

TÍNH TOÁN THỦY VĂN

Nguyễn Thanh Sơn



NXB Đại học Quốc gia Hà Nội 2003

Từ khoá: Tần suất, Chuẩn dòng chảy năm, Dòng chảy lũ, mặt đệm, dao động dòng chảy năm, phân phối dòng chảy năm, dòng chảy lũ, cường độ tới hạn, vi phân, dòng chảy kiệt, tài nguyên nước, môi trường

Tài liệu trong Thư viện điện tử Đại học Khoa học Tự nhiên có thể được sử dụng cho mục đích học tập và nghiên cứu cá nhân. Nghiêm cấm mọi hình thức sao chép, in ấn phục vụ các mục đích khác nếu không được sự chấp thuận của nhà xuất bản và tác giả.

TailieuVNU.com Tổng hợp & Sưu tầm

MỤC LỤC

MỤC LỤC	2
LỜI TỰA	7
Chương 1. NỘI DUNG VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU TÍNH TOÁN THỦY VĂN	8
1.1. NỘI DUNG NGHIÊN CỨU	8
1.2. LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN TÍNH TOÁN THỦY VĂN	9
1.2.1. Các công trình nghiên cứu.....	9
1.2.2. Tổng hợp, phân chia các giai đoạn phát triển thủy văn	11
1.2.3. Lịch sử phát triển thủy văn ở Việt Nam	12
1.3. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU	12
1.3.1. Phương pháp khảo sát trạm đo.....	12
1.3.2. Phương pháp khái quát.....	13
1.3.3. Phương pháp mô hình hoá toán học và thực nghiệm	13
1.3.4. Phương pháp thống kê.....	15
Chương 2. SỰ HÌNH THÀNH DÒNG CHẢY	16
2.1. KHÁI NIỆM VỀ CHẾ ĐỘ NƯỚC LỤC ĐỊA	16
2.2. ĐƠN VỊ ĐO DÒNG CHẢY	16
2.3. CÁC ĐẶC TRƯNG CỦA LƯU VỰC.....	18
2.3.1. Các đặc trưng của mạng lưới địa lý thủy văn	18
2.3.2. Các đặc trưng hình thái của lưu vực	18
2.3.3. Các yếu tố mặt đệm.....	20
2.3.4. Các đặc trưng khí hậu	21
2.4. BẢN CHẤT VẬT LÝ CỦA DÒNG CHẢY	23
2.4.1. Giai đoạn tạo dòng	23
2.4.2. Giai đoạn dòng chảy sườn dốc	24
2.4.3. Giai đoạn dòng chảy trong sông ngòi	25
2.5. CÔNG THỨC CĂN NGUYÊN CỦA DÒNG CHẢY	26
2.5.1. Khái niệm về đường cong chảy truyền	26
2.5.2. Thành lập công thức căn nguyên dòng chảy	26
Chương 3. PHƯƠNG TRÌNH CÂN BẰNG NƯỚC	28
3.1. PHƯƠNG TRÌNH CÂN BẰNG NƯỚC DẠNG TỔNG QUÁT	28
3.2. PHƯƠNG TRÌNH CÂN BẰNG NƯỚC CHO MỘT LƯU VỰC SÔNG NGÒI.....	29
3.2.1. Phương trình cân bằng nước cho lưu vực kín	29
3.2.2. Phương trình cân bằng nước cho lưu vực hở.....	29
3.3. PHƯƠNG TRÌNH CÂN BẰNG NƯỚC LƯU VỰC CHO THỜI KỲ NHIỀU NĂM	29
3.4. PHÂN TÍCH CÁC NHÂN TỐ ẢNH HƯỞNG ĐẾN DÒNG CHẢY SÔNG NGÒI THÔNG QU PHƯƠNG TRÌNH CÂN BẰNG NƯỚC	30
3.5. PHƯƠNG TRÌNH CÂN BẰNG NƯỚC AO HỒ, ĐÀM LẦY	31
3.5.1. Phương trình cân bằng nước cho ao hồ	31
3.5.2. Phương trình cân bằng nước cho đầm lầy	31
3.6. CÁN CÂN NƯỚC VIỆT NAM	32

3.6.1. Tài nguyên nước toàn lãnh thổ.....	32
3.6.2. Tài nguyên nước theo 7 vùng kinh tế nông nghiệp.....	32
Chương 4. CHUẨN DÒNG CHẢY NĂM.....	35
4.1. ĐỊNH NGHĨA VÀ KHÁI NIỆM.....	35
4.2. XÁC ĐỊNH CHUẨN DÒNG CHẢY NĂM KHI CÓ ĐẦY ĐỦ TÀI LIỆU QUAN TRẮC.....	35
4.3. LỰA CHỌN THỜI KỲ TÍNH TOÁN.....	36
4.4. TÍNH CHUẨN DÒNG CHẢY NĂM KHI KHÔNG ĐỦ SỐ LIỆU QUAN TRẮC.....	38
4.5. XÁC ĐỊNH CHUẨN DÒNG CHẢY NĂM KHI KHÔNG CÓ TÀI LIỆU QUAN TRẮC.....	40
4.5.1. Xác định theo bản đồ đẳng trị.....	40
4.5.2. Phương pháp nội suy.....	41
4.5.3. Xác định chuẩn dòng chảy năm theo phương trình cân bằng nước.....	41
4.6. ẢNH HƯỞNG CÁC ĐIỀU KIỆN ĐỊA LÝ TỰ NHIÊN TỚI CHUẨN DÒNG CHẢY NĂM.....	42
4.6.1. Ảnh hưởng của các yếu tố khí hậu.....	42
4.6.2. Ảnh hưởng của diện tích lưu vực đến chuẩn dòng chảy năm.....	43
4.6.3. Ảnh hưởng của địa hình đến chuẩn dòng chảy năm.....	44
4.6.4. Ảnh hưởng của địa chất thổ nhưỡng tới chuẩn dòng chảy năm.....	45
4.6.5. Ảnh hưởng của rừng và các dạng thảm thực vật đến chuẩn dòng chảy năm.....	45
4.6.6. Ảnh hưởng của hồ đến chuẩn dòng chảy năm.....	47
4.6.7. Ảnh hưởng của đầm lầy đến chuẩn dòng chảy năm.....	47
4.6.8. Ảnh hưởng của các hoạt động kinh tế đến chuẩn dòng chảy năm.....	47
4.7. XÂY DỰNG BẢN ĐỒ CHUẨN DÒNG CHẢY NĂM.....	48
4.7.1. Phân tích tài liệu xây dựng bản đồ chuẩn dòng chảy năm.....	48
4.7.2. Các bước xây dựng bản đồ chuẩn dòng chảy năm.....	48
4.8. DÒNG CHẢY SÔNG NGÒI VIỆT NAM VÀ CÁC YẾU TỐ ĐỊA LÝ TÁC ĐỘNG TỚI NÓ.....	49
4.8.1. Các yếu tố khí hậu.....	49
4.8.2. Thổ nhưỡng và nham thạch.....	52
4.8.3. Địa hình.....	53
4.8.4. Rừng.....	54
4.8.5. Sự hoạt động kinh tế của con người.....	55
Chương 5. DAO ĐỘNG DÒNG CHẢY NĂM.....	58
5.1. ỨNG DỤNG LÝ THUYẾT XÁC SUẤT THỐNG KÊ TÍNH DAO ĐỘNG DÒNG CHẢY NĂM.....	59
5.1.1. Một số tính chất cơ bản của các đường phân bố đặc trưng dòng chảy.....	59
5.1.2. Đường cong đảm bảo và các khái niệm thống kê.....	60
5.2. XÁC ĐỊNH CÁC THAM SỐ ĐẶC TRƯNG CHUỖI DÒNG CHẢY KHI CÓ ĐẦY ĐỦ SỐ LIỆU QUAN TRẮC.....	61
5.3. XÁC ĐỊNH CÁC THAM SỐ ĐẶC TRƯNG THEO PHƯƠNG PHÁP ĐỒ GIẢI - GIẢI TÍCH G. A. ALECXÂYEV.....	63
5.4. XÁC ĐỊNH THAM SỐ THỐNG KÊ DÒNG CHẢY NĂM KHI QUAN TRẮC NGẮN.....	66
5.5. XÁC ĐỊNH THAM SỐ THỐNG KÊ DÒNG CHẢY NĂM KHI KHÔNG CÓ QUAN TRẮC.....	68
5.6. XÂY DỰNG ĐƯỜNG CONG ĐẢM BẢO VÀ TÍNH TOÁN DÒNG CHẢY NĂM VỚI XÁC SUẤT AN TOÀN CHO TRƯỚC.....	69
Chương 6. SỰ PHÂN PHỐI DÒNG CHẢY TRONG NĂM.....	72
6.1. CÁC NHÂN TỐ ẢNH HƯỞNG ĐẾN SỰ PHÂN PHỐI DÒNG CHẢY TRONG NĂM.....	72

6.1.1. Vai trò các nhân tố ảnh hưởng đối với sự phân phối dòng chảy trong năm	72
6.1.2. Tình hình phân phối dòng chảy ở Việt Nam	74
6.2. NĂM ĐẠI BIỂU MƯA NĂM VÀ DÒNG CHẢY NĂM.....	74
6.2.1. Lựa chọn năm đại biểu	74
6.2.2. Phân phối dòng chảy theo phương pháp năm đại biểu	75
6.4. ĐƯỜNG CONG DUY TRÌ LƯU LƯỢNG	76
6.4.1. Ý nghĩa và các đặc trưng biểu thị	76
6.4.2. Phương pháp mô hình hoá đường cong duy trì lưu lượng	77
6.5. PHƯƠNG PHÁP XÁC ĐỊNH MÔ HÌNH PHÂN PHỐI DÒNG CHẢY NĂM KHI CÓ TÀI LIỆU QUAN TRẮC	78
6.5.1. Phương pháp V.G. Andrâyanôp.....	78
6.5.2. Phương pháp năm điển hình.....	79
6.6. TÍNH TOÁN PHÂN PHỐI DÒNG CHẢY NĂM KHI THIẾU TÀI LIỆU QUAN TRẮC	79
6.6.1. Phương pháp lưu vực tương tự.....	79
6.6.2. Quan hệ giữa các thông số phân phối với các nhân tố ảnh hưởng (xây dựng cho từng vùng).....	80
6.6.4. Phương pháp cùng tần suất để tính phân phối dòng chảy trong năm thiết kế.....	81
6.6.5. Phương pháp điều tiết toàn chuỗi.....	81
6.6.6. Phương pháp phân tích quá trình ngẫu nhiên.....	81
Chương 7. DÒNG CHẢY LỚN NHẤT	82
7.1. Ý NGHĨA NGHIÊN CỨU LŨ VÀ CÁC ĐẶC TRƯNG DÒNG CHẢY LỚN NHẤT	82
7.2. CÁC YẾU TỐ ẢNH HƯỞNG TỚI DÒNG CHẢY LỚN NHẤT	82
7.3. SỰ HÌNH THÀNH DÒNG CHẢY LŨ.....	83
7.3.1. Sự hình thành dòng chảy lũ	83
7.3.2. Công thức tính Q_{max} và sơ đồ phương pháp tính Q_{max} từ tài liệu mưa rào.....	84
7.4. MƯA RÀO VÀ PHƯƠNG PHÁP XÁC ĐỊNH.....	86
7.4.1. Mưa rào	86
7.4.2. Công thức triết giảm cường độ mưa.....	87
7.5. VẤN ĐỀ TỒN THẤT VÀ CHẢY TỤ.....	89
7.5.1. Tồn thất.....	89
7.5.2. Chảy tụ và phương pháp xác định thời gian chảy tụ.....	91
7.6. CÁC CÔNG THỨC TÍNH DÒNG CHẢY LỚN NHẤT	95
7.6.1. Công thức cường độ giới hạn	96
7.6.2. Công thức thể tích.....	98
7.6.3. Công thức triết giảm.....	100
7.7. GIẢI PHƯƠNG TRÌNH VI PHÂN DÒNG CHẢY LŨ	104
7.7.1. Giải phương trình vi phân trong lòng sông cơ sở	104
7.7.2. Tìm môđun và lưu lượng lớn nhất trên lưu vực cơ sở	105
7.7.3. Công thức khái quát dòng chảy lớn nhất trên lưu vực cơ sở.....	107
7.7.4. Giải phương trình vi phân cho hệ thống sông ngòi.....	109
7.7.5. Công thức dạng tổng quát của dòng chảy lớn nhất theo hệ thống lòng sông	112
7.7.6. Khảo sát hệ số địa lý thủy văn.....	112
7.8. TỔNG LƯỢNG LŨ VÀ QUÁ TRÌNH LŨ	114
7.8.1. Tổng lượng lũ và phương pháp xác định.....	116

7.8.2. Phương pháp xác định quá trình lũ	117
7.8.3. Thành phần và sự tổ hợp nước lũ	120
7.8.4. Mùa lũ ở Việt Nam.....	122
Chương 8. DÒNG CHẢY BÉ NHẤT	126
8.1. TÍNH TOÁN DÒNG CHẢY BÉ NHẤT KHI CÓ SỐ LIỆU QUAN TRẮC	126
8.2. TÍNH TOÁN DÒNG CHẢY BÉ NHẤT KHI KHÔNG CÓ TÀI LIỆU QUAN TRẮC.....	127
8.3. TÌNH HÌNH DÒNG CHẢY KIẾT Ở VIỆT NAM	128
8.3.1. Các thời kỳ dòng chảy kiệt.....	128
8.3.2. Nước trong mùa khô và các vấn đề về nước.....	128
Chương 9. DÒNG CHẢY RẮN.....	130
9.1. CÁC YẾU TỐ HÌNH THÀNH DÒNG CHẢY RẮN	131
9.2. TÍNH TOÁN DÒNG CHẢY PHỤ SA	131
9.3. TÍNH TOÁN LẮNG ĐỘNG HỒ CHỨA	133
9.4. LŨ BÙN ĐÁ	133
Chương 10. MÔ HÌNH HOÁ TOÁN HỌC DÒNG CHẢY	135
10.1. PHÂN LOẠI MÔ HÌNH DÒNG CHẢY	135
10.1.1. Mô hình ngẫu nhiên.....	135
10.1.2. Mô hình tất định.....	136
10.1.3. Mô hình động lực - ngẫu nhiên.....	138
10.2. NHỮNG NGUYÊN LÝ CHUNG TRONG VIỆC XÂY DỰNG MÔ HÌNH " HỘP ĐEN" - LỚP MÔ HÌNH TUYẾN TÍNH DỪNG.....	139
10.2.1. Một số cấu trúc mô hình tuyến tính cơ bản	140
10.3. GIỚI THIỆU CÁC MÔ HÌNH HỘP ĐEN TRONG TÍNH TOÁN THỦY VĂN.....	145
10.3.1. Mô hình Kalinhin - Miuliakóp - Nash.....	145
10.3.2. Đường lưu lượng đơn vị	146
10.4. NGUYÊN LÝ XÂY DỰNG MÔ HÌNH "QUAN NIỆM" DÒNG CHẢY	147
10.4.1. Xây dựng cấu trúc mô hình.....	147
10.4.2. Xác định thông số mô hình	148
10.5. GIỚI THIỆU MÔ HÌNH QUAN NIỆM	150
10.5.1. Mô hình TANK.....	150
10.5.2. Mô hình SSARR.....	159
10.6. MÔ HÌNH DIỄN TOÁN CHÂU THỔ	163
10.7.2. Mô hình hoá chuỗi dòng chảy năm.....	167
10.7.3. Xét phân bố dòng chảy trong năm.....	168
10.9. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ỨNG DỤNG MÔ HÌNH TOÁN THỦY VĂN Ở VIỆT NAM.....	171
Chương 11. QUẢN LÝ CHẤT LƯỢNG VÀ BẢO VỆ MÔI TRƯỜNG NƯỚC	172
11.1. NGUỒN NƯỚC VÀ MÔI TRƯỜNG.....	172
11.1.1. Nguồn nước trên Trái Đất	172
11.1.2. Sử dụng nguồn nước mặt, nước ngầm	173
11.1.3. Ảnh hưởng của môi trường đối với chất lượng nước sông, vấn đề ô nhiễm nước hiện nay.....	175
11.1.4. Ảnh hưởng của các công trình thủy lợi, đập nước đến môi trường.....	176

11.2. KIẾN THỨC CƠ SỞ ĐỂ ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC	176
11.2.1. Những thông số vật lý, hoá học, sinh học của chất lượng nước.....	176
11.2.2. Nhu cầu oxy sinh học BOD.....	177
11.2.3. COD, TOD, TOC	179
11.3. THÀNH PHẦN VÀ NGUỒN GỐC NƯỚC THẢI.....	179
11.3.1. Nước thải sinh hoạt.....	179
11.3.2. Nước thải công nghiệp.....	180
11.3.3. Nước thải từ nông nghiệp, chăn nuôi	180
11.4. CHẤT LƯỢNG NƯỚC DÙNG VÀ TIÊU CHUẨN CHẤT LƯỢNG NƯỚC	180
11.4.1. Chất lượng nước dùng	180
11.4.2. Tiêu chuẩn chất lượng nước	181
11.5. PHÂN TÍCH NHỮNG ẢNH HƯỞNG Ô NHIỄM TRONG TỰ NHIÊN	182
11.5.1. Số biến đổi và ôxy hòa tan trong khu vực ô nhiễm	182
11.5.2. Nguồn cung cấp và tiêu thụ ôxy trong nước	182
11.5.3. Mô hình tính toán sự biến đổi BOD - Ôxy hòa tan theo chiều dòng chảy.....	184
TÀI LIỆU THAM KHẢO	187
HYDROLOGICAL CALCULATION	187

LỜI TỰA

Giáo trình "Tinh toán thủy văn" được biên soạn cho sinh viên ngành Thủy văn lục địa, trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội. Giáo trình còn được dùng như tài liệu tham khảo cho các nhà thủy văn trong nghiên cứu, thiết kế và quản lý tài nguyên môi trường nước.

Trong 11 chương, giáo trình đề cập tới các vấn đề phân tích, tính toán các quá trình và hiện tượng dòng chảy trên lưu vực sông ngòi. Cơ sở lý luận và cấu trúc giáo trình dựa trên cuốn "Tinh toán thủy văn" của nhà bác học Xô-Viết I. Ph. Goroskov (1979) và tác phẩm cùng tên của các tác giả trường Đại học Thủy lợi (1985), có bổ sung thêm một số kiến thức mới trong lĩnh vực mô hình toán và thủy văn hiện đại. Chúng tôi xin phép các tác giả cho sử dụng các tài liệu trên trong giáo trình này. Giáo trình được biên soạn trên kinh nghiệm thực tiễn một số năm giảng dạy tại Bộ môn Thủy văn lục địa, Khoa Khí tượng Thủy văn và Hải dương học, Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội. Cuốn sách đã cố gắng cập nhật một số thành tựu về nghiên cứu thủy văn trong nước.

Tác giả xin cảm ơn TS. Lương Tuấn Anh, PGS.TS. Nguyễn Văn Tuấn đã có nhiều ý kiến đóng góp nhằm hoàn thiện cuốn sách này. Chắc chắn giáo trình vẫn còn rất nhiều khiếm khuyết, tác giả mong nhận được sự đóng góp, bổ sung của các chuyên gia, các bạn đồng nghiệp để lần xuất bản sau được hoàn thiện hơn.

Tác giả

Chương 1

NỘI DUNG VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU TÍNH TOÁN THỦY VĂN

1.1. NỘI DUNG NGHIÊN CỨU

Tính toán thủy văn là một phần quan trọng của thủy văn học liên quan chặt chẽ với những nhu cầu thực tế của nền kinh tế quốc dân nhằm giải quyết các vấn đề điều hòa và phân phối tài nguyên nước. Tính toán thủy văn làm nhiệm vụ cầu nối giữa các nghiên cứu lý thuyết trong lĩnh vực thủy văn và các vấn đề thực tiễn sử dụng tài nguyên nước. Có thể nói tính toán thủy văn là phần chính trong thủy văn thực hành.

Chính nội dung trên đã xác định mục đích nghiên cứu và vị trí của Tính toán thủy văn đối với các chuyên đề nghiên cứu tiếp theo của thủy văn học như: Dự báo thủy văn, Tính toán thủy lợi và Động lực học dòng sông- những hướng nghiên cứu cơ bản nhất của thủy văn học. Trong giáo trình này xem xét các vấn đề về sự hình thành, các qui luật phân bố và phát triển của các đặc trưng dòng chảy và các phương pháp định lượng chúng.

Nội dung chính của giáo trình tập trung chủ yếu vào việc phân tích các đặc trưng của dòng chảy, nghiên cứu các ảnh hưởng của các điều kiện khí tượng, mặt đệm tới các đặc trưng đó và các nguyên lý khái quát địa lý cũng như sự thay đổi theo thời gian, không gian của chính dòng chảy và các tham số thống kê của nó. Tóm lại nó đảm bảo cho khả năng tính toán dòng chảy ở các lưu vực đã hoặc thậm chí còn chưa được nghiên cứu.

Nước là một dạng tài nguyên quý báu không gì có thể thay thế được, là một thành phần không thể tách rời của môi trường sống, là lợi ích, là hiểm họa không lường đối với nhân loại. Chính vì vậy, Thủy văn học là một ngành khoa học xác định vai trò của nước trong thiên nhiên và trong sự phát triển kinh tế - xã hội của đất nước.

Nước là tài nguyên có thể tự tái tạo nên mang ý nghĩa đặc biệt đối với sự phát triển của nhân loại.

Để sử dụng các tính toán thủy văn cần làm rõ nhu cầu sử dụng thông tin về các đặc trưng và tham số dòng chảy của các ngành kinh tế quốc dân khác nhau.

Khi thiết kế các trạm thủy điện nhất thiết phải có các thông tin về dòng chảy trung bình nhiều năm, dòng chảy các năm nhiều nước và ít nước, phân bố dòng chảy theo mùa và theo tháng. Theo các thông tin đó có thể xác định công suất thiết kế của nhà máy thủy điện và khả năng sản xuất điện trong từng năm. Khi làm đập, hồ chứa cần có những thông tin về lưu lượng cực đại và tần suất lặp lại của nó.

Để đảm bảo cung cấp nước cho công nghiệp và sinh hoạt thì trước hết phải nắm vững các thông tin về dòng chảy cực tiểu và các năm nước bé, nước trung bình.

Để xây dựng hồ chứa phục vụ cho công tác thủy nông cần các số liệu tin cậy về dòng chảy trung bình nhiều năm, giá trị tổng lượng và lưu lượng nước cực đại mùa lũ, đặc biệt là sự phân phối dòng chảy trong năm cũng như lượng dòng chảy mùa kiệt.

Đối với giao thông vận tải khi thiết kế cầu, cống qua sông cần có mực nước lớn nhất. Để đảm bảo cho tàu thuyền đi lại cần biết rõ mực nước thấp nhất.

Để qui hoạch kinh tế các lãnh thổ cần có số liệu về vùng ngập lụt và khả năng xói lở hai bờ sông.

Sự cần thiết đảm bảo yêu cầu khác nhau trong lĩnh vực xây dựng bởi các đặc trưng muôn hình muôn vẻ của dòng chảy chính là nội dung cơ bản của Tính toán thủy văn.

1.2. LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN TÍNH TOÁN THỦY VĂN

1.2.1. Các công trình nghiên cứu

Cũng như bất kỳ một môn khoa học nào, khoa học thủy văn đã trải qua nhiều giai đoạn phát triển: từ đơn sơ đến hoàn chỉnh trong các công trình nghiên cứu lý thuyết, từ đơn giản đến phức tạp trong kỹ thuật đo đạc, thu thập thông tin, phương tiện tính toán. Việc xem xét một cách có hệ thống những giai đoạn phát triển của khoa học thủy văn có một ý nghĩa nhất định trong việc đưa ra những nghiên cứu mới, phù hợp với quy luật phát triển khách quan, giúp ta xác định chiến lược phát triển của ngành và trước mắt là chọn các đề tài nghiên cứu trong thế kỷ XXI.

Lịch sử phát triển thủy văn đã được thể hiện qua nhiều công trình nghiên cứu của các tác giả. Các công trình đó đề cập đến những vấn đề sau:

Khoảng từ năm 3500 đến 3000 (trước Công nguyên) sự uy hiếp thường xuyên của sông Nin đã khiến cho các Pharaông (các vua Ai Cập thời cổ đại) phải ra lệnh thường xuyên theo dõi mực nước sông Nin qua các thiết bị đo đạc được gọi là các nilomet.

Khoảng từ năm 450 đến 350 (trước Công nguyên) Plato và Aristotle nêu lên những nguyên lý cơ bản về tuần hoàn thủy văn. Những quan sát đầu tiên của Hy Lạp ra đời.

Khoảng từ năm 64 đến 150 (sau Công nguyên) hoàng đế La Mã Nêrô nêu ra nguyên lý tính toán lưu lượng nước bằng tích số của diện tích mặt cắt ngang và tốc độ chảy ($Q = F.v$). Việc đo đạc mưa được tiến hành ở Palestin.

Từ năm 1452 đến 1519, Leonard de Vinci tiến hành đo đạc dòng chảy bằng phao nổi.

Từ năm 1510 đến 1590 Palisay củng cố lý thuyết của Plato và Aristotle về tuần hoàn thủy văn bằng khái niệm mới.

Từ 1610 - 1687 phải kể đến các công trình:

1610: Santoriô đề xuất dụng cụ đo tốc độ nước. 1614: bảng Logarit của Napror ra đời. 1642: Pascal đặt cơ sở đầu tiên cho việc tính toán bằng máy. 1663: Wren xây dựng trạm tự ghi mực nước đầu tiên.

1738: Bernoulli phát triển mối quan hệ giữa tốc độ và áp suất trong dòng chảy.

1769: Herberden phát hiện sự biến đổi của mùa mưa theo độ cao.

1775: Chezy nêu ra công thức dòng chảy trong kênh hở.

1797: Venturi nêu ra công thức tính dòng chảy trong ống khi có hình dạng co hẹp lại.

Thế kỷ XIX:

1802: Dalton phát hiện mối quan hệ giữa bốc hơi và áp suất hơi.

1851: Muvaney nêu ra khái niệm thời gian tập trung dòng chảy và dẫn ra công thức tỷ lệ nổi tiếng $Q = CIF$.

1856: Darey với lý thuyết về dòng chảy ngầm.

1885: Maning với công thức dòng chảy Chezy - Manning.

Từ 1865-1876 ở Nga I.S. Lêliasky đưa ra lý thuyết về sự chuyển động của nước trong dòng sông và sự hình thành sông ngòi (1893); V.M.Lochin đưa ra lý thuyết " Cơ cấu dòng sông " (1897).

Từ 1878 đến 1908 E. Vopakep phân tích dao động của dòng chảy trong nhiều năm, phát hiện tính đồng bộ của dòng chảy và mưa đã khẳng định sự đúng đắn ý kiến của Vaiaykôp: "Sông ngòi là sản phẩm của khí hậu".

Vào cuối thế kỷ XIX công trình nghiên cứu của Pencơ về chế độ mưa dòng sông Đanyp. Trong đó Pencơ lần đầu tiên đã dùng phương trình cân bằng nước để khảo sát bốc hơi từ mặt lưu vực. Ở Mỹ, Niuenlơ lần đầu tiên xây dựng bản đồ đẳng trị dòng chảy năm.

Thế kỷ XX (cho tới khi mô hình SSARR ra đời) thủy văn học phát triển rất mạnh mẽ.

1914: Hazen đưa ra khái niệm đầu tiên về thủy văn ngẫu nhiên đặt nền móng tổng quát cho Tính toán thủy văn.

1919: Viện Thủy văn Quốc gia Liên Xô được thành lập đã điều hành thống nhất toàn bộ công tác nghiên cứu thủy văn sông ngòi ở Liên Xô cũ.

1924: Poster sử dụng đường tần suất trong tính toán thiết kế.

1929: Polter thực hiện những cố gắng đầu tiên để mô tả quá trình dòng chảy theo hướng nhất định.

1930: Bush xây dựng máy tính tương tự đầu tiên dùng trong thủy văn.

1932: Sherman đề xuất khái niệm đường đơn vị.

1930: S.N. Kriski -M.F.Menken đề ra phương pháp thống kê đầu tiên dùng trong tính toán dòng chảy sông và D.L.Xôkolopski đề nghị dùng phương pháp thống kê xác suất vào việc nghiên cứu biến động dòng chảy năm. Về sau G.A. Alecxayep, G.G. Svannitze tiếp tục phát triển thủy văn ngẫu nhiên ở Liên Xô cũ.

1933: Horton đưa ra lý thuyết thấm.

1935: Mocarthy đưa ra phương pháp diễn toán Muskingum.

1942: Geumbel đề ra lý thuyết giá trị cực trị dùng trong thủy văn.

1943: Máy tính thế hệ I ra đời được dùng trong tính toán thủy văn.

1945: S.N.Kriski-M.F.Menken đề ra phương pháp K.M dùng trong tính toán điều tiết hồ chứa thứ hai.

1948: Linsley sử dụng phương pháp tương tự điện trong tính toán lũ.

1949: Máy tính thế hệ II ra đời được dùng trong thủy văn.

1950: Sugawara đề xuất mô hình đầu tiên về pha mặt đất của tuần hoàn thủy văn.

1951: Kohler, Lunsley sử dụng kỹ thuật tương quan hợp trục.

1955: Lighthile và Whihfam đưa ra lý thuyết về sóng động lực.

1956: Suganawa đưa ra mô hình Tank - là mô hình được dùng nhiều trên thế giới.

1956: Sử dụng phương pháp phân tích hệ thống tài nguyên nước qua chương trình tài nguyên nước Stanford. Máy tính thế hệ III ra đời được dùng trong thủy văn.

1957: Nash đề xuất khái niệm đường đơn vị tức thời.

1958: Mô hình SSARR ra đời.

Trong những năm tiếp theo phương hướng toán thủy văn phát triển mạnh mẽ, chỉ riêng trong lĩnh vực mô hình tắt định có thể kể ra hàng loạt mô hình nổi tiếng:

1959- 1960: Mô hình Stanford.

1968: Mô hình Kutchment và mô hình Hyrenn.

1970: Box và Jenkins đưa ra mô hình Arima.

Từ 1971 -1990 hướng thủy văn tính toán đã phát triển rất mạnh mẽ và đa dạng.

Từ 1990 -nay thủy văn học hiện đại đòi hỏi sự kết hợp của nhiều lĩnh vực các khoa học Trái Đất, đặc biệt là hệ thống thông tin địa lý.

1.2.2. Tổng hợp, phân chia các giai đoạn phát triển thủy văn

Điểm lại những sự kiện lịch sử trong quá trình phát triển thủy văn, kết hợp với sự phân tích điều kiện phát triển kinh tế - xã hội trong từng giai đoạn có thể cho phép ta tạm thời phân định ra 3 thời kỳ phát triển của khoa học thủy văn. Mỗi thời kỳ có những đối tượng nghiên cứu riêng, mang sắc thái riêng trong nội dung nghiên cứu cũng như trong phương pháp luận. Những thời kỳ đó là:

1. *Thời kỳ thủy văn địa lý*: Đối tượng nghiên cứu của thời kỳ này là mô tả thủy vực địa lý riêng rẽ. Thủy văn mang sắc thái khoa học tự nhiên đơn thuần với nội dung nghiên cứu chủ yếu là giải quyết hiện tượng thủy văn, tính toán thành phần của cân cân nước cũng như tuần hoàn thủy văn, phân vùng, phân khu xây dựng các bản đồ đẳng trị thủy văn. Về phương pháp phân tích vi mô thường áp dụng các phương pháp thực nghiệm.

2. *Thời kỳ thủy văn kỹ thuật (hay thủy văn ứng dụng)*: Đối tượng nghiên cứu của thời kỳ này là xem mối quan hệ giữa input và output trong hệ thống (theo khái niệm đưa ra của Dooge). Ở thời kỳ này thủy văn không chỉ mang sắc thái khoa học-tự nhiên đơn thuần mà còn kết hợp giữa khoa học tự nhiên và khoa học kỹ thuật. Nội dung chủ yếu là phân tích, tính toán mối quan hệ giữa input và output (như mưa - dòng chảy), sử dụng phương pháp phân khu hoặc đẳng trị đối với các thành phần thủy văn, phân tích thông số của các công thức tính toán. Về phương diện nghiên cứu đã chuyển sang phân tích chi tiết (hay phân tích thành phần). Phương pháp đo đạc thu thập số liệu được phát triển thông qua lưới điểm quan trắc trên phạm vi lớn.

3. *Thời kỳ thủy văn tài nguyên nước*: Đây là giai đoạn phát triển hiện nay của thủy văn. Đặc điểm chủ yếu của giai đoạn này là sự can thiệp mạnh mẽ của con người vào quá trình thủy văn. Do đó đối tượng nghiên cứu chủ yếu xem xét mối quan hệ giữa cung và cầu về nước trong hệ thống.

Do sự tác động của con người đã trở thành nhân tố đáng kể nên thủy văn mang sắc thái hỗn hợp của khoa học tự nhiên, khoa học kỹ thuật và khoa học xã hội. Nội dung nghiên cứu chủ yếu là đánh giá, phân tích dự báo những biến đổi do tác động của con người. Về phương diện nghiên cứu, chủ yếu là phân tích hệ thống. Phương pháp đo đạc thu thập số liệu chủ yếu là đo đạc tự động.

Có thể nêu lên một số chủ đề nghiên cứu chính của thủy văn trong giai đoạn này là:

- Phân tích hệ thống tài nguyên nước.
- Mô hình hoá thủy văn, đặc biệt là mô hình phân bố.
- Thủy văn trong các môi trường đặc thù: đô thị, rừng, kho nước, các vùng canh tác công nghiệp, thủy văn vùng giáp ranh triều mặn...

Trong tương lai, thủy văn trong môi trường đặc thù sẽ đóng một vai trò quan trọng có thể tạo ra một giai đoạn phát triển mới của thủy văn. Đây là một điểm đáng chú ý đối với chúng ta. Ở Việt Nam các vấn đề về thủy văn đô thị, thủy văn rừng... còn ít được chú ý. Trong khi đó lĩnh vực này thế giới đã nghiên cứu hoàn thiện. Nên chăng đối với nước ta, hướng phát triển của thủy văn thế kỷ XXI sẽ theo hướng "hoạt động thủy văn đi vào chuyên ngành bám sát thực tiễn ở mỗi vùng có đặc thù riêng, theo yêu cầu của sản xuất nông lâm nghiệp, khai thác thủy điện, giao thông xây dựng".

Ngoài phân chia lịch sử phát triển của thủy văn qua 3 giai đoạn trên Ventechen còn chia lịch sử phát triển ra làm 8 giai đoạn:

- | | |
|---------------------------------|--------------|
| 1. Giai đoạn suy đoán trước năm | 1400. |
| 2. Giai đoạn quan sát | 1400 - 1600. |
| 3. Giai đoạn đo đạc đơn giản | 1600 - 1700. |
| 4. Giai đoạn thực nghiệm | 1700 - 1800. |

5. Giai đoạn đổi mới đáng kể	1800 - 1900.
6. Giai đoạn chủ nghĩa thực nghiệm	1900 - 1930.
7. Giai đoạn phân tích quan hệ nhân quả	1930 - 1950.
8. Giai đoạn lý thuyết hoá mô hình thủy văn, thủy văn hệ thống	1950-đến nay.

1.2.3. Lịch sử phát triển thủy văn ở Việt Nam

Ở nước ta thủy văn cũng có lịch sử phát triển khá lâu. Từ thời cổ xưa tổ tiên ta đã chú ý quan sát các hiện tượng tự nhiên, thu thập một số kiến thức thủy văn để ứng dụng trực tiếp trong sản xuất hàng ngày. 3000 năm trước Công nguyên, từ đời Lã Vọng ở vùng duyên hải đã có “Bài ca con nước”; tuy chưa được chính xác và tỷ mỉ nhưng có tác dụng đối với sản xuất khi chưa có lịch thủy triều. Khoảng 2000 năm trước thời Giao Chỉ, nhân dân ta đã biết lợi dụng thủy triều để lấy nước ngọt tưới ruộng. Vào khoảng thế kỷ XIX dưới triều Tự Đức, Nguyễn Công Trứ đã lợi dụng nước thủy triều lên xuống để động viên nhân dân đào vét mương ngòi, quai đê lấn biển biến cả một vùng bãi biển Phát Diệm hoang vu thành đồng ruộng phì nhiêu bát ngát. Trong lĩnh vực quân sự, cha ông ta đã biết lợi dụng kiến thức thủy văn một cách tài tình để đánh tan quân xâm lược. Năm 43 trước Công nguyên, nhân dân ta đã biết quan sát mực nước sông Hồng để xây dựng đê sông Hồng để bảo vệ cho đồng bằng Bắc Bộ phì nhiêu và cố đô Thăng Long.

Cuối thế kỷ XIX với mục đích khai thác thuộc địa, thực dân Pháp đã đặt một số trạm thủy văn trên sông Hồng, sông Đà, sông Lô và ở vùng dân cư trù phú, đất đai phì nhiêu như các trạm ven sông Đuống, sông Luộc.... Số trạm quan trắc thưa thớt, quy phạm đo đạc không rõ ràng nên số liệu có độ chính xác không cao. Thực tế công tác thủy văn nước ta chỉ được bắt đầu sau hòa bình lập lại năm 1954. Chúng ta bắt tay vào công cuộc khôi phục kinh tế và bước đầu xây dựng cơ sở vật chất cho chủ nghĩa xã hội. Do nước ta là một nước nông nghiệp nên công tác thủy lợi được đặt lên hàng đầu với hai nhiệm vụ chính là chống hạn hán và chống lũ lụt.

Trong Nghị quyết Bộ Chính trị Trung ương Đảng tháng XII năm 1958 nêu rõ: Việc trị thủy ở các dòng sông lớn là nhiệm vụ quan trọng của ngành thủy lợi. Chúng ta phải từng bước tiến hành trị thủy tận gốc, khai thác các con sông lớn như sông Hồng, sông Thái Bình, sông Mê Kông.... Trước hết phải tập trung lực lượng nghiên cứu trị thủy sông Hồng, vì lũ sông Hồng uy hiếp nghiêm trọng đồng bằng Bắc Bộ phì nhiêu rộng lớn.

Để phục vụ cho nhiệm vụ quan trọng trên đây ta bắt đầu khôi phục các trạm đo đạc cũ và tiến hành quy hoạch lưới trạm cơ bản trên miền Bắc. Ủy ban khai thác và trị thủy sông Hồng được thành lập. Năm 1960 Cục Thủy văn được thành lập. Đến nay, trên lãnh thổ nước ta có 106 con sông chính và 1360 phụ lưu cấp I đến cấp VI, trên đó có 203 trạm đo đạc thủy văn.

Về đội ngũ cán bộ, ta có một đội ngũ mạnh có khả năng đảm bảo giải quyết những vấn đề thủy văn, thủy lợi, điều tra cơ bản đề ra. Nhiều công trình và thành tựu khoa học của lĩnh vực thủy văn học đã được công bố. Tạp chí Khoa học Khí tượng Thủy văn, Tạp chí Khoa học Thủy lợi ra đời.

1.3. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

Khi nghiên cứu chế độ và tính toán các đặc trưng dòng chảy, sử dụng các phương pháp như sau:

1.3.1. Phương pháp khảo sát trạm đo

Khi mạng lưới quan trắc thủy văn dày đặc với chuỗi quan trắc đủ dài, có khả năng bao quát toàn bộ lưu vực nghiên cứu. Phương pháp này được sử dụng rộng rãi tại nhiều nước trên các lãnh thổ nhỏ. Thực

chất của phương pháp này là phương pháp trung bình số học, hoặc hơn nữa là phương pháp trung bình có trọng số.

1.3.2. Phương pháp khái quát

Dùng các số liệu thu thập qua mạng lưới quan trắc khí tượng thủy văn để xác định qui luật hình thành dòng chảy, sự phân bố của các đặc trưng dòng chảy theo lãnh thổ và sự biến thiên của chúng theo thời gian. Điều này đạt được nhờ sự phân tích bản chất vật lý, địa lý của hiện tượng hay quá trình đang xét từ nhóm các yếu tố ảnh hưởng đến sự hình thành và phát triển dòng chảy cũng như các đặc trưng của nó. Cũng có thể tổng hợp dòng chảy từ việc nghiên cứu các thành phần cấu thành dòng chảy riêng rẽ.

1.3.3. Phương pháp mô hình hoá toán học và thực nghiệm

Khi phân tích số liệu thực nghiệm theo từng phương pháp thường sử dụng rất rộng rãi các phương pháp thống kê toán học và lý thuyết xác suất.

Phụ thuộc vào trạng thái nghiên cứu hiện tượng và yêu cầu bài toán, phương pháp khái quát khoa học thủy văn có thể chia ra: 1) phương pháp hệ số tổng cộng; 2) phương pháp bản đồ và nội suy địa lý; 3) phương pháp tương tự thủy văn.

Phương pháp hệ số tổng cộng là việc phân tách 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 bằng việc phân tích bóc dần các thành phần được xác định trong mối quan hệ toán - lý, từ bản chất tác động của một số yếu tố chủ đạo để đưa ra công thức tính toán chung.

Cơ sở của phương pháp này là dựa trên việc 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 thể có mối liên hệ từ công thức:

$$y = \frac{A}{(F + 1)^n}. \quad (1.1)$$

Trong (1.1) A - Hệ số địa lý tổng cộng các yếu tố hình thành và tác động đến dòng chảy. Nếu có tài liệu quan trắc y thì có thể xác định A bằng cách:

Từ (1.1) logarit hoá hai vế ta có:

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

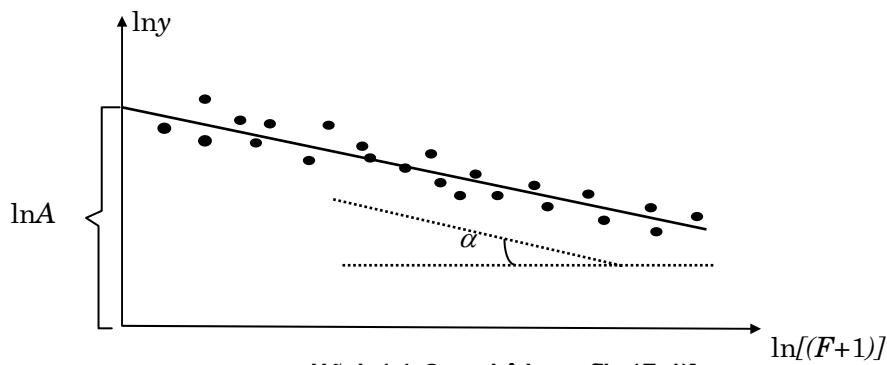
Từ (1.1) theo số liệu dựng quan hệ $\ln y = f[\ln (F + 1)]$.

Từ giá trị $\ln A$ trên H.1.1 xác định A , $n = \operatorname{tg} \alpha$, thay vào công thức (1.1) ta có công thức kinh nghiệm xác định y với tham số A .

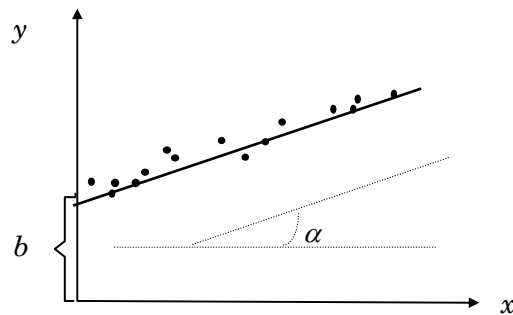
Cũng từ ví dụ trên nếu ta muốn xác định lớp dòng chảy y từ số liệu mưa x thì công thức sử dụng có dạng:

$$y = A_1 x + b \quad (1.2)$$

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.



Hỡnh 1.1. Quan hệ $\ln y = f[\ln (F+1)]$



Hỡnh 1.2. 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 việc phân tích bản chất hiện tượng hay quá trình của các yếu tố ảnh hưởng.

Phương pháp bản đồ và nội suy địa lý 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 qui luật địa đới.

Nội dung của phương pháp như sau:

Theo sơ đồ trên H.1.3, 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 B_y . Theo phương pháp nội suy tuyến tính địa lý ta có:

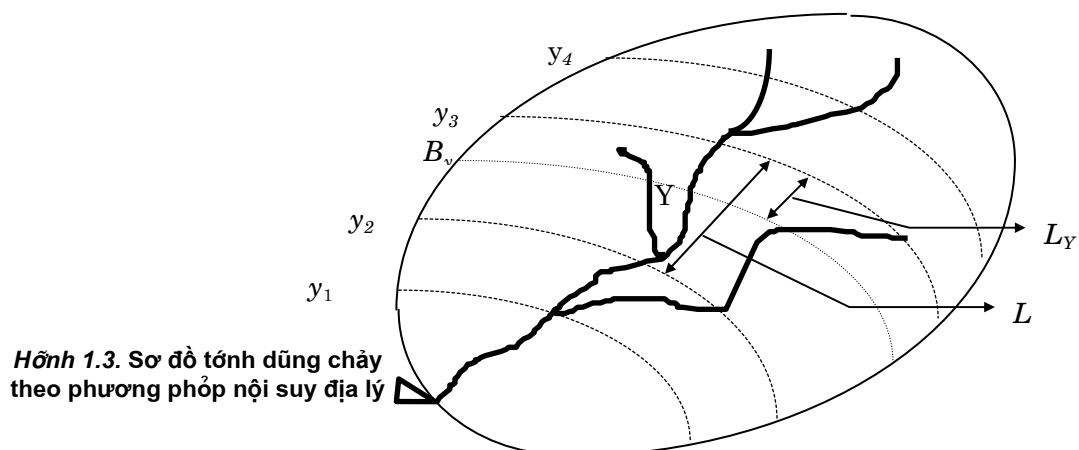
$$\frac{y_3 - y_2}{L} = \frac{y_3 - y}{L_y} \quad (1.3)$$

Biến đổi công thức (1.3) ta nhận được:

$$y = y_3 - \frac{(y_3 - y_2)L_y}{L} \quad (1.4)$$

Các giá trị về phải của (1.4) đã được xác định do đó y tính được dễ dàng.

Phương pháp tương tự thủy văn 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 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 số hiệu chỉnh. Phương pháp này rất hay dùng khi kéo dài các chuỗi số liệu. Cụ thể nội dung phương pháp sẽ được trình bày trong chương 4.



1.3.4. Phương pháp thống kê

Các phương pháp thống kê tham gia vào các bài toán tính toán thủy văn trong rất nhiều ứng dụng cụ thể. Hầu như toán thống kê có mặt trong mọi lĩnh vực tính toán và đặc biệt đóng vai trò quan trọng trong khâu xử lý số liệu - dữ kiện thông tin đầu vào quan trọng nhất của bài toán tính toán thủy văn bằng một phương pháp bất kỳ nào. Vì tầm quan trọng của nó như vậy nên đã tách riêng ra một môn học chuyên đề "Xác suất thống kê trong thủy văn" và trong giáo trình này không có ý nhắc lại, nhưng trong từng bài toán cụ thể mà các chương sau chúng ta xem xét cũng sẽ gặp các phép toán thống kê trong lời giải.

Bài toán thống kê thường gặp trong tính toán thủy văn là kiểm tra tính đồng nhất, tính phù hợp của số liệu qua việc lựa chọn các chỉ tiêu trên cơ sở phân tích ý nghĩa vật lý của hiện tượng; dạng đường cong phân bố của chuỗi và các tham số đặc trưng của nó; các hàm sử dụng để mô tả các giai đoạn của quá trình dòng chảy: hàm tương quan, hàm cấu trúc, hàm phổ; hàm phân tích nhân tố v.v.. Ngay cả khi sử dụng các mô hình thì việc xác định các tham số, các thành phần cũng thường xuyên áp dụng các lời giải từ phép toán lý thuyết xác suất thống kê. Phương pháp thống kê được sử dụng rất rộng rãi trong thủy văn học, nói chung và trong tính toán thủy văn, nói riêng.

Ngoài ra còn dùng các phương pháp cân bằng nước, cân bằng nhiệt v.v.. dựa trên nguyên tắc của định luật bảo toàn vật chất và năng lượng mà ta sẽ trực tiếp khảo sát ở chương 3.

Chương 2 SỰ HÌNH THÀNH DÒNG CHẢY

2.1. KHÁI NIỆM VỀ CHẾ ĐỘ NƯỚC LỤC ĐỊA

Toàn bộ những đặc điểm về sự thay đổi trạng thái nước theo thời gian tập hợp lại thành khái niệm về chế độ nước hay chế độ thủy văn. Chế độ thủy văn biểu hiện trong sự dao động trong thời hạn nhiều năm, mùa và trong ngày đêm của các đặc trưng:

- 1) Mức nước (chế độ mực nước);
- 2) Lượng nước (chế độ dòng chảy);
- 3) Nhiệt độ của nước (chế độ nhiệt);
- 4) Lượng nước và chất rắn do dòng nước cuốn theo (chế độ phù sa);
- 5) Thành phần và nồng độ chất hòa tan (chế độ hoá học của nước);
- 6) Sự thay đổi lòng sông (chế độ diễn biến lòng sông);
- 7) Hiện tượng băng giá (chế độ băng).

Ngoài ra còn xét chế độ sóng, chế độ lưu tốc... Những sự dao động của mực nước và lượng nước theo thời gian thường được thống nhất thành khái niệm chế độ nước.

Tuỳ theo mức độ ảnh hưởng của công trình thủy lợi người ta phân ra chế độ thủy văn đã điều tiết và chế độ thủy văn tự nhiên khi công trình có ảnh hưởng. Tuỳ theo loại đối tượng nước người ta phân biệt chế độ nước sông, chế độ nước hồ, chế độ nước ngầm, chế độ nước đầm lầy.

Dòng chảy sông ngòi có ý nghĩa rất lớn đối với thực tế cuộc sống. Từ các đặc trưng của chế độ thủy văn suy ra mức độ tưới tiêu của đồng ruộng, trữ lượng tài nguyên nước và qui mô của nhà máy thủy điện, của hệ thống đường giao thông thủy v.v..

2.2. ĐƠN VỊ ĐO DÒNG CHẢY

Trong tính toán thủy văn, để nghiên cứu dòng chảy người ta thường dùng 7 đơn vị đo đặc cơ bản được quy định trong nghiên cứu dòng chảy sông ngòi như sau:

1. Lưu lượng nước: Ký hiệu là Q là lượng nước chảy qua một mặt cắt của một con sông nào đó trong đơn vị thời gian là 1 giây. Đơn vị lưu lượng (m^3/s). Ngoài lưu lượng tức thời trên ta còn dùng lưu lượng bình quân ngày, 10 ngày, tháng, năm và nhiều năm...

2. Tổng lượng dòng chảy: Ký hiệu là $W(m^3)$ là lượng nước đi qua một mặt cắt nào đó trong thời đoạn ΔT đơn vị là m^3 hay km^3 .

Quan hệ giữa tổng lượng W và lưu lượng Q là:

$$W = \int_{t_1}^{t_2} Q dt \quad (2.1)$$

3. Môđun dòng chảy: Ký hiệu là q , hoặc M là lượng nước có khả năng sinh sản ra trên một đơn vị diện tích lưu vực là $1 km^2$ trong một đơn vị thời gian. Đơn vị của nó là m^3/skm^2 hay l/skm^2 .

Giữa môđun lưu lượng q (hoặc M) và lưu lượng Q có quan hệ như sau:

$$q(l/s.km^2) = \frac{1000.Q(m^3/s)}{F(km^2)} \quad (2.2)$$

Trong đó Q - lưu lượng nước, F - diện tích lưu vực tới mặt cắt khống chế. Cũng như lưu lượng, môđun cũng có thể là mô đun tức thời và mô đun trung bình thời đoạn.

4. Lớp dòng chảy: Ký hiệu là y là chiều cao của lớp nước có khả năng sinh sản ra được trong khi mưa trải đều ra trên bề mặt diện tích lưu vực. Đơn vị của lớp dòng chảy có cùng đơn vị với mưa là (mm).

Giữa tổng lượng, mô đun dòng chảy q và lớp dòng chảy y có quan hệ với nhau:

$$y(mm) = \frac{W(m^3)}{10^3 F(km^2)} (mm) = \frac{QT}{F} = qT . \quad (2.3)$$

Trong khi tính toán thường lấy thời hạn là năm. Do đó giữa mô đun q và lớp dòng chảy y với thời hạn là năm có quan hệ như sau:

$$y(mm / n\text{ năm}) = 31,5q \quad (2.4)$$

hoặc

$$q(l / skm^2) = 0,0317y \quad (2.5)$$

Tính chất hợp lý của công thức (2.4), (2.5) có thể chứng minh như sau: nếu biểu thị chiều cao lớp dòng chảy bằng y mm/năm và diện tích lưu vực là F - km² thì tổng lượng dòng chảy từ diện tích này là W sẽ bằng:

$$W = \frac{y}{10^3} F \cdot 10^6 m^3 / \text{năm} = y \cdot F \cdot 10^3 m^3 / \text{năm} .$$

Lượng nước phải chảy trong một năm, nghĩa là trong vòng $31,5 \cdot 10^6$ giây là thời gian tính ra giây của một năm. Nếu môđun tính bằng q (l/skm²) thì ta có đẳng thức:

$$q \cdot \frac{31,5 \cdot 10^6}{10^3} F (m^3 / \text{năm}) = y \cdot F \cdot 10^3 / \text{năm} . \quad (2.6)$$

Từ đây ta nhận ra biểu thức (2.4) và (2.5) đúng cho thời đoạn tính là 1 năm. Đối với thời đoạn bất kỳ ta có:

$$y = q \cdot N \quad (2.7)$$

hoặc

$$q = \frac{y}{N} \quad (2.8)$$

ở đây N là số giây tính theo đơn vị triệu trong thời đoạn cho biết. Đối với 1 tháng 30 ngày, $N = 2,59$ và tháng 31 ngày $N = 2,68$ v.v...

5. Dòng chảy chuẩn: Ký hiệu $Q_0(m^3/s)$, và $W_0(m^3)$, $M_0(l/skm^2)$, $y_0(mm)$. Trị số dòng chảy dao động từ năm này đến năm khác. Chỉ khi thời gian tính lưu lượng trung bình đủ dài, đặc trưng dòng chảy trung bình này mới ổn định. Ta gọi nó là dòng chảy trung bình nhiều năm hoặc dòng chảy chuẩn. Dòng chảy chuẩn có thể biểu thị bằng lưu lượng $Q_0(m^3/s)$, tổng lượng $W_0(m^3/s)$, mô đun $M_0(l/skm^2)$ hoặc $y_0(mm)$.

$$Q_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \quad (2.9)$$

6. Hệ số mô đun: ký hiệu là K là một hệ số không thứ nguyên. K là tỷ số giữa lưu lượng dòng chảy của một năm nào đó so với chuẩn dòng chảy Q_0 .

$$K = \frac{Q_i}{Q_0} \quad (2.10)$$

7. Hệ số dòng chảy: ký hiệu là η là tỷ số chiều cao lớp dòng chảy y trong thời đoạn nào đó trên lượng mưa rơi tương ứng x với thời đoạn đó trên lưu vực ta xét:

$$\eta = \frac{y}{x} \quad (2.11)$$

η là một số không thứ nguyên và luôn bé hơn 1 viết theo dạng số thập phân $0 \leq \eta \leq 1$.

2.3. CÁC ĐẶC TRƯNG CỦA LƯU VỰC

2.3.1. Các đặc trưng của mạng lưới địa lý thủy văn

1. *Chiều dài sông L* là khoảng cách từ nguồn đến cửa sông được đo bằng km. Thường độ dài sông được xác định trực tiếp trên bản đồ địa hình bằng dụng cụ đo đường cong. Thông thường phải đo hai lần, nếu chênh lệch số đo không vượt quá 2% thì nhận giá trị trung bình của hai lần đo làm giá trị chiều dài sông theo công thức:

$$L = MKa$$

với M - giá trị trung bình số đo, K - hệ số hiệu chỉnh uốn khúc, a - hệ số chuyển đổi tỷ lệ bản đồ, L - chiều dài thực tế của sông.

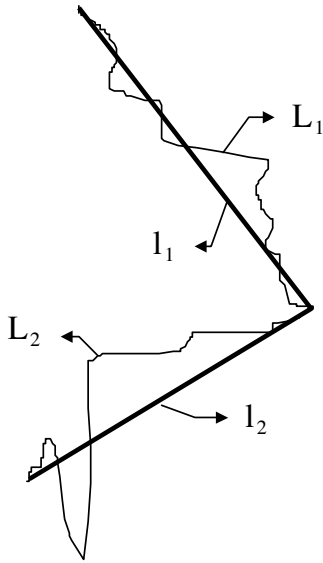
2. *Hệ số uốn khúc sông* đặc trưng cho mức độ uốn khúc (H.2.1) và được thiết lập qua tỷ số giữa độ dài sông thực tế L và đường thẳng nối giữa nguồn và cửa sông l .

3. *Mật độ mạng lưới sông* là độ dài sông trên một ki lô mét vuông của lãnh thổ. *Hệ số mật độ mạng lưới sông* được xác định theo công thức:

$$\rho = \frac{\sum l}{F} \quad (2.12)$$

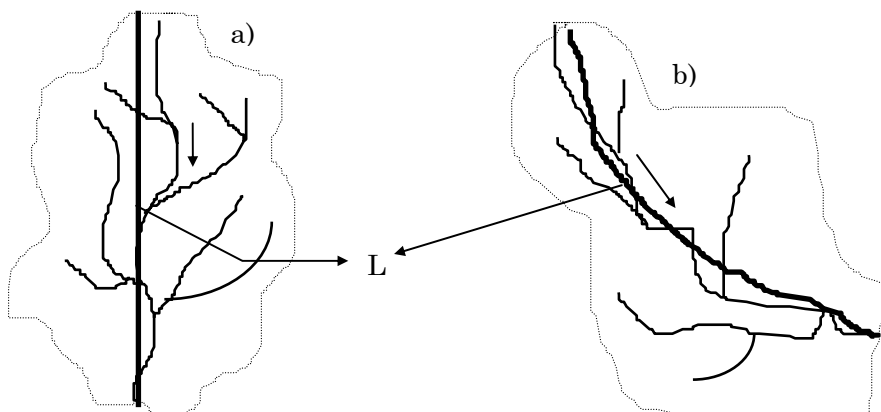
với ρ - mật độ lưới sông km/km²; $\sum l$ - tổng độ dài lòng sông trong lưu vực km; F - diện tích lưu vực km²

Hệ số mật độ lưới sông là chỉ số đặc trưng cho sự phát triển dòng chảy mặt trên lãnh thổ đang xét. Nếu xác định trên bản đồ tỷ lệ càng lớn thì độ chính xác của việc xác định hệ số mật độ lưới sông càng cao.



Hình 2.1.
Xác định hệ số uốn khúc

2.3.2. Các đặc trưng hình thái của lưu vực



Hình 2.2. Xác định độ dài lưu vực
a) theo đường thẳng; b) theo trung tuyến

1. *Diện tích lưu vực* $F(km^2)$ là một phần bề mặt trái đất kể cả chiều sâu lớp phủ thổ nhưỡng mà từ đó nước chảy vào đối tượng nghiên cứu. Diện tích lưu vực được xác định qua bản đồ địa hình tỷ lệ trung bình với máy đo diện tích hoặc phương pháp kê ô. Có thể phân biệt *diện tích lưu vực mặt* và *diện tích lưu vực ngầm*. Thông thường hai diện tích này không trùng nhau, song do sự khó xác định chính xác diện tích lưu vực ngầm nên khi tính toán thường chỉ dùng diện tích lưu vực mặt và thuật ngữ *diện tích lưu vực* là chung cho cả hai khái niệm trên.

2. *Chiều dài lưu vực* $L(km)$ là khoảng cách xác định theo đường thẳng từ cửa sông đến điểm xa nhất trên đường phân thủy so với cửa trong trường hợp hình dạng lưu vực cân đối.(H.2.2a)

Trong trường hợp lưu vực dạng hình cong, chiều dài lưu vực đo theo đường trung tuyến dẫn qua trung tâm lưu vực (H.2.2b).

3. *Độ rộng trung bình lưu vực* B_{tb} (km) xác định bằng cách chia diện tích F cho chiều dài lưu vực L :

$$B_{tb} = \frac{F}{L}. \quad (2.13)$$

4. *Độ rộng lớn nhất của lưu vực* B_{max} là khoảng cách đường vuông góc lớn nhất với độ dài lưu vực.

5. *Hệ số đối xứng lưu vực* a đặc trưng cho độ phân bố không đồng đều của diện tích phía trái (F_{tr}) và phải (F_{ph}) của lưu vực (so với dòng sông chính) và được tính toán theo công thức:

$$a = \frac{F_{tr} - F_{ph}}{(F_{tr} + F_{ph})/2}, \quad (2.14)$$

6. *Hệ số giãn lưu vực* δ đặc trưng cho tỷ số độ dài sông và độ rộng trung bình lưu vực và được xác định theo công thức:

$$\delta = \frac{L^2}{F}. \quad (2.15)$$

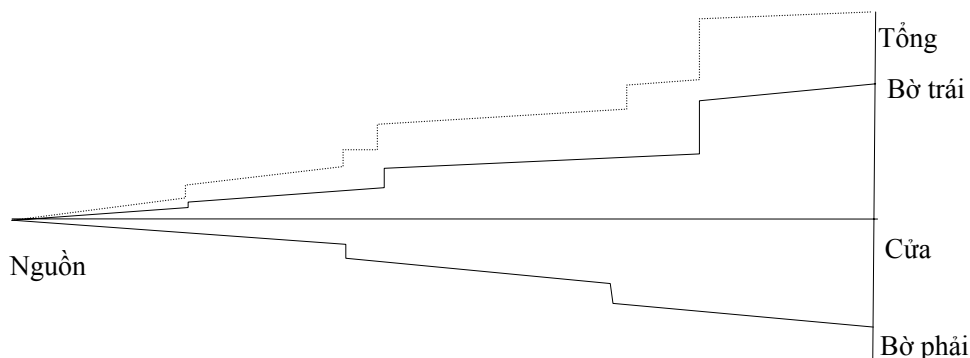
7. *Hệ số hình dạng lưu vực* là đại lượng nghịch đảo của độ giãn đặc trưng bởi tỷ số của độ rộng B và độ dài sông L hoặc là diện tích F với bình phương chiều dài:

$$\delta' = \frac{B}{L} = \frac{F}{L^2}. \quad (2.16)$$

8. *Hệ số phát triển đường phân thủy* m đặc trưng cho sự lồi lõm hình dạng lưu vực và được tính như tỷ số chiều dài đường thủy phân $S(km)$ với đường tròn S_1 có diện tích bằng diện tích lưu vực F có nghĩa là:

$$m = \frac{S}{S_1} = \frac{S}{2\sqrt{\pi F}} = 0,282 \frac{S}{\sqrt{F}} \quad (2.17)$$

$m \geq 1$, m càng lớn thì hình dạng của lưu vực càng khác xa đường tròn.



Hỡnh 2.3. Đồ thị tăng trưởng diện tích lưu vực

9. *Đồ thị tăng trưởng diện tích lưu vực* là đồ thị mô tả sự tăng dần của diện tích lưu vực từ nguồn đến cửa sông. Trục hoành là chiều dài sông từ nguồn đến cửa, trục tung là các phần diện tích giữa các phụ lưu. Những thay đổi đột ngột trên đồ thị tương ứng với diện tích các sông nhánh. Đồ thị được thực hiện cho cả bờ trái lẫn bờ phải của sông chính.(H.2.3)

2.3.3. Các yếu tố mật độ

Các yếu tố mật độ được hiểu là các thành phần của môi trường địa lý tự nhiên, đặc trưng cho tính đặc thù của lưu vực. Nó có thể là địa hình, điều kiện địa chất thổ nhưỡng, mức độ phủ rừng, độ đầm lầy v.v..

1. *Độ cao trung bình của lưu vực sông* H_{tb} được tính theo công thức:

$$H_{tb} = \frac{f_1 H_1 + f_2 H_2 + \dots + f_n H_n}{F} \quad (2.18)$$

với H_{tb} - độ cao trung bình của lưu vực. f_1, f_2, \dots, f_n - diện tích thành phần của lưu vực nằm giữa các đường đồng mức, km^2 ; H_1, H_2, \dots, H_n - độ cao trung bình giữa các đường đẳng thời, F - diện tích lưu vực.

2. *Chiều dài trung bình của sườn dốc* lưu vực sông \bar{l} (km) được xác định:

$$\bar{l} \approx \frac{F}{2L} = \frac{1}{2\rho} \quad (2.19)$$

với L - chiều dài lưu vực; F - diện tích lưu vực, ρ - mật độ lưới sông km/km^2 . Do dòng chảy thường không bắt đầu từ đường thủy phân mà cách nó một khoảng nào đó nên công thức tính toán thường dùng là:

$$\bar{l} = \frac{1}{2,25\rho}.$$

3. *Độ dốc sông* trên một đoạn nào đó có thể được xác định theo mặt cắt dọc của sông. Công thức thường được áp dụng:

$$\bar{l} = \frac{H_1 - H_2}{l} = \frac{\Delta H}{l} \quad (2.20)$$

l là độ dốc, H_1, H_2 là cao độ điểm đầu và điểm cuối của đoạn sông, m ; l là chiều dài đoạn sông, km .

4. *Độ dốc trung bình của lưu vực* I_{tb} được tính theo công thức:

$$I_{tb} = \frac{h \left(\frac{l_0 + l_n}{2} + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-1} \right)}{F} \quad (2.21)$$

với h - độ cao địa hình (hiệu cao độ của hai đường đồng mức kề nhau), $l_0, l_1, l_2, \dots, l_{n-1}$, độ dài đường đồng mức trong giới hạn lưu vực, km ; F - diện tích lưu vực, km^2 ;

5. *Hệ số ao hồ* đặc trưng cho diện tích ao hồ và các thủy vực khác trên lưu vực tính bằng phần trăm diện tích của nó so với toàn bộ lưu vực:

$$\delta_{a,h} = \frac{\sum f_{a,h}}{F} 100\% \quad (2.22)$$

với $\sum f_{a,h}$ - tổng diện tích mặt hồ ao và các thủy vực khác, km^2 ; F - diện tích lưu vực, km^2 .

6. *Hệ số đầm lầy* là tỷ số giữa diện tích đầm lầy và diện tích lưu vực tính bằng %.

$$\delta_{dl} = \frac{f_{dl}}{F} 100\% \quad (2.23)$$

với f_{dl} là diện tích đầm lầy, km^2 .

7. *Hệ số rừng* là tỷ số giữa diện tích rừng có trên lưu vực và diện tích lưu vực được tính bằng %.

$$\delta_r = \frac{f_r}{F} 100\% \quad (2.24)$$

với f_r - diện tích rừng trên lưu vực, km^2 .

8. *Nhân tố địa mạo dòng chảy Φ* đặc trưng cho độ cong và độ giãn địa hình trên lưu vực và được xác định theo công thức:

$$\Phi = \frac{l}{\sqrt{I}} \quad (2.25)$$

với l - chiều dài sườn dốc, m ; I - độ dốc sườn, %; Hệ số này do A. N. Befanhi đề xuất.

9. *Hệ số hình thái thủy văn* là tỷ số giữa tổng chiều dài hệ thống sông $\sum l$ với lưu lượng trung bình nhiều năm Q_0 ở trạm khống chế của hệ thống:

$$\gamma_Q = \frac{\sum l}{Q_0} \quad (2.26)$$

với γ_Q tính bằng km.s/m^3 nó đặc trưng cho chiều dài lưới sông cần thiết để hình thành lưu lượng nước nhiều năm vào $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Hệ số này do I.N. Garxman đề xướng.

2.3.4. Các đặc trưng khí hậu

Các đặc trưng khí hậu trên lưu vực trước hết là các yếu tố khí tượng, tham gia (trực tiếp hoặc gián tiếp) vào việc hình thành các quá trình thủy văn khác nhau, đồng thời là thành phần tính toán các đại lượng thủy văn - đó là mưa và bốc hơi trên lưu vực. Cụ thể về các yếu tố này đã được trình bày kỹ trong Thủy văn đại cương, trong các qui phạm của ngành. Giáo trình này sẽ không trình bày chi tiết mà chỉ điểm qua một số phương pháp tính toán.

1. *Lượng mưa trung bình trên lưu vực* có thể xác định bằng những phương pháp sau đây:

+ *Phương pháp trung bình số học*. Lượng mưa trung bình lưu vực được tính như là bình quân tổng lượng mưa đo tại các trạm chia đều cho tổng số trạm đo mưa trên lưu vực. Phương pháp này có ưu điểm là tính toán nhanh, song chỉ phù hợp với lãnh thổ có mạng lưới quan trắc dày, phân bố đồng đều. Hơn nữa phương pháp này cũng chưa tính đến sự thay đổi của mưa theo chiều thẳng đứng nên với địa hình phức tạp (miền núi) không cho độ chính xác cao.

+ *Phương pháp kê ô vuông*. Với phương pháp này diện tích lưu vực được chia ra các ô vuông bằng nhau sao cho mỗi ô ít nhất có một trạm đo mưa. Lượng mưa bình quân lưu vực được tính như là tổng lượng mưa trên các ô vuông chia đều cho số các ô vuông đó. Khi đó lượng mưa trong từng ô vuông được tính như là trung bình số học (với ô có nhiều trạm đo) hoặc là chính lượng mưa của trạm đo mưa trong ô (với ô chỉ có một trạm đo). Phương pháp này khá chính xác nhưng công kênh, hơn nữa điều kiện thực hiện nó cũng cần một mạng lưới quan trắc lớn mà thực tế thường không đáp ứng được.

+ *Phương pháp đường đẳng trị* là việc xây dựng các đường đẳng vũ và tính lượng mưa bình quân lưu vực theo công thức:

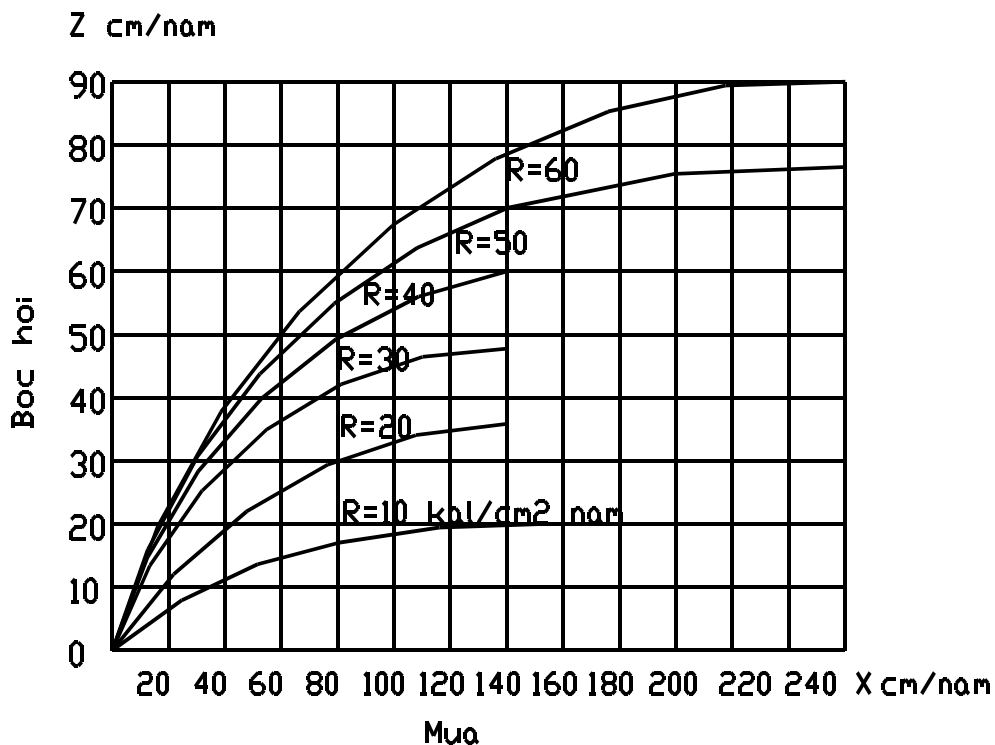
$$X_{tb} = \frac{x_1 f_1 + x_2 f_2 + \dots + x_n f_n}{F} \quad (2.27)$$

với x_1, x_2, \dots, x_n - nửa tổng lượng mưa của hai đường đẳng vũ kế nhau; f_1, f_2, \dots, f_n là diện tích thành phần giữa các đường đẳng vũ.

+ *Phương pháp đa giác* xác định kích thước khu vực diện tích lưu vực gắn với các trạm đo mưa khác nhau. Kích thước đó chính là trọng số phân biệt lượng mưa từ trạm này hoặc trạm khác tham gia vào lượng mưa bình quân lưu vực. Cách xác định các khu vực đó bằng cách nối các trạm đo mưa thành một tam giác. Từ cạnh các tam giác đó vẽ các đường trung trực. Điểm giao các đường trung trực chính là đỉnh đa giác chứa trạm đo mưa. Theo phương pháp này, công thức tính mưa bình quân lưu vực được viết như sau:

$$X'_{tb} = \frac{x'_1 f'_1 + x'_2 f'_2 + \dots + x'_n f'_n}{F} \quad (2.28)$$

với x'_1, x'_2, \dots, x'_n - tổng lượng mưa của các trạm đo tương ứng; f'_1, f'_2, \dots, f'_n - diện tích các đa giác gắn với các trạm.



