

# 土 力 学

陈仲颐 周景星 王洪瑾



清华大学出版社

# 土 力 学

陈仲颐 周景星 王洪瑾

清华大学出版社

## 内 容 提 要

本书系统阐述土的基本特性、土力学的基本原理、土体变形及稳定的主要分析方法,以及理论在工程实践中的应用;适当介绍学科的最新成就和发展。

全书共分九章,内容包括土的物理性质和工程分类,土的渗透性和渗流问题,土体中应力计算和有效应力原理,土的变形和固结理论,土的抗剪强度理论,土压力理论,土坡稳定分析方法,地基承载力以及土的动力特性。关于基础工程另有教材。

本书可作为高等院校水利水电工程建筑专业、土木工程建筑专业和其它多学时专业的教材,也可作为大专院校有关专业的教学参考书以及有关专业技术人员的技术参考书。

(京)新登字 158 号

### 土 力 学

陈仲颐 周景星 王洪瑾

☆

清华大学出版社出版

北京 清华园

密云红光照排厂排版

中国科学院印刷厂印装

新华书店总店科技发行所发行

☆

开本: 787×1092 1/16 印张: 22.75 字数: 562 千字

1994 年 4 月第 1 版 1994 年 4 月第 1 次印刷

印数: 0001—5000

ISBN 7-302-01380-2/TU·83

定价: 10.70 元

# 目 录

## 前 言

<b>第一章 土的物理性质和工程分类</b> .....	(1)
第一节 土的形成.....	(1)
第二节 土的三相组成.....	(3)
第三节 土的物理状态 .....	(13)
第四节 土的结构 .....	(23)
第五节 土的工程分类 .....	(25)
第六节 土的压实性 .....	(32)
<b>第二章 土的渗透性和渗流问题</b> .....	(36)
第一节 概 述 .....	(36)
第二节 土的渗透性 .....	(37)
第三节 二维渗流与流网 .....	(49)
第四节 渗透力和渗透变形 .....	(56)
<b>第三章 土体中的应力计算</b> .....	(65)
第一节 概 述 .....	(65)
第二节 土体的自重应力计算 .....	(68)
第三节 地基中的附加应力计算 .....	(70)
第四节 基底压力计算 .....	(91)
第五节 有效应力原理 .....	(95)
第六节 应力路径.....	(108)
<b>第四章 土的压缩性和地基沉降计算</b> .....	(113)
第一节 概 述.....	(113)
第二节 土的压缩性.....	(113)
第三节 地基沉降量计算.....	(127)
第四节 饱和土体渗流固结理论.....	(143)
第五节 地基容许沉降量与减小沉降危害的措施.....	(157)
<b>第五章 土的抗剪强度</b> .....	(160)
第一节 概 述.....	(160)
第二节 土的抗剪强度和破坏理论.....	(161)
第三节 土的抗剪强度试验方法.....	(169)
第四节 土的抗剪强度机理和影响因素.....	(178)

第五节	土在剪切中的性状和各类抗剪强度指标·····	(182)
<b>第六章</b>	<b>挡土结构物上的土压力·····</b>	<b>(196)</b>
第一节	概    述·····	(196)
第二节	静止土压力计算·····	(199)
第三节	朗肯土压力理论·····	(201)
第四节	库伦土压力理论·····	(207)
第五节	朗肯理论与库伦理论的比较·····	(219)
第六节	几种常见情况的主动土压力计算·····	(224)
第七节	埋管土压力·····	(233)
<b>第七章</b>	<b>土坡稳定分析·····</b>	<b>(239)</b>
第一节	概    述·····	(239)
第二节	无粘性土坡的稳定分析·····	(241)
第三节	粘性土坡的稳定分析·····	(245)
第四节	边坡稳定分析的总应力法和有效应力法·····	(259)
第五节	天然土体上的边坡稳定问题·····	(269)
<b>第八章</b>	<b>地基承载力·····</b>	<b>(274)</b>
第一节	概    述·····	(274)
第二节	地基的变形和失稳·····	(274)
第三节	极限平衡理论求地基的极限承载力·····	(278)
第四节	地基极限承载力的其它分析方法·····	(287)
第五节	地基的容许承载力·····	(295)
<b>第九章</b>	<b>土的动力特性·····</b>	<b>(307)</b>
第一节	概    述·····	(307)
第二节	土的动强度·····	(309)
第三节	土的振动液化·····	(317)
第四节	土的动应力-应变关系和阻尼特性·····	(321)
<b>习题</b>	·····	(328)
<b>附录</b>	·····	(343)
附录 I	<i>E-B</i> 模型及其参数的测定方法·····	(343)
附录 II	比奥(Biot, M. A.)三维固结理论简介·····	(346)
附录 III	用特征线法求解无重地基的极限承载力·····	(349)
<b>主要参考书目</b>	·····	(355)

# 第一章 土的物理性质和工程分类

## 第一节 土的形成

在土木工程中，土是指覆盖在地表上碎散的、没有胶结或胶结很弱的颗粒堆积物。地球表面的整体岩石在大气中经受长期的风化作用而破碎后，形成形状不同、大小不一的颗粒。这些颗粒受各种自然力的作用，在各种不同的自然环境下堆积下来，就形成通常所说的土。堆积下来的土，在很长的地质年代中发生复杂的物理化学变化，逐渐压密、岩化，最终又形成岩石，就是沉积岩或变质岩。

因此，在自然界中，岩石不断风化破碎形成土，而土又不断压密、岩化而变成岩石。这一循环过程，永无止境地重复进行着。

工程上遇到的大多数土都是在第四纪地质历史时期内所形成的。第四纪地质年代的土又可划分为更新世和全新世两类，如表 1-1 所列。其中在人类文化期以来所沉积的土称为新近代沉积土。

