

土工原理与计算

上册

华东水利学院土力学教研室主编

水利电力出版社

内 容 提 要

本书系统地总结和介绍了国内外在土力学重要领域内新的理论和计算方法。

全书分上、下两册。本书为上册，内容包括：土质学概论；土的变形和强度特性；土的渗透与渗流计算；沉降计算与固结理论；土坡稳定计算；有限单元法分析土坝应力和变形；地基承载力等。

本书可供建筑、水利、交通等部门的工程技术人员阅读，也可供大专院校有关专业的师生参考。

土工原理与计算

上 册

华东水利学院土力学教研室主编

(根据水利出版社纸型重印)

*

水利电力出版社出版

(北京德胜门外六铺炕)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

水利电力印刷厂印刷

*

787×1092毫米 16开本 23印张 524千字

1980年9月第一版

1982年11月所一版 1982年11月北京第一次印刷

印数00001—10050册 定价2.60元

书号15143·5009

前 言

自1925年太沙基发表第一本“土力学”著作以来,土力学这门科学在近半个世纪内发展很快。但在发展过程中,显然在不同阶段有不同的重点,在不同时期发展速度也各有异。从本世纪三十年代到五十年代期间,由于实践的需要,理论领域内各类公式推陈出新,同时,伴随着公式中所需指标的测定,在仪器方面也不断改进。从六十年代到七十年代,电子计算机逐步普及,土力学计算方法从而得到了更迅速的发展。计算方法的改进必将推动土工理论的深入和提高,而土工理论的提高又必将提高计算方法的正确性。

我们编写本书的目的,就是希望力所能及地将土力学中某些重要领域的近代理论与新的计算方法,紧密结合起来,加以总结和介绍。确定本书内容的主要原则,是尽可能的介绍国际上通用的方法和国内的先进经验。如果本书对我国实现四个现代化有所助益的话,那正是编写本书的全体同志所期望的。

对阅读本书的读者要求掌握土力学的基本理论和具有初步的有限单元法知识。本书可供土建、水利、交通等部门的工程技术人员参考,并可作为研究生的教材。

本书由华东水利学院钱家欢、郭志平同志负责组织编写工作,并对全书进行了统校和定稿。参加本书编写者为:华东水利学院钱家欢(第四、第十二章)、郭志平(第五章)、向大润(第八章)、徐志英(第十一章)、姜朴(第二章)、俞仲泉(第九章)、周萍(第七章)、殷宗泽(第四、第六章)等同志;南京大学李生林同志(第一章);同济大学胡中雄、魏道埭同志(第十四章);南京工学院唐念慈同志(第十三章);南京水利科学研究所毛昶熙、周保中同志(第三章);江苏水利勘测设计院谢良诚同志(第十章)。此外,华东水利学院卢盛松、方涤华、费余绮等同志也参加了本书的部分校阅工作。

本书经清华大学、同济大学、水利水电科学研究院、南京水利科学研究所、国家地质总局等单位的有关同志审稿,并提出了不少宝贵意见,特别是黄文熙、俞调梅教授,戴广秀、潘家铮副总工程师、卞富宗、周汾、盛崇文、陈愈炯、沈珠江、朱思哲、张之一、张文正等工程师为审查本书作了许多工作,在此一并表示感谢。

由于我们水平不高,本书中难免有欠妥甚至错误之处,敬请读者批评指正。

华东水利学院土力学教研室

江苏南京 1979年7月

目 录

前 言

第一章 土质学概论	1
第一节 土质学及其与土力学的关系	1
第二节 土的组成成分及其对土的性状的影响	1
第三节 土的组织结构与构造	18
第四节 土质分类	25
第二章 土的变形与强度特性	43
第一节 概述	43
第二节 试验仪器与试验方法	44
第三节 线性弹性模型	57
第四节 非线性弹性模型	61
第五节 应力路线试验	65
第六节 弹塑性模型	69
第七节 强度理论与破坏标准	81
第八节 有效应力原理	85
第九节 粘性土的抗剪强度	90
第十节 无粘性土的抗剪强度	111
第三章 土的渗透性与渗流计算	118
第一节 土的渗透性与达赛定律	118
第二节 流网及其应用	122
第三节 水在土中渗流的作用力	130
第四节 渗流出口的临界坡降及其防护	133
第五节 闸坝基底浮托力和出口坡降的近似计算	136
第六节 渗流对堤坝稳定的影响及渗流控制	145
第七节 堤坝的渗流计算	151
第八节 基坑排水的渗流计算	159
第九节 有限单元法的渗流计算	166
第四章 沉降计算与固结理论	179
第一节 概述	179
第二节 实用沉降计算方法	179
第三节 应力路线法计算沉降	196
第四节 太沙基固结理论	200
第五节 比奥固结理论	215
第六节 有限单元法解比奥固结方程	225

第五章 土坡稳定计算	239
第一节 条分法的基本概念	239
第二节 最简单的条分法——瑞典圆弧滑动法	241
第三节 毕肖普法	248
第四节 简布的普遍条分法和王复来法	256
第五节 其它的计算方法	261
第六节 软土地基土坡稳定分析	270
第七节 孔隙压力估算	277
第八节 各种方法的比较与讨论	280
第六章 有限单元法分析土坝应力和变形	285
第一节 概述	285
第二节 非线性分析一般方法	286
第三节 土体非线性分析	296
第四节 网格的处理	303
第五节 施工逐级加荷	305
第六节 水库蓄水后坝体应力和变形的计算	309
第七节 接触面单元	311
第八节 土坝计算实例	315
第七章 地基承载力	320
第一节 概述	320
第二节 太沙基极限承载力公式	323
第三节 迈耶霍夫极限承载力公式	328
第四节 汉森极限承载力公式	339
第五节 魏锡克极限承载力公式	343
第六节 简单的讨论	358
第七节 安全系数的选择	361

