用而形成的，但它表明一条断层是怎样提供最初的脆弱线的。莫尔河谷断层沿着该地区的“纹理”伸延，苏格兰的地图显示出许许多多方向相同的谷地和湖泊。

图 15 东非裂谷

断层用粗线表示，右图是左图所示部分向南的延伸

图 16 莱茵河裂谷

褶皱作用

褶皱（图17） 地壳上的压缩力通常能在显示微弱线的明显地带产生广泛的起皱或褶皱（照片11，12）。这些褶皱运动有时可能只产生大小几厘米

的小褶皱，然而褶皱能形成大部分世界最大山系。褶皱的最简单形态是对称形，这种情况下，地层被弯曲成一个向上褶皱（背斜）和一个相应的向下褶皱（向斜）。两种褶皱的中心线都称为轴，而两侧为翼。如褶皱的一侧陡于另一侧，就称之为不对称。如果一褶皱的轴倾斜，就说这个褶皱在倾斜方向上倾伏。拖曳褶皱是一种小型褶皱，它或者是附属于主褶皱，或者是形成于一条断层的两侧（此处的垂直位移在两侧岩石中形成弯曲或皱褶）。褶皱的顶部在构造上通常是脆弱的，火成物质或盐的块体可能被迫进入裂隙和裂缝。这些侵入体称为底壁，这些褶皱称为底壁褶皱，或刺穿褶皱（Piecement folds）。

穹顶（或向心顶）是背斜的一种形态，规模通常较小，它从中心高处沿其轴向各个方向倾伏。它在某种意义上是长条形穹丘。实例在英格兰南部的白垩地区常可见到；它们包括贝辛斯托克以西的金斯克利尔和沙尔本穹顶。由于本身的性质，大多数穹顶特别容易沿其轴部被切开。怀俄明州的比格霍恩山提供了一个大规模的实例：地壳上一个从北到南长 160 公里（100 英里）、宽约 50 公里的褶皱陡峭地兀立于平原之上。它受到了严重侵蚀，以致褶皱中心的花岗岩核心已暴露出来，最高点是克劳德峰（4011 米，13165 英尺）。

图 17 褶皱类型

1. 简单褶皱（A—轴；AP—轴面；L—翼）；2. 不对称褶皱；3. 倒转褶皱；4. 平卧背斜；5. 逆冲褶皱或推覆体（TP—逆冲断层面）；6. 复背斜（背斜褶皱复合体）和复向斜（向斜褶皱复合体）。

在有些褶皱系统中，主背斜和主向斜似乎有许多小褶皱覆盖于其上。这样的一个背斜复合体构成了苏格兰南部的大部分，另一个背斜复合体构成了威尔德地区，它被称为复背斜，而向斜复合体称为复向斜。

褶皱的性质取决于有关力的强度。在科罗拉多州落基山国家公园附近的落基山，其褶皱曾非常和缓而规则（图 18）；现在，剥蚀作用已经蚀去褶皱的中央部分，但仍可见两侧的上覆岩层向外倾斜。

如果褶皱运动极为强烈，不对称背斜就被推倒，可能形成倒转褶皱，甚至平卧褶皱，而一个完整系列的平行倒转褶皱则称为等斜褶皱。如果施加于平卧褶皱的压力足够大，岩石就可能断裂，一个块体将会整个地沿称为逆冲断层面的断裂面向前推冲（常达若干公里）。这确实是与水平面成极小角度的一种断层。这些逆冲断层面是所有复合褶皱地区的极为典型的特征。在苏格兰西北高地，可以区分出四个主逆冲断层面（格伦科尔，Glencoul、本莫尔、莫伊内和索莱）。在比利时阿登高原北部，有格兰德费勒杜米第（the Grande Faille du Midi）（图 25），岩石已从南向北推到了

图 18 科罗拉多州落基山国家公园处落基山剖面图（上）和蒙大拿州冰川国家公园处落基山剖面图（下）

它的上面。在蒙大拿州冰川国家公园，前寒武“带”系列被向东推到了刘易斯逆冲断层面之上（图 18），以致这些极老的岩石现在覆盖在白垩纪地层之上。

被迫远离其“根”而覆盖于这些逆冲断层面之上的逆冲体，称为推覆体，此词源于法语，覆盖物或岩席的意思。它们就像下一节中对阿尔卑斯山脉的简短描述所表明的那样，形成了一些最复杂的山系。逆冲断层最极端的形状

是其岩石可能被迫呈片状互相重叠，像苏格兰西北高地就有这种情况。这被称为叠瓦构造；地层像是倾斜得很厉害的一副纸牌（图 19）。

剥蚀作用对这些推复体构造有深刻的影响，特别是当遭受到了相当大变形的岩石在结构上很脆弱的时候。例如，褶皱地区河系的发育具有极大的复杂性。孤残层和蚀窗（法语为 fenetre）是剥蚀作用产生的两种构造地形。孤残层即孤残推复体，是被剥蚀作用破坏殆尽的推复体的残存部分，因此，较老的岩体可能覆盖在较年轻岩体之上。这在蒙大拿州冰川国家公园表现得很清楚，公园的奇夫山是孤残层的一个极好实例（图 18）。另外有一种不同的情况，剥蚀作用可能在推复体上蚀出一个洞穴，从而使下面较年轻岩石暴露出来，成为一个“窗口”。“窗口”对地貌学家极有帮助，因为它提供了关于下伏构造的信息。在瑞士和奥地利的东阿尔卑斯山，下伏推复体暴露于三个“窗口”：在下恩加丁，塞默灵和上陶恩山地区。比利时阿登山脉的托克斯蚀窗

图 19 叠瓦构造

（The Fenetre de Theux），是由于逆冲的寒武纪—志留纪岩石被蚀去而暴露出来的泥盆纪岩体。

翘曲 在相当大面积、相当长时间里，地壳仅仅发生轻度变形的地方所产生的结果称为翘曲。虽然这种翘曲也许仅有几米的垂直运动，但它们在海岸边缘地带，抬升准平原的表面或在近乎水平的沉积岩上可能产生重要的结果。例如苏必利尔湖盆地仍然在以这种方式翘曲，结果北岸在缓慢升高，南岸在缓慢下沉；因此，在北部能看到抬高的湖滩，南部可见沉溺的河口和淹没的森林。

褶皱山系

如果仔细看一张世界地形图或一块大陆的地形图，巨大的山脉似乎是呈长线条和互相连接的弧排列着。较近期的褶皱山系常常被叫做“较年轻褶皱”，因为运动大部分发生在新生代中期。当然，“较年轻”是在相对的和地质学的意义来使用的；这种褶皱作用最早是在中新世大约 3500 万年以前。主要的结果有：（i）从直布罗陀海峡经地中海盆地和小亚细亚，然后穿过印度北部到东南亚的阿尔卑斯—喜马拉雅山系，和（ii）由安第斯山、北美洲科迪勒拉山系和东亚岛弧（它们是部分淹没的褶皱）构成的环太平洋山系。这两个系统在澳大利亚以北复杂的印度尼西亚地区会合。各种各样的山环由这些主要系统向外延伸出去，如加勒比海周围，以及经过新几内亚至新西兰的另一个山环。关于构成这些系统的各个褶皱线之间的确切关系，还存在着许多疑问。

山系很少由单个上褶的山脊构成，更为常见的是由一深沟隔开两道弧，或者由一系列复杂程度不同但与主走向多少平行的褶皱构成，有时包含直立古岩块和盆地状洼地。

地槽 与理解褶皱山有关的问题之一，是解释褶皱山的巨厚沉积岩。例如，构成阿巴拉契亚山的沉积岩层至少厚 7500 米（25000 英尺）。厚 8—10 公里（5—6 英里）的沉积物怎么能堆积得起来的？唯一说得通的解释是假定有一海底线形洼地（称为“地槽”），即“全球规模的”槽褶皱。这个洼地在漫长地质时期中，以与沉积物在其中沉积的速度大致相同的速度下沉。沉

积物来自这个洼地两侧陆块的剥蚀。地槽被划分为不同的类型，主要有冒地槽（火山活动很少或者没有）和伏地槽（火山活动在地槽的充填中是明显有关的特征）。

有一个地槽曾横跨现在欧亚大陆的地区，这个地槽叫做“特提斯海”。地槽以北有由不同地盾和其他古老山系构成的陆块（叫做劳亚古陆），南面是另一个陆块（称为冈瓦纳古陆），非洲、阿拉伯半岛、德干和澳大利亚西部也许是它的残片。

前陆 起初，人们曾认为，地壳运动使地槽的一侧移向另一侧，从而把侧部的地层向上挤压，并使之弯曲，向前倾斜。前陆一词是指褶皱被推到其上面的一侧，后置地或腹地是指动力由之发生的一侧。这个概念基本上已被以下观念所代替，即两块前陆相向移动，结果褶皱和逆冲断层被迫由地槽中心往外趋近于两块前陆。在巨大的亚细亚山系中，喜马拉雅山是逆冲于印度前陆的南部褶皱，昆仑山是被迫掩冲于亚细亚前陆的北部褶皱，西藏高原是这两者之间的巨大“中间地块”。

但是在欧洲，似乎大多数褶皱是被逆冲于北前陆之上。北前陆系由一系列稳定地块，主要是较老褶皱山系的剥蚀残体构成，褶皱山系对以后褶皱的排列起了相当大的作用。例如，包围北意大利平原的阿尔卑斯山巨大弯曲，很大程度决定于法国中央高原、孚日山脉、黑林山和波希米亚

图 20 巴黎盆地北部的小褶曲

断面长度约 300 公里（190 英里）。

白垩地层表现为阿尔卑斯主褶皱外缘的“波痕”。这些向斜中有两个（布赖和波罗奈斯（Boulonnais）已被蚀去顶部，露出下伏侏罗纪岩石。

高原的位置（图 23）。

褶皱的程度 在欧洲，褶皱程度取决于有关地层的位置。运动的“外波痕”仅仅产生和缓的弯曲，就像在英国东南部的威尔德所表明的那样，它最简单的形态是和缓的向上褶皱；在多塞特和汉普郡（图 95），以及在巴黎盆地（图 20），则是同样和缓、带有略微褶皱“波痕”的向下褶皱，下褶中的波痕时而消失，时而再出现，而不是连续不断的长褶皱。侏罗山显示出强烈的但表面的褶皱，上覆地层容易推进到摩擦力小的基底表面上（这个过程称为滑脱）。它们由一系列对称的短背斜和短向斜构成（图 21）。

然而，阿尔卑斯山本身却表现出极大的复杂性。因为许多国家的地质学家易于进入阿尔卑斯山，因而对它们的研究详细程度甚于其他任何山脉。可是值得注意的是，对某些地物仍然有很多争论。褶皱作用曾经极为复杂，涉及到平卧褶皱和大逆冲断层的形成，和几个推复体系列的前推。当然，剥蚀作用已经深入到这些褶皱以内，现在的山峰只不过是残体（图 22）。前阿尔卑斯山（位于日内瓦湖以东和以南）由其成因基本上仍然是个谜的一系列孤残体构成。在这些孤残体以南，是高卡尔克罗斯阿尔卑斯山（High Calcareous Alps）的推复体，它们构成伯尔尼高地（Bernese Oberland）的大部分（有迪亚布勒雪峰、少女峰、维尔德峰及其他许多美丽的山峰）。奔宁推复体位置更南，在罗讷河河谷以南，成系列的六个推复体被推出主地槽，现已形成山峰，如罗莎峰和卡特峰。后者（图 22，112 和照片 13）是由海西期结晶岩（片岩和片麻岩）构成的布朗什山（Dent Blanche）推复体的一块残片（在公认的阿尔卑斯山系列中属第六）。属于这些褶皱的有几个古花岗岩地块，

它们可能是被褶皱覆盖并被卷入褶皱的前陆的“破碎边缘”若干部分，也可能是构成褶皱“核心”的地槽底部的结晶岩，甚至还可能是岩基。勃朗峰(Mont Blanc)花岗岩体本身和邻近的山峰如大若拉斯山，是这些残体之一，而阿尔山(劳斯特拉峰就是从它刻蚀而成的)是另一个残体。这些结晶地块时常暴露出来，因为推复体面(即与褶皱运动方向成直角的线)似乎呈波状起伏，较高的部分称为顶，较低部分叫凹(图 23)。顶把推复体较高部分向上抬起，结果它们更加容易受到剥蚀，因此大部分被蚀去，从而露出结晶基底岩石。

图 21 侏罗褶皱山脉

侏罗山弧沿着法国和瑞士之间的边界延伸，边界以断线表示。侏罗山的法国部分主要由一断层高原(称为 the Fura tabulaire)组成，高原呈三个大台阶从东到西降低。被褶皱的侏罗山(Fura Plissé)由一系列背斜和向斜构成；由于在中央部分约有 160 个背斜，图上背斜仅用粗线表示。这里的背斜大多形成山脊，向斜大多形成谷地(称为瓦尔谷——val)。许多地方的河流切穿背斜，呈直角河曲，形成陡坡峡谷或横谷(cluses)。最高点——内日峰达到 1723 米(5, 653 英尺)：N 为纳沙泰尔。

向斜谷 向斜所形成的谷地似乎是褶皱作用的明显结果。宽浅的向斜实际上常常产生坡度和缓的盆地，如奇尔特恩(Chilterns)与北唐斯之间的伦敦盆地、汉普郡盆地和巴黎盆地。侏罗山的纵向谷地(称为瓦尔谷——val)主要是原生向斜(图 21)。向斜谷的其他例子有莱茵河上游(它反映出一条走向线，继续向东是恩加丁河)和阿特拉斯山各主脉间的谷地(有众多盐湖或旭特)。但是，真正的向斜谷比预料的要少得多。35

图 22 马特峰

这个壮观的石金字塔(参见照片 13)高 4477 米(14590 英尺)，是由一巨大海西期岩层(推复体的一部分)倒转褶皱的核心刻蚀而成，它推掩到较年轻的光亮片岩之上。形成山峰顶部的锥体和基部的一部分的瓦尔佩利内统(黑色部分)，是由黑色、发生很大变化的火成岩和变质岩(花岗岩、片麻岩、大理岩和辉长岩)构成。其下巨大的崖壁由较淡颜色的阿罗拉统花岗岩、片麻岩(断线)组成。下伏的光亮片岩(这样称呼是由于它们的外表微微发光)来源于特提斯地槽中沉积的深海沉积物。

图 23 横穿伯尔尼高地(Bernese Oberland)的剖面

较老的褶皱山

在世界许多地区，发现有大致与阿尔卑斯山同时代(早、中新世)的褶皱山脉，包括比利牛斯山脉、喀尔巴阡山脉、喜马拉雅山脉和东亚岛弧。另一些山脉属于同一次大造山运动，但要略微老些。阿特拉斯和高加索山脉属于晚侏罗纪，落基山脉和安第斯山脉属晚白垩纪。另一方面，有一些较为年轻，特别是北美洲的太平洋沿岸山脉、西印度群岛岛弧和喜马拉雅山的西瓦利克山麓丘陵。实际上，阿尔卑斯造山运动目前可能仍在影响着地壳。

所有这些(如果持续时间长的话)都可以理解为地壳运动的一个阶段。然而，似乎山的建造是有循环性的，这可能是一系列放射能积聚“高峰”的

结果；而且看来类似的褶皱阶段（其后是宁

图 24 欧洲构造图

线条表示海西期和阿尔卑斯褶皱的大致走向

静阶段)时常出现。在每个宁静时期(有时称为 Pedicratic 时期),剥蚀作用可能部分或全部破坏以前的褶皱系统,结果使目前形态几乎根本看不出是褶皱山,而成为目前的残体、破裂地块或准平原构成的地形。

虽然如此,它们仍然是古老褶皱山。褶皱作用似乎甚至影响了前寒武纪的部分古地盾岩石。美国地质学家宣称已发现了记录在大湖附近岩石上的三次造山运动痕迹,一些地貌学家认为里金山、查恩伍德森林和莫尔文丘陵是前寒武纪“查因”沙尔尼安造山运动的残迹。在芬兰的波罗的地盾上可以找到至少四次前寒武纪造山运动的痕迹,这个地盾是呈西北到东南走向的山脉受到侵蚀而残存的“根”。

加里东褶皱作用 寒武纪以后最早的一个褶皱系统称为加里东褶皱系统,之所以这样称呼是因为它在苏格兰(古罗马名称为加里东尼亚)曾有发生。这次造山运动发生在晚志留纪和早泥盆纪,所形成的山也许曾一度像喜马拉雅山那样高耸和广袤。现在仅保存被削低的破碎的残迹,形成爱尔兰西北部的高地、苏格兰高地和斯堪的纳维亚高地西部,这里的褶皱作用紧靠着波罗的地盾发生。波罗的地盾表现为稳定的前陆。

在苏格兰南部高地、英吉利湖区和北威尔士(图 25)可以发现同一时代的褶皱。例如在湖区,岩层被抬升,成为长条形的一个穹丘。穹丘有一个近乎东北到西南西经过斯基多的轴。在斯基多,有古老的岩石(斯基多板岩图 41, 94)出露。

图 25 古老的褶皱山

此图重建了两个加里东大褶皱,一个向上褶皱(称为哈勒赫—林诺格(Harlech-Rhinog)背斜)和一个下褶(位于现在斯诺登山所在的地区)。褶皱作用是如此之复杂,以致这两个褶皱分别成了复背斜和复向斜。正是这一褶皱作用的压力,形成了北威尔士的细粒板岩。长期的剥蚀已经基本上破坏了这个褶皱形成的地形,但是在高耸于格拉斯林之上的斯诺登山地面、在克罗文杜尔杜(Clogwyn Dur-arddu)崖壁上和在林伊德瓦尔以上的德弗尔斯基钦崖壁中可以找到它的痕迹。但是,从以前的背斜上至少已蚀去 6000 米(20000 英尺)岩石。

下图重建了海西期褶皱系:阿登背斜(A.A)、迪南向斜(D.S.)、孔德罗兹(Con-droz)背斜(C.A.)(有逆冲断层面——F.F.)、那慕尔向斜(它围绕比利时南部煤田)、布拉班特背斜(B.A)和肯彭向斜(K.S)(含有埋藏于厚层新生代沉积物(以小点表示)下的开姆潘煤田)。

这次褶皱作用一定曾极端强烈,就像苏格兰西北高地巨大的逆冲断层所显示的那样。古褶皱经历了持续不断的长期剥蚀,然后沉积了较新的沉积物,接着整个被侵蚀地体在无褶皱作用(但有强烈的断层作用)的情况下被抬升,最后被雕刻成谷地深邃、峰顶面高度一致的目前的地表。因此苏格兰高地是一个切割高原,褶皱作用仅仅在很久很久以前对它们的形成起作用。

海西褶皱作用 后来在一直到上石炭纪的一段地壳平静时期,经历了长期持续的剥蚀作用。上石炭纪时,发生了一次造山运动,运动延续到二叠纪

时期。这次运动有不同的名称：有时整个欧洲的系统被称为阿尔泰山，有时“海西”被用来既指造山运动，又指形成的山。海西一词系源于哈茨山的古罗马名称 Hercynia Silva。通常阿摩力克造山运动（Armorican）是指布列塔尼和爱尔兰西南部位位置偏西的山，华力西运动（Variscan）指其余的山。

与此同一造山期，即大致与此相同时期的结果，可以在大多数大陆看到，包括乌拉尔山、中亚的山脉如天山和南山（Nan Shan）、澳大利亚东部高地（至少一部分）、北美洲阿巴拉契亚山和安第斯山山麓丘陵。

中欧的海西期山脉呈已遭剥蚀、覆盖沉积物、抬升和部分出露的孤立山丘存在，现在兀立于周围较新的沉积岩之上。图 24 表示这些山脉，图上对原生褶皱的走向线有所反映，它们是欧洲自然结构中的物质要素。海西期山脉在阿尔卑斯造山运动中系作为前陆的一部分，它们有助于控制阿尔卑斯褶皱的走向，后来正如已经讨论过的，被它部分地倾覆。因此，现在的欧洲地形是通过把三次造山运动（加里东、海西和阿尔卑斯）产物“焊接”到古老刚性的波罗的地盾上而形成的。同样，亚洲也有西伯利亚地盾、中国地台、德干和阿拉伯半岛等古地块，“焊接”到它们上面的有一些加里东褶皱、许多海西褶皱和一系列阿尔卑斯褶皱。

北美洲造山运动 美国地貌学家划分出影响北美大陆的 8 个主要造山运动期。其中 3 个期发生于前寒武纪，它们的遗迹已在加拿大地盾岩石中发现。它们被称为劳伦琴、阿尔戈马和基拉耐造山运动。在晚奥陶—志留纪期间，塔科耐（Taconian）造山运动引起了内华达和犹他州内的褶皱运动，泥盆纪和下石炭纪的阿卡迪亚（Acadian）造山运动引起了新英格兰州的褶皱作用。虽然阿巴拉契亚山脉成因复杂，但起主要作用的造山运动似乎是二叠纪时期的阿巴拉契亚造山运动。尽管中生代主要是平静的时代，但有证据表明：有一个块状断裂时期（称为帕利塞迪亚 Pal-isadian 造山运动）于晚三叠纪出现于阿巴拉契亚山。而接近侏罗纪末期，内华达造山运动导致了一个巨大岩基的侵位，这一岩基形成了内华达山脉。落基山的主要山脉系由大致与欧亚大陆阿尔卑斯—喜马拉雅运动相当的拉勒米德（the Laramide）造山运动所形成，但出现要早得多，因为似乎在白垩纪期间运动就已经在进行之中。最后，喀斯喀特运动由新生代末一系列多种多样的地壳运动构成，这一时期，喀斯喀特山脉受到抬升，内华达山脉的断层地块整个被抬升和翘曲。然后，在早第四纪有一平静时期，接着便广泛发生火山活动，现在喀斯喀特山脉的若干山峰即在火山活动时期形成。

第 3 章 火山作用

最广义的火山作用一语包括固体、液体或气体物质被迫进入地球的壳部，或者溢出到地表上的全部过程。无论是哪种情况，这种活动都可能对地表特征有深刻的影响。挤进地壳的物质（称为侵入岩）后来可能受到剥蚀而暴露出来，而到达地表并在那里凝固成喷出岩的熔融岩石和其他物质，可能形成从小火山锥到广阔的熔岩席的不同地形。地壳以下的熔融岩石物质——岩浆通常由于上面的压力而保持明显的固体状态，但当地壳运动使压力局部减小时，就可能引起各种火山现象。人们推断，这种活动既与地壳运动时期有关，也与主要的地壳不稳定地区有关。

火山作用的侵入形态

迫使熔融岩浆进入地壳首先取决于其流动性的大小，其次，取决于脆弱面的性质（如节理和断层，或者背斜顶部的裂隙和裂缝，岩浆能沿裂隙和裂缝挤入底辟侵入）。有流动性的岩浆流得较远，成为一个薄层；而较粘滞的岩浆则迅速凝固，形成穹丘形或透镜状岩体。图 26 所示即为主要的侵入形态。

（ ）岩墙 岩墙在岩浆通过近乎垂直的裂隙，凝固成不规则切入围岩层面的岩石“墙”时形成。有时，岩墙呈一大“群”地出现，在苏格兰西北部，特别是在马尔岛和阿伦岛上，可以发现上百个平行岩墙（照片 15）。在阿伦岛南部，岩墙贯穿三叠纪砂岩围岩，从海滩的悬崖上穿出。在经历过剥蚀的地方，岩墙或者像一堵墙那样挺立（这里岩墙的岩石比围岩坚硬，如约克郡东北部的克列夫兰岩墙和阿伦岛的部分粗玄岩和花岗岩岩墙）；或者被蚀去，形成窄长的沟状洼地（照片 17, 18）。两列令人瞩目的岩墙从新墨西哥州形状奇特的船石峰（Ship Rock Peak）向正东和正南放射出去，形成长度分别为 3 米和 8 米的高低不平的墙，屹立于周围切割高原之上 60—90 米（200—300 英尺）。有时，一个岩墙带可能包围着一个大致呈拱形的圆形或穹丘状侵入体；这些岩墙称为环状岩墙。形成侵入体的岩浆似乎曾向上、向下施以压力，于是形成裂缝，这些裂缝后来又充填了岩浆（这个过程称为岩浆侵进作用）。如果裂缝在断面上是垂直的，就形成环状岩墙，但是如果它们往内向侵入体的顶部倾斜，它们就称为锥形岩席（Cone Sheet）。这些岩墙一般经常是有联系的，出现于马尔岛、斯凯岛、阿伦岛和北爱尔兰。

（ ）岩床 岩床是由整合地挤入层面之间的岩浆凝固而成的水平岩席，它们可能具有不同的厚度，伸展若干平方公里。英国最突出的例子是由粗玄岩组成、厚度从 1—70 米（2 或 3 英尺—240 英尺）不等的大温岩床。它以一系列的透镜体从法恩群岛和诺森伯兰郡北部海岸（照片 16）呈斜线穿过英格兰北部到高居于伊登河谷的奔宁山脉西缘，伸展约 4000 平方公里（1500 平方英里）。同时可见温岩床顶部和底部的唯一地点是诺森伯兰的里特白岩采石场（Ritton WhiteHorse）。其尖削的边缘在许多地方因剥蚀而出露，例如在诺森伯兰的面朝北的温岩床与哈德里恩岩壁（Hadrian's Wall）相邻接一段距离的地方。其他的实例包括爱丁堡附近的索尔兹伯里嶼

图 26 火成侵入所形成的地形

1.岩墙；2.岩床；3.岩盖；4.岩栓和岩盖；5.岩盆；6.岩鞍；7.岩基。

图 27 新泽西州的帕利塞德岩床

崖（照片 19）和俯瞰巴茅斯河口的卡德伊德里斯崖壁。苏格兰西部和西部群岛岩床众多，有时厚度达 30 米（100 英尺）。在斯凯岛西北部高踞于布拉克代尔海湾的地方，一些接近水平的岩床形成一系列高 450—490 米（1500—1600 英尺）的平顶山丘——麦克尔欧德平顶山（MacLeod's Tables）。另外，刘易斯岛东南海岸附近希恩特群岛中的两个岛加布艾伦（Garbh Eilean）和埃伦安提格（Eilean an Tighe）（现在被粗砾海滩连接了起来）是一个粗玄岩、正长岩和其他火成岩厚层岩床的若干部分。在北美洲，帕利塞德岩床沿哈得逊河西岸延伸 80 公里（50 英里）以上，这个岩床厚 300 米（1,000 英尺）（图 27）。

（ ）岩盖 岩盖的名称源于希腊语的两个词，意为“石池”。这些岩体生成于舌状横向粘滞岩浆侵入体迫使上覆地层成为穹丘的地方，侵入体由侧部的岩株或岩栓得到补给。在最简单岩盖中，岩浆凝固成一个饼状体，但是在主岩盖四周常常有附属的岩盖，或者几个岩盖可能一个叠在另一个之上，形成“雪松”岩盖。典型的岩盖实例位于犹他州南部科罗拉多河以西的亨利山，G.K. 吉尔伯特于 1875—1876 年曾对此作仔细研究，并于 1877 年发表了一个研究报告。他划分出 5 组岩盖（图 28），都是挤入从石炭纪到白垩纪的砂岩中间的粗面岩体。它们的形态各不相同，有相对简单的如南部的埃尔斯沃恩峰，它是一个大岩盖；也有北部由一群约 30 个岩盖组成的埃伦山，它是这一组中最高的山（3540 米，即 11615 英尺），比周围高原表面约高 1500 米（即 5000 英尺）。希勒斯峰由一个岩株和 8 个小岩盖组成。山丘已遭受到严重的剥蚀作用，岩盖以及与之有关的岩墙和岩床，反映了剥露作用和剥蚀作用的不同阶段；有些仍然覆盖着上拱的沉积地层，另一些部分出露，还有一些像埃伦山和希勒斯峰那样已完全出露，并被切割成崎岖的山峰。另一个极引人注目的无覆盖层岩盖的例子，是犹他州的纳瓦霍峰（3166 米，10388 英尺）。特拉勃莱因劳（Traprain Law）以较小的规模形成了东洛锡安郡的一个突出的山丘，构成斯凯岛黑库林山的饼状辉长岩体，被认为是岩盖。

图 28 犹他州的亨利山

左图表明 5 个主要岩盖组的位置。右上图是希勒斯峰岩盖群的大势，右中图是它的剖面图。上水平线绘出白垩系的底面，中水平线是侏罗系底面，岩盖便侵入这些岩石之中。右下图是业经恢复的霍姆斯峰剖面图。

有时，把岩鞍和岩盖加以区别。后者有“起泡的”水平地层，而前者或出现在褶皱地层中背斜的顶部或向斜的底部。什罗普郡的考因顿山（Corndon Hill）可能是一个岩鞍。

这种侵入体形态的另一个种类是岩盆，它是形成巨大浅盆地的碟形岩体。例子有特兰士瓦的岩席（布什维尔杂岩（Bushveld Complex）），美国怀俄明州黄石国家公园的流纹岩高原（图 37）和苏必利尔湖西南的德卢斯辉长岩体。

在侵入岩具有很大的垂直幅度时，采用深成岩株或岩栓两术语。上覆的地层被拱了起来，但岩体侧部陡急地下扎到还未知的深度，它与相对“浅”的岩盖本身不同。亨利山脉的希勒斯峰具有这个性质。另一突出的例子是黄

石国家公园的霍姆斯峰（3155 米，10350 英尺）。这里的上覆地层不仅被上拱了起来，而且在四周发生了断层。

（iv）岩基 岩基是巨大的岩体，处于山脉的核部，它们是由于大规模的深位运动而形成的，所以大片岩浆缓慢地冷却，形成结晶体大的岩石（如花岗岩）。后来，它们由于长期剥蚀作用而出露，成为广大的高地。岩基的边缘陡削地下降到未知的深度，而侵入体与之接触的围岩常常由于热力接触而变质。岩基的例子很多——西南半岛和锡利群岛的花岗岩体、爱尔兰的威克洛山，布列塔尼高地形成了突出的地形（图 30）。后者大致由东到西沿老褶皱山走向线延伸，并且已经受剥蚀而出露，形成急剧下降到较低古沉积岩地区的平顶高地。已知最大的岩基，过去认为是在不列颠哥伦比亚省，但是现在认识到，这个岩体是由从下侏罗纪到新生代的几个不同时期侵入的一系列单个岩体构成，这些单个岩体有时甚至曾相互侵入。它们形成长条形，主要为石英闪长岩的岩体，称为沿海侵入体。

岩瘤或岩株是两种类似的小侵入体：岩瘤是平面上多少呈圆形的岩体，例如沙普花岗岩地区和阿伦岛北部花岗岩地区（图 29）；岩株比较不规则。

与岩基边缘有关联的是称为伟晶岩的小侵入体，它们是特别粗的火成岩，特点是晶体非常大。它们大概代表岩浆固化的后期阶段，也许岩浆里面有极热的水，使其曾保持活动状态。

岩基形成的机制尚未完全搞清楚。一个理论，是火成岩的底辟约沿着“板块边缘”向上挤入了较脆弱的地层。另一个理论是“火口沉陷”或“吞没”的理论，一大块围岩以这种方式陷落和下沉到下伏的岩浆之中。小规模的这种过程称为岩浆顶蚀作用。围岩可能已被花岗岩岩化过程吸收，或者甚至被这个过程转化为岩浆。有时，在岩基上部有变质的围岩碎片（捕虏岩）。

火山作用的喷出形态

喷出物质 火山由地壳表面的火山口或孔道构成，喷发时，物质被迫通过火山口或孔道。这些物质或在火山口四周堆积起来，形成形状大致为圆锥形的山丘；或者在周围岩石上广泛流溢，成为面积广大的水平岩席。由火山作用形成的地形主要取决于喷出物质的性质。在不同的情况下，和一次喷发的不同阶段中，喷出物的性质也是有变化的（照片 21—23）。

（a）气体 在喷发过程中喷射出来的气体有硫和氢的气态化合物和二氧化碳，不过大部分直接散逸到大气圈之中。据认为，熔融岩浆中含有的气体之间的相互作用，在上升的熔岩中产生巨大的热量，从而在火山口熔岩池内维持着高温。1902 年西印度群岛皮利峰和苏弗里耶尔火山的喷发，伴随着大量气体和炽热的细熔岩碎屑（*a nuée ardente*）的喷出，熔岩碎屑物滚下山坡，造成了巨大的生命损失。人们已注意到，1915 年 5 月，加利福尼亚北部的拉森峰发生了同样的现象，“巨大热爆炸”猛烈袭击一个森林地区，折断成千棵树干，形成一个“被劫掠的地区”。今天，这个

图 29 阿伦岛

主要花岗岩体的范围以粗断线表示，不过它在经受着有厚层冰碛覆盖的冰川谷的深度切割。再向南较小的“中央杂岩”未予表示。

山峰的缩语如下：AC—阿奇尔（A' Chir）；BB—本帕尔伦

(BeinnBhar-rain) ; BT—本塔尔苏恩 (Beinn Tarsuinn) ; CA—凯斯蒂尔阿布哈尔 (Caisteal Abhail) ; CF—凯斯蒂尔安未亨 (Caisteal an Fhinn) ; CM—瑟福尔 (Cir Mhor) ; GF—戈特山 (874 米, 2, 866 英尺)。

“被劫掠的地区”仍然可以清楚地看到。

水蒸气可能来自地表水,如火口湖或海里(火山接近海岸时),但是大部分可能来源于岩浆中存在的水。这些水蒸气的膨胀力,以及所包裹着的气体的膨胀力,可能主要地、大大地加强火山的作用过程,特别是在喷发具有爆炸性或阵发性的时候。大量的水蒸气常常凝结成云,然后形成暴雨,引起泥石流。

(b) 固体 当喷发伴随有一系列爆炸时,一般称为火山碎屑的固体物质就被抛射出来。这些物质可能包括在穿过地壳的火山管爆炸时破碎的围岩碎屑,前一次喷发并在火山管冷却的固化熔岩的角状碎屑,和较细的物质,如火山渣、浮岩、火山砾、尘和“灰”——此词用得不当,因为它不

图 30 英格兰西南半岛(上)和布列塔尼(下)的花岗岩岩基花岗岩体用黑色表示,注意布雷顿岩基沿阿摩里克褶皱走向线的排列。

是燃烧的产物,而是由熔岩细颗粒组成。

哥斯达黎加的伊拉苏火山(3432 米, 11260 英尺)近年来提供了一个喷射灰的突出例子。这座火山 1963 年 3 月以前一直在休眠。它并不溢出熔岩,但它持续不断地将酸性干灰喷洒在一个 650 平方公里(250 平方英里)的地区,包括首都圣何塞。用一名记者的话来说,灰到处都有,“就象深厚的黑雪,有几个地方黑雪被吹积成了沙丘”,大面积地区的农业遭了殃,城市中的状况与有严重烟雾的情形差不多。

较粗的碎屑形成角砾岩,而较细的物质可被松散地胶结成凝灰岩。有时,少量的液体岩浆被抛上天空,还未落到地面就被凝固成叫做“火山弹”的球状体。其他物质撞击地面前都保持液态,它们后来落地、凝结,形成高 3—6 米(10—20 英尺)的寄生熔岩锥,如在亚利桑那州的森塞特火山口附近就有。

经常与喷发一同发生的暴雨,偶尔促使细尘流下山坡,成为泥石流。公元 79 年,维苏威火山喷发期间,赫库兰尼姆便被埋在这种泥石流之下。拉森峰的喷发(上文已提到)也产生了巨大的泥石流;因喷发的热量熔雪而生成的水,与细灰混合,形成泥浆,泥浆携带着火山渣和大熔岩块,呈厚 6 米(20 英尺)的泥石流流了约 30 公里(18 英里)。泥流的推动力使之越过一个 45 米(150 英尺)的高地。

(c) 液体 通常,喷发最重要的产物是熔岩,即到达地表的融熔岩浆。火山锥的形态在很大程度上取决于这些熔岩的性质,喷发的性质也在某种程度上取决于熔岩的性质。有些熔岩含有许多熔点高的二氧化硅;它们非常粘稠,凝固迅速,因此流不远。富含硅质的熔岩形成高耸、边坡陡峭的火山锥,而且它们可能在火山口凝固,反复引起爆炸性喷发。而当熔岩含二氧化硅较少,但富含铁、镁矿物时(即玄武岩熔岩),熔岩熔点低,能容易地流动很长的距离后才凝固。这种熔岩易于形成直径巨大、极为扁平的火山锥。另外,由于从火山口出来的熔岩流不受阻碍并到处流动,因此喷发是宁静的,没有剧烈的爆炸活动。熔岩的流动性也随熔岩体中溶解的气体量而有变化。在夏威夷,含有气体的熔岩在 850 的温度下保持着流动性,而其他不含很多气体的熔岩在 1200 就凝固了。促进熔岩流动,借以将灼热气体与细粒熔岩混

合的过程，称为流体化。这个过程通过物理和化学两种途径，能进一步产生使裂缝形成和扩大的结果，因而形成火山管，例如南非的金伯利地区和联邦德国的斯瓦本汝拉山就有这样的火山管。

熔岩凝固时，它可能形成若干种形态，其中有一些由于火山学研究曾在夏威夷进行而以夏威夷名称命名。块熔岩型 (aa) 凝固成为外形呈凹凸不平、有棱角炉渣状的不规则块状岩体，是气体从熔岩内猛烈逸出和硬化，而地壳下仍呈熔融状物质的拖曳作用的结果。绳状熔岩型 (pahoe-hoe) 具有熔岩处于高温时形成的多皱褶、“绳状”或“起棱纹”的表面，但是气体的逸出是宁静的，熔岩流的凝结是平稳的。枕状熔岩可能是在水下呈一大堆睡枕状固结而成，特别是形成玄武岩和安山岩一类基性熔岩。加拿大地盾有些枕状熔岩年龄为 28 亿年，是已知最古老的熔岩。通常玄武岩固化成极为明显的圆柱形，这是六边形节理形成的结果。

火山的类型 (图 31) 两个主要的喷发形式是：(i) 中心型，即喷发活动由一个火山口或一组密切相关的火山口进行；(ii) 线型，即熔岩沿一脆弱线喷出，或者由整个脆弱线同时喷出，或者时常沿此线喷出。这两种情况下所形成的地形的特征取决于喷发的性质和喷出物质的种类，但是后来的剥蚀作用可能会大大改变原来的火山形态。

(i) 在爆炸火山口中 有一个炸穿围岩的小洞，岩石碎屑构成的一个低火山圈环围绕这个小洞。冰岛克拉布拉火山的火口坑有时有沸腾的泥浆；其中之一是赫尔维蒂 (Helviti) (“地狱”)，直径 360 米 (1200 英尺)，含有沸腾泥浆达一个世纪，不过今天，水色清冽而且仅呈温热状，无火山活动迹象。

在莱茵河中游高地的艾费尔地区，有许多小火山口。一些火口内有湖泊 (低平火山口) (照片 66)，如普尔沃火山口湖 (Pulvermaar) 和拉切火山口湖 (Lachermaar)；前者深 76 米 (250 英尺)。

(ii) 火山灰锥和火山渣锥 固体物质的碎屑在火山口四周堆积起来形成火山锥，其形状取决于物质的性质，但是由于接近基部的物质向外扩散，它通常是下凹的。在美国西部，有许多火山灰锥和火山渣锥，据认为，它们是在火山活动的一个晚期阶段形成的。例如，喀斯喀特山脉南段的纽贝里峰是一个熄灭了的熔岩穹丘，高 1200 米 (4,000 英尺)，直径 32 公里 (20 英里)；在其侧部有 150 个寄生火山渣锥。在爱达荷州穆恩火山口有一整套的这些地形；高 240 米 (800 英尺) 的大渣山 (Big Cinder Butte)、因费尔努锥 (Inferno Cone)、大火山口 (Big Craters) 的三重锥以及其他许多地形，高耸于 200 平方公里 (75 平方英里) 翻着泡沫的熔岩和橡皮状渣块之上。森塞特火山口是亚利桑那州弗拉格斯塔夫附近高约 30 米的一个对称渣锥，作者曾多少有点吃力地登上其顶部。顶部的渣块呈粉红色，因此得名 (森塞特，Sunset，日落之意)。冰岛也有许多例子；在雷克雅未克附近的拉沃霍拉 (Ravoholar)，有 90 座高 35—45 米 (120—150 英尺) 的这种火山灰锥。那不勒斯以西努奥沃峰 (Monte Nuovo) 的灰锥是一个极好的灰锥实例，它三天就增加到 140 米 (450 英尺) 以上高度；这是一次喷发的结果。1937 年，俾斯麦群岛布兰奇湾拉包尔附近的一个灰锥

图 31 火山地形

1. 火山灰锥；2. 富硅质熔岩穹丘；3. 玄武岩熔岩“盾”；4. 老火口圈内

的次生火山锥；5.复合火山；6.破火山口；7.因剥蚀作用而暴露的火山塞或颈；8.火口湖。

(现命名为武尔坎)增高得更快；第一天，它达到 180 米(600 英尺)，三天达到 225 米(740 英尺)。还有，墨西哥的帕里库廷火山，1943 年在一块田地中间第一次喷发，一年内形成一个高 325 米(1066 英尺)的渣锥；后来，它开始溢出熔岩流，其中一条熔岩流吞没了 5 公里(3 英里)远处的圣胡安村，现在这里只有一座教堂孤寂地矗立在固体熔岩上；9 年以后，活动遽然停止。几座大火山锥似乎完全由火山灰构成；危地马拉的富埃戈火山，高度为 3350 米(11000 英尺)(照片 21)。

(iii) 熔岩锥 在无爆炸活动也没有碎屑固体物质的地方，熔岩平静地由火山口流出形成按熔岩性质而变化的火山地形。粘滞的熔岩流不远，所以形成主要由流纹岩、英安岩或粗面岩构成的边坡凸出且通常无明显火山口的陡峭穹丘。法国中央高原奥弗涅山的粗面岩便形成这样的穹丘(图 44)；最高的“死火山锥”多姆山(1465 米，4806 英尺)是一个例子。对称型的大萨尔科伊山和其他一些死火山锥可能是内部的压力形成的。表面熔岩层固结，而不能到达表面的熔岩继续上涌，结果把这些熔岩层向外推移。因此，内部膨胀使穹丘形更加明显。这有时称为累积火山穹丘，或者叫做(特别是在印度洋留尼汪岛)圆丘。如果这种穹丘形成于现存的火山口，就称为累积穹丘(一种火山)，如 1956 年在堪察加形成的别济米安纳(Bezymianny)。

拉森峰提供了一个由极粘稠熔岩构成、具塞状特征的穹隆火山实例；大约 5000 年以前，当粘稠熔岩垂直向上拱起时，凝固成了英安岩和流纹岩。火山塞约 5 年左右即上升到 760 米(2500 英尺)高度。其顶部形成了陡峭的英安岩火山栓，火山栓迅速地碎裂，因而岩石碎屑覆盖着斜坡，以致火山塞仅能在几个地方看得到。然而，拉森峰的外貌极不寻常，其顶部达到 3186 米(10453 英尺)；岩塞穹丘通常没有火山口，但 1916 年发生了一系列的喷发，拉森峰现在有 4 个明显的火山口。

一些更加粘稠的熔岩可能缓慢地被挤压出去，形成巨大的“火山栓”。马提尼克岛的皮利峰是极为引人注目的一个火山栓实例；由于 1902 年的喷发，大量的粘稠熔岩被挤压到原峰顶以上 210 多米(700 英尺)的高度，但大部分被后来一年中冷却时的收缩和迅速的风化所破坏。危地马拉的桑蒂亚吉托(Santiago)岩塞于 1922—1924 年间形成，高 460 米(1500 英尺)。

怀俄明州的魔塔村由一个响岩-斑岩体构成，据认为，它们曾向上挤穿侏罗纪和白垩纪的砂岩和石灰岩，以引人注目的五边形柱体凝结起来(图 32，照片 20)。它现在形成了极壮观的外形，突兀地高出 180 米(600 英尺)以上，其最高处为一平坦表面，高 1560 米(5117 英尺)，面积 0.4 公顷。

玄武岩熔岩能流动很长的距离。因此，夏威夷的巨大火山的火山锥坡度很小。冒纳罗亚火山具有浅阔的火山口，周长 16 公里(10 英里)，火山口边缘的坡度只有 6° ，但它在海平面的直径约有 110 公里(70 英里)。山顶部海拔 4171 米(13680 英尺)，而从洋底的火山基部算起，全部高度约为 9750 米(32000 英尺)；基部直径肯定至少有 500 公里(300 英里)。冒纳罗亚火山仍然在活动，在过去 50 年中，大规模熔岩流流溢了 6 次。

1926 年，一条大熔岩流流到西南海岸，毁掉了一个村庄。以北 50 公里(30 英里)的冒纳凯阿火山为夏威夷的最高峰(4206 米，13796 英尺)，系死火山。这种玄武岩熔岩锥叫做盾火山。

冒纳罗亚火山有一有趣的外形特征，即在其东南侧，离山顶 32 公里（20 英里）处另有一个基拉韦厄火山锥，其顶部超过 1200 米（4000 英尺）。它的火山口直径为 5 公里（3 英里），其底部遍布着沸腾的熔岩池。

（iv）复合火山锥 最普通、典型的火山可能是由于在漫长时期内多次喷发形成的复合火山锥（在美国叫层火山）。这一类型包括世界上大多数最高的火山。主火山锥由为主火山管所补给的灰和熔岩层构成，主火山管在火山口中高度最大。有时，较新的一次爆发能炸掉火山锥的顶部，从而形成一个大的火山口，在其中，可能会生成一个次生火山锥（照片 22），也许在侧部形成寄生火山锥。西西里岛的埃特纳火山，山坡上有几百个次生火山锥。它最近一次喷发是在 1971 年 4 月，喷发时，它的侧部形成了几个喷发口，从中流出了熔岩。天文台和缆车铁道的上段被毁，有些位于高处的农田被熔岩覆盖。5—6 月的第二阶段活动主要与灰的喷出有关。中心的主锥仍然保持完全宁静。一些火山有几个主锥，因此可以称为“多锥火山”。新西兰的相邻的鲁阿佩胡火山和汤加里罗火山具有这个性质。

斯特龙博利火山位于意大利“足趾”以北的利帕里群岛。它的喷发经常而温和，常常间隔 1 小时或不足 1 小时，而灼热熔岩在火山口上空的烟云和凝结出的水汽上映照出的彩霞使之有“地中海灯塔”之称。

相反地，许多火山经历了阵发性质的反复喷发。在一段长时期的宁静以后，便发生猛烈的喷

图 32 怀俄明州魔塔村的横断面

地表以下所发生的事尚不清楚，因此打了问号，但是可能岩体变细成为窄管，熔融的岩浆便由此向上移动（参见照片 20）。

发，这可能是由于固体熔岩塞的增大，而其下岩浆有大量气体，积聚了巨大的压力的缘故。公元 79 年，维苏威火山的喷发是一个例子；其火山口大部分被炸飞，庞培城被掩埋在岩屑之下。这个破裂的火山口环称为索马山，而此后还在其中堆积了一个新的火山锥和周长约 1.6 公里的火山口（照片 22）。最近一次大喷发是在 1944 年 3 月，当时 8 公里宽的熔岩流沿山坡流向沿海平原，毁灭了圣塞瓦斯蒂亚诺（San Sebastiano）小镇。用《泰晤士报》记者的话来说，这条熔岩流现在象一条可怕的受了伤的黑蛇，一声不响、一动不动地躺在树丛之中”。

术语破火山口或底沉陷火山是指爆发性喷发炸去以前火山锥顶部时依然存留的巨大浅洞穴。1883 年，发生了可能是最近时期最大的一次喷发，当时，有一群岛屿（是爪哇和苏门答腊之间巽他海峡内的一座古火山的破火山口）被卷入一次大爆炸之中，使主要岛屿喀拉喀托岛（Krakatoa）的大部分无影无踪。欧洲最好的破火山例子是冰岛中部的阿斯恰火山口，其中有巨大的厄斯克湖（图 33）。这座火山最近于 1961 年喷发。俄勒冈州的火山口湖（图 104）占据着直径几乎达 10 公里（6 英里）的一个破火山口，这一破火山口是至少高出 1800 米（6000 英尺）的一座山峰的残体，一个较近期的小火山锥出露水面，成为维托德（Wizard）岛；此湖最大深度约 600 米（2000 英尺）。亚丁（现南也门）的火山口城是建于一个长期熄灭的破火山口内。阿拉斯加有两个大的破火山口——阿尼亚查克火山口和加勒特斯火山口（Galtes），前者直径 11 公里（7 英里），深 900 米（3000 英尺）。据说世界最大的破火山口是日本的阿苏山，其周长 112 公里（71 英里），最大宽度 27 公里（17

英里)。

1912年，在阿拉斯加西南部形成了一个破火山口，当时，一次猛烈的喷发炸掉了卡特迈火山的顶锥。曾经为冰川所包围、海拔2285米(7496英尺)的山峰，变成了直径4公里(2.5英里)的破火山口。破火山口许多地方的顶部边缘高低不平，海拔仅达到1400米(4500英尺)。火山口底部在顶部边缘以下460—1070米(1500—3500英尺)；积水形成了一个深度近150米(500英尺)的湖泊。

但是必须指出，有些破火山口的形成不是由于爆发性的喷发，而是由于“火山口沉陷”(在介绍基岩时曾提到)。至于俄勒冈州的火山口湖(图104)，大量的物质一定已被蚀去，否则就难以解释，因为在现在的边缘附近很少或者没有碎屑物质。

(V) 裂隙喷发 在最大规模火山活动的例子中，有一些是在熔岩沿着围岩上的单个裂隙或一系列平行裂隙上涌的时候发生的。通常没有爆炸活动，尽管1886年新西兰的塔拉韦拉火山发生

图 33 冰岛阿斯恰破火山口

阿斯恰破火山口在瓦特纳冰原以北，由一圈凝灰岩山所包围的熔岩平原组成，凝灰岩山高于周围地区约700米(1150英尺)，高于火山口底部约350米(1150英尺)。东南部是深168米(550英尺)的厄斯克火口湖。厄斯克维蒂(Oskjuviti)是破火山口底部的火口坑。它1875年曾经喷发，流出大量的灰和浮岩，毁坏了冰岛许多农场；有些灰在喷发24小时后落到了斯德哥尔摩。后来，有过几次从小裂隙和火山口流出熔岩流的现象。这些熔岩流用黑色表示。破火山口西南部的大熔岩流发生于1922年。阿斯恰火山1961年10月再次喷发。

一次裂隙喷发时伴随有爆炸和灰的喷射。熔岩通常平静地涌出，把原先存在的地形掩盖在玄武岩被之下。这些岩被与火山口没有明显的关系，而是出现于地壳张力产生熔岩由之溢出的裂隙地区。熔岩高原可能由一系列熔岩流构成，厚度相当大(图34)。爱尔兰西北部的阿特里姆(Atrim)高原，和赫布里底群岛、法罗群岛、冰岛、格陵兰岛、斯瓦尔巴群岛和扬马延岛的部分地区，是覆盖西北欧大部分地区和大西洋-北冰洋地区的一个下沉玄武岩地区的残体，大概有155万平方公里(60万平方英里)。面积4000平方公里(1500平方英里)以上的阿特里姆高原在中心部分略有下沉，形成内伊湖位于其中的一个浅洼地。在阿特里姆的一些部分，熔岩覆盖了从前的一个白垩景观，在沿海许多地方的崖壁坡面上可以看到黑色玄武岩覆盖于因接触灼热熔岩而受到烘焙的白垩之上。贯穿白垩的垂直玄武岩岩墙可能表示熔岩由之上涌的裂隙所在。另一个玄武岩高原位于印度的德干西北部，面积约65万平方公里(25万平方英里)，许多地方厚度达到2100米(7000英尺)。这并不是由一次溢出形成的；钻探表明，有29次不同的熔岩流。其他玄武岩高原有东北非的阿比西尼亚、阿拉伯半岛西部一些部分、美国西北部的哥伦比亚河和斯内克河地区。在斯内克河地区，斯内克河已向下切穿多层玄武岩达到古地表(有一个地方，即在俄勒冈和爱达荷州边界的斯内克河峡谷，深达2400米，7900英尺)，而在其他地方，山峰突兀于玄武岩

图 34 玄武岩高原

玄武岩流用黑色表示

之上，就像冰原岛峰突出于冰盖之上一样。熔岩高原可能遽然终止，形成陡峭的边缘，例如在南非德拉肯斯山脉东坡和规模较小的斯凯岛和拉姆沿海。

冰岛上的裂隙喷发具有一个颇为不同的特点。1783年，除了熔岩从沿30公里（20英里）长裂隙的许多地点溢出以外，沿裂隙线还形成了一连串的灰锥（图35）。

（vi）小的火山地形 可以区分出多种多样的小的火山地形，但是通常不一定与接近熄灭的火山有关。硫质喷气孔（Solfatara）是仅仅喷出水汽和气体的火山，这个名称来源于那不勒斯以西弗莱格雷营地区的一座火山，12世纪末以来它没有发生过一次大喷发。这个火山口的底部相对较凉，人可以在上面到处行动，尽管到处都有沸水池；但火山口周期性地喷发水汽或含硫气体。术语硫质喷气孔通常只限于喷发的气体属含硫气体的情况，而喷气孔（fumarole）一词则用于蒸气和其他气体的喷发。喷气孔最著名的例子也许是在阿拉斯加的“万烟之谷”。专门名词碳酸喷气孔（mofette）特指喷出二氧化碳的喷气孔。实例可以在弗莱格雷营地区、奥弗涅山脉和爪哇看到。

温泉和间歇泉 在一些与过去或现在的火山活动有联系的地区，主要的产物是热水。它可能以温泉的形式持续不断地流出，含有呈溶解或悬浮状态的矿物质，这些矿物质可能呈石灰华壳

图 35 冰岛拉基火山的裂隙喷发

图上绘出了瓦特纳冰原。其位置见图 36。

（碳酸钙）或硅质泉华（硅华）的形式在地表水池的四周沉积下来。已经知道冰岛有数千眼温泉（图36）；有一个地区在不到2平方公里的地方有1000多眼温泉。有的温泉装上了水管，水被输送到雷克雅未克，在那里水被用来供暖和供应室内游泳池。但是温泉（如巴斯的泉水）存在于无火山地区。

在热水以很大力量（与蒸气有关）喷射出来的地方，有一种间歇性喷出的泉，称为间歇喷泉，例如在冰岛、黄石国家公园（图36，照片24）和新西兰的北岛就有。有些泉按一定的时间间隔周期性地喷水，另外一些泉的喷水则不太规则。原因是复杂的，但是由于间歇喷泉管道极深处的过热作用而形成的；深处水的温度增加，但是因为水柱很长，对流不易影响水柱上部。由于上部水柱的压力，因而深处水被加热到100℃以上，最后它们突然转化为过热蒸汽，使管道上部的水被猛烈地喷射出去。较冷的水流进管道，热量又开始增加。黄石的“老忠实”（Old Faithful）是最著名的间歇喷泉之一，其平均喷发时间间隔约65分钟，从33至95分钟不等。它喷出50—100立方米（10—20000加仑）将近沸腾的水及蒸汽，高达40—60米（120—180英尺），持续2—5分钟。

在喷出的水含有细粒物质时，便形成泥火山。西西里岛东部帕泰尔诺附近一条裂隙的沿线，有一连串的泥火山。其他的泥火山位于冰岛的克拉布拉火山和新西兰的北岛。

图 36 冰岛的温泉

黑点表示重要的泉水中心和泉水群

图 37 怀俄明州黄石国家公园的间歇喷泉

图 38 世界主要火山

图 39 阿拉斯加半岛和阿留申群岛的火山

休眠火山与死火山

人们确切地知道活火山是在它的历史时代曾周期性喷发的火山。而一些可能再次发生喷发活动的火山可称为休眠火山。维苏威火山早在公元 79 年喷发以前就已休眠，因而被认为是死火山。其他的火山可以肯定地看成是死火山，因为它们在过去漫长的地质时代形成，并且位于没有任何火山活动迹象的地区。它们可能保留着原来的形态，如奥弗涅山脉的微型火山锥；但是，就大多数而言，许多古火山锥由于遭到长期不断的剥蚀作用而被破坏得无法辨认。在不列颠群岛，除了从前充塞火山口的坚硬熔岩颈以外，火山锥保存极少；周围较松软的火山灰已被蚀去。爱丁堡附近的“亚瑟之座”(Arthur's Seat)是具有复杂性质、有两个火山口的火山颈(照片 19)。

火山的分布

世界大部地区在较近地质时期没有经历过火山活动；现在已知大约有 520 座活火山，但是有成千上万的死火山。偶尔可能有全新的火山出现，如帕里库廷火山。1963 年 11 月，冰岛南岸附近海域有一座火山开始从海里出现，现在叫做小叙特塞山(Little Surtsey)；首先出现蒸汽云(上升到 6000 米(20000 英尺)以上)，接着熔岩估计以每小时 5×10^8 千克(500000 吨)的速率溢出；三个星期以后，火山口高 120 米(400 英尺)，宽 0.8 公里(0.5 英里)。火山活动曾沿着海底一个山脊继续进行；1965 年，出现第二座火山，称为叙特灵岛，达到 170 米(560 英尺)，但是因海蚀而被迅速破坏；1966 年出现第三座火山；1973 年，在附近的赫马岛上发生了进一步的喷发，从海尔加费德火山喷发出了许多碎屑和熔岩。

图 38 所示的是世界主要的火山；很明显，火山的位置和地壳主要脆弱线之间有密切的关系。最引人注目之处是太平洋海盆周围——生动地称作“环太平洋火山圈”，世界上 2/3 的火山分布在这里。大部分火山与褶皱山脉、断层地块或深海沟有关。有一群火山位于美国西部的喀斯喀特山，这座山是一个宽 90—130 公里(60—80 英里)、被抬升和准平原化的断层地块，山上有几座火山山峰，著名的有雷尼尔山(4391 米，14408 英尺)(图 110)、胡德山、拉森峰和沙斯塔山。

南阿拉斯加、阿拉斯加半岛和阿留申群岛一线是世界上火山活动最剧烈的地区之一，在这里可以看到几乎长 3200 公里(2000 英里)的一条火山链(图 39)。有 80 座活火山，10 个直径 1.6 公里(1 英里)以上的破火山口；1760 年以来，已经记录了 227 次大爆发。博戈斯洛夫岛是一座有趣的岛屿山峰，这座山峰似乎周期性地出现；实际上，它高出海底 1500 米(5000 英尺)，它在洋底基部的直径为 13 公里(8 英里)。它的顶部在每次喷发以后通过堆积作用而出现，但很快又被波浪削蚀到海面以下。

在南美洲，大多数最高的山峰是突出于褶皱山脉上的火山，包括阿空加

瓜山（7021 米，23035 英尺）（它虽已熄灭，但是是世界上最高的火山）和瓜亚蒂利（Guayatiri，6060 米，19882 英尺）（它曾于 1959 年爆发）。在太平洋的亚洲边缘，火山沿岛弧排列；最著名的是顶部积雪、高 3776 米（1239 英尺）、距海不到 24 公里（15 英里）的富士山。另一条线经过东印度群岛（图 40）向新西兰延伸。西太平洋的岛弧（常位于水下海沟的边缘）有数百座火山，而许多较遥远的岛屿（夏威夷、汤加、萨摩亚）则是突兀于洋底之上的火山锥。在非洲，东非大裂谷沿线可以发现若干火山，肯尼亚山（5200 米，17058 英尺）和乞力马扎罗山（5895 米，19340 英尺）可能最近才熄灭。除了在地中海中部（这里的火山大概与最近地质时期的下沉运动有关）以外，阿尔卑斯-喜马拉雅褶皱带并不以同样的程度与活火山相关联。再向东，在小亚细亚和里海以南，有许多死火山和几座硫质喷气孔火山锥。火山一般沿近期褶皱带分布，但喜马拉雅山很显然是例外，因为那里没有发现火山。相反的，冰岛的火山活动分布广泛，那里并没有近期地壳褶皱。几座大西洋岛屿，特别是沿中大西洋海脊一带有若干火山，特里斯坦-达库尼亚岛上的一座山峰曾于 1961 年 10 月喷发；亚速尔群岛和加那利群岛在历史时期内曾经经历过喷发。西印度群岛岛弧有既往火山作用的许多迹象，以及几座活火山锥。

图 40 印度尼西亚的活火山

火山景观

火山景观的演变是在火山作用产生的地形上进行的剥蚀过程的结果。差别剥蚀的作用极其明显，因为火山作用的产物是从最硬的熔岩到最软的火山灰（常常紧密地叠置在一起）而有所不同。因此，英吉利湖区的中央部分（主要由博罗代尔火山系列（Borrowdal Volcanic Series）（图 41）组成）表现为极为崎岖的外貌。这些早古生代（奥陶纪）喷出的岩石曾被其他的岩石覆盖，而这些岩石现在又被长期持续不断的剥蚀作用蚀去；登山爱好者所喜爱的安山熔岩嶮岩，现在兀立于固结成层、但抗蚀力极弱的凝灰岩经侵蚀而成的缓坡之上。另外，在苏格兰东北部，花岗岩和辉长岩侵入体已由于剥蚀作用而被暴露了出来（图 42）。

通过对以下两个例子的详细叙述，一定足以概括由于直接或间接的火山作用而形成的各种不同的景观。

（i）斯凯岛 斯凯岛的大部分（图 43）由北大西洋地区著名火山活动时期之一——早新生代（始新世）的火成岩构成。这次活动形成了四个明显的特点。第一是熔岩席的溢出，熔岩在地

图 41 英吉利湖区的博罗代尔火山系列

博罗代尔火山系列的露头用斜平行线表示。湖用黑色表示。

B—鲍费尔火山（Bowfell）；G—大盖布尔山；H—赫尔韦林山；HS—海斯特利特火山（High Street）；OM—科尼斯顿长者火山（Old Man of Coniston）；P—皮勒火山；SK—斯基多火山；SP—斯科费尔峰。

表凝固成玄武岩，现在覆盖着斯凯岛北、中部的大部分地区，虽然熔岩席在近海处终止而成为陡峭的悬崖这一事实表明它们从前的范围要大得多。它们已经遭受到强烈的切割，一部分是由于海蚀，大部分是由于断层作用。在斯

凯岛西部,布拉克代尔湖与布里特尔湖之间,玄武岩厚度在 150—275 米(500—900 英尺) 之间,由若干次熔岩流构成;再往北,在邓韦根角有大约 25 面不同的岩席,其总厚度超过 300 米(1000 英尺)。第二是在深处冷凝成饼状粗粒结晶辉长岩体(有些人把它看成是岩盖) 的物质挤到玄武岩以内,上覆玄武岩已大部分被蚀去。第三是化学组成极不相同的物质相似地挤到玄武岩内,这些物质在深处冷却成了花岗岩体。最后,大量的玄武岩和粗玄岩小侵入体——岩墙和岩床在晚得多的时期侵入到玄武岩和辉长岩中间。

各种各样的岩石是由于若干种形式的活动形成的——部分由于侵入,部分由于裂隙喷发,部分由于中心喷发,虽然很少有火山口痕迹可以见到;有些理论认为主火山锥构成了邻近的拉姆岛(Rhum)。三种主要的岩石构成地形的三个主要组成部分:玄武岩构成中、北部的酸沼高原,辉长岩构成西南部的黑库林丘陵,花岗岩构成邻近的红库林丘陵。以后的侵入由于坚硬岩石组成的水平岩床的作用而形成台阶状,并且因由受侵蚀较快的岩石所构成的岩墙被蚀去而形成深切的冲沟。

火成岩的总厚度难以进行估计,因为自从新生代早期以来,剥蚀作用已蚀去数千米。黑库林丘陵的主脊(图 43) 主要是冰川作用的产物,冰川作用在辉长岩内切割成峡谷,侵蚀出冰斗(图 114),留下长而有起伏的山脊,长度为 24 公里(15 英里),最低处仅 765 米(2510 英尺),有 20 座

图 42 苏格兰东北部的花岗岩和辉长岩山

辉长岩(及同类超基性岩) 和花岗岩的侵入体是苏格兰东北部的主要地形。据认为,它们属于晚志留纪,可能与加里东褶皱作用有关。辉长岩呈现为大的岩床状岩体;因奇(Inch) 岩体的面积约 180 平方公里(70 平方英里);花岗岩体在大小和形态上有所不同。有一些可能是岩基,尽管有人认为凯恩戈姆山可能是岩盖,其表面已因剥蚀作用而出露。由于热力变质作用,所有这些岩体都非常复杂,而且都被接触变质带所包围。

900 米(3000 英尺) 以上的山峰。

由较均一的花岗岩构成的红库林丘陵已被侵蚀成平缓圆丘,山坡从峡谷和缓地向上伸展,但是没有黑库林丘陵那种轮廓鲜明的外貌。北部的玄武岩丘陵已被削低成一个海拔 350—450 米(1200—1500 英尺) 起伏和缓的高原,虽然熔岩席边缘有时已被剥蚀成石柱和石塔。

(ii) 奥弗涅山脉 法国中央高原奥弗涅山脉的部分地区是一个极好的小规模火山景观实例,其中,火山作用的许多不同产物处于剥蚀作用的不同破坏阶段。这个地区从圣盖尼(St.Ge-niez) 到克莱蒙费朗以北延伸 140 公里(90 英里)。在南部,欧布拉克熔岩高原是位于结晶基底上的一个水平玄武岩岩席,其西缘受洛特河源头的切割。接着向北越过特吕耶尔河,康塔尔山火山锥从圆周 140 公里(90 英里) 以上的基部高起,达到海拔 1858 米(6096 英尺) 的高度。再向北是较复杂的多尔山火山锥,其最高处为桑西山(1886 米, 6188 英尺)。这两个火山锥曾遭受到剥蚀作用的严重影响;放射状河流已深切其侧坡,而这些侧坡(在第四纪时受到冰川的重大影响) 现在由称为熔岩高原的若干三角形熔岩坡构成,这些三角形熔岩坡向上变狭窄,最后变为陡峭的突起,形成老火山口边缘四周山峰的破碎边缘。

在多尔山以北,向北伸展约 30 公里(20 英里),是奇异的死火山地区(图 44), 有大约 70 座火山锥;有些是灰锥,有些由粘性、富含硅质熔岩

构成的火山锥呈穹丘形，有些有双锥，其他一些有一圈外层火口边缘。它们比高原的一般高度仅高出几百米；最高的多姆山（1465 米，4806 英尺）为一圆形、无火山口的穹丘。

卢瓦尔河上游河谷的勒皮城附近有几个坚硬的熔岩颈，其四周较松软的火山灰已被蚀去。高 85 米（279 英尺）的德艾吉耶岩（Rocher d 'Aiguihe），其顶部有一座圣米歇尔教堂，而高 130 米（427 英尺）的科内尔岩（the Rocher de Comeille），在峰顶有一巨大的圣母玛利亚的雕像，在山麓有一座教堂。但在波利那克村附近另有一种显然不同的情况，村落位于山上有 14 世纪塔的平顶玄武岩体的麓部。

图 43 斯凯岛的库林丘陵

上图概括表示地形（黑线表示山脊，加有影线的区域是圆形山丘）。

下图表示简化了的基岩地质。

上图的主要山峰用字母表示如下：黑库林丘陵：A—斯古尔-阿拉斯代尔峰（scurr Alasdair）（斯凯岛的最高峰，991 米，3251 英尺）；Ba—斯古尔-纳-巴纳奇迪奇峰（Scurr na Banachdich）；BD - 比代恩-德累姆-南-拉姆赫峰（Bidein Druim nan Ramh）；BI—布拉文峰；F—布卢阿奇-纳-弗里斯峰（Bruach na Frithe）；Ga—加尔斯-本峰（Gars-bheinn）；Gi—斯古尔-南-吉利恩峰（Scurr nan Gil-lean）。红库林丘陵：BC - 本-安-卡列奇峰（Beinn an Caillich）；BDM-本-迪尔格-摩尔峰（Mhor）；GM—格拉斯—本-摩尔峰（Mhor）；GI—格拉梅格峰（Glamaig）；M—马斯科峰（Marsco）。

图 44 奥弗涅的死火山区

这幅晕滃图（据 1：180000 比例尺的官方法国图）着重表示各种各样的火山地形。多姆山（1465 米，4806 英尺）位于克莱蒙费朗以西 16 公里。

第4章 地表的塑造

剥蚀年代学 地表的基本特征取决于地质时期不时发生的地壳的和地壳内的大规模运动。但是，这些特征由于地球刻蚀的各种营力而经常发生变化——最终被破坏。研究地形的一种方法，是把这些营力所起的作用看成是在性质上随时间而发展的作用；按照这样一种假说，可以认为景观经历着一系列的变化，因此其特征缓慢地发生改变。正如 S.W. 伍尔德里奇所说，“只有当人们记住地形已经发展，并正在发展，它们的意义才能被理解……”；用 W.M. 戴维斯的话来说，“……景观是构造、过程和阶段的函数”。岩石和地壳运动排列岩石的方式被方便地称为“构造”或“构成”。“过程”是有关各种营力的综合作用；“阶段”是这些营力发生作用及迄今导致的地形变化所达到的程度。

“循环”一语在地理文献中被广泛地加以采用，以描述自然景观由于自然营力的作用而按有规则的发展序列发生的变化。假设一个完整的循环包括从陆地因造山运动而上升为高地，到最终降低为几乎没有特征的平原的不同阶段。虽然这个“循环”概念 1894 年首次被使用，但 1902 年才由 W.M. 戴维斯加以发展和正式形成。然而，最近若干年来，有些人反对在这个情况下使用“循环”，因为它含有和包括回复到原点的一系列变化的无限重复的意思，就象水文循环那样。根据这些理由，有些人宁愿使用次序一词。尽管如此，许多权威仍然认为，地形发展中侵蚀循环的概念是完全合乎逻辑和精确无误的，因为几乎所有的地球表面（至少新生代中期以前褶皱的任何山脉）都起码被夷平过一次，因此至少经历过一次侵蚀循环。

但是，不要认为循环的整个过程总是不间断地进行的，循环也不正好是在地壳运动完成时开始。地壳运动形成的上升和下切会同时进行；一些大峡谷如布拉马普特拉河或科罗拉多河峡谷，便是由于迅速的上升和河流同时以相同速度下切形成的，因而后者能够维持它们原来的高度。另外，在剥蚀循环完成以前，可能会进一步发生抬升，结果将开始一个新的循环，产生叠加于仍留有一些老特征痕迹景观上的新特征，形成的地形称作多循环地形。

循环发育的概念是有用的，因为它意味着而且实际上也强调了坡地向平坦表面演变中的逐渐变化。由于使用“幼年”、“青年”、“壮年”和“老年”这样一些术语，年龄的概念得到了发展；从而人们可以有“一个受切割的壮年期景观”的说法。一般来说，“幼年”是指一个褶皱山系或一个隆起高原的构造是主要特征的阶段；坡度不规则，过程迅速。“壮年”出现于原来地表上最后一座山脉或一个高原即将被蚀去的时候，大约在逐渐演化过程的中期。“老年”是指大面积的低地，起伏几乎觉察不出；这种景观叫做准平原（“几乎是平原”），虽然它很少达到最终完全平坦的地步。通常，抗蚀力较强的岩体突起，形成残丘或“侵蚀残体”，这些残丘、残体按照阿巴拉契亚山脉中一同名山被命名为莫纳德诺克（monadnock）（图 45）。

但是，如果在循环的任何阶段发生抬升，那么，下切力便再度活跃；就可以合乎逻辑地运用另一个年龄循环的术语——“回春作用”。如果循环达到了准平原阶段，那么在新谷地之间保留的高度一致的峰顶面便成为有说服力的遗迹。这样一种地形区域可以称为切割准平原。最后，同样合乎逻辑的是，后来沉积物所掩埋的原来地表或地形由于剥蚀作用而出露（这是经常发生的），

图 45 英格尔伯勒

英格尔伯勒是显著地突起在约克郡克雷夫地区的残体。

可以叫做剥露作用，因此又有“剥露地形”和“剥露夷平面”的术语。

循环的概念起初是对于中纬度河系提出来的；因此，通常采用“流水侵蚀循环”或更确切的“水蚀”的名词。同样的概念可以用来描述荒漠景观（“干蚀循环”）、冰川景观（“冰蚀循环”）和海岸线（“海蚀循环”），虽然，各种情况都有明显的不同。在研究多循环地形时必须记住，大规模的气候变迁（“冰期”或突然出现荒漠条件）可能导致在“流水循环”所形成的特征上叠置冰川或干旱序列，留下它的景观细处的残遗物体。研究不同气候条件下地形的这种方法已被（如 P.D.拜罗特（Birot）加以系统化，成为气候地貌学。

最近，对于在进行描述性分析地形时使用的这些意味深长的年龄术语有了许多批评，认为用人类生命周期来作比喻可能太过分了。例如不能设想幼年阶段的剥蚀作用一定最为活跃，也不能设想老年河流流得最慢。有些地貌学家确实认为，戴维斯所有的概念都是传统和保守的概念，如果不是陈腐和过时概念的话；另一些地貌学家企图采取“新的是最好的，老的最经得住考验和最可信赖”的观念，把气候地貌学中的新概念和传统的方法联系起来，强调“过程形态”（Process-form），但不忽视随时间的演化。值得注意的是，甚至最杰出的美国地貌学家 A.N.斯特拉勒（Strahler）（他在用客观、科学和定量方法代替主观、非科学的地形研究上做了大量工作）也曾写道“……景观特征经历着一系列有规则的变化，就象人类在其生命周期中发生的变化一样”。

动态平衡 对戴维斯地貌学最根本的修正，可能是在解释任何具体地形时强调过程形态之间的能动联系（过程形态是系统方法中的固有形态），在不断发展的演化循环中的某一特别阶段这一局限意义上抛弃‘阶段’。很明显，从长期来看，时间因素不能忽视；在过去、现在和将来的景观之间将会有变化，但没有严格的“循环不可避免性”；冰斗可能由斑状积雪发育而成，沿海盐沼可能从沙滩或泥滩发育而成。但是这种景观演化会由于“稳态”时期、能量平衡而被短时期中断。例如，在一个坡地上，岩石风化的速率和风化产物蚀去的速率之间可能形成准平衡状态。地形、岩石类型、气候和植被一致的一个小地区内坡度角的恒定可能说明这样一种平衡的存在。如果这个平衡被干扰（如受影响风化和剥蚀速率的气候变化或陆地实际抬升的干扰），它就会通过调整坡度角以适应新情况和状况的需要而得以重新建立。另外，我们目前所见的沙滩可以用现今处于经常变化的平衡状况的波浪、风和潮汐状况来解释，而不能用由假设的初始形态开始的循环演化来解释。请再对照一下河流均衡剖面的概念。虽然有些现代权威把动态平衡概念说成是“新地貌学”，但实际上早在 1877 年，G.K.吉尔伯特就提出了这个概念。

剥蚀的定义

剥蚀作用一语被广泛地用来包括使地球表面各个部分正在受到的破坏、损耗和损失的所有营力的作用，如此被蚀去的物质在其他地方沉积，形成沉积岩。岩石的疏松、破坏和碎裂，即多少被崩解的风化物层（风化层）的形

成，主要是由于天气（weather）的各种营力的作用，所以称为风化作用（weathering）。岩石风化物必然以不同规模、在不同条件下呈蠕动、滑坡、塌落、滑动和流动的形式沿山坡向下运动。这种运动称为块体运动，其结果形成物质坡移。

除去天气和重力的作用外，刻蚀地球的还有侵蚀地表、同时搬移侵蚀所产生的物质的若干营力——流水，即雨水冲刷、溪流和河流（第六章）（有时称为“线状侵蚀”）；呈冰川和冰盖形态运动的冰（第八章）；风；陆地边缘的海浪、海潮和海流（第十章）。这些营力和雕蚀作用称为侵蚀。营力将大量已风化的岩石，通常沿山坡向作为以目前层序沉积的最后的区域搬运，因此，搬运是地球雕塑的一个极重要阶段。但是，在各种搬运过程中，搬运物本身成为对其所通过的搬运介质岩石进行磨蚀的研磨工具。搬运营力（它提供能量或动量）和搬运物（它提供研磨介质）的共同作用称为刻蚀，刻蚀导致地表的磨蚀。在搬运过程中，搬运物本身经常不断地发生磨失和碎裂；这是磨损。

在剥蚀、侵蚀和刻蚀诸名词的使用上，存在着许多混乱。实际上，它们常常被不加区别地作为同义词使用。剥蚀是包括所有地球塑造过程（包括风化）的一个广泛性术语。侵蚀是涉及物质搬运（即不包括风化）的地球塑造过程。风化基本是在原地进行。刻蚀是实际上被夹带的搬运物所起的研磨作用的结果，是真正的机械侵蚀；它不包括溶液的侵蚀（溶蚀）。

均夷作用一语被当作剥蚀的同义语加以使用，特别是在美国。其综合性的作用过程最终使突出的地形削低为均一的低表面。这些过程包括减削作用（削低和搬移）和加积作用（堆积或填积）。

风化

风化包括坚硬岩石的崩解和破坏。它既取决于有关气候要素（太阳、雨、冰冻和温度变化，但不包括风，风意味着搬运和刻蚀）的性质，又取决于岩石的性质——岩石的化学组成、硬度、结构，是否有明显的节理（照片 34）和层面，和岩石的透水性（它能使水透入岩体）。在性质明显不同的岩石聚集在一起的地方，差异风化可强烈地影响其表面。在许多情况下，页岩、灰岩和砂岩层（有时仅有几厘米厚）可能迅速地互相交替。各种各样的侏罗纪岩层很明显地表现出这种现象——珀贝克和波特兰灰岩、基迈里吉粘土（Kimmeridge Clay）、科拉利安灰岩（Corallian Limestone）、牛津粘土、大鲇状灰岩、布里德波特砂岩和蓝灰色的里亚斯粘土（Lias Clays）。这些相关的岩石对风化以及对其他剥蚀力有不同的抗蚀性。

风化以两个方式进行，但通常是共同发生作用：机械（物理）方式（即无化学变化的崩解）和化学方式（即岩石内部分或全部矿物成分的分解，最后在岩石本身的内部引起塌陷，这有时称为朽坏）。机械风化是岩石破碎成越来越小的碎块，而化学风化则形成残余物质；共同的结果是能形成容易被搬运营力移走的疏松层。人类、植物和动物的影响虽然严格来说不是风化要素，但可以认为是直接有助于岩屑层形成的生物营力。

机械风化 这是在沙漠地区通过温度的急剧变化或山区通过冰冻作用进行的风化。在干燥无云的地区，极为明显的温度日较差是由于白昼直接的太阳增热和夜晚迅速的辐射冷却形成的。岩石不断地膨胀和收缩，因而势必

扩大节理，最后岩体便碎裂成较小的块体，这个过程称为块状崩解。有些岩石表面受热可能极为强烈，致使一个“外壳”与维持恒定较低温度的内部脱离并且裂开，因而使表面岩石“剥落下来”，这是一种表面的剥落作用和页状剥离或剥落的一个形式，不要与页状剥落（sheeting）相混淆。这些过程在迅速接收和损失太阳光线的陡峭悬崖表面特别有效，因而加强了突然增热和冷却的影响。在津巴布韦（罗得西亚）马托波丘陵的罗兹（Rhodes）墓附近，可以看到沿节理崩裂成块体，接着块体本身由于页状剥离作用而变圆的著名实例。此外，温度变化会拓开裂隙，水可以透进裂隙而不在表面流走，结果促进化学风化。

如果岩石为异质体，即由可能有不同膨胀系数的各种矿物组成，那么在岩石内部就会发生复杂的应变，并突然形成裂隙。如果有人于日落后半小时在沙漠露营，由于岩石碎裂，通常可听到象枪声一样的劈啪声；这个现象在粗粒或伟晶岩上特别明显。一次偶然的阵雨（在最干旱的沙漠并不是没有发生过）可能使岩石突然受冷而崩解成碎块。其结果是形成包围着荒芜、轮廓鲜明的沙漠山脊麓部的一大片带棱岩块。

必须承认，对于作为机械风化营力的冷热交替的效用有很大的疑问。人们引证了完全处于阴影的岩石（因此可能有较多水分）比阳光和阴影交替处的同一露头风化得快的若干实例；而且实验室试验业已表明，岩石能够经得住温度差远大于炎热沙漠的长时间增热和冷却。有些权威认为，水的存在极为重要，事实上，这种风化，有一些是化学风化，而不是机械风化。

冰冻然而，以下这一点可能没有疑问，即无论在冬季中纬地区，还是在高山上，都由于冰冻作用（这个过程称为融冻作用）而有效地进行着块状崩解。当水充填岩石的间隙时，水可能在夜间冻结；因此由于其体积增加大约10%，它就产生巨大的压力，因而岩石就势必碎裂（照片26，29）。以这种方式碎裂的由带棱角块体所覆盖的表面称为石海、砾海或巨砾原，如英吉利湖区的大安德-斯科费尔峰（Great End-Scafell Pike ridge）和北威尔士的格莱德山的顶部。在英国的山地，岩石碎块坡（称为岩屑堆，照片37）湮没于突出部分之下；实际上，冰冻是有过冰川作用的山区金字塔形山峰或锐蚀山脊（如斯凯岛的黑库林丘陵（照片25））和突出于周围雪原之上的阿尔卑斯山和喜马拉雅山最有效的雕塑营力。冰冻能使任何受到冰冻的表面疏松，因而农民对重粘土进行犁耕，以便在冬天让冰冻使之碎裂成较疏松的土体。这个过程（在能吸收大量水的多孔岩石中特别有效）称为粒状崩解；这在一些高峻但和缓的圆形山脉，如北威尔士的卡尼迪尤山（Carneddau）、莫伊法马山（Moel Famau），英吉利湖区的格拉斯穆尔山（Grasmoor）和海斯特里特山（High Street）和许多苏格兰山峰（如凯恩戈姆山）可以见到。其表面冻结，后来融化时便碎裂。强有力的冰冻作用还参与各种冰缘过程。

降雨除去作为冰冻作用的水源以外，几乎不参与机械风化，因为它或者以雨水冲刷，或者以河流侵蚀的形式参与搬运。但是大雨之后，整个坡面可能变得不稳定。此外，一些富含粘土的沉积岩还遭受到称为破碎的过程。在紧接着一个降雨时期发生干旱，岩石便丧失先前吸收的水分，结果，岩石（如页岩）便可能碎裂成长条形小碎块。当粘土土体干透时会缩小，其表面便布满裂隙，促进其碎裂并接着被蚀去，特别是在坡地上。

去荷岩石物理崩解的一种过程被称为“去荷”或“压力消除”。如果上覆岩层因剥蚀作用而蚀去，这个由于重量引起的压力的消除可能使新出露的

岩石扩张，形成新的曲线形节理，使弯曲的岩壳脱离岩体，这个过程称为页状剥落（Sheeting，照片 30）。花岗岩似乎特别易于页状剥落，凯恩戈姆山和高耸于埃蒂夫湾的本特里利查（Bentrieachan）山坡上的埃蒂夫斯腊普斯（Etive Slabs）的证据似乎非常有说服力。加利福尼亚州约塞米蒂谷（照片 35）的巨大穹丘大概是在节理少的花岗岩上由于压力消除而形成的外扩张力的结果。这已使一层层的弯曲岩壳（厚度 1~6 厘米）剥落。

化学风化 岩石化学组成的各种变化及因此形成的岩石内胶结颗粒内聚力的变化，可能是长期不断遭受风化营力影响的结果。一些矿物如石英，实际上不受影响，其他矿物如橄榄石、辉石、角闪石、黑云母、正长石和白云母则极易受影响，有几种矿物如岩盐能完全呈溶液状态被带走。对化学风化来说，头等重要的是水的存在，水在潮湿气候中是很丰富的。但是，即使在炎热荒漠中也会偶降大雨，而且尽管蒸发迅速，但仍有一些水渗入岩石。有时，在荒漠中因相对湿度高而形成许多露水，而且水能以水蒸气形式渗入透水的岩石。

在渗透水中含有当它通过大气圈时所获得的二氧化碳，对于钙质岩石如石灰岩和白垩，起着稀酸作用，把它们以钙的重碳酸盐形态溶解并带走，留下薄薄的不能溶解残体；这称为碳化作用。在奔宁山脉，裸露的石灰岩“覆盖面”（照片 38）遍布着被尖锐石脊隔开的溶沟，这二者分别称为灰岩深沟和石芽（或称为灰岩沟）。长石受雨水作用时便分解，这个过程称为水解；其化学方程式很复杂，但在事实上，结晶的含有长石的岩石碎裂并形成了粘土，而胶体二氧化硅则呈溶液状态被带走。例如，花岗岩能分解，形成混有抗蚀力强的石英晶体和云母薄片的松散粘土。由于水解而形成的这种深厚的腐朽层称为腐泥土。照片 27、28 显示节理极发育的花岗岩的风化。当受影响的岩石含有极普通的元素铁时，氧化的结果极易表现出来。许多岩石的风化表面具有黄色或棕色的壳；亚铁状态（铁通常呈亚铁状态）变为氧化了的三价铁状态，而这个壳容易碎裂。在荒漠中，由于吸引到地表的溶液经过强烈蒸发，在岩石上形成一层氧化铁、锰的“釉”、“皮壳”或膜。有时，这种坚硬、未破裂的釉面可能偶尔成为防止其他风化或侵蚀的一种实际保护，可是在岩石内部，胶结物质可能已经崩落；膜一旦最后破碎，整个岩石就可能被侵蚀营力如风蚀去。最后，某些矿物具有吸水而膨胀的性质，因此促进含有这些矿物的岩石崩解；这是水化作用。

因此，可以划分出五种主要的化学风化类型：（i）溶解；（ii）碳化；（iii）水解；（iv）氧化和（v）水化。其结果是原生矿物转化成通常更易移走的次生矿物。母岩中未受影响的矿物的固结性和粘结性减弱，因为胶结物被冲洗掉，岩石越来越易碎裂。接着机械风化和侵蚀营力便可以发挥较大的作用。

与物理风化类似的化学活动的一个结果被称为球状风化，它的作用与页状剥离极为类似。象玄武岩这样一类岩石的外壳受到渗透水的作用，化学反应便使之膨胀和扩展，因而与坚硬的核心脱开，使新鲜表面暴露于大气。节理发育的岩石能够使这种情况容易地继续下去，随着每层朽坏岩壳的破坏，岩块变得越来越滚圆。

突岩 最近一些工作表明，人们熟知的康沃尔的突岩可能是由于酸性雨水沿节理渗入花岗岩体的作用使地下深处（不是地面上）花岗岩朽坏的结果。因而，突岩的型式受长方体节理的控制，长方体节理会在其间留下大致呈矩

形的“岩核”；这在冰期以前或间冰期可能曾广泛地发生过。节理间隔大时，形成巨大的岩核；节理紧密时，岩石较为破碎，碎屑被迅速蚀去，因而形成突岩间的洼地。后来，紧接着是冰期后的“剥露作用”时期，这时上覆风化物 and 细粒岩石分解产物（在达特穆尔称为 growan）被泥流或溶水带走，结果露出突岩。突岩可能因近地表的风化作用而发生变化，但它仍保留有“块堆”性。一些权威认为，突岩主要由冰缘作用过程形成；而另一些权威则认为，突岩类似于山麓侵蚀面作用的残余——干旱景观的孤丘。

生物和有机风化 植物通过化学和机械两种方式促进地表的风化。藻类、苔藓、地衣和其他植物把水截留在岩石表面，各种有机酸帮助分解植物下面的岩石，结果一片苔藓可能在岩石上形成一个不断扩大的小坑。植被的存在增加土壤水的含酸量，而酸会有效地对钙质岩石进行化学分解。似乎含有细菌的水也能帮助分解一些岩石，特别是石灰岩。植被的机械崩解作用主要是由于根的贯穿和扩张力；根在生长时产生相当大的力量，有助于扩大裂缝和裂隙，结果使水和空气能够进入。

但是必须记住，紧密的植被丛实际上可能防止崩解，因为它将表层固结起来，防止表层流失，拦蓄水分，并防止新鲜岩石面受到气候要素的作用。人类不明智地破坏植被是土壤侵蚀的一个主要原因。

各种形态的动物，如蚯蚓、兔子和田鼠可能起促进作用。蚯蚓将大量细物质以粪的形式带到地表，而掘穴动物在某种程度上有助于疏松地表物质。

图 46 突岩在有节理岩石中的发育

不同气候区的风化 天气对岩石的作用随不同气候要素的作用力而有所不同。在赤道地区，湿度和温度总是很高，化学风化经常是活跃的；由于它一般比风化物质的搬运和侵蚀快得多，而且强烈得多，因而能聚积成一层厚厚的碎屑层；这种热带深度风化能形成厚度 50 米的风化层，并曾经量测到 125 米（400 英尺以上）的厚度。类似地，在有一蒸发旺盛的明显干季，但也有发生淋溶作用的湿季的热带地区，可能形成厚度很大的红色粘土状物质。不久以前，砖红壤一词曾被广泛和不严格地用来指所有这些沉积物。现在，在未固结的砖红壤性粘土和砖红壤壳或 cuirase（源于法语）之间进行了区别。砖红壤壳由于蒸发和铁、镁氧化物的沉淀（后者形成铝土矿沉积）而不可逆地发生硬化（固化）。在荒漠地区，几乎不存在通过普通的淋溶而进行的风化，但机械风化相当强烈，而化学风化通过毛细管把浓溶液吸引到表面来进行。有时，这个过程导致近地表各种矿物（特别是二氧化硅）的集中，形成一个称为钙质硬壳的坚硬、紧实的层次。这在有短暂雨季的半干旱地区特别常见。在中纬地区，冰冻是最强有力的营力，而溶解也有巨大的作用，特别是在石灰岩地区。在极地条件下，大面积的永久积雪妨碍任何正常的风化，但在突兀于冰原之上的岛峰，冰冻作用很盛行。这里化学作用和有机作用似乎微乎其微，不过最近有人指出，这里化学风化比人们所认识到的要活跃。低温时二氧化碳的溶解要比高温时高，因而由于融水碳酸含量较高，在冰川以下或冰原边缘，化学风化可能非常活跃。

因此，风化虽然不涉及移动，但它在原地产生了一层岩屑——风化层。

块体运动

岩屑即基岩风化成的疏松物质沿坡地的运动（如果没有实际搬运营力如流水的参与的话）称为块体运动，其结果是发生物质坡移，对景观产生有时被生动地称为“塌坡”或“垮坡”的作用。块体运动有各种各样的形式，其中一些是缓慢的、几乎感觉不到的和长期持续不停的运动；而另一些运动表现得突然而迅速，有时具有灾难性。这些运动基本上是重力引起的，坡度越陡，运动就越快。水的存在是一个促进因素；如果岩屑是干的，它会作为疏松岩体滑落下去，但如果物质充满着水，运动将具有流动的性质。从水这个词的严格意义上来说，它不是润滑剂，但这个术语却经常被使用。但是如果水充填了沉积物各颗粒之间的孔隙空间，那么有助于保持其粘持性的表面张力将被减小。水还增加坡地上物质总的体积和重量，这将促进向外和向下的运动，而泉水具有侵蚀基础的作用。工程师想方设法从易垮塌的坡地上清除过量的水分，以减少垮坡的危险。

一些外部的影响（自然的或人为的）可能“触发”较迅速的运动，如突发性的强大暴风雨、集中的融雪、地颤或地震。不谨慎的采掘、垮坝、山坡上伐倒树木、顺坡耕作、动物掘穴、过路火车的震动和牧群或人类走过山坡，等等，都可能引起某种形式的运动。其他侵蚀营力能切入坡地的基部，如河流、冰川或海崖麓部的波浪，结果使坡度变陡。在危险的地区，如铁道或山地公路上，通过各种工程措施能减少垮坡的危险，如护墙工程、修筑梯地，以及铺设排水沟以防止坡地的土体内积聚水分。进一步的预防措施是保护和增加植被、等高耕作，实际上包括所有用以防治土壤侵蚀（即宝贵的表层的侵蚀）的措施。

块体运动过程由各种坍塌、滑坡、滑动、流动和蠕动构成，可以大致分为两类，包括缓慢运动和迅速运动。

缓慢运动 最普通的类型称为蠕动，蠕动可能几乎觉察不出，特别是当它在草丛下面进行的时候。但是在发生下列现象时，蠕动就逐渐变得显著：当柱杆和篱笆翘起，然后向山下移动时；甚至生长着的树也可能移动；在坡面上有一种呈小土滑阶坎形态的脊状或台阶状图案（关于其成因机制了解得极少）；草皮上涨，甚至突起；在公路和河流上方形成悬突的长堤时。在岩层从坡地向内倾斜的地方，其露头可能沿坡地向下“弯曲”（图 47）。带棱角的岩屑会沿山坡向下蠕动，形成岩屑堆，有时，特别是在美国，称为倒石堆（tabus）；岩屑堆通常按安息角堆积，大雨时，上面巉岩经冰冻风化形成的碎屑物落在岩屑堆上，甚至动物或鲁莽的攀登者走过的山坡都可能使之受到扰动。碎屑物偶尔形成沿山坡向下的舌形石堆，称为“石冰川”。流动是一种非常重要的缓慢运动类型，特别是含有过量水分的粘土，它表现为塑性物质，呈极粘稠的液体运动。泥石流或泥浆流是一种作用力强的流动的类型；在现代，这主要是活跃于高纬度和高度大的地区冰缘过程的结果，在第四纪冰川时期，它影响的地区比现在大得多。

快速运动 一般称为地滑的快速运动的不同类型包括滑坡、泥石流和土流以及岩滑。滑坡（即滑动）涉及岩石实际的剪切作用，即一大块物质（滑坡地块）从悬崖或海崖面上滑走。当地块运动并在山坡上留下新鲜崖面时，常常在弯曲面上发生明显的转动，使地块向后倾斜。当大块节理发育的岩石（如石灰岩）覆盖于粘土上或可能容易开裂的软弱页岩上面时，这情况特别多见。在怀特岛南部沿岸、福克斯通和多佛间的肯蒂什（Kentish）沿海（这里，白垩覆盖于戈尔特粘土之上）、

图 47 土壤蠕动

赫恩湾以东的肯蒂什沿海（这里，伦敦粘土覆盖在砂岩上）、在埃斯茅斯和莱姆里吉斯间的德文沿海（此地戈尔特层（the Gault）上部海绿石沙和白垩不整合地覆盖于侏罗纪页岩和粘土上）和格洛斯特与切尔滕纳姆之间的科茨沃尔德丘陵悬崖上（这里，侏罗纪石灰岩从粘土上滑下）都可看到这种情况。岩层的外倾在大多数情况下是促进因素。沿海崖出现的这种滑坡的最初迹象通常是在陆地一侧离悬崖顶部几米处有一条与之平行的弯曲裂缝。

泥石流和土流发生在物质含有大量水分的地方。前者能呈泥浆沿极缓的坡向下流动，后者由较干物质组成，它沿较陡的坡地向下流动。这些运动是间歇性的；它们在半干旱地区特别常见。在干旱地区，突发性的暴雨卷走松散的风化碎屑，一开始运动极快，接着变得越来越粘糊，直至逐渐停止。它们可能在坡麓呈舌状或耳垂状展开（照片 36）。

岩滑或较小规模的岩屑滑动，可能涉及到以高速运动的大量岩石，有时产生破坏性、甚至灾难性的结果。例如 1881 年，当一大块岩体从奇耶盖尔堡（Tschingelberg）滑向西南方时，瑞士的埃尔姆村大部分被毁，因为那里由于采石岩体原来已难以支撑，同时又受到几个星期降雨的影响；结果一百余人丧生。蒙大拿州的麦迪逊，1959 年地震引发了所记录到的最大一次滑坡。麦迪逊河峡谷的谷坡由白云岩岩层组成，其后面是不稳定的片岩岩体；白云岩挡墙破裂，大约 8000 万吨岩石坠落到谷底，并拥上另一侧谷坡，形成一个自然坝，坝后形成了地震湖（Earthquake Lake）。1963 年 10 月，一个山崩从 1800 米（6000 英尺）高的托克（Toc）峰山坡落入意大利北部皮亚韦河谷韦沃恩特（Vaiont）坝后的水库，激起的波浪涌出，冲走五个村庄，造成很大的生命损失。最后一个例子是，1964 年 4 月，地震震裂了中亚乌兹别克的达尔诺沃兹山（Darnovoz）的山坡，一个巨大的滑塌体堵塞了泽拉夫尚河河谷，形成一个湖泊；堤坝一旦塌垮就会对撒马尔罕市造成巨大的灾害，所以工程师们凿穿岩屑，以减轻其压力。

有时，又将岩滑和岩崩之间加以区别，岩滑是物质沿山坡向下的整体运动，岩崩是巨石沿陡峭的山坡自由落下（即石崩）。

物质以这些不同方式沿山坡向下运动，与有助于提供物质的风化和搬运营力——流水、运动的冰、风和波浪及海流一起，共同对陆地进行剥蚀。

斜坡和表面

地表仅有极小的部分是真正水平或垂直的。平原很少是平坦的表面，虽然“均夷作用”一词在描述最终可能形成大致水平的地区时极为常用。垂直地形仅限于沿海和山脉有些部分的崖壁。因此可以说，大部分陆地表面是由坡地组成，坡地一般上部凸出，下部凹下，它们从山脉巔部和分水岭脊部延伸至谷底和海平面，最后到最深的深渊底部。

斜坡 斜坡形态和演变的分析可以用两种方法进行。

斜坡研究的一种方法是借助于在野外研究中应用，有时由于灵感启发出来的一般性描述、解释和归纳的方法。W.M.戴维斯和 W.彭克（Penck）是从不同方面进行坡地研究的大师。

图 48 坡的发育

第二种较为现代化的方法包括应用几何学的方法，既有归纳法也有演绎法。几何学方法力图建立一个在精心确定的条件下给定的斜坡的假设性发展序列。这些方法中，有一些基本上是定性的，仅仅讨论一般的变化趋势；另一些是严格定量的，并建立精确的数学模式。A. 伍德的垂直或极陡峭崖面（他称之为自由面）模式，提供了前一种方法的实例（图 48）。当这个崖面风化时，岩屑便落到其麓部，形成岩屑堆，岩屑逐渐累积，形成直坡（之所以这样称呼是因为它维持恒定的安息角），直坡向上一直延伸到自由面的陡削岩石（rock-cut）坡；后者的面积随着岩屑堆积的增大而减小。在自由面以上是丘脊的凸弯面，伍德把它叫做月盈凸坡（waxing slope）。在直坡以下，另一面细物质的斜坡越来越和缓，并且与谷底合为一体，它叫做月亏凹坡（waning slope），但是由于它是由直坡岩屑风化和碎裂时冲刷下去的物质构成的，因此有些权威宁愿叫它冲积坡（或岩屑坡）。这些小角度冲积坡可能越来越占据优势，并且将会逐渐合并，形成沉积麓原。

定量方法的倡导者认为，通过考察由地形图的形态测量分析，或者在野外用仪器设备进行耐心、精确的调查，或者由这两者得到的关于斜坡形态、大小和过程的统计资料，可以发现某种程度的客观真理。

关于斜坡是下蚀还是后蚀，即降低还是后退，存在着一些争论，但是必须懂得，这两者能同时进行。前者包括逐渐的下切，因而“坡地降低”，作为准平原作用的阶段，低角度的缓坡演变得越来越和缓，换句话说，与戴维斯湿润中纬度地区“正常”侵蚀循环的概念相吻合（图 49，右）。在任

图 49 坡的发育：平行后退和下蚀

何时间，坡地的上部在剖面上都将是凸形的，下部是凹形的，其间不可能有直线地段，特别是在后期阶段。有些权威认为上部的凸形是蠕动而并非是在限定或集中的水道中雨水冲刷的结果，而下部的凹形是若干小溪谷发育成较大河流时较集中作用的结果。这当然是一般情况，而且既随岩石的性质又随气候而变化。例如，峰顶附近抗蚀力强的岩层或覆盖层可能在剖面上形成台阶；透水性强的岩石如白垩和石灰岩，或相反地在干燥气候下，将倾向于形成凸形坡；不透水岩石或极潮湿的气候将引起许多表面径流，和由此产生的凹形坡。

主要源于 W. 彭克和 L.C. 金（King）著作的另一个学派，提出了坡地与其原来角度平行地向后退的概念，这个过程称为坡地的平行后退（图 49，左）。金接受了伍德的山坡的四重坡原理，认为在自由面和直坡受到强烈风化、物质从岩屑坡上被搬运走的地方，整个坡地将会向后移动，即后退，没有使其坡度发生很大程度的改变。这个概念 19 世纪 50 年代首先在湿润的英国被提了出来，彭克就北欧情况对此作了精确的表述。这个概念在干旱和半干旱区的应用要晚得多，这大大有助于解释岛山和山前侵蚀平原的存在，已经引起争论的问题是，在湿润中纬度景观是否可能符合实际。一个问题是，能否足够快地把岩屑从坡麓搬走。坡地麓部的河流或强烈喷溢的泉流也许能做到这一点；在冰缘条件下，解冻泥石流也许足以能如此做到。但是，有些权威认为，在潮湿中纬度气候下，平行后退是不易说得通的假说。

面 侵蚀面一词一直被广泛地用来指景观某些基本平坦的地区；也许用夷平面更好一些，因为大部分陆地地区是侵蚀面，而这个术语仅仅是想指近

乎水平的地段。上面已经提到，准平原是地形和缓的地区，但它并非绝对平坦，因为必须有一定的最小坡度，水才能流入大海。

准平原不一定高度就低，因为在一个侵蚀序列的任何阶段都可能发生抬升。如果被抬升的地表面足够大，它就可以称为“山顶平原”或“高平原”。在有些地区，可以区分出若干个这种侵蚀面，形成多循环地形，每一侵蚀面都是与一定的海平面相应的长期剥蚀作用的结果。通过野外工作和地图分析以区别这些地形，是地貌学的一个重要部分。遭受切割的残体常常是非常之破碎的，以致对它们的解释有极其尖锐的争论。然而无疑的是，有些较年轻的面（多半属晚新生代）可以很清楚地加以确定。虽然苏格兰的准平原现在可能仅表现为不同高度的平齐峰顶（提出了 1200 米、900 米和 600 米（4000、3000 和 2000 英尺）等），但无疑在高尔和滕比区有 55 米（180 英尺）面，伦敦盆地有 120 米（400 英尺）面，威尔德南部有 170—200 米（550—650 英尺）面。除去重建遭到切割的准平原问题以外，抬升也决非是一致的，有时既有倾斜，也有翘曲。

除了准平原作用以外，平坦表面还可能以其他方式产生。泛准平原一词是 C.H. 克里克迈（Crickmay）于 1933 年创造的，它是指几个相邻泛滥平原合并而形成的平原，每一个平原都是各有关河流的侧蚀形成的；这与相邻河流间的分水岭受减削作用而形成的准平原显然不同。山麓侵蚀面平原与平行后退有关，是几个相邻麓原合并而成的多凹形（multi-concave）表面。据认为，非洲广泛分布的表面是山麓侵蚀面作用形成的；1200 米（4000 英尺）的“冈瓦纳山麓侵蚀面平原”可能要追溯到早白垩纪，而 600 米（2000 英尺）的“非洲山麓侵蚀面平原”可能属于晚白垩纪到早新生代。

还应提一下海洋均夷作用——海的作用，例如现代发育的挪威沿海台地。过去的长期海侵可能曾侵蚀过这个现已被地壳运动抬升起来的表面。有些人认为，在极狭窄的海蚀平台被切割以后，由于在浅水区浪的作用减弱，以这种方式产生广阔的表面是不可能的。他们把海洋活动仅仅局限于后来被海侵所淹没的现存陆地准平原的蚀余残体。但是，人们一致认为，威尔德南部 170 - 200 米（550 - 650 英尺）的上新世台地是在漫长的广泛海侵时期由海洋均夷作用形成的。

法国地貌学家，气候地貌学的主要倡导人 P. 比罗特（Birot）对整个问题的概括：“……不同气候下侵蚀循环的演化取决于引起热烈争论的准平原作用和山麓侵蚀面作用之间的冲突。”

第 5 章 地下水

水在地球表面以下的运动是非常重要的和复杂的问题。我们的部分饮用水通过打井汲取这种地下水（它们在流经岩石时自然地受到过滤）而获得，而许多村庄位置的选定取决于地下水以泉水在地表的再现。此外，当地下水透过岩石时，其侵蚀活动不仅影响“地下风景”（在石灰岩地区，“地下风景”常常很壮观），而且能在地表产生落水洞、陷落洼地和塌陷洞穴形态的结果。

水分循环

在早些时候（第 17 章），讨论海、空气和陆地间水的不断交换是必要的，因为这是极端重要的气候特征。用《旧约·传道书》（Ecclesiastes, i, 7）的话来说，“所有的河流流入大海；然而大海并未注满；它们又回到河流流出的地方。”

少量的地下水可能自从沉积岩形成的时候以来就被保留在沉积岩内，这称为原生水，一定数量地下水在火成活动时被释放出来，通常是矿质化的热水，称为初生水或岩浆水。此外在沿海地区，可能有一些海洋水通过岩石向陆地渗透。但是与气象水（meteoric water）相比，这些来源都比较少。天落水直接来源于雨水或雪水。

当水以雨或雪水形式到达地表时，一部分沿坡地流失（因此有径流一词），进入河流，最终通过河流到达海；一部分直接被蒸发；一部分被植物吸收，后来大部分返回到大气圈。其余经过地表土壤进入基岩，形成地下水或潜水。各种各样的因素决定这些类别中每一种水在从大气获得的全部水中所占比例的大小。在一些倾斜度大的地表上，径流几乎要占降水的 100%。热沙漠中的径流很短暂，因为雨水迅速潜入沙中；如果雨水降落在水平的石质土地上，它们便迅速蒸发。在砂岩一类岩石上，雨水渗入整个岩体；而在白垩或石灰岩一类有节理的岩石上，雨水沿节理迅速流失。

岩石的透水性

透水程度的分类 岩石可分为透水岩（它们能让水下渗）和不透水岩（它们不让多得可以看得到的水通过）。原生透水性（即多孔性）是由于具有某种最小尺度孔隙（即“粒间空隙”）的多孔结构、粗粒成分和胶结不紧密形成的结果，特别是在沙、砂岩、砂砾和鲕状石灰岩中。次生透水性（或通透性）是水可以在其中流动的节理、裂隙和裂缝存在的结果，特别是在结晶石灰岩、白垩、石英岩和有节理的花岗岩中。所有不能渗透的岩石如板岩、页岩和辉长岩，也是不透水岩。但是，有些不能透水的岩石孔隙很多：粘土由被微小的孔隙空间隔开的极细颗粒组成，但在潮湿时，孔隙为表面张力吸持的水所充填，因而封闭住岩石，使水不能下渗。因此粘土能够吸持住水，而几乎不能让水流动。“胶粘土”几乎完全不透水；白垩丘陵上的露塘通常充填着粘土，在白垩地区流动而水量不减的许多河流之所以能常常如此，就是因为它们有细粒冲积层充填自己的河床。岩石的透水性可用岩石的渗入能力，即岩石饱和时水透过岩石的恒定速率来表示。

如果能够让水透过的地层位于一不透水层（隔水层）之下，那么它就会变成含水的地层，称为含水层。

潜水面 除了地表面有呈湖泊或沼泽形态的静水外，直接在地表以下的层次称为不饱和带，未被植物利用的大部分水由这个带透过。此带以下的一个层次，在长期持续降雨以后可能含有地下水，但在一个干旱时期后便干涸，称为间断饱和带。这个带以下还有永久饱和带，深度一直达到形成下渗极限的不透水层。上饱和面称为潜水面（water table 此术语不恰当，因为它的意思是一水平面，而实际上很少存在）或饱和面。如果这个潜水面在一剖面上点绘出来（如图 50），

图 50 潜水面和泉的形成

不透水岩石以斜平行线表示。在（1）与（5）中，饱和岩石用格状线表示。永久潜水面以断线表示。

1. 潜水面与地表轮廓的关系。2. 潜水面与断崖的关系。S 表示崖麓泉的位置，D 表示倾向坡泉的位置。3. 点线表示潜水面最大高度，断线表示永久潜水面；因此 Y 是暂时性或间歇性泉，X 是永久性泉。4. 断崖泉，不透水层沿断层上移，紧靠不透水层，在 X 处形成泉。5. 岩墙泉，岩墙切穿地表，成为不透水层。6. 洞泉或岩溶泉。7. 绿洲，形成于地表洼地深度足以达到下伏含水层中含有地下水的地方。

