

关于土壤水水分移动与循环

第一节 土壤液态水运动

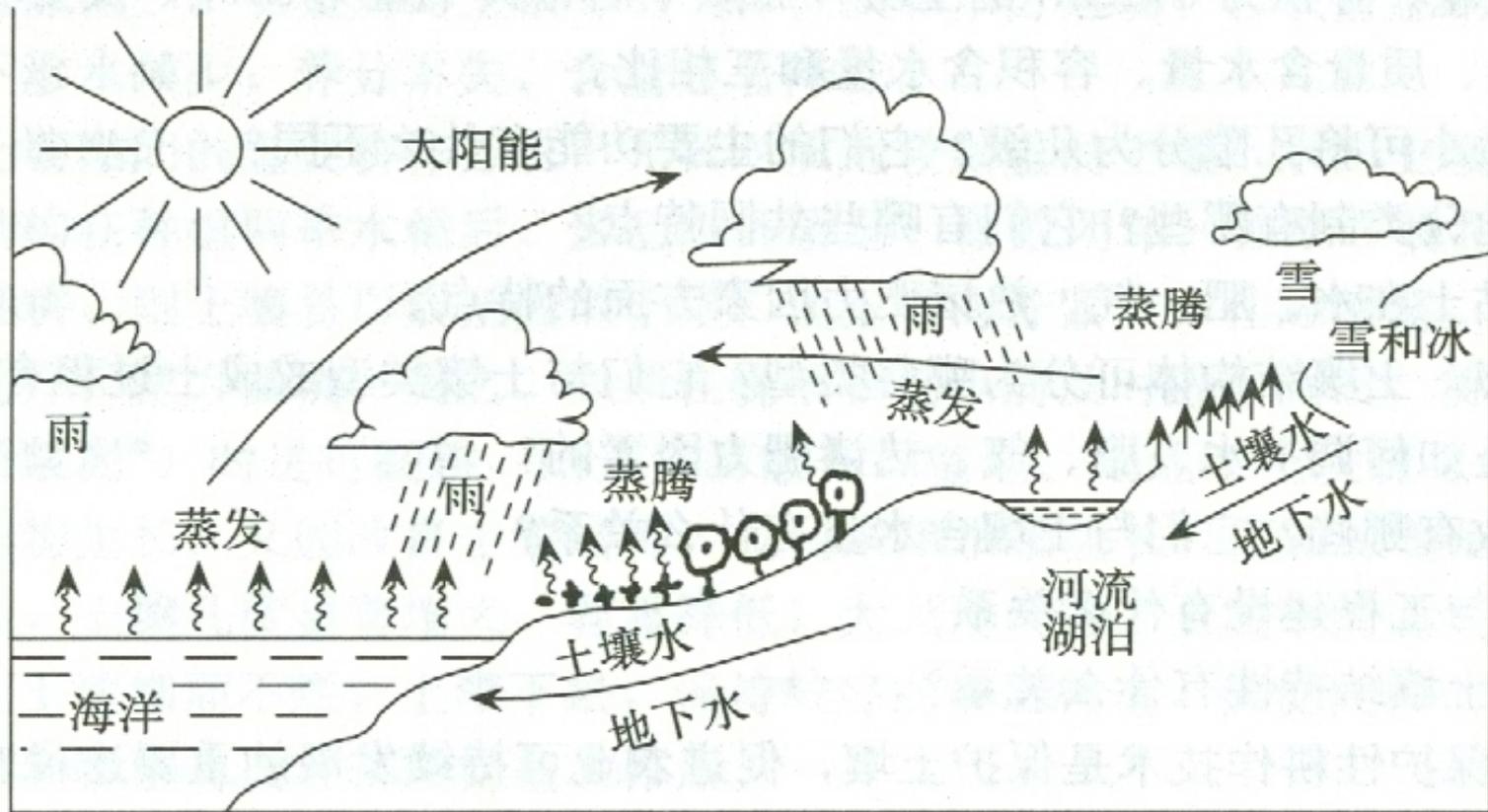


图 7-1 自然界的水分循环

一、土壤饱和流 (Soil Saturated Water Flow)