第一章 土质学概论

第一节 土质学及其与土力学的关系

土质学是研究土的物质组成成分、物理-化学性质、物理-力学性质，以及它们之间的相互关系，并以此为基础进一步探讨在自然和人为因素作用下，土的成分与性质的变化趋势及其利用的科学。它是地质科学的一个分科。

土质学在其发展的历史进程中，逐渐形成了三个主要分支：普通土质学、区域土质学和土质改良学。普通土质学研究广泛分布的各种典型土类的成因、成分、结构、构造及其工程性质的形成规律，是整个土质学的理论基础。区域土质学研究个别地区土类的成因、成分和结构以及这一地区土类的分布规律，直接为工程建设的分区与规划服务。土质改良学主要是研究人为改善土的工程性质的理论与方法，更具有丰富的实践特色。

土力学也是一门实践性很强的学科。它是以力学为基础，研究土的渗流、变形和强度特性，并据此来计算土体的固结与稳定的科学。各有关学科的相互综合与渗透是现代科学发展的总趋势。土质学与土力学是两门密切配合的学科，其相互渗透的结果在第八、九届国际土力学会议上已有明显的反映。土力学应吸取土质学对土的成因、成分和结构等内在因素研究的成果，以作为解释土的物理与力学性质的根据。而从另一方面来说，土质学则应广泛吸取土力学的现代测试技术与方法。至于根据工程需要划分土的类别，评价和改善土的性状，以保证建筑工程的合理设计、顺利施工、安全运行，则是这两门学科的共同任务。

本章以下各节的主要内容是：简要阐明土的成分（包括粘土矿物、水和气体，以及它们之间的相互作用）、组织结构与构造，以便为解释本书以后各章所述及的土的各种主要工程性质提供依据；本章最后一节参照国际上通用的塑性图分类法，结合我国实际资料，提出了适用于我国情况的土质分类方案。该方案已被我国水电部“土工试验规程”所采用。

第二节 土的组成成分及其对土的性状的影响

土质学的主要研究对象是松软土。土的特点是：

（1）土是自然历史组合体 各类松软土都是经过漫长的地质历史，并在各种复杂的自然因素和地质作用下所形成。随着形成时间、地点、环境以及形成方式的不同，其性质亦各有所差异。因此，在研究土的工程性质时，强调对其成因类型和地质历史方面的研究具有重要意义。

（2）土是相系组合体 是由三相（固、液、气）或四相（固、液、气、有机质）所

组成的体系。固相是构成土的主要部分，叫做“土粒”。土粒之间有孔隙，如为液相（通常是水）所充满，则形成饱和土。如果孔隙间液、气相并存时，则形成湿土，属三相体。我们不能单纯研究土中的某一相，而必须对同时并存的三相的质和量以及它们之间的相互关系一并加以研究，做出定性、定量的评价。

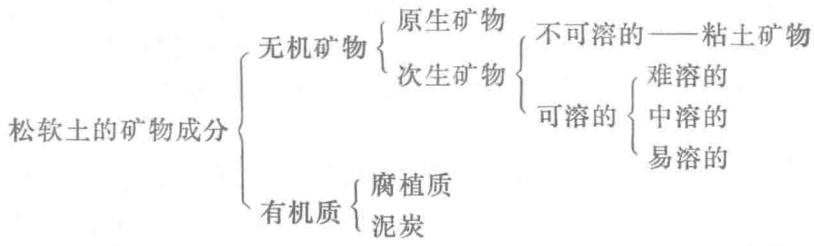
（3）土是多矿物组合体 在一般情况下，一种土将含有 5~10 种或更多的矿物，其中，除原生矿物外，次生粘土矿物是主要成分。粘土矿物的粒径一般极小（ <0.005 毫米），遇水具有胶体化学特性，形成土粒之间的特殊联结，是决定粘性土工程性质的主要因素。

下面具体说明土的各种组成成分及其对土的性状的影响。

一、土中的粘土矿物

松软土的矿物颗粒是岩石风化的产物。岩石经物理风化后破碎成为碎屑，但其矿物成分并不改变，主要还是构成岩石的那些原生矿物，如石英、长石、云母等。岩石经化学风化后，其原生矿物发生了化学变化而形成了次生矿物。次生矿物按其与水作用的关系可分为可溶的与不可溶的两种。可溶者又可细分为易溶、中溶和难溶的三种。不可溶的次生矿物都是原生矿物经溶滤过后的次生变质产物，是构成粘土颗粒的主要成分，故又称为粘土矿物。

风化作用的进一步发展往往有生物作用参与，形成造壤作用，使土增加了有机质成分，其颗粒亦很小，称为“腐植质”。此外，松软土中尚可能包括有动植物残骸形成的泥炭。综上所述，可将组成松软土的矿物成分大体归纳如下：



矿物成分是决定土的物理性质和工程性质的重要因素，亦是鉴别区域土质特征的重要标志。本节重点讨论粘土矿物。粘土矿物大致可分为结晶与非结晶两种。结晶者大都呈片状（如蒙脱石、伊利石、绿泥石、高岭石等）和纤维状（玻缕石、海泡石）；非结晶者如水铝英石等。

粘土矿物的特征是其原子呈层状排列。在层状构造中，有两个基本构造单元。一个是四面体（图1-1），其构造是Si原子位于中心，顶点是O及OH原子。六个四面体在一个平面排列起来，以一个氧原子为共同联结点，构成粘土矿物的晶格之一，简称硅片。另一个构造单元是八面体（图1-2），其结构是Al原子位于中心，有时亦可为Mg或Fe所代替，顶点为O原子或OH根。四个八面体联结起来形成粘土矿物的另一晶格构造，简称铝片（图1-3）。

