

TRƯỜNG ĐẠI HỌC THỦY LỢI  
PGS. TS. PHẠM HỮU SY (Chủ biên) - NGUYỄN UYÊN

# ĐỊA CHẤT THỦY VĂN



NHÀ XUẤT BẢN NÔNG NGHIỆP

## MỤC LỤC

<b>BÀI MỞ ĐẦU</b> .....	4
§ 1. ĐỐI TƯỢNG VÀ NỘI DUNG NGHIÊN CỨU CỦA ĐỊA CHẤT THỦY VĂN ....	4
§ 2. SƠ LƯỢC LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA CHẤT THỦY VĂN .....	4
§ 3. ĐỊA CHẤT THỦY VĂN VỚI CÔNG TÁC THỦY LỢI .....	5
<b>Bài tập và câu hỏi</b> .....	6
<b>CHƯƠNG 1: ĐỊA CHẤT THỦY VĂN ĐẠI CƯƠNG</b> .....	7
§1. TÍNH CHẤT VẬT LÝ VÀ THỦY LÝ CỦA ĐẤT ĐÁ .....	7
I. TÍNH CHẤT VẬT LÝ.....	7
II. TÍNH CHẤT THỦY LÝ .....	10
§2. SỰ HÌNH THÀNH VÀ TỒN TẠI CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	12
I.SỰ HÌNH THÀNH NƯỚC DƯỚI ĐẤT.....	12
II. CÁC DẠNG TỒN TẠI CỦA NƯỚC TRONG ĐẤT ĐÁ. ....	12
§ 3. HỆ TẦNG CHỨA NƯỚC.....	16
I. KHÁI NIỆM VỀ “TẦNG CHỨA NƯỚC” VÀ “TẦNG NƯỚC DƯỚI ĐẤT” .....	16
II. CÁC THÔNG SỐ ĐỊA CHẤT THỦY VĂN CỦA TẦNG CHỨA NƯỚC .....	17
§ 4. PHÂN LOẠI NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	19
I. PHÂN LOẠI CỦA XAVARENXKI F.P. 1939 .....	19
II. PHÂN LOẠI CỦA ÔVTSINNICOV A.M. VÀ KLIMENTOV P.P. 1967 .....	20
III. PHÂN LOẠI CỦA DAVIS VÀ DEWIEST 1966.....	21
§ 5. ĐỘNG THÁI CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT.....	22
§ 6. NƯỚC DƯỚI ĐẤT TRONG CÁC VÙNG ĐỊA MẠO KHÁC NHAU .....	24
<b>Bài tập và câu hỏi</b> .....	30
<b>CHƯƠNG 2 : VẬN ĐỘNG CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT</b> .....	31
§1. CÁC YẾU TỐ THỦY ĐỘNG LỰC CỦA DÒNG THẨM.....	31
1. Áp lực. ....	31
2. Gradient áp lực.....	32
3. Lưu lượng. ....	32
§2. CÁC ĐỊNH LUẬT THẨM .....	34
I. ĐỊNH LUẬT THẨM TUYẾN TÍNH (ĐỊNH LUẬT DARCY). ....	34
II. CÁC ĐỊNH LUẬT THẨM PHI TUYẾN .....	35
§3. CÁC PHƯƠNG TRÌNH VI PHÂN VẬN ĐỘNG CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	36
I. PHƯƠNG TRÌNH LIÊN TỤC .....	36
II. PHƯƠNG TRÌNH DÒNG THẨM NGANG KHÔNG ÁP .....	38
§4. VẬN ĐỘNG ỔN ĐỊNH CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	40
I. THẨM PHẪNG.....	40
II. DÒNG THẨM TỚI GIẾNG. ....	48
§5. VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	58
I. PHƯƠNG TRÌNH VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA DÒNG THẨM PHẪNG .....	59
II. PHƯƠNG TRÌNH VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA DÒNG THẨM ĐẾN GIẾNG. ....	63
<b>Câu hỏi và bài tập</b> .....	70
<b>CHƯƠNG 3</b> .....	74
<b>CHẤT LƯỢNG NƯỚC VÀ SỰ Ô NHIỄM NƯỚC DƯỚI ĐẤT</b> .....	74
§1. TÍNH CHẤT VẬT LÝ CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT.....	74
§2. THÀNH PHẦN CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	74
I. THÀNH PHẦN MUỐI - ION CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	75
II. CÁC KHÍ HÒA TAN TRONG NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	82
§3. CÁC TIÊU CHUẨN ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC .....	84

I. TIÊU CHUẨN CHẤT LƯỢNG NƯỚC CHO MỤC ĐÍCH ĂN UỐNG VÀ SINH HOẠT .....	84
II. ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC TƯỚI .....	88
III. ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC CHO MỤC ĐÍCH XÂY DỰNG .....	89
§4. SỰ Ô NHIỄM NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	94
I. SỰ NHIỄM MẶN .....	94
II. CÁC Ô NHIỄM NƯỚC DƯỚI ĐẤT KHÁC .....	99
§ 5. BẢO VỆ VÀ PHỤC HỒI CHẤT LƯỢNG NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	104
I. CÁC BIỆN PHÁP KHÔNG CHẾ NGUỒN Ô NHIỄM .....	104
II. CÁC BIỆN PHÁP XỬ LÝ DẠI Ô NHIỄM .....	105
III. CÁC BIỆN PHÁP BẢO VỆ CHẤT LƯỢNG NƯỚC .....	107
<b>Câu hỏi, bài tập:</b> .....	109
CHƯƠNG 4: KHẢO SÁT, NGHIÊN CỨU NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	110
§1. CÁC CÔNG TÁC THẨM DÒ ĐỊA CHẤT THỦY VĂN .....	110
I. ĐO VẼ ĐỊA CHẤT THỦY VĂN .....	110
II. PHƯƠNG PHÁP THẨM DÒ ĐỊA VẬT LÝ .....	112
§2. CÁC GIAI ĐOẠN THẨM DÒ ĐỊA CHẤT THỦY VĂN .....	118
I. GIAI ĐOẠN TÌM KIẾM .....	118
II. THẨM DÒ SƠ BỘ .....	118
III. THẨM DÒ TỶ MỖ .....	119
IV. THẨM DÒ KHAI THÁC .....	120
§3. MỎ NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	120
I. KHÁI NIỆM MỎ NƯỚC .....	120
II. PHÂN CHIA NHÓM MỎ NƯỚC DƯỚI ĐẤT THEO ĐIỀU KIỆN ĐỊA CHẤT THỦY VĂN .....	121
§4. TRỮ LƯỢNG NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	121
I. TRỮ LƯỢNG THIÊN NHIÊN .....	121
II. TRỮ LƯỢNG KHAI THÁC .....	122
§5. MÔ HÌNH HOÁ NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	127
I. KHÁI NIỆM MÔ HÌNH NƯỚC DƯỚI ĐẤT .....	127
II. CÁC MÔ HÌNH SỐ .....	131
III. CÁC MÔ HÌNH THÔNG DỤNG HIỆN NAY .....	135
<b>Câu hỏi, bài tập:</b> .....	136

## **BÀI MỞ ĐẦU**

### **§ 1. ĐỐI TƯỢNG VÀ NỘI DUNG NGHIÊN CỨU CỦA ĐỊA CHẤT THUYẾT VẤN**

Nước phân bố rất rộng rãi trên địa cầu. Nó có mặt ở tất cả các quyển (khí quyển, thủy quyển, địa quyển, sinh quyển) của Trái Đất và có vai trò vô cùng quan trọng trong sự phát triển tự nhiên và đời sống trên hành tinh chúng ta. Nước là nguồn gốc của sự sống, là nhu cầu không thể thiếu trong sinh hoạt hàng ngày, là yếu tố quan trọng trong sự phát triển kinh tế của mỗi quốc gia. Vì vậy, cùng với sự phát triển của xã hội và khoa học kỹ thuật đã hình thành và phát triển các ngành khoa học chuyên nghiên cứu về nước.

Xét một cách tổng thể, tài nguyên nước trong tự nhiên được chia làm 2 loại: nước trên mặt đất (thường gọi tắt là nước mặt) và nước dưới đất. Nguồn nước mặt được nghiên cứu bởi các ngành Thủy văn, Hải văn. Nước dưới đất do ngành Địa chất thủy văn chuyên nghiên cứu. Như vậy, Địa chất thủy văn là ngành khoa học chuyên nghiên cứu nguồn gốc thành tạo, quy luật phân bố, tính chất vật lý và thành phần hoá học, động lực và động thái của nước dưới đất trong lịch sử phát triển của Quả Đất nhằm sử dụng hợp lý tài nguyên nước dưới đất.

Đối tượng nghiên cứu của Địa chất Thủy văn chỉ là một, đó là nước dưới đất nhưng nội dung nghiên cứu thì rất phong phú và đa dạng. Có thể kể tên một số nội dung nghiên cứu chủ yếu của ngành như sau:

- Nghiên cứu nguồn gốc và lịch sử thành tạo của nước dưới đất, các quy luật phân bố và vận động của chúng.
- Nghiên cứu các tính chất vật lý, thành phần hoá học, thành phần khí, các quy luật biến đổi của nước trong điều kiện tự nhiên và nhân tạo.
- Nghiên cứu các điều kiện thành tạo của các mỏ nước (nước nhạt, nước khoáng, nước công nghiệp,...), vai trò của nước trong việc thành tạo và phá huỷ các mỏ khoáng sản (khoáng sản cứng, dầu khí).
- Nghiên cứu các phương pháp tìm kiếm, thăm dò các dạng khác nhau của các mỏ nước, tính toán trữ lượng của chúng, các biện pháp bổ sung trữ lượng, các điều kiện cân bằng và động thái.
- Nghiên cứu các phương pháp bảo vệ tài nguyên nước dưới đất, các điều kiện chôn vùi nước thải công nghiệp và sinh hoạt.

Nước là một nguồn tài nguyên lớn nhưng không phải là vô tận. Tổng lượng nước trong tự nhiên có khoảng 1.454.703.000 km<sup>3</sup> nhưng lượng nước ngọt mà ta có thể sử dụng chỉ chiếm 3-6%. Trong số nước ngọt ít ỏi đó một phần đáng kể bị ô nhiễm không sử dụng được, trong khi đó nhu cầu dùng nước của xã hội ngày càng tăng lên không ngừng. Ngành Địa chất thủy văn ra đời nhằm mục đích nhằm nghiên cứu sử dụng nước dưới đất một cách hợp lý, khai thác những mặt hữu ích và khắc phục có hiệu quả những mặt có hại của chúng trong hoạt động kinh tế của con người, ngoài ra còn có mục đích lớn lao là bảo vệ tài nguyên nước dưới đất.

### **§ 2. SƠ LƯỢC LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA CHẤT THUYẾT VẤN**

Chúng ta biết rằng khoa học bắt nguồn từ cuộc sống. Kiến thức, sự hiểu biết về một lĩnh vực nào đó đều được tích lũy dần theo thời gian và đến một lúc nào đó

sẽ phát triển nhanh chóng để trở thành một ngành khoa học. Khoa học về nước dưới đất - Ngành Địa chất thủy văn - cũng có một lịch sử phát triển như vậy.

Từ cổ xưa con người đã biết tìm và khai thác nước dưới đất phục vụ cho sinh hoạt. Tại các vùng sa mạc tây nam Châu Á và Bắc Châu Phi cách đây trên ba nghìn năm con người đã biết xây dựng những công trình thu nước nằm ngang để khai thác nước ngầm. Người Trung Quốc cách đây hàng nghìn năm cũng đã biết khoan sâu hàng trăm mét để lấy nước.

Từ thực tế khai thác sử dụng con người tiến đến tìm tòi và khám phá. Bắt đầu có những giả thiết đầu tiên về sự hình thành của nước dưới đất. Thales ở Mille (650÷548 TCN) cho rằng nước dưới đất là từ nước đại dương đi lên theo các khe nứt dưới áp lực bề mặt.

Platon (427 ÷ 347 TCN) cho rằng nước ở các mạch nước, và cả nước sông cũng như hơi nước, đều xuất hiện liên quan với núi lửa và từ sâu trong lòng đất đi lên.

Aristotel (384÷322 TCN) cho rằng nước dưới đất hình thành do do sự ngưng tụ của hơi nước từ khí quyển.

Trải suốt thời gian dài của thời kỳ Trung Cổ sự hiểu biết về nước dưới đất cũng chỉ dừng ở các giả thuyết hình thành. Đến thời kỳ Phục Hưng thì có sự đột phá. Vào thế kỷ XVI, lần đầu tiên xuất bản công trình về nguồn gốc nước dưới đất trên cơ sở quan trắc trực tiếp trên mặt đất của B.Palissy (1580). Từ đó, sự nghiên cứu về nước dưới đất diễn ra ồ ạt. Năm 1686 A.E.Mariot đã xác minh nước mặt ngấm xuống cung cấp cho nước ngầm bằng phương pháp toán học, đặt cơ sở lý thuyết thâm cho nước dưới đất. Năm 1711 M.V. Lomonoxov đã chỉ ra tổng độ khoáng hoá của nước dưới đất là do kết quả của các quá trình hoá lý giữa nước với đất đá, đặt nền móng cho việc nghiên cứu hoá nước.

Nghiên cứu về động lực học của nước dưới đất được bắt đầu muộn hơn. Năm 1783, D.Bernoulli đã xác lập phương pháp lập phương trình thâm. Năm 1856 Darcy- người đầu tiên nghiên cứu quá trình vận động của nước trong môi trường lỗ rỗng và phát minh ra định luật thâm tuyến tính. Tiếp sau đó, J. Dupuyit sử dụng định luật của Darcy tính toán lưu lượng của nước đến các giếng, chính thức tách động lực học của nước dưới đất khỏi thủy lực chung. Từ đó lý thuyết thâm đã được rất nhiều nhà khoa học liên tục bổ sung và ngày càng hoàn thiện. Ngày nay, ngành Địa chất Thủy văn đã rất phát triển, đóng vai trò ngày càng quan trọng trong các ngành khoa học về Trái Đất, đóng góp to lớn cho nền kinh tế của mỗi quốc gia.

### **§ 3. ĐỊA CHẤT THỦY VĂN VỚI CÔNG TÁC THỦY LỢI**

Địa chất thủy văn chuyên nghiên cứu nước dưới đất phục vụ cho nhiều mục đích, nhiều ngành khác nhau trong đó có ngành Thủy lợi. Thủy lợi có quan hệ mật thiết với Địa chất thủy văn. Một lĩnh vực quan trọng của Thủy lợi là tưới tiêu, cải tạo đất. Để giải quyết vấn đề cung cấp nước cho tưới, ngành Thủy lợi chuyên nghiên cứu thiết kế xây dựng các hồ chứa, đập dâng. Tuy nhiên, để xây dựng được hồ chứa đòi hỏi điều kiện địa hình, địa chất phải thuận lợi, mà điều đó không phải chỗ nào cũng đáp ứng được. Ở những nơi không có các dòng nước mặt đủ lớn, không thể xây dựng được hồ chứa nhiều khi khai thác nước dưới đất phục vụ cho tưới lại hiệu quả hơn. Trong trường hợp đó nghiên cứu địa chất thủy văn trở nên rất

cần thiết. Nghiên cứu địa chất thủy văn trong ngành Thủy lợi không chỉ nhằm mục đích khai thác nước dưới đất phục vụ cho tưới mà cho cấp nước nói chung. Để xây dựng phát triển nông thôn cần phải giải quyết vấn đề cung cấp nước. Để làm tốt công tác cung cấp nước cần nghiên cứu địa chất thủy văn.

Một lĩnh vực thứ hai trong hoạt động của ngành Thủy lợi liên quan đến nước dưới đất là xây dựng công trình. Một đặc điểm chung của các công trình xây dựng thủy lợi là liên quan mật thiết đến nước mặt và nước dưới đất. Hồ chứa, trạm bơm, đập, ... khi tính toán, thiết kế xây dựng không thể không tính đến vận động của nước dưới đất. Hiểu biết tốt địa chất thủy văn sẽ giải quyết tốt bài toán thấm để bảo đảm ổn định lâu dài cho công trình.

Để phục vụ cho công tác thủy lợi nói trên, đối tượng nước dưới đất được nghiên cứu dưới các góc độ khác nhau. Môn học Thủy văn nước dưới đất nghiên cứu nước dưới đất dưới góc độ thủy văn - nghiên cứu chế độ thủy văn của nước dưới đất. Môn học Địa chất thủy văn nghiên cứu nước dưới đất dưới góc độ địa chất - nghiên cứu nước dưới đất trong mối quan hệ tương tác với đất đá của môi trường xung quanh. Địa chất thủy văn sẽ cung cấp các kiến thức đại cương về nước dưới đất (sự hình thành, các dạng tồn tại của nước dưới đất; sự phân bố và động thái của chúng); quá trình vận động của nước dưới đất; thành phần hoá học của nước dưới đất; tìm kiếm thăm dò nước dưới đất và cuối cùng là các vấn đề về bảo vệ tài nguyên nước dưới đất (trữ lượng, ô nhiễm và các giải pháp xử lý ô nhiễm). Các kiến thức này sẽ làm cơ sở để sinh viên học tốt các môn học chuyên môn như “cấp nước”, “kỹ thuật khai thác nước ngầm”. Ngoài ra kiến thức địa chất thủy văn cũng hỗ trợ tốt cho các môn học liên quan như “công trình xử lý nước thải”, “công trình xử lý nước cấp”, “quy hoạch hệ thống thủy lợi”, “quy hoạch phát triển nông thôn”, ...

### **Bài tập và câu hỏi**

1. Yêu cầu nắm vững mục đích nghiên cứu của Địa chất thủy văn; 5 nội dung nghiên cứu của môn học.
2. Hãy chứng minh tầm quan trọng của Địa chất thủy văn với ngành thủy lợi; kiến thức về nước dưới đất đối với kỹ sư thủy lợi

# CHƯƠNG 1: ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN ĐẠI CƯƠNG

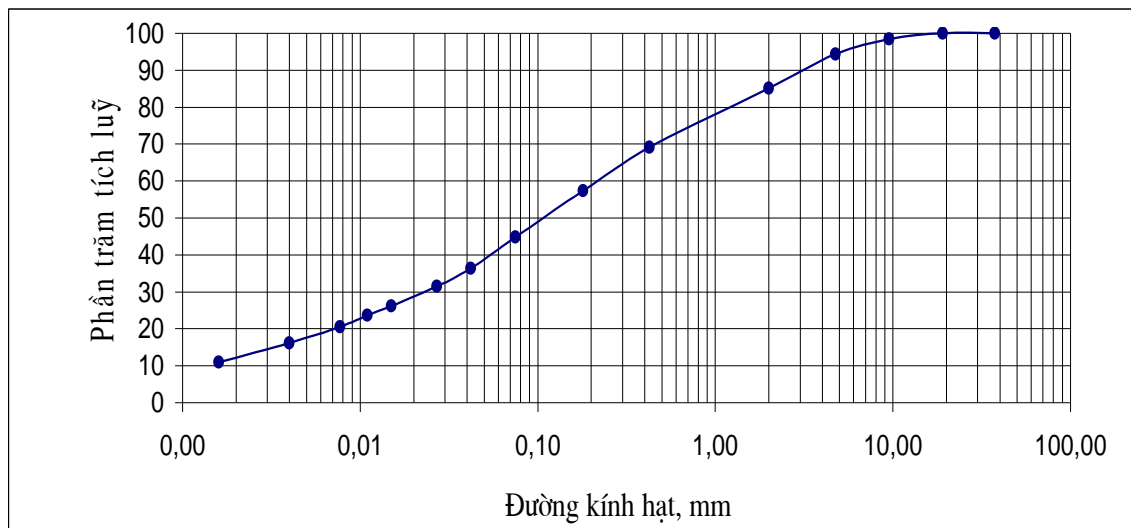
## §1. TÍNH CHẤT VẬT LÝ VÀ THUỶ LÝ CỦA ĐẤT ĐÁ

### I. TÍNH CHẤT VẬT LÝ.

Từ môn học "Địa chất công trình" chúng ta đã biết rằng vật liệu cấu tạo nên vỏ Quả Đất được chia làm 2 loại: đất và đá. Đất là những vật thể rời (hạt đất) được sắp xếp với nhau theo những quy luật nhất định. Giữa các hạt đất là lỗ rỗng. Đá là môi trường liên tục hơn, tuy nhiên không phải là tuyệt đối. Trong đá có các lỗ rỗng và khe nứt ở các mức độ và kích thước khác nhau. Nước dưới đất có thể chứa trong bản thân hạt đất, hút và giữ lại bao quanh hạt đất hoặc nằm trong khoảng rỗng giữa các hạt đất hoặc trong các kẽ nứt của đá. Như vậy, tính chất vật lý của môi trường quyết định hình thức tồn tại của nước và khả năng vận động của chúng trong môi trường đó. Vì vậy, trước tiên chúng ta phải nghiên cứu các tính chất vật lý của môi trường liên quan đến sự thấm.

#### 1. Thành phần hạt.

Đối với môi trường đất, thành phần hạt quyết định độ lỗ rỗng và kích thước lỗ rỗng ở trong đất, gián tiếp phản ánh mức độ phân tán của các hạt đất. Chỉ tiêu "thành phần hạt" thể hiện hàm lượng của các hạt có đường kính khác nhau trong môi trường, thường được biểu diễn bằng biểu đồ đường cong tích lũy (hình 1.1). Người ta thường dùng chỉ tiêu thành phần hạt để phân loại đất, gọi tên đất. Có nhiều phương pháp phân loại được áp dụng đối với những yêu cầu thực tế khác nhau.



Hình 1.1. Một biểu đồ thành phần hạt của đất.

Một chỉ tiêu hỗ trợ trong việc đánh giá môi trường lỗ rỗng là "hệ số không đồng nhất" của hạt đất. Hệ số không đồng nhất là chỉ tiêu thể hiện mức độ không đồng đều của đất và được xác định theo công thức:

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad (1.1)$$

trong đó:  $D_{60}$  - đường kính cỡ hạt mà hàm lượng các hạt có đường kính bằng hoặc nhỏ hơn nó chiếm 60% trọng lượng.

$D_{10}$  - đường kính cỡ hạt mà hàm lượng các hạt có đường kính bằng hoặc nhỏ hơn nó chiếm 10% trọng lượng.

Khi  $C_u < 3$  đất được coi là đều hạt; khi  $C_u > 5$ , đất có cấp phối tốt.

Thành phần hạt của đất ảnh hưởng rất lớn đến vận tốc thấm của nước ở trong đất.

## 2. Độ lỗ rỗng - độ nứt nẻ.

Độ lỗ rỗng của đất là tỷ số giữa thể tích phần rỗng ở trong đất so với tổng thể tích đất và được tính theo công thức:

$$n = \frac{V_r}{V} \cdot 100 \quad (1.2)$$

trong đó:  $V_r$  - tổng thể tích của các lỗ rỗng ở trong mẫu đất.

$V$  - tổng thể tích mẫu đất.

Mức độ xốp rỗng của đất cũng có thể được đặc trưng bởi một đại lượng khác gọi là hệ số rỗng  $e$ . Hệ số rỗng là tỷ số giữa thể tích phần rỗng ở trong đất chia cho thể tích phần hạt rắn của đất.

$$e = \frac{V_r}{V_h} \quad (1.3)$$

trong đó:  $V_r$  - tổng thể tích của các lỗ rỗng ở trong mẫu đất.

$V_h$  - tổng thể tích phần hạt cứng của đất.

Quan hệ giữa hai đại lượng trên có thể được thể hiện thông qua phương trình sau:

$$e = \frac{n}{1-n} \quad (1.4)$$

Đối với đá, ngoài khái niệm độ lỗ rỗng còn phải xét đến độ nứt nẻ - cũng là một khái niệm đặc trưng cho tính rỗng của đá. Đối với đá macma phun trào, đặc biệt phun trào dưới đáy biển thì có độ lỗ rỗng rất cao. Đối với các đá macma xâm nhập, các đá biến chất thì độ lỗ rỗng hầu như không đáng kể nhưng ngược lại độ nứt nẻ lại rất cao.

Để đánh giá mức độ nứt nẻ của đá người ta đưa ra một số chỉ tiêu:

- Môđun nứt nẻ  $M$  - là số lượng kẽ nứt trên một mét dài đo theo phương vuông góc với kẽ nứt. Căn cứ vào giá trị  $M$  người ta phân loại mức độ nứt nẻ của đá ra làm 5 cấp:

+ Nứt nẻ rất yếu	$M < 1,5$
+ Nứt nẻ yếu	$1,5 \div 5$
+ Nứt nẻ trung bình	$5 \div 10$
+ Nứt nẻ mạnh	$10 \div 30$
+ Nứt nẻ rất mạnh	$M > 30$



Môđun kẽ nứt phản ánh mức độ nứt nẻ của đá nhưng không phản ánh được mức độ suy giảm tính chất của đá vì không thể hiện kích thước kẽ nứt. Một chỉ tiêu khác có thể khắc phục nhược điểm đó, đó là hệ số khe nứt.

- Hệ số khe nứt  $K_{kn}$  - là tổng diện tích khe nứt trên một đơn vị diện tích nghiên cứu:

$$K_{kn} = \frac{\sum b_i l_i}{F} \quad (1.5)$$

trong đó:  $b_i, l_i$  – chiều rộng, chiều dài của khe nứt thứ  $i$ , m

$F$ - diện tích nghiên cứu,  $m^2$

Theo hệ số khe nứt  $K_{kn}$  Nayxtat L.I. chia ra các mức độ nứt nẻ khác nhau của đá (bảng 1.1):

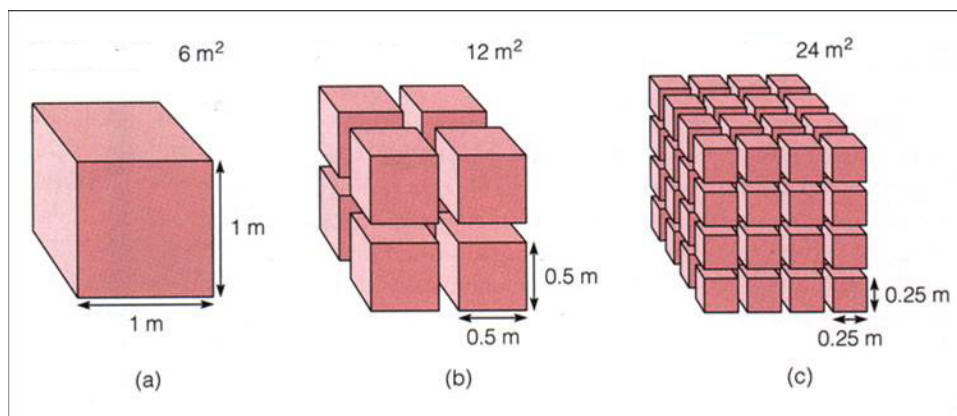
*Bảng 1.1. Phân loại mức độ nứt nẻ của đá*

Mức độ nứt nẻ	$K_{kn}$ (%)	Tính chất khe nứt
Nứt nẻ yếu	< 2	Phát triển khe nứt mảnh dạng sợi tóc, chiều rộng 1mm, cá biệt 2mm, không có khe nứt vừa và lớn.
Nứt nẻ vừa	2 ÷ 5	Ngoài các khe nứt mảnh chiều rộng 1mm (chiếm 50%) còn có khe nứt rộng 2 ÷ 5, cá biệt đến 5 ÷ 20mm
Nứt nẻ mạnh	5 ÷ 10	Ngoài các khe nứt nhỏ còn có các khe nứt rộng 20 ÷ 100mm chiếm khoảng 10 ÷ 20%
Nứt nẻ rất mạnh	10 ÷ 20	Ngoài các khe nứt nhỏ còn có các khe nứt lớn đến rất lớn, chiều rộng 20 ÷ 100mm và hơn nữa
Nứt nẻ đặc biệt mạnh	> 20	Đá ở đới cà nát, đá karst hoá, đá đổ, đá trượt

### 3. Tỷ diện tích bề mặt

Tỷ diện tích bề mặt hay còn gọi là tỷ bề mặt, là tổng diện tích bề mặt của của tất cả các hạt cứng trong một đơn vị thể tích đất và được biểu diễn bằng đơn vị diện tích. Đất hạt càng mịn, tỷ bề mặt càng lớn (hình 1.2)

Tỷ bề mặt là một chỉ tiêu phụ thuộc vào thành phần hạt của đất. Cùng một hệ số rỗng, hạt càng bé tỷ bề mặt càng lớn. Tỷ bề mặt sẽ ảnh hưởng lớn đến khả năng vận động của nước ở trong đất.



Hình 1.2. Sơ đồ biểu diễn tỷ diện tích bề mặt của hạt đất.

## II. TÍNH CHẤT THUỶ LÝ

Tính chất thuỷ lý của đất đá là những tính chất thể hiện khi đất đá tiếp xúc với nước. Trong chương trình này chúng ta nghiên cứu một số tính chất thuỷ lý chủ yếu sau:

### 1. Tính hút và giữ nước

Là khả năng của một số loại đất đá hút và giữ lại một lượng nước nhất định trong bản thân chúng trong điều kiện có dòng chảy tự do.

Tùy thuộc vào đặc điểm thạch học, mức độ gắn kết, cấu trúc lỗ rỗng người ta chia đất đá ra làm 3 loại theo mức độ hút và giữ nước:

1. Đất đá giữ nước tốt, ví dụ, than bùn, sét, sét pha,...
2. Đất đá giữ nước kém, ví dụ, cát pha, đất hoàng thổ, macơ,...
3. Đất đá không giữ nước, ví dụ, cát, sỏi, các đá liền khối.

Đất đá hút và giữ nước thì bị ẩm, vì vậy, để đặc trưng cho mức độ giữ nước của đất đá người ta đưa ra chỉ tiêu "độ ẩm".

Độ ẩm là tỷ số giữa khối lượng nước chứa trong đất đá  $G_n$  với khối lượng của chính khối đất đá đó  $G_d$ .

$$W = \frac{G_n}{G_d} \quad (1.6)$$

### 2. Tính nhả nước

Là khả năng của đất đá bão hoà nước cho nước thoát ra dưới tác dụng của lực trọng trường.

Để đặc trưng cho tính nhả nước người ta dùng hệ số nhả nước hay độ nhả nước, ký hiệu là  $\mu$ :

$$\mu = W_{bh} - W_{pt \ln} \quad (1.7)$$

Trong đó  $W_{bh}$  - độ chứa nước bão hoà, tức là lượng nước lớn nhất chứa trong đất đá khi đất đá bão hoà;  $W_{ptln}$  - độ chứa nước phân tử lớn nhất, tức là lượng nước lớn nhất bị hút và giữ lại trên bề mặt hạt do lực hút phân tử.

