

绪 论

一、土质学及土力学研究的内容

土质学及土力学研究的对象是土。土是一种天然的地质材料，它是由地壳表层的整体岩石经过风化、搬运和沉积过程后形成的。

土质学属于地质学科的一个分支，它是从土的成因出发，研究土的物理、化学性质和影响土的性质变化的主要原因，并根据土的主要工程特性进行科学的分类。土力学属于工程力学的一个分支，它是从土的力学性能（或称工程特性）包括土的压缩性、渗透性和抗剪强度角度，研究土在外荷载作用下引起的力学方面的变化规律，讨论地基的承载力、基础的沉降量和作用在建筑物上的土压力等工程实际问题。由于土的非均质性，各向异性，因地制宜，带来其学科特点：综合性强，经验性强和地区性强。人们不得不通过建立多种力学模型，并借助大量土工试验来获取对工程实践有用的计算参数或经验公式，因此土力学又是一门实践性很强的学科。

二、研究土质学及土力学的意义

从土质学与土力学研究的对象——土的作用来看，无论是作为土工建筑物本身的构筑材料，还是作为支承建筑物荷载的地基或作为建筑物周围的赋存介质，都具有十分重要的作用。

在道路工程中，路基一般是用土填筑而成。土作为构筑材料，为了满足行车的要求，保证路基的强度及稳定性，必须得到充分的压实。因此需要研究土的压实性，包括土的压实机理、压实方法和压实指标。自然环境的变化将影响路基的稳定性。如我国北方地区的道路，由于温度的强烈变化常常发生冻胀及翻浆现象。而南方地区的道路，由于雨水的侵袭，常常发生坍塌和滑坡破坏。因此需要研究土的冻胀机理，进行边坡的稳定分析，并制定出防治措施。路基是承受车辆荷载重复作用的结构物，因此需要研究土在重复荷载下的变形特性。还有作用于路基挡墙上的土压力，需要计算出符合实际的值，从而保证挡土墙的稳定。

在桥梁工程中，土作为支承建筑物荷载的地基具有非常重要的地位。例如：我国苏州的虎丘塔和意大利的比萨斜塔，都是因为基础的不均匀沉降造成塔身的严重倾斜，危及了塔的安全。因此需要计算出不同时间的基础沉降量，还需确定地基容许承载力，特别对于超静定结构的桥梁更为重要。另外，桥台台背后的土压力等，也需要应用土力学的方法进行计算。

三、土质学及土力学的发展简介

作为本学科理论基础的土力学，始于 18 世纪兴起了工业革命的欧洲。1773 年法国的库伦 (Coulomb) 发表了著名的砂土抗剪强度公式和土压力的滑楔理论。其后，英国的郎金 (Rankine, 1869) 又从强度理论方面提出与之结果相同且能应用于粘性土中的土压力理论。此外，法国的布辛奈斯克 (Boussinesq, 1885) 得出了半无限弹性体在竖向集中力作用下的应力与变形的理论解答。法国的达西 (Darcy, 1856) 通过水在砂土中的渗流试验建立了达西定律。瑞典的费兰纽斯 (Fellenius, 1922) 为解决铁路塌方问题，提出了土坡稳定分析方法。这些古典的理论和方

法，为土力学成为一门独立学科奠定了初步的理论基础。

1925 年美国著名土力学家太沙基 (Terzaghi) 的《土力学》专著问世，使土力学成为一门独立的学科。1936 年成立了国际土力学和基础工程学会，并举行了第一次国际学术会议，以后每隔四年召开一次，至今已召开了数十次国际会议。每年还有若干次专题讨论会，提出了大量的论文和研究成果报告，使本学科得到了快速发展。特别是现代科技成就，尤其是电子技术渗入到了土力学基础工程的研究领域，使其在基本理论、计算方法、实验技术及设备等诸方面都得到了革命性的发展。基本理论方面，如岩土本构关系的研究，将各种应力—应变—时间的非线性模型应用于实际问题；在计算方法方面，广泛采用计算机，用数值计算方法，如有限元法、差分法等解决以往无法解决的复杂边界和初始条件以及不均匀土层问题；在实验技术和设备方面，采用静、动三轴仪、离心模型机、触探仪、旁压仪等，广泛用计算机程序控制试验过程，并自动采集和加工试验数据。

土质学作为一门独立学科始于 20 世纪。早期土质学的著作如 Приклонский 的《土质学》和 Денисов 的《粘性土的工程性质》系统地论述了土质学的基本原理，为土质学的进一步发展奠定了基础，也对我国土的研究有很大的影响；近代的著作如黄文熙的《土的工程性质》和 Mitchell 的《Fundamentals of Soil Behavior》代表了从两个不同角度深入研究土的工程性质所达到的新水平。

本学科是一门综合性学科，由于土的性质很复杂，目前许多理论尚待今后发展和完善。

第一章 土的物理性质

土是地壳母岩经强烈风化作用的产物 包括岩石碎块 (如漂石)、矿物颗粒 (如石英砂) 和粘土矿物 (如高岭石)。风化作用有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其发展的进程。

物理风化是在地表或接近地表条件下, 岩石在原地发生机械破碎而不改变其化学成分的过程。引起岩石发生物理风化作用的因素主要是岩石释重和温度的变化。此外, 岩石裂隙中水的冻结与融化、盐类的结晶与潮解等, 也能促使岩石发生物理风化作用。岩石在这些因素的作用下逐渐变成岩石碎块和细小的颗粒, 其粒径大小差别很大, 但它们的矿物成分仍与母岩相同, 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。引起岩石发生化学风化作用的因素主要是水和氧气。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($< 0.002\text{mm}$) 以及大量的可溶性盐类。细微颗粒的比表面积很大 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——多相性。

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特征——自然变异性。

由此可知, 要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、土的结构和土的物理状态, 并以适当的指标表示之。

第一节 土的三相组成

土的三相组成是指土由固体土粒、液体水和气体三部分组成。土中的固体矿物构成土的骨架 骨架之间贯穿着大量孔隙 孔隙中充填着液体水和气体。

随着环境的变化, 土的三相比例也发生相应的变化, 土体三相比例不同, 土的状态和工程性质也随之各异。例如:

固体 + 气体 (液体 = 0) 为干土。此时 粘土呈干硬状态 砂土呈松散状态。

固体 + 液体 + 气体为湿土。此时, 粘土多为可塑状态。

固体 + 液体 (气体 = 0) 为饱和土。此时 粉细砂或粉土遇强烈地震 可能产生液化 而使工程遭受破坏; 粘土地基受建筑荷载作用发生沉降需几十年才能稳定。

由此可见 研究土的各项工程性质 首先需从最基本的、组成土的三相 (固相、液相和气相)

