



普通高等教育土木与交通类“十二五”规划教材



土力学试验

主编 侯龙清 黎剑华



中国水利水电出版社
www.waterpub.com.cn



土力学试验

主 编 侯龙清 黎剑华

副主编 胡世丽 鞠海燕 李爱飞



中国水利水电出版社
www.waterpub.com.cn

1425299-302

内 容 提 要

本教材为普通高等教育土木与交通类“十二五”规划教材分册之一，内容包括9个部分：土的基本物理试验、颗粒分析试验、黏性土的液限和塑限试验、砂土的相对密实度试验、击实试验、土的渗透试验、固结试验、土的抗剪强度试验、土的胀缩性试验。

本书可作为普通高等院校土木工程、道路桥隧、水电工程等专业教学用书，也可供相关专业人士参阅。

图书在版编目（CIP）数据

土力学试验 / 侯龙清，黎剑华主编. — 北京：中国水利水电出版社，2012.3
普通高等教育土木与交通类“十二五”规划教材
ISBN 978-7-5084-9350-3

I. ①土… II. ①侯… ②黎… III. ①土工试验—高等学校—教材 IV. ①TU41

中国版本图书馆CIP数据核字(2012)第024528号

书 名	普通高等教育土木与交通类“十二五”规划教材 土力学试验
作 者	主编 侯龙清 黎剑华
出版发行	中国水利水电出版社 (北京市海淀区玉渊潭南路1号D座 100038) 网址: www.waterpub.com.cn E-mail: sales@waterpub.com.cn 电话: (010) 68367658 (发行部)
经 售	北京科水图书销售中心(零售) 电话: (010) 88383994、63202643、68545874 全国各地新华书店和相关出版物销售网点
排 版	中国水利水电出版社微机排版中心
印 刷	三河市鑫金马印装有限公司
规 格	184mm×260mm 16开本 12印张 285千字
版 次	2012年3月第1版 2012年3月第1次印刷
印 数	0001—3000册
定 价	22.00 元

凡购买我社图书，如有缺页、倒页、脱页的，本社发行部负责调换

版权所有·侵权必究

0252521

前言

在面向 21 世纪的课程体系里,土力学是土木、水利和交通等有关专业的重要基础技术课程,同时也是被列入国家工科力学基地建设的课程之一。土力学教学包括理论教学和实验教学两部分,实践性强是土力学课程的重要特点之一,为了适应新时代土力学教学的需要和提高学生实践能力培养应用型人才的需要,我们编写了《土力学试验》教材。

全书共分 9 章,系统阐述了土力学各种基本试验的理论知识、技术要求和详尽的试验方法。与现有土力学实验指导书相比,本书的特点是:各试验方法充分参照现行规范《土工试验规程》(SL 237—1999)和《土工试验方法标准》(GB/T 50123—1999),做到与土工试验规程和方法相一致;每个试验尽量做到知识的系统性,每个试验编排为一章,内容包括相关的土力学概念和理论、常用的试验方法种类、基本技术要求、试验基本原理和具体试验方法等方面;一些基本试验的仪器设备均配备了实物图片,便于学生预习和自学;对三个基本试验的编排进行了调整,均编排在第一章,增强了内容的系统性;为了加强学生对试验方法的理解和掌握,每个试验后均配备了一些思考题。同时,附录中提供了空白的试验曲线坐标图,方便试验报告的整理。

编写小组对书稿内容进行反复修改后定稿,全书由江西理工大学罗嗣海教授审阅。本书由东华理工大学侯龙清和南昌工程学院黎剑华担任主编,编写人员具体分工如下:前言、第二章、第五章、附录由东华理工大学侯龙清编写;第三章、第七章由南昌工程学院黎剑华编写;第一章由江西理工大学胡世丽编写;第六章、第九章由东华理工学院李爱飞编写;第四章、第八章由南昌工程学院鞠海燕编写。本书的编写得到了南昌工程学院的土木与建筑工程学院、水利与生态工程学院和江西理工大学的大力支持,也得到了同行专家和出版社同志的关爱,在此表示衷心感谢。

本书的编写借鉴了前人的工作,融汇了编者多年的教学经验,也吸收了同类教材的优点。在内容的取舍、编写顺序等方面做了精心安排。本书参考

目 录

前言

第一章 土的基本物理试验	1
第一节 土的物质组成	1
第二节 土的物理性质指标	8
第三节 土的含水率试验方法	14
第四节 土的密度试验方法	20
第五节 土粒比重试验方法	31
第二章 颗粒分析试验	39
第一节 颗粒组成的基本概念	39
第二节 静水沉降法试验基本原理	41
第三节 颗粒分析试验方法(一)——筛析法	51
第四节 颗粒分析试验方法(二)——密度计法	54
附录 颗粒大小分布曲线绘制方法	60
第三章 黏性土的液限和塑限试验	62
第一节 试验基本原理和方法	62
第二节 锥式仪液限试验方法	66
第三节 碟式仪塑限试验方法	68
第四节 滚搓法塑限试验方法	70
第五节 液、塑限联合测定方法	72
第四章 砂土的相对密实度试验	75
第一节 试验基本原理	75
第二节 砂土的相对密实度试验方法	78
第五章 击实试验	82
第一节 击实试验的基本原理	82
第二节 标准型击实试验方法	88
第六章 土的渗透试验	93
第一节 土的渗透基本理论	93
第二节 室内渗透试验基本原理	97
第三节 常水头法渗透试验方法	101
第四节 变水头法渗透试验方法	104

