

土的冻胀与建筑物冻害防治

童长江 管枫年

水利电力出版社

前 言

在我国幅员广大的冻土（多年冻土及季节冻土）地区，进行着许许多多水利工程、工业民用建筑及交通运输工程的建设。在这些工程建设中，势必要遇到大量的冻土地区特有的工程技术上的困难。为能顺利地进行建设，就必须对冻土及其与工程建筑物相互作用的一系列工程冻土学理论和实践问题作出解答，以确保冻土地基上工程建筑物的稳定性、耐久性及经济合理性。否则，在这些地区的工程建筑就很难取得经济合理的成效。

研究土的冻胀特性及其与工程建筑物的相互作用，以便拟出控制、削弱土冻胀的方法和抗御冻害的有效措施，这是工程冻土学的主要研究任务之一。正因如此，这些问题在国内外已为广大的科研、工程技术人员所密切关注。我国的冻土研究工作正蓬勃发展，且取得了许多可喜成果。本书依据作者多年的研究和设计工作实践，并在分析综合国内外各种工程实践及各家著作的基础上，试图为解决上述问题做些有益的工作，期望它能起到抛砖引玉的作用。

由于作者水平有限，加之近年来国内外工程冻土学的研究发展较快，有些新的工程实践经验和研究成果在本书中未能全面反映出来。所以，缺点和不足之处在所难免，请读者批评指正。

本书承蒙水电部东北勘测设计院长春水利科学研究所高级工程师徐伯孟，工程师王亮多次认真地审阅，为充实提高本书内容作出了贡献；中国科学院兰州冰川冻土研究所吴紫汪副研究员及武汉水利学院陈德亮老师对本书提出许多宝贵意见；在编写此书期间，还得到了有关研究、勘测设计单位许多同志们的大力支持与热情鼓励。在此，谨致谢意！

内 容 提 要

本书较系统地叙述了土的冻结、冻胀及冻胀力规律及形成过程，并对影响冻胀及冻胀力的土质、水分、温度和外部荷载等因素进行深入分析。本书又以冻土的基本理论为基础，剖析了土体冻胀对各种基础类型建筑物破坏的原因、形式和特征。结合工程实践阐述了防治建筑物冻害的基本措施与方法。对多年冻土地区进行工程建设时所遇到的特殊工程问题也作了一些论述、分析。

本书可供从事水利，工业民用建筑，交通运输等专业的工程技术人员参考，对于从事冻土教学、科研工作者也是有益的参考书。

土的冻胀与建筑物冻害防治

童长江 管枫年

*

水利电力出版社出版

(北京三里河路6号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

水利电力印刷厂印刷

*

787×1092毫米 16开本 17印张 384千字

1985年4月第一版 1985年4月北京第一次印刷

印数 0001—6510册 定价3.50元

书号 15143·5625

目 录

前 言

绪 论	1
第一章 土的冻结特征和冻胀	9
第一节 土的冻结特征	9
第二节 土冻结时冻胀的基本概念	14
第三节 土冻胀过程与特点	17
第二章 土冻结过程中水分迁移与冻胀机理	22
第一节 冻土中的水分重分布	22
第二节 水分迁移的动力与原理	26
第三节 冻胀机理	28
第三章 土的冻胀规律	32
第一节 土的粒度组成对冻胀的影响	32
第二节 土的矿物成分对冻胀的影响	36
第三节 土中水分对冻胀的影响	38
第四节 土体密度对冻胀的影响	43
第五节 土中温度对冻胀的影响	47
第六节 荷载对冻胀的影响	49
第七节 土中盐分对冻胀的影响	56
第八节 土体冻胀性的评价	61
第四章 土的冻胀力	66
第一节 冻结过程中土与基础间的相互作用	67
第二节 土的冻结强度	69
第三节 切向冻胀力	76
第四节 法向冻胀力	89
第五节 水平冻胀力	99
第六节 作用于斜坡建筑物上的冻胀力	109
第五章 冻土地区建筑物的冻害破坏特征	114
第一节 桩、柱、墩和条形基础建筑物的冻害破坏特征	114
第二节 板形基础建筑物的冻害破坏特征	131
第三节 支挡建筑物的冻害破坏特征	139
第四节 衬砌渠道及地下管道的冻害破坏特征	145
第五节 路基工程的冻害破坏特征	155
第六节 涵洞的冻害破坏特征	159
第六章 建筑物冻害的防治措施	162
第一节 换填法	163
第二节 物理化学法	176

第三节 保温法 182
 第四节 排水隔水法 191
 第五节 防冻害的结构措施 200
 第六节 冻害防治的综合措施及工程实例 235
 第七章 多年冻土地区工程建筑的特殊性 242
 第一节 概述 242
 第二节 多年冻土区建筑物的冻害特征 243
 第三节 多年冻土区建筑物冻害的防治 251
 参考文献 261

绪 论

一、寒冷地区工程建筑的特殊性

在我国东北、华北、西北等地广泛分布着季节冻土，其中在大小兴安岭、青藏高原及西部高山区还分布着多年冻土。这些地区的地表层都存在着一层冬冻夏融的冻结-融化层。作为地基的冻结-融化层，在其冻融过程中土体性质的变化直接影响着上部建筑物的稳定性。

随着大气温度下降，在地-气热交换过程中，使土体温度达到土中水结晶点时，此冻结-融化层便产生冻结。伴随土中孔隙水和外界水源补给水结晶而形成多晶体、透镜体、冰夹层等形式的冰侵入体，引起土体体积增大，导致地表不均匀地上升。这就是人们所称的冻胀现象。夏季，冻结后的土体产生融化，伴随着土体中冰侵入体的消融，出现沉陷，同时使土体处于饱和及过饱和状态而引起地基承载力降低。