本身开始研究。

一、土中固体颗粒

土中固体颗粒是土的三相组成中的主体，其粒度成分、矿物成分决定着土的工程性质。

(一) 粒度成分

土粒组成土体的骨架，各个土粒的特征以及土粒集合体的特征，对土的工程性质起着决定性的影响。本节仅论述组成土的各个土粒特征。

1. 土颗粒的大小与形状

自然界中的土是由大小不同的颗粒组成的，土粒的大小称为粒度。土颗粒大小相差悬殊，有大于几十厘米的漂石，也有小于几微米的胶粒。天然土的粒径一般是连续变化的，为便于研究，工程上把大小相近的土粒合并为组，称为粒组。粒组间的分界线是人为划定的，划分时应使粒组界限与粒组性质的变化相适应，并按一定的比例递减关系划分粒组的界限值。每个粒组的区间内，常以其粒径的上、下限给粒组命名，如砾粒、砂粒、粉粒、粘粒等。各组内还可细分为若干亚组。我国《土的工程分类标准》(GB 145—90)和《公路土工试验规程》(JTJ 051—93)中的粒组划分方案如表 1-1。

粒组划分表

表 1-1

粒组 统称	《土的工程分类标准》(GB 145—90)		《公路土工试验规程》(JTJ 051—93)	
	粒组名称	粒组范围(mm)	粒组名称	粒组范围(mm)
巨粒	漂石(块石) 卵石(碎石)	> 200 200 ~ 60	漂石(块石) 卵石(小块石)	> 200 200 ~ 60
粗粒	砾粒 粗砾 细砾 砂砾	60 ~ 20 20 ~ 2 2 ~ 0.075	砾(角砾) 粗砾 中砾 细砾 砂 粗砂 中砂 细砂	60 ~ 20 20 ~ 5 5 ~ 2 2 ~ 0.5 0.5 ~ 0.25 0.25 ~ 0.074
细粒	粉粒 粘粒	0.075 ~ 0.005 < 0.005	粉粒 粘粒	0.074 ~ 0.002 < 0.002

关于划分粒组的名称，已被我国目前工程地质学界广泛采用。至于对粒组划分的粒径界限值，至今尚无完全统一的标准。各个国家，甚至一个国家各个部门也有不同的规定，但总的来看，仍可认为是大同小异。现将我国交通部、铁道部及水电部关于主要粒组划分的界限值与欧、美、日等国的分类法列一对照表供参考，见表 1-2。

我国和欧、美、日等国关于主要粒组划分 (mm) 对照表

表 1-2

土分类法		粒组名称	卵 石	砾 石	砂 粒	粉 粒	粘 粒
中国	公路土工试验规程 (JTJ 051—93)		60	2	0.074		0.002
	铁道部工程地质手册 (1984)		20	2	0.05		0.005
	水电部土工试验规程		60	2	0.05		0.005

续上表

土分类法		粒组名称	卵石	砾石	砂粒	粉粒	粘粒
美国	ASTM(1975)			2	0.074	0.005	
日本	统一土质分类法(1972)		75	2	0.074	0.005	
英国	分类法(B-177-61)		65	2	0.06	0.002	
瑞士	SNN-670005-59(1959)		60	2	0.06	0.002	

土粒形状对土体的密度及稳定性有显著影响。大部分粉砂粒及砂粒是浑圆的或棱角状的，而云母颗粒往往是片状的，粘土颗粒则往往是薄片状的。土粒的形状取决于矿物成分，它反映土料的来源和地质历史。

在描述土粒形状时，常利用两个指标：浑圆度及球度。

浑圆度为 $\sum_{i=1}^N (r_i/R)/N$ ， r_i 为颗粒突出角的半径， R 为土粒内接圆的半径， N 为颗粒尖角的数量。浑圆度可反映土粒尖角的尖锐程度。

球度为 D_d/D_c ， D_d 为在扁平面上与土粒投影面积相等的圆的半径， D_c 为最小外接圆的半径。球度反映土粒接近圆球的程度，球度为 1 即为圆球体。

在有些文献资料中，还用体积系数和形状系数描述土粒形状。

体积系数 VC ：

$$VC = \frac{6V}{\pi d_m^3} \quad (1-1)$$

式中： V ——土粒体积；

d_m ——土粒的最大直径。

VC 愈小，土粒离圆体愈远。圆球 $VC = 1$ ；立方体 $VC = 0.37$ ；棱角状土粒 VC 更小。

形状系数 F ：

$$F = \frac{C/B}{B/A} \quad (1-2)$$

式中： A 、 B 、 C 分别为土粒的最大、中间、最小尺寸。

2. 粒度成分及粒度成分分析方法

土的粒度成分是指土中各种不同粒组的相对含量（以干土重量的百分比表示）。或者说土是由不同粒组以不同数量的配合，故又称为“颗粒级配”。例如某砂粘土，经分析，其中含粘粒 25%，粉粒 35%，砂粒 40%，即为该土中各粒组干重占该土总干重的百分比含量。粒度成分可用来描述土的各种不同粒径土粒的分布特征。

为了准确地测定土的粒度成分，所采用的各种手段统称为粒度成分分析或颗粒分析。其目的在于确定土中各粒组颗粒的相对含量。

目前，我国常用的粒度成分分析方法有：对于粗粒土，即粒径大于 0.074mm 的土，用筛分法直接测定；对于粒径小于 0.074mm 的土，用沉降分析法。当土中粗细粒兼有时，可联合使用上述两种方法。

(1) 筛分法 将所称取的一定质量风干土样放在筛网孔逐级减小的一套标准筛上摇振，然后分层测定各筛中土粒的质量，即为不同粒径粒组的土质量，并计算出每一粒组占土样总质量的百分数，并可计算小于某一筛孔直径土粒的累计重量及累计百分含量。

有关筛分试验的详细内容 请参见《地质与土质》实习实验指导”。

(2) 沉降分析法 沉降分析法就是根据土粒在液体中沉降的速度与粒径大小的关系由司笃克斯 Stokes 定理确定。

土粒越大 在静水中沉降速度越快 反之 土粒越小 沉降速度越慢。设有一个圆球形颗粒在无限大的不可压缩的粘滞性液体中，它在重力作用下产生的稳定沉降速度 V 可以用司笃克斯公式计算。

$$V = \frac{\gamma_s - \gamma_w}{18\eta} d^2 \quad (1-3)$$

或者写成为

$$d = \sqrt{\frac{18\eta}{\gamma_s - \gamma_w}} \sqrt{V} \quad (1-4)$$

式中： V ——球形颗粒在液体中的稳定沉降速度 (m/s)；

d ——球形颗粒的直径 (m)；

γ_s 、 γ_w ——分别为土粒及液体的容重 (N/m^3)；

η ——液体的粘滞度 ($Pa \cdot s$)。

若近似地取 $\gamma_w = 9.81 \times 10^3 N/m^3$ (水溶液)， $\eta = 0.00114 Pa \cdot s$ (15℃ 时水溶液的粘滞度)， $\gamma_s = 26 \times 10^3 N/m^3$ 则代入式 1-4 得：

$$d = 0.001126 \sqrt{V} \quad (m)$$

若土粒直径 d 以 mm 计 则上式成为：

$$d = 1.126 \sqrt{V} \quad (mm) \quad (1-5)$$

式 (1-5) 表明：粒径与沉降速度的平方根成正比。应当指出，实际土粒并不是刚性的圆球形颗粒，因此，用司笃克斯公式求得的颗粒直径并不是实际土粒的尺寸，而是与实际土粒有相同沉降速度的理想球体的直径，称为水力直径。

