



MIGRATION OF POLLUTANT IN  
SATURATED-UNSATURATED SOIL

# 饱和—非饱和 土壤污染物运移

钱天伟 刘春国 著

中国环境科学出版社

# 饱和—非饱和土壤污染物运移

钱天伟 刘春国 著

中国环境科学出版社·北京

图书在版编目 (CIP) 数据

饱和—非饱和土壤污染物运移 / 钱天伟, 刘春国著.

—北京: 中国环境科学出版社, 2007.2

ISBN 978-7-80209-354-6

I. 饱… II. ①钱… ②刘… III. 土壤—污染物—  
迁移—研究 IV. X53

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2006) 第 074753 号

责任编辑: 丁 枚 连 斌

封面设计: 龙文视觉

---

出版发行 中国环境科学出版社  
(100062 北京崇文区广渠门内大街 16 号)  
网 址: <http://www.cesp.cn>  
联系电话: 010-67112765 (总编室)  
发行热线: 010-67125803

印 刷 北京东海印刷有限公司  
经 销 各地新华书店  
版 次 2007 年 2 月第一版  
印 次 2007 年 2 月第一次印刷  
开 本 787×960 1/16  
印 张 19.25  
字 数 350 千字  
定 价 39.00

---

【版权所有, 请勿翻印、转载, 侵权必究】

如有缺页、破损、倒装等印装质量问题, 请寄回本社更换

## 前 言

土壤是地球陆地表面能生长植物的疏松表层，其厚度一般在 2 m 左右，它介于生物界和非生物界之间，是一个复杂的开放体系。

研究土壤污染物的运移，不可避免地要涉及地下水特别是浅层潜水含水层，因此，本书所研究污染物运移的范畴不仅仅限于土壤，实际上涵盖了潜水含水层隔水底板以上、受大气降水影响比较明显的区域，包括非饱和带和饱和带两部分。

正是因为土壤所处的这样一个特殊的位置，土壤污染对人类环境的危害是非常大的，它不仅会造成粮食作物的减产，还可以通过地下水途径对人类健康构成威胁，特别是建造于非饱和带中的放射性废物处置库中的放射性核素，一旦工程屏障失效，就会进入到饱和—非饱和带中，通过地下水迁移到人类环境，从而对人类环境构成潜在的巨大威胁。研究污染物在土壤（饱和—非饱和带）中的迁移规律，无疑对土壤污染的预报、防治和修复有着重要的作用。

本书主要包含三部分内容，第一篇为土壤水分运移，第二篇为土壤污染物运移，第三篇为土壤污染物的地球化学作用。前两篇主要阐述了土壤水分运动和污染物运移的一些基本理论和参数的获取方法。考虑到土壤污染物运移是一个非常复杂的物理化学过程，因此作者特意撰写了第三篇。

本书由钱天伟、刘春国撰写，其中，前言、第一篇、第二篇、第三篇 21 章和 22 章、附录 1 由钱天伟执笔；第三篇其余部分和附录 2 由刘春国执笔。

本书的作者长期从事放射性废物处置的安全评价和水文地球化学领域的研究，在饱和—非饱和多孔介质污染物的运移领域做了大量工作，本书的主要内容均来源于作者的科研报告和发表的论文。

本书的研究内容曾受到国家自然科学基金（40572168）、山西省自然科学基金（20051060）、山西省高等学校青年学术带头人项目的资助，谨表谢忱！

由于作者水平有限，书中难免有错误或不当之处，敬请指正！

作者

2007 年 1 月

## 目 录

## 第一篇 土壤水分运移

1 基本概念 .....	2
1.1 土壤 .....	2
1.2 土壤含水率 .....	5
1.3 土壤水的形态 .....	16
1.4 土壤水的能态 .....	18
1.5 土壤水分特征曲线 .....	25
1.6 非饱和土壤水分特征曲线高效拟合系统 REDT .....	29
1.7 非饱和导水率 .....	38
1.8 比水容量 .....	45
1.9 土壤水分扩散率 .....	45
2 土壤水分运动的基本方程 .....	46
2.1 土壤水流的简化模型 .....	46
2.2 非饱和土壤水流的达西定律 .....	46
2.3 土壤水分运动的基本方程 .....	48
2.4 土壤水分运动基本条件 .....	55
2.5 土壤水分运动通量法 .....	57
3 入渗 .....	59
3.1 入渗概述 .....	59
3.2 入渗过程的条件 .....	60
3.3 经验入渗模型 .....	61
3.4 Green-Ampt 入渗模型 .....	62
4 土壤水分运动方程的解析解 .....	64
4.1 稳定状态下的非饱和流 .....	64
4.2 非稳定状态下的非饱和流 .....	67
4.3 非饱和多维流解析解 .....	73
5 数值解 .....	77
5.1 有限差分法 .....	77