饱和流的推动力主要是**重力势梯度**和**压力势梯度**，基本上服从饱和状态下多孔介质的达西定律 (Darcy's law)。

单位时间内通过单位面积土壤的水量，土壤水通量与土水势梯度成正比。

$$q = -K_s \frac{\Delta H}{L}$$

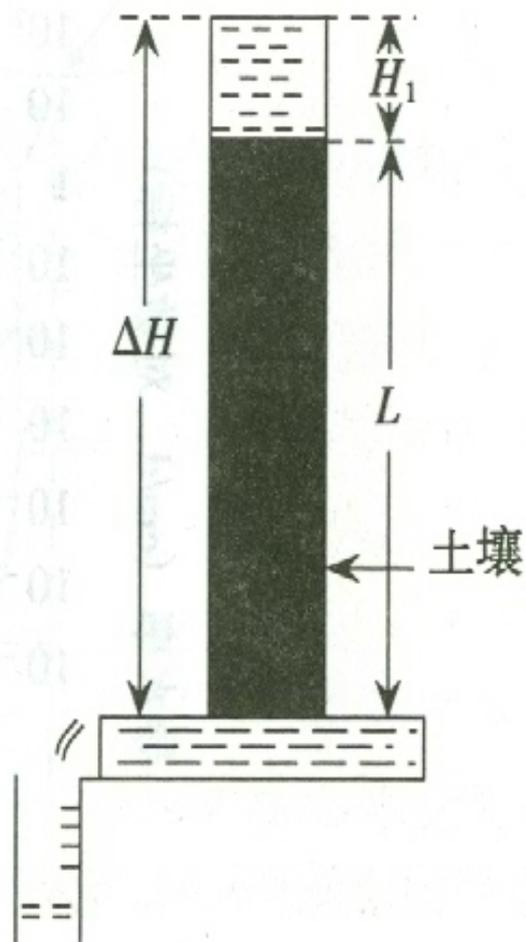


图 7-2 土柱里的一维垂直向饱和流

表 7-1 不同质地土壤饱和和导水率的大小范围

质地类型	饱和和导水率 (cm/h)
砂 土	$10^2 \sim 1$
砂壤土	$1 \sim 10^{-3}$
壤 土	$10^{-1} \sim 10^{-4}$
黏 土	$10^{-2} \sim 10^{-6}$

饱和流导水率

(Saturated hydraulic conductivity)

