

第四章 陆地水和海洋

第一节 河流

教学目标：

1. 掌握河流、水系与流域的有关概念；
2. 理解并掌握河流水情要素、年径流量的有关概念；
3. 掌握正常年径流的计算、年内变化、年际变化、洪水与枯水

一、河流、水系和流域

（一）河流、水系和流域的概念

降水或由地下涌出地表的水，汇集在地面低洼处，在重力作用下经常地或周期地沿流水本身造成的洼地流动，这就是河流。河流沿途接纳很多支流，并形成复杂的干支流网络系统，这就是水系。一些河流以海洋为最后的归宿，另一些河流注入内陆湖泊或沼泽，或因渗漏、蒸发而消失于荒漠中，于是分别形成外流河和内陆河。

每一条河流和每一个水系都从一定的陆地面积上获得补给，这部分陆地面积便是河流和水系的流域。实际上，它也就是河流和水系在地面的集水区。河流和水系的地面集水区与地下集水区往往并不是重合的，但地下集水区很难直接测定。所以，在分析水文地理特征或进行水文计算时，多用地面集水区代表河流的流域。由两个相邻集水区之间的最高点连接成的不规则曲线，即为两条河流或两个水系的分水线。对于任何河流或水系来说，分水线之内的范围，就是它的流域。

（二）水系形式

水系形式是一定的岩层构造、沉积物性质和新构造应力场的反映。据此，水系形式通常分为树枝状、格状和长方形三类。树枝状水系一般发育在抗侵蚀能力比较一致的沉积岩或变质岩区；格状水系经常出现在岩层软硬相间、地下水源比较丰富的平行褶皱构造区；长方形水系则往往和巨大的断裂构造相联系。

水系形式也可按干支流相互配置的关系或它们构成的几何形态来划分。如众多支流集中汇入干流，称扇状水系；支流比较均匀地分布于干流两侧，交错汇入干流，叫羽状水系；一侧支流很少，而另一侧支流众多，称梳状水系；支流与干流平行，至河口附近才汇合，称平行水系，等等。有时，还可根据水系流向的相互关系划

分水系类型，如向心水系、辐散状水系等。

（三）河流的纵横断面

河源与河口的高度差，称河流的总落差；而某一河段两端的高度差，则是这一河段的落差；单位河长的落差，叫做河流的比降，通常以小数或千分数表示。河流纵断面能够很好地反映河流比降的变化。以落差为纵轴，距河口的距离为横轴，据实测高度值定出各点的坐标，连接各点即得到河流的纵断面图。河流纵断面分为四种类型：全流域比降接近一致的，为直线形纵断面；河源比降大，而向下游递减的，为平滑下凹形纵断面；比降上游小而下游大的，为下落形纵断面；各段比降变化无规律的，可形成折线形纵断面。

流域内岩层的性质、地貌类型的复杂程度及河流的年龄，都影响纵断面的形态。在软硬岩层交替处，纵断面常相应出现陡缓转折。山地和平原、盆地交接处，纵断面也发生变化。年轻河流纵断面多呈上落形或折线形；老年河流则多呈平滑下凹曲线形。后者有时被称为均衡剖面。

河槽中垂直于流向并以河床为下界、水面为上界的断面，是河流的横断面。由于地转偏向力和弯曲河道中河水离心力的影响，水面具有横比降；由于流速分布不均匀，水面还发生凹凸变形。所以河水面几乎不可能是一个严格的平面。

（四）河流的分段

一条河流常常可以根据其地理-地质特征分为河源、上游、中游、下游和河口五段。河源指河流最初具有地表水流形态的地方，因此也是全流域海拔最高的地方，通常与山地冰川、高原湖泊、沼泽和泉相联系。上游指紧接河源的河谷窄、比降和流速大、水量小、侵蚀强烈、纵断面呈阶梯状并多急滩和瀑布的河段。中游水量逐渐增加，但比降已较和缓，流水下切力已开始减小，河床位置比较稳定，侵蚀和堆积作用大致保持均衡，纵断面往往成平滑下凹曲线。下游河谷宽广，河道弯曲，河水流速小而流量大，淤积作用显著，到处可见浅滩和沙洲。河口是河流入海、入湖或汇入更高级河流处，经常有泥沙堆积，有时分汊现象显著，在入海、湖处形成三角洲。

河源的确定通常是依据“河源唯远”和“水量最丰”的原则。其余各段的划分则应以河流的主要自然特征为依据。但实际上，由于不同研究者分别着重考虑地貌、水文或其他特征，因此，一条河流的上中下游常有不同的划分。

（五）流域特征对河流的影响

流域面积是流域的重要特征之一。河流水量的大小和流域面积大小有直接关系。除干燥区外，一般是流域面积愈大，河水量也愈大。流域形状对河水量变化也有明显的影响。圆形或卵形流域，降水最容易向干流集中，从而引起巨大的洪峰；狭长形流域，洪水宣泄比较均匀，因而洪峰不集中。流域的高度主要影响降水形式和流域内的气温，而降水形式和气温又影响到流域的水量变化。根据某一高度上的降雨，降雪量和融雪时间，可以估计河流的水情变化。

流域方向或干流方向对冰雪消融时间有一定的影响。如流域向南，降雪可能较快消融，形成径流或渗入土壤；流域向北，则冬季降雪往往迟至次年春季才开始融化。当然，流域所在的地理纬度和温度状况对冰雪消融的影响更为重要。

流域中干支流总长度和流域面积之比，称为河网密度 D ，(km/km²)。其式为

$$D = \frac{\sum L}{F}$$

河网密度是地表径流丰富与否的标志之一。流域气候、植被、地貌特征、岩石和土壤的渗透性和抗蚀能力，是河网密度大小的决定性因素。

二、水情要素

河流是通过它的流水活动影响和改变地理环境的。为了认识河流的特征及其地理意义，必须首先了解有关河流水情的一些基本概念。

(一) 水位

河流中某一标准基面或测站基面上的水面高度，叫做水位。水位高低是流量大小的主要标志。流域内的降水和冰雪消融状况等径流补给是影响流量，同时也是影响水位变化的主要因素。但是，其他因素也可以影响水位变化，例如：流水侵蚀或堆积作用造成河床下降或上升；河坝改变了河流的天然水位情势；河内水草或河流冰情等使水流不畅，水位升高；入海河流的河口段和感潮段由于潮汐和风的影响而引起水位变化，等等。

可见，水位变化是多种因素同时作用的结果。这些因素各具有不同的变化周期，如流水侵蚀作用具有多年变化周期，径流补给形式的变化具有季节性周期，潮汐影响具有日变化周期，等等，因而，河流的水位情势是非常复杂的。

河流水位有年际变化和季节变化，山区冰源河流甚至有日变化。水位变化具有重要的实际意义。根据水位观测资料，可以确定洪水波传播的速度和河流水

量周期性变化的一般特征。用纵坐标表示不同时间的水位高度，用横坐标表示时间，可以绘出水位过程线。通过分析水位过程线，可以研究河流的水源、汛期、河床冲淤情况，湖泊的调节作用。

在实际工作中，除了解某一时期内水位变化的一般规律外，还必须知道水位变化中的某些特征值，例如平均水位、平均高水位、平均低水位、中水位、常水位等等。平均水位是单位时间内水位的平均值。平均高水位与平均低水位则是各年最高水位与最低水位各自的平均值。中水位是一年中观测水位值的中值。常水位指一年中水位最常出现值。

河流各站的水位过程线上，上下游站在同一次涨落水期间位相相同的水位，叫相应水位。可以用纵轴表示上游站水位，以横轴表示下游站水位，绘制出两个测站的相应水位曲线。相应水位曲线可用于插补或改正另一测站的观测资料，或推断某一未设站河段的水位变化过程。根据相应水位出现的时序，可以预报洪水，推算洪峰水位高度及变化情况。

（二）流速

流速指水质点在单位时间内移动的距离。它决定于纵比降方向上水体重力的分力与河岸和河底对水流的摩擦力之比。

可以运用等流速公式，即薛齐公式计算水流某一时段的平均流速 v ：

$$v = c\sqrt{RI}$$

式中， R 为水力半径； I 为河流纵比降； c 为待定系数。

这是一个应用很广的基本公式。建立这一公式的基本出发点是：只有动力与摩擦力相等时，水流才沿河槽作等速运动。

设 A 为河槽过水断面面积； Δl 为水体长度； w 为单位体积水的重量； R' 为单位面积的摩擦力； Δx 为水体移动的距离； R' 为河水断面水浸部分弧长； Δz 为水体重心向下移动的高度。当水体作等速运动时，水体受河床阻力而作功：

$$P_1 = R' \Delta l \Delta x$$

此时水体下落所释放的位能为：

$$P_2 = wA\Delta l\Delta z$$

$$\because P_1 = P_2$$

$$\therefore wA\Delta l\Delta z = R' \Delta l \Delta x$$

$$\therefore \frac{\Delta z}{\Delta x} = \frac{\varphi R'}{wA} = I$$

I 是河流的纵比降。已知水力半径的定义为 $\frac{A}{R'} = R$ ，则

$$I = \frac{\varphi}{wR}$$

根据实验资料， $\frac{\varphi}{w}$ 值与平均流速的平方成正比，即

$$\frac{\varphi}{w} = bv^2$$

式中， b 为经验系数，它与河槽过水断面深度、大小和形状有关，因此，

等式 $I = \frac{\varphi}{wR}$ 可写为

$$\begin{aligned} I &= \frac{bv^2}{R} \text{ 或 } RI = bv^2 \\ \therefore v &= \sqrt{\frac{1}{b}RI} \\ \sqrt{\frac{1}{b}} &= c \end{aligned}$$

则 $v = c\sqrt{RI}$

在水力学中广泛应用薛齐公式估算水流平均速度。从公式中可以看到，平均流速 v 与水力半径 R 及河流的纵比降 I 成正比，这就提供了计算上的方便。

（三）流量

在单位时间内通过某过水断面的水量，叫做流量，单位是 m^3/s 。测出流速和断面的面积，就可以知道流量：

$$Q = A\bar{v}$$

式中， A 为断面积； $\bar{v}$ 为平均流速。

流量是河流的重要特征值之一。流量的变化将引起流水蚀积过程和水流的其他特征值的变化。随着流量的变化，水位也发生变化。流量和水位之间有着内在联系。

已知 $Q = A\bar{v}$
据薛齐公式 $v = c\sqrt{RI} = f_1(H)$

而 $A = f_2(H)$

那末， $Q = f_1(H) \cdot f_2(H) = F(H)$

这个公式所表示的曲线就是水位流量关系曲线。它的实际意义在于，可以利用水位资料推求流量，所以在水文工作中用途很广。

在实际工作中，还常常需要绘制另一种曲线——流量过程线。以横轴表示时间，纵轴表示流量，连接各坐标点，得出 $Q=f(t)$ 曲线，即流量过程线。在横轴和两纵线间，过程线所包围的面积，等于相应期间的径流总量。一条河流的流量过程线是这一河流各种特征的综合。分析流量过程线相当于综合研究一个流域的特征。

（四）河水温度与冰情

河流的补给特征是影响河水温度状况的主要因素。由冰川和积雪补给的河流，水温必然较低；从大湖泊流出的河流，春季水温低而秋季水温高；地下水补给量丰富的河流，冬春季水温较高。还有许多其他因素影响河水温度，例如，太阳辐射和流域的气温状况，等等。

河水温度也随时间而变化。夏季水温有明显的日变化，而且中低纬河流比高纬河流显著。季节变化表现为夏季水温高，冬季水温低。北方河流并可以发生结冻现象。

河水温度还随流程远近而发生变化。流程愈近，水温与补给水源的温度愈接近；流程愈远，水温受流域气温状况的影响则愈显著。河水与大气及河谷地表的热交换将使水温发生变化。一般说来，由于发源地海拔高，河口海拔低，水温从上游向下游增高。长江发源于青藏高原上唐古拉山北坡的格拉丹冬冰川。源区和上游水温都很低，但它经过四川盆地和中下游平原之后，到河口地段水温升高。河流水温在很大程度上还受到河流流向的影响。亚欧大陆和北美大陆向北流入北冰洋的大小河流，愈向下游水温愈低。甚至一条河流的个别北向河段，这一特点也表现得相当突出。例如，兰州以下的黄河河段，北向银川平原，冬末春初，兰州附近早已解冻，而宁夏境内河段仍被坚冰封闭。

当气温降到 0°C 以下，水温降到 0°C 时，河水中开始出现冰晶，岸边形成岸冰。冰晶扩大，浮在水面形成冰块。随着冰块的增多和体积增大，河流狭窄处和浅水处首先发生阻塞，结果使整个河面封冻。我国北方河流每年都有时间长短不等的封冻期，长的可达 4—5 个月。

三、河流的补给

（一）河流补给的形式

降落在地表的雨水，除部分被植物截留、下渗和蒸发以外，其余的形成地表径流，汇入河网，补给河流。冰川、积雪、地下水、湖泊和沼泽，也都可以构成河流的水源。

不同地区的河流从各种水源中得到的水量是不相同的，即使同一条河流，不同季节的补给形式也不一样。这种差别主要是由流域的气候条件决定的，同时也与下垫面的性质和结构有关。例如热带地区没有积雪，降水成为主要的水源；冬季长而积雪深厚的寒冷地区，积雪在补给中起着主要的作用；发源于巨大冰川的河流，冰川融水是首要的补给形式；下切较深的大河能得到地下水的补给，下切较浅的小河很少或完全不能得到地下水补给；发源于湖泊、沼泽或泉水的河流，主要依靠湖水、沼泽水或泉水补给。此外，人类通过工程措施，也可以给河流创造新的补给条件，这就是人工补给。

河流水量补给是河流的重要特征之一。了解了补给特征，有助于了解河流的水情特征和变化规律。

（二）各种补给的特点

1. 降水补给 雨水是全球大多数河流最重要的补给来源。降水补给为主的河流的水量及其变化，与流域的降水量及其变化有着十分密切的关系。我国广大地区，尤其是长江以南地区的河流，降水补给占绝对优势。据估计，我国河流的年径流量中，降水补给约占 70%，河流水量与降水量分布一样，表现出由东南向西北递减的趋势；河流多在夏秋两季发生洪水，也与降水集中于夏秋两季有关。

2. 融水补给 融水补给为主的河流的水量及其变化，与流域的积雪量和气温变化有关。这类河流在春季气温回升时，常因积雪融化而形成春汛。春季气温和太阳辐射的变化，不像降水量变化那样大，所以春汛出现的时间较为稳定，变化也较有规律。我国东北北部地区有的河流融水补给可占全年水量的 20%，松花江、辽河、黄河的融水补给，可以形成不太突出的春汛。西北山区河流中山地带的积雪及河冰融水，是山下绿洲春耕用水的主要来源。高山冰川的融水补给时间略迟，常和雨水一起形成夏季洪峰。

3. 地下水补给 河流从地下所获得的水量补给，称地下水补给。地下水是河流较经常的水源，一般约占河流径流总量的 15—30%。地下水补给具有稳定和均匀两大特点。深层地下水因受外界条件影响较小，其补给通常没有季节变化，浅层地下水补给状况则视地下水与河流之间有无水力联系而定。

4. 湖泊与沼泽水补给 湖泊、沼泽水补给量的大小和变化，取决于湖泊和沼泽对水量的调节作用。湖泊面积愈大，水量愈多，调节作用就愈显著。一般说来，湖泊沼泽补给的河流，水量变化缓慢而且稳定。

5. 人工补给 从水量多的河流、湖泊中，把水引入水量缺乏的河流，向河流中排放废水等，都属于人工补给范围。

四、河川径流

（一）径流的形成和集流过程

径流的形成是一个连续的过程，但是可以划分为几个不同的特征阶段。了解这些阶段的特点，对于水文分析是重要的。

1. 停蓄阶段 降水落到流域内一部分被植物截留，另一部分被土壤吸收，然后经过下渗，进入土壤和岩石孔隙中，形成地下水。所以降水初期不能立即产生径流。降水进行到大于上述消耗时，便在一些分散洼地停蓄起来。这种现象称为填洼。停蓄于洼地的水也不能立即变为径流，所以这个阶段叫做停蓄阶段。对于径流形成而言，停蓄阶段是一个耗损过程；但是，从增加雨水对地下水的补给和减少水土流失来说，这个阶段是具有重要意义的。

2. 漫流阶段 降水进行到植物截留和填洼都已达到饱和，降水量超过下渗量时，地表便开始出现沿天然坡向流动的细小水流，即坡面漫流。坡面漫流逐渐扩大范围，并分别流向不同的河槽里，叫漫流阶段。这个阶段只有下渗起着削减径流形成的作用。而土壤、岩石的下渗强度，从开始下渗即逐步减小，一定时间后常成为稳定值，这个稳定值称为稳渗率。所以漫流阶段的产流强度，决定于降水强度和土壤稳渗率之差。各种土壤的下渗强度不同，故产流情况也不一样。在同样降水强度下，砂质土地区产流强度较小，而壤土地区产流强度较大。

坡面漫流是地表径流向河槽汇集的中间环节，分为片流、沟流和壤中流三种形式，其中，沟流又是主要的形式。水在地表纹沟中流动，流速一般不超过

1—2m/s，但流速和流量都从坡顶向坡底增加，冲刷力也相应地向坡底增强。片流并不多见。壤中流是指水在地表下数厘米的土壤中流动，其速度不大，开始时间也比较晚，但降水停止后它仍可持续一段时间。地表的土壤物质往往就是由这种坡面漫流带入河槽的。

3. 河槽集流阶段 坡面漫流的水进入河道中，沿河网向下游流动，使河流流量大为增加，叫做河槽集流。河槽集流阶段，大部分河水流出河口外，只有小部分渗过河谷堆积物补给地下水，待洪水消退后，地下水又反过来补给河流。河槽集流过程在降水停止后还将继续很长时间。这个阶段包括雨水由坡面进入河网，最后流出出口断面的整个过程，它是径流形成的最终环节。

上述三个阶段是指长时间连续降水下发生的典型模式。实际上由于每次降水的强度和持续时间不同，各流域自然条件也不一样，所以，无论是不同流域，或是同一流域在不同降水过程中的径流形成，都可能有一定程度的差别。