在进行粒度成分分析时，取一定质量的干土 m_s (g) 制成一定体积的悬液 搅拌均匀后 在刚停止搅拌的瞬间 各种粒径的土粒在悬液中是均匀分布的，即各种粒径的土粒在悬液中的浓度 (单位体积悬液内含有的土粒重量) 在不同深度处都相等。静置一段时间 t_i (s) 后 悬液中粒径为 d_i 的颗粒以相应的沉降速度 v_i 在水中下沉。较粗的颗粒在悬液中沉降较快，较细的颗粒则沉降较慢。如图 1-1 所示 在深度 L_i (m) 处 沉降速度为

$v_i = L_i / t_i$ 的颗粒 其直径相当于 $d_i = 1.126 \sqrt{\frac{L_i}{t_i}}$ (mm)。所有

大于 d_i 的土粒 其沉降速度必然大于 v_i 因此在 L_i 深度范围内 肯定已没有大于 d_i 的土粒。如在 L_i 深度处考虑一个小区

段 $m-n$ 则 $m-n$ 段内的悬液中只有小于及等于 d_i 的土粒，而且小于及等于 d_i 的颗粒的浓度与开始均匀悬液中小于及等于 d_i 的颗粒的浓度相等。

如果悬液体积为 $1000 cm^3$ 其中所含 $\leq d_i$ 的土粒质量为 m_{si} (g) 则在 $m-n$ 段内的悬液的密度为：

$$\rho_i = \frac{1}{1000} \left[m_{si} + \left(1000 - \frac{m_{si}}{\rho_{s0}} \right) \rho_{w0} \right] \quad (1-6)$$

式中： ρ_i ——悬液密度 (g/cm^3)；

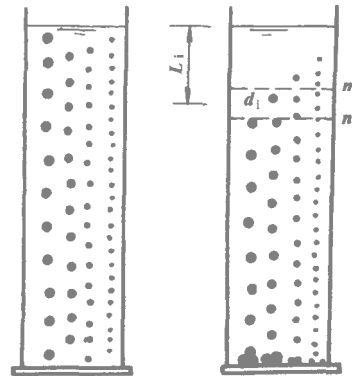


图 1-1 土粒沉降示意图

m_{si} ——悬液中 $\leq d_i$ 的土粒质量(g);

ρ_{s0} ——土粒密度 g/cm^3);

ρ_{w0} ——水的密度 g/cm^3)。

$$\text{则} \quad m_{si} = 1000 \frac{\rho_i - \rho_{w0}}{\rho_{s0} - \rho_{w0}} \rho_{s0} \quad (1-7)$$

悬液中 $\leq d_i$ 的土粒质量 m_{si} 占土粒总质量百分比 P_i 为:

$$P_i = \frac{m_{si}}{m_s} \times 100\% \quad (1-8)$$

式(1-7)中的悬液密度 ρ_i 可用比重计测读,也可用吸管吸取 $m-n$ 段内的悬液试样测定。有关比重计法和移液管法的具体试验操作及计算,请参阅“《地质与土质》实习、实验指导”。

比重计法的优点是操作简便,不需多次烘干称重;而移液管法则比较麻烦,但对于细砂及粘土它是可靠的方法。

3. 粒度成分的表示方法

常用的粒度成分的表示方法有:表格法、累计曲线法和三角坐标法。

(1) 表格法 是以列表形式直接表达各粒组的相对含量。它用于粒度成分的分类是十分方便的。表格法有两种不同的表示方法,一种是以累计含量百分比表示的,如表 1-3 所示;另一种是以粒组表示的,如表 1-4 所示。累计百分含量是直接由试验求得的结果,粒组是由相邻两个粒径的累计百分含量之差求得的。

粒度成分的累计百分含量表示法

表 1-3

粒径 d_i (mm)	粒径小于等于 d_i 的累计百分含量 p_i (%)			粒径 d_i (mm)	粒径小于等于 d_i 的累计百分含量 p_i (%)		
	土样 A	土样 B	土样 C		土样 A	土样 B	土样 C
10	-	100.0	-	0.10	9.0	23.6	92.0
5	100.0	75.0	-	0.075	-	19.0	77.6
2	98.9	55.0	-	0.01	-	10.9	40.0
1	92.9	42.7	-	0.005	-	6.7	28.9
0.5	76.5	34.7	-	0.001	-	1.5	10.0
0.25	35.0	28.5	100.0				

土的粒度成分分析结果

表 1-4

粒 组(mm)	粒度成分(以质量%计)			粒 组(mm)	粒度成分(以质量%计)		
	土样 a	土样 b	土样 c		土样 a	土样 b	土样 c
10~5	-	25.0	-	0.10~0.075	9.0	4.6	14.4
5~2	1.1	20.0	-	0.075~0.01	-	8.1	37.6
2~1	6.0	12.3	-	0.01~0.005	-	4.2	11.1
1~0.5	16.4	8.0	-	0.005~0.001	-	5.2	18.9
0.5~0.25	41.5	6.2	-	<0.001	-	1.5	10.0
0.25~0.10	26.0	4.9	8.0				

(2) 累计曲线法 是一种图示的方法,通常用半对数坐标纸绘制,横坐标(按对数比例尺)表示粒径 d_i ;纵坐标表示小于某一粒径的土粒的累计百分数 P (注意不是某一粒径的百分含

量)采用半对数坐标,可以把细粒的含量更好地表达清楚,若采用普通坐标,则不可能做到这一点。

图 1-2 是根据表 1-3 提供的资料,在半对数坐标纸上点出各粒组累计百分数及粒径对应的点,然后将各点连成一条平滑曲线,即得该土样的累计曲线。

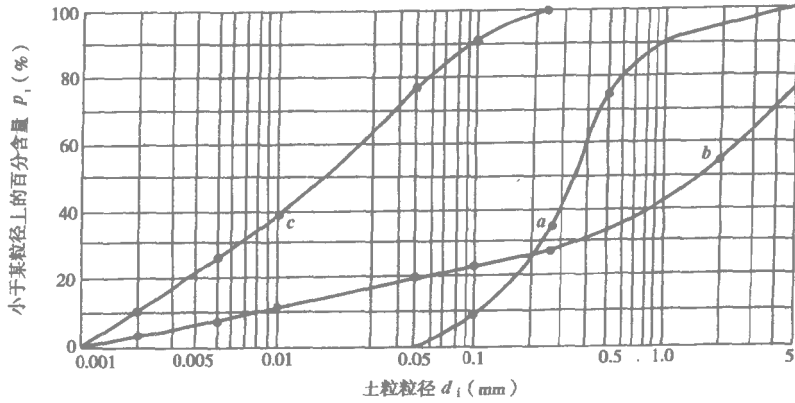


图 1-2 粒度成分累计曲线

累计曲线的用途主要有以下两个方面:

第一,由累计曲线可以直观地判断土中各粒组的分布情况。曲线 a 表示该土绝大部分是由比较均匀的砂粒组成的;曲线 b 表示该土是由各种粒组的土粒组成,土粒极不均匀;曲线 c 表示该土中砂粒极少,主要是由细颗粒组成的粘性土。

第二,由累计曲线可确定土粒的级配指标。

$$\text{不均匀系数 } C_u: \quad C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (1-9)$$

$$\text{曲率系数 (或称级配系数) } C_c: \quad C_c = \frac{d_{30}^2}{d_{10} \cdot d_{60}} \quad (1-10)$$

式中: d_{10} 、 d_{30} 、 d_{60} ——分别相当于累计百分含量为 10%、30%和 60%的粒径; d_{10} 称为有效粒径; d_{60} 称为限制粒径。

不均匀系数 C_u 反映不同大小粒组的分布情况。 C_u 值愈大,表明土粒大小分布范围大,土的级配良好; C_u 值愈小,表明土粒大小相近似,土的级配不良。一般认为,不均匀系数 $C_u < 5$ 时,称为均粒土,其级配不良; $C_u \geq 5$ 的土为非均粒土,其级配良好。

实际上,仅单靠不均匀系数 C_u 值一个指标来判定土的级配情况是不够的,还必须同时考察曲率系数 C_c 值。曲率系数 C_c 描述累计曲线的分布范围,反映累计曲线的整体形状。一般认为 $C_c = 1 \sim 3$ 之间,土的级配较好; $C_c < 1$ 或 $C_c > 3$ 时,累计曲线呈明显弯曲。当累计曲线呈阶梯状时,说明粒度不连续,即主要由大颗粒和小颗粒组成,缺少中间颗粒,表明土的级配不好,其工程地质性质也较差。

在工程上,常利用累计曲线确定的土粒的两个级配指标值来判定土的级配情况。当同时满足不均匀系数 $C_u \geq 5$ 和曲率系数 $C_c = 1 \sim 3$ 这两个条件时,土为级配良好的土;若不能同时满足,土为级配不良的土。

例如图 1-2 中曲线 a , $d_{10} = 0.11\text{mm}$, $d_{30} = 0.22\text{mm}$, $d_{60} = 0.39\text{mm}$ 则 $C_u = 3.9$, $C_c = 1.24$, 表明土样 a 为级配不良的土。

(3) 三角坐标法 这也是一种图示法。三角坐标法可用来表达粘粒、粉粒和砂粒三种粒

组的百分含量。它是利用几何上等边三角形中任意一点到三边的垂直距离之和恒等于三角形的高的原理 即 $h_1 + h_2 + h_3 = H$ 来表达粒度成分。如取三角形的高 $H = 100\%$, h_1 为粘土颗粒的含量, h_2 为砂土颗粒的含量, h_3 为粉土颗粒的含量 则图 1-3 中 m 点即表示土样的粒度成分中粘粒、粉粒及砂粒的百分含量分别为 23%、47% 和 30%。

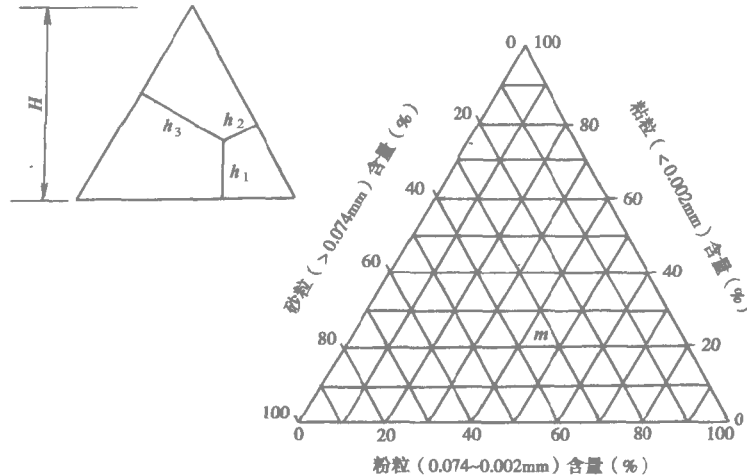


图 1-3 三角坐标表示粒度成分

上述三种方法各有其特点和适用条件。表格法能很清楚地用数量说明土样的各粒组含量, 但对于大量土样之间的比较就显得过于冗长, 且无直观概念, 使用比较困难。

累计曲线法能用一条曲线表示一种土的粒度成分, 而且可以在一张图上同时表示多种土的粒度成分, 能直观地比较其级配状况。

三角坐标法能用一点表示一种土的粒度成分, 在一张图上能同时表示许多种土的粒度成分, 便于进行土料的级配设计。三角坐标图中不同的区域表示土的不同组成, 因而, 还可以用来确定按粒度成分分类的土名 (见土的工程分类一节)。

(二) 矿物成分

1. 土的矿物类型

和岩石一样, 土是由矿物组成的。随着土中矿物的特性不同, 土的物理力学性质也不同。对土进行工程地质研究时, 必须注意土的矿物成分、矿物的特性及其对土的物理力学性质的影响。

组成土的矿物可分为以下几个方面:

(1) 原生矿物: 是直接由岩石经物理风化作用而来的、性质未发生改变的矿物, 最主要的是石英, 其次是长石、云母等。这类矿物的化学性质稳定, 具有较强的抗水性和抗风化能力, 亲水性弱。由这类矿物组成的土粒一般较粗大, 是砂类土和粗碎屑土 (砾石类土) 的主要组成矿物。

(2) 次生矿物: 主要是在通常温度和压力条件下, 矿物经受风化变异, 或被分解而形成的新矿物。这类矿物比较复杂, 对土的物理力学性质的影响比较大。在对土进行研究时, 应着重于这类矿物的研究, 虽然其含量有时并不很大。次生矿物可分为可溶性次生矿物和不溶性次生矿物。

可溶性次生矿物是由原生矿物遭受化学风化, 可溶性物质被水溶走, 在别的地方又重新沉淀而成的。根据其溶解的难易程度又可分为易溶的、中溶的和难溶的三类。易溶次生矿物如

