第 37 卷 第 1 期
2000 年 2 月

土 壤 学 报
ACTA PEDOLOGICA SINICA

Vol.37,No.1
Feb., 2000

季节性冻融土壤的冻融特点和减渗特性的研究*

樊贵盛 郑秀清
(太原理工大学水利系，太原 030024)

贾宏骥
(山西省水利厅，太原 030002)

摘 要 本文基于季节性冻土地区冻融期间自然冻融土壤的大田入渗试验，分析了田间耕作土壤的冻融特点；讨论了冻融土壤的减渗特性；探讨了冻融土壤的减渗机理。研究结果表明：在不同的冻融阶段，土壤冻层的形态、厚度、层数和层位不同，对入渗水流的控制和影响不同；冻结土壤的减渗特性随冻融阶段的变化而变化；冻结条件下，土壤导水率的减小是其入渗能力减小的根本原因，而土壤液态水的相变是土壤导水率减小的根源所在。研究结果对于季节性冻土地区大田冻融土壤入渗规律的更深入的研究具有理论价值，对指导季节性冻土区冬春灌溉确定节水灌溉技术参数具有实际意义。

关键词 季节性冻土，减渗机理，冻融土壤，水分入渗

中图分类号 S152.72

土壤水分入渗是地面水转化为土壤水和地下水的唯一途径。目前，我国对于非冻结土壤入渗特性的研究已经较为广泛和深入，而对冻融土壤入渗特性的研究起步较晚，认识不足，尤其以指导农业冬、春灌溉为目的的研究更加缺乏。我国约有 54% 的国土面积位于季节性冻土地区[1]。据调查，在我国季节性冻土地区，冻融土壤条件下进行冬、春灌溉的面积较大，并随着工农业争水矛盾的尖锐，冬、春灌溉面积呈增加趋势。冬、春灌溉质量的提高和节水灌溉技术参数的确定都依赖于冻融条件下土壤入渗规律的认识和土壤入渗参数的取定。本文试图基于大田耕作土壤自然冻结条件下的入渗试验，分析大田土壤自然冻融过程及其特征；揭示冻融土壤水分入渗的基本特征；探讨冻融土壤的减渗机理。为冬、春灌溉节水灌水技术参数的确定提供科学依据。

1 试验条件

1.1 试区气候和试验土壤

试验在山西省中山灌溉试验站试验田进行。试验区气候属大陆性半干旱季风气候。全年太阳总辐射 $546\times10^3\sim567\times10^3 J/cm^2$年。年平均气温 9.5℃，极端最高气温 39.4℃，极端最低气温−28.0℃。试验

* 山西省水利厅农村科研费资助项目(98008)部分内容
收稿日期：1998-07-22；收到修改稿日期：1999-06-10

区土壤 11 月初开始冻结，一月份为最冷月，平均气温 −6.5℃，次年 3 月解冻，最大冻土深度 95cm。无霜期 177 天。

试验区位于山西省汾河中游太原盆地中部。地形平坦，土壤母质为汾河冲、洪积物，土壤类型为潮土。地下水埋深变化在 1.0～3.0m 之间，土壤耕层深度 15～22cm，犁底层较为明显，犁底层土壤容重 1.41g/ cm^3。犁底层之下是容重为 1.36g/ cm^3，厚度为 70～80cm 的心土层，90～100cm 为 15～25cm 的粉、细砂夹层。土壤肥力好，表层土壤(0～20cm)有机质含量 13.8‰，小于 0.01mm 的粘粒含量占 35%，小于 0.002mm 的粘粒含量占 2.3%，属中壤质地。各种耕作条件下的土壤物理参数见表 1。

表1　不同耕作条件下的土壤物理参数表

Table 1　Physical parameters of soils under different cultivation

耕作状态 Cultivation state	冻结期容重 Bulk density within freezing period (g/cm^3)			融解期地表容重 Bulk density of surface layer within thawing period (g/cm^3)	含水量 Soil moisture (g/kg)	
	0～5cm	5～20cm	20～40cm		冻结期 Freezing period	融解期 Thawing period
秋耕地	1.06	1.08	1.41	1.10	50～187	57
冬小麦地	1.07	1.18	1.41	1.20	56～189	53
免耕地	1.36	1.20	1.41	1.26	51～186	50～70