（二）径流计量单位

在研究某时段内河流水量变化和比较各河流的径流量时，都必须采用适当的量值来计算。常用的量有以下几种：

1. 流量 Q 在单位时间内通过河道过水断面的水量，称为流量（ m^3/s ）。其式为

$$Q=Av$$

式中， A 为过水断面面积； v 为水流的平均流速。

2. 径流总量 W 在一特定时段内流过河流测流断面的总水量，称为径流总量（ m^3 或 km^3 ），例如年径流总量。计算径流总量的公式为

$$W = \bar{Q}T$$

式中， T 为时间（秒）； $\bar{Q}$ 为时段平均流量。

3. 径流模数 M 单位时间单位面积上产出的水量，称为径流模数（ $\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ 或 $1/\text{s} \cdot \text{km}^2$ ）。径流模数与流量之间的关系公式为

$$M = \frac{Q}{F}$$

式中， F 为流域面积（ km^2 ）。

当流量单位由米³化为升时，应乘以 1000。在所有计算径流的常用量中，径流模数最能说明与自然地理条件相联系的径流的特征。通常用径流模数来比较不同流域的单位面积产水量。

4. 径流深度 y 研究河流径流时，需要把径流量与降水量进行比较。降水量是用毫米为单位的，径流量也须用毫米为单位。流域面积除该流域一年的径流总量，即得到径流深度

$$y = \frac{W}{F}$$

由于 W 和 F 都须要化为毫米，所以上式可写为

$$y = \frac{W \times 10^9}{F \times 10^{12}} = \frac{W}{F} \times 10^{-3} (\text{mm})$$

径流模数 M 与径流深度 y 之间，有以下关系已知 $W=QT$

$$M = \frac{Q}{F} \times 1000 (1/\text{km}^2)$$

可得

$$\begin{aligned} \frac{Q}{F} &= M \times 10^{-3} \\ \therefore y &= \frac{W}{F} \times 10^{-3} = \frac{QT}{F} \times 10^{-3} = M \cdot T \cdot 10^{-6} \end{aligned}$$

这个水量是以一年计算的，即

$$T = 31.5 \times 10^6 (\text{s})$$

所以 y 与 M 的关系可以表示为

$$y = 31.5M \text{ 或 } M = \frac{1}{31.5}y = 0.0317y$$

如果把 T 作为以百万计的秒数，则

$$y = M \cdot T \text{ 或 } M = \frac{y}{T}$$

5. 径流变率（模比系数 K ）任何时段的径流值 M_1 、 Q_1 或 y_1 等，与同时段多年平均值 M_0 、 Q_0 或 y_0 之比，称为径流变率或模比系数

$$K = \frac{M_1}{M_0} = \frac{Q_1}{Q_0} = \frac{y_1}{y_0}$$

6. 径流系数 α 一定时期的径流深度 y 与同期降水量 x 之比，称为径流系数

$$\alpha = \frac{y}{x}$$

径流系数常用百分数表示。降水量大部分形成径流则 α 值大，降水量大部分消耗于蒸发和下渗，则 α 值小。

（三）正常径流量

河流的年正常径流量是指多年径流量的算术平均值，即一年中流过河流某一断面的平均水量。它是一个比较稳定的数值，也是一个重要的特征值。只有河流的径流年际变化比较小，或者有相当长的观测资料时，才能够精确地计算出河流的正常径流量。

算术平均值能够比较简单地概括一系列观测数据。假定某个水文要素的观测共有 n 项，各项的数值分别为 x_1 、 x_2 、 x_3 …… x_n ，则其算术平均值为

$$\bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + x_3 + \cdots + x_n}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

当缺乏长期观测资料时， $\bar{x}$ 受到极值的影响，并不稳定。为了弥补这一不

足，必须考虑系列的离散程度。例如有下面两个系列

第一系列：5 10 15； 第二系列： 1 10 19

算术平均值相同，即 $\bar{x} = 10$ ，但离散程度不同。前者只变化于5—15之间，后者却变化于1—19之间。

研究任何系列的离散程度，必须以均值为中心来考察。系列中某一个值 x_i 与均值 $\bar{x}$ 的差，

称为离均差或简称离差。各离差平均值等于零。显然，用离差平均值来说明系列的离散程度是无效的。因此必须采用离差值的平方的平均数，然后开方，作为鉴定系列离散程度的参数，这个参数称为均方差 σ 。

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}$$

按此式计算上述两系列的均方差，则得到 $\sigma = 4.08$ ， $\sigma = 7.35$ 第一系列的均方差小于第二系列，说明第一系列数值集中，变化较小。

但是，均方差也有明显的局限性，它并不适合于比较两个具有不同均值的系列，例如，

第一系列：5 10 15；第二系列：995 1000 1005

这两个系列的均方差相同，说明两个系列的绝对离散程度是一样的，但因其均值分别为 10 和 1000，第一系列中最大最小值与均值之比为 1/2，第二系列却是 1/200。为了克服这种缺点，数理统计中用均方差与均值之比作为衡量相对离散程度的参数，这就是离差系数 C_v 。

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} = \frac{1}{\bar{x}} \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}$$

按此式计算，上述两系列的离差系数分别为

$$C_v = \frac{4.08}{10} = 0.4081; \quad C_v = \frac{4.08}{1000} = 0.00408$$

这说明第二系列的变化程度远较第一系列小。

C_v 值反映各年中具体水量的相对变动程度，在径流计算中很重要。

（四）径流的变化

1. 年内变化 随着气候条件的周期性变化，一年中河流补给状况、水位、流量等也相应发生变化。根据一年内河流水情的变化特征，可以分为若干个水情特征时期，如汛期、平水期、枯水期或冰冻期。

河流处于高水位的时期称为汛期。我国绝大多数河流的高水位是夏季集中降雨造成的，故又叫夏汛。夏汛期径流量大，洪峰起伏变化急剧，是全年最重要的水情阶段。各河流的夏汛期长短不一，我国南方河流因雨季早而持续时间长，夏汛期也长。春季积雪融化形成的河流高水位，叫做春汛。华北、东北的河流都有春汛，但水量比夏汛小，历时也不长。

枯水期是河流处于低水位的时期。我国河流的枯水期一般出现在冬季。这段时间河水主要依靠地下水补给，流量和水位变化很小，如果此时河流封冻，又可称冰冻期。

平水期是河流处于中常水位的时期。洪水过后，退水比涨水慢，所以从汛期到枯水期之间有一段过渡时期，水位处于中常状况。我国河流的平水期大多数出现在秋季，时间不长。

2. 年际变化 径流量的年际变化往往是由降水量的年际变化引起的。通常以径流的离差系数来表示年径流的变化程度。我国中等河流的离差系数，长江以南一般在 0.30 以下，长江下游及黄河中游各河流和东北山区河流为 0.40，淮河为 0.60，海河为 0.70。这种大致从南向北增长的趋势，与我国降水量变率的分布趋势基本一致。

（五）特征径流

1. 洪水 河流的水位达到某一高度，致使沿岸城市、村庄、建筑物、农田受到威胁的水位，称为洪水位。连续的强烈降水是造成洪水的主要原因，积雪融化也可以造成洪水。流域内的降水分布、强度、降水中心移动路线，以及支流排列方式，对洪水性质有直接影响。

洪水按来源可分为上游演进洪水和当地洪水两类。上游径流量显著增加，洪水自上而下沿河推进，就形成上游演进洪水。当地洪水则是由所处河段的地面径流直接形成的。由于洪水形成条件不同，洪水过程线也有单峰、双峰、肥瘦等差别。

实际观测发现，同一河流的上游洪峰比较尖锐，变幅大，而下游则渐趋平缓，变幅也逐渐减小。这就表明洪水位的升降愈向上游愈急速。洪水的传播速度与河道形状有关，河道整齐的传播快，不规则的传播慢。若河流流经湖泊或泛出河道，则洪水传播速度更慢。

洪水期间，在没有大支流加入的河段中，同一断面上总是首先出现最大比降，接着出现最大流速，然后是最大流量，最后是最高水位。

2. 枯水 一年内没有洪水时期的径流，称为枯水径流。枯水期间，径流呈递减现象，久旱之后，可能出现一年中最小的流量。枯水径流主要来源于流域的地下蓄水量。

流域的地质和水文地质条件，最大程度地影响着地下水的储量及所补给河流的特性。砂砾层能大量储水，并在枯水期缓慢补给河流；粘土则相反。溶洞可以使大量雨水漏到地下深处成为持久而稳定的水源。河槽下切深度和河网密度，

决定着截获地下水补给的水量大小，湖泊、沼泽、森林以及水库的调节作用都能增加枯水径流。我国大多数河流的枯水径流出现在 10 月至次年 3—4 月。

五、河流与地理环境的相互影响

河流是所在流域内自然地理总背景下的产物。河水是以不同形态和经过不同转化途径的降水为补给来源的。显然，只有进入河床的水量足以保持经常流动，即在足以补偿蒸发和渗漏所造成的损耗时，才能够形成河流。湿润地区河网密集，径流充沛而干燥地区河网稀疏径流贫乏，说明河流的地理分布受着气候的严格控制。实际上，河流的水文特征，包括水源的补给形式及其比例，水位、流量及其季节变化，结冰与否及结冰期长短，等等，无一不受气候条件制约。例如，降水量多寡决定着径流补给来源的丰缺，蒸发量大小反映着径流损耗的多少，降水的时空分布、降水强度、降水中心位置及其移动方向影响着径流过程和洪峰流量，气温、风和饱和差也因对降水、蒸发有影响而对径流间接起作用。因此可以说，河流是气候的镜子。

除气候条件外，其他自然地理要素也对径流发生影响。如流域海拔高度、坡度和切割密度直接影响着径流汇聚条件；地表物质组成决定着径流下渗状况；植被则通过对降水的截留影响径流；等等。

另一方面，河流对地理环境也有显著的影响。河流是地球水分循环的一个重要的、不可缺少的环节，内陆河流把水分从高山输送到内陆盆地底部或湖泊中，实现水分小循环；外流河把大量水分由陆地带入海洋，弥补海水的蒸发损耗，实现水分大循环。同时，热量和矿物质也随水分一起输送。南北向河流把温度较高的水送往高纬地区，或者相反，对流域气温都具有调节作用。而固体物质的随河水迁移，则使地表的高处不断夷平和低处不断被充填。所以河流既是山地景观的创造者，又是大小冲积平原的奠基者，还是内陆和海洋盆地中盐类的积累者。

荒漠地区绝大多数绿洲的形成与河流有密切的联系。流入干旱区的河流，不仅给那里带来水分，而且使荒漠河岸林和灌溉农业得以发展，从而形成了生机勃勃的绿洲景观。

河流对于人类社会的发展 also 具有重要意义。它在交通运输、灌溉、发电和水产事业等方面都为人类带来了重要财富。

第二节 湖沼与冰川

教学目标：

1. 理解并掌握湖泊的概念、湖泊的功能、湖泊的演化；
2. 理解并掌握湿地的概念、湿地的功能；
3. 理解解冰川的形成、与分布；
4. 掌握冰川对自然环境的影响。

一、湖泊

（一）湖泊的成因和类型

地面上洼地积水形成比较宽广的水域称为湖泊。内力作用和外力作用都可以形成湖盆。例如，一部分地壳断陷、下沉可以形成构造湖；死火山口或熔岩高原的喷口可以形成火山湖；冰蚀洼地中，冰碛丘陵间或终碛后方可以形成冰川湖；山崩、熔岩流或冰川阻塞河谷可以形成堰塞湖；风蚀盆地积水可以形成风蚀湖；岩溶作用可以形成岩溶湖；浅水海湾或海港被沙堤或沙嘴与海水分隔开来，可以形成潟湖；河流曲流裁曲取直后可以形成牛轭湖；多年冻土区地下冰融化后，地表下陷积水，可以形成热融湖；人工筑坝，建造水库，形成人工湖，等等。

湖泊的分类是多种多样的，常见的有：

1. 按照湖水的来源，把湖泊分为海迹湖和陆面湖两大类。海迹湖过去曾经是海洋的一部分，以后才与它分离，而陆面湖则包括了陆地表面的绝大部分湖泊。
2. 依据湖水与径流的关系，把湖泊分为内陆湖和外流湖。内陆湖完全没有径流入海，常属非排水湖。外流湖以河流为排泄水道又称排水湖，湖水最终注入海洋。
3. 根据湖水的矿化程度，把湖泊分为淡水湖和咸水湖。其中咸水湖又可根
据水中溶解盐类的主要成分，进一步分为碳酸盐湖、硫酸盐湖、氯化物盐湖等。
排水湖为淡水湖，非排水湖多为咸水湖。
4. 按湖水温度状况，把湖泊分为热带湖、温带湖和极地湖等。
5. 以湖水存在的时间久暂，湖泊可分为间歇湖、常年湖。

（二）湖水的性质

1. 颜色和透明度湖水一般呈浅蓝、青蓝、黄绿或黄褐色。湖水颜色以含沙量多少、泥沙颗粒大小、浮游生物的种类和数量多少为转移。一般说，含沙量小、泥沙颗粒小、浮游生物少，则湖水呈浅蓝或青蓝色；反之则呈黄绿或黄褐色。

湖水透明度与太阳光线、湖水含沙量、温度及浮游生物都有关系。确定湖水透明度的方法与海水透明度相同。

2. 温度 太阳辐射热量是湖水的主要热量来源。水汽凝结潜热、有机物分解产生的热和地表传导的热，也是湖水热量收入的组成部分。而湖水向外辐射和蒸发，则是热量损耗的主要方式。

淡水在 4°C 时密度最大。当湖面温度低于 4°C 时，水温随深度增加而升高，这种温度分布称为逆列状态，多出现于冬季；湖面温度增到 4°C 时，表水密度增大下沉，较冷水因密度小而上升，这样对流的结果，水温趋于均匀，称为等温状态，多发生在春季；湖水温度增到 4°C 以上，密度又降低，最热层位于湖面，水温随深度增加而降低，这种温度分布称为正列状态，多发生于夏季。热带湖水常年高于 4°C ，故温度分布始终为正列状态。温带湖随季节不同而分别出现逆列、正列、等温状态。高山和极地湖泊的水温常年低于 4°C ，多为逆列状态。

3. 化学成分 湖水的化学成分大致是相同的，但各种化学元素的含量及其变化情况，却可以因时因地而有比较大的差异。作为补给来源的降水、地表径流和地下水，含有许多溶解气体和盐类，例如雨水含氮、氧、氢、二氧化碳、亚硝酸，地下水除含氮、氧、氢及二氧化碳外，还有碳酸钙、碳酸钠、硫酸钠、硫酸镁、氯化镁、食盐、硅酸。河水还含有机酸。

在不同的自然条件下，降水、地表径流和地下水带入湖泊的化学元素种类和含量有差别。降水量和蒸发量的不同，使湖水盐分增加或减少的量不同。湖水排泄状况良好与否，使盐分积累过程发生迥然不同的区别。湖岸岩石性质，水生生物繁殖状况等，都影响湖水的化学成分。

（三）湖泊的功能和作用

1. 湖泊能调节河川径流、防洪减灾；

大型外流吞吐湖因贮水量很大，可显著削减和滞后河川汛期入湖洪峰量。湖泊调节河川径流的功能。主要表现在暂时蓄纳入湖洪峰水量，尔后缓慢泄出，从而减轻湖区水系的洪水威胁。入鄱阳湖汛期可削减洪峰量的 20~30%，滞后洪峰 1~4 个月，从而减轻了长江的洪水威胁。

又如洞庭湖，由于调蓄容量巨大，调洪作用十分明显。1954 年特大洪水期间，削减洪峰流量 $27400\text{m}^3/\text{s}$ ，占洪峰量的 40%，滞后洪峰 3 日，大大减轻长江的洪

水压力，但随着泥沙的不断淤积，湖泊调蓄容积也在不断地减少。目前，长江中下游五大淡水湖泊的贮水量分别为洞庭湖 174 亿米³，鄱阳湖 251.7 亿米³，太湖 44.4 亿米³，洪泽湖 24.4 亿米³，巢湖 18 亿米³。

湖泊的调蓄作用湖泊作为天然水库，除了能拦蓄本流域上游来水，减轻下游洪水的压力外，还可分蓄江河洪水，降低于流河段的洪峰流量，滞缓洪峰发生的时间，发挥调蓄作用。

以洞庭湖为例，洞庭湖是我国第二大淡水湖。它的水源：北有松滋、太平、藕池、调弦（已封堵）4 口分泄长江水入湖（占入湖总水量 37.7%），南、西有湘、资、沅、澧 4 大水系入汇（占 53.9%），湖区四周中小河注入（占 8.4%），各方水流入湖停蓄后，在湖区东北角经城陵矶出湖入长江。现有水域 2691 平方公里，最大水深 10.5 米，最大容积 200 余亿立方米。故接纳 4 水、吞吐长江的洞庭湖，是调蓄长江中游干、支流洪水的重要的天然水库。洞庭湖的削峰作用从表 3—17 可见，4 水、4 口的入湖洪水，经过洞庭湖调蓄，多年（1951—1983）平均削

表 3-17 洞庭湖多年平均削峰统计

年份	入湖洪峰流量 (立方米\秒)	出湖洪峰流量 (立方米\秒)	削峰值 (立方米\秒)	削峰值占 入湖洪峰(%)
1951—1960	42156	28910	13246	31.5
1961—1970	43179	31240	11939	27.7
1971—1980	36452	26270	10182	27.9
1981—1983	34126	28467	5659	16.6
1951—1983 33 年平均	40200	28800	11400	28.4
最大 1954.7	64053	43400	20653	32.2
最小 1978	22500	17100	5400	24

减了洪峰流量的 28.4%。1954 年最大削峰量可达 20653 立方米/秒，削减了入湖洪水的 $\frac{1}{3}$ 。洞庭湖对长江干流的分洪作用和削峰作用见表 3—18 和表 3—19。据统计 4 口 1951—1983 年多年平均分流量为 1180 亿立方米，占入湖总量 37.7%，而多年平均汛期（5—10 月）分流量为 1094 亿立方米，故长江分流入湖水量中 92.7% 是在汛期入湖的。显然洞庭湖已成为长江汛期的天然分洪、滞洪区了。1954 年特大洪水时，洞庭湖甚至削减了长江干流约 $\frac{1}{2}$ 的洪峰流量，因而洞庭湖的调蓄，对保护荆江大堤及武汉城市的安全，