表 1-1 土的生成年代

纪(或系)	世(或统)		年代(距今)
第四纪(Q)	全新世(Q <sub>4</sub> )	Q <sub>4</sub> (晚期)	<0.25 万年
		Q <sub>4</sub> (中期)	0.75—0.25 万年
		Q <sub>4</sub> (早期)	1.3—0.75 万年
	更新世(Q <sub>p</sub> )	晚更新世(Q <sub>3</sub> )	12.8—1.3 万年
		中更新世(Q <sub>2</sub> )	71—12.8 万年
		早更新世(Q <sub>1</sub> )	距今 71 万年以前

### 一、土的搬运和沉积

第四纪土，由于其搬运和堆积方式的不同，又可分为残积土和运积土两大类。残积土是指母岩表层经风化作用破碎成为岩屑或细小颗粒后，未经搬运，残留在原地的堆积物。它的特征是颗粒表面粗糙、多棱角、粗细不均、无层理。运积土是指风化所形成的土颗粒，受自然力的作用，搬运到远近不同的地点所沉积的堆积物。其特点是颗粒经过滚动和相互摩擦，具有一定的浑圆度，即颗粒因摩擦作用而变圆滑。在沉积过程中因受水流等自然力的分选作用而形成颗粒粗细不同的层次，粗颗粒下沉快，细颗粒下沉慢而形成不同粗细的土层。根据搬运的动力不同，运积土又可分为如下几类：

1. 坡积土——残积土受重力和短期性水流（如雨水和雪水）的作用，被挟带到山坡或坡脚处聚积起来的堆积物。堆积体内土粒粗细不同，性质很不均匀。

2. 洪积土——残积土和坡积土受洪水冲刷，挟带到山麓处沉积的堆积物。具有一定的分选性。搬运距离近的沉积颗粒较粗，力学性质较好；远的则颗粒较细，力学性质较差。

3. 冲积土——由于江、河水流搬运所形成的沉积物。分布在山谷、河谷和冲积平原上的土都属于冲积土。这类土由于经过较长距离的搬运，浑圆度和分选性都更为明显，常形成砂层和粘性土层交迭的地层。

4. 湖泊沼泽沉积土——在极为缓慢水流或静水条件下沉积形成的堆积物。这种土的特征，除了含有细微的颗粒外，常伴有由生物化学作用所形成的有机物的存在，成为具有特

殊性质的淤泥或淤泥质土，其工程性质一般都较差。

5. 海相沉积土——由水流挟带到大海沉积起来的堆积物，其颗粒细，表层土质松软，工程性质较差。

6. 冰积土——由冰川或冰水挟带搬运所形成的沉积物，颗粒粗细变化也较大，土质也不均匀。

7. 风积土——由风力搬运形成的堆积物，颗粒均匀，往往堆积层很厚而不具层理。我国西北的黄土就是典型的风积土。

## 二、风化作用和土的主要特点

岩石和土在其存在、搬运和沉积的各个过程中都在不断风化。风化过程包括物理风化和化学风化。它们经常是同时进行而且是互相加剧发展的进程。

物理风化是指岩石和土的粗颗粒受各种气候因素的影响，如温度的昼夜和季节变化，降水、风、冬季水的冻结等原因，导致体积胀缩而发生裂缝，或者在运动过程中因碰撞和摩擦而破碎。于是岩体逐渐变成碎块和细小的颗粒，粗的粒径可以 m 计，细的粒径可以在 0.05mm 以下，但它们的矿物成分仍与原来的母岩相同，称为原生矿物。所以物理风化后的土可以当成只是颗粒大小上量的变化。但是这种量变的积累结果使原来的大块岩体获得了新的性质，变成了碎散的颗粒。颗粒之间存在着大量的孔隙，可以透水和透气，这就是土的第一个主要的特征——碎散性。

化学风化是指母岩表面和碎散的颗粒受环境因素的作用而改变其矿物的化学成分，形成新的矿物，也称次生矿物。环境因素如水、空气以及溶解在水中的氧气和碳酸气等。化学风化常见的反应如下：

1. 水解作用——指矿物成分被分解，并与水进行化学成分的交流，形成新的矿物。例如正长石经过水解作用后，形成高岭石。

2. 水化作用——指土中有些矿物与水接触后，发生化学反应。水按一定的比例加入矿物的组成中，改变矿物原有的分子结构，形成新的矿物。例如土中的  $\text{CaSO}_4$ （硬石膏）水化后成为  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ （含水石膏）。

3. 氧化作用——指土中的矿物与氧结合形成新的矿物，例如  $\text{FeS}_2$ （黄铁矿）氧化后变成  $\text{FeSO}_4$ （铁矾）。

其它还有溶解作用，碳酸化作用等等。

化学风化的结果，形成十分细微的土颗粒，最主要的为粘土颗粒（ $<0.005\text{mm}$ ）以及大量的可溶性盐类。微细颗粒的表面积很大，具有吸附水分子的能力。因此，自然界的土，一般都是由固体颗粒、水和气体三种成分所构成。这是土的第二个主要特征——三相体系。

在自然界中，土的物理风化和化学风化时刻都在进行，而且相互加强。由于形成过程的自然条件不同，自然界的土也就多种多样。同一场地，不同深度处土的性质也不一样，甚至同一位置的土，其性质还往往随方向而异。例如沉积土往往垂直方向的透水性小，水平方向的透水性大。因此，土是自然界漫长的地质年代内所形成的性质复杂、不均匀、各向异性且随时间而在不断变化的材料。这是土的第三个主要的特征——自然变异性。

由此可知，仅仅根据土的堆积类型远远不足以说明土的工程特性。要进一步描述和确定土的性质，就必须具体分析和研究土的三相组成，土的物理状态和土的结构，并以适当

的指标表示之。

## 第二节 土的三相组成

如前所述，土是由固体颗粒、水和气体三部分所组成的三相体系。固体部分，一般由矿物质所组成，有时含有有机质（半腐烂和全腐烂的植物物质和动物残骸等）。这一部分，构成土的骨架，称为土骨架。土骨架间布满相互贯通的孔隙。这些孔隙有时完全被水充满，称为饱和土；有时一部分被水占据，另一部分被气体占据，称为非饱和土；有时也可能完全充满气体，就称为干土。水和溶解于水的物质构成土的液体部分。空气及其它一些气体构成土的气体部分。这三种组成部分本身的性质以及它们之间的比例关系和相互作用决定土的物理力学性质。因此，研究土的性质，首先必须研究土的三相组成。

