

## 蒸发条件下地下水对 1 m 土体水分补给的数值模拟<sup>①</sup>

左强<sup>②</sup> 李保国 杨小路

(中国农业大学资源与环境学院)

**摘 要** 采用数值方法,模拟分析了 6 种典型土壤的 1 m 土体在不同蒸发强度条件下地表下 20, 50, 100 cm 处土壤水分通量与地下水埋深之间的关系。研究表明:若以 5 d 或 10 d 为平均时段,在一定的地下水埋深条件下,土壤剖面中各深度的水分通量与土壤质地及水面蒸发强度间的关系可用土壤水分包络线图来表示。应用该包络线图,可分析计算裸地不同地下水埋深、不同蒸发条件下地下水对 1 m 土体的补给量。在同样的水面蒸发强度下,地下水埋深越大,则各深度的水分通量越小,当地下水埋深大于 3 m 时,地下水对 1 m 土体已基本没有补给。

**关键词** 土壤水分通量; 地下水补给; 数值模拟; 蒸发条件

**分类号** S152.73

## Recharge of Ground Water to Soil 1m below the Surface

— Numerical Simulation and Analysis of Soil Water Flux

Zuo Qiang Li Baoguo Yang Xiaolu

(College of Resources & Environment, CAU)

**Abstract** In the present study, soil water flux of 20, 50 and 100 cm below the soil surface, under the conditions of different evaporation rate, groundwater table and soil texture, was calculated by Galerkin Finite Element Method. The average time step of the relative flux was selected as 5 d and 10 d so as to coincide with the water balance method. The simulation results demonstrated the following: with a definite groundwater table, the relationship between the soil water flux at different depth and  $K_s/E_0$  ( $K_s$ : the saturated hydraulic conductivity;  $E_0$ : the evaporation rate from the free water surface) could be described with the Soil Water Flux Changing-Range Chart, on which there were only two series lines, the first was set for the maximum mean flux at a certain depth, the second for the minimum. Based on the Chart, the recharge of groundwater to soil 1m below the surface can be calculated easily.

**Key words** soil water flux; recharge of groundwater; numerical simulation; evaporation condition

在农田与区域水均衡分析中,土体与地下水之间的水分交换量是一个非常重要的参数,因此,在过去的几十年中,包括土壤物理、水文地质、农田水利、地表水文及水资源等学科在内的许多专家学者都对潜水蒸发的机理与规律作了大量的研究工作<sup>[1~4]</sup>。就农田灌溉而言,人们关注的焦点大多只是根层土壤的水分状况和其动态过程。由于作物根系生长多在地表下 1 m 以内,本文将 1 m 土体做为研究对象,对不同质地、不同地下水位及不同水面蒸发条件下 20, 50,

收稿日期: 1997-03-12

①国家自然科学基金资助项目 49391601 部分内容

②左强,北京圆明园西路 2 号中国农业大学(西校区),100094

100 cm 处水分通量的变化规律进行了数值模拟与分析,以期从水动力学角度为农田及区域水均衡分析提供更为可靠的理论依据。

## 1 基本思路

以 1 m 土体为研究对象,应用土壤水动力学方法,探讨不同蒸发强度下地下水对 1 m 土体水分运移的贡献,亦即地表下 20, 50, 100 cm 处通量变化过程与地下水位及蒸发强度之间的关系。由于水均衡分析时段经常取为 5 d 或 10 d,因而本文对于各深度通量变化过程的分析均建立在 5 d 或 10 d 平均的基础之上。具体实现方法是:

①建立数值模型;

②概化各类型土壤的参数;

③计算各种土壤在某一地下水埋深条件下的初始剖面含水量,由于此处考虑的主要问题是地下水对 1 m 土体的补给,因而假定初始含水量剖面为通量等于零的稳定剖面;

④计算某种土在一定地下水埋深条件下不同蒸发强度时各结点的含水量值,数值模型与边界条件及各参数的选取见第 2, 3 节;

⑤计算 20, 50, 100 cm 处的通量值及累计水分通量,直至剖面水分运移趋于基本稳定为止;

