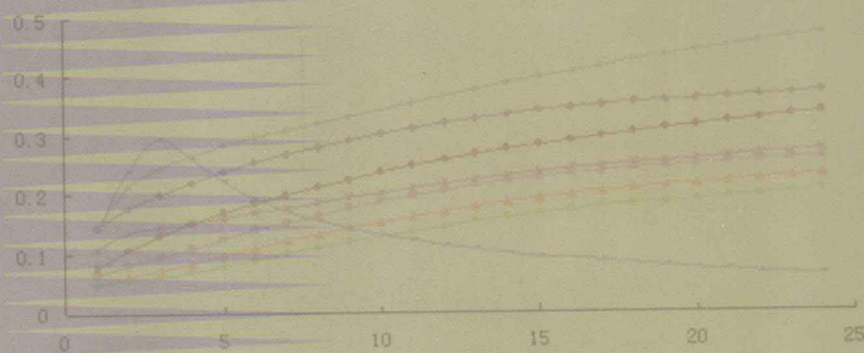


李良福 编著

气象因素 对土壤电导特性 影响机理研究



公益性行业(气象)科研专项(GYHY(QX)2007-6-22)资助

气象因素对土壤电导 特性影响机理研究

李良福 编著

 气象出版社
China Meteorological Press

内容简介

本书共分7章,分别论述了土壤电导实际应用状况、土壤电导研究现状、影响土壤电导的因素、气象因素对土壤电导影响的数学分析方法、土壤电阻率自动测量装置、土壤电阻率与气象因素和土壤温度及含水量野外观测试验、气象因素对土壤电导的影响、土壤温度及含水量对土壤电导的影响、气象因素与土壤温度及含水量的耦合效应对土壤电导的影响等内容,揭示了气象因素对土壤电导特性影响机理,为土壤的合理利用和改良、建设项目雷击风险评估、防雷工程设计与施工、大型地下金属设施的防腐工程设计与施工、开展精细农业研究以及改善土壤电阻率增强土壤电导特性、加强土壤环境保护等提供科学依据。

本书可供雷电防护、金属设施的防腐、精细化农业研究等工作管理人员、理论研究人员、一线工程技术人员参考,同时也可供气象、农业、环境保护、安全生产监督管理等部门和其他经济行业从事土壤学、土壤环境安全、土壤电学及其相关领域研究工作管理人员和科研人员的参考。

图书在版编目(CIP)数据

气象因素对土壤电导特性影响机理研究/李良福编著.

北京:气象出版社,2011.7

ISBN 978-7-5029-5251-8

I. ①气… II. ①李… III. ①气象-影响-土壤-电导-特性-研究 IV. ①P4②S152

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2011)第 134668 号

出版发行:气象出版社

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

总 编 室:010-68407112

网 址:<http://www.cmp.cma.gov.cn>

责任编辑:于建慧 吴晓鹏

封面设计:博雅思企划

印 刷:北京中新伟业印刷有限公司

开 本:787 mm×1092 mm 1/16

字 数:480 千字

版 次:2011 年 8 月第 1 版

定 价:55.00 元

邮政编码:100081

发 行 部:010-68406961

E-mail: qxcbs@cma.gov.cn

终 审:黄润恒

责任技编:吴庭芳

印 张:20

彩 插:2

印 次:2011 年 8 月第 1 次印刷

前 言

土壤电导特性与土壤的电解质构成、浓度,土壤胶体类型、土壤质地、土壤结构、土壤含水量、土壤温度以及降水、温度、湿度、蒸发、风速、气压、日照等气象因素密切相关,是土壤的基本属性。土壤电导特性指标常常用土壤电导率或者土壤电导率的倒数——土壤电阻率来表示,而土壤电阻率是防雷接地工程技术的基础,是判断土壤腐蚀性的一个重要评价标准,也是反映土壤肥力特性的基础指标。随着经济社会发展和科学技术进步,土壤电导特性在雷击风险评估、接地工程、地下金属设施防腐工程、精细农业等方面发挥的作用越来越重要,应用的范围越来越广泛,而发挥土壤电导在这些领域作用,提高其应用能力的前提是必须快速获得精确的土壤电导参数。但是,目前土壤电导的研究主要集中在土壤自身的物理化学特性对土壤电导影响的研究,研究的手段主要是实验室分析土壤物理化学特性来估测土壤电导参数或野外人工直接测量土壤电导参数。而对土壤的物理化学特性影响显著的降水、温度、湿度、蒸发、风速、气压等气象因素与受气象因素影响的土壤温度、土壤含水量的耦合效应对土壤电导特性影响方面的研究还处于定性的起步研究阶段。国内外至今还未见有关土壤电导与土壤含水量、土壤温度、降水、温度、湿度、蒸发、风速、气压等气象因素进行连续的监测,建立当地土壤电导与土壤含水量、土壤温度、气象因素之间的相关模型,研究土壤含水量、土壤温度、降水、温度、蒸发等因素对土壤电导影响机理等方面研究的报道。并且,目前通用的土壤电导测试技术,还不能全面反映土壤电导的季节性动态变化。因此开展土壤电阻率自动测量装置研制和进行土壤电导与土壤含水量、土壤温度、气象因素连续的监测,建立当地土壤电导与土壤含水量、土壤温度、气象因素之间的相关模型,研究气象因素对土壤电导的影响、土壤含水量、土壤温度对土壤电导的影响、气象因素与土壤温度及含水量的耦合效应对土壤电导影响机理,不仅在雷击风险评估、雷电防护工程、地下金属设施防腐工程、农业生产、精细耕作等方面具有重要的现实意义和工程实用价值,而且在土壤电导特性研究方面更具有重要的理论指导意义。