### 一、固体颗粒

固体颗粒构成土骨架，它对土的物理力学性质起决定性的作用。研究固体颗粒就要分析粒径的大小及其在土中所占的百分比，称为土的粒径级配。另外，还要研究固体颗粒的矿物成分以及颗粒的形状。这三者之间又是密切相关的。例如粗颗粒的成分都是原生矿物，形状多呈单粒状；而颗粒很细的土，其成分多是次生矿物，形状多为片状或针状。

#### (一) 粒径级配

随着颗粒大小不同，土可以具有很不相同的性质。例如粗颗粒的砾石，具有很大的透水性，完全没有粘性和可塑性；而细颗粒的粘土则透水性很小，粘性和可塑性较大。颗粒的大小通常以粒径表示。工程上按粒径大小分组，称为粒组，即某一级粒径的变化范围。表1-2表示国内常用的粒组划分及各粒组的主要特征。

表 1-2 土的粒组划分

粒 组 划 分				主 要 特 征
粗 粒 土	砾石	粗	60—20mm	无粘性，透水性很大，不能保持水分；毛细管上升高度很小。
		中	20—5mm	
		细	5—2mm	
	砂粒	粗	2—0.5mm	无粘性，易透水，有一定毛细管上升高度。
		中	0.5—0.25mm	
		细	0.25—0.10mm	
细 粒 土	极细	0.10—0.05mm	湿时有微粘性，透水性小，毛细管上升高度较大。	
	粉粒	0.05—0.005mm		
	粘粒	<0.005mm		有粘性和可塑性，透水性极微，其性质随含水量有较大变化。
	胶粒	<0.002mm		

实际上，土常是各种大小不同颗粒的混合物，较笼统地说，以砾石和砂粒为主要组成的土称为粗粒土，也称为无粘性土。以粉粒、粘粒和胶粒为主的土，称为细粒土，也称为粘性土。土的具体的工程分类见本章第五节。很显然，混合土的性质取决于土中不同粒组的相对含量。土中各粒组的相对含量就称为土的粒径级配。为了了解各粒组的相对含量，必



须先将各粒组分离开，再分别称重。这就是粒径级配的分析方法。

1. 粒径级配分析方法

工程中，实用的粒径级配分析方法有筛分法和水分法两种。

**筛分法**适用于颗粒大于 0.1mm (或 0.074mm, 按筛的规格而定) 的土。它是利用一套孔径大小不同的筛子，将事先称过重量的烘干土样过筛，称留在各筛上的土重，然后计算相应的百分数。

**水分法**用于分析粒径小于 0.1mm (或 0.074mm) 的土。根据斯托克斯 (stokes) 定理，球状的细颗粒在水中的下沉速度与颗粒直径的平方成正比。因此可以利用粗颗粒下沉速度快，细颗粒下沉速度慢的原理，把颗粒按下沉速度进行粗细分组。基于这种原理，实验室常用比重计进行颗粒分析，称为比重计法。该法的原理说明和操作方法，可参阅土工试验操作规程或土工实验指示书，本章不予详述。

**【例题 1-1】** 取烘干土 200g (全部通过 10mm 筛)，用筛分法求各粒组含量和小于某种粒径 (以筛眼直径表示) 土量占总土量的百分数。

解：

(1) 筛分结果列于例表 1-1。

例表 1-1 某种土的筛分结果

筛孔直径 (mm)	筛上土的质量 (即粒组含量) (g)	筛下土的质量 (即小于某粒径土的含量) (g)	筛上土的质量占总土质量的百分数 (%)	小于该筛孔土的质量占总土质量的百分数 (%)
5	10	190	5	95
2.0	16	174	8	87
1.0	18	156	9	78
0.5	24	132	12	66
0.25	22	110	11	55
0.10	38	72	19	36

(2) 将例表 1-1 中筛分试验的筛余量，即颗粒小于 0.1mm 的土颗粒 72g，用比重计法进行分析，得到细粒土的粒组含量，如例表 1-2。

例表 1-2 细粒部分粒组含量

粒组 (mm)	0.1—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	<0.005
含量 (g)	20	25	7	20

(3) 两种分析方法相结合，就可以将一个混合土样分成若干个粒组，并求得各粒组的含量，如例表 1-3。

例表 1-3 某土样粒径级配分析的结果

粒径 (mm)	10	5	2	1.0	0.5	0.25	0.10	0.05	0.01	0.005
粒组含量 (g)	10	16	18	24	22	38	20	25	7	20
小于某粒径土累积含量 (g)		190	174	156	132	110	72	52	27	20
小于某粒径土占总土质量的百分比 (%)		95.0	87.0	78.0	66.0	55.0	36.0	26.0	13.5	10.0

2. 粒径级配曲线

综合上述筛分试验和比重计试验的全部结果，在例表 1-3 中，除提供某试样的全部粒组含量外，还计算出小于某粒径土的累积含量及占总土量的百分数。将表中的结果绘制成土的

粒径级配累积曲线如图 1-1 所示。粒径级配累积曲线的横坐标为土颗粒的直径，以 mm 表示。由于混合土中所含粒组的粒径往往相差几千、几万倍甚至更大，且细粒土的含量对土的性质影响很大，必须较为详细表示。因此，粒径的坐标常取为对数坐标。级配曲线的纵坐标为小于某粒径土的累积含量，用百分比表示。