岩盐 中溶次生矿物如石膏 难溶次生矿物如方解石、白云石等。

不溶性次生矿物多系风化残余物及新生成的粘土矿物。一般颗粒非常细小，成为粘性土的主要组成部分，而由于其性质特殊，使粘性土具有一系列特殊的物理力学性质。

除上述矿物质外，土中还常含有生物形成的腐殖质、泥炭和生物残骸，统称为有机质。其颗粒很细小，具有很大的比表面积，对土的工程地质性质影响也很大。

2. 土的矿物成分和粒度成分的关系

土是地质作用的产物，在其形成的长期过程中，一定的地质作用过程和生成条件生成一定类型的土，使它具有某种粒度成分的同时，也必然具有某种矿物成分。这就使土的矿物成分和粒度成分之间存在着极其密切的内在联系，特别明显地表现在粒组与矿物成分的关系方面。

(1) 粒径 $> 2\text{mm}$ 的砾粒组 包括砾石、卵石等岩石碎屑，它们仍保持为原有矿物的集合体，有时是多矿物的，有时是单矿物的。

(2) 粒径为 $2 \sim 0.074\text{mm}$ 的砂粒组，其颗粒与岩石中原生矿物的颗粒大小差不多。砂粒多是单矿物 以石英最为常见 有时为长石、云母及其它深色矿物。在某些情况下 还有白云石组成的砂粒 如白云石砂。

(3) 粒径为 $0.074 \sim 0.002\text{mm}$ 的粉粒组，由一些细小的原生矿物和次生矿物，如粉粒状的石英和难溶的方解石、白云石构成。

(4) 粒径 $< 0.002\text{mm}$ 的粘粒组，主要是一些不溶性次生矿物，如粘土矿物类、倍半氧化物、难溶盐矿、次生二氧化硅及有机质等构成。

石英抗风化能力很强，尽管在风化、搬运过程中不断破碎变小，但很少发生化学分解。在砂粒、粉粒组中石英是最常见的矿物 并可形成粘粒。白云母也是比较稳定的矿物 在砂粒、粉粒组中常见，甚至在粘粒组中也可见。

长石具解理易破碎，化学稳定性较差，很易发生变异，变为别的矿物。因而，只能形成砂粒，有时可形成粉粒，不可能形成粘粒。黑云母也是如此，其他暗色矿物在粉粒中也很少见。在黄土中，粉粒有时为方解石或白云石。

粘粒主要由不可熔的次生矿物组成。这类矿物一般都很细小，成为粘粒。不可熔的次生矿物最常见的有三大类，即次生二氧化硅、倍半氧化物和粘土矿物。

次生二氧化硅是由铝硅酸盐原生矿物分解而成的细小二氧化硅颗粒，因其很细小，所以在水中呈胶体状态。

倍半氧化物是由三价的 Fe 、 Al 和 O 、 OH 、 H_2O 等组成的各种矿物的统称。可用 R_2O_3 表示， R 代表三价的 Fe 或 Al 而 OH 、 H_2O 等被简化省略了。 R_2O_3 可看作 $\text{RO}_{1.5}$ 即 O 为 R 的一倍半，所以 R_2O_3 矿物称为倍半氧化物。三价的 Fe 往往与 Al 共生 而三价的 Fe 使土呈红、棕、黄、褐等色 故一般土正是具有这些颜色 可知 R_2O_3 很常见于土中，且多呈细粘粒。

粘土矿物是粘粒中最常见的矿物 这种矿物种类很多 主要是高岭石、蒙脱石和水云母 统称为粘土矿物。和粘土、粘粒等概念不是一回事，要互相分清。粘土矿物都是极细小的铝硅酸盐 它们含有 SiO_2 和 R_2O_3 等化学成分。这类矿物对粘性土的塑性、压缩性、胀缩性及强度等工程性质影响很大。粘性土的工程性质主要受粒间的各种相互作用力所制约，而粒间的各种相互作用力又与矿物颗粒本身的结晶格架特征有关，亦即与组成矿物的原子和分子的排列有关，与原子、分子间的键力有关。关于运用胶体化学的原理来分析粘粒与水相互作用的一些重要现象及影响粘性土工程性质的有关因素方面的问题，可查阅有关资料，在此不再详述。

综上所述，一定大小的粒组，反映着一定的矿物成分。粗大的颗粒多由原生矿物组成，细

小的颗粒粘粒多为次生矿物和有机质。因此土的粒度成分间接反映了矿物成分的特性，它们均是决定土的工程地质性质的重要指标。粒组与矿物成分的关系可以示意地用图 1-4 表示。

土粒组	名称 直径 (mm)	漂石、卵石、砾石 块石、碎石、角砾	砂粒组	粉粒组	粘粒组			矿物的 相对密度	
					粗	中	细		
土中最 常见的矿物		>2	2~0.074	0.074~0.002	0.002~0.001	0.001~0.0001	<0.0001		
原生 矿物	母岩碎屑 (多矿物结构)							(按母岩)	
	单矿物颗粒	石英						2.65~2.66	
	长石							2.56~2.57	
	云母							2.70~3.10	
次生 矿物	次二氧化硅							2.27~2.64	
	粘土矿物	高岭石						2.60~2.68	
		伊利石						2.64~2.68	
		蒙脱石						2.20~2.70	
	倍半 氧化物	Al ₂ O ₃							2.30~4.00
		Fe ₂ O ₃							2.70~5.30
	难溶盐 (CaCO ₃ 、MgCO ₃)							2.71~3.72	
腐殖质								1.25~1.40	

图 1-4 土的矿物成分与粒度成分的对对应关系

3. 矿物成分对土的工程性质的影响

土的矿物成分和粒度成分是土最重要的物质基础，它们对土的工程地质性质的影响很大。随着组成土的矿物成分不同，其工程性质也有所差异。

(1) 原生矿物 石英、长石、云母

塑性 黑云母最大，石英无。

毛细上升高度：

颗粒 $>0.1\text{mm}$ 时，云母 $>$ 浑圆石英 $>$ 长石 $>$ 尖棱石英；

颗粒 $<0.1\text{mm}$ 时，云母 $>$ 尖棱石英 $>$ 长石 $>$ 浑圆石英。

孔隙度的变化：云母 $>$ 长石 $>$ 尖棱石英 $>$ 浑圆石英。

渗透系数 云母 $>$ 长石 $>$ 尖棱石英。

内摩擦角：尖棱石英 $>$ 浑圆石英 $>$ 云母。

颗粒 $<0.1\text{mm}$ 时，各种矿物的内摩擦角十分近似。

(2) 次生矿物 不溶性粘土矿物

亲水性：蒙脱石 $>$ 伊利石 $>$ 高岭石。

② 渗透性 伊利石 $>$ 高岭石 $>$ 蒙脱石。

压缩性 蒙脱石 $>$ 高岭石。

内摩擦角：蒙脱石的内摩擦角小，在石英中加入百分之几的蒙脱石，则石英的内摩擦角可降低到原来的 $1/3$ 或更小。

(3) 次生可溶盐 从存在的状态看 固态的可溶盐 碳酸盐类 起胶结作用 把土粒胶结起来 使土的孔隙度减小 强度增加。可溶盐分布常常不均匀 有时是结核状的、斑点状的 对土的影响不一样。液态的可溶盐包围着土的颗粒，在其周围起介质作用。

