

蘇聯高等學校教學用書

地下水動力學原理

卡明斯基著

地質出版社

地下水動力學原理

卡明斯基著

增訂第二版

蘇聯人民委員會全蘇高等學校事務委員會審定
作為地質勘探高等學校和地質勘探系教科書

地質出版社

1955•北京

Г. Н. КАМЕНСКИЙ
ОСНОВЫ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
ГОСГЕОЛИЗДАТ
МОСКВА • 1943

本書敘述了地下水運動學說的原理，其中研究了均質和非均質岩層中地下水運動的方程，同時用專門的章節闡述了潛水的變量運動。提供了解決許多實際問題的各種方法，例如：地下水流量的測定，潛水迴水的測定，水工建築下潛水運動的計算，單個集水設備和相互作用集水設備湧水量的計算，水庫滲漏損失量的計算等等。

本書不僅可作為高等學校專業的教科書，同時可作為從事於地下水工作及上述諸實際問題研究的所有專家們的指南。本書係由北京地質學院水文地質教研組翻譯，由地質出版社吳光輪、左全農校訂。

書號0186 地下水動力學原理 300千字

著者	卡 明 斯 基
譯者	北京地質學院水文地質教研組
出版者	地 質 出 版 社 北京宣武門外永光寺西街三號 北京市書刊出版業營業許可證出字第零伍零號
發行者	新 華 書 店
印刷者	地 質 印 刷 廠 北京廣安門內教子胡同甲32號

印數(京)1—2,000冊 一九五五年九月北京第一版
定價(8)2.80元 一九五五年九月第一次印刷
開本31"×43" $\frac{1}{2}$ 印張13 $\frac{2}{3}$ 插頁2

目 錄

原 序.....	6
緒 論.....	7
§ 1. 地下水動力學的研究對象及其發展簡史.....	7
第一章 地下水運動的形式 滲透的基本定律	9
§ 2. 在透水岩層中水的各種形式及其在地殼各層中的分佈.....	9
§ 3. 在非飽水土中水的運動形式.....	12
§ 4. 在非飽水土中水運動的實驗室實驗.....	13
§ 5. 滲透基本定律 (達爾西定律)	20
§ 6. 水在孔隙土中的毛細運動.....	23
第二章 非飽水土中的滲透	26
§ 7. 在天然條件下按宗克爾法進行滲透試驗的滲透基本方程.....	26
§ 8. 用試坑滲透法測定天然條件下的透水性.....	30
第三章 地下水運動實際速度的實驗測定	40
§ 9. 關於水在土孔隙中運動的理論概念.....	40
§ 10. 按等水位綫圖測定潛流方向與流速的理論計算.....	45
§ 11. 指示劑及對它們所提出的要求.....	46
§ 12. 用食鹽測定地下水運動的速度.....	47
§ 13. 斯利赫捷爾電解法.....	49
§ 14. 用螢光顏料及其他染色指示劑測定地下水運動的速度和流向.....	56
第四章 均質岩層中地下水運動的基本方程	63
§ 15. 滲透基本定律對地下水在均質岩層中運動的應用.....	63
§ 16. 地下水在厚度固定的地層中的運動.....	65
§ 17. 潛水在水平含水層中的運動 裘布依公式.....	68
§ 18. 計算傾斜岩層的裘布依近似方程.....	73
§ 19. 巴甫洛夫斯基的潛水不均勻運動方程.....	77
§ 20. 逆坡時的潛水運動.....	82
§ 21. 運用潛水不均勻運動公式來計算潛流流量.....	84
§ 22. 放射水流.....	88
§ 23. 從上向下滲透時河間地塊中潛水的運動.....	91