1.2　试验仪器与设备

试验主要仪器为双套环入渗仪。双套环入渗仪为西安理工大学西安水资源研究所研制的专利设备。内环直径 30.8cm，外环直径 60cm，该设备可实现内环自动供水和积水入渗水头自动控制，精度较高。由于土壤冻结以后无法将入渗环打入土壤，试验中加工了 30 余套尺寸与双套环入渗仪完全相同的入渗内环，并在地表封冻前一次性预埋于试验地块。试验方法与非冻结土壤入渗试验方法相同。内环下环深度统一采用 20cm(到达犁底层)。

气温、地温和冻土层厚度采用试验站气象站设施观察。入渗试验用水统一采用试验站水塔清井水，水温变化在 4～9℃之间。

2　结果与讨论

2.1　冻融土壤水分入渗的基本特性

冻融土壤与非冻结土壤相比具有以下特点：①固相物质的构成不同，非冻结土壤的固相物质主要由土粒组成，而冻结土壤的固相部分由土粒和固态水—冰共同组成；②固态水分作为液态水分的动态储存，随外部环境(主要随气温)的变化剧烈变化，导致土壤固、液相比例随外部环境剧烈变化；③冻结层的位置随外部环境的变化而变化。冻融土壤的这些固有特性决定了土壤水分入渗和运移的特殊性，以下采用与非冻结土壤入渗特性相比较的方法，分析讨论冻融土壤水分入渗的一些基本特性。

2.1.1　冻融土壤的减渗特性　　图 1(a)、(b)为秋耕休闲地自然含水量条件下，冻结、非冻结土壤累积入渗量和入渗速度比较图；表 2 为不同耕作条件下冻结、非冻结土壤累积入渗

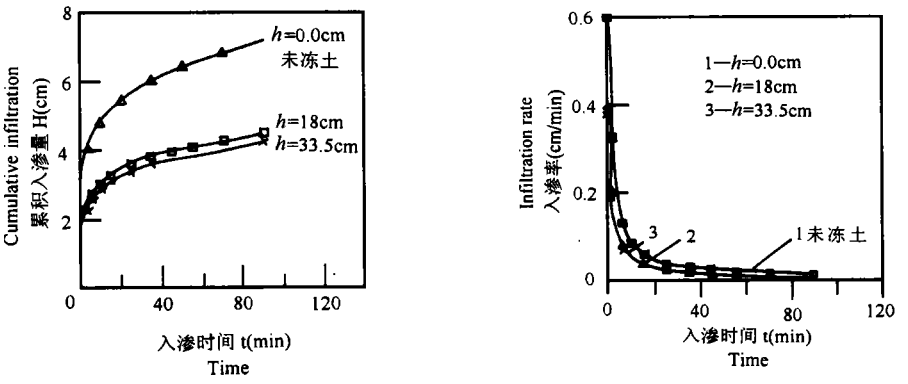
量三参数考斯加可夫模型参数及冻结土壤减渗特性比较表。由图 1 和表 2 可以看出：

(1) 冻结土壤入渗能力明显小于相同条件下非冻结土壤的入渗能力，随着冻土厚度的增加累积入渗量递减。图 1(a)所示的秋耕地未冻土壤 90 分钟累积入渗量 6.94cm，当冻深为 18cm 时，入渗量减小到 4.34cm；当冻深增大到 33.5cm 时，入渗量减小到 3.75cm，其相对减渗率为 37.5% 和 46%。表 2 所示的冬小麦田非冻结土壤 90 分钟累积入渗量为 5.20cm，当冻土厚度分别为 21cm 和 50.5cm 时，其入渗量分别降低到 3.28cm 和 2.69cm，其相对减渗率分别为 36.9% 和 48.3%。表 2 所示免耕地，当冻土厚度分别为 16cm 和 50.5cm 时，其绝对减渗量分别为 0.85cm 和 2.12cm，相对减渗率分别为 22.5% 和 56%。三种结构土壤的冻土、非冻土给定时刻累积入渗量比较都表明：冻结土壤的水分入渗能力小于非冻结土壤，冻结土壤具有减渗特性。