⑥以 5 和 10 d 为单位,分别计算 20, 50, 100 cm 处的最大平均通量值与最小平均通量值(见第 4 节);

⑦分析通量值的变化规律。

地下水埋深从 1.0~4.0 m 每 50 cm 计算一次,共分有 7 种地下水位;按吴擎龙<sup>[5]</sup>概化的土壤水分参数,土壤类别共分为:重粘土、轻粘土、粉质粘土、壤土、轻砂壤、砂土共 6 种形式;水面蒸发强度取为:2, 4, 6, 8, 10 mm·d<sup>-1</sup>,共 5 种。因此,本文的计算组合次数共有 7×6×5=210(次)。当然,有些极端的情况可不予计算(例如砂土在地下水浅埋深条件下,重粘土在深埋深条件下等)。

## 2 数值模型

蒸发条件下,垂直一维均质土壤中水分运移的定解问题可写为(坐标轴向下为正)

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z}) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \\ \theta(z, 0) = \theta_0(z) & 0 \leq z \leq L_z \\ [-D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta)]_{z=0} = E = E_0(a\theta(0, t) + b) & t > 0 \\ \theta(L_z, t) = \theta_s & t > 0 \end{cases} \quad (1)$$

式中:  $\theta$ ——土壤体积含水率;  $D(\theta)$ ——水分扩散率[L<sup>2</sup>/T];  $K(\theta)$ ——导水率[L/T];  $z$ ——垂向坐标[L];  $t$ ——时间[T];  $\theta_0(z)$ ——剖面初始含水率;  $L_z$ ——地下水埋深[L];  $\theta_s$ ——饱和含水量;  $E$ ——土面蒸发强度[L/T];  $E_0$ ——水面蒸发强度[L/T];  $a$ ,  $b$ ——拟合参数。

对于上述定解问题,采用变步长有限单元法求解。数值模型及程序均经过检验<sup>[6]</sup>。

### 3 参数概化

土壤水分运移参数取自吴肇龙<sup>[5]</sup>对土壤参数的概化结果,此结果为借鉴 Vereeken 与 Philip 等的研究成果而获得,具有一定的代表性。

#### 3.1 水分特征曲线

$$\theta = \begin{cases} \frac{P_1 P_2}{P_2 + |\Psi|^{P_3}} + P_4 & \Psi < 0 \\ \theta_s & \Psi \geq 0 \end{cases} \quad (2)$$

式中:  $P_1, P_2, P_3, P_4$ ——拟合参数(表 1),其中  $P_4$  为残留含水率;  $P_1 + P_4 = \theta_s$ ;  $\Psi$  为土壤基质势[L]。

#### 3.2 导水率 $K(\theta)$

$$K(\Psi) = \begin{cases} K_s \exp(\alpha\Psi) & \Psi < 0 \\ K_s & \Psi \geq 0 \end{cases} \quad (3)$$

式中:  $K_s$ ——饱和导水率[L/T];  $\alpha$ ——拟合参数; 各种土壤的  $K_s, \alpha$  取值见表 1,  $K(\theta)$  由水分特征曲线换算可得。

表 1 土壤水分运移参数概化表

土壤	$P_1$	$P_2$ (cm)	$P_3$	$P_4$	$K_s$ (cm·min <sup>-1</sup> )	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	$\theta_{\min}$	$\theta_{\max}$
重粘土	0.28	70.030	0.66	0.27	$6.0 \times 10^{-6}$	0.002	0.30	0.45
轻粘土	0.28	50.159	0.63	0.16	$6.0 \times 10^{-5}$	0.005	0.20	0.35
粉质粘土	0.31	175.995	0.80	0.11	$6.0 \times 10^{-4}$	0.01	0.14	0.33
壤土	0.32	186.441	0.86	0.09	$6.0 \times 10^{-3}$	0.02	0.096	0.27
轻砂壤	0.28	247.682	0.92	0.09	$6.0 \times 10^{-2}$	0.03	0.103	0.27
砂土	0.35	1 617.929	1.68	0.04	$0.6 \times 10^{-1}$	0.05	0.05	0.19

