

# 土壤—植物—大气连续系统中 水分能量运转平衡热力学函数的初探

张 君 常

(西北农学院土壤农化系)

## 前 言

“水利是农业的命脉”，近代对土壤水分的研究，逐渐进入到以“能量概念”为基础的领域中，不仅着眼于土壤的本身，而且考虑到植物体内甚至大气中水分能量转化的状况，也就是把水从土壤经过植物体到大气的流动过程，作为一个物理的统一的动态连续系统进行研究。在这个动态连续系统中水分循环的过程和途径，就象运动着的链条里各个环节一样，互相连接，互相依赖，形成了一个统一的土壤—植物—大气连续系统 (Spac)。这是当今国际国内大力倡导“生态平衡”中关键性的一环，也正是党的十二大号召开创社会主义现代化建设新局面中，农业上改善和保持、恢复生态平衡中的主要问题。所谓生态平衡的实质就是能量平衡，仅从土壤和水的平衡系统角度来谈，我们要更多地关注水分从一个平衡系统转入到另一个平衡系统的动态平衡，而不是静态平衡。在这个转变过程中，使它尽可能的作出应有的功，而不致消耗更多的能量。这种动态平衡系统的水势差决定着土壤水的保蓄和运动，乃至它的运动方向，目的在于为植物供应充分的能量，促使植物高产。

## 一、大气中水分运动的热力学函数

### 1. 大气中的水汽运动

大气中各种组成成分的各种运动形式，同样都对应着一定形式的能量，所以大气热力学函数就是从能量观点出发来研究大气的热运动能量与运动形态间相互转换的数学代表方式。大气中的水分无论是气态或凝结成雨滴，也不外乎能量的转化与传递，也必然服从能量转化和守恒定律，也就是热力学第一定律。

大气在空间流动，可视为一部巨大热机在运动、在工作。正是这部巨大热机做功的结果，产生空气的运行及其状态的变化，自然空气中的气态水部分也同样遵循能量转换定律在不断地运动，地表不同地区周期性的温度变化即是推动这部天然巨大热机的动力。如果把大气看作一个孤立系统，由于太阳传给地球表面的温差变异所产生的热量

$dQ$ 给予了这一孤立系统,则可视作增加该系统的内能 $du$ 以及对外力所作的功 $dW$ ,于是

$$dQ = dU + dW \quad (1)$$

在热力学中对于单位质量的理想气体,在准静态过程中作的功为:

$$dW = pdv \quad (2)$$

亦即在等压时,气体膨胀所作的功,或写为热量的单位。 $dW = APdV$

式中: $A$ 是面积, $P$ 是压力, $dv$ 是过程中体积的微变量。

又,由于单位质量理想气体的内能变化量为: $dU = C_v dT$

其中: $T$ 为气体温度, $C_v$ 为定容比热。

利用状态方程 $PV = RT$ 、定容比热和定压比热关系

$$\because C_p = C_v + AR$$

$$dQ = C_p dT - ART \frac{dp}{p} \quad (3)$$

可知,不仅加热量 $dQ$ 可使温度改变,而且外压力改变 $dp$ 也可使温度改变,于是

$$dT = \frac{dQ}{C_p} + \frac{A_v}{C_p} dp \quad (4)$$

上两式是用于大气中单位质量于空气的热力学定律的惯用形式,即使用于未饱和湿空气的能量守恒定律,亦无不可,因为未饱和湿空气的热力学第一定律的数学表示式为:

$$dQ = C'_p dT_v - ART_v \frac{dp}{p} \quad (5)$$

式中: $C'_p$ 为湿空气的定压比温, $T_v$ 为虚温, $dT_v$ 为虚温的微小增量。

由于实际大气中比湿较小,通常 $<0.04$ 卡/克,所以

$$C'_p = C_p$$

在上式 $C_p dT$ 是相当于内能的增量,而 $A_p dv$ 为向外作功、于是由 $C_p dT$ 决定了于外压力不变时温度增高所必需的热量,而 $A_v dp = ART_v \frac{dp}{p}$ 只是外压力改变的一项。

以上这些热力学函数和状态方程足以描写出大气水分运动中能量转化状态的演变。

## 2. 大气中降水的形成

降水是在云中形成的,而云又是由空气上升,冷却水汽,凝结而成。云滴随云中气流飘浮,经过一番增长的过程使云滴转化成降水的雨滴(通过云滴的碰撞、并合、使云滴迅速变大成为雨滴),待其下落速度大于上升气流速度时结果就落下云体而下降,即谓降水。

不论在什么样的天气,大气中总是含有许许多多处于悬浮状态的、微小的(半径由 $5 \cdot 10^{-8}$ 到 $10^{-1}$ 厘米)固态和液态的微粒。它们具有各种各样的性质和来源。而且往往带有电荷,其中非常小的水滴和水晶是构成云的单元。

大气中有这些悬浮颗粒存在,根据物理化学中的一些概念。就很容易地把它当做一种以空气为弥散剂、以微粒为弥散质的气溶胶体系统看待。当然在气象学中叫做气溶胶体的并不是指整个大气,而是悬浮在其中的那些微粒。

由于水汽凝结过程引起这种胶体溶液稳定度的破坏，而使云滴周围空气中的水汽含量大于该云滴的最大水汽含量时，水汽就会自周围空气中凝结到该云滴的表面上，使云滴增大。其增大的主要原因，是水汽从一些云的单元扩散输送到另一些云单元上的过程，产生这种输送的原因自然是大小水滴上饱和水汽压的不同，也就是受表面曲率的影响。至于因为大气不规则的乱流运动（布朗氏运动）所产生的水滴冲撞合并，则是次要的原因。

在绝对温度为e的空气中的两个不同体积的水滴，它们的半径分别设为R和γ，而且R>γ。小水滴上的饱和水汽压（P<sub>e,r</sub>）大于大水滴上的饱和水汽压（P<sub>e,R</sub>），当P<sub>e,r</sub><e<P<sub>e,R</sub>时，小水滴要蒸发消失，在大水滴上要发生凝结而增大了，一直大到从云中开始降落下来。

若从热力学函数方面来进行研究，雨滴为液相，雨滴周围为蒸气，假定蒸气里含有很多大小不同的液滴，则根据公式 $\Delta P = \frac{p\delta}{\gamma} \cdot \frac{\rho_{汽}}{\rho_{液}}$ （其中ρ<sub>液</sub>是液滴密度，γ是球面弯月面的半径，σ为表面张力），液滴愈小，它附近饱和蒸汽压就愈大，在两个液滴饱和差的作用下，结果形成大液滴“合并”小液滴的局面，蒸发掉的小液滴再凝结在大液滴上，这种现象出现的理论根据是在液相和汽相的分界面上，液相拥有表面自由能，这种表面自由能将对两相的平衡发生很大的影响。

若具有曲面的液体为α相，外面的汽相为β相，两相分界面为γ相，则此三项的热力学方程分别为：

$$\left. \begin{aligned} dU^\alpha &= T^\alpha ds^\alpha - p^\alpha dv^\alpha \\ dU^\beta &= T^\beta ds^\beta - p^\beta dv^\beta \\ dU^\gamma &= T^\gamma ds^\gamma + \sigma dA \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