为此作者根据公益性行业(气象)科研专项——“雷电对电子设备的破坏效应及其防护试验研究”项目、中国气象局雷电监测系统建设项目——“土壤电阻率自动测量系统研究与示范建设”项目、重庆市科学技术攻关项目——“重庆轻轨防雷技术研究”等课题研究成果,依托作者在西南大学的博士论文——“气象因素与土壤电性质耦合效应对土壤电导的影响”的研究成果,并参考国内外有关土壤学、土壤电学、电学、电化学、电腐蚀学和雷电科学与防护技术以及接地技术等方面的研究成果和应用资料,详细论述了土壤电导实际应用状况、土壤电导研究现状、影响土壤电导的因素、气象因素对土壤电导影响的数学分析方法、土壤电阻率自动测量装置、土壤电阻率与气象因素和土壤温度及含水量野外观测试验、气象因素对土壤电导的影响、土壤温度及含水量对土壤电导的影响、气象因素与土壤温度及含水量对土壤电导的影响和接地降阻剂的主要技术要求、检验方法、检验规则等内容,揭示了气象因素对土壤电导特性影响机理,为土壤的合理利用和改良、建设项目雷击风险评估、防雷工程设计与施工、大型地下金属

设施的防腐工程设计与施工、开展精细农业研究以及改善土壤电阻率、增强土壤电导特性、加强土壤环境保护等提供科学依据。可供雷电防护、金属设施的防腐、精细化农业研究等工作管理人员、理论研究人员、一线工程技术人员参考,同时也可供气象、农业、环境保护、安全生产监督管理等部门和其他经济行业从事土壤学、土壤环境安全、土壤电学及其相关领域研究工作管理人员和科研人员的参考。

本书在编写过程中得到重庆市防雷安全工作委员会办公室、西南大学资源环境学院、重庆市防雷中心、重庆市气候中心、重庆市气象局信息技术保障中心、重庆市合川区气象局、重庆市舍特气象应用研究所、重庆维宇电子高科技开发有限公司、重庆科雷电子科技有限公司等单位提供了大量的土壤电化学、土壤电腐蚀学、土壤电导学的具体实践资料。中国气象科学研究院张义军研究员、董万胜研究员,重庆大学电气过程工程学院廖瑞金教授、西南大学资源环境学院李航教授、魏朝富教授等审阅了本书,并提出了许多宝贵意见,在此一并致谢。

由于作者水平有限、时间仓促,本书难免有不足之处,敬请读者批评指正。

作者 2011 年 5 月于重庆

目 录

前 言

第 1 章 概 论	(1)
1.1 土壤电导研究与应用	(1)
1.2 影响土壤电导的因素分析	(20)
第 2 章 气象因素对土壤电导影响的数学分析方法	(26)
2.1 多元线性回归数学模型	(26)
2.2 多元线性回归参数估计方法	(27)
2.3 多元线性回归的总离差平方和的分解和多元相关系数	(28)
2.4 多元线性回归的离差平方和与偏相关系数	(29)
2.5 多元线性回归变量选择的逐步回归方法	(29)
2.6 多元线性回归数学模型拟合优度检验方法	(31)
第 3 章 土壤电导自动测量装置	(33)
3.1 引言	(33)
3.2 土壤电阻率远程自动测量装置工作原理及其研发	(33)
3.3 土壤电阻率远程自动测量装置野外对比试验	(39)
3.4 土壤电阻率远程自动测量装置运行监控与试验数据质量分析	(40)
3.5 土壤电阻率远程自动测量装置主要技术指标及特点	(41)
3.6 土壤电阻率远程自动测量装置使用方法	(42)
3.7 本章小结	(44)
第 4 章 土壤电阻率与气象因素和土壤温度及含水量野外观测试验	(45)
4.1 引言	(45)
4.2 地面气象观测场地技术要求	(46)
4.3 观测场土壤电阻率观测试验	(52)
4.4 合川区气象局观测场气象参数观测试验	(54)
第 5 章 气象因素对土壤电导特性影响分析	(73)
5.1 引言	(73)
5.2 试验场土壤电阻率特征分析	(73)
5.3 试验场气象因素之间的相关性分析	(83)
5.4 土壤电阻率与气象因素的相关性分析	(88)

5.5	本章小结	(156)
第 6 章	土壤温度及含水量对土壤电导影响分析	(160)
6.1	引言	(160)
6.2	土壤温度与土壤含水量的相关性分析	(160)
6.3	土壤温度与土壤电阻率的相关性分析	(165)
6.4	土壤含水量与土壤电阻率的相关性分析	(178)
6.5	本章小结	(191)
第 7 章	气象因素与土壤温度及含水量对土壤电导的影响	(193)
7.1	引言	(193)
7.2	气象因素与土壤温度的相关性分析	(194)
7.3	气象因素与土壤含水量的相关性分析	(208)
7.4	气象因素的耦合效应对土壤电阻率的影响	(233)
7.5	气象因素与土壤温度及含水量的耦合效应对土壤电阻率的影响	(246)
7.6	本章小节	(302)
参考文献		(310)

