

NGUYỄN THANH SƠN



ĐÁNH GIÁ TÀI NGUYÊN NƯỚC VIỆT NAM



NHÀ XUẤT BẢN GIÁO DỤC

NGUYỄN THANH SƠN

ĐÁNH GIÁ TÀI NGUYÊN NƯỚC VIỆT NAM

NHÀ XUẤT BẢN GIÁO DỤC

MỤC LỤC

Trang

Lời giới thiệu

7

Phần thứ nhất : ĐÁNH GIÁ TÀI NGUYÊN NƯỚC

Chương 1

MỞ ĐẦU

1.1. Khái niệm tài nguyên nước	10
1.2 Nước trên Trái Đất và các vấn đề về tài nguyên nước	11
1.3. Ý nghĩa của nghiên cứu tài nguyên nước	16
1.4. Ảnh hưởng của các điều kiện địa lý tự nhiên tới tài nguyên nước lãnh thổ	17
1.4.1. Vị trí địa lý	17
1.4.2. Địa hình	19
1.4.3. Địa chất, thổ nhưỡng	19
1.4.4. Thảm thực vật	19
1.4.5. Khí hậu	19

Chương 2

ĐIỀU TRA VÀ TÍNH TOÁN TÀI NGUYÊN NƯỚC

2.1. Thu-thập thông tin từ lưới trạm khí tượng thủy văn quốc gia	22
2.1.1. Phân loại trạm thủy văn	22
2.1.2. Phân cấp trạm thủy văn	23
2.2. Đo đạc các đặc trưng tài nguyên nước	23
2.2.1. Đo mực nước	23
2.2.2. Đo độ sâu	29
2.2.3. Đo lưu tốc	33
2.2.4. Lưu lượng nước	35
2.3. Đo đạc tài nguyên nước mưa và nước ngầm	40
2.3.1. Đo mưa	40
2.3.2. Khảo sát tài nguyên nước ngầm	40

Chương 3

CÁC PHƯƠNG PHÁP ĐÁNH GIÁ TÀI NGUYÊN NƯỚC LÃNH THỔ

3.1. Phương pháp cân bằng nước	49
3.1.1. Phương trình cân bằng nước dạng tổng quát	49
3.1.2. Phương trình cân bằng nước cho một lưu vực sông ngòi	50
3.1.3. Phương trình cân bằng nước của lưu vực cho thời kỳ nhiều năm	50

3.1.4. Phân tích các nhân tố ảnh hưởng đến dòng chảy sông ngòi thông qua phương trình cân bằng nước	51
3.1.5. Phương trình cân bằng nước ao hồ, đầm lầy	52
3.2. Phương pháp tính toán tài nguyên nước	53
3.2.1. Phương pháp hệ số tổng cộng	54
3.2.2. Phương pháp bản đồ và nội suy địa lý	55
3.2.3. Phương pháp tương tự thủy văn	55
3.2.4. Các phương pháp xác suất thống kê	56
3.3. Phương pháp tính toán thủy văn	56
3.3.1. Tính toán tài nguyên nước mưa	59
3.3.2. Tính toán chuẩn dòng chảy năm	70
3.3.3. Tính toán phân phối dòng chảy năm	76
3.3.4. Các công thức tính toán dòng chảy lũ	93
3.3.5. Tính toán tài nguyên nước mùa cạn	96
3.4. Phương pháp mô hình hoá	96
3.4.1. Phân loại mô hình toán thủy văn	96
3.4.2. Phân loại mô hình dòng chảy	99
3.4.3. Một số mô hình tất định	101
3.4.4. Nguyên lý xây dựng mô hình quan niệm	110
3.4.5. Mô hình ngẫu nhiên	

Chương 4

ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC

4.1. Cơ sở đánh giá chất lượng nước	119
4.1.1. Những thông số vật lý, hoá học, sinh học của chất lượng nước	119
4.1.2. Nhu cầu sinh học BOD	120
4.1.3. COD, TOD, TOC	122
4.2. Chất lượng tài nguyên nước dưới ảnh hưởng của các hoạt động kinh tế	123
4.2.1. Công nghiệp	124
4.2.2. Sinh hoạt	125
4.2.3. Đô thị hoá	126
4.2.4. Ảnh hưởng của các biện pháp tưới tiêu	128
4.2.5. Sự thay đổi chất lượng nước trong hồ chứa	130
4.3. Các biện pháp bảo vệ nước mặt khỏi nhiễm bẩn	131
4.3.1. Chuẩn hoá chất lượng nước	132
4.3.2. Các phương pháp bảo vệ nước	134
4.3.3. Quá trình tự làm sạch của nước tự nhiên	137

Phần thứ hai : TÀI NGUYÊN NƯỚC VIỆT NAM

Chương 5 TÀI NGUYÊN NƯỚC MẶT Ở VIỆT NAM

5.1. Khái quát chung	140
5.2. Tài nguyên nước mưa	140
5.3. Tài nguyên nước sông ngòi	149
5.3.1. Dòng chảy mặt	149
5.3.2. Chất lượng nước mặt	158

Chương 6 CÁC HỆ THỐNG SÔNG CHÍNH Ở VIỆT NAM

6.1. Hệ thống sông Kỳ Cùng – Bằng Giang	159
6.1.1. Khái quát về các điều kiện mặt đệm	159
6.1.2 Khái quát về các điều kiện khí hậu	160
6.1.3. Các sông chính và tài nguyên nước sông	161
6.2. Hệ thống sông Hồng – Thái Bình	162
6.2.1. Khái quát về mặt đệm	163
6.2.2 Khái quát về khí hậu	164
6.2.3. Các sông chính và tài nguyên nước sông	165
6.3. Hệ thống sông Mã, sông Cả và các sông Bình Trị Thiên	168
6.3.1. Các điều kiện mặt đệm	168
6.3.2. Khái quát về khí hậu	169
6.3.3. Các sông chính và tài nguyên nước sông	170
6.4. Các lưu vực Nam Trung Bộ	173
6.4.1. Khái quát điều kiện mặt đệm	173
6.4.2. Khái quát về khí hậu	174
6.4.3. Các sông chính và tài nguyên nước khu vực	175
6.5. Hệ thống sông Đồng Nai	176
6.5.1. Khái quát về điều kiện mặt đệm	176
6.5.2 Khái quát về khí hậu.	178
6.5.3. Các sông chính và tài nguyên nước sông	178
6.6. Hệ thống sông Mê Kông	180
6.6.1. Khái quát các điều kiện mặt đệm	181
6.6.2. Các điều kiện khí hậu	183
6.6.3. Tài nguyên nước sông và các sông chính	184
Tài liệu tham khảo	186

Lời giới thiệu

Giáo trình Đánh giá tài nguyên nước Việt Nam được biên soạn tại Khoa Địa lý, Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội nhằm đáp ứng tài liệu học tập cho sinh viên năm thứ tư ngành Địa lý. Giáo trình cung cấp cho sinh viên các khái niệm về tài nguyên nước lục địa, các phương pháp thu thập số liệu qua mạng lưới trạm khí tượng thủy văn quốc gia và các chuyển thực địa ; các kiến thức cơ bản nhất để xử lý và phân tích tài liệu, đưa ra được các kết quả đánh giá tài nguyên nước cả về lượng và chất.

Trong giáo trình sử dụng nhiều kết quả nghiên cứu và các tài liệu của Bộ môn Thủy văn, Khoa Khí tượng Thủy văn & Hải dương học, Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội ; có cập nhật các nghiên cứu gần đây nhất của Trường Đại học Thủy lợi Hà Nội và Viện Khí tượng Thủy văn, Bộ Tài nguyên Môi trường.

Giáo trình được biên soạn trong 6 chương và tách thành hai phần. Phần thứ nhất giới thiệu các phương pháp cơ bản nhất về đánh giá tài nguyên nước. Phần thứ hai trình bày khái quát về tài nguyên nước Việt Nam.

Khi biên soạn giáo trình này, tác giả được sự bổ sung và góp ý rất quan trọng của nhiều đồng nghiệp. Tác giả đặc biệt cảm ơn các ý kiến đóng góp trực tiếp của TS. Nguyễn Hữu Khải, TS. Nguyễn Thị Hải, TS. Phạm Quang Anh và PGS.TS. Nguyễn Văn Thuận giúp nâng cao chất lượng giáo trình. Chắc chắn giáo trình này vẫn còn nhiều khiếm khuyết. Tác giả rất mong nhận được các ý kiến đóng góp của bạn đọc để giáo trình ngày càng hoàn thiện hơn.

14.03.2019
14.03.2019

Phần thứ nhất

ĐÁNH GIÁ TÀI NGUYÊN NƯỚC

Chương 1

MỞ ĐẦU

1.1. KHÁI NIỆM TÀI NGUYÊN NƯỚC

Nước là một loại tài nguyên quý giá và được coi là vĩnh cửu. Không có nước thì không có sự sống trên hành tinh của chúng ta. Nước là động lực chủ yếu chi phối mọi hoạt động dân sinh, kinh tế của con người. Nước được sử dụng rộng rãi trong sản xuất nông nghiệp, công nghiệp, thủy điện, giao thông vận tải, chăn nuôi thủy sản v.v... Do tính chất quan trọng của nước như vậy nên UNESCO lấy ngày 23/3 hàng năm làm ngày nước thế giới.

Tài nguyên nước là lượng nước trong sông, ao hồ, đầm lầy, biển, đại dương và trong khí quyển. Trong Luật Tài nguyên nước của nước Cộng hòa xã hội chủ nghĩa Việt Nam đã quy định : "Tài nguyên nước bao gồm các nguồn nước mặt, nước mưa, nước dưới đất, nước biển thuộc lãnh thổ nước Cộng hòa xã hội chủ nghĩa Việt Nam". Nước là nguồn động lực cho mọi hoạt động kinh tế của con người, song nó cũng gây ra những hiểm họa to lớn không lường trước được đối với con người. Những trận lũ lớn có thể gây thiệt hại về người và của, thậm chí tới mức phá huỷ cả một vùng sinh thái.

Tài nguyên nước là một thành phần gắn với mức độ phát triển của xã hội loài người, tức là cùng với sự phát triển của khoa học công nghệ, tài nguyên nước ngày càng được bổ sung trong ngân quỹ nước các quốc gia. Thời kỳ nguyên thủy, tài nguyên nước chỉ bó hẹp ở các khe suối, khi đó con người chưa có khả năng khai thác sông, hồ và các thủy vực khác. Chỉ khi kỹ thuật khoan phát triển, nước ngầm tầng sâu mới trở thành tài nguyên nước. Ngày nay với các công nghệ sinh hoá học tiên tiến, việc tạo ra nước ngọt từ nước biển không còn là vấn đề lớn. Tương lai các khối băng trên các núi cao và các vùng cực cũng nằm trong tầm khai thác của con người và đó là một nguồn tài nguyên nước tiềm năng lớn.

Tuy mang đặc tính vĩnh cửu nhưng trữ lượng nước hàng năm không phải là vô tận, tức là sức tái tạo của dòng chảy cũng nằm trong một giới hạn nào đó, không phụ thuộc vào mong muốn của con người. Tài nguyên nước được đánh giá bởi ba đặc trưng cơ bản là lượng, chất lượng và động thái.

Lượng là đặc trưng biểu thị mức độ phong phú của tài nguyên nước trên một lãnh thổ.

Chất lượng nước là đặc trưng hàm lượng các chất hoà tan trong nước, phục vụ yêu cầu dùng nước cụ thể theo tiêu chuẩn, đối tượng sử dụng nước.

Động thái của nước được đánh giá bởi sự thay đổi các đặc trưng của nước theo thời gian và không gian.

Đánh giá tài nguyên nước là nhằm mục đích làm rõ các đặc trưng đã nêu đối với từng đơn vị lãnh thổ cụ thể.

Biết rõ các đặc trưng của tài nguyên nước giúp chúng ta có phương hướng cụ thể trong việc sử dụng, quy hoạch khai thác và bảo vệ nó.

1.2. NƯỚC TRÊN TRÁI ĐẤT VÀ CÁC VẤN ĐỀ VỀ TÀI NGUYÊN NƯỚC

Trên hành tinh chúng ta, nước tồn tại khắp nơi : trên mặt đất, trong biển và đại dương, dưới đất và trong không khí dưới các dạng : lỏng (nước sông, suối, ao hồ, biển), khí (hơi nước) và rắn (băng, tuyết).

Theo UNESCO, lượng nước trong thủy quyển được phân bố như sau :

Lượng nước trong thủy quyển :	$1386 \cdot 10^6 \text{ km}^3$	100%
Nước ngọt :	$35 \cdot 10^6 \text{ km}^3$	2,5%
Nước mặn :	$1351 \cdot 10^6 \text{ km}^3$	97,5%

Trong thành phần nước ngọt, dạng rắn chiếm $24,3 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (69,4%), dạng lỏng là $10,7 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (30,6%).

Trong $10,7 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (100%) nước dạng lỏng, nước ngầm chiếm đại bộ phận với $10,5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (98,3%); hồ và hồ chứa là $0,102 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (0,95%); thổ nhưỡng $0,047 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (0,44%); sông ngòi $0,020 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (0,19%); khí quyển $0,020 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (0,19%) và sinh quyển $0,011 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (0,10%).

Sự phân bố lượng nước trên Trái Đất không đều theo các đại dương, biển và các lục địa (bảng 1.1).

Bảng 1.1. PHÂN BỐ NGUỒN NƯỚC TRÊN THẾ GIỚI (THEO LVOVICH)

Vùng phân bố Lục địa (hay vùng)	Sườn Đại Tây Dương		Sườn Thái Bình Dương		Vùng lưu vực nội địa		Tổng diện tích của đất	
	$F \cdot 10^3$ km^3	Dòng chảy mm	$F \cdot 10^3$ km^3	Dòng chảy mm	$F \cdot 10^3$ km^3	Dòng chảy mm	$F \cdot 10^3$ km^3	Dòng chảy mm
Châu Âu kể cả Ailen	1970	297			1710	109	9680	262
Châu Á kể cả Nhật, Philippin			16700	300	13630	17	42300	170
Châu Úc kể cả Tasmania và Newzealand	13250	355	5470	218	11130	14	29850	203
Nam Mỹ	15600	475	1340	444	988	66	17928	450
Bắc Mỹ	14400	274	4960	485	835	11	20195	314
Băng đảo Canada và các quần đảo ở biển	3880	180	-	-			3880	180
Malayan và các quần đảo	-	-	2620	160			2620	160
Tổng hoặc bình quân	64070	314	35320	393	32033	21	31423	250

Dựa vào bảng 1.1 ta thấy nước trên Trái Đất đổ vào hai đại dương chủ yếu là Đại Tây Dương và Thái Bình Dương, phần còn lại đi vào các vùng không tiếp giáp với đại dương và với biển. Nguồn nước ở Bắc Mỹ và Nam Mỹ là lớn nhất trên Trái Đất này.

Các thành phần chủ yếu của cân cân nước thể hiện qua mưa, bốc hơi và dòng chảy. Thông qua các đại lượng này để đánh giá tài nguyên nước lãnh thổ. Nghiên cứu các quá trình trên theo không gian và thời gian sẽ thể hiện được bức tranh đầy đủ về tài nguyên nước.

Một vấn đề quan trọng và rất được quan tâm hiện nay khi đánh giá tài nguyên nước là chất lượng nước. Đó là một yếu tố có một vai trò quyết định đối với sự tồn tại của sự sống con người.

Theo mức độ phát triển của mình, nhân loại tiếp nhận nước ngày càng lớn để thỏa mãn các nhu cầu đa dạng như cấp nước sinh hoạt, công nghiệp, tạo ra điện năng, tưới tiêu, giao thông, ngư nghiệp v.v... Không có lĩnh vực nào của kinh tế quốc dân mà không sử dụng nước.

Cùng với sự tăng trưởng của dân số, sự phát triển của một số lĩnh vực công nghiệp của các nước phát triển trên thế giới, từ năm 1960 đến năm 1980 tổng nhu cầu dùng nước tăng gấp hai lần.

Hiện nay, vấn đề chủ yếu đối với toàn cầu là đảm bảo nước sạch cho nhân loại bởi vì tài nguyên nước ngọt hiện có trong nhiều vùng đã trở nên thiếu, khó thỏa mãn nhu cầu phát triển của dân cư, công nghiệp và nông nghiệp.

Đối với việc sử dụng hợp lý tài nguyên nước, trước hết phải biết lượng nước nào đòi hỏi để thỏa mãn mọi nhu cầu dùng nước không chỉ hôm nay mà còn cả trong tương lai.

Chúng ta có thể lấy nước trực tiếp từ nguồn, sử dụng để tạo ra các sản phẩm công nghiệp, nông nghiệp hoặc các nhu cầu công cộng của cư dân, sau đó hoàn trả vào đối tượng nước, nhưng ở nơi khác, với số lượng và chất lượng khác đi.

Nước có thể được sử dụng như là môi trường (giao thông thủy, nghề cá, thể thao...) hay như là nguồn năng lượng (trạm thủy năng) làm thay đổi chất lượng nước (ví dụ như giao thông thủy).

Cần phải lưu ý rằng, với tổ hợp sử dụng tài nguyên nước hiện nay, ranh giới giữa nguồn nước và đối tượng sử dụng nước bị xóa sạch. Ví dụ, khi thành lập các hồ chứa lớn để tạo ra điện năng, không chỉ chế độ thủy văn và chất lượng nước thay đổi triệt để mà còn diễn ra sự gia tăng tổn thất nước do bốc hơi, tức là chính hồ chứa đóng vai là nhà dùng nước.

Sử dụng nước phụ thuộc vào mục đích, có thể phân thành nước uống, nước dùng cho công cộng, nông nghiệp, công nghiệp, giao thông v.v...

Từ nửa cuối thế kỷ XX, mọi nhu cầu dùng nước tăng lên trong tất cả các nước trên thế giới.

Trong bảng sau đây trình bày phân sử dụng nước trong các lĩnh vực sử dụng nước chính (tính theo %) theo quan hệ với dùng nước tổng cộng trong các nước. Xem xét chi tiết hơn các dạng sử dụng nước ở các quốc gia tiên tiến ta thấy :

Nhóm nhà sử dụng	Liên Xô	Mỹ	Pháp	Phần Lan
Nông nghiệp	52	49	51	10
Công nghiệp	39	41	37	80
Công cộng	9	10	12	10

Cung cấp nước cho cư dân liên quan tới việc sử dụng nước để uống và các nhu cầu công cộng. Nhu cầu công cộng bao gồm hệ thống cấp nước tập trung để đảm bảo phục vụ công cộng, rửa đường phố, tưới cây xanh, chống cháy v.v... Tổng thể tích nước sử dụng cho nhu cầu dân cư được xác định bằng nhu cầu dùng nước riêng và dân số. Nhu cầu dùng nước riêng là thể tích nước ngày đêm (l) cho một người ở thành phố hay làng quê. Giá trị nhu cầu dùng nước riêng thay đổi trong phạm vi khá rộng : từ 200 – 600 l/ngày đêm cho 1 người trong thành phố đến 100 – 200 l/ngày đêm cho 1 người ở nông thôn, khi thiếu đường dẫn nước giá trị này chỉ là 30 – 50 l/ngày đêm cho 1 người. Nhu cầu dùng nước riêng trong thành phố phụ thuộc vào cơ sở vật chất (ống nước, kênh dẫn, cấp nước nóng tập trung v.v...) tương ứng với các tiêu chuẩn thực tế.

Trong các thành phố có cơ sở vật chất lớn trên thế giới hiện nay, nhu cầu dùng nước riêng là : Moscova và New York – 600 l/ngày đêm cho 1 người, Pari và Leningrad – 500 l/ngày đêm, London – 263 l/ngày đêm cho 1 người (*Belitrengo, Svexov, 1986*).

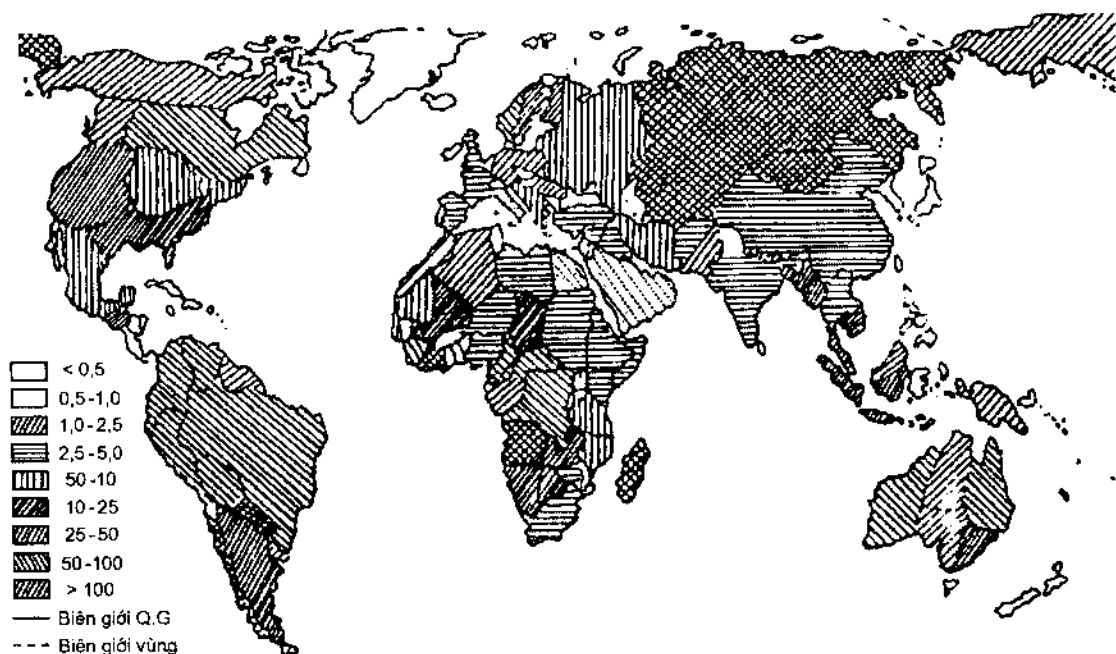
Sự tăng trưởng liên tục nhu cầu dùng nước liên quan tới sự tăng dân số trên Trái Đất cũng như sự tăng trưởng cơ sở vật chất các thành phố và làng mạc. Nếu như từ năm 1900 đến năm 1950 nhu cầu dùng nước tăng ba lần thì từ 1950 đến 2000 tăng khoảng bảy lần. Nhu cầu dùng nước tổng cộng về sinh hoạt trên địa cầu vào năm 1970 là 120 km³ nước.

Nhu cầu nước dùng trong công nghiệp dao động trong một phạm vi rộng và phụ thuộc không chỉ vào lĩnh vực mà còn phụ thuộc vào công nghệ sử dụng của quá trình sản xuất, vào hệ thống cung cấp nước (thải thẳng hay quay vòng) và các điều kiện khí hậu v.v...

Với hệ thống cấp nước tại điểm, nước từ nguồn rót thẳng vào các đối tượng riêng biệt của tổ hợp sản xuất, sử dụng trong quá trình sản xuất sản phẩm, sau đó theo các kênh dẫn đổ vào nơi xử lý nước sạch, cuối cùng thải vào sông suối hoặc thủy vực ở một khoảng cách phù hợp với nơi tích nước. Với hệ thống cấp nước tại điểm, lượng nước mất đi lớn, tuy nhiên nhu cầu dùng nước không hoàn lại nhỏ.

Với hệ thống cấp nước quay vòng, nước đã sử dụng sau khi được làm sạch, không thải ra thủy vực mà dùng lại nhiều lần trong quá trình sản xuất, duy trì sự tái sinh sau mỗi chu kỳ sản xuất. Lưu lượng nước trong hệ thống cấp nước này không lớn và được xác định bằng lưu lượng cần thiết để bổ sung nhu cầu dùng nước không hoàn lại trong quá trình sản xuất và tái sinh cũng như thay thế có chu kỳ nước trong chu kỳ quay vòng. Ví dụ, nếu trạm nhiệt công suất 1 triệu kW với cấp nước tại điểm hàng năm yêu cầu $1,5 \text{ km}^3$ nước thì với hệ thống cấp nước quay vòng chỉ cần $0,12 \text{ km}^3$, tức là giảm đi 13 lần.

Nhu cầu dùng nước trong công nghiệp phụ thuộc vào các điều kiện khí hậu. Hiển nhiên, các xí nghiệp cùng trong một lĩnh vực phân bố ở vùng phía bắc đòi hỏi nước ít hơn nhiều so với các xí nghiệp phân bố ở vùng phía nam với nhiệt độ không khí cao. Tuy nhiên, nhà sử dụng nước chính trong công nghiệp là nhiệt điện, đòi hỏi một lượng nước lớn để làm nguội máy. Nhu cầu dùng nước của trạm điện nguyên tử còn lớn hơn nhiều (hơn khoảng 1,5 – 2 lần so với nhiệt điện).



Hình 1.1. Mật độ dòng chảy sông ngòi của thế giới tính theo đầu người : $\text{m}^3/\text{năm}$ nghìn người (theo tài liệu của Lvovich)

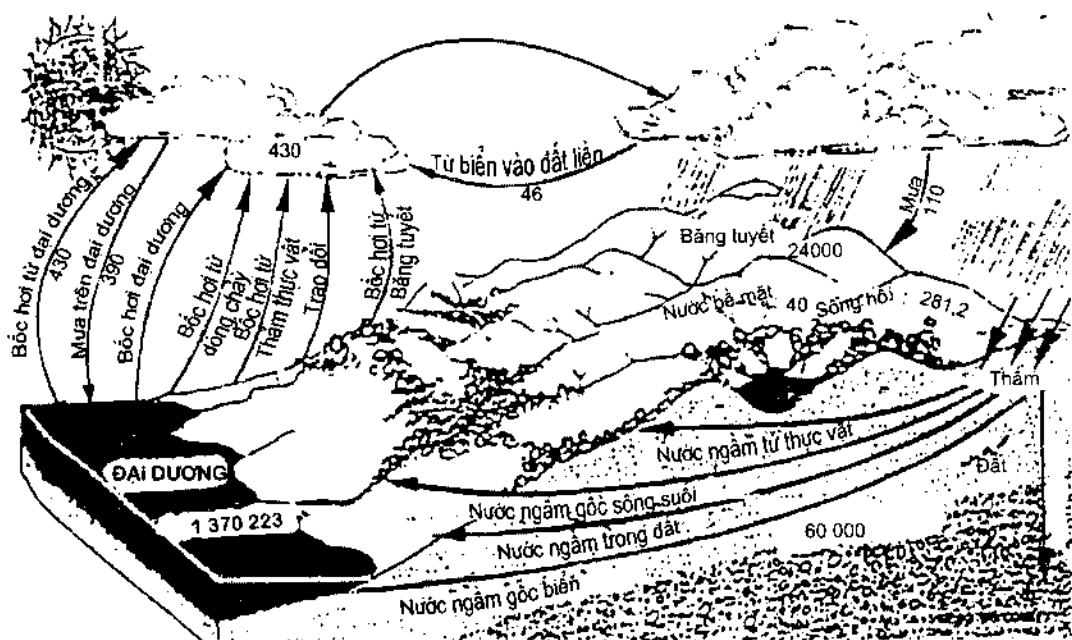
Thế kỷ XX đặc trưng bởi sự tăng trưởng chóng mặt của việc sử dụng nước. Vậy nên, nếu như năm 1900 trên toàn thế giới cho nhu cầu công nghiệp người ta sử dụng 30 km^3 nước, thì vào năm 1950 đã là 190 km^3 nước, vào năm 1970 là 510 km^3 nước, còn vào năm 2000 là 1900 km^3 nước. Điều này được giải thích bởi tốc độ phát triển nhanh của sản xuất công nghiệp cũng như các ngành sản xuất mới khác có yêu cầu về nước lớn, như công nghiệp sản xuất giấy và hoá dầu, nhiệt điện chiếm khoảng

80 – 90% toàn bộ nước công nghiệp. Tuy nhiên, phần nhu cầu dùng nước không hoàn lại trong công nghiệp không lớn, chiếm 5 – 10% tổng thể tích nước, còn trong nhiệt điện nhỏ hơn (0,5 – 2%).

Nhu cầu dùng nước trong nông nghiệp hiện nay liên quan trước hết với sự tăng diện tích đất tưới, nhu cầu phát triển cây lương thực – nguồn nuôi dưỡng của nhân loại. Mặc dù hiện nay nước dùng cho tưới tiêu không nhiều (hơn 15% diện tích mọi loại đất canh tác nông nghiệp) nhưng sản phẩm nông nghiệp từ đất được tưới chiếm hơn 50% các sản phẩm về giá trị. Trong điều kiện tốc độ dân số phát triển nhanh và sự thiếu hụt trầm trọng nguồn dinh dưỡng mà hơn 2/3 cư dân trên Trái Đất phải chịu đựng, tưới tiêu gánh một vai trò to lớn trong việc nâng cao tính hiệu quả của đất.

Diện tích đất tưới trên thế giới không ngừng tăng lên, nếu như vào đầu thế kỷ XX có khoảng 40 triệu ha, thì đến năm 1970 đạt tới 235 triệu ha, tức là đã tăng 6 lần, diện tích năm 2000 là 420 triệu ha. Nhu cầu dùng nước riêng và lượng nước hoàn lại phụ thuộc vào các điều kiện địa lý tự nhiên của vùng, thành phần cây trồng nông nghiệp, trạng thái kỹ thuật của hệ thống tưới và phương pháp tưới đang sử dụng. Lượng nước hoàn lại biểu hiện bằng tỷ lệ % khối tích nước.

Tổn thất nước không hoàn lại khi tưới (do bốc hơi) rất lớn. Theo số liệu của các tác giả khác nhau, giá trị này dao động từ 20 đến 60% lượng nước dùng. Nhu cầu dùng nước tổng cộng của kinh tế nông nghiệp trên thế giới tăng thường xuyên : vào đầu thế kỷ XX chiếm 350 km³/năm, vào năm 1970 là 1900 km³/năm và đến năm 2000 là 3400 km³/năm.



Hình 1.2. Chu trình tuần hoàn của nước trong 1 năm

Hoạt động kinh tế gây ảnh hưởng lớn nhất đến sự thay đổi số lượng và chất lượng tài nguyên nước là : nhu cầu dùng nước cho công nghiệp và công cộng, đổ nước thải, chuyển dòng chảy, đô thị hoá, thành lập hồ chứa, tưới và làm ngập đất khô, tiêu, các biện pháp nông lâm nghiệp v.v... Do đó, khi kế hoạch hoá kinh tế và điều tiết chất lượng nước cần phải tính đến ảnh hưởng của từng nhân tố riêng biệt cũng như tác động tổng cộng của các nhân tố gộp lại. Khi xem xét mỗi nhân tố động chạm tới hai vấn đề : thay đổi chế độ thuỷ văn và thể tích dòng chảy cùng với sự thay đổi chất lượng tài nguyên nước. Do các tác động nhân sinh gây ra sự nhiễm bẩn nước tự nhiên, tức là thay đổi thành phần và tính chất của nó, dẫn tới việc làm giảm chất lượng nước đối với mục đích sử dụng nước.

Bảng 1.2. CÁN CÂN NƯỚC TRÊN LÃNH THỔ VÀ LƯU VỰC SÔNG

TT	Lãnh thổ	Lượng mưa		Dòng chảy toàn phần		Dòng chảy mặt		Dòng chảy ngầm		Bốc hơi		Hệ số DC
		km ³	mm	km ³	mm	km ³	mm	km ³	mm	km ³	mm	
1	Việt Nam	647	1957	331	974	232	704	99,3	270	316	983	0,50
Hệ thống sông												
2	Cửu Long	134	1919	54,4	779	38,1	545	16,3	234	72,6	1140	0,37
3	Hồng	142	1925	69,7	1137	48,8	796	26,9	341	48,3	788	0,58
4	Đồng Nai	76,6	2052	30,4	814	19,8	529	10,7	285	46,2	1238	0,40
5	Cả	33,9	1912	19,8	1117	14,9	838	4,95	279	14,1	795	0,58
6	Mã	30,9	1756	14,7	836	10,3	585	4,41	251	16,2	920	0,43
7	Ba	22,4	1625	9,39	680	7,99	578	1,41	102	13,0	945	0,42
8	Thái Bình	20,0	1577	9,19	725	7,35	680	1,84	145	11,0	852	0,46
9	Kỳ Cùng,	15,5	1422	7,19	660	5,39	495	1,80	165	8,30	762	0,50
10	Thu Bồn	29,0	27,6	20,0	1915	14,0	1341	6,00	575	8,90	848	0,66

Nguy hiểm nhất đối với nước tự nhiên và các cơ thể sống là nhiễm xạ. Nước bị nhiễm bẩn gây bất lợi cho người sử dụng nước. Do đó, khi đánh giá ảnh hưởng của các hoạt động kinh tế lên tài nguyên nước cần phải tính đến không chỉ sự thay đổi số lượng mà còn cả chất lượng nước.

1.3. Ý NGHĨA CỦA NGHIÊN CỨU TÀI NGUYÊN NƯỚC

– Nước có ý nghĩa quan trọng đối với các quá trình xảy ra trên bề mặt Trái Đất. Có thể nói rằng không có nước thì không có sự sống, nước tham gia vào mọi quá trình xảy ra trên bề mặt Trái Đất.

– Nước tham gia vào quá trình địa mạo, địa hoá, làm rửa trôi bề mặt Trái Đất, tạo thành các khe suối, sông ngòi, đồng bằng bồi tích có độ phì nhiêu lớn và làm trơ trọi các vùng đồi núi, đất đai có độ phì nhiêu kém.

– Nước tạo ra các tầng nước ngầm nằm sâu trong lòng đất, tạo nên những hang động kỳ diệu trong lòng đất đá, nhất là vùng núi đá vôi. Ở nước ta có nhiều hang động đẹp như động Phong Nha ở Quảng Bình, Tam Thanh, Nhị Thanh ở xứ Lạng đều gắn liền với sự tác động của nước.

– Nước trong khí quyển được xem như lớp áo giáp bảo vệ quả đất của chúng ta khỏi bị giá lạnh trong những thời kỳ bức xạ mặt trời giảm đi. Nước trong khí quyển còn đảm bảo tưới cho bề mặt lục địa và làm cho khí hậu điều hoà hơn.

– Nước có ý nghĩa đặc biệt đối với mọi quá trình sinh học xảy ra trên bề mặt Trái Đất. Trong quá trình sản xuất lâu đời cha ông ta đã có câu "Nhất nước, nhì phân, tam cần, tứ giống", cho thấy vai trò to lớn của nước. Nước có tác dụng hoà tan chất dinh dưỡng, muối khoáng trong đất giúp rễ cây dễ dàng hút và vận chuyển chất dinh dưỡng để nuôi cây, nước tham gia vào quá trình quang hợp của cây. Không có nước cây sẽ bị chết. Trong quá trình phát triển cây cần lượng nước đáng kể. Lượng nước này phụ thuộc vào các loại cây trồng. Theo kết quả nghiên cứu của Viện Khoa học Thủy lợi, Trường Đại học Nông nghiệp I, lượng nước cần dùng cho một vụ (u) là rất lớn đối với các loại cây. Đối với cây lúa $u = 4000 - 6500 \text{ m}^3/\text{ha}$, cây ngô $u = 1900 - 2300 \text{ m}^3/\text{ha}$, khoai lang $u = 1200 - 1500 \text{ m}^3/\text{ha}$, bắp cải $u = 3000 - 4500 \text{ m}^3/\text{ha}$. Theo kết quả nghiên cứu của Suicho Yôsidâ năm 1981 ở Viện nghiên cứu lúa thế giới (IRRI – Philippin), bình quân mỗi tháng lúa cần dùng lượng nước $200 \text{ m}^3/\text{ha}$. Để tạo thành một gam chất khô các loại cây khác nhau cũng cần một lượng nước khác nhau rất lớn. Để có 1g lúa mì khô cần 410g nước, 1g tiểu mạch khô cần 380g nước.

Ngày nay, đối với nền kinh tế quốc dân nước đã trở thành một vấn đề thời sự. Nền công nghiệp phát triển mạnh cũng đòi hỏi về nước rất lớn cả về lượng và chất. Đối với công nghiệp nặng, yêu cầu về nước tăng lên gấp bội: để sản xuất 1 tấn gang cần $10 - 25 \text{ m}^3$ nước. Để sản xuất $1,92 \cdot 10^6 \text{ kW}$ điện nhà máy thủy điện Hoà Bình cần có một lượng nước trong hồ là 9,54 tỷ m^3 nước.

Trong quá trình phát triển nền văn minh của loài người, nước cũng đóng một vai trò to lớn. Không phải ngẫu nhiên mà các nền văn minh lớn trên thế giới đều gắn liền với các con sông lớn như Ai Cập – sông Nin, Ấn Độ – sông Hằng, Trung Quốc – sông Trường Giang, Dương Tử, Việt Nam – sông Hồng.

1.4. ẢNH HƯỞNG CỦA ĐIỀU KIỆN ĐỊA LÝ TỰ NHIÊN TỚI TÀI NGUYÊN NƯỚC LÃNH THỔ

1.4.1. Vị trí địa lý

Ảnh hưởng này được thể hiện ở vị trí địa lý của lưu vực cách xa đại dương và biển là nơi cung cấp nguồn hơi ẩm cho không khí và vùng ta xét thuộc vùng nào, đới nào

trên lục địa. Nói chung, càng xa đại dương và biển thì lượng mưa càng giảm dần. Vùng sâu trong lục địa như sa mạc Sahara có lượng mưa rất ít.

Ở vùng nhiệt đới, tính chất mưa khác hẳn vùng ôn đới. Mưa ở vùng nhiệt đới phần lớn là mưa rào, có cường độ lớn, diễn biến phức tạp không theo quy luật rõ rệt. Mưa vùng ôn đới có quy luật hơn. Ở nước ta mưa từ Bắc vào Nam cũng mang tính chất khác nhau. Miền Bắc và miền Trung có chế độ mưa phức tạp, không có quy luật rõ ràng như ở Nam Bộ, Đồng Tháp Mười.

1.4.2. Địa hình

Ảnh hưởng của địa hình đến mưa : thể hiện qua hướng của địa hình, độ cao của địa hình và độ dốc. Ở sườn núi có hướng đón gió mang hơi ẩm từ biển vào thì có mưa lớn. Ví dụ, vào đầu mùa hè, gió mùa Tây Nam thổi từ vịnh Bengan vào phía Tây Trường Sơn gây mưa lớn ở Lào. Ngược lại, ở Đông Trường Sơn, từ Thanh Hoá đến Bình Trị Thiên có gió Lào khô nóng gây nên hiện tượng "fơn" và mưa nhỏ.

Điều đáng chú ý là sự chênh lệch lượng mưa ở phía hướng đón gió và khuất gió cũng phụ thuộc vào độ cao địa hình. Càng lên cao chênh lệch càng giảm. Ví dụ, ở sát chân núi Ba Vì chênh lệch lượng mưa là 250mm nhưng lên cao chỉ còn 100mm.

Độ cao ảnh hưởng đến mưa ở chỗ càng lên cao mưa càng tăng. Tuy vậy, khi tăng đến một độ cao nào đó thì lượng mưa không tăng nữa vì hơi ẩm của khối không khí do mây mang đi đã giảm.

Ví dụ, ở Ba Vì sự biến thiên lượng mưa năm theo độ cao là 60mm/100mm, ở Tam Đảo cao hơn Ba Vì, độ biến thiên của lượng mưa năm là 127mm/100mm.

Bảng 1.3. ẢNH HƯỞNG CỦA ĐỘ CAO ĐẾN LƯỢNG MƯA

Sườn	Độ cao trạm (m)	Lượng mưa bình quân X(mm)	Gradient mưa (mm/100m)
Trạm đo mưa			
Sườn Đông Bắc			
Lào Cai	99	1774	63
Than Uyên	556	2066,9	88
Sapa	1570	2833,0	75
Hoàng Liên Sơn	2170	3552,4	120
Sườn Tây Nam			
Lai Châu	244	2066,1	60
Bình Lư	636	2305,4	120
Cam Đường	900	2621,7	56
Sinh Hồ	1529	2783,2	26

Theo kết quả nghiên cứu của N.X.Nexterov, ảnh hưởng của độ cao địa hình đến mưa trong những vùng khí hậu khác nhau cũng khác nhau. Ở Việt Nam, Nguyễn Văn Tuấn khi nghiên cứu ảnh hưởng của độ cao sườn đông Trường Sơn cũng cho kết quả nghiên cứu tương tự (bảng 1.3)

Ảnh hưởng của độ dốc trong quá trình thủy văn thể hiện ở quá trình tập trung nước. Địa hình càng dốc, sự tập trung nước càng nhanh, kết hợp với mưa lớn là điều kiện thuận lợi hình thành lũ lụt và lũ quét.

1.4.3. Địa chất và thổ nhưỡng

Nhóm nhân tố địa chất và thổ nhưỡng có tầm ảnh hưởng quan trọng đến việc hình thành dòng chảy. Thành phần đất đá, cấu tạo địa chất có ý nghĩa lớn trong việc đánh giá trữ lượng nước ngầm và nguồn gốc, chất lượng nước trong sông. Hiện tượng karst dẫn đến thay đổi tài nguyên nước lưu vực tùy theo cấu tạo địa chất của vùng.

Thành phần cơ giới của đất, bề dày lớp thổ nhưỡng, các đặc tính vật lý của đất chi phối mạnh mẽ sự hình thành dòng chảy mặt, là yếu tố cơ bản để xây dựng quá trình thấm – một quá trình quan trọng trong các bài toán thủy văn.

Khi xây dựng hồ chứa, tưới tiêu hoặc trong các bài toán quy hoạch, sử dụng đất trong cân bằng nước tổng thể không thể bỏ qua ảnh hưởng này.

1.4.4. Thực vật

Ảnh hưởng của rừng đến mưa biểu hiện ở chỗ rừng làm tăng độ nhám bề mặt lưu vực, cản trở chuyển động của luồng không khí theo hướng nằm ngang, làm cho khối không khí chuyển động chậm lại và có chiều hướng đi lên gây nên hiện tượng ngưng tụ và gây mưa. Mặt khác, rừng làm tăng độ ẩm cho lưu vực, có lợi cho sinh dòng chảy. Rừng giữ nước mưa lại trong các tán lá rừng, làm cho nước mưa không rơi xuống mặt đất. Như vậy, ở chỗ có tán lá rừng lượng mưa rơi xuống mặt đất ít hơn so với nơi không có rừng. Theo số liệu của A.A.Letseva mưa bị giữ lại ở tán rừng rừng bách 35 – 37%, rừng thông 27 – 29%. Trên cơ sở tổng hợp nhiều tài liệu nghiên cứu ảnh hưởng của thực vật đến lượng mưa đo được bằng thùng đo mưa, P.P.Kuzomin thành lập tương quan sau đây (tính theo %):

Đồng trống nhỏ trong rừng	Rừng có lá	Thông	Tùng bách	Đồng rừng
100	100	76	62	72

1.4.5. Khí hậu

a) Bức xạ

Nguồn năng lượng bức xạ mặt trời là nguồn nhiệt chủ yếu tạo nên nhiệt độ không khí. Hàng năm, tổng năng lượng mặt trời đi đến ranh giới của khí quyển là

250 kcal/cm² (bằng 100%). Nguồn năng lượng này được tiêu hao vào đốt nóng trực tiếp không khí là 35 kcal/cm²/năm (14%), dùng để đốt nóng bề mặt Trái Đất là 110 kcal/cm²/năm (44%) và 105 kcal/cm²/năm (58%) bức xạ trở lại không trung.

Trong hơn 100 kcal/cm²/năm mà Trái Đất nhận được thì 46 kcal/cm²/năm tiêu hao do bốc hơi và lượng nhiệt này về sau lại tỏa ra trong không khí khi ngưng tụ hơi nước. Ngoài ra, khí quyển còn nhận được từ Trái Đất một lượng nhiệt 14 kcal/cm²/năm bằng truyền nhiệt do chuyển động rối. Khí quyển đã nhận từ Trái Đất một lượng bức xạ lớn hơn trực xạ trực tiếp của Mặt Trời 72%. Bề mặt Trái Đất tiêu thụ lượng nhiệt dưới hình thức như thế được gọi là bức xạ hữu hiệu. Lượng bức xạ hữu hiệu này là 50 kcal/cm²/năm.

Theo nghiên cứu của Nguyễn Đức Ngũ và Nguyễn Trọng Hiệu, Việt Nam là một vùng nhiệt đới, lượng bức xạ tổng cộng thực tế hàng năm của 17 vùng khí hậu khác nhau và biến thiên từ 110 – 130 kcal/cm²/năm. Lượng bức xạ mặt trời là nguyên nhân tạo nên nhiệt độ không khí và đất dẫn đến tăng bốc hơi và gián tiếp ảnh hưởng tới tài nguyên nước.

b) Nhiệt độ

Nhiệt độ không khí có ảnh hưởng trực tiếp và gián tiếp đến chế độ nước đất liền.

Ảnh hưởng gián tiếp của nhiệt độ không khí và đất đối với chế độ dòng chảy lục địa là thông qua bốc hơi. Nhiệt độ cao vào mùa hè làm tăng khả năng bốc hơi và làm giảm dòng chảy mặt. Theo Nguyễn Đức Ngũ, nước ta có một nền nhiệt rất cao : nhiệt độ cao nhất của 17 vùng khí hậu biến thiên từ 38 – 41,5°C, số ngày có nhiệt độ trung bình trên 25°C biến thiên từ 150 – 170 ngày, tạo nên một lượng bốc hơi khá lớn từ 500 – 800mm/năm. Vì vậy, chế độ dòng chảy ở đây hết sức khác nghiệt với một mùa kiệt kéo dài. Đặc điểm của nhiệt độ không khí và đất là biến thiên theo không gian và thời gian. Theo không gian, nhiệt độ không khí và đất phân bố không đều trên các đới trên quả đất và ở các lớp đất khác nhau. Theo thời gian, nhiệt độ thay đổi theo mùa và theo tháng trong năm. Kết quả tạo nên các khối không khí có nhiệt độ khác nhau ở các không gian khác nhau, thời gian khác nhau, chuyển động theo không gian qua hai chiều thẳng đứng và nằm ngang mà gắn liền với nó là tạo nên các mùa có chế độ mưa, dòng chảy rất khác nhau.

c) Mưa

Mưa khí quyển là nguồn bổ sung cơ bản cho trữ lượng nước đất liền. Khi nghiên cứu chế độ nước đất liền, mưa được quan tâm ngay từ thời điểm mưa rơi trên bề mặt lưu vực.

Nghiên cứu chi tiết nguồn gốc của mưa thuộc về lĩnh vực khí tượng học. Song một loạt vấn đề nghiên cứu về mưa như sự hình thành các yếu tố ảnh hưởng đặc điểm của mưa, phương pháp tính toán mưa... là đối tượng nghiên cứu của khí tượng và thủy văn học mặc dù có mức độ chi tiết khác nhau.

1. Sự hình thành mưa là do quá trình bốc hơi nước ở trong không khí tạo nên. Hơi nước trong không khí trong quá trình chuyển động đi lên hoặc chuyển động trên mặt khối không khí có nhiệt độ thấp hơn, đó là điều kiện thuận lợi cho hơi nước trong không khí liên kết lại với nhau. Quá trình liên kết này còn phụ thuộc vào áp suất hơi nước thực tế và áp suất hơi nước bão hoà ở nhiệt độ nhất định. Khi áp suất hơi nước thực tế lớn hơn áp suất hơi nước bão hoà ở nhiệt độ đã cho, hơi nước trong không khí liên kết lại với nhau, nhiệt càng giảm thì hạt nước liên kết càng to ra và đến một lúc nào đó trọng lượng của nó lớn hơn cả lực giữ do chuyển động rối của không khí gây nên, lúc này hạt nước sẽ rơi xuống tạo thành mưa. Trong thực tế nhiều lúc nhiệt độ của không khí quá lạnh, do đó hơi nước chẳng những biến thành hạt nước có kích thước lớn gây mưa lỏng mà còn biến thành các hạt nước ở thể rắn gây ra hiện tượng mưa đá mà chúng ta thường thấy vào cuối mùa hè, đầu mùa thu ở nước ta.

2. Nguyên nhân làm cho khối không khí chuyển động lạnh đi tạo thành mưa rõ rệt nhất là do địa hình của các dãy núi cao và do front mà bản chất của nó là do mặt tiếp xúc của các khối khí đoàn lớn có nhiệt độ, độ ẩm... rất khác nhau trườn lên nhau gây nên.

Những nguyên nhân khác gây nên sự nguội lạnh của các khối không khí quyết định tính chất của mưa. Mưa do khối không khí ẩm chuyển động đi lên nhanh trên địa hình cao sẽ gây ra mưa rào có cường độ lớn, thời gian ngắn. Ngược lại, sự dâng lên của không khí ẩm chậm chạp gây ra mưa dầm, cường độ nhỏ, thời gian kéo dài.

Ngoài các nguyên nhân trên, ở nước ta mưa được hình thành gắn liền với các hình thể thời tiết như bão, dải hội tụ nhiệt đới, các front lạnh có không khí lạnh. Mưa lớn được hình thành thường do hai hoặc ba tổ hợp hình thể thời tiết tạo nên.

Chương 2

ĐIỀU TRA VÀ TÍNH TOÁN TÀI NGUYÊN NƯỚC

2.1. THU THẬP THÔNG TIN TỪ LƯỚI TRẠM KHÍ TƯỢNG THUỶ VĂN QUỐC GIA

Để có được số liệu thủy văn, đánh giá tài nguyên nước phục vụ cho phát triển kinh tế, Nhà nước lập ra mạng lưới trạm quan trắc khí tượng thủy văn làm nhiệm vụ đo đạc và thu thập thông tin về những yếu tố này.

2.1.1. Phân loại trạm thủy văn

Mạng lưới trạm khí tượng thủy văn quốc gia có thể phân làm 3 loại dựa vào đối tượng phục vụ như sau :

1. *Trạm cơ bản* : Thu thập số liệu phục vụ cho công tác điều tra cơ bản nguồn nước. Vị trí đặt trạm mang tính chất đại biểu, có tính khống chế cao cho một hoặc nhiều khu vực về sự thay đổi của các yếu tố thủy văn, thời gian hoạt động dài, có sự quản lý của một cơ quan thống nhất. Ví dụ, trạm thủy văn Hoà Bình là một trạm cơ bản khống chế cho cả lưu vực sông Đà có tài liệu quan trắc từ năm 1902.

2. *Trạm dùng riêng* : Thu thập số liệu phục vụ trực tiếp thiết kế, thi công, quản lý một công trình nào đó. Chế độ làm việc, thời gian làm việc của trạm tùy theo nhu cầu của chế độ phục vụ. Ngày nay số trạm này ngày càng xuất hiện nhiều hơn.

3. *Trạm thực nghiệm* : Trạm dùng để thử nghiệm các phương pháp đo đạc mới, để kiểm nghiệm công tác phục vụ và tính toán thủy văn.

Khi quyết định thiết kế đặt trạm cần chú ý đến các vấn đề sau :

a) Vị trí địa lý của trạm phụ thuộc vào sự biến đổi của các yếu tố khí tượng – thủy văn là điều kiện đồng nhất của môi trường địa lý nói chung. Vị trí đặt trạm phải có tính khống chế cao cho một vùng hoặc một lưu vực sông.

b) Tính đặc trưng hay là mức độ phản ánh các đặc điểm của vùng nơi đặt trạm về địa hình, địa chất và kinh tế dân sinh. Trạm đo thường được bố trí gần khu vực dân cư.

c) Mức độ chính xác của việc xác định các yếu tố khí tượng thủy văn so với đòi hỏi của khoa học, kinh tế, quốc phòng.

d) Kế hoạch xây dựng các biện pháp thủy lợi trong quy hoạch quốc gia.

e) Hạch toán kinh tế.

Trong công tác quy hoạch, xây dựng trạm nói chung phải làm sao đáp ứng được yêu cầu số trạm ít nhất vẫn có thể thu được các số liệu đầy đủ và tin cậy về chế độ nước của sông chính và các phụ lưu.

2.1.2. Phân cấp trạm thủy văn

Cấp trạm thủy văn phụ thuộc vào khối lượng công việc và quan trắc được thực hiện ở trạm. Người ta có thể chia trạm thủy văn ra làm 3 cấp :

1. *Trạm thủy văn cấp I* được quy định đo nhiều yếu tố thủy văn cơ bản như mực nước, lưu lượng nước và bùn cát, chế độ quy định cụ thể tùy thuộc vào sự thay đổi của các yếu tố thủy văn theo thời gian.

2. *Trạm thủy văn cấp II* chủ yếu là đo mực nước, còn các yếu tố khác như lưu lượng, bùn cát chỉ quan trắc ở một số thời đoạn trong năm.

3. *Trạm thủy văn cấp III* chủ yếu là đo mực nước, ngoài ra còn đo các yếu tố khác như : nhiệt độ nước, nhiệt độ không khí, lượng mưa v.v...

Ngoài các trạm kiểu này đặt trên các sông, còn một số trạm đặc thù để nghiên cứu dòng chảy trên các khu vực nhỏ, trên vùng đất nông nghiệp, vùng cửa sông, ao hồ, đầm lầy v.v...

Ở Việt Nam hiện nay có khoảng hơn 2300 sông ngòi lớn nhỏ có chiều dài từ 10 km trở lên với mạng lưới quan trắc : khí tượng : 172 trạm, thủy văn : 252 trạm, môi trường : 142 trạm đo các cấp thuộc mạng lưới quan trắc khí tượng thủy văn quốc gia.

2.2. ĐO ĐẠC CÁC ĐẶC TRƯNG TÀI NGUYÊN NƯỚC

2.2.1. Đo mực nước

Mực nước (thường ký hiệu là H , đo bằng cm , m) là độ cao mặt thoáng của dòng nước so với một mặt chuẩn quy ước. Có hai loại mực nước : tuyệt đối và tương đối. Mực nước tuyệt đối là cao trình mặt thoáng của nước so với cao trình "0 chuẩn quốc gia" – mực nước biển bình quân nhiều năm tại Hòn Dấu trên vịnh Bắc Bộ. Mực nước tương đối là cao trình mực nước so với "0 giả định" tùy theo từng trạm đo.

Lượng nước chảy trong các sông ngòi hoặc nằm trong sông ngòi, ao hồ, đầm lầy, đất đai trên lục địa thay đổi không ngừng. Do lượng nước luôn thay đổi như vậy nên mực nước bề mặt các thủy vực cũng thay đổi liên tục. Tính chất này được xác định bởi ảnh hưởng của hàng loạt các nhân tố gây nên các dao động theo ngày, mùa, năm hoặc nhiều năm.

Dao động mực nước nhiều năm liên quan tới các dao động điều hoà của khí hậu do sự thay đổi chế độ hoàn lưu khí quyển. Các thời kỳ lạnh hoặc nóng gây ra sự giảm hoặc tăng lượng mưa, độ ẩm và bốc hơi dẫn tới tăng hoặc giảm dòng chảy và tương ứng với điều đó là mực nước dâng lên hoặc hạ xuống trên các ao hồ, sông ngòi...

Dao động nhiều năm của mực nước cũng có thể do các nguyên nhân địa chất (sự nâng hoặc hạ đáy thủy vực do các hoạt động kiến tạo) cũng như các hoạt động xói

mòn hoặc tích tụ của ao hồ (ví dụ, ở thượng nguồn trên các con sông miền núi do quá trình bào mòn sâu đáy sông liên tục dẫn tới xu hướng hạ ổn định mực nước trung bình nhiều năm) gây ra. Những thay đổi mực nước nói trên không liên quan đến sự thay đổi lượng nước.

Dao động mực nước năm được xác định chủ yếu do các điều kiện khí hậu trong năm, nghĩa là do lượng mưa rơi trên bề mặt lưu vực, nhiệt độ, độ ẩm không khí và gió gây nên tổn thất ẩm qua bốc hơi.

Quy mô tổn thất do thấm trong đất đai phụ thuộc vào thành phần cơ giới của đất với cấu trúc địa chất và địa mạo lưu vực, kết hợp với các điều kiện khí tượng, đặc biệt vào các mùa thu, xuân.

Dao động mực nước theo mùa trong sông ngòi, ao hồ và đầm lầy xác định chủ yếu bởi vị trí địa lý của lưu vực : nguồn nước, đầm lầy và biển. Chúng có ý nghĩa kinh tế khoa học to lớn. Việc xây dựng cầu cống, đập thủy điện, các công trình ven bờ cũng như các hệ thống kênh đào thủy nông, đường sá và các vùng dân cư phải chú ý đến việc tính toán chế độ nước và dao động của mực nước trong khu vực thi công.

Ví dụ : Xây cầu khi nước dâng có thể làm cản trở tàu thuyền hoặc bị ngập, kênh đào có thể thiếu nước vào mùa kiệt, các công trình ven bờ có thể bị phá hủy do lũ ; giao thông thủy bị tắc nghẽn...

Nghiên cứu mực nước giúp cho việc điều khiển, vận hành hợp lý sự sử dụng nước cho các lĩnh vực kinh tế quốc dân khác nhau như thủy điện, giao thông...

Trong đo đạc thủy văn, mực nước là một đặc trưng quan trọng để tính toán dòng chảy trên cơ sở quan hệ thực nghiệm xác định lưu lượng $Q = f(H)$. Việc đo mực nước H dễ và rẻ tiền hơn lưu lượng Q rất nhiều, nên qua việc đo H ta có thể xây dựng được một bức tranh tương đối cụ thể về dao động của lưu lượng nước Q trong năm.

Mỗi trạm đo mực nước bao gồm :

a) Các công trình đo mực nước bao gồm hệ thống cọc đo, thủy chí, thước đo và máy tự ghi. Việc mô tả chi tiết các dụng cụ này và cách sử dụng chúng sẽ trình bày ở phần sau.

b) Ký hiệu độ cao không đổi. Mực nước đo trên các dụng cụ đo phải quy về một mặt chuẩn quy chiếu của trạm có cao độ là hằng số đối với thời gian trạm tồn tại. Cao độ mặt quy chiếu của trạm được chọn khi xây dựng trạm sao cho mặt quy chiếu nằm sâu hơn mặt nước thấp nhất tại tuyến đo ít nhất là 0,5 m. Như vậy, để số đo mực nước luôn luôn dương, trên các con sông không ổn định khi chọn độ cao trên mặt chuẩn cần tính đến xói lở đáy sông thấp nhất. Khi có hàng loạt trạm trên một đoạn sông ngắn (5 km), ít dốc có thể chọn chung cho cả tuyến trạm một cao độ mặt chuẩn quy chiếu chung. Một cao độ quy chiếu chung cũng thường được chỉ định cho tất cả các trạm đo mực nước tại hồ, kho nước v.v...

Trên kho nước, cao độ mặt chuẩn quy chiếu cho thấp hơn mực nước thiết kế 0,5 – 1,0 m trong phần đập chứa nước.

Các công trình đo mực nước

Cọc đo : Cọc thường dùng ở các trạm tại tuyến đo mực nước trên bờ các sông có lòng sông thoải thoải (đồng bằng), nhiều thuyền bè qua lại hoặc ở cả các sông miền núi có nhiều vật trôi trên dòng sông vào mùa lũ.

Vật liệu dùng làm cọc có thể là bê tông, sắt có thiết diện ngang là hình chữ nhật cạnh từ 10 – 15 cm hoặc hình tròn có đường kính là 10 – 15 cm. Chiều dài của cọc ngập vào vùng đất cứng ít nhất là 50 cm và nhô lên khỏi mặt đất từ 10 – 20 cm. Nếu là cọc gỗ hoặc bê tông thì ở đầu phải bịt sắt $z = 10 - 15$ cm nhô lên khỏi mặt cọc 10 mm để dẫn cao độ. Số lượng cọc mỗi tuyến đo tùy thuộc vào địa hình bờ sông và biên độ dao động mực nước theo quy định. Khi xây dựng hệ thống cọc đo cần đảm bảo yêu cầu sau đây :

- Chênh lệch cao độ giữa hai cọc kề nhau thường từ 20 – 40cm, không quá 80 cm.
- Đầu cọc trên cùng phải cao hơn mặt nước lớn nhất từ 25 – 50 cm, độ cao đầu cọc cuối phải thấp hơn mực nước thấp nhất từ 25 – 50 cm. Đánh số thứ tự các cọc từ cao nhất đến thấp nhất.
- Tại các trạm có điều kiện địa chất và kinh tế nên xây các bậc thang bê tông có gắn cọc để tăng tuổi thọ của công trình. Sau khi đóng cọc xong nhất thiết phải trắc địa toàn bộ các cọc đã cho, tính toán, hiệu chỉnh so với mặt chuẩn quy chiếu cho các cọc vừa mới đưa vào sử dụng. Cùng với các cọc để đo mực nước người ta còn sử dụng thêm thủy chí rời cầm tay tiêu chuẩn dài 100 cm có chia vạch (thường làm bằng một ống kim loại nhẹ).

Thủy chí : Thủy chí được dùng ở những nơi lòng sông dốc, ít thuyền bè qua lại. Mỗi trạm đo thường dùng từ 2 – 3 thủy chí. Trạm đo mực nước bằng thủy chí tương đối thuận lợi và rẻ tiền. Thủy chí đặt tốt nhất là ở các kênh có dao động mực nước/năm từ 2 – 3 cm.

Thủy chí có thể làm bằng bằng gỗ, sắt tráng men hoặc sắt sơn.

Thủy chí gỗ thường không bền vững, sơn vạch trên gỗ dễ bị nước làm bong ra, dùng không tiện lợi lắm. Thông thường thủy chí bằng gỗ có kích thước như sau : dài 1,5 – 4 m, rộng 8 – 15 cm, dày 2 – 5 cm. Trên bề mặt có khắc độ dài cách nhau 1 – 2 cm hoặc 5 cm (giống như mia trắc đạc).

Trên các trạm dùng lâu nên dùng thủy chí bằng sắt sơn hoặc sắt tráng men là tốt nhất. Trong các chuyến đi thực địa, có thể dùng các loại thủy chí dây kim loại có vạch chia từng cm.

Ở những nơi có cầu cống, các thuỷ chí có thể gắn vào đó vĩnh viễn. Nếu ở cầu nên đặt thuỷ chí về phía đón dòng chảy, nên đặt thuỷ chí sao cho chiều dẹt của nó cắt dòng chảy để tránh gây nước dâng.

Ở những nơi không có cầu cống, thuỷ chí được gắn vào các cọc. Để bảo vệ thuỷ chí, người ta thường xây dựng hệ thống bảo vệ.

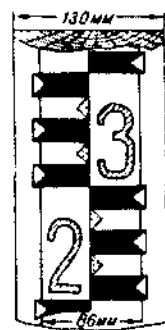
Ở các đập nước, thường gắn hai thuỷ chí đo mực nước tuyến trên và tuyến dưới đập nước.

Điểm 0 của mỗi thuỷ chí trên tuyến đo phải được xác định so với mặt chuẩn quy chiếu. Cao trình điểm 0 thuỷ chí nằm trên phải thấp hơn cao độ điểm trên cùng của thuỷ chí nằm dưới tiếp theo ít nhất là 20 cm.

Trên hình 2.1 là các trạm thuỷ chí đặt theo chiều thẳng đứng. Ở một số nơi thuận tiện có thể đặt thuỷ chí nghiêng góc. Thuỷ chí đặt nghiêng có lợi ở chỗ nó được bảo vệ tốt hơn. Thuỷ chí được phân chia các nấc bằng $2/\sin a$ với a là góc nghiêng của thuỷ chí so với mặt nằm ngang. Như vậy, mỗi nấc chia tương ứng với 2 cm như là thuỷ chí đặt thẳng đứng.

Trong thực tế có thể có trạm người ta đặt cọc xen kẽ với thuỷ chí để đo đạc. Có thể đo mực nước cao nhất, thấp nhất bằng thuỷ chí chuyên dụng.

Quan trắc mực nước trên các trạm đo với tần suất 1 – 2 lần/ngày không cho phép xác định mực nước lớn nhất và bé nhất trong ngày mà giá trị đó đặc biệt quan trọng để xác định giới hạn dao động của mực nước. Vị trí giới hạn của mực nước trong các thời kỳ quan trắc được đọc theo các thuỷ chí cực đại và cực tiểu chuyên dùng.



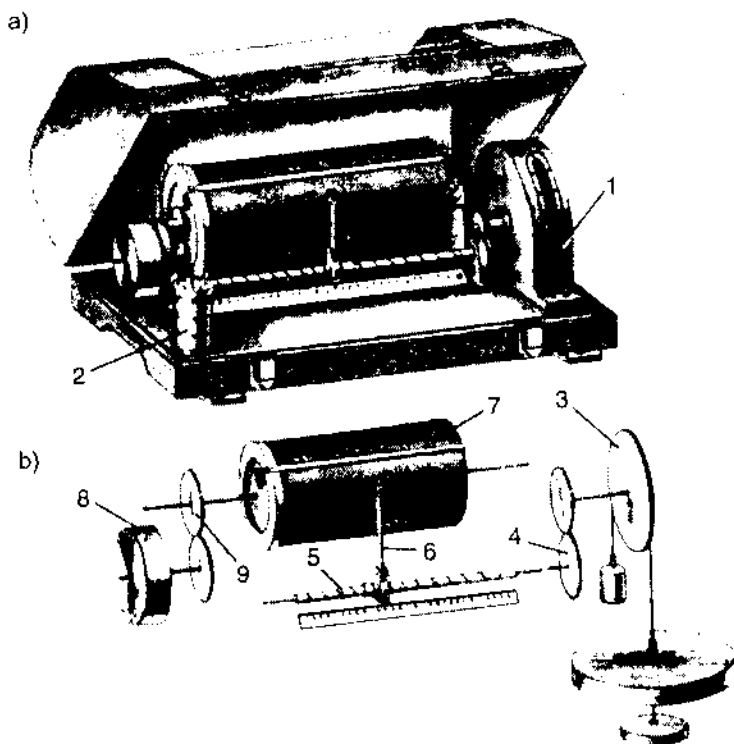
Hình 2.1. Các loại thuỷ chí

Máy tự ghi mực nước : Máy tự ghi mực nước có nhiều loại khác nhau. Căn cứ theo phương trực trống quán giấy có thể phân thành hai loại chính :

- + *Loại trực ngang* : có trực trống quán giấy nằm ngang khi máy hoạt động
- + *Loại trực đứng* : có trực trống quán giấy đặt theo chiều thẳng đứng khi máy hoạt động.

Ngày nay, trên các trạm ở nước ta và các nước xã hội chủ nghĩa trước đây rất thông dụng máy tự ghi mực nước của Liên Xô, điển hình nhất là máy tự ghi mực nước Valdai.

Nguyên lý hoạt động :
Do phao được thả nổi trên mặt nước nên dao động mực nước được truyền qua các đĩa quay tới trống quần giấy làm trống quay xung quanh trục của nó. Mặt khác, kim tự ghi dịch chuyển theo thời gian có phương song song với trống quần giấy cho ta biểu đồ tự ghi của quá trình thay đổi mực nước. Tỷ lệ biểu đồ $H = f(t)$ tùy thuộc vào biểu đồ dao động của mực nước. Biểu đồ nhỏ thì tỷ lệ lớn và ngược lại. Các đĩa gắn vào chốt 6 cho tỷ lệ 1 : 1 và 1 : 2 còn chốt 7 thì cho tỷ lệ 1 : 5 và 1 : 10.



Hình 2.2. Máy tự ghi mực nước "Valdai"

Ưu thế của máy tự ghi là phản ánh được quá trình thay đổi liên tục của mực nước, giảm nhẹ sức lao động, song công trình trạm và bảo dưỡng khá tốn kém.

Ngoài các loại máy tự ghi theo nguyên tắc "nước nổi – thuyền nổi" còn có máy đo tự ghi theo nguyên tắc mực nước thay đổi thì áp suất tác động lên sensor thay đổi. Máy đo mực nước tại trạm tự ghi của trạm thủy văn Hà Nội thuộc loại này.

Cách đo mực nước

Nếu đo bằng cọc thì dùng thước cầm tay dài 80 – 100 cm có khắc độ từng cm. Cầm thước trên đầu cọc và quay chiều dẹt của thước theo chiều nước chảy xuôi ở cọc gần bờ nhất để tránh hiện tượng dâng nước dẫn đến sai số.

Gọi a là số đo từ cọc thì ta có mực nước :

$$H = a + H_0 \quad (2.1)$$

với H_0 là độ cao đầu cọc.

Nếu đo bằng thủy chí thì : $H = H'_0 + a$.

Để nâng cao độ tin cậy, người quan trắc đọc 2 lần và lấy mực nước bình quân.

Cần chọn cọc sao cho $5\text{ cm} < a < 60 - 70\text{ cm}$

Số liệu đo đạc được cần phải ghi vào sổ quan trắc bằng bút chì. Sổ ghi mực nước có các mục như sau :

Tháng	Ngày	Giờ	Số hiệu cọc đo, thủy chí	Cao độ	Số đọc	Mực nước trên mặt quy chiếu	Mực nước bình quân ngày	Quan trắc phụ
1	2	3	4	5	6	7	8	9

+ Độ chính xác mực nước đọc tới cm.

+ Độ chính xác đo nhiệt độ tới $0,1^{\circ}\text{C}$, nhiệt kế ngâm trong nước 5 phút.

+ Không có gió ghi 0, thổi ngược dòng ghi $\uparrow$, xuôi dòng ghi $\rightarrow$, thổi mạnh từ trái sang phải $\rightarrow \rightarrow$; thổi nhẹ từ phải sang trái $\leftarrow$.

+ Gió lặng ghi số 0 ; cấp 1 – gió yếu ; cấp 2 – gió vừa, gió mạnh ; cấp 3 – sóng.

+ Mưa lấy số đo quan trắc tại điểm đo mưa.

c) *Tính toán đặc trưng của mực nước*

Tính mực nước bình quân ngày :

Phương pháp số học : dùng khi các lần đo trong ngày cách đều nhau. Khi thiếu một đợt quan trắc cần bổ sung bằng phương pháp nội, ngoại suy để tính toán.

Công thức tính mực nước bình quân ngày :

$$\bar{H}_{ng} = \frac{\sum_{i=1}^n H_i}{n} \quad (2.2)$$

trong đó : H_i – Mực nước thực đo lần i ,

n – Số lần đo trong ngày.

Phương pháp hình học : sử dụng khi đo mực nước không cách đều về thời gian.

Tính mực nước bình quân tháng :

$$\bar{H}_{th} = \frac{\sum_{i=1}^n H_{ng}}{n} \quad (2.3)$$

với n là số ngày đo trong tháng.

Nếu trong tháng có 1 ngày không có H_{ng} thì không tính H_{th} ;

Tính toán mực nước bình quân năm :

$$\bar{H}_n = \frac{\sum_{i=1}^{12} H_{th}}{12} = \frac{\sum_{i=1}^N H_{ng}}{N} \quad (2.4)$$

với N là số ngày trong năm.

Tính H_{max} , H_{min} thời đoạn :

Mực nước cao nhất, thấp nhất trong từng thời đoạn (ngày, tháng, mùa, trận lũ) nói chung được xét chọn từ thực đo. Trường hợp đặc biệt do mực nước thay đổi nhanh mà số lần đo ít không phản ánh đầy đủ quá trình thay đổi mực nước theo thời gian thì có thể dùng phương pháp tương quan hoặc nội, ngoại suy để tính bổ sung mực nước cao nhất và thấp nhất.

2.2.2. Đo độ sâu

a) Khái niệm

Độ sâu (kí hiệu là h , đo bằng đơn vị cm, m) là đo khoảng cách từ mặt thoáng nước tới đáy sông theo chiều thẳng đứng.

Mục đích của công tác đo sâu là xác định độ sâu và tính chất của địa hình đáy sông, hồ, hồ chứa. Sau khi đo sâu có thể lên được sơ đồ lòng sông hoặc đáy các thủy vực nghiên cứu. Ngoài ra, tài liệu đo sâu còn phục vụ cho việc tính toán nhiều đặc trưng thủy lực và thủy văn khác.

Nhiệm vụ của công tác đo sâu bao gồm :

- Nghiên cứu các đối tượng nước theo mục đích địa mạo.
- Đo độ sâu phục vụ cho đo đặc thủy văn (đo vận tốc, tính lưu lượng nước và phù sa v.v...)
- Đo độ sâu phục vụ giao thông thủy.
- Đo độ sâu và địa hình đáy phục vụ cho thiết kế các công trình thủy.
- Đo độ sâu và địa hình đáy để phục vụ cho việc nghiên cứu diễn biến lòng sông và sự bồi lắng các thủy vực.

Việc đo độ sâu thường được tiến hành vào mùa nước cạn để giảm chi phí. Độ sâu thường được đo tại các thủy trực đo sâu. Thủy trực là một đường thẳng tưởng tượng vuông góc với mặt thoáng của nước và đáy sông mà trên đó người ta tiến hành đo sâu hoặc đo vận tốc. Tồn tại thủy trực đo sâu và thủy trực đo vận tốc. Việc đo độ sâu dùng để vẽ mặt cắt ngang, mặt cắt dọc đoạn sông hay dùng để khảo sát bình đồ đáy sông. Đo sâu là một công việc không thể thiếu khi đo vận tốc và tính lưu lượng nước. Số lượng thủy trực đo sâu phụ thuộc vào mục đích đo sâu, tỷ lệ bình đồ cũng như độ rộng của sông.

b) Các dụng cụ đo sâu

Ngày nay phổ biến các dụng cụ đo sâu như thước đo sâu, sào đo sâu, tời và tải trọng, máy hồi âm. Mô tả chi tiết từng loại dụng cụ như sau :

Thước đo sâu : Thước đo sâu có thể làm bằng kim loại hoặc gỗ có bịt sắt hai đầu dài từ 1,5 – 2 m, trên đó có khắc chia các mực đo cách nhau từng cm. Thước đo sâu chỉ dùng trong trường hợp độ sâu điểm đo không vượt quá 2 m. Đo bằng thước thường rất chính xác, dễ sử dụng song bị hạn chế bởi độ sâu của điểm đo. Thường thước đo chỉ dùng đo các thủy vực gần bờ.

Sào đo : Sào đo sâu hình trụ đường kính từ 6 – 8 cm làm bằng gỗ có độ dài từ 3 – 4 m. Trên sào đo có khắc chia mực khoảng cách cách nhau 5 cm. Sào đo sâu dùng khá tiện lợi, nhất là khi đo đặc trong các ao hồ (những nơi có độ sâu không biến đổi đột ngột) với độ sâu không chế là 4 m. Đo độ sâu bằng sào đơn giản song ngoài hạn chế về độ sâu còn có hạn chế là chỉ đo được ở những nơi có vận tốc dòng chảy bé $v \leq 5$ cm/s, ngoài phạm vi đó sẽ cho sai số vì tác động của lực dòng chảy lên sào làm cho sào không giữ được phương thẳng đứng.