§24. 以滲透槽中的試驗對潛水運動方程式進行研究·····	98
§25. 含水層中地下水運動理論的一些結論·····	102
第五章 非均質岩層中地下水的運動 ·····	106
§26. 含水層非均質構造的情況·····	106
§27. 層狀土中的滲透·····	114
§28. 潛水在層狀水平岩層中的運動·····	123
§29. 導水性不斷變化情況下厚度固定的岩層中受壓水的運動·····	124
§30. 岩石導水性沿水平方向急劇變化的情況下含水層中地下水的運動·····	126
§31. 構造複雜的非均質岩層的近似方程·····	129
第六章 潛水的迴水 ·····	131
§32. 定量運動和變量運動條件下潛水迴水問題的形成·····	131
§33. 按用於水平均質層的裘布依公式計算潛水迴水·····	132
§34. 在岩層基底表面傾斜的情況下用巴甫洛夫斯基公式計算潛水的迴水·····	136
§35. 藉助用於傾斜岩層的裘布依變更公式計算潛水的迴水·····	144
§36. 河間地塊中潛水的迴水·····	146
§37. 透水性非均勻的岩層中潛水迴水的測定·····	152
§38. 關於在非平面潛流條件下測定迴水的問題的意見·····	155
第七章 潛水的變量（隨時間改變的）運動 ·····	158
§39. 潛水變量運動的最主要類型·····	158
§40. 潛水變量運動的有限差數問題·····	159
§41. 潛水變量運動的基本微分方程·····	162
§42. 應用布西涅斯克方程來研究乾旱時期水源的動態·····	164
§43. 近岸地帶潛水水位的變動 弗爾赫格依麥爾公式·····	166
§44. 運用潛水變量運動方程來研究潛水動態 滲透量的測定·····	168
§45. 用有限差數方程計算潛水水位的變化·····	172
第八章 地下水向集水建築物的運動 ·····	177
§46. 集水建築物的種類·····	177
§47. 自流水井湧水量方程（按裘布依）·····	178
§48. 管狀潛水井·····	182
§49. 水井影響半徑 補給區·····	190
§50. 不完整的水井·····	192

§51. 含水層層狀構造時潛水井和自流水井的湧水量公式·····	196
§52. 用抽水法測定含水層的導水性及生產率時裘布依方程式的應用·····	200
§53. 具有透水井底的坑井·····	209
§54. 吸收井·····	212
§55. 潛水井的湧水量與水位降低的關係曲綫·····	216
§56. 自流水井的湧水量曲綫·····	221
§57. 應用於計算湧水量曲綫方程式參數的最小平方法·····	225
§58. 水井的相互作用·····	231
§59. 潛水向水平集水設備的運動·····	240
第九章 裂隙岩層中地下水的運動 ·····	247
§60. 裂隙岩層中水的運動規律·····	247
§61. 裂隙岩層中集水設備的湧水井 謝集-克拉斯諾波利斯基公式·····	250
§62. 斯姆列克爾公式·····	253
第十章 水工建築下地下水的運動 ·····	261
§63. 築壩時產生的滲透現象·····	261
§64. 布萊理論·····	261
§65. 潛水在水工建築物下運動的流體力學理論·····	264
§66. 藉助滲透槽對建築物下面的滲透水流單位部分進行實驗測定·····	275
§67. 水電比擬法·····	276
§68. 滲透水流對土的作用·····	278
§69. 壩下滲透流量的測定·····	283
§70. 建築物下非均質土中的滲透·····	287
§71. 壩周圍的滲透·····	300
§72. 水庫的滲漏·····	304
附 錄 I ·····	314
附 錄 II ·····	320
主要參考文獻目錄 ·····	321
名詞索引 ·····	325

原 序

本書的內容與地質勘探、礦山及其他高等工業大學中“水文地質及工程地質”專業的“水文地質”課程的章節相適應。

第二版包括本書第一版“地下水動力學原理”的兩部分，並且將第一部分中講述方法問題的那些章省略掉了，因為研究岩石物理性質的方法問題，按前述專業的教學大綱，應包括在工程地質實驗室課程內（工程地質課程的第二部分），並與土質學課程相調協。

本書有系統地講述了地下水運動的學說，它與第一版書相比較，已作了很大的修改和補充了。

本書內重新增加了一章關於潛水變量流或潛水隨時間而變化的運動。同時又將地下水在非均質岩層中的運動，水在裂隙岩層中的運動，集水建築物的相互作用和潛水的迴水等幾節加以修改和補充。

緒 論

§ 1. 地下水動力學的研究對象及其發展簡史

地下水動力學是研究水在地殼岩石中由於自然界的天然因素和人為因素的影響而發生的運動的學說。在這種情況下，其研究範圍不僅包括地下水在為水所飽和的含水層中的運動，同時也包括水在未飽水的多孔岩石中的各種運動類型。