其中A为表面的面积。

在到达热平衡时，温度保持不变，则系统的力学平衡条件为：

$$T^\alpha = T^\beta = T^\gamma = T$$

$$\text{而 } \delta F^\alpha = p^\alpha \delta V^\alpha, \delta F^\beta = p^\beta \delta V^\beta, \delta F^\gamma = \sigma \delta A$$

而总自由能最小条件是：

$$\delta F = \delta F^\alpha + \delta F^\beta + \delta F^\gamma = 0$$

$$\text{即 } -p^\alpha \delta V^\alpha - p^\beta \delta V^\beta + \sigma \delta A = 0 \quad (7)$$

再根据相变平衡条件 $\mu^\alpha = \mu^\beta$ 即 $\mu^\alpha(p, T) = \mu^\beta(p, T)$ ， $\mu^\alpha, \mu^\beta$ 分别为α, β相的化学势，该式给出饱和蒸汽压p与温度T的关系，在不同压强下得

$$d\mu^\alpha = -s^\alpha dT + V^\alpha dp$$

$$d\mu^\beta = -s^\beta dT + V^\beta dp$$

若 $\mu^\alpha > \mu^\beta$ 则液滴汽化而消失，若 $\mu^\alpha < \mu^\beta$ 则液滴继续凝结而增大，即液滴的半径大于临界半径

$$\gamma_c = \frac{2\delta}{p' - p} \cdot \frac{v^\alpha}{v^\beta - v^\alpha} \left( \text{或 } \gamma_c = \frac{2\sigma v^\alpha}{RT \ln \frac{p'}{p}} \right) \quad (8)$$

在过饱和蒸汽中, 不仅存在足够大的液滴时才能够继续凝结, 就是存在其他物质的微粒时, 也会以此微粒为核心进行凝结, 凝结的体积达到一定时即受地心引力作用开始降落, 成为降水中的一个单元。

我国农历上“雨水”、“谷雨”、“小雪”、“大雪”和“白露”、“寒露”、“霜降”是标志着在气温变化条件下, 降水的时期和程度, 同时也标志着天气由冷变热和由热变冷空气中水汽的不同凝结状况。它跟农作物生长发育的关系极其密切, 和土壤水分运动的情况也是息息相关的, 自然也服从热力学函数。

在水蒸汽凝结为水的过程中所释放出来的热量, 将使环境的熵增大的程度大于水分子的熵减小的程度, 所以

$$\Delta S_{\text{总}} = \Delta S_{\text{系统}} + \Delta S_{\text{环境}} > 0 \quad (9)$$

### 3. 凝结核在大气凝结过程中的作用

水汽发生凝结作用必须满足两个条件:

(1) 空气中水汽达到饱和或过饱和, 即  $1 \leq p_e$ , 为了满足这个条件, 可以采取温度不变增加空气中实际水汽含量, 即增加水汽压  $\Delta l$ , 使原来水汽压  $(l)$  加上增加水汽压  $(\Delta l)$  达到饱和水汽压  $(p_e)$  或由辐射冷却, 绝热冷却或接触冷却等方式降低温度, 使不饱和水汽压成为饱和。

(2) 水汽发生凝结作用必须满足的第二个条件是凝结核, 凝结核是以液体的或固体的、气体的微粒, 作为水汽凝结的核心。水汽以凝结核为中心, 发生凝结作用并降水。

大气中处于所有三种物态中的水, 总可以遇到它由第一种相态变为另一种相态, 这对于保证地球上水分循环是一种重要现象。

相态转变的条件可由热力势  $\phi$  值来决定, 即具有下列关于系统状态的函数。

$$\phi = U - TS + APV \quad (10)$$

$\phi = f(p, T)$ ,  $\phi$  热力势函数 (是状态函数)。

式中  $U$  是内能,  $T$  是绝对温度,  $S$  是熵,  $P$  是压强,  $V$  是系统的体积, 一种单一成分的双相系统的总热力势可通过相的 (关于单位质量的相) 比热力势来表示。

$$\phi = \phi_1 m_1 + \phi_2 m_2 \quad (11)$$

这里的  $\phi_1$  是第一种相的比热力势,  $m_1$  是第一种相的质量,  $\phi_2$  和  $m_2$  是第二种相的两个相应的特性。

一个系统总是力图达到一种能和最大值的热力势相应的状态中去, 因此只有在  $\phi_1 = \phi_2$  条件下, 才可能发生相态的动力平衡。

若  $\phi_1 \neq \phi_2$ , 即拥有较大的热力势的相逐渐转变成为一个具有较小的热力势值的相, 根据相态转变的动力理论来说明一个以汽组成的均匀的系统, 绝不是静止不动的, 而是在密度上经常会发生一些不大的变动, 如有外力作用也会有较大的密度变动, 这些变动总处于能和保持系统相容的范围中, 此外也可能发生超出相容范围之外而导致一种新的相态, 这就是雨滴最微小、胚胎的形成。不过在汽相比热力势  $\phi_{\text{汽}}$  中, 仍小于液相的比热力势  $\phi_{\text{液}}$  以前, 系统中的  $\phi_{\text{汽}}$  还是稳定的, 一旦通过密度变动形成一些水胚, 只

要未达到过饱和状态，这些水胚就容易被较大的水滴所吞并或自行蒸发了。如果变成 $\phi_{汽} > \phi_{液}$ ，即原系统中对于原来的汽相就是热力势不稳定，在这一条件下，所形成的水胚总可以继续增长，而在它们达到临界半径 $\gamma_c$ 的某一个临界尺寸以后，就发现有了无限增长的趋势，因为汽相转变成液相的速度是和 $\gamma_c$ 的量值有其相关的缘故（已在前面论述）。

1880年艾金认为水汽的凝结，必须借空中有尘埃的存在，尘埃的作用即为水滴的核，使水分子才能凝结起来，我国自古就有“风是雨头”或“无风不成雨”的说法，显然雨滴在凝结的初期，已有一定的大小了。

直到1897年威尔逊认为空中即使没有尘埃，气体的离子在平常雾点时，也可作为凝结核心，但若水汽达到充分过饱和的状态，即使空气中没有电性核心、尘埃，水汽也可凝结，正如溽暑期间阵雨初晴，又复阵雨是为一例。

## 二、从地面逕流汇成江河进入渠道稳定流的能量方程

无论以暴雨、细雨或其他形式的降水，降落到地面，经过不同程度的侵蚀以后，从地面汇集成逕流，注入江河，然后从江河进入明渠后，明渠稳定流的特点是它有自由水面，自由水面上的压力是一个常数，通常等于大气压力。而引起液体运动的主要动力乃是重力，因此，重力相似准则（Froud准则）对于实际中所利用的水流（河流、渠中水流等）来说，多为决定运动的准则。

