

# 黄土湿陷性及其成因

赵景波 岳应利

陈 云

(西安工程学院)

(地矿部水文地质工程地质研究所)

**摘 要** 本文根据甘肃 17 个剖面湿陷系数的测定,查明黄土湿陷性从上向下呈现波动变小,造成湿陷性垂向上变小的原因是土层自重压力,引起波动变化的原因是土层受成壤强弱的差异。作者根据镜下鉴定和湿陷性与成壤强弱关系的研究,将黄土微结构分为 18 种类型,指出湿陷性是在几种特定的成壤过程中产生的,是成壤作用弱的黄土所具有的特征,受风化成壤作用强的黄土不具湿陷性。

**关键词** 湿陷性变化规律 成壤强弱

人们对黄土湿陷性发生的原因已进行了许多研究<sup>[1-2]</sup>,但对湿陷性产生的原因研究很少。随着黄土成因理论研究的深入,现在已有可能对黄土湿陷性和形成过程作进一步评价。

## 1 黄土湿陷性在区域和时代上的变化

查明湿陷性在区域和时代上的变化对湿陷性场地的处理有实际意义,也有助于查明湿陷性形成的原因。

### 1.1 黄土湿陷性在垂向上的变化

黄土湿陷性在垂向上的变化,前人已作过一些研究,发现黄土湿陷性随深度增加呈减小的趋势,但尚未认识到变化的规律性。

根据甘肃省 17 个探井剖面中湿陷系数的测定,可将湿陷系数在深度上的变化曲线分为三种类型(图 1)。图中曲线 2、4 和 10 为第 1 种类型,特别是在 11m 以上深度湿陷性随深度增加而缓慢减小,在 10m 左右失去湿陷性,10m 以下湿陷系数迅速减小。湿陷系数的这种变化主要出现在降水较多地区,10m 以下湿陷系数迅速减小除受上覆土层重力影响外,还与采样土层受风化成壤作用较强有关。在湿陷系数迅速变小的层位,风化明显,粘土含量增加,表明经历了较明显的风化成壤作用。图 1 中的曲线 8 和 11 是第二种类型,特点是在 10m 左右深度失去湿陷性,而到 15m 左右深处又具有湿陷性。这种类型主要出现在降水较多地区。在这样的地区风化成壤作用较强,在 10m 左右深处往往发育有粘化明显的棕红色古土壤或粘化黄土,而到 15m 左右深处则为风化成壤很弱的黄土。以上两种类型证明,湿陷性在很大程度上受风化成壤强弱控制。图 1 中 1、3、5、6、7 和 9 曲线是第三种类型,特别是自地表向下直到 20m 左右湿陷性变化缓慢,在 20m 或略大于 20m 的深度失去湿陷性。这种类型主要出现在降水较少的干旱区,微弱的风化成壤作用是湿陷性黄土分布深度大的原因。值得强调指出的是,第三种类型的曲线没有完全反映出湿陷性在垂向上的实验变化规律。如果加密取样,就会发现湿陷性在深

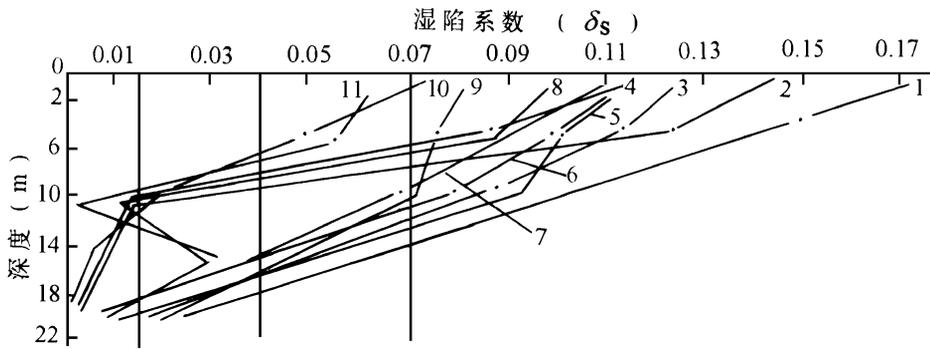


图 1 甘肃黄土湿陷系数随深度的变化

Fig. 1 Change in collapsibility coefficient of loess with depth in Gansu province

