

# 應用碎形理論分析異質性土壤之不穩定入滲

## Application of Fractal Theory to Analyze Unstable Infiltration in Heterogeneous Soil

國立台灣大學農業工程系副教授

國立台灣大學農業工程學研究所碩士

張文亮

Wen-Lian Chang

陳東鉅

Tung-Chu Chen

### 摘要

本文以碎形理論描述層狀土壤之指狀流移動。平均孔隙為估計微觀表面張力的碎形尺度。實驗結果證明以碎形理論預測的較傳統的一階擾動理論為佳。尤其在黏土與黏壤土覆蓋在粗石英沙的二組實驗上。指狀流在流經較細質地的覆蓋土後，其流速愈慢，指狀流的寬度也愈窄，可能是水分的擴散愈慢的緣故。

關鍵詞：指頭流，碎形理論，入滲。

### ABSTRACT

Fractal theory was applied to describe fingering movement in two-layered soils in this paper. Mean pore size was considered as the fractal scale to estimate surface tension in microscopic scale. Based on fractal estimation, theoretical fingering width agreed better with experimental results when fingering developed in coarse Quartz sand beneath clay and clay loams than the first order perturbation theory. Fingering width reduced as infiltration from finer top layer into coarse Quartz sand because of slower water diffusion rate.

Key Words : Fingering, Fractal, Infiltration.

### 一、緒言

土壤本身是個綜合體，供給生命體所需之水分與養分；同時土壤也承受生命體所產生的污染及破壞，因此土壤可以稱為土地之母。長期以來對於土壤中物質與能量傳輸的相關研究一直受限於土壤的複雜性(Complexity)與異質性(Heterogeneous)，使得許多土壤物理的理論只能解釋土壤巨觀行為。

一般推求土壤水的入滲量時，認為土壤水的入滲(Infiltration)是穩態流(Stable Flow)。事實上在層狀土壤(Layered soil)的水分入滲移動並不全為穩態流；在某些邊界條件與土壤結構之下，土壤水的移動是非穩態流(Unstable Flow)。非穩態流之濕潤鋒面(Wetting Front)具有劇烈的波

幅，其圖形類似手指形狀稱為指狀流(Fingering)。這種非穩態入滲移動對於污染物在壤中傳輸極具重要性，例如垃圾掩埋場的污水滲漏至土壤中形成指狀流，其結果為加速污水傳輸與增加在區域變異性，擴大土壤污染的嚴重性，更易造成地下水的污染。

本研究之目的是希望藉由土壤水在層狀土壤的移動。研究方法是以前西公式(Darcy's Law)為基本方程式，再引入擾動理論(Perturbation Theory)與碎形理論(Fractal Theory)使吾人能掌握土壤水在土壤中局部區域的變化情形，並使之能更精確地描述土壤水在層狀土壤之移動形態。在實驗方面以二維觀測槽土柱實驗為主，探討土壤水在層狀土壤之流動形態，並以理論與實驗相互印證其結果。

## 二、文獻回顧

### 不飽和流動

不飽和之非穩態流最早為Taylor (1950) 提出說明, 他發現石油在孔隙介質中會有不穩定濕潤鋒面的產生, 此種不穩定濕潤鋒面在流體交界面會產生皺摺。而後Lewis (1950) 使用傅利葉函數 (Fourier Function) 描述其在交界面的運動形態。

Hill (1952) 提出濕潤鋒面之穩定與否與其臨界擾動速度有關, 而擾動速度與黏滯度及密度有關。Saffman and Taylor (1958) 分析二維之不穩定孔隙介質流在Hele-Shaw Cell之運動, 同他們也發現當流通量(Flux)小於飽和水力傳導度(Saturated Hydraulic Conductivity)時將會發生指狀流。在這時期以前的研究忽略表面張力的影響。

Chuoke et al. (1959) 首先提出濕潤鋒面受表面張力的影響, 他們分析濕潤鋒面的擾動變形量, 利用傅利葉函數導出一階的穩定分析(Stability Analysis), 他們利用二維的Hele-Shaw Cell觀測濕潤鋒面的波長, 他們發現當實驗相似形放大時, 濕潤鋒面的波長會受到更大表面張力之影響, 而把此項影響因子歸於有效表面張力(Effective Surface Tension)。