土壤所有的孔隙都充满了水时，水分向土壤下层或横向运动的速度。

影响饱和导水率的因素

- 质地 水通量与孔隙半径4次方呈正比。
- 结构 土壤结皮对土壤饱和导水率有显著的影响。
- 有机质含量。
- 粘土矿物种类。

饱和导水率的特点

- ① 饱和率是常数
- ② 是土壤导水率的MAX
- ③ 主要取决于土壤的质地和结构。

沙质土 > 壤质土 > 粘质土

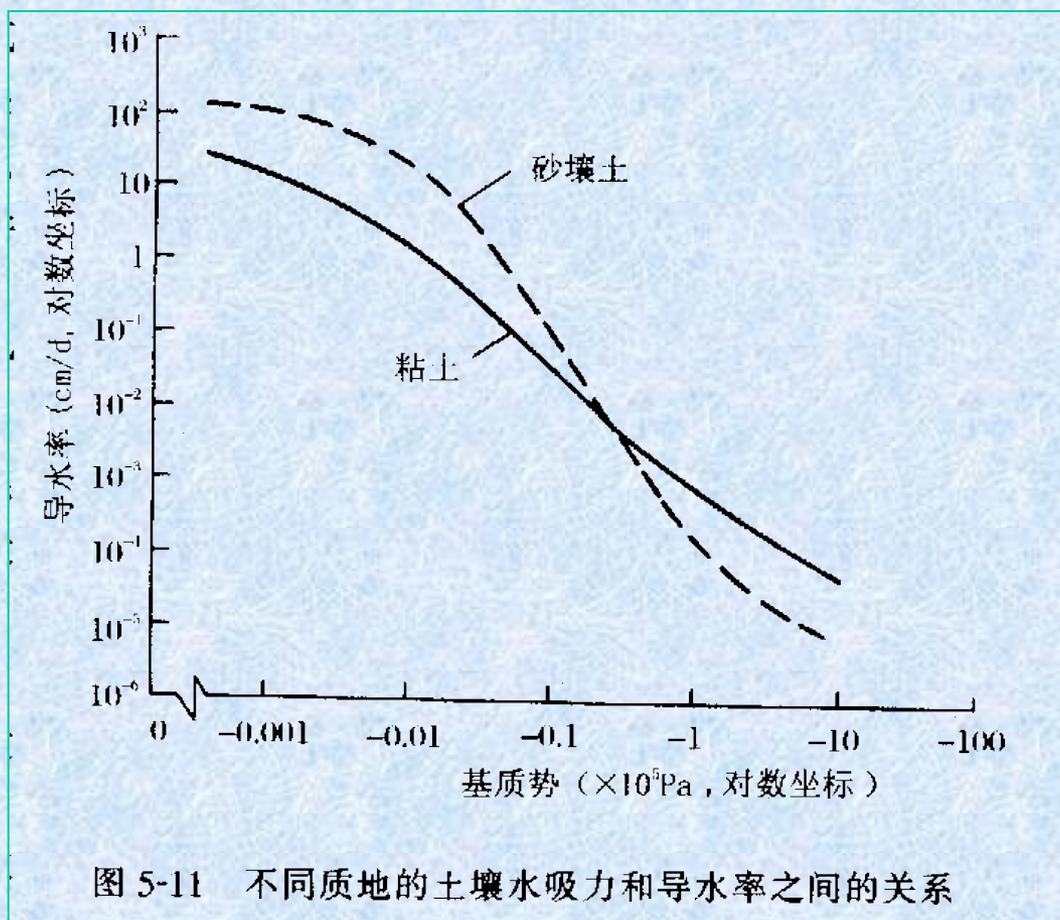
二、土壤非饱和流 (unsaturated soil water flow)

土壤非饱和流的推动力主要是**基质势梯度**和**重力势梯度**。它也可用达西定律来描述，对一维垂向非饱和流，其表达式为：

$$q = -K(\varphi_m) \frac{d\varphi}{dx}$$

非饱和和流导水率 (unsaturated hydraulic conductivity)

土壤水吸力和导水率之间的关系



**$K(\psi_m)$ 为非饱和导水率，
 $d\psi/dx$ 为总水势梯度
(water potential gradient)**

**非饱和导水率是土壤基
质势的函数。**

非饱和条件下土壤水流的数学表达式与饱和条件下的类似，二者的区别在于：

- 饱和条件下的总水势梯度可用差分形式，而非饱和条件下则用微分形式：
- 饱和条件下的土壤导水率 K_s 对特定土壤为一常数，而非饱和导水率是土壤含水量或基质势（ ψ_m ）的函数。