#### 3.3 水分扩散率 $D(\theta)$

比水容量  $C(\theta)$  由式(2)导出,  $D(\theta) = K(\theta)/C(\theta)$  可相应得到。

#### 3.4 土面蒸发强度 $E$

将土面蒸发强度  $E$  与水面蒸发强度  $E_0$  的关系表示为<sup>[1,3,4,7,8]</sup>

$$\frac{E}{E_0} = \begin{cases} 0 & \theta(0, t) \leq \theta_{\min} \\ a\theta(0, t) + b & \theta_{\min} < \theta(0, t) < \theta_{\max} \\ 1 & \theta(0, t) \geq \theta_{\max} \end{cases} \quad (4)$$

综合文献<sup>[1,3,7,9,10]</sup>对于多种土壤  $\theta_{\min}$  和  $\theta_{\max}$  的取值发现,  $\theta_{\min}$  所对应的  $\Psi_{\min}$  多在  $-1.0 \times 10^4$  cm 高水柱左右,  $\theta_{\max}$  所对应的  $\Psi_{\max}$  多介于  $-100 \sim -300$  cm 高水柱之间, 本文  $\theta_{\min}, \theta_{\max}$  的取值参照此标准(各种土的  $\theta_{\min}, \theta_{\max}$  取值见表 1), 中间分布以线性插值给出, 于是得到  $a, b$  的值应为

$$a = 1/(\theta_{\max} - \theta_{\min}); \quad b = \theta_{\min}/(\theta_{\min} - \theta_{\max}) \quad (5)$$

## 4 结果分析

### 4.1 关于潜水蒸发(土体稳定蒸发)

按照上述模型计算, 当土体各深度处通量大致相等时, 即可认为土体基本达到了稳定蒸发

状态,此时的通量值即为相当条件下(指不同质地,不同地下水位,不同蒸发强度的某一组合)潜水的稳定蒸发率。计算结果表明:土壤质地粘性越强,其稳定蒸发率越小;地下水埋深越大,稳定蒸发率越小;土壤质地砂性越强,其稳定蒸发率随地下水埋深的变幅越大。这与以往对潜水蒸发规律研究的结果是一致的。

#### 4.2 不同深度处通量的变化过程

计算结果表明:土壤粘性越重,地下水埋深越大,则达到稳定需要的时间越长;距地表越近,通量值的变幅越大。

#### 4.3 最大、最小平均通量随土壤质地,地下水位变化的规律

在一定的地下水位及一定的水面蒸发强度条件下,土体从刚开始各处通量为零的稳定剖面渐渐地变为各处通量均为某一常数的另一稳定剖面,设此变化需要时间为 $T$ ,以某一时段 $t$ ( $t < T$ )做为标准,对 $T$ 进行剖分,假设 $T$ 中可剖分出 $n$ 个 $t$ 时段,对某一深度 $z$ 处的通量值分别在每个 $t$ 时段内取算术平均值,则可得到 $z$ 处的 $n$ 个平均通量值,令其中最大的为 $Q_{\max}$ ,最小的为 $Q_{\min}$ ,我们称 $Q_{\max}$ , $Q_{\min}$ 分别为深度 $z$ 处均衡时段以 $t$ 计的最大、最小平均通量值。由于水均衡分析时,均衡时段经常以5 d或10 d计,故本文取 $t=5,10$ 。

作物的扎根深度多在1 m以内,本文的 $z$ 分别取为20,50,100 cm,以下来分析当均衡时段以5 d或10 d计时,20,50,100 cm处最大、最小平均通量值 $Q_{\max}$ , $Q_{\min}$ 与地下水位及土壤质地间的关系。