5.2 有限单元法 .....	81
5.3 一维非饱和和流动问题的差分数值模拟 .....	88
5.4 黄土包气带中水流的有限元数值模拟 .....	90

## 第二篇 溶质运移

6 土壤污染物的来源与组成 .....	95
6.1 土壤污染物的来源 .....	95
6.2 土壤溶液的组成 .....	97
7 污染物在土壤中的迁移机制 .....	98
7.1 对流 .....	98
7.2 水动力弥散 .....	99
7.3 一维水动力弥散系数的测定 .....	101
7.4 水动力弥散系数的影响因素 .....	104
8 对流弥散方程 .....	129
8.1 笛卡儿坐标系中对流弥散方程的推导 .....	129
8.2 水动力弥散方程的几种扩充情形 .....	132
8.3 球坐标系中水动力弥散方程 .....	136
8.4 水动力弥散方程的定解条件 .....	137
9 溶质运移方程的解析解 .....	138
9.1 稳定流情况下 CDE 的解析解 .....	138
9.2 非稳定流情况下溶质迁移的解析解 .....	142
10 CDE 模型的数值解 .....	144
10.1 有限差分法 .....	144
10.2 有限单元法 .....	145
10.3 有限元数值模拟实例 .....	146

## 第三篇 土壤污染物的地球化学行为

11 土壤污染物 .....	151
11.1 土壤水的化学成分 .....	151
11.2 污染物的分布和存在形态 .....	152

12 物理化学基础.....	156
12.1 化学平衡和平衡常数.....	156
12.2 非理想状态的校正.....	157
13 酸和碱.....	160
13.1 酸和碱的定义.....	160
13.2 酸和碱的强度.....	162
13.3 复合酸度常数.....	165
14 溶解和沉淀.....	166
14.1 全等溶解和非全等溶解.....	166
14.2 溶解度、溶度积和饱和指数.....	166
14.3 溶解—沉淀平衡.....	167
14.4 常见矿物的溶解平衡.....	168
15 配合作用.....	175
15.1 稳定性.....	175
15.2 金属离子和配位体.....	178
15.3 羟基对重金属离子的配合作用.....	181
15.4 氯离子对重金属的配合作用.....	182
16 氧化—还原.....	184
16.1 电子活度和氧化还原电位.....	184
16.2 土壤水的 $pE$ 和决定电位.....	186
16.3 $pE$ - $pH$ 图.....	188
17 吸附作用.....	192
17.1 吸附机理.....	192
17.2 吸附方式.....	194
17.3 影响吸附的因素.....	195
17.4 吸附模型.....	196
17.5 离子交换吸附.....	198
18 地球化学模拟方法.....	200
18.1 概述.....	200
18.2 平衡模型.....	200
18.3 反应路径模拟.....	212

19 一个实用的多组分平衡模型计算程序及应用实例 .....	216
19.1 多组分平衡模型及计算步骤 .....	216
19.2 应用实例 .....	220
20 用地球化学模拟方法来研究吉林西部乾安浅层高氟水的成因 .....	223
20.1 含氟初始风化水化学组成的模型研究 .....	223
20.2 风化模型 .....	226
20.3 氟富集的蒸发模型 .....	228
20.4 蒸发模型验证 .....	232
20.5 结论 .....	234
21 利用 EQ3/6 研究镓、钪、铈在野外黄土地下水中的形态分布 .....	235
21.1 试样的确定 .....	235
21.2 榆次 1#井地下水—黄土的相互作用研究 .....	236
21.3 黄土地下水—伊利石、黄土地下水—方解石系统水—岩作用的模拟 .....	253
21.4 环境因素的影响 .....	260
21.5 结论 .....	268
22 EQ3/6 在核废物处置安全评价中的应用 .....	270
22.1 解决问题的方法 .....	270
22.2 实例 .....	271
22.3 结论 .....	273
附录 1 REDT 系统源程序 .....	274
附录 2 Modified SPHHXM 源程序 .....	295
参考文献 .....	300