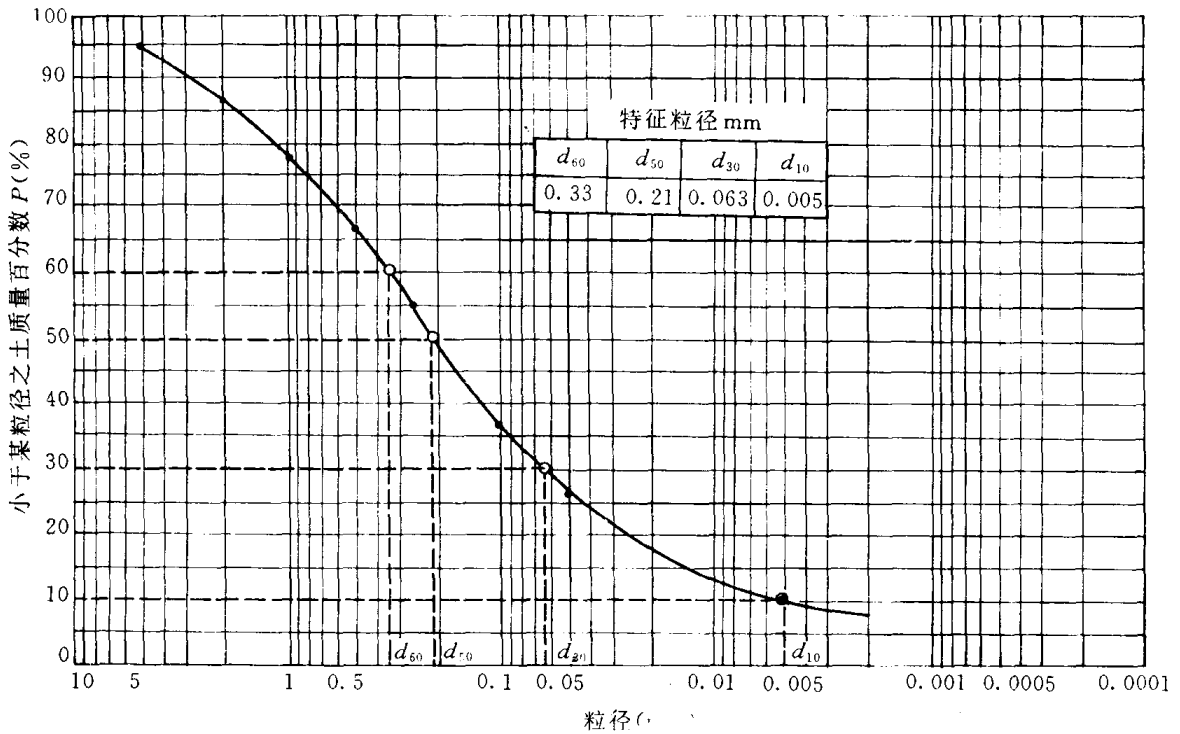


图 1-1 土的粒径级配累积曲线

### 3. 粒径级配累积曲线的应用

土的粒径级配累积曲线是土工上最常用的曲线，从这曲线可以直接了解土的粗细、粒径分布的均匀程度，和级配的优劣。土的粗细常用平均粒径  $d_{50}$  表示，它指土中大于此粒径和小于此粒径的土的含量均占 50%。为了表示土颗粒的均匀程度和级配的优劣，取如下三种粒径作为特征粒径：

$d_{10}$ ——小于此种粒径的土的质量占总土质量的 10%，也称有效粒径。

$d_{30}$ ——小于此种粒径的土的质量占总土质量的 30%。

$d_{60}$ ——小于此种粒径的土的质量占总质量的 60%，也称为控制粒径。

定义土的不均匀系数  $C_u$  为

$$C_u = d_{60}/d_{10} \quad (1-1)$$

$C_u$  愈大，表示土愈不均匀，即粗颗粒和细颗粒的大小相差愈悬殊。如果粒径级配曲线是连续的， $C_u$  愈大，则曲线愈平缓，表示土中含有许多粗细不同的粒组，也即粒组的变化范围宽。 $C_u > 5$  的土称为不均匀土，反之称为均匀土。不均匀土经压实后，细颗粒充填于粗颗粒所形成的孔隙中，容易得出较高的密度和较好的力学特性。

但是，如果粒径级配累积曲线斜率不连续，在该曲线上的某一位置出现水平段：如图

1-2 曲线②和③所示,显然水平段范围所包含的粒组含量为零。这种土称为缺少某种中间粒组的土。如果水平段的范围较大,这种土的组成特征是颗粒粗的较粗,细的较细。在同样的压密条件下,得到的密度不如级配连续的土高,其它的工程性质也较差。土的粒径级配累积曲线的斜率是否连续可用曲率系数  $C_c$  表示,其定义为

$$C_c = \frac{d_{30}^2}{d_{60} \times d_{10}} \quad (1-2)$$

下面分析曲率系数  $C_c$  所表示的物理概念。假定在图 1-2 中级配曲线上代表  $d_{60}$  的 a 点和代表  $d_{10}$  的 b 点位置不变,则土的不均匀系数  $C_u$  也不变。图中曲线①表示级配连续的曲线,在此曲线上读得  $d_{60}=0.33\text{mm}$ ,  $d_{30}=0.063\text{mm}$ ,  $d_{10}=0.005\text{mm}$ 。由式(1-2)得

$$C_c = \frac{d_{30}^2}{d_{60} \times d_{10}} = \frac{0.063^2}{0.33 \times 0.005} = 2.41$$

图中曲线②表示土的级配不连续,出现水平段  $cc_1$ ,水平段所代表的粒径大于曲线①的  $d_{30}$ 。从曲线②读得  $d'_{30}=0.03\text{mm}$ ,相应的曲率系数为

$$C'_c = \frac{0.030^2}{0.33 \times 0.005} = 0.545$$

曲线③表示另一种土的级配不连续曲线,其水平段所代表的粒径小于曲线①的  $d_{30}$ 。从曲线③读得  $d''_{30}=0.081\text{mm}$ ,相应的曲率系数为