发挥了巨大的作用。然而从此 3 表中也可以看出，近 30 多年来，洞庭湖的调蓄能力在不断地减弱，这是由于湖区泥沙淤积，湖泊容积不断减少所致。多年平均入湖泥沙达 1.335 亿立方米，其中又以长江 4 口挟带的泥沙为主，约占其中

表 3-18 4 口分流比值变化表

年 份	4 口平均年径流量 (亿立方米)	4 口占入湖年径流总量 (%)	4 口占长江径流量 (%)
1951—1960	1484	44.8	33.9
1961—1970	1333	40.4	29.3
1971—1980	808	30.4	19.3
1981—1983	898	29.6	19.7

表 3-19 4 口与宜昌洪峰流量对比 (立方米/秒)

年 份	4 口洪峰平均值	宜昌洪峰平均值	4 口占宜昌 (%)
1951—1960	23691	55720	42.5
1961—1970	20542	50230	40.9
1971—1980	14265	46210	30.9
1981—1983	18902	61200	30.9
最大洪峰 1954	27460	55000*	49.9

* 为宜昌与四口洪峰相应的洪山峰流量

82%，而多年平均出湖泥沙仅 0.351 亿立方米，平均每年沉积在湖区的泥沙为 0.984 亿立方米，洞庭湖通过蓄浑吐清，固然对减轻长江干流河床泥沙的沉积、稳定干流河床起着有利的作用，但是，泥沙沉积湖底，日积月累就使洞庭湖的面积、容积逐年减小，从而削弱了其调蓄能力。据 1954 年及 1983 年湖区实测地形图对比，城陵矶水位 23 米时，容积减少 59%，33 米时，容积减少 40%。一般与河流相通的外流湖均有调蓄作用。鄱阳湖在一般年份可调节来水量的 15—30%，而特大洪水年，如 1954 年，它削减了入湖峰量的 50% 以上，其削峰量为 23400 立方米/秒。湖泊调蓄能力的大小，首先决定于湖泊容积，其次决定于内湖水位与外江水位之间的涨落关系及差值。以江汉湖群为例，在沿江口门未设控制闸前，江湖相通，内湖与外江水位涨落同步变化，故调节能力有限。江湖分家后，一般根据预报、汛前泄空湖容，洪水期再开闸蓄洪，因而提高了湖泊的蓄洪能力。湖区泥沙沉积影响湖泊的调蓄是自然因素，而盲目围湖造田、人为因素削弱湖泊的调蓄能力和破坏湖泊资源的现象，更应该引起重视，已出现的问题也要采取还田为湖等措施妥善解决。据统计，仅洞庭湖、鄱阳湖、江汉湖群因围

垦而失去湖泊容积达 350 亿立方米，导致可调蓄的淡水资源损失相当于淮河正常径流量的 1.3 倍，比东线南水北调计划引水 1000 立方米/秒的流量还多 35 亿立方米的水量。

2. 丰富宝贵的自资源

湖水可用于灌溉农田、沟通航道、发电、提供工农业和饮用水流，还能繁衍水生物，发展水产品；

(1) 丰富的水资源

水是生命的源泉，是人类赖以生存和从事各种经济和社会活动的命脉。而我国却是个水资源相对缺乏的国家，人均水资源占有量仅是世界人均占有量的 1/4。我国湖泊总贮水量约 $7077 \times 10^8 \text{m}^3$ ，其中淡水贮量 $2249 \times 10^8 \text{m}^3$ ，占我国陆地淡水资源量的 8%，而且其中 5% 以上分布在经济较发达的东部平原和云南省。因此，它对我国国民经济建设尤为重要。

例如：

1、太湖，除了向湖区提供大量的工业用水和农业灌溉用水外，还是沿湖地区和上海市近 2000 万居民的饮用水之源。

2、洞庭湖、鄱阳湖和太湖平原历来是我国著名的粮仓，素有“湖广熟，天下足”和“苏湖熟，天下足”的美誉。它们都得益于湖泊所提供的丰富的水资源。

3、洪泽湖为苏北 1800 万亩农田和沿海盐碱土改良提供了丰富的水资源。

4、巢湖的灌溉面积亦达 328 万亩

(2) 肥沃的湖泊滩地

湖泊滩地是处于环湖陆地和湖泊开敞水域之间水陆互相过渡的地带，它是一种良好的土地资源，土层深厚、土质肥沃、地势平坦，灌溉便利。作为土地资源而加以利用的湖泊滩地，全国约有 $1.0 \times 10^4 \text{km}^2$ 。全国以鄱阳湖面积为最大，达 2536km^2 。

洞庭湖次之为 1688km^2 ，洪泽湖居第三位， 1021km^2 。我国湖泊滩地开垦利用历史久远。最早见于史籍的当推周文王长兄泰伯偕弟仲雍由北方南徙，定居于今常熟的梅里，立国号为吴，于太湖地区垦殖湖滩洲地。后吴人在今南京市高淳

县建相国圩围垦固城。湖之滩地的土质肥沃，水资源丰富，成为我国主要粮食产区，农业经济空前繁荣。“上有天堂，下有苏杭”和“湖广熟，天下足”的美誉，皆赖以湖泊所提供的滩地资源和水资源。

（3）生物多样性的展览厅

湖泊生物资源丰富多样，是一类重要的湖泊再生资源。它们中有人们喜爱的副食品，如鱼、虾、蟹、贝、莲、藕、菱、芡；有工农业生产的原材料，如苇、蒲、席草、蚌、壳等；有的可以入药；如苇根、蒲黄、莲心、莲蕊和鳖甲等；有更多的水生植物和螺、蚬、蚌等水生动物可作为家畜和家禽及鱼类养殖的饵料；水生植物还广泛用于农肥和燃薪。此外，湖泊生物还在维持生态系统平衡、净化水质、以及保存生物多样性方面起着重要的作用。

（4）许多湖泊风光优美，景色宜人是得天独厚的旅游胜地；

我国领土辽阔，地形复杂气候多变，因而位于其中的湖泊亦是惬意的迷人的旅游胜地。许多湖泊已成为中外旅客必到之地。杭州西湖之美名扬天下，令古今往来的许多文人墨客为之倾倒。扬州之瘦西湖、济南大明湖、嘉兴南湖、武昌东湖和南京玄武湖等都是些风光旖旎、景色宜人和引人入胜的名湖。

（5）众多的盐湖富含丰富的盐矿和贵重的矿产资源；

我国盐湖不仅数量多，而且分布相对集中。柴达木盆地和西藏北部为盐湖的集中分布区。这里盐湖密布，数以百计，被誉为盐的世界。盐湖中贮存的盐类矿物有100余种，除贮存巨量的天然碱、硝、石盐、和石膏等常见的盐类外，还蕴藏有硼、锂、溴、锶、钡、铷、铯、钍和铀等稀有盐类。其中察尔汗盐湖群盐矿贮量达 $426 \times 10^8 \text{t}$ ，足够世界人民食用2000年。我国开采最早的盐矿是山西省的解池，远在公元前21世纪的夏虞时期，当地人民就已利用该池的卤水晒盐。西藏班戈盐湖中的硼沙远在公元6世纪就已开采利用，比欧洲早1000年。

3. 湖泊水体的存在，可以调节湖区气候，改善湖区生态环境，提高环境质量；

调节气候，改善生态

湖泊具有调节气候，改善生态环境之功能。湖泊是内外应力长期作用下形成的。它与流域内的自然地理要素如水系、植被的变化、泥沙和营养盐输入的多少

等有着密切的关系。它拥有的巨大水量和调蓄功能以及丰富的生物资源对湖区的气候和生态环境具有明显的调节作用。

4. 湖泊还是研究古生态环境和生物多样性的基地。

（四）湖泊在开发利用中存在问题

由于湖泊生态的脆弱性，加上人类不合理地利用湖泊资源，使我国绝大多数湖泊的良性生态系统，遭受到不同程度的破坏，乃至整个湖泊的消亡，这真是明珠蒙尘！其主要表现如下：

- （1）盲目围垦，导致湖泊缩小，甚至消亡；
- （2）过度用水，导致湖泊萎缩，水质变差；
- （3）水质污染严重和富营养过程加速；
- （4）水利工程和过度捕捞使水产资源枯竭。

- （1）盲目围垦，导致湖泊缩小，甚至消亡；
- （2）过度用水，导致湖泊萎缩，水质变差；
- （3）水质污染严重和富营养过程加速；
- （4）水利工程和过度捕捞使水产资源枯竭。

二、沼泽湿地

（一）什么是湿地？

《湿地公约》中对湿地是这样定义的：

湿地系指不问其为天然或人工，长久或暂时之沼泽地、泥炭地或水域地带，带有或静止或流动、或为淡水、半咸水或咸水水体者，包括低潮时水深不超过 6 米的水域。

湿地是指季节性或常年积水地段，包括沼泽、泥炭地、湿草甸、湖泊、河流及泛洪平原、河口三角洲、滩涂、珊瑚礁、红树林、水库、池塘、水稻田以及低潮时水深浅于 6 米的海岸带等。湿地分为咸水湿地、淡水湿地和人工湿地三种类型，具有提供水源补充地下水、清除和转化毒物、提供可利用资源、保护小气候、提供野生动物栖息地等作用，被称为“地球之肾”，与森林、海洋一起并称为全球三大生态系统。

（二）湿地的类型划分

I、近海及海岸湿地（低潮时水深 6 米以内的海域及其沿岸海水浸湿地带）：

I 1 浅海水域：低潮时水深不超过 6 米的永久水域，植被盖度 < 30%，包括海

湾、海峡。

I 2 潮下水生层：海洋低潮线以下，植被盖度 $\geq 30\%$ ，包括海草层、海洋草地。

I 3 珊瑚礁：由珊瑚聚集生长而成的湿地。包括珊瑚岛及其有珊瑚生长的海域。

I 4 岩石性海岸：底部基质 75% 以上是岩石，盖度 $< 30\%$ 的植被覆盖的硬质海岸，包括岩石性沿海岛屿、海岩峭壁。本次调查指低潮水线至高潮浪花所及地带。

I 5 潮间沙石海滩：潮间植被盖度 $< 30\%$ ，底质以砂、砾石为主。

I 6 潮间淤泥海滩：植被盖度 $< 30\%$ ，底质以淤泥为主。

I 7 潮间盐水沼泽：植被盖度 $\geq 30\%$ 的盐沼。

I 8 红树林沼泽：以红树植物群落为主的潮间沼泽。

I 9 海岸性咸水湖：海岸带范围内的咸水湖泊。

I 10 海岸性淡水湖：海岸带范围内的淡水湖泊。

I 11 河口水域：从近口段的潮区界（潮差为零）至口外海滨段的淡水舌锋缘之间的永久性水域。

I 12 三角洲湿地：河口区由沙岛、沙洲、沙嘴等发育而成的低冲积平原。

II、河流湿地（本次调查仅限于河床（枯水河槽）平均宽度 ≥ 10 米，面积大于 100hm² 的全国主要水系的四级以上支流）

II 1 永久性河流：仅包括河床，同时也包括河流中面积小于 100hm² 的水库（塘）。

II 2 季节性或间歇性河流

II 3 泛洪平原湿地：河水泛滥淹没（以多年平均洪水位为准）的河流两岸地势平坦地区，包括河滩、泛滥的河谷、季节性泛滥的草地。

III、湖泊湿地

III 1 永久性淡水湖：常年积水的海岸带范围以外的淡水湖泊。

III 2 季节性淡水湖：季节性或临时性的泛洪平原湖。

III 3 永久性咸水湖：常年积水的咸水湖。

III 4 季节性咸水湖：季节性或临时性积水的咸水湖。

IV、沼泽和沼泽化草甸湿地

IV 1 藓类沼泽：以藓类植物为主，盖度 100%的泥炭沼泽。

IV 2 草本沼泽：植被盖度 $\geq 30\%$ 、以草本植物为主的沼泽。

IV 3 沼泽化草甸：包括分布在平原地区的沼泽化草甸以及高山和高原地区具有高寒性质的沼泽化草甸、冻原池塘、融雪形成的临时水域。

IV4 灌丛沼泽：以灌木为主的沼泽，植被盖度 $\geq 30\%$ 。

IV5 森林沼泽：有明显主干、高于 6 米、郁闭度 ≥ 0.2 的木本植物群落沼泽。

IV6 内陆盐沼：分布于我国北方干旱和半干旱地区的盐沼。由一年生和多年生盐生植物群落组成，水含盐量达 0.6% 以上，植被盖度 $\geq 30\%$ 。

IV7 地热湿地：由温泉水补给的沼泽湿地。

IV8 淡水泉或绿洲湿地

V、库塘

V1 库塘：为灌溉、水电、防洪等目的而建造的人工蓄水设施。

（四）湿地的价值与功能

湿地除了是生命和文明的摇篮外，还体现为直接利用价值和间接利用价值。直接利用价值表现为水资源，湿地产品（鱼、虾、贝、藻类、莲、藕、菱、芡、泥炭、木材、芦苇、药材等），湿地矿产，能源（如泥炭），水运等，想来上面所述的美元价值就包括这些直接利用价值了。

湿地的间接价值包括，流量调节（降雨吸纳大量的水，干旱时又能释放水）、防止海水入侵、补充地下水或来自地下水、营养物质的沉积、调节气候、生物多样性和生态功能、保护海岸、文化遗产、景观价值、教育与科研价值等。这些价值可能是难以用金钱计算的。

三、冰川

冰川是指发生在陆地上，由大气固态降水演变而成的，通常处于运动状态的一种天然冰体。它随气候变化而变化，但不是在短期内形成或消亡。雪线触及地面是发生冰川的必要条件。因此，冰川是极地气候和高山冰雪气候的产物。

冰是水的一种形式。从地球演化过程来看，冰是地球物质分异最后的产物。它是最轻的矿物之一，其密度只有 0.917g/cm^3 ，比水的密度小。这一特点使它总是处在地球的表面，在水体中则总是浮在水面。如果冰不具有这一重要物理性质，那末，在低温条件下，水体将一冻到底，对水生生物造成严重的灾难。冰具有不稳定性，在目前地表温度状况下，自然界的冰很容易发生相变。冰在地球上的分布非常广泛，上至 8—17km 高的大气对流层上部，下至 1500m 深的地壳中都可以发现它的踪迹。广义冰川学把冰的分布范围称为冰圈。显然，冰川是冰圈的主体。

（一）成冰作用

成冰作用（或过程），是指积雪转化为粒雪，再经过变质作用形成冰川冰的过程。

雪是一种晶体，任何晶体都具有使其内部包含的自由能趋向最小，以保持晶体稳定的性质，这就是最小自由能原则。晶体的自由能包括内应力和表面能两部分。表面能的大小与晶体的表面积成正比。圆球体是比表面积最大的几何形体之一。在外界环境条件稳定时，雪晶力图向球形转变。这一过程称为自动圆化或粒雪化。雪的圆化是通过固相的重结晶作用、气相的升华、凝华作用和液相的再冻结作用三种方式来实现的。结果是消灭晶角、晶棱，填平凹处，增长平面，合并晶体，形态变圆，雪花变为雪粒。

粒雪化过程可以分为冷型和暖型两类。前者没有融化和再冻结现象，过程缓慢，雪粒直径通常不足 1 毫米；暖型粒雪化过程进行得较快，雪粒直径比较大。

粒雪中含有贯通孔隙，当其进一步变化，全部孔隙被封闭后就变成冰川冰。成冰作用也分冷型和暖型两类。在冷型变质过程中，粒雪只能依靠其巨大厚度造成的压力加密而形成重结晶冰。这种冰密度小，气泡多，气泡内的压力大。冷型成冰过程历时很长，在南极中央，成冰时间往往超过 1000 年，而成冰的深度至少需要 200 米。暖型成冰作用是有融水参与的，并因融水数量多少不同而分别形成渗浸-重结晶冰、渗浸冰和渗浸-冻结冰。当粒雪很薄而夏季气温较高时，粒雪可以完全融化，而后在冰川冷贮作用下，在冰川表面重新冻结成冰。

由上述可知，重结晶、渗浸和冻结成冰，是成冰作用的三个基本类型；渗浸-重结晶及渗浸-冻结作用则是两个过渡类型。

上述各种冰是成冰作用初期的原生沉积变质冰，它们仅仅分布于冰川的表层。冰川冰的绝大部分是沉积变质冰在运动中经受压力形成的动力变质冰。其中最常见的是冰川塑性流动状态下形成的次生重结晶冰。动力变质冰具有一般变质岩的许多特点，如片理、褶皱和冰晶的定向排列等。

（二）冰川类型

现代冰川规模相差很大，形态各具特征，生成时代前后不同，冰川性质和地质地貌作用等也都不一致。因此，可以根据不同标志划分冰川类型。通常按照冰川的形态、规模及所处的地形条件把冰川分为山岳冰川、大陆冰川、高原冰川和山麓冰川。

1. 山岳冰川 主要分布于中低纬山区，由于雪线较高，积累区不大，因而冰川形态受地形的严格限制。山岳冰川按形态又可以分为：

(1) 悬冰川：这是山岳冰川中数量最多的一种冰川。悬冰川依附在山坡上，面积通常小于 1 平方公里，对气候变化的反映十分灵敏。

(2) 冰斗冰川：发育在冰斗中的冰川，面积大的可达 10 平方公里以上，小的不足 1 平方公里。冰斗冰川都有一个陡峭的后壁，那里经常发生雪崩或冰崩。谷地源头的冰斗规模一般比较大，周围还可以有第二级冰斗，这种冰川叫围谷冰川。

(3) 山谷冰川：在有利的气候条件下，雪线下降，补给增加，冰斗冰川溢出冰斗进入山谷形成山谷冰川。低于雪线流入山谷的冰流，叫做冰舌。它和两侧谷坡的界限很分明，而雪线以上的粒雪盆与周围山坡的粒雪原常常连成一片。

山谷冰川有单式、复式、树枝状和网状几种，各有自己的形态特征，并分别代表山谷冰川演化的不同阶段。没有支流汇入的山谷冰川，称为单式山谷冰川；只有一两条支流汇入的山谷冰川，称为复式山谷冰川，两者又可合称阿尔卑斯型山谷冰川；有较多支流汇入，在平面上状如树枝的山谷冰川，称为树枝状山谷冰川；而支流极多，主支冰川相互交织，形如蛛网者，则称网状山谷冰川。树枝状和网状山谷冰川在喜马拉雅山最发育，所以又叫做喜马拉雅型山谷冰川。此外，苏联中亚，不少山谷冰川没有明显的粒雪盆，依靠两侧山坡的冰崩雪崩补给，因而冰舌覆盖有很厚的表碛，几乎看不见冰川冰，这种冰川叫做土耳其斯坦型山谷冰川。