土的冻胀是一个物理力学过程。在冻结过程中由于水热状态变化，引起土中应力应变的变化。在土的冻胀应力作用下往往可以使上部建筑物产生变形，以致破坏。水利工程，铁路及公路运输，工业与民用建筑，输油及给排水管线，输电线杆，机场跑道，矿山及森林资源的开发，液化天然气贮存罐的修建，以及目前正为人们所广泛采用的人工冻结凿井等等，都常会遇到土体冻结-融化所引起的建筑物变形、破坏等冻害问题。

在工业民用建筑方面。因地基土的冻胀及融化引起房屋裂缝、倾斜及变形现象，在冻土地区已是屡见不鲜了。例如，据1975年对大兴安岭地区居民住宅的不完全统计，具有一般裂缝破坏的房屋约占总数的50%，严重破坏的达总数的20~30%。近年来，故然有所改善，但仍未能完全根治。另一方面，为减少北方深季节冻土地区工业民用建筑的造价，做到既节约又安全，便提出了基础浅埋问题，也只有在深入掌握冻结、融化过程中土体基本性质变化的基础上才能完满解决。

在农田水利建设方面。我国季节冻结深度较大的东北、华北及西北地区，随着农业发展，许多中小型水利工程设施更加蓬勃的兴建。然而，由于工程建筑的冻害问题使许多工程设施不能发挥良好的作用。据1978年调查，黑龙江省某灌区的中小型水利设施如涵闸、跌水及渠道衬砌等，有80%的建筑物都遭到不同程度的冻胀破坏。有相当一批工程设施，虽带病运行，但每年都需要进行维修，据1978年新疆某河流管理处的报导，每年维修费用高达70万元。在新建工程中，为确保建筑物的稳定性，往往有相当一部分工程投资不得不花费在防冻害措施方面。

在铁路及公路建设方面。除了因浸水及其他原因引起冻土融化，造成路基下沉外。经常遇到的工程问题是冬季路基冻胀，引起路基变形、裂缝。中小桥墩（台）冻胀上抬，桥桩被拔出，桥面隆起，有些使桥台出现水平裂缝，甚至倒坍。涵洞工程中，也常由于冻

胀作用，造成管身脱节、错位，端翼墙裂缝、外倾，以致倒塌。相反，春融季节，公路出现翻浆冒泥，路肩滑塌，影响行车，甚者可中断交通。

由此可见，土体冻结—融化作用可给国民经济造成巨大的损失。不仅建筑物使用年限缩短，运行条件变坏，而且须增加许多非生产性劳动、材料及投资去进行维修。

鉴于生产实践中提出的上述种种问题，我国的冻土科学工作者及工程技术人员，从室内和现场试验、工程设计、施工管理等方面同时去研究这个问题，并结合许多工程实践，进行了土体冻胀、冻胀力及各类建筑物变形观测研究。在土的冻胀及融化特征、性质和规律性等方面都取得了许多成果。从而对寒冷地区工程建设中所遇到的各种特殊问题有了更进一步的认识。使不少工程问题，例如，城市道路翻浆，房屋建设，涵闸等水利工程及输油管线等冻害防治方面都取得了许多经验。并为我国一些规范、手册、细则提出了一些参数值，供设计施工使用。

就现在国内外冻土研究水平而言，尽管在土的冻胀问题研究方面取得了不少成就，国际冻土学术活动日益活跃。然而，也应该承认，到目前为止，不少有关冻土的各种现象、规律，土的冻胀性评价，冻胀力的取值标准及计算方法，冻胀的工程预报，特别是一些取决于自然因素的定量评价还存在着不足和局限性。使不少防冻害措施仍不能满足工程设计对它的要求，有些工程投入运行不久，甚至未竣工就使建筑物产生变形，乃至破坏。

虽然我国有不少文献都对土的冻胀问题作过论述。然而却很少将土的冻胀规律性系统化。为使设计及有关工作人员能够系统地认识这个问题的复杂性，以及它的一些规律性，本书作者力图总结我国近二十多年来的研究经验及成就，使之能为解决上述工程问题有所助益。

二、冻土的基本概念及性质

凡含有水的松散岩石和土体，当温度降低到其冻结温度时，土中孔隙水便冻结变成冰，且伴随析冰（晶）体的产生，胶结了土的颗粒。各种土体中的冰析作用，将伴随着一系列非常复杂的物理化学及力学性质的改变。水分迁移，孔隙溶液浓度的增大和土体不均匀变形，以及引起应力应变的改变，都在改变着冻土的性质。孔隙水结晶，松散土颗粒被胶结和外来冰侵入体的“冰劈”作用是土体性质变化的一个重要条件。另外，由于固体土颗粒表面自由能量的作用，致使冻土中的水分不能完全冻结成冰，而总是含有一定量的未冻水与冰共存着。随着冻土温度变化，未冻水—冰之比例也总是在改变着。可以说，温度指标是引起冻土性质变化的基本和重要条件。因此，把具有负温度及冰，且胶结着松散固体颗粒的土（岩），称为冻土（岩）。

在研究土体的冻胀问题之前，需要对冻土的基本概念先作一些了解。这样可以使我们对将要讨论的主题有更全面的认识。

根据冻土存在的时间可分为：

多年冻土——冻结状态持续三年以上；

季节冻土——每年冬季冻结，夏季全部融化；

瞬时冻土——冬季冻结状态仅持续几个小时至数日。

每年冬季冻结，夏季融化的地表(浅层土体)，在多年冻土地区称之为季节融化层；在季节冻土地区称之为季节冻结层(即季节冻土层)。

冻土温度状态随地区及存在条件的差异而发生变化。它主要取决于大气温度、海拔高度、地形、地质和水文地质 及植被等条件。人类活动，包括建筑物及环境条件的改变都可直接影响所在地段(区)的冻土温度状态。