第1章 概论

土壤体系的土壤黏粒带有电荷,并吸附一定数量的反离子,可把土壤看做一种多价电解质。事实上,在一般土壤中,都或多或少地存在其他电解质,因此,土壤体系在外加电场的作用下,也会发生导电现象。表征土壤电导特性指标常常用土壤电导率或者土壤电导率的倒数——土壤电阻率来表示。随着经济社会发展,土壤电导特性在防雷接地工程、地下金属设施的防腐工程、精细农业等方面的作用越来越重要,应用越来越广泛,因此研究分析土壤电导特性在防雷接地工程、地下金属设施的防腐工程、精细农业等方面的应用状况和土壤电导特性研究现状以及影响土壤电导特性的因素,对深入探讨气象因素对土壤电导特性影响机理具有十分重要的指导意义。

1.1 土壤电导研究与应用

1.1.1 土壤电导理论研究

在外加电场的作用下,电解质溶液中的阳、阴离子以相反的方向定向移动,从而产生导电现象。在其他条件不变时,电解质溶液的电导决定于溶液中离子的数量、电荷和淌度。一个溶液的电导是其中各个离子的电导之和。因此,电导测量只能用来估算离子总量,而不能区分和测定单个离子的种类和数量。在土壤体系中,由于土壤胶粒带有电荷,并吸附有一定数量的反离子,所以可把土壤看做一种多价电解质,事实上在一般土壤中,都还有或多或少的其他电解质存在。因此,土壤体系在外加电场的作用下也会发生导电现象。

土壤电导原理与溶液电导相似,其导电能力与土壤溶液中离子浓度和电荷有密切关系,也与离子迁移速率有关。因此,土壤溶液的电导率可以反映土壤溶液中离子的浓度,也与离子的组成有关。不过由于土壤是个多相体系,可看成一个错综复杂的可盛装溶液的容器,一个具有弯弯曲曲通道的导体,或是许多具有不同截面积和不同长度的导电通道。因此土壤电导与这些通道的弯曲率有关。这些通道的导电性不仅与内含溶液的浓度有关,还与此溶液的充满度相关。所以,土壤电导与土壤含水量相关。早在19世纪末,已有学者应用土壤电导特性来研究盐渍土的含盐量。由于土壤电导值的大小受到土壤颗粒与离子之间的相互作用的影响,自1950年代开始,逐渐有更多的学者用电导特性来研究土壤的胶体电化学性质。

1.1.1.1 电导和比电导

电解质溶液的导电能力服从欧姆定律。导电能力的大小常以电阻(R)的倒数即电导(L)来表示。根据欧姆定律,导体的电阻与其长度(l)成正比,而与其截面积(A)成反比:

$$R = \rho \frac{l}{A} \quad (1-1)$$

式中: ρ 为电阻率, 是长 1 cm, 截面积为 1 cm² 的导体的电阻, 以 $\Omega \cdot \text{cm}$ 单位。

$$L = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{1}{l/A} = k/K \quad (1-2)$$

式中: L 是电导, 其单位为 S, k 是 ρ 的倒数, 称为电导率, 是长 1 cm, 截面积为 1 cm² 的导体的电导, 对溶液来说, 它是电极面积为 1 cm², 两电极间距为 1 cm 时的溶液的电导, 其单位为 S · cm⁻¹ (S 称为西门子, 1 S = 1 Ω^{-1})。 K 是电导池常数, 对一定的电导电极或电导池来说是个常数。

1.2.1.2 当量电导和极限当量电导

为了比较不同电解质溶液的导电能力, 引入了当量电导这一概念。其定义为: 在两个相距为 1 cm 的电极之间, 含有 1 g 当量电解质的溶液时所测出的电导。它与实测比电导的关系为:

$$\Lambda = \frac{1000k}{C} \quad (1-3)$$

式中: C 是电解质溶液的当量浓度, Λ 是当量电导, 其单位为 $\Omega \cdot \text{cm}^2/\text{g}$ 当量。

当量电导随溶液浓度的增加而减小。对于稀的强电解除质溶液, Kohlrausch 提出了如下的经验公式:

$$\Lambda = \Lambda_0 - K\sqrt{C} \quad (1-4)$$

式中: K 为常数, Λ_0 是溶液无限稀释时的当量电导, 称为极限当量电导。式(1-4)表明, 当量电导随溶液浓度和离子电荷的增加而减小。

Kohlrausch 认为, 在无限稀释的强电解质溶液中, 每个离子的迁移各自独立进行而互不干扰。因此对于某种离子, 其电导值是恒定的, 所以一个无限稀释溶液的电导是溶液中阳离子和阴离子电导的总和。这个定律可用下式表示:

$$\Lambda_0 = \Lambda_{0,+} + \Lambda_{0,-} \quad (1-5)$$

式中: $\Lambda_{0,+}$ 、 $\Lambda_{0,-}$ 分别表示无限稀释时阳离子、阴离子的当量电导。

1.1.1.3 离子淌度

溶液中的离子在外加电场的作用下定向移动, 其速度与电位梯度成正比:

$$V_+ = U_+ \frac{dE}{dl}, V_- = U_- \frac{dE}{dl} \quad (1-6)$$

式中: V_+ 、 V_- 分别为正、负离子的移动速度, 比例常数 U_+ 、 U_- 为单位电位梯度下正、负离子的移动速度, 称为淌度或迁移率, 单位为 cm/s/V/cm。在无限稀释时不存在离子间的相互作用, 淌度达到一个极限值, 称为绝对淌度 U_0 , 其对应的离子速度称为离子的绝对速度。式(1-6)可写成:

$$V_{0,+} = U_{0,+} \frac{dE}{dl} \quad (1-7)$$

$$V_{0,-} = U_{0,-} \frac{dE}{dl} \quad (1-8)$$

对所有完全离解的盐类, 极限当量 Λ_0 与离子的绝对淌度有下列关系:

$$\Lambda_0 = (U_{0,+} + U_{0,-})F \quad (1-9)$$

式中 F 是 Faraday 常数。

与(1-5)式比较, 即得离子的极限当量电导与离子绝对淌度之间的关系:

$$\Lambda_{0,+} = U_{0,+} F, \Lambda_{0,-} = U_{0,-} F \quad (1-10)$$

因此,一个离子的绝对淌度等于其极限当量电导除以 Faraday 常数。

1.1.1.4 Debye-Hückel-Onsager 的电导理论

在早期,Arrhenius 认为,电解质浓度增加时当量电导的减小完全是由于电解质的离解度降低,离子的数目减少所引起的,而与离子淌度无关。他提出,在一定的浓度下,电解质在溶液中的离解度 α 可用当量电导与极限当量电导之比来表示,即:

$$\alpha = \frac{\Lambda}{\Lambda_0} \quad (1-11)$$

实际上这个公式仅适用于弱电解质的稀溶液,而不适用于浓溶液和强电解质溶液。

以后,Debye-Hückel 发表了强电解质溶液理论,Onsager 进一步发展了这个理论,并把它应用到在电场作用下离子的迁移现象方面,把 Kohlrausch 关于当量电导与浓度平方根成直线函数的经验公式提高到理论阶段。

根据 Debye-Hückel 理论,在电解质溶液中,由于静电引力的结果,任一中心离子都被反电荷的球形离子氛所包围。在稳定情况下,离子氛的电荷是以中心离子为中心成球形对称的,此时电荷密度以紧靠中心离子处为最大,随着与中心离子距离的增大而减小。在无限稀释的溶液中,离子之间的距离极大,不发生静电作用,所以没有离子氛,离子移动不受其他离子的影响。但是带有离子氛的中心离子在外加电场的作用下移动时,将由于下述两种阻力而使速度减慢。

(1) 松弛力

以中心阳离子和外围的阴离子氛为例,在外加电场的作用下,中心离子向负极移动,外围离子氛则有向正极移动的趋势,中心离子后面的离子氛的电荷密度比前面的要大一些,也就是在中心离子的后面出现了多余的反电荷。只要离子一直在移动着,这种不对称的离子氛就一直存在,由于静电吸引力的作用,对中心离子的移动产生一种静电阻滞力,称为松弛力。它使离子的移动速度变小,因而使当量电导降低。不对称的离子氛有力图恢复球形对称的趋势,如果中心离子停止了移动,离子氛会很快地重新建立对称平衡。离子氛对称的破坏或恢复所需的时间称为松弛时间。

(2) 电泳力

在外加电场的作用下,中心阳离子与其溶剂化分子向负极移动,而其阴离子氛有同溶剂化分子一起向正极移动的趋势。这一趋势是阻滞中心离子在溶液中移动的另一个因素。其作用相当于增大溶剂的黏度,与胶体颗粒在电场中移动时所遇到的溶剂的阻滞作用力相类似,所以称为电泳力。电泳力也使离子的移动速度降低,因而使当量电导变小。

Onsager 考虑了上述二因素,推导出在某种浓度时当量电导与极限当量电导间的定量公式。对于 1-1 价型电解质,其形式为:

$$\Lambda = \Lambda_0 - \left[\frac{82.4}{(\epsilon T)^{1/2}} \eta + \frac{8.20 \times 10^5}{(\epsilon T)^{3/2}} \Lambda_0 \right] \sqrt{C} \quad (1-12)$$

式中: T 是绝对温度, ϵ 是介电常数, η 是介质的黏度, C 是溶液的当量浓度。

上式方括号中的第一项是由于电泳效应引起的当量电导的减小,与介质的黏度有关;第二项是由于松弛效应所引起的电导的减小。这两项都与离子氛的有效半径成反比。对于 1-1 价型的电解质,离子氛的半径与离子浓度的平方根成反比,所以这两种效应都与 $\sqrt{C}$ 成正比。上

式可简化成:

$$\Lambda = \Lambda_0 - (A + B\Lambda_0)\sqrt{C} \quad (1-13)$$

式中: A 和 B 分别代表电泳效应和松弛效应的常数, 仅与温度、溶剂性质有关。在 25°C 时, 水的 $A=60.2$, $B=0.229$; 乙醇的 $A=89.7$, $B=1.33$ 。当溶剂的介电常数大于 20, 而且溶液又较稀时, 由 Onsager 公式计算的数值与实验结果颇为相近。这个事实有力地支持了强电解质是完全离解, 离子间有相互作用的观点。

1.1.1.5 高频作用下和强电场中的电导行为

在高频时电导随频率而变, 这一现象通常称为 Debye-Falkenhagen 效应。这种效应可用电解质的离子氛学说来解释。当对电解质溶液施以高频交流电压时, 使中心离子的振动周期比离子氛的松弛时间还小, 则在中心离子周围所产生的电荷的对称分布来不及有大的改变。因此, 随着频率的增高, 由松弛效应所引起的阻力减小, 因而电导增加。如果振动频率 $> 10^6 \text{ Hz}$, 则离子几乎是不动的, 其离子氛是对称的。