山谷冰川长度由数公里至数十公里不等，厚度数百米。当许多冰流汇合时，彼此并列或互相叠置。所谓叠置系指支冰川覆在主冰川之上，似乎被其背负着前进。

2. 大陆冰川 大陆冰川曾经占据很广阔的面积，但目前只发育在两极地区。由于面积和厚度都很大，冰流不受下伏地形影响，自中央向四周流动。冰流之下常掩埋巨大的山脉和洼地。南极和格陵兰岛的冰川就是大陆冰川。

3. 高原冰川 高原冰川也叫冰帽，是大陆冰川和山岳冰川的过渡类型。冰川覆盖在起伏和缓的高地上，向周围伸出许多冰舌。冰岛的伐特纳冰帽面积达到 8410 平方公里。

4. 山麓冰川 数条山谷冰川在山麓扩展汇合成为广阔的冰原，叫做山麓冰川。它是山岳冰川向大陆冰川转化的中间环节。阿拉斯加的马拉斯平冰川就是由12条山谷冰川组成，其山麓部分面积达2682平方公里。

除上述形态分类之外，还可以依据冰川的物理性质进行分类。例如，根据冰川的动力活动性可以划分为积极冰川、消极冰川和死冰川；以冰川温度状况为依据可划分温冰川和冷冰川两类，等等。后一种分类越来越显示出重要的意义。温冰川除表层在冬季可以暂时变冷外，整个冰川厚度大致接近于压力熔点，冰内包含液态水，而且融水可以在全部厚度出现。这种融水湿润基床后，可促进冰川冰的滑动，因而在其他条件相同时，温冰川运动速度较之冷冰川要大。冷冰川深部缺乏融水，冰川和它所覆盖的基岩冻结在一起，这就直接影响了冰川经过冰床移动的方式，并削弱了它的侵蚀力量。

（三）地球上冰川的分布

目前全球冰川面积约为 $1550 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占陆地总面积的10%以上。冰川总体积 $(2400—2700) \times 10^4 \text{ km}^3$ 。如果这些冰全部融化，将使世界洋面上升66m。南极大陆是世界上冰川最集中的地区，冰盖面积约 $1260 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，包括四周的边缘冰棚，则为 $1320 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。冰盖平均厚度为2000m。北极地区包括格陵兰岛、加拿大极地岛群和斯匹次卑尔根群岛，冰川总面积约 $200 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，其中格陵兰冰盖面积即达 $173 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，巴芬岛上的巴伦斯冰帽面积达 5900 km^2 ，得文岛冰帽面积超过 15500 km^2 。亚洲冰川面积共 114000 km^2 ，主要分布在兴都库什山、喀喇昆仑山、喜马拉雅山、青藏高原、天山和帕米尔。其中我国冰川面积共 57000 km^2 ，恰占50%。北美洲冰川面积共 67000 km^2 ，主要分布在阿拉斯加和加拿大地区。南美洲冰川面积约 25000 km^2 。欧洲 8600 km^2 ，主要分布在斯堪的纳维亚、阿尔卑斯山。大洋洲 1000 km^2 ，主要分布于新西兰。非洲是全世界冰川最少的大陆，冰川面积只有 23 km^2 。这是由于非洲大陆纬度低，气温高而降水少，雪线位置高所致。

冰川分布的高度受着雪线高度的严格制约。任何地区如果地表没有高出雪线就不可能形成冰川。就山区而论，在气候变化不很显著的若干年内，每年最热月积雪区的下限总是大体上位于同一的海拔高度。这个高度以上为多年积雪区，以下为季节积雪区。多年积雪区和季节积雪区之间的界线就叫做雪线。雪线上年

降雪量等于年消融量，所以雪线也就是降雪和消融的零平衡线。但是，零平衡的绝对值却可以是各不相同的。要在降雪量很小的情况下达到平衡，就必须有较低的负温以减小消融和蒸发。而当降雪量很大时，雪线处的年平均气温就必须比较高，才能融化大量积雪，以保持平衡。

气温、降水量和地形是影响雪线高度的三个主要因素。多年积雪的形成要求近地面空气层的温度长期保持在 0°C 以下。地球表面的平均温度具有从赤道向两极递减和自平地向高山递减的规律，所以低纬地区雪线位置比较高，高纬和极地雪线位置则比较低。

雪线位置最高处并不在赤道，而在南北两个亚热带高压带。这两个高压带同赤道带的温度差别并不显著，降水量却相当悬殊，亚热带高压带降水量的急剧减少，使雪线上升到最大的高度。南美 20° — 25° 间的安第斯山雪线高达 6400 米，是世界上雪线最高的地方。北半球的山地，一般北坡雪线比南坡低。我国祁连山南坡雪线在 4700—5000 米，北坡仅约 4400—4600 米，表现了地形的影响。但是地形不仅影响温度，也影响降水分布，如东西走向的喜马拉雅山阻挡了印度洋的西南季风，致使南坡多雨，雪线为 4400—4600 米，北坡降水量很少，雪线上升到 5800—6000 米。

在冰川上雪线又叫粒雪线。夏季冰川上隔年粒雪的下限，称为粒雪线。海洋性冰川粒雪线和零平衡线的位置比较吻合，大陆性冰川由于粒雪线和零平衡线之间有一个附加冰带，粒雪线通常高出零平衡线数十米或 100—200 米。

和雪线高度相一致，地球上冰川分布高度也表现出明显的自低纬向两极降低的趋势。在东西走向的山脉中，朝向极地的山坡冰川分布高度低于朝向赤道的山坡。通常情况下，迎风而降水量丰富的山坡冰川分布高度低于背风而降水量比较少的山坡。

（四）冰川对地理环境的影响

冰川对地理环境的影响表现在许多方面。在极地和中低纬高山冰川区，冰川本身是自然地理要素之一，并形成独特的冰川景观。规模较小的冰川只对附近地区的气候发生影响，巨大的冰川如南极和格陵兰冰盖，则对广大地区甚至全球气候发生影响。作为一种特殊的下垫面，冰盖的扩展将大大增强地球的反射率，从而促使地球进一步变冷，并影响气团性质和环流特征。

在地球水圈的水分循环中，冰川也有重要的作用。据计算，目前全球冰川的平均年消融量约 3000km^3 。这一数字近乎全世界河流水量的三倍。冰盖消融量的增减，将直接影响海平面的升降。

大气降水到达地面后，由于蒸发、蒸腾和渗透等原因，只有一部分转变为地表径流。冰川表面不存在蒸腾，蒸发量及渗透量都非常小。所以，到达冰川表面的降水几乎可以全部转化为地表径流。冰川不仅是河流的补给来源，还是其调节者。冰川冰从积累区向消融区运动的结果，使长期处于固态的水转化为液态。但是，低温而湿润的年份，冰川消融将受到抑制；高温干旱年份，消融则将加强。这样，冰川就对径流起到了调节作用。

冰川推进时，将毁灭它所覆盖的地区的植被，动物被迫迁移，土壤发育过程亦将中断。自然地带将相应向低纬和低海拔地区移动。冰川退缩时，植被、土壤将逐渐重新发育，自然地带相应向高纬和高海拔地区移动。

冰川的侵蚀和堆积作用显著改变地表形态，形成特殊的冰川地貌。在古冰盖掩覆过的地区，如欧洲和北美，这种冰川地貌可以占据成千上万平方公里的广大范围。在山岳地区，冰川地貌显示出许多独有的特征，这将在以后的章节中阐述。

教学目标：

1. 理解地下贮水空间
2. 掌握地下水系统及其垂向结构
3. 掌握地下水类型及特点
4. 理解地下水的补给与排泄
5. 理解地下水的运动

地下水是存在于地表以下岩（土）层空隙中的各种不同形式水的统称。地下水主要来源于大气降水和地表水的入渗补给；同时以地下渗流方式补给河流、湖泊和沼泽，或直接注入海洋；上层土壤中的水分则以蒸发或被植物根系吸收后再散发入空中，回归大气，从而积极地参与了地球上的水循环过程，以及地球上发生的溶蚀、滑坡、土壤盐碱化等过程，所以地下水系统是自然界水循环大系统的重要亚系统。

地下水作为地球上重要的水体，与人类社会有着密切的关系。地下水的贮存有如在地形成一个巨大的水库，以其稳定的供水条件、良好的水质，而成为农业灌溉、工矿企业以及城市生活用水的重要水源，成为人类社会必不可少的重要

水资源，尤其是在地表缺水的干旱、半干旱地区，地下水常常成为当地的主要供水水源。据不完全统计，70年代以色列国75%以上的用水依靠地下水供给，德国的许多城市供水，亦主要依靠地下水；法国的地下水开采量，要占到全国总用水量1/3左右；像美国，日本等地表水资源比较丰富的国家，地下水亦要占到全国总用水量的20%左右。我国地下水的开采利用量约占全国总用水量的10—15%，其中北方各省区由于地表水资源不足，地下水开采利用量大。据统计，1979年黄河流域平原区的浅层地下水利用率达48.6%，海、滦河流域更高达87.4%；1988年全国270多万眼机井的实际抽水量为 529.2×10^8 立方米，机井的开采能力则超过 800×10^8 立方米。

问题的另一面，由于过量的开采和不合理的利用地下水，常常造成地下水位严重下降，形成大面积的地下水下降漏斗，在地下水用量集中的城市地区，还会引起地面发生沉降。此外工业废水与生活污水的大量入渗，常常严重地污染地下水源，危及地下水资源。因而系统地研究地下水的形成和类型、地下水的运动以及与地表水、大气水之间的相互转换补给关系，具有重要意义。

一、地下水的赋存条件

（一）地下水的贮存空间

1. 含水介质、含水层和隔水层

自然界的岩石、土壤均是多孔介质，在它们的固体骨架间存在着形状不一、大小不等的孔隙、裂隙或溶隙，其中有的含水，有的不含水，有的虽然含水却难以透水。通常把既能透水，又饱含水的多孔介质称为含水介质，这是地下水存在的首要条件。

所谓含水层是指贮存有地下水，并在自然状态或人为条件下，能够流出地下水来的岩体。由于这类含水的岩体大多呈层状、故名含水层，如砂层、砂砾石层等。亦有的含水岩体呈带状、脉状甚至是块状等复杂状态分布，对于这样的含水岩体可称为含水带、含水体或称为含水岩组。

对于那些虽然含水，但几乎不透水或透水能力很弱的岩体，称为隔水层，如质地致密的火成岩、变质岩，以及孔隙细小的页岩和粘土层均可成为良好的隔水层。实际上，含水层与隔水层之间并无一条截然的界线，它们的划分是相对的，并在一定的条件下可以互相转化。如饱含结合水的粘土层，在寻常条件下，不能

透水与给水，成为良好的隔水层；但在较大的水头作用下，由于部分结合水发生运动，粘土层就可以由隔水层转化为含水层。

2. 含水介质的空隙性与水理性

1. 含水介质的空隙性 含水介质的空隙性是地下水存在的先决条件之一。空隙的多少、大小、均匀程度及其连通情况，直接决定了地下水的埋藏、分布和运动特性。

通常，将松散沉积物颗粒之间的空隙称为孔隙，坚硬岩石因破裂产生的空隙称裂隙，可溶性岩石中的空隙称溶隙（包括巨大的溶穴，溶洞等）。

1) 孔隙率（ n ）又称孔隙度，它是反映含水介质特性的重要指标，以孔隙体积（ V_n ）与包括孔隙在内的岩土体积（ V ）之比值来表示，即

$$n = \frac{V_n}{V} \times 100\%$$
。孔隙率的大小，取决于岩土颗粒本身的大小，颗粒之间的排列形式、分选程度以及颗粒的形状和胶结的状况等。

必须指出，孔隙率只有孔隙数量多少的概念，并不说明孔隙本身的大小（即孔隙率大并不表示孔隙也大）。孔隙的大小与岩土颗粒粗细有关，通常是颗粒粗则孔隙大，颗粒细则孔隙小。但因细颗粒岩土表面积增大，因而孔隙率反而增大，如粘土孔隙率达到 45—55%；而砾石的平均孔隙率只有 27%。

2) 裂隙率（ K_T ）裂隙率即裂隙体积（ V_T ）与包括裂隙在内岩石体积（ V ）之比值：
$$K_T = \frac{V_T}{V} \times 100\%$$
。与孔隙相比裂隙的分布具有明显的不均匀性，因此，即使是同一种岩石，有的部位的裂隙率 K_T 可能达到百分之几十，有的部位 K_T 值可能小于 1%。

3) 岩溶率（ K_k ）溶隙的多少用岩溶率表示，即溶隙的体积（ V_k ）与包括溶隙在内的岩石体积（ V ）之比值：
$$K_k = \frac{V_k}{V} \times 100\%$$
。溶隙与裂隙相比较，在形状、大小等方面显得更加千变万化，小的溶孔直径只几毫米，大的溶洞可达几百米，有的形成地下暗河延伸数千米。因此岩溶率在空间上极不均匀。

综上所述，虽然裂隙率（ K_T ）、岩溶率（ K_k ）与孔隙率（ n ）的定义相似，在数量上均说明岩土空隙空间所占的比例。但实际意义却颇有区别，其中孔隙率具有较好的代表性，可适用于相当大的范围；而裂隙率囿于裂隙分布的不均匀性，适用范围受到极大限制；对于岩溶率（ K_k ）来说，即使是平均值也不能完全反映实际情况，所以局限性更大。

2. 含水介质的水理性质 岩土的空隙，虽然为地下水提供了存在的空间，但是水能否自由的进出这些空间，以及岩土保持水的能力，却与岩土表面控制水分活动的条件、性质有很大的关系。这些与水分的贮存、运移有关的岩石性质，称为含水介质的水理性质，包括岩土的容水性、持水性、给水性、贮水性、透水性及毛细性等。

1) 容水性指在常压下岩土空隙能够容纳一定水量的性能，以容水度来衡量。容水度 (W_n) 定义为岩土容纳水的最大体积 V_n 与岩土总体积 V 之比，即 $W_n = V_n/V \times 100\%$ 。由定义可知，容水度 W_n 值的大小取决于岩土空隙的多少和水在空隙中充填的程度，如全部空隙被水充满，则容水度在数值上等于孔隙度；对于具有膨胀性的粘土，充水后其体积会增大，所以容水度可以大于孔隙度。

2) 持水性 饱水岩土在重力作用下排水后，依靠分子力和毛管力仍然保持一定水分的能力称持水性。持水性在数量上用持水度表示。持水度 W_r 定义为饱水岩土经重力排水后所保持水的体积 V_r 和岩土总体积 V 之比。即 $W_r = V_r/V \times 100\%$ ，其值大小取决于岩土颗粒表面对水分子的吸附能力。在松散沉积物中，颗粒愈细，空隙直径愈小，则同体积内的比表面积愈大， W_r 愈大。

3) 给水性 指饱水岩土在重力作用下能自由排出水的性能，其值用给水度 (μ) 来表示。给水度定义为饱水岩土在重力作用下，能自由排出水的体积 V_g 和岩土总体积 V 之比，即 $\mu = V_g/V \times 100\%$ 。

由上述 3 个定义可知：岩土持水度和给水度之和等于容水度（或孔隙度），即

$$W_n = W_r + \mu \text{ 或 } n = W_r + \mu。$$

式中 n 为孔隙度。

4) 透水性 指在一定条件下，岩土允许水通过的性能。透水性能一般用渗透系数 K 值来表示。其值大小首先与岩土空隙的直径大小和连通性有关，其次才和空隙的多少有关。如粘土的孔隙度很大，但孔隙直径很小，水在这些微孔中运动时，不仅由于水与孔壁的摩阻力大而难以通过，而且还由于粘土颗粒表面吸附形成一层结合水膜，这种水膜几乎占满了整个孔隙，使水更难通过。透水层与隔水层虽然没有严格的界限，不过常常将渗透系数 K 值小于 0.001 米/日的岩土，列入隔水层，大于或等于此值的岩土属透水层。

5) 贮水性 上述岩石的容水性和给水性，对于埋藏不深、厚度不大的潜水（无压水）来说是适合的，但对于埋藏较深的承压水层来说，往往存在明显的误差。主要原因是在高压条件下释放出来的水量，与承压含水介质所具有的弹性释放性能以及来自承压水自身的弹性膨胀性有关。通常，埋藏愈深，承压愈大则误差愈大。因而需要引入贮水性概念。承压含水介质的贮水性能可用贮水系数或释水系数表示，其定义为：当水头变化为一个单位时，从单位面积含水介质柱体中释放出来的水体积，称为释水系数（ s ），它是一个无量纲的参数。大部分承压含水介质的 s 值大约从 10^{-5} 变化到 10^{-3} 。

（三）蓄水构造

所谓蓄水构造，是指由透水岩层与隔水层相互结合而构成的能够富集和贮存地下水的地质构造体。一个蓄水构造体需具备以下 3 个基本条件，第一，要有透水的岩层或岩体所构成的蓄水空间；第二，有相对的隔水岩层或岩体构成的隔水边界；第三，具有透水边界，补给水源和排泄出路。

不同的蓄水构造，对含水层的埋藏及地下水的补给水量、水质均有很大的影响。尤其在坚硬岩层分布区，首先要查明蓄水构造，才能找到比较理想的地下水源。这类蓄水构造主要有：单斜蓄水构造、背斜蓄水构造、向斜蓄水构造、断裂型蓄水构造、岩溶型蓄水构造等。在松散沉积物广泛分布的河谷、山前平原地带，有人根据沉积物的成因类型，空间分布及水源条件，区分为山前冲洪积型蓄水构造、河谷冲积型蓄水构造、湖盆沉积型蓄水构造等。

二、地下水的组成和性质

（一）地下水的物理性质

1. 温度 地下水的温度是因自然条件不同而变化的。极地、高纬和山区的地下水温度很低、地壳深处和火山活动区的地下水温度很高。地下水温度通常与当地气温有一定的关系，温带和亚热带平原区的浅层地下水，年平均温度比所在地区年平均气温高 $1-2^{\circ}\text{C}$ 。地下水温度与气温和地温的关系，可用下列公式表示：

$$T_H = T_B + \frac{H - h}{G}$$

式中， T_h 为在H深处地下水的温度； T_b 为所在地区年平均气温；H为欲测定的地下水深度；h为所在地区地温年恒温带深度；G为地温梯度，以33米/度计算。

水温低于20℃的地下水，称冷水，20—50℃者称温水，高于50℃者称热水。但是矿水的分类标准与此不同，20℃以下的为冷水，20—37℃的为低温水，37—42℃为温水，42℃以上为高温水。一般用缓变温度计测定地下水的温度。