(2) 冻结土壤渗吸速度小于非冻结的渗吸速度，随着冻土厚度的增加，稳定入渗率大幅度减小。

从图 1(b)秋耕地冻结、非冻结土壤入渗速度比较曲线可看出，非冻结土壤入渗速度曲线始终位于冻结土壤之上，大厚度冻土的入渗速度始终小于小厚度冻土。因此，冻结土壤的入渗速度小于非冻土，随着冻土厚度的增加入渗速度减小。

累积入渗量三参数考斯加科夫入渗模型 $H = kt^{\alpha} + f_0 t$ 中，H 为以 cm 计的累积入渗量 cm，t 为以 min 计的入渗时间，k 和 α 分别为入渗系数和指数，f_0 的物理含义是土壤相对稳定入渗率，即当土壤水势梯度为 1 时，入渗水流控制界面的饱和导水率。从表 2 可以看出，冻结土壤的相对稳定入渗率小于非冻结土壤。秋耕地，当冻土深度为 18cm 和 33.5cm 时，相对稳定入渗率为 0.0038cm/ min 和 0.0010cm/ min，相对于非冻结土壤分别减小 73.4% 和 93%；冬小麦田和秋耕地的试验数据也有相近的结果。通过表 2 数据分析可知，冻结土壤的导水率远小于非冻结土壤的导水率，在冻层稳定发展阶段，饱和导水率随冻层的发展而减小。



(a) 累积入渗曲线

Cumulated infiltration curves

(b) 入渗速度曲线

Infiltration rate curves

图1 冻土、非冻土入渗曲线比较图

Fig.1 Comparision of the infiltration curves of frozen and unfrozen soils

2.1.2 冻融期间冻融土壤水分入渗能力随冻融阶段的变化特性 选择 90 分钟累积入

渗量(H_{90})作为反映土壤入渗能力的指标，冻融期间秋耕地土壤入渗能力随冻融阶段的变化过程如图 2 所示。

表2　不同耕作条件下冻结大田土壤减渗特性比较表

Table 2　Comparison of the characteristics of reduction infiltration of field frozen soils under different cultivation

土壤耕作状态 Cultivation state	冻结厚度 Frozen thickness (cm)	入渗参数 Infiltration parameters α	K	f_0	入渗量 Infiltration capacity H_{90} (cm)	减渗量 Reduced infiltration capacity ΔH(cm)	减渗率 Reduced percentage η(%)	稳渗率减小率 Reduced ratio of stable infiltration rate (%)
秋耕地	未冻	0.1382	3.29	0.0143	6.94	0.00	0.00	0.00
	18.0	0.1531	2.15	0.0038	4.34	2.60	37.5	73.4
	33.5	0.1704	1.98	0.0010	3.75	3.19	46.0	93.0
冬小麦地	未冻	0.1746	2.15	0.0102	5.20	0.00	0.00	0.00
	21.0	0.1321	1.85	0.0027	3.28	1.92	36.9	73.5
	50.5	0.1352	1.56	0.0013	2.69	2.51	48.3	87.3
免耕地	未冻	0.2133	1.04	0.0146	3.78	0.00	0.00	0.00
	16.0	0.1070	1.95	0.0009	2.93	0.85	22.5	93.8
	50.5	0.1038	1.15	0.0012	1.66	2.12	56.0	91.8

注：H_{90}—90 分钟累积入渗量(cm)；f_0—相对稳渗率(cm/ min)；$\eta = \frac{H_{90未冻} - H_{90冻}}{H_{90未冻}} \times 100$；试验在地表进行。

由图 2 可以看出，冻融期间土壤入渗能力经历由大到小，再由小到大的变化过程。秋耕地的 H_{90}从冻结前的 6.59cm 减小到 3.75cm(整个冻融过程中的最小值)，然后逐渐增大到 7.4cm。从图 2 累积入渗量与冻融历时的点群分布可以看出，累积入渗量随时间的变化过程与二次多项式吻合较好，其拟合方程如下：