Hình 2.4. Quan hệ giữa bốc hơi trung bình nhiều năm và lượng mưa, lượng nhiệt bức xạ

2. *Bốc hơi từ bề mặt lưu vực* gồm có bốc hơi từ mặt nước và bốc hơi từ mặt đất (gồm cả bốc hơi trực tiếp từ đất và bốc hơi qua mặt thoáng của thảm thực vật). Cũng như đo mưa, đo đặc bốc hơi đã được trình bày chi tiết ở các giáo trình khác như cân bằng nước và các qui phạm. Ở đây sẽ không trình bày chi tiết mà chỉ đánh giá nó như là một thành phần của phương trình cân bằng nước.

+ *Bốc hơi từ mặt nước*: Khi có đủ tài liệu quan trắc khí tượng bốc hơi có thể tính theo công thức sau:

$$E_0 = 0,14n(l_0 - l_{200})(1 + 0,72u_{200}) \quad (2.29)$$

với l_0 - giá trị trung bình của độ đàn hồi hơi nước cực đại tính theo nhiệt độ nước trong thủy vực; l_{200} - độ đàn hồi hơi nước trung bình (độ ẩm tuyệt đối của không khí) trên độ cao 200 cm trên mặt nước; u_{200} - tốc độ gió trung bình ở độ cao 200 cm trên thủy vực; n - số ngày trong thời đoạn tính toán.

Khi không có số liệu quan trắc thì bốc hơi được tính theo số liệu của trạm đo gần nhất với thủy vực theo hướng dẫn của qui phạm.

+ *Bốc hơi trung bình nhiều năm từ mặt đất* được xác định theo bản đồ đẳng trị bốc hơi hoặc tính toán theo nhiệt độ và độ ẩm không khí.

Nếu có lượng mưa thì có thể tính toán theo công thức Buđrô M.I.:

$$E = \sqrt{\frac{R_0 X}{L} \left(1 - l \frac{R_0}{XL}\right)} th \frac{XL}{R_0} \quad (2.30)$$

với E - bốc hơi cm/năm; X - lượng mưa năm trung bình cm/năm; R_0 - giá trị cân cân bức xạ đối với bề mặt ẩm kcal/(cm².năm); L - nhiệt lượng riêng hoá hơi bằng 0,6 kcal/năm(H.2.4).

Ngày nay để tính bốc hơi còn có nhiều toán đồ, tiêu biểu là các toán đồ Konstanchinov A.R., P.C.Kuzin và B.V. Poliacov.

2.4. BẢN CHẤT VẬT LÝ CỦA DÒNG CHẢY

Sự hình thành dòng chảy từ lúc mưa rơi trên bề mặt lưu vực đến khi thoát ra cửa đê về biển là một quá trình liên tục. Bất cứ dạng tồn tại nào của nước trên bề mặt, trong tầng sâu của đất đá, trong chuyển động đều tuân theo một qui luật nhất định thoả mãn phương trình liên tục và phương trình chuyển động. Nói cách khác, trong quá trình vận động dòng chảy luôn bắt buộc tuân theo các nguyên tắc cân bằng vật chất và cân bằng năng lượng.

Tồn tại nhiều lý thuyết về mô tả dòng chảy. Theo hướng mô tả vật lý thành công nhất là nhà bác học Nga M.A. Velicanov và sau này được G.P Kalinhin, A.N. Befanhi, G.A Alexayev, S.N. Kriski và M. Ph. Menkel, A.V. Ogievski, B.V. Poliacov, Xocolovski D.L và P.A. Uruvaiev cụ thể và chi tiết đưa vào công thức tính toán. Bởi không thể giới thiệu hết các công trình nghiên cứu trên nên trong giáo trình này chúng tôi xin lược một số nét cơ bản của quá trình hình thành dòng chảy trên lý thuyết dòng chảy sườn dốc của A.N. Befanhi.

Theo A. N. Befanhi quá trình chuyển động dòng chảy được tạo thành và phát triển qua ba giai đoạn:

1. Giai đoạn tạo dòng: từ lúc mưa rơi đến khi bắt đầu có dòng chảy xuất hiện.
2. Giai đoạn dòng chảy sườn dốc: từ lúc bắt đầu có dòng chảy đến lúc kết thúc hoạt động của dòng chảy trên bề mặt sườn dốc của lưu vực. Trên sườn dốc dòng chảy tồn tại dưới các dạng khác nhau, nhưng cùng chung một bản chất vật lý.
3. Giai đoạn dòng chảy trong sông ngòi được xét từ lúc nước bắt đầu nhập vào sông và hệ thống sông, cũng tuân theo các qui luật của phương trình liên tục và phương trình cân bằng chuyển động.

Các bước chứng minh vấn đề này sẽ lần lượt được xét qua các giai đoạn dòng chảy.

2.4.1. Giai đoạn tạo dòng

Giai đoạn tạo dòng bắt đầu từ lúc mưa rơi trên lưu vực. Hạt nước rơi xuống mặt đất, thấm vào lòng đất làm tăng độ ẩm của đất dần tích tụ và tạo thành dòng chảy. Để có thể tạo dòng từ mưa ngay từ lúc xuất hiện cần phải thoả mãn một số điều kiện.

Xét một đoạn sườn dốc có mưa rơi với cường độ $a(t)$ và thấm với cường độ $i(t)$. Xuất hiện 2 khả năng:

1. $a(t) > i(t) \rightarrow$ xuất hiện ngay dòng chảy. Và có thể viết công thức tạo dòng như sau:

$$a(t) - i(t) = h(t) \quad (2.31)$$

với $a(t)$ là cường độ mưa rơi trong thời gian t , $i(t)$ là cường độ thấm trong thời gian t , thì $h(t)$ gọi là cường độ tạo dòng.

2. $a(t) \leq i(t) \rightarrow$ chưa xuất hiện dòng chảy, và mưa rơi xuống bao nhiêu thì thấm hết bấy nhiêu, sau một thời gian nào đó đủ để bão hòa nước trong tầng sâu đất đá thì bắt đầu xuất hiện dòng chảy mặt, tất cả lượng mưa rơi đều tạo thành dòng chảy và lúc đó

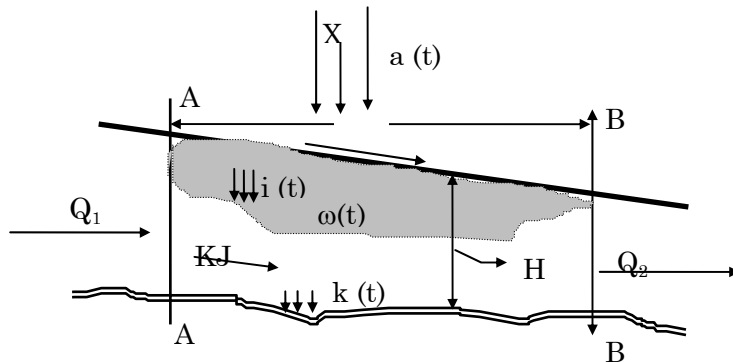
$$a(t) = h(t).$$

Phương trình (2.31) là một dạng của phương trình liên tục.

2.4.2. Giai đoạn dòng chảy sườn dốc

Sau giai đoạn tạo dòng bắt đầu giai đoạn dòng chảy trên sườn dốc. Theo điều kiện hình thành dòng chảy trên sườn dốc người ta phân biệt có 4 dạng dòng chảy cơ bản như sau:

Dòng chảy treo. Ta xét một bài toán cụ thể:



Hình 2.5. Sơ đồ cân cân nước trong giai đoạn dòng chảy trên sườn dốc

Cho một đoạn sườn dốc dx có mưa rơi với cường độ $a(t)$, cường độ thấm của đất là $i(t)$ trong thời gian là dt . Gọi diện tích thiết diện ướt là $\omega(t)$ (H.2.5). Cường độ thấm tại tầng thứ hai là $k(t)$. Lưu lượng nhập tại mặt cắt A-A là Q_1 , lưu lượng tại đầu ra B-B là Q_2 .

Điều kiện để tồn tại dòng chảy treo là:

$$\left\{ \begin{array}{l} a(t) > i(t) \text{ và } a(t) - i(t) = h(t) \\ i(t) \gg k(t) \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \text{để tạo dòng chảy mặt.} \\ \text{để không thấm xuống tầng sâu.} \end{array}$$

Phương trình cân bằng nước viết cho đoạn dx trong thời gian dt như sau:

$$Q_1 dt + \frac{\partial Q}{\partial x} dx dt = Q_2 dt. \quad (2.32)$$

Mặt khác nguyên nhân làm thay đổi cân cân nước trong đoạn dx là do mưa tạo nên:

$$Q_1 dt + h(t) dx dt - \frac{\partial \omega}{\partial t} dx dt = Q_2 dt. \quad (2.33)$$

Thành phần $\frac{\partial \omega}{\partial t} dx dt$ là biến đổi thiết diện ướt trên đoạn dx trong thời gian dt .

Từ (2.32) và (2.33) ta có:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = h(t). \quad (2.34)$$

Phương trình (2.34) có dạng là phương trình liên tục.

Dòng chảy tràn cũng với các điều kiện đoạn sườn dốc như ở dạng dòng chảy treo, để có dòng chảy tràn cần thỏa mãn các điều kiện sau:

$$\begin{cases} a(t) < i(t) & \text{để không có dòng chảy treo.} \\ X(t) > \delta H; KJ \approx 0 \\ i(t) \gg k(t) \end{cases}$$

với $X(t)$ - lượng nước mưa; δH - độ rỗng của đất trong tầng sâu H ; KJ - vận tốc chảy theo phương nằm ngang trong đất.

Dòng chảy trong trường hợp này xuất hiện như sau. Khi chưa bão hòa nước trong đất $X(t) \leq \delta H$ thì chưa xuất hiện dòng chảy sườn dốc. Lượng nước mưa chỉ cung cấp nhằm bão hòa đất. Khi đó hệ số dòng chảy $\eta = 0$; Lúc bắt đầu xuất hiện dòng chảy thì mưa bao nhiêu tạo thành dòng chảy sườn dốc bấy nhiêu, lúc đó hệ số dòng chảy $\eta = 1$.

Phương trình dòng chảy viết cho giai đoạn này như sau:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} &= a(t) - i(t) = h(t) \text{ với } i(t) = 0 \text{ nên } a(t) = h(t) \\ \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} &= a(t). \end{aligned} \quad (2.35)$$

Phương trình (2.35) cũng là phương trình liên tục.

Dòng chảy trong lớp cuội sỏi. Trong trường hợp $a(t) < i(t)$ để không tồn tại dòng chảy treo, $KJ \neq 0$, tầng đất đá chứa các hạt vật chất lớn, $k(t) \approx 0$; tồn tại dòng chảy lớp sát mặt đất gọi là dòng chảy trong hành lang cuội sỏi. Nhiều nhà nghiên cứu đã chứng minh rằng, vận tốc dòng chảy trong hành lang cuội sỏi không khác nhiều so với dòng chảy mặt.

Phương trình dòng chảy trong lớp cuội sỏi có thể viết là:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = KJ ,$$

giả sử $v \approx \text{const}$, mà $Q = \omega v$ ta có:

$$v \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = KJ . \quad (2.36)$$

Công thức (2.36) cũng thể hiện là một phương trình liên tục.

Dòng chảy trong lớp đất tơi xốp tồn tại với điều kiện: $a(t) < i(t)$ để không tồn tại dòng chảy treo, $KJ \neq 0$ để tồn tại dòng theo phương nằm ngang, $X(t) < \delta H$ để không có dòng chảy tràn. Phương trình trong trường hợp này có thể viết như sau:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = i(t) - k(t). \quad (2.37)$$

Phương trình (2.37) là phương trình liên tục.

Như vậy cả bốn dạng dòng chảy trên sườn dốc từ các công thức (2.34, 2.35, 2.36, 2.37) đều thể hiện là một phương trình liên tục.

2.4.3. Giai đoạn dòng chảy trong sông ngòi

Giai đoạn dòng chảy trong sông ngòi được xây dựng theo lý thuyết Befanhi gồm có hai pha chính:

Dòng chảy trong lòng sông cơ sở: Lòng sông cơ sở được hiểu là các lưu vực bé, với phép mô hình hoá có thể coi lưu vực như một hình chữ nhật có chiều dài đoạn sườn dốc là l , nhập lưu là q , độ rộng là B , chiều dài lưu vực là L . Công thức mô tả dòng chảy trên lưu vực cơ sở có thể viết như sau:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q(t) \quad (2.38)$$

hoặc là với $v \approx \text{const}$ thì (2.38) có thể viết:

$$v \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q(t). \quad (2.39)$$

Dòng chảy trong hệ thống sông ngòi: Với hệ thống sông ngòi ta coi như là một tập hợp n các lòng sông cơ sở. Mỗi lưu vực sông cơ sở có hai sườn dốc có chiều dài bằng $2l$, phương trình vi phân 1 có dạng:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = nq(t). \quad (2.40)$$

Gọi α là mật độ sông suối trên lưu vực, tức là:

$$n = \frac{B(x)}{2l} = \alpha B(x). \quad (2.41)$$

Thế (2.41) vào (2.40) ta được:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha B(x)q(t) \quad (2.42)$$

$B(x)$ là chiều rộng của lưu vực hệ thống sông. Phương trình (2.4.2) cũng là phương trình liên tục. Từ (2.31 - 2.42) là các phương trình mô tả sự hình thành dòng chảy từ khi thành tạo đến vận chuyển trong hệ thống sông ngòi đều có dạng là phương trình liên tục. Vậy, bản chất vật lý của dòng chảy là một quá trình liên tục. Lời giải của các phương trình này sẽ được bàn tiếp ở chương 7.

2.5. CÔNG THỨC CĂN NGUYÊN CỦA DÒNG CHẢY

2.5.1. Khái niệm về đường cong chảy truyền

Lưu lượng nước đo tại một mặt cắt nào đó là biểu thị đặc trưng dòng chảy của toàn bộ lưu vực mà nó khống chế. Trong các bài toán về dòng chảy cực đại người ta thường sử dụng đường cong tập trung nước đồng thời còn gọi là đường cong chảy truyền.

Đường cong chảy truyền là đường nối tất cả những điểm của bồn thu nước mà từ đó nước đồng thời chảy đến tuyến khống chế.

Đường cong chảy truyền tham gia vào rất nhiều công thức tính toán dòng chảy cực đại, nhiều mô hình dự báo lũ và được sử dụng rất phổ biến trong việc mô hình hoá các quá trình thủy văn.

2.5.2. Thành lập công thức căn nguyên dòng chảy

Sử dụng đường cong chảy truyền và xét một lưu vực (H.2.6) có sơ đồ phân bố các đường cong chảy truyền. Giả sử trên lưu vực có mưa rơi với các lượng nước gia nhập là P_1, P_2, P_3 thì ta có thể mô tả sơ đồ hình thành lưu lượng nước tại tuyến khống chế N như sau:

$$\begin{aligned} Q_1 &= P_1 f_1 \\ Q_2 &= P_1 f_2 + P_2 f_1 \\ Q_3 &= P_1 f_3 + P_2 f_2 + P_3 f_1 \end{aligned}$$

$$Q_4 = P_1f_4 + P_2f_3 + P_3f_2$$

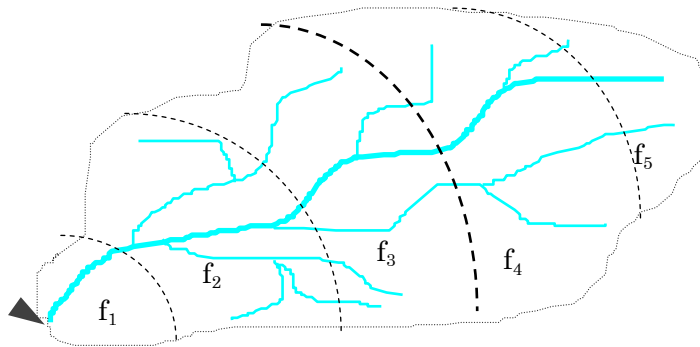
$$Q_5 = P_1f_5 + P_2f_4 + P_3f_3$$

$$Q_6 = P_2f_5 + P_3f_4$$

$$Q_7 = P_3f_5.$$

Viết dưới dạng tổng quát ta có:

$$Q_i = P_1f_i + P_2f_{i-1} + \dots + P_if_1 = \sum_{k=1}^i P_k f_{i-k+1} = \sum P_{i-k+1} f_i. \quad (2.43)$$



Hình 2.6. Lưu vực sông và sơ đồ đường cong chảy truyền

Công thức (2.43) gọi là *công thức căn nguyên dòng chảy*. Công thức căn nguyên dòng chảy chỉ ra qui luật tập trung nước trên lưu vực đến trạm khống chế với điều kiện sự cấp nước đồng đều xảy ra trên toàn bộ lưu vực và trên mỗi đơn vị thời gian (ngày, giờ) với cường độ như nhau.

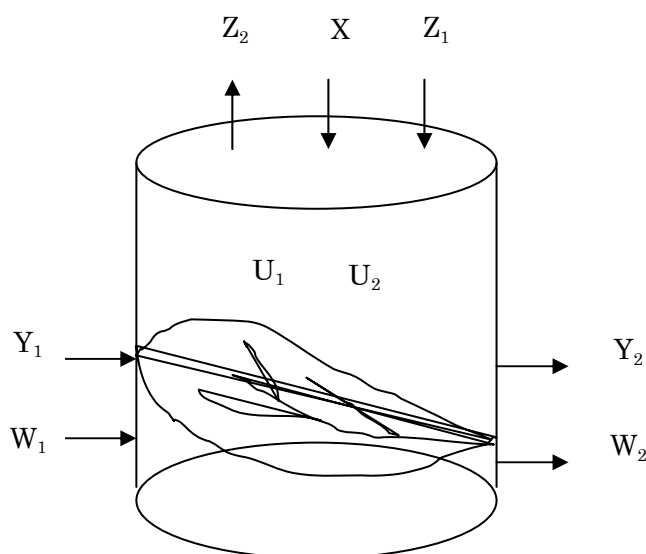
Công thức căn nguyên dòng chảy được sử dụng làm cơ sở ban đầu cho nhiều mô hình tính toán thủy văn như mô hình lũ tuyến tính, mô hình Nash,... và tham gia vào nhiều công thức tính toán dòng chảy cực đại mà chúng ta sẽ còn gặp lại ở các chương sau.

Chương 3

PHƯƠNG TRÌNH 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 rất hữu hiệu để đánh giá tài nguyên nước và phân tích tính toán dòng chảy sông ngòi.

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.



Hình 3.1. Lưu vực sông và các thành phần cân bằng nước

3.1. 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 (H.3.1). Chọn một thời đoạn Δt bất kỳ. Dựa trên nguyên lý cân bằng nước giữa các thành phần đến, trừ và đi ta có phương trình cân bằng nước.

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 .

Phương trình cân bằng nước tổng quát có dạng:

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

hoặc là:

$$X + (Z_1 - Z_2) + (Y_1 - Y_2) + (W_1 - W_2) = \pm \Delta U \quad (3.2)$$

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 bằng nước về cùng một đơn vị thứ nguyên.

3.2. 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. Trong tự nhiên thu nước mặt và thu nước ngầm hoàn toàn không trùng nhau nhưng vì khó xác định ranh giới đó nên thường 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 bé có hiện tượng karst thì 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.

3.2.1. 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 hiệu lượng bốc hơi và ngưng tụ, ta có:

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

3.2.2. 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 $\pm \Delta W = W_2 - W_1$

3.3. PHƯƠNG TRÌNH CÂN BẰNG NƯỚC 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 Δt bằng một năm, một tháng, một ngày hoặc nhỏ hơn nữa. 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.

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:

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

Bởi công thức $\sum \pm \Delta U_i$ đạt giá trị xấp xỉ bằng không do có sự xen kẽ giữa những năm nhiều nước và ít nước phương trình (3.6) trở thành dạng :

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

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 các cách làm tương tự nhận được phương trình cân bằng nước dạng (3.8)

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

Trong trường hợp lưu vực hồ giá trị nhiều năm của $\pm \Delta W$ 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.

3.4. 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:

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

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 cũng 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 mặt đệm (như đã phân tích ở trên) như địa hình, lớp thảm thực vật (đối với mưa) và thêm các nhân tố thổ nhưỡng, địa chất, tình trạng canh tác và khai thác của con người (đối với đặc trưng bốc hơi). Mặt khác mặt đệm cũng ảnh hưởng trực tiếp đến chế độ nhiệt, gió, ẩm... Bởi vậy, có thể nói mưa và bốc hơi là sự phản ánh tổng hợp sự ảnh hưởng của nhân tố khí hậu và mặt đệm 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 các lưu vực 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 đoạn nhất định và sự cung cấp lượng nước được 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 những tác động của con người. Diện tích lưu vực càng lớn thì khả năng điều tiết càng lớn vì: thứ nhất là do thời gian tập trung nước và 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, độ cắt sâu của lòng sông lớn nên trữ lượng nước ngầm của lưu vực cũng lớn.

Rừng và 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 sẽ 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 hoặc làm tăng khả năng điều tiết dòng chảy của lưu vực.

Vì mưa thường xảy ra trong thời gian ngắn, mà dòng chảy thì tập trung về tuyến cửa ra sau một thời gian dài, bởi vậy sự thay đổi lượng trữ ΔU so với lượng dòng chảy Y với thời gian ngắn và dài cũng khác nhau. Đối với thời đoạn ngắn thì trữ lượng ΔU chiếm tỷ trọng lớn so với Y vì khi đó lượng mưa sinh dòng chảy chưa tập trung hết ra tuyến cửa ra, còn khi thời đoạn dài thì sẽ có bức tranh ngược lại. Nếu thời đoạn là nhiều năm thì ảnh hưởng của ΔU sẽ không còn nữa.

Phân tích ảnh hưởng của các nhân tố mặt đệm 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.

3.5. PHƯƠNG TRÌNH CÂN BẰNG NƯỚC AO HỒ, ĐÀM LẦY

3.5.1. Phương trình cân bằng nước cho ao hồ

Phương trình cân bằng nước hồ chứa có dòng chảy có thể thể hiện dưới 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 nước ngầm chảy vào hồ; Y_2 , W_2 là lượng nước mặt và nước 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

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

3.5.2. 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:

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

3.6. CÁN CÂN NƯỚC VIỆT NAM

3.6.1. Tài nguyên nước toàn lãnh thổ

Trên lãnh thổ Việt Nam hàng năm tiếp nhận một lượng mưa trung bình là 1900 mm, tính ra khối lượng là 634 tỷ m³ nước. Trong đó đi vào hình thành dòng chảy sông ngòi là 953 mm hoặc 316 tỷ m³ nước, như vậy hệ số dòng chảy là 0,50. Trong đó toàn bộ dòng chảy trong sông ngòi chiếm khoảng 34% hay 107 tỷ m³ nước hay 324mm, còn lại 66% là dòng chảy mặt bằng khoảng 629 mm hay 209 tỷ m³ nước. Dự trữ ẩm trong đất là 426 tỷ m³ nước hoặc 67% của mưa (1285 mm). Việt Nam thuộc vào nhóm những nước có tài nguyên nước tại chỗ giàu có, ngoài ra còn thu nhập nguồn nước ngoại lai từ Trung Quốc, Lào, Campuchia là 132,8 tỷ m³/năm. Đặc biệt đối với hai đồng bằng Bắc Bộ và Cửu Long, chúng ta không thể tiến hành nông nghiệp thâm canh nếu không có nguồn nước này vào mùa khô, song vào mùa lũ nguồn nước này cũng gây ra những khó khăn không nhỏ.

Xét về phương diện mức đảm bảo nước tính theo đầu người, Việt Nam đứng hàng thứ 10 trong các nước châu Á với 6000 m³/năm, dòng chảy sông ngòi vào loại trung bình, song về mức đảm bảo nước ngầm lại vào loại thấp.

Như đã biết, Việt Nam là nước có nghề trồng lúa nước sớm ở Đông Nam Á. Cho tới nay đất nông nghiệp đạt tới 5 triệu ha trong đó 80% là lúa và màu. Diện tích được tưới nước là 2,9 triệu ha, nếu ta lấy tiêu chuẩn nước là 12800 m³ cho hai vụ lúa, thì 2,9 triệu ha lúa sẽ sử dụng 37 tỷ m³ nước lấy từ sông, nghĩa là bằng 12% toàn bộ dòng chảy sông ngòi và 35% dòng chảy ngầm. Theo tiêu chuẩn của Liên Hợp Quốc (FAO) chỉ nên sử dụng 1/3 lượng nước ngầm. Điều đó xuất phát từ sự duy trì kinh tế kỹ thuật vào bảo vệ môi trường. Do vậy, chúng ta có thể thấy rằng: giải quyết các vấn đề nước ở Việt Nam gắn liền với sự điều hòa trong phân phối các nguồn nước mà ở một số vùng kinh tế vấn đề đó rất gay gắt.

3.6.2. Tài nguyên nước theo 7 vùng kinh tế nông nghiệp

Theo Phạm Quang Hạnh, vùng đồi núi Bắc Bộ gồm toàn bộ vùng đồi núi từ vĩ tuyến 21 trở ra. Diện tích của vùng 98,2 nghìn km² với dân số 8 triệu. Vùng này bao gồm các 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 m³, dòng chảy ngầm 35 tỷ m³ và nước trong đất 120 tỷ m³. Do sự tập trung của lũ, dòng chảy mặt đạt 594 mm ứng với 58 tỷ m³ nước. Mức đảm bảo nước sông ngòi và nước ngầm tính theo đầu người là 11,6 nghìn m³ và 4,4 nghìn m³ trong năm. Trong địa hình đồi núi chia cắt, phát triển công nghiệp có tưới 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 m³ 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.

Vùng đồng bằng Bắc Bộ với diện tích 17,4 nghìn km² và dân số 11,8 triệu người, một 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 m³, 3 tỷ m³ và 20 tỷ m³, tính theo đầu người. 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 còn cần cho sinh hoạt, công nghiệp, các loại thủy điện và chống xâm nhập mặn do thủy triều. Ngược lại về mùa lũ, mạng 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.

Vùng kinh tế thứ ba nằm giữa 21⁰ và 15⁰ 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 đứng thứ 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 các 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 - 63% dòng chảy toàn phần nói lên sự đe dọa của nạn lụt. Có điều kiện thuận lợi là lũ ở đây tuy mạnh nhưng chỉ trong thời gian ngắn, do đó ngập ít.

Vùng kinh tế thứ tư 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 tiêu 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 và cũng rất thuận lợi cho sự phát triển các loại này. 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 khu vực đồng bằng không rộng, sự phối hợp của núi hùng vĩ và đồng lúa xanh êm đềm, những hồ không sâu, nước trong hòa với màu xanh của biển đã làm cho vùng này có vẻ đẹp khó tả.

Vùng kinh tế thứ năm nằm trên cao nguyên sườn Tây Trường Sơn. 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, chế độ dòng chảy sông phức tạp, nhiều khi trái pha với dòng chảy địa phương khi về đến hạ lưu. Điều đó sẽ làm cho việc điều tiết rất phức tạp, đặc biệt đối với các dự án tưới. Thủy lợi nhỏ ở đây rất thích hợp và hiệu quả kinh tế cao, thí dụ như: nước đưa từ 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, lao động 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 do sự có mặt của mùa khô rõ rệt và phân hoá rất phức tạp (tùy thuộc vào hướng sơn văn và độ cao), nên tiềm năng của đất đai chỉ trở thành hiện thực khi 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 kèm 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 những số liệu tính ra: 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 có thể điều tiết bằng các hồ chứa nhỏ. Các công trình lớn có thể tưới 307400 ha và cho 3679 megawat 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 cục đoạn.

Vùng kinh tế thứ sáu 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 cây cao su, cà phê, cây ăn quả. Để tưới 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.

Vùng kinh tế thứ bảy 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 trồng 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, nhưng nước sông Mê Kông chỉ có thể lấy được 10 tỷ m³, (chỉ thoả mãn được 1/3 nhu cầu), bởi vì nếu lấy nhiều 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

Trên đây chúng ta đã đánh giá tài nguyên nước của nhiều vùng kinh tế, và cũng đã 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, chi tiết về phần này sẽ đề cập ở chương 6.

Chương 4

CHUẨN DÒNG CHẢY NĂM

4.1. ĐỊNH NGHĨA VÀ KHÁI NIỆM

Chuẩn các đặc trưng chế độ thủy văn là giá trị trung bình nhiều năm của nó với thời đoạn tính toán đủ nhiều 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 chẵn 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 trọn vẹn của dao động lượng nước sông với các điều kiện địa lý cảnh quan 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. Nó như là một điểm tựa hay là 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) Như 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) Nó 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 nó biến đổi từ từ theo lãnh thổ và có thể lên bản đồ.

Phụ thuộc 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 công trình thủy khác. Đặc trưng dòng chảy được xác định bước đầu với trạng thái tự nhiên của sông ngòi sau đó dần được hiệu chỉnh tùy theo mức độ khai thác tài nguyên nước trên lưu vực.

4.2. 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, xác định theo công thức:

$$\bar{Q}_N = \frac{Q_1 + Q_2 + \dots + Q_{N-1} + Q_N}{N} = \frac{\sum_1^N Q_i}{N} \quad (4.1)$$

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 tăng tiếp tục 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 (4.1) thường sai khác giá trị \bar{Q}_N với $N \rightarrow \infty$ một đại lượng σ_{Q_n} nào đó, tức là:

$$\bar{Q}_N = Q_{0n} \pm \sigma_{Q_n} \quad (4.2)$$

với Q_{0n} - dòng chảy năm theo dãy quan trắc hữu hạn n năm; σ_{Q_n} - sai số quân phương 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 $N \rightarrow \infty$, sẽ bằng:

$$\sigma_{Q_n} = \frac{\sigma_Q}{\sqrt{n}} \quad (4.3)$$

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:

$$\sigma_Q = \pm \sqrt{\frac{\sum (Q_i - Q_{0n})^2}{n-1}} \quad (4.4)$$

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

$$\sigma_n = \frac{\sigma_{Q_n}}{Q_{0n}} \cdot 100 = \pm \frac{\sigma_Q}{Q_{0n} \sqrt{n-1}} \cdot 100 = \pm \frac{C_v}{\sqrt{n}} 100\% \quad (4.5)$$

với $C_v = \sigma_Q/Q_{0n}$ - hệ số biến đổi chuỗi 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 (4.5) 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:

$$n = \frac{C_v^2 10^4}{\sigma_n} \quad (4.6)$$

Chỉ trong trường hợp độ dài chuỗi năm quan trắc lớn hơn 50-60 năm thì chuẩn dòng chảy năm được tính với độ dài toàn chuỗi.

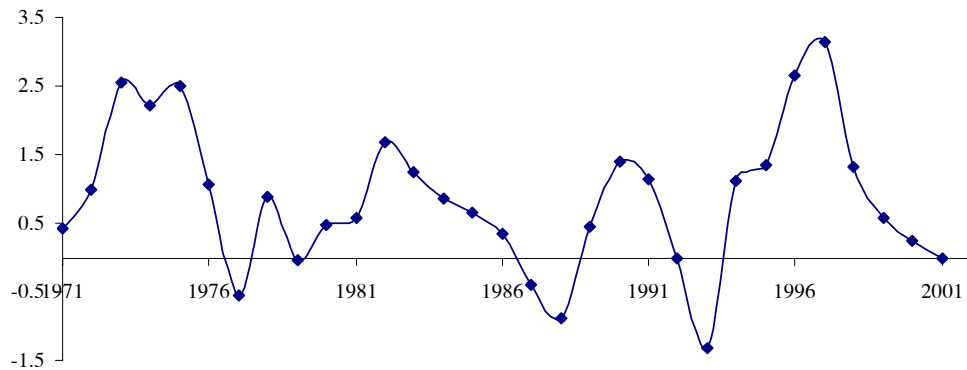
4.3. LỰA CHỌN THỜI KỲ TÍNH TOÁN

Thời kỳ tính toán hiệu quả cần phải xác định trong mọi trường hợp khi mà chuỗi năm quan trắc không vượt quá 50-60 năm. Nó bao gồm các chu kỳ đầy đủ các nhóm năm nhiều nước và các năm ít nước. Chỉ

nên chú ý vào các chu kỳ dài, các chu kỳ ngắn (2-4 năm) nằm trên các chu kỳ dài không tính đến, bỏ qua các chu kỳ không kín (có nghĩa là chỉ có hoặc nhóm năm ít nước hoặc nhóm năm nhiều nước).

Khảo sát tính chu kỳ của dao động dòng chảy năm một con sông nào đó và xác định tính tương ứng dao động của một số sông của một khu vực nào đó cần xây dựng đô thị đường quá trình tổng hợp

$$\frac{\sum_1^t (K_i - 1)}{C_v} = f(t)$$



Hình 4.1. Đường cong tích lũy hiệu số sông Cà - trạm Dừa

Khi xây dựng các đường quá trình nước với số liệu nguyên thủy rất hay gặp trường hợp xuất hiện các chu kỳ nhỏ trên nền dao động nhiều năm. Để tránh nhược điểm đó thường phải dùng đến biện pháp làm trơn các đường quá trình. Một trong những biện pháp thường hay sử dụng nhất là nhóm giá trị dòng chảy năm theo một thời đoạn nào đó, loại đồ thị này tránh được những dao động địa phương trên đường quá trình.

Phương pháp làm trơn hay sử dụng nhất trong tính toán thủy văn là đường cong tích lũy hiệu số (hay còn gọi là đường cong tổng độ lệch khỏi giá trị trung bình) (H.4.1). Đường cong này không chỉ tiện lợi cho việc xác định chu kỳ dao động của nước sông mà còn rất tiện lợi khi so sánh chu kỳ thay đổi nước giữa các con sông tương tự.

Xây dựng đường cong tích lũy hiệu số được tiến hành theo các bước như sau:

Hệ số mô đun được tính $K_i = Q_i / \bar{Q}_N$ hoặc $K_i = M_i / \bar{M}$

1. Cộng dồn độ lệch hệ số mô đun của chuỗi với giá trị trung bình nhiều năm bằng 1 $\left[\sum_1^t (K_i - 1) \right]$

với K_i - hệ số mô đun.

2. Lập quan hệ $\sum_1^t (K_i - 1) = f(t)$.

3. Do hệ số mô đun phụ thuộc vào mức độ biến động (hay là hệ số biến đổi) của dòng chảy năm nên khi so sánh dao động dòng chảy nhiều năm của nhiều sông khác nhau người ta khuyên nên sử dụng quan hệ đã triệt ảnh hưởng của C_v :

$$\frac{\sum_1^t (K_i - 1)}{C_v} = f(t) . \tag{4.7}$$

Có thể dựng nhiều đường quá trình lên một đồ thị và đồ thị này gọi là *đồ thị hỗn hợp*.

Họ đường cong dạng (4.7) 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 mô đun) cho một đoạn thời gian m bất kỳ nào 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:

$$K_{tb} - 1 = \frac{l_d - l_c}{m} \quad (4.8)$$

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 mà $(K_{tb} - 1)$ 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 đánh chấp nhận sai số, giá trị này (chưa được gọi là chuẩn) gọi là giá trị trung bình thời đoạn.

Khi gặp chuỗi quan trắc ngắn nên lưu ý rằng nếu chuỗi chỉ có một hoặc vài chu kỳ đủ thì việc thêm một số năm quan trắc nhiều nước (hoặc ít nước) vào chuỗi nhiều năm có thể (mặc dù chuỗi được kéo dài) tăng sai số xác định chuẩn dòng chảy năm một cách 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.

4.4. TÍNH CHUẨN DÒNG CHẢY NĂM KHI KHÔNG ĐỦ SỐ LIỆU QUAN TRẮC

Trong thực tế tính toán chuẩn dòng chảy năm và đại lượng xác suất đảm bảo khác nhau của nó thường gặp các chuỗi năm quan trắc ngắn, độ dài của nó không đảm bảo thu được 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 và theo đó xác định thời kỳ tính toán.

Chọn các lưu vực gần với sông hoặc trạm tính toán làm tương tự có cùng một 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 và 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 mô đun 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:

$$r = \frac{\sum (y_i - y_0)(x_i - x_0)}{\sqrt{\sum (y_i - y_0)^2 \sum (x_i - x_0)^2}} \quad (4.9)$$

hoặc:

$$r = \frac{\sum (K_y - 1)(K_x - 1)}{nC_{vy} C_{vx}} \quad (4.9')$$

với y_i và x_i - các 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 mô đun 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 qui 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:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} \quad (4.10)$$

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 (4.5); σ_2 - sai số tương quan (quan hệ) dòng chảy cho thời kỳ đồng năm quan trắc, bằng:

$$\sigma_2 = \frac{C_{v2} \sqrt{1 - r^2}}{\sqrt{n}} \quad (4.11)$$

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

$$\bar{M} = a\bar{M}_a \quad (4.12)$$

với \bar{M} và \bar{M}_a tương ứng là chuẩn dòng chảy 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 mà 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:

$$\bar{M} = \bar{M}_a \frac{M_{tb}}{M_{tba}} \quad (4.13)$$

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 (4.13) có thể viết dưới dạng:

$$M = \frac{M_{tb}}{K_a} \quad (4.14)$$

với K_a - hệ số mô đun trung bình.

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

$$\bar{M} = a\bar{M}_a \pm b \quad (4.15)$$

Quan hệ (4.15) 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.

Trường hợp hệ số biến đổi hai trạm chênh lệch nhau lớn 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 qui:

$$\bar{M} = M_{tb} + r \frac{\sigma_M}{\sigma_{Ma}} (\bar{M}_a - M_{tba}) \quad (4.16)$$

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 mô đun 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 qui luật đường thẳng mà bố trí gần một đường cong nào đó. 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. 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. Dòng chảy trên sông tương tự cho tất cả các năm phân bố theo thứ tự giảm dần xác định theo xác suất thiên lớn của dòng chảy tại trạm tính toán.

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

4.5. 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 việc 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 qui luật địa đới của 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 và 4) phương pháp hệ số tổng hợp các nhân tố ảnh hưởng tới dòng chảy năm.

4.5.1. 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

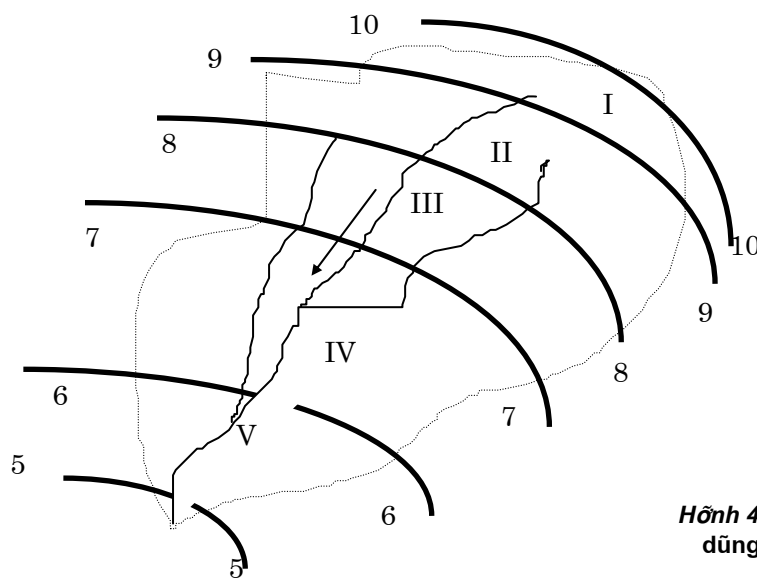
phải đặt vào trung tâm hình học của lưu vực mà trạm khống chế. Vì vậy chuẩn dòng chảy năm xác định theo bản đồ phải tương ứng với trung tâm hình học của lưu vực chưa được nghiên cứu.

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.

Nếu lưu vực có nhiều đường đẳng trị đi qua (H.4.2) thì chuẩn dòng chảy năm của lưu vực chưa nghiên cứu M_0 được xác định theo công thức:

$$M_0 = \frac{M_1 f_1 + M_2 f_2 + \dots + M_n f_n}{F} \quad (4.17)$$

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 - diện tích lưu vực tính toán.



Hình 4.2. Sơ đồ xác định chuẩn dòng chảy năm theo bản đồ

4.5.2. Phương pháp nội suy

Trên bản đồ đã điền các giá trị mô đun 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.

4.5.3. 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:

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{Z} \quad \text{với} \quad \bar{Y} = \bar{X} \bar{\alpha}, \quad (4.18)$$

với \bar{Y} , \bar{X} , \bar{Z} là giá trị trung bình nhiều năm của dòng chảy, mưa và bốc hơi, $\bar{\alpha}$ - hệ số dòng chảy trung bình nhiều năm là tỷ số \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 cương¹

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

M.A. Velicanov - D.L. Xocolovski

$$\bar{\alpha} = 1 - \sqrt{\frac{d}{4,8}}; \quad (4.18)$$

B. V. Poliacov

$$\bar{\alpha} = \frac{9}{d^3 + 9}; \quad (4.19)$$

S. N. Kriski - M. Ph. Menkel

$$\bar{\alpha} = \frac{11}{d^3 \sqrt{d + 11}} \quad (4.20)$$

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

4.6. ẢNH HƯỞNG CÁC ĐIỀU KIỆN ĐỊA LÝ TỰ NHIÊN TỚI CHUẨN DÒNG CHẢY NĂM

Các phương pháp tính toán trực tiếp chuẩn dòng chảy năm theo tài liệu quan trắc có cơ sở từ phương pháp thống kê cho nên nó không phản ánh được quá trình hình thành dòng chảy và các nhân tố ảnh hưởng đến dòng chảy, mà chỉ xác định đại lượng của nó như là phản ánh một tập hợp.

Các phương pháp tính toán gián tiếp xuất hiện trên cơ sở nghiên cứu khoa học và khái quát hoá tài liệu trên các qui luật địa đới, phi địa đới cũng như tác động của con người tới dòng chảy. Các đặc trưng dòng chảy, gồm cả chuẩn dòng chảy năm là kết quả tác động tương hỗ của nhiều quá trình vật lý phức tạp diễn ra trên lưu vực. Các đặc trưng định tính và định lượng được xác định bởi hàng loạt các yếu tố đặc thù cho vùng địa lý hay lưu vực, chúng tác động lên quá trình hình thành dòng chảy trong mối quan hệ chặt chẽ với nhau. Cho nên việc nghiên cứu các nhân tố địa lý tự nhiên riêng biệt có một ý nghĩa lớn về cả lý thuyết lẫn thực tiễn. Các nghiên cứu này cho phép tính toán chuẩn dòng chảy năm ở các vùng ít hoặc không có số liệu đo đạc và cho phép đánh giá độ tin cậy của các phương pháp tính toán gián tiếp.

Vấn đề đánh giá định tính và định lượng ảnh hưởng của từng nhân tố đến các thành phần dòng chảy bằng phương pháp cân bằng nước là phổ biến hơn cả, bởi nó có thể áp dụng cho mọi lãnh thổ, mọi thời kỳ tính toán.

4.6.1. Ảnh hưởng của các yếu tố khí hậu

Phương trình cân bằng nước đối với lưu vực sông ngòi cho một hệ kín $\bar{Y} = \bar{X} - \bar{Z}$ thì dòng chảy năm trung bình là hàm của các yếu tố khí hậu: mưa và bốc hơi hay nói cách khác là hàm của các yếu tố khí tượng thủy văn phản ánh cân nhiệt ẩm của cảnh quan địa lý vùng đang nghiên cứu.

¹ Nguyễn Văn Tuần, Nguyễn Thị Nga, Nguyễn Thị Phương Loan và Nguyễn Thanh Sơn, Thủy văn đại cương, Tập I, NXB KH&KT, Hà Nội, 1991

Kết luận lần đầu tiên đã được Voekov A.I. đưa ra vào đầu thế kỷ thứ XVIII rằng *dòng chảy sông ngòi là sản phẩm của khí hậu*.

Về mức độ ảnh hưởng của khí hậu theo nghiên cứu của Oldelkop E.M. thì nó là thành phần ảnh hưởng chủ yếu đến sự hình thành dòng chảy sông ngòi, ngoài yếu tố khí hậu thì các thành phần tác động khác chỉ chiếm cỡ $\pm 15-20\%$.

Những nghiên cứu về sau càng chứng tỏ rằng chỉ có các nhân tố khí hậu mới tác động trực tiếp đến sự hình thành dòng chảy sông ngòi. Các yếu tố khác tác động đến dòng chảy sông ngòi đều không ảnh hưởng trực tiếp mà đều thông qua các yếu tố khí hậu là mưa và bốc hơi v.v..

Tuy nhiên những kết luận đúng với dòng chảy trung bình nhiều năm không thể áp dụng cho những đặc trưng khác của dòng chảy. Nếu thời kỳ tính toán càng ngắn thì ảnh hưởng của các nhân tố khác lên giá trị trung bình của dòng chảy càng thể hiện rõ nét. Thí dụ như dòng chảy cực đại tại một thời điểm chịu ảnh hưởng trực tiếp của mưa và nền ẩm của đất đai trước khi mưa; hoặc sự phân phối nước trong năm chịu ảnh hưởng của sự phân bố mưa trong năm cùng với độ ngấm nước và tích tụ do ao hồ, điền trũng gây nên.

Đối với những lưu vực không khép kín thì những kết luận trên cũng không được tường minh do tính chất các lưu vực đó nhận nguồn nuôi dưỡng chủ yếu là nước trên bề mặt và chỉ bổ sung một phần nước ngấm, khi đó thì các yếu tố như độ sâu tầng nước ngấm có thể đóng vai trò quan trọng bậc nhất trong sự hình thành dòng chảy sông ngòi, đây tính địa đới vào vai trò thứ yếu.

4.6.2. Ảnh hưởng của diện tích lưu vực đến chuẩn dòng chảy năm

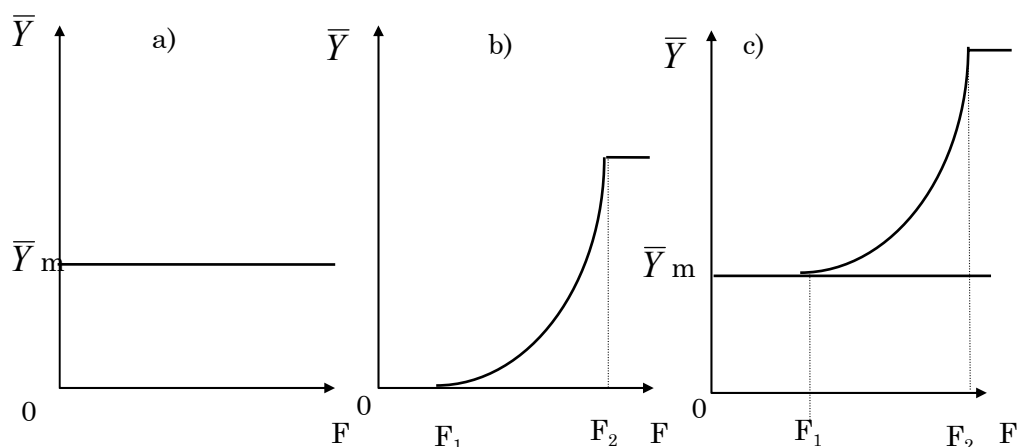
Theo kích thước lưu vực sông ngòi được phân chia thành các loại: lớn, trung bình và nhỏ. Từ quan điểm hình thành chế độ nước của các con sông thì sự phân loại như vậy trở nên không xác định.

K.P. Voskrexenski đưa ra phân loại sông ngòi theo các dấu hiệu thủy văn. Theo quan điểm xác định chuẩn dòng chảy năm từ phân loại này thì lưu vực được chia thành các loại kín, hở và hệ trung gian được đặc trưng bởi độ chia cắt các tầng nước ngấm.

Chỉ tiêu gián tiếp của độ phân cắt sông ngòi, độ sâu và độ rộng tầng nước ngấm, tỷ lệ giữa nước mặt và nước ngấm trong một điều kiện nhất định nào đó là diện tích lưu vực. Tuy nhiên mỗi phụ thuộc của các yếu tố kể trên vào diện tích lưu vực trong các vùng địa lý khác nhau rất khác nhau và nó chịu ảnh hưởng của các biến đổi có tính địa đới của các yếu tố khí hậu, độ sâu nước ngấm và các yếu tố khác. Ngoài ra thậm chí trên một vùng cảnh quan địa lý, dòng chảy trung bình nhiều năm không chỉ phụ thuộc vào diện tích lưu vực mà còn chịu ảnh hưởng của các nhân tố phi địa đới và tác động của sản xuất nông nghiệp; chúng xác định sự phân bố dòng chảy từ mưa ra các thành phần nước mặt và nước ngấm chi phối đến lượng nước ngấm và khả năng bốc hơi. Những yếu tố đó sẽ lần lượt được xét đến, hiện tại phân tích quan hệ giữa chuẩn dòng chảy năm với diện tích lưu vực.

Ta có thể xây dựng quan hệ $\bar{Y} = f(F)$ cho ở H. 4.3.

Trên hình 4.3 là đồ thị biểu diễn quan hệ giữa chuẩn dòng chảy và diện tích lưu vực. Hình 4.3 a) là quan hệ giữa chuẩn dòng chảy nước mặt và diện tích lưu vực cho thấy dòng chảy mặt không phụ thuộc vào diện tích lưu vực. Hình 4.3 b) là quan hệ giữa chuẩn dòng chảy ngấm với diện tích lưu vực, trên đồ thị cho thấy tại khoảng giá trị diện tích từ $0 \rightarrow F_1$ (lưu vực cắt tầng nước ngấm thứ nhất) dòng chảy ngấm bằng 0, từ $F_1 \rightarrow F_2$ dòng chảy ngấm tăng tỷ lệ thuận với diện tích lưu vực. Tại giá trị F_2 (diện tích lưu vực đã không chế hết tầng nước ngấm) thì dù diện tích lưu vực tăng dòng chảy ngấm cũng không tăng. Như vậy dòng chảy chỉ phụ thuộc vào diện tích lưu vực trong khoảng $F_1 \rightarrow F_2$ trong tầng nước ngấm thứ nhất và khi đạt đến tầng ngấm thứ hai thì hình ảnh trên sẽ được lặp lại.



Hình 4.3. Sơ đồ quan hệ diện tích lưu vực và chuẩn dòng chảy năm
a) dòng chảy mặt b) dòng chảy ngầm, c) dòng chảy tổng cộng

Theo quan điểm trên thì diện tích lưu vực nằm trong khoảng $0 < F < F_1$ và $F > F_2$ là hệ lưu vực kín, còn $F_1 < F < F_2$ là lưu vực hở, có nghĩa là có sự gia tăng nguồn nước từ ngoài vào hệ thống.

Tuy nhiên khó xác định chính xác một cách định lượng ảnh hưởng của diện tích lưu vực đối với chuẩn dòng chảy năm do có khó khăn khi xác định độ sâu tầng nước ngầm (vì nó phụ thuộc rất lớn vào sự biến đổi lượng nước qua các năm).

4.6.3. Ảnh hưởng của địa hình đến chuẩn dòng chảy năm

Địa hình lưu vực được kết hợp bởi các dạng vô bề mặt trái đất, cao độ lưu vực và mức độ chia cắt, dàn trải của nó, độ uốn khúc và vị trí các sườn, độ dốc các dòng chảy và diện tích v.v... Do vậy khi nghiên cứu ảnh hưởng của địa hình đến từng thành phần riêng của dòng chảy, kể cả chuẩn dòng chảy năm, cũng không thể tách rời các yếu tố địa hình trên được. Cần phải tính rằng địa hình với các đặc trưng khí hậu có liên quan mật thiết với nhau trong việc tạo nên sản phẩm là dòng chảy sông ngòi.

Thật vậy, với cùng một điều kiện, quá trình thấm ở các lưu vực miền đồng bằng sẽ lớn hơn so với vùng đồi núi. Lưu vực càng dốc thì hệ số dòng chảy càng lớn và tổn thất dòng chảy mặt càng ít.

Ảnh hưởng trực tiếp của địa hình đến dòng chảy trung bình nhiều năm thấy rất rõ với những lưu vực bé, nơi sông ngòi được nuôi dưỡng bởi phần chủ yếu là nguồn nước mặt, còn nước ngầm chiếm một tỷ lệ không đáng kể.

Trong các lưu vực lớn và trung bình ảnh hưởng của địa hình quan sát thấy rõ ở sự bố trí các sườn so với hướng truyền ẩm do gió mang đến lưu vực. Ở các sườn đón gió lượng mưa tăng lên do đó tạo ra nguồn nước dồi dào dẫn đến kết quả tăng chuẩn dòng chảy năm. Ngược lại tại các sườn khuất gió do thiếu nguồn ẩm nên ít mưa và dẫn đến giảm lượng dòng chảy năm. Qua ví dụ trên cũng chứng tỏ khi xét yếu tố địa hình ảnh hưởng tới dòng chảy, cần phân tích kỹ các yếu tố khí hậu có quan hệ chặt chẽ với chúng trong sự hình thành dòng chảy.

Một thành tố quan trọng của địa hình là độ cao lưu vực cũng ảnh hưởng không nhỏ đến sự hình thành dòng chảy và đặc trưng cơ bản nhất của nó là chuẩn dòng chảy năm. Ta biết rằng nhiệt độ không khí giảm dần theo độ cao và do vậy càng lên cao điều kiện ngưng tụ các khối không khí chứa ẩm càng tăng, vì thế lượng mưa tăng và kéo theo sự tăng dòng chảy. Mặt khác do sự tăng độ cao nhiệt độ không khí hạ thấp nên

lượng bốc hơi cũng giảm. Mưa tăng, bốc hơi giảm đều dẫn đến sự tăng dòng chảy và chuẩn dòng chảy năm tăng theo độ cao địa hình.

Với số liệu quan trắc tốt có thể sử dụng quan hệ $\bar{M} = f(H)$ để tính toán các đặc trưng dòng chảy năm cho các vùng địa hình khác nhau trên lưu vực khi cần xác định chính xác chuẩn dòng chảy năm nhằm loại trừ các yếu tố ngẫu nhiên.

4.6.4. Ảnh hưởng của địa chất thổ nhưỡng tới chuẩn dòng chảy năm

Ảnh hưởng của điều kiện địa chất tới chuẩn dòng chảy năm thể hiện ở các khía cạnh sau: 1) Thế nằm và độ sâu của tầng nước ngầm trong lưu vực được qui định bởi các tầng đất đá không thấm nước; 2) Vị trí của karst trên lưu vực: karst nhận hay cấp nước.

Ảnh hưởng của điều kiện thổ nhưỡng tới chuẩn dòng chảy năm được hiểu như sau. Theo bản đồ thổ nhưỡng thế giới thì đất đai phân bố cũng tuân theo qui luật địa đới. Một trong các yếu tố quan trọng nhất thành tạo đất đai là khí hậu. Các điều kiện khí hậu ảnh hưởng đến tính chất và cường độ phong hoá, sinh hoá, độ ẩm và chế độ nước trong đất. Vì thế cùng với sự tác động của các yếu tố khác, đất đai là sản phẩm của địa cảnh quan và có mối quan hệ chặt chẽ không những với khí hậu mà cả dòng chảy trung bình.

Khi nghiên cứu ảnh hưởng của đất đai đến chuẩn dòng chảy năm, tức là bàn đến các tính chất thấm và chứa nước của đất được xác định bởi các tính chất cơ lý và cơ hoá của đất, cấu trúc của nó và phương pháp xử lý.

Phụ thuộc vào các yếu tố trên, độ ẩm của đất có thể thay đổi trong một phạm vi lớn. Kích thước hạt càng lớn, mật độ càng nhỏ và độ thấm thấu càng cao. Ví dụ cường độ thấm trên cát và cát pha gấp 5- 10 lần cường độ thấm ở sét và á sét. Điều này dẫn đến giảm hệ số dòng chảy và chuẩn dòng chảy năm.

Độ ngậm nước của đất cũng ảnh hưởng đến chế độ nước. Do khả năng của đất có thể giữ được một lượng nước trong tầng hoạt động, nước này có thể tham gia vào quá trình bốc hơi hay bổ sung vào nước ngầm. Đất càng có độ ngậm nước cao thì càng làm giảm hệ số dòng chảy và chuẩn dòng chảy năm.

Cấu trúc của đất cũng đóng vai trò lớn trong chế độ thủy văn của đất. Đất có cấu trúc giữ ẩm tốt hơn và ẩm được giữ lại phần nhiều dưới dạng mao dẫn không tham gia vào quá trình tạo dòng chảy dẫn đến giảm chuẩn dòng chảy năm.

Vậy đất với các tính chất lý hoá khác nhau trên lưu vực, tùy theo mức độ, có ảnh hưởng đến chuẩn dòng chảy năm thông qua bốc hơi và thành tạo nước ngầm.

4.6.5. Ảnh hưởng của rừng và các dạng thảm thực vật đến chuẩn dòng chảy năm

Vấn đề ảnh hưởng của thảm thực vật, đặc biệt là rừng đối với chế độ nước sông ngòi là một vấn đề luôn luôn được đặt ra và có một ý nghĩa vô cùng to lớn về mặt lý thuyết cũng như thực tế.

Ngày nay vấn đề trồng rừng, khai thác rừng càng đáng quan tâm khi vấn đề ảnh hưởng của rừng đối với việc tính toán một số thành phần dòng chảy, về việc đánh giá lượng nước sông và lựa chọn sông tương tự v.v.. đang có nhiều phức tạp. Sự khó khăn trong việc đánh giá định lượng và định tính các ảnh hưởng đó đã nảy sinh nhiều mâu thuẫn trong nghiên cứu và trở thành đối tượng của nhiều cuộc tranh cãi. Các kết luận đưa ra vẫn còn nhiều mâu thuẫn. Một số nhà nghiên cứu chỉ xem xét một vài đặc trưng của dòng chảy và tổng thể dòng chảy nói chung. Một số khác xét riêng sông lớn, sông nhỏ và cả các sườn dốc có rừng trên các vùng đất, lãnh thổ địa lý khác nhau và các yếu tố khác nữa rồi khái quát kết quả để đi đến kết luận.

Nhưng tựu trung hiện nay có một vấn đề đã đạt được sự thống nhất tương đối là các đặc trưng dòng chảy (chuẩn dòng chảy năm, dòng chảy cực đại, dòng chảy cực tiểu, phân bố dòng chảy trong năm) giữa lưu vực lớn và lưu vực bé cần được phân biệt.

Ảnh hưởng của rừng và các dạng thực vật khác đến chế độ chung của dòng chảy và một số đặc trưng của nó có thể tóm gọn lại như sau:

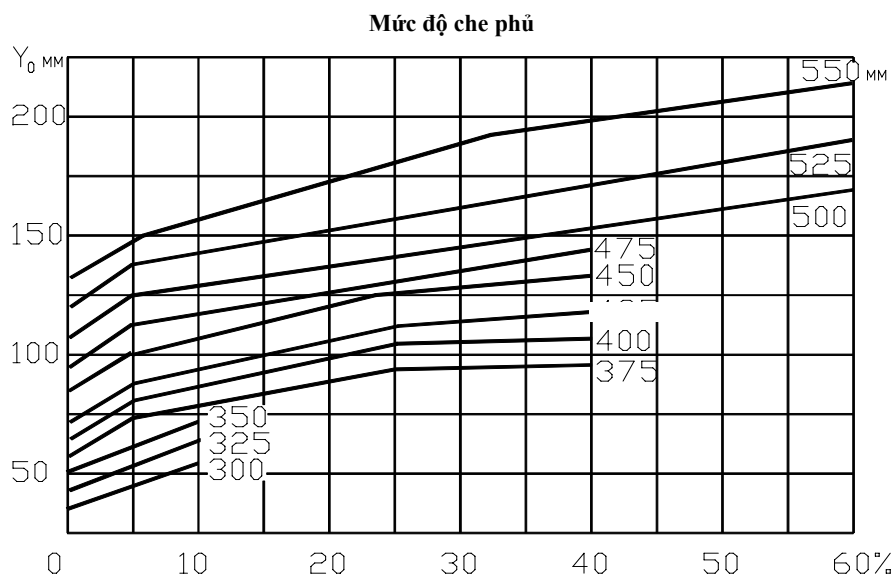
- Thảm thực vật giữ lại một phần nước mưa và làm tăng tổn thất qua bốc hơi.
- Thảm thực vật hấp thụ nước từ đất và thoát hơi qua mặt lá gây tổn thất.
- Thảm thực vật, đặc biệt là rừng che phủ đất đai làm giảm độ nóng và làm giảm sự bốc hơi từ đất.
- Trong rừng chuẩn dòng chảy năm tăng lên.
- Thảm thực vật làm tăng độ nhám bề mặt lưu vực, làm giảm vận tốc dòng chảy mặt và làm tăng độ thấm.
- Thảm thực vật có khả năng thay đổi cấu trúc đất đai và các tính chất thủy lý của đất.

Ta xét đến một số chức năng của rừng trong vai trò đối với chuẩn dòng chảy năm.

Ảnh hưởng của rừng đến lượng mưa tạo nên dòng chảy sông ngòi thể hiện qua hai hướng: Nhờ rừng nên độ nhám bề mặt lưu vực tăng ngăn dòng vận chuyển khối khí theo chiều thẳng đứng và mưa ở rừng nhiều hơn so với khoảng trống trong cùng một điều kiện thành tạo.

Theo các nghiên cứu thực nghiệm thì có rừng lượng mưa tăng lên khoảng 20-25% so với khoảng trống cùng trong một điều kiện khí hậu, tuy nhiên lượng nước bị thân và lá cây giữ lại cũng chiếm khoảng 20-25% nên dòng chảy mặt nói chung không tăng lên, nhưng dòng chảy ngầm tăng và giữ lại trong đất đai và là nguồn nước bổ sung cho lưu vực sông ngòi.

Thành phần tổn thất nước trên lưu vực sông ngòi có rừng lớn hơn khoảng trống do bốc hơi. Lượng tổn thất này chiếm khoảng 8-10%. Do rừng có hệ số ma sát lớn nên giảm vận tốc dòng chảy, trong thời gian đó nước có thể tăng thời gian thấm nên cũng dẫn tới việc giảm lượng nước mặt.



Hình 4.4. Mối phụ thuộc chuẩn dòng chảy năm vào độ che phủ lưu vực

Tuy vậy nếu xét một lưu vực kín thì lượng nước mưa tạo thành sẽ chuyển sang hoặc nước mặt, hoặc nước ngầm nên tựu trung chuẩn dòng chảy năm tại những khu vực có rừng là tăng lên. Lượng dòng chảy phụ thuộc vào độ che phủ và lượng mưa (H.4.4).

Để nghiên cứu ảnh hưởng của rừng đến chuẩn dòng chảy năm có thể sử dụng hệ số tương đối:

$$\bar{K} = \frac{\bar{Y}_i}{\bar{Y}_v} \quad (4.21)$$

với \bar{K} - hệ số ảnh hưởng của rừng tới dòng chảy, \bar{Y}_i - lớp nước trung bình nhiều năm của lưu vực, \bar{Y}_v - lớp nước trung bình nhiều năm của vùng.

4.6.6. Ảnh hưởng của hồ đến chuẩn dòng chảy năm

Ảnh hưởng của hồ biểu thị tương đối rõ đến việc giảm giá trị dòng chảy do tăng diện tích bốc hơi từ bề mặt nước, mà bốc hơi từ mặt nước lớn hơn bốc hơi từ bề mặt lưu vực.

Để xác định sự giảm chuẩn dòng chảy năm do hồ tại các vùng kém nghiên cứu từ bản đồ dòng chảy cần xét xem nếu trong khu vực tính toán ao hồ chiếm hơn 5% diện tích lưu vực thì có thể xác định theo công thức được rút ra từ phương trình cân bằng nước:

$$M_1 = M(1 - f_h) + \frac{(X - E)f_h}{31,5} \quad (4.22)$$

với M_1 - chuẩn dòng chảy của sông có hồ tính toán (l/s.km²); M - chuẩn dòng chảy năm xác định theo bản đồ (l/s.km²); X -chuẩn mưa năm, mm; E - chuẩn bốc hơi từ mặt nước, f_h - diện tích hồ so với diện tích lưu vực tính bằng %.

Trên lưu vực có hồ thì hồ đóng vai trò điều tiết dòng chảy. Vai trò này sẽ được trình bày chi tiết hơn khi bàn đến dòng chảy cực đại.

4.6.7. Ảnh hưởng của đầm lầy đến chuẩn dòng chảy năm

Ảnh hưởng của đầm lầy được phân biệt bởi sự khác nhau của các điều kiện địa lý tự nhiên, đặc trưng bởi các thành phần đi và đến của phương trình cân bằng nước.

Nhiệt độ thấp của bề mặt đầm lầy so với các khu vực đất đai xung quanh tạo thuận lợi cho ngưng tụ ẩm ở vùng trung, và cây cỏ trên đầm lầy cũng phần nào làm tăng lượng ẩm do mưa so với vùng trồng.

Đầm lầy và đất lầy có độ ẩm cao và do vậy bốc hơi cũng tăng. Mặt khác vận tốc gió trên đầm lầy giảm nên sự bốc hơi cũng hạn chế. Do vậy ảnh hưởng của đầm lầy đến chuẩn dòng chảy năm có thể là dương hoặc âm tùy theo từng điều kiện cụ thể. Nó không chỉ phụ thuộc vào các điều kiện khí hậu mà cả các điều kiện vi khí hậu trong mối tương quan giữa các thành phần cân cân nước: mưa, ngưng tụ, bốc hơi.

Nói chung vùng thừa ẩm thì không quan sát thấy ảnh hưởng của đầm lầy tới chuẩn dòng chảy năm, còn tại các vùng thiếu ẩm thì đầm lầy làm giảm chút ít chuẩn dòng chảy năm.

4.6.8. Ảnh hưởng của các hoạt động kinh tế đến chuẩn dòng chảy năm

Theo mức độ sử dụng các biện pháp thủy lợi ta có thể chia các hoạt động kinh tế của con người thành 3 nhóm chính:

1) Hoạt động trên lòng sông nhằm điều hòa hay phân phối lại nguồn nước bằng cách xây dựng hồ chứa, xây đập hoặc chuyển dòng.

2) Thay đổi tương quan giữa các thành phần cân cân nước như tưới tiêu, khử mặn...

3) Hỗn hợp do việc điều tiết dòng chảy vì nhiều mục đích khác nhau.

Hồ chứa đảm bảo điều tiết sự phân phối không đồng đều của dòng chảy để phục vụ kinh tế dân sinh.

Việc tưới tiêu thường làm tăng hoặc giảm dòng chảy ngầm, việc chuyển dòng làm tăng lượng nước ở lưu vực này kéo theo sự giảm lượng nước tại lưu vực khác.

Trong việc khai thác sử dụng nước cũng có nhiều mâu thuẫn, như thủy điện cần sự điều hòa nguồn nước để khai thác đều đặn trong năm, còn ngư nghiệp thì cần đảm bảo chế độ nước tự nhiên để duy trì sự cân bằng sinh thái.

Việc khai khẩn đất hoang trên bề mặt lưu vực làm tăng độ thấm của đất dẫn đến việc tăng dòng chảy ngầm và giảm dòng chảy mặt.

Vậy những hoạt động cụ thể của con người trên bề mặt lưu vực có hai hướng:

1) Tăng dòng chảy năm như trồng rừng đầu nguồn, chuyển nước sông từ nơi khác về qua hệ thống thủy lợi.

2) Giảm dòng chảy mặt và tăng dòng chảy ngầm như việc xây dựng hồ chứa, khai khẩn đất hoang, khai thác rừng và tưới tiêu cho nông nghiệp, cải tạo đầm lầy v.v..

Như vậy ảnh hưởng của các hoạt động kinh tế của con người tác động tới dòng chảy năm rất lớn và không đơn giản nên khi khai thác tài nguyên nước trên lưu vực cần có tính toán cụ thể để đảm bảo việc phục hồi và tái tạo nó theo hướng phát triển bền vững.

4.7. 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 để đưa ra một bản đồ tốt nhất trên cơ sở tài liệu.

4.7.1. 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 giả 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. Và quan trọng nhất 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 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.

4.7.2. Các bước xây dựng bản đồ chuẩn dòng chảy năm

Xây dựng bản đồ chuẩn dòng chảy năm nhất thiết phải thực hiện đúng các qui trình sau:

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 nhất là 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 qui về giá trị \bar{M} hoặc \bar{Y} để loại trừ ảnh hưởng của diện tích lưu vực.

5. Theo kết quả tính chuẩn dòng chảy năm cho từng trạm đo để đưa chúng vào trung tâm hình học của lưu vực trạm không 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 qui phạm của Cục Đo đạc và Bản đồ Nhà nước.

4.8. DÒNG CHẢY SÔNG NGÒI VIỆT NAM VÀ CÁC YẾU TỐ ĐỊA LÝ TÁC ĐỘNG TỚI NÓ

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 những hiểu biết đầy đủ về những yếu tố địa lý ảnh hưởng đến dòng chảy, quá trình hình thành và diễn biến dòng chảy trên 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, 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 của sông ngòi.

Theo M. I. Lvôvits, ngày nay người ta bắt buộc phải kể đến vai trò của hoàn cảnh địa lý trong những hiện tượng về thủy văn diễn biến. Hoàn cảnh đó chính là môi trường địa lý, là những yếu tố trực tiếp hoặc gián tiếp hình thành dòng chảy sông ngòi.

Nói một cách khác, đặc trưng hình thái thủy văn sông ngòi được hình thành dưới sự ảnh hưởng tổng hợp của các yếu tố địa lý. Những yếu tố đó có quan hệ chặt chẽ và ảnh hưởng lẫn nhau. Những yếu tố địa lý quan trọng nhất là khí hậu, thổ nhưỡng và nham thạch. Ngoài ra, địa hình, cấu tạo địa chất, độ đầm lầy, độ ao hồ cũng ảnh hưởng rõ rệt. Cuối cùng là sự hoạt động kinh tế của con người 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 yếu tố địa lý với dòng chảy. Chính vì vậy khi nghiên cứu vấn đề này trên lãnh thổ nước ta, vì còn nhiều hạn chế về tài liệu (nhất là tài liệu thực nghiệm về dòng chảy mới cho kết quả nghiên cứu bước đầu), cần được tiếp tục kiểm nghiệm trong thực tế.

4.8.1. Các yếu tố khí hậu

Trong các nhân tố địa lý tự nhiên thì khí hậu là nhân tố cơ bản, đóng vai 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.

1. *Mưa*. Đặc điểm khí hậu nhiệt đới ẩm, gió mùa của nước ta thể hiện rất rõ rệt lượng mưa trung bình trong nhiều năm và 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 1960mm. So với lượng mưa trung bình cùng vĩ độ (10^0 - 20^0 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 của 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 mm - 3000 mm, Bắc Quang 4765 mm, Hoàng Liên Sơn 2600 mm - 3000 mm, Mường Tè 2600 - 2800 mm, Hoàng Sơn 3500 mm - 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 Ba Na đạt 5013 mm. Vùng có lượng mưa lớn kéo dài từ vĩ tuyến 15^0 B đến 16^0 B, 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 mm - 1200 mm, Sơn La 1000 mm - 1300 mm, Mường Xén 800 mm - 1000 mmm, 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 10^0 B đến vĩ tuyến 12^0 B là vùng ít mưa khá điển hình ở nước ta.

Nhìn chung, lượng dòng chảy của sông ngòi ở nước ta cũng khá phong phú. Độ sâu dòng chảy nhiều năm đạt 998 mm. So với độ sâu dòng chảy ở vĩ độ 10^0 - 12^0 B cùng vĩ độ với nước ta (207 mm) thì lượng mưa dòng chảy ở nước ta gấp 5 lần.

Quy luật phân bố của dòng chảy cũng tương tự như phân bố của mưa. Trên toàn lãnh thổ, các trung tâm dòng chảy lớn, nhỏ thường trùng với các trung tâm mưa lớn, mưa nhỏ.

Những vùng mưa lớn thì dòng chảy lớn như ở vùng Vài Lài thuộc tâm mưa lớn Móng Cái, độ sâu dòng chảy năm trung bình đạt tới 2334 mm; vùng Hoàng Liên Sơn, độ sâu dòng chảy năm cũng 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, độ sâu dòng chảy tới 1800 mm - 2400 mm. Vùng mưa lớn Bắc đèo Hải Vân, độ sâu dòng chảy cũng xấp xỉ 2000 mm, tại sông Hữu Trạch là 1973mm; vùng mưa lớn Trà Mi - Ba Tơ, Ba Na, độ sâu dòng chảy đều vượt trên 2000 mm; sông Bùng 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 dòng chảy cũng đạt tới 1100 mm - 1428 mm.