2. 颜色 地下水一般是无色透明的，但有时因含某种离子、富集悬浮物或含胶体物质，也可显出各种各样的颜色。例如含亚铁离子或硫化氢气体的水为浅蓝绿色，含腐殖质或有机物的带浅黑色，含黑色矿物质或碳质悬浮物的为灰色，含粘土颗粒或浅色矿物质悬浮物的为土色，等等。

3. 透明度 地下水的透明度决定于水中所含盐类、悬浮物、有机质和胶体的数量。透明度分为透明、微混浊、混浊和极混浊四级。水深60厘米时能看见容器底部3毫米粗的线者为透明；于30—60厘米深度能看见者为微混浊；30厘米深度以内能看见者为混浊；水很浅也看不见者为极混浊。

4. 比重 地下水比重决定于水的温度和水中溶解的盐类。溶解的盐分愈多，比重就愈大。地下淡水的比重常常接近于1。盐水的比重可用波美度来表示，一升水内含有10克氯化钠，则其盐度相当于1波美度。波美度与地下水比重之间的关系如表5-3：

表 5-3 水的波美度与比重的关系

波美度	比重	波美度	比重	波美度	比重	波美度	比重	波美度	比重
1	1.0069	7	1.0509	13	1.0990	19	1.1516	25	1.2095
2	1.0140	8	1.0586	14	1.1074	20	1.1609	26	1.2197
3	1.0212	9	1.0664	15	1.1160	21	1.1703	27	1.2301
4	1.0283	10	1.0744	16	1.1247	22	1.1798	28	1.2407
5	1.0358	11	1.0825	17	1.1335	23	1.1896	29	1.2515
6	1.0433	12	1.0907	18	1.1425	24	1.1995	30	1.2624

5. 导电性 地下水导电性取决于其中所含电解质的数量与性质。离子含量愈多，离子价愈高，则水的导电性愈强。此外，温度对导电性也有影响。测定了水溶液的电阻率，即可知道它的导电性

$$K_e=1/R$$

式中， K_e 为水的导电率，单位是 $\text{欧姆}^{-1} \cdot \text{厘米}^{-1}$ ； R 为水的电阻率，单位为 $\text{欧姆} \cdot \text{厘米}$ 。

地下淡水的导电率为 33×10^{-5} 至 $33 \times 10^{-3} \text{ 欧姆}^{-1} \cdot \text{厘米}^{-1}$ 之间。

6. 放射性 地下水多含放射性气体和放射性物质，所以大都有放射性。目前已知地下水中有三个放射性系统：铀-镭系、钍系和钚系。镭原子放射 α 粒子时变成氡原子。氡的含量可以用埃曼仪来测定。如一升水或气体中含有氡原子的量能够产生 0.001 静电力单位的饱和电流的能量，为一马海，而一马海等于 3.64 埃曼。水中含氡量超过 10 埃曼时，为弱放射水，超过 1000 埃曼，为强放射水。

7. 嗅感和味感 地下水含有不同气体成分和有机物，因而具有不同的嗅感。含硫化氢时，有臭鸡蛋味，含腐殖质多时有沼泽气味。嗅感也与温度有关系，在低温时气味不易辨别，而在 40°C 时气味最显著。地下水的味感决定于它的化学成分，例如含氯化钠的水有咸味，含硫酸钠的水有涩味，含氯化镁或硫酸镁的水有苦味，含氧化亚铁的水有墨水味，含大量有机质的水有甜味，含较多二氧化碳的水清凉可口。地下水的味感也与温度高低有关系，水温低时味感不明显。

（二）地下水的化学成分

1. 气体 地下水中溶解的气体主要有 CO_2 、 O_2 、 N_2 、 CH_4 、 H_2S ，还有少量的惰性气体和 H_2 、 CO 、 NH_3 等，按其成因可以分为四类：

（1）生物化学成因的气体：有机物和矿物在微生物作用下分解形成 CH_4 、 CO_2 、 N_2 、 H_2S 、 O_2 和重碳酸化合物等气体即属此类。

（2）空气成因的气体：由空气进入岩石圈和地下水中形成，如 N_2 、 O_2 和惰性气体。

（3）化学成因的气体：一部分是在常温常压下的天然化学反应中形成的，如 CO_2 、 H_2S 等；另一部分则是在岩石圈高温高压下发生变质作用时形成的，如 CO_2 、 H_2S 、 H_2 、 CH_4 、 CO 、 N_2 、 HCl 等。

（4）放射性成因气体：由放射性元素蜕变形形成，如 He 、 Re 、 Th 、 Ar 、 Xe 等。

氧和二氧化碳是地下水中两种主要气体。氧主要是从大气进入水中的，以溶解分子形式存在。氧的含量随地下水深度增加而减少，在一定深度以下，即不存在溶解氧。氧的存在形成了氧化环境，使很多物质被氧化，从而引起一系列物理-化学作用，对地下水化学成分和元素迁移带来巨大的影响。

几乎所有的天然水中都有二氧化碳，它在水中主要以溶解的分子形式存在，只有约 1% 与水作用形成碳酸，在通常情况下，其含量约为 15—40 毫克/升。二氧化碳对水的溶解能力，尤其是溶解碳酸钙的能力影响很大。

2. 氢离子浓度 天然水中 H^+ 离子浓度主要取决于 H_2CO_3 和 HCO_3^- 、 CO_3^{2-}

的数量。氢离子浓度常用 pH 值表示。pH=7 呈中性反应，pH<7 呈酸性反应，pH>7 呈碱性反应。某些化合物只有在一定的 pH 值时，才能从溶液中沉淀出来。因此，知道了水溶液的 pH 值后，就可以预测哪些元素已经析出，哪些还残留在水溶液中。

3. 离子成分和胶体物质 构成地下水中主要离子成分的元素有 Cl^- 、

SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 NO_3^- 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Al^{3+} 、 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} 。

(1) 氯离子：在地下水和地表水中分布很广，含量变化也很大。在矿化度低的地下水中，通常含量较少，随着矿化度增高，氯离子溶解度也急剧增加，成为矿化水中最主要的离子。岩盐矿床和海相含盐沉积岩是地下水氯离子的主要来源。某些含方钠石、氯磷灰石的岩浆岩风化时，氯被溶解也可进入水中。

(2) 硫酸根离子：在高矿化水中， SO_4^{2-} 离子的含量一般比 Cl^- 离子少，但在中等矿化度，特别是低矿化度的水中，就远比 Cl^- 离子为多。在干旱地区，每升地下水的 SO_4^{2-} 含量可以达到数克，所以， SO_4^{2-} 离子是地下水中最主要的阴离子。含石膏的各种沉积岩的溶滤，自然硫、金属硫化物和含硫有机物的氧化，是地下水中 SO_4^{2-} 离子的主要来源。

(3) 重碳酸根离子和碳酸根离子：前者是低矿化水中最主要的离子，只有少数酸性水中才没有它。后者则仅在水中的碳酸盐溶解时才存在，碳酸盐很难溶于水，所以它的含量通常不大。

(4) 钠离子：在地下水中分布很广，低矿化水中每升含量为数毫克至数十毫克，并随矿化度增加而增加。钠离子主要来源于海相沉积岩、干燥地区陆相沉积岩和盐矿床的溶滤和溶解、以及岩浆岩风化时含钠矿物的水解和阳离子代换。

(5) 钾离子：含量通常只及钠离子的 4—10%。主要来源于岩浆岩风化时含钾矿物正长石、云母等的水解。

(6) 钙离子：含量不高，是低矿化水中的主要离子之一。石灰岩的溶蚀，石膏的溶滤和岩浆岩、变质岩的风化是钙离子的主要来源。

(7) 镁离子：白云岩、泥灰岩的溶解和岩浆岩、变质岩的风化，是镁离子的主要来源。分布较广，但含量不高。镁盐的溶解度比钙盐大，但岩石圈中钙的克拉克值比镁大，所以镁离子含量往往不如钙离子多。

(8) 氮化物（铵离子、亚硝酸根离子、硝酸根离子）：天然水中这些离子的出现，主要是含氮有机物在各种细菌的参加下分解的结果。在没有氧的情况下，氨是分解的最终产物。如果水中有氧，则 NH_4^+ 在硝化菌作用下氧化为亚硝酸根离子， NO_2^- 在另一种菌的作用下进一步氧化为硝酸根离子，后者是有机物分解的最终产物。

(9) 铁离子：天然水中三价铁含量很少，只有 0.01—0.1 毫克/升。二价铁在地下水含量较大，少数可达数十或数百毫克/升，但一般不超过 1 毫克/升。

(10) 硅：在地下水中呈硅酸根离子 (HSiO_3^-) 状或复杂的胶体形式存在，含量可达 10—20 毫克/升，个别情况下可达数百毫克/升。

(三) 地下水的总矿化度和硬度

1. 总矿化度 水的总矿化度是指水中离子、分子和各种化合物的总含量，通常是以水烘干后所得的残渣来确定，单位为 g/l。水在蒸发时部分离子被破坏，有机物被氧化，所以，残渣总量与离子总量并不一致，计算时应考虑上述因素，以便对分析结果作适当的订正。

根据总矿化度的大小，天然水可以分为五类：

淡水 残渣 < 1 克/升

弱矿化水 1—3 克/升

中等矿化水 3—10 克/升

强矿化水 10—50 克/升

盐水 > 50 克/升

2. 硬度 水中钙、镁离子的总量，称为水的总硬度。当水煮沸时，一部分钙镁离子的重碳酸盐因失去 CO_2 而成为碳酸盐沉淀，沉淀的部分叫做暂时硬度。总硬度减去暂时硬度即为永久硬度。表示水的硬度的方法有两种：一是德国度，以 1

升水中含 10 毫克 CaO 为 1 度；一是用 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的毫克当量/升来表示，1 毫克当量硬度等于德国度 2.8° 。根据水的总硬度可以把水分为五类：

极软水	<1.5 毫克当量 ($<4.2^\circ$)
软水	$1.5—3.0$ 毫克当量 ($4.2—8.4^\circ$)
弱硬水	$3.0—6.0$ 毫克当量 ($8.4—16.8^\circ$)
硬水	$6.0—9.0$ 毫克当量 ($16.8—25.2^\circ$)
极硬水	>9.0 毫克当量 ($>25.2^\circ$)

三、地下水的运动

(一) 地下水的动态

地下水流量、水位以及温度和化学成分，在各种因素影响下，发生日变化和季变化，称为地下水的动态。气候是影响地下水动态的最积极的因素之一。降水、蒸发、气温的周期性变化引起地下水相应的变化；暴雨、干旱等则造成地下水的突然性变化。河湖水位升降，海岸附近涨落潮，在地表水与地下水位之间有水力联系时，也常引起地下水位的变化。地壳的升降运动引起侵蚀基准面位置的变化，也必然引起地下水动态的改变，上升区基准面下降，地下水强烈循环，同时变淡；下降区地下水循环减慢，并发生盐化。植物的蒸腾作用使地下水位产生以昼夜为周期的升降。人为因素对地下水动态的影响是多方面的，抽水、排水工程可以降低地下水位，农田灌溉、修建水库可使地下水位增高。

地下水的动态变化，是水量变化的表现形式，为了准确掌握地下水的动态，必须进行地下水量平衡计算。如某地区地下水的收入水量包括降水量 x 、地表水流入量 y_1 、凝结水量 z_1 、地下水流入量 w_1 ，而支出水量包括地表水流出量 y_2 、蒸发量 z_2 、地下水流出量 w_2 ；又设

为含水层的给水度； Δh 为潜水位变化；

v 为地表水量变化； m 为包气带中水量的变化

则地下水平衡方程式可以写为

$$x - (y_2 - y_1) - (z_2 - z_1) - (w_2 - w_1) = \Delta h + v + m$$

(二) 地下水的运动

地下水的运动形式一般分为两种：一种是层流运动，一种是紊流运动。地下水在岩石空隙中的运动速度比地表水慢得多，除了在宽大裂隙或空洞中具有较大速度而成为紊流外，一般都为层流。地下水的这种运动称渗透。

四、地下水的分类

水在岩石中存在的形式是多种多样的，按其物理性质上的差异可以分为气态水，吸着水，薄膜水，毛管水，重力水和固态水等。重力水在重力作用下向下运动，聚积于不透水层之上，使这一带岩石的所有空隙都充满水分，故这一带岩石称饱水带。饱水带以上的部分，除存在吸着水、薄膜水、毛管水外，大部分空隙充满空气，所以称包气带。包气带和饱水带之间的界限，就是潜水面。

实际上，第一个不透水层之下，还可以有第二个、第三个不透水层。因此，地下水按其埋藏条件可以分为浅层地下水和深层地下水。浅层地下水又称潜水；深层地下水承压喷出的称为自流水。浅层地下水之上，有时存在局部不透水层，滞留一部分重力水，形成上层滞水。

总之，地下水按埋藏条件可分为上层滞水、潜水和承压水三类。此外，按其储存空隙的种类又可分为孔隙水、裂隙水、岩溶水。这两种分类是互相平行的，这就是说上层滞水、潜水和承压水都可按储存空隙各分三类。

（一）上层滞水

上层滞水是存在于包气带中局部隔水层之上的重力水。一般分布范围不广，补给区与分布区基本上一致，主要补给来源为大气降水和地下水，主要的耗损形式则是蒸发和渗透。上层滞水接近地表，受气候、水文条件影响较大，故水量不大而季变化强烈。

风化裂隙中的上层滞水主要是以季节性存在的。而在岩溶地区，上层滞水的出现主要是岩性变化的结果。当岩溶发育的岩层被比较厚的非岩溶化岩层所隔开时，上下两层岩溶化岩层可能各自发育一套溶洞系统。此时，上层的岩溶水就具有上层滞水的性质。在松散沉积物中，只有在沉积物能够形成局部不透水层时，才可能出现上层滞水。冰水沉积物的分选不良的透水层中，常常夹有细粒透镜体，有利于上层滞水的存在。洪积冲积物中如有这类透镜体，其上部也可形成上层滞水。

坡度较陡的地区，大部分降水以地表径流方式流走，因而不易形成上层滞水。但在坡度较小处，尤其是能汇集雨水的洼地，却最易于形成上层滞水。

上层滞水的动态主要决定于气候、隔水层的范围、厚度、隔水性等条件。当隔水层范围较小、厚度较大或隔水性不强时，上层滞水易于向四周流散或向下渗透。上层滞水矿化度比较低，但最容易受到污染。

（二）潜水

潜水是埋藏在地表下第一个稳定隔水层上具有自由表面的重力水。这个自由表面就是潜水面。从地表到潜水面的距离称为潜水的埋藏深度。潜水面到下伏隔水层之间的岩层称为含水层，而隔水层就是含水层的底板。潜水面以上通常没有隔水层，大气降水、凝结水或地表水可以通过包气带补给潜水，所以大多数情况下，潜水的补给区和分布区是一致的。

潜水面的位置随补给来源的变化而发生季节性升降。潜水面的形状可以是倾斜的、水平的或低凹的曲面。当大面积不透水的底板向下凹陷，而潜水面坡度平缓，潜水几乎静止不动时，就形成潜水湖；当不透水底板倾斜或起伏不平时，潜水面有一定坡度，潜水处于流动状态，此时就形成潜水流。

绝大多数潜水以大气降水和地表水为主要补给来源。当降水丰富，地表径流量大时，含水层中的水量增加，潜水面就随之上升。干燥地区降水量少，大气降水补给潜水的量很小。河、湖水面常常高于附近的潜水面，因此，河水、湖水常常补给沿岸的潜水，黄河下游及洪泽湖沿岸即是一例。潜水与河流水面间往往形成互相补给的关系，这种现象称为河流与地下水的水力联系。

潜水具有明显的纬度地带性和垂直带性特征。例如我国东部热带潮湿气候下的潜水，水温较高，主要为重碳酸盐-钙水，并含较多硅酸。亚热带潮湿气候下的潜水，矿化度很低，主要为重碳酸盐-钙-钠水和重碳酸盐-钙水。温带湿润气候下的潜水，主要为重碳酸盐-钠-钙-镁水。寒温带岛状多年冻结潜水，温度低、矿化度低，主要为重碳酸盐水。

（三）承压水

充满于两个隔水层之间的水称承压水。承压水水头高于上部隔水层（隔水顶板），在地形条件适宜时，其天然露头或经人工凿井喷出地表称自流水。隔水顶板妨碍了含水层直接从地表得到补给，故自流水的补给区和分布区常不一致。

在适当的地质构造条件下，孔隙水、裂隙水和岩溶水都可以形成自流水。在盆地、洼地或向斜中，出露于地表的含水层，海拔较高部分成为地下水的补给区，海拔较低部分就成为排泄区。在补给区和排泄区之间的承压区打井或钻孔，穿过隔水顶板之后，水就涌到井中。单斜构造也可以构成自流含水层。当单斜含水层的一侧出露地表成为补给区，另一侧被断层切割，而断层构成水的通道时，则成为单斜含水层的自流排泄区，此时承压区介于补给区与排泄区之间，情况与自流盆地相似。当含水层一端出露于地表，另一端在某一深度上尖灭或被断层切割而不导水时，一旦补给量超过含水层的容水量，水就从含水层出露带的较低部分外溢，其余部分则成为承压区。

第四节 海洋

教学目标：

1. 了解海洋组成与分布特征；
2. 掌握性质；
3. 了解潮汐类型、成因及变化；
4. 掌握洋流类型、成因及洋流系统；
5. 了解海洋资源与海洋环境保护
6. 了解海洋效应。

一、海洋概述

（一）地表海陆分布

地球表面总面积约 $5.1 \times 10^8 \text{ km}^2$ ，分属于陆地和海洋。如以大地水准面为基准，陆地面积为 $1.49 \times 10^8 \text{ km}^2$ ，占地表总面积的 29.2%；海洋面积为 $3.61 \times 10^8 \text{ km}^2$ ，占地表总面积的 70.8%。海陆面积之比为 2.5 : 1，可见地表大部分为海水所覆盖。