研究水在多孔隙岩層中的運動規律，是由法國水力學家達爾西開始的。他在1852年首先根據經驗確定了水在多孔隙岩層中滲透的基本定律，並提出了關於土的滲透係數的概念。

1857年另外一位法國水力學家裘布依運用達爾西定律來研究地下水在含水層中的運動。

達爾西定律和裘布依方程是作為水力學中一個獨立部分的地下水運動學說發展的基礎。在這一學說中下列幾個問題又得到進一步發展：含水層中的潛水在其天然動態條件下的運動；水井和水平集水設備的湧水量；水工建築物下面水的滲透。

在對地下水水力學方面有自己著作的研究家中間我們可以見到這些卓越學者的名字：濟姆、弗爾赫格依麥爾、斯利赫捷爾、柯贊尼、布西涅斯克、茹科夫斯基、巴甫洛夫斯基等。

潛水運動的理論在科學院院士巴甫洛夫斯基的著作中得到了完善的發展。在這些著作中擬定了兩個方向：精確的流體力學法的方向和近似的水力學法的方向。

流體力學的研究法在巴甫洛夫斯基的巨著“水工建築物下潛水的運動原理”中形成了起來。隨後又出現了許多潛水流體力學方面的著作，像巴甫洛夫斯基及其他蘇聯學者（查馬林、吉林斯基、柯茲洛夫、阿拉文、柯欽娜-波盧巴里諾娃等）的著作。

巴甫洛夫斯基的著作“潛水的非均勻運動”是潛水學說中水力學方法研究的例子。這本著作的基本內容是闡述傾斜含水層和具有不同

剖面的“潛水河床”中的潛水運動理論。

在蘇聯，由於運用地下水運動理論於實際中，因而促使許多蘇維埃學者和工程師們寫了一系列關於計算水井、鑽孔及排水設備等湧水量方面的著作（參考阿利托夫斯基，柯茲洛夫，謝爾卡契夫的著作）。

最初應用潛水水力學來研究具體水文地質條件下的地下水運動時就碰到了很大困難，因為在水力學中僅研究均質土中水的運動，而天然的含水層通常在透水性方面是不均勻的，因此產生了地下水在非均質岩層中運動的問題。這些問題的研究可以用地下水運動的理論大致反映出含水結構和具體的產狀，同時促使這種理論在水文地質學方面的運用。

應用水力學來研究天然的潛水水流同樣使潛水變量流或隨時間而變化的運動的問題得到發展，而研究該問題乃為調查潛水動態和解決許多實際的水文地質問題所必需的。例如，在水位隨時間變化的水庫影響下潛水的迴水問題；預測灌溉區中潛水的動態問題。

由於研究潛水動態和滲透問題就產生了研究水在未飽水岩層中運動過程的要求。關於這些我們首先從安德里孟的著作，而後來從列別捷夫（見書後面“最主要參考文獻目錄”中的18）的著作中得到了指示。

上面所列舉的問題在本書的分章中都有表明。本書個別章節中講述了地下水在均質和非均質岩層中的運動，潛水的變量流，潛水迴水的測定，水工建築物下的潛水運動和地下水向集水建築物的流動。

第一章 地下水運動的形式、滲透的基本定律

§ 2. 在透水岩層中水的各種形式及其在地殼各層中的分佈

根據物理狀態，在岩石中運動的水可分為下列幾種最主要的形式：

1. 水蒸氣；
2. 吸着水；
3. 浸濕土顆粒並被土顆粒吸住的薄膜水；
4. 在未飽和地層中由於重力影響而向下滲入的滲透水；

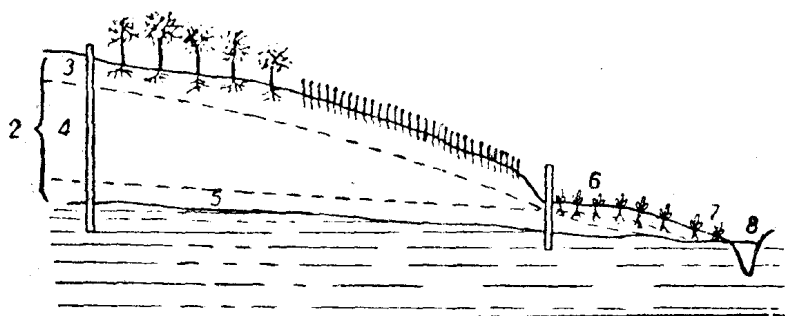


圖1. 土層中水從潛水面起到土壤的分佈圖（按麥依采爾）

- 1——潛水；2——充氣帶；3——土壤；4——過渡帶；5——毛細帶；
6——沼澤草地；7——沼澤；8——潛水露頭

5. 被土的毛細孔隙所提昇或懸掛住的毛細水；
6. 全部充滿在岩石孔隙、裂隙及其他空洞中並形成層狀水、裂隙水和喀斯特水的地下水。

從水分佈的觀點出發，地殼上層可分為兩個帶（圖1）：（1）未飽水帶（麥依采爾稱為充氣帶），（2）飽水帶。該兩帶以潛水的上部表面作為分界。上述的劃分具有很大的意義，因為區分兩帶後能着重指出其中水的主要類型和水在運動性質方面的差別。區分出充氣帶對正確地理解潛水動態的表現也很重要。