冰与土颗粒之间的胶结程度及其性质是评价冻土性质的重要因素，尤其是当冻土被当作各种建筑物的地基或材料时，冻土的含冰量及其所处的物理状态就显得更为重要。所以要特别注视冻土的组成对冻土的热学、物理、力学性质的影响，以及冻土中冰和未冻水的存在和它们随土体负温度变化所引起冻土性质变化的复杂性。

土体的冻胀及其特性既受到土颗粒大小的强烈影响，也受到土颗粒外形的影响。前者主要表现在土颗粒粒子表面的物理化学性质，它是根据土粒子的比表面积而定。后者主要表现在受外力作用时可以产生力的转移。土粒子的巨大表面能量还取决于土颗粒的分散程度，也取决于土粒子的矿物成分。它们决定了土粒子与孔隙水相互作用的差异性。当土粒子与冰之间以及土粒子之间的接触点上出现一定的应力时，必然会使冻土中的未冻水量发生变化，且影响着冻土结构组的成和力学性质。

冻土内的冰是冻土不可缺少的成分，它的数量，分凝特点及其与土颗粒之间的胶结程度都直接影响着土体的冻胀性及冻土的物理力学性质。由于冰具有明显的非均质特性，它的粘塑变形主要是发生在与晶体长轴相垂直的方向上。在天然状态下，由于热-力条件(如温度，压力等)产生某些变化，冰的各种特性(构造特点，流变性等)也会发生相应的变化。因为冰表面的电分子键远远强于自由水的分子键，使自由水常被冰表面所吸附。

冻土中的液态水(即未冻水)伴随土体温度的变化而变化。它的多寡主要取决于土颗粒表面能的大小，且在外荷……等条件影响下发生变化。

冻土中的水汽，总是从水汽压力高的地方向压力低的地方迁移。对于水分极稀少的冻土来说，它是温度变化和土冻结时水分重分布的原因之一。对于饱和或二相体系的冻土来说，它的作用是次要的。其他气体的作用仅在于形成土的孔隙。

可见，冻土是一种复杂的多相天然复合体，结构构造上也是一种非均质、各向异性的多孔介质。冻土的基本成分有四种：固态的土颗粒，冰，液态水，气体和水汽。

三、我国的冻土分布

我国冻土分布极为广阔，若包括冻结深度大于0.5米的季节冻土在内，其面积约占全国总面积的68.6%(图1)。

多年冻土主要分布于东北大小兴安岭、青藏高原以及西部高山区——天山、阿尔泰及祁连山等地区，其总面积约为215万平方公里，占全国领土面积的22.3%〔1.3〕。

东北多年冻土区位于我国最高纬度，以丘陵山地为主。虽然海拔不高，因受西伯利亚高压影响，成为我国最寒冷的自然区。冻土的平面分布及其厚度明显地受到纬度地带性控制，自西北向东南，由大片连续分布变为岛状分布。多年冻土厚度也由厚变薄(表1)。冻土层的年平均地温自北而南升高，大约纬度每降低一度，气温升高1℃，年平均地温升

