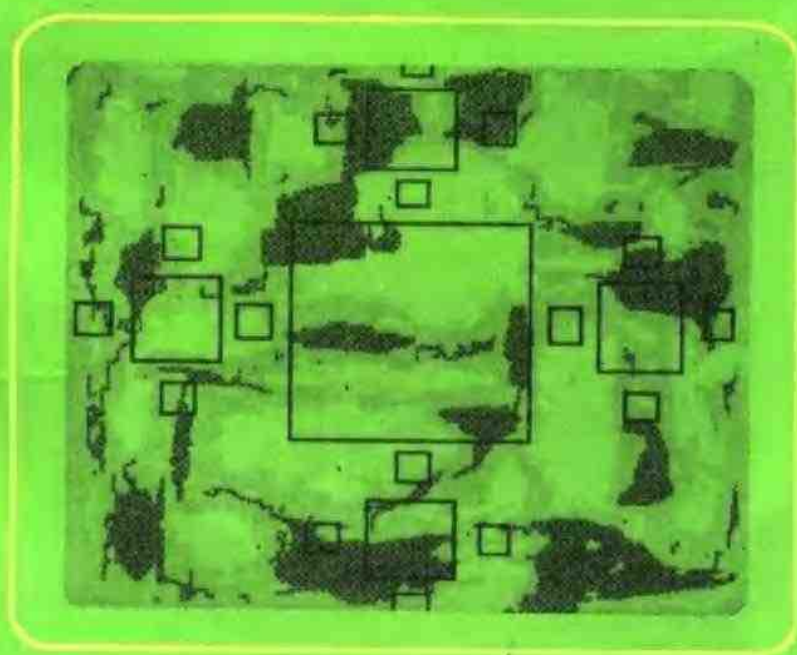


粘性土微结构定量模型 及其工程地质特征研究

胡德林 等著



地质出版社

地质行业科技发展基金资助项目

粘性土微结构 定量模型及其工程地质特征研究

胡瑞林(主编) 李向全 官国琳 叶浩 著

地质出版社

·北京·

(京)新登字 085 号

内 容 提 要

本书以粘性土微结构要素的定量信息提取与量化表示为突破点,藉助于近年来研制成功的微结构图像分析系统(MPIS),在引入并合理应用非线性科学最新成果——分形理论解决结构要素量化问题基础上,较为系统、深入地阐述了某些特殊粘性土(如黄土、膨胀土和软土)的微结构定量特性及其与主要工程地质性质的制约关系和作用机制,详细分析了典型工程环境(如压力环境和固结环境)中粘性土微结构变化规律及其对土的工程性状的影响。作为全书的一个重点,书中还对黄土湿陷的结构机制进行了较为深入的分析研究,取得了一些重要成果。本书的最后部分还进一步在量化意义上初步确定了试验土样的天然结构模式。全书自始至终贯穿着土体的工程性状在本质上受控于复杂多变的微观结构这样一种基本指导思想。

本书可供工程地质、水文地质、环境地质及岩土工程专业的科技工作者以及有关大专院校相关专业的师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

粘性土微结构定量模型及其工程地质特征研究/胡瑞林等著. —北京:地质出版社,1995.3

ISBN 7-116-01871-9

I. 粘… II. 胡… III. ①粘土—结构性能—定量分析—模型②粘土—结构性能—影响—工程地质 N. P619.230.4

中国版本图书馆 CIP 数据核字(95)第 02896 号

地质出版社出版

(100013 北京和平里七区十楼)

责任编辑:白 铁 党顺行

*

北京地质印刷厂印刷 新华书店总店科技发行所发行

开本:787×1092 1/16 印张:7.25 字数:180千字

1995年3月北京第一版·1995年3月北京第一次印刷

印数:1—700册 定价:8.00元

ISBN7-116-01871-9

P·1463

前 言

现今,我们所面临的世界正处在一个知识急剧爆炸、技术突飞猛进、观念不断更新的时代。作为古老而又年轻的边缘学科——工程地质学,在进入 90 年代以来,正日益面临着更加严峻的挑战,其中一个重大问题就是如何处理并有效地反映我们所面对的非线性世界——复杂的岩土工程环境。

作为岩土工程环境重要组成部分的粘性土(体)是地壳表层广泛分布的一种性质较差的工程材料。由于其现存状态既残留着地质历史变迁的痕迹,又明显地受到现今人类活动的改造,因而具有复杂的非线性特征;在宏观上表现为土体物理力学性状的不均匀性和各向异性;而在微观上则主要表现为介质结构的非连续性和不确定性。从本质上讲,粘性土的物理力学性状的复杂性是其介质结构非线性特性的集中表现。

鉴于粘性土非线性结构的复杂性,传统的研究方法是将其进行适度的均一化处理,进而采用相对连续的介质模型去分析和评价粘性土的工程地质性质及其对工程建筑的适应性。事实上,土体是一种远比其它普通工程材料要复杂得多的介质,建立于成因分析基础之上的均一化处理过程很难逾越土体微结构多样性和不确定性这一巨大障碍。因而,其分析评价结果往往与实际需求有较大的偏差,有时甚至会给工程建设造成一些麻烦和损失。在工程建设进入大规模、高层次发展的今天,传统的土质学理论和方法在定量分析方面已不适应时代的要求,亟待取得突破性进展。

目前我们所面临的困难是如何使非线性的粘性土结构量化,进而建立起基于微观结构力学机制意义之上的现代土力学理论体系。问题的关键在于,怎样在继承和发展前人的定性分析成果的基础上,创造性地实现结构要素的量化分析。这是实现粘性土微观结构力学模式量化的首要条件和技术关键。近年来,国内外非线性科学研究取得了重大进展,为我们解决土体微结构非线性问题创造了有利条件和良好机会。

基于这一认识,作者的研究工作将以粘性土微结构要素的定量信息提取与量化表示为突破点,在引入并合理应用非线性科学最新成果——分形理论解决结构要素量化问题基础上,进而较为系统、深入地探讨某些特殊粘性土(如黄土、膨胀土和软土)的微结构定量特性及其与主要工程地质性质的制约关系和作用机制,分析典型工程环境(如压力环境)中粘性土微结构变化规律及其对土的工程性状的影响;在量化意义上初步确定试验土样的天然结构模式。整个研究工作所遵循的指导思想是:土体的工程性状在本质上受控于复杂多变的微观结构。

本书是在胡瑞林副研究员申请,并负责的地质行业基金资助项目(编号 90040)研究报告基础上编写而成。该项目自 1991 年立项,并开展工作以来,共历时三年时间。这期间,我们曾先后四次分赴陕西的蓝田、西安、白水、黄陵、洛川、延安、绥德和安康,山西太原,甘肃兰州,四川成都和福建厦门等地进行野外考察和现场取样,共采集试验土样 180 多组,涉及的典型粘性土有三种:黄土、膨胀土和软土。室内完成的土工试验项目包括黄土湿陷试验、增湿试验、常规压缩试验、固结试验、剪切试验、颗分试验、渗透试验及有荷载和无荷载膨胀试验等。制作结构薄片 355 张,完成的结构图像处理数据约 30MB。通过试验研究和结构分析,基本达到

了预期目的。

全书共七章。其中，第一章、第二章、第三章、第六章和结语由胡瑞林副研究员执笔；第四章、第七章由李向全同志执笔；第五章第一节由胡瑞林、官国琳共同执笔，该章第二节和第三节由李向全同志执笔。全书的统筹和审核由胡瑞林同志负责。在试验过程中，我所测试中心的吴国珍、王鸿燕、董铃和何宝瑞等同志为我们提供了很大的帮助和试验条件；车队的宋锁柱同志在野外交通等方面也给予了我们较大的方便；制图室程彦培同志为本报告清绘了部分插图。他们为本书的顺利出版做出了积极贡献，在此谨向他们表示衷心地感谢。

作 者

1994年12月27日

目 录

第一章 粘性土微结构研究概述.....	(1)
第一节 历史的回顾.....	(1)
第二节 粘性土微结构概念与模型的发展.....	(3)
第三节 微结构的定量化研究进展.....	(9)
第四节 微结构理论与实践进展	(12)
小 结	(13)
第二章 粘性土微结构要素及其图像信息处理技术	(15)
第一节 粘性土微结构形态要素及其图像信息	(15)
第二节 粘性土微结构图像信息处理技术简介	(20)
第三章 粘性土微结构的分形特征	(24)
第一节 分形理论概述	(24)
第二节 粘性土微结构的自相似性及其分维算法	(29)
第三节 主要粘性土微结构的分维特征	(32)
第四章 天然粘性土主要工程性质与结构特征初步分析	(41)
第一节 黄土压缩性与天然结构状态关联特征分析	(41)
第二节 天然黄土抗剪强度的结构特征	(44)
第三节 天然黄土渗透性结构特征分析	(46)
第五章 变形过程中粘性土微结构形态变化规律	(48)
第一节 压缩过程中微结构形态变化规律	(48)
第二节 固结过程中粘性土微结构形态变化规律	(63)
第三节 土体膨胀过程的结构变化规律	(75)
第六章 黄土湿陷性结构特征分析	(78)
第一节 天然黄土湿陷性的微结构效应	(78)
第二节 压力与湿陷性关系及其结构特征分析	(87)
第三节 黄土的增湿湿陷效应及其结构特征	(94)
第四节 关于黄土湿陷机理的初步认识	(99)
第七章 粘性土天然微结构形态模式的建立.....	(100)
第一节 天然黄土典型微结构形态模式的建立	(100)
第二节 典型微结构形态模式特征及其主要工程性质	(104)
结 语	(106)
参考文献	(108)

CONTENTS

Chapter 1. A Survey of Study on Microstructures of Clayey Soils	(1)
Section 1. Review of the History	(1)
Section 2. Development of the Concepts and Models of Microstructures	(3)
Section 3. Headway of Quantitative Study on Microstructure of Clayey Soil	(9)
Section 4. Progress of the Microstructure Theory and Practice	(12)
Brief Summary	(13)
Chapter 2. Microstructure Factors and their Image Processing	(15)
Section 1. Microstructure Factors and their Image Information	(15)
Section 2. General Introduction of the MIPS	(20)
Chapter 3. Fractal Features of Microstructures of Clayey Soils	(24)
Section 1. Introduction of the Fractal Theory	(24)
Section 2. the Self—similary and its Algorithm	(29)
Section 3. Fractal Features of Microstructures of Clayey Soils	(32)
Chapter 4. Outstanding Engineering Behaviors of Natural Clayey Soils and Analysis on their Microstructure Features	(41)
Section 1. The Relationship between Compressibility of Loess and its Natural Microstructure States	(41)
Section 2. Microstructure Features in the Strength of Natural Loess	(44)
Section 3. Permeability of Natural Loess and its Microstructure Feature	(46)
Chapter 5. Microstructure Change in Deformation Procedure	(48)
Section 1. Microstructure Change in Compression Procedure	(48)
Section 2. Microstructure Change in Consolidation Procedure	(63)
Section 3. Microstructure Change in Swelling Procedure	(75)
Chapter 6. Microstructure Origination of Loess Collapse	(78)
Section 1. Microstructure Effect on Natural Loess Collapse	(78)
Section 2. The Collapse Related to Pressure and its Microstructure Change	(87)
Section 3. Water Effect on Loess Collapse and its Structure Features	(94)
Section 4. Tentative Knowledge on the Collapse Principle	(99)
Chapter 7. Quantitative Microstructure Models of Natural Clayey Soils	(100)
Section 1. Establishment of the Models of Natural Loess	(100)
Section 2. Features of Typical Microstructure Models and their Engineering Geological Properties	(104)
Conclusion	(106)
References	(108)

第一章 粘性土微结构研究概述

第一节 历史的回顾

从1925年Terzaghi首次提出微结构概念以来,有关土的微结构研究已经历了大约70年的发展历史。“在评价粘土类土和岩石的工程地质性质时,应当注意考虑其微结构的必要性”(Terzaghi, 1925)的思想已逐渐深入人心。在过去的岁月里,虽然结构研究的进展确实是十分艰难而缓慢的,在岩土工程的许多方面尚因为结构研究成果缺乏应有的量化特性而难以直接应用,但是其大量理论性成果却实实在在地为解释大量土力学行为的本质与规律发挥了最为重要的作用,为各种土力学模型的建立提供了难以忽视的理论框架,从本质上驾驭着岩土工程技术与实践的发展进程和方向。因而,从这种意义上讲,过去70年的微结构研究成果又是十分令人惊喜和巨大的。

纵观这70年的发展历史,我们认为,微结构研究的进程大致可以划分为如下四个较为重要的阶段:

一、萌芽阶段(20年代中期—50年代初)

一般认为,1925年土力学之父——Terzaghi倡导的微结构(Microstructure)概念与思想是土的微结构研究的开端。他提出的著名的“蜂窝状结构”至今仍具有普遍的指导意义和价值。其后,Goldschmidt(1926)和Casagrande(1932)也注意到了微结构的土力学价值,并发展了Terzaghi的结构模式。但是,真正对微结构形态展开系统研究的第一位学者是Austrian土壤学家、土壤微形态学的创始人——W. L. Kubiena。他的最重要著作——《微观土壤学》(Micropedology)为微结构理论的形成和发展奠定了重要基础。他提出的一套土壤微形态描述体系及其大量概念和术语,在很长一段时期内一直是微结构分类的最主要依据之一。不过,这一时期的进展相当缓慢,最大的障碍是缺乏微形态观测的有效手段,以手持放大镜为主,而且多局限于粘土悬液的室内模拟研究,对天然土体的结构复杂性及其颗粒排列等缺乏研究。因此,这一时期又被称之为“逻辑推论”时期或“推测阶段”。当时比较著名的学者还有荷兰的Jongerius、德国的J. Altermuller和俄罗斯的E. I. Parfenova等。

二、成长阶段(50年代中期—60年代后期)

随着光学显微镜、偏光显微镜、X—射线衍射等技术手段在土的微结构观测中的有效应用和推广,加之H. J. Altermuller发明的“浸胶法”使得大量制作高质量的土壤薄片变得容易起来,越来越多的人开始对微结构研究产生了兴趣,进而推动了微结构形态学的发展。为此,在H. Frese和H. J. Altermuller的联合倡导下,于1958年在Braunschweig Volkenrode成功地举行了第一届国际土壤微形态学工作会议,使微结构研究步上了一个新的台阶。至此,微结构研究已开始进入国际化的稳定发展轨道,并每隔4—5年举行一次同样类型的会议,直到1978年该协会才并入国际土壤科学协会(ISSS)。这一时期,涌现了许多卓越的微结构研究专家,如Lamb(1953—1958)、Van Olphen(1963)、Aylmore(1959—1960)、F. M. Sergeev、E.

II. Osipov、陈宗基(1957)等。他们推出了一大批基于光学显微镜观测基础之上的结构形态模式,并从沉积环境等角度开始对土的结构成因展开了深入的研究。其中,奥地利著名学者 R. Brewer(1964)已开始注意到了结构要素的完整性,特别是结构单元体的定向分布特征,并在 Kubiena 的结构描述体系基础上提出了全新的土壤微形态分析体系;在他的著作—《土壤组构与矿物》(Fabric and Mineral of Soils)一书中第一次完整地提出了土壤的“组构”概念,被认为是对早期微结构研究成果的一次系统总结和提高。总之,本时期是土的微结构理论逐渐走向成熟的时期,其特有的研究方法与技术已逐步形成,微结构研究成果也已开始在实践中得到应用,是前所未有的大发展时期。

三、兴盛阶段(60年代末—80年代中期)

到60年代末,由于新兴技术,特别是扫描电镜、电子探针、透射电镜以及电子技术等陆续被引入到土的微结构研究领域,使得土壤微形态研究不论是在结构层次的深度上还是在结构要素的联系广度上,都取得了飞跃的发展,出现了空前繁荣的景象。以 F. M. Sergeev、Osipov、Barden、Pusch、Smart、Dudley、Obrien、Collins 等为代表,人们不仅对土粒的排列特征以及土的孔隙性继续展开深入研究,而且对单矿物及其集合体的相关属性以及结构联结特征等更给予了高度的重视。他们不仅提出了众多内容更加丰富的结构模式,而且联系土性(尤其是结构强度、各向异性特征等)取得了许多非常具有实践意义的科研成果,引起了岩土工程学界的高度注意。为此,国际岩土工程学会于1973年在瑞典专门召开了一次国际土体结构学术会议,针对土木工程中的结构问题进行了深入的研究和总结,对岩土工程的发展产生了重大影响,以至在以后的各次国际土壤工作会议上以及国际原状土次微观研究工作会议(IWGSUSM)上出现了越来越多的岩土工程学家的论文。Rowe、Foster、Lamber、R. N. Yong、Morgestern、Tchaleokodt、Mitchell 等就是其杰出代表。这一时期,人们已开始注意到了定量分析土的结构要素的必要性,并且已有一些学者(如 Yong、Morgenstern、Tchalenko、Lafeber、Gillot、Tovey、Mohmood、Kenney 等)已在颗粒的定向性研究方面作过一些有益的尝试(以后章节将详述)。在结构土样制备技术方面,Tovey 做出了杰出贡献,他提出了孔隙液移出的液氮法冻干技术以及用于电镜扫描的胶带剥离技术等,为研究粘性土的原状结构创造了十分有利的条件。这一时期,也是我国土的微结构研究最为兴盛的时期,我国大多数微结构研究专家(如张宗祜、高国瑞、李生林、王幼麟、谭罗荣、罗鸿喜、王永炎、孔德坊、张梅英、唐大雄等)也正是在这一时期涌现出来的。这一时期还有一个重要的特点,就是结构类型如雨后春笋般不断涌现,在结构术语及其命名方面出现了严重的混乱局面。虽然这个问题在60年代末就已引起了国际土壤微结构协会的注意,并于1969年召开了专门会议进行过讨论,成立了相应的国际工作组,以后还作了大量的统一工作,但最终收效甚微。与此同时,我国也对此进行了多方努力,至少召开了2次全国性的专门会议来解决这个问题,同样未能达到预期的目的。这个问题成了微结构研究继续深入发展的重大障碍。

四、徘徊阶段(80年代后期以来)

到80年代后期,微结构研究工作遇到了最大的障碍,就是结构的量化问题。这个问题是造成结构术语和结构命名混乱的根本原因,一时难以突破。于是,许多岩土工程者似乎对其丧失了信心,西方国家反应最为强烈,以至于包括四年一届的国际工程地质大会论文集中均只有为数不多的论文涉及到这一内容。这种急剧衰退景象来得意乎寻常的猛烈,令人不可思议。但是,种种迹象表明,人们并未彻底放弃结构研究工作。到90年代初,由于非线性理论的

推出和不断应用,以及在岩石和部分土体的结构定量研究方面的突破性进展,又似乎再次唤起了人们的热情,预示着新一轮结构研究高潮的到来。可以自豪地讲,我国一批学者是走在了世界的前列。肖树芳教授对泥化夹层土组构的多角度量化研究成果、吴义祥博士等应用计算机图像分析技术从信息熵角度开展的工程粘性土结构排列状态定量分析成果,以及南京大学刘松玉推出的粒度分维分析方法等等,均取得了重大进展。本次工作所取得的一些成果也反映了作者的这种努力愿望。我们强烈地感到,随着越来越多的工程地质及岩土工程工作者积极地参与土体微结构量化研究及其应用工作,微结构研究走出低谷、结束徘徊局面、迈上新的台阶的日子不久将会到来。

第二节 粘性土微结构概念与模型的发展

一、微结构概念

在工程粘性土微结构研究史上, Terzaghi(1925) 最早使用微结构(Microstructure) 概念, 但给微结构以确切定义的第一位学者是 W. L. Kubiena(1938), 他当时使用的是“组构”(Microfabric) 一词, 其涵义指土的基质(plasma) 和骨架(skeleton) 的排列及其相互关系。后来, R. Brewer(1964) 进一步完善了土的微观形态结构概念, 提出了土“结构”或“构造”(structure) 一词, 意指形成复合颗粒(compound particles) 的基本颗粒和复合颗粒本身以及相应的孔隙的大小、形状和排列所表现的土的物理构成。这一概念融入了颗粒的集合体内容, 并突出考虑了颗粒及孔隙的定向性和分布特征, 因而反映了更多的结构信息, 具有更加明显的实用价值。所以, 将其与现代结构概念比较, 就其形态学内容而言, 已是相当完美的了。实际上, 它已成为现代“组构”概念的原型。

在以后的研究过程中, 人们越来越发现土粒间并非简单的几何接触关系, 而是存在着多种“联结”(bond) 形式。在许多情况下, 这种联结往往对土的工程性状(特别是土的强度特征)起到了决定性的作用。于是, 以结构联结为突出标志的现代结构概念纷纷被各家学者大量推出。其中, 比较公认的观点是土粒本身的形状、大小和特征, 土粒在空间的排列形式、孔隙状况以及粒间接触和联结特征的总和。尽管如此, 由于结构联结到目前为止仍旧难以观测或测定, 人们在利用各种最常用、最直接的形态学观测手段(如扫描电镜、光学显微镜等)去研究微结构时, 组构概念似乎更加贴切一些。本文所涉及的内容实际上也主要是土的微观组构问题。

二、微结构特征

从现代结构概念看, 土的微结构主要由如下四个方面的特征来表述:

1. 结构单元体特征

包括结构单元体的物质组成、大小、形状、表面特征等。所谓结构单元体系指具有一定轮廓界线的承力的固体单元。它既可能是单个的矿物颗粒(即所谓的“单粒”), 也可能是多个矿物的聚集体(即所谓的“集粒”)。事实上, 在自然界中, 单粒结构单元体是不多见, 更常见的是集粒结构单元体。因此, 集粒特征实际上成了结构模型分类的最主要依据之一, 在命名上往往与结构模型名称相混淆(见后)。长期以来, 人们提出了大量的有关集粒的表述术语和分类方案, 几乎难以取得统一的标准。国内外常见的术语有集合体、集聚体、集束体、团聚体、团粒、叠聚体、叠片体、磁畴、凝块体等。

2. 颗粒的排列特征

土的结构排列特征反映结构单元体之间的空间位置关系。就单个片状单元体而言，一般具有如下四种排列形式(图 1-1)：

(1) 点—面(PF)形式：是以矿物颗粒的角点与另一片状颗粒的晶面相接触的情况。此种排列形式比较少见。

(2) 面—面(FF)形式：指粘土矿物的基面对基面式相接触的情况。常见于高岭石土和伊利石土中。粘土矿物常常会因 FF 接触而叠置成具有较强定向性的颗粒集合体，形成所谓的“隐结构”(Cryptostucture)(И. В. Попов, 1944) 或“定向结构”(Oriented Structure)(P. Smart, 1967)。但是，面—面排列(接触)形式只适用于描述矿物成分比较单一的粘土中的组合情况(В. Н. Соколов, 1973)，其集合体形式才是构成其它复杂结构模式(如叠架结构)的基本单元。



图 1-1 单片颗粒的典型排列方式

(3) 边—边(EE)形式：指粘土矿物颗粒之间以 ab 断面对 ab 断面时的接触情形。这种接触主要是由于断面之间电性不同而产生静电引力结合在一起的。它可以是单矿物之间的接触，也可以是集合体之间的结合；它是构成絮凝结构的必要条件之一。

(4) 边—面(EF)形式：是粘土矿物基面与另一矿物的棱边相接触的情况。这种接触通常也主要是由于断面之间电性不同而产生静电引力结合在一起的。单矿物颗粒及颗粒集合体均可能构成边—面结合体。

Yong 在对上述排列方式进行研究后指出，EF、EE 的结合是由游离氧化物、碳酸盐和有机的“胶结键”以粒间作用力形成的，而 EF 的结合是最弱的。多个单元体在空间上的不同排列形成了不同定向度和紧密度的结构模式。

Yong 在对上述排列方式进行研究后指出，EF、EE 的结合是由游离氧化物、碳酸盐和有机的“胶结键”以粒间作用力形成的，而 EF 的结合是最弱的。多个单元体在空间上的不同排列形成了不同定向度和紧密度的结构模式。

3. 孔隙性

土的孔隙性包括孔隙的大小、形状、数量以及连通性等方面。很显然，它们对土的工程地质及水文地质性质都具有重要影响。粘性土的孔隙性主要取决于固体颗粒的性质，如颗粒或集合体的大小、分布、形状、排列、结合程度等。

国内外对粘土孔隙的分类方案很多，但主要的分类原则是孔隙的大小或孔隙的存在部位两种。

(1) 单纯按孔隙大小的分类

由于研究目的不同，人们在选择颗粒大小界线标准也不尽一致。如，A. Jongerius(1957) 是以 30 和 100 μm 为界限将粘土孔隙划分为三大类；而 W. M. Johnson(1960) 和 Brewer(1964) 则分别将孔隙划分为五大类。

(2) 按孔隙存在部位分类

由于人们对结构单元体的认识不一，各家在分类细节上仍有一定的差异。比较有影响的分类方案是 K. Collins 和 A. McGown 提出的方案(1974)，即将组成粘土的基本单位分成四级：颗粒(particle)、粒群(group)、单元(elemental)和集合物(assemblage)，相应地将孔隙划分为粒间孔隙、群间孔隙、集合物内孔隙、集合物间孔隙和超越集合物孔隙五类(图 1-2)。

4. 结构连结

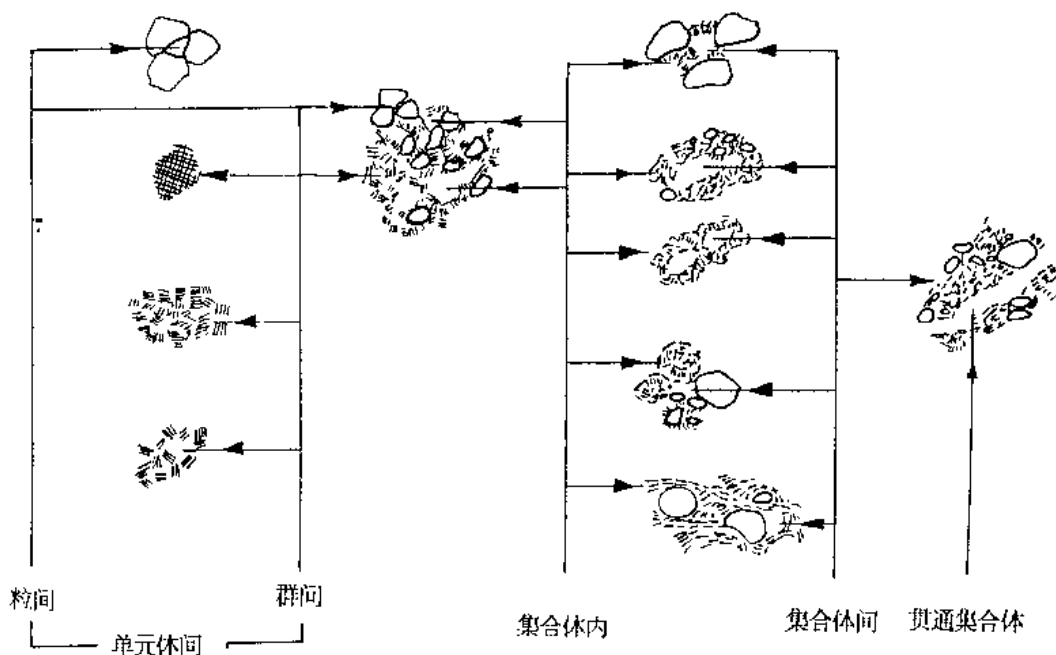


图 1-2 孔隙类型示意图

(据 Collins 和 McGown, 1974)

粘性土的结构连结主要指结构单元体之间的相互作用或结合的性质。在前面已经谈到, 结构连结是决定土的工程性质的重要方面, 也是土的结构研究的重点和难点问题。就土的结构连结分类而言, 长期以来一直存在着两种截然不同的观点, 一是主张以粒间结合部的物质成分为依据, 主要的连结类型有无连结(或镶嵌接触)、冰连结、毛细水连结、结合水连结和胶结连结等五类。我国学者高国瑞先生强调指出, 物质成分内部各质点之间的连结和基本单元内部成分之间的连结, 与基本单元之间的结构连结是不相同的, 它们属于不同的结构层次, 虽然有时是交叉和搭接的, 不太容易严格区分, 但是在一般情况下, 决定天然土的结构强度和工程性质的, 主要是基本单元之间的连结。因此, 他主张划分为四大类型, 即接触连结、胶结连结、同相连结和链条连结(图 1-3)。

另一类观点被称为结构连结的“现代概念”, 以 Osipov 等为代表, 他们认为只有粒间作用力性质才能反映结构连结的本质, 因此主张以粒间距离和作用力的强弱为依据划分结构连结类型, 并且认为粘性土中主要有凝聚型、过渡型和同相型(图 1-4)三种基本结构连结类型。其中, 对凝聚型还可根据其接触强度大小细分为远凝聚型和近凝聚型两个亚类。

综观这两种分类观点, 前者仅仅反映连结的形式, 但鉴别容易、直观方便; 而后者更能揭示结构连结的本质, 但需要复杂的仪器设备作为保障, 只具有明显的科研意义。因此, 两者各有利弊, 可以互相补充。

三、微结构模型

土体的微结构模型实质上是对土体颗粒及孔隙的排列、形状、接触关系的组合形式的一种类型划分。因此, 不同的研究目的和研究层次, 其着眼点不一样, 模型概化的结果也大不相同。

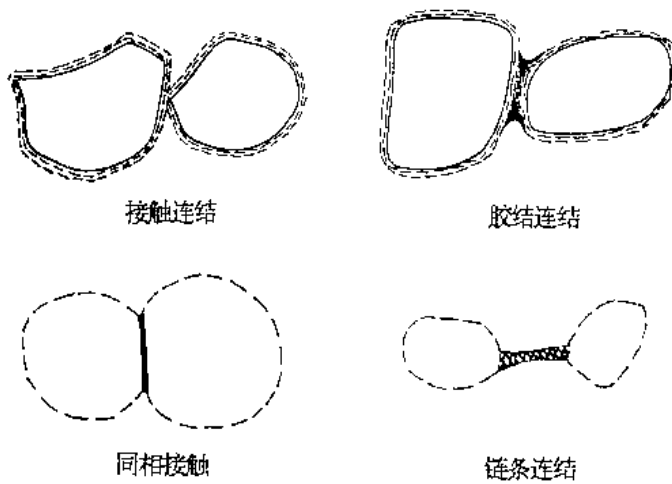


图 1-3 常见连结类型
(据高国瑞)

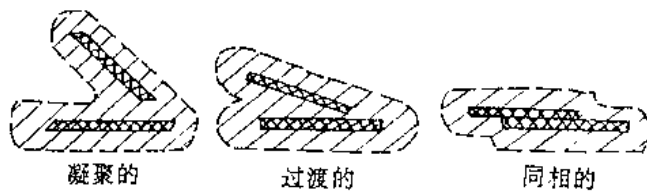


图 1-4 分散体系的接触类型(Osipov)

同。一定的结构模型实际上是一类土体的典型土性的集中表现。

“蜂窝状结构”(Honeycomb)(图 1-5(a))是一种最早被人发现的著名结构模型。20年代初, Terzaghi 在进行粘土悬液的模拟沉积试验时,发现粘粒悬液在电解质的作用下形成的絮凝沉积物,在一定的上覆荷重压力下将形成一种类似于蜂巢状的结构模式,于是他首先提出了蜂窝状结构模型。此种结构的结构要素完全不定向,是沉积过程中形成的,孔隙直径一般为 2~3 或 10~12 μm ,孔隙度可达 60%~90%。后来,人们不仅在天然粘土中,而且在粉土

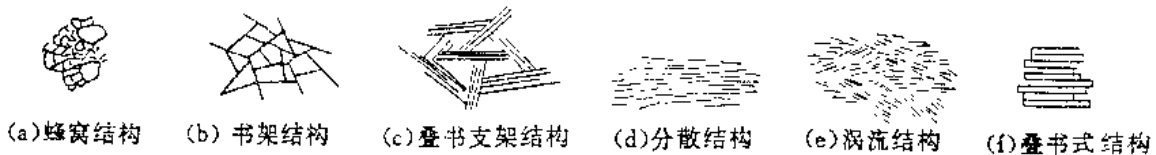


图 1-5 粘性土主要微结构模型

中也普遍地找到了与之类似的结构模型。因此,这一模型一直为广大微结构工作者所接受。

1926年, Goldschmidt 提出了“片架状结构”(cardhouse)(图 1-5(b)),他认为高灵敏粘土颗粒是以不稳定的片架排列的,低灵敏土只不过有较大的密度和较稳定的排列而已。此种结构的特点是孔隙较大、片状粘粒以边一面接触形式呈架空状排列。后来, Lambe(1958)将此结

构稍加复杂化,提出了“叠片支架结构”(bookhouse)(图 1-5(c))。当时,他认为这种结构是年代较新的海相沉积物的特征。这两种结构在接触方式上完全相同,只不过前者为单个矿物颗粒、而后者为呈板状叠置的矿物集合体。

Лэмбе 首先提出“分散结构”模型(dispersed)(图 1-5(d)),后来,Aylmore(1960)和 Van Olphen(1963)进一步加以完善,并给出了确切的概念。这种结构以颗粒间不存在面-面接触或根本无接触为特征,多为淡水沉积物所固有。Aylmore 认为,粘粒在有条件分选的范畴内,可以具有一定的定向性,而由于“畴”的随意分布,再远一点就不存在定向性,从而形成“涡流结构”(图 1-5(e))。

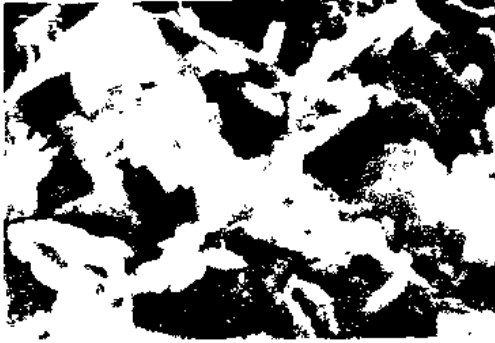
“叠书式结构”(图 1-5(f))或“定向结构”是 Smart(1967)在早先 Полюв (1994)发现并命名的“隐结构”的基础上提出的。该种结构的粘粒和畴彼此之间不仅存在近处定向性,而且在远处也存在定向性。

以上为早期一些学者根据其逻辑推论或主要借助于光学显微镜得到的,旨在解释天然粘土的某些性质的一些最主要的结构模型。由于电子显微镜,特别是扫描电镜的应用,大大地扩展了研究者的视野,人们(如 Collins、McGown 和 Barden 等)越来越强烈的意识到,上述许多模型事实上在天然土中是很难见到的,天然结构要比这些理想化结构要复杂得多。因此,人们在现代的结构概念基础又进行了更加深入的研究,并提出了较之于过去要丰富得多的结构模型。

表 1-1 奥西波夫归纳的典型结构类型特征(据肖树芳整理)

特征 结构 类型	颗粒特征				孔隙			排列	连结	饱和 含水率 (%)			
	颗粒 含量 (%)	粘粒含量 (%)	粘粒粒径	矿物成分	接触方式	孔径 (μm)	形状	孔隙率 (%)	定向 度	孔径/ 粒径	类型	强度	
蜂窝状结构	少	> 25	1-2 μm 为主	蒙脱石 伊利石	面-面(主) ,面-边	1 10-120	等轴(长:短 = 1.1:1)	60-90	无	1-4.5	凝聚型	低	30-55
骨架状结构	40- 60	> 10	1-2 μm	伊利石等	面-面	1-2(小) 4-6(大)	等轴(长:短 = 1.1:1)	40-60	无	1-3	凝聚型	低	30-50
基质状结构	< 40	> 15	1-2 μm	伊利石	边-面	1-0.2(小) 2-5(大)	等轴(长:短 = 1.1:1)	30-40	无	1左右	近凝聚型 过渡型	较	20-30
紊流状结构	< 40	> 20	1-2 μm	伊利石 高岭石	面-面,边 -面(少)	0.5-1 12-15(大)	各向异性(长: 短 = 1.6:1)	30-50	好	0.5-1	过渡型 同相型	高	10-30
纹层状结构	很少	> 40	0.5-2 μm	伊利石	面-面	0.5-1	各向异性(长: 短 = 2:1)	45-60	好	0.1-1	近凝聚型 同相型	高	30-55
畴状结构	少	> 30	2-6 μm	高岭石 为主	面-面, 边-边	1-3(内) 2-8(间)	各向同性(长: 短 = 1.1:1)	37- 47	无	1	凝聚- 同相型	变化	高含水
假球状结构	少	变化大	2-20 μm (球)	含铁硅酸 盐蒙脱石	面-边 面-面	10-15(大) 1-2(小)	各向同性(长: 短 = 1.3:1)	高孔隙率 > 40%	无	0.5-1	凝聚- 同相型	变化 大	高含水 > 30%
海绵状结构	少	> 30	粗集束 80 μm 微集 5 - 30 μm	蒙脱石	面-面 (主)	3	微各向异性 (长:短 = 1.5:1)	49- 51%	无	0.5-2	凝聚- 同相型	较低	38-45

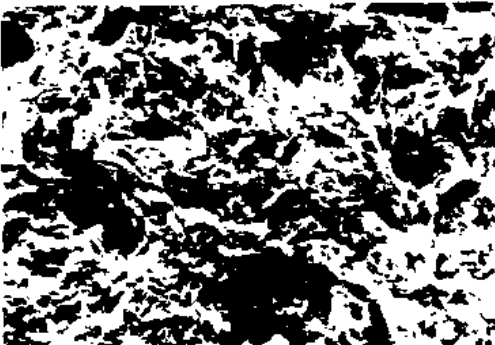
根据 Osipov 的归纳和研究成果表明,在天然粘土中可以找到的微结构模型主要有如图 1-6 所示的八种类型,即蜂窝状结构、骨架状结构、基质状结构、紊流状结构、层流状结构、畴状结构、假球状结构和海绵状结构。其主要特征如表 1-1 所示。Osipov 的这一成果是对结构模型研究的最新一次很有影响的系统总结,受到了世界同行的广泛认可。



蜂窝状结构



骨架状结构



基质状结构



紊流状结构



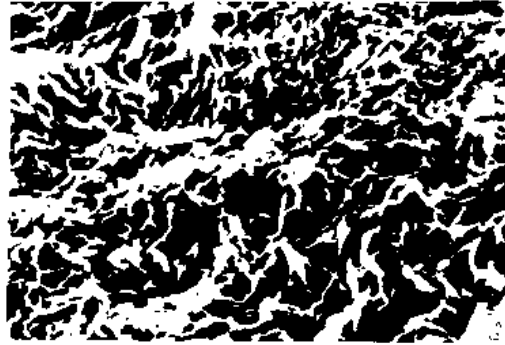
镶嵌状结构



层流状结构



假球状结构



海绵状结构

图 1-6 天然粘性土微结构模型照片

(据 Osipov)

我国自70年代以来,对结构模型的研究亦取得了令人瞩目的成果,比较有代表性的成果是高国瑞先生提出的综合分类方案(表1-2)。此外,张宗祜、李生林、谭罗荣、王幼麟、王永炎等也就具体的土体类型推出过许多有重要价值的结构模型,这对推动我国结构研究的发展做出了积极贡献。

表1-2 高国瑞先生的结构类型划分原则与方案

土类	结构要素			构单元名称或结构类型	一般工程地质特性
	基本单元	排列	连结		
黄土	粒状(集粒或碎屑)	架空	钙质接触	“粒状、架空、钙质接触”结构	自重湿陷性黄土
	粒状(集粒或碎屑)	架空	钙质胶结	“粒状、架空、钙质胶结”结构	非自重湿陷性黄土
	粒状(集粒或碎屑)	镶嵌	钙质接触	“粒状、镶嵌、钙质接触”结构	湿陷过的黄土
	粒状(集粒或碎屑)	镶嵌	钙质胶结	“粒状、镶嵌、钙质胶结”结构	非湿陷性黄土
	凝块或粒状	架空	钙质接触	“凝块、架空、钙质接触”结构	新近堆积黄土(东部)
	凝块	镶嵌	钙质胶结	“凝块、镶嵌、钙质胶结”结构	非湿陷的老黄土
膨胀土	平片状(叠聚体)	无向开放	粘胶基质	“平片状、开放、粘胶基质”结构	极轻微的膨胀土
	曲片状(叠聚体)	无向密集	粘胶基质	“曲片状、密集、粘胶基质”结构	强烈各向膨胀土
	曲片状(叠聚体)	水平密集	粘胶基质	“曲片状、水平密集、粘胶基质”结构	强烈垂向膨胀土
	曲片状(叠聚体)	垂直密集	粘胶基质	“曲片状、垂直密集、粘胶基质”结构	强烈水平膨胀土
粘性土	粒状(碎屑、集粒)	镶嵌	接触	“粒状、镶嵌接触”结构	密实的轻亚粘土
	粒状(碎屑、凝聚体)	开放镶嵌	胶结	“粒状、开放—镶嵌胶结”结构	亚粘土
	凝块(集粒、凝聚体、碎屑)	镶嵌	胶结	“凝块、镶嵌、粘胶基质”结构	粘土
软土	絮状(微密絮凝体)	镶嵌	粘胶基质	“絮状、镶嵌、粘胶基质”结构	灵敏粘土
	粒状(碎屑、集粒、凝聚体)	开放	链接	“粒状、开放、链接”结构	淤泥质亚粘土
	絮状(开放、絮凝体)	开放	长链连结	“絮状、开放、链接”结构	淤泥质粘土
红土	粒状(碎屑、凝聚体)	开放	铁质胶结	“粒状、开放、铁质胶结”结构	疏松砖红土
	粒状(碎屑、凝聚体)	镶嵌	铁质胶结	“粒状、镶嵌、铁质胶结”结构	密实的砖红土
	絮状(絮凝体、凝聚体)	开放	铁质胶结	“絮状、开放、铁质胶结”结构	不膨胀的红粘土
	曲片状(叠聚体、絮凝体)	镶嵌	铁质胶结	“曲片状、镶嵌、铁质胶结”结构	膨胀性红粘土
	凝块(外包颗粒群)	镶嵌	铁质胶结	“凝块、镶嵌、铁质胶结”结构	两状黄土

第三节 微结构的定量化研究进展

从目前的情况看,根据粘性土的微观形态特征所确定的特定结构模型来表征土的工程地质及岩土工程性质,仍旧是一种直观而且有效的重要途径。过去,人们在这方面已做了大量的定性描述工作,而且很有成效。不过,我们仅仅满足于此是远远不够的,定量描述是不可避免的,也是发展的必然趋势,是结构研究摆脱目前困境的重要出路。

一、量化结构信息的获取手段

微结构定量研究的首要一步是量化结构信息的有效提取。显然,结构形态观测手段的革新与应用具有关键性作用。目前使用的直接和间接分析手段主要有:

【直接手段】 { [压汞] → 孔隙的大小和数量
 [气体吸附] → 孔隙大小

- 【间接手段】
- [X-射线衍射] → 定向性
 - [电 弥 散 法] → 孔隙性
 - [磁 化 率 法] → 定向性
 - [渗 透 性 法] → 各向异性度
 - [声 波 法] → 各向异性度
 - [偏光显微光度法] → 定向性
 - [计算机图像分析] → 可获得结构图片上的所有结构信息

从以上不难看出，除最新推出的计算机图像分析技术外，以前的有关手段主要是针对颗粒的定向性和孔隙性的，显然其反映的内容是相当有限的。有关计算机图像分析技术我们将在下一章详细的介绍。

二、结构要素的量化形式

结构要素的定量信息被提取出来以后，重要的问题是如何去分析或表示这些定量数据，以准确、完整地反映土体的结构面貌、反映其工程性质。这是实现微结构理论飞跃的重要一环。在过去的研究成果中，有这样四方面的内容比较有代表性：

1. 基于 X-衍射结果的定量表示

由于 X-衍射强度除受颗粒密度的影响外，更主要的是受颗粒基面的方位影响。平行于粘土片方向的基面反射强度高，而晶格的其它面上的反射强度低。因此，已知土的(001)面上的反射强度能够提供测量粘土颗粒的定向度。

早在 50 年代，Brindley 就利用扁平粘土矿物颗粒的(001)晶面的衍射强度与(020)晶面的强度之比来描述其相对定向度；后来，Martin (1966) 进行了改进提出了“衍射峰比”(PR)概念，即

$$PR = (002) \text{ 反射幅值} / (020) \text{ 反射幅值}$$

1970 年，Gillott(1970) 认为衍射峰的面积更能说明问题，于是提出了“结构指数”(FI) 概念，即

$$FI = \frac{V}{P + V}$$

其中，V 指垂直于颗粒平行定向平面的断面上的衍射峰的面积，P 为平行于颗粒平行定向平面的断面上衍射峰的面积。FI 的值域为 0—0.5，表示完全择优定向到完全任意取向。

此后，Yoshinaka 等(1973) 还对 Gillott 的结构指数公式进行过一定的改进。到 1975 年，K. S. Sankarn 等对过去的描述方法仍感不足，提出用下列方法来表示颗粒取向的相对百分比：

$$R = \frac{\text{被测试样的取向因子“OF”} - \text{理想的随机取向样的“OF”}}{\text{理想的平行取向样的“OF”} - \text{理想随机取向样的“OF”}}$$

1980 年，谭罗荣提出用下列方法来表示试样的定向度：

$$R = \frac{n_{\parallel} - n_{\perp}}{n_{\parallel} + n_{\perp}} = \frac{\sqrt{r} - 1}{\sqrt{r} + 1} = \frac{\sqrt{(I_{00L}/I_{020})_{\parallel} / (I_{020}/I_{00L})_{\perp}} - 1}{\sqrt{(I_{00L}/I_{020})_{\parallel} / (I_{020}/I_{00L})_{\perp}} + 1}$$

式中 I 为相应晶面的衍射强度。这样处理的好处在于不必制取理想平行和随机的参考样，且定向度与相对颗粒数比直接联系起来，意义较为明确。

2. 基于偏光显微镜双折射性的表示方法

Lafeber(1965) 最早使用偏光显微镜双折射性来研究试样中扁平颗粒的定向度。后来(1976), Morgenstern 等又作了进一步研究, 并提出了半定量评价公式:

$$\beta = I_{\min}/I_{\max}$$

式中 I 为折射强度(明亮度); β 为双折射比, 其值越大颗粒的定向性越差。表 1-3 为其确定的评价表。本方法的一个缺点是制作薄片麻烦。

表 1-3 Morgenstern 的定向度评价表

双折射比(β)	颗粒定向度
1.0	随机取向
1.0 — 0.9	弱定向
0.9 — 0.5	中等定向
0.5 — 0.0	强烈定向
0.0	理想定向

3. 基于土工试验的粒度分维表示方法

仿照粗粒土的不均匀系数(C_u), 南京大学刘松玉等(1992) 及长春地院肖树芳教授等提出用粒度分维来表征粘性土的不均匀特性, 其定义为:

$$D = 3 - b$$

其中 b 为在双对数坐标下 $M(r)/M \sim r$ 的直线段的斜率, 这里, $M(r)$ 为粒径小于 r 的颗粒累计质量, M 为土样的总质量。其数据由颗分试验得到。