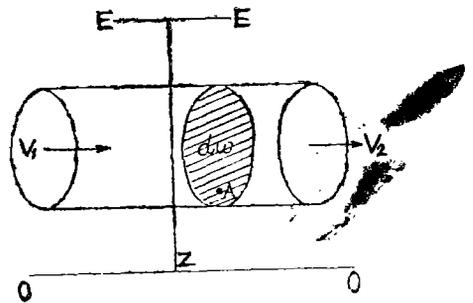
如在稳定流的缓变段上，选取一个断面，在此断面附近，液体运动满足缓变性或渐变条件，在液流断面的面积 $\omega$ 内分离出来一个微小的面积 $d\omega$ ，其含有标高为 $Z$ ，压力为 $P$ ，局部流速为 $u$ 的点A，就包含微小面积 $d\omega$ 的微小流速而言，其比能为：

$$e = z + \frac{p}{\gamma} + \frac{u^2}{2g}$$

其中 $(z + \frac{p}{\gamma})$ 为势能，包括两部分： $Z$

为位置能， $\frac{p}{\gamma}$ 为压力能， $\frac{u^2}{2g}$ 为流速水头，

在这式内等于势能 $H_1 = \frac{u^2}{2g}$



(图1)

而微小的重量则为： $dG = \gamma u d\omega$ ，其中 $u$ 为液体的流速，上述重量流量的流束所具有的能量等于：

$$\gamma \left( Z + \frac{p}{\gamma} + \frac{u^2}{2g} \right) u d\omega = \gamma \left( Z + \frac{p}{\gamma} \right) u d\omega + \frac{1}{2} \frac{\gamma}{g} u^3 d\omega \quad (12)$$

欲得单位时间内流过整个液流断面 $\omega$ 的液流所具有的能量 $E'$ 则

$$E' = \gamma \int \omega \left( Z + \frac{p}{\gamma} \right) u d\omega + \frac{1}{2} \frac{\gamma}{g} \int \omega u^3 d\omega \quad (13)$$

其中第一个积分式与液流的势能有关，第二个积分式则与液流的动能有关，因此整个液流的能量特性，则决定于两个积分式的值。

以上简单叙述了稳定流的能量方程，而此方程又是由热力系统的守恒定律引导出来的，其

$$\text{势能: } \Delta \text{SPE} = \frac{g}{gc} (Z_2 - Z_1), \quad gc \text{ 是比例常数}$$

$$\text{动能: } \Delta \text{SKE} = \frac{V_2^2 - V_1^2}{2gc}$$

$$\text{内能: } \Delta U = U_2 - U_1$$

$$\text{流动做功: } \Delta \text{FW} = P_2 V_2 - P_1 V_1$$

$$\text{热焓: } \Delta H = U_2 - U_1 + P_2 V_2 - P_1 V_1$$

以上各能量方程在此不作一一论述，因为该节不为本文的重点。总之，按照能量守恒定律：

$\Sigma$  进入系统的能量 -  $\Sigma$  贮存在系统中的能量 =  $\Sigma$  离开系统的能量

亦即： $\Sigma$  能量进入 =  $\Sigma$  能量放出

〔亦即：进入流体所贮存的能量 + 加在系统上的转换能量 = 从系统移去的转移能量 + 离开液体的贮存能量〕

于是加给分子液流系统的热为  $Q$ ，则

$$Q = Wsf + \frac{g}{gc} (Z_2 - Z_1) + \frac{V_2^2 - V_1^2}{2gc} + U_2 - U_1 + P_2 V_2 - P_1 V_1 \quad (14)$$

其中  $Wsf$  为传递功。

### 三、从渠道稳定流进入农田土壤中水分运动的热力学函数

#### 1. 在非盐碱地区内

根据热力学第一定律： $dU = dQ - d\omega$

设土壤水系统对环境所作的容积功和非容积功分别为：

$P\Delta V$  和  $W'$

$$dU = dQ - pdv - d\omega'$$

由热力学第二定律熵值  $\frac{dQ}{T} = ds$  得

$$d\omega' + sdT - Vdp = d(u + PV - TS) = dG$$

$$\text{即 } dG = Vdp - sdT - dW' \quad (15)$$

式中  $dW'$  表示系统（水）对环境作的非容积功则  $(-d\omega')$  为环境对系统所作的非容积功了，其中包括如重力，毛管引力、土壤表面吸力等许多因素，其中重力对水所作的功  $mgdh$ ，其他因素对水所作的非容积功均可以分为强度因素  $Y$  和容积因素  $dX$  两者乘

积表示, 于是上式可改写为:

$$dG = Vdp - sdT + \sum Ydx + mgdh \quad (16)$$

因土壤水不是纯水而是含有各种溶质的, 而且其溶质中各组分的浓度经常有变化, 此对土壤自由能G必然有影响。

若以 $n_i$ 表示含有1种溶质的浓度, 则土壤水的自由能应视为受各种因素影响的多元函数, 即

$$G = f(P, T, X, n_1, n_2, \dots, h)$$

若以一克分子的水作为分析对象, 则有:

$$d\bar{G} = \left(\frac{\partial G}{\partial p}\right)_{T, x, n} dp + \left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_{p, x, n} dT + \sum \left(\frac{\partial G}{\partial X}\right)_{p, T, n} dX + \sum \left(\frac{\partial G}{\partial n_i}\right)_{p, T, x, n} dn_i + mgdh \quad (17)$$

式中 $\left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_{p, x, n} = \bar{V}$  水的偏克分子体积

$\left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_{p, x, n} = \bar{S}$  水的偏克分子熵值

$\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)_{p, T, n} = \bar{Y}$  作用于1克分子土壤水上的力 (不包括重力)

则:  $Vdp$ ——因压力变化而产生的压力势 $\psi_p$

$s dT$ ——因温度变化而产生的温度势 $\psi_T$

$\sum \left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)_{p, T, n} dX$ ——因含水量 $x$ 变化而产生的溶质势 $\psi_s$

$mgdh$ ——因重力变化而产生的重力势 $\psi_g$

五项之和正对应 $\psi = \psi_p + \psi_T + \psi_s + \psi_g + \psi_o$  (18)

## 2. 在盐碱土地区内

如果在盐碱土地区, 土壤水分中盐碱成分含量特大的情况下则可依loch, Miller等方法论述。

认为系统包括混合组分只有两个——盐类和水——的二元系统。溶液的吉氏自由能。

$$dG = -sdT + Vdp + \mu_s dn_s + \mu_o dn_o \quad (19)$$

式中 $n_s$ 和 $n_o$ 各为组分中在溶液内盐和水的质量(克),  $\mu_s$ 和 $\mu_o$ 分别以盐和水为物质基础的化学势:

因 $u_j = \left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_{P, u_1, u_2, \dots, N_j}$ 是系统中j分量的克分子量数。