Sự lặp lại phân bố của mưa cũng được thể hiện khá rõ đối với các trung tâm dòng chảy nhỏ như tại Chi Lăng 470 mm, Thác Vai 391 mm, Cửa Rào 583 mm, sông Lũy 316 mm.

Như vậy, lượng dòng chảy và sự phân bố của nó trên lãnh thổ nước ta phụ thuộc chủ yếu vào sự phân bố của lượng mưa. Đặc điểm có tính quy luật đó được phản ánh rất rõ trên thực tế và trên bản đồ đường đồng mức và dòng chảy trung bình nhiều năm.

Yếu tố mưa không những ảnh hưởng đến dòng chảy mặt phân bố trong không gian như đã đề cập trên đây, 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).

Chế độ nước sông điều hòa hay ác liệt có ý nghĩa quan trọng đối với sản xuất và đời sống. Trong điều kiện khí hậu nhiệt đới gió mùa như ở nước ta vấn đề chế độ dòng chảy trong năm lại là vấn đề quan trọng hơn nhiều so với tổng lượng.

Nhìn chung, trên toàn lãnh thổ mùa mưa và chế độ dòng chảy cũng phân hoá theo không gian khá rõ:

Mùa mưa nhiều có xu thế chậm dần từ Bắc xuống Nam tính đến Phan Rí:

Bắc Bộ mùa mưa từ tháng IV, V đến tháng IX, X.

Bắc Trung Bộ, mùa mưa từ tháng VIII đến tháng XII.

Nam Trung Bộ từ Phan Rí mùa mưa từ tháng IX đến tháng XII.

Phan Rí và Nam Bộ mùa mưa từ tháng IV, V đến tháng X - XI.

Trung và Nam Tây Nguyên mùa mưa từ tháng V đến tháng X.

Tóm lại, trừ vùng duyên hải Trung Bộ có mùa mưa bắt đầu muộn nhất do địa hình của dãy Trường Sơn phối hợp với hoàn lưu đông bắc tạo nên; còn phần lớn lãnh thổ có mùa mưa bắt đầu từ tháng IV, V và kết thúc vào tháng X - XI.

Mùa mưa tuy dài ngắn khác nhau, dao động từ 4 đến 6 tháng, nhưng có tới 70 -90 % lượng mưa cả năm tập trung vào mùa mưa.

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. Tùy 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 mức 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 có 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 sự hình thành chế độ dòng chảy của sông ngòi.

2. *Bốc hơi.* 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 21⁰C ở miền Bắc, và 25⁰C 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 953mm, so với lượng mưa trung bình năm thì hệ số bốc hơi là 0,48, nhỏ hơn khoảng 35% so với cùng vĩ độ.

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.

Qui 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 và dòng chảy. So với các nhân tố khác thì quan hệ giữa mưa và dòng chảy chặt chẽ hơn cả do trong sự hình thành dòng chảy sông ngòi ở nước ta 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 lượng 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 qui 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 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.

4.8.2. Thổ nhưỡng và nham thạch

Chúng ta biết rằng, lưu vực sông được cấu tạo từ thổ nhưỡng và nham thạch. Thổ nhưỡng và nham thạch là nhân tố ảnh hưởng quan trọng đến dòng chảy. Thực tế cho thấy một lưu vực có lượng mưa lớn chưa đủ sản sinh một dòng chảy mặt phong phú, vì dòng chảy còn phụ thuộc vào khả năng thấm nước của thổ nhưỡng và kiến trúc địa chất của lưu vực sông nữa.

Theo kết quả phân tích và so sánh trên một số cặp trạm thủy văn thì ảnh hưởng của thổ nhưỡng và nham thạch đối với dòng chảy sông ngòi theo hai chiều hướng: có thể làm tăng hoặc làm giảm lượng dòng chảy, điều hòa hoặc thất thường hoá chế độ dòng chảy. Trên toàn bộ lãnh thổ nước ta có hai loại thổ nhưỡng và nham thạch có ảnh hưởng rõ và quan trọng nhất đối với dòng chảy sông ngòi và chế độ của nó là đá vôi và đất phong hoá từ bazan.

Đá vôi chiếm một diện tích khá lớn và phân bố rộng khắp ở miền Bắc nước ta. Nó có đặc điểm là dễ hòa tan, nhất là trong nước mưa có nhiều CO_2 tự do, thường có các hang động sông ngầm.... làm giảm dòng chảy mặt; mật độ sông ngòi ở những vùng đá vôi thường nhỏ hơn $0,5\text{km}/\text{km}^2$, lượng dòng chảy sông ngòi thường bị giảm do mất nước vì đường phân lưu của lưu vực sông ở đây không khép kín. Qui luật giảm dòng chảy trong các lưu vực sông có nhiều đá vôi đã thể hiện khá rõ. Kết quả so sánh ở một số cặp trạm thủy văn có tỷ lệ đá vôi khác nhau rõ rệt, các yếu tố diện tích, độ cao và mưa gần tương tự cho thấy tỷ lệ đá vôi trong lưu vực tăng lên khoảng 10% thì lượng dòng chảy mặt bị giảm bình quân là 8%. Đặc điểm này thường xuất hiện trong các vùng karst đang còn ở giai đoạn trẻ, thành từng khối vững chắc, diện hứng nước mưa rộng, hình thái karst chủ yếu là các phếu hứng nước, cửa biển, cửa hiện. Dòng chảy khi ẩn khi hiện có thể gặp ở Trà Lĩnh, Đồng Văn, cao nguyên Sơn La và khối núi đá vôi Kẻ Bàng... Ngược lại, các vùng karst đã phát triển đến giai đoạn cuối, hình thành các núi sót, cửa biển đã bị lớp vỏ phong hoá lấp đầy thì dòng chảy mặt đã nhiều hơn rõ rệt như ở Quảng Yên, Trùng Khánh...

Rõ ràng đá vôi đã tạo ra ở nước ta một kiểu *chế độ dòng chảy sông ngòi đặc biệt, thủy văn karst* với những đặc điểm như sau:

Dòng chảy mặt giảm đi rõ rệt, mật độ sông suối thưa thớt, dưới $0,5\text{km}/\text{km}^2$. Lượng nước ngầm phong phú, thường chiếm từ 30-40% lượng dòng chảy cả năm, có ảnh hưởng rõ rệt đến phân bố dòng chảy trong năm, có tác dụng điều hòa dòng chảy do khả năng điều tiết rất lớn của khu vực. Các lưu vực sông vùng đá vôi có hệ số hình dạng ngọn lũ thường bé ($0,50-1,0$), mô đun dòng chảy đỉnh lũ cũng thiên bé rõ rệt, nói chung lũ lên chậm và đỉnh lũ kéo dài.

Đá bazan và đất đỏ bazan chiếm tới 25% diện tích của miền Nam. Riêng Tây Nguyên vỏ phong hoá trên đất đỏ bazan chiếm tới 20000 km^2 . Đất đỏ bazan rất dày, có chỗ tới 300m, khả năng thấm nước lớn, hệ số thấm nước đạt 0,25 có ảnh hưởng đến dòng chảy và chế độ của nó. Cụ thể là lượng tổn thất bốc hơi lớn do khả năng thấm nước của đất lớn trong điều kiện mùa khô kéo dài tới 8 tháng ở Tây Nguyên. Dòng chảy mặt ở đây bị giảm sút rõ rệt, biểu hiện ở mật độ sông suối có dòng chảy thường xuyên thấp dưới $0,5\text{km}/\text{km}^2$, hệ số dòng chảy năm thấp 0,40 - 0,45. Lượng nước ngầm khá lớn chiếm 30 - 35% lượng dòng chảy cả năm. Khả năng thấm nước lớn của đất đỏ bazan làm giảm sút lượng dòng chảy và đặc biệt có ảnh hưởng rõ rệt đến chế độ dòng chảy. Biểu hiện rõ nhất là do ảnh hưởng của đất đai ở Tây Nguyên đã làm cho mùa lũ xuất hiện chậm hơn mùa mưa một thời gian dài nhất nước ta tới 1,5 đến 2 tháng. Điều đó chỉ rõ sự ảnh hưởng của đất đá trên lưu vực đã trực tiếp làm thay đổi lượng dòng chảy và chế độ của nó một cách

đáng kể, ảnh hưởng của nhân tố khí hậu trong trường hợp trên đây không rõ nét như ở nơi khác, tính cục bộ, địa phương cần được chú ý đầy đủ trong mọi tính toán dự báo về thủy văn sông ngòi.

4.8.3. Địa hình

Sau khí hậu, thổ nhưỡng và nham thạch là những nhân tố ảnh hưởng trực tiếp tới lượng dòng chảy và sự phân bố trong không gian cùng chế độ của dòng chảy, ở nước ta nhân tố địa hình cũng có ảnh hưởng khá rõ nét đến lượng dòng chảy và chế độ của nó.

Lãnh thổ nước ta có diện tích đồi núi chiếm tới 3/4 trong đó chủ yếu là đồi núi thấp, những đỉnh cao nhất mới đạt tiêu chuẩn núi trung bình. Độ cao 100 - 500 m chiếm 50% diện tích, núi cao trên 1000 m chỉ chiếm tới 10% diện tích. Như vậy, đồi núi thấp là tính chất chủ yếu của địa hình nước ta.

Ảnh hưởng của địa hình có tác dụng nhất định tới dòng chảy thông qua việc tăng cường tính địa đới của khí hậu. Nhìn chung, trên toàn lãnh thổ nước ta sự gia tăng độ cao tuyệt đối của địa hình thường biểu hiện ở sự gia tăng của lượng mưa, độ dốc lưu vực, nhiệt độ giảm, mật độ sông suối tăng. Trong điều kiện đó lượng dòng chảy cũng được gia tăng theo độ cao khá rõ.

Kết quả tính toán cho thấy *lượng mưa và lượng dòng chảy gia tăng theo độ cao*. Sự gia tăng lớn nhất xuất hiện trong khoảng độ cao từ 300-600m và giới hạn độ cao mà quy luật mưa tăng theo độ cao không tồn tại nữa thường được ước lượng từ độ cao 2000m trở lên.

Như vậy, độ cao bình quân lưu vực sông ở nước ta đều nằm trong giới hạn tác động của quy luật tăng theo độ cao của lượng mưa và dòng chảy. Sự gia tăng của lượng mưa và dòng chảy được tính như sau: đối với lượng mưa tăng khoảng từ 20-300mm cho 100m tăng độ cao, đối với dòng chảy thì tăng ít hơn chỉ 5-40mm cho 100m tăng độ cao. Kết quả so sánh một số cặp trạm thủy văn có độ chênh lệch rõ rệt, thì thấy lượng mưa và lượng dòng chảy đều tăng theo độ cao. Tính cho 100m tăng lên của độ cao thì sự tăng lượng dòng chảy giữa các trạm không đồng nhất, nơi tăng nhiều đến 23%, nơi tăng ít khoảng 10%. Tính trung bình thì lượng dòng chảy tăng theo độ cao khoảng 16% cho 100m. Trên toàn bộ lãnh thổ, những trung tâm mưa lớn và dòng chảy lớn đều nằm trên các vùng núi có độ cao nhưng hướng về phía gió ẩm thịnh hành. Những vùng đó là: vùng núi Bình Liêu, núi Tây Côn Lĩnh, Hoàng Liên Sơn, núi Púilung, vùng núi Nghệ An, Hà Tĩnh, vùng Đèo Cả, Hải Vân, Ba Na, Trà Mi, Ba Tơ... đều có độ sâu dòng chảy trung bình nhiều năm đạt tới 1500 mm đến trên 2000 mm, mô đun dòng chảy trung bình nhiều năm tới 70 đến trên 100l/skm². Tuy vậy cũng phải kể đến tình thế trái với quy luật trên. Đó là sự xuất hiện của một vùng mưa lớn, dòng chảy lớn, nhưng độ cao lớn như ở Bắc Quang, duyên hải Quảng Ninh, Thừa Lưu... Điều đó có liên quan tới (hiệu ứng) chặn trước núi, ở đó không khí bị nhiễu động mạnh, mưa nhiều, dòng chảy cũng gia tăng rõ rệt so với những vùng sườn núi xung quanh.

Ngoài quy luật tăng theo độ cao của lượng mưa và lượng dòng chảy năm, chúng ta còn thấy sự ảnh hưởng của địa hình khá rõ rệt đối với lượng và sự phân bố dòng chảy do *đặc điểm hướng sườn của địa hình*. Theo quy luật này thì ở sườn đón gió có lượng mưa và lượng dòng chảy lớn hơn ở phía khuất gió. Sự chênh lệch này khá rõ ràng, nhất là ở phía nam đông bắc và tây nam núi Đông Triều; giữa hai trạm Bình Liêu và Cẩm Đàn lượng dòng chảy chênh lệch nhau tới 35%. Như vậy, độ cao và hướng sườn đón gió ẩm của địa hình đều làm tăng lượng dòng chảy năm, trung bình thì lượng gia tăng đó khoảng 22%.

Đối với chế độ dòng chảy, nhân tố địa mạo cũng ảnh hưởng rõ rệt. Nói chung những vùng địa hình cao, mưa nhiều thì tỷ số phân phối dòng chảy trong năm điều hòa hơn vùng thấp có lưu lượng ít, nguyên nhân chủ yếu là do mùa mưa kéo dài. Sự hình thành của địa hình đối với cơ chế dòng chảy thể hiện rõ nhất ở phía đông dãy núi Trường Sơn. Tại đây địa hình đã phối hợp với hướng của gió mùa, hình thành kiểu chế độ dòng chảy đặc sắc nhất ở nước ta- mùa lũ lệch về mùa đông, từ tháng IX-X đến tháng XI- XII; mô hình

phân phối dòng chảy trong năm có pha nước lớn, nước nhỏ rõ rệt, khác biệt hẳn so với các vùng khác trên lãnh thổ.

4.8.4. Rừng

Từ thực tế nước ta cho thấy ảnh hưởng của rừng đối với dòng chảy lệ thuộc vào rất nhiều yếu tố , trong đó tỷ lệ che phủ và loại rừng là những yếu tố quan trọng nhất.

Theo Winliam và Nikhitsin thì rừng cây làm biến đổi thổ nhưỡng rất mạnh nên một khi tình hình che phủ của rừng thay đổi thường kéo theo sự thay đổi về loại rừng và chế độ dòng chảy của sông ngòi.

Ở nước ta quá trình biến đổi đó thường biến đổi qua rừng nguyên thủy đến rừng mọc lại, rừng tre nứa có tranh, bụi rậm và cuối cùng là đồi trọc. Chiều hướng biến đổi ngược lại tuy có song rất ít và rất chậm. Sự biến đổi tương ứng của dòng chảy là khô kiệt về mùa cạn, chế độ sông ngòi từ điều hòa trở nên thất thường, ác liệt hoá, lũ lụt, khô cạn thường xuyên xảy ra nhiều hơn khi còn rừng.

Ở nước ta, rừng còn lại không nhiều, tỷ lệ che phủ của rừng hiện nay chỉ còn khoảng 24% diện tích toàn lãnh thổ, tức là đã suy tàn quá mức cho phép tới 26%. So với năm 1945 thì năm 1985 nước ta chỉ còn 7,8 triệu ha rừng. Như vậy, sau 40 năm đã mất 65 triệu ha rừng. Riêng từ năm 1975 đến nay hàng năm mất 225000 ha rừng.

Những vùng còn nhiều rừng (tỷ lệ đất có rừng chiếm từ 35% trở lên) ở Bắc Bộ chỉ có hai tỉnh Hà Giang, Tuyên Quang, các tỉnh thuộc Bắc Trung Bộ, Ninh Thuận, Bình Thuận và Tây Nguyên. Trong đó có hai tỉnh Lâm Đồng và Đắk Lắk, tỷ lệ rừng còn nhiều nhất đạt từ 45 - 68% diện tích. Vùng còn ít rừng nhất là Tây Bắc chỉ có 9%, đất có rừng ở hai tỉnh Bắc Ninh, Bắc Giang chỉ còn 12%...

Về loại rừng thì trong tổng diện tích rừng là 7,8 triệu ha có các loại như sau:

Lá rộng thường xanh chiếm 5,362 triệu ha, rừng rụng lá là 371,6 nghìn ha, lá kim 135 nghìn ha, rừng hỗn giao gỗ, tre nứa 395 nghìn ha, rừng tre nứa 1 triệu ha.

Trong khi đó diện tích không còn rừng là 13 triệu 787 nghìn ha, trong đó đồi trọc chiếm gần 1 triệu ha, còn lại là cây bụi, gỗ rải rác.

Tỷ lệ rừng còn lại và loại rừng của nước ta như trên đã có ảnh hưởng quan trọng đến dòng chảy sông ngòi cũng như chế độ của nó. Theo số liệu nghiên cứu thực nghiệm dòng chảy và chống xói mòn, kết quả so sánh một số cặp trạm thủy văn có sự khác nhau rõ rệt về tỷ lệ rừng, bước đầu chúng ta có thể nêu lên một số nhận xét sau:

Rừng làm tăng hay giảm lượng dòng chảy năm. Thực tế cho thấy rằng, vùng có độ cao địa hình dưới 500m thì sự tăng hay giảm lượng dòng chảy năm không rõ rệt. Song, xu thế chung là lượng dòng chảy ở đây thường bị giảm đi. Ngược lại, những vùng địa hình cao hơn 500 m thì xu thế chung làm tăng lượng dòng chảy năm, càng lên cao xu thế càng rõ rệt. Điều đó phù hợp với quy luật: tồn thất giảm và mưa tăng theo độ cao.

Trong điều kiện mưa nhiều, dòng chảy phong phú, ở nước ta ảnh hưởng của rừng có ý nghĩa hơn cả là tác dụng điều hòa chế độ dòng chảy và chống xói mòn đất. Về khả năng điều tiết dòng chảy lũ, kết quả tính toán cho thấy rừng làm giảm lượng dòng chảy không lớn như một số tác giả đã nói. Trong điều kiện mưa lũ cường độ lớn, kéo dài ngày xuất hiện bất kỳ thời điểm nào trong mưa lũ đã hạn chế khả năng điều tiết dòng chảy lũ của rừng. Thực vậy khi đất rừng đã bão hòa nước thì rừng ít còn tác dụng điều tiết làm giảm dòng chảy lũ, nhưng cũng phải thấy giới hạn của nó, cụ thể đối với từng con lũ trong mùa lũ. Không nên nghĩ rằng rừng có tác dụng điều tiết phần lớn dòng chảy lũ như người ta vẫn thường nhấn mạnh.

Riêng về dòng chảy mặt trên sườn thì rừng có tác dụng làm giảm đi rất nhiều. Tài liệu thực nghiệm dòng chảy đã chứng minh điều đó, tức là lượng dòng chảy sát mặt của sườn dốc phủ rừng chiếm một tỷ lệ đáng kể trong quá trình hình thành dòng chảy lũ.

Ảnh hưởng của rừng đối với dòng chảy kiệt qua kết quả nghiên cứu thực nghiệm ở nước ngoài và ở nước ta đều khẳng định là rừng làm tăng lượng dòng chảy kiệt một lượng đáng kể. Ở những vùng rừng còn nhiều thì dòng chảy kiệt có thể tăng từ 30 - 100%. Trị số môđun dòng chảy nhỏ nhất bình quân nhiều năm của vùng còn nhiều rừng lớn hơn rõ rệt vùng không còn rừng.

Tác dụng ảnh hưởng này của rừng ở nước ta thể hiện rất rõ, điều đó rất có ý nghĩa đối với sản xuất và đời sống. Có thể khai thác quy luật này một cách triệt để và tích cực để biến đất rừng thành một hồ chứa nước ngầm. Chuyển nước mặt thừa thải thành nước ngầm để dùng trong mùa kiệt thông qua sự điều tiết của rừng là một phương thức cần được khai thác.

Chúng ta cần thấy rằng, khả năng điều tiết tự nhiên lớn nhất khi tỷ lệ che phủ của rừng trên lưu vực lớn hơn 50% diện tích. Thực tế ở nước ta cho thấy những lưu vực có trị số môđun dòng chảy mùa kiệt đạt từ 20 đến 40l/skm² đều thấy xuất hiện ở những lưu vực có tỷ lệ che phủ của rừng đạt lớn hơn 50% diện tích, có thể kể một số ví dụ như ở Nghĩa Đô, Ngòi Thia, Sông Hiếu, Ngàn Phố, Thu Bồn, sông Vệ, Bắc và Nam Tây Nguyên. Ngược lại những vùng đồi núi trọc thì mất luôn cả nguồn nước thường xuyên, dòng chảy chỉ tồn tại khi có mưa, mùa cạn, lòng sông suối cạn trơ sỏi đá.

Rừng cây, một "bàn tay" không lồ giữ đất. Đối với dòng chảy rắn, rừng có tác dụng làm giảm rõ rệt xói mòn mặt đất. Trong điều kiện địa lý tự nhiên tương tự, lưu vực nào còn nhiều rừng thì xâm thực giảm đi rõ rệt. Thực tế đã chỉ rõ nếu đất không còn rừng cây che phủ thì lượng đất màu mất đi sẽ tăng gấp 120 lần so với đất còn rừng, lượng đất bị bào mòn hàng năm 0,14 - 1,03 tấn/ha ở nơi rừng tự nhiên còn tương đối tốt và tăng lên tới 124 tấn/ha nếu ở đó khai thác hết rừng thành đồi trọc.

Trên đây đã chỉ rõ vai trò bảo vệ và cải tạo điều kiện thủy văn của rừng, trong tình hình của nước ta rừng đang ở tình trạng bị tàn phá ghê gớm thì càng phải đề cao việc bảo vệ và khôi phục thảm rừng.

"Rừng là một bộ phận của môi trường sống, là tài sản quý báu của nước ta, có giá trị lớn đối với nền kinh tế quốc dân và văn hoá cộng đồng".

4.8.5. Sự hoạt động kinh tế của con người

Chúng ta biết rằng mỗi lưu vực sông là một hệ sinh thái, là một tổng thể tự nhiên khá hoàn chỉnh, đó là một tập hợp có quy luật của nhiều thành phần và nhiều bộ phận các điều kiện tự nhiên xã hội. Ngoài những nhân tố tự nhiên trên đây có ảnh hưởng tích cực hoặc tiêu cực đối với dòng chảy, trong thời đại hiện nay sự phát triển cực kỳ nhanh chóng của sản xuất, đã xuất hiện một khả năng tác động của con người có ảnh hưởng sâu sắc và nhanh chóng đến dòng chảy sông ngòi. Trên lãnh thổ nước ta hiện nay cả hai chiều hướng trên đây đều thể hiện rất rõ nét.

Những ảnh hưởng tích cực của hoạt động kinh tế đối với dòng chảy sông ngòi nước ta ngày càng trở thành mặt chủ yếu. Đó là sự nghiệp thủy lợi hoá, trị thủy và khai thác tổng hợp các dòng sông lớn nhỏ. Có thể nói trên khắp nước ta ngày nay đang diễn ra một cuộc chiến đấu vĩ đại với thiên nhiên. Bằng các công trình thủy lợi, thủy điện, con người đang phân bố và phân phối lại nguồn nước cho phù hợp với yêu cầu dùng nước của sản xuất và sinh hoạt. Nhiều công trình thủy lợi, thủy điện sẽ giúp con người chinh phục các dòng sông, hạn chế, xoá bỏ bất lợi do chế độ dòng chảy của nó gây nên, tranh thủ khai thác triệt để nguồn thủy lợi vốn rất giàu có của sông ngòi nước ta. Chúng ta có thể nêu lên một số công trình làm ví dụ:

Công trình trên sông Đà tại Hòa Bình có hồ chứa tới 9,5 tỷ m³ nước, điện năng sản xuất là 8,16 tỷ kw/g. Công trình Trị An trên sông Đồng Nai có hồ chứa được 2,64 tỷ m³ nước, công suất phát điện là

400000 kw. Công trình thủy điện Đa Nhim, công trình thủy lợi Dầu Tiếng thực hiện phân bố nguồn nước trong không gian và thời gian, nhằm phục vụ cho sản xuất và đời sống... Đó là những tác động rất tích cực đối với dòng chảy sông ngòi. Trong suốt 40 năm qua sự nghiệp thủy lợi hoá chinh phục các dòng sông ở nước ta đã có nhiều thành tích. Nếu trước kia, thời thuộc Pháp cả nước mới chỉ có một hồ chứa Xuân Dương với dung tích 7,7 triệu m³, vài ba trạm bơm điện, đảm bảo hệ thống thủy nông thì ngày nay cả nước ta đã có tới 3500 hồ chứa nước nhỏ, 650 hồ chứa nước lớn và vừa, hơn 2000 trạm bơm điện. Các công trình thủy lợi ở khắp lãnh thổ có khả năng tưới cho 2,2 triệu ha, tiêu cho 85 vạn ha và ngăn mặn cho 70 ha đất nông nghiệp. Sức mạnh dòn non lấp biển của nhân dân ta thực sự đã làm thay đổi dòng chảy theo hướng có lợi cho sản xuất và đời sống. Bằng sự phân phối và phân bố tự nhiên công trình thủy lợi, chúng ta đã có thể hạn chế lượng dòng chảy lớn nhất, tăng cường lượng dòng chảy nhỏ nhất - cụ thể là phân phối lượng dòng chảy trong năm, đó là việc làm tích cực nhất đối với cải tạo sông ngòi.

Một tác động tích cực khác đến dòng chảy sông ngòi cũng khá rộng khắp là phong trào trồng cây gây rừng, thực hiện canh tác theo khoa học nông lâm kết hợp để bảo vệ đất, bảo vệ nước.

Phân phối các loại cây để tạo nên một cấu trúc rừng rậm kín thì đất bị xói mòn ít và giữ nước nhiều nhất. Thực hiện một cấu trúc rừng đồng thời phối hợp bậc thang, nương giữ nước, có thể duy trì được sản xuất với năng suất ổn định trên cơ sở giữ được nước và đất. Điều đó có ảnh hưởng rất tích cực đến dòng chảy của sông ngòi. Những ảnh hưởng tiêu cực nghiêm trọng đến dòng chảy sông ngòi nước ta là nạn phá rừng, nhiễm bẩn nguồn nước...

Việc thu hẹp thảm rừng, tỷ lệ che phủ xuống dưới 25% diện tích đất tự nhiên đã gây ra nạn xói mòn rất trầm trọng. Hàng năm các sông suối của nước ta đã đổ ra biển Đông một lượng đất khổng lồ, khoảng 300 triệu tấn. Vùng đồi núi không có cây che phủ bị bào mòn trung bình 1 - 2 cm, mất đi khoảng 100 - 200 tấn đất /ha. Tình hình đó làm cho đất trống, đồi núi trọc lan rộng, đất mới khai thác cũng bị cằn cỗi, bồi lấp đầy hồ chứa, sông, luống lạch. Hồ Thác Bà có tới 2,7 triệu tấn chất lắng đọng, hồ Đa Nhim cũng bị cạn nhiều, không đủ nước để phát điện trong mùa khô, hồ Cẩm Sơn đã cạn khoảng 2 m trong 10 năm, một số hồ chứa cỡ vài chục triệu m³ chỉ sau vài năm đã cạn đến mức không có khả năng tưới nữa. Tình hình đó đã và sẽ gây nên những thiệt hại lớn cho sản xuất và đời sống.

Tình hình thảm rừng bị thu hẹp nhanh chóng trong những năm gần đây có thể là những nguyên nhân dẫn đến lũ lụt, hạn hán có chiều hướng xảy ra nhiều hơn và nghiêm trọng hơn. Nhiều sông suối ở các miền trên nước ta có hiện tượng mực nước trung bình thấp hơn hẳn so với trước kia và mực nước ngầm ở nhiều nơi cũng bị hạ thấp. Nhiều bản làng ở Tây Bắc đã phải dời đi nơi khác vì các sông suối đã cạn sau khi rừng đầu nguồn bị phá huỷ. Ở Quảng Bình 2 vạn ha rừng đầu nguồn bị bom đạn Mỹ phá huỷ, nên từ năm 1970 lũ lụt xảy ra trên sông Gianh và Nhật Lệ tăng lên 2,7 lần, chế độ thủy văn ở hai vùng kể trên bị ảnh hưởng và xấu đi một cách rõ rệt. Hiện tại và trong tương lai, nhịp độ xây dựng và sản xuất phát triển chưa từng có, những tác động tiêu cực của con người tới dòng chảy cũng diễn ra hàng ngày và sâu sắc, chúng ta phải có ngay biện pháp kể cả pháp luật và vận động giáo dục để bảo vệ nguồn nước làm cho những dòng sông của chúng ta mãi mãi giữ được lượng nước và chất nước tự nhiên của chúng.

Trên đây là một số nhân tố chủ yếu ảnh hưởng tới dòng chảy sông ngòi trên lãnh thổ nước ta. Việc tách bạch từng nhân tố chỉ là xem xét những ảnh hưởng của chúng theo hướng nào mà thôi. Các nhân tố của môi trường địa lý có thể tác động riêng rẽ như trên, nhưng đồng thời chúng cũng phối hợp thành một tổng thể tự nhiên hoặc một hệ địa sinh thái để tác động dòng chảy sông ngòi.

Chúng ta biết rằng, dòng chảy sông ngòi trên một vùng cụ thể là hệ quả tất yếu của sự tác động tổng hợp của cả hệ địa sinh thái trong đó có dòng chảy sông ngòi, ở các kiểu cảnh quan khác nhau thì lượng dòng chảy sông ngòi có thể chênh nhau tới 60 - 70 %. Điều đó đã chỉ rõ sự ảnh hưởng tổng hợp của môi

trường tới dòng chảy sông ngòi là rất rõ rệt. Mọi tác động vào môi trường đều phải quan tâm đầy đủ đến các thành phần của cảnh quan để đảm bảo cho nguồn nước được bình thường và trong sạch vì rõ ràng thể tổng hợp địa lý thay đổi sẽ kéo theo sự thay đổi tương ứng về thủy văn. Chính điều đó một lần nữa khẳng định một điều là mọi tính toán, phân tích về thủy văn sông ngòi một lưu vực, một vùng nào đó hoàn toàn không thể chấp nhận sự xem xét đến các yếu tố cảnh quan - các yếu tố ảnh hưởng đến dòng chảy một cách phiến diện hoặc sơ sài.

Chương 5

DAO ĐỘNG DÒNG CHẢY NĂM

Trong qui hoạch lãnh thổ và thiết kế công trình thủy không chỉ cần biết được chuẩn dòng chảy năm, mà còn cần biết cả sự biến đổi của đại lượng đó theo cả thời gian lẫn không gian.

Chuẩn dòng chảy năm là một đặc trưng dòng chảy mang tính chất xử lý thống kê của chuỗi thời gian, nên việc xét các dao động của nó liên quan mật thiết đến các kiến thức thống kê trong thủy văn. Các khái niệm về xác suất và tần suất đảm bảo càng có ý nghĩa thực tế khi áp dụng vào thủy văn học.

Độ đảm bảo của một đại lượng thủy văn là xác suất giá trị đang xét của nó có tính trội. Xác suất là thước đo đánh giá độ tin cậy việc xuất hiện giá trị này hay giá trị khác của đặc trưng hay hiện tượng đang xét. Xác suất là tỷ số giữa số các trường hợp thuận lợi m với tổng các trường hợp n :

$$p = \frac{m}{n}. \quad (5.1)$$

Người ta phân biệt giữa xác suất lý thuyết $\lim p = \frac{m}{n}$ và xác suất thực nghiệm $p = \frac{m}{n}$. Trong thực tế tính toán thủy văn mà cụ thể là tính toán các đặc trưng của dòng chảy (dòng chảy, mực nước) thường sử dụng các tần suất thực nghiệm được tính toán theo các công thức phổ biến nhất là:

Công thức S. N. Kriski và M.Ph. Menkel:

$$p = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%. \quad (5.2)$$

Công thức Shegodaev:

$$p = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\% \quad (5.3)$$

với n số thành phần chuỗi; m - số thứ tự số hạng chuỗi dòng chảy xếp thứ tự giảm dần.

Công thức (5.2) cho giá trị thiên lớn về đoạn đầu của đường cong đảm bảo và nó được sử dụng khi tính toán dòng chảy cực đại; ngược lại công thức (5.3) cho giá trị thiên nhỏ về phần cuối đường cong đảm bảo và nó được dùng để tính các giá trị dòng chảy trung bình, dòng chảy cực tiểu.

Đôi khi người ta còn dùng công thức Hazen A., rất phổ biến trong tính toán thủy văn thực hành ở Mỹ:

$$p = \frac{m-0,5}{n} 100\%. \quad (5.4)$$

Dao động xác suất dòng chảy năm và giá trị độ đảm bảo cho trước của nó có thể được xác định nhờ các đường cong đảm bảo thực nghiệm dựng theo các số liệu quan trắc. Các đường cong này hoặc dưới dạng đồ thị hoặc công thức giải tích đều cho phép nội (ngoại suy) với việc sử dụng các phương trình đường cong phân bố đại lượng ngẫu nhiên tương ứng với dạng đường cong thực nghiệm.

Sai số khi thực hiện nội (ngoại suy) các đường cong này để xác định các giá trị dòng chảy với tần suất đảm bảo tương ứng thường không lớn lắm nếu trong trường hợp ngoại suy không vượt ra ngoài khoảng quan trắc nhiều lắm.

Việc ngoại suy và làm trơn bằng phương pháp giải tích (mà thực tế thường hay sử dụng) được áp dụng với chuỗi quan trắc ngắn và dài khi có nhu cầu sử dụng phương pháp tương tự thủy văn trên các sông chưa được nghiên cứu.

Cơ sở của các phương pháp là coi chuỗi dòng chảy năm là một chuỗi của các đại lượng ngẫu nhiên và như thế có thể sử dụng lý thuyết xác suất thống kê để mô phỏng các quá trình dòng chảy. Để xây dựng các đường cong phân bố lý thuyết cần có ba tham số thống kê cơ bản:

1. Đại lượng trung bình nhiều năm (chuẩn dòng chảy năm) Q_0 nếu biểu diễn dưới dạng hệ số mô đun có giá trị bằng 1.
2. Hệ số biến đổi C_v .
3. Hệ số bất đối xứng C_s .

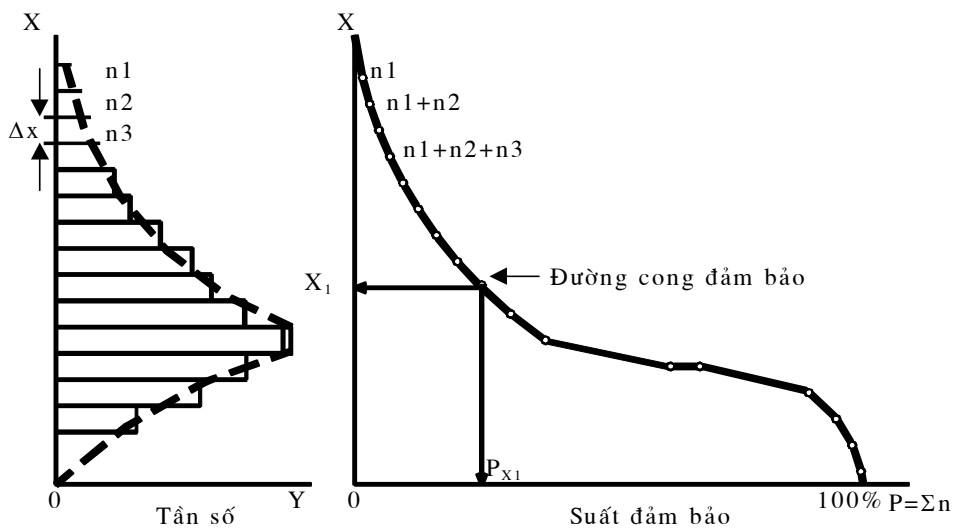
5.1. ỨNG DỤNG LÝ THUYẾT XÁC SUẤT THỐNG KÊ TÍNH DAO ĐỘNG DÒNG CHẢY NĂM

Mọi đặc trưng dòng chảy: trung bình năm, cực đại, cực tiểu, phân bố trong năm và sự thay đổi của nó theo thời gian và không gian được xác định bởi nhiều yếu tố địa đới và phi địa đới. Bởi vậy sự hình thành dòng chảy sông ngòi là một hiện tượng thiên nhiên chịu tác động của nhiều yếu tố.

Ngày nay đã có nhiều phương pháp tính toán dòng chảy được xây dựng dựa trên việc phân tích tác động của các yếu tố khí tượng và mặt đệm riêng rẽ. Điều đó đạt được nhờ xử lý các đo đạc trực tiếp các thành phần dòng chảy và khí tượng. Vấn đề này ta sẽ tiếp tục bàn đến khi nghiên cứu các mô hình dòng chảy.

Cơ sở lý thuyết của việc áp dụng lý thuyết xác suất vào nghiên cứu và tính toán dao động dòng chảy năm là lý thuyết xác suất giới hạn trung tâm. Lý thuyết này được sử dụng để nghiên cứu các tác động tích phân nhiều yếu tố trong các hiện tượng và các mối quan hệ trong một tổng thể khác với các phương pháp trước đây là nghiên cứu từng hiện tượng độc lập.

5.1.1. Một số tính chất cơ bản của các đường phân bố đặc trưng dòng chảy



Hình 5.1. Sơ đồ xây dựng đường cong phân bố và đường cong đảm bảo

Trong thực tế nghiên cứu và tính toán các đặc trưng và hiện tượng ngẫu nhiên khác nhau của nhiều quá trình và hiện tượng thiên nhiên đa nhân tố thậm chí trong đó có nhiều yếu tố có cơ sở vật lý, người ta sử dụng các đường cong phân bố khác nhau.

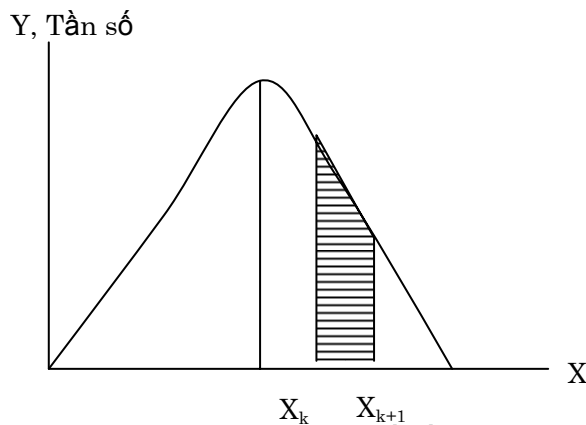
Lựa chọn đường cong lý thuyết hay mô hình toán học nào để mô tả hiện tượng và quá trình dao động dòng chảy chỉ có thể khi nó đáp ứng được các đòi hỏi cần thiết và mong muốn của thực tế. Sự tương ứng

của đường biểu diễn lý thuyết và các đường cong thực nghiệm chỉ đạt được bằng cách so sánh chúng và xây dựng một đồ thị hỗn hợp.

Trên hình 5.1 mô tả phương pháp xây dựng đường cong đảm bảo từ đường cong phân phối các số liệu quan trắc lượng mưa.

Đường cong cho một khái niệm trực quan về sự phân bố các đại lượng nghiên cứu.

Ví dụ diện tích của đường parabol từ x_k đến x_{k+1} (H.5.2), bằng $\int_{x_k}^{x_{k+1}} \varphi(x) dx$ là xác suất của giá trị đại lượng x_i nằm trong khoảng x_k đến x_{k+1} .



Hình 5.2. Đường cong phân bố đối xứng

Đường cong đảm bảo cho thấy độ đảm bảo nào (%) (hoặc xác suất nào) của giá trị này hay giá trị khác của đặc trưng nghiên cứu trong số các trường hợp xuất hiện nhưng không chỉ ra được bao giờ thì xảy ra.

Để tiện lợi trong tính toán các đặc trưng dòng chảy, các phương trình đường cong phân bố có thể bỏ qua khả năng dao động của đại lượng biến x_i trong khoảng $\infty > x_i \geq 0$ hoặc $x_{max} > x_i \geq x_{min}$.

Phương trình đường cong phân bố lý thuyết cần có số tham số tối thiểu mới thuận lợi sử dụng trong thực tiễn tính toán thủy văn.

Điều quan trọng nhất là đường cong phải có tính đơn giản trong việc xác định các tham số và qui tắc xây dựng, nhưng đồng thời lại cho khả năng so sánh giữa chuỗi số liệu để từ đó có thể khảo sát sự biến động của dòng chảy theo không gian.

5.1.2. Đường cong đảm bảo và các khái niệm thống kê

Dạng chung nhất của đường cong phân bố nhị thức bất đối xứng được áp dụng rộng rãi trong tính toán thủy văn.(H.5.3)

Trung tâm phân bố là điểm tương ứng với trung bình số học của chuỗi, là một trong những tham số chính của chuỗi thống kê. Tung độ đi qua trung tâm phân bố gọi là tung độ trung tâm.

Trung vị là giá trị của biến nằm giữa dãy đã được sắp xếp. Nếu số thành viên chuỗi là chẵn thì trung vị là trung bình cộng của hai số hạng nằm giữa chuỗi. Đường đi qua trung vị chia diện tích đường cong phân bố ra hai phần bằng nhau. *Mod* là đỉnh của đường cong phân bố, là cực trị nếu đường cong phân bố có một đỉnh.

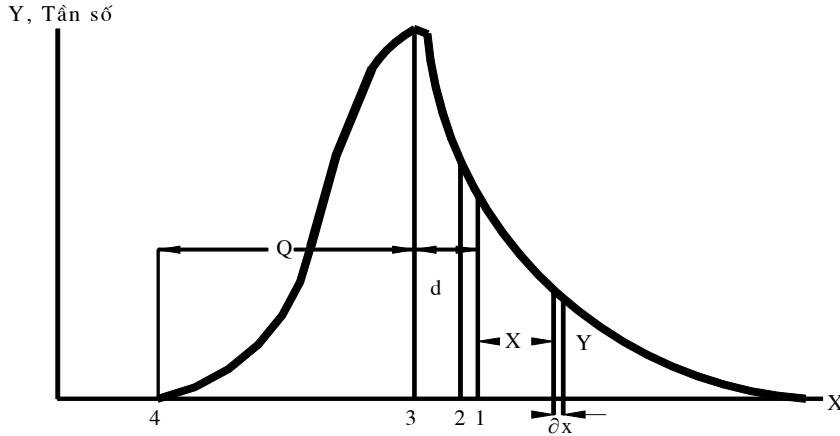
Khoảng cách từ góc tọa độ đến trung tâm phân bố \bar{X} bằng:

$$\bar{X} = x_{min} + a + d = 1,0 \tag{5.5}$$

hoặc là hệ số mô đun \bar{K} :

$$\bar{K} = K_{min} + a + d = 1,0 \quad (5.6)$$

với x_{min} , K_{min} - cực tiểu tuyệt đối của đại lượng biến đang xét; a - khoảng cách từ đầu đường cong phân bố tới mod ; d - khoảng cách từ mod tới trung tâm phân bố đặc trưng cho mức độ bất đối xứng của đường cong phân bố và gọi là bán kính bất đối xứng; d càng lớn thì tính bất đối xứng của đường cong càng tăng.



Hình 5.3. Đường cong phân bố bất đối xứng

1- trung tâm phân bố; 2-trung vị; 3- mod; 4 - X_{min} hoặc K_{min}

Khi bất đối xứng dương thì trung vị và mod nằm bên trái trung tâm phân bố, nếu bất đối xứng âm thì ngược lại (bên phải). Khi đường cong phân bố đối xứng thì cả ba điểm đặc trưng nằm trùng nhau và bán kính bất đối xứng bằng 0.

5.2. XÁC ĐỊNH CÁC THAM SỐ ĐẶC TRƯNG CHUỖI DÒNG CHẢY KHI CÓ ĐẦY ĐỦ SỐ LIỆU QUAN TRẮC

Tham số thứ nhất và chủ yếu nhất của chuỗi là giá trị trung bình được tính theo công thức:

$$Q_0 = \frac{\sum_1^n Q_i}{n} \quad (5.7)$$

Để tiện so sánh giá trị trung bình giữa vùng này với vùng khác, có thể thay Q_0 bằng \bar{Y} hoặc \bar{M} .

Độ lệch quân phương hay còn gọi là độ lệch chuẩn ký hiệu là σ .

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_1^N (x_i - \bar{X})^2}{N}} \quad \text{hoặc} \quad \sigma_x = \sqrt{\frac{\int (x_i - \bar{X})^2 y dx}{N}} \quad (5.8)$$

Độ lệch quân phương có cùng thứ nguyên với đặc trưng phân bố.

Hệ số biến đổi: Để tiện lợi cho việc so sánh độ biến động của từng chuỗi, độ lệch quân phương được biểu diễn qua đơn vị tương đối σ_x/\bar{X} và được gọi là hệ số biến đổi C_v .

$$C_v = \frac{\sigma_x}{\bar{X}} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_1^N (x_i - \bar{X})^2}{N}}}{\bar{X}} = \sqrt{\frac{\sum_1^N (x_i - \bar{X})^2}{\bar{X}^2 N}} \quad (5.9)$$

Nếu (5.9) biểu diễn qua hệ số mô đun thì:

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_1^N (K_i - 1)^2}{N}}. \quad (5.10)$$

Công thức (5.9) và (5.10) đúng với giả thiết là giá trị \bar{X}_N với $N \rightarrow \infty$. Song độ dài của chuỗi trên thực tế thường rất hạn chế và bằng n nên trong các công thức tính toán người ta thường thay N bằng $n < N$.

Hiệu số giữa $\bar{X}_{N \rightarrow \infty}$ và \bar{X}_n càng lớn thì độ dài của chuỗi càng ngắn.

Trong thống kê toán học đã chứng minh được rằng:

$$\sigma_{N \rightarrow \infty} = \sqrt{\frac{n}{n-1}}. \quad (5.11)$$

Để giảm sai số xác định σ_X và C_v do chênh lệch độ dài chuỗi theo (5.11) với $n < 30$ năm ta thế vào chỗ n là $(n-1)$. Trong trường hợp đó:

$$\sigma_X = \sqrt{\frac{\sum_1^n (x_i - \bar{X})^2}{n-1}}. \quad (5.12)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_1^n (K_i - 1)^2}{n-1}}. \quad (5.13)$$

với x_i - giá trị dòng chảy từng năm, K_i - hệ số mô đun dòng chảy từng năm ($K_i = Q_i/Q_0$); n - số năm quan trắc.

Vậy hệ số biến đổi là thước đo đánh giá dao động dòng chảy năm xung quanh chuẩn dòng chảy năm và bằng độ lệch quân phương tương đối $C_v = \sigma_X/\bar{X}$.

Hệ số bất đối xứng C_s đặc trưng cho tính bất đối xứng của chuỗi đại lượng nghiên cứu xung quanh giá trị trung bình hoặc là trung tâm phân bố. Cũng như C_v giá trị C_s biểu diễn bằng đơn vị tương đối và cho phép so sánh tính bất đối xứng của chuỗi này so với chuỗi khác và có thể khái quát được.

Đối với đặc trưng bất đối xứng của chuỗi người ta nhận giá trị trung bình lập phương độ lệch các số hạng so với giá trị trung bình, và để nhận được giá trị vô thứ nguyên người ta chia cho lập phương độ lệch quân phương:

$$C_s = \frac{\sum_1^n (x_i - \bar{X})^3}{n\sigma^3} \quad (5.14)$$

Do $\sigma = C_v \bar{X}$ nên:

$$C_s = \frac{\sum_1^n (K_i - \bar{X})^3}{nC_v^3} \quad (5.15)$$

Các công thức tính \bar{Q} , \bar{X} , C_v , C_s là tính theo số liệu trực tiếp quan trắc nên không thấy rõ quan hệ của nó với các tham số của đường cong phân bố lý thuyết. Tuy nhiên chúng có quan hệ qua momen. Phương pháp momen là cơ sở làm trơn đường cong phân bố thực nghiệm vì đường cong thực nghiệm thay được bằng đường cong lý thuyết có momen diện tích bằng momen diện tích đường cong thực nghiệm.

Momen gốc bậc k

$$M_{0k} = \frac{1}{n} \sum_1^n x_i^k \quad (5.16)$$

là giá trị trung bình \bar{X} bậc k .

Momen trung tâm bậc k :

$$M_{tk} = \frac{1}{n} \sum_1^n (x_i - \bar{X})^k \quad (5.17)$$

là giá trị trung bình độ lệch các x_i riêng biệt xung quanh đại lượng trung bình \bar{X} bậc k .

Các tham số chính của đường cong phân bố được gắn với momen gốc hoặc momen trung tâm bởi các đẳng thức sau:

- 1) Giá trị trung bình số học bằng mô men gốc bậc nhất $\bar{X} = M_0$. Khi $\bar{X}, \bar{K} = 1$ thì M_t bằng 1,0.
- 2) Độ lệch quân phương bằng căn bậc hai của momen trung tâm bậc hai $\sigma = \sqrt{M_{t2}}$.
- 3) Hệ số biến đổi bằng căn bậc hai của mô men trung tâm bậc hai chia cho giá trị mô men gốc bậc nhất

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}} = \frac{\sqrt{M_{t2}}}{\bar{X}}$$

- 4) Hệ số bất đối xứng bằng mô men trung tâm bậc ba chia cho độ lệch quân phương lũy thừa bậc ba.

$$C_s = \frac{M_{t3}}{\sigma^3} = \frac{M_{t3}}{M_{t2}^{3/2}} \quad \text{hoặc} \quad C_s = \frac{M_{t3}}{C_v^3}$$

Vậy mô men trung tâm bậc 0 là đại lượng trung bình, mô men trung tâm bậc hai là độ lệch quân phương, mô men trung tâm bậc ba là mức độ bất đối xứng.

Chọn đường cong phân bố nhị thức có một nhược điểm là giới hạn dưới nhiều khi không thoả mãn vì nó cho giá trị âm - không tương ứng với thực tế dòng chảy là đại lượng không âm nên trong thực tế nhiều khi còn sử dụng đường cong phân bố S.N. Kriski và M. Ph. Menkel trên mối tương quan của $C_s = 2 C_v$ từ đường cong phân bố nhị thức và thay biến $Z = aX^b$ để với mọi quan hệ C_v và C_s thì có thể thoả mãn với mọi $C_s < 2 C_v$ đại lượng dòng chảy không âm (H.5.4).

Trong thực tiễn tính toán thủy văn còn áp dụng rộng rãi đường cong logarit chuẩn xuất phát từ phân bố chuẩn không phải của biến X mà là $\lg X$, khi mà dao động của biến X trong khoảng $0 < X < \infty$ thì dao động của $\lg X$ nằm trong giới hạn rộng hơn $-\infty < \lg X < \infty$, đáp ứng được phân bố chuẩn Gaus.

Các đại lượng dòng chảy trong phân bố logarit chuẩn được biểu diễn bằng hàm thống kê λ_2 và λ_3 :

$$\lambda_2 = \frac{\sum_1^n \lg K_i}{n-1} \quad (5.18)$$

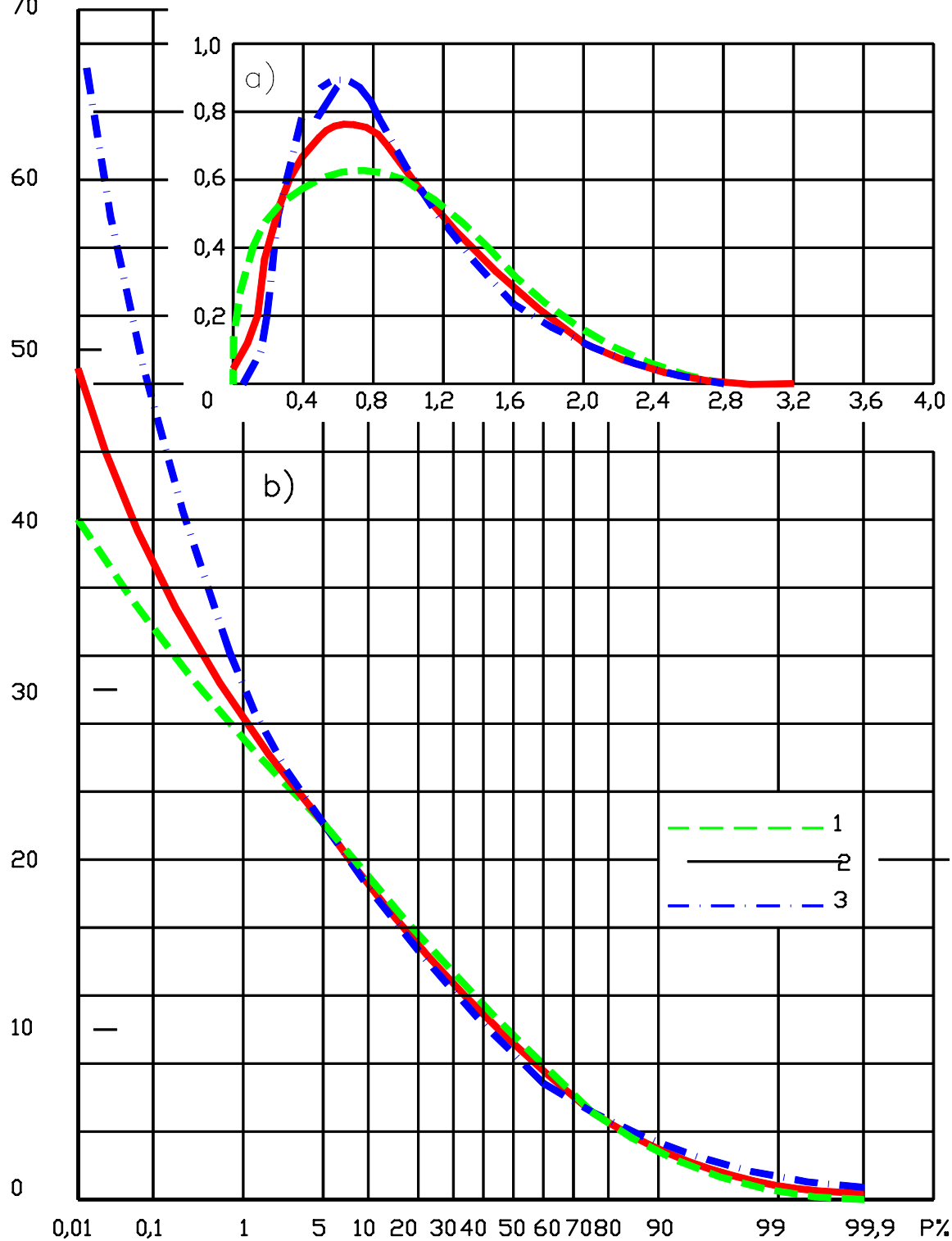
$$\lambda_3 = \frac{\sum_1^n K_i \lg K_i}{n-1} \quad (5.19)$$

5.3. XÁC ĐỊNH CÁC THAM SỐ ĐẶC TRƯNG THEO PHƯƠNG PHÁP ĐỒ GIẢI - GIẢI TÍCH G.

A. ALECXÂYEV

Một trong những phương pháp xác định tham số các đặc trưng thống kê của chuỗi dòng chảy do G. A. Alexayev đề xuất là ứng dụng đường cong nhị thức với mọi giá trị C_v . Theo phương pháp này cả ba tham

số \bar{Q} , C_v và C_s đều được xác định qua các tung độ đặc



Hình 5.4. Đường cong phân bố(a) và đảm bảo(b) S.N. Kriski và M. Ph. Menkel
 với $C_v = 0,6$; 1- $C_s = C_v$; 2- $C_s = 2C_v$; 3- $C_s = 3C_v$

trung của đường cong thực nghiệm. Các tung độ đặc trưng đó là các tung độ ứng với tần suất đảm bảo 5%, 50%, 95%. Suất đảm bảo được tính theo công thức (5.3) $p = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} 100\%$ với chuỗi quan trắc dòng chảy

nằm được sắp xếp theo thứ tự giảm dần.

Từ mục đích đó trên lưới bán logarit đưa các điểm quan trắc lưu lượng Q_i , M_i hay K_i ứng theo tần suất của dãy giảm dần theo các điểm trên lưới dẫn đường cong đảm bảo thực nghiệm. Từ đường cong đó theo các điểm đặc trưng lấy các giá trị $Q_{5\%}$, $Q_{50\%}$ và $Q_{95\%}$. Sau đó theo công thức tính hệ số đối xứng của đường cong đảm bảo S là một hàm của C_s .

$$S = \frac{Q_{5\%} + Q_{95\%} - 2Q_{50\%}}{Q_{5\%} - Q_{95\%}}. \quad (5.20)$$

Từ hệ số S theo bảng chuyên dụng, dựng theo hàm $C_s = f(S)$ tính C_s . Sau đó tính giá trị độ lệch quân phương theo công thức:

$$\sigma_{Q_0} = C_v Q_0 = \frac{Q_{5\%} - Q_{95\%}}{\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%}}. \quad (5.21)$$

$$Q_0 = Q_{50\%} - \sigma_{Q_0} \Phi_{50\%} \quad (5.22)$$

với $\Phi_{95\%}$, $\Phi_{50\%}$, $\Phi_{5\%}$ là độ lệch chuẩn của tung độ đường cong đảm bảo nhị thức với $C_v = 1$ được tra từ bảng Phoster.

Hệ số biến đổi:

$$C_v = \frac{\sigma_{Q_0}}{Q_0}. \quad (5.23)$$

Phương pháp đồ giải giải tích được hoàn thiện dễ dàng hơn so với phương pháp mô men và đây là ưu điểm chính của phương pháp. Tuy nhiên độ chính xác của phương pháp phụ thuộc rất nhiều vào cơ sở để dẫn đường cong đảm bảo từ số liệu thực nghiệm, vào độ biến động của các điểm và phân bố của các điểm ở đoạn đầu và cuối đường cong cũng như kinh nghiệm của người vẽ.

Hơn nữa tham số đầu tiên được tính toán là hệ số bất đối xứng C_s - là tham số kém ổn định nhất trong các tham số đặc trưng nên có thể dẫn đến sai số ở phần cao và phần thấp của đường cong đảm bảo so với đường phân bố lý thuyết. Vì vậy đường cong đồ giải - giải tích chỉ nên dùng để tính chuẩn dòng chảy năm mà thôi.

Sai số độ lệch quân phương tương đối của đại lượng trung bình nhiều năm của chuỗi được tính theo công thức (4.5). Khi có quan hệ giữa các số liệu các năm thì tính theo công thức:

$$\sigma_{Q_0} = \frac{100C_v}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + \frac{2}{n} \frac{r}{1-r} \left(n - \frac{1-r^n}{1-r} \right)} \cong \frac{100C_v}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1+r}{1-r}} \quad (5.24)$$

với r - hệ số tương quan dòng chảy giữa các năm.

Sai số quân phương của hệ số biến đổi được tính theo công thức (với phương pháp xác định là phương pháp momen):

$$\sigma_{C_v} = \frac{\sqrt{1 + C_v^2}}{\sqrt{2n}} 100\%. \quad (5.25)$$

Nếu xác định C_v bằng phương pháp đồng dạng cực đại thì sai số được xác định theo công thức:

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{\frac{3}{2n(3 + C_v^2)}} 100\% . \quad (5.26)$$

Độ dài của chuỗi năm quan trắc được coi là đủ để xác định Q_0 và C_v nếu $\sigma_{Q_0} \leq 5-10\%$ còn $\sigma_{C_v} \leq 10-15\%$. Giá trị trung bình dòng chảy năm khi đó được coi là chuẩn.

Sai số quân phương trung bình tương đối của việc xác định hệ số bất đối xứng C_s phụ thuộc vào C_v và số năm quan trắc n được tính theo công thức:

$$\sigma_{C_s} = \sqrt{\frac{6}{n} \sqrt{1 + 6C_v^2 + 5C_v^3}} 100\% . \quad (5.27)$$

5.4. XÁC ĐỊNH THAM SỐ THỐNG KÊ DÒNG CHẢY NĂM KHI QUAN TRẮC NGẮN

Trong mọi trường hợp khi mà sai số tính toán vượt quá mức cho phép với chuỗi hiện có tức là chuỗi số liệu ngắn và cần phải tính toán nó thông qua việc kéo dài tài liệu của sông tương tự. Đặc biệt việc tính toán C_v cần phải đưa về chuỗi dài nếu như thành phần hiện thời của chuỗi, độ lặp lại các năm ít và nhiều nước rất hiếm hoi và vì điều đó làm C_v tăng lên rất nhiều.

Dẫn C_v về thời kỳ nhiều năm dựa trên cơ sở sự tương ứng của dao động dòng chảy trong thời gian đồng quan trắc ở các tuyến đo trong một thời kỳ dài và điều đó bảo toàn tỷ lệ của C_v với chiều dài của chuỗi. Có thể kéo dài C_v bằng phương pháp giải tích hoặc đồ giải khi số năm đồng quan trắc ở trạm dài và trạm ngắn có từ 10-15 năm.

Phương pháp giải tích thể hiện qua công thức sau:

$$C_{vN} = C_{vNa} \frac{M_{Na}}{M_N} \operatorname{tg} \alpha \quad (5.28)$$

với C_{vN} - giá trị nhiều năm của hệ số biến đổi; M_N - giá trị nhiều năm của chuẩn dòng chảy năm; chỉ số a - chứng tỏ giá trị thuộc về sông tương tự; $\operatorname{tg} \alpha$ - góc nghiêng của quan hệ giá trị dòng chảy năm với trục sông tương tự hay là hệ số góc.

Quan hệ giữa hai chuỗi dòng chảy trong thời kỳ đồng năm quan trắc cần thoả mãn mọi yêu cầu đối với quan hệ đó khi tính toán chuẩn dòng chảy năm.

Công thức thứ hai để xác định hệ số biến đổi C_v thông qua độ lệch quân phương:

$$\sigma_N = \frac{\sigma_n}{\sqrt{1 - r^2 \left(1 - \frac{\sigma_{na}^2}{\sigma_{Na}^2} \right)}} \quad (5.29)$$

với σ_n và σ_{na} - độ lệch quân phương của dòng chảy năm tính cho thời kỳ đồng năm quan trắc n tại trạm tính toán và trạm sông tương tự; σ_N và σ_{Na} - giá trị nhiều năm của chúng; r - hệ số tương quan giữa dòng chảy năm hai trạm trong thời kỳ đồng năm quan trắc. Như vậy hệ số biến đổi tại trạm tính toán được dẫn về công thức:

$$C_{vN} = \frac{\sigma_N}{Q_{0N}} . \quad (5.30)$$

Ghép công thức (5.29) và (5.30) ta nhận được một công thức tính giá trị hệ số biến đổi nhiều năm:

$$C_{vN} = \frac{C_{vn}}{\sqrt{1 - r^2 \left(1 - \frac{\sigma_{na}^2}{\sigma_{Na}^2} \right)}} \frac{Q_{0n}}{Q_{0N}} , \quad (5.31)$$

hoặc:

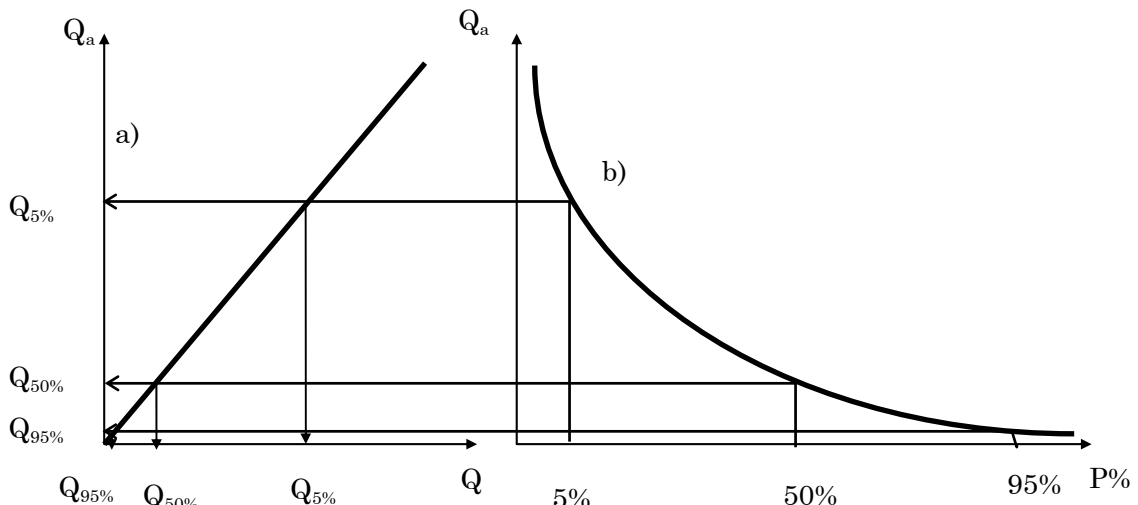
$$C_{vN} = \frac{C_{vn}}{\sqrt{1-r^2 \left(1 - \frac{C_{vna}^2 Q_{0na}^2}{C_{Na}^2 Q_{0Na}^2}\right)}} \frac{Q_{0n}}{Q_{0N}} \quad (5.32)$$

với C_{vn} và Q_{0n} - hệ số biến đổi và dòng chảy trung bình năm tại trạm tính toán cho thời kỳ năm quan trắc ngắn. Các ký hiệu khác đồng nhất với các công thức trên.

Công thức đơn giản nhất được sử dụng là:

$$C_{vN} = C_{vNa} \frac{C_{vn}}{C_{vna}}. \quad (5.33)$$

Ngoài các phương pháp nêu trên cũng có thể sử dụng phương pháp đồ giải - giải tích để xác định hệ số biến đổi đồng thời với hai tham số kia. Theo dõi cách làm trên hình 5.5.



Hình 5.5. Xác định các tham số đặc trưng theo phương pháp đồ giải - giải tích

Trên hình 5.5 từ đường cong đảm bảo dựng cho sông tương tự xác định các giá trị tung độ đặc trưng (b). Từ các tung độ đó chuyển sang hình 5.5 (a) trên cùng một tỷ lệ dựng quan hệ lưu lượng của sông tương tự và sông tính toán. Từ quan hệ đó nhận các tung độ đặc trưng cho sông tính toán rồi theo các công thức (5.20) đến (5.23) xác định các tham số đặc trưng cho sông tính toán. Sự tiện lợi của phương pháp này là có thể xác định được các tham số theo quan hệ lưu lượng giữa sông tương tự và sông tính toán dù đường thẳng hay đường cong đều được. Nếu sai số xác định C_v theo phương pháp này so với tính toán theo chuỗi năm quan trắc không vượt quá 10% thì dùng số liệu theo tính toán. Trong thực tiễn tính toán dòng chảy năm, tài liệu quan trắc thường thiếu độ bảo đảm cho trước. Trong trường hợp ấy cần phải sử dụng các phương pháp gián tiếp - phương pháp nội suy địa lý hoặc tương tự, các công thức thực nghiệm hoặc các đồ thị quan hệ. Trước khi sử dụng các phương pháp gián tiếp cần phân tích dao động dòng chảy năm và các yếu tố xác định các dao động đó để lựa chọn phương pháp tính toán thích hợp.

Dao động khí hậu đã xác lập được các chu kỳ là 35 năm và 11 năm gắn liền với chu kỳ chuyển động của các hành tinh trong hệ Mặt Trời. Dao động dòng chảy năm cũng quan sát thấy tính đồng bộ với dao động của khí hậu theo kết quả nghiên cứu của Oppocov E.V. Các nghiên cứu về sau làm sáng tỏ kết luận là dao động dòng chảy năm gắn liền với dao động nhiều năm của mưa, bốc hơi và dạng hoàn lưu khí quyển.

Tuy nhiên kết quả các công trình nghiên cứu dao động nhiều năm của dòng chảy năm chứng tỏ sự thiếu tính chu kỳ rõ rệt ở chính các dao động vì các pha dòng chảy riêng biệt thường có độ dài khác nhau. Chính vì thế có cơ sở đưa quan điểm thống kê xác suất để tính toán dao động dòng chảy năm như là tác động đa nhân tố.

Khi nghiên cứu dao động dòng chảy năm thường xuất phát từ phương trình cân bằng nước đối với thời gian một năm. Từ phương trình cân bằng nước thấy rằng dao động dòng chảy năm phụ thuộc vào sự biến động của dòng chảy mặt và dòng chảy ngầm mà cụ thể là phụ thuộc vào sự biến động của mưa năm, bốc hơi và hiệu (X-Z) cũng như mức độ phân tán và bổ sung nước ngầm.

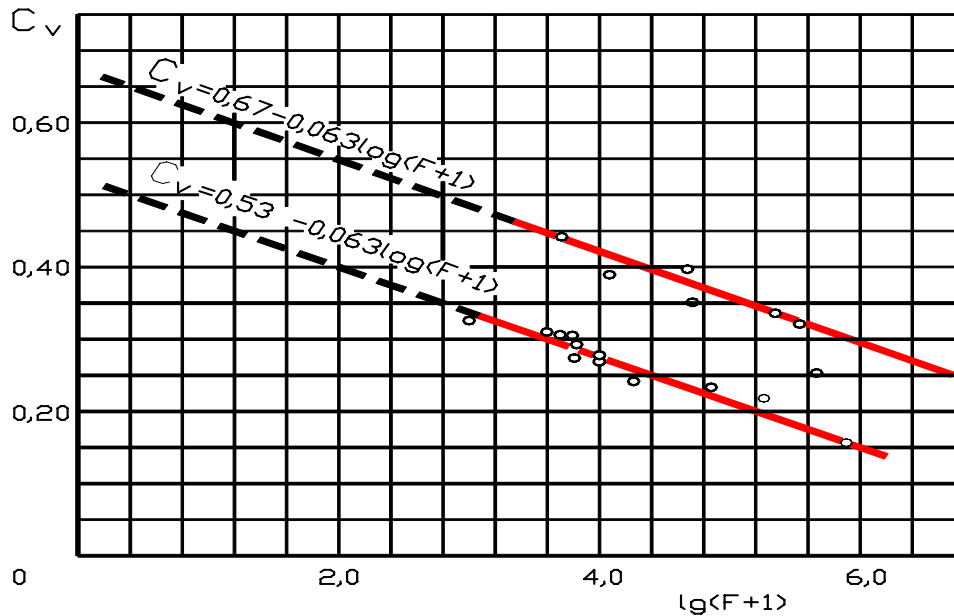
Như vậy, nguyên nhân chính của dao động dòng chảy năm là sự biến đổi đại lượng năm của các yếu tố khí hậu trong lưu vực sông ngòi (mưa, bốc hơi và sự phân bố của chúng trong năm) liên quan tới đặc thù của hoàn lưu không khí năm này hay năm khác. Ngay cả việc phân bố lượng mưa không đều trên lưu vực có thể dẫn tới việc thay đổi diện tích hoạt động của lưu vực, điều này thể hiện rất rõ vào những năm ít nước. Nguyên nhân quan trọng thứ hai của sự dao động dòng chảy năm là phần nước ngầm cung cấp cho sông ngòi, là thành phần điều hòa tự nhiên nước sông. Vậy những yếu tố tác động tới dao động dòng chảy năm đều mang tính địa đới.

5.5. XÁC ĐỊNH THAM SỐ THỐNG KÊ DÒNG CHẢY NĂM KHI KHÔNG CÓ QUAN TRẮC

Khi khái quát các tài liệu quan trắc trên lãnh thổ ta phát hiện rằng nhiều đặc trưng dòng chảy mang tính địa đới sâu sắc. Vì vậy khi thiếu hoàn toàn dòng chảy có thể dựa vào tính chất này để sử dụng các phương pháp gián tiếp như nội (ngoại suy) hoặc dùng các bản đồ, các công thức thực nghiệm trên cơ sở khái quát hoá cao độ tài liệu trên lãnh thổ. Để xác định hệ số biến đổi C_v dòng chảy năm D.L. Xocolovski đề nghị công thức (H.5.6):

$$C_v = a - 0,063 \lg(F+1) \quad (5.34)$$

với a - tham số diện tích đơn vị; 0,063 là hệ số góc của đường thẳng phụ thuộc của C_v vào $\lg(F+1)$.



Hình 5.6. Mối phụ thuộc $C_v = f(\lg F)$

Một số tác giả cho rằng hệ số biến đổi phụ thuộc chủ yếu vào các yếu tố khí hậu và lượng nước sông ngòi. Dẫn sau đây một số công thức điển hình:

Công thức L.K. Davudov:

$$C_{vY} = \frac{C_{vX}}{\alpha} \sqrt{\frac{1 - r_{XZ}^2}{1 - r_{YZ}^2}}; \quad (5.35)$$

Công thức N.P. Tsebotarev:

$$C_{vY} = \frac{C_{vX}(F)}{\alpha^{0,5}} \text{ với } C_{vX}(F) = \frac{C_{vX}(i)}{F^{0,077}} ; \quad (5.36)$$

Công thức K.P. Voskrexenski:

$$C_v = \frac{A_1}{M_0^{0,4}(F+1000)^{0,10}} , \quad (5.37)$$

trong đó α - hệ số dòng chảy; A_1 - tham số tổng hợp; r - hệ số tương quan nội; F - diện tích lưu vực;

Hệ số bất đối xứng C_s xác định theo quan hệ tỷ số C_s/C_v tùy theo các thông số về độ ẩm và các yếu tố mặt đệm khác. Thông thường thực tế tính toán gặp các tỷ lệ sau: vùng thừa ẩm thì $C_s = 1,8-1,5 C_v$; còn vùng khô hạn $C_s = 1,5 C_v$.