Tời cáp và tải trọng :



Hình 2.3. Dọi đo sâu



Hình 2.4. Cá sắt đo sâu

Đây là dụng cụ đo sâu phổ biến nhất hiện nay. Tính ưu việt của dụng cụ này là đo được bất kỳ độ sâu nào và vận tốc dòng chảy nào.

– **Tời :** Hiện nay có nhiều loại tời, có loại gắn thẳng vào thuyền đo sâu chuyên dụng, có loại rời để có thể di chuyển thuận tiện. Nguyên tắc cấu tạo chung của các loại tời gồm các bộ phận sau :

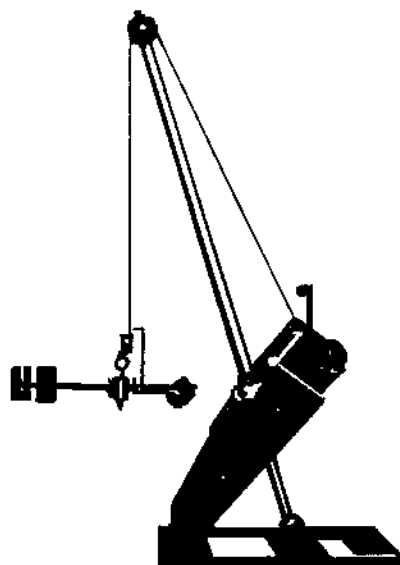
1. **Cáp :** làm bằng sắt hoặc dây nhựa tổng hợp có độ dài tùy ý theo độ sâu của điểm đo được cuốn vào một trục cuốn cáp.

2. **Ròng rọc :** để điều khiển tời khi thả và kéo tải trọng và cố định phương thẳng đứng của thủy trực đo.

3. **Hộp số :** để quan sát độ dài dây đã tời ra khỏi trục cuốn cáp.

4. **Giá đỡ :** để giữ cân bằng dụng cụ khi tiến hành đo đặc.

– **Tải trọng :** làm bằng sắt có khối lượng từ 10 – 100 kg dùng gắn vào đầu dây sắt của cáp đo với mục đích để cho dây cáp được giữ theo phương thẳng đứng lúc đo

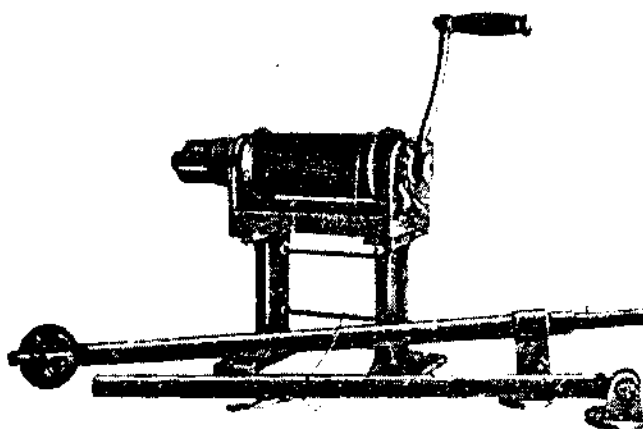


Hình 2.5a. Ròng rọc

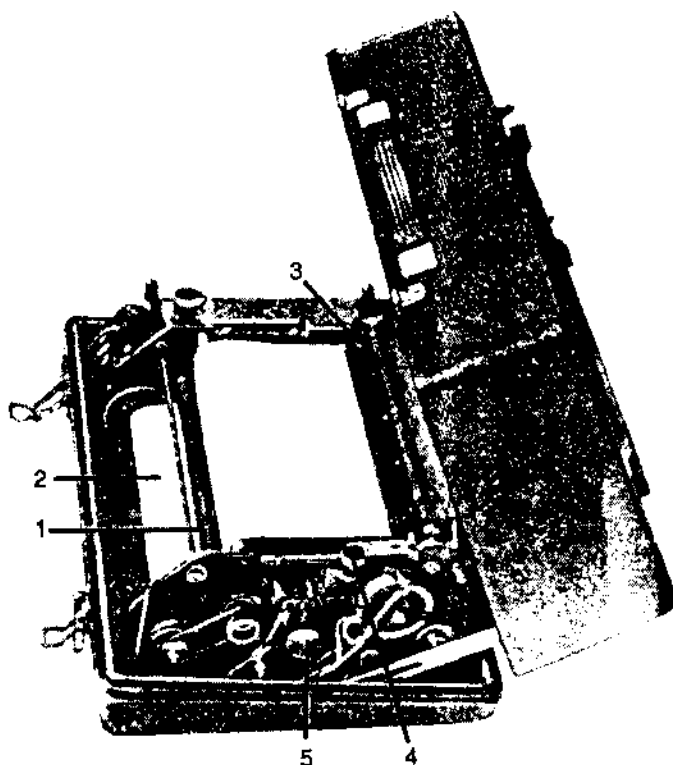
độ sâu. Tùy thuộc vào độ sâu và vận tốc dòng chảy mà chọn loại tải trọng cho phù hợp. Vì hình dạng tải trọng thường được mô phỏng theo hình dạng con cá nên còn được gọi là cá sắt

– *Máy hồi âm* : máy hồi âm là dụng cụ có thể đo độ sâu từng điểm hoặc liên tục tại tuyến đo, đảm bảo độ chính xác cao, đo đặc nhanh và thuận tiện. Nguyên lý máy hồi âm như sau :

Dựa vào nguyên lý truyền âm trong nước kể từ lúc máy phát sóng đến lúc sóng âm gặp đáy sông phản hồi lại mà tính được độ sâu qua quãng đường truyền âm. Vì sóng âm truyền trong nước khá nhanh nên việc xác định thời gian thường gặp khó khăn khi thu, phát sóng, để khắc phục người ta sử dụng các loại đồng hồ chạy được nhiều vòng trong một giây để xác định thời gian. Muốn cho âm thanh có cường độ mạnh phải khuếch đại âm, và để giảm hiện tượng khuếch tán sóng cần phải thu ngắn bước sóng bằng cách tăng tần số phát sóng. Vận tốc truyền âm trong nước phụ thuộc vào nhiệt độ và độ mặn (với $t^{\circ} = +14^{\circ}\text{C}$ trong nước ngọt âm truyền với vận tốc 1462 m/s).



Hình 2.5b. Giá đỡ



Hình 2.6. Máy hồi âm IREL

Sơ đồ cấu tạo máy hồi âm : gồm 1 – Bộ phận tự ghi ; 2 – Bộ phận khuếch đại ; 3 – Nguồn điện và 4 – Bộ phận thu, phát sóng âm.

Khi làm việc, máy được gắn vào thuyền hoặc canô di chuyển với vận tốc đều trên tuyến cần đo độ sâu. Bộ phận thu, phát sóng âm đặt ở độ sâu 0,40 – 0,50 m dưới mặt nước.

Khi làm việc trong đường dây thu phát sóng rung động và phát sóng âm, sóng âm gặp vật cản (đáy sông) phản xạ lại truyền toàn bộ rung động này đưa tới máy biến

thành điện năng và phóng đại – truyền tới bút tự ghi, nhờ các bước "cacbon hoá" với tỷ lệ đã có cho ta độ sâu tại mọi điểm của tuyến đo.

– Độ sâu được tính theo công thức :

$$h = \sqrt{\left(\frac{\Delta t}{2}c\right)^2 - \left(\frac{L}{2}\right)^2} + d \quad (2.5)$$

trong đó : + h – Độ sâu tại điểm đo ;

+ Δt – Thời gian đo sóng âm trong nước ($14^\circ C = 1462 \text{ m/s}$) ;

+ L – Khoảng cách giữa bộ phận thu và phát sóng ;

+ d – Khoảng cách mặt nước tới bộ phận thu – phát sóng âm.

Như vậy, bộ phận tự ghi sẽ ghi lại hình dạng của đáy sông trên tuyến chuyển động của máy hồi âm.

Dùng máy hồi âm đo độ sâu đạt tới độ chính xác cao (sai số nói chung không quá 2%) nhưng sử dụng phức tạp, nhất là phương tiện di chuyển máy (tàu, thuyền, canô...) khó giữ được tốc độ đều. Mặt khác, nhiệt độ nước và độ mặn có thể thay đổi vượt quá điều kiện của máy tạo nên sai số về độ sâu. Do đó, nếu nhiệt độ và độ mặn khác sai nhiều với điều kiện của máy khi thiết kế thì cần nghiên cứu hoàn chỉnh kết quả đã đo.

Giả sử canô có gắn máy hồi âm di chuyển đều trên tuyến đo với tốc độ đều thì cần xác định khoảng cách giữa 2 điểm bắt đầu và kết thúc đo.

Ví dụ : Xác định tỷ lệ trực hoành :

Từ điểm n trên tuyến đo sâu dựng NC vuông góc với $R_1 R_3$ (NC lấy bằng chiều rộng sông).

Tại điểm 1 – bắt đầu đo cho ta góc b_1 ;

Tại điểm 2 – kết thúc cho ta góc b_2 ;

Trên máy kinh vĩ khoảng cách thực từ 1 – 2 là :

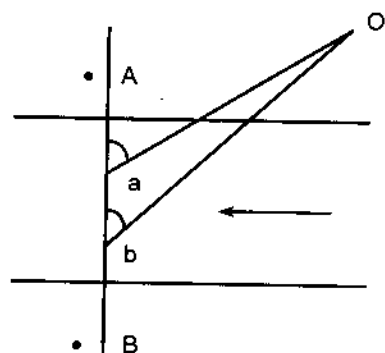
$$B^* = NC(\operatorname{tg} b_2 - \operatorname{tg} b_1) \quad (2.6)$$

Khoảng cách đo trên biểu đồ từ điểm 1 – 2 là b cho ta tỷ lệ trực hoành là b/B^* .

Trong thực tế, người ta xác định tỷ lệ này cho từng đoạn đo. Theo ví dụ đã trình bày ở trên, từ tỷ lệ của biểu đồ tự ghi tại mọi điểm trên trục tung ta đều có thể xác định được độ sâu của chúng.

c) Tính toán đặc trưng mặt cắt

Diện tích mặt cắt ướt : Diện tích mặt cắt ướt là diện tích mặt cắt ngang lòng sông vuông góc với hướng chảy bình quân, giới hạn bởi đường đáy sông và mực nước tính toán. Diện tích mặt cắt thường được ký hiệu là W (hoặc F , hoặc A) đơn vị hay dùng là m^2 . Diện tích mặt cắt ướt có thể gồm cả bộ phận nước không chảy.



Hình 2.7. Sơ đồ xác định vị trí thủy trực đo sâu bằng secxtant

Diện tích phần nước chảy gọi là "diện tích chảy" ; diện tích phần nước không chảy gọi là "diện tích tù". Diện tích mặt cắt ướt có thể dùng máy đo trực tiếp trên hình vẽ mặt cắt ngang hoặc tính bằng phương pháp đo gần đúng. Theo phương pháp đo gần đúng, mặt cắt ngang được chia thành các hình tam giác hoặc hình thang bởi thủy trực đo sâu, khi đó công thức tính mặt cắt sẽ là :

$$W = W_0 + W_1 + W_i + \dots + W_n$$

$$W = 1/2 [h_1 b_0 + (h_1 + h_2) b_1 + \dots + (h_{n-1} + h_n) b_{n-1} + h_n b_n]$$

trong đó : W_i – là diện tích giữa các thủy trực đo sâu thứ i ;

h_i – độ sâu tại thủy trực i ;

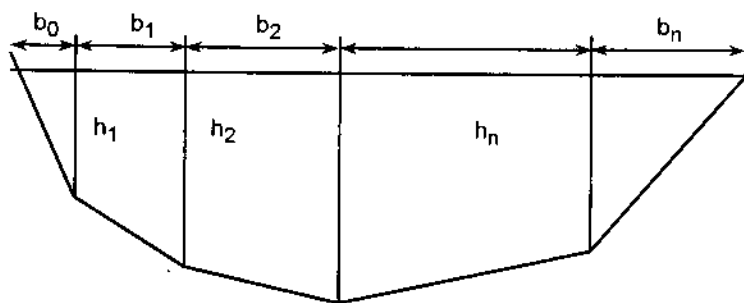
b_i – Khoảng cách giữa 2 thủy trực kế nhau $i - 1, i$

Độ rộng mặt nước : là khoảng cách từ mép bờ nước này tới mép bờ nước kia theo mặt cắt ngang, có ký hiệu B (m).

Độ sâu bình quân : là tỷ số giữa diện tích ướt và độ rộng mặt nước $h = W/B$. Ký hiệu là h_{bq} .

Chu vi ướt : là chiều dài đáy sông thuộc mặt cắt ngang bởi 2 mép nước, ký hiệu χ (m) được tính theo công thức :

$$\chi = \sqrt{b_0^2 + h_1^2} + \sqrt{b_1^2 + (h_2 - h_1)^2} + \dots + \sqrt{b_n^2 + h_n^2} \quad (2.8)$$



Hình 2.8. Sơ đồ tính diện tích mặt cắt ngang

Bán kính thủy lực : là tỷ số giữa diện tích ướt và chu vi ướt, ký hiệu là R (m)

$$R = W/\chi \quad (2.9)$$

Khi sông rộng thì có thể coi $B \approx \chi$; khi đó $R \approx h_{bq}$.

2.2.3. Đo lưu tốc

a) Khái niệm

Trong đo đạc thủy văn, lưu tốc được xác định như lưu tốc tức thời, lưu tốc bình quân theo thời gian, lưu tốc bình quân theo không gian, lưu tốc bình quân theo cả không gian và thời gian. Có nghĩa là :

+ Lưu tốc tức thời dòng chảy là lưu tốc ở một thời điểm nào đó.

+ Lưu tốc bình quân theo thời gian là giá trị trung bình của lưu tốc dòng chảy tại một điểm nào đó trong một thời gian nào đó.

+ Lưu tốc bình quân theo không gian là giá trị bình quân thủy trực và lưu tốc trên mặt cắt ngang.

Lưu tốc là một đặc trưng thủy lực quan trọng rất cần thiết cho việc tính toán thủy văn, thủy lực. Để nghiên cứu kết cấu nội bộ dòng chảy cần phải biết độ lớn, hướng của lưu tốc tại một điểm nào đó trong dòng chảy và sự thay đổi của nó theo thời gian. Muốn xác định lượng nước hoặc lượng bùn cát chuyển qua một mặt cắt hay một đoạn sông nào đó trong một thời đoạn nào đó cần phải biết giá trị của lưu tốc. Tài liệu về lưu tốc còn đáp ứng cho việc tính bồi, xói lở trên một đoạn sông, thiết kế các thủy công trình v v...

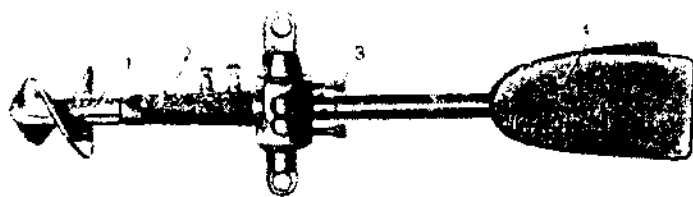
Việc nghiên cứu phân bố của lưu tốc theo chiều sâu có thể đạt được bằng phương pháp lý luận song cho tới nay vẫn chưa được giải quyết triệt để. Trong thực tiễn, vận tốc trung bình được biểu diễn bằng công thức :

$$\bar{u} = \frac{1}{T} \int_T u dt \quad (2.10)$$

với T là thời đoạn lấy trung bình vận tốc $\bar{u}$.

b) Các dụng cụ đo lưu tốc

Lưu tốc kế : Tư tưởng để sáng chế dụng cụ đo vận tốc là dựa vào mối liên hệ của vòng quay cánh quạt trên nguyên tắc biến chuyển động quay thành chuyển động thẳng lần đầu tiên được Lêô-na-dờ Vanhxi sử dụng trong các công trình của mình và ứng dụng nguyên tắc này để đo vận tốc gió.



Hình 2.9. Lưu tốc kế GP-55

Phần lớn các tài liệu đều cho rằng Vontman – nhà kỹ thuật thủy (người Ham-bua) là người sáng chế ra lưu tốc kế, công trình của ông xuất bản vào năm 1970 để cập tới "lý thuyết và sử dụng lưu tốc kế".

Song trước Vontman người ta đã sử dụng các dụng cụ để đo vận tốc dòng chảy cũng dựa trên nguyên tắc đó như là lưu tốc kế. N.D Chapkin cho rằng, người sáng chế đầu tiên ra lưu tốc chưa biết rõ, còn Vontman là người đã chuyển các lưu tốc kế cổ thành dạng tương tự như ngày nay.

Từ trước tới nay lưu tốc kế đã bước vào ứng dụng thực tiễn một cách chắc chắn, là một trong các dụng cụ tốt nhất và phổ biến nhất để đo đặc vận tốc dòng chảy.

Phao : Cơ chế xác định vận tốc bằng phao là cho rằng vận tốc chuyển động của phao bằng vận tốc dòng chảy của nước tại chỗ phao trôi. Giả định này làm đơn giản việc xác định vận tốc, mặc dù về lý thuyết cũng như thực nghiệm người ta đã chứng minh được rằng phao luôn trôi nhanh hơn nước chảy quanh nó. Điều này đã được Điuhoa phát hiện năm 1786. Nguyên nhân gây ra hiện tượng này là bởi sự không cân bằng trọng lượng của vật trôi trên trục chuyển động.

Ta xét các lực tác động lên vật trôi trong nước ở trạng thái cân bằng. Giả định một hệ tọa độ vuông góc có gốc tọa độ tại tâm vật trôi, trục hoành là chiều dòng chảy song song với mặt nước. Lực đẩy Acsimet vuông góc với bề mặt nước và hình chiếu của nó nên trục hoành bằng 0. G là lực trọng trường hướng xuống dưới.

Trọng lượng của vật này bằng :

$$G = \gamma V \quad (2.11)$$

với : γ – là trọng lượng riêng ;

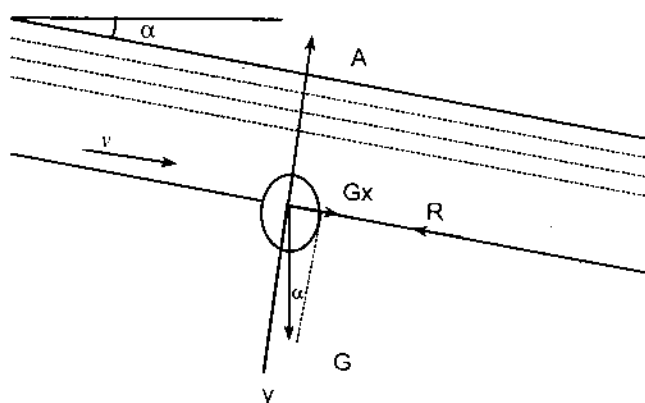
V – là thể tích của vật.

Hình chiếu của lực G lên trục chuyển động là G_x :

$$G_x = G \cdot \sin \alpha$$

với : α – độ nghiêng của bề mặt với mặt nằm ngang ;

$\sin \alpha = I$ – độ dốc của mặt nước.



Hình 2.10. Sơ đồ lực tác động lên vật thể trôi

Như vậy, lực G_x là lực làm cho vật trôi có gia tốc. Dưới tác động của G_x vật càng trôi nhanh tới khi cân bằng với lực cản R .

2.2.4. Lưu lượng nước

a) Khái niệm

Định nghĩa : Lưu lượng nước là một thể tích nước chảy qua một thiết diện ngang của dòng chảy trong một đơn vị thời gian. Đơn vị đo lưu lượng nước (Q) là m^3/s hoặc l/s .

Lưu lượng nước là một đặc trưng rất quan trọng ; một trong những thành phần chủ yếu nhất của dòng chảy. Trên cơ sở xác định lưu lượng một cách có hệ thống, người ta tính lưu lượng nước trung bình ngày, lưu lượng nước cực đại, cực tiểu cũng như thể tích dòng chảy qua khoảng thời gian này hoặc kia.

Các phương pháp xác định lưu lượng nước đang tồn tại có thể chia ra hai nhóm : đo trực tiếp và đo gián tiếp.

– Phương pháp đo trực tiếp (phương pháp thể tích) dựa trên việc đo thể tích bằng các dụng cụ đo đặt dưới dòng nước, đồng thời đo cả thời gian lúc đầy dụng cụ chứa. Lưu lượng là tỷ số giữa thể tích và thời gian đo. Phương pháp này thường được áp dụng trên các dòng chảy bé như suối, kênh, rạch v.v... Phương pháp này có độ chính xác cao.

– Phương pháp đo gián tiếp gồm nhiều phương pháp mà đặc trưng chung là không đo trực tiếp lưu lượng mà đo một số yếu tố của dòng chảy và lưu lượng thu được thông qua tính toán. Nhóm phương pháp này bao gồm :

+ Phương pháp xác định lưu lượng theo vận tốc dòng chảy và diện tích mặt cắt ngang gọi là phương pháp "lưu tốc – diện tích"

+ Xác định lưu lượng nhờ các công trình đo cố định như kênh đào, đập chắn – lưu lượng xác định theo yếu tố thủy lực.

+ Phương pháp hỗn hợp (điện, nhiệt v.v...)

b) Tính toán lưu lượng nước

Có 3 phương pháp :

- Phương pháp phân tích
- Phương pháp đồ giải
- Phương pháp theo các đường đẳng lưu.

Trong đó, phương pháp phân tích là hay dùng nhất bởi đơn giản và đảm bảo độ chính xác tương đối cao.

Phương pháp phân tích

Lưu lượng nước được tính theo công thức xấp xỉ như sau :

$$Q = kv_1\omega_0 + \frac{v_1 + v_2}{2}\omega_1 + \dots + \frac{v_{n-1} + v_n}{2}\omega_{n-1} + kv_n\omega_{n-1} \quad (2.12)$$

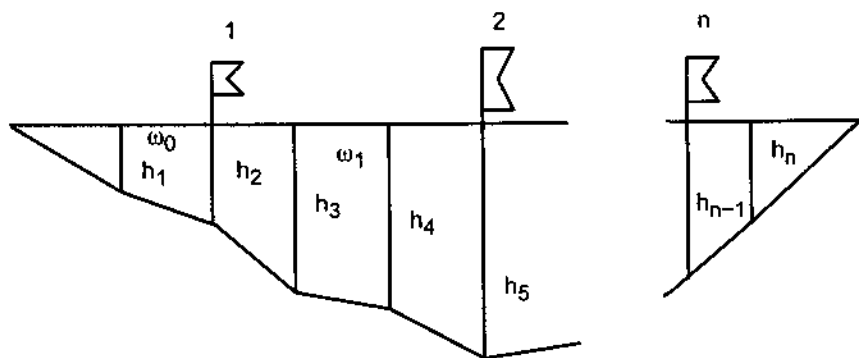
trong đó : $v_1, v_2 \dots v_n$ – là vận tốc trung bình các thủy trực ;

ω_0, ω_n – là diện tích giữa thủy trực vận tốc gần hai bờ nhất và các bờ trái và phải ;

ω_1, ω_2 – là diện tích giữa hai thủy trực ;

k – là hệ số thực nghiệm, k có giá trị khác nhau tùy thuộc vào điều kiện bờ. Đối với :

- Sông lý tưởng : $k = 0,9$;
- Sông có bờ khúc khuỷu : $k = 0,8$;
- Mép nước có độ sâu = 0 : $k = 0,7$;
- Bờ có lau, sậy : $k = 0,5$.



Hình 2.11. Sơ đồ tính diện tích thành phần của thiết diện ướt

Vận tốc trong công thức (2.12) được tính như sau tùy thuộc từng điều kiện :

– Trường hợp lòng sông hở, không có cỏ và nước tử :

Đo 5 điểm trên một thủy trực :

$$v_B = 0,1 \cdot (v_m + 3v_{0,2} + 3v_{0,6} + 2v_{0,8} + v_d) \quad (2.13)$$

Đo 3 điểm trên một thủy trực :

$$v_B = 0,25 (v_{0,2} + 2v_{0,6} + v_{0,8}) \quad (2.14)$$

Đo 2 điểm trên thủy trực :

$$v_B = 0,5(v_{0,2} + v_{0,8}) \quad (2.15)$$

Đo 1 điểm trên thủy trực :

$$v_B = v_{0,6} \quad (2.16)$$

– Trong trường hợp tính lưu lượng với bờ có lau sậy :

Đo 6 điểm trên một thủy trực :

$$v_B = 0,1 \cdot (v_m + 2v_{0,2} + 2v_{0,4} + 2v_{0,6} + 2v_{0,8} + v_d) \quad (2.17)$$

Đo 3 điểm trên một thủy trực :

$$v_B = 1/3 (v_{0,15} + v_{0,5} + v_{0,85}) \quad (2.18)$$

Đo 1 điểm trên thủy trực

$$v_B = kv_{0,5} \quad (2.19)$$

Với hệ số $k = 0,9$.

Diện tích thành phần của các tiết diện ướt được xác định qua độ sâu trên các thủy trực đo sâu và thủy trực đo vận tốc. Diện tích phần mặt cắt giữa bờ và thủy trực vận tốc thứ nhất là :

$$\omega_0 = \frac{1}{2} h_1 b_0 + \frac{h_1 + h_2}{2} b_1 \quad (2.20)$$

Braslavski cho rằng, thể tích tại phần mô hình lưu lượng giữa hai thủy trực kề nhau có thể biểu diễn bằng công thức :

$$\Delta Q = \int_{x=0}^{x=B} h v dx \quad (2.21)$$

với : h – độ sâu ; v – vận tốc trung bình thủy trực ; b – khoảng cách giữa các thủy trực ; x – toạ độ đang xét giữa các thủy trực. Diện tích mặt cắt giữa thủy trực vận tốc thứ nhất và thứ hai là :

$$\omega_1 = \frac{h_2 + h_3}{2} b_2 + \frac{h_3 + h_4}{2} b_3 + \frac{h_4 + h_5}{2} b_4 \quad (2.22)$$

Mức nước tính toán khi mực nước biến đổi nhanh trong thời gian đo là công thức trung bình trọng lượng :

$$H_n = \frac{H_1 q_1 b_1 + H_2 q_2 b_2 + \dots + H_n q_n b_n}{q_1 b_1 + q_2 b_2 + \dots + q_n b_n} \quad (2.23)$$

với : H_i – mực nước tại thủy trực khi đo ;

q_i – lưu lượng đơn vị tại thủy trực,

b_i – độ rộng sông giữa các thủy trực.

Phương pháp phân tích chính xác

Các giá trị đang xét của h , v coi như hàm của x . Giả thiết rằng sự thay đổi độ sâu giữa hai thủy trực là tuyến tính với $h_1 < h_2$, ta có :

$$h = h_1 + \frac{h_2 - h_1}{b} x.$$

Biểu diễn vận tốc theo công thức Chesi $v = C\sqrt{hI}$ và nhận công thức Manning $C = \frac{1}{n} h^{1/6}$ với n là hệ số nhám, ta có :

$$v = \frac{1}{n} \sqrt{I} h^{2/3} = ah^{2/3} \quad (2.24)$$

Lại giả sử rằng n và I là hằng số giữa hai thủy trực thì a là hằng số, do vậy (2.24) có thể viết :

$$\Delta Q = a \int_{x=0}^{x=b} \left(h_1 + \frac{h_2 - h_1}{b} x \right)^{5/3} dx \quad (2.25)$$

Kết quả lấy tích phân và biến đổi phương trình cuối cùng ta được công thức tính toán đơn giản :

$$\Delta Q = \omega k v_m \quad (2.26)$$

trong đó : ω – diện tích ướt giữa hai thủy trực vận tốc ;

v_m – vận tốc lớn hơn giữa hai vận tốc của thủy trực kề nhau ;

k – hệ số, phụ thuộc vào tỷ số v_n/v_m ;

v_n – vận tốc nhỏ hơn giữa vận tốc các thủy trực kề nhau.

Lưu lượng tổng cộng là tổng các lưu lượng thành phần :

$$Q = \sum_{i=1}^{i=n} \omega_i k_i v_{im} \quad (2.27)$$

Công thức (2.27) cho kết quả tính toán có sai số không vượt quá 4,4% với số lượng thủy trực tối thiểu, nếu dùng công thức tính diện tích (2.21) với cùng số lượng thủy trực thì sai số có thể tới 22%.

Phương pháp đồ giải

Trong phương pháp này, cho phép thay thế tích phân bằng việc đo diện tích các phân bố lưu lượng đơn vị bằng máy đo ô vuông. Lưu lượng đơn vị được biểu diễn giải tích bằng tích phân sau :

$$q = \int_0^h v dh \quad (2.28)$$

Qua đồ thị thì lưu lượng đơn vị là diện tích phân bố vận tốc trên thủy trực. Vận tốc trung bình đối với mỗi thủy trực là phép chia diện tích đó cho độ sâu. Việc tính toán theo phương pháp này được tiến hành như sau :

- 1) Trên giấy kẻ li vẽ mặt cắt ngang và các phân bố vận tốc trên cùng một tỷ lệ, tính vận tốc cho trước q .
- 2) Lấy q/h cho ta vận tốc trung bình thủy trực.
- 3) Dựng phân bố vận tốc trung bình theo chiều rộng sông ; tính vận tốc cho cả thủy trực đo sâu (q/h từ đồ thị phân bố lưu lượng thành phần)
- 4) Tính lưu lượng đơn vị cho các thủy trực (kể cả thủy trực đo sâu lẫn vận tốc bằng $q = v_{tb} \cdot h$).
- 5) Tính lưu lượng nước bằng cách dựng phân bố Q và q thu được kết quả bằng cách đếm ô hay dùng máy đo diện tích.

Diện tích đường phân bố Q cho ta lưu lượng toàn phần. Phương pháp này rất chính xác nhưng mất nhiều công sức.

Phương pháp tính lưu lượng theo các đường đẳng lưu

Phương pháp này tính bằng cách thay tích phân bằng tổng các yếu tố hữu hạn trên mô hình lưu lượng. Thể tích mô hình lưu lượng hay lưu lượng nước bằng :

$$Q = \frac{\omega_0 + \omega_1}{2} a + \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} a + \dots + \frac{\omega_{n-1} + \omega_n}{2} a + Q_k \quad (2.29)$$

trong đó : ω_0 – diện tích mặt cắt ngang ;

ω_1, ω_2 – diện tích giới hạn bởi đường đẳng lưu thứ 1, 2...

a – khoảng vận tốc giữa các đường đẳng lưu ;

Q_k – thể tích phân cuối bằng :

$$Q_k = \frac{2}{3} \omega_n (v_{\max} - v_n) \quad (2.30)$$

với : ω_n – diện tích của các đường đẳng lưu cuối cùng ;

$v_{\max}$ – vận tốc lớn nhất ;

v_n – vận tốc tương ứng với đường đẳng lưu cuối cùng.

Nếu các đường đẳng lưu cách đều nhau thì (2.29) có dạng đơn giản hơn :

$$Q = a \left(\frac{\omega_0 + \omega_n}{2} + \omega_1 + \omega_2 + \dots + \omega_{n-1} \right) + Q_k \quad (2.31)$$

Thứ tự công việc tính toán lưu lượng như sau :

- 1) Trên giấy kẻ li vẽ mặt cắt ngang của lòng sông.
- 2) Vẽ các phân bố tốc độ trên thủy trực cùng tỷ lệ.
- 3) Vẽ các đường đẳng lưu (từ 6 – 10 đường đẳng lưu).
- 4) Đo các diện tích bởi các đường đẳng lưu bằng máy đo diện tích hay đếm ô vuông trên giấy kẻ li.
- 5) Tính lưu lượng nước bằng công thức (2.31).

2.3. ĐO ĐẠC TÀI NGUYÊN NƯỚC MƯA VÀ NƯỚC NGẦM

2.3.1. Đo mưa

Tài nguyên nước mưa được xác định qua các trạm khí tượng và thủy văn nhờ các dụng cụ đo đặc như vũ lượng kế và vũ lượng ký.

Vũ lượng kế : là thùng đo mưa được đặt ở vị trí trống trải không chịu các vật cản của địa hình để nhận lượng mưa trực tiếp. Thùng có một cốc chia thang độ theo mm để thuận tiện cho việc đọc và ghi chép theo các thời gian đo đặc.

Vũ lượng ký : Được đặt trong buồng quan trắc để ghi lại độ ẩm của khí quyển. Số liệu được ghi liên tục trên băng quan trắc.

2.3.2. Khảo sát tài nguyên nước ngầm

Tài nguyên nước ngầm được xác định từ số liệu khảo sát địa chất thủy văn. Trên thực địa, tài nguyên nước ngầm có thể nhận được qua khảo sát các giếng hoặc các lỗ khoan.

Nước dưới đất cũng là một khoáng sản, nhưng nói về trữ lượng nước dưới đất thì khái niệm đó có nhiều điểm khác với khoáng sản rắn. Trước hết, khoáng sản rắn nằm cố định ở trong đất cho nên nếu xác định được thể tích đất đá chứa quặng (gọi là thân quặng), biết hàm lượng khoáng sản của đất đá, có thể tính được trữ lượng, còn nước dưới đất lại là một khoáng sản lưu thông. Hai là, khoáng sản rắn khai thác bao nhiêu là hết bấy nhiêu, nhưng nước dưới đất, nếu biết cách khai thác có thể sẽ không bao giờ hết. Ba là, trữ lượng khoáng sản rắn càng khai thác càng cạn kiệt, trái lại, trữ lượng nước dưới đất nếu biết cách khai thác có thể tăng thêm. Các loại trữ lượng nước dưới đất là :

a) Trữ lượng tĩnh

Dù nước luôn luôn lưu thông thì trong tầng chứa nước vẫn luôn luôn có mặt một lượng nước nhất định, đó là trữ lượng tĩnh. Sự có mặt lượng nước đó thể hiện ở hai dạng :

– *Trữ lượng tĩnh đàn hồi* : khi bị nén bởi áp lực, nước bị co lại, môi trường đất đá cũng bị co lại, tất cả những tác dụng đó làm cho thể tích nước bị thu nhỏ lại, nếu ta giải phóng áp lực thì thể tích nước lại nở ra. Phần nở ra đó (hiệu số giữa thể tích nước khi nở ra và khi co lại) là trữ lượng đàn hồi. Nếu áp lực nén lên đó là H (m) cột nước, hệ số nhả nước đàn hồi là μ^* thì trữ lượng tĩnh đàn hồi $V_{dh} = \mu^* H.F$, trong đó F là diện tích phân bố tầng chứa nước, trữ lượng tĩnh đàn hồi có đơn vị là đơn vị thể tích có thể tính bằng m^3 , triệu m^3 hoặc tỉ m^3 .

Trong tầng chứa nước không áp thì áp lực H bằng nửa chiều dày tầng chứa nước (áp lực trung bình), nhưng tầng chứa nước không áp thường có chiều dày mỏng nên ta có thể bỏ qua trữ lượng đàn hồi.

Trong tầng chứa nước có áp thì áp lực $H = H' + m/2$, trong đó : H là cột nước trên mái tầng chứa nước, m là chiều dày tầng chứa nước. Khi chiều dày tầng chứa nước bé (m bé) mà cột nước trên mái lớn thì có thể bỏ giá trị m và xem $H \sim H'$, còn khi chiều dày tầng chứa nước rất lớn nhưng cột nước H' bé thì không thể bỏ qua m .

Mặt khác, ta lại thấy rằng nếu chiều dày tầng chứa nước lớn mà cột nước H' không lớn thì lúc đó toàn bộ trữ lượng tĩnh đàn hồi lại không đáng kể so với trữ lượng tĩnh trọng lực mà ta sẽ nói ở phần sau, lúc đó trữ lượng tĩnh đàn hồi cũng có thể bỏ qua.

Trữ lượng tĩnh trọng lực : là lượng nước có mặt thường xuyên trong tầng chứa nước sau khi đã loại trừ trữ lượng tĩnh đàn hồi.

$$V_{tl} = \mu.m.F \text{ (đối với tầng chứa nước áp lực)}$$

$$V_{tl} = \mu h F \text{ (đối với tầng chứa nước không áp).}$$

trong đó :

m – chiều dày tầng chứa nước áp lực (chiều dày thay đổi theo không gian nên đó là chiều dày trung bình của tầng chứa nước).

h – chiều dày tầng chứa nước không áp (chiều dày này thay đổi theo thời gian nên ta lấy chiều dày tầng chứa nước lúc mực nước thấp nhất, và vì nó cũng thay đổi theo không gian nên cũng là chiều dày trung bình tầng chứa nước).

F – là diện tích phân bố tầng chứa nước.

μ – là độ nhả nước trọng lực. Đối với tầng chứa nước không áp, chúng ta có thể trực tiếp thí nghiệm ngoài trời để có μ , nhưng đối với tầng chứa nước có áp không thể thí nghiệm ngoài trời để thu được μ , vì vậy có hai cách giải quyết. Nếu yêu cầu độ chính xác không cao, có thể lấy mẫu về phòng để thí nghiệm, cái khó để lấy mẫu về

phòng thí nghiệm là thường không giữ được mẫu nguyên dạng. Do đó, ngoài trời người ta thí nghiệm để xác định một thông số khác thay cho μ , đó là độ lỗ hổng hữu hiệu n_e . Độ nhả nước trọng lực μ thường khoảng $1 - 2 \cdot 10^{-1}$, còn độ nhả nước đàn hồi thường $1 - 2 \cdot 10^{-3}$ (nhỏ hơn trăm lần), đó là lý do tại sao trữ lượng tĩnh đàn hồi do nửa chiều dày tầng chứa nước gây ra ($h/2$ trường hợp nước không áp và $m/2$ trường hợp nước có áp gây ra) có thể bỏ qua trước trữ lượng tĩnh trọng lực.

Trữ lượng tĩnh trọng lực của nước dưới đất tương đương với trữ lượng của khoáng sản rắn.

b) Trữ lượng động

Trữ lượng động là lượng nước lưu thông trong đất đá, do nguồn nước cung cấp cho nước dưới đất. Chẳng hạn, nước mưa ngấm xuống, nước mặt ngấm xuống bổ sung cho nước dưới đất, nhưng nếu có nguồn bổ sung mà nước lại không có lối thoát thì nước dưới đất cũng không thể lưu thông được, cho nên điều kiện tiên quyết để có nước lưu thông là phải vừa có nguồn bổ sung vừa có lối thoát. Do nước thoát đi bao giờ cũng chậm chạp hơn nguồn bổ sung, lượng nước thoát đi không kịp sẽ làm nâng cao mực nước của tầng chứa nước, khi nguồn bổ sung ngừng, quá trình thoát nước sẽ làm mực nước của tầng chứa nước hạ dần xuống.

Như vậy, lượng nước lưu thông trong tầng chứa nước luôn luôn thay đổi theo thời gian, khi có nước ngấm đến bổ sung, lượng nước lưu thông tăng dần, trong quá trình này sự thay đổi của lượng nước lưu thông tùy thuộc vào sự thay đổi của lượng nước ngấm xuống bổ sung. Nhưng đến khi lượng nước bổ sung chấm dứt, lượng nước lưu thông sẽ giảm dần theo một quy luật nhất định. Như vậy, có 3 cách để xác định trữ lượng động : một là nghiên cứu quá trình lưu thông nước trong tầng chứa nước, hai là nghiên cứu xem nguồn bổ sung như thế nào ở miền cung cấp, ba là nghiên cứu quá trình nước thoát đi như thế nào ở miền thoát. Trên nguyên tắc ba cách xác định đó phải cho kết quả như nhau bởi vì mối liên hệ giữa chúng rất chặt chẽ, đó là bổ sung bao nhiêu thì phải lưu thông và thoát đi bấy nhiêu. Nhưng nói như vậy là nói cho suốt một quá trình lâu dài, còn từng năm một vẫn có sự sai khác thể hiện ở mực nước cực đại và cực tiểu năm này khác năm kia.

Vì trữ lượng động thay đổi theo thời gian nên xác định được nó một cách chính xác không phải dễ dàng, vì vậy người ta thường cố gắng áp dụng nhiều phương pháp xác định để so sánh kết quả, từ đó chọn được con số tin cậy.

1. Xác định trữ lượng động bằng cách nghiên cứu sự lưu thông của nước trong đất đá. Sự lưu thông đó thể hiện bằng lưu lượng nước chảy qua một tiết diện vuông góc với dòng chảy. Như vậy, trước tiên người ta phải chọn một tiết diện vuông góc với dòng chảy, tiết diện đó phải trùng với một đường thủy đẳng cao hoặc thủy đẳng áp, trên tiết diện đó phân ra từng đoạn, trên mỗi đoạn đặc điểm dòng chảy tương đối đồng nhất, xác định độ dẫn nước và gradien thủy lực mỗi đoạn và tính lưu lượng bằng công thức sau :

$$Q = \sum_1^n B_i T_i I_i \quad (2.32)$$

trong đó : B – chiều rộng mỗi đoạn ;
 T – độ dẫn nước mỗi đoạn ;
 I – gradien thủy lực mỗi đoạn ;
 i – đoạn thứ i ;
 n – tổng số đoạn.

Rõ ràng, nếu ta có một bản đồ thủy đẳng cao hoặc thủy đẳng áp, một bản đồ đẳng độ dẫn nước thì dễ dàng xác định được trữ lượng động. Như vậy, ta cũng có thể thấy rằng phải là một vùng đã nghiên cứu chi tiết thì mới có được các bản đồ.

Hơn nữa, dù có nghiên cứu chi tiết đến đâu thì cũng không thể vẽ được rất nhiều bản đồ thủy đẳng cao và thủy đẳng áp ? Nói cách khác, không thể nghiên cứu đầy đủ được sự thay đổi của lưu lượng theo thời gian. Do đó, phương pháp xác định trữ lượng này chỉ được dùng trong những trường hợp cụ thể, ví dụ để cung cấp nước, người ta quan tâm nhất là lúc khô nhất có đủ nước không, tức là chỉ cần vẽ bản đồ thủy đẳng cao hoặc thủy đẳng áp lúc mực nước thấp nhất, hoặc là trong tháo khô mỏ người ta quan tâm lúc nước chảy vào mỏ nhiều nhất có lưu lượng là bao nhiêu, do đó cần lập một bản đồ thủy đẳng cao hoặc thủy đẳng áp lúc mực nước cao nhất. Trường hợp để đánh giá trung bình mức độ lưu thông nước, người ta lập một bản đồ thủy đẳng cao hoặc thủy đẳng áp trung bình.

2. *Xác định trữ lượng động bằng cách nghiên cứu nước thoát ra ở miền thoát.* Ở miền đồng bằng, nước thoát ra ở miền thoát rất khó nhận thấy nên khó xác định, cho nên phương pháp xác định trữ lượng động này chỉ áp dụng cho các vùng đồi núi. Người ta đo lưu lượng các sông suối, mỗi con sông hoặc con suối thoát nước từ một lưu vực nhất định, và cho rằng lưu vực thoát nước dưới đất cũng trùng với lưu vực thoát nước trên mặt, nghĩa là cùng một diện tích lưu vực F . Người ta lập biểu đồ thay đổi lưu lượng theo thời gian, trên biểu đồ phân ra phần dòng mặt và dòng ngầm. Muốn phân được chính xác cần lưu ý hai điểm sau đây : một là, đỉnh lũ sẽ tương ứng với mực nước sông cao nhất, khi mực nước sông cao nhất thì gradien thủy lực dòng ngầm bé nhất nên lưu lượng dòng ngầm thoát ra sông bé nhất ; hai là, nước mưa thoát ra sông suối nhanh hơn là ngấm xuống bề mặt nước ngầm, dù mực nước sông đã dâng lên nhưng mực nước ngầm nói chung chưa dâng nên nước ngầm vẫn tiếp tục lưu thông khi nguồn bổ sung chấm dứt. Quy luật đó thể hiện ở lưu lượng nước ngầm thoát ra ngoài theo công thức :

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (2.33)$$

trong đó : Q_0 – lưu lượng lúc đầu ;
 Q – lưu lượng sau một thời gian t ;
 α – hệ số triết giảm lưu lượng.

Để xác định α người ta lấy hai điểm trên đường lưu lượng mùa kiệt ứng với thời điểm t_1, t_2 với lưu lượng Q_1, Q_2 theo công thức :

$$\alpha = \frac{\ln Q_1 - nQ_2}{t_2 - t_1}$$

Dùng hệ số α đó có thể kéo dài đường lưu lượng dòng ngầm kể từ khi mực nước sông suối tăng cho tới đỉnh lũ, như vậy ta có một điểm tương ứng với lưu lượng cực tiểu của dòng ngầm. Từ điểm này lưu lượng dòng ngầm bắt đầu tăng, chúng ta sẽ nối điểm này với một điểm trên đường quá trình lưu lượng mà ở đó lưu lượng bắt đầu tuân theo quy luật $Q = Q_0 e^{-\alpha t}$.

Bằng cách vẽ như vậy ta phân riêng được lưu lượng dòng ngầm, tính toàn bộ lưu lượng dòng ngầm trong một năm và chia cho diện tích lưu vực ta sẽ xác định được chiều cao dòng ngầm, do đó xác định được môđun trung bình của dòng ngầm.

Trên biểu đồ lưu lượng ta cũng có thể xác định được lưu lượng tháng kiệt nhất, ngày kiệt nhất và do đó có thể tính được môđun dòng ngầm tháng kiệt nhất, ngày kiệt nhất. Việc xác định lưu lượng dòng ngầm ở miền thoát có một ưu điểm là có được tài liệu lưu lượng thay đổi theo thời gian. Nhưng có một số khuyết điểm là nước thoát ra ở lưu vực có thể đến từ nhiều loại đất đá khác nhau, do đó khó đánh giá trữ lượng riêng cho từng đối tượng đất đá. Để khắc phục nhược điểm này người ta chọn những lưu vực nhỏ nằm gọn trong một loại đất đá để nghiên cứu.

Có khi người ta cũng dùng phương pháp thống kê lưu lượng của tất cả các mạch lộ ra trong một tầng đất đá và coi đó là lưu lượng dòng ngầm, nhưng cách này thì mang ý nghĩa so sánh chứ không thể dùng để định lượng vì có rất nhiều mạch lộ không thể đo được, nhất là các mạch lộ ở dạng thấm rỉ, các mạch lộ ở dưới dòng suối v.v...

3. *Xác định trữ lượng động bằng cách nghiên cứu lượng nước bổ sung hàng năm ở miền cung cấp.* Thường người ta chỉ nghiên cứu trường hợp nguồn cung cấp là nước mưa. Muốn thế, người ta phải xác định diện tích cung cấp cho tầng chứa nước. Đối với nước ngầm không áp, diện tích miền cung cấp coi như bằng miền phân bố của nước ngầm. Đối với nước có áp, miền cung cấp chỉ nằm ở phạm vi lộ ra của tầng chứa nước ở phía thượng lưu của dòng chảy dưới đất. Trên miền cung cấp, người ta bố trí một mạng lưới lỗ khoan vào những chỗ phía trên mặt thoáng của nước ngầm không có lớp cách nước che phủ và tiến hành quan trắc thường xuyên mực nước ít nhất một năm, mỗi lỗ khoan cần xác định độ thiếu bão hòa (thường là xác định độ nhả nước trọng lực μ để thay thế), và lập được đồ thị dao động mực nước theo thời gian.

Trên đồ thị thường có nhiều đỉnh, mỗi đỉnh ứng với một đợt cung cấp của nước mưa, chỗ bắt đầu sườn đi lên biểu hiện nước bắt đầu ngấm xuống cho tới mức cực đại (đỉnh), sau đó lượng nước cung cấp chấm dứt bắt đầu sườn đi xuống, mực nước bắt đầu hạ thấp dần theo quan hệ : $H = H_0 e^{-\alpha t}$ cho đến khi lại có một đợt cung cấp mới.

Như vậy, phần sườn đi lên có thể tách làm hai phần, một phần vốn là nguồn nước cũ và một phần nguồn nước mới ngấm xuống, phần nguồn nước cũ vẫn tiếp tục đi xuống theo quan hệ $H = H_0 e^{-\alpha t}$, phần còn lại là phần ngấm xuống tăng dần cho đến trị số cung cấp cực đại của một đợt mưa. Như vậy, phần nước mưa cung cấp ngấm xuống này có một bộ phận bù vào chỗ mực nước hạ thấp ΔZ và một bộ phận tạo nên đỉnh của đồ thị ΔH , nghĩa là mỗi đợt mưa sẽ có một lượng cung cấp tạo ra một trị số dâng cao mực nước là $\Delta Z + \Delta H$.

Trong trị số dâng cao mực nước đó có cả đất và nước nên nếu quy ra nước thì được một lớp nước cung cấp dày $\mu(\Delta H + \Delta Z)$. Trong một năm có bao nhiêu đỉnh trên đồ thị thì có bấy nhiêu đợt cung cấp và có bấy nhiêu lớp nước cung cấp nhỏ như vậy. Tổng hợp chúng lại là nước ngấm xuống cung cấp cả năm :

$$W = \mu \sum (\Delta H + \Delta Z) \text{ (mm/năm)}.$$

W là đơn vị dài, đơn vị là m/năm, nhưng lượng mưa X , lượng bốc hơi Z , lượng dòng chảy Y đều biểu diễn bằng mm/năm nên đơn vị của W cũng bằng mm/năm để tiện so sánh.

Các nguồn nước khác cũng có thể tính ra môđun, nên lượng nước ngấm xuống cũng có thể tính ra môđun gọi là môđun ngấm của nước mưa M_W :

$$M_W = \frac{W}{31,5} \quad (\text{l/s.km}^2)$$

Như vậy, nếu có nhiều lỗ khoan quan trắc trên diện tích miền cung cấp, chúng ta lấy trị số trung bình và trừ lượng động được tính theo công thức :

$$Q_d = M_W F \quad (\text{l/s})$$

hoặc :

$$Q_d = YF \cdot 10^3 \quad (\text{m}^3/\text{năm})$$

trong đó : F là diện tích miền cung cấp tính bằng km^2 .

c) Trữ lượng điều tiết

Đó là lượng nước dưới đất nằm trong phạm vi dao động của mực nước, tức là giữa mực nước cao nhất và mực nước thấp nhất Δh . Nếu diện tích miền cung cấp là F , độ thiếu bão hòa là μ thì trữ lượng điều tiết là :

$$Q_{0f} = \mu \cdot \Delta h \cdot F, \quad (\text{m}^3/\text{năm})$$

Trữ lượng điều tiết là một phần của trữ lượng động, so sánh trữ lượng điều tiết với trữ lượng động ta có thể hình dung được dòng nước dưới đất lưu thông dễ dàng hay khó khăn, nếu tỷ lệ đó bé nghĩa là lưu thông dễ dàng. Kết hợp với độ cao mực nước xem xét nếu thấy bề mặt nước ngầm rất thoải thì có thể nói đất đá thấm nước tốt ; ngược lại, nếu thấy tỷ lệ đó lớn nhưng bề mặt nước ngầm dốc thì có thể nói đất đá hoặc thấm nước kém hoặc bị chướng ngại trên đường lưu thông.

d) Trữ lượng cuốn theo

Một điểm rất độc đáo đối với nước dưới đất là khi chúng ta khai thác, mực nước hoặc mực áp lực của tầng chứa nước hạ thấp có thể lôi cuốn nguồn nước khác vào trong tầng chứa nước và tham gia vào lượng nước khai thác. Chẳng hạn, các đồng bằng miền trung du, bình thường thì nước ngầm thoát ra sông, tức là nước sông không hề cung cấp nước cho nước ngầm, nhưng khi chúng ta bố trí lỗ khoan khai thác nước ngầm ở gần sông, mực nước ngầm hạ thấp, mực nước sông cao nên nước sông sẽ chảy vào tầng nước ngầm và vào lỗ khoan. Ví dụ, ở nhà máy nước Yên Phụ, Hà Nội có những lỗ khoan tuyệt đại bộ phận nước khai thác lên là nước từ sông Hồng ngầm vào. Hoặc các lỗ khoan khai thác ở lớp dưới của nhà máy nước Ngô Sĩ Liên, Hà Nội, do mực nước ở lớp dưới hạ thấp nên nước ở lớp chứa nước phía trên thấm xuyên xuống qua lớp bán thấm ở giữa xuống cung cấp nước cho lớp dưới và chảy vào lỗ khoan.

Lượng nước được cuốn vào do quá trình khai thác gây ra gọi là trữ lượng cuốn theo. Tất nhiên, bao giờ người ta cũng muốn chất lượng nước cuốn theo đó phải tốt chứ không ai muốn chất lượng nước cuốn theo xấu làm hỏng chất lượng nước sử dụng và hỏng nước tầng khai thác. Nhiều khi trữ lượng cuốn theo này vô cùng quan trọng, chẳng hạn ở Hà Nội, nếu không có lượng nước cuốn theo từ sông Hồng vào thì toàn bộ khu nội thành chỉ có thể khai thác vài trăm nghìn m^3 một ngày, nhưng nhờ lượng nước cuốn theo mà ta có thể khai thác cỡ một triệu m^3 /ngày một ngày. Tất nhiên, muốn cuốn theo vào được một lượng nước nhiều như vậy thì các lỗ khoan khai thác nước phải bố trí ở ven sông, nếu bố trí xa sông quá sẽ hạn chế lượng nước cuốn theo.

Tuy nhiên, nước cuốn theo từ lớp chứa nước nông thuộc nội thành Hà Nội như các lỗ khoan nhà máy nước Ngô Sĩ Liên, Hạ Đình v.v... có chất lượng lớp nông xấu và bẩn.

Có những thành phố trên thế giới, lượng nước khai thác từ tầng chứa nước không đủ, người ta phải đào hồ chứa, bơm nước mặt vào hồ để có được trữ lượng cuốn theo, cách làm này gọi là bổ sung nhân tạo cho trữ lượng nước dưới đất.

e) Trữ lượng khai thác

Trữ lượng khai thác nước dưới đất là lượng nước có thể khai thác được với điều kiện kỹ thuật hiện tại cho phép, với giá thành cho phép, với chất lượng nước đảm bảo được yêu cầu suốt trong thời gian dùng nước, đồng thời không làm hỏng chất lượng và làm cạn kiệt tầng chứa nước, không gây tác hại xấu đến môi trường sống.

Như vậy, trữ lượng khai thác đề cập đến một phạm trù rất rộng, đó là vấn đề nguồn nước, kỹ thuật, kinh tế, xã hội và môi trường. Chẳng hạn, về kỹ thuật, nếu tầng chứa nước nằm quá sâu, mực nước quá sâu, không có thiết bị bơm để bơm lên được thì không thể đưa vào trữ lượng khai thác; về kinh tế, nếu có thiết bị đưa lên được nhưng quá tốn kém hoặc phải xử lý tốn kém hơn dùng một nguồn nước khác rẻ hơn (ví dụ nước mặt) thì cũng không thể đưa vào trữ lượng nước khai thác. Hoặc, tuy kỹ thuật

không có vấn đề gì lớn, giá thành cũng rẻ nhưng có thể gây sụt lún mặt đất nghiêm trọng v.v... cũng không thể được lựa chọn.

Đó là những vấn đề quan trọng khi xem xét đưa một lượng nước dưới đất nào đó vào trữ lượng khai thác.

Dưới đây chúng ta chỉ đi sâu vào khía cạnh nguồn nước, tức là về địa chất thủy văn. Trước hết là trữ lượng động, loại này ngấm vào, lưu thông rồi thoát đi, nếu không khai thác, nó sẽ chuyển thành dòng mặt và có thể bị mất đi nên cần cố gắng tận dụng khai thác được hết trữ lượng động. Tiếp đó, cần cân nhắc xem có cách nào tạo ra được trữ lượng cuốn theo có chất lượng tốt không, nếu có điều kiện, cần tìm cách lợi dụng tối đa, đặc biệt là các nguồn nước mặt. Vì lượng nước dưới đất khai thác là có hạn, ví dụ lượng nước khai thác ở Hà Nội tương lai nâng lên 1 triệu m^3 /ngày, nhưng thực ra lượng nước đó chưa bằng lưu lượng một con sông con, tức chỉ hơn $11m^3/s$, không đáng kể so với nguồn nước mặt. Cuối cùng, ta xét đến nguồn trữ lượng tĩnh, chỉ khai thác nguồn nước này trong trường hợp rất cần thiết.

Đó là khi nguồn trữ lượng động không có hoặc rất bé, còn nguồn trữ lượng tĩnh lớn. Ví dụ, dưới đất vùng Cà Mau có một thấu kính nước nhạt rất lớn, không có nguồn nước nhạt nào bổ sung được cho thấu kính này vì quanh nó bị nước mặn bao vây, Cà Mau lại không có một nguồn nước mặt nào có thể sử dụng vì quanh năm mặn, vậy chỉ có cách là khai thác trữ lượng tĩnh của thấu kính nước nhạt này. Vấn đề là khai thác hợp lý, tìm được nguồn nước thay thế khi thấu kính này cạn kiệt, lấy mức độ nào để mặt đất vùng Cà Mau khỏi sụt thấp xuống dưới mực nước biển v.v... Như vậy, trữ lượng tĩnh nói chung phải cân nhắc thận trọng trên nguyên tắc :

1. Triệt để tận dụng trữ lượng động, điều này chỉ có thể thực hiện khi bố trí các cụm khai thác trên tuyến thẳng góc với hướng nước chảy.

2. Cố gắng tối đa tăng trữ lượng cuốn theo. Nếu trữ lượng cuốn theo là các dòng hoặc khối nước mặt, bố trí các lỗ khoan khai thác ven theo bờ của các dòng và khối nước mặt đó. Nếu trữ lượng cuốn theo là nước thấm xuyên, cần bố trí cụm khai thác tại các cửa sổ địa chất thủy văn, tức là chỗ lớp ngăn cách tầng khai thác với tầng thấm xuyên dễ thấm nước nhất.

3. Với nước dưới đất ở miền núi nằm trong đá nứt nẻ, do mức độ chứa nước và thấm nước giảm nhanh theo chiều sâu, đồng thời chiều dày đới chứa nước mỏng, kể cả những vùng đá bazan, không nên vi phạm trữ lượng tĩnh.

4. Với nước dưới đất vùng đồng bằng có tầng chứa nước không áp không nên vi phạm trữ lượng tĩnh.

5. Nếu không tận dụng hết trữ lượng động trong mùa mưa thì cho phép khai thác trữ lượng tĩnh trong mùa khô với mức độ đến mùa mưa mực nước dưới đất có thể hồi phục lại như cũ.

Các trường hợp sau đây cho phép vi phạm trữ lượng tĩnh :

1. Không có trữ lượng động hoặc trữ lượng động quá nhỏ.
2. Trữ lượng tĩnh rất lớn (các bồn actêzi, các tầng chứa nước có áp có chiều dày lớn, phân bố rộng và thành phần hạt thô).
3. Có khả năng bổ sung nhân tạo tương đối thuận lợi.
4. Có khả năng tìm được nguồn nước thay thế lúc trữ lượng tĩnh cạn kiệt sau này.
5. Hệ số xâm phạm trữ lượng tĩnh (tỷ lệ trữ lượng tĩnh khai thác so với toàn bộ trữ lượng tĩnh) cần cân nhắc sao cho khi tầng chứa nước không còn khả năng khai thác thì có nguồn nước khác thay thế. Hệ số đó không được vượt quá 30% trong suốt thời gian dùng nước tính toán (thường là 25 năm).

Như vậy, công thức tính trữ lượng khai thác là :

$$Q_{kt} = Q_e + Q_{ct} + \alpha \frac{V_{dt} + V_{dh}}{t} \quad (2.34)$$

trong đó : Q_e – trữ lượng động.

Q_{ct} – trữ lượng cuốn theo.

V_{dt}, V_{dh} – trữ lượng tĩnh trọng lực và đàn hồi.

t – thời gian dùng nước tính toán.

α – hệ số xâm phạm trữ lượng tĩnh.

Chương 3

CÁC PHƯƠNG PHÁP ĐÁNH GIÁ TÀI NGUYÊN NƯỚC LÃNH THỔ

3.1. PHƯƠNG PHÁP CÂN BẰNG NƯỚC

Phương trình cân bằng nước thể hiện một định luật vật lý thông dụng nhất – "định luật bảo toàn vật chất" trong thủy văn. Phương trình cân bằng nước là công cụ hữu hiệu để đánh giá tài nguyên nước và phân tích, tính toán dòng chảy sông ngòi. Đánh giá tài nguyên nước bằng phương pháp cân bằng nước là xác định các thành phần của cân cân nước và cân bằng giữa các thành phần đó.

Nguyên lý cân bằng nước xuất phát từ định luật bảo toàn vật chất, đối với một lưu vực có thể phát biểu như sau : "*Hiệu số lượng nước đến và ra khỏi lưu vực bằng sự thay đổi lượng nước trên lưu vực đó trong một thời đoạn tính toán bất kỳ*". Phương trình cân bằng nước là sự diễn toán nguyên lý này.

3.1.1. Phương trình cân bằng nước dạng tổng quát

Lấy một lưu vực bất kỳ trên mặt đất với giả thiết có một mặt trụ thẳng đứng bao quanh chu vi lưu vực đó tới tầng không thấm nước (hình 3.1). Chọn một thời đoạn Δt bất kỳ. Dựa trên nguyên lý cân bằng nước giữa các thành phần đến, lượng trữ và thành phần đi ta có phương trình cân bằng nước dạng tổng quát.

$$X + Z_1 + Y_1 + W_1 - (Z_2 + Y_2 + W_2) = U_2 - U_1 \quad (3.1)$$

– Phần nước đến bao gồm :

X – lượng mưa bình quân trên lưu vực ;

Z_1 – lượng nước ngưng tụ trên lưu vực ;

Y_1 – lượng dòng chảy mặt đến ;

W_1 – lượng dòng chảy ngầm đến ;

U_1 – lượng nước trữ đầu thời đoạn Δt .

– Phần nước đi gồm có :

Z_2 – lượng nước bốc hơi trên lưu vực ;

Y_2 – lượng dòng chảy mặt chảy đi ;

W_2 – lượng dòng chảy ngầm chảy đi ;

U_2 – lượng nước trữ cuối thời đoạn Δt .

Hoặc là :

$$\begin{aligned} X + (Z_1 - Z_2) + (Y_1 - Y_2) + (W_1 - W_2) &= \\ &= \pm \Delta U \end{aligned} \quad (3.2)$$

trong đó : $\pm \Delta U = U_2 - U_1$

Để sử dụng phương trình (3.1) và (3.2) cần đưa tất cả thành phần của cân nước về cùng một đơn vị thứ nguyên.

3.1.2. Phương trình cân bằng nước cho một lưu vực sông ngòi

Các lưu vực sông thường được giới hạn bằng đường phân nước lưu vực. Tại đường phân nước không có sự trao đổi dòng chảy từ ngoài vào và từ trong ra. Nước có thể ra ngoài lưu vực qua mặt cắt cửa sông.

Tuy nhiên, trong tự nhiên bốn thu nước mặt và bốn thu nước ngầm hoàn toàn không trùng nhau nhưng vì khó xác định ranh giới đó nên trong các tính toán đều giả thiết nó trùng nhau. Thường đối với các lưu vực lớn, giả thiết đó có thể chấp nhận được, nhưng với các lưu vực nhỏ, có hiện tượng karst, điều này có thể dẫn tới sai số lớn khi tính toán. Do vậy, cần có phương trình cân bằng nước cho lưu vực kín và lưu vực hở.

- Phương trình cân bằng nước cho lưu vực kín :

Lưu vực kín là lưu vực có đường phân chia nước mặt trùng với đường phân chia nước ngầm, khi đó không có nước mặt và nước ngầm từ lưu vực khác chảy đến, tức là từ (3.2) ta có : $Y_1 = 0$ và $W_1 = 0$; nước chảy ra cửa qua mặt cắt là Y_2 và W_2 , đặt $Y = Y_2 + W_2$, $Z = Z_2 - Z_1$ là lượng bốc hơi trừ đi lượng ngưng tụ ta có :

$$X = Y + Z \pm \Delta U \quad (3.3)$$

- Phương trình cân bằng nước cho lưu vực hở :

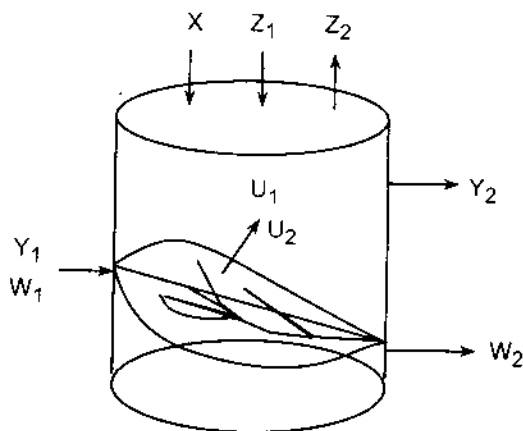
Đối với lưu vực hở sẽ có lượng nước ngầm từ lưu vực khác chảy vào và ngược lại, khi đó phương trình cân bằng nước sẽ có dạng :

$$X = Y + Z \pm \Delta W \pm \Delta U \quad (3.4)$$

trong đó : $\pm \Delta W = W_2 - W_1$

3.1.3. Phương trình cân bằng nước của lưu vực cho thời kỳ nhiều năm

Phương trình cân bằng nước dạng (3.3) và (3.4) được viết cho thời đoạn bất kỳ $\Delta t = 1$ năm, 1 tháng, 1 ngày hoặc nhỏ hơn. Để viết phương trình cân bằng nước cho thời kỳ nhiều năm, người ta có thể lấy bình quân nhiều năm phương trình trên với thời đoạn năm.



Hình 3.1. Sơ đồ cân bằng nước hệ thống

Từ công thức (3.3) xét trong n năm ta có :

$$\frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i + Z_i \pm \Delta U_i)}{n} \quad (3.5)$$

hoặc :

$$\frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n} + \frac{\sum_{i=1}^n Z_i}{n} + \frac{\sum_{i=1}^n \pm \Delta U_i}{n} \quad (3.6)$$

Vì công thức $\sum \pm \Delta U_i \approx 0$ do có sự xen kẽ giữa những năm nhiều nước và ít nước nên phương trình (3.6) trở thành :

$$X_0 = Y_0 + Z_0 \quad (3.7)$$

trong đó :

$$X_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i; \quad Y_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_i; \quad Z_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Z_i$$

là các giá trị bình quân nhiều năm của mưa, dòng chảy và bốc hơi. Nếu n đủ lớn thì X_0, Y_0, Z_0 gọi là chuẩn mưa, dòng chảy và bốc hơi năm.

Đối với lưu vực hồ, từ (3.4) với cách làm tương tự nhận được phương trình cân bằng nước dạng :

$$X_0 = Y_0 + Z_0 \pm \Delta W_0 \quad (3.8)$$

Trong trường hợp lưu vực hồ, giá trị nhiều năm của $\pm \Delta W_t$ không tiến tới 0 được, bởi vì sự trao đổi nước ngầm giữa các lưu vực thường không cân bằng, phần lớn chỉ xảy ra theo một chiều.

3.1.4. Phân tích các nhân tố ảnh hưởng đến dòng chảy sông ngòi thông qua phương trình cân bằng nước

Từ phương trình cân bằng nước dạng (3.3 – 3.8) có thể rút ra sự phụ thuộc giữa dòng chảy sông ngòi và các thành phần hình thành của nó theo dạng tổng quát (3.9) :

$$Y = f(X, Z, \Delta W, \Delta U) \quad (3.9)$$

Rõ ràng, dòng chảy sông ngòi phụ thuộc vào nhiều nhân tố thông qua các biến nằm ở vế phải của phương trình (3.9). Các nhân tố bao gồm hai nhóm : khí hậu và mặt đệm.

Nhân tố khí hậu phản ánh bằng đặc trưng mưa (X) và bốc hơi (Z), mà lượng mưa và chế độ mưa cũng như bốc hơi và chế độ bốc hơi lại phụ thuộc nhiều vào nhân tố khí hậu khác như chế độ nhiệt, chế độ ẩm, chế độ gió...

Ngoài ra, mưa và bốc hơi còn phụ thuộc vào nhân tố mật độ (như đã phân tích ở trên) như địa hình, lớp thảm thực vật (đối với mưa) và các nhân tố thổ nhưỡng, địa chất, tình trạng canh tác và khai thác của con người (đối với đặc trưng bốc hơi). Mật khác, mật độ cũng ảnh hưởng trực tiếp đến chế độ nhiệt, gió, ẩm... nên có thể nói mưa và bốc hơi là sự phản ánh tổng hợp ảnh hưởng của nhân tố khí hậu và mật độ đến dòng chảy sông ngòi.

Thành phần ΔW chủ yếu phản ánh điều kiện địa chất của lưu vực đến dòng chảy sông ngòi. Đối với các lưu vực kín thường không có hiện tượng karst, hoặc là các lưu vực lớn có độ sâu cắt nước ngầm lớn $\Delta W = 0$. Đối với các lưu vực nhỏ hoặc có hiện tượng karst thuộc loại lưu vực hồ sẽ có $\Delta W \neq 0$.

Thành phần ΔU phản ánh mức độ điều tiết của lưu vực đến dòng chảy, tức là khả năng trữ nước của lưu vực trong một thời gian nhất định và sự cung cấp lượng nước trở lại trong thời đoạn tiếp theo.

Khả năng điều tiết của lưu vực phụ thuộc vào điều kiện địa chất, thổ nhưỡng, lớp phủ thực vật, diện tích lưu vực, hồ, ao, đầm và tác động của con người.

Diện tích lưu vực càng lớn thì khả năng điều tiết càng lớn vì : thứ nhất, thời gian tập trung nước ở vị trí khác nhau ra tuyến cửa ra có sự chênh lệch lớn, hai là do nước mặt và các tầng nước ngầm có thời gian tập trung không đồng đều, ba là do diện tích lưu vực lớn và độ sâu của lòng sông lớn nên trữ lượng nước ngầm của lưu vực cũng lớn.

Rừng vào ao hồ có khả năng trữ nước và làm chậm sự vận chuyển của nước mặt ra tuyến cửa ra, còn điều kiện địa chất, thổ nhưỡng ảnh hưởng đến tương tác giữa nước mặt và nước ngầm. Các hoạt động kinh tế của con người như làm hồ nhân tạo, phá rừng, tập quán và phương thức canh tác có thể làm giảm khả năng điều tiết dòng chảy của lưu vực.

Vì mưa thường xảy ra trong thời gian ngắn, dòng chảy lại tập trung về tuyến cửa ra sau một thời gian dài, nên sự thay đổi lượng trữ ΔU so với lượng dòng chảy Y trong thời gian ngắn và dài cũng khác nhau.

Đối với thời đoạn ngắn, trữ lượng ΔU chiếm tỷ trọng lớn so với Y vì khi đó lượng mưa sinh dòng chảy chưa tập trung ra hết tuyến cửa ra, còn khi thời đoạn dài thì ngược lại. Nếu thời đoạn là một số năm thì ảnh hưởng của ΔU sẽ không còn nữa.

Phân tích ảnh hưởng của các nhân tố mật độ và khí hậu đến dòng chảy sông ngòi đặc biệt có ý nghĩa khi lựa chọn phương pháp tính toán thủy văn cho những lưu vực có ít và không có tài liệu được trình bày trong các chương sau.

3.1.5. Phương trình cân bằng nước ao hồ, đầm lầy

a) Phương trình cân bằng nước cho ao hồ

Phương trình cân bằng nước hồ chứa có dòng chảy có dạng :

$$X' + Y_1 + W_1 - Z' - Y_2 - W_2 = \Delta U' \quad (3.10)$$

trong đó : $X', Z', \Delta U'$ lần lượt là lượng mưa, bốc hơi và thay đổi trữ lượng nước của hồ ;
 Y_1, W_1 là lượng nước mặt và ngầm chảy vào hồ ;
 Y_2, W_2 là lượng nước mặt và ngầm từ hồ chảy ra.

Đối với hồ chứa không có dòng chảy thì Y_2, W_2 bằng 0 và phương trình cân bằng nước có dạng :

$$X' + Y_1 + W_1 - Z' = \Delta U' \quad (3.11)$$

Nếu viết phương trình cân bằng nước cho thời kỳ nhiều năm đối với hồ thì $\Delta U' \approx 0$ và đối với những hồ lớn thì thành phần dòng ngầm hoàn toàn không đáng kể so với dòng mặt nên (3.10) và (3.11) có dạng :

$$X' + Y_1 - Y_2 - Z' = 0 \quad (3.12)$$

và

$$X' + Y_1 - Z' = 0 \quad (3.13)$$

b) Phương trình cân bằng nước cho đầm lầy

Vị trí của đầm lầy trên lưu vực sông ngòi ảnh hưởng trực tiếp tới cân cân nước của nó. Ta xét trường hợp đầm lầy ở hạ lưu và thượng lưu.

Phương trình cân bằng nước cho đầm lầy hạ lưu có dạng :

$$X'' + Y'_1 + Y''_1 + W_1 - Y_2 \pm Y_h - Z'' = \Delta U'' \quad (3.14)$$

với : X'' – lượng mưa trên đầm lầy ;

Y'_1 – dòng nước mặt theo sông, suối vào đầm lầy ;

Y''_1 – dòng nước mặt từ bề mặt lưu vực lân cận đổ vào đầm lầy ;

W_1 – dòng chảy ngầm đến đầm lầy ;

Y_2 – dòng mặt ra khỏi đầm lầy ;

Y_h – trao đổi nước theo chiều thẳng đứng ;

Z'' – bốc hơi từ đầm lầy ;

$\Delta U''$ – sự thay đổi trữ lượng ẩm trong đầm lầy.

Còn phương trình cân bằng nước đối với đầm lầy thượng lưu không có lượng nước gia nhập khu giữa nên có thể viết :

$$X'' - Y_2 - Z'' = \Delta U'' \quad (3.15)$$

3.2. PHƯƠNG PHÁP TÍNH TOÁN TÀI NGUYÊN NƯỚC

Có 3 phương pháp tính toán tài nguyên nước cơ bản :

- 1) Phương pháp hệ số tổng cộng.
- 2) Phương pháp bản đồ và nội suy địa lý.
- 3) Phương pháp tương tự thuỷ văn.

3.2.1. Phương pháp hệ số tổng cộng

Nội dung phương pháp này là phân tích các yếu tố chủ đạo của quan hệ đang được nghiên cứu với các nhân tố tác động bằng cách đưa các hệ số tổng cộng theo quan hệ được thiết lập rồi phân tích các thành phần được xác định trong mối quan hệ toán – lý từ bản chất tác động của một số yếu tố chính để đưa ra công thức tính toán chung.

Cơ sở của phương pháp này là coi dòng chảy là sản phẩm của nhiều quá trình địa lý tự nhiên (khí hậu và mặt đệm) tác động lên nó. Loại này thường gặp nhất ở nhóm các công thức triết giảm dòng chảy cực đại.