Cát, cuội, sỏi có độ nhả nước lớn nhất. Sét, than bùn không nhả nước.

### 3. Tính thấm nước

Là khả năng của đất đá cho nước vận động qua bản thân chúng do sự chênh lệch áp lực thuỷ tĩnh. Tính thấm nước của đất đá phụ thuộc vào độ lỗ rỗng và kích thước lỗ rỗng, trong đó kích thước lỗ rỗng có vai trò lớn hơn nhiều.

Tính thấm nước của đất đá được đặc trưng bởi hệ số thấm, ký hiệu là  $k$ . Dựa vào tính thấm nước người ta chia đất đá ra làm các loại.

- Đất đá thấm nước tốt, ví dụ như cát cuội sỏi, đá cứng nứt nẻ mạnh,..
- Đất đá thấm nước kém: sét pha, cát pha, đá cứng ít nứt nẻ,..
- Đất đá không thấm nước: sét, đá cứng liền khối,..

Hệ số thấm  $k$  không chỉ phụ thuộc vào bản thân môi trường đất đá mà còn phụ thuộc vào trạng thái vật lý của chất lỏng thấm. Khi chất lỏng thấm trong đất đá là nước muối, nước có nồng độ khí hoà tan cao, nước có nhiệt độ cao hoặc dầu lửa, sử dụng hệ số thấm  $k$  để tính toán có thể cho kết quả không đúng. Trong những trường hợp đó người ta dùng hệ số thấm xuyên  $k_x$ .

Hệ số thấm xuyên là tính chất của đất đá cho khí hoặc chất lỏng nói chung vận động qua bản thân chúng khi có chênh áp hoặc thế. Hệ số thấm xuyên không phụ thuộc vào tính chất của chất lỏng mà chỉ phụ thuộc vào kích thước và đặc điểm lỗ rỗng của đất đá. Hệ số thấm xuyên liên quan với hệ số thấm bằng công thức sau đây:

$$\frac{k}{\gamma_n} = \frac{k_x}{\mu} \quad (1.8)$$

trong đó  $\gamma$  - trọng lượng riêng của nước;  $\mu$ - hệ số nhớt động của chất lỏng.

### 4. Tính mao dẫn

Là khả năng của đất cho nước dâng lên từ mặt thoáng một chiều cao nhất định. Chiều cao cột nước dâng lên trên mặt thoáng gọi là chiều cao mao dẫn. Sự dâng cao mực nước trong các lỗ rỗng mao quản trong đất xảy ra do sức căng bề mặt của nước.

Chiều cao mao dẫn được xác định theo công thức:

$$H = \frac{2\sigma \cos \theta}{r\gamma_n} \quad (1.9)$$

trong đó:  $\sigma$  - sức căng bề mặt  
 $\theta$  - góc ướt  
 $r$  - bán kính lỗ rỗng  
 $\gamma_n$  -trọng lượng riêng của nước

Chiều cao mao dẫn phụ thuộc vào loại đất. Đất hạt càng mịn, kích thước lỗ rỗng càng nhỏ, chiều cao mao dẫn càng lớn. Chiều cao mao dẫn của cát hạt trung 0,15-0,35m trong khi đó của sét có thể đạt đến 4,0-5,0m.

## **§2. SỰ HÌNH THÀNH VÀ TỒN TẠI CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT**

### **I.SỰ HÌNH THÀNH NƯỚC DƯỚI ĐẤT**

Từ thời Trung cổ, con người đã tìm hiểu và cố gắng giải thích sự hình thành nước dưới đất. Cho đến nay đã và đang tồn tại 4 học thuyết về nguồn gốc hình thành nước dưới đất.

#### **1.Thuyết ngấm**

Là một trong những học thuyết xuất hiện đầu tiên (thế kỷ I TCN) do Mark Vitruvi Polio đề xuất, trải theo thời gian được nhiều nhà triết học, các nhà nghiên cứu tự nhiên ủng hộ. Học thuyết ngấm cho rằng phần lớn nước dưới đất được hình thành do nước mưa, nước mặt ngấm xuống tích lũy trong đất tạo thành nước dưới đất. Cách hình thành này phổ biến trong các vùng có khí hậu nhiệt đới, các vùng có các nguồn nước mặt phong phú. Hiện nay học thuyết ngấm đã được công nhận là học thuyết đáng tin cậy để giải thích nguồn gốc và sự hình thành của đa số các loại nước ngọt và một số nước khoáng.

#### **2.Thuyết ngưng tụ.**

Thế kỷ IV TCN nhà triết học cổ Hy Lạp Aristotel đã nêu lên sự cung cấp nước cho các con sông là quá trình kép: thứ nhất do nước mưa mà phần lớn chảy từ núi xuống; thứ hai do sự ngưng tụ hơi nước từ không khí trong các lỗ rỗng của đất đá chảy ra. Như vậy, có thể coi Aristotel là người sáng lập ra thuyết ngưng tụ. Trong thế kỷ XIX thuyết ngưng tụ được tuyên truyền rộng rãi. Các nghiên cứu thực nghiệm của Lêbêđev A.E. đã củng cố thuyết ngưng tụ. Đối với các vùng có lượng mưa rất nhỏ, sự ngưng tụ có thể có ý nghĩa lớn trong sự cung cấp cho nước dưới đất.

#### **3.Thuyết trầm tích.**

Cũng như thuyết ngấm, thuyết trầm tích ra đời từ rất lâu khi người ta xác định được quan hệ trực tiếp giữa nước biển và đại dương với nước dưới đất. Trong quá trình trầm đọng vật liệu trầm tích trong các bồn nước mặt, nước được chôn vùi theo, chứa trong các lỗ rỗng của các hạt vật liệu trầm tích. Do chuyển động kiến tạo, khu vực đó được nâng lên thành đất liền, nước không thoát ra được trở thành nước dưới đất. Học thuyết này giải thích được sự hình thành nước dưới đất có nồng độ muối cao. Ban đầu học thuyết này cho rằng nước biển bị chôn vùi trong quá trình trầm đọng trầm tích được bảo tồn thành phần cho đến ngày nay, vì vậy, trong nhiều trường hợp mâu thuẫn với tài liệu lịch sử hình thành trầm tích cũng như địa chất thủy văn và thủy địa hoá. Thực ra, thành phần hoá học của nước dưới đất bị biến đổi trong quá trình tồn tại ở trong đất đá do các quá trình khác như phân dị trọng lực ion, quá trình nén ép giải phóng nước liên kết trong các hạt đất, quá trình khử hydrat và các quá trình hoá lý khác.

#### **4.Thuyết nguyên sinh.**

Các nhà khoa học đều thừa nhận có một lượng nước nhất định thoát ra từ khối macma xâm nhập vào vỏ Trái Đất bổ sung cho nước dưới đất và chưa một lần tham gia vào vòng tuần hoàn của nước trên Trái Đất. Theo đánh giá của các nhà khoa học, nước trong macma chiếm khoảng 0,5-8%.

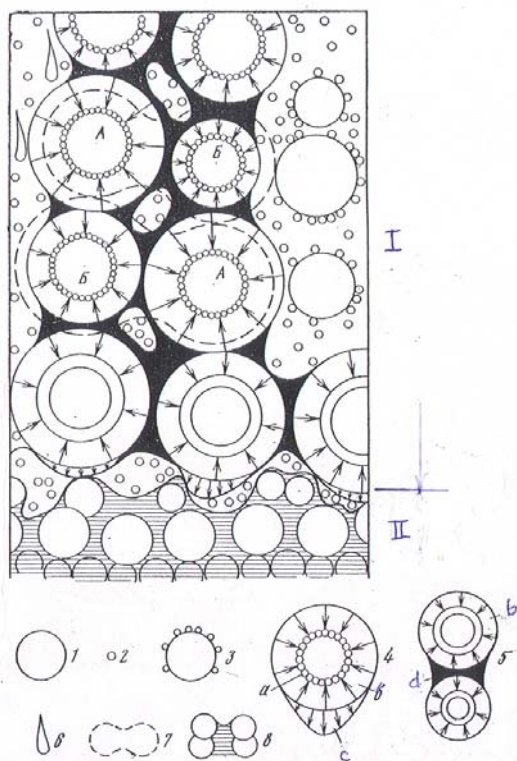
### **II. CÁC DẠNG TỒN TẠI CỦA NƯỚC TRONG ĐẤT ĐÁ.**

Các dạng tồn tại của nước trong đất đá được các nhà chuyên môn phân chia khác nhau. Lêbêdev A.F. (1919) chia ra 5 dạng nước theo tính chất vật lý. Đó là: 1/ nước ở trạng thái hơi; 2/ nước liên kết chặt; 3/ nước liên kết yếu (nước màng mỏng); 4/ nước tự do (nước mao dẫn, nước trọng lực); 5/ nước ở trạng thái cứng.

Những nghiên cứu gần đây của các nhà khoa học trong đó có Klimentov đã nhất trí với quan điểm của Lêbêdev về các dạng tồn tại của nước trong đất đá nhưng phân chia có khác chút ít, chia các dạng tồn tại của nước ra làm 5 dạng sau: 1/ nước ở trạng thái hơi; 2/ nước liên kết chặt (nước hấp phụ, nước hút bám) và nước liên kết yếu (nước của các lớp bề mặt, nước màng); 3/ nước mao dẫn; 4/ nước tự do (nước trọng lực); 5/ nước ở trạng thái cứng. Ngoài ra, trong các hạt khoáng vật còn nước liên kết hoá học (nước kết tinh và nước kết cấu) [Klimentov P.P.]

So sánh 2 cách phân chia nêu trên nhận thấy về cơ bản giống nhau. Điểm khác nhau là ở hai dạng nước màng mỏng và mao dẫn. Nếu như trong cách phân chia của Lêbêdev nước mao dẫn và nước trọng lực ghép làm một thành dạng nước tự do còn nước liên kết chặt và nước màng mỏng chia làm hai dạng thì trong cách phân chia sau ngược lại, nước mao dẫn và nước trọng lực tách làm hai dạng còn nước liên kết chặt và liên kết yếu (nước màng) xếp cùng một dạng (một số sách gọi dạng này là nước liên kết vật lý).

Lomtadze V.Đ, có thể nói, đứng trung gian trong hai cách phân chia trên. Ông chia nước dưới đất ra là 4 dạng. Hai dạng nước ở trạng thái hơi và trạng thái rắn thì cũng giống như hai cách phân chia trên, số còn lại ông ghép thành hai



Hình 1.3. Sơ đồ biểu diễn các dạng tồn tại của nước trong đất đá

I. Đới thông khí; II. Đới bão hoà

1 – hạt đất; 2 – phân tử nước; 3 – hạt đất với lớp nước kết hợp mạnh chưa trung hoà; 4 – hạt đất cùng nước kết hợp mạnh a, nước kết hợp yếu b và nước tự do c; 5 – hạt đất với nước kết hợp yếu b và nước mao dẫn d; 6 – nước tự do; 7 – nước mao dẫn; 8 – nước trọng lực

dạng: dạng thứ nhất là dạng nước liên kết vật lý, bao gồm nước hấp phụ, nước của các lớp bề mặt và dạng thứ hai là nước tự do, bao gồm nước trọng lực và nước mao dẫn (trong dạng nước này có thêm nước bất động).

Vấn đề mà chúng tôi muốn nói đến ở đây là cơ sở phân chia và đơn vị phân chia, xét cho cùng, không được nhất quán. Trong các dạng đã phân chia ở trên, nước ở trạng thái hơi và trạng thái rắn là chia theo trạng thái tồn tại của vật chất còn nước liên kết, nước tự do lại là theo quan hệ tương tác với đất đá. Vì vậy, chúng tôi cho rằng, để nói đến các trạng thái và dạng tồn tại của nước dưới đất một cách chặt chẽ, nên nói nước dưới đất tồn tại ở 3 trạng thái: rắn, lỏng, hơi. Xét theo quan hệ tương tác và ảnh hưởng của hạt đất, nước dưới đất chia làm 3 dạng: 1/ nước bên trong hạt đất (nước kết tinh và nước kết hợp hoá học); 2/ nước bao quanh hạt đất, chịu ảnh hưởng của hạt (nước liên kết vật lý bao gồm nước liên kết mạnh và nước liên kết yếu); 3/ nước tự do - nằm ngoài ảnh hưởng của hạt (bao gồm nước mao dẫn – liên quan với hạt do bản chất của nước chứ không phải do sức hút của hạt; nước trọng lực và nước bất động). Nước ở trạng thái hơi nếu xét theo quan điểm tương tác với hạt đất thì thuộc loại thứ ba - nước tự do. Nước ở trạng thái rắn, về cơ bản cũng là nước tự do khi nhiệt độ môi trường xuống dưới  $0^{\circ}$ . Vấn đề chưa được rõ ràng là khi nhiệt độ tiếp tục hạ thấp và đạt đến ngưỡng kết tinh ( $-78^{\circ}\text{C}$ ), nước liên kết vật lý bị kết tinh thì năng lượng kết tinh sẽ ảnh hưởng như thế nào đến lực liên kết giữa phân tử nước và hạt đất, nước có còn là nước liên kết vật lý với hạt đất hay không?

Sau đây là mô tả chi tiết các dạng và các trạng thái tồn tại của nước dưới đất.

### **1. Nước ở trạng thái hơi.**

Hơi nước được hình thành do xâm nhập từ khí quyển vào hoặc do bốc hơi từ mặt thoáng của nước ngầm. Hơi nước tồn tại trong các lỗ rỗng, kẽ nứt của đá trong đới thông khí. Về định lượng, lượng nước này chiếm tỷ trọng không nhiều, chỉ 0,005-0,006% trong tổng lượng nước trên quả đất nhưng nó có vai trò đáng kể trong sự phân bố ẩm ở trong đất. Hơi ẩm ở trong đất có thể chuyển động theo mọi phương, từ chỗ độ ẩm cao đến chỗ độ ẩm thấp. Nó có thể ngưng tụ để bổ sung cho nguồn nước ngầm khi nhiệt độ môi trường xuống đến điểm ngưng và thấp hơn.

### **2. Nước liên kết vật lý.**

Nước liên kết vật lý là loại nước được hút và giữ lại trên bề mặt hạt do lực hút tĩnh điện và lực hút phân tử. Người ta chia làm hai loại nước liên kết vật lý: nước liên kết mạnh và nước liên kết yếu.

*Nước liên kết mạnh* được tạo thành do sự hấp phụ các phân tử nước trên bề mặt hạt đất hoặc ở khoảng giữa các tập lớp của mạng tinh thể của khoáng vật và toả nhiệt. Khi hấp phụ nước nó toả ra một lượng nhiệt đến 100 calo cho một gam nước. Do lực hút tĩnh điện và phân tử vượt gấp nhiều lần so với lực trọng trường nên nước kết hợp có nhiều đặc tính khác nước tự do:

- tỷ trọng lớn hơn, đạt  $1,2 \div 2,4 \text{ g/cm}^3$
- độ nhớt và độ đàn hồi cao
- đóng băng khi nhiệt độ  $-78^{\circ}\text{C}$
- hằng số điện môi 2-2,2, thấp hơn của nước tự do

- bị hút và giữ lại trên bề mặt hạt với những lực đạt hàng trăm đến hàng ngàn atmôtphe, vì vậy dẫn đến một loạt các tính chất: khả năng hoà tan thấp, khó

vận động, độ dẫn điện thấp, chỉ bị ép thoát ra khỏi đất với tốc độ rất chậm và với lực ép rất lớn, rễ cây không hút được loại nước này để sinh trưởng.

*Nước liên kết yếu* được hút và giữ lại trên bề mặt hạt nhờ lực hút phân tử, tạo nên các lớp nước mặt (nước màng) bao bên ngoài nước liên kết chặt, chiều dày không đồng đều. Do lực liên kết lỏng lẻo hơn so với nước liên kết chặt nên các chỉ tiêu tính chất của chúng cao hơn nước tự do nhưng thấp hơn của nước liên kết chặt. Nước này có thể bay hơi và rễ cây có thể hút được.

### **3.Nước tự do**

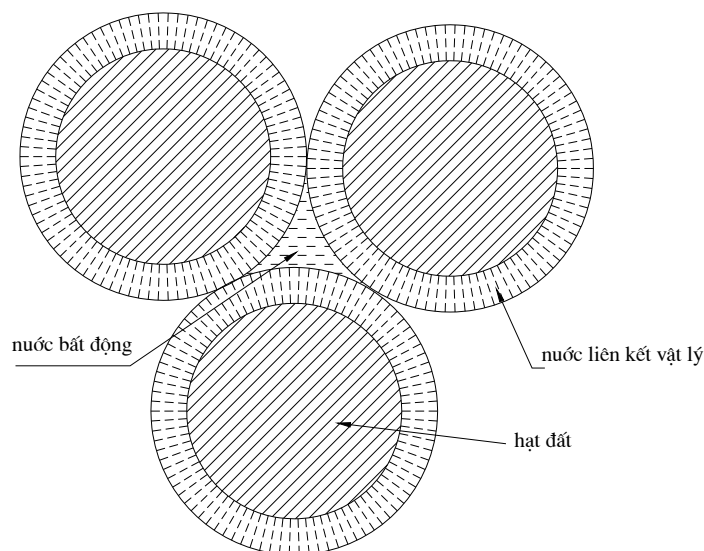
Nước tự do là nước nằm ngoài phạm vi ảnh hưởng của hạt. Nước tự do được chia làm hai loại: nước mao dẫn và nước trọng lực.

*Nước mao dẫn* là nước chứa trong các lỗ rỗng mao quản. Lỗ rỗng mao quản là các lỗ rỗng nhỏ mà trong đó các chất lỏng có thể vận động dưới tác dụng của lực mao dẫn. Kích thước lỗ rỗng mao quản trong đất đá nằm trong khoảng  $0,0002 \div 1,0\text{mm}$  đối với lỗ rỗng tròn và  $0,0001 \div 0,25\text{mm}$  đối với kẽ nứt. Các lỗ rỗng có kích thước nhỏ hơn các khoảng nói trên gọi là lỗ rỗng cận mao quản còn các lỗ rỗng lớn hơn các giá trị trên gọi là siêu mao quản. Cần phải lưu ý rằng nước vận động trong các lỗ rỗng mao quản là do đồng thời tác dụng của lực trọng trường và lực mao dẫn. Sự vận động đó là do sức căng bề mặt của nước chứ không phải do ảnh hưởng của đất đá. Chính vì vậy, nước mao dẫn được xếp vào loại nước tự do.

Nước mao dẫn về bản chất là nước tự do, vì vậy, nó có tính chất của nước lỏng giọt bình thường.

*Nước trọng lực* là nước chứa trong các lỗ rỗng, kẽ nứt lớn hơn cỡ mao quản, nằm ngoài ảnh hưởng của hạt và vận động dưới tác dụng của lực trọng trường. Nước trọng lực phân bố trong các tầng, các đới và các phức hệ chứa nước, dễ dàng bơm hút ra khỏi đất đá, là đối tượng nghiên cứu khai thác sử dụng cho các mục đích khác nhau, các ngành nghề khác nhau trong đó có tưới tiêu, cấp thoát nước. Vì vậy, từ đây về sau chúng ta sẽ đi sâu nghiên cứu loại nước này.

*Nước bất động* là nước trọng lực nhưng không thể vận động một cách tự do dưới tác dụng của lực trọng trường do bị giam hãm bởi nước liên kết vật lý. Để vận động được phải có áp lực cột nước đủ lớn để nó thắng được lực nhớt.



Hình 1.4 Sơ đồ thể hiện nước bất động trong đất

#### 4. Nước ở trạng thái cứng.

Dạng nước này phân bố trong đất đá đóng băng nhiều năm hoặc đóng băng vào mùa đông, nước lỏng chuyển sang trạng thái cứng

#### 5. Nước liên kết hoá học

Nước liên kết hoá học là loại nước nằm bên trong hạt, tham gia vào thành phần hạt dưới dạng phân tử nước hoặc nhóm phân tử nước, ví dụ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  (xôđa);  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (thạch cao),... Loại nước này có thể tách ra khỏi khoáng vật khi nung với nhiệt độ  $250-300^\circ\text{C}$ . Loại nước này còn có tên gọi nước kết cấu

#### 6. Nước kết tinh

Nước kết tinh là loại nước tham gia vào mạng tinh thể dưới dạng ion  $\text{OH}^-$  hoặc  $\text{H}_3\text{O}^+$ , ví dụ,  $\text{Al}_2(\text{OH})_3$ ;  $\text{AlO} \cdot \text{OH}$  (diaspor);  $\text{Al}_2(\text{OH})_2\text{SiO}_2$ ,...

### § 3. HỆ TẦNG CHỨA NƯỚC

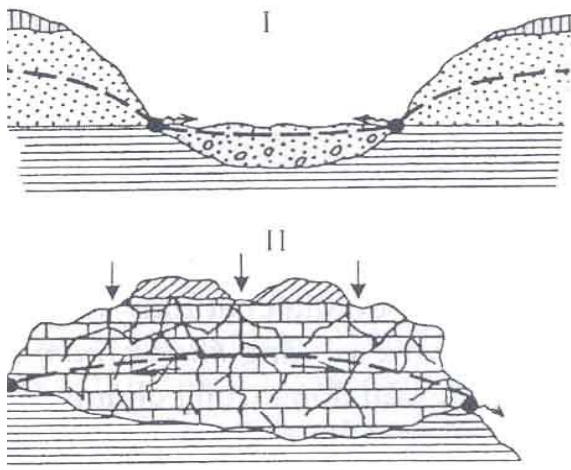
#### I. KHÁI NIỆM VỀ “TẦNG CHỨA NƯỚC” VÀ “TẦNG NƯỚC DƯỚI ĐẤT”

Như đã trình bày ở trong § 2, II.3, nước tự do là loại nước chứa trong các lỗ rỗng, kẽ nứt của đất đá, nằm ngoài sự ảnh hưởng (sức hút) của các hạt. Nước tự do có thể chứa ở trong đất và có thể chứa ở trong đá.

*Trong môi trường đất.*

Đất là một môi trường rời, cấu tạo từ các hạt rời rạc (sét, bụi, cát, cuội, sỏi). Giữa các hạt có lỗ rỗng, các lỗ rỗng liên thông nhau. Nước tự do chứa trong đất là chứa trong các lỗ rỗng đó. Nước chứa trong đất gọi là nước lỗ rỗng.





Hình 1.5 I – nước lỗ rỗng ở trong đất  
II – nước kẽ nứt ở trong đá

Đặc trưng cho môi trường lỗ rỗng người ta đưa ra chỉ tiêu “độ lỗ rỗng” (xem §1; I). Độ lỗ rỗng là chỉ tiêu đặc trưng cho tính rỗng của đất nói chung, tuy nhiên, nó chưa hoàn toàn nói lên được khả năng cho nước đi qua của đất. Khả năng vận động của nước trong đất không những phụ thuộc vào độ lỗ rỗng mà còn phụ thuộc vào kích thước lỗ rỗng. Đối với đất hạt rất mịn như sét, sét pha, kích thước lỗ rỗng rất nhỏ và

sức hút bề mặt rất lớn. Khi chúng tiếp xúc với nước sẽ tạo nên lớp nước liên kết vật lý bao quanh hạt mà không chịu tác dụng của lực hút trọng trường. Nước tự do bị nước liên kết vật lý giam hãm, trở thành nước bất động, không có khả năng vận động khi không thắng nổi lực dính nhớt. Vì vậy, ngoài khái niệm độ rỗng còn có khái niệm “độ rỗng hữu hiệu”. Độ lỗ rỗng hữu hiệu là tỷ số giữa tổng thể tích các lỗ rỗng mà nước có thể đi qua được chia cho tổng thể tích mẫu.

*Trong môi trường đá.*

Đá là môi trường liên tục, tuy nhiên không phải liên tục tuyệt đối. Trong đá có các kẽ nứt nguồn gốc khác nhau. Đó là các kẽ nứt nguyên sinh (kẽ nứt có ngót khi nguội lạnh) trong đá macma, kẽ nứt phong hoá, kẽ nứt kiến tạo nhỏ, kẽ nứt giảm tải,...Nước chứa trong các kẽ nứt của đá gọi là nước kẽ nứt. Lưu ý rằng loại nước kẽ nứt này khác với nước kẽ nứt trong các kẽ nứt kiến tạo lớn (đứt gãy kiến tạo) mà có quy luật vận động riêng. Tính nứt nẻ của đá được đặc trưng bởi các chỉ tiêu “mô đun nứt nẻ  $M$ ” và “hệ số khe nứt  $K_{kn}$ ”. Cũng như đối với đất, các chỉ tiêu  $M$  và  $K_{kn}$  chưa thể nói lên được khả năng thấm nước của đá. Để đánh giá khả năng thấm nước của đá, ngoài các chỉ tiêu trên cần phải nghiên cứu sự định hướng của các kẽ nứt, mức độ lấp nhét và thành phần vật chất lấp nhét của chúng.

Các đặc tính về hình dạng, kích thước, mức độ liên thông giữa các lỗ rỗng, kẽ nứt ở trong đất đá đóng vai trò quan trọng trong quá trình tích trữ và vận động của nước trong đất đá. Chính vì vậy, dưới góc độ địa chất thủy văn, các tầng đất đá của vỏ quả đất được chia làm 2 loại: *tầng thấm nước và tầng không thấm nước (tầng cách nước)*. Tầng thấm nước là tầng đất đá cho nước vận động trong chúng dễ dàng. Ngược lại, tầng không thấm là tầng đất đá không cho nước thấm qua. Thực tế trong tự nhiên, như đã phân tích ở trên, không có tầng không thấm tuyệt đối. Tầng đất đá thấm nước có chứa nước được gọi là tầng chứa nước. Nước chứa trong các tầng đất đá gọi là tầng nước dưới đất. Như vậy, tồn tại hai khái niệm khác nhau: “tầng đất đá chứa nước”, mà thường nói tắt là tầng chứa nước, và “tầng nước dưới đất”. Nói đến tầng đất đá chứa nước chúng ta có các tầng đất bồi tích cuội sỏi cát, tầng đất phong hoá, tầng đá nứt nẻ,...; còn nói đến tầng nước dưới đất chúng ta có tầng nước ngầm, tầng nước có áp, tầng nước thổ nhưỡng,...

## II. CÁC THÔNG SỐ ĐỊA CHẤT THỦY VĂN CỦA TẦNG CHỨA NƯỚC

Tầng chứa nước được đặc trưng bởi các chỉ tiêu (các thông số địa chất thủy văn) sau đây:

- Hệ số thấm (xem mục II của §1). Hệ số thấm  $k$  là hệ số tỷ lệ trong công thức biểu thị định luật thấm Darcy, về trị số bằng vận tốc thấm khi gradient thấm bằng 1 đơn vị. Đơn vị đo của hệ số thấm là m/ngđ, cm/s. Hệ số thấm là một chỉ tiêu tính chất của đất đá đồng thời cũng là một thông số đặc trưng cho tầng chứa nước. Hệ số thấm  $k$  là một chỉ tiêu quan trọng để giải nhiều bài toán thực tế liên quan đến nước dưới đất. Căn cứ vào sự biến đổi hệ số thấm trong tầng chứa nước người ta chia môi trường thấm ra làm hai loại:

1. Môi trường thấm đồng nhất, khi hệ số thấm không đổi trong môi trường đó.
2. Môi trường thấm không đồng nhất, khi hệ số thấm thay đổi.

Thực chất trong bất kỳ môi trường nào hệ số thấm không bao giờ là hằng số. Vì vậy, khái niệm môi trường thấm đồng nhất – không đồng nhất chỉ là tương đối và môi trường thấm được định nghĩa lại như sau:

1. Môi trường thấm đồng nhất là môi trường mà trong đó hệ số thấm biến đổi một cách ngẫu nhiên. Thông thường một lớp đất được phân chia trong địa chất công trình thì có thể coi là một môi trường thấm đồng nhất vì rằng lớp đất trong địa chất công trình được định nghĩa một cách chặt chẽ là một thể tích đất có cùng nguồn gốc, thành phần mà trong đó các chỉ tiêu tính chất của chúng biến đổi một cách ngẫu nhiên. Hiểu một cách nôm na, một lớp đất có cùng nguồn gốc và thành phần là một môi trường thấm đồng nhất.

2. Môi trường thấm không đồng nhất là môi trường mà trong đó hệ số thấm thay đổi một cách có quy luật theo một hướng nào đó. Một ví dụ rõ ràng cho môi trường thấm không đồng nhất là môi trường cấu tạo từ nhiều lớp (tính thấm thay đổi theo phương thẳng đứng) hoặc một đoạn thung lũng sông cấu tạo từ hai thềm sông trở lên (tính thấm thay đổi theo phương ngang).

- Hệ số dẫn nước  $T$ . Hệ số dẫn nước được Theis đề xuất năm 1935. Nó đặc trưng cho khả năng truyền dẫn nước của tầng chứa nước, và được định nghĩa là khả năng cho một lượng nước đi qua một tiết diện thấm có chiều rộng bằng một đơn vị và chiều cao là toàn bộ tầng chứa nước trong một đơn vị thời gian. Trong hệ đơn vị đo lường Quốc tế, đơn vị của hệ số dẫn nước là  $m^3/ngđ.m$  và vì vậy, người ta viết lại là  $m^2/ngđ$  và chính là tích số giữa hệ số thấm  $k$  và chiều dày trung bình của tầng chứa nước;  $T = kh_{tb}$ . Vì đây là một thông số đặc trưng cho môi trường chứa nước (chứ không phải cho tầng nước) cho nên đối với một tầng chứa nước đồng nhất, hệ số dẫn nước đúng lý ra phải là một hằng số, và điều đó chỉ đúng với trường hợp nước có áp, nơi mà chiều dày tầng chứa nước ít biến đổi. Vì vậy, hệ số này thường dùng trong tính toán liên quan đến nước có áp.

- Hệ số nhả nước  $\mu$  (xem mục II của §1). Hệ số nhả nước là chỉ tiêu đặc trưng cho tính nhả nước (tính phóng thích nước) của đất đá. Như đã định nghĩa trong mục II của §1, nó là khả năng của đất đá cho nước thoát ra dưới tác dụng của lực trọng trường:

$$\mu = W_{bh} - W_{ptln}$$

Tuy nhiên trong thực tế đối với một tầng chứa nước, khi có điều kiện thoát nước, lượng nước bị giữ lại trong đất không chỉ là lượng nước kết hợp  $W_{ptln}$  mà cả

nước tự do bị giam hãm và một phần của nước mao dẫn, vì vậy, đẳng thức trên phải được thay bằng bất đẳng thức:

$$\mu < W_{bh} - W_{pnlm} \quad (1.10)$$

và như vậy, hệ số nhả nước khó có thể xác định vì lượng nước giam hãm không thể xác định được. Trong trường hợp đó có thể thay thế bằng một định nghĩa khác. Hệ số nhả nước là tỷ số giữa lượng nước được phóng thích từ một thể tích đất đá bão hoà nước chia cho thể tích đất đá đó:

$$\mu = \frac{V_n}{V} \quad (1.11)$$

Công thức này được sử dụng khi thiết lập các phương trình vi phân vận động của nước dưới đất trong các bài sau.