在上式内曾经选定 $u_j$ 为溶液中j分量中1g的自由能的变化可得混合物的。

$$G = n_s u_s + n_o u_o$$

$$dG = n_s du_s + u_s dn_s + n_o du_o + u_o dn_o$$

合并上式得

$$n_o d\mu_o + n_s d\mu_s = -s dT + V dp$$

$$\text{所以 } n_o d\mu_o = -s dT + V dp - n_s d\mu_s \quad (20)$$

而盐类组分的化学势可写成

$$\mu_s = \mu_s^0(p, T) + \frac{RT}{M_s} \ln x_s$$

其中  $\mu_s^0(p, T)$  为同温同压下纯盐的化学势,  $M_s =$  盐分的分子量,  $R =$  气体常数,  $x_s =$  盐分的克分子分数。

$$x_s = \frac{N_s}{N_o + N_s} = \frac{N_s}{N_o} = \frac{M_o}{M_s} \frac{n_s}{n_o}$$

$$\mu_s = \mu_s^0(p, T) + \frac{RT}{M_s} \ln \frac{M_o}{M_s} + \frac{RT}{M_s} \ln \frac{n_s}{n_o}$$

$$\therefore d\mu_s = \frac{RT}{M_s} \frac{1}{n_s} dn_s \quad (22)$$

同理

$$d\mu_o = -\bar{s} dT + \bar{V} dp - RT d \left( \frac{n_s}{M_s n_o} \right)$$

其中  $\bar{S}$  每克水溶液的熵

重新写上式则为

$$d\mu_o = -\bar{s} dT + \bar{V} dp - \bar{V} RT d \left( \frac{n_s}{M_s n_o \bar{V}} \right)$$

而稀溶液的渗透压可为

$$\Pi = RTC = RT \frac{n_s}{M_s n_o \bar{V}}$$

其中  $C$  是盐分单位体积的浓度的克分子数, 于是

$$d\mu_o = -\bar{s} dT + \bar{V} dp - \bar{V} d\Pi \quad (23)$$

该式给出当温度  $T$ , 水静压力 (或负压计)  $p$  和渗透压  $\Pi$  变化时, 组分水 (在某一质量基础上) 的化学势的变化。

将上式改为

$$d\mu_o = -\bar{s} dT + \bar{V} dp_o \quad \text{其中 } p_o \text{ 定义为} \quad (24)$$

$p_o = p - \Pi$  是吸水负压 (Loch)。

\*注:  $\pi$  称为溶液的渗透压, 在孔隙介质中, 溶液主要是在矿质颗粒壁与水之间的薄膜上, 一部分在孔隙中……。

$p_o$  为水分组分的“全势” (以体积为基础的能量)

因  $\bar{s} = \frac{\bar{H}}{T}$ ,  $\bar{H}$  为溶液单位质量的焓

在参考水准面 ( $T = T_o$ ,  $p_o = 0$ ) 和实际温度  $T = T_o + \Delta T$  和压力  $p_o$  得:

$$\mu_o = -\frac{\bar{H}\Delta T}{T_o} + \bar{V}p_o \quad (25)$$

$T_o$ 是纯溶剂的熔点，而 $\Delta T$ 是 $^{\circ}\text{C}$ 时的实际温度。

### 3. 冰与水的热力学平衡

如果土壤为系统的孔隙介质中降温逐渐结冰时，则冰与溶液间的平衡条件亦即热力学平衡为：

$$\mu_o = \mu_i$$

如冰溶质若夹杂物在内，可为大冰块写成一个类似方程的化学方程。

$$(\mu_i)_{\text{块}} = \frac{\bar{H}\Delta T}{T_o} + \bar{V}_i P \quad (\text{Loch}) \quad (26)$$

在细微孔隙内的冰是与大块冰有所区别，大块冰里它的表面自由能在化学方面起着巨大的作用（表面积对质量具有密切的相应关系）所以孔隙冰必须写（Everetc 1961）

$$\mu_i = (\mu_i)_{\text{块}} + \frac{\partial G_{\text{面}}}{\partial n_i}$$

其中 $G_{\text{面}} = A\sigma_{i\omega}$ ， $A$  = 表面积， $\sigma_{i\omega}$  = 冰/水的分界面能，冰的质量可写为： $\mu_i = V/\bar{V}_i$ ， $V$ 为冰的体积，

$$\text{所以 } \frac{\partial G_{\text{面}}}{\partial n_i} = \sigma_{i\omega} \bar{V}_i \sigma_{i\omega} \frac{\partial A}{\partial V}$$

$$\mu_i = \frac{\bar{H}_i \Delta T}{T_o} + \bar{V}_i P + \bar{V}_i \sigma_{i\omega} \frac{\partial A}{\partial V}$$

当平衡存在时，

$$-\frac{\bar{H}}{T_o} \Delta T + \bar{V} p_o = -\frac{\bar{H}_i}{T_o} \Delta T + \bar{V}_i P + \bar{V}_i \sigma_{i\omega} \frac{\partial A}{\partial V}$$

整理后得

$$\bar{V}_i (P + \sigma_{i\omega} \frac{\partial A}{\partial V}) - \bar{V} P_o = -(\bar{H} - \bar{H}_i) \frac{\Delta T}{T_o} \text{ 而}$$

$$\bar{H} - \bar{H}_i = L_f$$

$L_f$  = 单位质量的溶解热

$$\text{设 } p + \sigma_{i\omega} \frac{\partial A}{\partial V} = p_i$$

$$\text{则得 } \bar{V}_i p_i - \bar{V} p_o = -\frac{L_f}{T_o} \Delta T \quad (27)$$

为Laplace方程的一般形式，是描述在土壤孔隙介质中冰与水溶液的平衡关系。

### 4. 水与气之间的转变热

土壤水分从液态汽态的等温转变称为土壤水分的蒸发，由液态转变为汽态，在增大体积的过程中消耗一定的热量既用于反抗外压强而作功，又用于增加内能，反之为凝结

热，两者相等通常称为转变热。

设， $Q_s$ 为克分子汽化热，根据能量守恒定律：

$$Q_s = (E_{\text{饱和}} - E_{\text{液}}) + W$$

$E_{\text{饱和}}$ 为饱和汽的内能， $E_{\text{液}}$ 为液体的内能， $W$ 为反抗外压强所作的功，式中第一项为内汽化热，用于增加内能，第二项为外汽化热，用于反抗外压强而作功。

当在饱和气压 $P_{\text{饱和}}$ 下把物质体积从液体 $V_{\text{液}}$ 增大到饱和汽体积 $V_{\text{饱和}}$ 时应为：

$$W = P_{\text{饱和}}(V_{\text{饱和}} - V_{\text{液}})$$

在温度不变的条件下，气体内能的增加服从范得瓦耳斯方程即相互势能从液态下的值， $-\frac{a}{V_{\text{液}}}$ 增加到汽态下的值 $-\frac{a}{V_{\text{饱和}}}$

因此

$$E_{\text{饱和}} - E_{\text{液}} = -\frac{a}{V_{\text{饱和}}} - \left(-\frac{a}{V_{\text{液}}}\right) = \frac{a}{V_{\text{液}}} - \frac{a}{V_{\text{饱和}}}$$

于是，汽化热等于：

$$Q_s = a \left( \frac{1}{V_{\text{液}}} - \frac{1}{V_{\text{饱和}}} \right) + P_{\text{饱和}}(V_{\text{饱和}} - V_{\text{液}}) \tag{28}$$