硅片与铝片以不同的形式相组合便形成了各不同粘土矿物的晶体构造。根据粘土矿物层状晶格的不同组合，可将粘土矿物划分为若干组（表1-1）。最为常见的是：高岭石、蒙脱石和伊利石三组。

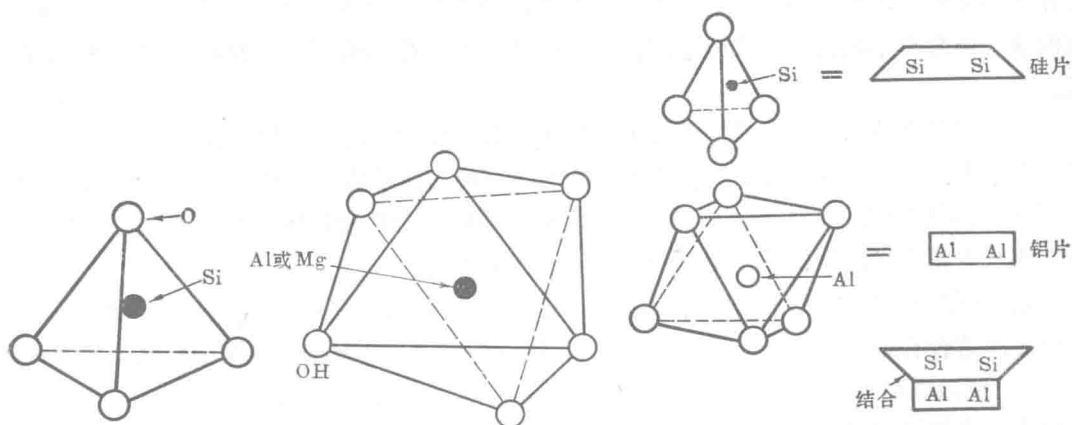


图 1-1 硅氧四面体示意图 图 1-2 铝氧八面体示意图 图 1-3 四面体及八面体的结合示意图

表 1-1

粘土矿物的层状晶格分类 (据R.N.荣, 1975) ^[1,4]

层状组成	组	矿物	所属八面体的类型	同形代替
1:1(一层硅片对一层铝片)厚7.2 Å	高岭石组	高岭石	二八面体	Al代替Si(少量)
		地开石	号的八面体为Al所充填	
		多水高岭石		
	蛇纹石矿物组	纤维蛇纹石	三八面体	Mg代替Al
		绿维石	所有位置上都是Mg或Fe	Fe代替Al
2:2(厚14 Å)	绿泥石组	绿泥石	二八面体 三八面体或混合	Al代替Si Al代替Mg
2:1(两层硅片对一层铝片)厚10 Å	云母组	伊利石 } 海绿石 }	常为二八面体	Al代替Si Al代替Si Fe和Mg代替Al
	蒙脱石组	蒙脱石	二八面体	Mg代替Al
		贝得石		Al代替Si
		绿脱石(绿高岭石)		Fe代替Al
		锂蒙脱石 皂石	三八面体	Li代替Mg Al代替Si
	蛭石组	蛭石	常为三八面体	Al代替Si Al、Fe代替Mg
1:1, 2:1或混合	层间矿物组	漂云母		

高岭石组：如图1-4所示，其晶包结构是由一个硅片和一个铝片上下重叠而成，并以此无限延伸。晶体结构是1:1的二层结构，其最大特点是晶包之间通过 O^{2-} 与 OH^{1-} （氢键）相互联结，其联结力很强，致使晶格不能自由活动，不允许有水分子进入晶包之间，是遇水较为稳定的粘土矿物。高岭石的基本化学式是 $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ ，属三斜晶系和单斜晶系，比重为2.58~2.61左右。由于是各片重叠而成的结构，故其矿物颗粒呈各种扁平形、

六角或多角形。单个粒子无色，集合体呈白色，硬度为2~2.5（与方解石相当）。手触之有滑感。当含有不纯的原子或分子时，具膨胀性。在盐分影响下，其液限及强度均将降低。

高岭石是在地面常温、常压及热液影响下从长石类及云母类矿物转变而来。特别是在酸性介质中，对其形成最为有利。多水高岭石属高岭石组矿物的一种，在各片之间含有 H_2O 型式的结晶水。此种矿物呈圆杆形或扁平的棒状。含此种矿物的土层或岩层，经湿化后其棒状矿物将起滚珠轴承作用，使岩土体易产生滑动。

蒙脱石组矿物：如图1-5所示，其晶包的基本结构是由二硅片中间夹一铝片所构成，晶包之间结合有数层水分子。晶体结构是2:1的三层结构，其显著特点是晶包之间的接触是 O^{2-} ，所以联结力很弱，晶体格架具有异常大的活动性，遇水很不稳定。水分子可无定量地进入晶格之间而产生膨胀。