第七章 固结试验	107
第一节 土的压缩特性	107
第二节 土的单向固结理论及固结系数	113
第三节 固结试验技术要求	119
第四节 固结试验方法	121
第八章 土的抗剪强度试验	128
第一节 土的抗剪强度理论	128
第二节 剪切试验的应力—应变特征及基本要求	131
第三节 直接剪切试验的原理与技术要求	138
第四节 三轴压缩试验的基本原理与技术要求	141
第五节 直接剪切试验方法	149
第六节 三轴压缩试验方法	153
第九章 土的胀缩性试验	165
第一节 膨胀土的特性及胀缩性指标	165
第二节 自由膨胀率试验方法	170
第三节 膨胀率试验方法（固结仪法）	172
第四节 膨胀力试验方法	175
第五节 收缩试验方法	177
附录 试验曲线坐标图	180
参考文献	186

第一章 土的基本物理试验

第一节 土的物质组成

土是指没有固结硬化成岩石的松散堆积体，是由岩石经过风化、搬运和沉积等一系列作用和变化后形成的多种矿物复合体。在工程实践中，土体可作为建筑物地基、建筑材料和周围环境（如地铁工程）。由于其形成条件不同，不同地区和不同深度的土体，其工程地质性质差异很大。就承载力方面，有的可以直接作为建筑物的天然地基，有的则只能通过人工处理作为地基；就建筑材料方面，有的可以作为混凝土的骨料，有的可烧制成砖瓦、瓷器和陶器，有的可以作为土坝的隔水心墙。

由土的组成可知，土是由固体颗粒和颗粒之间的孔隙所组成，而孔隙中通常又存在水和空气两种物质，因此，土是由固体颗粒、水和空气组成的三相体。其中，固体颗粒称为土的固相，构成土的骨架，孔隙中的水称为液相，孔隙中的空气则称为气相。当孔隙全部被水占满时，这种土称为饱和土，孔隙中仅含有空气则称为干土，而孔隙中既有水又有空气则称为湿土。一般地下水位以下的土视为饱和土，地下水位以上地面以下一定深度内的土为湿土。

一、土粒的矿物成分

土的固相部分，实质上都是矿物颗粒，所以土是一种多矿物体系。不同的矿物，其性质各不相同，它们在土中的相对含量是影响土的工程地质性质的重要因素。依据矿物成分在土形成过程中的变化情况，土的矿物可分为原生矿物、次生矿物和有机质。

（一）原生矿物

组成土的固体相部分的物质，主要来自岩石风化产物。岩石经物理风化作用后形成碎块，一般是棱角状的，以后经流水及风的搬运作用，由于搬运过程中相互磨蚀而变细，并呈浑圆状，但仍保留着受风化作用前存在于母岩中的矿物成分，这种矿物称原生矿物。土中原生矿物主要有硅酸盐类矿物、氧化物类矿物，此外尚有硫化物类矿物及磷酸盐类矿物。

硅酸盐类矿物中常见的有长石类、云母类、辉石类及角闪石类等矿物。常见的长石类矿物有钾长石和钙长石，它们不太稳定，特别在湿热气候条件下，风化很快，风化后有较多的钾、钠、钙等元素游离出来，同时形成新的次生矿物；常见的云母类矿物有白云母和黑云母，两者都不是最易风化的，所以在细砂粒、粉粒中均能见到。云母类矿物是土中铁、镁、钾元素的重要来源；常见的辉石类和角闪石类矿物，有普通辉石和普通角闪石，土中含量丰富，多呈绿色或黑色，铁、镁、钙的含量很高，风化后，往往形成大量的富铁、铝的次生矿物，如含水氧化铁、水铝矿等倍半氧化物。



氧化物类矿物中最常见的有石英、赤铁矿、磁铁矿，它们相当稳定，不易风化，其中石英是土中分布最广的一种矿物。赤铁矿是热带土层中常见的一种矿物，使土呈鲜明的红色，水化后形成褐铁矿、针铁矿等次生矿物，使土呈黄、褐、棕等颜色。

土中硫化物类矿物通常只有铁的硫化物，它们极易风化。盐酸盐类矿物主要是磷灰石。

(二) 次生矿物

原生矿物在一定的条件下，经化学风化作用，使原生矿物进一步分解，形成一种新的矿物，颗粒变得更细，甚至变成胶体颗粒，这种矿物称次生矿物。次生矿物有两种类型：一种是原生矿物中可溶物质被溶滤到别的地方沉淀下来，形成“可溶性的次生矿物”；另一种是原生矿物中可溶的部分被溶滤走后，残存的部分性质已改变，形成了新的“不可溶的次生矿物”。