- Hệ số truyền mực nước  $a$ . Hệ số truyền mực nước là tỷ số giữa hệ số dẫn nước và hệ số nhả nước:

$$a = \frac{kh}{\mu} \quad (1.12)$$

Thông số này đặc trưng cho khả năng lan truyền của mực nước khi có sự thay đổi thể của dòng thấm.

#### § 4. PHÂN LOẠI NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Trước khi đi vào phân loại nước dưới đất chúng ta hãy nói đến đối tượng phân loại. Có quan điểm cho rằng khi phân loại nước dưới đất có thể phân loại theo quan điểm địa chất thuỷ văn và theo quan điểm thuỷ lực. Theo “quan điểm địa chất thuỷ văn” có thể phân chia ra: (1) tầng chứa nước (aquifer); (2) tầng chứa nước yếu (aquitard); (3) tầng trữ nhưng không dẫn (aquiclude) và (4) tầng không trữ, không dẫn (aquifuge). Theo “quan điểm thuỷ lực” nước dưới đất được chia ra: (1) tầng có áp (confined aquifer), (2) tầng bán áp (semi confined aquifer) và (3) tầng không áp (unconfined aquifer).

Như đã nói đến trong §3. I, tầng chứa nước và tầng nước dưới đất là hai khái niệm khác nhau. Nói tầng chứa nước là ta đang nói đến môi trường chứa nước chứ không phải trực tiếp nói đến tầng nước dưới đất, vì vậy, cách phân loại “theo quan điểm địa chất thuỷ văn” ở trên không thể xếp vào phân loại nước dưới đất.

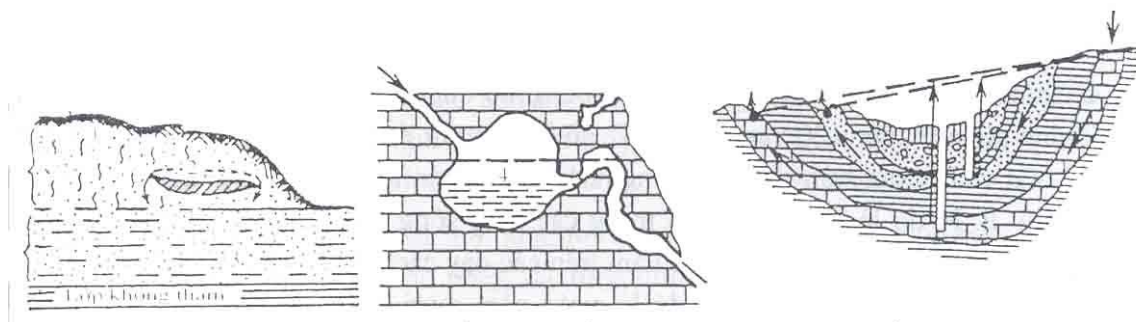
Nói đến phân loại, dù phân loại bất cứ một đối tượng nào cũng không bao giờ đạt được sự nhất trí tuyệt đối giữa các nhà chuyên môn. Phân loại nước dưới đất cũng vậy, rất đa dạng và phong phú, vì vậy, riêng đối với nước dưới đất thậm chí có thể nói đến việc phân loại các cách phân loại.

Nước dưới đất có thể có các cách phân loại khác nhau: phân loại theo đặc tính hoá học; theo trạng thái vật lý và mối quan hệ với đất đá; theo đặc tính thuỷ động lực; theo đặc tính môi trường chứa nước; theo nguồn gốc hình thành; theo mục đích sử dụng, theo điều kiện phân bố. Trong mỗi cách phân loại đó nước dưới đất lại được chia ra làm các loại khác nhau. Ở đây chỉ trình bày chi tiết cách phân loại theo điều kiện phân bố. Riêng trong cách phân loại này cũng đã có nhiều cách phân loại khác nhau. Sau đây là một số cách phân loại của một số tác giả.

#### I. PHÂN LOẠI CỦA XAVARENXKI F.P. 1939

Xavarenxki F.P 1939 chia nước dưới đất ra làm 5 loại:

1. Nước thổ nhưỡng, nước tầng trên – phân bố trong các lớp đất mặt, có miền cung cấp và miền phân bố trùng nhau, thường là nước không áp, chảy tầng. Loại nước này có nguồn gốc khí quyển, tức là do thấm từ trên xuống cung cấp, có tính phân đới khí hậu mạnh, nhiệt độ dao động theo mùa.
2. Nước ngầm – nằm trong các lớp trầm tích gần bề mặt và các đới trên của vỏ phong hoá, không có lớp không thấm hoặc thấm nước yếu chặn phía trên, có miền cung cấp và miền phân bố trùng nhau, nước không áp hoặc có áp cục bộ, chủ yếu chảy tầng, thông thường là nước nhạt. Loại nước này có nguồn gốc khí quyển, có tính phân đới khí hậu, nhiệt độ dao động theo mùa.
3. Nước carstơ - phân bố trong các hang động trong khối đá vôi và đolômit, có miền cung cấp và miền phân bố gần nhau, chảy rôi, không áp, thường là nước nhạt, nước cứng. Nước có nguồn gốc khí quyển, tính phân đới và nhiệt độ không ổn định.
4. Nước actezi – phân bố trong các cấu tạo (bồn) của đá trầm tích, trong các tầng chứa nước kẹp giữa các tầng không thấm hoặc thấm nước yếu, có miền cung cấp và miền phân bố không trùng nhau, nước có áp, nước nhạt, đôi khi là nước khoáng, chảy tầng trong đất đá bờ rời và chảy rôi trong đá nứt nẻ. Nước có nguồn gốc khí quyển, tính phân đới khí hậu không ổn định, nhiệt độ tăng khi xuống sâu.
5. Nước dạng mạch (khe nứt) – phân bố trong các đới phá huỷ kiến tạo, có miền cung cấp, miền phân bố không trùng nhau, chủ yếu chảy rôi, nước nhạt hoặc khoáng hoá, có nguồn gốc khí quyển và nguyên sinh.



Hình 1.6 Sơ đồ phân bố các loại nước dưới đất.

1. nước thổ nhưỡng; 2. Nước tầng trên; 3. Nước ngầm; 4. Nước carstơ; 5. Nước actezi;

## II. PHÂN LOẠI CỦA ÔVTSINNICOV A.M. VÀ KLIMENTOV P.P. 1967

Ôvtsinnicov A.M. và Klimentov P.P. 1967 đưa ra một cách phân loại khác. Hai tác giả này chia nước dưới đất ra làm 3 loại.

1. Nước của đới thông khí – bao gồm nước thổ nhưỡng, nước tầng trên, tồn tại không thường xuyên, có miền cung cấp và miền phân bố trùng nhau, không áp.
2. Nước ngầm – phân bố trong các lũng sông cổ và hiện đại, các lớp sườn tích và lũ tích, các vùng cát ven biển; nằm trên các đáy cách nước liên tục thứ nhất kể từ

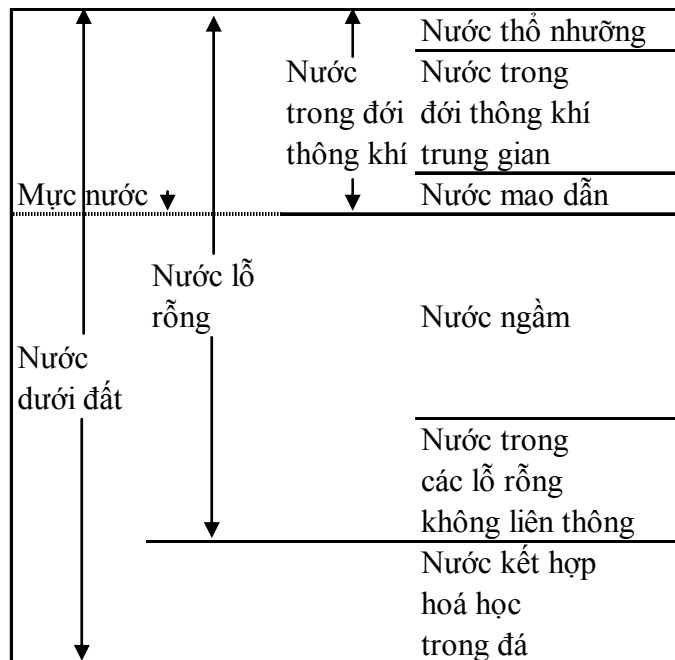
mặt đất; có miền cung cấp và phân bố trùng nhau. Nước không áp, nước nhạt, cung cấp để sinh hoạt, để tưới.

3. Nước actezi – là nước áp lực giữa tầng, miền cung cấp và phân bố không trùng nhau, có thể là nước nhạt, nước mặn và nước khoáng.

### III. PHÂN LOẠI CỦA DAVIS VÀ DEWIEST 1966.

Toàn bộ nước dưới đất (subsurface water) được Davis và DeWiest chia làm 3 loại: nước trong đới thông khí (vadose water), nước lỗ rỗng (interstitial water) và nước kết hợp hoá học trong đá (water in chemical combination with rock). Trong đới thông khí nước lại chia làm 3 loại: nước thổ nhưỡng, nước trong đới thông khí trung gian và nước mao dẫn. Nước khe rỗng được chia làm 2 loại: nước ngầm (groundwater) và nước trong các khe rỗng không liên thông (water in unconnected pores) (hình 1.5). Theo Davis và DeWiest, nước ngầm là nước nằm dưới đới mao dẫn, có tồn tại mặt thoáng, có thể thấm tự do vào giếng. Cách phân loại này chỉ dùng cho nước trong vỏ phong hoá trên nền đá gốc liền khối.

Từ các cách phân loại trên có thể nhận thấy trong cách phân loại của các nhà khoa học Nga đối tượng phân loại là nước tự do (nước trọng lực và nước mao dẫn) còn trong cách phân loại của Davis và DeWiest thì đối tượng phân loại là toàn bộ nước dưới đất nói chung. Tuy nhiên, cũng cần phải nói thêm rằng trong cách phân loại của Davis và DeWiest không nhất quán về cơ sở phân loại, vừa dựa vào điều kiện phân bố (nước thổ nhưỡng, nước ngầm,...) vừa dựa vào đặc tính hoá học (nước kết hợp hoá học).



Hình 1.7 Phân loại nước dưới đất theo Davis & DeWiest 1966

Như vậy theo các cách phân loại nêu trên không phải tất cả nước tự do đều là nước ngầm. Nước ngầm chỉ là một loại nước tự do được phân chia theo điều kiện phân bố. Trong phân loại của Xavarenxki F.P đó là nước tự do nằm trong các lớp

trầm tích gần bề mặt và các đới trên của vỏ phong hoá; trong phân loại của Ôvtsinnicov A.M. và Klimentov P.P đó là nước phân bố trong các lũng sông cổ và hiện đại, các lớp sườn tích và lũ tích, các vùng cát ven biển nằm trên các đáy cách nước liên tục thứ nhất kể từ mặt đất. Theo Davis và DeWiest, đó là nước nằm dưới đới mao dẫn, có tồn tại mặt thoáng. Ngoài nước ngầm còn có nước carstơ, nước actezi, nước dạng mạch (theo Xavarenxki F.P); nước trong các lỗ rỗng không liên thông (theo Davis và DeWiest).

Như vậy, khái niệm “nước dưới đất” và “nước ngầm” được phân biệt rất rõ ràng. Nước dưới đất (subsurface water) là toàn bộ nước nằm dưới mặt đất. Nước ngầm (groundwater) là nước tự do phân bố trong một số điều kiện nhất định. Trong các trình bày tiếp theo của cuốn sách này chúng ta chọn cách phân loại của Ôvtsinnicov A.M. và Klimentov P.P. 1967, xét các bài toán của nước dưới đất cho các trường hợp “nước ngầm” và “nước có áp”.

## **§ 5. ĐỘNG THÁI CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT**

Động thái của nước dưới đất là sự biến đổi liên tục một cách có quy luật theo thời gian các thông số của tầng nước dưới đất như lưu tốc, lưu lượng, tính chất vật lý, thành phần hoá học,... dưới tác dụng của tổ hợp các nhân tố tự nhiên và nhân tạo.

Nhóm các nhân tố tự nhiên quyết định động thái của nước dưới đất bao gồm các nhân tố về khí hậu, địa chất, địa chất thuỷ văn, thổ nhưỡng và sinh vật.

Nhóm các nhân tố nhân tạo ảnh hưởng đến động thái của nước dưới đất là các hoạt động kinh tế của con người như các hoạt động tưới tiêu, xây dựng các hồ chứa nước, bơm hút khai thác, xử lý nước dưới đất trong khai mỏ khoáng sản,...

Nghiên cứu động thái của một tầng nước dưới đất, xác định dòng bổ cập và dòng tiêu thoát của tầng nước đó cho phép xác định được những nhân tố chủ yếu hình thành nên chế độ thuỷ động (động thái) của nó và từ đó phân loại động thái một cách phù hợp, xác định vùng phân bố của tầng nước đó.

Phụ thuộc vào nhóm các nhân tố tham gia hình thành động thái nêu trên mà người ta chia ra 2 loại động thái: 1- động thái tự nhiên (động thái không bị phá hoại) và 2- động thái nhân tạo (động thái phá hoại).

Động thái tự nhiên là động thái mà sự hình thành của chúng hoàn toàn do các nhân tố tự nhiên quyết định. Đó là các nhân tố: thổ nhưỡng – sinh vật; khí hậu; thuỷ văn; địa chất. Động thái nhân tạo là trong sự hình thành của chúng có sự tham gia của các nhân tố nhân tạo. Sự tham gia của con người trong quá trình hình thành động thái bao gồm:

- Các hoạt động làm dâng cao mực nước như xây dựng hồ chứa, tưới nước. Do sự can thiệp của con người, từ sự biến đổi độ sâu mực nước dưới đất dẫn đến sự thay đổi thành phần hoá học của chúng.

- Khai thác nước dưới đất. Sự khai thác nước dưới đất làm hạ thấp mực nước, ở nhiều nơi làm thay đổi căn bản động thái của nước dưới đất. Sự khai thác mãnh liệt nước dưới đất không những làm hạ thấp mực nước, thay đổi thành phần hoá học của nước mà thậm chí làm thay đổi hướng vận động của dòng nước.

Phụ thuộc vào bản chất của quá trình biến đổi các yếu tố của động thái (tương quan của dòng bổ cập và dòng tiêu thoát) người ta chia động thái ra làm các loại:

1. Động thái thấm và bốc hơi, tức là sự biến động các thông số của dòng thấm như trữ lượng, thành phần hoá học và tính chất vật lý của nước chủ yếu do quá trình thấm và bốc hơi theo phương thẳng đứng, thường đặc trưng cho vùng thảo nguyên, vùng đồng bằng, bình nguyên không có dòng chảy.

2. Động thái thấm-dòng chảy, tức là sự biến động nêu trên gây ra chủ yếu do tương quan dòng chảy ngầm và ngầm của nước mưa, nước mặt. Loại động thái này thường đặc trưng cho các khối nâng phân thủy, các vùng sườn núi, đồi và các vùng nâng khác khi độ sâu mực nước dưới đất trong khoảng 5-8m.

3. Động thái dòng chảy, được hình thành chủ yếu hoàn toàn do dòng chảy dưới đất. Loại động thái này đặc trưng cho các tầng nước dưới đất không áp giữa các lớp trong các cấu trúc địa chất khác nhau.

4. Động thái dòng chảy-thấm-bốc hơi, được hình thành đồng thời do dòng nước ngầm chảy từ các vùng cao xuống, do sự thấm của nước mưa, nước mặt và do bốc hơi. Loại động thái này phổ biến chủ yếu ở những bậc thềm thấp của hồ, vùng bình nguyên trũng thấp trong điều kiện khí hậu lục địa khi mực nước dưới đất sâu 3-5m.

Mỗi chế độ động thái đặc trưng cho một vùng, miền nhất định, ví dụ động thái thấm-bốc hơi đặc trưng cho các vùng đồng bằng, bình nguyên, động thái thấm-dòng chảy đặc trưng cho vùng nâng phân thủy,... vì thế Kamenxki chia ra các loại:

1. Động thái miền phân thủy – là loại động thái được hình thành do mưa, dòng chảy ngầm và một phần do bốc hơi. Loại động thái này đặc trưng cho nước dưới đất của những vùng xa sông và các bồn nước mặt.

2. Động thái miền ven bờ – là loại động thái mà sự dao động mực nước dưới đất xảy ra là do sự thay đổi mực nước trong bồn nước mặt do có sự liên quan thủy lực. Loại động thái này đặc trưng cho nước dưới đất ở gần sông và các bồn nước mặt. Càng xa nguồn nước mặt, sự ảnh hưởng càng bị hạn chế.

3. Động thái miền trước núi – là loại động thái mà sự thay đổi mực nước xảy ra là do ngầm đồng thời với dòng chảy ngầm mãnh liệt. Loại động thái này thường xảy ra trong các quạt bồi tích trước núi, nơi mà mực nước dưới đất dao động mạnh.

4. Động thái miền băng giá - là loại động thái liên quan với đặc điểm và thời gian đóng băng và tan băng.

Thực ra đó không phải là các loại động thái, mà đúng ra đó là các miền có cùng một loại động thái (cùng một chế độ thủy động). Vì vậy, không thể coi đó là một cách phân loại động thái. Các giáo trình trước đây đưa vào cách chia này, xem như một cách phân loại động thái chúng tôi cho là không hợp lý. Ngay trong cách chia của Kamenxki cơ sở phân chia đã không nhất quán. Đối với 2 loại đầu, cơ sở phân chia là tương quan dòng bổ cập và dòng tiêu thoát; đối với 2 loại sau, cơ sở phân chia lại là nhân tố chủ đạo khống chế quá trình thủy động. Nói một cách ngắn gọn, ta có thể gọi loại động thái tự nhiên (biến đổi do tự nhiên), loại động thái dòng

chảy (biến đổi chủ yếu do dòng chảy),... chứ không thể gọi *loại động thái miền phân thủy*, biến đổi do miền phân thủy.

Nghiên cứu động thái của nước dưới đất có một ý nghĩa lớn trong các hoạt động kinh tế liên quan đến nước dưới đất. Vì vậy, nghiên cứu và hiểu biết về động thái của nước dưới đất là một yêu cầu cần thiết đối với những người làm việc liên quan đến nước dưới đất. Biết được động thái tức là nắm được quy luật vận động của chúng, từ đó ta có thể sử dụng tốt tài nguyên nước dưới đất, hạn chế được những bất lợi do chúng gây ra. Ví dụ, nắm được động thái của nước dưới đất tức là biết được quy luật thay đổi độ sâu mực nước ngầm, quy luật biến đổi thành phần hoá học của nước sẽ giúp chúng ta trong mọi lĩnh vực: quy hoạch cây trồng, mùa vụ hợp lý trong nông nghiệp; quy hoạch xây dựng cung cấp nước cho dân sinh, kinh tế; lập kế hoạch khai thác mỏ khoáng sản, v.v... Không nắm được động thái tự nhiên của nước dưới đất, những hoạt động can thiệp không hợp lý của con người có thể ảnh hưởng đến động thái của nước dưới đất theo chiều hướng bất lợi như gây ô nhiễm chất lượng nước dưới đất, làm cạn kiệt tài nguyên nước dưới đất của một khu vực hoặc ngược lại làm cho mực nước dâng cao gây lầy hoá, muối hoá đất đai.

## **§ 6. NƯỚC DƯỚI ĐẤT TRONG CÁC VÙNG ĐỊA MẠO KHÁC NHAU**

Nước dưới đất đều có mặt ở khắp mọi nơi, tuy nhiên, cũng giống như khoáng sản rắn, nó chỉ có ý nghĩa thực tế khi tập trung trong các tầng có trữ lượng lớn có thể khai thác được. Từ bài §3, I của chương này chúng ta đã biết rằng tầng chứa nước và tầng nước dưới đất là hai khái niệm khác nhau nhưng đồng nhất với nhau. Tầng nước dưới đất chứa trong các tầng đất đá chứa nước. Như vậy, rõ ràng rằng điều kiện tập trung, phân bố của nước dưới đất do cấu trúc địa chất và thành phần của đất đá quyết định. Mặt khác, cấu trúc địa chất lại liên quan chặt chẽ với địa hình, địa mạo của khu vực – là điều kiện có thể quan sát trực quan ngay từ trên mặt. Vì vậy, trong bài này sẽ phân tích nước dưới đất trong các vùng địa mạo khác nhau để làm tiền đề cho công tác thăm dò, tìm kiếm nước dưới đất.

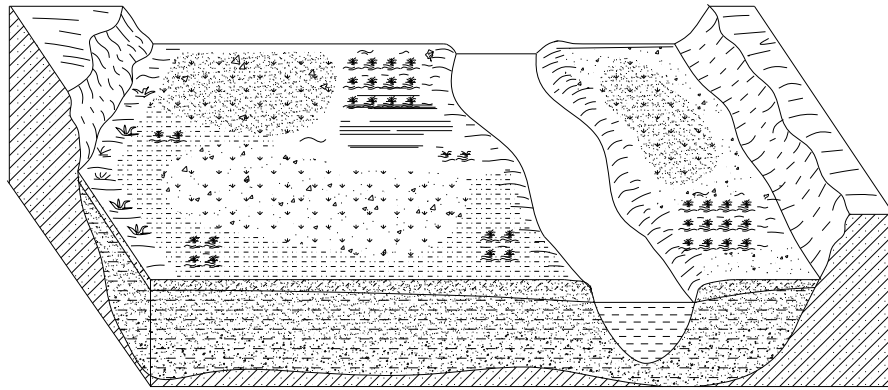
### **1. Nước dưới đất trong các tầng bồi tích sông**

Bồi tích sông là những loại vật liệu trầm tích lắng đọng trong các thung lũng sông, thường còn được gọi là tầng aluvi. Đó là các loại vật liệu mềm rời như cát, cuội, sỏi, thỉnh thoảng có xen kẹp với các loại ít thấm nước hơn như cát pha, sét pha. Bồi tích sông thường có đặc điểm có tính phân lớp, các lớp khá thuần nhất về cấp phối hạt do được trầm đọng theo quy luật tuyển lựa. Các hạt có độ mài mòn cao, độ rỗng cao, kích thước lỗ rỗng lớn, các lỗ rỗng ăn thông nhau vì thế thấm nước tốt, hệ số thấm  $k$  thay đổi trong phạm vi rộng phụ thuộc vào cấp phối hạt, biến đổi trong khoảng 1-200 m/ngđ, thậm chí có chỗ còn cao hơn. Khi có điều kiện trữ nước, những loại vật liệu này sẽ trữ được một lượng nước tự do rất lớn. Trong tự nhiên, các tầng bồi tích sông có thể xuất lộ ngay trên bề mặt (bồi tích sông hiện đại) mà ta có thể nhận biết rất dễ dàng để chọn vùng khảo sát và khai thác. Tuy nhiên, cũng có khi các tầng đó được che phủ bởi các loại vật liệu ít thấm nước hơn như cát bụi, cát pha, sét pha, sét. Trường hợp này thường xảy ra đối với các tầng bồi tích cổ, trong các lũng sông cổ. Nhiều trường hợp các lớp bồi tích sông bị chôn sâu hàng chục mét dưới các lớp thấm nước kém mà để tìm kiếm ta phải khảo sát thăm dò.

Nước ngầm trong các tầng bồi tích sông rất phong phú. Đặc điểm của nước ngầm trong tầng bồi tích sông là vận động cùng hướng với nước sông, đặc biệt vùng



lân cận hai bên bờ. Nước ngầm trong tầng bồi tích sông được cung cấp bởi nước mưa, nước mặt trong các kênh mương ngầm xuống, dòng nước thấm từ các sườn đồi hai bên thung lũng sông, và do nước sông (về mùa mưa). Sự tiêu hao nước ngầm trong các tầng bồi tích sông xảy ra do bốc hơi trực tiếp từ mặt thoáng của nước ngầm, do bốc hơi qua thảm thực vật mọc trong thung lũng, do chảy ra sông qua đáy để cấp nước cho sông, do khai thác của con người,... Độ sâu phân bố của mực nước ngầm trong các tầng bồi tích sông thường từ 0 (vị trí các mạch nước rỉ) đến 10-12m hoặc sâu hơn.



Hình 1.8 Nước dưới đất trong tầng bồi tích sông

Về thành phần, nước trong tầng trầm tích sông thường là nước nhạt, độ khoáng hoá nhỏ, loại hình bicacbonat canxi chiếm chủ yếu. Chỉ những nơi gần cửa sông do chịu ảnh hưởng của thủy triều, tổng độ khoáng hoá cao hơn và nước chuyển sang loại hình clorua natri.

Đặc điểm của nước ngầm trong tầng bồi tích sông là nó có liên quan thủy lực trực tiếp với nước sông, vì vậy khi thiết kế các giếng khai thác nước ở gần sông, cần phải tính toán để khoảng cách từ giếng đến mép sông lớn hơn bán kính ảnh hưởng của giếng hoặc nhóm giếng, tránh khả năng nước sông có thể thấm trực tiếp vào giếng, giảm khả năng thấm lọc và vì vậy, giảm chất lượng nước ngầm.

Ở Việt Nam nước trong tầng bồi tích sông phổ biến trong các vùng đồng bằng châu thổ sông Hồng, sông Cửu Long. Ngoài ra, ở mức độ ít hơn ở các thung lũng sông của khu vực miền Trung.

Ở miền Bắc, hệ thống sông Hồng, sông Thái Bình tạo nên vùng đồng bằng Bắc Bộ rộng lớn. Trầm tích của đồng bằng Bắc Bộ chia làm 2 tầng rõ rệt. Tầng dưới là các lớp trầm tích hạt thô như cát, cuội, sỏi (Qp) chiều dày biến đổi từ vài mét ở vùng rìa đến vài chục mét ở vùng trung tâm, ở Hà Nội chúng đạt đến 40-50m. Tầng trên là các lớp trầm tích hạt mịn (Qh) có nguồn gốc khác nhau, có tính thấm nước kém. Tầng hạt thô bên dưới có tính thấm lớn, chứa nước phong phú và được bảo vệ bởi các lớp thấm nước kém phía trên nên có thành phần tốt và có áp nhẹ hoặc có áp cục bộ. Hiện nay, tầng chứa nước này đang được khai thác phục vụ cho Hà Nội, Hà Đông,...

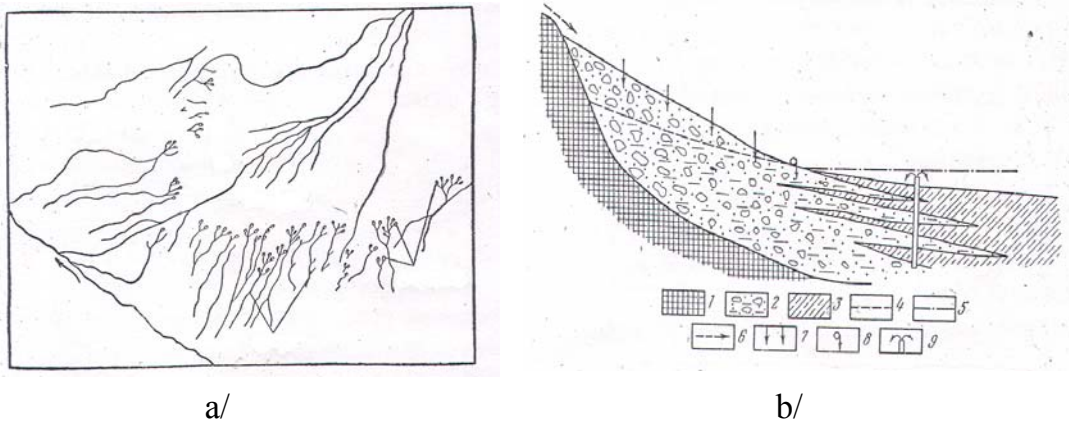
Ở miền Nam, vùng đồng bằng Nam Bộ trong phạm vi trầm tích Đệ Tứ cũng có 2 tầng chứa nước, đó là Holocen Qh và Pleistocen Qp(2-3). Tương tự như ở đồng bằng bắc Bộ, tầng Qh nằm trên có chiều dày khoảng 40m nghèo nước và chất

lượng nước kém, tầng Qp là cát, sỏi chứa nước phong phú và chất lượng nước tốt, chiều dày trung bình 50-70m. Vùng ven biển nước bị nhiễm mặn.

Ở miền Trung các tầng chứa nước phân bố trên diện hẹp trong các thung lũng sông, kéo dài và không liên tục. Thành phần chủ yếu là cát. Mực nước ngầm dao động mạnh do địa hình dốc, chất lượng nước tốt.

## 2. Nước dưới đất trong các thành tạo trước núi

Ở các vùng ven núi, các dòng chảy mặt mang theo một lượng lớn các loại vật liệu, khi thoát ra khỏi vùng núi, gặp địa hình thoải giảm lưu tốc dòng chảy đột ngột, các loại vật liệu được tích đọng tạo nên dạng trầm tích gọi là nón phóng vật. Vật liệu bồi tích loại này rất đa dạng về cấp phối hạt, từ cỡ hạt mịn cho đến các khối tảng. Ở gần cửa thoát của dòng chảy từ vùng núi, vật liệu chủ yếu các khối tảng và hạt thô, càng ra xa vật liệu càng mịn dần.



Hình 1-9. Nón phóng vật

a. nhìn trên mặt bằng; b. nhìn trên mặt cắt

1. Đá gốc của sườn dốc; 2. Hỗn hợp dăm, sạn, cát; 3. Sét, sét pha; 4. Mực nước ngầm; 5. Mực áp lực; 6. Hướng vận động của dòng nước; 7. Ngầm của nước mặt; 8. Mạch nước rỉ; 9. Giếng nước có áp.