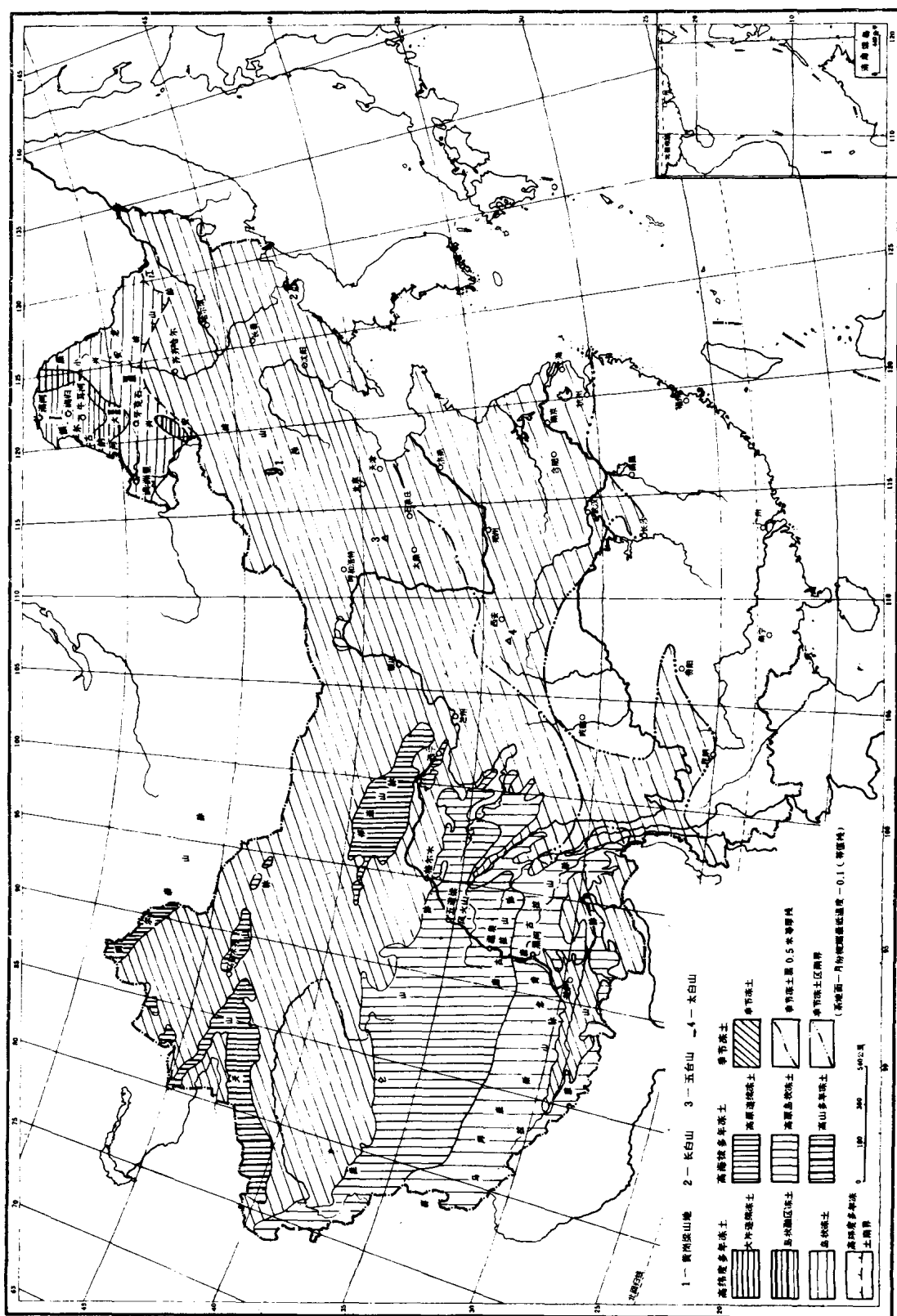


表1 东北大小兴安岭多年冻土的主要特征〔2〕

地 区	年平均气温 (℃)	年平均地温 (℃)	最大季节融 化深度 (米)	多年冻土 厚 度 (米)	多年冻土分布状况
古莲—呼中—根河等大兴安岭西坡	<-5.0	-3.5~-1.0	3.0	50~120	70~80%为大片连续分布
三河—拉布达林—乌尔其汗等大兴安岭北部山地	-5.0~-3.0	-1.5~-0.5		20~50	50~60%为岛状融区
阿尔山—绰尔河源头等大兴安岭阿尔山山地	-4~-3			20~30	60%为冻土
海拉尔—满洲里—新巴尔虎左旗等呼伦贝尔丘陵区	-2.5~-0.5	-1.0~0	2.5	5~15	岛状冻土
哈达图—牙克石—洪和尔村等大兴安岭西坡丘 陵区	-3.5~-2.5	-1.0~0	2.0~2.5	10~20	冻土面积约占20~25%
呼玛—爱辉等大兴安东坡丘陵区	-2.5~-0.4	-1.0~0	2.8	5~20	冻土面积约占10~30%
孙吴—乌伊岭—伊春等小兴安岭低山丘陵	-1.0~1.0	-1.0~0	2.9	5~15	冻土面积<20%
松嫩平原北部边缘地带	-1.0~0	-0.5~0		<10	冻土零星分布,面积<5%

西北地区多年冻土的主要特征〔1〕

地 区		海 拔 (米)	年平均地温 (℃)	最大季节融化 深 度 (米)	地温年变化深度 (米)	多年冻土厚度 (米)
阿 尔 泰 山		2800以上	最低-4.0~-5.0			最厚100~200
天 山	奎先达板	2700 3000~3200	-1.0~-0.2 -2.0~-2.5	4.0 1.4~2.7		16 110~150
	莫托沙拉	3200~3400	-2.6	1.2		120~170
祁 连 山	木 里	4000~4300	-0.6~-2.3	1.0~1.5 及 4~6	13~17有时为 9	30~95
	洪 水 坝	3829, 4032				79.3, 139.3
	热 水	3480~4050	-0.1~-1.5 和更低	0.9~4.7 最大季节冻深: 3.5~4.5	10~14 有时6~7	0.6~11.0 20~90
	海晏、门源	3500~3600				5~35, 一般10~20
青 藏 高 原	青藏公路沿线: 连续冻土区—高平原及河谷地带	4500~4650	0~0.5 -0.5~-1.5	3.5~4.0 1~2.5	9~10	0~25 25~60
	高山(昆仑山、唐古拉山)及丘陵地带	4700~4900	-1.5~-3.5 低于-3.5	1.3~2.0	12~16	60~120 大于120
		4900以上	-4~-5	2.0		实测128.1 140~175
	岛状冻土区—西大滩, 安多—黑河	4200 4500~4780	0~-0.5 0~-0.5	7.0		小于20 小于25

高 0.5℃。整区都属于欧亚大陆高纬度多年冻土分布区的南部地带，是多年冻土与非多年冻土之间的过渡带。然而，森林、植被茂密、低洼处沼泽化、苔藓及泥炭的发育、以及冬

季逆温等综合因素，成为我国高纬度多年冻土存在及发育的典型特征。使南部地带仍可能保留着残存的多年冻土，其埋藏深度较深，且与季节冻结层不相衔接。

我国西部高山地区，如祁连山、天山、阿尔泰等山地的多年冻土分布，具有明显的垂直分带性，同时也具有水平分布的不完整性和径向差异性。例如，祁连山热水地区，海拔每升高100米，冻土温度降低0.6℃，厚度增加14~21米〔4〕。而天山，海拔2700~3000米间，与热水地区具有同样的地温递减率，但厚度变化较大，海拔每升高100米，厚度增加31米〔5〕。

青藏高原冻土区是世界上低纬度地带，海拔最高，面积最大的多年冻土地区，其范围北起昆仑山，南至喜马拉雅山。由于海拔高，冷期较长，决定着该区冻土的大面积存在与发育。在昆仑山地带，随着海拔增高，地温迅速降低，大约每上升100米，地温降低0.6~1.0℃〔1,6〕。同时，该地区也显示出一定的纬度分带性。如，南界附近岛状多年冻土存在的海拔高度，由北往南随纬度减少而升高，多年冻土的厚度亦相应地变薄。一般说，同一海拔高度下，纬度每向南减少一度，年平均地温就增加0.9~1.0℃，多年冻土厚度亦相应的减薄。