5.6. XÂY DỰNG ĐƯỜNG CONG ĐẢM BẢO VÀ TÍNH TOÁN DÒNG CHẢY NĂM VỚI XÁC SUẤT AN TOÀN CHO TRƯỚC

Trên đây chúng ta đã xét các phương pháp xác định tham số Q_0 hay là M_0 , C_v và C_s để dựng được các phân bố lý thuyết dòng chảy năm theo các tọa độ tuyệt đối hoặc tương đối.

Với sự biểu diễn tương đối tung độ đường cong (hệ số mô đun), khi $K_0=1,0$ tức là đối với đường cong đảm bảo vô thứ nguyên cần có hai tham số C_v và C_s . Phương pháp này rất tiện để khái quát tham số và so sánh với các tính toán hàng loạt.

Phương trình đường cong phân bố nhị thức được Phoster tích phân đối với các giá trị nguyên $p = \frac{4}{C_s^2} - 1$ và nội suy cho các giá trị còn lại rồi lập bảng tính độ lệch tung độ của đường cong đảm bảo với điểm giữa ($K_0=1$) với $C_v = 1,0$ đối với C_s khác nhau và độ đảm bảo $p\%$, có nghĩa là bảng giá trị:

$$\Phi_p = f(C_s, p\%) = \frac{K_p - 1,0}{C_v} . \quad (5.38)$$

Từ đó suy ra:

$$K_p = F_p C_v + 1,0 \quad (5.39)$$

có nghĩa là để xác định hệ số mô đun K bởi độ bảo đảm $p\%$ (tức là K_p) nhờ bảng cần có F_p nhân với giá trị C_v rồi cộng thêm 1,0 vì tung độ đường cong biểu diễn lệch với $K_0 = 1,0$ (H.5.7).

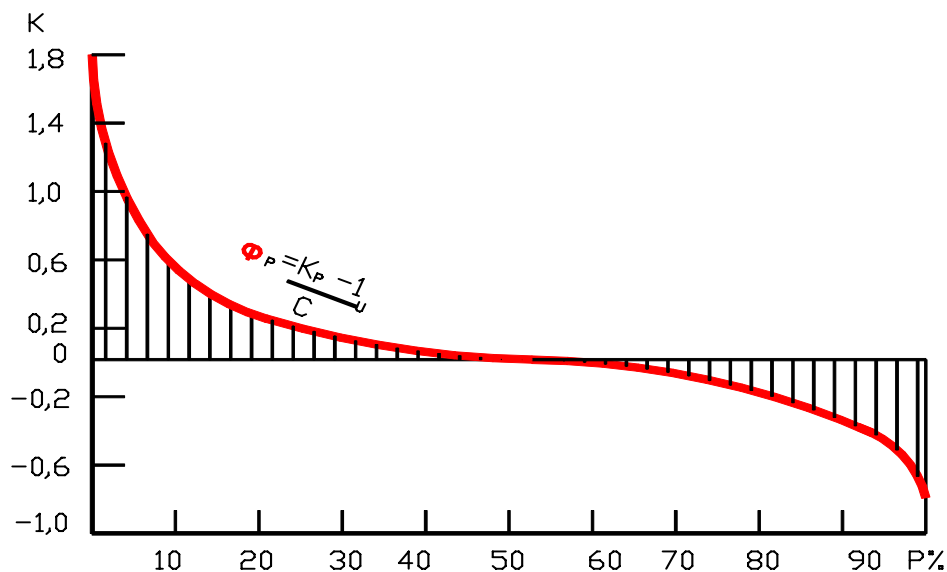
Vì $\Phi_p = f(C_s, p\%)$ nên giá trị Φ đảm bảo $p\%$ (Φ_p) lấy theo hàng của bảng tương ứng với đại lượng C_s .

Như vậy xác định theo tài liệu quan trắc hệ số biến đổi và bất đối xứng, có nghĩa là xác định các momen diện tích bậc hai và ba của đường cong phân bố thực nghiệm; chúng ta nhận chúng với momen bậc hai và ba của diện tích đường cong phân bố nhị thức và sử dụng bảng tính lấy tích phân phương trình để xây dựng đường cong lý thuyết với suất bảo đảm cho trước.

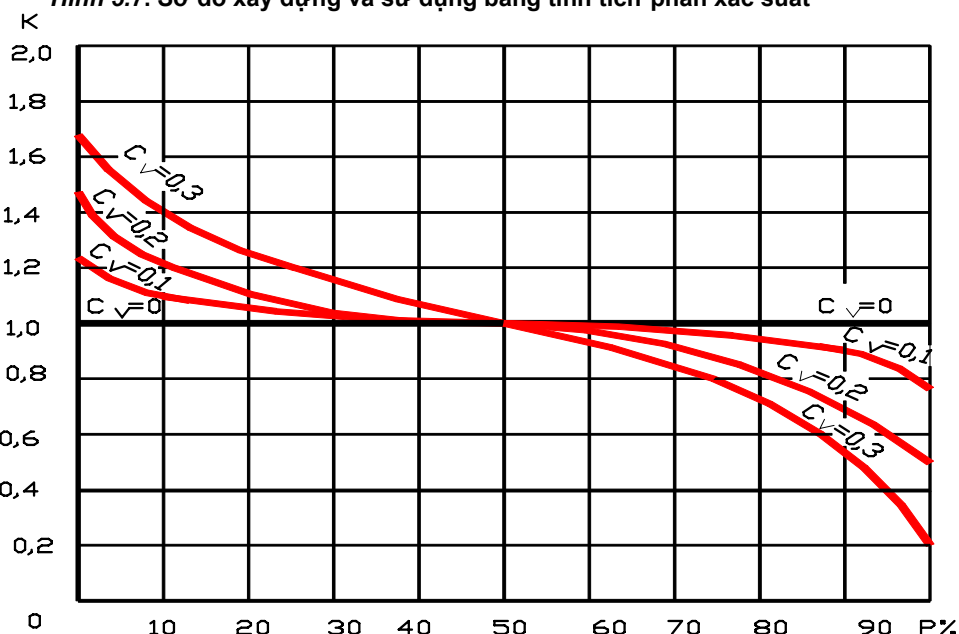
Các tham số C_v và C_s không có đủ độ ổn định (đặc biệt là C_s) và đường cong đảm bảo tính toán lý thuyết tuân theo các điểm do chọn. Do vậy khi xây dựng và lựa chọn đường cong đảm bảo cần biết C_v và C_s tác động đến dạng của nó ra sao (H.5.8).

Trên hình 5.9 thể hiện các đường cong đảm bảo xây dựng với các giá trị C_s khác nhau và $C_v = 0,50$. Đường cong được xây dựng với $C_s = 0$ đối xứng và cắt đường nằm ngang ở đường $K=1,0$ và tại điểm tương ứng với 50% suất đảm bảo (trung vị trùng với tâm phân bố). Theo mức độ tăng C_s thì độ uốn của đường cong càng tăng, tức là tăng các giá trị biên và giảm các giá trị nằm giữa chuỗi. Giá trị C_s càng tăng, nhánh

trên cùng dốc và nhánh dưới cùng phẳng. Hình 5.10 minh họa ảnh hưởng của C_s và C_v tới đường cong đảm bảo S.N. Kriski và M.Ph. Menkel.



Hình 5.7. Sơ đồ xây dựng và sử dụng bảng tính tích phân xác suất



Hình 5.8. Ảnh hưởng của hệ số biến đổi C_v đến dạng đường cong đảm bảo với $C_s = 0$

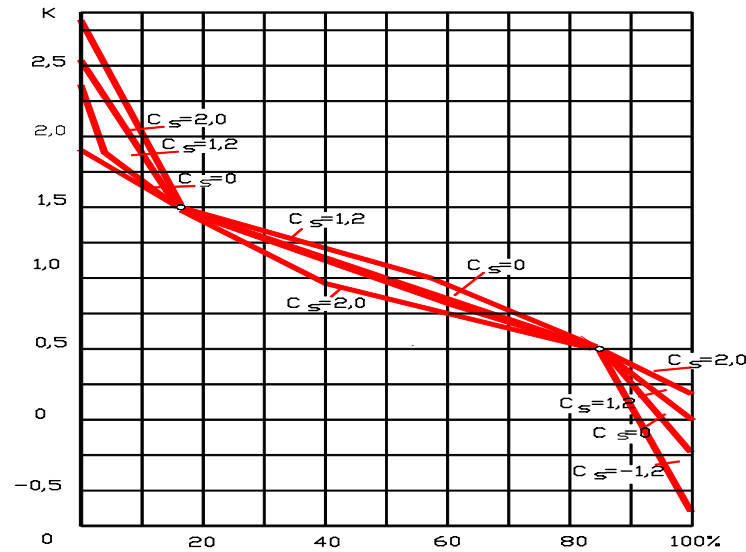
Với $C_s < 0$ (bất đối xứng âm) đường cong có phần giữa lồi và tung độ hạ xuống ở hai đầu. Các đường cong với C_s khác nhau nhưng cùng một C_v cắt nhau tại hai điểm. Để ngoại suy và làm trơn các đường cong đảm bảo thực nghiệm trên thực tế tính toán ngày nay sử dụng đường cong phân bố nhị thức và đường cong phân bố gamma ba tham số không phụ thuộc vào phương pháp xác định tham số của chúng.

Lưu lượng nước với suất đảm bảo cho trước $p\%$ được xác định theo công thức:

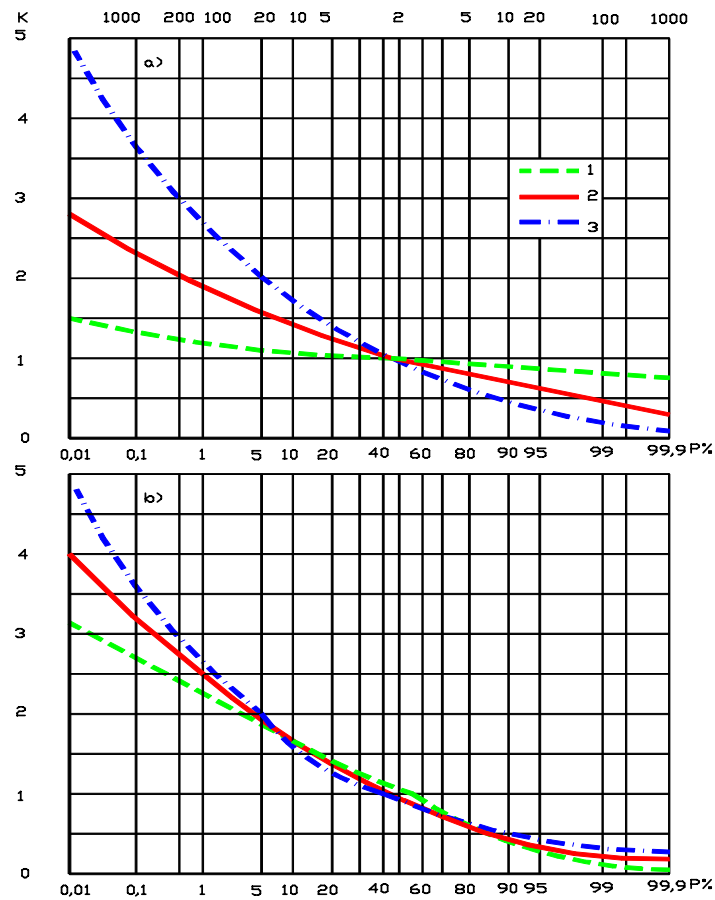
$$Q_p = K_p Q_0 \quad (5.40)$$

với K_p - hệ số mô đun với suất đảm bảo $p\%$ cho trước lấy từ đường cong đảm bảo tính toán lý thuyết; Q_0 - giá trị lưu lượng trung bình.

Để tính toán các tham số và tung độ của các đường cong đảm bảo, xây dựng các đường cong và xác định các giá trị lưu lượng năm với các điều kiện có, thiếu hoặc không có tài liệu còn có thể sử dụng phương pháp mô hình hoá mà chúng ta sẽ xét ở các chương sau.



Hình 5.9. Ảnh hưởng của hệ số C_s đến dạng đường cong đảm bảo (với $C_v = 0,5$)



Hình 5.10. Ảnh hưởng của các tham số (C_v , C_s) đến dạng của đường cong đảm bảo Kriski và Menkel
 a) $C_s = 3C_v$ 1- $C_v = 0,1$; 2- $C_v = 0,3$; 3- $C_v = 0,5$ b) $C_v = 0,5$ 1- $C_s = 0,5$; 2- $C_s = 1,0$; 3- $C_s = 1,5$

Chương 6

SỰ PHÂN PHỐI DÒNG CHẢY TRONG 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 sự 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 qui 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 việc 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, 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 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.

6.1. 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 thứ tự 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. Andrêianốp đã sử dụng phương pháp này để xác định phân phối dòng chảy trong năm. Phương pháp này xuất phát từ lý thuyết căn 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.

6.1.1. Vai trò các nhân tố ảnh hưởng đối với 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 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 nói 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 mà với một mức độ nào đấy, chúng có thể làm thay đổi một cách đáng kể tình hình phân phối sẵn có.

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

$$y = x - z \pm \Delta v \pm \Delta w \quad (6.1)$$

ta 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 trữ lượng nước của lưu vực làm cho phân phối dòng chảy điều hòa 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, rồi bổ sung lại cho sông sau lũ làm cho dòng chảy điều hòa 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 hòa 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 hẳn 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 nó luôn bão hòa 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 ngầm của lưu vực cung cấp làm cho phân phối dòng chảy điều hòa hơn. Ở những lưu vực quá nhỏ không hứng được nước ngầm thì tác dụng của rừng ngược lại, làm cho dòng chảy kém điều hòa hơn.

Điều kiện địa chất thổ nhưỡng của lưu vực quyết định quá trình thấm và sự hình thành lượng nước ngầm 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 có tác dụng khác nhau đối với phân phối dòng chảy điều hòa hơn, nhưng một mặt hang động ngầm cũng 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 bao gồm nhiều khu vực có điều kiện hình thành dòng chảy khác nhau thì phân phối dòng chảy trong năm càng điều hòa, mùa lũ dòng nước sẽ không lên xuống đột ngột. Lưu vực càng lớn, lòng sông càng sâu càng hứng được nhiều nước ngầm, về mùa kiệt sông sẽ không khô cạn. Những lưu vực nhỏ, do sông cạn không sâu, không hứng được nước ngầm 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 thủy 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, việc chặt phá

rừng làm cho đất đai bị xói mòn trở nên cằn cỗi có ảnh hưởng xấu đến điều kiện hình thành dòng chảy, làm cho phân phối dòng chảy trong năm không điều hòa.

6.1.2. 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 lượng nước chiếm 15 ÷ 35% lượng nước cả năm. Từ Nghệ An tới Quảng Bình tháng có lượng mưa lớn nhất là tháng X, có thể chiếm 50% lượng nước cả năm, các sông Đông và Tây 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 mưa bé (mùa khô) và mùa cạn. Mùa mưa bé (mùa khô) có thể nói 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 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 dầu 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. Từ Nghệ An 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, vùng Đông Bắc 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 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.

6.2. NĂM ĐẠI BIỂU MƯA NĂM VÀ DÒNG CHẢY NĂM

6.2.1. Lựa chọn năm đại biểu

Có nhiều phương pháp xác định sự phân phối dòng chảy trong năm, trong đó phương pháp thường được sử dụng là phương pháp năm đại biểu (mưa năm và dòng chảy năm). Phương pháp năm đại biểu là phương pháp chọn sự phân phối của năm thực đo làm mẫu, dùng tỷ số phân phối của từng tháng năm đó nhân với giá trị lưu lượng năm ứng với tần suất bảo đảm sẽ được mô hình phân phối dòng chảy thiết kế.

Phân phối dòng chảy của những năm nhiều nước và ít nước thường có đặc điểm khác nhau vì vậy ta có thể chọn năm đại biểu nhiều nước, năm đại biểu ít nước và năm đại biểu nước trung bình.

Năm đại biểu nước trung bình được chọn từ một năm thực đo có tổng lượng dòng chảy năm xấp xỉ với giá trị trung bình của tổng lượng dòng chảy trong nhiều năm và dạng phân phối (đường quá trình năm dòng chảy) gần với dạng trung bình nhiều năm.

Năm đại biểu ít nước (hoặc nhiều nước) được chọn từ một năm thực đo có tổng lượng dòng chảy năm cực tiểu (hoặc cực đại).

6.2.2. Phân phối dòng chảy theo phương pháp năm đại biểu

Sau khi chọn được năm đại biểu người ta tính tỷ số phân phối của từng tháng, % của lượng dòng chảy tháng so với toàn năm đó là dạng phân phối dòng chảy trong năm của năm đại biểu, từ phân phối dòng chảy của năm đại biểu ta sẽ tìm được phân phối dòng chảy ứng với tần suất thiết kế.

6.3. 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 ta có thể dùng chuỗi Mácôp đơn để mô tả. Phương pháp này coi một trị số lưu lượng của một tháng thứ i nào đó: Q_i cấu tạo bởi hai thành phần:

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

$$Q'_i = \bar{Q}_i + \gamma_{i,i-1} \frac{\sigma_i}{\sigma_{i-1}} (Q_{i-1} - \bar{Q}_{i-1}) \quad (6.1)$$

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

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

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

Phần lưu lượng xuất hiện theo qui luật ngẫu nhiên phụ thuộc vào xác suất điều kiện, được biểu thị bằng $\phi = f(P_i, C_{si})$

ϕ - 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:

$$\Phi_i = \frac{Q_i - Q'_i}{\sigma_{Q_i}} = \frac{Q_i - Q'_i}{\sigma_i \gamma_{i,i-1}} \quad (6.2)$$

trong đó σ_{Q_i} là khoảng lệch quân phương của phân phối xác suất điều kiện.

Thay giá trị Q'_i vào trên ta có:

$$Q_i = \bar{Q}_i + \gamma_{i,i-1} \frac{\sigma_i}{\sigma_{i-1}} (Q_{i-1} - \bar{Q}_{i-1}) + \Phi_i \sigma_i \sqrt{1 - \gamma_{i,i-1}^2} \quad (6.3)$$

Các thông số thống kê $\bar{Q}_i, \bar{Q}_{i-1}, \gamma_{i,i-1}$ được xác định theo tài liệu thực đo 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 hoàn toàn 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 Mácôp đơn cũng chưa có sức thuyết phục nên cũng còn những hạn chế nhất định.

6.4. ĐƯỜNG CONG DUY TRÌ LƯU LƯỢNG

6.4.1. Ý nghĩa và các đặc trưng biểu thị

Đường cong duy trì lưu lượng là một hình thức biểu thị phân phối dòng chảy trong năm thời khoảng, nó biểu thị thời gian xuất hiện của trị số bằng hoặc lớn hơn một lưu lượng nào đó nên còn gọi là đường tần suất thời gian lưu lượng ngày.

Đường duy trì lưu lượng của một năm có thể vẽ theo tài liệu lưu lượng thực đo (bảng lưu lượng bình quân ngày của năm đó), căn cứ vào biên độ lưu lượng của năm đó ta chia dãy số lưu lượng ngày toàn năm thành một số cấp thống kê số ngày xuất hiện của mỗi cấp lưu lượng, rồi cộng dồn số ngày xuất hiện theo cấp lưu lượng từ lớn đến nhỏ (hoặc biểu thị bằng số phần trăm).

Để xây dựng đường duy trì lưu lượng nhiều năm có thể tiến hành theo hai cách:

- Ghép toàn bộ lưu lượng bình quân ngày thành một chuỗi rồi cũng làm như đối với từng năm. Đường duy trì lưu lượng xây dựng theo cách này được gọi là đường duy trì lưu lượng tổng hợp, có ưu điểm là nó không chế được toàn bộ biên độ thay đổi của lưu lượng bình quân ngày trong suốt thời gian có tài liệu, nhưng khối lượng tính toán lớn.

- Tính tọa độ đường duy trì lưu lượng cho từng năm rồi bình quân gọi là đường duy trì lưu lượng trung bình. Trong số biên niên thường đã vẽ đường duy trì lưu lượng từng năm, nên cách làm như vậy thường đơn giản nhanh chóng.

Trong phạm vi tần suất biến đổi từ 10% đến 90% thì hai tần suất trung bình và tổng hợp gần như trùng nhau. Ở đầu trên ($p < 10\%$) đường tổng hợp nằm trên đường trung bình, ngược lại đầu dưới ($p > 90\%$) thì đường tổng hợp nằm dưới đường trung bình. Đối với việc dùng nước rõ ràng đường trung bình không an toàn. Để khắc phục điều này trong tính toán thực tế thường vẽ theo năm đại biểu, đại biểu năm nhiều nước, trung bình, ít nước và phần trong phạm vi đầu dưới căn cứ vào giá trị Q_{ngmax} và Q_{ngmin} đo được trong chuỗi năm thực đo để sửa chữa thích hợp.

Đối với lưu vực phân phối dòng chảy có dạng điều hòa, duy trì lưu lượng có dạng thoải và ngược lại. Để biểu thị sự phân phối dòng chảy không đều trong năm Xôkôlôpxki đưa vào khái niệm hệ số điều tiết tự nhiên φ .

$$\varphi = \int_0^1 pdk \quad (6.4)$$

trong đó

p - thời gian duy trì(%) lưu lượng K (K là hệ số mô đun)

φ chính là tổng diện tích của đường cong duy trì lưu lượng với các giá trị $K = 1,0$ so với toàn bộ diện tích của đường lưu lượng; φ biểu thị tỷ số giữa phần dòng chảy chảy qua tuyến cửa ra của lưu vực trong thời gian lưu lượng trong sông nhỏ hơn lưu lượng bình quân nhiều năm so với lượng dòng chảy toàn năm. Phần dòng chảy này chủ yếu do nước ngầm và một phần nước mặt cung cấp. Khi phân phối dòng chảy có dạng điều hòa (lưu vực điều tiết tốt) thì hệ số điều tiết tự nhiên lớn.

Để tính toán dung tích kho nước người ta đưa ra khái niệm hệ số lợi dụng dòng chảy.

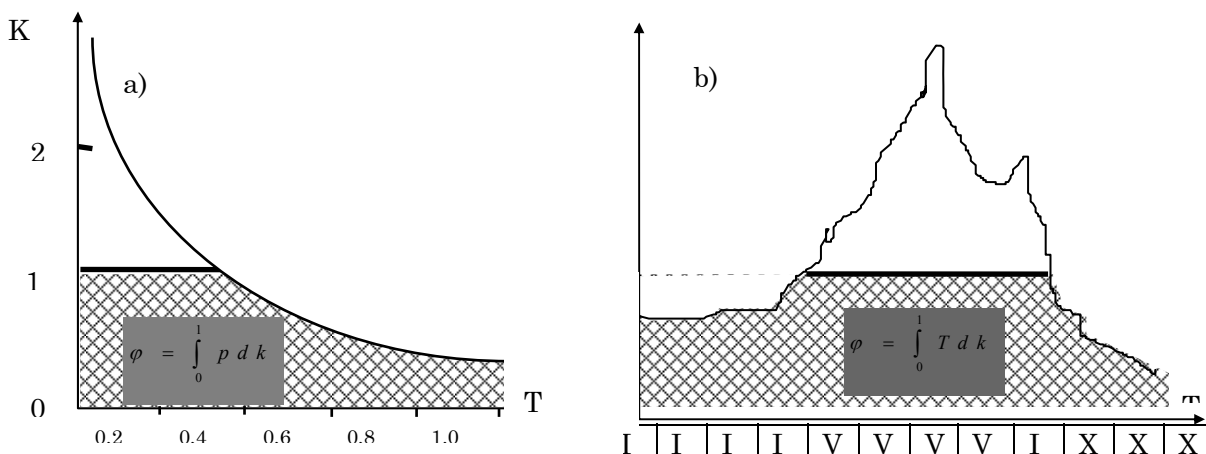
$$\varphi(K_d) = \int_0^{K_d} p dk \quad (6.5)$$

trong đó K_d - hệ số mô đun lưu lượng ứng với lưu lượng nước dùng

Lúc đó dung tích kho nước được tính bằng biểu thức:

$$V_{kho} = W [K_d \varphi(K_d)]$$

W - Tổng lượng dòng chảy năm trung bình nhiều năm.



Hình 6.1. Sơ đồ xác định hệ số điều tiết tự nhiên của dòng chảy
a) Đường duy trì lưu lượng b) Đường quá trình lưu lượng

6.4.2. Phương pháp mô hình hoá đường cong duy trì lưu lượng

Để có thể tổng hợp đường duy trì lưu lượng dùng cho trường hợp thiếu tài liệu thực đo, người ta thường mô hình hoá đường cong duy trì lưu lượng bằng các phương trình toán học. Ở Liên Xô thường coi biểu thức giải tích của Uruvaiep(1941) với cách dùng đường cong không đối xứng của Goolrich (1926) là phù hợp và có dạng:

$$P = 1 - 10^{-C \left(\frac{K_{max} - K}{K - K_{min}} \right)^n} \quad (6.6)$$

trong đó:

C và n - tham số của đường cong;

P - tần suất thời gian ứng với hệ số mô đun lưu lượng K , tính theo số thập phân;

K_{max} , K_{min} - hệ số mô đun lưu lượng ứng với lưu lượng bình quân ngày lớn nhất và nhỏ nhất.

Đối với lưu vực có tài liệu dựa vào các tọa độ đường duy trì lưu lượng ta có thể xác định thông số C và n bằng cách lôga hoá hai lần (6.6) rồi xác định chúng theo quan hệ đường thẳng:

$$\lg[\lg(1 - p)] = \lg C + n \lg \left(\frac{K_{max} - K}{K - K_{min}} \right). \quad (6.7)$$

Đối với lưu vực thiếu tài liệu, thông số C và n được xác định theo lưu vực tương tự hoặc theo bản đồ phân khu đã tổng hợp sẵn.

Ứng dụng dạng đường cong Uruvaisep cho điều kiện thủy văn nước ta, thấy có nhiều trường hợp quan hệ (6.7) không hoàn toàn là đường thẳng mà gãy khúc, mặt khác ý nghĩa vật lý - thủy văn của thông số C vẫn không rõ ràng, mặc dù tác giả đã cho C và n quan hệ với diện tích lưu vực, mức độ ao hồ... chẳng hạn:

$$c = (F+I)^{0,32} + 0,01 f_{ao}^{0,95} \quad (6.8)$$

$$n = \varphi \cdot (F+I)^{-0,05} \quad (6.9)$$

trong đó:

f_{ao} - mức độ hồ ao(%)

φ_0 - hệ số xác định theo bản đồ, gọi là thông số địa lý

F - diện tích lưu vực.

Vì vậy, qua nghiên cứu đặc điểm thủy văn nước ta, chúng tôi đề nghị sử dụng hàm mũ dạng:

$$K = K_{max} \cdot e^{-\alpha p \beta} \quad (6.10)$$

trong đó:

α, β - các tham số của đường cong

Loga hoá hai lần biểu thức (6.10) ta có:

$$\lg[\ln K_{max} - \ln K] = \lg \alpha + \lg \alpha + \beta \lg p \quad (6.11)$$

ta dễ dàng rút ra được:

$$\alpha = \ln \frac{Q_{ng \max}}{Q_{ng \min}} \quad (6.12)$$

$$\beta = \lg \frac{\ln K_{max}}{\alpha} / \lg p^* \quad (6.13)$$

với p^* tần suất tương ứng với $K=1,0$.

Hệ số điều tiết tự nhiên φ có thể xác định theo biểu thức giải tích dưới đây:

$$\varphi = \alpha^{-m} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{d^m (a^m)}{d(a^x)} \quad (6.14)$$

trong đó $m = 1/\beta$; $x = \ln k$; $a = \ln K_{max}$.

Qua thử tính cho miền Bắc nước ta, trong trường hợp không có lũ đặc biệt lớn và hạn cực nhỏ thì dạng hàm mũ này khá phù hợp.

6.5. 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.

6.5.1. Phương pháp V.G. Andrâyanôp

Theo phương pháp này, dòng chảy trong năm, trong thời kỳ giới hạn và trong mùa giới hạn 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. Phương pháp xác định các tham số thống kê và đường tần suất lý luận được trình bày ở chương 5.

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 $P\% > 66\%$).

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 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 nhiều người nghiên cứu thủy văn thì 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.

6.5.2. 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.

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

Theo quy phạm tạm thời tính toán thủy 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, phải hiệu chỉnh 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.

6.6. TÍNH TOÁN PHÂN PHỐI DÒNG CHẢY NĂM KHI THIẾU TÀI LIỆU QUAN TRẮC

Khi không đủ tài liệu quan trắc hoặc không có tài liệu người ta thường sử dụng các phương pháp sau đây để xây dựng mô hình phân phối dòng chảy trong năm:

- Phương pháp lưu vực tương tự khi điều kiện địa lý tự nhiên đồng nhất.
- Phương pháp quan hệ giữa các thông số phân phối của các yếu tố ảnh hưởng

6.6.1. Phương pháp lưu vực tương tự

Phương pháp lưu vực tương tự để tính phân phối dòng chảy trong năm được tiến hành trong trường hợp đồng nhất về các điều kiện địa lý tự nhiên và khi tài liệu đo đạc song song ở hai sông nghiên cứu và

tương tự không ít hơn một năm. Sông tương tự phải thoả mãn điều kiện là lớp dòng chảy trong mùa ít nước không khác nhiều so với sông nghiên cứu.

Đối với sông ít được nghiên cứu có thể dùng các đặc trưng phân phối dòng chảy sau đây của sông tương tự.

- Ranh giới các mùa (mùa lũ, mùa cạn, thời kỳ giới hạn), ba tháng nhỏ nhất (mùa giới hạn) v.v..
- Tỷ lệ dòng chảy bình quân các mùa so với dòng chảy năm(%)
- Tỷ số giữa hệ số biến động của dòng chảy các mùa (mùa giới hạn, thời kỳ giới hạn) so với hệ số biến động của dòng chảy năm.
- Sự phân phối dòng chảy trong mùa ít nước cho các nhóm năm nhiều nước, trung bình, ít nước.

6.6.2. Quan hệ giữa các thông số phân phối với các nhân tố ảnh hưởng (xây dựng cho từng vùng)

Trường hợp không có sông tương tự đáng tin cậy có thể phân phối dòng chảy theo các quan hệ giữa các thông số phân phối dòng chảy (tỷ lệ dòng chảy bình quân các mùa so với dòng chảy năm, tỷ số giữa hệ số biến động của dòng chảy năm v.v..) với các nhân tố ảnh hưởng (mô đun chảy năm, độ cao trung bình lưu vực, tỷ lệ rừng, diện tích ao hồ, diện tích lưu vực v.v..).

- Tỷ lệ phân phối mùa cạn (thời kỳ giới hạn) được xác định bằng công thức sau:

$$\bar{K}_{c'n} = \frac{\sum Q_{c'n}}{\sum Q_{n'm}} = \frac{Y_{c'n}}{Y_{n'm}} (\%) . \quad (6.15)$$

- Tỷ lệ phân phối mùa chuyển tiếp (những tháng còn lại trong mùa cạn) xác định bằng công thức sau:

$$\bar{K}_1 = K_{c'n} - K_{3\min} (\%) . \quad (6.16)$$

- Tỷ lệ phân phối ba tháng nhỏ nhất (mùa giới hạn) được xác định bằng công thức sau

$$\bar{K}_{3\min} = \frac{\sum Q_{3\min}}{\sum Q_{n'm}} = \frac{Y_{3\min}}{Y_{n'm}} (\%) . \quad (6.17)$$

- Tỷ lệ phân phối mùa lũ được xác định bằng công thức sau:

$$\bar{K}_2 = 100 - K_{can} (\%) . \quad (6.18)$$

- Quan hệ giữa tỷ lệ phân phối mùa cạn với môđun dòng chảy bình quân nhiều năm có dạng:

$$K_{can} = b - aM_0 \quad (6.19)$$

trong đó a, b - các tham số địa lý, xác định theo từng vùng (có bảng tra sẵn).

6.6.3. Dùng đường tần suất lưu lượng bình quân ngày

Khác với đường quá trình lưu lượng bình quân, đường tần suất lưu lượng bình quân ngày chỉ cho phép ta xét thời gian duy trì một lưu lượng nào đó ở trong sông mà không xét được tình hình phân phối dòng chảy theo thời gian

Dạng đường được phổ biến ở Liên Xô do V.A Uruvaep và V.G. Andrâyanôp kiến nghị có dạng sau:

$$P = 1 - 10^{-c \left(\frac{K_{\max} - K}{K - K_{\min}} \right)^n} \quad (6.20)$$

trong đó:

P - tần suất bảo đảm tương ứng với hệ số môđun K , tính theo số thập phân.

K_{max} và K_{min} - hệ số môđun lưu lượng tương ứng Q_{max} , Q_{min} ,
 C , n - tham số địa lý (xác định theo bản đồ phân khu).

Qua khảo sát thực tế trong các phương trình hiện được sử dụng cho phân phối dòng chảy năm thì dạng thích hợp nhất với điều kiện miền Bắc nước ta như sau:

$$K_p = K_{max} e^{-\alpha p^\beta} \quad (6.21)$$

K_p - hệ số môđun lưu lượng ứng với lưu lượng có tần suất P tính theo phần trăm; α, β - tham số.

Ngoài các phương pháp tính phân phối dòng chảy năm thiết kế theo sự qui định của qui phạm, trong tính toán thủy văn thường gặp các phương pháp sau đây:

- Phương pháp cùng tần suất
- Phương pháp điều tiết toàn chuỗi.

6.6.4. Phương pháp cùng tần suất để tính phân phối dòng chảy trong năm thiết kế

Nội dung của phương pháp này là xây dựng đường tần suất dòng chảy bình quân tháng, xác định các lưu lượng tháng thiết kế (cùng một tần suất), ghép các trị số thiết kế theo các tháng của năm ta thu được phân phối dòng chảy trong năm thiết kế.

Phương pháp xây dựng phân phối dòng chảy trong năm thiết kế cùng tần suất cho đến nay có nhiều ý kiến, tuy ưu điểm của phương pháp này là cho ta kết quả khách quan, song nó có nhược điểm rất lớn là phân phối dòng chảy trong năm được xây dựng là phân phối giải, hầu như không có khả năng xảy ra trong thực tế, vì vậy người ta ít dùng phương pháp này.

6.6.5. Phương pháp điều tiết toàn chuỗi

Theo phương pháp này khi tính toán thiết kế người ta dùng toàn bộ tài liệu lưu lượng bình quân tháng của tất cả các năm quan trắc và tính ra các đặc trưng, thiết kế cần thiết.

Để tính toán phương pháp này tài liệu quan trắc yêu cầu phải dài. Phương pháp này thường được dùng trong việc tính toán thủy năng để xác định công suất bảo đảm, lưu lượng nước dùng bảo đảm v.v...

Ưu điểm của phương pháp này là sử dụng được một lượng thông tin lớn chứa trong chuỗi quan trắc, kết quả tính toán có mức độ tin cậy cao. Song để có phân phối dòng chảy trong năm ta lại phải sử dụng các phương pháp trình bày.

6.6.6. Phương pháp phân tích quá trình ngẫu nhiên

Nội dung của phương pháp này là xem quá trình phân phối dòng chảy trong năm là một quá trình ngẫu nhiên. Đây là một phương pháp hiện nay đang phát triển, song ứng dụng của nó trong thực hành gặp nhiều khó khăn về mặt thủ thuật về phương pháp tính.

Chương 7

DÒNG CHẢY LỚN NHẤT

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.

7.1. Ý NGHĨA NGHIÊN CỨU LŨ VÀ CÁC ĐẶC TRƯNG DÒNG CHẢY LỚN NHẤT

Nghiên cứu và tính toán dòng chảy lũ và dòng chảy lớn nhất có tầm quan trọng về thực tế lẫn ý nghĩa khoa học.

Ý nghĩa khoa học của việc nghiên cứu dòng chảy lũ và dòng chảy lớn nhất là chúng xác định 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 yếu tố đó.

Ý nghĩa thực tế của việc nghiên cứu dòng chảy lũ ở chỗ nó là 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.

7.2. CÁC YẾU TỐ ẢNH HƯỞNG TỚI DÒNG CHẢY LỚN NHẤT

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

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

Nói đến các yếu tố khí hậu trước hết 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 ÷ 120 ngày. Mưa mùa hạ thường có độ nước lớn, lượng mưa cũng khá lớn, đặc biệt là mưa giông, nhưng mưa giông thường diễn ra trên diện tích không lớn trong một thời gian ngắn, vì vậy nó thường có ảnh hưởng tới sự hình thành dòng chảy lũ trên lưu vực nhỏ. Đối với lưu vực lớn, lũ do tổ hợp của nhiều hình thái thời tiết như giông, bão, đường đứt, hội tụ nhiệt đới, rãnh thấp... diễn ra liên tục và bao trùm một diện tích lớn, làm cho mực nước sông cao và duy trì trong thời gian dài rất dễ gây ra 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, lượng mưa từ 200 ÷ 300 mm trở lên chiếm 85% diện tích lưu vực, lượng mưa từ 400 ÷ 500mm cũng có diện tích 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 với 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 tích 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, ở những dãy núi cao, đón gió thường hình thành những tâm mưa lớn như: Đông Triều, Bắc Quang, Tam Đảo... những nơi đó có mô đun đỉnh lũ lớn. Những trận mưa giông kết hợp với địa hình thường gây nên những trận lũ lớn trên lưu vực nhỏ.

Yếu 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 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 rất khó đánh giá đúng mức ảnh hưởng của nó đến dòng chảy lũ.

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 hòa 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 tác dụng điều tiết do rừng thì cần xét đến.

Ngoài lượng tổn thất do tán rừng giữ lại, một phần lượng nước mưa khác đọng trong các hang hốc, chỗ 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 và trong cả quá trình tập trung nước trên lưu vực. 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 dần đạt tới trị số ổn định. Cường độ thấm vừa thay đổi theo thời gian vừa thay đổi theo 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 biến động loại đất 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.

7.3. SỰ HÌNH THÀNH DÒNG CHẢY LŨ

7.3.1. Sự hình thành dòng chảy lũ

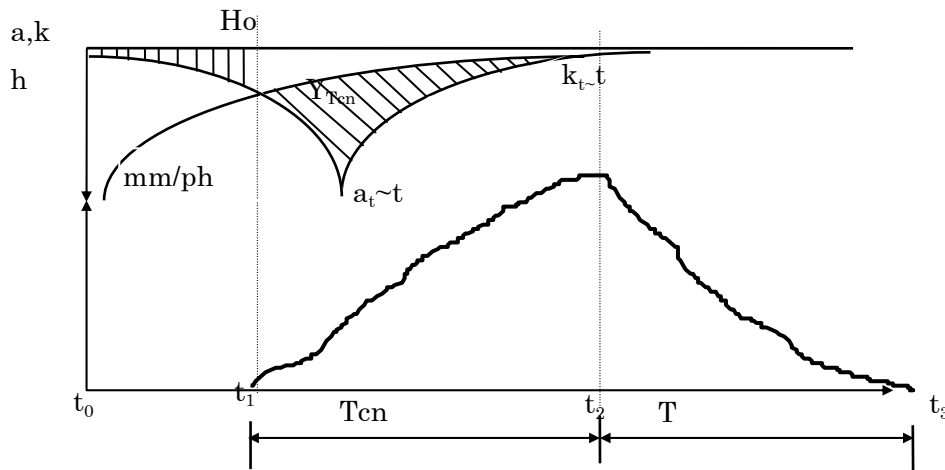
Khi ở một nơi nào đó trong lưu vực bắt đầu mưa, nước mưa đọng lại trên lá cây, lấp các khe rỗng trên mặt đất và thấm ướt lớp đất mặt, lớp nước mưa ban đầu bị tổn thất hoàn toàn. Nếu mưa vẫn tiếp tục với cường độ mưa tăng dần và khi lớn hơn cường độ thấm thì trên mặt đất bắt đầu hình thành dòng chảy.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

Trong quá trình sinh dòng chảy và quá trình chảy tự 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 lẫn với nhau không thể tách biệt được, nhưng trong tính toán lại phải chia ra để dễ dàng xử lý.

Hình (7.1) 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 tăng lên:

$$h_t = a_t - K_t \text{ (còn gọi là cường độ cấp nước),}$$

Lưu lượng ở mặt cắt cửa ra cũng dần tăng lên. Quá trình mưa đạt tới cường độ lớn nhất, sau đó cường độ mưa 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 giá trị lớn nhất.



Hình 7.1. 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

Thời gian từ t_0 đến t_2 gọi là thời gian cấp nước T_{cn} và

$$Y_{T_{cn}} = \int_{t_1}^{t_2} h_t dt = \int_{t_1}^{t_2} (a_t - K_t) dt \quad (7.1)$$

$Y_{T_{cn}}$ 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 nước, quá trình lũ được duy trì một thời gian 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 ($Y_{T_{cn}} > y$), nhưng khi tính toán để đơn giản, người ta vẫn cho rằng chúng bằng nhau.

7.3.2. Công thức tính Q_{max} và sơ đồ phương pháp tính Q_{max} từ tài liệu mưa rào

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

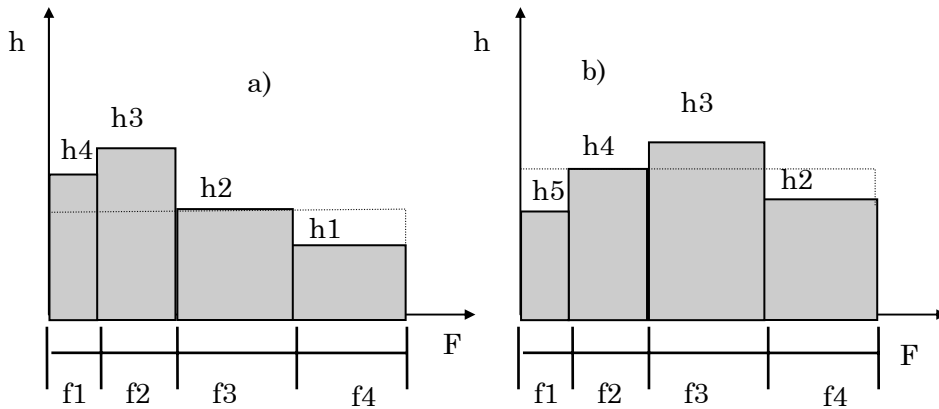
$$Q_t = \int_0^{\tau} h_{t-\tau} f_{\tau} d\tau \quad (7.2)$$

Dưới đây là các trường hợp cụ thể của công thức (7.2) khi hình thành dòng chảy lớn nhất:

- Trường hợp $T_{cn} > \tau$. Trong công thức (7.2) ta dễ dàng nhận thấy dòng chảy lớn nhất chỉ hình thành ở cuối thời khoảng thứ 4 hoặc thứ 5.

$$Q_4 = h_1 f_4 + h_3 f_3 + h_3 f_2 + h_4 f_1 \quad (7.3)_1$$

$$Q_5 = h_2 f_4 + h_3 f_3 + h_4 f_2 + h_5 f_1 \quad (7.3)_2$$



Hình 7.2. Cường độ cấp nước bình quân lớn nhất

Để so sánh xem (7.3)₁ và (7.3)₂ giá trị nào lớn hơn ta tiến hành: Vẽ trên giấy kẻ ly (hình 7.2) lần lượt các diện tích bộ phận $f_1 h_4, f_2 h_3, \dots$ của công thức (7.3)₁ và $f_1 h_5, f_2 h_4, \dots$ của công thức (7.3)₂.

Nếu ta thay các giá trị h_1, h_2, h_3, h_4 trong hình vẽ (7.2a) bằng một trị số bình quân h_τ^1 và thay h_2, h_3, h_4, h_5 trong hình (7.2b) bằng một trị số bình quân h_τ^2 ta vẫn được các diện tích tương đương (7.3)₁ và (7.3)₂. Như vậy có thể viết lại biểu thức Q_4 và Q_5 như sau:

$$Q_4 = h_\tau^1 . F,$$

$$Q_5 = h_\tau^2 . F.$$

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

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

$$Q_{max} = h_\tau . F \quad (7.4)$$

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 với các đơn vị khác nhau người ta đưa vào hệ số đổi đơn vị K

$$Q_{max} = K h_\tau F = K \frac{Y_\tau}{\tau} F \quad (7.5)$$

trong đó Y_τ -lớp cấp nước lớn nhất trong khoảng chảy tụ τ

Từ (7.5) ta thấy toàn bộ diện tích lưu vực F tham gia hình thành đỉnh lũ, nhưng lại chỉ có một phần lượng mưa tham gia vào hình thành đỉnh lũ mà thôi, phần lượng mưa đó 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).

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

- Trường hợp $T_{cn} < \tau$. Giả sử vẫn lưu vực như vậy 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:

$$Q_3 = h_1 f_3 + h_2 f_2 + h_3 f_1 \quad (7.6)_1$$

$$Q_4 = h_1 f_4 + h_2 f_3 + h_3 f_2. \quad (7.6)_2$$

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:

$$Q_{\max} = h_{T_{cn}} \left(\sum_{i=1}^{T_{cn}} \bar{f}_i \right)_{\max} \quad (7.7)$$

ở đây $\left(\sum_{i=1}^{T_{cn}} \bar{f}_i \right)_{\max}$ 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} .

Đặt $F_{T_{cn}} = \left(\sum_{i=1}^{T_{cn}} \bar{f}_i \right)_{\max}$ ta có:

$$Q_{\max} = h_{T_{cn}} F_{T_{cn}} = \frac{Y_{T_{cn}}}{T_{cn}} F_{T_{cn}}. \quad (7.8)$$

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 (7.8) với lý do khi chảy truyền tới mặt cắt cửa ra sóng lũ bị biến dạng. Công thức (7.8) dùng trong thực tế rất khó khăn. Để tiện khi tính toán 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 (7.8) cũng có dạng như (7.4),(7.5).

Trong nhiều trường hợp, lớp cấp nước lớn nhất Y_{τ} , còn được biểu thị dưới dạng hệ số dòng chảy, vì vậy (7.5) có thể viết thành:

$$Q_{\max} = K \varphi_{\tau} \frac{H_{\tau}}{\tau} F \quad (7.9)$$

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

$$\varphi_{\tau} = \frac{Y_{\tau}}{H_{\tau}} \quad (7.10)$$

H_{τ} - lớp mưa lớn nhất thời khoảng τ ; Y_{τ} - lớp dòng chảy lớn nhất trong khoảng τ

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

$$Q_{\max} = K \varphi a_{\tau} F. \quad (7.11)$$

Công thức (7.10) và (7.11) là dạng cơ bản nhất của công thức “lý luận” tính dòng chảy lớn nhất từ mưa rào. 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 đây. Sự khác nhau chủ yếu ở cách xử lý và cách tính các thành phần của công thức như H_{τ} , a_{τ} và τ ., phần sau ta sẽ đi sâu khảo sát từng thành phần.

7.4. MƯA RÀO VÀ PHƯƠNG PHÁP XÁC ĐỊNH

7.4.1. Mưa rào

Mưa rào là loại mưa có cường độ lớn, tập trung trong thời gian ngắn trên diện tích không lớn lắm. Mưa rào - mưa dầm có thời gian mưa rất dài, cường độ mưa trung bình tương đối lớn, diện tích mưa cũng khá rộng, có lúc cường độ rất lớn, dễ gây ra những trận lũ nguy hại.

Đặc điểm của mưa rào là cường độ mưa thay đổi đột ngột theo thời gian. Giai đoạn đầu của mưa rào, cường độ mưa không lớn, phần nhiều làm ướt mặt đất và cây cối mà không sinh ra dòng chảy. Giai đoạn cuối của mưa rào, cường độ mưa cũng không lớn, chỉ làm kéo dài thời gian rút nước lũ mà không tham gia vào việc tạo nên đỉnh lũ. Thời gian có cường độ mưa lớn so với toàn bộ trận mưa không dài song có tác dụng quyết định trong việc hình thành con lũ, lượng mưa trong thời gian này thường chiếm 80÷ 90% lượng mưa toàn trận.

Như ta đã biết cường độ mưa rào thay đổi theo thời gian, do đó tiêu chuẩn định lượng mưa rào cũng khác nhau, tùy theo thời gian kéo dài mưa.

7.4.2. Công thức triết giảm cường độ mưa

Cường độ mưa là lượng mưa rơi trong một đơn vị thời gian đo bằng mm/ph hoặc mm/h. Trong tính toán thiết kế cần phân biệt cường độ mưa tức thời và cường độ mưa trung bình lớn nhất trong các thời khoảng khác nhau.

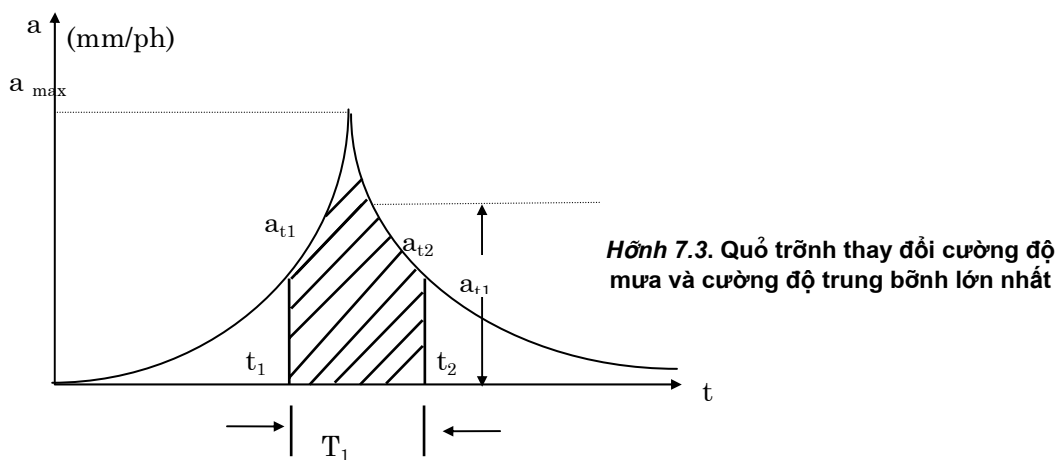
Nếu gọi H_T là lượng mưa trong khoảng thời gian T thì cường độ mưa trung bình trong khoảng thời gian đó bằng:

$$\bar{a}_T = \frac{H_T}{T} \text{ (mm / ph; mm / h)} \quad (7.12)$$

Còn cường độ mưa tức thời là:

$$a_t = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta H_t}{\Delta t} \quad (7.13)$$

trong đó ΔH_t là lượng mưa trong khoảng thời gian Δt .



Hình 7.3. Quá trình thay đổi cường độ mưa và cường độ trung bình lớn nhất

Cường độ mưa tức thời thay đổi liên tục trong suốt quá trình mưa. Thời gian có cường độ mưa lớn có tác dụng quyết định trong việc hình thành đỉnh lũ, do đó người ta thường quan tâm đến cường độ mưa trung bình lớn nhất trong thời khoảng T , để đơn giản ta còn gọi là cường độ mưa trung bình lớn nhất (a_T), trị số trung bình lớn nhất đó nằm bao đỉnh mưa (hình 7.3).

Cường độ mưa thiết kế là chỉ cường độ mưa trung bình lớn nhất trong thời khoảng chảy tụ τ của lưu vực ứng với tần suất thiết kế (a_{τ_p}).

1. Công thức triết giảm cường độ mưa

Từ hình (7.3) ta thấy cường độ mưa trung bình lớn nhất giảm dần khi T tăng lên, do đó quy luật triết giảm cường độ mưa theo thời khoảng, đường cong biểu diễn a_T giảm dần theo T gọi là đường cong triết

giảm mưa. Quy luật này lần đầu tiên được E.I.Bécgơ và M.M. Prôtôdiakônốp khảo sát trên cơ sở phân tích các bảng mưa tự ghi của phần lãnh thổ thuộc châu Âu ở Liên Xô. Công thức đầu tiên mô tả quy luật triết giảm cường độ mưa theo thời khoảng có dạng:

$$a_T = \frac{S}{T^n} \quad (7.14)$$

trong đó:

n - chỉ số triết giảm cường độ mưa

S - sức mưa, bằng cường độ mưa lớn nhất (khi $T = 1$).

Các công thức mô tả quy luật triết giảm cường độ mưa theo thời khoảng hiện nay có rất nhiều, thường được biểu diễn dưới dạng tương tự như (7.14)

$$a_T = \frac{S}{(T+1)^n} \quad \text{hoặc} \quad a_T = \frac{S}{(T+c)^n} \quad (7.15)_1$$

$$a_T = \frac{S}{C+T^n} \quad (7.15)_2$$

$$a_T = \frac{S}{1+CT} \quad (7.15)_3$$

Sức mưa S và chỉ số triết giảm n được xác định ngược lại từ công thức trên theo kết quả đo đạc của máy đo mưa tự ghi. Thí dụ như công thức (7.14):

$$\lg S_P = \lg a_{TP} + n \lg T \quad (7.16)$$

trong đó a_{TP} là cường độ mưa trung bình lớn nhất ứng với tần suất P .

Dựa vào kết quả đó người ta tiến hành phân vùng và sử dụng trong trường hợp thiếu tài liệu. Trên cơ sở phân tích tài liệu mưa tự ghi của Liên Xô với giả thiết cường độ mưa trung bình lớn nhất tuân theo quy luật phân bố Guđrích, Viện thủy văn Liên Xô cho rằng sức mưa là hàm tuyến tính của $\lg N$ (N -thời kỳ xuất hiện lại)

$$SP = A + B \lg N. \quad (7.17)$$

Các thông số A, B được tác giả phân vùng sẵn để sử dụng.

Các công thức trên n được coi là không đổi theo T , thực ra điều kiện này không đúng. Qua phân tích tài liệu thực tế ta thấy quan hệ (7.16), điểm T_0 gọi là điểm chuyển tiếp. (Theo kết quả nghiên cứu của Cục Thủy văn được Bộ Thủy lợi duyệt cho sử dụng trong thiết kế các công trình loại nhỏ có diện tích lưu vực < 100km²).

Ngoài ra Viện thiết kế Giao thông đề nghị dùng một công thức chung cho cả miền Bắc, có hiệu chỉnh cho từng vùng.

$$a_{T_p} = \frac{10 + 12,5 \lg N}{(T + 12)0,66} K \quad (7.18)$$

trong đó:

K - hệ số hiệu chỉnh $K = \frac{M}{140}$;

N - thời kỳ xuất hiện lại

T - tính bằng phút

M - lượng mưa ngày lớn nhất trung bình

2. Đường cong triết giảm mưa $\Psi(\tau)$ của Alexâyev.

Dựa vào tài liệu mưa tự ghi người ta xây dựng quan hệ giữa lượng mưa lớn nhất thời khoảng H_{TP} của lượng mưa ngày lớn nhất (ứng với tần suất p) qua hàm $\psi(\tau)$ như sau:

$$\psi_p(\tau) = \frac{H_{t_p}}{H_{n_p}}. \quad (7.19)$$

Sau khi xây dựng được hàm $\psi(\tau)$ ta dễ dàng tính được lượng mưa lớn nhất thời khoảng (ứng với tần suất p) từ tài liệu mưa ngày.

$$H_{t_p} = \psi(\tau).H_{n_p} \quad (7.20)$$

Cường độ mưa trung bình lớn nhất của thời khoảng ứng với tần suất p được xác định bằng cách chia tung độ $\psi(\tau)$ cho thời khoảng T

$$\alpha_{t_p} = \frac{\Psi_p(\tau)}{T}.H_{n_p} \quad (7.21)$$

Đặt $\bar{\Psi}(T) = \frac{\Psi_p(\tau)}{T}$ ta có:

$$\alpha_{t_p} = \bar{\Psi}_p(\tau).H_{n_p}. \quad (7.22)$$

Suy ra:

$$\bar{\Psi}_p(\tau) = \frac{\alpha_{t_p}}{H_{n_p}}. \quad (7.23)$$

Quan hệ $\bar{\Psi}(\tau) \sim T$ thể hiện sự triết giảm $\frac{\alpha_{t_p}}{H_{n_p}}$ theo T . Người ta đã xây dựng đường cong triết giảm $\bar{\Psi}(\tau)$ cho các khu vực địa lý khác nhau và phát hiện hai đặc điểm quan trọng sau đây:

Quan hệ $\bar{\Psi}(\tau) \sim T$ phụ thuộc ít vào tần suất P , có nơi chúng nhập vào nhau, nhất là trong phạm vi tần suất nhỏ.

Trong một khu vực lớn hình dạng $\Psi_p(T) \sim T$ khá ổn định. Do hai đặc điểm trên và cường độ mưa trung bình lớn nhất thời khoảng α_{t_p} dễ dàng xác định được từ tài liệu mưa ngày (khi đã có quan hệ $\Psi_p(T) \sim T$, mặt khác nó khắc phục được nhược điểm của công thức dạng (7.14)(7.15) coi trị số triết giảm n không đổi theo T nên hiện nay đường cong triết giảm mưa Alecxâyev ngày càng được ứng dụng rộng rãi trong tính toán thiết kế.

Đối với các tỉnh phía Bắc, Bộ môn Thủy văn công trình trường Đại học Thủy lợi đã xây dựng quan hệ $\Psi(\tau) \sim T$ và $\Psi(\tau) \sim T$ trong quy phạm tính toán các đặc trưng thủy văn thiết kế (Bộ Thủy lợi).

7.5. VẤN ĐỀ TỒN THẤT VÀ CHẢY TỤ

7.5.1. Tồn thất

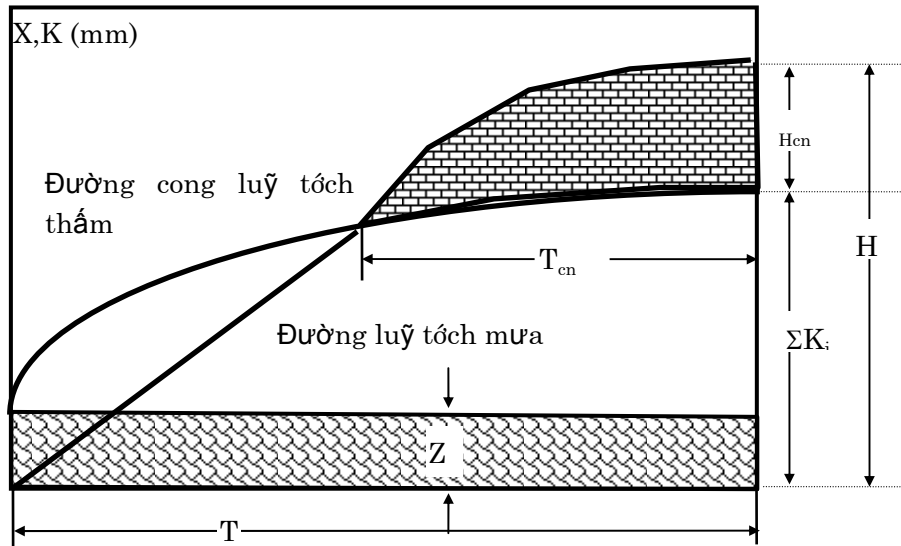
Lượng tồn thất ban đầu được xét trên nhiều quan điểm khác nhau, trong quy phạm của Bộ Giao thông (Liên Xô) thường xét tới lớp nước đọng trên thực vật, còn trong công thức Xôkôlôpski lượng tồn thất ban đầu được xét chung trong H_0 .

Lượng tồn thất ảnh hưởng lớn nhất tới sự hình thành dòng chảy lớn nhất và được xét tới trong hầu hết các công thức là thấm. Lượng tồn thất do thấm thường được xét theo hai quan điểm sau:

Một quan điểm xét cả quá trình thấm như Befanhi, Bôndacôp và Tsêgôđaeép, lượng nước cấp được tính bằng hiệu số giữa lượng mưa và lượng thấm.

Xét lượng tổn thất do thấm theo quan điểm trên không thông dụng trong các công thức tính Q_{max} , bởi vì đường cong thấm rất biến động theo không gian mà việc trung bình hoá chúng thường rất phức tạp và không mang lại kết quả mong muốn.

Quan điểm thứ hai được sử dụng khá rộng rãi, tổn thất được khấu trừ qua hệ số dòng chảy. Trong tính toán dòng chảy lũ thường dùng hai khái niệm hệ số dòng chảy lũ:



Hình 7.4. Sơ đồ xác định thời gian cấp nước và lớp cấp nước theo

a) Hệ số dòng chảy tổng lượng (còn gọi là hệ số dòng chảy trận lũ). Hệ số dòng chảy tổng lượng là tỷ số giữa nước lũ (Y) và lớp mưa sinh ra trận lũ đó:

$$\alpha = \frac{Y}{H}. \quad (7.24)$$

được sử dụng đối với dạng công thức thể tích của Xôkôlôpxki. Như đã phân tích sự hình thành dòng chảy lớn nhất là do lượng cấp nước trong thời gian chảy tụ τ , do đó sử dụng hệ số dòng chảy trận lũ là không hợp lý. Năm 1941, Xripnui đề nghị sử dụng hệ số dòng chảy đỉnh lũ.

b) Hệ số dòng chảy đỉnh lũ φ_T . Hệ số dòng chảy đỉnh lũ là tỷ số giữa lớp nước lũ lớn nhất trong thời khoảng $T(Y_T)$ với lớp mưa lớn nhất trong thời khoảng đó (H_T)

$$\varphi_T = \frac{Y_T}{H_T}. \quad (7.25)$$

Hệ số dòng chảy đỉnh lũ φ_T thay đổi theo T , trị số φ_T giảm dần khi thời khoảng tăng lên. Trong các công thức tính lưu vực lớn nhất người ta thường chọn $T = \tau$ thời gian chảy tụ của lưu vực.

$$\varphi_\tau = \frac{Y_\tau}{H_\tau}. \quad (7.26)$$

Sử dụng hệ số dòng chảy đỉnh lũ tiện lợi khi dẫn giải các công thức tính toán Q_{max} .

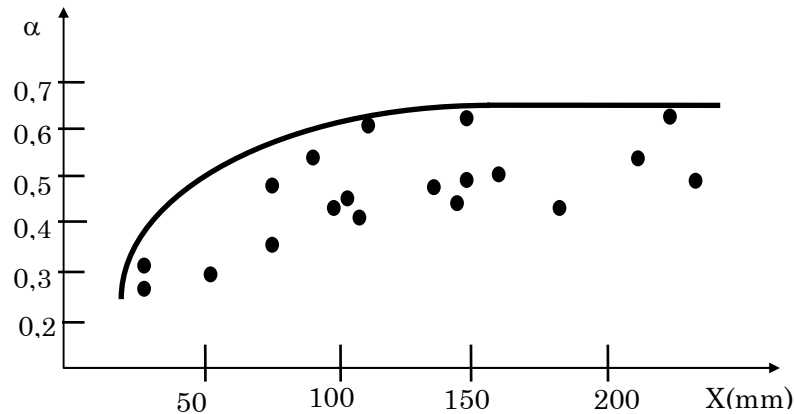
Prôtôdiakônôp và Đônggóp đã cụ thể hoá hệ số dòng chảy đỉnh lũ trên cơ sở coi thấm là tổn thất chính trong dòng chảy lũ.

Vấn đề tính toán tổn thất các dòng chảy lũ rõ ràng là rất phức tạp, hiện nay chưa giải quyết được triệt để mà thường xử lý theo hai cách sau:

- Coi thấm là tổn thất chính, lấy cường độ thấm chung cho cả lưu vực bằng cường độ thấm ổn định rồi dùng phương pháp thực nghiệm tại một điểm để xác định.

- Dùng tài liệu thực đo về mùa mưa, lũ có trong khu vực tiến hành phân tích tổng hợp địa lý để xác định μ hoặc a .

Về lý luận, cách thứ hai do xuất phát từ tài liệu thực đo để tìm ngược trở lại, nên ở một mức độ nhất định nó phản ánh được các yếu tố ảnh hưởng tới tổng tổn thất, hiện nay có thể coi đây là một phương hướng đúng đắn. Nhưng hạn chế cơ bản của phương pháp này là không đảm bảo tính đại biểu cho lưu vực nhỏ, mặt khác thông qua nhiều khâu tính toán dễ mắc sai số, dẫn đến kết quả không phù hợp với thực tế. Cách thứ nhất tuy có nhiều thiếu sót về lý luận song đơn giản, kết quả thí nghiệm ít mắc sai số do tính toán gây ra, chỉ cần điều kiện thí nghiệm tiếp cận với tình hình thực tế là được.



Hình 7.5. Hệ số dòng chảy ổn định

Trong các công thức tính lũ hiện nay thường dùng bảng cường độ thấm của M. F. Sripnui.

Ở nước ta nhiều người đã tiến hành nghiên cứu cường độ thấm bằng phương pháp vòng đồng tâm hoặc từ tài liệu mưa rào dòng chảy và rút ra các đặc trưng thấm cho các loại đất thường gặp ở miền Bắc. Giống như cường độ thấm, hệ số dòng chảy trận lũ phụ thuộc vào nhiều yếu tố khác nhau và biên độ biến động khá lớn. Ở một lưu vực trong các yếu tố ảnh hưởng thì độ ẩm lưu vực trước lũ và lượng mưa sinh lũ đóng vai trò quan trọng.

Hệ số dòng chảy tăng dần khi lượng mưa tăng lên và đạt tới trị số ổn định lớn nhất (lúc đó lưu vực đã bão hòa nước) hệ số dòng chảy đó chỉ phụ thuộc vào điều kiện địa chất của lưu vực và có thể dùng làm hệ số dòng chảy trận lũ thiết kế (H.7.5). Dựa vào tài liệu mưa, lũ thực đo, người ta xây dựng quan hệ mưa rào dòng chảy của các khu vực để dùng trong trường hợp thiếu tài liệu. Quan hệ mưa rào dòng chảy phản ánh được lượng tổn thất tổng hợp, quan hệ đó thường có dạng cong, song ở phần có mưa lớn được coi là tuyến tính. Theo kết quả nghiên cứu của Cục Thủy văn ở miền Bắc Việt Nam có thể phân làm tám phân khu quan hệ mưa rào dòng chảy.

7.5.2. Chảy tụ và phương pháp xác định thời gian chảy tụ

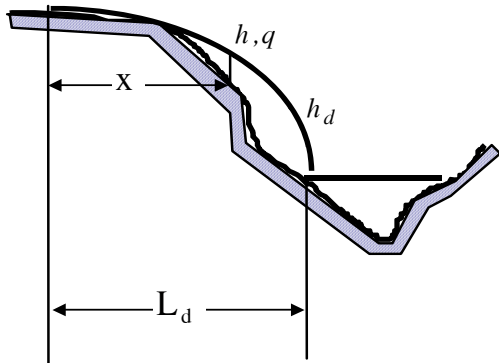
Quá trình tập trung nước từ các nơi trên lưu vực về mặt cắt cửa ra gọi là quá trình chảy tụ. Khi thuyết chuyển động của sóng lũ dựa trên cơ sở dòng chảy không ổn định ra đời, người ta cho rằng thời gian chảy tụ không phải là thời gian chuyển động của chất điểm nước mà là thời gian truyền đi của đầu sóng lũ (hiện nay hai định nghĩa trên vẫn song song tồn tại). Quá trình chảy tụ có thể chia làm hai giai đoạn: giai đoạn chảy tụ trên sườn dốc và giai đoạn chảy tụ trên sông.

1. Tính toán thời gian chảy tụ trên sườn dốc

Giả sử ta có mặt cắt sườn dốc như hình (7.6), sườn dốc là một mặt phẳng có độ dốc và hệ số nhám đồng nhất, nước chuyển động trên sườn dốc thành một lớp liên tục, lớp cấp nước phân bố đều theo thời

gian và không gian, phương trình liên tục của dòng chảy sườn dốc có thể viết:

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = a_i \quad (7.27)$$



Hình 7.6

trong đó:

x - khoảng cách từ đường chia nước đến mặt cắt A bất kỳ trên sườn dốc

q - lưu lượng trung bình của một đơn vị chiều rộng sườn dốc

h - độ sâu mực nước

a_i - cường độ cấp nước trung bình

t - thời gian chảy tụ từ đường chia nước đến mặt cắt

A.

Bỏ qua số hạng quán tính phương trình vận động viết thành:

$$V = mJ_d^{n_1} R^{n_2} \quad (7.28)$$

trong đó:

V - tốc độ trung bình của chất diềm nước tại mặt cắt

R - bán kính thủy lực ($R \sim h$)

J_d - độ dốc trung bình của sườn dốc dùng thay cho độ dốc mặt nước (vì lớp nước trên sườn dốc rất nhỏ)

m - độ nhám trung bình của sườn dốc

n_1, n_2 - các số mũ.

Thay đổi cách viết (7.28) ta có:

$$\frac{\partial q}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = a_1 \quad (7.29)$$

Trên 1 đơn vị chiều rộng của sườn dốc ta có lưu lượng:

$$q = Vh \quad (7.30)$$

$$q = mJ_d^{n_1} h^{1+n_2}$$

Do đó:

$$\frac{\partial h}{\partial q} = (1 + n_2) mJ_d^{n_1} h^{1+n_2} \quad (7.31)$$

Dùng phương pháp đặc trưng giải phương trình trên được:

$$\frac{dx}{(1+n_2)mJ_d^{n_1} h^{n_2}} = \frac{dt}{1} = \frac{dh}{a_1} \quad (7.32)$$

Rút ra:

$$dx = (1+n_2)mJ_d^{n_1} h^{n_2} dt \quad (7.33)$$

$$dh = a_1 dt \quad (7.34)$$

Tích phân (7.34) ta có:

$$h = a_1 t \quad (7.35)$$

Thay (7.35) vào (7.33):

$$dx = (1 + n_2) m J_d^{n_1} (a, t)^{n_2} dt . \quad (7.36)$$

Lấy tích phân

$$\int_0^{l_d} dx = \int_0^{l_d} (1 + n_2) m J_d^{n_1} (a, t)^{n_2} dt . \quad (7.37)$$

ta được:

$$L_d = m a_d^{n_2} J_d^{n_1} \tau_d^{1+n_2} . \quad (7.38)$$

Rút ra thời gian chảy tự của sườn dốc:

$$\tau_d = \left(\frac{L_d}{m a_d^{n_2} J_d^{n_1}} \right)^{\frac{1}{1+n_2}} \quad (7.39)$$

$$\tau_d = \frac{L_d}{m_d a_1^{m_2} J_d^{m_1}}$$

trong đó:

$$m_1 = \frac{n_1}{1+n_2}; m_2 = \frac{n_2}{1+n_2}; m_3 = \frac{1}{n_2+1} \text{ là các chỉ số lũy thừa;}$$

$$m_d = m \frac{1}{1+n_2} \text{ - thông số tập trung nước của sườn dốc.}$$

Nếu thay các chỉ số của công thức (7.39) bằng các chỉ số trong công thức Sêdi - Maning ta có:

$$\tau_d = \frac{L_d^{0,6}}{m_d a_1^{0,4} J_d^{0,3}} .$$

Trường hợp cường độ cấp nước thay đổi ta thay a_1 bằng cường độ cấp nước bình quân lớn nhất trong khoảng τ_d

$$\tau_d = \frac{L_d^{0,6}}{m_d h_{\tau d}^{0,4} J_d^{0,3}} . \quad (7.40)$$

Tính τ_d theo công thức (7.40) trước tiên phải xác định $h_{\tau d}$ mà $h_{\tau d}$ lại phụ thuộc vào τ_d do đó gặp rất nhiều khó khăn.

Hiện nay, để tìm τ_d , người ta giải đồng thời hệ hai phương trình (7.40) và (7.21)

$$\begin{cases} \tau_d = \frac{L_d^{0,6}}{m_d h_{\tau d}^{0,4} J_d^{0,3}} . \\ H_{\tau d} = \varphi \bar{\psi}_{(\tau d)} H_{np} \end{cases}$$

Thay (7.21) vào (7.40) ta có:

$$\tau_d = \frac{L_d^{0,6}}{m_d (\varphi H_{np})^{0,4} J_d^{0,3} [\bar{\psi}(\tau_d)]^{0,4}} . \quad (7.41)$$

Đặt:

$$\Phi_d = \frac{L_d^{0,6}}{m_d (\varphi H_{np})^{0,4} J_d^{0,3}} = \tau_d [\bar{\psi}(\tau_d)]^{0,4} \quad (7.42)$$

trong đó Φ_d gọi là hệ số thủy địa mạo sườn dốc

Quan hệ $\Phi_d = \tau d [\bar{v}(\tau_d)]^{0,4}$ được xác định trước theo đường cong triết giảm mưa của từng vùng. Trong quy phạm QP.TL. C6-77 chia miền Bắc nước ta thành 9 vùng mưa xây dựng giữa $\Phi_d \sim \tau_d$ nên thực tế việc xác định τ_d rất đơn giản, ta chỉ việc xác định τ_d theo các đặc trưng lưu vực và mưa ngày ($L_d, m_d, J_d, \varphi H_{np}$), rồi theo công thức (7.42) ta sẽ được τ_d .