那么就可以看出，它大致顺应地表的轮廓，其坡度略显平缓。潜水面在接近谷地时倾向于降低，因为在谷地上方坡地表面上，水较易流出，所以排干较快。水倾向于透过饱和透水岩层流向潜水面较低的地区；流速比地表低得多，因为毛细管作用和与水流经的颗粒间有摩擦力阻碍运动。渗流一词是指地表以下但在潜水面以上出现的“漂移”水。

对于供水来说，潜水面高度的季节变化具有很大的重要性，在英国，潜水面夏季较低，冬季较高。因此，只要不是特别潮湿的时期，夏季的降雨量对潜水面的影响就很小；降雨使干燥的上层湿润，但大部分迅速被蒸发或被生长中的植物所利用。秋季降雨起初使上层再度湿润，然后冬季雨渗透到潜水面，由于夏季的消耗（在此期间潜水面未得到补充）而降低的潜水面又开始上升。

在偶然情况下，在潜水面本身以上、被不饱和岩石与潜水面隔开的独立地下水区域，可能形成滞留潜水面（图 51）；孤立的不透水粘土透镜体是常见的原因。

图 51 滞留潜水面

泉

泉是从地表天然溢出的水，它可能猛烈流出，甚至以相当大的力量涌出，也可能缓缓流出或渗出。在若干泉呈现一条线的情况时，便使用“泉线”一词；这常常通过原来依赖泉流为其供水的线状排列的村庄表现出来。泉的分布与一个地区岩石的性质和相互关系，以及地表地形的轮廓有关；它们出现于潜水面与地表交叉的面上或面以下。当一透水层位于一不透水层以上时，在其与山坡相交的地方可能出现一个泉；如果饱和层面积足够大，这个泉可

能是永久性泉，如果面积不足够大，一段干旱的时期也许会导致形成暂时性干涸的间歇性泉。

形成泉的地质构造是极为多样的；图 50 概括表示了较常见的几个类型。

崖麓泉和后坡泉 分布最广泛的泉是与白垩和石灰岩地区的单面山有关的泉；在科茨沃尔德丘陵，“崖麓泉”沿单面山西缘分布，“倾向坡泉”，更确切地说“后坡泉”（图 61）位于东部（图 52）。在断崖上，泉水从石灰岩和砂岩覆盖于不透水里亚斯粘土(Lias Clay)的地方涌出，所以有一排“泉线村庄”。在后坡上，鲕状岩石和缓地向东倾斜，有好几处泉水在坡地上溢出；例如，在切尔滕纳姆东南靠南方向 6 公里（4 英里）处，是泰晤士河著名源地之一的七泉（Seven Springs），它离单面山山脊仅 0.8 公里，而迪克勒河（温德拉什河的源头）在离山脊 11 公里的斯托昂泽沃尔德

图 52 科茨沃尔德丘陵的崖麓泉和后坡泉

泉用圆圈表示，断崖边缘的大概位置用粗线条表示。七泉簇拥在一个小洼地中，据说是泰晤士河的主源。在有些情况下，后坡河经过很短的距离就消失在地表以下。

断层泉、岩墙泉和节理泉 泉水可从沿断层一带的透水层（如砂岩）上升，或紧靠不透水层（如页岩）处，或沿岩石（如花岗岩或石灰岩）的节理系统达到地表处，或者岩墙或岩床与地表相交处涌出。在斯凯岛的黑库林丘陵的高处，有几眼“节理泉”；水穿过辉长岩节理，沿玄武岩或粗玄岩岩床线出露。在这些泉中，有一些高达 750 米（2500 英尺），但是由于它们的流域面积很有限，因而有很明显的间歇性，干旱一个星期就会使其消失。在英吉利湖区的大盖布尔山有一眼泉从斯蒂黑德以上克恩诺特附近一块长方形石块的节理流出，只有在罕见的长期干旱时才断流。

洞泉 有时人们把一类泉叫做洞泉（Vauclusian），此名称源于罗讷河谷的方丹-德沃克吕斯，索尔格河即发源于这里的将近 300 米（1000 英尺）高的白色马蹄形石灰岩崖壁的下方。这些泉出现于石灰岩地区，石灰岩地区的水侵蚀地下支流，最后由石灰岩基部附近流出。有时有一系列泉涌出，例如在沃夫河谷的基尔恩锡 - 克拉格，这个地区不透水的志留纪板岩基底不深。更常见的是一条明显的水流从一大洞穴中涌现，例如从门迪普丘陵伍凯 - 霍尔（the Wookey Hole）迅猛涌出的阿克苏河（river Axe），从马勒姆湾下面流出的艾尔河和德比郡卡斯尔顿的卡文峰（PeakCavern）流出的皮克舍尔河（Peakshole Water）。这些将在后面予以介绍，因为它们是地下水的出口，水在地表重新流出（即再现），而不是泉流。

井

潜水面的位置对于打井是至关重要的。大多数井的水位是随着泉流急猛或微弱、甚至完全停止的方式上升或下降。浅井仅仅汲取表层水，容易干涸，而且井水可能受到污染，因为水没有透过巨厚的岩石而得到自然过滤，一口令人满意的井，应当打到最低潜水面以下相当大的深度（图 53）；应当具有从上覆透水岩石直接获得稳定水源的含水层，或通过含水层本身的某个地表露头来供水。还必须记住，抽水会使井附近潜水面局部降低，从而形成“枯竭圆锥”（图 53）；因此，一口大井可能在井四周形成一个相当大的这种圆

锥，结果附近的浅井逐渐枯竭。这在东安吉利亚（East Anglia）和威尔德地区已有发生：一幢大的乡间住宅安装了一个现代化水泵，以致村民的井变干，不得不将井掘得更深。由于增加了向伦敦部分供水的许多井泵，在过去一个世纪中使伦敦盆地的潜水面降低了 30 多米（100 英尺以上）。

英格兰东南部主要含水层是白垩和下海绿石沙。在伦敦盆地，前者提供含水层，大约已有 900 口井打到地表以下 180 - 210 米（600—700 英尺）。但是，这些井现在仅提供大都会供水局（the Metropolitan Water Board）分配的巨额水量的 1/8。与之呈鲜明对照的是，威尔德地区使用的全部水几乎都来自井，主要来自上白垩层，上白垩层具有广阔的露头从唐斯的降雨得到补给。许多井从相当大的地区补给水，因为“巷道”是水平地挖掘的，以便在白垩层的大裂隙中汲水。在伊斯特本的弗里斯通（Friston）有一口井，每天产水 14000 立方米（3 百万加仑）；井深仅 35 米（110 英尺），但有一巷道长 3 公里（2 英里），布赖顿靠 5 口井供水，它们有总长 8 公里（5 英里）的巷道。

朴次茅斯的供水来自南唐斯的后坡，这里的集水地区由白垩组成（图 54）。水在地下向南流至第三纪填塞的贝雷福里斯特（Forest of Bere）向斜以下，在朴次敦白垩隆褶的东端上升。哈文特和贝德哈姆普顿（Bedhampton）间的九眼泉（高度在法定基准面以上 3 - 6 米即 12 - 21 英尺之间），流量极为稳定。由于流量即使在长期干旱之后仍然稳定，因此没有必要人工储存。但是，由于泉流离海平面很近，水不得不用泵提到法林滕（Farlington）附近高出法定基准面 46 米（150 英尺）的过滤层以提供水头，少量的水再扬上朴次敦山脊高 88 米（289 英尺）的两个水库来供应较高的遥远郊区。

在剑桥地区，主要含水层是下层海绿石沙，它位于不透水戈尔特粘土以下和同样不透水的上侏罗纪粘土以上，有若干井打到了 46 米（150 英尺）的深度，以汲取这个含水层的水。兰开夏郡西南部部分地区通过一系列的钻孔从三叠纪砂岩和泥灰岩供水，奥姆斯柯克附近的部分钻孔达到 300 米（1000 英尺）深度。在米德兰，大部分较老的城镇也是由于含水砂岩而发展起来的，其中有一些拥有它们自己水量的 1/4。

在世界许多干旱地区，只有从深井提水才可能使生命存在。在南阿尔及利亚海拔 600 米（2000 英尺）的裸露石灰岩高原称为姆扎的一群绿洲上，生活着谢贝卡人（Shebka）。石灰岩受到干谷的切割，所以从干谷底部打井以达到潜水面，潜水面可能在其下 60 米（200 英尺）。这些绿洲估计有 3300 口井，必须不停地用井绳和滑轮提水来供应园地。

自流井 在地层呈和缓倾斜的下褶，形成边缘有含水层出露的浅盆地的地方，这些条件特别

图 53 暂时性井、永久性井和自流井

左上图表示暂时的（TWT）和永久的（PWT）潜水面，不透水层用斜平行线表示。A 表示暂时性井，夏季易枯干；B 为打到最低可能潜水面以下的永久性井。右上图表示局部降低潜水面的深井所形成的“枯竭圆锥”，导致附近浅井枯竭的情形。

中图（据地质调查报告《伦敦郡的供水》简化）表示不透水的伦敦和戈尔特粘土之间白垩含水层的位置，以及奇尔特恩和北唐斯的受水区。

下图表明澳大利亚主要自流盆地的位置。

适于井水的供应。有时会发生含水层上下由不透水层包围而其边缘高于盆地中心的情况。在这种情况下，如果在上覆不透水层上打井，[水便可能在静水压力即在其自己的“水源”作用下上升]接近或实际上到达地表。前者叫做半自流井，后者称为自流井。自流(artesian)一词源于法国东北部的阿图瓦(丘陵)，这个地方很早以前便打过这类井。多塞特郡伍尔附近巴温顿营的一口井提供了半自流作用的一个实例，这个地方曾钻过一个井孔，通过新生代地层打到了白垩层，深度221米(726英尺)，水于是就上升到离地表28米(93英尺)以上。

伦敦盆地是一个自流盆地(图53)，但是因抽水供应伦敦人(约每日130万立方米或2.6亿加仑)，供水已经减少。目前消耗超过北唐斯和奇尔特恩丘陵受水区的补给，所以潜水位和水压越来越降低，现在不得不用泵提水。位于一向斜内伦敦粘土之下、戈尔特粘土之上的白垩和上覆始新世砂岩层原来系处于饱和态，掘井时，水便涌到地表。

图54 朴次茅斯市的供水

该市的需求已大大增长，所以每天还从西萨塞克斯的瓦尔德顿(Walderton)钻井中提取约25000立方米(500万加仑)的水。

自流井在世界上许多地区具有很大价值，特别是在巨大半干旱盆地侧翼有构成受水区的众多丘陵包围的地方。在非洲撒哈拉的法国人、1939-1945年战争以前在利比亚的意大利人和阿拉伯半岛的美国石油公司打了许多深井，并建立泵站来弥补自然水源的不足。实际上，撒哈拉许多绿洲的存在，是因为自流水局部到达地表。索亚法斯人(Soafas)和苏辅人(Suf)所居住的绿洲群是一个实例，这些人生活在加贝斯湾以西突尼斯和阿尔及利亚边界地区。这里的瓦德里尔(Wad Rir')洼地有几个沼泽状的盐湖，如旭特迈勒里尔和旭特杰里德盐湖盆地。这些盐湖以南的地表是干燥的，但是潜水面不深，因而人们耗费毕生精力在沙里挖掘和维护直径几米到一百米的漏斗形洼地，以汲取地下的半自流水。这样才使椰枣在“脚踏水，头顶日”的情况下有可能生长在这些洼地之中。

世界最大的自流盆地是在澳大利亚，其下的含水层(侏罗纪砂岩)面积在130万平方公里(50万平方英里)以上，从东部高地上的降雨获得补给(图53)。9000口井中的许多井极深，深度达1公里或1公里以上，但不幸的是大部分水含有少量盐分，所以用于牲畜饮用，而不是灌溉。澳大利亚经常担心的是自流井可能干枯，因为有些专家认为，每年抽水量大大超过每年降雨补给量；换句话说，部分的水来自不能替补的过去长期积累，部分可能来自原生水。

地下河流和洞穴

白垩上的河流 地表岩石具有明显透水性地区的水系，在很大程度上是地下水系。在极为透水、有众多稠密节理的白垩一类岩石上，渗透的雨水迅速向下移动，溶解碳酸钙。据估计，英格兰每平方公里的白垩地区每年因碳化损失35000千克(350吨)物质。白垩的表面出现许多浅洼地。裂隙可能由于溶解而扩大；我们已经提到过从威尔德地区的井里水平地挖掘穿过这些

裂隙的“巷道”，裂隙可能会供应大量的水。在一片片含燧石粘土表层覆盖物区或孤立的新生代粘土地区的边缘，特别是北唐斯山的后坡上，形成了许多洼地。这些洼地相当浅，并且通常充填着沙和砾石；白垩矿坑常见的“管矿筒”就是这样（照片 31）。有些河流流过白垩地区，这仅仅是因为一年大部分时间潜水面实际上位于地表，它们在干旱时期可能消失于河床上的洞穴之中。莫尔河（在多金以北，沿河形成了一系列的圆锥形灰岩坑，在河床里可能有大的节理穿过）和米姆肖尔河（科恩的河源，除在潮湿天气，河水都消失于一群大灰岩坑之中）都是例子（图 55）。在白垩地区其他部分，巨大的洼地是由几个溶蚀洼地合并而成。

石灰岩上的河流 虽然这些溶蚀洼地在白垩地区极为常见，但在有明显节理的山地石灰岩地区，它们也是典型的特征。这种岩石坚硬，致密，节理明显，因而地表水时而垂直、时而水平地流向石灰岩底部，水可能在这里呈洞泉出露。因此可能形成真正的洞穴和相互连通的廊道、地下河、瀑布和湖泊的迷宫。在某些间冰期和紧接着的冰后期，地下河流拥有比现今多得多的水；许多大型洞穴被掘蚀出来，现在它们由于潜水面降低而变干。

石灰岩内的潜水位有明显的波动，因为径流流得很快；许多洞穴系统只有在干旱之后才能勘查，突然性的暴风雨可能引起潜水面极迅速地上升，以致洞穴勘查人员不得不赶紧撤离。

当石灰岩上覆盖着更不透水的岩石时，在后者上面可能形成一定规模的地表河流，但是当它向下流到石灰岩上的时候，它便趁机沿一条节理向下流去，河水迅速扩大这条节理，形成一个灰岩坑或落水洞（照片 39）。

北约克郡的洞穴地区（Craven district）有许多关于这些现象的实例。若干条河流从英格尔伯勒（图 45, 46），佩尼根特（Pen-y-Ghent）和方廷丘陵（Fountains Fell）的砂岩和文斯利代尔覆盖岩层（Yoredale cappings）四面八方向下流动；石灰岩坡的下部由于有深度常常很大的落水洞而凹凸不平。相互连通洞穴的支洞延伸很长的距离，这些洞穴中，有许多已经经过探洞俱乐部的勘查和制图。英格尔伯勒坡上的加宾（Gaping）峡谷是所有这些洞穴中最壮观的一个，作者曾沿着耗费体力的绳梯深入这个洞穴。从高沼地地表到主洞穴底部是一口垂直的洞穴，深 111 米（365 英尺），一条河流——费尔贝克（Fell Beck）由此洞流下。底部是梅恩钱伯（the Maim Chamber），长 150 米（500 英尺），高 34 米（110 英尺），宽 27 米（90 英尺），由此通向 5.6 公里（3.5 英里）长已经

图 55 萨里郡莫尔河谷（左）和赫特福德郡北米姆斯附近（右）的灰岩坑
灰岩坑用黑圆点表示

左图表明莫尔河从多金到莱瑟黑德流经白垩地层。在正常情况下，河流在地表流动；但是在枯水时期，部分河流因流入河床上圆锥形灰岩坑而消失。

右图表示赫特福德郡的米姆肖尔河，它在南米姆斯附近向北流，一年大部分时间里，由于流入北米姆斯附近称为沃特伦德的一个大洼地中一群灰岩坑而消失。染色试验业已表明，这些水在东边利河谷中四眼泉水中再现：伍尔默斯峰（Wollmers Park）（流经 60 小时后到达这里），查德威尔泉（流经 90 小时），查德威尔和霍兹登之间一眼泉（92 小时）和林奇米尔（Lynch mill）（79 小时）。冬季下大雨时，洼地可能形成一个湖泊，过多的水即向

西流入西北部汇入科恩河的地表小河。

过调查的通道和洞穴。进入主落水洞的水在 1.6 公里以外的克劳普代尔 (Clapdale) 的贝克黑德 (Beck Head) 再现, 成为克拉珀姆河。在洞穴地区有数百个有名称的灰岩坑, 而且许多已证明是互相连通的。

加宾峡谷系统的两个洞穴分别称为钟乳石洞和石笋洞 (Stalactite and Statagmite Chambers)。碳酸钙从透过裂隙和节理的水滴沉积在洞穴顶部和垂直向下的地点, 这是因为水的蒸发, 或者更可能是因为水中一些二氧化碳逸出, 结果水中被溶解的一部分重碳酸盐再度变成为不溶物。长长的钟乳石从顶部向下伸长, 而石笋从地面向上伸长。石灰岩地区许多洞穴内都有这些沉积物。它们被赋予“风琴管”、“有凹槽的屏幕”、“悬幕”、“吊门”和其他生动的描绘性名称。在克拉珀姆附近的英格尔伯勒洞穴 (Ingleborough Cave) 中, 曾量测过钟乳石增长速率, 发现每年为 7.493 毫米 (0.295 英寸), 或每世纪约 76 厘米 (30 英寸), 比预想的要快得多。它们在过去可能增长得更快, 那时潜水面较高, 而且有更多富含矿物的水透过裂隙。

另外还有形态多种多样的结晶体——石枝; 它们可能细如丝线, 呈螺旋形或环形排列, 或者象触须构成的花彩; 它们偶尔与洞顶相连。钟乳石和石笋相接时, 它们便连起来形成从洞顶到地面的石柱。有些石柱规模宏大。在法国中央高原洛泽尔省的阿旺阿尔芒, 这类石柱高 23—24 米 (75 - 80 英尺), 颇别致地称为“原始森林”。有些洞穴, 特别是在阿巴拉契亚山脉, 方解石呈美丽的花状物质沉积在洞穴顶部, 这种物质称为滴水石 (anthodite)。

图 56 奔宁山脉洞穴地区英格尔伯勒附近的落水洞

N. Thomber 的奔宁地下通道 (Pennine underground, Clapham, 1947) 列出了每个落水洞 (用黑圆点表示) 的名单, 并加以描述。

利兹和卡莱尔之间的铁路干线在东北部, 英格尔顿和克拉珀姆支线 (现已关闭) 在西南部。460 米 (1500 英尺) 以上的地面以黑色表示。

马勒姆湖附近地区是最有趣的复杂地下水系的实例之一 (图 57)。在 A 点 (照片 39) 和湖以南的 B 点, 有两个落水洞。[前面一个洞里流出的水在马勒姆山凹的基部再现,] 后面一个洞明显地应该在此出现, 但是从落水洞 B 流出的水实际上在河谷下方远得多的艾尔黑德 (Airehead) 泉再度出露。因此, 正如带荧光的染色水所显示的, 这两条河流实际上在地下互相交叉, 但仍维持它们的一致性。

在奔宁山脉和门迪普丘陵的石灰岩地区, 还有许多落水洞和地下水系的例子。迄今在不列颠群岛发现的最深洞穴系统是奔宁山脉洞穴地区的佩尼根特 (Pen-y-Ghent)。这些地形在法国中央高原以南的考西斯 (the Causses), 在侏罗山、比利牛斯山和前阿尔卑斯山也都有发现。在比利牛斯山壮观的古尔夫-皮埃尔-马丁山陷坑, 在西班牙边境附近山脊线上与深度不小于 346 米 (1135 英尺) 的一个垂直竖井相连接。在法国, 曾被勘查过的一系列最深洞穴是伊泽尔省的布伊特贝尔热 (the Puits Berger), 洞穴学家在这里曾达到离地表 1134 米 (3720 英尺) 深处。在意大利的韦尼齐亚, 已知最深的洞穴系统是深 637 米 (2090 英尺) 的阿比苏-德拉-普雷塔, 意大利的洞穴学家曾下去进行勘查。在南斯拉夫的喀斯特地区, 存在着大片落水洞 (称为 aponor 复数为 ponore)、漏斗形浅洼地 (dolina, 复数 dolinas) 和巨大的封闭盆地 (Polje, 复数 Polja) 等所有各种类型溶蚀地形。希腊西北部的一个洞穴

系统，据估计深 1370 米（4500 英尺），它最前面的一个垂直竖井深 400 米（1300 英尺），于 1968 年首次进行了调查。

最后一个实例是肯塔基高原，据说它有 6000 个落水洞和复杂众多的洞穴系统，包括著名的马默斯凯夫，它的附近现在是一个美国国家公园。经过勘测的约 240 公里（150 英里）洞穴有 5 个，高度最低的在石灰岩高原表面以下 110 米（360 英尺），为一地下水系——埃科河所占据，这条河流入俄亥俄河的支流格林河。

图 57 约克郡艾尔河上游的水系
A 点的落水洞见照片 39

干谷

干谷的存在是白垩和石灰岩两个地区的一个特征。在白垩地区，后坡地区干谷形成的一种型式似乎使人联想到正常水系的型式。许多干谷表现出与有河流谷地（第 6 章）相类似的特征，例如连锁山嘴、协调河谷汇流和内生曲流，它们的底部几乎总是覆盖着冲积物和干谷砂砾。但是，并非所有的白垩谷地都表现出这种“正常的”特征。切割陡崖的干谷常常下切到不寻常的深度，而且谷壁陡峭，谷头陡削；在平面图上，它们的路径常常是奇特的，“之”字型并不罕见。布赖顿附近的“鬼岩墙”德弗尔岩墙（the Devil's Dyke）是这种“干峡谷”的一个极好实例（图 58，照片 41）。

图 58 布赖顿附近南唐斯的干谷

此图表示陡崖干谷——“鬼岩墙”德弗尔岩墙（也请参见照片 41）和几条后坡干谷。以泉流形式源于陡崖基部的河流最终汇入埃德河。

关于这些干谷的成因，看法有很大的分歧，这并不出人意外；也许关于干谷唯一能肯定的是它们曾在不再存在的水系和径流条件下受到过切割。有些权威认为它们决不是异常的地形，并且用较高谷地内的较小河流跟不上潜水位的逐渐降低，来解释它们的干旱化过程。这里要记住的一个重要因素，是潜水位本身在很大程度上支配了泉的高度。那些出现在崖麓处的泉，是被不透水地层如戈文特和剑桥粘土“扔出去”的。这两种地层是容易受侵蚀的岩石，与白垩大不相同，所以能形成崖麓谷地。随着后者受到侵蚀，陡崖向后退缩，泉水线不断地被降低。由于因此造成的白垩内饱和程度的变化，许多谷地已经从谷头向下游慢慢地干涸。这种过程在干谷的发育中有重大的影响，这可能是没有疑问的；只有它的相对重要性还有讨论余地。

另一个广泛的看法是，谷地至少有一部分是在冰缘条件下切割而成。在更新世冰期，白垩表面的径流也许是夏季的短暂降雨，更可能是冬季条件下积累的小冰盖融化而形成的。在某个时期，可能有具巨大侵蚀力的急流宣泄下来，因而可能形成过陡崖上的干谷，这些干谷常常出现被迅速流动的大片水体切割的外貌。较近出现的一个观点是，“泉源基蚀”过程在这类谷地的掘蚀中起了重大的作用。十分明显，许多干谷的下游仍然为微弱但肯定有侵蚀力的泉所占据。此外，这个假说最恰当地解释了陡峭的谷头（它似乎是某些下切过程的表现）和轮廓清晰的棱角状谷槽（这可能是由于泉沿着交叉的大节理这一类轮廓鲜明的微弱线进行后蚀而形成的）。

最后，更新世期间（也许在间冰期条件下）的雨量高得多的时期，一定曾使一些干谷变“湿”。但是，不能轻率地认为所有这些谷地是这种不正常气候影响的结果，因为在许多较高的白垩地区，目前的谷底是在饱和带以上100米或100多米。过去这些特殊谷地的形成所需增加的雨量，远远超出了理应达到的程度。

但是，发现现在有些干谷在持续性大雨之后其下部可能被暂时性水流占据，这并不令人意外。这些谷地在不同的白垩地区称为“间歇河”(bourne)、“冬季河”(winter bourne)、“小溪”(nail-bourne)、“时令河”(gypsy)和“lavant”。间歇河(bourne或boune)一词是一个普通的地名成分。间歇河在通常干旱的谷地或在白垩地区河流的正常源地以上某个地点出现，这是由于潜水面大幅度（虽然是暂时的）上升而形成的。有些间歇河每年冬季有水流，另一些间歇河10年中只有两三次有水。若干间歇河如克罗伊登间歇河和赫特福德郡间歇河已被研究了多年，它们的水流与雨量记录有关。大雨和间歇河水流之间在时间上相差很大；水慢慢地透过节理稠密的白垩向饱和层渗透。

石灰岩谷地 特征常常象峡谷的干谷，在石灰岩地区也常见。这些干谷中，有一些也许是由于可能在第四纪冰期期间和冰期以后的地表侵蚀形成的。在这些时期，节理充填着冰或冰川沉积物，所以河流在地表流动。马勒姆山凹以上的干谷表现出河流侵蚀的许多特征，甚至出现一条“干瀑布”。目前已有几次特大降雨时期的记录，雨后，一条河流又沿着这个谷地流动，一定在曾是马勒姆山凹边缘流下的壮观的瀑布的地方终止。在英格尔伯勒和佩尼根特坡地四周有许多干谷，沿干谷散布着若干灰岩坑；现在的河流泻入其中最高的一个灰岩坑，但如果大雨后坑的上部不能容纳那么多水的话，水就沿干谷冲泻下去。有些流到石灰岩地区的河流，沿河槽向低处流动时，其水量逐渐地减少，这类河流有若干实例。有时，它们最后完全消失；在偶然情况下（如马勒姆山凹的戈达尔河(the Gordale beck)），它们尽管水量越来越小，但还存在，直至又流到不透水岩石地区。

石灰岩地区的许多干谷，谷壁极陡峭，因而它们可称为峡谷。德比郡的门迪普和温纳特斯(Winnats)的切德是著名的例子（照片40）。虽然这些地形的成因还没有确定，但是它们看来可能是在隆升[（或海平面下降）时期由从前的河流切割而成的]，因此垂直侵蚀曾是迅速的。最终潜水面降低到相当的程度，结果河谷变干。有些峡谷的谷坡由于垂直节理的存在而变得更加陡峭。

有些石灰岩谷地可能是地下洞穴中河流的侵蚀，后来又发生顶部坍塌的结果（图59）。有时，天然拱是顶部的最后残余，如在马勒姆附近的戈达尔河曲(Gordale Scary)和著名的“大理石拱”(Marble Arch)就有这种情况，“大理石拱”横跨于北爱尔兰恩尼基伦(Enniskillen)附近的克拉代格(Cladagh)河上。

图 59 石灰岩洞穴演变成峡谷

地下洞穴顶部的崩塌，可能会形成边坡陡峭的峡谷。有时前者顶部的若干部分残留下来成为拱顶；这在马勒姆附近的戈达尔河曲可以见到。

很明显，广大的白垩和石灰岩地区具有特殊的地形特征，这基本上是由于碳酸钙溶于雨水这一事实。根据这一事实来概括其典型景观的典型特征是比较方便的。由于这些钙质岩石因为有节理而具有很大透水能力，地下水对于地底下的塑造本身起了巨大的作用，从而直接或间接地产生独特的地表特征。

图 60 猪背岭块状图

白垩 这种岩石常常形成具有开阔大片低地的波状起伏丘陵。在岩层倾斜的地方，可能形成具有一面陡峭的崖壁和一面和缓的后坡的单面山（图 61）。在岩层倾角极陡的地方（如吉尔福德以西的霍格斯巴克岭），白垩露头狭窄，因为两侧的坡度很陡削，这种地形称为猪背岭（图 60）。有时，白垩形成更广阔的起伏和缓的高地，如辽阔的索尔兹伯里平原。除了发源于白垩地区以外的河流实际上由白垩地区穿过、切割出明显的裂隙从而把丘陵分割为数块的情况外，经常可以看到干谷，地表水系到处都不发育。例如，北唐斯和南唐斯两者都完全被几条河流峡谷所切穿，而泰晤士河的戈灵峡谷把伯克郡唐斯山与奇尔特恩丘陵分隔开来。白垩层的表面有时有多种多样的薄盖层；大概来源于过去新生代盖层的夹燧石粘土层，在英格兰南白垩地区的许多部分形成覆盖层，其上通常长着一片片山毛榉、栎、鹅耳栎或松树。林肯丘陵的白垩较为均匀地覆盖着冰川沉积——冰碛物、沙和砾石——而在英吉利亚东部，缓倾的白垩层面大部分都埋藏很深。白垩层到达海岸时，形成引人注目的垂直陡崖和岬角，它们由于极不透水，因而抗风化，但是基部不断受到海洋侵蚀的作用。最后，正如所有的地方那样，人们过去用他们的石环、冢堆或坟墩、山脊道路、燧石制品、“白马”和丘顶古村庄或古营地，现在用采石场的白色斑痕、露地、农村建筑物和养赛马的马厩、后坡上犁过的可耕地和陡崖下的泉线村庄，来使这里的景观变得大为丰富多采。

图 61 单面山示意图

许多权威喜欢用陡崖一词，而不用悬崖坡。

石灰岩 石灰岩地区的景观几乎象石灰岩类型那样多种多样。在科茨沃尔德丘陵，有一长条层状侏罗纪石灰岩（向东北延续到约克郡北部境内），石灰岩具黄棕色调，上有石壁、残积棕钙土、山毛榉林和干谷。接着是科茨沃尔德过去一度繁荣的中世纪“羊毛镇”，在北安普敦郡、林肯郡和亨伯赛德郡，有现代化的侏罗纪铁矿石露天开采区。较老的结晶石灰岩（其主要部分属石炭纪）构成门迪普丘陵、南威尔士的一部分和奔宁山脉的大块体——主要是被称为“戴尔谷”（dale）宽谷（照片 42）的谷坡相当陡的谷地所分隔的高地。高地覆盖着干旱、甜美的草地，它们生长在薄层残积土上；而当地表为裸露岩石时，则覆盖着石芽“覆盖面”（照片 38），特别是在近乎水平的层面出露的地方。没有地表水系，“灰岩坑”众多，几个“灰岩坑”合并而成的洼地，复杂的洞穴系统、干谷和峡谷（照片 40），都是其所具有的特征。

奔宁山脉的石炭纪石灰岩既包括具有明显垂直节理的厚层石灰岩，又包括较薄的页岩层。后者不透水得多，结果渗透的水通常沿着它们的露头出现，但是它们的抗蚀力也比石灰岩弱得多，因而它们容易破碎和被蚀去；基蚀和

冻裂两种作用都很强烈。因此，当页岩剥蚀掉时，下面石灰岩层面便暴露出来，成为水平台阶或平台，而上面的石灰岩层则形成岩墙或“断崖”。在断层作用使不太抗蚀的岩石（如鲍兰页岩）与石灰岩紧紧地并置在一起，因而差别剥蚀作用极为显著的地方，这些断崖特别明显；这实际上形成了断崖线崖。沿着米德克雷文断层线一带的一系列断崖（包括图 57 表示的马勒姆山凹）是一个突出的例子。许多断崖两侧的基部具有岩屑堆；在石灰岩节理密集、容易被水渗透，因而容易遭受寒冻崩解作用的地方，这些岩屑堆发育得特别充分，正如其他地方一样，这种岩屑堆形成作用在冰缘条件下较为强烈；现在，有些岩屑堆不活动，甚至有草皮覆盖。

这些地形在法国中央高原（科锡斯 the Causses）和南斯拉夫的喀斯特也可以看到；夏季长期干旱和冬季的集中降水使得所述的奔宁山脉的现象更加显著和鲜明。在这些夏季长期干旱的地区，地表要么是裸露的石灰岩，要么是覆盖着常绿矮灌木丛（garigue）——一种稀疏、多刺、有芳香味的灌木植被。

意大利北部含镁石灰岩——白云岩的实例反映出，高度很大地方冰冻的碎裂作用对奇异的白云岩塔峰（照片 43）的影响，塔峰由巨大的垂直节理和断层破碎带控制。这里有许多极陡峭的岩面。

石灰岩在世界许多地区包括热带地区广泛分布。人们能够看到已经描述过的石灰岩景观的大部分特征，它们提供了岩石类型而不是气候在景观细节形成中的支配作用的一个有趣和不寻常的实例。例如，北牙买加大部分由具有特殊喀斯特地形（包括灰岩沟，覆盖有红土的溶蚀洼地，垮塌的洞穴和落水洞）的一个石灰岩切割高原组成。最引人注目的地区是在节理间距大的块状石灰岩上发展的西北部的科克皮特地区。强烈的溶解产生了引人注目的洼地或“灰岩盆地”景观，每个洼地都明显地位于交切主节理处，被圆丘隔开，结果形成一种“蛋箱垫料”型式。不管过去还是现在，都找不到连贯的水系型，而且这个地区无水，尽管热带潮湿气候能使贫乏的乔木植被勉强生存。为了表示仅仅在热带纬度（还例如在古巴和苏拉威西）出现的这类石灰岩地形，人们创造出了“灰岩坑喀斯特”这一术语。在牙买加的科克皮特地区以北，另外还有一个石灰岩露头，在岩石学上与英国的白垩类似，表现出明显的波状起伏“低地”外貌。

应用水文学

水文学可以定义为在内陆地表和地下淡水的性质、现象、运动、分布和应用方面对其所进行的科学研究。由于人口压力的增加，以及人类消费品、农业和工业、防洪、污水处理和土壤侵蚀防治等有关问题，世界的淡水资源已变得至关重要。1965 年，在联合国科教文组织的主持下建立了《国际水文十年》，试图配合世界水资源的研究。在 21 个参加国中，每个国家与世界气象组织和粮农组织这类机构合作，都拥有自己计划。

第 6 章 河流与水系

流水是塑造地球表面最有效的营力，当然是除了干旱区和冰冻区以外，这些地区流水很少出现。河流是流过地表的水体，从它的源头——泉、沼泽、冰川的末端或雨水汇集的地表径流——一直流到河口。河口通常通向海域。河流偶尔以内陆湖泊为终点（例如伏尔加河流入里海，阿姆河和锡尔河流入咸海），或者以盐沼为终点（例如塔里木河消失于罗布泊，内华达州的洪堡河消失于一个巨大的盐洼地（卡森低地））。

每条河流沿陆坡向下流入海域时，都有支流汇入，因而逐渐形成一条主分水界或分水岭所围绕的一个流域即集水地区的一个系统。有时一条分水界可能分隔开最终到达海域时相距很远的河流的源头。图 62 所表示的是瑞士的一部分，这一地区实际上位于欧洲的水系中心，莱茵河及其支流阿尔河、罗伊斯河（最后到达北海）、罗讷河（流入地中海）和提契诺河（流入渡和亚得里亚海）的源地相距在几公里以内。

图 62 中欧水系的分流

莱茵河（在一定时候有阿尔河和罗伊斯河汇入）向北流入北海；罗讷河向西南流入地中海；提契诺河经由波河流入亚得里亚海。

河流流动时，它们具有侵蚀、搬运和沉积三种作用；在侵蚀、搬运、沉积时，河流能改变其流域的地表特征。它们剥蚀地表，侵蚀具明显特征的河谷，在河谷间残留蚀余小丘，即河间地；因而原来景观慢慢地受到“切割”。随着时间的流逝，物质不断被侵蚀，使原有地表逐渐降低，直至地面达到准平原阶段。据估计，由于侵蚀，密西西比河流域的地表正以每 4000 年 0.3 米（1 英尺）的速度降低，而整个美国的地表以每 9000 年 0.3 米的速度降低，不过这并没有考虑均衡补偿作用。

河流的作用是稳定和逐渐进行着的，河流的流域也出现类似的变化；因此循环或演变的概念（这个概念在第四章已进行过讨论）是非常确切的，但是也许河流系列一语更为合适。一条河谷的每一段落具有其特有的特征——河道比降、河床和河谷形状，它们是河床和河岸侵蚀的相对作用大小和相对效应、谷坡的风化和风化物质搬移以及侵蚀与沉积之间平衡的结果。

这个系列的任何中断，可能引起侵蚀活动的复活，从而河流恢复活力，因此开始重新演变的阶段，使已为之前的河流作用所改变过的景观叠加上这些新特征（即形成多循环地形）。回春作用可能由于因海平面相对升高和降低使基准面发生变化而引起，或者由于构造原因（褶皱、断层、翘起、隆起或下沉）引起；这叫做动力回春作用。但是，如果侵蚀活动由于河流水量增加（因为河流流域内由于气候变化而使降水增加或者因为河流袭夺）而重新受到激发，这叫做静力回春作用。

必须强调指出，有些现代地理工作者找出许多根据来对侵蚀循环均夷状态和有关这类观点的整个概念吹毛求疵；有些人不能接受河流的壮年状态。但是，只要留意第 4 章剥蚀年代学段落中提出的告诫，河流及其河谷发育这个概念就可能对学生有帮助。

近年来，定量方法已越来越多地应用于水系的研究。这些方法不仅包括精确量测河道形状和流量、泥沙运动和曲流型式，而且还包括河流流域的区域特征，和河流的线性特征，象河流支流的大小（划分成等级）、河流水系密度、结构比和其他许多特征。这些定量的方法使定性和描述性的概念和规律可以重新用精确术语表达。

表面径流

这一描述性很强的术语目前正在广泛用来（特别在美国）表示水流在不局限于一定的水道（限于一定水道的是河床径流）时地表上具有侵蚀和搬运力的水的运动。它在广阔的坡地上段最为有效，这是块体运动的必然结果。表面径流是河流在坡的下部形成以前造成明显侵蚀的原因。

第一个作用是雨滴撞击地表的机械功，这叫做溅蚀。巨大的暴雨雨滴一方面搬移土粒，另一方面使地表紧实，从而促进形成径流。溅蚀在半干旱地区最有效，半干旱地区降水不多但强度大，地表松散、易碎，无植被保护，既无乔木阻截降雨，又无草皮作防护罩和吸水垫。下一个阶段是溅蚀的各个作用结果的扩大和合并，涉及到很大的面积，形成面蚀。当水开始在若干浅小的表面细流中集中、但仍不十分局限地占据水道时，这就是细沟侵蚀。两个过程都可能造成严重的土壤侵蚀，这取决于降水强度、坡度、表面土壤和下伏基岩性质和是否有植被。如果细沟侵蚀未予防止，那么它就会形成更加局限和集中的径流，在地面上切割出深沟，这个过程叫做冲沟侵蚀，但是，冲沟侵蚀属于河床径流的范畴，而不属于表面径流的范畴。

因此，在河流的源头附近，侵蚀作用是由降雨本身来进行的。它使得向源侵蚀得以向后切入河流上源真正开始流动之处以上的坡地。换句话说，河源缓慢后退，逐渐切入构成分水岭的山脊。

泉蚀 如果河源是一迅急流出的泉，那么可能在河床径流开始发生之前便产生另外一种侵蚀。水在流出时，能同时携带一些泥沙，并且可能直接从周围环境获得大量的泥沙。于是，泉周围的物质（特别是松散或可溶性物质）逐渐被带走或“蚀”去。这一过程称为“泉蚀”，其最后的结果是形成一个圆形剧场似的小凹地，小凹地的后壁受侵蚀越来越向后切入斜坡（照片 45）。

河流水情

河流水情，即河流水量的季节变化，近年来由于洪水控制和水电生产的问题和计划而受到很大的重视。季节性降水（降雨和降雪）、雪原和冰川的存在，集水区坡地的陡缓、岩石的性质（特别是岩石透水性）和植被的性质等都是重要的因素。如果一条河流完全由融雪和融冰补给，那么在冬天冰冻时期，就出现枯水（这是阿尔卑斯山各水电站的问题之一），但在夏初融雪期间发生广泛的洪水。在夏季也有降雨的地区，例如大多数阿尔卑斯山的河流，最大水量是在 6 月到 7 月，最小水量在秋末。而另一方面，几乎完全由降雨补给的中纬度河流（如塞纳河和索恩河），夏季倾向于出现枯水，夏季的蒸发和植被需求都达到最大值。

在热带纬度，温度和蒸发经常都很高，洪水与降雨状况密切有关。短程河流，如斯里兰卡的马哈韦利河，5 月经常几乎无水，但到 6 月夏季季风突

然来临以后，河流的洪水可能泛滥于广大地区，冲毁桥梁甚至村庄。东南亚的大河，如伊洛瓦底江、湄公河和长江（图 63）夏季发洪水，冬季枯水，与带雨的夏季风、干燥的冬季风相应。

赤道河流，如亚马孙河和扎伊尔河，全年都有很大的水量，而春秋分的到来时，降雨量最多而水量最大。

埃及和苏丹农业的兴旺在很大程度上取决于尼罗河的洪水，主要是由阿比西尼亚高原季风雨引起的青尼罗河带下去的巨大水量所形成的。白尼罗河发源于赤道地带的东非高原，其源头从湖泊流出。因此这条河的流量非常稳定，但它的水量因蒸发而减少，特别是苏丹南部苏德沼泽地区，河流在此分散形成若干浅湖。如果没有青尼罗河提供水量，目前没有阿斯旺高坝（图 67）的稳定作用，尼罗河便不可能到达地中海。

比较一下底格里斯河和幼发拉底河这两条相邻的河流是很有意思的，它们都发源于亚美尼亚的山地。幼发拉底河在许多方面与尼罗河相似，因为它在伊拉克的漫长流程中没有支流汇入，但是它因为以很大的比降入海而流得很快。其最小流量是在漫长而干热的夏季以后的秋季。12 月，在小亚细亚冬季降水时，水量开始增加，5 月达到最大值，此时流域较高地区融雪的作用最大。底格里斯河则相反，它较靠近扎格罗斯山，有许多比降很陡的湍急支流汇入，经常突然发生灾难性的洪水。秋季是枯水期，而最大流量在 4 月，比幼发拉底河早，因为径流较快。W.B. 费希尔引述了一些有启发性的数字。幼发拉底河 9 月枯水时在希特的流量为 8800 立方英尺/秒，但 5 月水位上升 3.4 米（11 英尺），流量为 64300 立方英尺/秒。底格里斯河 9 月在巴格达的流量为 11900 立方英尺/秒，但 4 月水位上升 5.5 米（18 英尺），流量 106.650 立方英尺/秒。

根据这些不同的因素，法国科学家 M. 帕迪在其著作《河流与溪流》（Fleuves et Rivières）中将河流水情分为三类。第一类是简单水情，每年有一个丰水期和一个枯水期（长江、伏尔加河）。第二类是第一级复杂水情（简称双重水情），具有两个不同的丰水时期，这是夏初融雪和秋冬降雨的结果（加龙河）；或者是两个降雨最大值的的结果（亚马孙河、扎伊尔河）。第三类是第二级复杂水情

图 63 宜昌处长江的水情

此图表示在宜昌峡谷处长江每个月平均深度的变化。它表明此河的水情在夏季高水位（为东南季风带来的丰沛降水所形成）和冬季枯水位之间的变化。（简称复杂水情），这是世界上许多最大的河流的特征，这些河流流域面积大，跨越不同的气候区；有许多支流汇入，每一条支流也许有一种不同的水情。这实际上是复合水情（莱茵河、多瑙河、密西西比河）。

河床径流

河槽 河流局限于切入地表的一定河床之中，具有独特的型式和横断面，河床从河源到河口是不相同的，并且随着水系的发育而改变其形态。为了具有某种确定性，主要由土木工程师提出了独特但较为明确的术语。从此岸到彼岸（河槽的边缘）进行量测的河水深度和宽度不总是容易加以确定的，因为除非河流因洪水控制、航运或电力生产而进行过整治，横断面很少呈明

显的矩形；通常采用平均深度（见下图）。它们的关系表示为深宽比。这个词源于深度/宽度。如 1：50，即宽度为 50 米（150 英尺），平均深度为 1 米（3 英尺）。有时河岸轮廓清楚，而另一些地方，崎岖不平的砂砾质河床可能由于变化不定的河水边缘而逐渐地倾斜。湿周一词表示从此岸到彼岸的横断面与河水接触的长度；横断面面积，顾名思义，是任何特定地点河水横断面的面积。另一个术语是水力半径，即横断面面积除以湿周，这一术语是重要的，因为它能表示出水与河槽之间摩擦力的大小，因而表示出能量的损耗。河水浅、河槽极宽的河流水力半径小，在能量方面效率最低。

河流的基本径流是由地下水补给量供给河流的那部分水量。它在一年中随着基本地下水位而波动，但不会占据全部河槽。在降雨或融雪后地表或表面径流增加时，河深当然也会增加。当它刚刚占据全部河槽时，它便处于满岸水位，超出这个水位，它可能上升至洪水位（或泛滥水位），这时它就溢出河岸。在流域内降大雨之后洪水波通过干流以前（洪水波最大值为洪峰），会发生滞后现象，这取决于流域地表和岩石组成的性质、总坡降和支流数。在经常发生洪水的国家，如美国，设有警报和预报系统；美国气象局从事河流和洪水预报工作，许多地区通过地方无线电广播电台定期提供河流水位的准确情报。

图 64 表示河流流量的校准曲线

如果点出若干实测流量，并经过各点画出一平滑曲线，那末流量便可通过量测深度而估计出来。

河流能量 一条河流的能量基本上取决于（i）河流水量和（ii）河流流速，它们又以流量一词概括地加以表示；流量通常用立方英尺/秒（即用每秒钟通过一特定断面的立方英尺数）或用公制每秒立方米（米³/秒）表示。1 立方英尺/秒等於每小时 538 000 加仑流量（图 64）。米³/秒数用流速（米/秒）乘以特定地点河流横断面（平方米）求得。流速可用细心测定浮标经过一定长度河段所需时间，或利用流速计来得到。流速计是一种由水推动旋转叶片、叶片又与刻度盘相连的仪器。横断面用沿河流截面每隔一不长距离测定其深度的方法来得到。实际上，河流流量常常在堰或水槽（它们具有人造矩形断面）用自动记录仪进行测量。在英国，环境部下设水资源局，水资源局发布各测流站的降雨和径流统计资料。在美国，地质局设立了大约 6000 个测流站。

测流站记录所提供的证据充分说明，一条河流的平均流速¹从源头沿河谷向下游增加，尽管其河床的坡降可能不断地减小，这一事实并不总是被人们所懂得。这一似乎有矛盾但又显而易见的事实，原因在于随着河流及河槽向下游增大，流水在较平滑河床和河岸上的摩擦形成的速度损失成比例地减小（这足够补偿坡降的减缓而绰绰有余），必须以加快流速来洩出离源较远河段的较大流量。

流水水力学的实际机制几乎与运动的空气一样复杂。就象航空工程师依赖于风洞一样，关于水流的大部分资料是来自测流站成千上万次的观测。局限于河槽内的水的运动基本上是层流，即水体沿着坡面下降的方向作的流线

¹ 平均速度在河流尚未满岸时等于总流量（米³/秒）除以平均流量时的河槽横断面面积。在满岸水位或洪水水位时，整个河流主河槽的流速为常数。

型运动，或者说，如果河槽端直而平滑，水的运动将是层流。除了在人造水槽、水渠或水沟以外，几乎不会发生这种情况，河床里的任何障碍物（不论大的还是小的）或河岸突起都会引涡流和紊流，或湍流。由于水体内部和河床上有摩擦涡流，紊流实际上使整个水流的速度降低，但是紊流是一个主要的侵蚀和搬运营力。有时在一条弯弯曲曲河流中，河弯内的水流会发生螺旋式运动，称为螺旋流（或螺旋形流）（图 70）。最后，在水体近乎垂直地流过坡降突然变化的地方形成急流和瀑布时，河水会成为威力极强大的冲跌水流（Plunge flow）。

泥沙搬运 河流的能量部分消耗于与河岸和河床的摩擦，部分消耗于运动水体内部由于紊流而造成的摩擦，部分消耗于搬运河流泥沙（Load）。泥沙一词用于表示来自风化产物、由谷坡落下的块体、冰川融水和支流汇入以及河流自身的侵蚀活动搬运的物质。当洪水期间河流速度增大时，其搬运能力也大大增加。河流搬运泥沙能力的大小称为河流的搬运最大颗粒能力（competence），用一定流速的河流所能搬运的最大碎屑的重量来表示。随着流速的增加，颗粒的最大重量也增加，但不是成正比。W. 霍普金斯早在 1842 年提出的“六次方定律”指出，所能搬运最大碎屑的重量以流速的六次方增加。例如，如果流速增大两倍，则最大颗粒重量就增加 64 倍。因此，对于每一流速都有其相应的最大可搬运颗粒重量。同样，对于一定的颗粒大小，都有一个在这个颗粒能被起动以前必须达到的临界水速。但是颗粒一旦处于运动状态，就可能被速度低得多的水流搬运。颗粒小时，起动和搬运流速间的差别特别明显；泥粒能被速度极低的水流搬运。另一个概念认为，河流能搬运的颗粒的直径按其流速的平方变化。泥沙的搬运能力也可用搬运能力（capacity）即总河流泥沙表示。水流缓慢的大河具有高搬运能力，但其起动能力较低；河流的泥沙由大量细粒悬浮物质组成。人们制作了不同颗粒大小与搬运能力的关系的各种图表；粗略地说，每小时 0.5 公里（每小时 0.3 英里）的水流能搬运沙，每小时 1.2 公里（每小时 0.7 英里）的水流能搬运砾石，每小时 5 公里（每小时 3 英里）的水流能搬运直径 5—8 厘米（2—3 英寸）的小石子，每小时 10 公里（每小时 6 英里）能搬运大石块，每小时 32 公里（每小时 20 英里）能搬运巨砾。

泥沙的搬运有若干不同的方式。小颗粒呈悬浮状旋转前进；这是悬移质。较大颗粒的搬运表现为一系列的跳跃（这是紊流的变化所引起的“水力升举”的结果），不时地触及河床，这个过程叫做跃移（saltation）；卵石则在重力和水的推动下滚动；大石块和巨砾在河流洪泛时移动。所有这些沿河床搬运的物质叫做推移质或底移质。

在大部分物质由大小大致相同的颗粒组成时，总泥沙量有一定的限度；换句话说，如果在已有泥沙中再增加任何物质，就一定会沉积下来一部分。枯水时期，河床坡度的明显变化，河流流经湖泊等都可能使搬运能力减小，使一些物质首先是最大的颗粒沉积下来。因此，河流是一个分选营力；来自侵蚀最烈的陡坡上部的粗粒物质出现于上游，而最细的物质沉积于泛滥平原或被冲刷至海域。大河最下游的大部分泥沙非常细而且均一，所以河水常常总是呈暗棕色。

很久以来使学生疑惑不解的一个问题是：既然河床的坡度越往下游越和缓，河流怎么还能搬运泥沙。答案似乎是（i）由于有支流使水量增加，因而河流的流量在下游增加；（ii）河流横断面积和水力比率增大；（iii）河流

在下游流速不变，甚至略有增加；(iv) 颗粒个体的大小减小，从而河流的搬运能力增大。这些因素有助于形成抛物线状的剖面。

物质最大规模的运动是发生在河流的洪泛期(照片 50)。林格梅尔峡谷(Lingmel Gill) 河流入沃斯特湖(英吉利湖区)，通常是流过坚硬岩石的清澈河流。在 1938 年 8 月河岸假日(the August Bank Holiday) 周末期间，36 小时内降雨 23 毫米(9 英寸)；这条河流变成了暴涨的洪流，从受切割、冲刷的坡面冲下来的土使河水变为褐色，石块沿河床撞击有声。当洪流平静时，湖泊端部的两块地面已为石子和小块巨砾所覆盖，厚度在 0.3 米或 0.3 米以上，这是洪泛时期的河流搬运物。在 48 小时内，这条河流又恢复常态，在两天内所进行的侵蚀活动超过以往 10 年。1952 年 8 月 18 日，埃克斯穆尔高地降下暴雨，接着肆虐的洪水沿德文郡北部的东林河和西林河河谷倾泻而下。几小时内流经两条河流的流量估计超过 18 000 立方英尺/秒，几乎和泰晤士河下游曾记录到的流量一样大。成千上万吨巨砾被冲到林茅斯的街道，23 人丧生，1000 人无家可归。

溶解是另一种搬运方式。这种方式在流经石灰岩地区的香农河一类河流中特别有效(图 101)。据美国科学家计算，密西西比河每年将 1.36 亿吨溶解物质带进大海，而悬移物质为 3.40 亿吨，底移质 0.4 亿吨。据估计，地球表面每平方公里有 20 吨溶解物质和 120 吨悬浮固体物质被蚀去。

河流侵蚀 在讨论河流侵蚀作用之前就讨论过河流的搬运作用，这似乎不合逻辑，但是泥沙是一个重要的侵蚀营力。河流的侵蚀作用由四个相互作用的过程组成：(i) 水力作用；(ii) 刻蚀作用；(iii) 磨损作用；(iv) 溶解作用。

(i) 水力作用由运动着的水的力量产生，运动着的水能冲走松散物质；还能通过冲进裂隙使坚硬的岩石碎裂。紊流和涡流具有强大的作用。一个后果是掏蚀河弯处的河岸，这个过程叫做岸塌。侵蚀还在迅速流动的水中以气蚀作用(cavitation) 方式进行。发生气蚀作用时，空气或水蒸气气泡炸破，形成冲击波冲击河岸。胶结不牢的沙、粘土和砾石和风化物质一般都特别脆弱。必须记住，即使不含泥沙，流水也具有侵蚀潜力。事实上，虽然泥沙可以理解为“碾磨工具”，但如果携带泥沙，河流的机械活动实际上就可能减低，因为能量被耗用于搬运。1936 年建成的胡佛坝以下的科罗拉多河是一个明显的例子。由于没有了泥沙(泥沙沉积在坝后的米德湖内)，坝以下河流 10 年内切进河床 3 米(10 英尺)以上。

(ii) 磨蚀作用是用泥沙作为“碾磨工具”对河床和河岸进行的磨削。当涡流使卵石在河床凹地中作圆形旋转因而刻出壶穴(照片 48)(这个过程叫做涡流侵蚀作用)时，磨蚀作用表现得最为明显。在山地河流中，能以类似方式磨蚀而成巨大的深潭。磨蚀作用的结果是冲刷和掘凿河床，并使由此获得的物质成为泥沙，而泥沙本身又被用作磨蚀营力。这是有一个限度的，因为当河流获得充足的泥沙时，任何垂直磨蚀作用都一定会被沉积作用抵销。这意味着垂直磨蚀作用趋于停止，河岸外弯的侧向磨蚀作用将会被岸边凹地内弯的沉积作用所抵销。在河流无泥沙和有充足泥沙阶段之间。存在着一个磨蚀最为强烈的时刻。

(iii) 磨蚀作用系指当碎屑物不断互相碰撞以及与河床碰撞时泥沙本身的耗损。这是泥沙物质向下游移动时，其大小不断减小的部分原因，这使搬运变得较为容易。

(iv) 溶解作用上面已提到，是河水流经石灰岩类岩石时水的溶解作用。

河流的纵剖面

W.M. 戴维斯提出了河流纵剖面发育的经典概念，认为这是地貌学的一个组成部分。他认为，河流的活动趋向于达到这样的流速，从而形成使侵蚀和沉积绝对平衡的从河源至河口的坡度。

当河流流经一个河段时，如果对于这部分河段而言没有达到全负荷，那么河流就侵蚀其河床，使侵蚀获得的物质成为泥沙；这叫做河床的减削作用。但是，此河段下段的侵蚀随泥沙的减少而减轻，因而坡度逐渐变小。因此，侵蚀力本身减小，最后整个河段达到正好使侵蚀与沉积能够平衡的流速。

另一方面，如果河流经过这样一段河段，其比降使得泥沙过多，流速减小，那么在此河段的上段就发生沉积（加积作用），从而使坡度变陡，因此使流速变快。最后，速度足能使河流携带其泥沙（图 65）。

在任何一种情况下，即当这种剖面由减削作用或由加积作用形成，或者由这两种作用形成，从而河流拥有足够的速度来搬运泥沙时，这个剖面就称为均衡剖面或平衡坡面（a slope of equilibrium）。

从这个一段河段的例子出发，在理论上可以将同样的原理应用于一条河流的整个剖面，从河源直到河口。如果流速和侵蚀力到处都均一，那么这个均衡剖面就是一条直线。但是，接近河源处的侵蚀因流量、泥沙较少而比一般情况轻微；在下游河道，侵蚀可能因为河流泥沙很多也较轻微。其结果是最强烈的侵蚀发生在中游，因此形成下凹的抛物线形弯曲（不过据认为这是理想的概念），其下端接近于海平面，即侵蚀基准面。

即使已经达到这种均衡剖面（例如英格兰中部地区流入北海的许多河流似乎实际上已经达到），侵蚀还会极缓慢地继续进行，因为就是流速最缓的河流也会将细粒物质带进海域，所以流域仍然有净损失。这些损失主要来自河道的上游，因此河流侵蚀曲线在缓慢地展平。

图 65 河流纵剖面的理论概念

1. 理论上的一个河段的简化剖面。2. 原始坡面为一实线，终极均夷剖面为点线；D = 减削作用为主的河段，A = 加积作用为主的河段。3. 抗蚀岩层（R）对均夷剖面发育的影响。4. 在 A 处通过下切出水口降低水位，使湖泊消失，在 B 处通过湖泊三角洲充填湖的上端使湖泊消失。5. 瀑布的消失；a. 均夷至坚硬岩石层形成的瀑布；b. 瀑布后退，均夷至新的位置；c. 瀑布后蚀，形成一系列急流；d. 最终的均夷剖面。6. 持续性回春作用的影响：AB 为原剖面，均夷至 B—海平面；AK₄C 剖面系海面下降至 C，重新引起侵蚀后形成，K₁ 至 K₄ 为先后产生的裂点；AK₄K₇D 剖面系在海面再度下降至 D 以后形成，先后产生 K₅，K₆，K₇ 裂点。

最近若干年来，对整个均夷概念一直有许多批评，实际上是否存在平衡剖面这样一种形态，是否河流会恰好调整到这种剖面，某些工作者认为，为了确定剖面、流速和河流侵蚀力之间的精确关系所作的努力过多。有些人断言，河流在不呈现下凹平滑剖面情况下仍然可能处于均夷状态，纵剖面均夷状态的变化可能被横断面的变化所抵销。均夷一词的使用上也发生了混乱，

它既是指“老年”河谷的平衡状态，又指河床坡面本身。另外，十分清楚，河槽的凸凹不平是逐渐消失的，河流似乎在竭力消除这些特征。如果人们细心地认识到，均夷河流的平滑纵剖面是根本不可能达到的最遥远的理想，起动能力、搬运能力和泥沙之间的任何平衡都只是极为长期的平均状态，在短期内河流很难处于均夷状态，那么这一概念在帮助理解河流如何发育其谷地方面仍然是有用的。正如 J.H. 麦金 (Mackin) 所说，均夷指的是河流的“气候”，不是河流的“天气”。使用“暂时平衡剖面”或准平衡一语可能是可取的，它们将考虑到暂时性的变化和平均状态两边的小变动。

必须进一步着重指出，为简化起见，迄今为止一直假设河流流经的坡面是由抗蚀力一致的岩石组成，但是这种情况很少。坚硬岩石夹层可能横穿河谷地出露，而且证明是比其他上下岩层抗蚀力强（照片 53）。因此，河流就在每一坚硬夹层上方达到均夷状态，然后集中侵蚀夹层，结果每个夹层都变为瀑布和急流的形成地点。这些地点的水流都较快，有更大的侵蚀力，因此瀑布最终会消失。

河流剖面上另一种不规则性是由位于河流路径上的湖泊所引起的，湖泊暂时地充作局部的侵蚀基准面。河流带来的泥沙随着一个湖泊三角洲的发育慢慢地充填湖泊；当下游端流出的水下切出水口时，水面便降低，最后湖水被排出。这曾经在某些英吉利湖区河谷中发生过。然后，河流本身通过湖泊沉积和下伏岩面达到均夷状态。

回春作用对纵剖面的影响 侵蚀基准面的变化（如海面降低或局部地壳隆起运动）对河谷纵剖面的发育有最强烈的阻断作用。这一变化可能形成较陡的坡降和较大的流速，因而重新引起下切。流域较高地区降水的增加（从而使河水量增加），可产生同样的结果。河流切入其原先的泛滥平原，在两侧形成阶地。在纵剖面上造成的结果是产生一个坡降突变点，称为裂点或“回春点”。有时这个突变点以急流为标志。河流开始由河口向源侵蚀，于是产生一条与原曲线在裂点相交的新的水蚀曲线（图 65）。裂点溯源后退，其速度取决于岩石的抗蚀力；因此，裂点可能在坚硬的岩石露头处长期不退；有时难以区别裂点形成的急流和完全由抗蚀性强的障碍物形成的急流。有些河流及其支流可能有几个裂点，这些裂点表明回春作用的几个阶段。

瀑布 现在概括叙述一下瀑布的成因是有益的，因为这些壮观的地形虽然不完全是，但主要是河流侵蚀的结果（图 66），而且对纵剖面有重要的阻断作用。

图 66 瀑布的形成

1. 抗蚀力强的水平岩层的影响；掏蚀形成陡峭的突出面，同时抗蚀力弱的岩层受到向后的侵蚀，从而使瀑布迅速向源后退。2. 抗蚀力强的垂直或陡峭岩层（用黑色表示）的影响。

(i) 瀑布产生的第一位和最普通的原因，前已述及，是横穿河谷的一条岩石条带的存在，因而阻碍河流向均夷剖面发展（照片 53）。如果这条岩石条带和缓地向下游倾斜，它就形成一系列急流以及大量断续水流，例如埃及和苏丹的尼罗河（图 67）。如果抗蚀力强的岩体水平或仅微有倾斜（即形成冠岩），而且下伏地层抗蚀力较弱，那么就形成垂直的瀑布，水在瀑布基部的冲刷作用切入软性岩石；结果掏蚀作用使得坚硬岩块破碎，瀑布向源后退，形成峡谷。尼亚加拉是一个大型瀑布的实例，这个瀑布，坚硬的白云灰岩层

覆盖在较软的页岩和砂岩之上。瀑布在美国一侧高 51 米（167 英尺），峡谷约长 11 公里（7 英里）。估计峡谷后退的速度从每年 0.3—2.0 米不一（照片 54）。圭亚那的凯厄图尔瀑布高 251 米（822 英尺），是由于波塔罗河流经下伏有砂页和页岩的一个抗蚀力强的砾岩暗礁而形成的。

图 67 尼罗河的瀑布

此图表示主要瀑布（1—5 号）和一些有名称小瀑布的位置；注意第二号瀑布现已没入阿斯旺高坝后面的纳赛尔湖水下。

（ii）瀑布出现于显突、轮廓鲜明的高原边缘。许多非洲河流的航行因围绕这个大陆的大部地区的边沿而受到阻碍（照片 55）；扎伊尔河接二连三地流经 32 个急流（称为利文斯敦瀑布），下降 270 米（900 英尺）。奥兰治河在阿平顿以下 80 公里（50 英里）处冲下高 140 米（460 英尺）的奥赫拉比斯瀑布。美洲河流上有众多的小瀑布和急流，它们在皮德蒙特高原的古岩石和大西洋沿岸平原的较新岩石之间沿“瀑布线”向下流动（图 68）。

图 68 北美的瀑布线

（iii）有些瀑布由断层作用形成。最普通的类型位于有断层线崖的地方，在这里下游一侧抗蚀力较弱的岩石紧靠抗蚀力较强岩石。戈代尔嶼岩（戈代尔河在这里穿过一个拱顶，流出一道石灰华幔）已经向后切割出一条峡谷（可能是在戈代尔为地下河的时候），一直切进石炭纪石灰岩高原的边缘。米德-克雷文断层使石灰岩紧靠下断层一侧（南侧）较软的鲍兰页岩，而后者已受强烈侵蚀。同样，高约 9 米（30 英尺）、在哈德斯菲尔德西南梅尔瑟姆附近的福利-97 多利瀑布（the Folly Dolly Fall），是由于一条河流过一条断层在平卧的粗砂岩层上形成的。在下游一侧，粗砂岩已向下断落，使软性页岩（现在已被河流蚀去）紧接粗砂岩岩面。

可以提一下赞比西河上高 110 米（360 英尺）的维多利亚瀑布，它的发育部分是由于断层作用（照片 56）。这条河流穿越一玄武岩高原，高原东缘有一系列断裂贯穿，形成碎裂带或脆弱线，因为这些断裂几乎呈直角相交，瀑布以下的峡谷呈“之”字形曲折。由于河流对有断层和脆弱的玄武岩进行迅速侵蚀，它已后退 100 公里（60 英里）以上。

（iv）瀑布在冰川地区常常出现，在冰川地区，主谷的过量下蚀形成高悬于主谷谷底之上的悬谷和冰斗。斯诺登山、英吉利湖区和苏格兰不乏其例。我们可以提一提苏尔密尔克峡谷（它从 Bleaber ry 湖沿着暗色沼泽荒地边沿冲越一系列白色的小瀑布，进入巴特米尔湖的出口）和德文特湖以上的著名的洛多瀑布。在加利福尼亚州的约塞米蒂谷，可以看到许多壮观动人的瀑布；照片 57 是由一条悬谷下落 436 米（1430 英尺）的上瀑布和再下落 98 米（320 英尺）的洛厄瀑布；加上中间的小瀑布总共下落 782 米（2 565 英尺）。上瀑布最初 20 米（70 英尺）是位于切入坚硬花岗岩的深槽之中，水流在深槽以下呈自由抛物线形的飞跃，高度为巴黎艾菲尔铁塔的一倍半。

（v）瀑布有时出现于河流流过陡峭岩壁的边缘进入海域的地方。在韦茅斯以东的奥斯米通山（Osmington Mills），有一小河流过抗蚀力较强的诺特粗砂岩水平岩层（侏罗系科拉利亚层（Corallian beds）的一层）形成小瀑布。1955 年 7 月 18—19 日夜，多塞特南部降暴雨；大约 18 厘米（7 英寸）的雨量降落在构成这条河流流域的 8 平方公里地区。大量的水流泻入海，刷

深河床 1—1.5 米（4—5 英尺），并切入末端小瀑布的坚硬岩层。给人印象更为深刻得多的是哈特兰附近德文郡沿海的令人赏心悦目的小瓦特（Little Water）瀑布，从大大高于海面的河谷向下降落 23 米（75 英尺），并在崖顶刻出一个凹槽。这些谷地是迅速海蚀的结果，因此陡崖一直向陆地方向退却。米尔福德河流经彼此分离的五条瀑布，为呈直角的两个河段所阻断。另外，还有若干急流在斯凯岛沿海一带流过玄武岩石崖，形成瀑布。

因此，只要力图形成平滑剖面的河流因岩石抗侵蚀力不同，或因造成局部陡坡的不同地壳运动而暂时受阻，就形成瀑布。但是，即使是最高的瀑布，最终也将被侵蚀殆尽。

尼罗河在流程中垂直切入努比亚砂岩，直到它在许多地方切到下面的古代结晶岩。这些较硬的岩石有较大抗蚀力，因而延迟了向源均夷作用，形成坡降陡峭的一条不长的河段，使坡降较缓的较长河段被中断。因此，坚硬的岩石形成了复杂的急流和涟漪水面、分歧水道和许多风景如画的石质小岛。这些结晶岩大部分由片麻岩构成。但在许多地方，片麻岩中有抗蚀力更强的花岗岩条带成直角地横穿河道，从而形成石脊并因此在瀑布普通水流内形成较为壮观的急流。

河谷的发育

随着河流逐渐形成其纵剖面，河谷的横剖面 and 一般特征因而也得到发育，这是由于河流的下蚀和侧蚀，加之谷坡的风化，包括层片运动（Sheet - movement）和垮坡的结果。其实际形态取决于：（i）岩石的性质、抗蚀力和岩石的构造排列；（ii）河流及其支流的侵蚀力，以及谷坡上风化和块体运动的影响；（iii）在（ii）中所叙及的各过程对（i）产生的影响的程度。因此，我们可以依次描述河流上游或山地、中游和下游或泛滥平原地带的河谷典型形态（图 69）。回春作用可以重新引起侵蚀，因而形成新的特征。

图 69 河谷的横剖面地形

1. 横剖面演化的先后阶段。2. 交错山嘴（参看照片 51）。3. 几乎水平的抗蚀性岩层（黑色）对横剖面形态的影响。

（i）上游河谷 在上游河道，急流主要通过壶穴作用进行垂直磨蚀，它切割出陡坡的 V 形谷，谷坡的角度取决于两坡岩石的抗蚀和抗风化能力。山地的河流河道曲折，因为它倾向于绕过由抗蚀力强的岩石所形成的障碍物。这些河弯逐渐地变得更加明显，因为水流在河弯外侧趋于最强有力，于是河流两侧交错的山嘴便相互“连锁”、“重叠”或“交错对插”（图 69、照片 51）。河床由水塘、壶穴、巨砾和局部抗蚀强的岩石形成的小急流或瀑布组成。

河流峡谷和大峡谷 峡谷一词系用来指相对于宽度而言深切、坡陡的长条洼地。河流峡谷出现于河流的下蚀快于风化力耗损和“开发”边坡的地方。北威尔士、英吉利湖区和苏格兰大多数山地急流的上游河道，或多或少是位于峡谷之中，特别是这些急流沿微弱线流动的地方。皮尔斯峡谷沿斯科费尔山岭的坡面呈一系列直角深谷流入沃斯特代尔，峡谷在许多地方高 24 米（80 英尺），瀑布与石质深塘相互交替。这条河流系沿着几条清楚的断层破碎带流动。

峡谷也可能出现于抗蚀力强因而两坡陡峭耸立的岩石上，或者降雨极稀少因而两坡的风化后退只能缓慢进行的地方。第一种情况在叙述瀑布（瀑布后退时便形成一条峡谷）时已经提到。著名的阿尔河峡谷（瑞士迈林根附近）出现于流动迅速的阿尔河切穿基兴特（Kirchet）的地方（基兴特是分割开广阔的上和下哈斯利萨勒（Ober - and Unter—Haslithäler）的坚硬石灰岩山丘），而约克郡博尔顿 - 阿比（Botton Abbey）以上的沃夫河以较小的规模流过斯特里德（The Strid）（照片 52）。

图 70 曲流

1. 主流方向用实线箭头表示；当主流在河弯外转向时，它便冲击河弯的外侧，因而在 X 处侵蚀陡峭的河流陡岸或悬崖。在水因离心力而在河弯外侧堆积，引起强烈的混浊时，底层回流（以断线表示）流向内侧河岸（螺旋流），在 Y 处沉积砾岸或沙岸。

2. 发育中的曲流。

3. 曲流发育立体图；每一河弯既向侧方又向下游扩展。因此谷底逐渐变宽。

4. 曲流横断面（看图 102，最后形成牛轭湖）。

峡谷的形成还有一些其他的原因，为全面起见，这里可以提一提。峡谷可以通过河流以与地壳运动抬升周围地区同样的速度下切来形成；克什米尔的印度河或布拉马普德拉河（它通过峡谷由西藏进入阿萨姆邦）的峡谷和恒河及其上游的峡谷，其深度惊人，超过 5 公里（3 英里）。从宾根到波恩的莱茵河峡谷规模较小（这段峡谷斜穿过莱茵河中游高地，并与其支流（如摩泽尔河）一起将这个高地分割成一系列地块（照片 45））。这条河在新生代高原隆起以前就或多或少占据了目前的河道。这有时称为先成水系。峡谷形成的其他特殊原因，有冰水泛滥河道的下切和石灰岩内长条洞穴顶部的崩塌（图 59）。

峡谷可能形成于干燥气候下。在这些地方，主要由荒漠以外山地的融雪获得水量的外源河能够保持其流量和侵蚀力。这种峡谷在美国叫做坎涅恩（Canyons），出现于科罗拉多河、斯内克河、黄石河以及其他许多河流，在发生抬升的地方特别明显。科罗拉多河大峡谷（照片 58，图 71）几乎长达 500 公里（300 英里），最大深度 1900 米（6250 英尺），它切入近乎水平的层状石灰岩、砂岩和页岩（在高原表面，这些岩石中最年轻的属二叠纪），一直切到下面的前寒武纪结晶岩；南北边缘相距 19 公里（12 英里）。这些峡谷的详情和型式纷繁复杂。除去河流实际上的垂直侵蚀产生深切曲流和内生曲流以外，呈复杂节理形式的地区性和局部性的构造控制也是重要的。极为明显的垂直节理通过砂岩和石灰岩的迅速物理风化和化学风化促进陡崖的形成，这些风化物质在河流高水位时被迅速地从岩壁基部搬走。地下渗流也渗入节理，促进洞穴和凹壁的形成，并接着使之崩塌。

图 71 大峡谷

(ii) 中游河谷 在河道的中段，河流发育形成若干壮年特征，河谷由于两坡的风化变得较为宽阔。河流随着河水流经河弯而趋于更加弯曲（图 70），因为水流对凹岸即河弯的外侧冲击最烈，并在这里发生最强烈的侵蚀，甚至掏蚀。由于河弯内侧水流滞缓，几乎不发生侵蚀，甚至有些沉积（照片

61)，因此河流从最初的“摆”可能转变为曲流，河流陡壁高悬于掏蚀河岸之上，倾斜的岸嘴（称为冲积坡）从对岸伸出。

虽然这可以解释曲流的发育，但它不能说明它们的起始。实际上，均一的、几乎水平的冲积物上（如在密西西比河下游）有一些最明显的例子。曲流的大小（即波长）和曲流带似乎与河流的流量和推移质这样一些因素有关，并与由于河流流过不平坦地表而造成的深度和谷底摩擦力的变化有关。随着流量的增加，曲流带的宽度也增加，但不成正比；随着曲流带的宽度增加，曲流的波长也增加。

通过不断掏蚀和蚀去风化物质，河流逐渐进行侧蚀，使每一曲流的摆幅拓宽（因而也拓宽整个河谷）。河道的侧向移动称为游移（divagation）。此外，水流切入岸嘴的上游一侧，结果每一曲流开始向下游移动（图 70），形成宽度越来越大的河谷。最后每个岸嘴都被蚀去，残存俯视谷底的尖嘴或陡崖。这样，河流便开始形成一条宽广、近乎水平、以陡崖的低壁为界的河谷。

（iii）下游河谷 在河流的下游，河流在由于风化而后退的低崖间宽广、几乎水平的河谷中，呈一系列扫移曲流作游移或“滑行”，使分水区分小，于是逐渐形成泛准平原，在泛准平原上，相邻泛滥平原发生合并。最后，谷底将会大大宽于实际曲流带（图 72）。过去曲流的遗迹从“牛轭湖”的形态残留下来（图 73，102，照片 60）。

图 72 阿伦河（左）和里布尔河（右）曲流

在右图上，普雷斯顿位于下游 3 公里（2 英里）处。阿伦河的两次截弯取直是人为引起的。

沉积作用 在一条河流的下游段河道，沉积作用变得具有很大的重要性，除了由于曲流向下游移动、河槽在泛滥平原面上上下切以外，河流的垂直磨蚀停止。

当每一曲流向下游运动时，河流较粗的砾石便沉积于河床，并遗留在那里。在河流水量由于某种原因增大时，砾石的这种沉积作用即以多得多的规模发生。冰后期当默兹河离开阿登高原时，它夹带着大量粗砂和砾石；这时，这条河的比降突然减小。当这条河流逐渐改变其呈一系列缓慢移动弯曲河道时，默兹河便在比利时东北部的肯彭兰地区沉积一层粗砂砾，厚度从 5—15 米（15—50 英尺）不等（现为石楠荒地）。许多夹带大量泥沙的大河，特别是在它们从一广阔的山区流出时，便到处沉积出一层层的物质，这些物质可能将河流分叉成复杂的水道；这种河流称为辫状河（图 78，81）。在主河河岸由易侵蚀的沙或砾组成时，更容易形成这种辫状河流。

泛滥平原 大部分河流（当然是在其下游）所搬运的是由粉碎得很细的粉沙组成的泥沙。这种泥沙可能沉积很大的厚度。例如在下游尼罗河河谷，钻探从未达到过岩石底层。泛滥时，河流可能在它整个泛滥平原上沉积一层薄薄的冲积层，这个事实对于尼罗河、底格里斯-幼发拉底河和亚洲河谷的农民十分重要，千百万人的生活依赖于在这里种植水稻。

但是，大部分淤泥沉积在水流滞缓的河槽边缘，因而当洪水退去时，便留下天然堤。加积作用在河床继续进行，因此河床趋于高出泛滥平原（图 74），河床的抬高部分是由于堤塌入河床所致。在洪水期间周围平原被淹的危险越来越大，因为洪水一旦冲决堤（在密西西比河沿岸叫做 Levee，天然

冲积堤)，它们就会大面积地浸淹低地。此外，当周围地区的排水受到影响时，其高度便因下沉和密实而明显降低，特别是在泥炭沼泽地区。在许多河流（如英格兰东部芬地区的河流、意大利北部的波河（1951~1952年冬季曾泛滥成灾）和密西西比河）沿岸，人们作出了努力来

图 73 得克萨斯州与墨西哥间里奥格兰德的曲流和牛轭湖

干流河道（西南部）是墨西哥和美国的边界，已用堤使之稳定。泛滥平原上有许多废弃的牛轭湖和滞水河段。

巩固和扩大天然堤。这常常使事情更糟，因为河流也在继续抬高其河床，因而变得越来越高，越来越有威胁性。黄河是最危险的河流之一，由于它多次引起破坏和生命损失，被称为“中国之患”。在 1852 年，这条河流冲决河岸，暂时将河口迁移到山东半岛以南 500 公里（300 英里）处；估计有 100 万人被淹死。在 1938 年与日本人进行战争期间，这条河出于战略考虑被人为地南迁，直到 1947 年才返回北边的河槽。

筑堤不是长期对付洪水威胁的可获成功的办法。在陡坡上造林滞缓径流，用上游河谷作为容纳洪水的水库，以及对曲流裁弯取直（从而形成顺直通畅河道并因此形成较大的坡降），用这些办法对流域内的水进行控制，才是更有效的措施。

荷兰人曾不得不面临巨大的水控制问题，因为他们的国家基本上由三条河流（莱茵河及其几条支流——马斯河和斯海尔德河、斯科河）的泛滥平原联合而成。这些问题的形成有三个因素：曲流的摆动，周围地区低洼（不少地方在海面以下）和因中欧高地的大雨和融雪造成的洪泛期。保护他们的土地，使之不受海、河洪水的浸淹，构成了荷兰历史的很大篇幅。河流已经被治理，并彼此分离，新的入海口已经开挖；人们修筑了水库以暂时存蓄部分洪水，还建设了大堤或堤防（有时离干流河槽远达 500 米）。

在滞缓河流增高其河床，形成天然堤（天然堤不得不予以人工加高加固）的地方，很明显，支流难以或不可能流过低平原以汇入干流。亚祖河以很大规模流入密西西比河洼地区，与干流平行流驶 280 公里（175 英里），它才能找到汇入口。这称为延长的汇点。

因此，河流泛滥平原是一个坡度平缓、甚至难以觉察的区域，挟带大量淤泥的河流在泛滥平原上曲折地流过，这些河流以天然堤为河岸；岸外有沼泽地、牛轭湖和滞水河道。所以，河流渐渐不知不觉地流入其三角洲或有潮河口。

图 74 河流泛滥平原的横断面

上图表明，曲流带向下游摆动时因侧蚀而形成的宽阔平滑的谷底，泛滥平原处于陡壁之间，并有薄层沉积物。

下图说明一条周期性泛滥的大河河床如何抬高、高于周围地区地面的情形；天然或人工堤岸（L）只不过是暂时性的保护措施。

（iv）回春河谷 回春作用在河流横断面上的主要结果是 1）通过下蚀和侧蚀在河槽两侧形成阶地；2）河槽深切地表，同时保持原曲流的轮廓。

河流阶地 当河流重新下切时，河流的新河槽便切入以前的泛滥平原，使泛滥平原明显高于现在的河流水位，结果残存的泛滥平原在两侧形成阶地。新河谷逐渐拓宽，阶地因受侧蚀而减小。但是，回春作用如果再度发生，这

个过程便重复进行，并在比第一对阶地低的地方处形成第二对阶地。这些阶地常常能与纵剖面上相应的裂点对比（图 75），称为配对阶地。

原有的沉积物质由砾石和冲积物组成；但是重新发生侵蚀时，冲积物较容易被蚀去，所以大部分较老阶地覆盖着砾石层，即“阶地砾石”。阶地砾石有不同的名称，它们有助于识别和对比。

图 75 所示的是极好的一个阶地实例：法国东部的伊尔河和莱茵河的河道几乎平行。现在的泛滥平原是由沼泽地和死水构成的沼泽平原，它覆盖着成片的柳树和杨树，以及潮湿牧场，在春季被浸淹。但是，阶地较高且较干燥，上面有公路、铁路和乡村。

伦敦盆地（图 75）和牛津粘土谷的泰晤士河阶地型式已经进行过详细的研究。由回春作用的几个阶段所形成的牛津粘土谷的阶地，按照位于上面的乡村进行了命名。汉博罗（the Harbor-ough）阶地最高，高于现在河流水位约 30 米（100 英尺）。在一次侵蚀之后，接着是沉积砾石，这些构成现今的沃尔弗库特（the Wolvercote）阶地，而它又为河流所切割。砾石的再度沉积，形成了萨默敦—拉德雷（the Summertown—Radley）阶地即 20 英尺阶地（牛津市位于其上）。此后，又一次回春作用使泰晤士河切入河床，深度达到现在水位以下 9 米（30 英尺）；这条河道被埋在现代冲积平原冲积层以下。

图 75 配对河流阶地

1. 此图说明多次回春作用（形成裂点 K1 和 K2）与多对阶地（TA, TB）的关系。

2. 这张图表示阿尔萨斯的莱茵河谷阶地，之所以复杂是因为莱茵河及其支流彼此几乎平行，在其间残留下一阶地。里德是现今的沼泽化泛滥平原。

3. 这是泰晤士河阶地示意图：B=博恩山（Boyn Hill）阶地，T=塔普洛（Taplow）阶地，F=泛滥平原阶地。

塔普洛阶地位于泰晤士河水面以上 15—30 米（50—100 英尺）；可在这阶地上一些地方找到成片砾石，如在海德公园和霍尔本。博恩山（the Boyn Hill）阶地还要高出 15 米（50 英尺）。

深切曲流 如果下切强烈，河槽便可能深深切入冲积层和坚硬岩石，形成“深切”曲流。有时，必须对嵌入曲流和内生曲流加以区别。谷坡陡峭而对称的是嵌入曲流；也发生轻微的侧蚀，形成具有冲积坡嘴（slip-off spurs）的较开阔谷地的是内生曲流。瓦伊河形成了一系列优美的深切曲流，这条河蜿蜒曲折地流过峡谷状河谷，在许多地方几乎形成完全的环状（图 76）。河流已垂直切入煤系石炭纪灰岩和红色老砂岩。

图 76 瓦伊河谷

右图位于左图以南。断线表示谷底边缘的近似位置。

深切曲流有时可能切穿曲流“颈”，于是河流不流经曲流颈，而是继续侵蚀“捷径”。这在靠近雷德布鲁克的瓦伊河谷可清楚地看到（图 76）；老的曲流虽被两条小支流所占据，但现在高于干流河床 120 米（400 英尺）。北威尔士兰蒂西利奥（Llantysilio）以北的迪河也被深切，在兰戈伦东南可见到废弃的大曲流。这些曲流为冰川粘土所填塞，这可能是河流不流经曲流的一个原因。

深切曲流阶地 当曲流自由摆动但河流在某种程度上仍然下切时，在泛滥平原下游便形成若干阶地，不过不像上述阶地那样有规则地成对出现。这在冰积层或在冲积物上极为常见，在坚硬岩体出露于谷底，从而阻碍侧蚀并保存较高阶地的地方，也极为常见。随着曲流向下游移动，左右地进行摆动，它们侵蚀部分的较高地面，并使之成为阶地（图 77）。这在阿伯里斯特威斯以东的赖多尔河中游河谷看得很清楚（照片 61）。

图 77 曲流阶地立体图

冲积扇和三角洲

物质的沉积作用或多或少逐渐地发生于一条河流的整个下游河道，但它更多地集中于水流速度因某种原因突然减小的地方。这种情况的发生可能是由于：（i）坡降突然变化；（ii）束狭的河谷突然扩展成主谷宽阔和缓的谷底，于是形成冲积扇或冲积锥；（iii）河流流入湖泊静水，因而形成水下浊流，堆积成湖泊三角洲；（iv）河流入海，物质在海中沉积，形成河口沙洲或河口三角洲。

冲积扇和冲积锥 山地急流在流入主河谷时，它便沉积出一大片扇形物质。这在急流占据一条悬谷，然后到达冰蚀谷的平坦槽形谷地时特别容易见到，如在瑞士的劳特布伦嫩和罗讷河上游河谷就有。在河流进入干流之前，通常分叉为若干支流。在罗讷河谷内有一些由几乎水平的冲积层构成的冲积扇，冲积扇上有若干村落，其位置在陡坡麓部但在干流洪水位以上。

在半干旱地区有湍急短暂的河流带来沉积物的地方，其形态可能成为从干谷谷口向外伸展的厚得多、陡得多的冲积锥形态。注意图 78 上与蒙大拿州南部麦迪逊河河谷相邻的巨大冲积锥。

图 78 美国蒙大拿州南部的恩尼斯湖

麦迪逊河从黄石国家公园内的河源向北流，与密苏里河汇合。它流入恩尼斯湖，不断地填塞此湖。辫状河流所穿过的湖以南沼泽和冲积物地区，是逐渐向北伸展的湖泊三角洲。注意东南部的巨大冲积锥系由深度切入山地的急流沉积而成。

涂成黑色的地区在 6000 英尺（1800 米）以上。

在许多条近乎平行的河流从一条山脉迅猛地向下流到一片边缘低地时，特别是在这些半干旱地区，相邻的冲积扇可能逐渐地合并成为山麓冲积平原。这在加利福尼亚的中央谷地表现得很明显，由内华达山脉朝西山坡上的冬季大量雪雨补给的许多条河流在这里形成了若干冲积扇，这些冲积扇合并在一起，形成一个倾斜和缓的平原。

许多冲积扇是在过去较为活跃的侵蚀和堆积时期形成的。在比利牛斯山中段北侧一带可以看到一个实例，这里的一个称为拉讷姆藏高原的合并而成的巨大复合冲积扇上，有阿杜尔河和加龙河的若干支流流过（图 79）。虽然仍然有物质在冬季洪水和春季融雪期间沉积下来，但这个冲积扇主要是在晚新生代沉积而成，由比利牛斯山剥蚀下来的上新世粗砾石组成，形成了由法国地质学家命名的冲积锥地形。

图 79 比利牛斯山北侧新生代砾石扇的水系

此图表示拉讷姆藏以西约 30 公里的比戈尔砾石高原上向北流的特殊水系型式。长而窄的山脊把河谷隔开，山坡上有若干条短小河流。

湖成三角洲 这是一条富含泥沙的河流在湖泊内形成的三角洲（照片 63）；作为趋于均夷剖面（图 65）的加积过程的一部分，其最终结果是填平湖泊，许多英国湖泊包含有三角洲发育的良好实例（图 98）。

这里可以提一提一个引人注目的例子（图 80）。在瑞士西部的马蒂尼以下，罗纳河横穿西奥勃兰（Oberland）地区的褶皱山脉，在石灰岩山脊上切出 18 公里（12 英里）长的莫里斯峡谷。在这个峡谷内，河流迅猛，泥沙很多。河谷在贝城处开敞，坡度急剧减小。很清楚，日内瓦湖曾一度远远伸展至贝城，但是，长时期的沉积已填平了其湖的入口部分。从前的湖底呈沼泽状。虽然河流经过整治，但是仍呈明显辫状，有死水和牛轭湖。三角洲仍然在向湖泊发展。河流入口处的乳白色、灰色与西端流出的清水呈鲜明的对照；从空中看下去，由这些水底浊流形成的正在伸展中的三角洲水下沙滩在湖泊其余部分的清水中显示得很清楚。

某些最大的湖泊三角洲是由伏尔加河、乌拉尔河和库拉河还在里海中沉积所形成的三角洲。

图 80 日内瓦湖的罗纳河三角洲断线表示高地的大致边缘。

河口浅滩 河流的有潮汐河段将在第 10 章关于海岸线地形中介绍。但是，这里可以简短地提一提河口，因为它们为广阔的河流沉积场所。大部分河流泥沙在这里沉积，虽然最细的物质就象亚马孙河和扎伊尔河那样可能被带到若干公里以外的海里。沉积物的范围和性质取决于：（i）河水和潮流的相对强度；（ii）河口的轮廓，是呈瓶颈状，因而潮水来势凶猛（默西河），还是宽阔敞开的（迪河）；（iii）人为的原因，如疏浚和导堤的修建。

海洋三角洲 这是在由河流泥沙构成的沉积物的沉积作用超过运移速度时在河口形成的三角洲。强烈的潮流、波浪作用和沿岸漂移常常结合起来在开阔的海上阻止或限制三角洲的形成，但是，不可认为只有在无潮汐海的附近才能形成。在地中海，形成了几个大三角洲，地中海在尼罗河、波河和罗纳河河口仅有小的潮差；但是有时它们也出现于潮汐明显的海里，如流入加利福尼亚湾的科罗拉多河、流入大西洋的亚马孙河和流入印度洋的恒河和伊洛瓦底江。在这些河流中，每一条河河口的潮差都超过南安普敦湾。但是，在这些情况下，沉积的泥沙远比运移的泥沙多，因而不断地带来泥沙并沉积下来。

一个三角洲的特征是一系列因素的复杂相互作用和平衡的结果，这些因素是：河流沉积速度和植被生长的速度、潮汐状况、离岸流的存在和滨外的坡度。人类在开挖河流出口和建造堤防方面也是一个重要的营力。更加长期的复杂因素是冰川性的海面上升和由于泥沙沉积而形成的均衡下沉，或两个因素同时出现。

在三角洲沉积的物质分为三类。带到海中并在主三角洲前部沉积的细物质叫做底积层。倾斜的沉积层在底积层上逐渐形成，每一层都在以前的层次的上部和前面，结果三角洲向海推进；这些层是前积层。最后，在三角洲向陆一侧的边缘，细物质呈席状沉积下来与河流冲积平原相连，形成顶积层。

在部分或完全封闭的海（如墨西哥湾、地中海和里海）中，广阔、倾斜

的沉积物浅滩形成得非常快。在海岸由于构造原因缓慢下沉的地方（例如密西西比河三角洲正在发生这种情况），沉积物可能具有很大的厚度。但是，下沉不象所增加层次的厚度那么大，所以有净的高度增加。

河流的水流不仅在其入海处突然减速，而且当细粘土颗粒与盐水混合时，它们便迅速凝聚（絮凝）并沉积下来。随着舌形沉积物向海伸长，水便变浅，主河道分叉成几条河流，称为分流（或小水道）。大部分沉积物沉积于河流水流的边缘，所以长条形的堤沿着水道边缘形成，在洪水时期，长堤被冲成缺口，于是形成分叉水道。与此同时，沉积作用在整个三角洲上进行，特别是在洪水时期，因此其高度慢慢地普遍抬高。随着三角洲向海伸展，加上植被在营养丰富的土壤上生长和风成沙的堆积作用，被泥滩隔开的潟湖和沼泽便取代开阔的海域。这些三角洲湖泊将在第7章讨论。

图 81 多瑙河三角洲

多瑙河三角洲包围着两条大支流——基利亚河（它自己形成一个附属三角洲）和南面的斯法特（the Sfânt）-格奥尔基之间分布沼泽和浅湖（lacul）的一片低地。在西南部，图尔恰山极为陡峭地上升到 180 米（600 英尺）以上，与低平的三角洲地区形成鲜明的对比。多瑙河的两个主要港口——加拉茨和布勒伊拉位于向上游约 60 公里（40 英里）处；大部分交通运输利用整修过的苏利纳水道。注意潟湖、曲流、牛轭湖和辫状河流。

可以区分出各种各样的三角洲，但是最重要的是弧形三角洲（尼罗河、波河、黄河和罗纳河三角洲）、尖角形（台伯河，图 82）和伸展较长的鸟爪状或手指状（密西西比河）三角洲。鸟爪状类型是带来大量细泥的河流形成的，这些细泥沿着水道边缘很长的距离沉积下来。

罗纳河三角洲罗纳河分为两条叉河——大罗纳河和小罗纳河（图 102），它们包围着现在的罗纳河三角洲。阿尔勒河宽 150 米（500 英尺），离海 50 公里（30 英里），但比海面仅高 2 米（6 英尺）。两条叉河之间是荒凉的风蚀沼泽地区——卡马格岛，其上分布着浅湖（滩积内陆湖 etangs），沙洲和沙丘，将这些浅湖同海域分隔开。巨大的瓦卡雷斯湖深度不到 1 米。在三角洲上，蜿蜒的低沙脊（lignes）指示出废弃的叉流。河流每年携带来大约 1700 万立方米（6 亿立方英尺）的沉积物，每年将三角洲向东南方向推进大约 150 米（500 英尺），这个事实大概反映出沉积作用极其旺盛。卡马格岛南部的大部分地区是一片生长芦苇的沼泽，但是北部已大多受到人

图 82 台伯河的尖头状三角洲

正如排水渠道的数量所显示的，台伯河三角洲大部分现已补开垦。这块被开垦地区称为“博尼菲卡马卡雷”（*bonifica di maceres*）。为或自然的改造，因此有着大片大片的牧场（牧场上有小片柏树和桤柳林）和种植水稻的一些耕地。

在大罗纳河以东是位于干流及其支流迪朗斯河之间的一个三角形平原——克罗平原。平原上覆盖着一层由迪朗斯河在更新世时期带来的砾石，那时，这条河在南面较远处汇入干流，并与之一起形成一个共同的三角洲。因此，克罗平原是古代“干三角洲”的一个例子，目前为若干大规模工业企业所占据。

水系型式

支流 在理论上，一个水系流域的发育是直接沿斜坡流入海的若干主流开始的；这些主流是斜坡的结果，或者说是斜坡形成的，因此称为顺向河流。随着它们的发育，若干支流流向这些主河谷，以斜的角度汇入母河，接着，若干小支流又汇入支流。这些支流称为斜向河流；它们流入主流流的地点是平齐汇流点。约翰·普莱费尔在 1802 年比较清楚地阐述了“平齐汇流定律”：“每一条河流似乎由一条有各种各样的支河汇入的主干河构成，每条支流流入与其大小相称的河谷之中；所有的这些河流在一起形成彼此连通的一个河谷系统；每条河流将其坡降调整得极为适当，从而这些河流中没有一条以太高或太低的位置汇入河谷。如果这些河谷没有在其中流驰的河流的作用，这种情况便永远不能出现。”当然，这个原理有若干例外，这是一系列特殊条件的结果，例如河流由悬谷汇入，这种情况具有暂时性质。如果流域内岩石抗蚀力没有变化，那么每条顺向河将会成为一个辐合河流型式的中心，这种河流型式称为枝状水系（dendritic drainage，图 83，照片 62）。此一术语源于希腊语 dendron，树的意思。由一条干流与几条以锐角汇入的短支流组成的水系，称为羽状水系。

图 83 枝状（左）和格状（右）水系型式

图 2 中使用下列缩语：C=顺向河，S=后生河，O=逆向河，BG=断头顺向河，SC=次生顺向河，E=河流袭夺湾，WG=风口。

但是，如果每条顺向河的流域由抗蚀程度不同的岩石构成，那么就会形成与构造有一定关系的支流。如果这些河流沿走向流动，它们就称为后生河，后生河由顺向河向源伸展而成。如果抗蚀力较强和较弱的露头与顺向坡成直角地交替出现，那么后生河便沿着抗蚀力较弱的岩石的走向发育，以直角汇入顺向河（图 83）。抗蚀力较强的带状岩石成为与后生河大致平行的长条状丘陵，顺向河沿坡地继续加深其初始河道，在丘陵上切割出两坡陡峭的峡谷。接着，形成由抗蚀力较强的岩石构成的高耸山脊上流下的后生河支流，沿初始的坡地（即向海的坡地）向下流动的河流为次生顺向河，沿相反的坡地流的河流是逆向河（图 83）。但是，目前“逆向河”一语的意义有含混之处。许多美国和法国地貌学家仍然在 W.M. 戴维斯的原来含义即“反顺向河”的意义上使用它，可是有些英国权威把它理解为“反倾向河”，即以与岩层倾角相反的方向流动的河流；它并不总是具有相同的含义。

这样发育的水系的直线形态，比枝状水系要明显得多，称为格状水系型。在英格兰东南部有一个极为明显的例子（图 84），在这一地区，抗蚀力较弱的地层（牛津、基迈里奇（Kimmeridge）、戈尔特和威尔登粘土）和抗蚀力较强的岩层（鲕状石灰岩、珊瑚状石灰岩和白垩）交替，都向东南缓缓倾斜。结果是逐渐形成平行陡崖区，在粘土谷地中发育复杂水系型式，而抗蚀力较强的岩石形成单面山。另一个例子是巴黎盆地（图 85）。

许许多多条河流由各个方向辐合到一条主河的水系，称为向心水系。例如尼泊尔的加德满都谷地，许多河流辐合到巴格马蒂河，这条河流通过切开周围是山脉的峡谷向东南流去。

分水岭 在两条河流的流域之间，一个较高地区将流入各自流域的地表水分隔开来；这些地区可能是两个完整水系之间的大分水岭，各支流之间的

小分水岭，和分隔一个大陆流入不同大洋

图 84 英格兰东南部单面山剖面

这个剖面以简化形式（垂直比例有相当大的夸大）表示单面山与河谷相继出现。黑色条带代表戈尔特粘土和海绿石沙。

的大量水流的大陆分水岭（图 62）。在英国，通常用分水界（Watershed）一词来表示分水岭；但在美国，这个词表示一条水系的整个集水地区，相当于流域。在地形显突的地区，分水岭可能很清楚，例如安第斯山脊线，或者规模较小但更加清楚的斯凯岛的黑库林的山脊（图 43）。在蒙大拿州的冰川国家公园中，著名而又命名恰当的三重分水岭峰（Triple Divide Peak）把流入太平洋、墨西哥湾和哈德孙湾的水分隔开来。中欧的分水岭，我们已经谈过（图 62）。

与之相反的是，许多分水岭模糊不清。例如，比利时西北部的石楠灌丛高原有着非常均一的地表，上面仅仅出现比一般高度高一、二米的不明显的隆起和与之交替存在的浅沼泽洼地。这形成了默兹河和斯海尔德特（the Scheldt）河支流之间的分水岭（watershed，据分水岭的佛兰芒语名称“Waterschei”命名），比支流仅高 1 米。颇难令人置信的是位于黄石国家公园（怀俄明州）、正好在海拔 2518 米（8260 英尺）大陆分水岭上的伊萨湖的水，既流入太平洋，又注入大西洋。在一个象芬兰湖泊高原那样的地区（图 100），湖泊和冰碛物杂乱无章地排列，分水岭也同样杂乱无章，顺便提一下，它们的寿命很短暂。最后一个例子，从贾斯珀国家公园加拿大落基山上的哥伦比亚冰原波状起伏表面来的融水，成为三条大河的河源，它们是：长 1230 公里（765 英里）的阿萨斯卡河（流入北冰洋的马更些河的支流）；流入温尼伯湖并经由纳尔逊河进入哈德孙湾，长 1940 公里（1205 英里）的萨斯喀彻温河；长 1945 公里（1210 英里），注入太平洋的哥伦比亚河。

这进而引伸出一个看法，即分水岭有助于改变其位置，或“迁移”。一侧的降雨可能更多，因此河流流量较大，其河谷下切较快，并且发生分水岭的后退。另外，在地层倾斜因而两侧的坡分别为陡坡与缓坡的地方，前者侵蚀较快；有时称为“不等坡定律”。分水岭两侧的河流向山脊侵蚀，最后在其轮廓背景上形成可能发育成山口的凹口。

河流袭夺过程 相邻水系的发育，必定导致一条河流变得比相邻河流强壮有力；它逐渐地变成这个地区的“主河”。它之所以达到这种状况，部分是由于分水岭的后退，部分是由于它将一条相邻水系的部分并入它自己的流域，称为河流袭夺。比较强有力的河流的若干支流通过溯源侵蚀使其小分水岭后退；当其基准面较低（由于主河流较为强壮有力，因此下蚀较深）时，相邻水系的上游便被袭夺，使袭夺河流更加强大。通常，在袭夺地点有一明显的河曲，称为袭夺弯。失去其上游的河流，水量将大为减少，因而对于现有的河谷来说，显得太小，因此有不相宜或不相称河的术语。被袭夺河可能比这还要小得多，以致目前其源头在袭夺点以下有一段距离，留下干口（dry—gap）或风口（wind—gap）指示其过去的河谷（图 83，86）。

图 85 东巴黎盆地和洛林的平行陡崖区

陡崖概略地用实线表示，崖坡上有晕滃线。字母的含义如下：T - 第三纪（法国的利勒壮年斯低海崖），UC - 上部白垩层，MC - 中部白垩层，G—上部

海绿石沙，P—波特兰石灰岩，C—珊瑚状石灰岩，O—鲕状石灰岩，L - 里亚斯层，M—壳状石灰岩（一种三叠纪壳状石灰岩。）古生代岩石用水平线划表示。上部白垩层陡崖以西的地区为“干香槟区”。陡崖之间是一条条的粘土谷地。

图 86 河流袭夺块状图

河流袭夺容易发生于平行陡崖区，这里的后生河能与顺向河成直角地沿抗蚀力较弱岩带（如粘土）向源侵蚀，因而袭夺相邻河流的上游，形成极为复杂的格状型式。研究一下威尔德地区的大比例尺图，就能看到这种型式。但是，河流袭夺无需特别的构造条件；正如 s.w. 伍尔德里奇所说的：“这是河流间名符其实生存竞争中的正常事件。……在英国没有河流袭夺痕迹的地区是很少的。”欧洲的例子有由莱茵河袭夺过来的杜河上游，巴黎盆地平行陡崖区的一系列明显的袭夺（图 85），以及图勒附近的摩泽尔河对过去的默兹河上游的袭夺（图 87）。

图 87 图勒峡谷

虽然对过去的默兹河上游（现在摩泽尔河上游）的袭夺无可辩驳，但根据 J.F.L. 特里卡特最近的工作，似乎这不是向西溯源侵蚀到牛津粘土谷内的一条活跃的后生河进行袭夺的简单情况。他指出，在第四纪冰期时，大量的岩屑进入目前图勒以上现代的摩泽尔河谷。河谷在很大程度上被岩屑充塞，结果摩泽尔河被迫东流，汇入现在的默尔特河—摩泽尔河。东流时，河流在原有的通道上切出新的通道，使瓦勒德-拉恩（Val de l' Ane）成为被小的不相称河和马恩河-莱茵河运河所占据的“图勒峡谷”。

流域和构造

流域已越来越成为根据形态测量分析和发生学研究所进行的河流地貌学研究的基本单位。前面对水系型式发育的叙述是以原始地表（在上面发育了一个水系）均匀向海倾斜的假定为基础的。假定沉积岩层是相对未受扰动的水平或稍向海岸倾斜的（即单斜构造岩层），这对研究是方便的。

实际上，水系发育于无论在岩性上还是在构造上都很不相同的原始地表。前者无须在这里着重叙述；例如石灰岩在水系发育中的重要性在第 5 章已进行了讨论。构造表面是各种构造活动的产物，它们实际上形成了可以称为原始地形的地形。一旦地壳的一个部分相对地高于另一部分，所有的剥蚀力便开始起作用；当河流适应于构造时，一系列的侵蚀即开始正常地进行下去。

这些原始的构造表面在水系的发育中有两个支配作用。第一，地形的高度、形状和陡度将在某种程度上决定水系型式的特征：它是在高耸的褶皱山地区，一个规模较小但可能有十分复杂褶皱作用的地区，一个四周是断层的高原，一个火山锥，一块广阔、水平的熔岩面，还是穹状褶皱作用或地下的侵入作用所引起的一个穹丘状隆起。第二，复杂的构造通常含有紧密并置、抗剥蚀度不同的岩石。这种差别剥蚀作用能形成河谷的许多细情，特别在河流的早期阶段，尽管它最终会产生与下伏岩石无关的均夷河道。

相对海面变化不仅能在河流的横、纵剖面形态上，而且能在水系型式上

产生广泛的变化。北海和英吉利海峡的形成深刻地改变了西欧的水系，这个水系曾基本上由比较大的原始莱茵河组成，泰晤士河是它的支流。另外，在更新世时期的汉普郡盆地，有一条“索伦特河”沿珀贝克岛上弗罗姆河的路径从西向东流，流入索伦特海峡和斯波特黑德海峡。它既从北部（埃文河和现今南安普敦湾所代表的河流，以及它的支流泰斯特河和伊钦河）又从南部（怀特岛的梅迪纳河和亚尔河，珀贝克岛的科夫河）汇入支流。但是，这个水系的整个中下游被淹没在水下，淹没的最后阶段是在新石器时代。河流被分叉成一系列分离的水系，其下游形成广阔的浅海湾（普尔港和克赖斯特彻奇湾）和河口湾（利明顿、比尤利、南安普敦湾、汉布尔、梅迪纳）。

协调水系和不协调水系 当岩石类型和构造的一方与地表水系型式另一方之间有明显的系统关系时，这种水系称为协调水系。当水系横切一个地区的总构造线或“纹理”，显示不出与这种构造有系统关系时，则称为不协调水系（图 88）。首先，将叙述在褶皱、穹状和断层构造上发育的协调水系的实例，接着叙述先成和叠置水系的实例（它们通常是不协调水系）。

图 88 协调和不协调水系一例

褶皱构造 在第 2 章褶皱山系一节曾提到，向斜谷并不象所预料的那样常见。常常发生的是，沿向斜流的原纵顺向河将会发育沿背斜坡两侧呈直角流下的若干支流（因此叫做横顺向河）。这些强有力的支流下切迅速，最终可能切开背斜脊部。下列事实对此有促进作用：由于曾受到相当大张力的作用，背斜的轴常常在构造上比向斜的槽微弱。横顺向河最终发育成平行于向斜中原来主河的支流（纵后生河）。这些支流沿着背斜的脊部深切，形成面对面的陡崖，陡崖逐渐向外后退，从而减少向斜谷的面积，因此减弱其中原来纵顺向河的活动。在适当的时候，背斜谷的高度位于向斜谷之下，向斜河流可能消失，向斜的残体成为山脊或山峰（图 89 和照片 14）。

这决不是事情的结束，因为剥蚀在继续下去，尽力破坏向斜脊，并达到准平原面。如果发生重新抬升（这是相当常见的事），那么这个地区的主要河流便沿着过去的背斜线下切，如果抗蚀力强的岩石位于这些背斜之下，河流可能被迫沿倾斜的方向迁移其河道（图 90），因而完全破坏向斜山脊残体，最终它可能多少沿着原来向斜内纵顺向河线再次占据一个位置。这叫做再顺河，是古代褶皱地区的一个普通地形。在汉普郡盆地的埃布尔（Ebble）河现在占据着一个白垩层向斜，它在一段时期内曾离开原来的现已重新达到的向斜位置，以便循邻近的鲍尔（Bower）白垩背斜，或者沿着沃德杜尔（Wardour）谷背斜流动。

在海西期的欧洲，可以看到许多再顺河的实例。在爱尔兰西南部，若干条河流占据着原来的

图 89 向斜山的形成

块状图表明，一条水系的发育怎样才能通过侵蚀构成背斜核部的抗蚀力弱岩石产生向斜山的过程（参见图 25 和照片 14）。向斜线，其谷地曾侵蚀到微弱的石炭纪岩石之中。在它们之间，抗蚀力强的老红色砂岩背斜脊

图 90 河流在其河谷中

沿倾斜方向的迁移向海突出，成为边缘是悬崖的岬角。同样，在布列塔尼西部，主要河流是欧讷河，它流向一个谷地（沙托兰盆地）中的布雷斯特湾，这个谷地是在从前一个向斜的微弱页岩和板岩中割切而成。北面和南面分别是达雷山（Mont d'Areé）和努瓦尔山（the Montagnes Noires）东西向山脊。实际上，它们是由抗蚀性极强的砂岩和石英岩组成的古背斜的再现，这些古背斜由于被挤进背斜核部、现已出露的花岗岩岩基而变得更加坚硬（图 30）。