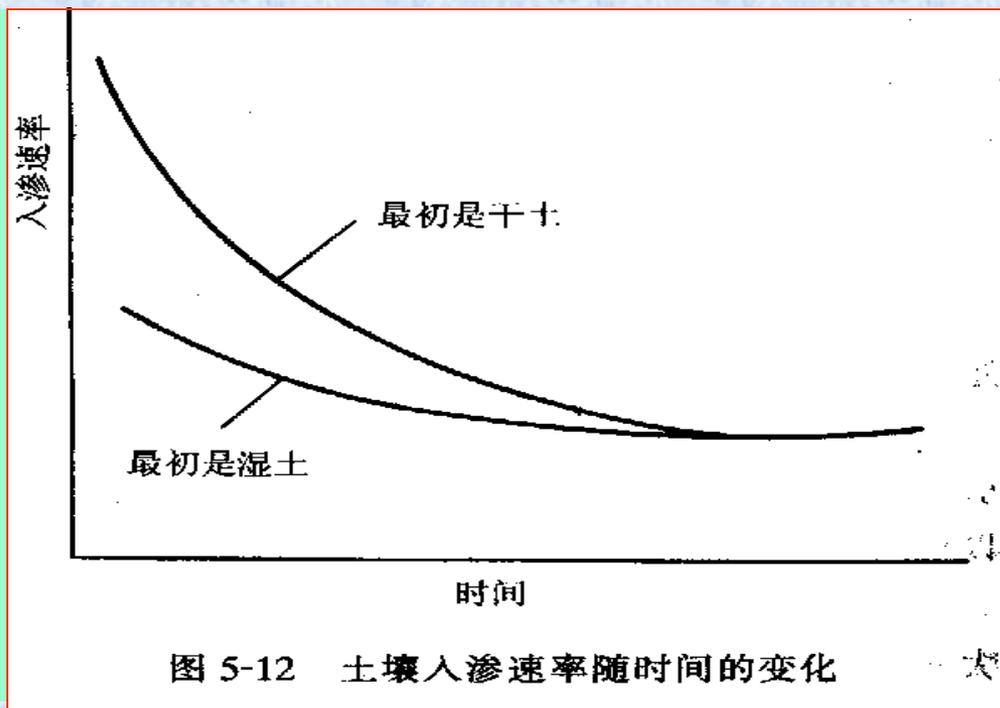
三、土壤水分入渗与再分布

(一) 水分入渗 (infiltration)

一般是指水自土表垂直向下进入土壤的过程，但也不排斥如沟灌中水分沿侧向甚至向上进入土壤的过程。

影响因素：

一是供水速率，
二是土壤的入渗能力 (入渗速率—infiltration rate)