可溶性的次生矿物主要指各种矿物中化学性质活泼的 K、Na、Ca、Mg、Cl 及 S 等元素。这些元素呈阳离子及酸根离子，溶于水后，在迁移过程中，因蒸发浓缩作用形成可溶的卤化物、硫酸盐及碳酸盐。这些盐类常见于干旱和半干旱气候地区的土层中，一般都结晶沉淀充填于土的孔隙内，形成不稳定的胶结物；未沉淀析出的部分，则呈离子状态存在于土的孔隙溶液中。这种溶液与黏粒相互作用，影响着土的工程地质性质。这些盐类按其溶解度可分为易溶盐、中溶盐、难溶盐。易溶盐主要有石盐、钾盐、芒硝、苏打及天然碱等；中溶盐最常见的有石膏；难溶盐主要有方解石、白云石。

不可溶的次生矿物有次生二氧化硅、倍半氧化物、黏土矿物。

次生二氧化硅是由原生矿物硅酸盐、长石等经过化学风化后，原有的矿物结构被破坏，游离出具有结晶格架的细小碎片，由二氧化硅组成，燧石、玛瑙、蛋白石等都属这类矿物，它们具有与二氧化硅一样的硬度及抗风化能力。因次生二氧化硅很细小，在水中可呈胶体状态。

倍半氧化物是由 3 价的 Fe、Al 和 O、OH、H₂O 等组成的矿物，可用 R₂O₃ 表示。属于这一类的矿物有针铁矿，呈红色；褐铁矿，呈黄色；三水铝石是铝的水化物，呈白色，带有灰色、绿色或红色。倍半氧化物在土层中的分布是比较广泛的，特别在湿热的热带和亚热带地区的土层中含量较多，所以在我国南方的土层多呈红色。倍半氧化物常形成细小的黏粒，以鳞片状、胶膜状存在土粒的表面；或呈盘状、结核状、管状等集合体存在于土体中。

黏土矿物是原生矿物长石及云母等硅酸盐类矿物经化学风化形成，主要有高岭石、伊利石、蒙脱石等 3 类。

(三) 有机质

土层中的动、植物残骸在微生物的作用下分解而成：一种是不完全分解的动、植物残骸，形成泥炭，疏松多孔；另一种则是完全分解的腐殖质。有机质的亲水性很强，对土性质的影响很大。

二、黏土矿物

黏土矿物是指具有片状或链状结晶格架的铝硅酸盐，它是由原生矿物长石及云母等硅酸盐矿物经化学风化而成。黏土矿物颗粒一般都极细小，是黏粒的主要成分。黏土矿物种



种类繁多，基本以晶体形式存在。所谓晶体矿物，是指组成矿物的原子、离子在空间有规律的排列，不同的几何排列形式形成不同的晶体结构，组成晶体结构的最小单元称为晶胞，晶格构造是由许多相互平行的单位晶胞形成的。

常见的黏土矿物（即铝硅酸盐）的晶胞主要是由硅氧四面体片和铝氢氧八面体片两个部分组成。其中，硅氧四面体是由一个硅原子和4个氧原子以相等的距离堆成四面体的形状，硅居其中央，如图1-1（a）、图1-1（b）所示。硅氧四面体群排列成六角网格，无限重复连成整体，形成硅氧四面体层或片，常用梯形符号表示，如图1-1（c）、（d）所示。四面体排列的特点是所有尖顶都指向同一方向，所有四面体的底都在同一平面上，四面体底面上的每个氧原子，都为两个相邻的四面体所共有。每个硅离子具有4个正电荷，每个氧原子具有两个负电荷，因而在四面体排列成的六角形网格片状构造中，每个硅氧四面体具有一个负电荷。而铝氢氧八面体由6个氢氧离子围着一个铝离子构成八面体晶形，如图1-2（a）、图1-2（b）所示。八面体中的每个氢氧离子均为3个八面体共有，许多八面体以这种方式连接在一起，形成八面体单位的片状构造，通常用矩形符号表示，如图1-2（c）、（d）所示。铝离子为3价，每个氢氧离子为-1价。因而每个八面体只能以两个负电荷抵消铝离子的两个正电荷，还剩下一个正电荷，所以在八面体单位片状构造中，每个八面体具有一个正电荷。