粒度分维值 D 越大, 反映土的分选性越差, 相应的级配越好。一般认为, 粘性土的粒度分维值在 2~3 之间。

4. 基于计算机图像分析的表达方法

利用计算机图像测量, 可以获得孔隙、颗粒大小、形态及定向性等方面的丰富信息。因此, 是一种最有前途的结构信息量化提取手段。比较早使用这一手段的学者主要有 Morgenstern(1967)、Tovey(1973)、Jongerius(1972、1974、1975、1981) 等, 但他们在结构信息的表示方法上, 主要使用的是统计方法, 且局限于颗粒或孔隙的定向性与大小等方面, 离概化结构模式的要求尚相距甚远。其中, S. Matuso 等(1977) 引入的结构因子概念(Cirray, 1956) 比较有代表性:

$$M = \frac{1}{\sum n_i} \sqrt{(\sum n_i \sin 2\theta_i)^2 + (\sum n_i \cos 2\theta_i)^2}$$

式中 M 为结构因子, 表示颗粒的定向程度; θ_i 表示所观测的第 i 组颗粒的倾角; n 为该组中所观测到的颗粒数。

1988 年, 吴义祥博士认为工程粘性土是以一种所谓的“结构状态”形式存在的, 在力的作用下结构状态将发生变化; 描述结构状态的有效参数是结构熵(E)。并认为, 土的结构熵是由下式确定的:

$$E = E_{\text{排列}} \& E_{\text{粒级}} \& E_{\text{连接}}$$

在他的博士论文中, 还给出了结构排列熵($E_{\text{排列}}$) 的表达式, 即

$$E_{排列} = - \sum P(k) \log P(k)$$

其中, $P(k)$ 为第 K 个方向区间的颗粒分布概率值。 $E_{排列}$ 反映颗粒的定向度, 其值越大表明颗粒的定向性越差, 反之越好。

后来, 本文作者(1991)在凌泽民研究员主持编写的国家自然科学基金课题研究报告中进一步提出了类似的粒级熵($E_{粒级}$)的计算方法, 其表达式为:

$$E_{粒级} = - \sum G(k) \log G(k)$$

其中, $G(k)$ 为第 K 级粒径区间的分布概率值。 $E_{粒级}$ 越大表明粒度愈不均匀, 分选性越好。

此外, 作者还利用分形几何学的分维表达形式对几乎所有取自结构图片的结构要素均进行了量化处理, 获得了丰富的结构信息。这方面的内容以后有专门章节介绍, 在此, 不再赘述。

第四节 微结构理论与实践进展

研究土的微结构的目的是, 其一是了解土的工程性质的本质; 其二是预测规划环境下岩土工程性状的变化。对于前者国内外研究得比较深入, 但对后者则研究很不够。

一、开放结构与粘土的灵敏性

这是一个古老的课题, 国外很早就已开展了这方面的研究工作, 早期的许多结构理论主要是建立在对粘性土的灵敏性研究基础之上。研究表明, 从中等灵敏到极活性土中的各种集合体的基本排列形式为由片堆或梯形片堆形成的絮凝状结构组成, 其次为部分可辨的粒状结构。在各种灵敏土中, 都可见到粘土颗粒基质, 说明土的结构特征对灵敏性的贡献主要表现为不规则聚集体形成的相对开放的微结构的出现, 即主要归结于聚集体的不稳定连结。

二、组构差异与土的变形及强度关系

研究表明, 土的组构对其变形特征具有明显的影响。就分散结构与絮凝结构而言, 在较低的应变环境下, 取得等量变形所需的偏应力值, 前者要比后者小得多。但当应力高到一定值时, 絮凝结构开始破坏, 其偏应力将迅速降低, 最后两者的变化趋向一致。

土的强度将随颗粒的定向度的增加而降低, 剪切变形将破坏颗粒及集集体。如果产生滑移面, 板状或条状矿物将以其长轴沿滑面择优取向, 从而导致强度降低, 直至达到残余值。据 Sergeyev 和 Osipov 的研究结果表明, 具定向排列的土样其剪阻力高而凝聚力低, 随机取向样则相反。当剪切方向垂直于土粒定向排列方向时, 其强度要比平行于土粒定向排列方向剪切时高 30%。随着结构要素在剪切面上定向程度的增大, 凝聚力将降低。粘土类土的 $\tau \sim f(\sigma)$ 关系并非在所有情况下均呈直线关系。某些以远凝聚型接触为主的粘土, τ 值在某些情况下将随垂直荷重的增加而降低; 相反, 同相型接触则可保持直线形式。

三、结构与土的膨胀性

粘性土的膨胀一般是由于卸荷或遇水引起有效应力降低的结果; 微结构往往是其成生、发展的重要原因。Osipov 认为, 土的膨胀性与粘土颗粒基质集合体密切相关, 并且结构连结是粘性土膨胀性的主要控制因素。远凝聚型接触和同相型接触的土往往不具膨胀性, 而具离子—静电性接触的土具有最大的膨胀性, 但近凝聚型和混合接触土表现有弱膨胀性。当土的天然结构遭到破坏时, 其膨胀性则主要决定于土的成分、物理力学状态等。Mitchel 曾使用“膨胀

灵敏度”来评价土的膨胀性。他认为，老的、非风化的超固结土可能也是膨胀性较强的膨胀土，并且重塑粘土的膨胀性要比其原状土提高，结构破坏、结构连结部分丧失是其主要原因。

李生林等根据广西北明膨胀土的结构研究表明，土中微层理、微裂隙以及片状水云母团聚体沿层理的定向排列，均可促使土的强烈膨胀。

高国瑞研究认为，膨胀土普遍存在面一面叠聚体，具明显膨胀性的土一般都具有面一面叠聚体构成的粘土基质式结构，大部分叠聚体的取向与排列方向一致。但是，罗鸿喜在对郟县等地的膨胀土结构研究后认为，其结构主要是不规则形态的片状微集结体，且没有明显的定向性。

四、黄土的湿陷性

在所有特殊土的结构研究中，有关黄土湿陷性的结构研究最为深入。在结构差异是造成黄土湿陷性的根本原因的基本观点上，人们已取得了相当一致的意见。但人们在结构对湿陷性的作用机制上仍有不同看法。归纳起来主要有如下几种观点：

1. 加固凝聚力降低或消散观点：认为黄土在水膜楔入作用和胶结物溶解作用下，加固凝聚力受到了破坏，同时也破坏了土的结构，因而发生湿陷；

2. 粘土粒膨胀观点：认为黄土中含有多量的伊利石和蒙脱石时，遇水时来自于裂隙的水分将被很快被颗粒吸附，引起体积膨胀，导致颗粒散化、胶结物遗失、结构破坏，从而颗粒在水膜的润滑作用下发生滑动，最终形成湿陷；

3. 粒间抗剪强度骤减观点：认为黄土湿陷是由于遇水条件下土中粘土矿物骤然吸水，致使粒间抗剪强度降低引起。

在以上的三种观点中，第一种观点被认为是较为完善的一种观点。

就结构控制而言，一般认为湿陷与外包粒状颗粒基质体部分可辨粒形成的连接体和作为粒状结构单元体密切相关。在我国，高国瑞先生提出的架空结构与湿陷性密切相关的观点很有影响。张宗祜先生提出的水稳定性集粒观点也很有独到之处。至于其它结构要素（如大孔隙等）对湿陷性的影响如何，众说纷云，意见不一。

小 结

综上所述，70年微结构研究历史具有如下显著的特点：

1. 微结构理论的形成和发展是与土壤微形态观测手段的不断完善和提高相适应的。观测手段的重大革新往往带给微结构研究以突破性进展。历史上，扫描电镜和计算机技术的应用就起到了划时代意义的作用。

2. 从工程角度看，微结构研究的重点始终是基于岩土工程性状的结构形态的合理表述，即结构模型的塑造方面。结构模型（或模式）控制土的工程地质性质的思想已成为共识。

3. 现代微结构研究的重心已有所偏移，力图从两个方面加大结构研究的力度，其一是向超微观的方向发展，研究结构连结的化学作用力，以进一步探索结构强度的本质特性；其二是朝着微结构定量化的方向努力，寻找土体微结构与其工程特性的直接制约关系。

4. 微结构理论的发展是人们在实践中不断遇到和解决新问题的结果，任何脱离实践的理论不仅不可能形成而且也将是毫无价值的。

虽然微结构研究在过去的70年里确实取得了不可磨灭的成就，但是我们也不得不承认

其发展速度是相当缓慢的。充分地认识其存在的问题和不足，对于微结构研究工作的深入发展，尤其是尽快摆脱目前的困难状况，将是十分必要的。笔者认为，目前存在的问题主要有如下几个方面：

1. 结构量化工作急待解决。我们认为，80年代末风行一时的结构术语统一工作注定是要失败的，因为自然界土的结构是千差万变的，人们不可能用有限的定性模式加以概化。更何况如果缺乏确切的(或唯一的)量化判定标准，人们将永远难以取得统一的意志。其结构研究成果也始终难以为岩土工程师们应用，因而日益丧失其存在价值。所以，我们感到要彻底摆脱结构研究困境，关键在于结构的量化。人们的注意力应当主要放在消除结构要素的不确定性问题，而不是无休无止的术语统一上。

2. 在技术上，除了进一步普及和完善已有的结构量化信息提取手段(如计算机图象处理、X-衍射等技术)外，还应当继续开拓新的途径，尤其是要解决结构联结与形态要素的联合测试问题；结构联结的方便的测试技术更有待于开发。

3. 量化结构与力学模型的藕合问题需要深入研究。目前，尽管人们已开始部分地着手结构要素的量化工作，并已取得了初步成效，但是结构要素的量化还相当有限，将它们与力学性质联系起来的工作也十分肤浅。为此，我们在量化结构的同时，必须密切注意将其与一定的力学模型进行适当藕合，进而体现结构的实用价值。

有鉴于此，本书将重点地探讨粘性土的微结构要素量化问题，进而以黄土的湿陷性和粘土的膨胀性为重点初步探讨其量化结构的控制机理与土力学特性，达到为微结构研究的发展添砖加瓦之目的。

2
1
5
米
也

第二章 粘性土微结构要素及其 图像信息处理技术

在前一章里，我们已对微结构概念进行了较为系统的回顾，并明确指出本书涉及的范畴仅限于微形态特征部分的研究，不涉及化学或物理化学意义上的“连结”内容，实际上在处理问题时是沿袭了土的微结构概念。做这样的限定，与我们目前已有的分析手段（计算机图像处理）相适应，也是进一步研究的重要基础。事实上，土体的结构特征在大多数情况下对土的工程性状起到了关键性作用。因此，粘性土微结构形态要素的量化是一个十分重要的环节，也是本次工作的基础。

第一节 粘性土微结构形态要素及其图像信息

众所周知，自然环境中形成的粘性土体，无论是其物质组成，还是其存在形式，均十分复杂、千变万化，很难以为数有限的模式去加以概化，存在着相当明显的不确定性。虽然结构概念只涉及到几何形态部分，但其组合型式仍就相当复杂，难以确定。

尽管如此，结构形态在概念上还是比较明确的。一般认为，它可以由颗粒（矿物或矿物集合体）的形态、排列组合方式、孔隙性和接触关系（非化学连结性）等四部分特征加以概化。通常，我们称这四部分为结构形态要素。工程实践表明，这些要素各自都不能独立地代表粘性土体的结构形态，其性质和功能的简单叠加也不能完全反映结构状态的性质和功能。所以我们既期望分析其构成要素特征，又不能机械地用它去套解粘性土体的诸要素之间相互联系和相互作用关系，需要系统地把握土体的整体特征。

这里，结构要素实际上只具有定性意义。只有首先实现结构要素的量化，才能在定量意义上对结构状态加以确定。我们称定量刻划或构成结构要素的参数为“结构参数”。一个结构要素可能需要一个或多个结构参数加以刻划，它们之间也非简单的机械组合关系。隶属于不同结构要素的结构参数，在功能上也非完全独立，存在着交叉影响情况。因此，整个土体结构形态系统是一个复杂的、多层次的、交叉系统，并且这个系统还是一个动态的开放系统，不同的环境条件（如压力环境）下系统的特征将发生显著变化。

由于分析手段和观察角度的差异，结构参数的取舍和涵义也因人而异。从结构图像处理角度，我们认为结构要素可以由如下9类（11项）结构参数去加以刻划：颗粒大小（粒径和粒度）、颗粒形状（扁圆度）、颗粒表面起伏、颗粒定向性、颗粒分布、孔隙大小（孔径和孔隙相对大小）、孔隙分布、接触带形态（分布）、粒间连结状态（连通率）等。这些结构参数与结构要素和结构形态的层次性关系如图2-1所示。

在如图所述的11项结构参数中，有的可以直接从结构图像上量测到相应的数据；而有的却难以直接量测和反映。例如，粒径可以直接量测，而颗粒表面起伏却难以表达；另一方面，由于土体是一种非均质体，即使同一参数，既有其确定的一面，又有其不确定的一面。从不同

的角度反映其相应的属性特征，具有不同的意义和作用。例如，土体的粒径统计值反映的是土粒几何尺寸大小的平均状态，可以在总体上决定土的某些工程性状（如粘着性等）；而粒度分维则反映土粒的级配状况，显然也具有重要的工程意义。因此，我们认为，尽可能从不同角度反映结构参数的两重性（即确定性和不确定性），既符合客观实际，又可以取得更加丰富的结构信息，其价值是明显存在的。这里，我们主要采用分形几何学方法去处理结构参数的不确定性问题，其相应结构参数的涵义及算法将在以后的章节中详细论述，本章只列出名称，不做论述。

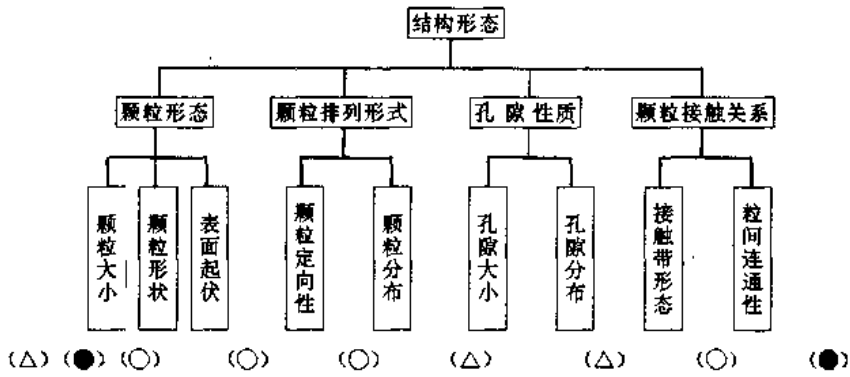


图 2-1 微结构形态体系构成

(注：Δ表示该参数既有统计数据又有分形数据；○表示该参数仅有分形数据；●表示该参数仅有统计数据)

一、关于颗粒形态

颗粒（或土粒）是土结构的基本组成单元，多由矿物或矿物集合体构成。它既可能成为结构应力的载体和传递媒介；又可能成为结构稳定性的空间抗体。其中，颗粒形态是其最重要的特征之一。

所谓颗粒形态，系指颗粒的大小、形状和表面起伏等特征。相关的结构参数包括：

1. 粒径(Φ_p)

指颗粒所占空间大小的线性尺度。颗粒的粒径愈小，其微细程度愈高。对于理想的光滑球状颗粒，只有一个线性尺度，即其直径。但由于自然状态下的土粒形状的多变性，使得土粒既非球体，又非光滑，具有多个线性尺度。但这种情况下，则需要规定某种线性尺度来表征粒径。物理学及几何学中常见的一些粒径规定如表 2-1 所示。

在土质学中，粗粒土，通常是以过筛孔径为标准，实际上反映的是土粒的随机线性尺度；而粘性土，则通常规定为基于水中沉降速率反演的等效粒径，没有考虑不同矿物成分和水解作用的影响，其取值仍不能使人十分满意。

在结构分析时，我们对粒径的规定为：颗粒的最长弦长度，即颗粒的最大线性尺度。由于目前的图像系统只能处理二维信息，因此得到的粒径只反映图片所在平面的颗粒大小情况（其它结构参数也存在类似情况），也与实际有一定差距。

2. 粒度分维(D_{ps})

反映一幅结构图像的颗粒级配状况，是对颗粒大小非线性特征的一种表述。

3. 颗粒扁圆度(K_a)

表 2-1 关于颗粒几何尺寸的一些规定

类 属	名称、符号、定义	意 义
颗粒投影像的某种线度	短轴径(宽度) b	
	长轴径(长度) l	
	Feret 径 Φ_F	沿一定方向夹颗粒投影像的两条平行线之间的距离。对一个颗粒,随方向而异,可取其按所有方向的平均值,但对于取向随机的颗粒群,可沿一定方向
	Martin 径 Φ_M	沿一方向将颗粒投影等分的线段的长度
颗粒某些线度的平均	二轴平均径 $(b + l)/2$	
	三轴平均径 $(b + l + h)/3$	
按颗粒投影像面积	正方形相当径 $a^{1/2}$	与颗粒投影像等面积正方形的边长
	圆相当径 $\Phi_a = (4a/\pi)$	与颗粒投影像等面积圆的直径
按表面积	外接长方体面积相当径 $((bl + lh + hb)/3)^{1/2}$	与颗粒的外接长方体等表面积的立方体边长
	表面积相当径 $\Phi_s = (s/\pi)^{1/2}$	与颗粒等表面积的球的直径
按体积	外接长方体体积相当径 $(bhl)^{1/3}$	与颗粒外接长方体等体积的体的边长
	体积的相当径 $(6V/\pi)$	与颗粒等体积的球的直径
	立方体相当径 $V^{1/3}$	与颗粒等体积的立方体的边长

前面我们已对反映颗粒大小的参数进行了讨论和规定,但仅有颗粒的某个线性尺度还不足以表达颗粒形态的全部信息。因此,人们常常采用给出某种量值来表征颗粒的形状,即所谓的形状因子。

如表 2-2 所示,有各种不同定义和意义的形状因子,它们都是一种无量纲的量。其数值与颗粒形状有关,故能在一定的程度上表征颗粒的形状对于标准形状(大多取球状)的偏离。很多形状因子都是颗粒在几何规定上或测量方法原理上的不同粒度的无量纲组合,其中不少就是两种粒径之比。如何选取和确定恰当的形状因子,主要取决于是否能够较圆满地反映研究对象的相关信息、并受限于相应的技术条件。

表 2-2 文献中常见的几种形状因子一览表

形状因子名称	定 义	说 明
Wadell 球形度	$K_w = (\Phi_v/\Phi_s)^2$	Φ_v - 与颗粒等体积的球的直径; Φ_s - 与颗粒等表面积的球的直径; l - 水平投影像的最大长弦长; b - 垂直于 l 的最大宽度; h - 颗粒的最大厚度; Φ_F - 为在颗粒的投影像上沿不同方向求得的夹颗粒的两条平行线之间的距离的平均值; Φ_M - 为在颗粒的投影像上沿不同方向将颗粒投影等分的线段的长度; Φ_a - 与颗粒投影像具有相同面积的圆周长; Φ_l - 投影像的实际周长; c - 颗粒投影像周长; c' - 与颗粒投影像等面积圆的周长; s - 颗粒投影像的面积
Krumbein 球形度	$K_k = (h/h)(h/l)^2$	
扁平度	$m = b/h$	
伸长度	$n = l/h$	
Chulch 形状因子	$K_c = \Phi_m/D_F$	
Tsubaki 圆形度	$K_d = \Phi_a/\Phi_l$	
形状系数	$K = c/c'$ 或 $K = s/c^2$	

根据图像处理特点,我们采用“扁圆度(K_d)”来表达颗粒的形状。其图像定义为:

$$K_d = B/L$$

这里, L 为图像上颗粒的最长弦; B 为垂直于最长弦的颗粒最大宽度。 K_d 越小,颗粒愈狭长;

反之，愈接近于球体。

“扁圆度”概念似乎与表 2-2 中提及的“伸长度”在处理手法上相当，但定义式的分子、分母正好颠倒，这时扁圆度的值域为 $0 \sim 1$ ，比较明确；而伸长度的值域是大于 1，无确定上界，伸长程度似乎没有极限范围，难以对比。

扁圆度的取值采用一幅图像中所有颗粒的扁圆度的平均值。

4. 颗粒表面起伏分维 (D_{ps})

颗粒表面的起伏程度是颗粒形状的又一重要特征，对土的工程地质性质（如抗剪强度）和水理特性（如渗透性等）均有重要影响。可是，由于颗粒表面极不规则，表面起伏亦十分复杂，很难用常规的度量方法加以表征。分形几何对岩石表面粗糙度的成功表示，为我们提供了新的思路，于是我们大胆地将其引入，并成功地实现了对颗粒表面起伏度的定量描述，为深入分析相应的工程地质特征铺平了道路。同样，有关表面起伏分维的说明将放在以后的章节中详细介绍。

二、关于颗粒排列

粘性土不存在像晶体结构或分子结构那样固定且规整的组合模式，存在相当大的随机性，颗粒的排列关系十分复杂。因此，长期以来一直是土质学家关注的焦点和难点。也是结构模式划分的重要依据之一。

从几何学角度看，颗粒的排列关系应当主要体现在颗粒的定向性和排列组合型式（即颗粒分布）两方面。为此，我们认为如下结构参数可以基本确定土粒的排列关系：

1. 颗粒定向分维 (D_{di})

在结构图像分析中，我们规定颗粒的取向为颗粒的最长弦与水平扫描线间夹角，即该颗粒的择优方位（如图 2-2）。其值域为 $[0, \pi]$ 。但是，颗粒的择优方位仅反映单个颗粒的排列方向，不能确定整个土体（结构图像）的定向程度。而后者与土的工程地质性质关系更加密切。

在第一章里，我们已系统地介绍了国内外已有的多种定量表示颗粒定向度的方法，这些方法多与一定的认识水平和分析手段相联系。其中，最新，且与图像分析手段相适应的定量表示方法是吴义祥博士提出的“结构排列熵”（ $E_{排列}$ ）。该方法仍以颗粒择优方位为依据，引用了热力学熵的算法，从而基本反映了颗粒的混乱度，亦即

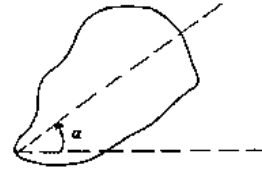


图 2-2 颗粒择优方位 (α) 示意图

颗粒的定向度。但是，我们认为，结构排列熵有一个明显的不足，就是其考察尺度（等分区间，如 5° ）的固定性。事实上，当我们改变考察尺度时，其结构排列熵亦将相应发生改变。那么，究竟以什么样的尺度去规定颗粒的定向度才算合理？这个问题的性质属非线性科学讨论的范畴，通过分形几何学方法可以得到很好的解答。为此，我们提出了“颗粒定向分维”概念，它可以更好地反映土体定向要素的精细结构；在整体上确定了土体的定向行为，确定了定向度。有关定向分维的详细讨论亦将放在以后章节，故此从略。

2. 颗粒分布分维 (D_{pd})

颗粒的排列型式对于土的工程地质性质亦具有重要意义。但是，由于自然条件千变万化，结构型式也十分复杂。过去，人们试图以一些典型的直观几何型式去规范土的排列结构，但却反而大大地简化了土体的自然行为。既得不到统一的认识，又解释不了许许多多复杂的工

程地质现象。因此，愈来愈丧失其应有的价值。

我们认为：颗粒的排列具有整体性，不能以有限且简化的图式去概化复杂的颗粒排列型式。为此，我们提出了“颗粒分布分维”概念，它可以在整体上定量确定土粒的平面分布状况，同时可以反映土粒密实程度。

三、关于孔隙性

土的孔隙性主要包括孔隙的大小、多少和分布特征等方面。它与土的工程地质性质密切相关。例如，土的压缩性、渗透性、湿陷性等均直接地受到土体孔隙发育状况的制约。因此，人们一直十分重视土体孔隙性的研究（参见第一章的有关内容），并把孔隙大小和孔隙度的定量描述作为重点。从目前情况看，对孔隙分布特征（即孔隙形状和平面展布型式）的研究尚停留于定性描述阶段，确定性较差，因人而异的情况时常出现。

从结构图像分析角度，我们认为孔径、孔径分维和孔隙分布分维三项结构参数可以较好地反映土体的孔隙性。

1. 孔径(Φ_0)

指孔隙空间的线性尺度。同粒径一样，由于孔隙表面起伏不平，且整体形态不规整，其特征尺度需要根据具体情况（研究目的和手段）加以规定。在一般的土工试验中，孔径数据是提不出来的。目前，较为准确且流行的办法是进行压汞试验。它可以定量地揭示孔隙的大小及其数量和连通性等。该方法已在石油开发等部门实际投入应用 40 余年，是一种较为成熟的方法。

结构图像分析法是另一种较为直观且有一定准确度的测定技术。本次采用的计算机图像处理技术就属此例。具体地，我们给“孔径”的规定是：孔隙边缘轮廓之最长弦。整个土体的代表性孔径取所有孔隙孔径的平均值。遗憾的是，目前的结构图像只能处理二维信息，得到的孔径值只能代表观察断面的情况，与实际情况（三维）尚有一定的出入。下而要谈到的孔隙分布参数也是如此。

2. 孔径分维(D_{w_0})

反映土体孔隙的相对大小，在涵义上与粒度分维相当。 D_{w_0} 越大，孔隙孔径的差异性愈大，具有大小混杂的特点。

3. 孔隙分布分维(D_{w_d})

孔隙分布分维反映孔隙的平面分布状况。 D_{w_d} 越大，孔隙越发育，数量愈多，平面离散化程度越高。

四、关于颗粒接触关系

Хилатов(1936)和 Помтадзе(1955)曾先后进行过这样的试验，即当他们在给土样施加数吨每平方厘米，甚至于数十吨每平方厘米压力时，粘土矿物晶体并未出现明显裂痕。由此可见，粘性土的力学性差异并不主要由单体矿物成分的不同引起，而主要决定于矿物集合体，尤其是颗粒之间的接触关系。这种关系主要体现在两个方面：一是粒间结合物或结合力性质；二是粒间几何接触方式。对于图像处理而言，前者我们现在无能为力获取信息；而后者则属于形态学范畴，可以设法取得相关的结构信息。因此，今后我们在谈到粒间接触关系时，实际上只狭指其几何接触部分，不涉及粒间物性内容。

在以往的工作中，人们对粒间的接触关系的定量表征尚未见到，仅有部分定性的描述。于是，我们试着以如下两项可以为图像处理所获取的参数去定量表征土体的粒间接触关系：

1. 连通率(K_{∞})

指相邻颗粒间某一线性尺度(此处规定为最短距离所在线段)内孔隙的线宽度 L_B 与粒间距 L_P 之比(图 2-3),即:

$$K_{\infty} = L_B/L_P$$

它反映颗粒间孔隙的比重大小,即 K_{∞} 越大,孔隙越发育,接触带(涵义见后)愈不发育,颗粒之间贯通程度愈高。

2. 接触带分布分维(D_{∞})

我们知道,土体的可见部分是由土粒、孔隙和粒间结合物(其中包括孔隙水)三部分构成。在进行图像处理时,我们把图像中除颗粒和孔隙之外的部分称为接触带(或过渡带)。实际上,接触带既包含了粒间结合物部分,又包含了颗粒边缘斜坡部分。后者是很难从二维图像中单独提取出来的信息,实际上是颗粒的立体效应结果。

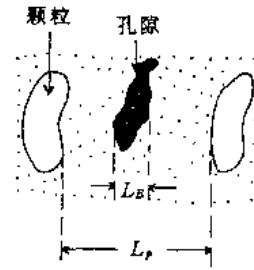


图 2-3 接触带示意图

尽管如此,这种意义上的接触带仍可以在相当程度上反映颗粒间结合物的分布状况。选取的接触带分布分维参数仍可以反映结合物的平面集散化程度,和其发育程度。

以上我们对反映粘性土结构要素的 11 项结构参数的图像涵义及其结构意义作了简单介绍,现将有关内容汇总于表 2-3,以便使用时参考。

表 2-3 粘性土结构形态参数一览表

结构参数名称	符号	图像定义及结构意义
粒 径	Φ_p	颗粒最长弦,反映颗粒大小
粒度分维	D_{pm}	反映粒径的分布状况
颗粒扁圆度	K_{cl}	垂直于最长弦之最大宽度与最长弦长度之比,反映颗粒形状
颗粒表面起伏分维	D_{pr}	反映颗粒表面的起伏程度
颗粒定向分维	D_{dl}	反映土体颗粒定向程度
颗粒分布分维	D_{pd}	反映颗粒的平面分布状况
孔径	Φ_b	孔隙最长弦,反映孔隙大小
孔径分维	D_{bm}	反映孔隙的相对大小
孔隙分布分维	D_{bd}	反映孔隙平面分布状况
连通率	K_{∞}	颗粒孔隙线宽度之和与粒间距之比,反映颗粒的连通性
接触带分维	D_{∞}	反映接触带的平面分布状况

第二节 粘性土微结构图像信息处理技术简介

目前,土的微结构形态主要藉助于扫描电镜或偏光显微镜成像进行观察。一般需要肉眼作出判断,取得一些定性的结论,而很少获得有效的定量信息。这为深入分析微结构的工程地质特性设置了巨大的障碍。

为了解决结构图像定量信息的有效提取问题,我所与合肥工业大学合作,于1989年研制成功了土体微结构图像分析计算机系统(MIPS)。该系统的主要设计思想由吴义祥博士提供,作者曾作为主要参加人之一,负责完成了大部分软件的改造、补充和完善工作。本次研究工作中,又作了进一步的完善。该系统已在吴义祥的博士论文和凌泽民研究员主持的国家自然科学基金等项目中得到成功应用。考虑到该系统是本次工作的主要手段和使读者阅读本文有个连贯性,我们认为有必要在此对其作一简单的介绍。

一、MIPS 系统原理与构成

设计的MIPS是以IBM-PC为主机,内插一块Frame Grabber图像板,外接一台监视器、一台摄相机和一台光学显微镜。它们构成一台小型图像处理系统(图2-4)。

该系统的工作原理如图2-5所示。其中,数字转换器(A/D)、显示逻辑(D/A)和帧存储器构成了图像板Frame Grabber。微结构薄片影像经光学显微镜放大之后,通过标准光导摄像管摄相机以每秒30帧的频率将图像以模拟信号形式送入,然后通过Frame Grabber板的数字转换器把输入的视频信号以6bit精度转换成数字信号,并将其存储于帧存储器中。该帧存储器的容量为 $512 \times 512 \times 8bit$ 。它允许将6bit量化的数字存储起来,余下的两位用来实现图像覆盖。图像板中的显示逻辑单元把帧存储器中的图像作D/A转换,并显示在监视器上。整个过程均由主机管理。存储的图像通过微机可进行一系列的处理分析,以期达到去模糊、除干扰、提取结构参数之目的。

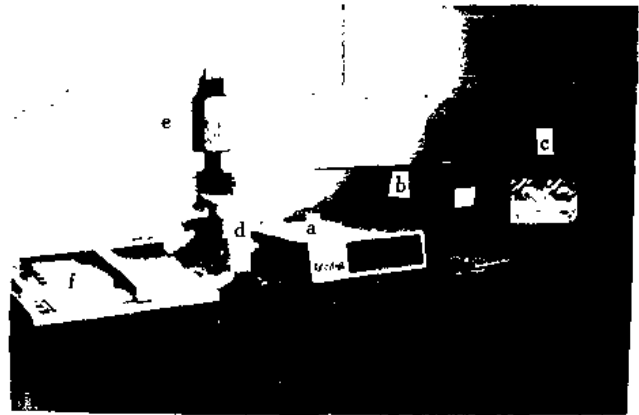


图2-4 微结构图像分析系统

a—主机; b—监视器; c—图像显示器; d—显微镜;
e—摄相机; f—绘图仪; g—打印机

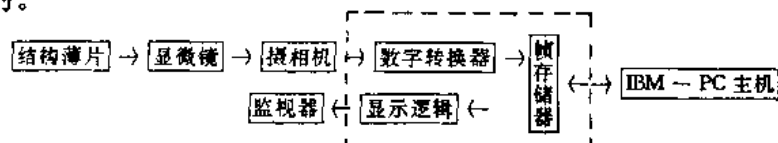


图2-5 微结构图像处理系统原理

二、微结构图像分析主要过程

微结构图像定量信息的提取过程实际上是一个将制成的薄片(原像)通过显微镜放大后输入,然后进行图像预处理、分析,并最后进行结构要素检测、输出的过程。就二维图像而言,其主要流程如图2-6所示。

1. 图像的输入

图像的输入是通过摄相机对准被光学显微镜放大后的结构薄片直接摄入并显示到图像监视器上。通过变换焦距可以使图像在一定范围内放大或缩小。被冻结后的图像,通过启用图像选择(Select)得到一幅任意位置上的规格为 256×256 的子图像,并存入磁盘保存下来,以备

20250515

以后处理时调用。

2. 图像预处理

由于图像在输入时因为光线强弱、电压及频率的波动以及各种电磁信号等因素对摄像过程的干扰，摄入的图像往往有一些干涉影像，因此需要对其进行一定的纠正，即进行图像预处理，以达到恢复原像本来面目之目的。目前，我们选用的预处理方法主要有去噪声、直方图均衡化和直方图规定化等三种。

3. 图像分析

图像分析就是对预处理后的图像按照结构要素基本构成的模式进行图像分解、筛选和标定的过程。其主要环节包括：

① 图像三值化

我们知道，从一幅理想的光学显微图片上我们一般只能肉眼划分出三大部分，即颗粒、孔隙以及它们之间的过渡带。在黑白片上，颗粒多呈浅色调，孔隙则为暗色部分，面过渡带却介于二者之间，多为颗粒的外延部分或粒间结合物。基于这一常规认识，我们亦将图像划分成三大部分并以相应的灰度加以区分。这一过程即为图像的三值化过程。本系统的一切有用信息均包含于对一个关于颗粒、孔隙和过渡带（即接触带）的三值化图像描述之中。有关三值化的原则和方法请参见凌泽民主持的国家自然科学基金项目研究报告。

② 图像分割

结构参数的获得大多是通过跟踪客体（颗粒或孔隙）边缘实现的。因此，其路径应当是唯一的，并且还应当是闭合的。但是，由于图像三值化过程是一个机械的灰度分析过程，对单个客体不具备智能化识别能力，所以难免出现客体或客体之间的单点连接状况。这时，沿客体的边缘追踪将“迷失方向”。因而，需要事先消除这种单点连接情况，即所谓的“图像分割”。本系统配制的图像分割方式有自动分割和手动分割两种。

③ 图像筛选

由于图像三值化和分割后会留下许多孤点或小面积客体。在某些客体内部还可能存在一些“空洞”。这些特征不仅没有多大结构意义，而且还可能影响到结构参数检测的正常进行和速度。为此，需要去除无意义的“孤点”和客体内部的“空洞”，即所谓的“图像筛选”。

④ 边缘提取

即勾绘出颗粒和孔隙的边缘轮廓，以便追踪这些边缘去提取有关的结构参数。

4. 结构参数检测

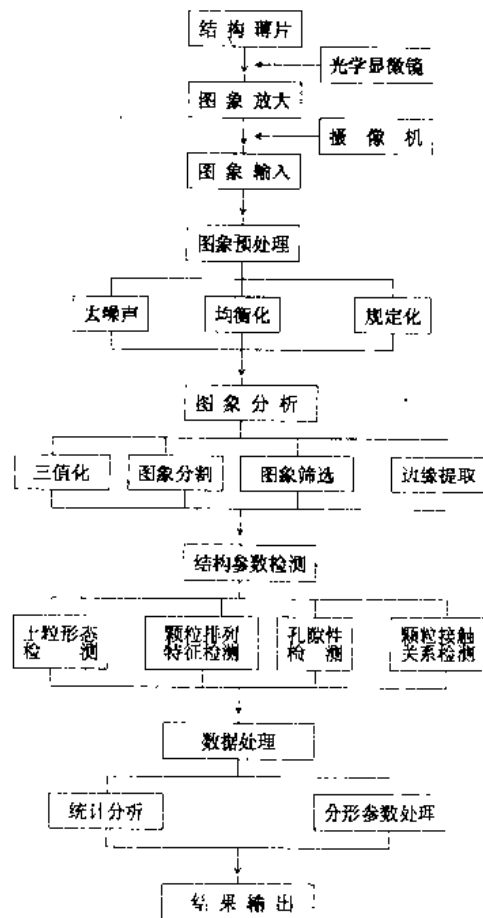


图 2-6 微结构图像分析流程

即通过追踪客体边缘,按一定的规则提取有关结构要素的参数值。检测的内容主要包括:

① 客体(颗粒和孔隙)的最大延伸长度(最长弦)及其延伸方向与X轴正向的夹角(颗粒择优方向);② 客体面积;③ 客体的周长;④ 客体的边缘坐标;⑤ 接触带特征参数(平均宽度、粒间距、连通率等);⑥ 客体总面积及总数;⑦ 客体扁圆度等。

5. 数据处理

对原始检测结果进行如下数据分析与处理:

① 单位及比例尺变换;② 作组元分类;a—按扁圆度分类;b—按面积大小分类;③ 参数统计特征值计算;④ 结构参数分形特征值计算。

6. 结果输出

对上述数据处理结果,该系统可以以三种形式输出有关分析处理结果,即列表打印输出(表2-4)、图形输出(绘图仪或打印机)和磁盘存储。

表 2-4 显微结构分析结果总表(范例)

图片名称: HT-28		土样编号: HL-Y-28		比例尺: .0011		
颗粒总面积: 2.659338E-02		颗粒总数: 255		颗粒平均扁圆度: .2591098		
平均粒径: 1.702788E-02		最大粒径: .1668018		最大颗粒面积: .0094864		
平均颗粒面积: 1.042878E-04						
孔隙总面积: 1.707189E-02		孔隙总数: 375		平面孔隙比: .2771035		
平均孔径: 4.895725E-03		最大孔径: .2524852		最大孔隙面积: 6.55941E-03		
平均孔隙面积: 4.552504E-05		平面孔隙度: 21.69781				
接触带面积: 3.439425E-02		粒间距: .0374		接触带平均宽度: .011		
接触带最大宽度: .0825				连通率: 11.584		
[面积单位: mm ² 长度单位: mm]						
		[粒度分布]				
粒级范围(mm)		颗粒百分含量		孔隙百分含量		
≤.005		17		30.39216		
.005-.05		77		65.68627		
≥.05		6		3.92157		
[结构分维参数]						
D_{ps}	D_{ps}	D_{pd}	D_{bd}	D_{di}	D_{pr}	D_{co}
.838499	.9128720	1.783440	1.71291	1.01838	1.13578	1.74267

第三章 粘性土微结构的分形特征

十年来,随着耗散结构理论、协同论、混沌论以及渗流理论、分形几何学等一大批新理论、新方法的推出和应用,人们已越来越强烈地感到:我们实际上是处在一个非线性复杂世界;有规则的现象是特殊的或近似的,而不规则的现象却更为普遍。物理学系统的浑沌、湍流等,以及由非线性动力学机制控制的山脉、云彩、岩体、矿化范围、闪电等自然聚集体,无论是其质(质量)或其形(时空的延伸),均构成了一种难以确定的无规则形体。如何去认识和把握这些形体,已成为现代科学关注的焦点之一。分形几何学的诞生和发展,对于揭示这类自然介质中广泛存在的无规则形体的内在规律——标度不变性,已显示出巨大的生命力。

无数的事实业已证明,土的力学性质在本质上受控于土的内部结构。可以这样认为,土体力学行为所显示的不确定性、不规则性和模糊性是其结构复杂性的具体反映。因而,反映并确定土体结构的非线性特征已成为突破连续介质力学模式的束缚、发展全新思路上的岩土力学理论与技术的关键。值得注意的是,分形几何学(Fractal Geometry)自70年代中后期诞生以来,在岩石力学的诸多方面,如岩石及其节理表面的粗糙度刻化、断裂发育及其生长特征描述及结构面分析等,取得了重大进展;在土的粒度分形特征描述表达方面亦有一定成果。人们已越来越强烈地感到:分形几何学可能是应用于岩土力学研究、解决实际问题 and 开创新局面的一个新的生长点(谢和平,1992)。

第一节 分形理论概述

一、分形及其基本概念

“分形”是英文Fractal的中译词,由法国著名数学家Mandelbrot于1975年首先提出,用以代表那些貌似“不规则”或“支离破碎”的几何形态;并根据其多年创造性思维成果创立了以该类极不规则几何图形为主要研究对象的新兴边缘科学——分形几何学。正如Mandelbrot所指出的那样:山不是锥,海岸线不是圆弧、树皮并不平滑,雷电非直线传播,在实际世界中,分形现象是普遍存在的,我们需要分形。

分形的重要描述参数是分维(fractal dimension)。早在Mandelbrot提出系统的分形理论之前,Hansdorff就已提出了分维概念。并且,Cantor、Peano、Levy、Sierpinski和Richardson等人已部分地涉足于分形体的研究工作。因此,他们的工作为分形理论的孕育和诞生奠定了基础。

分形几何学主要是研究一些自相似性(self-similarity)的不规则曲线、具有自反演性(self-inverse)的不规则图形、具有自平方性(self-squaring)的分形变换和自仿射(self-affine)分形集等。其主体内容是自相似分形,又称线性分形。目前,物理学家似乎把自相似与分形等同起来看待。

所谓自相似性分形就是认为维数变化可以是连续的,处理的对象具有非规则性和自相似性。自相似性,简单地讲就是局部是整体成比例缩小的性质,也称尺度不变性。据此,Mandel-

brot (1986) 给出了分形的一个简明的定义：即其组成部分与整体以某种方式相似的“形”叫“分形”。更确切地讲，是一种杂乱地延伸，但结构却十分精细的图案。如果把它放大，就会显示出反复出现的细节。因此，相似的结构在所有尺度上都存在，即具有标度不变性。

自然界的相似现象主要有两类：即普遍的自相似（或严格自相似）和统计的自相似。所谓的普遍自相似是指在某有限集合（图形）中，观察小的部分的集合和观察较大的部分时的集合，是一致的集合（全体和部分均为相似的集合）。亦即整体是一些小型集合的和集合（图形）。所谓统计的自相似就是指在某有限的随机集合（图形）中，小比例尺集合的分布和大比例尺的集合成分的分布为一致的集合。换言之，整体和部分是完全重叠的相似集合（图形）。

在自然界中，统计自相似更为普遍。因此，分形是有层次的，即仅在一定范围内（某种特征尺度内）具有自相似结构，超出这个范围就可能不是分形。比如，对海岸线而言，其特征尺度既不能比两个端点的距离大，也不能比分子的尺度小；云的分形尺度范围为 $10^0 \sim 10^6 \text{km}^2$ 。

图 3-1 所示的是一种奇异的分形现象——Sierpinski“海绵”(Sponge)。著名的 Koch 雪花是另一种纯粹的分形(图 3-2)。它以正三角形为“源多边形”，按一定规则使图形的每一条边复杂化，面积趋于原三角形的 $8/5$ 。

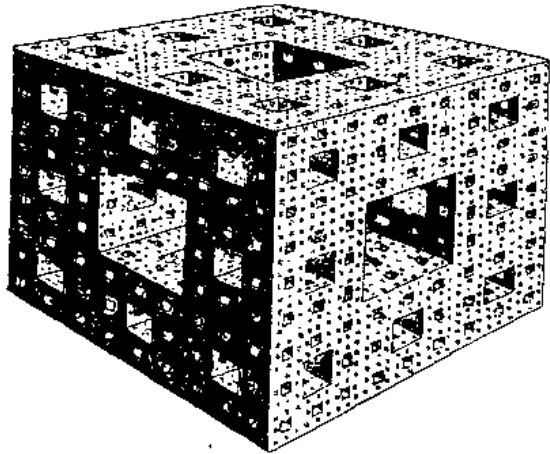


图 3-1 Sierpinski 海绵

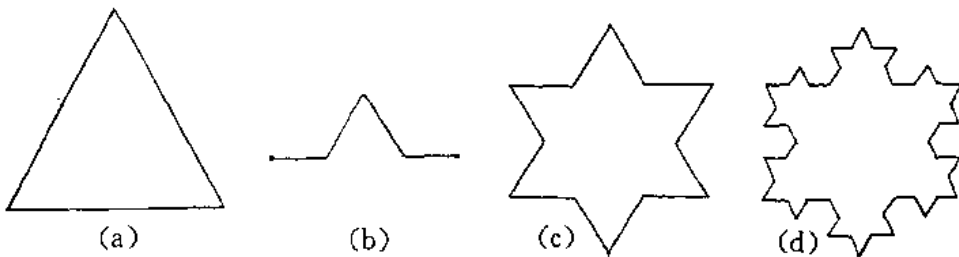


图 3-2 Koch 雪花曲线构造过程

二、分维

1. 概念及常见类型

维数的概念源于经典的欧几里德空间。对于一个欧氏空间，为确定其中任意点的位置所需要的独立坐标的个数，就是这个欧氏空间的维数，简称经典维数或欧氏维数 (Euclid Dimension)。欧氏维数一定是非负整数，如 $0, 1, 2, 3, \dots, n$ 。把欧氏维数应用到物体的几何图形上，一物体或几何图形的维数就是为确定该物体或几何图形中任意点位置所需要的独立坐标数。如点是零维的、直线是一维的、正方形是二维的、立方体是三维的图形。值得注意的是，几

何图形(包括客观物体、现象)的维数应视为其存在形式的维数,与其存在的空间维数是有区别的。

大约到19世纪晚期,人们已开始认识到欧氏空间存在明显缺乏,对于不规则物体很难加以描述。第一个对这个问题作出严格分析的人是Cantor,以后Peano、Hausdorff、Besicovitch等人作了进一步论证,并提出了一些反映特定条件下不规则图形的维数。这些维数的一个重要特征是其值可以不是整数。其中,著名的Hausdorff维数(Hausdorff Dimension)一般被称为分维(Fractal Dimension),用以表示具有分形特征的物体或现象的维数,记为 D_H 。其具体定义如下:

设 E 是一个点集, $I_1, I_2, I_3, \dots, I_n, I_{n+1}, \dots$ 是一串合在一起能覆盖点集 E 的开区间, α 为大于零的实数, δ 为区间的最大长度,对于点集 E 的Hausdorff外测度 $H_\alpha^\delta(E)$:

$$H_\alpha^\delta(E) = \inf \left\{ \sum_{i=1}^{\infty} |I_i|^\alpha : \bigcup_{i=1}^{\infty} I_i \in E, |I_i| \leq \delta \right\} \quad (3.1)$$

如果存在 D_H ,使得:

$$\text{当 } 0 < \alpha < D_H \text{ 时, } H_\alpha^\delta(E) \rightarrow \infty$$

$$\text{当 } D_H < \alpha < \infty \text{ 时, } H_\alpha^\delta(E) \rightarrow 0$$

则称这样的 D_H 为点集 E 的Hausdorff维数。

通常情况下,分形体的维数很难由其Hausdorff维数确定,于是以后又发展了多种分维概念。目前,比较常用的维数有:

① 容量维(Capacity Dimension)

若 $N(\epsilon)$ 是能覆盖住一个点集的直径为 ϵ 的小球最少数目,则点集的容量维定义为:

$$D_0 = - \lim_{\epsilon \rightarrow 0} (\ln(N(\epsilon)) / \ln(\epsilon)) \quad (3.2)$$

或

$$N(\epsilon) \propto \epsilon^{-D_0} \quad (3.2')$$

这基本上就是Hausdorff维数的变形。 ϵ 可理解为标度, $N(\epsilon)$ 是在该标度下所得到的量度值。在测量海岸线、地质体边界时,测尺长度为 γ ,覆盖整个圆形所需测量次数就是 $N(\gamma)$ 。很显然, γ 越短, $N(\gamma)$ 越大。

D_0 还可根据Lyapunov指数给出。J. Kaplan和J. Yoke(1979)给出的关系式为:

$$D_0 = K + \sum_{i=1}^K \lambda_i / |\lambda_{i+1}| \quad (3.3)$$

式中, $\lambda_i (i=1, 2, \dots, k)$ 为Lyapunov指数, K 为满足 $\sum \lambda_i \geq 0$ 的最大整数。

② 信息维(Information Dimension)

容量维 D_0 只考虑了所需 ϵ 球的个数,而对每个球覆盖的点数多少没有区别。对于那些非确定性的实物,如云的浓淡、矿化程度的大小等,若以概率来表示要更为合适一些。为此,引入信息维数。用直径为 γ 的球等分 n 维空间 R^n ,设研究对象包含在第 i 个球中的概率为 $P_i(\gamma)$,若观测点总数为 $N(\gamma)$,落入第 i 个球中的点数为 n_i ,则 $P_i(\gamma) = n_i / N(\gamma)$,此时,信息维定义为:

$$D_1 = - \lim_{\gamma \rightarrow 0} \left[\left(\sum_{i=1}^N P_i(\gamma) \cdot \ln(1/P_i(\gamma)) \right) / \ln(\gamma) \right] \quad (3.4)$$

这里, $\sum P_i(\gamma) \cdot \ln(1/P_i(\gamma))$ 为信息熵。如果概率分布均匀,包括研究对象的总球数为 $N(\gamma)$,则 $P_i = 1/N(\gamma)$, $D_1 = D_0$ 。因此,信息维是容量维的一个推广。

③ 关联维 (Correlation Dimension)

P. Grassberger 和 I. Procaccia (1983) 给出的关联维定义是:

$$D_2 = - \lim_{\epsilon \rightarrow 0} (\ln(C(\epsilon)) / \ln(\epsilon)) \quad (3.5)$$

式中 $C(\epsilon) = \sum H(r - \|x_i - x_j\|) / N^2$, $\|x_i - x_j\|$ 为两点间的向量距离, H 为 Heaviside 函数。当 $z \geq 0$ 时, $H(z) = 1$, 而 $z \leq 0$ 时, $H(z) = 0$ 。

可以证明, 以上几种分维满足下列关系:

$$d \leq D_2 \leq D_1 \leq D_0$$

式中, d 为拓扑维数, 即不随几何对象连续形变而改变的维数。

2. 分维计算的常见方法

从上述的分维定义的内容出发, 人们在解决实际问题时, 主要采用如下几种常用的分维计算方法:

① 计盒法 (Box Counting)

这是一种极为简便因而常用的方法, 其所得维数又被称之为计盒维数 (Box Counting Dimension 或 Box Dimension)。为计算一个平面集 F 的盒维数, 可以构造一些边长为 δ 的正方形或称为盒子, 然后计算不同 δ 值的“盒子”与 F 相交的个数 $N_\delta(F)$ (计盒维数由此得名), 这个维数是当 $\delta \rightarrow 0$ 时, $N_\delta(F)$ 增加的对数斜率。

② Sandbox 法

实际是 box counting 法的一种特别处理。在图像处理中用此法似乎更为方便、实用。具体地, 它是在分形图形上设置方形网格, 即方阵, 逐步扩大方阵的边长 l , 依次统计不同方阵中的像元数 N , 作 $\ln(N) \sim \ln(l)$ 曲线, 从图中直线部分的斜率确定分维 D_H 。随着 l 增大到接近图形的最大尺寸, N 值将趋于饱和。

③ 回转半径法 (Radius of gyration)

在分形结构生长的各个阶段, 不断测定像元数 N 和回转半径 R , 作 $\ln N \sim \ln R$ 曲线, 取其直线部分的斜率作为分维值。

④ 面积 ~ 周长法 (Area - Perimeter)

与回转半径法类似, 是以分形结构生长的不同阶段或不同状态下, 不断测定元素的面积值 (A) 和对应的周长值 (P), 作 $\ln A - \ln P$ 曲线, 取其直线部分的斜率去估计分形体的分维值。

⑤ 分形模型法

我们知道, 任何结构 (或系统) 的不规则性复杂现象的出现, 是由它所处的物理、力学等环境条件及其结构等因素所致, 而从数学上考察, 这仅仅是一种几何, 可以由分数维加以刻画, 因此, 分维实际上反映了问题的物理实质或某一种规律。基于这种思想, 我们可以从实际问题出发, 根据其分形特点, 简化抽象为某一类数学分形模型, 从其数学结构上计算出分形维数, 这就是模型法。

⑥ 维像法

对我们所研究的复杂结构 (或系统), 总结或测定如下幂律关系:

$$N = (1/r)^D \quad (3.8)$$

或 $N \propto R^{-D} \quad (3.9)$

再检验它是不是分形。如是分形，则由这两种关系之一即可得到分维值 D_0 。实际上，维像法是分形模型法的一种特例。

除此之外，还有许多其它计算方法，如变元法 (Variation)、波谱法、重整化群法等等。可以说，一定的计算方法是与一定的研究对象和内容联系在一起的。只要符合维数的基本定义，任何适当的方法均可以选用。在本次工作中就采用了一些新的计算方法。

三、地学中的分形现象

为了进一步加深读者对分形现象及其普遍性的了解，现列出一些在地学文献中已有过报道的分形现象，供大家参考。

1. 分形海岸线

海岸线到底有多长？这是分形几何学的一个经典实例。它具有三个特点：① 在海岸边、飞机上或卫星上所观察到的海岸线形状相似，即具有自相似性；② 海岸线的长度依赖于测量时所使用的尺子，如果尺子趋于无穷小，那么测得的岸线长度趋于无穷大，即没有特征长度；③ 把所用的尺子长度 r 和测量次数 $N(r)$ 标绘在双对数坐标图上，投影点大都处在一条直线上，即符合幂函数规律。对不同海岸线测量表明： D 值大都在 $1 \sim 1.3$ 之间， D 越大，海岸线的形状越复杂。

2. 分形河流

河流也是典型的分形。不论从全体还是从支流看，河曲和分支的形状没有太大的变化。日本学者对日本和世界各种河流的主流测量表明，其维数为 $1.1 \sim 1.3$ 左右。维数还可表征支流的多少及弯曲程度。

3. 分形云

云彩的形状是分形。有的学者把气象卫星和雷达照片上的各种不同大小云的面积和周长标绘在双对数坐标图上，各点都呈直线排列，其分维值为 1.35 。

4. 地震活动

大量的事实表明：地震活动具有明显的自相似性，是一种较为突出的分形现象。首先地震强度 E 与震次 N 具有幂函数关系：

$$N \sim E^{-b/1.5}$$

进而，得到地震 b 值及其分维值 D_0 的关系式：

$$D_0 = b/1.5$$

人们已经发现，地震的能量分维是一种极有实用价值的参数，据此可以确定 b 值，进而成为一种预报地震的重要手段之一。此外，地震在时空分布上亦有分形特征。

5. 断裂分布

地壳上的断裂有各种不同大小的尺度，从微米的裂纹到大陆板块边缘的巨型断层，它们之间的关系是极其密切的，至少有三条理由：① 地壳上的大断层实际上是许多交织的断层组成的；② 动力场分析表明，断层系是分叉体系，这已被野外考察所证实；③ 室内力学试验证实大断裂是由小断裂群体集中形成的，而小断裂又是由微裂隙累集所致。已有研究表明，断层系统是一种典型的分形现象。岩石破裂所产生的碎块数目与碎块的体积之间也呈分形关系。日本学者还计算了一些断层系统的维数：日本的断层系 $D_0 = 1.05 \sim 1.6$ ；圣安德列斯断层 $D_0 = 1.1 \sim 1.5$ ；北伊豆断层群 $D_0 = 1.49$ 。这些分维值的上限为 1.6 左右。

6. 岩石断口表面分维

岩石断口的表面起伏特征对于其剩余强度以及解释断裂机制等都具有重要意义。但是，岩石断口常起伏不平，呈不规则状，难以定量描述。其真正表面积远比宏观尺度测得大。这实际是一种分形，这种不规则性反映了破坏时的能量耗散及结构效应，可以分维来表征。谢和平在对岩石断口的分形分析后得到了分维与岩石损伤断裂能 G_f 的关系为：

$$G_f = K_1 + K_2 D$$

式中 K_1, K_2 为材料常数。还指出岩石应力应变曲线实质上是细胞阶梯曲线的近似，其分维 D_f 为：

$$D_f = \log(3) / \log(1 + 8 \cdot \cos((\text{tg}^{-1} E) / 2))^{1/2}$$

式中 E 为弹模。

7. 岩体结构面分维

作为分形体—断裂系统的组成部分的岩体结构面也是一种分形体系。结构面本身力学性质可用分维描述，这在国外已开始研究。Carr 和 Warrimes 利用分形理论认为粗糙节理面是一个分形，并确立了节理面分维公式。应用该式在 Libbz 大坝工程中计算了 15 个节理面的分维值，其值 $D \approx 1.0086$ ，均大于 1。在此基础上建立了节面粗糙度 JRC 和分维 D 的关系方程：

$$JRC = -1022.55 + 1023.93D$$

除此之外，谢和平对岩石的断裂、分叉等特征进行了深入研究，建立了形象的分形模型。可以这样认为，在地球科学中存在着非常普遍的分形现象，分形几何学是揭开地球系统非线性、不规则、非确定原因的重要工具。这一手段已在地学研究的各个方面得到广泛的重视，并已取得许多引人注目的成果。

第二节 粘性土微结构的自相似性及其分维算法

一、粘性土微结构自相似性

从目前分形研究的情况看，人们对分形的识别至今并无统一的想法和标准。反映出相当大的随意性。但人们普遍参照的一条最为重要的判据就是考察对象的自相似性，亦即在某一标度范围内其粗视化尺度与其观察数目之间是否具有明显的幂函数对应关系。这样处理分形问题的依据首先在于自然界中很难找到数学涵义上的有规分形，且只存在统计意义上的自相似性。因此，我们不可能得到完全符合数学推导的分形模型，只能从现象本身的某些特征作出一定的判断，并以其幂函数关系的存在与否加以验证。这就是我们在应用分形理论去分析土的微结构特征时所遵循的一条基本原则。

土体的工程性质实际上是土体结构单元体性质的综合表现，而结构单元体的性质又在很大程度上取决于土粒集合体甚至于更小的单粒矿物的性质。从这种意义上讲，它们之间具有较为明显的层次性和自相似性。关于这一点，我们可以以粒度结构的一种理想模型加以说明。例如，我们可以设计一种 Serpinski 垫片(如图 3-3)，以此可以模拟土体的一类典型结构。图中方块部分可与颗粒对应，其间部分为孔隙。该图的构造规则是：设一单元立方体空间的每边均等分为 b 份，共有 b^3 份小立方体空间，使中间 $(b-2)^3$ 份小立方体空间用等体积的颗粒充填，作为第一级核心(图 3-3(a))。该核心周围有 $b^3 - (b-2)^3$ 份小立方体空间，从中取出 N 个，每一个立方体空间边长再继续等分为 b 份，小立方体也被分为 b^3 份。依照此规则，充填一个颗粒作为新一级核心，共得到 N 个，新一级的颗粒与前一级颗粒尺寸相似比为 b (如图 3

300E50E1

— 3(b), (b'))。据此规则进行下去,就可得到逼近的粒度结构模型。这一图形为典型的颗粒分形结构模型,其模拟手法同样适合于孔隙结构模型的塑造。因此,土体微结构形态确实存在着某种统计意义上的自相似分形结构。我们完全有理由利用分形几何学的有关理论和方法去分析和解决粘性土微结构形态的一些不确定性问题,进而在定量意义上探讨其工程地质特性的内在规律。

二、粘性土微结构参数分维的图像确定方法

土体微结构参数分维法已有一些,但仅限于粒度和孔隙度两种参数的分形结构模型塑造。上面谈及的Serpinski垫片模拟方法就是其中一例。

刘松玉(1991)提出的以质量分布函数求解粒度分维的方法又是一例。但是,这些方法均建立在实验数据处理基础之上,且内容比较局限,对土结构图像分析的直接算法尚未见到。因此,在具体探讨粘性土微结构分形特征之前,有必要进一步将本次工作所采用的一些结构参数图像处理算法作一简要的说明。

1. 粒度分维(D_p)算法

粒度组成是土的重要参数之一。通常情况下,是以小于某一粒径(r)的颗粒的累计数目 $N(\leq r)$ 的分布特征来加以刻划的。亦即以 $r - N(\leq r)$ 曲线的形态特征加以表征。由质量分布特征可知(刘松玉,1991),两者具有较好的幂函数对应关系,即:

$$N(\leq r) \propto r^{-D} \quad (3.10)$$

并且
$$N(\geq r) = M - N(\leq r) \quad (3.11)$$

式中 M 为颗粒总数,为常量; $N(\geq r)$ 为大于某粒径的颗粒数。

由式3.11可知,对于某一结构图像而言, M 一定,那么 $N(\leq r)$ 与 $N(\geq r)$ 拥有固定的对应关系,因此可以认为下列关系亦成立:

$$N(r) \propto r^{-D} \quad (3.12)$$

它与容量维 D_0 的定义(式3.2')在形式上完全一致,因而我们将 D 定义为粒度分维值 D_p 。 D_p 值越大,反映颗粒均一化程度愈差。在含义上与粗粒土的不均匀系数 Cu 相当。

如表3-1所示,在具体计算时,我们是以粒径(ϵ)为横坐标,大于该粒径的颗粒数为 $N(\epsilon)$ 为纵坐标,在双对数坐标系中确定其对应关系,取其稳定的直线部分的斜率的负值作为 D_p 。粒径的尺度为单位像素点,值域为[1,256]。这实际上与将其换算成常规尺度(如cm或mm)效果是完全一致的。以下的有关参数也都采用以像素点为尺度单位,其情况相同,今后不再作进一步交代。

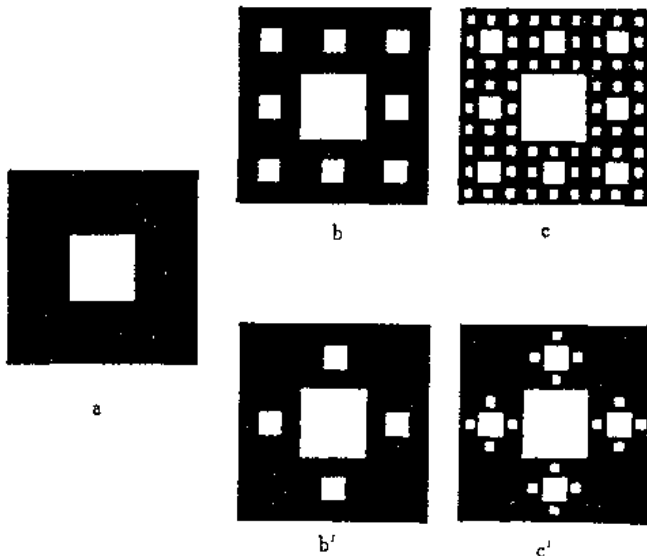


图3-3 粒状土粒度组成的分形模式

2. B. 1. 1.

表 3-1 结构参数分维算法简表

结构参数名称	数学模型	ϵ	$N(\epsilon)$
粒度分维 (D_{pd})	$D = -\lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{\ln N(\epsilon)}{\ln \epsilon}$	粒径	大于某粒径的颗粒数
颗粒分布 (D_{pd})		图像分割网格边长	对应于 ϵ 的图像上含有颗粒格网总数
颗粒表面起伏分维 D_{ps}		测尺长度	对应于 ϵ 的测量步数
孔径分维 (D_{pa})		孔径	大于某孔径的颗粒数
孔隙分布 (D_{pd})		图像分割网格边长	对应于 ϵ 的图像上含有孔隙的格网总数
接触带分布 (D_{cp})		图像分割网格边长	对应于 ϵ 的图像上含有接触带的格网总数
颗粒定向分维 (D_{di})	$D = \lim_{\alpha \rightarrow 0} \frac{\sum P_i \cdot \ln P_i}{\ln \alpha}$	颗粒方位夹角增量	$N(\epsilon) = \sum P_i \cdot \ln(1/P_i)$ 其中 P_i 为颗粒取向于某一被 ϵ 分割的方向区间的概率

2. 颗粒分布分维 (D_{pd}) 算法

一幅图像的颗粒分布情况既反映颗粒系统的形态,又可说明土体的密实状况。我们采用 Sandbox 法来确定其颗粒分布的分数维。具体做法如下:

如图 3-4, 假设图像含有多个颗粒(图中点状闭域)。如果我们以边长为 ϵ 的正方形将图像分割成规格为 $(L/\epsilon) \times (L/\epsilon)$ 的正交型格网, 并且设格网中含有颗粒(或一部分)的格子总数为 $N(\epsilon)$, 那么如果改变 ϵ , 使其在值域 $[1, 256]$ 范围内序列变化, 如 $\epsilon_1, \epsilon_2, \dots, \epsilon_n$; 则将得到相应的序列值 $N(\epsilon_1), N(\epsilon_2), \dots, N(\epsilon_n)$ 。将这些数据对描绘于双对数坐标系中, 即可直观地确定其 $\ln \epsilon \sim \ln N(\epsilon)$ 对应关系。如果存在线性特征, 表明颗粒分布具有分形特征。若线性部分的斜率为 K , 那么

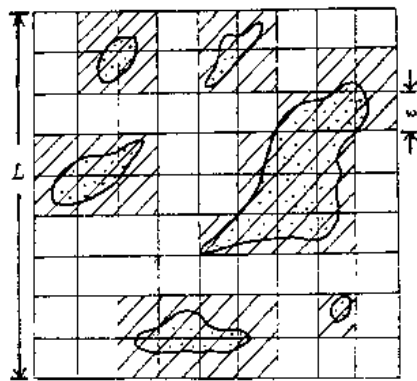


图 3-4 颗粒分布分维算法示意图

$$D_{pd} = -\lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{\ln N(\epsilon)}{\ln \epsilon} = -K$$

颗粒分布分维值 D_{pd} 越大, 反映土中颗粒分布分散, 集团化程度低, 土体密度愈大。

3. 颗粒定向分维 (D_{di})

在图像处理时, 颗粒的定向性以其最长弦的方位确定, 对应的参数为方位角 α (第二章已作过解释)。不同的颗粒有不同的方位, 方位角可以取 $0 \sim \pi$ 中的任何值。那么如何去衡量整个土体的定向程度呢? 我们认为, 最好的参数是颗粒定向方位分维 D_{di} 。其算法如下:

假设颗粒的方位角为 α , 其值域为 $[0, \pi]$ 。现以 α 增量将其等分成 n 等分, 然后确定一个颗粒定向于某一区间 $[i, i+1]$ 的概率为 $P_i(\alpha)$, 相应地, 各区间的对应概率系列为 $P_1(\alpha), P_2(\alpha), \dots, P_n(\alpha)$ 。如果改变方位角增量 α , 又可得到另一组对应的概率系列值。于是, 当 α 足够小时, 我们可以如下关系式去确定颗粒的定向分维值 D_{di} :

$$D_{di} = -\lim_{\alpha \rightarrow 0} \frac{\sum P_i(\alpha) \cdot \ln(1/P_i(\alpha))}{\ln \alpha}$$

这是一种基于信息维意义上的分维算法。在具体求解时, 我们以 $\ln \alpha \sim \sum P_i(\alpha) \cdot \ln(1/P_i(\alpha))$ 在双对数坐标系中线性关系来判断其分形结构, 进而用其直线部分的斜率的负值作为 D_{di} 的

33E64

取值。

实际上,当 α 一定时, $\sum P_i(\alpha) \cdot \ln(1/P_i(\alpha))$ 为信息熵 E 。因此,我们说 D_{α} 比 $E_{\text{排列}}$ 可以更好地反映颗粒的定向度,其原因就在于前者考虑了尺度(α)的变化,并且其取值代表了一个特征的标准区间(标准不变区间),具有相当的稳定性和代表性。

颗粒方向分维值 D_{α} 越大,反映土体的定向性越差,混乱度越大,反之亦然。

4. 颗粒表面起伏分维(D_{pr})算法

山体、岩石等表面的起伏具有分形特征,这已被许多事实证明。事实上,如果我们将颗粒进行球面展开,其表面起伏情况与它们又有多大差别呢?因此,我们可以认为颗粒表面起伏亦具有分形特征(以后的事例也得以证实),我们完全可以引用岩石等表面分维算法来求解颗粒表面起伏分维 D_{pr} 。具体地,我们采用了引伸意义上的步长法,其基本作法如下:

如图3-5,假设图中的封闭曲线为颗粒边缘轮廓线,在图像处理中得到其相应的轨迹坐标。如果以长度为 ϵ_i 的测尺去测量边缘线长度,那么相应的测尺数为 $N(\epsilon_i)$,代表了曲线的长度。如果改变测尺长度为 ϵ_2 ,那么就可以得到另一测尺数 $N(\epsilon_2)$ 。一系列的测尺长度 $\epsilon_1, \epsilon_2, \dots, \epsilon_n (n \rightarrow \infty)$,将对应一系列的测尺数 $N(\epsilon_1), N(\epsilon_2), \dots, N(\epsilon_n)$ 。将它们的关系反映在双对数坐标中,其各点的连接曲线在形状上反映了颗粒的起伏程度大小。曲线愈陡,说明测尺决定的曲线长度变化越显著,反映颗粒的起伏度愈大。因此,我们可以利用 $\ln \epsilon \sim \ln N(\epsilon)$ 曲线的线性部分的斜率的负值,去表征颗粒起伏的表面分维值 D_{pr} ,即 D_{pr} 值越大,颗粒表面起伏度越大,反之亦然。



图3-5 颗粒表面起伏分维算法示意图

因此,我们可以利用 $\ln \epsilon \sim \ln N(\epsilon)$ 曲线的线性部分的斜率的负值,去表征颗粒起伏的表面分维值 D_{pr} ,即 D_{pr} 值越大,颗粒表面起伏度越大,反之亦然。

$$D_{pr} = - \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{\ln N(\epsilon)}{\ln \epsilon}$$

5. 其它结构参数的算法

由于孔隙与颗粒在图像上并无形态上的差别,因此,孔径分维(D_{ba})的算法与粒度分维(D_{pa})类似;孔隙分布分维(D_{bd})与颗粒分布分维(D_{pd})类似。只是将分析对象由颗粒转换为孔隙即可(表3-1)。

同样,接触带与颗粒在影象上并无根本的差别,因此,颗粒分布分维(D_{pd})的算法也适合于接触带分维(D_{co})的计算。

因此,有关孔径分维、孔隙分布分维和接触带分布分维的算法可以参考颗粒的相应算法,在此,不再赘述。

第三节 主要粘性土微结构的分维特征

为了探讨粘性土微结构的定量特征,并进一步论证其分形结构的存在,本次对采自陕西兰田、西安、白水、黄陵、黑木沟、延安、绥德,山西太原、寿阳,甘肃兰州等地的黄土样、四川成都、陕西安康的膨胀土样以及厦门软土等典型粘性土样,按照图2-6所示过程,进行了天然状态土微结构图像分析,进而根据上述的有关算法对其结构参数的分形特征进行了详细的分

析。这些土样的基本情况及其主要物力学性质如表 3-2 所示。

表 3-2 结构分析天然土样主要特征(均值)

土类	采样地点	层位	地貌部位	粒度组成					$\omega(\%)$	γ	W_L	I_p	e_0	a_{1-1}	δ_s
				>	0.05 ~	0.01 ~	0.005 ~	<							
				0.05	0.01	0.005	0.0002	0.0002							
黄土	蓝田	L6	高原	13.6	37	17	1	31.4	15.1	1.534	27.2	9.3	1.0917	0.0928	0.01065
	西安	Q ₄	低阶地	19.6	45	14	1	20.4	4.9	1.638	28.2	10.4	0.662	0.0497	0.0605
	白水	L2	高原	20.6	55	11	6	7.4	2.8	1.446	25.5	11.2	0.951	0.0575	0.0314
	黑木沟	L1	高原	19.6	54	10	5	11.4	1.7	1.334	26.1	8.4	1.049	0.0698	0.0486
		L1	高原	24.6	56	10	2	7.4	4.5	1.370			0.997	0.082	0.027
		L4	高原	27.6	55	9	5	3.4	4.62	1.436	27.3	10.7	0.881	0.071	0.0342
		L6	高原	20.6	54	1	3	8.4	2.8	1.587			0.776	0.106	0.036
		L8	高原	17.6	53	1	8	10.4	3.9	1.584	21.8	11.4	0.745	0.0987	0.015
		L16	高原	15.6	49	1	5	11.4	15.6	1.847	29.3	10.5	0.696	0.0522	0.0001
	延安	Q ₄	低阶地	45.8	45	3	1.5	4.7	4.8	1.359	26.2	9.7	1.0446	0.123	0.0298
	黄陵	L2	高原						29.29	1.82	27.1	11.2	1.501		
	绥德	Q ₄	低阶地	46.8	43	4	2	4.2	0.95	1.386	23.2	8.2	1.078	0.104	0.0766
		L2	高原	35.6	50	8	1	5.4	1.0	1.251	27.8	9.7	0.963	0.0705	0.026
		Q ₄	低阶地	26.6	46	8	5	14.4	14.3	1.648	27.3	7.9	0.845	0.11	0.044
		Q ₄	高阶地	17.6	52	9	7	14.4	5.9	1.426	28.1	10.2	1.001	0.084	0.074
兰州	Q ₄	低阶地	27.6	43	9	7	13.4	9.9	1.715	24.5	8.6	0.774	0.1073	0.0119	
	Q ₄	高阶地	13.6	48	14	9	15.4	5.8	1.429	25.1	8.9	1.001	0.0873	0.0495	
膨胀土	成都	Q ₂	高阶地						17.13	2.03	41.9	20.8	0.572		
	安康	Q ₂	高阶地						20.2	2.02	51.8	20.9	0.62		
软土	厦门	Q ₄	平原						42.9	1.543	36.2	19.2	1.501	3.50	

下面按结构要素依次讨论这些粘性土体的主要分形特征及其反映的相应工程地质性质。

1. 粒度分维特征

根据图像处理得到的粒径 (Φ_p), 我们首先建立其 $\ln(\Phi_p) \sim \ln N(\geq \Phi_p)$ 对应关系, 并绘制其散列图, 然后确定其无标度区(一般选中间线性部分), 并求出其相应斜率, 以其负值作为粒度分维值 D_m 。图 3-6 即为黄陵的一组黄土的粒度分维算例。

分析结构表明, 各类土样均具有较为显著的无标度区, 线性分段现象较为明显, 因而具有典型的分形结构特征。相对而言, 粒度分维的稳定性不如其它结构参数(见后), 因而不同土样的差值较大, 在环境条件下的变化也最为敏感。所以, 其结构意义也最大。

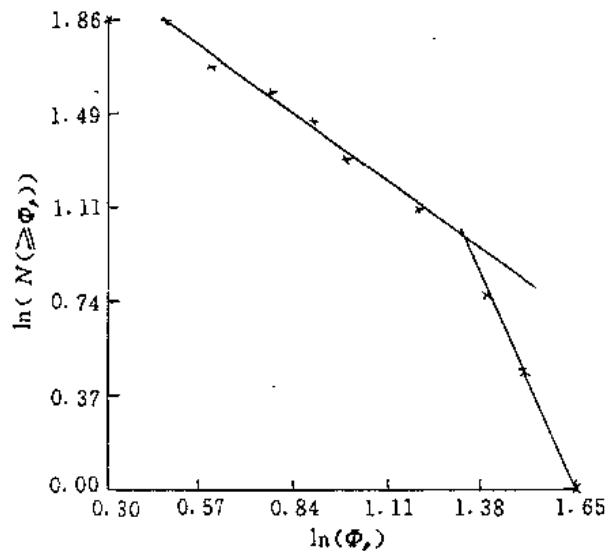


图 3-6 黄陵黄土 D_m 算例

表 3-3 为所有试验黄土的分维值计算结果。由此可见,黄土的粒度分维值 D_m 的值域范围为 0.78 - 1.28 之间,均值为 1.0077 左右。这些黄土的主要粒度分维特点有:

表 3-3 试验黄土天然结构粒度分维(D_m)统计结果表

蓝田	西安	白水	黑木沟						延安	绥德		太原		兰州	
L6	低阶地	L2	L1	L2	L4	L6	L8	L16	低阶地	低阶地	L2	低阶地	高阶地	低阶地	高阶地
1.0559	1.2728	1.1210	0.8448	0.8301	1.2228	1.0247	1.0267	1.1911	0.9166	0.7628	0.8573	1.2118	1.1998	0.9950	0.8123

① 一般情况下,高原黄土的时代越老,其粒度分维值越高,反映其颗粒大小的均一化程度愈低。这或许是由于这种黄土主要以风力等搬运营力作用为主,初期沉积时颗粒的分选性较好,粒度均一,但后期由于进一步受到各种成岩作用的影响,致使一部分非稳定性颗粒遭到细化,出现粒级分化情况,从而造成了时代愈老粒度分维值愈高的结果。这一现象,在黑木沟土样的层序变化上就有所反映(图 3-7)。

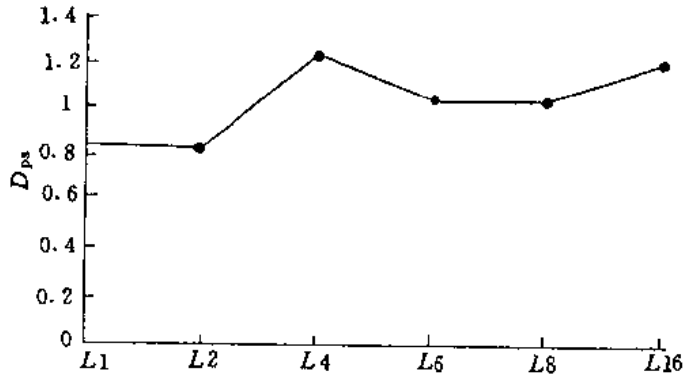


图 3-7 黑木沟土样 D_m 变化曲线图

② 就新近沉积的阶地黄土(黄土状土)的粒度分维变化看,低阶地土往往比高阶地土具有较大的分维值。这种现象在太原、兰州等地土样的分析结果中均有相应的表现。这说明次生黄土在其形成过程中,土粒粒度是朝着均一化的方向发展,表现为粒度分维值不断降低的趋势。

如表 3-4 所示,成都粘土(膨胀土)的粒度分维值 D_m 为 0.8799,而安康膨胀土的 D_m 为 1.2044。因此,成都粘土的均一化程度比安康膨胀土高。此外,我们还知道,厦门软土的粒度分维值为 1.4546,相对而言,软土的粒度分维值为最大。

表 3-4 膨胀土和软土土样天然结构参数分维统计值

土样类别	采样地点	粒度分维	孔径分维	颗粒分布分维	孔隙分布分维	颗粒定向分维	颗粒表面分维	接触带分维
膨胀土	安康	1.2044	1.2227	1.7304	1.6538	1.0286	1.1412	1.8390
	成都	0.8799	0.8928	1.7565	1.6765	1.0298	1.1438	1.8294
软土	厦门	1.4546	1.4572	1.7424	1.6588	1.0342	1.1281	1.9226

2. 颗粒分布分维特征

图像上颗粒的分布状况是颗粒的形状及其平面排列状况的直观表现。根据上节介绍的有关算法,我们绘制了相应的 $\ln N(\epsilon) - \ln \epsilon$ 散列图,图 3-8 为黄陵黄土的一个算例。这里 ϵ 为网格边长, $N(\epsilon)$ 为相应于 ϵ 的平面格网中含有颗粒的总数。分析结果表明,各种土体的 $\ln N(\epsilon) - \ln \epsilon$ 曲线均具有稳定且良好的线性段,且区间范围(即无标度区)较大。因此,具有明显的分形结构特征。

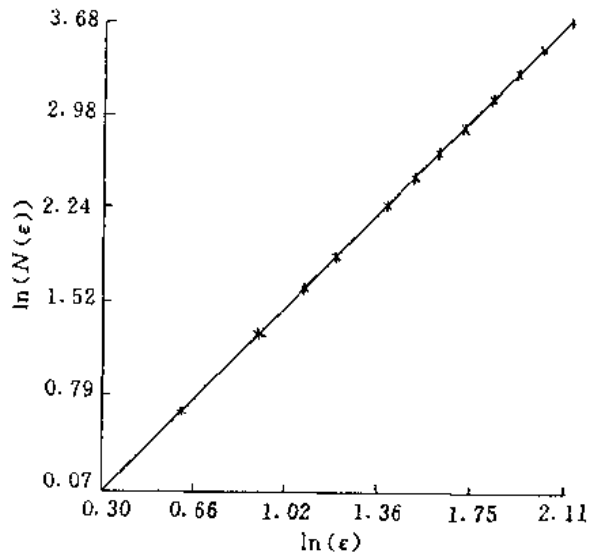


图 3-8 黄陵黄土 D_{pd} 算例

表 3-5 为试验用天然黄土的颗粒分布分维(D_{pd})分析结果。由此可见,黄土颗粒分布的分维一般为 1.63 - 1.80 之间,变动范围只有

0.17 左右,其均值约 1.745。这些黄土的颗粒分布分维有一个共同的特点,即一般情况下土层的时代愈老,其粒度分布分维值愈大,反映土层的密实程度愈大,颗粒分布形态愈复杂。这种现象在黑木沟剖面上的高原黄土中、以及太原、兰州等地的次生黄土中均有相应的表现。实际上,这种变化规律是与其成岩作用的逐步深化相适应的。就高原黄土和次生黄土而言,这种规律依然存在。据统计,前者的分维值一般为 1.7543 左右,而后者只有 1.7485 左右。

表 3-5 试验黄土天然结构颗粒分布分维(D_{pd})统计结果表

蓝田	西安	白水	黑木沟						延安	绥德		太原		兰州	
L6	低阶地	L2	L1	L2	L4	L6	L8	L16	低阶地	低阶地	L2	低阶地	高阶地	低阶地	高阶地
1.6331	1.7834	1.7240	1.7733	1.6813	1.7105	1.7895	1.7743	1.7971	1.7293	1.7482	1.7876	1.7428	1.7481	1.7337	1.7692

从表 3-4 我们可以看到,膨胀土的颗粒分布分维值一般在 1.73 - 1.76 之间,其中成都粘土为 1.7565,而安康膨胀土为 1.7304,前者比后者大。这说明成都粘土比安康膨胀土具有更大的颗粒形态密度,即前者的颗粒形态分布较后者复杂。厦门软土的颗粒分布分维值为 1.7424。

3. 颗粒定向分维特征

土的颗粒定向分维(D_{di})反映土颗粒的定向程

度大小。 D_{di} 值越低,土体定向性越好。图 3-9 为黄陵黄土之颗粒排列方位玫瑰花图,图 3-10 为其颗粒定向分维之算例。分析结果表明,各土样的 $\ln \alpha \sim \sum P_i(\alpha) \cdot \ln(1/P_i(\alpha))$ 曲线均具有较为稳定的线性段,表现出良好的分形结构特征。与其方位玫瑰花图的比较分析结果也证实了颗粒定向分维对土粒定向程度的反映是切合实际的。



图 3-9 黄陵黄土颗粒取向玫瑰花图

成都粘土和安康膨胀土以及厦门软土的颗粒定向分维特征请参见表 3-4 的说明。

表 3-7 为黄土试样天然结构之颗粒表面起伏分维计算结果。颗粒表面起伏分维表明颗粒表面的起伏程度，其值愈大，表面起伏程度亦越大。一般地，黄土的颗粒表面起伏分维 D_{pr} 值为 1.11 - 1.145 之间，均值为 1.129。从地层分布看，试验黄土的颗粒表面起伏分维有如下变化特点：

表 3-7 试验黄土天然结构颗粒表面起伏分维(D_{pr})统计结果表

蓝田	西安	白水	黑木沟						延安	绥德		太原		兰州	
L6	低阶地	L2	L1	L2	L4	L6	L8	L16	低阶地	低阶地	L2	低阶地	高阶地	低阶地	高阶地
1.1352	1.1392	1.1296	1.1122	1.1199	1.1335	1.1369	1.1199	1.1448	1.1256	1.1274	1.1326	1.1379	1.1359	1.1325	1.1242

① 随黄土高原地层年代的加大，其 D_{pr} 也相应的增大，反映颗粒的表面起伏度加大(在黑木沟剖面上就是如此)。其主要原因可能是由于黄土在其沉积之后经受风化、地下水等后期改造作用程度不同。时代愈老，经受的改造作用时间愈长，颗粒表面的起伏程度愈大。

② 高原黄土的 D_{pr} 均值为 1.1279，面次生黄土(阶地黄土)的 D_{pr} 均值为 1.1319，后者大于前者。

③ 次生黄土中，低阶地黄土的 D_{pr} 一般比高阶地黄土的 D_{pr} 大。这一现象在太原及兰州等地均有反映。

膨胀土(成都粘土及安康膨胀土)和厦门软土的 D_{pr} 请参看表 3-4。

5. 孔径分维特征

图 3-12 为黄陵黄土孔径分维 (D_b) 的一个算例。可以看到，图中 $\ln N(\epsilon) - \ln N(\epsilon)$ 曲线的分段线性关系还是比较明显，具有分形结构特征。其它土样的情况也是如此。

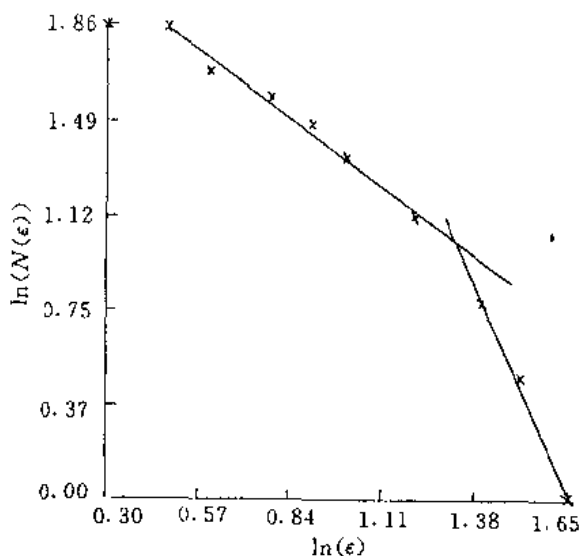


图 3-12 黄陵黄土 D_b 算例

表 3-8 为试验黄土的孔径分维的计算结果，从统计情况看，黄土的 D_b 值一般介于 0.74

5
天然黄土

— 1.15 之间, 有较大的变幅值(0.41), 这一点与粒度分维 D_{ps} 相一致。均值为 0.9776。

表 3—8 试验黄土天然结构孔径分维(D_{ps}) 统计结果表

蓝田	西安	白水	黑木沟						延安	绥德	太原		兰州		
L6	低阶地	L2	L1	L2	L4	L6	L8	L16	低阶地	低阶地	L2	低阶地	高阶地	低阶地	高阶地
1.0105	1.1212	1.1469	0.9232	1.0198	1.0813	0.9878	1.0351	1.1056	0.8626	0.8912	0.7434	1.1113	1.0464	0.9494	0.7544

总体上看, 高原黄土(如图 3—13 所示的黑木沟黄土)的 D_{ps} 变化规律是: 土样时代愈老, 其孔径分维值愈大, 孔隙大小的均一化程度愈差。就阶地黄土而言, 低阶地的 D_{ps} 值一般

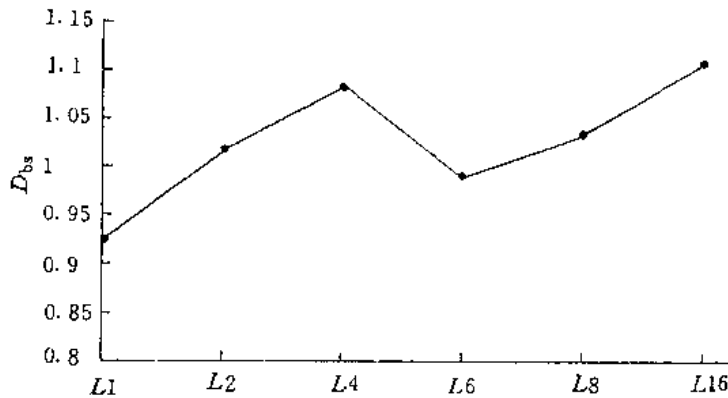


图 3—13 黑木沟土样 D_{ps} 变化曲线图

大于高阶地的 D_{ps} 值。这些特征与粒度分维(D_{ps}) 特征是一致的, 可能是出于同一缘故。

此外, 由表 3—4 得知, 膨胀土的孔径分维值一般为 1.06 左右。其中, 成都粘土的 D_{ps} 值为 0.8929, 小于安康膨胀土的 D_{ps} 值(1.2227); 厦门软土的 D_{ps} 值为 1.4572。

6. 孔隙分布分维特征

孔隙分布分维(D_{bd}) 反映土体孔隙的平面分布状况, 是孔隙形状和密度的集中表现。

图 3—14 为黄陵黄土孔隙分布分维的一个算例。图中 $\ln \epsilon - \ln N(\epsilon)$ 的线性对应关系明显, 具有较好的分形结构特征。其它土样的情况也是如此。

表 3—9 为试验黄土的孔隙分布分维值统计结果。不难看到, 天然黄土的 D_{bd} 值一般介于 1.63—1.80 之间, 均值为 1.723, 具有较高的分维值。

表 3—9 试验黄土天然结构孔隙分布分维(D_{bd}) 统计结果表

蓝田	西安	白水	黑木沟						延安	绥德	太原		兰州		
L6	低阶地	L2	L1	L2	L4	L6	L8	L16	低阶地	低阶地	L2	低阶地	高阶地	低阶地	高阶地
1.7934	1.7129	1.7586	1.7117	1.7608	1.7676	1.6775	1.7049	1.6498	1.7508	1.7274	1.6976	1.6949	1.7306	1.7068	1.7404

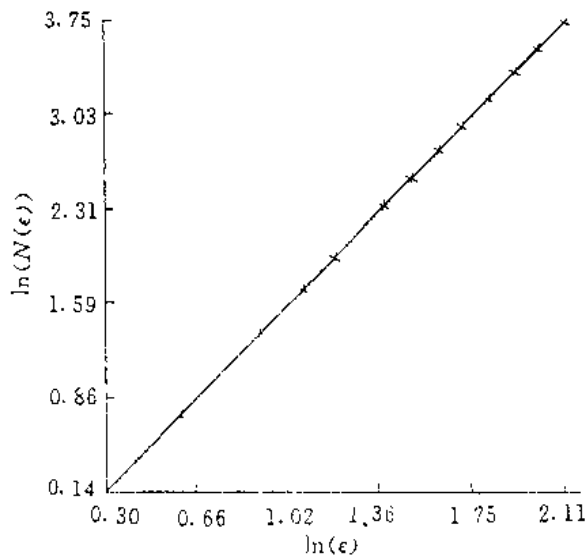


图 3-14 黄陵黄土 D_{bd} 算例

就黑木沟的高原黄土而言，土层时代愈老，其孔隙分布分维值 D_{bd} 愈低。这与土体密度随地层变化的趋势是大体吻合的，即时代愈老，孔隙发育程度愈低、密度增大。

然而，次生黄土的情况却往往相反。高阶地的孔隙分布分维值大多比低阶地的 D_{bd} 大。其原因有待于进一步研究。

对于膨胀土，其 D_{bd} 值一般为 1.66 左右(表 3-4)。其中，成都粘土的 D_{bd} 值为 1.6765，安康膨胀土的 D_{bd} 值为 1.654。厦门软土的 D_{bd} 值为 1.6588。

7. 接触带分布分维特征

接触带分布分维(D_{co})反映粒间结合物的分布形态。 D_{co} 值越高，平面接触带愈发育。图 3-15 为黄陵黄土之接触带分布分维的一个算例。可以看到，图中 $\ln \epsilon - \ln N(\epsilon)$ 的线性对应关系明显，具有显著的分形结构特征。其它土样的分析结果也可取得同样的结论。

在表 3-10 中，我们列出了所有天然黄土试样的接触带分布分维分析结果。主要统计特征如下： D_{co} 的取值范围为 1.691 - 1.84，均值是 1.7582。

表 3-10 试验黄土天然结构接触带分布分维(D_{co}) 统计结果表

蓝田	西安	白水	黑木沟						延安	绥德		太原		兰州	
L6	低阶地	L2	L1	L2	L4	L6	L8	L16	低阶地	低阶地	L2	低阶地	高阶地	低阶地	高阶地
1.7938	1.7944	1.7593	1.7648	1.7706	1.7533	1.7897	1.7345	1.8339	1.7159	1.7224	1.6982	1.8022	1.7407	1.7969	1.5910