2. Tính toán thời gian chảy tụ trong sông

Tính toán thời gian chảy tụ trong sông có thể quy kết thành tính tốc độ chảy tụ trong sông bởi vì:

$$\tau_s = \frac{L_s}{V_\tau} \quad (7.43)$$

trong đó:

L_s - độ dài sông chính kể từ nguồn đến mặt cắt cửa ra, V_τ - tốc độ chảy tụ trong sông.

Tốc độ chảy tụ của một con sông có thể xác định được qua số liệu thủy văn. Khi nước sông dâng cao V_τ cũng tăng, khi mực nước sông tràn qua bãi thì mức tăng V_τ giảm, mức độ giảm nhiều hay ít tùy thuộc vào kích thước và độ nhám của bãi sông. Khi bãi ngập khá sâu thì mức tăng V_τ lại tăng lên. Qua số liệu đo đạc thủy văn và các chứng minh thủy lực người ta thiết lập được quan hệ:

$$V_\tau = 0,6 \div 0,7 \bar{V}_m \quad (7.44)$$

trong đó \bar{V}_m - tốc độ trung bình lớn nhất tại mặt cắt cửa ra.

Tốc độ chảy tụ trong sông cũng có thể được xác định trên cơ sở công thức Sê di

$$V_\tau = \frac{1}{n} J^\gamma h^\delta \quad (7.45)$$

trong đó:

n - hệ số nhám lòng sông

J - độ dốc mặt nước lấy bằng độ dốc lòng sông

h - độ sâu trung bình dòng chảy

γ, δ - các thông số.

Việc sử dụng độ sâu dòng chảy trong công thức tính V_τ rất bất tiện (do độ sâu dòng chảy biến động mạnh theo dọc sông) vì vậy trong các công thức tính V_τ người ta thay h bằng Q dựa trên cơ sở h và Q tồn tại quan hệ hàm số, như vậy công thức có dạng:

$$V_\tau = m J^\alpha Q_m^\beta \quad (7.46)$$

Như đã trình bày khi lưu lượng chưa tràn qua bãi và tràn qua bãi quan hệ V_τ và Q có thay đổi, song khi tính Q_{\max} thiết kế thường tính với tần suất thiết kế nhỏ, lúc đó nước đã tràn qua bãi khá sâu nên quan hệ trên vẫn hợp lý. Theo sự khảo sát của Alecxâyev và trong quy phạm Việt Nam đều lấy $\alpha = 1/3; \beta = 1/4$, như vậy ta có:

$$V_\tau = m J^{1/3} Q_m^{1/4} \quad (7.47)$$

$$\tau_s = \frac{L}{m J^{1/3} Q_m^{1/4}} \quad (7.48)$$

trong đó:

m - thông số tập trung nước trong sông xác định theo bảng.

τ - tốc độ dòng sông chính tính theo %.

3. Quan hệ giữa thời gian chảy tụ của lưu vực τ với τ_d và τ_s

Quá trình tập trung dòng chảy trên lưu vực bao gồm quá trình tập trung dòng chảy trên sườn dốc và quá trình tập trung dòng chảy trong sông, do đó khi xây dựng công thức tính lưu lượng lớn nhất, nhiều tác giả cho rằng:

$$\tau = \tau_d + \tau_s . \quad (7.49)$$

Quan hệ (7.49) cũng có cơ sở nhất định, song trong thực tế không thể phân biệt rạch ròi quá trình tập trung dòng chảy trên sườn dốc và trong sông được, vì vậy việc tính riêng τ_d và τ_s chỉ để cho đơn giản và thuận tiện khi tính toán.

Trong nhiều công thức tính lưu lượng lớn nhất người ta bỏ qua τ_d , chỉ tính thời gian chảy tụ trong sông τ_s , giả thiết này chỉ chấp nhận được với những lưu vực có τ_d rất bé so với τ_s (lưu vực vừa và lớn).

Rôstômốp đã so sánh giữa đỉnh lũ thực đo và đỉnh lũ tính toán thấy rằng việc coi $\tau = \tau_d + \tau_s$ đã làm τ giảm nhỏ và do đó gây nên đỉnh lũ tính toán tăng một cách đáng kể. Để cho kết quả tính toán phù hợp với thực tế Rôstômốp đề nghị đưa ra công thức tính Q_{max} một hệ số hiệu chỉnh γ ($\gamma < 1$) gọi là hệ số không đều cường độ cấp nước theo lưu vực:

$$\gamma = f(F, h_\tau)$$

trong đó h_τ là cường độ cấp nước bình quân lớn nhất phụ thuộc vào τ . Nhưng việc xác định hệ số hiệu chỉnh γ gặp nhiều phức tạp nên xu hướng hiện nay để xác định τ là thông qua quan hệ giữa τ với τ_d và τ_s

Sêrêmechiep xuất phát từ công thức lý luận tính mô đun lưu lượng đỉnh lũ $q_{max} = K\varphi a_\tau = K\varphi \bar{Q}(\tau)H_{np}$ dựa vào tài liệu thực đo lưu lượng và mưa để xác định τ , đồng thời cũng dựa vào tài liệu thực đo xây dựng quan hệ $q_{max} = f(F)$ rồi khử q_m từ hai phương trình trên để được quan hệ giữa τ với F . Ngoài hai công thức của Sêrêmechiep sử dụng, Alexâyev còn dùng thêm quan hệ (7.48) để xác định quan hệ giữa τ và τ_s và được hệ thức:

$$\tau = K\tau_s \quad (7.50)$$

trong nhiều công thức tính toán lấy $K = 1,2$.

Các nhà bác học Xô viết cho rằng công thức (7.50) chỉ phù hợp với lưu vực lớn vì không xét tới thời gian tập trung dòng chảy trên sườn dốc. Vì vậy trên cơ sở so sánh mô đun đỉnh lũ tính toán với mô đun đỉnh lũ thực đo, họ đưa ra công thức sau đây:

$$\tau = 1,2\tau_s^{1,1} + \tau_d . \quad (7.51)$$

Công thức (7.51) cũng được vận dụng trong Quy phạm Việt Nam QP.TL. C-6-77 tuy nhiên trong thực tế nước ta nó chưa được kiểm nghiệm.

7.6. CÁC CÔNG THỨC TÍNH DÒNG CHẢY LỚN NHẤT

Các công thức tính dòng chảy lớn nhất dựa trên công thức cơ bản, hoặc có thể đưa về dạng công thức cơ bản (7.9),(7.11) được gọi là công thức “ lý luận”. Các công thức của các tác giả khác nhau, chủ yếu ở đường lối giải quyết cụ thể các thành phần trong đó: φ , a_τ .

Hiện nay ở nước ta, bên cạnh các công thức của nước ngoài được ứng dụng như các công thức của Bôndakốp, Alexâyev, Xôkôlốpki (Liên Xô cũ), công thức của Viện nghiên cứu thủy lợi Bắc Kinh (Trung Quốc), 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 do cũ 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.

7.6.1. Công thức cường độ giới hạn

Năm 1970, Alecxâyev đưa ra công thức cường độ giới hạn, năm 1970, Quy phạm QP.TL.C-6-77 sử dụng công thức cường độ giới hạn để tính lưu lượng lớn nhất cho lưu vực có diện tích nhỏ hơn 100 km² với các thông số được xây dựng trên cơ sở tài liệu của nước ta, công thức có dạng:

$$Q_{mp} = A_p \varphi H_{np} F \delta_1 \quad (7.52)$$

trong đó:

H_{np} - lượng mưa ngày ứng với tần suất thiết kế p (mm)

φ - hệ số dòng chảy lũ lấy trong bảng (7.1) 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 φH_{np} . Khi $\delta = 1$; A_p lấy trong bảng (7.4) tùy thuộc vào đặc trưng thủy địa mạo của lòng sông Φ_s công thức (7.42) và τ_d thời gian chảy tụ trên sườn dốc (bảng 7.3);

δ_1 - hệ số giảm nhỏ đỉnh lũ do ao hồ, xác định theo công thức:

$$\delta_1 = \frac{1}{1 + cf_a} \quad (7.53)$$

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 $C = 0,10$ trường hợp thời gian mưa lũ ngắn $C = 0,20$.

Bảng 7.1. 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		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 pôtôn, 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 cacbônit, đất đồi đỏ, đất rừng màu gụ, 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 dính, 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 xếp		0,25	0,20	0,15	0,10	0,1

Bảng 7.2. 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 7.3. 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	88,0	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	144,0	180,0

τ_d - xác định theo hệ số thủy địa mạo của sườn dốc ϕ_d và vùng mưa (bảng 7.3) trong đó:

$$\Phi_d = \frac{(1000b_c)^{0,6}}{m_d J_d^{0,3} (\varphi H_{np})^{0,4}} \quad (7.54)$$

b_c - độ dài bình quân của sườn dốc lưu vực

$$b_c = \frac{F}{1,8(L + \sum l)} \quad (7.55)$$

hoặc

$$b_c = \frac{1}{1,8\rho} \quad (7.56)$$

trong đó:

$L + \sum l$ - độ dài sông chính và các sông nhánh trên lưu vực (km); δ - mật độ lưới sông (km/mm^2) m_d - lấy theo bảng (7.2) J_d - độ dốc sườn dốc tính theo %.

$$\Phi_s = \frac{1000L}{mJ^{1/3} F^{1/4} (\varphi H_{np})^{1/4}} \quad (7.57)$$

m - lấy theo bảng (7.3); J - độ dốc lòng sông chính, tính theo %.

Bảng 7.4. 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 chầy không lặn 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

Công thức cường độ giới hạn mang các cấu trúc của công thức cơ bản (7.11) xây dựng trên lý thuyết căn 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 xảy ra trong trường hợp dòng chảy hoàn toàn $T_{cn} > \tau$.

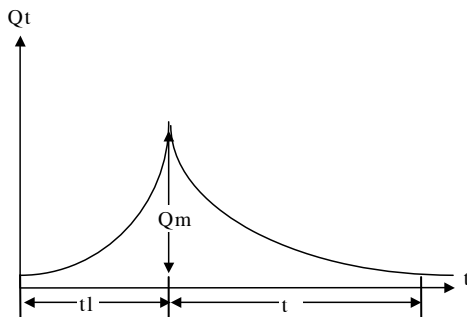
Tần suất hiện lưu lượng lớn nhất lấy bằng tần suất mưa.

Các tham số a_p , 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 .. 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.

7.6.2. 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 yếu tố chủ đạo ảnh hưởng chủ yếu đến dòng chảy lũ trong phạm vi độ chính xác thực dụng và các yếu 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 (H 7.7). Trên cơ sở đó ta có phương trình:



Hình 7.7. Mô hình hoá quá trình lũ parabol

Nhánh nước lên:

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t}{t_l} \right)^m \quad (7.58)$$

với $0 \leq t \leq t_l$

Nhánh nước xuống

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t_x - t}{t_x} \right)^n \quad (7.59)$$

với $0 \leq t \leq t_x$

trong đó: t_l, t_x như hình vẽ; m, n 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 Ta Lét áp dụng cho tam giác. Tổng lượng lũ bao gồm diện tích nhánh nước lên và nhánh nước xuống:

$$W = \int_0^{t_l} Q_m \left(\frac{t}{t_l} \right)^m dt + \int_0^{t_x} Q_m \left(\frac{t_x - t}{t_x} \right)^n dt = Q_m \left[\frac{t_l}{m+1} + \frac{t_x}{n+1} \right]. \quad (7.60)$$

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

$$Q_m = \frac{W}{t_l} f. \quad (7.61)$$

f được gọi là hệ số hình dạng lũ.

Thay: $W = y.F = \alpha (H_T - H_0) F$ vào (7.61) ta có:

$$Q_m = \frac{0,276\alpha(H_T - H_0)}{t_l} f F (m^3 / s),$$

trong đó:

α - hệ số dòng chảy trận lũ;

H_T - lượng mưa thiết kế (mm) của thời khoảng T (giờ)

H_0 - lớp nước tồn thất ban đầu

F - diện tích lưu vực (km^2).

Nếu xét tới triết giảm đỉnh lũ do hồ ao, đầm lầy và rừng (δ) cùng với ảnh hưởng của nước ngầm (Q_{ng}) ta có:

$$Q_m = \frac{0,278\alpha(H_T - H_0)}{t_l} f F \delta + Q_{ng} (m^3 / s) \quad (7.62)$$

Vận dụng trong điều kiện nước ta, các thông số của công thức (7.62) 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.

$$f_a = \frac{3600 Q_{ma} t_{la}}{W_a} \quad (7.63)$$

Q_{ma}, W_a, t_{la} - các đặc trưng đỉnh lũ, tổng lượng lũ, 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 .

$$t_l = t_s = \frac{L}{3,6V_\tau} \text{ (giờ)} \quad (7.64)$$

L - chiều dài sông chính (km) (3,6 là hệ số đổi đơn vị)

$$V\tau = 0,7 \bar{V}_m \quad (7.65)$$

\bar{V}_m - tốc độ trung bình lớn nhất ở mặt cắt cửa ra.

H_T - lượng mưa thiết kế tính theo thời gian chảy tự

$$H_T = H\tau = \Psi(\tau).H_{np} \quad (7.66)$$

xác định theo các phương pháp đã trình bày ở trên.

Quan hệ $\alpha (H_T \sim H_0)$ 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.

$$\delta = \delta_1 \cdot \delta_2$$

$$\delta_1 = 1 - K_1 \lg(1 - f_r)$$

với K_1 - phụ thuộc vào tính chất rừng, điều kiện đất đai thay đổi từ 0,1 ÷ 0,2 đối với vùng rừng Viễn Đông (Liên Xô cũ) và 0,2 ÷ 0,3 rừng đất thịt; 0,3 ÷ 0,4 rừng đất pha cát.

f_r - tỷ lệ rừng

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(1 + f_0 + 0,2 f_d) \quad (7.67)$$

với f_0, f_d - tỷ lệ diện tích ao hồ, đầm lầy; β - hệ số thay đổi từ 0,6 ÷ 0,8.

Công thức Xôkôlôpxki 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 là coi đường quá trình lũ chỉ là hai nhánh parabol chỉ phù hợp với những ngọn lũ đơn, dòng chảy không hoàn toàn ($T_{cn} \ll \tau$)

7.6.3. Công thức triết giảm

Công thức triết giảm biểu thị quy luật giảm dần của môđun đỉnh lũ theo diện tích:

$$q_m = \frac{A}{F^n} \quad (7.68)_1$$

hoặc

$$q_m = \frac{A}{(F + C)^n} \quad (7.68)_2$$

$$q_m = \frac{A}{(F + C)^n} + D. \quad (7.68)_3$$

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 1 km^2 ở công thức (7.68)₁ và công thức (7.68)₂, khi $F \rightarrow 0$, $C = 1$, A biểu thị cường độ cấp nước lớn nhất từ sườn dốc vào lưới sông.

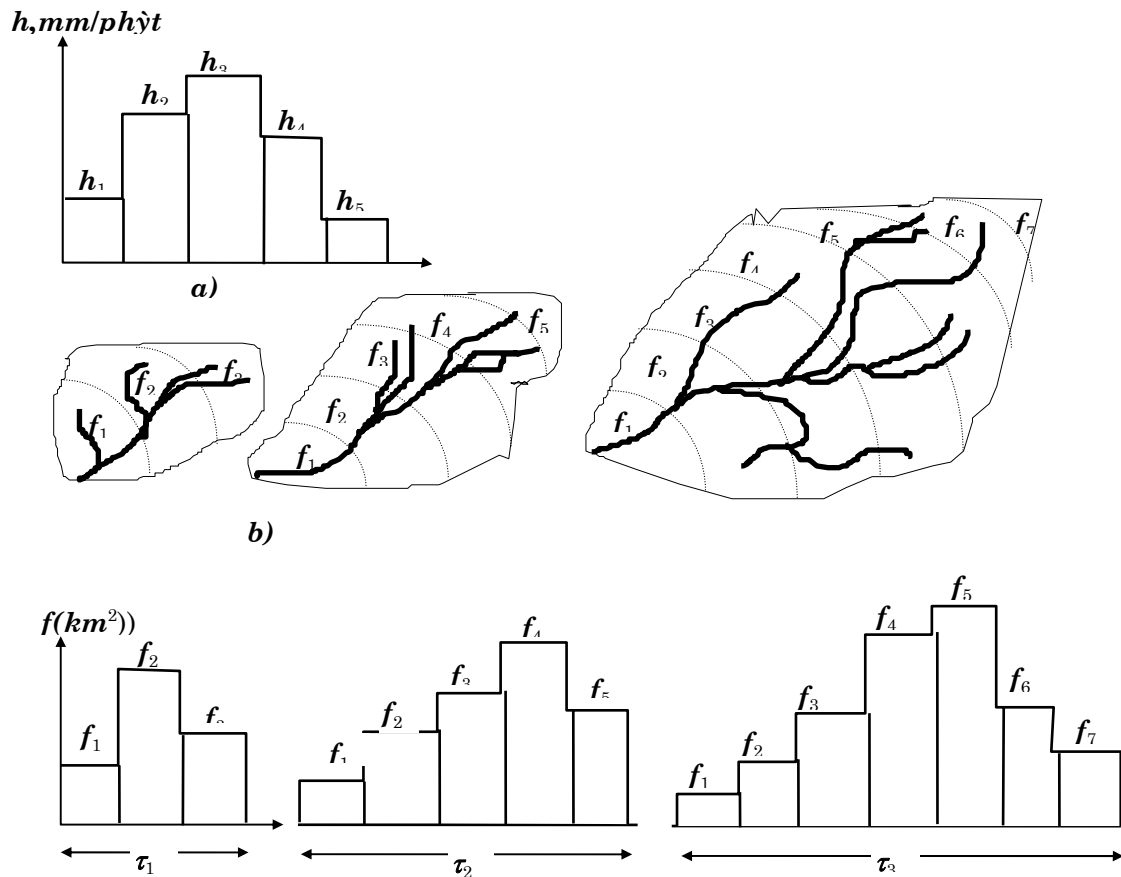
Quy luật triết giảm môđun lưu lượng đỉnh lũ theo diện tích đã được nhiều tác giả Nga Dbrôgieech, Targôpxki... tìm ra ngay từ sau thế kỷ XIX, khi đó công thức chỉ mang tính chất thuần túy kinh nghiệm. Sau cách mạng tháng X Nga, Kotrerin đã phân tích số liệu đỉnh lũ của 134 trạm trên các sông thuộc phần châu Âu Liên Xô và đã đưa ra phương pháp tổng hợp địa lý các tham số và phân vùng các tham số A, D, n . 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 rằng, giả sử có quá trình mưa hiệu quả với thời gian cấp nước $T_{cn} = S$ thời khoảng τ (H. 7.8). Trận mưa đó rơi đều đều trên ba lưu vực sông có kích thước khác nhau ở kề cạnh nhau (H7.8), với $F_1 < F_2 < F_3$. Tiến hành xây dựng hệ thống đường chảy đẳng thời, ta được các diện tích chảy cùng thời gian

của cả ba lưu vực và ta cũng có được thời gian chảy tụ của 3 lưu vực $\tau_1 = 3\tau_0$, $\tau_2 = T_{cn} = 5\tau_0$; $\tau_3 = 7\tau_0$. Ta xét lưu lượng lớn nhất hình thành trên 3 lưu vực (H 7.8).

Trường hợp 1. $\tau_1 < T_{cn}$, đây là dòng chảy dạng hoàn toàn ta có:

$$Q_{\max 1} = h\tau_1 \cdot F_1; \quad q_{\max 1} = h\tau_1$$

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



Hình 7.8

Trường hợp 2. Lưu vực 2: $\tau = T_{cn}$, đây vẫn là trường hợp dòng chảy hoàn toàn nhưng lúc đó $h\tau_2 = h T_{cn}$ nên ta có:

$$Q_{\max 2} = hT_{cn} \cdot F_2; \quad q_{\max 2} = hT_{cn}$$

Toàn bộ diện tích lưu vực và toàn bộ lượng cấp nước hình thành dòng chảy lớn nhất.

Trường hợp 3. Lưu vực 3: $\tau > T_{cn}$, đây là trường hợp dòng chảy không hoàn toàn, ta có:

$$Q_{\max 3} = hT_{cn} \cdot F_{Tcn}; \quad q_{\max 3} = hT_{cn} \cdot \frac{F_{Tcn 3}}{F_3}$$

Toàn bộ lượng cấp nước tham gia hình thành lưu lượng đỉnh lũ, nhưng chỉ có một phần diện tích tham gia.

So sánh môđun đỉnh lũ q_{\max} của cả ba lưu vực ta thấy:

$$q_{\max 1} = h\tau_1 = hT_{cn} \cdot \lambda_1 \quad \text{với} \quad \lambda_1 = \frac{h\tau_1}{hT_{cn}} > 1 \quad (7.69)_1$$

$$q_{\max 2} = h_{T_{cn}} \quad (7.69)_2$$

$$q_{\max 3} = h_{T_{cn}} \cdot \frac{F_{T_{cn}}}{F} = h_{T_{cn}} \lambda_3 \quad (7.69)_3$$

với $\lambda_3 = \frac{F_{T_{cn}}}{F} < 1$.

Rõ ràng là $q_{\max 1} > q_{\max 2} > q_{\max 3}$ thể hiện quy luật giảm nhỏ mô đun lưu lượng đỉnh lũ khi diện tích tăng.

Khi lưu vực nhỏ hơn lưu vực tới hạn có thời gian chảy tự bằng thời gian cấp nước $\tau = T_{cn}$ thì sự triết giảm q_{\max} do tính giảm của cường độ mưa trung bình lớn nhất trong thời khoảng τ gây ra. Từ (7.69)₁ 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 mô đun cơ bản của dòng chảy lớn nhất tức là mô đun đỉnh lũ của một lưu vực vô cùng bé $F \rightarrow 0$, đó chính là A trong công thức (7.68)₁.

Khi lưu vực lớn hơn lưu vực tới hạn ($\tau > T_{cn}$) thì sự triết giảm môđun đỉnh lũ do sự triết giảm tỷ số $\frac{F_{T_{cn}}}{F} < 1$ 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 triết 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 ta đã biết A là môđun cơ bản của dòng chảy lớn nhất nên công thức trên có thể viết dưới dạng tổng quát:

$$q_m = \frac{A}{(F+c)^n} = \frac{Kh_{\max}}{(F+c)^n} = Kh_{\max} \lambda$$

$$q_{\max} = K \varphi a_{\max} \lambda \quad (7.70)$$

trong đó:

A - mô đun 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 (7.70) 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

ở phương pháp xác định các tham số và việc xét thêm các yếu tố ảnh hưởng. Tất cả các công thức loại này đều được quy về dạng chung nhất như sau:

$$Q_{mp} = K \frac{A}{F_n} \delta \lambda_p, \quad (7.71)$$

trong đó: q_{mp} - mô đun đỉnh lũ ứng với tần suất thiết kế ($m^3/s \text{ km}^2$); K - hệ số đổi đơn vị; A - mô đun 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 7.5).

Trong công thức triết giảm thì thông số A đóng vai trò quan trọng, sự khác nhau đáng kể nhất trong các công thức này là việc 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 .

Bảng 7.5. 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, 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

Một số tác giả cho rằng A là mô đun cơ bản của dòng chảy lớn nhất nên có thể xác định theo công thức (7.70):

$$A = \varphi K a_{max}.$$

Thay a_{max} bằng cường độ mưa trung bình lớn nhất trong một thời đoạn cố định nào đó, Xôkôlópki đề nghị thay a_{max} bằng cường độ mưa trung bình lớn nhất trong thời khoảng một giờ ta được:

$$A = K \varphi A_{60}. \quad (7.72)$$

Rõ ràng cách tính A theo (7.72) chỉ phù hợp khi thời gian chảy tụ trên sườn dốc khoảng 60 phút, còn 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 mô đun cơ bản A bằng mô đun 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 km^2 , ở nước ta quy phạm QP.TL.C- 6-77 sử dụng diện tích 100 km^2 , do đó công thức trong quy phạm có dạng:

$$Q_{mp} = q_{100} \left(\frac{100}{F} \right)^n \lambda_p F \delta \quad (7.73)$$

trong đó

Q_{mp} - lưu lượng đỉnh lũ ứng với tần suất thiết kế (m^3/s)

q_{100} - mô đun đỉnh lũ ứng với tần suất 10% quy toán về diện tích lưu vực thống nhất 100 km^2 lấy trên bản đồ $q_{100} 10\%$ ($l/s \text{ km}^2$),

n - hệ số triết giảm mô đun đỉnh lũ theo bản đồ phân khu.

λ_p - theo bảng (7.5).

Việc thay thế A bằng q_{F_c} có những ưu điểm sau:

Tham số q_{Fc} 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_{Fc} 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 (7.73) chỉ sử dụng với diện tích lớn hơn 100km^2 .

7.7. GIẢI PHƯƠNG TRÌNH VI PHÂN DÒNG CHẢY LŨ

Việc thành lập các phương trình vi phân thể hiện bản chất vật lý của dòng chảy chúng ta đã bàn đến tại chương 2. Trong phần này thử xét bài toán trong lòng sông và giải bài toán đó với dòng chảy lũ.

7.7.1. Giải phương trình vi phân trong lòng sông cơ sở

Chúng ta đã biết rằng trong lòng sông cơ sở với giả thiết là lưu vực bé có dạng đơn giản là hình chữ nhật ($B = \text{const}$) trên thực tế gặp ở các khe suối nhỏ, ở các đoạn đầu nguồn. Lúc đó phương trình vi phân có dạng:

$$v \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'(t). \quad (7.74)$$

Trong tính toán thủy văn, để phục vụ trực tiếp cho các mục đích nghiên cứu khác nhau người ta thường giải phương trình này rồi áp dụng cho các điều kiện khác nhau để đưa về trường hợp ứng dụng.

Để giải phương trình này ta dùng phương pháp linh biến đặc trưng đưa về một hệ phương trình tuyến tính dạng:

$$\frac{dx}{v} = \frac{dt}{1} = \frac{d\omega}{q'(t)}. \quad (7.75)$$

Từ đây ta có:

$$\begin{aligned} dx = vdt \quad \text{suy ra} \quad x = vt + C_1 \\ C_1 = x - vt \end{aligned} \quad (7.76)$$

$$d\omega = q'(t)dt \quad \omega = \int_0^t q'(t)dt + C_2 \quad (7.77)$$

$$C_2 = \int q'(t)dt - \omega.$$

Thấy rằng vào đầu thời kỳ lũ ở thời điểm $t = 0$ thì diện tích thiết diện ướt có thể coi là bằng 0 trên toàn bộ diễn biến lòng sông (tất nhiên ở đây ta loại trừ đi nguồn cung cấp nước do mạch ngầm). Như vậy có nghĩa là $t = 0$ thì $\omega = 0$. Ta lấy điều kiện này làm điều kiện ban đầu.

Và cũng lý luận tương tự nếu lấy điểm đầu hệ tọa độ trùng với đường phân thủy thì vào bất kỳ thời điểm nào chẳng nữa với $x = 0$ thì $\omega = 0$. Điều kiện này là điều kiện biên của bài toán. Vậy điều kiện ban đầu và điều kiện biên như sau:

$$\begin{aligned} \text{Khi} \quad t = 0 \quad \text{thì} \quad \omega = 0, \\ \quad \quad x = 0 \quad \text{thì} \quad \omega = 0. \end{aligned}$$

Với điều kiện ban đầu (hạn chế thời gian) ta có:

$$\begin{aligned} x = vt + C_1, \quad \text{khi } t = 0 \quad x = C_1 \\ t = 0 \quad \Rightarrow \omega = 0 \text{ do đó } C_2 = 0. \end{aligned}$$

Khi đó

$$\omega = \int_0^t q'(t) dt. \quad (7.78)$$

Từ điều kiện biên (hạn chế không gian) ta có:

Khi $x = 0$

$$\begin{cases} C_1 = -vt \Rightarrow t = -\frac{C_1}{v} \\ C_2 = -\int_0^t q'(t) dt. \end{cases}$$

Lời giải chung được quy về một hàm có dạng $\phi(C_1, C_2) = 0$.

Như thế có nghĩa là:

$$C_2 = -\int_0^{-\frac{C_1}{v}} q'(t) dt. \quad (\text{thay } t = -\frac{C_1}{v})$$

Mặt khác ta có:

$$\begin{aligned} C_2 &= \omega - \int_0^t q'(t) dt. \\ \omega - \int_0^t q'(t) dt &= -\int_0^{-\frac{C_1}{v}} q'(t) dt \end{aligned} \quad (7.79)$$

Ta có:

$$\begin{aligned} \frac{C_1}{v} &= \frac{x}{v} - t, & \text{Gọi } \frac{x}{v} &= t_x \\ \frac{C_1}{v} &= t_x - t \Rightarrow \left(-\frac{C_1}{v} = t - t_x \right). \end{aligned}$$

Phương trình có dạng:

$$\begin{aligned} \omega - \int_0^t q'(t) dt &= -\int_0^{t-t_x} q'(t) dt \\ \omega &= \int_0^t q'(t) dt - \int_0^{t-t_x} q'(t) dt \\ \omega &= \int_{t-t_x}^t q'(t) dt. \end{aligned} \quad (7.80)$$

Đây chính là lời giải cho phương trình (7.74 và 7.75) ở trên.

7.7.2. Tìm môđun và lưu lượng lớn nhất trên lưu vực cơ sở

Ở phần trên, ta thấy 2 phương trình áp dụng để giải phương trình vi phân. Chúng ta cần quan tâm đến việc áp dụng các phương trình trong trường hợp nào? Lời giải thứ nhất (7.79) ta thấy nó bị ràng buộc bởi điều kiện hạn chế không gian cho nên chỉ áp dụng được trên một khu vực lòng sông X_0 nhất định nào đó kể từ nguồn. Đoạn dưới khoảng X_0 diện tích thiết diện ướt nhất thiết phải được xác định theo công thức (7.78).

để xác định đại lượng X_0 ta giải đồng bộ 2 phương trình (7.78), (7.80) để khử ω . Dấu bằng của phương trình chỉ xảy ra khi:

$$\int_{t-t_x}^t q'(t)dt = \int_0^t q'(t)dt$$

tức là chỉ xảy ra khi và chỉ khi $t - t_x = 0$ hay $t - \frac{X_0}{v} = 0$, $X_0 = v.t$ (7.81)

X_0 gọi là quãng đường chảy truyền của sóng lũ.

Như vậy trên một lưu vực trong khi xét bất cứ một đoạn không chế nào mà sóng lũ chưa đạt tới thì dùng công thức (7.78) còn ở phần lưu vực $X < X_0$ thì áp dụng công thức (7.80) cho mọi thời gian vượt quá kì chảy truyền của sóng lũ.

Để dàng nhận thấy rằng tích phân (7.78) thể hiện tổng nhập lưu từ sườn dốc trên trong một đơn vị lòng sông trong thời gian kể từ khi bắt đầu tạo dòng. Trên các khu vực chưa có sóng lũ lưu lượng theo chiều dọc sông không đổi cho nên một mét lòng sông tích được một thể tích:

$$\omega \cdot 1 = \int_0^t q'(t)dt.$$

Tích phân (7.80) là tổng nhập lưu của phần nhập lưu sườn $q'(t)$ trong thời gian từ $t - \frac{X}{v}$ đến t (có nghĩa là từ trước thời gian chảy truyền sóng lũ theo lòng sông). Đối với lòng sông có độ dài là L , ta có:

$$t_p = \frac{L}{v} \quad (7.82)$$

Ta xét mấy trường hợp sau:

1. $t_p > T_0$ - Dạng dòng chảy chậm (ngưng trệ)

$$\begin{aligned} \omega &= \int_0^t q'(t)dt \\ \omega_{\max} &= \int_0^{T_0} q'(t)dt = y_{\max} \cdot B \\ Q_{\max} &= \omega_{\max} \cdot v = y_m \cdot B \cdot v \\ q_{\max} &= \frac{Q_{\max}}{F} = \frac{y_m \cdot B \cdot v}{L \cdot B} = \frac{y_m \cdot v}{L} \\ Q_{\max} &= \frac{y_m}{t_p} \end{aligned} \quad (7.83)$$

2. $t_p < T_0$ - Dạng dòng chảy nhanh (phát triển.)

$$\omega = \int_{t-t_x}^t q'(t)dt .$$

Như đã lý luận trên tới trạm không chế ta có $t_x = t_p$.

$$\omega = \int_{t-t_p}^t q'(t)dt ,$$

vậy:

$$\omega_{\max} = \int_{t_k - t_p}^t q'(t) dt$$

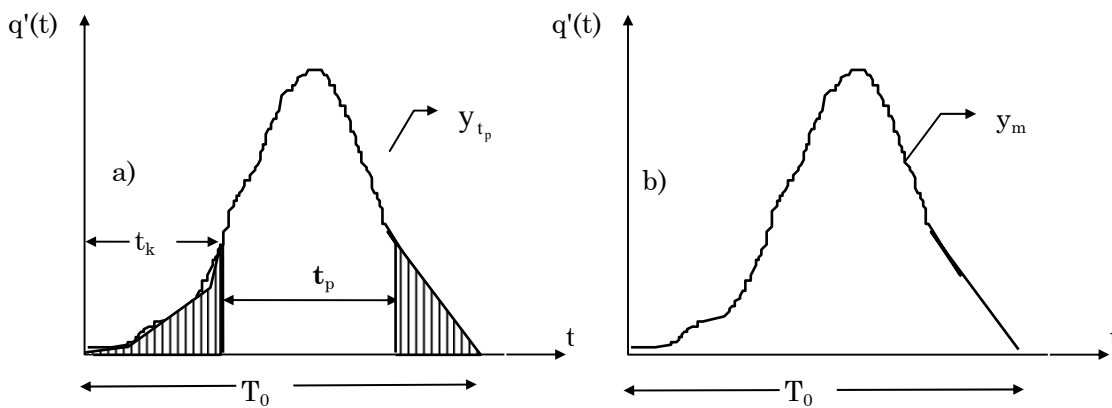
t_k - thời điểm giới hạn bắt đầu xuất hiện giá trị cực đại. Khi đó:

$$\omega_{\max} = y_{t_p} \cdot B$$

$$Q_{\max} = \omega_{\max} \cdot v = y_{t_p} \cdot B \cdot V$$

$$q_m = \frac{y_{t_p}}{t_p} \tag{7.84}$$

Các công thức (7.83 và 7.84) dùng để tính toán môđun dòng chảy lớn nhất trên các lưu vực bé.



Hình 7.9. Mô hình dòng chảy cực đại

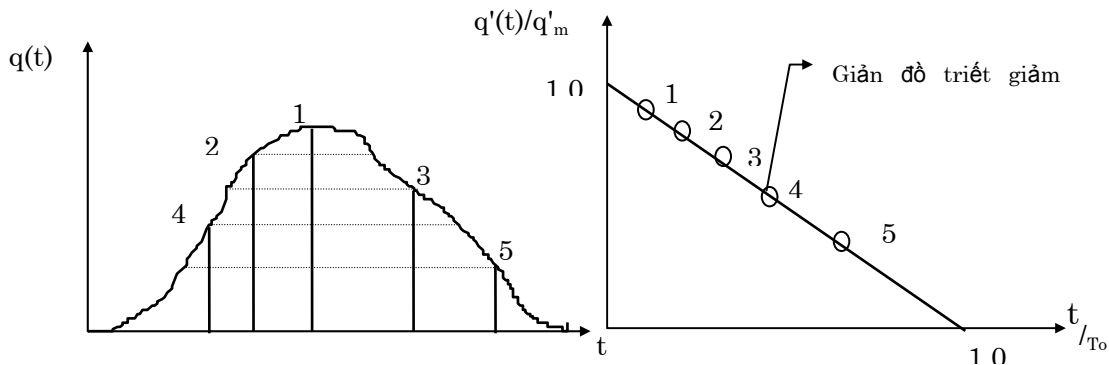
a) $t_p < T_0$ và b) $t_p > T_0$

7.7.3. Công thức khái quát dòng chảy lớn nhất trên lưu vực cơ sở

Ta thấy rằng nếu:

$$t_p > T_0 \quad \text{thì} \quad q_m = \frac{y_m}{t_p} \quad \text{và} \quad t_p < T_0 \quad \text{thì} \quad q_m = \frac{y_{t_p}}{t_p} .$$

Từ công thức dòng chảy nhanh ta thấy rằng ở đây không thể hiện tổng toàn bộ dòng chảy mà chỉ thể hiện một bộ phận nào đó thu được trong khoảng thời gian t_p . Đối với việc xác định y_m, y_{t_p} thì điều ta quan tâm hơn cả là khả năng thu được một cách đơn giản nhất y_{t_p} chứ không phải là tính chất nhập lưu và tiến hành sự phân bố gián đồ nhập lưu từ tọa độ mốc. Để thuận tiện người ta chia thành hai phía của gián đồ sao cho có thể sao chép được chính xác các đặc trưng của nó. Sau đó dựng gián đồ:



Hình 7.10. Sơ đồ khái quát môđun lưu lượng cực đại

Kết quả ta thu được giản đồ triết giảm dòng chảy sườn dốc theo sự phân bố cực đại (H.7.10). Như vậy có thể diễn toán đường cong trên dưới dạng:

$$\frac{q'(t)}{q'(m)} = 1 - \left(\frac{t}{T_0}\right)^n$$

$$\frac{t}{T_0} = 0 \Rightarrow \frac{q'(t)}{q'(m)} = 1; \quad \frac{q'(t)}{q'(m)} = 0 \Rightarrow \left(\frac{t}{T_0}\right) = 1$$

$\left(\frac{t}{T_0}\right)^n$ đặc trưng cho hình dạng của đường cong.

Giới hạn trên của $n = 1$.

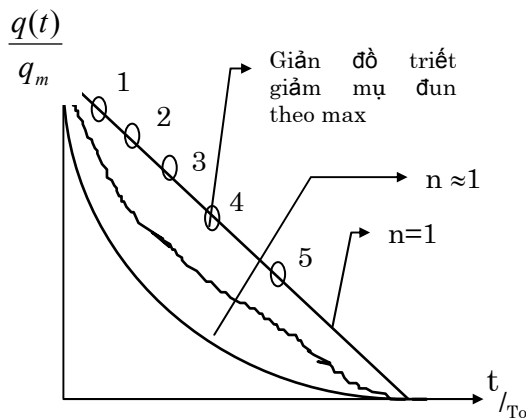
Vậy:

$$q'(t) = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0}\right)^n \right]$$

$$y_{t_p} = \int_0^{t_p} q'(t) dt = q'_m \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0}\right)^n \right] dt$$

$$q'_m t_p \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^{n+1} \right]$$

$$y_m = \int_0^{T_0} q'(t) dt = q'_m T_0 \cdot \frac{n}{n+1}. \quad (7.85)$$



Hình 7.11. Các biến của giản đồ phụ thuộc vào chỉ số n

Kí hiệu $\frac{y_{t_p}}{y_m} = \varphi \Rightarrow$ Hệ số lớp dòng chảy hữu hiệu.

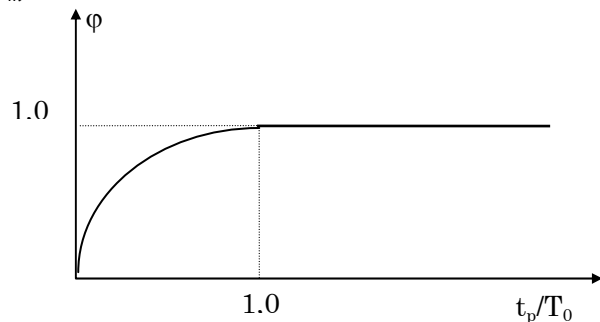
$$y_{t_p} = \varphi y_m$$

Do đó từ chỗ có 2 công thức (7.83, 7.84), ta có:

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} \cdot \varphi \quad (7.86)$$

$$\varphi = \frac{y_{t_p}}{y_m} = \frac{t_p}{T_0^n} \left[1 - \frac{1}{1+n} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^{n+1} \right] (n+1) \quad (7.87)$$

Đối với dòng chảy nhanh thì $\varphi = 1$.



Hình 7.12. Quan hệ $\varphi = f(t_p/T_0)$

$$\frac{t_p}{T_0} = 0 \quad \varphi = 0$$

$$\frac{t_p}{T_0} = 1 \quad \varphi = 1$$

Chỉ số n tương đối ổn định đối với một lãnh thổ rộng lớn. Vùng thảo nguyên lấy $n = 1$, còn với vùng rừng $n = 0,5$.

7.7.4. Giải phương trình vi phân cho hệ thống sông ngòi

Để tránh phải tính chi tiết đến cấu tạo của mạng lưới sông ngòi, độ chảy nhanh chậm và sự tập trung nước, ta sử dụng hệ thống đường đồng mức chảy truyền với $v = \text{const}$ cho toàn bộ hệ thống lưu vực. Từ đó ta thu được một lời giải gần đúng. Phương trình nhập lưu gần đúng viết dưới dạng vi phân sẽ là:

$$v \cdot \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'(t)_n = nq'(t) \quad (7.88)$$

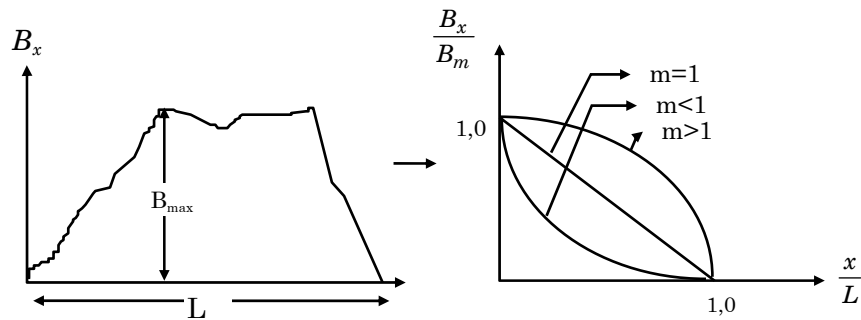
n - số lượng dòng chảy trên một đơn vị độ dài ở trạm không chế bị cắt.

$$n = \frac{B_x}{2l} = \alpha B_x$$

B_x độ rộng của lưu vực theo đường đồng mức chảy truyền trong lòng sông; l - độ dài sườn dốc; α - mật độ mạng lưới sông. Vậy:

$$q'(t)_n = n \cdot q'(t) = \alpha \cdot B_x \cdot q'(t). \quad (7.89)$$

Viết phương trình vi phân dưới dạng (7.89) ta chỉ có thể tính được giá trị cực đại của lưu lượng. Toàn bộ đường quá trình cần phải chuyển hàm B_x về một hàm thời gian như sau:



Hình 7.13. Sơ đồ chuyển phân bố tọa độ không gian

Từ đây ta có:

$$B_x = B_m \left[1 - \left(\frac{x}{L} \right)^m \right]$$

Vì $v = \text{const}$ nên

$$\frac{x}{v} = t, \quad \frac{L}{v} = t_p.$$

$$B_x = B(t) = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right].$$

$$v \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha B(t) q'(t). \quad (7.90)$$

Ta giải phương trình (7.90) bằng phương pháp linh biến đặc trưng:

$$\frac{dx}{v} = \frac{dt}{1} = \frac{d\omega}{\alpha B(t)q'(t)}.$$

Với các điều kiện ban đầu và điều kiện biên như sau:

Khi $x = 0$ $\omega = 0$ (ban đầu)

$t = 0$ $\omega = 0$. (biên)

a. Khi $t = 0$ $C_1 = x$
 $C_2 = 0 \Rightarrow \omega = \alpha \int_0^t B(t)q'(t)dt.$ (7.91)

b. Với $x = 0$ $C_1 = -vt \Rightarrow t = -\frac{C_1}{v}$ $C_2 = -\alpha \int_0^t B(t)q'(t)dt.$

Lời giải chung có dạng $\phi(C_1, C_2) = 0$. có nghĩa là:

$$C_2 = -\alpha \int_0^{-C_1/v} B(t)q'(t)dt = -\alpha \int_0^{t-t_x} B(t)q'(t)dt.$$

và mặt khác ta có:

$$C_2 = \omega - \alpha \int_0^t B(t)q'(t)dt = -\alpha \int_0^{t-t_x} B(t)q'(t)dt.$$

$$\omega = \alpha \int_{t-t_x}^t B(t)q'(t)dt \quad (7.92)$$

Trường hợp 1.

Đối với dạng dòng chảy nhanh (phát triển) $tp < T_0$

$$\omega = \alpha \int_{t-t_x}^t B(t)q'(t)dt$$

Q_{\max} bắt đầu từ t_k giới hạn nào đó,

$$\omega_m = \alpha \int_{t_k-t_p}^{t_k} B(t)q'(t)dt$$

$$\omega_m = \alpha \int_{t_k-t_p}^{t_k} B(t)q'(t)dt$$

$$= \alpha \int_0^{t_k} B(t)q'(t)dt - \int_0^{t_k} B(t)q'(t)dt + \int_0^{t_p} B(t)q'(t)dt$$

$$= \alpha \int_0^{t_p} B(t)q'(t)dt$$

Nếu áp dụng cho lưu vực được mô hình hoá thành hình chữ nhật thì:

$$\omega'_m \alpha B_{tb} \int_0^{t_p} q'(t)dt = B_{tb} y_{t_p}.$$

B_{tb} là độ rộng trung bình lưu vực.

Gọi $\frac{\omega_m}{\omega'_m} = K_1 \Leftrightarrow$ Hệ số địa lý thủy văn thứ nhất.

$$\begin{aligned}
\omega_m &= \omega'_m k_1 = k_1 B_{tb} \cdot y_{t_p} \\
Q_m &= \omega'_m v = k_1 B_{tb} \cdot y_{t_p} \cdot v \\
q_m &= \frac{Q_m}{B_{tb} L} = K_1 \frac{y_{t_p}}{t_p} \\
q_m &= K_1 \frac{y_{t_p}}{t_p}
\end{aligned} \tag{7.93}$$

Trong công thức (7.93) nếu lưu vực có hình chữ nhật thì $K_1 = 1$.

Công thức này viết cho trường hợp dòng nhập lưu từ sườn dốc không triết giảm theo diện tích hoặc là nó chỉ đúng đối với những lưu vực bé, cho nên với các lưu vực lớn không áp dụng được, mà nếu sử dụng cần đưa vào công thức hệ số diện tích K_F . Vậy

$$q_m = \frac{y_{t_p}}{t_p} K_1 \cdot K_F \tag{7.94}$$

Trường hợp 2: Đối với trường hợp dòng chảy chậm (ngưng trệ) $t_p > T_0$

$$\omega = \alpha \int_0^t B(t) q'(t) dt \Rightarrow \omega_m = \alpha \int_0^{T_0} B(t) q'(t) dt$$

xuất hiện v o cuối giai đoạn nhập lưu ($t = T_0$)

$$\begin{aligned}
\omega_m &= \alpha \int_0^{T_0} B(t) q'(t) dt \\
\omega'_m &= \alpha B_{tb} \int_0^{T_0} q'(t) dt = B'_{tb} \cdot y_m
\end{aligned}$$

$\frac{\omega_m}{\omega'_m} = K'_2 \Rightarrow$ tương tự như K_1 nhưng áp dụng trong giới hạn diện tích hiệu quả.

Do vậy

$$\begin{aligned}
\omega_m &= \omega'_m \cdot K'_2 = K'_2 B'_{tb} \cdot y_m \\
Q_m &= \omega_m \cdot v = K'_2 B'_{tb} \cdot y_m \cdot v \\
q_m &= \frac{Q_m}{B_{tb}} = K'_2 \cdot \frac{B'_{tb}}{B_{tb}} \cdot y_m \cdot \frac{k}{L} = \frac{y_m}{t_p} \cdot K'_2 \cdot K_b
\end{aligned}$$

$K_b = \frac{B'_{tb}}{B_{tb}} \geq 1$ hệ số diện tích hiệu quả.

Do vậy:

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} \cdot K_2 \tag{7.95}$$

trong đó:

$$K_2 = K'_2 \cdot K_b$$

K_2 - hệ số địa lý thủy văn thứ hai.

Nếu tính đến sự triết giảm dòng chảy theo diện tích thì cần đưa thêm K_F vào công thức:

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} K_2 \cdot K_F \tag{7.96}$$

Các công thức dạng (7.94), (7.96) là những công thức do A.N. Befanhi thiết lập.

7.7.5. Công thức dạng tổng quát của dòng chảy lớn nhất theo hệ thống lòng sông

$$\frac{y_{t_p}}{y_m} = \varphi = \frac{\alpha \int_0^{t_p} q'(t) dt}{T_0 \alpha \int_0^{t_p} q'(t) dt}$$

$$y_{tp} = \varphi y_m$$

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} K_T \varphi K_F \quad (7.97)$$

K_T có thể là K_1, K_2 phụ thuộc vào tỷ số $\frac{t_p}{T_0}$.

7.7.6. Khảo sát hệ số địa lý thủy văn

1. Hệ số địa lý thủy văn thứ nhất

$$K_1 = \frac{\omega_m}{\omega' m} = \frac{\alpha \int_0^{t_p} q'(t) B(t) dt}{\alpha B_{tb} \int_0^{t_p} q'(t) dt} = \frac{\int_0^{t_p} q'(t) B(t) dt}{B_{tb} \int_0^{t_p} q'(t) dt}$$

Xét tử số:

$$q'(t) = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]$$

$$B(t) = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]$$

$$\int_0^{t_p} q'(t) B(t) dt = q'_m B'_m \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] dt$$

$$\int_0^{t_p} q'(t) B(t) dt = q'_m B'_m \left[t_p + \frac{1}{m+n+1} \frac{t_p^{n+1}}{T_0^n} - \frac{1}{1+n} \frac{t_p^{n+1}}{T_0^n} - \frac{1}{m+1} t_p \right]$$

$$= q'_m B'_m t_p \left[1 - \frac{1}{m+1} + \frac{L}{n+m+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]$$

$$= q'_m B'_m t_p \left[\frac{m}{m+1} + \frac{n}{(n+m+1)(n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]$$

Xét mẫu số:

$$\int_0^{t_p} q'(t) dt = q'_m \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] dt$$

$$= q'_m t_p \int_0^{t_p} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]$$

$$B_{tb} = \frac{1}{t_p} \int_0^{t_p} B(t) dt = \frac{1}{t_p} B'_m \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] dt = \frac{m}{m+1} B'_m \quad (7.98)$$

Do vậy:

$$\begin{aligned}
K_1 &= \frac{q'_{m.B'_n} \cdot t_p \left[\frac{m}{m+1} - \frac{n}{m+n+1(n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]}{B'_m \left[1 - \frac{1}{n+1} - \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \left[\frac{m}{m+1} \cdot B'_m \right]} \\
&= \frac{\frac{m+1}{m} \left[\frac{m}{m+1} - \frac{n}{m+n+1(n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]}{1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n} .
\end{aligned} \tag{7.99}$$

Khi $\frac{t_p}{T_0} \Rightarrow 0$ thì $K_1 \Rightarrow 0$ giới hạn chặn dưới. Giới hạn chặn dưới xảy ra khi $t_p = T_0$ hay là $\frac{t_p}{T_0} = 1$. Giá trị K_1 khi đó phụ thuộc vào m, n .

Nếu $m = 10; n = 0,33$ thì $K_1 = 1,43$.

2. Hệ số địa lý thủy văn thứ 2

$$K_2 = \frac{\omega m}{\omega' m} \cdot k_b = \frac{\int_0^{T_0} q'(t) B(t) dt \cdot B'_{tb}}{B'_{bt} \int_0^{T_0} q'(t) dt B_{tb}} = \frac{\int_0^{T_0} q'(t) B(t) dt}{B_{tb} \int_0^{T_0} q'(t) dt} .$$

Xét từ số:

$$\begin{aligned}
\int_0^{T_0} q'(t) B(t) dt &= q'_m B'_m \int_0^{T_0} \left\{ 1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right\} \left\{ 1 - \left(\frac{t}{tb} \right)^m \right\} dt \\
&= q'_m B'_m \left[T_0 - \frac{1}{m+1} \frac{T_0^{m+1}}{t_p^m} - \frac{1}{n+1} \frac{T_0^{n+1}}{T_0^n} + \frac{1}{m+n+1} \frac{T_0^{m+n+1}}{T_0^n t_p^m} \right] \\
&= q'_m B'_m \left[T_0 - \frac{1}{m+1} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m T_0 - \frac{1}{n+1} T_0 + \frac{1}{m+n+1} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m T_0 \right] \\
&= q'_m B'_m T_0 \left[\frac{n}{n+1} - \frac{1}{m+1} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m + \frac{1}{m+n+1} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right] \\
&= q'_m B'_m T_0 \left[\frac{n}{n+1} - \frac{n}{(m+1)(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right] .
\end{aligned}$$

Mẫu số:

$$\begin{aligned}
B_{tb} &= B'_m \frac{m}{m+1} \\
\int_0^{T_0} q'(t) dt &= q'_m \cdot T_0 \cdot \frac{n}{n+1} . \\
K_2 &= \frac{q'_m B'_m T_0 \left[\frac{n}{n+1} - \frac{n}{(m+1)(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]}{B'_m \cdot \frac{m}{m+1} \cdot q'_m \cdot T_0 \cdot \frac{n}{n+1}}
\end{aligned}$$

$$= \frac{(n+1)(m+1) \left[\frac{n}{n+1} - \frac{n}{(m+1)(n+m+1)} \cdot \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]}{m \cdot n}$$

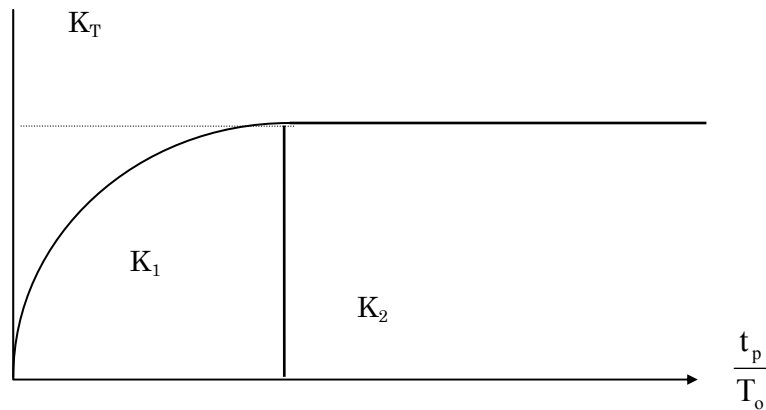
$$= \frac{m+1}{m} \left[1 - \frac{n+1}{(m+1)(n+m+1)} \cdot \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]$$

K_1, K_2 là hàm của: $K_T = f\left(\frac{t_p}{T_0}, n, m\right)$

$\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^m \Rightarrow 0 \quad K_2 = \frac{m+1}{m}$ đây là giới hạn trên

$\frac{T_0}{t_p} = 1 \Rightarrow$ giới hạn phía dưới phụ thuộc vào m, n .

$\frac{t_p}{T_0} = 1$, lúc đó $K_1 = K_2$



Hình 7.14. Quan hệ $K = f(t_p/T_0)$

Các hệ số K_1 và K_2 là hệ số địa lý tổng hợp phản ánh các giai đoạn của dòng chảy trong lưu vực sông ngòi (lớn hoặc bé).

7.8. TỔNG LƯỢNG LŨ VÀ QUÁ TRÌNH LŨ

Khi tính toán lượng trữ nước trong các hồ chứa, tính toán thiết kế công trình tháo lũ, phân lũ, giao thông... không những cần biết lưu lượng đỉnh lũ mà phải nghiên cứu cả quá trình nước lũ.

Những đặc trưng cơ bản của quá trình lũ trong việc tính toán lượng trữ của kho nước là lưu lượng đỉnh lũ Q_d , tổng lượng lũ W và thời gian kéo dài lũ T .

Dạng đường quá trình lũ phụ thuộc vào rất nhiều yếu tố: lượng mưa lũ, cường độ mưa lũ, thời gian và sự thay đổi theo thời gian và không gian của mưa lũ, diện tích, chiều dài lưu vực, độ dốc lưu vực, hình dạng lưu vực và mật độ lưới sông... Ảnh hưởng tổng hợp của các yếu tố này tạo nên dạng đường quá trình lũ mang nhiều tính chất ngẫu nhiên. Do đó có quan điểm coi quá trình lũ là ngẫu nhiên.

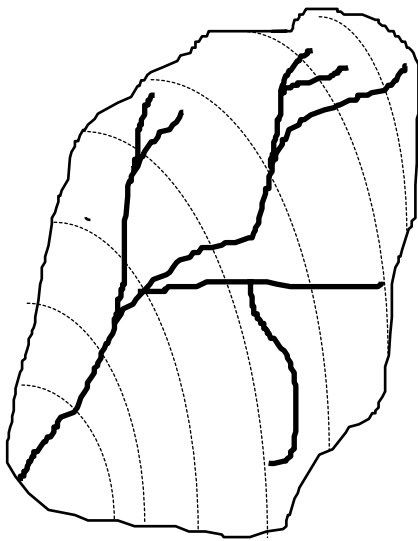
Song đối với một lưu vực xác định thì ảnh hưởng tới dạng đường quá trình lũ chủ yếu là mưa. Những trận mưa giông kết hợp với địa hình, những trận mưa có cường độ lớn nhưng trong thời gian ngắn thường chỉ gây lũ ở lưu vực nhỏ. Đối với lưu vực nhỏ, độ dốc lòng sông và độ dốc lưu vực lớn, thời gian tập trung nước nhanh, lũ lên xuống nhanh. Ngược lại, ở những lưu vực sông lớn phải có những trận mưa lớn, thời gian mưa dài, mưa trên diện tích rộng mới sinh lũ; đường quá trình lũ thường kéo dài nhiều ngày, lũ lên

chậm, xuống chậm. Những lưu vực rất lớn do sông chảy qua nhiều khu vực khí hậu khác nhau, quá trình lũ là tổ hợp của nhiều lưu vực xuất hiện lũ nên thường có dạng lên xuống rất từ từ, lũ của những lưu vực sông nhỏ chỉ gây ra những gợn sóng trên đỉnh lũ lớn đó. Do vậy đối với một lưu vực, xác định dạng đường quá trình phụ thuộc vào đặc tính của mưa, với những trận lũ lớn (ta thường quan tâm đến những trận lũ lớn), nếu cường độ mưa tập trung và tâm mưa ít thay đổi thì đường quá trình lũ ngày càng ít thay đổi. Do đó, cũng có quan điểm cho rằng có thể chọn một con lũ điển hình cho một lưu vực. Hai quan điểm trên đều được áp dụng để xác định đường quá trình nước lũ.

Tuỳ theo số lượng đỉnh lũ trong một trận lũ có thể phân thành lũ một đỉnh hoặc lũ nhiều đỉnh. Tuỳ theo quan hệ giữa T_B và τ có thể phân quá trình lũ thành lũ đơn vị, lũ kép và lũ hỗn hợp.

Lũ đơn vị được hình thành trong điều kiện thời gian cấp nước T_B nhỏ hơn thời gian chảy tụ τ rất nhiều: Theo lý thuyết đường chảy cùng thời gian, nếu không xét đến sự điều tiết dòng chảy của lòng sông thì thời gian kéo dài lũ T sẽ bằng:

$$T = T_B + \tau$$



(7.100)

Vì T_B rất nhỏ so với τ nên ta có thể lấy T_B làm một đơn vị thời gian. Ta có $T = 1 + \tau$ gần đúng ta lấy $T \approx \tau$. Ta hãy hình dung một lưu vực được chia thành nhiều đường chảy cùng thời gian (H. 7.15) với lượng mưa quá thấm h của một đơn vị thời gian, theo lý thuyết đường chảy đẳng thời ta có:

$$Q_1 = f_1 h$$

$$Q_2 = f_2 h$$

.....

$$Q_t = f_t h$$

.....

$$Q_8 = f_8 h$$

Hình 7.15. Sơ đồ lưu vực với đường cong dòng chảy đẳng thời

Thời gian duy trì lũ $T = \tau$ bằng 8 (8.1) ta rút ra:

đơn vị thời gian. Từ công thức

$$\frac{Q_t}{\sum Q} = \frac{h f_t}{h F} = \frac{f_t}{F} \quad (7.101)$$

trong đó: $\sum Q$ và hF biểu thị tổng lượng dòng chảy lũ. Phân tích như vậy ta thấy quá trình lũ do mưa lũ thời gian ngắn (so với τ) có thời gian duy trì lũ gần như nhau ($T = \tau$) và tung độ tương đối $\frac{Q_t}{\sum Q}$ của đường

quá trình lũ không thay đổi. Đó là đặc tính cơ bản của lũ đơn vị. Lũ đơn vị có thể xảy ra ở lưu vực nhỏ chủ yếu quyết định bởi quan hệ tương đối giữa thời gian cấp nước T_B và thời gian chảy tụ τ .

Trong trường hợp $T_B \gg \tau$, lưu lượng trung bình của khoảng thời gian không hình thành bởi lượng mưa quá thấm của từng thời khoảng với toàn bộ diện tích chảy tụ:

$$Q_1 = h_1 F$$

$$Q_2 = h_2 F$$

$$Q_3 = h_3 F$$

.....

$$Q_t = h_t F.$$

Quá trình lũ hoàn toàn phụ thuộc quá trình mưa, những trận mưa kéo dài, nhiều đỉnh sẽ hình thành lũ nhiều đỉnh. Trường hợp này ta có thể gọi là lũ phức hợp; khác quá trình lũ đơn vị, đường quá trình lũ phức hợp có đặc điểm là thời gian kéo dài lũ bằng thời gian cấp nước $T = T_B$ và quá trình lũ tương tự quá trình mưa song chậm một thời gian chảy truyền τ .

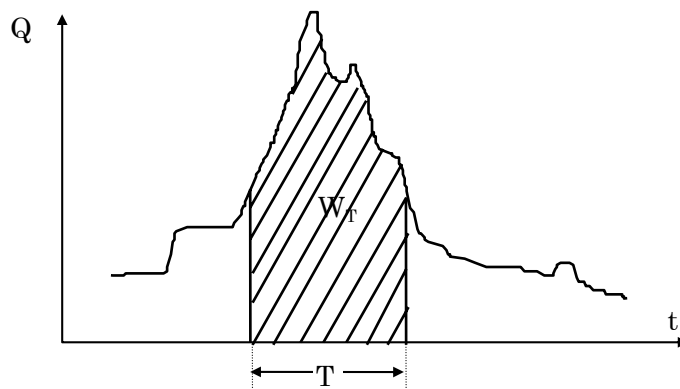
Do khoảng thời gian ngừng mưa giữa các trận lũ dài khác nhau, lũ phức hợp có thể là do các lũ đơn vị và lũ hỗn hợp thành hoặc cũng có thể nhấp nhô răng cưa theo quá trình mưa. Cũng như lũ đơn vị, quá trình lũ phức hợp cũng có thể xảy ra ở cả lưu vực lớn lẫn lưu vực nhỏ, nhưng đối với những lưu vực lớn thì quá trình lũ phức hợp chỉ xảy ra khi mưa sinh lũ kéo dài nhiều ngày đêm.

Lũ xảy ra trong trường hợp khi $\tau = T_B$ gọi là lũ hỗn hợp.

Qua phân tích trên đây ta thấy đặc điểm của mưa và lưu vực ảnh hưởng rất lớn đến dòng chảy lớn nhất và quá trình dòng chảy, hai lưu vực có lượng mưa và quá trình mưa giống nhau song do thời gian chảy tụ khác nhau nên xảy ra những dạng lũ khác nhau; khi chọn công thức tính toán lũ (trường hợp thiếu tài liệu) cũng nên dựa vào đặc điểm này vì nếu là lũ phức hợp, quá trình lũ phụ thuộc chặt chẽ vào quá trình mưa, đỉnh lũ hình thành chỉ do một phần lượng mưa sinh ra mà không phải toàn bộ lượng mưa, do đó việc áp dụng công thức thể tích với α trận lũ không hợp lý.

7.8.1. Tổng lượng lũ và phương pháp xác định

Tổng lượng lũ là lượng dòng chảy sinh ra trong một trận lũ. Lượng lũ là dòng chảy lũ trong một thời khoảng T nào đó (ký hiệu W_T) là diện tích bao bởi đường quá trình lũ với trục hoành từ thời điểm t_1 đến t_2 . Khi tính lũ người ta thường lấy W_T lớn nhất trong khoảng T (H.7.16)



Hình 7.16

Tùy theo nhiệm vụ tính toán thủy văn của đối tượng phục vụ mà người ta có thể tính tổng lượng lũ hoặc lượng lũ sinh ra trong các thời khoảng 1, 3, 5, 7... 15, 30 ngày.

Do quá trình lũ có thể coi là hiện tượng ngẫu nhiên nên lượng lũ của thời khoảng T nào đó cũng có thể coi là đặc trưng không chế đường quá trình lũ. Ngoài ra, việc tính toán tổng lượng lũ còn sử dụng để tính hệ số dòng chảy trận lũ.

Tính toán tổng lượng lũ hoặc lượng lũ các thời đoạn từ tài liệu lưu lượng thực đo theo công thức:

$$W = \sum_{i=0}^{n-1} \left(\frac{Q_i + Q_{i+1}}{2} \right) \Delta t_{i+1} \quad (7.102)$$

$$\Delta t_{i+1} = t_{i+k} - t_i$$

trong đó Q_i - lưu lượng ở thời điểm thứ i ; t_0, t_n - thời điểm bắt đầu và kết thúc trận lũ hoặc bắt đầu và kết thúc thời khoảng.

Ở lưu vực lớn, quá trình lũ kéo dài nhiều ngày, tính tổng lượng lũ và lượng lũ các khoảng có thể theo bảng lưu lượng bình quân ngày:

$$W = 86400 \sum_{i=0}^n Q_i \quad (7.103)$$

0 và n - ngày bắt đầu và kết thúc trận lũ; Q_i - lưu lượng bình quân ngày.

Để tính hệ số dòng chảy trận lũ và thu phóng đường quá trình lũ thành đường quá trình lũ thiết kế, người ta thường phải cắt nước ngầm rồi mới tính tổng lượng sinh ra, sau khi thu phóng xong mới cộng thêm phần nước ngầm. Song trong trường hợp đơn giản thì khi thu phóng đường quá trình lũ người ta không cắt nước ngầm.

Trong trường hợp thiếu tài liệu thực đo, người ta thường sử dụng quan hệ đỉnh lượng và quan hệ lượng lũ giữa các thời khoảng của lưu vực tương tự. Tại những lưu vực nhỏ, khả năng điều tiết của lưu vực kém, thời gian tập trung dòng chảy nhanh $\tau \ll T_B$, quá trình lũ phản ánh khá đồng bộ với quá trình mưa. Khi diện tích lưu vực tăng lên, khả năng điều tiết của lưu vực tăng lên làm cho đường quá trình điều hòa hơn, lúc đó các yếu tố mặt đệm mà chủ yếu là các yếu tố có tác dụng điều tiết của lưu vực sẽ đóng vai trò chính làm cho dạng đường quá trình các trận lũ khác nhau có xu thế tương tự nhau (xu thế đó phản ánh đặc điểm của lưu vực), xu thế tương tự làm cho đỉnh lượng có quan hệ thống kê nhất định. Qua phân tích hơn 30 lưu vực có diện tích 100 km² đến 137400km² ở miền Bắc nước ta cho thấy sự tăng dần của lượng lũ W_T theo thời khoảng T của từng trận lũ một có sự dao động khác nhau. Song xét trị số bình quân nhiều năm \overline{W}_T hay ứng với một tần suất nào đó W_p đều thể hiện tính quy luật rõ ràng và chặt chẽ. Quan hệ đỉnh lượng và quan hệ lượng lũ giữa các khoảng thường có dạng parabol. Quan hệ lượng lũ thời khoảng thường có điểm gãy ở $T = 3$ ngày (một số ít lưu vực điểm gãy này không rõ nét) nên ta có hai công thức tính tổng lượng lũ các thời khoảng như sau:

$$W_T = W_1 T^{m_1} \quad 1 \text{ ngày} < T \leq 3 \text{ ngày}$$

$$W_T = W_1 3^{m_1} \left(\frac{T}{3} \right)^{m_2} \quad T > 3 \text{ ngày} \quad (7.104)$$

trong đó: W_1 - lượng lũ một ngày lớn nhất; W_T - lượng lũ T ngày lớn nhất.

(Khi xây dựng công thức tác giả lấy T lớn nhất là 30 ngày); m_1, m_2 thay đổi theo từng lưu vực không thay đổi theo tần suất.

7. 8.2. Phương pháp xác định quá trình lũ

Tùy theo mục đích sử dụng và tình hình tài liệu, người ta đưa ra nhiều phương pháp xác định quá trình lũ. Xác định quá trình lũ phục vụ cho dự báo ngắn hạn thì đường quá trình lũ được xác định phải gần với lũ thực xảy ra.

Xác định quá trình lũ phục vụ cho thiết kế các công trình thì đường quá trình lũ cần mang tính chất khái quát cao để thỏa mãn yêu cầu về thiết kế. Đường quá trình lũ có thể xác định trực tiếp từ tài liệu đo lưu lượng thực đo nhưng cũng có thể xác định gián tiếp qua lượng mưa.

1. Phương pháp đại biểu theo mẫu

Phương pháp này thường sử dụng để tính toán quá trình lũ thiết kế trong trường hợp chuỗi đo đạc đủ dài, đây là phương pháp linh hoạt nhất dùng cho cả lũ một đỉnh lẫn nhiều đỉnh. Từ chuỗi quá trình lưu lượng lũ thực đo, ta chọn một quá trình lũ bất lợi nhất đối với công trình gọi là quá trình lũ đại biểu, sau đó sửa lại đường quá trình cho đỉnh hoặc lượng lũ phù hợp với tiêu chuẩn thiết kế.

2. Phương pháp mô hình hình học

Những sông vừa và nhỏ sóng lũ thường có dạng một đỉnh cân đối, quá trình lũ thường được khái quát bằng một mô hình hình học.

D.L Xôkôlôpxki kiến nghị sơ đồ hoá quá trình lũ một đỉnh theo phương trình dạng parabol:

- Đối với mái lên:

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t}{t_l} \right)^m \quad (7.105)$$

- Đối với mái xuống:

$$Q_t = Q_m \cdot \left(\frac{t_x - t}{t_x} \right)^n \quad (7.106)$$

trong đó: Q_t - lưu lượng thời điểm t . Đối với mái lên t kể từ lúc bắt đầu lên; đối với mái xuống t kể từ đỉnh lũ;

Q_m - lưu lượng đỉnh lũ tính theo các công thức ở các mục trên

Thời gian lũ lên t_l lấy bằng thời gian chảy tụ của đỉnh lũ τ

$$\tau = \frac{L}{3,6\bar{v}} \text{ (giờ)} \quad (7.107)$$

\bar{v} - tốc độ chảy tụ trung bình của đỉnh lũ lấy bằng $0,7 v_{\max}$

v_{\max} - lưu tốc trung bình của tuyến mặt cắt tính toán, tương ứng với lưu lượng đỉnh lũ Q_m đã tính được. v_{\max} cũng có thể tính theo lưu lượng điều tra lũ.

$$t_x = \gamma \cdot t_l$$

γ là tỷ số t_x/t_l , m , n - chỉ số lũy thừa của đường cong mái lên và mái xuống, m, n, γ có thể xác định theo tài liệu thực đo của quá trình một con lũ đơn. Trong trường hợp không có tài liệu lưu lượng thực đo thì m, n và γ được xác định từ lưu vực tương tự.

G. A. Alexâyev dùng đường cong Gưđrich để mô hình hoá quá trình lũ đơn. Phương trình tính toán quá trình lũ có dạng tổng quát như sau:

$$Q_t = Q_m \cdot 10^{\frac{a(1-x)^2}{x}} \quad (7.108)$$

ở đây $x = \frac{t_l}{t}$ - hoành độ của đường quá trình lũ thiết kế tính theo phần trăm của thời gian lũ lên t_l ; a - tham

số đặc trưng cho hình dạng của quá trình lũ, nó phụ thuộc vào hệ số hình dạng quá trình lũ f như bảng sau:

f	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,3	1,5	1,9	2,6
a	0,21	0,32	0,46	0,62	0,80	0,01	1,24	1,52	2,11	3,22	5,11	9,41

Hệ số hình dạng lũ được tính theo công thức:

$$f = \frac{Q_m \cdot t_l}{W} \quad (7.109)$$

f được xác định theo con lũ đơn thực đo hoặc của lưu vực tương tự. Độ chính xác của phương pháp này phụ thuộc chủ yếu vào mức độ chính xác của việc xác định t_l

3. Phương pháp căn nguyên dòng chảy

Phương pháp này diễn tả quá trình hình thành lũ được tạo nên từ tổng các lượng của dòng chảy thành phần hình thành trong các phần diện tích của lưu vực và chảy qua mặt cắt đo đạc cùng thời gian.

Phương pháp này có ý nghĩa rất thiết thực đối với việc nhận thức sự hình thành dòng chảy lũ, nó có thể ứng dụng đối với các lưu vực lớn và nhỏ, cho cả quá trình lũ đơn cũng như lũ kép mà phương pháp mô hình hoá toán học không thể mô tả được.