如上所述，西部高山-高原区，海拔高度高，现代冰川及多年积雪等条件，使其气候寒冷，且持续时间长。这些对多冻土的存在与发育起着决定性的作用。同一高度的冻土，高原上大约自北而南每推移100~200公里，冻土温度就升高0.5~1.0℃，多年冻土厚度减薄10~20米，这个变化大致与东北冻土区相当。

我国季节性冻土分布相当广泛，普布于长江流域以北十余个省分。从图1可以看出，季节冻土层厚度变化的总趋势是服从于纬度分布规律，从北向南逐渐减薄。然而，在东北及西部山区，更主要是受着多年冻土以及现代冰川、积雪的影响。例如，大小兴安岭、天山、祁连山、昆仑山、阿尔泰山及喜马拉雅山等地区附近的季节冻土层等深度曲线，都是平行于高山走向而分布。表2列出了我国一些主要地区的最大季节冻结深度。从中我们大致可以看出我国季节性冻土层分布的广泛性。这些地区中若按其对工程建筑物可能产生危害为准的话，大致可以渭河、黄河下游流域为界，以北地区的工程建筑物有可能受到不同程度的冻害。

很显然，每年冬冻季节，土体冻结主要受着当地气候条件的影响。由于地质地理，水文地质及地面覆盖等条件的不同，可能引起同一地区不同地段冻结深度的变化。某地区冬季大气的负冷量，土的导热系数及密度增大和土体含水量减小，都可加大当地的冻结深度。反之，地下水，雪盖及植被等因素具有减少某地段冻结深度的作用。

由于影响土体冻结深度的各种边界条件（土质，水分，温度及地表覆盖等等）非常复杂，企图想利用数学解析方法来求得冻结深度这一课题的精确解尚有许多困难。所以，国内外均普遍地根据冻结深度与气温之间的相关关系，建立近似的经验公式来求得能满足要求的精度。国外最为通用的是斯蒂芬公式：

$$H_f = \sqrt{\frac{2 \lambda T t}{Q}}$$

式中 H_f ——冻结深度，米；

表 2

我国一些地区最大季节冻结深度

地 点	最大冻结深度 (厘米)	地 点	最大冻结深度 (厘米)	地 点	最大冻结深度 (厘米)	地 点	最大冻结深度 (厘米)
黑 龙 江		通 辽	179	西 宁	134	洛 川	76
呼 玛	281	林 东	149	都 兰	201	铜 川	54
嫩 江	252	林 西	200	共 和	133	彬 县	50
克 山	282	乌 丹	147	同 仁	131	大 荔	28
伊 春	290	赤 峰	201	都 兰 诺 木 洪	119	宝 鸡	29
齐 齐 哈 尔	208	锡 林 浩 特	289	达 日 吉 迈	>200	武 功	24
富 锦	228	新 浩 特	>300	玉 树	94	西 安	45
安 达	207	二 连 浩 特	337			商 留	23
通 河	193	朱 日和	227	甘 肃		四 川	15
哈 尔 滨	198	多 伦	199	安 西	116	阿 坝	91
鸡 西	255	固 阳	>203	金 塔 鼎 新	99	松 潘	50
尚 志	179	集 安	191	玉 门	218	甘 孜	95
牡 丹 江	191	呼 和 浩 特	143	敦 煌	>150	乾 宁	48
富 锦	225	新 街 镇	>150	酒 泉	132	理 塘	>50
吉 林		乌 兰 镇	150	张 掖	123	西 藏	
扶余(三岔河)	209	新 疆		山 丹	143	班 戈	296
长 岭	171	哈 巴 河	154	民 勒	115	那 曲	278
吉 林	177	阿 勒 泰	>146	乌 鞘 岭	149	昌 都	81
长 春	169	和 布 克 赛 尔	171	靖 远	93	日 喀 则	67
敦 化	177	塔 城	146	合 水 太 白 镇	87	拉 萨	26
四 平	148	奇 台, 北 塔 山	243	兰 州	103	山 西	
延 吉	200	奇 台	141	榆 中	118	大 同	179
临 江	136	精 河	196	庆 阳 西 峰	82	右 玉	169
通 化	131	伊 里 坤	62	会 宁	94	山 阴	127
辽 宁		巴 鲁 木 齐	>253	临 夏	86	河 曲	141
彰 武	148	乌 鲁 木 齐	141	通 渭 华 家 岭	122	原 平	110
阜 新	140	乌 鲁 木 齐	115	平 凉	62	兴 泉	117
沈 阳	148	新 井 源	69	临 洮	82	阳 泉	68
建 平	178	吐 鲁 番	83	陇 西	94	太 原	77
本 溪	149	克 拉 玛 依	197	甘 南 夏 河	142	离 石	96
辽 阳	111	都 善	111	天 水	61	和 顺	92
桓 仁	114	哈 密	126	岷 县	75	介 休	69
锦 州	113	库 东	120	武 都	11	晋 城	103
鞍 山	118	啊 哈 奇	111	宁 夏		北 京	43
宽 甸	93	尉 犁 铁 干 里 克	82	石 嘴 山	104	天 津	69
营 口	111	巴 楚	61	银 川	103	河 北	59
兴 城	102	乌 恰	>150	永 宁	105		
岫 岩	102	哈 什	90	同 心	137		
盖 县(熊岳)	105	喀 羌	96	固 原	114		
丹 东	88	麦 盖 提	56	环 县	109		
内 蒙 古		莎 东	98	陕 西			
根 河	295	且 末	85	神 木	146		
满 洲 里	389	和 田	67	榆 林	148		
海 拉 尔	241	于 田	87	横 山	129		
博 克 图	>250	青 海		绥 德	119		
阿 拉 坦 额 英 勒	>250	冷 湖	174	子 长	103		
通 榆(开通)	178	大 柴 旦	172	吴 旗	94		
开 鲁	151	乌 兰 德 令 哈	204	延 安	79		
		互 助 却 藏 滩	129				