离子价数越高, 溶液的浓度越大, 则表现出这种效应所需的频率越高。

如果外加电场达到 20000 V/cm , 则离子将以 1 m/s 左右的速度移动。这样, 在松弛时间内, 离子所通过的路程就要超过离子氛的有效厚度若干倍, 使运动着的离子来不及形成离子氛。在这种情况下, 松弛效应和电泳效应大大降低, 甚至消失。在高场强电解质溶液的电导增大的现象, 称为 Wien 效应。

对于强电解质溶液因 Wien 效应而增加的当量电导, 溶液浓度愈大愈显著; 场强越高, 当量电导的增加量逐渐减少; 场强增至足够高时, 当量电导的增值趋于一极限值。此时 Λ 将接近于 Λ_0 , 表明松弛效应和电泳效应已几乎完全消失。

弱电解质溶液在强电场中的导电行为与强电解质溶液不同, 其当量电导的增加量与电场强度成正比。这个事实说明弱电解质溶液在强电场作用下有更多的分子离解为离子, 即, 当电场强度增加时, 分子 $\rightleftharpoons$ 离子对 $\rightleftharpoons$ 正离子 + 负离子的平衡将向右转移, 这种现象称为电场离解效应。

1.1.1.6 溶液浓度与电导率

(1) 以 $\text{mmol} \cdot \text{L}^{-1}$ (—或+) 表示的溶液浓度 C 与溶液电导率 k 的关系。

根据(1-5)、(1-6)公式可以得出,

$$k = \frac{\Lambda_0 C - AC^{\frac{3}{2}}}{1000} \quad (1-14)$$

在 C 值很小的情况下, $C \gg C^{\frac{3}{2}}$, $AC^{\frac{3}{2}}$ 可以忽略, 于是

$$k = \frac{\Lambda_0 C}{1000} \quad (1-15)$$

对许多盐类来说, Λ_0 约在 100 数量级内。所以

$$k \approx \frac{C}{10}, C \approx 10k \quad (1-16)$$

以上关系适用于 k 范围在 $0.1 \sim 10 \text{ mS} \cdot \text{cm}^{-1}$ 的溶液。当浓度高时, k 变化较小。如海水浓度约为 $600 \text{ mmol} \cdot \text{L}^{-1}$, 其 k 为 $50 \text{ mS} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。两者比值为 12, 高于 10。离子组成不同, 系数也将有所改变。

以上近似关系也可以用实测值的相关统计得出。Marion 和 Bobcock(1976)将美国西部河水、土壤提取液和土壤悬液的电导率和浓度的关系进行了统计,得出了 $15 \text{ mS} \cdot \text{cm}^{-1}$ 以下的土壤溶液(或河水,地下水和灌溉水)的关系式:

$$\lg C = 0.955 + 1.039 \lg k \quad (1-17)$$

式中 C 的单位 $\text{mmol} \cdot \text{L}^{-1}$ (+或-); k 单位为 $\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。

根据石元春(1986)等对河北曲周县北部盐渍土的不同土水比浸出液和地下水的统计分析表明随着电导率范围的增高, $C(\text{mmol} \cdot \text{L}^{-1}, +\text{或}-)$ 与 $k(\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1})$ 的比值由 10.5 增至 13.76,其中电导率范围较低的 1:5 浸出液的比值接近于 10, $C=10.5k$ 。

(2) 以 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 表示的浓度(C)与电导率(k)的近似关系

在溶液电导率 $3 \sim 30 \text{ mS} \cdot \text{cm}^{-1}$ 范围内, $C(\text{mg} \cdot \text{L}^{-1})$ 和 $k(\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1})$ 的近似关系如下式(Richards, 1954):

$$C(\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}) = 640k \quad (1-18)$$

系数常常变化于 600~900 范围内。

Tanji 等(1972)根据美国西部的几百个水样统计得出:

$$C(\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}) = 0.773k - 208 \quad (1-19)$$

式中 k 单位为 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。

根据曲周县几十个土壤溶液和浸出液的测定结果,电导率在 $10 \text{ mS} \cdot \text{cm}^{-1}$ 以下范围内,

$$C(\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}) = 670k \quad (k \text{ 单位为 } \text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}) \quad (1-20)$$

随着 k 值的升高, C 与 k 的比值增加,可达 0.81×10^3 。在要求精度不太高的情况下,应用以上近似关系式,或求得该应用区域的特定关系式,就可以用测定方法较简便的电导率估算溶液浓度。

1.1.1.7 离子强度与电导率

Griffin 和 Jurinak(1973)从美国 124 个水和土壤溶液样品的分析资料得到以下关系(图 1-1)。

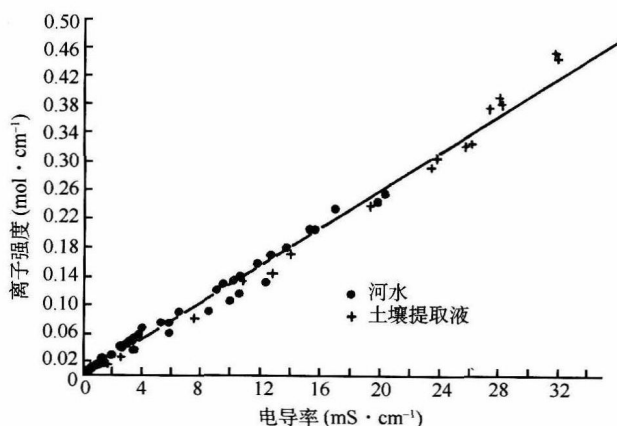


图 1-1 自然水溶液离子强度和电导率关系图

$$I=0.0127EC(25^{\circ}\text{C}) \quad (1-21)$$

式中 I 为离子强度 $\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$; EC 单位 $\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。