就地层分布看，低阶地黄土的 D_{co} 值一般大于高阶地的相应值。但是高原黄土地层的 D_{co} 值规律性一般较差。相对而言，高原黄土 D_{co} 值一般比阶地黄土的 D_{co} 值高。

由表 3-4 得知，膨胀土的 D_{co} 值一般为 1.834 左右，其中成都粘土的 D_{co} 值为 1.8294，而安康膨胀土的 D_{co} 值为 1.839。厦门软土的接触带分布分维值为 1.9226。

以上我们已就分布于我国、并且在工程地质性质上与微结构有着特殊关系的一些粘性土

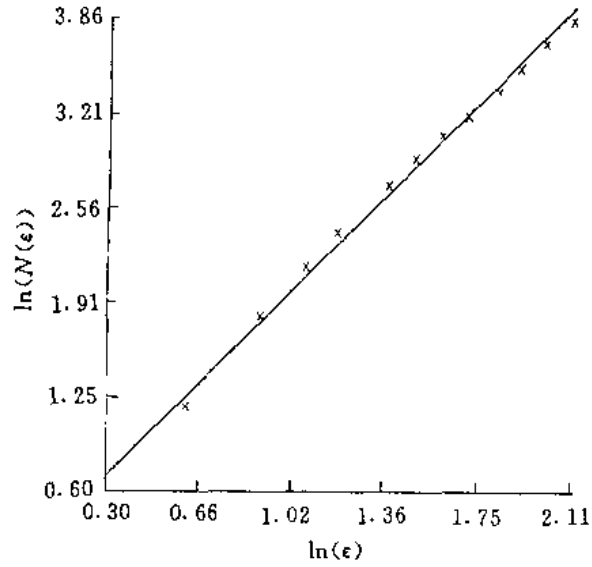


图 3-15 黄陵黄土 D_{∞} 算例

(黄土、膨胀土和软土)的分形结构进行了系统的分析和讨论,得到的一个共同结论是:土的微结构分形参数都具有较为明显的分形特征。因此,我们可以利用这些参数对土体微结构进行量化,从而达到对分析土体微结构所制约的主要工程地质性质进行定量分析之目的。

第四章 天然粘性土主要工程性质 与结构特征初步分析

粘性土的结构状态对其形成的物理—化学条件和形成后这些条件的变化是异常敏感的。不同的成因类型乃至成岩过程的不同发育阶段，其结构状态存在着较大的差异。在长期的工程实践过程中，人们发现粘性土在工程环境作用下表现出的众多且复杂的工程特征与现象，都与其结构状态有关。可以说，粘性土微结构状态是控制其工程特性的最重要因素之一。所以，研究并揭示粘性土工程特性与其结构状态之间的内在规律性，对于深入研究各类岩土工程问题具有十分重要的意义。

过去，众多的学者在这一领域做了大量的工作，也进行了一些定性和半定量的分析，但终因在资料处理和解释方法上的不够完善，未能得到有效的利用。

土体微结构对其工程特性的影响实际上包含两层内容：一是处于某一自然发展阶段的土体的结构状态对其工程特性的影响，也就是常说的初始结构状态对土的工程特性的影响；二是在外界工程环境的影响下，其结构状态的改变导致的相关特性。本章将着重对第一方面的内容加以论述，第二方面的内容将留在下一章讨论。

本研究的重点对象为天然黄土。研究的基本途径和方法是首先选取几个能表征其主要工程特征的物理力学参数指标，如压缩系数(a_{1-2})、内摩擦角(ϕ)、内聚力(c)、渗透系数(k)等，而后再将它们与各结构参数进行相关性分析，进而确定结构状态对其工程特性的制约关系，揭示其岩土工程性状的内在机制。

第一节 黄土压缩性与天然结构状态关联特征分析

表征土的压缩性的主要指标是压缩系数。压缩系数愈大，表明在某压力范围内孔隙比减少得愈多，压缩性就愈高。但是，同一种土的压缩系数并不是常数，而是随所取压力变化范围而改变的。因此，评价不同种类和状态土的压缩系数大小，必须以同一压力变化范围来比较。在工程实际中，常以0.1MPa至0.2MPa压力区段的压缩系数，即 a_{1-2} 作为判断土的压缩性高低的标准。所以，本节将着重探讨 a_{1-2} 与微结构之间的特征关系。

一、分析方法的选取

应该说，土体的物理力学性质是结构状态的总体反映，即是诸多因素共同作用的结果。但是大量的试验表明，这些因素对其物理力学特性的影响各不相同，有的十分显著，有的表现甚微。另一方面，表征结构状态的结构参数对其工程性状的影响也非完全独立，存在着一定的交叉影响。因此，为了正确地反映土体的某种物理力学特性与其结构状态之间的本构关系，首要的一步是确定其主要影响因素，进行结构参数筛选。

为了达到这一目的，我们认为多元逐步回归分析方法是一种很好的数学手段，因为它可以把对因变量有显著影响的自变量逐个引入回归方程式，剔除由于后来变量的加入使它对因

变量的作用由显著变为不显著的变量,以保证回归式中只包含显著变量。所以,该方法很适合于结构参数与物理特性指标之间相关性的分析,我们在以后的分析中将主要选用这种分析方法。

二、压缩系数(a_{1-2})与结构参数的逐步回归分析

分析时,我们选取了15个地点的不同地层单元的天然黄土样品,其特征数据如表4-1所示。回归式中我们以压缩系数(a_{1-2})为因变量,11个结构参数为自变量,使用的显著性水平值 F 为2.01。

表4-1 天然黄土压缩系数及结构参数统计表

样品 序号	粒度 分维 (D_{ps})	孔径 分维 (D_{ps})	颗粒分 布分维 (D_{pd})	孔隙分 布分维 (D_{bd})	颗粒定 向分维 (D_{di})	颗粒起 伏分维 (D_{pr})	接触带 分维 (D_{co})	粒径 (mm) (Φ_p)	孔径 (mm) (Φ_b)	扁圆度 (K_{ci})	连通率 (%) (K_{co})	压缩系数 (MPa^{-1}) (a_{1-2})
2	1.2728	1.1211	1.7834	1.7129	1.0374	1.1392	1.7943	0.006923	0.006193	0.2934	23.26	0.0497
9	1.1910	1.1055	1.7970	1.6498	1.0330	1.1448	1.8339	0.005815	0.005247	0.2944	13.71	0.0522
3	1.1210	1.1469	1.7240	1.7587	1.0334	1.1295	1.7593	0.006992	0.004328	0.2841	23.26	0.0575
4	0.8447	0.9232	1.7732	1.7117	1.0365	1.1122	1.7647	0.008725	0.004152	0.2356	19.8	0.0698
14	0.8572	0.7433	1.7875	1.6975	1.0348	1.1325	1.6982	0.009580	0.006587	0.1767	20.64	0.0705
17	0.7836	0.8281	1.7445	1.7072	1.0327	1.1113	1.7277	0.007581	0.004037	0.2261	21.9	0.0770
5	0.8301	1.0198	1.6813	1.7608	1.0294	1.1199	1.7706	0.006469	0.006893	0.2723	25.36	0.0820
16	1.1997	1.0464	1.7481	1.7305	1.0320	1.1359	1.7407	0.005181	0.006618	0.2751	20.31	0.0840
19	0.8125	0.7543	1.7691	1.7403	1.0316	1.1242	1.6910	0.009216	0.007788	0.2585	27.18	0.0873
1	1.0558	1.0104	1.6330	1.7933	1.0354	1.1352	1.7938	0.004897	0.004198	0.2531	18.04	0.0928
8	1.0266	1.0350	1.7742	1.7049	1.0311	1.1199	1.7345	0.006947	0.007069	0.2427	25.14	0.0986
12	0.8447	0.8666	1.7778	1.6843	1.0392	1.1428	1.7264	0.006235	0.004224	0.2270	25.25	0.1040
18	0.9960	0.9494	1.7336	1.7067	1.0411	1.1325	1.7969	0.006378	0.006696	0.2692	30.8	0.1072
15	1.2118	1.1112	1.7428	1.6949	1.0297	1.1378	1.8022	0.005345	0.005411	0.2329	16.68	0.1110
11	0.9799	1.0404	1.7099	1.7425	1.0360	1.1609	1.7345	0.008008	0.004104	0.2234	27.26	0.1230

通过逐步回归分析计算,我们得到了各结构参数与压缩系数(a_{1-2})的相关系数(表4-2)和压缩系数的确定方程式:

$$a_{1-2} = 0.1789 - 0.2262D_{di} + 0.4166D_{pr} - 0.1616D_{co} - 0.8315\Phi_p - 0.6221K_{ci} + 0.4088K_{co}$$

式中: D_{di} —颗粒方向分维; D_{pr} —颗粒起伏分维; D_{co} —接触带分维;
 Φ_p —颗粒平均粒径; K_{ci} —颗粒扁圆度; K_{co} —结构连通率。

表4-2 黄土结构参数与压缩系数相关系数表

结构参 数指标	粒度分维 (D_{ps})	孔径分维 (D_{ps})	颗粒分 布分维 (D_{pd})	孔隙分 布分维 (D_{bd})	颗粒定 向分维 (D_{di})	颗粒起 伏分维 (D_{pr})	接触带 分维 (D_{co})	粒径 (Φ_p)	孔径 (Φ_b)	扁圆度 (K_{ci})	连通率 (K_{co})
相关系数 (R)	-0.2057	-0.1238	-0.3472	0.1415	-0.0946	0.2942	-0.1977	-0.0826	-0.0212	-0.4108	0.4212

从回归方程式可以看出,影响压缩系数(a_{1-2})的主要结构参数有颗粒定向分维(D_d)、颗粒起伏分维(D_{pr})、接触带分维(D_{co})、粒径(Φ_p)、扁圆度(K_d)和连通率(K_{co})。其它结构参数对压缩系数的影响不大。

三、逐步回归分析结果讨论

根据以上回归分析结果,我们对黄土初始微结构状态对其压缩性的影响作如下分析:

(一) 结构参数对压缩性的总体效应分析

从表4-2中数据看出,各结构参数与压缩系数(a_{1-2})的单相关系数偏低,相关系数绝对值都小于0.5。这一特点说明粘性土的压缩性是其结构形态特征的综合表现,并不只是受某单一结构要素的影响。此外我们发现回归方程的所涉及的结构参数只有6个,说明11个结构参数之间存在着交叉影响现象,一些非独立影响因素在回归过程中已被剔除。这6个结构参数与压缩系数(a_{1-2})的相关系数值表明,它们对土体压缩性的影响强弱程度依次为:连通率(K_{co})、颗粒扁圆度(K_d)、颗粒起伏分维(D_{pr})、接触带分布分维(D_{co})、颗粒定向分维(D_d)、颗粒粒径(Φ_p)。

(二) 主要结构参数与压缩性关联特征分析

逐步回归分析结果表明,对土体压缩性起独立影响作用的结构参数有6个,下面对这些结构参数与压缩性的关联特征做进一步分析说明。

1. 颗粒定向分维(D_d)与压缩性的关系

颗粒定向分维(D_d)与压缩系数(a_{1-2})呈负相关关系,即随颗粒定向分维值(D_d)的增大压缩系数减小,也就是说,土体的排列方向越混乱,在低压条件下的压缩性能越低。大量试验证明,土体在上覆荷载的作用下,其结构单元有向垂直于压力方向定向发展的趋向(Osipov、吴义祥)。颗粒排列方向混乱的土体在其颗粒定向过程中将消耗掉一部分能量用以产生颗粒转动,相对于定向程度好的土体,其用于产生垂向位移的应力被相对降低,因此,在低压力条件下这种土体表现出较高的抗压性能。这种现象,我们称之为土粒的“支架效应”。

2. 颗粒表面起伏分维(D_{pr})与压缩性的关系

颗粒表面起伏分维(D_{pr})与压缩系数(a_{1-2})呈正相关,即随颗粒起伏分维值(D_{pr})的增大压缩系数亦增大,表明颗粒表面轮廓越不规整,土体愈表现为较高的压缩性能。这可能是由于颗粒形状的不规整性使得在颗粒之间构成点状接触的概率较大,在外力的作用下土体的结构稳定性较差,易于被压缩。

3. 接触带分维(D_{co})与压缩性的关系

回归分析结果表明,接触带分维(D_{co})与土的压缩系数呈负相关,即接触带分维值愈大,压缩系数愈高。接触带分维值的大小,反映了接触带发育程度的强弱。从影像分析角度看,接触带发育的土体其粒间结合物通常亦较发育。在不考虑结合物性质的前提下,可以认为这种状态下的粒间胶结状况良好,结构骨架坚固,具有较高的抗压性能。

4. 颗粒平均粒径(Φ_p)与压缩性的关系

颗粒平均粒径(Φ_p)与压缩系数(a_{1-2})的相关性为负相关,即颗粒平均粒径愈大,土的压缩系数愈小。我们认为,粒径较大的颗粒能更多地承受来自外界的压力,同时,在其它条件相同的情况下,其抵御外来压力的能力也越强,具有稳定的颗粒骨架,不易变形破坏。

5. 颗粒扁圆度(K_d)与压缩性的关系

颗粒扁圆度与压缩系数呈负的相关关系,说明颗粒扁圆度值越大,土体愈表现出较高的

抗压性能。我们知道,颗粒扁圆度(K_a)是反映颗粒自身形状的一种参数,其值越大,颗粒形状越接近于球体,其空间排列愈紧密,形成的颗粒骨架越浑圆,压缩性也就愈低。

6. 连通率(K_{co})与压缩性的关系

连通率(K_{co})值的大小反映了土体内部孔隙之间的沟通性能的好坏,然而,较高的连通率意味着土体结构骨架松散程度较大,即具有非稳定特点,在外界压力的作用之下容易变形破坏。另一方面,连通率的大小控制着孔隙内部流体迁移的难易程度。因此,连通率高的土,其孔隙水压力易于消散,压缩过程中表现出的压缩性也就愈强。所以连通率(K_{co})与压缩系数(a_{1-2})呈正相关关系。

综上所述,天然黄土在低压条件之下所表现出的压缩性高低,在很大程度上取决于结构骨架稳定性的强弱。颗粒排列方向愈混乱,表面起伏度大,颗粒越浑圆,所形成的结构骨架愈稳定,土体愈表现为较高的抗压性能。

第二节 天然黄土抗剪强度的结构特征

土的抗剪强度是一项非常重要的力学参数。目前的研究工作主要是围绕着粘性土抗剪强度与其物质成分和试验条件的关系等方面的问题展开的,而在粘性土微结构形态特征对其抗剪强度的影响研究方面至今仍比较薄弱。已有试验表明,土的微结构特征对土体的抗剪性有着重要的影响,这些试验现象预示着对土的微结构特征的研究很可能是了解粘性土抗剪特性内在机制的一条有效途径。

内摩擦角(Φ)和内聚力(c)为土体抗剪强度指标,其数值大小可以表征土体抗剪性强弱。因此,揭示这两项指标与土体结构参数之间的相关特性,可以从结构本质上把握土体抗剪性能及其变化的内在规律。

鉴于本次剪切试验样品较少,不宜做多元相关分析,所以采用单相关法分析各结构参数与内摩擦角(Φ)和内聚力(c)之间的关联特征。

一、凝聚力(c)与结构参数的关系

选取6组黄土样品,以内聚力(c)为因变量,结构参数为自变量进行单相关分析。样品数据见表4-3。

表4-3 天然黄土抗剪强度指标及结构参数统计表

样品号	粒度分维 (D_{ps})	孔径分维 (D_{sa})	颗粒分布分维 (D_{pd})	孔隙分布分维 (D_{bd})	颗粒定向分维 (D_{da})	颗粒起伏分维 (D_{pr})	接触带分维 (D_{co})	粒径 (Φ_p)	孔径 (Φ_b)	扁圆度 (K_a)	连通率 (%) (K_{co})	内摩擦角 (度)	内聚力 (MPa)
1	1.0558	1.0104	1.6330	1.7933	1.0355	1.1352	1.7938	0.0049	0.0042	0.2531	18.04	17.7	0.3330
5	0.8301	1.0198	1.6813	1.7608	1.0294	1.1199	1.7706	0.0065	0.0069	0.2723	25.36	40.6	0.0900
6	1.2228	1.0813	1.7105	1.7676	1.0337	1.1335	1.7533	0.0064	0.0045	0.2767	24.45	39.4	0.0840
11	0.9799	1.0404	1.7099	1.7425	1.0361	1.1609	1.7345	0.0080	0.0041	0.2234	27.26	24.7	0.0940
15	1.2118	1.1112	1.7428	1.6949	1.0297	1.1378	1.8022	0.0053	0.0054	0.2329	16.68	35.9	0.1100
18	0.9960	0.9494	1.7336	1.7067	1.0411	1.1325	1.7969	0.0064	0.0067	0.2692	30.8	20.2	0.0250

表 4-4 微结构参数与内聚力相关系数统计表

结构参数指标	粒度分维 (D_{ps})	孔径分维 (D_{ps})	颗粒分布分维 (D_{pd})	孔隙分布分维 (D_{pd})	颗粒定向分维 (D_{di})	颗粒起伏分维 (D_{pr})	接触带分维 (D_{co})	粒径 (mm) (Φ_p)	孔径 (mm) (Φ_b)	扁圆度 (K_{ci})	连通率 (%) (K_{co})
相关系数 (R)	0.0868	0.0257	-0.8410	0.6567	-0.0982	0.0087	0.2479	-0.6053	-0.5297	-0.1681	-0.6805

相关分析表明(表 4-4),与内聚力相关显著的结构参数为颗粒分布分维(D_{pd}),其相关系数为 -0.84,相关方程为:

$$c = 3.958 - 2.253D_{pd}$$

式中: c —内聚力; D_{pd} —颗粒分布分维

土体的内聚力(c)随颗粒分布分维(D_{pd})的变化关系如图 4-1 所示。

从图中看到随颗粒分布分维值的增大,内聚力呈下降趋势。颗粒分布分维与内聚力的这种变化关系说明土体颗粒分布愈混乱,越松散,内聚力愈小;而颗粒分布愈紧凑,土体的内聚力愈大。

二、内摩擦角(Φ)与结构参数关系

按表 4-3 中所列数据,将内摩擦角(Φ)与结构参数进行单相关分析。

分析结果(表 4-5)表明,颗粒方向分维(D_{di})与内摩擦角关系密切,相关系数绝对值达 0.79,相关方程为:

$$\Phi = 1916.54 - 1874.27D_{di}$$

式中: Φ —内摩擦角; D_{di} —颗粒定向分维。

表 4-5 微结构参数与内摩擦角相关系数统计表

结构参数指标	粒度分维 (D_{ps})	孔径分维 (D_{ps})	颗粒分布分维 (D_{pd})	孔隙分布分维 (D_{pd})	颗粒定向分维 (D_{di})	颗粒起伏分维 (D_{pr})	接触带分维 (D_{co})	粒径 (mm) (Φ_p)	孔径 (mm) (Φ_b)	扁圆度 (K_{ci})	连通率 (%) (K_{co})
相关系数 (R)	0.0544	0.4846	0.3276	-0.0728	-0.7952	-0.4707	-0.2523	0.1606	0.3681	0.4238	0.0556

因此,我们认为颗粒定向分维是影响黄土内摩擦角的主要因素。其变化规律如图 4-2 所示。

由图中看出,随颗粒方向分维的增大,内摩擦角减小,这一点与坚硬的岩石及其结构面的情况正好相反。其主要原因有如下两个方面:一是由于颗粒定向性较差的土体,具有“支架效应”,在剪切过程中需要更多地消耗剪切势,使其内摩擦作用相对减小。这一点我们在上一节已做过详细论述。另一方面,颗粒排列混乱,使颗粒之间的作用面积减少,在剪切过程中,所表现出的摩擦阻力也随之减小,所以内摩擦角的数值响应变小。

粘性土的抗剪机制十分复杂,受多方面的因素影响。由于本次采集的样品有限,以上成果

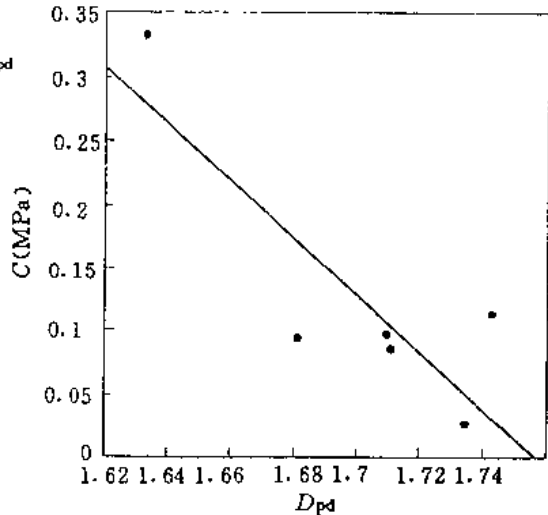


图 4-1 试验土样颗粒分布分维与内聚力关系

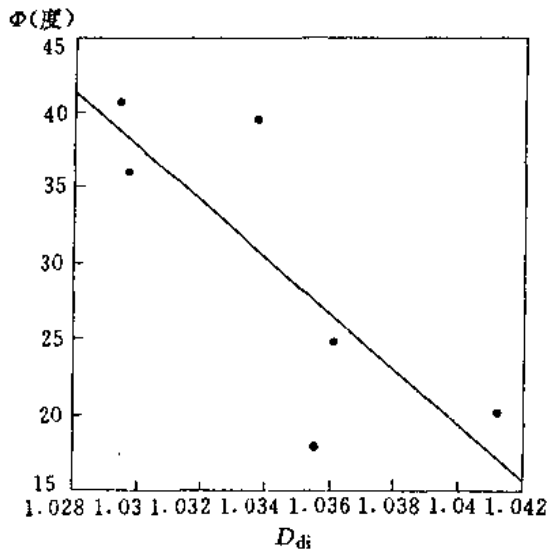


图 4-2 土样颗粒定向分维与内摩擦角关系

仅仅是初步的，许多问题需要在以后的工作进一步加以研究。

第三节 天然黄土渗透性结构特征分析

渗透性同样是天然黄土的另一重要物理性质。我们从研究土的微结构形态特征的角度出发，对天然黄土渗透性与初始结构状态的关系做初步分析讨论。

一、渗透系数与结构参数的相关性

按上面同样的方法，将样品的渗透试验数据分别与各结构参数做单相关分析。样品原始数据见表 4-6。

表 4-6 天然黄土渗透系数及结构参数统计表

样品序号	粒度分维 (D_{ps})	孔径分维 (D_{ka})	颗粒分布分维 (D_{pd})	孔隙分布分维 (D_{pd})	颗粒定向分维 (D_{oi})	颗粒起伏分维 (D_{pr})	接触带分维 (D_{co})	粒径 (ϕ_p) (mm)	孔径 (ϕ_b) (mm)	扁圆度 (K_{ci})	连通率 (%) (K_{co})	渗透系数 (cm/s)
4	0.8447	0.9232	1.7732	1.7117	1.0365	1.1122	1.7647	0.008725	0.004152	0.2356	19.8	0.000112
7	1.0247	0.9877	1.7894	1.6774	1.0388	1.1369	1.7897	0.006729	0.004846	0.2792	17.99	0.0000358
8	1.0266	1.0350	1.7742	1.7049	1.0311	1.1199	1.7345	0.006947	0.007069	0.2427	25.14	0.00000258
9	1.1910	1.1055	1.7970	1.6498	1.0330	1.1448	1.8339	0.005815	0.005247	0.2944	13.71	0.00000059
15	1.2118	1.1112	1.7428	1.6949	1.0297	1.1378	1.8022	0.005345	0.005411	0.2329	16.68	0.00000271

表 4-7 为其相关分析结果。不难看到，与黄土渗透系数 (K) 显著相关的结构参数有颗粒平均粒径 (ϕ_p) 和粒度分维 (D_{ps}) 两项，其相关系数分别为：0.89、-0.87。其它结构参数相关性不显著，表明影响程度较低。

表 4-7 微结构参数与渗透系数相关系数统计表

结构参数指标	粒度分维 (D_{pm})	孔径分维 (D_{ba})	颗粒分布分维 (D_{pd})	孔隙分布分维 (D_{bd})	颗粒定向分维 (D_{di})	颗粒起伏分维 (D_{pr})	接触带分维 (D_{co})	粒径 (mm) (Φ_p)	孔径 (mm) (Φ_b)	扁圆度 (K_{ci})	连通率 (%) (K_{co})
相关系数 (R)	-0.8759	-0.6914	0.048	0.4965	0.6351	-0.6876	-0.3002	0.8945	-0.7128	-0.3138	0.1374

二、黄土渗透性的结构特征分析

1. 粒径对渗透性的影响

相关分析结果表明,随天然黄土颗粒粒径(Φ_p)的增大,其渗透系数(k)亦增大。这是因为土粒粒径愈大,其形成的粒间孔隙往往也越大,所以孔隙水的渗透性越强。

2. 颗粒级配对渗透性的影响

由表4-7可知,黄土的粒度分维与渗透系数呈负相关,粒度分维值愈大,土的渗透系数愈小。也就是说,颗粒大小均一性差的土体其渗透性亦较差。这是由于小颗粒充填于大颗粒之间后,使土的孔隙度和连通性降低的缘故。

第五章 变形过程中粘性土 微结构形态变化规律

土的工程性质是在与工程环境相互作用过程中的具体行为和表现。随着环境的改变,土的工程性质亦将发生相应的变化。这种变化是通过其结构状态的调整来实现的。因此,在工程条件下,粘性土的微结构形态将不存在固定不变的模式,一定的结构状态是与特定的工程环境相适应的。

粘性土微结构状态由其量化结构参数刻画。为了探讨结构状态变化规律,只要弄清结构参数的变化特征,就可以在整体上和本质上把握住土体的工程行为,达到兴利除弊之功效。

本项研究仍以黄土、膨胀土和软土为范例,并且重点放在压缩过程中的结构变化规律上。这些土样的主要工程地质特性已在表 3-2 中予以说明,除陕西黄陵黄土为人工制作的扰动土样外,其余土样均采用原状样。

第一节 压缩过程中微结构形态变化规律

众多学者(Bolt, 1956; Бондарик, 1968; Иерусалимская, 1968, Olson, 1970, 1971; Рабаев, 1971 等)都承认,在粘土压密过程中起主要作用的不仅有力学因素,而且还有物理-化学因素,在低荷重压密时尤其如此。其表现形式为微结构再造,从而提高了结构要素在垂直于荷重平面上的定向程度,减小孔隙的大小和总孔隙度等。但是,迄今为止,人们对微结构再造的细节并不十分清楚,更谈不上定量模拟压力与结构要素之间的对应关系。

为了分析粘性土微结构形态在压力作用下的变化规律,我们籍助于我所研制的图像分析系统(MIPS),并参照图 2-6 所示的工作步骤,分别以西安黄土(低阶地)、兰州黄土(低阶地和高阶地)、黄陵黄土(L2)和厦门软土为范例,进行了相应的结构试验和分析。试验时,采取的是常规压缩试验;选择的压力序列均为:0.05,0.1,0.2,0.3,0.4,0.8 和 1.6MPa。通过试验和分析,初步确定了压力与结构要素之间的变化关系,为进一步分析各种复杂条件下(包括各种代表性土样)的结构变化规律打下了良好的基础。

一、结构形态再造规律

从不同压力下结构参数的变化特征分析入手,我们对微结构颗粒形态、排列特征、孔隙性以及接触带分布特征等四方而结构形态要素的变化特征进行了系统分析,以期在整体上把握住结构形态再造的基本规律。

1. 颗粒形态变化与压力的关系

粘性土的颗粒形态包括颗粒大小和形状两方面,可以由粒径(Φ_p)、粒度分维(D_{ps})、颗粒分布分维(D_{pd})、扁圆度和表面起伏分维(D_{pr})等五项结构参数定量表征。在压力的作用下,伴随着颗粒形态的改变,其结构参数亦将发生相应的变化。

① 粒径(Φ_p)变化特征

图 5-1 为试验土样的结构分析结果。可以看到,土样在压力的作用下,其粒径变化具有

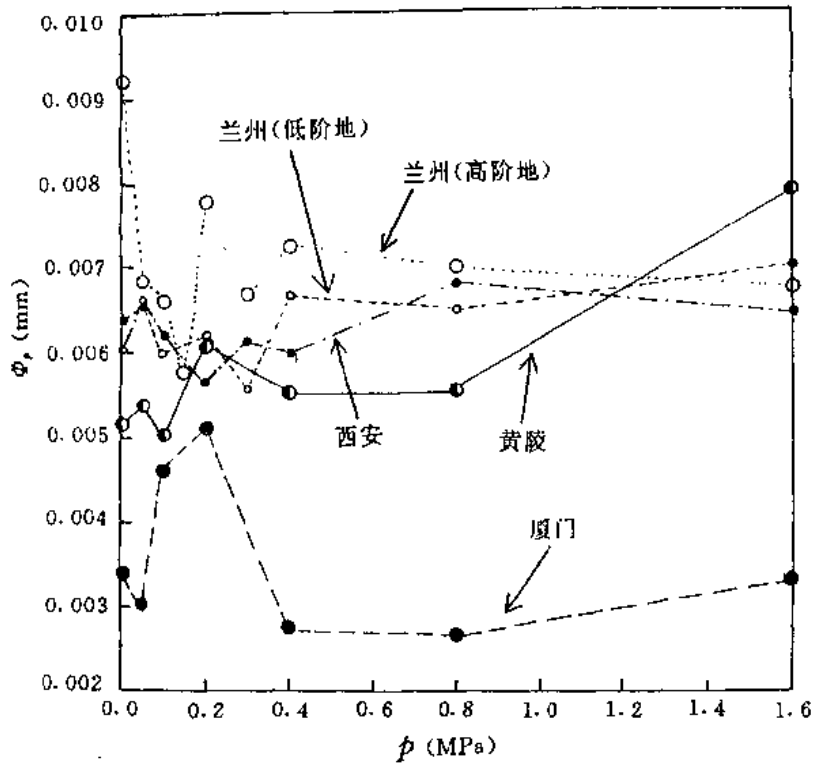


图 5-1 试验土样粒径与压力关系

如下规律：

——在压力的作用下，粒径将发生相应变化。从总体趋向看，压力与粒径具有较稳定的线性对应关系，即

$$\Phi_p = a + b \cdot P$$

其中， a 、 b 为常数，其值与土的初始状态和土性有关。

——对于同一类土（如黄土），其天然结构状态对于粒径的变化属性（增减性和变化速率等）起着相当明显的控制作用。一般地，较粗的天然颗粒多向细粒转化，表现为颗粒的崩解，使压力—粒径相关曲线呈下降趋势， b 取负值；相反地，较细的天然颗粒则向粗粒演化，表现为颗粒的兼并或生长，使其压力—粒径曲线呈上升趋势， b 取正值。

——土体粒径对于压力变化的敏感性在低压力范围内比较明显。一般地，不同土体或不同的初始状态，其表现也不尽相同。对于原状黄土样，其粒径值多随压力增大而出现一个小范围的下降过程，当压力达到或超过 0.4MPa 后又开始逐渐回升。通常情况下，下降过程产生的粒径降低值与其初始粒径有关，初始粒径越大，降值越大。从已有实验结果看，黄土粒径降低的下限大致与其分散条件下得到的平均粒径值相当，即 0.0052mm 左右。对于扰动黄土，由于其天然结构已被破坏，现存的颗粒集体具有相当大的稳定性，因此，变形过程中，颗粒的压

密基本不复存在,代之以颗粒的生长或聚合。同样地,厦门软土在变形初期也表现为粒径增大,这表明低压力条件下软土颗粒的压密性已相当微弱,是以颗粒的增大或兼并形式去适应外介压力的变化。

——同类土似乎存在一个颗粒粒径演化极限。对于本次的试验黄土,这个极限大致在0.0068mm左右。当压力超过0.8MPa后,粒径的变化已不明显,并趋向于某一定值。这一现象与分形几何学中的“奇怪吸引子”有一定的相似之处。这种“极限效应”似乎在理论上服从于无序到有序的自然演变法则。试验土样的粒径(Φ_p)随压力变化的总体趋势可由表5-1所示的关系式加以表达。

表5-1 试样粒径与压力关系式

土样名称	数学表达式	a	b
西安低阶地黄土	$\Phi_p = a + b \cdot P$	0.006108	0.000287
兰州低阶地黄土		0.006150	0.000475
兰州高阶地黄土		0.007606	-0.000701
陕西黄陵黄土(L2)		0.004909	0.001424
厦门软土(Q ₄)		0.003277	-0.000171

② 粒度分维(D_{ps})特征

我们已经知道,土样在压力的作用下其颗粒大小将发生相应的变化,并以土粒的平均粒径改变加以反映。因此,平均粒径变化刻划的是土体颗粒大小变化的整体效应。不能反映土粒变化的有关细节,如粒径的相对调整情况等等。在许多情况下,这些细节往往蕴藏着一些重要的信息,并且对土的工程性状具有特殊的制约作用。我们提出的粒度分维(D_{ps})结构参数可以较好地反映土粒的相对变化情况,帮助我们进一步了解压密过程中的结构再造特征。

图5-2为试验土样在压力的作用下其粒度分维值的变化情况。十分有趣的是:随着压力的增大,粒度分维(D_{ps})表现出较为明显的“阻尼振荡”现象,其主要特征为:

——随着压力的增大,粒度分维总体上呈线性降低或上升趋势。一般地,高分维土(此指天然状态下 D_{ps} 值高、土粒均一性较差的土)多呈下降趋势,而低分维土则呈上升趋势。这些事实表明,土体压缩过程中粒径的变化对于每一个颗粒并非机会均等。仅仅是部分颗粒的大小作了相应的调整。这种调整使原有的粒径分配形式被打破,代之以新的、与对应压力相适应的级配模式。

——在颗粒相对大小的趋势性调整过程中,粒度分维值呈“阻尼波状”向前推进,反映颗粒的调整是一个由“相对均匀(或不均匀)→相对不均匀(或均匀)→相对均匀(或不均匀)”的周期性转变过程,并且其变幅将随着压力的增大而逐渐减小。事实表明,土粒的级配状况不是一成不变的;粒径的变化具有选择性;在压力的作用下,稳定颗粒的比重将逐渐增大,而可变颗粒的数量则相对减少,进而形成一种相对稳定且与施加压力相适应的颗粒级配格局。

这种粒度分维值的“阻尼振荡”现象可以用如下关系式加以描述:

$$D_{ps}(p) = D'_{ps}(p) + \Delta D'(p) \quad (a)$$

其中, $D_{ps}(p)$ 为某一压力值时的粒度分维值; $D'_{ps}(p)$ 为压力 P 时粒度分维的趋势值; $\Delta D'(p)$ 为压力 P 时相对于趋势值 $D'_{ps}(p)$ 的粒度分维增量(波动增量)。

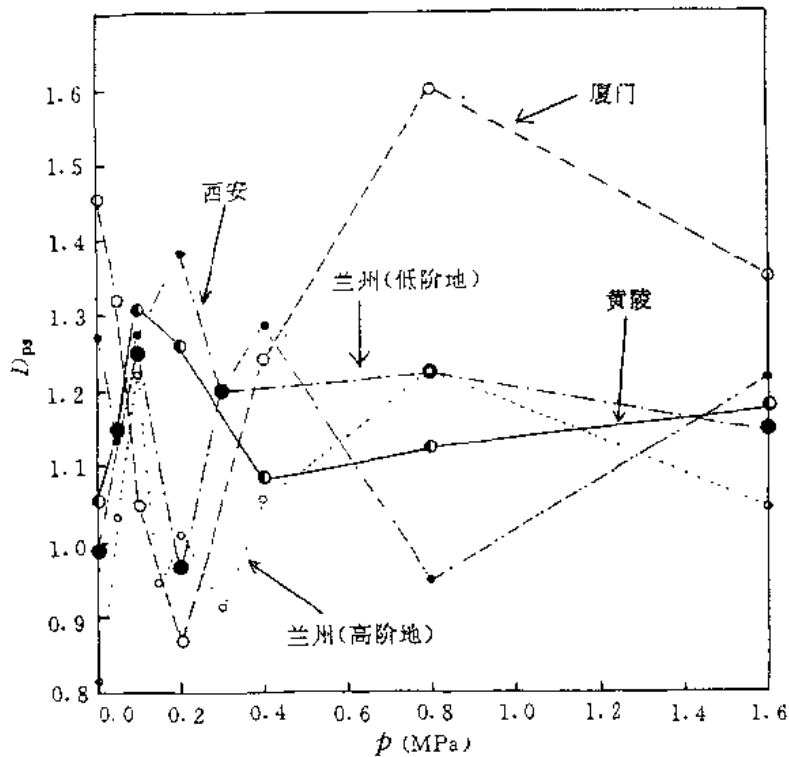


图 5-2 试验土样粒度分维与压力关系

一般地, 粒度分维的趋势值 $D'_{ps}(p)$ 与压力 P 呈线性变化关系, 即

$$D'_{ps}(p) = a' + b' \cdot P \quad (b)$$

其中, a' 、 b' 为常数, 其值与土性和天然土粒度分维值有关。表 5-2 列出了试验土样的一些趋势特征值, 可供读者参考。

式(a)中的粒度分维增量 $\Delta D'(p)$ 可与阻尼振荡的临界阻尼相比拟, 并推导出相近的表达形式, 其推演过程十分复杂, 此次未作进一步的探讨。

表 5-2 试样粒度分维趋势值与压力关系

土样名称	数学表达式	a'	b'
西安低阶地黄土	$D'_{ps}(p) = a' + b' \cdot P$	1.30403	-0.114528
兰州低阶地黄土		1.13283	0.030852
兰州高阶地黄土		0.97445	0.095112
陕西黄陵黄土(L2)		1.16923	-0.007747
厦门软土(Q ₄)		1.20501	0.141578

③ 颗粒扁圆度(K_{ci}) 变化特征

颗粒扁圆度 K_{ci} 反映颗粒的狭长程度, 其值介于 0~1 之间, K_{ci} 值越大, 颗粒越接近于等

4. 反粒性

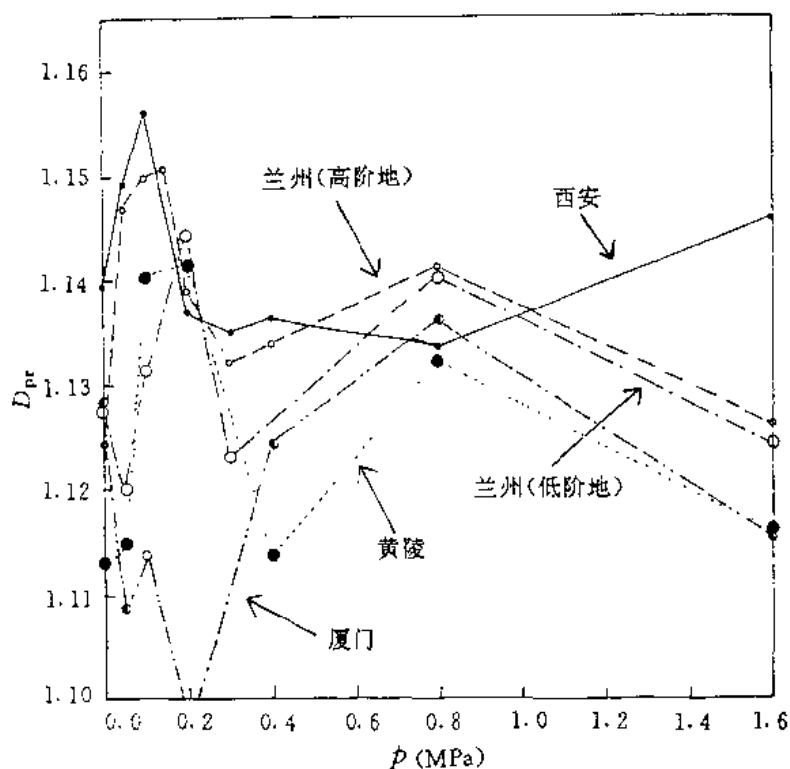


图 5-4 试验土样颗粒表面起伏分维与压力关系

——当然，这种表面效应的历时是相当短暂的。当压力达到或超过 0.1 或 0.2MPa 后，其表面分维值又开始明显下降，并回到原来的初始分维值或略低的位置上，这时，粒间作用似乎也开始发挥效应。

——随着压力的继续增大(如超过 0.4MPa 后)，颗粒表面起伏分维的下降势头又相对平缓下来，有时(如 0.8MPa 处)甚至有所回升。这一阶段，颗粒表面起伏形态的改变主要受到粒间作用力大小的控制。达到某一状态后，形态的改变将变得更加微弱。

以上我们已对压力作用下粘性土颗粒形态结构参数的变化规律分别作了较为深入的讨论。总体上看，在压力的作用下，颗粒形态的改变较为复杂。在变形初期，结构形态变化的灵敏性较大；伴随着粒径的不断调整(崩解或聚合)，土的粒度分维值被迫产生振荡性变化；颗粒表面起伏度瞬时增大。这一过程的产生，可能与土样从地层中采集下来后因应力释放而引起的“松动”结构再次恢复有关。因此，这一阶段的颗粒形态变化行为在很大程度上受到其初始状态的制约。到变形后期，土的自然属性才起到主导作用，表现为稳定的变化历程，并日趋缓和。

2. 颗粒排列特征与压力关系

粘性土颗粒的排列特征包括颗粒的定向性和几何分布形式两方面。我们以颗粒的定向分维(D_d)和颗粒分布分维两项结构参数加以刻画。在压力的作用下，我们分别对其结构参数变化特征进行了研究。

① 颗粒定向分维 (D_{di}) 变化特征

颗粒的定向分维值 (D_{di}) 反映颗粒的定向程度大小, D_{di} 越大, 土粒的定向程度越低。图 5-5 为压力作用下试验土样之颗粒定向分维变化情况, 其主要特征概述如下:

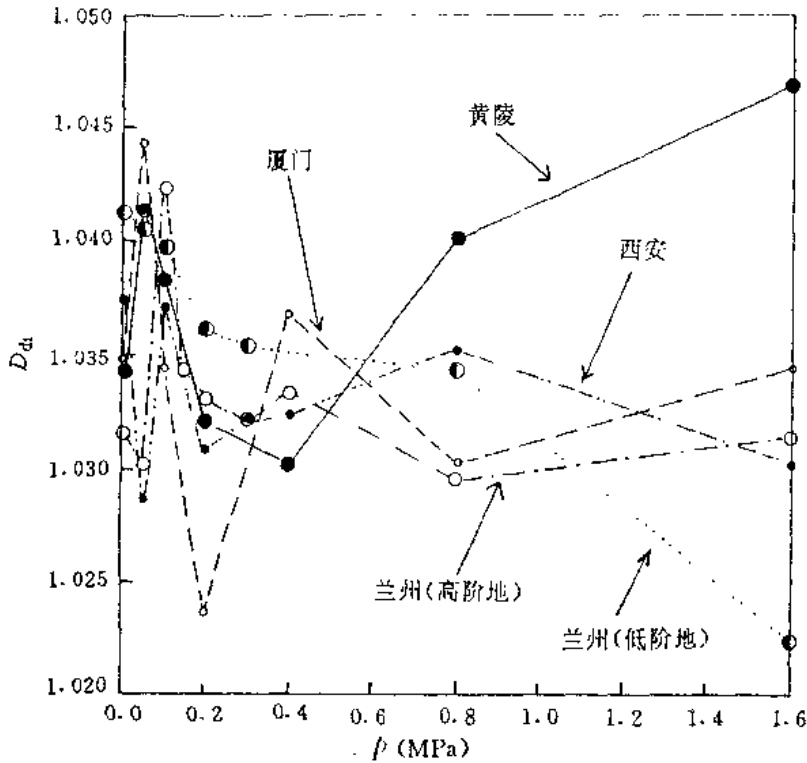


图 5-5 试验土样颗粒定向分维与压力关系

—— 随着压力的增大, 原状样的定向分维值一般呈线性下降趋势, 反映颗粒的定向程度将随压力的增大而增大。这一结论与其它学者的看法是一致的。定向分维的变化趋势可以由如下关系式确定:

$$D_{di} = a_d + b_d \cdot P$$

式中 a_d 、 b_d 为常系数, 与土性和初始状态有关。试验土样之 a_d 、 b_d 取值情况请参见表 5-3 的说明。

表 5-3 试样粒度分维趋势值与压力关系说明表

土样名称	数学表达式	a_d	b_d
西安低阶地黄土	$D_{di} = a_d + b_d \cdot P$	1.03369	-0.00167
兰州低阶地黄土		1.03865	-0.00932
兰州高阶地黄土		1.03361	-0.00220
陕西黄陵黄土(L2)		1.03456	0.00659
厦门软土(Q ₄)		1.03463	-0.00140

47
土 粒 性

——对于人工制作的扰动土样(黄陵黄土),由于是在静水环境下沉积的,并且未经受过任何后期改造作用,结构稳定性较差,因此,其初始定向程度较高,在压力的作用下对颗粒的扰动作用相对突出,难以取得择优方位,进而表现为定向分维值的增大,颗粒定向程度降低,情况与原状土恰恰相反。所以,在分析定向性时,两者应当分别对待。

——在变形初期,颗粒定向分维的随机性变动较为显著,是结构要素敏感性的一种表现。这种现象的产生是与其它结构要素的初期敏感性相适应的。

② 颗粒分布分维(D_{pd})变化情况

颗粒分布分维 D_{pd} 反映颗粒在平面上的分布情况。一般地, D_{pd} 越大,颗粒在平面上的密布程度越高,图像的零乱程度越大,颗粒的集团化程度愈低。图 5-6 为试样在压力的作用下,其颗粒分布分维的变化情况。可以看到,变形过程中颗粒的总体分布一般不发生明显变化,只是在变形的初期有所反映。一般以颗粒的集团化程度降低为主,代之以零乱化加剧的多颗粒系统