在飽水帶和未飽水帶的交界上有毛細帶，此帶佔據了潛水面以上毛細上昇高度的土層。毛細帶的水與潛水有水力聯系並與潛水一起參加總的運動和水位的變動。同時毛細帶也好像是潛水與充氣帶之間的過渡帶，因為在其上部含有相當多的空氣。

在非毛細性的粗碎屑岩和裂隙岩石中，毛細帶的厚度微不足道，因而在實際中可以不計算。

在毛細帶以上未飽水土中，我們可找到各種形式的水。特別對充氣帶可作為特徵的是包含在未飽水土層孔隙裡的水蒸氣、薄膜水和處在能從上往下滲透狀態中的重力水。

充氣帶的土應該是處在近於薄膜水最大浸濕度的狀態中。但是這種狀態由於大氣水滲透作用、蒸發和植物發散作用以及土中水蒸氣的凝結作用的影響而大大地複雜化了。

在充氣帶上層中發生蒸發作用，這種蒸發使最接近地表的土層，有時甚至土壤以下的土層達到乾燥狀態，此時在乾燥土層中只剩下吸着水。在這時期中水從較深和較濕的土層中向上運動。這種運動可能以薄膜水的形式進行，或者當土的毛細上昇性能許可時，以毛細上昇水流的形式而進行。

上述的上部地層中水的分佈情況有時很複雜，地表下第一層潛水層下面也可能有其他未完全充滿水的地層，這正像在本質潛水層以上也可以有上層滯水(верховодка)的地段(那裡的土完全被水飽和了)一樣。

雨水降落後，一部分水便潤濕了土壤和土壤以下乾燥的上部地層，而剩餘的水就滲透下去。在滲透過程中就形成上層滯水和懸掛的毛細水，這種水常常在充氣帶中形成個別飽水地段和飽水的土透鏡體。

我們來研究一下兩種主要類型的上層滯水，一種是在透水地層中的隔水透鏡體表面上停滯了不大的一層水層而形成的。另外一種上層滯水，是在透水性較弱的土層上產生的，當這一層來不及使上面所有滲入的水都通過時，就停滯在上面，就形成了暫時的含水層。這種含水層，當滲透水量減少時，就逐漸地乾涸，把水滲入到較深的地層裡去。

懸浮的毛細水是在具有較高毛細性能的土與毛細性能較低的土交替處形成的。懸浮毛細水所形成的水層，接近全飽和狀態，但這種水為毛細力所支住，而且不能用任何坑道和排水設備把它從土中取出來。然而懸浮毛細水對土濕度及其天然稠度的影響非常大。

包含在充氣帶空氣中的水蒸氣，除了上部乾燥層以外，都接近飽和狀態。水蒸氣的量取決於該溫度下充滿空間的蒸氣壓力，並隨溫度改變而一層一層地改變。蒸氣壓力差是使水蒸氣永遠由水蒸氣壓力較大的地層向壓力較小的地層而運動的原因。

地下水飽和了粒狀碎屑岩石或透水性發展較均勻的裂隙岩層後就形成含水層。與這些層狀水不同的，還應區分出存在於喀斯特空洞中的喀斯特水，或形成或多或少被隔離和孤立的水流的裂隙帶水（例如斷層水）。

地表以下第一層含水層的水是具有自由表面的無壓水，此自由表面以挖掘在含水層中的水井或鑽孔內的水位測定之。該表面又稱為潛水面，大致與飽水層的上部界限相符合。在有毛細性能的土中，飽水界限可能略為高些，因為在毛細帶中至少在其下部的土是被水飽和的。