由于电导率等的关系有所差异。Marion 和 Babcock(1976),作了不同溶液的回归方程(表 1-1),表明了不同盐溶液的电导率与离子强度的关系。

表 1-1 溶液电导率与离子强度回归方程

溶液	方程	可决系数	标准差
NaCl	$\lg I = 0.932 + 1.028 \lg EC$	0.9999	0.009
CaCl_2	$\lg I = 1.101 + 1.051 \lg EC$	0.9998	0.011
MgSO_4	$\lg I = 1.215 + 1.022 \lg EC$	1.000	0.002
混合盐*	$\lg I = 1.159 + 1.009 \lg EC$	0.9942	0.049

说明:①电导率(EC)单位: $\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}$,离子强度(I)单位: $\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$;

②混合盐:土壤悬液、土壤浸出液和河水;③溶液温度: 25°C 。

1.1.1.8 溶质势与浓度和电导率

土壤溶液不是纯水,因此,它除了基质势、压力势和重力势外,还具有溶质势,也称渗透势。由于溶质的存在,影响了土壤溶液的热力学性质,并降低了势能,也降低了土壤水的水汽压。在有半透膜,如根细胞壁和气—水界面存在情况下,就产生溶质势。当土壤溶质势达到 -1.45 MPa 时,即使土壤基质势为 -0.05 MPa (土壤湿润),也会使生长于其上的植物发生永久萎蔫。

溶质势(Ψ_s)与土壤溶液浓度 C 的关系式为:

$$\Psi_s = -RTC \quad (1-22)$$

式中: R 为气体常数, $8.2 \text{ MPa} \cdot \text{cm}^3 (\text{mol} \cdot \text{K})^{-1}$; T 为热力学温度, K ; C 单位为 $\text{mol} \cdot \text{cm}^{-3}$; Ψ 单位为 MPa 。

Richards(1954)提出了适用于 $50 \sim 1000 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 浓度(C)范围的经验式

$$\Psi_s = -5.6 \times 10^{-4} \cdot C \quad (1-23)$$

式中: C 单位为 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。

溶质势与电导率(k)的经验式为:

$$\Psi_s = -0.36k \quad (1-24)$$

此式适用于 $3 \sim 10 \text{ mS} \cdot \text{cm}^{-1}$ 范围的土壤溶液或浸出液。

实际情况较为复杂,土壤溶液的溶质势随溶质组成而异,而且与各组成的离子活度有关。以上经验式只是为了便于应用而取其经验关系。

1.1.1.9 溶液电导率的计算公式

溶液电导率可以由溶液的组成计算得到。

Tanji 和 Biggar(1972)提出由溶液中每种离子的电导率加起来,用以计算溶液电导率。

$$k = \sum_{i=1}^n e_i = \sum_{i=1}^n \lambda_i C_i \quad (1-25)$$

式中 e_i 为离子电导率($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$), λ_i 为离子的摩尔电导 [$\text{S} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{mol}^{-1}$]。

根据式(1-4),离子的摩尔电导率与浓度的关系可表达为:

$$\lambda_i = \lambda_i^0 - KC^{0.5} \quad (1-26)$$

几种离子的 λ_i^0 见表 1-2。

表 1-2 25℃ 时几种离子的 λ_i^0 值 ($\text{S} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{mol}^{-1}$, + 或 -)

离子	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	NO_3^-
λ_i^0	59.5	53.1	50.1	73.5	76.4	80.2	44.5	69.3	71.5

如已知河水或土壤溶液中各离子的浓度和参数 K 值,就可计算出电导率。Tanji 等根据 Sacramento 河水的各种离子浓度和参数 ($K=5.5$) 计算了该河的电导率为 $165.8 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, 而实测电导率为 $162 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。

1.1.1.10 土壤表观电导率计算公式

水溶液的电导率 k_w 与克分子离子电荷总数成正比:

$$k_w = K \sum_{i=1}^n \lambda_i M_i |V_i| \quad (1-27)$$

式中: K 是电导池常数, λ 是离子的极限克分子电导, M 是克分子浓度, $|V|$ 为离子电荷的绝对值。 k_w 取决于溶液本身的电导和电导池常数 K 。 K 定义为:

$$K = hA/l \quad (1-28)$$

式中: h 是与电导池和待测液几何特性有关的一个系数, A 是电极的有效面积, l 是电极间距。合并式 (1-27) 和 (1-28) 即得溶液电导率:

$$k_w = h \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i M_i |V_i| \right) A/l \quad (1-29)$$

Rhoades 等导得一个使土壤表观电导率 (k_a) 和土壤水溶液电导率 (k_w) 相联系的宏观电导模式:

$$k_a = Tk_w\theta + k_s \quad (1-30)$$

式中: T 是土壤的传递系数, 与土壤毛细孔的弯曲率和电极形状有关; θ 是含水量; k_s 是由土粒表面上的离子所引起的表面电导率。土壤弯曲率 T' 可与测量电极的几何因素分开:

$$T = T'A/l \quad (1-31)$$

合并式 (1-27)、(1-30) 和 (1-31) 可得田间土壤的电导率 k_a :

$$k_a = \left[T' \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i M_i |V_i| \right) \theta \right] A/l + k_s \quad (1-32)$$