Tài liệu dùng để tính toán quá trình lũ theo phương pháp này gồm:

- a) Quá trình mưa theo kết quả đo mưa tự ghi
- b) Bản đồ lưu vực có tỷ lệ lớn và có các đường đồng mức độ cao.
- c) Những tài liệu về tốc độ chảy tự trên sườn dốc và lưới sông của lưu vực tính toán hoặc lưu vực tương tự.

Để đơn giản hoá việc tính toán khi xác định các diện tích chảy cùng thời gian, ta giả thiết tốc độ chảy tự là hằng số trong quá trình hình thành toàn bộ trận lũ ở những lưu vực mà dòng chảy mặt chiếm ưu thế chảy tự trên sườn dốc nhỏ hơn chảy tập trung trong sông, người ta vẽ các đường chảy đẳng thời theo dòng chính lên bản đồ lưu vực (trong trường hợp các dòng phụ lớn người ta cũng vẽ các đường chảy đẳng thời cả theo đường phụ) theo tài liệu về tốc độ chảy tự của chúng, khoảng cách giữa các đường chảy đẳng thời là $\Delta l = \frac{L}{n}$. Trong đó L là độ dài dòng chính kể từ điểm xa nhất của lưu vực đến cửa ra, n là số lượng đường chảy đẳng thời (thường lấy khoảng từ 5 ÷ 10).

Như vậy ta đã chia lưu vực ra $n + 1$ mảnh diện tích chảy đẳng thời f_1, f_2, \dots, f_{n+1} nên mỗi diện tích có thời gian chảy tự bằng một đơn vị τ_o

$$\tau_o = \frac{\tau}{n + 1} = \frac{L}{k \bar{v}(n + 1)} \quad (7.110)$$

trong đó k - hệ số đổi đơn vị; $v = 0,7 v_{\max}$ (v_{\max} - tốc độ lớn nhất mặt cắt cửa ra).

Sau khi đo đạc diện tích các mảnh f_1, f_2, \dots, f_{n+1} ta được hàm phân phối diện tích $f = f(\tau)$ hoặc còn gọi là đường cong chảy tự. Dựa vào kết quả đo mưa của lưu vực, khấu trừ tổn thất ta được quá trình mưa hiệu quả biểu thị bằng lượng mưa h_1, h_2, \dots của các thời gian khoảng τ_o . Tổn thất dòng chảy lũ thông thường được tính bằng hệ số dòng chảy tổng lượng α , nếu không có tài liệu có thể tính theo lưu vực tương tự hoặc bằng một số phương pháp đã trình bày ở trên.

Hiện nay do việc xây dựng đường chảy cùng thời gian, sự thay đổi lượng tổn thất trong quá trình hình thành dòng chảy lũ chưa được nghiên cứu đầy đủ, chưa tìm ra được phương pháp đơn giản và tin cậy để xác định diện tích chảy cùng thời gian và xác định quá trình mưa hiệu quả, nên việc mở rộng ứng dụng phương pháp căn nguyên dòng chảy để xác định quá trình dòng chảy lũ trong thực tế còn bị nhiều hạn chế.

Một nhược điểm cơ bản của phương pháp này là khối lượng tính toán lớn, nhất là với những con lũ có mưa dài ngày. Tuy vậy hiện nay do có máy tính lớn, nhất là các loại máy chuyên dùng cho dự báo lũ và tính toán cho quá trình lũ nên các bài toán thủy văn được giải quyết trong cả trường hợp lưu vực thiếu tài liệu thực đo.

Để tính quá trình lũ từ quá trình mưa, ngoài các phương pháp trên còn có thể áp dụng lý thuyết về đường lưu lượng đơn vị. Lý thuyết này do Sec- man đưa ra năm 1932 và hiện nay vẫn được phát triển và

ứng dụng nhiều trong tính toán và dự báo. Nội dung của phương pháp đường lưu lượng đơn vị sẽ được giới thiệu sau.

7.8.3. Thành phần và sự tổ hợp nước lũ

Tính chất lũ từng con sông riêng rẽ vốn đã rất ác liệt, nhiều con sông hợp lại tính chất lũ lại càng hung dữ hơn, nhất là trường hợp lũ lớn ở các sông đồng thời xuất hiện. Sự tổ hợp nước lũ của ba con sông Đà, sông Lô, sông Thao thường là mối đe dọa lớn đối với đồng bằng sông Hồng, đặc biệt nguy hiểm hơn nếu nó gặp lũ lớn của sông Thái Bình. Việc nghiên cứu đầy đủ sự tổ hợp nước lũ là vô cùng cần thiết đối với công tác phòng chống lũ cho vùng hạ lưu. Trong giai đoạn quy hoạch lưu vực, để lựa chọn phương án bố trí công trình có lợi nhất cho chống lụt thường phải tìm hiểu việc tổ hợp nước lũ.

1. Tổ hợp lượng nước lũ

Tổ hợp lượng nước lũ là một trong những đối tượng nghiên cứu chính của tổ hợp nước lũ. Khi thiết kế xây dựng các công trình trên sông nhánh phải xác định lượng nước lũ của các thành phần và lượng lũ tổ hợp. Lượng lũ tổ hợp chỉ là lượng lũ của sông chính, lượng lũ thành phần là chỉ lượng lũ của sông chính. Giả sử x_1, x_2, \dots, x_n là lượng lũ thành phần của các sông nhánh, Z là lượng lũ tổ hợp, trường hợp nhập khu giữa không đáng kể ta có:

$$Z = x_1 + x_2 + \dots + x_n$$

Vì x_1, x_2, \dots, x_n được coi là đại lượng ngẫu nhiên nên Z cũng là đại lượng ngẫu nhiên, do đó cùng một giá trị Z có thể xảy ra nhiều tổ hợp khác nhau của các giá trị x_1, x_2, x_n , điều đó dẫn đến việc xác định lượng lũ tổ hợp cho thiết kế gặp nhiều khó khăn. Xu thế hiện nay xét tổ hợp lượng nước lũ của các sông chính và sông nhánh là thống kê các trường hợp bình quân, điển hình và tương ứng.

Trường hợp bình quân là xét trung bình trong nhiều năm, nó cho ta thấy mức độ đóng góp trung bình của các sông nhánh vào sông chính, nó phản ánh quy luật ổn định của lượng lũ thành phần và lượng lũ tổ hợp. Song nó không xét được những trường hợp bất lợi mà khi thiết kế các công trình ta phải xét tới.

Thí dụ theo tài liệu tổng lượng lũ đồng bộ với lũ lớn nhất ở Sơn Tây xét sự đóng góp lượng lũ của sông đối với lượng lũ sông Hồng (Sơn Tây) ta thấy sông Đà đóng góp lượng lũ đáng kể vào lượng lũ sông Hồng (khoảng 49,3%), sông Lô, sông Thao có tỷ lệ đóng góp xấp xỉ nhau. (Sông Lô chiếm 21% (chưa kể sông Chảy) sông Thao chiếm 20,5%) .

Trường hợp điển hình là lấy những trận lũ thực tế đã xảy ra trên lưu vực tính tỷ lệ đóng góp lượng lũ của các nhánh vào lượng lũ sông chính, nó phản ánh một cách tự nhiên nhất một tổ hợp lũ đã có. Như vậy từ kết quả thực đo ta có thể chọn ra rất nhiều tổ hợp điển hình.

Do đó khi thiết kế các công trình người ta thường chọn những điển hình bất lợi tức là lũ lớn xảy ra ở các lưu vực sông lớn mà tuyến công trình không khống chế được.

Thí dụ trên lưu vực sông Hồng khi lượng lũ 7 ngày, 15 ngày lớn nhất ở Sơn Tây xấp xỉ nhau, nếu ta chọn mô hình phù hợp lũ điển hình là năm 1945 thì lượng lũ xảy ra trên sông Đà chiếm tỷ lệ lớn tới 50,9 - 54,8%, nếu ta chọn mô hình là năm 1971 thì lượng lũ xảy ra trên sông Lô lại chiếm tỷ lệ lớn hơn so với năm 1945.

Trường hợp tương ứng: trong thiết kế các công trình thường xảy ra trường hợp để đảm bảo nhiệm vụ chống lũ cho vùng hạ lưu với tần suất nhất định, người ta xây dựng công trình trên một sông nhánh lớn ở thượng lưu có tần suất thiết kế nước lũ tương ứng với vùng hạ lưu, lúc đó phải xác định lượng lũ thành phần của các sông nhánh khác.

Bảng 7.6. Tỷ lệ đóng góp lượng lũ của các sông cho sông Hồng (trung bình 57 năm)

Tỷ lệ đóng góp $\alpha = \frac{\bar{W}}{\bar{W}_{ST}}$	Lượng lũ		
	W7 ngày	W15 ngày	W30 ngày
Sông, trạm			
Đà (Hòa Bình)	49,6%	49,3	49,1
Thao (Yên Bái)	20,5	20,8	20,3
Lô (Tuyên Quang)	22,0	20,8	20,2
Khu giữa	7,9	9,1	10,4

Bảng 7.7. Tổ hợp lũ theo điển hình trên lưu vực sông Hồng

W(10 ⁹ m ³)	Lượng lũ 7 ngày				Lượng lũ 15 ngày			
	Sơn Tây	Hòa Bình	Yên Bái	Tuyên Quang	Sơn Tây	Hòa Bình	Yên Bái	Tuyên Quang
% so với Sơn Tây								
Điển hình lũ năm 1945	17,01	$\frac{9,32}{54,8}$	$\frac{3,42}{20,1}$	$\frac{3,34}{20,2}$	$\frac{31,09}{50,9}$	$\frac{15,97}{20,8}$	$\frac{6,46}{20,8}$	$\frac{7,02}{22,5}$
Điển hình lũ năm 1971	17,0	$\frac{6,59}{38,8}$	$\frac{4,37}{25,8}$	$\frac{4,93}{29,0}$	$\frac{31,78}{40,6}$	$\frac{12,9}{23,4}$	$\frac{7,43}{23,4}$	$\frac{7,79}{24,5}$

2. Sự gặp gỡ của lưu lượng đỉnh lũ

Khi sóng lũ vận động trong sông thường xảy ra trường hợp biến dạng làm cho đỉnh lũ giảm nhỏ, cùng với hiện tượng giao thoa sóng lũ ở nơi hợp lưu và đỉnh lũ của các sông nhánh không xuất hiện đồng bộ, nên ta không thể dùng phương pháp cộng trừ như lượng lũ để nghiên cứu sự tổ hợp.

Lưu lượng đỉnh lũ của sông chính và các sông nhánh và sự gặp gỡ của chúng không những chỉ phụ thuộc vào các tính chất của mưa (cường độ mưa, hướng đi của mưa, sự thay đổi phân phối về thời gian và không gian của mưa) trên lưu vực mà còn phụ thuộc vào địa hình và hình dạng của lưu vực.

Nếu địa hình của lưu vực ít cắt xẻ, lượng mưa phân bố đều, mạng lưới sông hình cánh cây chạy dài thì sự tập trung lưu lượng đỉnh lũ của các sông nhánh về hạ lưu sẽ không đồng bộ, số lần gặp gỡ lưu lượng đỉnh lũ các sông sẽ ít. Ngược lại, nếu các sông có dạng hình nan quạt thì sự tập trung lưu lượng đỉnh lũ giữa các sông nhánh sẽ đồng đều. Nếu địa hình cắt xẻ mạnh sự phân bố mưa sẽ không đồng đều tốc độ tập trung nước giữa các sông cũng khác nhau, sự gặp gỡ lưu lượng đỉnh lũ giữa các sông xảy ra ít. Như thượng nguồn sông Đà, mối tương quan lưu lượng đỉnh lũ giữa các lưu vực Nậm Chiến, Nậm Mạ, Nậm Pô, Suối Sập rất kém, hệ số tương quan toàn phần của lưu lượng đỉnh lũ giữa 4 lưu vực khoảng 0,5, hệ số tương quan lưu lượng đỉnh lũ giữa lưu vực Nậm Chiến, Suối Sập chỉ đạt 0,45. Ngược lại sông Lô có dạng hình nan quạt trên nền địa hình ít bị cắt xẻ, mưa tương đối đều, lũ lớn hàng năm ở các nhánh sông thường xuất hiện đồng bộ, hệ số tương quan của lưu lượng đỉnh lũ giữa các trạm Tuyên Quang, Chiêm Hoá đạt tới 0,96; Tuyên Quang, Hàm Yên đạt tới 0,94.

Sự gặp gỡ giữa lũ lớn nhất của các con sông và sông lớn rất phức tạp vì tính đa dạng của các khí hậu và mặt đệm mà các sông lớn đổ ra, các khu vực khí hậu và mặt đệm đó nếu khác xa nhau thì sự xuất hiện đồng bộ giữa lũ lớn của các nhánh sông lại càng ít; những lưu vực lớn như sông Cửu Long dạng đường quá trình lũ thường lên xuống từ từ, sau xuất hiện lũ lớn nhất của các sông nhánh thường chỉ gây nên những đỉnh sóng nhấp nhô trên nền của con lũ lớn. Theo tài liệu thống kê 57 năm (từ 1912 - 1945 và 1956 - 1978) sự gặp nhau của con lũ lớn nhất hàng năm trên ba sông nhánh và sông Hồng như bảng 7.8

Qua bảng thống kê ta thấy số lần gặp gỡ lũ lớn nhất của sông Đà và lũ lớn nhất của sông Hồng là nhiều nhất (chiếm 64,9%). Trong đó riêng lũ lớn nhất của sông Đà gặp lũ lớn nhất của sông Hồng là 26,3%,

còn lại là cùng gặp với lũ lớn nhất của các sông khác. Số lần gặp gỡ giữa lũ lớn nhất của cả ba sông với lũ lớn nhất của sông Hồng rất nhỏ chỉ chiếm 12,3%. Số lần gặp gỡ giữa lũ lớn nhất của 2 sông với lũ lớn nhất của sông Hồng chiếm 31,8% trong đó chủ yếu là sông Đà + sông Lô, sông Đà + sông Thao.

Bảng 7.8. Lũ lớn nhất của các sông gặp nhau khi lũ sông Hồng (tại Sơn Tây) là lũ lớn nhất

Số lần gặp gỡ %	Sông Đà Hòa Bình	Sông Thao Yên Bái	Sông Lô Tuyên Quang	Không do sông nào
Sông Đà	$\frac{15}{26,3}$ *	$\frac{5}{8,8}$	$\frac{10}{17,5}$	
Sông Thao	$\frac{5}{8,8}$	$\frac{9}{15,8}$	$\frac{3}{5,5}$	
Sông Lô	$\frac{10}{17,5}$	$\frac{3}{5,5}$	$\frac{3}{5,5}$	
Sông Đà + Thao + Lô	$\frac{7}{12,3}$	$\frac{7}{12,3}$	$\frac{7}{12,3}$	
Tổng cộng	$\frac{37}{64,9}$	$\frac{24}{42,1}$	$\frac{23}{40,1}$	$\frac{5}{8,8}$

*Riêng lũ lớn nhất của từng sông gặp lũ lớn nhất của sông Hồng

3. Tổ hợp nguồn gốc nước lũ

Trường hợp lượng lũ trong các sông nhánh tương đương nhau, các tổ hợp lượng lũ như đã trình bày ở trên không cho thấy lượng lũ sinh ra trên lưu vực nơi nào mạnh, nơi nào yếu. Lưu vực sông Lô tính đến Tuyên Quang chỉ chiếm diện tích bằng 3/5 diện tích lưu vực sông Thao tính đến Yên Bái, nhưng đóng góp lượng lũ cho sông Hồng lớn hơn. Vì vậy muốn biết lượng lũ nơi nào mạnh hơn, nơi nào yếu hơn ta phải so sánh với diện tích của chúng. Trên cơ sở so sánh tỷ số lượng lũ thành phần của từng nhánh sông với lượng lũ tổ hợp lớn hay nhỏ hơn tỷ số diện tích của nhánh sông đó so với toàn bộ lưu vực mà kết luận rằng nguồn gốc nước lũ ở nơi đó mạnh hay yếu.

7.8.4. Mùa lũ ở Việt Nam

Thời gian xuất hiện mùa lũ:

Sự xuất hiện mùa lũ, mùa cạn trên sông, suối nước ta có sự phân hoá rõ rệt trong không gian. Trong toàn lãnh thổ có thể chia ra các vùng có thời gian xuất hiện mùa lũ khác nhau như sau:

- Khu Đông Bắc và Tây Bắc Bắc Bộ có mùa lũ xuất hiện và kết thúc sớm nhất so với các vùng khác trong cả nước, kéo dài từ tháng VI đến tháng IX. Lũ xuất hiện sau mùa mưa một tháng và kết thúc cùng với mùa mưa. Riêng vùng Tây Bắc kết thúc muộn hơn mùa mưa một tháng. Mùa lũ ở các sông suối nhỏ thường xuất hiện ngay sau khi có mưa. Lũ bắt đầu và kết thúc ở vùng này có liên quan đến sự hoạt động sớm của gió mùa Tây Nam và các hoạt động thời tiết như bão và áp thấp nhiệt đới.

- Các khu còn lại ở Bắc Bộ, bao gồm lưu vực sông Đà, sông Thao, sông Chảy, đồng bằng sông Hồng, hạ lưu sông Thái Bình và sông Mã có mùa lũ bắt đầu vào tháng VI nhưng kết thúc vào tháng X. Sở dĩ mùa lũ vùng này kết thúc muộn hơn là do mùa mưa ở đây kéo dài đến tháng X, do hoạt động muộn của gió mùa Đông Nam và sự hoạt động của bão và áp thấp nhiệt đới dịch dần về phía Nam.

- Khu vực từ Thanh Hoá đến Nghệ An bao gồm lưu vực sông Chu và sông Cả, mùa lũ bắt đầu từ tháng VII, VIII đến tháng XI. Tại đây mùa lũ bắt đầu muộn hơn mùa mưa chừng hai ba tháng, có xuất hiện lũ tiêu mẫn vào tháng V đến tháng VII và dạng phân phối lũ trong năm có hai đỉnh. Sau thời kỳ lũ tiêu mẫn nước

trong sông giảm khoảng từ 1 - 1,5 tháng và bắt đầu mùa lũ chính do sự hoạt động của bão và áp thấp nhiệt đới front cực.

- Khu vực Hà Tĩnh đến đèo Hải Vân có mùa lũ từ tháng IX đến tháng XII. Mùa mưa và mùa lũ trùng nhau do các sông ngắn và dốc.

- Khu vực Nam đèo Hải Vân đến Bình Thuận có mùa lũ từ tháng X đến tháng XII. Mùa lũ xuất hiện sau mùa mưa chừng một tháng.

- Tây Nguyên mùa mưa bắt đầu từ tháng V nhưng tới tháng VII hoặc tháng VIII mới xuất hiện lũ và kéo dài tới tháng XI hay tháng XII.

- Nam Tây Nguyên và Ninh Thuận có mùa lũ từ tháng VII đến tháng XI. Mùa lũ bắt đầu chậm hơn mùa mưa hai tháng và kết thúc chậm hơn một tháng.

- Mùa lũ ở đồng bằng sông Cửu Long từ tháng VII đến tháng XI hoặc đầu tháng XII.

Dòng chảy trong mùa lũ

Dòng chảy mùa lũ trên các sông ngòi Việt Nam chiếm từ 60-90% tổng lượng dòng chảy năm. Nguyên nhân chính là do tính phân phối mưa không đều trong năm, ngoài ra còn do địa hình điều tiết lưu vực của các sông suối trên lãnh thổ.

Tại khu vực Nam Nghệ An và Bắc Quảng Bình dòng chảy mùa lũ chỉ chiếm 50-60% lượng dòng chảy năm là do một phần dòng chảy tập trung vào 1-2 tháng lũ tiểu mãn.

Trong khi đó ở Tây Nguyên và Đông Nam Bộ lượng nước mùa lũ chiếm tới 90% tổng lượng dòng chảy năm.

Nói chung lưu vực sông càng nhỏ thì tính điều tiết của lưu vực càng kém và sự phân bố dòng chảy trong năm càng kém điều hòa.

Giá trị mô đun dòng chảy trên các sông suối nước ta biến đổi từ 25 - 250 l/skm². Giá trị mô đun dòng chảy lũ cao nhất quan sát thấy tại Bắc đèo Hải Vân (>200 l/skm²), thấp nhất tại Nam Ninh Thuận (25 l/skm²).

Thời gian dòng chảy ba tháng lớn nhất cũng không đồng đều tại các vùng trong nước, nó phụ thuộc vào tốc độ tập trung mưa trong năm.

Thời gian dòng chảy ba tháng liên tục lớn nhất từ sông Mã trở ra là từ tháng VI đến tháng VIII, sông Chu và sông Cả VIII-X; Hà Tĩnh đến Bắc đèo Hải Vân IX-XI; Nam đèo Hải Vân đến Ninh Thuận X-XII; Trung Tây Nguyên IX-XI và Nam Tây Nguyên VIII - X. Lượng dòng chảy trung bình ba tháng, thường chiếm tới 50-70% lượng dòng chảy toàn năm. Các lưu vực Đông Trường Sơn có độ dốc lớn, dòng chảy ba tháng chiếm 60-70%, còn các lưu vực có độ che phủ tốt, dòng chảy ba tháng lớn nhất có khi chỉ chiếm 40-50% dòng chảy năm.

Tài nguyên nước với dòng chảy lớn nhất

Nước chỉ được xem là tài nguyên khi con người có thể sử dụng. Tài nguyên nước tồn tại hai hình thức: hình thức lợi dụng nước mà không gây tổn thất và hình thức tiêu thụ nước. Những lĩnh vực lợi dụng nước bao gồm thủy điện, giao thông thủy, thủy sản, du lịch nghỉ ngơi..., những lĩnh vực tiêu thụ nước - nông lâm nghiệp, chăn nuôi, dân sinh...

Những lĩnh vực này đòi hỏi số lượng nước, chế độ nước và chất lượng nước khác nhau và đôi khi còn mâu thuẫn với nhau. Đối với các công trình lợi dụng nước, nước trong mùa mưa có thể đảm bảo hoạt động hết công suất của công trình, nếu như dung tích điều tiết đúng. Đối với các quy hoạch kinh tế tiêu thụ nước,

ngược lại trong mùa mưa, đặc biệt ở vùng đồi núi, dòng chảy trên mặt hay dòng chảy lũ gây ra những tác hại đối với nông - lâm nghiệp như xói mòn, rửa trôi, ngập úng.

1. Nước ta vốn là nước nông nghiệp với truyền thống làm lúa nước. Nghề lúa rất kén chọn đất đai. Vì vậy hầu như toàn bộ dân số nước ta tập trung vào dải đồng bằng ven biển trong đó chiếm tuyệt đại bộ phận nền kinh tế.

Đứng về mặt khí hậu sinh vật, hai đồng bằng lớn nhất nước ta là đồng bằng Nam Bộ và đồng bằng Bắc Bộ thuộc hai kiểu khác nhau, đó là kiểu nửa rụng lá đối với đồng bằng Bắc Bộ và rụng lá đối với đồng bằng Nam Bộ. Vào mùa mưa, vấn đề nổi bật về nước là úng lụt. Biện pháp duy nhất hiện nay là điều tiết bằng nhiều hình thức ở các vùng đồi núi phía trên. Biện pháp hữu hiệu nhất mà ta đã và đang tiến hành là xây dựng hồ chứa Thác Bà và đập Thủy điện Sông Đà.

Như chúng ta đã biết ý nghĩa điều tiết lũ công trình càng lớn nếu như hồ nước cách xa đồng bằng. Song ý nghĩa về thủy năng sẽ giảm đi. Về thuận lợi ấy đối với điều tiết lũ, vai trò của hồ Tônglêsap đối với đồng bằng sông Cửu Long có ý nghĩa cực kỳ to lớn, mặc dù thế vấn đề điều tiết lũ ở sông Mê Kông vẫn còn nhiều mặt phức tạp. Một ưu thế lớn của Tônglêsap là đã giảm cường suất lũ một cách đáng kể; đặc điểm này cũng không phải thuộc tính của riêng công trình mà còn do vai trò của mưa bão trong hình thành lũ giảm đi đáng kể. Ngược lại, theo tính toán với dung tích 9 tỷ m³ nước, hồ nước sông Đà chỉ giữ được 1/8 khối lượng nước mùa của sông Hồng về đồng bằng (khối lượng nước của lũ toàn bộ lưu vực sông Hồng tới Sơn Tây là 72,9 tỷ m³ nước). Thêm vào đó, nước lũ của lưu vực sông Hồng trong phạm vi nước một phần do bão và xoáy thuận nhiệt đới phát triển trên diện rộng. Vào mùa lũ hiện tượng ngập úng của đồng bằng Bắc Bộ không phải chỉ do lũ thượng nguồn mà bao gồm nhiều nguyên nhân kết hợp.

Theo số liệu phân tích mưa do bão của Phan Tất Đắc, bình quân nhiều năm lượng nước do bão và xoáy thuận (theo tác giả mưa kèm với gió mạnh có tốc độ 20m/s) ở đồng bằng Bắc Bộ chiếm 10 - 20 %. Vấn đề là ở chỗ, lượng mưa đó không xảy ra hàng năm mà tập trung vào một số năm, trong những năm ấy, tính gián đoạn theo thời gian của lượng mưa năm cũng cao và sự tập trung theo cường độ càng lớn. Vào những năm ấy có thể xảy ra hạn ngay trong mùa mưa (ở đây là hạn đối với lúa nước, cây độc canh của đồng bằng Bắc Bộ). Những lượng mưa như vậy thường xảy ra đồng thời cùng với lũ trong sông từ thượng nguồn. Yếu tố thứ ba cũng góp phần gây ngập úng không kém quan trọng chính là hiện tượng nước dâng trong bão và xoáy thuận.

Hiện tượng nước dâng ở biển đã làm cho việc tiêu nước trở nên khó khăn. Khác với đồng bằng sông Cửu Long nói riêng và đồng bằng Nam Bộ nói chung, ba yếu tố gây ngập úng đều liên quan tới bão và xoáy thuận là những hiện tượng có tính chất bất ngờ, khó dự báo trước. Trong các hiện tượng thiên nhiên, biến động nhất là những hiện tượng khí tượng thủy văn mà các quá trình khí tượng thủy văn trong vùng nhiệt đới gió mùa mang trong mình một năng lượng tiềm tàng dưới dạng nhiệt ẩm lớn và biến động mạnh mẽ kèm theo cực đoan. Hình thái cực đoan trong mùa lũ chính là ngập úng.

Trong quá trình tiến tới hoàn toàn điều khiển các hiện tượng này, trước mắt cần tập trung tìm hiểu về lũ trên cơ sở đó nắm được hiện tượng ngập úng, thời gian, cường suất và tần suất lặp lại để có những phương án sử dụng đất đai tránh những thời kỳ nguy hiểm.

2. Những vấn đề về nước trong quá trình mưa ở vùng núi tỏ ra phức tạp hơn. Trước hết xuất phát từ đặc điểm địa hình miền đồi núi nước ta là tính chất phân bậc của địa hình. Các sông lớn đều thích ứng với các cấu trúc lồi cổ và một hệ thống các núi nhỏ phát triển trên các sườn dốc, tương phản với sự thừa thớt của các lưới tiêu nước trên các mặt bằng, đặc biệt ở vùng cao nguyên đá vôi và cao nguyên bazan, nơi mà tiềm năng khai thác nông lâm nghiệp còn lớn.

Hơn nữa, lãnh thổ đồi núi nước ta rất không đồng nhất về mặt sinh khí hậu, bao gồm từ rừng kín thường xanh mưa ẩm nhiệt đới, núi cao, rừng kín thường xanh mưa ẩm nhiệt đới nửa rụng lá và rụng lá với sự khác biệt rõ rệt và cấu trúc cân cân nước như đã nêu ở các phần trên. Hai đặc điểm nêu trên còn bị phức tạp hoá bởi sự khác nhau về chế độ mưa, chế độ mưa mùa hạ gắn liền với gió mùa và chế độ mưa mùa thu gắn liền với bão và một chế độ chuyển tiếp ở các vùng núi cao đón gió nhiều hướng.

Những đặc điểm nêu trên đã tạo ra những mâu thuẫn trong sử dụng nước vào mùa mưa. Các công trình lợi dụng nước thường phân bố ở nơi đất dốc, chia cắt, đồi nước nằm thấp trong khi các đối tượng tiêu thụ nước nằm trên cao, sông suối thưa, nguồn nước không ổn định, nước trên mặt tùy thuộc nhiều vào chế độ mưa.

Thêm vào đó, hầu hết các cao nguyên đất phi nhiêu đều trải qua những giai đoạn canh tác nương rẫy, thực vật thường ở các diễn thế thoái hoá, do đó cấu trúc cân cân nước bị phá huỷ ở các mức độ khác nhau. Độ tích và giữ nước giảm đi. Để phục vụ nông nghiệp, phát huy tiềm năng đất đai ở đây vấn đề giữ nước, giữ màu là biện pháp hàng đầu. Mặc dù nhân dân ta vốn có truyền thống làm lúa nước ở đồng bằng, nhưng kinh nghiệm khai thác các vùng đồi núi, làm nông nghiệp có tưới và đặc biệt là kinh nghiệm trồng các cây công nghiệp còn hết sức hạn chế.

Các vùng đồi núi nước ta mới chỉ được khai thác mạnh mẽ từ những năm 1950 trở lại đây mà chủ yếu là màu. Một trong những khó khăn hiện nay chính là ở khâu chuyển từ một nền sản xuất đốt nương làm rẫy thành nền sản xuất chuyên canh các cây trồng quý, ổn định với một kỹ thuật canh tác ẩm, giữ màu một cách khoa học và hiện đại.

Việc làm này cần phải được thực nghiệm theo các quy trình nghiêm túc ứng với điều kiện tự nhiên đa dạng, đặc biệt là vấn đề khí hậu sinh vật. Vấn đề cấp bách là phải nhanh chóng thực nghiệm đo đạc bóc toát hơi trong các điều kiện tự nhiên đa dạng- đặc biệt là điều kiện khí hậu sinh vật. Như chuyên viên Liên hợp quốc Kostewaram đã nhận định: nói tới sử dụng tiềm năng nhiệt ẩm vùng nhiệt đới gió mùa tức là đề cập tới nhận thức về quá trình bóc toát hơi.

Nghiên cứu quá trình bóc toát hơi trên quan điểm hệ thống: đất, nước, cây trồng và mối quan hệ của chúng theo phương thẳng đứng và nằm ngang chính là cơ sở để quy hoạch cây trồng năng suất cao ổn định, chặn đứng hiện tượng xói mòn, rửa trôi. Còn tồn tại mâu thuẫn cần lưu ý nữa là: do sự tách rời giữa các đối tượng lợi dụng và tiêu thụ nước trong không gian nên quy hoạch phát triển kinh tế xã hội thống nhất và hoàn chỉnh không thể không gia tăng các chi phí vào giao thông và truyền tải năng lượng.

Vùng đồi núi nước ta phong phú về nước, đặc biệt vào mùa mưa, nguồn lợi thủy năng to lớn. Song đặc điểm của lũ liên quan với các nguyên nhân hình thành nó rõ rệt trong không gian. Những đặc điểm này của lũ như độ lớn và cường độ lũ quyết định vốn đầu tư của công trình, quy mô và sự bền vững của công trình. Có lẽ nhà quan trắc thủy văn không thể nào quên được những trận lũ quét ở những vùng chịu ảnh hưởng của bão.

Tài nguyên nước và việc khai thác sử dụng hợp lý nó luôn luôn là vấn đề thời sự và đòi hỏi những sự nghiên cứu có chiều sâu hơn nữa trong khoa học thủy văn.

Chương 8 DÒNG CHẢY BÉ NHẤT

Lưu lượng nước bé nhất là một trong những đặc trưng thủy văn cơ bản, thường được sử dụng nhiều trong các qui 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 đáp ứng nhu cầu đánh giá dòng chảy tự nhiên của sông ngòi cũng như để đánh giá 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) thì khó có tháng nào không có lũ, khi đó 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 làm thời kỳ tính toán.

Nếu 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%.

8.1. TÍNH TOÁN DÒNG CHẢY BÉ NHẤT KHI CÓ SỐ LIỆU QUAN TRẮC

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 có 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 qui tắc như đối với dòng chảy năm. Nếu giá trị dòng chảy bé nhất có những giá trị bằng 0 do nước sông ngòi khô cạn thì tham số đặc trưng của chuỗi có thể lấy theo phương pháp đồ giải giải tích Alecxâyev 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.

8.2. TÍNH TOÁN DÒNG CHẢY BÉ NHẤT KHI KHÔNG CÓ TÀI LIỆU QUAN TRẮC

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 với việc 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 qua 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) của dòng chảy cần tìm.

Phương pháp thứ ba ngày nay được ứng dụng rộng rãi trong thực tế qui 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 vùng: 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 thềm ẩm có diện tích lưu vực lớn hơn 20 km² và lưu vực lớn hơn 50 km² trong vùng ẩm biến động sử dụng công thức:

$$Q_{\min} = \alpha(F \pm f)^n \quad (8.1)$$

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 (8.1) không dùng được cho vùng bị chi phối bởi sự điều tiết do ao hồ hoặc có hiện tượng thủy văn 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:

$$\overline{M}_{nd} = a\overline{M}_{30} - b \quad (8.2)$$

với \overline{M}_{nd} - mô đun dòng chảy ngày đêm trung bình bé nhất (l/skm^2); \overline{M}_{30} - mô đun 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:

$$Q_{80\%nd} = kQ_{80\%th} \quad (8.3)$$

$Q_{80\%th}$ - 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:

$$Q_p = \lambda Q_{80\%} \quad (8.4)$$

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, nhất là khi tính toán có sử dụng công thức (8.1).

8.3. TÌNH HÌNH DÒNG CHẢY KIẾT Ở VIỆT NAM

Mùa cạn (kiệt) là thời kỳ nước sông cạn kiệt. Nguồn cung cấp nước sông trong mùa cạn là nước ngầm và một số trận mưa trong mùa.

8.3.1. Các thời kỳ dòng chảy kiệt

Căn cứ vào lượng nước và tính biến động của nó có thể chia mùa cạn ra ba giai đoạn:

- Giai đoạn đầu mùa cạn: đây là thời kỳ chuyển tiếp từ mùa lũ sang mùa cạn, nước sông còn dồi dào.
- Giai đoạn giữa mùa cạn: là thời kỳ nước sông cạn nhất, nguồn nước sông do nước ngầm cung cấp là chính.
- Giai đoạn cuối mùa cạn: thời kỳ chuyển tiếp từ kiệt sang mùa lũ, nước sông tăng lên rõ rệt do những trận mưa đầu mùa cung cấp.

Tuy mùa cạn kéo dài từ 7-9 tháng nhưng tổng lượng dòng chảy trong mùa cạn chiếm từ 10 - 40% dòng chảy năm. Dòng chảy mùa cạn lớn nhất ở Trung Trung Bộ nơi có lũ tiểu mãn, ít nhất ở Nam Ninh Thuận.

8.3.2. Nước trong mùa khô và các vấn đề về nước

Như ở trên đã nêu, mặc dù có sự liên tục của gió mùa đông bắc trên lãnh thổ nước ta, nhưng do sự khác biệt của các khối khí về mặt nhiệt ẩm và động lực, mùa khô trên đất nước ta rất phức tạp và có sự phân hoá trong không gian rõ rệt.

Điều đó biểu hiện rất rõ ràng trong các kiểu thảm trên quan điểm hệ sinh thái hay các kiểu cảnh quan đã được phát hiện trong những năm gần đây.

Khái niệm mùa khô trên quan điểm tổng hợp này ứng với thời kỳ mà nước trong sông có nguồn gốc nước ngầm và nó hoàn toàn khác với khái niệm mùa trong thủy văn mà chúng tôi đã đề cập ở những phần trước.

Trong mùa khô các quá trình bốc hơi tăng mạnh, lượng nước trong đất và nước ngầm giảm đi rõ rệt; mặt khác sự chuyển động của các tầng dưới lên cộng với sự chuyển động ngang đã gây ra tập trung cao độ các độc tố có hại cho cây trồng.

a) Hậu quả của sự khô hạn trong mùa khô ở vùng đồng bằng Bắc Bộ là những hiện tượng sương muối. Những nơi chịu ảnh hưởng của sương muối nặng là những thung lũng hướng về đông bắc và có lượng nước ngầm thấp nhất.

Đây là hiện tượng đặc thù có liên quan với nước trong mùa khô và các kiểu cảnh quan nửa rụng lá có mùa khô lạnh.

b) Ở đồng bằng Nam Bộ lại xuất hiện hiện tượng phèn. Nó đặc trưng cho kiểu cảnh quan rừng rụng lá với mùa khô nóng.

Chương 9

DÒNG CHẢY RẮN

Dòng nước với bất kỳ qui mô nào đều thực hiện một công mà giá trị của nó phụ thuộc vào lượng nước chảy và độ cao nước chảy trên đoạn đó. Một phần năng lượng đó được chi vào việc bào mòn và xói lở trên sườn dốc, bờ và đáy sông ngòi, vận chuyển sản phẩm theo dòng chảy. Sản phẩm vật chất rắn và chất hòa tan mang theo dòng nước được gọi là dòng chảy rắn.

Có hai loại xói mòn cơ bản là xói sâu và xói ngang. Xói sâu đặc trưng cho vùng thượng lưu và xói ngang đặc trưng cho vùng trung, hạ lưu sông ngòi.

Khảo sát quá trình hình thành phù sa sông ngòi chỉ ra rằng, vùng cung cấp phù sa chủ yếu của sông ngòi là vật chất từ bề mặt lưu vực và mạng lưới sông suối nhỏ đầu nguồn. Phần lớn các vật chất bị bào mòn lắng đọng và tích tụ tại các chỗ trũng trên lưu vực và chân sườn, cửa suối, một phần vật chất hạt mịn tham gia vào lòng sông dưới dạng phù sa lơ lửng. Một phần phù sa khi đã xâm nhập vào sông bị giữ lại ở các công trình v.v.. nên các đo đạc tại các trạm thủy văn không tiến hành được.

Một lượng phù sa trong sông do sự bào mòn đáy và hai bờ trong quá trình chuyển động của dòng nước gây nên bởi chuyển động rối và di chuyển theo dòng nước dưới hai dạng: lơ lửng và đi đáy gọi là phù sa lơ lửng và phù sa đi đáy. Phù sa lơ lửng trong sông chiếm đại bộ phận. Ở miền đồng bằng, phù sa đáy chỉ chiếm khoảng 10% phù sa lơ lửng, miền núi từ 10-20 % hoặc hơn nữa.

Khi nghiên cứu và tính toán dòng chảy rắn chủ yếu quan tâm đến phù sa lơ lửng.

Phù sa lơ lửng bao gồm cả các muối hòa tan và các hợp chất hoá học khác trôi theo dòng nước.

Do vậy phù sa (dòng chảy rắn) tựu trung gồm ba thành phần chính: 1) phù sa lơ lửng; 2) phù sa đáy; 3) vật chất hòa tan.

Thông tin về dòng chảy rắn và phương pháp tính toán chúng không kém phần quan trọng so với các đặc trưng dòng chảy khác. Các đặc trưng về cường độ bào mòn từ sườn dốc và lòng suối rất cần thiết cho các qui hoạch xây dựng. Khi thiết kế và vận hành hồ chứa người ta quan tâm nhiều đến lượng và điều kiện lắng đọng vật chất trong sông. Số liệu này còn phục vụ cho giao thông đường thủy và các công trình đô thị khác.

Thông thường các thông tin về dòng chảy rắn ít hơn so với thông tin về dòng chảy nước kể cả về số lượng lẫn chất lượng do hệ thống quan trắc và chất lượng dụng cụ đo chưa đảm bảo độ tin cậy cao.

Khi giải quyết một số bài toán thực tế thường dùng các phương pháp gián tiếp để tính toán dòng chảy rắn là phương pháp tương tự hoặc bản đồ hoá. Giá trị trên bản đồ thường là đặc trưng độ đục nước sông S_0 hoặc mô đun dòng phù sa lơ lửng M_{S_0} được xác định theo công thức:

$$S_0 = \frac{Q_{S_0}}{Q_0} 10^3 \quad (9.1)$$

$$M_{S_0} = \frac{Q_{S_0}^{31,5 \cdot 10^6}}{10^3 \cdot F} \quad (9.2)$$

với S_0 và M_{S_0} - tương ứng là độ đục trung bình nhiều năm (g/m^3) và mô đun dòng chảy phù sa lơ lửng trung bình nhiều năm ($T/km^2 \cdot năm$); Q_{S_0} và Q_0 - lưu lượng trung bình nhiều năm của phù sa lơ lửng (kg/s) và nước (m^3/s). F - diện tích lưu vực (km^2).

Các nghiên cứu cho thấy các quá trình hình thành dòng chảy rắn được qui định bởi nhiều yếu tố cần được tính đến khi tính toán lúc có cũng như không có quan trắc.

9.1. CÁC YẾU TỐ HÌNH THÀNH DÒNG CHẢY RẮN

Các yếu tố chủ yếu hình thành dòng chảy rắn xác định cường độ và qui mô xói mòn trên bề mặt lưu vực bao gồm: 1) cường độ và qui mô dòng chảy mặt; 2) độ dốc của sườn và đáy sông; 3) trạng thái bề mặt lưu vực và mức độ thâm thực vật; 4) hoạt động kinh tế nhân sinh. Một nhóm thể hiện năng lực công phá của dòng chảy, nhóm kia là sức đề kháng của mặt đệm. Thông chung của sự phát triển xói mòn và hình thành dòng chảy rắn là các điều kiện khí hậu (địa đới) và phụ thuộc vào thâm thực vật, tính chất đất đá và các địa hình nhỏ. Trong số các điều kiện khí hậu thì cường độ mưa đóng vai trò quan trọng, sau đó là chế độ nhiệt và gió, độ ẩm của đất đai.

Cường độ xói mòn bề mặt lưu vực thể hiện rõ nhất vào mùa mưa lũ khi tính chất của mưa (cường độ, qui mô) quyết định vật chất ban đầu tách ra khỏi bề mặt lưu vực và sau đó là các yếu tố mặt đệm.

Mưa rào → tác động cơ học vật lý lớn → vật chất bóc khỏi bề mặt lưu vực nhiều → lượng xói mòn tăng. Mưa dầm thì ngược lại.

Độ dốc lớn → vận tốc dòng chảy mạnh → năng lượng tải vật chất lớn → phù sa mang vào sông ngòi nhiều hơn, độ dốc nhỏ thì ngược lại.

Thâm thực vật dày → ma sát lớn bề mặt lưu vực → lượng vật chất cuốn khỏi lưu vực giảm và ngược lại.

Kết cấu đất đá bền vững → xói mòn bề mặt nhỏ → vật chất ít bị bào mòn → phù sa giảm. Khi có hoạt động kinh tế nhân sinh trên bề mặt lưu vực cấu trúc đất đai bị phá vỡ → xói mòn tăng → phù sa tăng.

Diện tích lưu vực lớn → vật chất nhiều → phù sa lớn và ngược lại.

9.2. TÍNH TOÁN DÒNG CHẢY PHÙ SA

Các đặc trưng chung của dòng chảy rắn và các chi tiết của nó được xác định phụ thuộc vào đối tượng thiết kế.

Khi có quan trắc hệ thống không ít hơn 15-20 năm, các tham số dòng chảy năm của phù sa lơ lửng được tính theo tài liệu đo đạc thủy văn. Để đánh giá sơ bộ độ tin cậy của tài liệu gốc và tính hiệu quả của thời kỳ quan trắc, người ta thường phân tích quan hệ đồ thị của lưu lượng phù sa trung bình năm Q_{Sn} và lưu lượng nước năm Q_n . Chuỗi được coi là có hiệu quả nếu các điểm tương thích phân bố tương đối đều và phù hợp với thay đổi lưu lượng nước trong tầm giá trị của chúng với suất đảm bảo từ 5-95% (hoặc 75%) và độ lệch của một vài điểm riêng biệt không vượt quá $\pm 20-25\%$ so với đường trung bình. Đối với sông ngòi có chế độ nước phức tạp với các điểm phân tán, cần có chuỗi độ dài lớn hơn mới có thể có một quan hệ chặt chẽ được. Quan hệ loại này xây dựng riêng cho mùa lũ và mùa kiệt theo số liệu lưu lượng trung bình tháng của phù sa và nước.

Nếu chuỗi là hiệu quả thì tham số dòng chảy năm của phù sa: lưu lượng phù sa trung bình nhiều năm, hệ số biến đổi và bất đối xứng của chúng được xác định theo phương pháp đồ giải - giải tích hoặc phương pháp momen với việc xây dựng các đường cong đảm bảo thực nghiệm và lý thuyết.

Với thời kỳ quan trắc dòng phù sa không hiệu quả khi mà lượng nước thời kỳ đó sai khác với trị số trung bình nhiều năm trong giới hạn $\pm 20\%$, chuẩn dòng chảy phù sa xấp xỉ được tính theo công thức:

$$Q_{S0} = \frac{Q_0}{Q_{ib}} Q_{Sib} \quad (9.3)$$

với Q_0 và Q_{S0} - tương ứng chuẩn lưu lượng và phù sa; Q_{tb} và Q_{Stb} - lưu lượng nước và phù sa trung bình cho thời kỳ đồng quan trắc (n năm). Giá trị các hệ số biến đổi của lưu lượng phù sa lơ lửng C_v trong trường hợp này được xác định theo các quan hệ địa phương hoặc tương tự, còn C_s lấy bằng $2 C_v$.

Với các chuỗi quan trắc phù sa ngắn (ít hơn 15-20 năm) và có quan hệ lưu lượng phù sa và lưu lượng nước năm và quan hệ thể hiện rõ biên độ dao động lượng nước, tính toán các tham số dòng chảy phù sa năm được thực hiện bằng phương pháp đồ giải bởi quan hệ $Q_{Sn}=f(Q_n)$. Theo các quan hệ của lưu lượng nước và phù sa, khi biết lưu lượng nước trung bình nhiều năm tính được lưu lượng phù sa nhiều năm.

Các phương pháp thống kê để xác định các tham số tính toán của phù sa theo tài liệu quan trắc Q_{S0} được coi là đủ nếu sai số độ lệch quân phương tương đối $\sigma_{Q_{S0}} \leq 10 \div 15\%$. Tính $\sigma_{Q_{S0}}$ theo công thức ở phần trên và nếu Q_{S0} được xác định bằng phương pháp đồ giải thì giá trị $\sigma_{Q_{S0}}$ được tính như sau:

$$\sigma_{Q_{S0}} = \frac{100C_{vp} \ln}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + r^2 \left(\frac{n}{N} \frac{\sigma_{Q_N}^2}{\sigma_{Q_n}^2} - 1 \right)}, \quad (9.4)$$

với N - số năm quan trắc dòng chảy nước; n - số năm đồng quan trắc dòng chảy nước và phù sa; $C_{vp \ln}$ - hệ số biến đổi phù sa lơ lửng cho n năm; r - hệ số tương quan giữa đại lượng dòng chảy nước và phù sa năm; σ_{Q_N} và σ_{Q_n} - độ lệch quân phương dòng chảy năm cho thời đoạn n và tổng số N năm.

Tính biến đổi của dòng chảy phù sa năm được tính với lắng đọng lòng hồ với chuỗi ít hơn 50 năm hoặc biết lượng phù sa với các thời đoạn lượng nước khác nhau. Khi đó sử dụng chuỗi quan trắc hoặc tính toán lưu lượng nước và phù sa với sắp xếp theo thứ tự giảm dần và chọn dòng chảy phù sa xác suất bé đối với việc nhóm các năm có tần suất khác nhau.

Sự phân bố dòng chảy phù sa trong năm với chuỗi quan trắc không ít hơn 8-10 năm được xác định bằng cách tính các lưu lượng phù sa tháng trung bình cho các năm đặc trưng: dòng chảy phù sa trung bình, lớn nhất và nhỏ nhất. Theo tài liệu các năm đó xác định các giá trị lưu lượng phù sa cho từng mùa.

Phân bố các giá trị độ đục nước trung bình ngày cho dưới dạng bảng, chứa số ngày có độ đục không vượt quá các giá trị sau: 50, 100, 200, 500, 1000, 2000, 10 000 và 50 000 g/m³.

Khi không đầy đủ tài liệu quan trắc để tính toán trực tiếp hoặc thiếu trọn vẹn mọi đặc trưng và tham số của dòng chảy rắn người ta xác định theo sông tương tự. Việc lựa chọn sông tương tự dựa trên việc phân tích và so sánh các yếu tố chủ đạo xác định sự hình thành dòng chảy phù sa hai sông. Các lưu vực cần có các giá trị độ dốc, thổ nhưỡng, độ che phủ, cây xói ao hồ và đầm lầy gần nhau. Kích thước diện tích lưu vực không chênh nhau quá 3-5 lần. Độ cao lưu vực không chênh nhau quá 500 mét. Cũng nên tính đến cả sự điều tiết dòng chảy do hồ chứa và các vũng vịnh... Tính toán bằng phương pháp sông tương tự có độ tin cậy nếu trên cả hai sông tiến hành khảo sát sơ bộ một năm quan trắc đồng bộ các đo đạc thủy văn. Đặc trưng chính của dòng chảy rắn là chuẩn dòng chảy phù sa lơ lửng năm của sông chưa nghiên cứu thường xác định theo bản đồ độ đục sông ngòi và bằng phương pháp nội suy giữa các lưu vực đã nghiên cứu với giá trị đưa về trung tâm lưu vực:

$$Q_{S0} = \frac{S_0 M_0 F}{10^6} \quad (9.5)$$

với Q_{S0} - lưu lượng trung bình nhiều năm của phù sa lơ lửng (chuẩn) kg/s; S_0 - độ đục trung bình nhiều năm của nước (chuẩn) g/m³; M_0 - mô đun dòng chảy trung bình nhiều năm của nước tại tuyến tính toán l/skm²; F - diện tích lưu vực tính toán, km².

Bản thân độ đục trên bản đồ mang tính địa đới và kéo theo nó là dòng chảy rắn. Khi nội suy cần tuân thủ các nguyên tắc về các yếu tố ảnh hưởng. Trong thực tế sử dụng bản đồ độ đục được xây dựng cho những lưu vực lớn và vừa, không tính đến điều tiết trên các lưu vực nên kết quả nhận được thường thiên bé.

Độ đục các sông nhỏ thường cao hơn sông có tài liệu xây dựng trên bản đồ cho nên dùng bản đồ cần đưa thêm một hệ số hiệu chỉnh, xác định theo công thức:

$$S_{0M} = K_c S_0 \quad (9.6)$$

với S_0 - độ đục trung bình nhiều năm của nước sông trong vùng địa đới xác định theo bản đồ; K_c - hệ số chuyển đổi.

Hệ số biến đổi dòng chảy năm của phù sa lơ lửng các sông chưa nghiên cứu cũng xác định theo phương pháp sông tương tự nhưng cần tính đến các quan hệ địa phương.

Hệ số bất đối xứng các sông chưa nghiên cứu thường được lấy bằng hai lần giá trị hệ số biến đổi. Phù sa đáy thường chiếm không đáng kể so với phù sa lơ lửng và thường không vượt quá 20% ở vùng đồng bằng; 30-35% ở vùng núi.

9.3. TÍNH TOÁN LẮNG ĐỘNG HỒ CHỨA

Khi tính toán lắng đọng hồ chứa và thời gian phục vụ cần có mọi tham số phù sa lơ lửng và phù sa đáy do sông ngòi mang đến, xác định lượng vật chất do xói ngang mang đến từ bờ hồ chứa và các nhân tố lắng đọng khác.

Lượng phù sa từ bờ xác định bằng các đặc trưng trắc địa bản đồ đoạn thung lũng sông có hồ chứa, đất đá, vận tốc và hướng gió, sóng trong hồ.

Cần làm rõ thành phần và lượng phù sa trầm tích ở đáy hồ để tính chế độ sông ngòi phía dưới đập, do không đủ phù sa đáy nên xảy ra xói mòn mạnh v.v..

Để đánh giá phân bố phù sa trong lòng hồ cần có các thông tin về các giá trị và phân bố vận tốc dòng chảy trong hồ với các hạt phù sa lơ lửng có độ lớn thủy lực cho trước.

Với điều tiết nhiều năm và hệ số điều tiết lớn thực hiện cả những tính toán độ khoáng hoá của nước với thang thành phần hoá học.

Để đánh giá gần đúng thời đoạn trung bình lắng đọng của hồ với trầm tích phù sa đều theo các chu kỳ khác nhau sử dụng công thức:

$$T = \frac{W_n}{W_s(1 - \delta)} \quad (9.7)$$

với T - thời đoạn lắng đọng trung bình của hồ (năm); W_n - thể tích chết của hồ; W_s - thể tích phù sa tổng trung bình nhiều năm; δ - phần chuyển đi của phù sa khỏi hồ chứa (%).

Giá trị W_s được tính theo công thức:

$$W_s = \frac{Q_{s0} \cdot 31,5 \cdot 10^3}{\beta} \quad (9.8)$$

β - mật độ trung bình của trầm tích đáy T/m^3 .

9.4. LŨ BÙN ĐÁ

Lũ bùn đá là dòng hỗn hợp nước và đất đá (60%) mạnh, ngắn với sức phá huỷ ghê gớm trên các lưu vực sông nhỏ miền núi. Lũ bùn đá xuất hiện khi có dòng chảy mặt mạnh do mưa lớn, vỡ hồ chứa trên các sườn đây vật chất bị phong hoá.

Các yếu tố thuận lợi để xuất hiện lũ bùn đá là:

1. Cảnh quan vùng đồi núi - độ dốc sườn lưu vực và thung lũng lớn. Độ dốc dòng chảy lớn.

2. Sự xuất hiện trên các sườn, thung lũng và đáy sông một lượng lớn các vật chất rắn, bờ rời - sản phẩm của xói mòn.

3. Xuất hiện mưa đột ngột với cường độ lớn nhưng lượng ít.

Thực vậy lũ bùn đá hay xuất hiện tại các lưu vực vùng núi vùng sa mạc hay bán sa mạc từ các lưu vực nhỏ có mưa lớn.

Cường độ xói mòn mạnh mẽ trên các lưu vực có lũ bùn đá là nhờ các yếu tố khí hậu, địa mạo lưu vực và các sườn. Khi xảy ra lũ quét, một khối lượng lớn vật chất nằm trong trạng thái mất cân bằng cho nên chỉ cần một tác động nhỏ (mưa lớn) là kéo theo một chuyển động lớn của khối vật chất đó xuống phía dưới và cuốn theo các vật chất mới trên quỹ đạo chuyển động và hình thành lũ bùn đá.

Lũ bùn đá có thể chứa tới 600 -1000 kg phù sa trên 1 m³ nước trong khi sông ngòi có độ đục cao chỉ có 150 kg/m³.

Thể tích bùn đá do một cơn lũ mang theo có thể tính theo công thức:

$$W_s = \omega_s F = 1000 g(t) F, \quad (9.9)$$

với W_s - thể tích phù sa m³; ω_s - thể tích riêng lượng vật chất đưa ra m³/km²; hàm trọng số $g(t)$ - lớp bùn đá đưa ra một lần, mm; F - diện tích lưu vực, km².

Giá trị gần đúng của thể tích bùn đá đưa ra có thể tính theo công thức thể tích bình thường của lũ có tính tới lượng phù sa:

$$W_s = 1000 H \alpha F \beta_0, \quad (9.10)$$

với H - lớp nước mưa tạo lũ, mm; α - hệ số dòng chảy; F - diện tích lưu vực km²; β_0 - lượng thể tích phù sa trong một m³ nước. Giá trị H và α lấy theo qui phạm tính mưa lũ.

Lũ bùn đá là một hiện tượng tai biến thiên nhiên nguy hiểm nhưng chưa được nghiên cứu kỹ. Gần đây ở Việt Nam cũng xuất hiện nhiều lũ quét gây nhiều hậu quả nghiêm trọng cho đời sống và tàn phá môi trường. Cần có sự quan tâm đúng mức để phòng chống, bảo vệ đời sống người dân, bảo vệ môi trường.

Chương 10

MÔ HÌNH HOÁ TOÁN HỌC DÒNG CHẢY

Mô hình hoá - đó là một phương pháp khoa học đầy hiệu lực 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.

Một trong những vấn đề then chốt của tính toán thủy văn là luôn luôn đánh giá lượng dòng chảy vì một lý do nào đó không trực tiếp đo đạc được. Khi thiết kế hồ nước hoặc một hệ thống thủy lợi, ngành thủy văn luôn luôn phải đánh giá "chuỗi dòng chảy tương lai ra sao, bao gồm những tổ hợp nhóm năm nhiều nước, ít nước thế nào, khả năng dòng chảy cực đoan là bao nhiêu v.v..". "Chỉ khi có lời giải cho những câu hỏi này, chúng ta mới có thể đề xuất mô hình, kích thước công trình cần xây dựng. Không phải ngẫu nhiên mà hai nhà thủy lợi Xô Viết nổi tiếng X.L. Kristky và M.F. Menkel đã phát biểu "bản chất kinh tế nước này nằm ngay trong quá trình dòng chảy". Nhà quản lý thủy lợi và hệ thống thủy lợi luôn luôn phải băn khoăn, "có thể chờ đón dòng chảy bằng bao nhiêu trong một vài ngày tới". 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 thủy 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 thủy văn.

Mô hình hoá dòng chảy - đó là chế tạo dòng chảy, còn mô hình toán- 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 chục mô hình dòng chảy cùng mô phỏng một hiện tượng.

10.1. PHÂN LOẠI MÔ HÌNH DÒNG CHẢY

Trên 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: Chế tạo chuỗi dòng chảy tương lai phục vụ bài toán thiết kế hay dự báo ngắn hạn dòng chảy phục vụ bài toán quản lý - điều khiển hệ thống thủy lợi.

10.1.1. 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 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 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 kết cục cuối cùng, tổng hợp của vô vàn các mối quan hệ tương hỗ phức tạp, dòng chảy biểu hiện là một hiện tượng ngẫu nhiên. Do tính ngẫu nhiên được thể hiện nhiều nhất ở dòng chảy năm và điều tiết nhiều năm dòng chảy, lớp mô hình này hoàn toàn không đánh giá được khả năng phát sinh cùng những diễn biến động lực của quá trình, mà chủ yếu là sản sinh ra những thể hiện mới đầy đủ hơn của một quá trình ngẫu nhiên. Ngày nay, lĩnh vực này của mô hình hoá dòng chảy được tách ra thành một chuyên ngành riêng của thủy văn dưới tên gọi- mô hình hoá thủy văn.

10.1.2. 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 thí dụ minh họa. Như vậy, nếu những mô hình ngẫu nhiên là mô hình tạo chuỗi dòng chảy thì mô hình tất định hình thành dòng chảy.

Trong việc mô hình hoá 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 theo cách sau. 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:

- a) Bảo toàn vật chất (phương trình liên tục hoặc cân bằng nước),
- b) Bảo toàn năng lượng (phương trình cân bằng động lực hay phương trình chuyển động thể hiện nguyên lý D'alambert),
- c) Bảo toàn động lượng (phương trình động lượng).

Sau đó, có 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 chúng ta điều kiện ban đầu. Hệ Saint - Venant cùng với những phương pháp số cụ thể giải nó cho ta một minh họa về cách tiếp cận này trong việc mô hình hoá giai đoạn cuối cùng 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 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, 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.

Từ những ý niệm vật lý (căn nguyên) sẽ xây dựng cấu trúc chung mô hình, 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.

Khi mô hình hoá, lưu vực sông hoạt động như một toán tử biến đổi hàm vào $q(t)$ - mô tả lượng nước đến bề mặt lưu vực thành hàm ra $Q(t)$ - mô tả quá trình dòng chảy hình thành. Hai cách tiếp cận trên dẫn đến 2 dạng toán tử lưu vực L_1 và L_2 :

$$Q = L_1(Q, q, x, y, z) \{q(x,y,z)\} \quad (10.1)$$

$$z = f(x,y)$$

$$Q = L_2(Q,q,t)\{q(t)\}. \quad (10.2)$$

Toán tử L_2 - cách tiếp cận thông số hoá mô tả sự chuyển đổi hàm vào thành hàm ra không phụ thuộc vào từng điểm cụ thể của lưu vực, có nghĩa là loại bỏ sự thay đổi theo không gian các đặc trưng lưu vực. Trong trường hợp này có thể coi các thông số tập trung tại một điểm. Do đó những mô hình được xây dựng theo cách thông số hoá được gọi là mô hình các thông số tập trung.

Toán tử L_1 mô tả sự chuyển đổi có xét sự phân bố không đều theo không gian không những của các đặc trưng lưu vực mà còn cả hàm vào và hàm ra. Đó là những mô hình có thông số rải (phân bố) hay được gọi là những mô hình vật lý - toán.

Các toán tử lưu vực không phụ thuộc hàm vào và hàm ra:

$$L(Q, q, t) \Leftrightarrow L(t)$$

từ đây có thể rút ra nguyên lý xếp chồng:

$$L\{q_1(t) + q_2(t)\} = L\{q_1(t)\} + L\{q_2(t)\}.$$

$$L\{cq(t)\} = cL\{q(t)\}$$

Với những mô hình dừng, toán tử lưu vực không phụ thuộc vào thời gian:

$$L(Q,q,t) \Leftrightarrow L(Q,q)$$

Nếu mô hình tuyến tính dừng

$$L(Q,q,t) \Leftrightarrow L.$$

Đây là mô hình đơn giản nhất, được sử dụng trong trường hợp không có thông tin gì về các đặc trưng lưu vực.

Những mô hình có thông số tập trung (toán tử lưu vực dạng L_2) đến lượt mình lại được chia làm hai loại: Mô hình "hộp đen" và mô hình "quan niệm".

Mô hình "hộp đen". "Hộp đen" - 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; 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.

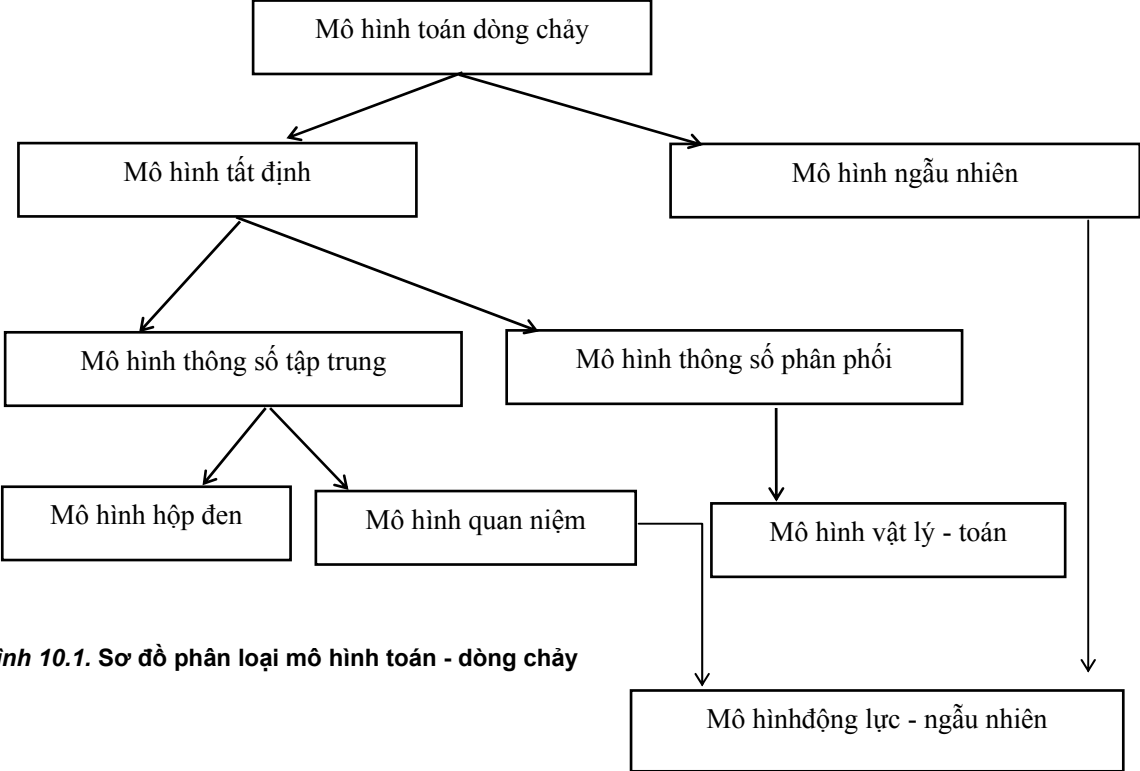
Mô hình quan niệm: Quá trình biến đổi mưa thành dòng chảy - một quá trình phi tuyến phức tạp gồm nhiều giai đoạn. Cùng với sự phát triển của lý thuyết hình thành dòng chảy, mô hình quan niệm ra đời. Có thể định nghĩa mô hình quan niệm là loại mô hình được mô tả bởi một tập hợp các quan hệ toán học, từng 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, điền trũng, thấm thực vật, nước thấm, chảy mặt, sát mặt, ngầm... 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), HMC (Liên Xô), SMART (Bắc Ailen), GIRARD - 1(Pháp).v.v...

10.1.3. 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 vào việc 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 ý 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 10.1



Hình 10.1. Sơ đồ phân loại mô hình toán - dòng chảy

10.2. NHỮNG NGUYÊN LÝ CHUNG TRONG VIỆC XÂY DỰNG MÔ HÌNH " HỘP ĐEN" - LỚP MÔ HÌNH TUYẾN TÍNH DỪNG

Khi xây dựng mô hình "hộp đen" chúng ta hoàn toàn không có thông tin gì về các đặc trưng lưu vực cùng với những quá trình xảy ra trên nó ngoài giả thiết: lưu vực là hệ thống tuyến tính - dừng. Cần làm sáng tỏ, trong những điều kiện nào có thể coi lưu vực hoặc đoạn sông là hệ tuyến tính - dừng?

1. Như phần trên đã nêu, để đảm bảo nguyên lý "xếp chồng", cấu tạo hệ thống cùng những đặc trưng của nó không được phụ thuộc vào hàm vào (tác động) và hàm ra (phản ứng). Điều này còn có nghĩa rằng: Các đặc trưng thủy địa mạo lưu vực và đoạn sông (độ dốc mặt nước, hệ số nhám, tốc độ truyền lũ và thời gian chảy truyền) không được phụ thuộc vào lưu lượng nước. Như vậy hệ thủy văn không phải là tuyến tính, nhưng giả thuyết về tính tuyến tính của nó trong nhiều trường hợp tỏ ra rất hữu ích với tư cách là sự xấp xỉ ban đầu.

2. Nếu như thời gian của quá trình hình thành dòng chảy nhỏ hơn nhiều so với khoảng thời gian trong đó những đặc trưng của lưu vực hay đoạn sông có những thay đổi đáng kể thì có thể coi lưu vực (đoạn sông) là một hệ dừng (với nghĩa là không thay đổi theo thời gian).

Trường hợp tổng quát, hoạt động của một hệ động lực tuyến tính - dừng được mô tả bởi những phương trình vi phân thường, liên hệ phản ứng hệ thống $Q(t)$ với tác động $q(t)$:

$$\alpha_n \frac{d^n Q}{dt^n} + \dots + \alpha_1 \frac{dQ}{dt} + \alpha_0 Q(t) = \beta_n \frac{d^n q}{dt^n} + \dots + \beta_1 \frac{dq}{dt} + \beta_0 q(t) \quad (10.3)$$

Các hệ số α_i, β_i là các hằng số mô tả đặc trưng của lưu vực (đoạn sông).

Như vậy, công cụ toán học để mô tả và phân tích những mô hình hộp đen là lý thuyết phương trình vi phân thường tuyến tính. Trong khi xây dựng các mô hình "hộp đen" về dòng chảy, các tác giả thường kết hợp sự mô tả toán học với sự tương tự vật lý thông qua các nguyên tố vật lý. Hai nguyên tố vật lý cơ bản nhất, có mặt hầu hết trong các mô hình "hộp đen" khác nhau là: Bể chứa tuyến tính A_i và kênh tuyến tính.

1. Bể chứa tuyến tính A_i , đó là bể chứa tượng trưng có lưu lượng chảy ra tỷ lệ thuận với thể tích nước trong đó:

$$Q_i = C_i W_i \quad (10.4)$$

Như sẽ thấy rõ sau này, hoạt động của bể chứa tuyến tính luôn luôn có được sự mô tả bởi toán tử cơ bản có dạng:

$$A_i = a_i \frac{d}{dt} + b_i, \quad (10.5)$$

trong đó, a_i và b_i là các đặc trưng của bể chứa. Một bể chứa tuyến tính có thể có một hoặc vài cửa vào, một hoặc vài cửa ra. Các mô hình dòng chảy khác nhau cũng một phần do sự kết hợp khác nhau của bể chứa tuyến tính.

Mô hình dòng chảy vùng núi do nhóm nghiên cứu I.M. Đenhixốp đề xuất hai bể chứa thẳng đứng. Trong mô hình TANK, M.Sugawara sử dụng nhiều bể mắc nối tiếp - song song. Mô hình Kalinhin - Miliukóp - Nash gồm nhiều bể chứa tuyến tính mắc nối tiếp.

2. Kênh tuyến tính: đó là kênh tượng trưng có chiều dài x với thời gian chảy truyền τ không đổi với mọi cấp lưu lượng Q . Như vậy, khi lan truyền trên kênh tuyến tính, hình dáng đường quá trình lưu lượng không bị biến dạng. Có nghĩa, nếu hàm vào $q = f(t)$, thì hàm ra:

$$Q = f(t - \tau).$$

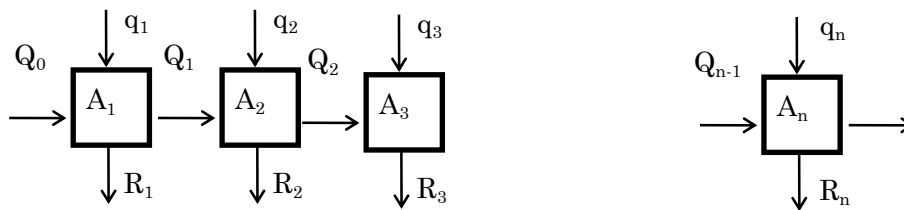
Bể tuyến tính có tác dụng làm biến dạng (bẹt) sóng lũ, kênh tuyến tính có tác dụng dịch chuyển sóng lũ. Đó là hai nguyên tố cơ bản nhất tạo nên mô hình khác nhau. Trong mô hình của Dooge J.C.I., các bể tuyến tính và các kênh tuyến tính được mắc xen kẽ từng đôi một.

Diện tích lưu vực được chia thành n phần bởi các đường đẳng thời. Từng diện tích bộ phận được coi là một cặp kênh tuyến tính và bể tuyến tính. Như vậy, lượng nước đến bể thứ i gồm 2 bộ phận: dòng chảy từ bể (i-1) qua kênh tuyến tính vào bể i và lượng mưa rơi trực tiếp xuống bể i. Mô hình của Dooge trực tiếp hoàn thiện mô hình của Nash.

Khi xây dựng mô hình, tùy thuộc vào khả năng điều tiết của lưu vực cùng sự cảm nhận tinh tế của người xây dựng, để quyết định số bể chứa, kiểu kết hợp giữa chúng và với các kênh tuyến tính. Nên lưu ý lựa chọn cấu trúc đơn giản nhất mà vẫn đảm bảo độ chính xác. Sự phức tạp hoá mô hình đôi khi tỏ ra thừa và dẫn đến lũy tích sai số tính toán. Trong việc xác định bộ thông số, mô hình phức tạp, nhiều thông số, sẽ thường gặp phải hiệu ứng "rà quá kỹ" khi xây dựng mô hình, hoàn toàn có thể sử dụng các loại bể chứa phi tuyến và kênh phi tuyến. Trong mục này chỉ trình bày những kỹ thuật cơ bản nhất của việc xây dựng lớp mô hình tuyến tính - dừng.

10.2.1. Một số cấu trúc mô hình tuyến tính cơ bản

1. Để mô phỏng tác dụng điều tiết của lòng sông trên đoạn sông có lượng nhập khu giữa, người ta sử dụng kỹ thuật mắc nối tiếp các bể tuyến tính.



Hình 10.2. Sơ đồ mắc nối tiếp các bể tuyến tính

Hoạt động của bể tuyến tính này được mô tả bởi phương trình vi phân dạng:

$$\frac{dW_i}{dt} = Q_{i-1} + q_i - Q_i - R_i. \quad (10.6)$$

Các lưu lượng ra khỏi bể tỷ lệ thuận với lượng nước trong bể:

$$Q_i = C_i W_i \quad (10.7)$$

$$R_i = \gamma_i W_i \quad (10.8)$$

từ (10.7) và (10.8) ta có

$$\frac{dW_i}{dt} = \frac{1}{c_i} \frac{dQ_i}{dt} \quad (10.9)$$

$$R_i = \frac{\gamma_i}{c_i} Q_i. \quad (10.10)$$

Thay (10.9), (10.10) vào (10.6), ta có:

$$a_i \frac{dQ_i}{dt} + b_i Q_i = Q_{i-1} + q_i \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (10.11)$$

với $a_i = \frac{1}{c_i}$, $b_i = 1 + \frac{\gamma_i}{c_i}$.