$H_{90} = 144.9 - 21.4056t + 0.8139t^2 (11.36 \leqslant t \leqslant 15.46)$　(11 月 11 日～3 月 14 日)

式中：t 为冻融时间，单位以月计。在入冬至 12 月 31 日期间，t = 当时的月份 + 当时的日除以 30；在次年的 1 月至冻层解冻期末，t = 12 + 当时的月份 + 当时的日除以 30。

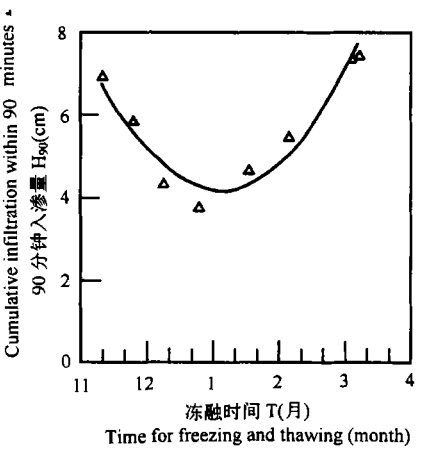


图2　土壤入渗能力随冻融阶段的变化过程

Fig.2　Changing process of soil infiltration ability with freezing and thawing stages

冻融期间土壤入渗能力随冻融阶段的变化由土壤自身特性和外部环境随时间的变化所决定。入冬以后，随着气温的下降，冻层逐渐形成和发展，冻层的减渗作用逐渐增强，土壤入渗能力逐渐减小；当冻层的温度接近或达到冻融期间的最低温度时(此时，在一定的含水量下，土壤液态水相变为冰晶的比例最大)，土壤入渗能力出现最小值；随着气温的回升和

地表土壤水分的蒸发，地表“干土层”(未冻结，含水量在冻结临界含水量 W_c以下)厚度和融解层厚度逐渐增加，地表未冻土层储水能力增加，同时，冻层对入渗水流的减渗作用随冻结层层位的下移和温度的升高而减弱，土壤入渗能力逐渐增大。

2.2 冬春期间大田土壤的冻融特点及其对入渗水流的影响

在季节性冻土区，从总体上看，冬春期间大田土壤经历冻结和消融两大过程。但由于冻融期间土壤所处的外部环境不断变化，在不同的发展阶段冻融土壤表现出不同的特点。自然冻融条件下，土壤冻结层相对于地表而言，其位置是变化的，致使冻结层对入渗水流的控制作用发生变化。以下按五个阶段分述土壤冻融特点及其对入渗水流的影响。

(1) 初冻冻融阶段。入冬以后，气温开始在 0℃上下波动，白昼气温在零度以上，夜间气温在零度以下，因而表土经历夜冻日融的冻融过程。此阶段一直延续到土体白昼吸热量不足抵偿夜间散热量，表土开始形成白天不融解的冻结层为止。此阶段土壤冻层特征是：①冻层多为粒状冻层，冰晶在土粒周围聚集但彼此分离；②冻层厚度一般为 2～5cm，最大不超过 10cm。③冻层在晚夜形成，次日中午前后融解。

位于地表的冻层是入渗水流的控制界面。但由于冻层厚度较薄且多为粒状和多孔状，在入渗水流的作用下，冻层可在 20 分钟内融解。因此，在初冻冻融阶段，冻结土壤层是入渗水流控制界面，但其减渗作用仅限于入渗开始后的较短时间内，后期的入渗成为非冻结土壤入渗过程。

(2) 冻层稳定发展阶段。随着气温的继续降低和负积温的增加，冻层厚度稳定增加，土壤冻结含水量增加，直到冻结层温度接近或达到冻融期最低温度。此阶段土壤冻层特征是：①冻层为密实状；②在表土含水量低(低于冻土临界含水量 W_c)的情况下，冻土层位于干土层之下。