$$C''_c = \frac{0.081^2}{0.33 \times 0.005} = 3.98$$

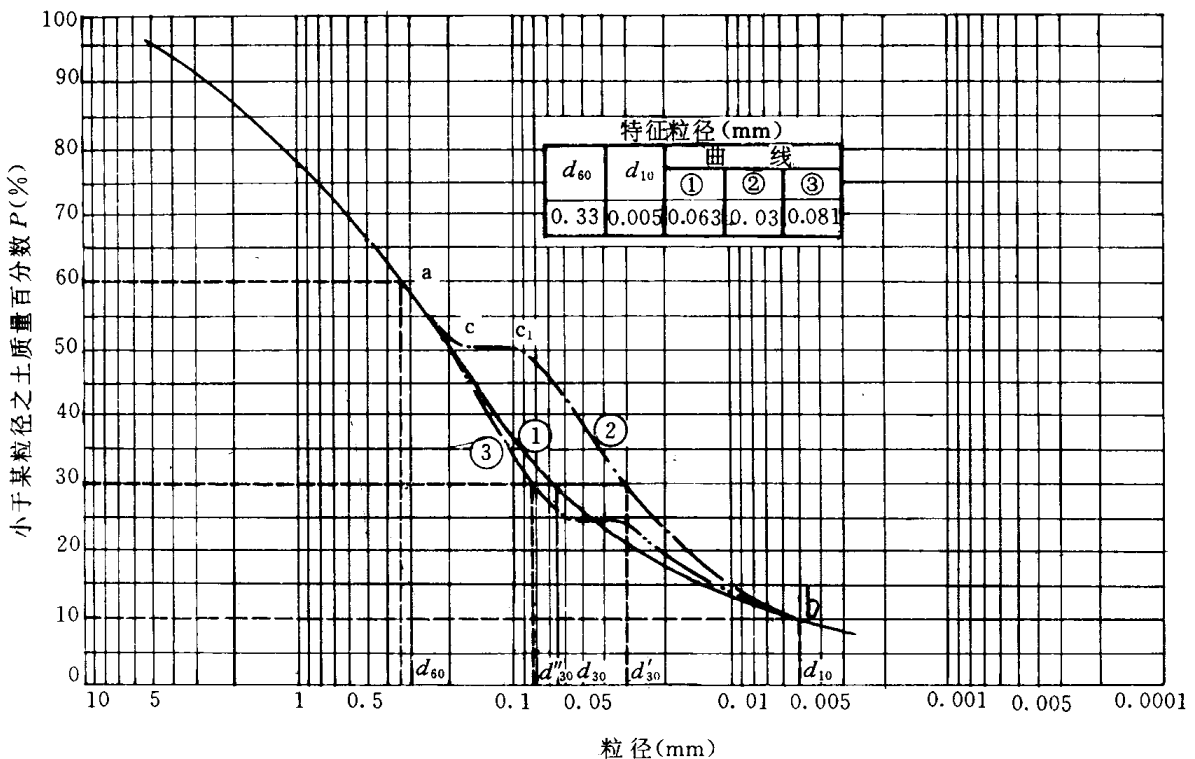


图 1-2 级配不连续土的粒径级配累积曲线

对比三种曲线的曲率系数可知,当土中所缺少的中间粒径大于连续级配曲线的  $d_{30}$ 时,曲率系数变小,而当缺少的中间粒径小于连续级配曲线的  $d_{30}$ 时,曲率系数变大。经验表明,

当级配连续时， $C_c$  的范围约为 1—3。因此，当  $C_c < 1$  或  $C_c > 3$  时，均表示级配曲线不连续。从工程观点看，土的级配不均匀 ( $C_u \geq 5$ )，且级配曲线连续 ( $C_c = 1-3$ ) 的土，称为级配良好的土。不能同时满足上述两个要求的土，称为级配不良的土。

对于粗粒土，不均匀系数  $C_u$  和曲率系数  $C_c$  是评定渗透稳定性的重要指标，这点将在第二章中阐述。

## (二) 土粒成份

土中固体部分的成分如图 1-3 所示，绝大部分是矿物质，另外或多或少有一些有机质。颗粒的矿物成分分两大类。一类是原生矿物，常见的如石英、长石和云母等。它是由岩石经过物理风化生成的。粗的土颗粒常是由一种或几种原生矿物颗粒所组成，很细的岩粉也仍然属于原生矿物。另一类是次生矿物，它是由原生矿物经过化学风化后所形成的新矿物，其成分与母岩完全不相同。土中的次生矿物主要的是粘土矿物。此外还有一些无定形的氧化物胶体 ( $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ) 和可溶性盐类 ( $CaCO_3$ ,  $CaSO_4$ ,  $NaCl$ ... 等)。粘土矿物具有与原生矿物很不相同的特性，它对粘性土性质的影响很大。下面对粘土矿物的性质作一简要的介绍。

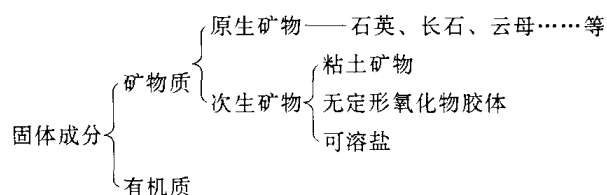


图 1-3 土中固体部分的成分

### 1. 粘土矿物的晶体结构和分类

粘土矿物是一种复合的铝-硅酸盐晶体，颗粒成片状，是由硅片和铝片构成的晶包所组叠而成。硅片的基本单元是硅-氧四面体。它是由一个居中的硅离子和四个在角点的氧离子所构成，如图 1-4a 所示。由六个硅-氧四面体组成一个硅片，如图 1-4b 所示。硅片底面的氧离子被相邻两个硅离子所共有。简化图形如图 1-4c。铝片的基本单元则是铝-氢氧八面体，它是由 1 个铝离子和 6 个氢氧离子所构成，如图 1-5a。4 个八面体组成一个铝片。每个氢氧离子都被相邻两个铝离子所共有，如图 1-5b 所示。简化图形见图 1-5c。粘土矿物依硅片和