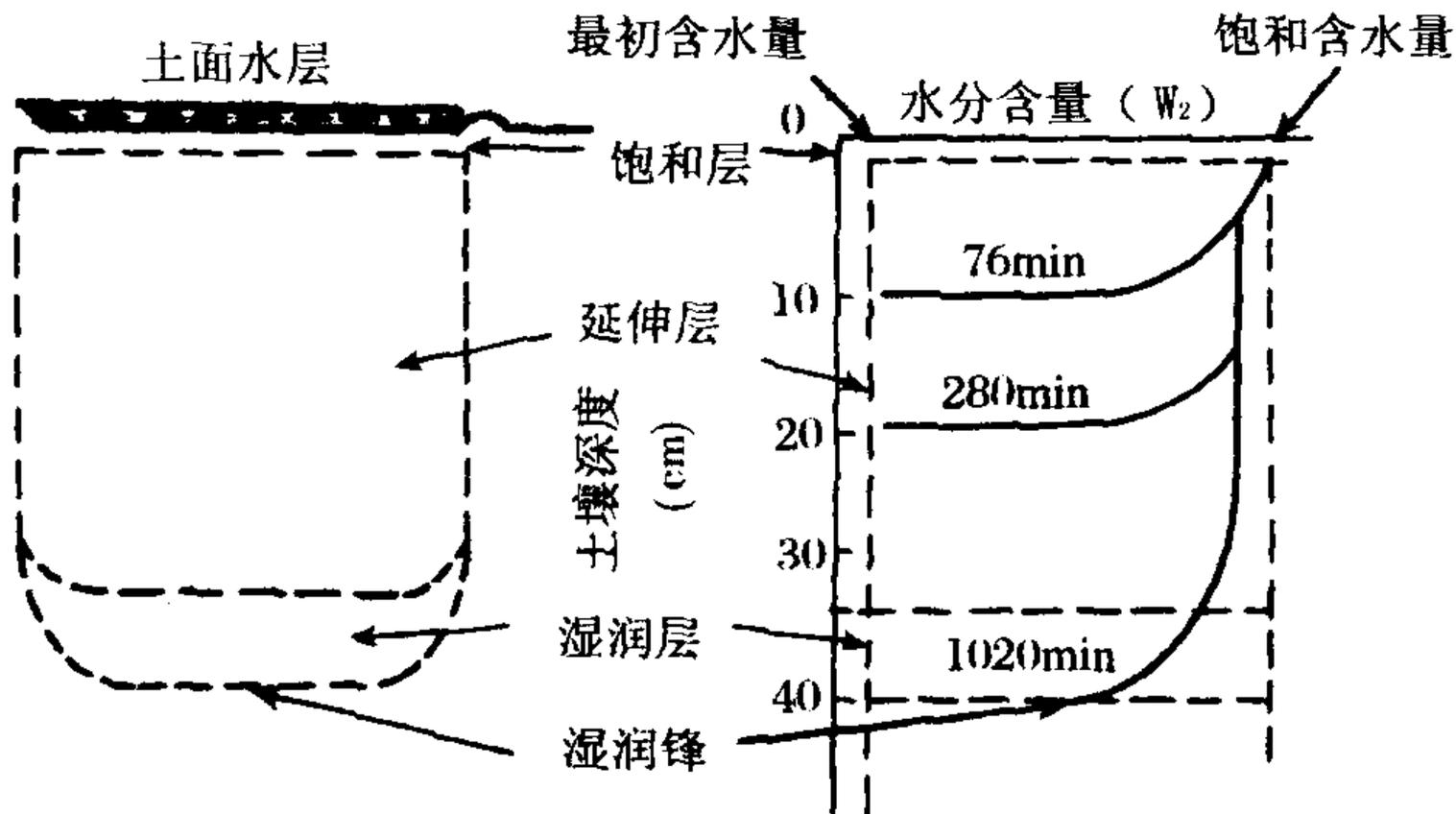


图 5-13 入渗中土壤水剖面

左为土壤水剖面示意图，右为土壤水含量随深度变化示意图

(Hillel, 1971 和 Bodman, 1944)

最初入渗速率：Initial infiltration rate

稳定入渗速率：Stable infiltration rate

几种不同质地土壤的最后稳定入渗速率(毫米/小时)

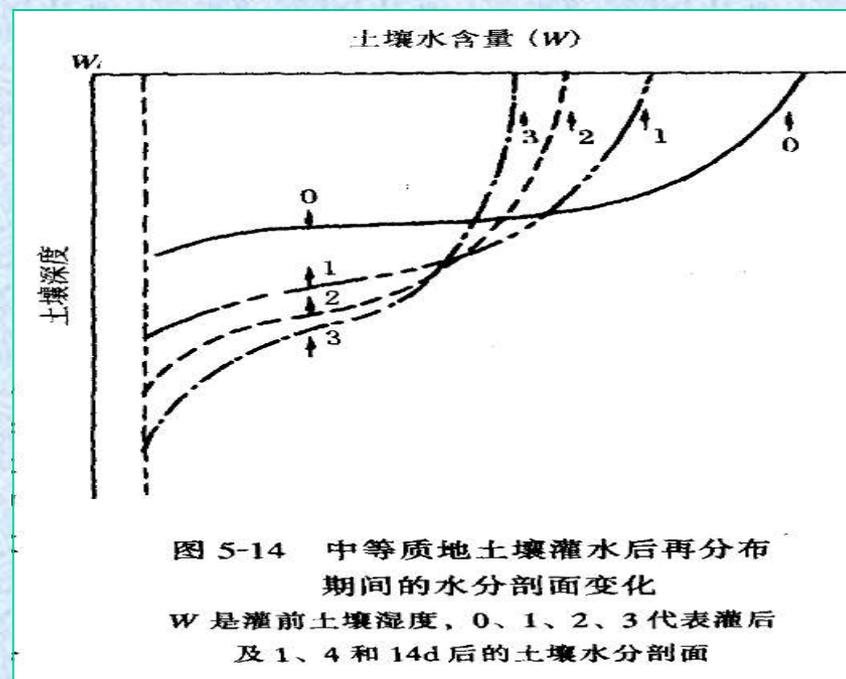
土壤	砂	砂质和粉质土壤	壤土	粘质土壤	碱化黏质土壤
最后入渗速率	>20	10-20	5-10	1-5	<1