Quá trình truyền lũ trên đoạn sông được mô tả bởi hệ n phương trình vi phân:

$$\begin{aligned} a_1 \frac{dQ_1}{dt} + b_1 Q_1 &= Q_0 + q_1 \\ a_2 \frac{dQ_2}{dt} + b_2 Q_2 &= Q_1 + q_2 \\ &\dots \\ a_n \frac{dQ_n}{dt} + b_n Q_n &= Q_{n-1} + q_n. \end{aligned} \tag{10.12}$$

Hệ (10.12) tương đương với một phương trình vi phân bậc n. Để đạt được điều đó, ta tiến hành như sau: Giải phương trình thứ hai trong hệ đối với Q_1 , lấy đạo hàm của nó, thay Q_1 và $\frac{dQ_1}{dt}$ tìm được vào phương trình thứ nhất sẽ có:

$$a_1 a_2 \frac{d^2 Q_2}{dt^2} + (a_1 b_2 + a_2 b_1) \frac{dQ_2}{dt} + b_1 b_2 Q_2 = Q_0 + q_1 + \dots a_1 \frac{dq_2}{dt} + b_1 q_2 \tag{10.13}$$

hoặc:

$$\left(a_1 \frac{d}{dt} + b_1 \right) \left(a_2 \frac{d}{dt} + b_2 \right) Q_2 = Q_0 + q_1 + \left(a_1 \frac{d}{dt} + b_1 \right) q_2.$$

Tương tự giải phương trình thứ ba trong (10.12) đối với Q_2 , lấy đạo hàm bậc 1, bậc 2 đối với Q_2 và thế vào (10.13). Tiếp tục thuật toán này đối với Q_n và cuối cùng ta được:

$$\left[\prod_{i=1}^n \left(a_i \frac{d}{dt} + b_i \right) \right] Q = Q_0 + q_1 + \sum_{k=1}^{n-1} \left[\prod_{i=1}^k \left(a_i \frac{d}{dt} + b_i \right) \right] q_{k+1}. \tag{10.14}$$

Như vậy về trái của phương trình dạng (10.3) luôn có thể đưa về dạng tích của các toán tử A_i dạng (10.4) như trong (10.14).

Trong trường hợp các hệ tuyến tính A_i đều như nhau $a_i = a$ và $b_i = b$ đối với mọi i :

$$\left(a \frac{d}{dt} + b \right)^n Q = Q_0 + \sum_{k=0}^{n-1} \left(a \frac{d}{dt} + b \right) q_{k+1} \tag{10.15}$$

Kết hợp với lượng nhập khu giữa phân bố đều trên đoạn sông $q_k = q$ với mọi k :

$$A^n Q = Q_0 + q(1 + A + A^2 + \dots + A^{n-1}) \tag{10.16}$$

với A là toán tử từ (11.4)

Trong trường hợp không có lượng nhập khu giữa $q_i = 0$.

$$\left[\prod_{i=1}^n \left(a_i \frac{d}{dt} + b_i \right) \right] Q = Q_0 \tag{10.17}$$

và nếu như các hệ tuyến tính như nhau:

$$\left(a \frac{d}{dt} + b \right)^n Q = Q_0. \tag{10.18}$$

2. Để mô tả tác dụng điều tiết lưu vực thường sử dụng kỹ thuật mắc nối tiếp - song song n bể tuyến tính, tương trưng cho các tầng đất dẫn nước khác nhau:

$Q_0 = R_0$ - lượng cấp nước trên bề mặt lưu vực.

$Q = \sum_1^n Q_i$ - lưu lượng nước tại mặt cắt cửa ra lưu vực.

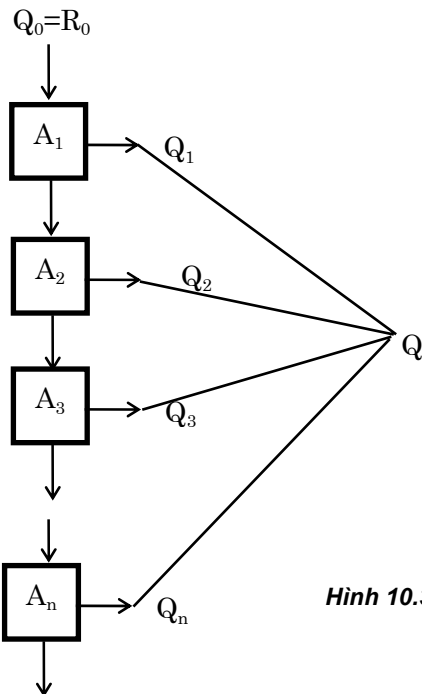
R_i - lưu lượng ra tại bể A_i nhưng vào bể A_{i+1} tương trưng cho sự thấm.

Q_i - lưu lượng ra khỏi bể A_i tương trưng cho dòng chảy mặt.

Hoạt động của từng bể A_i được mô tả bởi phương trình:

$$\frac{dW_i}{dt} = R_{i-1} - Q_i - R_i \quad (10.19)$$

$$\begin{aligned} Q_i &= C_i W_i \\ R_i &= \gamma_i W_i. \end{aligned} \quad (10.20)$$



Hình 10.3. Sơ đồ mắc nối tiếp - song song các bể

Quá trình điều tiết trên toàn lưu vực được mô tả bởi hệ phương trình tuyến tính:

$$a_i \frac{dQ_i}{dt} + b_i Q_i = Q_{i-1} \quad i=1,2,3,\dots, n \quad (10.21)$$

$$a_1 = \frac{1}{c_1}, \quad b_1 = \frac{c_1 + \gamma_1}{c_1} \text{ với } a_i = \frac{c_{i-1}}{c_i \gamma_{i-1}}, \quad b_i = \frac{c_{i-1}(c_i + \gamma_i)}{c_i \gamma_{i-1}}. \quad (10.22)$$

Như vậy tương tự thuật toán đã trình bày ở trên có thể viết:

$$\left. \begin{aligned} & \left(a_1 \frac{d}{dt} + b_1 \right) Q_1 = Q_0 \\ & \left[\left(a_1 \frac{d}{dt} + b_1 \right) \left(a_2 \frac{d}{dt} + b_2 \right) \right] Q_2 = Q_0 \\ & \dots \\ & \left[\prod_{k=1}^i \left(a_k \frac{d}{dt} + b_k \right) \right] Q_i = Q_0 \\ & \dots \\ & \left[\prod_{k=1}^n \left(a_k \frac{d}{dt} + b_k \right) \right] Q_n = Q_0 \end{aligned} \right\} \quad (10.23)$$

Nhân hai vế của (n-1) phương trình đầu của (10.23) với toán tử dạng:

$$\prod_{k=i+1}^n \left(a_k \frac{d}{dt} + b_k \right)$$

rồi tiến hành cộng tất cả. Phương trình (10.23) sẽ có:

$$\begin{aligned} & \prod_{k=1}^n \left(a_k \frac{d}{dt} + b_k \right) (Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n) = \\ & \left[\prod_{k=2}^n \left(a_k \frac{d}{dt} + b_k \right) + \prod_{k=3}^n \left(a_k \frac{d}{dt} + b_k \right) + \dots + \left(a_n \frac{d}{dt} + b_n \right) + 1 \right] Q_0 \end{aligned} \quad (10.24)$$

Nhưng vì: $Q = \sum_1^n Q_i$ ta có:

$$\left[\prod_{k=1}^n \left(a_k \frac{d}{dt} + b_k \right) \right] Q = \left[\sum_{j=1}^{n-1} \prod_{k=j+1}^n \left(a_k \frac{d}{dt} + b_k + 1 \right) \right] Q_0.$$

Trong việc mô phỏng sự điều tiết của lưu vực do mối quan hệ (10.22), các bể chỉ có thể tương tự nhau từ bể thứ hai trở đi:

$$a_i = a; \quad b_i = b \quad i=2,3,\dots,n.$$

Trong trường hợp này:

$$\left[\left(a_1 \frac{d}{dt} + b_1 \right) \left(a \frac{d}{dt} + b \right)^n - 1 \right] Q = \left[\sum_{j=1}^n \left(a \frac{d}{dt} + b \right)^n - j \right] Q_0. \quad (10.25)$$

10.2.2. Hàm ảnh hưởng. Biểu thức toán học lớp mô hình tuyến tính

Từ lý thuyết phương trình vi phân tuyến tính tính đạo hàm thường thấy rằng nghiệm của phương trình (10.3) thỏa mãn những điều kiện ban đầu: $Q(t_0) = Q_0, Q'(t_0) = \dots = Q_0^{(n-1)}$ có thể biểu diễn dưới dạng:

$$Q(t) = \tilde{Q}(t) + Q^*(t) \quad (10.26)$$

trong đó:

$\tilde{Q}(t)$ - nghiệm của phương trình thuần nhất

$Q^*(t)$ - nghiệm riêng của phương trình không thuần nhất thỏa mãn điều kiện ban đầu bằng 0.

$$Q(t_0) \equiv Q'(t_0) \equiv Q^{(n-1)}(t_0) \equiv 0.$$

Do tính chất tuyến tính $\tilde{Q}(t)$ có thể biểu diễn dưới dạng một tổ hợp tuyến tính của n nghiệm riêng của phương trình thuần nhất.

$$\tilde{Q}(t) = \sum_{k=1}^n C_k Q_k(t) \quad (10.27)$$

trong đó C_k - các hằng số được xác định bởi điều kiện ban đầu qua việc giải hệ phương trình đại số tuyến tính sau:

$$\left. \begin{aligned} C_1 Q_1(t_0) + C_2 Q_2(t_0) + \dots + C_n Q_n(t_0) &= Q_0 \\ C_1 Q_1'(t_0) + C_2 Q_2'(t_0) + \dots + C_n Q_n'(t_0) &= Q_0' \\ \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots & \\ C_1 Q_1^{(n-1)}(t_0) + C_2 Q_2^{(n-1)}(t_0) + \dots + C_n Q_n^{(n-1)}(t_0) &= Q_0^{(n-1)} \end{aligned} \right\} \quad (10.28)$$

Định thức ma trận hệ số về trái là định thức Vronski tại t_0 :

$$\Delta = \begin{vmatrix} Q_1(t_0) & Q_2(t_0) \dots & Q_n(t_0) \\ Q_1'(t_0) & Q_2'(t_0) \dots & Q_n'(t_0) \\ \dots & \dots & \dots \\ Q_1^{(n-1)}(t_0) & Q_2^{(n-1)}(t_0) & Q_n^{(n-1)}(t_0) \end{vmatrix}. \quad (10.29)$$

Do các nghiệm $Q_i(t)$ ($i=1,2,\dots,n$) độc lập tuyến tính nên hệ luôn luôn tồn tại một nghiệm duy nhất có thể xác định theo công thức Cramer:

$$C_k = \frac{\Delta_k}{\Delta},$$

trong đó Δ_k là định thức nhận được từ định thức Vronski sau khi thay cột thứ k trong (10.29) bằng cột các điều kiện ban đầu:

$$\begin{pmatrix} Q_0 \\ Q_0' \\ \dots \\ Q_0^{(n-1)} \end{pmatrix}$$

Trong toán học đã chứng minh, với điều kiện ban đầu bằng 0, phương trình phụ trợ của (10.3) có dạng:

$$Q(P) = \frac{L_\beta(P)}{L_\alpha(P)} q(P) \quad (10.30)$$

trong đó: $P = a + ib$ ($a > 0$) - một số phức;

$$\begin{aligned} L_\alpha(P) &= \alpha_n P^n + \alpha_{n-1} P^{n-1} + \dots + \alpha_1 P + \alpha_0 \\ L_\beta(P) &= \beta_n P^n + \beta_{n-1} P^{n-1} + \dots + \beta_1 P + \beta_0 \\ Q(P) &\Rightarrow Q(t) \text{ và } q(P) \Rightarrow q(t) \end{aligned}$$

có nghĩa là $Q(P)$ và $q(P)$ là các tạo hình của $Q(t)$ và $q(t)$ nhận được bằng biến đổi Laplace:

$$Q(P) = \int_0^{\infty} e^{-Pt} Q(t) dt$$

$$q(P) = \int_0^{\infty} e^{-Pt} q(t) dt .$$

Hàm $P(P) = \frac{L_{\beta}(P)}{L_{\alpha}(P)}$ được gọi là hàm truyền, và (10.30) được viết dưới dạng:

$$Q(P) = P(P) \cdot q(P) \quad (10.31)$$

Từ (10.31) suy ra:

$$Q(P) \rightarrow \int_0^t P(t-\tau)q(\tau) d\tau$$

và theo định lý về nguyên bản duy nhất ta có:

$$Q(t) = \int_0^t P(t-\tau)q(\tau) d\tau \quad (10.32)$$

Biểu thức (10.32) được gọi là tích phân Duhamel và đó cũng chính là nghiệm riêng của phương trình vi phân tuyến tính không thuần nhất với các điều kiện ban đầu bằng 0.

$$Q^*(t) = \int_{t_0}^t P(t-\tau)q(\tau) d\tau \quad (10.33)$$

Hàm $P(t-\tau)$ trong (10.32) được gọi là hàm ảnh hưởng và là nguyên bản của hàm truyền $P(P)$:

$$P(t) \leftarrow \frac{L_{\beta}(P)}{L_{\alpha}(P)} = P(P) .$$

Trong quá trình xây dựng mô hình hàm truyền $P(P)$ luôn luôn có thể xác định được dễ dàng và sau đó sử dụng bảng tra tạo hình - nguyên bản của phép biến đổi Laplace để xác định hàm ảnh hưởng $P(t)$.

Mô hình hàm tuyến tính đều có dạng chung là:

$$Q(t) = \sum_1^n \frac{\Delta_i}{\Delta} Q_i(t) + \int_{t_0}^t P(t-\tau)q(\tau) d\tau \quad (10.34)$$

Biểu thức (10.34) là dạng tổng quát của tất cả mô hình "hộp đen". Các mô hình "hộp đen" được phân biệt với nhau bởi:

1. Dạng giải tích hàm ảnh hưởng $P(t-\tau)$;
2. Cách xác định hàm ảnh hưởng;
3. Cách xét $Q_i(t)$.

Với chức năng của mình mô hình "hộp đen" mô tả quá trình chảy điều tiết của lòng dẫn lưu vực với những tầng đất khác nhau. Do vậy ngày nay mô hình "hộp đen" là bộ phận không thể thiếu được trong các mô hình "quan niệm" sự hình thành dòng chảy.

10.3. GIỚI THIỆU CÁC MÔ HÌNH HỘP ĐEN TRONG TÍNH TOÁN THỦY VĂN

10.3.1. Mô hình Kalinhin - Miuliakóp - Nash

Năm 1958, khi nghiên cứu sự lan truyền sóng xả ở hạ lưu các trạm thủy điện, G.P.Kalinhin và

P.I. Miuliakov 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, mà cơ chế hoạt động được mô tả bởi:

$$\begin{aligned} \frac{dW_i}{dt} &= Q_{i-1} - Q_i \\ W_i &= \tau_i Q_i \end{aligned}$$

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:

$$\tau_i \frac{dQ_i}{dt} + Q_i - Q_{i-1} = 0$$

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, phương trình (10.17) trở thành:

$$\left(\tau_1 \frac{d}{dt} + 1 \right)^n Q = Q_0 \text{ với } \tau_i = \tau_1 \text{ và } b_i = 1.$$

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:

$$P(t - \tau) = \left(\frac{1}{\tau_1^{(n-1)!}} \right) \left(\frac{t - \tau}{\tau_1} \right)^{n-1} e^{-\frac{t - \tau}{\tau_1}}. \quad (10.35)$$

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 - Miuliakov - 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 hàm ảnh hưởng "dẻo" hơn, ngoài việc dễ thích nghi với việc xét tác dụng điều tiết của lòng sông, còn khả năng xét được cán cân nước (các tổn thất bốc hơi, mất nước...).

10.3.2. Đường lưu lượng đơn vị

Phương pháp 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:

a. Đường quá trình lưu lượng, được hình thành từ lượng mưa hiệu quả 1 đin (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).

b. Đường quá trình lưu lượng, được hình thành từ n đin 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.

c. 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 do lượng mưa trong 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" và 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 được rút ra từ chính định nghĩa của nó: Chọn những trận lũ do lượng mưa rơi đều trong một đơn vị thời gian, rồi chia từng tung độ cho tổng lượng lũ.

10.4. NGUYÊN LÝ XÂY DỰNG MÔ HÌNH "QUAN NIỆM" DÒNG CHẢY

Cách tiếp cận trong việc xây dựng mô hình "quan niệm" là cách tiếp cận thông số hoá:

1. Cho đây 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
- Xác định thông số mô hình.

10.4.1. 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 tồn 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 phân 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. Có cần hiệu chỉnh sự phân phối không đều của mưa theo không gian? Nếu cần, cách hiệu chỉnh?

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? Nếu có, cách xét (với độ chi tiết nào xét đến các yếu tố khí tượng: tốc độ gió, nhiệt độ không khí, độ thiếu hụt bão hòa 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 những giá trị số xác định, những đại lượng nào có thể được tính theo những công thức vật lý và những đại lượng nào đóng vai trò thông số cần phải xác định nhờ những tài liệu quan trắc vào - ra. Chỉ sau khi giải quyết những vấn đề nêu trên mới có thể thiết lập một cấu trúc 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 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. Nếu có cơ chế hoạt động và số liệu quan trắc của một quá trình nào đó tại một điểm, thì không thể chuyển 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). Điều này dẫn đến việc lựa chọn cấu trúc mô hình quan niệm mang tính mò mẫm, cảm nhận. Điều này cũng cần nghĩ 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 mong có được một 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.

Do vậy 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.

10.4.2. Xác định thông số mô hình

Các mô hình thông số tập trung đều chứa đựng nhiều thông số cần được xác định 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.

1. *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 đặc, còn biến điều khiển là chính véc tơ thông số mô hình.

Cần phải xác định biểu thức toán học của mục tiêu:

$$K = \sum_{i=1}^n \int_0^T [Q(t) - \tilde{Q}(t, a)]^2 fQ(t) dt \rightarrow \min \quad (10.36)$$

trong đó: n - tổng số trận lữ, T - thời gian một trận lữ, $Q(t), \tilde{Q}(t, a)$ - các quá trình đo đặc 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 những tung lộ lớn (đỉnh lữ). 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.

a) *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 xác định rõ rệt vai trò của các thông số. Để khắc phục tình trạng này, những số liệu dùng trong quá trình tối ưu phải bao gồm những trận lữ có điều kiện hình thành hết sức khác nhau: đủ lớn, đủ nhỏ, đủ dạng. Độ chính xác của các thông số phụ thuộc nhiều vào độ chính xác, mức đại biểu và khối lượng của những tài liệu ban đầu. Những trận lữ không đủ tin cậy sẽ gây ra những sai lệch đáng kể cho từng thông số riêng biệt. Do vậy, để tối ưu phải chọn những trận lữ có độ tin cậy cao nhất.

b) *Nguyên tắc tiến hành:* có hai cách tiến hành quá trình tối ưu:

Cách 1: Tối ưu riêng rẽ từng trận lữ, được các bộ thông số khác nhau, sau đó lấy bộ thông số trung bình cho tất cả các trận.

Cách 2: Tiến hành tối ưu đồng thời cho nhiều trận lữ, được một bộ thông số chung cho tất cả các trận lữ. Kinh nghiệm cho thấy hai cách tối ưu này cho kết quả rất khác nhau. Với từng trận lữ, luôn luôn tìm được một thông số thích hợp. Do đặc thù riêng của từng trận lữ, một số thông số có thể bị sai lệch. Điều này dẫn đến các bộ thông số của các trận lữ 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 lữ. Kinh nghiệm cho thấy số liệu dùng để tối ưu không ít hơn 5 quá trình dòng chảy khác nhau.

c) *Nguyên tắc phức tạp hoá dần mô hình,* do giáo sư Kuchmen đề ra. Thực chất của nó 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.

2. *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 chính, 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. Thí 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; chúng cần phải được trung bình hoá theo một cách nào đó và 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, những nhà toán học Xô Viết Tikhônốp, Lavrenchev, Ivanov đã xây dựng lí thuyết bài toán phi chính. Những công trình toán học này mới chỉ dừng ở việc giải phương trình Volte bậc một. Giáo sư Kuchmen đã vận dụng lí thuyết này trong việc xác định các thông số của hàm ảnh hưởng Kalinhin-Miuliakóp-Nash.

Như vậy, lý thuyết toán phi chính mới chỉ áp dụng được trong mô hình tuyến tính đơn giản nhất, vận dụng những mô hình đơn giản quan niệm, ngoài những thành tựu trên, lý thuyết này chưa đáp ứng được.

10.5. GIỚI THIỆU MÔ HÌNH QUAN NIỆM

10.5.1. Mô hình TANK

Mô hình TANK ra đời năm 1956 tại Trung tâm Quốc gia Phòng chống lũ lụt Nhật, tác giả là M. Sugawar. Từ đó đến nay mô hình được hoàn thiện dần và ứng dụng rộng rãi nhiều nơi trên thế giới.

Cấu trúc mô hình Tank

Lưu vực được diễn tả như một chuỗi các bể chứa sắp xếp theo 2 phương thẳng đứng và nằm ngang. Giả thiết cơ bản của mô hình là dòng chảy cũng như dòng thấm và các hàm số của lượng nước trữ trong các tầng đất. Mô hình có hai dạng cấu trúc đơn và kép.

1. *Mô hình TANK đơn*

Dạng này không xét sự biến đổi của độ ẩm đất theo không gian, phù hợp với những lưu vực nhỏ trong vùng ẩm ướt quanh năm.

Lưu vực được diễn tả bởi bốn bể chứa xếp theo chiều thẳng đứng. Mỗi bể chứa có một hoặc một vài cửa ra ở thành bên và một cửa ra ở đáy. Lượng mưa rơi xuống mặt đất đi vào bể trên cùng. Sau khi khấu trừ tổn thất bốc hơi một phần sẽ thấm xuống bể dưới theo cửa ra ở đáy, một phần cung cấp cho dòng chảy trong sông theo các cửa ra ở thành bên.

Quan hệ giữa lượng dòng chảy qua các cửa với lượng ẩm trong các bể là tuyến tính:

$$Y = \beta(X-H), \quad (10.37)$$

$$Y_0 = \alpha.X \quad (10.38)$$

trong đó: β, α - hệ số cửa ra thành bên và đáy, H - độ cao cửa ra thành bên.

Theo cấu trúc trên, mô hình TANK mô phỏng cấu trúc ẩm trong các tầng đất của lưu vực. Lượng dòng chảy hình thành từ các bể thể hiện đặc tính các thành phần dòng chảy mặt, sát mặt và dòng chảy ngầm. Dòng chảy hình thành từ tất cả các bể chứa mô tả sự biến dạng dòng chảy do tác dụng điều tiết của dòng sông là lớp nước có sẵn ban đầu trong sông.

2. Hệ thức cơ bản của mô hình

a) Mưa bình quân lưu vực (P)

$$P = \frac{\sum_{i=1}^n W_i \cdot x_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad (10.39)$$

Trong đó: n -số điểm đo mưa; X_i lượng mưa tại điểm thứ i , W_i - trọng số của điểm mưa thứ i . Theo M.Sugawara W_i sẽ được chọn là một trong bốn số sau: 0,25; 0,5; 0,75; 1,0.

b) Bốc hơi lưu vực (E)

$$E = \begin{cases} 0,8EVT & \text{khi } XA - PS - E \geq 0 \\ 0,75(0,8EVT - h_f) + h_f & \text{khi } XA - PS - E < 0 \\ & \text{và } XA - PS - H_f > 0 \\ 0,6EVT & \text{và } XA < PS. \end{cases} \quad (10.40)$$

c) Cơ cấu truyền ẩm bề chứa trên cùng được chia làm hai phần: trên và dưới, giữa chúng xảy ra sự trao đổi ẩm. Tốc độ truyền ẩm từ dưới lên T_1 và trên xuống T_2 được tính theo công thức:

$$T_1 = TB_0 + \left(1 - \frac{XA}{PS}\right)TB \quad (10.41)$$

$$T_2 = TC_0 + \left(1 - \frac{XS}{SS}\right)TC \quad (10.42)$$

trong đó: XS , SS - lượng ẩm thực và lượng ẩm bão hòa phần dưới bề A ; TB_0 , TB , TC_0 , TC -các thông số truyền ẩm, theo MSugawar, chúng nhận những giá trị:

$$TB = TB_0 = 3 \text{ mm/ ngày đêm,}$$

$$TC = 1 \text{ mm/ ngày đêm,}$$

$$TC_0 = 0,5 \text{ mm/ ngày đêm.}$$

d) Dòng chảy từ bề A . Lượng nước đi vào bề A là mưa (P). Dòng chảy qua các cửa bên (YA_1 , YA_2) và cửa đáy (YA_0) được xác định theo các công thức sau:

$$H_f XA + P - PS \quad (10.43)$$

$$YA_0 = H_f A_0 \quad (10.44)$$

$$YA_1 = \begin{cases} (H_f - HA_1) & \text{khi } H_f > HA_1 \\ 0 & \text{khi } H_f \leq HA_1 \end{cases} \quad (10.45)$$

3. Phát triển mô hình Tank trên nền tảng học thuyết độ ẩm đất và học thuyết dòng chảy sườn dốc

Như các mô hình nhận thức khác, mô hình Tank chứa một lượng thông số khá lớn. Trong tác phẩm của M.Sugawar những thông số này chưa được miêu tả về mặt vật lý. Do vậy, như K.Linsley nhận định, mô hình chỉ có thể được thiết lập cho một lưu vực sau nhiều lần thử sai. Điều này đòi hỏi người sử dụng phải có đủ kinh nghiệm và có mức am hiểu mô hình nhất định. Phần này giới thiệu những hoàn thiện mô hình về mặt vật lý, nhằm giúp người sử dụng lựa chọn thông số có cơ sở và dễ dàng hơn.

Bề A mô phỏng bề mặt lưu vực và các tầng đất trong vùng thoát, trong bề A có đặt ra những mức ẩm khác nhau của lưu vực (HS , HA_3 , HA_2 , HA_1 , PS , SS).

Trong quá trình chuyển động trên mặt lưu vực hướng về lòng sông một phần nước được giữ lại tạm thời trên sườn dốc.

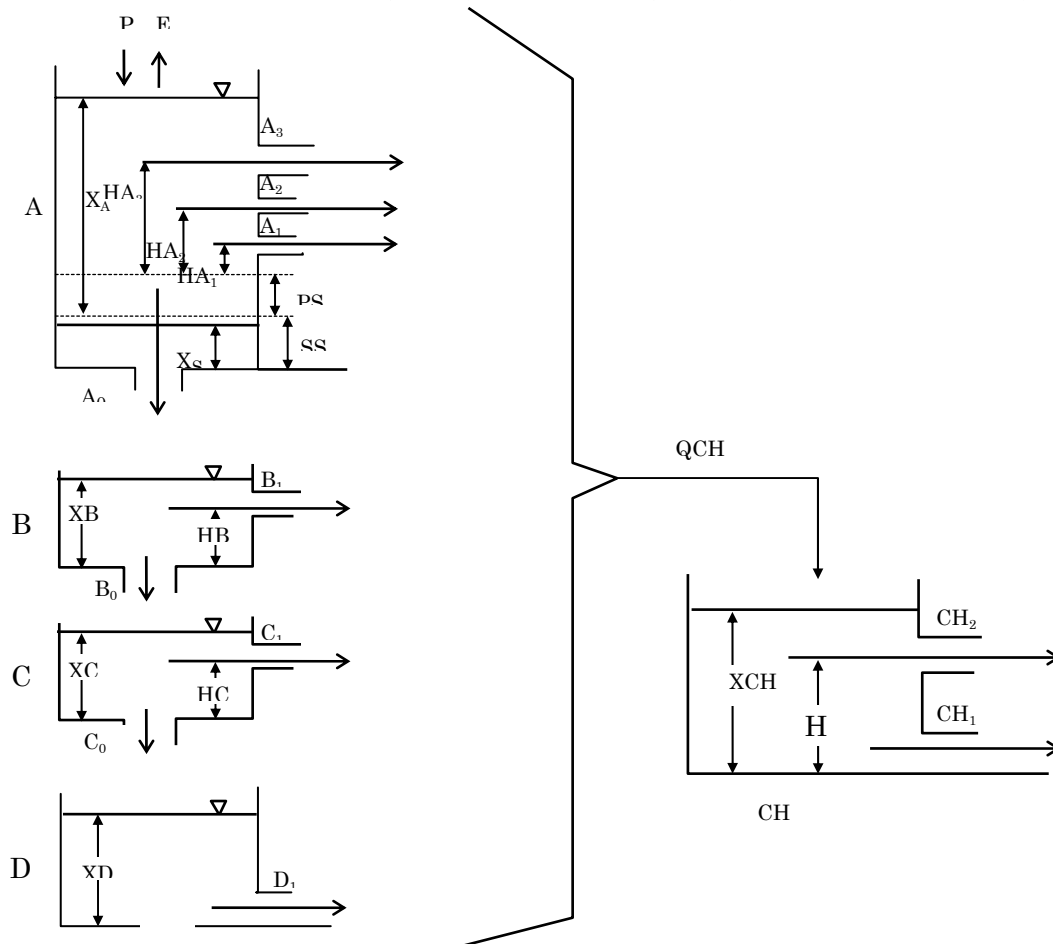
Hiển nhiên có thể giả định rằng những phần khác nhau trong bề A mô phỏng những dạng trữ nước khác nhau trên mặt sườn dốc.

Theo các kết quả thí nghiệm của I.X. Vaxiliev và A.P. Ivanop, sau khi tưới bão hòa cho đất, phân phối độ ẩm theo chiều thẳng đứng có dạng như sau: phần dưới của tầng thổ nhưỡng có độ ẩm khá cao, gần đạt độ ẩm toàn phần (ĐATP), vì rằng nó thuộc tầng mao dẫn. Lên trên, độ ẩm giảm dần và cách mặt thoáng của nước ngầm 1 khoảng nào đó (càng lớn khi thành phần hạt càng nặng), độ ẩm đạt một trị số nhỏ nhất và không đổi độ ẩm đồng ruộng (ĐADR). Nước chứa trong tầng thổ nhưỡng khi độ ẩm chưa đạt đến độ ẩm đồng ruộng luôn ở trong trạng thái treo và mất khả năng chảy xuống dưới.

Dường như, lượng ẩm chứa trong tầng thổ nhưỡng bão hòa đến độ ẩm đồng ruộng không có khả năng di chuyển. Nhưng thực tế không như vậy. Các kết quả nghiên cứu của A.F. Bonsacop, M.M. Abramôva khẳng định trong quá trình bốc hơi, lượng ẩm treo chuyển động lên trên thành dòng, có nghĩa là có tính liên tục. Tính liên tục tồn tại không chỉ với độ ẩm đồng ruộng mà còn có thể nhỏ hơn nhiều. Nhưng chỉ đến một giới hạn nhất định. M.M. Abramôva gọi độ ẩm mà lượng ẩm treo mất khả năng di chuyển lên trên dưới tác dụng của bốc hơi là độ ẩm gián đoạn mao dẫn hay còn gọi là độ ẩm cây héo (ĐACH).

Giả định "phần dưới" của bể A (hình 10.4) mô phỏng tầng đất từ sát mặt sườn dốc đến giới hạn trên của tầng mao dẫn (TMD). Đó là vùng độ ẩm treo. Bản chất vật lí của thông số SS - độ ẩm đồng ruộng (ĐADR). Bản chất của lượng ẩm XS - nước mao dẫn. Cơ chế duy nhất tiêu hao lượng ẩm XS là bốc hơi:

$$(DACH) \leq XS \leq SS \leq (DADR). \quad (10.46)$$



Hình 10.4. Mô hình TANK đơn

Hiệu số $SS - XS$ xác định lượng tổn thất không hoàn lại do đất giữ, và được thực hiện bởi quá trình truyền ẩm từ trên xuống T_2 . Bản chất quá trình là giai đoạn đầu của quá trình thấm (giai đoạn thấm không ổn định). Giai đoạn này diễn ra khá nhanh. Như vậy quá trình T_2 chỉ là quá trình truyền ẩm từ tầng trên xuống tầng dưới của bể A và kết thúc khi tầng dưới đạt đến độ ẩm đồng ruộng, sau đó là quá trình thấm ổn định được thực hiện qua các cửa đáy ở các bể. Bản chất các lượng ẩm XB, XC, XD nước trọng lực.

Ngay trên bề mặt sườn dốc tồn tại một lớp mỏng từ đó lượng ẩm thoát đi do bốc hơi và bốc hơi qua lá. Lớp mỏng này được mô phỏng bởi phần trên của bể A và đặc tính của nó được đánh giá bởi thông số PS .

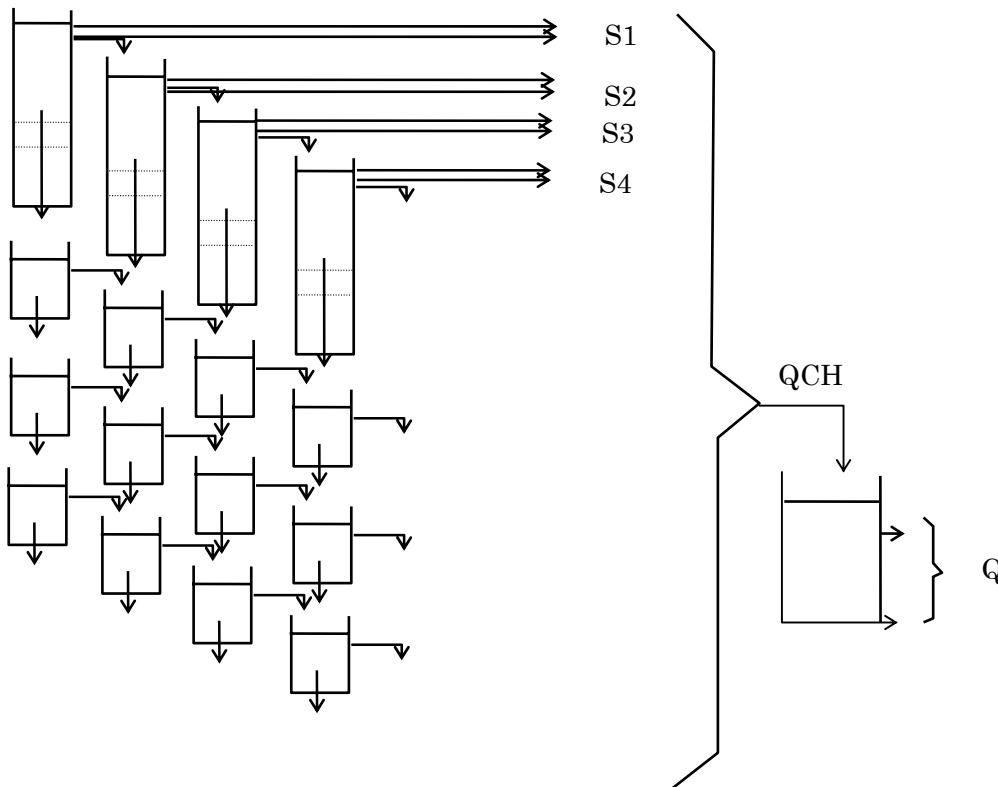
Thông số PS còn bao hàm cả lượng nước điền trũng trên mặt lưu vực. Nếu không có lớp nước điền trũng, giá trị của PS chỉ xấp xỉ lớp bốc hơi trong thời đoạn tính toán Δt . Bản chất quá trình truyền ẩm từ dưới lên T_1 là quá trình bốc thoát hơi nước từ các tầng đất khác nhau thông qua con đường mao dẫn. Đây là điểm tương tự của mô hình TANK với mô hình Stanford.4, khi cho rằng lượng nước trong các tầng đất có sự trao đổi hai chiều.

Quá trình T_1 không xảy ra khi và chỉ khi:

$$XA \geq PS + E \quad (10.47)$$

có nghĩa là khi lượng ẩm làm bão hòa phần trên bề mặt, điền trũng và bốc hơi. Nguồn ẩm cung cấp cho quá trình T_2 là XA , nguồn cung cấp cho quá trình T_1 lấy từ các bể $B, C, D(XB, XC, XD)$.

Như vậy 5 quá trình trao đổi ẩm theo phương thẳng đứng đều có thể xảy ra song song, mỗi quá trình đều có những điều kiện tồn tại riêng, quy luật diễn biến riêng, chúng bổ sung ẩm cho nhau hoặc tiêu hao ẩm của nhau:



Hình 10.5. Mô hình TANK kép

- . Mưa
- . Bốc hơi

- . Thấm qua các cửa đáy
- . Truyền ẩm lên T_1
- . Truyền ẩm xuống T_2

Trong các dạng tổn thất còn chưa đề cập đến vai trò của thảm phủ thực vật. Hoàn toàn hợp lý nếu cho rằng thông số HA_1 đảm nhận chức năng đó.

Dòng chảy mặt chỉ xuất hiện khi $XA > PS + HA_1$ thông số HA_2, HA_3 , xác định đặc điểm cấu tạo riêng biệt của sườn dốc và không có ý nghĩa vật lý cố định, biểu thức $(PS + HA_1 - XA + SS - XS)$ xác định lớp tổn thất ban đầu. Giá trị của HA_1 , xấp xỉ với lớp nước mưa không đủ gây ra lũ và điều này hoàn toàn có thể xác định được khi đối chiếu quá trình mưa và quá trình dòng chảy.

Các thông số HB, HC, HD đánh giá các tổn thất ban đầu trên các tầng không thấm tương đối. Theo sự nghiên cứu của giáo sư A. N. Bephani cùng các cộng sự của ông, quá trình thấm qua tầng không thấm tương đối triệt giảm rất nhanh theo thời gian. Sự thấm ổn định đạt được chỉ sau 15 -30 phút ngay cả trong trường hợp các tầng đất hoàn toàn khô. Trong thực tế thời đoạn tính toán Δt thường lớn hơn nhiều thời gian này và điều đó cho phép coi HB, HD là các hằng số. Giá trị của HB, HC, HD chỉ vào khoảng vài mm.

Trong mô hình, tác dụng điều tiết của sườn dốc đã tự động được xét thông qua các bể chứa xếp theo chiều thẳng đứng. Nhưng hiệu quả của tác động này không đủ mạnh và có thể coi tổng dòng chảy qua các cửa bên của bể $YA_2 + YA_1 + YB_2 + YC_1 + YD_1$ chỉ là lớp cấp nước tại một điểm. Đây là một yếu điểm của mô hình TANK so với các mô hình khác như SSARR. Bản thân tác giả M. Sugawara nhận thức rõ điều này và khắc phục nó bằng cách cho phép dịch chuyển nhân tạo đỉnh lũ đi một thời gian T .

Có thể sử dụng thêm một bể chứa tuyến tính XK để mô phỏng tác động điều tiết sườn dốc. Như vậy, tổng dòng chảy $(YA_2 + YA_1 + YB_2 + YC_1 + YD_1)$ trước khi vào bể điều tiết lòng sông CH phải qua bể điều tiết sườn dốc XK . Cơ chế hoạt động của bể XK như sau:

Tính lớp cấp nước tại một điểm tại thời điểm:

$$CK(I) = YA_2 + YA_1 + YB_2 + YC_1 + YD_1, \quad (10.48)$$

$$QCH = XK_1 \cdot CK(I-1) + XK_2 \cdot CK(I) + XK_3 \cdot QCH, \quad (10.49)$$

trong đó XK_1, XK_2, XK_3 là các thông số và đảm bảo điều kiện $XK_1 + XK_2 + XK_3 = 1$. Hiển nhiên, nếu trong (10.49) cho $XK_2 = 1; XK_1 = XK_3 = 0$ thì bể XK mất tác dụng và trở lại nguyên bản mô hình TANK ban đầu.

4. Mô hình TANK kép

Trong cấu trúc kép có sự biến đổi độ ẩm của đất theo không gian như hình 10.5. Lưu vực được chia thành các vành đai có độ ẩm khác nhau. Một vành đai được diễn tả bằng một mô hình TANK đơn. Về nguyên tắc số lượng vành đai có thể bất kỳ, trong thực tế tính toán thường lấy 4 vành đai, mỗi vành đai có 4 bể, tổng cộng toàn mô hình chứa 16 bể. Với sự mô phỏng này trên toàn lưu vực có những phần ẩm, phần khô biến đổi theo quy luật nhất định. Khi mưa bắt đầu, phần lưu vực ẩm ướt sẽ phát triển từ khu hẹp ven sông lan dần đến những vùng cao hơn theo thứ tự S_4, S_3, S_2, S_1 (S_i biểu thị vành đai thứ i so với toàn lưu vực).

Ngược lại khi mùa khô bắt đầu, do lượng ẩm cung cấp ít dần hoặc không có, lưu vực sẽ khô dần bắt đầu từ những vành đai cao nhất đến vành đai thấp hơn theo thứ tự S_1, S_2, S_3, S_4 . Trong cấu trúc kép, lớp nước tự do trong mỗi bể được chuyển động theo hai hướng: thẳng đứng và nằm ngang. Mỗi bể chứa nhận được nước từ phía bể trên cùng vành đai và từ phía trái cùng tầng. Trong dạng này, mô hình có thêm các thông số $S_i (i = 1, 2, 3, 4)$.

5. Chiến lược dò tìm thông số

Trong hội nghị quốc tế về lũ và tính toán lũ (15-12 tháng 8 - 1976, Leningrat) M. Sugawara nhận định: " Do cấu trúc phi tuyến với các bể chứa sắp xếp theo chiều thẳng đứng, chưa có phương pháp toán học hữu hiệu nào để xác định các thông số của mô hình TANK, cách duy nhất là thử sai". Quan điểm này được một số nhà ứng dụng tán đồng.

Phương pháp thử sai không gây khó khăn gì lớn đối với những người đã có kinh nghiệm sử dụng mô hình. Nhưng đối với những ai chưa quen mô hình, khi sử dụng cách thử sai sẽ rất lúng túng và gặp phải khó khăn. Giáo sư L. C. Kuchmen và V.I.Koren cũng bày tỏ rằng mô hình TANK hiện nay được coi là một trong những mô hình tốt nhất, nhưng do có quá nhiều thông số, trong đó có những thông số cỡ phần nghìn (0.001) đã gây phần e ngại và khó khăn với người sử dụng chưa quen mô hình. Ngoài cách thử sai, cần thiết phải xây dựng những thuật toán khách quan dò tìm thông số. Năm 1979, M. Sugawara đề xuất phương pháp "lựa chọn tự động thông số mô hình". Sự lựa chọn tự động được thực hiện không phải bằng các phương pháp tối ưu hoá (tìm kiếm cực trị phiếm hàm mục tiêu) mà bằng cách thử sai, nhưng được thực hiện tự động trên máy tính. Năm 1984 chúng tôi vận dụng phương pháp tối ưu hoá Rosenbroc kết hợp với nguyên lý "phức tạp hoá dần mô hình" do giáo sư L.C.Kuchmen đề xuất.

a) Phương pháp thử sai

Phương pháp thử sai đòi hỏi người sử dụng phải nắm vững tính năng hoạt động của từng thông số. Toàn bộ các thông số của mô hình TANK có thể chia làm 2 loại: thông số có thứ nguyên ($HS, PS, SS, HA_3, HA_2, HA_1, HB, HC, HD, H, TB, TB_0, TC, TC_0$) và thông số không thứ nguyên ($A_1, A_2, A_3, A_0, B_1, B_0, C_1, C_0, D_1, D_0, XK_1, XK_2, XK_3, CH_4, CH_2$). Hiển nhiên là các thông số thứ nguyên sẽ thay đổi theo thời đoạn tính toán Δt . Bản chất của các thông số này là các thông số tổn thất, khi kết hợp với các thông số cửa đáy sẽ gây nên hiệu quả trễ trong quá trình dòng chảy. Các thông số cửa bên ($A_1, A_2, A_3, B_1, C_1, D_1$) trực tiếp tác động đến độ lớn đỉnh lũ, trong đó A_1, A_2, A_3 tác động đến các đỉnh lũ lớn.

Tính năng hoạt động của các thông số cửa bên và các thông số cửa đáy có thể được mô tả tổng quát như sau:

- Để làm thay đổi dạng đường quá trình, cần phải điều chỉnh $(\alpha+\beta)$. Thí dụ, muốn đường quá trình nhọn hơn, phải tăng $(\alpha+\beta)$ và ngược lại.

- Để làm thay đổi tổng lượng dòng chảy trận lũ, cần điều chỉnh $\beta/(\alpha+\beta)$. Thí dụ, muốn làm tăng lượng dòng chảy mà không biến đổi dạng quá trình, cần phải tăng β và giảm α , giữ $(\alpha+\beta)$ không đổi và ngược lại.

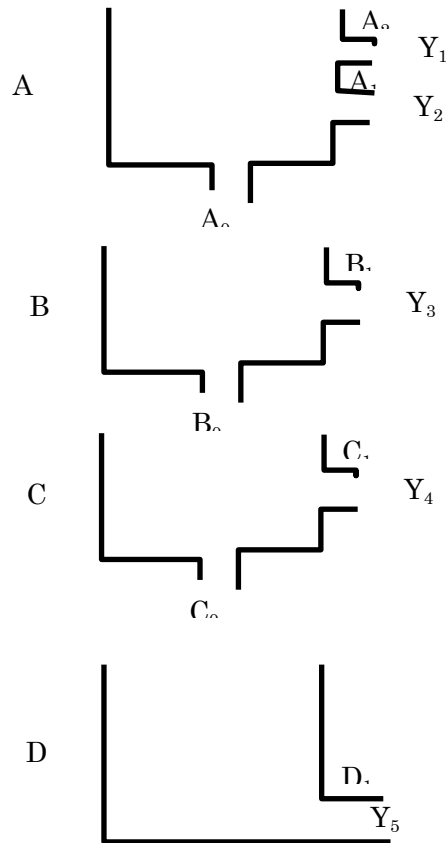
Trong quá trình thử sai, phải luôn luôn theo dõi sự cân bằng nước hợp lý trong từng bể. Lượng ẩm trong từng bể (XA, XS, XB, XC, XD, XCH) liên tục biến đổi trong quá trình tính toán, sau một chu kỳ các lượng ẩm này phải đạt được những trị số hợp lý.

Thí dụ, chu kỳ hoạt động của bể nước ngầm D là một năm (từ cuối mùa kiệt năm nay đến đầu mùa lũ năm sau), sau một năm hoạt động, XD cuối mùa kiệt phải đạt trị số hợp lý phù hợp với phương trình cân bằng nước viết cho một năm ($X=Y+Z\pm AU$). Chênh lệch giữa XD đầu và cuối năm phải phù hợp với $\pm AU$. Trong cả một chuỗi năm hoạt động XD không được nhỏ hơn một giá trị tương ứng với một lưu lượng dòng ngầm ổn định. Nếu bể D có xu hướng trữ nhiều hơn tháo, XD sẽ có xu thế lớn dần theo thời gian, dòng chảy kiệt các năm càng về sau càng lớn và ngược lại. Bất kỳ sự phá vỡ cân bằng nước nào trong các bể đều dẫn đến sự không ổn định của bộ thông số và sự bất hợp lý trong thành phần dòng mặt, dòng sát mặt và dòng ngầm. Khi tiến hành thử sai, cần phải nắm được đầy đủ các thông tin về các thành phần dòng chảy, về các thành phần trong phương trình cân bằng nước từng bể, động lực các diễn biến cùng nguyên nhân gây ra sự mất cân bằng, từ đó có sách lược hiệu chỉnh thích hợp. Các bể C, B, A sẽ có các chu kỳ hoạt động

ngắn hơn. Ngay trong bể A chu kỳ hoạt động của phần trên và phần dưới rất khác nhau. Phần trên của chu kỳ tương đương với thời gian một trận lũ, phần dưới có chu kỳ hoạt động xấp xỉ một năm. Nếu thấy XS sau khi đã đạt đến trạng thái bão hòa SS rồi không thay đổi nữa thì chúng ta chọn quá lớn, lượng ẩm trong phần trên luôn luôn đủ để bốc hơi.

b) Lựa chọn tự động thông số mô hình theo M. Sugawara

Chế độ này chỉ áp dụng đối với các thông số cửa bên và cửa đáy. Thoạt đầu, các thông số cửa bên và cửa đáy nhận những giá trị sau: $A_1 = A_2 = A_0 = 0,2$; $B_1 = B_0 = 0,05$; $C_1 = C_0 = 0,01$; $D_1 = 0,001$. Quy ước ký hiệu dòng chảy qua các cửa bên A_2, A_1, B_1, C_1, D_1 lần lượt tương ứng là Y_1, Y_2, Y_3, Y_4, Y_5 (H.10.6).



Hình 10.6. Dòng chảy từ các bể A,B,C,D

Toàn bộ quá trình dòng chảy được chia làm 5 thời đoạn 1, 2, 3, 4, 5 tương ứng với sự hoạt động của 5 cửa bên: A_2, A_1, B_1, C_1, D_1 . Quy tắc chia thời đoạn như sau:

Thời đoạn 1: Những ngày mà dòng chảy qua cửa A_2 đóng vai trò chính sẽ thuộc thời đoạn 1, nghĩa là khi tỷ số giữa Y_1 với tổng dòng chảy lớn hơn C (C - một hằng số).

$$Y_1 \geq C (Y_1 + Y_2 + Y_3 + Y_4 + Y_5) = CY$$

Thời đoạn 2: khi

$$Y_1 < CY \text{ và } (Y_1 + Y_2) > CY.$$

Thời đoạn 3: khi

$$(Y_1 + Y_2) < CY \text{ và } (Y_1 + Y_2 + Y_3) > CY.$$

Thời đoạn 4: khi

$$(Y_1 + Y_2 + Y_3) < CY \text{ và } (Y_1 + Y_2 + Y_3 + Y_4) > CY.$$

Thời đoạn 5: phần còn lại.

C có thể được chọn trong các giá trị sau: 0; 0,5; 0,25; 0,1; 0,05.

Giá trị $C = 0,1$ tỏ ra tốt đối với các sông của Nhật. Trong từng thời đoạn 1, 2, 3, 4, 5 tổng lượng dòng chảy và hình dạng đường nước rút của quá trình thực đo và tính toán được đánh giá bởi các tiêu chuẩn sau:

$$RQ(I) = \sum_N \tilde{Q}(N) / \sum_N Q(N) \quad I = 1, \dots, 5$$

$$RD_1 = \frac{\sum_N [\log \tilde{Q}(N-1) - \log \tilde{Q}(N)]}{\sum_N [\log Q(N-1) - \log Q(N)]} \quad I = 1, \dots, 5.$$

trong đó Q là lưu lượng thực đo, \tilde{Q} là lưu lượng tính toán, I là chỉ số của các thời đoạn, N là số ngày của mỗi thời đoạn I mà có hiệu số $[Q(N-1) - Q(N)]$ dương.

Nguyên lý của việc tự động điều khiển thông số như sau:

- Khi $RQ(I) > 1$ $RQ(I) < 1$, phải giảm (tăng) thông số cửa bên, và tăng (giảm) thông số cửa đáy. Việc này được thực hiện tự động bằng cách chia thông số cửa bên cho $\sqrt{RQ(I)}$ và nhân thông số của cửa đáy với $\sqrt{RQ(I)}$.

- Khi $RD(I) > 1$ $RD(I) < 1$, phải giảm (tăng) cả hai thông số như nhau. Việc điều khiển này được thực hiện bằng cách chia cả hai thông số cửa bên cho $RD(I)$. Nguyên lý điều khiển nêu trên đưa đến các công thức điều khiển sau:

$$A_0 = A_0 (\sqrt{RQ(1)} / RD(1) + (\sqrt{RQ(2)} / RD(2)) \cdot (1/2))$$

$$AM_1 = A_1 / (\sqrt{RQ(2)} \cdot RD(2)).$$

$$A_2 = (A_1 + A_2) / (\sqrt{RQ(1)} \cdot RD(1) - AM_1)$$

$$A_1 = AM_1$$

$$B_0 = B_0 \sqrt{RQ(3)} / RD(3)$$

$$B_1 = B_1 / \sqrt{RQ(3)} / RD(3)$$

$$C_0 = C_0 \cdot \sqrt{RQ(4)} / RD(4)$$

$$C_1 = C_1 / \sqrt{RQ(4)} / RD(4)$$

$$D_1 = D_1 / RD(5).$$

Cần kiểm tra lượng nước được cung cấp từ các bể trên. Nếu $RQ(5) > 1$, $RQ(5) < 1$, phải giảm (tăng) các thông số cửa đáy của các bể trên. Sự điều khiển lượng nước cung cấp cho bể D được thực hiện bằng điều khiển C_0 của bể C , sau đó sự biến đổi trong bể C do việc điều khiển C_0 gây ra sẽ được bù trừ bởi các điều khiển B_0 và v.v.. Với cách thức như vậy, sẽ có các công thức điều khiển tiếp sau:

$$C_0 = C_0 / RD(5)$$

$$B_0 = B_0 / \sqrt{RQ(5)}$$

$$A_0 = A_0 \sqrt[4]{RQ(5)}.$$

Trong một số trường hợp, giá trị của $RQ(I)$ và $RD(I)$ có thể rất khác 1. Khi xuất hiện những trường hợp đó, chúng ta giới hạn $RQ(I)$ và $RD(I)$ trong phạm vi (1/2, 2) có nghĩa là giá trị $RQ(I)$ và $RD(I)$ lớn hơn

2 sẽ được lấy bằng 2, và những giá trị nhỏ hơn 1/2 sẽ được lấy bằng 1/2.

Trong quá trình điều khiển cần lưu ý hệ điều khiển nêu trên có thể không hội tụ. Có nghĩa là sau một vài lần tính lặp (thường có ít hơn 15 lần) kết quả thu được khá tốt, nhưng sau đó kết quả lại tụt đi không phục hồi lại được. Một trong những nguyên nhân là $RD(I)$ chịu tác động của nhiều yếu tố ngẫu nhiên kém tin cậy. Để giảm tác động của $RD(I)$ có thể thay $RD(I) = \sqrt{RD(I)}$ hoặc $RD(I) = \sqrt[4]{RD(I)}$. $RD(5)$ là kém tin cậy nhất, do đó việc điều khiển thông số bể D phải rất thận trọng. Rất nhiều trường hợp $RD(5)$ đã phá hỏng toàn bộ hệ điều khiển thông số nêu trên.

c) Tối ưu hoá thông số mô hình

Bộ thông số mô hình được thiết lập theo phương pháp Rosenbroc với hàm mục tiêu của quá trình điều khiển thông số nêu trên.

$$K = \sum_{i=1}^n \int_0^T [Q(t) - Q(t, A)]^2 dt \rightarrow \min$$

Trong đó: n - số quá trình đưa vào tối ưu; T - thời gian 1 quá trình, A - véc tơ thông số được mã số theo bảng sau:

A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T.S	A ₁	A ₂	A ₃	HA ₁	HA ₂	HA ₃	A ₀	B ₁	C ₁	D ₁	HB	HC

A	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
T.S	HD	B ₀	C ₀	D ₀	XK ₁	XK ₂	XK ₃	H	CH ₁	CH ₁	α	TB

A	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
T.S	TB ₀	T	C	TC ₀	PS	SS	KZ	XA	XS	XC	XD	XCH

Phương pháp tối ưu hoá không thể thành công nếu đưa tất cả các thông số vào tối ưu đồng thời. Ở đây, tối ưu hoá được coi là thử sai tự động theo hàm mục tiêu K với thuật toán Rossenbroc. Điều đó có nghĩa là thuật toán tối ưu phải đủ mềm dẻo cho phép lựa chọn được các thông số mong muốn đưa vào tối ưu, do vậy các thông số đều được gắn nhãn như bảng trên. Quá trình tối ưu thông số mô hình phải tuân theo những nguyên tắc đã được trình bày ở trên.

d) Một số nhận xét

Mô hình TANK được nhiều cơ quan nghiên cứu ứng dụng: Trường Đại học Thủy lợi, Viện Khí tượng - Thủy văn, Viện Thiết kế Thủy lợi Quốc gia, Công ty Khảo sát Thiết kế điện 1, Cục Dự báo thủy văn v.v.. Trong quá trình ứng dụng nổi lên một số vấn đề:

1. Mô hình khó thể hiện sự "trễ" của dòng chảy so với mưa. Với đặc điểm này, mô hình thích ứng với các lưu vực nhỏ. Điều này có thể khắc phục được bằng cách nối tiếp thêm một số bể tuyến tính và kênh tuyến tính biểu diễn tác dụng điều tiết của lưu vực và lòng sông. Hoàn toàn có thể sử dụng lớp mô hình "hộp đen" nêu trên trong công việc này.

2. Do mô hình được cấu tạo từ các bể tuyến tính, các thông số cửa ra trong một số trường hợp tỏ ra kém nhạy. Trên một số lưu vực, dòng chảy mất đóng vai trò đáng kể (lũ lên nhanh, rút nhanh), có sự phân hoá rõ rệt trong sự hình thành các cấp lưu lượng, quá trình dòng chảy tương đối nhạy cảm với quá trình mưa, nên sử dụng bể nước mặt (bể A) dưới dạng phi tuyến. Thí dụ, cửa A_1 thể là bậc 2, cửa A_2, A_3 có thể là số bậc cao hơn.

3. Xét điều kiện ban đầu. Trong mô hình, tất cả các quá trình thành phần như bốc thoát nước, tồn thất trên thảm thực vật trao đổi ẩm giữa các vùng và các bể thấm, điền trũng, thấm thành dòng mặt, dòng sát mặt, dòng ngầm, diễn toán lũ trên sườn dốc và trong sông được liên kết với nhau thông qua việc biến đổi các độ ẩm XA, XS, XB, XC, XD, XCH trong từng bể. Rất quan trọng việc xét các độ ẩm này tại đầu thời kỳ tính toán. Việc xét điều kiện ban đầu có thể tiến hành theo thủ pháp sau:

- Để xét các độ ẩm ban đầu trong phần trên, phần dưới bể $A (XA_0, XS_0)$ nên chọn thời điểm ban đầu tính toán là lúc đất đã được bão hòa, độ thiếu hụt ẩm trong đất coi như bằng 0 (thí dụ sau một trận mưa lớn gây lũ rõ rệt). Trong những trường hợp này có thể coi:

$$XA_0 = PS + HA_1'$$

$$XS_0 = SS.$$

- Có đủ cơ sở để cho rằng XA, XS có quan hệ với độ ẩm lưu vực, do vậy, trước thời điểm tính toán, XA_0, XS_0 có thể được xác định qua mối ràng buộc của chúng đối với độ ẩm đất theo giáo sư N.Ph. Befanhi:

$$J_w = x_1 + 0,7x_{2-4} + 0,5x_{5-9} + 0,3x_{10-14} + 0,2x_{15-30} + 0,1x_{31-60}$$

Ở đây, x_1 - lượng mưa một ngày trước thời điểm; x_{2-4} - lượng mưa trong ngày 2, 3, và 4 trước thời điểm tính toán v. v..

- Để đánh giá độ ẩm ban đầu trong các bể khác (XB_0, XC_0, XCH_0) hoàn toàn có thể giả định tồn tại các mối quan hệ bền vững giữa chúng với lưu lượng trước lũ Q_0 .

- Độ ẩm XD_0 ban đầu thiết lập theo vị trí số Q_0 bằng cách tính ngược sau khi đã biết $XA_0, XS_0, XB_0, XC_0, XCH_0$.

10.5.2. Mô hình SSARR

Mô hình SSARR do 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 ta 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:

$$(1/2)[(I_1 + I_2)\Delta t] - (1/2)[(Q_1 + Q_2)\Delta t] = S_2 - S_1 \quad (10.51)$$

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 trữ lượng của hồ chứa là:

$$\frac{dS}{dt} = T_s \frac{dQ}{dt} \quad (10.52)$$

hay viết dưới dạng sai phân:

$$\Delta S = T_s \Delta Q. \quad (10.53)$$

Thay (10.53) vào (10.51) ta có:

$$\frac{I_1 + I_2}{2} \Delta t - \frac{Q_1 + Q_2}{2} \Delta t = T_s (Q_2 - Q_1). \quad (10.54)$$

Đặt $I_m = \frac{I_1 + I_2}{2}$ và qua biến đổi ta có:

$$\begin{aligned} Q_2 \left(T_s + \frac{\Delta t}{2} \right) &= Q_1 \left(T_s - \frac{\Delta t}{2} \right) + I_m \Delta t, \\ Q_2 \left(T_s + \frac{\Delta t}{2} \right) &= Q_1 \left(T_s + \frac{\Delta t}{2} \right) - Q_1 \Delta t + I_m \Delta t, \\ Q_2 &= \frac{(I_m - Q_1) \Delta t}{T_s + \frac{\Delta t}{2}} + Q_1. \end{aligned} \quad (10.55)$$

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 thì có thể tính được lưu lượng chảy ra ở cuối thời khoảng tính toán Q_2 theo phương trình (10.55).

1. Mô hình lưu vực

- Lượng nước đến của một lưu vực kín gồm có lượng mưa và tuyết rơi (Hình 10.7). 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 ngầm trong đất và lớp đất ở phía trên,
- Chảy ngầm trong lớp đất ở tầng sau, (xem hình 10.7).

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 ngầm.

a) Tính lượng nước mưa trung bình trên lưu vực

Người ta thường tính lượng mưa trung bình ngày theo công thức:

$$X_N = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i . x_i \quad (10.56)$$

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 tỉ 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 thời khoảng tính toán Δt ngắn hơn một ngày thì lượng mưa trung bình trong khoảng thời gian Δt là:

$$X_{\Delta t} = b . X_N \quad (10.57)$$

với b là hệ số chuyển đổi.

b) *Tính độ ẩm của đất*

Hệ số dòng chảy phụ thuộc chủ yếu vào độ ẩm của đất trên lưu vực. Người ta chỉ dùng chỉ số độ ẩm A để biểu thị độ ẩm của đất.

$$A_2 = A_1 + (X - Y) - K_1 E \quad (10.58)$$

với A_1, A_2 - chỉ số độ ẩm ở đầu và cuối khoảng Δt

X, Y - lượng mưa và lượng 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:

$$E = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \gamma_i E_i \quad (10.59)$$

γ_i - hệ số trung bình;

E_i - lượng bốc hơi ngày đo được ở trạm thứ i ;

K_1 - hệ số chuyển đổi, nó thay đổi theo độ ẩm của đất.

$$K_1 = f_1(A).$$

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:

$$A_2 = A_1 + (X - Y) - \frac{\Delta t}{24} K_2 E_T \quad (10.60)$$

c) *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 một giờ là:

$$Y_{ng} = K_3 \frac{Y}{\Delta t} \quad (10.61)$$

K_3 - là hệ số chảy ngầm, nó phụ thuộc vào chỉ số thấm P :

$$K_3 = f_3(P).$$

Chỉ số thấm P tính như sau:

$$P_2 = P_1 + \left(24 \frac{Y}{\Delta t} - P_1 \right) \frac{\Delta t}{T + \frac{\Delta t}{2}}$$

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 vị trí số 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:

$$Y_m = \left(0,1 + 0,2 \cdot \frac{G}{Y_{m \max}} \right) G$$

Nếu $Y_m \geq Y_{m \max}$ thì lấy $Y_m = Y_{m \max}$

$$Y_{Sm} = G - Y_m.$$

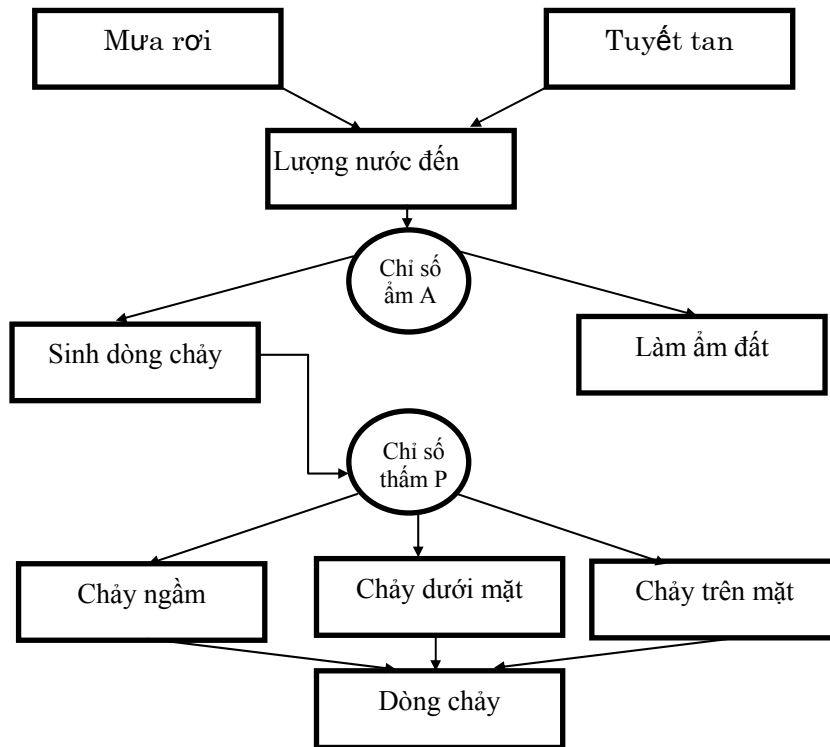
d) *Tính lưu lượng chảy ra của lưu vực*

Sau khi thực hiện phân chia lượng mưa hiệu quả thành 3 phần: lượng nước tham gia dòng chảy mặt, sạt mặt và dòng chảy ngầm, ta coi đó là lượng nước chảy vào của 3 hồ chứa đầu tiên trong 3 hồ chứa tương ứng 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 bằng cách sử dụng liên tiếp công thức (10.58). Lưu lượng chảy ra của lưu vực là tổng của các lưu lượng chảy ra từ 3 hồ chứa sau cùng.

e) *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, b ,
- Các thông số để tính bốc hơi K_1, K_2, γ_i ,
- Các thông số $n, n_2, n_3, T_{S1}, T_{S2}, T_{S3}$ 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 $Y_m = f_4(G)$.



Hình 10.7. Sơ đồ mô hình lưu vực SSARR

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 ra 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 theo phương trình (10.58). 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 thì 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 qua 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.

10.6. MÔ HÌNH DIỄN TOÁN CHÂU THỔ

Ở những dòng chảy qua đồng bằng, nếu không có đê bao bọc thì lúc mùa lũ đến, nước sông sẽ dâng lên và chảy tràn ra đồng ruộng hai bên bờ, khi đó dòng chảy không chỉ theo chiều dòng sông mà còn theo chiều vuông góc với dòng sông nữa. Để mô tả quá trình này, rõ ràng không thể dùng hệ phương trình Saint

-Venant, vì hệ phương trình này chỉ mô tả quá trình chuyển động không ổn định, biến đổi chậm của nước chảy một chiều trong sông. Người ta có ý định mô tả sự chuyển đi của dòng lũ qua vùng đồng bằng ngập lụt giống như sự truyền đi của thủy triều ngoài biển vì chúng đều truyền đi theo cả hai chiều vuông góc với nhau. Phương trình biểu diễn sự truyền đi của thủy triều ở biển đã được lập ra từ lâu với giả thiết là ở một vùng biển thì độ sâu của nước không chênh lệch nhau quá nhiều. Ở vùng đồng bằng ngập lụt giả thiết này không còn đúng nữa, cho nên không thể có được kết quả nếu như áp dụng phương trình truyền thủy triều để tính truyền lũ qua vùng đồng bằng. Trong các năm 1962 - 1966, khi khảo sát vùng đồng bằng hạ lưu sông Mê- Kông, người ta đã nhận thấy rằng chiều sâu của vùng "đồng bằng bị ngập hoàn toàn" là rất khác nhau, đến mức không thể coi chiều sâu nước ở mọi nơi là những đại lượng cùng cấp. Ngay cả khi lũ lớn nhất, đồng bằng vẫn còn nhiều nơi không bị ngập và hình thành nhiều ô chứa nước ranh giới giữa các ô ngưỡng tràn. Căn cứ vào thực tế địa hình người ta chia bề mặt lưu vực thành nhiều ô, các ô này lại được xếp thành các tầng liên tiếp nhau sao cho một ô chỉ trao đổi nước với các ô khác ở cùng tầng và những ô ở tầng trên kề trước và sau nó. Đây là một giải pháp sáng tạo cho phép mô tả gần đúng dòng chảy hai chiều ở đồng bằng mà khối lượng tính toán lại giảm đi rất nhiều so với việc dùng phương trình truyền thủy triều. Cách chia lưu vực thành nhiều ô và tính toán trao đổi nước giữa các ô như đã nói ở trên chính là nội dung mô hình Đen-ta (Delta) do Prâysman (Preissman) và Cunge đưa ra.

Sau khi chia bề mặt lưu vực thành nhiều ô, người ta thừa nhận hai giả thiết là:

- Thể tích nước trong mỗi ô là hàm bậc nhất của mực nước trong ô.
- Lưu lượng chảy giữa hai ô là hàm bậc nhất của mực nước ở hai ô ấy ở cùng một thời điểm, nghĩa là bỏ qua lực quán tính tác động tới lưu lượng chảy giữa hai ô. Người ta đã chứng minh rằng ở vùng đồng bằng, sai số do bỏ qua lực quán tính là rất nhỏ.

Phương trình cân bằng nước viết cho ô thứ i là:

$$S_i \frac{dz}{dt} = P_i + \sum_{i=1}^k Q_{i,k} \quad (10.62)$$

trong đó P_i là lượng mưa hiệu quả trên mặt ô thứ i , nó thay đổi theo thời gian t ; $P_i = f_1(t)$. Giá trị P_i biết được từ tài liệu đo đạc mưa và thấm. S_i - diện tích mặt nước ô thứ i ứng với độ sâu thay đổi thì cũng biến đổi theo $S_i = f_2(z_i)$, $Q_{i,k}$ là lưu lượng nước chảy từ ô thứ i vào ô thứ k , theo giả thiết $Q_{i,k}$ là hàm bậc nhất của Z_i và Z_k .

$$Q_{i,k} = f_3(Z_i, Z_k)$$

Lưu lượng chảy giữa hai ô liên nhau có thể tuân theo các qui luật chảy loại sông và loại bờ tràn. Khi chảy loại sông, dòng chảy không chảy tồn thất cục bộ và lưu lượng tính theo công thức Stric-ler:

$$Q_{i,k} = \alpha AR^{2/3} J^{1/2} \quad (10.63)$$

với

A : là diện tích mặt cắt ướt giữa hai ô thứ i và thứ k .

R : bán kính thủy lực của A và J là tốc độ mặt nước, là hằng số. Vì A , R , J , đều là hàm số của mực nước giữa hai ô i và k cho nên:

$$Q_{i,k} = f(\bar{Z}_{i,k}) \quad (10.64)$$

với $\bar{Z}_{i,k} = \beta Z_i + (1 - \beta)Z_k$. Ở đây hằng số $\beta \leq 1$.

Khi chảy loại bờ tràn thì thường gặp hơn cả loại chảy qua đập tràn đỉnh rộng. Lưu lượng qua ngưỡng cửa tràn phụ thuộc vào kích thước cửa tràn, mực nước thượng lưu và mực nước hạ lưu. Các công thức tính toán đã trình bày trong các giáo trình thủy lực.

Giả sử lựa chọn mức thời gian tính toán là Δt , ở thời điểm đầu $t = n.\Delta t$ đã biết điều kiện đầu là giá trị độ sâu mực nước ở tất cả các ô, vậy là đã biết, ta tính được $Q_{i,k}^n$ bằng cách lấy tổng cộng lưu lượng chảy qua các mặt xung quanh của ô thứ i . Chỉ số n ở các kí hiệu $Q_{i,k}^n Z_i^n$ biểu thị các đại lượng Q, Z ở thời điểm $t = n\Delta t$

Lấy tích phân phương trình (10.62) trong khoảng thời gian Δt ta có:

$$S_i \Delta Z_i = P_i(\tau) \Delta t + \Delta t \sum_{k=1}^n Q_{i,k}(\tau) \quad (10.65)$$

với τ là thời điểm nằm giữa $n.\Delta t$ và $(n+1)\Delta t$:

$$n.\Delta t < \tau < (n+1)\Delta t$$

Còn lưu lượng chảy từ ô thứ i sang ô thứ k là:

$$Q_{i,k}(\tau) = \beta Q_{i,k}^{n+1} + (1 - \beta) Q_{i,k}^n$$

hằng số tự chọn trong khoảng $0 \leq \beta \leq 1$

Nếu chọn $\beta = 0$ thì $Q_{i,k}(\tau) = Q_{i,k}^n$, do đó tất cả các số hạng ở vế phải của phương trình (11.65) là đã biết, ta tính ngay được giá trị ΔZ_i ở vế trái, từ đó tính ra được Z_i ở thời điểm $(n+1)\Delta t$ theo công thức:

$$Z_i^{n+1} = Z_i^n + \Delta Z_i.$$

Về mặt cơ cấu tính toán, chọn $\beta = 0$, sơ đồ rất đơn giản. Nhưng để $\beta = 0$ ta phải chọn Δt đủ nhỏ, sao cho có thể coi lưu lượng $Q_{i,k}$ không thay đổi nhiều trong khoảng Δt , bảo đảm điều kiện:

$$Q_{i,k}(\tau) = Q_{i,k}^n.$$

Thường ta phải chọn $\Delta t < 30$ phút. Việc chọn Δt nhỏ, dẫn tới thời gian tính trên máy tính tăng lên nhiều. Người ta thường chọn $\beta \neq 0$ để có thể lựa chọn Δt dài hơn (từ 6 giờ đến 72 giờ). Khi chọn $\beta \neq 0$ phương trình (10.65) được giải theo phương pháp sơ đồ ẩn.