Nước ngầm chứa trong tầng bồi tích này khá phong phú, được cung cấp bởi chính dòng nước mặt ngầm xuống khi tiếp tục chảy theo quạt bồi tích, ngoài ra còn do nước mưa ngấm qua bề mặt. Mực nước ngầm ở gần vùng chóp nón (gần cửa thoát từ vùng núi) thường nằm sâu, càng xuôi về biên nón phóng vật mực nước càng dâng lên gần mặt đất và cuối cùng khi ra đến rìa nón phóng vật thì thoát ra ngoài mặt đất dưới dạng các mạch rỉ. Những mạch rỉ lớn là điểm khởi đầu của các con suối nhỏ. Nguyên nhân nước ngầm dâng lên gần mặt đất khi thấm xuôi theo nón phóng vật là vì càng về xuôi, thành phần hạt đất càng mịn dần, hệ số thấm càng giảm, nước thấm càng khó khăn hơn, thoát không kịp khi lượng nước phía trên vẫn tiếp tục đổ về nên ứ nước và dâng dần lên. Trong phạm vi nón phóng vật, đôi chỗ nước ngầm trở thành có áp cục bộ do các thấu kính sét, sét pha thấm nước kém chặn giữ phía trên.



Do điều kiện địa hình dốc và thay đổi mạnh theo chiều dòng chảy, tương quan giữa lượng nước ngấm vào đất và dòng chảy mặt thay đổi mạnh nên động thái của nước ngầm vùng nón phóng vật biến đổi mạnh, không những biến đổi trữ lượng, lưu tốc,...mà cả thành phần hoá học. Vùng gần chóp nón thường là nước ngọt, thành phần gần với nước mặt chảy từ vùng núi ra, càng về xuôi, do đất càng mịn,

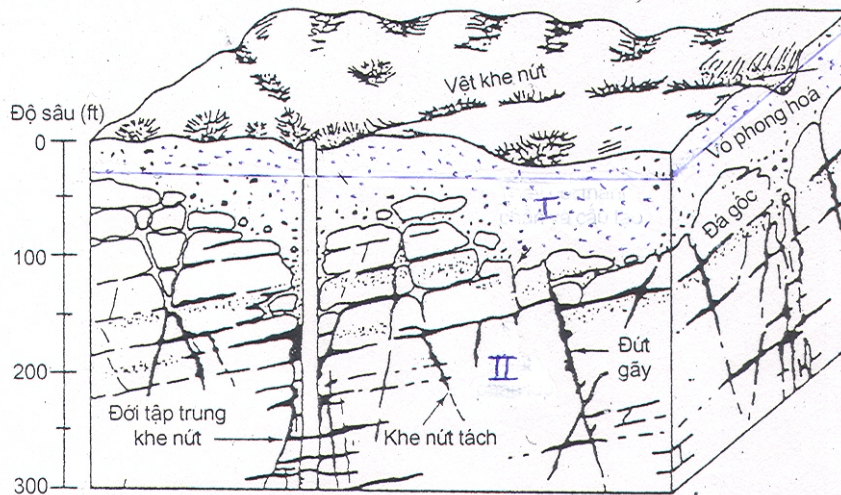
nước hoà tan các khoáng vật càng nhiều, mực nước ngầm lại lên gần mặt đất nên bốc hơi càng mạnh. Tất cả những điều đó dẫn đến làm thay đổi thành phần hoá học của nước ngầm, nồng độ khoáng hoá của nước tăng lên.

Nước ngầm trong các nón phóng vật là nguồn nước dồi dào để khai thác phục vụ dân sinh, chăn nuôi gia súc và tưới.

### **3. Nước dưới đất trong vùng núi**

Trong các vùng đồi núi, nền địa chất được cấu tạo từ các loại đá khác nhau. Trải theo thời gian, các loại đá đó bị phong hoá biến thành đất, một phần bị rửa trôi, một phần được tích đọng ngay tại chỗ, phủ lên trên đá gốc gọi là tầng tàn tích. Càng xuống sâu mức độ phong hoá càng giảm, thành phần và tính chất của vật liệu phong hoá càng gần với đá gốc. Theo độ sâu, mặt cắt địa chất của tầng tàn tích chia làm các đới. Trong điều kiện khí hậu nhiệt đới nóng ẩm của Việt Nam phần trên của mặt cắt thường là sét, sét pha lẫn dăm sạn, xuống sâu chuyển dần thành đới đá nứt nẻ, phân vụn - đá nứt nẻ phân khối. Chiều dày của các đới phong hoá rất khác nhau phụ thuộc vào thành phần đá gốc, điều kiện khí hậu, địa hình (hình 1.9)

Nước dưới đất trong tầng phong hoá trong các vùng núi được chia làm 2 loại: nước lỗ rỗng trong các lớp đất của các đới trên và nước kẽ nứt trong đá của các đới dưới. Vì trong mặt cắt phong hoá, sự thay đổi thành phần của đất đá là từ từ nên giữa hai loại nước này không có ranh giới ngăn cách, tuy nhiên, thành phần và tính chất của nước có sự khác nhau. Nước ở trong tầng trên do ảnh hưởng của các khoáng vật sét nên đục và độ khoáng hoá cao hơn. Ngược lại, nước kẽ nứt trong đá ít bị ảnh hưởng và trong hơn. Thực tế ở Lạng Sơn đã thấy có hai giếng cách nhau chỉ 5m, một giếng đào lấy nước kẽ nứt trong đá sét bột kết nứt nẻ, một giếng chỉ đào ở trong đất, chất lượng nước trong 2 giếng khác nhau rõ rệt.



*Hình 1.10. Nước dưới đất trong vỏ phong hoá trong vùng núi  
I. Nước lỗ rỗng trong đất; II. Nước kẽ nứt trong đá*

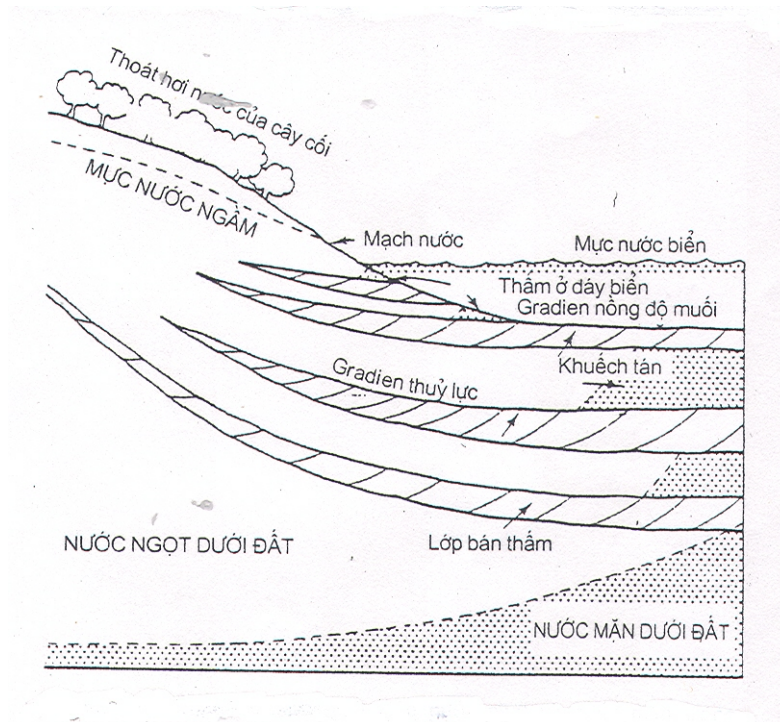
Nguồn cung cấp của nước dưới đất trong khu vực này là nước mưa, do dòng chảy ngầm từ chỗ cao xuống, tiêu hao nước ngầm là do dòng chảy ngầm tiêu thoát nước ra khỏi khu vực, do thoát qua đáy ra các hệ thống sông suối trong khu vực.

Chiều dày lớp đất phong hoá trên đá gốc không đồng đều, về cơ bản bề mặt đá gốc bên dưới cũng có dạng tương tự như địa hình mặt đất, vì vậy, nước ngầm chứa trong tầng phong hoá vận động mạnh và có hướng như dòng nước mặt, tập trung dần vào các chỗ trũng để thấm dọc theo đáy các suối cạn và thoát ra bề mặt thành các mạch nước và hình thành suối. Nước ngầm có động thái biến đổi mạnh phụ thuộc vào địa hình, thành phần tầng đất phong hoá, dao động mực nước ngầm có thể xảy ra từng ngày với biên độ đến vài mét, rõ rệt nhất là vào những ngày mưa.

Nước dưới đất trong những vùng núi đá vôi có những nét đặc biệt. Đá vôi là loại đá có mức độ nứt nẻ cao, nước thấm trong đá vôi lại có xu thế mở rộng đường thấm, vì vậy, nước nhanh chóng tập trung dần vào các hang hốc, hang động ngầm làm cho tầng đất phong hoá trong vùng núi đá vôi không có nước. Nói một cách khác, trong vùng núi đá vôi không có nước lỗ rỗng đới trên trong tầng phong hoá. Điều đó nói lên rằng không nên đào giếng trong đất trong vùng núi đá vôi. Ở nông trường Đồng Giao, Ninh Bình đã có giếng đào trong thung lũng sâu đến 30m không có tí nước nào.

Do điều kiện địa hình dốc, vật liệu phong hoá tích lũy chủ yếu ở chân dốc và các vùng trũng thấp, các khe cạn, mực nước ngầm thường đồ theo đường địa hình mặt đất nhưng mềm mại hơn, vì vậy, ở những chỗ này mực nước ngầm ở gần mặt đất và chiều dày tầng chứa nước cũng lớn hơn, trữ lượng nước nhiều hơn. Khảo sát tìm kiếm nước ngầm nên hướng vào những vùng địa hình thấp như vậy. Phụ thuộc vào địa hình khu vực, độ sâu mực nước ngầm thường từ vài mét đến hàng chục mét cách mặt đất.

#### **4. Nước dưới đất ở vùng đồng bằng ven biển và hải đảo.**



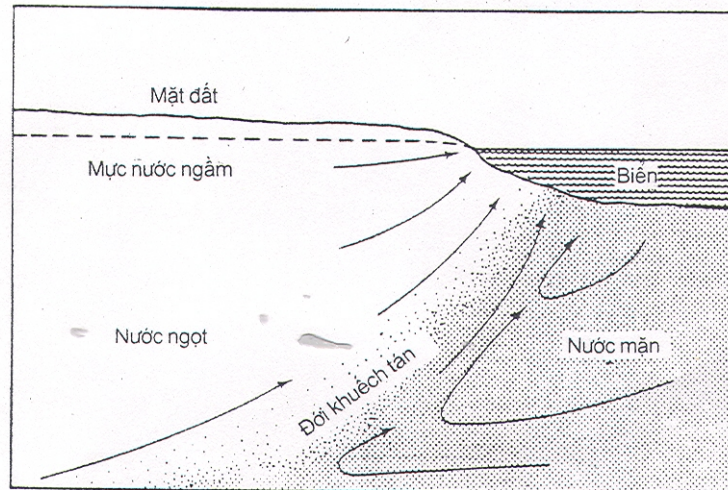
Hình 1.11 Ranh giới mặn ngọt phụ thuộc vào áp lực của tầng nước ngầm ngọt.

Ở vùng ven biển thường có cấu trúc địa chất rất phức tạp do sự phối hợp trầm đọng trầm tích lục nguyên và trầm tích biển. Trầm tích lục nguyên có xu hướng trầm đọng ở phía bờ còn trầm tích biển thì trầm đọng ở phía biển và dao động của mực nước biển đã làm cho địa tầng nguồn gốc biển và lục nguyên đan xen nhau – các lớp trầm đọng trong cùng thời gian thay đổi dần từ nguồn gốc lục nguyên đến nguồn gốc biển. Trong nhiều trường hợp, do đặc điểm trầm đọng này mà tạo nên sự xen kẽ của các tầng chứa nước và cách nước nằm nghiêng ra phía biển. Trong nhiều vùng, phủ trên các cấu trúc này là tầng cát trầm tích hiện đại khá dày.

Do được cung cấp từ miền đất cao trong nội địa, nước dưới đất chuyển động theo hướng từ đất liền ra phía biển, vì vậy, trong những vùng ven biển vẫn có thể tìm thấy nước dưới đất là nước ngọt.

Ở các hải đảo ngoài khơi, khi nước mưa ngấm xuống đất cũng hình thành một tầng nước ngọt “nổi” trên nước ngầm mặn mà ta có thể khai thác sử dụng (hình 1.12).

Nước ngọt dưới đất chuyển động từ đất liền ra phía biển gặp nước mặn dưới đất sẽ hình thành ranh giới mặn – ngọt. Ranh giới mặn – ngọt thực chất là một đới pha trộn (đới nước lợ) hay còn gọi là đới khuếch tán (hình 1.12). Đối với nước ngầm ngọt ở vùng hải đảo cũng vậy, giữa nước ngầm ngọt và nước ngầm mặn cũng tồn tại ranh giới mặn - ngọt. Ranh giới mặn – ngọt có thể xác định dựa trên nguyên lý cân bằng thủy tĩnh của Ghybel – Herzberg hoặc theo bài toán thủy động (xem §4 chương 3). Ranh giới mặn – ngọt biến đổi phụ thuộc vào nhiều yếu tố. Đối với vùng đồng bằng ven biển nó phụ thuộc vào lưu lượng dòng thấm, khoảng cách từ điểm nghiên cứu đến mép nước. Đối với trường hợp các hải đảo, ranh giới mặn – ngọt phụ thuộc vào cường độ nước mưa ngấm bổ cập, kích thước của đảo, khoảng cách từ điểm nghiên cứu đến tâm đảo.



Hình 1-12. Quan hệ nước ngầm mặn-ngọt trong tầng trầm tích ven biển và hải đảo

Đối với các tầng nước sâu ở vùng đồng bằng ven biển do có sự xen kẽ của các tầng thấm nước và không thấm nước, nước dưới đất vận động ở trạng thái có áp, vì vậy, ranh giới mặn – ngọt phụ thuộc vào áp lực của từng tầng chứa nước (hình 1.11).

Nước ngầm ngọt ở vùng đồng bằng ven biển và hải đảo có động thái biến đổi theo mùa và nói chung trữ lượng không phong phú. Vì vậy, khi khai thác nước dưới đất ở vùng ven biển và hải đảo cần có chế độ khai thác hợp lý để không xảy ra tình trạng nhiễm mặn (xem §4 ở chương 3).

### Bài tập và câu hỏi

1. Giải thích rõ mối liên quan giữa nước dưới đất và các tính chất vật lý của đất, lấy ví dụ minh họa.
2. Chứng minh sự ảnh hưởng của tỷ bề mặt hạt đất đến khả năng vận động của nước ở trong đất.
3. Trong các dạng nước tồn tại trong đất sau đây, dạng nước nào quyết định độ ẩm của đất: nước liên kết vật lý, nước liên kết hoá học, nước kết tinh, nước tự do
4. Giải thích vì sao nước mao dẫn không thể chuyển động một cách hoàn toàn tự do ở trong đất nhưng vẫn được xếp vào dạng nước tự do?
5. Phân biệt tầng chứa nước và tầng nước dưới đất; các dạng tồn tại của nước dưới đất và các loại nước dưới đất.
6. Giải thích ảnh hưởng của các nhân tố tự nhiên và nhân tạo đến động thái của nước dưới đất? Lấy ví dụ minh họa.
7. Động thái của nước dưới đất là gì? Ý nghĩa của việc nghiên cứu động thái của nước dưới đất?
8. Nêu đặc điểm của nước dưới đất trong các tầng bồi tích sông?
9. Nêu đặc điểm của nước dưới đất trong các thành tạo trước núi?
10. Nêu đặc điểm của nước dưới đất trong vùng núi?
11. Nêu đặc điểm của nước dưới đất trong vùng đồng bằng ven biển và hải đảo?

## CHƯƠNG 2 : VẬN ĐỘNG CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

### §1. CÁC YẾU TỐ THỦY ĐỘNG LỰC CỦA DÒNG THẨM

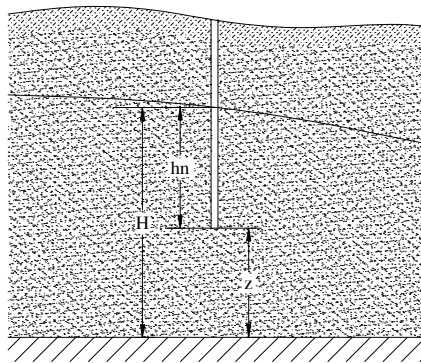
Nước dưới đất vận động trong đất đá là vận động theo các lỗ rỗng, kẽ nứt ở trong chúng. Tuy nhiên, để giải các bài toán địa chất thủy văn cần xác định các trị số trung bình đặc trưng cho sự vận động, vì vậy, người ta giả thiết rằng dòng nước dưới đất chiếm toàn bộ tầng chứa nước bao gồm tất cả khe hở và phần cứng của môi trường. Như vậy, dòng vận động thực tế của nước dưới đất chỉ theo các khe hở được thay bằng dòng giả định chiếm tất cả tầng chứa nước. Dòng giả định như vậy gọi là dòng thấm.

#### 1. Áp lực.

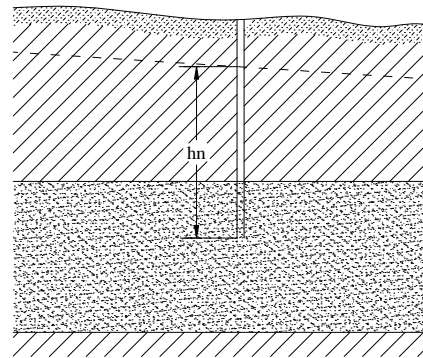
Nước dưới đất vận động được là do tác dụng của chênh lệch áp lực. Theo định nghĩa của Bernoulli, trị số áp lực được biểu thị bằng biểu thức sau:

$$H = \frac{P}{\gamma} + z + \frac{v^2}{2g}$$

trong đó: P - áp lực thủy tĩnh ở điểm nghiên cứu trong dòng vận động;  $\gamma$  - trọng lượng riêng của nước; z - chiều cao của điểm nghiên cứu tính từ mặt chuẩn;  $\frac{v^2}{2g}$  - áp lực thủy động.



Hình 2.1 Sơ đồ chiều cao đo áp, trường hợp nước ngầm



Hình 2.2 Sơ đồ chiều cao đo áp, trường hợp nước có áp

Trong biểu thức trên, đại lượng  $\frac{v^2}{2g}$  thường rất nhỏ so với tổng hai đại lượng còn lại, vì vậy, thường người ta bỏ qua nó, khi đó công thức trên còn lại là:

$$H = \frac{P}{\gamma} + z$$

Trị số  $\frac{P}{\gamma} = h_n$  gọi là chiều cao đo áp. Chiều cao đo áp là chiều cao cột nước phải dâng lên trong lỗ khoan ở một điểm nào đó do tác dụng của áp lực thủy tĩnh. Hình 2.1 và 2.2 minh họa chiều cao đo áp  $h_n$  đối với trường hợp nước ngầm và nước có áp. Từ hình vẽ trên, rõ ràng rằng  $H = h_n + z$ . Đối với trường hợp nước ngầm đáy

cách nước nằm ngang, nếu lấy đáy cách nước làm mặt chuẩn so sánh, khi đó  $z = 0$  và  $H \equiv h$ .

## 2. Gradient áp lực.

Khác với nước mặt, nước dưới đất chỉ vận động qua phần lỗ rỗng giữa các hạt, vì vậy, nó phải khắc phục sức cản của các hạt đất, một phần áp lực bị tổn thất do ma sát, kết quả tạo nên độ dốc bề mặt áp lực theo phương vận động. Nếu lập mặt cắt thẳng đứng theo phương vận động của nước dưới đất, chúng ta nhận được đường giảm áp lực (đối với nước ngầm thường gọi là đường mực nước).

Độ dốc trung bình của đường áp lực gọi là gradient áp lực (đối với nước ngầm thường gọi là độ dốc thủy lực) và được tính theo công thức:

$$J = \pm \frac{\Delta H}{\Delta x}$$

Gradient áp lực có thể viết dưới dạng vi phân:

$$J = \pm \frac{dH}{dx}$$

khi đó  $J$  chính là giá trị độ dốc tại một điểm đang xét của đường cong (tiếp tuyến của đường cong tại điểm đó). Dấu của biểu thức phụ thuộc vào chiều của dòng thấm trong hệ trục tọa độ ta đang xét.

## 3. Lưu lượng.

Lưu lượng của dòng thấm là lượng nước đi qua tiết diện ướt của dòng thấm trong một đơn vị thời gian. Thứ nguyên của lưu lượng là  $M^3/T$

$$Q = v.F$$

trong đó:  $F$  – tiết diện của dòng thấm ( $M^2$ ) ;  $v$  – vận tốc của dòng thấm ( $M/T$ ). Đối với dòng thấm phẳng, trong các tính toán sau này thường dùng khái niệm lưu lượng đơn vị. Lưu lượng đơn vị là lượng nước vận động qua một tiết diện thấm có chiều rộng bằng một đơn vị và chiều cao là toàn bộ tầng chứa nước trong một đơn vị thời gian.

$$q = v.h.l(M)$$

trong đó  $h$  – chiều dày tầng chứa nước ( $M$ ). Từ định nghĩa trên rõ ràng thứ nguyên của lưu lượng đơn vị cũng là  $M^3/T$ . Một số người hiểu lưu lượng đơn vị xuất phát từ công thức

$$q = \frac{Q}{B}$$

trong đó  $B$  – chiều rộng của dòng thấm, vì vậy, lấy thứ nguyên của lưu lượng đơn vị là  $M^2/T$ . Trong trường hợp đó sẽ không xử lý được khi muốn đổi từ  $m^2/ngđ$  sang lít/phút. Thực ra công thức trên không phải là công thức định nghĩa mà chỉ dùng xác định độ lớn. Nó nói lên lưu lượng tổng lớn gấp mấy lần so với lưu lượng đơn vị.

Về bản chất thủy lực, vận động của nước dưới đất cũng giống như vận động của nước bề mặt, được chia ra 2 loại:



1. Thẩm tầng, khi trong quá trình vận động, các đường dòng song song nhau.
2. Thẩm rối, khi trong quá trình vận động các đường dòng xoắn vào nhau, thường xảy ra khi vận tốc thẩm quá lớn.

Trong thủy lực học người ta đưa ra chỉ số Reynolds để xác định trạng thái chảy của nước mà được xác định theo công thức:

$$R_e = \frac{\rho v d}{\mu}$$

trong đó:  $\rho$ - tỷ trọng của chất lỏng  
 $v$ - vận tốc trung bình của dòng chảy  
 $d$ - bán kính thủy lực, là tỷ số giữa diện tích tiết diện thẩm chia cho chu vi ướt  
 $\mu$ - hệ số nhớt động của chất lỏng.

Như đã nói ở trên, nước ngầm vận động trong đất khó khăn hơn nước mặt nhiều do phải khắc phục sức cản của hạt, vì vậy, vận tốc dòng thẩm nhỏ hơn, giới hạn chuyển từ thẩm tầng sang thẩm rối cũng thấp hơn. Biến đổi công thức trên cho điều kiện dòng thẩm trong đất rời Pavlovski N.N. nhận được công thức sau:

$$R_e = \frac{1}{0,75n + 0,23} \cdot \frac{v d_e \rho}{\mu}$$

trong đó:  $n$ - độ rỗng của đất  
 $d_e$ - đường kính hữu hiệu của đất đá

Các ký hiệu khác như trong công thức trên.

Dùng công thức này kết hợp những nghiên cứu thực nghiệm, Pavlovski N.N. đã xác định trị số Reynolds giới hạn để dòng thẩm chuyển từ trạng thái thẩm tầng sang thẩm rối nằm trong khoảng 7,5-9.

Đối với đá nứt nẻ, Selkatsev V.N đề nghị công thức sau:

$$R_e = \frac{10v\sqrt{k_x}}{n^{2,3}}$$

trong đó  $k_x$  – hệ số thẩm xuyên của đất, các ký hiệu khác như trong các công thức trên.

Theo Selkatsev V.N, giá trị  $R_e$  giới hạn nằm trong khoảng 1÷12.

Thông thường trong đại đa số trường hợp nước ngầm vận động ở trạng thái thẩm tầng, chỉ trong môi trường cuội sỏi khi hút nước với lưu lượng quá lớn và ở khu vực gần giếng khoan độ dốc thủy lực lớn thì có thể gây ra thẩm rối.

Nước dưới đất vận động trong đất đá có thể với động thái ổn định và không ổn định. Dòng ổn định là dòng thẩm mà trong quá trình vận động, lưu lượng của dòng thẩm và chiều dày tầng nước không đổi theo thời gian, nghĩa là:

$$\frac{dQ}{dt} = 0$$

$$\frac{dh}{dt} = 0$$

Trong tự nhiên, dòng thẩm động thái ổn định xảy ra khi trong phạm vi đang xét không có nguồn cung cấp hay tiêu thoát bổ sung. Dòng không ổn định là dòng

thấm mà trong quá trình vận động lưu lượng, chiều dày tầng nước thay đổi theo thời gian do có yếu tố tham gia làm thay đổi dòng thấm.

Trong tự nhiên, dòng thấm có thể chia làm 2 loại:

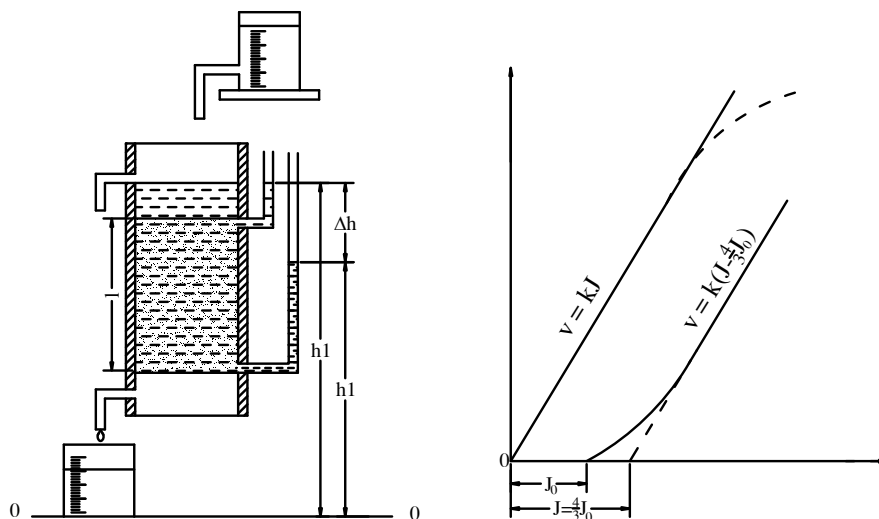
1. *Dòng thấm phẳng*, là dòng thấm mà trong quá trình thấm các đường dòng luôn luôn song song với một mặt phẳng. Dòng thấm phẳng được chia làm 2 loại: dòng thấm phẳng đứng (các đường dòng song song mặt phẳng thẳng đứng) và dòng thấm phẳng ngang (các đường dòng song song mặt phẳng ngang). Trường hợp đặc biệt khi các đường dòng vừa song song mặt phẳng đứng vừa song mặt phẳng ngang thì gọi là dòng thấm thẳng (dòng thấm đều). Đối với trường hợp dòng thấm phẳng đứng, do các đường dòng luôn luôn song song mặt phẳng đứng nên hình chiếu của các đường dòng trên mặt phẳng ngang là những đường thẳng song song. Ngược lại, đối với dòng thấm phẳng ngang, hình chiếu của các đường dòng trên mặt phẳng đứng là những đường thẳng song song.

2. *Dòng thấm không gian* khi đường dòng không song song với bất kỳ một mặt phẳng nào, có nghĩa là chúng có thể biến dạng bất kỳ. Trong chương trình này chúng ta chỉ xét trường hợp đặc biệt khi dòng thấm tập trung vào một điểm (dòng thấm tới giếng) và dòng thấm tỏa tia (thấm phân tán từ giếng ra xung quanh).

## §2. CÁC ĐỊNH LUẬT THẤM

### I. ĐỊNH LUẬT THẤM TUYẾN TÍNH (ĐỊNH LUẬT DARCY).

Năm 1856 Darcy – một kỹ sư người Pháp đã làm thí nghiệm để nghiên cứu quá trình thấm ở trong đất (hình 2.3) và rút ra định luật: lưu lượng của dòng thấm trong một đơn vị thời gian tỷ lệ thuận với chênh lệch cột nước, tiết diện dòng thấm và tỷ lệ nghịch với chiều dài dòng thấm. Biểu thức toán học biểu diễn định luật thấm của Darcy như sau:



Hình 2.3 Sơ đồ thí nghiệm thấm của Darcy

$$Q = k \frac{\Delta h}{l} F = kJF \quad (2.1)$$

trong đó  $k$ - hệ số thấm của đất, m/ngđ

$h$  – cột nước, m  
 $l$  – chiều dài dòng thấm, m  
 $J$  – độ dốc thủy lực  
 $F$  – diện tích tiết diện dòng thấm, m<sup>2</sup>

Biến đổi biểu thức trên, ta có:  $Q/F = v$ ; từ đó biểu thức của định luật thấm Darcy có thể viết lại:

$$V = k.J \quad (2.2)$$

Vì quan hệ giữa  $v$  và  $J$  là quan hệ bậc nhất nên định luật thấm Darcy còn được gọi là định luật thấm tuyến tính. Trong công thức trên  $v$  gọi là vận tốc thấm. Vận tốc thấm là vận tốc biểu kiến, coi dòng thấm là liên tục đi qua toàn bộ diện tích tiết diện thấm. Thực tế dòng thấm chỉ đi qua phần lỗ rỗng giữa các hạt đất. Nếu ký hiệu vận tốc thực của dòng thấm là  $u$  thì biểu thức xác định  $u$  như sau:

$$u = \frac{Q}{F_r} \quad (2.3)$$

trong đó  $F_r$  là diện tích phần rỗng trong toàn bộ tiết diện thấm.  $F_r = nF$  với  $n$  là độ rỗng. Từ đó có thể xác định quan hệ giữa  $u$  và  $v$  như sau:

$$\frac{v}{u} = \frac{F_r}{F} = n; \Rightarrow v = n.u$$

Định luật Darcy áp dụng cho dòng thấm ở trạng thái chảy tầng.