Giả sử muốn xác định lớp dòng chảy y từ tập hợp các yếu tố địa lý tự nhiên trên một lưu vực cụ thể nào đó từ quan hệ của đại lượng dòng chảy $A = f(F, x, I, \delta_1, \delta_2, \delta_3, \dots)$ với F – diện tích lưu vực ; x – lượng mưa ; I – độ dốc bình quân lưu vực ; $\delta_1, \delta_2, \delta_3, \dots$ là hệ số rừng, ao hồ, đầm lầy... ta có mối liên hệ sau :

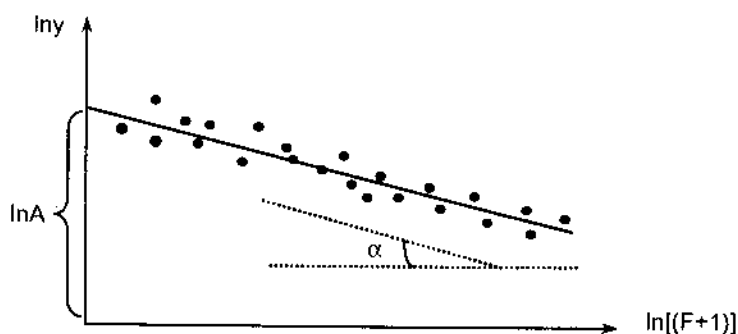
$$y = \frac{A}{(F+1)^n} \quad (3.16)$$

trong đó : A là hệ số địa lý tổng cộng các yếu tố hình thành và tác động đến dòng chảy. Nếu có tài liệu quan trắc, có thể xác định A bằng cách :

Từ (3.16) ta logarit hoá hai vế :

$$\ln y = \ln A - n \ln(F+1)$$

Từ (3.16) theo số liệu dựng quan hệ $\ln y = f[\ln(F+1)]$. Từ giá trị $\ln A$ trên hình 3.2 xác định A , $n = \tan \alpha$ rồi thay vào công thức (3.16) ta có công thức kinh nghiệm xác định y với tham số A .



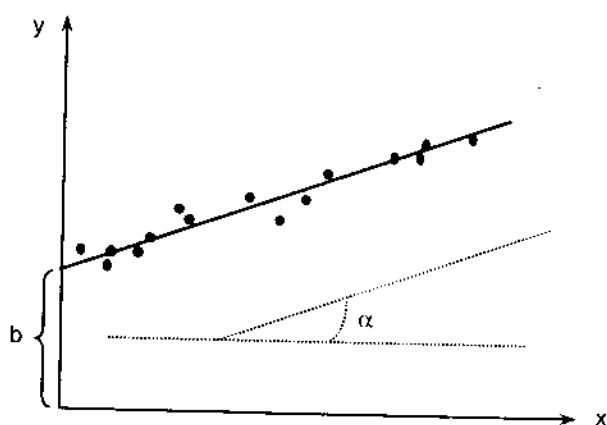
Hình 3.2. Quan hệ $\ln y = f[\ln(F+1)]$

Cũng từ ví dụ trên, nếu ta muốn xác định lớp dòng chảy y từ số liệu mưa x thì công thức sử dụng có dạng :

$$y = A_1 x + b \quad (3.17)$$

với : A_1 – hệ số địa lý tổng hợp phản ánh quan hệ giữa mưa và lớp dòng chảy,

b – lớp dòng chảy khi chưa có mưa.



Hình 3.3. Quan hệ $y = f(x)$

Tương tự như vậy có thể xác định được các tham số địa lý cần tìm qua hệ số địa lý tổng hợp trên cơ sở nhận biết dạng quan hệ giữa các yếu tố đó và phân tích bản chất hiện tượng hay quá trình của các yếu tố ảnh hưởng.

3.2.2. Phương pháp bản đồ và nội suy địa lý

Phương pháp này dựa trên cơ sở giả thiết rằng các đặc trưng của dòng chảy cũng như các yếu tố cảnh quan địa lý thay đổi từ từ theo lãnh thổ và tuân theo quy luật địa đới.

Nội dung của phương pháp như sau :

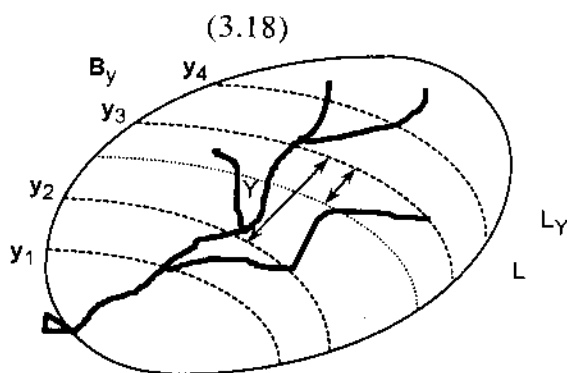
Theo sơ đồ trên hình 3.4, y_1, y_2, y_3, y_4 là giá trị các đường đồng mức lớp dòng chảy trên lưu vực. Khoảng cách L, L_y có thể xác định bằng cách đo trực tiếp trên bản đồ. Cần xác định giá trị dòng chảy y đi qua điểm Y trên đường đồng mức giả sử là B_y . Theo phương pháp nội suy tuyến tính địa lý ta có :

$$\frac{y_3 - y_2}{L} = \frac{y_3 - y}{L_y} \quad (3.18)$$

Biến đổi công thức (3.18) ta nhận được :

$$y = y_3 - \frac{(y_3 - y_2)L_y}{L} \quad (3.19)$$

Các giá trị vế phải của phương trình đã được xác định, do đó y tính được dễ dàng theo (3.19) với phương trình bậc nhất một ẩn số.



Hình 3.4. Sơ đồ tính dòng chảy theo phương pháp nội suy địa lý

3.2.3. Phương pháp tương tự thủy văn

Phương pháp này phụ thuộc vào việc lựa chọn các lưu vực tương tự với lý luận rằng : do dòng chảy là sản phẩm của khí hậu và chịu sự tác động của các điều kiện địa lý tự nhiên nên với các lưu vực tương tự (có cùng một điều kiện địa lý cảnh quan giống nhau) thì dòng chảy của chúng cũng tương tự nhau.

Có các đặc trưng dòng chảy của lưu vực tương tự ta có thể xác định các đặc trưng dòng chảy của lưu vực đang xét qua việc xác định mức độ quan hệ giữa hai lưu vực để tính toán, hiệu chỉnh. Phương pháp này rất hay dùng khi kéo dài các chuỗi số liệu ngắn về chuỗi có thời kỳ nhiều năm.

3.2.4. Phương pháp xác suất thống kê

Cơ sở của phương pháp này là coi việc xuất hiện các đại lượng tài nguyên nước có tính ngẫu nhiên, sự hình thành chúng chịu tác động của đa nhân tố. Mức độ định lượng chúng theo thời gian, không gian tuân theo các quy luật ngẫu nhiên. Vận dụng phương pháp thống kê để xác định các mối quan hệ giữa đại lượng cần tìm và các nhân tố chi phối qua các tham số thống kê cơ bản.

Ngoài ra, việc đánh giá khả năng xuất hiện hiện tượng cũng như tần suất xuất hiện giúp dự báo và đánh giá sự biến động tài nguyên nước theo thời gian và không gian. Đặc biệt, trong lĩnh vực mô hình hoá việc vận dụng các quy luật thống kê để mô tả hệ thống nhiều khi là con đường duy nhất khi không thể hiểu cơ chế vật lý của các mối tương tác có trong tự nhiên.

3.3. PHƯƠNG PHÁP TÍNH TOÁN THỦY VĂN

3.3.1. Tính toán tài nguyên nước mưa

Khi nghiên cứu dòng chảy sinh ra trên một lưu vực do mưa thì việc tính lượng mưa bình quân lưu vực là rất cần thiết. Vì dòng chảy tại một cửa ra của một lưu vực nào đó là kết quả do mưa gây ra trên toàn bộ diện tích lưu vực tạo nên chứ không phải do mưa ở một trạm đo mưa nào đó.

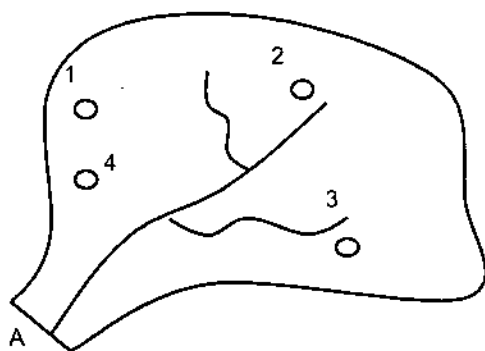
Giả sử ta có một lưu vực như hình 3.5. Dòng chảy ở cửa ra A là do mưa ở tất cả các trạm khí tượng 1, 2, 3, 4 tương ứng với các vùng khác nhau trên lưu vực tạo nên chứ không phải do một trạm mưa 1 hay 2... tạo nên. Do đó, khi nghiên cứu quan hệ mưa và dòng chảy ở tuyến cửa ra A cần tính toán lượng mưa trên toàn bộ lưu vực A.

Để tính lượng mưa trên toàn bộ lưu vực ta cần thu thập tài liệu đo mưa của tất cả các trạm có trên lưu vực và trạm lân cận. Vì tài liệu đo mưa có thời gian quan trắc không đồng nhất nên công việc đầu tiên là phải tiến hành kéo dài bổ sung tài liệu cho các trạm thiếu tài liệu, sau đó mới tiến hành tính toán lượng mưa bình quân trên lưu vực.

Tùy theo điều kiện địa hình của lưu vực và yêu cầu về mức độ chính xác của nghiên cứu mà có các phương pháp tính toán khác nhau.

– *Phương pháp bình quân số học* dựa vào công thức mômen bậc nhất để tính lượng mưa bình quân lưu vực :

$$\overline{X_{LV}} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} \quad (3.20)$$



Hình 3.5. Phân bố trạm khí tượng trên lưu vực

Trong đó : X_i là lượng mưa của trạm đo mưa thứ i , n là số trạm đo mưa trên lưu vực. Phương pháp này chỉ áp dụng cho lưu vực có các trạm đo mưa phân bố đều, lượng mưa giữa các trạm chênh lệch nhau không quá 10% và áp dụng cho nơi có địa hình ít thay đổi, cụ thể là ở đồng bằng còn vùng núi không dùng được. Trong giai đoạn quy hoạch, thiết kế sơ bộ yêu cầu độ chính xác không cao cũng có thể áp dụng phương pháp này.

– *Phương pháp kẻ ô vuông* là chia lưu vực nghiên cứu thành các ô vuông bằng nhau, kích thước của mỗi ô vuông phụ thuộc vào diện tích và số trạm đo mưa. Lượng mưa trên một ô vuông được xác định theo phương pháp bình quân số học nếu như trong ô vuông đó có nhiều trạm đo mưa.

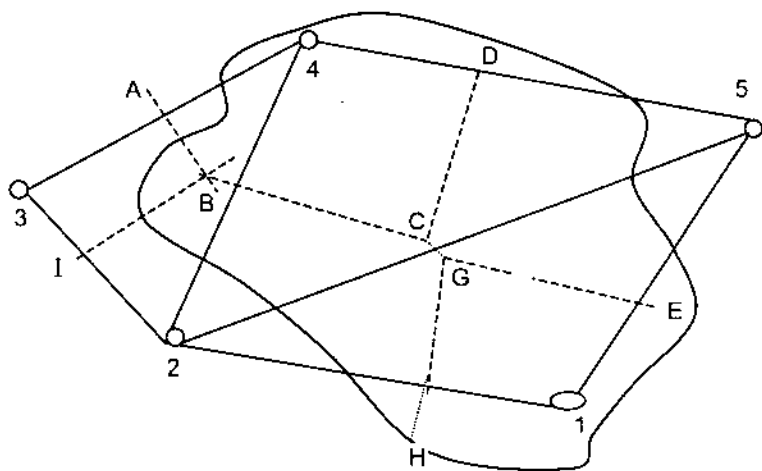
Nếu trên ô vuông chỉ có một trạm đo mưa thì lượng mưa của trạm đo mưa đó đặc trưng cho ô vuông này. Nếu trạm đo mưa nằm giữa ranh giới hai ô vuông thì lượng mưa này được tính cho cả 2 ô vuông, nếu ô vuông không có trạm đo mưa nào thì nội suy lượng mưa của các trạm đo mưa gần nhất. Cuối cùng đưa vào công thức (3.20) để tính. Chú ý là số các ô vuông phụ thuộc vào cách chia, do đó kết quả tính toán phụ thuộc vào cách chia số ô vuông. Trong thực tế thường tính toán với nhiều lần chia (thường là 2 lần), sau đó kiểm tra kết quả tính toán giữa hai lần đó. Nếu chênh lệch nhỏ hơn 5% là được.

Phương pháp này cho kết quả tốt hơn phương pháp bình quân số học vì có xét đến sự phân bố của mưa theo không gian. Lượng mưa của một trạm đo mưa chỉ đặc trưng cho không gian ô vuông tương ứng.

– *Phương pháp đường trung trực, còn gọi là phương pháp đa giác Thái sơn.* Phương pháp này xét đến diện tích khống chế của một trạm đo mưa, gọi là trọng số của trạm mưa. Diện tích khống chế của các trạm đo mưa được xác định như sau :

Ví dụ trên hình 3.6 có 2 trạm đo mưa trong lưu vực (số 1, 4) và 3 trạm đo mưa ngoài lưu vực (số 2, 3, 5). Để xác định diện tích khống chế của mỗi trạm ta lần lượt qua các bước : Nối các trạm đo mưa lại với nhau thành các hình tam giác $\Delta 125$, $\Delta 245$, $\Delta 234$. Kẻ các đường trung trực của các cạnh của các tam giác trên. Đường trung trực này kết hợp với ranh giới của lưu vực xác định diện tích khống chế của các trạm đo mưa.

Trên hình 3.6, diện tích HGE là diện tích khống chế của trạm đo mưa số 1. Diện tích HGCB1 là diện tích khống chế của trạm đo mưa số 2. Diện tích IBA là diện tích khống chế của trạm đo mưa số 3. Diện tích ABCD là diện tích khống chế của trạm đo mưa số 4. Diện tích DCGE là diện tích khống chế của trạm đo mưa số 5. Cuối cùng dựa vào công thức (3.21) để xác định lượng mưa :



Hình 3.6. Phương pháp đường trung trực xác định mưa bình quân lưu vực

$$\bar{X}_{LV} = \frac{x_1 f_1 + x_2 f_2 + \dots + x_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n} \quad (3.21)$$

trong đó : $x_1, x_2, \dots, x_n$ là lượng mưa ở các trạm đo mưa ;

$f_1, f_2, \dots, f_n$ là diện tích khống chế của trạm đo mưa ;

$f_1 + f_2 + \dots + f_n = F$ là diện tích toàn lưu vực.

Phương pháp này cho kết quả tốt và thích hợp với các vùng núi cũng như đồng bằng.

– Phương pháp đường đẳng trị lượng mưa là tiến hành vẽ các đường đẳng trị lượng mưa trên lưu vực từ tài liệu đo mưa của các trạm ở trong và ngoài lưu vực. Sau đó xác định diện tích khống chế giữa các đường đẳng trị lượng mưa trong lưu vực và cuối cùng áp dụng công thức (3.22) để tính lượng mưa bình quân lưu vực :

$$\bar{X}_{LV} = \frac{\frac{x_1 + x_2}{2} f_1 + \frac{x_2 + x_3}{2} f_2 + \dots + \frac{x_{n-1} + x_n}{2} f_{n-1}}{F} \quad (3.22)$$

trong đó : $x_1, x_2, \dots, x_n$ là lượng mưa ghi trên đường đẳng trị lượng mưa ;

$f_1, f_2, \dots, f_{n-1}$ là diện tích giữa các đường đẳng trị.

Phương pháp này cho kết quả tốt vì có xét đến sự phân bố của mưa theo diện tích lưu vực. Tuy nhiên, nếu trạm đo mưa không nhiều thì việc vẽ các đường đẳng trị gặp khó khăn và có sai số lớn.

Các phương pháp tính mưa bình quân lưu vực nêu trên, như đã nhận xét đều không thuận tiện khi áp dụng trong thực tế bởi khó có vùng lãnh thổ nào thoả mãn điều kiện

mưa rơi phân bố đều trên mọi diện tích lưu vực. Công thức tính mưa trên lưu vực thoả mãn hơn là *công thức tính mưa bình quân lưu vực theo trọng số tương quan*.

Nội dung phương pháp này như sau :

Giả sử trên lưu vực có n trạm đo mưa, lưu lượng Q tại mặt cắt khống chế là biểu hiện của sự tập trung nước trên lưu vực. Mưa rơi tại bất cứ điểm nào trên lưu vực cũng gây dao động giá trị lưu lượng Q tại mặt cắt cửa ra.

Công thức này được thiết lập trên quan điểm cho rằng dù lượng mưa rơi đều trên lưu vực thì do các yếu tố mặt đệm khác nhau dẫn đến việc hình thành mưa dòng chảy khác nhau. Do đó, sự đóng góp lượng mưa hiệu quả từ từng khu vực khác nhau theo tỷ lệ vào việc hình thành lưu lượng ở cửa ra mà ta gọi là trọng số.

Các công thức tính theo phương pháp kẻ ô, đa giác Thái sơn, đường đẳng trị thực chất đã tính đến trọng số diện tích nhưng chưa đủ bởi ngoài diện tích, độ ẩm đất, thảm thực vật, địa hình đều ảnh hưởng không nhỏ đến sự hình thành dòng chảy. Bởi vậy, để tổng hợp các yếu tố này người ta sử dụng hệ số tương quan làm chỉ tiêu để xây dựng trọng số.

Các bước tiến hành :

Tính hệ số tương quan r_i giữa chuỗi lượng mưa trạm mưa thứ i và chuỗi lưu lượng tại mặt cắt khống chế.

Trọng số tương quan R_i là tỷ lệ của trọng số tương quan từng trạm đo mưa r_i với tổng các hệ số tương quan :

$$R_i = \frac{r_i}{\sum_{i=1}^n r_i} \quad (3.23)$$

Lượng mưa bình quân lưu vực được tính :

$$\bar{X}_{LV} = \sum_{i=1}^n R_i X_i \quad (3.24)$$

với : R_i , X_i là trọng số tương quan và lượng mưa trạm thứ i , n là tổng số trạm mưa trên lưu vực.

Ưu điểm của công thức (3.23), (3.24) là tính đến đặc điểm hình thành của dòng chảy trên từng đơn vị lãnh thổ. Tính toán theo công thức này không phải vẽ hình nên tránh được các sai số chủ quan của người vẽ và thuận lợi cho việc lập các chương trình tính toán trên máy tính điện tử.

3.3.2. Tính toán chuẩn dòng chảy năm

Chuẩn các đặc trưng chế độ thủy văn là giá trị trung bình nhiều năm với thời gian tính toán đủ dài sao cho khi tăng chuỗi tính toán thì giá trị trung bình của chúng không thay đổi.

Để tiện chọn lựa người ta thường lấy một số chấn các chu kỳ thay đổi của đặc trưng đang xét. Thực tế để lấy chuẩn các đặc trưng chế độ thủy văn độ dài chuỗi cần khoảng 40 – 60 năm.

Chuẩn dòng chảy năm là giá trị trung bình nhiều năm, bao gồm một vài chu kỳ thay đổi chấn trọn vẹn của dao động lượng nước sông với các điều kiện địa lý không đổi và cùng với một mức khai thác hoạt động kinh tế trên bề mặt lưu vực.

Chuẩn dòng chảy năm là một đặc trưng ổn định, là cơ sở để xác định khái quát về tài nguyên nước của một lưu vực hay một vùng lãnh thổ. Đó là một điểm tựa hay chuẩn mực để xác định các đặc trưng thủy văn khác.

Tính ổn định của chuẩn dòng chảy năm được xác định bởi hai điều kiện :

1. Là đại lượng trung bình nhiều năm, hầu như không thay đổi nếu ta thêm vào chuỗi nhiều năm một vài năm quan trắc.
2. Là hàm chủ yếu của các nhân tố khí hậu (lượng mưa và bốc hơi) kể cả giá trị trung bình của chúng, và chính các nhân tố này cũng là các đặc trưng khí hậu bền vững của lưu vực hay của vùng.

Chuẩn dòng chảy năm có thể thể hiện dưới dạng lưu lượng bình quân $\bar{Q}$ (m³/s), tổng lượng nước bình quân năm $\bar{W}$ (m³), môđun dòng chảy trung bình năm $\bar{M}$ (l/s.km²), lớp nước trung bình năm $\bar{Y}$ (mm) cho toàn bộ diện tích lưu vực.

Các đặc trưng chuẩn dòng chảy năm biểu thị dưới dạng $\bar{M}$ hoặc $\bar{Y}$ mang tính địa đới, tức là biến đổi từ từ theo lãnh thổ và có thể vẽ được bản đồ.

Dựa vào thông tin của chế độ sông ngòi mà chuẩn dòng chảy năm có thể tính :

- Theo số liệu đo đạc trực tiếp về dòng chảy sông ngòi cho thời gian đủ dài, đảm bảo độ chính xác khi xác định chuẩn dòng chảy năm.
- Bằng cách đưa chuỗi dòng chảy trung bình quan trắc trong thời đoạn ngắn về chuỗi kéo dài của sông tương tự.
- Khi hoàn toàn không có số liệu thì chuẩn dòng chảy năm xác định bằng việc khái quát kết quả từ chuẩn dòng chảy năm các vùng khác hoặc trên cơ sở phương trình cân bằng nước.

Tuy nhiên, việc có một chuỗi số liệu đủ dài là vô cùng quan trọng để đánh giá và tính toán chuẩn dòng chảy năm. Đó chính là cơ sở để đánh giá chế độ nước tương lai khi thiết kế hồ chứa, đê điều, cầu cống và các thủy công trình khác. Đặc trưng dòng chảy được xác định bước đầu với trạng thái tự nhiên của sông ngòi, sau đó dẫn được hiệu chỉnh tùy theo mức độ khai thác tài nguyên nước trên lưu vực.

a) Xác định chuẩn dòng chảy năm khi có đầy đủ tài liệu quan trắc

Chuẩn dòng chảy năm cũng như một giá trị trung bình của chuỗi thống kê có thể xác định theo công thức :

$$\bar{Q}_N = \frac{Q_1 + Q_2 + \dots + Q_{N-1} + Q_N}{N} = \frac{\sum_{i=1}^N Q_i}{N} \quad (3.25)$$

với : $\bar{Q}_N$ – chuẩn dòng chảy năm (m^3/s) ; $Q_1, Q_2, \dots, Q_{N-1}, Q_N$ – các giá trị dòng chảy năm cho thời kỳ nhiều năm (N năm), khi tiếp tục tăng chuỗi thì đại lượng trung bình số học $\bar{Q}_N$ không thay đổi hoặc ít thay đổi.

Do độ dài các chuỗi dòng chảy năm thực tế không đáp ứng được yêu cầu (không vượt quá 60 – 80 năm, mà thường là 20 – 40 năm) nên chuẩn dòng chảy năm tính theo (3.25) thường sai khác giá trị $\bar{Q}_N$ với $N \rightarrow \infty$ một đại lượng σ_{Q_n} nào đó, tức là :

$$\bar{Q}_N = Q_{0n} \pm \sigma_{Q_n} \quad (3.26)$$

với : Q_{0n} – dòng chảy năm tính theo dãy hữu hạn quan trắc (n năm) ; σ_{Q_n} – sai số quân phương của trung bình n năm.

Theo lý thuyết sai số, đại lượng σ_{Q_n} phản ánh sai khác của giá trị trung bình n năm với chuẩn dòng chảy năm $\bar{Q}_N$ cho N năm với $N \rightarrow \infty$ bằng :

$$\sigma_{Q_n} = \frac{\sigma_Q}{\sqrt{n}} \quad (3.27)$$

với : σ_Q – độ lệch quân phương trung bình giá trị đơn vị của dòng chảy năm Q_i với trị trung bình n năm hay là trung bình của bình phương độ lệch các thành viên của chuỗi giá trị dòng chảy năm Q_i với giá trị trung bình Q_{0n} .

Xác định σ_Q theo công thức :

$$\sigma_Q = \pm \sqrt{\frac{\sum (Q_i - Q_{0n})^2}{n-1}} \quad (3.28)$$

Để so sánh độ chính xác của việc xác định chuẩn dòng chảy năm của sông ngòi có lượng nước khác nhau thường sử dụng sai số tương đối σ_n xác định theo công thức sau :

$$\sigma_n = \frac{\sigma_{Q_n}}{Q_{0n}} \cdot 100 = \pm \frac{\sigma_Q}{Q_{0n} \sqrt{n-1}} \cdot 100 = \pm \frac{C_v}{\sqrt{n}} 100\% \quad (3.29)$$

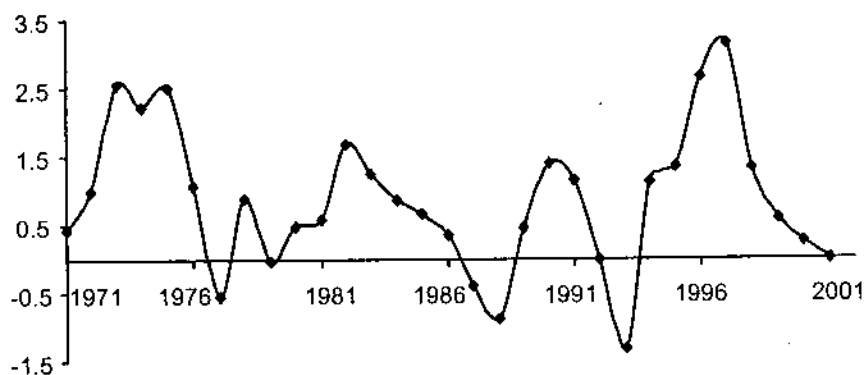
với : $C_v = \sigma_Q / Q_{0n}$ – hệ số biến đổi giá trị dòng chảy năm cho n năm.

Hệ số biến đổi dòng chảy đặc trưng cho sự dao động các giá trị dòng chảy năm quanh đại lượng trung bình của chúng và được xác định trực tiếp theo chuỗi quan trắc.

Từ công thức (3.29) dễ dàng xác định số năm quan trắc n cần thiết để nhận được chuẩn dòng chảy năm với độ chính xác cho trước và với C_v khác nhau.

$$n = \frac{C_v \cdot 10^4}{\sigma_{Q_n}} \quad (3.30)$$

Trong trường hợp độ dài chuỗi năm quan trắc lớn hơn 50 – 60 năm thì chuẩn dòng chảy năm tính với độ dài toàn chuỗi.



Hình 3.7. Đường cong tích lũy hiệu số sông Cả – trạm Dừa

Họ đường cong dạng (3.31) cũng như mọi đường cong tích phân khác có những tính chất như sau :

- Độ lệch của giá trị trung bình đại lượng (hệ số môđun) cho khoảng thời gian m bất kỳ với giá trị trung bình của nó cho thời đoạn nhiều năm được đặc trưng bởi tang góc nghiêng của đường thẳng nối hai điểm đầu và cuối của đoạn với trục hoành và được xác định theo công thức :

$$K_{tb} - 1 = \frac{l_d - l_c}{m} \quad (3.32)$$

với : l_d, l_c – tung độ đầu và cuối đường cong trên đoạn m ; m – số năm trong đoạn.

Thời đoạn mà góc nghiêng lên phía trên và $K_{tb} - 1$ dương ứng với các năm nhiều nước, còn thời đoạn mang $K_{tb} - 1$ âm ứng với các năm ít nước.

- Nếu trong một vùng nào đó thiếu độ dài năm quan trắc để xác định chuẩn dòng chảy năm với độ chính xác yêu cầu thì tiến hành sử dụng theo chuỗi đang có và chấp nhận sai số, giá trị này chưa được gọi là chuẩn mà gọi là giá trị trung bình thời đoạn.

- Nếu chuỗi quan trắc ngắn thì khi thêm một số năm quan trắc nhiều nước (hoặc ít nước) vào chuỗi nhiều năm (mặc dù chuỗi được kéo dài) có thể tăng sai số xác định chuẩn dòng chảy năm đáng kể.

Có thể so sánh các đường cong tích lũy hiệu số của các con sông tương tự nhau để làm tròn một vài chỗ phân chia chu kỳ không rõ ràng trên một đường cong nào đó gây bởi các nguyên nhân cục bộ.

b) Tính chuẩn dòng chảy năm khi không đủ số liệu quan trắc

Trong thực tế tính toán chuẩn dòng chảy năm thường gặp các chuỗi năm quan trắc ngắn, độ dài không đảm bảo kết quả với độ chính xác đòi hỏi (5 -10%). Trong những trường hợp đó, cần đưa chuỗi dòng chảy năm quan trắc ngắn về thời kỳ nhiều năm theo sông tương tự có chuỗi năm quan trắc đủ dài, đảm bảo độ chính xác đòi hỏi và dao động dòng chảy năm tương ứng với dao động của chuỗi trạm tính toán.

Nếu sông tương tự có độ dài năm quan trắc đảm bảo độ chính xác đề ra của chuẩn dòng chảy năm tại trạm tính toán thì chuẩn dòng chảy năm tính toán được xác định trực tiếp theo chuẩn dòng chảy năm sông tương tự. Trong những trường hợp khác đối với sông tương tự dựng đường cong lũy tích xác định thời kỳ tính toán.

Chọn các lưu vực gần sông hoặc trạm tính toán làm tương tự có cùng điều kiện đồng nhất về vị trí địa lý và độ cao, cùng các nhân tố ảnh hưởng khí hậu và mặt đệm (ao hồ, địa hình, đặc điểm đất đai v.v...). Cần tính đến cả độ lệch dòng chảy tự nhiên giữa hai lưu vực.

Tiêu chuẩn chính xác và khách quan nhất để lựa chọn sông tương tự là tính đồng bộ dao động của môđun dòng chảy năm và quan hệ tương quan chặt chẽ giữa hai trạm cho thời kỳ đồng năm quan trắc. Quan hệ giữa hai trạm có thể lập bằng phương pháp giải tích hoặc đồ giải.

Quan hệ giữa hai trạm tính toán và sông tương tự coi là chặt nếu như hệ số tương quan $r \geq 0,8$.

Mọi điểm lệch vượt quá 15% cần phải được làm sáng tỏ trên cơ sở phân tích thủy văn.

Hệ số tương quan cặp r được xác định theo công thức :

$$r = \frac{\sum (y_i - y_0)(x_i - x_0)}{\sqrt{\sum (y_i - y_0)^2 \sum (x_i - x_0)^2}} \quad (3.33)$$

hoặc :

$$r = \frac{\sum (K_y - 1)(K_x - 1)}{nC_{vy}C_{vx}} \quad (3.34)$$

với : y_i và x_i – giá trị dòng chảy năm tương ứng các chuỗi đang xét ; y_0 và x_0 – giá trị trung bình dòng chảy năm mỗi chuỗi ; K_x và K_y – hệ số môđun dòng chảy năm hai chuỗi ; C_{vx} và C_{vy} – hệ số biến đổi dòng chảy năm tại các trạm trong thời kỳ đồng năm quan trắc n .

Tính toán hệ số tương quan và xác định phương trình đường thẳng hồi quy quan hệ của hai biến dẫn theo một bảng chuyên dụng.

Theo lý thuyết sai số, sai số tổng cộng (%) đối với chuỗi kéo dài bằng :

$$\sigma = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} \quad (3.35)$$

với : σ_1 – sai số đại lượng trung bình từ chuỗi năm quan trắc dài tại trạm gốc có độ dài N năm, xác định theo công thức (3.30) ; σ_2 sai số tương quan (quan hệ) dòng chảy cho thời kỳ đồng năm quan trắc, bằng :

$$\sigma_2 = \frac{C_{v2}\sqrt{1-r^2}}{\sqrt{n}} \quad (3.36)$$

với : C_{v2} – hệ số biến đổi dòng chảy năm tại trạm dẫn cho thời kỳ đồng quan trắc ;
 r – hệ số tương quan dòng chảy năm hai trạm ; n – số năm đồng quan trắc.

Khi phân tích các quan hệ nhận được ta rút ra các dạng quan hệ chủ yếu sau :

1. Quan hệ đường thẳng tuyến tính đi qua gốc toạ độ :

$$\bar{M} = a\bar{M}_a \quad (3.37)$$

với : $\bar{M}$ và $\bar{M}_a$ – chuẩn dòng chảy năm nhiều năm sông tính toán và sông tương tự,
 a – tang góc nghiêng của đường thẳng so với trục sông tương tự.

Loại quan hệ như vậy thường gặp trong trường hợp khi dao động dòng chảy năm tại cả hai trạm như nhau và hệ số C_v gần nhau. Chuẩn dòng chảy năm trạm ngắn xác định trực tiếp trên đồ thị quan hệ theo chuẩn dòng chảy năm trạm sông tương tự không cần phải khôi phục chuỗi để tính trung bình vì như vậy chỉ làm tăng khoảng sai số lên mà thôi.

Có thể giải quyết tốt vấn đề trên bằng phương pháp giải tích, ứng dụng phương pháp hệ số :

$$\bar{M} = \bar{M}_a \frac{M_{tb}}{M_{tba}} \quad (3.38)$$

với : M_{tb} – dòng chảy năm cho thời kỳ năm quan trắc ngắn theo sông tính toán ;

M_{tba} – dòng chảy năm cho thời kỳ năm quan trắc ngắn theo sông tương tự.

Công thức (3.38) có thể viết dưới dạng :

$$M = \frac{M_{tb}}{K_a} \quad (3.39)$$

với : K_a – hệ số môđun trung bình.

2. Quan hệ đường thẳng nhưng không đi qua gốc toạ độ mà cắt tại b một trong hai trục toạ độ :

$$\bar{M} = a\bar{M}_a \pm b \quad (3.40)$$

Quan hệ (3.40) chứng tỏ rằng với giá trị dòng chảy năm nhỏ, một trong hai sông không có dòng chảy. Quan hệ như vậy chứng tỏ dao động tại hai sông không đồng bộ và hệ số biến đổi của hai trạm khác nhau. Trường hợp này chuẩn dòng chảy năm của chuỗi ngắn cũng lấy trực tiếp từ quan hệ theo chuỗi có năm quan trắc dài.

Trong trường hợp này, hệ số biến đổi hai trạm chênh lệch nhau lớn nên khi lấy chuẩn dòng chảy năm có thể gặp sai số lớn, chỉ khi lượng nước sông của chuỗi năm quan trắc ngắn bằng chuỗi năm quan trắc dài thì mới đảm bảo độ chính xác trong tính toán.

3. Khi có số năm quan trắc đồng thời từ 10 – 15 năm hoặc hơn và giá trị hệ số tương quan dòng chảy năm không nhỏ hơn 0,8 có thể dẫn đại lượng trung bình năm quan trắc ngắn về chuỗi năm quan trắc dài bằng phương trình hồi quy :

$$\bar{M} = M_{tb} + r \frac{\sigma_M}{\sigma_{Ma}} (\bar{M}_a - M_{tba}) \quad (3.41)$$

với : $\bar{M}$ – chuẩn dòng chảy năm ($l/s.km^2$) ;

M_{tb} – dòng chảy năm trung bình chuỗi năm quan trắc ngắn ($l/s.km^2$) ;

σ_M – độ lệch quân phương trung bình của môđun dòng chảy năm ;

r – hệ số tương quan giữa giá trị dòng chảy năm của các năm quan trắc đồng thời ;

a – chỉ số ký hiệu đặc trưng đó ứng với sông tương tự.

4. Trong một số trường hợp các điểm đưa lên đồ thị không tuân theo quy luật đường thẳng mà bố trí gần một đường cong. Nếu có cơ sở giả thiết rằng các điểm bố trí không ngẫu nhiên mà phản ánh tính chất dao động của dòng chảy năm thì quan hệ đó được dùng để tính toán. Và có thể dùng quan hệ đó để khôi phục dòng chảy của những năm không quan trắc và theo chuỗi mới tính các đặc trưng của dòng chảy.

5. Trong trường hợp riêng thường gặp với sông tương tự, giá trị trung bình của cả thời kỳ ngắn và dài giống nhau, khi đó việc dẫn về chuẩn không thực hiện được vì với bất kỳ quan hệ nào thì tính toán giá trị trung bình đều không thay đổi.

6. Nếu các hệ số biến đổi C_v sai khác lớn (vượt quá 20 – 30%) áp dụng phương pháp so sánh đường cong đảm bảo dòng chảy năm, khi đó xác suất thiên lớn, dòng chảy năm một số năm cụ thể là đồng đều với cả hai trạm. Theo xác suất thiên lớn dòng chảy trên sông tương tự cho tất cả các năm phân bố theo thứ tự giảm dần được xác định.

7. Khi tại vùng quan trắc hoàn toàn không có tài liệu dòng chảy nào kéo dài thì có thể kéo dài chuỗi theo tài liệu mưa hoặc độ hụt ẩm của không khí nhưng tất nhiên là có độ chính xác thấp hơn.

c) Xác định chuẩn dòng chảy năm khi không có tài liệu quan trắc

Nhiều khi ta gặp phải trường hợp trên vùng nghiên cứu hoàn toàn không có tài liệu quan trắc. Khi đó chuẩn dòng chảy năm phải xác định theo các phương pháp gián tiếp.

Cơ sở để sử dụng các phương pháp gián tiếp là nghiên cứu và phân tích kỹ lưỡng các nhân tố hình thành dòng chảy khái quát hoá theo lãnh thổ và dùng các phương pháp ngoại suy, nội suy trên quy luật địa đới các đặc trưng của hiện tượng thủy văn.

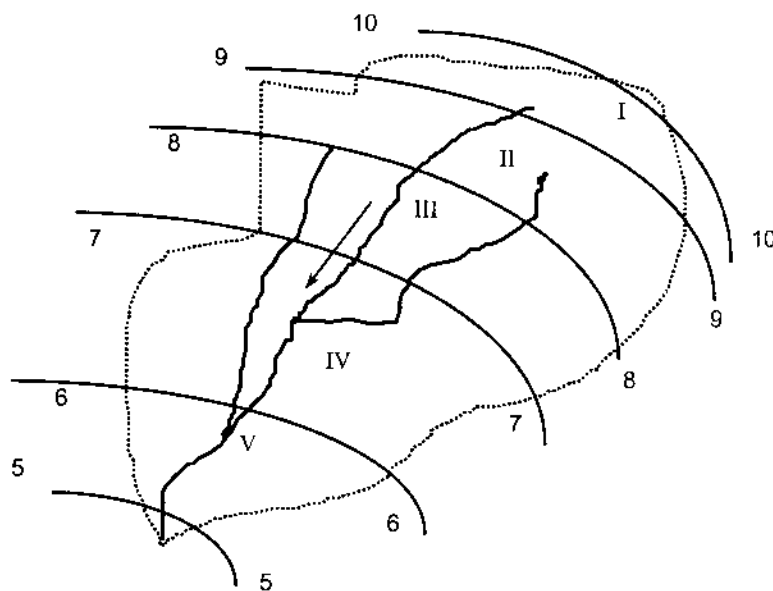
Các phương pháp gián tiếp thường sử dụng là :

1. Phương pháp bản đồ ;
2. Phương pháp nội suy tuyến tính ;
3. Phương pháp tương tự thủy văn ;
4. Phương pháp hệ số tổng hợp các nhân tố ảnh hưởng tới dòng chảy năm.

Xác định theo bản đồ đẳng trị

Đây là phương pháp phổ biến nhất đảm bảo nhanh chóng giải quyết bài toán đặt ra. Bản đồ được xây dựng theo mật độ tiêu chuẩn đảm bảo độ chính xác cao với chuẩn dòng chảy năm của từng trạm quan trắc phải đặt vào trung tâm hình học của lưu vực mà trạm khống chế. Vì vậy, chuẩn dòng chảy năm xác định theo bản đồ phải tương ứng với trung tâm hình học của lưu vực chưa được nghiên cứu.

Trong trường hợp đơn giản nhất, khi lưu vực chưa nghiên cứu có một vài đường đẳng trị đi qua hay lưu vực đó nằm giữa hai đường đẳng trị thì chuẩn dòng chảy năm xác định bằng cách nội suy giá trị dòng chảy năm giữa hai đường đẳng trị đó.



Hình 3.8. Sơ đồ xác định chuẩn dòng chảy năm

Nếu lưu vực có nhiều đường đẳng trị đi qua (hình 3.8) thì chuẩn dòng chảy năm của lưu vực chưa nghiên cứu M_0 được xác định theo công thức :

$$M_0 = \frac{M_1 f_1 + M_2 f_2 + \dots + M_n f_n}{F} \quad (3.42)$$

với : $M_1, M_2, \dots, M_n$ là giá trị chuẩn dòng chảy năm trung bình giữa hai đường đẳng trị ;
 $f_1, f_2, \dots, f_n$ là diện tích giữa hai đường đẳng trị, F là diện tích lưu vực tính toán.

Phương pháp nội suy

Trên bản đồ đã diễn các giá trị môđun hay lớp dòng chảy trung bình tại trung tâm hình học của lưu vực một vài trạm gốc sông tương tự gần trạm tính toán. Chuẩn dòng chảy năm ở khu vực đồng bằng và vùng địa hình ít thay đổi được xác định trực tiếp bằng phương pháp nội suy trực tiếp. Nếu địa hình đồi núi thì nội suy cần tính tỷ lệ biến động chuẩn dòng chảy năm theo độ cao.

Sai số chuẩn dòng chảy năm xác định theo phương pháp nội suy phụ thuộc vào độ chính xác tính toán ở trạm gốc.

Xác định chuẩn dòng chảy năm theo phương trình cân bằng nước

Tại những vùng ít nghiên cứu mà không thể xây dựng được bản đồ, không thể dùng được hai phương pháp kể trên có thể sử dụng phương trình cân bằng nước để xác định chuẩn dòng chảy năm theo công thức :

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{Z}$$

với

$$\bar{Y} = \bar{X} \bar{\alpha}, \quad (3.43)$$

với : $\bar{Y}$, $\bar{X}$, $\bar{Z}$ là giá trị trung bình nhiều năm của dòng chảy, mưa và bốc hơi ;

$\bar{\alpha}$ là hệ số dòng chảy trung bình nhiều năm, $\alpha = \bar{Y} / \bar{X}$.

Chuẩn mưa năm $\bar{X}$ xác định theo tài liệu đo mưa các trạm phân bố trên lưu vực hoặc ở gần đó, có thể lấy từ các đường đẳng trị trên bản đồ.

Đại lượng $\bar{Z}$ có thể xác định theo các phương pháp gián tiếp, các phương pháp tính toán $\bar{Z}$ đã thể hiện rõ trong giáo trình *Thủy văn đại cương*⁽¹⁾.

Giá trị hệ số dòng chảy trung bình nhiều năm có thể xác định xấp xỉ theo các công thức thực nghiệm của :

M.A. Velicanov – D.L. Xocolovski :

$$\bar{\alpha} = 1 - \sqrt{\frac{d}{4,8}} ; \quad (3.44)$$

B. V. Poliacov :

$$\bar{\alpha} = \frac{9}{d^3 + 9} ; \quad (3.45)$$

S. N. Kriski – M. Ph. Menkel :

$$\bar{\alpha} = \frac{11}{d^3 \sqrt{d+11}} \quad (3.46)$$

Trong các công thức trên d là chuẩn độ thiếu hụt ẩm của không khí.

d) Xây dựng bản đồ chuẩn dòng chảy năm

Bản đồ chuẩn dòng chảy năm là một sản phẩm có tính khoa học và thực tiễn cao. Để thành lập bản đồ chuẩn dòng chảy năm cần phải sử dụng nhiều phương pháp phân tích và tính toán thủy văn.

(1) *Thủy văn đại cương*, Nguyễn Văn Tuấn, Nguyễn Thị Phương Loan, Nguyễn Thị Nga và Nguyễn Thanh Sơn, NXB KH&KT, Hà Nội, 1991.

Phân tích tài liệu xây dựng bản đồ chuẩn dòng chảy năm :

Bản đồ chuẩn dòng chảy năm thường được xây dựng cho một vùng lãnh thổ rộng lớn với sự khái quát cao về tài liệu. Trước hết, phải phân tích và đánh giá tài liệu dòng chảy xem từng khu vực tính toán thuộc dạng đầy đủ số liệu tính chuẩn hay phải kéo dài (khi đó phải tìm trạm tương tự) hoặc là vùng chưa được nghiên cứu để chọn phương pháp xác định chuẩn dòng chảy năm tương ứng.

Trên bản đồ nền cần chú ý các chi tiết có thể dẫn tới sai lệch tính toán chuẩn dòng chảy năm như độ cao lưu vực, độ che phủ do rừng, mức độ ao hồ, đầm lầy v.v... và dạng địa hình địa phương để có sự điều chỉnh cần thiết.

Quan trọng nhất là cần tham khảo bản đồ mưa năm để làm sáng tỏ những điểm không hợp lý giữa bản đồ chuẩn dòng chảy năm và bản đồ chuẩn mưa năm. Những lý giải các điểm không tương đồng đều phải dựa trên cơ sở phân tích khoa học các tài liệu về điều kiện địa lý tự nhiên của lãnh thổ.

Nếu gặp những trường hợp trạm đo thủy văn thưa mà trạm khí tượng đủ dày thì nhất thiết khi vẽ các đường đẳng trị cần tham khảo bản đồ mưa.

Trong một số trường hợp cần chú ý phân tích sự biến đổi địa hình trong lãnh thổ để dẫn các đường đẳng trị hợp lý sao cho đường đẳng trị không cắt ngang các đường phân lưu. Khi không đủ điều kiện để xác định chuẩn thì bản đồ được vẽ theo số liệu dòng chảy trung bình nhiều năm cần ghi rõ thời đoạn tính toán để người sử dụng biết và khai thác.

Các bước xây dựng bản đồ chuẩn dòng chảy năm :

1. Phân tích, đánh giá tài liệu dòng chảy để lựa chọn thời kỳ tính toán chuẩn dòng chảy năm.

2. Kiểm tra tính đồng nhất của các chuỗi số liệu. Để xây dựng bản đồ chuẩn dòng chảy năm người ta hay sử dụng các chỉ tiêu Wincooson hoặc chỉ tiêu Student.

3. Kiểm tra tính phù hợp và tính đại biểu của chuỗi để xác định chu kỳ tính toán chuẩn dòng chảy năm có hội tụ đủ điều kiện tính chuẩn hay không ?

4. Tính chuẩn dòng chảy năm theo tài liệu hiện có bằng các phương pháp tính đã nêu ở trên đối với từng trường hợp cụ thể. Dùng các tài liệu về độ cao, địa hình, thảm thực vật và ao hồ... để hiệu chỉnh. Chuẩn dòng chảy năm quy về giá trị $\bar{M}$ hoặc $\bar{Y}$ để loại trừ ảnh hưởng của diện tích lưu vực.

5. Đưa kết quả tính chuẩn dòng chảy năm cho từng trạm đo vào trung tâm hình học của lưu vực trạm khống chế để lên bản đồ đẳng trị.

6. Đường đẳng trị chuẩn dòng chảy năm trên bản đồ được vẽ theo phương pháp nội (ngoại) suy dựa trên lập luận về tính địa đới của dòng chảy. Khi vẽ các đường đẳng trị dòng chảy cần tham khảo bản đồ chuẩn mưa năm và độ cao của địa hình.

7. Viết giới thiệu các phương pháp tính toán khi xây dựng bản đồ làm phụ lục thuyết minh đi kèm. Trang trí trên bản đồ chuẩn dòng chảy năm và tỷ lệ bản đồ phải tuân theo đúng quy phạm của Cục Đo đạc và Bản đồ Nhà nước.

3.3.3. Tính toán phân phối dòng chảy năm

Dòng chảy trong sông không những thay đổi hàng năm mà còn thay đổi theo các thời kỳ trong năm. Quá trình thay đổi dòng chảy trong năm mang tính chất chu kỳ rõ rệt, hình thành các pha nước lớn nhỏ xen kẽ lẫn nhau, phụ thuộc vào tính chất tuần hoàn của các yếu tố khí hậu. Sự thay đổi có tính chu kỳ này được gọi là phân phối dòng chảy trong năm.

Sự phân phối dòng chảy trong năm thường không phù hợp với yêu cầu dùng nước. Chỉ có nắm vững quy luật tự nhiên của sự phân phối dòng chảy trong năm mới có thể lợi dụng nguồn tài nguyên thủy lợi sông ngòi một cách có ích và hợp lý.

Vì vậy, nghiên cứu phân phối dòng chảy trong năm có ý nghĩa thiết thực đối với việc thiết kế và khai thác các công trình thủy lợi, khi tính toán dung tích kho nước, công suất phát điện và cả trong giai đoạn vận hành của kho nước.

Xác định sự phân phối dòng chảy trong năm còn có ý nghĩa trong nghiên cứu chế độ thủy văn chung, xác định được mối quan hệ giữa sự phân phối dòng chảy và các điều kiện địa lý tự nhiên để sử dụng trong trường hợp thiếu tài liệu.

a) Các nhân tố ảnh hưởng đến sự phân phối dòng chảy trong năm

Tình hình phân phối dòng chảy trong năm thể hiện qua các đặc trưng cơ bản như biên độ, thời gian và thời kỳ xuất hiện các lưu lượng tương ứng. Phân phối dòng chảy trong năm thường biểu thị dưới hai hình thức : đường quá trình lưu lượng và đường duy trì lưu lượng tùy theo yêu cầu của việc thiết kế các công trình.

Đường quá trình lưu lượng mô tả sự thay đổi dòng chảy theo thời gian, thường được biểu thị dưới dạng đường quá trình lưu lượng bình quân tuần (10 ngày), tháng hoặc mùa (hoặc tỷ số phần trăm so với toàn năm), cho ta khái niệm trực quan về sự thay đổi dòng chảy ở các thời kỳ trong năm.

Đường duy trì lưu lượng bình quân ngày (còn gọi là đường tần suất lưu lượng bình quân ngày) cho ta khái niệm thời gian duy trì một lưu lượng lớn hoặc bằng một lưu lượng nào đó, đường duy trì mực nước bình quân ngày thường được sử dụng khi tính toán các công trình tưới, giao thông thủy v.v...

Khi nghiên cứu đường quá trình dòng chảy trong năm trong trường hợp có đầy đủ tài liệu thủy văn người ta thường chú ý những dạng quá trình điển hình, đại biểu cho những năm hoặc những nhóm năm nước lớn, nước bé, nước trung bình.

Trong trường hợp thiếu hoặc không có tài liệu, người ta giải quyết theo hai hướng : hướng thứ nhất là xác định từ phương trình cân bằng nước của từng thời kỳ trong năm trên cơ sở biết được lượng mưa, lượng bốc hơi của các mặt đệm khác nhau và lượng trữ nước trong khu vực. Andreyanóp đã sử dụng phương pháp này để xác định phân phối dòng chảy trong năm. Phương pháp này xuất phát từ lý thuyết cân nguyên dòng chảy nên có ý nghĩa vật lý rõ ràng, song việc xác định các thành phần trong phương trình cân bằng nước không đơn giản, nhất là lượng trữ nước của lưu vực, vì vậy thường dẫn đến sai số lớn.

Hướng thứ hai là nghiên cứu tính chất khu vực của các dạng phân phối dòng chảy, dùng phương pháp tương tự thủy văn để xác định phân phối trong năm của lưu vực thiếu tài liệu.

Vai trò các nhân tố ảnh hưởng tới sự phân phối dòng chảy trong năm :

– Sự phân phối trong năm của dòng chảy là do các nhân tố khí hậu và mặt đệm quyết định, mặc dù phân phối dòng chảy giữa các năm khác nhau của cùng lưu vực cũng rất khác nhau nhưng vẫn có thể tìm thấy những nét chung nhất phản ánh các đặc điểm về khí hậu và mặt đệm ở nơi đó.

Nhân tố khí hậu quyết định đặc tính chung của sự phân phối dòng chảy trong một khu vực địa lý nào đó, còn các nhân tố địa lý tự nhiên khác phản ánh sự điều tiết thiên nhiên và nhân tạo của dòng chảy trong sông với một mức độ nào đấy, chúng có thể làm thay đổi tình hình phân phối sẵn có đáng kể.

Xuất phát từ phương trình cân bằng dòng chảy của lưu vực :

$$y = x - z \pm \Delta v \pm \Delta w \quad (3.47)$$

cho thấy sự phân phối dòng chảy trong năm phụ thuộc vào lượng mưa (x), lượng bốc hơi (z), trữ lượng nước của lưu vực (Δv) và sự trao đổi nước ngầm với lưu vực bên (Δw) trong từng thời gian. Sự phân phối mưa và bốc hơi chủ yếu do điều kiện khí hậu quyết định. Lượng trữ nước của lưu vực và sự trao đổi nước ngầm với lưu vực bên do điều kiện địa lý tự nhiên quyết định.

– Điều kiện địa vật lý cũng có tác dụng tới các yếu tố khí hậu, ảnh hưởng gián tiếp tới phân phối dòng chảy trong năm nhưng chủ yếu thông qua lượng trữ nước của lưu vực, làm cho phân phối dòng chảy điều hoà hơn. Trong yếu tố này cần chú ý tới diện tích lưu vực, ao hồ, đầm lầy, rừng và điều kiện địa chất, thổ nhưỡng.

– Những hồ tự nhiên có nước sông lưu thông có tác dụng điều tiết rất mạnh, nó trữ nước trong mùa lũ khi lũ đến, rồi bổ sung lại cho sông sau lũ làm cho dòng chảy điều hoà hơn. *Tác dụng điều tiết của hồ quyết định bởi độ sâu của hồ và dung tích chứa lũ.* Theo Xôkôlôvski, lưu vực có nhiều hồ lượng dòng chảy các tháng rất điều hoà (chỉ thay đổi từ 0,90 đến 1,10 lần dòng chảy năm), còn lưu vực ít hồ dòng chảy các tháng dao động rất lớn (từ 0,15 + 4,30 lần dòng chảy năm).

– Đầm lầy cũng có tác dụng tương tự như hồ ao, đầm lầy có diện tích rộng như Đồng Tháp Mười có khả năng chứa lũ rất lớn. Ngoài ra, do ao hồ, đầm lầy có mặt thoáng lớn nên cũng làm tăng lượng bốc hơi của lưu vực.

– Rừng và lớp phủ thực vật làm giảm dòng chảy mặt và làm tăng dòng chảy ngầm, lớp lá mục rất dày trong rừng, bộ rễ ăn sâu làm cho đất tơi xốp có khả năng trữ một lượng nước khá lớn, làm giảm lượng dòng chảy mặt, nhất là thời kỳ đầu mùa lũ, vào giữa mùa lũ khả năng trữ nước của tầng lá mục vẫn còn nhưng do luôn bão hoà nước nên tác dụng làm giảm lượng dòng chảy mặt có giảm đi.

Ở các lưu vực có nhiều rừng, lượng dòng chảy mùa kiệt được lượng nước ngấm của lưu vực cung cấp làm cho phân phối dòng chảy điều hoà hơn, ngược lại, ở những lưu vực quá nhỏ, không hứng được nước ngấm thì tác dụng của rừng làm cho dòng chảy kém điều hoà hơn.

– Điều kiện địa chất thổ nhưỡng của lưu vực quyết định quá trình thấm và sự hình thành lượng nước ngấm nên có ảnh hưởng đến lượng dòng chảy mùa kiệt. Ảnh hưởng của địa chất đến phân phối dòng chảy trong năm rõ rệt nhất ở vùng đá vôi, các hang động đá vôi giúp phân phối dòng chảy điều hoà hơn, nhưng một mặt hang động ngấm cũng có thể làm cho dòng chảy mùa kiệt mất hoàn toàn.

– Vai trò của diện tích lưu vực cũng ảnh hưởng rất lớn đến phân phối dòng chảy trong năm. Lưu vực càng lớn, diện tập trung nước càng rộng gồm nhiều khu vực có điều kiện hình thành dòng chảy khác nhau thì phân phối dòng chảy trong năm càng điều hoà, mùa lũ dòng nước sẽ không lên xuống đột ngột.

Lưu vực càng lớn, lòng sông càng sâu càng hứng được nhiều nước ngấm về mùa kiệt, sông sẽ không khô cạn. Những lưu vực nhỏ, do sông cạn không sâu, không hứng được nước ngấm nên mùa kiệt dòng chảy bị gián đoạn hoàn toàn. Ở nước ta, do lượng mưa khá phong phú, lòng sông sâu nên diện tích giới hạn đó khá nhỏ.

Ngoài những nhân tố trên, hoạt động của con người như làm thuỷ lợi, trồng cây gây rừng, chống xói mòn... cũng có tác dụng đến phân phối dòng chảy trong năm. Việc canh tác không khoa học, triệt phá rừng làm cho đất đai bị xói mòn, cần cỗi có ảnh hưởng xấu đến điều kiện hình thành dòng chảy làm cho phân phối dòng chảy trong năm không điều hoà.

b) Tình hình phân phối dòng chảy ở Việt Nam

Ở nước ta, lượng nước mùa lũ chiếm $70 + 80\%$ lượng nước cả năm, tháng có lượng nước lớn nhất ở sông thuộc Bắc Bộ thường là tháng VII, tháng VIII với lượng nước chiếm $15 + 35\%$ lượng nước cả năm. Từ Nghệ Tĩnh tới Bắc Bình Trị Thiên, tháng có lượng mưa lớn nhất là tháng X, có thể chiếm 50% lượng nước cả năm; các sông Đông Trường Sơn, tháng có lượng nước lớn nhất là tháng IX, tháng X, lượng nước có thể chiếm $20 + 35\%$ lượng nước cả năm. Các sông Nam Bộ, tháng có lượng mưa lớn nhất là tháng IX và tháng X chiếm khoảng 30% lượng dòng chảy năm.

Đối lập với mùa mưa nhiều và mùa lũ ở nước ta là mùa ít mưa (mùa khô) và mùa cạn. Mùa mưa bé (mùa khô) bắt đầu từ tháng XI đến tháng IV năm sau chung cho cả nước, song có xê dịch theo từng địa phương giống như mùa mưa nhiều.

Kết thúc mùa lũ là bắt đầu mùa cạn ở các nơi. Tháng X, XI bắt đầu mùa cạn ở Bắc Bộ và Thanh Hoá, riêng ở Đông Bắc Tây Bắc mùa cạn đến sớm hơn, tháng XII bắt đầu mùa cạn ở Nam Bộ và Tây Nguyên, vùng đệm nằm giữa Đông và Tây Trường Sơn mùa cạn muộn nhất, bắt đầu từ tháng I.

Ở Trung Bộ, mùa cạn bị phân cắt thành hai thời kỳ xen giữa là lũ tiểu mãn. Lũ tiểu mãn có làm cho dòng chảy tăng lên, song thời gian có lũ ngắn, vì vậy lượng nước cả tháng không lớn, do đó vẫn xếp vào mùa cạn.

Lượng nước trong mùa khô rất nhỏ, chỉ chiếm từ 10 ÷ 20% lượng mưa năm, ở Tây Nguyên có năm lượng mưa chỉ chiếm 5% lượng mưa năm, số ngày không mưa liên tục có khi kéo dài tới 120 ÷ 130 ngày. Mùa mưa và mùa khô ở Tây Nguyên có sự tương phản nhau rõ rệt.

Dòng chảy mùa cạn chủ yếu do lượng nước ngầm cung cấp, lượng nước mùa cạn chiếm 20 ÷ 30% lượng nước cả năm. Mực nước các sông ngòi ở thời kỳ đầu mùa cạn xuống thấp dần, mặc dù trong thời kỳ này khi front cực đới tràn qua Bắc Bộ có gây mưa nhưng lượng mưa nhỏ và không kéo dài nên xu thế chung của mực nước vẫn giảm nhỏ.

Từ Nghệ Tĩnh trở vào, không khí lạnh qua biển nhận thêm ẩm và nhiệt vào tới đất liền gặp dãy Trường Sơn nên mưa front ở vùng này có mạnh hơn, làm cho lượng dòng chảy đầu tháng mùa cạn (tháng XIII) ở vùng khu IV cũ còn xấp xỉ 8% dòng chảy năm; ở vùng Đông Bắc vào tháng X, vùng sông Hồng vào tháng XI lượng dòng chảy tháng cũng còn từ 6 ÷ 8% lượng dòng chảy năm, các vùng khác lượng nước thấp hơn.

Giai đoạn ổn định của mùa cạn thường kéo dài khoảng 3 tháng, lượng dòng chảy nhỏ hẳn so với các tháng trong năm, lượng nước của 3 tháng này chỉ chiếm 7 ÷ 8%, ở vùng ít nước tỷ lệ còn thấp 3 ÷ 4%.

Giai đoạn cuối mùa cạn, hoạt động của gió mùa đã phát triển, nhưng vào thời gian này thường xuyên xuất hiện dòng chảy nhỏ nhất, đó là lúc nước ngầm cung cấp cho sông đạt giá trị nhỏ nhất tuy có mưa nhưng dòng chảy sông ngòi chưa được bổ sung.

c) Phương pháp phân phối dòng chảy trong năm theo quá trình ngẫu nhiên

Sự phân phối dòng chảy trong năm theo quá trình ngẫu nhiên được mô tả bởi chuỗi Markov đơn.

Phương pháp này coi một trị số lưu lượng của một tháng thứ i nào đó Q_i được cấu tạo bởi hai thành phần :

– Phần lưu lượng xuất hiện theo quy luật tất định chỉ phụ thuộc vào lưu lượng xuất hiện tháng trước Q_{i-1} , được biểu thị bằng trị số trung bình điều kiện của quan hệ hồi quy :

$$Q_i = \bar{Q}_i + \gamma_{i,i-1} \frac{\sigma_i}{\sigma_{i-1}} (Q_{i-1} - \bar{Q}_{i-1}) \quad (3.48)$$

trong đó : $\bar{Q}_i, \bar{Q}_{i-1}$ là lưu lượng trung bình nhiều năm tháng thứ i và $i-1$;

σ_i, σ_{i-1} là khoảng chênh lệch quân phương của lưu lượng tháng thứ i và $i-1$;

$\gamma_{i,i-1}$ là hệ số tương quan của lưu lượng tháng thứ i và $i-1$.

– Phần lưu lượng xuất hiện theo quy luật ngẫu nhiên phụ thuộc vào xác suất điều kiện, được biểu thị bằng :

$$F = f(P_i, C_{si})$$

với : F_i – khoảng chênh lệch tiêu chuẩn ;

P_i – xác suất điều kiện giá trị ngẫu nhiên của tháng thứ i ;

C_{si} – hệ số không đối xứng của phân phối xác suất điều kiện.

Theo lý thuyết xác suất ta có :

$$\Phi_i = \frac{Q_i - Q'_i}{\sigma_{Q'_i}} = \frac{Q_i - Q'_i}{\sigma_i \gamma_{i,i-1}} \quad (3.49)$$

trong đó : $\sigma_{Q'_i}$ là khoảng lệch quân phương của phân phối xác suất điều kiện.

Thay giá trị Q'_i vào (3.48) ta có :

$$Q_i = \bar{Q}_i + \gamma_{i,i-1} \frac{\sigma_i}{\sigma_{i-1}} (Q_{i-1} - \bar{Q}_{i-1}) + \Phi_i \sigma_i \sqrt{1 - \gamma_{i,i-1}^2} \quad (3.50)$$

Các thông số thống kê $\bar{Q}_i, \bar{Q}_{i-1}, \gamma_{i,i-1}$ được xác định theo tài liệu thực đo và bằng phương pháp tạo số ngẫu nhiên ta có thể xác định được xác suất điều kiện P_i , vì vậy lưu lượng thứ i được tính chính xác nếu biết lưu lượng tháng thứ $i-1$, biết được lưu lượng tháng thứ i ta lại tính tiếp cho tháng sau, cứ thế ta được một quá trình lưu lượng trung bình tháng.

Do việc sử dụng máy tính khá phổ biến nên ứng dụng lý thuyết quá trình ngẫu nhiên vào tính toán thủy văn ngày càng được mở rộng, song do số liệu thủy văn còn quá ít, việc xác định các thông số thống kê cơ bản chưa bảo đảm, hơn nữa giả thiết quá trình lưu lượng trung bình tháng tuân theo quá trình Markov đơn cũng chưa có sức thuyết phục nên vẫn còn những hạn chế nhất định.

d) Phương pháp xác định mô hình phân phối dòng chảy năm khi có tài liệu quan trắc

Mô hình phân phối dòng chảy trong năm hiện nay đang được sử dụng rộng rãi có hai hướng :

– Phương pháp Andrâyanôp là phương pháp tổ hợp thời khoảng với số liệu không ít hơn 10 – 15 năm.

– Phương pháp năm điển hình.

Phương pháp V.G. Andrâyanôp

Theo phương pháp này, dòng chảy trong năm trong thời kỳ giới hạn và trong mùa giới hạn có cùng một tần suất. Phương pháp này lập mô hình phân phối cho năm thủy văn (từ đầu mùa lũ năm trước đến cuối mùa kiệt năm tiếp theo). Thông thường năm thủy văn không trùng với năm lịch đại.

Trị số dòng chảy trong năm các thời khoảng được biểu thị bằng tổng các lưu lượng bình quân.

Đường tần suất kinh nghiệm được xây dựng theo trị số dòng chảy năm, dòng chảy thời kỳ giới hạn. Trị số dòng chảy của mùa còn lại (không phải là mùa giới hạn) được xác định bằng hiệu của dòng chảy năm với dòng chảy giới hạn.

Sự phân phối dòng chảy theo tháng trong mùa được lấy bình quân đối với mỗi nhóm năm của mùa tính toán (nhóm năm nhiều nước bao gồm những năm với tần suất dòng chảy mùa cạn $P\% < 33\%$; nhóm năm nước trung bình bao gồm những năm với tần suất dòng chảy mùa cạn $33\% \leq P\% \leq 66\%$ và nhóm năm ít nước với $P\% > 66\%$).

Đối với mỗi mùa trong nhóm nước tương ứng, lưu lượng bình quân tháng được sắp xếp trong một hàng theo thứ tự giảm dần và ghi rõ tên theo tháng lịch. Đối với tất cả những năm cùng nhóm nước, tiến hành cộng các lưu lượng trung bình tháng cùng cột và tính tổng các lưu lượng bình quân trong tháng trong cả mùa (lấy tổng theo hàng sau đó lấy tổng theo cột).

Dựa vào kết quả tính tổng lưu lượng ở từng cột xác định được sự phân phối dòng chảy theo tháng trong mùa theo tỷ lệ phần trăm so với lượng dòng chảy cả mùa. Các tỷ số phần trăm của tháng theo số thứ tự được gán cho các tháng có tần số xuất hiện nhiều nhất (trong từng cột).

Nhân các tỷ số phần trăm (hệ số phân phối) của các tháng trong mỗi mùa với tỷ lệ phần trăm lượng nước của mùa đó và ghép các mùa lại theo trình tự thời gian, bắt đầu từ mùa nhiều nước, ta được phân phối dòng chảy trong năm với mỗi nhóm có tỷ số phân phối dòng chảy năm tương ứng (nhóm năm nhiều nước, nhóm năm nước trung bình và nhóm năm ít nước).

Theo ý kiến của các nhà nghiên cứu thuỷ văn, phương pháp này có nhiều ưu điểm vì đã sử dụng lượng thông tin chứa trong chuỗi quan trắc dòng chảy nhiều nhất (so với các phương pháp khác), với tần suất năm đo đạc 12 – 15 năm, cho ta kết quả khả quan và chính xác.

Phương pháp năm điển hình

Ta tiến hành phân phối dòng chảy năm ứng với tần suất thiết kế theo mô hình phân phối của một năm đã xảy ra được chọn làm năm điển hình.

Tùy theo yêu cầu tính toán có thể chọn năm điển hình nhiều nước, trung bình hoặc năm ít nước.

Năm nhiều nước, năm ít nước chọn trực tiếp các năm có giá trị lưu lượng trung bình năm trong chuỗi có giá trị cực đại và cực tiểu tương ứng.

Năm nước trung bình cũng chọn năm cụ thể có giá trị lưu lượng trung bình năm gần nhất với giá trị lưu lượng trung bình nhiều năm theo chỉ tiêu ưu tiên chọn như sau : giá trị lưu lượng trung bình năm, dạng đồ thị phân phối...

Theo quy phạm tạm thời tính toán thuỷ văn, dạng phân phối dòng chảy trong năm của năm thực đo có thể dùng làm điển hình nếu tần suất dòng chảy năm, dòng chảy

trong thời kỳ giới hạn, dòng chảy trong mùa giới hạn gần bằng nhau và tần suất đồng thời của các trị số đó phù hợp với yêu cầu sử dụng nguồn nước hoặc chỉ sai lệch trong khoảng 10 – 15%. Nếu chênh lệch thì phải hiệu chỉnh lại các giá trị dòng chảy từng tháng trong mùa giới hạn và các tháng còn lại trong năm. Trong trường hợp không chọn được năm điển hình thì ta phải dùng phương pháp khác tính phân phối dòng chảy năm thiết kế.

3.3.4. Các công thức tính toán dòng chảy lũ

Lũ là một pha của chế độ dòng chảy sông ngòi có lượng cấp nước lớn nhất trong năm. Ở vùng nhiệt đới nguồn cấp nước chủ yếu của sông ở pha nước này là do mưa. Dòng chảy lớn nhất là trị số lưu lượng tức thời hoặc trị số bình quân ngày đêm lớn nhất trong năm.

Lũ do mưa được tạo thành trên các sông do sự đóng góp của các thể tích nước cơ sở trên các khu vực khác nhau của lưu vực với tỷ lệ khác nhau qua quá trình chảy truyền đi qua trạm khống chế. Lũ được tạo thành chịu nhiều chi phối của các điều kiện địa lý tự nhiên phức tạp, nên nghiên cứu lũ không thể bỏ qua việc nghiên cứu các thành tố tạo lũ, đặc trưng cho quá trình hình thành lũ.

a) Ý nghĩa nghiên cứu và các đặc trưng biểu thị dòng chảy lớn nhất

Nghiên cứu, tính toán dòng chảy lũ và dòng chảy lớn nhất có tầm quan trọng không những về thực tế mà còn về ý nghĩa khoa học, giúp xác định được đặc điểm chung của chế độ dòng chảy sông ngòi một vùng.

Các đặc điểm cơ bản của dòng chảy lũ như thời gian duy trì lũ, cường độ lên xuống, môđun đỉnh lũ... thường có quan hệ chặt chẽ với điều kiện khí tượng và địa lý tự nhiên của lưu vực, nó phản ánh sự thay đổi theo không gian của các nhân tố đó.

Ý nghĩa thực tế của việc nghiên cứu dòng chảy lũ là cung cấp số liệu quan trọng cho thiết kế các công trình. Thiết kế với trị số nước lũ thiên nhỏ sẽ dẫn đến công trình có thể bị phá hoại. Thiết kế với một trị số nước lũ thiên lớn, kích thước các công trình chứa lũ, xả lũ lớn sẽ gây ra lãng phí và làm cho hiệu ích công trình giảm thấp.

b) Các nhân tố ảnh hưởng tới dòng chảy lớn nhất

Các nhân tố ảnh hưởng tới dòng chảy lũ có thể phân thành hai loại chính : nhân tố khí tượng và nhân tố mặt đệm.

Trong nhân tố khí tượng, mưa rào có tác dụng quyết định, cung cấp nguồn dòng chảy. Nhân tố mặt đệm ảnh hưởng tới quá trình tổn thất và quá trình tập trung dòng chảy.

Nói đến các nhân tố khí hậu, trước hết phải nói đến mưa. Mưa tác động đến dòng chảy cực đại ở tổng lượng mưa, cường độ mưa và tính chất của mưa.

Chế độ mưa ở nước ta rất phong phú, có tới trên 80% lượng mưa trong năm tập trung vào mùa mưa, số ngày mưa có thể đạt $80 \div 120$ ngày. Mưa mùa hạ thường có cường độ nước lớn, lượng mưa cũng khá lớn, đặc biệt là mưa dông, nhưng mưa dông

thường diễn ra trên diện tích không lớn trong một thời gian ngắn, vì vậy thường có ảnh hưởng tới sự hình thành dòng chảy lũ trên lưu vực nhỏ.

Đối với lưu vực lũ lớn thường do tổ hợp của nhiều hình thái thời tiết như dông, bão, đường đứt, hội tụ nhiệt đới, rãnh thấp... Những hình thái thời tiết này thường diễn ra liên tục và bao trùm một diện tích lớn, làm cho mực nước sông cao và duy trì trong thời gian dài, dễ dàng sinh lũ lớn.

Ví dụ : Trận lũ lớn trên sông Hồng tháng VIII năm 1971 là do xoáy thấp trên dải hội tụ kết hợp với bão gây nên, mưa phân bố trên diện tích rộng với lượng mưa từ $100 \div 200$ mm trở lên chiếm 35% diện tích lưu vực, lượng mưa từ $200 \div 300$ mm trở lên chiếm 55% diện tích lưu vực, nơi có lượng mưa từ $400 \div 500$ mm cũng không nhỏ.

Xét trong một trận mưa thì cường độ mưa tức thời luôn luôn thay đổi, tuy thời gian duy trì cường độ mưa lớn không dài nhưng có tác dụng quyết định hình thành lưu lượng đỉnh lũ. Ở nước ta, những trận mưa dài với lượng mưa lớn thường có nhiều đỉnh, tương ứng những đỉnh đó là thời gian có cường độ mưa lớn, tương ứng với quá trình mưa là quá trình lũ có nhiều đỉnh.

Các yếu tố mặt đệm là độ dốc sườn, hướng sườn, độ ẩm của đất, thảm thực vật, diện trũng v.v... có ảnh hưởng lớn đến tốc độ tập trung nước và độ lớn của lũ.

Vai trò của địa hình, hướng núi đối với sự phân bố lũ cũng khá rõ nét ; những dãy núi cao, đón gió thường hình thành những tâm mưa lớn như : Đông Triều, Bắc Quang, Tam Đảo... là những nơi có môđun đỉnh lũ lớn. Những trận mưa dông kết hợp với địa hình thường gây nên những trận lũ lớn trên lưu vực nhỏ.

Nhân tố mặt đệm còn có tác dụng quyết định tới hai khâu chính trong quá trình hình thành dòng chảy lũ : quá trình tổn thất và quá trình tập trung nước trên sườn dốc và sông.

Một phần lượng mưa được giữ lại trên lá cây, tán rừng không sinh dòng chảy, lượng nước đó phụ thuộc vào mật độ cây cối và loại hình thực vật trên lưu vực. Tán rừng nhất là tán rừng nhiều tầng có khả năng giữ lại một lượng nước mưa khá lớn, nhưng đánh giá đúng mức ảnh hưởng của nó đến dòng chảy lũ rất khó khăn.

Rừng có tác dụng làm giảm dòng chảy mặt, tăng dòng chảy ngầm, làm giảm đỉnh lũ và kéo dài thời gian lũ. Vào đầu mùa lũ tác dụng đó khá mạnh, giữa và cuối mùa lũ khi lưu vực đã bão hoà nước tác dụng đó giảm đi. Khi mưa kéo dài nhiều giờ, lớp nước tổn thất do ngưng đọng trên lá cây, tán rừng có thể bỏ qua song không thể bỏ qua tác dụng điều tiết do rừng.