1-11分别为靖远、临夏、静宁、陇西、定西县城、定西葛家岔、秦安、环县、临洮、西峰和正宁剖面湿陷系数在深度上的变化曲线

度上是波动减小的,即在湿陷性随深度加大而减小的总趋势中,会有相对较大的层位,其原因是黄土地层中包含了成壤强弱不同的黄土和红色古土壤。由此可见,黄土湿陷性在深度上的变化是波动减小的,反映了黄土湿陷性随深度增加而变化的真实规律。

图 1 曲线还表明,不同剖面强、中、弱湿陷性黄土分布的深度是不同的。强湿陷性黄土分布深度可达 12m 左右,中等湿陷性黄土分布深度可达 17m 左右,弱湿陷性黄土分布深度可达 20 余米。镜下鉴定表明,同等级的湿陷性黄土向下延伸距离大的层位常具风化成壤较弱的特点,向下延伸距离小的层位常具风化成壤较强的特点,表明湿陷性向下分布的深度明显受风化成壤强弱的影响。在甘肃地区,风化成壤强弱主要取决于降水量多少,降水多的地区风化成壤作用强,反之风化成壤作用弱。因此,同等级的湿陷性黄土向下延伸距离的大小实际上受降水量多少支配。在西峰和环县地区,年均降水量在 540mm 以上,两地同等级湿陷性黄土分布深度较其它地区浅;定西和秦安县年均降水量为 490mm 左右,同等级湿陷性黄土分布较西峰和环县深;靖远地区年均降水量仅有 250mm 左右,同等级湿陷性黄土分布深度最大。图 1 中陇西地区湿陷性系数变化曲线与上述不一致,该区年均降水量为 475mm 左右,但中等湿陷性黄土向下延伸的距离比降水量多的地区还浅。这种反常现象是由于该剖面由上向下第 2 个样品是取自风化成壤较弱的层位所致。如果样品取自相同层位的土层中,那么同等级湿陷性黄土就不会出现反常分布现象。由于不同地区风尘堆积速率不同和地表侵蚀强弱的差异,在不同剖面中相同深度采集的样品不一定是相同层位。因此,要进行不同剖面湿陷性强弱对比,首先要弄清样品所处的层位。研究表明,第四纪气候是干冷与温湿的交替<sup>[3-4]</sup>,这种气候的交替变化是黄土湿陷性在垂向上发生波动变化的根本原因。

从时代上看,湿陷性黄土几乎都是马兰黄土或全新世黄土,特别是强湿陷性和中等湿陷性黄土,而离石黄土顶部有时也有湿陷性。如镇原和环县离石黄土顶部就具弱湿陷性,而秦安离石黄土顶部则具中等湿陷性。如果我们考察离石黄土下部和更老的午城黄土的结构特征和风化成壤强弱状况,可知这些黄土形成之初也是具有湿陷性的。就是说,湿陷性是风化成壤作用弱的黄土普遍具有的特征。

## 1.2 湿陷性在区域上的变化

黄土高原西北部(甘肃地区)黄土的湿陷性较强,东南部黄土的湿陷性较弱。据甘肃、陕西与河南同层位黄土样品的测定得知,甘肃永登地区的马兰黄土最大湿陷系数为 0.174;往东南,陕西礼泉一带的黄土湿陷系数为 0.081;若再往东南,湿陷性变得更小甚至不具湿陷性(表 1)。黄土湿陷性不仅在大区域内有明显变化,就是在甘肃地区也有清楚的变化(表 2),也是西北部比东南部的黄土湿陷性强。

表 1 不同地区马兰黄土的湿陷系数

Table 1 Collapsibility coefficient of Malan loess in different areas

地 点	永登	陇西	礼泉	西安	洛阳	太白
年降水量 (mm)	294	475	537	604	600±	757
湿陷系数 ( $W_s$ )	0.174	0.126	0.081	0.06	0.02	0.001

表 2 甘肃不同地区马兰黄土湿陷系数

Table 2 Collapsibility coefficient of Malan loess in the different areas of Gansu province

地 点	靖远	静宁	定西	秦安	环县	西峰
年均降水量 (mm)	250	332	480	550	534	576
采样深度 (m)	0.6	1.6	1.5	1.5	0.6	0.6
湿陷系数 ( $W_s$ )	0.185	0.111	0.118	0.126	0.094	0.073