Đối với đất sét, một phần lớn nước tự do ở trong đất là nước bất động do bị giam hãm bởi nước liên kết vật lý (xem chương 1, /2.II) vì vậy, giá trị gradient thủy lực đủ phải lớn, lớn hơn một giá trị  $J_0$  ban đầu nào đó để thắng được lực nhớt, khi đó mới xảy ra thấm và cũng chưa tuân theo quy luật tuyến tính. Chỉ khi giá trị  $J$  lớn hơn một giá trị  $J_{gh}$  nhất định lúc đó dòng thấm mới tuân theo định luật Darcy và biểu thức định luật Darcy có dạng:

$$v = k(J - J_{gh}) = k\left(J - \frac{4}{3}J_0\right)$$

Các giá trị  $J_0$ ;  $J_{gh}$  phụ thuộc vào loại đất. Kết quả nghiên cứu thực nghiệm của Roza X.A. đối với sét cứng cho giá trị  $J_0$  có thể đạt đến  $20 \div 30$

## II. CÁC ĐỊNH LUẬT THẤM PHI TUYẾN

Khi vận tốc dòng thấm lớn xảy ra trạng thái thấm rối, quan hệ giữa vận tốc thấm và gradient không còn tuyến tính nữa. Khi đó sự vận động của nước không còn tuân theo định luật Darcy mà tuân theo định luật thấm phi tuyến và được các chuyên gia đưa ra các công thức biểu thị khác nhau.

### 1. Công thức Sêzi

Quy luật vận động của dòng thấm rối được thể hiện bằng công thức Sêzi như sau:

$$v = C\sqrt{d.J} \quad (2.4)$$

trong đó:  $C$  - hệ số, phụ thuộc vào độ nhẵn của thành lòng dẫn.

$d$  - bán kính thủy lực, bằng diện tích tiết diện chia cho chu vi ướt, cm

$J$  - độ dốc thủy lực.

## 2. Công thức Sêzi - Kraxnoponxki

Kraxnoponxki A.A. đề nghị đưa vào công thức Sêzi hệ số  $k_k = C\sqrt{d}$ , khi đó công thức được gọi là công thức Sêzi-Kraxnoponxki và có dạng:

$$v = k_k \cdot J^{\frac{1}{2}} \quad (2.5)$$

## 3. Công thức Smorêke.

Smorêke cho rằng trong điều kiện tự nhiên có thể có dạng vận động quá độ giữa chảy rối và chảy tầng, được biểu diễn bởi công thức sau:

$$v = k_s J^{1/n} \quad (2.6)$$

trong đó  $k_s$  – hệ số thấm, về trị số không bằng hệ số thấm của định luật thấm đường thẳng và lũy thừa bậc hai;  $n$  trong khoảng  $1 \div 2$

## 4. Công thức Prôni

Sự chuyển đổi từ thấm tầng sang thấm rối là một sự chuyển đổi từ từ khi tăng dần gradient thuỷ lực. Vì vậy, công thức Prôni sau đây thể hiện quy luật thấm một cách tổng quát hơn:

$$J = av + bv^2 \quad (2.7)$$

trong đó  $a$  và  $b$  là các thông số phụ thuộc vào đặc tính của môi trường lỗ rỗng.

Khi vận tốc thấm nhỏ, số hạng thứ hai của vế phải trong công thức (2.7) rất nhỏ có thể bỏ qua và coi  $1/a=k$ , công thức (2.7) trở về công thức (2.2) biểu thị quy luật thấm đường thẳng. Khi vận tốc thấm lớn, số hạng thứ nhất trong biểu thức (2.7) rất nhỏ so với số hạng thứ 2 có thể bỏ qua, nó sẽ trở về công thức (2.5) của Sêzi-Kraxnoponxki.

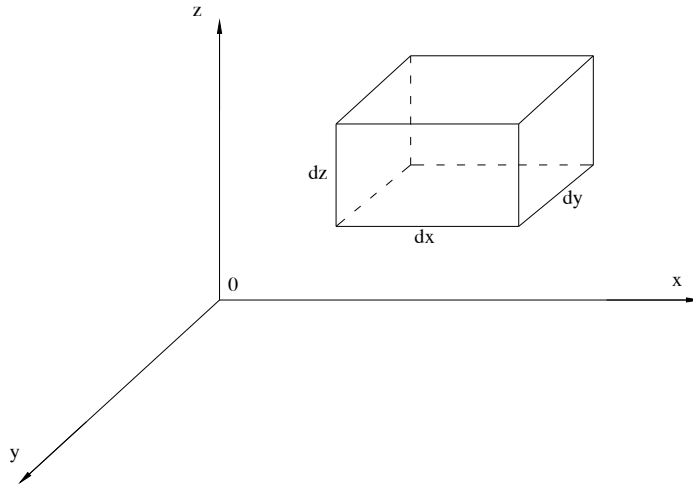
Như vậy, công thức của Prôni cho phép xác định tất cả các dạng vận động của nước dưới đất. So với các công thức khác, công thức Prôni có nhiều ưu điểm vì các thông số  $a$  và  $b$  không phụ thuộc vào các yếu tố thuỷ động lực của dòng thấm.

Chú ý rằng rất nhiều kết quả nghiên cứu lý thuyết và thực nghiệm của Girinxki N.K, Selkatsev V.N và Sestakov G.N,... đều chứng tỏ rằng hầu hết các trường hợp trong thực tế khi đánh giá, tính toán vận động của nước dưới đất, kể cả trong đá nứt nẻ và đá carstơ hoá đều có thể dùng định luật thấm Darcy. So sánh kết quả xác định gradient thuỷ lực tới hạn khi chuyển từ thấm tầng sang thấm rối trong những điều kiện khác nhau với gradient thuỷ lực dòng chảy tự nhiên của nước dưới đất có thể khẳng định rằng trong điều kiện tự nhiên, phần lớn vận động của nước dưới đất là thấm tầng và tuân theo định luật Darcy. Chỉ có dòng thấm trong tầng cuội lớn ở vùng lân cận giếng hoặc trong vùng carstơ mới cần kiểm tra khả năng sử dụng định luật thấm phi tuyến.

## §3. CÁC PHƯƠNG TRÌNH VI PHÂN VẬN ĐỘNG CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

### I. PHƯƠNG TRÌNH LIÊN TỤC

Nước dưới đất vận động liên tục và tuân theo định luật bảo toàn khối lượng, được biểu thị bằng phương trình liên tục. Phương trình liên tục của dòng thấm là phương trình tổng quát vận động của chất lỏng trong môi trường lỗ rỗng. Để thiết lập phương trình, chọn hệ tọa độ  $oxyz$ , lấy một nguyên tố hình hộp trong môi trường thấm có các cạnh  $dx, dy, dz$  song song với các trục tọa độ.



Hình 2.4 Sơ đồ nguyên tố dòng thấm không gian

Thể tích của hộp nguyên tố ký hiệu là  $V$ :  $V = dxdydz$  (2.8)

Thể tích phần rỗng trong nguyên tố là  $V_r$ :  $V_r = nV$  (2.9)

Khối lượng chất lỏng lấp đầy lỗ rỗng trong nguyên tố dòng thấm là  $M$ :

$$M = \rho nV \quad (2.10)$$

Trong các công thức trên,  $n$  là độ rỗng;  $\rho$  là khối lượng riêng của chất lỏng.

Sự thay đổi khối lượng của chất lỏng theo thời gian sau khoảng thời gian  $dt$  sẽ là:

$$\frac{\partial M}{\partial t} dt = \frac{V \partial(n\rho)}{\partial t} dt \quad (2.11)$$

Mặt khác khối lượng của chất lỏng chảy vào nguyên tố nghiên cứu theo hướng trục  $ox$  trong khoảng thời gian  $dt$  sẽ bằng:  $\rho v_x dydzdt$

Cũng trong khoảng thời gian đó khối lượng chất lỏng chảy ra khỏi nguyên tố sẽ là:  $\left[ \rho v_x + \frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} dx \right] dydzdt$

Như vậy, sự thay đổi khối lượng chất lỏng chảy vào và chảy ra khỏi nguyên tố nghiên cứu sau khoảng thời gian  $dt$  sẽ là:

$$\left[ \rho v_x + \frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} dx \right] dydzdt - \rho v_x dydzdt = \frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} dxdydzdt$$

Tương tự, sự thay đổi khối lượng chất lỏng

theo trục oy:  $\frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} dx dy dz dt$ , theo trục oz:  $\frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} dx dy dz dt$ .

Toàn bộ khối lượng chất lỏng thay đổi trong nguyên tố dòng thấm sau thời gian  $dt$  sẽ là:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} dx dy dz dt + \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} dx dy dz dt + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} dx dy dz dt = \\ & \left[ \frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} \right] V dt = \frac{V \partial(n\rho)}{\partial t} dt \end{aligned} \quad (2.12)$$

Đối với nước dưới đất là nước không áp, có thể bỏ qua sự thay đổi mật độ của nước và sự biến dạng của đất đá theo thời gian, đồng thời đối với chất lỏng đồng nhất mật độ  $\rho$  không đổi theo cả ba phương ox, oy, oz có thể đưa ra ngoài dấu vi phân. Như vậy, trong phương trình (2.12) về phải bằng 0 và phương trình trở thành:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad (2.13)$$

Vì vận động của chất lỏng tuân theo định luật Darcy nên các thành phần vận tốc thấm được biểu diễn bằng các công thức sau:

$$v_x = -k_x \frac{\partial H}{\partial x}; \quad v_y = -k_y \frac{\partial H}{\partial y}; \quad v_z = -k_z \frac{\partial H}{\partial z}$$

Thay các giá trị này vào phương trình (2.13) ta có:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) = 0 \quad (2.14)$$

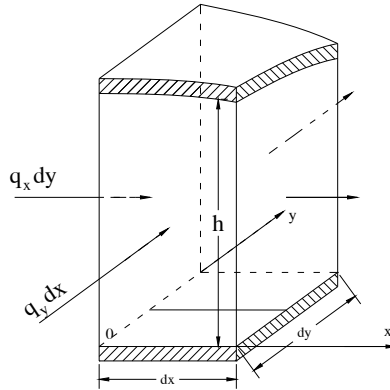
Trong môi trường đồng nhất đẳng hướng  $k_x = k_y = k_z = const$  có thể đưa ra ngoài dấu vi phân nên phương trình (2.14) có thể viết lại:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \quad (2.15)$$

Phương trình (2.15) gọi là phương trình Laplace. Đây là một trong những phương trình quan trọng nhất của vật lý toán.

## II. PHƯƠNG TRÌNH DÒNG THẤM NGANG KHÔNG ÁP

Để thiết lập phương trình dòng thấm ngang không áp ta xét một nguyên tố vô cùng bé của môi trường thấm có cạnh  $dx$ ,  $dy$  và chiều cao bằng toàn bộ chiều dày tầng chứa nước.



Hình 2.5 Sơ đồ nguyên tố dòng thấm ngang không áp

Lượng nước chảy vào nguyên tố gồm có:

- theo phương ox:  $q_x dy$
- theo phương oy:  $q_y dx$
- Lượng nước cung cấp do ngấm từ trên xuống là  $W dx dy$

Lượng nước chảy ra khỏi nguyên tố gồm có:

- theo phương ox:  $q_x dy + \frac{\partial q_x}{\partial x} dx dy$
- theo phương oy:  $q_y dx + \frac{\partial q_y}{\partial y} dy dx$

Hiệu của tổng lượng nước vào và tổng lượng nước ra chính là sự thay đổi thể tích nước trong nguyên tố nghiên cứu và bằng  $\mu \frac{\partial h}{\partial t} dx dy$ . Từ đó ta có phương trình:

$$-\frac{\partial q_x}{\partial x} dx dy - \frac{\partial q_y}{\partial y} dx dy + W dx dy = \mu \frac{\partial h}{\partial t} dx dy - \frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} + W = \mu \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.16)$$

$$\text{Vì } q_x = -k_x h \frac{\partial h}{\partial x}; q_y = -k_y h \frac{\partial h}{\partial y}$$

Phương trình (2.16) có thể viết lại thành:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + W = \mu \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.17)$$

Trong môi trường đồng nhất đẳng hướng,  $k_x = k_y = k$ , phương trình (2.17) sẽ trở nên đơn giản hơn:

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} + \frac{2W}{k} = \frac{2\mu}{k} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.18)$$

Biến đổi  $\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{2h} \frac{\partial h^2}{\partial t}$ ; và ký hiệu  $U = \frac{1}{2} h^2$ , lưu ý rằng  $a = \frac{kh}{\mu}$

phương trình (2.18) có thể viết lại đơn giản hơn:

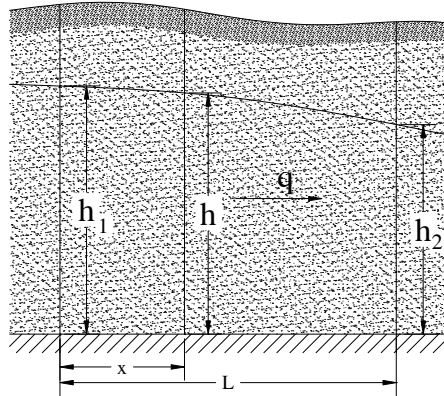
$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{W}{k} = \frac{1}{a} \cdot \frac{\partial U}{\partial t} \quad (2.19)$$

## §4. VẬN ĐỘNG ỔN ĐỊNH CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

### I. THẨM PHẪNG

#### A. Nước ngầm – Môi trường thấm đồng nhất

##### 1. Đáy cách nước nằm ngang (hình 2.6)



Hình 2.6 Dòng nước ngầm, đáy cách nước nằm ngang

Từ bài trên, ta có công thức (2.18):

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} + \frac{2W}{k} = \frac{2\mu}{k} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

Đối với dòng nước ngầm, khi không có nguồn bổ cập tại chỗ ( $W = 0$ ) và dòng cung cấp không đổi khi đó dòng thấm sẽ vận động với động thái ổn định.

Theo định nghĩa ở trên, khi đó  $\frac{\partial h}{\partial t} = 0$ . Dòng thấm phẳng đứng là dòng một chiều,

khi đó đại lượng  $\frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} = 0$ ; công thức (2.18) sẽ trở thành:

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} = 0 \quad (2.20)$$

Giải phương trình này ta có:

$$\frac{\partial h^2}{\partial x} = C_1$$

$$h^2 = C_1 x + C_2 \quad (2.21)$$

trong đó  $C_1, C_2$  là các hằng số tích phân được xác định bằng điều kiện biên. Khi  $x=0 \rightarrow h = h_1 \rightarrow h_1^2 = C_2$ ; khi  $x=L \rightarrow h = h_2 \rightarrow h_2^2 = C_1 L + h_1^2, \Rightarrow C_1 = -\frac{h_1^2 - h_2^2}{L}$ .

Thay các hằng số  $C_1$  và  $C_2$  vào công thức (2.21) ta có công thức xác định chiều dày tầng chứa nước tại một điểm bất kỳ giữa hai điểm xác định trong tầng chứa nước.



$$h^2 = h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{L} x \quad (2.22)$$

$$h = \sqrt{h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{L} x} \quad (2.23)$$

Để xác định lưu lượng dòng thấm ta lấy đạo hàm hàm  $h$  theo  $x$  trong công thức (2.22):

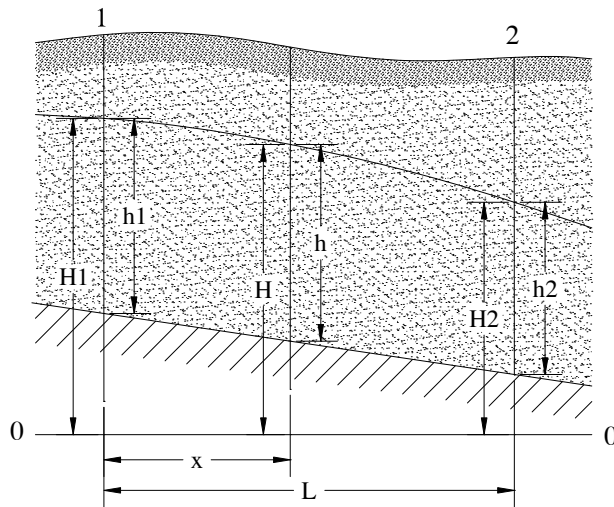
$$\begin{aligned} 2h \frac{dh}{dx} &= -\frac{h_1^2 - h_2^2}{L} \\ -kh \frac{dh}{dx} &= k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} \end{aligned} \quad (2.24)$$

Đại lượng ở vế trái của phương trình (2.24) chính là  $q$ , từ đó ta có công thức xác định lưu lượng đơn vị của dòng thấm  $q$ :

$$q = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} \quad (2.25)$$

Công thức này còn được gọi là công thức Dupuit.

## 2. Đáy cách nước nằm nghiêng (hình 2.7)



Hình 2.7 Dòng nước ngầm, đáy cách nước nằm nghiêng

Từ công thức (2.25) có thể viết lại thành:

$$q = k \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{h_1 - h_2}{L} \quad (2.26)$$

Có thể nhận thấy rằng trong công thức (2.26), đại lượng  $\frac{h_1 - h_2}{L}$  là gradient thủy lực  $J$  và đại lượng  $\frac{h_1 + h_2}{2}$  là chiều dày trung bình của tầng chứa nước. Như vậy, công thức (2.26) là công thức định luật Darcy viết dưới dạng trung bình:  $q = kJh_{tb}$ .

Đối với trường hợp đáy cách nước nằm nghiêng, chiều dày tầng chứa nước  $h$  và tung độ của đường mực nước  $H$  tại mọi điểm không giống nhau. Vì vậy, theo

nguyên tắc nêu trên, Kamenxki G.N đề nghị công thức tính lưu lượng của dòng thấm cho trường hợp đáy cách nước nằm nghiêng như sau:

$$q = k \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (2.27)$$

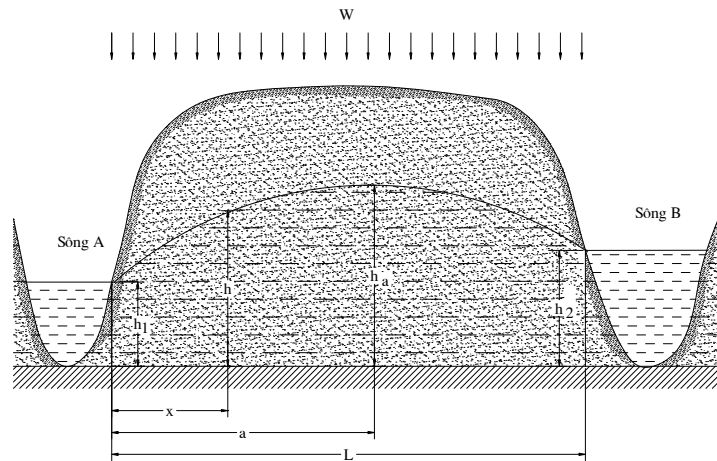
Chú ý rằng công thức này chỉ nên dùng cho trường hợp đáy cách nước nằm nghiêng thuận, nghĩa là nghiêng cùng chiều với đường mực nước. Trong trường hợp nghiêng nghịch, sự thay đổi chiều dày tầng chứa nước theo chiều dòng thấm là rất lớn, cần phải tính lưu lượng theo công thức của Pavlovxki hoặc các tác giả khác phù hợp hơn mà được trình bày trong các sách về động lực học nước dưới đất.

### 3. Dòng thấm qua khu đất giữa 2 sông, đáy cách nước nằm ngang khi có nước mưa ngấm từ trên xuống cung cấp (hình 2.8)

Từ bài II.3 ta có công thức (2.18) :

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} + \frac{2W}{k} = \frac{2\mu}{k} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

Dòng thấm qua khu đất giữa hai sông chảy song song là dòng thấm một chiều, vì vậy, đại lượng  $\frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} = 0$ . Nếu nước mưa cung cấp với cường độ không đổi phân bố đều, khi đó  $W = const$  và dòng thấm là ổn định,  $\frac{\partial h}{\partial t} = 0$ . Từ đó, công thức (2.18) trở thành:



Hình 2.8 Dòng thấm qua khu đất giữa hai sông có nước mưa cung cấp thường xuyên

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{2W}{k} = 0 \quad (2.28)$$

Giải phương trình vi phân này ta được:

$$h^2 = -\frac{W}{k}x^2 + C_1x + C_2 \quad (2.29)$$

Khi  $x=0 \Rightarrow h = h_1$ ;  $x = L \Rightarrow h = h_2$  thay vào phương trình (2.29) giải tìm được  $C_1$  và  $C_2$ ; thay lại vào phương trình (2.29) ta tìm được phương trình mô tả đường mực nước:

$$h^2 = h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{L}x + \frac{W}{k}(L-x)x \quad (2.30)$$

Để xác định lưu lượng của dòng thấm ta lấy đạo hàm  $h$  trong phương trình (2.30) theo  $x$ :

$$2h \frac{dh}{dx} = -\frac{h_1^2 - h_2^2}{L} - \frac{2W}{k}\left(\frac{L}{2} - x\right) \quad (2.31)$$

Mặt khác, dòng thấm trong khu đất giữa hai sông theo định luật Darcy,  $q = -kh \frac{dh}{dx}$ , biến đổi tiếp phương trình (2.31) chúng ta sẽ nhận được công thức tính lưu lượng qua khu đất giữa hai sông khi có nước mưa cung cấp thường xuyên:

$$q = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} - W\left(\frac{L}{2} - x\right) \quad (2.32)$$

Khi lượng bổ cập  $W$  đủ lớn sẽ hình thành đỉnh phân thủy cách gốc tọa độ là  $a$ ;  $q_a=0$  có thể giải tìm ra  $a$ :

$$a = \frac{L}{2} - \frac{k(h_1^2 - h_2^2)}{2WL} \quad (2.33)$$

Thay giá trị này vào công thức (2.30) giải tìm ra chiều cao mực nước tại đỉnh phân thủy:

$$h_a = \sqrt{h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{L}a + \frac{W}{k}(L-a)a} \quad (2.34)$$

*Bài toán ngược:* Khi cần xác định lượng nước mặt ngấm vào đất bổ sung cho nước dưới đất, có thể bố trí một số hố khoan quan trắc mực nước dưới đất để đo một số giá trị  $h$ ; từ công thức (2.32) có thể giải tìm  $W$ :

$$W = k \left[ \frac{h^2 - h_1^2}{(L-x)x} + \frac{h_1^2 - h_2^2}{(L-x)L} \right] \quad (2.35)$$

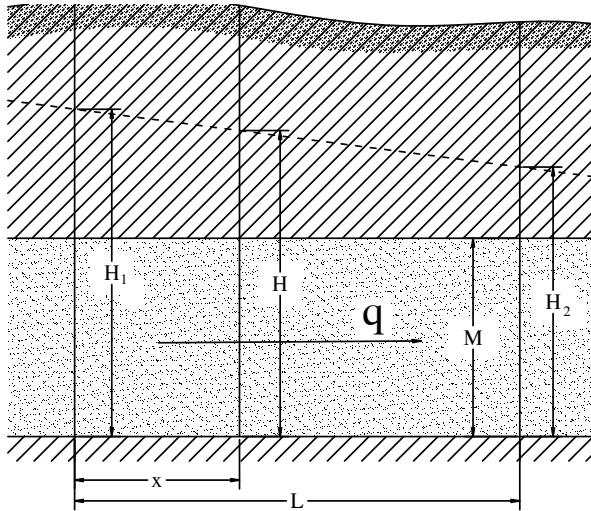
## B. Nước có áp – Môi trường thấm đồng nhất

### 1. Chiều dày tầng chứa nước không đổi

Từ bài toán cơ bản – phương trình liên tục của dòng thấm ta có công thức (2.15) như sau:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0$$

Đối với trường hợp nước có áp dòng thấm phẳng đứng, khi tầng chứa nước nằm ngang có chiều dày không đổi, sẽ biến thành dòng thấm thẳng (dòng thấm đều) và chiều cao đo áp  $h$  sẽ chính là chiều cao áp lực  $H$ , vì vậy, công thức (2.15) có thể viết lại thành:



Hình 2.9 Dòng thấm có áp, chiều dày tầng chứa nước không đổi

áp lực là một đường thẳng, vì vậy, có thể tính lưu lượng dòng thấm và đường áp lực theo cách đơn giản hơn. Trong biểu thức định luật Darcy (2.1):  $Q = k.J.F = k.J.B.h$ , đối với nước có áp chiều dày tầng chứa nước chính bằng  $m$ ; gradient thủy lực có thể tính bằng sai phân đơn giản:  $J = \frac{\Delta H}{L} = \frac{H_1 - H_2}{L}$ . Thay trực tiếp các giá trị này vào chúng ta sẽ nhận được công thức tính lưu lượng (2.38). Để tính cao độ mực áp lực tại một điểm bất kỳ giữa hai điểm xác định, có thể áp dụng định lý Talet sẽ đưa đến công thức (2.37).

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = 0 \quad (2.36)$$

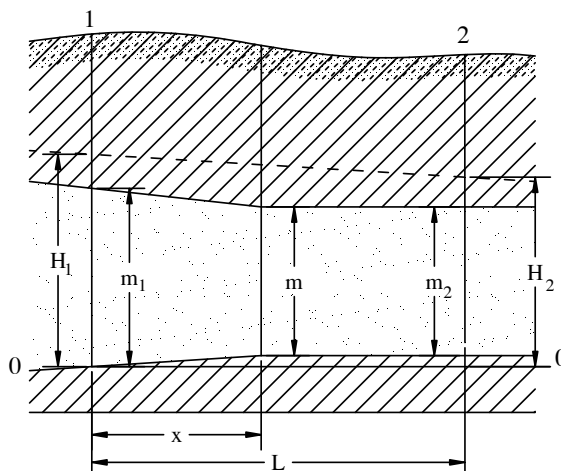
Tương tự như trường hợp nước ngầm, để tìm phương trình biểu thị đường cong áp lực và lưu lượng của dòng thấm ta giải phương trình trên với các điều kiện biên  $x=0 \rightarrow H = H_1$ ;  $x=L \rightarrow H=H_2$  ta có:

$$H = H_1 + \frac{H_2 - H_1}{L} x \quad (2.37)$$

$$q = km \frac{H_2 - H_1}{L} \quad (2.38)$$

## 2. Chiều dày tầng chứa nước thay đổi

Giả sử chiều dày tầng chứa nước giảm dần như trong hình vẽ 2.10



Hình 2.10 Dòng thấm có áp, chiều dày thay đổi

Lưu lượng dòng thấm qua mặt cắt bất kỳ được xác định theo định luật Darcy:

$$q = k.J.m \quad (2.39)$$

Trong đó  $k$  – hệ số thấm;  $J$  – gradient áp lực;  $m$  – chiều dày tầng chứa nước.

Theo định lý Talet ta có:

$$m = m_1 - \frac{x}{L}(m_1 - m_2)$$

Thay vào công thức (2.39) ta có:

$$q = -k \left( m_1 - \frac{m_1 - m_2}{L} x \right) \frac{dH}{dx} \quad (2.40)$$

Phân ly biến số và lấy tích phân từ mặt cắt 1 đến mặt cắt 2 chúng ta nhận được:

$$q = k \frac{m_1 - m_2}{\ln m_1 - \ln m_2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (2.41)$$

Trong trường hợp chiều dày tầng chứa nước tăng dần, bằng cách tương tự chúng ta cũng có thể tìm được phương trình xác định lưu lượng.

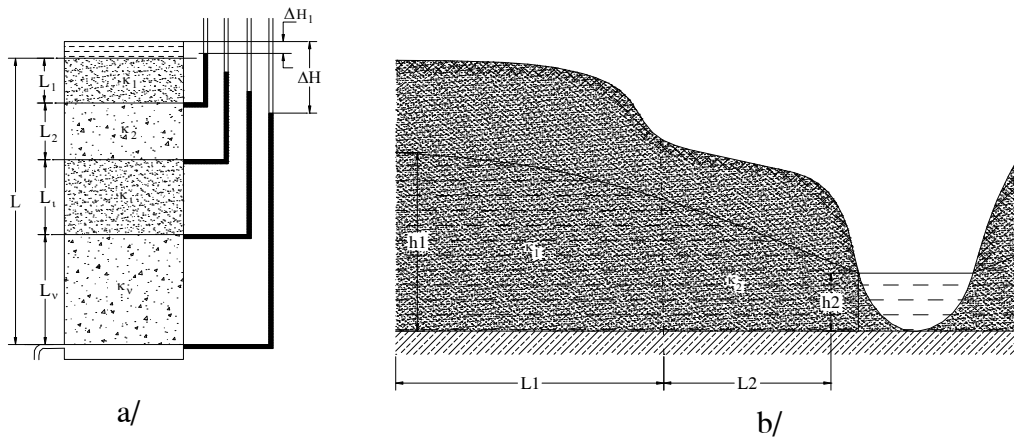
$$q = k \frac{m_2 - m_1}{\ln m_2 - \ln m_1} \cdot \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (2.42)$$

### C. Thấm trong môi trường không đồng nhất

Theo định nghĩa ở chương 1, /3, mục II, môi trường thấm không đồng nhất là môi trường mà trong đó hệ số thấm thay đổi có quy luật. Xét hai trường hợp đơn giản: 1- tính thấm thay đổi theo chiều dòng thấm và 2- tính thấm thay đổi theo phương vuông góc với chiều dòng thấm (môi trường nhiều lớp).

#### 1. Tính thấm thay đổi theo chiều dòng thấm.

Nguyên tắc tính toán trong trường hợp này là "thay" môi trường thấm không đồng nhất bằng một môi trường thấm đồng nhất với hệ số thấm bằng hệ số thấm trung bình của tầng "môi trường con". Để xác định hệ số thấm trung bình ta mô hình hoá môi trường không đồng nhất đó như trong hình 2.11 a.



Hình 2.11 Tính thấm thay đổi theo chiều dòng thấm

Khi nước vận động vuông góc với mặt lớp, theo định luật Darcy tốc độ thấm trong mỗi lớp sẽ bằng:

$$\text{trong lớp 1} \quad v_1 = k_1 J_1 = k_1 \frac{\Delta H_1}{L_1} \Rightarrow \Delta H_1 = v_1 \frac{L_1}{k_1}$$

$$\text{trong lớp 2} \quad v_2 = k_2 J_2 = k_2 \frac{\Delta H_2}{L_2} \Rightarrow \Delta H_2 = v_2 \frac{L_2}{k_2}$$

.....

$$\text{trong lớp n} \quad v_n = k_n J_n = k_n \frac{\Delta H_n}{L_n} \Rightarrow \Delta H_n = v_n \frac{L_n}{k_n}$$

Bởi vì tổng tổn thất cột nước trong các môi trường con chính bằng tổng thất cột nước khi thấm qua toàn bộ môi trường không đồng nhất đó và vận tốc đi qua từng môi trường con sẽ nhanh chóng điều chỉnh để bằng nhau và bằng vận tốc nhỏ nhất trong số môi trường con nên cộng về theo về ta có:

$$\Delta H = \Delta H_1 + \Delta H_2 + \dots + \Delta H_n = v \left( \frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} + \dots + \frac{L_n}{k_n} \right)$$

$$v = \frac{\Delta H}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} + \dots + \frac{L_n}{k_n}} \quad (2.43)$$

Mặt khác, khi coi môi trường không đồng nhất như một môi trường đồng nhất với hệ số thấm trung bình  $k_{tb}$  thì theo định luật thấm Darcy ta có:

$$v = k_{tb} \cdot J = k_{tb} \frac{\Delta H}{L} \quad (2.44)$$

Vì  $L_1 + L_2 + \dots + L_n = L$  nên so sánh công thức (2.43) và (2.44) ta có:

$$k_{tb} = \frac{L}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} + \dots + \frac{L_n}{k_n}} \quad (2.45)$$

Sử dụng công thức hệ số thấm trung bình, ta có thể tính lưu lượng của dòng nước dưới đất trong môi trường không đồng nhất theo các công thức tương ứng:

$$\text{Đối với dòng nước ngầm: } q = k_{tb} \frac{h_1^2 - h_n^2}{2L}$$

$$\text{Đối với dòng nước có áp: } q = k_{tb} m \frac{H_1 - H_n}{L}$$

Trường hợp này thường xảy ra trong các thung lũng sông khi dòng nước ngầm thấm qua các thềm sông để thoát ra sông.