二、土中的水

土中的水以不同形式和不同状态存在着，它们对土的工程性质的形成，起着不同的作用和影响。土中的水按其工程地质性质可分为：

1. 结构水

粘土颗粒与水相互作用，在土粒表面通常是带负电荷的，在土粒周围就产生一个电场。水溶液中的阳离子一方面受土粒表面的静电引力作用，一方面又受到布朗运动（热运动）的扩散力作用，这两个相反趋向作用的结果，使土粒周围的阳离子呈不均匀分布，其分布与地球周围的大气层分布相仿。在土粒表面所吸附的阳离子是水化阳离子，土粒表面除水化阳离子外，还有一些水分子也为土粒所吸附，吸附力极强。土粒表面被强烈吸附的水化阳离子和水分子构成了吸附水层（也称为强结合水或吸着水），在土粒表面阳离子浓度最大，随着离土粒表面距离的加大，阳离子浓度逐渐降低，直至达到孔隙中水溶液的正常浓度为止。从土粒表面直至阳离子浓度正常为止，这个范围称为扩散层。当然，在扩散层内阴离子则为土粒表面的负电荷所排斥，随着离土粒表面距离的加大，阴离子浓度逐渐增高，最后阴离子也达水溶液中的正常浓度。土粒表面的负电荷和扩散层合起来称为双电层。

土粒表面的负电荷为双电层的内层，扩散层为双电层的外层。扩散层是由水分子、水化阳离子和阴离子所组成，形成土粒表面的弱结合水（也称为薄膜水）。图 1-5 为双电层的示意图。

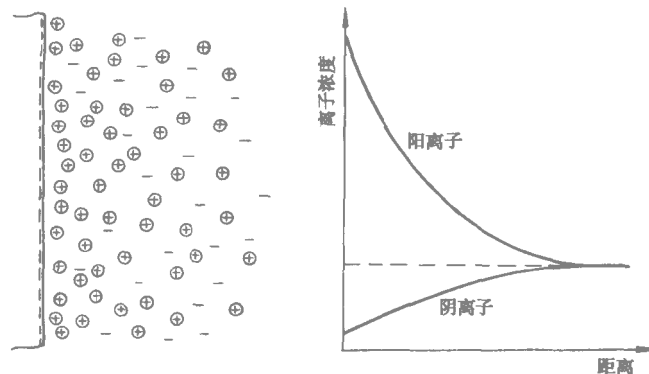


图 1-5 双电层示意图

强结合水紧靠土粒表面，厚度只有几个水分子厚，小于 $0.003\mu\text{m}$ ($1\mu\text{m} = 0.001\text{mm}$)，受到约 1000MPa (1 万个大气压) 的静电引力，使水分子紧密而整齐地排列在土粒表面不能自由移动。强结合水的性质与普通水不同，其性质接近固体，不传递静水压力， 100°C 不蒸发， -78°C 低温才冻结成冰，密度 $\rho_w = (1.2 \sim 2.4)\text{g}/\text{cm}^3$ ，平均为 $2.0\text{g}/\text{cm}^3$ ，具有很大的粘滞性、弹性和抗剪强度。

当粘土只含强结合水时呈固体坚硬状态；砂土含强结合水时呈散粒状态。

弱结合水在强结合水外侧，呈薄膜状，也是由粘土表面的电分子力吸引的水分子，水分子排列也较紧密，密度 $\rho_w = (1.3 \sim 1.7)\text{g}/\text{cm}^3$ ，大于普通液态水。弱结合水也不传递静水压力，呈粘滞体状态，也具有较高的粘滞性和抗剪强度，冰点在 $-20^\circ\text{C} \sim -30^\circ\text{C}$ 。其厚度变化较大，水分子有从厚膜处向较薄处缓慢移动的能力，在其最外围有成为普通液态水的趋势。此部分水对粘性土的影响最大。

2. 自由水

此种水离土粒较远，在土粒表面的电场作用以外，水分子自由散乱地排列，主要受重力作用的控制。自由水包括下列两种：

(1) 毛细水 这种水位于地下水位以上土粒细小孔隙中，是介于结合水与重力水之间的一种过渡型水，受毛细作用而上升。粉土中孔隙小，毛细水上升高，在寒冷地区要注意由于毛细水而引起的路基冻胀问题，尤其要注意毛细水源源不断地将地下水上升产生的严重冻胀。

毛细水水分子排列的紧密程度介于结合水和普通液态水之间，其冰点也在普通液态水之下。毛细水还具有极微弱的抗剪强度，在剪应力较小的情况下会立刻发生流动。

(2) 重力水 这种水位于地下水位以下较粗颗粒的孔隙中，是只受重力控制，水分子不受土粒表面吸引力影响的普通液态水。受重力作用由高处向低处流动，具有浮力的作用。在重力水中能传递静水压力，并具有溶解土中可溶盐的能力。

3. 气态水

此种水是以水气状态存在于土孔隙中。它能从气压高的空间向气压低的空间运移，并可在土粒表面凝聚转化为其它各种类型的水。气态水的迁移和聚集使土中水和气体的分布状态发生变化 可使土的性质改变。

4. 固态水

此种水是当气温降至 0°C 以下时，由液态的自由水冻结而成。由于水的密度在 4°C 时为最大 低于 0°C 的冰 不是冷缩 反而膨胀 使基础发生冻胀，寒冷地区基础的埋置深度要考虑冻胀问题。土质学与土力学中将含有固态水的土列为四相体系的特殊土——冻土。

粘土颗粒与水相互作用见图 1-6。

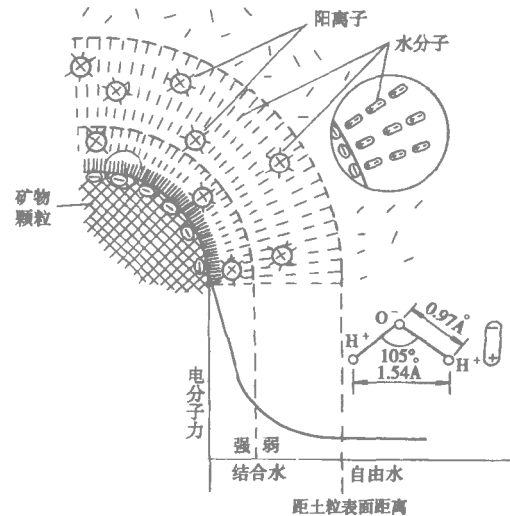


图 1-6 粘土矿物和水分子的相互作用

三、土中气体

土中气体指土的固体矿物之间的孔隙中，没有被水充填的部分。土的含气量与含水量有密切关系。土孔隙中占优势的是气体还是水，土的性质有很大的不同。

土中气体的成分与大气成分比较，主要区别在于 CO_2 、 O_2 及 N_2 的含量不同。一般土中气体含有更多的 CO_2 较少的 O_2 较多的 N_2 。土中气体与大气的交换愈困难，两者的差别就愈大。