饱和导水率 $K_s$ 为土壤质地的表征值之一,无量纲值 $\lg(K_s/E_0)$ 基本上可以反映土壤质地与水面蒸发强度的变化规律( $0.2 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1} \leq E_0 \leq 1.0 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ ),作某一地下水埋深条件下各深度的 $(Q_{\max}/E_0 \oplus Q_{\min}/E_0) \sim \lg(K_s/E_0)$ 图( $\oplus$ 表示2条曲线,并非2者的值相加),即可了解各深度处的最大、最小平均通量值随土壤质地的变化规律,这种反映某一深度 $z$ 处的土壤水分通量值在某一均衡时段内的变幅范围的图可称为深度 $z$ 处的土壤水分通量包络线图,相应地,我们可以给出某一地下水埋深条件下各深度的相对通量值 $(Q/E_0)$ 表。可以这样理解、应用包络线图或相对通量表: $\lg(K_s/E_0)$ 值确定了土壤类型,根据 $\lg(K_s/E_0)$ 值找出相应的点,当从地表到深度 $z$ 的土体平均含水量 $\theta$ 高于某一值 $WC_{\max}$ 时, $z$ 处的通量按 $Q_{\max}$ 线取值,当 $\theta$ 低于某一值 $WC_{\min}$ 时, $z$ 处的通量按 $Q_{\min}$ 线取值,当 $WC_{\min} < \theta < WC_{\max}$ 时,在2线内线性插值。限于篇幅,为示意,绘出地下水埋深为1.0 m、均衡时段分别以5 d或10 d计时,地表下100 cm和50 cm处水分通量的包络线图如图1,2,给出1 m地下水埋深条件下各深度的相对通量值 $(Q/E_0)$ 见表2。计算各深度的平均含水量可知,各深度的 $WC_{\min}$ 与 $WC_{\max}$ 与表1中的 $\theta_{\min}$ , $\theta_{\max}$ 相差不大,具体应用时,可按 $\theta_{\min}$ , $\theta_{\max}$ 取值。

计算结果表明:当地下水埋深大于3 m时,地下水对1 m土体已基本没有补给,当地下水埋深较大时(大于2 m),质地较重的土壤(重粘,轻粘等)及砂土,1 m土体从地下水获得的补给量也相当小。

请注意本文所列数值的应用范围:①蒸发条件:土体水分基本向上运移;②水面蒸发强度在 $0.2 \sim 1.0 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ 之间;③裸地(无作物)。

#### 4.4 平均通量与地下水位,水面蒸发强度间的关系

这里所说的“平均通量”是前述 $Q_{\max}/E_0$ 与 $Q_{\min}/E_0$ 的算术平均值 $\bar{Q}/E_0$ ,图3给出了轻砂壤50 cm处平均通量(均衡时段以5 d计)和地下水位、水面蒸发强度间的关系。计算结果表明:对于同一种 $E_0$ 值,地下水埋深越大, $\bar{Q}/E_0$ 越小;对于同一种地下水埋深, $\bar{Q}/E_0$ 随 $E_0$ 的

增大而减小。

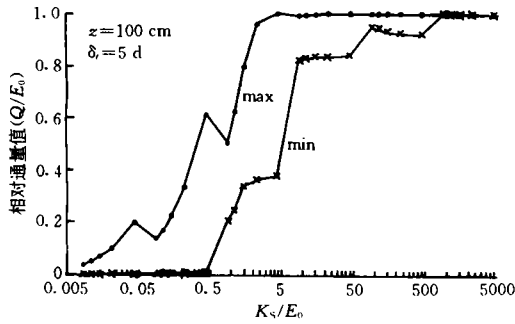


图 1 地下水埋深 1 m 时 100 cm 处土壤水分通量包络线图( $\delta t=5$  d)

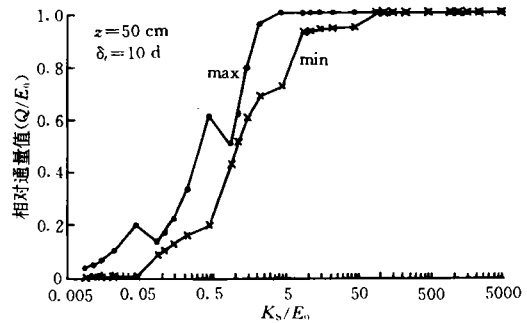


图 2 地下水埋深 1 m 时 50 cm 处土壤水分通量包络线图( $\delta t=10$  d)