Ngoài lượng tổn thất do tán rừng giữ lại, một phần lượng nước mưa khác ngưng đọng lại trong các hang hốc trũng, ao hồ, đầm lầy. Khi tính toán lũ đối với những trận lũ lớn, tổn thất đó thường không đáng kể, song tác dụng điều tiết của ao hồ, đầm lầy thì không thể bỏ qua.

Khi bắt đầu mưa, hai quá trình trên có thể ảnh hưởng đáng kể, khi mưa kéo dài ảnh hưởng của hai quá trình trên giảm dần, còn quá trình thấm vẫn tiếp tục trong suốt

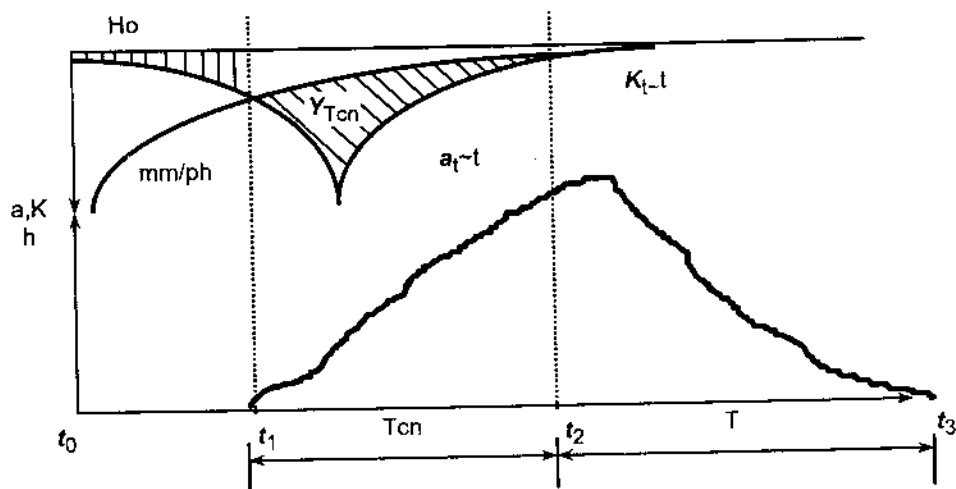
trận mưa, vì vậy lượng nước thấm thường được coi là tổn thất chính khi xây dựng các công thức tính toán dòng chảy lũ.

Khi mưa rơi xuống, cường độ thấm lúc đầu rất lớn, sau giảm dần và tới một lúc nào đó đạt tới trị số ổn định. Cường độ thấm thay đổi theo thời gian và không gian vì nó phụ thuộc chặt chẽ vào các tính chất cơ lý của đất, mà các tính chất đó lại phụ thuộc vào loại đất biến động rất phức tạp theo không gian. Hiện nay, trong tính toán người ta thường lấy một trị số cường độ thấm ổn định bình quân cho toàn lưu vực.

c) Sự hình thành dòng chảy lũ

Khi ở một nơi nào đó trong lưu vực bắt đầu mưa, nước mưa đọng lại trên lá cây, lấp các khe rỗng trên mặt đất và thấm ướt lớp đất mặt, lớp nước mưa ban đầu bị tổn thất hoàn toàn. Nếu mưa vẫn tiếp tục với cường độ mưa tăng dần và lớn hơn cường độ thấm thì mặt đất bắt đầu hình thành dòng chảy mặt. Do mưa thay đổi theo không gian và thời gian nên có khi toàn bộ lưu vực hoặc chỉ một phần diện tích của lưu vực sinh dòng chảy. Dòng chảy sinh ra trên các phần của lưu vực do tác dụng của trọng lực lập tức chảy theo sườn dốc, một phần tích lại ở các chỗ trũng, hang hốc, một phần tiếp tục chảy từ nơi cao tới nơi thấp. Khi dòng chảy đổ vào sông, mực nước sông bắt đầu dâng cao và không ngừng được bổ sung thêm nước do hai bên sườn dốc dọc sông đổ vào. Quá trình chảy từ điểm sinh dòng chảy tới mặt cắt cửa ra là quá trình vô cùng phức tạp.

Trong quá trình sinh dòng chảy và chảy tụ về mặt cắt tại cửa ra dòng nước vẫn không ngừng bị tổn thất. Trên thực tế, các quá trình đó xảy ra đồng thời và đan xen với nhau không thể tách biệt được, nhưng trong tính toán lại phải chia ra để dễ dàng xử lý.



Hình 3.9. Sơ đồ khái quát quá trình mưa và quá trình dòng chảy
a - Cường độ mưa ; K - Cường độ thấm ; h - Cường độ sinh dòng chảy.

Hình 3.9 là sơ đồ khái quát quá trình mưa, quá trình thấm (lượng tổn thất chính trong dòng chảy lũ) và quá trình hình thành dòng chảy. Lúc bắt đầu mưa, cường độ mưa nhỏ hơn cường độ thấm ($a_t < K_t$) lượng mưa bị tổn thất hoàn toàn (H_0).

Từ thời điểm t_1 cường độ mưa lớn hơn cường độ thấm, dòng chảy mặt hình thành. Cường độ mưa tăng lên, cường độ thấm giảm dần, lớp nước trên bề mặt lưu vực mỗi ngày một dày thêm, cường độ sinh dòng chảy tăng lên $h_t = a_t - K_t$ (còn gọi là cường độ cấp nước), lưu lượng ở mặt cắt cửa ra cũng dần tăng lên.

Quá trình mưa đạt tới cường độ lớn nhất, sau đó giảm dần, quá trình cấp nước kéo dài đến thời điểm t_2 khi $a_t = K_t$, lúc đó lớp nước mặt trên lưu vực đạt lớn nhất. Thời gian từ t_1 đến t_2 gọi là thời gian cấp nước T_{cn} và :

$$Y_{T_{cn}} = \int_{t_1}^{t_2} h_t dt = \int_{t_1}^{t_2} (a_t - K_t) dt \quad (3.51)$$

$Y_{T_{cn}}$: được gọi là lớp cấp nước.

Khi $t > t_2$ cường độ mưa nhỏ hơn cường độ thấm ($a_t < K_t$), tuy quá trình cấp nước đã kết thúc nhưng dòng chảy trên sườn dốc lưu vực giảm dần vẫn cung cấp nước cho sông tới khi hết, quá trình lũ được duy trì một thời gian nữa bằng thời gian chảy tự trên lưu vực τ . Vì trong giai đoạn nước rút vẫn còn tồn thất nên lớp cấp nước thường lớn hơn dòng chảy trận lũ ($Y_{T_{cn}} > y$), khi tính toán để đơn giản người ta coi chúng bằng nhau.

Công thức cơ bản tính Q_{max} và sơ đồ phương pháp tính Q_{max} từ tài liệu mưa rào :

Từ công thức cân nguyên dòng chảy ta xét các trường hợp khi thay đổi quan hệ giữa thời gian mưa và thời gian chảy truyền.

$$Q_t = \int_0^{\tau} h_{t-\tau} f_{\tau} d\tau \quad (3.52)$$

Dưới đây là các trường hợp cụ thể của công thức (3.52) khi hình thành dòng chảy lớn nhất :

– Trường hợp $T_{cn} > \tau$. Trong công thức (3.52) ta dễ dàng nhận thấy dòng chảy lớn nhất chỉ hình thành ở thời khoảng thứ 4 hoặc thứ 5 :

$$Q_4 = h_1 f_4 + h_3 f_3 + h_2 f_2 + h_4 f_1 \quad (3.53)_1$$

$$Q_5 = h_2 f_4 + h_3 f_3 + h_4 f_2 + h_5 f_1 \quad (3.53)_2$$

Để so sánh xem (3.53)₁ và (3.53)₂ giá trị nào lớn hơn ta tiến hành : Vẽ trên giấy kẻ li (hình 3.10) lần lượt các diện tích bộ phận $f_1 h_4, f_2 h_3, \dots$ của công thức (3.53)₁ và $f_1 h_5, f_2 h_4, \dots$ của công thức (3.53)₂.

Nếu ta thay các giá trị h_1, h_2, h_3, h_4 trong hình vẽ (3.10) bằng một trị số bình quân h_{τ}^1 và thay h_2, h_3, h_4, h_5 trong hình (3.10) bằng một trị số bình quân h_{τ}^2 ta vẫn được các diện tích tương đương (3.53)₁ và (3.53)₂. Như vậy có thể viết lại biểu thức Q_4 và Q_5 như sau :

$$Q_4 = h_{\tau}^1 \cdot F$$

$$Q_5 = h_{\tau}^2 \cdot F$$

So sánh ta thấy $h_{\tau}^1 > h_{\tau}^2$ nên $Q_5 > Q_4$ và lưu lượng đỉnh lũ $Q_{max} = AQ_5$

Từ đây ta có thể rút ra công thức tổng quát :

$$Q_{max} = h_{\tau} \cdot F \quad (3.54)$$

trong đó : F – diện tích lưu vực ;

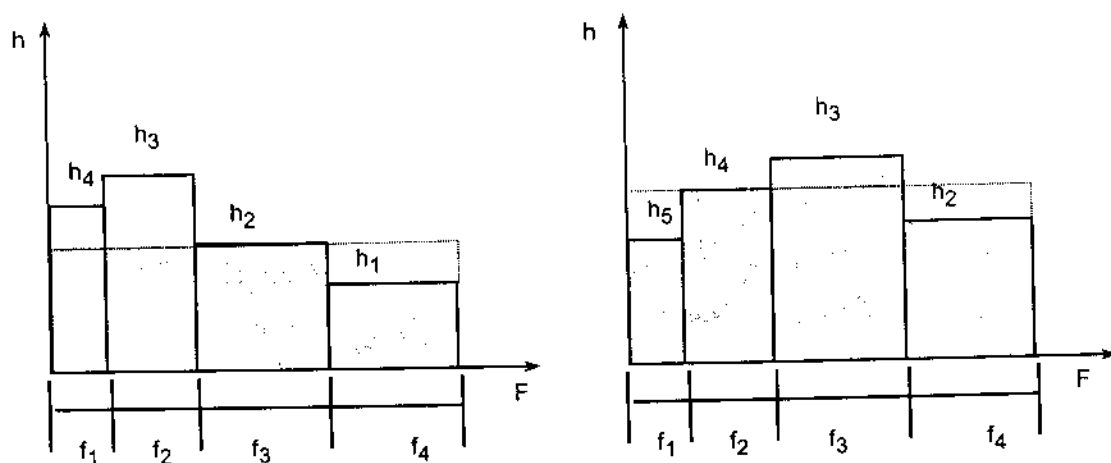
h_{τ} – cường độ cấp nước bình quân lớn nhất trong thời gian chảy tụ τ .

Để công thức tổng quát hơn và dùng được với các đơn vị khác nhau, người ta đưa vào hệ số đổi đơn vị K .

$$Q_{max} = Kh_{\tau}F = K \frac{Y_{\tau}}{\tau} F \quad (3.55)$$

trong đó : Y_{τ} – lớp cấp nước lớn nhất trong khoảng chảy tụ τ .

Từ (3.54) ta thấy toàn bộ diện tích lưu vực F tham gia hình thành đỉnh lũ, nhưng chỉ có một phần lượng mưa tham gia vào hình thành đỉnh lũ là lượng mưa lớn nhất rơi xuống lưu vực trong thời gian chảy tụ τ . Dòng chảy lớn nhất trong trường hợp này được gọi là dòng chảy hoàn toàn (với ý nghĩa toàn bộ diện tích lưu vực tham gia vào việc hình thành đỉnh lũ).



Hình 3.10. Cường độ cấp nước bình quân lớn nhất

– Trường hợp $T_{cn} = \tau$: không những toàn bộ diện tích mà toàn bộ lượng mưa tham gia hình thành dòng chảy đỉnh lũ, là điều kiện để phát sinh dòng chảy hoàn toàn.

– Trường hợp $T_{cn} < \tau$. Giả sử lưu vực đó với bốn mảnh diện tích chảy cùng thời gian ($\tau = 4$), nhưng chỉ có 3 khoảng mưa sinh dòng chảy h_1, h_2, h_3 ($T_{cn} = 3$), cũng lập luận như trường hợp $T_{cn} > \tau$ ta có dòng chảy sau :

$$Q_3 = h_1 f_3 + h_2 f_2 + h_3 f_1 \quad (3.56)_1$$

$$Q_4 = h_1 f_4 + h_2 f_3 + h_3 f_2 \quad (3.56)_2$$

Lưu lượng lớn nhất trong trường hợp này chỉ có thể xảy ra ở cuối thời khoảng thứ ba hoặc thứ tư. Cũng giống như trường hợp trước, biểu thị lượng mưa trung bình cho cả 3 thời đoạn bằng $h_{T_{cn}}$ ta có :

$$Q_{\max} = h_{T_{cn}} \left(\sum_{i=1}^{T_{cn}} f_i \right)_{\max} \quad (3.57)$$

Ở đây : $\left(\sum_{i=1}^{T_{cn}} f_i \right)_{\max}$ là $f_2 + f_3 + f_4$ là phần diện tích lớn nhất trong các phần diện tích tương ứng với thời gian cấp nước T_{cn} .

$$\text{Đặt } F_{T_{cn}} = \left(\sum_{i=1}^{T_{cn}} f_i \right)_{\max}$$

ta có :

$$Q_{\max} = h_{T_{cn}} F_{T_{cn}} = \frac{Y_{T_{cn}}}{T_{cn}} F_{T_{cn}} \quad (3.58)$$

Ta thấy $Q_{\max}$ chính là lưu lượng lớn nhất tại mặt cắt cửa ra $F_{T_{cn}}$ nào đó, mặt cắt này cũng không nhất thiết phải là mặt cắt cửa ra của lưu vực. Vì vậy, lưu lượng lớn nhất ở mặt cắt cửa ra phải nhỏ hơn lưu lượng tính được từ công thức (3.58) vì khi chảy truyền tới mặt cắt cửa ra sóng lũ bị biến dạng. Công thức (3.58) dùng trong thực tế rất khó khăn. Để tiện khi tính toán ta giả thiết $\frac{F_{T_{cn}}}{T_{cn}} = \frac{F}{\tau}$. Thực chất của giả thiết này là do lưu vực có dạng hình chữ nhật, do đó công thức (3.58) cũng có dạng như (3.53), (3.56).

Trong nhiều trường hợp, lớp cấp nước lớn nhất Y_{τ} còn được biểu thị dưới dạng hệ số dòng chảy, vì vậy (3.58) có thể viết thành :

$$Q_{\max} = K \varphi_{\tau} \frac{H_{\tau}}{\tau} F \quad (3.59)$$

trong đó φ_{τ} gọi là hệ số dòng chảy đỉnh lũ

$$\varphi_{\tau} = \frac{Y_{\tau}}{H_{\tau}} \quad (3.60)$$

với : H_{τ} – lớp mưa lớn nhất trong thời khoảng τ ;

Y_{τ} – lớp dòng chảy lớn nhất trong khoảng τ .

đặt $a_{\tau} = \frac{H_{\tau}}{\tau}$ là cường độ mưa lớn nhất trong thời khoảng τ ta có :

$$Q_{\max} = K \varphi a_{\tau} F \quad (3.61)$$

Công thức (3.54) và (3.55) là dạng cơ bản nhất của công thức “lý luận” tính dòng chảy lớn nhất từ mưa rào.

Bảng 3.1. HỆ SỐ DÒNG CHẢY φ

Loại	Loại đất	Lượng mưa ngày H_{np}	Hệ số φ dùng cho các diện tích $F(km^2)$				
			< 0,1	0,1 – 1	1 – 10	10 – 100	> 100
I	Nhựa đường, bê tông, đá không nứt		1	1	1	1	1
II	Đất sét, đất sét nặng	< 150	0,95	0,85	0,80	0,80	0,80
		150 – 200	0,95	0,90	0,90	0,90	0,90
		> 200	0,95	0,95	0,95	0,90	0,90
III	Đất thịt, đất pônôn, đất thịt màu xám trong rừng, đất vùng đầm lầy	< 150	0,85	0,80	0,75	0,65	0,65
		150 – 200	0,85	0,85	0,80	0,70	0,70
		> 200	0,90	0,90	0,80	0,75	0,75
IV	Đất cacbonit, đất đồi đỏ, đất rừng màu gù, đất sỏi bồi	< 150	0,65	0,63	0,56	0,45	0,30
		150 – 200	0,75	0,70	0,65	0,55	0,40
		> 200	0,80	0,75	0,70	0,65	0,50
V	Đất cát dinh, đất cát có cỏ mọc	< 150	0,45	0,35	0,25	0,25	0,20
		150 – 200	0,55	0,45	0,40	0,35	0,30
		> 200	0,60	0,55	0,50	0,45	0,40
VI	Cát thô, đất đá xép		0,25	0,20	0,15	0,10	0,1

Hiện nay có tới hàng trăm công thức tính Q_{max} khác nhau, các công thức đó có các tham số và thậm chí kết cấu bề ngoài khác nhau nhưng đều có thể suy ra từ công thức cơ bản trên. Sự khác nhau chủ yếu ở cách xử lý, cách tính các phần của công thức như H_T , α_T , a_T và τ ... sẽ được trình bày sau.

Các công thức tính dòng chảy lớn nhất dựa trên công thức cơ bản, hoặc có thể đưa về dạng công thức cơ bản (3.59), (3.61) được gọi là công thức “lý luận” hoặc các công thức của các tác giả khác nhau, chủ yếu ở đường lối giải quyết cụ thể các thành phần φ , a_T , τ

Hiện nay, ở nước ta bên cạnh việc ứng dụng các công thức của nước ngoài như của Bôndakóp, Alecxâyev, Xôkôlốpki (Liên Xô), công thức của Viện nghiên cứu Thủy lợi Bắc Kinh (Trung Quốc) thì một số tác giả trong nước cũng đưa ra các công thức tính toán mới hoặc dựa theo công thức của nước ngoài nhưng các thông số xác định theo tài liệu trong nước như: Viện Thiết kế Giao thông, Cục Thủy văn và Trường Đại học Thủy lợi...

Việc lựa chọn công thức, xử lý các thông số trong những năm đầu hoàn toàn do chủ quan của người thiết kế. Năm 1974 trên cơ sở tổng hợp các số liệu đo của miền Bắc, Cục Thủy văn đã soạn thảo cuốn “*Hướng dẫn tính lưu lượng lớn nhất*”.

Năm 1979 Bộ Thủy lợi đã cho xuất bản quy phạm tính toán các đặc trưng thủy văn thiết kế QP.TL-C-6-77 quy định thống nhất việc sử dụng các công thức tính dòng chảy lớn nhất.

Bảng 3.2. THÔNG SỐ TẬP TRUNG NƯỚC TRÊN SƯỜN DỐC m_D

Tình hình sườn dốc lưu vực	Hệ số m_D trong trường hợp		
	Cỏ thưa	Trung bình	Cỏ dày
– Sườn dốc bằng phẳng(bê tông, nhựa đường)	0,5		
– Đất đồng bằng loại ta cưa (hay nứt nẻ), mặt đất san phẳng đầm chặt	0,40	0,30	0,25
– Mặt đất thu dọn sạch không có gốc cây, không bị cây xói, vùng dân cư nhà cửa không quá 20%, mặt đá xếp	0,30	0,25	0,20
– Mặt đất bị cây xói, nhiều gốc bụi, vùng dân cư có nhà trên 20%	0,20	0,15	0,10

Bảng 3.3. THỜI GIAN CHẢY TỤ TRÊN SƯỜN DỐC τ_D (phút)

Φ_d	Phân khu mưa rào								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0,5	5,0	6,0	4,0	6,0	4,0	6,0	6,0	4,	5,0
1,1	9,0	9,0	7,0	9,0	7,0	8,0	9,0	7,0	10,0
2	15,0	12,0	10,0	12,5	9,0	13,0	12,0	10,0	13,0
2,5	19,0	16,0	13,0	15,5	12,0	17,5	15,0	12,0	16,0
3	23,5	20,6	16,5	19,0	14,0	22,5	18,5	15,0	22,0
4	33,0	27,0	22,5	26,5	21,0	32,0	26,0	22,0	32
5	42,0	34,0	30,0	34,2	30,0	42,0	34,2	29,0	40,0
6	52,0	43,0	38,0	44,0	37,0	52,0	44,0	37,0	50,0
7	62,0	52,0	46,0	55,0	45,0	63,0	53,0	45,0	60
8	72,0	62,0	64,0	64,0	53,0	75,0	63,0	53,0	71,0
9	82,0	73,0	53,0	73,0	62,0	86,0	74,0	62,0	80,0
10	94,0	83,0	72,0	84,0	71,0	93,0	83,0	71,0	93,0
12	115,0	144,0	90,0	110,0	88,0	116,0	105,0	880,0	116,0
15	158,0	141,0	125,0	142,0	122,0	158,0	142,0	122,0	154,0
17	186,0	155,0	146,0	156,0	144,0	186,0	155,0	1440	180,0

Công thức cường độ giới hạn

Năm 1970 Alecxâyev đưa ra công thức cường độ giới hạn vào trong quy phạm QP.TL.C-6-77 đã sử dụng công thức này để tính lưu lượng lớn nhất cho lưu vực có diện tích nhỏ hơn 100 km^2 với các thông số được xây dựng trên cơ sở tài liệu của nước ta, công thức có dạng :

$$Q_{mp} = A_p \varphi H_{np} F \delta_l \quad (3.62)$$

trong đó : H_{np} – Lượng mưa ngày ứng với tần suất thiết kế p (mm) ;

φ – Hệ số dòng chảy lũ lấy trong bảng (3.1) tùy thuộc vào loại đất cấu tạo nên lưu vực, lượng mưa ngày thiết kế H_{np} và diện tích lưu vực F ;

A_p – Tỷ số giữa môđun đỉnh lũ ứng với tần suất thiết kế p với φ, H_{np} . Khi $\delta = 1$;

A_p lấy trong bảng (3.4) tùy thuộc vào đặc trưng thủy địa mạo của lòng sông Φ_s trong công thức (3.62) và τ_d là thời gian chảy tụ trên sườn dốc (bảng 3.3).

Bảng 3.4. THÔNG SỐ TẬP TRUNG NƯỚC TRONG SÔNG (m)

Tình hình lòng sông từ thượng nguồn đến cửa ra	Hệ số m
– Sông đồng bằng ổn định, lòng sông khá sạch, suối không có nước thường xuyên, chảy trong điều kiện tương đối thuận lợi.	11
– Sông lớn trung bình, quanh co, bị tắc nghẽn, lòng sông mọc cỏ, có đá chảy không lặng, suối không có nước thường xuyên, mùa lũ dòng nước cuốn theo nhiều sỏi cuội, bùn cát, lòng sông mọc cỏ	9
– Sông vùng núi, lòng sông nhiều đá, mặt nước không phẳng, suối chảy không thường xuyên, quanh co, lòng sông tắc nghẽn	7

δ_l – hệ số giảm nhỏ đỉnh lũ do ao hồ, xác định theo công thức :

$$\delta_l = \frac{1}{1 + cf_a} \quad (3.63)$$

trong đó : f_a – tỷ lệ diện tích ao hồ (%) ;

c – hệ số phụ thuộc vào lớp dòng chảy lũ, đối với các vùng mưa lũ kéo dài $c = 0,10$ và mưa lũ ngắn $c = 0,20$;

τ_d – xác định theo hệ số thủy địa mạo của sườn dốc Φ_d và vùng mưa (bảng 3.3), trong đó :

$$\Phi_d = \frac{(1000b_c)^{0,6}}{m_d J_d^{0,3} (\varphi H_{np})^{0,4}} \quad (3.64)$$

với : b_c – độ dài bình quân của sườn dốc lưu vực

$$b_c = \frac{F}{1,8(L + \sum l)} \quad (3.65)$$

hoặc

$$b_c = \frac{1}{1,8\rho} \quad (3.66)$$

trong đó : $L + \sum l$ – độ dài sông chính và các sông nhánh trên lưu vực (km) ;

m_d – lấy theo bảng (3.2) ; J_d – độ dốc sườn dốc tính theo %.

$$\Phi_s = \frac{1000L}{mJ^{1/3}F^{1/4}(\phi H_{np})^{1/4}} \quad (3.67)$$

m – lấy theo bảng (3.3) ;

J – độ dốc lòng sông chính, tính theo %.

Công thức cường độ giới hạn mang cấu trúc của công thức cơ bản, được xây dựng trên lý thuyết cân nguyên dòng chảy dựa trên 3 giả thiết cơ bản sau :

+ Sự hình thành dòng chảy đồng nhất trên toàn lưu vực (cường độ cấp nước đồng đều), dòng chảy lớn nhất là trường hợp dòng chảy hoàn toàn $T_{ch} > \tau$.

Tần suất xuất hiện lưu lượng lớn nhất lấy bằng tần suất mưa.

Các tham số a_τ , τ tuy không cho dưới dạng tường minh, song đã được giải quyết bằng thủ thuật đơn giản nhờ đường cong triết giảm mưa và các tham số trung gian Φ_d , Φ_s trong các bảng tra cứu sử dụng thuận tiện. Công thức này thích hợp cho việc tính toán dòng chảy lớn nhất đối với lưu vực nhỏ, không yêu cầu độ chính xác cao.

Công thức thể tích

Năm 1943 Xôkôlôpski đưa ra công thức tính toán lưu lượng lớn nhất cho tới nay vẫn được ứng dụng rộng rãi, công thức được xây dựng trên cơ sở sau :

1. Công thức chỉ xét các nhân tố chủ đạo ảnh hưởng chủ yếu đến dòng chảy lũ trong phạm vi độ chính xác thực dụng và các nhân tố đó có thể xác định một cách dễ dàng.

2. Coi tần suất mưa là tần suất lũ.

3. Không những xét lưu lượng đỉnh lũ mà phải xét cả quá trình lũ, lượng lũ và thời gian lũ, thời gian nước dâng.

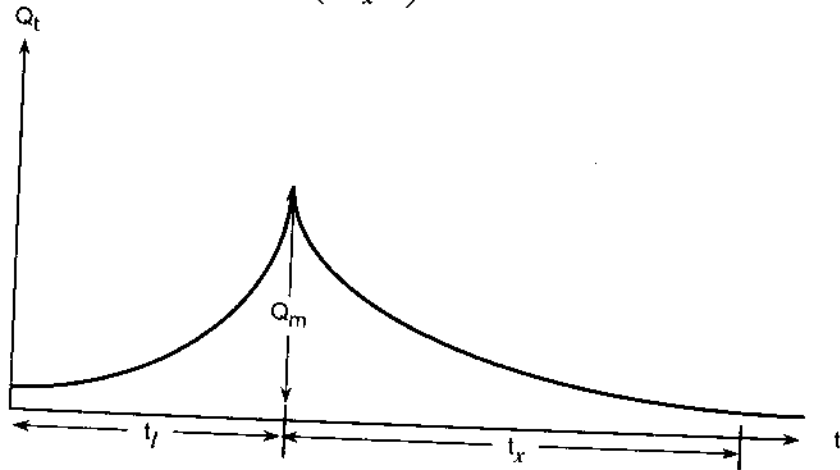
4. Tổn thất được tính bằng hệ số dòng chảy tổng lượng.

5. Theo tài liệu thực nghiệm, có thể đơn giản hoá đường quá trình nước lũ thành hai đường cong parabol gặp nhau tại đỉnh (hình 3.11). Trên cơ sở đó ta có phương trình của nhánh nước lên :

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t}{t_l} \right)^m \text{ với } 0 \leq t \leq t_l; \quad (3.68)$$

và nhánh nước xuống :

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t_x - t}{t_x} \right)^n \text{ với } 0 \leq t \leq t_x \quad (3.69)$$



Hình 3.11. Mô đun hoá quá trình lũ parabol

trong đó : t_l, t_x như hình 3.11 ; m, n là các chỉ số lũy thừa của nhánh lên, nhánh xuống phản ánh độ sai khác của đường cong mô tả và đường thẳng trong định lý Talet áp dụng cho tam giác. Tổng lượng lũ bao gồm diện tích nhánh nước lên và nhánh nước xuống :

$$W = \int_0^{t_l} Q_m \left(\frac{t}{t_l} \right)^m dt + \int_0^{t_x} Q_m \left(\frac{t_x - t}{t_x} \right)^n dt \quad (3.70)$$

đặt $t_x = \gamma t_l$ (trong đó $t_x > t_l \rightarrow \gamma > 1$) ta được :

$$W = Q_m t_l \left(\frac{1}{m+1} + \frac{\gamma}{n+1} \right)$$

hoặc

$$Q_m = \left[\frac{W}{t_l} \frac{(m+1)(n+1)}{(n+1) + \gamma(m+1)} \right]$$

Cho

$$f = \frac{(m+1)(n+1)}{(n+1) + \gamma(m+1)}$$

Ta có

$$Q_m = \frac{W}{t_l} f \quad (3.71)$$

f được gọi là hệ số hình dạng lũ.

Thay : $W = y.F = \alpha(H_t - H_o) F$

trong đó : α – hệ số dòng chảy trận lũ ;

H_t – lượng mưa thiết kế (mm) của thời khoảng t (giờ) ;

H_o – lớp nước tồn thất ban đầu ;

F – diện tích lưu vực (km^2) ;

vào (3.71) ta có :

$$Q_m = \frac{0,276\alpha(H_t - H_o)}{t_l} fF \text{ (m}^3/\text{s)}$$

Nếu xét tới triết giảm đỉnh lũ do hồ ao, đầm lầy và rừng (đ) cùng với ảnh hưởng của nước ngầm (Q_{ng}) ta có :

$$Q_m = \frac{0,278\alpha(H_t - H_o)}{t_l} fF\delta + Q_{ng} \text{ (m}^3/\text{s)} \quad (3.72)$$

Vận dụng trong điều kiện nước ta, các thông số của công thức (3.72) được xác định như sau :

f – hệ số hình dạng lũ, xác định theo sơ đồ phân khu hoặc lấy theo lưu vực tương tự :

$$f_a = \frac{3600Q_{ma}t_{la}}{W_a} \quad (3.73)$$

Q_{ma} , W_a , t_{la} – các đặc trưng đỉnh lũ, tổng lượng lũ và thời gian lũ lên của lưu vực tương tự ;

t_l – thời gian lũ lên, theo Xôkôlôpxki lấy bằng thời gian chảy tự trong sông ;

$$t_l = t_s = \frac{L}{3,6V_\tau} \text{ (giờ)} \quad (3.74)$$

L – chiều dài sông chính (km) ; 3,6 là hệ số đổi đơn vị.

$$V_\tau = 0,7 \bar{V}_m \quad (3.75)$$

$\bar{V}_m$ – tốc độ trung bình lớn nhất đo đạc được ở mặt cắt cửa ra.

H_t – lượng mưa thiết kế tính toán theo thời gian chảy tự :

$$H_t = H\tau = \Psi(\tau).H_{np} \quad (3.76)$$

xác định theo các phương pháp đã trình bày.

Quan hệ $\alpha(H_t - H_o)$ thể hiện quan hệ mưa rào – dòng chảy.

Q_{ng} – lưu lượng nước trong sông trước khi có lũ, có thể lấy bằng lưu lượng bình quân nhiều năm đối với lưu vực lớn, có thể bỏ qua đối với lưu vực nhỏ.

$$\delta = \delta_1 \cdot \delta_2$$

$$\delta_1 = 1 - K_f \lg (1 - f_r)$$

với : K_f – phụ thuộc vào tính chất rừng, điều kiện đất đai, K_f thay đổi từ 0,1 ÷ 0,2 đối với vùng rừng Viễn Đông Liên Xô và 0,2 ÷ 0,3 với rừng đất thịt ; 0,3 ÷ 0,4 với rừng đất pha cát.

f_r – tỷ lệ rừng.

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg (1 + f_o + 0,2 f_d)$$

với : f_o, f_d – tỷ lệ diện tích ao hồ, đầm lầy ;

β – hệ số, thay đổi từ 0,6 ÷ 0,8.

Công thức Xókôlôpxki được diễn toán trên cơ sở lý luận chặt chẽ, rõ ràng, xét được cả tổng lượng lũ và quá trình lũ, xét đến các yếu tố ảnh hưởng điều tiết của lưu vực qua các hệ số triết giảm. Các tham số trong công thức có thể xác định được nên nó có ý nghĩa thực tiễn lớn, nhưng công thức cũng tồn tại một số vấn đề : Coi đường quá trình lũ chỉ là hai nhánh parabol chỉ phù hợp với những ngọn lũ đơn, dòng chảy không hoàn toàn ($T_{cn} \ll \tau$)

Công thức triết giảm

Công thức triết giảm biểu thị quy luật giảm dần của môđun đỉnh lũ theo diện tích :

$$q_m = \frac{A}{F^n} \quad (3.77)_1$$

hoặc

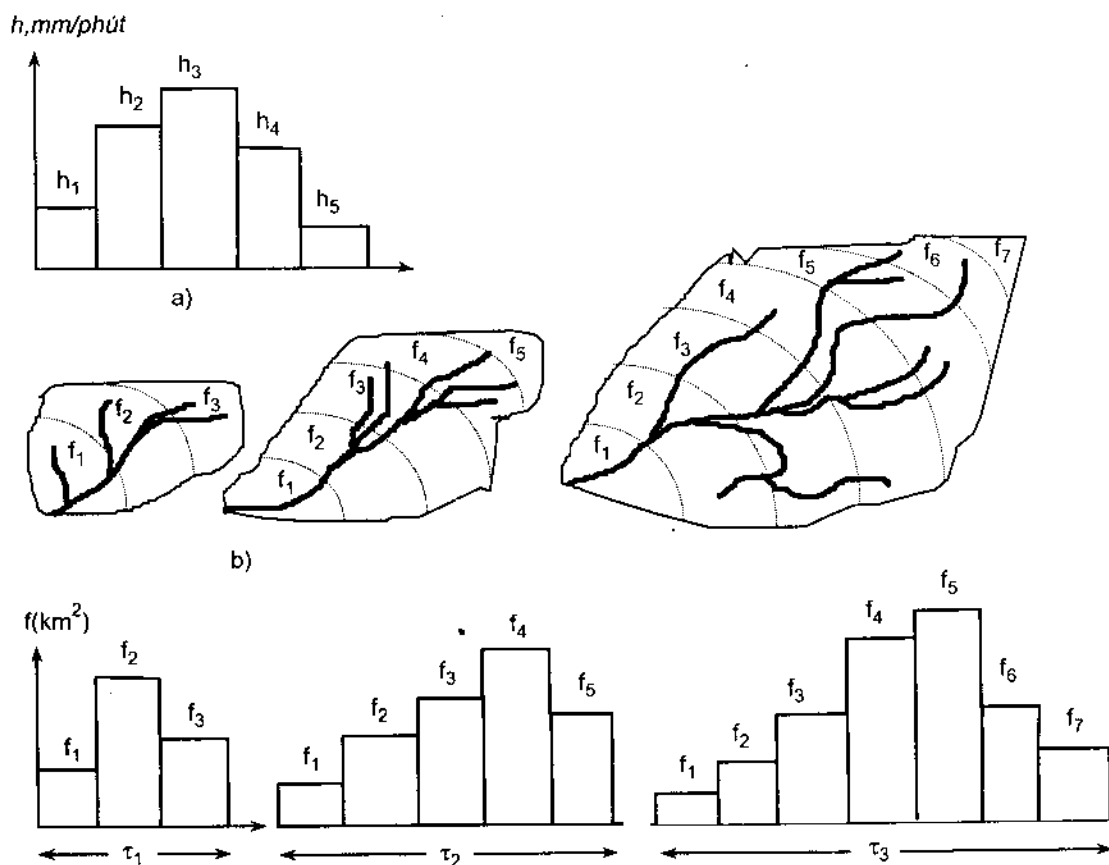
$$q_m = \frac{A}{(F + C)^n} \quad (3.77)_2$$

$$q_m = \frac{A}{(F + C)^n} + D \quad (3.77)_3$$

Đây là loại công thức kinh nghiệm, các tham số có thể xác định từ tài liệu thực đo và tổng hợp cho các khu vực, kết cấu công thức đơn giản nên được ứng dụng khá rộng rãi. Tham số A là môđun lưu lượng lớn nhất khi diện tích bằng 1km^2 ở công thức $(3.72)_1$ và công thức $(3.72)_2$, khi $F \rightarrow 0$, $C = I$; A biểu thị cường độ cấp nước lớn nhất từ sườn dốc vào lưới sông.

Quy luật triết giảm môđun lưu lượng đỉnh lũ theo diện tích đã được nhiều tác giả Nga như Dbrôgieech, Targôpxki... tìm ra ngay từ sau thế kỷ XIX, khi đó công thức chỉ mang tính chất thuần túy kinh nghiệm.

Sau cách mạng tháng X Nga, Kotrerin đã phân tích số liệu đỉnh lũ của 134 trạm trên các sông thuộc phần châu Âu Liên Xô và đã cho ra phương pháp tổng hợp địa lý các tham số và phân vùng các tham số A , D , n .



Hình 3.12

Trên cơ sở lý luận đường cong chảy đẳng thời ta có thể chứng minh quy luật triết giảm môđun dòng chảy lớn nhất theo diện tích như sau :

Giả sử có quá trình mưa hiệu quả với thời gian cấp nước T_{cn} , thời khoảng τ (hình 3.12). Trận mưa đó rơi đều đều trên ba lưu vực sông có kích thước khác nhau ở cạnh nhau (hình 3.12) với $F_1 < F_2 < F_3$.

Tiến hành xây dựng hệ thống đường chảy đẳng thời được các diện tích chảy cùng thời gian của cả ba lưu vực và thời gian chảy tự của 3 lưu vực $\tau_1 = 3\tau_0$; $\tau_2 = T_{cn} = 5\tau_0$; $\tau = 7\tau_0$. Xét lưu lượng lớn nhất hình thành trên 3 lưu vực (hình 3.12) :

- Trường hợp 1 : Lưu vực 1 có $\tau_1 < T_{cn}$ là dòng chảy dạng hoàn toàn ta có :

$$Q_{max1} = h\tau_1 \cdot F_1 ; \quad q_{max} = h\tau_1$$

Toàn bộ diện tích lưu vực và một phần lượng cấp nước tham gia vào hình thành lưu lượng đỉnh lũ. Trong đó $h\tau_1$ là cường độ cấp nước trung bình lớn nhất trong khoảng τ_1

- Trường hợp 2 : Lưu vực 2 có $\tau = T_{cn}$ vẫn là dòng chảy hoàn toàn nhưng lúc đó $h\tau_2 = h_{T_{cn}}$ nên ta có :

$$Q_{max2} = h_{T_{cn}} \cdot F_2 ; \quad q_{max2} = h_{T_{cn}}$$

Toàn bộ diện tích lưu vực và toàn bộ lượng cấp nước hình thành dòng chảy lớn nhất.

Trường hợp 3 : Lưu vực 3 có $\tau > T_{cn}$ là trường hợp dòng chảy không hoàn toàn, ta có :

$$Q_{max} = h_{Tcn} \cdot F_{Tcn3} ; q_{max3} = h_{Tcn} \cdot \frac{F_{Tcn3}}{F_3}$$

Toàn bộ lượng cấp nước tham gia hình thành lưu lượng đỉnh lũ, nhưng chỉ có một phần diện tích lưu vực tham gia.

So sánh môđun đỉnh lũ q_{max} của cả ba lưu vực ta thấy :

$$q_{max1} = h_{\tau1} = h_{Tn} \cdot \lambda_1 \text{ với } \lambda_1 = \frac{h_{\tau1}}{h_{Tcn}} > 1$$

$$q_{max2} = h_{Tcn}$$

$$q_{max3} = h_{Tcn} \cdot \frac{F_{Tcn}}{F} = h_{Tcn} \lambda_3 \text{ với } \lambda_3 = \frac{F_{Tcn}}{F} < 1$$

Rõ ràng là $q_{max1} > q_{max2} > q_{max3}$ thể hiện quy luật giảm nhỏ môđun lưu lượng đỉnh lũ khi diện tích tăng.

Khi lưu vực nhỏ hơn lưu vực tới hạn (lưu vực tới hạn là lưu vực có thời gian chảy tự bằng thời gian cấp nước $\tau = T_{cn}$) thì sự triệt giảm q_{max} do tính giảm của cường độ mưa trung bình lớn nhất trong thời khoảng τ gây ra, ta thấy q_{max} sẽ tăng dần đến giới hạn là cường độ cấp nước lớn nhất h_{max} khi $\tau \rightarrow 0$

$$\lim_{\tau \rightarrow 0} q_{max} = h_{max}$$

h_{max} gọi là môđun cơ bản của dòng chảy lớn nhất, tức là môđun đỉnh lũ của một lưu vực vô cùng bé $F \rightarrow 0$, đó chính là A .

Khi lưu vực lớn hơn lưu vực tới hạn ($\tau > T_{cn}$) thì sự triệt giảm môđun đỉnh lũ do sự triệt giảm tỷ số $\frac{F_{Tcn}}{F} < 1$ gây nên, λ_3 càng nhỏ thì diện tích càng lớn, chênh lệch nhau giữa τ và T_{cn} càng lớn.

Khi tổng hợp quan hệ $q_{max} = f(F)$ từ tài liệu thực đo nhiều tác giả nhận thấy q_{max} tăng lên khi diện tích lưu vực giảm ; nhưng tới một diện tích nào đó thì q_{max} không tăng nữa mà nằm ngang và người ta đưa thêm thông số c vào để quy luật triệt giảm đúng cho mọi cấp diện tích.

$$q_m = \frac{A}{(F + c)^n}$$

Điều đó hoàn toàn phụ thuộc vào tính chất của mưa, khi τ giảm nhỏ, h_{τ} tăng lên nhưng tới một giới hạn τ nào đó cường độ cấp nước trở nên ổn định, h_{τ} không tăng theo khi $\tau \rightarrow 0$.

Như đã biết A là môđun cơ bản của dòng chảy lớn nhất nên công thức trên có thể viết dưới dạng tổng quát :

$$q_m = \frac{A}{(F + c)^n} = \frac{Kh_{\max}}{(F + c)^n} = Kh_{\max} \lambda$$

$$q_{\max} = K \varphi a_{\max} \lambda \quad (3.78)$$

trong đó : A – môđun cơ bản của dòng chảy lớn nhất ($m^3/s, km^2$) ;

$h_{\max}$ – cường độ cấp nước lớn nhất (mm/ph, mm/h) ;

$a_{\max}$ – cường độ mưa lớn nhất ;

φ – hệ số dòng chảy lũ ;

K – hệ số đổi đơn vị ($K = 16,67$ khi $a_{\max}$ tính bằng mm/ph, $K = 0,278$ khi $a_{\max}$ tính bằng mm/h.)

λ – hệ số triết giảm của cường độ chảy lớn nhất, ở đây :

$$\lambda = \frac{1}{(F + c)^n}$$

Từ công thức (3.78) ta thấy công thức triết giảm lưu lượng lớn nhất cũng có dạng công thức cơ bản và đó là mối liên hệ giữa công thức lý luận và công thức kinh nghiệm.

Ngày nay, công thức triết giảm có khá nhiều, chúng được coi là nhóm lớn nhất trong các công thức tính toán lưu lượng lớn nhất, bề ngoài chúng có vẻ rất khác nhau, nhưng sự khác biệt giữa chúng thật ra là phương pháp xác định các tham số và việc xét thêm các nhân tố ảnh hưởng.

Tất cả các công thức loại này đều được quy về dạng chung nhất như sau :

$$q_{mp} = K \frac{A}{F_n} \delta \lambda_p$$

trong đó : q_{mp} – môđun đỉnh lũ ứng với tần suất thiết kế ($m^3/s km^2$) ;

K – hệ số đổi đơn vị ;

A – môđun cơ bản ứng với tần suất góc nào đó (theo quy phạm QP.TL. C-6-77 lấy tần suất 10%) ;

δ – hệ số xác định sự điều tiết của lưu vực (hồ, đầm lầy, rừng) ;

λ_p – hệ số chuyển tần suất (bảng 3.5).

Bảng 3.5. HỆ SỐ CHUYỂN TẦN SUẤT λ_p

Lưu vực	Hệ số λ_p ứng với các tần suất					
	20%	10%	5%	2%	1%	0,5%
Sông Đà	0,851	1	1,162	1,353	1,539	1,666
Sông Thao	0,851	1	1,210	1,428	1,636	1,840
Sông Lô, sông Gâm, sông Cầu, sông Thương	0,810	1	1,210	1,428	1,636	1,840
Sông vùng Quảng Bình, Quảng Ninh	0,824	1	1,195	1,429	1,590	1,840
Sông Mã, sông Cả	0,838	1	1,171	1,391	1,590	1,750

Trong công thức triết giảm thì thông số A đóng vai trò quan trọng, khác nhau đáng kể nhất trong các công thức này là sự xác định thông số A . Việc tính A bằng cách ngoại suy quan hệ $q = f(F)$ khi $F \rightarrow 0$ không được tin cậy cho lắm vì như đã phân tích, trong phạm vi diện tích nhỏ quy luật triết giảm q_{max} không thể hiện rõ, do đó quan hệ $q = f(F)$ khá phân tán, vì vậy người ta quan tâm nhiều đến phương pháp xác định thông số A .

Một số tác giả cho rằng A là môđun cơ bản của dòng chảy lớn nhất nên có thể xác định theo công thức :

$$A = \varphi K a_{max}$$

Thay a_{max} bằng cường độ mưa trung bình lớn nhất trong một thời đoạn cố định nào đó, Xôkôlốpski đề nghị thay a_{max} bằng cường độ mưa trung bình lớn nhất trong thời khoảng 1 giờ ta được :

$$A = K \varphi A_{60}$$

Rõ ràng cách tính A như trên chỉ phù hợp khi thời gian chảy tụ trên sườn dốc khoảng 60 phút, còn với thời gian chảy tụ sườn dốc khác thì trị số A tính theo công thức trên có thể thiên lớn hoặc thiên nhỏ.

Một số tác giả thay môđun cơ bản A bằng môđun đỉnh lũ của một cấp diện tích cố định F_c nào đó, diện tích đó được gọi là diện tích gốc. Ở Liên Xô, diện tích gốc được chọn là 200 km², ở nước ta quy phạm QP.TL.C- 6-77 sử dụng diện tích 100km², do đó công thức trong quy phạm có dạng :

$$Q_{mp} = q_{100} \left(\frac{100}{F} \right)^n \lambda_p F \delta \quad (3.79)$$

trong đó : Q_{mp} – lưu lượng đỉnh lũ ứng với tần suất thiết kế (m³/s) ;

q_{100} – môđun đỉnh lũ ứng với tần suất 10%, quy toán về diện tích lưu vực thống nhất 100 km² lấy trên bản đồ q_{100} 10% (l/skm²) ;

n – hệ số triết giảm môđun đỉnh lũ theo bản đồ phân khu ;

λ_p – theo bảng (3.5)

Việc thay thế A bằng q_{F_c} có những ưu điểm sau :

– Tham số q_{F_c} được xác định không phải dựa trên việc ngoại suy quan hệ $q = f(F)$ như tham số A mà dựa trên tài liệu thực đo, do đó đáng tin cậy hơn, nó ít phụ thuộc vào chỉ số triết giảm n , việc vẽ bản đồ đồng mức q_{F_c} có cơ sở hơn và đáng tin cậy.

– Do tính triết giảm môđun đỉnh lũ ở lưu vực nhỏ không thể hiện rõ ràng nên trong quy phạm quy định công thức trên chỉ sử dụng với diện tích lớn hơn 100km².

Ngoài ra, còn có thể tính Q_{max} theo các công thức thống kê ứng với phân bố $Q_{5\%}$.

3.3.5. *Tính toán tài nguyên nước mùa cạn*

Lưu lượng nước bé nhất là một trong những đặc trưng thủy văn cơ bản, thường được sử dụng nhiều trong các quy hoạch xây dựng, tưới tiêu, sử dụng nước trong sinh hoạt và bảo vệ môi trường.

Dòng chảy bé nhất là chỉ tiêu để điều chỉnh sự phân phối dòng chảy trong năm, đặc biệt là đối với các công trình đòi hỏi sự vận hành liên tục như công nghiệp nặng, thủy điện v.v...

Như vậy, các thông tin về lưu lượng nước cực tiểu để đáp ứng nhu cầu đánh giá dòng chảy tự nhiên và mức độ hoạt động kinh tế qua dòng chảy sông ngòi.

Các đặc trưng tính toán chủ yếu của dòng chảy bé nhất là dòng chảy trung bình tháng hoặc dòng chảy trung bình 30 ngày, thậm chí dòng chảy trung bình ngày đêm quan trắc vào thời kỳ kiệt.

Nếu thời kỳ kiệt trên sông ngắn (ít hơn hai tháng) hoặc không liên tục (mùa kiệt xen lẫn mùa lũ) nên khó có tháng nào không có lũ thì ta chọn 30 ngày liên tục để tính đặc trưng lưu lượng bé nhất. Để làm được điều đó ta dựng các đường quá trình nước các năm quan trắc để chọn một thời kỳ quan trắc có 30 ngày nước kiệt liên tục để làm thời kỳ tính toán.

Khi ngay cả việc chọn một thời kỳ tính toán 30 ngày cũng gặp khó khăn thì phải sử dụng thời kỳ ngắn hơn nhưng không ngắn hơn 23 – 25 ngày để tránh ảnh hưởng của lũ trong tính toán.

Dòng chảy trung bình 30 ngày cực tiểu luôn nhỏ hơn dòng chảy trung bình tháng theo lịch, bởi vậy nếu hiệu của chúng không sai khác quá 10% thì nên sử dụng dòng chảy trung bình tháng.

Nếu sử dụng đường tần suất thì dòng chảy bé nhất ứng với tần suất từ 75 – 97%.

a) Tính toán dòng chảy bé nhất khi có số liệu quan trắc thủy văn

Khi tính toán dòng chảy bé nhất của sông ngòi có quan trắc thủy văn về dòng chảy, độ dài chuỗi được coi là đủ để xác định xác suất tính toán năm của lưu lượng nước cực tiểu nếu như sai số độ lệch quân phương tương đối của chuỗi quan trắc σ_n không vượt quá $\pm 15\%$.

Khi đó quan trọng nhất là các năm nước ít hay nhóm năm theo sông tương tự. Hệ số biến đổi dòng chảy cực tiểu các sông không cạn và không đóng băng nằm trong khoảng 0,2 – 0,4. Điều đó cho phép sử dụng để tính toán các chuỗi từ 8 – 15 năm. Tuy nhiên, nếu hệ số biến đổi vào khoảng 0,7 – 1 đòi hỏi phải kéo dài chuỗi quan trắc tới 20 – 40 năm.

Lưu lượng nước bé nhất với tần suất tính toán được xác định bằng việc sử dụng ba tham số Q , C_v , C_s như đã xác định với chuẩn dòng chảy năm. Giá trị dòng chảy trung bình của lưu lượng là giá trị trung bình số học tính riêng cho từng mùa. Khi đó không kể chuỗi được tính toán với 30 giá trị hay ít hơn (23 – 25 giá trị).

Việc xây dựng các đường cong đảm bảo dòng chảy bé nhất được tiến hành riêng cho từng thời kỳ theo các quy tắc như đối với dòng chảy năm. Nếu giá trị dòng chảy bé nhất bằng 0 do nước sông ngòi khô cạn thì tham số đặc trưng của chuỗi có thể lấy theo phương pháp đồ giải tích Alekxâyev với đường cong đảm bảo thực nghiệm được làm trơn. Nếu giá trị σ_n vượt quá giá trị cho phép, cần phải tiến hành kéo dài chuỗi bằng phương pháp tương tự. Khi chọn sông tương tự, trước hết cần chú ý đến tính đồng bộ về các điều kiện thủy địa chất của các lưu vực đang xét. Để thực hiện điều đó cần nghiên cứu các mô tả địa chất và bản đồ vùng nghiên cứu cũng như bản đồ vùng để xác định dòng chảy cực tiểu xây dựng cho lãnh thổ. Và một điều quan trọng nữa khi chọn sông tương tự là các sông phải được đánh giá cùng một hạng theo kích cỡ (diện tích lưu vực) hoặc sự chênh lệch đại lượng là ít nhất.

Khi thiếu cả sông tương tự và $\sigma_n > 40\%$ thì cần xét chuỗi như là thiếu tài liệu quan trắc.

b) Tính toán dòng chảy bé nhất khi không có tài liệu quan trắc thủy văn

Tính toán lưu lượng nước bé nhất với độ đảm bảo cho trước đối với sông ngòi chưa nghiên cứu trong trường hợp tài liệu thực tế không đáp ứng tính toán theo các công thức xác suất thống kê cần phải đưa về một trong các phương pháp sau đây :

1. Xác định các đặc trưng cần tìm của dòng chảy bé nhất qua sử dụng các quan trắc rời rạc về dòng chảy và tài liệu lưu vực sông tương tự.
2. Xác định các giá trị tính toán dòng chảy trên cơ sở khái quát hoá ba tham số : chuẩn dòng chảy bé nhất, hệ số biến đổi và hệ số bất đối xứng theo tài liệu của các sông đã được nghiên cứu.
3. Sử dụng các hệ số chuyển đổi từ dòng chảy bé nhất của một tần suất đảm bảo xác định (cho trước) về đảm bảo dòng chảy cần tìm.

Phương pháp thứ ba ngày nay được ứng dụng rộng rãi trong thực tế quy hoạch xây dựng. Khi đó dòng chảy bé nhất với suất đảm bảo cho trước là lưu lượng nước 30 ngày bé nhất ứng 80 % suất đảm bảo.

Không phụ thuộc vào phương pháp tính toán các đặc trưng cần thiết của dòng chảy bé nhất (chuẩn hay là suất đảm bảo dòng chảy cho trước) được xác định bởi hai phương pháp cơ bản : theo bản đồ đường đẳng dòng chảy hay theo các mối phụ thuộc giữa dòng chảy bé nhất với các điều kiện địa lý tự nhiên chính. Mỗi phương pháp đều có giới hạn sử dụng nhất định : bản đồ dùng cho các lưu vực sông trung bình, còn các quan hệ theo vùng dùng cho các lưu vực sông nhỏ.

Sông nhỏ là các sông hoàn toàn không được nuôi dưỡng bằng nước ngầm. Kích thước lưu vực được coi là nhỏ (kích thước giới hạn) được xác định bằng cách xây dựng mối quan hệ giữa môđun dòng chảy bé nhất 30 ngày với diện tích lưu vực. Các quan hệ như vậy được xây dựng cho các vùng đồng nhất về điều kiện địa lý tự nhiên (vị trí địa lý, địa hình, độ ẩm v.v...).

Đối với vùng thừa ẩm có diện tích lưu vực lớn hơn 20 km^2 và lưu vực lớn hơn 50 km^2 trong vùng ẩm biến động sử dụng công thức :

$$Q_{\min} = a(F + f)^n$$

với : $Q_{\min}$ – lưu lượng bé nhất 30 ngày ;

F – diện tích lưu vực sông ngòi ;

f – diện tích trung bình của vùng không có dòng chảy hoặc diện tích trung bình lưu vực ngầm ;

a, n – tham số đặc trưng cho độ ẩm của vùng đã cho và cường độ thay đổi dòng chảy khi tăng diện tích lưu vực. Khi diện tích lưu vực nghiên cứu nhỏ hơn diện tích lưu vực trung bình vùng thì dòng chảy bé nhất nhận giá trị 0.

Công thức này không dùng được cho vùng bị chi phối bởi sự điều tiết do ao hồ hoặc có hiện tượng karst.

Theo các mối quan hệ phụ thuộc có các phương pháp sau :

1. Để xác định giá trị trung bình nhiều năm (chuẩn) môđun dòng chảy ngày đêm bé nhất sử dụng phương trình :

$$\bar{M}_{nd} = a\bar{M}_{30} - b$$

với : $\bar{M}_{nd}$ – môđun dòng chảy ngày đêm trung bình bé nhất (l/skm^2) ;

$\bar{M}_{30}$ – môđun dòng chảy 30 ngày đêm bé nhất xác định theo các phương pháp tính toán cho lưu vực vừa và nhỏ ;

a và b – các tham số xác định theo các quan hệ vùng.

2. Để xác định lưu lượng ngày đêm bé nhất ứng suất đảm bảo 80% sử dụng phương trình :

$$Q_{80\%nd} = kQ_{80\%th} \quad (3.80)$$

$Q_{80\%th}$ – lưu lượng bé nhất 30 ngày (tháng) ứng với tần suất đảm bảo 80% ;

k – hệ số chuyển đổi, xác định theo bảng quan hệ vùng.

Tồn tại mối quan hệ :

$$Q_p = \lambda Q_{80\%} \quad (3.81)$$

với : Q_p – lưu lượng nước ngày đêm (tháng) bé nhất suất đảm bảo tính toán ;

λ – hệ số không phụ thuộc vào mùa xác định và diện tích lưu vực.

Ngoài việc xác định dòng chảy bé nhất cần nghiên cứu cả thời kỳ khô cạn của sông ngòi như là một tài liệu rất cần thiết cho người sử dụng để tiên liệu trước.

3.4. PHƯƠNG PHÁP MÔ HÌNH HOÁ

3.4.1. Phân loại mô hình toán thuỷ văn

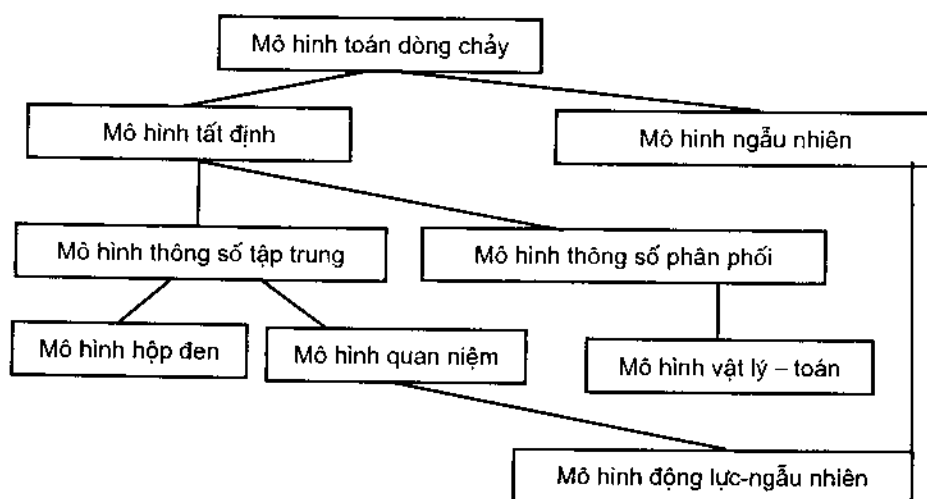
Mô hình hoá là một phương pháp khoa học, hiệu quả giúp con người xâm nhập sâu vào bản chất của những hiện tượng tự nhiên hoặc xã hội phức tạp. Mục đích mô hình hoá là tạo dựng hiện tượng sao cho thông qua việc nghiên cứu nó, con người thu nhận được những thông tin mới cần thiết. Nếu việc dựng hiện tượng được thực hiện bởi tập hợp các hệ thức toán học (phương trình – bất đẳng thức, điều kiện logic, toán tử...) chúng ta có mô hình toán hiện tượng đó.

Trong 30 năm gần đây, đã diễn ra sự phát triển sâu rộng việc mô hình hoá những hiện tượng và hệ thống tự nhiên khác nhau. Mô hình hoá dòng chảy cũng nằm trong trào lưu đó. Ở nhiều nước đã hoàn thành công việc đồ sộ về xây dựng các mô hình toán dòng chảy. Vấn đề mô hình hoá dòng chảy được thảo luận trên nhiều hội nghị quốc tế. Số xuất bản về mô hình hoá dòng chảy đã lên đến con số vài trăm.

Vấn đề then chốt của tính toán thuỷ văn là luôn luôn đánh giá lượng dòng chảy vì một lý do nào đó không trực tiếp đo đạc được. Dự đoán chính xác điều này nâng cao đáng kể hiệu quả hoạt động của công trình. Điểm chung của các vấn đề nêu trên là nhà thuỷ văn luôn luôn phải đánh giá "có thể chờ đợi những gì ở tự nhiên?" Tóm lại, ta cần phải mô hình hoá những hiện tượng thuỷ văn.

Mô hình hoá dòng chảy là chế tạo dòng chảy, còn mô hình toán là quy trình, công nghệ của việc chế tạo đó. Cần khẳng định một điều: "Mô hình toán không thể nào trùng hợp hoàn toàn với mô hình thực, (hiện tượng)". Do vậy, mô hình toán hoàn toàn không phụ thuộc đơn trị vào hiện tượng nghiên cứu. Điều này cốt nghĩa vì sao trong vài chục năm gần đây đã ra đời hàng loạt mô hình dòng chảy cùng mô phỏng một hiện tượng.

3.4.2. Phân loại mô hình dòng chảy



Hình 3.13 . Sơ đồ phân loại mô hình toán dòng chảy.

Trong hàng trăm mô hình hình thành dòng chảy hiện hành, có thể thống nhất tách ra hai loại mô hình phân biệt : mô hình tất định và mô hình ngẫu nhiên. Sự phân biệt này cũng nằm ngay trong mục đích mô hình hoá : tạo chuỗi dòng chảy trong tương lai phục vụ bài toán thiết kế hay bài toán quản lý – điều khiển hệ thống thủy lợi.

a) Mô hình ngẫu nhiên

Quan niệm xác suất lần đầu được Hazen đưa vào trong thủy văn từ năm 1914. Ngày nay, dòng chảy được coi là một quá trình ngẫu nhiên.

Với quan điểm này, trong cấu trúc các mô hình ngẫu nhiên không hề có các nhân tố hình thành dòng chảy và nguyên liệu để xây dựng mô hình chính là bản thân chuỗi dòng chảy quá khứ, phải đủ dài để có thể bộc lộ hết bản tính của mình. Sự thật, dòng chảy là hiện tượng bị tác động của nhiều nhân tố. Từng nhân tố dòng chảy đến lượt mình lại là hàm của vô vàn các nhân tố khác mà quy luật biến đổi của chúng con người chưa mô tả được. Do vậy, trong tổng hợp của vô vàn các mối quan hệ tương hỗ phức tạp, dòng chảy biểu hiện là một hiện tượng ngẫu nhiên.

b) Mô hình tất định

Mặc dù bản chất của dòng chảy là ngẫu nhiên, cũng thừa nhận tồn tại những giai đoạn hình thành dòng chảy, trong đó những thành phần tất định đóng vai trò chủ yếu. Quá trình hình thành một trận lũ do mưa rào là một ví dụ minh họa. Như vậy, nếu những mô hình ngẫu nhiên là mô hình tạo chuỗi dòng chảy thì mô hình tất định tạo mối quan hệ nhân quả giữa dòng chảy và các nhân tố hình thành dòng chảy.

Trong mô hình hoá sự hình thành dòng chảy có hai cách tiếp cận :

1. *Cách tiếp cận vật lý – toán* : Bài toán biến đổi mưa thành dòng chảy có thể được giải cho các khu vực nghiên cứu trên cơ sở phân tích tài liệu quan trắc mưa và dòng chảy cho nhiều lưu vực thuộc vùng địa lý – khí hậu khác nhau, tiến hành nghiên cứu chi tiết các hiện tượng vật lý tạo nên quá trình hình thành dòng chảy và xây dựng những quy luật tương ứng, được biểu diễn dưới dạng phương trình, các công thức toán v.v... Nói chung, các phương trình, các công thức đều chỉ là các cách để biểu diễn ba quy luật chung nhất của vật chất trong trường hợp riêng cụ thể :

- Bảo toàn vật chất (phương trình liên tục hoặc cân bằng nước) ;
- Bảo toàn năng lượng (phương trình cân bằng động lực hay phương trình chuyển động thể hiện nguyên lý Dalamberta) ;
- Bảo toàn động lượng (phương trình động lượng).

Sau đó, các đặc trưng địa hình – thủy văn, địa mạo lưu vực, độ ẩm ban đầu, quá trình mưa cùng các đặc trưng khí tượng có thể trực tiếp biến đổi ngay quá trình mưa thành quá trình dòng chảy ở mặt cắt cửa ra lưu vực theo các phương trình và các công thức đã được thiết lập. Trong trường hợp tổng quát, những công thức được biểu diễn dưới dạng các phương trình vi phân đạo hàm riêng thì đặc trưng địa hình – thủy địa

mạo lưu vực đóng vai trò các thông số phương trình (các hằng số hoặc trong trường hợp chung sẽ biến đổi theo thời gian), quá trình mưa cho chúng ta điều kiện biên, còn trạng thái lưu vực cho điều kiện ban đầu. Hệ Saint – Venant cùng với những phương pháp số cụ thể cho ta một minh hoạ về cách tiếp cận này trong việc mô hình hoá giai đoạn cuối cùng trong sự hình thành dòng chảy – giai đoạn chảy trên bề mặt lưu vực và trong mạng lưới sông.

Lĩnh vực này của mô hình hoá dòng chảy có những đặc thù và phương pháp nghiên cứu riêng biệt, đòi hỏi không thể thiếu được những tài liệu nghiên cứu cơ bản cùng với những tài liệu nghiên cứu rất chi tiết và tốn kém về địa hình, về các đặc trưng thủy địa mạo khu vực, về các đặc trưng diễn biến của mưa theo không gian...

Khước từ sử dụng bộ tài liệu chi tiết về địa hình – địa mạo cùng các đặc trưng khác về lưu vực, chúng ta chỉ có một cách coi lưu vực như là một hệ động lực. Và trong việc mô hình hoá sự hình thành dòng chảy sử dụng cách tiếp cận thông số hoá.

2. *Cách tiếp cận thông số hoá* là cách tiếp cận thị trường dựa trên việc sử dụng tài liệu quan trắc đồng bộ giữa mưa và dòng chảy. Điều này cho phép lựa chọn các thông số của các biểu thức toán học theo tài liệu đo đạc.

Trong đó, từ những ý niệm vật lý (căn nguyên) sẽ xây dựng cấu trúc mô hình chung, chứa hàng loạt các thông số cùng các giá trị ban đầu của chúng cố gắng xuất phát từ những ý nghĩa vật lý. Sau đó, theo tài liệu quan trắc mưa – dòng chảy của nhiều trận lũ trên một lưu vực cụ thể, tiến hành xác định bộ thông số.

Mô hình có thông số tập trung được chia làm hai loại : Mô hình "hộp đen" và mô hình "quan niệm".

Mô hình "hộp đen" : "Hộp đen" là thuật ngữ dùng trong điều khiển học để chỉ những hệ thống mà cấu tạo và các thông số của nó hoàn toàn không rõ ràng, chỉ có thể được xác định trên cơ sở những thông tin vào – ra. Trong thực tế sản xuất, đôi khi xuất hiện tình huống khi cần xây dựng những quan hệ mưa – dòng chảy cũng chỉ có những quan trắc ở đầu vào (mưa), đầu ra (dòng chảy) hệ thống. Những trường hợp này buộc phải coi lưu vực là một "hộp đen". Tình trạng thiếu thông tin về lưu vực chỉ cho phép xây dựng những mô hình thô sơ nhất, và khi xây dựng chúng người ta cũng hoàn toàn không có thông tin gì về lưu vực ngoài việc coi nó là một hệ thống tuyến tính và dừng. Do vậy, trong thủy văn mô hình "hộp đen" đồng nghĩa với mô hình tuyến tính – dừng.

Lớp mô hình "hộp đen" xuất hiện khá sớm vào thời kỳ đầu của sự phát triển mô hình thủy văn tất định. Ngày nay lớp mô hình này chỉ còn tồn tại với tư cách mô tả một giai đoạn cuối trong sự hình thành dòng chảy – giai đoạn chảy, giai đoạn biến đổi lớp cấp nước trên lưu vực thành dòng chảy ở cửa ra.

Mô hình quan niệm : Quá trình biến đổi mưa thành dòng chảy là một quá trình phi tuyến phức tạp gồm nhiều giai đoạn. Cùng với sự phát triển của lý thuyết hình thành dòng chảy, mô hình quan niệm ra đời. Có thể định nghĩa mô hình quan niệm là loại

mô hình được mô tả bởi một tập hợp các quan hệ toán học, từng quan hệ biểu diễn từng mặt riêng của quá trình, nhưng kết hợp lại chúng mô hình hoá cả quá trình trọn vẹn. Với sự xuất hiện của máy tính điện tử vào giữa những năm 50, lớp mô hình "hộp đen" hoàn toàn lùi bước trước những mô hình "quan niệm" cho phép mô tả đầy đủ hơn, chính xác hơn quá trình "mưa – dòng chảy" được hình thành từ hàng loạt các quá trình thành phần mưa, bốc hơi, diễn trũng, thấm thực vật, nước thấm, chảy mặt, sát mặt, ngấm... Ngày nay, có thể thấy hàng loạt các mô hình quan niệm rất phát triển như mô hình SSARR (Mỹ), TANK (Nhật), STANFORD – 4 (Mỹ), CLS (Ý), GMC (Liên Xô), SMART (Bắc Ailen), GIRARD – 1 (Pháp) v.v...

c) Mô hình động lực – ngẫu nhiên

Trong những năm gần đây đã xuất hiện những xu hướng liên kết cách tiếp cận tất định và ngẫu nhiên để mô tả các hiện tượng thủy văn. Việc xét tính ngẫu nhiên của các quá trình trong mô hình tất định diễn ra theo 3 phương hướng :

1. Xét sai số tính toán như một quá trình ngẫu nhiên và trở thành một thành phần trong các mô hình tất định.

2. Sử dụng các mô tả xác suất – thống kê (luật phân bố) của các tác động khí tượng – thủy văn với tư cách là hàm vào của mô hình tất định.

3. Xét các quy luật phân bố xác suất theo không gian của tác động khí tượng – thủy văn vào lưu vực.

Với những tư tưởng này đã hình thành những mô hình động lực – ngẫu nhiên. Do sự phức tạp của vấn đề, lớp mô hình này mới chỉ ở giai đoạn đầu của sự khai sinh. Sự phân loại mô hình nêu trên được trình bày như trên hình 3.13.

3.4.3. Một số mô hình tất định

Mô hình Kalinhin – Miliukóp – Nash

Năm 1958, khi nghiên cứu sự lan truyền sóng xả ở hạ lưu các trạm thủy điện, G.P.Kalinhin và P.I.Miliukov đã chia đoạn sông ra n đoạn nhỏ dưới tên gọi "các đoạn sông đặc trưng". Các đoạn sông đặc trưng được chọn có độ dài sao cho tồn tại mối quan hệ đơn trị tuyến tính giữa lượng nước trong nó với lưu lượng chảy ra. Như vậy, thực chất "đoạn sông đặc trưng" là một bể tuyến tính có cơ chế hoạt động được mô tả bởi :

$$\frac{dW_i}{dt} = Q_{i-1} - Q_i$$

$$W_i = \tau_i Q_i$$

trong đó : τ_i – thông số mang ý nghĩa thời gian chảy truyền trên "đoạn sông chảy truyền đặc trưng thứ i ".

Hai phương trình trên tương đương với một phương trình :

$$\tau_i \frac{dQ_i}{dt} + Q_i = Q_{i-1}$$

Như vậy, toán tử A_i trong trường hợp này có dạng :

$$A_i = \tau_i \frac{d}{dt} + 1 \text{ với } a_i = \tau_i, b_i = 1$$

Mắc nối tiếp n "đoạn sông đặc trưng" tương tự nhau, ta có :

$$(\tau_i \frac{d}{dt} + 1)^n Q = Q_0 \text{ với } \tau_i = \tau_1 \text{ và } b_i = 1 ;$$

Các nghiệm riêng của phương trình thuần nhất có dạng :

$$Q_i(t) = t^{i-1} e^{-\frac{t}{\tau_1}}$$

và hàm ảnh hưởng trở thành :

$$P(t - \tau) = \left(\frac{1}{\tau_1 (n-1)!} \right) \left(\frac{t - \tau}{\tau_1} \right)^{n-1} e^{-\frac{t-\tau}{\tau_1}} \quad (3.82)$$

Công thức tương tự cũng được Nash tìm ra khi giả thiết rằng lưu vực được cấu tạo từ n bể chứa tuyến tính với quan hệ đơn trị - tuyến tính giữa thể tích nước và lưu lượng. Như đã phân tích, hàm ảnh hưởng Kalinin - Miliucốp - Nash có hai thông số n và τ là trường hợp riêng của hàm ảnh hưởng 3 thông số. Việc đưa thêm thông số b vào làm ảnh hưởng "dẻo" hơn, ngoài việc dễ thích nghi với việc xét tác dụng điều tiết của lòng sông còn khả năng xét được cân cân nước (các tổn thất bốc hơi, mất nước...).

Đường lưu lượng đơn vị

Phương pháp này lần đầu tiên do Sherman đề nghị vào năm 1932, sau này được nhiều tác giả khác phát triển và hoàn thiện. Nội dung của phương pháp dựa trên 3 luận điểm :

- Đường quá trình lưu lượng được hình thành từ lượng mưa hiệu quả 1 in (25,4 mm) rơi đều trên khắp khu vực trong một đơn vị thời gian, là đặc trưng không đổi của một khu vực (đường quá trình đó được gọi là đường lưu lượng đơn vị).

- Đường quá trình lưu lượng được hình thành từ n in rơi đều trên khắp lưu vực trong một đơn vị thời gian, có thể nhận được bằng cách nhân tung độ đường lưu lượng đơn vị với n .

- Đường quá trình lưu lượng, được hình thành từ lượng mưa hiệu quả rơi đều trên khắp lưu vực trong 1 số đơn vị thời gian, có thể nhận được bằng cách cộng các đường quá trình được hình thành lệch pha do lượng mưa từng đơn vị thời gian.

Phân tích 3 luận điểm trên thấy rằng chúng hoàn toàn tương đương với nguyên lý xếp chồng và việc tính dòng chảy tại mặt cắt cửa ra từ quá trình mưa hiệu quả với điều kiện đơn vị thời gian $\Delta t \rightarrow 0$ hoàn toàn theo biểu thức :

$$Q(t) = \int_{t_0}^t P(t - \tau) q(\tau) d\tau$$

trong đó : $P(t - \tau)$ - đường lưu lượng đơn vị ; $q(\tau)$ - quá trình mưa hiệu quả.

Như vậy, thực chất đường quá trình lưu lượng đơn vị là hình ảnh của hàm ảnh hưởng trong mô hình "hộp đen" chúng được phân biệt với các mô hình "hộp đen" khác bởi tính độc đáo riêng biệt trong việc xác định hàm ảnh hưởng thông qua đường lưu lượng đơn vị.

Cách đơn giản nhất xác định đường lưu lượng đơn vị là chọn những trận lũ do lượng mưa rơi đều trong một đơn vị thời gian, rồi chia từng tung độ cho tổng lượng lũ.

3.4.4. Nguyên lý xây dựng mô hình "quan niệm"

Cách tiếp cận khi xây dựng mô hình "quan niệm" là cách tiếp cận thông số hoá :

1. Cho dãy các số liệu quan trắc về mưa $X(t)$ và dòng chảy ở mặt cắt cửa ra lưu vực $Q(t)$.

2. Cần tìm toán tử chuyển đổi tốt nhất từ mưa ra dòng chảy.

Cấu trúc của toán tử cùng các thông số của nó, nói chung là không có sẵn.