地球上的海洋是相互连通的，构成统一的世界大洋；而陆地是相互分离的，故没有统一的世界大陆。在地球表面，是海洋包围、分割所有的陆地，而不是陆地分割海洋。

地表海陆分布极不均衡。在北半球，陆地占其总面积的 67.5%，在南半球，陆地占总面积的 32.5%。北半球海洋和陆地的比例分别为 60.7% 和 39.3%，南半球海陆比例分别是 80.9% 和 19.1%。如果以经度 0° ，北纬 38° 的一点和经

度 180° ，南纬 47° 的一点为两极，把地球分为两个半球，海陆面积的对比达到最大程度，两者分别称“陆半球”和“水半球”（图 2—5）。陆半球的中心位于西班牙东南沿海，陆地约占 47%，海洋占 53%；这个半球集中了全球陆地的 81%，是陆地在一个半球内最大的集中。水半球的中心位于新西兰的东北沿海，海洋占 89%，陆地占 11%；这个半球集中了全球海洋的 63%，是海洋在一个半球的最大集中。这就是它们分别称为陆半球和水半球的原因。必须说明，即使在陆半球，海洋面积仍然大于陆地面积。陆半球的特点，不在于它的陆地面积大于海洋（没有一个半球是这样），而在于它的陆地面积超过任何一个半球；水半球的特点，也不在于它的海洋面积大于陆地（任何一个半球都是如此），而在于它的海洋面积比任何一个半球都大。

地球表面是崎岖不平的，我们可以用海陆起伏曲线（图 2—6）表示陆地各高度带和海洋各深度带在地表的分布面积和所占比例。地球上的海洋，不仅面积超过陆地，而且它的深度也超过了陆地的高度。深度大于 3000m 的海洋约占海洋总面积的 75%；而高度不足 1000m 的陆地占其总面积的 71%。海洋的平均深度达 3795m，而陆地的平均高度却只有 875m，两者形成强烈对比（4.26：1）。如果将高低起伏的地表削平，则地球表面将被约 2646m 厚的海水均匀覆盖。

（二）海洋的划分

地球上互相连通的广阔水域构成统一的世界海洋。根据海洋要素特点及形态特征，可将其分为主要部分和附属部分。主要部分为洋，附属部分为海、海湾和海峡（图 2—7）。洋或称大洋，是海洋的主体部分，一般远离大陆，面积广阔，约占海洋总面积的 90.3%；深度大，一般大于 2000m；海洋要素如盐度、温度等不受大陆影响，盐度平均为 35，且年变化小；具有独立的潮汐系统和强大的洋流系统。

世界大洋通常被分为四大部分，即太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋（图 2—7），各大洋的面积、容积和深度如表 2—3 所示。太平洋是面积最大、最深的大洋，其北侧以白令海峡与北冰洋相接；东边以通过南美洲最南端合恩角的经线与大西洋分界；西以经过塔斯马尼亚岛的经线（ $146^{\circ} 51' E$ ）与印度洋分界。印度洋与大西洋的界线是经过非洲南端厄加勒斯角的经线（ $20^{\circ} E$ ）。大西洋与北冰洋的界线是从斯堪的纳维亚半岛的诺尔辰角经冰岛、过丹麦海峡至格陵兰岛南端的

连线。北冰洋大致以北极为中心，被亚欧和北美洲所环抱，是世界最小、最浅、最寒冷的大洋。

太平洋、大西洋和印度洋靠近南极洲的那一片水域，在海洋学上具有特殊意义。它具有自成体系的环流系统和独特的水团结构，既是世界大洋底层水团的主要形成区，又对大洋环流起着重要作用。因此，从海洋学(而不是从地理学)的角度，一般把三大洋在南极洲附近连成一片的水域称为南大洋或南极海域。联合国教科文组织(UNESCO)下属的政府间海洋学委员会(IOC)在1970年的会议上，将南大洋定义为：“从南极大陆到南纬 40° 为止的海域，或从南极大陆起，到亚热带辐合线明显时的连续海域。”

海是海洋的边缘部分，据国际水道测量局的材料，全世界共有54个海，其面积只占世界海洋总面积的9.7%。海的深度较浅，平均深度一般在2000m以内。其温度和盐度等海洋水文要素受大陆影响很大，并有明显的季节变化。水色低，透明度小，没有独立的潮汐和洋流系统，潮波多系由大洋传入，但潮汐涨落往往比大洋显著，海流有自己的环流形式。

按照海所处的位置可将其分为陆间海、内海和边缘海。陆间海是指位于大陆之间的海，面积和深度都较大，如地中海和加勒比海。内海是伸入大陆内部的海，面积较小，其水文特征受周围大陆的强烈影响，如渤海和波罗的海等。陆间海和内海一般只有狭窄的水道与大洋相通，其物理性质和化学成分与大洋有明显差别。边缘海位于大陆边缘，以半岛、岛屿或群岛与大洋分隔，但水流交换通畅，如东海、日本海等。

海湾是洋或海延伸进大陆且深度逐渐减小的水域，一般以入口处海角之间的连线或入口处的等深线作为与洋或海的分界。海湾中的海水可以与毗邻海洋自由沟通，故其海洋状况与邻接海洋很相似，但在海湾中常出现最大潮差，如我国杭州湾最大潮差可达8.9m。

需要指出的是，由于历史上形成的习惯叫法，有些海和海湾的名称被混淆了，有的海叫成了湾，如波斯湾、墨西哥湾等；有的湾则被称作海，如阿拉伯海等。世界上主要的海和海湾如表2—4所示，其中面积最大、最深的海是珊瑚海。

海峡是两端连接海洋的狭窄水道。海峡最主要的特征是流急，特别是潮流速度大。海流有的上、下分层流入、流出，如直布罗陀海峡等；有的分左、右侧流

入或流出，如渤海海峡等。由于海峡中往往受不同海区水团和环流的影响，故其海洋状况通常比较复杂。

二、海水的化学组成和性质

（一）海水的化学成分

海水是含有多种溶解固体和气体的水溶液，其中水约占 96.5%，其他物质占 3.5%。海水中还有少量有机和无机悬浮固体物质。

氢和氧是海水中最主要的化学成分。化学元素周期表上的天然元素，在海水中已发现约 80 种，但是，这些元素的含量差别很大。通常把每升海水中含 100 毫克以上的元素，叫常量元素，不足 100 毫克的叫微量元素。现在，所有的常量元素都已经过精确的测定，微量元素经过测定的也达到 40 余种。海水中的溶解气体主要是氧和二氧化碳。在海水上层的光亮带，这种气体接近饱和程度。由于表层与深层海水经常发生混合，深海中也含有一定数量的溶解气体，这是底栖生物能存在的原因之一。

（二）海水的盐度和氯度

海水的不断运动，使不同区域中海水主要化学成分含量的差别减小到最低限度，因而其含量具有相对的稳定性。海水的这一性质是建立海水盐度、氯度和密度相互关系的基础。根据这一性质，可以通过任何一种主要盐分的含量估算其他所有各种主要成分的含量。

海水盐度是指海水中全部溶解固体与海水重量之比，通常以每千克海水中所含的克数表示。海水化学成分非常复杂，很难直接测定水样中所有元素的含量。既然海水的主要溶解固体含量是稳定的，便可以利用其中的一种元素作为衡量其他元素和盐度的标准。氯离子大约在海水的溶解固体中占 55%，不仅含量大，而且较易用硝酸银作准确的测定。每千克海水中所含氯的克数，称海水的氯度。实验证明，其数值和使 0.3285233 千克海水中所含的全部卤族元素沉淀时所用的银的原子量（质量）的克数相同。标准海水的氯度为 19.381‰。知道了氯度，可按下式计算盐度：

$$\text{盐度} = 0.03 + 1.805 \times \text{氯度}$$

大洋的盐度一般为 33—37‰，平均为 34.6‰。盐度受降水、蒸发、入海径流的影响而发生变化。高纬区域、雨量特别充沛的区域和有河流入的沿海区

域，盐度一般低于 33‰；蒸发量很大的红海，盐度可达到或超过 40‰。深层和底层海水盐度变幅很小，一般为 34.6—35‰。若以 P 代表降水量，E 代表蒸发量，则可根据下列经验公式计算一地的海面盐度：

$$\text{盐度}=34.6+0.0175(E-P)$$

（三）海水的温度

海水的温度决定于海水的能量收支状况。太阳辐射是海水最主要的热量来源。大气对海面的长波辐射，海面水汽凝结，暖于海水的降水和大陆径流，以及地球内部向海水放出的热能，也是海水热量来源。海水热量消耗则以海面蒸发为主，此外，海面向空气的长波辐射和海面与冷空气的对流热交换，也可使海水消耗热量。当海洋表层接收太阳热能后，即通过热传导和海水运动传播至深处。

海水温度有明显的季变化和日变化。水温的季变化主要取决于太阳辐射的季变化，季风和洋流也有一定影响。北半球大洋中最低温度出现在冬季（2—3 月），最高温度出现在夏季（8—9 月）。温带海洋水温季变化最为明显。温带海洋中，冬季海水中普遍存在混合层（等温层），春季形成较弱的温度梯度，夏季温度梯度增大，入秋后表水温度降低，混合层愈来愈深，于是形成一个突出的变温层。

太阳辐射的日变化是水温日变化的最主要的原因。天气状况对它也有一定的影响。最低水温通常出现在 4—8 时，最高水温出现在 14—16 时，日较差不超过 0.4℃，并且一般只表现在深度 10—20m 以内的水层中。在晴天或静风时，或在邻近大陆的浅海区，日较差可超过 1℃。

海水表层温度分布具有如下特征：

1) 平均温度变化于 -1.7—30℃，最高水温并不位于赤道上，而是出现在赤道以北，称为热赤道。水温从热赤道向两极逐渐降低。

2) 由于陆地集中于北半球，故北半球海水等温线分布不规则，而南半球等温线近似平行于纬线。同时，北半球水温略高于南半球同纬度的水温。

3) 不同温度性质的洋流交会处，海水温度梯度最大，等温线特别密集。

（四）密度

单位体积中的海水质量就是海水的密度 ρ ，单位是 g/cm^3 。海水密度值比纯水大，约为 1.022—1.028。它是温度、盐度和压力的函数。温度升高时密度减小，盐度增加时，密度增大。

纯水密度在温度 4°C 时最大，海水最大密度的温度则随盐度增加而降低。结冰温度也随盐度增加而降低，但比较和缓。当盐度为 24.7‰ 时，最大密度的温度与结冰温度均为 -1.332°C 。通常情况下海水盐度为 34.6‰，所以，最大密度的温度比结冰温度低。

（五）颜色与透明度

海水的颜色决定于海水对太阳光线的吸收和反射状况。太阳光中的红光、橙光和紫光进入海水后，在水深 20 米以内即被吸收，绿光、黄光和蓝光伸入得更深一些，极少量蓝光能够伸进 1000 米以上。射入海水的光线除被吸收外，还要受到海水中悬浮微粒和水分子的散射，最后只剩下蓝光，所以海水呈现蓝色。海水中的浮游生物也吸收和反射太阳光，因而，生物丰富的海水和没有生物的海水颜色不同。沿岸海水多绿、黄和棕色，部分原因便是由于生物丰富和河水带来泥沙所致。

海水的透明度以直径 30 厘米的白圆盘投入海水中的可见深度来表示。海水的颜色、水中的悬浮物质、浮游生物、海水的涡动、入海径流，甚至天空的云量都对海水的透明度有影响。一般愈近大陆透明度愈低，愈近大洋中部透明度愈高。大西洋中部的马尾藻海，是一个海水下沉区域，表层水中缺乏上涌海水带来的营养盐分，浮游生物极少，因而颜色最蓝，而且透明度最大，约为 66.5 米。黄海的透明度只有 3—15 米左右。

三、海水的运动

（一）潮汐现象与引潮力

由月球和太阳的引力引起的海面周期性升降现象，称为潮汐。海面升高，海水涌上海岸，叫涨潮。海面下降，海水从岸上后退，叫落潮。涨潮时海水面最高处称为高潮，落潮时海水面最低处称为低潮。高潮与低潮的高差，即是潮差。潮差是以朔望月为周期变化的。潮差最大时，叫大潮，潮差最小时叫小潮。

根据万有引力定律，两物体相互吸引的力与其质量成正比而与其距离的平方成反比。月球质量虽然仅为地球的 $1/81$ ，但距地球只有 38.4×10^4 公里，太阳

质量虽为地球的 33.3×10^4 倍，但与地球的平均距离达 14960×10^4 公里。所以月球对地球的引力要比太阳的引力大一倍多。地球中心所受的引力是这两种引力的平均值，而地球上任何地点所受到的月球和太阳的引力，同这一平均值比较，大小有差别，方向也不同。正是这一引力差使海面发生升降，所以称为引潮力。引潮力是在地球朝向月球和太阳的一面和背向的一面同时发生的。朝向月球和太阳一面形成的潮汐，称顺潮，背向月球和太阳一面的潮汐，称对潮。

由于地球的自转，海岸上同一地点一日内向着月球和太阳与背着月球和太阳各一次，所以，一日之内应发生两次涨落潮，高低潮相隔的时间应为 6 小时。但因月球引潮力比太阳引潮力大，而地球上的一个太阴日，即月球随着地球绕太阳公转的一日是 24 时 50 分，所以实际上高低潮的间隔约为 6 小时 13 分。由于月球绕地球转动，在一个朔望月（29.5 日）内，太阳、地球、月球相互位置的变化相应地引起潮汐的周期变化。顺潮和对潮，使海岸上同一地点产生两次大潮和两次小潮。朔日（农历初一）和望日（农历十五），太阳、月球和地球的中心几乎在一条直线上，地球受到的引潮力相当于月球引潮力与太阳引潮力之和，海水涨潮升得特别高，成为大潮。上弦（农历初八）和下弦（农历二十三）时，三个星体的中心几乎成一直角位置，地球受到的引潮力相当于月球引潮力和太阳引潮力之差，所以涨潮时升得不高，成为小潮。海边实际观察到的大小潮并不一定在朔望和上下弦日，而出现一定的滞后现象，例如我国沿海的大潮多发生于农历初三和十八。

因为月球轨道面与黄道面成 $5^\circ 9'$ 的夹角，而地球赤道和黄道面成 $23^\circ 27'$ 的夹角，所以月球轨道不会超过地球 $28^\circ 36'$ N 和 S，潮汐从低纬向高纬减小，两极地区就没有大潮和小潮的区别了。

根据潮汐的周期变化，基本上可以分为半日潮、混合潮和全日潮三种类型。半日潮一天有两次高潮和低潮，相邻两次高潮或低潮的潮位和涨、落潮的时间相差不多；混合潮一天虽有两次高潮和低潮，但这两次高潮或低潮潮位和涨、落潮的时间有很大差别；全日潮是大多数日期一天有一次高潮和低潮。

（二）潮流

海水受月球和太阳的引力而发生潮位升降的同时，还发生周期性的流动，这就是潮流。潮流类型也分为半日潮流、混合潮流和全日潮流三种。若以潮流流

向变化分类，则在外海和开阔海区，潮流流向在半日或一日内旋转 360° 的，叫做回转流；在近岸的海峡和海湾，潮流因受地形限制，流向主要在两个相反方向上变化的，叫做往复流；此外，涨潮时流向海岸的潮流可叫做涨潮流，落潮时离开海岸的潮流可叫做落潮流。

潮流在一个周期里出现两次最大流速和最小流速。地形愈狭窄，最大流速与最小流速的差值就愈大。潮流的一般流速为 4—5 公里/小时，在狭窄的海峡或海湾中，如我国的杭州湾，时速可达 18—22 公里。往复流最小流速为零时，称为“憩流”。憩流之后，潮流就开始转变方向。正因为潮流有周期变化，所以它只限于在一定的海区作往复运动或回转运动。

在喇叭形海湾或河口湾中，潮流可以激起怒潮，我国的钱塘江口、亚洲的波斯湾（阿拉伯湾）、南美的麦哲伦海峡和北美的芬地湾都是以潮高著名的。钱塘江口和波斯湾，潮高可达 10m，麦哲伦海峡和芬地湾，潮高可达到或超过 20m。

潮汐现象对一些河流和海港的航运具有重要意义。大型船舶可趁涨潮进出河流和港口。潮流也可用以发电。包括我国在内的许多国家，已经建成了不少潮汐电站。

（三）洋流的成因和分类

按照成因，洋流可以分为摩擦流、重力-气压梯度流和潮流三类。在摩擦流中，最重要的是风海流。盛行风对水面摩擦力的作用，以及风在波浪迎风面上所施的压力，迫使海水向前运动。海水开始运动后，由于受到科里奥利力的影响，流向与风向并不一致。在北半球海水表面流向偏于风向右方 45° ，在南半球偏左 45° ，偏角随着深度增加而增加，但流速随深度的增加而减小，到某一深度处，流速只为表面流速的 $1/23$ ，这个深度即称为摩擦深度。从海面到摩擦深度的海水运动，称为风海流或漂流。在浅海，由于海底摩擦的影响，风海流方向偏离风向很少，甚至与风向完全一致。

重力-气压梯度流包括倾斜流、密度流和补充流等。倾斜流是因风力作用、陆上河水流入或气压分布不同，使海面因增水或减水形成坡度，从而引起的海水流动。密度流则是由于海水的温度、盐度不同，使得海水密度分布不均匀，海面发生倾斜而造成的海水流动。

此外，根据流动海水温度的高低，还可以把洋流分为暖流和寒流。暖流比流经海区的温度高，寒流比流经海区的温度低。

（四）世界大洋表层环流系统

大气与海洋之间处于相互作用、相互影响、相互制约之中，大气在海洋上获得能量而产生运动，大气运动又驱动着海水，这样多次的动量、能量和物质交换，就制约着大气环流和大洋环流。海面上的气压场和大气环流决定着大洋表层环流系统。

1. 大洋表层环流模式 大洋表层环流与盛行风系相适应，所形成的格局具有以下特点：

- 1) 以南北回归高压带为中心形成反气旋型大洋环流；
- 2) 以北半球中高纬海上低压区为中心形成气旋型大洋环流；
- 3) 南半球中高纬海区没有气旋型大洋环流，而被西风漂流所代替；
- 4) 在南极大陆形成绕极环流；
- 5) 北印度洋形成季风环流区。