式 (1-30) 和 (1-32) 表示, 土壤电导率 k_a 直接取决于土壤含水量。Dutt 和 Anderson (1964) 的土壤电导模式也具有这种关系:

$$k_a = ck_w + b \quad (1-33)$$

式中: b 是交换性离子和胶体表面对电导率的贡献。他们发现这些表面效应对土壤电导率只有二次影响。斜率 c 是个几何因数:

$$c = \frac{l}{A} \sum_{i=1}^n a_i/d_i \quad (1-34)$$

式中: i 是指水化离子能够穿过电极间土壤介质的通道; a_i 是每个通道的横截面积; d_i 是每个通道的长度。由于离子只可能在充满水的毛细管内移动, 所以 $\sum a_i$ 是含水毛细管的总截面积, 因而与土壤含水量 θ 成正相关。 $\sum d_i$ 是通道的总长度, 与 θ 成反相关。

土壤的体积含水量为:

$$\theta = \frac{1}{A1} \sum a_i d_i \quad (1-35)$$

将式(1-34)与(1-35)合并可得:

$$c = \left[\left(\sum_{i=1}^n a_i / d_i \right) / \left(\sum_{i=1}^n a_i d_i \right) \right] l^2 \theta \quad (1-36)$$

由于 a_i 和 d_i 完全取决于 θ , 式中 C 仅当 θ 恒定时才是常数, 故式(1-33)可改写成:

$$k_a = K \theta k_w + b \quad (1-37)$$

式中

$$K = \left(\sum_{i=1}^n \frac{a_i}{d} / \sum_{i=1}^n a_i d_i \right) l^2 \quad (1-38)$$

当 θ 变化时, 如果 a_i 对 k , 决定性大于 d_i 者, 则在实验误差范围内 K 接近常数。在这种情况下, d_i 可用通道的平均长度 d 表示, 则 K 变为:

$$K = \left[\left(\frac{1}{nd} \sum_{i=1}^n a_i / nd \sum_{i=1}^n a_i \right) \right] l^2 = (l/nd)^2 \quad (1-39)$$

当 nd/l 是弯曲率时, K 可解释为传递系数 T 。合并式(1-37)和(1-39)即得:

$$k_a = k_w T \theta + b \quad (1-40)$$

此式同(1-30)式。Rhoades 等(1976)和 Nadler 与 Dasberg(1976)的试验指出, 当(1-40)式的最后一项取近似值时, 上述假设成立。

Bohn 等的实验结果表明, 在实验室和野外用 Wenner 四极法测得的 K_a 与土壤溶液中可溶盐浓度(盐分范围 $0 \sim 4 \text{ m}\Omega/\text{cm}$)和土壤含水量(土壤水分吸力为 $0.1 \sim 15 \text{ Pa}$)的乘积成正比。

1.1.2 土壤电导测量方法的进展分析

不管测量土壤电阻率的目的如何, 其测量技术实际上是一样的。但是对测试数据的分析却可能是多样的, 在遇到有多种土壤电阻率的土壤时, 情况更是如此。

土壤电阻率不仅随土壤的类型变化, 而且随温度、湿度、含盐量和土壤的紧密程度变化, 如图 1-2 所示。

海水地区的土壤电阻率为 $0.01 \sim 1 \Omega \cdot \text{m}$; 砂岩地区的土壤电阻率能高到 $10^9 \Omega \cdot \text{m}$ 。温度自 25°C 向 0°C 下降时, 土壤电阻率随之缓慢上升; 在 0°C 以下, 则迅速上升, 冻土的电阻率可能非常高。

表 1-3 列出各种土壤和各种岩石的电阻率, 该表具有简明的优点。

通常不同深度土壤层的土壤电阻率差异比较大。土壤电阻率的横向差异也存在, 但一般是渐变的, 因此一般在测量地段附近可不忽略土壤电阻率的横向变化。

在大多数情况下, 测量数据表明, 土壤电阻率 ρ_a 主要是深度 z 的函数。为便于表达, 此函数可写成如下式:

$$\rho_a = \varphi(z) \quad (1-41)$$

式中: ρ_a 为土壤电阻率; z 为深度。

接地极或邻近接地极的地面电位梯度主要是上层土壤电阻率的函数。而接地极的接地电阻却主要是深层土壤电阻率的函数。但是在接地极埋在土壤电阻率特别高的上层土壤的极端

情况下,上述结论不适用。

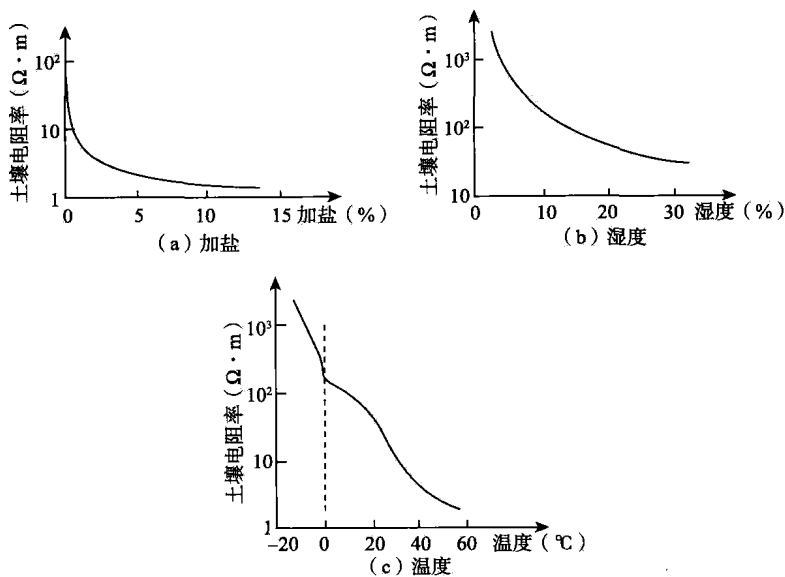


图 1-2 土壤电阻率变化曲线

表 1-3 地质期和地质构造与土壤电阻率

土壤电阻率 $\Omega \cdot \text{cm}$	第四纪	白垩纪 第三纪 第四纪	石炭纪 三叠纪	寒武纪 奥陶纪 泥盆纪	寒武纪前 和寒武纪
1(海水)		砂质黏土 黏土 白垩	白垩 暗色岩 辉绿岩 页岩 石灰石 砂岩	页岩 石灰石 砂岩 大理石	砂岩 石英岩 板石岩 花岗岩 片麻岩
10(特低)					
30(甚低)					
100(低)					
300(中)					
1000(高)					
3000(甚高)					
10000(特高)	表层为砂砾和 石子的土壤				

输电线路的工频接地参数受不同的电阻率的各层土壤的影响,而载波频率、无线电频率或冲击波的地回路阻抗实际上仅仅受上层几米土壤层的影响。

上述情况说明需要对表层和深层土壤同时进行土壤电阻率的测量。用这种方法可取得许多数据,而对应每个数据,测试电流都与周围土壤电阻率的增量有关(戴耀基等,2000)。

1.1.2.1 实验室土壤试样分析法

通常,在要安装接地网的地方,总要进行大规模的土建工程。为此要进行地质勘探,以获取有关土壤特性和构造的大量资料。可用已知尺寸的土壤试样相对两面之间所测得的电阻值,来确定不同深度的土壤电阻率。但由于测试的土壤电阻率值包含了土壤试样和电极的接触电阻,而这个接触电阻是未知,因此这种测试方法会有一定误差。如果对土壤试样采用四端电阻测量方法,则可得到较准确的测定结果。然而由于难于得到有代表性的、均匀的土壤试样,和难于在试验槽中复制原有土壤的紧密性和水分含量,因此对试样进行电阻率测量,以得到土壤电阻率的有用近似值是比较困难的,甚至在某种情况下是不可能的。

1.1.2.2 电流—电压测深法

电流—电压测深方法基本原理是对被测量区域和电流极间施加电流,据电流在电位极上产生的电位来确定电阻率。电流—电压测深方法根据插入地中的电极数可分为二极法、三极法和四极法。

(1) 二极法

二极法测量电导所用的是二极电导池,由交流电源供电,因此二极法也常称为交流法。二极电导池有几种连接方式,最广泛采用的是交流惠斯顿电桥。二极法的原理如图 1-3 所示,在被测区域插入电流极 A 和 B,在 A 和 B 这间施加电流,电源一般采用电池。将电流表串入电流回路测量流过的电流 I ,将电极 B 的电位看作零电位,电压则为电池电压的额定值 E 。可以粗略地估计测量得到的接地电阻 $R=E/I$ 。当电流极采用标准的半球电极,电极半径为 r ,则由半球接地极的接地电阻计算公式可以得到被测区域的电阻率 ρ 为:

$$\rho = 2\pi r R \quad (1-42)$$

为了精确测量电导,除要考虑电导仪可能引入的误差外,还得考虑电导池系统(电极极化、电容效应、蒸馏水、温度等)的影响因素。例如土壤电导随温度的升高而增大。一般大多数土壤,每增加 1°C ,电导约增加 25°C 时电导值的 2% 。因此对于精密研究,需在恒温下进行,以避免温度的影响。

不论在野外还是在室内,电导仪上的读数是在测定温度下的电导值,须进行整理后才能相互比较。在电导测定中,除了野外四极法外,都得先测知电导池常数,才能计算电导率。常用的方法是测量一个已知电导率(k)的标准 KCl 溶液的电阻(R),然后按下式计算电导池常数 K :

$$K = kR \quad (1-43)$$

关于土壤电导的温度校正一直沿用溶液电导的校正方法。1948 年 Campbell 等根据 22 个盐碱土样品的浸提液电导率随温度的变化,指出在 $15\sim 35^\circ\text{C}$ 范围内,浸提液电导在 25°C 时的平均温度系数为 2.02% 。我国学者建议在一般测量中按下式:

$$\frac{1}{R_{25}} = \frac{1}{R_t [1 + \alpha(t - 25)]} \quad (1-44)$$

采用 $\alpha = 2\%$ 将不同温度下的测定值换算成 25°C 时的电导。美国盐分分析室的资料认为,

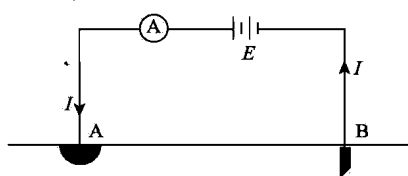


图 1-3 两极法测电阻率的原理图