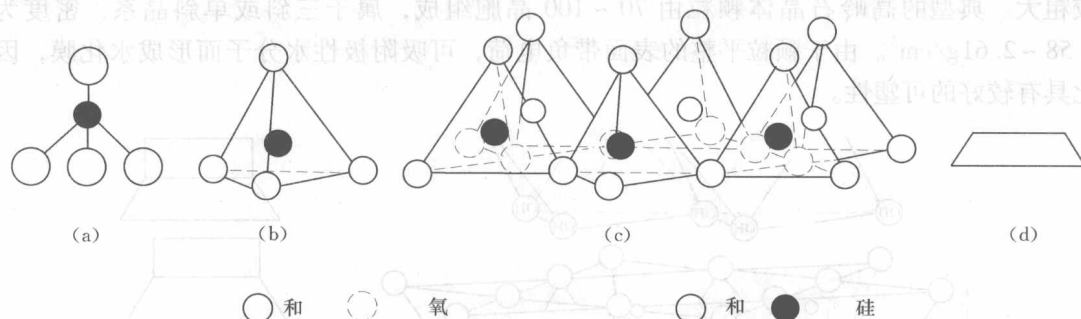


图1-1 硅氧四面体示意图

（a）单个硅氧四面体侧视图；（b）单个硅氧四面体透视图；
（c）硅氧四面体排成六角形网格的片状结构；（d）硅氧四面体片的梯形简图

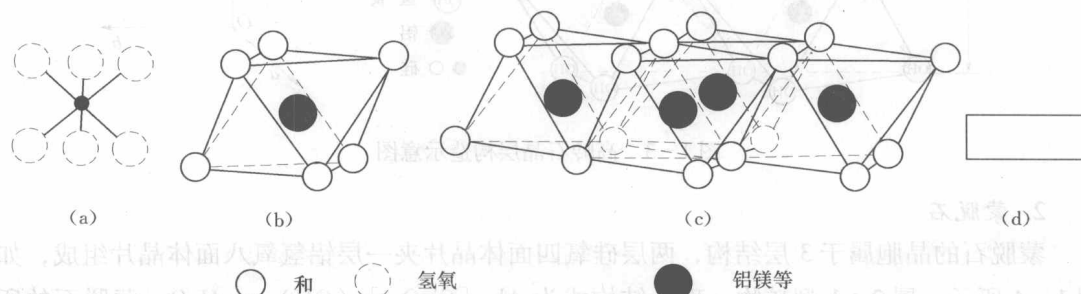


图1-2 铝氢氧八面体示意图

（a）单个铝氢氧八面体侧视图；（b）单个铝氢氧八面体透视图；
（c）八面体单位的片状结构；（d）铝氢氧八面体片的矩形简图



由于两种基本单元组成的比例不同,形成不同的黏土矿物。最常见的黏土矿物有高岭石、蒙脱石、伊利石3大类。

1. 高岭石

高岭石的名称来源于我国江西景德镇附近的浮梁高岭山,因为那里最早发现高岭石矿物。高岭石为两层型矿物,由一个硅氧四面体晶片和一层铝氢氧八面体晶片结合成一个单位晶胞,如图1-3所示,属1:1型矿物,理论结构式为 $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ 。因每个硅氧四面体具有一个负电荷,每个铝氢氧八面体带有一个正电荷,这些符号相反的电荷,使两者以离子键形式牢固地连接,组成一个单位晶胞。高岭石的构造就是这种晶胞沿 a 、 b 方向无限延伸和沿 c 方向相互叠置而成。硅氧四面体的顶角都朝着同一方向,指向硅氧四面体和铝氢氧八面体组成的单位晶胞中央。四面体顶角都与八面体顶角合二为一,其公共原子是氧。除这些共有顶角外,其余八面体顶角均为 OH^- 离子占有。高岭石单位晶胞的一面为硅氧四面体底面的氧离子出露,另一面则是铝氢氧八面体的氢氧离子出露,相邻晶胞的氧离子与氢氧离子彼此靠近形成较牢固的氢键连接。高岭石晶胞间不能吸收无定量的水分子,具有较好的水稳定性,胀缩性较弱。虽然其单位晶胞的晶面是解理面,但并不显著,由于氢键连接,相对离子键来说其连接力还是较弱的,所以也能沿解理面破碎成细小的薄片,但不能形成单个的晶片,而是几个晶片集合在一起,所以高岭石矿物形成的黏粒较粗大。典型的高岭石晶体颗粒由70~100晶胞组成,属于三斜或单斜晶系,密度为 $2.58\sim 2.61\text{g}/\text{cm}^3$ 。由于颗粒平整的表面带负电荷,可吸附极性水分子而形成水化膜,因此具有较好的可塑性。

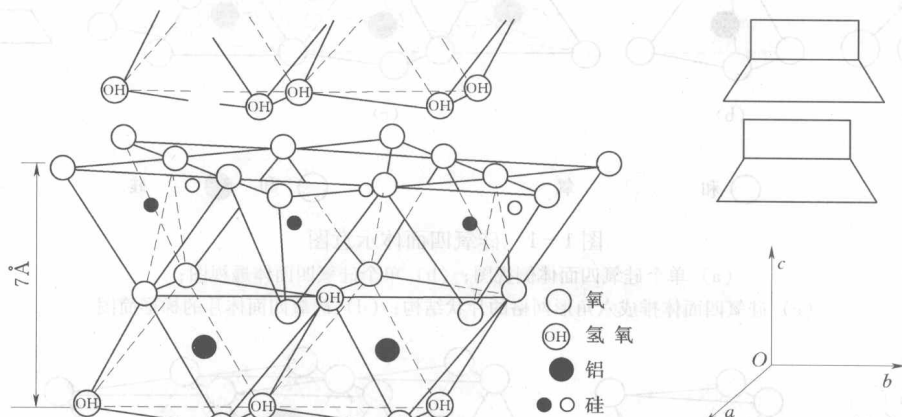


图1-3 高岭石晶层构造示意图

2. 蒙脱石

蒙脱石的晶胞属于3层结构,两层硅氧四面体晶片夹一层铝氢氧八面体晶片组成,如图1-4所示,属2:1型矿物,理论结构式为 $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 。蒙脱石的所有四面体的顶角都指向构造单位中央,四面体的顶角都与八面体的顶角相结合,其公共原子为氧。蒙脱石的晶格构造就是许多硅氧—铝氢氧—硅氧组成的单位晶胞沿 a 和 b 方向延伸,并顺着 c 轴方向一层层叠置而成。由于晶胞的两边都为带负电荷的硅氧四面体,各晶