续表

地 点	最大冻结 深 度 (厘米)	地 点	最大冻结 深 度 (厘米)	地 点	最大冻结 深 度 (厘米)	地 点	最大冻结 深 度 (厘米)
张 家 口	136	沧 县	52	文 登	52	莘 县 朝 城	39
怀 来	99	石 家 庄	54	禹 城	52	新 泰	38
遵 化	106	邢 台	44	莱 阳	45	营 县	38
蔚 县	150	山 东		临 清	46	充 州	48
昌 黎	72			淄博张店	48	日 照	32
唐 山	73	黄 县 龙 口	41	济 南	44	荷 泽	35
滦 源	150	惠 民	> 50	昌 滩	50	滕 县	30
保 定	55	德 州	48	冠 县	47	临 沂	32
定 县	59	寿 光 羊 角 沟	45	泰 安	46		

注 1. 最大季节冻结深度小于50厘米的省分未列;
2. 录于中央气象局, 中国地面气候资料 (1951~1970)。

λ ——土的导热系数, 千卡/米·时·度;

t ——冻结期的平均气温, 度;

T ——冻结延续时间, 小时;

Q ——融化潜热, 千卡/米³;

$$Q \approx 80 (W - W_u) \gamma_d$$

W ——土的总含水量, 小数;

W_u ——土中未冻水含量, 小数计;

γ_d ——土的干容重, 千克/米³。

在日本,瑞典等国也有对斯蒂芬公式加以改进的其他公式。上述公式中的含水量及导热系数很不稳定,变化幅度也大,同时公式也没有考虑土体的热量变化。当土体中含水量较小时就会出现较大的误差。虽然雷可夫也提出过修正公式,考虑了下界面不冻层传来的热量引起冻结深度减少的问题,但仍未能解决斯蒂芬公式中所存在的一些问题。鲁克扬诺夫提出的公式是较全面地考虑了地下热流量,地表面放热等现象,他的公式较斯蒂芬公式为精确,可以认为是冻结深度计算近似解法较全面的公式。然而,公式中的参数也较为复杂,某种情况上说,较难取得。正因如此,不少人仍根据实际调查来取得各种形式的经验公式,如拉普金经验公式,雅布郎斯基公式以及我国“工业与民用建筑地基基础规范(TJ-74)”给出的冻结深度计算公式,都是根据土体冻结深度与当地气温资料建立相关关系。其基本形式可写成如下公式:

$$H_f = a\sqrt{\Sigma T + b} - C$$

式中 ΣT ——冻结期间月平均负气温的总和 (取正号代入)。

我国地基规范 (TJ-74) 中的标准冻结深度计算公式为:

$$H_f = 0.28\sqrt{\Sigma T + 7} - 0.5(\text{米})$$

此公式比较适用于冻结深度小于 2 米的地区。

此外,利用冻结指数或融化指数来建立这种相关关系是可行的。冻结指数 (即冻结期间每天负温平均值的积累数, 日·度) 可以根据当地气象站的资料取得。尽管得到的冻结深度有一定的误差,但作为工程设计使用仍可满足一定的精度要求。

第一章 土的冻结特征和冻胀

第一节 土的冻结特征

土冻结时, 不仅其温度处于零度以下, 更重要的是土体中出现冰晶体, 逐步将原来矿物颗粒间的水分联结为冰晶胶结, 使土体具有特殊的性质: 具有很高的抗压强度; 压缩性显著减小; 增大了土体导热系数、导温系数及电阻率; 较其融化状态时具有更大的流变性等。

土中水冻结时, 其体积约增加原水体积的 9%, 从而使土体体积发生膨胀。随着土质、水分及冻结条件、附加荷载等等条件的变化, 产生不同程度的冻胀, 融化后又产生不均匀下沉现象。

一、土中水的基本类型

土中的水是以不同的形式存在着, 且处于与矿物骨架、交换离子及溶液物质之间复杂的相互作用之中, 使土中的水具有不同的性质、状态和能量。由于水具有多变性, 且是决定土物性变化的最活跃因素, 它的性质、状态及数量都直接影响着土冻结过程的特性与强度。因而在冻土研究中, 对土中水的分类, 除了结合它对土体工程地质性质的影响外, 主要是考虑冻结过程中水对冻土性质及强度的影响(如水分迁移, 冻胀, 冰析结构的形成等等)。

通常, 把融化状态下土中的水分分为下列几种^[7]: 矿物表面的结合水——强结合水和弱结合水(或薄膜水); 自由液态水——毛细水和重力水; 气态水。

强结合水: 这是紧附于土粒表面反离子层的内层水。它受着矿物颗粒的力场作用, 这种吸引力约达 1 万个大气压, 因而它不受重力的影响。其密度很大, 平均为 2 克/厘米³, 在 -78℃ 时仍不冻结^[8], 当水分与矿物颗粒相互作用时放出湿润热, 其热容量接近于冰的热容量(0.5 卡/克·度)。