在北美洲东部的阿巴拉契亚山脉，可以看到褶皱地区受侵蚀的一个最明显的例子。“岭谷区”位于西部受切割的阿勒格尼-坎伯兰高原与高原以东的蓝岭圆形结晶岩山峰之间。这是一个复杂的海西褶皱地区，具有大量不断消失和再现的平行或雁列状排列的背斜。水系通过沿着背斜脊部侵蚀河谷来使自己适应于这些古构造线，因而降低了总的高度，后来在接着发生的侵蚀循环中沿着狭长的微弱页岩和石灰岩带发育其他的河谷。在它们之间，残存着明显长而直的抗蚀力强得多的砂岩和石英岩砾岩岭脊，虽然偶然有横向谷地（风口和水口）穿过（图 91）。图 92 是阿勒格尼高原边缘背斜谷地的发育之一例。

在复背斜、背斜和穹状褶皱即在不同尺度的长条形穹丘上，发育了一些极有趣的水系型式。发育于这些构造的水系很重要，因为它们涉及穹丘的裂口形成和“蚀顶”，中心部位上覆岩石的蚀去和下伏较老岩石的出露。例如，沃德杜尔（Wardour）谷就是由于沿着一个背斜蚀去白垩层，因而暴露较老的砂岩、粘土和石灰岩而形成的，此谷中现在有纳德（the Nadder）河，这条河向东汇入索尔兹伯里的埃文河。汉普郡北部的有裂口、受到掘蚀的沙尔本和金斯克利尔穹丘进一步提供了若干实例。皮尤西谷是与崖单面山白垩陡崖邻接的被掘蚀背斜；但是，它没有沿轴流动连续性走向河流，只在西段有向东流然后急剧向南拐弯穿过白垩层边缘的埃文河。布赖地区位于法国北部，它是上覆白垩层业已被蚀去、呈西北-东南走向的一个背斜，上面现在有贝蒂讷河和埃普特河（Epte）沿着背斜轴部流过。威尔逊地区是受剥蚀的复背斜的典型实例，这是具有或多或少呈西-东方向的若干附属褶皱轴的一个长条形复合穹丘。过去认为，南北向流的顺向河发源于原来覆盖白垩的穹丘侧部；后成河沿着在较软的粘土和砂岩上侵蚀而成的走向谷发育，除了边缘的陡崖外，白垩都被蚀去。河流袭夺经常发生，风口和水口常可见，因而发育了格状水系。然而仔细加以考虑，问题要复杂得多，这主要是由于叠加了不止一次的侵蚀循环的作用这一事实。在早期的一次循环中，一系列东西向河流削低了背斜，到中新世末时甚至可能形成了准平原。后来，除了这地区中、西部（所谓“威尔登岛”）（Wealden island）以外，紧接着就是上新世期间的一个海侵时期，进一步侵蚀和削平准平原。上新世末，又发生抬升，进一步拱起；新的河流发育，其流向与已削低的构造线成直角，它们向北流入伦敦盆地，向南流入英吉利海峡。同时，它们与走向一致的支流产生了东西向谷地，陡崖显突，分水岭被迁移，发生了许多河流袭夺。

图 91 弗吉尼亚州阿巴拉契亚山脉的“岭谷区”一部分。

谢南多厄河的南北两支流汇合并向东北流，汇入哈珀斯费里附近的波托马克河。注意：（i）深切的曲流；（ii）东北部的废弃曲流；（iii）令人难以置信的平直和连续的岭脊，和（iv）其他岭脊上的水口。

穹窿构造 穹窿状或圆锥状地形是有趣的，因为它们形成向外流即放射状顺向水系。许多巨大的复合火山锥（如富士山、雷尼尔山、胡德山和埃特纳火山）的侧坡冲刷出了许多河道，由于其流域面积有限，因此这些河道不大，但因为坡降陡，却有侵蚀力。随着侵蚀不断进行，锥形受到严重的破坏，差别剥蚀在火山灰、渣和熔岩上能充分发生作用。喀斯喀特山脉的沙斯塔山和奥弗涅山的多尔山和康塔尔山是壮年切割的实例。如果侵蚀继续下去，圆锥形态将会根本上破坏，仅仅遗留下从前火山管中抗蚀力强的熔岩颈（图 31）。

由于火成侵入，在穹窿形地表上出现了另一些水系发育的实例。犹他州亨利山的岩盖水系型前已述及（图 28）。花岗岩岩基上不存在侵蚀系列的初始阶段，因为它们在“蚀顶”即上覆沉积岩被蚀去时才出露。但是它们一旦作为大面积花岗岩高地而开始显突于周围地区之上时，就将形成一个放射状水系型。坡降是和缓的，但径流迅急；底岩具有抗蚀力，河流在到达高地边缘

图 92 宾夕法尼亚州的背斜谷、猪背岭和切割高原边缘的发育

辛金伦河（Suking Run）是沿一背斜谷的轴流的河流，布拉什山脊是受剥蚀背斜两侧的猪背岭。当凯特尔河袭夺辛金伦河的上游时，形成了风口，辛金伦河流入一落水洞而消失。

以前，切割得不深，坡降在边缘处增大可能引起更强烈的下蚀和河谷深切，如在英格兰西南半岛的达特穆尔高地和法国中央高原西北部的利穆赞地区。

南达科他和怀俄明州的布莱克山（图 93）原来是一个长条形穹丘，中心为花岗岩体，侧翼为层状岩体，上面覆盖有石灰岩和砂岩层。夏延河及其支流已深切穹丘，暴露出穹丘结晶的中心部分，沉积岩盖层残存于侧翼，成为边缘为单面山陡崖的缓坡高原。河流在穹丘四周呈圆形河道，沿着较微弱的露头流动；这称为环状水系。

断裂构造 断层作用，不管是单个断层还是较宽阔的裂谷，一般都可能决定河谷线和水系的方向和型式。河流发育在断层的碎裂带较脆弱的岩石上；而且可能由于断层的交叉形成“之”字形河道。瀑布通常与断层边缘有关。

先成水系 地壳上升或掀斜运动可能造成呈回春作用形式的广泛河谷变化。这种上升或倾斜可能达到这样的规模，以致能以与上升速率相同的下切维持其河道的前存河流，现在可能出现于与现有构造明显无关的河谷之中；这叫做先成水系。

叠置水系 另一种极为普通的情况是：一条现在的河流可能与地表构造与岩石类型无关，这是因为在其上发育的地表岩石现已被蚀去，这叫做叠置水系，有时称为叠加水系或上遗水系。

英吉利湖区的河流和谷地在下古生代岩石上呈放射状向外延伸。这些古岩石一度曾覆盖有较年轻的岩石（石炭纪灰岩、新红砂岩，可能还有更年轻的岩石如白垩）。这里接着出现长期的剥蚀作用，同时河流下切其河谷。曾决定水系方向的较新岩石从穹丘较高部分被蚀去，但有一些残留下来，成为环绕边缘的不连续性构架（图 94）。河流在较老的复杂岩石上保持其原有方向，以所有各种角度横切不同的露头；因而，水系的主要型式是业已消失的覆盖层的残遗。德文特河向西流；伊恩河、埃斯克河和达登河向西南流；克

雷克河 (the Crake)、利文河和肯特河向南流，伊蒙

图 93 南达科他州布莱克山的受切割穹丘

特河 (the Eamont) 和劳瑟河 (Lowther) 经由莱克兰山和奔宁断崖陡峭边缘间有明显河槽的伊登河向东北流。穹丘系沿东西向轴延伸，因而除在西部外，水系并非真正呈放射状。可以看到这样一个分水岭，它从皮勒经大盖布尔山到埃斯克-豪斯 (Esk Hause)、邓曼尔-赖斯 (Dunmail Raise) 和柯克斯通山口直到沙普丘陵的沃斯代尔峰，此线以北是博罗代尔 (Borrowdale)、瑟尔米尔湖、阿尔斯沃特湖和霍斯湖，它们大致向北流，以南是达登河谷、科尼斯顿湖、温德米尔湖和肯特河谷，它们向南流。

格拉摩根郡东部和格温特郡的河流 (朗达河、朗达-法奇河 (Rhondda Fach)、锡纳河 (Cynon)、塔夫河 (Taff)、拉姆尼河、锡尔霍韦河 (Sirhowey) 和埃布河 (Ebbw)) 以大致南南东方向在边坡陡峭的深谷中流向布里斯托尔湾。它们几乎是呈直角横切煤田向斜及其边缘一系列各种各样的泥盆纪和石炭纪岩层。它们的流向到处都与倾向相反。水系被叠置于覆盖这些构造的倾斜和缓的较新岩层上，较新岩层包括新红砂岩层的红色泥灰岩和里亚斯层的粘土和石灰岩，它们现已被蚀去，虽然它们仍覆盖于邻近的格拉摩根谷。瓦伊河的河道似乎与现在的地表岩石类型毫无关系，因为其河道反复穿过老红砂岩、石炭纪灰岩和煤系的露头。

图 94 英吉利湖区地质剖面示意图

在汉普郡盆地，河流 (如主岛上米恩河、泰斯特河和埃文河 (图 95) 和怀特岛上的梅迪纳河) 以明显不协调的方式横穿阿尔卑斯时期的东西穹状褶皱。据认为，这个地区原来的水系是呈西东方向，并非南北方向，但是在始新世和早更新世时期，达 200 米 (650 英尺) 高度的一次海侵导致由于海浪作用而削平穹丘脊，使现有水系的开始发育。目前顺向河流的重新定向，发生在海退以后的更新世时期，这些顺向河流完全沿着被抬升了的老海底的坡度发育，基本上与重要的褶皱无关。

默兹河在沙勒维尔和那慕尔之间流过阿登高原，其河谷与海西构造的走向相垂直。这条河发育于原先存在但现已几乎完全被蚀去的白垩纪和新生代岩面盖层上，因而河谷切穿了下古生代石灰岩、砂岩石英岩，在多处地方形成一条在阿登高地表面以下 90 - 150 米 (300—500 英尺) 的曲折的峡谷。默兹河的支流——莱斯河、乌尔特河和昂布莱沃河是同样叠置的河流，但是其河道表现出后来对构造的适应；纵断面在抗蚀力较弱的上泥盆纪页岩上发育而成，残留下抗蚀力较强的砂岩脊。

从这里，形成了一个概念，即在由河流自身的近代冲积物 (部分也可能是海洋成因) 组成的平原上的河流，可能由于海平面下降而被叠置于下伏的坚硬岩石之上，这叫做自顺向。例如，构成比利时斯海尔德水系的各条河流 (利斯河、斯海尔德河、登德尔河、塞讷河、迪莱河 (Dyle) 和代默尔河) 形成在安特卫普以上向河口汇集的格状型式。它们的上游河道是从西南到东北走向，大致平行于北海海岸，这种型式原来是在上新世海底逐渐出露时形成的，是一系列独立的顺向河流。佛兰德平原和中比利时低高原的许多自然特征是这些河流在第四纪时期侵蚀的结果；河谷极宽，不可能由目前大小的河流所形成。除了在佛兰德平原和布拉班特丘陵上孤立的分水岭盖层以外，

这次侵蚀几乎完全蚀去了表面冲积层和较新的新生代沉积物，因而暴露了较老的新生代岩石如始新世佛兰德粘土和上新世砂岩。在中比利时，侵蚀更深，有些河谷，特别是塞讷河和迪莱河的河谷露出了寒武纪和志留纪岩石。

接着要指出，与构造不相一致是水系叠置史的一个非常重要的征兆。但是不应认为所有的不协调河流都是叠置河，因为不协调能通过先成作用、通过冰川改道、甚至偶然通过河流袭夺产生。也不应认为叠置水系总是不协调的。例如，北唐斯的河流如莫尔河和梅德韦河，似乎在其大的河道断面处直接而明显地顺应着白垩和新生代岩石的倾向。然而，对这个地区的详细研究表明，这些河流与汉普郡盆地的同类河流一样，在上述上新世—更新世时期覆盖大部地区的海退以前并不存在。它们也是从位于一海洋均夷面的薄层海相沉积物（现已由于剥蚀作用而大部分被蚀去）上叠置的河流。

图 95 汉普郡盆地的叠置河流

先成叠置作用（Anteposition）可能会发生这种情况，即一条河流现在的河道和河谷是叠置作用和先成作用共同的产物，因此，提出了先成叠置作用的术语。这适用于阿巴拉契亚的河流中的几条河流；特别适用于科罗拉多河。这条河从科罗拉多州的融雪补给的源地流入加利福尼亚湾，在长期抬升期间，它保持着自己的河道，向下深切，特别是在大峡谷（图 71，照片 58）。但是大峡谷表面的岩石在时代上属二叠纪。当河流使自身叠于景观的时候，所有中生代和较年轻的岩石都已被蚀去。

第 7 章 湖泊

湖泊可以定义为地球表面面积较大的有水洼地。在最大的湖泊中，有一些实际上是内陆海（如苏必利尔湖、维多利亚湖和贝加尔湖），有一些（著名的有里海、咸海和死海）被命名为“海”。里海面积为 45 万平方公里（16.9 万平方英里）；苏必利尔湖长 560 公里（350 英里）、宽 260 公里（160 英里），其最大深度为 400 米（1300 英尺），其底部在海面以下 210 米（700 英尺），面积恰好与比利时、荷兰、卢森堡三国面积相当。另一方面，湖泊也由小片的水构成，如山间小湖（tarns）（英吉利湖区）、池沼（llynys）（威尔士）、冰斗小湖（lochans）（苏格兰）、滩积内陆湖（e'tangs）（法国）和小湖（stagni）（意大利）。

一片水体能否维持下去，首先取决于洼地的深度，即洼地的储水能力；其次取决于（直接落在水面上的雨，或者大量地从周围小坡流入的水）获得的水量和（通过蒸发、流出的水流和湖底渗漏）失去的水量之间的关系。一大片浅水会迅速表现出长期干旱的影响，而当一个自然湖泊要被用作水库，提供饮用水或提供发电的水头时，几乎总是要通过堤坝来加深湖泊和增加其库容，如在英吉利湖区的霍斯湖和瑟尔米尔湖（图 96）和苏格兰高地的拉根湖和斯洛伊湖就是这样。最大的人工湖泊是俄罗斯安加拉河谷内筑坝而成的布拉茨克水库，其次是赞比西河上卡里巴大坝后面堵塞而成的卡里巴水库。

图 96 英吉利湖区的霍斯湖

左图表示曼彻斯特公司在河谷低端建坝以前霍斯湖的范围。右图表示它目前的大小，这是人工对景观的重大改造。

湖泊可能具有季节性；在雨季期间或在周围山地春季融雪以后，一大片浅水可能会聚积起来，但是接着在炎热的干季期间，水面积会缩小，变为沼泽，也许完全消失。这在炎热荒漠的附近地区尤其明显。尼日利亚和乍得共和国之间边境地区的乍得湖，面积变动于 10 000 和 50 000 平方公里之间（6 000—30 000 平方英里）。南澳大利亚的艾尔湖（图 97）通常几乎完全干涸，湖底由盐壳组成，但在 1950—1951 年期间，在罕见的降雨之后，聚集了面积为 5 000 平方公里（3 000 平方英里）的一片浅水，但到 1953 年，它再次退化为盐盘地。内陆湖泊，即无河流出口通向海（即形成无河的（arectic）水系）的湖泊势必越来越盐化，因为水通过蒸发而损失时，水流带进来的盐仍然存留着；例如死海的盐度为 238‰。

图 97 艾尔湖

湖泊的分类 湖泊可以按照容水洼地的成因方式来分类。最重要的类型是由侵蚀、沉积以及地壳运动和火山活动所形成。但是，人们将注意到，有些湖泊是由于不止一种原因的综合作用而形成的；一片水体可以聚积在一个侵蚀洼地内，同时会因沉积作用形成的自然堤而变深。

侵蚀形成的湖泊洼地

(i) 冰川作用 谷冰川和冰原侵蚀过程所形成的冰斗、U 形谷和不规则的冰蚀低地表面，能提供可以积水的洼地。湖泊是过去冰蚀景观最典型的地

形之一；英吉利湖区（图 98）、北威尔士、苏格兰高地和意大利阿尔卑斯山（具有马焦雷湖（韦尔巴诺湖）、科莫湖和加尔达湖的上段）的魅力，大部分是山间水面存在的结果。最引人注目的“指状湖”群之一系位于纽约州（图 99）。这些湖所在的低矮丘陵区的水一度曾向南流入萨斯奎汉纳河，但是冰舌曾磨蚀湖泊目前所在的深谷，并突破冰期前的分水岭，结果湖水向北流，最终进入安大略湖。图上显示出一些奇异的水系型式。与这些长而狭窄的湖泊显著不同，芬兰湖泊高原（图 90，照片 65）和加拿大地盾部分地区（照片 76）的湖泊星罗棋布；许多湖泊位于不规则洼地之中，这些洼地是坚硬结晶岩石由于冰的雕刻造成的。

完全由侵蚀形成的冰川湖很少，因为在同一个地区，侵蚀和沉积作用的影响几乎总是叠加在一起。一个冰川湖可能位于一条下部切入坚硬岩石的 U 形谷之中，而横跨谷口的一条冰碛堤既增加水的深度，也增大水的面积（照片 79）。英吉利湖区的霍斯湖表面位于海平面以上 60 米（200 英尺），而其深度为 79 米（258 英尺）。

图 98 冰川湖

永久性水面用黑色表示，易遭暂时性洪水淹渍的地区用沼泽符号表示。

1. 一个石质盆地湖（科鲁什克湖）、一个冰碛堤湖、一个冰斗湖和位于冰蚀谷内的一个湖泊的剖面。

2. 科鲁什克湖——一个真正的石质盆地湖，由一条石堤将它与斯卡韦格湖的开阔海域分隔开来。

3. 洛斯湖（Loweswater）（英吉利湖区）的水流向内陆，而不是直接流入西部的海域。

4. 巴森斯韦特湖和德文特湖原系一个湖泊，这个湖泊被河流带来的物质分隔为两个湖泊（照片 64）。

斯堪的纳维亚和加拿大有大量穿过古地盾边线的湖泊（称为“闪线”）。它们部分是由于河流和冰川两者的侵蚀，部分是由于冰碛物堵塞这些被侵蚀的河谷而形成的。在斯堪的纳维亚（图 100），一系列长而狭窄的这些湖泊，沿着大致平行地流入波罗的海的各条河流的河谷延伸。似乎波罗的古冰原的陡峭边缘位于东面，因此水被堵积于这条冰缘与西面的高地之间。部分融水向西流，侵蚀成深切的溢流水道。当冰融化时，各条河流恢复了它们在冰期以前向东的流向，最深的河谷便被湖泊所充填。

图 99 纽约州的指状湖泊

上面标出了每一湖面高程（英尺）

有些湖泊无疑完全位于石质盆地之中，人们可以站在布满冰川擦痕、壁陡地插入清澈水中的坚硬岩岸上（照片 25）。杜利恩湖（Llyn Du lyn）位于北威尔士卡尼德山丘（the Carnedd massif）的东坡上；克雷格-衣-杜利恩石质悬崖如此壁陡地插入湖中，因而离边缘仅 1 米处，水深就达 15 米（55 英尺），最大深度为 58 米（189 英尺）。而奥韦湖（Llyn Ogwen）位于卡厄杜（the Carneddau）和格莱德（the Glyders）之间一条冰川蚀成的贯通谷地的底部，深仅 3 米（10 英尺）。格拉斯林和林多湖（Llyn Llydaw）（图 114）分别深 39 米（127 英尺）和 58 米（190 英尺）；据估计，冰碛堤所形成的水深分别约 12 米和 15 米（40 和 50 英尺），因此在这两种情况下，大部分

水都在真正的石质盆地内。斯凯岛的科鲁什克湖(图 98)长约 2.4 公里(1.5 英里),宽约 550 米(1800 英尺),它位于一个石质盆地内,一条岭脊将这个盆地几乎平分为两半,有几个石质岛屿是由于岭脊露出水面而形成的。湖面位于海面以上 8 米(26 英尺);偏北的盆地底部在湖面以下 27 米(90 英尺),另一个盆地底部在湖面以下 38 米(125 英尺)。一条宽 300 米的坚硬岩带将科鲁什克湖与斯卡韦格湖同海域分隔开来,流出的河流便由此岩带上迅急地流过。

图 100 斯堪的纳维亚和芬兰湖泊高原的闪线湖泊

(ii) 溶解 某些岩石呈溶解状态被蚀去,可能会产生可容纳小湖泊的洼地。柴郡的一些浅湖可能是由于下伏岩盐层呈溶液状态被蚀去所引起的局部下沉而形成的。西爱尔兰的德格湖(图 101)是一个巨大的浅水区,这是香农河的河床因石炭纪灰岩的溶解而加宽的结果。溶解常常形成巨大的地下洞穴,在石灰岩层基部附近的洞穴内可能有地下湖泊。石灰岩顶部的坍塌可能会产生一个长而窄的地表湖泊;位于法国、瑞士边境附近的侏罗山的沙伊康湖(the Lac de Chaillexon)就是一例,它形成了长约 2 公里(1.25 英里)的一片弯弯曲曲的水域。

在南斯拉夫喀斯特石灰岩地区,许多湖泊出现于灰岩盆地的底部,这些灰岩盆地至少部分是由于溶解而形成的。灰岩盆地的底部可能具有季节性湖泊,其中大部分在夏季退化为盐沼,或者完全消失。但是,有几个湖泊如南斯拉夫-阿尔巴尼亚边境的斯库台湖是常年湖泊。

(iii) 风 荒漠地区,风蚀作用可以产生达到地下水的巨大洼地。结果可能形成浅水盐湖或沼泽;埃及盖塔拉洼地的盐湖、沼泽和阿尔及利亚-突尼斯边境两侧的杰里德盐沼和迈勒吉尔盐沼,可能部分是由于吹蚀作用形成的。

图 101 爱尔兰的德格湖(左)和南斯拉夫的普利特维察湖(右)

德格湖是一个溶蚀湖;普利特维察湖由一系列“阶梯状湖泊”构成,它们在石灰华沉积作用所产生的堤坝后面形成。

沉积作用产生的湖泊洼地

由于沉积作用堰堵而成的湖泊称为“堰塞湖”,因为尽管湖水常常具有非常短暂的性质,但它们至少部分地被某一条自然堤坝所堵截。滑坡或山崩可能阻塞河谷,结果河流的水道被切断,水积聚成湖;这样的堤坝通常是不稳定的,当水的压力最后冲垮堤坝时,灾难性的洪水便可能会沿河谷倾泻而下。在 1925 年,这曾在怀俄明州西北部发生,当时有一块巨大的滑坡堵塞了格罗文特河。第二年,这条自然堤坝被冲垮,结果洪水摧毁了凯利城。1959 年,另一个巨大的滑坡(图 11)堵塞了蒙大拿州的麦迪逊河谷,聚水形成长 5 公里(3 英里)的地震湖。加利福尼亚州上游约塞米蒂谷内小巧玲珑、风光绮丽的米勒湖即在岩崩后面阻塞而成一条略呈弯曲河流形态的冲积平原上的牛轭湖(照片 60),由于阻塞河口或三角洲沉积作用所形成的浅阔水面(罗纳河口的瓦卡雷斯湖和密西西比河三角洲的格兰德湖和萨尔瓦多湖)提供了不同规模的实例(图 102)。沿海低盐湖为由沿岸沉积作用形成的沙洲所包

围（例如波罗的海和佛罗里达潟湖），或被风成沙丘所包围（如吉伦特河口以南的朗德省沿海一带）。

冰碛物 如前所述，完全由于侵蚀所形成的冰川湖极少。较常见的是冰川谷或冰斗部分地为新月形终碛所堵塞而成。

在覆盖着大小不一冰川碎屑沉积物的波状起伏的低地区，可以看到数以千计奇形怪状的湖泊，从小池塘到广阔的水面。德国的梅克伦堡与波美拉尼亚地区和东普鲁士（现在波兰）的湖泊高原是引人注目的实例。由于冰川沉积所形成的一类特殊的湖泊称为锅穴湖，这里曾有一个大冰块埋在冰碛物中，融化后便留下目前有水或可能充填着泥炭的一个洼地。布兰普顿周围到卡莱尔东北面，在兰开斯特附近和在皮克灵河谷内，有一些好的例子。柴郡的浅湖，有一些无疑是

图 102 沉积湖

注意，最近对布罗兹区诺福克郡的研究工作表明，它们的形成可能归因于各种各样的原因——河口沉积、泥炭的生成、冰期后沿海岸的下沉，特别是人为的原因如泥炭的开采和堤防的修建。从（3）图可见，德比郡和莱斯特郡之间的郡界是在牛轭湖形成以前划定的。

由于这个原因形成的。威斯康星州的多穴冰碛区有许多实例，多穴冰碛的名称即来源于此。

冰堤 在冰成为障碍（在第四纪冰期最盛的阶段这可能是非常普遍的现象）的地方，还有另一种特殊类型的堰塞湖。梅耶伦湖以某一个角度位于阿莱奇冰川和冰川岩壁之间（图 109，照片 67），而一系列的冰川湖则在冰岛瓦特纳冰原边缘附近的支谷中堵塞而成（图 103）。在格陵兰冰盖边缘，许多峡湾被冰川堵拦，形成长 15 - 30 公里（10 - 20 英里）的带状湖泊。阿拉斯加南部沿海地带集中着 50 多个有名称的冰堰塞湖，大部分离海洋不到 80 公里（50 英里）。

植被堤 这是一类小的沉积湖泊，系由于植被而形成。苔草、灯心草和其他水生植物的生长能加速对河口附近流动缓慢水流的阻塞作用而形成浅湖。荷兰南部和比利时东北部的古伦（gooren）和文嫩（Vennen）就是这一类湖泊。高地地区如奔宁山脉的“苔藓”和酸沼，和德国北部、特别是吕讷堡的石楠荒原，有许多浅湖和水塘分布于高低不平、覆盖于这些酸沼之上的厚泥炭层表面，其间由沼泽高地或泥炭“岛”隔开。

英吉利湖区和北威尔士的丘陵有许多这种“泥炭湖”的实例，特别是在山坳上，如在兰代尔以上鲍费尔（Bowfell）和克里科尔-克拉格（Crickle Crag）之间的三个湖泊。泥炭上的洼地，部分是由于生成时高低不平，部分是由于干旱时期泥炭遭风蚀而形成的。

图 103 冰岛瓦斯达尔的冰堰塞湖

瓦斯达尔湖（Vatnsdalur）是在冰舌边缘堰塞而成的一个小湖（用黑色表示）；达尔瓦勒湖（Dalvaln）（用平行斜线表示）原是一个类似的湖泊，现为沉积物所充填。

钙质堤 南斯拉夫喀斯特有些独特的沉积湖，系由于一条钙质物质堤坝横穿河流而形成；南斯拉夫中部的普利特维察湖是一个例子（图 101）

因地壳运动和火山活动形成的湖泊洼地

地壳上洼地是由翘曲和断裂大规模地产生的，这样形成的洼地可能容纳盐湖或淡水湖。内伊湖位于安特里姆玄武岩高原的一个“拗曲”内（图 34），而东非的维多利亚湖、南美高度大的安迪恩（Andean）山间高原上的的的喀喀湖以及里海是另一些重要的构造湖实例。当断层下落成的槽地在山间出现时，便形成能容纳湖泊的洼地；犹他州的大盐湖和其他较小湖泊（称为干荒盆地（Playas），含盐度高时叫做高盐湖 Salinas），是一度面积巨大的邦纳维尔湖的残体，这个湖泊在向下断裂而成的大盆地（图 106）内一定曾占据过 50 000 平方公里（20 000 平方英里）。中亚容纳贝加尔湖的盆地，有一系的断层围绕其边缘；南有阿尔金山、北有天山的塔里木盆地为面向盆地的断层线崖所包围，它一度曾被一个巨大的湖泊占据，现在覆盖着沙、砾石和罗布泊沼泽。

裂谷 裂谷显而易见地以其边坡陡峭的线形洼地为湖泊提供了空间。约旦-东非裂谷是一个重要的实例，它容纳着图 15 所示的死海、坦噶尼喀湖、尼亚萨湖（马拉维湖）和一系列较小的湖泊。死海占据着这个槽地北段最深的部分；其水面在海面以下 394 米（1294 英尺），最大深度 400 米（1300 英尺）。它体现了一个裂谷湖泊的长条形特征，因为它长 88 公里（55 英里），宽仅大约 16 公里（10 英里）。

火口湖 休眠或死火山的火山口可能成为圆形湖泊的场所（图 31）。这些湖泊通常出现于坚硬岩石上形成的爆炸火山口洼地，而不是不能存水的火山灰所构成的火山口。例子有艾费尔高原的马伦湖（the Maaren）（照片 66）、俄勒冈州的火山口湖（图 104）、冰岛的厄斯克湖（图 31）、意大利中部的阿韦尔诺湖和博尔塞纳湖和爪哇的克洛德湖（Kelod）和卡瓦赫-伊真湖（Kawah Idjen）。1811 年以来，克洛德曾喷发了 6 次，每一次喷发时，湖水被喷射出来，洪水流下山坡，造成了巨大的破坏；1905 年和 1907 年，在火山口边缘缺口处修建了堤坝，企图控制将来的洪水溢出，但在 1919 年的大喷发时，这些堤坝被冲垮。最后，在火山口边缘挖通了若干隧道，以便泄出大部分的水，防止再度发生这些灾难。

图 104 俄勒冈州的火山口湖

火山口湖深约 600 米（2000 英尺），位于一古火山的破火山口内，火山口边缘在许多地方达 2400 米（8000 英尺）以上。根据对现存边缘以下（向上突出的）斜坡的外推，以及深切的冰川侵蚀谷地（谷地现在在火山口边缘处被明显的隘口所切断）的证据，此峰可能曾一度超过 4 200 米（14 000 英尺）。这些冰川一定曾具有相当大的规模（与图 110 所示的雷尼尔山的冰川类似），而且表明有巨大高耸的积累区。地质学家把这座山峰称作梅扎马山。火山口可能是大约 6 000 年前火山口下沉所形成的，这个年代是对由于火山喷发致死的树木上的木块作放射性碳测定而确定的。据计算，在估计从梅扎马山失去的 70 立方公里（17 立方英里）物质中，仅有 8 立方公里（2 立方英里）散布于四周，其余都塌陷在下伏的“房间”之中。

托贝湖是世界最大的火口湖之一，它位于苏门答腊北部巴塔坎高地间面积 1900 平方公里（750 平方英里）的一个破火山口中。高 6000 米（20000 英尺）的陡壁围绕着这个湖泊，只在东南部有一河流出口，松恩盖-阿萨亨

(Soengal Aasahan) 在这里泻入一系列的峡谷, 越过一条高 135 米 (443 英尺) 的瀑布。

在鲁阿佩胡火山口边缘下方, 有一个直径 550 米 (1800 英尺) 的小火口湖。鲁阿佩胡为一高 2798 米 (9175 英尺) 的火山山峰, 是新西兰北岛的最高点。这个湖泊因有火山活动而从下方得到增温因而很少冻结。1945 年鲁阿佩胡火山喷发时, 大量熔岩被喷射出来, 起先形成一座岛屿, 继而充填火山口。后来的一次喷发把这个火山口炸开, 形成一个深 300 米 (1000 英尺) 的新湖泊, 但是湖泊很快又被火山物质部分地冲填, 使水深只剩下大约 80 米 (260 英尺)。1953 年圣诞节前夕, 位于火山口坚硬熔岩边缘上的火山灰和雪所形成的一条自然堤垮塌, 溢出大量的水; 水携带着泥和巨砾下泻到旺阿伊胡河。不幸的是, 洪水使 40 公里 (25 英里) 远处横跨河流的一座桥梁摇摇欲坠, 一列快车坠入河底, 共死亡 151 人。

熔岩流偶尔能阻塞河谷, 从而形成湖泊盆地。这种熔岩流成为横穿约旦河谷的一条堤坝, 形成了加利利海, 东非裂谷中的另一条熔岩流形成了基伍湖。法国中央高原奥弗涅地区的艾达湖是一个较小的例子。土耳其东部海拔约 1700 米 (5600 米) 的凡湖, 是熔岩由巨大的内姆鲁特火山溢出而形成的, 这座火山的破火山口直径 10 公里 (6 英里)。溢出的熔岩阻塞幼发拉底河一条源流的河谷, 从而形成一个湖泊。日光国家公园的中禅寺湖是日本的一个明显的例子, 湖泊的水流溢出, 流过一条熔岩堤, 形成 100 米 (330 英尺) 的华严瀑布。

从前的湖泊

人们将会认识到, 湖泊是景观的一个极为暂时和短命的地形。它们可能被河流形成的冲积层填满, 特别是在山区, 夹带大量泥沙的河流迅速形成湖泊三角洲, 因而最终填塞湖泊 (照片 63)。巴森斯韦特湖和德文特湖间被宽 6 公里 (4 英里) 的一条冲积平地所隔开 (图 98), 这块平地由格里塔河和纽兰兹河沉积而成, 由于巴森斯韦特湖北端边缘的降低, 目前在正常湖水以上。大雨期间, 平地可能被淹没, 河谷重新成为原来的面貌。德文特河正在把自己的三角洲向前推进, 并且业已填塞了在博罗代尔 (Borrowdale) 的德文特湖的南部。其他的英国湖泊, 大部分表现出类似的迹象; 每一湖泊的上游端现在都是一个沼泽的“底部”。

在若干条河谷中, 这个填塞过程已导致湖泊的完全消失。英吉利湖区的温德米尔湖以北的肯特米尔河谷, 从前有两个湖泊, 北边一个的水面标高大约在法定基准面以上 226 米 (740 米), 南边的一个水面标高大约在法定基准面以上 158 米 (520 英尺)。北湖南部有一坚硬岩石坡尖围绕, 还有一冰碛巨砾堤 (图 105)。这个湖泊在罗凯洼地 (Rook Howe) 以西有一溢流水道, 但是肯特河原来曾在东南角形成第二个小的溢流, 它切穿一个峡谷中的冰碛堤直至基岩, 形成琼博河 (the Jwmb) 风光迷人的瀑布。这里出水口的降低, 加以广泛的沉积作用, 使湖泊变成了广阔的水平谷底, 谷底有水道纵横, 并有堤防之间的肯特河穿越而过。较低的那个湖泊得到的沉积物相对较少, 因为较高的那个湖泊有过滤作用。硅藻曾广泛地生长和集聚, 结果湖底被硅藻土所覆盖。到 19 世纪初, 较低的湖泊变为浅湖, 1840 年, 肯特河被人工挖深, 于是湖泊被排干, 不过现在仍有大片的沼泽。一家公司正在开采硅藻土,

并已挖掘出一块相当大的洼地，现在洼地中已有积水。

日内瓦湖的东翼正在以较大的规模被罗讷河缓慢地充填着（图 80）。瑞士和法国科学家所作的种种估计认为，这个湖的寿命在 4 - 5 万年之间，如果沉积速率保持不变的话。

图 105 肯特米尔河谷内从前的湖泊

切穿冰碛堤的峡谷，用晕瀚线表示。这条冰碛堤把从前较高和较低湖泊隔开。

一度面积相当大，但现已消失或者完全消失、或者仅仅表现为若干残片的湖泊，总是经常地在景观中留下明显的痕迹（图 106）。由于气候变迁（例如干燥度增加），有些湖泊可能已经消失，就象北美大盆地湖泊所发生的那种情况。许多湖泊系在接近第四纪冰期结束的时期沿一块冰体边缘积水而成；这些湖泊称为冰堰湖。例如，巨大的湖泊（现在的五大湖是它们的残体）曾位于大陆分水岭与冰原边缘之间。“阿格西湖”（Lake Agassiz）（温尼伯湖、温尼伯戈西斯湖和马尼托巴湖是它的残体）位于再偏西的地方。

图 106 从前的湖泊

1. 在第四纪冰川的一个阶段，不同的冰原围绕着伸入冰内的克利夫兰丘陵和约克高沼地丘陵区（用点表示）。在这些丘陵与冰缘之间，堆积了几个湖泊（黑色）——高沼地以北的“埃斯克河谷（E），格拉斯河谷（Glaisdale），惠尔河谷（Wheeldale）（W），高沼地和沃尔德（the Wolds）之间的皮克林（P）。北边的湖泊向南泄流，水切割出现在称为牛顿河谷（N.D）的明显溢流水道（图 107）。皮克林湖的水通过柯克哈姆-阿比（Kirkham Abbey）附近的一条溢流水道向南流入约克河谷。德文特河虽然发源处离北海仅几公里，但仍然通过这条水道南流，最后流到亨伯河。应当强调指出，早在 1902 年由 P.F.肯德尔提出的这些概念中，有一些近年来遭到了若干工作者的严厉批评。

2. 在大陆冰原退却时，一个大湖在加拿大中部北面的冰原边缘与南面大陆分水岭之间堵塞而成。这个湖泊按照一个著名地质学家的名字被命名为阿格西湖。其溢流水道位于南面，经过现在是明厄苏达河河谷的地方。当冰川退却，东北面其他溢流水道发育时，极细的沉积物在从前的湖底上沉积下来。

3. 罗伊河谷的帕拉耶公路（The Parallel Roads）系轮廓清楚的岸边阶地，宽 12 - 15 米（40 - 50 英尺）（用断线表示）。由内维斯山山坡上向北扩展的冰阻塞了格洛伊河谷（Glens Gloy）和罗伊河谷向南的出口，在两条峡谷内积水成湖。前一个湖泊的水通过坳口 A 流入罗伊湖，又在 B 处流入斯佩河谷（Glen Spey）。后来，冰逐渐退却，从而暴露出溢流点 C，接着水沿斯波恩河谷向东流，穿过拉根湖以东另一个坳口流入马希河谷。最后，冰继续退却，足以暴露所有峡谷的谷口，水直接通过斯波恩河和洛希河在林尼湾流入开阔的海域，这就象今日的情形一样。

4. 大盆地位于美国西部沃萨奇山地和内华达山之间；盆地的一部分系一内陆水系地区。这是一个干旱区，盐湖和盐滩众多。邦纳维尔（盐湖市以西）的盐滩极为广阔而平坦，因此常常用来创造汽车速度的世界记录。邦纳维尔（B）和拉洪坦（L）两个湖泊出现于第四纪冰期。高度不同的浪蚀阶地、三角洲和粗砾沙嘴反映着它们范围的变化；最高的沉积物位于目前大盐湖以上

300 米（1 000 英尺），因为水在这个高度上向北通过雷德罗克山口流出，进入斯内克河谷。自从湖泊达到最大范围以来，气候变得越来越干燥，现在的大盐湖和较小的盐沼是从前巨大湖泊的残体。

大陆冰原规模最大时其巨大的重量可能曾引起地壳的均衡下沉，而当冰原融化时，湖泊便在这些边缘的下陷地区聚水而成。冰川侵蚀和冰碛物阻塞也有助于它们的形成。这些湖泊的水起先经由现在是伊利诺伊河河谷的地方向南流入原始密西西比河，后来当冰川向北退却时，湖水便经由哈德孙-莫霍克河谷流出；最后圣劳伦斯河出口被打通，这时，湖泊大致已具有目前的轮廓。更新世时期，五大湖的一系列连续不断的湖滩和湖滨线可以追溯到数百公里。北冰洋冰帽的不断融化可能曾引起加拿大北部逐渐的均衡上升，所以如果这个趋势继续两千年，或不到两千年，可能南面的一个出口就会被再度起用。

有些工作者认为，英国一些地区的冰原曾堵塞成若干冰堰湖。在什鲁斯伯里地区，冰崖面与什罗普郡山地之间曾形成一个湖泊，这个湖泊被命名为“拉普沃斯湖”（Lake Lapworth）；它向南的溢流在艾恩布里奇切出一条峡谷。另一些湖泊形成于奔宁山脉以东，系在这些高地与东岸和北海的冰原之间积水而成。在约克河谷，曾分布着广阔的“亨伯湖”和偏南的“芬兰特湖”，它们可能通过经由斯利福德附近安克斯特峡谷的一条溢流水道相联结；它们共同的溢流沿着宽阔的韦弗尼河谷向东流入无冰的北海南部。特别有趣的是北约克高沼地边缘的冰堰湖（图 106）。

在约克郡的许多溪谷中，由于冰碛堤的堵塞而曾经形成过若干冰川湖泊，它们在冰消失后仍然曾长期存在。在这些湖泊中，沉积了大量的物质——夏季，水流湍急，物质粗；冬季，融水较少，物质细，因而形成纹泥。湖泊的填积是缓慢进行的，同时由于河流下切到冰碛堤，湖泊的出口被降低。现在，艾尔河谷具有由至少厚 30 米（100 英尺）这种湖泊软沉积物构成的一个广阔的盐滩，铁路和公路沿其边缘绕行，以避免洪泛和施工困难，同样，在里布尔河谷塞特尔以下，可见一巨大的湖滩，有筑于堤防上的铁路在其上穿越而过。

有时，可以看到从前的湖滩，它们代表湖泊在其各个历史阶段上的不同水面高度；最明显的例子是因弗内斯郡罗伊河谷中的帕拉耶公路，犹他州大盐湖四周存在着一系列从前的湖滩，这标志着从前邦纳维尔湖的不同水面高度。在冰原退却的不同阶段，有几个出水口曾被滞积的水用以溢流。最明显的结果是被侵蚀成为溢流水道或“溢洪道”的陡坡谷地，这些谷地常常切穿冰前分水岭。牛顿河谷（图 106，107）是最著名的实例之一。水曾被滞积于埃斯克河谷湖、格拉斯河谷湖和惠尔河谷湖之中，水面高度为法定基准面以上 230 米（750 英尺）。由于向南的溢流作为主要的出口，持续了相当长的时间，所以它的规模很大。

这些溢流水道，现在有些已经枯干，但当人们考虑到总的地形时，可以看出其他仍有水流的水道对冰期后的水系产生了一些永久性的奇妙影响（图 107）。例如，德文特河的源地仅离北海几公里，在冰期以前，它直接流入北海，但现在它向西转一个大弯经过皮克林河谷，然后向南行 160 公里（100 英里）汇入乌斯河从而汇入亨伯河。另外，塞文河上游段在冰期以前可能向北流入迪河口，但是当这受到冰的阻塞时，从滞积成的“拉普沃斯湖”（Lake Lapworth）（上已述及）出来的溢流向南在从前的分水岭上切割出艾恩布里

奇峡谷；这个出口仍在被利用，因此塞文河绕一个大弯，穿过英格兰中部地区，几乎与河流上游的方向相反。这些冰川溢流水道可以在许多高地地区发现。根据目前这些的地形重建过去的地形，这对学习地形学的学生来说是一个颇具魅力的问题。

但是，这里必须给予严肃的告诫。近年来，对于这些所谓溢洪道和冰堰湖中一部分，进行了许多详细的野外研究。看来实际上绝非所有的融水水道都是湖泊溢流切割成的溢洪道；许多水道或者是冰原下融水直接侵蚀成的冰下水道，或者是边缘的水道，或者是由退却中的冰体流出的融水的“流槽”和“泄水道”。人们甚至怀疑某些“标准的”冰堰湖的存在，特别是仅仅根据所谓溢洪道的存在而假设其存在的那些湖泊。但是，有些已被独立的证据所证实，如老滨线（在五大湖四周和在罗伊河谷中（图 106）表现得极清楚）、湖冰脊、湖滩沉积物、沙砾三角洲和具有清楚的纹泥和季候泥的湖泊沉积物。

图 107 约克郡东北部的冰川溢流水道

断线表示高地边缘。晕滃线用以明显地表示谷地坡度特别陡峭的部分。

左边表示的是牛顿河谷。这是一条贯通谷，但在戈斯兰以南 3 公里有一矮的分水岭；埃勒溪向北流汇入埃斯克，皮克灵溪向南流汇入德文特河。

右边表示的是福格（Forge）谷，德文特河经由此谷向南流。这条河流从前向东流，就在斯卡伯勒以北入海，但当冰原产生一条堤坝时，它被迫转向南流。河流在冰后期仍然保持这个流向。防波堤海（the Sea Cut）便大致依循冰川前的谷地流动。防波堤海是一条人工渠道，它的修建是为了分流德文特河上游大约三分之二的水，以便减少南面和西南面皮克灵河谷的洪水。

第 8 章 冰川作用

雪

雪线 何纬度——即使是在东非山脉和安第斯山脉的赤道地区——都可能降雪，但是南北纬约 30° 以内的海平面高度很少降雪。雪线是指多少连续的雪被的最低边缘。雪线位置取决于气候因素和地形的性质，即有缓坡和盆地状洼地地形，前者有利于雪的堆积，后者可在一年大多数时间内免受太阳和风的影响。阿尔卑斯山许多山峰之所以突兀于围绕其麓部的雪原之上，是因为其山坡面和山脊太陡，雪无法堆积。

永久雪线是这样一个高度，在这一高度，雪因夏季消融而耗失的量不能抵销冬季的积累。这个高度偶尔可能比通常的要高，例如 1949 年在阿尔卑斯山，这一年冬季降雪特别少，接着是炎热干燥的夏季。永久雪线的高度随纬度、高度和方位而变化；在极地，它位于海平面，在格陵兰南部位于 600 米（2 000 英尺），挪威 1200—1500 米（4000—5000 英尺）、阿尔卑斯山 2700 米（9000 英尺），东非 5000 米（16000 英尺）。这些高度都是极为大致的近似值，随当地的自然条件而有相当大的差别。喜马拉雅山南坡的永久雪线为 5000 米（16000 英尺），而北坡高出 1200 米（4000 英尺），因为季风气流把多得多的降水带到南坡。大陆内部，如西伯利亚和加拿大北部，它们冬天温度极低，通常只有少量粉末状暴风雪。

中纬度的冬季（或暂时）雪线各地、各年明显不同，特别是在大洋的边缘，例如不列颠群岛。在苏格兰高地 900 米（3 000 英尺）以上，平均每年积雪 80 多天。本尼维斯山山颠在估计的永久雪线以下仅约 1 00 米（300 英尺），在这座山朝北的冰斗内通常积有许多雪；这些积雪中，有一片积雪几乎是永久积雪，连续多年地堆积着，仅仅在特别温暖的 8 月才消失。峰顶的积雪量变化很大，但总是在 5 月消失；1885 年，在峰顶平坦高原上，出现了创记录的冬季最大积雪深度——361 厘米（142 英寸）。在斯诺登尼亚（Snowdonia）和英吉利湖区，冬季仅有零星降雪，或者根本不降雪，但有几年冬季降雪特别大（1963，1969）。

雪崩 在永久雪线和这条线以上，冬季降雪量等于或超过夏季损耗，但积雪深度并不无限地增加。在陡坡上，雪因重力而大量失去，形成可能发生在冬季（这时未固结的新雪从老雪上滑走），或者发生在春季（这时，潮湿、部分融化的许多大块积雪沿着谷坡落下）的雪崩。有时，老雪由于部分融化和再冻结，或者风的影响（因此叫“风成板块”）能固结和压实成板片，导致整个板片的整体运动；这对于滑雪者特别危险。雪崩可能有很大的破坏性，1951 年春季在瑞士和奥地利，冬季大雪以后接着迅速消融，引起了广泛的雪崩，造成生命和财产的损失。高山的雪崩对滑雪者和登山者始终是潜在危险；即使是专家可能也不例外，例如 1964 年 7 月，14 名有经验的登山人员被一次雪崩冲推到法国阿尔卑斯山的韦尔特山的坡面上而身亡。1962 年 1 月，在秘鲁发生了一次雪崩，这次雪崩是曾经报道过的最大雪崩之一，估计总共 210 万立方米（280 万立方码）的一 137 大块冰雪由秘鲁安第斯山的瓦斯卡兰山落到兰拉赫卡（Ranrahirca）村，造成生命的重大损失。

象阿尔卑斯这样的山脉，人们了解大部分雪崩的可能路径，并避开有潜在危险的地区；人们谨慎地为村庄、公路和铁路进行选址，利用自然的突出

地形（如石嘴）和稠密的松林，同时用钢棚和钢廓在危险地点对公路和铁路进行保护。

粒雪和冰川冰

粒雪 当直接降雪和周围山坡上的雪崩堆积在一个洼地或盆地（这个过程称为补给作用）中时，雪由于一层层地不断叠加而受到压缩，逐渐变为一种较紧实的形态。空气被保存在各个雪粒之间，形成一堆发白色的粒冰。当夏季白天雪面融化时，水渗透到雪堆内部，并在夜间再度冻结。升华（水气分子由雪原逸出、再附着上去）也参与作用，以致结晶的颗粒变得越来越紧实。通常，一片雪原的剖面会显示出某种程度的层理，从层理可以区别出每年增加的雪。这种物质称为（永久冰雪）粒雪（Firn，德语，法文叫 névé），但现在被地质学家所采用的是前者（Firn），这部分是因为从它可衍生出其他的术语，包括粒雪化（firnification）（粒雪的形成）、粒雪平衡线（firn equilibrium line）（新雪的获得正好抵销消融）、粒雪原（firn-field）（实际堆积的雪体）和粒雪所积堆积的粒雪盆地（firn-basin）。

粒雪的密度有所不同；新雪的密度不到 0.1，近表面较紧实的老雪为 0.3；经过一些压缩和紧实的粒雪约 0.55。

冰川冰 如果一个积雪盆地足够大，如果粒雪的季节性增加足够多，那么一条舌状冰体便可能从雪原边缘向下伸出。这在物理性质和外貌上便有了相当大的不同。粒雪有相互连通的空气泡，因而多孔；而冰内存留的空气泡不能相互连通，因此不透水。几乎不含任何空气的碧蓝或碧绿的“玻璃状”冰层，常常与粒雪因上层压力而变成的白色粒冰交替。冰川冰的密度达到大约 0.9，接近纯冰 0.917 的密度。

冰川沿着阻力最小的路线（通常是冰前河谷）从它们的积累盆地缓慢地向下运动。人们说冰川在“流动”，“流动”是一个包含着复杂的有关物理过程的术语；换句话说，它是流变体。在格陵兰，曾观测到夏季每日 30 米（100 英尺）以上的流速，每日 18 米（60 英尺）是常见的；而在阿尔卑斯山，速度似乎每日约 0.3 米（1 英尺）或不到 0.3 米。在一年中观测到的最高速度纪录是格陵兰斯托（Storström）冰川，为 1710 米（5610 英尺）。这样高的速度是补给冰川的巨大冰库、冰川的巨大厚度、重量和压力（每 300 米的厚度估计为每平方米 320000 千克）和近海岸石峰间狭窄的冰川出口通道的结果。冰川短期的、偶然的迅速推进，会产生一些惊人的速度；例如，阿拉斯加的布莱克-拉皮德冰川在 1937 年短时期内达到 1 天 76 米（250 英尺）。

必须强调指出，这些速度是指表层冰而言，在冰体内有着种种有差异的运动。冰川侧部运动的速度没有中间快，有时只有中间运动速度的一半。在斜坡上，似乎是向边缘偏斜的运动；在上游冰向冰川床下沉，而在较接近舌部处，似乎向上运动。冰川的速度也随冰川床的坡降、冰川在其中运动的谷地的宽度而变化。冰在坡度和缓的路径上速度变慢，这使得厚度增大。这是由于从高处移动较快的冰的积聚而形成的。相反，陡峭的剖面会造成加速运动，冰体变薄，但在这个剖面的下部，厚度将会再度增大。这些事实在冰川侵蚀方面有重要的结果。冰内的另一种运动是以比正常流动快得多的速度向下游贯穿冰川的一个“波浪”，它被生动地称为冰川涌浪，实际上是运动波浪。对沿喀斯喀特山脉雷尼尔山侧翼一条冰川向下运动的这种冰川涌浪，已

观察了 20 年之久。

了解冰川运动的物理机制是困难的，然而在阿尔卑斯山、挪威和北美，特别是在阿拉斯加和格陵兰，正在积极开展许多研究工作，同时在南极也正在开展越来越多的工作。研究的基本技术条件是冰上钻孔，在钻孔内插上塑料或铝；这眼垂直钻孔在不同深度的歪斜，能显示冰运动的速度和性质。其他的研究在低温实验室进行。问题是冰川体虽然是结晶固体，但是其运动似乎象是在应力下能变形的部分可塑性物质。对它的研究包括温度和压力差异、结晶结构、重力运动、冰颗粒间的分子变化、破裂和剪切所产生的各种各样物理变化。近年来，进行了冰川内温度变化的调查研究，冰川可大致分为“冷”、“暖”两类。“暖冰川”的说法，这在用词上似乎有矛盾，但是，冰体为 0 或接近 0（很明显，它不可能比这还暖）的这个类型与温度也许是 -20 或 -30 的“冷冰川”，在物理性质上有很大的差异。“暖冰川”主要由于表面的传导热所形成的融水渗透而变暖；当水渗入冰体时，水因与冰体接触而变冷，当它再冻结时便放出潜热，因而提高整个冰体的内部温度。所以，“暖冰川”的整个冰体在夏季可能接近 0；不过在冬季，表面冷却将会形成一层极冷的壳，而在深处，温度可能仍保持在 0 左右。“冷冰川”就象格陵兰和南极洲的若干部分那样全年保持极低的温度，不发生表面融化。H.W.阿尔曼（Ahlman）针对这两个类型提出了温带冰川和极地冰川（还可分为“亚极地”和“高极地”冰川）。其复杂之处在于，许多冰川在其源头和上游属冷型，接近舌部属暖型。

既然了解了这些复杂性，那么，冰川运动便可被理解为重力流（包括重凝作用、粒间移动、塑性形变和层流），或压出流。

重凝作用是冰体内压力的结果，压力造成冰的融点局部微小的降低，因而释放水分子。这些水分子不仅在发生重新结晶化以前运动到压力较小的地点，而且它们还形成润滑膜，帮助冰粒互相作相对运动。因此存在着呈下坡方向的冰体和冰体内的逐渐运动。与此有关的，是粒间移动概念，这个概念认为，冰粒象是机械个体（如一堆铅丸），互相滑动，由含有氯化物和其他盐类的一层粒间膜起润滑作用。一条迅速流动的冰川在其结晶冰体内有较多的活动分子，这或者是因为从上面补给的粒雪较多，或是因为坡度陡峭，从而增加冰体内的应变。由于同样的原因，石床变狭窄能增加流动的速度。最近在沙莫尼（Chamonix）附近阿让蒂耶尔冰川下作的实验，着重表明了融水的重要性；当冰内水位高时（夏季融化时），冰流的速度大约每天 80 厘米（31 英寸），但当冰内水位低时（冬季），仅为其一半。据认为，夏季的速度部分是润滑增加的结果，但也与冰的浮力有关（因此对岩床压力较小，摩擦减速度也较小）。

关于冰的塑性形变，了解得还很少。但是经过冰川下面的探查，已经确定，由于分子间和粒间的运动，冰在某种条件下变得具有可塑性。这种由于内应力造成的缓慢形变有时称为蠕变，蠕变在“冷冰川”中极为常见。

层流或片流是指由冰的固体性质和上部冰的重量引起的沿坡面线一定推力所形成的运动。在各个冰粒之间存在着沿着断裂面（剪切面和滑动面）的许多滑动、剪切和滑移运动。它们既有大规模的运动（因此产生复杂的冰坠体），又有小规模的运动。在岩床上的运动称为底面滑动，“温带冰川”中最常见的起润滑作用的底部融水有时促进这种滑动。冲推作用甚至可能把“鼻部”（冰川的终端）推到坡上一段短距离。在冰斗冰川内，还可能在陡峭的

冰瀑附近，滑动可能具有旋转性质。

冰川的表面通常形成一个壳，壳本身不流动，但是它被深处流动的冰带着向前移动。

很清楚，用 J.K. 查尔斯沃思的话说，在这些冰川流的过程中，每一个过程都具有“……一些真实性；它部分地，在某些情况下有效”。每个过程在某种程度上都与重力有关，因此它们被划归为重力流——内部形变、滑动和蠕动的共同结果。

压出流 巨大的大陆冰体从前曾覆盖在广阔的低地上，冰体的坡度一定非常和缓。芬诺斯坎迪亚和荷兰南部之间的坡度（在 1600 公里（1000 英里）以上的距离内，坡度极小）可能已经由于北部冰的重量引起的均衡下沉而进一步大大地减少。人们认为，冰原堆积的厚度很大，以致冰由于自身的重量而发生了挤压所形成的运动。厚度和压力导致冰内部的向下运动，这种运动在靠近边缘时变为比较水平和向外的压缩运动。底层的塑性形变可能常常促进这种运动。美国科学家 1968 年在南极冰原上伯德站钻探的一眼钻孔表明，在冰的基部和石床之间存在着一层水，这层水由于巨大的压力而保持液态。这明显地能通过其润滑性能而促进冰的运动。

压出流也很可能存在于从冰原边缘流出的冰川（如在格陵兰），和冰被迫作上坡运动的谷冰川之中。压出流快于重力流，并有较强的侵蚀能力，这个事实可以充分地解释深石质盆地的形成。

分流和穿越分水 这是冰川流的一种，包括冰川的侧向分流，因此部分的冰由干流流走。这通常是由于谷地剖面变窄或有一条支流汇入而使下游谷地阻塞的结果。主谷内的冰积聚起来，在足够厚的时候，便流过坳口进入附近的谷地。这也有重要的侵蚀后果，包括使冰前分水岭发生缺口。在喀拉昆仑山脉，有一个大规模的引人注目的例子。北里姆冰川向东北方伸出一条冰舌，其融水流入叶尔羌（Yarkand）河，并进而流入罗布泊盆地。另一条冰舌汇入里姆（Rimu）冰川，其融水流入沙亚克（Shayok）河，因而流入印度河。

消融作用 冰和雪的损耗和消耗通常称为消融作用，与补给过程正相反。它包括融化和蒸发，但磨蚀和冰山的崩解作用也引起损耗。融化可因太阳辐射而引起，太阳辐射通过附近石壁上固体碎屑的传导所起的作用比直接辐射大，因为很多光线从冰面上被反射掉。中纬度冰体上的融化在夏季和白天较为强烈，温暖的雨水和表面融水也有促进作用。其结果是在表面、冰内和下面的石床上形成河流（分别叫冰上河、冰内河和冰下河）。这些河流从冰的边缘流出；许多冰川是河流（例如罗讷河）的源地。

蒸发（即水从固态冰直接转化为气态）取决于风的强度和大气的气温和湿度，在高处和冬季特别强烈。极地地区的大风能吹动坚硬的冰晶，因而也通过直接磨蚀引起冰体表面的损耗，同荒漠中风吹动的沙子颇为类似。当冰的边缘到达潮水时，也发生损耗，潮水使冰体崩解为冰山。

如果补给与损耗平衡，冰体边缘将保持不变，我们就说冰川或冰原静止不动。如果温度上升，损耗便会增加；如果积累区降水减少，那么冰的补给也减少；这两种情况，冰的边缘都退缩，我们就说冰川在后退，不过，当它指实际的逆向运动时，这不是一个适当的术语。

冰川进退 冰川对气候变迁极端敏感（气候变迁造成冰川集受地区的积累与消融净结果的变化），因而可反映时间长短不同的气候波动。瑞士冰川研究委员会（the Swiss Commission for the Study of Glaciers）对阿尔

卑斯山冰川，地球物理联合会冰川委员会(the Committee on Glaciers Of the Geophysical Union) 对美国的冰川，通过直接测量和航空测量进行着严密的观察。

在冰后期气候最佳的大西洋阶段，冰川退缩，甚至在许多山脉消失。它们继续存在于阿尔卑斯山较高部分和美国、欧洲偏北的山脉，但在偏南的山脉已消失，如美国的内华达山。到亚北方气候阶段，冰川条件重新出现，这使得内华达山的现代冰斗冰川和小冰川能够重新形成；认识到这些冰川不是主要第四纪冰期的退缩的残余，而是全新的冰川，即是过去称为“小冰期”、现在叫做“新冰期”的冰期的产物，这是重要的。

这些变动在人类历史时期还在继续。中世纪早期气候明显地温和，古代斯堪的纳维亚人在这个时期向冰岛和格陵兰进行移民；格陵兰海岸生长着森林；树根贯穿着现在被封闭于永冻土地之中的棺材。这些较温和的条件未能延续到 12 世纪以后，到 16 世纪末，阿尔卑斯山的冰川似乎发展到了另一个鼎盛时期。记录显示，有些村落曾被冰覆盖，夏季牧场不能再利用，从前的山隘被阻塞。沙莫尼山谷中的阿让蒂耶尔附近一度兴盛的银矿，现仍埋在冰下。其他的冰川推进发生于 1719、1743、1780 年和 1818~1821 年；最后的一次大推进是在 1850 年，这在历史时期也许是最显著的一次。在过去 100 年中，发生了全面的退缩，这是气温略有上升的结果；大多数阿尔卑斯山冰川失去了其 1/3 的面积。但是，在最近若干年中，来自瑞士的报告说，大部分被观测的冰川长度又在增加。这在阿拉斯加表现得更加明显，这里的若干冰川一直将其末端的位置向前推进。北美洲最大的冰川——白令冰川在 1963 到 1966 年间推进了 1200 米 (3900 英尺)。

冰体的类型

冰体的分类有许多种，其中有一些含有几十个类型。但是，许多分类彼此差别不大，考虑分三大类型是适当的。第一大类型由冰原和冰盖组成，第二大类型是谷冰川（有时叫山地冰川或阿尔卑斯高山型冰川），第三大类型为山麓冰川或尾部扩展冰川。这三类分别与冰的主要补给地带、冰的运动地带和冰的损耗地带相应。

(i)冰原和冰盖 覆盖大陆地区很大面积的巨大冰原是一个影响广泛的冰期开始阶段的最重大结果。南极洲和格陵兰是仅存的大陆规模的冰原和冰盖实例(图 108)。

南极洲 南极洲冰原面积约 1270 万平方公里 (500 万平方英里) (照片 68)。有些地区的海岸附近，若干称为岛峰 (nunataks) 的单个山峰的山脉突出于冰原之上，山脉间的一条条冰川向海延伸，形成陆架冰。在若干地方，冰原伸展到海上，特别是罗斯障壁的浮冰体 (面积 52 万平方公里 (20 万平方英里)、厚 400 米 (1300 英尺))，它向海伸展，最终成为冰崖；平板状的冰山不时从冰崖分裂出去。用回声测深法测定冰原的厚度和了解冰原以下岩石表面的大致情况，一直是主要的研究目标之一。在沿海地区，人们发现其厚度在 250—760 米 (800—2500 英尺) 之间，但当物理学家向内陆深入时，他们发现厚度增大，曾记录到 4300 米 (14000 英尺) 的数字，其下的岩石表面位于海平面以下 2500 米 (8100 英尺)，这可能是均衡下沉的结果。最有趣的发现之一，是冰下的地表似乎极为崎岖不平，峡湾状的深谷与山坡陡峭

的山脉相间排列，冰原边缘附近的山脊形成突兀的岛峰。1968年，美国的工程师对南极洲冰原进行了首次实际钻探，他们在2100米（7000英尺）深处钻到了覆盖着一层火山灰的基岩。

格陵兰 格陵兰冰原是一个低平的穹丘，其面积约180万平方公里（70万平方英里），除了边缘附近单个的岛峰以外，离开海岸就看不到岩石。其一部分为被峡湾所切断的山脉石质边沿所包围，但是冰原沿海岸若干地段到达海域，或者成为垂直、甚至外悬的冰崖（称为“中国墙”），或

图 108 格陵兰（左）和南极洲（右）冰盖

在格陵兰图上，无冰的地区以黑色表示，其余白色为冰面。图上显示出7000英尺和9000英尺（相当2100和2700米）的等高线。

在南极洲图上，不可能表示出岩石地区。弯曲的断线表示出大冰障的范围。

者成为较和缓倾斜面。格陵兰的中心是覆盖着粉末状雪、高达海拔约3000米（10000英尺）的巨大冰穹丘。格陵兰的实际最高点大概是东南部的福雷尔山（3360米，11024英尺）。据认为，其冰厚约3000米（10000英尺）；最近采用回声测深法进行的研究表明，其下的坚硬岩石实际上部分在海平面以下。冰川在石岭之间流动，达到海域，称为“濒海冰川”。最大的冰川——事实上是北半球最大的冰川——是东北部长130公里（81英里）的斯托海峡冰川，虽然最长的是东部的薄而窄长210公里（125英里）的彼得曼冰川，这条冰川最后的40公里（25英里）浮在海上。西北部的洪堡德冰川在最末端处成为一条宽64公里（40英里）、高90米（300英尺）的冰壁，冰山从冰壁上崩裂出来。

冰盖 这是较小的冰体，可以分为岛冰盖和高原冰盖。前者的例子有法兰士·约瑟夫冰川、新地岛和斯瓦尔巴群岛（照片69）。大约冰岛的1/8覆盖着高原冰盖（每个高原冰盖叫做积雪峰（jökull）），其中划分出了37个单个的冰盖。最大的是瓦特纳冰原，其面积约8800平方公里（3400平方英里）；其和缓起伏的表面可能与下伏地面特征相一致，尽管冰川以狭窄的谷冰舌和宽阔的冰舌两种形式从边缘流出。

挪威峡湾的冰体提供了若干高原冰盖的实例。最大的约斯特谷冰盖面积约1500平方公里（600平方英里）。实际上，它们具有介于小冰盖与由雪原流出的谷冰川类型之间的若干特点。

(ii) 谷冰川（或阿尔卑斯冰川） 谷冰川是世界上较大山脉的一个典型特征。它们由从粒雪堆积的盆地沿着原先存在的谷地向山下运动的冰舌构成。它们变动不定的规模和长度，取决于集雪区的大小、降水量和其谷地路径上的温度。“鼻部”（冰川凸起的终端）一直延伸到这样一点，即冰的消融量最终与正在被冰川运动带下来的冰补给量相等的地方。

伯尔尼斯山地的阿莱奇冰川长约16公里（10英里），是欧洲最长的冰川（图109，照片70）。

142 它发源于被少女峰和（照片73）门希山这样一些山峰所围绕的一系列雪原；这些雪原在约2800米（9200英尺）的高度合并成巨大的孔科迪阿-普拉茨（Konkordia Platz）粒雪原，冰川舌即由此地在冗长的石脊之间向南推进。另外请注意雷尼尔峰（4391米，14408英尺）四周发育得很显著的放射状小谷冰舌。

图 109 阿莱奇冰川

主山脊用粗黑线表示，山峰用三角形表示，冰雪地区用简化地形线表示。参见照片 67，70。

冰后隙 粒雪原与围绕山峰的陡峭冰壁之间有一道张开的裂隙将它们分隔开来，这在盆地的上端附近可以看到。这就是冰后隙（图 114），越过冰后隙（通常借助于一座不坚固的雪桥）常常是攀登阿尔卑斯山峰的一个严重问题。它表示运动中的冰体离开围绕着的盆壁的地点。

边缘冰隙(Randkluft)这种地形是冰斗背后的岩面与粒雪或冰斗冰川之间的裂隙。它是由于岩壁的热辐射所引起的融化而形成的。

冰隙 当坡度增加时，冰面便被裂隙或冰隙割裂开来，因为冰内的差异运动产生张力和剪切力（图 111）。它们可能是横向裂隙（即它们横穿冰川），这是由于坡度增大而形成的；或者是纵向或边缘的裂隙（即与流向平行）。进一步的细分包括人字形冰隙（例如冰边缘附近的裂隙被加以

图 110 美国华盛顿州喀斯特山脉的雷尼尔山

地形线表示冰川和雪原，粗线表示放射状岩脊。

雷尼尔山是一座高耸、孤立的 山峰，一座几乎熄灭的火山锥，它获得的降雪很多，并发育了许多放射状短冰川（其中 26 条有具体命名），覆盖的总面积为 100 平方公里（40 平方英里）；有若干条融水河流从冰川的末端流出。陡坡的岩脊将冰川槽谷分隔开来。冰川正在明显退缩。

旋转和扭曲）和外展冰隙，它们一开始是纵向，然后向侧部展开。在坡度明显增大处，冰隙以各种方向交叉，形成冰瀑，即一个使人头昏目眩的深切裂隙和孤立冰塔（seracs）的迷宫。阿莱奇冰川坡度相当均一，无明显的冰瀑，但是从布朗峰峰巅以下的雪原流出的部分冰川，十分迅速地下降到沙莫尼山谷，结果它们形成复杂的冰瀑。博松冰川在仅 3.2 公里（2 英里）之内便从大米来兹高山酒馆（Grand mulets mountain inn）附近约 3000 米（10000 英尺）处下降大约 1000 米（3000 英尺），形成一条极为壮观的冰瀑。冰崩是陡峭冰瀑的常见特征；1965 年 8 月，从瑞士萨斯谷地的阿拉林（Allalin）冰川上的一次大冰崩，埋葬了一个筑坝工地上近 100 名工人。

面理和尖形冰拱 冰川冰体的特点是有尚未完全被理解的明显构造细节。冰内常见有层状构造，它包括表明积累区每年增加的雪量的层次，层内的晶体按不同的方向排列；层次可能清澈呈玻璃状，或者为粗糙多泡构造。夹层可能近乎水平，或者在与表面成任何交角的平面上延伸，或者呈波浪形叶片状型式排列。有时，层次明显发生大、小规模褶皱，这可能是由于强有力的支冰流，或者由于冰适应于坡度和速度的不规则性而产生的局部压缩的结果。

冰川表面和冰川体内的淡色和暗色冰夹层（顺流呈拱形），和类似型式的“冰波浪”、洼地和黑色夹层的存在，是引起许多人研究兴趣的一个特点。淡色夹层在冰内含有许多气泡，暗色夹层实际上没有气泡而含有很多污泥。白色多泡的冰大概是由冬季的雪形成的，冬季的融化和再冻结微乎其微；而暗色冰表示部分的融化，许多泥粒的积聚和后来的再冻结。冰川表面的波浪形是由于下列事实形成的：白色冰反射大量日射，融化极少，而暗色夹层由于导热性的增加而融化较多，在冰面上形成槽，因而夏季较多地积聚融水和

污泥。顺流呈拱形的型式明显地是由于与边缘相比，冰川的中心流动较快所致，冰川在边缘处受到摩擦力的阻碍。这些夹层称为尖形冰拱（ogives）。

冰川表面 冬季和春季期间，冰川表面被雪积满，雪掩盖住冰隙，因而对登山队有相当大的危险，假如登山队员不用绳子系在一起并小心行进的话。在夏季，表面极不规则；冰隙多半出露可见，可以跳过或者通过坚固的雪桥来越过。

挤压而成的波浪形长冰脊常有出现。白天时，冰面上出现小水塘，甚至湖泊；水流在深切的沟谷中流动。它们一有机会就流入冰隙，因而在冰上侵蚀出一种落水洞，称为冰川瓮穴或冰川锅穴。夜间，这些表面水全部冻结，除了冰在冰床上运动时从冰上发出的稀奇古怪的“呻吟”声和冰塔坍塌的偶然爆裂声外，冰川静寂无声。

冰碛“冰碛”（moraine）是18世纪法国阿尔卑斯山的农民用来指土石堤岸的一个古词汇，它逐渐在阿尔卑斯山的文献中应用，成为一个公认的术语。冰川是一个极端重要的侵蚀、搬运和沉积营力。它的搬运作用表现于各种形式的冰碛物（图111）。雪原和冰川以上的山脊和突岩，冻裂作用很强烈；各种大小的带棱石块从山脊和突岩落到下面的冰上。许多较小的石块夏季时由于增温，慢慢陷到冰内，形成凹洼的表面。较大的石块可能使一堆冰免受太阳光线照射，从而形成“冰桌”（照片74）。这些岩屑慢慢被搬走，落在冰川表面上，呈现为大致平行于或接近冰川边缘的一条线，形成侧碛。通常一条条的冰碛使其下的冰不能被融化，因此在冰川表面形成一条凸起的脊；许多所谓的冰碛实际上是仅有薄薄一层岩屑覆盖的冰脊。

在一条支冰川汇入主冰流（就象中阿莱奇冰川和上阿莱奇冰川的情况），两条侧碛可能汇合，形成中碛。中碛也可能从突出于上部冰原的一座石峰伸展出来。阿莱奇冰川有6条平行的中碛，它们沿着谷地蜿蜒伸展。其中有一些高12—15米（40—50英尺），是大小不同的线形石岗，其余的仅仅是一条不连续的孤立石块。

接近冰川的末端，整个表面都覆盖着岩屑（消融碛）；很难说冰结束于何处，尽管许多冰川具有末端冰穴，携带大量细的冰川碎屑物的湍急水流由穴中冲涌而出。在阿莱奇冰川的末端附近有一条称为终碛的新月形岗堤，岗堤系由大小不同、从巨大石块到细粉末状“石粉”的物质组成。在谷地下端可以找到一系列的这种冰碛，这指示出过去冰舌在逐渐退缩过程中停驻的地点。

除了带到冰面上的这些物质以外，大量的岩屑进入冰隙，被冻结在冰内，成为冰内冰碛。冰川还从其冰床和侧坡上带走碎屑物，这与通过冰隙到达岩床的表面物质一起，构成冰底碛。

所有这些岩屑都被沉积于冰川末端或末端以外，较重的沉积于终碛，较轻的被从末端流出的融水河流带到远处作为冰水沉积物沉积下来。如果冰川后退迅速，终碛的轮廓便不太清楚，沉积的是大致水平的一层底碛。

阿莱奇冰川是一条典型的谷冰川，虽然它是欧洲最长的冰川，但用南极洲的标准来衡量，是一条小冰川。世界最长的冰川兰伯特冰川（400公里，250英里）于1957年被发现。在阿拉斯加和新西兰，有一些极大但不长的冰川，这是因为那里有一系列近海并与海岸线平行的高山，可以源源得到来自海洋的潮湿气流，降雪量很大。新西兰的法兰士·约瑟夫冰川竟在海拔200米（640英尺）以下，进入雨林地区。

山谷冰川的种类 有些山谷冰川由短的冰舌构成，称为冰斗冰川或小冰川，它们很少从粒雪堆积的盆地伸出。位于山脉高处的陡坡洼地、沟谷或台阶地上的更小的冰体，称为雪凹冰川；雪凹冰川显然是从一片紧实的雪地上发育而成的。另一些冰川出现于山坡高处的盆地，形成悬冰川，巨大的冰体不时地从悬冰川断裂，成为冰崩。当一条冰川通向一低地区时，冰舌向下流动，无任何明显的谷地加以限制，这叫做陡坡冰川。但是，这些冰川并不常见，因为它们往往扩散开，或者通过侵蚀来挖掘它们的冰床以便容纳自身，并且变为山谷冰川。当一条冰川从冰盖边缘，而不是从冰斗流出时，这种冰川称为注出冰川；这些冰川常常在挪威北部和冰岛发现。如果冰川象在阿拉斯加和格陵兰那样抵达海域，从而流泄出浮冰或冰山，它们便称为濒海冰川或有潮冰川；格陵兰北部斯滕斯比（Steensby）冰川的末端 8 公里（5 英里）处于漂浮状态。

图 111 山谷冰川地形

1. 冰碛类型；2. 横向冰隙和冰瀑的形成；3. L=纵向冰隙，在冰川变宽时形成；T=冰床变陡处的横向冰隙，M=边缘冰隙，由于中部流速较快形成。冰瀑由以各种方向交叉的冰隙所分隔的一系列复杂的冰塔构成；4. 冰川的横断面；C=冰隙，L=侧碛，M=中碛，P=栖留石块或“冰桌”（见照片 74），S=冰下河流，Sg=冰底碛或底碛，Sp=冰面河流。

山谷冰川是现今最普通的冰体形态，除过去冰期的最盛时期（这时，冰原实际上必定覆盖其边缘以内的一切物体）以外，它们都对许多山地地区的景观发生了或者仍在发生着强烈的影响（图 112）。

图 112 采尔马特附近的彭尼内山（示意图）

(iii) 山麓冰川 当各个冰舌从山脉之间流下，并展布于远处的“前陆”平原上时，便形成山麓冰川。其最简单的形态是一条冰舌伸展到一条谷地的谷口以外，形成尾部扩大冰川。这样的冰体在冰岛的瓦特纳冰原边缘常可见到，例如其南侧的斯科达拉杰库尔（Skoidarajökull）。

“山麓冰川”这个术语仅限于指几条单个的山谷冰川在一块前沿地区的合并。实例有南极洲南维多利亚地的巴特波特（Butterpoint）山麓冰川和威尔逊山麓冰川，阿拉斯加的白令冰川和格

图 113 马拉斯皮纳冰川

有冰碛的表面用小点表示，山脊以粗黑线表示，森林用树形符号表示。

缓慢、实际上静止的三条冰舌，从由阿拉斯加南岸附近圣伊莱亚斯山脉中的雪原流出的冰川，伸展到沿海平原上。若干部分覆盖着厚厚的冰碛，冰碛上生长着树木。

陵兰西岸的弗雷特烈斯霍布冰川。阿拉斯加的马拉斯皮纳冰川（图 113）覆盖面积 4200 平方公里（1600 平方英里）。阿拉斯加南部圣伊莱亚斯山的降雪量很大，这是来自太平洋上的潮湿气流遇到与海岸平行的一条高山障壁的结果；巨大的粒雪原在山峰之间堆积，其中最高的山峰——洛根山达到 6050 米（19850 英尺）。四条冰川流向亚库塔特湾，补给展布于海岸平原上的冰舌。有一条达到海域形成冰崖，其余的消失于一个不规则的冰碛体之下。冰舌表面几乎水平，高于海面 460 米（1500 英尺），冰厚约 300 米。冰散开得

很大，因此运动速度很低；实际上，前缘的冰大部分是不动的，甚至树都生长在它们上面的冰碛表面上。过去，冰川携带下来的冰一定比现在带来的多得多，这就是积聚的原因，但是现在，消耗超过补给。

山麓冰川现已不常见，因为中纬度山脉的谷冰川在其存在的谷地内已大大退缩，但在第四纪冰期的最盛阶段，这类冰体一定曾分布广泛。巴伐利亚阿尔卑斯山和多瑙河之间的巴伐利亚前地（图 120）、瑞士高原、比利牛斯山脉北侧的拉讷姆藏高原和意大利朗伯德平原的北部等一度曾为山麓冰川所占据。

冰川和冰水侵蚀

冰川作用在中高纬地表的大面积地区留下了极其明显的痕迹。由于冰川侵蚀、搬运和沉积物质（这些作用在高纬和高地区的活动中仍可以看到）的巨大能力，冰川作用一直是塑造景观的一个主要营力。尽管冰川沉积物可在山丘之间见到，低地内也有许多遭到冰蚀的岩石表面的证据，但一般来说，高地主要受到冰川侵蚀的影响，低地主要受冰川沉积的影响。

在 19 世纪，对于冰川侵蚀力的效率曾有过许多争论。争论的关键问题是过去曾有过冰川的高地上的许多特有地形是由于冰的侵蚀形成的，还是由于水的侵蚀形成的；关于后一种情形，据认为，雪原和冰川构成对下伏岩石的保护层，但其他形式的剥蚀作用对未受此种保护的部分起过作用。

现在已很清楚，冰有相当大的侵蚀力。厚的冰川能导致更多的下切，薄的冰川能通过侧坡的冻蚀作用使之展得更宽。风化作用也影响突兀于雪原之上的石峰和石脊。有过冰川的山脉具有大部裸露的岩石、轮廓鲜明的“磨蚀高地”、冰斗、刃脊、显突的山峰和深切与笔直的谷地（分支河流在此远未均夷到主谷）等特点，虽然冰后期河流和风化作用可能造成了某些变化。在未曾有过冰川的地区，地形较圆滑，水系发育良好，缓坡上覆盖着风化的岩屑。

冰川侵蚀机制 冰川侵蚀以两个主要方式进行。第一个是通过拔蚀作用或刨蚀作用进行，发生这种作用时，冰川底部的冰紧紧冻结在突起的岩体上，特别是节理发育的岩石上，并使之裂成石块，后来石块通过冰的运动被带走。但是拔蚀作用的机制比这个词本身的含义要复杂。它既包括上面覆盖的冰的垂直压力又包括冰川运动方向上的流动压力所引起的向山麓的拖曳力。它可能在岩石上产生很大的应力，从而扩大已有的节理，甚至在节理少的岩石上形成新的节理，因此促进冻融活动。似乎上覆的冰也能在某些类型岩石，特别是中、粗颗粒的岩石中形成摩擦裂隙。冰下的岩石还可能受到其他较次要（但总的来说是重要的）方式的作用。冰能在岩床上产生一种凹痕或伤痕（与擦痕不同），它们可呈弯曲状、贝壳状或新月形。这些痕迹可能系由底碛基部附近的振动“敲击”或嵌得不紧的巨砾的撞击而形成，所以称为“震颤痕迹”。上覆冰负荷的融化所引起的压力消失，在通过形成膨胀节理来使岩石更易遭受拔蚀作用方面特别重要。

第二个方式通过磨蚀作用进行。发生磨蚀时，冻结在冰川基部的岩屑在岩床上被拖曳，冰床被擦刮、琢磨和刻蚀成深沟或擦痕（这取决于巨砾与岩床的相对硬度）。这些痕迹在冰川侵蚀过的地区到处可见，从斯诺登火山岩上的这些痕迹到构成曼哈顿岛、在纽约中央公园的岩石中可以见到的古代云

母片岩上的痕迹。有些地表被摩擦和塑造得如此光滑，以致不得不采用冰下融水的作用来对此加以解释。砾石本身被磨得粉碎。因此，侵蚀一方面产生碾磨得很细的岩石（称为岩粉），另一方面形成各种形状和大小碎屑。

冰川侵蚀形成的地形

(i) 冰斗 冰蚀谷的上端通常由一个坡度很陡的岩石盆地构成，这个盆地叫做冰斗，有 Cirqu（法语）、corrie 或 coire（盖尔语）、cwm（威尔士语）和 combe（坎伯兰语）等不同的称谓（照片 77）。冰斗大小不同，从英国高地的小岩石盆地到南极大陆巨大的沃尔科特冰斗，据说后者有一高 3000 米（10000 英尺）的后壁。珠穆朗玛峰的西冰斗虽然现在仍有冰堆积着，但很可能有一面几乎与它一样高的后壁。

最令人满意的冰斗成因理论认为，它是一个冰前的浅洼地被逐渐加以扩大而形成的。一片积雪引起积雪边缘岩石的冻融交替，使岩石“腐烂”或“崩溃”，这个过程叫做雪蚀。融水有助于移动所形成的岩屑，因而形成雪蚀洼地。随着洼地增大，一片小的粒雪原，甚至一条冰斗冰川在其中发育而成，冰川从其底部拔蚀出岩石。融水，特别是沿冰后隙和边缘冰隙流下去的融水，通过交替融冻作用一方面有助于侵蚀冰斗的后壁（这个过程称为基蚀），从而维持其陡度；另一方面也有助于侵蚀其底部，从而维持盆地形态，此外，它还提供冻结到冰的基部从而用作研磨工具的岩屑。调查研究表明，冰的运动似乎是绕着位于冰斗中央的一点转动，这个过程称为旋转滑动，它也促进盆地形态的形成。

当冰最终消失时，岩石盆地便保留下来，成为冰后期景观的明显特征，它常常容纳一个小湖泊（图 114，照片 77）。冰斗位置和方向具有一个惊人（至少是相当明显）的特点，即大多数朝向北与东之间（在北半球），由于山脉的背风坡上雪的堆积，以及太阳辐射和融化有限，这个方向的雪和冰积存的时间比较长。

(ii) 刃脊和峰 如果一个山体发育有几个冰斗，那么它们就会共同形成显突的地形。陡坡山脊（刃脊）（在其最低处有山坳）在两个冰斗背对背地侵蚀（这个现象叫做斗壁后退）时形成。如果发育三个或三个以上冰斗，残存的中央山体就变成后来因冻裂作用而尖突的金字塔峰（图 114）。彭尼内阿尔卑斯山的马特峰（切尔维诺峰）（图 22，112，照片 13）是这种山峰的一个著名例子，加拿大落基山的阿西尼博因山蔚为壮观地高耸于山体由之切割而成的近乎水平的岩层之上（照片 72）。斯凯岛黑库林山的许多山峰以较小的规模显示出类似的特征。

(iii) 冰川槽谷（图 115）当一条冰川占据一条冰前谷地时，侵蚀作用便大大改变其形态，这取决于冰川的上表面所达到的谷底以上高度。在直接的冰川侵蚀开始之前，在推进中的冰川前方活跃的融冻过程，会使谷底和石壁低处的岩石碎裂，使之更易遭受侵蚀。其横剖面倾向于变为 U 形，谷底平坦，两坡陡峭（照片 64，78）。谷地笔直，而且任何突出的石嘴都被蚀平或削平，就象英吉利湖区的凯西克附近布伦凯斯拉（Blencathra）的南坡所显示的那样。在冰川未完全填满冰前谷地时，存在着显著的坡度变化，在陡壁以上留下台阶地（即 alps）。同样地，从前均夷地汇入冰前河谷的高处支谷成为悬谷，结果其水流呈一系列的小瀑布急剧地跌落进主谷（照片 57）。在这幅照片所显示的约塞米蒂谷地内，有高度不同的三组悬谷，每一组都曾达到均夷状态，相应于内华达山的一次抬升。

图 114 冰斗

1. 典型冰斗的横剖面。2. 一金字塔形山峰，下面的冰斗内有一小湖（据斯诺登山）。3. 一座高山的山峰（据阿莱奇峰）；A、B、C 代表粒雪原的位置，冰斗正在这里发育。4. 斯诺登山峰、山脊和冰斗：W=依·韦德法（YV Wyddfa）（主峰），D=依·迪斯格尔峰（Y Ddisgl），G=戈赫峰（Goch）。冰斗是：i. 格拉斯冰斗，ii. 格拉斯林冰斗，iii. 林多冰斗，iv. 迪林（Dyli）冰斗，v. 特里加伦（Tregalan）冰斗，vi. 依·拉恩（Y Lan）冰斗，vii. 克洛因（Clogwyn）冰斗，viii. 布林诺格（Brynog）冰斗，ix. 德·阿迪尤（D'ur-arddu）冰斗。这种在一个山体几个坡面上进行的冰斗侵蚀，形成有时叫做冰蚀锯齿缘地形的地形。5. 赫尔韦林冰斗。雷德湖（R）位于陡峭的刃脊斯特里丁（St, Edge）和斯威拉尔（Swirral Edge）（SW.E.）之间，目前干涸的克佩尔坎夫（Keppelcove）湖（K）位于斯威拉尔（Swirral）和赖斯山脊（Raise ridge）之间。6. 库林山西南部的冰斗。阿利斯特岩（S）海拔 991 米（3251 英尺），是斯凯岛的最高峰。六个冰斗是：i. 鲁阿德哈（Coireachan Ruadha）冰斗，ii. 洛海冰斗，iii. 加尔布赫（Garbh）冰斗，iv. 格赫鲁恩达（Ghrundda）冰斗，v. 拉甘（Lagan）冰斗（照片 25），vi. 巴纳奇迪奇（Banachdich）冰斗。

有些谷地最后突然地在其头部变成一面陡壁，称为槽谷末端，末端以上有一群冰斗。很可能曾发育了一个完整系列的冰斗冰川，而且冰川的冰在某一个地点合并，形成主谷冰川；冰的厚度、重量和侵蚀力因此突然大大增加。对一个谷地纵剖面进行仔细观察，有时能发现一系列的石阶，这部分是由于冰的侵蚀力不均匀（例如，在一条支冰川从前汇入主冰川并使更多的冰体能更有力地进行侵蚀的地方，通常出现一个台阶），部分是由于谷底抗蚀能力不同而形成的。不管原因是什么，一个台阶一旦开始出现，由此形成的冰瀑上的冰隙便会有助于融水的进入，因此发生活跃的寒冻侵蚀。有些台阶很可能是节理上的差异的结果；例如，有些地方岩石为块状，无节理，坡降就和缓，这是磨蚀的结果，但是当一段节理密集从而有利于拔蚀时，岩石就会较快地被带走，形成一个台阶。有些阿尔卑斯山地区，在狭窄谷地地段以下清楚地出现若干石阶；可能由于没有暂时性压缩影响，冰川能在这一点以下更有效地进行侵蚀。也许还有冰前的一个河流裂点导致那一点附近冰川运动的加速，因而使侵蚀作用加强。

图 115 冰蚀槽谷地形

1. 冰蚀谷横断面。2. 冰蚀谷素描图。3. “槽谷末端”。4. 瑞士的劳特布伦嫩谷。5. 冰川谷纵断面。6. 英吉利湖区被削平的布伦凯斯拉（B）石嘴。

有时谷底被侵蚀得很深，结果形成一个现在为湖泊占据的真正的“岩石盆地”，其底部可能远低于海平面；内有湖泊的冰蚀谷在不列颠群岛有广泛分布。这些湖泊在第 7 章已有叙述。世界有些地区的冰川槽谷延伸到海平面以下的海岸，形成长而深的陡坡小海湾，称为峡湾。

在北威尔士可以看到两个没有湖泊的冰蚀谷实例。费雷康河谷（Ffrancon）（它具有几乎平坦的沼泽状底部，奥格韦（Ogwan）河从槽谷末端呈瀑布急剧泻下以后便在谷底曲折绕行），和大得多的康韦河谷。后者从贝图瑟科伊德到康韦以下的河口延伸 24 公里（15 英里），其平坦的底部宽

度在 0.8—1.6 公里 (0.5—1.0 英里) 之间, 两侧是陡壁, 壁上特别是西壁上, 有一些很好的悬谷实例。

冰川分流在冰后谷地景观上能产生非常引人注目的结果, 特别是在从前的分水岭上打开缺口。例如在北威尔士, 呈辐散状的费雷康河谷、兰贝里斯河谷、圭内特河谷和南特尔 (Nantlle) 谷地, 至少部分由于分流而形成的。一条源自英吉利湖区朗达尔的冰川, 九次分叉, 主流侵蚀温德米尔槽谷, 其他的各个部分形成埃斯韦特湖所在的谷地和其他几条谷地。在苏格兰洛蒙德湖附近, 可以看到极复杂的分流结果。

虽然冰蚀谷的典型剖面无疑地为 U 形, 但最近的工作表明, 有些例子有时显示出特殊的 V 形剖面。例子有北威尔士的阿伯格拉斯林 (Aberglaslyn) 山口、澳大利亚的厄茨萨尔 (Ötztal) 和瑞士的埃朗河谷。其原因尚不清楚, 不过 V 形剖面通常似乎与分隔上下 U 形剖面的谷底较陡部分有关。这种异常的剖面可能是断裂或节理作用的结果。加利福尼亚州约塞米蒂河上游的特奈亚 (Tenaya) 峡谷之所以狭窄, 剖面呈龙骨形, 是因为一条狭窄的纵向裂隙带有助于冰川的垂直侵蚀, 而侧翼的块状、无节理岩体限制了侧蚀。间冰期迅急流动的地表河流或处于巨大流体静压力下的冰下河流的迅速垂直侵蚀, 可能使 V 形更加明显。

(iv) 其他侵蚀地形 冰川侵蚀的一个明显结果是对突出于一般高度的岩体进行塑造, 这个结果实际上表现出了冰川侵蚀的性质。这样的岩体的上游 (即“迎风”) 侧被磨平、磨光 (虽然常常也刻上深深的条纹), 而且其轮廓成为圆形; 在这里, 磨蚀是主要的侵蚀力。而下游 (即“背风”) 侧, 特别是如果节理发育的话, 则由于冰的拔蚀作用以及冰下融冻作用而变得较为粗糙不平和不规则。这样形成的地形称为羊背石, 之所以这样称呼, 原来是因为这些蚀余的圆丘类似于法国人曾戴过的羊皮做的假发; 正如经常发生的那样, 这个名词一直沿用至今 (图 116)。可选用的另一个同义术语是“鼻形石”。

图 116 羊背石

羊背石的上游坡被冰的磨蚀作用磨光 (尽管可能刻出深深的擦痕), 而下游坡, 特别是如果岩石节理发育的话, 就会因拔蚀作用和冰下融冻作用而变得粗糙不平。

另一种地形称为鼻尾丘, 这种地形系由某些冰流路径上起阻碍作用的岩体——巉崖形成 (图 117)。这个岩体保护其背冰面较软的岩石, 使之不受冰川侵蚀, 因为冰似乎从“巉崖”上流过或绕过, 在背冰面留下坡度和缓的“尾巴”。明显的例子是爱丁堡城堡岩的坚硬的火成岩颈, 其石炭纪灰岩“尾”位于向东倾斜的老红色砂岩之上, 现在“皇家里程碑” (the “Royal Mile”) 与之并排分布。有时, “尾巴”可能象亚瑟之座 (Arthur's Seat) 那样 (也靠近爱丁堡) 由保留于“死角”即障碍岩体背冰面冰川停止运动的地区的冰碛物组成。在地势低矮的地区, 冰川的活动可导致被现在积水浅盆地所分隔开的低矮小丘景观; 在苏格兰, 这称为“冰塑小丘与小湖地形”。在石底上因有断层、节理、侵入体和其他微弱线而促进差异侵蚀时, 这特别明显。

冰原侵蚀 虽然这些侵蚀地形大部分是高地地区的谷冰川形成的, 但是大陆冰原的侵蚀作用却一直有广泛的影响。加拿大地盾和芬兰 (图 100, 照片 65) 已被削蚀得平坦光滑, 土壤被蚀去, 有擦痕或凹槽的裸岩“铺面”保

留了下来。大小和形状都不规则的许多小洼地受到了磨蚀，这些小洼地可能由这些地区各种各样结晶岩上的拔蚀作用所形成；它们之间为冰蚀丘状岩瘤和小丘所隔开。

图 117 “鼻尾丘”

一个突起的抗蚀力强的岩体能形成一个掩体，较软的沉积岩层在其后被保存下来；或者可能有物质在其背冰坡沉积下来。

在有些地区，呈线状洼地形态的冰道（iceway）受到了由低地冰原伸出的冰舌运动的侵蚀，特别是冰舌在低丘间受到压缩的地方。这在默西-威勒尔地区表现得很清楚，在这一地区，受到爱尔兰海冰的冰舌侵蚀的平行冰道，现在为迪河河口、中威勒尔洼地、默西河河口和迪顿河所占据。

冰水侵蚀 由冰原边缘或冰川舌流出的融水，能发生相当大的侵蚀作用。同时，冰下河流可能在冰下（有时处于很大的流体静压力之下）的石底上流动，这能产生规模相当大、位置明显异常的融水水道。阿尔卑斯山的许多陡坡峡谷便是冰下融水侵蚀的结果。这些结果常常与正常的水系发育毫无关系。近年来，对特威德盆地、切维厄特山、诺森伯兰郡、北威尔士和其他地方的冰下水系（及其对现代水系的影响）进行了详细的研究。

当北欧和中欧过去覆盖着大陆冰原时，冰原的南缘大致呈东西方向。由于中欧高地偏南的地方形成了一个屏障，大量的融水被迫沿着冰原边缘向西流入北海（当时不结冰），从而刻蚀出若干西东向洼地，在德国叫 Urstromtäler（“古河谷”），在波兰叫 Pradoliny。随着冰原的退缩，一系列的这类宽浅槽地一个接一个地形成。可以找到五条主线；其中四条位于波罗的终碛以南和以西，第五条向东北方向延伸得更远，穿过波美拉尼亚地区。目前流经北欧平原的河流总的方向是从东南到西北，但是也利用古河谷地段，这有助于解释河道上常见的“肘弯”。现在无河流的部分古河谷，促进了德国东西向中部地区运河系统的建设。

冰川溢流水道即溢水道通常是由从一边缘冰川湖溢过一条冰前分水岭的融水切割而成。这些水道也有助于冰后水系的形成，这已在第 7 章关于过去的湖泊一节中与冰川湖一起进行了叙述。

冰川和冰水沉积

冰川和冰原能搬运表面物质和冻结在冰体内和冰的底部大量物质，它们大小不等，从最细的石粉到巨大的漂砾。从边缘流出、由融水形成的河流和冰内冰下的河流，也是强有力的搬运营力。处于融点和融点以上的这些夹带物的沉积，能非常明显地改造景观。此外，在冰川的推进达到最远点以后，冰的边缘便退缩，其间不断地或阶段性地出现静止不动的漫长时期，因此，冰川物质覆盖的大面积地区逐渐地暴露出来。这些物质称为冰碛（drift）；它不仅包括无层次的冰川物质（即冰碛物，till），而且还包括层状的冰水碎屑物，即融水河流所沉积的冲积沙砾。据估计，大约欧洲面积的 36%，北美洲的 23% 和世界地表面的 8% 覆盖着冰碛。冰川物质可能呈相当连续的线状丘陵，或者呈不平坦但大致水平的席状分布。图 118 是典型排列的冰碛物示意图。

第四纪冰期曾长期影响过地表；因此在欧洲，较早的冰川推进时期沉积

的老冰碛与伸展不像前者那么远的后来冰川推进的产物——新冰碛之间有所区别。老冰碛已大大改变：它受到了冰后期河流的侵蚀、再分选和再沉积，独特的冰碛物多半已被破坏，湖泊洼地已被天然地排干，或充填了沉积物，发育了较成熟的水系。新冰碛由风化程度低得多的物质构成，而水系既不成熟也不确定。英国和北美洲的老冰碛与新冰碛之间，存在着同样的差别。

图 118 冰川和冰水沉积物块状图

冰蚀高地的沉积作用 冰蚀低地所表现出来的沉积作用比冰蚀高地明显得多，而且冰蚀高地的少量沉积物与较显著的侵蚀地形相比，不是很重要的。但是威尔士大部分、英吉利湖区和苏格兰的谷地和许多阿尔卑斯山谷地（目前在其较低部位无冰），有片状或圆丘状底碛、新月形终碛（照片 79）和一片片冰水沉积沙砾。这些沉积物不规则，而且呈斑块状分布，与低地成片的沉积物相比规模较小，但是，它们可能对水系特别是对湖泊形成有重要作用。

有些冰川谷的 U 形仅有一部分是侵蚀而形成的。它们明显平坦的底部（照片 78）有时是在冰川退缩一段距离后充填冰碛物和被融水散布成平片状的岩屑的结果。充填物可能厚厚地堆积于不规则的谷底上，在选择用于水力发电的水库稳定坝址所打的试验性钻孔表明了这一点。

冰川沉积作用形成的地形

(i) 漂砾 为广泛分布、远离其由之产生的露头的各种大小岩石，它们为查明冰的运动方向提供了非常宝贵的证据。有时，后来的侵蚀使之处于不稳定的平衡状态，这时它们被称为栖留漂砾 (Perched block)。这些漂砾包括斯卡伯勒地区、里布尔河河谷和伍尔弗汉普顿附近的沙普花岗岩巨砾。苏格兰南部艾尔郡海岸附近艾尔萨岩小岛的微蓝色火成微花岗岩（称为钠闪石-霏细岩）在默西赛德郡、安格尔西郡、马恩岛，在威尔士南部的菲什加德地区，甚至爱尔兰南部海岸附近远至科克，都已有发现。位于奔宁灰岩上的花岗岩巨砾十分引人注目，因为它们的颜色对比鲜明（照片 75）。有些漂砾十分巨大；据说艾伯特的一块漂砾重 18000 吨以上，新汉普郡的麦迪逊漂砾（长 25 米，83 英尺）重量接近 4700 吨，它仅从其源地移动了 3 公里（2 英里）；在亨廷顿郡，一块白垩漂砾上坐落着卡茨沃斯 (Catsworth) 村；在日内瓦湖以南罗讷河谷的蒙泰附近，有几块花岗岩漂砾，每一块漂砾都成了采石场。在肯塔基州布恩县的荒僻地区，若干美丽的红碧玉（一种坚硬燧石状岩石）巨砾离最近的这种基岩（休伦湖以北）有 1000 公里（600 英里）。

(ii) 冰碛物 它们由夹有粘土和沙子填料的非层状物质组成，包括各种形状和大小的岩石。冰碛物这一术语比冰砾泥更恰当，因为它不是指任何一定的规格，尽管后一术语仍在广泛使用。冰碛物可分为两个主要类型：在活动冰以下沉积的底碛，和当冰退缩、融化时就地沉积的消融冰碛。冰碛物的组成按照其成分的来源不同而有很大的变化。例如在英格兰，各种冰碛物大不相同，具有当地的名称；在东英吉利亚，白垩状漂砾粘土是特有的一种含有燧石和带棱白垩碎屑的坚硬淡灰色的粘土；克罗默地区的扭曲漂砾含有来自英格兰北部的白垩岩和火成巨砾；克罗默冰碛也含有来自斯堪的纳维亚的巨砾。在林肯郡和亨伯赛德郡，可以区分出赫斯尔漂砾粘土和紫色漂砾粘土。大部分的这些冰碛物呈页片状沉积了下来，冰后的河流正在其上切割。虽然页片状冰碛物大致是均匀分布的，但仔细看来，它们呈和缓的波状起伏，甚

至呈圆丘状。在北欧平原的若干部分，这种不平坦的浅洼地为湖泊所占据。

图 119 北欧平原的终碛

漂砾列由通常具有同一基岩源的一系列漂砾构成，这些漂砾被运动着的冰推向前方，并呈扇形（其顶点指向物质源地）或大致呈直线状沉积下来（它们可以制成图，以精确表示出冰的运动）——例如穿越约克郡石灰岩洞穴区的暗色志留纪巨砾列。

（iii）冰碛（moraines）与谷冰川有关的各种冰碛具有较小的尺度。但是在冰原曾驻留相当长时间的地方，冰碛丘可在低地上延伸若干公里（图 119）。冰长期静止不动所形成的主冰碛是真正的终碛，其他的冰碛线是退缩期间的短暂停留，甚至略微前进的产物，它们是后退碛。

北欧平原上的较老冰碛已基本被冰后期的侵蚀所破坏，但是冰的最后的重要停驻和退缩所形成的冰碛，仍然可以向南追溯到日德兰半岛，然后向东到奥得河谷，继之进入波兰和过去的东普鲁士。有许多大致平行的线，但最清楚的是波罗的高地即波罗的终碛，波罗的高地有时由明显连续的山脊组成，在其他地方则由被有湖泊的洼地分隔开的一条不规则的岗丘组成。丘陵中有许多超过海拔 180 米（600 英尺）；格但斯克附近的图尔姆伯格（Turmberg）达到 331 米（1085 英尺）（北欧平原的最高点），过去的东普鲁士的两座丘陵也超过 300 米（1000 英尺）。在图 119 所表示的地区以外，还有一些冰碛线表示出最后退缩的更晚阶段；萨尔保冰碛岭终碛的两道陡壁垒穿过芬兰南部，它们与海岸平行，在内陆 64 公里（40 英里）处。同时代的脊状冰碛从挪威南部穿过。

冰碛丘在不列颠群岛的冰蚀低地不常见到。在约克河谷，一条高 15 米（50 英尺）的冰碛从沃尔兹（the Wolds）延伸到尤尔河和沃夫河谷地之间的奔宁山麓丘陵。在斯坦福布里奇的德文特河、在约克郡的乌斯河穿过这条冰碛，约克郡大部分建于冰碛之上。向南大约 8 公里（5 英里），几乎平行的埃斯克里克冰碛代表冰原在较早时期的进一步扩展。英国最大的终碛是诺福克的克罗默岭，这是一条宽 8 公里（5 英里）、长 24 公里（15 英里）、高 90 米（300 英尺）以上的圆丘状砂砾质丘陵带。

图 120 巴伐利亚前陆

1. 过去的湖盆，2. 鼓丘，3. 冰水沉积物，4. 冰碛，5. 湖泊

在冰原运动的外缘可以见到的一种冰碛，由大量的沙砾组成，粘土极少。在荷兰东部的采沙场，层次似乎明显地发生过褶皱、甚至逆掩断层，虽然规模不大。这些可能是从北面“弄皱”或“压迫”冰碛的冰压力所引起的，因此有推进冰碛（Stawwallen 或 moraines de Pousse）等术语。它们断断续续地形成从乌得勒支延伸到德国的低丘，类似的地形可在纽约州和衣阿华州看到。

（iv）鼓丘 在有些地区，特别是谷冰川展宽或山麓冰川流到平原（因此使冰体变薄）的地方，冰碛沉积了下来，形成一大群圆丘，从长、高几米的小岗墩，到长 1.6 公里（1 英里）或 1.6 公里以上、高达 90 米（300 英尺）相当大小山丘。它们分布于北爱尔兰（注意看照片 93 斯特兰福德湾的鼓丘岛）、苏格兰的米德兰谷和英格兰北部的许多地区（索尔韦平原、兰开斯特附近的沿海平原和艾尔峡谷）。但是在东英吉利亚，完全没有鼓丘。在北欧

平原和德国南部的巴伐利亚前陆，鼓丘分布于连续的终碛线以内（图 120）。它们通常以一种有节奏的型式呈雁列式排列，因此有时用“雁列丘地形”的术语来形容鼓丘景观。

这些鼓丘通常由沙质冰碛物而不是由粘土质冰碛物组成，并且表现出多少按冰运动线延伸的一条长轴。每一个鼓丘体都是由冰（大概从局部携带物质较多的部分冰底层）沉积下来的，因为冰碛物和下伏基底间的摩擦力大于冰碛物与上覆的冰之间的摩擦力。后来，冰的运动可能是冰川的再次推进，使其形状变成流线形。因此，水平的底碛由于多少停滞的“死冰”的退缩而沉积下来，而鼓丘是活动的冰塑造而成。有些鼓丘还可能由于活动冰的压力而形成，这种压力改变了早期冰川推进所沉积的冰碛原。

有些鼓丘含有一个石核，其四周覆盖有冰碛物。覆盖层可能极薄，因此这样的鼓丘称为石鼓丘或假鼓丘。

（V）蛇形丘和冰砾阜 人们使用了一套相当混乱的术语来表示层状冰水冲积沙砾岭脊和岗墩，沉积而成的这些岭脊和岗墩是末端融冰沉积地形。一个方便的区分方法是，蛇形丘由纵向即与冰流方向平行、与冰前缘成直角的长条形沙砾脊组成，而冰砾阜一般与冰前缘相平行。但是，岗墩的分布常常很不规则，无一定方向，因此，这样的分类难以运用。

蛇形丘是层状粗沙和砾石沉积物构成的长条状岭脊，有时是直的，有时呈弯曲状。这些地形在芬兰和瑞典（在这些国家，它们在湖泊和沼泽之间蜿蜒 100 公里或 100 公里以上）、坎布里亚郡北部和苏格兰中部，以及新英格兰（美国）很常见。它们的成因尚不清楚，但是一致的看法是，这些物质是由冰下通道中流动的融水河流沉积下来的。实际上，它们是当冰消融时所露出的这些河流的“模子”。因此，大部分蛇形丘的堆积要求有漫长的滞冰时期。反对这个理论的意见认为，由于冰下河流具有封闭的性质，流体静压力可能很大，以致携带的物质会完全从摩擦力小的河床上的通道带走。一种意见认为，通道出口也许曾被阻塞，特别是在通道通向有大量沉积物的湖泊的地方，此后通道便向源头方向被填积；而当冰最后因融化而消失时，蛇形丘便暴露出来。另一个理论认为，有些蛇形丘是当冰迅速后退时在通道口沉积下来的一种不断地和迅速地后退的沉积物，即是一种长条形的三角洲。这个理论在某些方面被串珠状蛇形丘（沿蛇形丘不时出现驼峰状物质）的存在所证实；串珠是在夏季短暂而强烈的活动期间形成的，夏季融水增加，意味着供应的沉积物质增多，而在冬季，沉积作用较小，但比较规则。冰通道论的支持者把串珠简单地解释为在较广阔通道段落中特别多的堆积物，但是这似乎是不可能的，因为流体静力湍流肯定会将物质冲走。

冰砾阜由以混乱和复杂方式排列的不规则、波状起伏的层状沙砾岗墩组成。可以分为两个主要类型：沉积于终端冰边缘或终端冰边缘附近的狭义冰砾阜（有时叫做冰砾阜三角洲），和沿冰川的谷坡边缘沉积的冰砾阜阶地。

狭义冰砾阜的内面代表一块冰界坡（ice-contact slope）。冰砾阜群实际上是沿着一个长期停滞和逐渐退缩冰原的前缘不均匀地沉积下来（通常是在冰前湖泊）的一群冲积锥或三角洲。这种冰砾阜景观最典型的特征之一，是一个小的浅洼地，即“锅”（kettle），因此有“冰砾阜锅盆冰碛物”（kame—and—kettle—moraine）这个美国术语。顺便提一下，“kettle（锅）”一词是有趣的派生词之一例。它与厨房用具无关，而是来源于密执安湖附近威斯康星的凯特尔山脉（the Kettle Range），这类洼地在这里特别多。大多

数是由于从主冰原分裂出来的各个冰块体四周的沉积作用形成，冰块最后融化，留下每个冰块体曾占据过的凹地，凹地通常有一小湖。在冰岛和斯匹次卑尔根能当场看到这样的冰块。

冰砾阜在北美和西北欧的低地上分布广泛，覆盖着的地区达若干平方公里。在北美，一个冰砾阜地带呈环状从长岛向西延伸到威斯康星州；在欧洲，它们大致平行于波罗的高地。在英国，特别是苏格兰南部高地北侧和西坎布里亚，有许多规模较小的例子。