Wooding (1969) 使用Hele-Shaw Cell實驗裝置探討兩種不同密度、黏滯度的流體在交界面發生不穩定鋒面之原因。

Hill and Parlange (1972) 他們首先證實流體入滲雙層狀土壤時會產生非穩態之濕潤鋒面。他們利用達西公式得到當粗砂之水流通量較飽和水力傳導度為低時, 就會發生指狀流的現象。Raats (1973) 認為濕潤鋒面的速度是控制指狀流的因子, 而且他假設速度隨著深度而增加, 當增加到某一程度時就會發生指狀流。基於以上的假設, 他由Green-Ampt方程式導出濕潤鋒面的速度與深度及壓力梯度的關係, 他認為當濕潤鋒面的壓力木頭大土壤表面之壓力時, 會產生非穩態流。

Philip (1975) 他克服了Raats無法解決的一些問題, 他由Delta-Function去修正傅利葉函數所導出之數學式, 他發現了不飽和非穩態流之主要控制因子—壓力梯度, 而其它的參數都與壓力梯度有關。

Parlange and Hill (1976) 認為土壤水在低流速時較易產生非穩態流, 而濕潤鋒面的曲率與是否發生非穩態流況有關。細質土壤濕潤鋒面的波長大於粗質土壤的波長, 而指狀流的大小則與土壤質有

關, 其結果指出當土壤質地較細及初始含水量較大時, 指狀流的寬度會較大。他們為了避開有效表面張力的困擾, 而使用速度與曲率半徑 (Curvature Radius) 的關係式, 但他們的理論卻也無法完全表現指狀流的特性。

White et al. (1976) 實驗證實Philip所提之不穩定流理論。Dimet and Wastson (1982,1983) 利用因次分析 (Dimension Analysis) 及一階擾動方程式求解非飽和孔隙介質流, 其後並用實驗驗證。而Glass and Steenhuis (1984) 使用不同級配的砂粒實驗, 分影響土壤水在非穩態流移動之因子。他們的實驗是以砂粒為主, 對於粉粒與黏粒並無實驗探討。Tamai et al. (1987) 藉由孔隙路徑的觀念模擬土壤孔隙結構並引用表面張力解釋指狀流發生之原因, 並用實驗驗證。但是他們避開有效表面張力的估算, 忽略尺度問題。Hillel and Baker (1988) 由水力傳導度、流量及流線觀念推論, 當流線匯集處, 會產生指狀流; 當流線分散處不會產生指狀流。

Glass et al. (1989) 引用Hill and Parlange (1976) 之理論使用因次分析分析不穩定流。Chang (1989) 使用碎形理論分析非飽和土壤的濕潤鋒面, 解決了有效表面張力的問題。實驗亦證實指狀流的在在。Hillel and Baker (1990) 利用指數形態的水力傳導度及因次分析求解非飽和孔隙介質流的擬線性方程式。

在本研究中使用碎形理論描述指狀流的流動圖形。碎形理論首先為Mandelbrot(1982)所提出, 他利用幾何圖形微小元素的自我相似性(Self-Similarity) 使用多種不同尺度描述幾何圖形。而由幾何圖形的複雜性與圖形本身相似性的強弱決定一常數D值, 稱為碎形維度 (Fractal Dimension)。當碎形維度之值愈大時, 代表其幾何圖形愈複雜; 若D值愈小時則其圖形愈簡單。D值與使用的尺度亦有關係, 在不同尺度下其D值所代表的意義亦有所不同。

基於Chuoke et al.(1959) 所導出的式子中, 有效表面張力的問題一直困擾後續相關研究的學者, 而碎形理論正提供了解決不同尺度困難。Chang (1989) 使用碎形理論解決了表面張力的困擾, 應用於不飽和土壤水的非穩態流。當D值愈大時, 非穩態流則愈明顯; 若D值愈小則趨向穩態流。碎形維度可以表現圖形在某些尺度的特性, 它也是綜合指標, 不同的D值包含許多不同的物理意義。