*Ví dụ tính toán:*

Có một dòng nước dưới đất thấm trong các thềm sông để thoát ra sông. Môi trường thấm đang xét gồm 2 thềm sông với hệ số thấm  $k_1, k_2$  và chiều dài tương ứng  $L_1$  và  $L_2$ . Sơ đồ dòng thấm xem hình vẽ 2.11b. Hệ số thấm trung bình của môi trường sẽ là:

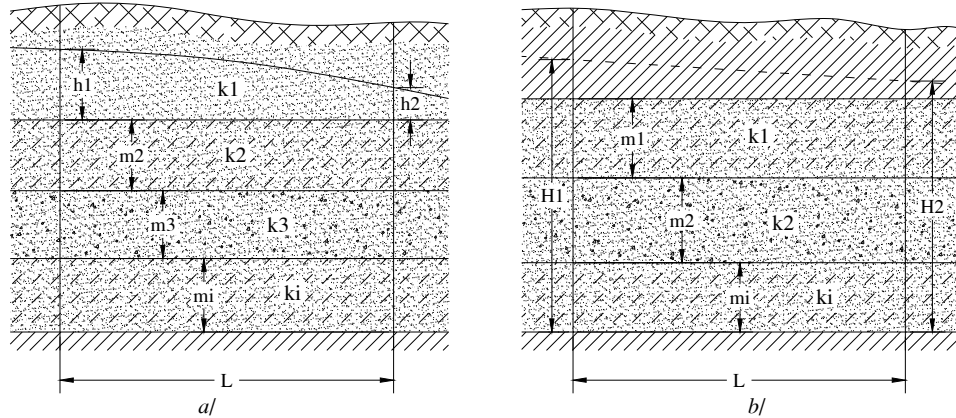
$$k_{tb} = \frac{L}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2}}$$

Lưu lượng của dòng thấm sẽ là:

$$q = k_{tb} \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} = \frac{L}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2}} \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} = \frac{h_1^2 - h_2^2}{2 \left( \frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} \right)}$$

## 2. Tính thấm thay đổi theo phương vuông góc chiều dòng thấm

Trường hợp này xảy ra khi môi trường thấm gồm nhiều lớp (hình 2.12). Nguyên tắc tính toán cũng như trong trường hợp trên, coi môi trường thấm là đồng nhất với hệ số thấm trung bình. Dòng thấm qua các lớp đều có chung gradient thấm. Để xác định hệ số thấm trung bình ta làm như sau:



Hình 2.12 Dòng thấm trong môi trường nhiều lớp  
a/ nước ngầm; b/ nước có áp

Coi dòng thấm trong các lớp là song song tức là bỏ qua hiện tượng thấm xuyên lớp, theo định luật thấm Darcy dòng thấm trong môi trường đó được tính như sau:

$$q = \sum_{i=1}^n q_i = (k_1 h_1 + k_2 h_2 + \dots + k_n h_n) J \quad (2.46)$$

Mặt khác  $q = k_{tb} J h$  (2.47)

trong đó  $h$  là chiều dày của lớp tương đương, bằng tổng chiều dày của các lớp  $h_i$ . So sánh (2.46) và (2.47) ta có công thức xác định hệ số thấm trung bình:

$$k_{tb} = \frac{k_1 h_1 + k_2 h_2 + \dots + k_n h_n}{h} \quad (2.48)$$

trong đó  $h$  là tổng chiều dày của các lớp.

Để tính lưu lượng của dòng thấm trong môi trường không đồng nhất ta thay hệ số thấm trung bình vào công thức tính lưu lượng của môi trường đồng nhất ứng với từng điều kiện bài toán cụ thể. Ở đây chia ra hai trường hợp:

1. Đối với nước có áp.

Lưu lượng của dòng thấm của nước có áp trong môi trường nhiều lớp sẽ được tính bằng cách thay  $k_{tb}$  từ công thức (2.48) vào công thức (2.38) với  $h$  là tổng chiều dày của các lớp và cũng chính là  $m$ , ta được:

$$q = k_{tb} m \frac{H_2 - H_1}{L} = m \frac{k_1 m_1 + k_2 m_2 + \dots + k_n m_n}{m} \frac{(H_1 - H_2)}{L} \quad (2.49)$$

$$q = (k_1 m_1 + k_2 m_2 + \dots + k_n m_n) \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (2.50)$$

2. Đối với nước ngầm

Trường hợp nước ngầm thấm trong môi trường nhiều lớp, để tính toán chúng ta tách môi trường thấm thành hai phần. Các lớp nằm dưới có chiều dày không đổi gộp thành một phần (một môi trường thấm). Lớp trên cùng tách thành một môi trường riêng do có mặt thoáng của nước, mặt thoáng của nước có độ nghiêng nên chiều dày thay đổi theo chiều dòng thấm. Nước ở trong cả hai môi trường đều vận động do cùng một chênh lệch thế. Vì phần dưới được phủ bởi lớp trên cùng mà dòng thấm trong nó đã được tách riêng nên coi dòng thấm trong phần này là dòng thấm có áp. Như vậy, lưu lượng dòng thấm trong toàn bộ mặt cắt sẽ là:

$$q = q_1 + q_2 = k_{tbl}m \frac{h_1 - h_2}{L} + k_1 \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L}$$

$$q = (k_2m_2 + k_3m_3 + \dots + k_nm_n) \frac{h_1 - h_2}{L} + k_1 \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L}$$

## II. DÒNG THẤM TỚI GIẾNG.

### 1. Một số khái niệm liên quan đến giếng hút nước

Giếng là công trình khoan thẳng đứng vào trong đất, có kết cấu ống lọc với mục đích để hút nước dưới đất. Khi hút nước từ trong giếng mực nước trong giếng hạ xuống tạo chênh lệch cột nước ở trong và ngoài giếng. Nước bắt đầu thấm qua ống lọc vào trong giếng làm cho một phần tầng chứa nước xung quanh ống lọc bị tháo khô. Phần đất xung quanh giếng bị tháo khô có dạng hình phễu gọi là phễu hạ thấp mực nước. Chênh lệch mực nước tĩnh (mực nước dưới đất trước khi hút) và mực nước động (mực nước trong quá trình hút) tại một điểm bất kỳ trong phạm vi của phễu hạ thấp gọi là độ hạ thấp mực nước và thường ký hiệu là  $S$ . Độ hạ thấp mực nước trong giếng ký hiệu  $S_0$ . Thay vì hạ thấp mực nước, đối với giếng nước có áp khi bơm sẽ làm hạ thấp áp lực và tương ứng ta có độ hạ thấp áp lực. Nếu hút nước liên tục với lưu lượng  $Q$  không đổi trong khoảng thời gian  $t$  đủ lớn, phễu hạ thấp mực nước sẽ phát triển rất chậm, bán kính của phễu và độ hạ thấp mực nước trong giếng  $S$  sẽ tăng chậm đến mức khó nhận thấy và có thể coi là ổn định. Bán kính của phễu hạ thấp ứng với thời điểm đã được coi là ổn định đó gọi là bán kính ảnh hưởng của giếng và ký hiệu là  $R$ . Phễu hạ thấp chỉ thực sự ổn định khi gặp các điều kiện sau đây:

1. Phễu hạ thấp lan rộng cắt qua dòng thấm trong tầng chứa nước có lưu lượng bằng lưu lượng bơm hút.
2. Phễu hạ thấp lan đến một nguồn nước mặt có lưu lượng thấm bổ cập cho tầng chứa nước bằng lưu lượng hút ra.
3. Có lượng nước mưa ngấm bổ cập trên diện tích bề mặt của phễu đúng bằng lưu lượng nước giếng hút ra.
4. Có lượng nước thấm lậu từ các tầng chứa nước phía dưới hoặc phía trên của tầng nước đang hút đúng bằng lượng nước được hút ra.

Các giếng có thể làm việc với những điều kiện khác nhau tùy thuộc vào mức độ xâm nhập của giếng vào trong tầng chứa nước. Theo điều kiện làm việc người ta chia giếng hút nước ra làm 2 loại:



1. Giếng hoàn chỉnh, khi giếng cắt qua toàn bộ tầng chứa nước và đặt ống lọc trên toàn bộ chiều dày tầng chứa nước. Nói một cách khác, giếng hoàn chỉnh là giếng mà nước có thể thấm vào giếng trên toàn bộ chiều dày tầng chứa nước.

2. Giếng không hoàn chỉnh là giếng mà hoặc là khoan chưa hết tầng chứa nước hoặc đã khoan qua toàn bộ tầng chứa nước nhưng chỉ đặt ống lọc trong một phần của tầng chứa nước.

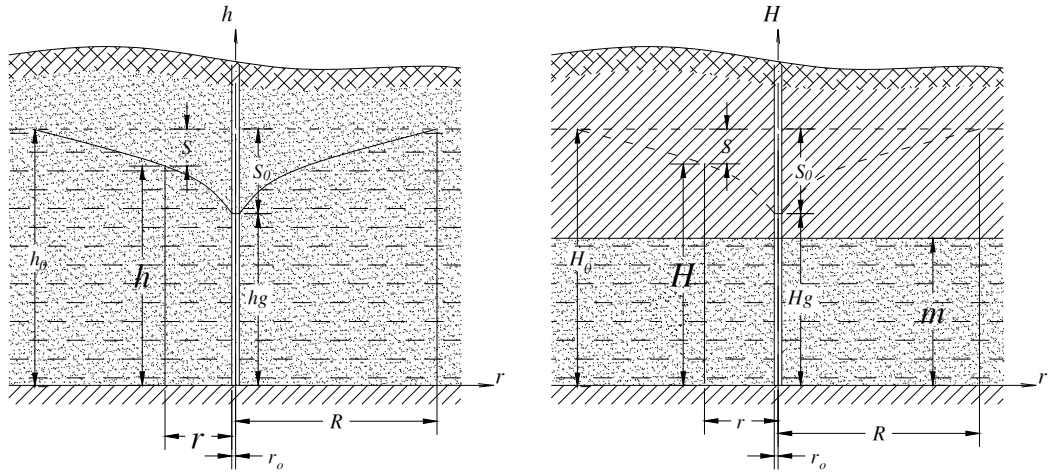
Tùy từng điều kiện cụ thể có thể hút nước trong giếng đơn, trong nhóm giếng tương hỗ lẫn nhau. Các giếng có thể bố trí trong tầng chứa nước được coi là vô hạn (không chịu ảnh hưởng của các nguồn nước mặt) hoặc giếng chịu ảnh hưởng trực tiếp của sông, hồ. Giếng đơn là giếng làm việc đơn độc trong tầng chứa nước vô hạn. Giếng tác dụng tương hỗ là nhóm giếng mà trong quá trình làm việc chúng ảnh hưởng lẫn nhau, nói một cách khác, giếng tương hỗ là nhóm giếng mà khoảng cách giữa các giếng  $a_i$  nhỏ hơn hai lần bán kính ảnh hưởng của mỗi giếng.

Sau đây chúng ta sẽ xem xét một số trường hợp chủ yếu. Các trường hợp khác có thể tham khảo trong các sách tính toán địa chất thủy văn. Các tính toán liên quan đến giếng từ đây về sau dựa trên các giả thiết sau đây:

1. Tầng chứa nước trong phạm vi ảnh hưởng của giếng có hệ số dẫn nước không đổi.
2. Tầng chứa nước đồng nhất
3. Đối với tầng nước ngầm, trước khi bơm chiều dày đới bão hoà là không đổi, đối với tầng nước có áp chiều dày của tầng chứa nước không đổi.
4. Giếng đạt hiệu quả 100%, nghĩa là khi bơm mực nước trong giếng và sát thành giếng phía ngoài bằng nhau.
5. Giếng hoàn chỉnh
6. Mực nước ngầm, mực áp lực trước khi bơm nằm ngang.
7. Nước thấm vào giếng ở trạng thái thấm tầng.

## **2. Giếng đơn hoàn chỉnh – Môi trường thấm đồng nhất**

Khi hút nước từ một giếng khoan hoàn chỉnh trong tầng chứa nước vô hạn, không có ảnh hưởng của dòng chảy tự nhiên (sự thấm trực tiếp nước từ các nguồn nước mặt như sông, hồ,...) khi đó dòng thấm vào giếng là dòng thấm hội tụ, tiết diện thấm sẽ là hình trụ bán kính  $r$  có đường tâm là trục của giếng (hình 2.13).



Hình 2.13 Dòng thấm đến giếng  
a/ giếng nước ngầm; b/ giếng nước có áp

Theo định luật Darcy, lưu lượng dòng thấm qua tiết diện bất kỳ thấm vào giếng có thể biểu diễn ở dạng tổng quát sau:

$$Q = kJF \quad (2.1)$$

trong đó:  $J$  là gradient thủy lực  
 $F$  là diện tích tiết diện thấm

Đối với giếng nước ngầm,  $J$  biểu thị độ dốc của đường mực nước:  $J = \frac{dh}{dr}$ ,

Đối với giếng nước có áp,  $J$  biểu thị độ dốc của đường áp lực:

$$J = \frac{dH}{dr}$$

Diện tích tiết diện thấm là diện tích xung quanh của hình trụ.

Đối với giếng nước ngầm:  $F = 2\pi r h$ .

Đối với giếng nước có áp:  $F = 2\pi r m$

Thay các giá trị  $J$  và  $F$  vào công thức (2.1) ta có:

$$\text{Đối với giếng nước có áp: } Q = 2\pi k m \frac{dH}{dr} = 2\pi r T \frac{dH}{dr} \quad (2.51)$$

$$\text{Đối với giếng nước ngầm: } Q = 2\pi k h \frac{dh}{dr} = 2\pi r k \frac{d\left(\frac{h^2}{2}\right)}{dr} \quad (2.52)$$

So sánh hai công thức (2.51) và (2.52) nhận thấy rằng nếu trong các công thức tính ta tiến hành thay thế qua lại giữa các giá trị  $T \Leftrightarrow k$ , tương ứng  $H \Leftrightarrow \frac{h^2}{2}$  thì vẫn bảo đảm giá trị đúng của công thức.

Áp dụng lợi thế này, chúng ta tiến hành mọi tính toán cho trường hợp giếng nước có áp sau đó có thể dùng phép thay thế để suy ra công thức tính cho trường hợp giếng nước ngầm.

Tiến hành tính lưu lượng hút nước của giếng nước có áp. Từ công thức (2.51) phân ly biến số ta có:

$$Q \frac{dr}{r} = 2\pi r T dH$$

Tích phân biểu thức trên với cận tích phân  $r$  biến đổi trong khoảng  $r_0$  (bán kính giếng) đến  $R$  (bán kính ảnh hưởng), tương ứng  $H$  biến đổi trong khoảng  $H_g$  (mức nước ở sát thành giếng) đến  $H_0$  (mức nước ở biên ảnh hưởng).

$$Q \int_{r_0}^R \frac{dr}{r} = 2\pi T \int_{H_g}^{H_0} dH$$

$$Q = 2\pi T \frac{H_0 - H_g}{\ln \frac{R}{r_0}} = 2\pi T \frac{S_0}{\ln \frac{R}{r_0}} \quad (2.53)$$

Thực tế  $R$  là một đại lượng khó xác định. Để xác định  $R$  phải bố trí một loạt giếng khoan quan trắc theo các tuyến kể từ giếng bơm và đo liên tục trong quá trình bơm mà như vậy thì phải mất rất nhiều thời gian và kinh phí. Việc đo chính xác  $H_g$  cũng gặp phải những khó khăn do bọt nước sinh ra do nước thấm qua màng lọc bắn tung toé vào thước đo. Bản thân mực nước trong giếng cũng vì vậy mà xáo động. Để tránh tất cả những khó khăn đó người ta bố trí hai hố khoan quan trắc trong phạm vi ảnh hưởng của giếng bơm, đo chính xác mực nước ổn định trong các giếng quan trắc trong quá trình bơm, các khoảng cách  $r_1, r_2$  đến giếng bơm, thay vào cận tích phân tương ứng ta tính được chính xác lưu lượng của giếng bơm hút:

$$Q = 2\pi T \frac{H_2 - H_1}{\ln \frac{r_2}{r_1}}$$

Lưu lượng của giếng nước ngầm có thể xác định được bằng phép thay thế  $T \rightarrow k; H \rightarrow h^2/2$  nói trên, khi đó ta nhận được công thức:

$$Q = \pi k \frac{h_0^2 - h_g^2}{\ln \frac{R}{r_0}} \quad (2.54)$$

Tương tự như đối với giếng nước có áp, để tránh phải dùng  $R$  và  $h_g$  ta dùng số liệu đo trong hai giếng quan trắc:

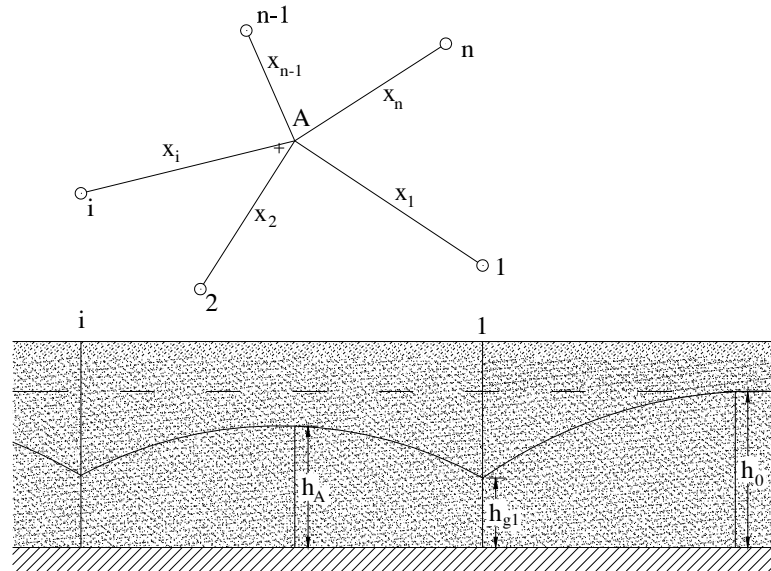
$$Q = \pi k \frac{h_2^2 - h_1^2}{\ln \frac{r_2}{r_1}}$$

### 3. Giếng tác dụng tương hỗ

Trong thực tế có khi người ta bố trí không chỉ có một giếng hút nước mà cả một nhóm giếng hút nước đồng thời trong một tầng chứa nước. Khi khoảng cách giữa các giếng nhỏ hơn hai lần bán kính ảnh hưởng của mỗi giếng thì các giếng có tác dụng ảnh hưởng lẫn nhau. Trong trường hợp đó gọi là nhóm giếng tác dụng

tương hỗ. Người ta thường lợi dụng sự tác dụng ảnh hưởng lẫn nhau của các giếng làm hạ thấp mực nước giữa các giếng để tháo khô hố móng khi thi công công trình.

Khi làm việc đồng thời, lưu lượng tổng cộng hút ra được từ nhóm giếng tác dụng tương hỗ sẽ nhỏ hơn tổng lưu lượng của các giếng đó khi chúng làm việc đơn lẻ, vì vậy, khi tính toán nhóm giếng không thể đơn thuần lấy tổng số học lưu lượng của các giếng mà phải có phương pháp tính toán riêng. Sau đây là phương pháp Fogaymer giải bài toán này.



Hình 2.14 Nhóm giếng tác dụng tương hỗ

Giả sử có một nhóm  $n$  giếng có bán kính ảnh hưởng  $R_1, R_2, \dots, R_n$ , bán kính giếng  $r_1, r_2, \dots, r_n$  bố trí quanh điểm A bất kỳ cách điểm A những đoạn  $x_1, x_2, \dots, x_n$ . (hình 2.14). Khi một giếng làm việc, lưu lượng chảy vào giếng được tính theo công thức:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{Q_i}{\pi k} \ln \frac{R_i}{x_i} \quad (2.55)$$

Khi các giếng cùng đồng thời làm việc, theo nguyên lý cộng tác dụng (cộng dòng) ta có:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{1}{\pi k} \sum_{i=1}^n Q_i \ln \frac{R_i}{x_i}$$

trong đó:  $h_0$  – chiều dày tầng chứa nước khi chưa hút;  $h_A$  – chiều dày tầng chứa nước tại điểm A;  $R_i$  – bán kính ảnh hưởng của giếng thứ  $i$ ;  $x_i$  – khoảng cách từ giếng thứ  $i$  đến điểm A.

Nếu các giếng có bán kính bằng nhau và cùng hút nước với lưu lượng như nhau, tức là  $Q_1=Q_2=\dots=Q_n=Q$ , khi đó ta có:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{Q}{\pi k} \sum_{i=1}^n \ln \frac{R_i}{x_i} \quad (2.56)$$

Nếu các giếng có bán kính ảnh hưởng như nhau  $R_1=R_2=\dots=R_n=R$ , được bố trí trên hình tròn mà điểm A là tâm điểm khi đó  $x_1 = x_2 = \dots = x_n = r_a$  ta có:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{nQ}{\pi k} \ln \frac{R}{r_a} \quad (2.57)$$

$$nQ = \pi k \frac{h_0^2 - h_A^2}{\ln \frac{R}{r_a}} \quad (2.58)$$

Nếu ta ký hiệu  $nQ = \bar{Q}$ , công thức 2.58 sẽ trở thành:

$$\bar{Q} = \pi k \frac{h_0^2 - h_A^2}{\ln \frac{R}{r_a}}$$

Công thức này có dạng công thức tính lưu lượng của một giếng đơn, vì vậy người ta nói rằng nhóm giếng làm việc như một giếng lớn. Tuy nhiên cần phải lưu ý rằng nếu là một giếng lớn thì bán kính ảnh hưởng của giếng lớn phải tính từ tâm của vòng tròn bố trí giếng, tức là  $\bar{R} = R + r_a$  và mực nước tại tâm A phải bằng mực nước trong các giếng. Khi đó công thức tính lưu lượng của giếng lớn sẽ là:

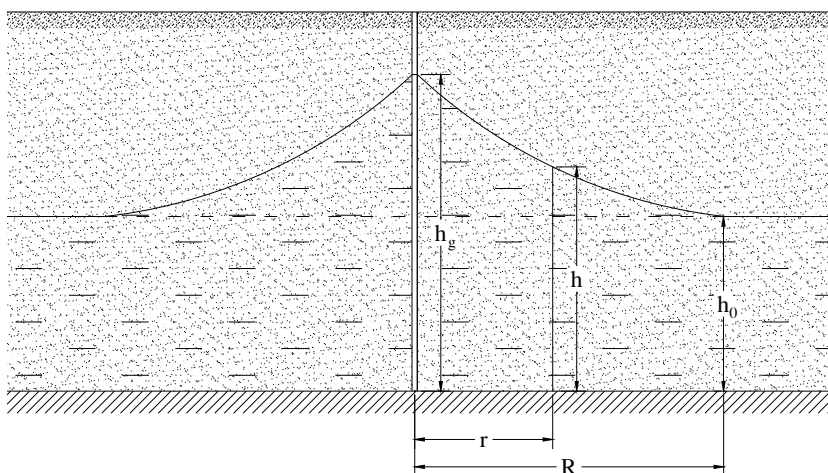
$$\bar{Q} = \pi k \frac{h^2 - h_A^2}{\ln \frac{\bar{R}}{r_a}} = \pi k \frac{h^2 - h_g^2}{\ln \frac{R + r_a}{r_a}} \quad (2.59)$$

Công thức này có thể sử dụng để tính toán hạ thấp mực nước tháo khô hố móng khi thi công công trình.

#### 4. Giếng đỡ nước

Trong thực tế điều tra địa chất thủy văn và sử dụng nước dưới đất người ta thấy rằng các tầng chứa nước có khả năng cung cấp một lượng nước khi hút thì đồng thời cũng có khả năng hấp thụ một lượng nước khi đổ nước vào trong chúng. Tính chất hấp thụ nước đã được sử dụng để bổ sung nhân tạo trữ lượng nước dưới đất với những vùng nghèo nước; để tầng trữ nước thải công nghiệp cũng như nước thải thành phố,...

Về mặt thủy động lực thì sự hấp thụ nước cũng tương tự như sự nhả nước khi bơm hút. Khi đổ nước vào giếng khoan mực nước trong giếng dâng lên cao hơn mặt thoáng của tầng nước ngầm. Do có sự chênh lệch mực nước, nước từ trong giếng sẽ thấm phân tán ra xung quanh và hình thành phễu dâng cao mực nước xung quanh giếng (hình 2.15).



Hình 2.15 Giếng đổ nước

Khi đổ nước với lưu lượng  $Q$  không đổi với thời gian đủ dài đạt đến động thái ổn định, bán kính ảnh hưởng của giếng  $R$  có thể coi là không đổi. Để tính toán lưu lượng hấp thụ của giếng ta thiết lập hệ trục tọa độ với trục tung đi qua tâm giếng, trục hoành trùng với đáy cách nước. Từ bài 2, theo định luật Darcy ta có công thức (2.1):

$$Q = kJF$$

trong đó:  $F$  - diện tích tiết diện thấm:  $F = 2\pi rh$ . Vì với hệ trục tọa độ đã chọn, khi  $r$  tăng thì  $h$  giảm nên:  $J = -\frac{dh}{dr}$ . Thay hai đại lượng này vào công thức 2.1 và phân ly biến số ta có:

$$Q \frac{dr}{r} = -2\pi kh dh$$

Lấy tích phân phương trình trên với các cận tích phân từ biến đổi trong khoảng  $r_0$  (bán kính giếng) đến  $R$  (bán kính ảnh hưởng), tương ứng mực nước biến đổi trong khoảng  $h_g$  (mực nước ở sát thành giếng) đến  $h_0$  (mực nước ở biên ảnh hưởng)

$$Q \int_{r_0}^R \frac{dr}{r} = -2\pi k \int_{h_g}^{h_0} h dh$$

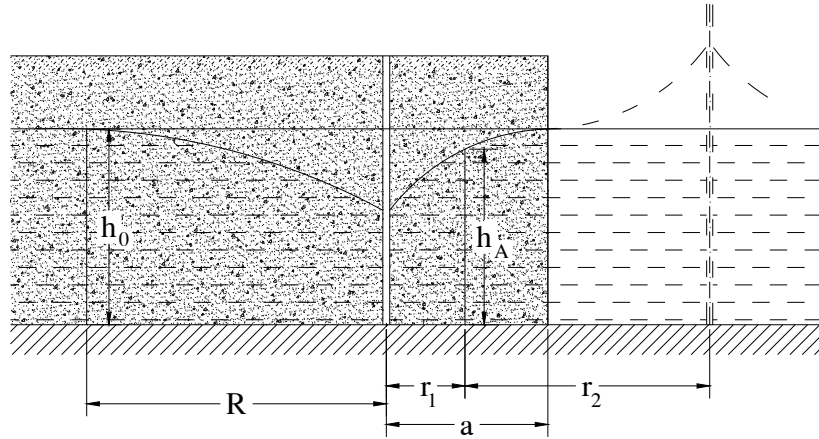
$$Q \ln \frac{R}{r_0} = -\pi k (h_0^2 - h_g^2)$$

$$Q = -\pi k \frac{h_0^2 - h_g^2}{\ln \frac{R}{r_0}} \quad (2.60)$$

So sánh công thức tính lưu lượng của giếng đổ nước (2.60) và giếng hút nước (2.54) đã xác lập trong mục II.2 ta thấy rằng chúng chỉ khác nhau bởi dấu trừ. Điều đó cho thấy dòng thấm tập trung vào giếng khi hút và thấm tỏa tia khi đổ nước đều có cùng bản chất – do chênh lệch cột nước. Dấu trừ có ý nghĩa là chỉ hướng của sự vận động. Đối với trường hợp ép nước vào giếng, lưu lượng thấm sẽ khác vì lúc này nước vận động dưới tác dụng của áp lực. Lưu lượng sẽ phụ thuộc vào áp lực ép.

## 5. Giếng hút nước gần sông

Khi giếng hút nước gần các sông, hồ, các đứt gãy kiến tạo,... tức là khi  $R > a$ , trong đó  $a$  là khoảng cách từ nguồn nước mặt đến giếng, do ảnh hưởng của nguồn nước phong phú mà bán kính ảnh hưởng lan ra đến nguồn nước thì dừng lại trong khi ở phía đối diện thì vẫn tiếp tục phát triển, tạo nên phễu hạ thấp mực nước dạng bất đối xứng (hình 2.16)



Hình 2.16 Giếng hút nước ở gần sông

Để giải bài toán này người ta coi nguồn nước cung cấp như là một giếng cấp nước có cùng bán kính, nằm đối xứng với giếng hút nước qua biên giới của nguồn nước (gọi là giếng ảo). Như vậy, khi làm việc hai giếng sẽ tác dụng ảnh hưởng lẫn nhau. Hai giếng khi làm việc đơn độc thì bán kính ảnh hưởng  $R$  sẽ như nhau.