冻结时, 强结合水是不发生相态变化的, 一般说, 它对土体冻胀形成过程不起作用。

弱结合水: 这种水仍明显地受着土粒表面引力场的影响, 在大于七万倍重力加速度的离心加速度下可以把它从土粒表面分离出来, 它的密度为 1.3~1.774 克/厘米³, 仍不受重力的影响。其活动性随着距强结合水距离的增大而增加。这样, 接近强结合水处的弱结合水, 受着较强的土颗粒表面力场作用, 可能处于不移动状态, 或者可从含水较高的地方缓慢地向含水较低处移动。粘性土从半固体状态向塑性状态的变化, 就在于弱结合水含量的增加, 通常人们采用“最大分子含水量”作为表征这种状态变化的界限。小于这个界限含水量时, 这种水就称为薄膜水, 其冻结温度一般都低于 -15℃。大于这个界限含水量时, 这种水受土粒表面力场影响较小, 它属于弱结合水的边缘水, 亦可称为很(极)弱结合水它具有较大的可移动性, 冰点低于 0℃。

冻结时，内层的弱结合水，即薄膜水，迁移速度很慢，不易向冻结锋面迁移和出现冰析现象。冻结时也仅能形成冰晶分布于土中。最外层的弱结合水，即很（极）弱结合水，在冻结过程中可以向冻结锋面产生强烈迁移，出现大量的冰析现象。在冻胀形成过程中，它是冻土中水分聚集的主要来源。

综上所述，结合水都受到土粒表面力场的作用，不能从土中流出。它们的水膜厚度主要取决于土粒大小和形状、矿物成分、水溶液的pH值和离子浓度等。

毛细水：这是处于固态、液态、气态三相交界处的水，它能克服重力作用而不从土中流出。它和地下水有水力联系，并处于地下水面之上的某个高度，部分地充满着土的孔隙，使土体处于不饱和状态。它在水分子间和水分子与固体颗粒间分子综合力的作用下产生运动，它不具粘聚力，冰点比0℃低一些。当毛细水完全饱和了土体全部孔隙，进入到自由状态时，土体就由塑性状态变为潜流状态。这时土体的天然含水量就超过了液限含水状态。

冻结时，毛细管就成为地下水向冻结锋面运动的主要通道。弱结合水向冻结锋面迁移所减薄的水膜便可依靠毛细水而得到补充。毛细水也可在冻结锋面处聚集形成冰晶和很厚的分凝冰析离体，引起强烈冻胀。

重力水：重力水也是自由水。它存在于具有足够大的孔隙和裂隙土中，仅受重力控制而不受土粒表面力场的影响。在压力差影响下产生流动。其冰点视水中可溶盐成分和浓度而定，一般略低于0℃。

冻结时，重力水是不能直接向冻结锋面迁移的，但它能借助毛细水不断地迁移到冻结锋面上。在饱和的粗砂、砂砾石中，它又可从冻结层被挤出。在粘性土中，它可在压力差作用下，形成冰丘和冰椎。

气态水：气态水是在土温引起的压力差作用下产生迁移。大多数人认为，这种水对冻胀形成的作用是极其微小的。

表 1-1 综述上述各类水与土体冻胀的相关关系。

表 1-1 粘性土中水分状态及冻胀

水分类型		融土中的状态	冰 点	水分迁移形式 及冰析	可能产生的 冻胀性
重 力 水		流动或潜流性	略低于0℃	压力差作用下产生流动，冰析	形成冰丘，冰椎
毛 细 水		饱和，超液限的潜流状态	略低于0℃	薄膜迁移，冰析多	很强冻胀
		非饱和，超塑限的潜塑状态	比0℃低一些	薄膜迁移，冰析多	强冻胀
弱结合水	外层	超最大分子含水量的塑性状态	低于-1.0℃	薄膜迁移，冰析	冻 胀
	内层	半固体状态	低于-15℃	弱薄膜迁移，冰析少	弱冻胀或不冻胀
强结合水		固 态	低于-78℃	没有	不 冻 胀
气 态 水		水 汽		温差引起水汽迁移，冰晶	不 冻 胀

二、土冻结过程中的温度特征

土的冻结是以土中孔隙水结晶为表征。这个特点将随土粒子表面与孔隙水的相互作用,以及孔隙水中所含的可溶盐成分与浓度而变化。通常情况下,土中的水都不可能恰好在 0°C 冻结,往往都会出现过冷现象。大量试验说明,土在冻结与融化过程中,温度曲线可分为五个区段(图 1-1)^[9]:

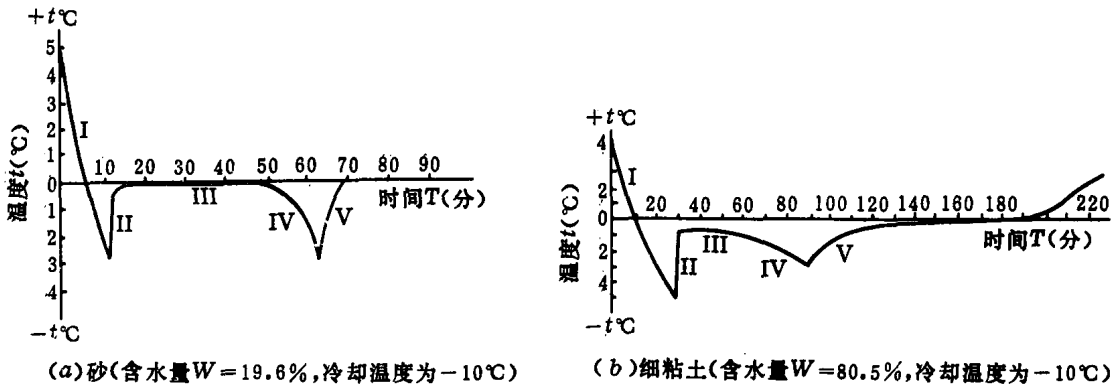


图 1-1 土的冻结与融化过程曲线

I 区段,土体开始冷却和过冷却阶段。土体温度降低,土中水尚未冻结成冰。这个阶段出现过冷却的温度主要取决于土的颗粒组成,矿物成分,孔隙水中的盐分等。天然条件下,这个阶段多发生于地表层。一旦出现冰晶体时,这个过冷状态就不能继续维持下去。