砾质冰砾阜广泛分布于爱尔兰中央平原的沼泽之间，用 J.K. 查尔斯沃思的话说，“……或者表现为表面呈波状起伏和丘陵状的杂乱无章的巨浪形岗墩，或者表现为陡坡、脊部狭窄、高达 20 米（60 英尺）的长条形砂砾垒，它们象蛇似地在平原上蜿蜒伸展。”在爱尔兰，它们称为蛇丘（eiscir），英语化了的蛇形丘（esker）即从它派生而来。艾斯克（The Eiscir）蛇丘横穿爱尔兰，从都柏林附近到戈尔韦，但是偶尔有中断，在阿斯隆附近被香农河冲开一个大缺口。

图 121 冰砾阜阶地块状图

冰砾阜阶地沿着冰川冰的边缘形成，“是受沉陷和后来河流的切割影响的过去的参差不平冰缘的忠实模子”（J.K. 查尔斯沃思）。它们是由占据冰舌与谷坡间的槽地的河流沉积下来，形成狭窄平顶的阶地状岭脊（图 121）。它们有时看起来象过去冰川湖的滨线，但是不规则得多。在苏格兰东部兰默尔丘陵的谷地边缘一带可以看到若干例子，在好多地方有四级阶地，一级位于另一级之上。

冰水沉积物 从冰体边缘流出的融水冲刷并沉积出一层层片状的粘土、沙子和砾石，因此出现冰水物质这一术语。如果物质从广阔冰缘沉积在大面积的低地上，形成的叫做冰水平原，在冰岛称为冰水沉积平原（sandur，复数为 sandar）。最粗的物质沉积在冰缘的附近，较细的物质沉积得较远。在冰水平原的地表，融水表现为经常从一侧迁移到另一侧的辫状河流。相反地在狭窄的谷地中，如罗讷河，冰水沉积可能以相当大的厚度覆盖于谷底；这些沉积物称为谷地冰水沉积（valley—trains）。

最细的物质可能沉积在冰原边缘一带的湖泊中（如北美的“阿格西湖”，图 106），形成肥沃的湖积平原。在北欧平原上，夹有若干砾石斑块的沙原在终碛的外侧沉积了下来。在若干地方，这些片原厚达 75 米（250 英尺），它们覆盖于较早冰期的底碛之上。无论是冰蚀宽谷内的河流，还是冰后的河流（如威悉河和易北河）都已将片原切割成被谷底覆盖冲积层的河谷隔开的块体。沙质的地区称为干砾地（geest），它们构成典型的德国石楠荒原，如吕讷堡石楠荒原。现代的河流阶地通常覆盖着经过再分选和再沉积的冰水物质层；这在巴伐利亚阿尔卑斯山和多瑙河之间的巴伐利亚前陆有明显的表现。

纹泥——冰水沉积物的一种形态，在第 1 章谈到测定地质时代时已经讲过。

过去的冰期

我们已经几次提到过去的若干时期，在这些时期，冰川作用在世界上的

分布比现在广泛得多。甚至前寒武纪冰期的证据都已经在世界几个地区被发现，这些证据呈“古冰碛”形态，称为冰碛岩。在苏必利尔湖附近，这种沉积物厚达 180 米（600 英尺），覆盖面积达几千平方公里，表明有一个从大约 10 亿年前开始的漫长的冰川作用时期。前寒武纪冰碛岩和漂砾层也已在远至苏格兰和密执安州北部的若干地方被发现。

在晚石炭纪和二叠纪时期，冰原曾影响南美、南非、印度和澳大利亚东南部的若干部分，在澳大利亚东南部，在含有煤层的沉积物之间夹有五层不同的冰碛岩层，总厚度 600 米（2000 英尺）。煤层代表温暖的间冰期。四个南方大陆上同时代冰碛岩和纹泥状沉积物的存在，为一些权威提供过去曾经存在冈瓦纳大陆的进一步证据。这个时代的羊背石、有刻痕的岩面和磨面漂砾也已被发现。在石炭一二叠纪冰期以后，整个世界的气温明显提高，很可能在更新世以前整个地球上没有冰川和冰原。

图 122 欧洲第四纪冰原的运动和范围

似乎在更新世时期，发生了所谓的第四纪冰期或更新世冰川作用。直到最近以前，根据解释气候波动的地球轨道周期摄动的天文学理论，确定其开始时间是大约 60 万年以前（一个“短时标”），但是，通过用放射性碳测定间冰期有机沉积物的时代对新的证据进行的解释，对从洋底所获得的“岩芯”物质的研究和其他证据，已经使有些工作者将开始时间推前到 180—250 万年以前（一个“长时标”）。人们提出了许多原因，诸如地球轨道偏心率或地轴倾斜度的变化，太阳黑子活动所表明的太阳辐射变化，极点位置的变化、大气圈水气含量的变化、海陆分布的变化，也许还包括由于大陆广泛的上拱而引起的高度少量增加，或者洋流性质和方向的一些变化。一个引起了很大兴趣的理论是大气圈二氧化碳含量可能有减少，目前大气圈按体积约含有 0.03% 二氧化碳；这种气体吸收长波太阳辐射，因此倾向于使大气圈变暖。如果其比例减少一半，地球表面温度就将降低 7℃ 左右。所有这些理论的困难问题在于，作为冰川条件发生原因的特殊变化为什么会发生。温度的变化并不需要非常大。英国全年降低 7℃ 就足够了。

且不论是什么原因，第四纪冰原最盛时在北半球覆盖了大约 4700 万平方公里（1800 万平方英里），而现在为 1500 万平方公里（580 万平方英里）。由于在南半球陆块较小，那里的冰原面积不太大，但是新西兰阿尔卑斯山、塔斯马尼亚、智利南部和巴塔哥尼亚可能曾为冰所覆盖，而南极冰原的范围则要大得多。

每个冰期都发生过一定顺序的事件。在冰期前的陆地地区，温度降低，降水也许有增加。在较高处，雪不断积累成粒雪原，粒雪原是各冰川的源头（从粒雪原流出的融冰在山谷形成谷冰川）。起初，山脊和山峰赫然矗立，接着谷冰川之间的山地也许完全被覆盖，形成冰帽。随着冰帽面积扩大，它们逐渐合并在一起；当低地的消融不能融尽流入平原的冰时，这里便很快形成面积巨大的大陆冰原。在鼎盛时期，除最高峰外，所有的地区一定都已被巨大、平滑的冰穹丘所掩盖。在欧洲大陆，主要的冰原中心是芬诺斯坎迪亚地区（指芬兰、瑞典、挪威），它是欧洲冰原的源地。在英国，一开始有若

最近的研究使有些权威认为，冰原并未整个冰期都带留于芬诺斯坎迪亚源地；他们还认为冰期由两个主要阶段构成：一个是较早、较长的强烈阶段，一个是较晚、延续时间短的阶段。双冰期的证据是以在挪威

干个中心——苏格兰高地、南部高地、爱尔兰西部和北部、英吉利湖区、奔宁山脉和威尔士的北部和中部。英国主要的冰原发育于苏格兰高地，冰从高地一方面向南流到爱尔兰海，另一方面沿东岸流动，冰在这里遇到斯堪的纳维亚的冰，并与之部分合并。

图 123 不列颠群岛第四纪冰原的运动和范围

北美的大陆冰原从加拿大北部的几个中心流出。巨大的科迪勒拿谷冰川的一部分向东流，在高原上合并形成一条山麓冰川。其他的向西流到不列颠哥伦比亚高原，可能覆盖了除海岸山脉最高峰以外的所有地区；在 1500 米（500（英尺）高度，已经发现了明显的冰川痕迹。冰移动到大洋上，形成冰架，但是由于在海洋中大量损耗，推进得不远。在东部，人们早就认为，冰从三个主要中心基韦廷、帕特里夏和拉布拉多扩展开来（图 124），它们最后合并在一起。现在，发源于拉布拉多山脉的单一洛朗蒂德冰原的概念被认为是较为可信的。它向各个方向扩展，最盛时期向南远至现在圣路易斯所在的地方。在北部，它与格陵兰冰原合并，然后扩大（与现在相比）到北冰洋岛屿。太平洋山脉背风面的阿拉斯加部分地区可能依然无水。南部曾有过几次很大规模的冰进，这些冰进形成了一个难以理解的结果，即在威斯康星西部和相邻的明尼苏达、艾奥瓦（衣阿华）和伊利诺伊州部分地区留下了一个“无冰碛地带”。在这里，缓慢的冰原压出流被低丘束缚在窄道之中；虽然这个地区在任何一段时间内从未被冰所包围，但它现在却被某阶段曾为冰所覆盖的陆地包围（图 124）。

图 124 北美洲的第四纪冰川

K=基韦廷；L=拉布拉多；P=帕特里夏。

第四纪冰川的地质时代

从第四纪冰原留下的沉积物证据，可以清楚看出，并不是仅有一次冰川推进，冰川达到最盛期以后接着便是稳定、不间断地退缩。第四纪冰原的地质时代首先是在康斯坦茨湖东北面的阿尔派恩前陆经过努力而得到揭示的。1909 年 A·彭克（Penck）和 E·布鲁克纳（Brücker）发表了现已成为经典的一篇著作。他们发现了存在于现在河床以上不同高度的四个不同系列冰水冲积砾石，每一个系列都与一个冰碛物系列相联系。因此，他们指出，曾发生过四次不同的冰川推进，他们根据多瑙河在巴伐利亚的四条支流把四次冰川命名为贡兹、明德、里斯和武木。里斯冰期是最大的冰期。在这些冰川推进之间存在着间冰期，间冰期气候较温和，因而冰原也向极地退缩一段距离。从间冰期沉积物内所含有的植物残体证据来看，有些间冰期的气候可能比现在温暖得多。最长的间冰期是明德-里斯间冰期（有时称为“大间冰期”），这个间冰期延续了大约 19 万年，如果采用第四纪冰川“短时标”的话。这种冰川作用型式的概念现在仍然基本上为人们所接受，虽然最近较多的工作者提出，主要冰进可能有几个阶段，这些阶段被较次要的退却阶段所隔开。例如，在瑞士有人认为，在明德和里斯之间存在着使大间冰期中断的另外两个

和瑞典发现的两层厚冰碛物之间含化石残遗体，包括各种植物花粉为根据。

阶段，称为坎德（Kander）和格卢茨（Glütsh）。现在人们也普遍接受，在贡兹冰期以前存在着一次较早的冰进，叫做多瑙冰期。

在德国北部和波兰，对冰川循环也进行过详细的调查研究。斯堪的纳维亚冰原曾扩展到这些地方，留下了呈已叙述过的终碛和冰水沉积物形态的丰富证据。首先，划分了三个阶段，称为埃尔斯特、萨勒和魏克瑟尔。与阿尔卑斯山的各阶段细心进行对比表明，这些阶段分别相当于明德、里斯和武木冰期。

后来人们又提出了证据，表明在萨勒和魏克瑟尔冰进之间还夹着一个阶段，称为瓦尔斯（Warth），其主要冰碛可以在柏林西南面的一个石楠荒原地区——弗莱明找到，冰碛进而延伸到波兰南部。有些权威争论说，瓦尔斯冰进是魏克瑟尔冰期的一个早期阶段，但较为一致的意见认为，它代表萨勒冰川作用即将结束前冰原后退过程中的一次短暂停驻和微弱的再度冰进。其他证据表明，可能在埃尔斯特以前有更早的一次斯堪的纳维亚冰原推进。这称为易北冰期，并尝试性地与阿尔卑斯山的贡兹冰期进行对比。

人们还作了进一步的详细工作，调查北欧平原最后一次冰期后退的阶段，每个阶段都再现冰缘地带的特征；已确定了三个主要阶段（勃兰登堡、法兰克福和波美拉尼亚）。最重要的是波美拉尼亚阶段，这个阶段的冰碛是波罗的高地即波罗的终碛。

在英国，也早已认识到更新世冰期的多次性。尽管在德国北部，冰川阶段主要是按照终碛加以确定的，但在英国，这些地形根本不那么明显，因而不得不采用其他形式的证据。于是在东英吉利亚，划分出了早期的四种不同冰碛物，即诺威奇砖土（现在称为克罗默冰碛）、大乔基砾泥（Lowestoft 砾泥）、小乔基砾泥（吉平（Gipping）冰碛）和洪斯坦通（Hunstanton）砾泥。起先，人们认为，这些阶段相应于贡兹、明德、里斯和武木冰期，但是最近对间冰期沉积物的详细研究，已部分地否定了这种对比。在这方面特别重要的是克罗默森林层，这是沿诺福克海岸出露、位于克罗默冰碛和洛斯托夫特冰碛以下的一层间冰期泥炭沉积物。由于后者在萨福克的霍克斯恩上覆有一间冰期（霍克斯恩，即明德—里斯间冰期）的沉积物，这两种冰碛物必须被看成是一个冰期（明德）的产物，而克罗默森林层本身必须看成是一个早期间冰期（克罗默（Cromerian），即贡兹-明德间冰期）的产物，这样一来，东英吉利亚的贡兹冰期似乎成了神秘的东西；它的一个明显的代表似乎是韦伯恩巉崖，即含有习惯于生活在寒冷条件下的生物残体的多贝壳沉积物；现在这个阶段叫做比斯托恩冰期。红巉崖（Red Crag）表明可能存在着一次更早的冰期（可能与多瑙冰期同时代），红巉崖是含有明显生活在很寒冷条件下生物化石的海相地层，它是被称为巴芬特期（Baven-tian）这一阶段的代表。红巉岩的底层通常用来表示更新世的开始。

象其他地方一样，冰川沉积物可以大致分为“新冰碛”和“老冰碛”。新冰碛的南界可以从诺福克北部的海岸穿过约克河谷（新冰碛在这里表现为终碛）、英格兰中部地区的西部和南威尔士一直追溯到香农河口。

这个最后一次冰进的较晚期阶段，在气候逐渐变好、导致冰原在这些岛屿上消失以前显著地影响着英国的高地。英国北部的大部分地区被连续的北不列颠冰盖所覆盖，后来在完全封闭的冰原撤退以后很长时间，斯诺德尼亚（Snowdonia）、英吉利湖区、南部高地和苏格兰高地又形成一个个的冰帽。若干注出冰川从这些冰帽向下、向外推进，产生了许多引人注目的侵蚀地形。

现在在许多地区继续进行着详细的研究。例如在坎布里亚西部低地，已划分出了三个不同的冰期系列，每一系列都形成了冰碛或冰碛—冰水沉积物，这是苏格兰—爱尔兰海冰与湖区冰之间复杂相互作用的产物。在恩纳代尔，有一个剖面有两层冰碛，中间夹着一层河流沙砾。下层冰碛含有安山岩和花斑岩碎屑，明显由从莱克兰山脉的冰川沉积而成，上层含有苏格兰或爱尔兰海冰带来的煤、砂岩和石灰岩。

在北美大陆，第四纪冰川的地质时代也已被精心地加以确定。尽管还有一些重大未解决的问题，但已确定了五次冰期，称为前内布拉斯加、内布拉斯加、堪萨斯、伊利诺伊和艾奥瓦-威斯康星冰期。像与之同时代的欧洲里斯冰期一样，伊利诺伊冰川作用伸展得极远。这些冰期之间夹有间冰期，称为阿夫顿、雅茅斯和桑加蒙间冰期。

冰川地质时代表

下表表示出第四纪冰川大概的相互关系，把握是不大的，使用的是“短时标”，按照这个时标，冰川大约开始于60万年以前。如果采用“长时标”，各个阶段就必须相应地延长，依此估算，大间冰期可能超过4000年，据推断，在英国更新世时期多达12个阶段，它们都有名称；有一些列于下表中（粗体字）。在克罗默间冰期之前，还进一步推断出了六个阶段：三个寒冷（冰川）阶段，三个温暖（间冰期）阶段。

估计延续时间（千年）	阿尔卑斯地区	德国北部和波兰	不列颠群岛	北美	新冰碛
70—100	武木 3 武木 2 武木 1	魏在瑟尔 波美拉尼亚 法兰克福 勃兰登堡	新不期（德文斯）	威斯康星艾奥瓦	老冰碛
65	间冰期 伊姆 易卜斯威奇 桑加蒙				
60	里斯	瓦尔斯萨勒	吉平活尔斯通	伊利诺伊	
190	（“大”）间冰期 荷斯坦 霍克斯恩 雅茅斯				
50	明德（？）	埃爾斯特	罗埃斯托夫特（英吉利亚）堪萨斯		
65	间冰期 克罗默 阿夫顿				
50	贡兹	易北？	韦伯恩巉崖（比斯托恩）	内布拉斯加	
	间冰期 帕斯托恩				
？	多瑙？	？	红巉崖（巴芬特）	前内布拉斯加	

冰缘

除了第四纪冰原的推进所覆盖的地区以外，一定有过一个纬度的和高度的冰缘地带（称为冰缘），它们位于冰前锋的边缘。这个地带一定曾具有相当大的宽度，虽然在更新世期间变动很大在间冰期，它会向极地、向高山顶部移动，而在冰进期间，它一定甚至影响过中纬度的低地，如英格兰南部和法国北部。在过去 25 年中，对冰缘现象的研究有了很大的发展，而且创造了极难理解的术语，这些术语并非全部都被普遍接受。容易受到冰融交替作用影响的表层称为活动层或活动土层，而其下永久冻结的一层是永冻层或永久冻土。在这两种情况中，第一个用语一直用得普遍一些。对冻土所有特征的研究称为冻土学。有关过程的详细分类系统已经予以公布，其中三个过程可以提一下：寒冻崩解作用（冻裂）、寒冻扰动作用（寒冻隆起和翻搅，引起扭曲层理和物质层次的相互贯穿）（内包作用）和寒冻泥流作用（寒冻条件下的泥流）。

冰缘地带在大部分地区曾具有土壤、底土甚至基岩冻结深厚（永久冻土）的特征，形成了冻原性质；因而，水文状况发生了重要的变化。首先，许多岩石的节理和裂隙被冰封住，因此使岩石不透水。这些岩石上的径流和侵蚀可能比正常条件下强烈得多，许多白垩和石灰岩高地的于谷可能就是这样形成的。第二，由于直接蒸发减少（这是盛行低温的结果），由于几乎完全不存在植物蒸腾，地表径流的相对重要性增大。

冰缘条件下一个非常重要的风化形式是冻融作用，特别是昼夜温度变化在 0 上下波动的月份。有节理的岩石特别容易受到这种形式的崩裂影响，崩裂往往迅速形成强有力的融水河流才能搬走的岩屑。最明显的融冻作用的影响中，有一些与雪斑块风化即雪蚀作用有关。特别是在朝北的坡地上，小洼地曾被半永久积雪所占据。雪下面的冻融作用导致了基岩的风化或碎裂，因此而变松散的颗粒在较温暖时期被融水溪流冲走。于是，雪斑块慢慢“吃”进山麓，形成独特的巨大雪融洼地。伊斯特本附近南唐斯陡崖上的冲沟可能是冰缘的实例。

冰缘另一个非常重要的过程是迅速的土壤蠕动、土流或泥流——块体运动的特殊类型之一；在冰缘条件下，这称为寒冻泥流作用。在短暂的夏季，土壤上层发生稍许融化，因而在永冻层（冻土）表面以上，一层岩屑充满了不能下渗的融水。因此，表层常常能以土舌形态（厚度半米左右）沿斜坡向下蠕动，特别是在陡坡上，冻土本身的滑动面使之前进速度加快。在英国，可以发现过去土流的证据，其形式有大部分白垩地区的库姆矿床（沉积物）和库姆岩、覆盖面海岸地区上升海滩的精沙和东英吉利亚的切莱（the Tjale）砂砾等。库姆矿床由白垩碎石和燧石组成，夹有一些沙子，在许多地方厚达 24 米（80 英尺）；当它们被压实和胶结时，则称为库姆岩。在布赖顿附近布莱克岩的陡崖地区，有一个极好的例子：库姆矿床覆盖在白垩上侵蚀而成的更新世剥蚀海蚀崖上。这个海蚀崖的基部是高于现代海面约 8 米（25 英尺）的上升海滩，其层状粗砾沉积物大部分被库姆矿床所掩盖。另外，夹燧石粘土一部分是形成于白垩上过去的始新世砂和粘土盖层的土流沉积物。孤立的大块石（砂岩漂砾）可能是被沿谷而下的土流作用遗留下来的。有人认为，土流作用在某种情况下可能形成阶地状地形和扁平的峰顶。虽然

这些地形有些可能是风化岩屑物质堆积而成的，但据认为可能发生过对坚硬岩石的侵蚀，这个过程称为高山剥夷作用。人们已宣称，英格兰南部白垩地区和达特茅斯已经识别出这类地形，不过在阿拉斯加和巴芬陆地，它们的规模明显要大得多。

融冻作用的一个最有趣的结果是“多边形土”的发育。“多边形土”是A.L.沃什伯恩创造的一个术语，指大致对称的地形，如圆形、多边形、网形、条带形地形（图 125）。多边形土是现今或过去遭受强烈寒冻作用地区的特征。地面物质被分选成直径 1 米或 1 米以上的多边形，石子围在四周，较细物质位于中间。这些地形没有一定的样式；沃什伯恩考察了以融冻过程为基础的 19 种可能的假设，如温度变化引起的收缩、水分所支配的运动、寒冻隆起和土流。实际上，多边形土大概有多种原因，这是许多研究工作的对象。

图 125 冰缘条件下形成的多边形土

如果在冰缘条件下，地面冻结到较低的温度（-5 以下），特别是在覆盖着厚厚一层松散物质的地方，那么就会形成裂隙。夏季时，这些裂隙充填着融水，融水冻结，形成向下逐渐变尖的冰楔。每年冬季，裂隙和冰楔可能扩大，最后它们可能深达 10 米（35 英尺）。反复的融冻不仅使其大小有增加，而且有助于使周围的物质碎裂。过去有冰楔的地点，可以通过大致显示出冰楔形状的弯曲沙砾体识别出来（图 126）。

图 126 冰楔

楔状、脉状、透镜状和针状（冰针）地下冰的研究特别重要。秋季的冻结作用封住新冻结的表面与下伏永冻层之间的一层水，这时产生一种引人注目的地形。水在冻结时膨胀所产生的静压力，可能在地表顶起一个“水泡”，产生一个孤立的穹丘形或圆锥形土（或砾石）墩，称为冰核丘。冰核融化，引起塌陷，形成夏季时部分为浅水塘占据的一个“火山口”。冰核丘从 6 米（20 英尺）的小墩到高 90 米（300 英尺）以上、基部直径 0.8 公里的山丘大小不等。在这些地形中，有许多形成于近期或现代，虽然据放射性碳年代测定，有些大冰核丘是发育于 5000—6000 年以前。美国的工作者划分出“封闭系统冰核丘”（那样封入的水层是孤立的）和“开放系统冰核丘”（这里的水头与相邻的坡地有关）。后者在格陵兰东部特别多见，在这些地区，有来源于山上夏季融雪的大量的水顺坡流向永冻层上的海岸。有些工作者试图把这些地形称为水文岩盖或冰冻岩盖，把冰核丘一语仅限于指具有目前实际存在的冰核的孤立小墩，但这种用法似乎还没有一致意见。

最后，必须指出有利于气候河流阶地在冰缘条件下形成的因素。在有些地区，特别是地势高、坡度陡的地区，融冻风化作用和土流作用过程曾相当活跃，因而供应给河流的碎屑物超过河流能有效搬运的量。因此，谷底不是发生侵蚀的加强而是发生填积作用。但是，由于间冰期和冰后期的出现，风化过程被减缓，土壤移失因植被的固定作用而受到阻碍，所以当时负荷小的河流能切入填积层，使之成为高起来的阶地。当然，这样的阶地与更新世多次海面变化所形成的阶地是有区别的。

当位于冰碛覆盖物中的大量底冰最后消融（温度缓慢上升的结果）时，这可能会形成高低不平的不规则地表，地表上有盆地状洼地、井坑和落水洞，这些是地表由于下伏的冰就地融化而下塌的结果。这种景观有时称为热喀斯

特，在阿拉斯加和加拿大的北部地区发育得很完全。

现代冰缘作用前面的叙述系基于第四纪冰期中纬低地区所具有的条件，也许现代景观的许多地形是在寒冷气候下地面雕塑的结果。加拿大北部和西伯利亚、北冰洋的斯匹茨卑尔根群岛、新地岛、冰岛和其他地方广阔的冻原和斯堪的纳维亚的较高地区现在正遭受到类似的冰缘影响，认识到这一点是重要的。近年来，对于冻土形成的地形已做了许多工作。钻探表明，永久冻土可能深及地表 600 米（2000 英尺）以下。所有上述地形（岩屑冢、石海、冻土、冰卷泥——波浪形不规则沉积物和多边形土）的形成，都呈现出巨大的规模。

现在，我们不可避免地要作出以下结论：在冰缘作用下，自然景观系处于迅速演化的状态之中。实际上，现在许多地理学家认为，英国大部分地区现在的地表地形，包括坡地这样的基本地形，是在这些异常条件下雕塑而成的；冰缘过程是地形发育的一个主要因素；目前时期相比之下是一个相对停滞的时期。

冰后期

人们一直很注意编制冰后期地质时代表，虽然这当然涉及的是中纬度的低地，而不是依然存在永久冰的高纬和高度大的地区。人们也将意识到，由于在不同的地区第四纪冰期开始和结束的时间不同（这要看它们相对于主要冰扩散中心的位置），不可能把某一个日期说成是冰后期的开始。用地质学的术语来说，这是更新世和全新世即近代之间的分界线；对于东英吉利亚来说，带任意性的开始日期为公元前大约 10000 年，斯堪的纳维亚南部约在公元前 8000 年，芬兰南部约在公元前 6500 年。

冰原的退却对地表形态产生了深刻的影响。随着冰的退却，冰缘以及各种各样的冰缘现象也跟着后退。此外，由于冰的融化，大量的水回到海域，导致海面相对上升。因为上覆冰原的重量减轻，这个变化由于均衡恢复而变复杂。最终的结果是海陆相对高度的波动，以及随之而来的内陆海形状、海岸线性质和河流基准面（及与之有关的一切）的变化。

人们采用了几种方法来制定冰后期的时序。最重要的是纹泥的研究（主要在斯堪的纳维亚）和花粉分析（根据保留在当时生长的植物的泥炭中的花粉性质进行测定）。H·戈德温在这些方面做了大量的工作。如果在泥炭中能识别出一种特别的植物群丛，那么就了解到了使这些植物繁茂生长的当时气候条件。其他的证据有软体动物的甲壳、文化时期的考古学遗址（常在河流沙砾和泥炭沼泽中发现）、树年轮的数记（年轮学）和放射性碳时代测定。

世界各个地区已经做了大量的工作，但是，只要简要叙述两个实例就足够了：东英吉利亚和斯堪的纳维亚的时间表。必须记住，许多研究仍在进行中，所确定的时代将经常变更；还必须记住，它们随纬度而变化，即它们是有时进性的。

. 东英吉利亚

A. 前北方或副极带期 公元前 7500 年以前。干燥寒冷气候。桦-松植物区系。海面相对比现今低 600 米（2000 英尺）。英国与欧洲相连。

B.北方期 公元前 7500—5500 年。干燥气候，寒冷的冬季，温暖的夏季。松-榛植物区系。相对海面稳定上升，北海形成。

C.大西洋期 气候温和、潮湿得多，达到所谓的“气候最宜状况”，温度比现在高 2 左右。混交栎林。泥炭广泛形成。海面继续上升，大约公元前 5000 年，多佛尔海峡形成。

D.亚北方期 公元前 2500—500 年。较冷凉的气候条件重新出现，可能略干燥。栎被松代替。

E.亚-大西洋期 从公元前 500 年至今。气候条件较湿润。赤杨-栎-桦-山毛榉植物区系，一般以山毛榉为主。泥炭重新形成。

. 斯堪的纳维亚

提出了四个主要阶段，特别提到了波罗的海的演变。

1.达尼冰期 公元前 18000—15000 年。这一阶段，冰从丹麦后退，不过斯堪的纳维亚本身仍为冰覆盖。

2.哥蒂冰期 公元前 15000—8000 年。冰从瑞典南部后退。由于北海延伸到波罗的海地区南部，“波罗的冰湖”被扩展成为刀蚌海。

3.菲尼冰期 公元前 8000—6500 年。在短暂停留（这使萨尔珀冰碛丘陵能够形成）以后，冰原从芬兰退却。冰大量消退，因此均衡复原使地面隆起。刀蚌海缩小成陆围的田螺湖。其溢流穿过瑞典中部到达松德。

4.冰后期 公元前 6500 年至今。广泛海侵，形成滨螺海（Littorina，有时拼写成 Litorina）（比现今的波罗的海略大），并淹没西欧的低地（“弗兰德里亚海侵”）。约在公元前 4000 年，海扩展得最大。此后，便在现今海面的上下约 3—4.5 米（10—15 英尺）间波动：公元前 1600 年，高 0.6 米（2 英尺），公元前 700 年，低 4.5 米（15 英尺），公元前后高 1.5 米（5 英尺），公元 800 年低 2.4 米（8 英尺）。公元前 5500 年以来，波罗的海一直与北海相通。

第 9 章 荒漠地区

地球大约 1/3 的地表处于荒漠或半荒漠条件，不包括有时称为“寒漠”的极地和亚极地地区。荒漠存在的基本事实是干燥，植被稀少。在第 18 章，将从气候角度给荒漠和半荒漠下的定义；这里只谈两大类干燥地区就够了。

热带荒漠（有时叫“信风荒漠”）位于赤道以北约 20° 和 30° 与赤道以南约 20° 和 30° 之间，大陆西侧表现得特别明显。最大的连续地带是“旧大陆荒漠带”，这一地带从西北非的摩洛哥，穿过撒哈拉、阿拉伯半岛和俾路支；延伸到印度西北部。这些荒漠经过过渡性的气候和植被带逐渐演变为较湿润的条件。另一类干燥地区是中纬度的大陆内部地区，特别是周围有山脉的雨影区内的高盆地，如亚洲的戈壁和突厥斯坦荒漠，北美的科罗拉多荒漠和大盆地。

这些荒漠地区的一个重要特征是部分或几乎完全没有植被，因此，没有掩护的地表容易遭到剥蚀。第二个特征，按照某些地貌学家的意见是水（按照定义，水分缺乏似乎是荒漠固有的特征）在荒漠地区与在湿润地区一样是地表塑造的主要营力，差别在于它的间歇性、强度和阵发性。大部分荒漠地区实际上不是干燥而是半干燥地区。第三个特征为风是一个重要的营力，不过也许不象早期观测者所想象的那么重要，他们对惊心动魄的沙暴有深刻的印象；正如 E. 布莱克沃特早在 1934 年所说，风作用的效力“……是荒漠地貌学未解决的最重要问题之一”。第四个特征是，不管是机械风化还是化学风化作用对于形成一层其他营力能在其上起作用的松散物质，有极大的威力。当然，这些不同的因素在荒漠以外的地区也起作用。在任何松散的地表面，例如在东英吉利亚的一块新翻犁过的田地，经过一段干旱时期以后，都可以看到风的侵蚀作用。欧洲海岸线沙丘带以及比利时、荷兰和德国石楠荒地上的内陆沙丘，表现出风的搬运和沉积作用。

干燥条件是地球表面各个地区的暂时性阶段。英国的英格兰中部地区的三叠纪红岩（至少一部分）是在干燥或接近干燥的条件下沉积而成的。构成这种独特砂岩的各个沙粒几乎呈完美的圆形，与今天的谷粒荒漠沙类似。此外，查恩伍德森林的前寒武纪岩石——它们象岛屿一样突兀于覆盖着大部分古表面的三叠纪岩石之上——显示出呈刻痕、磨光和沟槽等形式风蚀的明显证据。

另一方面，当今（甚至是在历史时期）许多沙漠是越来越干燥的结果。探险家和考古学家在中亚发现了现在被沙掩埋的发达文化和城市的大量证据，而且有其他许多迹象表明，有些地区肯定曾经是肥沃、有人居住的地区；例如奥里尔爵士于 1906 年在戈壁荒漠中发现了敦煌市废墟。撒哈拉的边界一直在推进，到达了一度是古罗马帝国谷仓的地中海沿海地区。可能当第四纪冰原向南伸展到北方大陆时，现代的中纬“雨带”也进一步向南伸展，或多或少覆盖在现今的荒漠上。当冰原向北撤退时，雨带也因而北撤，荒漠边界便推进。也许第四纪期间较高地区的“冰期”曾产生过热荒漠的一个“雨期”。在阿尔及利亚南部瓦德里尔（the Wad Rir）洼地以西，是一海拔 580—700 米（1900—2300 英尺）的石灰岩石质荒漠，荒漠遭受交叉纵横干峡谷（称为舍布加，Chebka 或 Shebka，网的意思）的切割。其图式很象美国西部的“劣地”，劣地的降雨约 40 厘米（15 英寸），所以有人认为，干峡谷的侵蚀是在过去的雨期中进行的。

过去几年中，撒哈拉南部的干燥地带（萨赫勒）似乎已明显南移，伸展到了从塞内加尔到埃塞俄比亚的萨王纳地区，造成了广泛的饥馑和苦难。

风的侵蚀和搬运作用

荒漠风化的结果是产生一层小得足以被风移动的岩屑。此外，局部大暴雨所形成的间歇性猛烈洪流，冲走疏松、未固结的泥沙和砾物质，这些物质在干涸以后容易遭受风的作用。

风的侵蚀能力包括三个过程：(i)吹蚀，(ii)导致刻蚀的磨蚀，和(iii)磨耗。

(i)吹蚀 吹蚀是指吹走任何未固结的物质，实际上使表面降低。最细的物质以尘暴形式被带走；1平方公里的空气可能含有多达900吨的尘土（约每平方英里4000吨）。它可能搬运很远的距离，撒哈拉红土的沉积说明了这一点。撒哈拉红土有时在意大利、法国南部降落，甚至偶尔在英格兰南部降落。呈沙粒形态的较重物质在沙暴中被向前推进，更粗的物质则在近地表范围内作一系列的弹跳向前移动。因此风是选择性搬运营力。吹蚀最明显的结果之一是土壤侵蚀，就象美国西部杜斯特盆地（Dust Bowl）地区所显示的那样。吹蚀也是大小洼地形成的一个非常重要的原因，这在尼罗河以西的石灰岩高原看得很清楚。最大的洼地是盖塔拉洼地，其底部达到海面以下134米（440英尺），较小的法尤姆洼地在地面以下40米（130英尺），不过其边缘要高出300米（1100英尺）。类似但较浅的洼地可在卡拉哈里和西澳大利亚荒漠以及蒙古见到。许多洼地具有绿洲或盐湖，说明已达到潜水面——风的吹蚀作用的限制性因素。

图 127 热荒漠中的吹蚀洼地

1. 小的断层位移可能为形成一个洼地创造条件，如果抗蚀力强的地表岩层破裂了的话。这使风的作用能侵蚀抗蚀力较弱的地层，一直达到潜水位。

2. 风涡流的侵蚀。

主要困难在于说明局部吹蚀的起因。断层作用可能为形成一个盆地创造条件，因为如果一个有抗蚀力的地表盖层裂开，风便能达到下面的较软岩石；当一个局部的小“风蚀坑”形成时，它就会逐渐地被涡流作用扩大和加深（图127）。北美荒漠中一些较小的盆地似乎是由于抗蚀力较弱的水平岩层地区的差异风化形成，这些盆地常常被由抗蚀力较强的岩石构成的显突边缘所围绕。另一个理论是：过去一个较潮湿时期的溶解作用有助于解释至少一部分洼地的起因。

(ii)磨蚀 携带许多坚硬石英颗粒的风的吹沙磨蚀作用，具有巨大的威力。它能磨平、磨光均质岩石的表面，均质岩石具有硬度均一的水平岩层。由于机械风化而破碎，但风不能移动太重的各个岩石碎片，在其向风面被磨光，称为风棱石。具有三个风磨光面的一类特殊的风棱石叫做三棱石。砾石的表面可能被风磨得极为光滑，以致于形成“荒漠砾石盖层”或“荒漠镶嵌盖层”。如果岩石硬度不同，差别磨蚀作用便引起刻蚀、沟蚀、槽蚀和蜂窝状侵蚀。微弱线（如节理）受到侵袭，形成奇异的塔状地形。携带的较重颗粒接近于地面，但它们的威力由于摩擦而在地面受到阻滞，因此底切作用在地面以上0.5米左右极为明显，形成岩石“细颈柱”。底切作用倾向于使石

丘坡面变陡，形成在基部有几乎深得足以称为洞穴的风蚀凹坑的悬崖。

风的磨蚀作用形成了一些奇异的岩石构造体。在基部掘切而成的独特的蘑菇石，在撒哈拉称为加拉（gara）。当一层坚硬的水平地层覆盖于一层软地层上时，如果风化作用沿着节理深入坚硬的盖层，那么风的磨蚀作用将一直继续进行到形成彼此分隔的平顶岩体（残遗孤柱）突兀于下伏较软岩石之上；进行到最后，它们在基部完全被蚀去。这些孤柱常常明显地比周围地面高30米（100英尺）或30米以上。

当抗蚀力不同的岩石条带与盛行风向大致平行时，就会象阿塔卡马沙漠那样形成一种“梁沟”地形。浑圆的前端向风和龙骨状脊部陡峭的受到强烈磨蚀梁垅，与浅沟或浅槽相间排列。这一类磨蚀作用的极端形态可见于中亚荒漠。这里的梁垅已被磨蚀成高6米（20英尺）左右、大致相互平行的石肋（称为雅丹）。在这种情况下，风的磨蚀和吹蚀作用结合在一起，侵蚀到裸露岩石之内。洼地逐渐合并，直到仅仅遗留下抗蚀力最强的岩体。

（iii）磨耗 风携带的物质经常处于运动状态，不仅冲撞它们遇到的岩石表面，而且使一个颗粒撞击另一个颗粒。其结果形成独特的圆形沙砾（即“谷粒”）。它们构成荒漠侵蚀的主要“最终产物”，而且是广阔的沙质荒漠（不管是巨大的水平沙原，还是多变的沙丘）的组成物质。

风的沉积作用

风所携带的搬运物取决于物质的大小和风的强度。最细的尘状颗粒可能被搬运到荒漠地区以外，较重的颗粒仅能在荒漠以内进行再分选。这里有壮观的尘暴，太阳透过尘暴象是经过一层毛玻璃；有使人身体感到刺痛的风暴，对荒漠旅行者是一个威胁；还有沿表面无穷无尽的运动，即沙子沿沙丘表面沙沙作响地向下运动，如果风刮了起来，沙丘可能变成“冒烟的沙丘”。

各种沉积形态是由许多因素形成的。沙在其上运动的表面性质是重要的——不管它是由深厚的沙还是由裸岩组成（在裸岩上，沙运动的阻碍极小），不管是否有岩石和砾石覆盖。一个障碍——一块岩石，一丛多枝条的灌木或一堆能起阻碍作用的砾石——的存在可能形成一个岗墩。一片沙子一旦高于其四周，它就会继续发展。主要的困难是解释一个沙丘怎样开始形成的，特别是在无障碍物的相对平坦的地表；还没有令人满意的答案。

另一个因素是盛行风的流动型式；沙丘排列与风的相互关系是明显的。植被（常常有意识地栽植以保护绿洲，实际上整个尼罗河河谷两旁都种植着桉树、金合欢和其他耐旱灌木）和达到地表的地下水的存在，可能对沙的运动和沉积起相当大的支配作用。

巨大的热荒漠地区覆盖着水平的、有和缓波纹的或稍稍起伏不平的沙原；其表面可能处于持续不断的运动之中，但一般特征保持不变。这些水平的沙原几乎总是覆盖着砾石，因为风似乎把沙子均匀地撒布在砾石之间。

沙丘 沙子堆积成形状、大小不同的低丘，是荒漠地形最有趣的特征之一（照片83）。按照R.A. 巴格诺尔的意见，沙丘一词按正确的意义来说，应当限于指新月形沙丘和纵向沙丘。其他的沙堆积地形分别称为“阴影”、“漂移”、“片原”、“波动”和“鲸背”。这个术语在这里是在较一般的意义上予以使用的。详细的分类包括这样一些奇异的名称，如“星形沙丘”、“发夹沙丘”、“金字塔沙丘”、“刀形沙丘”、“冒烟沙丘”、“斜沙丘”。

最简单的形态是依附沙丘或迎风面沙丘，它们是风路径上的障碍物（如一块岩石）所形成的一种沙漂积体；沙在岩石旁的“静止空气”空间堆积起来，尽可能近似地形成“风线”形。一个长尾沙丘可能在岩石的背风面逐渐狭窄地延伸出去，长度从3米（10英尺）到0.3公里不等。在依附沙丘的迎风一侧有一种前进沙丘，其间是涡旋运动形成的无沙空间，前进沙丘充斥着气流上升越过障碍时形成的静止空气空间。在岩石的侧面有侧沙丘，旁有尾流沙丘以同样的方向伸展。这些侧沙丘与主体之间隔有一凹槽，可能是障碍物两侧的滑流不断卷走沙子而形成（图128）。

新月形沙丘新月形沙丘称为巴干（barkhan，也拼作 barchan 或 barchane），源于突厥斯坦的荒漠。这些沙丘与风向直交，沙丘的“两角”按风向吹的方向伸展，因为移动到沙丘边缘的物质较少。在突厥斯坦，南北风呈季节性变化交替，因而沙丘也随之变化，它们的角作相反方向摆动。

关于新月形沙丘的主要问题是它们的成因，即它们是如何开始形成的。这与大的障碍物无关，因为它们似乎容易在相当平坦的开阔地表面上形成；很可能砾石斑块，或风的突然变动会引起一个低沙堆的堆积，独特的新月形沙丘的特征能由此发育而成。

新月形沙丘高度不同，最高达30米（100英尺）以上。其迎风面坡度和缓，“滑动面”即受掩护的背风坡较陡，背风坡的涡旋运动有助于维持一个略微下凹的斜坡。如果沙的补给连续不断，沙丘便可能由于沙子无休止地沿迎风坡向上移动并滑过沙丘脊而向前推进。除非沙丘的运动受到阻碍，这些沙丘就可能对绿洲构成威胁。海岸沙丘的推进有类似的威胁。在荒漠的边缘地区，象在利比亚、埃及和以色列，做了许多关于沙丘固定的实验，以免沙丘推进和掩埋绿洲和灌溉区。实验包括种植金合欢和桉树防风林带。最近，人们在新栽植树苗之间的地面上，用精心掺合成的一种油进行喷洒（这种油有助于表面沙的固结），或者覆盖一层塑料薄膜，以防止沙被吹走而露出树根。

新月形沙丘偶尔表现为孤丘，但是它们较经常地成群出现，有时呈有规则的一个系列，而更多地表现为杂乱无章、时时变化、与盛行风向直交且部分相连的垅脊型式。这样的荒漠是属最难穿越的地区。但是，偶尔可能发现通过沙丘地区的长通道，在撒哈拉称为加西（gassi），这些通道长期存在，成为定期商队的道路。它们可能一开始是沙丘间大致呈直线形的一系列偶然性间隙，风将这些间隙当作“风洞”，未受阻碍的风力集中在沿间隙一线，因此使这里没有沙子。

纵向沙丘有时表现为长的沙脊（长度常达若干公里），沿着盛行风的方向穿越荒漠。它们被称为纵向沙丘。这些沙丘可能由一排新月形沙丘合并而成，在这里，除了盛行风以外，偶尔可能有成直角的侧向风，它们刮走从前新月形沙丘的尾部。主风径直沿沙丘线之间的洼地吹过，把其中的沙吹走，同时涡流有助于形成沙丘的侧部。伸展很长的纵向沙丘线可以在撒哈拉的盖塔拉洼地以南地区、伊朗南部、塔尔沙漠和西澳大利亚荒漠看到。在西澳大利亚荒漠，纵向沙丘以高15米（50英尺）的沙脊连续延伸数百公里。用A.D. 特威迪的话说，“……眼前的景观是一

图 128 各种沙丘

1. 风路径上的障碍物所形成的一沙丘群的剖面和平视图。2. 流动沙丘的

推进；沙子被吹上和缓的向风坡，翻过沙脊，落入滑动面的“风影”内，这里的涡旋流使之成为凹形。3.新月形沙丘素描图；风吹动沙子使之翻过沙脊和绕过沙丘，因而形成长长的角。4.一系列新月形沙丘。5.直线形纵向沙丘，沙丘与盛行风平行，但也受到带来大量沙子的交叉风的作用。

垅垅红色沙脊，在其间稍湿润地面生长着一排排墨绿色金合欢和鬣刺的粉红色扁平圆盘。”

西欧的沙丘不仅是普通的海岸地形，而且在中纬度地区出现，只要是地表由未固定的沙组成，特别是在植被稀少、其固定作用有限的地方（如在有些石楠荒地）。在比利时西北部的肯彭兰地区，广泛存在的沙丘型式大致呈西南-东北向。在洛默尔以西和以南接近荷兰边界的地区，流动沙丘的高度为5—10米（15—50英尺）不等，其中有一些具有独特的新月形形态。它们的移动不十分明显，因为未栽树木而“未固定”的地区范围不大。沙的运动限于沙丘地区以内；风正在破坏、堆积、削平和挖蚀着时刻变化的地形。

黄土风携带的最细物质最后远远沉积在荒漠界线以外。德国地质学家李希霍芬在中国西北部首先研究了这些沉积物（图129）。在中国的西北部，面积几乎达65万平方公里（250000平方英里）的一大片这类黄色、松散、多孔的物质覆盖着“坚实的”景观，厚度达90—300米（300—1000英尺）。它们出现于各种海拔高度，从海平面附近到大约2400米（8000英尺）。人们按照分布着类似沉积物的阿尔萨斯一个村庄，把它们命名为黄土（Loess）。在剖面上，它们有无数垂直、常常充填着碳酸钙的筒形裂隙，据认为，它们是草茎的“模子”。黄土颗粒极有粘着力；由于这一事实和黄土的多孔性（这使水能迅速下渗），不仅河流，而且道路都穿行于陡峭的黄土壁之间，同时，人们的住所实际上是在崖边掘洞而成的（照片101）。除了中国西北部以外，中亚许多盆地和洼地也发现有黄土。

图 129 华北的黄土地区

大黑点表示厚度超过大约75米（250英尺）的黄土地区，小黑点表示黄土沉积物较薄的地区。黄土与冲积层混杂和被再沉积的地区用断线表示。

黄土是由亚洲冬季戈壁荒漠高压区向外吹出的风所夹带的细粒物质长时期的堆积物。它们被沉积在干草原植被曾起着固结作用的地区，可能沉积在雨量增多、有助于将黄土从空中冲刷到地面的地区。在地面上，黄土颗粒的粘结性有助于使之固定。

欧洲的黄土 在欧洲，黄土一词是指大概在干燥的间冰期和冰后期，风从大陆冰原所沉积的未固结的沙与粘土上搬运走的尘土沉积物。虽然极细，但在显微镜下观察时可以看出，它们是由带棱角的长石、方解石小碎片组成（明显是冰川磨蚀活动的结果），尽管风化作用很快将方解石溶解并较慢地使长石分解。黄土可见于德国称为亚海西期黄土带的一些地区（亚海西期黄土带位于中欧高地以北）、比利时中部的低高原和法国东北部和东部；在比利时和法国，黄土称为利芒（limon）。关于它们确切的成因方式，存在着一些争论，因为它们被河流再度沉积在河流阶地上，并出现于不同的高度，直到1500米（5000英尺）。黄土经常见于波罗的终碛以西和以南地区，即冰原最后一次大推进所覆盖的地区以外。水可能参与黄土的再分布，但是风（也许是从冰原上的高压区吹出）一定是主要的营力。

美国的黄土 在美国中西部各州，在广阔的密西西比河和密苏里河流域，

分布着厚层、大致类似的风成沉积物（有时称为 adobe）。它们在伊利诺伊、艾奥瓦、密苏里、堪萨斯和内布拉斯加州形成巨大的片原，并断断续续地向南伸展，几乎远至墨西哥湾；另外还在田纳西和密西西比州沿密西西比河泛滥平原东缘形成巨大的片原。在艾奥瓦州苏城附近，密西西比河下切，形成高 30 多米（100 英尺以上）的壮观的黄土陡崖。它们的确切成因象在欧洲一样，仍然是个有争论的问题，但它们几乎肯定是在一个干燥间冰期沉积下来的风成沉积物。据称，在阿根廷的大草原上有类似性质的沉积物。

水在荒漠中的作用

在真正热荒漠中，很少有雨降落，但是确实偶尔有降雨；在半荒漠边缘，平均 12—25 厘米（5—10 英寸）的年降雨量可能只意味着几次迅猛、但时间很短的倾盆大雨。在 1954 年 11—12 月的 14 天时间内，科威特降雨达 18 厘米（7 英寸）。E. de 马顿内（Martonne）描述了在阿尔及利亚称为乌里尔鲁干谷（Wadi Urirlu）的一条深谷中扎营的一营士兵，如何遭到突然猛涨的洪水的袭击，28 人被淹死的事实。著名的牛仔影星汤姆·米克斯穿过亚利桑那州一条干河时，他的汽车被突发的洪水吞没，他因此而遭到灭顶之灾。这些称为暴洪的短暂急流，夹带着大量固体物质（荒漠风化的产物），它们卷走极多的物质，从而变为泥石流，并很快停歇下来。有时，河流分成若干水道，于是通常在坡度变缓的谷口或者山坡麓部形成一个冲积锥或“干三角洲”（图 78）。这些疏松的未固结物质以后可能会受到风的侵蚀。

在若干干河道通向多少封闭的一个洼地时，其底部可能为水成片流沉积物所覆盖（图 130）。带棱角的岩屑、砾石和粗物质构成的“山麓边缘地”围绕着盆地的边缘。在若干冲积锥在一个洼地边缘一带合并时，便形成和缓起伏的倾斜面（称为 bajada），其后接着是一大片沙地，然后在中心也许是泥原（mud-sheet）。泥原有时可能变为一个沼泽，甚至一个暂时性的盐湖，四周包围着一片片岩盐和石膏。这些内陆水系盆地，每个沙漠中都有，特别是在北美和中亚的大山间洼地（在北美叫 bolsons），这里的边缘山脉很高，能获得呈雨或雪形式的较多降水，北美的这种整体的景观叫做“山脉和洼地相间荒漠区”。这种暂时性湖泊和湖泊占据的洼地在美国和墨西哥叫做干盐湖（playas）、盐碱滩（salinas）或盐湖（salars），在北非叫旭特（shotts，法语为 chotts）。

干谷 细谷（ravines）、瓦迪干谷（wadis）、间歇河床（nullahs）和美国所谓的“冲沟”（washes）和“旱谷”（arroyos），是岩石荒漠的突出地形。它们的陡峭而凸凹不平的谷坡从谷底陡急地向上竖起，这主要是由于猛烈但短暂的洪流（突然发生的暴雨的结果）集中的垂直侵蚀而形成的。但是，干谷出现于极端干燥的地区，这些地区的现代河流侵蚀极为罕见，因此几乎不能解释深切的沟壑，这些沟壑还常常出现连锁山嘴和其他的河流作用地形。正如本章一开始所讨论的，也许第四纪高纬地区的“冰期”可能曾伴随着热荒漠的一个“多雨期”。这些深切的荒漠谷地在它们被外源河（即流过荒漠但从荒漠以外的地方、通常从遥远山脉的融雪水获得大部分水量的河流）侵蚀的地方发育得最显著。美国西南部的的主要河流科罗拉多河就是这样一条河流，这条河流及其支流（既有常流河又有间歇性河）切割于科罗拉多高原。由于高原在漫长地质时期中一直在缓慢地上升，而河流的垂直侵蚀大

致与之相应地进行，因而峡谷的深度变得更大。高原边缘陡峭，呈悬崖状，有时在一层层近乎水平的岩层抗剥蚀力不同的地方呈台阶状，沿沉积作用活跃的侧部有山麓

图 130 荒漠盆地示意图

据美国内华达州西南部山间洼地地形绘制。

冲积扇，还有较均一的深切“劣地”地形或者侵蚀占优势的山前侵蚀平原。原来高原的孤立残体形成平顶山和平顶小孤丘（图 131），即突出、平顶、扁平的山丘，顶部通常覆盖有抗蚀力强的岩层或钙质硬壳，它们的轮廓由于引起带棱岩屑坡形成的荒漠风化作用而变得更加突出。平顶山面积比平顶小孤丘大。

图 131 平顶山和平顶小孤丘块状图

有时，剥蚀作用可能蚀去上覆岩石，一直达到抗蚀力强的水平岩层，形成一个剥露表面。如果剥露表面由之组成的岩层和缓地翘起，那么，在抗蚀力强的岩层出露的地方就会发育成一系列的台阶或边沿，这在犹他州和亚利桑那州表现得极为明显（图 132）。

山前侵蚀平原 裸露或仅有薄薄一层由岩石表面或上方山前带风化而成的细岩屑的缓倾岩

图 132 美国西南部荒漠高原的陡崖

面（岩面从山体麓部伸出），是许多干燥和半干燥地区的一个特征。其上缘壁陡地与山前带相连（坡度有明显变化），或者与在山地被陡坡的深谷切割处所形成的凹湾相接；下缘极为和缓地（以 2° — 6° 的角度）插入荒漠盆地下部出现的岩屑堆以下。在偶然的情况下，岩屑堆和冲积物质掩埋住山前带基部的陡折点（即山麓坡折）；有时，岩面完全被山麓冲积扇掩盖。

这种岩面称为山前侵蚀平原。从表面上看来，它在许多方面与山麓冲积扇类似，特别是当其上盖有冲积层的时候。但是，后者是岩屑堆积作用所形成的波状起伏的加积平原，而山前侵蚀平原完全是单独在特征很不相同的岩石和构造上切割而成的剥蚀作用产物。

关于它的成因，尚有很多争论，但它无疑是半干燥条件下剥蚀作用的产物。一个学派认为它是偶发性暴雨所形成的河流、片流、细流和冲刷流（down wash）侧夷作用的结果。有几类证据能支持这个观点。山前侵蚀平原在剖面上总是呈凹形，这个事实说明流水的侵蚀作用；它们常遭受有侧向迁移迹象的许多小水道的侵蚀；山前侵蚀平原上缘角度的明显变化是由于深沟和峡谷山坡上比较集中的径流与山前侵蚀平原上的散乱的片流冲刷之间有明显的不同。角度的变化在半荒漠边缘的附近逐渐消失，这里的降雨时间和总量都增加，产生较为经常的下切作用。

第二个学派认为山前侵蚀平原是由于山坡后退形成的。坡度在 3° 和 30° 以上的陡峭山前带在风化和侵蚀作用下向后退，坡度不发生明显的变化。因此，山前侵蚀平原是在陡峭后退面的基部独立发育成的一个小角度（ 6° 到 7° ）坡面；它是一个运输基底坡，来自上方坡面的风化物质被偶发性的暴雨冲到这里。侧夷作用可能会对山前侵蚀平原进行一些改造，但这仅仅是一个辅助性的过程。一系列的山前侵蚀平原合并在一起，便形成山麓侵蚀面平原，

这个过程称为山麓侵蚀面作用。外缘山麓侵蚀面与山前侵蚀平原类似，它是在沉积地区上，而不是在坚硬岩石内侵蚀而成的水平或缓倾的表面。

岛山 山前侵蚀平原上陡峭突起的陡坡山丘的存在，是大多数荒漠实际上也是具有热带大陆性气候萨王纳地区的一个特征。山前侵蚀平原从四面八方伸展到一个单调的平原内。这些突兀的地体一般称为岛山，在岛山的侧面，有时有一个明显的边缘洼地。有时，使用波恩哈特(bornhardt)这一术语(以最初研究岛山的人名命名)，但有些研究者试图把这个术语限于指一个特殊类型的岛山，即具有明显拱起的山顶的岛山。

大多数岛山由花岗岩、片麻岩和其他结晶岩构成。有些人认为，它们是由于山前侵蚀平原向石质山岭的各个侧部伸展而形成的；因此各个侧坡的山前带通过山坡后退而向后退，最后使其间的高地成为一座岛山。这就解释了在其他方面显示出一个侵蚀系列后期阶段许多特征的景观为何存在这样一个显突的地形。节理和其他微弱线的间距对于确定这些残体的形状起着重要的作用；有些人认为，它们的边缘由大的节理确定。许多岛山的穹丘形表面据认为可能是(至少部分是) 由于压力减小(负荷消除) 和曲线形节理发育，进而受页状剥离作用的影响而形成。

另一些作者认为，有些岛山不过是由于粒状崩解作用所产生的厚层风化物被蚀去而出露的抗蚀岩石核部暴露在外(也许因风化而有所变形) 所形成的残体。这种强烈的化学风化在经常性的高温和周期性的潮湿条件下特别活跃；风化层可能深达数百米。雨季时，风化层缓慢地被地表径流和片流蚀去，如果基准面变化甚至气候发生实际的变化，侵蚀进行得就比较快。随着这一风化层的消失，残体就变得越来越突出，尽管页状剥离作用也使之更呈圆形，并使之更加显突，结果便屹立于所谓刻蚀平原的地表之上。这实际上是水平的“削低”或“坡地降低”，而不是“坡崖平行后退”的一种形式。

在岩石呈直线型式张开成宽阔裂隙时，岛山可能发育成长方形巨石堆成的一座巨堡；这些岛山具有类似突岩的特征，有时称为城堡形孤丘，或者就叫做孤丘(kopjes)。

最后，应当强调指出，在目前真正的荒漠地区所见到的许多岛山可能是在遥远的过去、在较湿润的类似萨王纳的条件下形成的。

当然，岛山可能是若干次侵蚀循环的产物，而且有时可以辨别出互相叠置的几个圆顶形的表面(“叠置穹形残丘”)。这是所谓多循环斜切作用的结果。

荒漠景观和干燥侵蚀循环

荒漠景观由已经分析过的各种地形综合而成，因此具有许多种类。但是，可以概括出六种不同的类型。

第一类是真正的沙质荒漠，在撒哈拉称为埃尔格(Erg)，在突厥斯坦叫做库姆(Koum)。它由广阔而几乎水平的沙原，或由规则的沙丘带，或由一个波状起伏的“沙海”组成。据估计，撒哈拉的 25% 被沙覆盖(沙丘占 17% ，沙原占 8%)。

第二类是砾石荒漠，这种荒漠有棱角光滑的水平砾石层覆盖着地表。它在阿尔及利亚被称为莱格(Reg)，在利比亚和埃及称为塞里尔(Serir)。

第三类是石漠即哈马达(Hamada)——具有受风蚀而几乎无沙的裸露岩

石表面的侵蚀平原。它可能是被风磨光的岩面，也可能由于有残遗孤柱和雅丹地形而变得复杂多样。

第四类是结构简单的荒漠高原地区，高原上有从荒漠地区以外获得水源的外源河流的峡谷状河谷穿过，高原边缘陡峭，有平顶山和平顶小孤丘，在陡峭斜坡的基部有山麓堆积扇，例如在利比亚和埃及西部，以及美国的犹他和亚利桑那州就有这种荒漠。

第五类象在中撒哈拉的提贝斯提和艾哈加尔山地、西奈杂乱无章的山峰和阿拉伯半岛西部和俾路支的山脉那样，表现出石峰的形态。这些石峰高低不平轮廓呈锯齿状；坡面陡峭崎岖，有干谷切割；高耸于严严实实的一层带棱角岩屑之上，形成极为显突的地形。

第六类形态在内华达州和美国西南部一般表现得很明显，它们由山间盆地组成（这些盆地通常是向心的内陆水系中心），有石质山前侵蚀平原、冲积平原、盐沼和变化不定的盐湖。

在如此多样化的景观中，能否观察到侵蚀循环呢？本世纪初，W.M.戴维斯曾假设一种理论上的循环，大意如下：假定地壳运动形成一系列的山间盆地，各个盆地都有一个向心内陆水系发育。风化和偶发性的水流作用逐渐侵蚀低其间的山地，盆地提供若干单个、局部的侵蚀基准面。在青年阶段，盆地表现为堆积地带（即各侵蚀基准面慢慢上升），高地受到剥蚀，因此起初该地区整个地势被降低。然而，随着时间的推移，溯源侵蚀把分隔相邻盆地的山地障壁切穿，一个盆地被另一个盆地“袭夺”颇为经常地发生；这种袭夺与高盆地的回春作用有关。这种高度的水系一体化被认为是从青年期走向了壮年期。在壮年期，越来越广阔的地区遭受到一个单一的侵蚀基准面的影响，同时，原来的山体变为孤立的残丘。随着地势继续降低以及由之产生的坡度减小，降雨和流水作用变得越来越不太重要，到老年阶段，风的作用逐渐占有优势。吹蚀去大部先前堆积的冲积物，磨蚀侵袭荒漠准平原上越来越大的裸岩地区，形成一个高度不大的侵蚀表面。

最近，L.C.金提出了山麓夷平作用循环的概念，这个概念得到了比戴维斯提出的假设广泛得多的认同。这里假定的主要因素是坡地后退和山麓夷平作用，即一系列下凹岩石表面的形成过程；对于加积作用的强调要少得多，加积作用仅仅在某些局部或构造条件下可能才是重要的。在青年时期，河流作用被认为能够将地面切割成一系列陡坡地块。这样形成的谷地侧坡向后退，形成邻接河流的山前侵蚀平原；这些平原一开始面积十分有限，但随着高地受切割而逐渐扩展。到壮年阶段，山前侵蚀平原成为主要的景观地形，从前的高地变为岛山。在老年期，主要的地形是山麓侵蚀平原，即由其上相隔很远的岛山的许多下凹山前侵蚀平原合并而成的表面。在山麓夷平作用循环的最后阶段前，整个地势的面降低都不明显。指出下面这一点是重要的，即山麓侵蚀平原在成因上可能有多循环性，也就是说叠加于荒漠景观的侵蚀循环作用可能在一次以上。

现在人们认为，高度成熟、时代久远的山麓侵蚀平原是非洲景观最重要的因素之一。据认为，高度在海拔 1200 米(4000 英尺)或 1200 米以上的“冈瓦纳”山麓侵蚀平原是从白垩纪开始形成的，它之所以被这样称呼，是因为人们认为它是在冈瓦纳古陆由于大陆漂移而破裂以前形成的。600 米(2000 英尺)和 600 米以上的“非洲的”山麓侵蚀平原，经确定形成于新生代早期。L.C.金进而认为，许多所谓的潮湿温带甚至极地地区的准平原，实际上是山

麓侵蚀平原，但他的这个观点从未被人们接受。

而澳大利亚的大部分地区同样也表现为干燥侵蚀循环的晚期阶段，因为它主要由在东面并入大自流盆地的一个单调荒漠平原构成。在这个广阔的地表面上，屹立着几个圆形、经受过侵蚀的岩体，而在哈默斯莱（Hammersley）高原的西部则具有早期高侵蚀面的平顶残体。在许多地方，岩石抗蚀性的差异形成了其他小的不规则性，例如在平行坚硬石英垅脊与较易受侵蚀的石灰岩条带交错分布的地方就是这样。但是，就大部分而言，它形成和缓单调的荒漠平原地区；A.D.特威迪写道，“这种兀立于澳大利亚干燥区平坦面以上的地形，是轮廓鲜明的锐蚀地形，但是，它们不经常出现，这是平坦、几乎无特征的地区一个特点”。

第 10 章 海岸线

海岸一语用以指陆与海的接触带。滨岸是大潮低水位与悬崖基部之间的地区（在低海岸情况下，是低水位与暴风浪达到的最高点之间的地区），海滩由滨岸上沙、石堆积物构成，而海岸线本身则用悬崖线或最高的暴风浪所达到的线来予以划定。滨岸划分为两个地带：前滨由最低的低潮线延伸到平均高潮线，而后滨从高潮线延伸到海岸线。

海岸演变的因素

任何海岸线的特征都取决于若干因素的相互作用。首先，有波浪、潮汐和海流的作用，它们是侵蚀、搬运和沉积的营力。第二，是海岸的走向，即海岸的方向和相对于这些营力的方向。第三，是陆地边缘的性质，不管岩石是否有抗蚀力，性质多样还是单一，不管陆地边缘高耸、陡峭还是高度不大、平直或是曲折，不管滨外地带的坡度是陡峭还是和缓，陆地边缘都在遭受着这些海洋过程的作用。第四，陆海的相对高度有变化，这种变化有时按照其结果相对于陆地边缘而言是升高还是降低海面，称为正向和负向运动。第五，某些海岸地区有特别的因素，如珊瑚的生长，达到海域的冰川和冰原的影响和火山活动（许多火山位于海岸附近）。最后，存在着许多人为的特征，因为正如海洋土木工程的发展所显示的，人的作用具有深远的意义；这些发展包括河口清淤、港口建设、海岸沼泽改良、为防止海洋侵蚀的海岸防护工程的建设（如海堤、堤坝和防波堤）和码头、堤道和海滨大道的修建。自从 1949 年海岸保护法案颁布以来，英国许多地方当局在政府拨款的大力帮助下，实施了若干海岸防护计划。即使如此，这也给地方造成了很大负担，许多人认为，全部费用都应当由国家负责。

海洋侵蚀

波浪 开阔大洋中的波浪是由水质点的振动形成，当波浪经过时，水质点便画出一个圆圈；在波峰上，每个质点都稍稍向前移动，然后返回波谷中差不多它们原来的位置。一块浮木或软木，除非是风或海流事实上使其漂移，否则它几乎不改变其位置。质点的振动是风对水面的摩擦引起的。强风的结果形成巨浪，巨浪可能以峰谷间垂直高达 12—15 米（40—50 英尺）的圆形涌浪形态在开阔大洋上传播数千公里。迄今观测到的最长的涌浪的波长（相邻波峰之间的水平距离）为 1130 米（3700 英尺），波高 21 米（70 英尺），这是 1961 年“贝齐”号在飓风期间一架自动波浪记录仪于西大西洋中观测到的。

但是，当波浪传播到浅水时，其波峰便变陡，卷曲然后破碎（这时称为碎波），结果大量的碎波成为上爬浪（即 send）整体地冲上海滩。然后，水又作为回流沿海滩斜坡流回。一方面，水对着海岸聚积起来，另一方面又有称为底流的下层流予以抵销，下层流在海底附近从滨岸流回，或者在这里局部成为裂流。

波浪由风推向滨岸，其高度以及由此获得的能量取决于风的强度和风在开阔水域吹过的距离，这称为吹程。因此，在海岸线的演变中，最重要的是

相对于风向、开阔海面的海岸线的位置和方位，特别是相对于最大吹程的方向和最大的波浪即优势波浪（能起最大作用的波浪）方向的海岸线位置和方位。

暴风浪具有特别的重要性。暴风浪是吹程相当大的特殊大风的产物；它们在一天里对海岸线的作用可能比普通盛行波浪在数周相对平静的天气里作用明显。这些暴风浪大多数都造成破坏性的后果。由于它们频繁出现，一浪很快地紧接着一浪，频率约为1分钟12-14次，由于当波浪破碎时，水几乎垂直地冲击下来（因此有“冲击碎浪”一语），因而回流比上爬强有力得多。因此，这些破坏性波浪倾向于“梳”下海滩，并将物质向海移动。每分钟起伏约6-8次的较和缓的波浪，其上爬浪的前冲力较强，由于摩擦阻碍作用，回流力量较弱；因此，它们倾向于将粗砾搬上海滩。这些波浪是建设性波浪，即“崩顶”或“激散”碎波。

冬季的大西洋波浪对爱尔兰西岸的平均压力，差不多为每平方米11000千克，而在大风暴期间，压力可3倍于此。暴风浪对海岸线的作用在高潮时极为显著，因为它们的力量作用于较高的海滩或悬崖面上。

当波浪接近滨岸并且水变浅时，其速度便减小。如果海岸由交替的岬湾构成，那么，水在岬角前变浅要比在海湾深水处快。因此，波浪从海湾处向岬角侧部弯曲或折射，并在这里加强侵蚀过程。如果波浪以斜交的方向推进，那么折射也可能在平直海岸上发生，结果它们最终将在几乎与海岸平行的方向上破碎。

作为侵蚀营力的波浪 波浪以若干方式起侵蚀营力的作用。当一块水体拍击岩石时，它的水力作用有着直接的击碎作用。崖面裂缝和裂隙中的空气受到压缩，直到它的压力与波浪所施加的压力相等，结果波浪后退时所造成的扩张实际上可能起爆炸作用。当这个过程不断地反复进行时，这些裂隙便被扩大，特别是有许多节理或受到过多次断层作用的岩石上。

岩屑物质的磨蚀作用威力更大，这些岩屑从沙到巨砾大小不等，挟带着岩屑的波浪撞击陡崖的基部。这种掏蚀作用可以产生悬崖，而风化营力（如寒冻作用和雨水冲刷）对悬崖又发生作用，这种作用取决于构成悬崖的岩石的性质。

当上爬浪把物质推上海滩，回流又将它带回时，这些岩屑撞击陡崖，并互相撞击，因此碎屑本身也由于磨耗作用而被磨损；刮大风时，陡峭海滩上的粗砾不断地作搅拌和碾磨运动。

最后，在存在石灰岩这类岩石的地方（如彭布罗克郡滕比海岸的石炭纪石灰岩上），海水的化学溶解作用可能有相当大的影响（但是，必须指出，现在人们认为，这种海岸地带的许多地形不是这种溶解作用的结果，而是海水对在石灰岩上发育的一个前存地下水系进行侵蚀的结果）。

因此，波浪的侵蚀作用有四个方面——水力作用、磨蚀作用、磨耗作用和溶解作用。

潮流冲刷 潮流可能具有强烈的侵蚀作用，侵蚀作用在形成水下河道，甚至海底侵蚀面方面的重要性正在变得越来越明显。潮流冲刷可能在“瓶颈”河口（如默西河）出现。它们也可能在近岸处出现，如在索尔韦湾，这里有广阔、不断变化的泥岸和沙坪，其上约离岸1.6公里（1英里）处，有一条永久性的深水道平行于海岸，从锡勒斯流向怀特黑文，约30公里（18英里）。它是每小时5海里的落潮流，辅以流入弗斯头部的河水冲刷而成的。另一个

例子，众所周知，汉普郡海岸赫斯特沙嘴附近的一条每小时 4.5 海里的潮流能冲走 60 米（32 英里）深处的粗砾。人们在英格兰西南部近岸深 160 米（90 英里）的大陆架上，观察到了沙波纹。

陡崖的侵蚀和浪蚀台地 在分析海洋侵蚀结果时，再次考虑一下一系列的事件是有益的。如果人们设想一个坡度均一的地表（图 133）作为这个系列的初始阶段，那么，波浪作用便开始掘出一个浪蚀龛，浪蚀龛被扩大，伸进突出于浪蚀台地的悬崖之内。

图 133 滨岸剖面发育的阶段

1. 理论上的初始阶段（即均一、平滑地倾伏到海平面以下的一个坡地）。
2. 被波浪侵蚀成的小浪蚀龛，有少量滨外沉积物。
3. 悬崖已发育，具有薄层海滩沉积物的岩石台地已形成，滨外阶地正在伸展。
4. 宽阔的台地和阶地已形成，在风化作用侵袭下，悬崖的陡度正在减小。

悬崖 悬崖形成的具体情况取决于岩石的性质、岩石的层理和节理，岩石的抗蚀性、岩石均一或不均一，以及微弱带（如断层破碎带）的存在。块状的坚硬岩石，特别是老红色砂岩（照片 84）、波特兰石灰岩（照片 85）和花岗岩，侵蚀缓慢，形成陡峭的悬崖，表现为陡险的陆岬。抗蚀力弱的岩石侵蚀较快，形成海湾。差异海蚀的结果在图 134 中加以举例说明，这张图表示的是科西嘉西南部海岸。

形成悬崖的并不仅仅是坚硬、抗蚀性强的岩石。例如，多塞特（照片 85）、怀特岛（照片 86）、萨塞克斯（这里的比奇角高度超过 150 米，500 英尺），肯特东部、约克郡东部和海峡法国一侧的海岸上的白垩也形成陡峭、轮廓鲜明的悬崖。有时白垩地层呈水平状，例如在萨塞克斯和约克郡沿岸。在其他地方，白垩已受到褶皱，例如在怀特岛和多塞特；在斯沃尼奇附近的巴拉德丘陵地层倾角大，在尼德尔斯，它们近乎垂直，在拉尔沃思附近，白垩已被倒转。在尼德尔斯，这个褶皱作用使白垩变硬、变紧实，使之特别能抵抗海洋侵蚀（集中于清楚的垂直节理），结果形成了突出的浪蚀岩柱。基部的迅速掏蚀，加上岩石的透水性（因而使之不易遭受风化），使白垩陡峭地直立，虽然掏蚀也常常形成岩崩，悬崖通常后退迅速。大规模的崖坍在怀特岛和福克斯通和多佛尔之间的肯蒂什（Kentish）沿海一带特别常见，在这些地方，白垩覆盖于高尔特粘土之上。萨塞克斯的白垩后退得很快，因而干谷的谷口位于现在将七姐妹高崖分隔开来的陡崖基部以上 15 - 30 米（50—100 英尺）。在福克斯通沿海，崖坍长约 5 公里（3 英里），规模如此之大，以致形成了独特的崖底阶地。这些崖坍的确切原因，现在尚未认识清楚，因为这里岩石向内陆倾斜，但它们通常是在暴雨后下伏高尔特粘土变得具有可塑性时发生。

更大规模的崖滑实例可以在埃克斯茅斯和莱姆里吉斯之间的德文沿海看到，在这个地方，由经过扰动的白垩纪物质组成的崖底阶地在现在内陆白垩悬崖的基部堆积起来。崖底阶地大部分长有树木。另一个例子叫滑动崖脚坡（阶地），怀特岛文特诺西南面沿海可以看到。

另外，伯恩茅斯附近陡崖的新生代粘土和砂岩，在基部易受侵蚀，因而已用混凝土阶地和在崖边后面埋设的排水沟加以保护，但是在潮湿天气，常常发生滑塌和崖坍。

图 134 科西嘉西南部的差异海洋侵蚀

向西陡峭伸出的岬角的表明坚硬抗蚀的“变粒岩”(granulite, 法国地质学家命名, 指黑云母花岗岩的一个类型)和闪长岩岩体的影响。

在怀特岛尼德尔斯附近的阿勒姆湾始新世地层(从雷丁基底到巴顿粘土)几乎垂直地竖在崖面上。较为紧实的有色砂岩被粘土层隔开, 在一段时间阵雨以后, 其中每层粘土都有一条泥舌像冰川一样流到海滩上(参见照片 36)。

由于迅速的掏蚀, 即使是冰川粘土也可能形成陡崖, 例如诺福克和约克郡沿海, 特别是斯卡伯勒和法利之间。有时, 冰碛物沿悬崖面滑下和落下。在霍尔内斯半岛, 由于侵蚀, 冰碛物低崖一直迅速地向陆地方向后退; 据估计, 自从古罗马时代以来如果一直保持着现在的速度(约 1 年 2 米, 即 6—7 英寸), 那么自 5 世纪以来, 一定已蚀去了平均宽 4 公里(2.5 英里)的一个地带。许多村庄的遗址现今远在大海之中——维尔斯索普(Wilsthorpe), 哈特本、克莱顿(Cleton)、大科尔登、瓦克斯霍尔姆(Waxholme)以及其他许多地名现在仅仅是历史记载和老地图上的名称。

最后, 记住这一点是重要的, 即并非所有的海崖是海洋侵蚀的产物。在发生相对海面变化的地区, 一个悬崖可能只不过是陆地的陡坡, 尽管后来当然要受到海洋侵蚀的改造。另外, 断层作用可能导致直落海面的陡峭岩面的形成; 苏格兰西部的岛屿和主岛沿海有许多例子, 特别是斯凯岛受蔽护东岸沿海的玄武岩悬崖。

洞穴和浪蚀岩柱 当坚硬岩层构成的悬崖受到海洋侵蚀时, 如果存在一些局部微弱之处(如遭到严重的节理和断层作用的地带), 那么就可能形成洞穴(图 135)。洞顶的坍塌常常会产生长、深各 30 米的窄长小湾(在奥克厄叫做长狭潮道)。彭布罗克郡南部著名的亨茨曼角是一个类似的现象。许多洞穴在向陆地方向穿过一段距离以竖井形式达到地表, 这些竖井称为海蚀洞顶开口或喷水穴; 后一名称系根据由于下面涌入洞穴的波浪的压缩力, 沿竖井向上压至天空中的水花而命名。如果洞穴深入一个岬角的侧部, 或者偶尔一侧各一个洞穴, 就可能形成一个拱, 例如著名的多塞特的杜尔德尔门(Durdle Door)(照片 85), 苏格兰北部威克附近的尼德尔洞和彭布罗克郡南部的格林桥。下一个阶段是拱的坍塌, 使靠海的部分形成浪蚀岩柱; 怀特岛附近海域的厄德尔斯、珀贝克岛附近海域的老哈里山岩和弗兰伯勒角附近海域的浪蚀岩柱都是由白垩构成; 奥克尼的“霍伊岛长者”为红色老砂岩构成(照片 84)。

图 135 悬崖、洞穴和浪蚀岩柱

1. 表示由有节理岩石构成的悬崖的逐渐破坏。浪蚀崖柱和拱由节理面包围的抗蚀岩体形成, 成为浪蚀台地上突兀的残体, 但是逐渐受到侵袭。海蚀洞系沿节理或岩墙侵蚀而成, 可能沿一条垂直节理与表面相通, 形成喷水穴。

2 与 3 表示悬崖的陡峭度可能受到岩层倾斜方向的影响。

在不列颠群岛西岸附近, 经常可以看到由岩柱经浪蚀而成的石墩, 石墩上往往有灯塔。位于外赫布里底群岛以远的圣基尔达组“浪蚀岩柱”系由坚硬的火成岩组成, 其中有些岩柱仍然是高耸的岩体, 特别是主岛西北面高 191 米(627 英尺)的阿尼姆岩(Stac an Arnim)。

浪蚀台地 浪蚀台地随着悬崖的后退而逐渐形成。由悬崖侵蚀下来的物质在潮痕之间来回曳动，但最终在磨耗作用下被碾碎的大部分物质或者将会向海运动，在波浪作用深度以下堆积。滩，或者沿海岸运动，在其他地方沉积下来。

图 136 平衡滨岸剖面

1. 陡峭的坡面 AB 在滨岸的上部遭受海洋侵蚀，在下部遭受沉积作用，因而产生一个较缓的新剖面 CD，新剖面处于平衡状态（即斜坡处于这种状态，以致波浪作用能蚀除刚好与所得到的同样多的沉积物）。

2. 较和缓的初始斜坡 ab，在海滩的陆地一侧堆积，在向海一侧侵蚀，一直达到处于平衡状态的新剖面 cd。

物质在和缓向海倾斜的浪蚀台地上的这种运动，有助于对它进行进一步的磨蚀。许多陡峭的海岸表现为石质台地（照片 88，89），顺便说一下，决不可将这种台地与抬升海滩的台地相混淆。宽度超过 50 公里（30 英里）的挪威西部的海滨坪具体表现了浪蚀台地的发育。这里的陆地风化作用（主要是冰冻作用）极快，从而悬崖受侵蚀后退，强有力的波浪能迅速搬走侵蚀产物。陆架冰的均夷作用可能起一定作用，甚至是主要的因素。在马耳他西岸，这种台地有一个突出的例子，这个台地是在新生代贝壳灰岩上侵蚀而成的（照片 88）。

但是，通常当台地达到一定的宽度时，台地就被使波浪作用减小的浅水所覆盖，所以海岸侵蚀的速度变缓，最后实际上停止。按照循环的概念，这样就达到了壮年阶段；产生了由和缓倾斜石崖（陆上侵蚀作用将在石崖上继续发生作用、岩石台地（可能具有形成海滩的薄薄一层物质）和在波浪作用深度以下堆积的浪成阶地构成的滨岸剖面。搬运和沉积过程变得越来越重要。

陆上侵蚀使悬崖后退，直至它的坡度极缓以致不能觉察出来，而物质在滨外的堆积将不断增加。有些现在海面以上广泛分布的准平原（如威尔士 180 米即 600 英尺的台地）可能是由于在过去地质时代广泛逐渐下沉的漫长时期中所进行的大面积海洋均夷作用形成的。

滨岸平衡剖面 侵蚀和沉积作用最终是趋于产生一个滨岸平衡剖面，从而形成堆积的沉积物量大致与蚀去量平衡的一面坡地。很明显，这种平衡是非常暂时性的，而且容易被破坏，例如被向岸强风形成的特别高潮水破坏。但在风暴过后，正常的过程便再次竭力恢复作为那段海岸一系列普通条件的最后结果的一个剖面。

平衡剖面的理论概念用图 136 予以表示。如果原海岸线比理想的剖面陡，侵蚀作用将会下切岩石台地和悬崖，同时沉积作用将堆积成一个台阶地（CD）。但是，如果原海岸线较缓，海滩将堆高。侵蚀将在向海域较远的地方（cd）起作用。

海岸搬运作用

波浪和水流引起的沙和砾石沿海岸运动的速度和方向，是一个极为有趣的问题，这种运动的研究，既对水利工程师又对注意海岸地形形成和生成的地貌学家有重大实际意义。现代方法包括航空摄影、裸潜、水下电视和各种

“示踪物”的利用。后一种方法是用着色剂（特别是有荧光性质的着色剂）和放射性物质在物质上作标记，这些作用剂使物质的运动能较为精确地加以追踪。

波浪头等重要的搬运营力是波浪本身。碎波把物质卷上海滩，回流又将其中一部分带回。如果波浪以斜交方向冲向海滩，就可能产生沿岸漂移（如图 137 所示），因为物质以斜交方向进入海滩，又径直沿最陡的坡带回。这种沿岸漂移（或沿滩漂移）表现于物质沿英格兰南岸作西东向的运动，因为盛行风和波浪来自西南方。这种运动可能因突出的陆岬，或河口的深水，或人造木质或混凝土防波堤而停止。

图 137 海滩漂移

波浪以斜交方向接近海滩时，其上爬水携带物质以斜交方向冲上海滩。回水沿斜坡径直后退，但下一个波浪又以斜交方向运送物质。于是，物质沿滨岸运动。

水流 除波浪外，水流也是重要的搬运营力。底流使粗砾、沙和泥向海移动；有向岸狂风时，水在海滩上高高涌起，因而要往回流，海滩可能受到严重的冲刷。潮流，特别是在束狭的河口，尤其是有河流水流加入时，也可能“冲走”物质。沿岸流常常以平行于海岸的方向搬运远在低潮线以下的细物质，象比利时沿海就是这样。

风 还必须提一提作为一种搬运营力的风，因为无遮掩的滨岸上大面积未固结物质遭受着风的作用。因此，沙能向陆移动。在低潮强风期间，广阔的沙坪表面沙沙作响地不断移动，在供沙充足处，沙可能被向陆地方向搬运。

海岸沉积作用

由陆地边缘冲走的物质最终在海中沉积。较粗的物质来回移动，可能暂时沉积在沿岸其他地方。但是，磨耗作用最后会使之变得极为一致，并会沉积于波浪作用影响的深度以下。由于重力有助于向海的运动，阻碍向陆的运动，因此最终必定总会有净损失。另一方面，很明显，有些海滩物质来源于海底。在暴风天气中，强劲的波浪可能搅动滨外海底，提供被抛上海滩的物质。

在潮痕之间，有粗沙和粗砾海岸沉积物（有时呈阶地或滩脊形式）（照片 94），在高潮以上，有常常被风堆积成沙丘形态的沙。有些海滩完全由富含贝壳的物质组成，例如斯凯岛海岸（特别是在洛赫斯（Lochs）、布拉克代尔和邓韦根滨岸）和附近主岛上莫勒的海岸。这些白色耀眼的贝壳沙来源于曾生活在附近海底、被猛烈的波浪粉碎和冲激的珊瑚藻遗体。在赫姆岛（海峡群岛的一个岛）的海岸上，可以看到长达半公里以上引人注目的贝壳海滩；可以发现许多罕见的贝壳，包括通常出现于亚热带纬度的一些贝壳。人们用车辆把贝壳沙从布雷顿海滩往内陆方向运送，以帮助改良内陆深处的酸性薄层土壤。细沙和粉碎的贝壳物质分布于低潮线和 180 米（100 英里）线之间；180 米线以下，分布着各种陆源泥。其他沉积物包括珊瑚碎片和火山物质，和河流带来、在河口和三角洲形成泥滩的大量细冲积物，植被的生长有重要的一份作用，特别是在盐沼之中。

(i) 海滩和滩脊 海滩一语用于指大潮低潮线和暴风浪达到的最高点之

间的物质堆积体。在侵蚀占优势的高海岸，可能不存在海滩，或者仅在悬崖下有一不稳定的巨砾、粗砾堆积体。陆岬之间的小海湾在顶部通常有一小片新月形沙，称为湾头或袋状滩。而在低海岸上，沙质的地面可能缓缓地向滨岸倾斜，也许有一狭窄的粗砾海滩；低潮时，一大片这类沙子可能被暴露出来，例如在莫克姆湾、兰开夏郡西南部沿岸和安格尔西郡与北威尔士海岸间的角区就是这样（图 138）。最典型的海滩是具有和缓凹入剖面的海滩，其向陆一侧紧靠着沙丘，接着是一片粗砾，然后是沙子，也许还有刚好在低潮线以上覆盖有海草的岩石，表明其下有浪蚀台地。

图 138 北威尔士海岸附近的拉瓦恩沙地
(Lovan Sands)

平均正常潮位低潮时出露的沙质地区用点表示。

有时，沿海滩形成大致与海岸线平行的梁脊，它们被称为滩脊 (full)，被叫做滩低地 (lows) 或滩槽 (swals) 的浅而长的洼地所隔开。例如，它们在福姆比角以北的兰开夏郡海岸，和在邓杰内斯角可以看到。它们系由接近海岸的堆积波所形成，趋于与波浪推进方向成直角。

海滩嘴 完全或大部分由粗砾构成的较小但令人迷惑不解的海滩地形，是被大致呈圆形并均匀分布的洼地所隔开的一系列凸起，这些凸起接近于高潮线，使海滩边缘表现出一种扇形形态。其形成方式尚未真正理解，尽管它们是强烈的上爬流和回流的结果，似乎在波浪呈直角或近乎呈直角地接近海岸时极易形成。海滩嘴一旦形成，它便破坏上爬流并迫使它以冲旋方式冲进两侧的洼地，这个事实将有助于保存海滩嘴并使之更为显突。较粗的物质被带到洼地的两侧，因而使海滩嘴增大，将较细物质沉积在洼地底部。但是，这并没有解释海滩嘴最初的形成。海滩嘴通常可以在沿英吉利海峡粗砾海滩一带，特别是在怀特岛的切瑟尔浅滩、赫斯特沙嘴和阿勒姆湾看到，但是，一段时期的暴风浪可能通过冲蚀海滩突然地破坏型式，使之再度成为均一的斜坡。

(ii) 沙洲和沙嘴 沙或粗砾质沙洲和沙嘴的形成，产生多种多样的海岸地形，这些沙洲和沙嘴或者在滨外并与之平行，或者横穿海湾或河口的口部，或者位于海岸线方向突然改变的地点，或者位于大陆与岛屿之间。它们形成的主要必要条件是沿岸漂移的丰富物质，以及海正在通过形成这些沉积物线而使之平滑的一条不规则的海岸线。

图 139 奥福德岬和博斯岬角

1. 上图表示的是奥福德岬。一条粗砾沙洲从一个三角岬 (奥福德岬本身) 向西南延伸。这条渐窄的长沙洲使阿尔德河 (the Alde) 和巴特莱河 (the Butley) 转向南流。中世纪时，奥福德是面向大海的一个港口。

2. 下图表示博斯岬，它向北延伸至达维河河口当中，由覆盖有沙丘的粗砾组成，其后为常被潮水淹没的达维河沼泽。

滨外沙洲大致与滨线平行。关于这些沙洲的成因是有争论的；它们大概是若干因素相互作用所形成的。它们可能与波浪的作用有关，因此沿岸漂移的物质就恰恰在涌进来的波浪一开始破碎的线以内沉积 (因而有破碎点沙洲一语)；它们还可能由回流从海滩直接向下“梳出”的物质形成。沿岸流的冲刷可能也有助于其形成。结果是产生沙洲，沙洲后面能堆积成沼泽、淤泥

滩和潟湖。有时沙洲在波浪的推动下向陆地方向移动。这在平坦的海岸平原与浅水相邻接的美国东南部和东部表现得很明显。滨外沙洲原来是在远离大陆处形成，但它们已向陆地推进，包围了沼泽和潟湖。由于距离远，这些沙洲与大陆没有联系（因此它们通常有障壁岛之称），它们包围称为海湾（Sounds）的浅水区；这在北卡罗来纳海岸外的哈特勒斯角表现得很清楚，在这里，相连形成钝角三角形岬角的两条长障壁岛包围着帕姆利科湾（图 141）。再向南，沙洲向陆地推进了更远，在许多地方填塞成了潟湖，在佛罗里达的代托纳比奇、棕榈滩和迈阿密形成了广阔的沙滩。

图 140 法国朗德海岸的费雷角

沿法国西南部朗德海岸延伸的沙丘线，被阿卡雄湾在其上形成缺口。莱尔河流入此湾。在海湾口部形成了横导的费雷角沙嘴。以南是欧洲最大的流动沙丘——萨布隆内沙丘（the Dune de Sablonney）。

当物质呈线状堆积但有一端与陆地相接，另一端伸入大海或横穿河口时，便形成沙质或粗砾质沙嘴，或者形成两种沙嘴（照片 92）。有时，其向海端弯曲或呈钩状，这是由于波浪以斜交向滨岸推进，滨岸势必在沙嘴尾部翻卷而形成的（图 142）。

在怀特岛对面汉普郡海岸上，以东南方向横穿索伦特海峡口部的赫斯特沙嘴是在一条粘土滩的基础上形成的。它是由向东漂移的粗砾构成，其方向取决于西南方来的盛行波浪的方向。在其东端附近，一系列横向粗砾脊地几乎以直角与之相连，使之形成呈北北东走向的向后弯的末端。大概是沿索伦特海峡从东北方来的波浪造成这种方向的变化。

马萨诸塞州海岸的科德角提供了低海岸侵蚀和沉积在短距离内同时发生的一个明显实例（图 142）。半岛是一易受侵蚀的冰碛体，冰碛体在瑙塞特滩（Nauset Beach）处受到波浪的全面袭击；人们不明白，它为什么在猛烈的暴风浪冲击其土崖基部的情况下一直存在。但是，物质并未冲到陆上；它既向北又向南飘移，因为沿岸漂流在此地附近改变方向，形成海滩。北沙嘴终止于雷斯岬角，但是水流把物质向后卷带，形成钩状的朗波因特岬角（Long Point），其后分布着一片沙丘。向南的漂流形成了一条沙嘴，沙嘴穿过普莱森特湾不规则的凹缺，再向南形成了莫诺莫伊岬角。

在海的长漏斗形凹缺处（如里亚式海岸），沙洲有时与滨岸成直角并有一段距离，向此地推进的波浪的威力在这里明显减弱。在爱尔兰西南部的丁格尔湾，从一条滨岸伸出了一条沙嘴，在向

图 141 北卡罗来纳州的哈特勒斯角和帕姆利科湾陆侧形成了一片潮滩地，流入的河流所带来冲积物的沉积和植被的生长正在天然地改良着这片潮滩地。

如果一条沙嘴继续伸长，它最终便可能连接两个陆岬，形成湾内沙洲。这些沙洲或是由粗砾组成，如康沃尔南部的洛埃拦门沙（Loe Bar）（图 143）；或者由沙组成，例如波罗的海岸的沙嘴滩（Nehrungen）（图 152）。潟湖和沼泽通常在沙洲和主岛之间受封闭而成。

多塞特（Dorset）海岸的切瑟尔浅滩（图 144）把波特兰岛与主岛“扎”在一起。这种起连接作用的沙洲有时称为连岛沙洲（tombolo）（图 145）。

（iii）三角岬 这些地形的明显实例有佛罗里达州的邓杰内斯角卡纳维拉尔角和德国的梅克伦堡海岸的达尔斯半岛（图 146）。它们大部分由粗砾

脊地组成，似乎是两条不同的沙嘴聚合（如达尔斯半岛的情况），或是两个方向有威力的波浪共同作用（如在邓杰内斯角，有从西南和东面来的波浪作用）的结果。

图 142 马萨诸塞州的科德角
P 为普罗温斯顿

(iv) 沙丘带 在广阔的沙滩背后几乎总是有沙丘，因为强劲的海岸风能轻易地移动低潮时干涸的一部分沙。例如马里湾的卡尔宾沙丘，它们已向陆地方向推进到伯格里德与奈恩之间，吞没了若干农场；兰开夏郡（Lancashire）南部的安斯代尔（照片 109）和福姆比沙丘；和沿康沃尔伊维斯（St Ives Bay）分布的大面积海尔沙丘。欧洲大陆的例子有朗德海岸（图 140）、从法国边界到丹麦北端的北海海岸和波罗的海南岸。这些沙丘中有许多沙丘向内陆移动，会威胁或者实际上吞没村庄和耕地。常常必需通过种植草和松树（如科西嘉松或苏格兰松），或用灌木栅栏将它们盖住来固定沙丘。沙丘上的草有助于固结松散沙子的缠结根系，而它们成丛的生长有助于阻止其在表面移动。外沙丘带常常用人工加以固定，形成一道土墙，这道土墙将会成为保护后面土地的一道障壁。

在苏格兰的西岛，特别是南尤伊斯特岛和泰里岛的沿岸沙质低地（machair）是一个引人注目的风成海岸沙地实例。在海岸沙丘的后方，平坦或起伏和缓的大片白色贝壳沙大部分覆盖着草和有花植物，部分地方已被小农庄的佃户加以改良。

朗德沙质地区占地约 16000 平方公里（6000 平方英里），覆盖着第四纪一次海侵时沉积的海相沙；这是沙丘的来源。沙丘带从吉伦特河口口门处的格拉沃角向南延伸到比亚里茨；它整个宽度约 7 公里（4.5 英里），其后有潟湖和沼泽。沙丘呈带状分布，中间隔有洼地，它们的脊部高达 45 米（150 英尺），而最大者萨布隆尼沙丘（the Dune de Sablonney）（欧洲最大的流动沙丘）超过 90

图 143 康沃尔南部的洛埃拦门沙

波斯莱文（Porhleven）附近的洛埃拦门沙（不要与东面的卢港 Looe 混淆）由燧石粗砾组成，长 400 米，宽约 180 米。洛埃（也称洛埃水塘）为一淡水潟湖。注意科伯河（the Cober）正在使之伸入水塘北部的小湖成三角洲。这条沙洲的成因是由于波浪作用，其表面远在最高潮达到的高度以上。MLWOT 为平均正常潮位的低潮线。米（300 英尺）（图 140）。

在波罗的海南岸沿海，由新近的风成沙构成的流动沙丘称为“白沙丘”，而已为植被固定的沙丘叫做“灰沙丘”。在库里斯奇沙嘴滩（Kurische Nehrung）（图 147，152），这些沙丘高 55 米（180 英尺），有一个沙丘高达 66 米（217 英尺）。沙嘴上的沙丘目前移动不明显，因为它们的运动受到潟湖的限制，但是潟湖向陆一侧的海岸上，其他的沙丘威胁着农田，因而种植了松树林带。

(v) 淤泥滩和盐沼 沿海沼泽或者出现于粗砾沙洲和沙嘴后方，或者出现于河口和海湾的被遮护部分（照片 110，111）。在诺福克，沼泽在海岸和滨外沙嘴（如 Scolt Head Island）之间延伸；在威尔士，达维沼泽位于博斯沙嘴的后面（图 139）；已被改良的拉姆厄沼泽是在邓杰内斯角的后

方。巨大的沼泽位于荷兰、德国和丹麦大陆海岸与西、东和北弗里西亚群岛防护线之间。这些沼泽（在德国叫 Watten，图 152，在荷兰叫 Wadden）低潮时从空中看来象是叶子的表面，分隔开泥滩的河流水道曲折纵横。类似的大沼泽分布于法国比斯开湾沿海沙丘带的后方。

第二类海岸沼泽位于受蔽护河口和海湾以内，包括莫克姆湾、切希尔（the Cheshire Dee），南安普敦湾和索伦特海峡、埃塞克斯河口和沃什湾南部的大片地区。其他的位于德国北部亚德河和威悉河口。

海岸淤泥滩和沼泽形成的基础，是受蔽护地区的潮汐所沉积的细泥沙，有些情况下，河流带来的冲积物也有助于其形成。后来，植被开始传播，参与这个形成过程。海草（*Zostera*）和沼泽的伞形科植物（*Salicornia*），以及有些地方的多年生稻草（*Spartina townsendii*）（照片 110）形成越来越稠密并有助于拦截泥沙的群落；首先，形成不连续的高地，然后形成较连续的高地地区，而潮水则呈越来越窄的水道或水流在其间流动。其他植物逐渐地出现，地表可能因风成沙的沉积而进

图 144 切瑟尔浅滩

切瑟尔浅滩由从布里德波特（就在图的西北方）延伸到波特兰岛，长约 225 公里（16 英里）的一条粗砾质脊形地组成。它从阿伯茨伯里以南的一点开始形成一条沙洲，包围住弗利特潟湖；潟湖通向波特兰港，狭窄的连接处横跨着一座平旋桥。粗砾的尺度从布里德波特附近的小豌豆大小到波特兰附近的大土豆大小不等。它主要由燧石组成。沙洲在波特兰处达到高潮以上 12 米（40 英尺）的高度，但以西较低。1954 年 11 月底的几次风暴期间，沙洲在若干地点被冲决，其持久性似乎受到威胁，但它现在又一次稳固地继续存在下去。砾石向东漂移可能是由于略呈斜交方向冲击的波浪的作用。一步加高。

人类活动，如建造堤坝或铁路路堤（象穿越莫克姆湾部分海域的路堤）可加速沼泽的天然改良。在德国和丹麦的北海沿岸，人们把柳条栅栏固定在桩上。在叙尔特岛和日德兰半岛陆地之间，建造了若干呈矩形的这种栅栏，其一侧面面向海洋。以后，修建了更大的堤坝，随着生成泥炭的草类的扩展，沼泽逐渐变为“海滩盐泽”。坎布里亚海岸以外索尔韦沼泽上生成的“海蚀泥炭”以品质优良著称于世。在荷兰沿海，沼泽由于被堤坝包围，后来又加以排干形成圩田而受到改良。

图 145 意大利西部海岸的连岛沙洲

意大利西岸里窝那和罗马之间从前的石质岛屿阿真塔里奥山已被两条连岛沙洲“拴”在主岛上，沙洲围成了一个潟湖。潟湖内有铁路穿过。

图 146 梅克伦堡达尔斯半岛的三角岬

德国菲斯奇兰德（Fischland）沙质半岛向北延伸到梅克伦堡的达尔斯半岛三角岬而终止。这个岬角由粗砾脊地组成，风成沙在其上堆积，形成沙丘。岬的随着每条脊地的形成向波罗的海伸展，在过去两个世纪中，其顶点达尔斯角向海推进了 400 米（1300 英尺）。一个浅滩延伸到此点以外，指示出岬角将来的延长路径。普拉莫特沙嘴一直向东延伸，从而封堵成了称为波登（Bodden）的半咸水浅潟湖。

图 147 波罗的海流动沙丘剖面

波罗的海苏联海岸上的库里斯奇沙嘴滩由长 80 公里 (50 英里) 宽仅 0.4—1.6 公里 (0.25 - 1.0 英里) 的一条沙嘴组成。沙嘴滩的东侧与一条高 46—60 米 (150 - 200 英尺) 的“漫游沙丘”相邻。这些沙丘在过去两百年里以平均每年 6 米 (20 英尺) 的速度迅速向东移动。现在它们的移动要慢得多, 部分是因为在向海一侧种植了松林, 减少了沙的补给, 部分是因为潟潮的水有助于拦截沙子。

海面变化

海面相对于陆地表面的变化可能对海岸形态发生巨大的影响, 因为在低海岸垂直上升和下降即使只有几米, 都能使轮廓产生很大的变化。有时海面的变化是世界范围的, 并且各地都相同, 表明海本身的实际运动; 这称为海面升降运动 (eustatic movement)。最重要的海面升降运动与第四纪期间的变化有关, 变化包括最后一次间冰期的高海面、最后一次大冰期的低海面, 以及晚冰期和冰后期的海面上升。更新世冰原最大时一定曾使水面降低了约 110 米 (360 英尺) (不包括均衡复原的影响, 这可能会使之减少 1/3)。据信世界上现存的冰原仍然含有足以使海面再升高 30 米 (100 英尺) 的水。整个世界的平均均衡上升, 现在估计通常每年为 1.12—1.18 毫米。不过, 由于地壳的构造翘曲或掀斜、下断和均衡下沉和复原, 许多升降运动比较具有地方性。

海面的这些变化不仅发生于地质时期, 而且也发生在历史时期, 甚至现在都能看出和测量出变化正在发生。塞尔苏斯 (Celsius) 和林尼厄斯 (Linnaeus) 等一些科学家 18 世纪时在瑞典南部进行了仔细的观察, 现代的研究人员一直在继续进行他们的工作。常常能发现考古学的证据 (如现代低潮线以下的新石器时代居民点和古罗马时代铺筑路面)、植物学证据 (如淹没的森林) 和地体证据, 特别是目前远在现代海面以上的上升海滩和古悬崖证据。

海岸分类

海面变化形成的海岸的类型, 既可以按照运动的性质 (下沉或上升), 也可以按照受到影响的古海岸的性质 (高海岸或低海岸) 加以概括。由于冰后期海面的普遍上升, 下沉 (即海侵) 形成的海岸现在分布要普遍得多。

并非所有的海岸恰好符合这些与海陆相对高度的明显变化有关的类别。许多地区相对于海面来说可能抬升、下沉了若干次, 并可能造成了不同的结果; 这些海岸称为复合海岸。当第四纪冰原融化时, 这既涉及海面变化 (融水流走的结果), 又涉及正好相反的抬升 (均衡复原的结果); 综合的结果是复杂的。

“海面”一语的使用极不严格, 使用的场合多种多样。这个术语最简单的含义是指海的一般高度, 好象它不受潮汐和波浪的影响似的。较为确切的是指“平均海面”或“基准面”, 即大地测量等势面, 地表的高度便根据它进行计算。

此外，还有中性海岸，这里的相对变化极小或者没有，但是物质的堆积形成了新的陆地。属于这一类的有沉积海岸（包括淤泥滩、沼泽和三角洲）、熔岩流边缘形成海岸线的火山海岸和珊瑚海岸。

(i) 淹没高海岸 当不规则的高地地区边缘淹没时，便形成多少有缺刻的海岸线，岛屿和半岛代表从前的高地，海湾表示从前的河谷。最重要的类别是(a) 里亚型海岸线，(b) 峡湾型海岸线，在这种海岸上，山脉和谷地与海岸横切，和(c) 达尔马提亚型，即纵向海岸线，这里的山脉与海岸平行。

(a) 里亚型海岸线 里亚型海岸线形成于山丘与河谷大致与海岸线直交的高地地区被淹没的地方。里亚型海岸线呈漏斗形，随着它们接近内陆，宽度和深度减小，每一里亚型海岸线上端都有原来致使河谷形成的一条河流流入，但现在相对于海湾大小而言，实在太小。这类海岸的例子有西班牙西北部菲尼斯特雷角以南地区（里亚一词源于此地）、爱尔兰西南部（图 148）和布列塔尼西海岸。在每一种情况下，里亚型海岸目前的海底等高线都清楚地表现出一度曾向海延伸的古河谷。

图 148 爱尔兰西南部里亚型海岸

粗线表示主山脊的大致走向，它们大部分最终成为岬角

由于受切割低高原边缘的沉没，在康沃尔和德文南部沿岸，以及在彭布罗克郡南部，形成了一种沉溺河口（照片 91）。西南半岛最大的两处凹湾是泰马河口（在其口门处是普利茅斯海峡）和法尔河口。后者的口部由卡里克湾组成，这是一片面积 26 平方公里（10 平方英里）的受掩护水域，大部分深度超过 18 米（60 英尺）。有一个时期，法尔茅斯曾是英格兰最重要的港口之一，现在仍然是一个船舶修理中心。

(b) 峡湾式海岸线 峡湾分布于苏格兰西部、挪威（图 149）、格陵兰、拉布拉多、不列颠哥伦比亚、阿拉斯加、智利南部和新西兰。它们存在的主要原因是深邃冰川槽谷的淹没，所以峡湾具有冰蚀谷的许多特征，例如 U 形剖面、悬谷和削断山嘴。挪威的峡湾深切于斯堪的纳维亚高原，壁坡比苏格兰海湾陡得多；松恩峡湾北坡从 1500 米（5000 英尺）的约斯特谷冰川（Jostedalubre）高原以 28° — 34° 的角度向下倾斜到海面以下 900 米（3000 英尺），而它的支峡湾之一的奈略（the Naero）峡湾，坡度总是在 50° 以上。在平面上看，这些海湾长而窄，呈直线状，支湾以直角或近乎直角汇入海湾。松恩峡湾长 183 公里（114 英里），但宽度很少超过 5 公里（3 英里），特隆赫姆峡湾长 120 公里（75 英里）；哈当厄峡湾长 112 公里（70 英里），有一 37 公里（23 英里）的支峡湾——南峡湾。世界最长的峡湾是格陵兰东部的西北峡湾，长 314 公里（195 英里）。

图 149 挪威西部的峡湾海岸

在每一峡湾的口部，通常有一条沙洲或坚硬的石槛，有时上面覆盖有可能是终碛的冰川碎屑物。苏格兰海湾（它们是海湾的和缓形态）中，有许多表现出这种特征。例如利文海湾经过伯勒格利什与北伯勒格利什间的一条石质沙洲（它有时在潮水极低时出露）通向林尼海湾从而通向海域。同样，福尔斯洛纳（the Falls of Loma）系由于埃蒂夫海湾口部奥本附近费里处的一个石质沙洲而形成。挪威的峡湾具有在水下 45 - 60 米（150—200 英尺）的真正石槛。这些石槛比内峡湾浅得多；在松恩峡湾测得的 900 米水深决非罕

见，而且曾记录到 1234 米（4085 英尺）的深度，深水一直达到峡湾顶部。石槛可能是由于这样一个事实形成的，即过去近海的地面冻结不及内陆深，因而碎裂程度不及内陆大。

关于峡湾的成因，一直进行着长期的辩论。有些峡湾与断层，甚至可能与裂谷相吻合。另一些沿着一条微弱的沉积带发育，如哈当厄峡湾，这个峡湾沿着包围在两个坚硬结晶岩体之间的一个微弱片岩向斜伸展。不管是何种原因，这些抗蚀力极微弱地带都使冰前河流能够在古高地上切割出通向海域的谷地。这些高地的冰盖发育于第四纪冰期，由冰盖伸出的冰川沿抗蚀力最弱的线（即河谷）流动，从而形成冰川槽谷。最后，沉没作用把谷地变成了海湾，尽管由于冰川能够而且确实侵蚀到了海面以下，从而大大加深谷地，但假设发生大规模的沉没作用是不必要的。

通常有一系列低矮的圆丘状岛屿与峡湾的走向平行，这些岛屿可能是沉没沿海台地的较高部分，一般都覆盖有冰碛物质。这个特征在挪威海岸附近特别明显，（在这里，岛屿称为低小岛

图 150 南斯拉夫的达尔马提亚型海岸

陆地为黑色，海底等高线以米计

（the skaergard），海岸的后面为一片平静的水域。这条“内水道”与峡湾本身一道，曾促进人们转向海域；一千年以前，维京人（即海湾或峡湾人）曾使西欧感到恐怖。

（c）达尔马提亚型即纵向海岸线 沉没作用可能会对山脉与海岸大致平行的地方的海岸线（它们有时叫“太平洋”海岸线）发生影响，例如在美洲的西部沿海。除非下沉得相当大，外缘山脉变为纵向排列的岛屿，平行谷地形成条形海峡，这种海岸都倾向于平直和规则。

这种情况出现于南斯拉夫的亚得里亚海沿岸，这里是达尔马提亚“类型区”（图 150）。岛屿、半岛和海湾（称为 canali 和 valloni）的形状和走向反映出狄那里克阿尔卑斯山脉独特的西北-东南走向。这个区域仍然在下沉之中，因为在现代海面以下 1.5 - 2 米（5—6 英尺）发现了人类居民点、甚至古罗马的遗迹。