Xét một điểm A bất kỳ nằm trong phạm vi ảnh hưởng của giếng hút nước. Nếu các giếng làm việc đơn độc thì:

- Đối với giếng hút nước:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{Q}{\pi k} \ln \frac{R}{r_1} \quad (2.61)$$

- Đối với giếng ảo:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{-Q}{\pi k} \ln \frac{R}{r_2} \quad (2.62)$$

Khi hai giếng đồng thời làm việc thì theo nguyên lý cộng tác dụng ta có:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{Q}{\pi k} \ln \frac{R}{r_1} + \frac{-Q}{\pi k} \ln \frac{R}{r_2} = \frac{Q}{\pi k} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (2.63).$$

Khi điểm A nằm ở vách giếng thì  $r_1=r_0$ ;  $r_2=2a-r_0$ ; khi đó ta có:

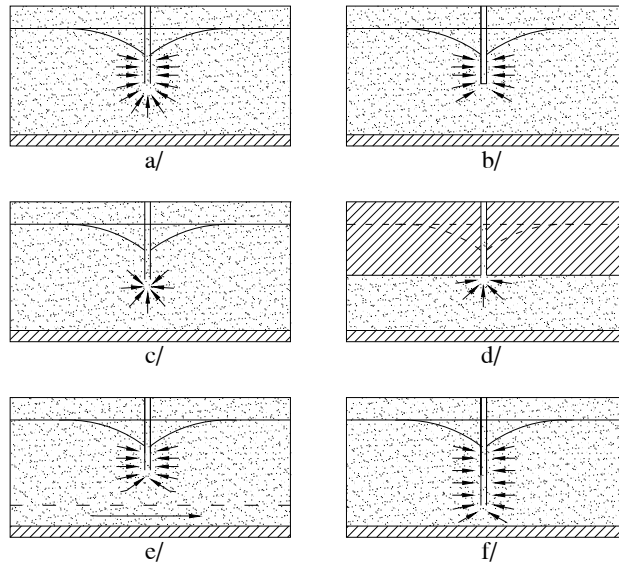
$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{Q}{\pi k} \ln \frac{2a-r_0}{r_0} \quad (2.64)$$

Từ đó ta xác định được lưu lượng của giếng hút nước:

$$Q = \pi k \frac{h_0^2 - h_A^2}{\ln \frac{2a-r_0}{r_0}} \quad (2.65)$$

## 6. Giếng không hoàn chỉnh

Khi giếng đào không đến đáy cách nước, sự làm việc của giếng phụ thuộc rất nhiều vào kiểu kết cấu của giếng (giếng làm việc cả vách và đáy (a) hoặc chỉ riêng vách (b), riêng đáy (c,d); phụ thuộc vào tương quan giữa chiều dài ống lọc và chiều dày tầng chứa nước (e, f); ống lọc nằm giữa tầng chứa nước và ống lọc tiếp xúc với đáy cách nước, v.v... Đối với trường hợp e/ sẽ chỉ có một phần nước của tầng chứa nước thấm vào giếng, phần còn lại vẫn duy trì hướng dòng thấm ban đầu. Vì phụ thuộc vào nhiều yếu tố như vậy nên cách giải quyết của các trường hợp cũng khác nhau. Có trường hợp xây dựng phương trình và tích phân trực tiếp, có trường hợp đưa vào hiệu số hiệu chỉnh theo giếng hoàn chỉnh,.... Chi tiết về các trường hợp này xem các tài liệu về động lực học nước dưới đất.



Hình 2.17 Giếng không hoàn chỉnh

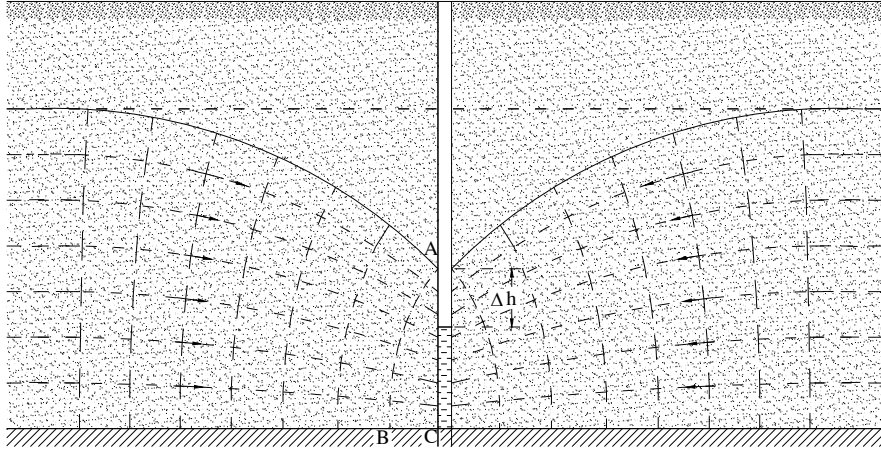
## 7. Bước nhảy trong giếng

Bước nhảy của giếng, ký hiệu  $\Delta h$ , là chênh lệch mực nước ở trong  $S_{tt}$  và ngoài sát thành giếng  $S_{lt}$ .

$$\Delta h = S_{tt} - S_{lt}$$

Bước nhảy của giếng được chia ra làm 2 loại: bước nhảy nguyên phát và bước nhảy thứ phát. Bước nhảy nguyên phát là bước nhảy sinh ra do bản chất thủy lực của dòng thấm mà nếu không có nó thì không tạo dòng thấm qua màng lọc vào giếng. Bản chất của vấn đề bước nhảy nguyên phát đã được Kamenxki G.N giải thích như sau:





Hình 2.18 Bước nhảy trong giếng

Khi hút nước từ trong giếng, dòng thấm vào giếng trong quá trình vận động bị tổn thất thủy lực, được biểu thị bởi các mặt đẳng thế khác nhau. Vì phần hạ thấp mực nước là mặt cong, các mặt đẳng thế vuông góc với bề mặt của mực nước hạ thấp cũng là những mặt cong. Điểm A là điểm bề mặt nước sát thành giếng. Mặt đẳng thế trong cùng là mặt AB. Giả sử trong giếng không có bước nhảy, tức là mực nước trong quá trình hút ở trong và ngoài thành giếng bằng nhau. Như vậy, điểm A cũng thuộc bề mặt nước ở trong giếng hay nói chính xác hơn, điểm A có cùng độ cao với mực nước trong giếng và như vậy, AC cũng là một mặt đẳng thế. AC và AB đều là 2 mặt đẳng thế có cùng giá trị, như vậy giữa chúng không có sự chênh lệch thế. Vậy thì sẽ không có dòng thấm đi qua khối ABC. Vì vậy, giả thiết trên là vô lý. Vấn đề như vậy là đã rõ ràng, muốn có dòng thấm vào giếng thì phải có chênh lệch thế, có nghĩa rằng mực nước ở trong giếng phải thấp hơn ngoài giếng. Máy bơm làm nhiệm vụ duy trì sự chênh lệch này. Khi hút nước, dòng thấm gây ra chênh lệch thế và ngược lại, chênh lệch thế duy trì dòng thấm.

Giá trị bước nhảy nguyên phát có thể tính được theo công thức sau nếu bảo đảm hệ số thấm xuyên của ống lọc lớn hơn hệ số thấm của môi trường và công suất của máy bơm nhỏ hơn năng suất của giếng:

$$V = k \frac{\Delta h}{d} \Rightarrow \Delta h = \frac{Vd}{k}$$

trong đó  $V$  – vận tốc của nước qua máy bơm;  $d$  – chiều dày thành ống lọc của giếng;  $k$  – hệ số thấm xuyên (độ mở) của ống lọc.

Nếu chọn máy bơm và kết cấu ống lọc hợp lý thì bước nhảy nguyên phát thường không lớn.

Bước nhảy thứ phát là bước nhảy phát sinh do thiết kế và thi công giếng không hợp lý. Về thiết kế, có 2 nguyên nhân có thể làm phát sinh bước nhảy thứ phát: một là chọn loại ống lọc, độ mở của ống lọc không hợp lý, hệ số thấm xuyên của ống lọc nhỏ hơn hệ số thấm của môi trường gây tổn thất thủy lực; hai là chọn máy bơm không hợp lý, công suất của máy bơm lớn hơn năng suất của giếng tức là khi bơm lượng nước thấm vào không bằng lượng nước mà máy hút ra.

Về thi công cũng có thể có hai nguyên nhân: một là thi công không đúng kỹ thuật làm chặt đất xung quanh giếng; hai là thổi rửa giếng chưa sạch, màng sét bám

trong giếng gây cản trở dòng thấm làm tăng tổn thất thủy lực. Thực tế có bước nhảy thứ phát trong giếng xác định được đạt đến vài mét. Một số giếng của hệ thống giếng giảm áp xử lý nền đô Hà Nội khi bơm kiểm tra có bước nhảy trên 4m.

Bước nhảy trong giếng có ảnh hưởng đáng kể khi bơm thí nghiệm xác định các chỉ tiêu của tầng chứa nước cũng như khi tính toán thiết kế giếng.

Khi bơm thí nghiệm để xác định hệ số thấm của tầng chứa nước, người ta lấy các giá trị đo để tính toán. Như vậy, vô hình dung đã coi giếng đó đã đạt hiệu quả 100%, tức là mực nước trong và ngoài giếng bằng nhau. Thực tế do có bước nhảy nên đã làm sai lệch kết quả tính. Vì vậy, khi bơm thí nghiệm, để tránh sai sót này người ta lấy kết quả đo trong các hố quan trắc để tính toán.

Khi thiết kế lưu lượng bơm theo độ hạ thấp mực nước định trước, nếu không xét đến bước nhảy mà coi giếng đạt hiệu quả 100%, thực tế do có bước nhảy mực nước ngoài thành giếng cao hơn giá trị đã định sẽ làm cho lưu lượng giếng thực tế nhỏ hơn giá trị thiết kế.

Để xác định bước nhảy có nhiều phương pháp khác nhau:

1. Phương pháp đo trực tiếp mực nước trong ống vách. Trong quá trình thi công giếng người ta đặt luôn một ống piezometer sát vách giếng để đo mực nước.
2. Phương pháp kinh nghiệm. V.M. Sextacov đề nghị xác định bước nhảy theo công thức sau:

$$\Delta h = \sqrt{\left[0,731 \log \sqrt{Qr} - 0,5\right] \bar{Q} + h^2} - h$$

trong đó:  $\bar{Q} = \frac{Q}{k}$  gọi là lưu lượng biểu kiến;  $r$  – bán kính giếng;  $h$  – chiều cao cột nước trong giếng.

Abramov C.K. đưa ra công thức đơn giản hơn:

$$\Delta h = 0,01a \sqrt{\frac{QS}{KF}}$$

trong đó  $a$  là hệ số phụ thuộc kết cấu ống lọc. Nếu là lọc lưới hoặc lọc sỏi chèn thì lấy bằng 20; các loại khác lấy bằng 7.

$F$  là diện tích làm việc của ống lọc.

Phương pháp kinh nghiệm kém tin cậy vì không thể tính được bước nhảy thứ phát do phụ thuộc vào yếu tố con người.

3. Phương pháp đồ thị. Nội dung của phương pháp đồ thị là dựa vào thuật toán được trình bày cụ thể trong/5, II

## **§5. VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT**

Vận động không ổn định của nước dưới đất xảy ra khi điều kiện cung cấp và thoát nước thay đổi. Sự thay đổi đó do các nguyên nhân tự nhiên và nhân tạo. Các nguyên nhân tự nhiên như mưa không đều trên diện tích cung cấp của tầng chứa nước; do sự dao động mực nước trong sông,... Các nguyên nhân nhân tạo xảy ra như xây dựng hồ chứa làm dâng mực nước sông; hút nước ngầm, tưới tiêu,...

Vận động không ổn định của nước dưới đất biểu hiện ở sự thay đổi mực nước theo thời gian, hậu quả làm cho gradient áp lực, tốc độ thấm và lưu lượng của dòng thấm thay đổi theo.

Sau đây chúng ta sẽ nghiên cứu vận động không ổn định của nước dưới đất đối với dòng thấm phẳng đứng và đối với dòng thấm đến các giếng khoan.

## I. PHƯƠNG TRÌNH VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA DÒNG THẤM PHẪNG

Thấm không ổn định đối với dòng thấm phẳng đứng thường xảy ra đối với nước ngầm ở vùng lân cận sông khi mực nước trong sông thay đổi. Trong thủy lợi khi xây dựng hồ chứa nước mực nước hồ dâng lên làm cho mực nước ngầm cũng dâng lên theo. Về lâu dài dòng thấm của nước ngầm thoát ra sông sẽ ổn định và khôi phục quan hệ ban đầu như trước khi dâng. Khi dòng thấm đã đạt đến ổn định thì việc xác định sự dâng cao mực nước ngầm khi nước trong hồ dâng lên đến cao trình thiết kế là khá dễ dàng bằng cách giải bài toán dòng thấm ổn định. Tuy nhiên, trong những năm đầu mới đưa vào sử dụng, dòng thấm đó là không ổn định, sự dâng cao mực nước ngầm lân cận hồ chứa phụ thuộc vào thời gian. Trong trường hợp đó có thể xác định đường mực nước nhờ giải bài toán thấm không ổn định sử dụng phương trình vi phân Bussinesq và phương trình sai phân của Kamenxki. Sau đây sẽ nghiên cứu bài toán thấm không ổn định bằng cả hai phương pháp đó.

### 1. Dạng vi phân của phương trình Boussinesq

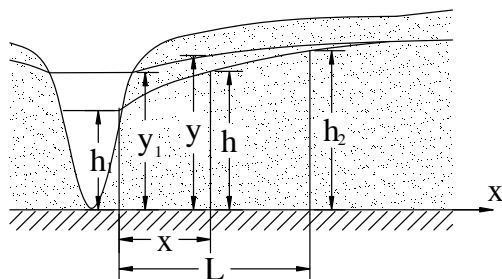
Từ chương 2,3 ta có phương trình cơ bản của dòng thấm (công thức 2.17):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + W = \mu \frac{\partial h}{\partial t}$$

Dòng thấm phẳng đứng là dòng thấm một chiều nên  $\frac{\partial h}{\partial y} = 0$ ; ta xét trường hợp không có nước mưa cung cấp ( $W=0$ ) (hình 2-19), phương trình (2.17) trở thành:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) = \frac{\mu}{k} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.66)$$

Đây là phương trình vi phân phi tuyến tính. Biến đổi tiếp ta được:



Hình 2.19 Thấm phẳng không ổn định

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial h^2}{2} \right) = \frac{\mu}{k} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Nhân 2 vế của phương trình trên với  $h$  và biến đổi, ta có:

$$\frac{kh}{\mu} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial h^2}{2} \right) = \frac{h \partial h}{\partial t}$$

Đưa vào khái niệm chiều dày trung bình, thay  $h$  bằng  $h_{tb}$

$$\frac{kh_{tb}}{\mu} \cdot \frac{\partial^2}{\partial x^2} \left( \frac{h^2}{2} \right) = \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{h^2}{2} \right) \quad (2.67)$$

Dùng các ký hiệu:  $U = \frac{h^2}{2}$ ;  $a = \frac{kh_{tb}}{\mu}$ , phương trình (2.67) trở thành:

$$a \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \frac{\partial U}{\partial t} \quad (2.68)$$

Gọi thời gian kể từ khi mực nước sông bắt đầu dâng là  $t$ . Tại thời điểm ngay trước khi mực nước dâng ( $t=0$ ), dòng thấm của nước dưới đất đang ở trạng thái ổn định, vì vậy,  $\frac{\partial U}{\partial t} = 0$ . Khi nước sông bắt đầu dâng,  $\frac{\partial U}{\partial t} \neq 0$ . Như vậy, ta có phương trình:

$$a \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = 0 \quad \text{khi } t=0 \quad (2.69)$$

$$a \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \neq 0 \quad \text{khi } t \neq 0 \quad (2.70)$$

- Xét tại thời điểm trước khi dâng,  $t=0$ .

Giải phương trình (2.69) và trở lại biến cũ, kết quả nhận được:

$$\frac{h^2}{2} = Cx + D \quad (2.71)$$

Trong đó  $C$  và  $D$  là các hằng số tích phân phụ thuộc vào điều kiện biên của bài toán.

$$\text{Tại } x=0 \Rightarrow h=h_1 \Rightarrow \frac{h_1^2}{2} = D$$

$$\text{Tại } x=L \Rightarrow h=h_2 \Rightarrow \frac{h_2^2}{2} = CL + \frac{h_1^2}{2} \Rightarrow C = \frac{h_2^2 - h_1^2}{2L}$$

Từ đó, phương trình (2.71) được viết lại thành:

$$\frac{h^2}{2} = \frac{h_2^2 - h_1^2}{2L} x + \frac{h_1^2}{2} \Rightarrow \frac{h^2}{2} = \frac{q_1}{k} x + \frac{h_1^2}{2} \quad (2.72)$$

- Khi mực nước sông dâng,  $t \neq 0$ :

$$t \neq 0 \Rightarrow a \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \frac{\partial U}{\partial t}$$

Phương trình này tương tự phương trình dẫn nhiệt Furiê và lời giải của phương trình này có dạng sau:

$$U(x,t) = C_1 \Phi(\lambda) + C_2$$

trong đó,  $\Phi(\lambda)$  - tích phân sai số và được biểu diễn bằng biểu thức:

$$\Phi(\lambda) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int e^{-\lambda^2} d\lambda$$

$$\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}$$

Giá trị của hàm  $\Phi(\lambda)$  có thể xác định theo đồ thị hoặc bảng chuyên môn.

Trở lại biến cũ ta có:

$$\frac{h^2}{2}(x,t) = C_1\Phi(\lambda) + C_2 \quad (2.73)$$

Đường cong biểu diễn sự thay đổi mực nước ngầm khi nước sông dâng phải bao cả điều kiện biên, tức là phải thoả mãn đồng thời 2 phương trình (2.69) và (2.70). Để phương trình biểu diễn đường cong mực nước gần với thực tế, người ta dùng phương pháp cộng dòng – cộng hai dòng thấm đồng thời tác dụng, thoả mãn đồng thời hai phương trình (2.69) và (2.70), kết quả nhận được:

$$U(x,t) = C_1\Phi(\lambda) + C_2 + \frac{q_1}{k}x + \frac{h_1^2}{2}$$

Dùng các điều kiện biên giới và điều kiện ban đầu để xác định các hệ số  $C_1$  và  $C_2$  cuối cùng chúng ta nhận được:

$$y_x^2 = h_x^2 + (y_1^2 - h_1^2)[1 - \Phi(\lambda)] \quad (2.74)$$

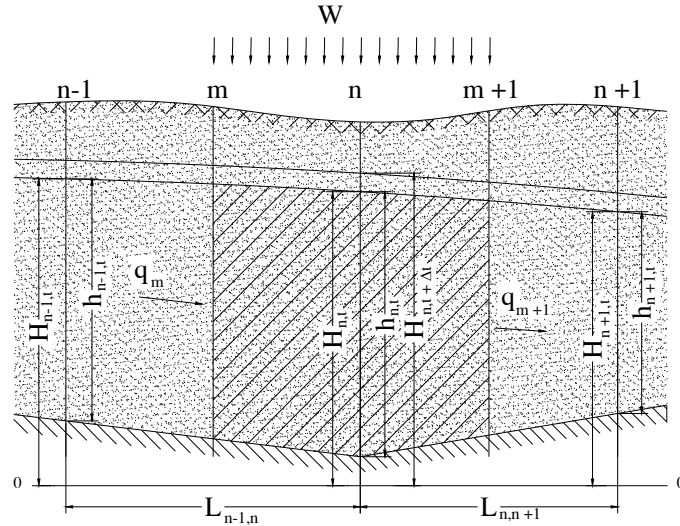
trong đó  $y$  - tung độ của mực nước sau khi dâng;  $h$  - tung độ của mực nước trước khi dâng. Các ký hiệu khác xem hình vẽ 2-19.

Bằng công thức (2.74), cho những giá trị  $x$  cách mép sông ta xác định được  $y$  và vẽ được đường hạ cong mực nước ngầm.

## 2. Dạng sai phân phương trình Kamenxki

Phương trình dạng sai phân hữu hạn được Kamenxki thành lập năm 1943. Trình tự thành lập như sau:

Chia dòng thấm thành từng phân tố bằng các mặt cắt ký hiệu  $n-1, n, n+1, \dots$  vòng góc dòng thấm. Khoảng cách giữa các mặt cắt là  $L_{n-1,n}$ , và  $L_{n,n+1}, \dots$ . Các mặt cắt này nên đi qua các điểm đặc biệt như ranh giới thay đổi độ dốc đáy cách nước, ranh giới thay đổi tính thấm nước của môi trường, ... Giữa các mặt cắt trên lập các mặt cắt trung gian  $m$  và  $m+1$  (hình 2.20).



Hình 2.20 Dòng thấm phẳng không ổn định theo sơ đồ Kamenxki

Xét một dòng phân tố nằm giữa hai mặt cắt  $m, m+1$ . Dòng phân tố này có chiều dài là  $\frac{L_{n-1,n} + L_{n,n+1}}{2}$ . Lượng nước chảy vào phân tố là  $q_m$ :

$$q_m = k_m \frac{h_{n-1,t} + h_{n,t}}{2} \frac{H_{n-1,t} - H_{n,t}}{L_{n-1,n}} \quad (2.75)$$

Lượng nước chảy ra khỏi phân tố là  $q_{m+1}$ :

$$q_{m+1} = k_{m+1} \frac{h_{n,t} + h_{n+1,t}}{2} \frac{H_{n,t} - H_{n+1,t}}{L_{n,n+1}} \quad (2.76)$$

Lượng nước ngấm xuống cung cấp cho phân tố là  $q_t$ :

$$q_t = W \frac{L_{n-1,n} + L_{n,n+1}}{2} \quad (2.77)$$

Sau thời gian  $\Delta t$  lượng nước tích lũy trong phân tố là:

$$\Delta V = (q_m - q_{m+1} + q_t) \Delta t \quad (2.78)$$

Vì nước không co giãn nên sự thay đổi thể tích nước trong phân tố chính là sự thay đổi chiều cao  $\Delta H$

$$\Delta H = H_{n,t+\Delta t} - H_{n,t}$$

Mặt khác, sự thay đổi lượng nước  $\Delta V$  cũng có thể tính theo công thức:

$$\Delta V = (H_{n,t+\Delta t} - H_{n,t}) \frac{L_{n-1,n} + L_{n,n+1}}{2} \mu \quad (2.79)$$

Cân bằng hai phương trình (2.78) và (2.79) chúng ta nhận được phương trình cân bằng của dòng nước ngấm trong phân tố:

$$(q_m - q_{m+1} + q_t) \Delta t = (H_{n,t+\Delta t} - H_{n,t}) \frac{L_{n-1,n} + L_{n,n+1}}{2} \mu \quad (2.80)$$

Trong các công thức trên chỉ số  $t$  là thời điểm nước bắt đầu dâng,  $t+\Delta t$  là thời điểm cần xác định dự báo mực nước.

Nếu chiều dày của tầng nước ngầm lớn thì có thể lấy bằng chiều dày trung bình:

$$h_{tb} = \frac{h_{n-1,t} + h_{n,t}}{2} = \frac{h_{n,t} + h_{n+1,t}}{2}$$

và nếu khoảng cách giữa các mặt cắt lấy bằng nhau và bằng  $\Delta x$ , môi trường thấm đồng nhất  $k_m = k_{m+1} = k$

Khi đó phương trình sai phân có dạng đơn giản hơn:

$$H_{n,t+\Delta t} - H_{n,t} = \frac{2kh_{tb}\Delta t}{\mu(\Delta x)^2} \left[ \frac{H_{n-1,t} + H_{n+1,t}}{2} - H_{n,t} \right] + \frac{W}{\mu} \Delta t \quad (2.81)$$

Kamenxki đề nghị chọn các giá trị  $\Delta t$  và  $\Delta x$  như thế nào đó để  $\frac{2kh_{tb}\Delta t}{\mu(\Delta x)^2} = 1$ , khi đó phương trình 2.81 có thể viết lại đơn giản hơn.

$$H_{n,t+\Delta t} = \frac{H_{n-1,t} + H_{n+1,t}}{2} + \frac{W}{\mu} \Delta t \quad (2.82)$$

Bằng phương trình này có thể dự báo cao độ đường mực nước ngầm khi nước sông dâng lên. Cách làm như sau:

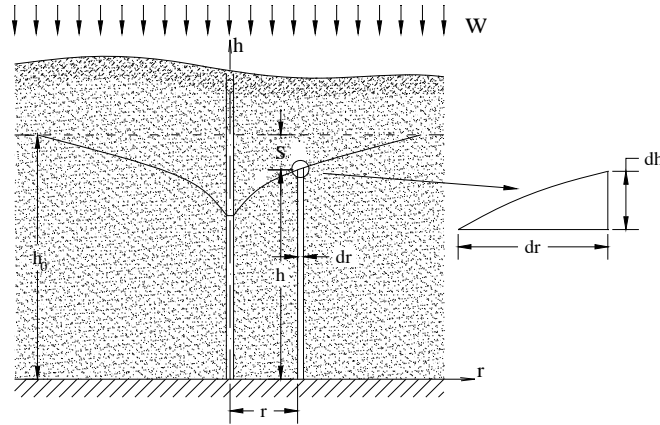
1. Xác định vị trí mực nước ngầm ở thời điểm  $t$  trước khi nước sông dâng theo phương trình vận động ổn định, vẽ đường cong mực nước.
2. Tính vị trí mới của mực nước sau khoảng thời gian  $\Delta t_1$  theo công thức 2.82 cho mỗi điểm tương ứng, vẽ đường cong mực nước ứng với thời điểm  $t+\Delta t_1$
3. Tính vị trí mới của mực nước sau khoảng thời gian  $\Delta t_2$  và vẽ đường cong mực nước. Khi tính lấy trị số mực nước vừa nhận được ở thời điểm  $t+\Delta t_1$  làm giá trị mực nước ban đầu. Cứ như vậy cho mọi thời điểm cần dự báo.

## II. PHƯƠNG TRÌNH VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA DÒNG THẤM ĐẾN GIẾNG.

### 1. Thành lập phương trình.

Khi hút nước từ trong giếng, mực nước trong giếng hạ xuống và hình thành dòng thấm từ tầng chứa nước thấm vào giếng. Nếu hút liên tục với lưu lượng không đổi và thời gian đủ dài, độ hạ thấp mực nước trong giếng và bán kính ảnh hưởng của giếng sẽ đạt giá trị không đổi, dòng thấm đã đạt trạng thái ổn định và bài toán đã được giải quyết trong bài /4. Ở giai đoạn đầu khi chưa đạt đến động thái ổn định, độ hạ thấp mực nước và bán kính của phễu hạ thấp mực nước là những đại lượng biến đổi phụ thuộc vào thời gian. Ở đây sẽ nghiên cứu bài toán dòng thấm vào giếng trong giai đoạn động thái chưa ổn định đó. Bỏ qua giai đoạn ban đầu khi nước thấm vào giếng là do dẫn nờ, ta xem xét bài toán khi nước thấm vào giếng là do sự thoát nước trọng lực từ tầng chứa nước làm hạ thấp mực nước dưới đất xung quanh giếng.

Xét sự cân bằng của nước trong phân tố  $dr$  (hình 2.21)



Hình 2.21 Sơ đồ dòng thấm không ổn định đến giếng

+ Dòng cung cấp cho nguyên tố theo định luật Darcy bằng:

$$q = 2\pi kh \frac{\partial h}{\partial r} \quad (2.83)$$

+ Sự thay đổi lưu lượng trong phân tử  $dr$  sau thời gian  $dt$  là  $dq$ .

$$dq = 2\pi kh \frac{\partial h}{\partial r} dr + 2\pi krd \left( h \frac{\partial h}{\partial r} \right) \quad (2.84)$$

+ Mặt khác, sự thay đổi lưu lượng  $dq$  có thể tính theo cách khác:

$$dq = \mu \frac{dV}{dt} = 2\pi r dr \frac{\partial h}{\partial t} \mu \quad (2.85)$$

+ Sự bổ cập nước từ trên mặt xuống cho phân tử trong khoảng thời gian  $dt$  là rất bé có thể bỏ qua.