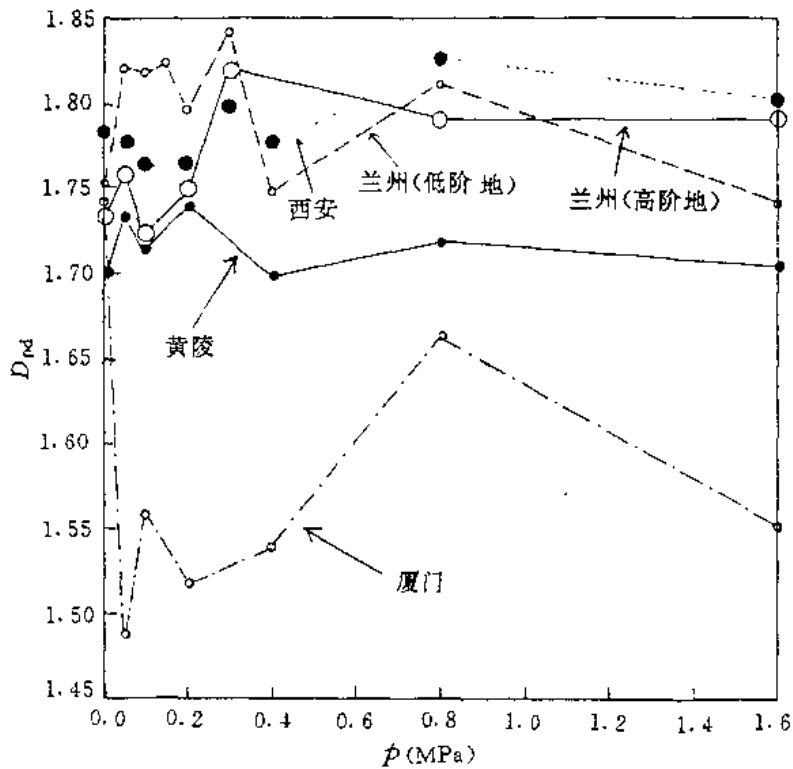


图 5-6 试验土样颗粒分布分维与压力关系

的生长,从而表现为颗粒分布分维值的适度提高。这种作用对于原状黄土样,特别是原状软土样较为明显,而对于扰动土却并不显著。其原因就在于人工制作的扰动样在初始状态时已经被充分地均匀化,颗粒的空间分布已进行过相当程度的优化选择,因此以后的压力作用不可能对其产生更大影响。

综上所述,在压力的作用下土粒的排列状况将发生一定的变化,其主要表现形式为颗粒的

式中 a, b 为与土性和初始状态有关的常系数。对于试验土样,其取值情况如表 5-4 所述。

表 5-4 试样孔径与压力关系说明

土样名称	数学表达式	a	b
西安低阶地黄土	$\Phi_s = a + b \cdot P$	0.004901	0.000118
兰州低阶地黄土		0.006390	-0.000547
兰州高阶地黄土		0.006226	-0.001327
陕西黄陵黄土(L2)		0.003505	0.008055
厦门软土(Q ₄)		0.001943	-0.000154

—— 在压力的作用下,土的孔径常常朝减小的方向发展。初始孔径越大,其降低的幅度越大。

—— 充分均匀化的扰动土样,其孔径变化一般不大,只在后期略有增大。

—— 在变形初期,孔径对压力的敏感性较强,表现出明显的波动特征。

② 孔径分维(D_{bs}) 变化特征

孔径分维反映孔隙的相对大小情况。图 5-8 为试验土样的孔径分维值随压力变化情况。从中得到的主要认识是:

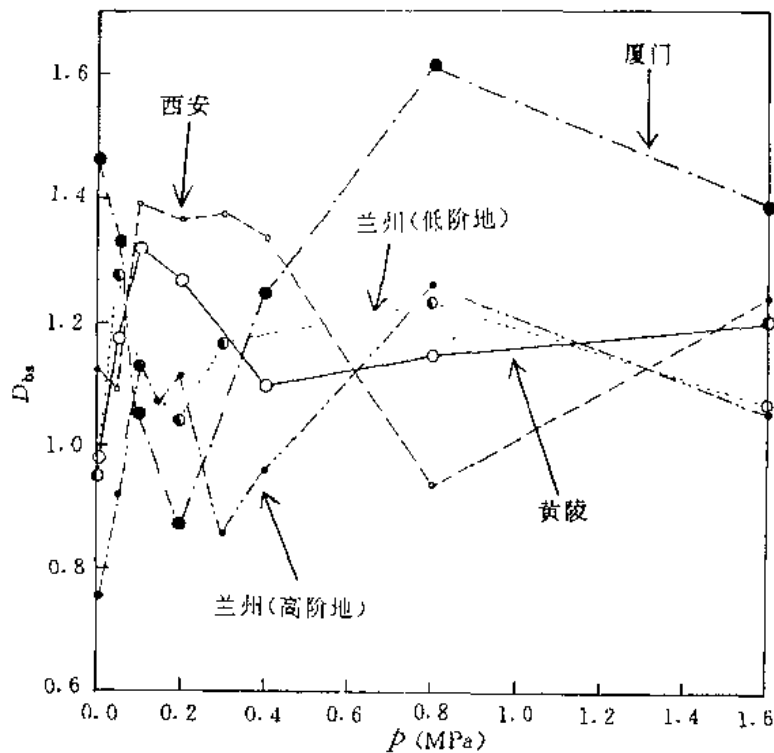


图 5-8 试验土样孔径分维与压力关系

—— 加压初期(一般小于 0.1MPa),土的孔径分维值将显著提高,其后又持续下降,达到一定压力(通常为 0.4 或 0.8MPa)后分维值又出现稳定上升趋势。这一现象代表着孔隙相对大小经历了一个由“增大 → 减小 → 增大”的周期性变化过程。

—— 在变形初期,孔径分维的变化较为显著,到了后期(如大于 0.8MPa以后)变化幅度并不大,其总体趋向与初始状态并无显著差异。

③ 孔隙分布分维(D_{pd})变化特征

图 5-9 为试验土样在压力的作用下其孔隙分布分维值(D_{pd})的变化情况。将该图与图 5-6 进行对比后可以发现,两者在形状上基本呈颠倒关系,这再一次说明颗粒变化与孔隙变化在机制上是大体相同的,两者是相互关联的。由图 5-9 得到的主要特征如下:

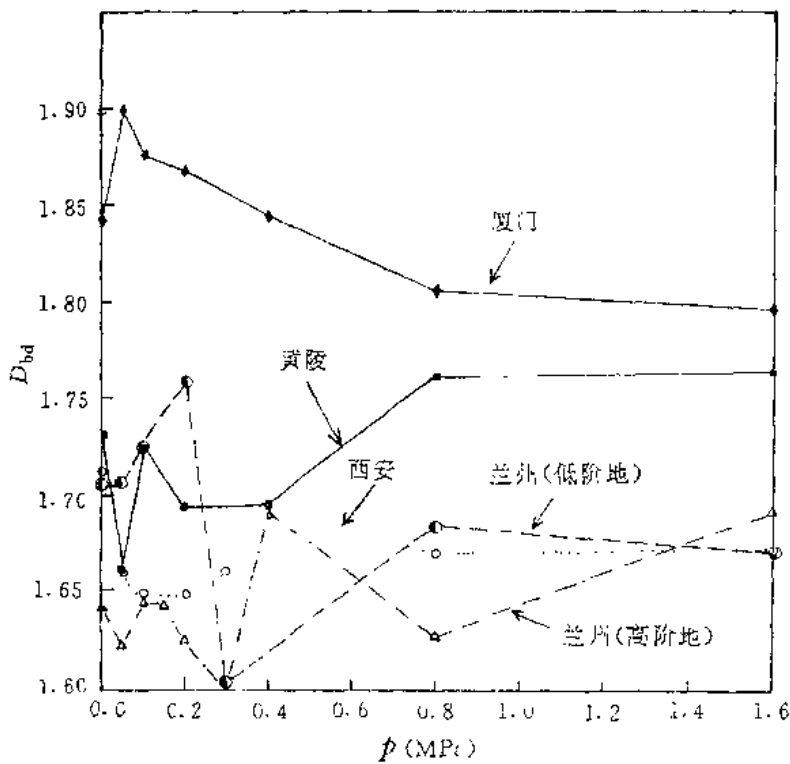


图 5-9 试验土样孔隙分布分维与压力关系

—— 变形初期,孔隙分布的调整较为显著。高分维土(即初始状态时孔隙分布分维较大者)多向低分维土线性转化;而低分维土却向高分维土适度演变。

—— 变形后期(压力达到 0.8MPa 后)孔隙分布分维变化显得相当平缓,并逐渐趋向于统一。一般地,同一类原状土或扰动土,其趋势值十分接近。

—— 不同土类有不同的分维标准,其均衡值大体上与其趋势值一致。当初始状态值高于该土类的均衡值时,被视为高分维土,在压力作用下其孔隙分布分维常常被降低;反之亦然。

各试验土样的孔隙分布分维值随压力的变化趋势可由表 5-5 所示的数学表达式及其相

关数据加以表征。

表 5-5 试样孔隙分布分维与压力关系说明

土样名称	数学表达式	a	b
西安低阶地黄土	$D_{\text{ed}} = a + b \cdot P$	1.6696	0.0024
兰州低阶地黄土		1.7064	-0.0272
兰州高阶地黄土		1.65617	0.00725
陕西黄陵黄土(L2)		1.71814	0.02842
厦门软土(Q ₄)		1.87146	-0.05218

4. 接触带特征与压力关系

接触带特征包括接触带的形状、分布以及颗粒之间的连结性等等。本次仅选用了接触带分布分维和连通率两项结构参数去加以刻画。事实上，只要一幅图像的颗粒特征和孔隙特征确定之后，其接触带特征也就随之被确定下来，因此，一些有关接触带特征的其它参数并不能反映更进一步的结构信息（因为许多信息实际上已经被其它结构参数所包含），没有必要特别提出更多且重复的结构参数去描述接触带特征。

① 接触带分布分维(D_{co})变化特征

接触带分布分维(D_{co})反映接触带在平面上的分布状况。 D_{co} 值越大，说明平面上接触带发育程度愈高，且呈凌乱状分布，反之亦然。

图 5-10 为试样在压力的作用下其接触带分布分维值的变化情况。其显示的主要特征有：

——随着压力的增大，土样接触带分布分维值呈线性变化趋势。除个别初始分维特别低的土（如：兰州高阶地土）外，压力与接触带分布分维多呈线性下降对应关系，事实说明：在压力的作用下土粒之间的距离将不断缩小，其过渡带成分所占有的比重将相对下降，表现为接触带的逐渐萎缩。这种变化关系由下式表达：

$$D_{\text{co}} = a_c + b_c \cdot P$$

式中， a_c, b_c 为与土性和初始状态有关的常系数。对于本次的试验土样， a_c, b_c 的参考取值见表 5-6。

——在变形初期，接触带分布分维值对于压力的敏感性较强，表现出一定的波动性。这种波动性与前面所述的各种结构参数的波动在机制上是大体一致的。相对面言，此处的波动行为要缓和得多，这表明接触带变化虽受到颗粒等其它因素的极大影响，但其自身调节能力还是相当强的。

表 5-6 接触带分布分维与压力关系说明

土样名称	数学表达式	a_c	b_c
西安低阶地黄土	$D_{\text{co}} = a_c + b_c \cdot P$	1.8255	-0.02387
兰州低阶地黄土		1.77272	-0.03115
兰州高阶地黄土		1.7242	0.04187
陕西黄陵黄土(L2)		1.86479	0.00706
厦门软土(Q ₄)		1.88812	0.0156

5
A
正
粘
性

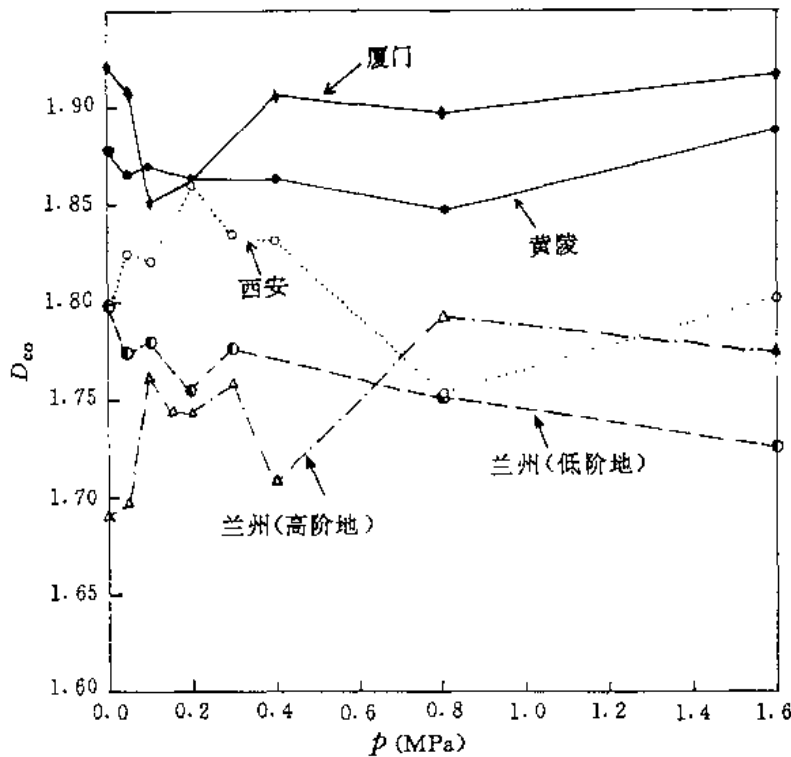


图 5-10 试验土样接触带分布分维与压力关系

② 连通率(K_{∞}) 变化特征

连通率反映土粒之间沟通情况。连通率越大,粒间接触带越不发育,颗粒之间被孔隙沟通的程度愈强。图 5-11 为试验土样在压力作用下其连通率的变化情况。其特征如下:

—— 变形过程中,土的连通率似呈水平波状向前发展。其变幅和周期与土性有关,且有随压力增大而增大的特点;

—— 总体变化趋势上看,连通率基本维持在原有的取值水平上,没有明显的趋势性增量。

二、结构变化综合效应分析

我们已就变形过程中结构参数的变化规律作了逐一的分析和讨论,对压力作用下结构调整的基本情况有了比较细微且全面的认识。进一步地综合分析这些特征,我们不难看到,变形过程中土的微结构调整大致可以划分为如下三个阶段:

① 结构恢复阶段

出现于加压初期,压力一般在 0.1MPa 以内。这一阶段尽管宏观变形量并不大,但结构调整却较为明显,多表现为结构参数值的线性骤变,以颗粒的单纯性崩解或聚合为主。实际上,这一过程也是土样的自然属性的恢复过程。这是因为土样从地层中取出时有一个卸荷过程,其结构因应力释放面有所“松弛”,试验初期施加的压力主要用于使结构恢复到天然条件时的平衡状态,因而其结构调整的幅度是显著的。这种恢复作用只有当压力达到或接近于土层的

5
A
12
12
性

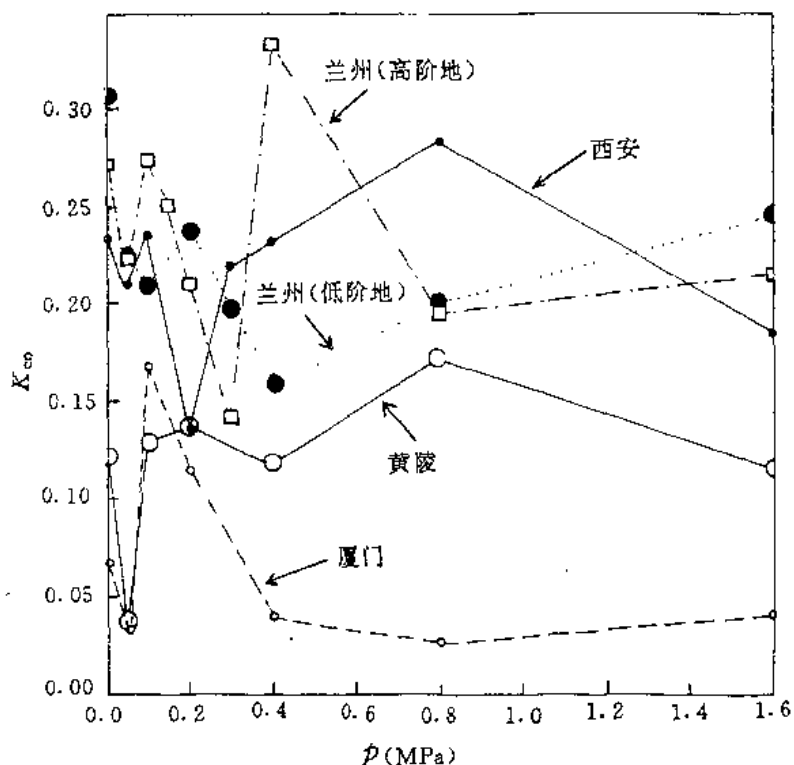


图 5-11 试验土样速率与压力关系

前期固结压力(如 0.1MPa)后才逐渐终止。当然,从整个变形过程看,本阶段的历程最短,有时甚至难以觉察到。因此,它对土的变形特性影响不大。

② 结构再造阶段

出现于变形过程的中期,其压力范围一般为 0.1~0.4MPa。这一阶段的主要特征是结构调整十分复杂,以结构参数的波状变化为主。实际上,本阶段是一个天然状态下形成的旧的结构体系被逐渐打破,适应于变化了的压力环境的新的结构体系逐渐形成的过渡阶段。在两种体系的交互制约下,出现了结构调整复杂化的情况。

③ 结构固化阶段

出现于变形过程的后期,压力值一般大于 0.4MPa 或 0.8MPa。在本阶段,结构的差异性调整已不明显,结构参数的变化大多趋向于平缓,新的结构体系已基本形成;在压力进一步的作用下,新体系的结构要素仅作适当的调整以求得更加巩固的平衡结构。土的宏观变形的进一步发展,主要靠结构要素的整体性变化和部分结构参数的微观调整加以实现。

虽然土的结构调整在整个变形过程中是实实在在地存在着的,但各种结构参数的调整程度是不完全一致的。根据试验土样的各结构参数在压力作用下的变化幅度值(表 5-7 和图 5-12)即可加以证明。得到的结论是:颗粒和孔隙大小调整的幅度最大,表现 ΔD_{ps} 、 ΔD_{ps} 取相对最大值;其次为颗粒和孔隙平面的位置调整,表现为 ΔD_{pl} 、 ΔD_{pl} 取次大值;再其次为接触带

形态分布调整,表现为较大的 ΔD_{co} 值。在所有结构要素中,颗粒定向性的调整最为稳定,变动幅度最小。

表 5-7 在压力作用下各结构参数变化幅度值

	$\Delta\Phi_p$	ΔD_{ps}	ΔK_{ci}	ΔD_{pr}	ΔD_{di}	ΔD_{pd}	$\Delta\Phi_b$	ΔD_{bs}	ΔD_{bd}	ΔK_{co}	ΔD_{co}
西安	0.008337	0.38304	0.102	0.02155	0.00654	0.0676	0.01271	0.3442	0.06462	0.14754	0.06466
兰州 1	0.01012	0.28131	0.0648	0.0241	0.01869	0.0097	0.01732	0.3245	0.1554	0.1494	0.07195
兰州 2	0.02425	0.41454	0.06745	0.0256	0.01275	0.1008	0.02646	0.5004	0.0714	0.1904	0.1012
黄陵	0.02013	0.2518	0.1084	0.02847	0.01662	0.0427	0.01006	0.3432	0.1056	0.1363	0.04157
厦门	0.01714	0.73626	0.1072	0.02953	0.01511	0.1765	0.00873	0.7369	0.10056	0.1429	0.05348

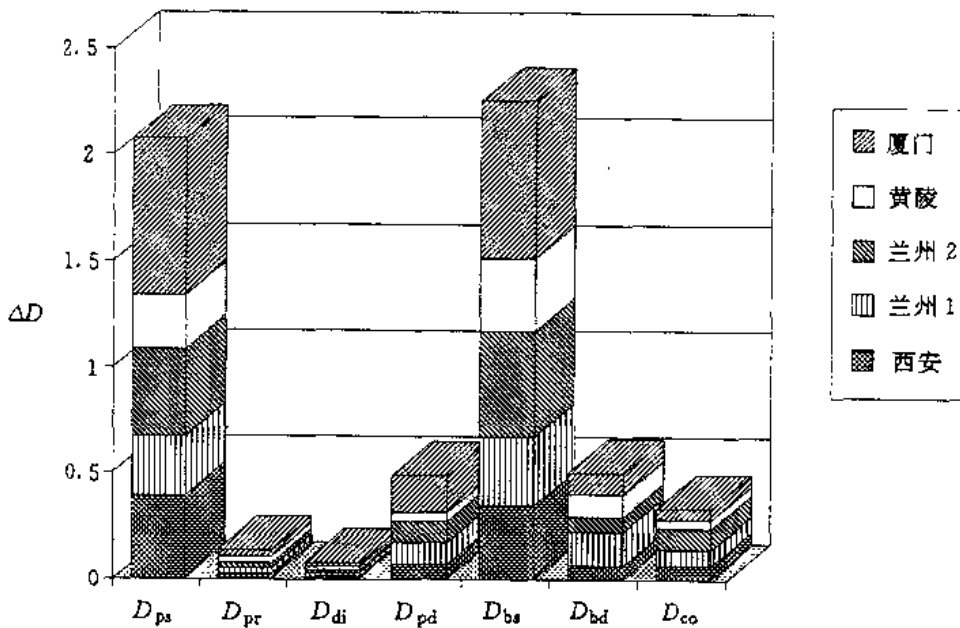


图 5-12 压力作用下结构分维参数变幅直方图

图 5-13 为部分试样的压缩变形曲线。通过对各压力级对应的变形量与其结构参数值的相关分析结果(表 5-8),我们得到了影响变形(量)的主要结构参数依次为:

$$\Phi_b \rightarrow D_{bd} \rightarrow K_{ci} \rightarrow D_{pr} \rightarrow D_{pd} \rightarrow K_{co} \rightarrow \Phi_p \rightarrow D_{co} \rightarrow D_{ps} \rightarrow D_{di} \rightarrow D_{bs}$$

表 5-8 结构参数对于变形量的相关系数表

	D_{ps}	D_{bs}	D_{pd}	D_{bd}	D_{di}	D_{pr}	D_{co}	Φ_p	Φ_b	K_{ci}	K_{co}
相关系数	-0.034	0.0005	-0.0664	0.4786	-0.0159	-0.277	-0.05	-0.0557	-0.4819	0.3221	-0.0664

因此,我们认为粘性土的宏观变形在微观层次上主要表现在孔隙形态的调整和颗粒形状的改变两个方面。其它结构要素(如方向性、粒径等)的变化对其变形量的影响并不大。

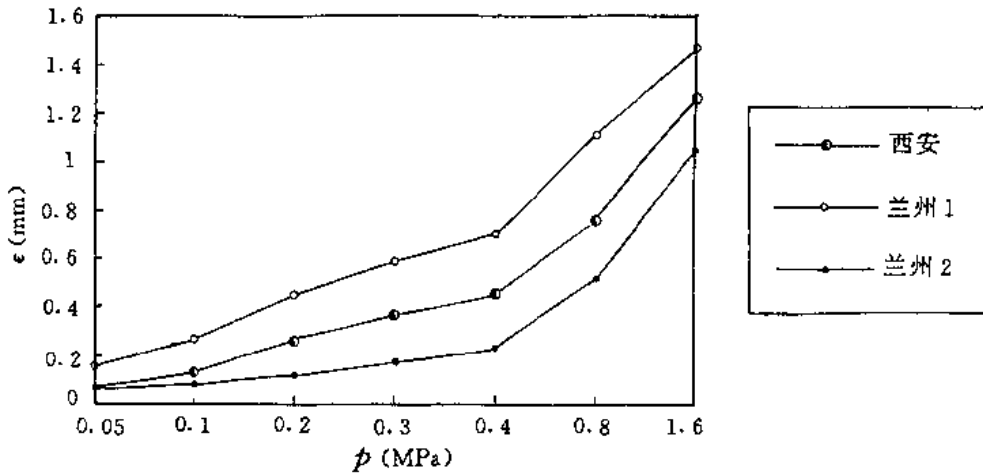


图 5-13 试验土样变形量与压力关系

第二节 固结过程中粘性土微结构形态变化规律

上一节我们对粘性土在压缩过程中的微结构变化特征做了较为深入细致的分析讨论,本节将进一步探讨粘性土固结过程中的结构变化规律。

所谓固结是指饱和土体或部分饱和土体当其应力状态改变时,土体积逐渐压缩,同时部分水量从土体中排出,外加压力相应地从孔隙水(或气)传递到土骨架上,直到变形达到稳定为止的全过程(黄文熙,1983)。因此,可以认为土的固结过程实质上是土结构在外界荷载作用下,随着时间的延续,由不稳定状态向稳定状态转化的过程。长期以来,固结理论的发展主要围绕着几种假设条件下的土体介质模式而得到不同的物理方程,并在此基础上进行土性指标求解。这样求得的结果往往带有很大的局限性,与实际工程问题存在较大的偏差。这是因为土的本构关系是十分复杂的,假设模式在很大程度上简化了复杂的土体结构特征,所以我们必须抓住土体微结构这一土质学本质去探讨土在固结过程中的结构状态变化规律,以及对土体固结度和固结速率的影响。只有这样,才能从根本上把握土的固结特性,在深层次上求得固结理论的进一步发展。

与砂土、粉土相比,粘性土在固结过程中的骨架压缩量要大得多;许多工程事例表明,粘土层的变形是地基沉降的主体。所以,对粘性土在固结过程中的微结构状态变化规律的研究就显得尤为重要和迫切。

粘性土在固结过程中的结构再造规律实质上是粘性土微结构要素随时间的变化关系。具体地讲,它应当包括这样两方面的内容:一是各结构要素在整个固结过程中的总体变化趋势。二是在固结过程中的不同发展阶段微结构要素的变化特征。以下的规律分析和阐述主要针对这两个方面加以展开。对这一问题的研究,我们以黄陵扰动黄土和厦门原状软土为范例,进行了相应的结构试验和分析。固结试验采用单轴、双面排水方式,固结压力为 0.1MPa,时间序列设置为 1'、9'、25'、64'、400'、1440'。通过试验和分析,初步确定了粘性土结构要素在固

结过程中随时间的变化关系。

一、结构再造规律

根据试验和分析结果，我们对微结构颗粒形态、排列特征、孔隙性以及接触带四种结构要素随时间的变化规律做以下分析讨论。

1. 颗粒形态在固结过程中的变化特征

(1) 粒径的时效规律

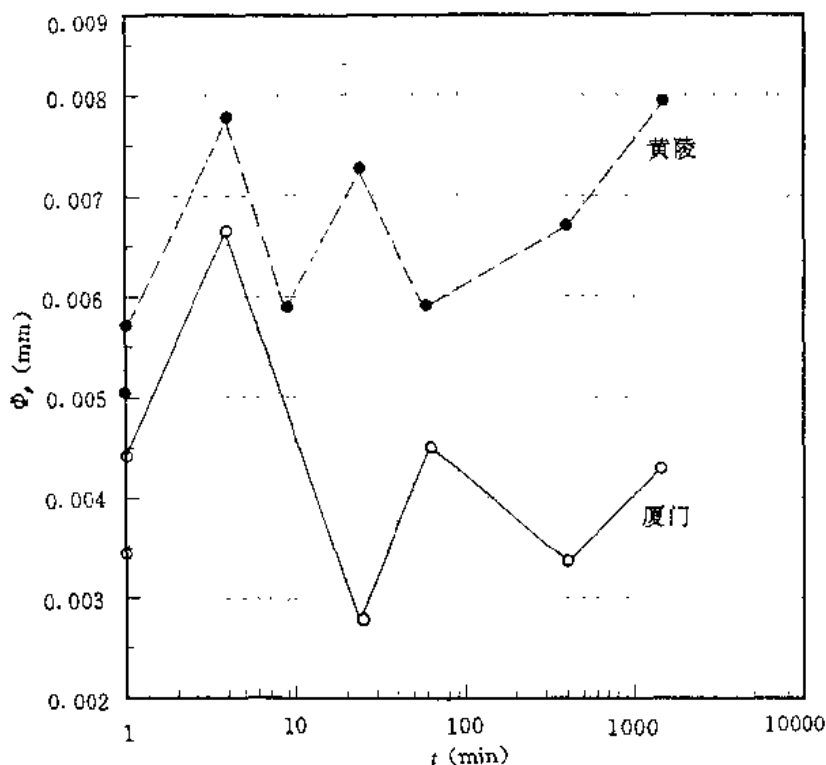


图 5-14 试验土样粒径与时间关系

图 5-14 为固结试验土样分析结果。从图中看出，粘性土在固结过程中具有如下变化特征：

——粒径变化具有明显的阶段性，大致可划分为两个阶段。在固结初期，粒径大小随时间呈现“阻尼振荡”现象，振幅随着时间的延续减小，以至最后振荡现象消失。固结后期，颗粒粒径呈持续增大趋势。这两个变化时期的分界点随土性的不同表现为超前或滞后。粒径的这一变化规律说明，在前后两个固结时期内，颗粒的调整方式是不同的。通过分析发现，固结前期粒径的变化主要是土体骨架有效应力逐渐增加的反映，而后期则表现了在恒定有效应力作用下颗粒的调整行为。

初期的粒径变化过程是一个有效应力聚散交替过程，即随孔隙水的渗透排放，土体颗粒骨架的有效应力逐渐增大，当有效应力不足以使颗粒破碎时，颗粒的调整变化以聚合为主，使土体平均粒径增大，应力集中；随有效应力的进一步增大，颗粒及集合体难以抵抗增大的

有效应力而发生崩解，使颗粒平均粒径减小，应力消散。因此，随有效应力的增加直到稳定为止，平均粒径呈起伏波动形式。同时我们发现，振荡曲线的最低点与初始点很接近，说明颗粒的破碎主要在新的聚集体之间发生，即是一种聚集→破碎→再聚集→再破碎的过程。而其初始的单体颗粒发生破坏的概率较小，在低荷载下是比较稳定的。

当这种阻尼振荡消失以后，颗粒粒径略呈上升趋势，说明当孔隙水附加应力消散至零后，基本达到恒定状态，在这种状态下，颗粒以聚合为主要形式。

——不同类型的土其粒径变化规律存在差异。黄陵黄土固结初期“阻尼振荡”振幅明显小于厦门软土，且振荡延续时间较短。黄陵黄土大约在 64' 时振荡结束，而厦门软土在 400' 处才振荡结束。而且，这两个时间点的位置大致与两种土的各自主固结与次固结分界点相吻合(如图 5-15)。黄陵黄土平均粒径大，在低荷载压力下调整幅度小，容易达到稳定状态，所需时间

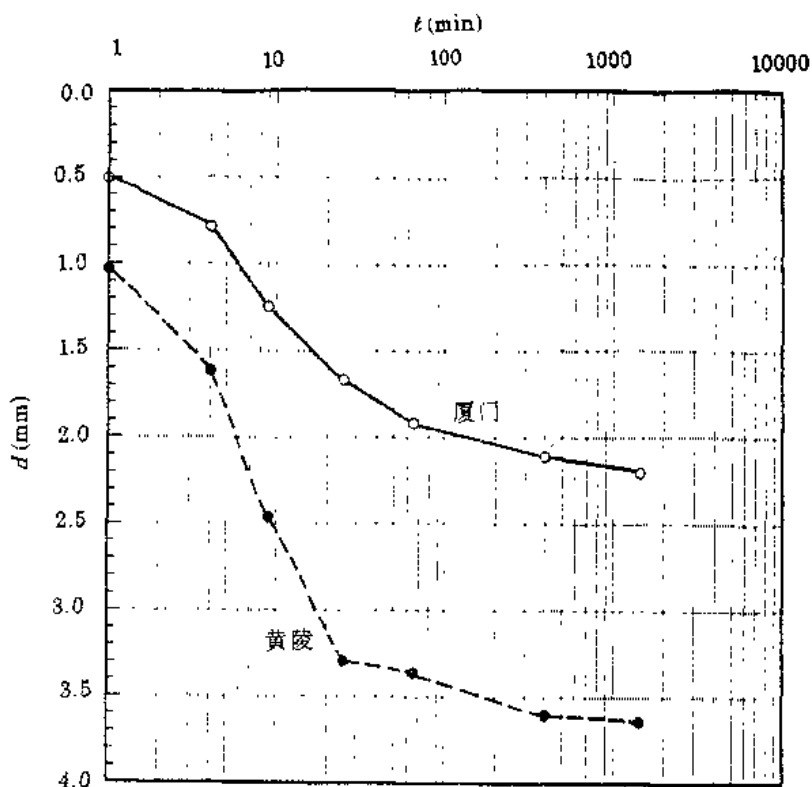


图 5-15 试验土样固结曲线

也较短，在土性上表现为灵敏度较低。厦门软土平均粒径小、孔隙比大，在压力作用下调整幅度大，不易达到稳定，所需时间较长，表现为较高的灵敏度。

(2) 粒度分维(D_p)的时效特征

图 5-16 展示了粘性土粒度分维(D_p)随时间的变化关系，从图中看到粒度分维(D_p)在固结过程中具有如下规律：

——粒度分维(D_p)随时间 t 的变化关系与粒径的变化有一定的相似之处，同样表现为变

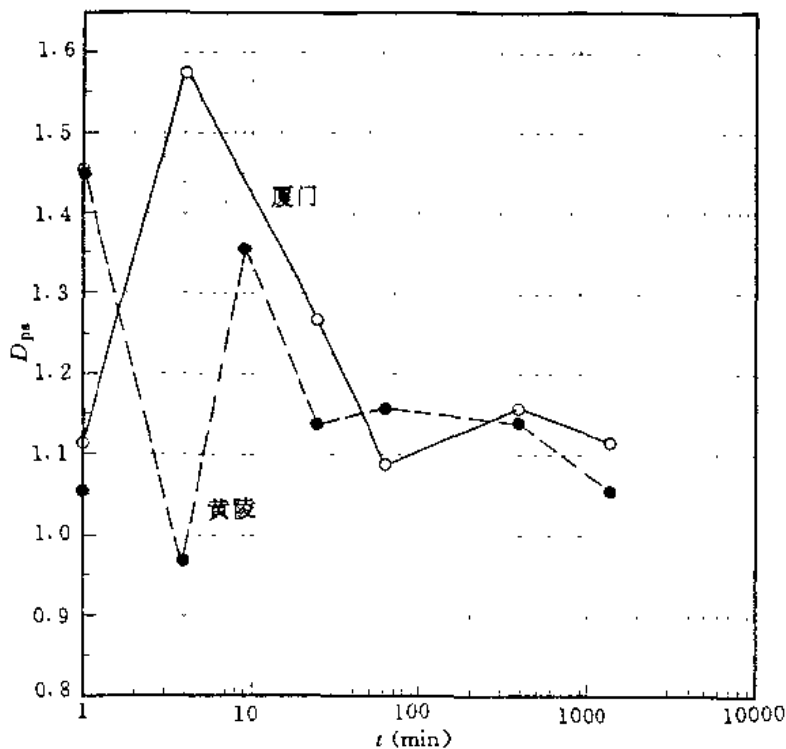


图 5-16 试验土样粒度分维与时间关系

化性质不同的两个阶段。初期，曲线起伏较大，到达一定时刻后，这种起伏振荡现象消失；固结后期颗粒分维呈缓慢的下降趋势。这种粒度分维与粒径随时间 t 变化规律上的一致性，实际上是粒径调整不均一性的一种直接反映，也就是说，粒径在固结过程中的变化是不平衡的。

——从总体趋势来看，初始状态为高分维的土，在固结过程中其粒度分维呈下降趋势；初始状态为低分维的土，其粒度分维呈上升趋势。表明粘性土在外界压力作用下通过自身调整可以从一种颗粒级配状态向另一种新的级配状态转化，以取得最佳稳定性。

——不同类型土其粒度分维变化特征也不尽相同。相对而言，厦门软土粒度分维在固结试验初期的变化幅度明显大于黄陵黄土，且剧烈变化的时间延续较长，总体呈显著下降趋势；而黄陵黄土的趋势性表现甚微。这又一次证明了黄土颗粒的稳定性强于厦门软土。

(3) 颗粒起伏分维(D_p)随时间 t 的变化特征

图 5-17 反映了粘性土颗粒表面起伏的变化情况。从图中看到，两种土的变化曲线具有较强的相似之处，表现为其变化规律的一致性，归结起来具有如下特点：

——在固结过程初期，颗粒起伏分维随时间呈上升趋势，当经过一定时间以后，曲线呈下降趋势。厦门软土在固结 1 小时之后，曲线呈下降趋势，黄陵黄土在 400' 处开始下降。这可能是由于在固结前一阶段，伴随着颗粒的聚合和破裂的交替出现，一方面直接导致颗粒表面

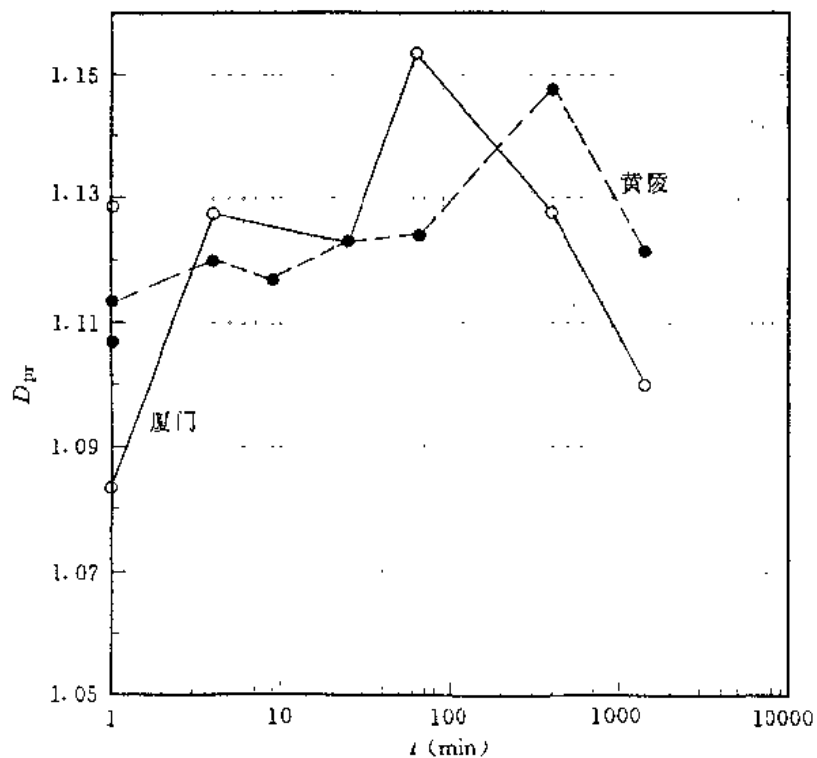


图 5-17 试验土样颗粒表面起伏分维与时间关系

规整性的破坏,另一方面促使应力不均匀分布,导致颗粒扰曲变形,进而加剧了颗粒表面起伏程度。随着固结过程的进一步发展,颗粒之间的距离逐渐缩短,粒间作用增强,对颗粒表面起到一种净化和压平作用,颗粒起伏分维随时间减小。

——黄陵扰动黄土颗粒起伏分维上升缓慢,但持续时间较长,而厦门软土上升幅度较快,持续时间短暂。说明在颗粒之间作用加强以后,厦门软土的颗粒起伏度迅速降低,而黄陵黄土具有“滞后现象”。

以上我们对粘性土颗粒形态结构参数在固结过程中的变化规律做了较为深入细致的分析讨论。综上所述,粘性土颗粒形态在固结过程中的变化规律具有明显阶段性:初期,颗粒的聚合与分离两种调整方式并存,强弱交替,变化剧烈,跃动幅度大;后期变化缓慢,表现为以聚合为主的变化过程。两阶段的分界点在不同的参数上虽有超前或滞后现象,但与渗透固结和次固结的分界点很接近,表明固结过程中颗粒形态调整与孔隙流体的排放及有效应力增加有着密切的关系。

2. 颗粒排列特征的时效规律

(1) 颗粒定向分维(D_{di})的变化特征

图 5-18 反映了颗粒定向分维随时间的变化情况。其主要特征如下:

——无论是黄陵黄土还是厦门软土,其变化曲线均显示出明显的阶段性。从固结起点至

64' 左右这一时段内, 方向变化复杂, 表现为大起大落振荡现象; 64' 至 400' 这一阶段, 方向分维变化不明显; 400' 至 24 小时这一时段内, 方向分维又开始大幅度的上升或下降。

在固结前期, 土体骨架的有效应力在不断变化, 使颗粒排列方向不停地变化调整; 另一方面, 孔隙水的排放使颗粒之间距离加大, 为颗粒的调整提供了有利的空间, 加之颗粒在不停的聚合和破裂, 使颗粒排列方向变化更为复杂。因此这一阶段的变化曲线也就呈现出一种大振幅的振荡现象。

随着粒间距缩小, 颗粒之间的作用加强, 颗粒的转动受到一定的限制。颗粒的聚合和破碎减缓, 因此颗粒排列出现暂时的稳定取向。这时, 粘性土结构的调整可能以缩小粒间距为

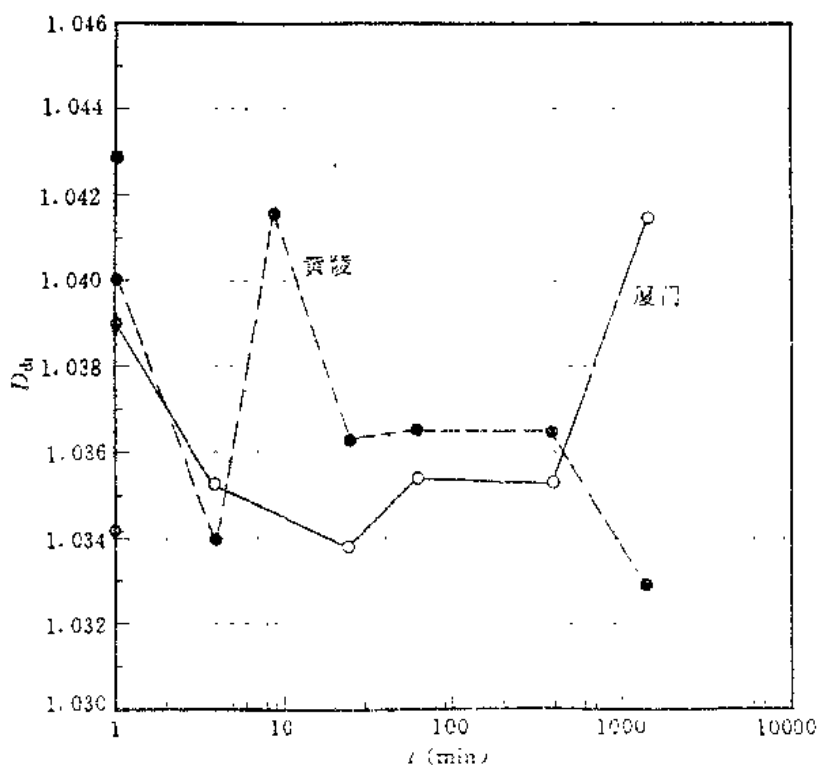


图 5-18 试验土样颗粒定向分维与时间关系

主要方式。

随着应力的进一步加大, 颗粒之间相对距离缩小到一定程度之后, 颗粒之间的位移和转动又加强了, 以消耗增加的有效应力, 其曲线又开始表现上升或下降。

——从总体趋势看, 初始定向分维高的土将向低分维状态转化; 初始定向分维低的土向高分维状态发展。黄陵扰动黄土样, 由于是在静水沉积环境下制作而成, 定向度高, 但总体结构松散, 固结过程中颗粒转动及位移明显, 使排列方向向一种混乱状态发展。而厦门软土则有与其相反的趋势特征。

(2) 颗粒分布分维 (D_{pd}) 变化特征

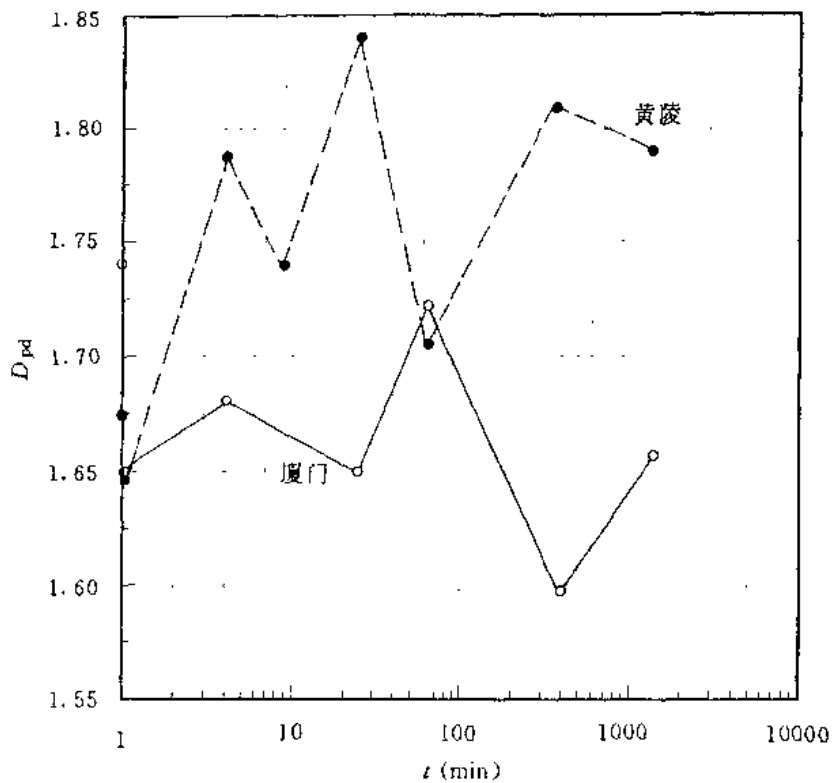


图 5-19 试验土样颗粒分布分维与时间关系

图 5-19 反映了颗粒分布分维随时间(t)的变化特征。从总体趋势看,黄陵黄土呈对数上升趋势,并且初期上升较快,后期变化平稳,表明低分维土随颗粒骨架的有效应力增加发生破坏,颗粒凌乱程度加大并趋于一定值。厦门软土颗粒分布呈对数下降趋势,表明高分维土随有效应力的增加颗粒集团化程度增强。其线性关系式为:

$$D_{pd} = a_0 + a_1(\lg t) + a_2(\lg t)^2$$

式中 a_0 、 a_1 、 a_2 为与土性和初始状态有关的常数,取值情况见下表:

表 5-9 颗粒分布分维与时间关系式系数表

土的类型	a_0	a_1	a_2
黄陵黄土	1.7287	2.6413×10^{-3}	-1.5378×10^{-5}
厦门软土	1.6923	-2.9956×10^{-3}	1.9029×10^{-5}

从以上两个结构参数的变化情况来看,颗粒排列特征在固结过程中的变化是极其复杂的,具有较大的随机性。不同的阶段表现出不同的变化规律。这可能是由于在低荷载下,粒间距较大,相互作用微弱,颗粒的择优定向作用自由度较大,致使颗粒的排列具有敏感的时效特征。