### 三、理論分析

假設土壤剖面之指狀流移動，仍然符合達西公式 (Darcy's Law)，濕潤界面的平均流速， $V$  可以表示為

$$\nabla = -\frac{K}{\theta} \frac{\alpha(P-Z)}{\alpha Z} \dots\dots(1)$$

$K$  為土壤飽和導水係數， $\theta$  為土壤飽含水量， $P$  為壓力水頭， $Z$  為濕潤鋒面距離地面深度。

根據 Philip 氏 (1975) 利用擾動理論推導指狀流形成時其擾動最大波長 (Perturbation Maximum Wavelength)，為

$$\lambda_{\max} = 2\sqrt{3} \pi \left( \frac{\sigma^*/\rho g}{\alpha p/\alpha z} \right)^{1/2} \dots\dots(2)$$

上式  $\rho$  為水的密度， $g$  為重力常數， $\sigma^*$  為指狀流濕潤鋒面之有效表面張力 (Effective Surface Tension)。

在達西公式裡的參數，如  $V$ 、 $\theta$ 、 $K$  都是巨觀描述 (Macroscopic Description) 水力傳輸，不考慮微觀上的差異，所以近似於平均值。當土壤局部區域產生優勢 (Preferred Flow) 或是指狀流時，其平均流體特性雖然符合傳統的達西定律，但是流體的局部特性，如指狀流指尖 (Fingering Tip) 的壓力，就與局部土壤孔隙的異質性有關。

在傳統的孔隙介質流，無法測定非擾動狀況下的局部流體參數。Philip 氏 (1975)，認為表面張力在指狀流況時不再是個定值，而是受局部特性影響的變值，所以表示為具有微觀的  $\sigma^*$  示之。

根據表面張力的定義，在濕潤鋒面所承受的力  $F$  可表示為

$$F = \sigma L^* \dots\dots(3)$$

或

$$F = \sigma^* L \dots\dots(4)$$

$\sigma$  為表面張力，在巨觀的情況下為定值。 $L^*$  與  $L$  是在微觀與巨觀情況下濕潤鋒面的長度。

$$L^* = a d^{1-D} \dots\dots(5)$$

根據 Mandelbrot 氏 (1982) 的碎形理論 (Fractal Theory)， $L^*$  是所觀察尺寸  $d$  的函數。 $a$  為定值， $d$  為任意的觀測尺寸 (Scale Length)， $D$  為碎形維度 (Fractal Dimension)。在數學上  $d$  可以到無限小，但在物理上，不能小於土壤孔隙，因為水分是在孔隙中移動。在本研究中認為，產生指

狀流是在最大擾動時，有最大的  $L^*$ ，採用孔隙平均粒徑為  $d$  值。

將(3)及(5)式代入(2)式得

$$\lambda_{\max} = 2\pi\sqrt{3} \left\{ \left( \frac{\sigma^*}{\rho g L} \right) d^{1-D} \right\}^{1/2} \dots\dots(6)$$

由(3)式知道指狀流存在是必須  $\frac{\sigma^*}{\alpha Z} > 0$ ，即壓力水頭在濕潤鋒面比地表面的壓力水頭大，因此由壓力差來使水分向下入滲就控制在重力。另外碎形參數  $a$  與(6)式表示入滲鋒面形成非穩定指狀流，主要的機構在  $\frac{\sigma^*}{\alpha Z} > 0$ ，即壓力水頭差大於零的情況下，擾動才產生。在均勻入滲， $\frac{\sigma^*}{\alpha Z} < 0$ ，濕潤鋒面的壓力小於較上端位置的壓力，因為含水量愈高，壓力水頭愈大 (或是變值愈接近於零)；所以均勻入滲時，土壤含水量愈接近入滲鋒面，其含水量愈低；因此在壓力梯度小於零，入滲主要的推進是因著壓力差，而非重力的影響，當壓力在非飽和時，水分在土壤孔隙移動。表面張力成為優勢性的穩定力，水流祇有隨著土壤剖面，均勻下滲。