所以无论表土下是砂土层还是细土层，在不断入渗中最初能使上层土壤先积蓄水，以后才下渗。

(二) 土壤水再分布 (soil water redistribution)

概念：土壤水入渗过程结束后，水在重力和吸力梯度影响下在土壤中向下移动重新分布的过程。

土壤水的再分布是土壤水的不饱和流。



(三) 土壤水的渗漏 (Soil water percolation)

把通过土壤某一深度处，如通常考虑某一植物的最大扎根深度处，向下的水分运动称为土壤水的渗漏

第二节 土壤气态水运动

一、土面水分蒸发

概念：土壤水汽进入大气的过程。

当土壤供水充分时，由大气蒸发能力决定的最大可能蒸发强度称为潜在蒸发强度。(Soil potential evaporation)

土面蒸发过程区分为三个阶段。

1、大气蒸发力控制阶段

稳定蒸发阶段蒸发强度的大小主要由大气蒸发能力决定，可近似为水面蒸发强度 E_0 。此阶段含水率的下限，一般认为该值相当于田间持水量的50-70%。

2、表土蒸发强度随含水率变化的阶段

蒸发速率急剧降低，有利于土壤墒情的保持

3、水汽扩散阶段

土壤输水能力极弱，不能补充表土蒸发损失的水分，土壤表面形成干土层。在此阶段，蒸发面不是在地表，而是在土壤内部，蒸发强度的大小主要由干土层内水汽扩散的能力控制，并取决于干土层厚度，一般来说，其变化速率十分缓慢而且稳定。

土壤保墒措施在蒸发的第一阶段进行效果最佳；第二阶段次之。

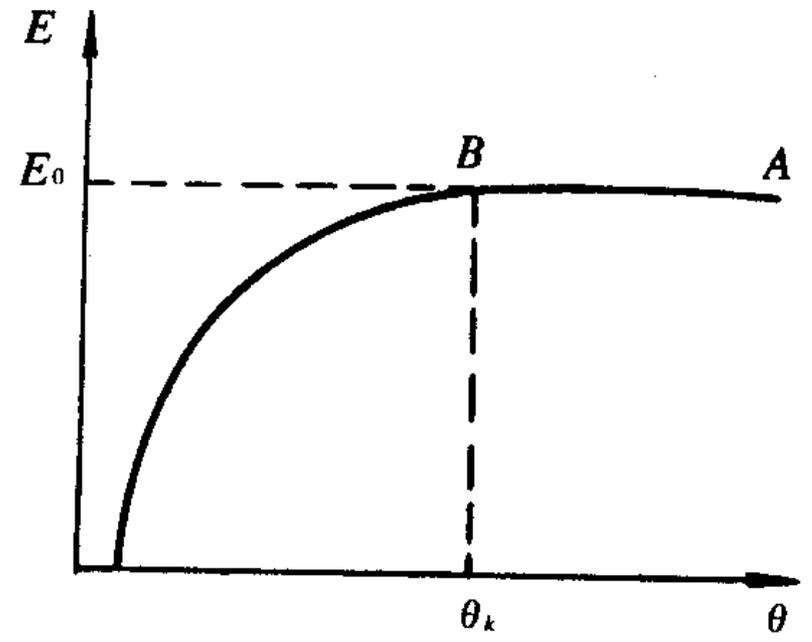
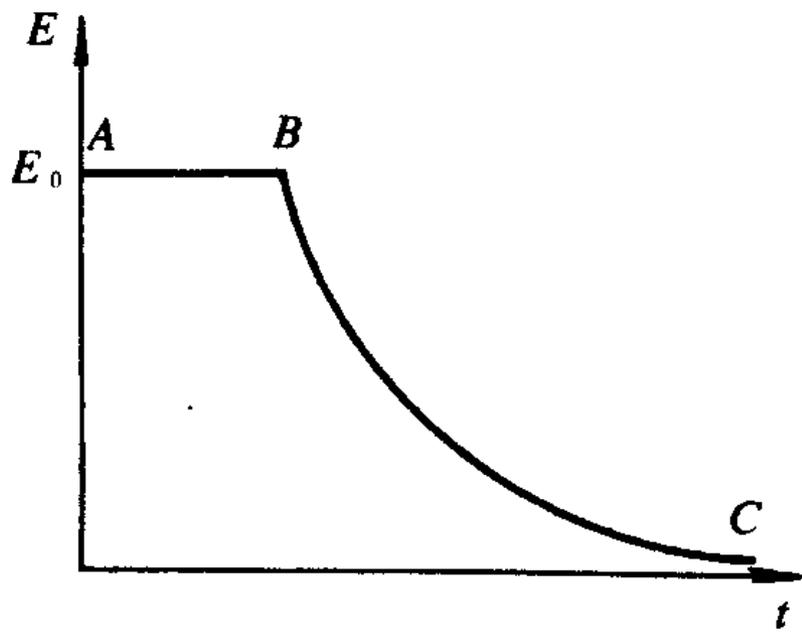


