

DỰ BÁO THỦY VĂN

Nguyễn Văn Tuấn - Đoàn Quyết Trung - Bùi Văn Đức



NXB Đại học Quốc gia Hà Nội 2003

Từ khoá: Sai số, đỉnh lũ, ngắn hạn, hạn dài, trung hạn, mực nước, lưu lượng, mưa - dòng chảy, mô hình toán, tắt định, ngẫu nhiên, kinh nghiệm

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.

Nguyễn Văn Tuấn - Đoàn Quyết Trung - Bùi Văn Đức

GIÁO TRÌNH
DỰ BẢO THỦY VĂN

TailieuVNU.com Tổng hợp & Sưu tầm

NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

MỤC LỤC

LỜI NÓI ĐẦU	6
Chương 1. KHÁI QUÁT CHUNG VỀ DỰ BÁO THỦY VĂN.....	7
1.1. Dự báo thủy văn - Một phần của thủy văn học.....	7
1.2. Sơ lược lịch sử phát triển của dự báo thủy văn.....	9
1.2.1. Sơ lược lịch sử phát triển dự báo thủy văn ở ngoài nước.....	9
1.2.2. Sơ lược lịch sử phát triển dự báo thủy văn ở Việt Nam.....	12
1.3. Vai trò của dự báo thủy văn trong khai thác và quản lý nguồn nước.....	19
1.3.1. Phục vụ thi công và khai thác công trình thủy điện với mục tiêu an toàn, vận hành tối ưu, hiệu ích kinh tế cao.....	20
1.3.2- Phục vụ tưới tiêu: đáp ứng các yêu cầu tưới nước phòng hạn, tiêu nước chống úng, tham gia điều tiết các hồ chứa và đảm bảo an toàn cho các công trình thủy lợi trên toàn quốc.....	21
1.3.3, Dự báo thủy văn phục vụ giao thông đường thủy.....	21
1.3.4. Dự báo thủy văn phục vụ các hệ thống thủy nông.....	22
1.4. Dự báo thủy văn phục vụ chống thiên tai, lũ lụt.....	22
1.5. Phân loại dự báo thủy văn.....	23
1.5.1- Phân loại dự báo thủy văn theo hiện tượng.....	23
1.5.2- Phân loại theo quy luật chuyển động nước.....	23
1.5.3- Phân loại theo thời gian dự kiến.....	24
1.6. Một vài khái niệm quan trọng	24
1.6.1 Phương pháp và phương án:.....	24
1.6.2- Các bước tiến hành xây phương án dự báo.....	25
1.7. Đánh giá độ chính xác và độ bảo đảm dự báo thủy văn	26
1.8 Đánh giá phương án dự báo.....	27
Chương 2. HỆ PHƯƠNG TRÌNH DÒNG KHÔNG ỔN ĐỊNH SAINT VENANT	31
2.1. Các dạng chuyển động của chất lỏng trong kênh hở.....	31
2.1.1. Dòng ổn định.....	31
2.1.2. Chuyển động không ổn định.....	32
2.2. Phương trình vi phân cơ bản của dòng không ổn định thay đổi chậm.....	32
2.2.1. Phương trình liên tục.....	32
2.2.2. Phương trình cân bằng động lực của dòng không ổn định.....	33
2.2.3. Phân loại mô hình diện toán phân phối.....	35
2.2.4. Năm giả thiết của phương trình.....	37
2.3 Xấp xỉ của sai phân (Sai phân hóa)	37
2.3.1. Khái niệm chung.....	37
2.3.2- Phương pháp sai phân.....	38
2.3.3 Hệ số trọng lượng của sơ đồ ẩn.....	44