當  $\frac{\sigma^*}{\alpha Z} > 0$  時，即濕潤鋒面的含水量反而比較上位置的含水量高，壓力差反而成為水分向下移動的阻力，水流向下的主力成為重力，表面張力穩定濕潤鋒面的優勢性消失，此時水流的往下移動，類似集束的管流，隨著重力往土壤較大的孔隙移動，水流形狀即類似指狀形狀產生。因此壓力差的減少，成為指頭流產生的主要機構，在實驗上，陳東距與張文亮 (民國81年)，已證實此點推論是正確的。

(6)式除了表示產生指頭流的原因，更顯示指狀流的形為是一種微觀的受觀測尺寸大小所影響，在碎形理論的衡量下，指頭流 應比傳統的擾動理論所推導的更大。本研究以實驗證明指狀流是一種碎形體。

### 四、實驗研究

實驗進行於二維土壤入滲觀測槽，入滲均以定水頭注水管進行之，供試土壤有四種：①200目石英砂 (Quartz sand)：假比重 (Bulk Density) 1.66g/cm<sup>3</sup>、孔隙率 (Porosity) 0.35、導水係數 0.279cm/min；②台大黏壤土 (Clay Loam)：假比重 1.14g/cm<sup>3</sup>、孔隙率 52%、導水係數 0.00147cm/min；③台大黏土 (Clay)：假比重 1.02g/cm<sup>3</sup>、孔隙率 0.59、導水係數 0.000303cm/min；④60目石英沙：假比重 1.57g/cm<sup>3</sup>、孔隙率 0.39、導水係數 0.51cm/min、平均孔隙 0.1cm。

由觀測槽可以繪出不同入滲時間的濕潤鋒面。在入滲形成指狀流時，可以直接用尺量指狀流的寬度、間距，與看出指狀流的數目。

碎形空間由入滲鋒面的周長而得，其計算方式是用圓規由濕潤鋒面的一端以1cm為間距量到另一

端，而後再量2、3、5、10、20、30與50cm的入滲鋒面長度。即由(5)式得D與a值。

詳細的實驗步驟可參考陳東矩（民國81年）碩士論文。

表一 200目-60目石英沙雙層土壤指狀流入滲

入滲時間 t (min)	平均速度 v (cm/min)	壓力梯度 $\frac{\alpha D}{z}$	碎形維度 D	碎形係數 a (cm)	相關係數 R <sup>2</sup>	指狀流寬度( $\lambda$ max)		
						擾動理論 (cm)	碎形理論 (cm)	實測值 (cm)
30	0.532	0.421	1.304	203.704	0.995	4.5	10.6	13
50	0.391	0.367	1.395	314.775	0.992	4.9	15.7	13
70	0.337	0.304	1.287	380.189	0.996	5.3	5.3	13

表二 台大黏壤土-60目石英沙雙層土壤指狀流入滲

入滲時間 t (min)	平均速度 v (cm/min)	壓力梯度 $\frac{\alpha D}{z}$	碎形維度 D	碎形係數 a (cm)	相關係數 R <sup>2</sup>	指狀流寬度( $\lambda$ max)		
						擾動理論 (cm)	碎形理論 (cm)	實測值 (cm)
120	0.069	0.930	1.115	84.723	0.999	3.1	3.7	7.5
165	0.065	0.903	1.222	136.458	0.997	3.1	5.4	8.5
180	0.063	0.892	1.249	153.642	0.995	3.1	5.9	7.5
210	0.064	0.861	1.268	199.986	0.990	3.2	7.0	10.5
240	0.061	0.852	1.316	244.343	0.988	3.2	8.3	11.0
270	0.061	0.832	1.193	252.930	0.988	3.2	7.4	10.5
290	0.061	0.816	1.158	277.971	0.999	3.3	7.5	9.0

表三 台大黏土-60目石英沙雙層土壤指狀流入滲

入滲時間 t (min)	平均速度 v (cm/min)	壓力梯度 $\frac{\alpha D}{z}$	碎形維度 D	碎形係數 a (cm)	相關係數 R <sup>2</sup>	指狀流寬度( $\lambda$ max)		
						擾動理論 (cm)	碎形理論 (cm)	實測值 (cm)
150	0.057	0.95	1.141	92.897	0.999	3.0	4.0	8.0
180	0.056	0.92	1.205	117.761	0.999	3.1	4.9	9.5
240	0.053	0.88	1.318	195.434	0.999	3.1	7.2	9.0
270	0.051	0.87	1.224	202.768	0.999	3.2	6.7	8.5
300	0.051	0.86	1.208	236.592	0.995	3.2	7.2	10.0
330	0.052	0.83	1.272	325.838	0.986	3.2	9.2	7.0