此阶段冻层作为入渗水流的控制界面，随着冻层温度的进一步降低，冻土层的阻渗作用逐渐增强，此阶段是冻层对入渗水流控制最明显的阶段。

(3) 解冻冻融阶段。随着气温的回升，白天 0℃以上气温持续时间增长，而夜间气温仍在零度以下。此时，表层土壤再次经历夜冻昼融的冻融阶段。冻结锋面仍然向下发展，直到冻层厚度停止发展为止。此阶段土壤冻层特征是：①地表冻融层土壤含水量降低，多为粒状冻层或非冻结干土层；②地表融解厚度一般为 2～10cm。

在此期间，由于蒸发作用，在地表形成一定厚度的“干土层”，冻层位于干土层之下。但由于“干土层”厚度仅为数厘米，入渗开始后 2～3 分钟，“干土层”即可达到饱和，所以冻层很快成为入渗水流的控制界面。

(4) 双冻层阶段。随着气温的进一步回升，白天融化层逐渐加厚。但由于夜间最低气温仍低于 0℃，地表在夜间又形成厚度约 2～12cm 的冻层(定义为高位冻层)。高位冻层与原冻层(定义为低位冻层)之间存在一定厚度的非冻结层。故出现了双冻层情况。在此期间，高位冻层夜冻日融；低位冻层上部受太阳辐射热影响，底部受地热作用，双向融解。此阶段延续到夜间最低气温不足以形成地表冻层为止。此阶段土壤冻融特征是：①高位冻层厚度一般为 2～12cm，且多为粒状冻层；②双冻层之间的融解层厚度随着气温和地温的升高而增大，变化在 8～18cm 之间。

双冻层条件下，在入渗开始后的 20 分钟内，高位冻层对入渗水流有一定的控制作用；

20 分钟后，高位冻层融解，失去对入渗水流的控制作用。当入渗水流锋面到达低位冻层时，低位冻层开始对入渗水流产生影响，但不起控制作用。由于低位冻层的阻渗作用，入渗水流在低位冻层之上的土层内积累，水分入渗的速度受低位冻层的影响。仅当入渗时间延长到低位冻层之上土层达到完全饱和时，低位冻层才起控制作用。

(5) 低位冻层解冻阶段。低位冻层受上部耕层土壤热量、底部地热影响，双向解冻。冻结厚度不断减小，土壤冻结含水量减少，直到冻层全部融解。此阶段土壤冻层特征是：①地表以下融解层达 20cm 以上；②冻层解冻速度较快。

此阶段与双冻层阶段相比，地表解冻土层厚度加大，加之冻层温度回升，对入渗水流的影响和控制作用更为薄弱。

2.3 冻结土壤减渗机理分析

2.3.1 理论依据　　描述土壤一维垂直入渗的数学物理方程为

$$q = -K\frac{\mathrm{d}\varphi}{\mathrm{d}z} \tag{1}$$

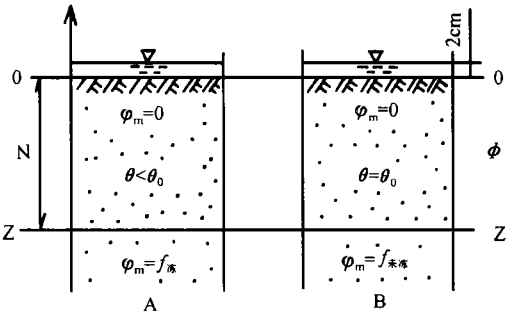
式中：q 为土壤水分通量；K 为导水率；$\frac{\mathrm{d}\varphi}{\mathrm{d}z}$ 为土壤水势梯度；φ为土壤水势。

从图 1(b)非冻结土壤与冻结土壤入渗速度对比曲线可以看出，冻结土壤的入渗速度明显小于非冻结土壤同时刻的入渗速度，即 $q_{冻} < q_{未冻}$。那么冻结土壤条件下，方程(1)的右端也应有：

$$\left(-K\frac{\mathrm{d}\varphi}{\mathrm{d}z}\right)_{冻} < \left(-K\frac{\mathrm{d}\varphi}{\mathrm{d}z}\right)_{未冻} \tag{2}$$