# 第一篇 土壤水分运移

# 1 基本概念

## 1.1 土壤

土壤是一个非均质、多相、分散和多孔的系统，它是一个比表面积巨大的多孔体，是一种水、溶质、气、热（能量）在其中保持和传导的介质。

土壤由固相、液相和气相三相组成。其中，土壤的固相部分由土壤基质构成；土壤的液相部分由土壤水或土壤溶液构成；土壤的气相部分为土壤孔隙中的气体。土壤固相成分的结构决定了水和空气在其中保持和运移的孔隙的几何形状；土壤水和气体的组成成分随时间和空间变化。因此，土壤作为土壤中物质保持及运移的介质，其比表面积和孔隙状况起着至关重要的作用。除此之外，土壤在自然界中的作用，还取决于土壤的三相物质比。

土壤中三相物质的比例关系常用质量或容积为基础来表达。图 1-1 为土壤三相物质比关系示意图。土壤的总质量 $M_t$ 为土壤溶液的质量 $M_w$ 、土壤颗粒的质量 $M_s$ 与土壤空气的质量 $M_a$ 的和，其中，土壤空气的质量 $M_a$ 与其他相的质量相比可忽略不计。土壤的总体积 $V_t$ 为土壤基质的孔隙容积 $V_f$ 与土壤颗粒的体积 $V_s$ 的和，其中，土壤基质的孔隙容积 $V_f$ 为土壤空气的体积 $V_a$ 与土壤溶液的体积 $V_w$ 之和。通过这些定义，我们可得到土壤的三相重要组成的关系式。

### 1.1.1 土粒密度

土粒密度又称土壤固相密度或土粒平均密度，用符号 $\rho_s$ 表示。其表达式为：

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (1-1)$$

式中： $\rho_s$ ——土粒密度， $\text{g/cm}^3$ ；

$M_s$ ——土壤颗粒的质量， $\text{g}$ ；

$V_s$ ——土壤颗粒的体积， $\text{cm}^3$ 。

绝大多数矿物质土壤的 $\rho_s$ 在 $2.6 \sim 2.7 \text{ g/cm}^3$ ，常规工作中多取其平均数 $2.65 \text{ g/cm}^3$ 。这一数值与砂质土壤中含有丰富的石英的密度很接近，各种铝硅酸盐黏粒矿物的密度也与此相近。当土壤中氧化铁和各种重矿物含量多时， $\rho_s$ 增高；有机质含量高时， $\rho_s$ 降低。

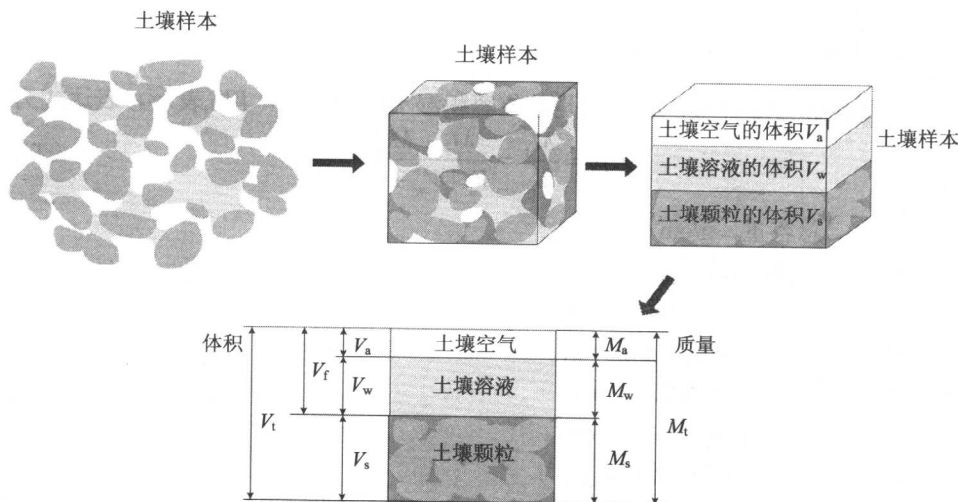


图 1-1 土壤三相物质比例关系示意图

### 1.1.2 土壤容重

土壤容重为干容重，又称土壤密度，其定义为干基质物质的质量 $M_s$ 与总体积 $V_t$ 之比，用符号 $\rho_b$ 表示。表达式为：

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t} = \frac{M_s}{(V_s + V_w + V_a)} \quad (1-2)$$