## 五、結果與討論

由表一、二與三顯示，指狀流是碎形體，觀測尺寸與濕潤鋒面周長具有極顯著相關，相關係數在0.98至0.99之間。而碎形維度皆大於1，證明指頭流的外形，不是直線。而且流體不是控制在擴散，而是在重力式的。具有方向性的移動。

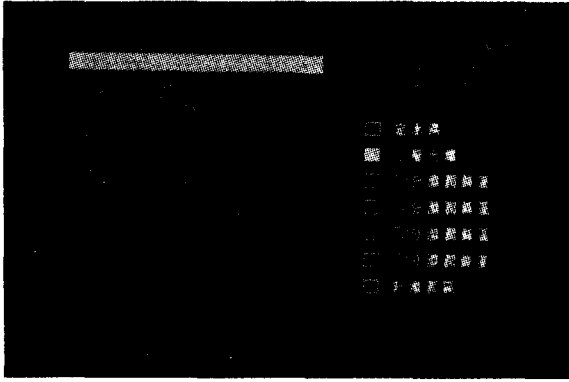
由於土壤孔隙台大黏土 < 台大黏壤土 < 200目石英沙 < 60目石英沙，當細質土放在粗質土的上層，流動果然如Philip (1975a) 所預估的產生指頭流在邊界層。如圖一、圖二與圖三所示。這表示當水流入滲到上層細質土壤的底部時，由於下層土壤的孔隙增大，水分沒有足夠的能量，進入大孔隙去，但是水流仍然因著重力作用，不斷進入土壤，使的上層土壤底部的含水量與壓力水頭逐漸增加。當壓力水頭大到可以穿過底層土壤的第一個較小孔隙時即進入，帶著邊界層的壓力集束進入下層，所以實驗結果顯示壓力梯度皆大於0，而且在指狀流形成過程中  $\frac{\alpha}{\alpha_0} \frac{D}{D_0}$  皆大於0，祇是逐漸減低，即水流進入粗質土時，因著水分的擴散，使得指狀流尖的土壤水分已逐漸減少，壓力降低。但是可測得平均流速又逐漸減少，證明指狀流形成後，其水流的推導力(Driving Force) 又逐漸減弱。這代表表面張力 ( $\sigma^*$ )，又逐漸佔優勢，可以穩定指狀流況。由a與D值的增加亦可證明  $\sigma^*$  的增加。

表一至表三亦顯示上層土質較粗時，指狀流速就愈大，測定的指狀流也愈寬。這符合Raats(1973)的理論、與Glass et al., (1989) 的實驗結果相同。粗質地的上層土其底部因水流傳導快，易形成突破下層土壤的壓力，而且有較快的指狀傳輸與較多含水量，供水水平擴散較遠，形成較寬之指狀流。

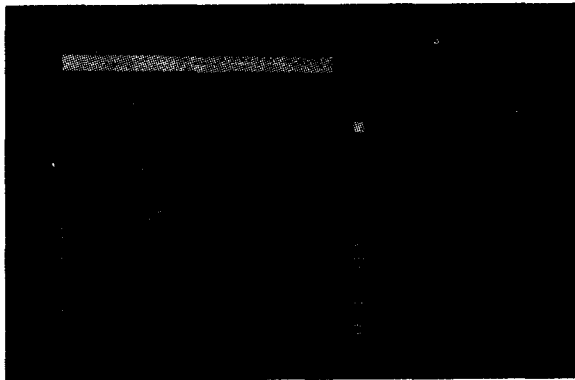
由碎形理論導出的指狀流寬度，也較傳統的擾動理論 (Philip 1975) 又接近實測值，證明  $\sigma^*$  的考慮為碎形因子是必須的。但是並非與實測值吻合，其可能的誤差有三個可能的原因：1 指狀流所穿透的孔隙，非平均孔隙，所以公式 (6) 的d值可能比平均孔隙更小；2 指狀流的含水量非飽和，但是在公式中卻以飽和K值計算；3 在實驗進行上很難有完全均勻，一致的土壤剖面，增加一些變異性，這些都有待以後研究的理論改善與實驗方法的改良。