要使(2)式成立，必然有 K 和 $\frac{d\varphi}{\mathrm{d}z}$ 或者其中任何一项减小，或两者同时减小。以下对冻结土壤和非冻结土壤的土壤水势梯度进行分析比较。

假设有图 3 所示的土壤条件和含水量分布完全相同的田间土柱单元体，其中土柱 A 经历冻结作用，土柱 B 未冻结。假定两者同时经历积水入渗，到某时刻 t，其湿润锋面到达 z 深度(事实上，冻结土柱湿润锋推进深度比未冻土柱要小)，现分别计算土柱 A 和土柱 B 地表至湿润锋面间的平均土壤水势梯度。



φ_m—土壤基质势 θ—土壤含水量　θ_0—未冻土初始含水量

$f_{冻}$,$f_{未冻}$—冻土、未冻土入渗水流锋面基质势

图 3　冻结、非冻结土壤水势梯度计算示意图

Fig.3　Sketch map used in calculating the soil water potential gradident of frozen and unfrozen soils

对于地表断面($z = 0$)，无论冻结土柱还是非冻结土柱，土壤都处于饱和状态，当不考虑温度势和溶质势时，其各分势及总势为：

基质势 $\varphi_m = 0$ 重力势 $\varphi_g = 0$ 压力势 $\varphi_p = 2\text{cm}$

总　势 $\varphi_{冻} = \varphi_{未冻} = \varphi_o = \varphi_m + \varphi_g + \varphi_p = 2\text{cm}$

对于湿润锋断面($z = -z$)，其各分势及总势为：

土柱 A: $\varphi_m = f_{冻} < 0 \quad \varphi_g = -z \quad \varphi_p = 0 \quad \varphi_{冻z} = f_{冻} - z$

土柱 B: $\varphi_m = f_{未冻} < 0 \quad \varphi_g = -z \quad \varphi_p = 0 \quad \varphi_{未冻z} = f_{未冻} - z$

两土柱的土壤水势梯度分别为:

土柱 A:
$$\left(\frac{\Delta\varphi}{z}\right)_A = \frac{\varphi_z - \varphi_o}{z} = \frac{f_{冻} - z - 2}{z} \tag{3}$$

土柱 B:
$$\left(\frac{\Delta\varphi}{z}\right)_B = \frac{\varphi_z - \varphi_o}{z} = \frac{f_{未冻} - z - 2}{z} \tag{4}$$

由于冻结土壤中部分液态水转变为固态水,所以液态含水量降低,因此有:

$$f_{冻} < f_{未冻}$$

所以
$$\left(\frac{\Delta\varphi}{z}\right)_A < \left(\frac{\Delta\varphi}{z}\right)_B \tag{5}$$

即
$$-\left(\frac{\Delta\varphi}{z}\right)_A > -\left(\frac{\Delta\varphi}{z}\right)_B \tag{6}$$

土柱 A 的平均水势梯度绝对值大于土柱 B。

由此可见,要使(2)式成立,必然有 $K_{冻} < K_{未冻}$。即冻结土壤减渗的根本原因只能是导水率的减小。

2.3.2 导水率减小的原因分析 分析认为冻结土壤导水率减小的原因在以下几个方面:①土壤液态水的相变。冻结条件下,土壤中部分液态水相变成固态冰,占据土壤的部分导水孔隙,使入渗水流的过水断面面积减小,因而使土壤的导水率减小。土壤中未冻水含量与负温具有单一的确定性关系,即随着温度的降低,未冻水含量按幂函数规律减小[1]。因而,温度越低,土壤相变冰含量越大,导水率越小。液态水相变成冰,伴随着体积的增大(增大 9%[2])。冰晶体积的增大占据孔隙空间,也使入渗水流的过水断面面积减小,引起导水率减小。土壤孔径不同,其导水能力不同。液态水相变及其体积膨胀,导致土壤孔径减小,甚至完全堵塞。孔径的减小增加了土壤对入渗水流的阻滞作用,使导水率减小。②土中冰晶透镜体的存在。在冻层的形成和发展过程中,负温土水势诱导的水分迁移可在土壤中生成垂直于热流方向的冰晶透镜体,形成致密块状冻层,使土壤的导水率减小。③水的粘滞性的增大[3,4]。当温度降低时,水的粘滞性增强,表面张力增大,导水率减小。当温度由 25℃降低到 0℃时,土壤的导水率减小 50%。