黄土湿陷性在区域上的变化,一是由于黄土高原西北部靠近黄土来源区,风积物颗粒粗,粘土胶结物少,孔隙不稳定。从湿陷性黄土中粘土含量普遍很少分析,西北部黄土湿陷性强与该区风尘堆积时粗粉砂含量高,粘土含量少有一定关系。二是因为黄土高原西北部气候干冷,黄土经受的风化成壤弱<sup>[5-6]</sup>,新生粘土少,形成的土体结构不稳定。以上两方面的原因对粘土含量和湿陷性都有影响,究竟哪一个是引起黄土湿陷性南北差异的主要原因呢?本文认为,决定湿陷性南北差异的主要原因是气候条件。因为,黄土是干冷气候条件下发育的古土壤,黄土的不稳定结构和稳定结构都不是风尘堆积形成的,而是在堆积过程中和之后的土壤化过程中形成的。颗粒较粗的黄土不一定有湿陷性或强湿陷性,并且在受到成壤作用改造的情况下,粗粒的黄土也会失去湿陷性。湿陷系数测定表明,在黄土高原西北部同一地区甚至同一条剖面中,有些黄土的湿陷性很强,而有些埋藏浅的黄土和棕红色古土壤湿陷性很弱或不具湿陷性。因此,湿陷性主要不是取决于风尘堆积时的颗粒粗细,而是取决于风化成壤的强弱。

## 2 黄土湿陷性的形成过程

大量研究表明,黄土是干旱条件下风尘堆积物经黄土化过程形成的<sup>[7-8]</sup>。我们的研究表明,黄土是在干冷气候条件下形成的古土壤<sup>[9-10]</sup>。虽然黄土物质是由风力搬运和沉积的,但由于堆积过程缓慢,所以,黄土实质上是风尘经土壤化形成的<sup>[10]</sup>。黄土高原大部分地区的黄土厚 130m 左右,其中包括几十米厚的红褐色古土壤,即使红褐色古土壤发育时无风尘堆积,同时假定红褐色古土壤发育过程与黄土发育过程时间相近,那么,每万年堆积的粉尘厚度也仅有 1m 左右,而细粒松散堆积物发育 1m 厚的土壤不过几百年的时间,这表明成壤速度比风尘堆积速度大 10 倍左右。通常的土壤化过程是从地表向下进行的,而风尘土壤化是在堆积过程中

发生的,这比通常的土壤化速度快,形成相同厚度的土壤所需时间更短

由于风尘堆积速度远远小于成壤速度,堆积后的颗粒会受到动植物活动的改造和大气降水的淋溶、冲蚀以及氧化、冻融的改造,粉尘颗粒不可能保持在原先堆积的位置上。黄土主要发育在干旱和半干旱地区,这一地区的植被较为发育,干冷季节堆积的粉尘实际上是堆积在植物残体和有机质层或其孔隙内,植物残体和有机质分解才使粉尘颗粒达到较稳定的位置,粉尘经历这种变化之后,就形成了土壤结构。不同地区由于温度、降水和生物活动的强弱存在着差异,不同的成壤作用造成不同的土壤类型和不同的微结构类型。干旱与半干旱区成壤过程由于化学作用弱,淋溶深度浅,粘化作用很少发生,导致土壤结构体中粘土及化学胶结物缺乏,形成以粗粉砂为主,且孔隙发育的不稳定结构。这种结构遇水时易发生破坏,引起湿陷。干旱区降水少,蒸发强,土壤受降水浸泡少而短暂,易使土壤稳定结构保存下来。

### 3 黄土微结构与湿陷性

我们根据 300余块薄片鉴定,将黄土微结构分为 18种类型(表 3)。这个划分与前人的划分<sup>[11-12]</sup>存在三个方面的差别。一是我们区分出了对湿陷性有不同影响的架空结构和支架结构。在我们的划分中,架空结构的孔隙大于粗颗粒直径,这种结构是引起强湿陷和极强湿陷性的原因;支架结构和孔隙通常等于或小于粗颗粒直径,这类结构是引起中等湿陷和弱湿陷性的主要原因;二是划分出了对湿陷性有不同影响的过渡类型微结构。表 3中的第 I—XII 类是具