式中： $\rho_b$ ——土壤容重， $\text{g/cm}^3$ ；

$M_s$ ——土壤颗粒的质量， $\text{g}$ ；

$V_t$ ——土壤的总体积， $\text{cm}^3$ ；

$V_s$ ——土壤颗粒的体积， $\text{cm}^3$ ；

$V_w$ ——土壤溶液的体积， $\text{cm}^3$ ；

$V_a$ ——土壤空气的体积， $\text{cm}^3$ 。

总体积 $V_t$ 包括土粒和孔隙的体积，其值大于 $V_s$ ，因而 $\rho_b$ 必然小于 $\rho_s$ 。若土壤孔隙 $V_f$ 占土壤总体积 $V_t$ 的一半，则 $\rho_b$ 为 $\rho_s$ 的一半，为 $1.30 \sim 1.35 \text{ g/cm}^3$ 。压实的砂土 $\rho_b$ 可高达 $1.60 \text{ g/cm}^3$ ，然而即使最紧实的土壤 $\rho_b$ 也显著低于 $\rho_s$ ，因为土粒不可能将全部孔隙堵实，土壤仍保持多孔体的特征。松散的土壤，如有团粒结构的土壤或耕翻耙碎的表土， $\rho_b$ 可降到 $1.10 \sim 1.00 \text{ g/cm}^3$ 。泥炭土和膨胀黏土的 $\rho_b$ 也较低。因此， $\rho_b$ 可以作为表示土壤松散程度的一项参考尺度，它主要受土壤结构和质地的影响。

### 1.1.3 总容重

总容重或称为湿容重，它指的是单位容积湿土壤的质量，用 $\rho_t$ 表示。表达式为：

$$\rho_t = \frac{M_t}{V_t} = \frac{M_s + M_w}{V_s + V_w + V_a} \quad (1-3)$$

式中： $\rho_t$ ——总容重， $\text{g/cm}^3$ ；

$M_t$ ——土壤的总质量， $\text{g}$ ；

$M_s$ ——土壤颗粒的质量， $\text{g}$ ；

$M_w$ ——土壤溶液的质量， $\text{g}$ ；

$V_t$ ——土壤的总体积， $\text{cm}^3$ ；

$V_s$ ——土壤颗粒的体积， $\text{cm}^3$ ；

$V_w$ ——土壤溶液的体积， $\text{cm}^3$ ；

$V_a$ ——土壤空气的体积， $\text{cm}^3$ 。

从表达式可知， $\rho_t$ 的数值在很大程度上取决于含水率，所以只有在有限的条件下才使用这一参数。

### 1.1.4 孔隙度

孔隙度为单位体积土壤中孔隙容积所占的百分数，用 $e$ 表示。表达式为：

$$e = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_s + V_a + V_w} \quad (1-4)$$

式中： $e$ ——孔隙度，一般为0.3~0.6；

$V_f$ ——土壤基质的孔隙容积， $\text{cm}^3$ ；

$V_t$ ——土壤的总体积， $\text{cm}^3$ ；

$V_a$ ——土壤空气的体积， $\text{cm}^3$ 。

$V_w$ ——土壤溶液的体积， $\text{cm}^3$ ；

$V_s$ ——土壤颗粒的体积， $\text{cm}^3$ 。

### 1.1.5 孔隙率

孔隙率为孔隙容积 $V_f$ 与土壤颗粒的体积 $V_s$ 的比值，用 $n$ 表示。表达式为：

$$n = \frac{V_f}{V_s} = \frac{V_a + V_w}{V_s} = \frac{V_f}{V_t - V_f} \quad (1-5)$$