Cân bằng phương trình (2.84) và (2.85) ta có:

$$2\pi kh \frac{\partial h}{\partial r} dr + 2\pi krd \left( h \frac{\partial h}{\partial r} \right) = 2\pi r dr \frac{\partial h}{\partial t} \mu$$

Rút gọn phương trình trên ta có:

$$k \left[ \frac{\partial \left( h \frac{\partial h}{\partial r} \right)}{\partial r} + \frac{1}{r} \left( h \frac{\partial h}{\partial r} \right) \right] = \mu \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.86)$$

Đây là phương trình vi phân phi tuyến tính. Để giải được cần tuyến tính hoá. Boussinesq đã tuyến tính hoá bằng cách coi thừa số  $h$  là không đổi theo thời gian, bằng  $h_{tb}$ , và đưa ra ngoài dấu vi phân:

$$kh_{tb} \left( \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} \right) = \mu \frac{\partial h}{\partial t}$$

Chia cả hai vế cho  $\mu$  và lưu ý rằng  $\frac{kh_{tb}}{\mu} = a$ , phương trình trên sẽ trở thành:



$$\frac{\partial h}{\partial t} = a \left( \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} \right) \quad (2.87)$$

Chú ý: Có thể đi đến phương trình (2.87) một cách nhanh hơn như sau:

Từ bài toán cơ bản “Dòng thấm ngang không áp” ta có công thức (2.17) như sau:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + W = \mu \frac{\partial h}{\partial t}$$

Vì đại lượng trong ngoặc là biểu thức của định luật Darcy  $q = khJ$  với  $J_x = \frac{\partial h}{\partial x}$ ;  $J_y = \frac{\partial h}{\partial y}$ , và đối với nước ngầm đáy các nước nằm ngang, tại mỗi vị trí  $h$  vừa là chiều dày tầng chứa nước vừa là đầu nước thủy lực, ta có thể trung bình hoá chiều dày tầng chứa nước  $h = h_{tb}$ . Thay vào phương trình trên và bỏ qua lượng nước mưa cung cấp thường xuyên ta có:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{\mu}{k_{tb}} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Bây giờ ta chuyển qua tọa độ cực, thay  $x = r \cos \theta$  và  $y = r \sin \theta$  và bỏ qua đạo hàm  $\theta$  ta sẽ được phương trình (2.87)

Phương trình (2.87) là phương trình vi phân đạo hàm riêng, để giải nó ta chuyển về dạng phương trình vi phân thường bằng cách đưa vào biến số mới  $\xi$ , lúc này  $h = f[\xi(r,t)]$ . Vấn đề là phải chọn  $\xi$  như thế nào đó để hàm số  $h$  chỉ còn phụ thuộc  $\xi$ , lúc đó phương trình chỉ còn phụ thuộc một biến (phương trình vi phân đạo hàm thường) và có thể giải được. Chúng ta chọn  $\xi(r,t) = R(r)T(t) = \frac{r}{\sqrt{t}}$ ;  $\xi'_r = \frac{1}{\sqrt{t}}$ ;

$$\xi'_t = \frac{-r}{2t\sqrt{t}}$$

Theo quy tắc vi phân hàm số phức chúng ta có:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{dh}{d\xi} \cdot \frac{\partial \xi}{\partial t} = \left( \frac{-r}{2t\sqrt{t}} \right) \frac{dh}{d\xi}$$

$$\frac{\partial h}{\partial r} = \frac{dh}{d\xi} \cdot \frac{\partial \xi}{\partial r} = \frac{1}{\sqrt{t}} \frac{dh}{d\xi}$$

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} = \frac{\partial}{\partial r} \left( \frac{\partial h}{\partial r} \right) = \frac{\partial}{\partial r} \left( \frac{1}{\sqrt{t}} \frac{\partial h}{\partial \xi} \right) = \frac{1}{\sqrt{t}} \frac{\partial^2 h}{\partial \xi^2} \frac{1}{\sqrt{t}} = \frac{1}{t} \frac{\partial^2 h}{\partial \xi^2}$$

Thay vào phương trình (2.87) và biến đổi ta có:

$$-\frac{\xi}{2} \frac{dh}{d\xi} = a \left( \frac{d^2 h}{d\xi^2} + \frac{1}{\xi} \frac{dh}{d\xi} \right) \quad (2.88)$$

Đặt  $\frac{dh}{d\xi} = U$ , khi đó  $\frac{d^2 h}{d\xi^2} = \frac{dU}{d\xi}$  phương trình (2.88) sẽ trở thành:

$$-\frac{\xi U}{2} = a \left( \frac{dU}{d\xi} + \frac{U}{\xi} \right) \Rightarrow \frac{dU}{d\xi} = -U \left( \frac{\xi}{2a} + \frac{1}{\xi} \right)$$

Phân ly biến số và lấy tích phân chúng ta giải được  $U$ :

$$\frac{dU}{U} = -\frac{\xi d\xi}{2a} - \frac{d\xi}{\xi} \Rightarrow \ln U = -\frac{\xi^2}{4a} - \ln \xi + \ln C_1 \Rightarrow \ln \frac{U\xi}{C_1} = -\frac{\xi^2}{4a}$$

$$U = \frac{C_1}{\xi} \cdot e^{-\frac{\xi^2}{4a}}. \text{Trở lại hàm } h \text{ ta có: } \frac{dh}{d\xi} = U = \frac{C_1}{\xi} \cdot e^{-\frac{\xi^2}{4a}} \Rightarrow dh = \frac{C_1}{\xi} \cdot e^{-\frac{\xi^2}{4a}} d\xi$$

$$h = C_1 \int \frac{1}{\xi} \cdot e^{-\frac{\xi^2}{4a}} d\xi + C_2 \quad (2.89)$$

Hằng số tích phân  $C_2$  có thể xác định nhờ điều kiện ban đầu. Với  $t=0$ ,  $h=h_0$  (mức nước ban đầu khi chưa bơm); ứng với  $t=0$  ta có  $\xi=\infty$  vì  $\xi=R \cdot T = \frac{r}{\sqrt{t}}$

$$h_0 = C_1 \int \frac{1}{\xi} \cdot e^{-\frac{\xi^2}{4a}} d\xi + C_2 \quad (2.90)$$

Trừ phương trình (2.90) cho (2.89) ta có:

$$h_0 - h = C_1 \int_{r/\sqrt{t}}^{\infty} \frac{1}{\xi} \cdot e^{-\frac{\xi^2}{4a}} d\xi \quad (2.91)$$

Để xác định hằng số  $C_1$  ta xác định lưu lượng  $Q$  của giếng theo biểu thức của Darcy:

$$Q = 2\pi k r h \frac{dh}{dr} \Big|_{r=0}. \text{ Mặt khác, từ (2.89) ta có: } \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{dh}{d\xi} \cdot \frac{\partial \xi}{\partial r} = \frac{C_1}{\xi} \cdot e^{-\frac{\xi^2}{4a}} \cdot \frac{\partial \xi}{\partial r} \Rightarrow$$

$$Q = 2\pi k r h \frac{C_1}{\xi} \cdot e^{-\frac{\xi^2}{4a}} \cdot \frac{\partial \xi}{\partial r} \Big|_{r=0} \quad (2.92)$$

Vì  $\xi = \frac{r}{\sqrt{t}}; \rightarrow \frac{\partial \xi}{\partial r} = \frac{1}{\sqrt{t}}$ , thay vào (2.92) ta có:

$$Q = 2\pi k r h \frac{C_1}{\xi} \cdot e^{-\frac{\xi^2}{4a}} \cdot \frac{1}{\sqrt{t}} = 2\pi k \xi h \frac{C_1}{\xi} e^{-\frac{\xi^2}{4a}} = 2\pi k h C_1 e^{-\frac{\xi^2}{4a}} \quad (2.93)$$

Xét tại  $r=0 \rightarrow e^{-\frac{\xi^2}{4a}} = 1$

$$Q = 2\pi k h C_1 \Rightarrow C_1 = \frac{Q}{2\pi k h} \quad (2.94)$$

Thay (2.94) vào (2.91) chú ý rằng  $h_0 - h = S$ , ta có:

$$S = \frac{Q}{2\pi k h} \int_{r/\sqrt{t}}^{\infty} \frac{1}{\xi} \cdot e^{-\frac{\xi^2}{4a}} \cdot d\xi \quad (2.95).$$

Vì tích phân không lấy được nguyên hàm, để sử dụng công thức (2.95) người ta khai triển tích phân thành chuỗi, đặt  $\frac{\xi^2}{4a} = \frac{r^2}{4at} = u$

$$\int_{r/\sqrt{t}}^{\infty} \frac{1}{\xi} e^{-\frac{\xi^2}{4a}} d\xi = \frac{1}{2} \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = \frac{1}{2} \left( -0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2} + \frac{u^3}{3.3} - \dots \right)$$

Khi  $u < 0,05$  trong phép khai triển trên có thể chỉ lấy 2 số hạng đầu mà sai số không đáng kể, không quá 2%. Khi đó ta có:

$$\int_{r/\sqrt{t}}^{\infty} \frac{1}{\xi} e^{-\frac{\xi^2}{4a}} d\xi = \frac{1}{2} (\ln e^{-0,5572} - \ln u) = \frac{1}{2} \left( \ln \frac{1}{ue^{0,5772}} \right) = \frac{1}{2} \ln \frac{4at}{r^2 e^{0,5772}}$$

Thay vào công thức (2.95) ta nhận được phương trình của dòng thấm đến giếng động thái không ổn định:

$$S = \frac{Q}{4\pi kh} \ln \frac{2,25at}{r^2} \quad (2.96).$$

Chú ý rằng  $a = \frac{kh}{\mu}$ , phương trình (2.96) có thể viết lại:

$$S = \frac{Q}{4\pi kh} \ln \frac{2,25kht}{r^2 \mu} \quad (2.97)$$

Phương trình (2.96) và (2.97) được sử dụng rộng rãi trong thực tế.

#### Một số chú ý:

- Từ phương trình vi phân phi tuyến tính (2.83) Bagorov – Verigin tuyến tính hoá theo một cách khác:

$$k \left[ \frac{\partial \left( h \frac{\partial h}{\partial r} \right)}{\partial r} + \frac{1}{r} \left( h \frac{\partial h}{\partial r} \right) \right] = \mu \frac{\partial h}{\partial t} \rightarrow k \left[ \frac{\partial^2 \left( \frac{h^2}{2} \right)}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \left( \frac{h^2}{2} \right)}{\partial r} \right] = \frac{\mu}{h} \frac{\partial \left( \frac{h^2}{2} \right)}{\partial t}$$

Giá trị  $h$  ngoài dấu vi phân có thể coi là  $h_{tb}$  để biến đổi đưa về hệ số truyền mực nước  $a$ ;  $a = \frac{kh_{tb}}{\mu}$  ta có:

$$\frac{\partial \left( \frac{h^2}{2} \right)}{\partial t} = a \left[ \frac{\partial^2 \left( \frac{h^2}{2} \right)}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \left( \frac{h^2}{2} \right)}{\partial r} \right]$$

Phương trình này có dạng giống phương trình (2.87) tuy nhiên hàm số lúc này không phải là  $h$  mà là  $h^2/2$ , vì vậy, khi giải ra sẽ cho công thức khác (2.96) và (2.97).

- Một số tác giả đã giải bài toán này có xét đến giai đoạn đầu thấm do dẫn nở, thấm bổ sung từ khí quyển và đưa ra các lời giải khác nhau.

Bạn đọc có thể xem trong các sách chuyên khảo.

## 2. Một số ứng dụng thực tế của phương trình

### a/ Xác định các chỉ tiêu của tầng chứa nước theo kết quả bơm thí nghiệm

Trong mọi tính toán liên quan đến nước ngầm cần phải biết các chỉ tiêu của tầng chứa nước. Các chỉ tiêu này có thể xác định bằng nhiều cách. Một trong các cách đáng tin cậy nhất là bơm thí nghiệm.

- Xác định hệ số dẫn nước  $T$  theo biểu đồ  $S = f(lgt)$ .

Từ kết quả đo mực nước trong một giếng quan trắc vẽ biểu đồ  $S=f(lgt)$ .

Trên biểu đồ  $S=f(lgt)$  xác định hai thời điểm  $t_1, t_2$  sao cho  $t_2=10t_1$ , đo  $\Delta S$

Từ công thức (2.96) chuyển qua logarit cơ số 10 ta có:

$$\begin{aligned}S_1 &= \frac{2,3Q}{4\pi T} \lg \frac{2,25a}{r^2} - \frac{2,3Q}{4\pi T} \lg t_1 \\S_2 &= \frac{2,3Q}{4\pi T} \lg \frac{2,25a}{r^2} - \frac{2,3Q}{4\pi T} \lg t_2 \\ \Delta S &= \frac{2,3Q}{4\pi T} \end{aligned} \quad (2.98)$$

Từ đó ta xác định được độ dẫn nước  $T$ :  $T = \frac{2,3Q}{4\pi\Delta S}$

- Xác định hệ số dẫn nước theo biểu đồ  $S = f(lgr)$

Bố trí hai giếng quan trắc trong phạm vi ảnh hưởng của giếng, cách giếng hút  $r_1$  và  $r_2$  sao cho  $r_2 = 10r_1$ , độ hạ thấp mực nước đo được trong khi bơm là  $S_1$  và  $S_2$

Từ công thức (2.96) có thể viết lại:

$$\begin{aligned}S_1 &= \frac{2,3Q}{4\pi T} \lg 2,25at - \frac{2,3Q}{2\pi T} \lg r_1 \\S_2 &= \frac{2,3Q}{4\pi T} \lg 2,25at - \frac{2,3Q}{2\pi T} \lg r_2 \\ \Delta S &= \frac{2,3Q}{2\pi T} \\ T &= \frac{2,3Q}{2\pi\Delta S} \end{aligned} \quad (2.99)$$

- Xác định hệ số nhả nước  $\mu$ .

Trên biểu đồ  $S = f(lgt)$  kéo dài đường thẳng cho đến khi cắt trục  $lgt$  tại giá trị  $t_0$ , ứng với nó  $S = 0$ . Rõ ràng trong biểu thức (2.97) đại lượng  $\frac{Q}{4\pi T} \neq 0$ , vậy  $S = 0$

chỉ khi số hạng dưới log bằng 1, vì vậy:  $\frac{2,25Tt_0}{r^2\mu} = 1 \rightarrow \mu = \frac{2,25Tt_0}{r^2}$

- Xác định hệ số truyền áp  $a$ :

Từ giá trị  $t_0$  xác định được ở bước trên, theo công thức (2.96) ta có :  

$$\frac{2,25at_0}{r^2} = 1. \text{ Từ đó ta có } a = \frac{r^2}{2,25t_0}$$

### **b/ Xác định bước nhảy trong giếng**

Từ/4, II ta biết rằng bước nhảy trong giếng được xác định theo công thức:

$$\Delta h = S_{tt} - S_{lt}$$

trong đó  $S_{tt}$ - độ hạ thấp thực tế đo được trong giếng hút

$S_{lt}$ - độ hạ thấp lý thuyết, xác định được bằng một số phương pháp dưới đây:

#### *a/ Phương pháp đồ thị:*

Từ phương trình (2.96) có thể viết lại dưới dạng sau:

$$S = \frac{Q}{4\pi kh} \ln 2,25at - \frac{Q}{2\pi kh} \ln r = A + B \lg r$$

Như vậy, để xác định  $S_{lt}$  có thể thực hiện các bước như sau:

- Từ kết quả đo mực nước trong ít nhất 3 giếng quan trắc, vẽ biểu đồ  $S=f(\lg r)$
- Kéo dài đường thẳng thu được đến sát vách giếng hút ta sẽ đo được đoạn  $S_{lt}$  tương ứng với  $r = r_{\text{giếng}}$ .

#### *b/ Phương pháp đồ thị suy diễn:*

Khi chỉ có một giếng quan trắc, không thể vẽ được biểu đồ  $S=f(\lg r)$ . Để vẽ được, ta có thể suy diễn từ kết quả quan trắc của một giếng.

So sánh (2.99) và (2.98) ta thấy  $\Delta S$  xác định theo  $r$  về độ lớn, gấp đôi xác định theo  $t$ . Như vậy trên cơ sở này, từ kết quả quan trắc chỉ trong một giếng vẫn có thể vẽ được biểu đồ  $S=f(\lg r)$ , cách làm như sau:

- 1- Vẽ biểu đồ  $S=f(\lg t)$
- 2- Xác định  $\Delta S$  ứng với hai thời điểm  $t_1$  và  $t_2$  sao cho  $t_2 = 10t_1$
- 3- Vẽ hệ trục tọa độ  $S$  theo  $\lg r$
- 4- Trên hệ trục đó xác định điểm A có hoành độ bằng khoảng cách giữa giếng quan trắc và giếng hút, tung độ bằng độ hạ thấp mực nước đo được trong giếng quan trắc.
- 5- Vẽ đường thẳng đi qua A với độ dốc  $\Delta S$  gấp đôi  $\Delta S$  xác định được ở bước 2, ta thu được biểu đồ  $S = f(\lg r)$
- 6- Kéo dài đường thẳng đến sát vách giếng hút
- 7- Đo tung độ của điểm giao chính là  $S_{lt}$ .

#### *c/ Phương pháp giải tích:*

-Từ các kết quả đo mực nước trong các giếng quan trắc, tính toán và xác định được các thông số  $a$ ,  $T$  như đã trình bày trong mục 1.

- Thay các thông số thu được vào công thức (2.96) ứng với  $r$  bằng bán kính giếng sẽ xác định được  $S_{lt}$ .

### c/ Đánh giá hiệu quả giếng

Hiệu quả giếng là tỷ số giữa độ hạ thấp mực nước ở ngoài sát thành giếng và độ hạ thấp mực nước trong giếng, tính theo tỷ lệ phần trăm.

$$\eta = \frac{S_{lt}}{S_{tt}} \cdot 100\%$$

Trong đó  $S_{lt}$  - độ hạ thấp mực nước ở ngoài, sát thành giếng;  
 $S_{tt}$  - độ hạ thấp mực nước trong giếng.

Khái niệm “hiệu quả giếng” giúp chúng ta đánh giá được giếng đó được thiết kế và thi công như thế nào. Nếu một giếng được thiết kế hợp lý và thi công hoàn hảo, nó sẽ không gây tổn thất thủy lực và không phát sinh bước nhảy thứ phát. Như vậy,  $S_{lt}$  sẽ gần xấp xỉ  $S_{tt}$  và giá trị  $\eta$  sẽ gần bằng 100%. Ngược lại,  $\eta$  càng thấp do giếng gây tổn thất thủy lực càng lớn. Điều đó chứng tỏ chất lượng thiết kế và thi công giếng càng kém. Chính vì vậy, hiệu quả giếng  $\eta$  là chỉ số dùng để đánh giá chất lượng thiết kế và thi công giếng. Khi đã tính được bước nhảy trong giếng, ta có thể tính được hiệu quả giếng theo công thức trên.

### Câu hỏi và bài tập

1. Chỉ số Reynolds giới hạn giữa thấm tầng và thấm rối của nước dưới đất phụ thuộc vào những yếu tố nào? Vì sao giới hạn đó thấp hơn nhiều so với của nước mặt?

2. Người ta tính được lưu lượng của dòng thấm qua nền đê trên chiều dài đê 150m là  $7\text{m}^3/\text{ngđ}$ . Hỏi, lưu lượng đơn vị (lưu lượng trên 1m chiều dài đê) của dòng thấm đó bằng bao nhiêu lít/phút?

3. Định luật Darcy là định luật lý thuyết hay định luật thực nghiệm? Phạm vi áp dụng của định luật này?

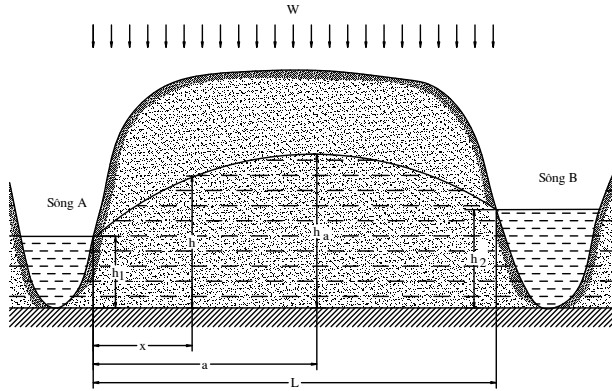
4. Yêu cầu thiết lập phương trình liên tục của dòng thấm và phương trình dòng thấm ngang không áp.

5. Thế nào là dòng thấm phẳng đứng? Lấy ví dụ thực tế trường hợp nào có thể là dòng thấm phẳng đứng?

6. Có hai hố khoan hoàn chỉnh bố trí dọc theo chiều dòng thấm vào trong lớp cát đồng nhất bão hoà nước có hệ số thấm  $k=50\text{m}/\text{ngđ}$ . Dưới lớp cát là một lớp sét cách nước nằm ngang có cao trình mái lớp là +5. Mực nước đo được trong hố khoan 1 ở độ sâu 7m, trong hố khoan 2 ở độ sâu 10m. Hai hố khoan cách nhau 500m. Cao trình miệng hố khoan 1 là +32; hố khoan 2 là +33.

- Thiết lập công thức tổng quát tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm trên?
- Với số liệu đã cho, tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm đó?
- Lập phương trình tính chiều cao mực nước tại một điểm bất kỳ trong phạm vi hai hố khoan trên?
- Tính vận tốc thực của dòng thấm tại vị trí cách hố khoan 1 100m về phía hố khoan 2, cho biết lớp cát có hệ số rỗng bằng 40%.

7. Có hai hố khoan hoàn chỉnh bố trí dọc theo chiều dòng thấm vào trong một lớp cát chứa nước ngầm có hệ số thấm  $k=65\text{m/ngđ}$ . Đáy lớp cát là một lớp sét không thấm nước. Hố khoan 1 sâu 30m, mực nước ngầm đo được cách mặt đất 3m. Hố khoan 2 sâu 32m, mực nước ngầm đo được cách mặt đất 4,5m. Hai hố khoan cách nhau 600m. Mặt đất coi như nằm ngang. Tính lưu lượng đơn vị của dòng ngầm đó?

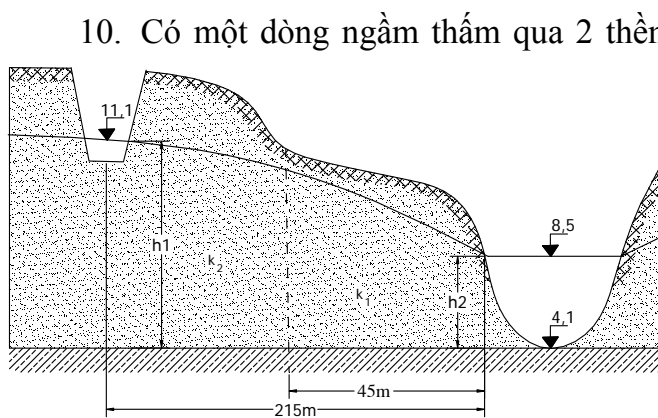


$W=0,005\text{m/ngđ}$ . Đáy cách nước là lớp sét nằm ngang ở cao trình +5.

- Thiết lập công thức tổng quát tính lưu lượng của dòng thấm trên?
- Với số liệu đã cho tính lưu lượng của dòng thấm đó?
- Xác định vị trí đỉnh phân thủy và chiều cao mực nước tại đỉnh phân thủy (nếu có)?

9. Có một lớp cát đồng nhất bão hoà nước có chiều dày không đổi 10m, kẹp giữa hai lớp sét không thấm nước nằm ngang. Lớp sét không thấm nước phía trên có chiều dày 20m. Người ta khoan hai hố khoan quan trắc cách nhau 500m dọc theo chiều dòng thấm vào trong lớp cát đó để theo dõi vận động của dòng thấm. Trong hố khoan 1 mực nước ổn định đo được cách miệng hố khoan 5m; tương ứng trong hố khoan 2 là 7m. Lớp cát có hệ số thấm  $k=50\text{m/ngđ}$ .

- Thiết lập công thức tổng quát tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm nói trên?
- Với số liệu đã cho, tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm đó ?
- Tính chiều cao áp lực tại mặt cắt giữa hai hố khoan?

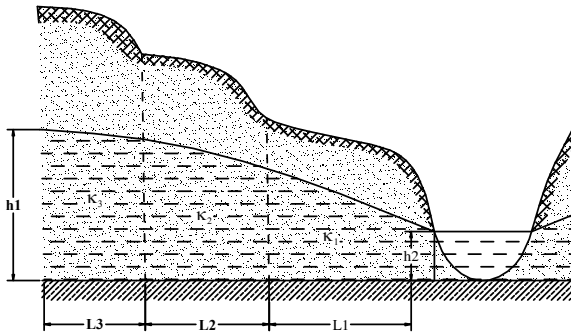
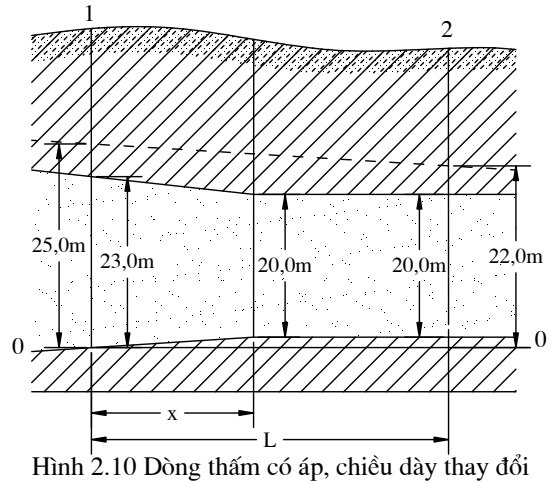


ngầm đó.

8. Có hai sông A và B chảy song song nhau, cách nhau 2000m như trong hình vẽ bên. Tại mặt cắt I-I vuông góc dòng chảy, mực nước đo được trong sông A không đổi ở cao trình +40, tương ứng trong sông B là +45. Khu đất giữa hai sông là đất cát pha đồng nhất có hệ số thấm  $k=10\text{m/ngđ}$ , được nước mặt cung cấp đều, thường xuyên với cường độ

10. Có một dòng ngầm thấm qua 2 thềm sông từ kênh về sông như hình vẽ. Thềm bậc I là bồi tích trẻ có chiều rộng  $l_1= 45\text{m}$  và hệ số thấm  $K_1=40\text{m/ngđ}$ . Kênh đào trên thềm bậc II cách sông 215m. Thềm bậc II cấu tạo từ bồi tích cổ hơn có hệ số thấm  $K_2=15 \text{m/ngđ}$ . Cao trình mực nước ngầm ở kênh là 11,1; ở sông là 8,5. Cao trình đáy cách nước là 4,1. Xác định lưu lượng và vẽ đường cong mực nước của dòng

11. Có một dòng thấm trong tầng cát chứa nước có áp chiều dày thay đổi dọc theo chiều dòng thấm như trong hình vẽ bên. Tầng cát có hệ số thấm  $K = 50\text{m/ngđ}$ . Tại hai mặt cắt cách nhau  $800\text{m}$  chiều dày tầng chứa nước, chiều cao áp lực được cho trên hình vẽ. Tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm đó.



nước tại thềm bậc III là  $h_1$ , tại mép sông là  $h_2$ . Cho biết các giá trị đó như sau: (xem hình vẽ).

$$K_1 = 50\text{m/ngđ}; K_2 = 40\text{m/ngđ}; K_3 = 30\text{m/ngđ}$$

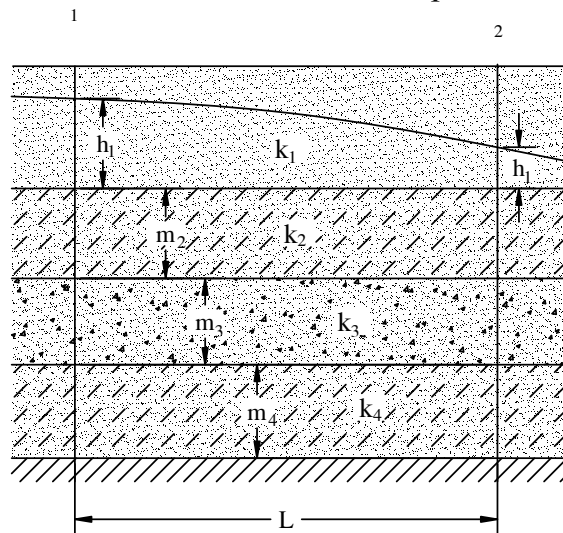
$$L_1 = 25\text{m}, L_2 = 20\text{m}, L_3 = 15\text{m}$$

$$h_1 = 17\text{m}, h_2 = 12\text{m}$$

Tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm đó, giả thiết dòng thấm theo phương vuông góc với sông.

12. Có một dòng nước ngầm thấm qua 3 thềm sông để thoát ra sông. Ba thềm sông có các thông số về hệ số thấm và chiều rộng theo thứ tự từ trẻ đến già lần lượt là  $K_1, K_2, K_3$  và  $L_1, L_2, L_3$ . Mực nước ngầm trong hố khoan 1 cách mặt đất  $2,0\text{m}$ , trong hố khoan 2 cách mặt đất  $4,0\text{m}$ . Mặt đất coi như nằm ngang. Tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm từ mặt cắt qua hố khoan 1 sang hố khoan 2.

13. Người ta khoan hai hố khoan bố trí dọc theo chiều dòng thấm để quan trắc nước dưới đất. Hai hố khoan phát hiện thấy địa tầng các lớp như sau: Trên mặt là lớp cát mịn có hệ số thấm  $K_1 = 40\text{m/ngđ}$ . Lớp 2 là cát pha có hệ số thấm  $K_2 = 10\text{m/ngđ}$ . Lớp 3 là cát hạt trung có hệ số thấm  $K_3 = 60\text{m/ngđ}$ . Lớp 4 là cát pha có hệ số thấm  $K_4 = 15\text{m/ngđ}$ . Dưới cùng là lớp sét không thấm nước nằm ngang. Các lớp cát, cát pha có chiều dày không đổi theo thứ tự từ trên xuống là  $7,0; 6,0; 5,5; 6,5\text{m}$ . Mực nước ngầm trong hố khoan 1 cách mặt đất  $2,0\text{m}$ , trong hố khoan 2 cách mặt đất  $4,0\text{m}$ . Mặt đất coi như nằm ngang. Tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm từ mặt cắt qua hố khoan 1 sang hố khoan 2.



14. Người ta hút nước từ một giếng đơn hoàn chỉnh trong tầng cát chứa nước ngầm. Tầng cát đồng nhất nằm ngang có hệ số thấm  $k=50\text{m/ngđ}$ , chiều dày chứa nước  $30\text{m}$ . Giếng có đường kính  $200\text{mm}$ . Khi hút đạt đến động thái ổn định mực nước ngầm hạ thấp  $5\text{m}$ .

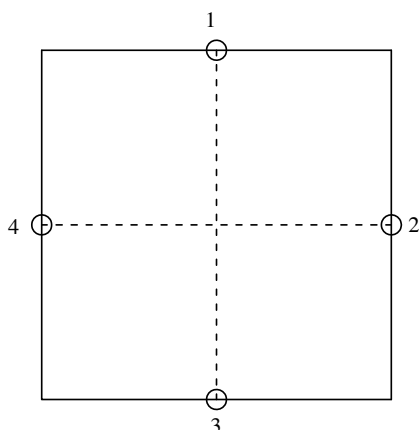


1/ Thiết lập công thức tổng quát tính lưu lượng ổn định của giếng nói trên.

2/ Với số liệu đã cho tính lưu lượng của giếng.

3/ Xác định độ hạ thấp mực nước tại vị trí cách giếng 25m (bán kính ảnh hưởng tính theo công thức kinh nghiệm  $R = 2S\sqrt{HK}$ )

15. Để tháo khô hồ móng phục vụ thi công người ta bố trí 4 giếng khoan hoàn



Hình cho bài tập 15

chỉnh ở xung quanh một hồ móng hình vuông mỗi cạnh 8m như hình vẽ. Tầng đất mà hồ móng đào vào là cát pha đồng nhất có hệ số thấm  $K = 10m/ngd$  và có chiều dày 12m. Các giếng có đường kính 300mm, được hút liên tục với lưu lượng như nhau đạt đến động thái ổn định. Mực nước ngầm ổn định trước khi bơm sâu cách mặt đất 0,8m, làm ngập hồ móng 1,3m. Tính lưu lượng cần hút ở mỗi giếng  $Q$  để bảo đảm tháo khô hồ móng, biết rằng nếu chỉ hút một giếng với cùng lưu lượng  $Q$  đó khi đạt đến ổn định thì mực nước trong giếng hút hạ thấp 2,3m so với mực nước ban đầu.

16. Người ta bơm hút nước thí nghiệm từ một hồ khoan hoàn chỉnh và theo dõi độ hạ thấp mực nước trong 4 giếng liên tiếp nhau nằm cùng một phía kể từ giếng bơm hút. Khoảng cách từ giếng hút đến các giếng quan trắc lần lượt là 30,1; 60,1; 89,9; 119,9m. Giếng được bơm liên tục trong thời gian 3 giờ với lưu lượng 7,0 l/s. Tại thời điểm kết thúc bơm mực nước đo được trong các giếng kể từ giếng hút lần lượt là 1,19; 0,072; 0,043; 0,033; 0,022m. Yêu cầu:

- Xác định bước nhảy trong giếng
- Đánh giá hiệu quả của giếng theo phương pháp đồ thị
- Xác định các chỉ tiêu  $T$ ,  $a$ ,  $\mu$  của tầng chứa nước