2. 世界大洋表层反气旋型大洋环流 反气旋型大洋环流，分布在南北纬 50° 之间，并在赤道两侧成非对称出现。

在东南信风和东北信风的西向风应力作用下，形成了南、北赤道洋流（又称信风漂流）。其基本特点：从东向西流动，横贯大洋，宽度约 2000 公里，厚度约 200 米，表面流速为 20—50 厘米/秒，靠近赤道一侧达 50—100 厘米/秒，个别海区可达 160—200 厘米/秒；由于赤道偏北，所以信风漂流也偏北（但印度洋除外），因此赤道洋流并不与赤道对称。它对南北半球水量交换起着重要作用，特别是大西洋，南大西洋的水可穿过赤道达北纬 10° 以北，并与北大西洋水相混合。

赤道洋流遇大陆后，一部分海水由于信风切应力南北向分速分布不均和补偿作用而折回，便形成了逆赤道流和赤道潜流。逆赤道流与赤道无风带位置相一致，其基本特征是：从西向东流动，一般流速为 40—60 厘米/秒，最大流速可达 150 厘米/秒，为高温低盐海水。赤道潜流位于赤道海面以下，流动于南纬 2° 到北纬 2° 之间，轴心位于赤道海面下 100 米处，轴心最大流速约 100—500 厘米/秒。

在赤道洋流和赤道潜流海区，表层水以下都存在着温度和盐度的跃层。这两支洋流都是暖流性质。

赤道洋流遇大陆后，另一部分海水向南北分流，在北太平洋形成黑潮；在南太平洋形成东澳大利亚洋流；在北大西洋形成湾流；在南大西洋形成巴西洋流；在南印度洋形成莫桑比克洋流。这些洋流都具有高温、高盐、水色高、透明度大的特点。其中最著名的暖流有黑潮和湾流。这两支洋流西向“强化”明显，流势强大。黑潮起源于吕宋岛以东海区，其水源一部分来自北赤道流，一部分来自北太平洋西部亚热带海水，流经我国台湾一带，东到日本以东与北太平洋西风漂流相接。其主要特点是：在台湾以东黑潮宽度约 150 海里（277.8 公里），平均流幅不到 100 海里（185.2 公里），强流带靠近大陆一侧，表现出洋流西向强化的特点，随水深的增加流轴偏右，其平均厚度约 400 米左右，最大厚度可达 1000 多米，在主轴右侧有巨大旋涡，黑潮流路如蛇形，在多年内有很大变化；黑潮流速，在我国台湾以东为 50—80 厘米/秒，到琉球以西增到 100—130 厘米/秒，琉球东北表层流速增至 150—200 厘米/秒，流速垂直分布随水深的增加而呈指数律减小，到 600—700 米深处尚有 50—100 厘米/秒较强流速，到 1000 米深处还有 20—50 厘米/秒的流速，有人认为大约到 2000—3000 米深处才没有明显的流动。北大西洋湾流势力也非常强大，表层水流量达 100×10^6 米³/秒，相当于全球河川径流总量 20 倍以上。

黑潮、东澳大利亚洋流、湾流、巴西洋流、莫桑比克洋流，受地转偏向力的影响，到西风带则转变为西风漂流。西风漂流与寒流之间，形成一洋流辐聚带，叫做海洋极锋带。极锋带两侧海水性质不同，冷而重的海水潜入暖而轻的海水之下，并向低纬流去。南半球因三大洋面积彼此相连，风力强度常达 8 级以上，所以西风漂流得到了充分的发展，从南纬 30° 一直扩展到南纬 60° 左右，表层水层厚度可达 3000 米，平均速度为 10—20 厘米/秒，流量 2 亿米³/秒。

西风漂流遇大陆后分成南北两支，向高纬流去的一支成为暖流（北半球）；向低纬流去的一支成为寒流，并以补偿流的性质汇入南北赤道流。这样就形成了大洋中的反气旋型环流系统。属于这类寒流的有：北太平洋的加利福尼亚寒流，南太平洋的秘鲁寒流；北大西洋的加那利寒流，南大西洋的本格拉寒流；南印度洋的西澳大利亚寒流等。

3. 世界大洋表层气旋型大洋环流 气旋型大洋环流分布在北纬 45° — 70° 之间。在大洋东侧，为从西风漂流分出来的暖流，属于这类洋流有：北太平洋阿拉斯加暖流和北大西洋暖流。其表层水一般厚度为 100—150 米。

在大洋西侧为从高纬向中纬流动的寒流，它是极地东北风作用下形成的。属于这类寒流有：北太平洋的亲潮和北大西洋的东格陵兰寒流。其水层厚度可达 150 米，其水文特征是低温、低盐、密度大、含氧量多。

4. 北印度洋季风漂流 3 大洋中唯有北印度洋特殊，在冬、夏季风作用下形成季风漂流。冬季，北印度洋盛行东北季风，形成东北季风漂流；夏季，北印度洋盛行西南季风，形成西南季风漂流。

5. 南极绕极环流 南极绕极水是世界大洋中唯一环绕地球一周的表层大洋环流。它具有许多独特性质，因此有人把它称为“南极洋”、“南极海”。依水温变化规律不同，南极洋可分为两个海区：一是从南极大陆到南极辐聚线间的海区，称为南极海区，其表层水温较低；二是从南极辐聚线到亚热带辐聚线间的海区，称为亚南极海区。

南极表层水形成于高纬海区，在极地东风作用下，形成一个独特的绕极西向环流；但是大部分南极海中仍然以西风漂流为主。南极绕极环流的特点是低温、低盐，冬季大部分水温在冰点左右，盐度 $34.0-34.5 \times 10^{-3}$ 。南极绕极环流流量相当于世界大洋中最强大的湾流和黑潮的总和，但流速仅为其 1/10。

四、海洋对自然地理环境的影响

地球是宇宙已知的唯一有海洋的星球，其表面的 70.8% 被海水所覆盖。海洋本身构成了地理环境的基本要素之一。海洋是地球上真正的生命摇篮，最早的生命即产生于海洋。而目前，仍有大量生物生活在海洋，并且形成了最大的生态系统——海洋生态系统。

海洋是到达地球表面的太阳能的主要接收者，也是主要的蓄积者，海水冷却时将向空气中散发大量的热，增温时则将从空气中吸收大量的热。海洋借助自己与大气的物质和能量交换过程间接影响气候和受气候影响的各种自然现象。

我们知道，海水的热容量 ($0.932 \text{ 卡/厘米}^3 \cdot \text{度}$) 是空气热容量的 3100 倍，比重 (1.02813 g/cm^3) 是空气比重的 797 倍。因此 1 cm^3 海水升高或降低 1°C 所需

要的或释放的热量，可以使 3100 多立方厘米空气降低或升高 1°C 。海水和空气之间的这种热学性质的差异，使它成为气温的重要调节者。地球表面温度之所以比较适中，变幅也不太大，当然是由日地距离、地球自转速度、大气圈及其环流的存在等一系列主要因素决定的，但是，海洋的调节无疑也有一定的作用。海洋中运动着的水体——洋流与气候的关系非常密切。从地球低纬区输送到高纬区的能量，约有一半是由洋流完成的。濒临寒流的海岸，气温比同纬度内陆地区低；而接近暖流的海岸，气温则比同纬度内陆地区高。 $55^{\circ}-70^{\circ}\text{N}$ 的加拿大东岸，因受拉布拉多寒流影响，年平均气温为 $-10-0^{\circ}\text{C}$ ，结冰期长达 300 天以上，呈现冻原景观；而同纬度的欧洲西岸，因受北大西洋暖流的影响，年平均气温约 $0-10^{\circ}\text{C}$ ，结冰期仅约 155—215 天，发育有针叶林或混交林。洋流还影响降水的地理分布。暖流影响区气旋发育，降水往往比较多；寒流影响区则往往发育高压，降水比较少，以致成为荒漠。

第五节 全球水分循环与水量平衡

教学目标：

1. 掌握地球上水的分布
2. 掌握水资源含义及特性
3. 掌握水循环及水量平衡基本理论：水文循环基本过程、影响因素，各要素物理机制；水量平衡原理
4. 了解水量平衡原理在水资源估算中的应用，以及水文循环的作用、效应等。

一、地球上水的分布与水资源

（一）水圈及其构成

所谓的水圈是由地球地壳表层、表面和围绕地球的大气层中液态、气态和固态的水组成的圈层，它是地球“四圈”（岩石圈、水圈、大气圈和生物圈）中最活跃的圈层。在水圈内，大部分水以液态形式存在，如海洋、地下水、地表水（湖泊、河流）和一切动植物体内存在的生物水等，少部分以水汽形式存在于大气中形成大气水，还有一部分以冰雪等固态形式存在于地球的南北极和陆地的高山上。

地表上的大气中的水汽来自地球表面各种水体水面的蒸发、土壤蒸发及植物散发，并借助空气的垂直交换向上输送。一般说来，空气中的水气含量随高度的增大而减少。观测证明，在 1500—2000 米高度上，空气中的水气含量已减少

为地面的一半；在 5000 米高度，减少为地面的十分之一；再向上，水汽含量就更少了，水汽最高可达平流层顶部，高度约 55000 米。大气水在 7 公里以内总量约有 12900 立方千米，折合成水深约为 25 毫米，进占地球总水量的 0.001%。虽然数量不多，但活动能力很强，是云、雨、雪、雹、霰、雷、闪电的根源。

地表之下储存于地壳约 10 千米范围含水层中的重力水，称为地下水。由于全球各地的地质构造、岩石条件变化复杂，很难对地下水储量作出精确估算。从已发表的研究成果来看，储量大小之间可差一个数量级。现根据前苏联学者 1974 年发表的研究成果，从地面至深达 2 千米的地壳内，地下水总储量为 2340 万立方米。

（二）地球上水体的分布态势

地球水圈水储量分布

水 体	水储量		咸水		淡水	
	10^3 km^3	%	10^3 km^3	%	10^3 km^3	%
海 洋	1338000.0	96.54	1338000	99.04		
冰川与永久积雪	24064.1	1.74			24064.1	68.70
地下水	23400.0	1.69	12780	0.95	10530.0	30.06
永冻层中冰	300.0	0.02				0.86
湖泊水	176.4	0.013	85.4	0.006		0.26
土壤水	16.5	0.001				0.017
大气水	12.9	0.0009				0.037
沼泽水	11.5	0.0008				0.033
河流水	2.12	0.0002				0.006
生物水	1.12	0.0001				0.003
总 计	1385984.6	100	1350955.4	100	35029.2	100

1. 地球上的水量是极其丰富的，其总储水量约为 13.86 亿立方公里；海洋的总水量为 13.38 亿平方公里，占地球总水量的 96.5% 折合成水身可达 3700 米，如果平铺在地球表面，平均水身可达 2640 米。

2. 水圈内水量的分布是十分不均匀的，大部分水储存在于低洼的海洋中，占 96.54%，而且 97.47%（分布于海洋、地下水和湖泊水中）为咸水，淡水仅占总水量的 2.53%，且主要分布在冰川与永久积雪（占 68.70%）和地下（占 30.36%）之中。
3. 如果考虑现有的经济、技术能力，扣除无法取用的冰川和高山顶上的冰雪储量，理论上可以开发利用的淡水不到地球总水量 1%，实际上，人类可以利用的淡水量远低于此理论值，主要是因为总降水量中，有些是落在无人居住的地区如南极洲，或者降水集中于很短的时间内，由于缺乏有效的水利工程措施，很快地流入海洋之中。由此可见，尽管地球上的水是取之不尽的，但适合饮用的淡水水源则是十分有限的。
4. 由于社会的发展和人口的增加，对水的需求量大大增加，而地球的水是有限的，所以水资源相对减少。
5. 由水污染，是原本可以利用的水不能利用，也使得水资源的相对量减少。

（三）水资源的涵义与特性

1. 比较公认的水资源的涵义：水资源包含水量与水质两个方面，是人类生产生活及生命生存不可替代的自然资源和环境资源，是在一定的经济技术条件下能够为社会直接利用或待利用，参与自然界水分循环，影响国民经济的淡水（姜文来等，1995a）。

2. 水资源的特性

（1）水资源的循环再生性与其有限性

水资源与其它资源不同，在水文循环过程中使水不断地恢复和更新，属可再生资源。水循环过程具有无限性的特点，但在其循环过程中，又受太阳辐射、地表下垫面、人类活动等条件的制约，每年更新的水量又是有限的，而且自然界中各种水体的循环周期不同，水资源恢复量也不同，反映了水资源属动态资源的特点。所以水循环过程无限性和再生联补给水量的有限性，决定了水资源在一定限度内才是“取之不尽，用之不竭”的。在开发利用水资源过程中，不能破坏生态环境及水资源的再生能力。

（2）时空分布的不均匀性

作为水资源主要补给来源的大气降水、地表径流和地下径流等都具有随机性

和周期性，其年内与年际变化都很大，它们在地区分布上也很不均衡，有些地方干旱水量很少，但有些地方水量又很多而形成灾害，这给水资源的合理开发利用带来很大的困难。

（3）利用的广泛性和不可代替性

水资源是生活资料又是生产资料，在国计民生中用途广泛，各行各业都离不开它。从水资源利用方式看，可分为耗用水量和借用水体两种。生活用水、农业灌溉、工业生产用水等，都属于消耗性用水，其中一部分回归到水体中，但量已减少，而且水质也发生了变化；另一种使用形式为非消耗性的，例如，养鱼、航运、水力发电等。水资源这种综合效益是其它任何自然资源无法替代的。此外，水还有很大的非经济性价值，自然界中各种水体是环境的重要组成部分，有着巨大的生态环境效益，水是一切生物的命脉。不考虑这一点，就不能真正认识水资源的重要性。随着人口的不断增长，人民生活水平的逐步提高，以及工农业生产的日益发展，用水量将不断增加，这是必然的趋势。所以，水资源已成为当今世界普遍关注的重大问题。

（4）利与害的两重性

由于降水和径流的地区分布的地区不平衡和时程分配的不均匀，往往会出现洪涝、旱碱等自然灾害。开发利用水资源目的是兴利除害，造福人民。如果开发利用不当，也会引起人为灾害，例如，垮坝事故、水土流失、次生盐渍化、水质污染、地下水枯竭、地面沉降、诱发地震等，也是时有发生。水的可供开发利用和可能引起的灾害，说明水资源具有利与害的两重性。因此，开发利用水资源必须重视其两重性这一特点，严格按自然和社会经济规律办事，达到兴利除害的双重目的。水资源不是自然之物，而且有商品属性。一些国家都建立了有偿使用制度，在开发利用中受经济规律制约，体现了水资源的社会性与经济性。

一、地球上的水循环

（一）水循环基本过程

水循环是指地球上各种形态的水，在太阳辐射、地心引力等作用下，通过蒸发、水汽输送、凝结降水、下渗以及径流等环节，不断地发生相态转换和周而复始运动的过程。

从全球整体角度来说，这个循环过程可以设想从海洋的蒸发开始；蒸发的水汽升入空中，并被气流输送至各地，大部分留在海洋上空，少部分深入内陆，在适当条件下，这些水汽凝结降水。其中海面上的降水直接回归海洋，降落到陆地表面的雨雪，除重新蒸发升入空中的水汽外，一部分成为地面径流补给江河、湖泊，另一部分渗入岩土层中，转化为壤中流与地下径流。地面径流，壤中流与地下径流，最后亦流入海洋，构成全球性统一的，连续有序的动态大系统。

（二）水循环的基本类型

通常按水循环的不同途径与规模，将全球的水循环区分为大循环与小循环，

1. 大循环发生于全球海洋与陆地之间的水分交换过程，由于广及全球，故名大循环，又称外循环。

大循环的主要特点是，在循环过程中，水分通过蒸发与降水两大基本环节，在空中与海洋，空中与陆地之间进行垂向交换，与此同时，又以水汽输送和径流的形式进行横向交换。

交换过程中，海面上的年蒸发量大于年降水量，陆面上情况正好相反，降水大于蒸发；在横向交换过程中，海洋上空向陆地输送的水汽要多于陆地上空向海洋回送的水汽，两者之差称为海洋的有效水汽输送。正是这部分有效的水汽输送，在陆地上转化为地表及地下径流，最后回流入海，在海陆之间维持水量的相对平衡。

2 小循环是指发生于海洋与大气之间，或陆地与大气之间的水分交换过程。小循环又称内部循环，前者又可称为海洋小循环，后者称陆地小循环。

海洋小循环主要包括海面的蒸发与降水两大环节，所以比较简单。陆地小循环的情况则要复杂得多，并且内部存在明显的差别。从水汽来源看，有陆面自身蒸发的水汽，也有自海洋输送来的水汽，并在地区分布上很不均匀，一般规律是距海愈远，水汽含量愈少，因而水循环强度具有自海洋向内陆深处逐步递减的趋势，如果地区内部植被条件好，贮水比较丰富，那么自身蒸发的水汽量比较多，有利于降水的形成，因而可以促进地区小循环。

陆地小循环可进一步区分为大陆外流区小循环和内流区小循环。其中外流区小循环除自身垂向的水分交换外，还有多余的水量，以地表径流及地下径流的方式输向海洋，高空中必然有等量的水分从海洋送至陆地，所以还存在与海洋之间

的横向水分交换。而陆地上的内流区，其多年平均降水量等于蒸发量，自成一个独立的水循环系统，地面上并不直接和海洋相沟通，水分交换以垂向为主，仅借助于大气环流运动，在高空与外界之间，进行一定量的水汽输送与交换活动。

（三）水体的更替周期

水体的更替周期，是指水体在参与水循环过程中全部水量被交替更新一次所需的时间，通常可用下式作近似计算：

$$T = \frac{W}{\Delta W} \quad (2-1)$$

式中， T 为更替周期（年或日、时）； W 为水体总贮水量（米³）； ΔW 为水体年平均参与水循环的活动量（米³/年）。

以世界大洋为例，总储水量为 13.38×10^{17} 米³，每年海水总蒸发量为 50.5×10^{13} 米³，以此计算，海水全部更新一次约需要 2650 年；如果以入海径流量 4.7×10^{13} 米³ 为准，则更新一次需要 28468 年。又如世界河流的河床中瞬时贮水量为 21.2×10^{11} 米³，而其全年输送入海的水量为 4.7×10^{13} 米³，因此一年内河床中水分可更替 22 次，平均每 16 天就更新一次。大气水更替的速度还要快，平均循环周期只有 8 天，然而位于极地的冰川，更替速度极为缓慢，循环周期长达万年。