式中： $n$ ——孔隙率；

$V_f$ ——土壤基质的孔隙容积， $\text{cm}^3$ ；

$V_s$ ——土壤颗粒的体积， $\text{cm}^3$ ；

$V_a$ ——土壤空气的体积,  $\text{cm}^3$ ;

$V_w$ ——土壤溶液的体积,  $\text{cm}^3$ ;

$V_t$ ——土壤的总体积,  $\text{cm}^3$ 。

### 1.1.6 土壤水量

土壤水量指一定面积和厚度的土体中含水量的绝对量, 是土壤物理学、农学和气象学工作中常用的参数。它有以下几种表达方式。

(1) 水深  $D_w$ 。水深指单位面积、一定厚度的土体中所含的水量。如面积为  $A$ 、厚度为  $h$  的土体, 其平均含水率为  $\theta$ , 则该土体所持水量为  $hA\theta$ 。单位面积所持水量, 即水深  $D_w$ , 表达式为:

$$D_w = \frac{hA\theta}{A} = h\theta \quad (1-6)$$

式中:  $D_w$ ——水深,  $\text{cm}$ ;

$h$ ——土体的厚度,  $\text{cm}$ ;

$A$ ——土体的面积,  $\text{cm}^2$ ;

$\theta$ ——平均含水率,  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 。

水深相当于同面积上水层的厚度, 常用单位为  $\text{cm}$ , 为了与气象资料比较, 也常用  $\text{mm}$ 。

若在一土体厚度内, 各层土壤含水量不同, 则必须将各层土壤的水深相加, 求得这一厚度土体的总水深。

(2) 绝对水量  $W$ 。绝对水量指一定面积、一定深度内的土壤所持的水量。农业生产中经常要计算每公顷农田  $100\text{ cm}$  深土体的水量, 其表达式为:

$$W = D_w \cdot \frac{1}{1000} \cdot 10\,000 \quad (1-7)$$

式中:  $W$ ——绝对水量,  $\text{m}^3$ ;

$D_w$ —— $100\text{ cm}$ 厚的土体的平均水深,  $\text{mm}$ ;

$1/1000$ ——换算系数, 将  $D_w$  的单位换算成  $\text{m}$ ;

$10\,000$ ——每公顷面积的平方米数。

注意: 绝对水量  $W$  与计算的面积和土体的深度有关。

## 1.2 土壤含水率

### 1.2.1 重量含水率 $\theta_g$

重量含水率也常称为质量含水率, 它是指水与干土粒的重量比或质量比, 其表

达式分别为:

$$\theta_g = \frac{G_w}{G_s} \quad (1-8)$$

$$\theta_m = \frac{M_w}{M_s}$$

$$\text{且 } \theta_g = \theta_m$$

式中:  $\theta_g$  —— 重量含水率, N/N;

$\theta_m$  —— 质量含水率, g/g;

$G_w$  —— 水的重量, N;

$G_s$  —— 干土粒的重量, N;

$M_w$  —— 水的质量, g;

$M_s$  —— 干土粒的质量, g。

干土一般指在 105℃ 烘箱中烘干的土壤(一般烘 6~8 h), 它不是绝对干燥的土壤, 因为黏粒在 105℃ 下仍含有一定量的水。

气干过去常称为风干, 气干土壤是指在当地大气中干燥的土壤, 实际上为与大气湿度达到平衡的土壤, 它含有一定量的吸附水气凝结的水量, 比 105℃ 烘干的土壤要高几个百分点。大气湿度是有变化的, 因而气干土壤吸附的水量也不是恒定的, 所以一般不以气干土壤的重量作为计算  $\theta_g$  的基础。

当土壤基质所有孔隙都被水充满时, 此时土壤的含水率称为饱和含水率; 当土壤基质所有孔隙未被水充满时, 为非饱和含水率。矿质土壤的饱和含水率为 25%~60%, 它主要取决于土壤容重; 黏质土壤的饱和含水率一般高于砂质土壤; 有机土壤(如泥炭土或腐泥土)的饱和含水率可能超过 100%。

### 1.2.2 体积含水率 $\theta_v$

体积含水率指单位体积土壤中水所占的体积, 用  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  或百分数表示。表达式为:

$$\theta_v = \frac{V_w}{V_t} \quad (1-9)$$

式中:  $\theta_v$  —— 体积含水率,  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ;