其中 $a$ 为范得瓦耳斯 $a$ 恒量。

以上两者，如果用古典热力学函数粗略地也可得到同样意义的势函数，因为在热力学方面对冰点、沸点与升华点看作一个现象即两个不同的相，液与固体在平衡下的温度。

在 $[T|P]$ 之下，水同冰的平衡即其等压位最后低〔等压位即相等压力之下的能位，等压位亦即在等压之下的自由能势 $G(Z)$ 〕。

$\boxed{\text{水 } z_1 | \text{冰 } z_2}$  ( $G_1$ )  $Z_1 = Z_2$  ( $G_2$ ) (单位重量的冰与单位重量的水 $Z_1 = Z_2$ ，即 $\Delta Z = 0$ 平衡条件，平衡即其等压位相等)。

$$\int_{\text{冰}}^{\text{水}} dz = 0 \left( \int_{\text{冰}}^{\text{水}} Z = Z_{\text{水}} - Z_{\text{冰}} = 0 \text{ 即 } Z_{\text{水}} = Z_{\text{冰}} \right)$$

温度加高一些， $T + dT$ ， $p + dp$ ，其平衡条件为：

$$\boxed{\begin{array}{c|c} \text{水} & \text{冰} \\ \hline z_1 + dz_1 & z_2 + dz_2 \end{array}} \quad z_1 + dz_1 = z_2 + dz_2 \text{ (平衡)}$$
$$\therefore dz_1 = dz_2$$

为此， $T$ 、 $P$ 的变动并不破坏平衡条件。

$$\text{而 } \overline{V}_1 \boxed{\text{水 } z_1 | \text{冰 } z_2} \overline{V}_2 \quad \begin{aligned} dz_1 &= -S_1 dT + V_1 dp \\ dz_2 &= -S_2 dT + V_2 dp \end{aligned}$$

$$\therefore dz = dz_2 \quad \therefore -S dT + V_1 dp = -S_2 dT + V_2 dp$$

$$(S_2 = S_1) dT = (V_2 - V_1) dp$$

$$\frac{dp}{dT} = \frac{S_2 - S_1}{V_2 - V_1} < \begin{aligned} & \text{1g水变成1g冰 } S \text{ (熵) 的变量 } \Delta S \\ & \text{1g水变成1g冰 } S \text{ (熵) 体积变量 } \Delta V = \frac{S}{T} \end{aligned}$$

水可逆变成冰，一克水结成冰所放出的热为冰的液化热（-）， $-\frac{1}{T}$ （水的汽化热） $= \Delta S$

$$\therefore \frac{dp}{dT} = \frac{-1}{T(V_2 - V_1)} = \frac{1}{T(V_1 - V_2)} \quad (29)$$

$\therefore \frac{dp}{dT} < 0$   $\frac{\alpha\beta}{\alpha T} < 0$  因其前为负号，压力愈大冰点愈大（降低），或者如下计算其能量：

任何体系自由能为

$$\left( \frac{\partial \psi}{\partial T} \right)_{v_1, m_1, \dots, m_n} = -S \quad m \text{ 为质量, } S \text{ 为熵。}$$

$$\psi = U - TS$$

$$\psi = U - T \left( \frac{\partial \psi}{\partial T} \right)_{v_1, m_1, m, \dots, m_n}$$

若第一平衡系统的自由能为 $\psi_1$ ，设 $\psi_2$ 为新平衡系统的自由能，则两者势差为 $\psi_1 - \psi_2$ 。

$$\psi_1 = U_1 + T \frac{\partial \psi_1}{\partial T}$$

$$\psi_2 = U_2 + T \frac{\partial \psi_2}{\partial T}$$

$$\psi_1 - \psi_2 = U_1 - U_2 + T \frac{\partial (\psi_1 - \psi_2)}{\partial T}$$

然而，自由能的减少等于系统所作的最大功，当状态变化产生是可逆的话，即体积膨胀 $v_2 - v_1$ 压力相反，即

$$\psi_2 - \psi_1 = p(V_2 - V_1)$$

$$\text{根据 } u_1 - u_2 = L + p(v_2 - v_1)$$

$$\therefore \psi_1 - \psi_2 = U_1 - U_2 + T \frac{\partial (\psi_1 - \psi_2)}{\partial T} = L + P(V_1 - V_2) + T \frac{dp}{dT} (V_2 - V_1)$$

土壤水结冰低于水的原因：

(1) 有电解质使冰点降低。

(2) 若无电解质即为吸附势

即土壤表面上有吸附势（任何东西上均有）任何两相交界面时Clayperon公式可用。

$$\text{蒸汽与水两相则公式可变为 } \frac{dp}{dT} = \frac{l}{TV_2}$$

亦可简化：其中分子均用水的分子量乘之，则

$$\frac{dp}{dT} = \frac{l_w}{TV_2 M}$$

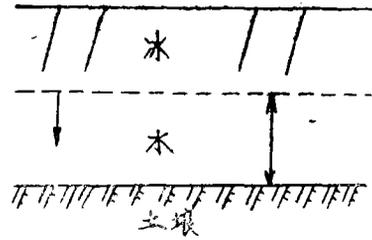
设： $l_w = L$  气化势

$$V_w = V \text{ 克分子水蒸汽体积。}$$

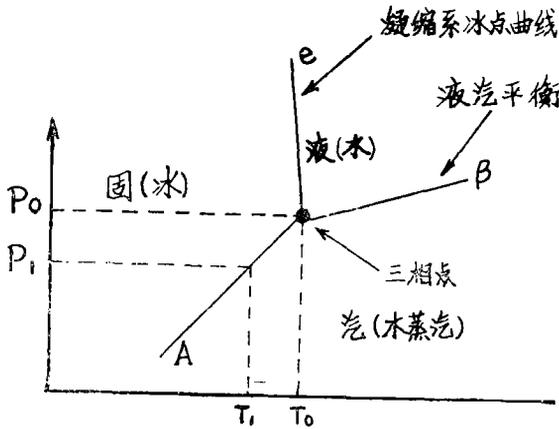
$pV = nRT \quad V = \frac{RT}{p}$  则公式可写为:

$\frac{dp}{dT} = \frac{Lp}{RT^2}$  此公式可积分  $\int \frac{dp}{p} = \int \frac{LdT}{RT^2}$   
 看L是否温度的函数, 如是则积分困难, 否则就容易, 不是则  $\ln p = -\frac{L}{R}\left(\frac{1}{T}\right) + c$ .