### 5 结语

在概化出 6 种典型土壤水分运移参数的基础上,本研究对蒸发条件下 1 m 土体土壤水分通量的变化进行了数值模拟与分析,由于水均衡时段经常采用 5 d 或 10 d,因而本文对土壤水分通量变化过程分析的平均时段也取为 5 d 或 10 d。通过对几种典型土壤在不同蒸发条件下 20, 50, 100 cm 处土壤水分通量与地下水埋深之间关系的模拟分析,得到如下结果:

1) 土壤质地粘性越强,地下水埋深越大,则土壤稳定蒸发率越小,达到稳定蒸发所需要的时间越长。

2) 若以 5 d 或 10 d 为平均时段分析,在一定的地下水埋深条件下,土壤剖面中各深度的水分通量与土壤质地及水面蒸发强度间的关系可用土壤水分通量包络线图,即各深度最大平均通量  $Q_{max}$  与最小平均通量  $Q_{min}$  随  $\lg(K_s/E_0)$  的变化曲线来表示,在其他条件均一致的情况下,平均时段取值越大,则  $Q_{max}$  与  $Q_{min}$  的值相差越小,包络线图的两条曲线靠得越近。

(3) 应用该包络线图,可分析计算裸地不同地下水埋深、不同蒸发条件下地下水对 1 m 土体土壤水分的补给,为水均衡分析提供依据。模拟结果表明:地下水埋深较大时,质地较重的土壤及砂土,1 m 土体从地下水获得的补给量已相当小,当埋深大于 3 m 时,地下水对 1 m 土体已基本没有补给。

当然,本文仅计算了裸地蒸发情形下 1 m 土体内 20, 50, 100 cm 处向上的水分通量,进一步的工作将是考虑作物生长条件及降雨入渗条件,并利用实测资料对计算结果进行检验,以使计算结果更符合田间实际情况。

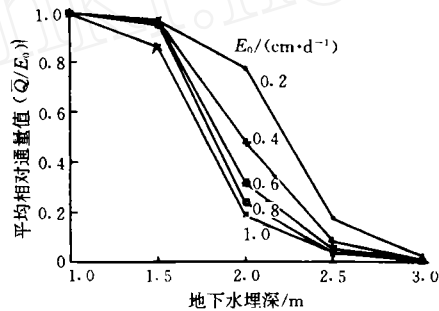


图 3 轻砂壤 50 cm 处平均相对水分通量与地下水位及水面蒸发强度的关系( $\delta_t=5$  d)

表2 地下水埋深为1.0 m时各深度的相对通量值( $Q/E_0$ )