表 2-1 所列的更替周期，是在有规律的逐步轮换这一假设条件下得出的平均所需时间。实际情况要复杂得多，如深海盆的水需要依靠大洋深层环流才能缓慢地发生更替；其周期要超过 2650 年，而海洋表层的海水直接受到蒸发和降水的影响，其更替周期显然无需 2000 多年。尤其是边缘海受入海径流影响，周期更短。以我国渤海为例，总贮水量约 19.0×10^{11} 米³，而黄河、辽河、海河多年平均入海水量达 14.55×10^{10} 米³，仅此一项就使渤海 13 年内就可更新一次。又如世界湖泊平均循环周期需要 17 年，而我国长江中下游地区的湖泊，出入水量大，交换速度快，一年中就可更换若干次。

表 2-1 各种水体更替周期

水 体	周 期	水 体	周 期
极地冰川	10000a	沼泽水	5a
永冻地带地下冰	9700a	土壤水	1a
世界大洋	2500a	河 水	16 天
高山冰川	1600a	大气水	8 天
深层地下水	1400a	生物水	12h
湖泊水	17a		

水体的更替周期是反映水循环强度的重要指标，亦是反映水体水资源可利用率的基本参数。因为从水资源永续利用的角度来衡量，水体的储水量并非全部都能利用，只有其中积极参与水循环的那部分水量，由于利用后能得到恢复，才能算作可资利用的水资源量。而这部分水量的多少，主要决定于水体的循环更新速度和周期的长短，循环速度愈快，周期愈短，可开发利用的水量就愈大。以我国高山冰川来说，其总贮水量约为 5×10^{13} 米³，而实际参与循环的水量年平均为 5.46×10^{11} 米³，仅为总贮水量的 1/100 左右，如果我们想用人工融冰化雪的方法，增加其开发利用量，就会减少其贮水量，影响到后续的利用。

（四）水循环的作用与效应

水循环作为地球上最基本的物质大循环和最活跃的自然现象，它深刻地影响到全球地理环境，影响生态平衡，影响水资源的开发利用，对自然界的水文过程来说，水循环是千变万化的水文现象的根源。

1. 水文循环与地球圈层构造

地球表层系由大气圈、岩石圈，生物圈以及水圈组合而成。在这一有序的庞大层次结构中，水圈居于主导地位，正是水圈中的水，通过周流不息的循环运动，积极参与了圈层之间界面活动，并且深入 4 大圈层内部，将它们耦合在一起。

水循环，它上达 15 公里的高空，成为大气圈的有机组成部分，担当了大气循环过程的主角；下深地表以下 1—3 公里深处，积极参与岩石圈中化学元素的迁移过程，成为地质大循环的主要动力因素；同时水作为生命活动的源泉，生物有机体的组成部分，它全面的参与了生物大循环，成为沟通无机界和有机界联系的纽带，并将 4 大圈层串联在一起，组合成相互影响、相互制约的统一整体。从这一意义上说，水循环深刻地影响了地球表层结构的形成以及今后的演变与发展。

2. 水循环与全球气候

水循环一方面受到全球气候变化，尤其是大气环流活动的影响，另一方面它又深入大气系统内部，极其深刻地制约了全球气候。

首先，水循环是大气系统能量的主要传输、储存和转化者。因为虽然太阳辐射是地球表层的根本热源，但是大气得自太阳的直接辐射，仅占它吸收的总能量的 30%，而来自地面的长波辐射占 23%，地面与大气之间显热交换占 11%，来自蒸发潜热输送的能量要占到 36%，居第一位。对此，前苏联学者 M. И. 布德科研究指出，大气循环的能量，主要是由水循环过程中汽化潜热的转化所提供的。他还通过计算表明，如果大气圈中的水汽含量比现在减少一半，地球表面的平均气温将降低 5°C ，两极地区的冰盖将大大扩展，地球将进入冰期。

其次，水循环通过对地表太阳辐射能的重新再分配，使不同纬度热量收支不平衡矛盾得到缓解。图 2-4 是根据 1962—1967 年 5 年间卫星遥感观测资料所作出的不同纬度辐射收支分布图。它显示出在南北纬 35° 之间地区，吸收太阳辐射量大于地面辐射支出量；而在纬度高于 35° 的地带则支出大于收入。

据估算，如果没有热平流来调节高低纬度之间的这种热量分配的不均状态，那么赤道附近地区的温度要比现今增加 10°C 以上，两极地区则要降低 20°C 。此外，昼夜的温差亦要远远超过现今的状况。

再次，水循环的强弱及其路径，还会直接影响到各地的天气过程，甚至可以决定地区的气候基本特征。在这方面，海洋环流系统的气候效应表现得最为强烈。诸如墨西哥湾流与北大西洋西风漂流对整个西北欧地区的天气影响，使得 55° — 70°N 之间大洋东岸最冷月平均气温比之同纬度大洋西岸高出 16 — 20°C ，并在北极圈内出现了不冻港。太平洋的黑潮海流对大陆东海岸的影响，以及著名的厄尔尼诺现象与秘鲁海流的关系等，就是这方面典型的例子。

此外，象雨、雪、霜、霰以及台风暴雨等天气现象，本身就是水循环的产物，没有水循环，亦就不存在这类天气现象。

3. 水循环与地貌形态及地壳运动

地壳构造运动奠定了全球海陆分布，以及陆地表面上高山、深谷、盆地、平原等等地表形态的基本轮廓。水循环过程中的流水以其持续不断的冲刷、侵蚀作用、搬运与堆积作用，以及水的溶蚀作用，在地质构造的基底上重新塑造了全球

的地貌形态，从两极与高山地区的冰川地貌、滨海地区的海岸地貌、到河流冲积、堆积地貌以及千姿百态的岩溶地貌，无不是水循环的杰作。

水循环不仅重新塑造了地表形态，而且还影响到地壳表层内应力的平衡，是触发地震，甚至引起地壳运动的重要原因。据统计，由于流水的冲刷、搬运作用，全世界河流每年携带入海离子径流总量为 2.74×10^9 吨，每年入海的固体物质多达 22.0×10^9 吨，折合 130×10^8 米³。按此速率，只需 2500 万年左右就可将大西洋填平，另据地质学家斯·马·格里戈也夫估算，按现今风吹、水蚀的速度，经 1.1 亿年，现在的陆地表面将被削成与世界大洋面齐平。这种日积月累的迁移、搬运与堆积作用，逐渐改变地壳表层的应力平衡，一旦超出其平衡点，就可能触发地震，甚至引起地壳运动，发生沧海桑田的剧变。象我国新丰江等大型水库在建成蓄水后，诱发产生六级地震，是这方面的具体例证。

4. 水循环与生态平衡

水是生命之源，又是生物有机体的基本组成物质，无论是动物还是植物，细胞原生质中大部分是水，如人体组织中 70% 是水。据计算地球上所有生物体中含有的水分总量约有 11.2×10^{10} 吨，相当于世界河流瞬时贮水量的 1/2，它们积极的参与了水循环过程，其平均循环周期仅几小时，远远高于一般水体的循环速度。没有水循环，就不会有生命活动，亦就不存在生物圈。

同时，水循环的强度及其时空变化，还是制约一个地区生态环境平衡或失调的关键；是影响地区内生物有机体活动旺盛，繁茂，或凋萎、贫乏的主要因子。例如，同属于热带，水循环强盛的地区，可以成为生物繁茂的热带雨林，水循环弱的地区可能成为干旱草原，甚至热带沙漠。处于同一纬度带的大陆东西两岸，凡是受海洋影响大的海岸，水循环强盛，往往风调雨顺，生态环境比较适合生物生长；反之水循环弱的海岸，相对来说生态环境比较脆弱，自然灾害比较频繁。

此外，对于同一地区来说，水循环强度的时空变化，又是造成本区洪、涝、旱等自然灾害的主要原因，循环强度过大，可能引发洪水与涝渍灾害；循环过弱，可能产生水资源不足，形成旱灾。

我国华北、西北地区相对于东南沿海地区来说，生态环境显得比较严峻，主要原因一是本地区水循环强度总体上比较弱，二是时空变化比较大。

5. 水循环与水资源开发利用

水是人类赖以生存、发展的宝贵资源，是廉价、清洁的能源，是农业的命脉、工业的血液和运输的大动脉，它与其它自然资源相比较主要不同点是水资源具有再生性和可以永继利用的特点。这一特点正是水循环所赋予的。

如果自然界不存在水循环现象，那么水资源亦就不能再生，无法永继利用。但必须指出的是水资源的再生性和可以永继利用不能简单的理解为“取之不尽，用之不竭”。因为水资源永继利用是以水资源开发利用后能获得补充、更新为条件的。更新速度和补给量要受到水循环的强度、循环周期的长短的制约，一旦水资源开发强度超过地区水循环更新速度或者遭受严重的污染，那么就会面临水资源不足，甚至枯竭的严重局面。所以对于特定地区而言，可开发利用的水资源量是有限的。必须重视水资源的合理利用与保护。只有在开发利用强度不超过地区水循环更新速度以及控制水污染的条件下，水资源才能不断获得更新，才能永继利用。

6. 水循环与水文现象以及水文学科的发展

水循环是地球上一切水文现象的根源，没有水循环，地球上也就不会发生蒸发、降水，径流；不存在江河、湖泊。所以研究地球上的水循环，是认识和掌握自然界错综复杂的水文现象的一把钥匙；是把握自然界各种水体的性质、运动变化及其相互关系的有效方法和手段。可以说水循环与水量平衡的研究引导了以往水文学科的发展，亦将指导水文学的未来，并正从宏观与微观双向尺度上，不断拓宽与加深水文学科。

从宏观上讲，着重全球水循环与全球生物圈、全球气候系统以及岩石圈之间界面过程的研究，借助卫星遥感手段，全球大气圈层和陆地表面的系统观测资料，用以确定全球尺度的水文循环与能量通量，以及它们对环境变迁，人类活动的影响等。

从微观方面来说，除了继续发展各类流域水文模型外，正深入到单元尺度的细微观测与计算模拟，开展不同自然地理区的水循环微观过程的实证，以及土壤水分动态平衡、蒸发、蒸腾水文模型等研究。

总之，宏观与微观水循环的研究相结合，将进一步推动今后水文学向纵深方向发展。

二、全球水量平衡

（一）水量平衡概念

所谓水量平衡，是指任意选择的区域（或水体），在任意时段内，其收入的水量与支出的水量之间差额必等于该时段区域（或水体）内蓄水的变化量，即水在循环过程中，从总体上说收支平衡。

水量平衡概念是建立在现今的宇宙背景下。地球上的总水量接近于一个常数，自然界的水循环持续不断，并具有相对稳定性这一客观的现实基础之上的。

从本质上说，水量平衡是质量守恒原理在水循环过程中的具体体现，也是地球上水循环能够持续不断进行下去的基本前提。一旦水量平衡失控，水循环中某一环节就要发生断裂，整个水循环亦将不复存在。反之，如果自然界根本不存在水循环现象，亦就无所谓平衡了。因而，两者密切不可分。水循环是地球上客观存在的自然现象，水量平衡是水循环内在的规律。水量平衡方程式则是水循环的数学表达式，而且可以根据不同水循环类型，建立不同水量平衡方程。诸如通用水量平衡方程、全球水量平衡方程、海洋水量平衡方程、陆地水量平衡方程、流域水量平衡方程、水体水量平衡方程等。

（二）研究意义

水量平衡研究是水文、水资源学科的重大基础研究课题，同时又是研究和解决一系列实际问题的手段和方法。因而具有十分重要的理论意义和实际应用价值。

首先，通过水量平衡的研究，可以定量地揭示水循环过程与全球地理环境、自然生态系统之间的相互联系、相互制约的关系；揭示水循环过程对人类社会的深刻影响，以及人类活动对水循环过程的消极影响和积极控制的效果。

其次，水量平衡又是研究水循环系统内在结构和运行机制，分析系统内蒸发，降水及径流等各个环节相互之间的内在联系，揭示自然界水文过程基本规律的主要方法；是人们认识和掌握河流、湖泊、海洋、地下水等各种水体的基本特征、空间分布、时间变化，以及今后发展趋势的重要手段。通过水量平衡分析，还能对水文测验站网的布局，观测资料的代表性、精度及其系统误差等作出判断，并加以改进。

第三，水量平衡分析又是水资源现状评价与供需预测研究工作的核心。从降水、蒸发、径流等基本资料的代表性分析开始，到进行径流还原计算，到研究大

气降水、地表水、土壤水、地下水等四水转换的关系，以及区域水资源总量评价，基本上都是根据水量平衡原理进行的。

水资源开发利用现状以及未来供需平衡计算，更是围绕着用水，需水与供水之间能否平衡的研究展开的，所以水量平衡分析是水资源研究的基础。

第四，在流域规划，水资源工程系统规划与设计工作中，同样离不开水量平衡工作，它不仅为工程规划提供基本设计参数，而且可以用来评价工程建成以后可能产生的实际效益。

此外，在水资源工程正式投入运行后，水量平衡方法又往往是合理处理各部门不同用水需要，进行合理调度，科学管理，充分发挥工程效益的重要手段。

（三）通用水量平衡方程

基于上述水量平衡基本原理，可列出如下水量平衡方程式的通式：

$$I - Q = \frac{ds}{dt}$$

$$\text{写成差分形式为：} \bar{I} \cdot \Delta t - \bar{Q} \Delta t = \Delta \bar{s} \quad (2-2)$$

式中， I 为水量收入项； Q 为水量支出项； Δs 为研究时段内区域（或水体）内蓄水变化量； $\bar{I}$ 、 $\bar{Q}$ 、 $\Delta \bar{s}$ 分别为计算时段 Δt 内的水量收入、支出及蓄水变化量。

上式为水量平衡的基本表达式。式中收入项 I 和支出项 Q ，还可视具体情况进一步细分。现以陆地上任一地区为研究对象，设想沿该地区边界作一垂直柱体，以地表作为柱体的上界，以地面下某深度处的平面为下界（以界面上不发生水分交换的深度为准），则可在上述水量平衡基本表达式的基础上，列出如下方程式：

$$p + E_1 + R_{\text{表}} + R_{\text{地下}} + S_1 = E_2 + R'_{\text{表}} + R'_{\text{地下}} + q + S_2 \quad (2-3)$$

式中， P 为时段内降水量； E_1 、 E_2 分别为时段内水汽凝结量和蒸发量； $R_{\text{表}}$ 和 $R'_{\text{表}}$ 分别为时段内地表流入与流出的水量； $R_{\text{地下}}$ 、 $R'_{\text{地下}}$ 分别为时段内从地下流入与流出的水量； q 为时段内工农业及生活净用水量； s_1 、 s_2 分别为时段始末蓄水量。

由于式中 E_1 为负蒸发量，令 $E = E_2 - E_1$ 为时段内净蒸发量； $\Delta s = S_2 - S_1$ 为时段内蓄水变量，则上式可改写为

$$(P + R_{\text{表}} + R_{\text{地下}}) - (E + R'_{\text{表}} + R'_{\text{地下}} + q) = \Delta s \quad (2-4)$$

此式即为通用水量平衡方程式。其简繁程度与所研究的对象以及时段长短有关。例如，对于多年平均来说， $\Delta s \rightarrow 0$ ，可忽略不计；但对于短时段水量平衡方程式而言，蓄水变化量 Δs 非但不可忽略，而且必须细分为地表水体蓄水变量、土壤蓄水变量、地下水蓄水变量等。所以，水量平衡方程式具有较繁的形式。而且由于各项 Δs 测量与计算比较困难，因此短时段的水量平衡方程式往往不闭合。

此外，在水量平衡计算中，各平衡要素不可避免的存在测定误差与计算误差，以及方程中未能周详考虑到的其它要素，所以水量平衡计算中，存在闭合误差 η ， η 值可作为水量平衡方程式的余项而求得。

（四）全球水量平衡方程式

将上述海洋水量平衡方程式与陆地水量平衡方程式组合一起，就构成全球水量平衡方程式：

$$\text{海洋水量平衡方程式：} \bar{P}_{\text{海}} + \bar{R} = \bar{E}_{\text{海}}$$

$$\text{陆地水量平衡方程式：} \bar{P}_{\text{陆}} - \bar{R} = \bar{E}_{\text{陆}}$$

$$\text{两者相加得：} \bar{P}_{\text{海}} + \bar{P}_{\text{陆}} = \bar{E}_{\text{海}} + \bar{E}_{\text{陆}} \quad (2-12)$$

(2-12)式说明海洋和陆地的多年平均降水量等于海洋和陆地上多年平均蒸发量，即

$$\bar{P}_{\text{全球}} = \bar{E}_{\text{全球}} \quad (2-13)$$

必须指出，在水循环过程中，全球总水量不变，不等于各种水体之间相对数量亦恒定不变。据分析，自本世纪初至60年代期间，全球气温平均上升了 1.2°C ，由此引起冰川消融，全球冰川体积每年大约减少 $250 \times 10^9 \text{米}^3$ ；这些消融的水入海后，使海平面上升了0.7毫米。与此同时，陆地上许多内陆湖泊，亦受蒸发旺盛等影响，水位下降，湖泊蓄水量平均每年减少 $80 \times 10^9 \text{米}^3$ ，所减少的水量，最后以降水或径流的形式汇入海洋，相应地促使海平面上升约0.2毫米/年。此外地下水亦因蒸发和开采，每年减少蓄量 $300 \times 10^9 \text{米}^3$ ，最后亦汇入海洋，促使海平面相应上升0.8毫米/年。以上三方面加在一起，促使海平面上升1.7毫米/年。在此期间，世界各地修建了一大批水库，总蓄水量超过 $3000 \times 10^9 \text{米}^3$ ，引

起每年入海径流量减少 $50 \times 10^9 \text{米}^3$ ，海平面相应下降 0.1 毫米/年。这样，在这一时期里世界海平面实际上升率为 1.6 毫米/年。如表 2-4 所示。

表 2-4 世界各种水体动态变化		
水体	蓄水量变化 ($\times 10^9 \text{m}^3/\text{a}$)	海平面变化值 (mm/a)
冰 川	-250	0.7
湖 泊	-80	0.2
地下水	-300	0.8
水 库	50	-0.1
海 洋	580	1.6