$V_w$  —— 水的体积,  $\text{cm}^3$ ;

$V_t$  —— 土壤的总体积,  $\text{cm}^3$ 。

注意: 表达式中计算的基础是土壤的总体积, 而不是土粒的体积。体积含水率和质量含水率之间的关系为:

$$\theta_v = \rho_b \theta_m / \rho_w \quad (1-10)$$

式中:  $\theta_v$  —— 体积含水率,  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ;

$\rho_b$  —— 土壤容重,  $\text{g}/\text{cm}^3$ ;

$\theta_m$  —— 质量含水率,  $\text{g}/\text{g}$ ;

$\rho_w$  —— 水的密度,  $\text{g}/\text{cm}^3$ 。

一般而言, 砂质土壤饱和体积含水率在 30%~50%; 黏质土壤饱和含水率可达 60%, 有的可能超过孔隙度, 这主要是湿润时膨胀的缘故。

有些情况下  $\theta_v$  较  $\theta_m$  使用起来更方便, 它可以较直接地计算水通量和由灌溉或降水加入到土壤中的水量以及由蒸发或排水从土壤中损失的水量。为了简便起见, 有时将  $\theta_v$  的下标  $v$  省略, 如未加特殊注明,  $\theta$  就表示土壤的体积含水率。

土壤饱和时的体积含水率在非膨胀性土壤中与该土壤的孔隙度相等。

### 1.2.3 土壤水的厚度 (深度) $D$

为了便于与降水量比较, 在实际应用中常将体积含水率推算成土壤水深度  $D$  (mm)。表达式为:

$$D = d \times \theta \times 10 \quad (1-11)$$

式中:  $D$  —— 土壤水深度, mm;

$d$  —— 土壤深度, cm;

$\theta$  —— 体积含水率,  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ;

10 —— 换算系数。

### 1.2.4 饱和度 $w$

饱和度指土壤中水的体积与孔隙容积之比, 表达式为:

$$w = \frac{V_w}{V_f} = \frac{V_w}{(V_w + V_a)} \quad (1-12)$$

式中:  $w$  —— 饱和度;

$V_w$  —— 水的体积,  $\text{cm}^3$ ;

$V_f$  —— 土壤基质的孔隙容积,  $\text{cm}^3$ ;

$V_a$  —— 土壤空气的体积,  $\text{cm}^3$ 。

当土壤达到完全饱和时, 其所含水体的体积在非膨胀性土壤中应是土壤孔隙容积完全被水占据, 此时体积含水率与土壤孔隙度相等, 饱和度为 1 或 100%。完全饱和的土壤极少见, 土壤中总有空气, 即使很湿的土壤也有空气陷于水的包围之中。因此  $w$  和  $\theta$  的关系式为:

$$\theta = we \quad (1-13)$$

式中： $\theta$ ——体积含水率；  
 $w$ ——饱和度；  
 $e$ ——土壤孔隙度。

体积含水率、重量含水率和饱和度按定义可用比值也可用百分数表示，三者之间的关系为：

$$\theta_v = \theta_g \rho_b / \rho_w \quad (1-14)$$

$$w = \theta_v / n \quad (1-15)$$

式中： $\rho_w$ ——水的密度。  
 其余量的定义同前。

### 1.2.5 土壤含水率的测定

土壤含水率的多少，不仅影响着土壤的物理性质，还制约着土壤中污染物的溶解、转移和微生物的活动。在干旱地区和草原地带，土壤水分本身更是一切植物赖以生存的基本条件。准确及时地测定土壤含水率有利于研究和了解土壤水分动态变化规律和空间立体分布特性，从而为土壤中污染物的迁移预报提供流场数据，因此有着重要的意义。

土壤水分的测定方法，原则上可分为两大类。一类是经常变动取点，例如烘干法、微波法和遥感法等；另一类是在田间的固定点进行测量，即将传感器埋入土中的不同深度固定不变或在土中打一个测孔，用仪器在这一测孔中定期测定含水率。下面介绍几种常见的土壤含水率的测定方法。