胞间是氧原子与氧原子相连，靠分子间相互作用力（范德华力）相互连接，连接力很弱，存在良好的解理，因此水分子及交换阳离子可无定量地进入其间，使蒙脱石晶格沿 c 轴向膨胀，所以其 c 轴方向的尺寸不是固定的。由此可见，蒙脱石晶格是活动的，具有强烈的吸水膨胀的性能，吸水后体积可增加数倍，脱水后则可收缩，一般蒙脱石含量达到 5% 以上，土体就会表现出明显的胀缩性。当晶胞间吸附了足够的水分子时，两晶胞间几乎没有连接力，所以蒙脱石可分散成极细小的鳞片状颗粒。

此外，铝氢氧八面体中的 Al^{3+} 可被 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等离子置换，而形成蒙脱石组成各种不同的矿物。如果 Al^{3+} 离子被 2 价阳离子置换，则相邻晶胞间除能吸附水分子外，尚有一定量的 1 价阳离子被吸附到晶层间补偿晶胞中正电荷的不足。这样晶胞间的连接力稍有增强。

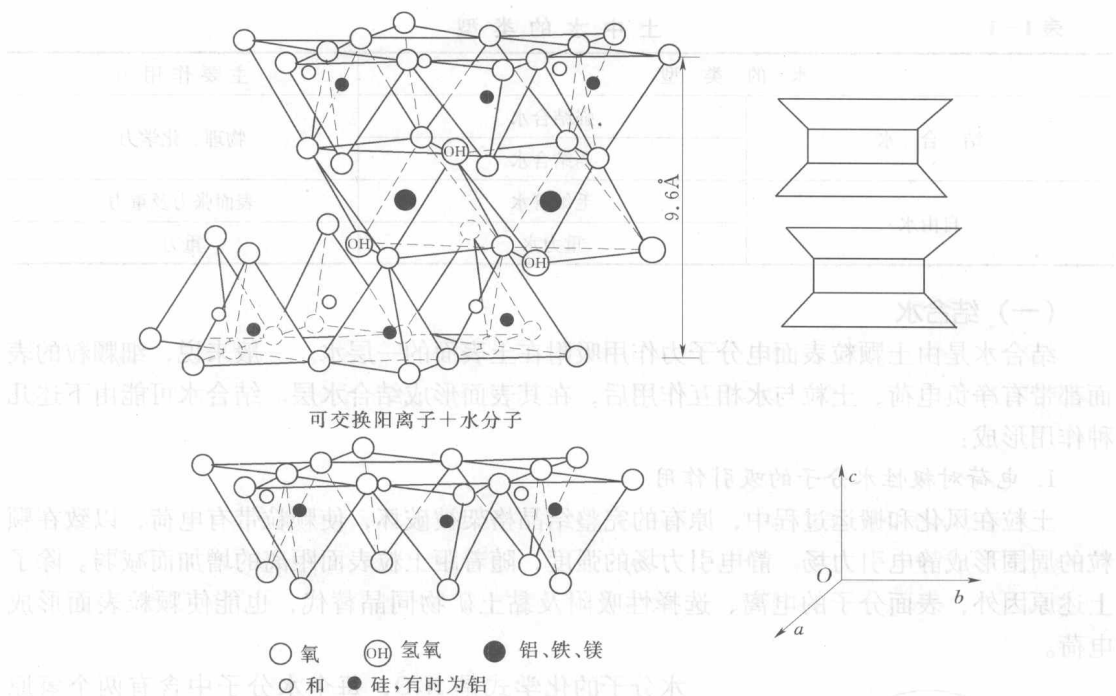


图 1-4 蒙脱石晶层构造示意图

3. 伊利石

伊利石（又称水云母）类矿物是含钾量高的原生矿物经化学风化后的初期产物，理论结构式为 $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 。其晶体格架的特点与蒙脱石极相似，每个晶胞也是由两片硅氧四面体晶片中间夹一片铝氢氧八面体晶片构成，也属 2:1 型矿物。两片硅氧四面体的顶角均指向单位晶胞的中央，单位晶胞沿 a 和 b 方向延伸，沿 c 方向叠置， K^+ 离子居于两晶胞间。其中硅氧四面体中的 Si^{4+} 被 Al^{3+} 离子置换。伊利石主要是或完全是由 K^+ 离子补偿晶层的正电荷的不足，并且层间平衡离子 K^+ 是不可交换的。伊利石相邻晶胞是由层间钾离子连接，它的连接力较高岭石层间连接力弱，但比蒙脱石层间连接力强，所以它形成的片状颗粒的大小处于蒙脱石和高岭石之间。