图 5-15 大气蒸发条件下变时土面蒸发过程示意图

二、土壤内部的水气运动

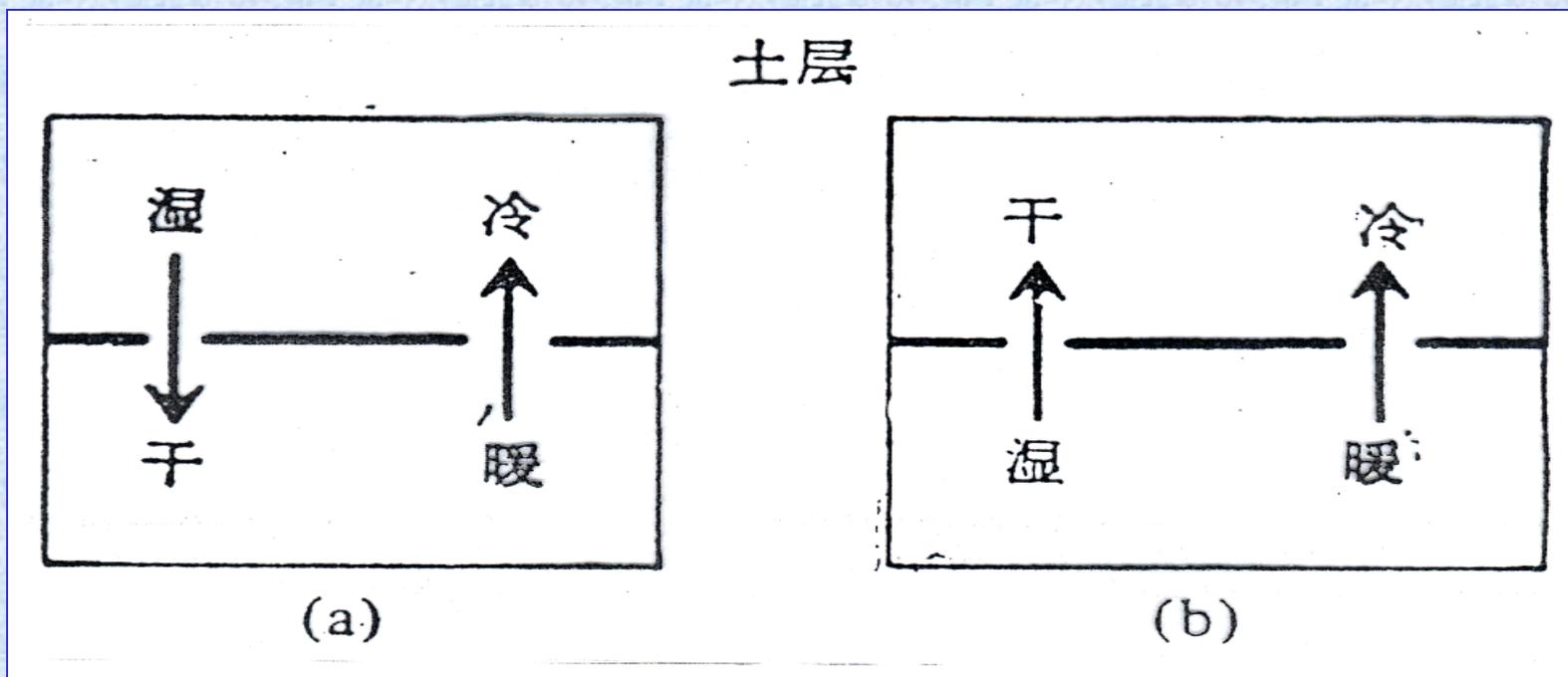
土壤气态水的运动表现为：

水汽扩散和**水汽凝结**两种现象

水汽扩散运动的推动力是**水汽压梯度**，这是由于土壤水势梯度或土壤水吸力梯度和温度梯度所引起的。

1、“夜潮”现象

多出现于地下水埋深较浅的“夜潮地”。



2、“冻后聚墒”现象***

冬季表土冻结，水汽压降低，而冻层以下土层的水汽压较高，于是下层水汽不断地向冻层集聚、冻结、使冻层不断加厚，其含水量有所增加，这就是“冻后聚墒”现象。

“冻后聚墒”的多少，主要决定于该土壤的含水量和冻结的强度。含水量高冻结强度大，“冻后聚墒”就比较明显。一般对土壤上层增水作用为2—4%左右。