表 3 甘肃黄土微结构类型

Table 3 Division of microstructure of the loess in Gansu province

粗颗粒排列方式	胶结物存在形式	孔隙特征	胶结方式	微结构类型	成壤强弱及湿陷性
点接触、分散排列	无胶结物或少量胶结物,呈线状、分散粒状	形状不规则,孔径大于粗粉砂直径,多由 4 个以上颗粒构成	未胶结、接触胶结	I. 粒状分散未胶结结构 II. 集粒分散未胶结结构 III. 粒状分散接触胶结结构 IV. 粒状半分散—分散、未胶结结构 V. 粒状半分散—分散接触胶结结构	成壤弱 湿陷强
点接触、支架排列为主,线接触紧密排列少量	胶结物多呈线状,少数为填隙状、分散粒状	形状不规则,孔径一般小于粗粉砂粒,多由 3 个以上颗粒构成	接触胶结为主,孔隙胶结少量	VI. 粒状分散—半分散未胶结结构 VII. 粒状分散—半分散接触胶结结构 VIII. 粒状分散、接触胶结结构 IX. 粒状致密半分散接触胶结结构 X. 粒状致密半分散、孔隙—接触胶结结构 XI. 粒状半分散孔隙胶结结构 XII. 粒状致密半分散孔隙胶结结构	成壤较弱、 湿陷中等或弱
线接触紧密排列为主,点接触支架排列为辅	多呈线状,少数为填隙状	多为缝隙状,常由 2 个颗粒构成	接触胶结为主,孔隙胶结少量	XIII. 粒状半分散—致密、接触胶结结构 XIV. 粒状半分散—致密、孔隙—接触胶结结构 XV. 粒状致密、接触胶结结构	成壤较明显,一般无湿陷性,偶有弱湿陷
互不接触,分散分布于胶结物中	胶结物呈面状,少数呈填隙状	孔隙少而小,多为圆形,以胶结物孔隙为主	基底式胶结为主,孔隙胶结少量	XVI. 粒状基底、孔隙胶结结构 XVII. 粒状孔隙、基底胶结结构 XVIII. 粒状基底胶结结构	成壤较强, 无湿陷性

有湿陷性的微结构,第 XIII—XVIII 类是不具湿陷性的微结构。I—XII 类微结构,湿陷性由强变

弱。不同微结构类型与湿陷性的关系见图 2

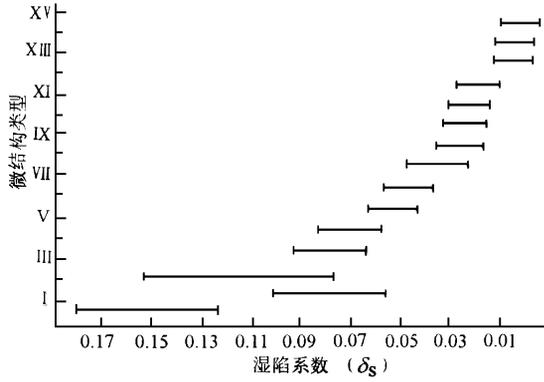


图 2 微结构类型与湿陷系数的关系 (编号代表结构见表 3)

Fig. 2 Correlation between microstructure types and collapsibility slumping

## 4 土壤类型与湿陷性

上述表明,黄土是经历了不同的土壤化过程形成的,黄土的湿陷性是在一定条件下的土壤过程中产生的。由于不同条件下形成的土壤类型及其结构存在一定差别,产生的湿陷性也就不同。所以,有的成壤过程形成的湿陷性强,有的成壤过程产生的湿陷性弱,还有的成壤过程不产生湿陷性。我们根据甘肃、陕西和江苏 100 多块土壤样品的测定得知,干旱条件下发育的土壤湿陷性强,半干旱和半湿润条件下发育的土壤湿陷性弱,湿润条件下发育的土壤不具湿陷性(图 3)。成壤过程不仅使黄土产生湿陷性,而且也会使其它成因的土层产生湿陷性。我们在青海西宁等洪积、坡积细粒土壤化的产物中也采集了样品进行测定,结果表明,这些非风成的物质也有湿陷性,证明成壤作用可使其它成因的沉积物产生湿陷性。据报道,美国有些冲积粘土

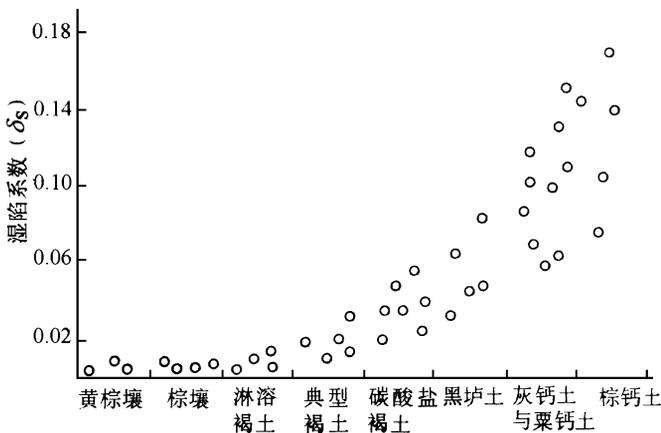


图 3 土壤类型和湿陷性的关系

Fig. 3 Correlation between soil types and the collapsibility coefficient

和火山灰,南非的红色砂土也有湿陷性,我国黄河口地区的盐渍土也有湿陷性。这些土壤类型的湿陷性也应当与成壤过程有关。虽然我们不能排除其它成因土层也会有湿陷性,但黄土的湿陷性必然是在成壤过程中产生的,这是由于黄土的形成过程实质上是由土壤化过程决定的。