上述3种主要黏土矿物中,高岭石由于相邻晶胞之间具有较强的氢键连接,结合牢固,因此水分子不能自由渗入,形成较粗的黏粒,比表面积小,亲水性弱,压缩性较低,抗剪强度较大。而蒙脱石相邻晶胞之间距离较大,连接较弱,水分子易渗入,形成较细的黏粒,因此比表面积大,亲水性较强,膨胀性显著,压缩性高,抗剪强度低。伊利石工程地质性质则居于两者之间。

三、土中的水

土中水的类型和数量对土的状态和性质都有重大影响。土中水除了一部分以结晶水的形式紧紧吸附于固体颗粒的晶格内部外,还存在结合水和自由水两大类。工程上对土中水的分类如表1-1所示。

表1-1

土中水的类型

水的类型		主要作用力
结合水	强结合水	物理、化学力
	弱结合水	
自由水	毛细管水	表面张力及重力
	重力水	重力

(一) 结合水

结合水是由土颗粒表面电分子力作用吸附在土表面的一层水。一般来说,细颗粒的表面都带有净负电荷,土粒与水相互作用后,在其表面形成结合水层。结合水可能由下述几种作用形成:

1. 电荷对极性水分子的吸引作用

土粒在风化和搬运过程中,原有的完整结晶格架被破坏,使颗粒带有电荷,以致在颗粒的周围形成静电引力场。静电引力场的强度,随着距土粒表面距离的增加而减弱。除了上述原因外,表面分子的电离、选择性吸附及黏土矿物同晶替代,也能使颗粒表面形成电荷。

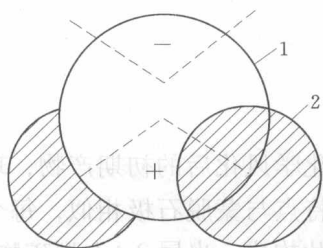


图1-5 水分子模型示意图

1—氧原子; 2—氢原子

水分子的化学式是 H_2O , 每个水分子中含有两个氢原子和一个氧原子。两个氢原子彼此间约成 105° 的夹角, 连接在一个氧原子上, 如图1-5所示。它们呈不对称排列, 造成水分子中静电荷的不平衡, 在水分子的氧端表现过剩的负电荷; 而另一端即氢端, 有过剩的正电荷, 水分子这样的电荷分布使其具有极性。如图1-6所示, 当土粒与水相互作用时, 在土粒表面的静电引力场作用下, 靠近土粒表面的水分子失去了自由活动能力, 而整齐地、紧密地排列起来; 距土粒表面越远, 静电引力场的强度越小, 水分子失去自由活动的能力越少, 排列得越疏松、越不整齐, 仅有轻微的定向排列; 再远则静电引力几乎没有作用, 水分子保持着原有的活动能力。这种全部或部分失去自由活动能力的水分子, 在土粒表层形成一结合水层, 也称“水化膜”。在结合水层外面, 水分子保持



其自由活动能力,称自由液态水或非结合水。土粒表面结合水的形成除了这种作用外,尚有以下几种作用。

2. 氢键的连接作用

由于土粒矿物表面通常由氧和氢氧组成,产生了氢键连接,氧面吸引水分子的阳极,而氢氧面吸引水分子的阴极,形成结合水层。

3. 交换阳离子的水化作用

介质中的阳离子为黏粒表面的负电荷吸引,由于这些阳离子的水化作用,水分子同时被吸引。

4. 渗透吸附作用及范德华力作用

在自然界中黏粒表面一般带有负电荷,在其表面吸附了阳离子,使阳离子的浓度较高。而介质中的水分子有向土粒表面扩散的趋势,企图平衡阳离子的浓度,就是这种范德华力使水分子与土粒表面连接在一起。

土粒表面的结合水是上述各种作用形成的。根据水分子被土粒吸引的牢固程度及其活动能力,可将结合水分为“强结合水”和“弱结合水”(图1-6)。

强结合水受到土颗粒的吸引力可高达几千大气压,牢固地结合在土颗粒表面,具有高黏性和抗剪强度,很少受温度影响,其性质接近固体。弱结合水也称薄膜水,由于距颗粒表面较远,电分子对它作用较小,呈黏滞状态,不能传递压力,也不能在孔隙中自由流动,但它可因电场引力的作用从水膜厚的地方向水膜薄的地方转移。弱结合水的存在,使土具有塑性、黏性,影响土的压缩性和强度,并使土的透水性变小。

(二) 自由水

离开土粒表面较远,不受土粒电分子引力作用,且可自由移动的水称为自由水。它的性质和普通水无异,能传递静水压力,冰点为 0°C ,有溶解能力。自由水又可分为毛细管水(也简称毛细管水、毛细水)和重力水两种。

1. 毛细管水

土体内部存在着相互贯通的弯曲孔道,可以看成是许多形状不一、大小不同,彼此连通的毛细管。由于水分子和土粒分子之间的吸附力及水、气界面上的表面张力,地下水将沿着这些毛细管被吸引上来,而在地下水位以上形成一定高度的毛细管水带。这一高度称为毛细管水上升高度。它与土中孔隙的大小和形状、土粒的矿物质成分及水的性质有关。土颗粒越细,毛细管水上升越高,黏性土的毛细管水上升较高,可达几米。而对孔隙较大的粗粒土,毛细管水几乎不存在。在毛细管水带内,只有靠近地下水位的一部分土的孔隙