土中气体可分为自由气体和封闭气泡两类。自由气体与大气相连通，通常在土层受力压缩时即逸出 对土的工程性质影响不大 封闭气泡与大气隔绝 对土的工程性质影响较大 在受外力作用时 随着压力的增大 这种气泡可被压缩或溶解于水中 压力减小时 气泡会恢复原状或重新游离出来。若土中封闭气泡很多时，将使土的压缩性增高，渗透性降低。土质学与土力学中将这种含气体的土称为非饱和土。非饱和土的工程性质研究已形成土力学的一个新分支。

第二节 土的结构

概 念

土的结构是指土颗粒之间的相互排列和联结形式的综合。

土粒的排列方式表现为土颗粒之间孔隙的疏密、大小、数量等的状况，它影响着土的透水性、压缩性等物理力学性质。

土粒间的联结形式有以下几种：

1. 水胶联结（又称结合水联结）

是粘性土所特有的联结形式，使土具有粘着性。但这种联结力常要随土的干、湿状态而发生变化。它是粘性土力学强度的主导因素。

2. 水联结（也称毛细水联结）

是砂土和粉土常具有的一种联结形式，是由毛细力所形成的微弱的暂时性联结力。

一般认为砂土中含水量为 4%~8% 时，毛细水联结力最强。但随着砂土的失水或饱和，这种联结力即行消失为无联结。

3. 无联结

砾石等粗碎屑土，因颗粒的质量大，水胶联结和水联结力都无法使粒间形成联结关系，表现为松散无联结状态。

4. 胶结联结

是含可溶盐较多的土或老土层中常见的一种联结形式，如盐渍土和黄土即属此种联结。这种联结的干土强度较大，但遇水后土中的盐类易被淋溶或流失，土的联结即行削弱，土的程度也随之降低。

5. 冻结联结

是冻土所特有的一种联结形式。土的程度随着冻结和融化发生很大变化，土层极不稳定，也使土的工程性质复杂化。工程上常利用“冻结法”来处理软土、流砂等特殊地质问题。

二、 种 类

土的结构可分为下列三种：

1. 单粒结构：是碎石类土和砂土的结构特征。其特点是土粒间没有联结或只有极微弱的水联结，可以略去不计。按土粒间的相互排列方式和紧密程度不同，可将单粒结构分为松散结构和紧密结构 如图 1-7 所示。

在静荷载作用下 尤其在振动荷载作用下 具有松散结构的土粒 易于变位压密 孔隙度降低，地基发生突然沉陷，导致建筑物破坏。尤其是具有松散结构的砂土，在饱水情况下受振动时，会变成流动状态，对建筑物的破坏性更大。而具有紧密结构的土层，在建筑物的静荷载作用下不会压缩沉陷，在振动荷载作用下，孔隙度的变化也很小，不致造成破坏。紧密结构的砂土只有在侧向松动，如开挖基坑后才会变成流砂状态。所以，从工程地质观点来看，紧密结构是最理想的结构。

单粒结构的紧密程度取决于矿物成分、颗粒形状、均匀程度和沉积条件等。片状矿物组成的砂土最松散；浑圆的颗粒组成的砂土比带棱角的颗粒组成的砂土紧密；土粒愈不均匀，结构

愈紧密；急速沉积的比缓慢沉积的土结构松散些。

2. 蜂窝结构 主要是颗粒细小的粘性土具有的结构形式 如图 1-8a)。当土粒粒径在 $0.02 \sim 0.002\text{mm}$ 时, 单个土粒在水中下沉, 碰到已沉积的土粒, 因土粒之间的分子引力大于土粒自重, 则下沉的土粒被吸引不再下沉, 逐渐由单个土粒串联成小链状体。边沉积边包围而成内包孔隙的似蜂窝状的结构。这种结构的孔隙一般远大于土粒本身尺寸, 若沉积后的土层没有受过比较大的上覆压力, 在建筑物的荷载作用下会产生较大沉降。

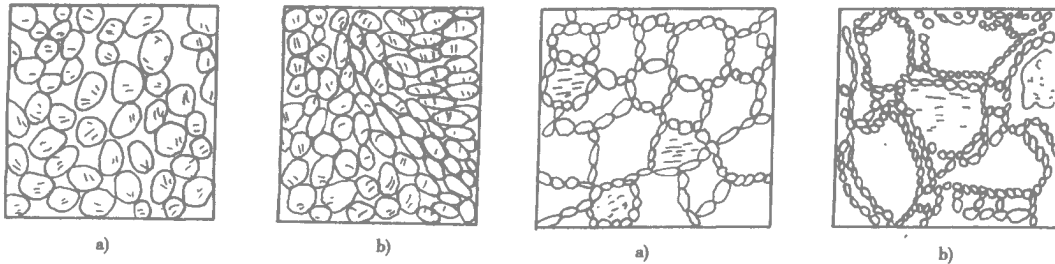


图 1-7 土的单粒结构
a)松散结构 b)紧密结构

图 1-8 粘性土的团聚结构示意图

3. 絮状结构 (又称二级蜂窝结构) 这是颗粒最细小的粘土特有的结构形式 如图 1-8b)。当土粒粒径 $< 0.002\text{mm}$ 时, 土粒能在水中长期悬浮。这种土粒在水中运动, 相互碰撞而吸引, 逐渐形成小链环状的土集粒 质量增大而下沉 当一个小链环碰到另一小链环时 相互吸引 不断扩大形成大链环状, 称为絮状结构。因小链环中已有孔隙, 大链环中又有更大的孔隙, 形象地称为二级蜂窝结构。絮状结构比蜂窝状结构具有更大的孔隙率, 在荷载作用下可能产生更大的沉降。

土的结构在形成过程中 以及形成之后 当外界条件变化时 (例如荷载条件、湿度条件、温度条件或介质条件的变化), 都会使土的结构发生变化。土体失水干缩时, 会使土粒间的联结增强 土体在外力作用下 (压力或剪力) 絮状结构会趋于平行排列的定向结构 使土的强度及压缩性都随之发生变化。保持原来天然含水量, 但天然结构被破坏的重塑土的强度比保持天然结构的原状土的强度低, 其比值可作为结构性的指标, 称为灵敏度 S_L)。