## 六、結 論

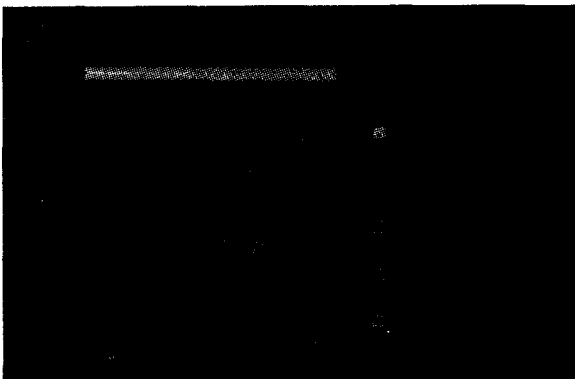
本文假設非均勻土層產生的指狀流，是可以用



圖一 200目-60目石英沙的入滲指狀流



圖二 台大黏壤土-60目石英沙入滲指狀流



圖三 台大黏土-60目石英沙入滲指狀流

碎形理論描述的比擾動理論更為準確，經過實驗觀測，證明上述的假設正確。指狀流型是碎形體。其穩定擾動的表面張力，不是定值，而是隨觀測尺度而變。

指狀流不是祇受下層土壤水力傳導而定，也受上層土壤影響。當上層土壤質地愈細，水力傳導係數愈小，進入下層的指狀流速愈慢，指狀流寬度也愈窄。同理，上層土壤愈厚，淹灌水深愈淺，以指狀流洩下愈少，因此在工程上以黏土為污染儲存槽的底部襯土（Clay Liners），雖會產生指狀流，仍是很少流量，具可行性。惟要戒除指狀流的發生，以免地下水被加速污染，最理想的方法是在襯土下再鋪一層細沙成為緩衝層，即可使流況保持在穩定入滲。

## 七、謝 誌

本研究承蒙國科會經費補助。研究進行期間，美國加州大學的Nielson與Biggar教授給與實驗意見，澳洲CSRIO的Philip教授對碎形理論在通信中給與意見，甚為寶貴，在此誌謝。

## 八、參考文獻

- 1、陳東矩。民國八十一年。指狀流在層狀土壤之入滲分析，國立台灣大學農業工程研究所碩士論文。
- 2、陳東矩、張文亮。民國八十一年。指狀流在層狀土壤之入滲分析。中國農業工程地下水調查分析與保育管理研討會P289-299。
- 3、Childs, E. C. 1969. An Introduction to the Physical Basis of Soil Water Phenomena. John Wiley & Sons, New York.
- 4、Chuoke, R. L., P. van Meurs and C. van der Poel. 1959. The Instability of Slow, Immiscible, Viscous Liquid-Liquid Displacements on Permeable Media. Trans. Am. Inst. Min., Metall. Pet. Eng. 216:188-194.
- 5、Diment, G. A., and K.K. Watson. 1982. Stability Analysis of Water Movement in Unsaturated Porous Materials: 1. Theoretical Considerations. Water Resour. Res. 18:1248-1254.
- 6、Diment, G. A., and K.K. Watson. 1985. Stability Analysis of Water Movement in Unsaturated Porous Materials: 3. Experimental studies. Water Resour. Res. 979-984.
- 7、Feder, J. 1988. Fractals. Plenum Press.
- 8、Glass, R. J., and T. S. Steenhuis, 1984. Factors Influencing Infiltration Flow Instability and Movement of Toxics in Layered Sandy Soils. ASAE Technical Paper. no. 84-2508.
- 9、Glass, R. J., J.-Y. Parlange, and T. S. Steenhuis. 1989. Wetting Front Instability, 1, Theoretical Discussion and Dimensional Analysis. Water Resour. Res. 25: 1187-1194.
- 10、Glass, R. J., T. S. Steenhuis, and J.-Y. Parlange. 1989. Mechanism for Finger Persistence in Homogeneous Unsaturated Porous Media: Theory and Verification. Soil Sci. 148:60-70.
- 11、Glass, R. J., J.-Y. Parlange, and T. S. Steenhuis. 1991. Immiscible Displacement in Porous Media. Water Resour. Res. 27:1947-1956.
- 12、Green, W. H., and G. A. Ampt. 1911. Studies on Soil Physics. J. Agric. Sci. 4:1-24.
- 13、Hill, D. E., and J.-Y. Parlange. 1972. Wetting Front Instability in Layered soils. Soils. Sci. Soc. Am. Proc. 36:697-702.
- 14、Hillel, D. 1983. Introduction to Soil Physics. 大學圖書公司
- 15、Hillel, D., and Ralph S. B. 1988. A Descriptive Theory of Fingering During Infiltration into Layered Soils. Soil Sci. 146:51-56
- 16、Hillel, D., and W. R. Gardner. 1969. Steady Infiltration into Crust-Topped Profiles. Soil Sci. 108:137-142
- 17、Kirkham, D. and W. L. Powers. 1972. Advanced Soil Physics. John Wiley & Sons, New York.
- 18、Mandelbort, B. B. 1982. The Fractal Geometry of Nature. W.H. Freeman, New York.
- 19、Parlange, J. -Y. 1975. On Solving the Flow Equation in Unsaturated Soils by Optimization: Horizontal Infiltration. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 30: 415-418.
- 20、Parlange, J.-Y and E.E. Hill. 1976. Theoretical Analysis of Wetting Front Instability in Soils. Soil Sci. 122:236-239.
- 21、Philip, J. R. 1957. The Theory of Infiltration: 1. The Infiltration Equation and Its Solution. Soil