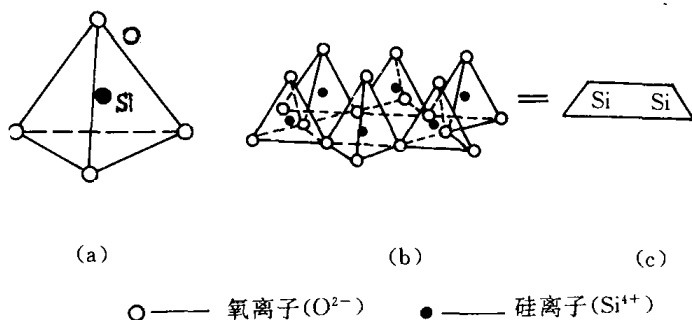


图 1-4 硅片的结构

铝片的组叠形式的不同，可以分成高岭石、伊利石和蒙特石三种类型。

高岭石 ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) 其晶层结构是由一个硅片和一个铝片上下组叠而成，

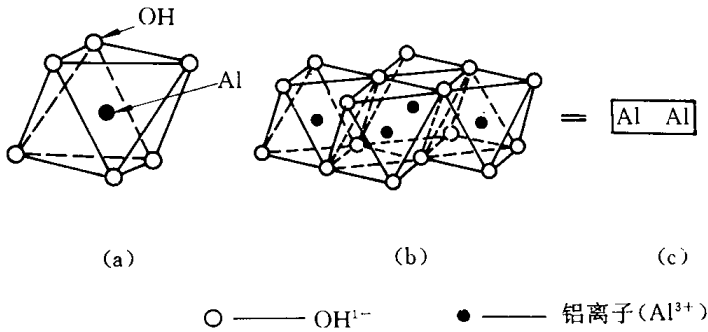


图 1-5 铝片的结构

如图 1-6a。这种晶体结构称为 1:1 的两层结构。两层结构的最大特点是晶层之间通过  $\text{O}^{2-}$  与  $\text{OH}^{1-}$  相互联结，称为氢键联结。氢键的联结力较强，致使晶格不能自由活动，水难以进入晶格之间，是一种遇水较为稳定的粘土矿物。因为晶层之间的联结力较强，能组叠很多晶层，多达百个以上，成为一个颗粒。颗粒大小约  $0.3-3\mu$  ( $1\mu=0.001\text{mm}$ )，厚约  $0.03-1\mu$ 。所以高岭石的主要特征是颗粒较粗，不容易吸水膨胀，失水收缩，或者说亲水能力差。

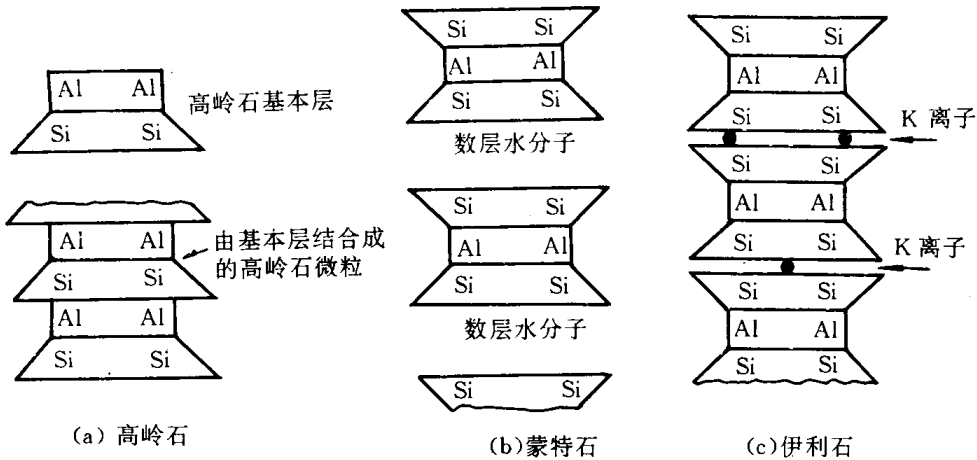


图 1-6 粘土矿物的晶格构造

蒙特石 ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) 晶层结构是由两个硅片中间夹一个铝片所构成，如图 1-6b，称为 2:1 的三层结构。晶层之间是  $\text{O}^{2-}$  对  $\text{O}^{2-}$  的连结，联结力很弱，水很容易进入晶层之间。每一颗粒能组叠的晶层数较少。颗粒大小约为  $0.1-1.0\mu$ ，厚约  $0.001-0.01\mu$ 。因此蒙特石的主要特征是颗粒细微，具有显著的吸水膨胀、失水收缩的特性，或者说亲水能力强。

伊利石 ( $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) 是云母在碱性介质中风化的产物。它与蒙特石相似，是由两层硅片夹一层铝片所形成的三层结构，但晶层之间有钾离子连结，如图 1-6c。连结强度弱于高岭石而高于蒙特石，其特征也介于两者之间。

三种粘土矿物的主要特征见表 1-3。

表 1-3 三类粘土矿物的特性

矿物	高岭石	伊利石	蒙脱石
特征指标			
长和宽 ( $\mu$ )	0.3—3.0	0.1—2.0	0.1—1.0
厚 ( $\mu$ )	$\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{10}$ 长(宽)	0.01—0.2	0.001—0.01
比表面积 ( $m^2/g$ )	10—20	80—100	800
流 限	30—110	60—120	100—900
塑 限	25—40	35—60	50—100
胀缩性	小	中	大
渗透性	大 ( $<10^{-5}cm/s$ )	中	小 ( $<10^{-10}cm/s$ )
强 度	大	中	小
压缩性	小	中	大
活动性	小	中	大

## 2. 粘土矿物的带电性质

1809年莫斯科大学列伊斯(Peric)教授完成一项很有趣的试验。他把粘土膏放在一个玻璃器皿内,将两个无底的玻璃筒插入粘土膏中。向筒中注入相同深度的清水,并将两个电极分别放入两个筒内的清水中,然后将直流电源与电极连接。通电后即可发现放阳极的筒中,水面下降,水逐渐变浑。放阴极的筒中水面逐渐上升,如图1-7所示。这种现象说明在电场中,土中的粘土颗粒泳向阳极,而水则渗向阴极。前者称为电泳,后者称为电渗。土颗粒泳向阳极说明颗粒表面带有负电荷。