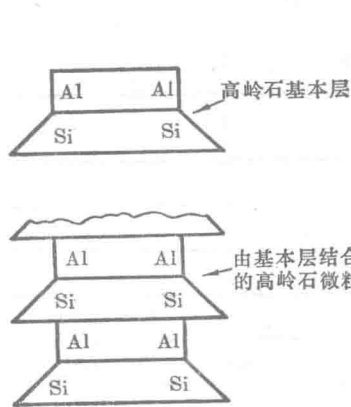


图 1-4 高岭石晶格构造示意图

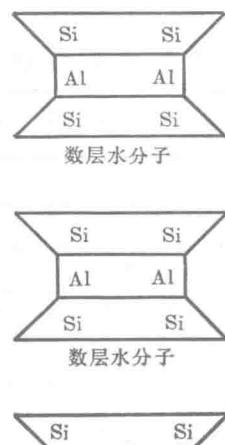


图 1-5 蒙脱石晶格构造示意图

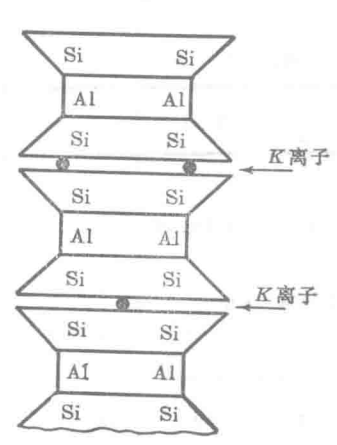


图 1-6 伊利石晶格构造示意图

蒙脱石的化学组成很复杂，其最简单的化学组成是： $2Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ ，属斜方晶系，晶体呈灰色带白色、青色或桃色等、晶体形状常呈不规则的圆形。比重随化学组成而异，且有较大的变化，一般为2.2~2.7。

蒙脱石在地面常是由火山灰转变而成，或是由于碱性热液影响由富含Fe和Mg的火山岩风化而成。在火山岩分布区，蒙脱石最为常见。单纯由火山灰而成的蒙脱石叫贝得石。

蒙脱石由于吸水性强，吸水后体积可增大数倍，常因此而引起许多工程地质问题。水不仅可进入晶包之间，而且扁平粒子的表面亦可吸附水。因此，矿物粒子的表面常是被水所包围。湿润的蒙脱石具高塑性，内摩擦角小。反之，饱水蒙脱石经失水后会产生显著的收缩，并伴有微裂隙产生。

伊利石组与蒙脱石一样，其晶体结构亦是2:1的三层结构（图1-6），只是其硅片中的Si原子约有20%左右被Al原子所替换。与蒙脱石的最大差别是，伊利石晶包之间的结合不是水，而是由 K^+ 或 Na^+ 离子所联结。按联结离子可区分为钾伊利石和钠伊利石，以前者最为多见。

伊利石与蒙脱石的又一区别是：伊利石的游离原子价较多，且多集中于硅片层内；而

蒙脱石的游离原子价少，且多集中在距晶格表面较远的铝片层内。所以替换离子在伊利石中的吸附力极为牢固。

伊利石强烈而牢固地吸引钾离子，这是因为钾离子的作用半径与伊利石的电场作用力恰恰相当所致。钾离子多半是联结在各晶格的中间，以致形成伊利石各晶格的坚固联结。所以，伊利石遇水膨胀或失水收缩等性能均不及蒙脱石那样显著。

假如硅片中Si被Al所置换的量少于 $\frac{1}{4}$ 时，则晶格间的联结力就小，格架的刚性联结亦随之降低。伊利石属斜方晶系，比重为2.60~3.0，其有关矿物学的某些特性至今尚不甚明确。伊利石的化学组成是 $K_2Al_2[(Si, Al)_4O_{14}](OH)_2 \cdot nH_2O$ 。在电镜下观察，伊利石的外廓十分清晰。伊利石的表面呈角状，故其内摩擦角较大。与高岭石相反，其表面吸着的盐分溶脱后，液限及强度均将降低。

伊利石是比较不稳定的风化中间产物，它能在碱性、中性或弱酸性介质中生成，既能存在于海相沉积物中，也能存在于陆相沉积物中。但主要条件是在介质溶液中一定含有相当数量的钾离子。

各不同类型的粘土矿物，由于其结晶构造的不同，其工程性质的差异很大。现将其综合对比列于表1-2。

表 1-2 各粘土矿物组的概略性质 (据R.N.荣, 1975)^[1,4]

粘土矿物类型	符 号 ^①	平均比表面积 s (m^2/gm^{-1}) 直径 d (μm) 厚度 t (μm)	单位晶包 负电荷	阳离子交换容量 ^② ($m \cdot eq/100g$)	乙二醇 滞留 (mg/g)	底面间距		液限 w_L	塑性 指数 I_P	活动性 d_c	压缩 指数	排水后的摩擦角
						乙 二 醇 ($\text{\AA}$)	干 燥 ($\text{\AA}$)					
高岭石	 强的H ⁺ 键	s 10 d 0.3~4 t 0.05~5	-0.01	3	20	7	7	50	20	0.2av	0.2	20°~30°
伊利石	 强的K ⁺ 键	s 100 d 0.1~2 t 0.01~0.2	-1.0	25	80	10	10	100~120	50~65	0.6av	0.6~1	20°~25°
录泥石	 强的键 Al, Mg或Fe的氢氧化物层	s 5~50	-0.5~ -1.0	10~40	30	14	14	—可能如伊利石—				
蛭石	 弱的Mg键	s 100	-0.5~ -0.7	150	150	14	10	—可能介于伊利石与蒙脱石之间—				
似蒙脱石	 非常弱的键	s 800 d 0.1~1 t 0.001~0.01	-0.3	100	260	16至18	10	150~700	100~650	1~6	1~3	12°~20°

注 ① □硅片, □铝片;
② $m \cdot eq/100g$ = 毫克当量/100克干土。

由表1-2可见,就三大类型粘土矿物来说,高岭石晶包之间间距小,具有很强的氢键联结,结合十分牢固。因此,水不能自由渗入,亲水性差、可塑性低、压缩性亦低。蒙脱石则反之,晶包之间间距大,具有非常弱的键联结,亲水性高,易引起大量的膨胀和收缩。压缩性高、强度低亦是蒙脱石的显著特点。伊利石矿物的工程特性则恰好居于二者之间。