#### 1.2.5.1 中子法

所谓中子法就是用中子仪在田间测定各土层的土壤含水率。它可以在原地不同深度周期性地反复测定而不破坏土壤，也不易受周围温度的影响。主要缺点是在测定前一般要用烘干法确定率定曲线，此外仪器比较昂贵，空间分辨率低，不能测定表层土壤含水率，并且中子和 $\gamma$ 射线会对人体健康有影响。

中子仪主要包括：①探头，由快中子源和一个慢中子检测器组成；②计数器，监测土壤散射的慢中子通量；③其他附件，主要有储放探头的屏蔽匣、液晶显示装置和测定用的硬管。

其测定过程原理为：将中子源埋入待测土壤中，中子源不断发射中子，快中子进入土壤介质与各种原子离子相碰撞，快中子损失能量，从而使其慢化。当快中子与氢原子碰撞时，损失能量最大，更易于慢化。土壤含水率越高，氢就越多，从而慢中子云密度就越大。中子仪测定水分就是通过测定慢中子云的密度与水分子间的函数关系来确定土壤中的水分含量。

中子仪测定土壤含水率的有效范围，也就是围绕探头的慢中子云球体体积，视土



壤中氢的浓度（或含水率）而定。大体上，在湿润土壤中慢中子云的影响半径小于 10 cm，在干燥土壤中可达到 25 cm 以上。一般而言，土壤愈湿润影响半径就愈小，通常以 15 cm 为实地测定时的半径，所以中子仪所测的是上述影响范围的平均含氢量也即平均土壤含水率。另一方面，由于中子仪测定的是某一体积土壤的平均含水率，因而对某一土壤剖面含水率的变异要比用烘干法测定小得多，剖面内任何一处含水率急剧的变化都会被消除，但这并不影响整个剖面总的水量测定。

#### 1.2.5.2 $\gamma$ 射线法

$\gamma$ 射线法是 1950 年代、1960 年代发展起来的另一种测定土壤含水率的方法，其基本原理是放射性同位素（现常用<sup>137</sup>Cs、<sup>241</sup>Am）放射的 $\gamma$ 射线穿透土壤时，其衰减度随土壤湿容重的增大而提高。

在实验室，将放射源置于靠近土柱的一边，在土柱另一边放检测器， $\gamma$ 射线穿过土柱由检测器测得了 $\gamma$ 射线衰减度，由此可间接求得土壤含水率。在田间，通常打两个相距一定距离的平行测孔，将放射源落入其中一个测孔的某一深度，在另一测孔的同一深度放置检测器，于是如实验室那样，可测得土壤剖面的含水率。

跟中子仪法比较， $\gamma$ 射线法的优点是空间分辨率高，并且可以测定表层土壤含水率。在实验室， $\gamma$ 射线仪还可以在瞬时状态下较准确地测定土壤含水率。但是，它在田间使用却有一定局限，主要是两个平行测孔的间距很难严格控制，根据 Gurr 和 Jakoben (1978) 的研究，在两个平行测孔中对中距离相距 14 cm 时，1 mm 的偏差就可造成土壤湿容重 2% 的误差。

比起中子仪来， $\gamma$ 射线仪对人体健康更有危险，因此必须谨慎小心地按规程操作。

#### 1.2.5.3 烘干法

又称重量测定法。用土钻采取所需深度的土样，用精度为 0.1 g 的天平称得土样的质量，记作土样的湿重 $m$ ；在 105℃ 烘箱内将土样烘 6~8 h，然后测定烘干土样的质量，记作 $m_s$ 。则：

$$\theta_m = m_w / m_s \quad (1-16)$$

式中： $m_w = m - m_s$ ；

$\theta_m$ ——土样的质量含水率。

烘干法通常还有所谓的快速测定法，其程序和常规法相同，实质仍是采用一些手段使土样烘至恒重的时间尽可能缩短，如酒精燃烧法、红外法、炉烤法等，这些方法一般要求样品不能太重（5 g 左右），因而样品的代表性和实验结果的准确性较差。为了减小误差，常要求平行测定 2~3 次取其算术平均值，这样实际上又增大了测定工作量，延长了测定时间。目前微波炉烤法，既节约时间，又满足误差实际要求，是烘干法较好的选择。

烘干法的优点是简单、直观；缺点是采样会干扰田间土壤水的连续性，取样后在