第二含水層和以下的各層所飽和的水，一般到達岩層隔水頂板，同時其中的水是受壓的，因為它的水位在鑽孔中的上昇高於岩層頂板。以絕對或相對標高所表示之受壓水水位高度稱為水壓面，而頂板以上或水壓計所放到之層以上的水位高度稱為水壓高度。有時第二層含水層，在某些情況下甚至更下面的含水層，都可以是無壓的，其中的水並不飽和整個岩層，它形成了像潛水面一樣的自由面。具有單獨補給區的受壓含水層稱為自流水層。

應當單獨地指出含在黏土質岩石中的水。這種飽和於黏土微細孔隙中的水，由於黏土具有很高的持水性和很小的透水性，而不能流到鑽孔或其他坑道中去。黏土中水的運動僅在壓力影響下產生，同時，在黏土岩變質時由於壓縮和其他壓密現象的影響而以黏土特有的水份遷移作用的形式表現出來。

上述的水的各種物理狀態，決定了水在岩石中的各種運動。根據

這些，我們應區分出水在非飽水岩層和飽水岩層——含水層中的運動。

在各種情況下，存在着不同的水運動的規律。誠然，對非飽水的岩層來講，這些規律還研究得很少，但我們將用下面單獨的一章來敘述它。

本書的主要課題是水在含水層中的運動。

§ 3. 在非飽水土中水的運動形式

由於土被水飽和的程度不同，以及土中水的物理狀態不同，在非飽水的土中水的運動形式亦為各種各樣。

水蒸氣狀態的水的運動 含在未飽水土的孔隙中的水蒸氣首先可能和空氣一塊兒運動，這種現象主要是在離地表很近的土層和土壤中，由於氣壓和溫度改變的影響以及風的作用下而產生。

此外，如列別捷夫（18）所指的，水蒸氣可能不依靠空氣的循環，而在空氣張力差的影響下，從張力大的地方向張力小的地方移動。儲藏在土壤底下較濕地方的天然土中水蒸氣的張力通常近於飽和狀態，即近於該溫度時的最大張力。因此天然土中蒸氣張力的分佈和改變亦如同溫度的分佈和改變。根據這種情況，水蒸氣的運動一定沿溫度降落方向進行，即從較熱地層到較冷地層去。

吸着水只有變為水蒸氣狀態後方能從較潮濕的土中向較乾的土中運動。

薄膜水運動和自由滲入 在潮濕而沒有重力水（即沒有運動時服從於重力作用的水）的土中，水份的運動只能是薄膜水的運動，即由較潮濕的土向較不潮濕的土同時不處於最大薄膜水浸濕狀態下的土中移動。一般來講薄膜移動與完全飽和時的滲透運動比較起來是進行得很慢的。

水在非飽和土中運動的特點在於：在這裡沒有液體的連續體，液體的一些單獨部分相互間是處在直接的水力聯系中，即不傳遞靜水壓力。水在非飽和土中運動的性質首先取決於土的潮濕狀態。假使土的濕度小於最大分子水容度時，那末滲入的水首先潤濕土的乾顆粒，然

後多餘的重力水才能在重力影響下繼續運動。

假使流進土中的水量很少，那末這種水全部以薄膜水形式保持下來。

在被薄膜水完全浸濕的土中，滲入的水的運動不僅受了重力影響，同樣也受到毛細性的影響。兩種因素的同時作用是非飽水岩層中滲入現象的特點。土中薄膜水運動的現象可分為兩種情形。在一種情況下滲入下來的是很少的一些水或幾滴水，它不能使整塊的土都飽和，並且不會破壞孔隙中空氣的循環。在這類情況下，土中這些少量的水以單獨的不連續的水流而運動，不形成靜水壓力。水運動是按重力方向向下進行的，這種運動的形式可以稱為自由滲入。顯然，當降水在地面上不凝聚成連續水層時，它們是以這種形式滲入的。

另外一種向未飽和土中滲入的情形是正常的滲透，這時水以連續體滲入，並佔據了土的相當大的一部分，如：從試坑向乾土的滲透，從渠道或從水庫向外滲透的開始階段，以及放水灌溉時灌溉面積上淹滿連續水層時水向土壤中的滲透。在這種情況下，如果不計算被壓縮的空氣的部分的話，則水的滲透幾乎完全飽和土層。這時就產生從高處水層傳遞水壓的靜水壓力，而在把滲透水流和乾土分開的邊界表面上則產生毛細張力。