Nếu chọn $\beta = 1$ ta có:

$$Q_{i,k}(\tau) = Q_{i,k}^{n+1}. \quad (10.66)$$

$Q_{i,k}^{n+1}$ - là lưu lượng chảy từ ô thứ i sang ô thứ k ở thời điểm $t = (n+1)\Delta t$ ta chưa biết được cho nên dùng phép khai triển Taylor để chuyển $Q_{i,k}^{n+1}$ thành một chuỗi các giá trị ở thời điểm $t = n\Delta t$ đã biết. Khi bỏ qua các vô cùng bé bậc cao, khai triển Taylor của $Q_{i,k}^{n+1}$ là:

$$Q_{i,k}^{n+1} = Q_{i,k}^n + \frac{\partial Q_{i,k}^n}{\partial Z_i} \Delta Z_i + \frac{\partial Q_{i,k}^n}{\partial Z_k} \Delta Z_k. \quad (10.67)$$

Thay (10.66) và (10.67) vào (10.65) và sắp xếp lại các ẩn số $\Delta Z_i, \Delta Z_k$ ta có:

$$\left(-\frac{S_i}{\Delta t} + \sum_k \frac{\partial Q_{i,k}^n}{\partial Z_i} \right) \Delta Z_i + \left(\sum_k \frac{\partial Q_{i,k}^n}{\partial Z_k} \right) \Delta Z_k + L_i. \quad (10.68)$$

Ở phương trình (11.68), $\Delta Z_i, \Delta Z_k$ là sự thay đổi mực nước ở các ô thứ i và ô thứ k chính là các ẩn số phải tìm, còn lại tất cả các thành phần khác đã biết ở thời điểm $n\Delta t$.

Ứng với mỗi ô ta viết được một phương trình tuyến tính dạng (10.68). Nếu lưu vực gồm m ô thì ta viết một hệ m phương trình tuyến tính bậc nhất với m ẩn số. Hệ phương trình này lúc nào cũng giải được bằng các phương pháp quen biết.

10.7 MÔ HÌNH HOÁ CHUỖI DÒNG CHẢY

Chuỗi dòng chảy thực $X_{(1)}, \dots, X_{(n)}$ có thể được đặc trưng bởi một bộ các thông số thống kê.

$$\theta = \{\theta_1, \dots, \theta_n\}$$

Thí dụ: θ_1 - trị số trung bình, θ_2 - khoảng lệch quân phương hoặc phương sai, θ_3 - mômen tâm bậc 3 hoặc hệ số lệch C_s . Từ chuỗi quan trắc, luôn luôn có thể thu được các ước lượng θ_i với mọi i . Mô hình hoá chuỗi dòng chảy có nghĩa là xác định toán tử chuyển đổi chuỗi các số ngẫu nhiên $\eta(1), \dots, \eta(n)$ thành chuỗi dòng chảy Y_1, Y_2, \dots, Y_n sao cho đảm bảo sự tương tự thống kê nào đó:

$$Y(i) = L(\theta)\{\eta(i)\}, i = 1, 2, \dots, n.$$

Bản thân toán tử chuyển đổi L cũng phụ thuộc vào bộ thông số thống kê θ được dùng làm tiêu chuẩn tương tự. Các mô hình ngẫu nhiên được quy thành từng lớp tùy thuộc vào tiêu chuẩn tương tự θ , còn bản thân từng mô hình cụ thể được phân biệt bởi chính toán tử L . Trong thủy văn, lớp mô hình ngẫu nhiên đặc biệt quan trọng là lớp mô hình ngẫu nhiên Markov. Từ chuỗi dòng chảy nhân tạo (mô hình) có chiều dài n tiến hành xây dựng bộ thông số θ , tương ứng với bộ thông số thực đo. Ta nói rằng chuỗi dòng chảy mô hình tương tự với chuỗi thực đo nếu:

$$\theta_i \rightarrow \theta \text{ với mọi } i \text{ khi } n \rightarrow \infty.$$

Như vậy θ_i là ước lượng thu được từ chuỗi quan trắc có chiều dài n , nhưng trong khi mô hình hoá, θ_i đóng vai trò đặc trưng của tổng thể. Hiên nhiên lần mô hình hoá không góp phần làm tăng thông tin trong việc xác định các thông số θ_i mà ngược lại, chính các thông số θ_i là cơ sở của việc mô hình hoá. Do vậy, khi bắt đầu mô hình hoá, bộ thông số θ_i đã phải được xác định đủ tin cậy. Điều này hoàn toàn phụ thuộc vào chiều dài n của chuỗi quan trắc $\{X_i\}$. Việc bổ sung thông tin (phục hồi số liệu) về dòng chảy của chuỗi quan trắc được thực hiện bởi các mô hình tất định "mưa - dòng chảy" đã được trình bày trong phần trên.

10.7.1. Bộ thông số thống kê của chuỗi dòng chảy

Chuỗi dòng chảy ở đây không chỉ đơn thuần là chuỗi dòng chảy năm. Trong việc thiết kế hồ chứa hoặc hệ thống thủy lợi phải cần đến chuỗi dòng chảy có thời đoạn ngắn hơn như chuỗi dòng chảy tháng. Dòng chảy tháng j năm t được quy ước ký hiệu $X(t/j)$. Cấu trúc xác suất của chuỗi dòng chảy được đánh giá bởi bộ thông số sau:

1. Trị số bình quân (kỳ vọng toán):

$$M(j) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n X(t/j)$$

2. Phương sai:

$$\delta^2(j) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n [X(t/j) - M(j)]^2$$

3. Hệ số lệch:

$$C_s(j) = \frac{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} [x(t/j) - M(j)]^3}{\sigma^3(j)}$$

4. Hệ số tương quan dòng chảy tháng j thuộc năm t và $t+k$:

$$r(kj) = \frac{1}{n-k} \frac{\sum_{t=1}^{n-k} x(t/j)x(t+k/j)}{\sigma(kj)\sigma(k'j)}$$

với:

$$\begin{aligned} x(t/j) &= X(t/j) - M(kj); x(t+k/j) = X(t+k/j) - M(k'j) \\ M(kj) &= \frac{1}{n-k} \sum_{t=1}^{n-k} X(t/j); M(k'j) = \frac{1}{n-k} \sum_{t=1}^{n-k} X(t+k/j) \\ \sigma(kj) &= \left[\frac{1}{n-k} \sum_{t=1}^{n-k} x^2(t/j) \right]^{1/2}; \sigma(k'j) = \left[\frac{1}{n-k} \sum_{t=1}^{n-k} x^2(t+k/j) \right]^{1/2} \end{aligned}$$

5. Hệ số tương quan dòng chảy tháng u với tháng v thuộc các năm khác nhau t và $t+k$:

$$r(k, u, v) = \frac{1}{n-k} \frac{\sum_{t=1}^{n-k} x(t/u)x(t+k/v)}{\sigma(k, u)\sigma(k', v)}$$

Trong thực tế tính toán thủy lợi, bộ thông số θ thường được chọn làm tiêu chuẩn tương tự như sau:

$$\theta = \{M, \sigma, C_s\} \cup \{r\}$$

với:

$$\begin{aligned} M &= \{M(j), \forall j\}, \sigma = \{\sigma(j), \forall j\} \\ C_s &= \{C_s(j), \forall j\} \\ r &= \{r(k, J), \forall j \text{ và } K = 1; r(k, u, v), \forall u \text{ và } k = 0\} \end{aligned}$$

Như vậy, bộ thông số θ nêu trên chỉ đề cập đến tương quan dòng chảy các tháng 2 năm kề nhau và giữa các tháng trong cùng một năm. Một quá trình ngẫu nhiên có đặc điểm như trên được gọi là quá trình ngẫu nhiên Markov, và chuỗi dòng chảy được sản sinh theo tiêu chuẩn tương tự θ nêu trên là một xích Markov đơn.

10.7.2. Mô hình hoá chuỗi dòng chảy năm

Quá trình dao động dòng chảy có thể quy ước tách làm 2 bộ phận: a) dao động dòng chảy năm và b) dao động dòng chảy trong năm. Chuỗi dòng chảy năm có thể được coi là 1 xích Markov đơn - dừng. Do sự phân biệt, 2 bộ phận này được mô hình hoá riêng biệt và sau đó tiến hành kết hợp lại. Như vậy, mô hình hoá chuỗi dòng chảy có thể chia làm 2 giai đoạn:

1. Mô hình hoá chuỗi dòng chảy năm.
2. Xét phân phối dòng chảy trong năm.

Với giả thiết chuỗi dòng chảy năm tuân theo luật phân bố xác suất Gamma (Pierson III), mô hình hoá chuỗi dòng chảy năm được thực hiện theo công thức truy hồi:

$$K_{i+1} = 1 + r(k_i - 1) + \Phi_{i+1} C_v \sqrt{(1-r^2) + 2r(1-r)k_i}$$

trong đó K_{i+1} hệ số môđun dòng chảy năm thứ $(i+1)$, được xác định theo giá trị K_i của năm đứng trước, có xét tương quan dòng chảy 2 năm kề nhau (r - hệ số tương quan giữa K_{i+1} và K_i). Hai số hạng đầu trong công thức truy hồi biểu diễn trị bình quân có điều kiện K_{i+1} theo K_i . Khi mô hình hoá chuỗi dòng chảy năm, cần

phải xét sự phân bố ngẫu nhiên xung quanh trị bình quân điều kiện K_{i+1} . Sự phân bố này được xác định bởi đường tần suất điều kiện với các thông số:

a. Trị bình quân điều kiện

$$K_{i+1} = 1 + r(K_i - 1)$$

b. Hệ số C_v điều kiện

$$C_{v_{i+1}} = \frac{C_v \left[(1-r^2) + 2r(1-r)K_i \right]^{1/2}}{1 + r(K_i - 1)}$$

c. Hệ số C_s điều kiện

$$C_{s_{i+1}} = \frac{2C_v \left[(1-r^3) + 3r(1-r)^2 K_i \right]}{\left[(1-r)^2 + 2r(1-r)K_i \right]^{3/2}}$$

Số hạng thứ 3 trong phương trình truy hồi phản ánh dao động của đại lượng ngẫu nhiên điều kiện xung quanh kỳ vọng của nó.

$$K_{i+1} = \bar{K}_{i+1} + \phi_{i+1} C_{v_{i+1}}$$

Kỹ thuật tạo chuỗi dòng chảy năm gồm 3 bước sau

1. Phát số ngẫu nhiên η_{i+1} và coi nó đóng vai trò tần suất.
2. Xác định ϕ_{i+1} (khoảng lệch tiêu chuẩn điều kiện) theo η_{i+1} , $C_{v_{i+1}}$, $C_{s_{i+1}}$.
3. Tính K_{i+1} theo công thức truy hồi và lưu lượng bình quân năm

$$Q_{i+1} = Q_0 \cdot K_{i+1}$$

với Q_0 chuẩn dòng chảy năm.

Bằng thuật toán này, chúng ta đã biến đổi chuỗi số ngẫu nhiên

$$\eta_1, \eta_2, \dots, \eta_n$$

thành chuỗi dòng chảy năm nhân tạo có độ dài n tùy ý:

$$Q_1, Q_2, \dots, Q_n$$

10.7.3. Xét phân bố dòng chảy trong năm

Để mô hình hoá chuỗi dòng chảy có xét phân phối không đều trong năm, viện sỹ G.Svanidze đề xuất phương pháp Fragmen.

Fragmen $q(t)$ là đường quá trình lưu lượng biểu diễn dưới dạng phần đơn vị so với lưu lượng bình quân năm \bar{Q} . Việc chia các lưu lượng cho cùng một hằng số làm thay đổi dạng đường quá trình, trong khi đó vẫn bảo toàn các mối quan hệ thống kê bên trong giữa dòng chảy giữa các tháng. Các mối quan hệ này rất phức tạp và đặc tính của chúng chưa được khám phá.

Ngoài các mối quan hệ giữa dòng chảy các tháng trong năm, còn cần giải quyết mối quan hệ giữa lưu lượng dòng chảy năm với hình dạng đường quá trình. Hiển nhiên, lưu lượng bình quân năm là một chỉ tiêu đánh giá mức độ nước của một năm, và giữa nó với tần suất dòng chảy tồn tại mối quan hệ hàm số. Vậy, giữa tần suất dòng chảy và hình dạng đường quá trình lưu lượng có tồn tại mối quan hệ nào không? Hay nói cách khác: Những năm nhiều nước ($P < 0,33$), những năm trước trung bình ($P \approx 0,33 \div 0,66$), những năm ít nước ($P > 0,66$) số liệu có dạng phân phối dòng chảy trong năm khác biệt hơn? Về chỉ tiêu đánh giá hình dạng đường quá trình lưu lượng có thể chọn hệ điều tiết dòng chảy tự nhiên φ (do Xokolovski đề xuất)

hay hệ số phân phối dòng chảy không đều trong năm d (do Andrâyanov đề nghị). Giữa hai hệ số này tồn tại mối quan hệ: $\varphi + d = 1$

Thấy rằng $q = Q/\bar{Q}$ là các hệ số môđun có trị số bình quân $q = 1,0$; φ - phần dòng chảy cơ bản của quá trình; d - phần dòng chảy lũ. Các trị số φ thay đổi hàng năm và trị số φ bình quân trong cả thời kỳ quan trắc n năm sẽ biểu diễn dạng dinh dưỡng của một con sông. Những công trình nghiên cứu về lĩnh vực này cho thấy hệ số φ phụ thuộc vào cảnh quan địa lý và các điều kiện tự nhiên khác của lưu vực và biến động trong một diện rộng từ 0,1 cho các vùng bán sa mạc đến 0,85 cho các vùng sông ẩm ướt (có mật độ ao hồ 20%).

Chọn φ hoặc d làm thông số hình dạng, có thể tiến hành xác định giá trị φ cho từng năm đối với một con sông cụ thể và xây dựng quan hệ tần suất dòng chảy năm P . Đặc điểm của mối quan hệ này rất khác nhau, với nhiều sông đó là một quan hệ tuyến tính, đôi khi nghịch biến. Trong nhiều trường hợp có thể mối quan hệ này không tồn tại. Để xét mối quan hệ giữa lượng dòng chảy năm với dạng phân phối dòng chảy trong năm, các Fragmen được phân loại và đưa vào các "hộp đựng" khác nhau. Các hộp đựng được xếp theo mức độ nhiều nước, ít nước. Chẳng hạn có thể phân chia ba loại hộp đựng; hộp ít nước, bao gồm những Fragmen có tần suất dòng chảy lớn hơn 0,66; hộp nước trung bình có $P = 0,33$, $P = 0,66$ và hộp nhiều nước có $P < 0,33$. Số hộp đựng có thể từ 3 đến 10, phụ thuộc vào mức độ chặt chẽ của quan hệ giữa φ và P . Theo kinh nghiệm thực tế, số hộp nên lấy từ 3 ÷ 5. Việc tăng số hộp không đưa đến một sự chính xác hoá nào thêm, mà đôi khi tỏ ra thừa.

Phương pháp Fragmen đòi hỏi 2 phép thử ngẫu nhiên, (phát 2 chuỗi số ngẫu nhiên η_i và γ_i). Chuỗi η_i dùng để tạo chuỗi lưu lượng bình quân năm Q_i theo thuật toán mô tả ở phần trên. Sau khi có Q_i , tiến hành chọn "hộp đựng" Fragmen. Dạng Fragmen cụ thể được xác định theo số ngẫu nhiên thứ 2 γ_i theo sơ đồ rút ngẫu nhiên một quả cầu có đánh số ra khỏi "hộp đựng" đã chọn và sau đó lại hoàn trả lại. Bằng cách nhận các tung độ của Fragmen được chọn với lưu lượng bình quân năm \bar{Q}_i sẽ có đường quá trình lưu lượng mô hình. Xác suất lặp lại nguyên vẹn một quá trình lưu lượng rất nhỏ và bằng $1/n \cdot \tilde{n}$, trong đó n là tổng số Fragmen (bằng tổng số năm quan trắc) \tilde{n} - độ dài chuỗi mô hình 1000 năm được tạo ra từ 50 Fragmen, xác suất lặp lại một đường trong số 1000 đường là 0,0005. Phương pháp Fragmen cũng được luận chứng trên phương diện lý thuyết. Theo V. C Pugartov, một hàm ngẫu nhiên bất kỳ có thể được biểu diễn dưới dạng một số tổ hợp tuyến tính các hàm ngẫu nhiên cơ bản dạng sau:

$$X(t) = \alpha f(t),$$

trong đó α - đại lượng ngẫu nhiên thông thường, còn $f(t)$ hàm số không ngẫu nhiên. Đó gọi là phép phân tích chính tắc hàm ngẫu nhiên. Một tập hợp bất kỳ các thể hiện của hàm ngẫu nhiên $X(t)$ có thể thu được bằng cách biến đổi đơn giản tỷ lệ đồ thị $X(t)$ theo trục tung. Ở đây tất cả các tính ngẫu nhiên được tập trung vào hệ số α , còn mỗi phụ thuộc của nó vào thời gian được tập trung vào hàm $f(t)$.

Phương pháp Fragmen cũng dựa trên việc áp dụng các hàm ngẫu nhiên cơ bản:

$$Q_i(t) = \bar{Q}_i - q_i(t)$$

trong đó tính ngẫu nhiên được tập trung vào lưu lượng bình quân năm \bar{Q}_i , còn tính phụ thuộc thời gian được biểu hiện qua Fragmen $q_i(t)$.

10.8. CÁC PHƯƠNG PHÁP XÁC ĐỊNH THÔNG SỐ

Việc xác định các thông số của mô hình toán học rất quan trọng và ảnh hưởng trực tiếp đến kết quả tính toán. Mô hình tính toán dù đã áp dụng ở một số lưu vực cho kết quả rất tốt, nhưng rất khó áp dụng

được ở lưu vực chúng ta đang cần tính toán, nếu như không tìm đúng giá trị các thông số của mô hình.

Với những mô hình ít thông số, việc xác định các thông số tối ưu có thể làm bằng tay kết hợp với đồ thị, ví dụ tìm hai thông số x, k của phương pháp Muskingum, nhưng khi thông số của mô hình tăng lên với hàng chục thông số thì việc tính toán các thông số tối ưu sẽ chỉ thực hiện được trên máy tính điện tử.

Nói chung, việc giải bài toán tối ưu gồm 3 giai đoạn:

- Lập mô hình toán hoặc để mô tả các quá trình thực tế.
- Lựa chọn hàm mục tiêu, tức là chọn tiêu chuẩn đánh giá kết quả.
- Xác định các giá trị tối ưu của các thông số.

Giai đoạn đầu đã được xét ở các tiết trước, bây giờ chúng ta nghiên cứu tiếp giai đoạn cuối.

1. Hàm mục tiêu

Hàm mục tiêu được dùng phổ biến nhất trong thủy văn có dạng:

$$F = \sum_{i=1}^n (Q_d - Q_t)_i^2 \quad (10.69)$$

với $(Q_d - Q_t)$ là chênh lệch giữa giá trị đo và giá trị tính toán ở thời điểm $t = i \cdot \Delta t$ với $i = 1, 2, 3, \dots, n$. Đánh giá theo hàm mục tiêu dạng (10.69) rất đơn giản, dễ dàng nhưng có nhược điểm là nó coi sai số tính toán bất kì ở thời điểm nào cũng có ý nghĩa như nhau. Thực tế khi tính toán lũ, những sai số gây ra ở phần thấp không quan trọng lắm, còn sai số gây ra ở phần đỉnh lũ thì tác hại lớn hơn, do đó người ta chọn hàm mục tiêu có dạng:

$$F = \sum_{i=1}^n \left[\left(\frac{1}{m} \sum_{j=1}^m (Q_d - Q_t)_j^2 + 2(Q_{dm} - Q_{tm})^2 + 5(T_d - T_t) \right) \right]_i \quad (10.70)$$

hoặc có dạng:

$$F = \sum_{i=1}^n \left[\frac{|Q_{dm} - Q_{tm}|}{Q_{dm}} + \frac{|T_d - T_t|}{T_d} + \frac{|L_d - L_t|}{L_d} \right]_i \quad (10.71)$$

trong đó i là số trận lũ được tính $i = 1, 2, \dots, n$ còn j là số thời đoạn tính toán trong 1 trận lũ $j = 1, 2, \dots, m$. $(Q_d - Q_t)$ là chênh lệch giữa lưu lượng thực đo Q_d và lưu lượng tính toán Q_t ở thời điểm $t = j \Delta t$ tính từ khi bắt đầu trận lũ. Q_{dm} là lưu lượng đỉnh lũ thực đo, còn Q_{tm} là lưu lượng đỉnh lũ tính toán.

T_d, T_t tương ứng là thời gian lũ thực đo và tính toán. L_d, L_t là thời gian kéo dài của trận lũ thực đo và tính toán. Nói chung tất cả hàm mục tiêu sử dụng trong thủy văn đều là hàm phi tuyến của các thông số, do đó việc lựa chọn các thông số tối ưu thường phải tính qua nhiều lần lặp.

2. Lựa chọn thông số tối ưu: Có hai phương pháp thường hay sử dụng nhất:

- Phương pháp dò tìm theo hướng dốc nhất: Cho hàm mục tiêu F với n thông số: x_1, x_2, \dots, x_n .

$$F = F(x_1, x_2, \dots, x_n) = F(x).$$

Để cho gọn ta dùng toán tử ∇ . Nếu f là một hàm số nào đó trong không gian ba chiều x, y, z thì ∇f là một vectơ.

$$\nabla f = \frac{\partial f}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial f}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial f}{\partial z} \vec{k}$$

với i, j, k là ba véc tơ đơn vị chỉ phương các trục Ox, Oy, Oz trong hệ trục tọa độ Đề các. Hàm mục tiêu F có n thông số nên nó được biểu diễn trong không gian n chiều. Người ta đã chứng minh rằng nếu như hàm

mục tiêu F là liên tục và ∇F tại X^k là xác định thì vector $\nabla F(X^k)$ biểu thị phương hướng nhất đi về phía cực trị của hàm $F(x)$. Quá trình tìm thông số để hàm $F(x)$ nhỏ nhất đã trình bày ở phần trước.

- Theo phương pháp Rosenbroc : Phương pháp này công bố vào năm 1969 và đang được ứng dụng rộng rãi trong nhiều ngành khác nhau. Nội dung của thuật toán là xét hàm mục tiêu dưới dạng ma trận n chiều từ đó giải ma trận tìm định thức phù hợp qua các phép tính lặp để lựa chọn các thông số để hàm mục tiêu $F(x)$ đạt giá trị nhỏ nhất.

10.9. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ỨNG DỤNG MÔ HÌNH TOÁN THỦY VĂN Ở VIỆT NAM

Những thành tựu cơ bản trong lĩnh vực ứng dụng, nghiên cứu mô hình toán thủy văn ở Việt Nam được phản ánh khá đầy đủ trong Hội thảo Quốc gia về ứng dụng mô hình toán thủy văn và thủy lực trong phát triển và quản lý tài nguyên nước tại Hà Nội năm 1988. Mô hình được hoàn chỉnh và sớm có ứng dụng tại Việt Nam là mô hình SSARR đầu tiên ở lĩnh vực thủy văn công trình và sau đó được nghiên cứu ứng dụng cho dự báo lũ ở khu vực đồng bằng sông Cửu Long có tính đến ảnh hưởng triều và các pha lũ tràn bờ. Mô hình SSARR cũng được cải tiến và ứng dụng để dự báo lũ cho sông Hồng - một hệ thống sông phức tạp của đồng bằng Bắc Bộ, bước đầu cho những kết quả đáng khích lệ.

Mô hình TANK được ứng dụng ở Việt Nam vào cuối những năm 1980. Mô hình tương đối đơn giản, có ý nghĩa vật lý trực quan, thích hợp với các lưu vực sông suối vừa và nhỏ.

Một số mô hình truyền thống đã được áp dụng từ trước như mô hình Kalinhin - Miuliacóp, phương pháp diễn toán lượng gia nhập khu giữa được vận dụng khá linh hoạt trong các lĩnh vực tính toán và dự báo thủy văn.

Việc kết hợp các phương pháp truyền thống và các mô hình SSARR, TANK, NAM... đang được triển khai trong nhiều dự án nghiên cứu ứng dụng.

Kết quả sử dụng các mô hình SSARR, TANK, NAM cho các lưu vực sông suối nhỏ cho thấy các đặc trưng trung bình của dòng chảy năm, dòng chảy mùa và các tháng cũng như phân phối dòng chảy tính từ các mô hình trên đạt yêu cầu về độ chính xác cho giai đoạn qui hoạch.

Ngoài ra các mô hình chuỗi thời gian, mô hình ARIMA cũng được ứng dụng có hiệu quả trong việc mô phỏng và dự báo dòng chảy tháng, dòng chảy năm.

Chương 11

QUẢN LÝ CHẤT LƯỢNG VÀ BẢO VỆ MÔI TRƯỜNG 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 mức độ phát triển của kinh tế rất nhanh, nhu cầu về nước ngày càng tăng. Vấn đề 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.

Đáp ứng yêu cầu trên, đối với các ngành dùng nước phải nghiên cứu các vấn đề:

- 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 đi đến loại trừ tình trạng ô nhiễm nguồn nước.

Đó cũng là hai nội dung chủ yếu giới thiệu trong chương này.

11.1. NGUỒN NƯỚC VÀ MÔI TRƯỜNG

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.

11.1.1. Nguồn nước trên Trái Đất

Theo nguồn gốc phát sinh thì nước trên Trái Đất có hai loại: nước sơ sinh và nước khí tượng. Nước sơ sinh được tạo thành bởi các dung dịch thủy nhiệt từ lòng sâu Trái Đất phun lên tụ lại. Nước khí tượng là nước tự nhiên, có chu trình tuần hoàn trong khí quyển, thủy quyển, địa quyển qua các quá trình bốc hơi - mưa - bốc hơi. So với nước khí tượng, nước sơ sinh có khối lượng rất nhỏ. Ngày nay, nhờ những thành tựu khoa học về trắc địa, thủy văn, khí tượng, con người có thể ước lượng được khối lượng nước trên Trái Đất. Lượng nước trên Trái Đất gồm nước trên bề mặt Trái Đất và nước dưới đất.

Nguồn nước trên bề mặt Trái Đất là 1454.10^6 km^3 trong đó đại dương là 13700.10^6 km^3 , còn lại là nước trên sông hồ, đầm lầy, nước băng tuyết ở địa cực. Trong phạm vi bề dày vỏ Trái Đất 16km, lượng nước ngầm khoảng 400.10^6 km^3 , không kể nước liên kết trong các nham thạch là khoảng 1800.10^6 km^3 . Ngoài ra một phần nước ở dạng hơi chứa trong tầng khí quyển quanh Trái Đất.

Trong quá trình tuần hoàn của nước, mỗi năm mặt biển bốc hơi chừng 449.000 km^3 , lục địa khoảng 71.100 km^3 . Hơi nước từ biển theo gió vào lục địa hàng năm gây mưa khoảng 108.400 km^3 nước. Như vậy dòng chảy mặt và dòng chảy ngầm hàng năm chảy từ lục địa ra biển khoảng 37.000 km^3 . So với tổng lượng nước chung trên Trái Đất thì lượng nước này không đáng kể, nhưng nó lại có ý nghĩa vô cùng quan trọng đối với đời sống con người và các sinh vật sống trên lục địa. Đó là nguồn nước sử dụng của con người.

Nguồn nước sử dụng của con người phân bố không đều theo không gian và thời gian. Theo không gian, do ảnh hưởng của điều kiện khí hậu, mặt đệm từng nơi mà lượng mưa có thể rất khác nhau. Nơi mưa nhiều lượng mưa năm có thể mấy ngàn mm, nơi mưa ít chỉ vài trăm mm, thậm chí không mưa. Thí dụ lượng mưa trung bình tại Haoai 12.092, Rê-uy-ni- ông 12.000 mm, Ca-mơ-run 10.470 mm và một số vùng xích đạo là những nơi mưa nhiều.

Ở Việt Nam, mưa rất phong phú, tâm mưa Bắc Quang thuộc thung lũng sông Lô, lượng mưa năm biến đổi từ 1.500 đến 2.500mm. Mưa rất ít là các vùng sa mạc, lượng mưa năm thường dưới 100mm. Trên toàn Trái Đất lượng mưa năm bình quân là 880mm, trên các lục địa từ 670 đến 750mm.

Về bốc hơi bình quân năm trên các đại dương 930 đến 1.070mm, trên lục địa từ 420 đến 500 mm. Như vậy, trên đại dương, lượng bốc hơi hàng năm lớn hơn lượng nước đến 100 mm, còn trên lục địa, lượng mưa lớn hơn lượng bốc hơi đến 250 mm.

Lượng nước thừa trên lục địa chính là lượng dòng chảy trên các dòng suối chảy ra đại dương. Do mưa phân bố không đều mà lượng dòng chảy trên các sông suối cũng phân bố không đều. Trong 144,5. 10⁶ km² lục địa, có 6.10⁶ km² hoàn toàn không có dòng chảy. Một ít ao hồ ở những vùng đó chủ yếu là do nước ngầm cung cấp nên nước tương đối mặn.

Vùng dòng chảy rất nghèo chiếm khoảng 32 triệu km², trong đó châu Âu và châu Á 18 triệu km², châu Phi 9 triệu km², châu Úc 4 triệu km², còn lại là một số vùng châu Nam Mỹ.

Vùng có dòng chảy rất phong phú thuộc lưu vực của 21 con sông từ 10 vạn km² đến 1 triệu km² chiếm hết 28,4 triệu km². Sông Hồng và sông Mê Kông cũng thuộc loại sông vừa có lượng dòng chảy lớn.

Theo thời gian, sự phân bố không đồng đều thể hiện đặc tính biến đổi theo mùa của mưa và dòng chảy, đó là mùa mưa và mùa khô hay mùa lũ và mùa kiệt. Mùa mưa, lũ cũng là mùa nước hay gây úng. Mùa khô, kiệt cũng là mùa thiếu nước cho con người.

Mức độ phát triển kinh tế không đều trên thế giới khiến cho nhu cầu sử dụng nước cũng không giống nhau giữa các nước, các khu vực. Vấn đề thừa nước, thiếu nước trở thành vấn đề quan trọng đối với sự phát triển của loài người hiện tại và tương lai.

11.1.2. Sử dụng nguồn nước mặt, nước ngầm

1. Nhu cầu 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 5lít. 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 con người không phải là nhỏ, nhất là trong các nước phát triển. Trước đây, với 4,7 tỷ dân số thế giới, nhu cầu nước sinh hoạt từ 9 đến 10 tỷ m³ mỗi ngày. Dự tính sau năm 2.000 dân số thế giới đến trên 6 tỷ người, khi đó 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... Thí dụ trong mỗi giây đồng hồ, một nhà máy nhiệt điện 1 triệu kw cần từ 60 đến 70m³ nước để làm nguội máy. Lượng nước cần để sản xuất ra một số loại sản phẩm công nghiệp được trình bày trong bảng sau.

Lượng nước trên chỉ mất từ 10 đến 15% trong quá trình sản xuất, còn lại nước 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 tháo chảy vào nguồn nước sẽ gây nên tình trạng ô nhiễm.

2. 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 vào mục đích phát điện. Nhiều nước trên thế giới 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, Công Gô 95%, Cộng hòa Dân chủ Nhân dân Triều Tiên 90%... Ngoài phát điện, nguồn nước mặt đã được sử dụng rộng rãi cho nhiều mục đích khác như tưới, nuôi cá, giao thông thủy, nước dùng cho công nghiệp... Nhằm hạn chế những ảnh hưởng phân bố nguồn nước mặt không đều giữa các vùng, ngày nay đã có nhiều 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 địa lục 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 khai thác, cung cấp nước cho sinh hoạt, nước tưới cho cây trồng. Ở Hung - ga - ri 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 (cũ), Mỹ, Hungari,... vùng San phơ răng xít cô đã có trên 2.000 máy bơm ngầm tưới cho 54.000 héc ta. Dùng nước ngầm để cung cấp nước cho sinh hoạt thành phố thì nước nào cũng có. 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 đáng kể chưa được sử dụng trong những nước kém phát triển.

Sản phẩm	Đơn vị sản phẩm (tấn)	Lượng nước cần (m ³)
Nhôm	1	1500
Gang	1	31
Cao su	1	2.500
Kền	1	1.400
Thép	1	25
Dầu hoả	1	18
Giấy	1	200- 900
Sợi	1	600
Ni lông	1	2.500-3.500
Chất dẻo	1	500
Mỳ chính	1	5.000
Nước chấm	1	300
Miến	1	100
Đường	1	100
Luyện thép	1	165
Cán thép	1	140
Phân đạm	1	630
Phân lân	1	130
Vải	1.000m	50

3. 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 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 400 tỷ m³.

Ngày nay, tình trạng thiếu nước, ô nhiễm nguồn nước 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.

$C = 20 \div 10$ nguồn nước bảo đảm, nhưng phải có sự phân phối trong khu vực.

$C = 10 \div 5$ nguồn nước rất hạn chế, cần dẫn nước ở vùng khác tới.

$C < 5$ thiếu nước nghiêm trọng, cần có biện pháp khẩn trương cung cấp thêm.

Trong hội nghị đã đánh giá Ba Lan và Hung ga ri có $C = 8$, nhưng vì dân số phát triển nên đến năm 1980 $C = 6$ và năm 2.000 $C = 4$. Ở Liên Xô cũ, những nước cộng hòa như Ukraina có $C = 5$, năm 1980 có $C = 4$ – ở những nước cộng hòa thiếu nước; Môn-đa-ri có $C = 40$ thuộc khu vực dồi dào 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.

11.1.3. Ảnh hưởng của môi trường đối với chất lượng nước sông, vấn đề ô nhiễm nước hiện nay

Môi trường địa lý, nơi nguồn nước hình thành và vận chuyển không ngừng có ảnh hưởng rất nhiều đến chất lượng nước sông. Phân tích các đặc tính hoá học của nước và liên hệ với những đặc điểm địa chất, thổ nhưỡng, tình hình hoạt động kinh tế của con người của lưu vực sông có thể thấy giữa chúng có một mối quan hệ khá rõ ràng. Sông Hồng thuộc loại có hàm lượng phù sa lớn nhất thế giới (hàm lượng phù sa trung bình ở trạm Sơn Tây là 1,3kg/m³, mùa hè đến 3,5 kg/m³, cực đại đến 14 kg/m³). Đó là kết quả của quá trình xâm thực của dòng sông trên nền thổ nhưỡng địa chất của vùng sông chảy qua.

Các hoạt động kinh tế của con người làm ảnh hưởng đến chất lượng nguồn nước và là nguyên nhân chính gây ô nhiễm nguồn nước hiện nay. Ảnh hưởng này một mặt trực tiếp gây ra do các nguồn nước thải sinh hoạt, rác rưởi các khu dân cư, đô thị, mặt khác gián tiếp qua việc làm thay đổi các thành phần cảnh quan địa lý đã ảnh hưởng chất lượng nguồn nước được tích lũy từ năm này sang năm khác, với tốc độ càng tăng dần, quy mô càng lớn dần, gây ra hậu quả ô nhiễm nguồn nước. Tốc độ phát triển ô nhiễm nguồn nước phụ thuộc nhiều yếu tố, trong đó quan trọng là mức độ phát triển kinh tế, mức tăng dân số và tình hình sử dụng, bảo vệ nguồn nước của mỗi nước. Tình trạng ô nhiễm nguồn nước hiện nay đã trở nên trầm trọng ở nhiều nước, nhất là những nước phát triển. Ở Mỹ, hàng chục các trung tâm công nghiệp thải ra khoảng 94 tỷ m³ nước thải có độc. Lượng nước thải này tập trung trong những khu vực nhất định, nên nước ở nhiều sông bị ô nhiễm tới mức không dùng được. Nhiều sông hồ, sinh vật bị tiêu diệt hoàn toàn do chất độc.

Ở Việt Nam nguồn nước tự nhiên rất phong phú, chưa được sử dụng đáng kể. Nói chung mức độ tập trung dân cư và khu công nghiệp còn rất thấp nên tình hình ô nhiễm nguồn nước chưa thành trầm trọng.

Tuy nhiên, do tình trạng nước thải nhà máy công nghiệp chảy ra các sông không qua xử lý ô nhiễm, nên từng nơi, từng lúc tình hình ô nhiễm nguồn nước đã lên tới mức độ báo động, nhất là các đoạn xung quanh một số nhà máy công nghiệp lớn như nhà máy điện Yên Phụ (Hà Nội), nhà máy điện Ninh Bình, khu công nghiệp Việt Trì... Kết quả phân tích mẫu nước thải cho thấy tiêu chuẩn chất lượng nước thải của những nhà máy này vượt quá xa giới hạn cho phép. Đây cũng là một vấn đề cần giải quyết trong quá trình phát triển nền kinh tế của đất nước ta.

11.1.4. Ảnh hưởng của các công trình thủy lợi, đập nước đến môi trường

Việc xây dựng các công trình thủy lợi, đập nước lớn, hệ thống tưới tiêu công trình khai thác nước ngầm sẽ gây nên những biến đổi đáng kể đến tình hình nguồn nước, khí hậu địa phương, bồi lắng xâm thực, lượng các chất dinh dưỡng, phù sa... trong khu vực công trình và vùng hạ lưu công trình.

Trong vấn đề này, việc phân tích những ảnh hưởng của đập nước lớn đến môi trường là một vấn đề được chú ý nhiều và một số kết luận đã được rút ra từ nghiên cứu thực tế của nhiều người. Ảnh hưởng này bao gồm những nét chính sau:

1. Tạo nên một kiểu khí hậu địa phương những khu vực hồ. Sau khi xây dựng đập do một vùng rất rộng thuộc lòng hồ bị ngập nước, lớp phủ thực vật tự nhiên được thay bằng diện tích mặt nước hồ, làm tăng đáng kể lượng bốc hơi, làm biến đổi độ ẩm, nhiệt độ, tình hình mưa...

2. Làm biến đổi tình hình nguồn nước (nước mặt, nước ngầm), do tăng những tổn thất thấm vào lòng hồ, tổn thất bốc hơi ở mặt nước hồ. Ở những hồ không được điều tra tính toán kỹ càng, những tổn thất này có thể làm giảm đáng kể lượng trữ nước trong hồ chứa. Ở một số hồ trên thế giới đã áp dụng biện pháp chống bốc hơi mặt hồ, như một số hồ lớn ở Mỹ, hồ Nê-van (Liên Xô); người ta phun lên mặt hồ một lớp màng mỏng, chủ yếu là axit béo, và rượu có mạch các bon dài, có thể giảm 50% lượng tổn thất do bốc hơi. Ở nước ta, lượng nước mất do bốc hơi thường chiếm từ 5 đến 10% dung tích hữu ích của hồ chứa.

3. Xảy ra quá trình bồi lắng trong lòng hồ chứa, trong nhiều năm sẽ làm giảm dung tích chứa nước của hồ và quá trình xâm thực ở những đoạn sông hạ lưu đập, các kênh dẫn nước lớn và có thể ở những khu vực sông khá xa công trình.

4. Làm thay đổi chất lượng nước sử dụng ở hạ lưu, thí dụ như giảm đáng kể lượng phù sa trong nước, lượng các chất dinh dưỡng, hoặc làm thay đổi độ mặn ở những sông gần biển... những ảnh hưởng này trong một mức độ nhất định có thể gây tác động xấu tới môi trường sinh thái của cá, làm giảm nguồn lợi cá tự nhiên của khu vực.

Ngoài đập nước, các công trình khác để khai thác sử dụng nguồn nước cũng đều có ảnh hưởng đến môi trường, thí dụ hiện tượng sụt lún hạ thấp mực nước ngầm do khai thác nước ngầm quá mức gây nên, cũng đã xuất hiện và lan rộng ở nhiều nơi trên thế giới gây bao khó khăn cho con người.

11.2. KIẾN THỨC CƠ SỞ ĐỂ 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 trạng ô nhiễm nguồn nước.

11.2.1. 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 hòa 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.

a) Đặc tính hoá hữu cơ của nước thể hiện trong quá trình sử dụng ôxy hòa 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 những chất hữu cơ nào cả. Nước tự nhiên đã nhiễm bẩn thì thành phần các chất hữu cơ trong nước tăng lên, các chất này luôn bị tác động phân huỷ của các vi sinh vật. Nếu lượng chất hữu cơ càng nhiều thì lượng ôxy cần thiết cho quá trình phân huỷ càng lớn, do đó lượng ôxy hòa tan trong nước sẽ giảm xuống, ảnh hưởng đến quá trình sống của các sinh vật nước. Phân tích đặc tính của quá trình trên, có thể dùng một số thông số sau:

- Nhu cầu ôxy sinh học BOD(mg/l)
- Nhu cầu ôxy hoá học COD(mg/l)
- Nhu cầu ôxy tổng cộng TOD(mg/l)
- Tổng số các bon 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.

b) 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 Thủy ngân (Hg), Chì (Pb), Crôm (Cr), Đồng (Cu), Kẽm (Zn), các hợp chất chứa Ni tơ hữu cơ, amôniac (NH_3, NO_2, NO_3) và Phốt phát (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, cần đặc biệt chú ý đến thông số này.

11.2.2. Nhu cầu oxy sinh học BOD

1. *Khái niệm*

Các chất bẩn trong nước phần lớn là các chất hữu cơ, chúng không phải là những chất độc cho các 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. Trong quá trình đó vi sinh vật cần ôxy. Nếu lượng chất hữu cơ trong nước càng lớn và mật độ vi sinh vật càng cao thì lượng ôxy cần thiết cho quá trình phân huỷ yêu cầu càng nhiều. Lượng ôxy cần thiết để các vi sinh vật phân huỷ các chất hữu cơ trong một đơn vị mẫu nước là nhu cầu ôxy 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 20^0 C trong thời gian 5 ngày. BOD đo được gọi là BOD₅.

Phân tích BOD trong một mẫu nước thí nghiệm chứa trong một bình thủy tinh có thể thấy quá trình sử dụng ôxy của tế bào vi sinh vật chia thành hai giai đoạn. Đầu tiên nhân của tế bào vi sinh vật dùng ôxy để phân huỷ các chất hữu cơ, lấy năng lượng cho nó lớn lên. Giai đoạn này diễn ra trong khoảng từ 18 đến 36 giờ. Tiếp theo là giai đoạn các tế bào vi sinh vật dùng ôxy để ôxy 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.

2. 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 hòa tan trong nước. Trong quá trình sử dụng oxy của vi sinh vật, sự biến đổi của L theo thời gian có dạng:

$$\frac{dL}{dt} = -KL \quad (11.1)$$

trong đó: K - hệ số tốc độ trung bình của phản ứng trung bình BOD.

Tích phân ta được:

$$L_t = L_0 e^{-Kt} \quad (11.2)$$

trong đó L_0 - tổng số lượng oxy sử dụng trong phản ứng, L_t - BOD còn lại thời điểm t .

Đặt $y = L_0 - L_t$ thì y là tổng số oxy đã sử dụng hoặc BOD đã sử dụng sau thời gian t , thì phương trình (11.2) có thể viết thành:

$$y = L_0(1 - e^{-Kt}) \quad (11.3)$$

hoặc

$$y = L_0(1 - 10^{K't}) \quad (11.4)$$

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:

$$K = 2,303K'$$

Loại nước thải	K' (1/ 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 ít nhiễm bẩn	0,04 - 0,08

Trong phương trình (11.3) 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, cho nên hầu hết lượng oxy dùng trong giai đoạn 2. Hệ số K trong trường hợp này thấp hơn ở trường hợp trên nhiều.

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.

3. Sự oxy hoá trong phản ứng BOD.

Sự oxy hoá trong thí nghiệm BOD như trên xảy ra thành hai giai đoạn:

Ôxy hoá các hợp chất chứa các bon (các bon nát hoá) và oxy hoá các hợp chất chứa nitơ (nitơ rít hoá).

Sự oxy hoá các hợp chất chứa các bon xảy ra đầu tiên và được thể hiện như phương trình BOD (11.3)

$$y = L_0(1 - e^{-Kt})$$

và theo quá trình



Sự oxy hoá hợp chất chứa ni tơ tiếp sau quá trình các bô nát 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 ni tơ hoá chỉ bắt đầu khi nhu cầu các bon đã thoả mãn. Biểu thức toán học của phản ứng sẽ gồm hai phần.

$$y = L_0(1 - e^{-K_1t}) + L_N(1 - e^{-K_2t})$$

trong đó:

L_0 - nhu cầu ôxy hoá tối đa cho các bon nát nát hoá;

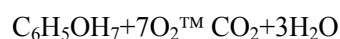
L_N - nhu cầu ôxy hoá tối đa cho ni tơ hoá

K_1 - hệ số tốc độ của sự các bon nát hoá;

K_2 - hệ số tốc độ của sự ni tơ hoá.

11.2.3. COD, TOD, TOC

1. COD là nhu cầu ôxy hoá học tức nhu cầu ôxy hoá 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. Thí dụ ôxy hoá 1.000mg phenol:



$$\text{COD lý thuyết} = (1.000)(224)/94 = 2.383\text{mg.}$$

Không phải tất cả các chất hữu cơ đều dễ dàng bị ôxy hoá học. Các loại đường, các chất béo có cấu trúc mạch phân nhánh thường dễ bị ôxy hoá hoàn toàn. Còn benzen, toluen không bị ôxy hoá. Các axit amin, các axit có cấu trúc mạch thẳng có thể hoàn toàn bị ôxy hoá khi có chất xúc tác là sunfat nhôm (Ag_2SO_4) tham gia.

Ngoài các tính lý thuyết, COD cũng có trong sổ tay "Những phương pháp tiêu chuẩn để kiểm tra chất lượng nước và nước thải".

2. TOD là nhu cầu ôxy tổng cộng, cần thiết cho hai quá trình ôxy sinh học (BOD) và ôxy hoá học (COD). Đơn vị mg/l.

3. TOC là tổng số các bon hữu cơ trong một đơn vị mẫu nước. TOC được xác định nhờ dụng cụ phân tích các bon.

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 các bon sẽ bị ôxy hoá hoàn toàn nhờ chất xúc tác Coban và luồng ôxy 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 các bon hữu cơ sẽ được xác định và vẽ trên biểu đồ bằng bộ phận tự ghi.

11.3. THÀNH PHẦN VÀ NGUỒN GỐC NƯỚC THẢI

Những chất bẩn, nước thải gây ô nhiễm nguồn nước có nguồn gốc từ:

- Nước thải sinh hoạt, nước cống rãnh đô thị.
- Nước thải công nghiệp.
- Nước thải từ nông nghiệp chăn nuôi.

11.3.1. Nước thải sinh hoạt

Nước thải sinh hoạt thường chứa lượng nước lớn các chất hữu cơ trực tiếp chảy ra sông hồ qua hệ

thống cống rãnh thành phố không qua một quá trình xử lý nào.

Trước kia, khi thành phố còn nhỏ, mức độ tập trung dân cư còn thấp, thì lưu lượng nước thải sinh hoạt, nước cống rãnh còn ít, nước sông còn đủ khả năng pha loãng và chuyển đi tất cả các chất bẩn. Ngày nay lượng nước thải sinh hoạt lớn hơn nhiều vì sự phát triển thành phố thường vượt xa ngoài dự kiến ban đầu, cũng như mật độ dân cư rất cao, các chất rắn hòa tan không lớn.

11.3.2. Nước thải công nghiệp

Đặc tính nước thải công nghiệp tùy thuộc vào ngành công nghiệp. Thí dụ một số ngành như:

- Công nghiệp thực phẩm: như sản xuất rượu bia, bơ sữa, chế biến các sản phẩm nông nghiệp, chăn nuôi... Nước thải từ công nghiệp thực phẩm có thành phần tương tự như nước thải sinh hoạt, nước cống rãnh đô thị nhưng giàu các chất hữu cơ hơn.

Đặc tính nước cống rãnh đô thị

Thành phần	Phạm vi biến đổi mg/l
Chất rắn hòa tan	100- 600
Tổng số chất rắn	450- 1.250
BOD(5 ngày tại 20 ⁰ c)	100- 500
NH ₃	5- 35
Chất hữu cơ chứa ni tơ	5- 50

- Nước thải từ công nghiệp dệt, da, giấy cũng nhiều chất hữu cơ có thể xử lý như nước thải sinh hoạt, tuy nhiên, việc xử lý hoá học đôi khi trước quá trình xử lý bình thường.

- Nước thải từ công nghiệp sản xuất chất đốt như lọc dầu, khai thác khí đốt,... , hoặc từ công nghiệp hoá học như sản xuất phân bón, hoá chất, thường chứa ít các chất hữu cơ, nhưng lại chứa nhiều chất hoá học, chất độc có hại cho môi trường sống.

11.3.3. Nước thải từ nông nghiệp, chăn nuôi

Nước thải từ nông nghiệp gồm chủ yếu lượng nước từ đồng ruộng qua quá trình canh tác chảy trở lại sông hồ. Nguồn nước thải này chứa một lượng nhất định các chất hữu cơ, vô cơ trong thành phần các loại phân bón, một số chất độc có trong thuốc trừ sâu. So với nguồn nước thải sinh hoạt, nước thải công nghiệp, nguồn nước này ít gây ô nhiễm hơn, một phần chảy trực tiếp vào nguồn nước mặt trong quá trình tiêu nước, một phần thấm xuống đất cung cấp cho dòng chảy ngầm.

Trong khu vực chăn nuôi với quy mô lớn, lượng nước thải của chăn nuôi là rất đáng kể cần được chú ý xử lý đúng mức.

11.4. CHẤT LƯỢNG NƯỚC DÙNG VÀ TIÊU CHUẨN CHẤT LƯỢNG NƯỚC

11.4.1. Chất lượng nước dùng

Mỗi ngành dùng nước yêu cầu một chất lượng nước khác nhau. Đối với phát điện và công nghệ, do các công trình trên sông thường nằm ở thượng lưu các nguồn sinh ra chất ô nhiễm, nên có thể ít chú ý đến các chất ô nhiễm và ảnh hưởng của chúng tới chất lượng nước.

Đối với nước tưới, cần chú ý hơn đến chất lượng vì các khu tưới và đất canh tác thường tập trung ở hạ lưu sông và các nguồn gây ô nhiễm. Thông số quan trọng ảnh hưởng tới chất lượng nước tưới là độ mặn,

được đo bằng tổng số chất rắn hòa tan (TDS) trong nước. TDS ảnh hưởng trực tiếp tới sự phát triển của cây trồng. Khi TDS lớn hơn 1.000mg/l tốc độ phát triển của cây sẽ bị hạn chế rõ rệt. Thông số khác là độ kiềm, biểu thị qua chỉ số hấp thụ Natri (Na) của nước, đây cũng là thông số quan trọng của chất lượng nước tưới.

Đối với nước dùng cho sinh hoạt đòi hỏi chất lượng phải đặc biệt cao hơn các ngành dùng nước khác vì có liên quan trực tiếp tới sức khỏe của con người. Hiện nay việc cung cấp nước cho sinh hoạt trong các nước phát triển và các nước đang phát triển có những đặc điểm khác nhau: Trong những nước phát triển, đa số dân cư dùng nước cung cấp từ các nhà máy cấp nước. Lượng nước này lấy từ nguồn nước mặt hoặc nước ngầm, đã qua một quá trình lọc và xử lý làm sạch đặc biệt. Ngược lại trong các nước đang phát triển và kém phát triển nguồn nước mặt vẫn còn được dùng chủ yếu và trực tiếp trong sinh hoạt của phần lớn dân cư không qua xử lý ô nhiễm. Từ đặc điểm này cho thấy nguồn nước mặt ở những nước đang phát triển phải được bảo vệ và phải đảm bảo chất lượng cao hơn so với yêu cầu chất lượng thông thường ở các nước phát triển.

Để bảo vệ sức khỏe con người, nước cung cấp cho sinh hoạt cần hoàn toàn tinh khiết, không màu không mùi, không có các vi khuẩn gây bệnh và duy trì mức thấp nhất các chất hữu cơ, vô cơ trong nước.

Chất lượng nước dùng cho công nghiệp có hai mức độ khác nhau: nước có chất lượng cao dùng trong các quá trình chưng cất công nghiệp hoá học đùn, hấp của công nghiệp chế biến thực phẩm,... và nước có chất lượng thấp hơn dùng cho quá trình làm lạnh sản phẩm, làm nguội thiết bị, máy móc. Nguồn nước ngầm, qua xử lý đặc biệt thường là nguồn chủ yếu cung cấp nước có chất lượng cao, còn nguồn nước mặt, cung cấp nước chất lượng thấp hơn cho công nghiệp.

Đối với nước cho nuôi cá cần khử bỏ hết những chất độc hại đối với đời sống của cá. Ảnh hưởng của chúng phụ thuộc lượng chất độc. Ảnh hưởng nhiễm độc sẽ tăng khi nhiệt độ nước giảm thấp.

Trong các khu vực ô nhiễm, do nước thải sinh hoạt hay nước thải công nghiệp thực phẩm, lượng oxy hòa tan trong nước sẽ giảm đi do sự phân hủy chất hữu cơ, đó là nguồn thức ăn cho cá. Nhưng nếu lượng chất hữu cơ quá lớn so với nhu cầu của cá thì đó lại là nguyên nhân gây ô nhiễm, làm giảm lượng oxy hòa tan, ảnh hưởng tới đời sống của cá. Nhu cầu oxy cho cá được nhiều người nghiên cứu và đã kết luận khoảng thời gian duy trì lượng oxy hòa tan 4mg/l được coi là mức thấp nhất để cá có thể sinh sống được.

11.4.2. Tiêu chuẩn chất lượng nước

Tiêu chuẩn chất lượng nước định rõ giới hạn cho phép của chất lượng nước dùng và nước thải. Các tiêu chuẩn chất lượng nước được ban hành để đáp ứng yêu cầu chống ô nhiễm nguồn nước và bảo vệ nguồn nước tự nhiên trong sạch.

Có hai loại tiêu chuẩn chất lượng nước: tiêu chuẩn nước dùng và tiêu chuẩn nước thải. Tiêu chuẩn chất lượng nước dùng định rõ những thông số chất lượng chủ yếu và phạm vi biến đổi của nó cho mỗi ngành dùng nước.

Thí dụ: Tiêu chuẩn chất lượng nước dùng cho sinh hoạt quy định rõ giới hạn không vượt quá của các vi sinh vật trong nước, lượng các chất rắn hòa tan, thành phần các chất hoá học. Tiêu chuẩn nước dùng cho nuôi cá quy định giới hạn của độ pH, lượng oxy hòa tan trong nước, nhiệt độ nước, lượng các chất độc trong nước.

Tiêu chuẩn chất lượng nước thải quy định giới hạn chất lượng cho phép của các dòng nước thải, nếu chúng mang các chất ô nhiễm có tỷ lệ cao thì phải được xử lý đạt được tiêu chuẩn này trước khi thải ra nguồn nước sông ngòi. Tiêu chuẩn chất lượng nước thải có quan hệ chặt chẽ tới chất lượng của nguồn nước, việc quy định chúng cần đảm bảo mức lan rộng và xem xét hiệu quả kinh tế tối đa của việc bảo vệ nguồn nước trong sạch với vốn đầu tư các công trình lọc, xử lý nước thải cho từng ngành sử dụng nước.

Trong quá trình phát triển kinh tế, các tiêu chuẩn chất lượng nước không ngừng được nâng cao do yêu cầu sử dụng nước và sự phát triển kỹ thuật xử lý nước thải.

11.5. PHÂN TÍCH NHỮNG ẢNH HƯỞNG Ô NHIỄM TRONG TỰ NHIÊN

Các loại chất bẩn, nước thải trong nước tự nhiên là nhân tố cơ bản gây nên biến đổi chất lượng nước theo thời gian và theo chiều dòng chảy.

Đó là kết quả của sự truyền thủy động lực học, của các phản ứng sinh học, hóa học gây nên do hoạt động của các vi sinh vật, các loại thực vật nước, BOD và lượng oxy hòa tan là những thông số chủ yếu, thay đổi mạnh mẽ do quá trình ô nhiễm. Tính toán và dự báo những biến đổi của chúng là nội dung cơ bản trong phân tích những ảnh hưởng ô nhiễm trong nguồn nước.

11.5.1. Số biến đổi và oxy hòa tan trong khu vực ô nhiễm

Nước tự nhiên luôn có một lượng oxy hòa tan nhất định, cần thiết cho quá trình sống của các sinh vật trong nước. Lượng oxy này được cung cấp từ nhiều nguồn khác nhau, và nó cũng bị tiêu hao trong nhiều quá trình như oxy hoá sinh học, hoá học, sự tiêu dùng của các sinh vật sống... Lượng oxy hòa tan trong nước tối đa là mức oxy hòa tan bão hòa, thường lấy bằng 9m/l.

Khi nguồn nước tự nhiên bị ô nhiễm, đặc biệt do các dòng chảy nước thải sinh hoạt hoặc nước thải từ công nghiệp thực phẩm giàu các chất hữu cơ, nhu cầu oxy cần thiết cho các vi sinh vật để phân huỷ các chất hữu cơ tăng lên, lượng oxy này được lấy từ lượng oxy hòa tan trong nước, như vậy oxy hòa tan sẽ bị giảm đi, mức độ ô nhiễm càng tăng. Sự thiếu hụt oxy này sẽ được bù do quá trình xâm nhập oxy từ không khí vào trong nước. Do đó sự xâm nhập oxy từ không khí sẽ tăng dần với sự thiếu hụt oxy. Từ điểm này trở đi tốc độ xâm nhập oxy sẽ lớn hơn tốc độ sử dụng oxy, đường cong oxy hòa tan bắt đầu tăng và dòng chảy, có thể coi từ điểm này trở đi không chịu ảnh hưởng của ô nhiễm.

11.5.2. Nguồn cung cấp và tiêu thụ oxy trong nước

1. Nguồn cung cấp oxy

Lượng oxy hòa tan trong nước chủ yếu do oxy xâm nhập từ không khí và oxy sinh ra trong quá trình quang hợp của các loại rêu, tảo và thực vật trong nước cung cấp.

a) Lượng oxy xâm nhập từ không khí cung cấp cho nước tỷ lệ thuận với độ thiếu hụt oxy phụ thuộc mức độ xáo trộn nhiễu loạn trong nội bộ khối.

Sự xâm nhập oxy từ không khí vào nước có thể biểu thị bằng công thức:

$$\frac{dc}{dt} = \frac{K_L A}{V} (C_s - C_L) \quad (11.5)$$

trong đó:

C - lượng oxy xâm nhập từ không khí vào trong nước;

A - diện tích mặt tiếp xúc với không khí;

V - thể tích khối nước

C_s - mức nước oxy hòa tan bão hòa

C_L - mức nước oxy hòa tan hiện tại

$(C_s - C_L)$ - độ thiếu hụt oxy hòa tan D

K_L - hệ số truyền oxy.

Gọi H là độ sâu dòng chảy trung bình trong sông nên $\frac{A}{V} = \frac{1}{H}$, phương trình (11.5) có thể viết:

$$\frac{dc}{dt} = \frac{K_L}{H} \cdot D = K_2 \cdot D \quad (11.6)$$

trong đó: K_2 là hệ số xâm nhập ôxy. Chú ý rằng $\frac{A}{V} = \frac{1}{H}$ chỉ áp dụng cho trường hợp mặt nước yên tĩnh.

Với mặt nước nhiều động mạnh có thể lấy $\frac{A}{V} = \frac{1,5}{H}$

Hệ số xâm nhập K_2 phụ thuộc tốc độ chảy của dòng nước có thể xác định theo quan hệ:

$$K_2 = \frac{C \cdot V^n}{H^m} \quad (11.7)$$

trong đó: V - tốc độ dòng nước; C - hệ số phụ thuộc đặc tính của dòng chảy; m và n - số mũ phụ thuộc những điều kiện chảy.

Hệ số xâm nhập K_2 còn có thể tính theo công thức như công thức Thastown - Kerencơ:

$$K_2 = 10,8 \left[1 + \left(\frac{v}{(gH)^{1/2}} \right)^{1/2} \left(\frac{S \cdot g}{H} \right)^{1/2} \right] \quad (11.8)$$

trong đó: g - gia tốc trọng trường;

S - tốc độ mặt nước

K_2 - đơn vị là $l/ngày$.

b) Lượng ôxy do quang hợp phụ thuộc mật độ tảo và năng lượng bức xạ mặt trời được tảo hấp thụ. Trong nguồn nước có mật độ tảo cao, tốc độ của quang hợp có thể giả thiết biến đổi theo hình sin và ôxy hòa tan trong nước, trong đó lượng ôxy hòa tan tăng dần trong thời gian ban ngày. Ban đêm lượng ôxy hòa tan lại giảm dần do sự dùng ôxy của tảo trong quá trình hô hấp của chúng.

2. Nguồn tiêu thụ ôxy hòa tan

Ôxy hòa tan trong nước bị tiêu thụ trong các quá trình ôxy hoá sinh học các chất hữu cơ trong nước, trong quá trình thối rữa ở lớp các chất lắng ở đáy, trong sự hô hấp của tảo và các loại thực vật trong nước.

a) Quá trình hô hấp của các loại thực vật cần dùng một phần lượng ôxy hòa tan. Quá trình này xảy ra ban đêm, không phụ thuộc vào bức xạ Mặt Trời, có thể giả thiết tốc độ không thay đổi. Lượng ôxy hòa tan tiêu dùng trong hô hấp của tảo và thực vật nước biến đổi mạnh.

b) Quá trình ôxy hoá sinh học các chất hữu cơ BOD cần cho quá trình ôxy hoá sinh học có thể biểu thị dưới dạng:

$$L_x = L_0 e^{-\frac{K_1 x}{v}} \quad (11.9)$$

trong đó L_x - BOD tại vị trí x ; L_0 - BOD tại $x = 0$

K_1 - tốc độ ôxy hóa trong dòng chảy, so với hệ số tốc độ phản ứng ôxy hoá trong ống của thí nghiệm BOD (hệ số K) thì K_1 luôn luôn lớn hơn K do sự xáo trộn theo chiều dài dòng chảy và tác động của đáy sông.

c) Lớp chất lắng đọng ở đáy cũng dùng một lượng ôxy đáng kể cho sự thối rữa chúng. Trong những sông tốc độ chảy ngầm, sự lắng đọng những hạt chất hữu cơ thô có thể làm giảm BOD trong sông. Tại

những thời điểm khác, khi tốc độ dòng chảy tăng lên cũng có thể đưa trở lại dòng chảy những hạt này, làm tăng BOD trong dòng chảy. Lượng oxy trong dòng chảy luôn khuếch tán vào trong lớp chất lắng đọng phía trên (lớp háo khí) cung cấp oxy cần thiết cho quá trình thối rữa chất hữu cơ. Sự dùng oxy trong lớp chất lắng đọng có thể biểu thị theo phương trình của Moore và Thoma:

$$y_m = 3,14(10^{-2} y_0) C_T W \left(\frac{5 + 160W}{1 + 160W} \right) \sqrt{t_a} \quad (11.10)$$

trong đó:

- y_m - nhu cầu oxy lớn nhất hàng ngày (g/m^2);
- y_0 - BOD₅ của hợp chất lắng đọng tại 20 °C (g/kg)
- W - tốc độ lắng đọng ngày (kg/m^2)
- t_a - thời gian lắng đọng (ngày);
- C_T - hệ số hiệu chỉnh nhiệt độ

11.5.3. Mô hình tính toán sự biến đổi BOD - Ôxy hòa tan theo chiều dòng chảy

Giả sử nước thải phân bố đều trên mặt cắt sông, dựa vào nguyên lý cân bằng oxy, phương trình biến đổi của oxy hòa tan trong hệ thống nước đang xét có thể viết như sau:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \varepsilon \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - v \frac{\partial c}{\partial x} \pm \sum S \quad (11.11)$$

trong đó:

- C - biểu đồ oxy hòa tan trong nguồn nước,
- v - tốc độ dòng chảy theo hướng x ,
- ε - hệ số truyền nhiễu động,
- S - nguồn cung cấp và tiêu thụ oxy cho nước sông.

Với dòng chảy tự nhiên, sự xáo trộn rối (thí dụ xáo trộn theo chiều dài dòng chảy) không đáng kể, phương trình trên có thể viết gọn thành:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -v \frac{\partial c}{\partial x} \pm \sum S \quad (11.12)$$

Giả sử nguồn cung cấp tiêu thụ oxy gồm:

- oxy xâm nhập từ không khí $K_2(C_s - C)$,
- oxy cung cấp do quang hợp P ,
- Nhu cầu oxy sinh học $BOD = K_1L$,
- oxy cho hô hấp của tảo R ,
- oxy dùng trong lớp chất lắng ở đáy S .

Phương trình trên trở thành:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -v \frac{\partial c}{\partial x} - K_1L + K_2(C_s - C) + P - R - S \quad (11.13)$$

trong đó: C_s - mức oxy hòa tan bão hòa; L - nhu cầu oxy sinh học BOD; v - tốc độ dòng nước; x - khoảng cách trong trạng thái chảy ổn định $\frac{\partial c}{\partial t} = 0$ và do $(C_s - C) = D$ phương trình (11.3) có thể tích phân, dùng:

$$L_x = L_0 e^{-\frac{k_1}{v}x}$$

sẽ được:

$$C = C_s - \frac{K_1 L_0}{K_2 - K_1} \left(e^{-\frac{k_1}{v}x} - e^{-\frac{k_2}{v}x} \right) - (C_s - C_0) e^{-\frac{k_1}{v}x} - \frac{S + R - D}{K_2} \left(1 - e^{-\frac{k_1}{v}x} \right) \quad (11.14)$$

$$D = \frac{K_1 L_0}{K_2 - K_1} \left(e^{-\frac{k_1}{v}x} - e^{-\frac{k_2}{v}x} \right) + D_0 e^{-\frac{k_1}{v}x} + \frac{S + R - D}{K_2} \left(1 - e^{-\frac{k_1}{v}x} \right) \quad (11.15)$$

trong đó:

D_0 - độ thiếu hụt ôxy hòa tan ban đầu; K_2 - hệ số xâm nhập ôxy từ không khí;

Nếu ảnh hưởng của tảo và lớp chất lắng đọng đến ôxy hòa tan không đáng kể thì dạng cuối của phương trình (11.15) trở thành:

$$D = \frac{K_1 L_0}{K_2 - K_1} \left(e^{-\frac{k_1}{v}x} - e^{-\frac{k_2}{v}x} \right) + D_0 e^{-\frac{k_1}{v}x} \quad (11.16)$$

Đây là phương trình Stritơ phép (Streeter - Phelps) thường được sử dụng rộng rãi để phân tích ảnh hưởng nhiễm bẩn nguồn nước tự nhiên.

Điểm tới hạn trong đường cong có thể xác định theo các phương trình sau:

$$D_c = \frac{K_1}{K_2} L_0 e^{-\frac{k_1}{v}x} \quad (11.17)$$

$$x_c = \frac{v}{K_2 - K_1} \ln \frac{K_2}{K_1} \left[1 - \frac{D_0 (K_2 - K_1)}{K_1 L_0} \right] \quad (11.18)$$

$$t_c = \frac{x_c}{v}$$

Các hệ số K_1 , K_2 trong các phương trình trên có thể tính toán dựa trên kết quả phân tích các tài liệu thực đo chất lượng nước.

11.6. CÁC BƯỚC CƠ BẢN ĐỂ DỰ BÁO VÀ ĐÁNH GIÁ ẢNH HƯỞNG NHIỄM BẨN CỦA NGUỒN NƯỚC

Đối với các ngành dùng nước, tính toán và dự báo thay đổi trong chất lượng nước và ảnh hưởng của chúng có thể tiến hành theo những bước cơ bản sau:

1. Phân tích các loại nước thải, chất bẩn sinh ra từ tất cả các nguồn gốc khác nhau trong khu vực nghiên cứu và tính toán lượng các loại nước thải và chất bẩn đó.
2. Tính toán về số lượng và chất lượng của nguồn nước mặt trong khu vực. Nghiên cứu các dạng phân bố tần suất và đặc trưng thống kê của tài liệu thực đo về số lượng và chất lượng nước, nếu có thể, xem xét lịch sử của sự biến đổi chất lượng nước trong khu vực.
3. Tìm hiểu những tư liệu về những vấn đề ô nhiễm đã xảy ra hoặc đang xuất hiện trong nguồn nước mặt địa phương.
4. Nếu cần thiết cho chương trình nghiên cứu, diễn tả về số lượng và chất lượng của nguồn nước ngầm trong khu vực, chú ý đến độ sâu của mặt nước ngầm và hướng của dòng chảy ngầm. Tìm hiểu sự sử dụng nước ngầm và ô nhiễm nguồn nước ngầm khu vực.
5. Thu thập những tài liệu về tình hình khí hậu và những yếu tố khí tượng cơ bản như mưa bốc hơi,

hiệt độ, trong đó chú ý những trị số trung bình tháng.

6. Phân tích xác định những tiêu chuẩn chất lượng nước có thể áp dụng trong khu vực, nêu ra những kỹ thuật xử lý và thời gian cần thiết để đạt được những tiêu chuẩn chất lượng trên.

7. Tóm tắt những công trình nghiên cứu về các chất thải hữu cơ trong khu vực. Đồng thời, nêu những thông tin cần thiết về tình hình nhiệt, bồi lắng các chất vô cơ, các loại vi khuẩn trong nguồn nước địa phương. Cần chỉ ra những nguồn chính gây ô nhiễm đối với môi trường.

8. Tính toán những ảnh hưởng ô nhiễm nguồn nước thông qua việc tính lượng những chất ô nhiễm hàng ngày theo số liệu thu thập được. Chú ý nêu rõ những thông số chất lượng nước thu được là tốt hoặc chưa tốt so với tiêu chuẩn chất lượng nước dùng.

9. Đánh giá những biến đổi chất lượng nước do xây dựng các công trình trong khu vực gây nên chủ yếu gồm:

- Các loại công trình, thời gian xây dựng và bắt đầu hoạt động của chúng
- Những biến đổi chất lượng nước của dòng chảy do công trình gây nên.
- Phạm vi đoạn sông hạ lưu bị giảm chất lượng nước.
- Ảnh hưởng của sự giảm chất lượng nước với dòng nước ở hạ lưu như thế nào.
- Những biện pháp kỹ thuật cần thiết trong khi xây dựng công trình để giảm đến tối thiểu sự ô nhiễm.

10. Nếu trong khu vực, sự ô nhiễm vượt quá tiêu chuẩn chất lượng thì phải tiếp tục tiến hành đo đạc các thông số chất lượng nước phục vụ cho nghiên cứu khống chế sự ô nhiễm.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

Tiếng Việt

1. Đỗ Cao Đàm, Hà Văn Khôi và nnk, 1993. *Thủy văn công trình*, NXB Nông nghiệp, Hà Nội.
2. Phạm Quang Hạnh, 1986. *Cân bằng nước lãnh thổ Việt Nam*, NXB KH&KT, Hà Nội.
3. Nguyễn Viết Phô, Hoàng Niêm và nnk, 1984. *Dòng chảy sông ngòi Việt Nam*, NXB KH&KT, Hà Nội.
4. Nguyễn Văn Tuần, Nguyễn Thị Phương Loan, Nguyễn Thị Nga và Nguyễn Thanh Sơn, 1991. *Thủy văn đại cương TI, TII*, NXB KH&KT, Hà Nội.
5. Ngô Đình Tuấn, Lê Thạc Cán và nnk, 1985. *Tính toán thủy văn*, NXB Nông nghiệp, Hà Nội.
6. Trần Tuất, Trần Thanh Xuân, Nguyễn Đức Nhật, 1987. *Địa lý thủy văn sông ngòi Việt Nam*, NXB KH&KT, Hà Nội.
7. *Tiêu chuẩn ngành Tổng cục KTTV*, Hà Nội, 1990.
8. Ven Techow, David R. Maidment, Larry W. Mays, 1994. *Thủy văn ứng dụng*, NXB Giáo dục.

HYDROLOGICAL CALCULATION

Nguyen Thanh Son

*The book **Hydrological calculation** presents the methods of analysis and calculation hydrological characteristics, the behavior of the phenomena and current processes in time and space that serve the assessment of water resources of territories. In the book included the new knowledge of present hydrology and hydrology of Vietnam.*

This text book is designed for of Hydrometeorology faculty of Hanoi University of Science and serves as a reference for experts in hydrology in irrigation and agrotechnique as well.