第三节 土壤水循环、平衡及有效性

一、农田土壤水分循环及平衡

田间土壤水分平衡示意图，据此可列出其土壤水分平衡的数学表达式：

$$\Delta W = P + I + U - ET - R - In - D$$

田间蒸腾和蒸发很难截然分开，常合在一起，统称蒸散ET。

(evapotranspiration)-一定时间内一定面积上土壤蒸发和植物蒸腾的总和。

土壤水分平衡简化式为

$$\Delta W = P + I - ET - D$$

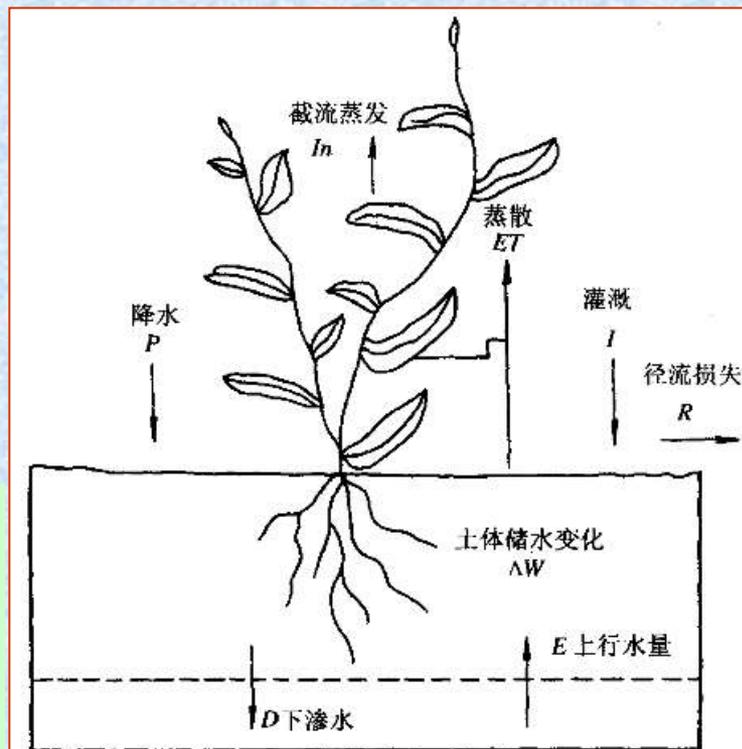


图 5-16 田间土壤水分收支示意图

以上内容仅为本文档的试下载部分，为可阅读页数的一半内容。如要下载或阅读全文，请访问：<https://d.book118.com/417021135143006103>