## 5 结论

综上所述,我们可以得出如下结论

1. 黄土湿陷系数在垂向上变化的普遍规律是呈波动变化。湿陷强的层位是成壤作用弱的黄土或古土壤;湿陷弱或不具湿陷性的层位是成壤较强的黄土或古土壤。成壤作用的强弱差异是造成黄土湿陷性在剖面上呈现波动变化的原因

2. 黄土高原由西北向东南,黄土湿陷性由强变弱,这是由于西北部的成壤作用比东南部弱的结果

3. 黄土微结构与成壤强弱有十分密切的关系。引起湿陷的结构是成壤作用较弱的土层所具有的结构,不引起湿陷的结构是成壤较强的土壤所具有的结构

4. 从土壤类型分析,具强湿陷和极强湿陷的黄土主要是在荒漠草原和草原生物气候条件下发育的棕钙土、灰钙土、栗钙土和黑钙土,具中等湿陷性和弱湿陷性的黄土主要是在森林草原条件下发育的黑垆土和碳酸盐褐土,不具湿陷性的黄土或古土壤通常是在森林条件下发育的。

5. 黄土形成过程实质上是土壤化过程,黄土湿陷性与成壤作用是不可分割的,湿陷性是在特定的几种成壤过程中形成的。

## 参 考 文 献

- 1 雷祥义,中国黄土孔隙类型与湿陷性。中国科学, B辑, 1987, (1), 206- 209
- 2 王永焱等,中国黄土结构特征及物理力学性质。北京: 科学出版社, 1990, 201- 213
- 3 赵景波,第四纪气候变化的旋回与周期。冰川冻土, 1988, 10(2), 117- 124
- 4 丁仲礼等, 250万年来的 37个旋回。科学通报, 1989, 34(19), 1494- 1496
- 5 文启忠,甘肃陇西盆地的黄土。地理科学, 1982, 2(3), 202- 209
- 6 王永焱,黄土与第四纪地质。西安: 陕西人民出版社, 1982, 30- 45
- 7 刘东生等,黄土与环境。北京: 科学出版社, 1985, 6- 8
- 8 张宗祜,中国黄土。北京: 地质出版社, 1980, 204- 206
- 9 赵景波,第四纪冷干气候条件下发育的古土壤。土壤通报, 1991, 22(6), 245- 248
- 10 赵景波,西北黄土区第四纪土壤与环境。西安: 陕西科学技术出版社, 1994, 70- 80
- 11 王永焱,中国黄土区第四纪气候变化。中国科学, B辑, 1987, (10), 1100- 1106
- 12 高国瑞,黄土显微结构分类与湿陷性。中国科学, 1980, (12), 1203- 1208

# COLLAPSIBILITY OF LOESS AND ITS ORIGIN

Zhao Jingbo Yuo Yingli

*(Xi'an Engineering University)*

Chen Yun

*(Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Ministry of Geology and Mineral Resources)*

**Abstract** It was found from the determination of the collapsibility of loess that there is a downward attenuation of collapsibility due to overweight or vertical fluctuation of collapsibility due to the degree of pedogenesis. The microstructure of loess is divided into 18 types on the basis of the microscopic study and the correlation between collapsibility and pedogenesis. It is thus known that collapsibility only occurs in some specific soils during pedogenesis, e. g. the brown soil, Chestnut soil, Sieronems, Chernozems, Loessial Soil and Drab Soil of  $\text{CaCO}_3$  that have experienced poor pedogenesis. No collapsibility occurs in wet soils that have undergone strong pedogenesis.

**Key words** fluctuation of collapsibility of soil, intensity of pedogenesis

## 第一作者简介

赵景波,男,1953年生,1982年西北大学研究生毕业,获硕士学位,教授。从事第四纪地质与环境地质的教学与科研工作,发表论著40余篇(部),获地矿部科技成果二等奖等多项奖励。  
通讯地址:西安市雁塔路6号西安工程学院水工系 邮政编码:710054