土壤	$\lg(K_s/E_0)$	$K_s/E_0$	$z/cm$ , 均衡时段以5 d计			$z/cm$ , 均衡时段以10 d计		
			20	50	100	20	50	100
			(min,max)	(min,max)	(min,max)	(min,max)	(min,max)	(min,max)
重粘土	-2.063	0.008 6	0.036,0.092	0.000,0.041	0.000,0.036	0.036,0.089	0.002,0.041	0.000,0.036
	-1.967	0.010 8	0.048,0.115	0.000,0.051	0.000,0.048	0.048,0.112	0.003,0.051	0.000,0.048
	-1.842	0.014 4	0.065,0.152	0.000,0.068	0.000,0.065	0.065,0.149	0.003,0.068	0.000,0.065
	-1.666	0.021 6	0.081,0.218	0.000,0.103	0.000,0.097	0.097,0.216	0.004,0.103	0.000,0.097
	-1.365	0.043 2	0.088,0.367	0.000,0.202	0.000,0.195	0.191,0.363	0.004,0.202	0.000,0.195
轻粘土	-1.063	0.086 4	0.133,0.214	0.054,0.133	0.001,0.133	0.133,0.203	0.089,0.133	0.016,0.133
	-0.967	0.108 0	0.166,0.256	0.060,0.167	0.001,0.166	0.166,0.250	0.105,0.167	0.019,0.166
	-0.842	0.144 0	0.221,0.329	0.070,0.222	0.002,0.221	0.221,0.318	0.131,0.222	0.023,0.221
	-0.666	0.216 0	0.332,0.464	0.080,0.333	0.003,0.332	0.332,0.443	0.164,0.333	0.027,0.332
	-0.365	0.432 0	0.423,0.636	0.090,0.614	0.003,0.611	0.521,0.634	0.198,0.613	0.029,0.611
粉质粘土	-0.064	0.864 0	0.498,0.534	0.364,0.498	0.207,0.498	0.498,0.519	0.429,0.498	0.379,0.498
	0.033	1.080 0	0.617,0.632	0.418,0.621	0.246,0.621	0.621,0.627	0.514,0.621	0.451,0.621
	0.158	1.440 0	0.693,0.797	0.468,0.795	0.340,0.795	0.742,0.797	0.607,0.795	0.529,0.795
	0.334	2.160 0	0.745,0.960	0.509,0.960	0.366,0.960	0.834,0.960	0.687,0.960	0.593,0.960
	0.635	4.320 0	0.746, 1.0	0.538, 1.0	0.379, 1.0	0.859, 1.0	0.724, 1.0	0.616, 1.0
壤土	0.937	8.640 0	0.922,0.998	0.860,0.998	0.822,0.991	0.960,0.998	0.929,0.998	0.906,0.991
	1.033	10.80 0	0.930, 1.0	0.869,0.999	0.830,0.992	0.965,0.999	0.934,0.999	0.909,0.992
	1.158	14.40 0	0.934, 1.0	0.877, 1.0	0.835,0.995	0.967, 1.0	0.939, 1.0	0.914,0.995
	1.334	21.60 0	0.939, 1.0	0.883, 1.0	0.837,0.999	0.970, 1.0	0.942, 1.0	0.921,0.999
	1.635	43.20 0	0.945, 1.0	0.892, 1.0	0.840, 1.0	0.973, 1.0	0.947, 1.0	0.931, 1.0
轻砂壤	1.937	86.400 0	0.990, 1.0	0.986, 1.0	0.952, 1.0	0.995, 1.0	0.995, 1.0	0.964, 1.0
	2.033	108.000 0	0.990, 1.0	0.988, 1.0	0.946, 1.0	0.995, 1.0	0.997, 1.0	0.957, 1.0
	2.158	144.000 0	0.991, 1.0	0.990, 1.0	0.933, 1.0	1.0, 1.0	0.999, 1.0	0.946, 1.0
	2.334	216.000 0	1.0, 1.0	0.994, 1.0	0.928, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	0.935, 1.0
	2.635	432.000 0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	0.924, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	0.929, 1.0
砂土	2.937	864.000 0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0
	3.033	1 080.000 0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0
	3.158	1 440.000 0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0
	3.334	2 160.000 0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0
	3.635	4 320.000 0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0	1.0, 1.0

## 参 考 文 献

- 1 雷志栋,杨诗秀,谢森传. 土壤水动力学. 北京:清华大学出版社,1988
- 2 Gardner W R. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci, 1958(85):228~232
- 3 张蔚榛主编. 地下水非稳定流计算和地下水资源评价. 北京:科学出版社,1983
- 4 沈振荣,张瑜芳,杨诗秀等编著. 水资源科学实验与研究——大气水、地表水、土壤水、地下水相互转化关系. 北京:中国科学技术出版社,1992
- 5 吴擎龙. 田间腾发条件下水热迁移数值模拟的研究:[学位论文]. 清华大学,1993
- 6 左强. 排水条件下饱和-非饱和水盐运动规律的研究:[学位论文]. 武汉水利电力学院,1991
- 7 石元春,李保国,李韵珠,陆锦文等. 区域水盐运动监测预报. 石家庄:河北科学技术出版社,1991
- 8 华孟,王坚. 土壤物理学. 北京:北京农业大学出版社,1993
- 9 张瑜芳. 土壤水动力学(讲义). 武汉:武汉水利电力学院,1987
- 10 黄康乐. 饱和-非饱和水盐运动的研究及其在盐碱地改良中的应用:[学位论文]. 武汉:武汉水利电力学院,1987