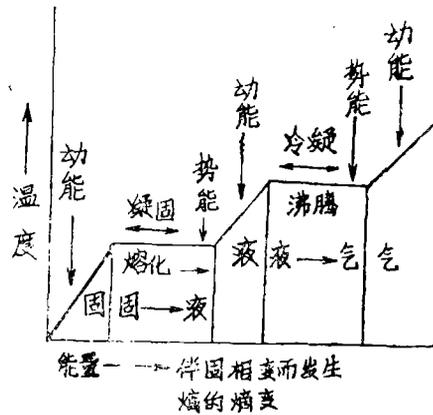
任何液体压力的对数同温度的倒数有关系。



(图2)



(图3)



(图4)

三曲线OA、OB、OC (即升华、蒸发、熔化) 曲线变化率公式

$\frac{dp}{dT} = \frac{1(\Delta H)}{T\Delta v}$ ,  $\frac{dp}{dT}$  即曲线变化率。

$\Delta H$ ——相变时发生的改变即相变潜热 (卡/克或卡/克分子)

$\Delta \bar{V}$ ——相变时发生的体积变化 (升/克, 毫升/克, 升/克分子或毫升/克分子)

T——绝对温度

总结:

(I) 液—汽  $\left(\frac{dp}{dT}\right)_{\text{蒸发}} = \frac{1(\Delta H)_{\text{蒸发}}}{T(V_{\text{汽}} - V_{\text{液}})}$  (30)

对相反过程汽→液

上面右方乘 - 负号即可。

(II) 对升华过程 (OA线)

固→汽  $\left(\frac{dp}{dT}\right)_{\text{升华}} = \frac{1(\Delta H)_{\text{升华}}}{T(V_{\text{液}} - V_{\text{固}})}$  (31)

(III) 对熔变过程 (OC线)

固→液  $\left(\frac{dp}{dT}\right)_{\text{熔化}} = \frac{\Delta H_{\text{熔化}}}{T(V_{\text{液}} - V_{\text{固}})}$  (32)

(N) 对晶体转变过程 (例如由冰 I 转变为冰 II), 即  $\left(\frac{dT}{dP}\right)_{晶转} = \frac{T(V_{固II} - V_{固I})}{\Delta H_{晶转}}$

#### 四、植物体内水分运动的热力学函数

##### 1. 水势的组成及其与热力学函数对应关系

细胞中水势是以纯水的化学势 ( $\mu_o$ ) 的差, 用水的偏克分子体积 ( $V$ ) (18立方厘米/克分子) 去除而得到的值, 即

$$\psi_w = \frac{\Delta u_w}{V}, \text{ 而 } \mu_w = \left(\frac{\partial G}{\partial n_w}\right)_{T, P, n_j}$$

植物体内的水势经常受到温度、压力溶质、基质和海拔高度的影响, 上述因素分别独立地对体系水势的贡献是溶质势 ( $\psi_s$ ), 基质势 ( $\psi_m$ ), 压力势 ( $\psi_p$ ), 温度势 ( $\psi_t$ ) 和重力势 ( $\psi_g$ ), 则体系的水势等于它们的代数和, 即:

$$\psi_w = \psi_s + \psi_m + \psi_p + \psi_t + \psi_g$$

其相应的热力学函数为:

$$\begin{aligned} \psi_w \left(\frac{\partial G}{\partial n}\right) &= \left(\frac{\partial \psi_w}{\partial p}\right)_{T, n_i, n_j} dp + \left(\frac{\partial \psi_w}{\partial n_w}\right)_{T, p, n_j} dn_w \\ &+ \sum_j \left(\frac{\partial \psi_w}{\partial n_i}\right)_{T, p, n_w} dn_j + \left(\frac{\partial \psi_w}{\partial T}\right)_{p, n_w, n_j} dT + \rho g dh \end{aligned}$$

$$\text{而全水势} = \psi_s + \psi_p + \psi_m + \psi_t + \psi_g \quad (33)$$

$$\begin{aligned} \psi_p + \psi_m + \psi_s &= (\Delta u_w)_T = \psi_w = \left(\frac{\delta \psi_w}{\delta p}\right)_{T, n_w, n_j} dp + \left(\frac{\delta \psi_w}{\delta n_w}\right)_{T, p, n_j} dn_w \\ &+ \sum_j \left(\frac{\delta \psi_w}{\delta n_i}\right)_{T, p, n_w} dn_j \end{aligned}$$

$$\psi_g = \rho q z$$

$$\begin{aligned} \therefore \psi_w &= \left(\frac{\delta \psi_w}{\delta p}\right)_{T, n_w, n_j} dp + \left(\frac{\delta \psi_w}{\delta n_w}\right)_{T, P, n_j} dn_w \\ &+ \sum_j \left(\frac{\delta \psi_w}{\delta n_i}\right)_{T, p, n_w} dn_j + \rho g dh \end{aligned} \quad (34)$$

体系在一个大气压下, 压力势  $\psi_p = 0$ , 对于一个近似理想的稀溶液来说  $\psi_m = 0$ , 若体系处于恒温下, 无温差  $\psi_t = 0$ , 海拔高度小时可以忽略不计  $\psi_g = 0$ 。

上式可写为:  $\psi_w + \psi_s$

$$\text{又因 } \psi_s = -\pi \quad \therefore \psi_w = \psi_s = -\pi \quad (35)$$

水分是从自由能高的土层向自由能低的土层运动, 也就是水易于从含水量较高的土壤(高自由能)向干燥土壤(低自由能)移动, 因此, 获悉土壤中在不同点上的能量水平(水势差)就可能预报水分运动的方向, 并且提供关于水分所受到各种力的一些概念。土水势即作用在土壤水分各种力的总和。在 (33) 式中, 基质势是土壤吸附作用和毛管

作用两种力的结果，它除调节剖面相邻土壤层次的水分间的自由能差数外，还有抵抗水分运动的倾向，它对植物供水的盈亏极为重要。而溶质势对植物根部从土壤中吸取水分，产生主要的影响，因为溶质的存在会降低水汽压，所以它会影响水的汽态运动，溶质势在土壤水到植物根的渗透压上也起着重要作用。

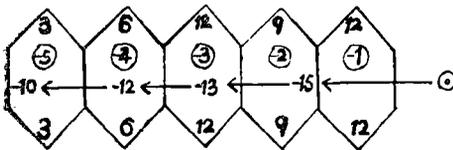
总之，以上所述的各种势能中除基质势与溶质势为重要外，其余各势各有其微弱的影响，然在测定土水势时均可忽略。

用水势的优点，即水势与热力学中的化学势相同，即用水势来表示作功，并且用水势梯度这一概念表示水势向“下”，这似乎比沿梯度向“上”扩散的概念更为妥当些。其在Spac的研究工作中，可以使量度取得统一，如此则简便多矣。

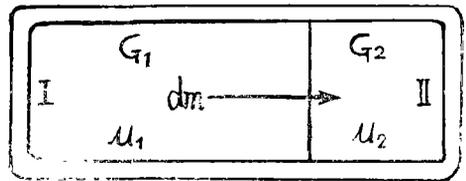
### 2. 水势与植物体内水分的运动的热力学函数

如有一系列的薄壁细胞，决定水分的移动方向是水势，虽然它们之间的渗透势各有不同，由于它们水势的递次减小，所以土壤中的水分会从外界沿着箭头所示的方向移动，如将每个细胞中央的数字表示其渗透势的大小，单位为巴，上下两角的数字为压力势的大小，圆圈中的数字为水势，外界溶液为纯水，故水势为零（以⊙表之）。

植物的蒸腾是将土壤——植物——空气联系起来，成为一个连续整体，并在这一热力学系统中加以水分平衡为出发点，推动水分开始移动的一种力量，这种力量依次向下方传递，最后造成土壤中水分的移动。



(图 5)