滲透水流中的毛細力由於重力或靜水壓力（水壓）的影響而變得相當複雜，在毛細吸引影響下的滲入作用，比飽和土中一般的水壓滲透更為激烈。

§ 4. 在非飽水土中水運動的實驗室實驗

為了清楚地了解上述關於水在非飽和土中運動形式的概念，以及為了確定這種運動的某些特點，茲列舉下面幾個最簡單的實驗：

實驗 1. 乾土中的滲透

於一裝滿砂子的長管中從上注入少量的水，此管的下端用網或紗布封閉，並在砂上面保持幾公分的固定自由水層（圖2）。水將以某種速度向下滲透。這時所得到的水的運動形式，便是向乾土中的滲透，其特點為滲入是在兩種因素同時作用下來進行的，即壓力或上面

水柱的水壓以及毛細力（這裡毛細力作用的方向與水壓力作用的方向一致），

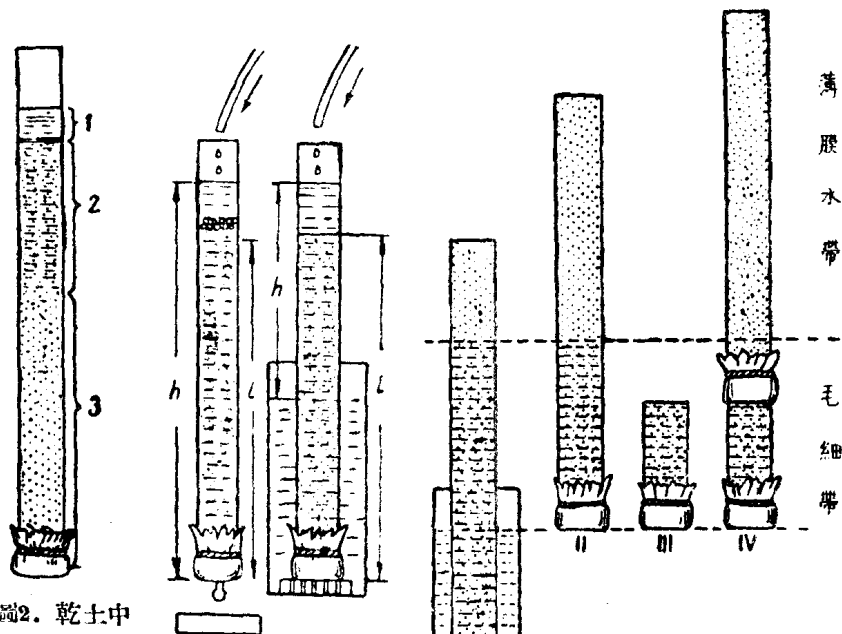


圖2. 乾土中的滲透

1—水； 2—含有滲透水的砂；
3—乾砂；

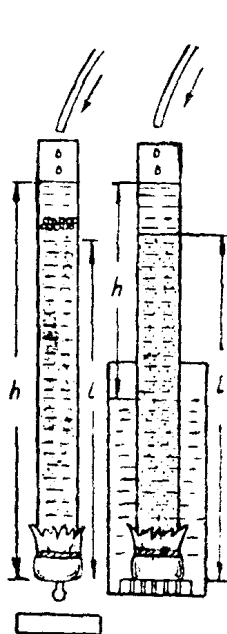


圖3. 水壓滲透

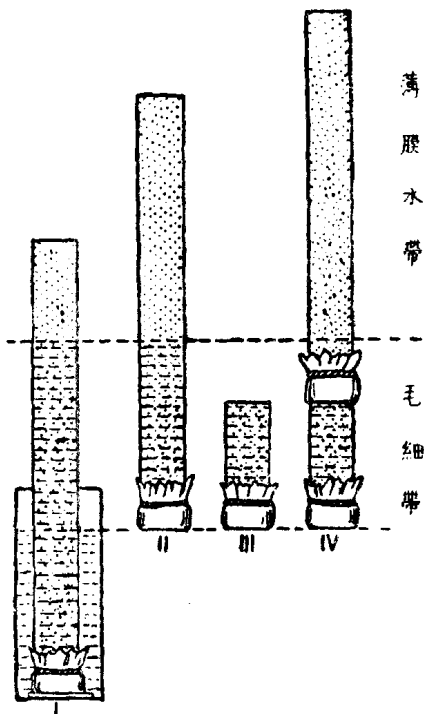


圖4. 高土柱中水的分佈

經過某些時候，滲入乾砂中的水，到達管子的下端，並開始流出來，這時刻毛細表面的作用就停止。此後在砂柱中便保持着正常的，僅在水壓力（等於從管下端到砂子以上水位的水柱高度）（圖3）影響下運動的滲透水流。如果我們把管子放在水中，並沉沒在某個深度中，那末水頭值就是管上端和管下端的水位差。