二、土 中 的 水

1. 土中的水及其结构特点和基本类型

土中的液体部分通常是水，它与固体颗粒一样在土的组成结构中占有重要地位。水在土中可引起楔形压力、潜蚀、热渗透、溶解和沉积等许多作用。不能将土中的水看成是与固体颗粒机械相混合的物质。水有机地参加土的结构，对土的性状起到巨大影响。土的性质变化并不完全与土的湿度变化成正比，而是一种复杂的物理-化学变化。土的性质不仅取决于水的绝对含量，而且取决于水的形态、结构以及介质的物理条件及化学成分。

水具有许多特点：如介电常数高（ 18°C 时为80.8）、表面张力小（ 20°C 时约为 72.5 达因/厘米²）、压缩性低等。可将水分子简单地理解为一偶极体，其直径为 $2.76\text{\AA}$ 。水处于液相状态时二氧原子的间距大体为 $2.9\text{\AA}$ ，而冰的结构要紧密些，其氧原子之间距只有 $2.72\text{\AA}$ 。早就有人发现，粘土颗粒表面的水分子呈四面体形式，氧原子位于中心，氢原子成双地分布在顶点上。氢原子的次生联结意义十分重大。由于氢联结的存在，相邻水分子便趋向于彼此团聚，并有力地与土粒联结起来。水极易与未被其溶解的物质相结合而形成水化物。水化离子将引起其周围水的密度升高。相反，水解作用将引起水的密度的降低。离子半径愈小，其离子水化能力愈强。

A.K. 拉里奥诺夫等人^[1,15]利用现代观点对土中的水提出了新的划分方法。划分原则是: 1) 形态; 2) 水分子引力与重力引力的关系; 3) 水与矿物颗粒相联结的形式。从分类表1-3可以看出, 此种划分乃是过去A.Φ. 列别捷夫分类的补充与发展。

表 1-3 土 中 水 的 分 类

水的形态	水分子引力 P_m 与重力引力 P_r 之关系	水与矿物颗粒的联结形式
气态水		物理——化学联结
液态水	结合水 $P_m > P_r$ 强结合水(似固体水) 弱结合水(过渡型水)	物理——化学联结
	毛细管水 $P_m \geq P_r$	物理——力学与物理——化学混合联结
	重力水 $P_r > P_m$	物理——力学联结
固态水	结晶水和化学结合水 P_m , 冰	

从理论研究角度来说,对各种水均有研究的必要。但对研究土的工程性质而言,气态水应属气体部分,固态水的冰及结晶水应属固体部分。因此,我们将土中的水按其结构形

式划分为如下四种类型:

强结合水: 2~3 分子层的水, 形成于固体颗粒的周围, 具有特种结构与高密度。

弱结合水: 为强结合水周围多层分子水膜的水, 具定向排列和渗透吸收特性。

毛细管水: 处于颗粒间孔隙的边角部位和填充于管状的孔隙之中, 具特殊结构。

自由(重力)水: 处于颗粒间的大孔之中, 在重力梯度作用下可产生移动。

2. 结合水

土粒表面存在强结合水是普遍现象。产生强结合水的主要因素是分子引力场及氢键联结。关于强结合水的厚度, 在物理——化学界至今仍没有统一的见解, 据多数人测定的结果是 2~3 个水分子层。

最近, P.И. 兹洛切夫斯卡娅对土粒表面结合水的形成提出了一个新的结构图式, 如图 1-7 所示。紧靠颗粒表面的水层是由表面直接水化分子所组成。水分子由于静电引力和氢联结力的作用, 牢固地吸附于颗粒的表面。因此, 此种水具高粘度和抗剪强度, 并很少受温度影响。此层水与吸附层相当, 故称之为吸附结合水。其次, 再远离颗粒表面便是水化层, 由偶极分子相互作用, 定向排列所成。此层水与颗粒表面的联结较弱, 但仍具较高的粘度和抗剪强度, 按性质仍属吸附结合水。吸附结合水(如图 1-7 中的 4)大体与强结合水相当。随着温度、压力的变化, 偶极分子之间的联结将受破坏, 水分子在距颗粒表面稍远的部位形成一层水。这层水主要受“渗透吸附作用”所控制, 故称“渗透吸收水”。

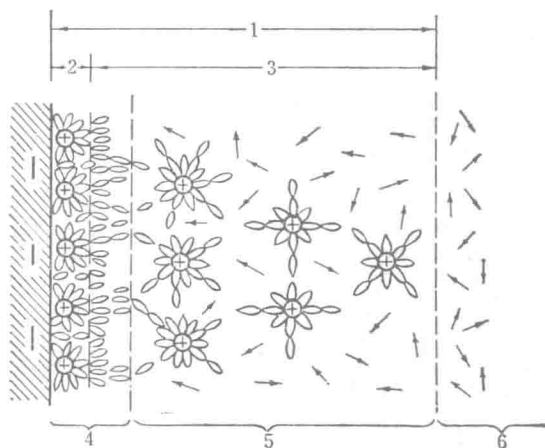


图 1-7 结合水形成的一般图式

1—双电层; 2—吸附层; 3—扩散层; 4—吸附结合水; 5—渗透吸收水; 6—自由水;
一水化阳离子; 一水分子的定向

渗透吸收水是结合水向自由水过渡的一层水, 约相当于以前所说的弱结合水。在渗透吸附水中同样存在有水化交换阳离子。距颗粒表面愈远, 此类水分子的“定向结构”愈是松散, 当温度升高到一定程度时便将破坏。渗透吸收水的另一特点是具有触变现象, 此乃粘粒彼此距离远、相互作用弱所致。