II 区段,土体温度突变阶段。土体中冰晶已形成。由于水结晶而放出大量的潜热,使土体温度剧烈上升。该温度上升幅度与土的颗粒大小和成分有关。

III 区段,孔隙水结冰阶段。这阶段中土体的稳定温度就是土中水的冻结温度。该稳定温度能保持一段时间。土体冻结所持续的时间视冻结速度及土中含水量而定。

IV 区段,土体继续冷却阶段。土中孔隙水全部结晶之后,土体温度又继续下降。各种土冻结曲线的曲率陡度各不相同。砂土陡,粘土较缓。这表明,在弱结合水结晶时,又会有一部分潜热继续释放。这部分潜热的多寡与土粒子表面力场大小有关。

V 区段,土体升温,融化阶段。土体温度开始回升,且呈曲线上升至冻土融化温度。这段时间内,土体要吸收大量的热量。土体融化时间与土的含水量,颗粒组成有关。完全融化之后,土体温度上升为正温。

各类土冻结-融化过程的温度曲线基本趋势类同。但是,各阶段的温度曲线特征却因土的类型而异。这是因为粘性土具有较大的表面能量,其冻结温度较低,因而冻结与融化曲线的下降与上升都比较缓慢。从图 1-1 中可以看出,第 III 区段是最有意义的。它标示着各类土的起始冻结温度。由于各类土的颗粒分散度、矿物成分、含水程度、土粒子被不同类型阳离子饱和情况以及孔隙水中的可溶盐成分和浓度不同,它们的起始冻结温度也就不同。因而,各种文献中引证的资料常有很大的差别^[11,10]。鉴此,土的起始冻结温度值常常需通过试验来确定。一般情况下,孔隙中的自由水于 0°C 冻结;塑性粘土的平均冻结温度为 $-0.1\sim-1.2^{\circ}\text{C}$;坚硬、半坚硬粘土的冻结温度为 $-2\sim-5^{\circ}\text{C}$ 。表 1-2 是我国某些

地区各类土的冻结温度。

表 1-2 几种土的冻结温度

土 名	取样地点	可溶盐含量 (毫克/每百克)	含 水 量 (%)	干 容 重 (克/厘米 ³)	起始冻结温度 (℃)
草皮腐殖质土	木里		246.2	0.32	-0.02
褐黄色亚粘土夹碎石	木里		20.7	1.64	-0.05
粉质亚粘土	木里		35.8		-0.3
黄绿色亚粘土	木里		22.2		-0.07
腐殖质亚粘土	木里		31.2	1.4	-0.19
黄绿色亚粘土	土门格拉	0.1157	26.5	1.53	-0.2~-0.32
中粗砂	兰州	2.019			-0.01
粉质土	兰州	4.044			-0.2
红色亚粘土	五道梁				-1.22
黄土	武功				-0.2

根据试验资料，同一类土的冻结温度是随土体的含水程度而变化，含水量增加，土体的起始冻结温度也升高。相反，含水量减少，起始冻结温度则降低，它们之间大致呈指数函数关系。

三、冻土中的未冻水

土，特别是细颗粒土冻结时，冻土中总是保留着相应温度下一部分未冻结的液态水，

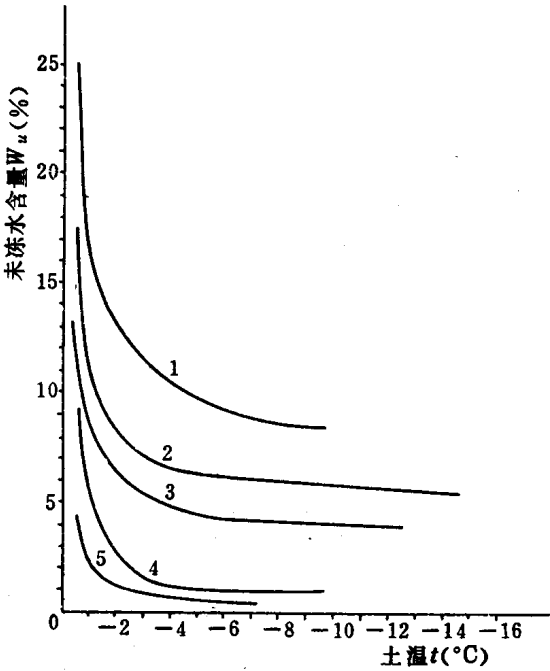


图 1-2 未冻水量与负温关系曲线

1—草炭亚粘土， $W = 36.07\%$ ；2—褐黄色亚粘土， $W = 33.4\%$ ；
3—黄色亚粘土， $W = 29.4\%$ ；4—灰绿色亚粘土， $W = 18.1\%$ ；
5—棕黄色砂砾石， $W = 13.3\%$

即未冻水。当冻土温度继续下降时，又有一部分未冻水结晶成冰，而最终仍保留着某温度条件下一定量的未冻水。根据试验求得的一组曲线^[12]说明，冻土中未冻水含量是随着冻土中负温度变化而变化，即冻土温度降低，未冻水量减少，含冰量增加，反之亦然。从图1-2的一组曲线看出，不同类型土相态变化阶段的起始温度虽然不同，而规律却是一致的。对于粘性土来说，整个曲线大致可以分为三个基本相态变化阶段：

(1) 明显相态转变阶段 土温从起始冻结温度开始到 -3℃ 范围，随冻土温度降低，未冻水量急剧减少，含冰量明显地增加。

(2) 过渡相变阶段 土温为 $-3\sim -10\text{℃}$ 范围，随冻土温度降低，未冻水量缓慢地减少。