- Sci. 83:345-357.
- 22、Philip, J. R. 1975a. Stability Analysis of Infiltration. Soil Sci. Am. Proc 39:1042-1049.
- 23、Philip, J. R. 1975b. Stability Analysis of Infiltration. Soil Sci. Am. Proc. 39:1049-1053.
- 24、Raats, P. A. C. 1973. Unstable Wetting Fronts in Uniform and Nonuniform Soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 37:681-685.
- 25、Rorer, J. M. 1969. Flow Through Porous Media. Academic Press, New York.
- 26、Saffman, P. G., and Sir Geoffrey Taylor. 1958. The Penetration of a Fluid into a Porous Medium or Hele-Shaw Cell Containing a more Viscous Liquid. Proc. Roy. Soc. London. A245:312-331.
- 27、Starr, J. L., J.-Y. Parlange, and C. R. Frink. 1986. Water and Chloride Movement Through a Layered Field Soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 50:1384-1390.
- 28、Tamai, N. T. Asaeda, and C. G. Jeevaraj. 1987. Fingering in Two-Dimensional Homogenous Unsaturated Porous Media. Soil Sci. 144:107-112.
- 29、Taylor, F. I. 1950. The Instability of Liquid Surfaces when Accelerated in a Direction Perpendicular to Their Planes. Proc. R. Soc. London A201:192-196.
- 30、Wen-Lian Tim Chang. 1989. Fractal Analysis of Wetting Front Instability in Unsaturated Soil. PH.D. Thesis. U. C. Davis. California.
- 31、White, I., P. M. Colomera, and J. R. Philip. 1977. Experimental Studies Of Wetting Front Instability Induced by Gradual Changes of Pressure Gradient and Heterogeneous Porous.
- 收稿日期：民國81年7月16日  
 修正日期：民國81年7月30日  
 接受日期：民國81年11月27日



## 營業項目

- a. 地質鑽探調查
- b. 土壤及岩石試驗
- c. 地下水調查及觀測與分析
- d. 大地力學分析與顧問
- e. 邊坡穩定電腦分析與規劃設計
- f. 預力岩錨鑽裝與噴漿工程
- g. 地球物理測設與觀測
- h. 軟弱地盤改良
- i. 土木工程營建與品質監控

陸島基礎探勘工程股份有限公司  
 HIGHLAND GEOTECHNICAL AND CONSTRUCTION CO; LTD  
 台北市中正區銅山街5之6號4樓  
 TEL: (02) 396-0767. 396-2722. 396-2724  
 FAX: (02) 341-0657

多一份探討，多一份保障！