灵敏度高的土 其触变性也大 软土地基受动荷载后 易产生侧向滑动、沉降或基底面向两侧挤出等现象。所以, 进行施工活动时, 要十分注意避免对土体的扰动, 防止发生过大的变形, 特别在边坡附近打桩、爆破等, 更要避免土的强度丧失造成事故。

对土的结构的研究, 近年来不仅研究土粒的排列及分布, 并已开始研究土的孔隙性 (如孔隙大小、形状及分布) 以及颗粒间联结性 (接触数量、接触力的分布等) 土的孔隙性对土的压缩性及透水性是一个重要因素, 而土的联结性对土的力学强度则是一个重要因素。

第三节 土的物理性质指标及物理状态指标

土的物理性质指标及物理状态指标, 反映土的工程性质的特征, 具有重要的实用价值。这些指标在土力学中有着广泛的应用。例如: 土的自重应力 (σ_{cz}) 计算时 需用到土的容重、土的浮容重等物理状态指标; 按规范方法确定地基容许承载力 $[\sigma_0]$ 时 需同时用到土的物理性质指标中的孔隙比 e 和物理状态指标中的液性指数 I_L)。因此, 有必要研究一下土的物理性质指标及物理状态指标。

一、土的物理性质指标

土是由固相(土粒)、液相(水溶液)和气相(空气)组成的三相分散体系。前面章节已定性说明土中三相之间相互比例不同,土的工程性质也不同。现在需要定量研究三相之间的比例关系,即土的物理性质指标的物理意义和数值大小。利用物理性质指标可间接地评定土的工程性质。

为了求得三相比例指标,把土体中实际上是分散的三个相(图 1-9a)抽象地分别集合在一起:固相集中于下部,液相居中部,气相集中于上部,构成理想的三相图(如图 1-9b)。在三相图的右边注明各相的体积,左边注明各相的质量(如图 1-9c)。

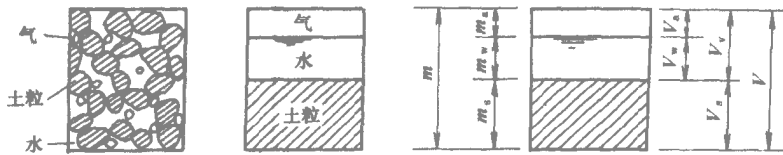


图 1-9 土的三相图

a) 实际土体 b) 土的三相图 ;c) 各相的体积与质量

土样的体积 V 可由式 (1-11) 表示:

$$V = V_s + V_w + V_a \quad (1-11)$$

式中: V_s 、 V_w 、 V_a ——分别为土粒、水、空气的体积。

土样的质量 m 可由式 (1-12) 或 (1-13) 表示:

$$m = m_s + m_w + m_a \quad (1-12)$$

$$\text{或 } m \approx m_s + m_w, m_a \approx 0 \quad (1-13)$$

式中: m_s 、 m_w 、 m_a ——分别为土粒、水、空气的质量。

下面分别阐述土的物理性质指标的名称、符号、物理意义、表达式、单位、常见值及确定方法。

(一) 确定三相比例关系的基本物理性质指标

1. 土的密度 (ρ) 和土的容重 (γ)

(1) 物理意义

ρ 为单位体积土的质量。

γ 为单位体积土的重力 即 $\gamma = \rho g \approx 10\rho (\text{kN/m}^3)$

土的密度与土的结构、所含水分多少以及矿物成分有关,在测定土的天然密度时,必须用原状土样(即其结构未受扰动破坏,并且保持其天然结构状态下的天然含水量)。如果土的结构破坏了或水分变化了,则土的密度也就改变了,这样就不能正确测得真实的天然密度,用这种指标进行工程计算就会得出错误的结果。

(2) 表达式

$$\rho = \frac{\text{土的总质量}}{\text{土的总体积}} = \frac{m}{V} (\text{g/cm}^3) \quad (1-14)$$

(3) 常见值 $\rho = (1.6 \sim 2.2) \text{g/cm}^3, \gamma = (16 \sim 22) \text{kN/m}^3$

(4) 常用测定方法

环刀法 此法适用于细粒土。

用内径6~8cm,高2~3cm壁厚1.5~2mm的不锈钢环刀切土样,用天平称其质量,按密度表达式计算而得。

灌水法 此法适用于粗粒土和巨粒土。

现场挖试坑 将挖出的试样装入容器称其质量再用塑料薄膜平铺于试坑内然后将水缓慢注入塑料薄膜中,直至薄膜袋内水面与坑口齐平,注入的水量的体积即为试坑的体积。

2. 土粒比重 G_s

(1) 物理意义 土在 105~110℃下烘至恒重时的质量与同体积 4℃蒸馏水质量的比值。土粒比重只与组成土粒的矿物成分有关,而与土的孔隙大小及其中所含水分多少无关。

(2) 表达式

$$G_s = \frac{\text{固体颗粒的质量}}{\text{同体积 4℃ 纯水质量}} = \frac{m_s}{V_s \rho_w} = \frac{m_s}{V_s} = \rho_s (\text{数值上近似}) \quad (1-15)$$

ρ_s 称为土粒密度 是干土粒的质量 m_s 与其体积 V_s 之比。

(3) 常见值

砂土	$G_s = 2.65 \sim 2.69$
粉土	$G_s = 2.70 \sim 2.71$
粘性土	$G_s = 2.72 \sim 2.75$

(4) 常用测定方法

比重瓶法 适用于粒径小于 5mm 的土。

用容积为 100ml 的比重瓶 将烘干土样 15g 装入比重瓶 用感重为 0.001g 的天平称瓶加干土质量。注入半瓶纯水后煮沸 1h 左右以排除土中气体 冷却后将纯水注满比重瓶 再称总质量并测定瓶内水温后经计算而得。

② 浮称法 适用于粒径大于、等于 5mm 的土 且其中粒径为 20mm 的土质量应小于总土质量的 10%。

虹吸筒法 适用于粒径大于、等于 5mm 的土 且其中粒径为 20mm 的土质量应大于、等于总土质量的 10%。

经验法 因各种土的比重值相差不大,仅小数点后第二位不同。若当地已进行大量土粒比重试验,则常采用经验值。但新到一地区则必须通过试验测定。

3. 土的含水量 w

(1) 物理意义 土的含水量表示土中含水的数量,为土体中水的质量与固体矿物质量的比值 用百分数表示。

土的含水量只能表明土中固相与液相之间的数量关系 不能描述有关土中水的性质 只能反映孔隙中水的绝对值,不能说明其充满程度。

(2) 表达式

$$w = \frac{\text{水的质量}}{\text{固体颗粒质量}} = \frac{m_w}{m_s} \times 100\% \quad (1-16)$$

(3) 常见值

砂土	$w = (0 \sim 40)\%$
粘性土	$w = (20 \sim 60)\%$

当 $w \approx 0$ 时 砂土呈松散状态 粘土呈坚硬状态。粘性土的含水量很大时 其压缩性高 强度低。