Tuy nhiên, trong học thuyết dòng chảy đã có những cơ sở lý thuyết và thực nghiệm về sự hình thành dòng chảy nói chung và trên 1 số lưu vực cụ thể. Điều đó dẫn đến hình thành 1 số thông tin về các lớp toán tử cần thiết cùng phạm vi biến đổi các thông số của chúng (lý thuyết thấm, tích đọng, ảnh hưởng của rừng, dòng chảy sườn dốc, chảy ngầm v.v...)

Xây dựng mô hình gồm 2 giai đoạn : thiết lập cấu trúc mô hình và xác định thông số mô hình

a) Xây dựng cấu trúc mô hình

Đây là khâu xác định những quan hệ toán học mô tả diễn biến hiện tượng. Trong công việc này, nhà mô hình phải rất am hiểu hiện tượng, hiểu rõ những tác động chính đến diễn biến hiện tượng và có trí tưởng tượng phong phú để khái quát hoá hiện tượng. Khi thiết lập cấu trúc mô hình hình thành dòng chảy, cần phác thảo sơ đồ khối về từng quá trình thành phần cùng sự tác động tương hỗ giữa chúng.

Trong mô hình STANFORD - 4, nước có thể được trao đổi theo hai chiều : đi xuống và đi lên. Với một số mô hình khác, nước chỉ có một chiều đi xuống (mô hình SSARR). Nét chung của các mô hình quan niệm là đều sử dụng các bể chứa để mô tả các dạng tổn thất và điều tiết khác nhau, do vậy, phương trình tính toán chủ đạo trong mô hình là phương trình cân bằng nước. Việc đưa ra bể chứa ngầm vào mô hình cho phép mô hình mô tả được cả phần dòng chảy mùa kiệt.

Nói chung, sự hình thành dòng chảy trên các lưu vực cụ thể rất khác nhau, do vậy không có một mô hình vạn năng nào dùng cho tất cả mọi trường hợp. Nhà thiết kế mô hình phải nắm vững hiện tượng cụ thể để có sự cải biến cần thiết.

Nói chung, khi thiết lập mô hình hình thành dòng chảy cần đề cập và giải quyết những vấn đề sau :

1. Vấn đề mưa trên lưu vực (hàm vào) : có cần hiệu chỉnh số liệu mưa tại các điểm đó (bằng thùng hoặc máy tự ghi) ? Nếu cần, cách hiệu chỉnh như thế nào ? Có cần

hiệu chỉnh sự phân phối không đều của mưa theo không gian ? Nếu cần, cách hiệu chỉnh như thế nào ?

2. Vấn đề tổn thất do thấm thực vật, do tích đọng trên mặt lưu vực, do thấm, cách xét tác động của độ ẩm ban đầu. Những giả thiết nào về diễn biến quá trình thấm có xét đến đặc tính của tầng thổ nhưỡng ? Nếu có, như thế nào ?

3. Có xét đến tổn thất do bốc hơi không ? nếu có, cách xét (với độ chi tiết nào khi xét đến các yếu tố khí tượng như : tốc độ gió, nhiệt độ không khí, độ thiếu hụt bão hoà v.v...).

4. Cách tách quá trình dòng chảy ngầm ra khỏi dòng chảy tổng cộng tại mặt cắt cửa ra lưu vực ?

5. Có xét dòng chảy sát mặt (nếu có, cách xét) ? Có xét lượng nước hồi quy từ tầng thổ nhưỡng vào sông ?

6. Có xét tình huống dòng chảy không phải được hình thành lên toàn bộ diện tích lưu vực (có những chỗ trũng khép kín) nếu có, bằng cách tính diện tích hiệu quả ?

7. Cách xét chuyển động sóng lũ trong mạng sông – sự giao thoa của sóng lũ trên dòng chính với các sông nhánh, sự bẹt sóng lũ v.v...

8. Bằng cách nào xét được một bộ phận trên đường quá trình lưu lượng được gây ra bởi lượng nước tồn lại của trận lũ trước v.v...

Giải quyết những vấn đề nêu trên, thiết lập những công thức mô tả quá trình, đồng thời luôn luôn phải suy xét : những đại lượng nào trong các công thức cho dưới dạng giá trị số xác định, những đại lượng nào có thể được tính theo công thức vật lý và những đại lượng nào đóng vai trò thông số cần phải xác định nhờ tài liệu quan trắc vào – ra. Chỉ sau khi giải quyết những vấn đề nêu trên mới có thể thiết lập một cấu trúc nào đó của mô hình. Cần chú ý rằng mô hình toán dòng chảy là một chỉnh thể thống nhất, các quá trình thành phần liên quan với nhau một cách mật thiết và hữu cơ, do vậy xét sự ảnh hưởng của một quá trình nào đó đến dòng chảy chỉ có thể làm được sau khi đã xây dựng trọn vẹn mô hình. Ngoài ra, các nhân tố hình thành dòng chảy rất biến động theo không gian, có cơ chế hoạt động và số liệu quan trắc của một quá trình nào đó tại một điểm, không thể rập khuôn cho toàn khu vực. Vai trò của từng quá trình thành phần biến đổi từ điểm này sang điểm khác, từ lưu vực này sang lưu vực khác dẫn đến việc lựa chọn cấu trúc mô hình quan niệm mang tính mò mẫm – cảm nhận. Điều này cũng rất đáng tiếc vì sao việc lắp ghép những kết quả nghiên cứu hiện đại về từng quá trình thành phần (mưa, thấm, bốc hơi, điểm trũng, dòng mặt, sát mặt, ngầm v.v...) của nhiều tác giả khác nhau để được 1 mô hình tốt đã thất bại. Điều này cũng cho thấy vì sao các mô hình quan niệm khác xa nhau cả về cấu trúc lẫn số liệu ban đầu sử dụng.

Việc xây dựng mô hình mang đầy tính sáng tạo cùng với việc am hiểu tường tận hiện tượng trên từng lưu vực cụ thể.

b) Xác định thông số mô hình

Các mô hình thông số tập trung đều chứa đựng nhiều thông số. Cần xác định cách này trên cơ sở những tài liệu quan trắc vào – ra của hệ thống. Về mặt toán học, có hai phương trình thiết lập thông số mô hình : phương pháp tối ưu hoá và phương pháp giải bài toán ngược. Phương pháp thường dùng trong thực tế hiện nay là khử – sai, được coi là phương án thô sơ nhất của phương pháp tối ưu hoá

Phương pháp tối ưu hoá : Đây là bài toán thuận, cho biết thông số vào và bộ thông số mô hình, cần xác định hàm ra của hệ thống. Thực chất tối ưu hoá là bài toán điều khiển hệ thống. Mục tiêu điều khiển là hàm ra phải đúng với tín hiệu đo đạc, còn biến điều khiển là chính véc tơ thông số mô hình.

Cần phải xác định biểu thức toán học của mục tiêu :

$$K = \sum_{i=1}^n \int_0^T [Q(t) - \tilde{Q}(t, a)]^2 f_Q(t) dt \rightarrow \min \quad (3.83)$$

trong đó : n – tổng số trận lũ ;

T – thời gian một trận lũ ;

$Q(t), \tilde{Q}(t, a)$ – các quá trình đo đạc và tính toán ;

$a = (a_1, a_2, a_m)$ – véc tơ thông số mô hình.

Hàm $f(Q(t))$ được đưa vào nhằm tăng tỷ trọng tung lộn (đỉnh lũ). Cần xác định véc tơ a để hàm mục tiêu K đạt cực tiểu. Ngày nay đã có nhiều thuật toán tối ưu đủ mạnh để tìm cực trị của những phiếm hàm mục tiêu phức tạp. Một trong những thuật toán thường dùng là thuật toán Rosenbroc. Nhưng ở đây, bản thân những phương pháp toán học không giải quyết sự chính xác của những thông số cũng như sự thành công của quá trình tối ưu hoá. Một lần nữa, chúng ta thấy nổi lên vai trò cùng những kinh nghiệm và sự hiểu biết hiện tượng vật lý của người thiết lập mô hình.

Sau đây trình bày những kinh nghiệm có tính nguyên tắc trong việc điều hành quá trình tối ưu.

– *Nguyên tắc lựa chọn số liệu* : Trong quá trình tối ưu, một số thông số tỏ ra không ảnh hưởng gì tới hàm mục tiêu. Nguyên nhân chính của hiện tượng này là trong những số liệu dùng để tối ưu, chưa có những số liệu mà vai trò của thông số này hay thông số khác tỏ ra rõ rệt. Để khắc phục tình hình này, những số liệu dùng trong quá trình tối ưu phải bao gồm những trận lũ có điều kiện hình thành hết sức khác nhau : đủ lớn, đủ nhỏ, đủ dạng.

Độ chính xác của thông số phụ thuộc nhiều vào độ chính xác, mức đại biểu và khối lượng của những tài liệu ban đầu. Những trận lũ không đủ tin cậy sẽ gây ra sai lệch đáng kể cho từng thông số riêng biệt. Do vậy, để tối ưu phải chọn những trận lũ có độ tin cậy cao nhất.

– Nguyên tắc tiến hành : có hai cách tiến hành quá trình tối ưu :

Cách 1 : Tối ưu riêng rẽ từng trận lũ được các bộ thông số khác nhau, sau đó lấy bộ thông số trung bình cho tất cả các trận lũ.

Cách 2 : Tiến hành tối ưu đồng thời cho nhiều trận lũ, được một bộ thông số chung cho tất cả các trận lũ. Kinh nghiệm cho thấy hai cách tối ưu này cho kết quả rất khác nhau. Với từng trận lũ, luôn luôn tìm được một thông số thích hợp. Do đặc thù riêng của từng trận lũ, một số thông số có thể bị sai lệch. Điều này dẫn đến các bộ thông số của các trận lũ rất khác nhau.

Để đảm bảo ý nghĩa của các thông số, đảm bảo độ bền vững, ổn định của chúng, để tối ưu phải sử dụng nhiều trận lũ. Kinh nghiệm cho thấy số liệu dùng để tối ưu không ít hơn 5 quá trình dòng chảy khác nhau.

– Nguyên tắc phức tạp hoá dần mô hình : do giáo sư Kuchmen đề ra. Thực chất của nguyên tắc này là việc tối ưu hoá được tiến hành theo từng giai đoạn. Trong bộ thông số mô hình, trọng lượng của từng thông số không đồng đều nhau, tính chất của các thông số cũng không giống nhau, có thông số ảnh hưởng tới đỉnh, có thông số chỉ ảnh hưởng đến tổng lượng, có thông số ảnh hưởng tới nhánh lên, có thông số ảnh hưởng tới nhánh xuống. Thật sai lầm nếu đưa tất cả những thông số đó vào tối ưu cùng một lúc.

Việc phức tạp hoá dần cấu trúc mô hình được bắt đầu bằng việc thử nghiệm mô hình đơn giản nhất, bao gồm các thông số tối thiểu. Trên cơ sở đã tối ưu được các thông số đó, mô hình sẽ được chính xác hoá nhờ việc đưa dần thêm các thông số mới, mô tả chính xác thêm hiện tượng. Ở từng giai đoạn, các thông số được tối ưu một cách độc lập trên cơ sở các thông số của giai đoạn trước nhận những trị số ban đầu bằng các trị số đã được tối ưu.

Phương pháp giải bài toán ngược : Đây là bài toán biết các thông tin vào – ra của hệ thống, cần xác định bộ thông số mô hình. Tính chất của bài toán này là phi chỉnh, có nghĩa là những sai số không lớn lắm của số liệu ban đầu (dùng để giải bài toán ngược) sẽ dẫn đến những sai số rất lớn của những đại lượng cần xác định. Ví dụ, khi giải bài toán thuận, những đặc trưng của lưu vực (độ dốc, sườn dốc, khả năng thấm của đất, thảm thực vật, địa hình, bề mặt lưu vực v.v...) rất biến động theo không gian và chúng cần phải được trung bình hoá theo một cách nào đó, cách trung bình hoá này dù sao cũng ít ảnh hưởng tới kết quả tính toán – dòng chảy ở mặt cắt cửa ra lưu vực. Khi giải bài toán ngược, những thay đổi nhỏ trong số liệu ban đầu (quá trình dòng chảy) có thể tương ứng với những thay đổi rất lớn của các đặc trưng lưu vực, do vậy cũng ảnh hưởng rất lớn đến các thông số mô hình.

Trong những năm 70, nhà toán học Xô viết Tikhonốp, Lavrenchev, Ivanov đã xây dựng lý thuyết bài toán phi chỉnh. Nhưng công trình toán học này mới chỉ dừng ở việc giải phương trình Volte bậc một. Giáo sư Kuchmen đã vận dụng lý thuyết này xác định các thông số của hàm ảnh hưởng Kalinhin-Miulikốp-Nash.

Như vậy, lý thuyết toán phi chỉnh mới chỉ áp dụng được trong mô hình tuyến tính đơn giản nhất, vận dụng trong những mô hình quan niệm đơn giản. Những thành tựu mới nhất của lý thuyết này chưa ứng dụng được trong các bài toán phức tạp do các hạn chế về công nghệ tính toán và kỹ thuật máy tính hiện hành.

Mô hình SSARR

Mô hình SSARR do Roc-cờ-ut (Rockwood) đề xuất từ năm 1956. Khi xây dựng mô hình này người ta quan niệm rằng hệ thống sông ngòi dù phức tạp cũng chỉ gồm các thành phần cơ bản sau :

- Các lưu vực sông nhỏ ;
- Các hồ chứa tự nhiên và nhân tạo ;
- Các đoạn sông.

Do đó, người ta xây dựng mô hình toán học cho từng loại, sau cùng tập hợp lại sẽ có mô hình toán học của cả hệ thống sông. Các mô hình toán học thành phần đều sử dụng hai phương trình cơ bản là phương trình liên tục và phương trình trữ lượng.

Phương trình liên tục là :

$$1/2(I_1 + I_2)\Delta t - 1/2(Q_1 + Q_2)\Delta t = S_2 - S_1 \quad (3.84)$$

trong đó : I_1, I_2 - lưu lượng chảy vào ở đầu và cuối thời đoạn tính toán Δt ;

Q_1, Q_2 - lưu lượng chảy ra ở đầu và cuối thời đoạn Δt ;

S_1, S_2 là dung tích hồ chứa ở đầu và cuối thời đoạn Δt .

Phương trình lượng trữ của hồ chứa là :

$$\frac{dS}{dt} = T_S \frac{dQ}{dt} \quad (3.85)$$

hay viết dưới dạng sai phân :

$$\Delta S = T_S \Delta Q \quad (3.86)$$

Thay (3.86) vào (3.84) ta có :

$$\frac{I_1 + I_2}{2} \Delta t - \frac{Q_1 + Q_2}{2} \Delta t = T_S(Q_2 - Q_1) \quad (3.87)$$

Đặt $I_m = \frac{I_1 + I_2}{2}$ và qua biến đổi ta có :

$$\begin{aligned} Q_2 \left(T_S + \frac{\Delta t}{2} \right) &= Q_1 \left(T_S - \frac{\Delta t}{2} \right) + I_m \Delta t \\ Q_2 \left(T_S + \frac{\Delta t}{2} \right) &= Q_1 \left(T_S + \frac{\Delta t}{2} \right) - Q_1 \Delta t + I_m \Delta t \\ Q_2 &= \frac{(I_m - Q_1) \Delta t}{T_S + \frac{\Delta t}{2}} + Q_1 \end{aligned} \quad (3.88)$$

Như vậy, nếu biết được lưu lượng chảy vào trung bình I_m , lưu lượng chảy ra ở đầu thời khoảng tính toán Q_1 và thời gian trữ nước của hồ T_S có thể tính được lưu lượng chảy ra ở cuối thời khoảng tính toán Q_2 theo phương trình (3.88).

1. Mô hình lưu vực

– Lượng nước đến của một lưu vực kín gồm có lượng mưa và tuyết rơi (hình 3.14). Một phần của lượng nước đến này được giữ lại trên bề mặt lưu vực làm ẩm đất, một phần bay hơi vào khí quyển, phần còn lại sẽ tạo thành 3 kiểu như sau :

- Chảy tràn trên mặt đất ;
- Chảy ngấm trong đất và lớp đất ở phía trên ;
- Chảy ngấm trong lớp đất ở tầng sau (xem hình 3.14).

Người ta hình dung mỗi quá trình chảy kể trên như chảy qua một chuỗi các hồ kế tiếp nhau. Lượng nước chảy vào hồ chứa đầu tiên của chuỗi hồ chứa này chính là lượng chảy vào của hồ chứa tiếp theo. Tập hợp lượng nước chảy ra từ hồ chứa cuối cùng chính là lượng nước chảy ra của cả lưu vực.

Để tính được lượng nước chảy vào của các hồ chứa đầu tiên ta phải tính được toàn bộ lượng nước đến của lưu vực, sau đó tách riêng phần tham gia dòng chảy sát mặt và dòng chảy ngấm.

* Tính lượng nước mưa trung bình trên lưu vực

Người ta thường tính lượng mưa trung bình ngày theo công thức :

$$X_N = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i \cdot x_i \quad (3.89)$$

trong đó : X_i – lượng mưa đo được ở trạm thứ i trong một ngày ;

n – số trạm đo mưa trên toàn lưu vực ;

a_i – hệ số trung bình tính theo phương pháp hình nhiều cạnh hoặc lấy bằng tỷ số giữa lượng mưa trung bình hàng năm trên phần lưu vực tương ứng và lượng mưa trung bình hàng năm tại trạm đo mưa thứ i .

X_N – lượng mưa trung bình ngày tính toán.

Khi khoảng thời gian tính toán Δt ngắn hơn một ngày thì lượng mưa trung bình trong khoảng thời gian Δt là :

$$X_{\Delta t} = b \cdot X_N \quad (3.90)$$

với b là hệ số chuyển đổi.

* Tính độ ẩm của đất

Hệ số dòng chảy phụ thuộc chủ yếu vào độ ẩm của đất trên lưu vực. Người ta dùng chỉ số độ ẩm A để biểu thị độ ẩm của đất.

$$A_2 = A_1 + (X - Y) - K_1 E \quad (3.91)$$

với : A_1, A_2 – chỉ số độ ẩm ở đầu và cuối khoảng thời gian Δt ;

X, Y – lượng mưa và dòng chảy trong thời khoảng Δt ;

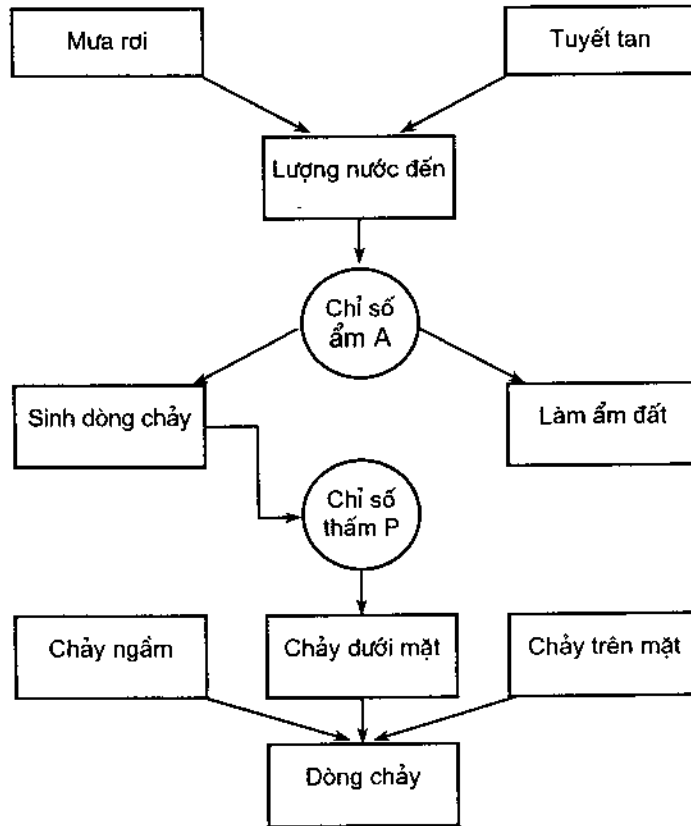
E – lượng bốc hơi ngày, tính trung bình trên toàn lưu vực. Nếu trên lưu vực có n trạm bốc hơi thì :

$$E = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \gamma_i E_i \quad (3.92)$$

với : γ_i – hệ số trung bình, E_i lượng bốc hơi ngày đo được ở trạm thứ i ;

K_1 – hệ số chuyển đổi, thay đổi theo độ ẩm của đất.

$$K_1 = f_1(A)$$



Hình 3.14. Sơ đồ mô hình lưu vực của mô hình SSARR $\alpha = f_2(A)$

Trường hợp thiếu tài liệu bốc hơi hàng ngày thì dùng trị số bốc hơi trung bình tháng E_T nhân với hệ số chuyển đổi K_2 . Lúc đó độ ẩm của đất tính theo công thức :

$$A_2 = A_1 + (X - Y) - \frac{\Delta t}{24} K_2 E_T \quad (3.93)$$

** Tính lớp dòng chảy*

Lớp dòng chảy tổng cộng là :

$$Y = \alpha X$$

với α là hệ số dòng chảy phụ thuộc vào độ ẩm của đất.

Lớp dòng chảy tổng cộng này được phân chia thành 3 thành phần ứng với dòng chảy mặt, dòng chảy sát mặt và dòng chảy ngầm.

Lớp dòng chảy ngầm trong 1 giờ là :

$$Y_{ng} = K_3 \frac{Y}{\Delta t} \quad (3.94)$$

với K_3 – là hệ số chảy ngầm, phụ thuộc vào chỉ số thấm P :

$$K_3 = f_3(P)$$

Chỉ số thấm P tính như sau :

$$P_2 = P_1 + \left(24 \frac{Y}{\Delta t} - P_1 \right) \frac{\Delta t}{T + \frac{\Delta t}{2}}$$

Trong đó : P_1, P_2 – chỉ số thấm ở đầu và cuối thời khoảng Δt ;

T – thời gian trữ nước biến đổi từ 30 đến 60 giờ.

Việc phân chia thành dòng chảy mặt Y_m và dòng chảy sát mặt Y_{sm} dựa vào các giả thiết sau :

– Dòng chảy mặt đạt trị số lớn nhất Y_{mmax} và giữ nguyên giá trị đó khi G lớn hơn 200% của Y_{mmax}

– Dòng chảy mặt nhỏ nhất Y_{mmin} bằng 10% của G , với $G = Y_m + Y_{sm} = Y - Y_{ng}$.
Khi đó lớp dòng chảy mặt trong một giờ là :

$$Y_m = f_4(G)$$

Khi $Y_m < Y_{mmax}$ thì :

$$Y_m = \left(0,1 + 0,2 \cdot \frac{G}{Y_{mmax}} \right) G$$

Nếu $Y_m \geq Y_{mmax}$ thì lấy $Y_m = Y_{mmax}$

$$Y_{sm} = G - Y_m$$

** Tính lưu lượng chảy ra của lưu vực*

Sau khi thực hiện phân chia lượng mưa hiệu quả thành 3 phần : lượng nước tham gia dòng chảy mặt, sát mặt và dòng chảy ngầm, ta coi đó là lượng nước chảy vào của 3 hồ chứa đầu tiên trong 3 hồ chứa tương tượng với 3 cách tạo thành dòng chảy. Nếu biết số hồ chứa của từng chuỗi n_1, n_2, n_3 và thời gian trữ nước T_{S1}, T_{S2}, T_{S3} ta có thể

tính được lưu lượng chảy ra từ hồ cuối cùng. Lưu lượng chảy ra của lưu vực là tổng của các lưu lượng chảy ra từ 3 hồ chứa sau cùng

** Điều chỉnh thông số*

Các thông số có mô hình lưu vực là :

- Các thông số để tính mưa bình quân trên lưu vực a_i, b ;
- Các thông số để tính bốc hơi K_1, K_2, γ_i ;
- Các thông số $n_1, n_2, n_3, T_{S1}, T_{S2}, T_{S3}$ và T ;
- Quan hệ giữa hệ số dòng chảy và độ ẩm $\alpha = f_2(A)$;
- Quan hệ để tính lớp dòng chảy ngầm $K_3 = f_3(P)$;
- Quan hệ để phân chia dòng chảy mặt và dòng chảy ngầm $Y_m = f_4(G)$.

Các thông số và quan hệ kể trên được lựa chọn giá trị tối ưu thông qua việc tính thử dần sao cho sự sai khác giữa lưu lượng thực đo và lưu lượng tính toán là nhỏ nhất.

Cho tới nay, việc điều chỉnh các thông số của mô hình SSARR còn chưa được tự động hoá, vì thế nó còn là một công việc rất phức tạp và phụ thuộc nhiều vào kinh nghiệm của người điều chỉnh mô hình. Ở trên đã kể ra nhiều thông số và quan hệ, nhưng chỉ có 4 loại sau ảnh hưởng nhiều nhất tới kết quả tính toán :

- Các hệ số tính mưa trung bình lưu vực a_i, b ;
- Hệ số T_{S1} của dòng chảy mặt ;
- Quan hệ hệ số dòng chảy và độ ẩm $\alpha = f_2(A)$;
- Quan hệ của hệ số chảy ngầm với chỉ số thấm $K_3 = f_3(P)$.

Người ta chọn các thời kỳ có đường quá trình biến đổi nhiều (mùa lũ năm nước lớn) để điều chỉnh thông số, sau đó thử lại cho các năm khác.

2. Mô hình dòng chảy trong sông

Dòng sông được coi như bao gồm một chuỗi hồ chứa kế tiếp nhau, mỗi hồ chứa ứng với một đoạn sông dài từ 6 đến 10 km.

Thời gian trữ nước T_S của đoạn sông tính theo quan hệ :

$$T_S = \frac{K_4}{Q^n}$$

với K_4, n là các hằng số thực nghiệm. Cũng có thể tính T_S theo quan hệ $T_S = f(Q)$ lấy từ tài liệu thực đo.

Lưu lượng chảy ra từ đoạn này được dùng làm lưu lượng chảy vào ở đoạn tiếp theo. Việc lựa chọn các giá trị của K_4, n và chiều dài tính toán của các đoạn sông được làm theo cách thử dần.

3. Mô hình hồ chứa

Đối với hồ chứa tự nhiên, lưu lượng chảy vào hồ coi như đã biết, nếu tính được thời gian trữ nước T_S thì tính được lưu lượng chảy ra. T_S biến thiên theo mực nước hồ : $T_S = f(H)$. Với mọi hồ chứa quan hệ $T_S = f(H)$ đã được xác định sẵn từ trước, do đó biết lưu lượng chảy vào sẽ tính được ngay lưu lượng chảy ra.

Ở các hồ chứa nhân tạo, ngoài đường cong $T_S = f(H)$ còn cần phải biết thêm $H_{\max}$, $H_{\min}$, đường cong $H \sim Q$ khi $H > H_{\max}$ và khả năng tháo qua hồ ứng với các cấp mực nước, nếu là hồ chảy theo chế độ có điều tiết thì phải tính đến sự điều tiết này. Lưu lượng chảy ra tính toán phải nhỏ hơn khả năng tháo ra của hồ và mực nước tính toán phải lớn hơn $H_{\min}$.

4. Mô hình hệ thống sông

Hệ thống sông bao gồm các lưu vực nhỏ, các hồ chứa và các đoạn sông. Những mô hình thành phần này đã biết, khi ghép lại trong mô hình hệ thống sông còn phải chú ý đến ảnh hưởng của nước vật, hoặc lượng nước lấy ra để tưới ruộng và lượng nước chảy thêm vào đoạn sông do mưa trên đồng ruộng, hoặc do nước sau khi đã tưới ruộng xong được tháo ra sông. Tất cả quá trình tính toán đã được thực hiện trên máy tính theo các chương trình mẫu.

3.4.5. Mô hình ngẫu nhiên

Các quá trình thủy văn tiến triển trong không gian và thời gian theo một cách thức mà trong đó có một phần mang tính tất định và một phần mang tính ngẫu nhiên. Trong một số trường hợp, tính biến đổi ngẫu nhiên nổi trội hơn hẳn tính biến đổi tất định và khi đó nó được coi là một quá trình ngẫu nhiên thuần túy. Trong những quá trình như vậy giá trị quan trắc của quá trình không có tương quan gì với các giá trị quan trắc trước đó, và các đặc trưng thống kê của tất cả các quan trắc là như nhau.

Khi các giá trị quan trắc không có tương quan với nhau, sản phẩm đầu ra của hệ thống thủy văn sẽ được xử lý như một mô hình ngẫu nhiên không gian độc lập và thời gian độc lập như đã chỉ ra trong "cây phân loại". Cách xử lý này rất thích hợp với các quan trắc của những sự kiện thủy văn cực đoan như dòng chảy lớn nhất hay các số liệu trung bình trong một khoảng thời gian dài của một số quá trình như lượng mưa trung bình năm.

Tuy nhiên với các đặc trưng thủy văn mà rõ nét là các dòng chảy thời đoạn (năm, tháng, tuần) tình hình không hoàn toàn như vậy. Các kết quả nghiên cứu cho thấy rằng trên hầu hết các sông ngòi thế giới, tồn tại mối tương quan của dòng chảy trung bình các năm kế nhau với hệ số tương quan vào khoảng 0,2 – 0,3. Với các thời đoạn ngắn hơn như dòng chảy tháng, dòng chảy tuần, mối liên hệ này càng rõ nét với hệ số tương quan thực sự lớn, có thể đạt đến 0,8 – 0,9. Mối liên hệ tương quan này có ảnh hưởng tới các kết quả tính toán thủy văn, thủy lợi mà không thể bỏ qua. Ratcovich Đ.I A. đã chỉ ra rằng khi tính đến tương quan giữa các năm kế nhau ($R(1) = 0,3$) thì dung tích hồ

chứa tính được sẽ tăng lên 1,5 lần so với khi coi chúng là những đại lượng ngẫu nhiên độc lập. Còn khi $R(1) = 0,5$ thì dung tích tăng gấp 2 lần.

Sự tồn tại mối liên hệ tương quan này có nhiều nguyên nhân liên quan đến sự chuyển đổi lượng trữ ẩm trên lưu vực. Bản chất của nó liên quan đến chu kỳ hoạt động của mặt trời. Nghiên cứu chi tiết hơn trên cơ sở số liệu rộng rãi của các sông ngòi trên thế giới, Ratkovich cho rằng nguyên nhân cơ bản của mối liên hệ này là dao động bốc hơi trên bề mặt lưu vực. Ông cho thấy hệ số tương quan giữa các năm kế nhau $R(1)$ có liên hệ rõ nét với môđun dòng chảy năm M_o và ở mức độ nhỏ hơn là hệ số biến đổi của dòng chảy năm C_v .

Mối liên hệ dòng chảy của các thời đoạn ngắn hơn như tháng, tuần càng rõ nét hơn và cũng liên quan chặt chẽ với sự thay đổi lượng trữ ẩm trên lưu vực. Trong mùa kiệt, mối liên hệ này liên quan chặt chẽ với quá trình rút nước lưu vực, có thể biểu thị bằng phương trình :

$$Q_t = Q_0 e^{-(t-t_0)/k} \quad (3.95)$$

trong đó Q_0 là lưu lượng tại thời điểm t_0 và k là hệ số triệt giảm.

Lượng dòng chảy các tháng mùa lũ có mối tương quan kém chặt chẽ hơn, tuy nhiên cũng liên quan đến sự thay đổi lượng trữ ẩm trên lưu vực qua các thời đoạn. Như vậy có thể thấy rằng dao động dòng chảy trung bình các thời đoạn không thể coi là một quá trình ngẫu nhiên thuần túy. Do đó, cũng không thể dùng các quy luật thống kê với hàm phân bố xác suất một chiều để mô phỏng nó mà phải dùng các mô hình khác để mô phỏng dao động có tính đến mối quan hệ tương quan này. Thông dụng nhất hiện nay là mô hình tự hồi quy tuyến tính (hay mô hình Markov). Mô hình Markov có mô hình đơn hoặc phức. Mô hình Markov đơn chỉ xét mối liên hệ tương quan giữa các số hạng kế nhau, có hàm phân bố xác suất là hàm phân bố 2 chiều. Mô hình Markov phức xét đến mối liên hệ xa hơn và hàm phân bố xác suất là hàm phân bố với số chiều lớn hơn 2.

Nói cách khác, tập hợp dòng chảy trung bình các thời đoạn biểu thị một quá trình ngẫu nhiên. Để mô phỏng toán học các quá trình ngẫu nhiên người ta sử dụng các hàm phân bố và các thông số thống kê. Các phương pháp thống kê được xây dựng trên cơ sở các nguyên lý toán học miêu tả đặc tính biến động ngẫu nhiên chuỗi quan trắc của một quá trình. Trong các phương pháp này, người ta tập trung chú ý vào bản thân các kết quả quan trắc hơn là dựa trên các quá trình vật lý đã tạo ra các kết quả đó.

Các quá trình ngẫu nhiên có thể dừng hoặc không dừng, egôđích hoặc không egôđích. Quá trình ngẫu nhiên dừng là quá trình không bao hàm xu thế và chu kỳ, nó chỉ dao động xung quanh kỳ vọng. Nghĩa là, trong quá trình ngẫu nhiên dừng các đặc trưng thống kê như kỳ vọng, phương sai, hàm tương quan và mật độ phổ không thay đổi khi thay đổi thời gian tính toán. Ngược lại, trong quá trình ngẫu nhiên không dừng các đặc trưng này đều có thể thay đổi theo thời gian.

Như trên đã trình bày, các quá trình ngẫu nhiên là một quá trình ngẫu nhiên. Ngoài một số quá trình riêng biệt được coi là các đại lượng ngẫu nhiên độc lập, còn trong đa số các quá trình ngẫu nhiên, giữa các số hạng của chúng có mối liên hệ tương quan với nhau, đặc biệt là giữa các số hạng kế nhau. Có thể thấy rằng mỗi giá trị tại thời điểm t được xác định từ các số hạng đứng trước nó $t - i$ ($i = 1, 2, \dots, p$; $t = 1, 2, \dots, n$) nghĩa là ta có phương trình :

$$Q_t = f(Q_{t-1}, Q_{t-2}, \dots, Q_{t-p}) \quad (3.96)$$

Phương trình (3.96) có thể là phi tuyến. Tuy nhiên, trong trường hợp quá trình là dừng hoặc thông qua phép biến đổi đưa về quá trình dừng thì có thể coi Q_t là tổ hợp tuyến tính của các Q_{t-i} :

$$Q_t = \sum_{i=1}^p a_i Q_{t-i} \quad (3.97)$$

trong đó : a_i là các hệ số.

Đây chính là một quá trình tự hồi quy cấp p . Nếu quá trình (3.97) là một quá trình Gauss thì nó có thể coi là một quá trình Markov theo nghĩa rộng (Svanhidze, 1977).

Khi coi Q_t là một tổ hợp tuyến tính của các Q_{t-i} thì giá trị xác định theo (3.97) so với giá trị thực đo sẽ có sai số. Để hiệu chỉnh sai số này, người ta đưa vào một thành phần ngẫu nhiên $R_t(\xi)$. Thành phần ngẫu nhiên này cũng thay đổi tương ứng với Q_t . Khi đó (3.97) có dạng :

$$Q_t = \sum_{i=1}^p a_i Q_{t-i} + \varepsilon_t(\xi) \quad (3.98a)$$

Cũng có thể hiểu theo một nghĩa khác, giá trị Q_t tính được theo (3.97) chỉ là giá trị trung bình có điều kiện của Q_t khi chịu ảnh hưởng của các Q_{t-i} . Giá trị thực của Q_t sẽ lệch khỏi giá trị trung bình có điều kiện này một độ lệch xác suất Q_t . Khi đó phương trình được viết lại thành :

$$Q_t = \sum_{i=1}^p Q_i Q_{t-i} + \phi a_0 \sigma \quad (3.98b)$$

với $a_0 = \sigma \sqrt{\frac{D}{D_u}}$.

Bản thân $\varepsilon_t(\xi)$ cũng có thể là một tổ hợp tuyến tính của các ε_{t-j} đứng trước :

$$\varepsilon_t = \sum_j b_j \varepsilon_{t-j} \quad (3.99)$$

Như vậy, một mô hình ngẫu nhiên gồm có hai thành phần :

- Thành phần tự hồi quy có thể coi là thành phần tất định ;
- Thành phần ngẫu nhiên.

Thành phần tự hồi quy

Thành phần tự hồi quy được xác định từ mối liên hệ tuyến tính giữa giá trị Q_t và các giá trị trước đó. Thường thì phải thông qua một phép biến đổi để đưa về một chuỗi dừng Z_t . Như vậy tổ hợp tuyến tính bây giờ là giữa các đại lượng đã biến đổi :

$$Z_t = \sum_{i=1}^p a_i Z_{t-i} \quad (3.100)$$

Kết quả cuối cùng phải đưa trở lại Q_t theo phép biến đổi ngược lại.

Việc lựa chọn bậc hồi quy p (hay số các số hạng liên hệ) là rất quan trọng. Tiêu chuẩn chung để lựa chọn bậc hồi quy p là cực tiểu phương sai của giá trị tính theo mô

hình σ_p và khi tỷ số $\left(\frac{\sigma_p}{\sigma_{p-1}} \right)^2$ gần bằng 1, nghĩa là tăng thêm một bậc hồi quy thì phương sai không thay đổi (Svanhidze, 1977), hoặc tại đó hàm tự tương quan có bước nhảy đột ngột (Box-Jenkin).

Một số mô hình khác lại lựa chọn từng phương trình riêng cho từng thời đoạn mô phỏng, tức là chỉ xét đến bậc hồi quy $p = 1$ (Thormat-Fiering). Giá trị tính được của thời đoạn này được coi là giá trị thực để tính toán cho thời đoạn tiếp theo và cứ tiếp tục như vậy cho từng thời đoạn.

Khi chỉ xét mối liên hệ với một số hạng đứng trước ta có mô hình tự hồi quy bậc 1 (AR(1)) hay là xích Markov đơn. Còn khi xét đến mối liên hệ với p số hạng đứng trước ta có mô hình tự hồi quy bậc p (AR(p)), hay xích Markov phức.

Như vậy, dạng tổng quát của mô hình tự hồi quy bậc 1 là :

$$Z_t = a_1 Z_{t-1} + a_2 Z_{t-2} + \dots + a_p Z_{t-p} + \varepsilon_t \quad (3.101)$$

Thành phần ngẫu nhiên

Thành phần ngẫu nhiên chính là thành phần sai số hay phần dư giữa giá trị thực và giá trị tính được theo mô hình tự hồi quy. Thành phần này khi làm dự báo là sai số, còn khi tại chuỗi mô phỏng nó là số ngẫu nhiên.

Việc xác định thành phần ngẫu nhiên ε_t tùy thuộc vào ý đồ và tiêu chuẩn mô phỏng của mô hình. Về cơ bản theo nguyên tắc mô phỏng là đảm bảo cho các thông số thống kê của chuỗi số không đổi. Như vậy :

$$\varepsilon_t = \alpha \xi_t \quad (3.102)$$

Trong đó : ξ_t là số ngẫu nhiên có phân bố chuẩn với trung bình bằng 0 và phương sai bằng 1.

Trong nhiều trường hợp đại lượng ε_t có tương quan với q các giá trị ε_{t-j} ($= 1, 2, \dots, q$) trước đó, khi đó ta có quan hệ MA(q) :

$$\varepsilon_t = b_1 \varepsilon_{t-1} + b_2 \varepsilon_{t-2} + \dots + b_q \varepsilon_{t-q} \quad (3.103)$$

Trường hợp tổng quát ta có mô hình ARIMA(p, q) :

$$Z_t + a_1 Z_{t-1} + \dots + a_p Z_{t-p} = b_1 \varepsilon_{t-1} + b_2 \varepsilon_{t-2} + \dots + b_q \varepsilon_{t-q} - \varepsilon_t \quad (3.104)$$

Thực chất giá trị tính được Q'_t theo quan hệ tự hồi quy chỉ là giá trị trung bình có điều kiện. Giá trị thực sẽ lệch khỏi giá trị Q'_t một độ lệch xác suất nào đó, tùy thuộc dạng hàm phân bố xác suất. Trong trường hợp đó thay cho thành phần ngẫu nhiên ε_t là phần dư ta coi ε_t là độ lệch xác suất. Theo Chow (1964) ta có quan hệ :

$$Q_t = Q'_t + K_t \sigma_t \quad (3.105)$$

trong đó : Q'_t được xác định từ quan hệ tự hồi quy (3.105), khi lấy giá trị thực Q . K_t là độ lệch xác suất ; σ_t là khoảng lệch quân phương (phương sai) có điều kiện của đại lượng Q_t .

Hai giá trị K_t và σ_t được xác định tùy thuộc dạng hàm phân bố có điều kiện, các đặc trưng thống kê của nó và vào dạng tương quan giữa các đại lượng ngẫu nhiên. Người ta thừa nhận một giả thiết rằng (Kritski-Menken, 1977), trong trường hợp các đại lượng ngẫu nhiên có phân bố chuẩn thì tương quan giữa chúng là tương quan chuẩn, còn với các đại lượng ngẫu nhiên có phân bố Gamma thì tương quan giữa chúng là tương quan Gamma. Tương quan này sẽ chi phối biểu thức xác định các đặc trưng thống kê của các hàm phân bố có điều kiện, cũng tức là chi phối thành phần ngẫu nhiên trong mô hình. Chúng ta sẽ xem xét chi tiết hơn các vấn đề này trong mục xác định các thông số mô hình. Có thể thấy mối tương tự về hình thức giữa mô hình tất định và mô hình ngẫu nhiên. Thật vậy, với mô hình tự hồi quy AR(p) ta có :

$$\varphi(B)Z_t = \varepsilon_t \quad (3.106)$$

$$\text{trong đó :} \quad \varphi(B) = 1 - a_1 B - a_2 B^2 - \dots - a_p B^p \quad (3.107)$$

Còn với mô hình trung bình trượt MA(q) ta có :

$$Z_t = \theta(B) \cdot \varepsilon_t \quad (3.108)$$

$$\text{trong đó :} \quad \theta(B) = 1 - b_1 B - b_2 B^2 - \dots - b_q B^q \quad (3.109)$$

Như vậy, ta thấy $\varphi(B)$, $\theta(B)$ là các hàm truyền hay hàm lọc. ε_t đóng vai trò của hàm vào và Z_t đóng vai trò là hàm ra. Dãy số ngẫu nhiên ε_t lọc qua hàm truyền ta được dãy số Z_t . Về hình thức, các mô hình ngẫu nhiên trên không khác gì mô hình tất định và tương ứng với mô hình hệ thống thủy văn nhưng về hình thức có sự khác nhau rất lớn. Trong mô hình tất định, mưa là hàm vào, lọc qua hàm truyền ta được hàm ra là dòng chảy. Còn ở mô hình ngẫu nhiên, hàm vào là dãy ngẫu nhiên ε_t lọc qua các hàm truyền $\varphi(B)$, $\theta(B)$ để có hàm ra Z_t nhưng không thể coi dãy ngẫu nhiên ε_t gây ra dòng chảy Z_t . Về bản chất, mô hình ngẫu nhiên không giải thích nguyên nhân và kết quả như mô hình tất định. Có nhiều phương pháp và nhiều mô hình thực hiện việc mô phỏng toán học chuỗi thời gian thủy văn có tương quan. Có thể tổng hợp thành các nhóm sau :

1. Nhóm các mô hình theo phương pháp tổng hợp, trong đó mô hình là một mẫu kép, gồm nhiều thành phần tổng hợp thành như mô hình Fragment.

2. Nhóm mô hình hoá trực tiếp các giá trị các biến thủy văn bao gồm các thành phần chu kỳ và xu thế như các mô hình Markov đơn hoặc phức.

3. Mô hình các giá trị đã biến đổi của các biến thủy văn để đạt một yêu cầu nào đấy, chẳng hạn đưa về chuỗi dừng, chuỗi không có giá trị âm hay chuỗi không có tính xu thế như mô hình ARIMA.

Mô hình Markov : Mô hình Markov thực chất là mô hình tự hồi quy tuyến tính. Cùng với sự ra đời của phương pháp Monte-Carlo, mô hình Markov ngày càng được sử dụng rộng rãi để mô phỏng các quá trình thủy văn. Mô hình Markov có ưu thế ở chỗ không chỉ rõ ràng và logic, các sơ đồ được chỉnh lý chi tiết mà còn có thể tổng hợp cho trường hợp mô hình hoá theo nhóm khi mô hình hoá đồng thời có chuỗi thủy văn trên nhiều vị trí có liên hệ tương quan. Tuy nhiên, xích Markov chỉ là dạng gần đúng ban đầu để mô tả chuỗi thủy văn (Ratkovich, 1977), tùy theo từng trường hợp cụ thể có các biến dạng khác nhau và cần có các giả thiết bổ sung về hàm phân bố đồng thời và phân bố có điều kiện nhiều chiều. Chẳng hạn đối với phân bố chuẩn, Kartvelixvili (1981) đưa ra giả thiết sau (giả thiết N) : Nếu hàm phân bố một chiều của các đại lượng ngẫu nhiên tương quan có dạng phân bố chuẩn và ma trận tương quan xác định dương thì phân bố nhiều chiều cũng là chuẩn. Còn Kritski-Menken (1979) đưa ra giả thiết sau đây đối với các đại lượng ngẫu nhiên có phân bố Gamma (giả thiết G) như sau :

Phân bố nhiều chiều của số hữu hạn đại lượng ngẫu nhiên là một phân bố Gamma nếu phân bố một chiều có dạng Gamma và ma trận tương quan xác định dương. Mô hình Markov gồm có mô hình Markov đơn và mô hình Markov phức. Mô hình Markov đơn chỉ xét tương quan của hai số hạng kế nhau, đối với xích Markov đơn cần có hàm phân bố đồng thời và phân bố có điều kiện hai chiều.

Mô hình Markov đơn được thực hiện bằng phương trình tự hồi quy tuyến tính ứng với các mẫu tương quan khác nhau. Theo Ratkovich, có 5 biến dạng sau đây của mô hình Markov đơn :

* Trường hợp 1 : Mô hình của dãy các đại lượng ngẫu nhiên độc lập. Đây là trường hợp đặc biệt đã xem xét ở phần trên.

* Trường hợp 2 : Tương quan chuẩn giữa các đại lượng ngẫu nhiên phân bố chuẩn. Khi đó hàm phân bố có điều kiện cũng là hàm phân bố chuẩn.

Trong mô hình này, phương sai có điều kiện liên hệ với phương sai không điều kiện theo biểu thức :

$$\sigma_{i+1} = \sigma \sqrt{1 - r^2} \quad (3.110)$$

Nghĩa là phương sai có điều kiện σ_{i+1} không phụ thuộc vào số hạng đứng trước nó.

* Trường hợp 3 : Mô hình các đại lượng ngẫu nhiên có phân bố Gamma nhưng với tương quan gần chuẩn. Trong trường hợp này, phân bố có điều kiện là phân bố

Gamma nhưng phương sai có điều kiện có cùng quan hệ như tương quan chuẩn, nghĩa là cũng có :

$$\sigma_{i+1} = \sigma\sqrt{1-r^2}$$

* Trường hợp 4 : Mô hình các đại lượng ngẫu nhiên có phân bố Gamma và giữa chúng có tương quan Gamma. Phương sai có điều kiện khác với tương quan chuẩn liên hệ theo biểu thức :

$$\sigma_{i+1} = \sigma\sqrt{(1-r^2) + 2k_i r(1-r)} \quad (3.111)$$

Nghĩa là phương sai có điều kiện phụ thuộc vào số hạng đứng trước K_i .

* Trường hợp 5 : Tương quan giữa tần suất của các số hạng kế nhau. Như vậy, chuỗi được tạo thành là chuỗi tần suất, sau đó mới chuyển sang giá trị theo phân bố xác suất đã cho. Cấu trúc của mô hình khác hẳn các trường hợp trước, nó không phụ thuộc dạng và giá trị của hàm phân bố xác suất. Hệ số tương quan biểu thị mối liên hệ giữa các đại lượng ngẫu nhiên phân bố đều.

Mô hình Marov phức là chung nhất để mô phỏng dao động của quá trình thủy văn. Trong trường hợp này, cần có hàm phân bố đồng thời và phân bố có điều kiện nhiều chiều.

* Svanhidde (1977) giới thiệu một phương pháp giải tích để giải quyết bài toán mô hình hoá, nhưng đến giai đoạn cuối lại phải thực hiện bằng phương pháp số.

* Rednhicovxki (1969) đề nghị mô hình hoá trực tiếp đại lượng ngẫu nhiên dựa vào ma trận tương quan :

$$Q_i = \bar{Q} + \sum_{j=1}^p (Q_{i-j} - \bar{Q}_{i-j}) \frac{\sigma_i}{\sigma_{i-j}} \frac{D_{i,i-j}}{D_{ii}} + \phi_i \sigma_i \sqrt{\frac{D}{D_{ii}}} \quad (3.112)$$

trong đó : Q_{i-j} là giá trị của chuỗi ở thời đoạn về phía trước ;

D là định thức của ma trận tương quan ;

D_{ii} , $D_{i,i-j}$ là định thức con trong D tương ứng với các phần tử r_{ij} và $r_{i,i-j}$.

Khi quá trình là dừng ta có quan hệ ;

$$Q_i = \bar{Q} - \sum_{j=1}^p (Q_{i-j} - \bar{Q}) \frac{D_{i,i-j}}{D_{ii}} + \phi \sigma \sqrt{\frac{D}{D_{ii}}} \quad (3.113)$$

Mô hình này cũng dựa trên tương quan chuẩn của các đại lượng ngẫu nhiên phân bố chuẩn.

* Mô hình Thormat-Fiering cũng có dạng tương tự :

$$Q_{i+1} = \bar{Q}_{j+1} + a_{1,j}(Q_i - \bar{Q}_j) + a_{2,j}(Q_{i-1} - \bar{Q}_{j-1}) + t_j \sigma_{j+1} \sqrt{1-r_j^2} \quad (3.114)$$

trong đó : $a_{1,j}$ và $a_{2,j}$ là các hệ số hồi quy ;

$\bar{Q}_j$ và $\bar{Q}_{j-1}$ là trung bình của tháng j và $j+1$.

Chương 4

ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC

Nguồn nước rất phong phú bao gồm nguồn nước mặt và nước ngầm trong lòng Trái Đất.

Nước là thành phần cơ bản của cơ thể sinh vật, là môi trường của sự sống. Ngày nay cùng với mức độ phát triển nhanh của kinh tế, nhu cầu về nước ngày càng tăng. Sử dụng hợp lý nguồn nước và bảo vệ nguồn nước trong sạch là một vấn đề lớn, cấp thiết đối với con người hiện nay và trong tương lai.

Nước là một nguồn tài nguyên thiên nhiên, một thành phần của cảnh quan địa lý, của môi trường sống. Có nhiều khái niệm về môi trường sống (còn gọi là môi trường tự nhiên, môi trường xung quanh), trong đó một khái niệm ngày càng được chấp nhận rộng rãi cho rằng "Trong môi trường sống, các hoạt động đa dạng và phức tạp của các sinh vật, đặc biệt là hoạt động của con người diễn ra thường xuyên, liên tục đã gây ra những biến đổi bên trong của các yếu tố môi trường nói chung và nguồn nước tự nhiên nói riêng". Một trong những biến đổi đó là làm thay đổi chất lượng nguồn nước và ở một mức độ cao sẽ gây nên tình trạng ô nhiễm nguồn nước.

Ngược lại, sự thay đổi của môi trường nước trong một quy mô đủ lớn cũng gây nên những biến đổi của môi trường xung quanh. Giữa môi trường nước và môi trường tự nhiên luôn duy trì một mối quan hệ tương hỗ. Hiểu biết sâu sắc mối quan hệ đó là rất cần thiết để bảo vệ và cải tạo tự nhiên.

Để đáp ứng yêu cầu trên, các ngành dùng nước phải nghiên cứu các vấn đề :

- Đánh giá nhu cầu dùng nước ;
- Đánh giá chất lượng của nguồn nước sử dụng ;
- Đánh giá và dự báo mức độ nhiễm bẩn nguồn nước, nghiên cứu các biện pháp để hạn chế và đi đến loại trừ tình trạng ô nhiễm nguồn nước.

Đó cũng là các nội dung chủ yếu giới thiệu trong chương này.

Nhu cầu cần sử dụng nước

Có thể phân thành hai loại nhu cầu sử dụng nước, nhu cầu nước cho sinh hoạt và nhu cầu nước cho các ngành kinh tế công nghiệp, giao thông vận tải. Ngày nay, nhu cầu nước bình quân tối thiểu cho sinh hoạt của mỗi người/ngày là 5 lít. Ở các nước phát triển, nhu cầu nước mỗi người bình quân trên 500 lít/ngày. Chỉ tính ở mức nước 250 lít/ngày thì một triệu dân Hà Nội mỗi ngày cũng cần 25 vạn m³, trong năm có thể dùng cạn hai hồ chứa như hồ Suối Hai (Hà Tây), từ đó cho thấy lượng nước dùng cho sinh hoạt của con người không phải là nhỏ, nhất là trong các nước phát triển. Ngày nay, với 3,7 tỷ dân số thế giới, nhu cầu nước sinh hoạt từ 7 đến 8 tỷ m³ mỗi ngày. Dự

tính sau năm 2.000 dân số thế giới lên đến trên 6 tỷ người, khi có nhu cầu nước sinh hoạt sẽ còn lớn hơn nhiều.

Nhu cầu nước cho các ngành kinh tế cũng rất lớn, chủ yếu cho công nghiệp và nông nghiệp. Đối với nông nghiệp, nước là nhu cầu thiết yếu cho sinh trưởng và phát triển của cây trồng. Việc đảm bảo nhu cầu nước cho cây trồng có tác dụng quyết định đối với năng suất cây trồng. Vì vậy, việc phát triển các biện pháp thủy lợi, đảm bảo chủ động tưới tiêu nước là rất quan trọng trong phát triển nông nghiệp. Nhu cầu nước dùng cho công nghiệp cũng rất lớn, nhất là trong các nước công nghiệp phát triển; nước dùng trong công nghiệp để rửa sạch các chất bẩn trong các vật liệu sản xuất, để nhào rửa vật liệu, làm dung môi cho các phản ứng hoá học trong quy trình sản xuất, làm nguội thiết bị, làm lạnh sản phẩm... Ví dụ trong mỗi giây đồng hồ, một nhà máy nhiệt điện công suất 1 triệu kW cần từ 60 đến 70m³ nước để làm nguội máy.

Lượng nước trên chỉ mất từ 10 đến 15 % trong quá trình sản xuất, còn lại chứa các chất bẩn, chất độc của quá trình sản xuất sinh ra gọi là nước thải công nghiệp. Nước thải công nghiệp chưa qua xử lý thải vào nguồn nước sẽ gây nên tình trạng ô nhiễm.

Khai thác và sử dụng nguồn nước ngày nay

Nước là một tài nguyên thiên nhiên vô cùng quý giá, con người ngày càng cố gắng khai thác, sử dụng cả nguồn nước mặt và nước ngầm. Mức độ khai thác, sử dụng nguồn nước hiện nay còn khác nhau giữa các nước, các khu vực.

Nguồn nước mặt được sử dụng, khai thác triệt để nhất hiện nay vào mục đích phát điện. Nhiều nước trên thế giới có tỷ trọng thủy điện trong toàn sản lượng điện quốc gia đã đạt tới đỉnh cao như Thụy Sĩ, Na Uy, Thụy Điển xấp xỉ 100%, Ái Nhĩ Lan, Cộng Gô 95%, Cộng hoà Dân chủ Nhân dân Triều Tiên 90%... Ngoài phát điện, nguồn nước mặt được sử dụng rộng rãi cho nhiều mục đích khác như tưới, nuôi cá, giao thông thủy, nước dùng cho công nghiệp... Để hạn chế những ảnh hưởng phân bố nguồn nước mặt không đều giữa các vùng, ngày nay đã có nhiều những hệ thống công trình, kênh dẫn lớn được xây dựng để dẫn những lượng nước khổng lồ từ vùng này sang vùng khác để sử dụng.

Trong số 37.000 tỷ m³ nước tuần hoàn trên lục địa trong một năm, lượng nước chứa dưới đất đã gần 13.000 tỷ, chiếm 35%. Cùng với khai thác, sử dụng nguồn nước mặt, nguồn nước ngầm ngày càng được chú ý, là nguồn cung cấp nước cho sinh hoạt, cho cây trồng. Ở Hungari đã bắt đầu khai thác một túi nước ngầm trữ lượng khoảng 4.000 tỷ m³. Những nước có nhiều công trình khai thác nước ngầm hiện nay là Liên Xô, Mỹ, Hungari,... vùng Sanfrancisco đã có trên 2.000 máy bơm ngầm tưới cho 54.000 héc ta. Nước ngầm là nguồn cung cấp nước sinh hoạt chủ yếu cho các thành phố. Một số nơi trên thế giới khai thác nước ngầm quá mức đã gây ra tình trạng sụt lún nghiêm trọng.

Tại những khu tập trung dân cư, khu công nghiệp ở những nước phát triển, nguồn nước được sử dụng triệt để nhưng tình trạng thiếu nước vẫn xảy ra tại nhiều nơi. Ngược lại, nguồn nước chưa được sử dụng đáng kể trong những nước kém phát triển.

Vấn đề thiếu nước

Trước đây vài thế kỷ, vấn đề thiếu nước chưa được đặt ra, vì với mức phát triển xã hội thời đó, nhu cầu nước của con người chưa phải là lớn. Hơn nữa, dân số thế giới còn thấp so với hiện nay. Ngày nay, hiện trạng đã khác hẳn. Dân số thế giới đầu thế kỷ XX là 1.617 triệu người, năm 1963 đã có 3.182 triệu và dự kiến năm 2.000 lượng nước tiêu thụ trên thế giới dùng trong tưới vào khoảng 7.000 tỷ m³, nước sinh hoạt 600 tỷ m³, nước cho công nghiệp 10.700 tỷ m³, cho nhu cầu khác là 400 tỷ m³.

Các thành phố lớn ngày nay, tình trạng thiếu nước, ô nhiễm nguồn nước hay xảy ra tại nhiều nơi. Theo thống kê, hiện nay đã có 60% diện tích đất đai trên thế giới thiếu nước, thậm chí thiếu cả nước trong sinh hoạt ở mức cần thiết. 150 triệu người đang cư trú trên diện tích đó. Để đánh giá mức độ thiếu nước trong từng khu vực trên thế giới, hội nghị bàn về nước của các nước xã hội chủ nghĩa họp năm 1963 tại Vacsava đã đề nghị dùng hệ số C biểu thị mức độ thiếu nước như sau : Hệ số C là tỷ lệ giữa tổng lượng dòng chảy trong năm của khu vực trên tổng lượng nước tiêu thụ của khu vực đó, tính theo tiêu chuẩn 250 m³ một đầu người. $C = 20$ thuộc khu vực đảm bảo nguồn nước tương đối cao. $C = 10 \div 20$ có thể bảo đảm nhưng phải có sự phân phối trong khu vực. $C = 5 \div 10$ là nguồn nước rất hạn chế, cần dẫn nước ở vùng khác tới. $C < 5$ là thiếu nước nghiêm trọng, cần có biện pháp khẩn trương cung cấp thêm. Trong hội nghị đã đánh giá BaLan và Hungari có $C = 8$, nhưng vì dân số phát triển nên đến năm 1980 $C = 6$ và năm 2.000 $C = 4$. Ở Liên Xô, có những nước cộng hoà như Ukraina có $C = 5$, năm 1980 có $C = 4$. Những nước cộng hoà thiếu nước như Môn-đa-vi có $C = 40$ thuộc khu vực đói khát về nước, cần đẩy mạnh việc khai thác. Tại nhiều nơi, tình hình thiếu nước càng trầm trọng hơn do tình trạng một phần nguồn nước, chủ yếu là nước mặt bị nhiễm bẩn do các nguồn nước thải sinh hoạt và công nghiệp gây ra.

4.1. CƠ SỞ ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC

Nước sông ngòi, hồ ao chứa nhiều các chất hữu cơ, vô cơ, các loại vi sinh vật khác nhau. Tỷ lệ thành phần của các chất trên có trong một mẫu nước phản ánh chất lượng nước của mẫu. Bố trí những vị trí lấy mẫu, phân tích định tính, định lượng thành phần các chất trong mẫu nước trong phòng thí nghiệm là nội dung chủ yếu để đánh giá chất lượng và phát hiện tình hình ô nhiễm nguồn nước.

4.1.1. Những thông số vật lý, hoá học, sinh học của chất lượng nước

Có ba loại thông số phản ánh các đặc tính khác nhau của chất lượng nước là thông số vật lý, thông số hoá học và thông số sinh học.

1. Thông số vật lý : Thông số vật lý bao gồm màu sắc, mùi, vị, nhiệt độ của nước, lượng các chất rắn lơ lửng và hoà tan trong nước, các chất dầu mỡ trên bề mặt nước.

Phân tích màu sắc của nguồn nước cần phân biệt màu sắc thực của nước và màu sắc của nước khi đã nhiễm bẩn. Loại và mật độ chất bẩn làm thay đổi màu sắc của

nước. Nước tự nhiên không màu, khi nhiễm bẩn thường ngả sang màu sẫm. Còn lượng các chất rắn trong nước được phản ánh qua độ đục của nước.

2. Thông số hoá học : Thông số hoá học phản ánh những đặc tính hoá học hữu cơ và vô cơ của nước.

Đặc tính hoá hữu cơ của nước thể hiện bởi quá trình sử dụng oxy hoà tan trong nước của các loại vi khuẩn, vi sinh vật để phân huỷ các chất hữu cơ.

Nước tự nhiên tinh khiết hoàn toàn không chứa chất hữu cơ. Nước tự nhiên đã nhiễm bẩn thì thành phần các chất hữu cơ trong nước tăng lên, các chất này luôn bị tác dụng phân huỷ của các vi sinh vật. Nếu lượng chất hữu cơ càng nhiều thì lượng oxy cần thiết cho quá trình phân huỷ càng lớn, do đó lượng oxy hoà tan sẽ giảm xuống, ảnh hưởng đến quá trình sống của các sinh vật nước. Phản ánh đặc tính của quá trình trên, có thể dùng một số thông số sau :

- Nhu cầu oxy sinh học BOD (mg/l)
- Nhu cầu oxy hoá học COD (mg/l)
- Nhu cầu oxy tổng cộng TOD (mg/l)
- Tổng số cacbon hữu cơ TOC (mg/l)

Các thông số trên được xác định qua phân tích trong phòng thí nghiệm mẫu nước thực tế. Trong các thông số, BOD là thông số quan trọng nhất, phản ánh mức độ nhiễm bẩn nước rõ rệt nhất.

Đặc tính vô cơ của nước bao gồm độ mặn, độ cứng, độ pH, độ axit, độ kiềm, lượng chứa các ion mangan (Mn), clo (Cl), sunfat (SO_4), những kim loại nặng như thuỷ ngân (Hg), chì (Pb), crôm (Cr), đồng (Cu), kẽm (Zn), các hợp chất chứa nitơ hữu cơ, amôniac (NH_3 , NO_2 , NO_3) và photphat (PO_4).

3. Thông số sinh học : Thông số sinh học của chất lượng nước gồm loại và mật độ các vi khuẩn gây bệnh, các vi sinh vật trong mẫu nước phân tích. Đối với nước cung cấp cho sinh hoạt yêu cầu chất lượng cao, phải đặc biệt chú ý đến thông số này.

4.1.2. Nhu cầu oxy sinh học BOD

a) Khái niệm

Các chất bẩn trong nước phần lớn là các chất hữu cơ, chúng không phải là những chất độc đối với sinh vật sống. Chúng không ảnh hưởng đến độ pH. Trong nước, hầu hết các chất hữu cơ bị tác động phân huỷ của các vi sinh vật thành các hợp chất đơn giản. Quá trình đó vi sinh vật cần oxy. Nếu lượng chất hữu cơ trong nước càng lớn và mật độ vi sinh vật càng cao thì lượng oxy cần thiết cho quá trình phân huỷ yêu cầu càng nhiều. Lượng oxy cần thiết để các vi sinh vật phân huỷ các chất hữu cơ trong một đơn vị mẫu nước là nhu cầu oxy sinh học BOD. Đơn vị của BOD là mg/l. Thông thường, để xác định BOD người ta phân tích mẫu nước trong điều kiện nhiệt độ 20°C trong thời gian 5 ngày và được gọi là BOD_5 .

Phân tích BOD trong một mẫu nước thí nghiệm chứa trong một bình thuỷ tinh có thể thấy quá trình sử dụng oxy của tế bào vi sinh vật chia thành hai giai đoạn. Đầu tiên, nhân của tế bào vi sinh vật dùng oxy để phân huỷ các chất hữu cơ thành năng lượng cho mình. Giai đoạn này diễn ra trong khoảng từ 18 đến 36 giờ. Giai đoạn tiếp theo là giai đoạn trong đó các tế bào vi sinh vật dùng oxy để oxy hoá hay cho quá trình trao đổi chất bên trong các tế bào vi sinh vật. Giai đoạn này không dài hơn 20 ngày. Tốc độ của phản ứng trong giai đoạn đầu thường gấp từ 10 đến 20 lần tốc độ của giai đoạn sau, nên đường cong BOD trong giai đoạn đầu cũng rất dốc, sau thoải dần.

b) Công thức BOD

Quá trình sử dụng oxy trong thí nghiệm trên có thể biểu thị dưới dạng công thức toán học như sau :

Gọi L là lượng oxy hoà tan trong nước. Trong quá trình sử dụng oxy của vi sinh vật, sự biến đổi của L theo thời gian có dạng :

$$\frac{dL}{dt} = -KL \quad (4.1)$$

trong đó : K – hệ số tốc độ trung bình của phản ứng trung bình BOD.

Tích phân (4.1) ta được :

$$L_t = L_0 e^{-Kt} \quad (4.2)$$

trong đó : L_0 – tổng số lượng oxy sử dụng trong phản ứng ;

L_t – BOD còn lại, thời điểm t .

Đặt $y = L_0 - L_t$ là tổng số oxy đã sử dụng hoặc BOD đã sử dụng sau thời gian t , phương trình (4.2) có thể viết thành :

$$y = L_0(1 - e^{-Kt}) \quad (4.3)$$

hoặc

$$y = L_0(1 - 10^{-K't}) \quad (4.4)$$

trong đó : K' – hệ số tốc độ trung bình của phản ứng trên cơ sở cơ số 10. Quan hệ giữa K và K' như sau :

$$K = 2,303K'$$

Trong phương trình (4.3) hệ số K phụ thuộc số lượng và đặc tính tự nhiên của những chất hữu cơ có trong nguồn nước thải. Đối với dòng nước thải giàu chất hữu cơ, tốc độ sử dụng oxy trong giai đoạn một rất nhanh nên hệ số K lớn. Đối với dòng nước thải đã xử lý, lượng chất hữu cơ còn thấp nên hầu hết lượng oxy dùng trong giai đoạn 2 và hệ số K thấp hơn nhiều. Có thể thấy rõ điều này qua bảng dưới đây.

Loại nước thải	K'(l/ngày)
Nước thải chưa xử lý	0,15 – 0,28
Nước thải đã qua bộ phận lọc	0,12 – 0,22
Nước thải đã xử lý vi sinh vật	0,06 – 0,10
Nước sông nhiễm ít bẩn	0,04 – 0,08

Hai hệ số K , K' đều là ẩn số trong phương trình BOD, chúng có thể tính toán gián tiếp dựa vào số liệu thực đo.

c) Sự ôxy hoá trong phản ứng BOD

Sự ôxy hoá trong thí nghiệm BOD như trên xảy ra thành hai giai đoạn :

Ôxy hoá các hợp chất chứa cacbon (cacbonat hoá) và ôxy hoá các hợp chất chứa nitơ (nitrat hoá).

Quá trình ôxy hoá các hợp chất chứa cacbon xảy ra đầu tiên và được thể hiện như phương trình (4.3) :

$$y = L_0 (1 - e^{-kt})$$

và theo quá trình $C_xH_yO_z \rightarrow CO_2 + H_2O$

Quá trình ôxy hoá hợp chất chứa nitơ tiếp sau quá trình cacbonat hoá theo quá trình :



với tốc độ chậm hơn.

Trong một số điều kiện, có thể cả hai quá trình ôxy hoá trên xảy ra đồng thời. Nhưng nói chung, sự nitrat hoá chỉ bắt đầu khi nhu cầu cacbon đã thoả mãn. Biểu thức toán học của phản ứng sẽ gồm hai phần :

$$y = L_0(1 - e^{-K_1 t}) + L_N(1 - e^{-K_2 t})$$

trong đó : L_0 – nhu cầu ôxy hoá tối đa cho quá trình cacbonat hoá ;

L_N – nhu cầu ôxy hoá tối đa cho quá trình nitrat hoá ;

K_1 – hệ số tốc độ của sự cacbonat hoá ;

K_2 – hệ số tốc độ của sự nitrat hoá.

4.1.3. COD, TOD, TOC

COD là nhu cầu ôxy cần thiết cho ôxy hoá học các chất trong một đơn vị mẫu nước (mg/l). Nếu biết được phương trình phản ứng hoá học thì có thể tính được lượng COD theo lý thuyết. Ví dụ :

Ôxy hoá 1.000mg phenol : $C_6H_5OH + 7O_2 \rightarrow 6CO_2 + 3H_2O$

$$\text{cần COD}_{\text{lý thuyết}} = (1.000)(224)/94 = 2.383\text{mg}$$

Không phải tất cả các chất hữu cơ đều dễ dàng bị oxy hoá. Các loại đường, các chất béo có cấu trúc mạch phân nhánh thường dễ bị oxy hoá hoàn toàn. Còn benzen, toluen không bị oxy hoá. Các axit amin, các axit có cấu trúc mạch thẳng có thể hoàn toàn bị oxy hoá khi có chất xúc tác là sunfat nhôm $Al_2(SO_4)_3$ tham gia. Ngoài cách tính lý thuyết, COD cũng được cho trong sổ tay "Những phương pháp tiêu chuẩn để kiểm tra chất lượng nước và nước thải".

TOD là nhu cầu oxy tổng cộng cần thiết cho hai quá trình oxy sinh học (BOD) và oxy hoá học (COD). Đơn vị đo TOD là mg/l.

TOC là tổng số cacbon hữu cơ trong một đơn vị mẫu nước. TOC được xác định nhờ dụng cụ phân tích cacbon.

Trong thí nghiệm này, một mẫu nước hoặc nước thải được đưa vào một ống với nhiệt độ từ 900 đến 1.000°C, nước sẽ bốc hơi, các chất có cacbon sẽ bị oxy hoá hoàn toàn nhờ chất xúc tác coban và luồng oxy thổi qua. Luồng khí gồm CO_2 , O_2 , hơi nước sẽ được dẫn đến bình ngưng tụ, còn khí CO_2 , O_2 tiếp tục dẫn đến máy phân tích hồng ngoại. Lượng cacbon hữu cơ sẽ được xác định và vẽ trên biểu đồ bằng bộ phận tự ghi.

4.2. CHẤT LƯỢNG TÀI NGUYÊN NƯỚC DƯỚI ẢNH HƯỞNG CỦA CÁC HOẠT ĐỘNG KINH TẾ

Chất lượng nước bị chi phối bởi các yếu tố tự nhiên cũng như nhân sinh. Kết quả sử dụng mạnh mẽ tài nguyên nước không chỉ làm thay đổi lượng nước dùng cho các lĩnh vực hoạt động kinh tế khác nhau mà còn làm thay đổi thành phần cân cân nước, chế độ thủy văn của đối tượng nước và đặc biệt là thay đổi chất lượng nước. Điều đó được giải thích do đa số sông ngòi và hồ vừa đồng thời là nguồn cấp nước vừa là nơi tiếp nhận dòng chảy thải công cộng, công nghiệp và nông nghiệp. Điều này dẫn đến những vùng đông dân trên địa cầu hiện nay không còn những hệ thống sông lớn với chế độ thủy văn tự nhiên và thành phần hoá học không bị phá huỷ bởi các hoạt động nhân sinh.

Các dạng chính của hoạt động kinh tế gây ảnh hưởng lớn nhất đến sự thay đổi số lượng và chất lượng tài nguyên nước là : nhu cầu dùng nước cho công nghiệp và nhu cầu công cộng, đổ nước thải, chuyển dòng chảy, đô thị hoá, thành lập hồ chứa, tưới và làm ngập đất khô, tiêu, các biện pháp nông lâm nghiệp v.v... Do đó, trên mỗi đoạn trữ nước đều chịu tác động ít nhiều của các nhân tố kể trên nên khi kế hoạch hoá kinh tế nước và điều tiết chất lượng nước cần thiết phải tính đến ảnh hưởng của từng nhân tố riêng biệt cũng như tổng hợp các nhân tố. Khi xem xét mỗi nhân tố động chạm tới hai vấn đề : thay đổi chế độ thủy văn và thể tích dòng chảy cùng với sự thay đổi chất lượng tài nguyên nước. Do các tác động nhân sinh gây ra sự nhiễm bẩn nước tự nhiên, tức là làm thay đổi thành phần và tính chất nước dẫn tới làm giảm chất lượng nước. Nguy hiểm nhất đối với nước tự nhiên và các cơ thể sống là nhiễm xạ. Nước bị nhiễm bẩn gây bất lợi đối với người sử dụng nên khi đánh giá ảnh hưởng của các hoạt động kinh tế đối với tài nguyên nước cần phải tính đến không chỉ sự thay đổi số lượng mà còn cả chất lượng nước.

4.2.1. Công nghiệp

Đặc điểm sử dụng nước trong công nghiệp là ở chỗ phần lớn nước sau khi sử dụng trong quá trình sản xuất được trả lại vào sông ngòi và hồ ở dạng nước thải. Nhu cầu dùng nước không hoàn lại chiếm phần không lớn trong nước dùng (5 – 10%) và không thể gây ảnh hưởng lớn đến thay đổi lượng tài nguyên nước các khu vực lớn. Còn chất lượng nước ở nguồn nước dưới ảnh hưởng của dòng chảy công nghiệp thay đổi rất nhanh, tức là việc đổ nước thải dẫn tới sự nhiễm bẩn sông suối và thủy vực.

Lượng nước và thành phần chất nhiễm bẩn trong nước thải công nghiệp phụ thuộc vào dạng sản xuất, nhiên liệu gốc, các sản phẩm phụ tham gia vào các quá trình công nghệ.

Ngoài ra, thành phần nước thải của một nhà máy cụ thể phụ thuộc vào công nghệ đang dùng ở nhà máy, vào dạng và sự hoàn thiện của bộ máy sản xuất v.v... Thành phần nước thải công nghiệp rất đa dạng, thậm chí đối với một và chỉ một nhà máy dao động trong một phạm vi vô cùng rộng lớn. Với sự xuất hiện các lĩnh vực công nghiệp mới (hoá dầu, tổng hợp chất hữu cơ v.v...), sự tăng trưởng trong sử dụng các hợp chất hoá học dẫn đến nước thải công nghiệp tăng và phức tạp hơn.