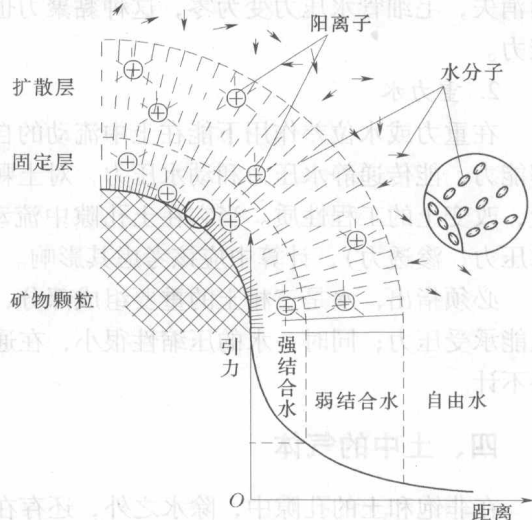


图1-6 结合水分子定向排列及

所受电力变化示意图



才被认为是被水充满的,这一部分就称为毛细管水饱和带。

在毛细管水带内,由于水、气界面上弯液面和表面张力的存在,使水内的压力小于大气压力,即水压力为负值。

在潮湿的粉、细砂中,孔隙水仅存在于土粒接触点周围,彼此是不连续的。这时,由于孔隙中的气与大气连通存在毛细现象,因此,孔隙水的压力将小于大气压力。于是,将引起迫使相邻土粒相互挤紧的压力,这个压力称为毛细管水压力。毛细管水压力的存在,增加了粒间错动的摩擦阻力。这种由毛细管水压力引起的摩擦阻力犹如给予砂土以某些黏聚力,以致在潮湿的砂土中能开挖一定高度的直立坑壁。但一旦砂土被水浸饱和,则弯液面消失,毛细管水压力变为零,这种黏聚力也就不再存在。因而,把这种黏聚力称为假黏聚力。

2. 重力水

在重力或水位差作用下能在土中流动的自由水称为重力水。它与普通水一样,具有溶解能力,能传递静水压力和动水压力,对土颗粒有浮力作用。它能溶蚀或析出土中的水溶盐,改变土的工程性质。当它在土孔隙中流动时,对所流经的土体施加渗流力(也称动水压力、渗透力),计算中应该考虑其影响。

必须指出,水是三相土的重要组成部分,根据使用观点,一般认为它不能承受剪力,但能承受压力;同时,水的压缩性很小,在通常所遇到的压力范围内,它的压缩量可以忽略不计。

四、土中的气体

在非饱和土的孔隙中,除水之外,还存在着气体。土中气体主要是空气,有时也可能存在二氧化碳、沼气及硫化氢等。存在于土中的气体可分为两种基本类型:一种是与大气连通的气体;另一种是与大气不连通的以气泡形式存在的封闭气体。

土的饱和度较低时,土中气体与大气连通,当土受到外力作用时,气体很快就会从孔隙中排出,土的压缩稳定和强度提高都较快,对土的性质影响不大。但若土的饱和度较高,土中出现密闭气泡时,封闭气泡无法逸出,在外力作用下,气泡被压缩或溶解于水中,而一旦外力除去后,气泡又膨胀复原,所以密闭的气泡对土的性质有较大的影响。土中密闭气泡的存在将增加土的弹性,它能阻塞土内的渗流通道,使土的渗透性减小,并能延长土体受力后变形达到稳定的历时。

第二节 土的物理性质指标

土是由固体、液体和气体三相物质组成的松散体,固体部分为矿物颗粒,它构成土体的骨架。水连同其溶解的盐类,即所谓水溶液构成土的液相物质,空气、水蒸气和一些其他气体(如甲烷、氮、二氧化硫等)构成土的气相。土的一些物理性质主要决定于这三相所占的体积和质(重)量的比例关系,反映这种关系的指标称为土的物理性质指标。土的物理性质指标不仅可以描述土的物理性质和它所处的状态,而且在一定程度上反映土的力学性质。为了清楚地说明土的各种物理性质之间的关系,可将土颗粒、土中的水分和



气体按其体积或质量的相对关系表示成三相图,如图 1-7 所示。

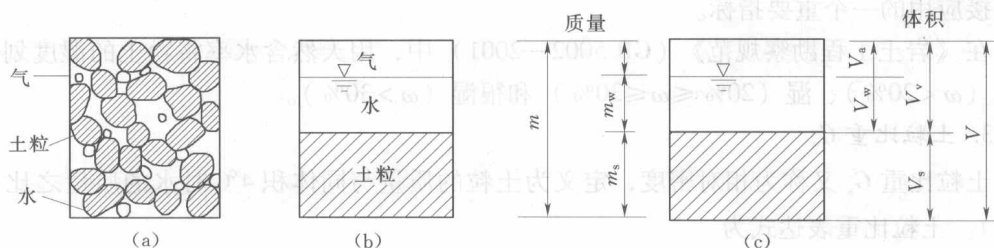


图 1-7 土的三相示意图

(a) 实际土体; (b) 土的三相图; (c) 各相的质量和体积

m_s —土粒质量; m_w —土中水的质量; m —土的总质量; V_s —土粒体积;