3. 孔隙性状的时效规律

粘性土的孔隙性状在很大程度上受颗粒形态和排列情况的制约。它常常是这些要素的间接反映。粘性土孔隙性在固结过程中的变化情况也说明了这一点。

(1) 孔径(Φ_b) 变化特征

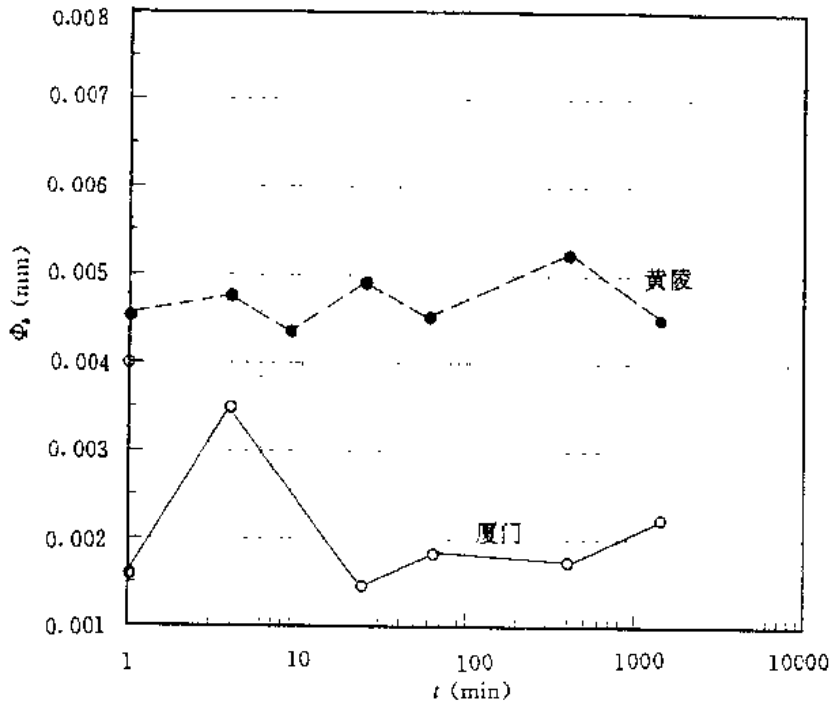


图 5 - 20 试验土样孔径与时间关系

图 5 - 20 反映了粘性土平均孔径随时间的变化情况。从图中看到，两种粘性土的孔径与时间(t) 都表现较好的线性关系，其变化趋势也基本相同，即随时间呈缓慢上升趋势。这可能是由于小孔隙的消失，大孔隙相对增多造成的。其线性关系式分别为：

黄陵黄土： $\Phi_b = 0.004501 + 1.1638 \times 10^{-6} \lg t$

厦门软土： $\Phi_b = 0.001791 + 2.3615 \times 10^{-6} \lg t$

(2) 孔径分维(D_{ba}) 变化特征

图 5 - 21 为黄陵黄土和厦门软土的孔径分维随时间变化曲线。可以看到， $D_{ba} \sim t$ 曲线与 $D_{ps} \sim t$ 曲线非常相近。说明在固结过程中孔隙大小均一化程度的变化规律与颗粒大小均一化程度变化大体一致，其变化机制也基本相同。

(3) 孔隙分布分维(D_{bd}) 变化特征

图 5 - 22 反映了两种粘性土孔隙分布分维的变化情况。图中看到，厦门软土孔隙分布分维的变化表现为对数上升曲线，初期上升较快，随时间延续分维值上升缓慢。黄陵黄土孔隙

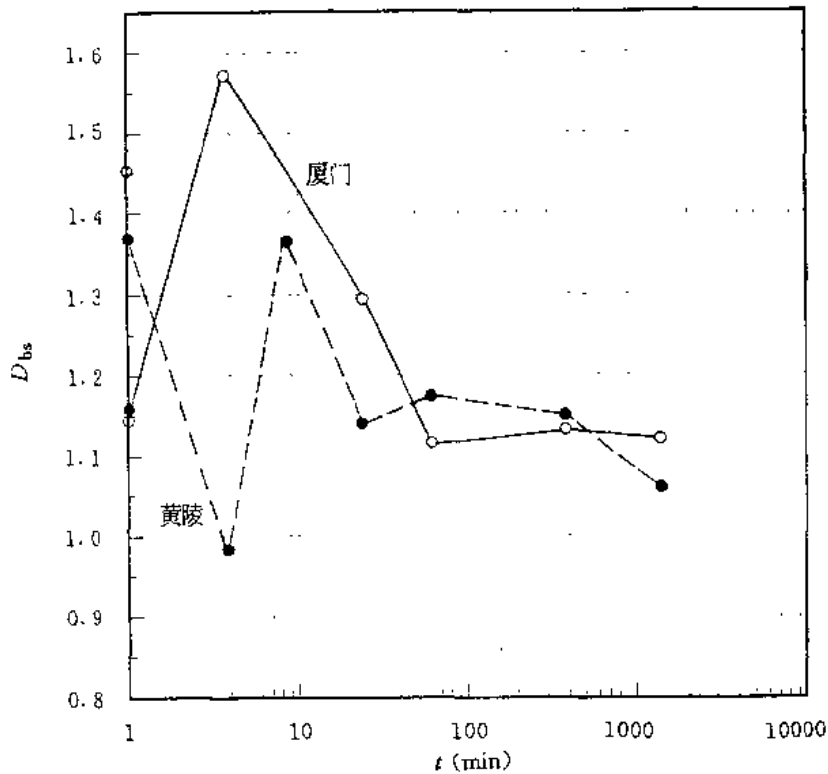


图 5-21 试验土样孔径分维与时间关系

分布分维表现为对数下降曲线，其关系式如下：

$$D_{bd} = a_0 + a_1(\lg t) + a_2(\lg t)^2$$

式中 a_0 、 a_1 、 a_2 为与土性和初始状态有关的常数，取值情况见下表：

表 5-10 孔隙分布分维与时间关系式系数表

土的类型	a_0	a_1	a_2
黄陵黄土	1.7059	-2.315×10^{-3}	1.346×10^{-5}
厦门软土	1.7707	2.4163×10^{-3}	-1.609×10^{-5}

从以上情况看，孔隙分布变化趋势与颗粒分布变化趋势正好相反，颗粒分布越凌乱，则孔隙分布表现为更加集中。

4. 固结过程中接触带变化特征

(1) 接触带分布分维 (D_{∞}) 的变化特征

图 5-23 为粘性土接触带分维随时间 (t) 的变化关系图，从图中看，粘性土接触带分布分维的总体变化呈下降趋势。说明随固结时间的延长，粒间作用加剧，颗粒之间的过渡成份逐渐减少。与前面几种结构参数表现出类似特性，即分维值是以波动起伏的形式逐渐递减。

(2) 连通率 (K_{∞}) 变化特征

5B 及 粘性

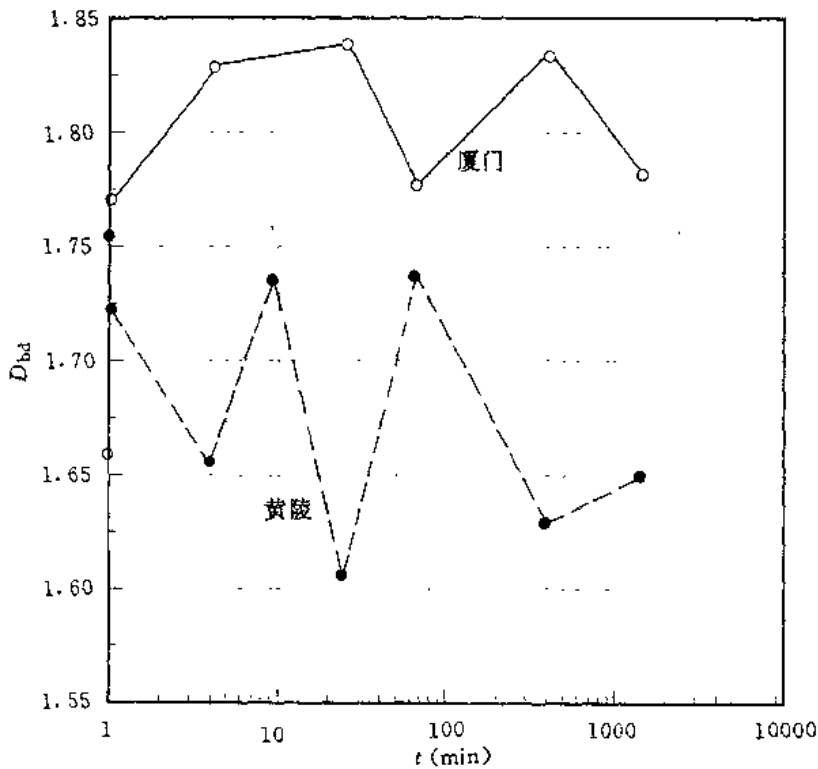


图 5-22 试验土样孔隙分布分维与时间关系

连通率的大小标志土体内部孔隙之间沟通性能的好坏。连通率大，表明颗粒孔隙的沟通程度较高。图 5-24 反映了粘性土在固结过程中随时间(t)的变化关系。从图中看到，黄陵扰动黄土和厦门软土连通率变化曲线极为近似，形状都接近于正弦曲线。这说明不同类型的粘性土在固结过程中结构连通性变化规律趋于一致。通过分析有以下特点：

——两种粘性土连通率随时间的变化都表现出明显的阶段性。基本可分为三个阶段，其时间区间随粘性土类型不同而异。黄陵黄土三个时段分别为： $0 \sim 25'$ 、 $25' \sim 400'$ 、 $400' \sim 1440'$ ；厦门软土 $0 \sim 4'$ 、 $4' \sim 400'$ 、 $400' \sim 1440'$ 。第一时段连通率呈减小趋势，第二时段为上升趋势；第三时段又表现为减小趋势。连通率的这种阶段变化规律与粘性土内孔隙水的排泄密切相关。在加压初期的短暂时间里，土体的瞬时压缩表现在土体原有的非饱和空间的缩小。这部分孔隙空间没有被孔隙流体充满，孔隙水压力微弱，所以在这一段时间里，粘性土整体连通率较低。随着压缩量增大，孔隙水超静水压力增大，第二阶段的变化特征愈为突出。在这一时段内，孔隙水压力一方面增强了土体的抗压能力，另一方面也使自身的渗透水力梯度加大，促使其向体外迅速排放。这种作用的结果使孔隙间过水断面扩展，一些原来孤立孔隙也相继沟通，连通性大大增强。当这种孔隙水的作用消失待尽以后，有效应力的增强使粒间距随之减小，颗粒接触点增多，接触面加大，因而连通性能向降低方向发展。

——将初始点与终点比较，两种粘性土的固结基本稳定之后，连通率值低于起始点值，

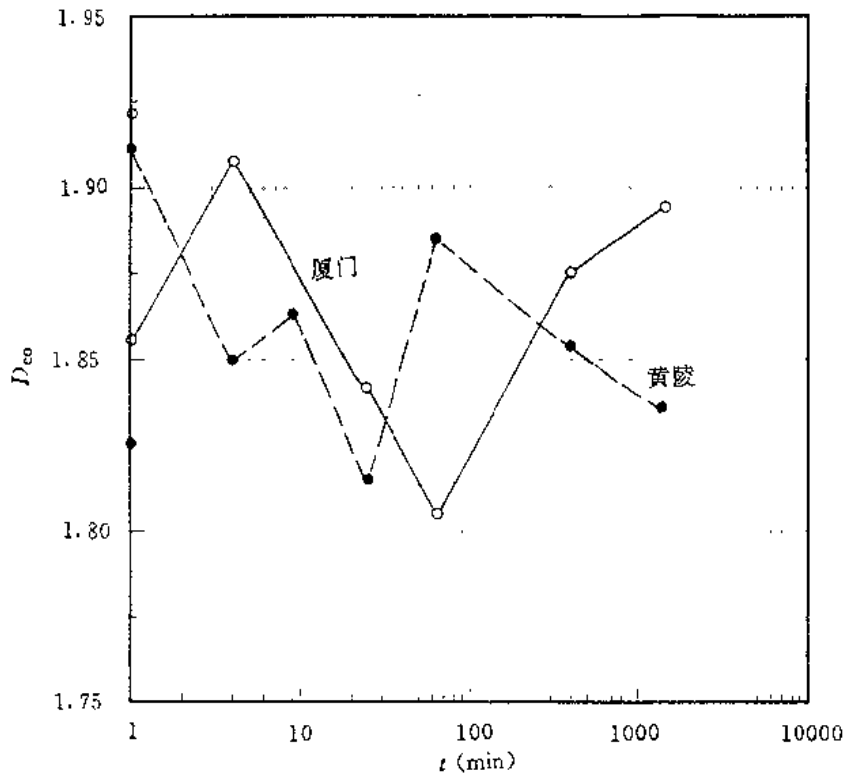


图 5-23 试验土样接触带分布分维与时间关系

说明固结最终使粘性土结构连通性能减弱。此外，厦门软土第二时段历时较长，在结构调整过程中孔隙水压力的作用周期较长。

二、固结过程中结构调整的综合效应分析

以上我们对各个结构参数在固结过程中的变化特征进行了深入细致地分析讨论，对微结构在固结过程中的变化规律有了全面地了解。为了从整体上把握粘性土微结构在固结过程中的调整再造的变化机制，下面我们对其作如下综合分析。

1. 固结过程中微结构的调整再造具有明显的阶段性

根据微结构参数随时间的延长而表现出的变化特征，可将其结构状态调整过程大致划分为三个阶段：快速调整阶段、剧烈调整阶段和稳定调整阶段。

(1) 快速调整阶段

这一阶段指加压以后，结构立即发生调整，其持续时间约 1' ~ 2'。在这一阶段，结构的调整以消除土体内部分非饱和空间为主，颗粒将发生瞬间崩解或聚合，粒间位移迅速。对于原状土样主要表现在对取样时造成的结构扰动的恢复。

(2) 剧烈调整阶段

随着压缩量的增大，孔隙水作用将增强。孔隙水在抵抗外界压力的同时，将向体外渗透

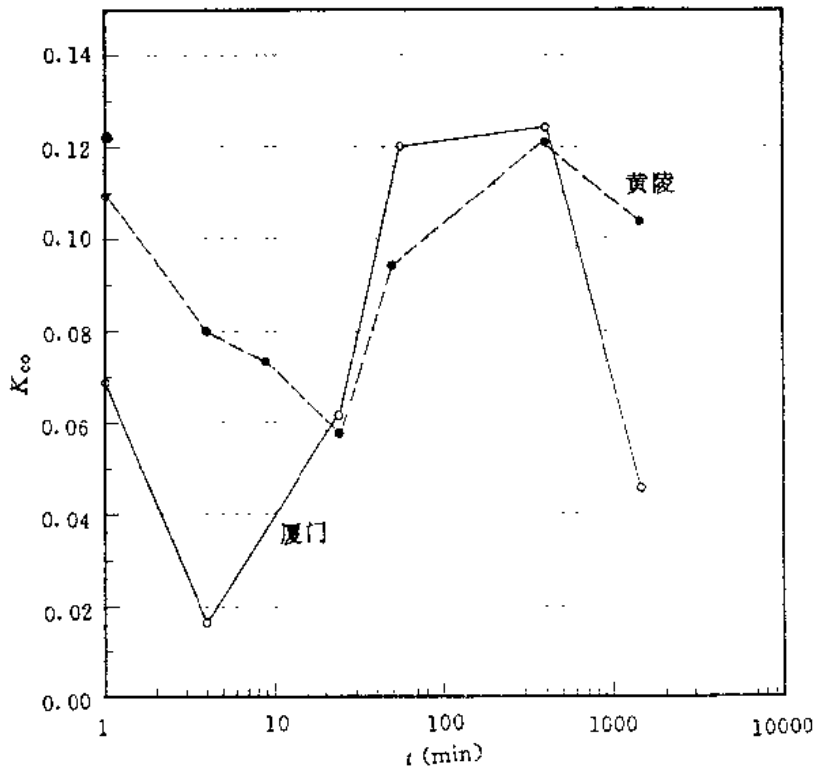


图 5-24 试验土样连通率与时间关系

排放。这一时期大致出现于 $2' \sim 100'$ 左右。这期间有效应力是不断增大的。在这种应力条件下，颗粒状态的调整方式以聚合和崩解交替出现的形式为主，颗粒之间的位移和转动幅度较大。因此，结构参数的变化曲线表现为大起大落现象，其趋势为波动幅度逐渐减小。

(3) 稳定调整阶段

当固结时间超过 $60'$ 以后，结构的调整逐步进入稳定调整状态。这一阶段的特点为调整速度缓慢，持续时间长，结构参数表现为持续的上升或下降。这主要是因为在这一阶段孔隙水压力已消散至尽，有效应力基本达到恒定状态，颗粒之间作用加强，使土体总体结构向垂直于压力的展布方向进行调整。

2. 固结过程中粘性土结构调整与初始状态和孔隙水渗透密切相关

从上面结构参数变化规律来看，一般情况下，高分维土结构总体发展趋势是向低分维结构状态转化，低分维土正好与之相反。可以说，粘性土的初始状态控制着粘性土结构调整的总体趋向。

固结过程中孔隙水的渗透排放及土体骨架应力由不断增长到基本恒定的作用过程，与粘性土微结构状态调整的阶段性基本一致。

第三节 土体膨胀过程的结构变化规律

膨胀土和黄土一样是一种具有特殊工程性质的土类，它的显著特性在于随含水量的增加，土的体积发生膨胀，力学性质发生显著改变，土强度急剧下降；随水量的减少时，体积收缩，土强度随之增强。膨胀土的这种膨胀特性往往给膨胀土分布地区的工程建设带来严重危害，所以对膨胀土膨胀特性的研究具有重要意义。

膨胀土膨胀机理的研究一直是众多学者关注的焦点。目前人们已取得的对膨胀土固有特性的认识概括起来有以下两方面的内容：① 膨胀土之所以具有膨胀特性，主要是由于它具有较高的粘粒含量，且这些粘粒中大部分为亲水性很强的蒙脱石和水云母等粘土矿物。这些矿物极易吸收水分子，使基本晶层的层间距高度加大，导致膨胀，这就是常说的“晶格扩张理论”。② 随着高倍电镜测试技术的出现，人们发现膨胀土内部普遍存在着面—面叠聚体的结构状态，这种结构组合形式具有很大的吸水膨胀和失水收缩能力。从以上两点来看，以往对膨胀土的研究主要是对初始状态物质组成和结构特征的定性剖析与揭示，在此基础上对膨胀土的膨胀机理进行推测，而对膨胀土在与水相互作用下的结构变化特征缺乏足够的认识，对其结构状态的描述仍基本停留于定性观测状态。为此，本次拟运用定量结构参数对天然膨胀土结构特征作以定量描述，并对膨胀土浸水前后结构状态变化规律进行了较为细致的分析讨论。

一、天然状态膨胀土结构特征定量描述

我们对四川成都、陕西安康两地的膨胀土样品进行了结构图像处理，测得 11 个定量参数指标(表 5-11)。

表 5-11 膨胀土初始状态结构参数指标统计表

结构参数 指 标	粒度分维 (D_{ps})	孔径分维 (D_{ba})	颗粒分 布分维 (D_{pd})	孔隙分 布分维 (D_{ba})	颗粒定 向分维 (D_{di})	颗粒起 伏分维 (D_{pr})	接触带 分 维 (D_{co})	粒 径 (mm) (Φ_p)	孔 径 (mm) (Φ_b)	扁圆度 (K_a)	通过率 (%) (K_{co})
陕西安康	1.2044	1.2227	1.7304	1.6538	1.0286	1.1412	1.8390	0.005849	0.004329	0.2395	16.58
四川成都	0.8799	0.8928	1.7565	1.6765	1.0298	1.1438	1.8294	0.003571	0.001681	0.2003	9.46

将表中结构参数与天然黄土和软土进行对比分析，我们发现天然膨胀土结构状态具有以下特点：

——天然状态膨胀土颗粒排列分维值较低，其颗粒定向分维变化区间为 1.028 ~ 1.03，而无论是天然黄土还是软土，颗粒定向分维都在 1.03 以上，表现出膨胀土颗粒排列具较高定向度的特性。

——与天然黄土和软土相比，膨胀土颗粒表面起伏分维较高。膨胀土颗粒起伏分维值一般为 1.141 ~ 1.144，黄土平均颗粒起伏分维值为 1.134，软土的颗粒起伏分维值为 1.128。表明膨胀土颗粒外形轮廓极不规则，拘有较大的起伏度。

——膨胀土颗粒扁圆度值较低，一般为 0.2 ~ 0.24，黄土颗粒平均扁圆度变化区间为 0.24 ~ 0.29，软土颗粒平均扁圆度值在 0.3 以上。这说明天然膨胀土颗粒及颗粒集合体形态多呈狭长条状。

——此外，天然膨胀土还表现出粒径小、孔径和孔隙分布分维都比较低的结构特征。从而从内部结构上说明天然膨胀土总体密度较大。

总之，天然膨胀土结构状态有序化程度高，是一种颗粒狭长起伏、排列定向有序的高密度土体。膨胀土的这种特殊结构形态可能是造成天然膨胀土高胀缩性的主要结构形态因素之一。

二、浸水前后天然膨胀土结构变化特征

膨胀土浸水后体积大幅度地膨胀，力学性质急剧变化，一个重要原因是膨胀土在水的作用下，结构状态发生了剧烈的调整变化。了解和掌握天然膨胀土浸水后结构变化趋势对于深入研究膨胀土遇水膨胀机制具有十分重要的意义。

对膨胀土浸水前后结构状态变化规律的研究，至今国内尚不多见，其中一个重要原因在于浸水后土样结构薄片难以取得。膨胀土具有遇水膨胀失水收缩的特性，所以一般的烘干和风干等土样干燥技术，对土样结构造成极大改变。幸运的是我们所开发研制的“温差真空冷冻干燥系统”为本次课题结构薄片的制作提供了技术上的保障，使得膨胀土结构变化特征的研究得以顺利进行。

我们以陕西安康膨胀土为例，将其完成自由膨胀后的土样经过冷冻干燥制作成结构薄片，然后进行图像处理得到 11 个结构参数指标值(表 5 - 12)。

表 5 - 12 膨胀土自由膨胀后结构参数指标统计表

结构参数 指 标	粒度分维 (D_{ps})	孔径分维 (D_{ps})	颗粒分布分维 (D_{pd})	孔隙分布分维 (D_{pd})	颗粒定向分维 (D_{di})	颗粒起伏分维 (D_{pi})	接触带分维 (D_{co})	粒径 (mm) (Φ_p)	孔径 (mm) (Φ_h)	扁圆度 (K_{ci})	连通率 (%) (K_{co})
陕西安康	0.9924	0.9949	1.7641	1.6756	1.0282	1.1332	1.8129	0.005212	0.005661	0.2678	21.08

将表中数值与初始状态结构参数指标值进行对比分析，得到浸水以后结构状态变化规律。

1. 膨胀土浸水膨胀后颗粒形态变化趋势

分析表明，膨胀土自由膨胀基本稳定之后的平均粒径由浸水前的 0.005849mm 减小到 0.005212mm，粒度分维 (D_{ps}) 由 1.2004 下降到 0.9924，颗粒起伏分维由 1.1412 下降到 1.1332，扁圆度由 0.2395 增大到 0.2678。由此可见，膨胀土浸水后颗粒形态变化趋势是：颗粒平均粒径减小；颗粒均一化程度提高；颗粒表面起伏变缓；颗粒形状向等轴方向发展。

从以上结果可以推测，膨胀土浸水后由于亲水矿物与水相互作用，使得一些大的集合团粒破裂分解，生成次一级的单体颗粒，使平均粒径相对减小，颗粒的均一性增强。这一事实说明，土体膨胀并不是一个简单的土粒(集粒)体积增大过程。

颗粒扁圆度的增大是由于颗粒本身的膨胀方向是以垂直于长轴为主导方向造成。

从以上变化特征来看，膨胀土的膨胀不仅仅在于颗粒水膜的加厚和粒间距的增大，否则是不会导致粒径及粒度分维都呈减小这一变化结果的。

2. 颗粒排列特征变化规律

通过分析对比，发现膨胀土浸水膨胀后其颗粒定向分维基本未变，说明颗粒排列方向在膨胀过程中未作大的调整。这也证明了膨胀土的较高膨胀量主要是由于颗粒崩解和粒间距扩张造成的。

膨胀土完成膨胀之后，颗粒分布分维 (D_{pd}) 由初始状态的 1.7304 增加到 1.7641，表明颗粒在空间分布上凌乱化程度加剧，结构骨架松散度大幅度提高，在力学性质上表现为整体强

度明显降低。

3. 孔隙特征变化规律

同样，我们把浸水前后膨胀土的平均孔径值、孔径分维值和孔隙分布值进行对比，发现膨胀土孔径和孔隙分布分维都表现为增大，而孔径分维呈减小的变化趋势。这说明膨胀土在浸水过程中内部团粒发生分解，粒间距加大，使结构孔隙增大，分布更为凌乱。孔隙的这种扩张作用在一定程度上减小了孔隙大小的差异性，表现为孔径分维的减小。

4. 接触带变化规律

膨胀土浸水膨胀后，其接触带呈萎缩趋势，分布分维数值由 1.839 降至 1.8129。其原因可能是由于水溶解了颗粒及集合体的胶结物质，使粒间胶结物减少。另一方面，粒间孔隙的增大，使接触带的分布范围相对减小。

综合以上结构要素变化规律，我们对膨胀土膨胀性有以下几点认识：

A. 膨胀土体积膨胀的内部结构控制因素主要包括两个方面：一是土中亲水矿物与水发生作用，使矿物颗粒体积膨胀增大，从而导致大部分集合团粒发生崩解，形成次一级土粒。另一方面由于水的楔入作用使粒间距扩张，粒间空隙增大。这两种因素综合作用的结果导致膨胀土发生显著增大。

B. 在膨胀土浸水前后，颗粒排列方向变化甚微。如果把颗粒本身的膨胀是以垂直于长轴为主这一特性结合起来考虑，就会发现膨胀土的膨胀效应存在着各向异性，其主导方向为垂直于颗粒的总体排列方向。

C. 膨胀土浸水后，内部孔隙增大，颗粒、孔隙分布的凌乱程度加剧，接触带萎缩，其结局是使膨胀土结构骨架变得较为松散，在力学性质上表现为土体强度明显下降。

6.
B
正
结
生

第六章 黄土湿陷性结构特征分析

土湿陷性是广大工程地质学者长期以来十分关注的一个问题，也是本次工作的一个重点。针对有关这一问题的总体研究水准很高而结构的定量分析几乎是一个空白的情况，我们决定从量化结构分析入手，进一步开展对黄土湿陷性的结构机理研究。由于时间短、经费有限，我们主要以代表性土样的室内试验研究为主，因此，很难对其区域特征做出系统、深入地判断。如果说我们的这些成果能够为今后开展有关区域性研究奠定良好基础或起到了抛砖引玉之功效，我们的目的也就达到了。

第一节 天然黄土湿陷性的微结构效应

黄土的湿陷性指黄土在一定的压力作用下受水浸湿，土结构迅速破坏而发生显著附加下沉变形的现象。湿陷系数(δ_s)是衡量和评价天然黄土湿陷性的重要指标，其值越大，土的湿陷性越强。

为了取得天然黄土的湿陷系数及其结构状态参数，我们对表6-1所示的代表性黄土进行了结构采样，并在室内进行了相应的湿陷性试验和结构图像分析(表6-1为其统计结果)。在此基础上，进一步对湿陷系数与结构参数之间的相关特征进行了分析，初步确定了天然土结构状态对黄土湿陷性的结构控制特性。

一、湿陷系数与结构参数的关联特性

为了掌握结构状态制约黄土湿陷性的总体规律，首先弄清楚结构参数与湿陷系数之间的关联特性是非常重要的。虽然这项工作显得相当琐碎和繁杂，但却又是非常必要的。其中所蕴藏的丰富信息有时是相当珍贵的。

一般情况下，人们在处理这些数据之间关联特性时，多采用数学统计(如回归分析)的办法。我们认为，结构数据之间的关联特性是相当复杂的，在我们难以对其基本特性做出初步判断之前，笼而统之地采用数学统计方法去分析问题，其效果往往是很不理想，并且常常会遗漏掉许多重要的信息，为此我们也走过不少的弯路。事实证明，数据之间的相关系数大小并不能完全反映地质结构数据对研究对象的相关特性，相关系数值小并不一定意味着问题的双方对应规律性差。所以，我们认为，在讨论结构参数对于湿陷系数的相关特性时，不能受到数学分析结果的束缚，更不能以一种简单的线性关系去硬套复杂的结构现象。合理的方法应当是从结构特征数据分析入手，在联系的、抽象的思维基础上透彻地加以研究。我们在以下的讨论中就力图做到这一点。

1. 结构形态参数与湿陷系数的对应关系

如上(第二章)所说，土的结构形态参数主要包括粒径(Φ_p)、粒度分维(D_p)、扁圆度(K_G)和颗粒表面起伏分维(D_p)等四项，他们从不同侧面刻画了土粒的形态特征。这里我们关心的是这些形态参数与天然黄土的湿陷性是否存在一定的对应关系，相关特性是什么。下而我们将逐一加以分析。

表 6-1 天然黄土湿陷系数与结构形态参数分析结果表

采样地点	层位	湿陷系数	粒径分维	孔径分维	颗粒分维	孔隙分布分维	颗粒表面分维	接触带形态分维	粒径 (mm)	孔径 (mm)	颗粒扁圆度	通过率 (%)
蓝田	L6	0.01065	1.05589	1.01047	1.63306	1.79339	1.13524	1.79384	0.004897	0.004198	0.253168	18.04
	低阶地	0.0605	1.27281	1.12118	1.78344	1.71291	1.13924	1.79435	0.006023	0.006193	0.293453	23.26
白水	L2	0.0314	1.12103	1.14691	1.72402	1.75875	1.12955	1.75932	0.006992	0.004328	0.228418	23.26
	L1	0.0486	0.844745	0.923201	1.77328	1.71171	1.11222	1.76475	0.008725	0.004152	0.235631	19.80
洛川	L2	0.027	0.830103	1.01982	1.68132	1.76083	1.11999	1.77062	0.006469	0.006893	0.272373	25.36
	L4	0.0342	1.22284	1.08131	1.71053	1.7676	1.13352	1.7533	0.006430	0.004467	0.276776	24.45
黑木沟	L6	0.036	1.02472	0.98779	1.78945	1.67747	1.13699	1.78971	0.006729	0.004846	0.279215	17.99
	L8	0.015	1.02668	1.03505	1.77427	1.70491	1.11996	1.73451	0.006947	0.007069	0.242738	25.14
延安	L16	0.0001	1.19106	1.10555	1.79707	1.64983	1.14483	1.83398	0.005815	0.005247	0.294423	13.71
	低阶地	0.0298	0.85334	0.68489	1.75053	1.75925	1.09019	1.69736	0.008356	0.006005	0.252218	25.75
绥德	低阶地	0.0766	0.709047	0.724982	1.77788	1.68432	1.14618	1.68346	0.006043	0.008523	0.183297	20.00
	L2	0.026	0.857265	0.743368	1.78756	1.69755	1.13258	1.6982	0.006580	0.006587	0.176727	20.64
太原	低阶地	0.044	1.22814	1.12504	1.80238	1.68696	1.11335	1.80825	0.005345	0.005411	0.232963	16.68
	高阶地	0.074	1.20079	1.192286	1.77237	1.69906	1.13794	1.72514	0.005181	0.006618	0.275171	20.31
寿阳	L2	0.017	0.74740	0.93596	1.78694	1.70878	1.12606	1.70109	0.007581	0.004037	0.226195	21.90
	低阶地	0.0119	1.16372	1.13718	1.72473	1.69277	1.11294	1.73798	0.006378	0.006696	0.269215	30.80
兰州	高阶地	0.0495	0.812535	0.754389	1.75918	1.74035	1.12421	1.69102	0.009216	0.007788	0.225855	27.18

① 粒径(Φ_p)与湿陷系数关系

图 6-1 为试验土样的平均粒径(Φ_p) (简称粒径下同) 与湿陷系数(δ_s) 的散列图。粗略地看, 这些数据似乎相当地凌乱, 湿陷系数与粒径并无确定的相关特性, 但是深入地分析我们将发现, 这些数据仍有一定的规律性:

——具有湿陷性(即 $\delta_s \geq 0.015$) 的土样, 其粒径值一般在 0.005 - 0.01 之间;

——土样的湿陷系数值受到上下两条倾向相反的边界直线的限制, 这两条直线的方程分别为:

$$\text{上限: } \delta_{s_{\uparrow}} = 0.1112 - 6.7647 \times \Phi_p$$

$$\text{下限: } \delta_{s_{\downarrow}} = -0.02355 + 5.01 \times \Phi_p$$

也就是说, 对于某一粒径而言, 它所代表的土样的湿陷系数值最大一般不超过“上限”($\delta_{s_{\uparrow}}$), 最小不低于“下限”($\delta_{s_{\downarrow}}$)。换言之, 由于受到其它对于 δ_s 也有一定关系的因素的影响, 粒径与湿陷系数的对应关系具有非唯一性。应当说, 产生这样的“灰色现象”在复杂的自然环境中是较为常见的。我们对这类问题的处理方法也是可以接受的。

——从边界走势我们不难看出, 粒径的增大通常会使得土样发生湿陷的几率降低。其原因主要在于大颗粒的比表面积较小, 与水的作用面积相对减小, 因而表现出较高的抗水稳定性。

通过以上讨论, 我们认为天然黄土的粒径对于湿陷系数仍具有特殊的相关性, 虽然其对应关系难以表达为简单的相关算式, 但其灰色属性更具有特殊而丰富的内涵。

② 粒度分维与湿陷系数关系

如图 6-2 所示, 相对而言, 粒度分维(D_{ps}) 与湿陷系数的相关特性较为简单明了, 亦即两者之间具有较为明显的线性对应关系。其回归方程为:

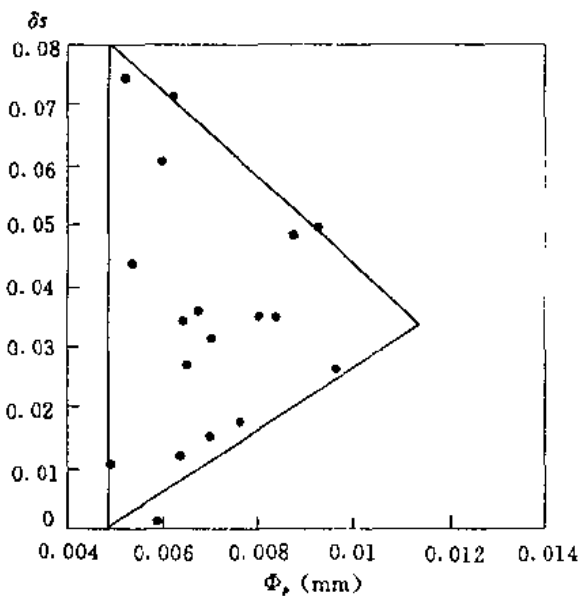


图 6-1 试验土样粒径与湿陷系数关系

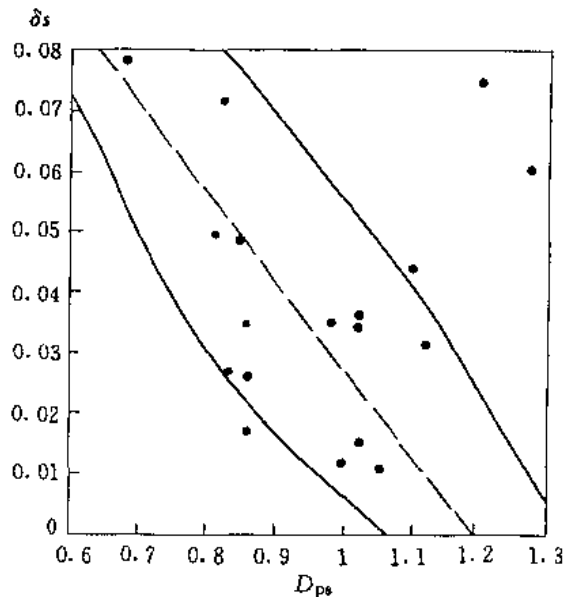


图 6-2 试验土样粒度分维与湿陷系数关系

$$\delta_s = -0.15745 \times D_{pr} + 0.18821$$

因此, 我们知道, 当土的粒度分维值增大时, 其湿陷系数将相对减少, 表明土的湿陷性降低。由于土的粒度分维反映土粒的均匀性或级配状况, 其值越大, 颗粒的均匀性越差。土粒的级配状况对于结构骨架的形成具有重要影响。通常情况下, 均匀性良好的土, 其结构骨架发育较为完善, 浸水条件下因骨架失稳产生的湿陷变形量大。相反地, 如果土的均一性差, 不仅结构骨架不易形成而且由于“填充作用”而使为数有限的骨架得以加固, 因此往往表现出较弱的湿陷性。从这种意义上讲, 湿陷系数随粒度分维值的增大而减小的事实是可以接受的。

③ 扁圆度与湿陷系数

颗粒的扁圆度(K_{ci})表征颗粒的狭长程度, 其值越大, 颗粒的狭长度越小, 愈接近于球体。图 6-3 为试验土样颗粒扁圆度与其湿陷系数的散列图, 可以看到, 两者的线性相关特性也是相当显著的, 其回归方程为:

$$\delta_s = 0.302041 \times K_{ci} - 0.0846122$$

结果表明: 随着土粒扁圆度的增大, 土的湿陷系数亦相应增大, 湿陷性增强。这样的结论似乎不合常理难以接受, 但是, 如果我们把单矿物的形状与集合体的形状联系起来分析, 是不难得到解答的。我们知道, 土粒(集合体)是由狭长性较大的长石、粘土矿物和石英等矿物成分构成, 其形状与矿物颗粒的形状有一定的相似之处。一般情况下, 我们由结构图像所能观察到的仅仅是集合体的外形, 因此如果集合体(土粒)的形状愈接近于球体状, 实际上间接的反

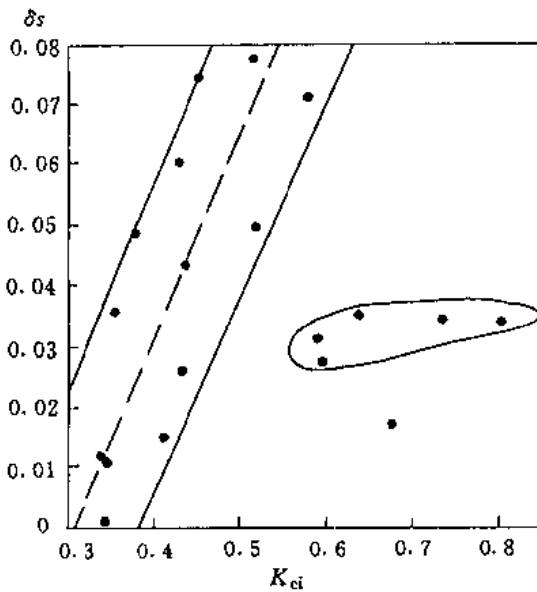


图 5-3 试样扁圆度与湿陷系数关系

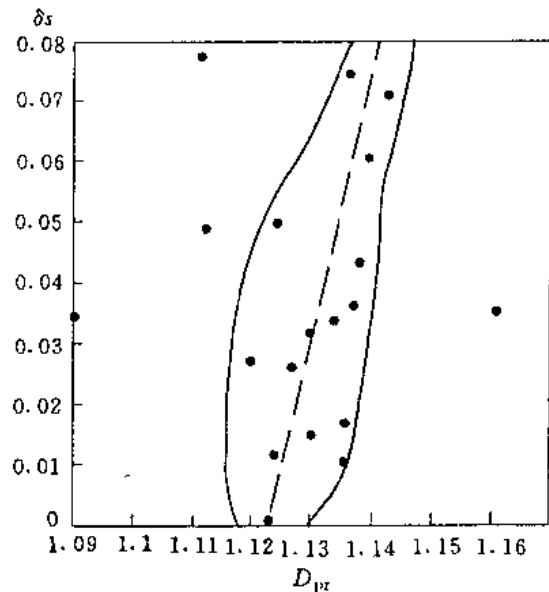


图 6-4 试样颗粒表面起伏分维与湿陷系数关系

映其矿物的集合程度越大, 在浸水条件下结构失稳现象愈严重。

当然, 由于土的湿陷性受多种因素的影响, 在某些情况下土粒扁圆度对湿陷系数的关联性相对要差一些, 因而可能会出现一些反常现象。图 6-3 上右边 6 个点就属于这种情况。

④ 颗粒表面起伏分维与湿陷系数关系

如图 6-4 所示, 颗粒的表面起伏分维(D_{pr}) 与土的湿陷系数亦有较好的线性相关特性, 其回归方程式为:

$$\delta_s = 4.444 \times D_{pr} - 4.9778$$

颗粒表面起伏分维反映颗粒表面起伏程度大小。其值越大, 起伏程度亦越大。因此, 上述回归方程表明土粒的表面起伏程度越大, 其湿陷系数值越大, 湿陷性越强。从结构特征分析看, 土粒外形轮廓不规则(即 D_{pr} 值越大), 颗粒之间的接触性越差, 点式接触的可能性越大, 因此浸水时下沉性越大。

我们还可以看到, 表面起伏分维值的变化区间是相当小的, 而回归直线的斜率较大, 产生的效应是: 起伏分维值的微小变化均将产生幅度较大的湿陷系数值差异。这说明颗粒表面起伏分维对于湿陷系数的敏感性相当大, 相应地误差也大。

2. 颗粒排列结构参数与湿陷系数的对应关系

颗粒的排列特征是一类重要的结构要素, 对土的湿陷性具有明显影响。描述颗粒的排列特征的结构参数包括颗粒定向分维(D_{di}) 和颗粒分布分维(D_{pd}) 两项。

过去, 人们从定性分析角度对颗粒的排列特征与其湿陷性的关系进行过许多有益的探讨, 应当说这项研究工作已经相当深入。但是, 我们感到定性分析存在相当大的随意性, 一些貌似严密的结构排列实际上在自然界中是难以寻觅的。我们不能不怀疑那种简化自然现象的办法所具有的实际存在价值。所以, 我们决定抛弃“形”或“模式”的束缚, 严格地按照建立于定量分析基础之上的分形处理结果去探讨和确定黄土湿陷性与其结构排列特征之间的相互关系。取得的结论具有重现性, 最大限度地克服了人为因素的干扰, 便于岩土工程计算和本构分析的实际应用。应当说, 我们的工作是有意义的。

① 颗粒的定向分维与湿陷系数

颗粒的定向分维值(D_{di}) 反映颗粒的定向性, 其值越小, 定向程度越高。我们知道土粒的定向性对土的压缩性, 特别是抗剪强度有明显影响, 但对土的湿陷性是否存在影响, 却不甚清楚。

图 6-5 为试验土样颗粒定向分维对于湿陷系数的散列图。可以看到, 两者存在着较为显著的线性对应关系, 亦即颗粒的定向分维值越大(土的定向性愈差), 湿陷系数值越大, 湿陷性越强。不过, 这种对应关系受到了其它(如土性)因素的影响, 表现出明显的“群类”相关特性, 亦即图中两个数据群各自线性相关。分析结果表明, 造成此种现象的主要原因在于两者的土性差异性。图中的 I 群以阶地土为主, 而 II 群则以高原黄土为主。这一事实进一步表明, 任何结构参数对于湿陷系数的制约作用均非独立存在, 它们之间是相互联系和制约的。

图中两个群的线性回归方程式分别为:

$$\delta_{s_1} = 15.1351 \cdot D_{di} - 15.5369$$

$$\delta_{s_2} = 8.0 \cdot D_{di} - 8.248$$

从结构特征分析看, 土粒的定向程度越差, 混乱性越大, 易于形成架空的骨架, 结构稳定性差且水—土作用充分, 因而具有较强的湿陷性, 其湿陷系数值较大。

② 颗粒分布分维与湿陷系数关系

颗粒分布分维(D_{pd}) 反映土粒的分布状况。其值越大, 说明颗粒在平面上分布越凌乱, 集团化程度越低。图 6-6 为试验土样之颗粒分布分维与其湿陷系数的数据散列图。可以看到,

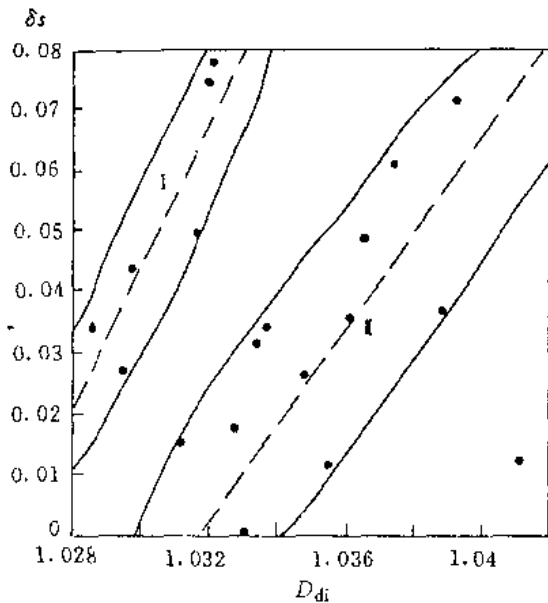


图 6-5 试样颗粒定向分维与湿陷系数关系

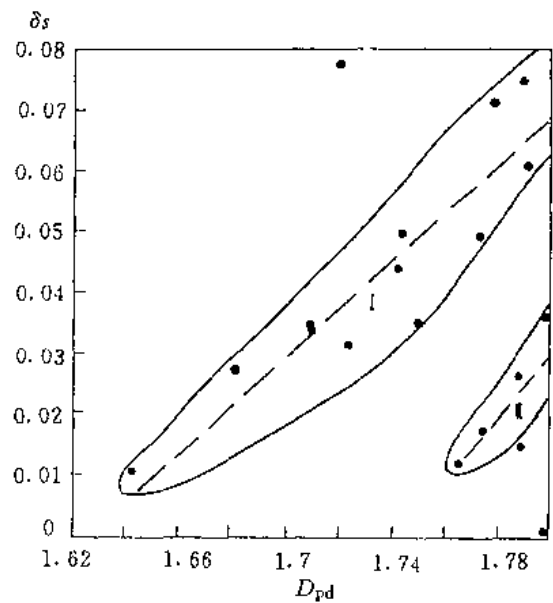


图 6-6 试样颗粒分布分维与湿陷系数关系

它们也具有“群类”相关特性，亦即随着颗粒分布分维值的增大，土的湿陷性增强，湿陷系数增大。其回归方程式分别为：

$$\delta s_1 = 0.306667 \times D_{pd} - 0.4558$$

$$\delta s_1 = 0.6323 \times D_{pd} - 1.10464$$

出现群类现象的原因同样是由于其它因素相互影响的结果。

3. 孔隙特征参数与湿陷系数的对应关系

土的孔隙特性包括孔隙大小和分布状况等方面，我们以孔径 (Φ_b)、孔径分维 (D_{bw}) 和孔隙分布分维 (D_{bd}) 三项结构参数加以描述。土的孔隙性与颗粒的形态有一定的成生关系，因此我们在以下的讨论中将以介绍相关特征为主，对其结构特征不做更多的、重复性的分析和解释。