爱尔兰南部海岸的科克港（图 151）是这些下沉纵向海岸线的另一实例。

图 151 科克港

图上清楚显示出与海岸线主要走向平行的一个低脊和河谷地区的部分下沉所形成的海岸凹湾型式。

（ii）下沉低海岸 当低地发生下沉时，其后果通常涉及到巨大的面积，因为坡面和缓时，略有下沉海就能淹没相当大的地区。河谷变成为浅阔的河口，低潮时一片片沼泽和淤泥滩出露，水道和曲折的浅湾纵横交错。埃塞克斯北部的海岸就是这样的海岸。正象下沉的高海岸为海洋侵蚀作用提供场所一样，这种沉溺的低海岸是沉积的场所——形成滨外沙洲、沙嘴、海岸潟湖和沼泽。沉积作用慢慢地使海岸变平直，并消除下沉所形成的凹湾。

照片 93 提供了一个有趣的下沉低海岸实例，照片显示的是北爱尔兰斯特兰福德湾的一部分。鼓丘形成低矮的圆丘状岛屿。这方面的另一个例子是美国的波士顿港；在楠塔斯基特比奇东侧，鼓丘被浪侵蚀成了两半。

沉没森林 一些沿海地区，其中具有埋藏着树桩和树根的泥炭层，泥炭层

存在于高低潮线之间，甚至低潮线以下。港口的开挖（如在拉格摩根郡的巴里和南安普敦）已暴露出若干这些泥炭层。其他的例子有兰开夏郡的福姆比、威勒尔半岛的海岸、北威尔士哈勒赫附近、达维河河口的博斯、康沃尔郡布列斯托尔湾滨岸的彭特万（Pentewan）（这里有一层泥炭含有栎树桩和根，在现代海面以下 20 米，65 英尺）和沿东海岸的许多地点。泥炭有时被北海拖网渔船带上水面。

低浅峡湾 在瑞典南部低海岸附近，有众多的凹湾，称为低浅峡湾（Fjord）。在设得兰群岛和新斯科舍半岛和缅因湾沿海可见到一些有点类似的地形。它们分布于冰蚀低地边缘，由具有平行、和缓倾斜的坡面和众多边缘岛屿的通道组成。除了较低的滨岸和周围地区以外，它们比峡湾开阔，不如峡湾规则，但它们明显比溺河深，并常有某种形态的海槛。它们明显属冰川成因，既有冰的侵蚀，又有袭用冰前河谷的冰下河流的侵蚀。

北海和波罗的海海岸（图 152）这些海岸现在的地形是由于和缓倾斜但不规则的地表经冰后期下沉而形成，地表由年轻岩石构成，上面覆盖着冰碛物。在北海沿岸的这个地段，下沉使过去的外沙丘带变成一系列沙质低矮岛屿——东、北弗里西亚群岛，淤泥滩或沼泽（即 Watten）使之与大陆隔开。此外，还形成了与流到其中的河流大小不相称的凹湾；埃姆斯河流入多拉德湾，亚德河流入亚德湾。

图 152 北海东部和波罗的海南部的海岸

波罗的海西岸以远远深入石勒苏益格-荷尔斯泰因州的狭长、侧坡平直的海湾为特征。它们可能是可能受过第四纪冰原下暗洞内流动的融水侵蚀的长条形谷地的下沉作用形成的。它们在丹麦称为峡湾（Fjords，它们容易引起与瑞典的类型相混淆），但在德国叫做类峡湾（Fohrden）：弗伦斯堡湾、基尔湾和埃肯弗德湾。

波罗的海南岸拥有一系列形态奇特的岛屿，这些岛屿把形状同样奇特的海湾（称为 Bodden）隔开。整个的吕根岛由几个不规则的岛屿（下沉后的残余部分）组成，这些岛屿有沙嘴相联结，它们包围着众多的小海湾。

波罗的海东南部海岸（现属波兰和苏联）具有沙嘴滩（Nehrungen）或沙嘴发育的特点，这些沙嘴穿过下沉所形成的浅海湾的口部。沙嘴（它们表明海岸变平直）的后面分布有浅潟湖（Haffe）。

（iii）上升高海岸 这种海岸的主要特征是目前远高于现代波浪作用带的上升海滩或悬崖线（图 153）。人们已经做了大量工作，努力把分布于不同高度的各个海滩与不同地方的其他海滩，与其他现象（如河流阶地）进行对比。老海岸线表现为有明显的浪蚀龛的斜坡，斜坡后面是悬崖，前部是浪蚀石质台地。悬崖上常有明显的洞穴，浪蚀石质台地上覆盖有海滩物质，如贝壳堆和粗砾。在海岸的某些部分（霍尔内斯半岛、英吉利海峡沿岸、马恩岛和北威尔士）具有冰前的 3 米（10 英尺）海滩。在苏格兰西部，斯凯岛对面的主岛海岸和西部群岛的海岸上，30 米（100 英尺）海滩特别明显。另外，高度较低、年代较新的海滩痕迹具有不同的高度，在基本标高以上 14—20 米（45 - 65 英尺）之间，它们被相当错误地认为是 15 米（50 英尺）海滩。最后，被认为是 7.6 米（25 英尺）海滩的一系列海滩在苏格兰也相当发育。排列这些海滩的次序大致是按年代顺序，但是，使它们相应于一个详细的年代学序列（还包括形成淹没森林的下沉运动）的工作是非常复杂的。

世界许多部分都有这种上升的证据。马耳他西部沿海壮观的浪蚀台地已经谈过(照片 88)。在地中海的这个不稳定地区,一直在发生海面的负变化。浪蚀台地目前在现代海面以上 15 米(50 英尺),并最后急剧地过渡为悬崖,悬崖的基部正在受到海的猛烈侵蚀;在照片 88 上可以看到台地向陆一侧边缘的古悬崖。

(iv) 上升低海岸 上升低海岸是由附近大陆架的一部分上升所形成。美国东南部这种沿海平原的陆地一侧边缘为“瀑布线”,河流从阿巴拉契亚山流下,在此表现为一系列瀑布(图 68)。海岸平原渐渐地与大陆架合并,坡度不发生任何变化。海岸平原一度是大陆架的一部分。海岸平原的岩石由现已固结为砂岩、页岩和石灰岩的沙、砾、粘土和钙质物质(既有陆相沉积,又有浅水沉积)构成。浅水向滨外延伸出一段距离;在这里,沉积物的沉积正在迅速进行,形成了滨外沙洲、潟湖、盐沼、沙嘴、沙丘带和平坦的沙滩(图 141)。其他的上升低海岸实例有墨西哥湾北岸和阿根廷拉普拉塔南岸。

图 153 泰湾的上升海岸

珊瑚海岸

在热带海域中,珊瑚的存在是许多海岸的一大特征。有些珊瑚(Polyps)以个体动物状态生活,但大多数呈群体互相连在一起。这些珊瑚虫象是小海葵,但颜色和形状多种多样——有时光滑呈圆形,或者象一堆堆海绵,或者呈枝枝桠桠的丛状,甚至象一条条带子(照片 95)。但是,它们具有坚硬的碳酸钙骨骼,当每个珊瑚死亡时,骨骼就堆积下来形成珊瑚石灰岩。除珊瑚外,其他的有机体也有助于形成岩体,即礁。钙质水藻(nallipores)(它们也在自身体内淀积碳酸钙)帮助胶结死珊瑚之间的空间,软体动物和棘皮动物(如海星、海胆和海参)也参与建造礁体。

图 154 艾图塔基岛

艾图塔基岛位于南纬 $18^{\circ} 15'$, 西经 $159^{\circ} 45'$, 属斐济以东的库克群岛。有趣的一点是:它具有火山基础,但北部边缘有一岸礁,南部边缘有一堡礁。陆地面积约 1600 公顷(3900 英亩),最北部附近高达 140 米(450 英尺)。

最大高潮线以上的地区用黑色表示。珊瑚沙岸用点表示,礁的边缘用锯齿状线表示。

珊瑚生长的条件 如果水温降到 20°C 以下,珊瑚便不能生存。这意味着它们局限于赤道南北约 30° 以内的热带和接近热带海域,尽管它们可局部地延伸到离赤道更远一点的地方,如百慕大群岛,因为在这种情况下,它们位于湾流的路径上,对于纬度而言,湾流的温度特别高。另一方面,由于寒流和对该纬度而言是冷凉的深水的上涌,在各大陆西侧的热带海岸常常不存在珊瑚。

关于珊瑚生长和礁体增大的速度,曾进行过许多讨论。珊瑚的生长明显有很大变化,从每年 1—10 厘米,淡色的羽状体的伸长甚至长达 25 厘米。但是,珊瑚的这种生长呈东一块西一片的零星状态,当珊瑚在自己重量下压缩和压实、甚至部分被破坏时,礁体垂直增长速度可能低至每千年 1 - 2 米,条件好的地方可能达到 10 米,这些数字比一度认为的要小得多。

珊瑚没有水便不能长期生存，因此很少在低潮线以上见到，相反地它们也不能在大大超过 45 - 60 米（25 - 33 英寻）的深度生长。它们要求被氧饱和的清澈的水，水中有丰富的微生物作为食物；它们不能生活在淡水或淤泥很多的水中。食物供应在一块正在增长的礁体东侧最为丰富，因此珊瑚向外生长较快。汉斯·哈斯先生最近在马尔代夫群岛做的工作表明，当珊瑚向外以及向上生长时，它纤细、疏松的骨架在自己的重量下趋于向中心压缩，这有助于解释礁体所包围的独特的潟湖的发育。当礁伸展时，波浪把呈砾石和沙形态的许多破碎珊瑚冲上脊部，从而固结成一个较紧实、常常有沙丘的礁坪，礁坪上最终可能生长植被甚至棕榈，形成一个典型的“珊瑚岛”。

珊瑚礁的类型 珊瑚礁形成于大陆（澳大利亚）边缘附近、岛屿（新几内亚和新喀里多尼亚）滨岸和火山山峰边缘附近。分散的太平洋岛屿中有许多属于这些从洋底陡急地突起的火山山峰，如斐济和萨摩亚。珊瑚礁也形成从大洋深处高起的低珊瑚岛屿，如吉尔伯特群岛和埃利斯群岛和马绍尔群岛。珊瑚在西、中太平洋分布极为广泛，但在印度洋斯里兰卡以西的拉克代夫群岛和马尔代夫群岛、安达曼群岛、塞舌尔和毛里求斯也可见到。但是在大西洋，珊瑚几乎完全局限于西印度群岛。

达尔文把礁分为三种主要形态——岸礁、堡礁和环礁。岸礁仅仅由海岸边缘附近的一个不平坦珊瑚台地构成，在它和大陆之间有一极狭窄的浅潟湖，其向海的侧坡渐渐倾没于深水之中（图 154）。堡礁与大陆之间由一条深阔得多的水道隔开。世界最大的堡礁是昆士兰海岸附近的大堡礁（图 155），长 2028 公里（1260 英里）。有些权威认为它之所以面积很大，是因为滨外地带曾向下断裂，和附近的陆地准平原面被下降到恰好适当的深度，结果便有一个广阔的平台供造礁珊瑚生长。另外还有许多较小的实例，它们常常包围着一个岛屿，仅有一条船舶可以航行的狭窄而常有危险的水道（称为通道）使它们断开。环礁由一个圆形、椭圆形或马蹄形珊瑚礁组成，包围着一个潟湖，但没有中央岛屿（图 156）。

许多礁即使在最低潮时也不出露；有些可能是已沉没的古堡礁。

堡礁和环礁的成因 关于岸礁，不存在问题，它们是从陆地向海发展而成；但是堡礁和环礁似乎是从相当大的深度（肯定远在珊瑚能生长的深度以下）突起于水面的。许多环礁孤零零地位于深水之中。堡礁和海岸之间的潟湖也需要解释，潟湖通常深约 45—100 米（25—45 英寻），宽常达许多公里。

达尔文理论 1842 年，达尔文（他分别得到了达纳和其他人的支持）把堡礁和环礁的增大解释成一个逐渐的过程，这个过程的主要原因是下沉。因而，岸礁在海岸（例如一座火山的海岸）的四周发展。随着缓慢的下沉，珊瑚以与下沉相同的速度继续向上生长。珊瑚的生长在礁的外侧较活跃，因而它形成一个较高的边缘，而内部成为一个越来越深、越来越宽阔的潟湖。最后，岛的内部完全沉没，因而形成珊瑚礁圈环，这就是环礁（图 157）。

图 155 澳大利亚的大堡礁

达尔文的部分支持者指出，下沉的确曾经发生过，因为邻近的海岸线有明显的溺谷为证据。这在印度尼西亚海岸的若干部分有所表现，而且在例如昆士兰沿海平原的边缘，肯定曾发生过向下断裂。但是，有些礁存在于完全没有下沉证据的地区，甚至存在于如若发生下沉则一定会在邻近海岸得到表现的地区。此外，在帝汶岛和其他一些地方，礁体已被明显地上升到现代海

面以上。环礁和上升珊瑚礁出现于同一群岛的现象仍较难解释。

默里理论是约翰·默里博士于 1872 年在《挑战者》号上旅行后提出，并受到阿加西斯、森珀和其他一些人支持的另一种假说；假说认为，在大多数情况下，并不涉及下沉。他对环礁形成的看法是：礁的基部由座落于洋底的一座海底山丘或高原构成。这些隆起达到离表面约 60 米（33 英寻）以内，或者由表面以下的火山山峰和浪蚀墩，或者由各种深海沉积物的堆积体组成。这些沉积物一直在较深的高原堆积，直至达到离表面不到 60 米处。由于深海沉积堆积得极其缓慢，并且不能以必要的陡角度堆高，后一种可能性似乎很不可信。

在默里看来，堡礁也是在不涉及下沉的情况下形成的。当岸礁发展时，由于破波的拍击，大量的珊瑚碎片逐渐堆积在礁的向海一侧（在这里受到波浪的冲刷），胶结成为坚硬的堤岸。由于珊瑚倾向于在向海一侧较为活跃地生长，因此它便在自身碎屑筑成的堤岸上不断向外延伸。在这种情况下发生时，礁内侧的珊瑚失去了食物，因而死亡。默里还认为，这些死珊瑚大部分被溶解于水，结果形成深得多的潟湖。但是有些科学家认为，沉积物和珊瑚碎片对潟湖的充填会远远超过任何可能的溶解损失。

戴利理论认为，形成原因不是下沉，也许是海面上升，海面上升在晚冰期和冰后期冰原融化时曾肯定发生过。戴利在夏威夷冒纳凯阿火山山坡上发现了冰川作用遗迹，这意味着（a）在这

图 156 克利珀顿岛

法国的克利珀顿岛孤立地存在于东太平洋中，北纬 $10^{\circ}18'$ ，西经 $109^{\circ}13'$ 。它由一椭圆形环礁组成，环礁边缘由坚硬的珊瑚砾岩构成，若干部分覆盖有珊瑚粗沙和风成沙。有趣的特征是在最西南部有克利珀顿岩——一个火山岩体（粗面岩）。这里是环礁火山基础一部分实际上出露的一个实例。潟湖最大深度为 100 米（53 英寻），但内有许多礁。环礁边缘没水道通向潟湖。海面以上的陆地用黑色表示，礁的边缘用锯齿状线表示。

些冰川时期，位于那种高度的水一定要冷得多，以致所有珊瑚都灭绝了，（b）由于冰盖中所含水的融失，那时海面一定低了大约 100 米（54 英寻）。这样就得出结论：所有冰前礁和其他岛屿都被海洋侵蚀削低到当时海面的高度。当海水温度升高，退却的冰原缓慢地把融水流归到海洋，引起海面上升时，这样形成的倾斜平台就为珊瑚向上生长提供了基础。这个理论有助于解释构成大部分环礁的狭窄、坡陡的礁体。有时，它们的斜坡陡峭程度达 75° ，似乎不可能是碎屑物斜坡，实际上也不可能是坚硬的珊瑚以外的任何物质。潟湖常常部分地被沉积物，特别是从礁本身冲刷下来的碎屑所充填。

钻探的证据 为了确定岩石基础的性质，对礁体曾进行过若干次钻探。早在 1896—1898 年，在斐济以北埃利斯群岛的富纳富提进行了一次钻探，深达 340 米（1114 英尺），在潟湖底部也进行了另外几次较浅的钻探。1926 年和 1937 年，在大堡礁进行了几次钻探。1947 年在马绍尔群岛的比基尼环礁进行了 5 次钻探，包括深达 779 米（2556 英尺）的一次。在富纳富提约 230 米（750 英尺）处，岩石变为坚硬的石灰岩，但在比基尼环礁钻孔的基部，岩石仍然固结得不坚实，说明并不存在珊瑚转化为石灰岩的单一的一定过程；它可能是物理的、化学的过程，或者可能两个过程都有。1951—1952 年，马绍尔群岛的埃尼威托克环礁上的一个钻孔穿过了 1411 米（4629 英尺）的

珊瑚岩，达到了片麻岩，珊瑚便是在片麻岩的基础上生长起来的。1964—1965年，在夏威夷

图 157 环礁形成理论

夷群岛的中途岛和土阿莫土群岛的穆鲁罗克环礁进行了其他几次钻探。

最近的研究工作 近年来，地貌学家、地质学家、植物学家和海洋动物学家倡办了一个庞大的合作研究机构，应用现代高级技术研究珊瑚礁问题。这些技术包括据洋底沉积的有孔虫（Foraminifera）遗体确定更新世时期海洋温度（实际上，太平洋约 3℃，印度洋 4—5℃，这些数字与戴利的估计相差很小）；精确地测量珊瑚生长和生物、化学和机械过程致使其破坏的速度，从而测定礁体碳酸钙增减状况；确定钻探海底所得到的珊瑚物质的年代，用 C¹⁴ 或者在有些情况下用铀同位素加以测定；用地震法绘制礁体剖面，以确定邻近陆地地区的构造变化。另外还对局部和短期的因素进行了考察，如飓风 and 地震的破坏作用，和食肉的“虎刺”海星（Acanthaster）对大堡礁的影响。

读者可参考一下 D.R. 斯托达德（《地理》，1973）给人以启发的总结。简言之，达尔文礁的构造通过下沉形成的概念似乎得到了充分的证实；斯托达德确实说过：“……现在正在进行的工作基本上是他杰出贡献的详细说明和发展。”虽然戴利强调更新世在礁形态上的重要性在原则上是正确的，但是他关于有关机制的概念是不正确的，因为老礁体的潮间海洋夷平作用远不如以前所认为的快，而且已经表明，冰期低海面阶段可利用的时间对于这些倾斜平台的形成来说的确是不充分的。现在，大多数的这种侵蚀变化被认为是由陆上喀斯特过程引起的。一般的结论是：“现代的”礁（即过去 5000 - 6000 年形成的礁）只不过是位于老得多的巨厚礁体（有的甚至属始新世）上的 10 米左右薄薄一层；诚然，在有些地区出露的礁体本身较老，例如马达加斯加以北的阿尔达布拉岛，经测定，这里礁的年龄在 10 万年以上。

第 11 章 地形的分类

前面各章首先对源自地球内部的内力即构造力产生的最初构造进行了研究，接着又研究了不断改变这些构造的外力或均夷力的影响。现在有必要按照可称之为后继地形的地形来简短地概括它们的共同结果。这些地形不过是在变化和发展系列中按时间作的一个横断面。

各种地形，或正如一些美国地貌学家所说的地形要素（terrain elements）或地形类型（terraintypes），必须按照它们的突出特征或形成其现代形态的主要内外因素来下定义。作为结果而形成的一个特性是它们的大小和尺度，不管它们是大的还是小的地形都是如此。与此有关的是可称为它们的相对地形或局部地形的地形，即某一特别地区最高和最低点高度间的幅度，如山岭在谷底以上的高度。另一个重要特征是地形侧坡的梯度和坡度的性质，不管这些边坡是陡峭、和缓，还是不陡不缓，是凹形还是凸形，是连续均匀的还是被明显的“破裂”、斜面和角度变化所中断。必需对构成地形的物质加以考虑：基岩的性质和特征，是老的还是年轻的，均质的还是异质的，构造力是如何排列它们的，以及它们是否覆盖着表层物质。由此引伸出来的是它们抗剥蚀能力的大小、在剥蚀过程中达到的阶段，和由此产生的它们的地形和轮廓，或者是平滑、规则，或者是变化多样和受到切割。特别的地形型式被排列或者相互分隔开来的方式也必须加以考虑。

分类的方法可能有所不同。A.N.斯特拉勒把地形分为两大类：原初地形（构造力产生的原有特征仅略有变化）和后继地形（变化较明显，原初地形实际上可能已破坏得无法辨认，仅保留其基础的一点痕迹）。后继地形包括（i）侵蚀类型（侵蚀谷地和洼地），（ii）残余类型（被剥蚀原初地形的残存部分）和（iii）沉积类型（由老地形上变化很大的碎屑物沉积而成的一系列新地形）。

另外一些分类以实际的地形形态为基础，由于需要有自然背景来进行区域调查，普雷斯顿·E·詹姆斯将每一大陆的地表分为九个类型：平原、高山、山与封闭洼地、丘陵高地和高原、石漠、山间盆地、低山、沙漠和盖冰地区。他利用这些地形要素编制了“地表构形图”。另外，E·雷兹（E.Raisz）统一制订了一套地文符号，以表示他提出的 40 个“形态类型”。

1967 年，R·E·默菲（R.E.Murphy）运用一种三重资讯类型法企图在世界范围的基础上制订一个综合的地形分类：七类构造区、六类地形区和五类地貌过程（剥蚀和沉积）。每一类标以一个特别的字母，当这些类型予以迭加，便出现一个极为详细的概要情况。例如，拉布拉多表示为 LHd（劳伦斯地盾，具低高原地形，近期受冰川作用），科罗拉多高原为 ATd（阿尔卑斯系，高原，干燥）。读者可参考 1967 年和 1968 年《美国地理学家协会年鉴》（the Annals of the Association of American Geographers）上默菲博士的完整系统和世界图。

下列分类基本上是原始构造原因、外部变化的方式和程度以及现代地形形态之间的一个折衷方案。四个主要类别是：（i）山，（ii）高原，（iii）平原与（iv）谷地和盆地。有些分类中采用的丘陵一类未独立分出，因为这是一个相对尺度的问题。南部丘陵、奇尔特恩丘陵和科茨沃尔德丘陵是丘陵，但它们的崖面的坡度明显地比较陡峭。但是，英吉利湖区和斯诺登的山峰肯定是山，不过它们远远低于南达科他州的布莱克山或印度南部的尼尔吉里丘

陵。正如 A·A·米勒曾说过的，“我们已经把高度抬高到了不应有的地步”。在这个分类中，有些丘陵可能被包括在山和高原两个类型中，而另一些可能仅仅是明显低地区的侵蚀残体，因而被包括在平原类型中。

A. 山

山是通常具有陡坡、陡坡直达突出的脊部或单个极顶（尖削或圆形）、边缘受深谷切割的地形。

. 褶皱山

地壳上沿明显线状地带的压缩力的结果。

(a) 新（或年轻）褶皱山（阿尔卑斯 - 喜马拉雅和环太平洋系统）。特点是：复杂的岩石褶皱作用；有关联的断层作用和火山作用；线形山脉，雁列山脉和褶皱弧；在风化、冰川和流水作用下剥蚀成山脊和山峰。高大的山脉与雪原和冰川有关（阿尔卑斯山、喜马拉雅山）。

(b) 老褶皱山（中欧的加里东和海西系统）。古褶皱作用，继之以长期的剥蚀作用。以后发生伴有褶皱和翘起的抬升，以及火山作用。被剥蚀成残余地形：残山（奔宁山脉诸峰）、平齐山顶（苏格兰高地）、切割褶皱穹丘（英吉利湖区）、切割复向斜（斯诺登）和残余高原（见 B）。

. 火山作用产生的山

火山作用过程形成的大地形，在这些过程作用下，固态、液态或气态物质被挤压到地壳以内或流溢到地表面。

(a) 火山锥：灰锥（武尔坎山）、渣锥（帕里库廷火山）、熔岩锥（多姆山，冒纳罗亚火山）、复合锥（富士山、埃特纳山）。在许多情况下，它们形成褶皱山脉的最高点（安第斯山的山峰）或褶皱断块山的峰顶（雷尼尔山、沙斯塔山）。

(b) 火山锥残余形态：破火山口（阿斯恰火山口）。

(c) 侵入体残余形态：出露的岩基（达特穆尔高地，勃朗峰），受切割的岩盖（犹他州的亨利山）。

(d) 喷出熔岩的残余形态：受切割的火山岩（英吉利湖区中部和斯诺登的山）。

B. 高原

它们是具不同尺度的高地地区，地表高度有一定程度的均一性，边缘有一面或多面陡削的斜坡，有时在一侧或多侧以凸出的斜坡直达山脉。四周坡度特别陡峭、高地表面界限明显时，可使用台地（tableland）一语。

. 构造高原

(a) 巨块或大陆块（地盾）（非洲、阿拉伯半岛、德干高原），四周边缘清楚（西高止山、德拉肯斯山脉）。

(b) 断块和地垒，较小，边缘的断层使之界限清楚（哈茨山、莫尔旺山、黑林山）。

(c) 掀斜地块，面向外的一侧边缘较陡（西班牙的梅塞塔高原与莫雷纳山脊相邻处）。

(d) 山间高原，包围在褶皱系山脉之中（北美科迪勒拉高原、小亚细亚

的安纳托利亚高原和亚美尼亚高原、伊朗高原)。盆地和山岭相间结构(内华达和犹他的大盆地)。

. 残余高原

由古褶皱系受广泛的侵蚀而形成(见 A. . (b)) (阿登高原、中莱茵河中游高地、斯堪的纳维亚的冰蚀高原、阿巴拉契亚山脉的阿勒格尼—坎伯兰高原。在遭到强烈切割的地方,残存为平齐山顶(苏格兰高地)。在半干燥地区,切割成为边坡陡峭的平坦原面(美国西南部的平顶山和孤山)。

. 火山高原

由玄武岩熔岩流形成(安特里姆、埃塞俄比亚、哥伦比亚—斯内克、德干西北部)。

C. 平原

一片广阔的低地地区,表面水平或起伏和缓。

. 构造平原

(a) 相对未扰动的水平沉积岩层,仅有不明显的翘曲(俄罗斯地台、美国中西部平原的大部分)。

(b) 出露的沿海海洋沉积平原(美国东岸和海湾沿海平原)。

. 侵蚀平原

(a) 河流侵蚀的产物:具有河谷和和缓的河间地(准平原和泛准平原)。河流型式发育,产生溪谷和陡崖,后者在美国称为单面山形平原(美国中西部,如尼亚加拉陡崖;英格兰东南部;法国的洛林)。

(b) 冰川侵蚀造成的变化和“表面修整”:表面不平坦的剥蚀冰掘盾地(加拿大地盾、芬兰)。

(c) 荒漠吹蚀的产物(撒哈拉沙漠的砾漠、卵石沙漠和石质沙漠)。

(d) 半干旱剥蚀作用的产物:山前侵蚀平原(美国西南部)和山麓侵蚀面平原(西南非洲、澳大利亚西部)。

(e) 浪蚀夷平作用的产物(挪威沿海台地),可能接着发生构造抬升(威尔德南部上新世地台)。

. 沉积平原

(a) 河流沉积的产物:冲积平原(广泛分布)、泛滥平原(密西西比)、三角洲平原(下埃及)、山坡四周的山麓冲积平原(山麓冲积扇平原)、填积湖成平原(约克郡的皮克林河谷)、填积海湾(伦巴第平原、底格里斯—幼发拉底斯平原)、构造填积洼地(加利福尼亚中央谷地、匈牙利盆地)。

(b) 冰川沉积的产物:冰碛平原,通常是变化较少的薄薄一层,系由底碛、终碛、鼓丘和冰砾阜形成(北欧和中加拿大南部)。

(c) 冰水沉积的产物:冰水沙砾平原(密执安南部、西欧的石楠荒原)。

(d) 风成沉积的产物:沙原、沙脊、沙丘(撒哈拉的沙漠、突厥斯坦的库姆)。黄土平原(中国西北部、西欧的波尔多(Börde)、阿根廷的潘帕斯草原、美国中部特别是内布拉斯加和艾奥瓦州)。

(e) 浅海岸边缘一带的海洋沉积产物:沙、潮滩、冲积物和植被的外加作用(呈潮滩的形态),三角洲发育,海湾沙洲(荷兰、德国和丹麦沿海、亚得里亚海头部、墨西哥湾沿岸)。抬升加上人类的工作(筑堤、排水、围海造田)有促进作用。

D. 谷地和盆地

位于高地地区内或高地地区之间的较小低地，有时填积有冲积层，通常内有河流，常常有或过去曾经有湖泊。谷地比盆地长、窄。

. 构造谷地和盆地

(a) 向斜谷。低处的向斜谷地仍与向斜一致(侏罗山的向斜谷(vaux))。

(b) 由一和缓斜槽构成的向斜谷(伦敦盆地)。

(c) 沿着断层线分布的断层谷(英格兰西北部的伊登河谷、西班牙的安达卢西亚河谷，苏格兰的大格伦)。

(d) 裂谷，为平行断层间下沉的槽谷(克卢伊德河谷、苏格兰中央谷地、约旦谷地、东非、莱茵河中游)。

. 侵蚀谷地。

(a) “正常”河谷，上、中、下游河谷特征不同。

(b) 峡和峡谷，深度大于宽度，由于(i) 垂直流水侵蚀比侧向风化快，常发生于荒漠气候(大峡谷)，或河流流过抗蚀力极强的岩石的地方(瑞士的阿尔戈吉(Aar Gorge))，(ii) 回春作用(瓦伊河下游) 和(iii) 先成作用(恒河和布拉马普德拉河)。

(c) 背斜谷，沿背斜顶部切割而成(阿巴拉契亚岭谷地区为数众多)。

(d) 冰蚀谷，极深的U形谷，有槽谷端首(troughheads)、石阶、削断山嘴、侧部悬谷(瑞士的劳特布伦嫩，加利福尼亚的约塞米蒂谷)。

第 12 章 海洋轮廓

海洋学研究广泛的海洋现象，既包括物理现象，又包括生物现象。从自然地理学家的观点来看，最重要的特征是大洋盆地的范围和形状，因为对于他们来说，海陆分布是一个基本的概念。洋底和边缘海的构造和地形为了解地球的构造提供了有用的证据，尽管我们关注大洋和大陆是永久的还是非永久的问题、大陆漂移问题、海面变化、火山与地震带的分布和沉积物在海底的堆积（这最终会形成沉积岩）。呈现波浪、潮汐和海流形式的海水运动，影响着海水运动所触及的海岸线，冷暖洋流能大大地改变沿海地区的气候。大洋表面和深处的盐度和水温也必须加以考虑。生物学方面的问题远非自然地理学家的研究范围；经济地理学家关注鱼类、鲸和其他生物的分布，因而关注称为浮游生物的微小动植物有机体，浮游生物构成这些生物的大部分食物。

过去一个世纪以来，对海洋学的各方面进行了许多调查研究。测量船绘制了海图，包括使用声测法记录和标绘了成百万个深度，所以洋底“地形”已经了解得极为清楚。各国、各学会和国际常设海洋考察委员会（总部设在哥本哈根）派出了许多科学考察队。一些较著名的考察有“挑战者”号（1872—1876）和“塔斯卡罗拉”号（1874—1876）在太平洋的航行，斯堪的那维亚海员（南森、阿蒙德森和彼得森）的工作（特别是在北方水域）、1910年“迈克尔·萨尔斯号”在北大西洋的考察、1925—1927年德国“流星号”的考察和“发现号”1932年在南大洋的航行。较近一些时期有1947—1948年瑞典船“阿尔伯特罗斯号”的航行，1950—1951年“发现号”的航行，“挑战者号”1950—1952年的航行，1951—1952年丹麦人的考察，以及国际地球物理年期间（1957—1958）的多次航行。这些只不过是许多考察中的几次而已，现在正在进行着一系列定期的观测，既有物理学方面的观测，又有生物学方面观测，在若干地区（如南大洋的福克兰群岛地区）正在进行着观测记录。许多调查正在由国际物理海洋学协会、英国国家海洋学研究所、斯克里普斯研究所、伍兹霍尔海洋学研究所、美国纽约拉蒙特·多尔蒂地质调查所和国际科学联合会建立的海洋研究专门委员会这样一些组织进行。

1973年，英国、联邦德国、荷兰、比利时和瑞典共同努力，在北海进行了一项专门的海洋学调查（称为北海资料联合调查计划）。使用23只船和许多自动测量和记录仪器，绘制了详细的潮汐和海流图。

洋的面积 大洋和大陆分布的一般型式已经进行过评述。据计算，全球陆地面积总共为1.48亿平方公里（0.57亿平方英里），而水面总共为3.63亿平方公里（1.40亿平方英里）。由此得出相对百分比为71 29。四大洋占有大部分水面，面积如下：

	百万平方公里	百万平方英里
太平洋	165.5	63.9
大西洋	82.1	31.7
印度洋	73.6	28.4
北冰洋	<u>14.0</u>	<u>5.4</u>
	335.2	129.4

这个总面积不包括边缘海，如加勒比海、地中海和白令海。前三大洋包括南大洋部分，南大洋有时单独定义为南纬40°以南的水域。

海底地形

大陆架 在海岸附近低潮线和大约 100 英寻（180 米）线之间是一个台地，称为大陆架，在构造上属大陆本身的一部分。它较高的部分突兀水上，成为岛屿。大陆架以不到 1° 的角度向海缓缓倾斜。大陆架在西欧近海（从兰兹角向西延伸 320 公里，200 英里）和北美东北部近海十分发育（图 158），而西伯利亚北冰洋岸的大陆架大约宽 1200 公里（750 英里）。1959 年以来在加拿大北冰洋所作的详细水文调查，已大致勾绘出加拿大以北宽 120—1160 公里（75 - 100 英里）的一个大陆架，这个大陆架水深达 180 米（100 英寻），沿大陆斜坡急剧下降到深水。其他大陆周围的大陆架要狭窄得多，或几乎完全缺失，特别是褶皱山平行于或接近于海域的沿海，如东太平洋边缘一带。

详细的水深测量表明，许多河流的河谷似乎继续穿过大陆架。这可能是海面上升或陆地下沉所致；换句话说，大陆确实终止于大陆架边缘。这就解释了大陆架在低地地区滨岸附近最宽的这一事实。低地地区海面略有变化，便影响到陆地很大的范围。有些大陆架可能部分是由于浪蚀作用，由于漫长地质时期沉积作用形成的滨外阶地，以及更令人信服的是由于低海面时期的冰川侵蚀而形成的。有些权威甚至主张，第四纪冰原的沉积也许曾有助于形成大西洋的大陆架。

图 158 西北欧近海（左）和美洲东北部（右）的大陆架断线表示 100 英寻等深线，以下的深度画有平行斜线。

一个困难的问题是有些海底河道穿过大陆架，然后继续延伸到大陆架边缘以外，进入深水。这些河道中有一条位于扎伊尔河口以外，另一条在北美哈德孙河口以外，第三条在比斯开湾（图 159）。有些权威把它们归因于断层作用，另一些权威把它们归因于过去河流侵蚀，因而涉及到海面的巨大变化。另一个解释是：一条入海的河流把物质沉积在两侧，使其河道保持畅通，从而随着泥沙堆积形成一条河槽。所有这些解释都会受到批评，特别是关于较深的河槽。更加难于理解的是未贯穿整个大陆架、但被发现是在大陆架向洋一侧边缘的槽地。它们有时形成切入大陆架边缘的深峡谷。在新英格兰沿海附近，用回声测深法对若干峡谷进行了详细的调查。一个理论认为，这些峡谷成因在于沿大陆斜坡向下冲泻很远的海底泉的下掘作用。最可能符合实际的理论是：强有力但分散的浊流携带大量固体泥沙，挖掘这些峡谷的底部。通常这些浊流由海底地震引起，例如 1929 年的地震，纽芬兰附近横越大西洋的电缆受到了这次地震的破坏。

大陆斜坡 在大陆架边缘，向海一侧的斜坡相当陡峭，形成大陆斜坡，大陆斜坡下降到大约 3350 米（2000 英寻）其坡度是变化的，但通常在 2° 到 5° 之间，虽然铺设电缆的船只曾遇到过一些陡得令人吃惊的坡度（达到 15° ）。

深海平原 整个洋底几乎有 $2/3$ 位于 3350 - 5500 米（2000—3000 英寻）深度之间，形成一个波状起伏的深海平原。它决非是平坦的：“阿尔伯特罗斯图 159 布雷顿的海沟号”的考察通过连续的回声测深发现，洋底剖面仔细看来比以前所想象的要崎岖得多。其表面覆盖着各种深海湿软泥（图 165，

166)。存在着蜿蜒的长海脊和较广阔的海底高原，同时偶尔有火山山峰突兀于平原之上（称为海山），有时达到水面成为孤立的岛屿。最近，详细的深度测量表明，太平洋中存在着许多离水面不到 800 米的平顶山，这些山可能是浪蚀火山。它们被称为海底平顶山（guyot）。太平洋约有 1 万座海底平顶山和海山。

海渊 接连不断的调查船一直希图确定大洋中深渊的位置并测定其深度。“挑战者号”考察所作的深度测量是用一端有重物的细麻绳进行的。据认为，深度精确到大约 45 米（25 英寻）；任何误差都是由于难以做到真正垂直的测深而产生的。后来，采用钢琴弦，以后又把它系在一架“测深机”上。重物一接触洋底，测深机便自动停止放弦。7000 米（4000 英寻）的测深要花费很长时间。现在，采用的是回声测深，测深时，声音或超声振动透过水向下传送到洋底，又以回声的形式返回。回声用电子学方法记录下来，成为回声深度记录。这是一个非常迅速的方法。为了使调查工作十分精确，人们把船

图 160 汤加海渊断面

上面的断面按真实比例画出，未垂直放大，下面的断面垂直放大二十倍。上面的断面表明，“海沟”或“海槽”术语可能会造成误解。

停泊下来，但是在通常情况下，船一边航行，一边就获得一个连续的剖面。

这些海渊大部分形成长条形的“海槽”或“海沟”，可是这些术语易于造成其边坡陡峭的虚假印象，因为边坡很少超过 7° （图 160）。海渊通常接近和平行于海岸，而贴近海岸有褶皱山脉分布，特别是亚洲岛弧，因此称为陆外渊。大部分海渊分布于太平洋。它们通常不对称——靠近陆地一侧的坡度比开阔大洋一侧的坡度陡得多——并且与大的掀断层相邻。

图 161 太平洋的轮廓(小的岛群从略)

太平洋

形状和大小 太平洋及其边缘海约占世界面积的 $1/3$ ，大约超过陆地总面积的 $1/8$ 。它的形状大体上呈一巨大的三角形，其顶点在北部的白令海峡，西面为漫长、不连续的亚细亚 - 澳大拉西亚（Asia—Australasia）一线所围绕，东面为美洲，南面为南极大陆边缘所包围。它的幅度很大，例如从白令海峡到南极大陆的阿代尔角为 15 000 公里（9 300 英里），而沿赤道一线的宽度超过 16 000 公里（10 000 英里）。

太平洋洼地 地球表面这个洼地的年龄和成因方式早已成为人们讨论的主题。水的体积所占据的空间不小于 7 亿立方公里。洋盆似乎在大约 2.5—3.0 亿年以前就已开始发育，那时，由于大陆漂移，南部的冈瓦纳古陆和北部的劳亚古陆破裂，硅铝质的“大陆筏子”游离开来。对东太平洋隆起，对线形海渊，以及对划定“太平洋板块”界限（沿美洲海岸、东北亚、新几内亚和 新西兰和汤加 - 萨摩亚 - 线）的巨大掀断层所作的地球物理调查表明，这些运动仍在进行之中。

科学家们通过研究地震波传播速率和多次重力观测，对于洋底湿软泥以下的坚硬岩石有了一定程度的了解。在这些观测中，有一些是科学家在潜水

艇上进行的。这样积累的证据表明，这些洋底岩石具有致密的组成，它们与大陆性岩石构成的西太平洋岛群之间由安山岩线隔开。

太平洋洋底 太平洋大部分底部由深海平原构成，其平均深度远大于其他大洋的平原，而且由海岸至平原的坡降要陡峭得多。太平洋深海平原的表面相当均一，有广阔、和缓的隆起地和洼地，平原大部分平均深度约为 7 300 米（4 000 英寻），但是，图 161 表明，有些部分却复杂多样。

在美洲以西有东太平洋隆起，这个隆起在赤道以南扩展，形成阿尔伯特罗斯高原；高原的高度在离地表 4000 米（2200 英寻）之内。有北太平洋，夏威夷隆起地差不多宽 1000 公里（1600 英里），长 3000 公里（1900 英里），在隆起地上突出了若干火山锥，在许多地方达到大洋表面。许多海底山和平顶海山造成了更加复杂的情况。北美西岸附近东太平洋底的一个有趣特征是若干大致东西走向的海崖的存在。已查明，这些海崖长达 2400 - 5300 公里（1500 英里—3300 英里）。由于地壳这一不稳定部分的断层作用的结果，它们在洋底形成 300—1500 米（1000—5000 英尺）的几个大台阶状海崖：门多西诺、默里和克利珀顿海崖。

太平洋边缘最突出的地形是长条状的海渊，海渊靠近有高大山脉的岛弧，并与之平行。这些海渊是太平洋最深的部分，实际上也是所有大洋最深的部分。已发现的最大深度是苏联“勇士”号船于 1959 年在关岛附近的马里亚纳海沟测量到的，为 11033 米（36198 英尺），即大约 $6\frac{3}{4}$ 英里。其他的

深海渊有菲律宾附近的埃姆登海渊（在这里测得 10794 米，5902 英寻），千岛海沟（其中有塔斯卡罗拉海渊，8513 米，4655 英寻），继续向南有日本海沟（其中有拉马波海渊，10554 米，5771 英寻）、马里亚纳海沟（曼休海渊，9866 米，5395 英寻）和汤加 - 克马德克海沟（奥尔德里奇海渊，9427 米，5155 英寻）。在北部，与阿留申群岛平行的是阿留申海沟，其最大深度为 7682 米（4199 英寻）。这些海渊没有一个位于洋盆的中部，而有另一条海渊位于南美沿海附近，形成与安第斯隆皱平行的一条海沟；阿塔卡马海沟深达 7635 米（4175 英寻）。

太平洋岛屿 太平洋盆地中有大量岛屿，一种估计认为总数约有 20000 个，但岛屿密集地区较小。较大的岛屿是“大陆岛”，也就是说，它们在构造上属于为陷落盆地所隔开的大陆淹没部分。在东部有阿留申群岛、不列颠哥伦比亚沿海岛屿和智利群岛。在西部，有较长的东亚岛弧——千岛群岛、日本列岛、菲律宾、印度尼西亚和新茵兰。大部分是褶皱山脉，具有火山山峰，火山沿地壳薄弱线分布，这一点为广泛存在的地震所证实（图 77）。

太平洋群岛中大部分较小的分散岛群，位于洋盆的西南部。它们分属于按岛屿种族集团命名的三个名称：美拉尼西亚（包括所罗门群岛、新赫布里底和斐济）、密克罗尼西亚（加罗林群岛、马绍尔群岛、吉尔伯特和埃利斯）和波利尼西亚（莱恩群岛、库克、社会和土阿莫土群岛）。北太平洋有夏威夷群岛，但是，太平洋东北部和东部大部区域是一片广阔的大洋，不过也有几个孤立的岛群——克利珀顿岛（图 156），距中美海岸 2400 公里（1500 英里）；加拉帕戈斯群岛，在厄瓜多尔以西将近 1000 公里（600 英里）；复活节岛，由阿尔伯特罗斯高原突起的三个死火山组成；和胡安·费尔南德斯岛，距智利海岸 580 公里（360 英里），据认为，费尔南德斯岛是亚历山大·塞尔扣克的《鲁滨逊漂流记》中所描写的环境。

除去褶皱山脉所构成的“大陆”岛以外，这些太平洋岛屿由两种类型组成：“高”火山岛和“低”

珊瑚岛。夏威夷由五个不同时代的火山组成，冒纳基火山锥高达 4206 米（13796 英尺）。

边缘海 太平洋盆地的边缘海几乎完全只限于西侧。美洲海岸的经向特征是东部缺少边缘海的原因，仅有的部分被包围的水域是加利福尼亚湾和已下沉的海岸山脉与不列颠哥伦比亚和智利大陆之间的海峡。

在西太平洋，被半包围的海位于亚洲大陆与花彩列岛之间。这些海是阿留申群岛所包围的白令海、堪察加半岛内侧的鄂霍茨克海、朝鲜和日本列岛之间的日本海、朝鲜和中国大陆之间的黄海、中国和琉球群岛之间的东中国海和菲律宾、婆罗洲、马来亚、越南和中国南部所包围的南中国海。在印度尼西亚群岛中间有西里伯斯海、班达海以及其他的海。除黄海（黄海大部分深度不到 180 米，100 英寻）外，即使与太平洋其他地区相比，这些海实际上没有一个是浅海，大部分拥有超过 2700 米（1500 英寻）的盆地。在西里伯斯海，已测得 5112 米（2795 英寻）的深度，日本海的最大深度为 3576 米（1955 英寻）。在澳大利亚周围，卡奔塔利亚湾、阿拉弗拉海和巴士海峡系位于大陆架上。

大西洋

形状和大小（图 162）大西洋（不包括边缘海）占据的面积远不到世界总面积的 1/6，就是说，接近太平洋面积的一半。它的总轮廓呈字母 S 形，因为随着撒哈拉非洲的海岸向西突出，南美洲北岸后退到加勒比海湾；相反地，随着圣罗克角向东突出，几内亚湾以相同方向后退。两边海岸形状的这种互补性，加上其他地质学和生物学证据，有助于说明大洋盆地两边的大陆曾一度

图 162 大西洋轮廓

断线是 2000 英寻（约 360 米）等深线，超过 7300 米（4000 英寻）的两个海渊（波多黎各和南桑德威奇）用黑色表示。罗曼什海渊横切中大西洋海图，在某一地点达到 7370 米（4370 英寻）。是一个单一陆块的一部分。

大西洋盆地在赤道附近变窄；非洲利比亚海岸离圣罗克角仅约 2600 公里（1600 英里），形成北大西洋盆地（在北纬 40° 宽约 4800 公里，3000 英里）和南大西洋盆地（在南纬 35° 宽约 5900 公里，3700 英里）。南大西洋盆地逐渐宽展，并入南方大洋；但北大西洋盆地在很大程度上为格陵兰和冰岛所包围。

大西洋洋底 大西洋底最显著的特征是存在一纵向“海隆”，称为中大西洋海岭（图 163），即北部的多尔芬海隆和南部的挑战者海隆。这条海岭于 1873 年为“挑战者”号所发现，1925—1927 年由“陨石号”首次采用回声测深法绘制了地图，1953 年又由美国“韦马”号调查船绘制详图。这条坡度向两侧深海平原缓缓倾斜的海底隆起呈 S 形，极为精确地与海岸线总趋势一致。其平均水深约 3000 米（1700 英寻）。在北大西洋，这条海岭拓宽形成特利格拉夫高原，高原从爱尔兰经过大洋延伸到拉布拉多。它的构造意义

在第二章已进行过讨论。

大西洋内有几条横向海岭。沃尔维斯海岭以北东方向从特里斯坦 - 达库尼亚岛附近延伸至非洲海岸，里奥格兰德海岭由同一地区不太连续地伸向南美海岸。在北部，一条宽海岭突兀于特利格拉夫高原之上，从苏格兰北部向西北伸向格陵兰东南部；这条海岭的平均水深为 1000 米（5550 英寻），法罗群岛和冰岛是海岭较高的突出部分。苏格兰北部和冰岛之间有威维尔 - 汤姆森海岭。

在大西洋内，“线状海渊”或“海沟”并不多见，这可能与大西洋海岸附近近期褶皱线罕见这一事实有关。从大的来看，主要的海渊位于西印度群岛岛弧附近，在紧靠波多黎各岛以北处，已测得 8800 米（4812 英寻）的深度，这是迄今这个大洋记录到的最大深度。另一条罗曼什海渊横穿中大西洋海隆，实际上切穿了海隆，深度达 7370 米（4030 英寻）。据测定，另一个仅有的大海渊系在南桑德维奇海沟（8312 米，4545 英寻）之内，这是一条平行于并接近南桑德维奇群岛的曲线形海渊。

北大西洋中的大陆架有相当大的宽度，尽管不在南部（南美洲东岸附近除外，福克兰群岛位于那里的大陆架上）。在西欧和美洲东北部海岸附近，大陆架是一个极为明显和重要的特征（图 158）。在巴西和非洲的高原陡峭边缘所形成的南大西洋的海岸以外，实际上没有大陆架。

大西洋的群岛 如果去掉不列颠群岛和纽芬兰这样一些“大陆性”岛屿（这些岛屿不过是大陆架略微高起的部分），大西洋的岛屿极少。西印度群岛由一系列离大陆不远的岛弧组成，而冰岛和法罗群岛是苏格兰北部和格陵兰之间海岭的较高部分。同样，极南部的岛群（福克兰群岛、南奥克尼群岛、南设得兰群岛、乔治亚岛和桑德维奇群岛）是南美顶端和南极洲格雷厄兰半岛之间伸展的复杂海岭和高原的较高部分。

图 163 中大西洋海

真正的大洋岛屿是从中大西洋海岭突起而形成的岛屿，特别是北部的亚速尔群岛和南部孤立的阿松森和特里斯坦 - 达库尼亚岛。圣赫勒拿岛就位于海岭以东，似乎是由深海平原陡急地突起而形成的；南纬 20°、海岭以西的巴西的小岛——特立尼达岛也是这种情况。百慕大珊瑚群岛坐落在大西洋盆地西北部的海底火山锥上。摩洛哥沿海的马德拉群岛几乎完全由长期多次喷发而堆积的火山物质组成。在众多的崎岖山峰中，最高峰是高达 1846 米（6056 英尺）的鲁伊武峰。

大西洋的其他岛屿就大部分而言，在从大陆延伸出的高原状地形突起而形成的：加那利群岛、佛得角群岛和几内亚湾角部的几个小岛。

边缘海 正如在南大西洋内基本上没有大陆架一样，也没有边缘海。另一方面，欧洲大陆边缘的沉没，产生明显曲折的“半岛欧洲”，形成了若干广阔的边缘海——波罗的海、北海和地中海，以及几个附属海。前两者海水浅，不到 180 米（100 英寻），丹麦群岛之间通向波罗的海的通道仅 20 米（11 英寻）深。地中海及其几个被半岛和岛屿分隔的海盆，表明了一个复杂的构造地区——阿尔卑斯褶皱系统的一部分的下沉。直布罗陀海峡的深度仅约 360 米（200 英寻），形成两坡坡度极陡的一条海底山脊（图 171）。地中海盆地具有一些深度超过 3600 米（2000 英寻）的地区，测到的最大深度（4632 米，2533 英寻）是在克里特和希腊之间。黑海最大深度为 2244 米（1227 英

寻)，它与地中海之间由狭窄的海峡（达达尼尔海峡、马尔马拉海和博斯普鲁斯海峡）隔开。

亚得里亚海提供了关于形成这些较深的边缘海的一个突出实例。它由意大利亚平宁和南斯拉夫 - 希腊狄那里克山系大致平行的褶皱之间一个狭窄、略呈长条形的洼地构成（图 150）。这个地区的下沉是晚新生代地壳变动的结果，这些地壳变动影响了整个巴尔干半岛，以及爱琴海、亚得里亚海和黑海盆地。

大西洋的美洲一侧具有另一些边缘海。巴芬湾和哈得孙湾大部分深度不足 180 米（100 英寻），格陵兰和巴芬岛之间的戴维斯海峡构成大西洋与北冰洋之间的浅水通道，因为其最大深度仅 205 米（112 英寻）。在墨西哥湾内，最大测深为 3804 米（2080 英寻），而加勒比海是由一系列复杂的盆地和山脊（包括 7300 米，3937 英寻的巴特利特海渊）构成。

印度洋

形状和大小（图 164） 印度洋面积比大西洋小得多。它的形状与其他两个大洋不同，这是因为它在北部为陆地所包围，而且它的分布仅仅越过北回归线一点点。它的海岸除东北部外，大部分由古高原（非洲、阿拉伯、德干和西澳大利亚）即冈瓦纳古陆的碎块构成。印度洋东北部与印度尼西亚花彩列岛和缅甸沿岸褶皱山脉相邻。南面是南极洲东经约 20° 和 115° 之间的部分。

印度洋洋底 这个大洋在深度上远不如其他两个较大的大洋复杂多样。大约总面积的 60% 是深海平原，其深度在 3600—5500 米（2000—3000 英寻）之间。除去巽他海沟以外，不存在线状海渊。在巽他海沟已经测得的最大深度为 7454 米（4076 英寻）。这条海沟位于爪哇 - 小巽他群岛岛弧以南并与之平行。

若干巨大的海底山脊把深海平原构成的几个盆地分隔开来。一条海脊从印度南端科摩林角不间断地大致向南延伸到南极大陆。这条海脊（图 164）在南部展宽开来，形成广阔的阿姆斯特丹 - 圣保罗高原。横向的索科特拉 - 查戈斯海脊从阿赛尔角（瓜达富伊角）即“非洲东角”向东南延伸与主海脊会合，而另一条塞舌耳海脊位于索科特拉 - 查戈斯海脊以南约 1300 公里（800 英里），并与之平行。最后，南马达加斯加海脊从马达加斯加岛向南延伸，在横向的爱德华王子 - 克罗泽海脊处展宽。

印度洋的岛屿 印度洋中最大的岛屿是大陆碎片马达加斯加和斯里兰卡（即锡兰），虽然许多较小的岛属于同一种类型——阿赛尔角附近的石质索科特拉岛、桑给巴尔和科摩罗岛。孟加拉湾条带状的安达曼和尼科巴群岛是缅甸外若干褶皱山脉的下沉了的延长部分。

海底山脊承载着几个小的岛群。一些小块珊瑚簇群形成印度西南面的拉克代夫和马尔代夫群岛。在中央海岭再向南处分布有较小的岛群。凯尔盖朗岛坐落于圣保罗高原，而毛里求斯和留尼汪是陡峭的火山锥。

印度洋的东部几乎没有岛屿，因为洋底都很深，不大的科科斯群岛和圣诞岛是仅有的例外。

图 164 印度洋的轮廓

断线表示 2000 英寻（约 3600 米）等深线，巽他海沟为黑色。

边缘海 由于四周大部分高原海岸陡峭而且规则，大得足以称得上“边缘海”的凹缺相应也少。阿拉伯海和孟加拉湾只不过是印度半岛所隔开的大洋本身向北的延长部分。莫桑比克海峡是将马达加斯加和大陆隔开的宽阔海峡，安达曼海是包围于安达曼 - 尼科巴岛弧与克拉地峡之间的盆地。

仅有的真正边缘海是红海和波斯湾。前者占据着非洲与阿拉伯半岛之间的裂谷，其石质海岸陡峭，勾划出西奈沙漠地垒轮廓的苏伊士和亚喀巴两个相似的海湾是它的延长。红海与印度洋之间为横穿曼德海峡的海底石槛所隔开，海峡之上水深仅 370 米（200 英寻）（图 167）。波斯湾是正在被底格里斯—幼发拉底河的泥沙缓慢充填的一个浅海槽。它与阿曼湾和印度洋之间几乎被向北突出的阿曼半岛所隔断，阿曼半岛把霍尔木兹海峡束狭到大约 80 公里（50 英里）。

北冰洋

形状和大小 北冰洋大致呈圆形，位于北冰洋的北极距格陵兰边缘（约 83°N ）比距阿拉斯加—西伯利亚边缘（ 70°N ）近得多。其面积约 1400 万平方公里（540 万平方英里），即大约为太平洋的 $1/12$ 。洋盆除西经 170° 狭窄的白令海峡和上述格陵兰、冰岛和不列颠群岛之间的通道（通道有海底山脊）外，几乎被北半球巨大陆块的海岸所封闭。当然，北冰洋大部分是永久冰冻状态。美国海军出版的《北半球冰图集》划分出极地永久冰和最大（春季）和最小（秋季）浮冰范围。

北冰洋洋底 对这个大洋深度的了解显然是有限的，除边缘外，几乎没有进行过回声深度测量。但是，似乎有一个广阔的盆地——北极盆地，这个盆地大概平均深 3600 米（2000 英寻），最近在北纬 78° 、西经 175° 进行的回声深度测量发现，最大深度为 5625 米（3076 英寻），而盆地四周有大部分深度不到 1800 米（1000 英寻）的边缘海。

边缘海 紧靠着陆块的北岸有若干边缘海——阿拉斯加附近的波弗特海、西伯利亚附近的东伯利亚海和拉普捷夫海、鄂毕河口与新地岛之间的喀拉海，和挪威与斯匹茨卑尔根之间的巴伦支海。在杂乱无章的加拿大群岛之间，有许多海峡与水道。

北冰洋的岛屿 在北冰洋盆地边缘，有大量的岛屿，其中大部分如加拿大群岛、新西伯利亚群岛和长而弯曲的新地岛，是陆块下沉边缘的一部分，这些陆块有广阔的大陆架。其他如斯匹茨卑尔根群岛、熊岛和扬马延岛，是海底山脊的较高部分。

海洋沉积物

“海洋沉积物”这个术语包括正在海洋底部堆积的一切物质。从陆块蚀去的沉积物，其最后的终点是洋底，沉积物以及其他物质如生活在海底或漂浮于水面、水中的动植物残体，在洋底以巨大的厚度堆积起来。

大部分沉积岩被沉积于从前的海域，后来被抬升，形成新的陆地地区的岩石，特别是在位于小规模抬升运动使海底上升处的浅海中沉积的沉积岩。例如，白垩由在无其他沉积物如泥沙的洁净水中沉积的厚度很大的微小孔

虫类残体组成。而米尔斯通粗砂岩由产生于一个迅速侵蚀时期并在浅水中沉积下来的固结的粗砂砾层组成。

海洋沉积物分类 海洋沉积物按照它们正在堆积的海底部位，可以分为四类。大潮的高潮和低潮线之间为沿岸沉积；从低潮线到大约 180 米（100 英寻），即大陆架边缘，是浅水沉积；大陆斜坡上的是半深海沉积；深海平原上和海渊内是深海沉积（图 165）。这些类型彼此之间逐渐为一体。

前三类覆盖着大陆边缘附近大陆架和大陆斜坡上的一个狭窄地带。它们的组成物有两部分：既有来源于陆地剥蚀的无机物质（粗砾、沙、粉沙、粘土和淤泥），又有源于海洋生物（软体动物、海胆、珊瑚）的有机物质，这些有机物质和无机物质合称为浅海沉积。淤泥由四个类别组成：“珊瑚”（来自礁体的最细残体）、“红色”（氧化铁染色）、“绿色”（含有海绿石——暗绿色水化硅酸铁）和“蓝色”淤泥。最后一种为泥质和可塑性的淤泥，分布最广；由于它分布于所有的大洋，因而图 166 上未加以单独表示，但是其他三种淤泥的主要地区用大写字母表示。

图 165 经概括而画出的洋底剖面，表示海洋沉积的一般分布

最近在大西洋做的工作表明，陆生无机物质在深海沉积中的作用可能比原来所想象的大得多。大西洋比太平洋小得多，其海底距陆块近得多，有许多大河流入，带来物质。岩心取样表明，真正湿软泥中的沙和粉沙层深达 3000 米（1600 英寻）。浊流也许有助于散布这些陆成物质。

真正的深海沉积物也由无机物质和有机物质构成，组成这些物质的颗粒很小，因而被称为软泥（图 166）。它们广泛分布于深海平原和海渊，在较浅的水域仅出现于海山、海底平顶山和孤独的海底山岭的顶部。

分布最广泛的无机深海沉积是红色粘土，它们覆盖着太平洋底的一半左右和印度洋、大西洋底的 1/4 左右。它们由被氧化铁或氢氧化铁染成红色或棕色的水化硅酸铝构成，从根本上讲是来自陆地的最细粘土颗粒。这些粘土可能通过洋流向远处漂流，因为它们极细，沉降速度极慢。火山尘、冰山上的岩屑和陨石尘占有很小的比例。有机物质极少，因为除了偶有鲸骨和鲨鱼齿碎片外，大部分都在漫长缓慢的沉降过程中溶解殆尽。

深海有机沉积物分为两类：在组成上主要是钙质和硅质的沉积物。这些沉积物按照其组分中的浮游动植物有机体进一步进行分类。钙质软泥覆盖着 2/3 的大西洋底，一半的印度洋底和 1/3 的太平洋底。它们包括由一种有孔虫目所形成的带白色的抱球虫软泥和由脆弱软体动物的残体所形成的翼足虫软泥。后者仅出现于南大西洋较浅的部分，和零星地出现于北太平洋。硅质软泥是硅藻软泥——在高纬冷性海洋，特别是沿北冰洋边缘地区繁盛生长的微植物的骨骼残体，和放射虫软泥——具有复杂格状构造、主要出现于太平洋的原生动物骨骼。

深海沉积物看来堆积得极慢，但海洋环境不同时沉积速度也不同，而且具有不同的组成成分，对速度的估计是尝试性的，甚至有猜测性质，但似乎抱球虫软泥堆积得最快（达到每 1 千年大

图 166 海洋沉积物在世界上的分布

1. 陆源沉积：C. 珊瑚淤泥，R. 红色淤泥，G. 绿色淤泥，B. 蓝色淤泥；2. 翼足虫软泥；3. 抱球虫软泥；4. 硅藻软泥；5. 放射虫软泥；6. 红色粘土。

约 4 厘米)，红色粘土最慢（大约 0.5 厘米）。另外，似乎在大西洋中堆积的速度比太平洋快得多（2—10 倍）。软泥厚度可通过地震折射和直接钻探取得岩心来算出。直接钻取岩心已经有了重大技术进步。“阿尔伯特罗斯号”上的科学家用一岩心管悬挂在一条长 8 公里（5 英里）长的钢绳上，他们用岩心管取得了长 20 米的岩心。过去几年中，钻探船“格洛玛·查林杰号”在全美科学基金会的赞助下进行了一系列的航行，这艘船能在太平洋 6000 米（3300 英寻）深度以下获得长达 1000 米（3300 英尺）的岩心，钻孔穿过软泥和下伏紧实的沉积岩，达到玄武岩基底。对这些岩心进行了极为详细的研究，包括它们的化学和生物学组成、颗粒成分的时代以及它们的堆积速度。对于古气候学家来说，最有趣的是有机体的种随温度变化而发生变化，特别是在更新世时期。

软泥的厚度变化相当大，最薄是 150 米（490 英尺），不过据认为洋底上其厚度平均为 500 米（1600 英尺），太平洋的红粘土肯定也是如此。倘若速度为每 1 千年 0.5 厘米，那么这就表明，软泥的沉积大约在 1.5 亿年或更早以前，即在白垩纪或上侏罗纪时期开始。下伏的这一时代沉积岩可以指示出大洋盆地的时代。

第 13 章 海洋水

盐 度

海水含有许多呈溶液状态的矿物质。自从海洋最初在年青的地球上形成以来，这些矿物质就已大部分存在，因为河流每年提供给海洋的水量与已有海水水量相比是微不足道的。而且，河水含有的实际矿物质与海水大不相同。虽然世界上不同地区的河水并不相同，但其中钙盐（特别是碳酸钙）的量都大大超过钠盐；钠盐是海水中最最重要的矿物质。

盐度通常用每千份海水中盐的份数来表示，如果 1000 克水中含有 35 克溶解的盐，那么就说盐度为 35‰，这是整个海洋的平均盐度。如果从相隔很远的海洋各部分提取水样进行分析，尽管总盐度变化大，各盐类的比例实际上保持恒定。最重要的盐类有氯化钠（78%）、氯化镁（11%）和硫酸钠（5%），但还有许多其他以相当数量存在的盐，并且还有对海洋植物和动物极为重要的“微量元素”。至于海水的离子比例是，含盐量的 55% 由氯离子组成，31% 由钠离子组成。由于这个比例实际上在整个海洋中都相同，因此，测定盐度的标准方法是加硝酸银从而形成卤化银，使海水中存在的卤化物（主要是氯化物）沉淀出来。

盐度的分布 可以绘制等盐度线（盐度等值线）来表示海面或海面以下任何深度的盐度。海面盐度随温度（因而引起蒸发和浓缩）、河流流入和降雨或融冰所提供的淡水（因而引起稀释），以及表面和亚表面海流的混合程度而变化。开阔的海洋，盐度差别较小。例如大西洋，盐度最高的区域位于回归线附近（约 37‰），那里晴朗的天空、经常的高温和强盛的信风使蒸发保持旺盛。盐度向赤道减少（35‰），这是由于这里的相对湿度较高，云量较多，赤道无风带气团比较平静，降水量较大，蒸发量较小所致。盐度向两极也减少（不到 34‰），这是冰的融化和蒸发减少的结果。

详细的等盐度线图比上面简单的叙述要复杂得多，这是表面海流以及大河如亚马孙河和扎伊尔河存在的结果。在部分或完全封闭的海洋中，盐度的变化极为明显。例如，波罗的海的盐度随着离北海的距离的增加而减少，瑞典南海岸附近的盐度约 11‰，博恩霍尔姆岛附近盐度约为 8‰，而波的尼亚湾湾头的盐度减少到 2‰。这个海从若干条河流（如奥得河和维斯瓦河）和许多融冰水接纳水量，而蒸发很少。黑海也有许多大河流入（包括多瑙河、德涅斯特河、第聂伯河、顿河等），其盐度在 18—20‰之间。红海没有河流流入，而且蒸发很大，夏季盐度超过 40‰。地中海的盐度由直布罗陀海峡近海的大约 36‰，向东增加到以色列与埃及之间东部角的大约 39‰。

内陆海和湖的盐度比开阔大海的盐度高得多，因为虽然它们的河流可能仅带来少量的盐，但当水蒸发出去时，盐便在这里沉积下来。犹他州大盐湖的盐度为 220‰，死海盐度为 238‰，小亚细亚的凡湖为 330‰。即使在一个湖泊或内陆海之内，盐度也可能有局部变化。如里海北部（有伏尔加河和乌拉尔河流入）盐度仅 13‰，而东南部的卡拉博加兹湾（有沙嘴将它与海几乎隔开），盐度达 195‰。

海洋水温度

海洋学家关注海面及深处的水温，是出于要了解水温物理学和生物学的结果。地理学家更感兴趣的，是水温可能对沿海地区（例如后面将要讨论的“冷水海岸”）产生的直接影响，或者气团从洋面运动到陆地可能产生的间接影响。

人们采用温度自记器来测量海水表面的温度，自记器的温度计水银球安装在船舶的冷凝器入口中。测得深层海水温度的标准仪器，是扎在一根细钢丝上沉放下去的换向温度计。当仪器达到所要求的深度时，一拉仪器即转向，水银柱就断开，将仪器拖上海面时，上面所记录的温度保持不变。

表层温度 陆地和海洋温度间的差异是气候学的一个基本概念，它们对大陆气候的影响结果将在后面章节进行叙述。

海洋表层水温的分布是一个复杂的问题。大致地说，开阔海洋的年平均水温，从赤道处的 26（79°F）逐渐降低到 20° 纬度处的 23（73°F），40° 纬度处的 14（57°F）和 60° 纬度处的 1（34°F）。温度的季节变化比大陆小得多。由于大西洋面积较小，它的温度较差比太平洋大。由于冬季从大陆北部运动到海洋上空的冷气团的影响，北半球海水温度较差比南半球大。一般地说，南、北纬 20° 之间进而到南纬 50° 以南，季节温度较差仅约 6（10°F）。最大的温度较差是大西洋西北部纽芬兰岛附近（大约 20，40°F）和太平洋西北部符拉迪沃斯托克附近亚洲海岸外（大约 25，45°F）。最高的水温记录出现于封闭或半封闭的热带海域。在红海，偶然能记录到 38（100°F）以上的温度，尽管夏季平均水温仅约 29（85°F）。0（32°F）等温线围绕极地地区形成一个不规则的圆圈，冬季时向赤道移动。

海洋上的空气温度与上述数值不十分吻合；每年温度数值表明，在回归线一带，空气比其下面的海水略暖，但在其他地方，空气略冷。而以季节作比较的话，略有不同，夏季海洋（除印度洋外）大致比空气凉，但冬季海洋稍暖。

但是，这些是一般的概念，海洋等温线和大陆等温线一样，很少呈东西走向。等温线明显的不规则是由于表层洋流造成的，具有特定温度的水团随洋流流向其他纬度，在某种程度上保留着水团源地的温度特点。

水从深处向上的垂直运动可能形成对一特定纬度来说特别冷的表层水，非洲和美洲西海岸外的一些海域就是如此。

冰山 北冰洋和环绕南极大陆边缘的大部分表层水呈永久冻结状态（照片 68、69）。冰的厚度从 0.6—4 米（2—14 英尺）不等。冬季，冰覆盖着广大的区域，而浮冰从极地向远处延伸，沿格陵兰东海岸向南远达北纬 60°。浮冰可能紧紧相连，结果形成一个连成一片的冰原；但在夏季，大浮冰块（平卧的薄冰和厚冰块，直径常达若干公里）从冰原边缘分离并漂流出去。

从冰川舌部断开到达海洋，或者从冰障边缘断开的大冰块称为冰山（照片 96）。虽然冰山的漂浮系数（即冰山出露与淹没部分的比）部分取决于冰和海水的相对密度（0.9 和 1.025），但冰山的形状也是重要的。最近的调查表明，老的“经验法则”；即冰山在水上的高度（英尺数）与水下深度（英尺数）相等（即 1 : 6）似乎被夸大了。1 : 4 或 1 : 3 的比例比较可靠。有的冰山高出海面 90 米（300 英尺）或更高，水下冰体则更大。

在北半球，每年形成约 1—1.5 万座冰山，格陵兰的冰川差不多可以产生大约 500—600 座冰山。这些冰山主要来自斯匹次卑尔根群岛、埃奇岛（Edge

Island)、新地岛和埃尔斯米尔岛。它们被东格陵兰寒流和拉布拉多寒流向南带走,有时远达北纬 40° ,进入北大西洋航线。在1912年“铁坦尼”号船遇难之后,建立了加拿大—美国冰区巡逻舰队,以研究冰山的漂移,用无线电报告冰山的出现,预报冰山可能的路线。由于白令海峡既浅又窄,北太平洋很少看到冰山。

南半球的冰山发源于南极洲冰障的边缘。它们体积巨大,实际上形成了巨大的扁平状冰岛;据测量,有些冰山长度超过200公里(120英里),称为平顶冰山,而北半球大多数冰山是城堡形冰山。南极洲的冰山在福克兰、本格拉和南澳大利亚寒流的影响下向北移动,在大西洋远达南纬 40° ,在太平洋到达大约南纬 50° 。据记录,最大的冰山发现于1956年,其面积3万平方公里(1.2万平方英里以上),长334公里(208英里),宽96公里(60英里)。

冰山的漂流既受洋流影响,也受风的影响,还受地球自转偏向力的影响。风速每小时约55公里(30节)时,冰山的典型速度大约为每天7.5公里(4海里)。人们已经了解到与风和表层洋流作反向运动的冰山实例;这是由于强有力的亚表层洋流影响水下冰体的结果。

海洋深处温度 一般说来,除了极地海域以外,水温随着深度而降低。从370—730米(200—400英寻),温度下降非常明显,但在这一深度以下,温度下降就极少而且极慢。在900—1450米(500—800英寻)深度以下(视纬度而定),温度降低几乎觉察不出。据估计,海洋水总量的 $\frac{5}{6}$ 其温度在 $2-4^{\circ}\text{C}$ ($35-40^{\circ}\text{F}$)之间。

在极地海域,随着深度的增加,明显出现小的逆温。极地冰融化后形成的薄层冷水,漂浮在稍暖且含盐较多的水层之上,但在大约360米(200英寻)以下,温度便象通常一样降低。

图 167 红海和印度洋的水温差别
(刻度数表示温度)

部分封闭的海,特别是有浅的水下海槛的海,其温度梯度可能与开阔海洋极为不同。红海在曼德海峡处由一海槛将其与印度洋隔开,海槛高达离海面大约350米(200英寻),但其温度均匀地保持在 21°C (70°F),直至海底,而外面的印度洋2100米(1200英寻)深处,温度大约为 2°C (35°F) (图 167)。整个红海的水温和海槛处的水温相同,因为海槛阻止较冷的深处水进入。同样,地中海海底附近的水温约 13°C (55°F),这是能在直布罗陀海峡海底山脊(深仅350米(200英寻))以上通过的最冷的水(图 171)。威维尔—汤姆森海岭是这类屏障最突出的实例之一,它将寒冷、停滞的北极水与较温暖的大西洋水隔开。海岭北侧挪威海底附近的水温为 2°C (35°F),而大西洋一侧同样深度的水温为 7°C (45°F)。

表层下的海洋水运动

很明显,在海洋中发生着相当明显的水的垂直运动和水平运动。水团的垂直运动或者是由于不同密度的密度差异引起,或者是由于两条汇聚的洋流相遇而形成。洋流相遇引起水团下沉,而这又在另一些地方为上升水团所平衡。

海水的密度取决于它的盐度和温度。盐度一定，则密度与温度成反比，即温度下降则密度增大。据约翰·默里先生计算，整个海洋表层水的平均密度为 1.0252，而从 3700 米（2000 英寻）向下，平均密度实际上保持不变，为 1.0280。另一方面，在任何特定的温度下，密度随盐度的增加而增加。温度为 16（60 °F）时，淡水密度为 1.0000，盐度 30‰的水密度为 1.0220，盐度 40‰的水密度为 1.0300。所以温度升高、降雨、河流注入和冰雪融化都使密度减小，而温度降低或蒸发增加使密度增大。

因此，在极地海域，密度高的表层冷水下沉，而在热带地区，表层增热往往使水的密度减小，而且水向极地运动，从而较冷的水上涌以占有其位置。这就从理论上说明了较暖的表层水从热带地区向极地运动，而极地较冷的水在深处同时向赤道运动，以及极地区具有下沉水团，赤道纬度具有上升水团。实际上，情况远非这样简单。与这个理论概念不同的一个原因是表层水从赤道向极地的漂流受到风的很大影响。另一个原因是南大洋冷而稠密的底层水能够向北移动（甚至进入北半球）时，北极地区底层水形成一个实际上停滞的水池。这个水池与海洋其余部分之间为白令海峡中离水面不远的海岭和威维尔—汤姆森海岭所隔开。所有这些原因中最重要的是在海洋中能区分出水团，每个水团具有一定的盐度和温度，并有一个特定的源地。常常发生这样的情况，即单个水团之间有一明显的不连续层隔开，不连续层内盐度和温度有明显的变化。在北大西洋，“冷壁”是拉布拉多寒流和湾流之间的一个不连续层；而在太平洋，鄂霍次克洋流和黑潮之间也有一个不连续层。

在大洋的一些水域，可以看到辐合线，即隔开表层辐合水团的明显的线（因此，那里发生下沉）。在南大洋南纬 50° 附近，便有一条这样的辐合线，冷而密度大的南极表层水在这里与向南扩展的较温暖但盐度较高的水汇合。另一条辐合线在大约南纬 40°；另外还有一些位于北半球，不过这些辐合线由于陆地的阻断而不太明显。另一方面，辐散使别处下沉的水得到平衡，由于辐散，冷水涌上表层。辐散在各大洋西岸海域表现得最明显，那里的离岸信风使表层暖水向西漂流。这些复杂情况的最后结果，是在海洋部分区域中，水团（表层、中间、深层和底层）的运动大致为水平运动，但是在不同的深度，有时方向不同。在测量船能获得充足的资料时，可在一张图上标绘出温度—盐度（T-S）曲线，其水平标度为盐度，垂直标度为温度。

表层洋流

前面已几次提到表层水的运动。一片表层水体以相当明显的方向所作的整体运动称为洋流。

海洋循环的模式系由若干因素的相互作用产生的。必须考虑的因素是亚表层运动（密度差的结果）、辐合和辐散运动。可是，许多表层流是由风和表层水之间的摩擦引起的“漂流”，因此大致随着风的方向，以及季节性风的位置和强度而变化。但是，地球自转除影响风向外，往往使洋流轻微地偏斜，结果北半球向东北吹的风会形成一个具有较明显东向分量的偏流。另外，陆地的形态也有助于决定洋流方向。如果一条洋流被迫流过岛屿之间的空隙，特别是如果两侧的洋面有明显的差别时，漂流的速度便会增加，并形成一条“条带状洋流”，例如佛罗里达半岛和古巴之间的佛罗里达洋流。它从佛罗里达海峡流出，便成为湾流，并沿北美洲东岸向北流动。佛罗里达洋流

可能是世界上最强的大洋流之一，移动的水团深约 3.2 公里（2 英里），并且几乎以每小时 5 公里（2.7 节）的速度流动。

洋流运动的最终结果是形成称为环流（gyres）的一系列循环系统或“环型”（cell），每个大的洋盆都有一个这样的环流。在南北纬约 20° 和 30° 之间，水的运动在北半球为顺时针，在南半球为逆时针，但在平面上是不对称的，这是由于科里奥利偏向力的结果。印度洋是一个例外，三角形的印度半岛和风的季节变化在这里产生一个随季节不同而作反向流动的复式环流。

下表所列为大西洋洋流的平均速度；太平洋的洋流速度尚未进行如此详细的研究，但人们知道它们要慢得多。

大西洋洋流速度（每天）

北大西洋洋流	海里	公里	南大西洋洋流	海里	公里
西格陵兰洋流	15	28	南赤道洋流	15	28
东格陵兰洋流	15	28	巴西洋流	15	28
布拉多洋流	15	28	福克兰洋流	10	18
伊尔明厄（Irminger）洋流	15	28	几内亚洋流	25	46
北大西洋漂流	5	9	本格拉洋流	10	18
挪威洋流	15	28	南大西洋洋流	10	18
湾流	20	37			
佛罗里达洋流	60	110			
加勒比洋流	15	18			
安的列斯洋流	15	28			
北赤道洋流	15	28			
圭亚那洋流	25	46			
加那利洋流	15	28			

人们用“暖”和“寒”两个术语形容不同的洋流，但两者是相对的。一般地说，向极地流动的洋流与总的大气温度相比是暖流，而向赤道流动的洋流是寒流。这些洋流可能对附近陆地的气候有相当大的影响。

大西洋洋流（图 168）陆块将这个大洋分成若干海盆，每一海盆有一个被一条辐合线隔开的环流。信风将热带的水向西吹，形成南北赤道洋流。这两者之间为赤道无风带内向东运动的赤道逆流，它在某种程度上抵销了大西洋西侧水的聚积。这条洋流在 7 月份发展得特别强大，在 1 月份实际上几乎看不出来。经过凸出的圣罗克角使其北转的南赤道洋流那部分得到加强，北赤道洋流流向西北，部分进入加勒比海，部分流经西印度群岛以东。湾流从佛罗里达海峡流出，经北赤道暖流其余部分加强后，沿着美国海岸向北流动远及哈特勒斯角。美国海军水文局（the U.S. Navy Hydrographic Office）近期所作的详细测量表明，湾流宽达 30—60 公里（20—40 英里），深度达 600 米（2000 英尺）。测量还表明，湾流是沿一条曲折的路线运动的，象“一条缓慢游动的蛇”，其运动在几天内即发生变化。过了哈特勒斯角，湾流主要在西南风的影响下转向并横穿北大西洋。其中的一支向北流入巴芬岛和格陵兰岛之间的戴维斯海峡，另一支向冰岛南岸靠近。主漂流的一部分继续沿

斯堪的纳维亚半岛沿岸流动，成为挪威洋流，接着进入巴伦支海并流向斯匹次卑尔根群岛。其余部分在西班牙和亚速尔群岛之间南转，并向南沿着非洲海岸流动，成为加那利寒流，这样便完成北大西洋中的顺时针环流。向南流的加那利洋流相对比较冷凉，因为北非西海岸附近冷水的上涌而得以加强。这个行星环流所包围的一个相对静止水域是马尾藻海，海内有大量的漂浮海草。

同样，在南大西洋中，南赤道洋流一部分沿南美洲海岸南流，成为巴西洋流，以后经西北风吹送，形成向东运动的南大西洋洋流。南大西洋的反时针循环由向北沿非洲海岸流动的本格拉洋流完成。本格拉洋流是由于上涌冷水而变得更冷的另一条洋流。

除了这两个大环流外，还有表层寒流从极地区慢慢流入大西洋。拉布拉多洋流向南流过戴维斯海峡，并进而经过纽芬兰岛；东格陵兰洋流沿格陵兰东海岸流过丹麦海峡，伊尔明厄（Irminger）（即东冰岛）洋流经过冰岛的东部和南部海岸，呈一系列“回旋”而消失，在这里它与北大西洋漂流的北端会合。拉布拉多洋流的冷水密度大，在纽芬兰岛以南下沉到较暖的水以下，对大西洋亚表层环流有相当大影响。在大西洋南部，福克兰洋流沿巴塔哥尼亚海岸向北流动，直至它也下沉为止。

性质上类似于太平洋克伦威尔洋流的一条表层以下的洋流发现于 1963 年，这是赤道纬度含盐量很大的一条潜流，在 180 米（100 英寻）深处有一条最大的向东流的水流，以每小时约 4.5 公里（2.5 节）的速度运动。

太平洋洋流（图 169，170）在太平洋中可以见到同样宽阔的环流系统，北半球是顺时针方向，南半球为逆时针方向。南、北赤道洋流向西流动，其间有一条补偿性的赤道逆流沿大约北纬 5° 线作反向流动。令人难以理解的是这条赤道逆流比大西洋中的强得多，尽管印度尼西亚群岛不象南美洲西海岸那样完全阻碍赤道洋流的流动。可能是由于太平洋在赤道纬度宽阔得多，容纳有更多的水。北太平洋环流由黑潮即日本暖流（与湾流相似）及其分支——对马洋流（它沿日本群岛西海岸向北流入日本海），黑潮继续向东北流而形成的宽阔的北太平洋漂流和向南流的加利福尼亚寒流构成。北太平洋漂流的一部分流入阿拉斯加湾，然后沿着阿拉斯加海岸向西流，从而使之冬季保持不冻，因为这条洋流比较温暖。南太平洋环流包括东澳大利亚洋流，它沿新几内亚北岸流动，并沿澳大利亚东部继续南流，然后在大约南纬 40° 处向东流，成为南太平洋洋流，并

图 168 大西洋表层洋流

此图表示 1 月平均状况。缩写字：Ant.C. 为安的列斯洋流；E.G.C. 为东格陵兰洋流；L.C. 为拉布拉多洋流；F.I.C. 为佛罗里达洋流；N.C. 为挪威洋流；N.Eq.C. 为北赤道洋流；S.Eq.C. 为南赤道洋流。

实线表示辐合线或隔离线（例如“冷壁”）的大致位置。且沿南美洲西海岸北流成为秘鲁洋流或洪堡洋流而完成循环。从南极来的水和上涌的西海岸水，加之向北流的，所有这些使秘鲁洋流变得很冷。

与大西洋相比，北太平洋几乎全被陆地包围，因此极北部另外还具有一个小的环流系统。已经提到过的北太平洋漂流的分支——阿拉斯加洋流向西流动，继续向前流，成为阿留申洋流；经过冰融化成的冷水补充后向南流动，成为堪察加洋流。一部分再转向东流，与北太平洋漂流的北部水流合并；一

部分得到鄂霍次克洋流寒冷的冰融水的补充，继续向南经过萨哈林岛和北海道，成为亲潮，然后，象拉布拉多寒流那样逐渐下沉到北太平洋漂流较温暖的水以下。

必须强调指出，图 169、图 170 表示的是极端简化的主要行星洋流流向图式，甚至比大西洋更加简单。美国海军部 (U.S. Navy) 绘制的季节洋流图和每月洋流图，显示出许多较复杂的运动，特别是在具有缓慢大“回流”的开阔的海洋。此外还有季节性的逆流，例如 2、3 月缓慢向南流动的厄尔尼诺 (El Nino) 暖流，这条暖流在海岸和秘鲁洋流之间有时甚至向南流到南纬 12。由于一些无法解释的原因，厄尔尼诺暖流有时向南流得特别远，达到布兰卡角以南，更令人费解的是具有大约 7—8 年的周期性，尽管不是恒定不变的 (1911、1918、1925、1933、1939、1941、1953、1965、1972 年)；由于温度突然变化而使浮游生物和鱼死亡，结果海滩上到处都是死鱼。它对气候也有明显的影响，因为随着它的南进，赤道雨带也向南移动。例如，1925 年 3 月，特鲁希略的降雨量为 38 厘米 (15 英寸) 以上，而过去八年平均月降水量仅为 0.4 厘米 (0.17 英寸)。同样，在北太平洋，戴维森洋流从 11 月到 1 月呈逆流在大陆和加利福尼亚洋流之间沿着加利福尼亚海岸向北流动，远达北纬 48°。

克伦威尔洋流 (最初称为太平洋赤道潜流)，最初于 1951—1952 年在用长绳捕捞金枪鱼时发现。它是一条“水带”，宽 300 公里 (190 英里)，沿着赤道向东流入南赤道洋流以下。现已查明，这条洋流远达加拉帕戈斯群岛。

印度洋洋流 (图 169, 170) 行星风系位置的季节变化往往使太平洋和印度洋中主要漂流方向偏转几度。但是，由于气流的季节变化，在印度洋北部存在着方向完全相反的洋流。

印度洋南部的环流大致与其他大洋的南部类似，环流方向呈反时针方向。南赤道洋流由于有相应的太平洋洋流的补充而得到加强，并流经印度尼西亚群岛。南赤道洋流向西流向非洲海岸，并沿马达加斯加岛的两岸转向南流；经过马达加斯加岛和非洲大陆之间的洋流叫做莫桑比克洋流，它在开普省附近的南段有时称为厄加勒斯洋流。然后，它转向东流与南太平洋洋流合并。

图 169 北半球冬季时太平洋、印度洋的表层洋流

此图表示 2—3 月的平均状况。缩写字为：C.C. = 逆流；Cal.C. = 加利福尼亚洋流；E.A.C. = 东澳大利亚洋流；K. = 黑湖；N.Eq.C. = 北赤道洋流；S.Eq.C. = 南赤道洋流；S.Pac.C. = 南太平洋洋流。

实线表示辐合线的近似位置。

图 170 北半球夏季时太平洋、印度洋的表层洋流

此图表示 8 月和 9 月的平均状况。所用的缩写除图 169 中的以外是：O.S. = 亲潮；Som.C. = 索马里洋流。

向北流的西澳大利亚洋流 (它完成环流) 远没有秘鲁洋流和本格拉洋流显著。在南半球夏季时，这条洋流可能会出现，但在冬季，当西风漂流的主体部分完全在澳大利亚以南经过时，其方向即发生逆转，从印度尼西亚群岛附近向南流。

在印度洋北部，冬夏之间洋流方向有明显的逆转。冬季，北赤道洋流在

斯里兰卡以南向西流，在它和南赤道洋流之间有一明显的逆流（图 169）。东北季风引起沿印度东岸和沿阿拉伯海岸向东、向北的一条漂流，实际上，它构成热带纬度常见的东西向运动的一部分。

但是在夏季（图 170），从 7 月至 9 月末，西南季风占有优势。北赤道洋流为向东运动的水流所取代，其支流进入阿拉伯海和孟加拉湾，在此形成大致呈顺时针方向的循环。北赤道洋流沿着非洲之角、阿拉伯半岛和印度西部流动；由于表层水流走，便引起了较冷水的上涌。这有助于解释索马里和附近国家的干旱。

南大洋洋流 从某种意义上说，南大洋水的运动比较简单；一条主要在西北风影响下的绕极东西漂流，以及向北流入其他大洋的若干条分流。但是，从早些时候人们所论及的南极辐合带，和水在表层和很深处向赤道运动而在中层向极地运动的这一事实看来，很清楚，表层和亚表层洋流相互之间一定有非常复杂的关系。

北冰洋洋流 北冰洋是一个实际上停滞、几乎封闭的水域。但是，似乎有一条缓慢的表层漂流从西伯利亚沿岸穿过极地流向格陵兰岛东海岸。就是这条漂流于 1893 年从新西伯利亚群岛附近推动了牢牢固定于浮冰的南森的“弗雷姆”号船，到 1896 年时差不多到达斯匹次卑尔根群岛。这艘船与冰一起摇摇晃晃地漂过高纬度水域，但未能如它所期望的那样穿过北极。一些表层冷水经过加拿大群岛之间的海峡缓慢流入巴芬湾，为拉布拉多洋流补充水源；其他北冰洋水向南流，成为东格陵兰洋流。

小洋流 有一些洋流是由于相邻海域之间的海面高度、盐度或温度略有差异而形成，不过它们与行星漂流相比重要性不大。据计算，地中海通过河流和直接降雨所获得的水量，大约仅为蒸发耗失量的 1/4。因此，有一条表层洋流向东流过直布罗陀海峡，以弥补这种耗失，同进也弥补由于深处含盐量多的水由海盆向西运动所造成的损失（图 171）。同样，据估计，红海由于盛行高温所造成的蒸发而每年降低 3—8 米（10—25 英尺）。此外，一条含盐多的深潜流从曼德海峡的海槛上流出；因此，一条强大的、补偿性表层洋流从印度洋流入红海。

图 171 直布罗陀海峡横断面（after G. schott）

这个示意图表示地中海和大西洋之间一条海槛的存在对水温和盐度产生的影响，因此形成盐化深层潜流和补偿性表流。

温度为摄氏度，等盐度线标有盐度。

相反地，接纳大量河水的部分封闭海的海面升高。有许多河流流入黑海，另外，一条盐度较高的洋流沿博斯普鲁斯海峡底部从地中海缓慢流入黑海。因此，存在着一条向外流出的补偿性表层洋流。

潮汐

海面的周期性上升或下降称为潮汐。在开阔的海洋中，高低潮之间的高差——潮差可能仅有半米，但是，在水浅的边缘海中，潮差能增大到 9 米（30 英尺），在束狭的潮汐河口中可能超过 12 米（40 英尺）。在南安普敦平均高潮比低潮高出大约 3.7 米（12 英尺），在泰晤士河河口的希尔内斯高出 5 米（17 英尺），在伦敦桥高出约 7 米（23 英尺），在利物浦高出 9 米（30

英尺)，在塞文河上的埃文茅斯高出 13 米（44 英尺）。已知最大潮差出现在加拿大东北部的芬迪湾，其口门处潮差仅约 2.5 米（8 英尺），但其顶端附近有 21 米（70 英尺）的记录，通常为 15—18 米（50—60 英尺）。另一方面，在一些部分封闭的海如地中海和波罗的海中，潮差却非常小。

在大西洋大部分水域，每个太阴日发生两次涨潮和两次落潮，间隔时间约为 12 小时 25 分，每一对高潮达到大约相同的高度，两个低潮的高度也大致相同。这些潮汐称为半日潮（图 172）。

232 太平洋和印度洋大部分水域每日也有两次高潮和两次低潮，但振幅不同；它们在高潮时高度可能有差别，而低潮时却保持恒定不变，或者情况正好相反。这些潮汐称为混合潮。在几个特定的地区，特别是在墨西哥湾，在菲律宾群岛周围的水域，在阿拉斯加海岸附近和中国部分海岸附近，仅有一个每日潮，即每 24 小时有一次高潮和一次低潮。这些变化很难加以解释，因为引起潮汐的力在地球表面是相同的，但是，海洋的形状、陆块的位置、浅边缘海的性质是主要的因素。

图 173 1942 年 3 月利物浦的潮汐高度

上面的线表示连续高潮的潮高，下面的线表示连续各次低潮的潮高。3 月 17 日最高的高潮（大潮）高于利物浦湾基准面 9.2 米（30.4 英尺），而此后的低潮仅高出 0.2 米（0.7 英尺）。默西河港公司为了制图和航行所采用的利物浦湾基准面在军用基准面以下 4.4 米（14.54 英尺）。

引潮力 天体对地球表面产生万有引力的作用，其大小与天体的质量成正比，与天体的距离平方成反比。例如，太阳的质量是月球的 2600 万倍，但它比月球远 380 倍，因而它对地球的引潮作用仅为月球的 0.46 倍。当月球、太阳和地球在同一条线上，即朔或望（这两个位置称为朔望）时，它们的吸引力是互补的，因而发生最高的高潮和最低的低潮；这种大潮一个月发生两次。可是，当这三个天体成直角而地球处于顶点（这个位置称为弦位）时，两个引潮力刚好错开，因而潮差减小；这时出现低的高潮和高的低潮（小潮）（图 173）。月球相对于地球的位置还形成一些变化。当它位于最近点（即近地点）时，其引潮作用更为明显，这些近地点潮在高潮时约高出 20 %。如果它们与大潮吻合，即产生极大的潮差。相反，月球离地球最远时，发生的远地点潮，在高潮时比通常要低；如果这些潮与小潮吻合，潮差即很小。所有最高的大潮都发生在二分点上，称为二分点大潮。

月球在其轨道上与地球自转相同的方向运转。太阴日是指月球两次经过地球上任何一条子午线上空所经过的时间，即 24 小时 50 分。在此期间，地球上大部分地区出现两次高潮和两次低潮，因而任何一次高潮要比前一天的高潮晚 50 分钟。

在具有大陆和海洋的地球上，实际的潮汐是怎样形成的，这个问题至今尚未清楚。古老的“前进波”（progressive）理论认为，引潮力导致了南大洋两个潮汐波的形成，一个波紧随着月球但因地球自转又稍落后于月球，而另一个波在相对的地球另一侧。这些潮汐波与高潮的前进运动相吻合，其间便是低潮。这些主潮汐波的支波以同样的周期向北传播到大西洋、印度洋和太平洋，接着传播到它们的边缘海内。但是，由于世界各地的潮汐观测资料日益增多，这一点已变得很清楚，即这个理论不能解释开阔大洋的情况。例如，合恩角和费尔韦尔角（格陵兰东南角）间潮汐的“年龄”几乎没有差别，

而不是渐次落后。此外，全日潮和半日潮出现于大洋的不同地区，并未显示出一致和规则的周期性。

振动波或驻波理论认为，海洋表面能划分为“潮汐单位”，每个单位具有一个结点或中心，在有些情况下具有两个中心（双结点体系）。在这些单位的每一单位内，水域的形状、大小和深度对等潮线的型式都有深刻的影响。每个单位中，水面处于振动状态，振幅随着地球、太阳和月球的相对位置发生变化，还随着地球自转产生的旋转运动而变化。目前已绘制出标有各大洋一系列结点（即无潮点，等潮线由结点辐散开来）的地图。一个结点位于与东英吉利和荷兰几乎等距离的北海，另一个在爱尔兰海的北海峡。在这些结点上，水面几乎保持在同一高度，涨潮高度沿着等潮线向外增加到最大值。在某些情况下，理论上的无潮点位于陆地上；与英吉利海峡潮汐有关的无潮点实际上在威尔特郡。

潮汐的时间和高度能予以精确的预报。《海潮表》预先为英国周围的大港口提供每一年潮汐的详细资料（图 174）。用时间和高度差表可以查出小港口的潮汐数值。例如，给出的利物浦数值是预报索尔韦湾和兰迪德诺以及马恩岛之间任何一点潮汐的基础；而霍利黑德的数值用以预报从梅奈海峡到菲什加德的潮汐。这些潮汐预报是由威勒尔的拜德斯当气象台和潮汐研究所作出的，后者也为海滨胜地和报纸提供预报。

图 174 南安普敦、埃文茅斯和利物浦的日潮汐图

不规则潮汐 有些潮汐的节律与规则的潮汐模式不相符合，也许最有名的是南安普敦和英吉利海峡附近地区的“双重性”或相当“长的”高潮。英吉利海峡可以大致看成是长方形通道，它还得到穿过多佛尔海峡的北大西洋半日“脉冲波”的输入。实际上，这是一个具有开尔文波性质的前进波，这种波中的潮汐流呈东西向交替；当它在地角（Land's End）处是低潮时，在多佛尔海峡则是高潮，反之，当地角高潮时，多佛尔海峡则处于低潮；在波的方向右侧（即南侧），潮差增加，在左侧，潮差减小，这主要是由于科里奥利力的作用。因此，当潮汐波向东流时，南面的高潮较高；但当它向西落潮时，北面的低潮较高。这基本上解释了为什么南安普敦的潮差仅大约 3.7 米（12 英尺），而诺曼底地区和布列塔尼半岛的沿海潮差却为 12—13 米（40—44 英尺）。如果英吉利海峡是一个真正的长方形，那么无潮系统的结点线就应在怀特岛和瑟堡半岛东侧之间的中心，但却并非如此。实际上，无潮点位于远在内陆的威尔特郡，因此称为“退化点”。在怀特岛和瑟堡半岛之间这个不稳定区域，高潮和低潮中间存在着一个明显偏离正常高度的高度，即每日四次。换言之，一个 1/4 日潮的影响被叠加在一个正常的半日潮模式上（图 175），当这些低潮中的一个低潮与半日潮低潮同相位时，便产生一个双高潮，例如在南安普敦。相反则产生双低潮，称为双潮，例如在波特兰、多塞特。所以，在《海潮表》中，英国海岸只有南安普敦和波特兰需用三个栏目，而不是通常用于表示一个高潮和一个低潮的两栏。

南安普敦水域出现另一反常现象，是有一段中断正常涨潮的滞缓时间，称为“初期洪水停驻”（theyoung flood stand），但不是落潮。这发生在大约相当于平均潮高的低潮以后约 1.5 小时，在恢复涨潮前持续将近 2 个小时。这是索伦特海峡两面进潮的结果，它与怀特岛外侧的涨潮和落潮相位不同。在某些时刻，在尼德尔斯和斯皮特里德海峡的入口间，有一水力学梯度。

大潮高潮时，高度分别为 1.07 米和 2 米（3.5 英尺和 6.5 英尺），这个“梯度”引起从东到西的水流。相反在大潮低潮、尼德尔斯的海面高于斯波特里德 1 米时，也发生这种情况。这些正常潮流的中断形成涨潮中的一个停顿时期，一直到水头消失为止。除了持续高潮外，它还在每 24 小时内形成 7 小时的憩潮，这对南安普敦港十分有利。

河口潮汐 但是，前进波概念也适用于狭窄的河口，随着河口的束狭和变浅，这里的潮波高度增大。由于摩擦的作用，特别是当对面有河流的水流时，它在基部受到阻滞，并可能最终“突立”，呈现泡沫进溅的水墙向前推进，其高度渐渐减小而最终消失。这种怒潮是河床的坡度和断面密切结合的结果，这些地方的浅水河口具有显著的潮差塞文河的怒潮（大潮时有时达 1 米高）就是一个例子（照片 97）；同样的现象在特伦特河称为涌潮（eagre）。这种现象也发生于亚马孙河河口（叫河口高潮 pororoca）、塞纳河（剧潮，mascaret，但由于疏浚已基本消失）、胡格利河以及中国的几条河流。中国北部（原文如此——译者）的一条河——钱塘江上，涌潮的前缘高达 3 米（10 英尺），并以每小时 16 公里（10 英里）的速度向上游推进。

图 175 南安普敦长高潮的基础

MTL 为平均潮高 M_2 、 M_4 为半日潮和 1/4 日潮的曲线

潮流 大陆边缘浅水潮汐的一个结果，是形成可能具有不同形式的潮流。在河口和港湾，潮流取决于高潮和低潮的性质以及海岸的形状。有一些在高潮前显著流动约 3 个小时，高潮后低落约 3 个小时，高低潮间有一个憩潮时期。但在有的情况下，出现尚未完全得到解释的反常现象，例如前面已提到过的南安普敦水域的“初期洪水停驻”。

潮汐流 有时，在潮流（即流入流出河口的正常运动）和水力流之间是存在区别的。水力流是不同潮汐状况引起的海峡两端水位的差异所形成的。在安格尔西岛和本土之间的梅奈海峡两端的高潮出现于不同的时间，结果形成“水力潮汐流”，来补偿高度之差，以相当大的冲力流过海峡。同样的情况发生在以海面波涛汹涌为特征的彭特兰湾。在温哥华岛北端和不列颠哥伦比亚陆地之间的西摩海峡，两端的水面差可能高达 4 米（13 英尺），结果形成强大的潮汐流。当一条潮流流过岛屿间不规则的海峡时，可能会象罗弗敦群岛的迈尔斯特罗姆（Maelstrom）那样形成涡流或旋涡。

风暴潮 有时会发生这样的情况，即由于气象的原因（从起局部作用的离岸风到“风暴潮”），沿岸海域高潮的高度可能升高到预计潮汐值以上。最近在北海的工作表明，有两个主要因素与风暴潮有关：大西洋东北部上空强烈的低气压（气压特别低）迫使水面抬高，而高空的风在海面形成巨大的应力；经过科里奥利效应的加强作用，这就使得潮汐靠着海岸壅高。这种风暴潮在北海曾记录到若干次，特别是在 1897、1916、1921、1928、1936、1942、1949、1953 和 1962 年。

在 1953 年 1 月 31 日夜晚到 2 月 1 日，一个非常强大的气压梯度在从法罗群岛附近向东南进入北海的一个强低压（968 毫巴）的后部形成，导致不列颠群岛所发生过的最强大的北到西北风，曾记录到每小时 160 公里（100 英里/小时）的阵风。这引起了一次风暴潮，即海水沿英格兰东海岸从蒂斯河到多佛尔海峡，以及沿荷兰海岸壅高。从沃什湾到多佛尔海峡的海面比预计值垂直高出 2—2.5 米（6—8 英尺），沿荷兰海岸高出 2.7—3 米（9—10 英

尺)之多。这次风暴潮与特别强有力的风暴浪有关,海堤被漫顶,波浪冲击比正常波浪向海岸推进得要远得多,并在许多地方冲破沿海防御堤(天然沙丘带和海堤)。这导致了广泛的泛滥、灾害,英国死亡300余人,荷兰死亡近1500人。另外,1962年一次类似的风暴潮袭击了西德北部沿岸,特别是易北河河口,汉堡地区340人被淹毙。

还有一个问题,即“负涌潮”的问题,它使得海面突然局部降低,这是其他地方水壅高的结果。这可能影响吃水深的船舶如油船,由于在航道搁浅而造成破坏。

为了防止这种灾难性泛滥的发生,1953年以来在英国海军部和气象局联合组织下建立了风暴潮警报服务处。设于布拉克内尔的中央预报处的气象学家和水文学家,从沿英国东海岸许多地方的港务长获得报告,并将这些与气象预报结合起来加以考虑,用统计学的方法、复杂的数学模式,和一架计算机预报预计的和可能要发生的潮高之间的差值;这能提供提前大约6小时的警报。如有需要,即发出“黄色”或更紧急的“红色”警报。人们特别关注居住在泰晤士河口附近的众多人口;100万以上的伦敦人处于危险之中,因此大伦敦委员会正在修建一座风暴潮坝堰。实际上,伦敦自己有专门的潮汐警报系统。

第 14 章 气候：一般特征

气候直接影响地球表面每个人的日常生活，并且是环境的一个重要特征。关于气候和人种特征之间的关系，存在着人所共知的许多争论，但谁也不能否认确实存在着一点关系。气候有助于决定食物、衣着、住房和一般生活方式；它的影响促进或者抑制人类在世界各地所见到的疾病和瘟疫。在帆船航行时代，通向世界的贸易航线在很大程度上受气流控制，气流在航空时代仍然是重要的。

此外，气候还影响环境的其他特征。气候要素是引起地球表面错综复杂的刻蚀——风化和流水和冰川的作用、荒漠地区风和水的作用——的主要原因，甚至冲击海岸的暴风浪，也都是气候的结果。土被以及自然和栽培植被的许多特征，都与它们的气候环境有关。

气候变化 今日世界上的各种气候，与过去的气候有相当大的差别。许多地方似乎经历过“温暖期”（即“间冰期”）和“寒冷期”（通常称作“冰期”），也经历过“干期”和“雨期”，这些是根据岩石本身的性质和岩石里发现的动植物遗体的特征这样一类地质学证据加以确定的。极地和赤道之间的一般区别似乎在很早以来就已经被人们了解，但是，有时极地的影响向赤道扩大，有时赤道的影响向极地扩大。中纬度位置（如不列颠群岛）经历了一系列的变化——石炭纪的热带气候、三叠纪的荒漠气候、白垩纪冷温带气候，和第四纪的极地气候，接着是冰后期气候较小的波动。

这些气候变化并不限于久远的地质时代。通过综合多种来源的证据来探索历史时期的气候变化，是一个十分有用的研究途径。许多方面本身资料不足，但常常能补充和证实一些其他资料。证据是很多的，包括在某一地区（现在是沙漠）已废圯的聚落，古代的灌溉工程，冰川的退缩，树木每年生长的年轮宽度（年轮学），以及关于水灾、旱灾和严寒的传说和目击者记录。从格陵兰现在的永冻地区掘出的棺材以及贯穿棺材的树根残体，就是这种证据的一个例子。把所有获得的证据经过仔细分析和综合，就能绘制出过去几千年的气候时间图（climatic time - chart）。

气候学与气象学

天气和气候 天气这一术语用来描述某一地区在某特定时间内的大气状况，它基本上是按天甚至按小时计算的现象。气候则是对一个相当大的地区长时期内大气状况的描述。过去通常认为，35 年是必须有的最短期限，达到这一期限才可能对一定的气候进行充分的概括。在世界有些地区，表述“气候”通常比描述其他现象难，例如有时人们说，不列颠群岛有某种天气，而不是说有某种气候。

气候学 气候科学基本上属于地理学家的研究领域，因为它以大气现象空间分布的分析为研究内容。气候一直被称为“地理实体”，气候学家的大部分工作是解释和描述在其地理环境中的各种气候。“气候”和“气候类型”两个术语通常作为同义语使用。对主要气候类型的描述是第 18 章的基本内容。气候学一部分是描述性的，它描述气压、温度、降雨和其他要素的实际观测资料，但它在某种程度上也一定是解释性的。后来，地理学家开始接触气象学，他们近年来已认识到，他们必须从气象学中吸收越来越多的东西以

便帮助他们认识气候要素，因此出现了“概要的”和“动力的”气候学两个术语，这样一来，其对象便从它与大气能量的转化和交换、水热平衡和大气一般循环模式的关系的观点进行研究。

气象学 气象学是对大气中经常地起作用的物理过程进行的科学研究。现代气象学在很大程度上是擅长数学的物理学家研究的领域，因为如果大气过程要得到充分理解，热力学和流体力学的训练是极其重要的。气象学的一个功能是用来预报天气的将来趋势，这是目前航空时代的一项极端重要的发展。常规预报的基础是根据若干台站对大气现象同时进行的观测绘制的天气图。现代的发展包括数学预报，即用电子计算机解多组“预报方程式”，识别周期性和单一性，以及在长期预报中运用类推法（analogues），即通过分析 and 比较过去连续若干年的资料系列来推论将来重复出现的一系列天气形势模式。

从气候学家的观点看，更重要的是气象学所使用的科学方法和所作的科学解释对他们关于分布的描述所起的作用。对于具有不同温度和湿度特征的各个气团和高层空气状况的分析研究，都是地理学家能用以帮助作气候学描述的大量资料。

资料 气候学资料由多年来记录温度、压力、风、降雨和其他要素的台站提供。在西欧和北美洲东部，具有一个相当稠密的气象台站网，其他地方的台站分布要零星得多，北半球大约有 2500 个台站。陆地上许多地区（和海洋的大部水域），仅有短期记录或者根本没有记录，气候学家在描述气候类型方面的大部分工作，一定得采取根据一般原理和短期观测加以谨慎推论的形式。近年来，对美国、英国、挪威和东大西洋其他欧洲国家资助的长期停泊的“天气观测船”，和装有专门设备的飞机的飞行（如气象局研究飞行 Research Flight for the Meteorological Office）所记录的数据进行系统的汇编，大大丰富了海洋气象学的知识。目前，在轨道上运行的许多气象卫星不断地发回数据信息。

1967 年 1 月，在北美洲和西欧之间开辟了一条高速天气通讯线路，传送从轨道上的卫星获得的信息。这条通讯线路是世界气象组织建立的世界天气监测系统（the world weather watch）的一部分。世界气象组织总部设在日内瓦，于 1968 年开始工作。这个系统的核心由在苏特兰（Sutland，美国马里兰州）、莫斯科和墨尔本的三个中心组成。这些中心是有关从海面到大约公里（20 英里）高处全球天气形势的大量统计资料的交换场所。这个复杂组织的全部精华以三项技术的发展为基础：远距离高速通讯线路、电子计算机，和绕轨道运行的卫星。卫星不仅提供云系变化势态的照片，而且还能提供可供计算机处理的大量资料。