V_w —土中水的体积; V_a —土中气的体积; V_v —土中孔隙体积; V —土的总体积

一、直接测定物理性质指标

1. 土的密度 ρ 和重度 γ

土的密度 ρ 定义为单位体积土体的质量,即土的总质量与总体积之比,单位为 g/cm^3 。其中,土的总体积包括土粒体积、孔隙体积,总质量包括土粒的质量、水的质量,空气的质量往往忽略不计。表达式为

$$\rho = \frac{m}{V}$$

按孔隙中充水程度不同,有天然密度、干密度和饱和密度之分。天然状态下的密度称天然密度。所谓天然状态有两方面的含义,其一是保持土的原始结构不变,即颗粒排列未受到扰动;其二是保持原有的水分不变。土的密度大小取决于土粒密度、孔隙体积大小和孔隙中饱水程度。通常情况下,如果颗粒排列紧密,孔隙体积小,孔隙中充水较多,则土的密度较大。其常见值为 $1.60 \sim 2.2 \text{ g}/\text{cm}^3$,泥炭和沼泽土会更低。土的密度可在室内和野外现场直接测定。常用于计算其他指标,并是土力学中不可缺少的计算参数。

土的重度 γ 也称容重,定义为单位体积土的重量,单位为 kN/m^3 。由于重量 W 等于质量 m 与重力加速度 g 的乘积,所以其表达式为

$$\gamma = \frac{W}{V} = \frac{mg}{V} = \rho g$$

2. 土的含水率 ω

土的含水率 ω ,曾称为含水量,其定义为土中水的质量与土粒的质量之比,以百分数表示,计算时化为小数,其表达式为

$$\omega = \frac{m_w}{m_s} \times 100\%$$

土的含水率仅是土中液体相与固体相的质量关系,而不能提供土中水的性质的概念。天然状态下的含水率称天然含水率,是实测指标,对于结构相同的土而言,天然含水率越大,表明土中含水越多。土的含水率是土的物理状态的重要指标,它决定着土(尤



其是黏性土)的力学性质,是计算干密度、孔隙比和饱和度等的主要数据,又是工程设计直接应用的一个重要指标。

在《岩土工程勘察规范》(GB 5002—2001)中,用天然含水率将粉土的湿度划分为稍湿($\omega < 20\%$)、湿($20\% \leq \omega \leq 30\%$)和很湿($\omega > 30\%$)。

3. 土粒比重 G_s

土粒比重 G_s 又称为相对密度,定义为土粒的质量与同体积 4°C 时水的质量之比(无因次)。土粒比重表达式为

$$G_s = \frac{m_s}{V_s \rho_{w4}}$$

蒸馏水在 4°C 时的密度为 $1.0\text{g}/\text{cm}^3$,则土粒比重在数值上等于土粒的质量 m_s 与其体积 V_s 之比,即土粒密度 ρ_s ,两者之间的关系为

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} = G_s \rho_{w4}$$

土粒比重仅与组成土的矿物比重有关,实际上是土中各种矿物比重的加权平均值,与土中孔隙大小和含水多少无关。大多数造岩矿物比重相差不大,故土粒比重的值比较稳定,一般在 $2.65 \sim 2.80$ 之间。砂土颗粒主要由石英、长石和云母等矿物组成,其比重与之接近,约为 2.65 ;黏性土中黏土矿物的比重不大,但倍半氧化物的比重较大,所以黏性土的比重稍高,为 $2.70 \sim 2.75$ 。

土的比重是实测指标,可以在实验室直接测定。该指标除间接说明土的矿物成分外,主要用来计算其他换算指标,它的精确程度将影响到其他导出指标的准确性。

二、间接换算物理性质指标

除了以上 3 个实测指标外,工程实践中通常还会用到其他三项指标,这些指标可以依据其定义利用 3 个实测指标换算得到。

(一) 土的孔隙性指标——孔隙比 e 和孔隙率 n

1. 孔隙比 e

土的孔隙比 e 定义为土中孔隙体积与土粒体积之比,以小数表示,其表达式为

$$e = \frac{V_v}{V_s}$$

2. 土的孔隙率 n

土的孔隙率 n 定义为土中孔隙体积与土的总体积之比,或单位体积内孔隙的体积,以百分数表示,其表达式为

$$n = \frac{V_v}{V} \times 100\%$$

土的孔隙性包括孔隙大小、形状及连通性等,从孔隙比和孔隙率的定义可知,两者不能反映孔隙的大小和形状,只能表示土中孔隙体积的数量,反映土的松密结构特征。对于同一种土,孔隙比或孔隙率越大表明土越疏松;反之越密实。一般情况下,土的孔隙比常见值在 $0.5 \sim 1.0$ 之间,黏土的孔隙比有时大于 1.0 ,淤泥的孔隙比可达 1.5 ,深海黏土的