渗透吸收水往外便是自由水, 在结构上虽也有氢键联结的特点, 但水分子却无定向排列现象。

土粒周围由结合水所构成的水化膜是影响粘性土物理性质变化的主要因素之一。如土的塑性、膨胀、崩解、收缩、渗透等特性的发展均直接取决于水化膜的厚度, 对此已无须再加引述。下面着重讨论结合水对粘性土的压缩性与强度的影响。

粘性土经压缩时, 各种类型的水的排除情况大体如下: 在低荷重时, 从可自由膨胀的

粘土试样中先是排除自由水，而后是渗透吸收水。在压密过程中，“渗透”反压力和同性电荷双电层的相互排斥力，阻碍了颗粒的相互接近。随着渗透吸收水的逐渐排除，楔形压力将有所增长。与此同时，结构体系的抗剪强度由于颗粒的靠近以及定向水分子的增多而有所增长。渗透吸收水的排除要比自由水缓慢得多。

在高压作用下（高于30公斤/厘米²），渗透吸收的水可被排除。当试样湿度低于塑限（ w_p ）时，则出现吸附结合水的缓慢排除。这一过程与前两种水的排除相比是极其缓慢的。紧靠近颗粒表面，大约为1~2个分子层的结合水，看来压力达到千、百公斤/厘米²时亦难排除。E.A.拉里奥诺夫在进行粘性土的压缩试验时曾发现，当压力达到2500公斤/厘米²时，试样的湿度是5.8%，此时该土样的吸附含水量是5.4%。可见，吸附结合水与颗粒的联结是何等的牢固。

最近，B.H.索科洛夫及B.И.奥西波夫等人^[1,16]，详细研究了不同类型的结合水对粘性土强度的影响，其研究结果如图1-8所示。由于不同类型的结合水对粘性土强度的影响不同，所以强度与湿度的相关曲线具有几个明显的弯曲。相关曲线（图1-8）可清晰地分为三段：第一段位于从干土到 $w_{M\Gamma}$ 含水量阶段，形成的是岛状和多层性质的吸附结合水；第二段是从 $w_{M\Gamma}$ 含水量到塑限阶段，其特点是多层吸附水及毛细管水的持续发展；第三阶段是从塑限（ w_p ）到液限（ w_L ）一段，此时是渗透吸收水的增长。

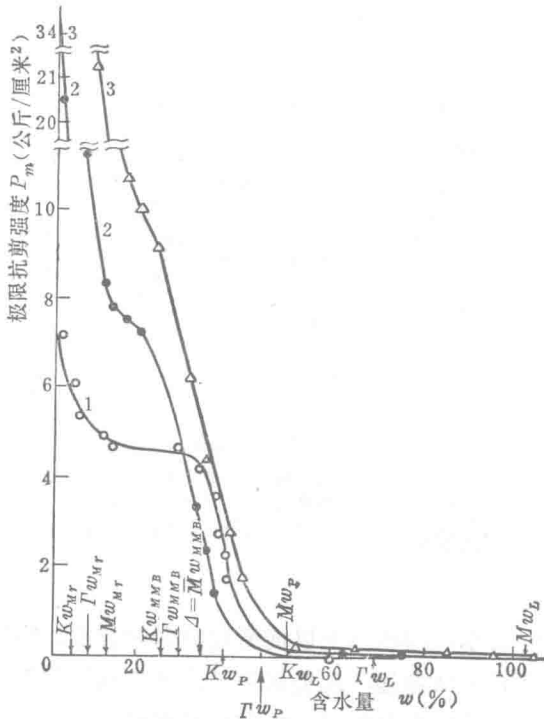


图 1-8 极限抗剪强度随湿度的变化关系

1—Na高岭石，2—Na伊利石，3—Na蒙脱石；
K—高岭石， Γ —伊利石，M—蒙脱石； w_L —液限；
 w_p —塑限； $w_{M\Gamma}$ —最大吸着含水量； w_{MMB} —最大分子吸水量

从图1-8可见，所有粘性土在第三段末，自液限（ w_L ）开始，便随湿度降低而具有联结性。在液限（ w_L ）时，渗透吸收水的形成已告完结。此时出现联结是由于超距作用力（分子引力，可能还有磁性引力）促使颗粒相互吸引所致。

自液限开始，随水分的减少，土的强度开始是呈直线形，而后大约至塑限（ w_p ）是呈曲线形的增长。在塑限状态下，颗粒间的相互作用具有近凝聚接触的特点。在液-塑限之间的所有湿度范围内，即土中的水是以渗透吸收水为主时，颗粒间具有典型的凝聚结构，其强度是很低的。这是因为颗粒之间的间距过远，吸引力过小所致。

自塑限 (w_p) 起, 随湿度的降低出现强度的急剧增长。自塑限 (w_p) 之后, 强度~湿度曲线的斜率急剧增大, 这与分散体系中出现了新的气体相有关。气体的出现引起在土中产生毛细管弯液面, 它可使整个系统的强度增高。再往后, 湿度——强度曲线又变得平缓, 这是由于随湿度的变小, 弯液面逐渐消失所致。至最大吸着含水量时, 毛细管对强度的影响便根本消失。

吸附结合水的定量评价: 为确定土中吸附结合水的含量曾提出了许多方法, 按性质大体有化学的、物理-化学的和物理的三类。不少人认为, 空气中风干土的湿度, 在试验室条件下与吸附结合水的含量相接近。E.A. 拉里奥诺夫建议将此含水量定名为“试验室含水量”。其具体测定条件是: 空气湿度为55%, 温度为19~20℃。经测定, 一般黄土类土的试验室湿度大体为1.49~16.5%, 按比表面积计算, 此数值大致与1~3个分子层水膜相当。据其它方法所测得的吸附结合水含量亦大体与试验室湿度相接近 (表1-4)。用真空法测得的强、弱结合水含量如表1-5。由真空法所测得的吸附结合水含量亦与试验室湿度大体相当。因此, 可采用试验室湿度作为定量评价吸附结合水的指标。