“地方气候”和小气候

近年来，“地方气候”的详细研究有了相当大的发展，研究包括仔细查明可能由坡度和方位的微小差异、土壤颜色和质地、靠近水面、植被性质和建筑物的影响等造成的气候上的微小而又重要的差异。

这项研究的应用，在于评价这些微小气候变化对植物、动物、昆虫和人类的意义。例如，至关紧要的霜冻问题同样都引起了气候学家和园艺家的注意。研究范围多种多样，包括：冷空气向下缓慢运动的路径、“霜袋”的位

置，呈厚篱形态的“霜障”的形成。目前，已对城市气候进行了许多研究——建筑物对空气运动的干扰、大气污染和雾的发生问题、城市内和城市上空气团的变暖程度（例如伦敦的“热岛”）的研究。新城镇、村落和机场位置的确定，就需要在这方面做具体准备工作。这主要是记录地面上厚度为几米的空气层的温度，还包括记录一定深度的土壤温度。

人们在“地方气候”即小区域气候的研究，与“小气候”研究（即主要从生态学的观点对天然和栽培植被内的气象条件作详细、极小尺度的研究）两者之间加以区别。后来非常合乎逻辑地出现了一个新术语，即现在使用的小气象学。小气象学是指对大气最低层进行详细的科学研究。

气候因素和要素

“气候要素”这一术语是表示构成整个气候的每个成分——温度、气压、风、湿度和降水等的最方便的名称。这些气候要素是若干因素或支配因素即决定性原因相互作用的结果。在后面描述每个要素时，实际上起作用的决定因素也予以考虑。有几个因素将反复出现。

纬度是一个重要的因素，因为它不仅决定一年中白天的长短，而且决定所获得太阳光的强度和可能持续时间。海拔高度对温度压力和降水有非常明显的影响，山脉有时形成明显的气候屏障，因而成为气候类型的界限。海陆分布是第三个因素；“大陆”和“海洋”的影响可能是非常重要的。洋流对其所流过的陆地边缘附近起冷却和增温的作用，如果有向岸风吹过洋流的话。大湖泊的存在，自然特征的影响，具有较为局部的重要性。自然特征包括方位的差异（避开还是面对寒风），深谷和盆地的存在，以及土壤和植被的影响。

大气圈

大气圈是被重力吸引于地球的一层薄薄的气体，其 3/4 位于地球表面 11 公里（7 英里）以下，90% 的大气位于 16 公里（10 英里）以下，多达 97% 的大气位于 27 公里（17 英里）以下。“形成天气的”大气层仅限于几公里的高度内，这特别是因为大部分水蒸气包含在最低的 3000 米（10000 英尺）以内。事实上，一半以上在 2300 米（7500 英尺）以下。

近年来，对高层空气的物理状况进行了大量研究。携带自记记录仪器的探测气球已逐渐被无线电探空仪所代替：气球充气时，将发出表示压力、温度和湿度变化信号的无线电发报机带到 18000—30000 米，即 60000—100000 英尺的高空。雷达探空测风仪（rawinsonde，为 radar wind - sounding 的缩写）携带着能直接追踪气球路径，因而能测高空气流的一个雷达。最近，已通过火箭和在轨道上运行的人造卫星获得了大量资料。这样取得的观测资料可用不同的方法标绘在图上。对它们进行译释能显示关于大气圈垂直结构的许多情况，因而人们现在知道，大气圈根据其温度变化、化学组成和电磁性质可以分成不同的带或层。所以创造了“圈层”这个难以理解的术语。

人们长期以来就知道，大气圈下层的温度平均每上升 100 米降低 0.6（每 1000 英尺下降 3.3 °F）；这叫做环境（或静态）递减率。现在认识到，温度的这种递减，只限于一定的高度，在赤道似乎大约 16 公里（10 英里），

在 50° 纬度为 11 公里（7 英里），在极地可能 9 公里（5.5 英里），尽管这些数字随季节（似乎夏季改变点较高）和一般大气状态而发生变化。大气圈下层可分为两部分：对流层（直到还有上述温度变化的那个高度）、平流层（到大约 50 公里即 30 英里）；它们之间的不连续面称为对流层顶。平流层在赤道上空一年之中的温度变化，仅从大约 - 79（- 110 °F）到 - 90（- 130 °F）；但两极地区上空，季节差异较明显，从夏季的大约 - 46（- 40 °F）到冬季的 - 79（- 110 °F）。

直至最近人们才认识到，平流层向上延伸到大约 80—90 公里（50—55 英里）。过去人们知道，从对流层顶到大约 30 公里（18 英里）处，温度增加极少。但是再往上，发现有了变化；50 公里（30 英里）处温度急剧上升到大约 77（170 °F），然后在 80 公里（50 英里）处，又同样急剧地下降到大约 - 100（- 150 °F）。因此，从 50 公里（这个高度称为平流层顶）到 80 公里（中圈顶）的这一层（过去看作是平流层上部），现在叫做中圈层（mesosphere）。平流层内有一臭氧集中层（25 公里处浓度最大），它能吸收太阳辐射能中较短的紫外线，结果使稀薄的大气增热，形成这一“热层”。但是，较长的紫外线可以通过臭氧层到达地球表面，造成许许多多人们所希望的古铜或黝黑的肤色。

在中圈顶附近是银白色夜光云的区域。夜光云在高纬度地区夏季的夜晚能清楚地看到。这种云是由水蒸气、冰微粒组成的，还是由火山尘或外面包着冰的陨尘组成，这还不了解。1908 年，当一块巨大的陨石在西伯利亚降落时，当天晚上出现了异常耀眼的夜光云，这似乎证实了它们是由陨尘组成的。

在中圈顶以上延伸着称为热成层的一个层次，这一层的温度常常达到很高，但是由于空气密度极小，以致接近真空，因而只能吸收、容纳和传导极少的热量。

热成层大致与电离层相吻合，这一层能将电磁波（包括无线电信号）反射回地球。在这一层中，大气圈气体被入射的太阳辐射电离。这一层以上是磁性层，在探险家 号 和 号 两个卫星向地球送回关于两个强烈辐射层的证据以后，人们曾假定了磁性层的存在。这两层辐射层称为“范艾伦带”（the Van Allen belts），外面一层从地球延伸到离地球大约 16000 公里（10000 英里）高处。

在南北半球的这些上部的层次中，可以观察到南极光和北极光；虽然在高 100 公里（60 英里）处出现最多，但远达 1000 公里（600 英里）的高处也曾出现过。在高纬地区的夜空，可以见到红、绿、白色的弧光、帷幕、飘带、光辉、薄幕等北极光效应。这个效应可能是在太阳黑子活动或“耀斑”期间的磁暴和太阳的放电，主要是电子微粒汇聚到地球磁场并被加速到必要的高能状态，从而引起气体电离的结果。这似乎已被美国最近进行的实验所证实，在进行这些实验时，一个火箭携带的装置把电子射入大气层，结果产生了人造极光。极光的影响包括地球磁场的变化和无线电通讯的中断。

大气的组成 空气是气体的混合物，主要由大约 78% 的氮气和 21% 的氧气组成。少量的二氧化碳、氢、氫和其他惰性气体构成其余的 1%。这些气体在地球大气系统的辐射平衡方面起着极为重要的作用。

此外，空气含有在各种天气现象中起重大作用的、数量不定的水蒸气，还有大量灰尘、呈煤烟形态的碳粒、植物的孢子、从海面进出的水花蒸发而成的盐粒和微小的陨石碎片（称为宇宙尘）。这些微粒的一个功能是用作为水

蒸气的凝结核。

大气圈中化学组成保持恒定区域只有一直达到大约 80—90 公里(50—55 英里) 高度的部分。现在人们知道，这是空间研究的结果。这一部分称为均质层，大致达到中圈层的顶部。均质层以上，为非均质层。非均质层由一系列依次为分子氮、氧、氦和氢的同心圆层组成。非均质虽然有趣，但很明显，对气象学家来说几乎没有意义。

第 15 章 温度

量度和记录

温标 温度可按照液柱长度随增热或变冷而增加或变短来量度。这些变化已经以一定的温标形式加以标准化，按华氏温标，水的沸点定为 212°F ，水的冰点定为 32°F 。按百分温标（1948 年以来正式称为摄氏温标），水的沸点为 100°C ，冰点为 0°C 。按列氏温标，沸点为 80°R ，冰点为 0°R 。它们之间的关系可用一个简单的公式来表示：

$$\frac{C}{100} = \frac{F - 32}{180} = \frac{R}{80}, \text{ 或}$$
$$F = \frac{9}{5}C + 32, \text{ 和 } C = \frac{5}{9}(F - 32)$$

科学家有时使用绝对或开尔文温标，这种温标的温度按百分温标的度从分子运动停止的一点即 $-273.15^{\circ}\text{C} = 0^{\circ}\text{K}$ （绝对零度）开始进行量度。

仪器 用以量测温度的仪器——温度计中的液柱系用水银或酒精制成。温度计必须细心安置；在地面上（测得的温度叫“草地温度”）、地面下不同深度（通常为 10 厘米、20 厘米、30 厘米和 1 米）、在砖墙上或阴影处，将会得到很不相同的读数。通常需要的记录是在谨慎地避免太阳光线直接照射的标准条件下量测的实际气温，即“阴影温度”记录。这些数值一般是由气象学家引用的数值。温度计系放置于气象百叶箱（具有双层箱顶和双层箱底及百页窗扇的木箱；箱内，温度计的圆球在地面以上 1.25 米即 4 英尺处）内。百叶箱应小心安置在远离建筑物的地方。

最高、最低温温度计具有很大价值，在这种温度计中，小哑铃形指示器指示出上次调整以来达到的最高温度和最低温度，每 24 小时用一块磁铁调整一次。最方便的是自记温度计，其原理是成圈状的一个双金属片的膨胀和收缩，其一端固定，另一端驱动一支铅笔，而铅笔在附着于一旋转圆筒的自记纸上连续进行记录。另一种类型自记温度计是飞机上使用的布尔登管（Bourdontute）。布尔登管内是一个装满酒精的弯曲金属管，其曲率随温度变化，而这些变化被记录在自记纸或标度盘上。

温度记录的表示 温度数值可以用几种方法表示。极端数值有时是有趣的，例如当气象局（the Meteorological Office）的报告说，某一天是 70 年来 1 月份最温暖的一天的时候。极端最高温度和极端最低温度、霜冻的发生，和其他关键性数字也有价值。

对于试图表示长期平均状况的气候学家来说，最有用的温度数值是经过各种订正和加权的平均值。日、月、年平均值人们都使用，但最有用的是最低限 30 年观测期内最热月平均温度和最冷月平均温度。由这些数据可以计算出平均较差，即最热月和最冷月平均值之差。年平均值用处很小，例如仔细看一看下列北京月平均温度值就会发现：

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
	- 5	- 2	5	14	20	24	26	24	20	12	3	- 3
$^{\circ}\text{F}$	23	29	41	57	68	76	79	76	68	54	38	27

其温度较差为 31 (56 °F)，表示华北有明显的季节性气候对比。年平均值为 12 (53 °F)，然而 12 个月中有 10 个月的平均温度值与这个值相差很远。西伯利亚维尔霍扬斯克的年平均温度为 -16 (2.7 °F)，但当我们知道最冷月和最热月平均温度为 -51 (-58 °F) 和 16 (60 °F) 时，这个值就没有什么意义。

温度曲线图和温度图 某一台站的月平均温度可以用一张简单的曲线图(图 176)表示，第 18 章要讨论的每一个气候类型都要用这种方式加以说明。

图 176 科西嘉岛阿雅克肖月温值图

这组曲线表示科西嘉岛西南部阿雅克肖 1851—1917 年期间各月温度值的几种类型。A 为极端最高温度，B 为平均极端月最高温度，C 为平均日最高温度，D 为月平均温度，E 为平均日最低温度，F 为平均极端月最低温度，G 为极端最低温度。D 为通常在气候表中引用的数值。

大范围内平均气温的分布通过绘制等温线图来表示。将所有已知的台站在底图上，标明温度，然后画出表示选定温度的曲线。这些曲线将很少通过台站，它们通常必须按比例进行内插。标出的值可能是实际平均温度，也可能是加上台站高度订正值以后的海平面的值；这样就能作出“实际等温线图”或者“海平面等温线图”。前者的缺点是它与等高线图很相近，后者的缺点是它所描绘的是一种假定的状态。

另一种表现力很强的气温图是表示某一台站的平均温度(订正到海平面)和同纬度所有台站的平均温度之差的气温图。这个差值将表现为正距平(即这个台站比这一纬度平均值暖)或负距平。如果在图上标绘出这些距平，并且内插出相等距平的线(等距平线)，那末，这张图就会显示出这样一些特征，如大陆内部冬季的寒冷、大陆夏季的增热和海洋的影响等。

温度因素

(1) 日射 影响大气圈和地球表面的主要热源是从太阳(一团炽热的气体，其表面温度估计约 6000)穿过太空呈电磁能形式的辐射能(太阳辐射)。地球仅获得总辐射量的一个极小的部分，也许只有 20 亿分之一，但是这对地球是至关重要的。这部分太阳能或辐射能称为“日射”。在大气圈的上限，太阳辐射由可见光(约占总量的 41%)、极短的 射线、a 射线、X 射线和紫外线(占 9%)，以及较长的红外线和热线(占 50%)组成。

大气圈上限每单位面积所获得的日射强度值称为太阳常数。太阳常数可以计算出来，它差不多等于 2 克·卡/厘米²·分，即每分钟每平方厘米表面获得的辐射能将 1 克水的温度升高 2 (即相当于每平方米 1.4 千瓦)。从事实来看，这个术语似乎是不恰当的，因为正如黑子活动所表明的，辐射是有变化的，尽管变化仅约 1 - 2%。此外，地球环绕太阳的轨道为椭圆形，因而地球于 7 月 4 日位于离太阳最远的一点(这一位置叫做远日点，距离为 1.52 亿公里即 0.945 亿英里)，1 月 3 日位于离太阳最近的一点(叫近日点，距离为 1.47 亿公里即 0.915 亿英里)。因此，在近日点获得的太阳能数量约多 6%，而且，当北半球冬季发生这种情况时，这一季节似乎应当比南半球

略微温和些。实际上，其他因素特别是由于轨道呈椭圆形弯曲，地球沿着轨道运动的速度在 12 月、1 月较快，以及北半球巨大的陆地面积等，完全掩盖了这种作用。

真正重要的是当日射进入地球的大气圈；并且部分到达地球表面时它所受到的影响。大约 19% 的太阳辐射直接被大气特别是其中的二氧化碳和水蒸气吸收。这个比例之所以很低，是因为短波光穿过大气圈几乎不受阻碍。由空气分子和尘粒引起的漫反射（“散射”）的损失不大（9%）；这些被散射掉的辐射未转变为热。光谱的短波端即蓝色和紫色端光线的散射作用最大，这有助于解释天空的颜色。对比之下，只有数量很少的辐射往下向地球表面散射。日射的一个重要损失（25%）是从云和地面直接反射回空间的量。地面的辐射系数称为地面的反射率。一片云遮住太阳时所引起的温度下降，可能非常可观，乌云能使入射辐射局部和暂时地减少 80% 之多。但是，平均的入射辐射损失约为 53%。

剩余的日射（约 47%）可以到达地球表面，被转变为热能。地表增温时，地表再将这些能量的一部分辐射出去，但是是以长波热辐射的形式，等于最初获得的总日射量的 14%。很清楚，如这种再辐射未发生，那么地表将会越来越热。这些长波比入射的短波容易被大气吸收，从而大气间接被增热。蒸发和凝结所传输的潜热也使大气增热，潜热约等于其中总能量的 23%。最后，变热的地球表面通过直接传导（10%）使地表以上的空气层变热，传导可继而转变为大气层中热的垂直传输（称为对流）。对流表现为上升气流、上升风、对流眼（cell），或通常所谓的上升热气流。

因此，地球表面在同一时间不仅吸收而且也放出辐射能，虽然是呈不同波长能量的形式；所以增热取决于这两者之间的平衡（图 177）。夏季晴朗、阳光充足的白天，地表有净辐射收入，温度升高，下午早些时候气温达到最高值。夜晚，进入的日射停止，然而继续放出辐射，因此夜间发生热的损失，气温最低值的时间是在刚刚破晓以后。

大气圈的作用颇象温室的屋顶，因为长波辐射不能象短波辐射那样容易通过大气圈。大约有 7/10 的射出辐射被大气吸收，否则夜晚和冬季温度就会更明显地降低。这种隔绝作用由于云层而得到增强。冬季严重的霜冻发生在晴朗、星光照耀的夜晚，这时，进入空间的射出辐射达到最大值。同样，在天空无云的热带沙漠中，夜晚地面的辐射使温度急剧降低。在加利福尼亚及其他一些地方，人们用火堆施放烟雾来防止夜间冷却，火焰放出浓密的烟幕以阻挡辐射，从而减少开花期霜冻的发生。

图 177 平均的太阳辐射平衡

A 为入射辐射（短波），即日射；B 为大气吸收造成的损失；C 为由于云和尘土散射和漫反射回到太空而造成的损失；D 为到达地面的有效直接辐射；E 为云、水或地面的直接反射；F 为在地面转化为热的太阳辐射；G 为进入太空的地面射出辐射（长波）；H 为被大气的吸收的地面射出辐射（长波）；I 为直接从大气辐射到太空的热量；J 为从大气辐射到地球的能量；K 为因对流和地球的传导而形成的大气圈直接增热；L 为通过蒸发和凝结而传输到大气圈的潜热。

数字表示占整个地球上入射辐射的各种近似平均百分数。实线表示短波辐射；虚线为长波地面辐射。这些数字是平均值，在不同的季节和不同的气

候区都不相同。

(2) 纬度 到现在为止, 对日射所作的是一般性的讨论, 还没有谈及日射由于天文学原因而怎样发生变化。这个变化是纬度的函数。

地球不仅绕自己的轴自转(这形成昼夜的交替), 而且以大约 $365\frac{1}{4}$ 天为周期、在椭圆形的轨道上绕太阳公转(这形成了四季)。地球自转所围绕的轴以 $66\frac{1}{2}$ 的角度与地球公转时所循的轨道面(称为黄道面)斜交。因此, 正午太阳高的位置全年都发生变化: 北半球冬季, 太阳看起来向南偏斜, 夏季看起来回归向北。图 178 表示赤纬这种变化的结果。6 月 21 日北极向太阳倾斜(夏至), 12 月 22 日北极背离太阳(冬至), 9 月 23 日和 3 月 21 日, 太阳光线恰好到达两极(春秋分点)。

从这些天文学事实, 对于日射的程度有两个重要影响: (a) 它们使太阳光线入射角发生很明显的差异; (b) 使地球上各地区几个季节中白天和黑夜的长短有很显著的不同。

图 178 太阳的高度

S_1S_2 表示正午太阳光线 Z 为天顶(头顶上的点)

1. 12 月 22 日 A 地位于北纬 55° , 太阳的赤纬为 $23.5^\circ S$ (即在 B 点的头顶)。那么, $\angle AOB = 55^\circ + 23.5^\circ = 78.5^\circ = \angle ZAS_1$

(同位角); A 点的太阳高度 $= \angle S_1AH_1 = 90^\circ - \angle ZAS_1 = 11.5^\circ$ 。

2. 6 月 21 日 太阳的赤纬为 $23.5^\circ N$, 那末,

$\angle AOB = 55^\circ - 23.5^\circ = 31.5^\circ = \angle ZAS_1$ (同位角), A 点的太阳高度 $= \angle S_1AH_1 = 90^\circ - \angle ZAS_1 = 58.5^\circ$ 。

3. 赤纬图上标绘的是全年(以周为周期的)赤道以北、以南高太阳的角距离(即赤纬), 用天文年鉴(the Nautical Almanac)给出的赤纬, 它们也可用公式: $23.5^\circ \times$ 距最近二分点的天数的正弦值计算出来。

(a) 照射到地球表面的太阳光的入射角, 影响太阳光的热效应。在高纬地区, 不仅太阳光线通过大气圈的路径长度增长(如果通过大气圈的路径长度增加一倍, 那么每单位面积的增热量便减少到 $1/4$), 而且每单位面积太阳能的数量减少(如图 180 所示)。因此, 入射角的差异使日射强度按比例地发生差异。

(b) 在春分点、秋分点时, 各个纬度都半日白昼, 半日黑夜, 全世界的白昼和黑夜几乎相等。但是 6 月 21 日, 南极圈内整天黑暗; 赤道白昼长度逐渐增加到差不多刚好 12 个小时; 而在北极圈内, 太阳不落到地平线以下。这些事实被归纳于下列引自天文年鉴的表中:

日昼长(月平均小时)

	赤道	北纬 50 °	北纬 60 °	北纬 70 °
3 月	12.13	11.81	11.70	9.55
6 月	12.13	16.22	18.59	无夜
9 月	12.13	12.60	12.86	15.50
12 月	12.13	8.09	5.93	无昼

因此，季节的影响使日射持续时间改变，其最后的结果是，日射的强度和持续时间两者都必须予以考虑。赤道日射值的变化极小，昼长约 12 小时，正午太阳与头顶之间决不超过 23.5° 。二分点时日射有两个不太显著的最大值，二至点时有两个不太显著的最小值。随着离赤道距离的增加，夏季白昼变长；在二至点时，回归线处昼长约 13.5 小时，正午太阳位于头顶，因此日射比赤道要大。在回归线以外，夏季昼长随着纬度而不断增加，但太阳光线的入射角减小。开始一段纬度，前者的补偿超过后者，日射量在纬度 43.5° 处增加到最大值。但是由此向两极，昼长增加便不能补偿正午太阳角度的减少，因此日射值减少。

图 179 二至点

在任何时刻，地球有一半地方被照亮。夏至时，X 点（北纬 50° ）白昼约 16.5 小时。冬至时，X 点白昼约 8 小时。

图 180 太阳光线入射角

地表 AB 的面积小于地表 CD，距离 AG 小于距离 DE，因此，AB 增热的密集度大于 CD。

在计算出所有理论日射值，并将有效的入射辐射减去地面的射出辐射时，便可以看出：南、北纬 40° 向极地存在着热量的净损失，而南、北纬 40° 之间，存在着热量净收入。由于整个地球表面似乎维持着大致恒定的温度，因此总收入和损失必定平衡。换言之，必定存在着通过气团和水团运动完成的从热带到极地地区的热量输送。这就是大气运动的基础。

曙暮光 地球大气圈的尘粒和水蒸气在早晨太阳出现在地平线以上前和晚上太阳消失在地平线以下以后都反射太阳光。天文曙暮光从太阳位于地平线以下 18° 一直持续到黎明，还从日落一直持续到太阳位于地平线以下 18° 。比较有限的民用曙暮光 (civil twilight) 仅从太阳位于地平线以下 6° 持续到黎明，以及从日落持续到太阳位于地平线以下 6° 。在高纬度地区，太阳在升起和降落时，入射的角度小，这使得曙暮光延续时间比低纬度地区长。在北极，曙暮光从 9 月 23 日一直持续到 11 月 14 日，然后又从 1 月 29 日持续到 3 月 21 日，即持续于太阳的赤纬从 18° 变到 0° ，又从 0° 变化到 18° 的时期。这两个时期之间是完全黑暗的时期。

(3) **地表性质** 在这以前，我们所讨论的是这样的日射值，即似乎它们所影响的地表是一个均一的表面。就世界而言，地表的基本差别在于水陆表面之间。

某种物质比热的定义是：将 1 克这种物质温度升高 1 所需的卡数，1

卡是将 1 克水的温度升高 1 所需要的热量。因而，海水的比热为 0.94，花岗岩的比热约 0.2。换句话说，为了提高与土地同样度数的温度，水必须吸收几乎多 4 倍的热。因此，陆地表面增热比水面迅速、强烈。另一方面，当热源中断时，陆地冷却也比水面迅速。

其他一些因素使这种差别更加明显。密实的地球是不良导体，因此其表面一薄层增热较强烈。地球不透明，而水却能让太阳光穿透到较大的深度，所以在较小程度上影响较多的水。在水面以下 15—18 米（50—60 英尺）处可以探测到温度的日波动，但是在地面以下小于 1 米处才能测到这种变化。水面能发生蒸发，这是一个冷却的过程；通过水中容易形成的对流所引起的混合作用也发生相当多的热量传输。水反射大部分太阳光线（可与抛光的银器相比，它们在最炎热的太阳下也较凉，因为它们反射 95% 的光线），而颜色较深的地表物质吸收较多的光线。一张落在雪地表面的黑纸，几小时后就会下沉几厘米深，因为它吸收了热量，从而融化了周围的雪。雪地反射大部分光线，因而滑雪者在耀眼的阳光下变为青铜色时，白雪却依然存在。极地冰帽实际上是极好的反射场。达到一块地表的总太阳辐射与被反射量之比（用小数或百分率表示），叫做反射系数或反射率。从宇宙空间看到的地球平均反射率（还包括云的反射率）约为 0.4；即太阳辐射的 4/10 被反射回宇宙空间。地表的反射率从暗色土壤的 0.03 到雪地的 0.8 不等。光线近乎垂直时，水的反射率低（约为 0.02），但是角度小的倾斜光线反射率较高，草地反射率大约为 0.25。

干沙土比热小，在表面处增温迅速，尽管土粒之间所含空气具有绝缘作用，使热量被保留在地表。因而地表以下仅几厘米沙子温度即可能低 15 之多。沼泽地或积水的土壤，起类似于水面的作用；森林通过形成树荫减轻增热作用。小气候学提供了关于这些变化的许多实例；试比较 1925 年 6 月在索尔兹伯里平原测得的下列各种地表面上的气温记录：

	° C	° F		° C	° F
树荫下（空气）	22	71	裸地	35.5	96
碎石路	43	109	草地	29	85
沙	35	95	碎砖	31	88

陆地和水面差异增热的气候学结果不仅导致日对比而且导致季节对比。夏季夜晚一定体积的水因射出辐射而降低的温度仅为同体积土地的 1/4。因此，水面的温度日较差小得多。

上升暖气流 当地球表面的增热局限于一个“热点”（如茂密植被中的一条道路、一块柏油或裸露地面）上时，这里的上升气流称为上升暖气流或“对流单体”，鸟类和滑翔机驾驶员可借助这种气流上升。上升气流生成时，似乎是呈涡流圈的形式，圈内为辐合的旋转气流。热点和热点形成的上升气柱很少是连续的；通常上升暖气流由猛烈上升空气的单体或“泡”组成。在处于反气旋条件下的温暖而无风的日子，确实可能存在一些稳定的上升暖气流源，但更为常见的是，在近地面空气（它不时“激发”出热气流）中存在着一个普遍的扰动带。

（4）离海距离 海陆季节温度的分布是气候学最基本的概念之一。大陆

夏季往往比同纬度大洋温暖，但冬季明显较冷；陆块越大，则差异越大（图 181）。因此，极端温度及巨大的季节较差是大陆性的结果，大陆性对北半球的影响比对南半球明显得多。另一方面，海洋和受海洋影响的陆地边缘，温度的变化不大，季节较差小。在第 18 章讨论气候类型时，将谈到大陆性和海洋性因素是气候分类主要的标准。

图 181 陆块和大洋对温度的影响

斜线部分代表陆地，无斜线部分代表水域。

大的湖泊具有和海洋同样的一般性影响，但影响范围不太大，取决于水面的大小。小气候学家指出，瑞士的湖泊影响离湖岸 1 公里左右范围内的温度。北美洲五大湖使冬季等温线明显北偏。沿密歇根湖东岸 50 公里（30 英里）宽的地带被称为“水果带”，伊利湖南岸形成宾夕法尼亚州和纽约州的“葡萄带”；由于秋季水体保持较高温度，葡萄、桃子这样一些水果能很好地成熟。相反，春季湖水增温不如陆地迅速，使沿湖地带温度略低，因而使果树不过早地开花。

（5）地形 地形对温度的一个直接影响——高度的影响，前面已经提到。环境递减率约为每 100 米 0.6（每 1000 英尺 3.3 °F），但存在着与这一数值很不相同的情况。在 1884—1903 年间，海拔 1343 米（4406 英尺）的本尼维斯山山顶有一气象台，其年平均温度为 - 0.25，而接近海面的威廉堡为 8（47 °F）。在不列颠群岛，冬季的递减率平均每 133 米为 0.6（每 410 英尺降低 1 °F）；但夏季增加到每 90 米 0.6（即每 270 英尺 1 °F）。当然必须记住，“自由大气”递减率和“地势”递减率之间可能有相当大的差异。这二者都趋于夜晚减少，白天增大。当空气发生垂直运动时，则出现更大的变化。

但是，环境递减率具有重要的实际意义。例如印度河-恒河平原上高 219 米（718 英尺）的德里，6 月平均温度为 33（92 °F），而位于德里山上的西姆拉站（高 2204 米，7232 英尺），相应的温度仅 19（67 °F）。

地形对温度的其他影响同蔽护和方位有关。蔽护作用能保护某一地区，使之免受冷风的吹袭。例如，密史脱拉风（the mistral）吹来时，罗纳河口发生的严寒，这与以东由于受滨海山脉蔽护而比较温和的里维埃拉海岸天气迥然不同。中国南部冬季在较大的范围内出现异常的低温，因为它容易受到寒冷季风的影响，而印度却由于有喜马拉雅山障壁的保护而不受寒冷季风的影响。美国没有真正的横向屏障，因此新奥尔良州会遭到北极气流所导致的寒潮影响，而来自墨西哥湾的极暖湿的气流能把热浪带到北部各州，甚至带到加拿大。方位（包括坡向和坡度）是重要的，因为在北半球向南的方位意味着有较大的日射量。阿尔卑斯山谷向阳坡和背阴坡的温度、植被和人类的利用具有鲜明的对照。

逆温 逆温的出现是温度随高度而降低的一个明显的例外。在晴朗而稳定的天气，由于夜间发生热辐射，山坡上的空气迅速变冷，稠密的空气向下沉，温度可能在冰点以下，冷空气充塞凹地或盆地，这时山坡上部明显地较为温暖。蒙大拿州迈尔斯城位于大平原的一个深凹地中，高 703 米（2311 英尺），它曾出现过美国所记录到的最低温度（阿拉斯加除外）- 54（- 65 °F）。而派克斯峰（4300 米，14109 英尺）山顶却从未记录到低于 - 40（- 40 °F）的温度。

如果霜冻发生在果树开花期，则可能给果树种植者带来严重的损失。伊夫舍姆谷地的李树种植者、吉伦特省和香槟区的葡萄栽培人员，以及加利福尼亚的柑桔种植者等都同样面临着这一问题。人们采用浓烟薰，在树林中谨慎地设置油炉，甚至灌水以降低地面冷却速度和促进轻雾形成等办法加以防止。在种植早蔬菜的法国南部，人们在日落前用草席覆盖田地，尽管不能达到使地面保持温暖而免除霜冻的程度。最好的方法是将果园建在冷空气流线以外的坡地上，以便避开“霜袋”。

逆温还能由于与局部气压系统有关、温度不同的气团的相对位置而产生。

除了所谓的“地表逆温”或“地面逆温”以外，有时在高纬地区也出现类似的现象。其重要性在于它们往往阻止空气的垂直运动，因而形成稳定状态，结果不会有任何降雨。

等温层在非常稳定的高压条件下，在达到相当大高度的一个空气层中，温度可能保持相同。

(6) 风 风对温度的作用是，在它们吹过的地区将温度‘输送’出去，或者从陆地送出，或者从海洋送出。面向大陆内部吹出的冷风或由于有屏障而能避开冷风，其结果，前面已经提及。热带地区从较冷的海洋吹来的向岸风，往往降低沿海一带的温度。而西风带西风一类的向岸风在冬季能将暖和的温度从海洋带上大陆边缘。地方性风（温暖的西洛可风、寒冷的密斯脱拉风和布拉风（图 192），和山脉背风坡的焚风或钦诺克风）可能使温度迅速变化。

(7) 洋流 洋流和风一样都具有“输送”温度的能力。当向岸风吹过这些洋流时，它们便将类似的温度输送到大陆边缘。特别重要的是热带和亚热带地区大陆西缘的“冷水海岸”。影响北大西洋的“冬季暖湾”（图 182），主要是北大西洋漂流的结果；挪威北部不发生冰冻，尽管与中格陵兰处于相同纬度。

图 182 欧洲 1 月等温线

这些等温线表示订正到海平面的温度。

注意： 斯堪的纳维亚和北海上的“冬季暖湾”；

陆地上等温线的南北走向，说明冬季寒冷向东逐渐加剧。

世界温度分布

温度的季节分布是划分气候类型的一个标准（第 18 章）。海平面等温线图表明，在北半球，冬季海上等温线明显向北弯曲，陆地等温线向南弯曲；特别是 0（32°F）等温线的路径。夏季，陆地上等温线向北弯曲（但不很明显）。在南半球，陆地范围小，等温线平行的东西走向较为明显，特别是南纬 35° 以南。

世界上记录到的最高荫蔽温度为黎波里省阿齐济耶的 58（136.4°F，1922 年），墨西哥的圣路易斯波托西州也记录过 58（1933 年）。英国的最高温度是肯特郡汤布里奇的 38（100.5°F，1968 年）。相反地，世界上记录到的最低荫蔽温度，为南极洲东方站的 -88（-127°F，1960 年）。英国最低温度是布雷马的 -27.2（-17°F，1895 年）。

“感觉温度”是人体对冷和热的感觉。这种温度与湿度密切相关；皮肤表面的加速蒸发可以使干热的高温略为减低；而湿热则使人体感到明显的不舒服。这方面的一个指标是“湿球温度计”。如湿球温度计读数大大高于 24 (75 °F) 时，持续进行体力劳动就极为困难。湿冷比干冷难受得多，潮湿空气比干空气容易导热，在寒冷天气能使人体损失热量。当空气干燥、平静而又有阳光时，很低的温度都能忍受（如在加拿大中部）。温度湿度指数可以用表示人体舒适感的各种经验公式加以确定。按照这样的指标，指数 60—65 表示理想的状况，而 80 可以看成是很不舒适（在纽约或其他一些地方会发生），以致机关和工厂可能停止办公[■]。寒冷气候的另一个生理指标，是从有关温度和风力的一个公式求得的风力降温。

这些事实对于地理学家具有头等重要性，它们关系到热带和低海拔的拓居、白人在热带地区的气候适应、诺斯兰的开发和劳动效率的问题。

积温 积温的计算是表示一定时期内某一基本临界值以上的热量积累的一种统计方法。这对于生长期植物活动性和温度条件之间关系的研究、气候类型的分类和气候循环的分析，都具有相当重要的意义。使用的单位称为度·日，或日·度，它们给出平均日温值偏离于选定基本温度的值的精确量度。例如，如果基数为 6，一个特定月份的平均值为 9，那么总积温为 $3 \times 31 = 93$ 度·日。某一天的积温可以较精确地（但也较罗嗦）用度·时表示。

日照

日照的持续时间在一定程度上是纬度的一个函数，因为光照小时数（即可能日照）在不同的纬度随季节而变化。日照也是白天云量的一个函数。

量测和记录 明亮日照的持续时间用坎贝尔 - 斯托克斯日照计的一个直径 10 厘米的实心玻璃球来测定。这个玻璃球把阳光聚焦在一张标有小时刻度的对光敏感的卡片上，因而在日照期间烧出一条线痕。接近黎明或黄昏或太阳部分被遮蔽时的昏暗阳光无法记录。日照数据表即根据这些记录制成，这种表用每天绝对小时数，或者每日或每月可能日照的百分比形式来表示。在得到必不可少的年份内的平均数值时，就能标出每一台站的数值，并经过内插画出口日照持续时间平均值相等的线（等日照线）。

日照的分布 地球上阳光最充足的地区是信风带的热沙漠。尼罗河流域开罗以南的赫勒万气象台（Helwan Observatory）的年平均日照为 3668 小时，约占这一纬度可能日照量的 82%。从 6 - 9 月，日照持续时间约为可能日照量的 90%，即使云量最多的月份（1 月）也获得可能日照量的 70%。

地中海周围地区和世界其他具有大致类似气候的地区，具有阳光极充足的夏季，平均日照约为可能日照持续时间的 90%。即使在冬季（即雨季），完全没有日照的日子也很少，因为降雨总是短暂的。

[■] 基准面（the Old British Datum）系以于 1844 年 3 月 7 日与 16 日之间在 利物浦维多利亚港进行的若干次短期潮汐观测为基础。这 10 天中，在高潮和低潮的 1 小时中，每隔 5 分钟进行一次潮汐观测。这样，地形测量局（the Ordnance Survey）便得出一个基准面，即平均海平面，一直沿用到 1921 年。1911 年当地形测量局决定重新组织英国基本水准网时，还决定测得一个新的基准面。伸进英吉利海峡的一个防波堤上的纽林潮汐观潮台，实际上处于开阔大洋的位置。人们计算了从 1915 年 5 月 1 日到 1921 年 4 月 30 日每小时记录一次的数据平均值，经过各种校正以后，确定了一个新基准面作为英国所有高程的基础。

赤道带和大部分冷温带纬度地区的日照要少得多。赤道气候的特征是全年有雨，并且云量相当多；但是，通常在上午有光亮的日照，下午和傍晚天空才阴云密布。在冷温带纬度地区，天空常常多云，经常下雨或毛毛雨。例如，爱尔兰西部的瓦伦西亚岛平均每天日照仅 1.3 小时，即可能总日照的 17 %。日照和多云量期与这些地区容易变化的天气一样，是不规则和变化无常的。但是，5 月和 6 月日照约占可能总日照的 40 %，是阳光最充足的月份。这些纬度的大陆内部较为干燥，云量较少，因而比西部边缘的日照多。

换算表

° F		° F		° F		° F	
100	37.7	73.4	23	46.4	8	24.8	- 4
98.6	37	71.6	22	45	7.2	23	- 5
96.8	36	70	21.1	44.6	7	21.2	- 6
95	35	69.8	21	42.8	6	20	- 6.6
93.2	34	68	20	41	5	19.4	- 7
91.4	33	66.2	19	40	4.4	17.6	- 8
90	32.2	65	18.3	39.2	4	15.8	- 9
89.6	32	64.4	18	37.4	3	15	— 9.4
87.8	31	62.6	17	35.6	2	14	- 10
86	30	60.8	16	35	1.6	12.2	- 11
85	29.4	60	15.5	33.8	1	10.4	- 12
84.2	29	59	15	33	0.5	10	— 12.2
82.4	28	57.2	14	32	0	8.6	- 13
80.6	27	55.4	13	31	— 0.5	6.8	- 14
80	26.6	55	12.7	30.2	- 1	5	- 15
78.8	26	53.6	12	30	— 1.1	3.2	- 16
77	25	51.8	11	- 28.4	- 2	1.4	- 17
75.2	24	50	10	26.6	- 31	- 17.2	
75	23.8	48.2	9	25	- 3.8	0	— 17.7

注意：有趣的是两种温标在 $- 40^{\circ}$ 时相等，即 $- 40^{\circ} F = - 40$ ，这是它们具有相同值的唯一点。

第 16 章 气压和风

量测和记录

大气具有一定的重量，因而对地面产生压力。从大气圈的上界到地表的垂直空气柱的重量所产生的压力，平均约为每平方厘米 1 千克（每平方英寸 14.7 磅）。当然，这大致与重力相等。

仪器 这个垂直空气柱的重量用托里切利于 1643 年首先制作的气压计来量测。实际上，他是使一端封闭的玻璃管内的水银柱重量与横断面相等的空气柱的压力相平衡。之所以用水银这种目前已知最重的液体，是因为如果管子里装水的话，那末它就要有 10 米（34 英尺）长。现代的水银气压计，诸如寇乌式气压计或福丁式气压计，具有不同的精确度和进行订正的调整器，以及能标指精确读数的刻度标尺。这些气压计按照水银柱的长度（以英寸或毫米表示）进行读数；29.92 英寸（世界平均海平面气压）等于 760 毫米。

在本世纪，发明了另一种更符合逻辑的气压量测系统，虽然水银柱通常依然还在使用。物理学家使用的一个单位叫做达因，即使 1 克物质在 1 秒种内产生每秒 1 厘米的速度变化的力。1 巴为每平方厘米 1 百万达因的压力，现在是气压量测的标准单位，等于 1000 毫巴（mb）。除在一定的温度和纬度外，没有通用的换算公式；在北纬 45° 的海平面，温度为 0 时，1 巴等于 29.5306 英寸或 750.1 毫米水银柱，即 30 英寸水银柱等于 1015.9 毫巴。29.92 英寸水银柱的平均海平面大气压等于 1013.25 毫巴。

除水银气压计外，还发明了另一些气压纪录仪器。空盒式气压计基本上是一个几乎真空的金属盒，金属盒的侧面可弯挠变形，因而能随着外界气压的变化而扩张或压缩。一只弹簧将这些变动与一根绕圆形刻度盘转动的指针相连。气压自记器的工作基于类似的原理，一只弹簧连接着一支上了墨的钢笔，钢笔在附着于旋转圆筒的记录纸上连续不断地进行记录。这些空盒式气压计既不如水银气压计精确，也不如它们可靠。

气压计读数的订正 人们对记录的气压进行订正，以便获得可进行比较的标准。订正的方面包括：（1）纬度，（2）温度和（3）高度。

（1）纬度地球不是完美的球体，因而重力随着纬度而变化，重力在极地达到最大值，在赤道达到最小值。因此，为了进行精确的比较，气压读数都统一订正到纬度 45°。

（2）温度气压读数误差的产生，是由于水银柱和金属标尺二者膨胀系数的不同造成的。对于每一种仪器都要制作出相应的表格以便订正得以进行。按照规定，巴（气压单位）统一订正到 0（32°F）。

（3）高度气压随高度有相当明显的变化，因为上覆空气的比例随高度而减少。极粗略地说，气压约为每升高 270 米（900 英尺）减小 34 毫巴（1 英寸水银柱），但是这仅适用于最低的 1000 米，1000 米以上递减率变小。从海平面到 600 米（2000 英尺），每升高 330 米（100 英尺），约减小 4%；从 600 米到 1500 米（5000 英尺）约减小 3%；从 1500 米到 3000 米（10000 英尺），约减小 2.5%。在 24 公里（15 英里）高处，气压递减率实际上变得很小，假如海平面气压为 1016 毫巴（30 英寸），那么勃朗峰顶的气压即约为 540 毫巴。登山运动员有时携带刻度为英尺或米的空盒气压计。飞机的高度计运用同样的原理。

登高时人们感到难以适应，这说明了气压随高度减小所产生的生理学影响。事实上，如果没有氧气筒的帮助，攀登埃弗勒斯峰（即珠穆朗玛峰——译者）是不可能的。1953年5月29日登上埃弗勒斯峰峰顶的埃德蒙·希拉里和坦辛·诺基（Tensing Norkey）爵士，每人都用了一个重14公斤以上的开路电路氧气装置，在攀登的最后阶段，他们每分钟从氧气装置中吸入3立升氧气。

气压图 气压图的绘制原理与气温图相同。在图上找出台站位置，标上这些台站的平均气压值，然后内插绘出称为等压线的相等气压的线。这些值都订正到了海平面；由于气压随高度的降低十分迅速，因而等压线与等高线相似甚于等温线海平面气压变化较小，其幅度（就其平均值而言）仅从大约980毫巴（29英寸）到1070毫巴（31.5英寸）。而法国阿尔卑斯山的气压能降低到540毫巴（16英寸），在更高的山脉，气压更低。英国接近海平面的地点的最低气压读数为1884年1月26日珀斯郡的925.5毫巴（27.33英寸），这与一场破坏性很大的猛烈风暴有关。世界海平面气压读数的最高记录是1900年俄国的1079毫巴，最低记录是1958年太平洋上的877毫巴。

气压图有多种多样。一种是天气图，即每日天气图，它们及时描绘出某一时刻的等压线。大多数国家都有中心气象局，观测者通过电传打印机用国际公认的代号向中心气象局定期发送资料。英国中央气象预报局位于布拉克内尔，天气图在这里绘制；情报由此发送到飞机场和国际气象部门。

这些天气图并不仅仅绘制出地表的形势。近年来，用无线电高空测候仪和无线电探空测风仪升空，进行高空气象研究，这使得高空天气图的绘制有可能进行。这些图称为等值线图，它们表示标准气压面的高度。它们对于高空飞行以及帮助预报人员预报地面天气状况有很大的作用。

另一类图是一个大陆或世界范围的平均气压图，这类图表示经计算得出的一个长时期内的平均气压。虽然这种图仅仅代表大致的概括状况，但它们是有用处的，因为它们能表示出一个季节接一个季节海陆上空的气压分布的型式和显著特点。

还有一种有用的图，它们用等变压线——气压变化相等的线表示一段时期内气压的变化。当这些等压线绘制出来时，它们的势态便能表明气压系统正在如何发展和移动，从而有助于天气预报。

世界气压的分布

行星系统 一个均质地球的海平面上气压分布的理论概念（一个“理想的”或“行星的”系统）作为一个初步的基础是有用的（图183），但是必须认识到这个概念常常发生巨大变化。

图183 二分点时海平面附近气压和风的行星系统

在离赤道几度以内，通常是气压一般小于1013毫巴（29.9英寸）的一个带——赤道槽或低压带，现在称为热带辐合带。这是一个通常叫做赤道无风带的高温和高湿度地区，这里接近海平面的空气呈停滞或者滞缓状态。低压是由于增温而形成，因为一块空气的压力随其温度的升高而减小。愈益增多的高空观测资料表明，随着高度的增加，这样滞缓的状况迅速消失，而且能看到速度相当大的气流。必须强调的是，这是在行星尺度上的一种概括的

情势，而且存在着相当大的区域性差异。

大约在南、北纬 30° 处存在着副热带高压带（有时叫做“马纬度”），这是一个平静的和气流下沉的地带。要解释这些带的存在并非容易的事。它们部分可能是由于对流层上部空气从赤道全面地向极地运动而形成。这些空气处于地球自转的影响之下，因而它们的离心力把它们向回拉，并聚集在这些纬度（图 186）。似乎还存在着对流层上部的空气从高纬地区向赤道的运动，它们在马纬度下沉，因此加剧了空气的聚集。

极地附近有一个副极地低压带。这个带气压分布的一个原因，是地球自转使地极旋转，因此形成向极地低压运动的趋势。但是，极地周围的严寒使热效应超过动力效应，结果低压带位于极圈上或极圈外侧。

因此，南极冰盖（其上有严寒而稠密的空气）上面有一个浅的极地高压系统。但是，北极地区较复杂，因为它是一个洋盆，其四周有 $2/3$ 环绕着陆地；因此即使在月平均气压图上，北极的低压也不经常出现。

图 183 表明春秋分时的行星气压系统，但是各个气压带随季节的不同而向北向南移动若干度。由于头顶太阳明显地移动 47° 纬度，热赤道也有移动，但没有那么大（大约移动 10° 纬度），赤道低压带随之移动约 7° 。其他气压带或多或少也同样移动。

气压“单体”气压分布的这个简单的行星概念由于海陆的不规则分布（特别是在北半球）而发生重大的变化。海陆不规则的分布引起明显的温度季节变化。其结果是：冬季在寒冷大陆内部上空形成高压，相反地在夏季增温的大陆上空形成的低压，使纬向“带”中断（图 184、185）。这种影响在南半球不那么明显，因为那里陆地面积小，除了夏季赤道低压带在南方大陆上略向南延伸以外，副热带高压带没有明显的中断，而南大洋的副极地低压带全年都连续不断。

在北半球，气压带的中断是很明显的，以致它们形成一系列巨大的“单体”，这些单体可以认为是大气圈中常常具有相当大的深度、并一直延伸到对流层顶的大型涡流。冬季，强烈的欧亚（西伯利亚）高压和美国高压控制大陆，在大西洋和太平洋北部上空，有北大西洋低压和北太平洋低压（有时分别叫做冰岛低压和阿留申低压）。可是在夏季，由于陆地增温，亚洲和北美洲上空形成低压；亚洲低压的中心在印度西北部，美国低压的中心在美国西南部和墨西哥北部。每一低压实际上都是赤道低压向北的延伸。这些低压中断了副热带高压带，但北大西洋和北太平洋受马纬度高压单体控制，这些单体有时称为亚速尔高压和夏威夷高压。冰岛低压和阿留申低压不太强，所处位置比冬季偏北。阿留申低压实际上不存在。

图 184, 185 1 月和 7 月世界气压“单体”

这是海平面附近主要相对高压和低压“单体”示意图

高空气压 近年来，对高空大气形势作了大量研究，并定期地绘制和发表反映这些形势的气压图。但是，高空气压问题极端复杂；尽管人们越来越多地认识到，气象学（特别是长期天气预报）的发展与高层空气有很大关系。

对一系列高空气压图和海平面气压图进行对比表明，气压分布有明显的不同，有时形势实际上相反，虽然由于海陆分布的影响减小，整个高空气压型式没有海平面复杂。在海平面一个巨大反气旋上空 3000 米（ 10000 英尺）处，可能出现一个低压。在中对流层不太高的地方（约 10 公里， 6 英里），

气压的分布似乎是南、北两半球各由一个巨大低压系统控制（它们大致以极地为中心），大约在南、北纬 15° 有一系列的高压单体。

风

风力和风速 风的量测和记录包括风向和风速。1949 年以前，曾使用过各种各样的代号表示。在英国的报表上，风向曾用指南针的基本方位表示，风力用已沿用了一个半世纪并以个人在岸上和船上的观测为基础的蒲福风级来表示。共使用 13 级风力，即从 0 级（静风）到 12 级（飓风），风级与对风力影响的描述和地面以上 10 米处的估计风速有关。例如 13 - 18 节（海里/小时）的 4 级风（和风）在海上用“渔船撑起所有的风帆”，在陆上用“吹起尘土和纸片，小树枝摆动”来判断。39—46 节的 8 级风（强风）类似地描述为“渔船急驶港口”和“细枝和大枝从树上折断”。每小时 160 公里（100 英里）以上的风速偶尔出现于英国的西海岸。1962 年 2 月 16 日大风期间，设得兰群岛安斯特岛上皇家空军站曾记录到每小时 285 公里（177.2 英里）的一阵狂风，这是英国的最高纪录²。1949 年以来，大多数国家采纳了国际气象组织的建议，使用以每小时公里表示的风速的标准代号，并以其真实方向表示风向。风向和风速用平均值表示，虽然通常存在着对飞行有很重要意义的持续的静风和阵风（即湍流）。

仪器 除了直接观测和估计以外，有几种记录风的仪器可以使用。通常用的一种仪器是风杯风速计，这种仪器由一根立柱构成，其顶端有三条水平轮辐，彼此间有一相同的交角，风杯固定于轮辐的末端。风吹来时，这些轮辐便作水平旋转，从而使一根将运动传送到一个刻度盘上的中央拉杆移动。有些类型的仪器产生电压，并对电压进行记录。

丹斯（Dines）压力管的优点是，它是一种连续纪录风向和风速的自动记录仪器。它由一个安置在突出位置上的风向标构成，风向标有一长柄伸到记录装置上。风向标的前端有一个面对风的孔穴，并且将风形成的压力增加传送到记录装置上。这样能精确地表示出风速，而风向标的运动记录了风向的变化。二者都被记录为在一个旋转圆筒上划出的墨水线。这种仪器目前正在逐渐地被淘汰。

高空风的记录过去是用施放一个具有固定上升速度的小气球和用一台经纬仪观测其趋向的办法来进行的。对气球水平偏移进行量测，并对不同高度的风力进行一些估计。这种方法既慢又不准确，在现代化气象站已被带雷达靶的气球所代替，即使是阴天，观测者也能精确地对这种气球进行追踪。

风观测记录的表示 风向和风速的观测资料通常按百分率进行计算。详细的表格分列出不同方向的风、各种风速以及静风的这些资料。

风图 风借助于符号在图上加以表示，箭头通常指示风吹的方向。风力用相应于使用代号的箭柄上若干“羽毛”来表示，或者用粗细不同的箭头表示。不同季节的平均空气运动，可用“流线”表示，流线呈长箭头形态，其弯曲表示风向的变化。

风玫瑰能明显地表示出风的状况。风玫瑰有许多种。它基本上由辐射线构成，辐射线长度与每一基本风向的平均百分频率成比例，静风处于玫瑰的

² × (干球温度 + 湿球温度) + 15

中心。有时，每条辐射线的一部分可以加粗，以表示某临界风力以上的风的频率。另一些类型，用 12 条辐射线表示各月的基本风向。

风系

风和气压的关系 风可以定义为空气在一个实际水平的面上从高压向低压的运动。其方向和强度是四个因素的结果：（1）气压梯度；（2）科里奥利力；（3）离心力和（4）摩擦力。

（1）气压梯度 高压地区形成风趋于由此向外吹的中心，就是说，它们是辐散地区。相反地，低压地区是风的焦点，也就是说是辐合地区。当地球表面两个邻近地区的气压差别很大时，那么就说这里气压梯度陡；在气压图上，等压线密集，从而看出等压线和气压图与等高线和地形图相似；在这种状况下，形成的风强盛。但是，当气压梯度和缓时，风很微弱。

其结果是空气从高压区趋于向低压区运动。可是，以下几个因素使这种情况发生相当大的变化。

（2）科里奥利力 地球自转所产生的偏斜力——科里奥利力的效应，可以用费雷尔定律（Ferrel's Law）极清楚地加以阐述。由于地球的自转，地球表面的运动物体，在北半球向右偏转，在南半球向左偏转。这对洋流、潮汐运动都有影响，并影响到在北半球倾向于沿河流右岸聚集的漂木，影响步枪子弹（被轻微偏斜）。这种力与运动物体的速度成比例，并随纬度而变化，在赤道为零，在极地为最大值。

当气压梯度产生的某一方向的力和相反方向的科里奥利力之间形成平衡状态时，将会形成稳定不变的风。这称为地转平衡状态，此时的空气运动称为地转流或地转风，其方向平行于平直的等压线。

（3）离心力 当气流沿一弯曲路径运动时（例如在等压线封闭或弯曲的气压系统中），它便经受到从曲线的中心向外的离心力的作用。梯度风的产生是气压梯度一方与科里奥利力和离心力另一方之间平衡的结果。因此空气倾向于沿等压线运动，在北半球围绕高压呈顺时针方向，围绕低压呈反时针方向；而在南半球，空气倾向于围绕高压作反时针方向运动，围绕低压作顺时针方向运动。风和气压的这种关系是 19 世纪中叶由荷兰科学家拜斯·巴洛特（Buys Ballot）提出的。如果你在北半球背对着风站立，那末你左边的气压低于右边的气压，南半球情况相反。

（4）摩擦力 的影响近似于纯地转流的风仅出现于上层大气之中。但是在地面附近，摩擦力往往减小由于自转所产生的偏转力，因此最后结果是空气以一个不大的角度从高压到低压横穿等压线。陆地上的这种影响大于海洋，而且这种影响随着高度增加而减小。

了解了以上这些概念，就能够对地球上的主要风系进行描述。正如均质地球上气压的理论分布是对风系初步认识的一个有用的步骤一样，描述与这种气压带的理想排列有关的风系，然后考察其实际的变化，也有很大的帮助。

1. 信风 信风从副热带高压吹向赤道低压，但由于它们因地球自转而发生偏斜，因此它们在北半球吹东北风（东北信风），在南半球吹东南风（东南信风）。信风系统与其他气压带和风带一起随季节南北移动大约纬度 7 度。北半球冬季时，东北信风大致位于北回归线和赤道以北几度之间的地带，而在夏季，它们占据大致从北纬 30° 左右到北纬 10° 左右的偏北地带，东南信

风系统也相应向北移动。

信风以风力和风向的稳定著称，尤其是大洋的东岸，尽管它们在冬季明显强于夏季。但是在西海岸以及赤道附近都有局部气压变动的许多干扰，这里存在着它们的辐合所造成的复杂影响，以及被增强的垂直对流上升。P R 克罗计算了北纬 45° 和南纬 45° 之间的 990 个海域中的每一海域（占经度和纬度 5°）内这些信风的稳定度百分率；在大部分大洋中，它们的稳定度为 70%，在各大洋东部中心，稳定度为 90% 以上。信风的风力大部分为每小时 16—30 公里（10—20 英里），有些地方每小时 20—40 公里（15—25 英里），静风极为罕见；通常为晴好的天气。

信风 (Trade Wind, 贸易风) 这个名词来源于 “blow trade” 的短语，意思是以恒定的方向稳定地吹送的风。这个名称原来与贸易并无关系，尽管在帆船时代这种风肯定曾促进过贸易。

在两个信风系统之间，存在着所谓的热带辐合带，这个带的一部分是一个无风或微风的地区，即赤道无风带。不过，最近已经发现，在“夏”半球，特别是在各大陆上空（这里增温显著），有一个西风地带插入信风带之间；这西风称为“赤道西风”。

2. 中纬度西风 西风是从副热带高压到副极地低压即纬度从大约 35° 到 60° 的气流；这一地带随着气压带的季节变化而南北移动。它们实际上是由两个独立的环极涡流组成，其速度和稳定性都随高度而增加，并因对流层上部的射流（见下文）而复杂化。在这一带内，风向和风速都很不恒定，这是局部气压系统的结果，但是西向分量占有优势；北半球最经常吹的是西南风，因此有“西南不定风”或“扰动西风”的称谓。

在南半球，从南纬 40° 到 60° 是开阔的连续的海洋，西风带既强盛又稳定，并以大风、风暴海域、阴暗天空和湿冷天气为特征。海员们把它们称为“咆哮的西风带”，把它们所处的纬度叫做“咆哮的 40 度”。

图 186 对流层空气环流

这幅简化图表示在极地和马纬度出现辐散区（用虚线表示），即空气下沉和吹出的区域；而在赤道和中纬度出现辐合区（用实线表示），即空气上升和吹入的地区的情形。空气在赤道上升到 6000 米（20000 英尺）以上。空气从赤道上升到大约 30° 处下沉的热驱动环流，称为“G·哈德利单体”。哈德利于 1735 年提出这个概念，故名。“航空时代”证实了“哈德利单体”即所谓“热直接单体”在热带纬度的存在。理论上的极地单体可能并不存在；对流层顶较低，气流寒冷而致密，往往在更为水平的面上运动

和混合。中纬度单体（有时称为“热间接单体”，因为它不象热带单体那样直接由热驱动）由两个围绕地球向东移动的高空涡旋组成。事实上，这些涡旋是下面要叙述的极锋射流 (PFJ) 和副热带射流 (SJ)。

3. 极地东风 冷空气倾向于从极地高压向赤道运动。这种运动在南半球是明显的，南半球南极高原上的高压和南大洋上的副极地低压都很显著。当南半球空气向赤道运动时，它便向左偏转，结果形成从极地区向东作螺旋形运动、形成一个极地涡旋的风带。

在北半球，气压和风的状况相当复杂，因此这些极地风极不规则。有时，北美洲或亚洲大面积受到向南扩展的极地风的影响。

高层空气运动 迄今所叙述的风主要是地表气流。在对流层上部空气似

乎总是向东运动（因此称为“高空西风”），这主要是上层气压分布和赤道到极地的热梯度的结果。气流在大约 10 公里高处（6 英里）呈一系列波状或环状的形式运动。即呈现为一种“环极涡流”。中纬度的低气压即来源于这些环流。这些西风的最大风速似乎出现在纬度 30° 左右，它们就是下面要讨论的所谓副热带射流。由于这些高度的空气密度减小，因而这些风速比海平面大。在大约南北纬 15° 的高压单体之间，有一个高空风带（但风速小），称为“赤道东风带”。

射流 1939—1945 年的世界大战将近结束时，美国在太平洋地区的轰炸机在高空中遭遇到从西向东的强大气流，一架向西飞的飞机有时几乎不能控制自己。术语“射流”于是被创造出来了，这是一个相当不恰当的名称，因为它既不是“射”，也不是“流”，但它已为人们接受。“极锋射流”出现于中纬度 9000—12000 米（30000—40000 英尺）处，大致在对流层顶部；但是，它既向南又向北波动，还波动到 3000 米（10000 英尺）低处。较连续和持久的副热带射流出现于大约 12000 米（40000 英尺）高处，实际上它们是与中纬度单体有关的涡流（图 186）。其他射流有已查明在大约 7600 米（25000 英尺）处穿越阿拉斯加和加拿大的北极射流，以及最近在北极圈上空的平流层下部发现的“极夜射流”。日益增多的观测资料表明，在夏季，射流的平均速度约为每小时 90—110 公里（50—60 节），但在冬季速度要大得多（每小时 170—220 公里，90—120 节）。有时，曾出现特别强大的射流，速度曾高达每小时 460 公里（250 节）。这些射流对于飞行的重要性很大，特别是在广阔无垠的太平洋上空，因而每天有一架气象侦察飞机从火奴鲁鲁飞行 3700 公里（2300 英里）的航程，另一架飞机从阿拉斯加的费尔班克斯起飞，第三架飞机从圣弗朗西斯科起飞。根据它们的报告，能够标绘出当天的射流。

除了这些全球性的射流以外，还有其他一些局部的和短暂得多的射流，这是一类宽约 160 公里（100 英里）、深约 3—8 公里（2—5 英里）的几乎呈管形断面的“湍急的空气河流”。这类射流边缘极其湍急，但内部气流和缓，向东飞行的飞机有时能在那里“骑着大风”跨越大西洋和太平洋，以便节省时间和燃料。

射流对于地表天气形势也有相当重要的影响，尽管它根本还没有被理解。一般来说，射流的路径越呈波浪形和“扇形”，地球表面附近的地方性气压系统便越多，越活跃。美国已发现，在射流活动和龙卷风的发生之间有明显的关系。当极锋射流向南转弯到密西西比河流域上空时，便可能要发生风暴，美国气象局管辖的堪萨斯城局部大风暴预报中心（the Severe Local Storm Fore-cast Centre）可能会发布警报。射流向地面下沉可能意味着有暴雨或雹暴。射流位置和性质似乎有重要的气象学影响，特别是对锋生作用和季风的“暴发”。

行星风系的中断 行星风系在很大程度上适用于南半球大部分区域。在南半球，陆块的阻断作用不严重。但在北半球和南半球南纬 30° 以北部分，行星风系就象已经叙述过的气压一样，有相当大的改变。这些变化有（1）陆地和附近海洋上气压和风的季节性逆转，通常称为季风；（2）环绕着因行星气压带的中断而形成的高压和低压“单体”运动的“空气环流轮”的生成；（3）围绕着较局部的气压系统的空气运动。

图 187 副热带射流

季风 季风一词源于阿拉伯语“mausim”，意思是季节。我们已经知道，大陆上空季节温度的巨大差异造成明显相反的气压状况，特别是中亚。夏季，印度西北部上空形成低压，这个低压相当强，以致取代赤道低压，因而形成从南半球副热带高压跨过赤道到印度西北部的一个连续不断的气压梯度。由于地球自转的影响，跨过赤道的东南信风变为印度半岛的西南季风，缅甸、印度尼西亚、中国和日本则出现吹向增温大陆的东南风（图 189）。

图 188 、 189 亚洲 1、 7 月季风气流

冬季，中亚的酷寒导致了一个强大高压的形成，干冷风由这个高压向外从西北方向吹到日本和中国，从北方或东北方吹到东南亚（图 188）。这股向外的气流得到从高空下沉的巨大气团的加强。这种季节性的逆转具有很大的意义。在第 18 章，将划分出六种季风气候的类型。

但是，仅仅根据大陆和海洋的明显季节性冷热差异对亚洲季风进行这种简单的传统解释，是远不够充分的。除此以外，还与夏季地表附近和对流层上部半球风带的向极地移动有关。亚洲的季风在很大程度上受到高大的西藏高原对高空西风带的中断作用的影响。夏季，这些风带移动到高原以北，加之，副热带射流向北迁移，从而使西南季风向北推进。

由于亚洲面积巨大，而且有巨大的横向地形屏障，其季风效应极为显著。澳大利亚、北美洲和南美洲西部和西非海岸，在较小程度上有同样的季风效应。

近年来，季风的型式似乎已发生明显的变化。

“空气环流轮”前面已经指出，行星气压带实际上为随季节波动的高低气压“单体”所取代。空气呈顺时针方向从亚速尔高压和夏威夷高压向外流出，因而在赤道一侧进入信风带，在极地一侧进入西风系统。与此类似，空气呈逆时针方向从南太平洋和南大西洋的副热带高压向外运动。

气团

在现代气象学中，气团也许是最基本的概念。气团由在相当大距离内其温度和水气含量在水平方向上一致的一大片空气组成。如果在这种气团的垂直断面上，等压线和等温线（即温度和气压不变的水平面）平行，就说这种大气层处于正压状态；其性质趋于稳定。

根据气团的源地、路径和温度与湿度特征，气团可划分为若干类型。按照温度，它们被称为极地气团或热带气团；根据湿度，称为海洋气团（曾越过海洋，因而潮湿）或大陆气团（源于大陆，所以干燥）。根据温度和湿度，可划分出四种主要类型：极地海洋气团（Pm）、极地大陆气团（Pc）、热带海洋气团（Tm）和热带大陆气团（Tc）。赤道海洋气团（Em）一语有时被应用于在距赤道几度以内发源的非常潮湿温暖的气团；这些气团是 Tm 气团的一种突出形态（美国使用这些符号时把它们颠倒过来，例如 cP 或 mT）。

Pc 气团发源于内陆地区，北美洲和亚洲北部的冻原地区和格陵兰冰盖上空，是寒冷干燥气团。当这些气团向外扩展到沿海和北大西洋上空时，它们从下面得到热量，含水量增加。这样就形成 Pm 气团。Tc 气团发源于副热带高压单体，它们或者向赤道运动，或者向极地运动。在前一种情况下，气团被称为 TcK（德语 kalt，冷），因为它势必比与它所遇到的赤道空气冷，特

别是在冬季。当它们向极地运动时，就成为 TcW (warm, 一温暖)。

来自热带纬度的主要气团都具有 Tm 性质。它们也可能向较冷的纬度或较暖的纬度运动，并分别称为 TmW 和 TmK。但是看来有矛盾的是，当它们从同一个单体气槽中辐散出来时，TmK 气团在向赤道前进过程中变暖，并且比向极地前进时变冷的 TmW 温暖。

在 TmW 气团的运动具有季风性质时，便加上 (M) 进行进一步的有效区别，这种气团用缩写 TmW (M) 表示。极地大陆气团也可能有季风效应 (PcM) —— 向外吹送的冬季风。

也许还应当指出，气团在离源地之后便发生相当大的变化。在这种情况下，可以加上前缀——N，例如 NTm。有些气象学家还进一步加上一个后缀——大写首字母来表示源地，例如北太平洋加 NP；南印度洋加 SI，澳大利亚加 A 等等。另一些气象学家加上后缀 S 或 U 来表示稳定 (stable) 或不稳定 (unstable) 状态。特殊类型的气团可以用 A (发源于北极的气团) 和 AA (发源于南极的气团) 来表示。极地气团 (Polar) 和北极气团 (Arctic air masses) 的源地可能会发生混淆。创造“极地气团”一词只不过是为了表示与热带气团在温度上的差异。“北极的” (Arctic) 一词后来在极地 (Polar) 一词被接受以后才加以采用。并非所有的权威都能在这二者之间加以区别。

锋带 当温度和湿度不同的气团从不同的大高压单体向外移动时，它们便发生冲突。在这样冲突地带所作的一个垂直剖面将会表明，常温面和常压面会以某一角度相交。换句话说，这样的一个气团变成了斜压的气团，这将在锋带中引起大规模的大气不稳定状态。这些锋带成为许多小型低压系统的形成场所，这个形成过程称为“锋生作用”。

最明显的锋带位于北太平洋和北大西洋，Pm 气团和 Tm 气团在这里相遇。这些锋带分别为极锋、太平洋极锋和大西洋极锋。地中海锋是唯一的冬季锋带，这锋带沿着将欧洲的 Pc 气团与撒哈拉的 Tc 气团分开的舌状海域延伸，如果主要副热带高压单体被一分为二，那么有时便在北太平洋地区中部形成一条次生极地锋。北极锋 (AF) 位于欧亚大陆和美洲的北部边缘附近。

热带辐合带 (ITCZ) 大致位于赤道附近，Tm 气团在这里辐合。热带辐合带一词比赤道辐合带 (它有时这样称呼) 好，因为在二至点时陆块上热赤道的移动十分明显。它并非是一条真正的气团不连续线，而是一个至少涉及两个大致平行、有时远离的气团边界的宽阔而复杂的带。实际上人们已经发现，在亚洲和澳大利亚的两个 TmK 气团边界之间 (相隔几百公里)，有一条明显的半永久性气流 (称为赤道西风) 能在印度洋、印度尼西亚和东太平洋以及在厄瓜多尔和哥伦比亚的一个小地区上空出现。

对于名称还提出了另一些建议，例如“赤道气流边界”；有时也使用“赤道槽”一词，因为它不含有因果关系。

当热带辐合带表现不明显时气团实际上便可能停滞不动；这事实上就是赤道无风带的低压地区。在海洋上空，热带辐合带是其中 TmK 气团 (实际上是信风) 多少具有类似温度和湿度特征的一个辐合带。在陆地上空，它可能成为一个真正的锋，一个 Tm 气团与一个明显不同的 Tc 气团在此相接触，形成热带锋波或微弱的低气压。这在西非 (举例来说) 表现得很清楚，从撒哈拉高压单体来的 Tc 气团和从几内亚湾来的 Em 气团在此相接触；人们认识到，这些气流分别是极为干燥的哈马丹风和潮湿的季风。

气团的重要性不可能予以过高的评价。现代气候学系以气团的源地、扩

散和由此而形成的接触的研究为基础。大致地说，赤道气候受赤道和热带气团控制，中纬度气候受热带和极地气团共同控制，高纬度气候受极地气团和北极气团两者控制。试考虑下面两个例子。北美洲大陆在不同季节不同程度地受以下气团影响：（1）来自北方的干冷稳定的Ac或Pc气团，它们以最极端的形态（称为“极地爆发”）进入热带纬度；（2）来自西北方（太平洋）和东北方（大西洋）的凉湿、不稳定的Pm气团；（3）来自西南方（太平洋）的暖湿、相当不稳定的Tm气团；（4）来自东南方（墨西哥湾和大西洋）的暖湿、极不稳定的Tm气团；和（5）仅在夏季才有的、在西南沙漠地区形成的干热、不稳定的Tc气团。北美洲的气候是这些气团的影响和相互作用的综合。不列颠群岛和西欧（基本上是过渡带）在不同的规模上遭受到来自西、西北和北方的Pm气团、来自西南方的Tm气团、来自东北和东面的Pc气团和来自东南面的Tc气团的影响。最关键的是Pm气团和两面的Tm气团之间的锋带。

中纬度地方性气压和风系

在北大西洋和北太平洋中，陆地和海洋以复杂的方式互相交错。这些区域，特别是北大西洋，是繁忙的海洋，不断地有航船和航空班机穿越；两侧是技术先进的国家。在气压系统和风不断波动以及气候多变的这个地带，气象学有了很大的进展。人们对于北半球极为明显地影响这些纬度地区的地方性气压系统进行了描述，尽管类似的气压系统影响着南半球。

预报天气的主要问题与地方性气压分布的未来发展和变化的预报有关，因而与温度和湿度各异、运动方向不同的有关气团的未来发展和变化的预报有关。预报人员的主要工具——天气图表明等压线系呈现有时明显凸出的封闭曲线形态。正如世界气压分布的基本差别在于相对高压和低压地区一样，在较小尺度的封闭等压线系统也可能包围从中心向外减小的高气压（反气旋），或由中心向外增加的低气压（低压）。

以下是气压分布的基本类型，尽管能划分出各种变型。高压楔位于两个相邻的低压之间，高压脊是两个相距较远的低压之间较宽阔的区域；这些高压往往形成非常晴朗但短暂的天气，被称作“太好却不能持久”的“借来的一天”。

副低压是主低压外围的一个小单元。它可能就是等压线的凸出部分，或者它也可能有其自己独立的中心（具有封闭的等压线），而且它可能比主低压强烈（气压较低）。大多数副低压在北半球似乎都以反时针方向绕着主低压移动。低压槽是两个高压区之间的一个狭长的低压区，它们带来夹有大雨或冰雹的飚风。

气压谷位于两个低压或两个反气旋之间，但不十分确定，或者是气压槽，或者是气压楔。其天气易变，所以气压谷对于预报人员来说经常是一个难题。

有时气压图表现出一种平直等压线的型式，这时由此所形成的天气取决于它们的走向。如果等压线南北走向，气压向东减小，气流就将来自北方，带来寒冷的天气并可能有阵雨。

中纬度的天气系由一般向东移动的一连串无穷尽的这种气压系统所控制。每一不同的系统带来一种特有的天气系列，预报人员试图通过估计不断来临的每一系统将会如何影响他们所关注的地区来解释这些天气。

在一个低压中，可以区分出低压由之构成的气团之间的分隔线。这些线就是锋。锋的确定和识别对于预报人员来说是一个极其重要的因素，因为它们过境时天气发生明显的变化。

在旧式天气图上，每个台站都标出等压线、风箭符（表示风向和风力），以及表示天气和云量的符号，还标上记录的温度。在现代的天气图上，除此以外还用各种明显的线来标出不同的锋，等压线在靠近这些线的地方常常突然改变方向（图 190）。

反气旋 反气旋往往以缓慢和有点不规则的方式移动，缓慢移动通常意味着天气在一段时间内相当稳定。有关的风轻缓而且多变，在北半球大致呈顺时针方向由中心向外运动。反气旋是具有极端缓慢的下沉气流的场所。

反气旋中的天气在夏季趋于干燥、温暖和阳光充足。在冬季，反气旋可能造成阴天多云状况（所谓“反气旋阴暗”），或者形成晴朗、高爽的白天和夜间严重的霜冻。在工业中心常出现雾。

中纬度反气旋为什么会形成，它们是怎样运动的？目前尚无适当的理论加以解释。最简单的方法是把它们理解为较为活动的低压之间的静止气团。

有时，一个反气旋能在相当长时间内保持不动，阻止低压的正常运动，并迫使它们以不经常通过的路径绕其边缘运动；这叫做阻塞高压。这种高压在冬季可能出现于西北欧，特别是斯堪的纳维亚，结果低压被迫位于挪威海或中欧南部上空；阻塞高压能象在 1947 年和 1963 年头几个月那样在不列颠群岛和西欧形成长时间的干冷状况。1968 年 7—8 月在西北欧相反形成了一个阻塞高压，使低压连续不断地移到英国南部和西欧上空；这使得这些地方出现潮湿多云的夏季，但是英格兰西北部和苏格兰由于这个阻塞高压而不再受通常频繁的低压影响，出现一个特别晴朗的夏天。

锋低压 人们提出了各种不同的理论来解释中高纬地方性低压系统。最初，由挪威科学家于 1914—1918 年间作出的最令人满意的解释，可以称为波动理论。这个理论假定有两个相邻的气团，一个是冷（极地）气团，另一个是暖（热带）气团，其间隔有一个有时宽达 80 公里（50 英里）的锋带。冷空气吹向西南，暖空气吹向东北，大致互相平行（图 191）。“波”在暖气团伸进冷气团、形成一个突出部分时生成。在突出部的最北部，形成一个低压中心。当中心的气压明显低于边缘时，就把它称为“深低压”；如果差别小，它就是“浅低压”。

图 190 大西洋东北部的气压系统

图上风的细节、天气状况等从略。注意冰岛东北面的低压系统和比斯开湾的高压。1. 暖锋；2. 冷锋；3. 暖锢囚作用。

暖气流的突出部分或“湾”部逐渐地变成为明显得多的“舌”，即低压的暖区。按大的运动方向（即向东或东北）推进的暖区东缘为暖锋，暖空气沿着暖锋上升到它所赶上的冷空气上面。低压发展时，致密的冷空气从后面切入暖空气凸出部，迫使暖空气上升，成为冷锋。人们目前认识到，冷锋内的情况大不相同，比想象的要复杂得多。如果暖气团大部分上升到冷楔上面，它叫做上滑锋，形成暴雨和明显的温度变化。如果暖空气下沉到冷楔上面，它就叫做下滑锋，造成风向逆转，接着天气晴朗变好。

当低压前进时，每条锋的过境都产生一系列独特的天气（云（图 191）、雨和温度变化）。在暖锋的前面，有一条宽阔的雨带，浓云密布的天空连续

不断地降雨，而在锋到达以前，风向逆转（呈逆时针方向变化），然后当锋到达时风向又转顺（呈顺时针方向变化）。冷锋来时，温度明显下降，降雨为大阵雨，有时伴随着打雷，北风或西北风变强。有时冷锋可能与特别大的暴风雨有关，这种暴风雨称为线飑。线飑在锋前面一段距离内移动，这一现象在美国密西西比河流域特别明显。线飑伴随着长长的云卷；有时达 8 级风力的强大风飑、猛烈的雷暴和带冰雹的倾盆大雨。

图 191 低压的生命史

(1) 移动方向相反的极地和热带气流被一条极地锋即宽约 80 公里（50 英里）的过渡带隔开。

(2) 热带空气“舌”凸入冷空气时，一个“波”生成，逆时针方向的环流开始运动。

(3) 热区形成，东面为一条暖锋，西面是一条冷锋。

(4) 冷锋已赶上暖锋，部分暖区被抬离地面。接着锢囚锋消失，低压变为一片均一的空气，因而充满和消失。(5) 暖锋的断面，标出了云的序列。

(6) 冷锋的断面。

(7) 冷锢囚锋的断面。(8) 暖锢囚锋的断面。云的符号见后。

暖锋逐渐地被冷锋赶上，最后冷锋把暖区从地面上完全抬起，这叫做锢囚，其中心线是锢囚锋。低压后部的冷空气这时已赶上原来与之形成暖锋的冷空气。假如赶上来的冷空气比前面的空气冷，是冷锢囚；如果它不比前面空气冷，就叫做暖锢囚（图 191）。在锢囚锋后面，低压趋于“充满”，即消失；大多数低压以锢囚状态到达不列颠群岛。

这就是一个低压的生命史，它经过：(1) 开始阶段，这时一个波正在形成；(2) 活动阶段，形成明显的暖锋和暖区；(3) 锢囚阶段；(4) 解体阶段，低压消失。当低压向东移动到不列颠群岛时，任何地方的天气都取决于该地相对于各条锋的位置。对于大量天气图进行的分析表明，低压的运动似乎多少平行于暖区的等压线，这个“经验法则”是有助于气象学家预报低压未来路径的一个法则。

在任何低压中，都可能有多条以上的锋。因此在一个低压的冷区内，可能在已经并入低压因而发生变化的极地空气，和新涌入的较冷极地空气之间形成温度的不连续。这样的次生锋可能使“理想”低压中发生的天气序列变得大为复杂，也是预报人员的麻烦问题。加拿大气象学家认为，北美洲上空的低压经常具有涉及三个或四个气团的双重的锋面结构，看来锋波一般是呈“家族”形式发育。

热低压 气团在夏季白天的集中增温可能形成强烈的低压形势。从大范围来说，这是给吸引来的季风提供中心的低压形势的原因。从小范围来说，热低压形成于热荒漠，导致干热的“对流风”。在中纬度，它们可能引起雷暴；小的热低压可能向北跨过英吉利海峡，给英格兰南部带来短时期的暴雨。

背风低压 这一特殊类型的低压似乎形成于山脉的背风坡，它们可能是气流越过山脉时由动力作用形成的涡流的结果。这些低压出现于比利牛斯山—塞文山—阿尔卑斯山屏障以南的西地中海盆地，沿加拿大落基山东侧一带，和南岛新西兰阿尔卑斯山以东。这个现象在地中海特别重要；实际上按估计，影响这些地区的低压中有 60% 以这种方式形成。与冰锋有关连的 PmK 气团向南通过罗纳河谷（它最突出的形式叫做密斯脱拉风），并冲进地中海。

由冷锋形成的气压普遍下降受到加剧，便形成利翁湾的低压系统，然后，这个低压系统可能向东南进入地中海。

陆龙卷 无论陆地还是海洋都可能发生较强烈、局部的低压涡流。陆地风暴即陆龙卷在密西西比河流域经常出现，平均每年约 600 次。这种风在北半球通常呈反时针方向，并具有很大的速度；据估计，它们可能达到每小时 800 公里（500 英里），但不可能获得量测的记录，因为它们是世界上破坏性最大的风暴，呈旋转的漏斗状黑云越过大地。

陆龙卷与低压的低压槽有关，来自北方的冷空气和来自墨西哥湾的暖湿空气在这里沿着一条锋相接触。局部的增温也引起了象是涡流的强烈对流气流的上冲。它们存在的时间是短暂的，很少超过 1 个小时，通常直径仅二三百米甚至更小，以大约每小时 65 公里（每小时 40 英里）的速度横跨地面。幸而它们的破坏面积有限，但涡旋的中心能引起巨大的灾难。不仅建筑物被这种可怕的风毁坏，而且中心特别低的气压使建筑物向外坍塌，因为风内的气压比风外大得多。1965 年 4 月，美国中西部各州的一系列陆龙卷造成了广泛的破坏和生命的损失，在这里它们被俗称为“旋转风”。

较高纬度地区偶尔也发生陆龙卷，在英国有几次发生陆龙卷的记录。例如 1950 年 5 月 21 日，形成于线路上的一阵小龙卷风，掀翻了伊利的一辆双层公共汽车；1954 年 12 月 8 日，另一次陆龙卷毁坏了冈纳斯伯里（Gunnensbury）地铁站。英国的最严重的一次陆龙卷可能是在 1703 年，这一次有 8000 人死亡。幸运的是这些“温带陆龙卷”极少出现。

水龙卷 一种类似于陆龙卷的强烈低压系统（但在海上）导致水龙卷的产生。一片旋转的暗灰色圆锥形云从积雨云的底层向下喷射，逐渐伸长，一直接触到水面。这种迅速旋转的水滴源于由于涡流中心气压降低引起冷却而发生的凝结作用，还源于从强烈扰动的海面吸上来的水。

热带低压系统

到现在为止，注意力一直集中于中高纬的低压系统。在热带地区，它们也有发生，而且热带低压系统可分为两类：弱低压和强低压。

热带弱低压系统 这些弱的浅低压常见于赤道附近和热带纬度较潮湿的地区，特别是热带辐合带地区。它们的运动缓慢，方向不固定，但一般是向西，风力微弱，但是由于它们具有潮湿不稳定的特点，因而形成长时间的降雨。

关于这种热带低压的形成有若干种理论，没有一种完全令人满意。一种理论认为，它们形成于运动方向不同的两股气流的边界上；另一种则认为在三股气流汇合点上形成这种低压的中心；第三种认为它们是由于空气向东北或东南信风中一个波槽的后部辐合而形成。当然，肯定存在着高温高湿度的条件。

热带强低压系统 强烈的小热带低压系统（直径在 80—400 公里，即 50—250 英里）形成于热带纬度内的温暖海洋中，大部分在赤道两侧 6° — 20° 纬度之间。这些低压似乎从一个局部热源（即“暖核”）发育而成，同时引起一个波的扰动的生成。一片高耸积云的发展是这个过程（称为气旋发生）的反映。导致这种涡旋形成的大气状况尚未充分了解，但是现在已能使用卫星通过刚形成的风暴中正在生成的云型来探测这些风暴（照片 99）。它们发

生于除南大西洋以外的所有大洋，在西印度群岛和墨西哥湾被称为飓风，在中国海域叫做台风，在印度洋称作气旋，在澳大利亚西北部海岸以外被称作畏来畏来风。这些低压的气压梯度极端陡峭，实际上，当风暴来临时，气压可在几小时内降低 40 毫巴之多。常常记录到 950 毫巴。风暴的中心（即“眼”，直径约 20 公里即 12 英里的小区域）是静风地区，至多有微弱多变的风；但是环绕中心四周却可能旋转着极端强烈的大风，有时风速可高达每小时 270 公里（170 英里）。与此同时还发生雷暴大雨。这些热带风暴对于航海是一个威胁，虽然船舶通过无线电收到警报，有时也能驶出风暴可能经过的路径，因为它们移动的速度仅约每小时 16—24 公里（10—15 英里/小时）。所有飓风的路径都由佛罗里达州迈阿密的美国国家飓风中心（America's National Hurricane Center）加以密切监视，它们的成因和影响在国家飓风研究室（the National Hurricane Research Laboratory）进行研究。人们记忆中最猛烈的飓风可能是代号为“卡米尔”的飓风，它于 1969 年 8 月袭击海湾各州，造成了巨大的破坏和生命损失。

飓风偶尔在高纬地区生成。有一个例子发生于 1968 年 1 月 14—15 日夜间，这一夜一次飓风（代号为低 Q）掠过苏格兰，在格拉斯哥造成一系列的破坏，死亡 20 人，损坏房屋 30000 间。加勒比海地区的飓风能远远向北深入纽约，偶尔还可以进入新英格兰和加拿大。

特种风

有名称的风 在世界上许多地区，有规则或定期出现的风由于有其自身的温度和湿度特征而十分独特，从而获得适当的名称。

低压风 某些地区的位置和地形，使得与低压有关的风具有独特的性质。一个正在移动的低压驱动在其向极地一侧和向赤道一侧形成的气团，因而可能产生冷风和暖风。向东越过地中海的低压常常导致从位于暖区的撒哈拉吹出的干热风（图 192），例如意大利和北非的西洛可风（siroco）、西班牙的累韦切风（leveche）和埃及的喀新风（khamzin）。突尼斯的吉布列风（gibli）就象是从开启着的炉门出来的热风。它们常常是炎热、多尘和极为干燥的，能对葡萄的花造成很大损害，使它们像是受过冻害一样。有时它们是潮湿的（由于越过海域），但湿热更不舒服。在世界其他地区，澳大利亚维多利亚的布列克费尔德风（brickfielders）（温度超过 38（100 °F）的多尘埃风）和阿根廷潮湿的松达风（zonda）在性质上与之类似。

与此相反，低压所含有的极地气团可能引起强烈的冷风，当它们“冲”进通常较温和的地区时，有时被称为“极地爆发”。在地中海地区，有从欧洲“冷高压”吹出的布拉风（bora）和密斯脱拉风（mistral）。这些严寒的风在它们沿高地间的“漏斗”处吹送时特别强劲——密斯脱拉风沿罗讷河谷吹，布拉风向西南吹入亚得里亚海。与这些风类似的有新南威尔士的南寒风（southerly - burst）、阿根廷的帕波罗风（pampero）、巴西的弗里亚根风（friagem）即苏拉佐风（surazo）、得克萨斯的诺泽风（norther，强北风）和墨西哥的诺特风（norte，北风）和帕帕加约风（papagayo）。

下降风 当一股气流越过一条山脉以后，就发生绝热增温。这些风中，最有名的是阿尔卑斯山的焚风（foehn）和落基山的钦诺克风（Chinook）。当低压位于阿尔卑斯山主脉以北时，潮湿空气在向北吸引越过山脊时形成焚

风。现在认为，焚风部分是由于一条山脉背风坡发生气团扰动，从而涡流迫使空气下沉而引起的，然后空气由于绝热压缩而增温。焚风在北坡下降，成为干热风，沿地形线如莱茵河上游——阿尔河、罗伊斯河和从马蒂尼到日内瓦湖的罗讷河河谷吹送。焚风使那里的积雪迅速地融化，常引起广泛的雪崩，而且温度能在几小时内上升 10 。焚风极为干燥，因而有严重的火灾危险。在焚风天气期间，阿尔卑斯山有些村庄禁止在户外抽烟。同样地，钦诺克风从西面吹过落基山，其影响更为强烈，它在不到 1 小时内能升高温度 15 或 15 以上，曾有过 3 分钟内上升 15 的记录。其影响与焚风相同，印第安语“钦诺克”一词的意思是“吃雪者”。虽然它能极为有效地清除地面上的积雪，但在一年年初不时出现的钦诺克风时期能造成很大损害，因为树本和植物开始过早地发芽，动物开始脱落冬毛，如果再度发生寒冷天气就可能造成惨重损失。

其他的下降风有伊朗的萨姆风 (samum)、新西兰南岛东侧的诺威斯特风 (nor'-wester)、从南非高原吹向海岸的贝尔格风 (Berg, 山岳风) 和加利福尼亚的圣阿那风 (Santa Ana)。

对流风 某些荒漠风是由于急剧的增温和空气辐合旋转呈环涡状上升气流形成的。局部的对流风有撒哈拉的达斯德维尔风 (dust-devils, 尘暴旋风)，大规模的有撒哈拉的旋转、灼热、含沙的西蒙风 (simoon) 和中亚塔里木盆地的卡拉布伦风 (karaburan, 风沙尘)。

海陆风 海陆风是按日而不是按季节改变风向的地方性风。它们在一段较短距离内发生差别增温时形成，差别增温这种状况在海岸附近最经常发生。夏季白天陆地增温形成局部低压地区，冷空气从海上进入这个低压地区，尽管它们没有远远深入内陆。在下午增温最强烈时表现最明显。夜间，陆地降温比海域快，形成稍高一点的气压。变凉的较重空气沿山坡下沉，夜间向外流入海域，成为陆风。

图 192 地中海流域有名称的风

具有一定的温度、湿度特征并与低压过境有关的风，其出现相当有规则，因而给予特别的名称。特拉蒙大拿风 (tramon-tana) 冷而湿，格里盖尔风 (gregale, 干冽风) 狂风怒号并伴有阵雨，西洛可风 (sirocco) 炎热 (有时干燥，如在西西里北部；有时潮湿难受，如在西西里南部)，莱范特风 (levante) 温和湿润，密斯脱拉风 (mistral) 和布拉风 (bora) 寒冷咆哮，利比西奥风 (libeccio) 狂暴而强盛，累韦切风 (leveche) 和奇利风 (chili) 特别干热。

这些风在通常平静的地区最为明显，因为例如在吹信风的岛屿海岸上，它们的影响被盛行风所掩盖。但是，在赤道附近的岛屿和沿海地区，海风能驱除滞留的湿热而受人们欢迎。在这些岛屿上，海陆风相当规则，因而渔船在夜间随陆风山海，次日下午随海风归来。

山谷风 谷风 (有时称为上升风) 白天从山谷向上吹送，而山风 (即下吹风) 在夜间吹下山谷。在这些地方，大的风的环流没有强到足以遮掩这些地方性影响的地步。

山风是相当容易加以解释的。山坡上部在夜间因辐射而迅速降温，冷凉而稠密的空气凭借重力向山下流动，之所以循山谷向下是因为这是阻力明显最小的路径。这种风的一种极明显的形态是出现在寒冷空气从冰帽吹出的地

方，冰帽上冷却强烈。这种现象能在格陵兰和北冰洋的岛屿上看到；在厄瓜多尔，内瓦达风（nevados）从安第斯山雪地向下吹到高山谷中。

谷风不太容易理解。它在白天吹送，是差别增温的结果。部分解释为：山坡附近的空气通过传导增热的程度大于谷底以上同样高度的空气。这引起空气从山坡对流上升，因此空气从山谷向上运动取代其位置。

地形屏障的作用 近年来，人们非常注意越过横地形屏障的气流。一个明显的结果是在地形屏障的迎风坡一侧形成地形雨。更为复杂的结果是背风坡上的空气动力学作用。当微风越过屏障时，其影响限于简单的层流。风较强时，形成稳定的涡流；风更强时，形成背风波，背风波能发展成为复杂的扰动，即有时所谓的旋转流。这可能形成引人注目的云状。例如，一种东或东北风能猛烈地和阵发性地吹过北奔宁山脉的克罗斯山崖进入西边的伊登谷地。这导致形成笼罩在山脊上的透镜状山头云（一种旗云），而以西几公里背风驻波的顶部有一片称为舵柄云门（helm-bar）相同高度的云（图 193）。

图 193 舵轮风

大气环流的近期变化

过去几年来，大气环流型式的一些重大、但未予解释的变化似乎已经发生，引起了北半球气候带的明显南移。H·H 拉姆认为，这是由于异常高的气压状况在北冰洋占优势的结果，而不是短期循环变化的结果。中纬度向东移动的低压系统目前正在穿越亚热带地区，而形成季风的环流型式也已向南移位。其直接结果包括北非、地中海和中东雨量的明显增加，撒哈拉以南萨王纳地区降水更明显地、灾难性地减少；印度西北部和巴基斯坦的季风雨若干年来部分地减少，有些地方完全不存在。据估计，1957 年以来，印度次大陆大面积地区夏季季风雨减少了一半。

第 17 章 湿度和降水

大气中的水汽

大气中最重要的成分之一是水汽，即看不见的气态水。大气中水汽总量至少有一半分布在最低的 2300 米（7500 英尺）。水汽在气象学中的重要性在于这样的事实，即天气的大部份特征与水汽在大气中不断发生的区域性和季节性变化密切相关。水通过蒸发变为水汽；水汽通过凝结又变为液态。因此，水分循环从形成水汽的蒸发开始。每年地表大约有 40 万平方公里（10 万立方英里）的水被蒸发到大气中去，它们在水分循环中要被转化为降水。接着，凝结作用形成云，然后水降落在地面，其中一大部分经由河流返回大海之中。

湿度是用以表示水分在大气中存在的术语。湿度可以绝对或相对地加以表示。现在，气象局已提出了使用水汽密度的术语来表示绝对湿度。

绝对湿度（水汽密度） 绝对湿度是在一定容积的空气中水汽的实际含量，用每立方米克或每立方英尺谷（一谷等于 68.4 毫克——译者）表示。一团空气具有一定的温度和一定的压力，能容纳一定量的水汽；当所含水汽达到这个极限时（即进入空气的水分子与离开的水分子一样多），空气即饱和，就是说达到了饱和水气压。每立方米的 10 饱和空气中含有 9.41 克水汽，20 时含有 17.117 克，30 时含有 30.036 克。如果空气未饱和，使水汽达到饱和点所需要的水汽量称为饱和水气压差。

赤道附近陆地地区的绝对湿度全年都很高，而冬季中亚和南极洲上空巨大的高压系统的绝对湿度很低。在其他地区，绝对湿度变化极大。令人难以理解的是，在热沙漠中绝对湿度常常极高；在亚丁湾或波斯湾，8 月份令人难受的天气状况大部分是“闷热”，即高温和高湿共同作用的结果。

水汽压 水汽产生一定的压力。任何温度下的最大水汽压出现于空气饱和的时候；人们可以得到列有不同温度下饱和水气压的表格。英国夏季下午的平均水气压大约相当于 15 毫巴（近似等于 11.4 毫米水银柱，即 0.45 英寸水银柱），在赤道约为 30 毫巴。因此，绝对湿度能用每立方单位的水汽质量或水汽产生的压力表示。

水分含量的其他实际表示方法有比湿（存在的水汽重量与包括所含水汽在内的空气总重量之比，通常表示为每千克克数）和混合比（存在的水汽重量与减去水分含量的空气重量之比）。

相对湿度 如果不把水汽加进一块空气，或者从其中去掉水汽，那么绝对湿度就不发生变化。如果把实有的水汽含量表示为空气饱和时存在的水汽总量的百分数，便得到相对湿度。20 的饱和空气含有每立方米 17.117 克水汽，如果一团 20 的空气仅含有 8.262 克水汽，那么相对湿度就是 $(8.262 \times 100) \div 17.117$ ，近似于 48%。

相对湿度不仅随绝对湿度，而且随空气的温度而变化，因为温度上升时，相对湿度就下降。

273 如果一团 4 的饱和空气（即相对湿度=100%）被增温，那么，10 时相对湿度降低到 71%；15 时，降低到 51%；32 时降低到 19%。相反，一团未饱和空气降温时，相对湿度增加，直到 100%的饱和点。超过这一点，进一步降温，空气不再能容纳的过多水汽便呈小水滴形态凝结出来。

这个临界温度称为露点。

相对湿度的量测 测定相对湿度的最常用的仪器是“干湿球温度计”。这种仪器由并排安置在一块台板上的一对水银温度计组成；其中一个温度计的球体四周扎有一只棉布或平纹布袋，袋子用伸进水中的纱布带保持潮湿。如果空气是饱和的，两支温度计则显示相同的读数。如果空气未饱和时，湿布上就将发生蒸发，从而使湿球降温，因为潜热（即在通过改变一个物体的物理状态而做功时消耗或耗费的热）在汽化过程中被耗尽。记下两个温度计所记录的温度之差，然后从现成的表上查得相对湿度。例如，如果干球温度计读数为 21 ，湿球温度计读数为 15 ，从表上可查得相对湿度为 54%。

为了保证湿球上发生最大的蒸发作用，已设计了各种精制的装置。一个方法是把温度计安置在一个吊篮里或某种摇鼓中，从而它们能转动；这些温度计是旋转干湿表。阿斯曼干湿表（Assman psychrometer）还装有一个小电扇。

湿度计对相对湿度进行连续的记录，不过不十分准确。这种仪器由一束人发构成，人发能随湿度大小而伸长和缩短；这些微小的变化被放大并传送到一支上了墨的钢笔，钢笔在附着于一旋转筒的图纸上进行记录。

气团的湿度

在一团空气中，水汽存在的一个重要因素是其密度的减小。一定量的水汽比同体积的干空气轻，其比例约为 5 比 8。当干空气通过蒸发获得水气时，水气并不是净增加，而是由它取代等体积的空气。于是便产生了重要的结果，即潮湿空气密度小于即轻于具同一温度和压力的等体积干空气。

这里必须强调一下另一个物理原理。如果空气被压缩，不仅其密度改变，而且温度也变化；如果自行车胎充足了气，那么阀门便讨厌地变热，因为压缩引起动力增温。相反，膨胀导致动力降温。气团能够膨胀的常见方式出现于气团整体上升到高空的时候，因为其上空空气总量较少，因而压力较低。当一个气团在这个气团未失去或从外界获得任何热量的情况下发生温度变化时，气团所发生的是绝热增温（压缩时）或绝热降温（膨胀时）。这和地球表面温度变化涉及空气混合的非绝热变化（以周围环境获得或失去一定热量）明显不同。

递减率 静止空气中温度随高度的平均减小值（环境递减率或垂直温度梯度）为每 100 米约 0.6 （每 1 千英尺 3.3 °F），不过变化极大。

当一个不饱和气团垂直上升时，它便膨胀，因而绝热降温。这种温度损失称为干绝热递减率，这是一个气象学常数，为每上升 100 米温度降低 1 （每 1000 英尺 5.4 °F）。

如果一个饱和气团垂直上升，它也膨胀并降温；当它开始饱和时，它的部分水汽立即凝结。这意味着释放出一定量的潜热，潜热使上升气团降温的速率减小。这个饱和（即湿）绝对递减率可能是每上升 100 米降低的 0.3 和 0.9 之间的任何一点，这一点取决于所存在的水汽含量和空气的温度。因此，一个约 30 的气团可能含有相当多的水汽，从而释放出相当多的潜热，以致饱和绝热递减率仅为每 100 米 0.4 ，而在严寒气团中，或在高处的气团所含水汽可能极少，因而饱和绝热递减率会与干绝热递减率没有多大的不同。下表列出各种递减率的情况。

米	摄氏度		
1200	12.8	8.0	15.2
900	14.6	11.0	16.4
600	16.4	14.0	17.6
300	18.2	17.0	18.8
海面	20.6	20.0	20.0
	平静空气的环境大气状况	上升不饱和空气柱	上升饱和空气柱(每 100 米 0.4)
	(平均每 100 米 0.6)	(每 100 米 1)	

图 194 递减率

不稳定度 空气的“袋”以若干种方式被迫上升。一种情况是在地表发生局部增温时，上覆气团通过传导而增温，从而形成垂直对流气流。另一种情况是风吹向山坡，机械地迫使气“袋”沿山坡上升。第三种是一团空气沿锋面上升到另一团空气之上。大多数情况下，上升空气都有涡流的成分，即一种复合旋转的形态。

当一个气“袋”暖于因而轻于其周围环境时，它便整体上升，这样的气团就称为绝对不稳定气团，或处于不稳定平衡。饱和空气的不稳定比不饱和空气常见得多，因为它降温缓慢得多，因而使其比周围环境更温暖。因此，一个暖湿气团可能上升到很大的高度，并引起极不稳定的大气状况，形成大片的云，并且可能产生暴雨、冰雹和雷暴（图 195）。当气团最终到达与周围空气温度相同的高度时，垂直上升便停止；这时气团则处于中性（即惰性）平衡。

如果一团干的即未饱和的空气呈风的形式沿山坡上升时，它便按干绝热递减率降温，直至它达到其露点。然后开始凝结，这时气团按饱和绝热递减率降温。这可能意味着，即使空气抬升的最初原因是机械的，较低的降温速率仍然使气团比周围环境相对温暖，因而它将继续主动地上升。这种状况（称为条件不稳定）是风暴和大雨的一个共同原因。条件不稳定一语源出于这样一个事实，即不稳定是取决于充足水汽的存在。条件不稳定的生成无需有地形性的被迫上升，尽管这是最普通的原因；只要总的环境递减率位于干绝热递减率与饱和绝热递减率之间，它就可能形成。

但是，如果呈风的形态上升的一团干空气的递减率大于周围空气的递减率，并且未达到露点，它将会在适当时候变得比周围冷。机械力一旦停止（即风停时），干气团就势必下沉到较低的高度，因为它比周围重，即稠密。这称为稳定平衡，或简称稳定。被迫沿一地形屏障或在一条锋面处沿冷气团上升时变为条件不稳定的气团，处于潜在不稳定状况。

稳定和不稳定已经较为详细地进行了讨论，温度和湿度不同的气团的垂直运动与大气扰动密切相关。而且，这是降水最有效的原因。

蒸发

蒸发是水借以从液态变为气态从而进入大气的过程，这是一个分子转移过程。对于气候学家来说，蒸发速度和数量在许多方面象降雨量一样重要。

高蒸发速度使降雨的有效性减小。例如斯里兰卡北部的“干旱带”每年得到大约 130 厘米(50 英寸)的降雨,这在中纬度显然可以算是相当大的雨量。降水效率被理解为总降雨量减去总的可能蒸发量。

图 195 上升气团中云和降水的形成

蒸发可用各种各样的方法进行量测,但至今没有一种完全令人满意。通常使用的是皮彻蒸发器(Piche evaporimeter),其中一个管子里的水可从一张多孔纸蒸发出去,一定时间的蒸发损失量用管子上的刻度进行量测。有些蒸发统计数字系根据从敞口大槽水面测得的数据进行计算获得。这些较恰当地可称为潜在蒸发,因为它依赖于经常可以获得的水分供应。

蒸发速度主要是相对湿度、被吸收的辐射和空气运动的一个函数,但它也取于地表的性质。裸露的土壤的蒸发损失很快,但有一疏松耕作层(如进行旱作的耕地)的蒸发损失大大减少。植被能通过它的遮荫保护地面以减少直接蒸发,但蒸腾,加上直接蒸发的损失(这种综合的作用有时称为蒸发蒸腾)可能非常大。法尔德水利局(the Fylde WaterBoard)曾在约克郡的斯莱德本的斯托克斯水库进行过若干实验,这里种植着茂密的云杉。这个地方一年降雨共 98.4 厘米(38.75 英寸),但由于树木截留降雨和叶面的蒸腾作用,仅 61 厘米(24 英寸)落到地面,其中仅 27.3 厘米(10.75 英寸)可用于供水。换句话说,在 600 公顷(1500 英亩)的集水区,种植的云杉每天可减少有效供水 450 万立升(100 万加仑)。但是必须承认,并非所有的权威都承认这个实验的正确性和由实验作出的推断。

最高的潜在蒸发记录是在信风带荒漠。在信风带荒漠中,高温、强劲的风和裸露沙质或石质地表综合地发生作用。苏丹的阿特巴拉和喀土穆平均年潜在蒸发量分别为 625 厘米(246 英寸)和 541 厘米(213 英寸),埃及的赫勒万为 239 厘米(94 英寸)。可能蒸发量的季节性差异相当大;赫勒万 6 月的平均蒸发量为 33 厘米(13 英寸),但 1 月和 12 月仅为 8.9 厘米(3.5 英寸)。大量的水从亚热带纬度的大洋蒸发,进入大气,凝结成云,并向赤道运动。

赤道地带的蒸发速度很低,它们每月仅为 5—8 厘米(2—3 英寸)。凉爽的中纬度的蒸发速度也低;伦敦平均年蒸发速度仅为 46 厘米(18 英寸)(图 196)。

图 196 蒸发

凝结

凝结的原因 凝结可定义为当空气降温到其露点和露点以下时形成小水滴。空气降温到露点温度有几种方式,包括晴朗的夜晚地面的直接辐射,暖空气水平运动到寒冷的表面上,两股温度明显不同气流的边缘的混合,空气从较暖纬度运动到较冷纬度和最为重要的抬升。每种形式的降温都可能产生不同程度和不同结果的凝结作用。

实验已经表明,完全纯净的空气在实验室条件下能被降低到远在露点以下的温度而不发生凝结。必须要有某种核的存在,小水滴才能在其上形成。这些核包括尘粒和烟粒、来自大洋的盐粒、花粉,甚至均匀的阴离子(带有

因辐射穿过大气层而产生的负电荷的原子)。

凝结的小水滴在刚形成时的直径仅约 0.05 毫米，它们是如此之微小，以致它们呈雾或云飘浮在空气中。较大的水滴在叶和草上形成，成为露；如果温度在冰点以下，则成为白霜。当小水滴在空气中凝聚到一定的临界大小时，它们可能以某一种降水形式（雨、雪、雹或冻雨）降落到地面。但是，雨滴的形成比这种简单的解释要复杂得多。实际上，还不知道小水滴事实上是如何合并的，尽管有种种理论提出了电吸引力、经过过冷却而冻结成冰质点（它们成为凝结核）和通过碰撞引起合并的扰动等。

只要空气不受扰动，水滴形成以后有时可能继续以液态存在，即使温度远在冰点以下。这个现象叫做过冷却，它具有若干重要的气象学影响。一个极重要的实际影响是冰对飞机的撞冻作用。如果一架飞机穿过由过冷却大水滴组成的云层，气温在冰点或冰点以下，当每一滴水与机翼前缘相撞而冻结时，就可能形成一层相当厚的明冰。有一个类似的现象在美国称为冻雨（glazed - frost）或“银融”（silver thaw）。过冷却水冻结于树枝、电线（其重量能使之下垂）和道路表面（路面变得危险）。雾凇也能在飞机上形成。顺便提一下，飞机外结冰的另一个原因是由于它在温度低于冰点的一层空气中飞行，而不是云中飞行；如果大雨从上面的一片云降落（例如位于冷气团上面的暖锋可能发生这个现象），它们将立即在飞机上冻结成明冰。提供结冰警报已成为航空站和军用机场所附设气象站的一个重要的预报任务。

露因夜间辐射，在地表以上空气层降低到露点以下时，物体表面因凝结产生露。露尤其可能出现于一个温暖的白天之后，因为白天发生了强烈的蒸发，使空气的水汽浓度增加。夜间必须平静无风，因为风会使空气层混合，使一层空气和地面保持足够长时间的接触而发生冷却。天空必须晴朗无云，因为无云使热辐射容易发生。

春季和初夏的露可能主要来源于大气中所含的水汽。但是实验表明，尤其是在地面温暖的秋季，凝结成露的水分可能来自地面本身，不仅直接来自地面，而且还来自植物的蒸腾（滴状露 guttation dew）。这些露凝结于因辐射而冷却的草和其他物体上——草坪上放置过夜的物体下侧面在早晨常常被露沾湿。

露堆是以色列较干旱地区常见的一种地体，它们是对露形成作用的一种实际应用。一个土堆上覆盖着若干扁平的石块，石块上凝结出许多露水，从石块之间流入土中，使土保持湿润。柑桔树从堆上长出就是靠此供给水分。

虽然露池这个词似乎有点不确切，但还是可以提一下。为了给牛羊供水，在南唐斯曾开挖过若干洼地，并用捣实的粘土和稻草围住。洼地中的水大部分来源于降雨，它们或者直接降落到池面，或者沿着洼地侧坡流入水池。有些水源于从英吉利海峡吹来的海雾的凝结，但是实际上仅少量（每年约 25 毫米）是从露获得的。

白霜在露点低于冰点时形成，结果水汽不是在首先以经过液态的情况下，直接以小冰针形态凝结出来。

轻雾和雾凝结的另一个结果——雾主要以导致能见度降低而引起注意，雾是对海、陆、空交通造成重大障碍的一个重要的气象要素。根据国际气象组织条例（the International Meteorological Organization Code），雾这一词使用于能见度小于 1 公里的情况，轻雾用于能见度从 1 公里增加到

2 公里的时候。但是在英国，“浓雾”的意思是指能见度小于 200 米。霾是指由于尘粒或烟粒致使能见度减小到 1—2 公里。能见度“不良”、“中等”、“良好”和“很好”的类别，是按国际标准用离观测站能见距离的大小加以规定的。