通过以上分析可以看出,土壤导水率的减小对冻结土壤入渗能力的影响远远大于土壤水势梯度的影响。土壤中部分液态水相变成冰是导致其导水率减小的根本原因所在。土壤温度越低,液态水相变比例越大,导水率越小。

3 结 论

自然冻融条件下,土壤经历初冻冻融、冻层稳定发展、解冻期冻融、双冻层、低位冻层解冻五个冻融阶段。不同阶段冻层形态、厚度、层数和层位不同。

不同冻融阶段冻层对入渗水流的影响和控制作用不同。初冻冻融阶段，冻层仅对入渗水流产生影响，且仅限于入渗开始后的 20 分钟内；冻层稳定发展阶段，冻层对入渗水流的控制作用最强，随着冻层温度的降低和冻层厚度的增加，减渗作用增强；解冻期冻融阶段，冻层对入渗水流仍然起控制作用，但随着冻层温度的升高和地表干土层厚度的增加，冻层对入渗水流的控制作用有所减弱。双冻层阶段，冻层仅对入渗水流产生影响，不起控制作用。低位冻层融解阶段，冻层对入渗水流的影响更加微弱。

冻结土壤具有减渗特性。冻结土壤的入渗能力小于非冻结土壤；冻结土壤的相对稳渗率远小于非冻结土壤。

冻融期间内各个不同阶段，冻融土壤的入渗能力经历由大到小，再由小到大的变化过程。当土壤温度接近或达到冻融期最低温度时，其入渗能力最小，约为非冻结土壤入渗能力的 50%。

冻融土壤导水率减小是其入渗能力减小的根本原因，而冻融土壤中液态水的相变是导水率减小的根源所在。此外，冰晶体积的膨胀、孔隙孔径的减小、冰晶透镜体的存在和低温下水的粘滞性的增强也是致使导水率减小的原因。

参　考　文　献

1. 徐学祖，邓友生．冻土中水分迁移的实验研究．北京：科学出版社，1991
2. 徐学祖，王家澄，张立新．土体冻胀和盐胀机理．北京：科学出版社，1995
3. Pikul J L, Zuzel J F, Wilkins D E. Water infiltration into frozen soil: field measurements and simulation. Proceedings of the National Symposium. 1991, 16～17: 357～366
4. Thunholm B, Lundin L. Infiltration into frozen heavy clay soil. Nordic Hydrology, 1989, 20: 153～166

EXPERIMENTAL STUDY ON THE FREEZING AND THAWING FEATURES AND REDUCTION INFILTRATION CHARACTERISTICS OF SEASONAL FREEZING AND THAWING SOILS

Fan Gui-sheng Zheng Xiu-qing

(*Taiyuan University of Technology, Taiyuan* 030024)

Jia Hong-ji

(*Water Conservancy Department of Shanxi Province, Taiyuan* 030002)

Summary

Based on the field infiltration experiments of natural freezing and thawing soils within the freezing and thawing periods, in this paper the freezing and thawing features of cultivated soils are analysed, the basic characteristics of reduction infiltration of freezing and thawing soils are discussed, and the reduction infiltration mechanism of freezing and thawing soils is inquired into. The results indicated that at different freezing and thawing stages, the formation, thickness, number and position of frozen layers in soils are different and the frozen layers have different control and effect on infiltrating flow, that the characteristics of reduction infiltration varies with the freezing and thawing stages, and that under freezing and thawing conditions, reduction of soil water conductivity is the basic reason for reduction of soil infiltration ability and the phase change of liquid water in soil is the origin of the reduction of soil water conductivity. The results are of theoritical value to further study on the infiltration law of field freezing and thawing soils in the districts with seasonal freezing and thawing soils and are of practical value to determine technical parameters for saving-water irrigation within the winter and spring irrigation in these districts.

Key words Seasonal frozen soil, Reduction infiltration mechanism, Freezing and thawing soil, Soil water infiltration