(图 6)

如图所示的邻接两个细胞，从热力学角度看作各含水分不同的相。两者合起来可看作是一个封闭系统，由于水的化学势是在定温定压和除水分以外物质的数量自由能的变化即  $\frac{dG}{dn}$  (n为水的克分子数) 所产生的变化。也可以反过来说，水的化学势依赖温度、压力和水分以外的物质质量，还有电磁力、吸附力、表面张力、重力等而变化的变数，由于两相邻细胞体积差异较大，所以两者的自由能G<sub>1</sub>和G<sub>2</sub>就有较大的差异。尽管如此，由于水的化学势  $\mu_1 = \frac{dG}{dn_1}$ ， $\mu_2 = \frac{dG}{dn_2}$  是些内含量，所以它们也许仍然相等，今设在压力、温度以外的物质组成以及其它方面均为一定的条件下，仅有微量的即dm克分子的水从细胞 I 向细胞 II 移动，则此时系统中自由能的变化dG应为：

$$dG = -\frac{dG_1}{dn_1} dm + \frac{dG_2}{dn_2} dm = \mu_1 dm + \mu_2 dm$$

其中， $\mu_1 dm$ 为细胞 I 自由能的减少量， $\mu_2 dm$ 为细胞 II 自由能的增加量，如果dG<

0 则  $\mu_1 > \mu_2$  时, 水分自动地会由细胞 I 向细胞 II 移动, 如果  $dG > 0$ , 则水分移动的方向恰相反; 又如  $dG = 0$  时则保持平衡。因而结论是: 引起了水从化学势高的一方朝低的一方移动, 而化学势相等时则呈平衡状态。在实际的细胞中, 因为伴有压力的变化, 所以更要复杂些, 但从以上事实可以理解到化学势在水分移动方面的重要性。

根据浓度、扩散及化学反应速度等压力与通量之间存在着线性关系  $J = L \times X$ , 这种关系式用来研究生物膜的功能来说, 未尝不可以称为生物膜的线性关系式, 因为它们代表着利用一些实验可以证明的规律, 即盎萨格倒易关系式。L 称为迁移系数, 如果用两种过程描写为:

$$J_1 = L_{11}X_1 + L_{12}X_2 \text{ 和 } J_2 = L_{21}X_1 + L_{22}X_2 \quad (36)$$

把这关系式用来研究水穿过植物根生物膜的功能, 正因膜的两边水的浓度不同, 则水流的速度为:

$$J_v = L_{vv}X_v + L_{vs}X_s \quad (37)$$

其中  $X_v$  与  $X_s$  分别为水和溶质穿越生物膜的化学势的梯度, 亦即对水及溶质的作用力。

$$\text{即 } X_v = - \left( \frac{\partial \bar{G}_v}{\partial x} \right) \quad \text{水的 } \bar{G}_v \text{ 对距离 } x \text{ 的变率}$$

$$X_s = - \left( \frac{\partial \bar{G}_s}{\partial x} \right)$$

$$J_s = L_{sv}X_v + L_{ss}X_s \quad (38)$$

从该式看到溶质的运动是溶质势梯度  $X_s$  的函数, 但也受水分势梯度  $X_v$  的影响。

其中若以  $P$  和  $\pi$  代替  $X_s$  和  $X_v$  作为推动力 ( $P$  为压力势,  $\pi$  为渗透势)。

$J_v$  与  $J_s$  则用  $J$  和  $G_D$  来代替。

$$J_v = \text{穿越膜的总流动} = L_P \Delta P + L_{PD} \Delta \pi$$

$$J_P = \text{溶质对水的相对流动} = L_{PD} \Delta P + L_D \Delta \pi$$

其中  $\Delta P$  是压力差, 而  $\Delta \pi$  是穿越膜的渗透势差。

$L_P$ 、 $L_{PD}$  和  $L_D$  是相应的一组迁移系数 (盎萨格系数)。

分别含两个推动力为零, 就可以使我们理解新的盎萨格系数的物理意义:

当  $\Delta \pi = 0$  时,  $J_v$  是单纯由压力差产生的流动,  $L_P$  则可以看作与以前遇到的相同的渗透系数。

$$J_v = L_P \Delta P$$

当  $\Delta P = 0$  时,  $J_D$  为交换流, 所以  $L_D$  是穿过膜的扩散系数。

$$J_D = L_D \Delta \pi$$

其中交叉系数  $L_{PD}$  意义: 可以在当  $\Delta P = 0$  时, 从

$$J_v = L_P \Delta P + L_{PD} \Delta \pi \text{ 看出 } J_v = L_{PD} \Delta \pi$$

即  $L_{PD}$  是扩散梯度为 1 时的体积流系数。

以上当然也可以用反射系数  $\sigma = \frac{L_{pD}}{L_p}$  来推算得:

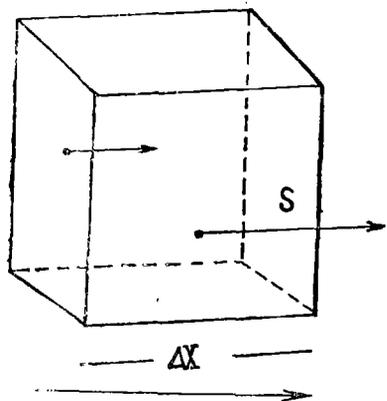
$$J_v = L_p \Delta \psi \tag{39}$$

这个式子说明体积流与膜两侧的压力以及渗透压梯度差成简单的正比关系。

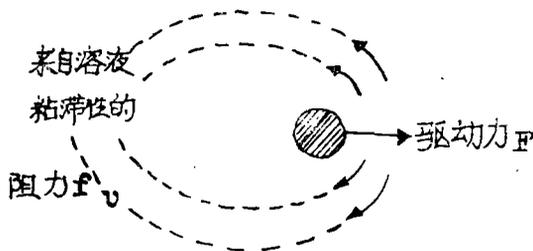
再谈谈分子和流的关系:

土壤水分子或溶液中分子型的养分在时间  $\Delta t$  中, 速度为  $v$  的分子移动过一个距离  $\Delta X = v \Delta t$ , 所以一定量的溶质分子在  $\Delta t$  秒中均通过  $s$ , 通过的量将是浓度乘上这块板  $\Delta \omega = c \cdot s \Delta x$  或  $\Delta \omega = c \cdot s v \Delta t$ , 因为流的定义为  $J_i = \frac{\Delta \omega}{s \Delta t}$  所以得到  $J_i = C_i V_i$  (即若  $v$  是一克分子溶质  $i$  的平均速度, 则以每单位时间每单位面积的克分子数表示的流量)。

式中  $C_i$  是以每单位体积的克分子数表示的溶质  $i$  的浓度, 速度  $V_i$  同与驱动力相等, 而等号相反的力  $F$  成正比。



(图 7)



(图 8)

$$v_i = \omega_i F \tag{40}$$

式中  $\omega_i$  为迁移系数。

在经典力学中, 一个力总是一种势能的负梯度 (梯度是随距离的变化率)。

$$J_i = -L_i \frac{\partial u_i}{\partial x} \quad (\text{一维流}) \quad \text{其中 } L_i \text{ 即 } \omega_i$$