按照成因来分，雾的主要类型有：(i) 辐射雾；(ii) 平流雾；(iii) 锋面雾；(iv) 蒸气雾和(v) 丘陵雾。

(i) 辐射雾 这类雾的形成是由于成雾条件的加强。在英国天气平静和晴朗的时期，特别是春季和秋季，地面因辐射而迅速降温，因而地表上面的空气层也随之降温。在丘陵地区，冷却的稠密空气在重力作用下流入谷底。当它与寒冷地面接触时，凝结作用便形成了一薄层水平的白色辐射雾。这层雾常常在日出后长时间不散。在英吉利湖区，尤其在初夏，人们可以站在山坡沐浴于清晨阳光之下，看到下面谷底仍然轻雾弥漫，但当太阳升上天空时，雾便消散得无影无踪了。

在晚秋和冬季寒冷反气旋条件下，辐射雾可能较厚，维持时间较长。此时太阳光不太强，雾可能经久不散，一直逗留到平静的反气旋天气中断时才消散。辐射雾易于在谷底（这里空气潮湿，尤其是在这里有河流的时候）和大城镇的烟囱将大量用作凝结核的烟灰送进大气层的地方形成。这样的雾是过去在伦敦、默西赛德郡和许多大城市常见的“浓雾”或“烟雾”。因煤的燃烧而进入大气的二氧化硫和空气中的水分化合，形成硫酸，因此使这些城区的雾常常带有刺激性气味。

1952 年 12 月，伦敦曾发生了一次最严重的雾。泰晤士河流域上空的一个反气旋形成了一个冷滞空气的深池，其上暖得多的一层空气，于是形成了一个难以通透的逆温层，并导致烟灰的大量积聚。12 月 6 日至 8 日之间，能见度下降到几米。烟雾导致 4000 人死于支气管炎和肺炎，大量金钱花费在清洗窗帘和衣服。这个事态导致了清除烟尘的运动、无烟地带的出现以及无烟燃料的使用。全国烟尘消除协会（National Smoke Abatement Society）出版了一种杂志《无烟空气》。可能采取的一些改进措施已起作用，例如多年来美国最肮脏的城市之一——匹兹堡，6 年中大气污染减少 90% 以上。

(ii) 平流雾 当一股温暖潮湿的气流在其水平地移动到寒冷地面或海面而降温时，便可能形成平流雾。“平流”一语用以表示空气的水平传输，与发生垂直变化的对流明显不同。

在热沙漠直达大陆西岸的地方，存在着所谓的“冷水海岸”。这类海岸是由于近岸海域内流向赤道的寒流（因深处冷水上涌而得以加强）的存在而形成的。在冷海水面上空凝结而成的近岸的雾，被海风吹向陆地达几公里，但它们在温暖得多的陆地上空逐渐消散。圣弗朗西斯科港口处的金门，平均每年出现 40 天这种性质的大雾。

在海洋上空形成平流雾的一个引人注目的实例是在纽芬兰的大浅滩附近。当来自向北运动的湾流之上的空气越过“冷壁”线后，它们便到达拉布拉多寒流的水域，其温度低 8—11 左右；因为拉布拉多寒流正带来碎裂浮冰的融水，而湾流是从遥远的南方带来了高温。薄层的浓雾常常很多天不消散；在贝尔岛海峡它们平均每年出现 100 天以上，纽芬兰岛附近海域，平均每年达 70 天以上。这些雾常常在美洲东北部沿海出现，致使航海发生多次延误。例如 1959 年 7 月，“伊丽莎白王后号”离开纽约后不久，在大雾中与一艘货船相撞。

(iii) 锋面雾 是一种短暂的雾，实际上是一种极浓而细微的毛毛雨，它们有时与一个低压的暖锋过境有关。温暖的雨降落到接近地面的冷空气中，如果温差明显，便可能暂时出现阴沉而雾蒙蒙的天气状况。

(iv) 蒸气雾 这类雾比较罕见，但考虑到它们在气象学上的重要性，它还是被列出一类。它们是在冷空气运移到暖得多的水面时形成，因此水似乎在“冒蒸气”。它们在高纬地区被称为冰雾，因为空气中的水分在这里被转化为冰晶，但是它们很少长时间存在。有时必须在形成于淡水上的蒸气雾和盐水上的“北极烟雾”之间加以区别。

(v) 丘陵雾 这种雾就是片状低云。例如，在潮湿气流向内陆移动时，它们可能笼罩住英国西部的丘陵。在中纬度山区，一年中任何时间的不稳定天气都易于形成一段时间的丘陵雾。

雾凇 当由过冷却小水滴组成的雾被微风吹向突出的物体如电线杆、电线和树木时，水滴便在它们上面冻结成雾凇。小水滴和物体的温度都在冰点以下。由于冰粒含有一些空气，因此雾凇具有白色不透明的外表。这是英国山区常见的一个特征，冬季登山者可能会发现他们的前进受到了岩石上覆盖的“羽毛霜”的阻碍。

云

云是由微小的水或冰质点组成的，它们成片地漂浮在不同的高度，从地面（它们在这里以雾的形态出现）到 12000 米（40000 英尺）的最高的云。

量测和记录 云被的数量和性质在气象站进行记录，并且绘制在天气图上。云量按天空被云遮盖的比例进行记录，用八分之几来表示，在天气图上用一个晕渲的圆面表示。云的高度和性质则按照国际上规定的符号和数字表示。对于每个气象站来说，如果能获得足够长时间而且相当详细的统计资料，那么就能标绘出每一台站的平均年或月云量大小，而且可以内插绘制出相等云量线（即等云量线）。

云的分类 云可以按照它们的不同高度分为三类——高云、中云和低云；还可以按照其一般形状和外貌分为三类——羽毛状或纤维状类型（如卷云或卷状云）、球状或积状类型（如积云或积状云）以及片状或层状类型（如层云或层状云）。

但是，这些简单的分类不能充分地描述云形的变化。《国际云状条例》（The International Cloud Code）列出 28 种云的不同类型，但能够区分出 10 个基本的属。这些属一部分用上述三种形态名称的结合加以区别；一部分用加上表示高度的后缀“高”（alto）来区分；还有一部分用加上表示降雨的“雨”（nimbus）来划分。属根据形态分为 14 个种。这些种包括凸透镜状的荚状云、塔楼状的堡状云以及破碎的碎云。属可以进一步按其排列和透明度分成 9 个变种，如蔽光云（有厚厚的遮蔽物盖层）和透光云（透过这种云可以看见太阳和月亮）。还分出 9 种补充和附加形态，如弧状云（一种深色的低拱）。这些变种暂且不谈，现将属列在下表中。

相对位置	云底高度（米）	名称
高云	6000—1200	卷云 Ci
		卷积云 Cc
		卷层云 Cs

中云	2000—6000	高积云 Ac
		高层云 As
低云	最高 2000 米通常较低	层积云 Sc
		层云 St
		雨层云 Ns
垂直发展相当明显	——	积云 Cu
		积雨云 C b

云状描述 请学生参阅世界气象组织的《国际云图》，其中有 10 个基本属及其变种的插图、定义和描述。

卷云是一种纤细的纤维状或丝束状的云，由微小的冰针组成。这种云常常是一种晴天的云，虽然如果它后面接着出现卷层云的话，它可能就是一个正在来临的低压的前兆。在卷云呈“马尾巴”状伸长时，它指示出在上层大气有强烈的风。卷层云是一种较完整的一层乳白色高云，太阳光穿过它们时出现明显的光晕，而卷积云是具有波纹状外貌的一排排小球状云，有时称为“鱼鳞天”。

高层云是淡灰色的层状云，比卷层云稠密得多，但透过它们仍然能看见太阳，打个比方说，象是“毛玻璃”。天空常常是“水淋淋的样子”。由于这种云的出现极为经常地预示着一暖锋的来临，这种外貌通常不是假象。高积云是一种带状球体与蓝天相间的羊毛似的蜂窝状云，它们通常是（但不总是）晴好天气的征兆（照片 98）。但是，如果大片大片的云发育成为堡状云或荚状云，它们便可能意味着即将下大雨或响雷。

高度低的各种层云由灰色均一的薄层云构成。层云本身是压抑阴沉的灰幕；如果连续性降雨从其中降落（象低压的暖锋那样），它们就称为雨层云。层积云是较暗、较低、较阴沉的一类高积云，它们在冬季常常令人烦闷地长时间覆盖天空。明亮的太阳光线（称为黄昏射线 crepuscular rays）似乎偶尔也能通过云层中的隙缝照射到地面。

积云是对流云，它们在上升气团达到凝结发生的高度时生成，因此具有水平的云底（图 195）。这些积云中，有许多发展成大块白色球状云，但是通常它们是晴朗天气的云，在夜间消失。然而，如果上升气流足够地强大，积云便继续发展到巨大的垂直高度，有时从约 450 米（1500 英尺）的基部向上伸展 10—11 公里（6—7 英里）。这些高耸的云是积雨云，从积雨中可能降落伴有雷暴的大阵雨或冰雹，因而有“雷暴源头”的称谓。虽然这种云从侧面看呈耀眼的白色，从其基部以下看却可能几乎是黑色的。一大片积雨云的上部可能以砧的形态顺着高空风向伸展开来。从这种展布云层下方降落的冰晶和雪晶形成特有的楔形云。

气象学家密切地注意云的性质，特别是在研究发展中的一系列云形的时候，因为云的性质提供关于天气趋势的依据。例如，一个低压过境期间，可以看到一定的云系（图 191）。在卷云和卷积云经过以后，接着乳白色的卷层云幕遮蔽天空，加厚成高层云。当暖锋出现时，低层云和雨层云（雨正在从云中降落）盖住天空。在冷锋到达时，猛烈从下面切进的冷空气可能引起积雨云的发展，降下大阵雨，接着在雨洗过的湛蓝天空中出现较破碎的碎积云，同时天气逐渐晴好。

世界上云的分布 世界多雨区，如赤道气候类型和冷温带西缘气候类型（第 18 章）有相当多的云量。赤道地区每天的云量的日循环——早晨晴朗的

天空慢慢被积云和积雨云遮蔽，然而到傍晚，天空开始又一次变晴朗。南半球冷凉的中纬地带，即“咆哮的四十度”是世界云量最多的地区之一。北半球的山区——挪威海岸、英国西部、爱尔兰和不列颠哥伦比亚也是如此。高纬度大陆内部，夏季天空晴朗，但冬季有长时期的反气旋“阴郁”，出现大量低的层云。

热沙漠是世界云量最少的地区，这些地区阳光也最充足。

1960年，美国“蒂鲁斯号”卫星拍摄了第一批高空云型照片。1964年8月，美国“宁布斯”号气象卫星被发射进入轨道，它的摄相机在24小时内能拍摄地球表面任何一个部分，拍摄了云的型式。人们制作了1965年2月13日第一张世界云被全景图。这张图是美国气象局通过拼接另一个气象卫星“泰罗斯9”号所携带的摄影机在24小时中拍摄的450张单张照片而制成的。美国“泰罗斯”号、“雨云”号卫星和前苏联的“流星”号(Meteo)卫星现已提供了大量云的照片。美国气象局定期绘制出云层分析图(Nephanalyses)(或云图)。

降雨

量测和记录 降雨量(以英寸或毫米为单位)是假定没有蒸发、径流或渗透损失的情况下，理论上覆盖于水平地面的水层，1英寸降雨相当于每英亩100.9吨水，每平方英里14,460,000加仑水，或每平方公里 4.2×10^6 立升水；1毫米降雨相当于每平方米1千克水。

雨量器由其中有一漏斗通向一集水容器的一只金属圆筒组成。这个容器的水定期地倒入一只只有刻度的量筒，因而降雨深度可直接读出。如果使用一只刻度为立方厘米的普通量筒，那么就必须要用平方厘米表示的漏斗面积去除这个读数。雨量器的位置必须仔细去加以选定。漏斗边缘的标准高度为地面以上0.3米(1英尺)，雨量器应安置在远离树木、高崖或建筑物；如果有可能，它离开最近建筑物的距离应为建筑物高度的两倍。每隔一定时间，人们把雨量器的水倒净，并进行量测，气象站一天一次或多次。近年来，在英国山区安置了许多雨量器；这些雨量器很不容易去观测，其中许多一个月仅观测一次。

现在自记雨量计(即倾覆桶)使用较为普遍。水积聚于一个小心放稳的容器中，在收集到5毫米时，水便自动倒出。这个动作被连接到一枝钢笔上，钢笔即在一旋转筒上划出墨线，墨线显示出上升到5毫米，然后垂直落下，又开始上升。

降雨量记录的汇编 根据全世界的雨量器量测资料，编制了地理学家所需要的各种各样的记录。为了一般的目的，月平均雨量或者是多年时期每一月份降雨总量的简单算术平均值，或者是加权数值，使所有的月份都有同样的长度以避免虚假的推断(例如在2月和8月之间就必须加以比较)。月平均值是第18章使用的曲线图的基础，它们使季节的降雨能够被看出来。年数值，不论是平均值还是各年实际值也都是有用的。

降雨量频散图(图197)使人一眼就看出一个长时期中湿润年、平均年和干旱年的全面情况，图中每年的雨量用在垂直标尺上点点的方法来表示。这常常比算术平均值提供的信息要清楚得多，算术平均值掩盖了对当地人民相当重要的这些差异。在图197中，可以区分出“洪水年份”和“饥谨年份”。

反映这些年变化的另一个方法是用距离年平均值的距平值来表示。在印度，25%的亏值将会损害庄稼，而40%的亏值将引起广泛的饥馑。

雨日（降雨在0.25毫米（0.01英寸）以上之日）和潮湿日（降雨大于1.0毫米（0.04英寸）之日）数都是有用的。哈斯内斯（Hassness）（英吉利湖区的巴特米尔湖附近）每年有228个雨日。有些国家记录雨期、湿期、干旱期和干期，这些时期都用公认的适当方法下了定义。英国最长的连续雨日时期出现于伊斯莱岛（the Isle of Isly）的伊尔布斯（Ealibus），1923年不少于80天。绝对干旱期被定义为至少连续15天，每天不到0.2毫米的一个时期，英国干旱期的最高记录是伦敦1893年春季的73天。部分干旱是连续29天的时期，其中一些天可能有些微的降雨，但这个时期的总雨量平均不超过每天0.2毫米。

图 197 科伦坡和直布罗陀年降雨量频散图

降雨强度是重要的，因为雨降落的速度（范围从小毛毛雨到很急的倾盆大雨）与径流、向土壤渗透、蒸发、土壤侵蚀和洪水防治有关。关于某地降水强度的资料对于了解降雨状况几乎和降雨总量一样极为重要。降雨强度可以用一定时间的总降雨量除以降雨时数（得出小时强度）；或者除以雨日数（得出日强度）来计算。美国波士顿的小时降雨强度为0.91厘米（0.36英寸），而印度东北部的乞拉朋齐则高达10.6厘米（4.17英寸）。乞拉朋齐一度曾在24小时内下过103.6厘米（40.79英寸）的雨；菲律宾的碧瑶曾记录过116.8厘米（46.0英寸）的降雨。24小时降雨世界最高纪录出现在1952年3月16日，位于印度洋留尼汪岛将近1200米（4000英尺）高处的一个台站，在这一天测得186厘米（73.6英寸）的降雨。美国马里兰州的尤宁维尔于1956年7月4日，曾在1分钟内降雨3.12厘米（1.23英寸）。

降雨记录的表示 降雨记录的差异可以以各种各样的方法（图示法和制图法）加以描绘。表示月平均降雨量最普通的方法是使用垂直柱状图，每个月一个方柱，它们可以涂黑以加强效果。这些柱状图可以显著地放置在地图上它们所表示台站的大致位置（图198）。等降雨线——地图上表示平均年、季或月降雨总量的线——是在对已知台站的数值加以标绘以后进行内插绘制而成的。

图 198 法国降雨量图

柱状图使降雨的月分配一眼就能看出。注意南部的夏季干旱和东部的内陆性的夏季最大值

降雨类型

当小水滴从大气中的水汽凝结到核上时，它们可能作为云漂浮着。但是，如果小水滴合并，它们就形成大一些的水滴，当大水滴足够重并能在重力下克服云内的上升气流时，便降落成雨。有一个理论认为，降雨的产生必须有用作凝结核的冰针的存在。

这里用的是CGS（厘米-克-秒）制，这种度量单位将被废除，代之以国际单位制（SI）。公认的力的单位是牛顿，1牛顿等于105达因（1巴=10牛顿/米²）。

近年来，作了一些促进降雨的有趣的试验，特别是在美国。试验的基本原理是“播种”，也就是通常将固态二氧化碳（“干冰”）、碘化银甚至火山灰等，从飞机或气球上投入细质点的积云中，以便提供小水滴聚并的核心，从而形成雨滴。据称，这地方法在美国中西部各州已获得了一些成功，因为这些州特别容易遭受到旱灾。

对于自然发生的凝结和降雨来说，气团的明显上升是必要的。这种上升有三种主要的方式，因此有三种主要降雨类型：（i）由于地表增温，气团上升形成的对流雨；（ii）由于在陆地特别是高山地区，空气被迫上升而形成的地形雨；（iii）当一个暖气团爬上冷气团，或后者切入前者以下时形成的锋面雨即气旋雨。

（i）对流雨 对流雨最通常的原因是空气的上涌（“上升暖气流”）。空气由于变热的地表的热传导而增温，然后膨胀、上升，同时绝热降温而形成对流雨。局部的增温引发上述整个过程，因而称为“起哄效应”，但是空气上涌（可能呈圆形或椭圆形涡流圈形式）一旦已经开始，由此形成的条件不稳定便会使之继续进行下去，即使增温停止（如发展中的云挡住太阳，在风暴猛然发生以前突然有寒冷感觉时）。涡流圈将会扩展，这部分是因为气压随高度减小，部分是因为周围空气被吸进并随之上升。在地表面空气特别温暖潮湿，上层空气异常寒冷时，结果便产生极端不稳定的条件，以及垂直上升流猛烈扰动。接着，形成垂直范围很大的积雨云，结冰条件将会在其中形成，而且可能由其中降落大雨。这在一个热带低压系统的“热塔”中特别明显。

对流雨在赤道附近全年都发生，经常性的高温和高湿几乎使这里每天下午都形成这一类型的降雨。随着与赤道距离的不断增加，这类降雨便更为明显地与夏季相关联；在越接近热沙漠时，雨季的总降雨量和延续时间就越减少。

在中纬度，对流雨发生在初夏，这时上层大气因在冬季以后仍然寒冷，但是这时地球表面的增温正在变得活跃起来。大陆内地初夏的降雨主要属于这一类型。

雷暴极不稳定条件下的对流扰动的发展可能产生雷暴。在高耸的积雨云穿过天空时，气压计明显下降，强烈的大风使通常出现于风暴之前的闷热得以解除。云经过上空时，便降下大雨或冰雹，并伴随着闪电（“叉状”闪电或夏季普通的“片状”闪电）。

当凝结发生于饱和的高度时，空气的上冲依然很剧烈，以致小水滴被向上输送。人们知道一些实例：借助于降落伞跳伞的飞机驾驶员曾被这些气流向上运送一段距离。能生成的最大水滴直径可能为 5.5 厘米，因为超过这个大小，它就变得不稳定并分裂为一个或几个小水滴；这个过程能反复进行下去，但是如果上升气流强度减小，水滴便降落到地面。

有一个理论认为，每当水滴碎裂时，所形成的小水滴带有正的静电荷，周围空气带有负电荷。云的上部变为带正电，下部和周围空气带负电，在云的底部附近带有更小的次要正电荷。高达 1 亿伏特的电压可能会生成，而闪电表明分离的电荷（或者在云内或者从云到地面）直接穿过大气层再度结合。紧接着闪电之后的打雷，是由于大气层空气质点的扰动产生从云面反射到地面的噪音而形成。但是，对雷暴的这种解释过于简单；经过许多年研究这些现象的科学家仍然不能确定真正发生的是什么。特别要提到的是 B·J·梅森，

他已经做了许多工作，他提出了两个重要的概念。第一个概念是关于雷雨云中垂直“单体”（cell）的形成（单体穿越整个云层），单体中有极强烈的上升涡流，在上部有冰晶形成，而且有由摩擦阻力造成的相应的向下气流。另一个概念是：当最初温度不同的冰质点碰撞时，“较热的”部分得到正电荷，“较冷的”部分得到等量的负电荷。单体上存在的过冷却小水滴和冰雹之间的碰撞也会形成正负电荷的分离。

除了对流或热力类型以外，还有另一些类型的雷暴，尽管前者最为常见。中纬度的锋面雷暴与冷锋、特别是与伴随的线飑有关。当暖气流特别不稳定时，它们偶尔也与暖锋有关。雷暴常常与地形雨同时发生，特别是在明显潮湿温暖的气团沿陡峭山脉急剧上升的热带地区，如印度尼西亚的爪哇。

（ii）地形雨 这一类型降雨在空气被迫爬上山坡时发生。它可能“引发”条件性不稳定；引起辐合和上升；也可能通过减缓低压移动的速度来增加降水；还能通过摩擦使冷锋变陡。只要山与湿润的海风所抵达的海岸相平行，就有地形雨。山的迎风坡和背风坡有明显的差异；明显较干燥的背风坡是雨影（图 199）。地形因素通常使其他原因产生的降水增多。例如英国西部边缘高地的存在引起锋面（低压）降水的增加。

图 199 英格兰北部地形和降雨量剖面图

从图上能看出地形和年平均降雨总量之间的密切关系。黑色部分表示地形剖面。从沃金顿到斯托克顿的距离为 145 公里（90 英里）。

（iii）锋面雨 这一类降雨出现于锋面辐合地带一线，特别是热带辐合带和极锋带。在热带辐合带内，日对流节律十分明显，这种节律叠加有锋面的影响。热带辐合带波内的空气辐合型式，在盛行的暖湿条件下可能形成大片积雨云和随之而来的倾盆大雨和雷暴。

在锋面与在中高纬度通常从东向西移动的局部低压系统相联系的情况下，在暖锋线和暖区广阔地带内，有连续性的毛毛雨降落；而当冷锋过境时，则降落较为集中的爆发性阵雨。当低压越过海岸时，地形的影响使降雨量得到增加，例如在英国西部、挪威和不列颠哥伦比亚。在暖区有温暖而极为潮湿气流的强度很大的小低压，它们偶尔能形成中纬度罕见的倾盆大雨。多切斯特附近的马丁斯敦（1955 年 7 月 18—19 日）仅仅在 9.5 小时内曾经降雨 28 厘米（11 英寸）。在英格兰记录到的实际最大雨日为萨默塞特的布鲁顿（1917 年 6 月 28 日）的 26.67 厘米（9.56 英寸）、萨默塞特的坎宁顿（1924 年 8 月 18 日）的 23.88 厘米（9.40 英寸）和萨默塞特的西蒙斯巴斯（1952 年 8 月 15 日）的 23.11 厘米（9.1 英寸）。

干燥 干燥的原因和分布实际上与降雨的原因和分布成互补关系。虽然它在某种意义上讲是一个消极的特征，但季节干燥和年干燥两者都是重要的气候事实，在下一章谈到的气候类型划分中能看到它们的重要性。

干燥发生于背风坡即雨影区。它也出现于遭受干旱陆风或从较冷纬度吹向较暖纬度的风（它有干燥作用）影响的地区。此外，它还发生于稳定反气旋以小规模出现的中纬度，或者稳定反气旋以大规模出现的亚热带地区和中纬度大陆内部（即大气团的源地）。干燥还发生于大气经常处于低温，几乎不能容纳水汽的地区，如冻原地区和极地区。

记住以下这一点是重要的：干燥不仅仅取决于降雨量，而且取决于降雨的有效性，因此有了降水有效性（PE）这个术语。人们建立了许多关于降水

和温度的经验公式，以算出数值，特别是用于气候分类的数值。

其他降水形态

雪 雪在水汽低于冰点的温度下凝结时形成，水气直接从气态转化为固态，形成微小的冰针。这些质点合并形成基本上扁平的六角片状或棱柱状的晶体；两种晶体都有许许多多呈对称形式的极美丽的变化形态。如果凝结继续进行，这些晶体便合并成雪花。当低层大气足够冷时，它们便会到达地面而不融化。若要降雪，不仅在大气中必须有丰富的水汽，而且必须有足够低的温度。雪的地理分布和各个纬度永久和冬季雪线的位置等，已在第 8 章中进行了讨论。

降落在地面的雪，在低温条件下（如在南极洲）可能非常干燥，并呈粉末状，它们还可能是潮湿而紧实的。前一种情况，大约 30 厘米新雪相当于 1 厘米的雨；但后一种情况，4 或 6 厘米的雪就能融化成 1 厘米的水。

在英国，为了便于记录，人们把雪融化并包括在总降水量中。把一只高圆筒加在山区的雨量筒上，因而雪能够堆积，然后融化进入容器内。误差很大是不可避免的，因为雨量器常常被雪所堵塞，以及雪可能冻实，阻碍任何进一步的雪的积聚。但是在加拿大，新雪的实际深度直接用尺子进行量测。

冻雨（sleet） 冻雨是降水的中间形态，尽管英国的定义和美国的定义有一些差异。前者把它理解为雪和雨的混合物，或者理解为部分融化的雪的混合物；后者则将它理解为已经冻结而又部分融化的雨滴。

软雹 软雹由从水汽直接冻结成小冰粒的集合体所形成的小圆粒组成。它是白色的，并具有不透水性。

冰雹 真正的冰雹是与极端不稳定相联系的一种降水形态。冰雹常常在冷锋过境时和在异常局部增温与对流扰动以后从高耸的积雨云中降落。当小水滴在云的下部形成时，它们可能与其他小水滴合并形成大水滴。如果上升气流特别强盛，水滴可能被向上带到某一高度，它们在这里冻结成冰球。此外，过冷却水滴与小冰质点碰撞时直接在其周围冻结成为一层明冰。这些冰球在被向上带到更高处的过程中增大，结果水气直接在冰球上冻结成为冰晶。由于在剧烈扰动的云中，垂直上涌气流的强度极其多变。因而冰球可能降落一段距离，在低空部分地融化，然后又一次被向上运送。这种情况可能发生几次，直到每个冰雹的重量大得足以克服任何上升气流时，它们就降落到地面。这个过程有助于解释这样一个事实，即如果将一个冰雹切开，可能会发现它是由直接冻结的水与水汽冻结成的白色不透明的冰交替的同心圆冰层构成的，层次多达 24 层。

一个确实比较能接受的近期的理论，提出了雷雨云内大气层断面上的“垂直单体”的概念。这个理论认为，冰球降落于上升气流（强烈上升风的结果）发生以前，在到达地面以前又被发展中的风暴卷了上去。换句话说，冰雹的形成并不取决于不规则的上升气流。

冰雹可能达到很大的体积，人们曾报导过一些令人难以置信的记录。英国记录到的最大冰雹直径为 5 厘米。在其他地区，直径 10 厘米、重量 1 千克的冰雹已得到了肯定的证实；不过未经证实关于中国曾出现直径 30 厘米、重量 5 千克冰雹的报道。冰雹对果园和温室能造成巨大的损害，在印度和美国偶尔还有人畜被砸死。

除了在雷暴罕见的极地区、气温很高以致冰雹到达地面以前就被融化掉的赤道地带以及热沙漠以外，冰雹在世界上广泛分布。冰雹在中纬度的春季和夏初特别多见，例如美国和中国；但在英国，冰雹主要是冬季的现象。其他经常发生的地区是印度北部和南非高原。

第 18 章 气候类型

所谓气候分类就是在世界范围划分不同的气候要素组合，从而划出这些组合所出现的地区的界限。气候的区域分类正如地形、土壤和植被的区划分类一样，是一种有一定目的的分类，因为它有助于将获得的大量资料加以系统化和整理。

分类方法

最早进行气候类型分类的可能是希腊哲学家，他们将世界气候划分成三个纬度温度带——热带（两条回归线之间）、寒带（极圈以内）和温带（上两者之间）。中世纪的学者和实际上到近期 19 世纪末的教科书都沿用这种简单而带任意性的划分。

德国各气候学家制定了标准较为复杂的分类。1896 年提出的一个分类系统，是应用了两条重要的等温线——20（68°F）年等温线和 10（50°F）夏季等温线。这两条等温线不是任意选定的，而是由于它们表示了一定的生物学反应——20 被认为是棕榈树（炎热气候的象征）的极限温度，而最热月 10 等温线是冻原和针叶林的界限。使用这两个标准，将世界划分为一系列的“温度区”。

几年以后，这个分类得到了进一步的完善，使用的是同样的两个临界值，但是是以出现临界值平均温度以上或以下的月数为基础。例如，热带有 12 个月平均温度在 20 以上，极地带 12 个月平均温度在 10 以下，还有各种中间地带。虽然这个分类有对称简明的优点，但它把经过调查显然不同的地区划分到了一起；按照这个分类，不列颠群岛、加利福尼亚和拉普拉塔河河口都属于同一个气候带上。

另一些分类方法企图进一步采用更多样的标准，特别是使用降雨量结合温度。例如，一个法国地理学家把干旱气候定义为“平均年降雨量（用厘米表示）小于平均年气温（用摄氏度表示）的两倍的气候”。人们确定了其他许多复杂程度不同的温度与降雨量之比，以便获得能在地图上标绘，从而使气候区的界线能进行内插绘出的指标。

与上述分类明显不同，1950 年德国气候学家 H·弗洛恩（Flohn）提出了以全球风带和降水特征为基础的一个分类，将气候分为七大类型。例如地带 1 是“赤道西风带：经常潮湿”；地带 2 是“热带，冬季信风：夏季降水”。温度本身没有被用作特定的标准，但是用“热带的”、“北方的”等术语明显表达了出来。

早在 1900 年，W·柯本制订了一个被广泛使用的未考虑因果联系的经验系统。共划分了 5 大气候类型，标以字母 A 到 E，第二个类型（B=干燥）加上字母 S（=干草原、半干燥）或加上字母 W（=荒漠或干燥）作进一步划分。还有表示降雨状况的 4 个小写字母（f、w、s、m）；把这几套字母结合起来，划分出了 11 种气候。在这些气候类型上面还加上以季节温度为根据的 6 个字母。所

图 200 世界气候类型的分类

此图经允许根据 A·A·米勒的分类绘制。用字母标明、加以编号的类型列于第 290 页表中。季风类型的界线用虚线表示，北美洲东部的点线表示后

面提到的变型的界限。由于此图比例尺小，许多较小的山地气候(G)区从略。

有的字母代号都严格用精确的温度和降水量加以定义，换言之，这是一个经验定量的系统。这个系统曾经进行过几次详细的修订，特别是与 R·盖格的合作，不过基本的字母仍然保留，只是后来补充了 H(高地气候)。虽然本书不采用柯本系统，但在本页的表中列出了它的字母代号以供参考。

A.A.米勒的分类 已故的 A.A.米勒将温度带图与显示雨量季节分布的图结合起来，制定了一个特别实用的分类，由于它适用于区域描述，对于地理学家有很大用处。他的温度带图采用年平均 70°F 等温线、最热月平均 50°F 等温线，最冷月平均 43°F 等温线和划定 6 个月或 6 个月以上在 43°F 以下区域的等值线。之所以选择这些数值，是由于它们对生物学反应有重要意义。据此，他制定了一个包括 5 个温度带的系统：热带、暖温带（即亚热带）、冷温带、寒带和极寒带。除这些以温度为基础的地带外，米勒还加上了其他两个地带——山地气候和荒漠气候。山地气候分布于高度使“基面气候”发生明显变化的地区，荒漠气候大致以最大年降雨量 25 厘米(10 英寸)为界限。

后来，他附加了一张季节降雨量图，以便进一步得出亚类型。这张图区别出：(i) 各季都有降雨的地区（包括降雨均匀分配、有两个最大值和有一个夏季最大值的情况）；(ii) 经常干燥的地区；(iii) 降雨周期性明显即有一明显干旱季节的地区。

最后的分类包括 7 个主要气候类型，19 个亚类（下面叙述），以及表示这些气候类型世界分布的一张地图（图 200）。每一类型依次进行描述并通过对特定地区的较详细的区域描述予以说明。由于这些描述系以平均温度和降雨总量为基础，为避免时常重复，世界“平均值”通常从略。除非文中明确说明用的是实际数值，读者必须记住，所述及的都是平均值。为了说明每一气候类型，画出了一系列的温度和降雨量图。

气团在气候研究中的重要性必须再次强调说明。正如米勒极清楚地表述的，“任何特定时间和地点的天气，是与暂时占据的气团相关联的气候，或者是它们之间为占有领土而发生冲突的结果”。接下去他又说：“如果能显示这一点，即某地的气候是与每个气团（或锋）相关联的天气影响该地区的统计频度，那么，就会知道很多东西”。

天气气候学(Synoptic climatology)H.H.拉姆为了对不列颠群岛的“天气类型”进行分类，发展了一个类似的概念——天气气候学的概念。这个分类分出按气流流来方向命名的 5 大类型（西、西北、北、东和南）和另外两个类型——气旋和反气旋类型，后两个类型是指由低压或者高压控制。这个每日天气类型的目录已经使 4 个指数能够计算出来，以表明主要的天气系列，这些指标称为前进指数、南方指数、气旋指数和经向指数（即 PSCM 指标），由此可以获得预报值的相互关系。

气候类型

A. 热带气候

(年平均温度超过 70°F (21°C))

1 赤道气候：有两个降雨最大值

1m 赤道（季风变型）气候

柯本系统

Af

Am

2	热带海洋性气候：无明显干季	Af
2m	热带海洋性（季风变型）气候	Am
3	热带大陆性气候：夏季降雨	Aw
3m	热带大陆性（季风变型）气候	Aw
B. 暖温带气候		
（无冷季，即没有低于 43 °F（6 °C）的月份）		
1	大陆西部边缘（地中海）气候：冬季雨 Csa, Csb	
2	大陆东部边缘气候：降雨均匀	Cfa, Cfb
2m	大陆东部边缘（季风变型）气候：夏季降雨最大值明显	Cfa
C. 冷温带气候		
（有 1—5 个月低于 43 °F（6 °C）的冷季）		
1	海洋性气候：降雨均匀或冬季最多	Cfb, Cfc
2	大陆性气候：夏季降雨最多	Cfa, BSK
2m	大陆性（季风变型）气候：夏季降雨明显最多	Cwa
D. 寒带气候		
（冷季漫长，6 个月或 6 个月以上在 43 °F（6 °C）以下）		
1	海洋性气候：降雨均匀或冬季最多	Dfa
2	大陆性气候；夏季降雨最多	Dfb, Dfc BSK
2m	大陆性（季风变型）气候：夏季雨量明显最多	Dwb
E. 极寒带气候		
（无暖季，12 个月在 50 °F（10 °C）以下）		
ET, EF		
F. 荒漠气候		
（年雨量少于 25 厘米（10 英寸））		
1	热带荒漠气候：无冷季，无低于 43 °F（6 °C）月份	Bwh
2	中纬度荒漠气候：有冷季，1 个月或 1 个月以上低于 43 °F（6 °C）	Bwk
G. 山地气候		
H		

A. 热带气候

热带气候类型（图 201）在向极一侧以年平均温度 20 °C（70 °F）等温线为界，包括延伸到回归线以外部分地区的一个地带。大部分地区是海洋，但也包括三个南方大陆和南亚的半岛和岛屿的大面积地区。

连接每一条子午线上每个月平均最高温度的各点的一条线（此线围绕地球），可叫做热赤道。热赤道与真正的赤道不相吻合，而且在一年中随着太阳的视运动而向南北移动。由于较大的陆块主要位于真赤道之北，并形成最强烈增温和温度最高的地区，所以热赤道 7 月向北移（远至北纬 28 °）比它 1 月向南移动（至南纬 23.5 °）要远。实际上，如果平均年热赤道用画出连接每一条子午线上最高年平均温度的一条线的方法作出，那么，它将会位于真赤道以北较远的地方。

太阳的这种视运动使赤道正午头顶太阳光线在一年中出现两次——3 月和 9 月，导致 4 月和 10 月两次滞后的温度最大值。随着离赤道距离的增加，温度的两次最大值越来越接近，一直到大约南北纬 13 ° 时，它们实际上已重合在一起。例如亚丁（位于北纬 13 °），6 月达到最大值 32 °C，另一个最大值 31 °C 在 9 月，但这些数值仅相差很少（一、二度）。在离赤道大约 5 ° 的

地方或约 5° 以内的地区，温度具有明显的均一性，这是由于白昼和夜晚长度全年恒定不变和日射的均匀性。随着离赤道距离的增加，温度的季节较差变得愈益明显，较高的温度出现在夏至以后的几周内，较低的温度出现在冬至以后。

图 201 热带气候类型

图上标有纬度、海拔高度和年平均降雨总量。

热赤道的运动导致整个热带辐合带的移动。由于这些纬度的降雨，主要是有明显日周期的强烈的不稳定大暴雨，部分是对流的结果，因而降雨量最多的季节与增温最强烈的时期相吻合。赤道地区全年降雨，通常有两个略微明显的最大值，但是随着向南向北距离增大，降雨的时间变得越来越短，年降雨总量越来越少。这是一般性的情况，由于季风的影响（如类型 1m、2m 和 3m 所表示的）和地形特征的作用，存在着巨大的变化，特别是在海岸地区和大陆内部地区之间。

A1 赤道气候 真正的赤道气候区主要分布于南美洲大陆最宽的部分（为相对狭窄的安第斯山脉所截断）和扎伊尔盆地中部与非洲几内亚湾沿海地区。在非洲东海岸桑给巴尔附近也有一狭窄的地带，这是因为东非高原切断了这一类型横跨非洲的连续性。

赤道气候带温度高而均匀，海面附近几乎总是 27°C ，温度年较差很少超过 2°C 。有些岛屿台站测得的数值均一得令人难以置信。例如大洋岛（西太平洋，南纬 1° ）温度年较差仅 0.1°C ，贾卢伊特（位于马绍尔群岛，北纬 6° ）温度年较差为 0.4°C 。甚至亚马逊河流域中心的伊基托斯平均年较差也只有 2°C 。实际最高温度很少达到 32°C ，达到 38°C 更是罕见。温度年较差比季较差明显得多，有时达到 8°C 。

湿度和云量全年都高。令人烦躁的闷热的经常性高湿度，使人感到极其闷郁、无力，也许是这种气候最令人难受的特征。这个地区在不同程度上受沿热带辐合带辐合的 Em 和 Tm 气团的影响，虽然除了海陆风交替使人稍感凉爽的沿海台站外，可能出现长时间的静风或微风。

一般来说，早晨晴朗的天空逐渐地为迅速增加的云量所遮盖；积云发展成为积雨云，正午时（紧接着最强烈增温和对流上升之后），降落猛烈的阵雨，并常常有雷暴，此后通常出现晴朗的傍晚。

真正的赤道气候具有均匀分布的年降雨量，大约 150—200 厘米（60—80 英寸），没有明显干季，但在高太阳时以后不久（即大约 4 月和 10 月）有两个最大值。但是，考察一下若干赤道台站降雨量时，可以看出这种典型情况有各种各样的变化。有时，一个最大值明显大于另一个最大值。在其他地方，如在贝伦和马瑙斯，仅有一个最大值和一个最小值。前一个站从 8 月到 11 月有一明显的最小值；后一个站的最小值出现于 6 月到 9 月。对于这些现象，至今还不能给予充分的解释。地形因素能明显地影响降雨总量；亚马孙河流域西部的伊基托斯（其西边是安第斯山），年降雨量 262 厘米（103 英寸）。有些赤道岛屿降雨总量很大，例如贾卢伊特年降雨量为 450 厘米（117 英寸）。但是另一方面，位于赤道无风带辐散地区以内各大洋东侧的岛群却可能表现出明显的干旱，例如加拉帕戈斯群岛。

A1m 赤道（季风）气候 赤道附近的许多沿海地区，特别是海岸附近的山脉迫使潮湿的流入气流（Tmk (M)）急剧上升的地区，存在着季风的影响。

除对流影响降雨总量外，还加上季风和地形的影响。这在降雨总量接近 760 厘米(300 英寸)的哥伦比亚西海岸(布埃纳文图拉为 714 厘米(281 英寸))，以及 7 月东南信风被吸引越过赤道成为西南季风的几内亚湾沿岸(弗里敦为 445 厘米(175 英寸))有所表现。喀麦隆峰年降雨量大概在 1000 厘米(400 英寸)以上。

印度尼西亚印度尼西亚是最突出的赤道季风气候区，它横跨赤道，位于东南亚和澳大利亚北部两个季风中心之间(图 188, 189)。12 月到 3 月，气流从亚洲高压系统流向澳大利亚北部的低压中心；在爪哇和苏门答腊上空，风向是西和西北之间，特别是 1—2 月，因此当地称之为“西季风”。从 5 月到 9 月，气流方向几乎相反，所以风向大致以东或东南方向越过赤道，吹向亚洲低压地区。在 4—5 月以及 10—12 月的风向转换时期，出现多变的微风和静风，因为那时气压梯度是微小的。

印度尼西亚季风气流的强度和方向受海陆分布和山脉线状排列的影响很大。在许多地区，有着明显的焚风效应。突然性的飑时常发生(例如在马六甲海峡所出现的苏门答腊风)，通常还伴随着雷暴；这些飑是在季风期间从西向东穿过马来西亚的线状扰动。

各种各样的因素结合在一起，使得印度尼西亚群岛成为世界最潮湿的地区之一。它们既有赤道纬度的对流雨，又有与陡峭的山地岛屿相交的交替性季风潮湿气流所带来的大量地形雨。印度尼西亚位于温暖的海洋，是形成经常性高湿度的原因。雅加达年降雨量 180 厘米(71 英寸)，苏门答腊西部的巴当(Badang) 452 厘米(178 英寸)、婆罗洲的坤甸 320 厘米(126 英寸)。所有这些地方都处于沿海，在较高的高度，降雨总量还要增加。西爪哇山区的克拉根为 732 厘米(288 英寸)。

影响降雨的这几个因素造成了降雨总量和季节分配的巨大变化，在巴当，可以区别出正常的两个赤道最大值，然而离赤道远一点的地方，主要的一个雨季与西向季风有关。东向季风时期往往较为干燥，因为来自澳大利亚高压地区的气流，后来越过不很大的洋面因而携带的水汽不那么多。正如大气的高水汽含量和强烈的上升气流所预示的那样，降雨为短时间的阵雨，但强度相当大。爪哇大多数台站曾在 24 小时内测得 30 厘米(12 英寸)的阵雨，还曾在同样长时间里记录到 50 厘米(20 英寸)。由于这里大气不稳定，印度尼西亚是世界上打雷最多的地区之一。地势高于雅加达，位处丘陵地区的茂物，每年平均响雷 322 天。

尽管有经常性的高湿度和很大的降雨量，但印度尼西亚却是欧洲人曾成功地移居赤道附近的地区之一。主要原因是那里有许多很容易从使人衰弱无力的海岸地区进入丘陵的居住区。海拔 730 米(2395 英尺)的万隆，年平均温度为 22℃，而海拔 1735 米(5692 英尺)的托萨里(Tosari)为 16℃。在高原上，有夜霜出现；白天炎热，阳光充足，夜间则需要生火、盖毯子，对比极其鲜明。

A2 热带海洋性气候 海洋类型的热带气候分布于各陆块的东侧(特别是边缘有陡峭高地的地方)，以及热带纬度内的岛屿。这些地区不仅在一年中部分时间内发生对流雨——这是热带辐合带季节性迁移的结果；而且在一年中部分时间内降落由 Tmk 气团(实际上是信风)带来的地形雨。实际上，它们有时叫做“信风海岸”。南美洲的圭亚那海岸、巴西东海岸、狭窄的中美地峡、西印度群岛、莫桑比克海岸和马达加斯加东部海岸，以及夏威夷群岛

(岛上的怀厄莱阿莱峰曾测得短期内平均降水 1234 厘米 (486 英寸) 都属于这类气候。

这些热带海洋性气候海岸 (以及类似纬度的热带季风气候的海岸) 的一个特征是有猛烈的风暴出现, 这种风暴称为气旋 (在印度洋中)、飓风 (在西印度群岛和墨西哥湾附近) 和台风 (在中国海和西太平洋边缘) (照片 99)。

牙买加这些热带海洋性气候地区的降雨总量和分布的具体情况随位置变化而有很大的不同, 因为地形的影响极为重要。刚好位于北纬 18° 的牙买加, 是大致呈东西走向的岛屿, 岛上有同一方向的山脉, 最高的蓝山海拔 2100 米 (7000 英尺) 以上。对流和信风两者结合, 使夏季成为雨季, 但即使在冬季, 信风也带来一些降雨。东北海岸的安东尼奥港 (年降雨量 353 厘米 (139 英寸))、蓝山峰 (445 厘米, 175 英寸) 以及南海岸雨影区的金斯敦 (86 厘米, 34 英寸) 等地的降雨总量明显不同, 表现出方位的影响。金斯敦从 1 月到 4 月有一明显干季, 在此期间降雨不到 10 厘米 (4 英寸), 因为对流和信风活动性都处于最低点。但是在安东尼奥港, 即使是最干月 (3 月) 也能获得平均将近 13 厘米 (5 英寸) 的降雨。

关于温度是毋需赘言的, 因为它们与赤道的数值相似。金斯敦年平均温度约 26° , 季节较差在 3° 以下。温度变化不大, 原因在于其近海的位置, 但是由于向岸信风具有强烈的“凉爽性”, 环境状况远没有真正的赤道气候那样令人疲乏无力。

A2m 热带海洋性 (季风) 气候热带地区东海岸的某些地区处于热带海洋性条件之下, 但是由于它们位于受方向逆转的季风强烈影响的陆块附近, 因而带有明显的季风特征。这些地区包括越南沿海、菲律宾群岛、昆士兰州东北部, 可能还包括斯里兰卡。斯里兰卡在许多方面与印度尼西亚一样, 可以包括在 A1m 类型中, 但是许多地区的季节温度较差要明显得多 (北部平原地区月平均温度变化于 25° 和 32° 之间), 因而把这个岛屿包括在这个类型较更好些。但是, 科伦坡的月温值仅变化于 27° 和 28° 之间, 这表明该岛位置具有稳定气温的作用。

这一气候类型与热带海洋性气候类型 (A2) 相似, 因为全年有雨, 但明显的季风影响对雨季有加强作用。北越的芒街年降雨总量为 269 厘米 (106 英寸), 降雨最多时期在 5 月到 9 月之间 (最多为 8 月的 61 厘米 (24 英寸)), 而在 11 月到 3 月之间降雨量仅有 25 厘米 (10 英寸)。与此相似, 澳大利亚昆士兰海岸的凯恩斯降雨总量为 226 厘米 (90 英寸), 雨季从 1 月到 4 月, 这一期间, 信风作为东向季风被引向澳大利亚北部低压, 并以直角与大分水岭相交。

斯里兰卡 (锡兰) 其降雨状况较为复杂, 因为涉及到三个不同因素。首先, 季风的逆转在不同的时间影响岛屿的不同地区。西南季风在 6 月到 7 月把降雨带到西部, 消退中的西南季风在 10 月到 11 月间将降雨带到东部, 来自孟加拉湾的东北风在 12 月到 1 月间将降雨带到东岸。第二个因素是岛屿中南部高 2500 米 (8300 英尺) 的一片高地, 这加深了季风对两侧海岸的影响, 具体影响哪一侧海岸, 这取决于特定气流的方向。第三个因素是该岛位于热带辐合带的北缘, 受到高温和对流的影响, 而且被有大量潮湿气流在其上形成的温暖海洋所包围。

因此, 位于增温的西部海岸平原但背靠山脉的科伦坡, 每月都有降雨, 但有两个明显的最大值, 一个在 4 月 (25 厘米, 10 英寸)、5 月 (28 厘米,

11 英寸) 和 6 月 (18 厘米, 7 英寸), 另一个在 10 月 (33 厘米, 13 英寸) 和 11 月 (30 厘米, 12 英寸)。东北部海岸的亨可马里在 2 月和 7 月之间有一较明显的干季 (这六个月中, 每个月仅有大约 5 厘米 (2 英寸) 降雨), 主要降雨期在 11 月 (36 厘米, 14 英寸)、12 月 (36 厘米, 14 英寸) 和 1 月 (18 厘米, 7 英寸)。

地形的影响还表现在两个“干带”的存在, 一个在北部平原, 另一个在南部沿海, 这里的年降雨总量约 130 厘米 (50 英寸)。大家都知道, 对于中纬度来讲这明显是潮湿的, 但是其有效性, 由于迅速的蒸发和猛烈、短暂的阵雨而减小。

A3 热带大陆性气候 在赤道多雨带和热荒漠之间有一个过渡带, 这一过渡带夏季各月位于热带辐合带内而有对流带, 但是其他各月处于 TmK 气团 (信风) 的影响之下。信风只有在某些东缘地带才能引起降雨; 而在大陆内部, 信风是干旱的风。例如, 远达西非的撒哈拉的东北信风, 在海岸附近它们称为哈马丹风 (the Harmattan), 有时称为“大夫”风, 因为与夏季的潮湿相比, 这种风干燥, 有益于健康。但是在内地, 信风极其干燥并夹带灰尘, 使人极不舒服。

由于这种季节变化, 热带大陆性气候地区具有夏季对流雨时期和与之交替的干季, 干季期间盛行信风或稳定的 Tc 气团。随着离赤道距离的增加, 不论是降雨总量还是雨季长度都减少。例如, 虽然赤道地区尼日尔河三角洲口部的阿卡萨年降雨量达 366 厘米 (144 英寸), 但向北远一些的卡诺年降雨量却为 81 厘米 (32 英寸), 尼日尔共和国的南部仅约 50 厘米 (20 英寸)。卡诺在 11 月和 2 月之间完全没有降雨, 其后, 在 7 月 (18 厘米, 7 英寸)、8 月 (28 厘米, 11 英寸) 和 9 月 (13 厘米, 5 英寸) 雨季以前的 4 个月内降雨也极少。大部分降雨短暂而猛烈, 这对农业很不利, 而蒸发速度高更加剧这种不利的影 响。另外, 各年之间降雨总量极不可靠。

温度的季节变化随着冬季夏季日射差因纬度增加变得更为明显而逐渐减小。最高温度出现于开始降雨以前, 这是空气干燥、天空无云的结果。在接近荒漠边缘时, 常常出现 32 以上的月平均最高值; 曾出现 43 的荫蔽温度。温度的日较差很明显, 因为促进白昼增温的晴朗天空也有利于夜间辐射, 因而即使在回归线以内, 夜霜也并非没有出现过。

具有热带大陆性气候的主要地区, 位于非洲几内亚湾—扎伊尔盆地赤道地区以北、以东和以南的地区, 特别是从佛得角横跨大陆几乎到非洲东角, 然后又穿过东非向南几乎远及开普省的一个宽 1000 公里 (600 英里) 的连续地带。在南美洲, 这一类型分布于圭亚那和巴西高地, 以及墨西哥高原。这种气候形成了热带草地。

A3m 热带大陆性季风气候 季风气流转换的主要原因和特征, 前已讨论。在描述气候类型 A1m 和 A2m 时, 也曾评述过它的影响; 在这些类型中, 季风的影响在于提高降雨的最大值, 但一年的其余时间完全无雨。

但是, 在印度、缅甸、泰国、中国南部、澳大利亚北部和非洲东角附近地区, 向内陆吹送的带雨季风 (TmK(M)) 和向外吹送的干季风 (Pc(M)) 之间有着极其明显的季节对比。干季是这样的明显, 以致划分出一个热带大陆性季风气候是恰当的。

印度印度次大陆的这种季风气候表现得非常明显。其气候年通常划分为四个季节——“冷季”、“热季”、“雨季”和“季风后退季”。

冷季在 1 月和 2 月，其特点是有晴朗的天空和干燥、阳光充足的天气。旁遮普的平均温度约为 10℃，印度南部约为 21℃。温度的日较差是明显的。在新德里，2 月正午的温度有时达到 29℃ 到 32℃，但傍晚温度急剧降低，常常降到 10℃ 以下，而且霜冻并非从未出现过。在这个季节中，空气凉而稳定，刮离岸风，因而印度的大部分地区较干燥。仅有的降雨地区是旁遮普和半岛的最东南部。前者从向东移动的浅低压获得降雨。低压的成因尚未清楚，但它们或者形成于俾路支的山脉，或者远从地中海流域长驱直入。降雨量不多，每个月降雨量为 2.5—5 厘米（1—2 英寸），虽然在喜马拉雅山麓雨量较多，西姆拉 1 月和 2 月降雨共约 18 厘米（7 英寸）。马德拉斯以南的东南部海岸，从与后退的热带辐合带有关的东北气流获得几厘米降雨。

从 3 月到 6 月中旬为热季，热量随着高太阳移动而稳定增加，直到 5 月和 6 月初达到明显高于 38℃ 的最大日温。在信德，曾记录到 49℃ 的荫蔽温度。在内陆，这个季节的特征是炎热、阳光强烈和极为干燥，有时天空蒙蒙胧胧地呈铅灰色。但在海岸附近，湿度可能较高，天气状况甚至使人不太舒服。同时，随着温度增高，低压在旁遮普逐渐形成。风暴时常出现，通常伴有尘暴；在海岸附近，可能会发生偶然的大暴雨，这里有从海洋来的潮湿气流，大气状况很不稳定。

从 6 月中旬到 9 月中旬为雨季，雨季与西南季风有关。当印度西北部的低压发育到最强盛时，印度洋的微弱空气环流便消失殆尽。接着，东南信风越过赤道，在北半球向右偏转，从而形成印度半岛的西南季风。当对流层上部的西风带随着大环流的季节性再调整而退缩到西藏高原以北时，西南季风便向北推进。穿过孟加拉湾的那部分季风气流，部分由于喜马拉雅山屏障的导引而转向西北，溯恒河而上流向信德的低压中心。

由于气流在温暖洋面上的吹程达 6400 公里（4000 英里），因而季风携带着大量的水汽。在季风到达印度和缅甸以前，先下几天细雨，接着季风突然“爆发”，带来暴雨和雷暴。最大的雨沿着与风向直交的山脉一线分布，如西高止山脉、若开山脉和卡西丘陵。孟买 6 月降雨量 50 厘米（20 英寸），7 月降雨量 61 厘米（24 英寸），8 月 38 厘米（15 英寸），9 月 28 厘米（11 英寸）。缅甸若开山脉西部的阿恰布年降雨量为 518 厘米（204 英寸），印度东北部卡西丘陵角上高 1358 米（4455 英尺）的乞拉朋齐年降雨量 1161 厘米（457 英寸），是世界上最潮湿的地区之一。实际上，这里曾有过年降雨量 2300 厘米（905 英寸）的记录，也有过一个月 930 厘米（366 英寸），24 小时 103.6 厘米（40.79 英寸）的雨量记录。低地雨量少得多，总降雨量向印度西北部逐渐减少——加尔各答为 163 厘米（64 英寸），贝拿勒斯（瓦拉纳西）为 102 厘米（40 英寸），德里为 66 厘米（26 英寸），拉合尔为 46 厘米（18 英寸）。而且，雨影区特别显著，德干大部分地区年降雨量为 50—75 厘米（20—30 英寸），西高止山脉雨影区的浦那年降雨量仅为 74 厘米（29 英寸），缅甸若开山脉后面的“干带”中的曼德勒年降雨量为 84 厘米（33 英寸）。离乞拉朋齐不到 40 公里（25 英里）、位于山脉背风处的西隆为 89 厘米（35 英寸）。

塔尔沙漠位于巴基斯坦，沙漠中的雅各布阿巴德（在劳埃德大坝西北 80 公里（50 英里）处）仅有 10 厘米（4 英寸）的降雨。这种极端的干旱，部分是由于它的位置接近低压中心的结果，低压中心的风在经过漫长陆路途径以后几乎不含水汽；部分是由于来自俾路支高空干热气流的结果，高空干热气

流阻碍垂直上升和可能产生对流雨的积云的形成。

最后，从 9 月中旬到 12 月为季风后退季。随着携带雨水的风离开北部地区，它们的影响越来越向南移动，而代之以微弱、多变的北风。

10 月和 11 月，这些后退中的季风将一些降雨带到东南海岸，因为它们仍然向陆地吹送，例如马德拉斯 10 月（28 厘米，11 英寸）和 11 月（36 厘米，14 英寸）降雨量最多。印度大部分地区天空晴朗，太阳不停地照耀着，相对湿度减小，“冷季”的较低温度即将来临。

澳大利亚 澳大利亚北部的季风状况与亚洲的季风成互补关系，但发育得不太强盛。夏季风中心是发育于澳大利亚中部偏北地区的低压系统，这个地区 12 月平均月温在 32℃ 以上。带雨的风从西北和北方越过印度尼西亚群岛到达澳大利亚北部海岸。1 月的雨区几乎达到南回归线。西澳大利亚北部海岸的温德姆，降雨总量为 71 厘米（28 英寸），其中 56 厘米（22 英寸）在 12 月和 3 月之间，而离赤道更近并背靠低山的达尔文降雨量为 157 厘米（62 英寸），其中 42 厘米（16 英寸）的降雨集中于 1 月。

一年中的其余时间，南回归线以南的澳大利亚，部分处于高压条件下，干空气向北越过海岸吹向印度尼西亚。天空万里无云，相对湿度低，风力强盛而稳定，而澳大利亚北部却无雨降落。

B. 暖温带气候

以夏季炎热、冬季温和（即无冷季）为特征的暖温带气候类型（图 202），是热带地区和寒温带纬度间的过渡气候。在各大陆的西缘和东缘之间，有着明显的差异。西缘从 T_m 气团获得冬季雨，由于干燥信风的存在或亚热带高压地区平静的 T_c 气团的作用而发生夏旱。东缘地区倾向于全年降雨，降雨不仅来自信风和各种地方性的向岸风，而且也来自于已向东移动的低气压。

这里也有一个复杂的问题，即亚洲陆块边缘的华南的季风影响，这种影响特别显著，应当划出一个单独的气候类型。

B1 大陆西部边缘（地中海）暖温带气候 这个气候类型出现于纬度 30° 和 40° 之间的大陆西缘。在新大陆，分布地区在加利福尼亚中部和智利中部，明显地以内陆山脉为界。冬季，低压从太平洋向东过境，导致风向的变化，但是形成相当长时期的西风。因此，在 10 月和 3 月之间，圣弗朗西斯科降雨量为 48 厘米（19 英寸），洛杉矶为 38 厘米（15 英寸）；南半球冬季时类似，5 月到 8 月间，瓦尔帕莱索降雨量为 43 厘米（17 英寸）。降雨总量向极地增加，向赤道减少，雨季的时间长短类似。

夏季，亚热带高压带在南北两半球太平洋海岸以外形成一个明显的反气旋；风一般说来微弱，并有长时期的静风。这一点加上沿着这两段海岸有表层寒流流过，以致来自海域的任何气团都比增热的陆地冷，导致实际上无雨的夏季。但是，雾在海岸附近极为常见，特别是加利福尼亚的金门附近。

即使是夏季各月，加利福尼亚和智利 90% 以上的风都来自海洋。山脉实际上将这些海岸边缘与大陆其余部分隔开了开来；通常将夏季干旱解释为干燥陆风的结果，这是不正确的。

图 202 暖温带气候

寒流的另一个影响，是它们改善海岸地区的夏季温度；例如，圣弗朗西

斯科 7 月平均温度仅 14℃，但向内陆，这种冷却作用迅速消失，特别是在加利福尼亚的中央谷地，例如谷地中的莱德布拉夫 7 月平均温为 27℃。

西缘的这种情况也出现于南非共和国开普省的西南部和澳大利亚西部和西南部。不存在任何明显的山脉屏障和大陆的狭窄性，使开普省和澳大利亚南部的气候向东逐渐地转变为东缘类型（B₂），而在澳大利亚西部，气候转变为半荒漠和荒漠。

地中海流域这种气候类型最大的分布区是在地中海的四周，这一地区完全被看成是此种气候类型的地区，因而“地中海”一词已成为冬季降雨、夏季干旱气候，和与之相关连的独特植被类型的同义词。事实上，地中海流域山地岛屿和半岛相互交替，流域向东远远延伸到旧大陆地块的内部，这使得这种一般的气候状况产生了复杂的变化。不过，这一气候类型的主要特征确实还是存在的——冬季降雨，夏季基本上完全干旱，冬季温和，在 6℃ 以上，夏季炎热、日照强烈，通常在 21℃ 以上。降雨总量一般向东减少——直布罗陀降雨量 91 厘米（36 英寸），巴勒莫为 64 厘米（25 英寸），雅典为 41 厘米（16 英寸），但是方位（如意大利半岛东西侧之间的差异）是重要的。

地中海是气压和风有季节性变化的区域，它被称之为“冬季低压之湖”，但较确切地说，它是一个明显的锋带（地中海锋，即 MF），锋带的特征是有—连串的低压在中欧和北非高压之间向东移动。这些低压运动缓慢，有较为明显的路径，每一低压的过境都导致风向的不断变化。有些低压从大西洋穿越直布罗陀海峡或卡尔卡松隘口，而另一些则在地中海本身以内生成，即所谓背风低压。因此，特定的气压分布与各种盛行风向有关，其中每一种风都有明显的温度和湿度特征（图 192）。

在夏季，中纬度 T_c 气团高压带扩展到南欧和地中海，地中海流域以静风或微弱的北风为特征。在气压图上，等压线一般呈南北走向，气压梯度微小。偶尔可能有一个低压远达科西嘉。

科西嘉的气候明显地表现出这一气候类型的主要特征，同时也明显表现出由几种因素所形成的局部显著变化。此岛位于北纬 43°、地中海流域西部的中心，它的岛屿位置有缓和作用，其地表的大部分为山地。岛屿性使海岸附近的夏季温度得到改善，而日温和日气压的局部变化则产生明显的海陆风。其高度导致温度的降低（因此人们可以区分出一系列的气候垂直带），它使由于方向而引起的差异变得更大，并增加迎风坡的降水。

此岛有明显的秋冬季降水最大值。阿雅克肖年降雨量有 74 厘米（29 英寸），巴斯蒂业为 91 厘米（36 英寸），但降雨总量在内地大为增加。维扎沃纳高 1160 米，年降雨总量为 165 厘米（65 英寸）；朝向西面的漏斗状谷地的顶部大概更多，但没有雨量记载。

这些降水统计数字包括降雪在内。虽然海平面上降雪很罕见，但是雪从 12 月中到 4 月期间覆盖着此岛海拔 1500 米（5000 英尺）以上的地区，朝北的沟谷积雪时间更长。

B2 大陆东部边缘暖温带气候 暖温带纬度地区的东部边缘同样具有西部边缘的温和的冬季和炎热的夏季，但是降雨量及其季节分配明显不同。这个东部边缘类型分布于美国东南部大西洋和墨西哥湾沿海一带、拉普拉塔河口附近、非洲最东南部和澳大利亚东南部。新西兰的北岛在某种意义上是西部边缘和东部边缘之间的中间类型，因为此岛的宽度如此之小，以致在东西两面都受到海洋的影响。

这一气候类型的主要特征是具有温和的冬季和温暖的夏季（布宜诺斯艾利斯7月为9℃，1月为23℃；新奥尔良1月温度为12℃，7月温度为28℃）。各台站间降雨量大不相同，这取决于条件或方位，但是降雨量全年分配相当均匀，因为它受到频繁出现的T_m气团的影响。冬季，向东运动的低压带来气旋雨，东面吹来的向岸风加上对流的影响，形成夏季雨。悉尼夏季6个月降雨56厘米（22英寸），冬季6个月66厘米（26英寸），而新奥尔良分别为64厘米（25英寸）和79厘米（31英寸）。夏季降雨常常呈短暂的大阵雨，冬季雨则更多地呈现持续性小毛毛雨的形式。但是，降雨总量各年间有很大变化；布宜诺斯艾利斯平均年降雨总量为94厘米（37英寸），但曾记录到多达203厘米（80英寸），少仅53厘米（21英寸）的年降雨量。

拉普拉塔河口 这个例子包括巴西极南部、乌拉圭和阿根廷向南远达布兰卡港的地方，向内陆一直伸展到干燥度愈益增加形成的半荒漠气候为止。

夏季，高压位于副热带纬度的南大西洋和南太平洋上空。东部海岸的风尽管不规则，但倾向于从东面即向岸吹来。冬季时，高压带跨过南美洲直到南回归线以南。在巴塔哥尼亚和附近海域上形成的一系列低压向东移动。这些低压形成了含有水汽的东南风，从而把降雨带到沿海地区。

因此，在沿海地区，全年的降雨分配相当均匀，越向内地，降雨总量和冬季得到降雨的百分率都减少。科尔多瓦全年降雨量为71厘米（28英寸），冬季三个月降雨不到2.5厘米。

B_{2m} 大陆东部边缘（季风）暖温带气候 属于暖温带纬度的亚洲东部沿海地区都不属于东部边缘类型，因为亚洲海岸由方向逆转的季风气流控制，夏季为T_mK（M）气团，冬季是P_c（M）气团。因此有必要划分出东部边缘类型的季风变型。这一变型分布于中国长江流域与西江（Si-kiang）流域之间（实际上，它常常被称为“中国类型”），它还分布于日本南部。

除了强盛的东南季风使夏季降雨最大值显著得多（特别是内陆）以外，降雨情况与东部边缘类型没有很大差异。例如，闽侯（Minhow）年降雨总量为117厘米（46英寸），4月到8月的5个月中降雨74厘米（29英寸）；而在四川重庆，年总降雨量为107厘米（42英寸），11月和3月之间仅有15厘米（6英寸）。这里的冬季雨是由于低压沿长江和西江流域向东移动，暂时中断向外吹送的寒冷季风而形成的。像影响印度北部的低压一样，这些低压的成因还不很清楚，因为它们要从大西洋向东经过欧洲和亚洲而仍然保持较多的水分是不可能的。它们必然是起源于中亚本身。

季风变型与东部边缘类型之间的另一个区别是温度的季节性对比较大。华南相对于其所处纬度而言特别寒冷，因为它容易遭受从亚洲高压地区吹出的寒冷西北季风的影响。例如，上海（北纬32°）1月平均温度仅3℃；但是，受山脉边沿蔽护的四川盆地的重庆，1月平均温度为9℃，这是内陆地点冬季温度高于大致同纬度的沿海某一地方的实例。

日本南部的冬季温度由于岛屿性而较为温和，1月平均温度大约7℃，夏季温度约27—29℃。

C. 冷温带气候

暖温带和冷温带气候之间的划分标准在于这样一个事实，即后者具有一个明显的、平均温度接近或低于43°F（6℃）的1到5个月的冷季。冷温带

类型可以分为三类（图 203）。

位于纬度 40°—55° 之间的大陆西岸地区，经受着海洋的影响，温度温和而稳定，全年都有低压和与之有关的西风（海洋性类型）。再向内陆是大陆性类型，季节温度愈益极端，降雨总量减少。第三，在亚洲边缘，季节性极其明显的季风情势形成大陆性季风类型。

C1 冷温带海洋性气候 这一海洋性类型分布于北美洲不列颠哥伦比亚、俄勒冈州和华盛顿州的沿海，在这些地方，它被海岸山脉局限为一狭窄的带。此类型在欧洲呈较宽阔的地带延伸，包括不列颠群岛、斯堪的纳维亚南部和西欧，但是由于没有高山屏障，使得海洋性类型能向东逐渐演变为大陆性类型，并向东进而演变为寒冷大陆性类型。在南半球，海洋性类型分布于智利南部狭窄的海岸线一带、塔斯马尼亚和新西兰的南岛。

图 203 冷温带气候

冷温带海洋性气候的主要特征是不同气压系统及温度和湿度不同的有关气团非周期性地过境。所有这些主要的气团类型都能在一年的某个时间区别出来，尽管 Pm 气团最为频繁。用 A·A·威利的话来说是“海洋性和大陆性类型的气候对比，可以通过每一气团及其天气类型的两种饱和度和出现频率的比例大小加以说明”。

也许可以作一些概括性的说明。这个气候类型的温度年较差小（如瓦伦西亚 1 月平均温度为 7℃，7 月为 15℃；霍巴特 7 月为 8℃，1 月为 17℃），真正的海洋性类型如锡利群岛，霜冻是极为罕见的；锡利群岛在记录到的最低温度为 -3℃。雨量全年均匀分布，但是有冬季最多、春季最少的趋势。例如，瓦伦西亚降雨量为 142 厘米（56 英寸），其中 4—6 月降雨量只有 25 厘米（10 英寸），最湿月是 12 月，降雨量为 15 厘米（6 英寸）。

由于地形影响，降雨的变化相当大。英格兰东部的大部分，年平均降雨量少于 61 厘米（24 英寸）；最干的地方是在泰晤士河口埃塞克斯郡沿海的大韦克灵，年雨量仅 46 厘米（18.1 英寸）。据记录，英国最干年是 1921 年，马盖特的降雨总量仅 23.60 厘米（9.29 英寸）。与此明显不同的是，威尔士北部的斯诺登地区、英吉利湖区中部和苏格兰西部本尼维斯山附近和其他一些地方，平均年降雨量为 380—500 厘米（150—200 英寸），成为欧洲最潮湿的地区。英吉利湖区斯普林克林塔恩（Sprinkling Tann）的雨量器 1954 年曾记录到 653 厘米（257 英寸）（英国最高记录），在斯蒂黑德（Sty Head），1928 年曾记录到 635 厘米（250 英寸），斯诺登山山顶以下的格拉斯林 1909 年降水为 617 厘米（243 英寸）。曾记录到的最湿月是 1909 年 10 月份，在斯诺登山附近的林列道（Llyn Llydaw）为 144 厘米（56.54 英寸），即为伦敦年降雨量的两倍以上。另一方面，1932 年 2 月，整个英吉利湖区完全没有降雨，1968 年 7 月至 8 月（据记录，英格兰东南部这一年的夏季是这一地区最潮湿和云量最多的夏季之一）是这一地区最晴好的 7、8 月之一。此外，多雨的地区有限，伊登河谷的彭里斯（在莱克兰山脉以东仅几公里），为 92 厘米（36.4 英寸），迎风西海岸的沃金顿为 94 厘米（39.9 英寸）（图 199）。

在新大陆，冬季降水最多的现象更加明显得多。温哥华平均年降雨量为 150 厘米（60 英寸），其中 112 厘米（44 英寸）集中于 10 月和 3 月之间；瓦尔迪维亚年降雨量 267 厘米（105 英寸），其中 200 厘米（79 英寸）集中

于4月和9月之间。降雨主要是气旋雨和地形雨，所以西部边缘总量最大，而向东减少。

冷温带气候的这种海洋性类型，逐渐向东变为大陆性类型，向赤道变为暖温带类型。图198表示法国各台站月降水量，反映出其位置的过渡性质。

C2 冷温带大陆性气候 大陆性类型位于海洋性类型的内陆，因为没有大的山脉屏障，在欧洲，海洋性类型逐渐演变为大陆性类型，并向东延伸直至大陆性不断增强，形成据以划分寒冷气候的漫长的冷季。可是在北美洲，科迪勒拉山系形成一明显的气候界线，这两种类型之间有一个“山地气候”G带。

欧洲冷温带大陆性气候的特点是降雨总量向东逐渐减少，同时有夏季降雨最大值愈益明显的趋势（对流影响的结果），温度季节较差明显得多，特别是冬季愈益严酷。冬季的降水通常呈雪的形式，积雪时间长、但由于湿度低，积雪厚度一般不大。

气旋影响不太显著，特别是在较稳定的反气旋条件（欧亚大陆冷却的结果）阻止低压东进的冬季。冬季中温和的时期变得愈益少见，有时，冬季亚洲反气旋向西延伸和增强会形成一个漫长时期的异常寒冷。空气总的来说较干燥，而且干旱、晴空和晴好天气的时期有愈益加长的趋势。

德国位于海洋性和大陆性类型之间的过渡带，可以划分出反映冷温带气候特征的四个主要气候亚区。

北海沿岸的一个比较狭窄的地区属于“变性的海洋性”气候类型。汉堡1月平均温度为0（易北河有时结冰），7月平均温度为17。年降雨量约为71—76厘米（28—30英寸），分配相当均匀，但是有一明显的秋季最大值和较明显的春季最小值。

“变性的大陆性”气候类型位于近内陆地区，向东延伸到易北河中游，温度较差略微明显一些，马格德堡1月平均温度为-0.5，7月平均温度为18。降水量稍有减少，年降水量约58—66厘米（23—26英寸），夏季因对流强烈而降水明显增多，春季明显减少。矗立于北欧平原的孤立的哈茨山脉显示出地形的影响，年降水量超过150厘米（60英寸）。

易北河以东是真正的冷温带大陆性气候类型，这种类型更为极端。柏林1月平均温度为-1，7月平均温度为19，降水量为58厘米（23英寸），最湿月为7月（8厘米，3英寸），最干月为2月（3.6厘米，1.4英寸）。降水量变率很小，柏林73年的降水量表明，年总量很少明显低于50厘米（20英寸），也很少高于71厘米（28英寸）。最湿年降水量为76厘米（30英寸）（1882年），最干年降水量为36厘米（14英寸）（1857年）。

德国南部地形多样，使这个地区气候表现出各种地方性变化，温度在很大程度上是高度的结果，楚格峰气象站（高2963米，9220英尺）1月平均温度为-12，8月平均温度为2。黑林山相当大地区降雨量超过130厘米（50英寸），阿尔卑斯山山麓丘陵为15—200厘米（60~80英寸）；可是与此呈鲜明对照的是，莱茵河谷仅有约50厘米（20英寸）降雨，因为它位于孚日山脉的雨影区。冬季大部分降水呈现雪的形式，这一点加上阳光充足（这是频繁的反气旋条件的结果），使得巴伐利亚阿尔卑斯山冬季运动具有吸引力；1936年冬季奥林匹克运动会在加米施-帕滕基兴举行。

北美洲在新大陆，冷温带大陆性气候类型向东延伸，经过加拿大南部和美国约远达北纬35°处。这个地区情况复杂，因为它受到大陆本身形成的低

压和来自大西洋的风的影响。缺乏横向屏障，使来自墨西哥湾和来自北极圈以北的气团都能够到达这个地区。纽约和芝加哥有时遭到冬季破坏性暴风雪的袭击，而夏季热浪能使温度计上升到 38 以上。

奥马哈是真正大陆性类型的。一个典型例子，它 1 月平均温度为 -6 ，7 月温度为 25 ，而在 74 厘米（29 英寸）的年降水量中有 56 厘米（22 英寸）集中于 4 月和 9 月之间。

美国东部沿海属于这种气候类型，因为有季节性温度较差，虽然季节温度较差不象大陆内部那么显著（图 185）。波士顿 1 月平均温度为 -3 ，7 月平均温度 22 ；而华盛顿分别为平均 1 和 25 。可是，降水量的分配十分均匀，这是由于来自大西洋上空、向东运动的低压前方的东南风所带来的海洋影响的结果。华盛顿年降水量为 104 厘米（41 英寸），仅有一个月降水量在 8 厘米（3 英寸）以下。

C2m 冷温带大陆性（季风）气候中国北部一小部分，朝鲜、中国东北地区南部和日本中部等都属于冷温带气候类型，因为它们有 1—5 个月的冷季。象亚洲大陆的其他东部边缘一样，这些地方受到周期性极为明显的季风影响。降水主要在夏季，由东南向海风带来；北京年降水量为 64 厘米（25 英寸），其中 53 厘米（21 英寸）集中于 6 月到 9 月之间，寒风导致相对纬度而言极低的冬季温度；北京 1 月平均温度为 -5 ，沈阳为 -13 。然而，夏季温度高，即使沈阳（北纬 42°）7 月平均温度也达 25 。

日本中部具有明显的季风气候，但是它的岛屿位置，特别是由于温暖的黑潮的关系，有助于使大陆出现的严酷条件有所缓和。这个多山的群岛既受低压，也受两种季风的影响。日本西部冬季雨量较多，日本东部夏季雨量较多，但大部分地区全年都有一些降雨。东京年降水量 150 厘米（60 英寸），其中几乎恰好 2/3 集中于 5 月至 10 月之间。温度不象大陆那样极端；东京几乎与北京纬度相同，但 1 月平均温度却高 8 。

D. 寒带气候

以上关于冷温带气候的大部分内容在较大的程度上适用于寒带气候（图 204）。寒带气候位于西风带内，向内陆同样具有海洋性类型和大陆性类型之间的过渡；年降水量渐减，温度较差渐大，冬季寒冷逐渐加剧。但是，由于巨大而稳定的 Pc 气团控制，冬季比冷温带长得多，也严酷得多。可以再度划分出海洋性、大陆性和大陆性季风类型，但是由于南部大陆靠近南极的区域范围有限，南半球没有这些类型出现。

D1 寒带海洋性气候 这种气候局限于阿拉斯加和斯堪的纳维亚比较狭窄的沿海地带，这两个地带在内地都与山脉相邻接。这些海岸有暖流流过，暖流导致“冬季暖湾”（图 182），因为相对温暖湿润的 TmK 气团从海域向东北运动。法罗群岛的托尔斯港（北纬 62°）1 月平均温度为 3 ，而夏季温度变动于 10 和 16 之间。

图 204 寒带气候

与低压有关的西风带有大量水汽，因而山区全年湿度总是很高，并有大量降水。卑尔根年降水量为 213 厘米（84 英寸），荷兰港为 160 厘米（63 英寸）。秋冬期间，低压的出现较为频繁，从 10 月至 3 月的 6 个月中，降水

量约占年总降水量的 2/3。山区的降雪极大，特别是阿拉斯加的圣埃利亚斯山脉。

D2 寒带大陆性气候 这一类型在北美洲从阿拉斯加一直延伸到圣劳伦斯湾，在欧亚大陆从波罗的海几乎延伸到太平洋。随着接近大陆内部，温度迅速地变得越来越极端；加拿大中部的温尼伯，其 1 月平均温度为-20℃，道森城（在温尼伯向北 14° 纬度处），为-31℃。亚洲大陆广阔，致使冬季更加严寒。卑尔根 1 月温度为 1℃，奥斯陆为-4℃，列宁格勒为-9℃，托博尔斯克为-19℃，奥廖克明斯克为-68℃，上扬斯克（它实际上位于地球的“冷极”）为-51℃。在上扬斯克也曾记录到-68℃ 的惊人低温。然而，夏季温度非常高，上扬斯克 7 月平均温度为 16℃，温尼伯为 19℃。

降水稀少，因为这些大陆内部远离海洋，而且，特别是在北美洲的西部有山脉屏障。许多地方降水不到 50 厘米（20 英寸），埃德蒙顿为 43 厘米（17 英寸），上扬斯克仅 13 厘米（5 英寸）。冬季降水主要呈干暴风雪的形式降落，数量微不足道；一半以上降水降落于夏季三个月。

加拿大东部沿海可划入这个寒带大陆性气候类型，因为冬季严寒，温度年较差相当大。魁北克 1 月平均温度为-12℃，7 月平均温度为 19℃。但是，降水量比大陆内部大得多。魁北克年降水量为 104 厘米（41 英寸），仅有一个月降水量少于 8 厘米（3 英寸），这是这种风富含水汽所致，它与五大湖区和圣劳伦斯河流域上空向东移动的低压锋区有关。大部分冬季降水呈雪的形式。

D2m 寒带大陆性（季风）气候 关于寒带大陆性类型的季风变种，基本上无需再作赘述。这一变型影响中国东北地区中部和北部、俄罗斯太平洋沿海地区、萨哈林岛和堪察加半岛。冬季，条件实际上与大陆性类型相同：严寒（符拉迪沃斯托克（海参威）1 月温度为-15℃，鄂霍次克为-24℃），并且刮冰冷外流的西北季风。夏季，温度大幅度上升（符拉迪沃斯托克 8 月温度为 21℃），来自海上的东南季风带来比西伯利亚内地多得多的降雨；符拉迪沃斯托克 4 月到 10 月之间降水量接近 36 厘米（14 英寸）。

E. 极地气候

极地气候（图 205）没有一个月的平均温度高达 10℃，其范围包括阿拉斯加、加拿大和拉布拉多最北部、整个格陵兰、北极圈内岛屿的内部，以及俄罗斯北部沿海。在南半球有南极大陆。在过去大约 30 年以前，关于极地气候的气象学知识是非常贫乏而零散的。这些知识系以探险家的记录为基础。探险家所记录到的数据，尽管作为“气候标本”来说是十分重要的，但它往往是短时期的记录，带有不系统的性质。而目前已有相当多有常驻人员的气象台站于 1939—1945 年大战期间和大战以后建立在格陵兰、冰岛、扬马延岛、斯匹次卑尔根群岛、阿拉斯加、加拿大的岛屿、一些南极岛群和南极洲。

这一气候类型可分成三类。苔原气候有短暂的、温度在冰点以上的夏季，这期间有连续的白昼，因而形成独特的苔原植被。夏季通常是晴空无云，日照时间长；虽然空气温度不高，但黑球温度表记录的太阳温度可超过 38℃。冬季温度远在冰点以下（西伯利亚沿海的萨加斯特尔，2 月平均温度为-38℃，但它不象亚洲寒带大陆性气候类型中心那么低）。降水通常呈暴风雪形式，数量很少超过 28 厘米（12 英寸）。

图 205 极地气候

真正的极地气候是永冻气候，冬季严寒（伯德元帅于 1933—1934 年在南纬 80° 只身度过冬季 20 天中曾记录到 -51 ），暴风雪频繁，夏季温度也在冰点以下，但经常有很高的太阳温度。

虽然苔原和极地地区已被描述为极地气候，但它们在逻辑上也可作为“冷荒漠”划归荒漠气候（F）类型。降水量少，通常呈暴风雪的形式，科拉（摩尔曼斯克附近）为 20 厘米（8 英寸），萨加斯特尔仅 8 厘米（3 英寸）。

由于北冰洋和南极海洋的岛群都很多，可以区分出海洋性极地类型。这里冬季温度相当缓和，例如，位于北纬 71° 的扬马延岛，3 月温度为 -4（最低月均温），这是北大西洋漂流影响所致；位于北纬 78° 的斯匹次卑尔根群岛 2 月平均温度为 -19。降水量比其他北极地区高，从已获得的短期记录所表示的情况来看，这是低压进入极地地带的结果。格陵兰东南岸的昂马沙利克降水量为 91 厘米（36 英寸），南极洲的南乔治亚岛在 130 厘米（50 英寸）以上。

F. 荒漠气候

荒漠气候（图 206）是干旱的结果，其含义已述及。干旱首先可因为位于大陆内部的位置而形成，从附近海洋获得水汽的风远不能到达这些地方，如中亚。第二，荒漠气候可发生在经常处于湿度低和气流下沉的大而稳定高压系统（Pc 或 Tc 气团）影响下的地区。第三，它可能在干燥和干风影响下的地区（如地方性“雨影区”），或者信风这样一类风吹过的广阔的陆地地区，以及从较冷的纬度吹到较暖的纬度时；或者风从海洋寒流上空吹到被增热的陆地时出现。

图 206 荒漠气候

F1 热荒漠气候 热荒漠气候的特点是无冷季，月平均温度都在 6（43 °F）或 6 以上。“信风荒漠”分布在北非和亚洲从摩洛哥到巴基斯坦的广大地区。在北美洲，大陆宽度向南逐渐减少，使热荒漠只分布在西南部的一个较小的地区，但是许多地方的荒漠却十分典型。例如，死谷是一个山间断层“槽”，年平均降水量为 4 厘米（1.5 英寸），一年有 351 个晴天；曾有三年没有发生可进行测量的降水。在南半球，范围最大的热荒漠是在澳大利亚，这里的热荒漠占据这块大陆中部（“死亡之心”）和西部的大部分地区。非洲西南部有纳米布荒漠和卡拉哈里荒漠；在南美洲，狭长的安第斯山脉把阿塔卡马荒漠局限于南纬 7° 到 32° 之间的狭窄海岸带。

年平均降水量所表示的是若干年份中几次倾盆大雨的平均数，大雨以后接着是完全无雨的若干月份，甚至年份。作者曾于 1945 年 2 月看到过连续不断地下了一天倾盆大雨时被淹水 24 小时的开罗街道，但 2 月平均降水量仅 0.5 厘米（0.2 英寸），年平均降雨量为 3.3 厘米（1.3 英寸）。

沿海热荒漠在热荒漠达到大陆西岸处，它们经受到流向赤道的寒流和上涌冷水流的影响，这些寒流导致冷凉得惊人的夏季，因为这一季节空气从海洋移动到陆地上。鲸湾最热月平均温度为 19，伊基克平均温度仅 22。后者对于一个深处热带地区内部的台站来说是很低的温度。这也减小气温季节

较差；鲸湾最热月和最冷月之间的温差只不过 5 。

这些“冷水海岸”的另一个作用已在介绍暖温带气候时指出，即带来高湿度，高湿度形成的雾和丰沛的露水，但很少形成降雨。雾在海岸附近的海面上形成，并向内陆飘拂 3—110 公里（2—70 英里）的距离。它们可能会象在阿塔卡马沙漠中那样发生充分的凝结，以滋养稀疏的植被。

大陆性热荒漠大陆内部出现的热荒漠比沿海的热荒漠严酷得多。这里曾记录到世界最高的温度。这种高温是极干燥的空气、无云的天空和连续不断的白昼日射的结果。曾记录到 50 以上的温度；据认为，世界最高荫蔽温度记录是 1922 年在黎波里以南约 40 公里（25 英里）的阿齐齐耶的 58。一个长观测期内最高月平均温度，大概是在阿尔及利亚的塞拉赫，其 7 月平均温度为 37，而信德荒漠中的雅各布阿巴德 6 月平均温度为 36.6。

这些大陆性热荒漠的温度季节较差虽高于“冷水荒漠”，但也不是很大，通常不到 17。可是，日较差非常明显。晴朗的天空使白天能得到大量的日照，也能使夜间发生迅速的地面辐射，日落后几小时内温度可下降 14—17。经常有 33 甚至 39 的日较差记录，在冬季的夜间，霜冻并非没有出现过。黎波里的阿齐齐耶曾在 24 小时内记录到 52 和 -3，这是日较差的最高记录。

撒哈拉——世界上最大的热沙漠，过去几千年来有过明显的波动；近年来，十分明显而又不幸的是干旱带已大大地向南扩展到过去的萨王纳地区。这一地带从塞内加尔到埃塞俄比亚，几乎横跨整个非洲大陆，即所谓的萨赫勒地区。降水量的这种减少可能意味着各气候带向南作重大位移的早期阶段。这个气候带对人民的影响是灾难性的；牲畜死亡，庄稼歉收，婴儿死亡率急剧上升，难民们往南向邻近沙漠的城镇逃亡。

F2 中纬度荒漠气候 在亚洲和北美洲大陆内部边缘有山的高盆地和高原中间，分布着一些沙漠。这些沙漠的大陆性和封闭性导致夏季高温（喀什（Kashgar）7 月温度为 27，卢克逊（Luk-tchun）为 32），白天最高温度可达 43 以上。但是，同样的大陆性使冷反气旋条件在冬季占支配地位，大多数亚洲冷荒漠冬季温度远在冰点以下；托克逊位于吐鲁番盆地海平面以下 17 米（56 英尺），其 1 月温度仅 -11。

降水微不足道，所发生的降水是冬季偶然出现的低压过境或夏季罕见的对流暴风雨所致。喀什的年平均降水量仅 9 厘米（3.5 英寸）。

巴塔哥尼亚高原阿根廷的这个南部地区根据干旱程度可以划归荒漠类型，但南美洲大陆非常狭窄，以致温度较差因邻近海洋而减小。沿海的圣克鲁斯温度较差为 16，7 月平均温度为 0.5，1 月平均温度为 16。干旱是由于它处于安第斯山背风坡的位置而引起的，降水量仅 13—15 厘米（5—6 英寸）。

G. 山地气候

笼统地描述山地气候几乎是不可能的，因为人们常说“山地形成其自身的天气”。如能绘制精确的山区实际温度图和降水量图的话，那末等温线和等雨线将会在很大程度上与等高线走向一致。

每条山脉都有一系列宽阔的垂直气候带，其性质取决于：“基面”气候，和 该山脉实际高度。例如，安第斯山呈现性质上从赤道到极地的一系

列气候带。厄瓜多尔首都基多位于赤道，但其地势在 2850 米（9350 英尺）的中等高度，各月平均温度的变化在 13 上下的 1 以内；这既反映出其纬度的平稳作用，也反映了高度的减缓作用。

垂直带 有两个例子足以说明山地气候。在墨西哥和中美洲，从海平面到大约 900 米（3,000 英尺）为热带岸边地（Tierra caliente）即炎热的热带沿海地区。从 900—1800 米（3000—6000 英尺）为高山温带（Tierra Templada），温度在 18—24 之间。再向上是高山中间带（Tierra Fria），是最适宜于欧洲人移居的地区。墨西哥城位于 2250 米（7400 英尺）高度；其最冷月为 1 月，1 月平均温度为 12 ；最热月为 5 月，仅高出 6 ；该城降水量为 58 厘米（23 英寸），主要集中于夏季各月。更高的山顶地带和永冻或积雪地带，有时称为高山永冻带（Tierra Helada）。

科西嘉有一系列垂直带，这些垂直带使一般性的西部边缘暖温带气候的变化更为显著。从海平面到 180 米（600 英尺），气候为“真正的地中海型”，夏季炎热（不过有海风的调节），冬季温暖。从大约 180 米至 900 米（600—3000 英尺）为温和而舒适的气候；与海平面相比，夏季较凉爽，降水量较多，干季较短。从 900—1500 米（4000—5000 英尺），仍然具有温暖而阳光充足的夏季，但冬季严寒；所有各季都可能降雨或降雪，尽管夏季降水仍然明显较少。从大约 1500 米到最高的顶峰具有寒冷甚至严寒的冬季，有大约 5—6 个月的积雪。

山地气候的一般特征山区气候的许多特征是当地地貌的结果，每一地区都必须单个地进行讨论。气候学家必须考察当地下述细节：迎着还是背着优势风向和由此形成的多雨或雨影环境；降雪的次数和积雪的性质；逆温和谷底雾、霜的发生率；谷底和山坡获得的入射量；方位的差异，如阿尔卑斯山谷的阴坡（山阴 ubac 或阴坡 Schattenseite）和阳坡（阳坡 adret 或山阳 Sonnen-seite）；焚风或钦诺克风一类风的发生率；山谷风的频率；常常具有很大威力和强度的“山地风暴”的发生。

第 19 章 土壤

地球薄薄的表层称为土被 (regolith)，系由岩石以各种方式的分解和不同的过程形成的 (照片 100)。因而土壤的性质首先取决于发育成土壤的这种“母”岩。母岩经受着既包括物理过程又包括化学过程 (第 4 章) 的风化作用的改造和改变。但是，仅仅碎裂的岩石颗粒还不是土壤。此外，还存在着各种生物学过程相互作用的结果，特别是植被层的生长、腐烂和土壤有机体对它的作用。存在着一种循环，因为植物从土壤获取矿物质盐，但当它们腐烂时，这些矿物质盐又回到土壤中。整个动态的和互相依赖的土壤、气候、植被综合体以及综合体的动物群，称为生态系统。生态系统可能达到一定的平衡或稳定，但也可能被自然过程或人类改变。

一定的气候不仅直接通过风化作用，而且间接地藉助于基本上由气候所形成的植被来影响土壤类型 (第 20 章)。某一土壤类型可能在中纬度草地下形成，另一种可能在针叶林下形成；某一种土壤类型可能在湿热气候下形成，另一种类型可能在寒冷的苔原气候下形成。在某一特定的气候条件下往往发育一种特定的土壤类型；在俄罗斯和北美洲，可以划分出呈宽阔带状分布的土壤类型，这些类型与同样宽阔的纬度气候带相对应 (图 208)。但在不列颠群岛一类地区，母岩、地形、水系和气候都极为多样，所以土壤类型也极为多样。此外，还必须考虑所有这些因素相互作用的时间。

因此，土壤是由矿物质颗粒、一定比例的腐烂有机体、土壤水、土壤空气和活有机体组成，它们彼此存在于复杂和动态的关系之中。特别重要的是土壤中还存在矿物质和有机质的胶体颗粒即胶粒，虽然极其微小 (直径小于 2.5×10^{-5} 厘米)。这些胶粒在土壤化学方面起着极其重要的但又非常复杂的作用。一方面，它们起着物理作用，因为它们使某些土壤成分 (特别是粘土颗粒) 具有粘附性。另一方面，胶粒又起化学作用，因为它们带电，并能吸持溶质的离子，特别是盐基如钙、镁和钾离子以及氢离子。

土壤矿物质

母质 母质既包括坚硬、抗蚀力强的岩石 (如花岗岩和板岩)，也包括抗蚀力弱的岩石 (如近期火山熔岩和火山灰)，和大部分沉积岩 (砂岩、粘土和石灰岩)。在不列颠群岛，老的岩石大部分分布在西部和北部，新的岩石主要分布在南部和东部。“高地英国”和“低地英国”之间的区别在土被上有所反映：山地和高地贫瘠的薄层土壤和低地的深厚土壤形成鲜明的对照。

“岩石”这一术语不仅严格地用于花岗岩、砂岩等岩石，而且也用于砾石、粘土和疏松的砂。在近期地质时代杂乱无章地沉积下来的这些物质覆盖着非常广大的地区。许多尚未固结，因而根能容易地扎入；有些物质 (象砂和砾石) 十分松散，因而最重要的土壤形成过程就是要使游移，不稳定的颗粒有较好的粘结力。另外一些物质，如粘重的冰碛物，本来就有粘结力，是“泥泞”的物质。这些表层沉积通常是“年轻的”，其土壤形成过程一般进行得不深入，但是，有些沉积物本身仅仅是风化作用的产物。例如，黄土颗粒细但多孔隙，紧实而未胶结，黄土中土壤形成过程将会进行得很快。河流形成的冲积层也将如此，亚洲东南部的河流泛滥平原形成了最集约化的耕

地。

石灰岩石灰岩作为一种土壤母质实际上自成一类。它分布普遍，存在的形式各异，但是它基本上是由碳酸钙组成的，这一物质可溶解于含二氧化碳的雨水中。石灰岩还有不同含量的不溶性物质——不纯的石灰岩中多，纯白垩中少。经过长期持续的溶解作用，这些物质被残留下来，值得注意的是称为红色石灰土的一种深厚的红色粘土。呈斑块状分布于英格兰东南部唐斯的夹燧石粘土，在某种程度上是白垩风化的残余物。

石灰岩上形成的土壤大部分既薄又干燥，在陡坡上，土壤甚至可能不存在。但是，在残余物堆积起来，仍含有一些石灰的地方，以喜石灰植物为特征的一种短矮的甜草皮将会得到发育。现已划分出发育于石灰岩上的几种主要土类，包括红色石灰土上的红壤和棕钙土，和白垩上的黑色石灰土。

土壤成分 构成土壤主体的矿物质由二氧化硅（石英）颗粒（最普通的岩石碎裂产物）、硅酸盐（如硅酸铝）和氧化物（特别是各种氧化铁）组成。石英颗粒能抵抗化学风化，因此形成“稳定的”、“惰性的”土壤成分；几乎所有的砂质土壤都主要由这些组成。大部分硅酸盐都经过水化作用，其最终产物是粘土。

土壤还包含其他含量少而且不恒定的成分。但它们极为重要，因为它们为植物提供养分。这些成分包括钙、钠、钾和镁的化合物，氮、硫和磷的化合物（部分从有机质中获得，部分从母岩中获得），以及从水和空气中获得的氧、氢、碳的化合物。另外，还有少量的“微量元素”，如硼、锰和碘。

农业实践中的一个重要问题是需要土壤中恢复连作所带走的元素。轮作有助于此，因为不同的作物有不同的需求；而豆科植物（如三叶草）能在其根瘤中固定大气中的氮。农家肥料除了其理想的物理学和细菌学的优点以外，还能提供硝酸盐和磷酸盐。“人造肥料”的施用能使缺损的矿物质得到精确的补充；氮由硫酸铵和硝酸钠提供，磷由托马斯磷肥和骨粉提供；钾由钾盐镁矾（粗制硫酸钾）和草木灰提供。

土壤酸度 在许多冷湿地区，渗透的地下水逐渐使可溶性盐基特别是钙淋失，因为雨水（雨水是二氧化碳的弱溶剂）能容易地溶解这些盐基。因此，土壤逐渐变得缺乏石灰质，换言之，即愈益变酸和有“酸味”。在美国，密西西比河以东地区（年降水量超过 64 厘米（25 英寸），渗溶也微弱得多）的土壤之间的差异极其明显，因而这些土壤分别划归淋余土（含有较多的氢氧化铝和氢氧化铁）和钙层土（富含碳酸钙）。

酸性和碱性的定量大小用 pH 值来表示。pH 值是用土壤胶体所含有的氢离子浓度来量测的标度，由于浓度值非常小，很不方便，因此采用氢离子浓度的负对数。在纯水中，有一千万分之一离解成氢离子，即 10^{-7} ，因而 pH 值为 7，这属于中性状态的酸度。如果一种强碱如苛性钠被溶解于水，则溶液呈强碱性，仅有极少部分（ 10^{-14} ）离解成氢离子，因此它的 pH 值为 14。相反，盐酸溶解于水，则千分之一即 10^{-3} 被离解，pH 值为 3。中性土壤的 pH 值约 7.2，酸性土壤小于 7.2（有时低至 3.0），强碱性土壤约为 8.0 或更高。

野生植物和栽培植物对酸性条件的忍受能力变化都很大。一些荒地植物如石楠，在酸性土壤上生长繁茂，有些植物如杜鹃花和杜鹃花红要求完全不含石灰质的土壤。但是，如果土壤变得过酸，大多数栽培植物都会受害，农民便施用各种形式的石灰以满足土壤的需要。实际上，6.0—6.5 的 pH 值（即极弱的酸性）是理想的 pH 值。石灰不仅有助于中和过多的酸，从而使土壤“变

甜”，而且还促进细菌活动，并有助于改进粘重土壤的质地。

土壤质地 土壤的自然质地在很大程度上取决于各个颗粒的大小，它对于农民或园丁来说是极重要的问题。按照定义，土壤颗粒直径不超过 2 毫米，任何更大的颗粒属于石子。虽然石子当然会常常出现在土壤里，但它们不是土壤的一部分。一些土壤通常称为“轻质”土，另外一些土壤则叫做“粘重”土；而介于这二者之间的是受人欢迎的“壤土”。但是存在着许多不同的情况；美国农业部划分出不下 20 种的质地类别。从实践的观点看，区别出三种矿物颗粒等级的土壤就够了，这三种等级是：粗粒，即沙土；细粒，即粘土；中等大小颗粒，即粉沙土。如果人们摸一摸三种土壤中每一种的湿土样品，那么他们会分别有沙性、粘性和柔滑的感觉。

沙质土轻质土主要是由沙即石英颗粒组成，颗粒之间有相当大的孔隙。沙可以是“粗”沙，颗粒直径在 0.2—2.0 毫米之间；也可以是“细”沙，颗粒直径在 0.05—0.2 毫米之间，肉眼刚刚可以看清。这些轻质土使水能迅速排出，将可溶性植物养分带走。因此，这种土常常是“饥饿”的土壤，它们不仅需要经常施肥，而且在干旱时期可能会干透，以致浅根作物歉收，牧草“烧枯”；然而，它们是通气良好的土壤，春季能迅速变暖，所以倘若植物营养和水能够容易地加以供应，那么它们对于园艺，特别是对于早蔬菜，尤其是力图向深处扎根的块根作物的生产是很为适宜的。在其他地方，沙质土可生长针叶树，这是覆盖着欧石楠的最贫瘠的地区。有时，它们用加泥（mar-ling），即添加钙质粘土来加以改良，钙质粘土使轻质土具有一些粘着性和“稠性”。

粘质土粘重土壤由大量的粘土即单个颗粒直径小于 0.002 毫米的极细矿物质微粒组成。这些微粒在化学性质上极为复杂，但主要由水化硅酸铝组成。粘土含空气极少，而且它能吸持很多水，因而形成一种胶着力很强的粘性块体。当块体完全干透时，就形成了一个坚硬得象混凝土一样的表面，裂成许多缝隙。有时，粘磐即心土内坚实的固体层的形成，使情况更糟。粘磐常常难以挖掘和犁耕。此外，在英国，粘土从冬季降雨中接纳的水使之成为“冷”土壤和“迟”土壤，因为春季开始好久，农民才能在这种土壤上耕作。

然而，粘质土常常富含植物养分，因此农民如能适当地进行耕作，并使之保持相当的肥沃，那末它就会生长出比沙土好的庄稼。农民试图保持“团粒结构”，在这种结构中，细小的颗粒聚集成团粒，团粒之间具有空间。秋季作垄，从而使寒冻能够尽可能大地作用于地表；经常施用石灰产生“絮凝”作用（即细小的颗粒聚集成团粒，从而使质地变粗）；尽可能多地补充腐殖质，这一切将会有助于使粘质土较为适于耕作。

在大部分地区，重粘质土都有选择地混种着多年生草本和三叶草，并长时期地多年休闲，为奶牛和肉牛提供长久性的牧场。有效的排水方法、现代化的机器，和精心施加石灰，能使粘质土生长块根作物、绿色作物和谷类作物。

粉沙质土这是较为优良的土壤，其物理性质处于沙土和粘土之间。粉沙质土的颗粒比粘土大得多，直径从 0.05 毫米到 0.002 毫米，但比沙土细得多。

壤质土最理想的农业土壤是壤质土，壤质土由许多大小不同的颗粒混合物组成。壤质土可以是沙壤土、粉砂壤土或粘壤土，壤质土的优点在于它能持有一定的水分和植物养分，通气和排水良好，而且易于耕作。

土壤有机质

在土壤未成熟、几乎完全由从岩石碎裂而获得的矿物质组成时，这种土壤叫做粗骨土。各种自然的生物学过程能逐渐地增加一定量的有机质或腐殖质。

腐殖质 腐殖质由植物的残体和少量的动物遗体组成，这些残遗体经过细菌和其他微生物的作用分解成一种浅黑色的无定形物质。如果腐烂过程尚未完成，那么通常有可能在腐殖质中可辨认出植物结构的细节。

土壤含有的腐殖质提供的氮和其他元素如磷、钙和钾，它们是由土壤细菌从腐烂植物组织中分解出来的。因此，植物可以通过其根系吸收这些元素。腐殖质还具有改善质地的优良物理作用；一方面，它有助于沙土保持水分，另一方面它又能使粘质土“开通”和通气。耕种者为了能保持其土壤中所含的腐殖质，他们必须翻埋厩肥或堆肥，即腐变的园地废物。在西约克郡，人们将垃圾废物埋进土壤；在康沃尔郡和布列塔尼，用的是一车车海草。泥炭土几乎完全由腐殖质组成，黑钙土含有约 12—16% 的腐殖质，但灰壤仅有 3% 或更少。

腐殖质在自然界一定条件下很容易形成。在落叶林地中，由于秋季落叶，腐叶便堆积起来；这就是“温性腐殖质”或细腐殖质，pH 值为 4.5—6.5，把它们翻进土壤对园地大为有益。在未开垦的湿草原或干草原，腐殖质层位于表层以下，因为降水不足以把腐殖质带到更大的深度。乌克兰黑钙土的暗色是由于腐烂的草层形成的腐殖质所致，草层的厚度可能超过 0.6 米。

并非所有的天然腐殖质在农业上对土壤都有同样的重要性。与温性腐殖质不同，“半成品腐殖质”即粗腐殖质，能形成于某些环境之中，特别是石楠荒原、泥炭沼泽和松林。整个腐烂过程比较缓慢，这是由于较冷与较潮湿的条件，缺乏蚯蚓与其他土壤有机体，针叶树的针叶坚韧等。通常缺乏盐基（如钙），因而粗腐殖质明显呈酸性，pH 值低于 3.8。含氮化合物也缺乏，这一事实使分解作用变慢，因为土壤中微生物需要氮来维持生命。当园丁将落叶、杂草和干草堆成堆肥堆时，他们在每一层上喷洒含氮的“加速剂”来促进分解过程。有一种介于细腐殖质和粗腐殖质之间的有机质形态，称为酸性腐泥。在发生很少分解或不分解的情况时，堆积起来的植物体称为泥炭。

土壤空气和水分

土壤中的空气 土壤中的空气含量对于土壤本身的发育和其中有机体都是非常重要的。除土壤渍水的地方外，都有一定的空气存在于各个土粒之间。一个直接的作用是被称为氧化作用的化学变化，氧化作用使部分有机质转化为易被植物吸收的氮。另一方面，氧化作用程度过高（有时由于在热带地区过分频繁的犁地而引起）会消耗大量有机质，以致土壤变得越来越贫瘠。

此外，土壤中大多数数量巨大但个体微小的细菌需要氧，它们被称为“好气细菌”。因为这些有机体是引起植物残体分解的部分原因，缺乏空气便限制其活动。蚯蚓对于土壤过程也有重要的作用。

土壤中空气含量通常与土壤含水量有关。渍水土壤实际上没有空气，这就是“嫌气条件”。

土壤中的水 水通过渗透作用（渗透作用取决于土壤的质地或岩石性

质)，通过毛细管作用向上移动。水实际上是许许多多无机和有机化合物的稀溶液。土壤内发生的化学过程主要在溶液中进行，而植物通过它们的根从这些溶液中吸取大部分的养分。土壤中的含水量从干旱气候下几乎为零到完全渍水状态不等。含水量为零使有机体实际上不可能生存，完全渍水状态排除掉所有的空气，使细菌活动减少，并抑制分解作用。

在潮湿气候中，特别是在蒸发速度低的高纬度地区，水主要趋于向下移动，尤其是在颗粒粗的沙土中。这些水溶解土壤里可溶性物质以及可溶性腐殖质物质，并把两者向下携带，这一过程叫做淋洗或淋溶作用。可溶性物质、腐殖质和较轻的成分由于淋溶作用而向下移动，流出这些物质的表层实际上叫做淋溶层，有时称为E层。灰壤(Podzol)是一种典型的淋溶土壤，Podzol是俄语名词，含义是“灰”，因为其表层常常呈淡灰色或灰色。在英国的许多荒原与泥炭沼泽和欧亚大陆和北美洲的针叶林中都可以看到这种灰壤。在这个淋溶层以下常出现一坚硬的薄层，它或者是形成黑色、坚硬不透水层的次生腐殖质化合物(泥沼磐)，或者是被染成淡红棕色并由渗透溶液沉积而成的铁盐胶结的沙粒或沙砾(铁磐)。其他坚实的层次可能由下淋或合成的粘土(粘磐)、二氧化硅矿物(硬磐)和次生碳酸钙(石灰磐)形成。从上层迁移来的物质在其中发生再沉积的土壤下伏层，称为淀积层。在磐层下面是未发生变化的底土或坚硬岩石。

但是，在炎热干燥的气候中，一年大部分时间蒸发量都超过降水量，结果水趋于向上运动，土壤彻底变干；有些地区地表形成一薄层盐壳。这种盐化过程能形成一种含盐极多的土壤，叫做盐土，例如犹他大盆地、约旦河谷和里海附近就有。

排水土壤中的水显然对土壤形成过程、对于作为栽培植物生长处所的土壤的适宜性，都有深刻的影响。因此，农民非常关注他们土壤的排水。自然排水取决于地表形态、岩石渗透程度、降水量和季节分配以及植被的性质。排水可以是排水过度(在干旱时期，土壤迅速干透)；排水良好(土壤多孔，因此土壤在颗粒之间容纳水，但它们也有渗透性，因而它们能使多余的水得以排走)；排水不良(大雨时，水不能较快地排走)；或排水困难(土壤几乎总是渍水)。

当农民面临着排水不良或排水困难时，他们不得不采取这样一个应急措施，如地表挖沟，特别是开挖深沟使水能水平渗入，在田地中埋入排水管，以及采取各种在地下挖沟的方法。

排水过度的问题必须用在薄层沙质或白垩质土壤中施加泥灰和腐殖质以加强其持水能力的办法加以处理。保持耕地表面的小团块以防粘质土的干裂，是“旱作”的基本内容，但是风蚀作用会蚀去这种细粒表层的部分除外。在一些被开垦的荒地区，人们混种特别的草类，这些草类生长快、抗旱，其根系坚韧且有固结力。但在许多干燥地区，解决地下水缺乏的唯一办法是进行灌溉。

土壤剖面

在研究土壤和土壤形成时，必须留心注意地表以下不同深度发生的情况。如果观察一个采石场或一条路堑的边缘，或者挖掘一个深洞，差不多总会有颜色、质地不同的明显的水平层次，它们有时相互逐渐过渡，有时发生