表 1-4 某些矿物岩石中的吸附结合水含量

矿物岩石名称	吸附结合水含量(%)		
	试验室湿度法	据润湿热	指示剂法
本斯顿石	19.0	20.9	22.1
单热白云母	6.3	5.0	7.0
高岭石	2.3	2.0	2.2
黑土	6.62	—	7.08

表 1-5 土中强、弱结合水含量

岩石名称	强结合水 (%)	弱结合水 (%)
本斯顿石	14.3	34.6
伊利石及蒙脱石黄土	3.2	12.8
石英—伊利石黄土	1.2	11.6

3. 毛细管水

毛细管水在土的液相结构中占有重要地位。这种现象, 通常用水与空气界面上的表面张力来解释。在毛细管中, 颗粒表面未被中和的分子引力作用取决于弯液面。近来发现, 毛细管力亦具有复杂的电学性质。B.A. 崔多维奇曾提出, 毛细管上升高度是分子引力的结果, 其数值与固、液界面上的离子及分子的水化能有关。值得注意的是, 在真空中则失去毛细管现象, 这一事实至今尚未找到满意的解释。多数人的看法是, 应将毛细管水看作是由物理——化学和物理——力学联结所致。

按性质, 毛细管水与自由水有区别。其冰点低于 0℃, 具体数值取决于毛细管的直径。当毛细管直径为0.006毫米时, 其冰点是-18.5℃, 而在其直径增大至1.57毫米时, 则冰点上升为-6.4℃。这是由于在毛细管中缺少对流运动, 以及它的水分子结构特殊所致。毛细管水不能象重力水那样流动, 其它性质大体与重力水接近。

毛细管水可有三种形态: 1) 毛细管状水, 土体毛细带中的毛细管完全被水填满所产生; 2) 悬挂毛细水, 此时毛细管内部常有气孔存在, 水有如袖膜状态; 3) 毛细角边水, 水只存在于毛细管的边角部位 (图1-9)。在上述水中, 第一类对土结构的形成意义最大, 后两种水对土的某些工程性质的形成则有影响。K. 太沙基对这两种水的意义极为重视, 他

认为土经干燥后弯液面直径缩小，产生过渡的毛细管压力可促使土的强度增高。

毛细管水对土中气体的分布与流通起有一定作用，常是导致产生密闭气体的原因。

毛细管水对土的工程性质的形成，意义十分重大，它控制以下几种现象的发展。

1) 产生毛细管水压，其数值可按下式确定：

$$P = \frac{2\sigma\cos\varphi}{r_k}$$

式中 P —— 毛细管水压力；

σ —— 液体表面张力系数；

φ —— 液体浸湿毛细管壁的角度；

r_k —— 毛细管直径。

毛细管水压力值亦可通过采用土中孔隙的比表面积来表示：

$$P = s \cdot a \cos\varphi$$

式中 s —— 孔隙表面积；

a —— 某种系数。

2) 产生毛细管水流，其速度与土的粒度、结构以及距水源的远近有关，每昼夜为0.1~0.5厘米至3~7米。

3) 产生毛细管水渗透压力及随之而来的水分毛细管渗透运动。这是由于盐溶液的浓度（化学能梯度）所产生。其数值同样是土的粒度的函数。在细小孔隙中，此种压力可达3~5个大气压，而在大孔隙中其数值则微不足道（不到1个大气压）。

4) 对砂土而言，由毛细管作用而产生于三相界面的表面张力可使土粒相互靠近而形成“假凝聚力”。一旦砂土被水所饱和时，则此种力随即消失。毛细管上升将助长地基土的冰冻现象，从而危害房屋基础及公路路面。

4. 自由（重力）水

自由水充满于各种大孔之中，其运动受重力作用控制，故又称重力水。自由水对土的性状的影响是：在水、土两相体系中水对土粒起有静水压力作用，并产生浮托力。自由水也是造成颗粒间失去接触的的必要条件。在静水压力作用下，在土的结构体系中产生孔隙水压力 u ，其数值参照图1-10按下式确定：

$$u = \gamma_w (H + h)$$

式中 γ_w —— 水的比重；

H —— 土面上水的高度；

h —— $a-b$ 线以上饱水层厚度。

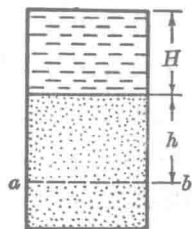


图 1-10 结构体系中产生孔隙水压力示意图

有效压力能改变土的孔隙比及各种物理-力学性质，此种压力是由固体颗粒部分的重量产生，对图1-10的 $a-b$ 断面而言，其数值是 $P' = h(\gamma - \gamma_w)$ ，其中 γ 为土的容重。

饱水粘土经外荷压密时，孔隙中的水将传递部分外力，从而产生残余孔隙压力，且其

数值在固结压密过程中将不断变化。在潜水位发生变化时亦可产生残余孔隙压力。在多数情况下,孔隙压力都比外荷小,有时还可能出现负值。这主要取决于土的结构特征。在多数情况下,孔隙压力将影响土的压密固结过程。

快速流动的自由水对土的性状影响颇大。自由水在流动时产生动水压力,带动颗粒产生机械潜蚀。在产生动水压力的同时,还将使土粒之间丧失接触而出现液化。自由水运动及其溶解能力是产生化学潜蚀的主要原因。化学潜蚀将使土中产生盐类的溶蚀而使土的团聚结构破坏,导致分散度升高而影响土的工程性质。自由水不仅能溶蚀并带走物质,而且有时亦能通过溶液中的沉淀而生成新的物质,从而导致土的成分及结构的改变。