可以把这方程式想象成为广义势  $u_i$  和广义“电导率”  $L_i$  的欧姆定律的推广, 它是说明系统离平衡越远, 它朝向平衡运动的越快。

$$\therefore J_i = -\omega_i c_i \left( \frac{du_i}{dx} \right)$$

$$\frac{du_i}{dx} = \frac{d(u_i + RT \ln C_i)}{dx} = \frac{RT}{C_i} \frac{dC_i}{dx}$$

$$\text{即 } J_i = -\omega_i c_i \left( \frac{du_i}{dx} \right) = -\omega_i c_i \frac{RT}{c_i} \frac{dc_i}{dx} = -\omega_i RT \frac{dc_i}{dx} = -D \frac{dc_i}{dx} \tag{41}$$

上述水势概念是采用热力学函数表达形式，其内容就是化学势或自由能，无论植物体对水分的吸收、运转、蒸腾等的水分运动，也一定顺从梯度而移动，这完全符合化学势的变化规律。也就是说，植物体从土壤中吸收水分，经过运转一直到达蒸腾，各个阶段的移动总是从水势高的地方向水势低的地方移动，即沿着自由能降低的方向移动，当两处的水势相等时，就达到暂时的平衡。

植物的风干种子和未形成液泡的分生组织的细胞，它们的吸水必须依靠它的基质（纤维素、蛋白质等）对土壤水分的吸收，风干种子的基质势 $\psi_s$ 可达-1000巴，因而它可以通过吸胀作用而吸水，具有厚细胞壁和大液泡的成熟细胞，则依赖其渗透作用吸水，从能量观点来讲，产生渗透现象的根本原因就是选择渗透膜两边的水的自由能之差即水势差，一般植物组织和细胞置于纯水中都可以因其水势低于纯水水势而吸水，然而置于土壤溶液中的根细胞能否从外界吸水就要看植物根细胞的水势和外界溶液水势的对比状况而定。自然也必须服从流体力学中水移动的规律性，至于细胞和细胞之间所发生的水分交换，也同样遵循上述原则，依胞间水势梯度而移动。

根据Van der Honst (1948) 利用欧姆定律解释植物体内水分的流动，认为在植物根株中有两个流动的途径，其基本途径是从表土层到木质部而转向水流途径，则木质部在土壤中的基本途径是经常增加的相当一个稳定流。

$$J_d = \frac{\psi_s - \psi^0}{R_s} = \frac{\psi_s - \psi^0}{R_{s,b}} = \frac{\psi^0 - \psi^r}{R_r} = \frac{\psi^r - \psi^a}{R_a} \quad (42)$$

式中 $J_d$  = 水的流量

$R_s$  = 土壤水运动的阻力

$\psi_s$  = 土壤水势

$R_{s,b}$  = 从根与土壤接触面至根木质部的阻力

$\psi^0$  = 根系木质部的水势

$R_{r,b}$  = 从根的木质部到叶的蒸腾面的阻力

$\psi^r$  = 根与土壤接触面上的水势

$R_a$  = 从叶的蒸腾面到大气的阻力

$\psi^a$  = 叶面蒸发的水势

$\psi^0$  = 大气的水势

植物体内的水分通过蒸腾作用由植物体经过植物表面扩散到邻近的空气层中去，并由此而进入到大气中开阔的空间，水蒸汽由植物体的蒸发表面进入到开阔的大气是由扩散作用引起的，也遵守Fick定律：

$$\frac{dm}{dt} = -D \cdot A \frac{dc}{dx} \quad (43)$$

扩散速度取决于扩散常数 $D$ ；在扩散方向 $x$ 上的浓度梯度 $\frac{dc}{dx}$ 浓度梯度越陡，交换面积 $A$ 越大时，扩散速度就越快，但在蒸腾作用的过程中，植物体的组织也有一定的阻力。

植物的蒸腾作用是一个物理过程，它遵循控制水分从湿润表面蒸发的规律，大气中的蒸汽压梯度愈陡，自由水面单位面积里和单位面积上蒸发的水分就越多，至于植物叶面气孔的蒸腾，可以按扩散过程所列出公式：

$$E_s = \frac{C_i - C_a}{\gamma_s + \gamma_a} \quad (44)$$

即, 气孔蒸腾 $E_s$  (以克·H<sub>2</sub>O/厘米<sup>2</sup>秒表示) 与在叶片内部的水汽含量 $C_i$  (以克·H<sub>2</sub>O/厘米<sup>3</sup>表示) 与大气水汽含量 ( $C_a$ ) 之差成正比, 而受到扩散阻力之和 (即气孔阻力 $\gamma_s$ 和边界层阻力 $\gamma_a$ ) 的限制。

### 主要参考文献

- 1.《土壤和水》, Daniel Hillel (华孟, 叶和才译)。
- 2.朱祖祥, 土壤水分的能量概念及其意义, 《土壤学进展》, 1979年一期。
- 3.Physical Edaphology, Taylor/Ashcroft, 1972.
- 4.Soil Physics, T.J.Marshall, J.W.Holmes, 1979.
- 5.《土壤的本质与性状》, 南京农学院土化系译, (1974, 原版)。
- 6.Textbook of Physical Chemistry, S.Glasstone 1964.
- 7.Thermodynamics and statistical Thermodynamics, Aston, Fritz, 1959.
- 8.W.拉夏埃尔著, 李博等译, 《植物生理生态学》, 1975。
- 9.Soil science Vol.126.No.2August, 1978.

# A Preliminary Discussion on the Functions of Thermodynamics In the Balance of Movement of Energy of Water in spac

Zhang Jun-chang

(Northwestern College of Agriculture)

## Abstract

In recent years, the research on the potential energy of soil water movement is not only in the soil itself but also in the plant physiology. Moreover, it involves the energy of water in atmosphere, that is, the research of the orders of process of the soil water passing through plants to atmosphere is served as an unificational moving state continuum.

The research in this paper is based on the functions of thermodynamics;

(1) the functions of thermodynamics of the water movement in atmosphere;

(2) the functions of thermodynamics of forming rain drops; In China's lunar calendar, "Grain rain", "Light snow" ..... "Cold dews" "Flood frost falls" etc, are to keep in obedience to this law, too;

(3) the functions of water movement from the run-off to river, open channel and cropfields;

(4) Spac energy relationships; The free energy level of water was seen to be a major controlling factor in determining soil water behavior, as water moves through the soil to plant roots and through root cells into the plant xylem of stems up to the leaves, and evaporates from the leaf surface. And its tendency to move is determined by differences in free energy levels of water, or by the moisture potential;

(5) water moves through the Spac. As the water moves through the Spac, the movement of water meets with resistance in every step, i.e. there are two primary factors determining whether plants are well supplied with water; (a) the rate at which water is supplied by the soil to the absorbing roots, and (b) the rate at which water evaporates from the plant leaves, as when the electric resistance occurs in the movement of electric current. And therefore, we can make the pattern calculation by means of electric model in accordance with the law of energy conservation and ohm's law.