较急剧的变化。这种显示出连续层次的断面叫做土壤剖面，剖面中每一个主要层次或带是“层”。每一种主要土壤类型有其自己的剖面，土壤学家十分仔细地测定其性质。有时，他们将完整的土壤剖面放在土壤盒里带进实验室鉴定。

冷湿气候下，特别是在轻沙质地区如石楠荒地中，往往形成一个有4个主要层次的剖面。水的向下渗透淋去可溶性物质，生成灰壤类型。地面植被盖层和粗腐殖质以下为淋溶层，它是土壤剖面的最上层，厚约0.3—0.6米。即A层。水时常通过此层，不仅盐基而且大部分细粘土及腐殖质颗粒都被淋失，从而形成淡灰色土壤。此层以下为可能有一硬磐的淀积层，即B层，大部分被淋溶下来的物质淀积于此层。再往下是C层，即部分风化的岩石层，但此层无来自上层的腐殖质和其他物质。最后是D层，即坚硬的基底母岩。

土壤学家将各土层分成比这四层细得多的亚层。在灰壤中有时用A₀层表示薄的腐殖质表层，部分淋溶层为A₁层，而其下的灰色土壤用A₂表示（现在有些土壤学家用E层代替A₂和A₃层）。另外，在底土由于排水受阻而渍水的地方，氧化作用不可能发生，结果亚铁盐使土壤出现蓝灰色。这叫做潜育，而此层为G层，如这一层出现在淀积层时，则称为B_g层。

在另一些条件下，可以看到不同的土壤剖面。在落叶林下，形成棕壤或棕色森林土，在中纬度草原下形成黑土（黑钙土）。这两种土壤都含有丰富的腐殖质，只有轻微的淋溶。例如在棕壤中，A层由分解充分的黑色腐殖质（细腐殖质）物质组成，这些物质向下逐渐过渡，A层和B层之间几乎没有任何明显可见的分异。

图 207 土壤剖面

这种土壤剖面只有当人类未干扰它们的时候才得以发育。事实上，耕犁和翻土的目的完全在于提供适宜于植物生长的深厚土壤层。园丁不止一次地翻掘土壤，将底土破碎并施以肥料和有机废物，从而更换表层或“一铲深”层。农民通常只是“浅耕”，偶然也可能“深耕”以破碎B层中的硬磐，从而改善排水。因此，耕作土壤与自然土壤的剖面不同；排水、耕犁、施肥和特定农作物的栽培不仅影响表层，而且也影响下层。

主要土壤类型

土壤可分为地带性、隐域性和非地带性土壤三类。地带性土壤最通常出现于起伏和缓的土地上，那里排水通畅，其母质的质地和化学组成都不极端。由于气候对于风化作用、含水量和植被产生如此深刻的影响，因此对于主要的地带性土壤类型进行概略分析的基础是气候学的基础。它们在前苏联（图208）和美国这样一些大面积区域呈纬度地带分布。

隐域性土壤分布于特殊的地形或母质条件对土壤的影响比气候或植被强的地方。它们取决于特定种类的母岩（如石灰岩）、大量盐的存在（如盐土）、大量水的存在（如酸沼泽泥炭、沼泽泥炭或草甸土壤）或滨海生境（盐沼上）。

非地带性土壤没有充分发育的特征，这或者是因为它们“年轻”，或者是因为母质和地形条件阻碍了较明显特征的形成。它们可分成两类：山坡上的石质土（lithsols）、起源于疏松物质如沙、冲积物和火山灰的粗骨土

(regosols)。

图 208 前苏联土壤图

1.冰沼土和山地上；2.灰壤；3 灰色土 (grey earth) ；4.黑钙土；5.栗色土；6.旱境土；包括沙质土、盐渍土等；7.各种高地土壤 (高牧地土壤、山地森林土等)。

(注意：苏联边界为 1939 年以前边界)

在提出的所有土壤分类中都能发现不足之处，因为它们不容易用确切的术语来下定义。可以提一提近年来提出的三个分类。1960 年，美国土壤调查局提出了一种称为“第七次草案”的综合分类。这个分类从单个土体 (一个 1—10 平方米的单位) 开始，逐渐上升到较高的等级，最后是土纲。联合国粮农组织和联合国科教文组织为编制其 1 : 500 万《世界土壤图》制订了一个分类。1973 年，英格兰与威尔士土壤调查局采用了一个新的分类，有 10 个主要土类，44 个土类和 100 个以上的亚类，术语繁多。

主要土类简化分类表

1. 地带性土壤	
A. 高纬度气候	冰沼土 极地棕钙土
B. 中纬度气候	
潮湿	灰壤 灰棕壤 棕壤 (即棕色森林土)
季节性降雨	黑钙土 湿草原土 半干旱和干旱 栗钙土 冷漠境土 (灰色土)
C. 低纬度气候	
潮湿	砖红壤 热带黑土 (基性土)
干旱	红色漠境土
2. 隐域土壤	
A. 由于含盐而形成	盐土 碱土
B. 由于水分过多而形成	草甸土 沼泽泥炭土 酸沼泽泥炭土 干泥炭土

C. 由于石灰岩母质形成

黑色石灰土
红色石灰土
红色、棕色和褐色地中海土
棕色石灰性土

3. 非地带性土壤（不成熟土和粗骨土）

A. 山地土壤	山麓碎石土
B. 冲积土	河成物质
C. 海积土	盐沼土、泥滩土、海成粘土
D. 冰川土	冰碛土、冰水土
E. 风成土（风积土）	沙丘土、黄土、柠檬土
F. 火山土	近期溶岩和火山灰土

地带性土壤

（1）冰沼土 支配冰沼土发育的主要条件是：年平均温度低、永久冰冻的心土、低蒸发率和短暂的植物生长季。化学风化和生物活动都受到严重限制，此外，夏季普遍渍水。典型的冰沼土剖面包括苔藓和地衣形成的地表泥炭层；下层是灰色泥层，冬季冰冻由于缺氧而呈浅蓝色；此层以下为永冻层。在排水较好的地区，可发育称为极地棕钙土的较成熟土壤，特别是在砂岩母岩土。

（2）灰壤 这个土类已经提到过，因为它们广泛分布于湿冷中纬度气候带。

（3）灰棕壤 灰壤和棕壤之间的一个重要的过渡土类，应单独划分为灰棕壤。由于在潮湿的环境下发生淋溶，灰棕壤的性质比棕壤酸性强，灰色的灰化层为含有一些有机质的浅褐色层所取代。这些土壤广泛分布于英国和西欧，以及美国东北角大部分地区。英格兰西部、威尔士和苏格兰许多排水通畅的土壤可能属于这一类。

灰棕壤在农业上虽然不象棕壤那样优良，但如果精心耕作，它们也十分肥沃。在英国，灰棕壤是良好的草地，在美国，则发展着混合农业。

（4）棕壤或棕色森林土 这类土壤是西欧从前覆盖落叶林的大片地区的典型土壤，它们富含有机质，这些有机质是由落叶的积累和腐烂产生的。在农业上这种土壤比灰壤优越得多：表层土通常呈轻质酸性，因为气候潮湿，发生一些淋溶。这些土壤大部分已耕作了若干世纪，原来森林被覆早已破坏，因而必须施加肥料和石灰。

（5）黑钙土 这是著名的干草原“黑土”，富含腐殖质，因为雨量不足以将源于禾草的腐殖质带到深处。黑钙土带（除被山脉截断以外，延伸于亚洲中部），从中国东北通过西伯利亚南部和俄罗斯中部，伸进乌克兰（黑钙土带在乌克兰最宽），继而进入罗马尼亚、匈牙利和摩拉维亚。加拿大的黑土属于这个类型，美国从北达科他州向南延伸到得克萨斯州的黑土也属此类。阿根廷大草原部分地区和澳大利亚东南部高地有黑土覆盖，它们可能类似于真正的黑钙土。

这类土壤对于说明其成因主要在于气候而不在于母质提供了一个非常明显的例子，因为它们广泛地发育于各种各样的基岩上。黑钙土质地疏松、易

碎，富含自然植物养分，加上分布于广阔、和缓起伏的地区和有适宜的气候，使得黑钙土地区成为世界上巨大的产麦区。

(6) 湿草原土 这些暗棕色土是潮湿条件下发育的棕色森林土和半湿润或半干旱条件下的黑钙土之间的过渡类型。它们形成于大陆内部，这里降雨虽有明显的季节性，但年总降水量为 60—100 厘米；因而它们是淋余土和钙层土之间的过渡性土壤。这些条件使淋溶能够发生，但淋溶没有强烈到所含大部分钙被淋失的程度，也没有微弱到钙盐积累起来的程度。高草植被有助于形成丰富的腐殖质。这些土壤分布于东欧和美国明尼苏达州南部到俄克拉何马州。

(7) 栗钙土 这种土壤基本上黑钙土在较为干旱的条件下而形成的一个变种，因为它们是降水量仅 20—25 厘米的稀疏干草原地区所特有的土壤。栗钙土松散，有脆性，由于其自然植被是粗质禾草，因而含有丰富的腐殖质，但由于降水量少，几乎完全未受淋溶。上层具有明显的暗棕色，随深度增加而变淡。这种土壤分布极广，它们覆盖着俄罗斯黑钙土以南大部分干草原，并向西延伸到罗马尼亚和匈牙利境内。它们还分布于美国的高平原，阿根廷大草原和南非热带稀树草原较干旱地区。

(8) 冷漠境土 这是有时称为灰壤 (Serozems) 的一个土类。它们分布于中纬度较干燥的地区。降雨量少，导致有机质含量少，但也导致极为微弱的淋溶。上层为淡灰色（它们常被称为灰土），向下逐渐变为较深的棕色。上库曼、乌兹别克、塔吉克等里海以东许多地方和美国西部部分地区覆盖着这类土壤。由于它们遭受的淋溶极其微弱，因而这些土壤富含植物养分，如能进行灌溉，这是非常肥沃的土壤。前苏联大部分棉花就种植在这类土壤上。

(9) 砖红壤 高温和普遍潮湿的环境、蒸发强烈的热带地区，其特点是化学风化（特别是可溶性盐基和硅酸盐的淋溶）强烈，因而岩石迅速分解。这种分解可能达到相当大的深度，有时深达 30 米（100 英尺）。含铁化合物的普遍存在使风化层形成特有的淡红色，而三氧化二铝使之在潮湿时具有可塑性，因此它们原名为砖红壤 (laterite)（拉丁文，later 是砖的意思）。但是，不仅在砖红壤一词的应用上，而且在发育于这种物质上的各种“热带土”之间，都有着很多混乱。现在似乎一致认为，laterite 一词应该仅限于指由于风化表层中金属三氧化二物的集聚而形成的硬壳（这种风化表层也因干燥而成为硬壳）。它们现在有各种不同的名称： cuirass（土甲）； ferricrete 和 lat-eritic horizon（砖红壤层）。如果这个壳又被风化，就形成一层很薄的砖红壤性土，通常生长着粗劣的灌木植被。

砖红壤 (latosol) 一词用于概括那些不科学地根据颜色来分类的热带土壤类型，包括“红土”、“黄棕砖红壤” (yellow-brown latosol) 和“灰色热带土”。人们已经作出了采用较有科学根据的努力，最近绘制的一幅非洲土壤图确定了四种大土类： 铁铝土，风化和淋溶最为强烈； 铁质土；

含铁土（从前叫红土）和 变性土。前三种带红色，排水通畅；第四种为浅黑色，排水不良。它们的差异主要取决于它们的气候状况，从雨林终年潮湿、森林稠密和腐殖质丰富，到萨王纳季节性明显的降水和干旱度增强各不相同。潮湿热带地区的砖红壤分布于亚马孙河和扎伊尔河流域、中美洲、巴西东岸、马达加斯加东部和印度尼西亚。湿-干热带地区的砖红壤一般淋溶较强烈，对农业来说其土质较贫瘠，广泛分布于巴西的萨王纳高原、圭亚那、东非、德干高原南部、斯里兰卡、缅甸和越南。当生荒地森林被砍伐以用于

耕种时，它可以暂时提供丰饶的收成，但是可溶性盐基迅速淋失。此时必须大量施肥，因为土壤迅速耗竭，否则就按照游耕制度将土壤弃荒。

(10) 热带黑土 这是玄武岩一类基性岩在多雨和高温条件下经过风化而形成的一种热带土壤类型，称为基性土(basisol)。它们的黑色是由于玄武岩基岩中富含钛盐所致。在干季，如果这种土壤被耕过，它们就形成一种容易被碎成尘土的暗灰色或黑色土。但如果未被耕过，那它们就干透，成为有深裂隙的黑色硬板。相反，在湿季，土壤变得具有塑性，甚至有胶粘性。这种土壤的特点是有机质含量低，而且有一个碳酸钙结核带。印度的主要产棉区就是在这些土壤上，此外，还分布于肯尼亚（在那里它们还称为“黑棉土”）、摩洛哥、阿根廷北部，和西印度群岛的一些小块地区。

(11) 红色漠境土 这些土壤是扫荒漠红棕色土。它们主要为沙质地，而且由于缺乏淋溶而富含盐类。

隐域土

(1) 盐土 这是一种其中大量存在着可溶性盐类的土壤，它们提供了隐域土的一个实例。这种土壤在热荒漠和较冷的大陆内部（这里夏季的热量能引起季节性蒸发），蒸发足够强烈的地方都有广泛的分布。浓的盐溶液通过毛细管作用上升，在地表形成一层浅灰色的壳，壳下为饱含盐分的团粒层。典型的含盐土壤称为盐土。如果降雨量相当高，地表部分的盐便会被淋溶掉，结果盐化层位于较低的B层，这些土壤是碱土。

(2) 泥炭土 土壤渍水时，空气实际上是不存在的，几乎没有有机物能生存，结果细菌活动减少。还原作用取代产生硝酸盐、二氧化碳、硫酸盐和三氧化二铁的氧化过程，形成氨、沼气、硫化物和氧化亚铁。植物虽因缺乏氧气而仅部分腐烂，但能使相当厚的泥炭积累起来。随着泥炭增厚，下层便被压缩，但在某种程度上保持其纤维形态。保存于泥炭中的花粉粒，使泥炭的成分能在数千年后予以确定，这种显微镜下的检定被称为花粉分析(孢粉学)，这是探究既往气候和植被条件的一种有用的方法。此外，泥炭中植物组织的碎片可以用 C^{14} 技术来确定时代。

泥炭不是土壤，它是一种有机物质。但是，当自然变化如干旱加剧，或者人类活动、特别是排水和深耕使土壤形成过程能作用于泥炭堆积时，泥炭可能形成一种富含有机质的土壤，如在英吉利芬兰兹(English Fenlands)就有这种情况。

沼泽泥炭土 沼泽泥炭堆积于水中含有来源于石灰岩或其他碱性盐的大量石灰性物质的地区。石灰性物质中和植物腐烂时释放出腐殖质酸，因而形成厚层黑色海绵状“软性”泥炭，这种泥炭排水后就象在英吉利芬兰兹那样形成肥沃的农业土壤。但是值得注意的是，这个地区反复地耕作促进了原来大部分有机质的氧化，结果“团粒”结构已代之以颗粒较细的土壤。这种土壤不仅必须施以粪肥和化肥，而且必须注意使细粒表土免受风的侵蚀，在芬兰兹，风蚀正在使人们感到忧虑。

草甸土 草甸土与沼泽泥炭土类似，它们形成于河流泛滥平原。这些泛滥平原在一年部分时间内发生泛滥，并伴有淤泥的广泛堆积，但是植被生长相当快。其表层为黑色，含有许多有机质，但其下的G层(渍水的结果)非常明显。

酸沼泥炭土 酸沼泥炭土形成于潮湿地区，特别是高酸沼地，在这些地方，植物腐烂生成的腐植酸未被中和。因此这种粗腐殖质呈强酸性。在这样的母质上难以发育优良的农业土壤；农民不得不进行排水和深耕，把泥炭与沙或淤泥混合在一起，并施用大量的石灰。

干泥炭土 这是一类干的酸性泥炭，它们可发育于沙质荒地，常常仅厚几厘米，由藓类、地衣和石楠根形成。在这种沙地上，淋溶强烈，因此在泥炭下面形成一个典型的灰壤剖面。实际上，泥炭层是前面已提到过的 A_0 层。

(3) 石灰性土(钙成土) 石灰岩作为母质，其特点已经进行过讨论；有若干种土类发育于石灰性母质上。

黑色石灰土 这种土壤是黑色的，具有疏松的、本为团粒状的壤土表层。壤土表层位于含石灰岩或白垩碎片的心土之上，心上又位于坚硬的岩石之上。这一类型是反映特殊母岩影响的一个例子。在处于同样气候条件的其他地方，发育的是棕壤。发育于白垩的类似土壤分布于英格兰东南部相当大的地区。白垩除了富含碳酸钙以外，它的另一个特征是有极大的渗透性。若干世纪以来，这类土壤都是牧场，“山地牧场”或“基本牧场”，但现在大面积种植着专门培育的小麦和大麦品种。

红色和棕色地中海土 这类土壤通常在半干旱气候条件，或至少在象地中海地区那样夏季长期干旱的条件下，发育于堆积在石灰岩洼地中的淡红色残余物质(红色石灰土)上。在西班牙部分地区、法国南部科斯(Causses)、意大利北部、马耳他和南斯拉夫的喀斯特和希腊北部，陡峭的山坡、集中的冬雨和迅猛的径流导致形成被冲进裂缝、洞穴和盆地的不溶解的石灰岩残余物。在夏季干旱时间长而且明显的地方，可发育颜色较淡的褐土。

另一个类型是棕色石灰性土，这种土壤独特地发育于侏罗纪石灰岩上，例如在英格兰的陡坡地区。这些石灰岩遗留下不溶解的残余物，其上可能曾一度生长过灌木丛或欧石南植被；由于其厚度较大，它们可能持有相当多的水分，如果多施肥，可成为良好的耕地。

非地带性土壤

在典型剖面发育以前，风化作用和其他土壤形成过程需要进行相当长的时间，才能变为成熟土壤。新近的土壤形成物质可能由于河流、海、冰川或风的作用沉积而成。冲积层不是土壤，但它们通常象在尼罗河谷地那样形成可用于耕作的一种中介物质(所以叫做冲积土)。

(1) 山地土 在不稳定的石质地表如岩屑坡，或在冰川堆积物上，土壤在很大程度上由岩石碎片组成，这些岩石碎片主要由于寒冻作用而发生物理性裂解，但是几乎不发生化学变化。这些土壤称为岩屑土。

土壤冲蚀和土壤蠕动常常使较细的物质沿坡地向下移动。但如果岩屑表层由于生长山地植物(如粗质禾草、越桔和苔藓)而变得较为稳定，那么它们就会由于山地常出现的丰沛降雨而遭受淋溶。淋溶的产物沿山坡向下移动到较低的山坡或谷底，并在那里堆积起来，形成富含盐基的土壤，称为淋积土。这种沿坡地向下的运动形成一系列有关联的土壤，称为土链。

(2) 冲积土 冲积土由沙、淤泥和粘土的混合物构成，这些混合物是被流水搬运、成水平层次沉积，并在洪水期间加积的充分混合的岩石风化碎屑物。由于质地细，成水平层状沉积，因此冲积层成为良好的农业土壤。这是

一层“年轻的”沉积物，尚未失去其含有的矿物质。此外，这种土壤通常位于致使其沉积的河流附近，因而有可能进行灌溉。有些冲积平原，特别是东南亚的冲积平原，已成为精耕细作和人口稠密的广阔地区。同样，在不列颠群岛和西欧，凡是泛滥平原未沼泽化或能排水的地方，都能成为良好的农业土壤。在荷兰，覆盖马斯河和莱茵河支流泛滥平原的河成粘土被筑上了堤，以防洪水并且可排水。

(3) 海积土 来源于海洋的物质通过人工改造措施所加强的自然过程，以土堤、沙洲和沙丘的形式被堆积于低平海岸。在比利时、荷兰、德国和丹麦的沿海，过去的海底地区（称为圩田）被堤围住，然后排水，形成发育于海成粘土（有时称为“海泥”）的各种土壤。土壤的性质取决于目前人工控制的水位高低。水位高的地方，常见的是泥炭土，土地主要用作牧场；但在水位低的地方，重粘质土占优势。将石膏（水化硫酸钙）施入土壤可以加速盐的排出，石膏与氯化钠化合，形成氯化钙。氯化钙极易溶解，可以很容易地被洗掉。

(4) 冰川土 这种土壤发育于冰碛物和冰水物质，它们在北半球广泛分布。冰川沉积物的种类有冰碛物、冰水沙和冰水砾，和冰川湖中经过分选沉积的粘土。

(5) 风积土 形成沙原、沙丘和黄土地的风的沉积作用前已述及。中国西北部的黄土（照片 101），东、西德的波尔德（Börde）的黄土，比利时和法国东北部的柠檬土（Limon）能发育成质地较好、容易耕作的土壤，这种土壤深厚，排水良好，有一层良好的耕作层。由于黄土是崩解作用的产物，因此它的土壤形成过程很迅速，并且形成西欧最重要的农业地区。无柠檬土覆盖的巴黎盆地的波斯和布里石灰岩高原部分地区，生长着稀疏的牧草并用以牧羊；而柠檬土覆盖的地区则是主要的小麦和甜菜产地。

(6) 火山土 近期火山活动沉积了溶岩：火山灰和浮石，它们容易风化，并被雨水和洪流沿火山山坡向下搬运到较低处。高处新的熔岩形成无植被的灰白色片原，而低处的风化物质非常肥沃。维苏威火山和埃特纳火山山坡附近有着不少村庄和葡萄园，尽管过去曾反复出现灾难，并经常有再次发生火山活动的威胁。

英国的土壤

在小比例尺世界主要土壤类型图上，英国大部分地区和附近的欧洲地区属于灰壤和棕壤类型，高地上为粗骨土地区，河谷和沿岸为未成熟土地区。

英国土壤有三大类别。第一，是发育于下伏坚硬岩石（或者是北部和西部抗蚀力强的古老岩石，或者是东南部平行陡崖区较新的粘土、泥灰岩和白垩）的土壤。第二，是发育于覆盖英国许多地区的大面积冰川沉积物（包括冰碛物、冰川壤土、沙和砾石、砖红土等类型（有点类似于柠檬土））的土壤。还有在唐斯，呈斑块状分布的夹燧石粘土、河流泛滥平原的冲积层、沃什湾沿海的海成淤泥上发育的土壤。第三，是发育于有机沉积物的各种土壤，包括腐殖质土、软沼泽泥炭和酸性沼地泥炭。

土壤调查研究委员会（The Soil Survey Research Board）于 1947 年建立，以便协调英国的土壤调查。英格兰与威尔士土壤调查局总部设在罗桑姆斯特（Rothamsted），而苏格兰土壤调查局则由阿伯丁附近的马考利研究

所 (Macaulay Institute) 兼办。英国许多地区正在积极开展土壤调查；这些土壤调查一方面是为纯科学目的，另一方面是为实践目的（为农业、林业和将来土地利用的规划）获得系统的资料。现已绘制出英国各地区不同比例尺的土壤图，还提出了有关调查报告。

每一个主要土壤类型内的亚类型，都作为土系被绘制在图上，每一土系都具有在特定母质上形成的一系列独特的剖面特征，并具有一定的排水条件。这些土系一般根据它们第一次被标在图上的地点来命名；例如温彻斯特土系 (Winchester Series)，广泛分布于英格兰南部白垩地区的夹燧石粘土上。

土地分类

用 L·D·斯坦普的话说，“近代的土壤研究可以说成是对这一问题的哲学的探讨，因为土壤作为一个实体起初是为了研究而进行研究的，而不是就它可能有的用途去进行研究”。虽然地理学家不是土壤学家，但他们应该大致了解有关土被由此得到发育和正在发育的过程，主要土壤类型和它们对于植物生长的潜力，以及可能由于有害和不适当的农业实践所引起的对土壤的损害等一些知识。地理学家所感兴趣的是既作为覆盖于坚硬岩石并在不小的程度上形成景观特征的各种土被本身，又作为植物生长的介质（因而又是人类大部分粮食和大部分原料的生产场所）的土壤。

但是，对于地理学家来说，比土壤分类更重要的是土地分类（对于规划工作者实际上也是如此）。当然，土地分类与土地利用紧密相关。

L·D·斯坦普提出了土地分类的三个大类和 10 个类型，其根据是：地点的性质（高度、坡度和方位）；土壤的性质（土壤深度、水分条件和质地）。这个分类的细节，被斯坦普列入了《英国的土地：它们的利用与滥用》(The land of British:

Its Use and Misuse) (1848 年)。

在 1979 年，出版了官方的英格兰和威尔士的《土壤调查土地利用潜力纲要》。这是一个按土地的种类或农业利用的灵活性所作的土地分类，主要根据土系，但不涉及经济标准。它将土地分成 7 级以及 5 个亚级，从 1 级（没有或极少自然限制的土地，能持续生产）一直到 7 级（有极严重限制如高山、裸岩和房屋密集区的土地）。

土壤侵蚀

我们已经多次提到人类增进土壤效益的工作——排水、耕作、翻土作垄、施用粪肥和堆肥、施化肥、撒施石灰和施用泥灰等。人类采取各种各样的这些措施，其目的是为了维持甚至改善人类粮食供应主要依赖的土壤的质量。

另一方面，如果土壤不加以精心耕作，那末土壤就可能退化。一个错误是从土壤中太快地带走过多的某一种物质。但是人类对土被造成最有害的影响是，使土壤的侵蚀比土壤可能形成的过程要快。这就是土壤侵蚀。防止土壤侵蚀是世界上的重大问题之一。

土壤侵蚀可分为四个主要类型：风蚀片蚀、细沟侵蚀和沟蚀。虽然每一类型的具休原因不同，但基本原因都是破坏了使土壤得以保持、固定的植被。

开垦草地或砍伐森林可能引发一系列的事件，其影响变得越来越严重（照片 102, 103）。

风蚀 风的侵蚀力和运输力引起干燥松散物质的实际迁移。本世纪初，农民大量开垦美国中西部的草原地区，吸引他们的是这些处女地所积累的肥力和后来证明是比平常潮湿的若干年份。后来，一系列干旱年份使得这些边缘地部分被放弃，但现在已失去了它们的草本植被保护层。风能将表层较细的土粒吹走，因而这个地区以“尘碗”而闻名天下。许多繁荣的农场因表土被吹走而破产；尘碗地区以外的其他农场也部分地被风吹扬起来的物质所掩埋。

只是在近年以来，问题才系统地得以解决。主要的解决办法是尽可能多地保持植被覆盖（“覆盖作物”）的土地，而仅仅耕种有限的地带。另一个办法是种植若干长条树木带作为防风林。旱地农业实践（在地表保留细的耕层以防止蒸发）已不得不在许多地区被放弃。

风蚀有时在英格兰东部发生，不象美国的那么触目惊心，但它累积的破坏作用是严重的。剑桥郡西部的轻沙质土（发育于下部绿沙层）、剑桥郡北部和林肯郡的部分沼泽泥炭地区，以及诺福克郡西部的沙质土等，都容易被“吹扬”开，特别是在一个异常干旱的春季接着是 4 月和 5 月刮大风的时候。特别容易遭吹蚀的是加以粉碎以便为糖用甜菜和萝卜提供适宜苗床的土壤。在比利时和荷兰的石南荒地区，尽管种植了将土地分隔成正方形的杨树防风林，但大量细粒沙尘还是持续不断地从新近耕过的田地上吹走。

片蚀、细沟侵蚀和沟蚀 这些类型的土壤侵蚀主要是由于水的作用引起的。片蚀是水逐渐沿坡地向下流时大面积表层土的普遍移动。细沟侵蚀和沟蚀较为局限，它们在形成一股集中径流的一次突然性暴风雨使土地上切开缝隙时发生。这几种侵蚀的原因也是植被特别是具有分布广泛、有固结力树根的树木的破坏。这些类型的侵蚀在密西西比河流域表现非常明显。田纳亚河流域过去主要居住着采用原始方法的贫困农民，当人口增加时，他们便砍伐山坡上的森林，烧毁较低的植物，然后在光裸的山坡上种植玉米。土壤很快便失去肥力，于是农民抛弃它们，到植被新近被破坏的地区去，结果洪流冲刷没有保护的土壤，并把它们冲入田纳西河。田纳西河成为一条饱含泥沙的棕色河流而流入俄亥俄河，然后由此流入密西西比河。据计算，平均已经有 1 米深的土壤从田纳西河流域被冲走，留下了深邃的干沟或被侵蚀过的岩坡。美国的统计学家说，每年仍有 30 亿吨表土从美国土地上吹走或冲走。

这些形式的土壤侵蚀在世界上广泛存在——在西班牙、意大利和希腊等地中海地区，在印度和斯里兰卡的季风区，在爪哇和苏门答腊，在非洲的萨王纳地区等都有分布。游耕的“条行耕作”取代了“覆盖耕作”，过度放牧（特别是山羊）、砍伐森林、烧荒，为期望过高的种植园农业计划而进行的普遍开垦——所有这些都使十分强烈的侵蚀得以发生。即使在雨林地区（过去曾认为，这里稠密的有保护作用的植被使之有一定的稳定性），侵蚀也可能十分强烈（这是造成不稳定坡地的深度化学风化的结果），特别是在农业导致了森林破坏的地方，如在爪哇和马来西亚。

在山地英国，土壤侵蚀可能是由于绵羊的过度放牧，沼地烧荒以清除矮生灌木和石南，路上行人脚印的集中（特别是国家公园游人集中的游览点），以及自然地（细沟水流、片蚀和风）或人为地（挖掘用作燃料）搬除泥炭而引起。

正象对待风蚀一样，减轻水蚀的办法是保持有效的植被。意大利半岛的部分、西西里岛和塞浦路斯岛的土地改良计划包括在山坡上部广泛种植树木和灌木。在斯里兰卡，海拔 1500 米（5000 英尺）以上不允许砍伐丛林。在位于山坡的耕地上，等高耕作正在取代顺坡犁沟。人们用修筑梯田来拦截沿坡地向下流的水，或者使水缓慢地下渗，或者让横穿坡地的排水沟将水带走。

人们在沟内筑上坝或填以灌木，以帮助保持土壤。

在美国，田纳西河流域管理局（The Tennessee Valley Authority）已采用一个统一的计划解决了这一地区的全部问题，这个计划包括用一系列大小堤坝和蓄水库的办法防洪，利用由此获得的水建设水力发电站和广泛的社会和物质性的改良。防止土壤侵蚀的措施除所有重要的防洪措施以外，还包括在广大地区内重新造林或种草（流域内种植了 1.5 亿棵树）。予以改进的农业实践，包括制造和销售肥料，实行等高耕作，播种“覆盖作物”植物，农业的多样化经营代替从前玉米和棉花的单一经营，和促进科学的农业教育。田纳西河流域管理局起到了联邦政府提出的“多种目的、长期发展机构”的作用，提出了在大约 10.9 万平方公里（4.2 万平方英里）的区域内恢复繁荣的一个完整协调的计划。

种植业、土壤和农业工程局（美国农业部）正在实行一项“全国协作土壤调查”。已经绘制出分县的基本土壤图、土地利用潜力图、“侵蚀危险”图等，并附有说明资料。这些图和资料对于农民和农业机构有巨大的实用价值。

第 20 章 植被

人们把覆盖着世界大部分陆地表面的植被称为自然地理学与经济地理学和人文地理学之间的“中间环节”。各种植物群体的性质归因于不同的气候要素——热、光、水分和风——与其他因素，主要是地形和土壤的相互作用。这些条件赋予一定的植物群体以一定的特征和特殊的外貌。因而有可能区别出世界上具有大致相似植物群体的地区，这些地区称为植被区。

人类已经大大改变了“自然植被”即原始植被，因此，在即使不是全部也是大部分的地球表面上，很难在严格确切的意义上使用自然植被这个术语。或许亚马孙河流域雨林和亚洲及美洲北部针叶林的较偏僻地区是原始植被。其他地方自然植被的性质仅能加以推断，这种推断常常带有很大的臆测性。原始植被已经以两种方式被取代。

栽培植被首先，原始植被为人类所破坏，接着被庄稼和“栽培乔木”，以及占面积较小的房屋和工厂、道路和机场所取代。这种有选择栽培的植被和自然植被之间具有的唯一关系，是栽培植被必定能在大致相同的自然条件下成功地生长。随着人类技术能力的提高，人类能利用灌溉或排水这样一些措施来改变这些条件，就象人类能使土壤更加适应他们的需要一样。另一方面，人类能改变植物本身，这不仅是为了增加某一种作物的产量，而且是为了培育出能经受住不良自然条件的品种，从而使有可能扩大其产地。

这些栽培植物的研究是经济地理学的一个重要部分。“主要土地利用图”表现出这样一些不同的类别，如“经过改良的牧场”、“耕地占总面积 90% 以上的地区”、“多年生的乔木作物”等等。栽培植物覆盖着欧洲许多地区，美国和加拿大的东部和中部，阿根廷和乌拉圭拉普拉塔河口地区的许多地方，印度、爪哇和中国的大面积地区，南非大部，和澳大利亚、新西兰以前的草地。

半自然植被 除了栽培植被以外，陆地表面相当大的部分为可以最恰当地称之为半自然植被的植被所覆盖。它们由不是人类有意栽种这种意义上的“野生”植物所组成，但是，它们的存在与人类和动物的程度不同的间接影响有关。一些欧洲石楠灌丛（其中天然生长着像石楠这样一些植物），系原先森林植被破坏以后而形成的。在非洲萨王纳地区，人们若干世纪以来的游牧锄耕大大改变了原始植被，以致一些权威人士说，萨王纳是以前广阔的森林植被的替代者。一度开垦耕作的印度尼西亚雨林地区一旦得以恢复，它们便迅速地被具有稠密下木的“野生”次生森林覆盖。不仅人类，而且动物——野兔、赤鹿、山羊——也能给植被以很大的影响；如果林地被伐光，由于密集放牧，它们也许就不可能自然更新。这些是植被分布的生物因素。

植物群落和演替

植物群落在某种适宜的自然条件下生长于某一定地区的一群植物，称为“植物群落”，它们可能属于不同的等级。最大的等级有时称为生物片，其中可以分为三大类型：1. 森林和疏林，2. 草原，3. 密灌丛和荒漠。在这些类型中包括有植物群系，例如温带落叶林，其中，突出的植物形态是落叶树。在下面描述主要植被类型时，共分出 15 种群系。群系以下是称为植物群丛的植物群体。栎林是温带落叶林群系中的一个特定的群丛。植物组合是具有

特殊条件和种的局部群落。

任何群落中都有各种各样的植物个体，但是最强化和最有活力的称为优势种。在栎林中，优势种是栎树，但是也出现其他植物，如榛木、林生银莲花、报春花和藓类。在石南灌丛中，石南 (*Calluna Vulgaris*) 是优势种，但也有越桔、矮荆豆、桧树、heath grasses、藓类和地衣等其他植物。复杂的群落有若干层次，称为层；可能有由优势乔木树冠组成的树冠层，灌木或较矮小的乔木组成的灌木层，矮小的植物组成的草本层和藓类、地衣组成的地被层。植物地理学家当然不像植物学家那样关注具体的植物种类。很清楚，他们需要的是辨认出赋予某一植物景观以特征和外貌的优势种，以及了解满足这一景观的要求的因素。因此，P. Dansereau 选择了不同范畴来确定他的植物系统和分类：(1) 生活型（乔木、灌木、草本植物、禾草、地衣、真菌等等）；(2) 大小和分层性（高度，各层的性质等）；(3) 覆盖度（稠密、连续、间断、稀疏、裸露）；(4) 周期性（常绿、落叶）；(5) 叶的特征（阔叶、针叶、带刺、革质、肉质）。这明显是一种从结构考虑而不是从植物种类考虑的方法。

植物群落无论在多大的尺度上进行考虑，它们都很难划出界限，除非其界限被人类的活动划定。石南灌丛的边缘可以通过有控制的烧荒加以确定，一定草地群落的边缘可以用防野兔栅栏来划定。但是，大多数群落随着自然条件的变化而逐渐过渡。

植物演替在一段时间内即使气候保持不变，许多植被，特别是半自然植被也表现出一种渐变的系列或阶段。经过火山喷发、蔓延的大火、水的淹没或人类毁坏性活动而缺乏植被的一个地区，将会逐渐发生一系列植被变化，直到形成适应于条件的植被，这个植被称为气候顶极群落。达到气候顶极群落时，植物的大致面貌便不会有进一步的变化，于是达到一个“平衡状态”。现在，人们宁愿用气候顶极群落这个术语而不用自然植被。植物演替可以是自发演替，也可以是异发演替。在自发演替中，植被的性质由于植物本身引起的周围环境的改变而变化（例如在沙丘、海岸沼泽和红树林沼泽上）；异发演替是由于自然地理条件变化而形成的，例如在泥沙迅速累积的三角洲中就是那样。

演替变化的一个最明显的例证，是 1883 年喀拉喀托火山喷发以后形成的小岛上的演替；原来的植被被毁灭，新的岛屿由贫瘠的火成岩组成。到 1886 年，有了 8 种植物，这些岛屿经过 50 年被稠密的次生林所覆盖，现在其中大乔木正在慢慢地形成优势种。趋势似乎是要再次形成雨林，这些雨林将是气候顶极群落。

现在，生态学家力图在科学的基础上按照一般称为演替系列的发育次序或系列来分析植被。从先锋阶段到气候顶极群落的整个群落系列，称为正常演替系列。这种演替的每一个阶段是演替系列群落，它本身仅仅是暂时的，只是为要求更高群落进入提供越来越有利的条件：土被逐渐发育，腐殖质含量增加，荫影产生（籽苗在荫影的保护下才能够发育）等等。

有几种取决于原有条件自然特征的正常演替系列。例如，旱生演替系列在干旱地表上开始发生，干旱地表可能是岩石表面（石生演替系列）或者是砂质地表（沙生演替系列）。如果地表有淡水，例如浅湖，则形成水生演替系列；如果有咸水（如在潮汐泥滩），就是盐生演替系列。

但是并非所有的正常演替系列都一定会达到演替顶极；实际上，在目前

世界上似乎极少达到演替顶极。一个正常演替系列可能发展到某一阶段，然后为一些外来的因素所阻止。如果这一阶段具有稳定的性质，那么这种群落就称为亚顶极群落。例如，未排水沼泽的渍水或者风蚀高原上贫瘠土壤的存在，都会阻止演替系列到达演替顶极，其结果将分别是沼泽和石楠灌丛。这两种结果都是亚顶极群落的实例。但是，如果阻止或中断演替的因素仅仅是暂时性的，那么就将开始产生一个次生演替系列。例如森林火灾或雪崩将开始产生一个次生演替系列，到了适当的时候，顶极森林将最终形成。

另一种类型的群落与人类长期的直接或间接干扰有关，它使顶极植被中断。许多以前生长着树林的英格兰高地，由于起初砍伐乔木，接着又持续放牧，从而阻碍了森林更新而变成了草地。这是一种偏途演替系列，它导致形成一种称为偏途演替顶极的处于平衡状态的最终群落，但是，如果这种干扰停止，次生演替系列就会开始进行。由于近年来山坡上放牧减少，随着次生演替系列的发展，草地首先有欧洲蕨，然后有小灌木，再后有桦树和栲树进入。

用上述较为科学的术语对于植被演替类型所作的讨论着重说明，在世界许多地方，人类的影响十分明显，以致于真正的气候顶极植被确实罕见，地表许多地方不是被亚顶极植被或偏途顶极植被所占据，就是处于次生演替系列的发展过程之中。

影响植被的因素

地理学家感兴趣的是植物与植物生长的环境之间的相互关系。有助于区别这些环境的要素是复杂植物生命过程的因素，这些因素分为三类——气候因素（几种气候要素）、土壤因素（主要是土壤条件）和自然地理因素（地势、方位和排水）。另外，还有生物因素，包括细菌、昆虫、野生食草动物、鸟类和人类活动（放牧家畜、烧荒、砍伐森林和排水计划）的影响。

气候因素 植物生长所依赖的两个主要要素是降雨和温度，特别是它们的季节分配。换句话说，重大的意义一方面在于干季的长短，特别是在温度持续地有利于植物生长的低纬地区，另一方面是冷季的长短和严酷程度，特别是冬季温度低于植物能够生长的温度的高纬地区。

概括地说，降水决定植被类型；丰沛的降雨势必形成森林，少量的降雨形成草地，贫乏不足的降雨导致灌丛和荒漠。然而，温度在决定实际的植物区系成分中起着巨大的作用。北极圈附近地区的“北部林”、寒温带森林、暖温带森林和热带雨林——全都是森林，但是主要由于温度条件不同，它们的性质和外貌有相当大的差异。降雨和温度之间的这种关系一般都适用，但也有例外。例如，树木的生长在极地一侧的界限不是由降水总量而是由温度决定，因为树木必须有至少三个月最低温度 6°C （ 43°F ）的生长季。

温度 其他条件都相同时，低温势必导致植物生长较慢和个体较小，而高温则形成较茂密的植物。随着纬度或高度的增加，假设获得的水分保持不变，一般地说，植物的大小、茂密程度和生长速度减小。相反，经常性的高温 and 充足的温度导致高大植物迅速生长。作者曾观察到一根竹茎在 24 小时内生长 20 厘米（8 英寸），一片香蕉叶在同样的时间内长度增加 5.7 厘米（2.25 英寸）。

尤为重要的是一年中的特定时间内的临界温度和冷、热的实际极值。冰点

是最重要的温度之一，因为有极多的植物容易受到冻害。另一个重要温度是已经提过的数字——6，因为对于大多数植物来说在这一温度以下不能活跃生长。不仅实际的极端温度重要，而且“积温”也重要。

· 327 · 积温是一特定的最小数值以上温度的持续，换言之，是生长季的长度。对于温带落叶林的大部分树种来说，至少必须 6 个月的温度在乔木生长最低温度以上。常绿阔叶林（例如赤道纬度的常绿阔叶林），全年温度远高于这个最低温度，因此树木连续生长。

人们根据植物对温度的需求进行了各种不同的植物分类，其中的一种如下（图 209）：

1. 高温植物（例如棕榈）最冷月在 18 以上；
2. 中温植物（例如橄榄）最冷月在 6~18 之间，最热月在 22 以上；
3. 低温植物（例如栎树）最冷月在 6 以上，最热月在 10—22 之间；
4. 最低温植物（例如石蕊及同属其他数种地衣）最热月低于 10。

（这些数值系指月平均温度）

降水 水分对于任何植物都极其重要，因为正是通过根系对水分的吸收，植物才获得它所需要的呈溶液状态的养分。多余的水以水汽形式通过布满叶上的小孔（即气孔）而蒸腾出去。较大的和较茂密的植物种类，特别是乔木，在生长季节需要持续不断的水分供应。

植物可以根据它们的水分机制进行分类。水生植物是完全生活于水中的植物，既有漂浮于水上的，也有生活在水底的。湿生植物包括那些在水分供应丰富的环境中生活的植物，如热带雨林中的许多植物种。中生植物需要适中、持续不断的水分供应，大多数乔木属于这一类型。旱生植物适应于季节性或终年干旱的条件；它们的诱发变异包括深扎于土壤以寻求地下水的长根、用厚的叶面或用蜡或细毛包裹着的表面防止蒸腾的小叶、坚硬带刺的芽和枝条、像栓皮那样的厚而粗糙的茎皮、块茎状的根、甚至像猴面包树和各种仙人掌所具有的储水构造。真正的旱生植物经历着一个缓慢、节约的生命过程，休眠期漫长而一旦有突然但短暂的水分供给时，则出现短期的迅速生长。其他许多植物具有使它们能度过季节性不利条件的特征，这些植物称为湿旱生植物。例如落叶使植物能度过一个持续寒冷或干旱的时期。这样的植物一个季节表现为旱生植物，而另一个季节表现为湿生植物。

图 209 北半球植被类型示意图

光 对植物生长重要的另一个气候因素是能获得的光照量，既包括光的强度，也包括光的日和季节持续时间。叶绿素——植物中的绿色素——从阳光吸取能量，结果二氧化碳和水通过非常复杂而且尚未完全被认识的过程形成碳水化合物，从而植物的生长得以继续下去。因此，在光线微弱的地方，植物瘦弱而无生气，在热带雨林“天盖”下暗绿色光照中的植物就是这样。另一方面，造成高温和大量蒸腾的过量光照能破坏叶绿素，因而热带森林中的许多植物种在白天实际上在移动着它们的叶，把叶直对着光线，以便使阳光的影响减小到最低限度。

环境的一个有趣效果是：在极圈内，夏季持续不断的日光导致植物短暂但极迅速的生长，这是苔原植被的一个特点。寒温带纬度冬季白昼短、光照弱可能是形成一些乔木落叶习性的一个因素，假如夏季足够长，从而能使这些树木在一个季节中完成树叶发育、生长和枯落循环的话。

风对植物的主要影响，是它把从气孔蒸腾出去的水气吹走；强风意味着迅速蒸腾。如果风温暖而干燥，那么这种影响就非常显著。西洛可风可以使意大利南部乔木和灌丛极其迅速地蒸腾，以致嫩芽死亡并发黑，仿佛遭到突然霜冻一样。

风可以使乔木不能在无掩蔽的高地、山地或沿海地区生长，或者会使树木变得矮小和弯曲，呈现为对着风的楔形，而向下风方向生长。奔宁山脉上稀疏的树木，非常明显地反映了风向的影响。对于针叶林和苔原交界地区灌丛在近极地一侧界限的形成，风的作用可能大于温度自然地理和土壤因素。陆地的地形，不管是陡峭还是平缓，无论是谷地、山地还是均一的低平原，都影响着植被。山脉由于气候、土壤、方位和排水变化迅速，山脉的植被变化极大，但一般来说，其结果是形成植被“带”或“环”，植被的具体情况随着山脉的“气候基准面”而发生变化，而“气候基准面”本身又在很大程度上取决于纬度。

自然排水的影响在热带地区有所表现，那里红树林出现在含盐潮为汐没的条件下，沼泽林分布于淡水泛滥的条件下，真正的雨林存在于排水充分的地方。德国北部沼地禁猎区的高位沼泽与它周围的石楠荒原在植物学上有着紧密的关系，因为两者同样缺少矿物质养分并具有同样高的酸度。沼泽的地表常年潮湿，而石楠荒原是干燥的。如果沼泽自然或人为地干涸，那么就会形成石楠荒原。

土壤因素是那些与土被特征有关的因素，因为大部分植物在土被中扎根。植被本身也促进形成成熟土壤的过程。不必去强调土壤因素的影响；对照一下陡峭山上的薄层粗骨土，高沼地上的酸性泥炭土，石楠荒原和沿海地区的沙质土，低地的粘土和冲积土就够了。生态学家关心的是更为具体的土壤差异，他们研究植物种的会聚，例如在对某一草原进行生态调查时他们发现，由于酸度和碱度，含水量和矿物质含量的细微变化，植物有相当大的差异。

世界植被类型

地理学者利用植物学家所收集的资料，可以把地球表面划分为野生植物群落（即包括自然和半自然植被）大体一致的地区。“世界上的植被并非由毫无相似性的各个部分拼凑而成，相反地，它们表现出明显的相似性和联系。”（哈迪语）。人们多次试图编绘出整个世界、各个大洲（图 210）甚至更小区域的植被图，但遇到了许多困难。

首先，带任意性地画出这些地区的界线本身就是一件困难的事。在自然界，清楚的界线极

图 210 非洲的植被区

1. 热带常绿雨林；2. 红树林沼泽；3. 热带森林（有明显干季）；4. 萨王纳；5. 灌丛与半荒漠植被；6. 热荒漠——岩石或沙，植物稀少；7. 暖温带雨林；8. 地中海常绿疏林；9. 温带草地；10. 山地森林和草地，栽培植被

（如尼罗河三角洲与流域和种植园）未予表示。

少，所以必须通过实际上是过渡带的地方勾画出区分一个植被区与另一个植被区的界线。这样的植被区只能粗略而大概地划定界线。第二，世界上许多

地区的植被尚未标在地图上，也未进行过描述，因此必须进行某些假设。第三，在目前栽培植被广泛分布的地区，野生植被不得不根据残存的植被斑块进行推断。在有些地区，这些推断是大有疑问的。第四，这些地区是用“植物结构”或所谓“植物景观”勾画出来的；地理学家仅仅用主要植物群落作为他的地区划分基础。然而，植物在某种程度上概括了各种自然特征，因而植被区被称为“气候植物构架”或“生物气候带”。气候类型，地带性土类和植被区之间的大致关系如下表所示：

气候	土壤	植被类型
北极气候	冰沼土	苔原 针叶林
寒温带气候	较冷 灰壤	石楠灌丛
	较暖 棕壤	温带落叶林
寒温带气候 (大陆性)	黑钙土 温带草原	湿草原土
寒温带气候	干旱 栗钙土	干草原
	非常干旱 盐渍土	盐土荒漠植被
地中海暖温带气候	红色和棕色地中海土	暖温带常绿疏林
热带荒漠	半荒漠 红色漠境土	荒漠灌丛
	荒漠 沙质土，盐渍土	无植物的荒漠
热带(夏雨)气候	红壤	萨王纳草原
	砖红壤	
热带(季风)气候	砖红壤	季雨林
	基性土	
赤道气候	砖红壤	热带雨林
		沼泽林
		红树林沼泽
山地气候 (按高度成带状分布)	粗骨石质土	按高度成带状分布以高沼地、山地草原、灌丛和高山植物群为最后一带

森林和疏林

1. 热带雨林 热带常绿雨林(有时称为 Selva)局限于接近赤道的炎热、湿润地区：亚马孙河流域、中美洲沿海、扎伊尔河流域、西非沿海地区、马来西亚、印度尼西亚和越南南部低地(照片 105)。

雨林的主要特征是它的丰富性和多样性；某生态学家估计，马来西亚南部森林的乔木数大约为每平方英里(2.6平方公里)6400万株。树种成千上万，很难发现只有某一种乔木的“植物群丛块”(基本连续的组合)。荷兰一位植物学家估计，在印度尼西亚有3万个不同的有花植物种，在婆罗洲有

1 万种（而不列颠群岛只有 2000 种），而乔木树种不下于 3000 种。这个植物区系的大部分植物尚未加以命名和描述。偶然可能会出现一小片像美洲铁木这样的乔木，在婆罗洲，偶然有小片的樟树。

植被明显呈层状排列，高大乔木向上生长到有光处，高 45 米（150 英尺）或者更高，树干光滑无枝，由巨大的板状根支撑着，其上形成为连续“天篷”即上层常绿阔叶的树冠。这个冠层的表面并不水平，因为有最高大树木的圆形大树冠向外凸出。有名的树有棕榈和坚硬的“家俱木”——桃花心木、黑黄檀、乌木、绿心硬木和铁木，但许多软硬木树种，人们仅仅知道它们的当地名称或植物学名称。其中有些树木只是在战后才在英国的木材堆置场出现。

树冠层以下是“中间层”，它由小乔木、灰白水龙骨（一种被称为藤本植物的木质攀缘植物，长度常达 100 米更长，与人的手臂一样粗）和无数的附生植物（生长在其他植物上的植物，但不从这些植物吸收它们的养分）所组成。印度尼西亚最常见的一种藤本植物是白藤，它是一种攀缘棕榈，其茎长而结实，因此当地人用来代替绳子。附生植物包括兰科和蕨类植物的许多种。

热带雨林的下层或下木层植物稀疏，由生长于树干间的蕨类植物和高肉质草本植物组成。地被层是一层腐烂的植物物质，生长着许多腐生植物（靠腐烂物质生活的植物）和分散的草本植物。

植物的生活周期没有季节周期性，因为气候几乎不发生变化，因此，总的面貌从不变化。任何时间，任何植物，甚至植物的一个枝干都可能长叶、开花和结果。新叶可以在落叶后几天内长出。相邻植物的表现很少或者不存在同步现象。整个面貌呈现单调一致的绿色。

刚描述的真正雨林并不象许多植被图表示的那样分布广泛。不仅环境变化使它们发生变化（如沼泽林）（照片 105），而且人类的活动也破坏了自然植被，结果它们被栽培植被（特别是种植园）和半自然次生林所取代。图 211 详细表示了苏门答腊的植被。

图 211 苏门答腊的植被

马来亚未画出各种线条，那里是空白。

次生林 大面积的原始雨林已被获取木材的企图或游耕制度所破坏。由于森林力图自我恢复，因而可以观察到植被的次生演替系列。次生林的特征是：极稠密的下木，繁茂的草本植物和大量生长迅速的软木。一般来说，穿过次生林比穿过原生雨林要困难得多。在印度尼西亚，它们被称为 bloekar。如果不再发生中断，这些半自然林最终将变得和雨林一样。

2. 红树林 这一类型的植被出现于淤泥质低海岸上，在其波浪带内，水是平静的，但海岸有潮汐的影响。这些树林分布于亚马孙河口附近的南美海岸，尼日尔河三角洲的边缘一带以及苏门答腊和婆罗洲的东部沿海，向内地延伸到微咸沼泽和潟湖中。它们生长在泥沙正在沉积的地方，因而随着它们促进淤泥在根部之间的沉积，红树林带渐渐地向海延伸。

“红树林”这个名称是指大约 20 或 30 个树种的集合，它们并非全都有植物学上的联系，但都有某些共同的自然特征，特别是在受潮汐冲刷的潮泥滩上生长的能力。高潮时，一大片暗绿灰色革质叶似乎漂浮在水上，但低潮时，人们可以看到常常由一些杂乱无章的长足状气生根所支撑的短而粗糙的

树干。另一些树干在淤泥下长出水平根，垂直的根由水平根长出地面，还有一些树干具有弯曲成环状的水平根。这些复杂的根系不仅起着把树固定于淤泥的作用，而且有呼吸孔，起着通气器官的作用。

各种红树树种以大致平行于海滨的条带排列。在海边有能习惯于多变动的淤泥和大潮的淹没的红树。随着海岸通过自然冲积而发展，“先锋”红树树种向海推进，形成演替系列。在向陆一侧，红树林沼泽逐渐变为淡水沼泽。

3. 热带季雨林 这是有明显季节性干旱的热带森林。它们不仅能出现于真正的季风地区，像越南、缅甸、印度尼西亚部分地区、印度和澳大利亚北部，而且也能出现在位于赤道气候带边缘的地区，在这些地区，它们象在非洲和中美洲那样成为雨林和热带草原之间的过渡带。

在雨季，季雨林看上去有些像雨林，虽然没有雨林繁茂，比较稀疏，而植物少得多。大多数树木有明显的落叶习性，在干季时落叶，这时草本植物也枯萎。附生植物和藤本植物比雨林少得多。地被层由木本灌丛组成在森林的边缘，由粗质禾草组成。

最常见的树是柚木、竹和金合欢。柚木林仅具有一个优势种，即柚木本身（在东南亚称为 djati），现在发现的最大成片的柚木林是在缅甸和暹罗。柚木的主要价值在于它的坚硬和耐用，成熟柚树常常有 20 米（60 英尺）笔直无枝的树干，基部直径 1.5 米（5 英尺）或者更大。竹类分布普遍，生长迅速。竹类通常在为了耕种或获得木材而遭到破坏的一片季雨林，接着又被弃荒时生长出来。竹林在越南生长良好。

在非洲森林中，各种金合欢分布广泛，在印度尼西亚，有一种被称为 Pilang 的金合欢树种，在澳大利亚北部，生长着 wattle（一种金合欢）。有几种桉树在澳大利亚北部和印度尼西亚部分地区生长得很繁茂，尽管许多树木曾经过精心的培植。

与真正的热带雨林地区不同，热带季风区早已是人口稠密的地区。许多低地早已精耕细作了若干个世纪，印度大部地区、缅甸南部、越南的各三角洲和爪哇岛的自然植被早已消失。在非洲，游耕游牧已经蚀进森林边缘。

4. 热带山地森林 热带纬度内许多山区生长着森林，由于植被随高度而变化，因而能区分出一系列垂直带。在一些较高的地带，具有在植物学上与欧洲西部类似的针叶和落叶树；在苏门答腊和婆罗洲，可以看到栎树、栗树和松树。

有些类型的山地森林为低纬度地区所特有。藓类林出现在斯里兰卡、马来西亚和印度尼西亚山地 900 到 1500 米（3000 到 5000 英尺）之间。树上覆盖着厚层的苔藓和欧龙牙草，有水下滴，呈现出一种难以形容的奇异景象。作者在斯里兰卡曾穿过这类植被向覆盖着森林的一些峰顶攀登，也许这是世界上一种最不愉快的登山运动。其他一些类型的山地森林由灰白水龙骨丛林组成。东非的山脉到处都生长着“奇异繁杂、正在腐朽的植物——高大的千里光、半边莲和高大的欧石楠——而所有这些植物都有厚厚的苔藓覆盖。”这是 Eric Shipton 对鲁文佐里山山坡的描述。高大的千里光在软而多浆的茎上长出大约 3.7 米（12 英尺）高，顶部生长着一种类似于卷心菜叶的东西，而半边莲则形成由羽状叶构成的高大锥体。

5. 热带旱生林 在热带的某些地方，特别是在巴西的东北部（在那里，热带旱生林被称为卡汀珈群落）、墨西哥南部、委内瑞拉，东非高原、德干高原南部和缅甸中部，出现一种能经受长期干旱的热带疏林。它们差不多可以

归入热带灌丛和半荒漠类型，但树木生长得相当连续，可称为“热带落叶旱生疏林”，它们代表旱季明显但时间不长的季雨林和旱季为主地区的灌丛之间的过渡带，它们形成茂密而难以穿越的大片带刺丛林，偶尔有金合欢和大戟一类较高的乔木高出这些丛林，它们在长达7个月的时间里看上去是一片浅灰色、死气沉沉、无叶、纷乱的植物，可仙人掌、带刺藤本植物和几丛耐旱的常绿灌木相混合在一起。所有的植物都以种种办法，或是用储水，或是用使蒸腾减少到最低限度的办法来抵抗干旱条件。

在短暂集中的降雨出现时，植物的生命活动突然旺盛起来，土灰色的景观变成嫩绿色，许多树开出色彩鲜艳的花朵，草本植物和鳞茎植物也开起花来。当持续4个月左右的降雨期结束时，植物便迅速地回复到休眠状态。

6. 暖温带雨林 在世界上一些地区，有一种暖温带气候下形成的森林。这种暖温带气候年降雨量150—300厘米（60—120英寸），而且分配均匀，温度变化于10—20℃之间。干季不是不存在，就是时间短暂。这样的条件出现于美国东部和南部各州，特别是墨西哥湾沿岸和佛罗里达，巴西南部，巴拉那—巴拉圭河流域上游，纳塔尔沿海地区，缅甸东北部，华中、华南大部地区，日本南部，澳大利亚东部和新西兰北岛。热带纬度山脉的山坡上生长着类似的森林。

这些森林外表上在许多方面类似于赤道纬度的森林，大多数树为常绿树，但是，冬季季节性影响的增强导致落叶树的混入。然而，冬季气候条件十分温和，以致季节性气候的韵律不显著，而且植物生长得相当连续。这种森林有着特别的树种，从赤道一侧边缘的竹类、棕榈、美国鹅掌楸、樟树、木兰和山茶到极地一侧的常绿的栎树、铁杉、洋槐、胡桃、槭树、栎木、杜鹃花和月桂。有些地方，广泛分布着混有落叶树的针叶树，像在佐治亚州和弗吉尼亚州，生长着黄松和白松；在佛罗里达州，出现柏树和常绿栎，在新西兰，生长着Kauri松，在新西兰，灰白水龙骨分布普遍，形成稠密的蕨林。下木层通常是茂密的，这种森林常常比热带地区的森林难于通过。有大量的附生植物、藤本植物、藓类和地衣，它们象花彩一样攀附在树干和树枝上。

这些原始森林已有许多不再存在，因为气候条件非常适宜于亚热带农业。在中国、日本和美国的南端，密集的农业人口种植棉花、烟草、大豆、桑树和甘蔗。还有其他商业产品——南方贝壳杉树胶、樟脑、巴拉圭茶和古柯。

旱林 有些种类的暖温带或亚热带森林有明显的干季特征。澳大利亚南部和东部的森林，具有稀疏、由矮小金合欢树种组成的灌丛状下木层，这一层以上，生长着高大、常绿的桉树（也被称为澳洲桉树）。这些树具有高大而笔直的树干，树皮破碎，树冠平坦由低垂的浅灰色树叶（其边缘总是转向太阳）组成。有些树高度超过90米（300英尺），而且材质优良。在巴西南部，有智利南美杉（araucaria Pine，俗称“猴迷糊”）林，这些森林为生长粗草或星散的巴拉圭茶灌丛的开阔地面所隔开。在巴那圭—阿根廷的大查科地区分布有白坚木常绿林，它们是从茂密的常绿灌丛下木层长出的材质异常坚硬、多瘤的灌丛乔木。所有这些森林不管是热带的还是温带的，都逐渐演变为草地，并成为草地边界的“疏树草原”景观的一部分。

7. 地中海常绿疏林 称为“西部边缘暖温带”（通常称为“地中海气候”）的气候类型，过去曾覆盖着开阔疏林，开阔疏林大部分由常绿栎、栓皮栎和其他栎树组成。然而，现在很少有真正的常绿栎林，因为大量的树被以烧木

炭为业的人伐去作为薪材，另外，大量的树还被伐去以种植特有的地中海水果——不但有橄榄、无花果和葡萄这样的本地水果，而且有引种的柑桔类水果。夏季干旱时普遍发生的火灾也是森林破坏的极重要原因之一。

常绿栎林一部分已被常绿的芳香灌木（如夹竹桃、番樱桃、欧石南、迷迭香、薰衣草和大量的爬山虎、葡萄、草本和鳞茎植物）所取代，在一些地方形成高 2 - 3 米（8—10 英尺）的密灌丛。在地中海流域，这种密灌丛称为马贵斯群落（maquis，法语），或马基亚群落（machia，意大利语）。

其他地方出现针叶林，如松、冷杉、柏和雪松。在科西嘉，科西嘉松和海滨松生长繁茂。在有某种程度的森林管理的地方，科西嘉松长成为高大的乔木，高度可达 45 米（150 英尺），基部周长 6 米（20 英尺），需五六百年才能完全成材，地中海流域沿海地区的主要乔木是阿勒颇松，这种树在希腊更为常见。

在山坡上，特别是在 600 - 750 米（2000—2500 英尺），有相当多的伴有山毛榉的甜栗疏林，科西嘉东部的山地称为 Chataigneraie 或 Castagniccia。另一种广泛分布的（特别是在石质坡地上），是野橄榄。

虽然种常常不同，但是在世界其他地区具有类似气候的一些地方，生长着总的外貌和特征相同的植被。在加利福尼亚，相当于地中海马贵斯群落的是恰巴拉群落（Chaparral），大果柏木相当于松。那里还生长着蔚为壮观的海岸红杉（*Sequoia Sempervirens*）（照片 107）和内华达山的“巨树”（*S. gigantea*），后者现在在国家公园内得到保护，有名的“谢尔曼将军”（General Sherman）树高 83 米（272 英尺），基部直径 9.32 米（30 英尺 7 英寸），在高 37 米（120 英尺）处，其直径仍有 5 米（17 英尺）。在澳大利亚西部，桉树科两个代表种——红柳桉树和 Karri——是良好的用材树。

差不多每一种植物——乔木或者灌木的基本特征，都是以某种方式适应夏季干旱。它可能具有小而硬的常绿叶、坚实的木质茎、厚而粗糙的树皮和扎得很深的根或肉质鳞茎状根。这种干旱常绿形态惯于终年缓慢生长，而在秋季降雨时，活动加快。初春，多年生草本植物和鳞茎植物突然表现出短暂的繁茂，而在夏季干热时枯萎。

8. 寒温带落叶林 欧洲中部和西部的许多地区及北美东部圣劳伦斯河以南的自然植被过去大概是落叶林，但在这些人口稠密的地区，这种原始森林即使有的话也所剩极少。在欧洲，伐木者的斧头为农耕扫清道路已达两千年之久，人们需要木材建筑住房，造船以及烧制木炭以满足炼铁厂的需求。整个欧洲，特别是英格兰，变成了具有分散的矮树丛和受保护的园林的地区。在北美东部 300 年的大量砍伐产生了类似的结果。

在亚洲大陆东部——阿穆尔河流域、中国东北地区山地、朝鲜和日本北部，仍然生长着大体类似的森林，但它们受人类的影响小得多。智利的南部和火地岛，也有小块的这种森林。

植被对冬季温度较低的温带湿润气候的反应，是一个休眠季和一个生长季。在休眠季，乔木落叶；在生长季，乔木缓慢地生长。乔木的变化不大，常常出现具有同一树种的一片片森林。乔木的种类有英国平行陡崖区和欧洲中部山地（在智利南部也有更广泛的分布）的山毛榉林，目前广泛分布的栎林、杨树、榆木、埃及榕、栗树、鹅耳枥属乔木和其他乔木的混交林，柳树、杨树、桤木和欧洲山杨构成的“潮湿疏林”以及榛木，桤木和山楂组成的“小灌木疏林”。北美落叶林的树种多得多，也茂盛得多，除了已经提到的乔木

外，还包括胡桃、槭、山核桃木、木兰和雪松、云杉一类的针叶树，而杜鹃花、杜鹃花属、倒挂金钟属植物和其他有花灌木构成的下木层生长良好。

具有这些森林的最壮观的地区可能是在美国东部的大雾山国家公园。蓝岭嶂大路把它与谢南多厄国家公园联结起来。据估计，这儿有 130 种不同的本地乔木，1300 个变种，大约 10 万公顷（25 万英亩）实际上是原始森林。这类森林向南逐渐演变为南部各洲的暖温带森林。

9. 落叶针叶混交林 落叶林向极地（并沿山坡向上）逐渐演变为针叶林，在欧洲的中北部形成一个称为“混交林”的过渡带。即使在真正的针叶林中，也有落叶乔木，其代表为桦木、桤木和杨树；矮小的桦木的分布比针叶树更靠近极地。用以划定欧洲混交林北界的一般标准，是栎树的界线，这条界线穿过瑞典中部，并从芬兰湾大致向东延伸。

10. 针叶林 针叶林本身分布于高纬或山坡上，尽管针叶树种出现于其他许多植被区。西伯利亚针叶林的名称泰加林常常被加以运用。针叶林在陆块最广阔的北半球展延得最广阔；它们横跨北美和欧亚大陆。在西欧，它们向南伸展到大约北纬 60° ，在亚洲东部，延伸到大约北纬 50° ，在美洲东部，向南远达北纬 45° 。

这些树木不得不经受住严酷的气候条件——严寒的冬季，短暂而凉爽的夏季，少量的夏季降雨和冬季降雪。它们以缓慢的速度生长，需求甚少，它们坚硬的针状叶使蒸腾减少到最低限度，紧密的圆锥形结构既有助于它们的稳定性，以抵抗风的侵袭，又防止它们树枝上积雪过多。它们木材的质量远多于树叶，而且材质“柔软”，而常绿的叶可以在整个短暂的生长季中最充分地利用阳光。

乔木树种不多，分布的密度十分均一。松树在干旱的沙质土上占优势；高大的云杉林在较潮湿的土壤上占优势；落叶松（它并非非常绿）在质量良好的深层土壤上最多，不同种的冷杉分布广泛。优美的白桦有助于点缀阴暗单调的暗色云杉林。许多可以通过的疏林至少已被砍伐过一次——特别是在波罗的海周围和圣劳伦斯河谷沿线，虽然西伯利亚和加拿大地盾的森林大部分很少被采伐。在芬兰和瑞典这样的国家（森林在它们的经济中占有相当大的比例），对木材采伐进行着管理，某个地区一旦被采伐，就栽上树苗。例如在芬兰南部，冷杉成熟需要大约 50 至 60 年，在中部，大约要两个世纪。因此，逐渐形成了一个长周期的森林轮伐制，很少有商品林被“砍伐殆尽”——树苗、幼树、年青的和成熟的树一起生长。

下木层稀疏，种类和数量贫乏，这部分是由于较小植物所赖以扎根的表土层遭到长期严重的冻结，部分是由于厚厚的松针层对大多数植物有害。几种矮灌木（如越桔、大果越桔、岩高兰和矮桦）和大量的地衣和藓类组成地面植被。

针叶林向北逐渐消失，成为苔原，因为乔木变得更加矮小和分散，偶有树丛和像瘦长的哨兵一样站立着的单株树木。

草原

草原群系出现于经历着一个长期的干季，但有一个与生长季一致的降雨期的地区。然而，除稀疏的旱生植物类型外，总雨量通常不足以使乔木生长。降雨有效性是主要因素，在中纬度地区，降雨总量从 30—60 厘米（12—24

英寸)不等,但是在热带地区,由于蒸发量大,即使100厘米(40英寸)降雨量也不够乔木生长,因而出现草或灌木。

草的生命周期使它能通过结实,接着枯萎而避免干旱的影响。种子存在于根系形成的腐殖质层中,在受到再次降雨的促进时,它便迅速地生长。

草原景观比“禾草”这个名称乍一看来所包含的内容丰富多采。植物学家能识别出各种各样称为禾本科植物的草,其特点是简单、带鞘的叶,长节的管状茎,包在花瓣中的花头;它们包括人们熟悉的人工栽培的中纬度草皮和草甸草、荒漠和沙丘草、沼泽草、高山草、石楠灌丛和高沼草、盐草和热带高草。由于草原出现在疏林和荒漠两者的交界区,因此过渡带散生着通常具有旱生的特征的乔木和灌木。

目前是否有真正的天然草原,这是有疑问的。许多草原或者是半天然草原,受到若干世纪的放牧和烧荒的影响,或受到施用石灰、化肥和排水的影响;或者是栽培草原,在栽培草原上,散播了精选的草种,成为牧场已有多年。这些地区是各种农业活动的舞台,生长谷类作物或牧放牲畜。

11. 热带(萨王纳)草原 在热带森林、热带草原、密灌丛和热荒漠之间划一条界线是困难的;萨王纳在不同的程度上带有上述4种类型的特征,在外貌上具有很大的差异。在一些地区,它形成一种不连续的簇生草被,这种草生长迅速,达2米(6英尺)高,成为一种顶部有银色穗状花序的黄色硬秆草。最高的种类是象草,常常高达4.6米(15英尺)。棕榈、猴面包、金合欢和吉贝一类树丛适应于与季雨林和旱生林中的干旱相类似的干旱环境,它们生长在地下水接近地表的凹地中。“疏林—萨王纳”(Park-Savanna)这个术语有时用来表示这种树木较多的景观(照片108),它也称为“高草低地”类型。由于在开阔的草地上经常有大风吹刮,许多树呈楔形或伞形。一旦降雨到来,块茎、鳞茎和坚韧的多年生植物便突然开花。

越接近荒漠边缘,草变得越低和越呈丛状,其间有着裸露的沙地和稀疏的带刺灌木。在荒漠禾草萨王纳和荒漠灌丛之间很难加以区别。

在南美洲,萨王纳覆盖着大面积地区(在圭亚那高原,它被称为伦诺(Ilano);在巴西,称为堪普(Campo);在非洲,它分布非常广泛,在扎伊尔河流域以南和以北雨林和西非,以及东非高原上都有萨王纳分布。它出现于德干高原较干旱的地区;在澳大利亚,它在中心荒漠以西和以东地区延伸。

萨王纳分布地区有着众多的动物,既有食草动物,也有食肉动物。特别是在非洲,萨王纳一直是以狩猎、动物饲养或游耕为基础的许多当地文化的舞台,人类直接和间接的影响必然使许多以前的森林退化成了萨王纳。像在巴西和昆士兰那样的现代动物饲养,灌溉系统的扩大和大规模地试图种植花生和用作饲料的粗粮,也大大地改变了植被。

在爪哇和苏门答腊,大片粗劣的草丛状草称为阿龙—阿龙(alang-alang)。虽然它具有真正的萨王纳外貌,但它是森林多次烧毁的直接结果。它一旦形成,就往往继续生存下去,因为它形成一层抑制其他植物生长的死叶层。

12. 温带草原 广阔的草原地区出现于中纬度大陆内部,那里30—50厘米(12—20英寸)的降雨总量主要集中在初夏。这些草原在欧亚大陆称为斯坦普(steppe)(从匈牙利的草原延伸到乌克兰,再向东穿过亚洲到中国东北),在北美中央低地称为普列利(Prairie);在阿根廷称为潘帕斯(Pampas),

在非洲，称为韦尔德（veld），由于高原高度的缘故，它向北远达南回归线；在澳大利亚东南部和新西兰的南岛东部，称为当斯（downs）。

天然草原形成一个连续的丛生草被，类杂有鳞茎状植物和豆科植物。草干燥而强悍，春季呈蓝绿色，夏季为黄色，呈麦秆状，顶端生长着羽毛状穗状花序。在阿根廷的潘帕斯和新西兰的当斯较干旱的部分，呈较大的丛簇生长，其间是无植被的土地。乔木仅仅在凹地或者水道两旁出现。

目前，天然的温带草原极少或者不存在。水分较充足的地方已被开垦，成为世界上的小麦产地。这些小麦产地通常为和缓起伏的平原，累积丰富腐殖质的黑土，同时又有初夏降水（生长季）晚夏干旱、天气晴朗（成熟收获季）等有利气候条件。其他地方则发展畜牧经济，从亚洲中部干草原上的游牧方式，到美洲大规模的牧场和澳大利亚和新西兰的大牧羊场情况有所不同。没有被改良的牧场很少；在阿根廷，天然的草已被苜蓿取代；在新西兰，天然的草已为不列颠牧草（British meadow grass）取代。

13. 山地草原 几乎所有的山区都有不规则的草原区，它们在乔木线以上形成一个垂直带。这是生长期短的结果。这一“草腰带”的位置随纬度、高度、方位而变化。

在斯里兰卡，粗劣的巴塔那（Patana）草覆盖着 1800 米（6000 英尺）以上高地的大部分，而在东非，具有温带草地外貌的茂密丛生的草原从大约 3000 米（10000 英尺）——竹林的界线向上延伸。南美的山间高原在 3700 米到 4900 米（12000 英尺到 16000 英尺）的高度具有被石质地面隔开的稀疏的粗质草被，这些草地叫普纳（Puna），最干旱、最粗劣的叫普纳布拉瓦（Puna brava）。中亚高原的草原称为帕米尔（Pamir）。

地中海地区由于夏季炎热干旱，草原不普遍，但在科西嘉、意大利和希腊较高的地方，来自融雪的水分使草原得以生长。在欧洲中部的高山，由于冬季雪线沿山坡向上退却时消融雪水的灌溉，茂盛的禾草迅速生长。谷地内居民带着他们的牲畜来到这些较高的牧场，这种季节性的移动称为季节移牧。中纬度的较低山地（如英国的那些山地）具有各种各样的草被，特别是白垩丘陵草地、崎岖的丘陵牧场和酸沼草原。

灌丛和荒漠

灌丛植被已经多次被提及，因为它是干旱程度增加——降水量减小及其季节分配不均的直接反映。在热带地区，常绿雨林经过季雨林和旱生林退化为禾草占优势的萨王纳或有刺的灌木组成的灌丛。在地中海地区，马贵斯群落变得越来越干燥，特别是在石灰岩土壤上；它形成灌丛——一种常绿旱生疏林的亚顶极形式，在美洲和澳大利亚有大致类似的灌丛。在寒冷地区，森林覆盖向极地渐渐稀疏并变得更加矮小，最后演变为苔原。人类和牲畜的影响——过度放牧、开垦和烧荒——能产生日益严重的退化，这种退化无疑已通过森林和草原的破坏而扩大了灌丛地的面积。

荒疏的草原和灌丛由于干旱和寒冷加剧，以及土壤盐渍度的增加逐渐变为真正的荒漠。正如马顿内所说的那样，“荒漠似乎是植物在条件逐渐恶化时势必要达到的终点。”

14. 热带灌丛和半荒漠 热带灌丛的主要植物是金合欢，金合欢一年部分时间无叶。在一些地区，仙人掌科的多刺肉质植物经常可见，而其他的植物

则有块茎植物、干旱石楠灌丛状的植物和荒漠草。偶然性的热带暴雨能引起植物短期的迅速生长——灌木和草本植物在短暂时期内开出奇异的花朵，形成一片绿茵，不久，因酷热而枯萎。在这些不利条件下能够生长的植物种，比想像的要多得多。最近对死谷的详细调查发现了 600 多不同的植物种。这里常见的植物有荒漠冬青、滨藜、杂酚油，鼠尾草和 12 种仙人掌，它们广泛、稀疏地分布在含有砾石的冲积扇和冲积物上。许多种多年生植物和一年生植物的种籽在干燥的沙和砾石中处于休眠状态，降雨一到，它们便突然迅速而短暂地生长开花，呈现一片色彩缤纷的繁荣景象，这些植物有：罌粟、向日葵、羽扇豆、报春花和许多罕见甚至独有的荒漠植物。甚至在几乎没有任何生命的真正的盐漠上，也生长着引人注目的浅绿色的 Pickleweed。

多种多样的灌丛具有大致相同的外貌。新墨西哥州和亚利桑那州有大面积琳琅满目的仙人掌，如奥根派普仙人掌国家公园 (Organ Pipe Cactus National Monument) 的仙人掌；墨西哥有丝兰、仙影拳、龙舌兰和霸王树；在东非特别是东角 (Eastern Horn) 的沿岸，有金合欢，大戟属植物，芦荟和龙舌兰；在西南非洲的卡拉哈里和卡罗 (Karoo) 地区主要有各种各样的仙人掌；澳大利亚荒漠边缘上的莫尔加灌丛 (mulga scrub) 由稠密的金合欢灌丛组成，澳大利亚中央沙漠以北的灌丛，主要成分是锋利的鬣刺 (有时称为“豪猪草”)；在阿根廷北部和智利中部出现 espinal (受刺旱生灌丛) 和 Chanaral (热带旱生灌丛)。人很难穿过 Chanaral，因为它有巨大的毒刺。伊朗和土耳其斯坦的灌丛，常见的灌木是 Saxaoul，它像是截去树梢的无叶柳树。

15. 热带荒漠 热带沙漠除移动的沙丘带外，很少完全没有植被。即使沙漠也偶然生长着柺柳和丛生的粗质、长而尖的草丛，而石漠和砾漠分布有稀疏的一丛丛无叶多刺的多年生植物。其他地方有矮小的滨藜、多刺的匍匐植物、小而脆弱的石楠状植物、西南非洲的百岁兰一类的奇形怪状植物 (它看上去像死树桩，巨大蔓生的树叶由此伸出，叶尖死亡时，树叶便从基部极其缓慢地生长出来)、仙人掌和事实上灌丛中所有多刺灌木，但要矮小和稀疏得多。大部分植物实际上处于休眠状态，但多年后，由于很少出现的倾盆大雨，它们可能迅速生长几天。异常的降雨能使得边缘地区较连续的植被暂时推进到真正的荒漠以内 (就像 1950—1951 年在澳大利亚所发生的那样)，从而诱使农民在更广泛的范围内牧放他们的牲畜。

16. 暖温带灌丛 这种灌丛出现于暖温带比较干旱的地区，这些地方夏季温度极高。在地中海地区，马贵斯和恰巴拉群落是两种常绿灌丛。在一些干旱的石灰性土壤上，可能生长更贫乏的植被 (garigue, 加里克群落)，这种植被包括低矮的常绿栎、多刺的芳香灌木、多刺的匍匐植物和有块茎的多年生植物，其间由裸露的岩石隔开。

澳大利亚的暖温带灌丛包括由稠密矮桉树丛 (高 2 米左右) 构成的马莱 (mallee)、由金合欢构成的布里加罗 (brigalow) 和莫尔加 (mulga)，其中也有金合欢，但比较稀疏。

另一种广泛分布的灌丛植被类型是艾灌丛 (sage brush) 它由高达 2 米的浅灰色石楠状灌木组成，有时形成茂密、连续的覆盖，有时呈分散斑块状分布。艾灌丛广泛分布于犹他州的大盆地、科罗拉多和墨西哥高原、巴塔哥尼亚、卡拉哈里沙漠、北非的旭特高原、亚洲中部的高原和澳大利亚的沙漠边缘地带。

17.寒漠 寒漠植被即“不毛之地”，分布于大致北极圈以北、森林线以外的北半球大陆上，它在这些地方称为苔原。它也是一个垂直带，位于高山草甸的上界和永久雪线之间；孤立的“高山植物”生长于岩石和岩屑堆之中。安第斯山的帕拉莫（paramo）是这一类型的一个实例。

苔原是严寒、强风、永久冻结的心土（永冻土）和长时间黑暗与长时间明亮交替的结果。植物生长的持续时间短暂，仅两个月或者更短，但在此段时间内，生长实际上是连续的。最特殊的外貌是在藓类、地衣层以上密集生长着岩高兰、欧洲越桔和熊莓一类浅根矮灌丛，偶然混有高出一般植被的矮小白桦或柳树。在排水不良的地区，生长着一块块蓑衣草和寇蒂禾，形成厚层的酸性泥炭。夏季，在向南的坡地上可能出现短暂的草本植物开花的繁茂景象。

第 21 章 不列颠群岛的植被

世界范围的土壤类型图式的分析所包含的是粗略的概括情况，当对不列颠群岛的土壤进行具体分析时，其缺点是很明显的。植被也是如此；在世界或大洲植被图上，这些岛屿仅仅有两个或三个类型，然而，其植被是极其复杂多样的。这部分是由于各种地形、土壤和气候在如此小的一个范围内极为多变的结果，部分是这个人口密集国家人类和畜牲长期持续活动所产生的明显变化的结果。一项极为有趣的研究，是重建过去的植被——根据对泥炭沼泽和构成它们的植物残体的分析重建史前期的植被，在文字记录资料能够系统地加以整理时重建历史时期的植被。如果不考虑栽培植被，那么不列颠群岛大部分其他植被便是半自然植被。原始的自然植被大概由低地上的森林、沼泽和沼泽湿地以及高地上的酸沼组成，但是现在大部分无树的丘陵地区，也许甚至奔宁山脉过去都曾一度生长着树木；在奔宁山脉泥炭沼泽中，常常见到保存于其中的树根和树桩。

主要的植物群落有：1. 森林；2. 灌丛；3. 草原；4. 石楠灌丛；5. 酸沼和沼泽；6. 沼泽和沼泽湿地；7. 海岸植被和 8. 山地植被。

1. 森林 栎林可能过去是低洼地区的自然植被，但是到 18 世纪，它已大部分被砍伐。现在成熟的栎林很少，其大部分原来被人工栽植于皇家公园和过去大地主的庄园之中。虽然栎是优势种，但也常常出现山榆、栲、槭和鹅耳枥。通常生长在一起的是栎和榛，形成“中林”，它们长期以来是农村经济的重要部分，榛树通常在基部被砍伐，因而生出大量高 6 米或 6 米以上的树干，为赛马用栏和围栏提供了木柱，而栎树则一直长成“中年木”。栎林—灌木层—草本层—地被层的具体情况随环境而变化，沙质土上的栎林可能有荆棘和欧洲蕨；粘土和壤土上的栎林可能有典型的森林植物报春花类植物、酢浆草和银莲花；经常潮湿土壤上的栎林可能有桤木和喜水植物。

山毛榉林是英格兰东南部白垩丘陵上的主要森林，它们通常生长在白垩层上面的壤质地块（如夹燧石粘土）上，它们主要的要求是排水良好，因此山毛榉很少出现于栎树占优势的重粘土上。看来可以肯定，山毛榉像栎一样是一种真正的“乡土”树。更呈灌丛状的较少的栲林生长于石灰质土壤上，特别是在奔宁山脉谷地，桤木林分布于湿润的地区，例如在布罗兹区的边缘。

独特的苏格兰松（*Pinus Sylvestris*）是欧洲针叶林优势乔木之一，也许它曾一度覆盖过苏格兰高地的许多地方——峡谷底部以及森林线以下的山坡下部都有。在因弗内斯郡，这种树一直生长到海拔 600 米（2000 英尺）。但是，天然松林保存极少。桦（包括纸皮桦和毛桦，hairy birch）是不列颠种，常常与松属生长在一起。在苏格兰的一些地方，发现有连续的桦林。

在不适宜耕作的地区（像石楠灌丛荒地，排干水分的酸沼地和丘陵牧场）和以前为落叶林覆盖，现在也许是被抛荒或生长着灌丛的地区，精心种植快熟的针叶树，已有一个多世纪。1919 年以来，林业委员会（Forestry Commission）的工作加快了针叶树的种植。苏格兰高地的丘陵坡地、英吉利湖区、奔宁山脉、北威尔士和北约克沼泽区一直是大面积种植的场所。针叶树也在多塞特的石楠灌丛荒地、新福里斯特、威尔德地区中部和东英吉利的布雷克兰地区和海岸沙丘上（如在安斯代尔和福姆比）（照片 109）和马里湾海滨种植。它们能够习惯于轻沙质土，实际上，它们有 341 助于固定沙质土，而且它们成熟得相当迅速。虽然仍然还在用苏格兰松，但也广泛引进了

外来针叶树，特别是科西嘉松、云杉（包括挪威云杉和北美云杉两种）、落叶松（日本落叶松和欧洲落叶松）和黄杉属植物。许多孤立的小片松树零落地分布于农村各地（特别是石楠灌丛地），种籽由附近人造林吹出后落下来，差不多是自动地进行传播。

2. 灌丛灌木可以以“矮灌木”的形式生长在森林中，形成一个明显的层次，像榛、黑刺李、黄华柳（一般称为“棕榈”）、欧石楠和荆棘生长在栎林中，冬青、浆果紫杉和黄杨出现在山毛榉林中就是这样。在树木被砍伐或死去而没有再植树的地方，或者耕地和牧地被弃荒的地方，灌丛处于优势地位，这是林地灌木。

有时有刺灌木丛（包括山楂、黑刺李、荆豆和荆棘）能形成一种几乎不可穿越的丛林，即丛生灌木林。它分布于石灰质土壤和风蚀丘陵，这些地方的条件不利于乔木生长。

总之，灌木可以成为森林中的一个层次，它还能代表将达到森林顶极的一个演替阶段，或者其本身就是一个亚顶极。

3. 草地 草原占据着不列颠群岛相当大的部分，它在很大程度上取代了过去一定是落叶林的植被。一部分草原是永久性草原（这种草原原先由人类播种，但现已像自然植物群落那样发展了起来）。然而，它受到多少带连续性放牧的影响。一部分草原由高地草原组成。在许多地区，这两种草原通常都通过施石灰、化肥、自然肥和排水进行了改良。栽培草地，即被播种的适于耕地轮作并保持有限年份的混合草地（暂作牧场的耕地）不属这里叙述的范围，虽然它们常常能恢复成永久性草场。

草原在植物学上是复杂的。它们包括三种主要类型：（1）草皮草，在持续修齐或刈割时形成一个密实的上面长有密集短叶的纤维状根垫层；（2）草甸草，它们长出较高的茎干；（3）草丛草，它们在地面上形成草丛。草有许多种，主要取决于土壤——即看它们是生长在酸性、碱性还是中性土壤上，是生长在沙质土还是渍水土壤上。此外，大多数草地具有多种豆科植物（如三叶草）和各种各样的有花植物。草地可按以下五个标题来进行叙述。

（a）中性草地它组成低地上永久性草地的大部分，四周一般为田地，质量常常由于良好的农作实践而得到“改良”。多年生的黑麦草（*Lolium perenne*）占优势，它与白三叶草（*Trifolium repens*）一起构成最好牧场。其他的草有普通的草甸草（*Poa pratensis*）和梯牧草（*Phleum pratense*）。

（b）碱性草地出现在白垩和石灰岩地带。优势草是羊茅草（*Festuca ovina*）和紫羊茅（*Festuca rubra*）；为良好的丘陵地牧场（现在面积已大大减小），是一种由这些草组成的松软而令人喜爱的草皮。

（c）酸性草地 分布于英国西北部古老硅质岩石上发育的缺乏盐基的薄层土壤上，是英吉利湖区、北威尔士、奔宁山脉和苏格兰高地（只要放牧得当排水良好）较好的丘陵牧场。优势草是常见的细弱翦股颖（*Agrostis tenuis*）和羊茅。遗憾的是，这种细弱翦股颖——羊茅草地的另一种普遍的植物是欧洲蕨，它对许多丘陵牧民是一种威胁，因为它蔓延迅速，从而破坏牧场。

（d）酸沼草地发育于排水不良和酸性的泥炭土上。蒲草（*mat-grass*）或“白茅草”（*Nardus stricta*）占优势，它们是一种坚硬难吃几乎没有放牧价值的草。在秋季和冬季，它们几乎变为白色。波状须草（*Deschampsia flexuosa*）也分布普遍。在较潮湿的泥炭土，特别是在奔宁山脉南部的粗砂

岩沼地上，紫色的酸沼草 (*Molinia Caerulea*) 占优势。

(e) 一些独特的石楠灌丛荒地部分被禾草所覆盖，因而它们可以称为禾草灌丛。事实上，大量被放牧或者烧过荒的石楠灌丛可能发展成草地，相反，如果停止放牧，独特的石楠灌丛植物将重新恢复生长。波状须草和羊草是主要的草类。

4. 石楠灌丛 石楠灌丛分布于粗砂质或含砾石的土壤上，如在威尔德地区的中部、汉普郡盆地、多塞特和布雷克兰地区。土壤贫瘠，因为它们遭到强烈的淋溶，土壤下面通常有一硬磐。由地衣和藓类形成的一薄而极干的酸性泥炭层覆盖着表面。优势植物为石楠 (*Calluna vulgaris*)，与之生长在一起的植物有越桔、低矮的荆豆，在朝南的阳坡上，有紫色的灰色欧石楠 (*Erica cinerea*)。在比较潮湿的地区，叶轮生的欧石楠 (*Erica tetralix*) 分布普遍，而在烧荒或放牧使石楠不能充分发育的地方，出现更为稀疏的禾草灌丛。

散生的树木并不是不常见；白桦零星地生长，在白桦和矮栎一起出现的许多地方，乔木很多，以致有理由称为“栎—桦石楠灌丛”，例如在威尔德和汉普郡盆地的一些地方就有这种情况。在石楠丛生的荒地上，可以见到栎—桦石楠灌丛与真正的 *Calluna* 石楠灌丛之间所有的阶段。未受干扰的石楠灌丛可能为栎—桦群丛所侵入，过度放牧或过度砍伐的栎—桦石楠灌丛将回复到真正的石楠灌丛。最不利于树木生长的因素是阻碍树根扎入的硬磐；如果这个硬磐发育充分，欧石楠灌丛便很可能形成一个稳定的群丛。

在英国丘陵 300 到 900 米 (1000 到 3000 英尺) 之间的一些地方，出现“高地石楠灌丛”，有时不确切地称之为泥沼 (moor)。奔宁山脉北部的一些泥沼、北约克沼泽地区的许多地方、爱尔兰丘陵和苏格兰高地的“松鸡泥沼泽”属于这一类型。这些灌丛有许多被有计划地烧荒，特别是在禁猎松鸡的地方的灌丛。在苏格兰高地，它们用于放牧红鹿。由于以前的森林（在苏格兰高地，森林的更新受到红鹿的阻碍）和高地牧场（尽管牧羊业衰落）遭到破坏，这种高地石楠灌丛得到了扩展。

5. 酸沼高地和酸沼如果在严格的意义上加以使用，酸沼高地 (moorland) 是指酸性泥炭通常在潮湿条件下累积了相当厚度的一种高地。独特的植物有沼藓 (sphagnum)，寇蒂禾和芦苇。在一些地方，紫色酸沼草在部分地区普遍出现，石楠生长于边缘。较潮湿的地方形成泥炭沼泽。

酸沼和沼泽大部分分布于不列颠群岛较潮湿的西部地区，虽然现在许多地方已被排干。它们包括粗砂岩奔宁山脉的寇蒂禾和越桔酸沼、达特穆尔高地较高的部分、苏格兰高地西北部和爱尔兰的威克洛丘陵的芦苇酸沼、南高地苏格兰的禾草酸沼，爱尔兰中央平原的“高位沼泽”以及封闭的“毯子沼泽”。后者覆盖着爱尔兰康内马拉和梅奥以及苏格兰西部的广阔地区，特别是克林拉里克和威廉堡之间的铁路线穿过的伦诺奇酸沼 (Moor of Rannoch)。

6. 沼泽和泥沼沼泽 (fen) 一语仅限于指泥炭正在堆积的渍水地区，但是其中的地下水有明显的碱性，因此，泥炭不象酸沼中那样为酸性。英国最大的沼泽地区是剑桥郡北部的菲因兰 (Fenland) 和林肯郡南部，尽管在几个世纪的排水和开垦以后，现在仅仅残留几个“保留”的小面积地段（如威肯菲因，Wicken Fen）。皮克林河谷中的低地过去曾类似地覆盖有沼泽，现在在英吉利湖区和北爱尔兰内伊湖 (Lough Neagh) 周围的湖滨，有小面积的沼泽存在。眼子菜属水生植物、芦苇、灯心草、各种禾草，和黄华柳、紫皮柳、柳和桤木一类灌木是典型的植物，此外还有许多喜水植物。卡尔一词 (Carr)

是指灌木丛生的沼泽。

泥沼 (Marsh) 是潜水位的高度可能有一些变化, 河流在这里泛滥并有许多泥沙沉积的地区, 因而土壤基本上是无机土壤。沼泽区 (Fen District) 北部的淤泥地区就是这样的泥沼。湿地 (Swamp) 是一个使用得极普遍的术语, 但应当是指长时间为水浸淹的地方。

7. 海岸植被 与海岸有关的主要植被类型有盐沼群落 (照片 110 和 111) 和前滨、沙丘和砾质海滩的植被类型。这些植被不仅为植物学家而且为地形研究人员所关注, 因为植被的发育是低海岸、自然和人工改良的一个重要因素。一些植物有助于拦截泥粒, 然后把泥滩固结在一起。另一些植物可以“固定”松散的沙。

占据潮汐河口和海湾边沿部分的盐沼群落, 从最低的潮痕到干的陆地呈带状分布, 随着泥沼被改良, 这些带向海推移。海草 (Zostera), 泥沼海蓬子 (Salicornia), 然后是构成盐草场的甜茅草 (Puccinellia), 它们在向陆的方向上彼此替代。接着出现人们熟悉的有花植物——海薰衣草、海石竹和其他许多植物。

一种有趣的植物是 1870 年在英国南安普敦湾首次发现的多年生落芒草 (Spartinatownsendii)。它是一种生长旺盛的多年生植物, 按起源来说大概是一个杂种。它繁茂地生长于海蓬子属植物不能生长的深厚疏松淤泥上。其他的植物种都不能与它竞争, 它促进海域自然成为陆地的过程, 这方面其他任何植物都不能与其相比。它已在南安普敦瓦特, 在索伦特海峡的其他小海湾, 在普尔港迅速蔓延开来。但是, 在过去 30 年中, 落芒草属植物的草皮已逐渐呈现出枯萎的迹象, 其原因还不完全清楚。

沙丘以 Marram—grass (Ammophila arenaria) 占有优势, 这种草常常是人工栽植的, 而其他的沙生草有 the Sea Couch - grass (Agropyron junceum) 和一种生长于沙丘的紫羊茅 (Festucarubra)。固定沙丘在有的时候有越来越多的植物侵入, 最后侵入的是石楠灌丛的植物种 (照片 109)。

8. 山地植被 虽然英国西部和北部大部分是山地, 但其大部分的植被上面已经述及——较低的坡地上人工栽植的针叶树、丘陵牧场的酸性草地、高地石楠灌丛和沼泽。地势最高处的植被是一类称为“北极高山植物”的植物, 植物学家对它们很感兴趣。这些植被包括藓类、地衣和矮小、匍匐的莲座状高山植物, 其中有一些相当罕见, 而且分布地区有限。

第 22 章 结语

地理学家力图描述地球表面各种各样的特征，如果可能，说明这些特征是如何形成目前状况的，并讨论它们如何影响进行着如此纷繁复杂活动的人类的分布。本书着重讨论了人类自然环境的各个方面。为方便起见，这些方面是一个一个地进行论述的。首先，我们叙述了构成地壳的物质，一直在影响这个地壳的内力，以及已经引起并正在引起一系列变化的塑造地表的外力。

接着，我们讨论了海洋的轮廓、海底地形、海洋水的性质和运动。然后，我们既从天气角度（天气是我们日常生活中十分熟悉和极为重要的要素），又从气候角度考察了周围大气圈内的物理过程，并用气候类型对此加以概括。此后，我们进而叙述了土被，最后描述了覆盖着大部分陆地表面的植被。这种种不同的事实和因素统统都被概括成为一系列经过条理化的分类，但对它们彼此间的相互关系又给予了强调。我们的研究不仅是描述性和区域性的研究（各地理自然体的分布和图式的研究），而且还是时序性的研究（各自然体随时间发展的研究）和动态性的研究（有关形成过程的研究）。

任何地理描述和分析的性质和详细程度，取决于所考虑的范围，例如所论述的是地中海盆地或西藏高原这样一些大单位，还是威拉尔（Wirral）或普西谷地（Vale of Pewsey）这样一些小单位。这些单位通常用地区一词表示。任何一个地区确定的根据或标准可以主要是构造和地形，如斯堪的纳维亚高原或法国中央高原，也可以是气候。试对照一下由于气候状况大不相同而在地中海地区形成的特征和在季风地区形成的特征。地区划分的根据还可以是植被，如北美针叶林或非洲萨王纳地区。但是也许最毋庸置疑的，是被当地居民有意识无意识认定的那些地区，当然是一些小地区。这种地区最突出的例子是法国的地方（Pays）。主要的问题是如何划定它们。它们不管多大，也不管是何种类型，其实际边界很少是截然分明的。它们往往是过渡带，而不是清楚确定的线。

因此，面临着井井有条地表述自己所积累的大量资料的地理学家，试图以某种方便的尺度一个个地划定他们的单位的界线，然后进而说明每一景观（既有自然景观，又有“人文”或“文化”景观）的特征。人文或文化景观的特征，是人类对其自然环境直接或间接、建设性或破坏性影响或作用所造成的结果。各种各样的力和人类与其环境因素之间存在着经常的相互作用，形成了种种不同的结果，认识到这一点是重要的。这种相互作用的研究，正是现代地理学的精髓所在。结果，便出现了一个“地理系列”，这个系列与复杂的自然环境紧密相关，并以其为基础，而且交织着人类活动的线索。正如 H.C. 达比所说：“我们今天所看到的景观是过去留下来的遗迹的总合”。本书一直在力图分析自然地理所遗存的各种遗迹。对任何一个地区的特征进行系统的相关分析，是对这一地区人文和经济地理进行全面研究的基本前提。

举一个实例当足以说明这个原理。作者曾经力求系统地描述比利时东北部一个小地区的基本地理特征。这个地区，比利时人称为肯彭兰（Kempe land），法语叫 La Campine。首先，必须考察其地质特征——地表有下上新世巨厚砂砾层，其下为白垩系岩石，再下面很深的地方，是含有可开采煤系的上石炭系岩石。在自然地理上，这个地区是一个低高原，其东界

是界线分明的默兹河谷谷缘，南界是代默尔河谷，而向西和向北则缓缓朝斯海尔特 (Scheldt) 河口和荷兰围海造田地区倾斜。这个地区年平均雨量为 60—75 厘米，平均温度为 3 (1 月) 到 18 (7 月)，时常有大风。

在沙子上发育的土壤属干燥的灰壤类型，酸性，缺乏养分，仅形成少量的腐殖质，腐殖质来源于平铺于地面的藓类、地衣和木本石楠属植物的纤维质残体。通常有一不透水磐，磐有时由腐殖质化合物构成，有时由从下渗的溶液中沉淀出来的铁盐所胶结的沙粒或砾石构成。

了解了这些自然基础，才有可能描述占据肯彭高原大部分地区的石楠荒原的主要地理特征。虽然在过去若干世纪中，这一地区大部分肯定曾经都是林地，但是修道院的清整计划，村落四周耕地和牧场范围的逐渐扩大，在低地国家多次战争的军队大批砍伐树木用作燃料，使之遭到损害。林地一旦被砍伐掉，自然更新就变得越来越困难，因为砍伐林地能使在阔叶林林地下形成的温性腐殖质遭到迅速破坏，并被薄薄的酸性土层（荒原群落在其上生长得很繁茂）所代替。此外，更新又常常受到毁坏幼苗的绵羊、山羊和啮齿动物大肆啃食的妨害。人类的直接和间接活动与这种自然基础相互作用的最終结果是到 18 世纪末，肯彭兰几乎为连续不断的荒原所占据。最典型的特征是石楠 (*Calluna vulgaris*) 大面积分布，石楠通常是优势种，虽然混交的石楠群丛（包括金雀花、荆豆、桧树、bell—heather）在其他地方有所发现。在烧荒或放牧使石楠不能充分发育的地方，出现更加稀疏的丛草原，同时，散生的白桦和矮栎可能形成灌丛。在许多小湖和浅湖附近，水生群落和石楠群落有密切的关系；存在着沼泽（这里具有经常性潮湿的土壤条件）、中间的“湿石楠”和真正的 *Calluna* 石楠之间的所有过渡类型。

在讨论了这些特征之后，才可能考察石楠荒原业已被改良或改造所凭借的各种方法——种植针叶树、停止放牧、利用灌溉、开采深部煤田、建设工厂和供工厂工人居住的住宅区，和由此造成的人口大量增加。本世纪以来，这一地区的人口按比例说多于比利时其他任何部分。所有这些方法都互相依赖，都是一个计划的一部分；这个计划就是日益合理地利用在 19 世纪初期被描绘成“由贫瘠的荒地构成，甚至成为海岸沙原”的比利时一个地区。正象如果不考虑一个地区的特征如何变成现今的状况的过程就不可能充分估价这些特征一样，考察肯彭兰人过去如何利用他们的环境和他们如此利用环境所造成的变化，证明是与描述现今地理学的事实一样地重要。

对肯彭兰进行这种区域研究而获得的大部分满足感，多半是产生于亲临这一地区和野外系统地研究其特征的必要性。在理论上讲，地理学家应当亲自去看一看热荒漠、冰盖和冰川、裂谷和三角洲、火山和珊瑚礁。在不很久以前，如果一个人希望被看成是地理学家，他就必须广泛地旅行，成为公认的探险家，帮助填充一些“地图上的空白”。现在，我们很少有人有足够的幸运像我们所期望的那样作广泛的旅行。然而只要我们在这种条件下试图观察我们自己的周围环境（尽管周围环境看来可能是有限的），并利用一切机会扩大自己的视野，那么我们仍然可能成为探险家。许多年轻的英国地理学家把许多事情归功于徒步旅行青年招待所协会 (The Youth HoS - tels Association) 和野外研究委员会 (The Field Study Council)。学生可以通过自己的经验来促进自己的学习，这种促进作用的确是很难加以过分强调的。野外工作和亲自观察，即用敏锐的目光重新考察一个也许是熟悉的地区，是一个最活跃的促进因素，对地理研究的现实是最有益的贡献。一个学生不

管在哪里居住，他都能观察和试图解释其环境中的现象。他能试图获得对环境的洞察力，从而加强其描述和解释能力。约克·鲍威尔 (York Powell) 在他为格兰特·艾伦 (Grant Allen) 《英格兰的郡与市》所写的前言中写道：“同他一起去考察是一件愉快的事。这个地区对他来说是一个在他眼前发展着的活的生物，其过去的历史是通过它现今的状况而显示出来的。”如果说野外工作对于历史地理学家来说是必要的话，那么它对于自然地理学家来说也是必不可少的。自然地理学家所需要的首要而基本的装备是一双结实的靴子。

但是，即使这些结实的靴子真的是“一步跨七里格”的靴子，也没人能走遍天下。其他主要装备是地图。地图是资讯的宝库，这是因为地图是对视觉—空间分布和关系的精确和准确的描绘。一方面，他们能从作为原初和独特源泉的印制地图上获得许多资料，就是说，他们必须有很强的读图和解释图的能力。另一方面，他们必须能自己从各种各样的资料中选取他们所需要的地图和图件来阐明他们的工作。这两个方面就是 W.G.V. 鲍尔钦 (Balchin) 所说的图件的进出两个方面。

要求地理学家持有的印制地图可分为两类。首先，是小比例尺地图册上的地图。本书的许多章节必然涉及到世界或大陆范围的分布：陆地和大洋、地盾和褶皱山脉、大陆架和海渊、洋流和主要风系、热带森林和温带草原的图式。学生必须经常有一本上好的地图册带在身边，以便及时和经常地参考，他们可以根据地图册精确地确定他们所关注的自然体的位置，他们根据地图册可以画出草图。

第二，是大比例尺地形图。当然这种地图可能用来设法达到寻路这一极为重要的实际目的，不管是通过步行、骑自行车还是乘汽车。运用地图和罗盘的能力是英国丘陵区內步行考察者的技艺中极为重要的一部分，特别是低云几乎压低到谷底的恶劣天气。地理学家能运用地形图来补充和证实野外的观察。诚然，野外工作应当事先结合地图进行仔细的计划，以免漫无目的地乱跑；一个人在野外步行时，地图将是有条不紊进行研究的指南。此外，地图提供可以用作进一步内插的基础和起点的许多精确和准确的资料。学生可以在地图上标上和添上他们实际观察到的地物。倘若他们想考察约克夏西部的洞穴区，他们将会有很大的收获，如果他们事先研究当代测绘局 (Ordnance Survey) 1:50000 系列图的有关图幅，或 1:25000 系列图的相应图幅的话。当他们在野外实际考察时，他们便可以把陡崖坡、干谷、灰岩坑、石灰岩参差面和泥炭沼泽以及其他有趣的细节添加在这些地图或根据地图描摹的图上。

地理学家经过训练在留心研究地图惯用符号的意义时，还能对地图上的资料进行演绎和解释。C.C. 卡特在他受欢迎的著作《地形与生活》的前言中写道：“即使它（地图）不能提供实际景观的全面形象或人类活动的全部记录，但是地图上出现一些内容却是明显和可靠的，而在其他方面，地图象画家的画一样，提供着常常充满启发的背景情况”。如果地理学家正在研究白垩地区，那么他将会努力钻研奇尔特恩丘陵或南唐斯的地图；如果他注意研究火山，那么他就可能会参考意大利 Istituto Geografico Militare

人们对这个数字的可靠性有疑问，因为纪录仪器已被损坏。公认的英国最高风速记录是 1967 年凯恩戈姆斯的每小时 144 英里 (232 公里)。

出版的有威苏维火山的 1:100000 地图。正如 C. E. 蒙塔古在他的优秀文章之一中所写的，“因此，大比例尺地图吸引着敏感之心。”解释一张地形图并非易事，它需要大量的实践以便能使景观的所有方面被想象出来。这一实践是地理学家训练的必不可少和值得花费时间的一部分，仔细研究地图仅次于对该地区的研究。

此外，地形图是专门信息的一个清楚、精确的来源。近年来，人们越来越注意形态测定技术，即以各种制图学和图解的方法利用已发行的地形图或在野外实测的地形图所提供的关于地球表面的统计学资料。量测已成为地貌学野外工作固有的一部分：冰斗湖的深度、海滩物质的移动速度、河道的大小和河流泄流的性质、曲流的振幅和波长。这是一般地理学方法定量化进步的一个方面。例如，许多形态测定技术与坡度和高度有关；在长度和宽度大小所提供的分布型式上，叠加上根据地图上的等高线和地点高程，以及通过野外工作用水准测量和各种高度计所获得的高度的大小。这种资讯可以通过建立模式而加以分类和解释：剖面、面积—高度图、测高曲线、坡度曲线、高差图等等。这些模式能够综合和反映实际资料，从而在观察和理论之间架设一座桥梁，并提出客观实际能对之进行检验的有用假设用 R. J. 乔利的的话来说，“以统计学分析为基础的定量技术，为地球科学许多问题的调查提供了一个标准化的、严密的、稳定的和客观的基本方法……”但是，重要的是认识到有形态测定方法可能是不够的；除了将“大功率方法”运用于“小功率资料”的危险以外，要求量化的客观性有时似乎是一种错觉，主观成分可能渗进工作，可能引起虚假的精确感，而且没有什么东西能替代被定性的灵感和直觉的闪光所照亮的长期艰苦野外工作。正如乔利接着所讲的“……这些技术和分析是最初的定性调查阶段的助手，而不是替代物”。只要这些手段（即定量方法）尚未能支配甚至掩盖目标（在空间上的地理分析和综合），那么在所谓“数学地理学”和较为传统的、定性的、描述性和解释性的地理学之间就不应当是水火不相容的。它已做的事是把数量性叠加于长期与地理学家在一起的技能，即文字描述和制图。

地理学传统地然而又关键性地处于自然科学、社会研究和人文科学之间，在概念和内容上都是一个完整的整体，这能促使学习地理学的学生将极重要的文字上的技能与必要的制图和计算能力结合在一起。