研究表明,片状粘土颗粒的表面,由于下面的一些原因,常常带有不平衡的电荷,通常是负电荷。(1)离解:指晶体表面的某些矿物在水介质中产生离解。离解后,阳离子扩散于水中,阴离子留在颗粒表面。(2)吸附:指晶体表面的某些矿物把水介质中一些带电荷的离子吸附到颗粒的表面。(3)同晶型替换:例如粘土矿物中八面体的晶型保持不变,但内部的铝被镁或铁所替换。由于前者的电价比后者高,置换后,相当于晶体表面有不平衡的负电荷。研究还表明,在颗粒侧面断口处常带正电荷。这样粘土颗粒的表面电荷分布通常如图1-8所示。

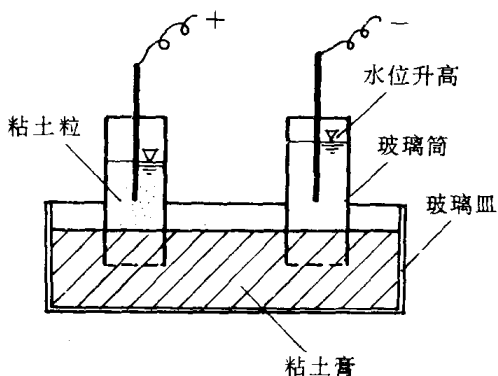


图 1-7 粘土膏的电渗、电泳试验

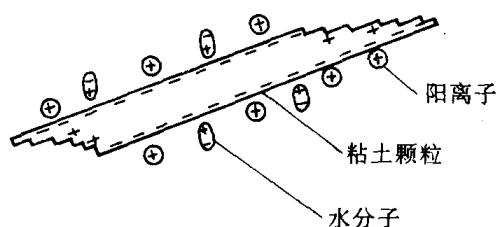


图 1-8 粘土颗粒的表面电荷

由于表面带电荷,粘土颗粒四周形成一个电场。在电场的作用下,水中的阳离子被吸引分布在颗粒四周。水分子是一种极性分子,在电场中发生定向排列,形成图1-9的排列形

式。颗粒表面的负电荷，构成电场的内层，水中被吸引在颗粒表面的阳离子和定向排列的水分子构成电场的外层，合称为**双电层**。

由此可知，粘土矿物的表面性质直接影响土中水的性质，从而使粘性土具有许多无粘性土所没有的特性。这将在下面第二小节“土中水”及后面的章节中逐步阐明。

### (三) 颗粒形状和比表面积

原生矿物一般颗粒粗，呈粒状，即三个方向的尺度基本上同一数量级，如图 1-10。次生矿物颗粒细微，多呈片状或针状，如图 1-11。土的颗粒愈细，形状越扁平，则表面积与质量之比值愈大。单位质量土颗粒所拥有的表面积称为**比表面积**  $A_s$ ，可用下式表示

$$A_s = \frac{\sum A}{m} \quad (1-3)$$

式中， $\sum A$  ——全部土颗粒的表面积之和 ( $m^2$ )；

$m$  ——土的质量 (g)。

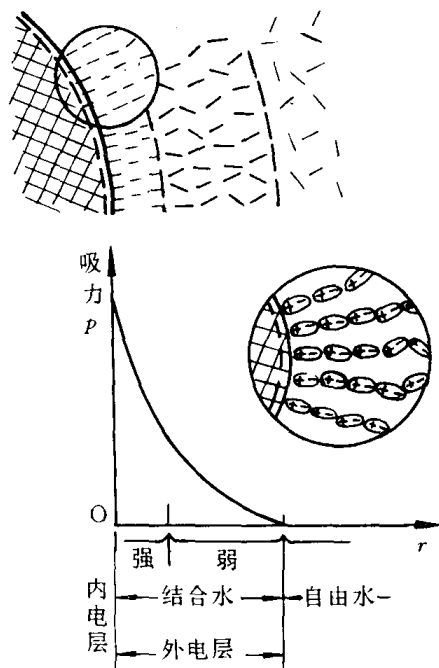


图 1-9 固体颗粒和水分子间电分子力的相互作用

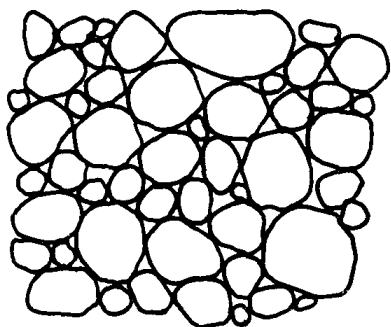


图 1-10 粗粒土的形状



图 1-11 粘土颗粒的形状

例如当颗粒为直径 0.1mm 的圆球时，比表面积约为  $0.03m^2/g$ 。高岭土的比表面积为  $10-20m^2/g$ ，伊利石为  $80-100m^2/g$ ，而蒙特石高达  $800m^2/g$ 。

如前所述，粘土颗粒的带电性质都发生在颗粒的表面上，所以，对于粘性土，比表面积的大小直接反应土颗粒与四周介质，特别是水，相互作用的强烈程度，是代表粘性土特征的一个很重要的指标。

对于粗粒土，由于表面不具有带电性质，比表面积没有很大的意义。研究颗粒的形状应着重于研究颗粒的磨圆度，因为它影响到粒间的粗糙度，从而影响土的抗剪强度。

## 二、土中水

组成土的第二种主要成分是土中水。土中水除了一部分以结晶水的形式存在于固体颗粒的内部外，可以分成结合水和自由水两大类。

### (一) 结合水

如前所述，粘土颗粒在水介质中表现出带电的特性，在其四周形成电场。水分子是极性分子，正负电荷分布在分子两端。在电场范围内，水中的阳离子和极性水分子被吸引在颗粒的四周，定向排列，如图 1-9 所示。最靠近颗粒表面的水分子所受电场的作用力很大，可以达到 1000MPa。随着远离颗粒表面，作用力很快衰减，直至电场以外不受电场力所作用。受颗粒表面电场作用力吸引而包围在颗粒四周，不传递静水压力，不能任意流动的水，称为结合水。结合水因离颗粒表面远近不同，受电场作用力的大小不一样，可以分成强结合水和弱结合水两类。