Nguồn nước mặt bị nhiễm bẩn mạnh nhất là do nước thải từ các lĩnh vực công nghiệp như gang thép, hoá học, giấy – xenlulô, hoá dầu thải ra. Các chất nhiễm bẩn chủ yếu trong nước thải các lĩnh vực công nghiệp này là : dầu, phenol, kim loại màu, các hoá chất phức tạp. Theo kết quả quan trắc trong những năm gần đây, nước mặt ở nước ta bị nhiễm bẩn do sản phẩm dầu chiếm 80% các trường hợp, phenol – 60%, kim loại nặng – 40%.

Dầu và các sản phẩm dầu không phải là thành tố tự nhiên của thành phần nước sông và thủy vực, cho nên sự xuất hiện chúng trong nước có thể coi là nhiễm bẩn. Sự có mặt trong nước các sản phẩm dầu tác động tới sự phát triển của trứng cá và cá nhỏ, lên số lượng tài nguyên thức ăn của sông, phản ánh qua chất lượng và lợi ích trong thức ăn của cá nuôi. Sự tạo thành các màng trên mặt nước làm giảm khả năng tự làm sạch của thủy vực. Các tầng sinh hoá của sản phẩm dầu trong nước mặt phân hoá rất chậm. Vận tốc hoà tan sinh hoá phụ thuộc vào nhiều nhân tố như nhiệt độ nước, sự có mặt của ôxy trong vật chất vi sinh ; vào thành phần hoá học của sản phẩm dầu thải ra, sự có mặt của các thực vật bậc cao trong nước v.v... Tuy nhiên, thậm chí với các điều kiện thuận lợi, các tầng dầu lơ lửng và hoà tan trong nước (sự chìm lắng và đạt từ thủy vực) diễn ra không nhanh hơn 100 – 150 ngày.

Nhiễm bẩn nước mặt do phenol (thường có dạng phenol nguyên tử bay) làm phá vỡ các quá trình sinh học diễn ra trong nước.

Do hoạt động của các xí nghiệp hoá chất thải vào nguồn nước các hợp chất hữu cơ có thành phần và tính chất đa dạng, trong số đó có những chất từ trước đến nay không tồn tại trong tự nhiên. Một phần các chất này rất hoạt động từ phương diện sinh học, chúng rất khó tẩy bằng cơ học, tác động theo cơ chế vật lý, tức là khó tách ra khỏi dòng chảy. Chất tẩy rửa là một trong những hoá chất thuộc loại này. Theo các nghiên cứu thực hiện ở Mỹ, việc sử dụng các chất tẩy rửa làm tăng hàm lượng photpho trong

các sông ngòi ở Hợp chủng quốc Hoa Kỳ, dẫn tới sự phát triển mạnh trong các thủy thực vật, làm đổi màu nước và thủy vực, làm cạn kiệt oxy trong khối nước. Nét tiêu cực thứ hai của chất tẩy rửa là nó gây khó khăn cho hoạt động của các kênh dẫn, làm giảm các quá trình xáo trộn khi làm sạch nước trên các trạm dẫn nước.

Gây tác động hoàn toàn bất lợi trên sông còn có nước thải chứa một hàm lượng lớn đồng và kẽm. Lượng đồng và kẽm trong các thủy vực nhiễm bẩn không lớn và phụ thuộc vào các điều kiện địa lý tự nhiên, hình thành thành phần hoá học của nước, dao động nhiệt độ mùa và chế độ thủy văn của sông ngòi. Hàm lượng đồng trong nước tự nhiên chiếm 1 – 10 microgam/l, còn kẽm chiếm 1 – 30 microgam/l. Nồng độ các chất này trong nước sông hay thủy vực tăng làm chậm quá trình tự làm sạch của nước khỏi các hợp chất hữu cơ, dẫn tới phá huỷ đời sống sinh vật của thủy vực. Tình hình càng trở nên sâu sắc vì đồng và kẽm không thể tách hoàn toàn ra khỏi thủy vực mà chỉ có thể thay đổi dạng và tốc độ phân huỷ của chúng. Như vậy, khi thải nước thải chứa các kim loại nặng này cần phải tính đến sự hạ thấp nồng độ của chúng bằng cách pha loãng.

Dạng nhiễm bẩn công nghiệp đặc biệt của thủy vực là nhiễm bẩn nhiệt do thải nước nóng từ các trạm năng lượng khác nhau. Một lượng nhiệt lớn xâm nhập cùng nước thải nóng vào sông, hồ và các hồ chứa nhân tạo gây ảnh hưởng khá lớn đến chế độ sinh học và chế độ nhiệt của thủy vực. Các quan trắc tiến hành trong vùng tác động của nước nóng chứng tỏ rằng trong vùng này bị phá vỡ môi trường sống của cá, có thể các zotolankon bị chết, làm tăng độ nhiễm bẩn của cá.

Cường độ ảnh hưởng của nhiễm bẩn nhiệt phụ thuộc vào nhiệt độ hun nóng nước. Dưới đây là ví dụ về tác động của nhiệt độ nước tăng lên trên các hồ bioxen và các thủy vực nhân tạo trong mùa hè :

- Với nhiệt độ dưới 26°C : không quan sát thấy tác động có hại ;
- Trong khoảng 26 – 30°C : xuất hiện trạng thái không thuận lợi cho đời sống của cá ;
- Cao hơn 30°C : quan sát thấy tác động bất lợi cho bioxen ;
- Từ 34 – 36°C : xuất hiện các điều kiện huỷ hoại đối với cá và các tổ chức hữu cơ khác.

Việc lắp đặt các thiết bị làm lạnh khác nhau đối với sự thải nước của các trạm nhiệt điện có lưu lượng lớn dẫn tới tăng giá trị thành phẩm và vận hành của chúng. Vì thế, nghiên cứu ô nhiễm nhiệt được quan tâm đặc biệt trong thời gian gần đây.

4.2.2. Sinh hoạt

Nước thải công cộng chiếm khoảng 20% toàn bộ thể tích dòng chảy xâm nhập vào các hồ chứa nước mặt (70 – 80% là phần nước thải công nghiệp). Tuy nhiên, nếu thể tích nước thải công nghiệp và lượng vật chất nhiễm bẩn trong đó có thể làm giảm (do vận hành cấp nước quay vòng, thay đổi công nghệ sản xuất) thì nước thải công cộng

thường đặc trưng bởi sự tăng thể tích không ngừng, bị chi phối bởi sự tăng dân số, tăng nhu cầu dùng nước, tăng các điều kiện vệ sinh dịch tễ trong sinh hoạt của các thành phố hiện đại và các điểm dân cư.

Lượng chất nhiễm bẩn trong nước thải công cộng thường khá ổn định (thể tích nhiễm bẩn trên một đầu người), phụ thuộc vào số dân, nhu cầu dùng nước, trách nhiệm xã hội v.v...

Chỉ tiêu nhiễm bẩn trung bình tính cho 1 đầu người được dẫn trong bảng 4.1.

Sự ổn định thành phần nước thải công cộng cho phép dự báo lượng nước trong các thủy vực tiếp nhận phụ thuộc vào lượng nước và chế độ thủy văn, xác định khả năng tự làm sạch cũng như lượng nhiễm bẩn qua dân số.

Bảng 4.1. NHIỄM BẨN NƯỚC THẢI SINH HOẠT DO 1 NGƯỜI DÂN

Chất chỉ thị và chỉ tiêu	Độ nhiễm bẩn (g/ngày đêm)
Chất lơ lửng	65
Muối (N)	8
Phốtphat	3,3
Phốtphat chứa trong chất tẩy rửa	1,6
Hợp chất Clo	9
Axit	5-7

Hiện nay, thậm chí trên các sông lớn nằm dưới các thành phố lớn cũng quan sát thấy sự nhiễm bẩn mạnh, điều này được giải thích bởi các tính chất đặc biệt của nước thải sinh hoạt – gồm nhiều chất thải khác nhau. Nước thải sinh hoạt gây nên sự chú ý bởi tính chất độc hại của nó – là nguyên nhân xuất hiện nhiều căn bệnh lạ.

4.2.3. Đô thị hoá

Đô thị hoá là quá trình tập trung dân cư và lực lượng sản xuất ở thành phố. Quá trình đô thị hoá gắn liền với tăng trưởng dân số và cách mạng khoa học kỹ thuật. Cường độ quá trình này tăng lên đột ngột vào nửa cuối thế kỷ XX, bắt đầu từ năm 1950, tốc độ tăng trưởng dân cư thành phố vượt quá tốc độ tăng trưởng dân cư nông thôn. Nếu như năm 1960 trong tổng dân cư trên Trái Đất gần 3 tỷ người, thành phố và nông thôn phân chia theo tỷ lệ 1 : 2 thì đến năm 2000 phần lớn dân cư Trái Đất sống ở thành phố.

Sự tập trung dân cư, công nghiệp, xây dựng trên diện tích hữu hạn (trong các nước phát triển, thành phố và các làng mạc kiểu thành phố chiếm 5% diện tích các nước đó) dẫn tới thay đổi mọi thành phần cơ bản của môi trường thiên nhiên : lưu vực không khí, lớp phủ thổ nhưỡng và thực vật, nước mặt và nước ngầm. Khi xét đến thay đổi tài nguyên nước trên các lãnh thổ đô thị hoá cần tách bạch hai vấn đề chủ yếu : dưới ảnh

hưởng của các nhân tố nào, chất lượng nước mặt và cán cân nước thay đổi ra sao và chế độ nước sông ngòi thay đổi bằng cách nào (tức là xét sự thay đổi về lượng và chất lượng tài nguyên nước dưới ảnh hưởng của đô thị hoá).

Sự thay đổi chất lượng nước tự nhiên trên lãnh thổ đô thị hoá bị chi phối bởi lượng nước thải công nghiệp và sinh hoạt. Ngoài ra, một lượng nước nhiễm bẩn lớn xâm nhập vào các nguồn nước từ dòng chảy mặt trong thành phố (còn gọi là nước rửa) và từ mưa khí quyển (dòng chảy mưa rào).

Ảnh hưởng của nước rửa và mưa rào đến chất lượng nước thuỷ vực là rất lớn. Các loại nước này chứa một lượng lớn các chất khoáng và hữu cơ, tổng lượng chất nhiễm bẩn trong các loại nước này chiếm 8 – 15% tổng lượng vật chất xâm nhập từ nước thải trên cùng một lãnh thổ (Belitrenco, Svetxov, 1976).

Ảnh hưởng đồng thời của nước thải công nghiệp, nước thải công cộng, nước mưa rào và nước rửa làm thay đổi căn bản thành phần nước tự nhiên trên lãnh thổ đô thị hoá : tăng nồng độ hoà tan các chất sinh học và hữu cơ ; giảm độ ngọt hàm lượng oxy hoà tan ; chất nhiễm bẩn đặc trưng là các chất tổng hợp được sử dụng mạnh mẽ trong công nghiệp lẫn công cộng ; tăng nhiễm bẩn độc hại.

Sự thay đổi lượng tài nguyên nước trên lãnh thổ đô thị hoá chi phối trước hết bởi sự tăng nhu cầu dùng nước của cư dân và công nghiệp.

Nhu cầu tăng lên về nước có thể thoả mãn do chính tài nguyên địa phương và do cả việc cuốn hút tài nguyên từ ngoài phạm vi nơi dùng nước (thay đổi nhân tạo tài nguyên nước). Nhân tố quan trọng thứ hai là sự hiện diện trên lãnh thổ đô thị hoá các diện tích không thấm nước hoặc ít thấm nước (nhà cửa, lớp phủ đường, các công trình công nghiệp hoặc kinh tế), cản trở quá trình thấm làm tăng hệ số dòng chảy và hậu quả là dẫn tới sự tái phân bố các thành phần nước mặt và nước ngầm của tài nguyên nước.

Tất cả điều đó dẫn tới việc dòng chảy từ lãnh thổ đô thị hoá khác biệt hẳn với lưu vực tự nhiên. Sự khác biệt trong mức độ này hay mức độ khác liên quan tới thể tích dòng chảy, lưu lượng nước cực đại và cực tiểu, tỷ lệ giữa thành phần dòng chảy mặt và dòng chảy ngầm.

Dòng chảy năm từ lãnh thổ đô thị hoá có thể tăng từ 10% hoặc hơn so với dòng chảy từ lãnh thổ không đô thị hoá (thiếu sự cuốn hút các tài nguyên bổ sung từ các phía). Nguyên nhân sự tăng này là các hệ số dòng chảy cao và các tổn thất không hoàn lại ít hơn, liên quan đến thấm cũng như sự tăng lượng mưa ở các thành phố.

Trong các trường hợp như vậy, khi sự cấp nước được thực hiện từ mực nước không bị ngầm bởi sông và chuyển nước từ các vùng khác, còn nước thải đổ xuống sông thì dòng chảy sông ngòi có thể tăng một vài lần.

Đô thị hoá ít ảnh hưởng tới sự thay đổi thể tích vào thời kỳ lưu lượng lũ cũng như chi phối sự thay đổi các hệ số dòng chảy trong phạm vi lãnh thổ thành phố.

Chênh lệch lớn nhất giữa lưu lượng lũ trên các lưu vực tự nhiên và lãnh thổ đô thị hoá quan sát được với các giá trị nhỏ và trung bình khi sự phân kỳ trong các hệ số dòng chảy là cực đại. Với lượng mưa rào suất đảm bảo hiếm ($< 5\%$), sự khác biệt trong lưu lượng lũ giảm xuống (do trong điều kiện này các hệ số dòng chảy bề mặt tự nhiên và nhân tạo giống nhau).

Tính chất ảnh hưởng của đô thị hoá đến dòng chảy kiệt phụ thuộc vào nguồn nào được sử dụng để cấp nước. Trong trường hợp khi cấp nước được lấy từ các nguồn địa phương thì thường xảy ra sự giảm dòng chảy kiệt do hạ thấp thấm nước mưa và tuyết tan. Sự tăng dòng chảy kiệt có thể xảy ra trong trường hợp đảm bảo nước cho thành phố từ nguồn phân bố ngoài phạm vi lưu vực cấp nước, trong khi đó nước thải lại được thực hiện trong phạm vi của nó.

4.2.4. Ảnh hưởng của các biện pháp tưới tiêu

Để đảm bảo cho nhân loại các sản phẩm dinh dưỡng cần sự mở rộng liên tục thể tích trồng trọt, tăng cường biện pháp thuỷ lợi, đưa vào sử dụng trong sản xuất nông nghiệp các vùng đất mới như đất khô hạn hoặc rất ẩm ướt. Cả tưới cũng như tiêu gây ảnh hưởng lớn tới tài nguyên tự nhiên của nước ngọt trên lãnh thổ tưới tiêu, tuy nhiên tính chất và cường độ của ảnh hưởng này khác nhau phụ thuộc vào dạng biện pháp thực hiện. Ảnh hưởng của tưới và tiêu lên sự thay đổi cân cân nước, chế độ, đối tượng nước, sự thay đổi chất lượng nước mặt trên lãnh thổ tưới tiêu được trình bày dưới đây.

Ảnh hưởng của tưới

Tưới gây ảnh hưởng lớn tới chế độ nước và tài nguyên nước lãnh thổ. Dưới ảnh hưởng của tưới dòng chảy trung bình năm thay đổi, phân bố trong năm và các giá trị cực trị của dòng chảy (đặc biệt là dòng chảy cực tiểu) thay đổi. Muối đi kèm nước tưới dẫn tới việc tăng độ khoáng hoá của nước trong sông, làm thay đổi thành phần hoá học của nước. Tính chất và cường độ thay đổi các đặc trưng kể trên phụ thuộc vào nhiều điều kiện : địa lý tự nhiên, thuỷ văn, thuỷ hoá và thậm chí cả kỹ thuật (phương pháp tưới, trạng thái kỹ thuật của hệ thống tưới v.v...).

Ảnh hưởng của tưới tới đặc trưng dòng chảy sông ngòi đối với các sông nhỏ được nuôi dưỡng chủ yếu là dòng chảy mặt và đối với các hệ thống sông lớn, chia cắt mọi lớp cấp nước dưới đất đã được xét tới.

Trên các lưu vực nhỏ, trong vùng cấp nước tưới, toàn bộ tổn thất do bốc hơi nên làm giảm hoặc chấm dứt hoàn toàn dòng chảy các sông bé.

Trên các sông lớn, sau khi sử dụng nước tưới, dòng chảy ra có thể giảm đi chút ít hoặc thậm chí không thay đổi. Phương án cuối có chỗ đứng trên các lưu vực, nơi cùng với tưới thực hiện các biện pháp kinh tế khác (diệt cỏ hoang, giảm nước sông và giảm thời gian ngập bãi bồi v.v...), chỉ phối việc giảm bốc hơi và bổ trợ cho việc tăng bốc hơi trên diện tích tưới. Tuy nhiên, sự thay đổi dòng chảy không đáng kể như vậy trên các sông lớn của các vùng được tưới chỉ đúng đến một giới hạn nhất định (phụ thuộc

vào các điều kiện địa lý khu vực, sự hiện diện của các nhân tố bổ trợ, diện tích đất tưới trên lưu vực và các nhân tố khác), sau đó dòng chảy bắt đầu giảm rõ rệt.

Sự giảm dòng chảy do tác động của tưới khác nhau đáng kể trong các năm thuộc pha nước khác nhau. Trong các năm ẩm ướt, sự suy giảm này không đáng kể, còn các năm khô hạn – dòng chảy sông giảm rất mạnh.

Ảnh hưởng của tưới lên sự phân phối dòng chảy trong năm và các giá trị thực nghiệm gây ra như sau – giảm dòng chảy vào thời kỳ tăng trưởng (do tăng tổn thất nước qua thoát hơi nước) và tăng dòng chảy vào mùa thu và đông, khi diễn ra dòng nhập lưu từ các mảng tưới vào mạng lưới thủy văn.

Sự thay đổi thành phần hoá học và chất lượng nước trong vùng đất tưới được chi phối bởi sự tải muối từ các mảng tưới. Lượng muối xâm nhập vào sông là hàng chục, còn trong điều kiện đất nhiễm mặn là hàng trăm tấn trên một ha. Đưa một lượng muối như vậy vào sông làm tăng đáng kể độ khoáng hoá của nước và làm thay đổi thành phần hoá học của nó. Mức tăng độ khoáng hoá phụ thuộc vào tỷ số lưu lượng nước sông và lưu lượng nước hoàn lại, vào tỷ số độ khoáng hoá của chúng, vào phần trăm đất tưới và tổng diện tích lưu vực sông ngòi v.v...

Xâm nhập vào nước sông bằng cách ngấm dẫn tới sự tăng độ khoáng hoá của nước trong đó. Khi đó ảnh hưởng gây nên bởi dòng chảy từ các mảng tưới tỷ lệ thuận với phần trăm diện tích của nó trong diện tích lưu vực.

Ảnh hưởng của tiêu

Trong nước ta hiện nay có khoảng 10 triệu ha đầm lầy và đất thừa ẩm. Ảnh hưởng của tiêu gây ra chủ yếu đến sự thay đổi cân cân nước của lãnh thổ tưới tiêu (thay đổi điều kiện dòng chảy từ đầm lầy, giảm mực nước ngầm trong đới thông khí v.v...) và thay đổi các đặc trưng thủy văn của các sông lầy hoá (dòng chảy năm, cực đại và cực tiểu, sự phân bố dòng chảy trong năm). Khi đó, biện pháp tiêu ảnh hưởng theo cách khác nhau đến chế độ nước sông, phụ thuộc vào các điều kiện khí hậu, thổ nhưỡng, địa lý thủy văn của lưu vực, vào mức độ đầm lầy hoá của chúng, dạng đầm lầy được tiêu, tính chất tưới tiêu của đất v.v... Trong một số trường hợp ảnh hưởng này không đáng kể, còn trong các trường hợp khác lại thể hiện rất rõ ràng. Mặc dù kết quả nghiên cứu của các tác giả khác nhau vẫn có thể đưa ra các kết luận chung về tương quan xu thế thay đổi dòng chảy sông ngòi các lưu vực tưới tiêu trong vùng thừa và đủ ẩm như sau :

- Trong những năm đầu tiên của tiêu dòng chảy mùa và dòng chảy năm tăng, bị chi phối bởi sự giảm bốc hơi tổng cộng và hạ trữ lượng nước ngầm.
- Tiếp theo, khi khai thác tích cực đất tiêu úng, chế độ dòng chảy trở nên ổn định, bốc hơi (do thoát hơi) tăng, dòng chảy năm tiến về giá trị ban đầu.
- Môđun dòng chảy cực đại có thể tăng hoặc giảm.

Một trong những nhân tố chính làm thay đổi dòng chảy cực đại là tính chất thay đổi dung tích tích tụ của lưu vực. Trong các lưu vực sông ngòi, bồn thu nước cấu tạo bởi đất đá thấm tốt, sau khi tiêu quan sát thấy sự hạ thấp lưu lượng cực đại, còn trên các lưu vực cấu tạo bởi đất thổ nhưỡng ít thấm đại lượng này lại tăng. Các tính chất thủy lý của đất thổ nhưỡng xác định tính chất thay đổi thể tích dòng chảy lũ xuân và phân phối dòng chảy trong năm. Đối với lưu vực cấu tạo bằng đất thấm tốt, sự hạ thể tích lũ xuân được bù bởi sự tăng dòng chảy mùa kiệt, tức là phân bố lại dòng chảy trong năm.

Xác định sự hạ lưu lượng cực đại dưới ảnh hưởng của tiêu tuân theo quan hệ như sau :

$$\delta = 1 - 0,016 f_m \quad (4.5)$$

với : δ – hệ số tính đến sự giảm lưu lượng cực đại do biện pháp tiêu ;

f_m – mức độ tiêu của lưu vực (%).

Tính đến sự thay đổi của lưu lượng cực đại lũ xuân cho phép giảm kích thước của công trình kỹ thuật thủy và dẫn tới sự hạ giá thành của chúng.

Về tổng thể, sự hạ lưu lượng cực đại và tăng dòng chảy vào thời kỳ nước kiệt có thể xem như là thay đổi tốt do biện pháp tiêu mang lại.

4.2.5. Sự thay đổi chất lượng nước trong hồ chứa

Thành lập hồ chứa dẫn tới sự thay đổi chế độ thủy hoá và chất lượng nước trong hồ so với nước sông trên đó hồ được xây dựng.

Sự hình thành chế độ thủy hoá hồ chứa và chất lượng nước diễn ra dưới ảnh hưởng của hàng loạt các nhân tố, trong số đó chủ yếu là thủy hoá của dòng nhập, sự thay đổi chế độ nước và các quá trình thủy sinh trong thủy vực.

Tác động chính đến sự thay đổi chế độ thủy hoá là cường độ trao đổi nước trong hồ chứa (mức độ chảy) :

$$K = W_{hc} / W_n$$

với : W_{hc} – thể tích hồ chứa ;

W_n – dòng chảy năm.

K – càng tăng thì càng ít thay đổi chế độ khoáng hoá nước trong hồ chứa so với nước của sông nuôi dưỡng nó. Giữa độ khoáng hoá trung bình của nước trong hồ chứa $\sum I_h$ và độ khoáng hoá trung bình của nước trong sông với $\sum I_s$ có sự trao đổi nước khác nhau ($K > 1$), ta có quan hệ :

$$\frac{\sum I_h}{\sum I_s} = 0,99 - \frac{0,26}{K} \quad (4.6)$$

Quan hệ cho phép khi thiết kế hồ chứa tính được độ khoáng hoá dự kiến trong đó (đối với các giá trị cụ thể của $\sum I_s$ và K)

Sự thay đổi chất lượng nước trong các hồ chứa được chi phối bởi sự thay đổi chế độ nước cũng như các quá trình sinh học trong thủy vực. Sự giảm vận tốc dòng chảy, tăng độ trong suốt, xuất hiện các thang nhiệt độ và khí khi tăng hàm lượng các chất hữu cơ và biogen trong nước (do cuốn theo từ đất nằm trên cao, do sự xâm nhập của nước thải công nghiệp, nước thải công cộng và nông nghiệp) làm tăng đột ngột các quá trình sản xuất sinh học trong các hồ chứa.

Làm giàu nước bằng các chất biogen gây nên sự phát triển tăng cường của phytoplanton, dẫn tới nước đổi màu. Khi nước đổi sang màu xanh lá cây (đặc trưng cho khí hậu ôn đới và nhiệt đới) thì trong đó đã tạo nên các loại tảo, chất lượng nước giảm, xuất hiện mùi hôi và vị khó chịu. Nước bắt đầu bất lợi cho nhu cầu sinh hoạt.

Trong thời kỳ suy thoái một sinh khối lớn vì sinh vật hay đại thực vật làm giảm đột ngột chất lượng nước, làm giảm hàm lượng ôxy hoà tan, xuất hiện các mùi khó chịu.

Hiện tượng này (thay đổi chất lượng nước do phá vỡ tiến trình tự nhiên của quá trình sinh học) được gọi là nhiễm bẩn thứ sinh (sinh học) hay hiện tượng phú dưỡng.

Hiện nay vấn đề đổi màu của nước được chú ý đặc biệt. Các nghiên cứu sinh học đã chứng minh rằng tảo lục có trong thiên nhiên là kẻ thù và kẻ huỷ diệt. Nhiều tác giả đã công bố hơn 20 loại virus cản trở việc phát triển của loại tảo này cũng như đã khảo sát, nghiên cứu các hoá chất trừ khử các hoạt động có hại của tảo lục.

Để gìn giữ chất lượng nước trong các hồ chứa cần làm sạch kỹ lưỡng đáy hồ khỏi thực vật và nhiễm bẩn trước khi cấp nước, cần nghiêm chỉnh tuân thủ thời hạn và định mức thu dọn trên các lãnh thổ xung quanh, hạn chế từ mọi phía nồng độ biogen trong nước thải vào hồ chứa, chọn vị trí trong vùng có độ trong suốt cao nhất v.v...

4.3. CÁC BIỆN PHÁP BẢO VỆ NƯỚC MẶT KHỎI NHIỄM BẨN

Bảo vệ nước khỏi nhiễm bẩn được hiểu là các biện pháp đảm bảo trạng thái bình thường của đối tượng nước (tương ứng với pháp chế nước đang tồn tại) trong điều kiện chất chỉ thị sử dụng nước. Thực hiện các biện pháp này đòi hỏi giải quyết hàng loạt các vấn đề khoa học và kỹ thuật, các vấn đề chính trong số đó là :

- Chuẩn hoá chất lượng nước, tức là soạn thảo các chỉ tiêu phù hợp đối với các dạng nhu cầu dùng nước khác nhau ;
- Giảm thể tích thải nhiễm bẩn vào thủy vực bằng cách hoàn thiện các quá trình công nghệ và cải tiến phương pháp làm sạch nước thải ;
- Nghiên cứu và tính toán các quá trình tự làm sạch nước thải khi đổ chúng xuống thủy vực.

Giải quyết đồng bộ các vấn đề này và đưa chúng vào thực tiễn kinh tế nước cho phép thực hiện nhiệm vụ bảo vệ tài nguyên nước, sử dụng chúng hợp lý, tạo điều kiện tăng trưởng kinh tế và nâng cao hiệu quả sản xuất xã hội.

4.3.1. Chuẩn hoá chất lượng nước

Trong nước ta, chuẩn hoá chất lượng nước các thuỷ vực được thực hiện tuân theo "Các tiêu chuẩn chất lượng môi trường TCVN, 2000" và Luật Môi trường. Mục đích soạn thảo và khẳng định pháp luật là cảnh báo và tiết trừ nhiễm bẩn bởi nước thải các sông, hồ, hồ chứa, ao, các kênh nhân tạo sử dụng để cung cấp nước uống và các nhu cầu công cộng khác của cư dân cũng như cho ngư nghiệp.

Bảng 4.2. YÊU CẦU CHUNG ĐỐI VỚI THÀNH PHẦN VÀ TÍNH CHẤT CỦA NƯỚC CHO CÁC SÔNG ĐỂ UỐNG VÀ CHỈ ĐỊNH RIÊNG

Chỉ tiêu thành phần và tính chất nước thuỷ vực	Cấp nước cho sinh hoạt và kinh tế các loại	Để tắm, thể thao và nghỉ dưỡng
Chất lơ lửng	Không quá 0,25 mg/l	Không quá 0,75 mg/l
Tạp chất nổi	Không được có vật nổi, màng và vết nhờn	
Mùi và vị	Tẩy clo	Trực tiếp
Sắc tố	20 cm	10 cm
Nhiệt độ	Không quá trung bình nhiều năm 3°C mùa hè	
pH	Không quá pH = 6,5 – 8,5	
Thành phần khoáng học	Không quá 350mg/l clo, 500 mg/l sunfat và 1000mg/l tổng cộng	Cao hơn một chút
Ôxy hoà tan	Không ít hơn 4 mg/l trước 12 giờ	
Nhu cầu ôxy sinh học	3,0 mg/l	6,0 mg/l
Mầm bệnh	Không chứa mầm gây bệnh	
Chất độc hại	Không chứa tạp chất độc hại	

Nguồn [7]

Trong các văn bản đã phân hoá các yêu cầu về thành phần và tính chất của nước đối với từng dạng nhu cầu dùng nước và nhấn mạnh các nguyên tắc, trách nhiệm bảo vệ nước. Trong trường hợp sử dụng đồng thời thuỷ vực đối với các nhu cầu khác nhau của nền kinh tế quốc dân, cần xuất phát từ những yêu cầu chặt chẽ nhất trong hàng loạt chỉ tiêu trùng hợp của chất lượng nước.

Đặc biệt lưu ý, cấm đổ vào thuỷ vực nước thải chứa các phế liệu giá trị, các nhiên liệu sản xuất v.v..., chúng có thể tiêu huỷ bằng công nghệ phóng xạ. Điều kiện xả nước thải vào thuỷ vực được xác định tính đến mức độ xáo trộn có thể, khi đó thành phần và tính chất của nước sông hay thuỷ vực cần phải phù hợp với tiêu chuẩn ở tuyến đo phân bố cách 1 km với điểm nhu cầu dùng nước gần nhất.

Yêu cầu chung đối với thành phần và tính chất của nước cho các sông để uống và chỉ định riêng được dẫn trong bảng 4.2, còn đối với các thủy vực sử dụng cho nghề cá – trong bảng 4.3.

Với sử dụng để uống hoặc chỉ định riêng, các đối tượng nước cho 11 chỉ tiêu thành phần và chất lượng nước, còn đối với 420 chất độc hại đã xác định nồng độ giới hạn cho phép (PDK) có thể có trong thủy vực và trạm kiểm soát. Đối với thủy vực, sử dụng cho nghề cá có 8 chỉ tiêu và 72 chất độc hại.

Bảng 4.3. YÊU CẦU CHUNG ĐỐI VỚI THÀNH PHẦN VÀ TÍNH CHẤT CỦA NƯỚC SỬ DỤNG TRONG NGƯ NGHIỆP

Chỉ tiêu thành phần và tính chất nước thủy vực	Ngư nghiệp và nuôi trồng thủy sản	Không dùng để nuôi trồng thủy sản
Chất lơ lửng	Không quá 0,25 mg/l	Không quá 0,75 mg/l
Tạp chất nổi	Không được có vật nổi, màng và vết nhơ	
Mùi, vị và sắc tố	Tẩy clo, 20 cm	Trực tiếp, 10 cm
Nhiệt độ	Không quá trung bình nhiều năm 3°C mùa hè	
pH	Không quá pH = 6,5 – 8,5	
Ôxy hoà tan	Không ít hơn 4 mg/l trước 12 giờ	
Nhu cầu ôxy sinh học	6,0 mg/l	4,0 mg/l
Chất độc hại	Không chứa tạp chất độc hại	

Nguồn [7]

Nồng độ giới hạn cho phép các chất độc hại được xác định bởi các bác sĩ vệ sinh dịch tễ, các nhà sinh học và được khẳng định ở cấp độ an toàn nhất. Mọi chất độc hại theo ảnh hưởng của mình trên cơ thể con người và đời sống thủy vực được chia ra ba hạng (chỉ tiêu độc hại tới hạn – LPV) :

- Chất làm thay đổi tính chất sống của nước (màu, mùi, vị) ;
- Chất ảnh hưởng đến trạng thái vệ sinh chung của thủy vực (cụ thể là vận tốc chảy của các quá trình tự làm sạch) ;
- Chất gây ảnh hưởng tới các cơ quan của con người và thủy sinh vật (chất gây bệnh).

Trong các văn bản đã chỉ ra rằng, hàm lượng mỗi chất độc hại trong thủy vực không được vượt quá PDK. Nếu như trong thành phần của nước thải chứa một số chất độc hại thì để tính toán nồng độ cho phép của chúng trong nước thủy vực có nhiều cách tiệm cận khác nhau, phụ thuộc vào việc chúng thuộc vào một nhóm hay các nhóm LPV khác nhau. Nếu như chất độc hại gắn với các nhóm LPV khác nhau thì mỗi chất trong đó có thể có nồng độ tới hạn cho phép khác nhau.

Nếu các chất độc hại thuộc vào một nhóm theo LPV thì nồng độ của chúng cần phải giảm sao cho tổng tỷ lệ của chúng trong PDK không vượt quá 1 :

$$\frac{C_1}{PDK_1} + \frac{C_2}{PDK_2} + \dots + \frac{C_n}{PDK_n} \leq 1 \quad (4.7)$$

Khi giải quyết vấn đề về khả năng tháo nước thải vào thủy vực người ta thực hiện việc đánh giá trạng thái vệ sinh của nó theo công thức (4.7).

Nếu như $\sum \frac{C_i}{PDK_i} > 1$ thì việc tháo nước thải công nghiệp vào đối tượng nước trong nông độ theo kế hoạch bị cấm. Tính toán nồng độ vật chất nhiễm bẩn trong tuyến đo kiểm tra được thực hiện với việc tính đến lần pha loãng thứ n , được tính theo quan hệ :

$$n = \frac{Q + Q_t}{Q_t} \quad (4.8)$$

với : Q – lưu lượng trung bình tháng suất đảm bảo 95% (m^3/s) ;

Q_t – lưu lượng dòng chảy công nghiệp (m^3/s).

Tính tới việc pha loãng nồng độ trên tuyến đo kiểm tra (C_{kt}) sẽ bằng :

$$C_{kt} = \frac{C_t}{n} \quad (4.9)$$

với C_t – nồng độ chỉ thị xem xét trong nước thải.

Nồng độ tính toán trong tuyến đo kiểm tra được so sánh với PDK đối với việc đánh giá có khả năng hay không có khả năng đổ nước thải công nghiệp vào đối tượng đã cho. Sự không phù hợp của C_{kt} với yêu cầu của chuẩn dẫn tới việc nhất thiết phải tăng mức độ làm sạch, giảm thể tích nước thải, trang bị nơi tập trung và thải với các điều kiện thủy văn thuận lợi v.v... Lời giải các vấn đề này được thực hiện với sự xem xét đồng bộ mọi định mức về bảo vệ thiên nhiên – giảm lượng nhiễm bẩn, tính đến các quá trình tự làm sạch, kiểm tra việc tuân thủ các nguyên tắc bảo vệ v.v...

4.3.2. Các phương pháp bảo vệ nước

Nền tảng kỹ thuật trong vấn đề bảo vệ nước hoà lẫn với việc sử dụng hợp lý tài nguyên nước, hạ thấp sự nhiễm bẩn tối đa các nguồn nước, đảm bảo việc cung cấp nước cho nền kinh tế quốc dân lượng nước cần thiết và chất lượng nước theo yêu cầu. Các phương pháp bảo vệ nước bao gồm không chỉ các phương pháp làm sạch nước thải mà còn hoàn thiện công nghệ sản xuất, cho phép rút bớt hay loại bỏ hoàn toàn sự xâm nhập bẩn vào các đối tượng nước. Các biện pháp như thiết lập các sơ đồ kỹ thuật, loại bỏ hoàn toàn việc đổ nước thải vào sông và thủy vực, đem lại sự cấp nước kín hay quay vòng, tận dụng phế liệu sản xuất, thay thế làm lạnh hơi nước bằng không khí, chuyển nước đã sử dụng sang xí nghiệp khác đòi hỏi các yêu cầu mềm hơn tới chất lượng nước, cần phải đóng một vai trò đáng kể trong việc chấm dứt nhiễm bẩn sông ngòi và thủy vực.

Làm sạch nước thải là biện pháp bắt buộc và đắt đỏ, bị chi phối bởi các quá trình công nghệ của các xí nghiệp công nghiệp chưa đủ hoàn chỉnh trong khía cạnh sử dụng

18.01.6
nước. Ngày nay, việc làm sạch nước thải được xem như là phương pháp chủ yếu bảo vệ nước khỏi nhiễm bẩn.

Vấn đề làm sạch nước thải của các xí nghiệp và các điểm dân cư trước khi đổ ra thủy vực là hoàn toàn phức tạp do sự phong phú các chất nhiễm bẩn, sự xuất hiện trong thành phần của chúng các hợp chất mới, sự phức tạp hoá thường xuyên thành phần của chúng. Nước thải có thể chia ra hai nhóm lớn : nước thải công nghiệp và nước thải sinh hoạt, khác biệt nhau theo tính chất và thành phần.

Phương pháp xử lý nước thải áp dụng ngày nay ở trong và ngoài nước có thể chia ra hai nhóm : phương pháp xử lý trong điều kiện nhân tạo (trên các công trình và trạm chuyên dụng) và phương pháp xử lý trong điều kiện tự nhiên (trên đất tươi, đồng thắm, vùng sinh học v.v...). Lựa chọn phương pháp làm sạch được xác định bởi thành phần và nồng độ chất nhiễm bẩn trong nước thải.

Xử lý nước thải trong điều kiện nhân tạo

Phương pháp xử lý nước thải trong điều kiện nhân tạo rất đa dạng, nhưng chúng có thể phân thành 4 dạng cơ bản : xử lý cơ học, hoá học, lý hoá và sinh hoá học.

Xử lý cơ học được áp dụng để tách ra khỏi nước thải các hợp chất hữu cơ và vô cơ trộn lẫn không hoà tan bằng cách lắng, lọc, quay ly tâm, sàng. Đối với xử lý cơ học người ta sử dụng các lưới phân lọc cấu tạo khác nhau như sàng, lưới,... Lưới và sàng thường đóng vai trò bảo vệ ngăn các hạt kích cỡ lớn như phế liệu sản xuất làm huỷ hoại các công trình. Lọc sỏi dùng để tách khỏi nước thải cát và các vật liệu lắng đọng. Cùng với các hợp chất khoáng khi lọc còn giữ lại các chất có nguồn gốc hữu cơ mà độ lớn thủy lực của chúng gần với độ lớn thủy lực của cát. Các công trình này dựa trên sự lắng đọng của các phân tử lơ lửng chứa trong nước thải khi thay đổi điều kiện động học của dòng. Theo đặc điểm chế tạo, phân biệt ra các loại thẳng đứng, nằm ngang và quay vòng.

Để xử lý nước thải khỏi các hỗn hợp cơ học người ta cũng áp dụng chu trình thủy, nhờ nó tách ra các chất từ dòng chảy dưới tác động của lực ly tâm, xuất hiện trong chuyển động quay của chất lỏng. Bởi lực ly tâm có thể lớn hơn hàng trăm lần lực trọng trường và tăng tỷ lệ thuận với vận tốc lắng đọng của phân tử. Điều này dẫn đến thể tích và diện tích chiếm bởi chu trình thủy nhỏ hơn lưới sàng cùng công suất hàng trăm và hàng chục lần. Theo số liệu của Viện nghiên cứu khoa học toàn Liên bang Xô viết về cấp nước, kênh dẫn, công trình kỹ thuật thủy và địa chất thủy văn công trình, việc áp dụng chu trình thủy làm giảm chi phí nhiều lần cho công trình xử lý nước.

Xử lý hoá học và *lý hoá* được áp dụng để tách khỏi nước thải các hợp chất hoà tan vô cơ mịn và các chất hữu cơ khó làm sạch bằng phương pháp sinh học bằng cách phân tích, lắng đọng và phân huỷ nhờ các hợp chất hoá học, bằng việc kết hợp các phương pháp tác động vật lý và hoá học.

Xử lý sinh hoá học thường được áp dụng để tách khỏi nước thải các chất phân tán thô. Phương pháp xử lý sinh hoá học dựa trên khả năng của một số dạng vi khuẩn sử dụng để ăn các chất hữu cơ có trong nước thải là nguồn sống đối với chúng. Phân biệt hai giai đoạn của quá trình xử lý diễn ra với tốc độ khác nhau : tập trung từ nước thải

các tạp chất hoà tan và phân tán mỏng chất hữu cơ, vô cơ lên bề mặt vật thể vi khuẩn, sau đó phá huỷ chất cô đọng trong tế bào vi khuẩn bằng cách đưa các quá trình hoá học vào chúng.

Quá trình xử lý sinh hoá học có thể diễn ra cả trong điều kiện nhân tạo lẫn trong điều kiện tự nhiên.

Xử lý sinh hoá học trong điều kiện nhân tạo được thực hiện trong bể lọc sinh hoá học, bể lọc sinh hoá học với cửa nước thải phân tán, với sự truyền khí tự nhiên và nhân tạo trên bề sinh học.

Bể lọc sinh học là một bể chứa đồ đầy bùn hoạt tính (bùn hoạt tính là một khối các chất thành phần khoáng và hữu cơ nhiều vi khuẩn). Khi cho nước thải đi qua bể lọc sinh hoá học, các vi khuẩn cuốn hút các khoáng chất và chất hữu cơ làm thức ăn cho chúng như azot từ aniac, nitrit, axit amin, photpho và kali từ muối khoáng các hợp chất đó. Đối với công việc bình thường của bể lọc sinh hoá, bùn hoạt tính cần được thay thế định kỳ.

Bể lọc sinh học là một công trình đổ đầy các vật liệu nhỏ, trên đó trước khi đổ nước thải cần tạo nên một màng sinh học hoạt tính bao gồm không chỉ các vi khuẩn mà cả các thủy sinh vật tạo nên quần thể phức tạp tham gia vào quá trình xử lý.

Xử lý nước thải trong các điều kiện tự nhiên

Xử lý sinh hoá học được thực hiện trên các cánh đồng đất tơi, đồng lọc, trên các khu vực tơi dưới đất, trong các vũng sinh học và kênh xử lý. Trong mọi trường hợp, quá trình xử lý diễn ra vô hại trong đất và nước với sự tham gia của các quá trình tự nhiên. Xử lý sinh học đất đai bao gồm việc đưa từ từ các chất hữu cơ của nước thải đến các hợp chất khoáng đơn giản nhất dưới tác động của các vi khuẩn đất đai có ý nghĩa chủ yếu. Các vi khuẩn của chất lỏng thải tập trung vào lớp đất trên cùng và tăng nhanh tính bão hoà sinh khối. Khi đó, một số trong chúng bị chết dưới tác động của vi khuẩn ăn thịt, số còn lại nằm trong đất có điều kiện thuận lợi, nhân rộng ra và tự mình tham gia vào quá trình làm sạch đất khỏi các hợp chất hữu cơ từ nước thải đưa vào. Đất như là một phòng thí nghiệm tự nhiên, nơi đó diễn ra các quá trình sinh học tích cực, dẫn tới việc khoáng hoá các chất hữu cơ chứa trong nước thải và do tác động của chúng hầu như giải phóng hoàn toàn vi khuẩn. Đặc biệt quan trọng là phương pháp làm sạch bằng đất hoàn toàn loại bỏ các xâm nhập trực tiếp của nước thải vào thủy vực nước mặt, tức là bảo vệ chúng khỏi nhiễm bẩn một cách tốt nhất.

Đồng đất tơi là một diện tích chuyên dụng trên đó tiến hành xử lý nước thải chỉ định các cây trồng khác nhau. Khi không có cây trồng, các khoảnh đất này được gọi là *đồng lọc*. Phương pháp xử lý nước thải bằng đất trong thời gian gần đây rất được chú ý, điều đó giải thích bằng khả năng giải quyết đồng thời nhiệm vụ bảo vệ nước khỏi nhiễm bẩn và tăng cường sản xuất nông nghiệp. Ngoài ra, độ sâu xử lý nước thải công cộng cao hơn khi sử dụng phương pháp thổ nhưỡng.

Việc mở rộng đều đặn các công trình xử lý, hoàn thiện công nghệ sản xuất, sử dụng nhiều lần nước trong công nghiệp chắc chắn sẽ hạn chế thể tích nhiễm bẩn xâm nhập vào thể tích nước thiên nhiên. Tuy nhiên, hiện nay không phải mọi nước thải đều

được xử lý ; ngoài ra với mức độ hiện tại của công nghệ xử lý, một phần nhiễm bẩn nhất định còn tồn đọng ở nước thải, do đó cần tính toán các quá trình tự làm sạch nước thải chảy qua khi đổ chúng xuống thủy vực. Sử dụng *vùng sinh học* như là một thủy vực nhân tạo với độ sâu 0,5 – 1,5 m, được chia thành một số ngăn (2 – 5 ngăn). Nước thải được đổ vào tuần tự theo mức độ xử lý. Đối với sự phân bố đều của nước thải trong phạm vi vùng đổ nước vào và đẩy nước ra làm mất sự tập trung. Diện tích vùng 0,5 – 1,0 ha. Xử lý kiểu này hiệu quả nhất vào thời gian ẩm áp trong năm. Lưu ý rằng, trong trường hợp này hiệu quả xử lý nước thải trong các điều kiện nhân tạo cũng gần với hiệu quả xử lý trong tự nhiên.

Biện pháp công trình

Biện pháp công trình thúc đẩy việc bảo vệ tài nguyên nước khỏi nhiễm bẩn, có thể phân ra các dạng lâm nghiệp, nông nghiệp và thủy công.

Biện pháp lâm nghiệp là trồng các thực vật cây gỗ và thân bụi trong phần thượng lưu và trung lưu của lưu vực, làm giảm dòng chảy mặt và làm giảm quá trình xói mòn do nước.

Nhóm biện pháp nông nghiệp gồm tiến hành chuẩn xác các công tác nhà nông.

Biện pháp thủy công : chủ yếu là điều tiết chế độ nước, không khí của đất và thổ nhưỡng để trồng các loại cây trồng khác nhau, cần phải giữ đất khỏi bị mất các chất dinh dưỡng. Biện pháp này bao gồm cả các công việc gìn giữ các thung lũng, các sườn và chỗ bồi khỏi bị phá hủy.

Tổ chức tiến hành các biện pháp công trình tổng hợp cho phép giảm đáng kể sự nhiễm bẩn nước tự nhiên.

Tác động lớn tới chất lượng nước là nhiễm bẩn khí quyển. Vấn đề này đã được xem xét ở phần thứ nhất của giáo trình này.

Khai thác tài nguyên thiên nhiên gây ảnh hưởng rõ rệt đến tính nhiễm bẩn của môi trường nước, nhất là các hiểm họa do tràn dầu, cháy rừng và vỡ đê v.v...

Các phương pháp nêu trên cảnh báo sự nhiễm bẩn tài nguyên nước còn chưa tính đến những điều đó. Còn có nhiều biện pháp giữ nước khác cho phép hạn chế khối lượng và hạ thấp mức độ nhiễm bẩn nước thải. Tuy nhiên, các phương pháp đó chỉ có thể tách một phần nhiễm bẩn nước tự nhiên nhưng không loại bỏ được nó. Cho nên vấn đề nước sạch có thể chỉ giải quyết bằng cách chuyển về hệ thống cấp nước kín.

4.3.3. Quá trình tự làm sạch của nước tự nhiên

Nước thải không được xử lý hay xử lý một phần đổ vào các đối tượng nước dẫn tới sự thay đổi các tính chất vật lý và thành phần hoá học của chúng, làm thay đổi chất lượng nước, nhiễm bẩn nước.

Trong nước thải sinh hoạt và nước bị nhiễm bẩn diễn ra các quá trình phức tạp dẫn tới việc hoàn lại trạng thái tự nhiên của sông, hồ và hồ chứa. Tổ hợp các quá trình thủy động lực, sinh hoá, hoá học và vật lý dẫn tới việc tổng hợp nồng độ các chất nhiễm bẩn trong nước và được gọi là tự làm sạch khối nước. Trong mối quan hệ đó, các vật chất nào (tập trung hay không tập trung) ở vào pha trạng thái nào (lơ lửng hay

hoà tan) đổ vào thủy vực bởi nước thải, trong quá trình tự làm sạch sẽ chiếm ưu thế hoặc quá trình thủy động lực hoặc quá trình hoá học hay sinh học. Các chất hoà tan tập trung không chịu tác động bởi một quá trình chuyển hoá nào, nồng độ của chúng giảm chỉ do sự pha loãng (quá trình thủy động lực).

Trong quá trình tự làm sạch khối nước, các chất lơ lửng trong nước thải sẽ lắng đọng xuống đáy (quá trình vật lý và thủy động lực). Tự làm sạch khối nước khỏi các chất hoà tan không tập trung do kết quả pha loãng cũng như tác động tương hỗ với các thành tố khác chứa trong nước (quá trình thủy động lực, hoá học và sinh hoá).

Để tính toán sức tải của sông suối và thủy vực dòng chảy nhiễm bẩn, để dự báo thành phần và tính chất của khối nước có tính đến tự làm sạch, nhất thiết phải định lượng vai trò của từng quá trình trong việc chuyển hoá các chất hoà tan và lơ lửng có nguồn gốc hữu cơ và vô cơ. Tuy nhiên, không phải mọi quá trình đều được nghiên cứu ở mức độ cần thiết. Liên quan tới điều này, khi nghiên cứu quá trình nhiễm bẩn và tự làm sạch hiện nay chia ra các hướng nghiên cứu chủ yếu sau đây :

a) Nghiên cứu quá trình trộn và pha loãng nước thải trong các thủy vực và sông suối có tính đến biến động của các nhân tố thủy động lực và thủy văn ;

b) Xác định mối quan hệ thay đổi chất lượng nước vào chế độ thủy văn và các đặc trưng dòng chảy ;

c) Nghiên cứu sự chuyển hoá hoá học và hoá lý các chất nhiễm bẩn trong các đối tượng nước ;

d) Khảo sát quá trình sinh hoá biến dạng chất nhiễm bẩn.

Hai hướng đầu tiên cùng với việc soạn thảo phương pháp tính toán pha loãng nước thải và phương pháp tính toán lắng đọng vật chất lơ lửng nhiễm bẩn có thể được gọi là các khía cạnh thủy văn học của vấn đề tự làm sạch. Các vấn đề đó hiện nay được nghiên cứu thành công ở hàng loạt các viện nghiên cứu khoa học của nước ta và đã đề xuất hàng loạt các phương pháp kỹ thuật tính toán chất lượng nước.

Bên cạnh các nhân tố thủy văn trong quá trình tự làm sạch vai trò quan trọng thuộc về các quá trình lý hoá và sinh hoá.

Quá trình hoá học trong nước tự nhiên gắn chặt với quá trình sinh học và thường khó phát biểu đâu là kết thúc một quá trình và bắt đầu quá trình khác.

Vai trò quyết định trong liên hợp này là các quá trình sinh học, tuy nhiên các quá trình lý hoá là thống trị khi trong nước có mặt các chất nhiễm bẩn mịn bậc cao hoặc tạo nên các điều kiện bất lợi cho sự sống của các cơ thể sống và thủy sinh vật hoạt động, khi đó quá trình sinh học được sử dụng tối thiểu.

Quá trình lý hoá và sinh hoá chuyển dịch các chất nhiễm bẩn trong các đối tượng nước được tiến hành trong nhiều tổ chức nghiên cứu khoa học ở nước ta.

Kết quả các công trình cần phải phục vụ cho cơ sở soạn thảo, kiểm chứng và hiệu chỉnh các phương pháp dự báo, tính toán mức độ nhiễm bẩn cũng như tự làm sạch các sông suối, thủy vực...

Phần thứ hai

TÀI NGUYÊN NƯỚC VIỆT NAM

TÀI NGUYÊN NƯỚC VIỆT NAM

Chương 5

TÀI NGUYÊN NƯỚC MẶT Ở VIỆT NAM

5.1. KHÁI QUÁT CHUNG

Việc trị thủy và khai thác các dòng sông, ngoài những hiểu biết về mạng lưới địa lý thủy văn và những đặc trưng hình thái của nó, còn phải có hiểu biết đầy đủ về những nhân tố địa lý ảnh hưởng đến dòng chảy, đến quá trình hình thành và diễn biến dòng chảy trên các lưu vực sông. Trên cơ sở đó, chúng ta mới hiểu biết một cách chi tiết bản chất vật lý của những đặc trưng thủy văn, mới giải thích được sự hình thành và diễn biến của dòng chảy một cách định lượng và chính xác thông qua việc lựa chọn phương pháp, xây dựng các công thức tính toán đặc trưng của dòng chảy cũng như cân bằng nước của sông ngòi.

Nói cách khác, đặc trưng hình thái thủy văn sông ngòi được hình thành dưới ảnh hưởng tổng hợp của các nhân tố địa lý. Những nhân tố đó có quan hệ chặt chẽ với nhau và ảnh hưởng lẫn nhau. Những nhân tố địa lý quan trọng nhất là khí hậu, thổ nhưỡng và nham thạch. Ngoài ra, địa hình, cấu tạo địa chất, đầm lầy, ao hồ cũng có ảnh hưởng rõ rệt. Cuối cùng là hoạt động kinh tế của con người cũng có ảnh hưởng rất lớn và ngày càng quan trọng đến sự hình thành và diễn biến dòng chảy của sông ngòi.

Chúng ta biết rằng, mối quan hệ tương hỗ giữa dòng chảy và môi trường địa lý rất phức tạp, khó có thể phân biệt một cách thật chính xác vai trò, ảnh hưởng của mỗi nhân tố địa lý với dòng chảy

5.2. TÀI NGUYÊN NƯỚC MƯA

Trong các nhân tố địa lý tự nhiên thì khí hậu là nhân tố cơ bản, đóng vai trò quan trọng nhất trong quá trình hình thành và diễn biến dòng chảy sông ngòi.

Trong điều kiện khí hậu nhiệt đới ẩm của nước ta, mưa là hình thức nước rơi duy nhất. Do đó, số lượng và tính chất của nước mưa cùng sự bốc hơi từ lưu vực đã quyết định tiềm năng của dòng chảy sông ngòi. Mưa và bốc hơi là các yếu tố khí hậu tham gia trực tiếp vào cân cân nước của mỗi lưu vực sông cụ thể.

Với vị trí tự nhiên nằm trên bán đảo Đông Dương, tiệp cận với hai đại dương lớn là Thái Bình Dương và Ấn Độ Dương và điều kiện khí hậu nhiệt đới ẩm, gió mùa của nước ta thể hiện rất rõ rệt lượng mưa trung bình trong nhiều năm cũng như tương quan giữa lượng mưa và lượng bốc hơi năm. Thật vậy, xét trên toàn lãnh thổ nước ta thì lượng mưa trung bình nhiều năm khoảng 1960 mm. So với lượng mưa trung bình cùng

vĩ độ ($10^{\circ} - 20^{\circ}$ Bắc) thì ở nước ta có lượng mưa khá dồi dào, gấp 2,4 lần. Chỉ ở những nơi khuất gió ẩm thì lượng mưa trung bình năm mới giảm xuống dưới 1000 mm.

Quy luật phân bố lượng mưa trung bình nhiều năm không đều trong không gian, phụ thuộc vào độ cao địa hình và hướng của sườn đón gió ẩm. Các trung tâm mưa lớn được hình thành trên lãnh thổ như : Móng Cái 2800 – 3000 mm, Bắc Quang 4765 mm, Hoàng Liên Sơn 2600 – 3000 mm, Mường Tè 2600 – 2800 mm, Hoàng Sơn 3500 – 4000 mm, Thừa Lưu 2600 – 3662 mm, Trà Mi – Ba Tơ 2600 – 3400mm, Sông Hinh 2500 mm, Bảo Lộc 2876 mm. Hai trung tâm mưa lớn nhất nước ta là Bắc Quang và Bạch Mã đạt 5013 mm. Vùng có lượng mưa lớn kéo dài từ vĩ tuyến 15° B đến 16° B thường gọi là vĩ tuyến nước.

Ngược lại, những trung tâm mưa nhỏ được hình thành ở những vùng thấp, khuất hoặc nằm song song với hướng gió ẩm, đó là các vùng : An Châu 1000 – 1200 mm, Sơn La 1000 – 1300 mm, Mường Xén 800 – 1000 mm ; đặc biệt ở Phan Rang, Phan Rí chỉ đạt 650 mm. Vùng có lượng mưa nhỏ kéo dài ở Duyên Hải cực nam Trung Bộ từ vĩ tuyến 10° B đến vĩ tuyến 12° B là vùng ít mưa khá điển hình ở nước ta. Vùng ven biển Ninh Thuận, Bình Thuận có lượng mưa năm nhỏ nhất cả nước (500 – 600mm).

Sự phân bố mưa trong năm rất không đều và chia thành hai mùa rõ rệt : mùa mưa và mùa khô. Do chịu nhiều ảnh hưởng của các khối không khí tương phản nhau giữa Bắc và Nam nên thời điểm bắt đầu và kết thúc mùa mưa cũng chênh lệch nhau giữa nơi sớm nhất và muộn nhất đến 4 tháng. Bắc Bộ có mùa mưa từ tháng V đến tháng X, tháng XI. Trung Bộ, Tây Nguyên và Nam Bộ có mùa mưa muộn hơn, từ tháng VIII, IX đến tháng XI, XII. Khu vực khu IV cũ còn có mưa tiểu mãn. Trong mùa mưa, lượng mưa chiếm khoảng 70 – 90% tổng lượng mưa năm.

Mạng lưới trạm đo mưa ở nước ta được hình thành từ cuối thế kỷ XIX, đầu thế kỷ XX, sớm nhất là trạm Láng, hoạt động từ năm 1890. Trong thời gian chiến tranh, nhiều trạm phải ngừng hoạt động. Tính đến năm 1980, nước ta có khoảng 1190 điểm quan trắc mưa.

Từ 1991, Tổng cục Khí tượng Thủy văn (KTTV) đã quy hoạch lại mạng lưới trạm đo mưa theo đúng tiêu chuẩn. Theo quy hoạch này cả nước có 765 điểm đo mưa (bảng 5.1).

Theo kết quả công bố của Chương trình 48A do Tổng cục KTTV chủ trì, lượng mưa một ngày lớn nhất trung bình nhiều năm đạt 150 – 200 mm, ứng với tần suất 1% đạt 300 – 350mm. Lượng mưa 3 ngày lớn nhất trung bình đạt 200 – 250mm, tương ứng với tần suất 1% là 500 – 600 mm. Lượng mưa 5 ngày lớn nhất trung bình nhiều năm đạt 250 – 300 mm, ứng với tần suất 1% là 620 – 650mm. Do địa hình đa dạng, cấu trúc sơn văn nên sự phân dị khí hậu và kèm theo nó là lượng mưa bị phân hoá rõ rệt theo lãnh thổ và chi phối mạnh mẽ đến sự hình thành dòng chảy mặt, đặc biệt là dòng chảy sông ngòi (Nguyễn Viết Phổ, Vũ Văn Tuấn, Trần Thanh Xuân, 2003).

Bảng 5.1. SỐ TRẠM ĐO MƯA TẠI CÁC VÙNG

TT	Vùng	Tổng số	Tự ghi	Mật độ *
1	Miền núi và trung du Bắc Bộ	267	52	397
2	Đồng bằng Bắc Bộ	87	14	129
3	Bắc Trung Bộ	110	25	465
4	Nam Trung Bộ	83	16	544
5	Tây Nguyên	56	12	1002
6	Đông Nam Bộ	51	7	460
7	Tây Nam Bộ	111	11	356
Cả nước		765	137	433

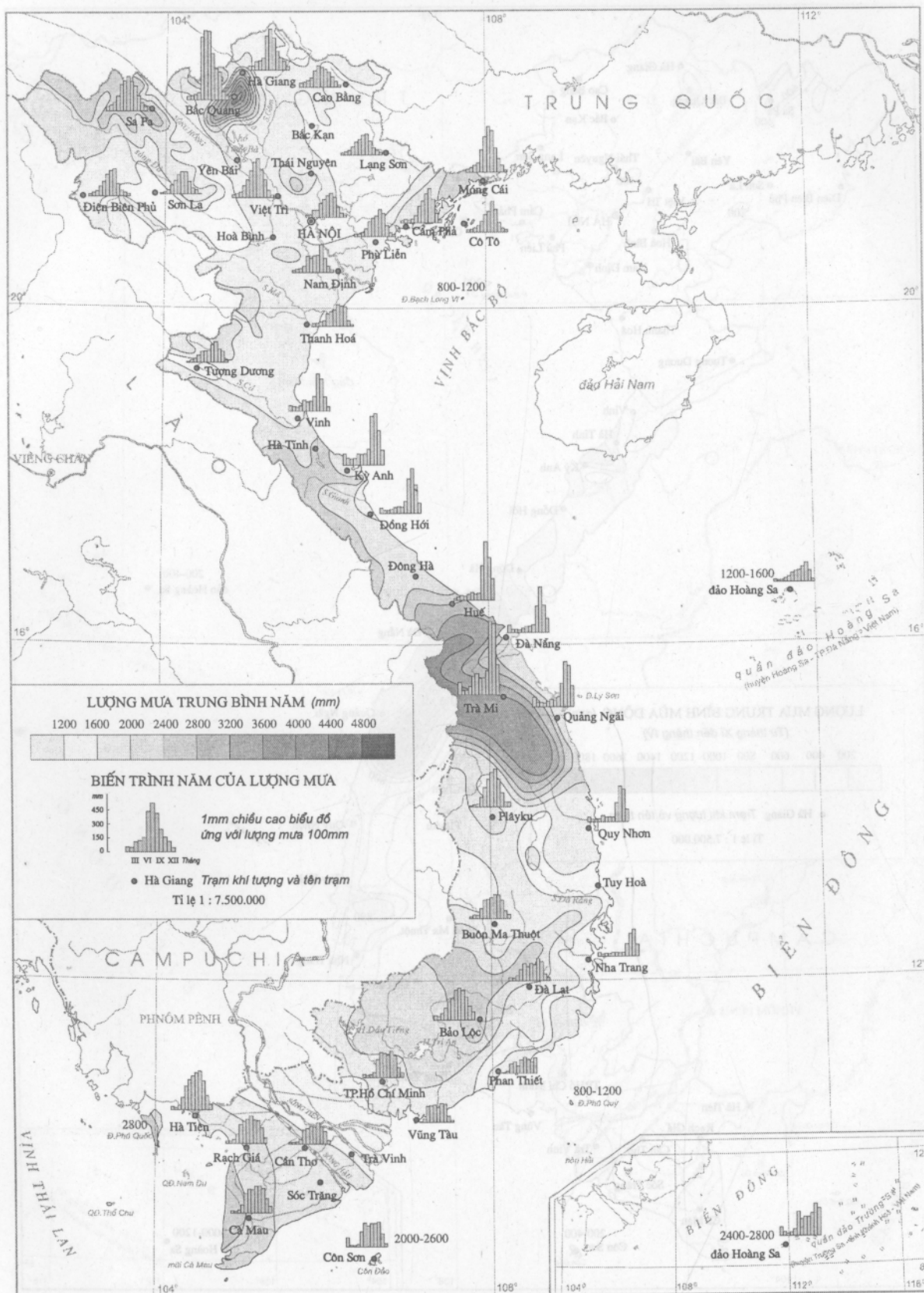
Ghi chú : * $km^2/trạm$

Những vùng mưa lớn như ở vùng Vài Lài thuộc tâm mưa lớn Móng Cái, lượng mưa trung bình đạt tới 2334 mm ; vùng Hoàng Liên Sơn, đạt tới 2180mm tại Tà Thàng, vùng Bắc Quang trên 3000 mm, Mường Tè trên 2000 mm, vùng Hoàng Sơn tại sông Rào Cái, Rào Tro, tới 1800 mm – 2400 mm. Vùng mưa lớn Bắc đèo Hải Vân, xấp xỉ 2000 mm, tại sông Hữu Trạch là 1973mm ; vùng mưa lớn Trà Mi – Ba Tơ, Ba Na, vượt trên 2000 mm ; sông Bung 2070mm, sông Tranh 2303 mm và sông Vệ 2372 mm. Quá vào phía nam có sông Hinh cũng đạt trên 1500 mm. Ở trung tâm mưa của sông Đồng Nai đạt tới 1100 mm – 1428 mm.

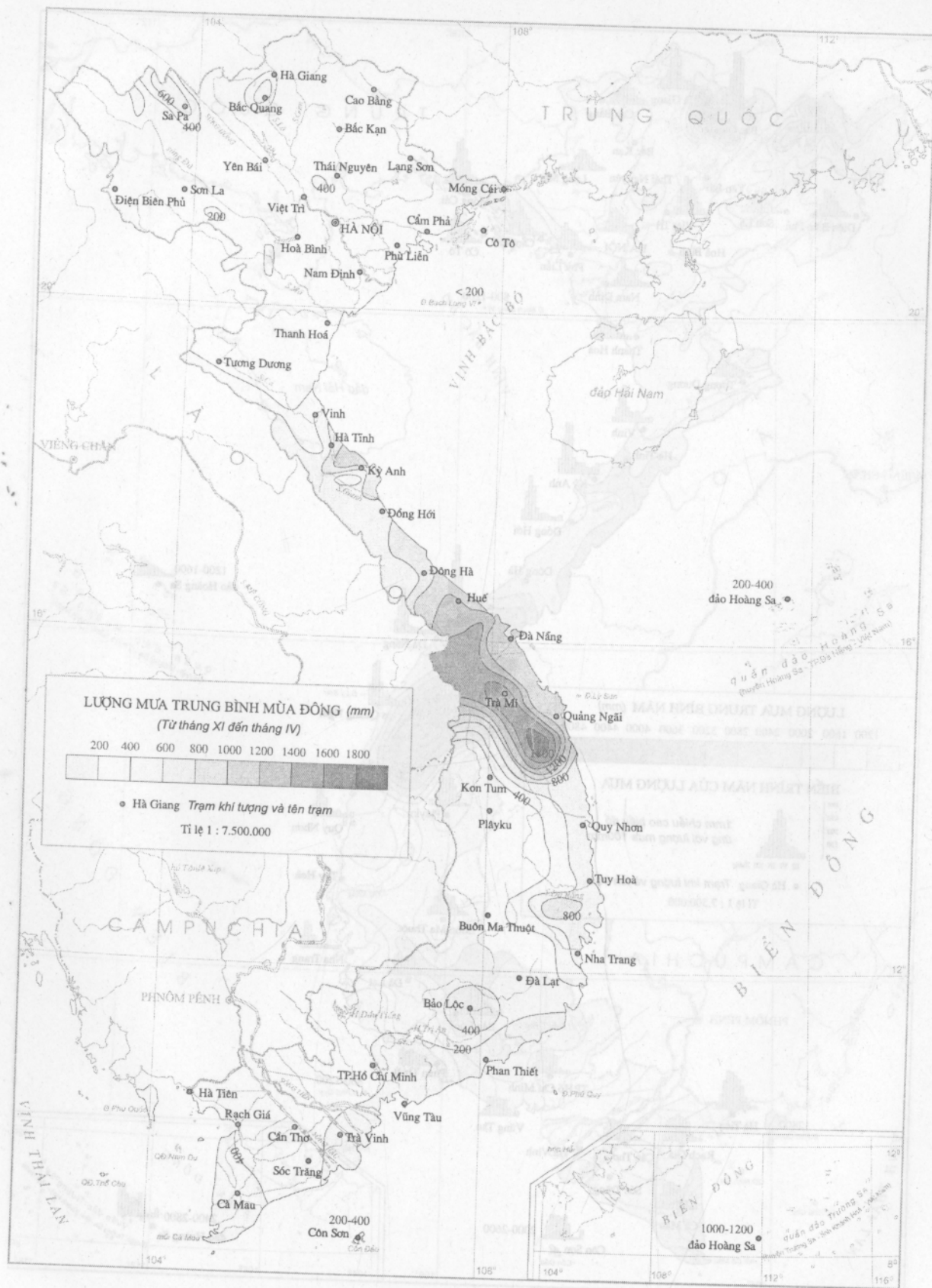
Sự lặp lại phân bố của mưa cũng được thể hiện khá rõ đối với các trung tâm mưa nhỏ như tại Chi Lăng 470 mm, Thác Vai 391 mm, Cửa Rào 583 mm, sông Lũy 316 mm.

Mưa không những ảnh hưởng đến dòng chảy mặt phân bố trong không gian mà còn ảnh hưởng đến tính biến động của dòng chảy theo thời gian.

Thật vậy, chế độ mưa ảnh hưởng lớn đến chế độ dòng chảy sông ngòi ở nước ta. Khí hậu nước ta có sự phân hoá theo mùa rõ rệt, trên toàn lãnh thổ, ở đâu cũng có một mùa khô với lượng mưa thấp hơn lượng bốc hơi và một mùa mưa. Do đó, dòng chảy sông ngòi cũng tăng lên theo mùa, mùa lũ ứng với mùa mưa và mùa cạn ứng với mùa khô (ít mưa).



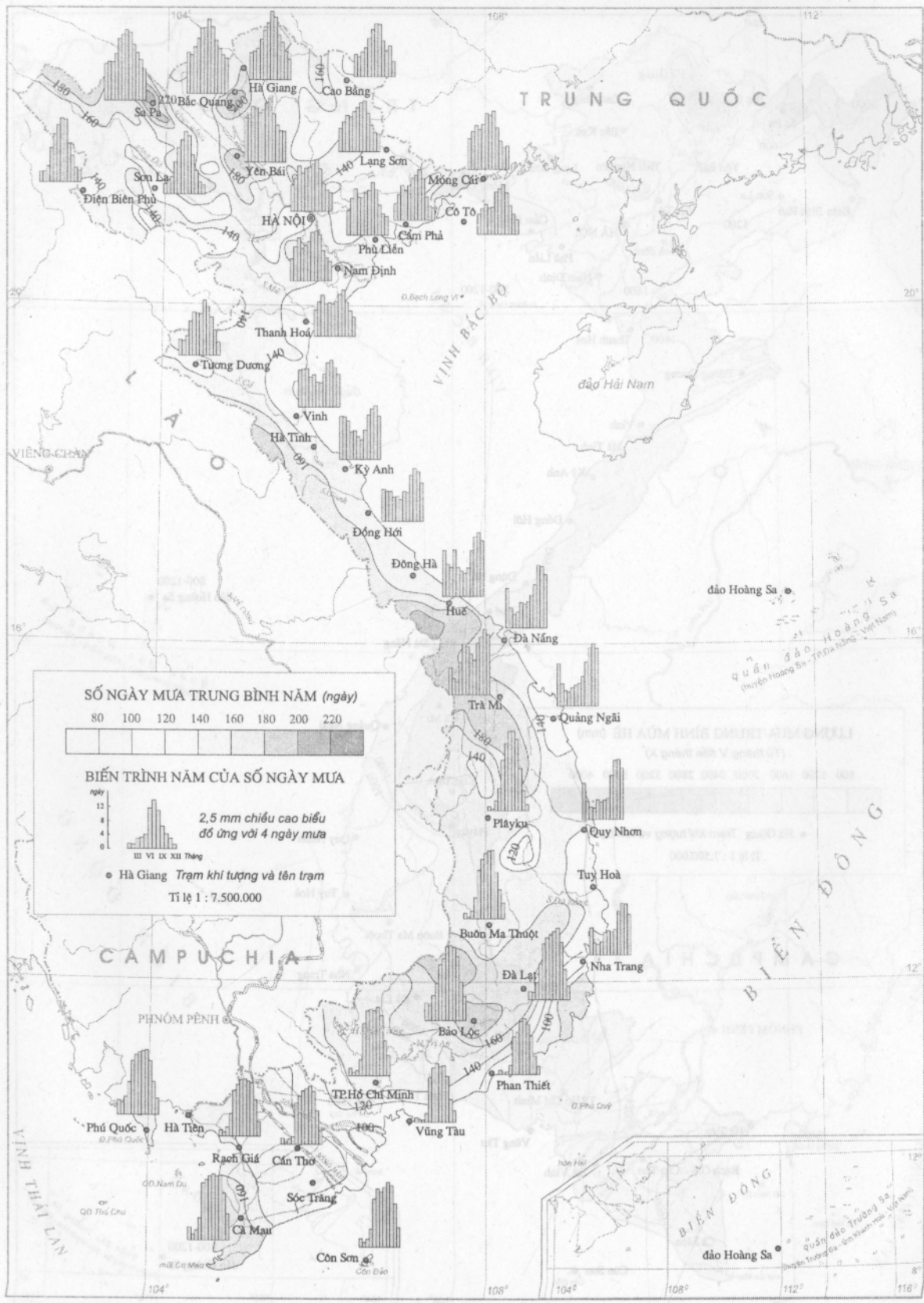
Hình 5.1. Bản đồ đẳng trị lượng mưa trung bình năm



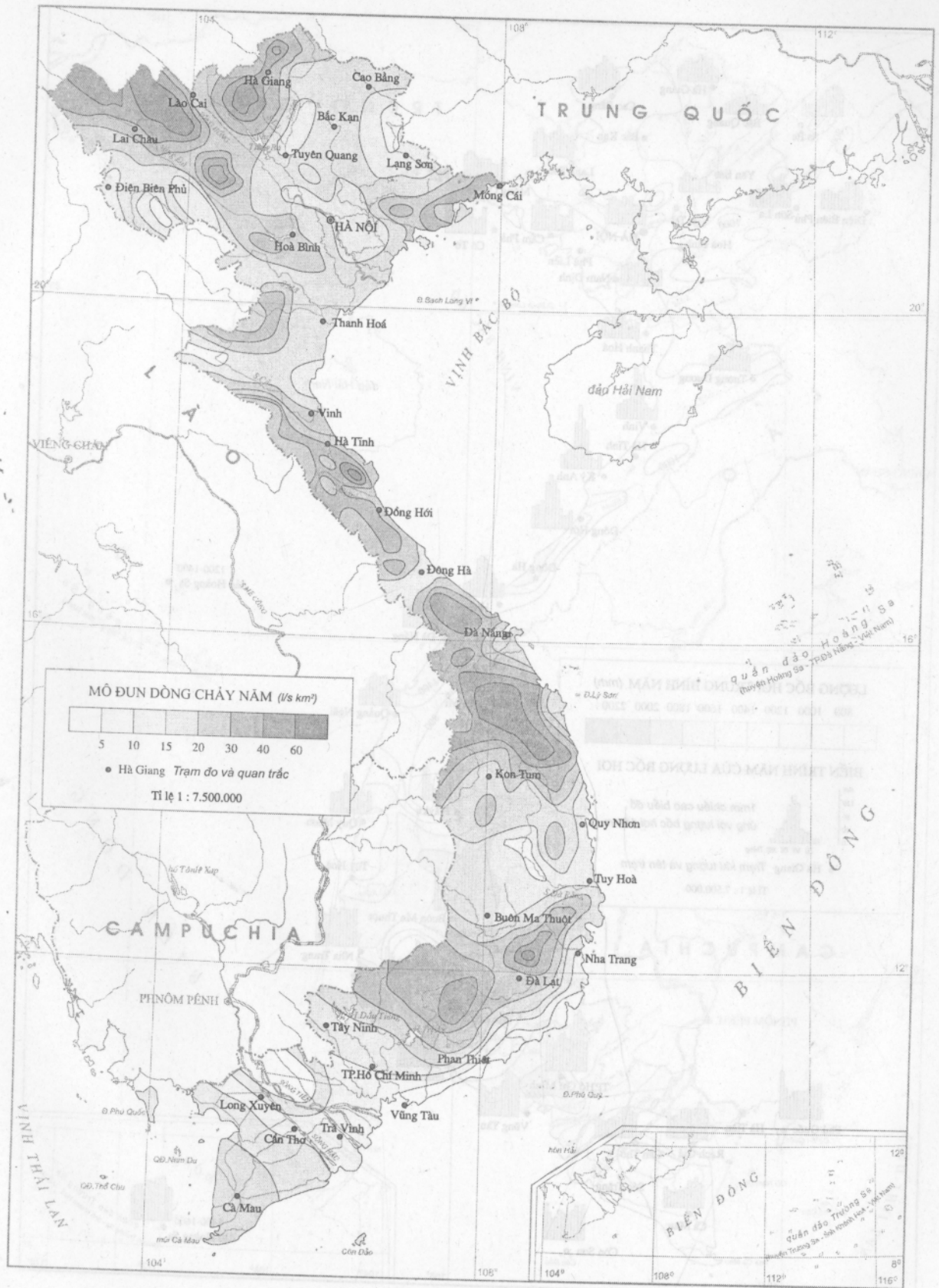
Hình 5.2. Bản đồ đẳng trị lượng mưa trung bình mùa đông



Hình 5.3. Bản đồ đẳng trị lượng mưa trung bình mùa hè



Hình 5.4. Bản đồ số ngày mưa trung bình năm



Hình 5.6. Bản đồ đẳng trị môđun dòng chảy năm

5.3. TÀI NGUYÊN NƯỚC SÔNG NGÒI

Sông ngòi Việt Nam được nuôi dưỡng bởi một nguồn nước mưa dồi dào, là hệ quả hoạt động của các khối khí và hoàn lưu gió mùa. Mùa lũ là mùa nước sông dâng cao ứng với mùa mưa, tương ứng mùa cạn – mùa nước trong sông tương đối ổn định ứng với mùa khô.