在某些条件下,自由水还可能在土中形成封存水。封存水不可压缩,经外荷作用后将出现附加的孔隙压力。

三、土中的气体

1. 土中气体的特点和基本类型

气体在土中按体积大约可占1~2%甚至40~50%。气体对土的工程性质的影响至今尚未完全搞清。干土中的气体含量并非完全取决于孔隙的体积,而是在一定程度上与其结构特点有关,首先是取决于是否存在有吸附气体及成分。A.E.费尔斯曼确定,粘土中含有 $1.3 \times 10^{-4}\%$ 的钍, $4.3 \times 10^{-4}\%$ 的铀和 $1.3 \times 10^{-10}\%$ 的镭。这一含量要比其在空气中的含量大1000倍。土中气体存在放射性是促使地表土层形成电场的主要因素。土中气体除含有空气中的主要成分外,含量最多的是水汽、碳酸气、氮气、甲烷气、重碳酸氢、镭以及其它气体。土中气体的另一特点是,氧气含量比空气少,大约少10%左右。土中碳酸气的含量特别高,可达10%,而它在空气中的含量则只有0.03%。在深层土中氧气的含量更少。

土中气体按其所处状态和结构特点大体可分为以下几种类型:1)结合气体(吸附气体);2)溶解于液相中的溶解气体;3)密闭气体;4)自由气体。所有气体的共同特点与液体颇为近似,亦即具有较大的活动性。气体存在的基本参数是:1)所占的体积;2)温度;3)压力。除此而外,与液气相互转换有关的各种规律,以及界面上常出现的各种现象(凝结、蒸发、溶解气体的释放等)在此也起重要作用。气体成分对各种作用过程的发展有重大影响。

2. 溶解气体

在土的液相部分中常存在着溶解气体,其溶解数值取决于温度、压力、气体的物理化学特征及溶液的化学成分。溶解气体的主要成分有:碳酸气、氧、水汽等,有时也遇到氢、氯、甲烷等气体。气体的可溶性能可用布泽诺夫斯基系数评定。该系数是单位溶液中所饱和的相当于温度为0℃、压力为760毫米水银柱时的气体体积。此时液体的条件与气体的条件一样,也等于1个大气压。

溶解气体对土的性状的影响如下:

1)改变水的结构及溶液的性质。当形成水化物时它的作用更为显著,可对土粒施加力学作用。

2)当温度、压力增高时,可从自然溶液中释放出小气泡。释放出的气泡具有相当大

的比表面积和活性，小气泡集结成大气泡，在土中形成密闭气体。

3) 溶解气体可加强化学潜蚀过程。如在水中溶解有碳酸气，则水的溶解能力可急剧增大。

在近地表土层中，溶解于土中液体的气体在温度、压力变化影响下，特别易于产生溶解和释放过程。当温度由10℃变化到20℃时，1 升水所释放出的气体数量如表 1-6 所示。必须指出，此种释放气体将引起土中水、气总体积的增加。此种现象将导致在土中形成裂隙。另外，一部分释放出来的气体将留在土中形成密闭气体影响土的弹性。

如果温度降低，则可使气体在孔隙中相应地产生溶解。此时水、气的总体积 便将缩小，从而引起土体在外荷不变的情况下产生压密。这是导致土体压缩性按季节有所变化的重要原因之一。

表 1-6 在常压下土中1升液体的
 气体含量随温度变化值

气 体	气体含量(厘米 ³)		$t_{10} \rightarrow t_{20}$ 的气体 含 量 (厘米 ³)
	$t = 10^{\circ}\text{C}$	$t = 20^{\circ}\text{C}$	
空 气	22	18.7	3.3
O ₂	47	36.8	10.2
CO ₂	117	85.0	22.0

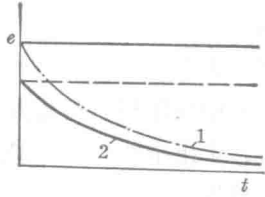


图 1-11 含气泡饱水粘土的压缩
1—不含气泡粘土的压缩；2—含气泡粘土的压缩

气体释放过程在一定程度上会导致结构关系的变化，特别是引起孔隙与饱水度的变化。这一变化必将引起土的一系列性质，首先是土的变形特性的变化。土的孔隙中存在气泡时，将影响土的压缩性，此时在还未加荷时，孔隙就会减小（图1-11）。气泡的释放还将引起土的结构变化。

3. 结合（表面吸附）气体

早在十九世纪就已发现，土有吸附气体的能力。经试验确定土能吸附0.3~1.5倍自身体积的气体。

由于分子引力的作用，在干土颗粒周围可形成数个分子的气体膜，其最里边的一层可能是处于数十、数百至数千个大气压作用之中。对这一概念需要予以补充说明。现代土质学认为，土粒吸附气体的情况大体如下：1) 在颗粒表面形成一个分子层的气体层；2) 气体分子进入粘土矿物的晶包空间，此时将形成两个分子层，但此种情况极少；3) 气体分子进入到晶格内部。多数学者认为，土粒吸附气体的厚度不超过 2 ~ 3 个分子层。再多是不可能的，因为分子引力随距颗粒表面的距离的增加而迅速变小。当温度在 0℃ 以上时，气体分子的热运动动力相当大，从而阻碍吸附作用。

土的结合气体含量与许多因素有关，其中主要者有：1) 土的矿物化学成分；2) 分散程度；3) 土的湿度；4) 气体成分等。矿物吸附气体的能力按下列顺序递增：石英、白云母、黑云母、方解石、褐铁矿、高岭石、水云母、贝得石、蒙脱石、腐植质。富含 Na、K 等交换离子的土吸附能量强，含 Al、Ca 交换离子的土吸附能量弱。