① 孔径与湿陷系数的关系

有关孔径对黄土湿陷性的影响看法不一，有人认为大孔隙是黄土具有湿陷性的主要原因。通过本次工作，得到了如图 6-7 所示的结果。我们发现，孔径 (Φ_b) 与湿陷系数并无明显的相关特性，孔隙大小对土的湿陷性不起直接的控制作用。因此，那种认为大孔隙是导致黄土湿陷变形的主要因素的看法是难以成立的。

② 孔径分维与湿陷系数关系

孔径分维 (D_{bw}) 表征孔径的相对大小。图 6-8 为试验土样之孔径分维与湿陷系数的数据散列图。可以看到，两者也无明显的相关特性。

③ 孔隙分布分维与湿陷系数的关系

孔隙分布分维 (D_{bd}) 反映孔隙在平面上分布状况。 D_{bd} 值越大，表明孔隙在平面上的密集程度越大，宏观的表现是孔隙比越大。由图 6-9 可知，孔隙分布分维值越大，土的湿陷系数

6-
D
E

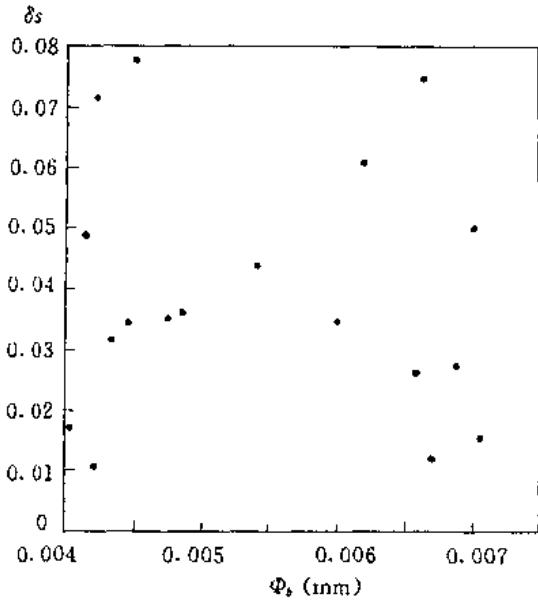


图 6-7 试样孔径与湿陷系数关系

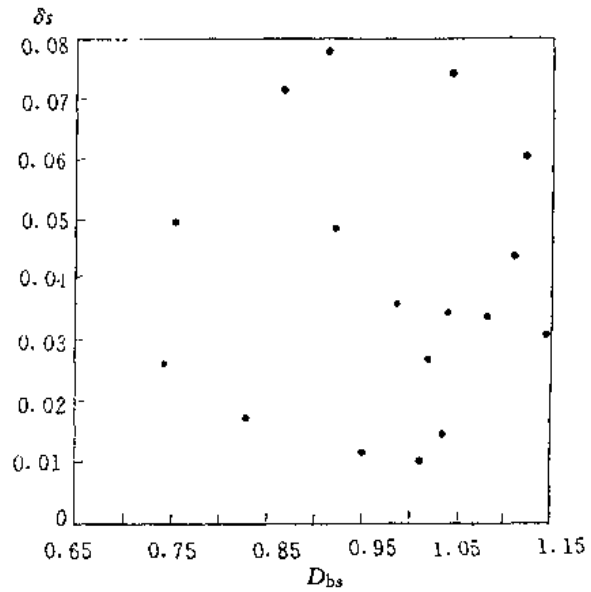


图 6-8 试样孔径分维与湿陷系数关系

值越大，亦即湿陷性越强。这种对应关系可以用如下的回归方程式加以近似表达：

$$\delta_s = 0.727 \times D_{bs} - 1.19952$$

综上所述，黄土的孔隙性对其湿陷性的影响是存在的，但影响程度远比想象的要小得多。事实上，孔隙的大小（包括相对大小）与天然黄土的湿陷性并无直接的关系，而孔隙的空间分布及其数量仍对湿陷性有一定的影响。

4. 接触带特征结构参数与湿陷系数的对应关系

接触带为颗粒间的结合物和颗粒边缘斜坡的总称（详见第二章），我们以接触带分布分维（ D_{cs} ）和连通率（ K_{cs} ）两项结构参数加以定量描述。

① 接触带分布分维与湿陷系数关系

接触带分布分维反映接触带的平面分布状况。通常情况下，其值越大，接触带越发育，平面构型越复杂。

图 6-10 为试验黄土得到的湿陷系数与其湿陷系数的散列关系图。由此我们看到，两者具有较为显著的“群类”线性相关特性。其回归方程式分别为：

$$\delta_{s_1} = -0.5102 \times D_{cs} + 0.9586$$

$$\delta_{s_1} = -0.02431 \times D_{cs} + 0.044$$

因此，我们知道，随着接触带分布分维值的增大，黄土的湿陷系数值将相应降低，湿陷性变弱。从结构特征分析看，出现这一结果是比较容易理解的。因为接触带分维值越高，意味着接触带物质越发育，它们往往对结构骨架起加固作用，因此，浸水时湿陷性能降低。

② 连通率与湿陷系数的关系

连通率（ K_{cs} ）表征粒间孔隙发育状况。其值愈大，粒间孔隙的完整性愈好，发育程度高，连通性好，相反地粒间结合物不甚发育。

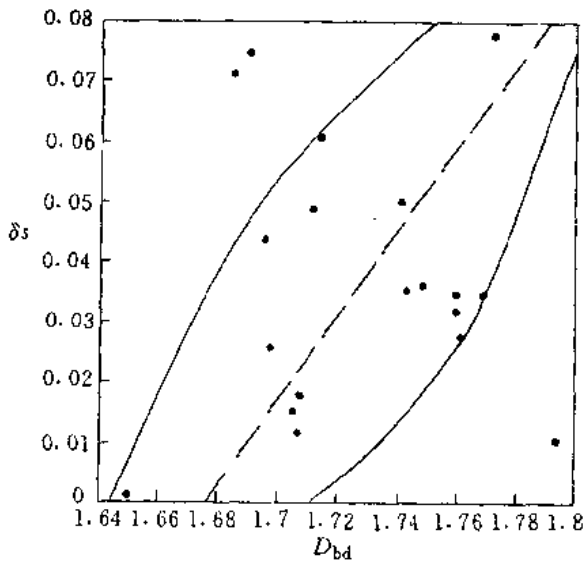


图 6-9 试样孔隙分布分维与湿陷系数关系

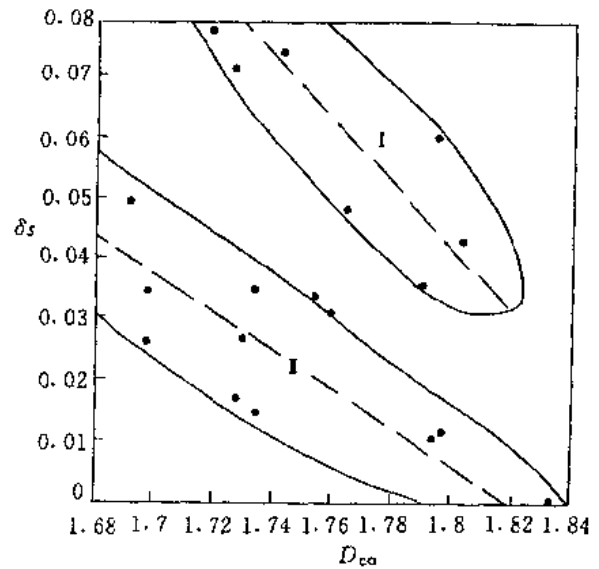


图 6-10 试样接触带分维与湿陷系数关系

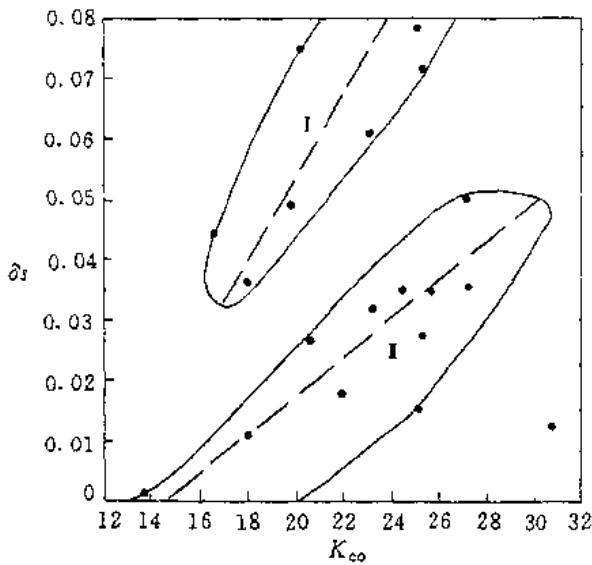


图 6-11 试样连通率与湿陷系数关系

图 6-11 为试验黄土之连通率与湿陷系数的对应关系图，两者具“群类”相关特性，总体趋势是：随着连通率的增大，黄土的湿陷性增强，湿陷系数值增大。事实上，当连通率增大时，粒间空隙增大，湿陷位移的空间加大，因而宏观上表现出较大的变形量。

同样地，引起“群类”相关的主要原因在于其它因素对湿陷系数的影响。黄土湿陷性是多种因素综合作用的结果。

两个数据群系统各自的回归方程式为：

$$\delta_{s_1} = 0.0421 \times K_{co} - 0.0295$$

$$\delta_{s_2} = 0.0029 \times K_{co} - 0.0389$$

二、结构参数对湿陷系数的综合效应分析

迄今为止，我们已就结构参数与湿陷系数的相关特性逐一作了详细的分析，得到的初步认识是：除孔径分维 (D_{bd}) 和孔径 (Φ_b) 与湿陷系数无确定的相关关系外，其余结构参数虽然情况不尽一致，但均存在一定程度的关联性。

当然，我们也应当指出，这些规律性是建立在两两对应相关分析基础上的，没有考虑结构参数本身之间的关联特性。因此，我们可以说黄土的湿陷性受诸多因素的综合制约，但不能肯定每个因素（结构参数）对于某一特定土样均具有同等程度的影响。

6.0 反粘性

在前面的两两相关分析基础上,我们可以进一步利用逐步回归分析的方法开展结构参数与湿陷系数的综合效应分析,以便剔除次要或复合相关的结构参数,筛选出相对独立地对湿陷系数有着重要影响的结构参数,并以量化形式将其综合作用关系确定下来。

分析时我们以湿陷系数为因变量,自变量取上述两两相关时具有较为明显的相关性的9项结构参数,即粒径(Φ_p)、粒度分维(D_{ps})、颗粒分布分维(D_{pd})、颗粒定向分维(D_{di})、扁圆度(K_{ci})、颗粒表面起伏分维(D_{pr})、孔隙分布分维(D_{bd})、接触带分布分维(D_{co})和连通率(K_{co})。表6-2为逐步回归分析时,当 $F_{91} = 1.9$, $F_{94} = 1.9$ 时,得到的各个结构参数的增广相关矩阵,相应的回归系数如表6-3所示。因此,我们认为,影响天然黄土湿陷性的主要且相对独立的结构参数有:粒度分维(D_{ps})、孔隙分布分维(D_{bd})、颗粒定向分维(D_{di})、颗粒表面起伏分维(D_{pr})、接触带分布分维(D_{co})、孔径(Φ_p)、扁圆度(K_i)和连通率(K_{co})七项。

表6-2 结构参数增广相关矩阵

	D_{ps}	D_{pd}	D_{bd}	D_{di}	D_{pr}	D_{co}	Φ_p	K_{ci}	K_{co}
D_{ps}	1.0000	0.0332	-0.1666	0.0860	0.5441	0.6360	-0.7324	0.5644	-0.3895
D_{pd}		1.0000	-0.8119	0.1692	0.0078	-0.0910	0.1334	-0.0553	-0.1779
D_{bd}			1.0000	-0.3257	-0.3066	-0.3126	0.2143	0.0605	0.3846
D_{di}				1.0000	0.4917	0.2955	-0.1502	0.0269	0.1194
D_{pr}					1.0000	0.4309	-0.4529	0.0987	-0.1904
D_{co}						1.0000	-0.6303	0.5703	-0.5040
Φ_p							1.0000	-0.4604	0.3264
K_{ci}								1.0000	-0.0786
K_{co}									1.0000

表6-3 回归系数表

D_{ps}	D_{pd}	D_{bd}	D_{di}	D_{pr}	D_{co}	Φ_p	K_{ci}	K_{co}
0.2210	3.0000	0.2067	0.3917	0.4315	-0.5657	0.7477	0.4539	0.0000

根据表6-4所示的变量剔除过程我们不难看出,在上述七项结构参数中,依据对湿陷系数的相关性决定的影响程度顺序为: D_{co} 、 K_{ci} 、 D_{pr} 、 Φ_p 、 D_{di} 、 D_{ps} 、 D_{bd} 。

表6-4 逐步回归过程说明($F_{91} = 1.9$, $F_{94} = 1.9$)

步序	已引入变量的最小方差	变量名	F_{91}	未引入变量的最大方差	变量名	F_{94}	复相关系数
1				0.1281	D_{co}	3.4979	0.0000
2	-0.1281	D_{co}	3.4979	0.0293	K_{ci}	3.1572	0.3579
3	-0.0293	K_{ci}	3.1572	0.0335	D_{pr}	2.8214	0.3968
4	-0.0335	D_{pr}	2.8214	0.0422	Φ_p	2.2698	0.4370
5	-0.0422	Φ_p	2.2698	0.0132	D_{di}	2.0274	0.4828
6	-0.0132	D_{di}	2.0274	0.0159	D_{ps}	1.9878	0.4963
7	-0.0159	D_{ps}	1.9878	0.0078	D_{bd}	1.9171	0.5620

最后,我们根据分析结果得出了七项结构参数对于湿陷系数的回归方程式为:

$$\delta_s = -0.906 + 0.021D_{1s} + 1.192D_{2s} + 0.232D_{3s} - 0.366D_{4s} + 0.548\Phi_p + 0.254K_{a1} - 0.007D_{6d}$$

(复相关系数 = 0.5496, 剩余标准差 = 0.0243)

该方程式从定量意义上确定了有关结构参数与湿陷系数的关系,可以作为天然黄土湿陷性分析、评价时参考。

第二节 压力与湿陷性关系及其结构特征分析

一、湿陷与压力的关系

工程实践表明,黄土的湿陷性(即湿陷量大小)与其所受的有效压力有关。对此,林在贯先生(1958, 1984)、郑晏武(1982)和陕西省综合勘察院(1973)等曾做过大量工作,取得了许多重要的结论,归纳起来主要有如下几点认识:

① 黄土试样均表现有湿陷系数随压力增强而增大、进而复减的性状,而且黄土的层位越深,这个性状的表现过程愈滞后,即不仅开始显示湿陷的压力愈高而且湿陷系数峰值的到来也愈迟(图 6-12)。

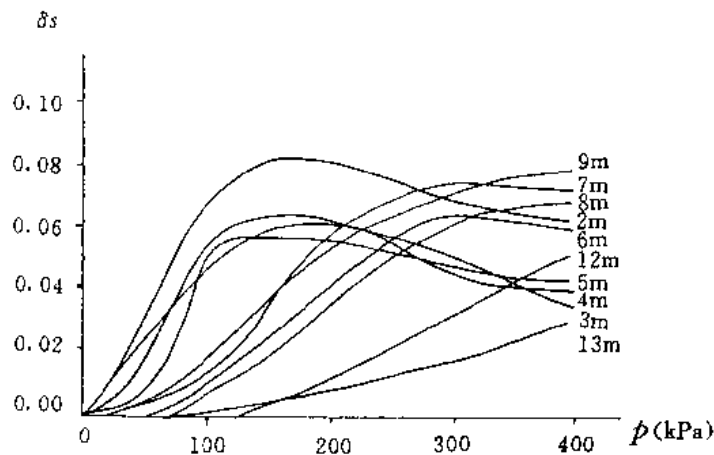


图 6-12 西安东郊黄土湿陷系数与压力关系曲线(据王永炎等)

② 在深度 7—9m 以上湿陷系数峰值所对应的压力为 0.2MPa 左右;再往深处 δ_s 的峰值所对应的压力逐渐增高,因此认为目前工程上采用 0.2MPa 时的 δ_s 作为衡量黄土湿陷性指标是合适的。

③ 在我国黄土的主要分布区愈是偏东南,湿陷起始压力就越高,而不同时代黄土的增高“梯度”颇为一致。

④ 湿陷起始压力的取值标准意见不一,有三种方案,即 $\delta_s = 0.01, 0.015, 0.02$ 。目前,国家标准《湿陷性黄土地区建筑规范》(GBJ 25-90)规定的室内试验取值标准为 $\delta_s = 0.015$ 。

由此可见,关于压力与湿陷性关系研究已较深入,但也还存在一些看法不一致的地方。通过本次对一些典型地点的试验研究,基本取得了与上述结论较为一致的结果(如图 6-13、表 5-6)。但是,我们也发现,湿陷系数随有效压力的变化并非如前人所述的那样平缓,普遍存在着一个变化“平台”(或“跌坎”)。对于阶地土,这一平台的压力范围一般在 0.2—0.4MPa

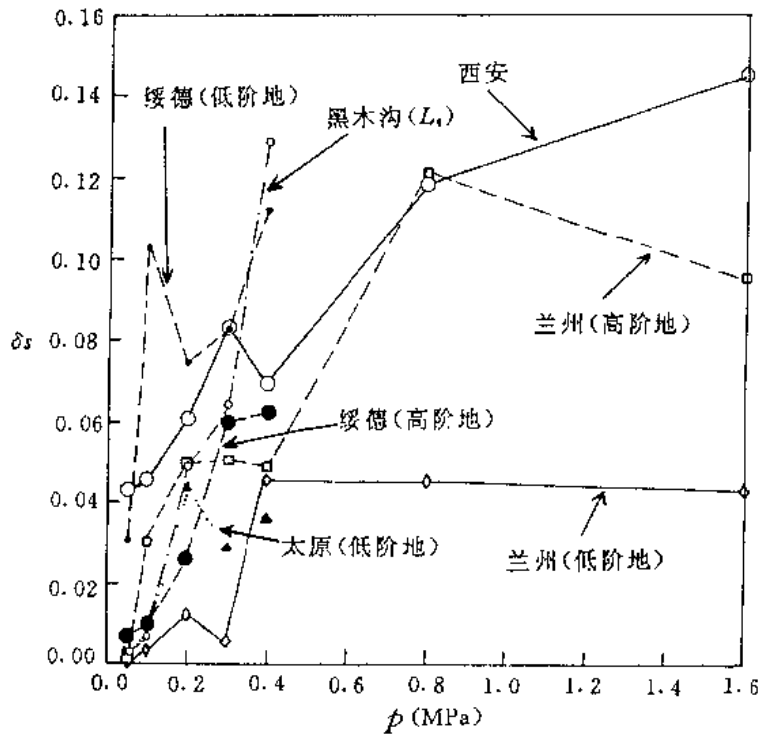


图 6-15 试样湿陷系数与压力关系曲线

之间，而高原土则要高一些。在“平台”上，湿陷系数或变化不大，或略为降低，亦即随着压力的增大，湿陷系数的值并不增大。“平台”所对应的湿陷系数值因土性和地层时代(或埋深)的差异而有所不同。一般地，阶地土位势(即湿陷系数值)较低，高原土位势较高；同类土相比较，时代较新者或埋深较浅者位势较低，时代较老者或埋深较大者位势较高。事实上，在这些平台的左端湿陷系数取得了一次(高)峰值。对于阶地土，这一(高)峰值所对应的有效压力值一般为 0.2MPa，与工程上采用的湿陷性衡量指标(δ_s)的规定压力值相同。因此，从峰值效应看，这一规定值对于阶地土是合理的。

致于产生这种“平台效应”的原因现在还不太清楚，但有一点可以肯定：它在很大程度上与结构的变化或调整有关。在下面的内容中，我们将就此作进一步的分析和讨论。

二、压力对湿陷性影响的结构特征分析

如上所述，压力与黄土湿陷性的关系在宏观效应方面已比较清楚，但对其微观结构影响机制还知之甚少。因此不仅一些现象(如上述的“平台效应”等)尚难以得到满意的解答，而且对于一些重要的工程参数(如起始湿陷压力值等)在选取时也还缺乏足够的结构依据。所以，我们认为，较为透彻地掌握结构对于不同压力下的湿陷系数的影响规律是非常必要的。基于土体的结构状态变化是引起不同压力条件下湿陷系数差异性的重要原因的指导思想，下面我们拟从不同压力条件下浸水前后的结构差异性去分析结构调整时对湿陷性影响情况。

表 6-5 各压力级黄土湿陷系数一览表

样点	层位	0.05MPa	0.10MPa	0.20MPa	0.30MPa	0.40MPa	0.80MPa	1.60MPa
蓝田	L2	0.00235	0.0006	0.01065	0.0034	0.05106		
西安	低阶地	0.04265	0.0455	0.0605	0.0832	0.0693	0.1181	0.1449
白水	L2	0.0019	0.00625	0.0314	0.0691	0.02772		
黑木沟	L1	0.0024	0.00703	0.04855	0.0637	0.1286		
	L2	0.0022	0.0023	0.027	0.032	0.02985		
	L4	0.0001	0.00085	0.03415	0.02095	0.06255		
	L6	0.002	0.00045	0.036	0.025			
	L8	0.0031	0.000471	0.015	0.007	0.00065		
	L16	0.0013	0.00005	0.00085	0.0039	0.00015		
延安	低阶地	0.00656	0.00998	0.02980	0.00363			
绥德	低阶地	0.03062	0.10283	0.07448	0.08282	0.1119		
	L2	0.0065	0.00975	0.026	0.06			
太原	低阶地	0.0022	0.0083	0.04375	0.0286	0.0361		
	高阶地	0.03325	0.0087	0.07444	0.03075	0.0174		
寿阳	L2			0.01735	0.00075			
兰州	低阶地	0.0006	0.00315	0.01195	0.00535	0.0455	0.045	0.043
	高阶地	0.00102	0.03015	0.0495	0.05025	0.0485	0.12065	0.09495

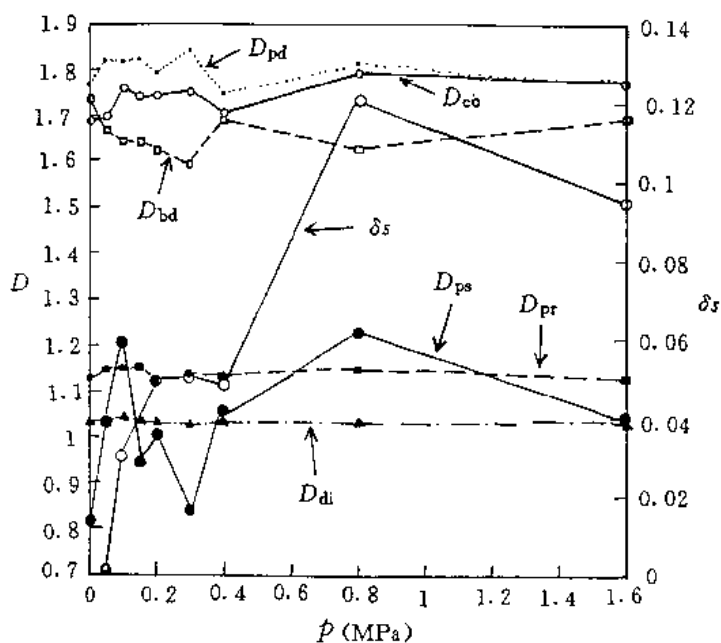


图 6-14(a) 兰州高阶地土结构参数值与压力关系

在第四章里我们曾对压力作用下黄土的结构状态变化规律做过较为详细的讨论, 得到的

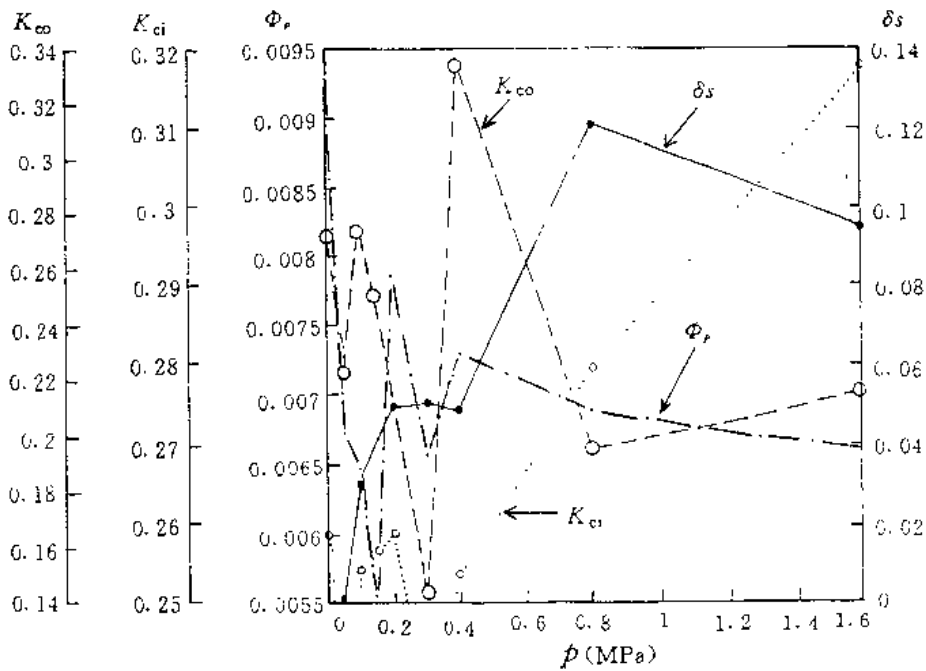


图 6-14(b) 兰州高阶地土结构参数值与压力关系

基本结论是：土的结构调整将随压力的增大而朝着有序化的方向发展，相应地结构的可变性将逐渐降低。但是，湿陷系数随压力增大反而增大的事实使我们无法以此加以解释(图 6-14(a)、(b))。因此，水对结构的作用规律与浸水前压力改变引起的结构变化规律似乎并无必然的联系，有其独特的规律性。在这种情况下，压力不仅造就了浸水前的初始结构状态而且更主要是加速了水与结构要素之间的相互作用。

为了更加清楚地反映浸水前后结构状态的变化情况，我们分别测定了浸水前、后的结构参数数据，并构造了一种被称之为“结构状态变化系数”(J_{sc})的参数，用以反映浸水前、后结构状态调整幅度的相对大小。其定义为：

$$J_{sc} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|J_{i0} - J_{i1}|}{J_{id}}$$

式中， J_{i0} 为浸水前结构参数 i 的值， J_{i1} 为浸水后结构参数 i 的值， J_{id} 为结构参数 i 的值域区间宽度； n 为考虑的结构参数的数目。 J_{sc} 越大，表明其结构调整幅度愈大。 J_{sc} 的值域范围是 0~1。

我们知道(见上节)，影响天然黄土湿陷性的结构参数主要有七项，即 $D_{∞}$ 、 $K_{∞}$ 、 D_{pr} 、 Φ_p 、 D_{di} 、 D_{ps} 和 D_{bd} 。这种影响实际上是天然土结构对于 0.2MPa 压力时的湿陷系数而言，它并不能代表压力变化过程中结构状态对其湿陷性的影响情况，这是因为结构状态已发生了较大的变化，两者之间的关系亦作了相应的调整。所以，我们不能将它们与我们所关心的问题等同起来，结构关系需要重新确定。为此，在以下的结构状态变化分析时我们将首先着眼于总体结构状态的变化及其对 δ_s 影响的情况分析，进而探讨不同结构参数对于这种变化所起的作用。所以，我们在计算 J_{sc} 时考虑的是全部结构参数，取 $n = 11$ 。

表 6-6 为各试验土样的 J_{sc} 计算结果。为了清楚起见，我们以西安低阶地黄土、兰州低阶地黄土和高阶地黄土为例，对分析结果展开进一步讨论。

表 6-6 试样土各压力级结构状态变化系数表

	.05MPa	0.1MPa	0.2MPa	0.3MPa	0.4MPa	0.8MPa	1.6MPa
西安低阶地土	.03746	.07396	.07614	.01671	.02681	.04547	.05161
白水 (L2)	.06221	.04295	.10739	.05764			
黑木沟	L1	.05713		.09559	.06439	.07976	
	L2	.04644	.04117	.04562	.03728	.02661	
	L4	.08471	.06385		.09766	.05210	
	L6	.04182	.03874	.05431	.06829	.07032	
	L8	.04926	.03797	.06778	.05005	.06653	
绥德	低阶地 1	.07352	.07228	.13837	.06645	.07400	
	L2	.08893	.16150	.07822	.03663		
太原	低阶地土	.03353	.05763	.04296	.06966	.02392	
	高阶地土	.03175	.04177		.05916	.08489	
兰州	低阶地土	.03264	.03781	.07134	.03966	.06978	.06872
	高阶地土	.06035	.13455	.04703	.04396	.04820	.04073

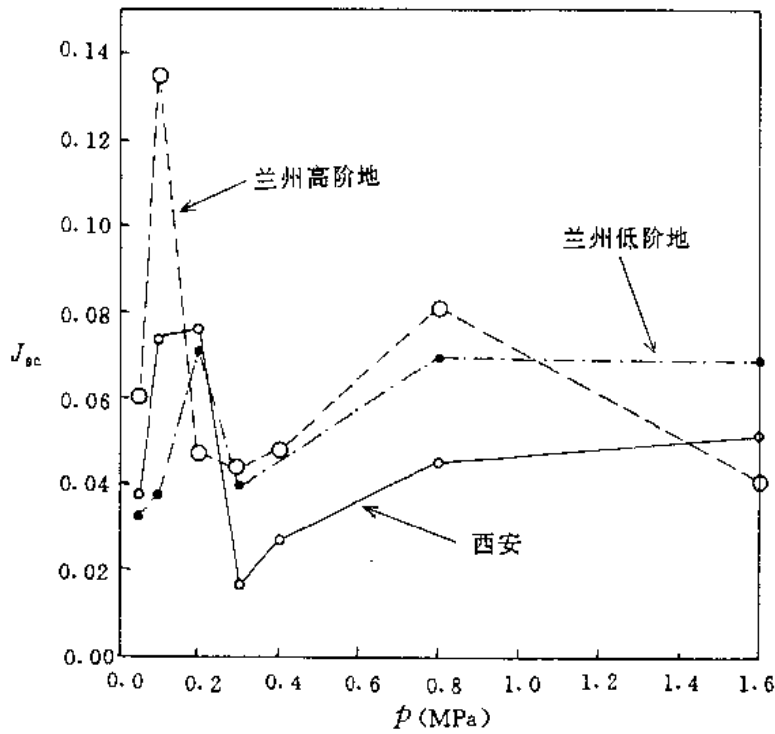


图 6-15 试样 $J_{sc} - P$ 关系曲线

表 6-7 为上述三种土浸水前、后不同压力下的结构试验分析结果。以此为依据，我们分别计算了各压力级下的结构状态变化系数 J_{sc} ，其结果如图 6-15 所示。可以清楚地看到，随

着压力的增大, 这些土样在浸水前、后的结构状态变化也主要是趋于和缓的。这与湿陷系数不断增大的趋势极不相容。另一方面, 湿陷性大的土(如西安低阶地黄土)并不比湿陷性较小的土(如兰州的阶地土)具有更大的结构调整幅度。这样一些现象在其它土样中也有不同程度的反映。对于这种反常现象, 起初我们感到怀疑, 并试图从各种渠道找到问题的症结所在, 但最终的种种事实进一步证明了这种现象的客观存在, 于是我们曾一度对未能取得理想中的结果而感到非常失望。后来, 我们通过对各个压力级下的各结构参数的单项结构调整相对值(即 $|J_{i0} - J_{i1}|/J_{id}$) 与其对应湿陷系数 δ_s 的相关分析(表 6-8) 发现, 除一些反映孔隙变化情况参数(如 D_{bw} 、 D_{bd} 和 Φ_b) 与 δ_s 具有正相关特性外, 其余结构参数均表现为负相关特性, 即随着压力的增大, 这些结构参数的调整幅度将逐渐减少, 这与第四章谈到的(浸水前) 结构状态随压力增大而趋向于平缓的情况是基本吻合的。这一事实说明, 在整个变形过程中, 压力对结构状态的改变起到了最为直接的作用。土样所受的压力越大, 其结构状态的调整难度越大, 表现的结构状态变化系数(J_{sc}) 值也就越小了。

表 6-7 部分土样结构参数浸水前、后变化值

土样	压力	ΔD_{pw}	ΔD_{bw}	ΔD_{pd}	ΔD_{bd}	ΔD_{di}	ΔD_{pr}	ΔD_{co}	$\Delta \Phi_p$	$\Delta \Phi_b$	ΔK_{ci}	ΔK_{co}
西安低阶地黄土	.05	.24570	.00842	.01273	.04119	.00179	.02651	.03132	.00032	.00022	.02335	.02564
	.10	.22905	.32613	.01206	.00912	.00769	.02944	.07459	.00083	.00001	.09980	.06993
	.20	.42254	.44084	.03544	.01130	.00369	.02458	.06063	.00004	.00017	.00525	.01194
	.30	.02081	.04252	.00057	.00984	.00012	.02270	.01829	.00007	.00014	.03460	.02837
	.40	.04512	.16347	.00134	.03624	.00245	.00565	.05205	.00032	.00003	.00096	.00128
	.80	.11585	.06474	.02310	.02171	.00488	.00820	.01072	.00042	.00066	.05170	.13300
	1.60	.08591	.09542	.05589	.02488	.00706	.01418	.00727	.00154	.00140	.00944	.01527
兰州低阶地土	.05	.08038	.18471	.00492	.01417	.00563	.01727	.00861	.00052	.00034	.01597	.00316
	.10	.06663	.15571	.01842	.01424	.00628	.00892	.00802	.00032	.00133	.01594	.00713
	.20	.07967	.12747	.09556	.11370	.00523	.00555	.06175	.00014	.00198	.00463	.12607
	.30	.09246	.12010	.02645	.08499	.00634	.00279	.00839	.00067	.00044	.02622	.00664
	.80	.16925	.33204	.06194	.01296	.00020	.07244	.00015	.00118	.00048	.04700	.02044
	1.60	.34683	.15580	.04296	.06019	.01256	.00000	.01434	.00013	.00111	.10828	.00761
兰州高阶地黄土	.05	.09412	.19843	.03326	.03513	.00258	.03414	.10942	.00073	.00018	.06905	.06424
	.10	.68099	.12749	.00937	.00232	.01099	.03716	.03006	.00251	.00402	.04221	.07277
	.20	.22254	.11471	.02488	.04586	.00116	.00095	.02458	.00083	.00043	.01168	.02191
	.30	.08974	.18956	.03239	.03897	.00209	.02594	.01984	.00000	.00066	.03494	.04892
	.40	.04847	.07325	.04712	.01582	.00275	.00819	.00465	.00085	.00137	.02682	.10857
	.80	.33710	.28871	.02929	.08769	.00224	.03771	.06045	.00001	.00111	.00170	.07858
	1.60	.02734	.03994	.03469	.06129	.00005	.00602	.01321	.00001	.00196	.06437	.01923

表 6-8 单项结构变化系数与 δ_s 的相关系数表

D_{pw}	D_{bw}	D_{pd}	D_{bd}	D_{di}	D_{pr}	D_{co}	Φ_b	Φ_p	K_{ci}	K_{co}
-.2434	-.1456	.2802	.3022	-.0379	-.3065	-.4840	.0539	-.1790	-.3355	-.0096

因此我们说，浸水过程中土体结构的总体调整状况对于黄土的湿陷性并无明显的影响，但土样的孔隙变化仍就与湿陷性有一定的联系，表现为浸水前、后孔径分维(D_{ps})、孔隙分布分维(D_{bd})和孔径(Φ_p)的变化率增大时，其对应的湿陷系数值也较大。这种孔隙变化情况并非黄土所独有，那么究竟是什么因素促使其在湿陷过程中既维持其固有的压力结构调节模式，又无明显独特的结构形态改变痕迹？如果说是结构连接起了主导作用的话，那么，为什么这种作用在宏观的结构形态上并无反映？这些问题对于我们仍就是一个难解之谜。我们恳切地希望广大读者提出宝贵的意见或深入地研究这些问题。

三、关于“平台效应”的结构分析

如上所述，黄土的湿陷系数值随着压力的增大并非单调地增长，在一定的压力段内会出现增长缓慢或基本保持不变或略有降低的情况，即所谓的变化“平台”或“跌坎”。至于为什么会出这种“平台效应”，我们认为其根源主要在于结构变化。为此，我们对其进行了初步的结构分析。

在第四章中，我们曾将变形过程中的结构状态变化划分为三个阶段，即结构扰动阶段、结构重建阶段和结构固化阶段。从图 6-14 和图 6-15 所示的结构调整与其湿陷系数的对应关系看，结构变化“平台”所处的位置正好与结构重建阶段对应。因此，由于结构重建造成的结构波动变化所引起的对黄土湿陷有利和不利的因素，在此阶段到了某种均衡状态，因而宏观的反映是湿陷系数值变化平稳或略有下降。关于这一点，也可以从图 6-16 所示的结构参

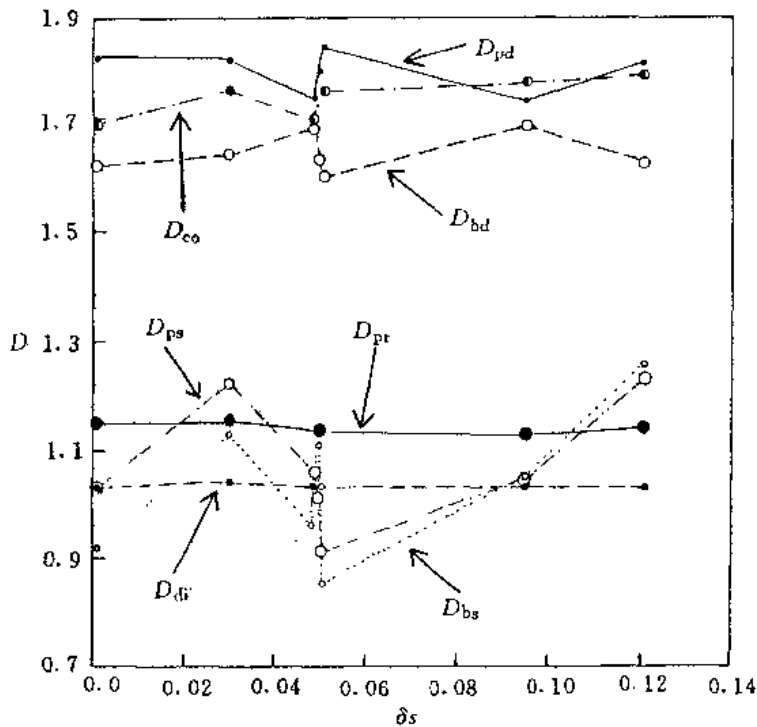


图 6-16(a) 兰州高阶地土结构参数与湿陷系数关系

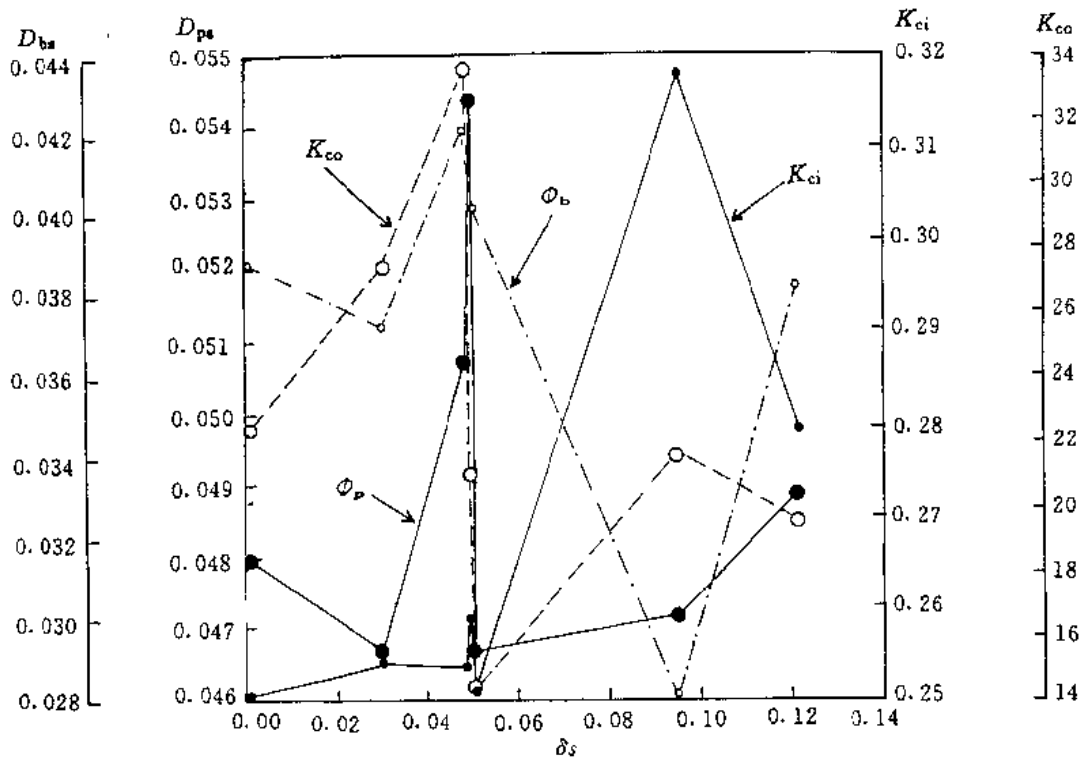


图 6-16(b) 兰州高阶地土结构参数与湿陷系数关系数与湿陷系数的对应关系中得以证明。

第三节 黄土的增湿湿陷效应及其结构特征

水的楔入是黄土湿陷的先决条件。不同的浸水量，其湿陷量不同。张苏民、郑建国等曾深入地研究过水对湿陷性黄土力学性状的影响，并把湿陷性黄土在压力作用下变形达到稳定后由于浸水增湿而产生的附加变形称之为“增湿变形”。他们认为，增湿变形的主要原因归结于水对湿陷性黄土特殊的物质组成和微观结构的影响。基于这一认识，本次工作试图从浸水量大小对其结构状态变化的影响角度去初步探讨水与黄土之间的相互作用及其湿陷效应。

一、黄土的增湿变形特征

为了便于进行结构分析，本次的增湿试验采用的是普通固结仪，并实施常规的压缩试验。浸水量的控制采用滴定法，并以试验完毕后立即测定的试样饱和度为基础数据。各试样的具体试验条件及其结果如表 6-9 所示。可以看到，除个别情况外，大多数土样的控水状况及试验效果还算比较满意。

为直观起见，根据表 6-9 数据，我们整理绘制了几个比较典型的土样的增湿曲线。图 6-17 为压力 0.2MPa 时不同浸水土样的饱和度 S_r 与其对应的湿陷系数 δ_s 的关系曲线；图 6-

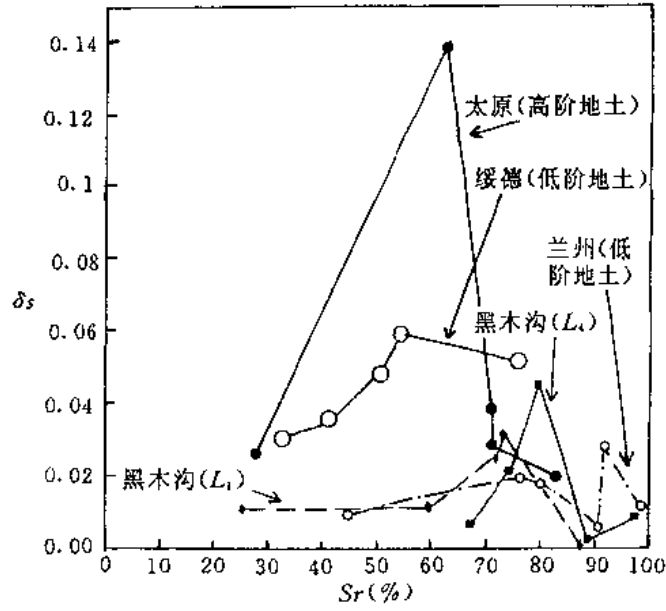


图 6-17 0.2MPa 湿陷系数与饱和度关系

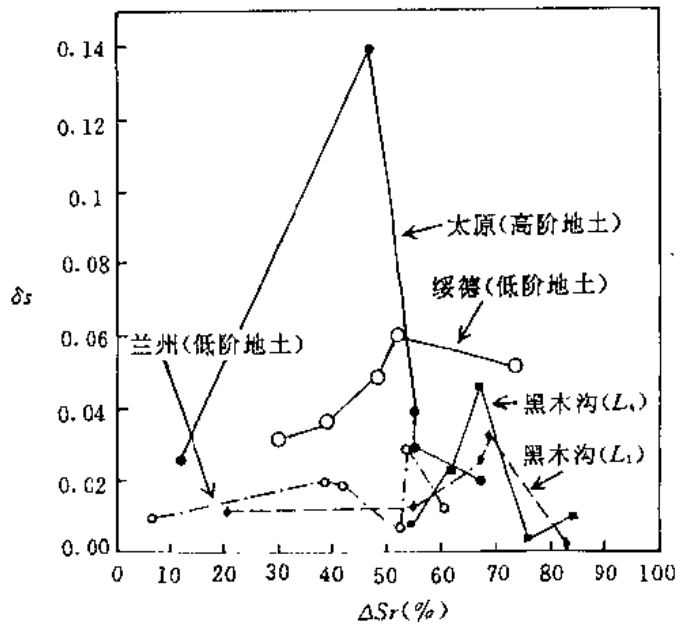


图 6-18 0.2MPa 湿陷系数与饱和度增量(ΔS_r)关系

18 为不同浸水土样相对于天然饱和度增量(ΔS_r) 与其对应的湿陷系数 δ_s 的关系曲线。图 6-19 为太原高阶地黄土不同压力下的湿陷系数 δ_s 值。综合分析这些试验结果, 我们得到的主要结论如下:

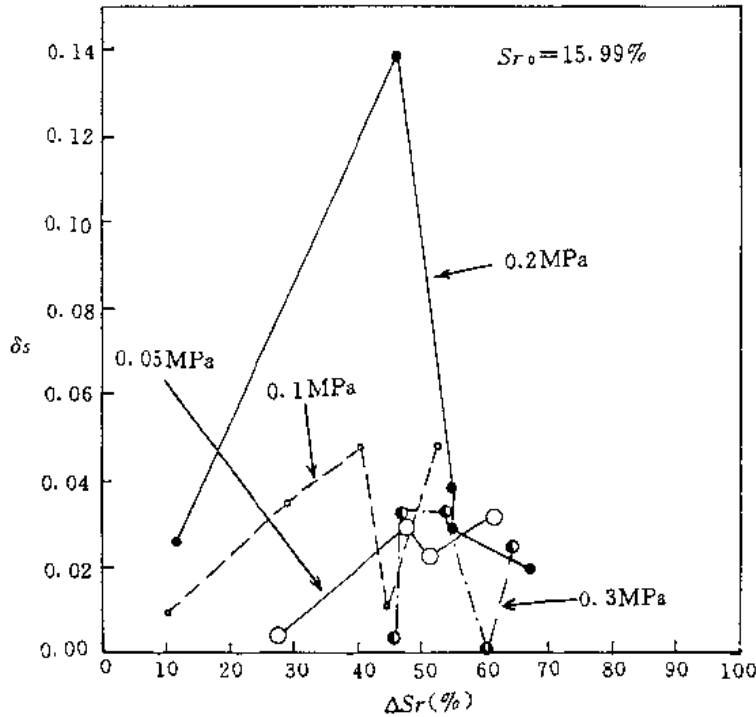


图 6-19 不同压力下太原高阶地土湿陷系数与饱和度增量(ΔS_r) 关系

① 随着土样的增湿水量的增大, 黄土的湿陷量(即湿陷系数)亦相对增大, 但这种增大关系并非一直持续下去, 当达到最大值后却相对下降。

② 黄土的最大湿陷系数值并非位于饱和度最大处(图 6-18), 也就是说, 完全饱和浸水试验得到的湿陷系数值并不是土体的峰值湿陷系数值, 一般略微偏小。这可能是由于这种状态下孔隙水应力有所提高, 从而导致有效应力下降、变形量减少的缘故。

③ 不同的土样或初始状态(即天然饱和度), 其峰值湿陷系数值所对应的饱和度区间(以下简称“峰值饱和度”)不同。一般情况下, 高原黄土比阶地黄土具有更高的峰值饱和度, 相比之下前者的峰值饱和度与其充分浸水时的饱和度差异性较小。就试验土样而言, 黑木沟的峰值饱和度一般为 80% - 90%, 峰值饱和度增量(ΔS_r)一般为 50% - 70%。试验的阶地黄土(太原高阶地黄土、绥德低阶地黄土和兰州低阶地土)的峰值饱和度只有 50% - 70% 左右, 但峰值饱和度增量高达 40% - 50% 左右, 与峰值饱和度接近。

④ 一般地, 在低压条件下, 0.2MPa 压力时的湿陷系数值最大(在本节的第二部分亦有相近的结论), 压力对增湿峰值饱和度的影响并不大, 具有较为稳定的值域区间。就太原高阶地黄土而言(图 6-19), 这个峰值饱和度区间为 60% - 70% 之间。

值得注意的是, 上述结论的取得是建立在为数有限的土样试验基础之上的, 由于控水精

度不够,难以获得更多的试验数据,因此,未能建立有关的土力学方程,需要做进一步的研究。

二、增湿变形的结构特征

上面我们已讨论了增湿变形的一些宏观特征,在此我们将主要以黑木沟的黄土为例进一步讨论增湿条件下土样的结构变化规律及其与湿陷变形的关系,对水与土结构之间的作用机制取得初步认识。

利用表6-8所示的黑木沟L1土样的试验分析结果,并同时参照其浸水前的结构参数值,我们首先计算了各个增湿水平下的结构状态变化参数(J_{sc}),其结果如图6-20所示。可以看到,土样的结构状态变化参数 J_{sc} 与其湿陷系数值 δ_s 具有相似的变化形态,也就是说,结构状态调整与湿陷变形是基本同步的,两者具有较好的线性相关关系,可以用下式加以表达:

$$\delta_s = -0.00246 + 0.234888 \times J_{sc}$$

其相关系数为0.453。

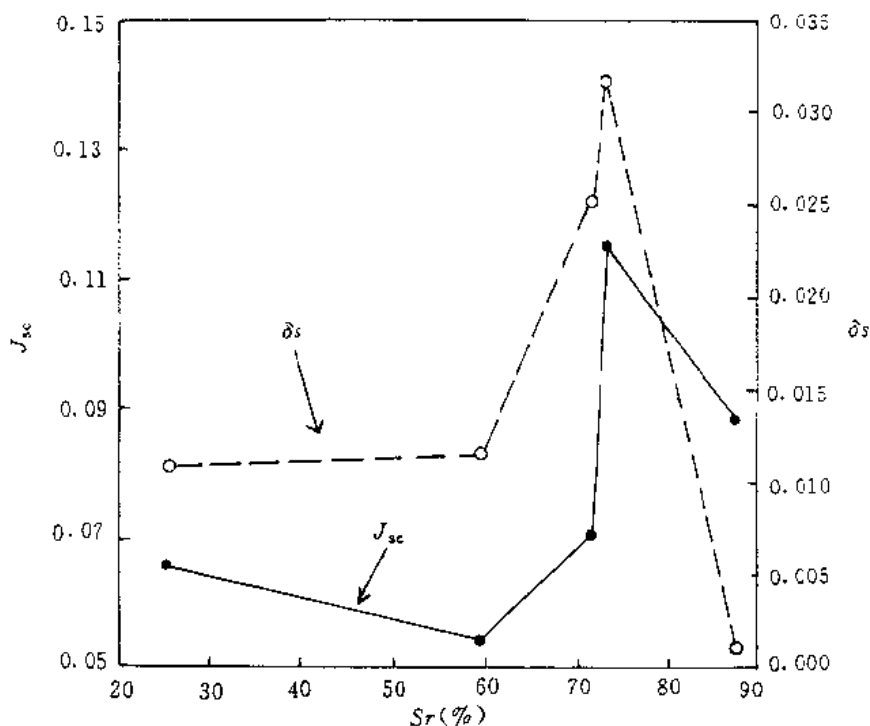


图6-20 黑木沟(L1)土样 J_{sc} 值与饱和度关系

由图6-20还可以看到,土样的峰值湿陷系数值对应的结构状态变化系数 J_{sc} 也处于峰值状态,比饱和浸水时的 J_{sc} 大。因此,我们认为峰值湿陷现象的出现直接起因于显著的结构状态调整。

为了更加清楚地反映增湿条件下的结构要素变化情况,我们绘制了如图6-21所示的结构参数变化曲线。由此可见,土样的结构调整具有如下特点:

——与湿陷系数变化有大体上的一致性的结构参数主要有:接触带分布分维(D_{co})、颗粒表面起伏分维(D_m)、粒度分维(D_{ps})、孔径(Φ_b)和粒径(Φ_p)等五项,因此可以认为增湿条件下这五种结构参数的变化是导致结构状态变化的主要因素,也是引起增湿湿陷,特别是峰值湿

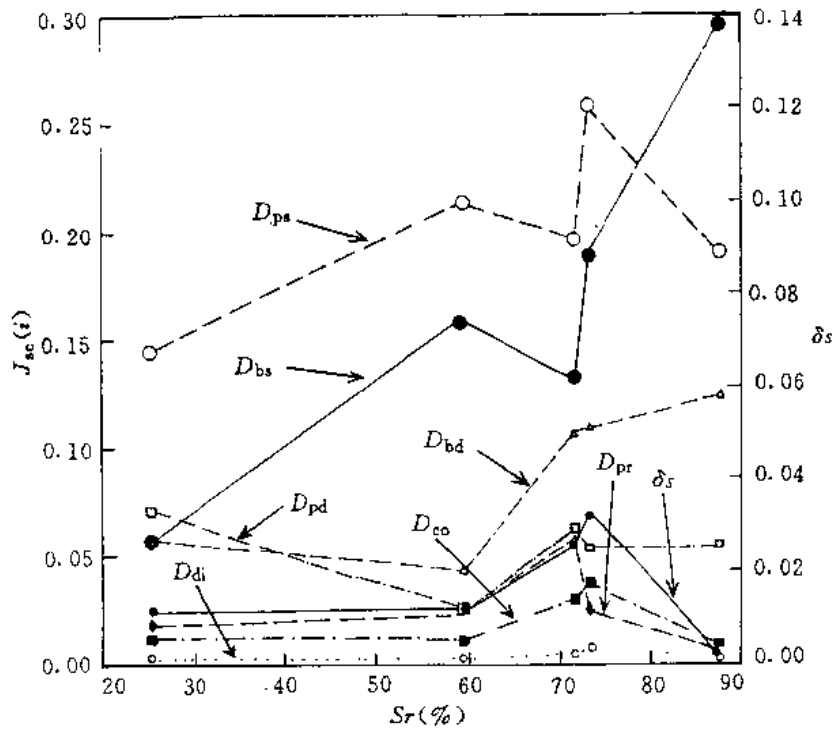


图 6-21(a) 黑木沟(L1) 土样 $J_{sc}(i)$ 值与饱和度关系

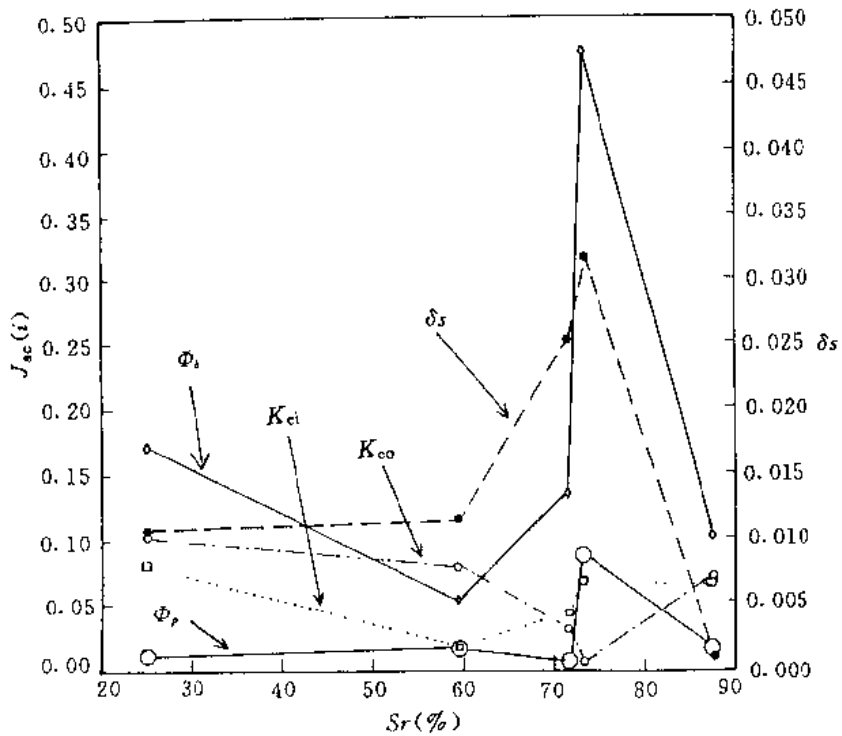


图 6-21(b) 黑木沟(L1) 土样 $J_{sc}(i)$ 值与饱和度关系

陷现象的直接原因。

——增湿过程中,颗粒的定向性并没有较大的改变,而颗粒和孔隙的大小却变化较大,表现为 D_{ps} 、 D_{ls} 、 D_{lsd} 和 Φ_0 等四项结构参数的单项变化系数($J_{sc}(i)$)随 S_r 变化而明显起伏变化。前三种结构参数多呈线性增大趋势,加剧了结构的复杂性。

——在饱和浸水状态下,土体的结构调整一般不太显著,只有孔隙大小的调整幅度较大,但它并未造成对湿陷系数的较大影响。因此,我们认为对土的增湿湿陷具有重要作用的上述五项结构参数中,起关键作用的结构要素只有三个,即接触带分布分维(D_{∞})、颗粒表面起伏分维(D_{pr})和粒度分维(D_{ps})。也就是说,接触带形态、颗粒表面起伏程度以及颗粒的相对大小对于增湿湿陷具有最为直接的影响,其对应的分维值与湿陷系数具有较好的相关特性。

第四节 关于黄土湿陷机理的初步认识

在本章的前三节里,我们已就黄土的天然结构及其对湿陷性的影响、压力对湿陷性的影响以及增湿水量对湿陷性的影响等方面问题进行了较为深入的探讨,从结构分析角度取得了一些有益的结论和看法。作为对这些成果的一种归纳,本节将在此基础上对黄土的湿陷机理提出作者的初步看法。

已有的结构分析结果表明,黄土的天然结构状态对其湿陷性有着重要的影响。一般地,初始结构形态分维值越高,其结构复杂性越显著、层次性越强。结构的总体稳定性越差,在水及压力的作用下易于产生湿陷变形。其中,天然黄土的接触带分布形态、颗粒形状与排列状况起着最为重要的作用,而黄土的孔隙性(尤其是孔隙大小)对其湿陷性影响并不大。

不同压力条件下,黄土的湿陷情况较为复杂,压力与湿陷系数之间并非简单的单调递进关系,在中等压力(如 0.2~0.4MPa)时,湿陷增幅明显减缓,其结构调整行为总体符合由结构恢复—再造—固化的发展历程。但是,从浸水前后的结构变化情况看,压力的增大与其结构形态的调整幅度并不协调。

因此,我们认为,黄土在浸水条件下的湿陷性是一个多因素综合作用的结果。除结构连结性以及土性差异对其具有非常直接且显著的控制作用外,高分维状态结构的存在为其产生湿陷变形提供了空间条件,也是其重要的制约方面。在压力及水的驱动下高分维土向低分维土转化并导致位势降低,是土体宏观湿陷变形的微观变化机制所在。当然,这种变化规律是相当复杂的,并同时受到了其它因素(如结构连结性和土性等)的交叉影响,因而结构状态的调整常常不能与其变形过程协调一致,给土性分析造成障碍。

由于本次工作的重点在于真实地反映黄土湿陷的结构变化规律,但未能将结构连接以及土性特征等因素纳入统一的分析系统之中,因此,对上述有关湿陷机理的认识仍旧是相当肤浅的,一些本质性问题仍需要做更加全面系统的研究工作。

第七章 粘性土天然微结构形态模式的建立

粘性土天然微结构特征是千差万别的,准确地说,不存在完全一定的结构模式。然而,众多的工程活动表明,很有必要对土体的典型结构特征进行归纳分类,以便从整体上把握住不同土体的性质差别,达到快速、准确地开展工程实践活动之目的。

典型结构形态模式是对微结构形态特征的一种高度概化,立足于提取显著结构要素的信息、反映土体的主要结构特征,所以它一直是土质分类的重要依据。

鉴于本次所采集的软土和膨胀土原状样品数量较少,其相应结构模式的建立有一定困难且意义不大,所以这里我们主要对黄土的天然结构特征进行初步的分析归纳,以建立起相应的微结构形态模式,从而反映有关黄土在性质上的差异性。

第一节 天然黄土典型微结构形态模式的建立

一、建模方案的确定

众所周知,人们在确定结构模式时,主要依据结构形态的定性特征加以归纳,具有很大的随意性和非推广性。合理的建模应当建立在定量化指标的综合归纳之上,其结果虽可能没有或难以准确表述出一定的形态,但事实上它代表了一类特性相似的结构类型,并具有显著的工程特性,也避免了人为的随意性,具有横向可比性。因此,我们考虑的建模原则主要有:(一)在以反映主要特征的前提下,尽可能多的容纳结构要素信息,使结构模式具有鲜明、准确的特性。否则,往往造成结构要素简单的罗列,没有较高的使用价值。(二)每一种结构模式都有定量结构参数指标限定,而不是概括性的定性描述。(三)所建微结构形态模式应能反映出粘性土在主要工程特性上的差异性,即通过结构模式能判断土的性质,以便直接为工程活动服务。

我们认为粘性土复杂的结构形态是其结构要素多变的组合形式的反映。就单个结构要素而言,其形态复杂程度要小得多,这是本次建模一个总的前提。基于上述考虑,拟采用以下建模方案:

1. 根据结构要素对结构形态的隶属程度大小,并同时考虑参数之间的交叉作用程度及其对工程性质的制约关系,首先对结构参数进行筛选,以突出重点和典型特征。
2. 进行参数指标的划分,依此作为结构要素基本类别划分的依据。
3. 根据参数指标的划分等级,建立各结构要素子模式,依此作为综合模式的基本组合单元。
4. 将各结构要素的子模式进行特征组合,形成综合结构模式。
5. 以建立的综合结构模式特征为标准,确定本次黄土样品的典型微结构形态模式归属。

二、粘性土微结构形态的主要定量参数的选取

根据第二章对微结构形态体系的讨论我们知道,粘性土的结构形态由四种结构要素构

成,即颗粒形态、颗粒排列特征、孔隙性和接触带特征。实际上,颗粒形态和颗粒排列特征在描述对象上是统一的,即针对的都是颗粒。因此,为了突出重点,亦可将它们进行归并,这样结构要素由三大部分组成,即颗粒形态、孔隙性和接触带特征。

为了更进一步地反映粘性土结构形态的主要定量特征,选取具有较强代表意义的定量结构参数指标是十分必要的。结构参数指标的选取我们主要考虑了如下几条原则:

1. 应突出结构要素空间尺度的绝对大小特征,如粒径、孔径。因为它们反映了土体的总体面貌。不同级别的粒径和孔径在一定程度上对土体的工程特性起着控制作用。

2. 应突出结构要素的均一化程度、空间分布情况和排列方向等。因为它们表征了土体的一种混乱或复杂程度。这些特征的定量参数都是用分维表示的,而分维具有无量纲性,所以可以将它们统一起来,以各参数分维之和(D_p)的大小来表示土体这种复杂程度的高低。将 D_p 定名为颗粒分维(严格地讲,它已不是分维,但为了方便暂且如此称呼)。由于孔隙特性在很大程度上受颗粒形态特征的控制,所以在结构参数指标选取时不予重复考虑。

3. 突出接触带发育程度。接触带特征在一定程度上间接反映了土体的结构连结情况,对土的性质有着重要影响。

按以上三条原则,我们在进行结构模式建造时选取四种定量结构参数指标,其内容如表7-1所示。

表7-1 微结构模式结构要素表

结构要素	颗粒形态		孔隙性	接触带
参数指标(代码)	粒径(Φ_p)	颗粒分维(D_p)	孔径(Φ_h)	接触带分维(D_w)

其中

$$D_p = D_{ps} + D_{pd} + D_{di} + D_{pr}$$

D_p - 颗粒分维; D_{ps} - 粒径分维; D_{pd} - 颗粒分布分维; D_{pr} - 颗粒起伏分维。

三、结构参数特征指标等级划分

结构参数指标等级的划分,是建模过程中极为关键的一步。它直接关系到所建模式有无实用性和推广价值。为了使所建模式具有一定的代表性,我们在进行结构参数指标等级划分过程中,将有关工程规范与样品结构数据统计分析结合起来考虑。具体地讲,就是对一些在工程规范中已有明确规定的结构参数界限,以规范为准。对迄今为止还没有统一规定的结构参数(如 D_p 等)在进行统计分析的基础上,进行适当的外延,来进行等级的划分。按以上原则我们对粒径(Φ_p)、孔径(Φ_h)、颗粒分维(D_p)和接触带分布分维(D_w)进行了等级划分。

1. 粒径(Φ_p)等级划分

众所周知,天然黄土物质成份以粉粒(0.005~0.05mm)为主,其百分含量在50%以上,这是黄土区别于其它沉积物的重要标志之一。同时,黄土的这种特殊物质组成也在很大程度上决定了其特殊的工程性质。在本次工作当中,以平均粒径来表示黄土总体粒径特征。通过运用数理统计分析的方法,对本次采集黄土样品平均粒径总体分布情况进行统计分析,得到黄土平均粒径变化区间一般界于0.005~0.05mm之间(图7-1),这与上面所提到的黄土物质组成特征相吻合。为了更为细致的研究不同粒级颗粒对黄土工程性质的影响,在此基础上我们将黄土的平均粒径划分为两个等级:

粗粉粒级: $0.01\text{mm} < \Phi_p < 0.05\text{mm}$

细粉粒级: $0.005\text{mm} < \Phi_p < 0.01\text{mm}$

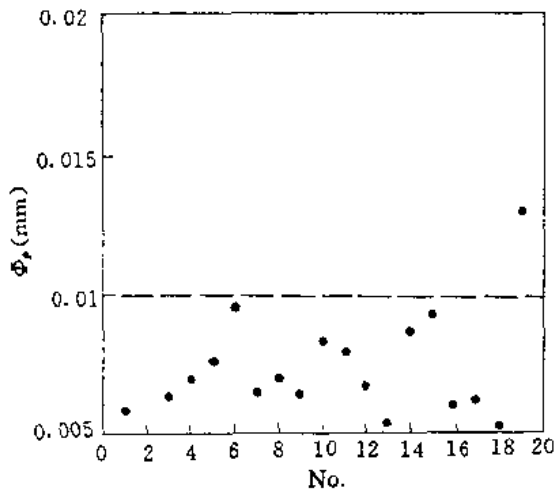


图 7-1 试样平均粒径散点图

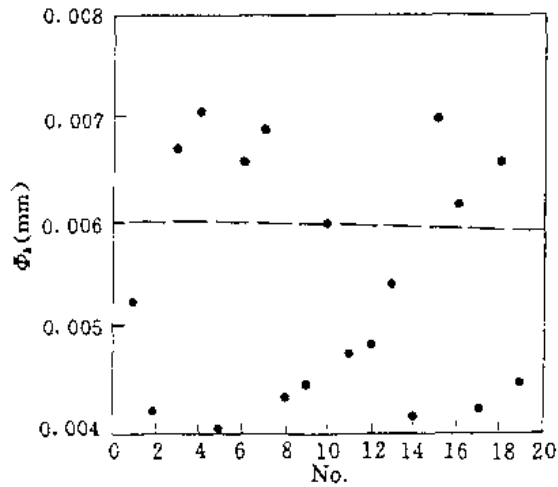


图 7-2 试样平均孔径散点图

2. 孔径(Φ_b) 等级划分

由于平均孔径这项结构参数指标具有极不稳定的特点,加之不同的测试手段所测得的结果也不尽相同,所以至今还未达成统一认识。因此本项参数指标等级的划分主要以我们图像处理结果为主要依据进行。将处理结果作统计分析,结果见图 7-2。

从图中看到数据点的分布基本分为两个亚群:即 $0.006\text{mm} \sim 0.008\text{mm}$ 和 $0.004\text{mm} \sim 0.006\text{mm}$ 。考虑到本次采样在数量上的局限性,我们将统计分析结果作适度的外延,得到以下三个不同的级别:

- 大孔隙: $\Phi_b > 0.01\text{mm}$
- 中孔隙: $0.006\text{mm} < \Phi_b < 0.01\text{mm}$
- 小孔隙: $\Phi_b < 0.006\text{mm}$

3. 颗粒分维(D_p) 等级划分

由颗粒分维定义可知,颗粒分维为粒度分维(D_{ps})、颗粒分布分维(D_{pd})、颗粒定向分维(D_{di})和颗粒起伏分维(D_{pr})之和。而以上四项参数的值域区间分别为:

- 颗粒粒度分维(D_{ps}): $0.8 \sim 2$
- 颗粒分布分维(D_{pd}): $1 \sim 2$
- 颗粒定向分维(D_{di}): $1 \sim 2$
- 颗粒起伏分维(D_{pr}): $1 \sim 2$

因此,颗粒分维(D_p)总的值域范围是 $3.8 \sim 8$ 。将现有结构样品的 D_p 数据进行统计分析(图 7-3),发现颗粒分维(D_p)数据点基本上集中分布于两个子区间,即 $3.8 \sim 5$ 和 $5 \sim 6$ 。按上面两个参数同样的划分方法将颗粒分维(D_p)划分为三个等级:

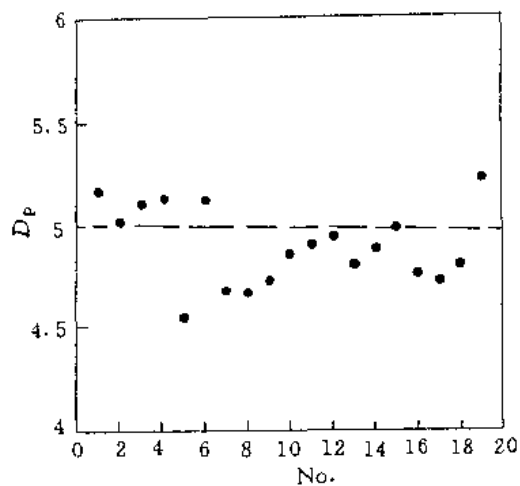


图 7-3 试样颗粒分维散点图

- 高颗粒分维: $D_p > 6$
- 中颗粒分维: $5 < D_p < 6$
- 低颗粒分维: $3.8 < D_p < 5$

4. 接触带分维 (D_{co}) 等级划分

按接触带分维定义, 其值域区间为 $1 \sim 2$ 。将黄土结构样品接触带分维 (D_{co}) 数据进行统计分析(图 7-4), 其数据点分布可细分为三个亚群, 分布区间分别为: $1 \sim 1.68$, $1.68 \sim 1.78$, $1.78 \sim 2$ 。所以我们将天然黄土接触带分维划分成三个等级:

- 高接触带: $1.78 < D_{co} < 2$
- 中接触带: $1.68 < D_{co} < 1.78$
- 低接触带: $1 < D_{co} < 1.68$

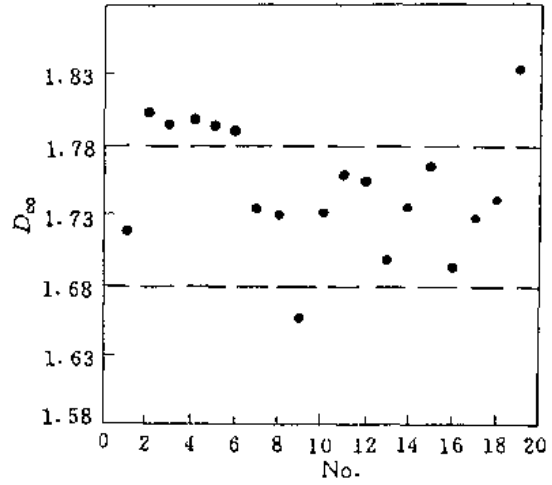


图 7-4 试样接触带分布分维散点图

四、综合微结构模式建立

在完成主要结构参数指标等级划分之后, 根据这些指标等级确定各结构要素的子模式, 结果见表 7-2。

将表中各结构要素子模式进行特征组合即可构成综合微结构形态模式。

表 7-2 天然黄土微结构形态要素子模式一览表

结构要素子模式类别	粒径(mm) (Φ_p)	颗粒分维 (D_p)	孔径(mm) (Φ_b)	接触带分维 (D_{co})	主要特征
颗粒形态	1	0.01 ~ 0.05	> 6.0	—	粗粉粒、高颗粒分维
	2	0.01 ~ 0.05	5.0 ~ 6.0	—	粗粉粒、中颗粒分维
	3	0.01 ~ 0.05	3.8 ~ 5.0	—	粗粉粒、低颗粒分维
	4	0.005 ~ 0.01	> 6.0	—	细粉粒、高颗粒分维
	5	0.005 ~ 0.01	5.0 ~ 6.0	—	细粉粒、中颗粒分维
	6	0.005 ~ 0.01	3.8 ~ 5.0	—	细粉粒、低颗粒分维
孔隙带	1	—	> 0.01	—	大孔隙
	2	—	0.006 ~ 0.01	—	中孔隙
	3	—	< 0.006	—	小孔隙
接触带	1	—	—	1.78 ~ 2	高接触带
	2	—	—	1.68 ~ 1.78	中接触带
	3	—	—	1 ~ 1.68	低接触带

综合微结构形态模式的定名以反映各结构要素特征为原则, 其格式为:

综合微结构形态模式 = 颗粒粒径 + 颗粒分维 + 孔隙 + 接触带

例如: 粗粉粒 — 低颗粒分维 — 中孔隙 — 低接触带结构

综合上述微结构形态模式建立过程, 我们认为这种建模方案具有以下特点:

—— 以定量参数为建模依据, 使所建模具有较高的可信程度, 而且形态模式识别简便易行。避免了定性描述模式在识别方面带来的困难, 因此具有较高的可比性和重现性。

7
D
灰
粘
性

——以微结构要素子模式为基本单元进行组合形成综合模式的方法,使得模式的建立具有一定的预测性,这就扩展了建立微结构形态模式的工程意义,使得我们能够用发展的眼光去认识黄土微结构特征及其工程性质。

——由于本次样品数量的限制,在结构参数指标等级划分时,其界限值可能存在偏高或较低的问题,这需要作进一步的工作加以验证核实。

总之,本次微结构形态模式建立方法是对土体微结构形态特征研究的一种初步探索,需在以后的工程实践中进一步完善和修正。

第二节 典型微结构形态模式特征及其主要工程性质

建立微结构形态模式的主要目的是为了便于对土体进行识别,以便于在工程实践中快速、准确地认识其主要结构特征和工程特性。在上一节我们对不同的微结构形态模式的参数指标的值域区间作了明确地规定,并给定了结构形态模式的定名格式,按照这些规则和格式,我们对本次工作过程中所采集的黄土样品进行了模式识别,归纳出的微结构形态模式主要有以下8种类型(表7-3):

表7-3 天然黄土典型微结构形态模式表

模式类别	微结构形态模式名称	土样实例	主要工程性质
I	细粉粒—中颗粒分维—小孔隙—高接触带结构	黑木沟(L16)	无湿陷性
II	细粉粒—低颗粒分维—小孔隙—高接触带结构	蓝田(L6)	无湿陷性
III	细粉粒—低颗粒分维—中孔隙—高接触带结构	兰州低阶地	无湿陷性
IV	细粉粒—中颗粒分维—小孔隙—中接触带结构	白水(L2)	湿陷微弱
V	细粉粒—低颗粒分维—小孔隙—中接触带结构	黑木沟(L1)	湿陷性较强
VI	细粉粒—低颗粒分维—中孔隙—中接触带结构	兰州高阶地	湿陷性较强
VII	细粉粒—中颗粒分维—中孔隙—中接触带结构	西安低阶地	湿陷性强
VIII	粗粉粒—低颗粒分维—中孔隙—低接触带结构	绥德低阶地	湿陷性极强

I. 细粉粒—中颗粒分维—小孔隙—高接触带结构

这种结构形态类型的黄土一般常见于早、中更新世老黄土地层之中。其平均粒径较小且颗粒均一化程度差,颗粒在土体内部空间分布凌乱,表现了一种在上覆土层的高压作用下形成的高度复杂的颗粒形态特征。此外,其胶结程度较高,接触带发育使其具有总体结构致密、连通性差的特点。该种结构形态类型黄土湿陷系数一般 < 0.015 ,为不湿陷黄土。其压缩系数(a_{1-2})在0.05左右。

II. 细粉粒—低颗粒分维—小孔隙—高接触带结构

这种结构形态类型的黄土为高原黄土的一种,其明显特点是小粒径、低颗粒分维,表明其颗粒的均一化程度较高,颗粒呈集团化分布;胶结物含量高,颗粒之间胶结良好;土体内部孔隙不发育。具有结构致密、粘土化程度高的特点。该种结构类型的黄土湿陷系数一般低于0.015,为不湿陷黄土。压缩系数(a_{1-2})变化区间为0.05~0.1。

III. 细粉粒—低颗粒分维—中孔隙—高接触带结构

该种结构形态类型土的颗粒形态和接触带特征与第二种基本相似，即颗粒平均粒径较小、颗粒均一化程度高、颗粒呈集团化分布，接触带发育。但明显不同的是其平均孔径较大，表明土体具有高孔隙性的结构特征。该类型土湿陷系数低于 0.015，为不湿陷黄土。其压缩性较高，压缩系数(a_{1-2})大于 0.1。

IV. 细粉粒—中颗粒分维—小孔隙—中接触带结构

该种结构类型的土为高原黄土的一种常见类型，其颗粒平均粒径在 0.005 ~ 0.01 之间，颗粒均一化程度较差，颗粒之间胶结物较少。该种黄土的湿陷系数在 0.03 左右。压缩系数(a_{1-2})小于 0.1。

V. 细粉粒—低颗粒分维—小孔隙—中接触带结构

该种结构形态类型的土一般见于高原黄土的顶层，其颗粒均一化程度较高，颗粒之间胶结物较少，表现为一种欠压密状态的结构特征。总的来看，骨架结构较松散具较强的湿陷性，湿陷系数一般在 0.04 以上。压缩系数(a_{1-2})在 0.06 左右。

VI. 细粉粒—低颗粒分维—中孔隙—中接触带结构

该种结构形态模式表现了一种高阶地黄土的结构特征，即细粉粒、颗粒均一化程度高、平均孔径较大、颗粒胶结程度低。这种黄土遇水湿陷强烈，湿陷系数一般在 0.5 左右；压缩系数在 0.08 左右。

VII. 细粉粒—中颗粒分维—中孔隙—中接触带结构

该种结构形态模式为一种低阶地黄土的结构类型。这种黄土颗粒均一化程度较低且颗粒呈集团化分布，胶结物含量较高，而平均孔径较大。这种结构类型使得黄土具有较强的遇水湿陷性，其湿陷系数在 0.6 以上。

VIII. 粗粉粒—低颗粒分维—中孔隙—低接触带结构

该种结构模式也常见于低阶地黄土。其明显结构特点是颗粒粒径较大而均一化程度高，颗粒之间胶结物较少，颗粒胶结程度低。该种黄土也是湿陷性极强的一种黄土类型，湿陷系数可高达 0.7 以上。

以上几种微结构形态模式反映一些常见黄土类型的主要结构特征。从上述分析看出，天然黄土的结构形态特征与其工程性质密切相关，不同的结构形态类型在工程特性上表现出较大的差异性，运用天然黄土的微结构基本形态模式有助于区分和掌握不同结构类型土体的主要工程性质，达到有效的利用和改造土质之功效。

结 语

粘性土微结构定量研究是一项难度较大且具有一定开拓意义的基础性研究工作,需要做长期不懈的努力才能够逐步形成和完善一整套基于现代土质学概念基础之上的理论—方法体系,并付诸于日益复杂化的岩土工程实践。作为对这一问题的初步尝试,本次工作主要在如下几个方面取得了有益的进展:

1. 在合理且便于操作的原则下,对粘性土微结构形态体系进行了初步划分,并确立了 11 项重要的结构参数,用以表述土体的结构状态。

2. 开拓性地将非线性科学的最新成果——分形理论合理地应用于土的微结构参数定量描述之中,提出了 7 项重要的结构分维概念与指标,在此基础上确定了我国一些典型粘性土的天然背景分维值,为进一步定量分析粘性土微结构形态奠定了坚实基础。

3. 根据研制的图像分析系统(MIPS)获得的大量结构数据资料,对粘性土微结构在工程环境(包括压力环境和固结环境)下的变化规律进行了深入细致的研究,不仅掌握了大量的、与工程地质性质有关的信息资料,而且取得了许多重要认识。这方面的工作无论是在规模上,还是在深度上,均达到了国内外空前的地步。

4. 对我国一些典型粘性土的主要工程地质性质进行了初步的结构分析,并确立了有关工程地质参数(如压缩系数、 C 和 φ 等)与结构要素之间的定量关系,为解决某些工程地质问题提供了微结构依据。

5. 作为微结构定量分析的一个重点,本文较为详细地从结构分析角度对黄土的湿陷特征及其结构机理进行了定量研究,得到了一些重要的认识。其主要成果包括:

(1)天然黄土的湿陷性受到多方面因素的制约,但有一点可以肯定,即土的结构状态对其湿陷性具有重要影响。在确定土的结构状态的诸多结构参数中,并不是每个参数对于某一特定土样均具有同等程度的影响。相对而言,接触带和颗粒的形态特征、粒径及其相对大小、颗粒定向性、孔隙分布特征等对天然黄土的湿陷性具有更大的影响。事实上,孔隙大小并不是一种主要的影响因素。

(2)不同压力下的湿陷系数与压力的对应关系,在变化曲线上存在着一种所谓的“平台”和“跌砍”现象。造成这种“平台效应”的根源在于微结构形态的再造,即是结构要素的波动性变化的宏观反映。

(3)黄土在不同压力下的湿陷系数与其结构调整存在着极不协调的现象,即既维持其固有的压力—结构变化模式,又无明显且特别的结构形态改变迹象。在这种情况下,压力对湿陷性似乎不完全通过对结构状态的调节施加影响。对于这种反常现象至今仍是一个谜。

(4)在增湿过程中,黄土的峰值湿陷系数值与完全饱和浸水时的湿陷系数值并不一致,差异明显。前者往往比后者大 1~2 个数量级。这可能与饱和状态下孔隙水应力的升高有关。结构分析表明,有五项结构参数(包括接触带分布分维、颗粒表面起伏分维、粒度分维、孔径和粒径)与增湿饱和度—湿陷系数曲线的变化特征保持一致,因此,这些结构要素是影响增湿变形的最主要因素。

7
C
正
世

6. 作为一次新的尝试，本文最后还以黄土为重点，在进行土的结构参数统计分析基础上，从形态学角度确定了有关土样的定量结构模式判别标准，及相应的 8 种典型结构模式，在一定意义上综合反映了土的主要工程地质性质，尤其是土样在属性方面的相似性。

上述成果的取得虽然在理论和实践方面的意义是明显的，但整个工作仅仅是微结构定量研究的一个开端，许多方面尚不够全面和深入，因此对工作中遇到的诸多问题还缺乏足够且充分的依据加以解答。应当说，新一轮以定量分析为主要标志的结构研究阶段才刚刚起步，在结合土性和结构连结的系统化结构分析方面还有大量的工作可做。我们相信，通过大家的共同努力，微结构研究在理论和方法上跃上一个新的台阶的日子不久将会到来。

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

参 考 文 献

- [1] B. H. 奥西波夫, 粘土类土和岩石的强度与变形性能的本质, 地质出版社, 1985年。
- [2] 王清等, 微结构理论的认识和发展趋势, 水文地质工程地质, 1991, Vol. 18, No. 4。
- [3] 谭罗荣, 土的微结构研究概况和发展, 岩土力学, 1983, Vol. 3, No. 1。
- [4] 高国瑞, 细粒土结构专门术语、概念和分类命名的初步方案, 水文地质工程地质, 1986, No. 1。
- [5] 张宗祜等, 中国黄土, 地质出版社, 1989。
- [6] 张宗祜, 我国黄土显微结构的研究, 地质学报, 1964。
- [7] 张宗祜等, 黄土湿陷变形中微结构变化特征及湿陷性评价, 国际交流地质学术论文集(6), 地质出版社, 1985。
- [8] 王永炎等, 中国黄土的微结构及其在时代上和区域上的变化, 科学通报, 1982, NO. 2。
- [9] 王永炎、林在贇等, 中国黄土的结构特征及物理力学性质, 科学出版社, 1990。
- [10] 王幼麟, 粘性土结构特征的研究方法与问题, 水文地质工程地质论丛(1), 地质出版社, 1986。
- [11] 张梅英等, 不同荷载下的土岩体微结构研究, 水文地质工程地质论丛(1), 地质出版社, 1986。
- [12] 林崇义, 黄土的结构特征, 黄土基本性质研究, 科学出版社, 1961。
- [13] 雷祥义, 黄土高原南部晚更新世黄土地层划分、显微结构及力学特征, 第四纪研究, 1992, NO. 5。
- [14] 郑冕武, 中国黄土的湿陷性, 地质出版社, 1982。
- [15] 高国瑞, 黄土显微结构分类与湿陷性, 中国科学, 1980, NO. 12。
- [16] 高国瑞, 兰州黄土显微结构和湿陷机理探讨, 兰州大学学报, 1979, NO. 1。
- [17] 高国瑞, 中国黄土的微结构, 科学通报, 1980, NO. 20。
- [18] 杨运来, 黄土湿陷机理的研究, 中国科学(B), 1988, NO. 7。
- [19] 苗天德等, 考虑微结构失稳的湿陷性黄土变形机理, 中国科学(B), 1990, NO. 1。
- [20] 张苏民, 减湿和增湿时黄土的湿陷性研究, 现代勘察, 1991, NO. 1。
- [21] 张苏民等, 湿陷性黄土(Q₃)的增湿变形, 岩土工程学报, 1990, NO. 4。
- [22] 张苏民, 力与水作用先后次序对湿陷性黄土力学性质的影响, 勘察科学技术, 1990, NO. 3。
- [23] 郑建国, 湿陷性黄土在增湿时的强度特性, 水文地质工程地质, 1989, NO. 2。
- [24] 郑建国, 黄土的湿陷起始压力和湿陷起始含水量, 工程勘察, 1989, NO. 2。
- [25] 高国瑞, 黄土湿陷变形的结构理论, 岩土工程学报, 1990, NO. 4。
- [26] 陈正汉等, 关于黄土湿陷的若干问题, 土木工程学报, 1986, NO. 3。
- [27] 陈正汉等, 黄土湿陷变形机理, 岩土工程学报, 1986, NO. 2。
- [28] 胡瑞林等, 变形条件下黄土微结构分形特征及其工程意义, 分形理论与应用, 中国科学技术出版社, 1993。
- [29] 陕西省计划委员会, 湿陷性黄土地区建筑规范(GBJ 25-90), 中国计划出版社, 1992。
- [30] 城建部, 膨胀土地区建筑技术规范(GBJ 112-87), 中国计划出版社, 1991。
- [31] 黄文熙, 土的工程性质, 水利电力出版社, 1983。
- [32] 李生林等, 广西南明膨胀土组成成分组织结构及工程地质特性的研究, 水文地质工程地质, 1980, NO. 3。
- [33] 高国瑞, 膨胀土微结构特征的研究, 工程勘察, 1981, NO. 5。
- [34] 罗鸿喜, 隰县膨胀土的矿物成分及微结构研究, 工程勘察, 1981, NO. 5。
- [35] 何运书, 安康膨胀土特征及其事故治理措施, 水文地质工程地质, 1991, NO. 3。
- [36] 廖世文, 膨胀土与铁路工程, 中国铁道出版社, 1984。
- [37] E. W. BRAND, 软粘土工程学, 中国铁道出版社, 1991。
- [38] 曲永新等, 固结条件下上海软土孔隙分布的变化及其在地面沉降中的意义, 第四届全国工程地质大会论文集, 海洋出版社, 1992。
- [39] 郝柏林, 分形与分维, 科学(杂志), Vol. 38, No. 1。
- [40] [法] 肯尼思·法尔科内, 分形几何—数学基础及其应用, 东北工学院出版社, 1991。
- [41] 林鸿溢等, 分形论—奇异性探索, 北京理工大学出版社, 1992。
- [42] 谢和平, 分形几何及其在岩土力学中的应用, 岩土工程学报, 1992, NO. 2。

- [43] 孟宪国, 地质数据的分形结构, 地球科学, 1991, NO. 2.
- [44] 沈步明, 地学中的分数维学, 地球科学进展, 1992, NO. 2.
- [45] 刘松玉等, 试论粘性土粒度分布的分形结构, 工程勘察, 1992, NO. 2.
- [46] 肖树芳等, 泥化夹层的组构及强度蠕变特性, 吉林科学技术出版社, 1991.
- [47] 邓昭镜, 超微粒与分形, 西南师范大学, 1993.
- [48] Collins K., McGown, The form and function of microfabric features in a variety of natural soils. *Geotechnique*, 1974, Vol. 24, No. 2.
- [49] Casagrande A. The structure of clay and its importance in foundation engineering. *Journ. Boston Soc. Civil Eng.*, 1932, Vol. 19.
- [50] Lambe, T. W., The Structure of Compacted Clay, *Jour. Soil Mech. Found. Division. ASCE*, Vol. 84, No. SM2, 1958.
- [51] Mitchell, J. K., *Fundamentals of Soil Behavior*, 1976.
- [52] Sergeev, Y. M., Types of the Microstructure of Clayey Soils, 3th Inter. Congress, IAEG, Vol. 1, 1978.
- [53] Van Olphen. *An Introduction to Clay Colloid Chemistry*, 1963.
- [54] K. S. Sankar, Quantitative Estimation of Particulate Orientation of Montmorillonite by Optical and X-Ray Diffraction Techniques, *Indian Geotechnical Journal*, 1975, Vol. 5.
- [55] N. K. Tovey, Quantitative Analysis of Electron Micrographs of Structure, Inter. Congress for Soil Structure, 1973, Gethenburg.
- [56] P. N. W. Verhoef. Influence of microscopic structure on the abrasivity of rock as determined by the pin-on-disc test, 6th Inter. Congress of IAEG, 1990, Amsterdam.
- [57] Y. X. Wu, Quantitative approach on microstructure of engineering clay, 6th Congress of IAEG, 1990, Amsterdam.
- [58] V. I. Osipov, Physico-chemical fundamentals of soil microrheology, 6th Congress of IAEG, 1990, Amsterdam.

Quantitative Microstructure Models of Clayey Soils and their Engineering Behaviors

ABSTRACT

As the authors' ideas, it is a breakthrough -- point for quantifying Microstructure that the quantitative information on microstructure factors is extracted and expressed properly. With the help of Microstructure Image Processing System(MIPS), the authors lead the Fractal Theory into microstructure research for quantifying the factors and discussed quantitative features of the microstructures of some clayey soils, relating to their engineering geological properties as well as action principle in detail. The change regularities of the microstructures of clayey soils in engineering environment and influence on soil behavior were analysed in depth. As a focal point, the authors furtherly study on the microstructure origination of Loess collapse, receiving a lot of important achievements. Finally, some of natural models of clayey soils were identified quantitatively. It is the basic standpoint of this book that the engineering geological behaviors of clayey soils are controlled by their complex microstructures.