Mùa lũ kéo dài từ 4 – 5 tháng. Vùng Bắc Bộ, mùa lũ kéo dài từ tháng VI, VII đến tháng IX, X; sườn đông dãy Trường Sơn từ tháng VIII đến tháng XI, XII.

Mùa cạn kéo dài từ 7 – 8 tháng, có nơi tới 9 tháng. Tuy thời gian mùa lũ ngắn nhưng lượng dòng chảy chiếm từ 65 – 90% tổng lượng dòng chảy năm.

Một số lưu vực sông ngòi miền Trung còn quan sát thấy lũ tiểu mãn. Thời điểm mùa lũ bắt đầu và kết thúc ở vùng này cũng biến động mạnh do ảnh hưởng của vùng khí hậu chuyển tiếp từ Bắc vào Nam.

Vào đầu mùa lũ, do các trận mưa chưa lớn lại chịu tổn thất làm ẩm các lưu vực nên quy mô các trận lũ nhỏ. Những trận lũ lớn thường đi kèm với các hình thái thời tiết như bão, hội tụ nhiệt đới, áp thấp... Tùy theo khu vực tâm mưa được hình thành tạo nên các nét đặc thù lũ trên các sông riêng biệt.

Dao động nhiều năm của dòng chảy sông ngòi Việt Nam đặc trưng bởi các chu kỳ nhiều năm nước lớn và nước nhỏ không giống nhau trên các hệ thống sông.

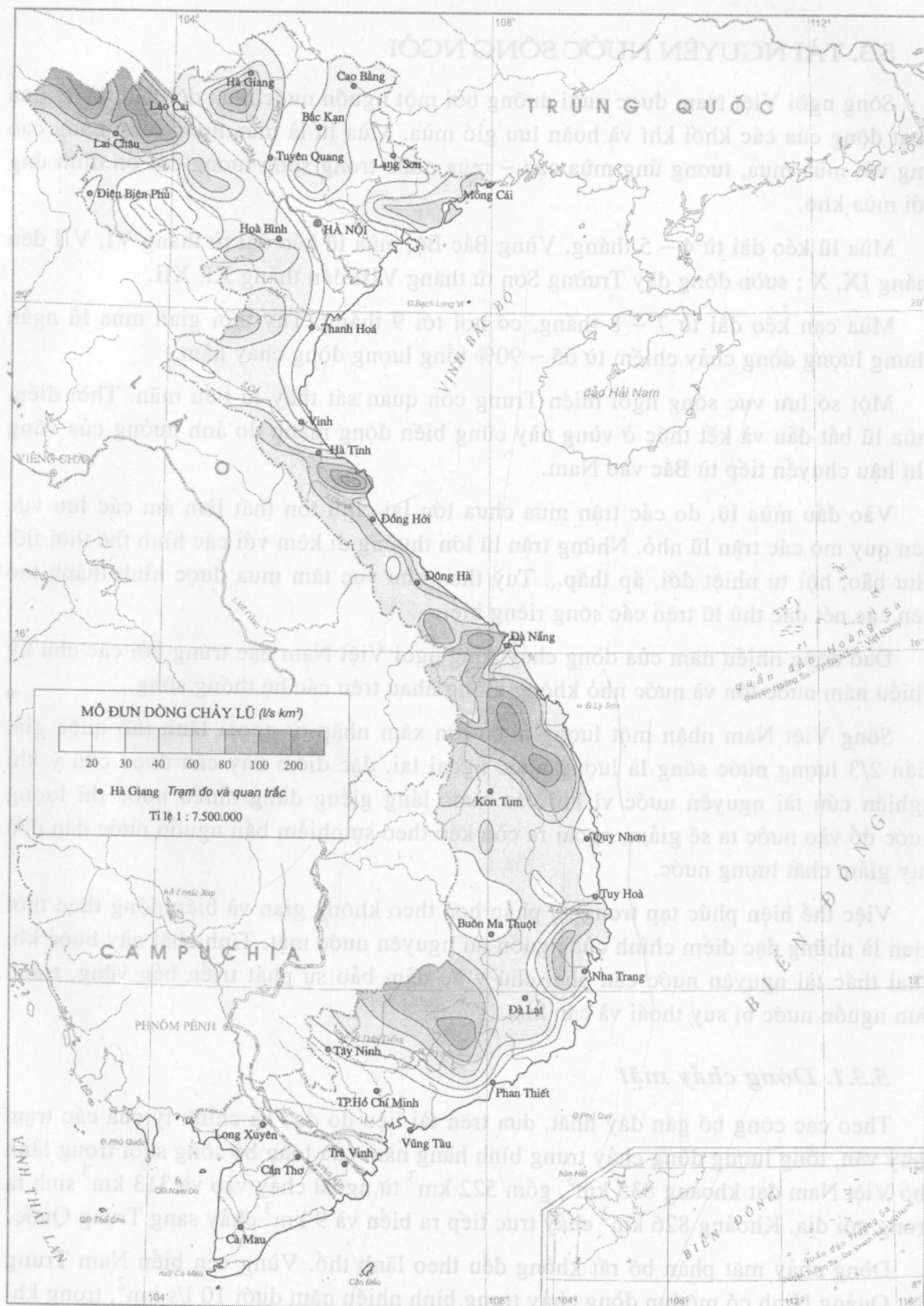
Sông Việt Nam nhận một lượng nước lớn xâm nhập từ ngoài lãnh thổ quốc gia. Gần 2/3 lượng nước sông là lượng nước ngoại lai, đặc điểm này cần được chú ý khi nghiên cứu tài nguyên nước vì khi các nước láng giềng dùng nhiều nước thì lượng nước đổ vào nước ta sẽ giảm, ngoài ra còn kéo theo sự nhiễm bẩn nguồn nước dẫn đến suy giảm chất lượng nước.

Việc thể hiện phức tạp trong sự phân hoá theo không gian và biến động theo thời gian là những đặc điểm chính của nguồn tài nguyên nước mặt. Tính chất này buộc khi khai thác tài nguyên nước cần phải chú ý để đảm bảo sự phát triển bền vững, tránh làm nguồn nước bị suy thoái và cạn kiệt.

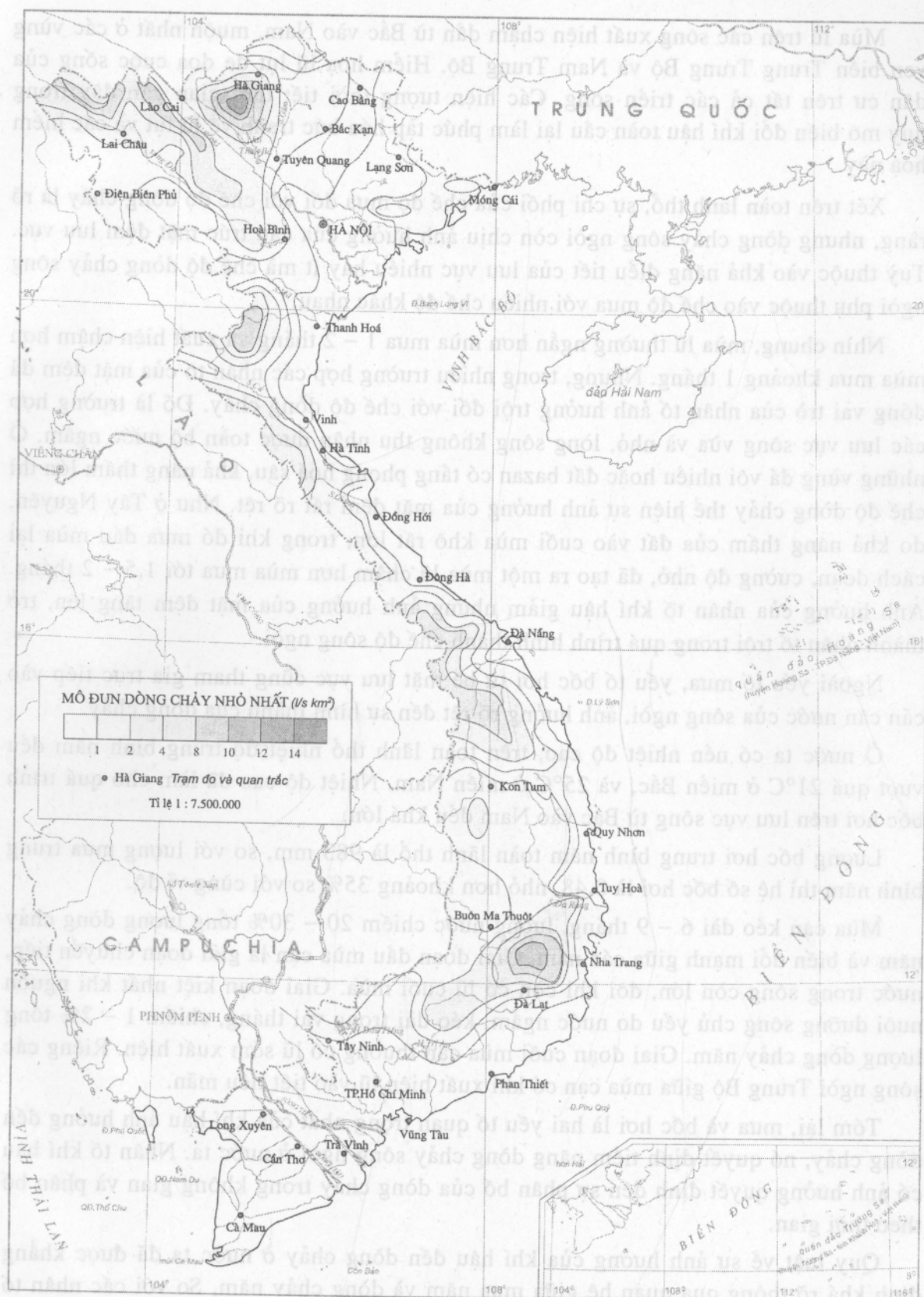
5.3.1. Dòng chảy mặt

Theo các công bố gần đây nhất, dựa trên tài liệu đo đạc và chỉnh lý của các trạm thuỷ văn, tổng lượng dòng chảy trung bình hàng năm của toàn bộ sông suối trong lãnh thổ Việt Nam đạt khoảng 835 km^3 , gồm 522 km^3 từ ngoài chảy vào và 313 km^3 sinh ra trong nội địa. Khoảng 826 km^3 chảy trực tiếp ra biển và 9 km^3 chảy sang Trung Quốc.

Dòng chảy mặt phân bố rất không đều theo lãnh thổ. Vùng ven biển Nam Trung Bộ, Quảng Ninh có môđun dòng chảy trung bình nhiều năm dưới 10 l/s.km^2 , trong khi tại Bắc Quang và phía bắc đèo Hải Vân là 100 l/s.km^2 .



Hình 5.7. Bản đồ đẳng trị mô đun dòng chảy lũ



Mùa lũ trên các sông xuất hiện chậm dần từ Bắc vào Nam, muộn nhất ở các vùng ven biển Trung Trung Bộ và Nam Trung Bộ. Hiểm họa lũ lụt đe dọa cuộc sống của dân cư trên tất cả các triền sông. Các hiện tượng thời tiết thời gian gần đây trong quy mô biến đổi khí hậu toàn cầu lại làm phức tạp hóa bức tranh về lũ lụt và các hiểm họa này.

Xét trên toàn lãnh thổ, sự chi phối của chế độ mưa đối với chế độ dòng chảy là rõ ràng, nhưng dòng chảy sông ngòi còn chịu ảnh hưởng của cấu trúc mặt đệm lưu vực. Tuỳ thuộc vào khả năng điều tiết của lưu vực nhiều hay ít mà chế độ dòng chảy sông ngòi phụ thuộc vào chế độ mưa với nhiều chế độ khác nhau.

Nhìn chung, mùa lũ thường ngắn hơn mùa mưa 1 – 2 tháng và xuất hiện chậm hơn mùa mưa khoảng 1 tháng. Nhưng, trong nhiều trường hợp các nhân tố của mặt đệm đã đóng vai trò của nhân tố ảnh hưởng trội đối với chế độ dòng chảy. Đó là trường hợp các lưu vực sông vừa và nhỏ, lòng sông không thu nhận được toàn bộ nước ngầm. Ở những vùng đá vôi nhiều hoặc đất bazan có tầng phong hoá sâu, khả năng thấm lớn thì chế độ dòng chảy thể hiện sự ảnh hưởng của mặt đệm rất rõ rệt. Như ở Tây Nguyên, do khả năng thấm của đất vào cuối mùa khô rất lớn, trong khi đó mưa đầu mùa lại cách đoạn, cường độ nhỏ, đã tạo ra một mùa lũ chậm hơn mùa mưa tới 1,5 – 2 tháng. Ảnh hưởng của nhân tố khí hậu giảm nhưng ảnh hưởng của mặt đệm tăng lên, trở thành nhân tố trội trong quá trình hình thành chế độ sông ngòi.

Ngoài yếu tố mưa, yếu tố bốc hơi từ bề mặt lưu vực cũng tham gia trực tiếp vào cân cân nước của sông ngòi, ảnh hưởng rõ rệt đến sự hình thành của dòng chảy.

Ở nước ta có nền nhiệt độ cao, trên toàn lãnh thổ nhiệt độ trung bình năm đều vượt quá 21°C ở miền Bắc, và 25°C ở miền Nam. Nhiệt độ cao đã làm cho quá trình bốc hơi trên lưu vực sông từ Bắc vào Nam đều khá lớn.

Lượng bốc hơi trung bình năm toàn lãnh thổ là 983 mm, so với lượng mưa trung bình năm thì hệ số bốc hơi là 0,48, nhỏ hơn khoảng 35% so với cùng vĩ độ.

Mùa cạn kéo dài 6 – 9 tháng, lượng nước chiếm 20 – 30% tổng lượng dòng chảy năm và biến đổi mạnh giữa các năm. Giai đoạn đầu mùa cạn là giai đoạn chuyển tiếp, nước trong sông còn lớn, đôi khi còn có lũ cuối mùa. Giai đoạn kiệt nhất khi nguồn nuôi dưỡng sông chủ yếu do nước ngầm, kéo dài trong vài tháng, chiếm 1 – 2% tổng lượng dòng chảy năm. Giai đoạn cuối mùa cạn thường có lũ sớm xuất hiện. Riêng các sông ngòi Trung Bộ giữa mùa cạn có khi xuất hiện lũ vào tiết tiểu mãn.

Tóm lại, mưa và bốc hơi là hai yếu tố quan trọng nhất của khí hậu ảnh hưởng đến dòng chảy, nó quyết định tiềm năng dòng chảy sông ngòi ở nước ta. Nhân tố khí hậu có ảnh hưởng quyết định đến sự phân bố của dòng chảy trong không gian và phân bố theo thời gian.

Quy luật về sự ảnh hưởng của khí hậu đến dòng chảy ở nước ta đã được khẳng định khá rõ thông qua quan hệ giữa mưa năm và dòng chảy năm. So với các nhân tố khác thì quan hệ giữa mưa và dòng chảy có mối quan hệ chặt chẽ hơn cả. Ý nghĩa của

vấn đề này là ở nước ta, trong sự hình thành dòng chảy sông ngòi thì mưa đóng vai trò quyết định cả về lượng và chế độ dòng chảy trong năm cũng như phân bố trong không gian. Sự ảnh hưởng của phân bố khí hậu tới dòng chảy được định liệu qua thực tế tài liệu đo đạc và tính toán thường chiếm khoảng 80 – 90%. Các nhân tố ảnh hưởng khác thuộc mặt đệm của lưu vực ảnh hưởng đến dòng chảy khoảng từ 10 – 20%. Từ kết quả nghiên cứu quy luật ảnh hưởng của khí hậu đối với dòng chảy đã cho phép thiết lập quan hệ giữa lượng mưa và lượng dòng chảy cho các khu vực trên toàn lãnh thổ. Nhìn chung hệ số tương quan đều đạt rất cao, phần lớn đều đạt trên 0,85. Trong từng khu vực đều có hệ số tương quan cao ; căn cứ vào phương trình tương quan được xác định cho phép suy từ lượng mưa ra lượng dòng chảy với sai số cho phép. Điều này đặc biệt quan trọng và có ý nghĩa thực tiễn đối với việc tính toán lượng dòng chảy cho những lưu vực không có tài liệu hoặc tài liệu dòng chảy chưa đủ dài.

Tài nguyên nước mặt một số vùng lãnh thổ Việt Nam theo Phạm Quang Hạnh, được phân bố trên lãnh thổ theo 7 vùng kinh tế nông nghiệp :

1. Vùng đồi núi Bắc Bộ : gồm toàn vùng đồi núi từ vĩ tuyến 21 trở ra. Diện tích của vùng 98,2 nghìn km^2 với dân số 8 triệu. Vùng này bao gồm các kiểu cấu trúc cân nước của kiểu cảnh quan từ rừng nửa rụng lá, rừng kín thường xanh mưa ẩm nhiệt đới núi cao tới rừng kín thường xanh mưa ẩm nhiệt đới. Đặc điểm chung của các kiểu cảnh quan này là sự có mặt của mùa khô hanh và ẩm. Vùng kinh tế Bắc Bộ có tài nguyên nước phong phú. Lượng dòng chảy toàn phần 948 mm, lượng nước ngầm 354 mm, lượng trữ ẩm 1124mm, chúng tương ứng với khối lượng nước. Dòng chảy sông ngòi 93 tỷ m^3 , dòng chảy ngầm 35 tỷ m^3 và nước trong đất 120 tỷ m^3 . Do sự tập trung của lũ, dòng chảy mặt đạt 594 mm ứng với 58 tỷ m^3 nước. Mức đảm bảo nước sông ngòi và nước ngầm tính theo đầu người là 11,6 nghìn m^3 và 4,4 nghìn m^3 trong năm. Trong địa hình đồi núi chia cắt, phát triển công nghiệp có tuổi ở đây bị hạn chế. Vì vậy lượng nước trong đất có ý nghĩa lớn và vai trò của lớp phủ thực vật với tư cách điều tiết nước trong đất đóng vai trò quan trọng đối với canh tác không tưới nước trong mùa khô. Đối với vùng này, việc tổ chức xen kẽ trong không gian các cây trồng nông nghiệp và lâm nghiệp như những dải rừng vừa phòng hộ và vừa khai thác là hết sức tối ưu. Vùng này thuộc khu vực nuôi dưỡng các sông đồng bằng. Trong vùng này đã xây dựng một hồ chứa lớn như Thác Bà trên sông Chảy với dung tích 3,6 tỷ m^3 nước. Những hồ chứa này tạo ra những nguồn thủy điện quan trọng đối với sự phát triển kinh tế ở đồng bằng và trung du Bắc Bộ. Các công trình tiêu biểu là hồ Hoà Bình, Sơn La và Tuyên Quang.

2. Vùng đồng bằng Bắc Bộ với diện tích 17,4 nghìn km^2 và dân số 11,8 triệu người, là vùng đông dân nhất Việt Nam. Diện tích trồng lúa chiếm tới 43% tổng diện tích, bằng 751 nghìn ha, song nguồn nước địa phương không lớn. Lớp dòng chảy sông ngòi địa phương 762 mm, dòng chảy ngầm vào sông 354 mm, dòng chảy trong đất 1179 mm, tương ứng khối lượng năm 13 tỷ m^3 , 3 tỷ m^3 và 20 tỷ m^3 ; tính theo đầu người, mỗi người dân 1000 m^3 dòng chảy sông và 250 m^3 nước ngầm vào sông. Để

tiến hành hai vụ lúa trên tích 751.000 ha, riêng mùa khô cần tới 9,6 tỷ m³ nước chủ yếu là nước ngầm trong sông. Song nước ngầm trong sông địa phương chỉ có 3 tỷ m³, còn lại 6,6 tỷ m³ nước phải lấy từ nguồn nước ngầm ngoại lai mà chúng ta có 40 tỷ m³. Giữa lúc khô hạn, số nước ngoại lai không chỉ cần cho tưới mà cho nước sinh hoạt, công nghiệp, nhiệt điện và chống xâm nhập mặn do thủy triều. Ngược lại, về mùa lũ, lưới sông đồng bằng phải tiêu trên 75 tỷ m³ dòng chảy mặt ngoại lai trước khi đi qua Thủ đô Hà Nội, do đó trong trường hợp nguy hiểm phải tháo nước qua đập Đáy làm tràn ngập phần phía đông của đồng bằng.

3. Vùng kinh tế thứ 3 nằm giữa 21° và 15° vĩ bắc với diện tích 52.000 km² và dân số 7,4 triệu người. Diện tích đất nông nghiệp không cao. Song vùng này chiếm hạng 2 về độ giàu nước. Lớp dòng chảy sông bằng 1338 mm, dòng ngầm 424 mm, lượng trữ ẩm 1206 mm ứng với khối lượng 69 tỷ m³, 22 tỷ m³ và 63 tỷ m³. Mức bảo đảm được tính theo đầu người, dòng chảy sông là 9,3 nghìn m³ và 3 nghìn m³ dòng chảy ngầm. Đúng về mặt sinh thái cây trồng, vùng này có mùa khô ngắn và các cấu trúc thành phần cân cân nước theo kiểu cảnh quan rừng kín thường xanh mưa ẩm nhiệt đới. Nhưng mức độ tập trung của dòng chảy mặt cao với 914 mm, 47 tỷ m³ chiếm 63% dòng chảy toàn phần nói lên sự đe dọa của nạn lụt. Lũ ở đây tuy mạnh nhưng ngắn, do đó ngập ít khi kéo dài.

4. Vùng kinh tế thứ 4 là vùng thuận lợi về tài nguyên nước với mức độ đảm bảo nước theo đầu người 11,8 nghìn m³ dòng chảy sông và 3,3 nghìn m³ dòng chảy ngầm. Về khối lượng nước các loại gồm 68 tỷ m³ dòng chảy sông, 19 tỷ m³ dòng chảy ngầm và 40 tỷ m³ nước trong đất ứng với các lớp dòng chảy 1524 mm, 424 mm và 900 mm. Vùng này bao gồm nhiều đồng bằng nhỏ ngăn bởi các dãy núi đâm ngang. Hầu hết đất đai canh tác trên các thềm phù sa cổ hiện đại. Do địa hình trên nước tốt và đất đai có thành phần cơ giới nhẹ nên dễ nắng là hạn, dễ mưa là lụt. Vùng này rất cần các hồ chứa nhỏ để điều tiết nước. Đây là vùng đầu tiên ở nước ta đã nhận được nước chuyển từ các hệ thống sông Đồng Nai về đồng bằng duyên hải thông qua hệ thống thủy điện Đa Nhim. Trên một khoảng đồng bằng không rộng, sự phối hợp của núi hùng vĩ và đồng lúa xanh êm đềm, những hồ không sâu, nước trong hoà với màu xanh của biển đã làm cho vùng này có vẻ đẹp khó tả.

5. Vùng kinh tế thứ 5 nằm trên cao nguyên sườn Tây Trường Sơn có cấu trúc của các thành phần cân cân nước giống với vùng kinh tế thứ nhất. Lớp dòng chảy sông ngòi 902 mm, nước ngầm 345 mm và nước trong đất 1502 mm. Do mật độ dân thấp nên nước tính theo đầu người rất cao 35,2 nghìn m³ dòng chảy sông ngòi và 13,4 nghìn m³ dòng chảy ngầm.

Đây là vùng đầu nguồn của các sông đổ vào sông Mê Kông. Bắt nguồn từ những núi cao rồi đổ về cao nguyên nên chế độ dòng chảy sông phức tạp, nhiều khi trái pha với dòng chảy địa phương khi về đến hạ lưu. Điều đó làm cho việc điều tiết rất phức tạp, đặc biệt đối với tưới, cần phải nắm vững chế độ nước các sông trước khi đặt các dự án tưới. Thủy lợi nhỏ ở đây rất thích hợp và hiệu quả kinh tế cao, ví dụ : đập thủy

điện Đa Nhim về đồng bằng Phan Rang vẫn chưa được sử dụng một cách hợp lý, một phần vì đất ở đây kém phì nhiêu và lao động sống còn quá ít.

Vùng kinh tế này là vùng độc nhất của nước ta có địa hình cao nguyên bằng phẳng, trên đó phủ lớp bazan có tuổi khác nhau. Song sự có mặt của mùa khô rõ rệt và phân hoá rất phức tạp tùy thuộc vào hướng sơn văn và độ cao. Vì vậy, tiềm năng của đất đai chỉ trở thành hiện thực khi điều kiện mùa khô được điều tiết bởi khả năng thấm nước và giữ nước của địa hình và đất.

Một điều đáng lưu ý ở đây là ở những nơi có đất bazan trẻ thường là nơi có mạng lưới sông phát triển yếu, địa hình chia cắt và do đó vấn đề điều tiết bằng hồ chứa lớn kém hữu hiệu. Theo dự án của sông Mê Kông và của miền, vùng này có thể xây dựng 34 công trình thủy lợi, thủy điện tối ưu về mặt kinh tế kỹ thuật. Theo số liệu tính toán Tây Nguyên hàng năm có 50 tỷ m³ nước sông ngòi, trong đó dòng chảy mặt 31 tỷ m³ và 19 tỷ m³ dòng chảy ngầm. Số 34 công trình hồ chứa lớn có thể điều tiết được 23 tỷ m³ nước, còn lại 8 tỷ m³ nước còn có thể điều tiết bằng các hồ chứa nhỏ. Các công trình lớn có thể tưới 307400 ha và cho 3679 megawatt (MW) điện. Như vậy, diện tích được tưới chỉ bằng 1/20 diện tích của vùng trong khi vùng được tưới thuận lợi chưa phải là vùng đất màu mỡ, các vùng đất bazan lại thiếu nguồn nước.

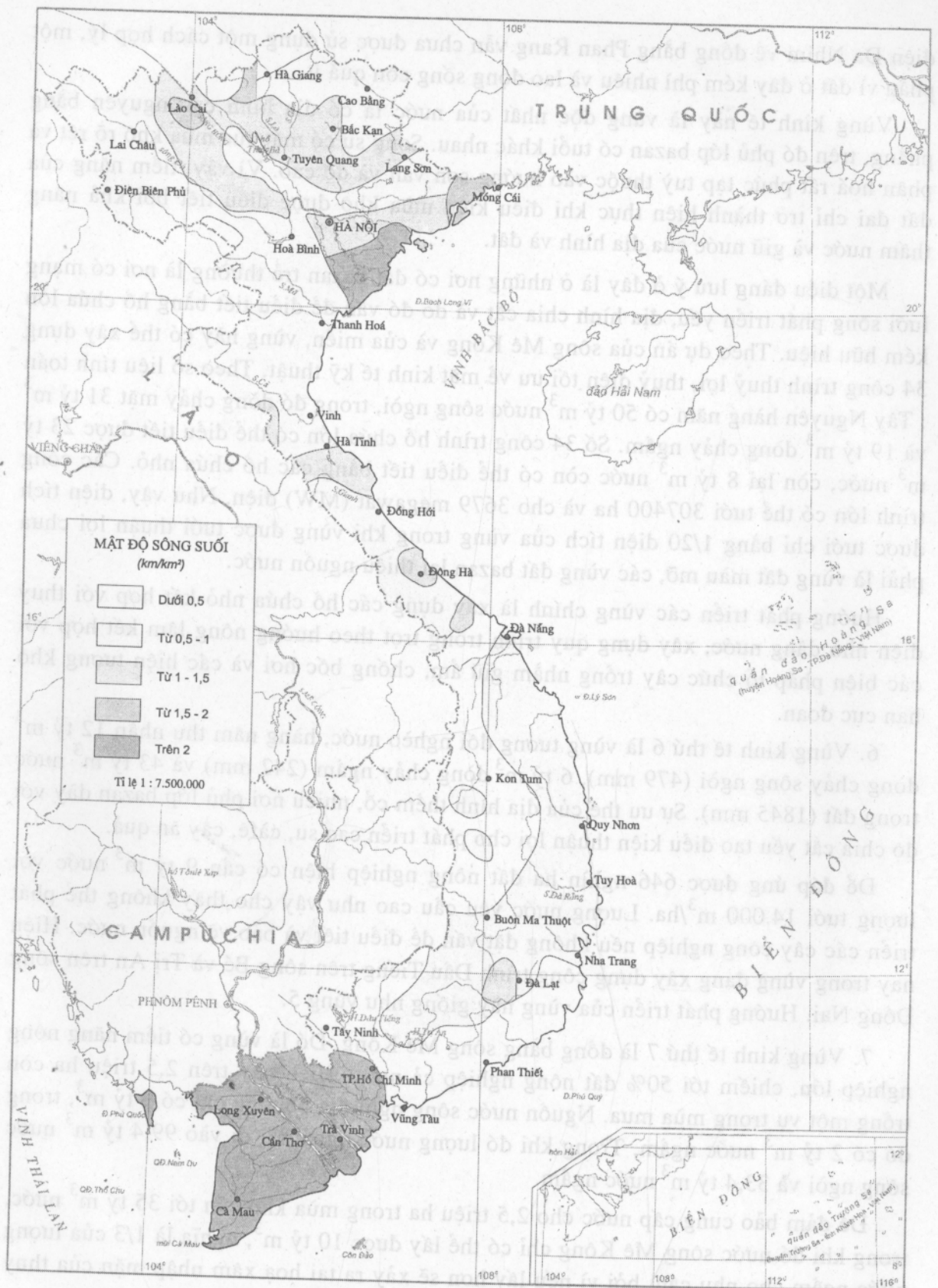
Hướng phát triển các vùng chính là xây dựng các hồ chứa nhỏ kết hợp với thủy điện nhỏ dâng nước, xây dựng quy trình trồng trọt theo hướng nông lâm kết hợp với các biện pháp tổ chức cây trồng nhằm giữ ẩm, chống bốc hơi và các hiện tượng khô hạn cực đoan.

6. Vùng kinh tế thứ 6 là vùng tương đối nghèo nước, hàng năm thu nhận 12 tỷ m³ dòng chảy sông ngòi (479 mm), 6 tỷ m³ dòng chảy ngầm (242 mm) và 43 tỷ m³ nước trong đất (1845 mm). Sự ưu thế của địa hình thềm cổ, nhiều nơi phủ lớp bazan dày với độ chia cắt yếu tạo điều kiện thuận lợi cho phát triển cao su, cà phê, cây ăn quả.

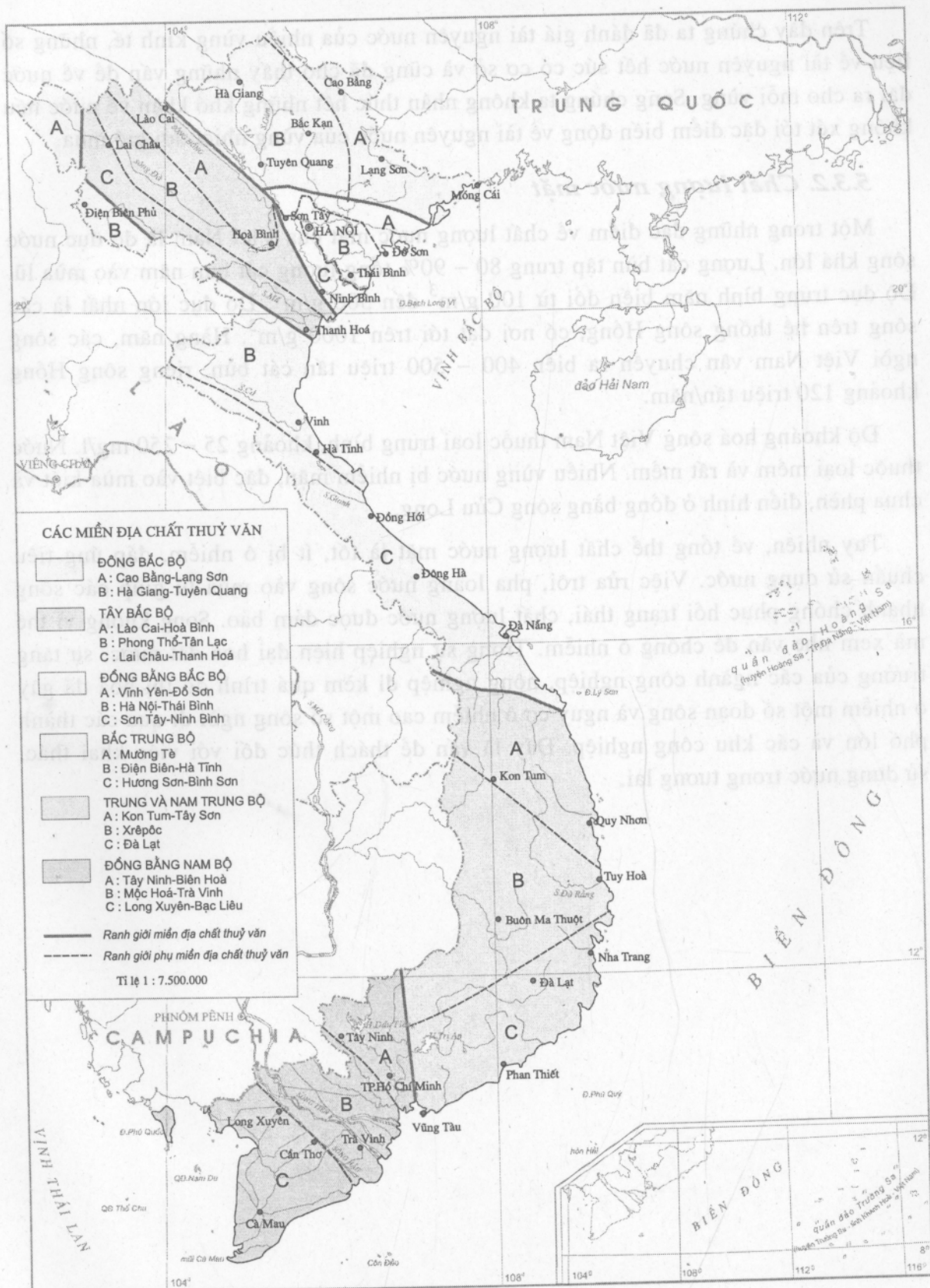
Để đáp ứng được 646 nghìn ha đất nông nghiệp hiện có cần 9 tỷ m³ nước với lượng tưới 14.000 m³/ha. Lượng nước yêu cầu cao như vậy cho thấy không thể phát triển các cây công nghiệp nếu không đặt vấn đề điều tiết và bảo vệ nguồn nước. Hiện nay trong vùng đang xây dựng công trình Dầu Tiếng trên sông Bé và Trị An trên sông Đồng Nai. Hướng phát triển của vùng này giống như vùng 5.

7. Vùng kinh tế thứ 7 là đồng bằng sông Mê Kông. Đó là vùng có tiềm năng nông nghiệp lớn, chiếm tới 50% đất nông nghiệp cả nước. Hiện nay trên 2,5 triệu ha còn trống một vụ trong mùa mưa. Nguồn nước sông ngòi địa phương chỉ có 9 tỷ m³, trong đó có 2 tỷ m³ nước ngầm. Trong khi đó lượng nước ngoại lai đi vào 99,4 tỷ m³ nước sông ngòi và 33,4 tỷ m³ nước ngầm.

Để đảm bảo cung cấp nước cho 2,5 triệu ha trong mùa khô cần tới 35 tỷ m³ nước, trong khi đó nước sông Mê Kông chỉ có thể lấy được 10 tỷ m³, nghĩa là 1/3 của lượng nước ngầm cho nhu cầu, bởi vì nếu lấy hơn sẽ xảy ra tai họa xâm nhập mặn của thủy triều và chất lượng nước do thải sẽ có nguy cơ bị đe dọa.



Hình 5.9. Mật độ sông suối



Hình 5.10. Bản đồ địa chất thủy văn

Trên đây chúng ta đã đánh giá tài nguyên nước của nhiều vùng kinh tế, những số liệu về tài nguyên nước hết sức có cơ sở và cũng đã cho thấy những vấn đề về nước đặt ra cho mỗi vùng. Song chúng ta không nhận thức hết những khó khăn về nước nếu không xét tới đặc điểm biến động về tài nguyên nước của vùng nhiệt đới gió mùa.

5.3.2. Chất lượng nước mặt

Một trong những đặc điểm về chất lượng nước mặt của Việt Nam là độ đục nước sông khá lớn. Lượng cát bùn tập trung 80 – 90% tổng lượng cát bùn năm vào mùa lũ. Độ đục trung bình năm biến đổi từ 100 g/m^3 đến 500 g/m^3 . Độ đục lớn nhất là các sông trên hệ thống sông Hồng, có nơi đạt tới trên 1000 g/m^3 . Hàng năm, các sông ngòi Việt Nam vận chuyển ra biển 400 – 500 triệu tấn cát bùn, riêng sông Hồng khoảng 120 triệu tấn/năm.

Độ khoáng hoá sông Việt Nam thuộc loại trung bình, khoảng 25 – 250 mg/l. Nước thuộc loại mềm và rất mềm. Nhiều vùng nước bị nhiễm mặn, đặc biệt vào mùa kiệt và chua phèn, điển hình ở đồng bằng sông Cửu Long.

Tuy nhiên, về tổng thể chất lượng nước mặt là tốt, ít bị ô nhiễm, đáp ứng tiêu chuẩn sử dụng nước. Việc rửa trôi, pha loãng nước sông vào mùa lũ giúp các sông nhanh chóng phục hồi trạng thái, chất lượng nước được đảm bảo. Song không vì thế mà xem nhẹ vấn đề chống ô nhiễm. Trong sự nghiệp hiện đại hoá đất nước, sự tăng trưởng của các ngành công nghiệp, nông nghiệp đi kèm quá trình đô thị hoá đã gây ô nhiễm một số đoạn sông và nguy cơ ô nhiễm cao một số sông ngòi đi qua các thành phố lớn và các khu công nghiệp. Đây là vấn đề thách thức đối với việc khai thác, sử dụng nước trong tương lai.

Chương 6

CÁC HỆ THỐNG SÔNG CHÍNH Ở VIỆT NAM

Nước ta có một mạng lưới sông ngòi dày đặc (tổng số sông từ cấp I – VI có 2360 con sông) là một biểu hiện của tài nguyên nước sông phong phú. Tài nguyên nước các sông có những tính chất thay đổi theo không gian, thời gian khác nhau, việc nghiên cứu các quy luật thành tạo và diễn biến tài nguyên nước của chúng có ý nghĩa lớn khi giải quyết các bài toán kinh tế nước lãnh thổ.

Việt Nam có một mạng lưới sông dày đặc thể hiện sự chia cắt địa hình phức tạp. Đó là kết quả của sự tương tác lâu dài giữa khí hậu nhiệt đới gió mùa nóng ẩm – yếu tố ngoại lực và hoạt động tạo sơn đứt gãy uốn nếp – yếu tố nội lực. Địa hình nước ta chủ yếu là đồi núi với diện tích chiếm tới 3/4 lãnh thổ. Khí hậu nước ta lại nóng ẩm, mưa nhiều với lượng mưa trung bình năm là 1960mm, là nguyên nhân chính hình thành mạng lưới sông ngòi dày đặc. Mật độ sông suối trung bình trên toàn lãnh thổ là $0,6 \text{ km/km}^2$. Chỉ tính những sông suối thường xuyên có nước chảy thì mật độ này đạt $0,2 - 4,0 \text{ km/km}^2$. Trên phần lớn lãnh thổ đạt $1,0 - 1,5 \text{ km/km}^2$. Mạng lưới sông đó đã vận chuyển một lượng nước tới $839 \text{ km}^3/\text{năm}$, tương ứng với môđun dòng chảy năm là $22,8 \text{ l/s.km}^2$. Trong đó, phần trong nước là $30,8 \text{ l/s.km}^2$ và ngoài nước là $19,6 \text{ l/s.km}^2$ và lượng nước đảm bảo cho 1 km^2 là $2,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Hầu hết sông ngòi của nước ta đều đổ nước ra biển Đông, dọc bờ biển cứ khoảng 20 km lại có 1 cửa sông. Sông ngòi của nước ta chủ yếu là sông nhỏ, chúng chiếm tới 90% tổng số cả nước.

Chỉ có 9 hệ thống sông lớn có diện tích khoảng 371.770 km^2 . Đó là các hệ thống sông Kỳ Cùng – Bằng Giang, Hồng, Thái Bình, Mã, Cả, Thu Bồn, Ba, Đồng Nai và Mê Kông. Khoảng 76% diện tích đất liền nước ta thuộc hệ thống sông này. Ngoài 9 hệ thống sông kể trên còn có một số con sông độc lập như sông Gianh, sông Kiên Giang ở Quảng Bình, sông Thạch Hãn ở Quảng Trị, sông Hương ở Huế thuộc Bắc Trung Bộ, sông Trà Khúc ở Quảng Ngãi, sông Côn ở Bình Định thuộc Nam Trung Bộ. Từ Bắc vào Nam, xét 6 hệ thống sông ngòi theo lãnh thổ địa lý sau đây :

6.1. HỆ THỐNG SÔNG KỲ CÙNG – BẰNG GIANG

6.1.1. Khái quát về các điều kiện mặt đệm

Hệ thống sông Kỳ Cùng – Bằng Giang nằm về phía đông bắc của Tổ quốc, thuộc địa phận hai tỉnh Lạng Sơn và Cao Bằng. Phía tây là cánh cung Ngân Sơn – Yên Lạc, phía nam là cánh cung Bắc Sơn, phía đông nam là vùng đồi núi thấp Đình Lập, phía đông bắc là tỉnh Quảng Tây, Trung Quốc.

Địa hình thuộc máng trũng Cao Lạng, thấp so với các lưu vực lân cận. Sông Bằng Giang có độ cao trung bình lưu vực từ 900 – 1000 m, có đỉnh cao nhất là Pia Oóc (1930m). Lưu vực sông Kỳ Cùng đặc trưng bởi những dãy núi thấp kéo dài với cao độ từ 300 – 500m, cao nhất là đỉnh Phia Po (1541m). Phần phía bắc thấp dần theo hướng tây bắc – đông nam, còn phía nam thì thấp dần theo hướng đông nam – tây bắc.

Cấu tạo địa chất trong lưu vực sông Kỳ Cùng thuộc đới sông Hiến, cột địa tầng Cao Lạng, nền Hoa Nam, Trung Quốc. Đá nguyên sinh bị biến chất mạnh, các đá chủ yếu gồm đá vôi, diệp thạch, riolit, phan sa, phiến thạch sét, granit và cuội kết. Khối núi đá vôi Bình Lạng – Pắc Bó không cao, có nhiều hang động karst hình thành từ thời địa chất Đê Vôn.

Trong lưu vực có các loại đất chính là :

- Đất mùn núi cao và đất mùn vàng đỏ trên núi ở các đỉnh núi cao trên 1000 m.
- Đất feralit vùng núi phân bố ở độ cao 700 – 1000 m là sản phẩm phong hoá từ các loại đá gốc như diệp thạch, sa thạch ...
- Đất feralit vùng đồi, phân bố ở độ cao dưới 500 m hình thành từ diệp thạch, sa thạch, phù sa cổ và các loại trầm tích khác.
- Đất feralit trên núi đá vôi.

Thảm thực vật mang tính chất nhiệt đới gồm các loại rừng chủ yếu sau đây :

- Từ 700 m trở lên gồm các rừng kín thường xanh mưa ẩm á nhiệt đới.
- Từ 700 m trở xuống là rừng kín thường xanh mưa ẩm nhiệt đới.
- Tại các đồi núi thấp là rừng kín hỗn hợp, lá rộng, lá kim nhiệt đới.
- Xen kẽ là các loại tre nứa, cây bụi.

Tỷ lệ che phủ rừng, theo tài liệu của Viện Điều tra Quy hoạch Rừng năm 1983 là 17,6%, năm 1999 là khoảng 30%.

6.1.2. Khái quát về các điều kiện khí hậu

Khí hậu lưu vực hệ thống Kỳ Cùng – Bằng Giang là khô và lạnh hơn so với các vùng khác trên đất nước ta.

Bức xạ tổng cộng trung bình năm khoảng 110 – 130 kcal/cm², lớn nhất vào tháng VII, nhỏ nhất vào tháng XII hay tháng I.

Nhiệt độ không khí trung bình năm khoảng 20 – 22°C, cao nhất có thể tới 40°C, thấp nhất là 0°C ở một số nơi.

Số giờ nắng trung bình năm biến đổi trong khoảng 1400 – 1600 giờ, nhiều nhất là các tháng VII, VIII (160 – 190 giờ), ít nhất là tháng II (45 – 80 giờ)

Lượng mây tổng cộng trung bình năm từ 7,4 – 8 phần mười bầu trời, nhiều nhất là các tháng I – IV (7,7 – 9), ít nhất là các tháng VI – VII (6 – 7).

Độ ẩm tương đối trung bình năm của không khí khoảng 82%, chênh lệch độ ẩm giữa các tháng trong năm không lớn, cao nhất vào mùa mưa, thấp hơn về mùa khô.

Tốc độ gió không lớn, tốc độ gió trung bình năm khoảng 1,0 – 1,8 m/s, mạnh nhất là ở thị xã Cao Bằng và Lạng Sơn, yếu nhất quan sát thấy tại Thất Khê, Hà Quảng. Tốc độ gió cực đại có thể tới 40 m/s.

Lượng mưa trung bình năm nằm trong khoảng 1000 – 2000 mm, thuộc loại thấp so với lượng mưa bình quân cả nước. Mùa mưa (tháng V – IX) chiếm khoảng 80% tổng lượng mưa năm, hàng năm có khoảng 120 – 140 ngày mưa.

Lượng bốc hơi trung bình hàng năm biến đổi từ 700 – 800 mm, cao nhất là ở thị xã Cao Bằng và Lạng Sơn (1000mm).

6.1.3. Các sông chính và tài nguyên nước sông

Hệ thống sông Kỳ Cùng – Bằng Giang đổ vào sông Tả Giang (Trung Quốc) ở tỉnh Quảng Tây.

Sông suối trên hệ thống tương đối phát triển với mật độ sông suối 0,5 – 1,5 km/km², với các sông chính như sau :

- Sông Kỳ Cùng bắt nguồn từ núi Ba Xá có độ cao 625 m, dài 243 km, diện tích lưu vực là 6660 km², có 77 sông suối thuộc lưu vực có chiều dài từ 10 km trở lên, lớn nhất là sông Ba Thín, Bắc Giang và Bắc Khê.

- Sông Bằng Giang bắt nguồn từ Nà Vài có độ cao 600 m, dài 108 km, diện tích lưu vực là 4560 km², có 27 phụ lưu các cấp, các nhánh lớn là sông Sê Bao, Hiến và Bắc Vọng.

- Sông Quay Sơn bắt nguồn từ Trung Quốc, chảy theo biên giới Việt – Trung, dài 89 km, diện tích lưu vực là 1660 km², có khoảng 50% diện tích là núi đá vôi.

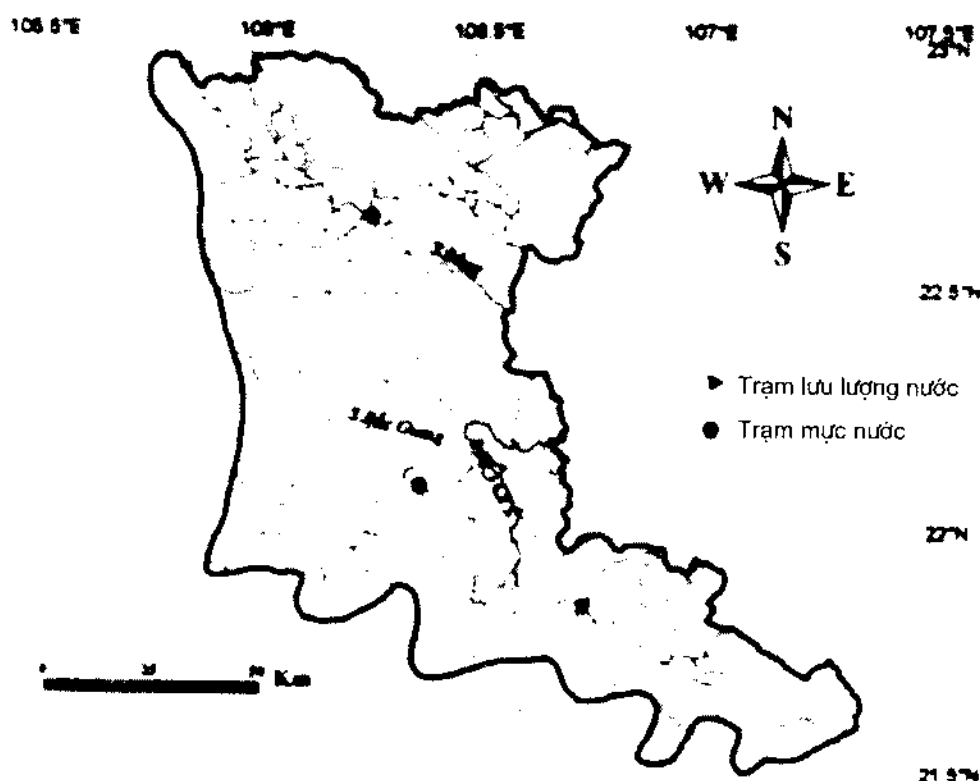
Sông Nà Lang bắt nguồn từ dãy Mẫu Sơn, có độ cao 400 m, dài 26 km, diện tích lưu vực 380 km².

Dòng chảy trung bình nhiều năm phân bố không đều trên hệ thống sông. Môđun dòng chảy trung bình nhiều năm biến động trong phạm vi từ 15 l/s.km² đến 30 l/s.km². Tổng lượng dòng chảy trung bình nhiều năm của hệ thống sông là 9 km³, trong đó : Kỳ Cùng – 3,76 km³ ; Bằng Giang : 3,47 km³ ; Quay Sơn : 1,53 km³ và Nà Lang là 0,222 km³. Tổng lượng dòng chảy năm của hệ thống chiếm khoảng 1% tổng lượng dòng chảy của cả nước.

Phân bố dòng chảy của hệ thống sông không đều không chỉ theo không gian mà còn cả theo thời gian. Giá trị dòng chảy năm cực đại và cực tiểu có thể chênh lệch từ 2 – 5 lần. Phân phối dòng chảy trong năm không đồng đều, mùa lũ bắt đầu từ tháng V, VI và kết thúc trong tháng X, XI, chiếm từ 65 – 75% tổng lượng dòng chảy năm.

Ba tháng liên tục có dòng chảy lớn nhất là các tháng VII – IX, chiếm 50 – 65% tổng lượng dòng chảy năm, tháng VIII là tháng có dòng chảy lớn nhất, chiếm 20 – 30 % tổng lượng dòng chảy năm.

Tổng lượng dòng chảy mùa cạn từ 25 – 35% tổng lượng dòng chảy năm. Ba tháng liên tục có dòng chảy nhỏ nhất là các tháng I – III, chiếm 3 – 8% tổng lượng dòng chảy năm, tháng có dòng chảy nhỏ nhất là tháng II, chiếm 1 – 2,5% tổng lượng dòng chảy năm.



Hình 6.1. Sơ đồ lưới sông hệ thống Kỳ Cùng – Bằng Giang

Độ đục bùn cát lơ lửng trung bình năm phân bố không đồng đều. Các sông thuộc vùng núi đá vôi đều có độ đục nhỏ. Độ đục trung bình tháng mùa lũ khoảng 100 g/m^3 , lớn nhất khoảng 500 g/m^3 , về mùa cạn nước sông trong, độ đục trung bình mùa cạn khoảng 50 g/m^3 , nhỏ nhất có thể $0,5 \text{ g/m}^3$.

Thành phần hoá học của nước sông được thể hiện qua các đặc trưng sau đây :

Tổng khoáng hoá trung bình năm của các sông khoảng 100 g/l ; nước sông thuộc lớp hydrocacbonnat với các ion HCO_3^- ; Ca^{++} ; SO_4^{2-} ; Cl^- và SiO_2 chiếm ưu thế. Độ pH khoảng 6,8 – thuộc loại kiềm yếu, thuộc loại nước mềm. Sông tương đối sạch, chú ý nguy cơ nhiễm bẩn tại các vùng khai thác than ở Na Dương, khai thác vàng ở lưu vực sông Bắc Giang.

6.2. HỆ THỐNG SÔNG HỒNG – THÁI BÌNH

Hệ thống sông Hồng và sông Thái Bình chiếm một vị trí quan trọng trong đời sống xã hội nước nhà, là nơi gắn liền với nền văn minh sông Hồng và nền văn hoá lúa nước của người Việt.

Hạ lưu của hai hệ thống sông này gắn liền với đồng bằng châu thổ Bắc Bộ, có mạng lưới sông ngòi dày đặc, lại được nối liền nhau nên các vấn đề thủy văn, thủy lực ở đây diễn ra rất phức tạp và có mối liên quan chặt chẽ với nhau. Việc khai thác sử dụng nước nơi đây gắn chặt với quá trình phát triển của đất nước. Tóm lược các nét chính về hệ thống sông Hồng và Thái Bình như sau :

6.2.1. Khái quát về mặt đệm

Hệ thống sông Hồng – Thái Bình giới hạn bởi toạ độ địa lý $100^{\circ}00' - 107^{\circ}10'$ độ kinh đông, $20^{\circ}00' - 25^{\circ}30'$ độ vĩ bắc, bắc giáp hệ thống sông Trường Giang, tây giáp hệ thống sông Mê Kông, đông bắc giáp hệ thống sông Tả Giang, phía đông là Vịnh Bắc Bộ, phía nam giáp hệ thống sông Mã.

Địa hình hệ thống rất đa dạng, núi và đồng bằng thấp dần theo hướng tây bắc – đông nam. Địa hình đồi núi chiếm phần lớn diện tích với độ cao trung bình là 1090 m. Các đỉnh núi cao tiêu biểu là Pu Sam Sao (1897 m) trên biên giới Việt – Lào, Pia Oóc (1930 m) trên cánh cung sông Gâm và cánh cung Ngân Sơn. Trên dãy Hoàng Liên Sơn có đỉnh Panxipan (3143 m), Lang Cung (2913 m) và Phu Luông (2985 m).

Vùng đồi núi thấp có độ cao dưới 100 m – 200 m là trung lưu các sông Cầu, Thương và Lục Nam.

Vùng đồng bằng châu thổ sông Hồng do phù sa của hệ thống sông Hồng – Thái Bình bồi đắp có địa hình bằng phẳng, nghiêng ra biển. Dọc theo các sông có đê bao bọc.

Địa chất được cấu tạo từ các loại đá như granit, đá phiến, sa diệp thạch, sa thạch, cát kết, cuội kết và đá vôi trên các vùng núi cao. Các khối núi dãy Hoàng Liên Sơn là các đá có nguồn gốc magma như đá phun trào axit, riolit và otofia. Phần hạ lưu đặc trưng bởi đá phiến, đá cát kết, đá phiến kết tinh và các loại đá biến chất khác.

Đất được hình thành trên các nền đá gốc khác nhau. Các loại đất chính là :

– Đất granit phát triển trên các loại đá khác nhau với các màu sắc đa dạng : vàng nhạt, vàng đỏ, đỏ vàng, nâu đỏ v.v... ;

– Đất mùn trên núi cao ;

– Đất đá vôi ;

– Đất bồi tụ ;

– Đất phù sa và đất cắt ven biển ;

– Đất lấy thụt.

Thực vật trong hệ thống sông phong phú và đa dạng. Theo độ cao có thể khái quát :

– Từ 700 m trở lên gồm rừng kín hỗn hợp, cây lá rộng, lá kim ẩm á nhiệt đới và rừng kín thường xanh mưa ẩm á nhiệt đới.

– Dưới 700 m có rừng kín thường xanh mưa ẩm nhiệt đới.

Ngoài ra còn có rừng trồng và các loại cây bụi trên các gò đồi trung du.

Tỷ lệ che phủ rừng trên lưu vực hệ thống tương đối thấp, trong phần lãnh thổ Việt Nam khoảng 17,4% (Viện Điều tra Quy hoạch Rừng, 1983). Nhờ phong trào trồng rừng nên đến năm 1999 tỷ lệ che phủ vùng đồi núi đạt tới 35%.

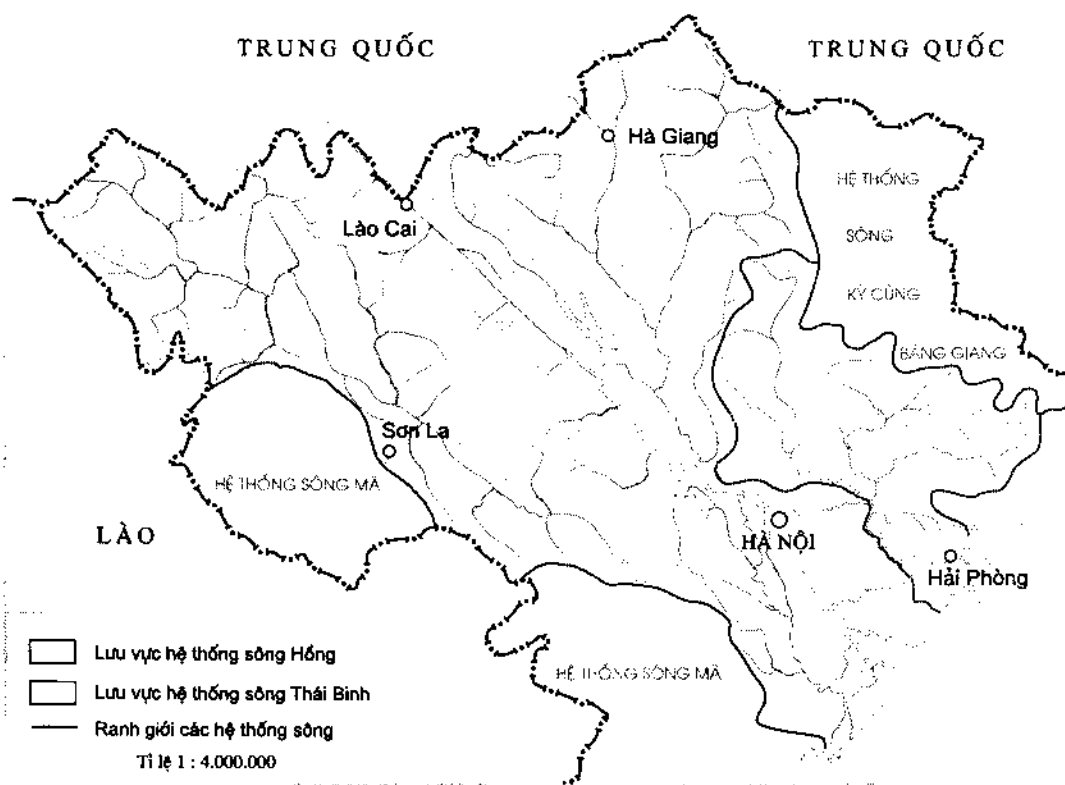
6.2.2. Khái quát về khí hậu

Trên lãnh thổ Việt Nam, hệ thống sông Hồng – Thái Bình có tính chất nhiệt đới, gió mùa, chịu tác động mạnh của địa hình nên rất phân dị theo không gian và thời gian.

Bức xạ tổng cộng trung bình năm khoảng 80 kcal/cm^2 vùng núi cao, 120 kcal/cm^2 vùng đồng bằng. Số giờ nắng trung bình từ 1400 giờ ở các vùng núi cao đến 2000 giờ ở các thung lũng sông.

Nhiệt độ không khí trung bình năm giảm dần theo độ cao địa hình. Tại các vùng núi cao, nhiệt độ không khí trung bình năm cỡ 15°C và $20 - 24^\circ\text{C}$ ở vùng đồng bằng. Nhiệt độ không khí biến đổi theo mùa, vào mùa hạ $15 - 20^\circ\text{C}$ vùng núi, $20 - 30^\circ\text{C}$ ở vùng trung du và đồng bằng. Vào mùa đông nhiệt độ không khí $10 - 15^\circ\text{C}$ ở vùng núi và $15 - 20^\circ\text{C}$ ở vùng đồng bằng và trung du. Nhiệt độ tối cao tuyệt đối có thể tới $42,8^\circ\text{C}$, thấp nhất tuyệt đối $-5,7^\circ\text{C}$.

Độ ẩm tương đối của không khí trung bình hàng năm biến đổi từ 80 – 85%, chênh lệch nhau không lớn theo lãnh thổ, lớn nhất vào đầu mùa mưa và thấp nhất trong mùa khô.



Hình 6.2. Sơ đồ lưới sông hệ thống sông Hồng – Thái Bình

Lượng mây trung bình hàng năm từ 6,5 – 8,5 phần mười bầu trời. Tốc độ gió trung bình hàng năm biến động từ 1 m/s ở các thung lũng đến 3 – 4 m/s ở vùng đồng bằng và các vùng núi cao. Tốc độ gió mạnh nhất quan sát thấy trong bão, đạt tới 51m/s tại Phù Liễn.

Lượng bốc hơi cũng biến đổi mạnh theo không gian, khoảng 500 mm ở các vùng núi cao đến 900 – 1000 mm ở các vùng trung du và đồng bằng.

Lượng mưa trung bình năm phân bố không đồng đều trên hệ thống sông do sự chi phối của địa hình từ 1100 – 1200 mm ở vùng khuất gió tới 4000 mm ở sườn đón gió, lệch nhau khoảng 5 lần giữa nơi mưa nhiều nhất và ít nhất.

Lượng mưa lớn nhất quan sát thấy ở tâm mưa Bắc Quang thuộc dãy Tây Côn Lĩnh (5000 mm), nhiều tâm mưa khác (3000 mm) quan sát thấy ở dãy Hoàng Liên Sơn, tả ngạn sông Đà, biên giới Việt – Trung. Thung lũng Mộc Châu và hữu ngạn sông Đà có lượng mưa nhỏ nhất (1100 mm). Mưa trên lưu vực cũng mang tính chất mùa rõ rệt. Mùa mưa kéo dài từ tháng V đến tháng X chiếm 75 – 85% tổng lượng mưa năm, trong mùa khô lượng mưa ít, chiếm 15 – 20% tổng lượng mưa năm.

6.2.3. Các sông chính và tài nguyên nước sông

Mạng lưới sông ngòi trong hệ thống sông Hồng – Thái Bình phát triển không đều với mật độ lưới sông từ 0,25 – 0,50 km/km² ở các cao nguyên đá vôi đến 1,5 km/km² ở các vùng địa hình chia cắt mạnh.

Trong hệ thống sông Hồng có các sông chính là sông Thao, Đà và Lô hợp thành.

Sông Thao là dòng chính của sông Hồng bắt nguồn từ hồ Đại Lý ở độ cao gần 2000 m trên đỉnh Ngụy Sơn, Trung Quốc chảy theo hướng tây bắc – đông nam nhập vào nước ta tại tỉnh Lào Cai đến Việt Trì nhập với sông Lô và sông Đà và mang tên gọi là sông Hồng Hà. Ngoài sông Đà và sông Lô còn có các sông nhánh lớn như : sông Đáy, Luộc, Trà Lý, Đào và Ninh Cơ. Sông Hồng đổ ra vịnh Bắc Bộ qua cửa chính là Ba Lạt và các cửa Trà Lý, Lạch Giang và Thái Bình. Sông Hồng có chiều dài 1126 km, trong lãnh thổ nước ta có 556 km.

Sông Đà bắt nguồn từ tỉnh Vân Nam, Trung Quốc chảy vào nước ta qua địa phận tỉnh Lai Châu và nhập với sông Thao ở Trung Hà. Các nhánh lớn của sông Đà gồm Nậm Pô, Nậm Na, Nậm Mực, Nậm Mu, Nậm Bú và Nậm Sập... Sông Đà dài 1010 km, phần chảy trên lãnh thổ nước ta là 570 km.

Sông Lô bắt nguồn từ tỉnh Vân Nam, Trung Quốc chảy vào nước ta qua địa phận tỉnh Hà Giang và nhập với sông Thao ở Việt Trì. Các nhánh lớn của sông Lô là sông Gâm và sông Chảy. Sông Gâm cũng bắt nguồn từ Vân Nam và chảy vào nước ta qua tỉnh Cao Bằng. Sông Chảy bắt nguồn từ Tây Côn Lĩnh, tỉnh Hà Giang, ngoài ra còn có một số sông nhánh khác như sông Miên, Con, Phó Đáy.

Sông Hồng là con sông lớn thứ nhất Bắc Bộ, thứ hai của cả nước. Tổng diện tích lưu vực của sông Hồng là 155.000 km², trong đó 72.700 km² nằm trong lãnh thổ nước ta có 615 phụ lưu các cấp.

Hệ thống sông Thái Bình nằm gọn trong lãnh thổ nước ta. Phía bắc và đông bắc giáp lưu vực sông Bằng và sông Kỳ Cùng, phía tây giáp lưu vực sông Hồng, phía đông và đông nam giáp các sông vùng Quảng Ninh và phía nam là vịnh Bắc Bộ. Hệ thống sông Thái Bình do ba sông : Cầu, Thương và Lục Nam hợp thành.

Sông Cầu được coi là dòng chính của sông Thái Bình, bắt nguồn từ vùng núi Tam Đảo (1326m) ở sườn đông nam dãy Pia-Bioóc (1527m) và tiếp nhận sông Thương ở thượng lưu Phả Lại khoảng 2 km. Tính đến Phả Lại, sông Cầu dài 288 km, diện tích lưu vực 6030 km², mật độ lưới sông trung bình 0,55 km/km². Một số sông nhánh chính của sông Cầu là : Sông Chu, sông Nghinh Tường, sông Công, sông Cà Lồ.

Sông Thương bắt nguồn từ dãy núi Na-Pa-Phước cao 600 m ở huyện Chi Lăng tỉnh Lạng Sơn, tiếp nhận thêm nhánh sông Lục Nam từ phía bờ trái đổ vào, rồi tiếp tục chảy về xuôi và nhập vào sông Cầu ở phía thượng lưu Phả Lại. Sông Thương dài 157 km, diện tích lưu vực 6650 km² (trong đó 3070 km² thuộc sông Lục Nam). Một số sông nhánh chính của sông Thương như : sông Hoá, sông Trung, sông Sỏi...

Sông Lục Nam bắt nguồn từ vùng núi Kham, cao 700 m ở huyện Đình Lập tỉnh Lạng Sơn đổ vào sông Thương ở Tứ Yên, cách Phả Lại 10 km về phía thượng lưu. Sông Lục Nam dài 175 km, diện tích lưu vực 3070 km², được coi là nhánh sông cấp 1 của sông Thương. Một số sông nhánh chính của sông Lục Nam như : Sông Cẩm Đàn, sông Mai Sưu, sông Đạo Bình. Tính đến Phả Lại hệ thống sông Thái Bình có diện tích lưu vực 12680 km². Từ hạ lưu Phả Lại sông Thái Bình chảy vào sông Hồng tạo thành đồng bằng châu thổ Bắc Bộ với mạng lưới sông ngòi, kênh rạch dày đặc, nước sông Hồng chảy sang sông Thái bình qua phân lưu sông Đuống và sông Luộc.

Dòng chảy năm trong hệ thống sông Hồng – Thái Bình cũng phân bố không đều trong không gian và biến đổi mạnh mẽ theo thời gian. Môđun dòng chảy năm trung bình nhiều năm trong hệ thống sông (phần ở Việt Nam) biến đổi trong phạm vi từ dưới 15 l/s.km² đến hơn 100 l/s.km².

Tổng lượng dòng chảy năm, trung bình nhiều năm của hệ thống sông Hồng – Thái Bình khoảng 136 km³, chiếm 16% tổng lượng dòng chảy năm của sông ngòi nước ta, trong đó hệ thống sông Hồng 126,3 km³ (93%), hệ thống sông Thái Bình 9,7 km³ (7%) ; tổng lượng dòng chảy từ lãnh thổ Trung Quốc và Lào chảy vào là 45 km³ (33%), tổng lượng dòng chảy nội địa là 91 km³ (67%). Mức bảo đảm nước trung bình năm trên 1 km² diện tích (phần Việt Nam) là 1590.10³ m³/km², thấp hơn mức bảo đảm nước trung bình của cả nước.

Trong hệ thống sông Hồng, dòng chảy năm của sông Hồng tại Sơn Tây biến đổi đồng pha với dòng chảy năm của sông Đà, sông Thao nhưng không đồng pha hay chỉ đồng pha trong từng giai đoạn đối với sông Lô.

Hệ số biến đổi dòng chảy năm của các sông suối trong hệ thống sông Hồng – Thái Bình biến đổi trong phạm vi 0,12 – 0,50.

Dòng chảy sông suối trong hệ thống sông Hồng – Thái Bình phân phối không đều trong năm. Hàng năm dòng chảy sông suối biến đổi theo mùa, mùa lũ và mùa cạn. Thời gian bắt đầu và kết thúc của hai mùa này tùy thuộc vào sự hoạt động của các hình thể thời tiết gây mưa và điều kiện mặt đệm.

Nhìn chung, mùa lũ hàng năm trên phần lớn các sông suối trong hệ thống sông Hồng – Thái Bình thường bắt đầu từ tháng V, VI và kết thúc vào tháng IX, X. Lượng dòng chảy mùa lũ chiếm khoảng 70 – 85% tổng lượng dòng chảy toàn năm. Ba tháng liên tục có lượng dòng chảy lớn nhất thường xuất hiện vào các tháng VII – IX trên phần lớn các sông suối. Lượng dòng chảy của ba tháng này chiếm khoảng 50 – 60% tổng lượng dòng chảy năm ở phần lớn các sông, có thể tăng lên 60 – 70% hay giảm xuống 45 – 50% ở một số sông. Lượng dòng chảy trung bình tháng lớn nhất thường xuất hiện vào các tháng VIII hay IX. Lượng dòng chảy của tháng này chiếm khoảng 15 – 20% tổng lượng dòng chảy năm.

Lũ ở hạ lưu sông Thái Bình do lũ thượng nguồn sông Thái Bình kết hợp với lũ sông Hồng.

Mùa cạn hàng năm thường kéo dài 5, 6 tháng, từ tháng X, XI đến tháng V, VI năm sau. Lượng dòng chảy trong mùa này chỉ chiếm 15 – 40% tổng lượng dòng chảy năm. Ba tháng liên tục có dòng chảy nhỏ nhất thường xuất hiện vào các tháng I – III hay các tháng II – IV. Lượng dòng chảy của ba tháng này chiếm dưới 10% lượng dòng chảy năm. Tháng II hay tháng III là tháng có lượng dòng chảy trung bình nhỏ nhất so với dòng chảy năm.

Sông Hồng là con sông có độ đục cát bùn lơ lửng lớn nhất ở nước ta và cũng thuộc loại lớn trên thế giới. Độ đục cát bùn lơ lửng trung bình năm trên các sông vừa và nhỏ biến đổi trong phạm vi 100 – 700 g/m³. Độ đục cát bùn lơ lửng cũng biến đổi theo mùa. Mùa lũ cũng là thời kỳ độ đục nước sông lớn và mùa cạn là thời kỳ nước sông tương đối trong. Độ đục cát bùn lơ lửng mùa lũ đạt tới 1000 – 5000 g/m³ ở sông Thao, 500 – 2500 g/m³ ở sông Đà, 150 – 500 g/m³ ở sông Lô và 100 – 1000 g/m³ ở các sông vừa và nhỏ.

Khi trên các sông suối có hồ chứa, cát bùn sẽ bị bồi lắng trong hồ. Do phần lớn cát bùn sông Đà lắng đọng trong lòng hồ chứa Hoà Bình nên lượng bùn cát ở hạ lưu sông Hồng giảm đáng kể.

Vì thế tổng lượng cát bùn lơ lửng trung bình năm của sông Hồng tại Sơn Tây từ 114 triệu tấn trong thời kỳ 1958 – 1985 giảm xuống còn 73 triệu tấn trong thời kỳ 1986 – 1997.

Nước sông có phản ứng kiềm yếu, độ pH biến đổi trong phạm vi 6,4 – 7,5. Hàm lượng oxy hoà tan cao, khoảng 80 – 96% độ bão hoà. Độ khoáng hoá nước sông khoảng 100 – 240 mg/l.

Nước sông thuộc lớp hydrocacbonnat canxi kiểu I. Ion HCO_3^- chiếm ưu thế (65 – 170 mg/l) trong số các ion, nhỏ nhất ở sông Lục Nam và lớn nhất ở sông Thương.

Ion Ca^{++} chiếm ưu thế (12 – 35 mg/l). Nước phù sa sông Hồng có hàm lượng chất dinh dưỡng khá cao.