#### 1. 强结合水

紧靠于颗粒表面的水分子，所受电场的作用力很大，几乎完全固定排列，丧失液体的特性而接近于固体，完全不能移动，这层水称为强结合水。强结合水的冰点低于 0℃ 很多，密度要比自由水大，具有蠕变性。它与结晶水的差别在于当温度略高于 100℃ 时可以蒸发。

#### 2. 弱结合水

指强结合水以外，电场作用范围以内的水。弱结合水也受颗粒表面电荷所吸引而定向排列于颗粒四周，但电场作用力随远离颗粒而减弱。这层水不是接近于固态而是一种粘滞水膜。受力时能由水膜较厚处缓慢转移到水膜较薄处，也可以因电场引力从一个土粒的周围转移到另一个颗粒的周围。就是说，弱结合水膜能发生变形，但不因重力作用而流动。弱结合水的存在是粘性土在某一含水量范围内表现出可塑性的原因。

### (二) 自由水

不受颗粒电场引力作用的水称为自由水。自由水又可分为毛细水和重力水两类。

#### 1. 毛细水

分布在土粒内部间相互贯通的孔隙，可以看成是许多形状不一，直径互异，彼此连通的毛细管，如图 1-12 所示。按物理学概念，在毛细管周壁，水膜与空气的分界处存在着表面张力  $T$ 。水膜表面张力  $T$  的作用方向与毛细管壁成夹角  $\alpha$ 。由于表面张力的作用，毛细管内的水被提升到自由水面以上高度  $h_c$  处。

分析高度为  $h_c$  的水柱的静力平衡条件，因为毛细管内水面处即为大气压；若以大气压力为基准，则该处压力  $p_a = 0$ 。

故

$$\pi r^2 h_c \gamma_w = 2\pi r T \cos\alpha$$

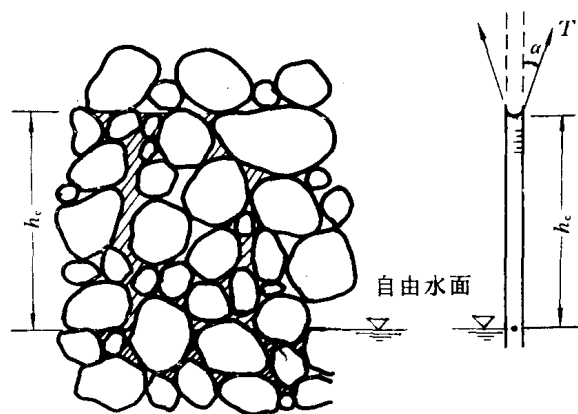


图 1-12 土中的毛细升高



$$h_c = \frac{2T \cos \alpha}{r \gamma_w} \quad (1-4)$$

式中水膜的张力  $T$  与温度有关。10℃时,  $T=0.0756\text{g/cm}$ ; 20℃时,  $T=0.0742\text{g/cm}$ 。方向角  $\alpha$  的大小与土颗粒和水的性质有关。 $r$  是毛细管的半径,  $\gamma_w$  为水的容重。式 (1-4) 表明, 毛细升高  $h_c$  与毛细管半径  $r$  成反比。显然土颗粒的直径愈小, 孔隙的直径 (也就是毛细管的直径) 愈细, 则毛细水的上升高度愈大。不同土类, 土中的毛细水升高很不相同, 大致范围见表 1-4。在粘性土中, 因为土中水受颗粒四周电场作用力所吸引, 毛细管升高不能简单由式 (1-4) 计算。

表 1-4 土中的毛细水升高

土名称	颗粒直径 $d_{10}$ mm	孔隙比	毛细水头 (cm)	
			毛细升高	饱和毛细水头
粗砾	0.82	0.27	5.4	6
砂砾	0.20	0.45	28.4	20
细砾	0.30	0.29	19.5	20
粉砾	0.06	0.45	106.0	68
粗砂	0.11	0.27	82	60
中砂	0.03	0.36	165.5	112
细砂	0.02	0.48—0.66	239.6	120
粉土	0.006	0.95—0.93	359.2	180

若弯液面处毛细水的压力为  $u_c$ , 分析该处水膜受力的平衡条件。取铅直方向力的总和为零, 则有

$$2T\pi r \cos \alpha + u_c \pi r^2 = 0 \quad (1-5)$$

若取  $\alpha=0$ ; 由式 (1-4) 可知,  $T = \frac{h_c r \gamma_w}{2}$ , 代入式 (1-5) 得

$$u_c = \frac{-2T}{r} = -h_c \gamma_w \quad (1-6)$$

式 (1-6) 表明毛细区域内的水压力与一般静水压力的概念相同, 它与水头高度  $h_c$  成正比, 负号表示拉力。这样, 自由水位上下水压力分布如图 1-13 所示。自由水位以下为压

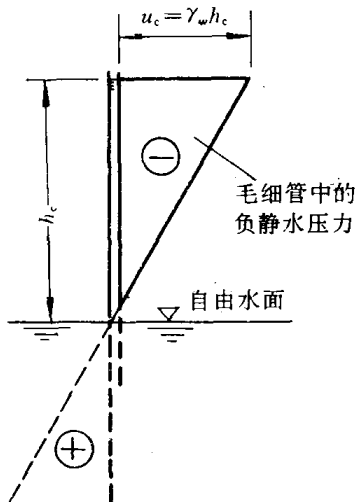


图 1-13 毛细水中的张力分布图

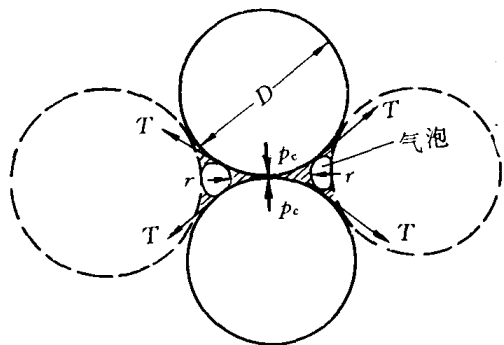


图 1-14 球状颗粒间缝隙处的弯液面