當水如上述那樣地在土中運動時，滲透速度或滲入水量，根據潛水運動定律說來，乃取決於土的透水性和水壓梯度值。

實驗 2. 水在高土柱中的分佈、毛細帶和薄膜水帶

從上一實驗中知道，停止向管中注水後，管中水位將逐漸降落並到達上面界限。其次，如果砂柱高度小於砂的毛細上升高度，那末當砂

以上的水位剛到達砂的表面時，砂柱中的水馬上就停止流出。爲了證實這種說法，取一根高度小於毛細上升高度的短玻璃管，並像前個實驗一樣，加水使其飽和，這時便發現，當砂上面還有自由水層時，水就從砂中流出。當水位降到砂面時，水就停止流出了，因爲這時砂中毛細力吸住了水。然而在高度超過毛細上升高度的長管中，當水位在上面達到砂的表面時，水還是繼續從砂中流出來(圖4)。這時毛細上升極限高度以上的砂柱部分將被疏乾，因爲在這部分中水不能被毛細力所平衡。等到水停止從長管中流出後，我們將發現在管中存留着一部分水。這時在下面有直達毛細上升高度的將砂飽和了的毛細水柱。我們把該管與第一次實驗時於其中觀察到毛細上升的長管相比較後就能證實這一點。但毛細水以上在砂的乾燥帶中也並不是完全乾燥的，而仍舊被薄膜水所潤濕，這種薄膜水在達到一定程度的疏乾後還能保持在岩石中，並能停留一個不定的較長時間，我們把管子放置在同一位置上並防止其蒸發後就能證明這一點。假使這時我們來確定砂柱各不同層中的濕度，那麼就能發現最大濕度是在相當於毛細帶的下面部分(表1)。

毛細帶以上的濕度迅速減低，並在相當於薄膜水帶的整個一段高度上達到某一常數。在薄膜水帶中當重力水流完後砂的濕度等於最大分子水容度，所有加於岩層中的超過分子水容度的多餘水滴在這種濕度下都成重力水，並不可避免地受重力影響往下流。只要從砂上面注入幾滴水後，就很容易能證明這點(看下面實驗3)。

懸浮在下面的毛細水，同樣也服從於重力，這點我們可用下面實驗來證明。

取一高度小於毛細上升高度的裝砂的短管，並像以前一樣使之飽和水，當水位剛到達砂面時，如前面所指的一樣，水就停止從管中流出，這證明高度小於毛細帶的短管，完全被毛細水所充滿，並且這些水也完全被毛細力所吸住。現在將該短管與前次實驗時的長管連接起來，短管在下，長管在上，並使兩個管中的砂形成一個連續的柱體(這時須注意到在管子接頭處不能使空氣進入，因爲空氣進去後就會大大地妨礙實驗的進行)。兩管相接後水馬上從下面流出，並一直流到

高的砂柱中當自由水流完後水的分佈（按列別捷夫） 表1

高 度 (公分)	濕 度 (%)	備 註
200	1.95	固定濕度帶
190	1.81	
180	2.03	
170	2.07	
160	1.94	
150	1.79	
140	1.99	
130	1.98	
120	2.03	
110	1.91	
100	1.87	
90	2.05	
80	2.01	
70	1.94	
60	1.99	過渡濕度帶
50	2.10	
40	2.37	
30	6.51	
20	15.47	最大濕度帶
10	16.82	
0	16.25	

多餘的重力水流完為止，該多餘的重力水是由於在毛細上昇高度上面增加了飽水帶高度而形成的。

第二個實驗證明，用增長土柱直到超過毛細上昇高度的辦法，能使毛細水在本身重量影響下從岩石中排出。最簡單的最大分子水容度測定法之一——所謂“高柱法”就是以此為根據的。

為了按該法來測定薄膜水容度，通常採用由直徑約 4 公分和高為 10 公分的鐵製圓筒所構成的柱（圖 5）。每個鐵筒間用螺紋和螺紋接頭連接起來，一面連接一面裝土，用金屬網或細砂從下面來支持土，為了使每個鐵筒間的螺紋不透水，須於其上面塗油或塗凡士林，但這