Nước biển theo thủy triều xâm nhập vào sâu trong sông ngòi, kênh rạch, nhất là trong mùa cạn, làm cho nước sông ngòi, kênh rạch và nước trong đồng ở vùng ven biển bị nhiễm mặn.

Nhìn chung, nước sông suối trong hệ thống sông Hồng – Thái Bình còn sạch, có thể đáp ứng nhu cầu sản xuất công, nông nghiệp và sinh hoạt. Tình trạng nước sông Hồng bị ô nhiễm nặng nề nhất là trong mùa cạn, đang xảy ra ở khu vực thành phố Việt Trì, thành phố Hà Nội... Nước sông Cầu ở khu vực thành phố Thái Nguyên và các đoạn sông chảy qua các làng làm nghề thủ công cũng bị ô nhiễm rất nghiêm trọng.

6.3. HỆ THỐNG SÔNG MÃ, SÔNG CẢ VÀ CÁC SÔNG VÙNG BÌNH TRỊ THIÊN

6.3.1. Các điều kiện mặt đệm

Hệ thống sông Mã, sông Cả và các sông vùng Bình Trị Thiên thuộc khu vực Bắc Trung Bộ, phía bắc giáp với hệ thống sông Hồng và sông Thái Bình, phía nam giáp khu vực Trung Trung Bộ, phía tây giáp lưu vực sông Mê Kông, phía đông giáp biển Đông.

Vùng Bắc Trung Bộ có ba dạng địa hình chính : miền núi, trung du và đồng bằng. Các đồng bằng nhỏ và hẹp nằm sát ven biển, đáng kể nhất là đồng bằng Thanh Hoá (hạ lưu sông Mã) và Nghệ An (hạ lưu sông Cả), các dải cát ven biển chạy dài theo hướng bắc – nam.

Vùng đồi núi chiếm phần lớn diện tích có hướng dốc chung là hướng tây – đông và là hướng chảy chính của các sông trong vùng.

Nền địa chất thuộc địa mảng Việt – Lào với các hoạt động địa chất xảy ra tương đối mạnh mẽ, các hoạt động tân kiến tạo làm cho địa hình bị chia cắt mạnh tạo nên các con sông ngắn, dốc chảy ra biển theo hướng tây – đông hay tây nam – đông bắc,

Đất trong vùng phát triển trên nền đá mẹ khác nhau. Đất đồi núi là sản phẩm phong hoá các nham thạch. Đất đồng bằng cấu tạo từ các phù sa sông biển gồm các loại chủ yếu sau :

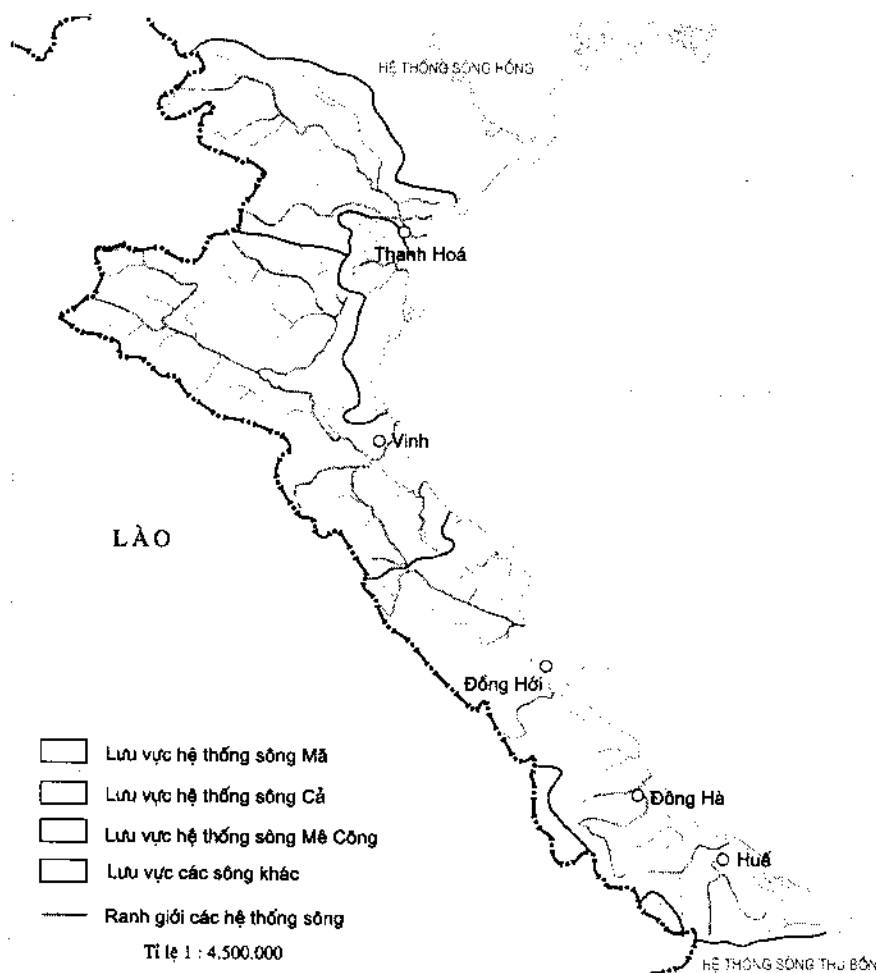
- Đất feralit mùn núi có từ độ cao 800 m trở lên, tầng mùn dày, có cây cối bao phủ.
- Đất feralit nâu vàng hay đỏ trên đá granit ở các vùng núi thấp hay trung bình, chua và giàu mùn.
- Đất feralit nâu vàng phát triển trên đá phiến thạch và sa thạch ở các vùng núi thấp hay trung bình, có nhiều kết vón, không thuận lợi cho sản xuất nông nghiệp.
- Trên vùng gò đồi phổ biến đất feralit đỏ vàng phát triển trên đá phiến thạch, sa thạch và phiến sa thạch bị rửa trôi, nghèo dinh dưỡng.

- Đất phù sa cổ phổ biến trên các vùng gò đồi lượn sóng
- Đất đỏ phát triển trên đá bazan ở vùng Phú Quỳnh và Quảng Trị.
- Đất xám bạc màu, đất glây trên nền phù sa cổ và bị xói mòn
- Đất phèn, mặn và than bùn ở các đầm phá ven biển.

Thực vật có tính chất giao lưu giữa hai miền Nam Bắc, còn có một số rừng nguyên sinh tại các đầu nguồn. Các kiểu rừng chính trong vùng là :

- Rừng kín thường xanh mưa ẩm nhiệt đới phân bố chủ yếu ở độ cao dưới 700 m.
- Rừng thường xanh mưa ẩm nhiệt đới phân bố chủ yếu ở độ cao trên 700 m.

Diện tích che phủ ngày càng bị thu hẹp, theo số liệu năm 1981 của Viện Điều tra Quy hoạch Rừng thì tỷ lệ che phủ trong vùng còn từ 31 – 35% (năm 1943 là 75%).



Hình 6.3. Sơ đồ hệ thống sông khu vực Bắc Trung Bộ

6.3.2. Khái quát về khí hậu

Khí hậu vùng có tính chất chuyển tiếp và ngự trị hai loại gió mùa chính là đông bắc và tây nam.

Số giờ nắng trung bình năm biến đổi từ 1490 đến 1950 giờ, tăng dần từ tây sang đông và cao nhất về mùa hè, còn mùa đông và mùa xuân thấp hơn.

Nhiệt độ không khí trung bình năm từ $21,6 - 25,8^{\circ}\text{C}$, cao nhất là các tháng mùa hè, thấp nhất là các tháng mùa đông. Nhiệt độ tối cao tuyệt đối là $42,6^{\circ}\text{C}$, tối thấp là $4,5^{\circ}\text{C}$ ở đồng bằng, 0°C ở miền núi cao.

Lượng mây khá phân dị theo mùa. Mùa đông có lượng mây lớn (8,5 – 9 phần mười bầu trời), mùa hè nhỏ (6,5 – 8 phần mười bầu trời).

Độ ẩm tương đối trung bình năm biến động từ 82 – 87%, cao hơn ở các tháng đông – xuân, thấp hơn ở các tháng mùa hè.

Tốc độ gió bình quân năm biến đổi từ 1,3 m/s đến 2,6 m/s. Tốc độ gió lớn nhất đạt tới 40 m/s ở vùng đồng bằng ven biển và 20 m/s ở vùng khuất gió. Vùng này có gió Lào gây nên hiện tượng "phơn" đặc biệt trên lãnh thổ nước ta.

Bốc hơi tiềm năng trung bình năm vào khoảng 1000 – 1400 mm, lớn nhất vào tháng VII, thấp nhất vào tháng I hoặc tháng II.

Lượng mưa năm biến đổi trong khoảng 1400 đến 3000 mm. Trung tâm mưa lớn nhất là Vụ Quang và bắc đèo Hải Vân (Bạch Mã), trung tâm khô hạn ít mưa xuất hiện ở Mường Xén. Lượng mưa mùa mưa chiếm 60 – 80% lượng mưa năm. Trong vùng có đặc trưng mưa tiểu mãn khoảng cuối tháng V, đầu tháng VI.

6.3.3. Các sông chính và tài nguyên nước sông

Trong vùng có hai hệ thống sông lớn là hệ thống sông Mã và hệ thống sông Cả và 19 con sông độc lập khác. Lưới sông phát triển không đều, có mật độ từ $0,45 \text{ km/km}^2$ đến $1,3 \text{ km/km}^2$, có tất cả 424 con sông có chiều dài từ 10 km trở lên là phụ lưu các cấp. Sau đây giới thiệu hai hệ thống sông và một số sông lớn :

Hệ thống sông Mã bắt nguồn từ phía nam dãy Huổi Long tỉnh Lai Châu rồi đổ ra biển tại 3 cửa : Sung, Lạch Trường và Hội. Sông Mã có diện tích lưu vực là 20.800 km^2 , dài 512 km, độ cao bình quân lưu vực là 762m, hai phần ba diện tích lưu vực trong lãnh thổ Việt Nam, phần còn lại là thuộc Lào.

Các nhánh chính của sông Mã gồm có sông Chu, Nậm Khoai, Nậm Luông, Lò, Bưởi và Cầu Chày, trong đó sông Chu là con sông lớn nhất, dài 160 km.

Hệ thống sông Cả có các nhánh chính là sông Hiếu và sông Ngàn Sâu (La) tạo thành. Sông Cả bắt nguồn từ Mường Lập, Lào ở độ cao 2000 m chảy theo hướng tây bắc – đông nam và đổ ra biển tại cửa Hội.

Sông Hiếu là nhánh lớn nhất ở tả ngạn bắt nguồn từ dãy Pu Hoạt ở biên giới Việt Lào gặp sông Cả tại Anh Sơn, Nghệ An.

Sông La là nhánh ở hữu ngạn, thuộc đất Hà Tĩnh do các sông Ngàn Phố và Ngàn Sâu tạo thành bắt nguồn từ Núi Giai ở sườn đông Bắc Trường Sơn đổ vào sông Cả tại Chợ Trảng.

Một số con sông khác thuộc hệ thống này ở Hà Tĩnh như Rào Cái, Cửa Nhượng, Cửa Khẩu đều nhỏ.

Sông Gianh là con sông lớn nhất tỉnh Quảng Bình bắt nguồn từ vùng núi Giăng Màn cao 2017 m ở biên giới Việt Lào và đổ ra biển tại cửa Gianh. Sông Gianh có độ dài 158 km với diện tích lưu vực là 4680 km². Nơi đây có động Phong Nha nổi tiếng. Sông Gianh có các nhánh chính là : sông Rào Trố, sông Trốc.

Sông Kiến Giang là con sông lớn thứ hai tỉnh Quảng Bình bắt nguồn từ độ cao 953 m từ phía tây tỉnh Quảng Bình đổ ra cửa Nhật Lệ (còn gọi là sông Nhật Lệ). Sông dài 96 km, diện tích lưu vực 2650 km² có nhiều diện tích núi đá vôi. Các nhánh chính là sông Đại Giang, Hải Trung, Cẩm Ly và Rào Lệ.

Sông Bến Hải thuộc tỉnh Quảng Trị bắt nguồn từ độ cao 500 m ở vùng núi phía tây đổ ra biển ở cửa Tùng. Sông dài 64,5 km, diện tích lưu vực là 809 km², nhánh lớn nhất là sông Bến Xe.

Sông Quảng Trị (còn gọi là sông Thạch Hãn) là con sông lớn nhất tỉnh Quảng Trị bắt nguồn từ độ cao 700 m từ biên giới Việt Lào và đổ ra cửa Việt. Sông dài 156 km, diện tích lưu vực là 2660 km², có tất cả 28 phụ lưu các cấp. Các nhánh sông lớn là Khe Ty, Rào Quán, Khung Giang, Vĩnh Phước và Cam Lộ.

Sông Hương thuộc tỉnh Thừa Thiên – Huế có diện tích lưu vực là 2690 km² do 3 con sông lớn tạo thành : Hữu Trạch, Tả Trạch và Bồ, trong đó Tả Trạch được coi là dòng chính của sông Hương. Sông Hương bắt nguồn từ Núi Mang thuộc dãy Bạch Mã, cao 1708 m chảy qua thành phố Huế và đổ ra cửa Thuận An. Sông Hữu Trạch bắt nguồn từ đông Trường Sơn từ độ cao 1200 m và nhập với sông Hương từ ngã ba Tuần. Sông Bồ là nhánh lớn nhất của sông Hương bắt nguồn từ phía tây tỉnh Thừa Thiên – Huế đổ vào sông Hương tại ngã ba Sinh.

Bắc Trung Bộ là nơi có nhiều đầm phá và công trình thủy lợi, tham gia vào việc khai thác tài nguyên nước trong vùng. Tiêu biểu là các hồ sông Mực, Yên Mỹ (Thanh Hoá), Vực Mấu (Nghệ An), sông Rác, Kê Gỗ (Hà Tĩnh), Vực Tròn, Cẩm Ly (Quảng Bình), Kinh Môn, Trúc Kinh (Quảng Trị), Tiên Lang, phá Tam Giang, đầm Cầu Hai (Thừa Thiên – Huế).

Dòng chảy năm phân bố không đều trong vùng. Môđun dòng chảy năm trung bình nhiều năm biến đổi trong phạm vi từ dưới 15 l/s.km² đến hơn 80 l/s.km², trong đó 15 – 50 l/s.km² ở hệ thống sông Mã, dưới 20 l/s.km² đến trên 80 l/s.km² ở hệ thống sông Cả và 30 l/s.km² đến trên 80 l/s.km² ở khu vực từ Quảng Bình đến Thừa Thiên Huế.

Tổng lượng dòng chảy năm trung bình nhiều năm của toàn vùng khoảng 84,5 km³, trong đó từ Lào chảy vào khoảng 10 km³ (5,55 km³ được hình thành trong lãnh thổ nước ta ; tương ứng với lưu lượng nước trung bình năm 2680 m³/s). Mức bảo đảm nước trung bình năm khoảng 1650.10³ m³/km².năm.

Vùng Bắc Trung Bộ, mùa lũ trên các sông suối xuất hiện không đồng thời, có xu hướng xuất hiện muộn và ngắn dần từ Bắc vào Nam :

– Các tháng VI – X ở sông Mã và thượng lưu sông Cả (từ Cửa Rào trở lên).

– Các tháng VI – XI ở trung và thượng lưu sông Chu, thượng lưu sông Hiếu, tả ngạn trung lưu sông Hiếu.

– Các tháng VII, VIII – XI trên các sông ven biển (từ sông Yên đến sông Cửa Lò), trung lưu sông Cả (từ Cửa Rào đến Thanh Chương) và các sông suối nhỏ ở phía hữu ngạn trung lưu sông Chu.

– Các tháng IX, X – XII trên các sông từ nam Hà Tĩnh đến Thừa Thiên Huế.

Lượng dòng chảy mùa lũ chiếm khoảng 65 – 80% tổng lượng dòng chảy năm đối với những sông có 4, 5 tháng mùa lũ, 50 – 60% đối với những sông có 3 tháng mùa lũ.

Ba tháng liên tục có lượng dòng chảy lớn nhất thường xảy ra vào các tháng VII – IX ở sông Mã, thượng và trung lưu sông Cả, Chu, các tháng IX – XI trên các sông từ hữu ngạn sông Cả đến Quảng Trị và tháng X – XII trên các sông ở Thừa Thiên Huế. Lượng dòng chảy của ba tháng này chiếm khoảng 50 – 60% tổng lượng dòng chảy năm.

Tháng có lượng dòng chảy trung bình tháng lớn nhất thường xuất hiện vào tháng VIII ở sông Mã, trung và thượng lưu sông Cả, tháng IX ở các sông từ sông Chu và thượng lưu sông Hiếu, tháng X ở các sông từ hạ lưu sông Hiếu đến sông ở Quảng Trị và tháng XI trên các sông ở Thừa Thiên Huế. Lượng dòng chảy của tháng này chiếm khoảng 20 – 30% tổng lượng dòng chảy năm.

Môđun lưu lượng lớn nhất của sông suối ở vùng Bắc Trung Bộ thuộc loại lớn ở nước ta. Sở dĩ môđun lưu lượng lũ lớn nhất ở vùng này tương đối lớn là do sông suối dốc và ngắn, cường độ mưa lớn. Lũ quét cũng xuất hiện ở nhiều nơi.

Mùa cạn ở vùng này xuất hiện không đồng thời trên các sông. Đặc biệt, ở vùng này trong các tháng V, VI thường có lũ tiểu mãn, nhưng sau các trận lũ tiểu mãn, nước sông lại giảm. Vì thế, dòng chảy chảy trong giai đoạn giữa mùa cạn thường tương đối lớn và không ổn định. Ba tháng liên tục có dòng chảy nhỏ nhất thường xuất hiện vào các tháng II – IV trên phần lớn các sông, các tháng III – V hay VI – VIII trên một số sông khác. Lượng dòng chảy của ba tháng này chiếm khoảng 4 – 10% tổng lượng dòng chảy năm.

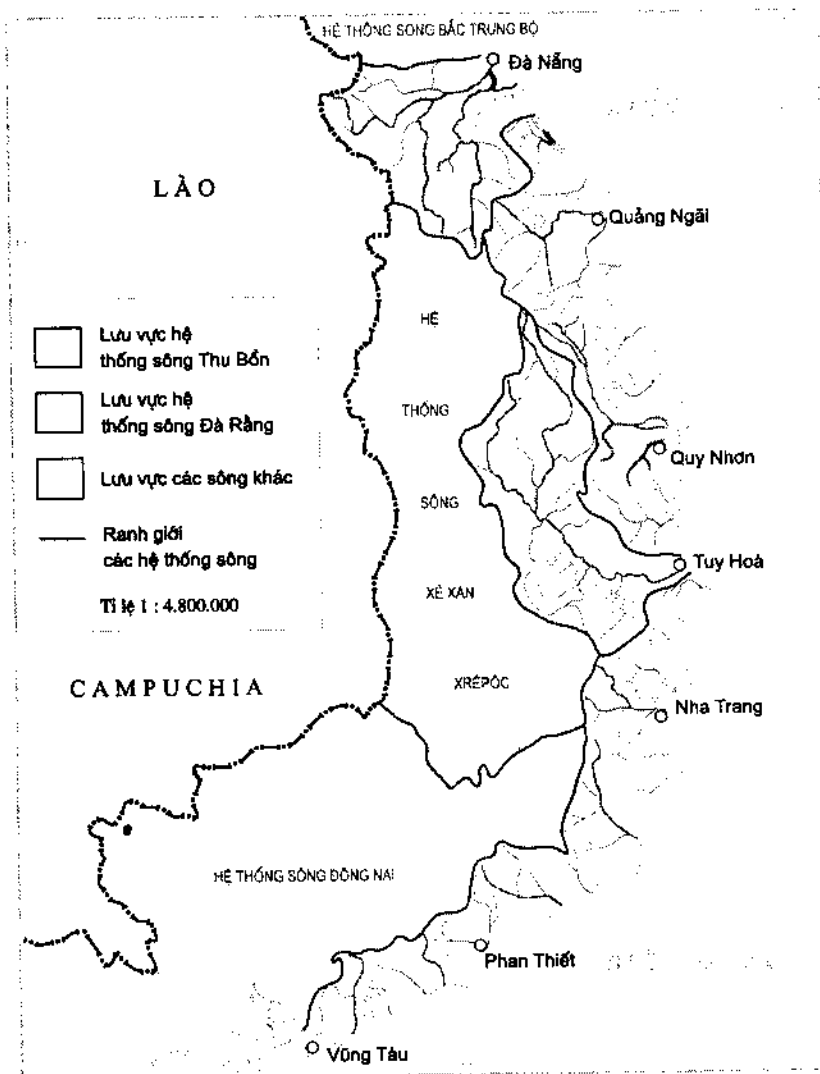
Độ đục cát bùn lơ lửng trung bình năm (ρ_n) biến đổi trong phạm vi 100 – 500 g/m³. Cũng như các nơi khác ở nước ta, độ đục nước sông trong vùng Bắc Trung Bộ cũng biến đổi theo mùa : độ đục nước sông lớn vào mùa lũ và nhỏ vào mùa cạn.

Độ khoáng hóa của nước sông trong vùng này không cao, biến đổi trong phạm vi 100 – 200 mg/l. Độ khoáng hoá nước sông cũng biến đổi theo mùa. Nước sông có phản ứng trung tính hoặc kiềm yếu pH = 6 – 7, có nơi tăng lên tới 8. Độ kiềm nước sông xấp xỉ hoặc lớn hơn độ cứng. Nước sông thuộc loại mềm và rất mềm. Ion HCO_3^- chiếm ưu thế so với tổng lượng các ion khác. Ion Ca^{++} chiếm ưu thế trong số các cation. Như vậy, nước sông vùng Bắc Trung Bộ thuộc lớp bicacbonnat.

Nhìn chung, nước sông tự nhiên còn tương đối sạch, đáp ứng các yêu cầu cho cấp nước sinh hoạt và sản xuất công nông nghiệp. Tuy nhiên, nước sông ngòi, ao hồ, kênh rạch ở vùng hạ lưu gần cửa sông thường bị nhiễm mặn ; trong mùa cạn, nước ở thượng nguồn đổ về ít nên xâm nhập mặn sâu vào trong sông ngòi, kênh rạch và nội đồng, ảnh hưởng đến sản xuất, đời sống. Ranh giới mặn xâm nhập sâu nhất vào trong sông có thể lên tới trên 35 km ở hạ lưu sông Mã, sông Cả và trên 10 km ở các sông khác.

6.4. CÁC LƯU VỰC NAM TRUNG BỘ

6.4.1. Khái quát điều kiện mặt đệm



Hình 6.4. Sơ đồ hệ thống sông Nam Trung Bộ

Vùng Nam Trung Bộ nằm trong phạm vi toạ độ địa lý $107^{\circ}00' - 109^{\circ}30'$, $10^{\circ}31' - 16^{\circ}05'$ vĩ độ bắc, phía bắc giáp tỉnh Thừa Thiên Huế, phía tây giáp với Lào

và các tỉnh Kon Tum, Gia Lai, Đắk Lắk, Lâm Đồng, phía tây nam giáp với tỉnh Đồng Nai, phía đông giáp với Bà Rịa – Vũng Tàu và phía nam giáp với biển.

Các dãy núi Bình Định được cấu tạo bằng đá phiến, mica và gờ-nai, sườn thoải, đỉnh tròn cao không quá 1500 m.

Từ thung lũng sông Ba đến miền Đông Nam Bộ là phần cuối của Trường Sơn Nam, có các đỉnh núi cao trên 2000 m như : Chủ-Yang Sơn (2405 m), Vọng Phu (2022 m)...., được cấu tạo từ đá granít. Nối tiếp giữa miền núi với đồng bằng là vùng trung du có độ cao dưới 500 – 800 m.

Ở rìa phía đông của đồng bằng là các dải cồn cát ven biển, địa hình không thật bằng phẳng, cao từ 5 – 10 m đến 100 m. Địa hình vùng Nam Trung Bộ rất đa dạng, gồm núi, trung du, đồng bằng và dải cồn cát ven biển. Đồi núi chiếm phần lớn diện tích trong vùng. Hướng dốc chung của địa hình là tây bắc – đông nam hay tây nam – đông bắc.

Vùng Nam Trung Bộ thuộc miền địa chất thuỷ văn Nam Trung Bộ. Nước ngầm tồn tại trong đất đá, lỗ hổng và khe nứt. Nước trong lỗ hổng được chia ra các tầng chứa nước dưới đây :

- Tầng chứa nước các thành tạo đá nguồn gốc Holoxen.
- Tầng chứa nước các thành tạo sông lũ đệ tứ.
- Tầng chứa nước các thành tạo sông, sông biển Pleistoxen.

Các loại đất chính trong vùng Nam Trung Bộ như sau :

- Đất mùn đỏ trên núi cao ;
- Đất đỏ vàng ;
- Đất xám bạc màu ;
- Đất phù sa ở ven sông suối và ở đồng bằng ;
- Đất mặn và đất phèn phân bố ở các dải đồng bằng tiếp giáp với biển.

Rừng trong vùng là loại rừng thường xanh mưa ẩm nhiệt đới. Tính đến cuối năm 1999, tỷ lệ rừng che phủ ở các tỉnh chỉ còn khoảng 20 – 45%, trung bình toàn vùng là 37,6%.

6.4.2. Khái quát về khí hậu

Đặc điểm cơ bản của khí hậu trong vùng Nam Trung Bộ như sau :

– Nền bức xạ cao với tổng bức xạ trên 150 kcal/cm^2 , nhiệt độ không khí trung bình năm dưới 20°C ở vùng núi cao đến trên 27°C ở khu vực ven biển từ Quy Nhơn đến Bình Thuận. Nhiệt độ tối thấp tuyệt đối $5 - 10^\circ\text{C}$, nhiệt độ tối cao tuyệt đối trên 40°C .

– Số giờ nắng trung bình năm từ 1800 giờ ở vùng núi cao tới trên 2800 giờ ở ven biển.

- Độ ẩm tương đối trung bình năm của không khí tương đối thấp ở cực nam Trung Bộ (dưới 75%), tương đối cao ở khu vực phía bắc (80%). Độ ẩm không khí cao trong mùa mưa (85 – 90%) và thấp trong mùa khô (70 – 75 %).

- Lượng mây trung bình năm biến đổi trong phạm vi 5,5 – 8,5 phần mười bầu trời. Lượng mây cao ở khu vực đồi núi, thấp ở ven biển, cao trong mùa mưa và thấp trong mùa khô.

- Tốc độ gió trung bình năm biến đổi mạnh từ dưới 1 m/s ở nơi khuất gió đến trên 3 m/s ở vùng ven biển.

- Bốc thoát hơi tiềm năng trung bình năm biến đổi trong phạm vi 1000 – 1800 mm, tăng dần từ Bắc vào Nam, từ miền núi xuống đồng bằng.

- Lượng mưa phân bố rất không đồng đều trong vùng. Khu vực ven biển cực Nam Trung Bộ có lượng mưa năm ít nhất (600 – 800 mm) trong vùng và ở nước ta. Khu vực phía tây Quảng Nam – Quảng Ngãi có lượng mưa năm từ 3000 – 5000 mm. Mùa mưa xuất hiện không đồng thời trong vùng, các tháng V, VI – X, XI ở cực Nam Trung Bộ, tháng IX – XII ở các nơi khác. Lượng mưa mùa mưa chiếm 55 – 75% tổng lượng mưa năm. Mùa khô kéo dài 7 – 9 tháng, nhưng lượng mưa mùa này chỉ chiếm 25 – 45% lượng mưa năm. Do nắng nóng và ít mưa, lượng bốc hơi lớn nên hạn hán thường xảy ra trong các tháng VII – VIII.

6.4.3. Các sông chính và tài nguyên nước khu vực

Trong vùng Nam Trung Bộ có 2 hệ thống sông (sông Thu Bồn và sông Ba) và 40 sông độc lập. Tất cả các sông đều bắt nguồn từ vùng núi cao ở dãy Trường Sơn Nam, chảy trực tiếp ra biển. Lưới sông phát triển không đều, từ 0,10 – 0,15 km/km² ở núi có địa hình chia cắt mạnh và mưa nhiều. Tính những sông suối có chiều dài từ 10 km trở lên thì trong vùng Nam Trung Bộ có khoảng 427 sông suối.

Hệ thống sông Thu Bồn gồm dòng chính và sông Cái hợp thành. Bắt nguồn từ sườn phía đông dãy Ngọc Linh ở tỉnh Kon Tum và đổ ra biển tại cửa Đại. Sông Cái là sông nhánh lớn nhất của sông Thu Bồn với diện tích lưu vực 10.350 km², hệ thống sông Thu Bồn bao trùm phần lớn địa phận tỉnh Quảng Nam và thành phố Đà Nẵng.

Sông Trà Khúc là sông lớn nhất trong tỉnh Quảng Ngãi. Sông bắt nguồn từ vùng núi cao thuộc dãy Trường Sơn Nam ở tỉnh Kon Tum rồi đổ ra biển ở Cổ Luỹ. Sông Trà Khúc dài 135 km, diện tích lưu vực 3240 km². Sông Đak-se-lô là sông nhánh lớn nhất của sông Trà Khúc. Sông này dài 63 km, diện tích lưu vực 1760 km².

Sông Kôn bắt nguồn từ vùng núi cao ở tây bắc tỉnh Bình Định, chảy vào vịnh Quy Nhơn. Sông Kôn có một số sông nhánh tương đối lớn như : Suối Xem, Đồng Sơn, sông Trường... Sông Kôn dài 171 km, diện tích lưu vực 2980 km².

Sông Kỳ Lộ nằm ở phần phía bắc tỉnh Phú Yên. Sông bắt nguồn từ vùng núi cao trên 1000 m ở tỉnh Gia Lai đổ vào vịnh Xuân Đài. Sông Kỳ Lộ dài 105 km, diện tích

lưu vực 1920 km². Sông Kỳ Lộ có một số sông nhánh tương đối lớn như : sông Ca Tôn, sông Trà Buôn, sông Cô và sông Cáy.

Hệ thống sông Ba do dòng chính và các nhánh sông : Ia-Yun, Krông-Hơ-Năng, Hinh... hợp thành. Dòng chính sông Ba bắt nguồn từ núi Ngọc Rô có đỉnh cao 1549 m, ở đông bắc tỉnh Gia Lai, đổ ra biển tại cửa Tuy Hoà. Sông dài 388 km, diện tích lưu vực 13.900 km². Các sông nhánh lớn là I-A-Dung, Krông Hơ Năng, Hinh.

Dòng chảy năm trong vùng phân bố không đều. Môđun dòng chảy năm ở khu vực ven bờ biển Ninh Thuận – Bình Thuận chỉ vào khoảng 5 – 10 l/s.km², nhỏ nhất nước ta, trong khi đó tại thượng nguồn các sông Thu Bồn, Trà Khúc giá trị này là 80 l/s.km², lớn nhất cả nước.

Tổng lượng dòng chảy trung bình nhiều năm khoảng 64,7 km³, chiếm 7,6% tổng lượng dòng chảy sông ngòi của cả nước và 19% tổng lượng dòng chảy nội địa.

Mùa lũ vùng này ngắn và muộn nhất ở nước ta. Mùa lũ bắt đầu từ tháng IX, X đến tháng XII. Lượng dòng chảy mùa lũ chiếm 60 – 75% dòng chảy cả năm. Tháng XI là tháng có dòng chảy lớn nhất.

Mùa cạn khoảng 8 – 9 tháng chiếm 15 – 40 % tổng lượng dòng chảy năm, tháng V, VI có thể xuất hiện lũ tiểu mãn, tuy quy mô thường không lớn nhưng có năm lại quan sát thấy lũ lớn nhất năm trong vụ này.

Chất lượng nước sông thể hiện qua độ đục bùn cát và thành phần hoá học của nước sông.

Độ đục bùn cát lơ lửng trung bình năm trên các sông trong vùng tương đối nhỏ và dao động trong phạm vi 100 – 250 g/m³. Trong các tháng mùa lũ giá trị này là 100 – 400 g/m³, mùa cạn dưới 50 g/m³.

Độ khoáng hoá trung bình năm của nước sông thường nhỏ hơn 100 mg/l, phần lớn dưới 50 mg/l, nước có phản ứng kiềm yếu, độ pH = 7 – 7,5.

Vùng ven biển nước sông bị nhiễm mặn trong mùa cạn làm cho tình trạng khan hiếm nước ngọt càng trở nên gay gắt.

6.5. HỆ THỐNG SÔNG ĐỒNG NAI

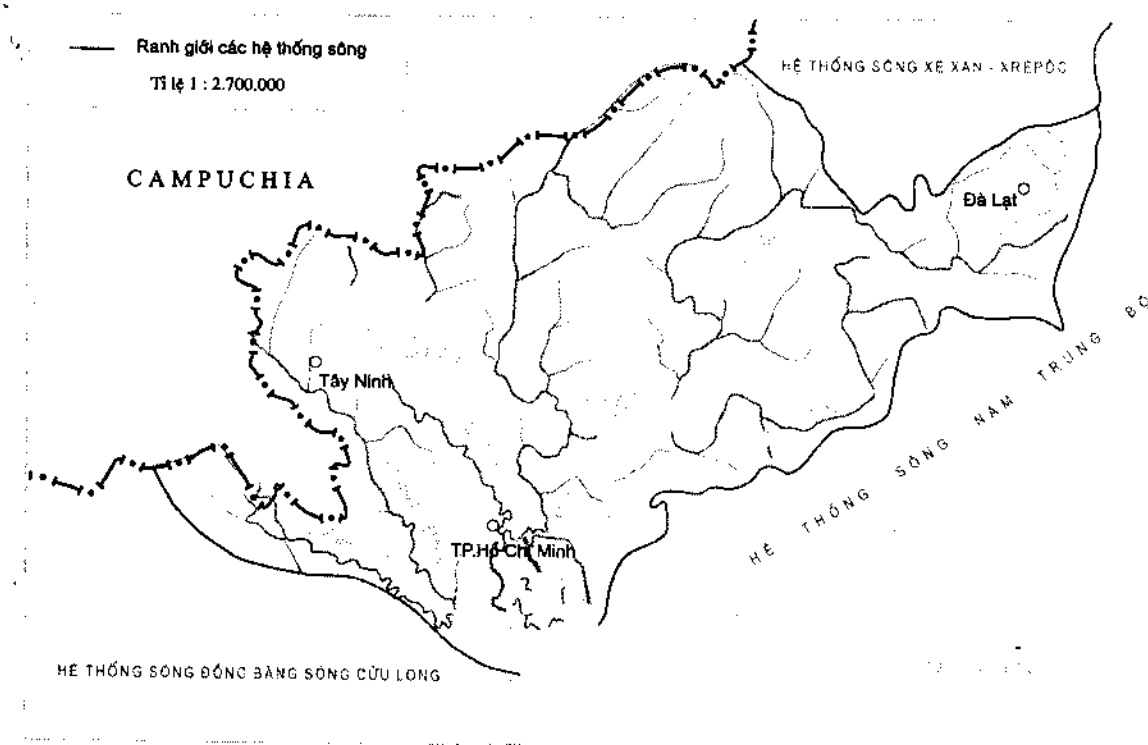
6.5.1. *Khái quát về các điều kiện mặt đệm*

Hệ thống sông Đồng Nai nằm trong phạm vi địa lý : 105°30' – 108°40' độ kinh đông, 10°20' – 12°20' độ vĩ bắc, phía bắc giáp với lưu vực sông Xrê-pốc, phía tây giáp với các lưu vực sông nhánh của sông Mê Kông ở Campuchia, phía tây nam và nam giáp với đồng bằng sông Cửu Long, phía đông bắc giáp với các lưu vực sông ở Khánh Hoà và phía đông và đông nam giáp với lưu vực các sông ở hai tỉnh Ninh Thuận và Bình Thuận.

Diện tích lưu vực sông Đồng Nai nằm trong lãnh thổ nước ta là 37.400 km², chiếm 84% diện tích toàn hệ thống (44.100 km²).

Vùng thượng lưu, nơi bắt đầu của hai nhánh Đa Dung và Đa Nhim là vùng núi cao – vùng sơn nguyên Đà Lạt, với những đỉnh cao trên 1300 m như các đỉnh : Bi Đúp (2287 m), Lang Biang (2153 m), Chư-Cang-Ca (2163 m). Địa hình ở phần phía đông và phía tây của lưu vực là dạng địa hình núi thấp, cao 500 – 1000 m ; rìa phía nam độ cao giảm dần và tiếp giáp với đồng bằng sông Cửu Long, có độ cao dưới 500 m.

Hệ thống sông Đồng Nai nằm trong đơn vị cấu trúc Đà Lạt, nằm về phía nam địa khối Kon Tum. Đá gốc phổ biến là bột kết sét, đá phiến Silic, các trầm tích chứa vôi, nằm thoải ở phần rìa và dốc ở phần trung tâm. Xuyên qua các trầm tích này là các đá xâm nhập granít, granodiorit và diorit. Có các trầm tích nguồn gốc núi lửa, bao gồm cát kết, bột kết phiến sét màu nâu đỏ. Trầm tích đầm lầy xuất hiện trong thung lũng một số đoạn sông ở vùng Di Linh. Các loại đá phun trào bazan phân bố rộng khắp trên lưu vực.



Hình 6.5. Sơ đồ hệ thống sông Đồng Nai

* Đất feralít trên các loại đá mẹ khác nhau gồm :

- Feralít đỏ trên đá bazan ;
- Feralít nâu đỏ trên đá granít
- Feralít vàng trên đá granít ;
- Feralít trên đá granít ;

* Đất sialít feralít trên nền phù sa cổ.

* Đất phù sa mới.

* Đất chua phèn.

* Đất lầy úng, than bùn, bạc màu.

Thực vật trên cao nguyên Lang Biang chủ yếu là rừng ôn đới. Tỷ lệ rừng che phủ ở thượng nguồn sông Bé, sông Đa Nhim còn tương đối cao ; tỷ lệ rừng ở sông Đa Dung, La Ngà vào loại trung bình và tỷ lệ rừng thấp nhất ở lưu vực sông Sài Gòn và Vàm Cỏ. Tổng diện tích rừng trong lưu vực là 1198.10^3 ha, chiếm 35,8% tổng diện tích tự nhiên.

6.5.2. Khái quát về khí hậu

Bức xạ tổng cộng trung bình năm dao động trong phạm vi trên dưới 160 kcal/cm^2 . Cân bằng bức xạ tháng tương đối cao trong các tháng mùa xuân hè và tương đối nhỏ trong các tháng mùa thu đông.

Lượng mây trung bình năm biến đổi trong phạm vi 5 – 9 phần mười, phần lớn các nơi khoảng 6,5 – 7,5 phần mười. Số giờ nắng trung bình năm khá lớn, khoảng 2100 – 2800 giờ, có xu thế giảm khi độ cao địa hình tăng lên.

Nhiệt độ không khí trung bình năm biến đổi trong phạm vi từ khoảng dưới 20°C ở vùng núi cao đến khoảng 27°C ở đồng bằng ven biển, giảm dần theo sự tăng của địa hình.

Độ ẩm tương đối trung bình năm của không khí tương đối cao ở vùng núi cao (trên 80%), tương đối thấp ở vùng trung du và đồng bằng (từ dưới 80%). Độ ẩm cũng biến đổi theo mùa : cao trong mùa hè thu (80 – 90%), thấp trong mùa đông xuân (68 – 80%).

Tốc độ gió trung bình năm biến đổi trong phạm vi từ 1 m/s đến 3 m/s. Tốc độ gió mạnh nhất đã quan trắc được đạt tới 20 – 25 m/s ở nhiều nơi.

Lượng bốc hơi trung bình năm biến đổi trong phạm vi tương đối lớn, từ khoảng 650 – 700 mm ở vùng đồng bằng ven biển.

Lượng mưa trung bình năm khoảng 140 – 1700 mm. Mùa mưa thường từ tháng V đến tháng X, mùa ít mưa từ tháng XI đến tháng IV năm sau. Lượng mưa mùa mưa chiếm tới 80 – 90% lượng mưa năm.

6.5.3. Các sông chính và tài nguyên nước sông

Hệ thống sông Đồng Nai do dòng chính Đồng Nai và các nhánh sông chính như các sông : La Ngà, Bé, Sài Gòn và Vàm Cỏ hợp thành. Diện tích lưu vực 44.100 km^2 nằm trong lãnh thổ Campuchia.

Dòng chính sông Đồng Nai bắt nguồn từ dãy núi Lâm Viên, Bí Đúp trên cao nguyên Lang Biang. Toàn bộ hệ thống sông Đồng Nai có 266 sông suối với chiều dài từ 10 km trở lên, trong đó có 60 sông cấp 1 ; 129 sông cấp 2 ; 63 sông cấp 3 và 13

sông cấp 4. Mật độ lưới sông từ $0,12 \text{ km/km}^2$ ở phần tả ngạn hạ lưu sông La Ngà đến $1,70 \text{ km/km}^2$ ở hạ lưu sông Bé.

Một số nhánh tương đối lớn của sông Đồng Nai như các sông : Đa Dung, Đak Dâng, La Ngà, Bé, Sài Gòn và Vàm Cỏ...

– Sông Đa Dung bắt nguồn từ độ cao 1800 m ở cao nguyên Lâm Viên, có diện tích lưu vực 1250 km^2 , dài 91 km.

– Sông Đak Dâng nằm ở phía hữu ngạn dòng chính sông Đồng Nai, có diện tích lưu vực 1190 km^2 , sông dài 79 km, độ dốc lưu vực 10,9‰.

– Sông La Ngà là sông nhánh lớn nhất của sông Đồng Nai, có diện tích lưu vực 4170 km^2 , sông dài 272 km, độ dốc lưu vực 5,6‰.

– Sông Bé bắt nguồn từ phía đông nam cao nguyên Xna-Rô, dài 344 km, diện tích lưu vực 7170 km^2 .

– Sông Sài Gòn bắt nguồn từ vùng biên giới Việt Nam – Campuchia, diện tích lưu vực 5560 km^2 , trong đó 550 km^2 thuộc thượng nguồn, dòng sông dài 256 km.

– Sông Vàm Cỏ bắt nguồn từ lãnh thổ Campuchia, có diện tích lưu vực 12800 km^2 , chiếm 29,8% diện tích lưu vực toàn hệ thống, trong đó 6820 km^2 (46,7%) nằm trong lãnh thổ Campuchia.

Trong hệ thống sông Đồng Nai đã xây dựng nhiều hồ chứa. Đáng kể nhất là các hồ chứa Trị An, hồ Thác Mơ, hồ chứa Dầu Tiếng, hồ chứa Đa Nhím, hồ chứa Hàm Thuận – Đa Mi.

Dòng chảy năm phân bố không đều trong hệ thống sông. Môđun dòng chảy năm khoảng $10 - 15 \text{ l/s.km}^2$ ở sông Vàm Cỏ, hạ lưu sông Sài Gòn, sông Bé và dòng chính sông Đồng Nai, tăng lên trên 50 l/s.km^2 ở vùng trung lưu sông Đồng Nai. Tổng lượng dòng chảy năm trung bình nhiều năm của hệ thống sông khoảng $36,3 \text{ km}^3$, chiếm 4,3% tổng lượng dòng chảy năm của các sông trong cả nước.

Mùa lũ thường bắt đầu từ tháng VII, muộn hơn mùa mưa khoảng 2 tháng, kết thúc vào tháng XI. Lượng dòng chảy mùa lũ chiếm khoảng 65 – 85% tổng lượng dòng chảy năm.

Ba tháng liên tục có lượng dòng chảy lớn nhất thường xuất hiện vào các tháng VIII – X. Lượng dòng chảy của ba tháng này chiếm 45 – 65% tổng lượng dòng chảy năm.

Tháng IX hay tháng X là tháng có lượng dòng chảy trung bình tháng lớn nhất. Lượng dòng chảy của tháng này chiếm khoảng 15 – 25% tổng lượng dòng chảy năm.

Mùa cạn kéo dài tới 7, 8 tháng, nhưng lượng dòng chảy trong mùa này chỉ chiếm khoảng 15 – 35% tổng lượng dòng chảy năm.

Các tháng II – IV là ba tháng liên tục có lượng dòng chảy nhỏ nhất. Lượng dòng chảy của ba tháng này chiếm khoảng 3 – 5% tổng lượng dòng chảy năm. Tháng III là tháng có lượng dòng chảy trung bình tháng nhỏ nhất. Lượng dòng chảy của tháng này chỉ chiếm 1 – 2% tổng lượng dòng chảy năm.

Độ đục cát bùn lơ lửng trung bình năm vào khoảng dưới 50 mg/l, thuộc loại nhỏ ở nước ta.

Nước sông có độ khoáng hoá thấp, dưới 50 mg/l, thuộc lớp bicacbonat nhóm natri kiểu 1. Ion HCO_3^- chiếm 70 – 75% tổng lượng các anion, riêng đối với sông Bé thì khoảng trên 50%. Hàm lượng các ion Ca^{++} , Mg^{++} đều nhỏ, chiếm dưới 30% đương lượng các cation.

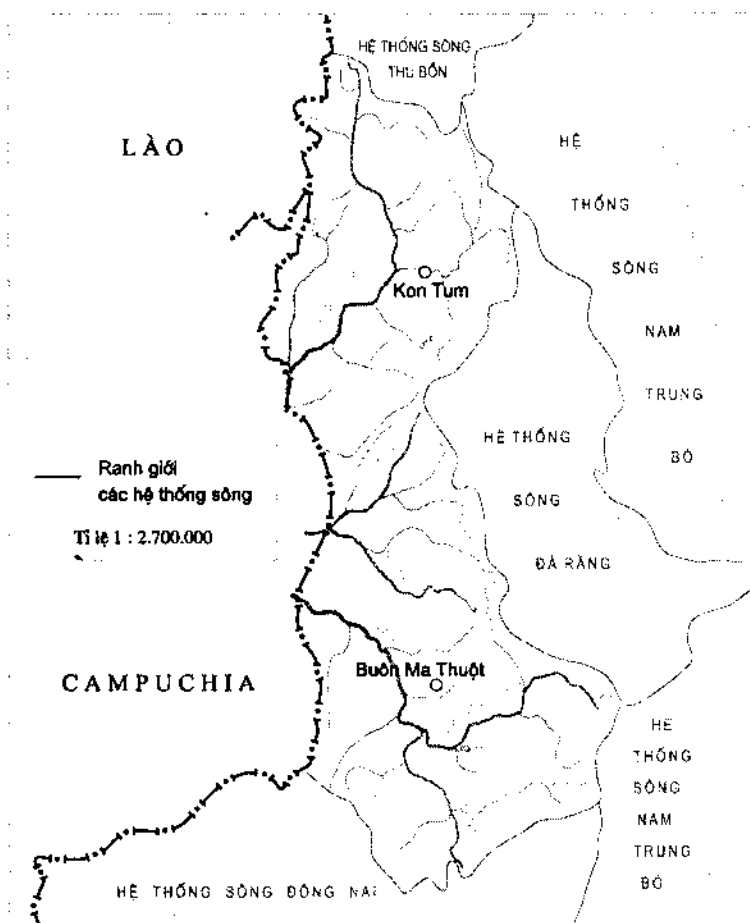
Nước sông thường có phản ứng axit yếu với $pH = 6 - 6,8$. Độ cứng nước sông dưới 0,2 mg-e/l.

Ở hạ lưu các sông, mặn theo thủy triều xâm nhập sâu vào trong sông ngòi, kênh rạch.

Vùng Đông Nam Bộ là khu vực phát triển kinh tế rất mạnh ở nước ta. Nước sông đang bị ô nhiễm nặng nề bởi nước thải từ các đô thị, khu dân cư và từ các vùng sản xuất nông nghiệp sử dụng phân hoá học, thuốc trừ sâu thải trực tiếp vào các sông.

6.6. HỆ THỐNG SÔNG MÊ KÔNG

Sông Mê Kông là con sông lớn nhất ở nước ta và là một trong những sông lớn trên thế giới ; đứng thứ mười về lượng dòng chảy năm.



Hình 6.6. Sơ đồ lưới sông lưu vực sông Mê Kông và Xê-pôc

Với diện tích lưu vực 795.000 km², sông Mê Kông bắt nguồn từ cao nguyên Tây Tạng chảy theo hướng chung tây bắc – đông nam trên một hành trình dài 4200 km qua các vùng địa hình phức tạp của 6 nước : Trung Quốc, Mianma, Lào, Thái Lan, Campuchia, Việt Nam rồi đổ ra Biển Đông.

Ở phần thượng lưu, sông Mê Kông dài 1800 km chảy qua lãnh thổ Trung Quốc và Mi-an-ma. Hạ lưu sông Mê Kông, dòng sông dài 2400 km chảy qua lãnh thổ của 4 nước : Lào, Thái Lan, Campuchia, Việt Nam, địa hình đa dạng gồm : núi, trung du và đồng bằng.

Ở lãnh thổ nước ta, sông Mê Kông (nhánh phía đông) được gọi là sông Tiền và sông Bassac được gọi là sông Hậu.

Phần đồng bằng châu thổ sông Mê Kông nằm trong lãnh thổ nước ta gọi là đồng bằng sông Cửu Long. Một số nhánh của sông Mê Kông cũng bắt nguồn từ lãnh thổ nước ta. Đó là các sông Nậm Rốn, thượng nguồn sông Sê-Bang-Hiêng, thượng nguồn sông Se-Công, các sông Sê San, Xrê-pốc.

Tổng diện tích sông Mê Kông nằm trong lãnh thổ nước ta khoảng 68.820 km².

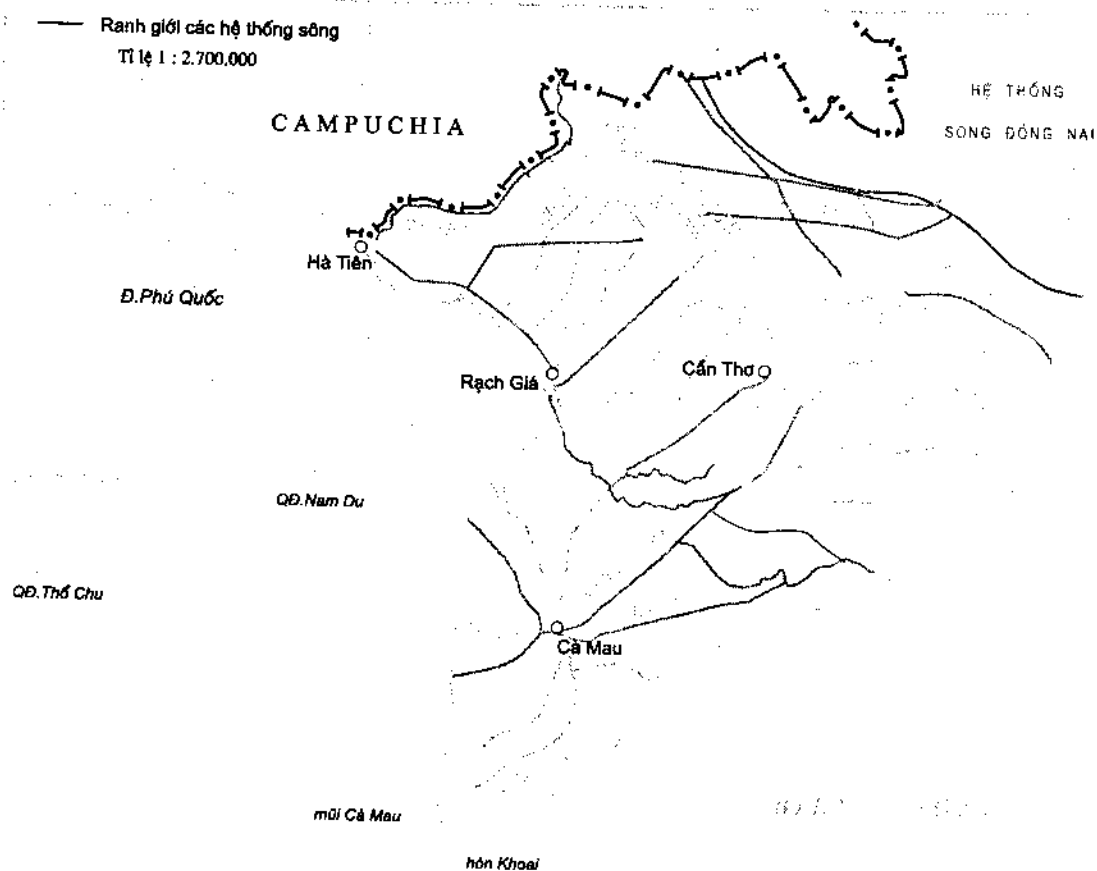
6.6.1. Khái quát các điều kiện mặt đệm

Thượng lưu sông Sê San là vùng núi cao của khối núi Ngọc Linh kéo dài gần 200 km. Các dãy núi phía bắc và phía đông là đường phân nước giữa sông Sê San với các sông ở sườn phía đông Trường Sơn như các sông : Thu Bồn, Trà Khúc, Vệ, Hà Giao và sông Ba. Các dãy núi phía nam và đông nam chạy theo hướng đông bắc – tây nam với các đỉnh cao trên 1000 m là đường phân nước giữa Sê San với các sông Ba, Xrê-pốc. Ở trung tâm lưu vực có vùng trũng Kon tum, địa hình kiểu bồi tụ với độ cao 500 – 550 m. Địa hình trong lưu vực các sông Sê San và Xrê-pốc gồm có địa hình núi, đồi và cao nguyên.

Về địa chất, vùng núi Ngọc Linh được hình thành trên nền địa chất gồm 2 nhóm đá chính : mác ma axít và biến chất như loại đá granít, granodioxít, phiến thạch anh, phiến mi ca... Ở Tây Nguyên nói chung và ở 2 lưu vực sông Sê San và Xrê-pốc nói riêng có các loại đất chính dưới đây :

- Đất phù sa sông suối ;
- Đất xám bạc màu ;
- Đất đen ;
- Đất đỏ vàng (đất feralít) ;
- Đất mùn vàng đỏ trên núi ở độ cao 1000 – 2000 m ;
- Đất mùn trên núi ở độ cao trên 2000 m ;
- Đất xói mòn trơ sỏi đá.

Tỷ lệ rừng trong lưu vực khoảng 30 – 40% vào đầu thập kỷ 80. Đến cuối năm 1999, tỷ lệ rừng che phủ trung bình của 3 tỉnh Kon Tum, Gia Lai, Đắc Lắc là 47%.



Hình 6.7. Sơ đồ lưới sông vùng đồng bằng sông Cửu Long

Thảm phủ thực vật trong lưu vực gồm có rừng rậm chủ yếu thường xanh và rừng rậm chủ yếu rụng lá, rừng thưa và trảng cây bụi, trảng cỏ.

Đồng bằng sông Cửu Long là phần hạ lưu đồng bằng châu thổ sông Mê Kông, được giới hạn bởi vịnh Thái Lan ở phía tây nam, Biển Đông ở phía đông nam, sông Vàm Cỏ Tây ở phía đông bắc và lãnh thổ Campuchia ở phía bắc.

Đồng bằng sông Cửu Long là một miền trũng được lấp đầy chủ yếu bằng các trầm tích hỗn hợp sông – biển, được gọi là miền trũng Kainôzoi Mê Kông. Đồng bằng sông Mê Kông được hình thành qua một quá trình địa chất lâu dài, chủ yếu do phù sa sông Mê Kông bồi đắp.

Đồng bằng sông Cửu Long có 5 nhóm đất chính dưới đây :

- * Nhóm đất phèn : Nhóm đất này chiếm khoảng 1,6 triệu ha.
- * Nhóm đất mặn : Nhóm đất này có diện tích khoảng 744.000 ha.
- * Nhóm đất phù sa : Nhóm đất phù sa chiếm diện tích khoảng 1.185.000 ha.
- * Nhóm đất xám : có diện tích khoảng 134.000 ha.
- * Các nhóm đất cát ở các "giồng" cát ven sông, biển.

81.4
30.12

Ngoài ra, trong đồng bằng sông Cửu Long còn có một số loại đất khác nhau như : than bùn, đất đỏ vàng.

Một số loại rừng chủ yếu ở đồng bằng sông Cửu Long như sau :

– Rừng ngập mặn : Loại rừng này phân bố chủ yếu ở bán đảo Cà Mau với hai loại cây chính là đước và mắm.

– Rừng ngập chua phèn : Cây chủ yếu trong loại rừng này là tràm, phân bố ở Cà Mau, Kiên Giang. Vào cuối thập kỷ 70, diện tích rừng tràm là 140.000 ha.

Ngoài ra, ở đồng bằng sông Cửu Long có nhiều loại cây ăn trái, cây làm thuốc, lấy gỗ và các cây trồng nông nghiệp...

6.6.2. Các điều kiện khí hậu

Khí hậu trong lưu vực thuộc loại khí hậu nhiệt đới gió mùa. Số giờ nắng trung bình năm (S_n) biến đổi trong phạm vi 2200 – 2500 giờ.

Nhiệt độ không khí trung bình năm nhỏ hơn 18°C ở vùng núi cao trên 1500 m, lớn hơn 24°C ở vùng thung lũng.

Nhiệt độ không khí cao nhất tuyệt đối lên tới $36 - 40^{\circ}\text{C}$, nhiệt độ không khí thấp nhất tuyệt đối có thể hạ xuống $3 - 9^{\circ}\text{C}$

Lượng mây trung bình năm tương đối thấp : 4 – 6,5 phần mười bầu trời.

Độ ẩm tương đối trung bình năm ở phần lớn các nơi trong vùng biến đổi trong phạm vi 75 – 85%.

Tốc độ gió trung bình năm khoảng 1 – 3,5 m/s. Tốc độ gió lớn nhất có thể tới 30 – 35 m/s.

Lượng bốc hơi trung bình năm biến đổi trong phạm vi từ dưới 1000 mm ở vùng núi cao đến hơn 1600 mm ở vùng bình nguyên, thể hiện xu thế giảm khi độ cao địa hình tăng lên.

Lượng mưa năm trung bình năm biến đổi trong phạm vi 1400 – 3000 mm. Lượng mưa biến đổi mạnh mẽ theo mùa. Mùa mưa thường kéo dài từ tháng V đến tháng X ở phần lớn các nơi. Lượng mưa mùa mưa chiếm tới 80 – 90% lượng mưa toàn năm.

Lượng mưa mùa khô chỉ chiếm tới 10 – 20% lượng mưa năm.

Số ngày mưa trong năm khoảng 130 – 160 ngày. Trong mùa khô, số ngày mưa hàng tháng thường dưới 5 ngày. Do vậy, hạn hán thường xảy ra trong mùa khô.

Vùng đồng bằng sông Cửu Long có khí hậu nhiệt đới ẩm, gió mùa cận xích đạo. Bức xạ tổng cộng trung bình năm khoảng $150 - 160 \text{ kcal/cm}^2$. Nhiệt độ không khí trung bình năm khoảng $26 - 29^{\circ}\text{C}$. Số giờ nắng trung bình năm khoảng 2200 – 2800 giờ. Độ ẩm không khí trung bình năm khoảng 70 – 80%. Độ ẩm tối thấp có thể xuống tới 30 – 35%. Lượng mây trung bình năm khoảng 7 phần mười bầu trời. Tốc độ gió trung bình năm vào khoảng 2 m/s. Tốc độ gió mạnh nhất không quá 25 – 30m/s.

6.6.3. Tài nguyên nước sông và các sông chính

Sông Xrê-pốc là nhánh sông cấp 1 của sông Mê Kông. Sông này bắt nguồn từ vùng Tây Nguyên nước ta rồi đổ vào sông Mê Kông ở phía bờ tả. Sông Xrê-pốc có các nhánh sông chính như Sê San, Ia-Đrăng, Ia-Hleo, Krông-Krô. Sông Sê San là sông nhánh lớn nhất của sông Xrê-pốc.

Sông Xrê-pốc có hai nhánh sông Krông Ana và sông Krông Knô hợp thành ; có ba nhánh sông tương đối lớn là : Krông Búc, Krông Pách và Krông Bông.

Mật độ lưới sông trong khu vực sông Xrê-pốc từ $0,2 \text{ km/km}^2$ đến hơn 1 km/km^2 . Tổng diện tích lưu vực của dòng chính sông Xrê-pốc là 12.740 km^2 (phần ở Việt Nam). Trong lưu vực sông Sê San, Xrê-pốc đã xây dựng nhiều hồ chứa. Hồ chứa Yaly trên sông Sê San là hồ chứa lớn nhất ở Tây Nguyên hiện nay.

Môđun dòng chảy năm trung bình nhiều năm biến đổi trong phạm vi từ dưới 15 l/s.km^2 đến hơn 60 l/s.km^2 .

Mùa lũ hàng năm xuất hiện không đồng thời trên các sông suối ; từ tháng VII, VIII đến tháng XI ở phần lớn các sông. Lượng dòng chảy trong mùa lũ chiếm tới 70 – 80% lượng dòng chảy năm. Tháng IX hay tháng X là tháng có lượng dòng chảy trung bình tháng lớn nhất. Lượng dòng chảy của tháng này chiếm khoảng 20% lượng dòng chảy năm.

Độ đục nước sông ở Tây Nguyên không lớn. Độ đục cát bùn lơ lửng trung bình năm chỉ khoảng $40 - 100 \text{ g/m}^3$, tương đối nhỏ ở sông Xrê-pốc.

Trong mùa lũ độ đục cát bùn lơ lửng trung bình tháng khoảng $100 - 250 \text{ g/m}^3$. Trong mùa cạn độ đục nước sông khá nhỏ, thường dưới 50 g/m^3 .

Độ khoáng hoá nước sông khoảng $30 - 60 \text{ mg/l}$, nước sông có phản ứng kiềm yếu với $\text{pH} = 7$. Nhìn chung, nước sông còn tương đối sạch, đáp ứng yêu cầu cho cấp nước sinh hoạt và sản xuất.

Sông Tiền chảy qua Tân Châu, Sa Đéc, Vĩnh Long rồi chia ra làm nhiều phân lưu để đổ ra biển tại 6 cửa : Tiểu, Đại, Ba Lai, Hàm Luông, Cổ Chiên và Cung Hầu. Sông Hậu chảy qua Châu Đốc, Long Xuyên, Cần Thơ rồi chia ra làm 3 nhánh đổ ra biển tại các cửa : Định An, Bassac và Tranh Đề. Sông Tiền và sông Hậu nối với nhau bằng nhiều kênh rạch.

Ngoài 2 sông Tiền và Hậu còn có một số sông tự nhiên như : sông Cửa Lớn, sông Bảy Hạp, sông Ông Đốc, sông Cái Lớn và sông Cái Bé, sông Mang Thít.

Tổng lượng dòng chảy năm trung bình nhiều năm của sông Mê Kông chảy qua đồng bằng sông Cửu Long ra biển khoảng 500 tỷ m^3 , trong đó khoảng 23 tỷ m^3 do mưa sinh ra trong đồng bằng sông Cửu Long và 478 tỷ m^3 từ nước ngoài chảy vào.

Như vậy, tổng lượng dòng chảy của sông Mê Kông chiếm tới 59% tổng lượng dòng chảy của cả nước. Môđun dòng chảy năm trung bình của cả vùng bằng 20 l/s.km^2 tương ứng với độ sâu dòng chảy là 645 mm .

Mùa lũ xảy ra không đồng thời giữa trung, thượng và hạ lưu. Lũ lụt ở đồng bằng sông Cửu Long phụ thuộc chủ yếu vào lũ của sông Mê Kông từ trung, thượng lưu đổ về ; do tác dụng điều tiết của Biển Hồ nên mùa lũ ở vùng này thường từ tháng VII đến tháng XI, XII, chậm hơn mùa lũ ở trung, thượng lưu khoảng một tháng và lũ thường lên, xuống từ từ hơn, thường có 1 hay 2 đỉnh. Khoảng 70 – 80% tổng lượng lũ sông Mê Kông chảy qua sông Tiền và sông Hậu.

Độ đục cát bùn lơ lửng của sông Mê Kông tương đối nhỏ hơn so với hệ thống sông Hồng. Dao động trong phạm vi từ 500 g/m^3 đến 1660 g/m^3 tại Tân Châu và $250 - 1200 \text{ g/m}^3$ tại Châu Đốc, độ đục cát bùn giảm còn $100 - 550 \text{ g/m}^3$ vào các tháng giữa và cuối mùa lũ (tháng X, XI). Trong kênh rạch, độ đục cát bùn tương đối nhỏ, thường dưới 50 g/m^3 .

Độ khoáng hoá nước sông khoảng $100 - 150 \text{ mg/l}$, biến đổi không nhiều theo dọc sông. Nước sông thuộc lớp hydrocacbonat nhóm can xi kiểu I ; ion HCO_3^- thường chiếm 75 – 80% tổng đương lượng các anion ; ion Ca^{++} thường chiếm khoảng một nửa tổng số đương lượng các cation. Các ion khác có hàm lượng thấp. Độ pH dao động trong phạm vi 6,7 – 7,7. Hàm lượng SiO_2 nhỏ hơn 10 mg/l ($2 - 5 \text{ mg/l}$), thấp hơn so với các sông ở miền Bắc. Hàm lượng các độc tố như kiềm, đồng, chì, cadmium thường nhỏ : Zn : $0,02 \text{ mg/l}$; Cd : $0,009 \text{ mg/l}$; Pb : $0,004 \text{ mg/l}$; Cu : $0,09 \text{ mg/l}$.

Các chất dinh dưỡng trong nước phù sa sông Mê Kông như sau : N tổng số : $0,24 - 0,54 \text{ mg/l}$; PO_4 : $0,012 - 0,052 \text{ mg/l}$; P tổng số : $0,024 - 0,106 \text{ mg/l}$.

Tóm lại, chất lượng nước sông Tiền, sông Hậu còn tốt thoả mãn yêu cầu cho sản xuất và đời sống.

Diện tích bị chua phèn hàng năm ở đồng bằng sông Cửu Long khoảng 1 – 1,2 triệu ha với $\text{pH} < 5$. Mặn xâm nhập sâu trong sông ngòi, kênh rạch. Diện tích bị nhiễm mặn hàng năm lên tới 1,7 triệu ha.

Trên các nhánh sông của sông Mê Kông ở đồng bằng sông Cửu Long, độ mặn có giá trị cao vào các tháng I – IV (trên 32‰) và giảm còn 29 – 30‰ vào các tháng IX, X.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

Tiếng Việt

1. Nguyễn Kim Cương. *Địa chất thủy văn*, NXB Khoa học & Kỹ thuật, Hà Nội, 1991.
2. Đỗ Cao Đàm, Hà Văn Khôi. *Thủy văn công trình*, NXB Nông nghiệp, 1993.
3. Phạm Ngọc Hồ – Hoàng Xuân Cơ. *Đánh giá tác động môi trường*, NXBĐHQG Hà Nội, 2001.
4. Nguyễn Hữu Khải, Nguyễn Thanh Sơn. *Mô hình toán thủy văn*, NXB ĐHQG Hà Nội, 2003
5. Nguyễn Hữu Khải, Nguyễn Văn Tuấn. *Địa lý thủy văn*, NXB ĐHQG Hà Nội, 2001.
6. Đỗ Đình Khôi, Hoàng Niêm. *Dòng chảy lũ sông ngòi Việt Nam*, Viện Khí tượng Thủy văn Hà Nội, 1991.
7. Nguyễn Xuân Nguyên, Trần Đức Hạ. *Chất lượng nước sông hồ và bảo vệ môi trường nước*, NXB Khoa học & Kỹ thuật, Hà Nội, 2004.
8. Nguyễn Viết Phổ, Vũ Văn Tuấn, Trần Thanh Xuân. *Tài nguyên nước Việt Nam*, NXB Nông nghiệp, Hà Nội, 2003.
9. Nguyễn Thanh Sơn. *Tính toán thủy văn*, NXB ĐHQG Hà Nội, 2004.
10. Nguyễn Thanh Sơn, Đặng Quý Phương. *Đo đạc và chỉnh lý số liệu thủy văn*, NXB ĐHQG Hà Nội, 2003.
11. Phạm Ngọc Toàn, Phan Tất Đắc. *Khí hậu Việt Nam*. Nhà xuất bản Khoa học & Kỹ thuật, Hà Nội, 1993.
12. Nguyễn Văn Tuấn, Nguyễn Thị Nga, Nguyễn Thị Phương Loan và Nguyễn Thanh Sơn. *Thủy văn đại cương*, T.1, NXB Khoa học & Kỹ thuật, Hà Nội, 1991.
13. Nguyễn Văn Tuấn, Nguyễn Thị Nga, Nguyễn Thị Phương Loan và Nguyễn Thanh Sơn. *Thủy văn đại cương*, T.2, NXB Khoa học & Kỹ thuật, Hà Nội, 1991.
14. Trần Tuất, Trần Thanh Xuân, Nguyễn Đức Nhật. *Địa lý thủy văn sông ngòi Việt Nam*, NXB Khoa học & Kỹ thuật, Hà Nội, 1987.
15. Trần Thanh Xuân. *Các đặc trưng nước sông mùa cạn*, NXB Nông nghiệp, Hà Nội, 2004.

Tiếng Anh

16. Abraham Lerman, Dieter M. Imboden and Joel R. Gat *Physics and Chemistry of Lakes*, Springer – Verlag New York, 1995.
17. Acworth R.I. *Groundwater Hydrology*, UNSW, Groundwater Centre, 2000.
18. Beven K.J., *Rainfall-runoff modeling*. The prime. John Wiley & Sons LTD. 2001.

19. **Boiten W.**, *Hydrometry* A.A. alkema/Rotterdam/Brookfield/2000.
20. **Gray, D.M.** *Principles of Hydrology*, Water information center. New York, 1997.
21. **Haan C.T., Johnson H.P., Brakensiek D.L.** *Hydrologic modeling of small watersheds*. ASAE Technical Editor : James A. Basselman, 1982.
22. **Philip B. Bedient, Wayne C. Huber.** *Hydrology and Floodplain Analysis*, Addison-Wesley Publishing Company, 1992.
23. **Venter Chow David R. Madment.** *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, 1988.
24. **Vijay P.Sing,** *Environmental Hydrology*. Kluwer academic publishers dordrecht, Boston, London 1995.

Tiếng Nga

25. **Беспмятнов Г. П., Кротов Ю. А.** *Предельно допустимые концентрации химических веществ в окружающей среде*. Справочник. – Л: Химия, 1985. – 528 с.
26. **Будыко М. И., Голицын Г. С., Израэль Ю. А.** *Глобальные климатические катастрофы*, Гидрометеиздат, Ленинград 1986. – 158 с.
27. **Израэль Ю. А.** *Экология и контроль состояния природной среды*. 2-е изд. – М: Гидрометеиздат, 1984.
28. **Кучмен В. И.** *Математические моделирования речного стока* Гидрометеиздат Ленинград 1972
29. **Марчук Г. И.** *Математическое моделирование в проблеме окружающей среды*. – М. : Наука, 1982. – 310 с.
30. **Никитин. Д. П., Новиков Ю. В.** *Окружающая среда и человек* (учебное пособие). – М. : Высшая школа, 1986. – 414 с.
31. **Одрова Т. В.** *Гидрофизики водоемов суши* Гидрометеиздат Ленинград 1979
32. **Пененко В. В., Алоян А. Е.** *Модели и методы в задачах охраны окружающей среды*. – Новосибирск : Наука, 1985. – 256 с.
33. **Чсрняева Л. Е., Черняев А. М., Шаманаев Ш. Ш., Яковлева Н. А.** *Гидрохимия СПАВ*. – Л. : Гидро-метеиздат, 1982. – 142 с.
34. **Шкудова Г. Я.** *Численное моделирование переноса примеси при аварийных выбросах в мелком море*. – Труды ГОИН, 1975, вып. 126, с. 104 – 114.

Chịu trách nhiệm xuất bản :

Chủ tịch HĐQT kiêm Tổng Giám đốc NGÔ TRẦN ÁI
Phó Tổng Giám đốc kiêm Tổng biên tập VŨ DƯƠNG THỤY

Biên tập nội dung và sửa bản in:

HOÀNG THỊ QUY

Trình bày bìa :

TÀO THANH HUYỀN

Chế bản :

TRẦN THU HƯƠNG

ĐÁNH GIÁ TÀI NGUYÊN NƯỚC VIỆT NAM

Mã số : 7X406M5 – DAI

In 1.000 cuốn, khổ 19 x 26,5cm. Tại Công ty in Thái Nguyên.

Giấy phép xuất bản số: 438/43-05.

In xong và nộp lưu chiểu quý III năm 2005.



**CÔNG TY CỔ PHẦN SÁCH ĐẠI HỌC - DẠY NGHỀ
HEVOBCO**
25 HÀN THUYỀN - HÀ NỘI

TÌM ĐỌC SÁCH THAM KHẢO KỸ THUẬT CỦA NHÀ XUẤT BẢN GIÁO DỤC

1 Đất ngập nước	GS. TS. Lê Văn Khoa
2 Động vật học có xương sống	GS. TS. Lê Vũ Khôi
3 Sinh thái học côn trùng	PGS. TS. Phạm Bình Quyền
5 Cơ sở hoá sinh	PGS. TS. Trịnh Lê Hùng
6 Tài nguyên nước Việt Nam	Nguyễn Thanh Sơn
7 Virut học	PGS. TS. Phạm Văn Ty
8 Vật lý kỹ thuật	Đặng Hùng
9 Vật lý siêu dẫn và ứng dụng	TS. Nguyễn Huy Sinh
10 Dụng cụ bán dẫn và vi mạch	Lê Xuân Thê
11 Mạng máy tính	Ngạc Văn An
12 Vô tuyến điện tử	Ngạc Văn An
13 Giáo trình cơ học	Bách Thành Công
13 Kinh tế môi trường	PGS. TS. Hoàng Xuân Cơ
14 Tiếng Anh cơ bản cho sinh viên khoa học tự nhiên	Trần Thị Nga
15 Bộ sách về công nghệ sinh học	
<i>Tập một : Sinh học phân tử - Cơ sở khoa học của công nghệ sinh học</i>	PGS. TS. Nguyễn Như Hiến
<i>Tập hai : Công nghệ sinh học tế bào</i>	GS. TS. Vũ Văn Vũ
<i>Tập ba : Công nghệ sinh học enzym và protein (XB - 2006)</i>	PGS. TS. Nguyễn Mộng Hùng
<i>Tập bốn : Công nghệ sinh học di truyền (XB - 2006)</i>	TS. Phan Tuấn Nghĩa
<i>Tập năm : Công nghệ sinh học vi sinh và công nghệ môi trường (XB - 2006)</i>	GS. TS. Lê Đình Lương
	PGS. TS. Phạm Văn Ty

Bạn đọc có thể mua tại các Công ty Sách - Thiết bị trường học ở địa phương
hoặc các Cửa hàng của Nhà xuất bản Giáo dục :

* 25 Hàn Thuyền, 187 Giảng Võ, 23 Tràng Tiền - Hà Nội.

* 15 Nguyễn Chi Thanh - TP Đà Nẵng

* 240 Trần Bình Trọng - Quận 5 - TP. Hồ Chí Minh.



Giá: 25.000 đ