2.3.4 Phương trình cơ bản viết với hàm số ẩn Q,Z trong trường hợp tổng quát.....	44
2.3.5 Sơ đồ sai phân ẩn	48
2.3.6 Cách giải bằng khử đuôi	57
2.4. Sơ lược về hội tụ và sự ổn định của nghiệm	61
2.5 Sơ đồ sai phân hiện tính toán cho kênh hở.....	63
2.5.1. Sơ đồ và công thức cơ bản.....	63
2.5.3 Vấn đề xác định điều kiện ban đầu	71
Chương 3. DỰ BÁO CHUYỂN ĐỘNG SÓNG LỬ VÀ PHƯƠNG PHÁP MỤC NƯỚC TƯƠNG ỨNG.....	76
3.1 Khái niệm về phương pháp mục nước tương ứng.....	76
3.2 . Lý thuyết chuyển động sóng lũ và phương pháp mục nước tương ứng	76
3.3. Xác định thời gian chảy truyền.....	79
3.3.1 Thời gian chảy truyền là thời gian chảy từ mặt cắt thượng lưu (H_b) tới mặt cắt cần xác định ở hạ lưu (H_H).....	79
3.3.2. Tìm τ_1 có thể từ công thức (3.13), có thể xây dựng bảng sau:	79
3.3.3- Tìm τ từ công thức tốc độ mặt cắt ngang V_Q	80
3.4- Dự báo mực nước trên sông không hoặc ít sông nhánh.....	81
3.5 Dự báo mực nước trên sông có sông nhánh.....	83
Chương 4. DỰ BÁO LƯU LƯỢNG GẦN ĐÚNG BẰNG CHUYỂN ĐỘNG SÓNG LỬ	88
4.1. Phương pháp dòng không ổn định của Kalinin - Miliukop	88
4.2 Phương pháp biến dạng lũ - Phương pháp Muskingum	94
4.3 Phương pháp diễn toán lũ- Mô hình SSARR.....	96
Chương 5. DỰ BÁO MƯA DÒNG CHẢY TRÊN HỆ THỐNG SÔNG. 99	
5.1 Công thức căn nguyên dòng chảy.....	99
5.2. Những yếu tố hình thành dòng chảy.....	102
5.3. Các phương pháp dự báo dòng chảy từ mưa	104
5.3.1. Phương pháp quan hệ mưa- đỉnh lũ :	104
5.3.2 Xây dựng quan hệ tương quan hợp trục.....	105
5.3.3 Kỹ thuật mô hình.....	105
5.3.4 Mô hình mưa - dòng chảy ba tầng	108
5.4 Bài tập.....	112
Chương 6. DỰ BÁO DÒNG CHẢY PHỤC VỤ HỒ CHỨA CÔNG TRÌNH THỦY ĐIỆN	114
6.1 Hình ảnh chung của công trình thủy điện và tài liệu khí tượng thủy văn có liên quan.....	114
6.1.1 Loại tài liệu địa lý tự nhiên của lưu vực và hồ chứa.....	114
6.1.2 Loại tài liệu khí tượng thủy văn.....	116
6.1.3 Tiến độ thi công	116
6.1.4. Công tác vận hành hồ chứa.....	117

6.2 Những yêu cầu của hồ chứa, nhà máy thủy điện đối với dự báo thủy văn.....	117
6.2.1. Giai đoạn dẫn dòng thi công bước một.....	117
6.2.2. Giai đoạn ngăn dòng (hạ long) (đợt hai).....	118
6.2.3. Giai đoạn vận hành công trình thủy điện.....	122
6.3 . Cơ sở và phương pháp dự báo thủy văn cho hồ chứa	125
6.3.1. Cơ sở của phương pháp.....	126
6.3.2. Các phương pháp dự báo hồ chứa	127
6.3.3. Phương pháp dự báo sóng trên hồ.....	133
6.3.4. Phương pháp phục hồi dòng chảy đến hồ	134
Chương 7. DỰ BÁO TRUNG VÀ DÀI HẠN.....	139
7.1 Khái niệm chung về dự báo trung và dài hạn	139
7.1.1. Khái niệm chung	139
7.1.2. Hình thức phát báo của dự báo trung dài hạn.	139
7.2. Phương pháp dự báo trung và dài hạn	140
7.2.1. Phương trình căn nguyên	140
7.2.2. Các nhân tố ảnh hưởng.....	141
7.3 Các phương pháp dự báo truyền thống.....	145
7.3.1. Dự báo dòng chảy tháng theo chỉ số lượng trữ.....	145
7.3.2. Dự báo dòng chảy tháng theo chỉ số lượng trữ ban đầu và mưa trong tháng	146
7.3.3. Dự báo dòng chảy tháng theo các thành phần căn nguyên.....	147
7.4 Một số phương pháp thống kê trong dự báo khí tượng thủy văn	150
7.4.1. Phân tích chuỗi thời gian.....	150
7.4.2. Các phương pháp vật lý thống kê	155
7.4.3. Một số nhận xét và định hướng ứng dụng	169
7.5 Công nghệ dự báo.....	170
7.5.1. Khái niệm chung.	170
7.5.2. Cơ sở dữ liệu	171
7.5.3. Mô tả công nghệ.....	173
7.5.4. Hướng dẫn sử dụng.....	176
7.5.5. Một số nhận xét và kết luận	177
Chương 8. ỨNG DỤNG VIỄN THÁM DỰ BÁO LŨ.....	178
8.1 Giới thiệu chung và cấu trúc mô hình dự báo lũ bằng viễn thám.....	178
8.2. Hệ thống máy đo mưa truyền thống quan trắc dòng chảy.	178
8.3. Vai trò của viễn thám trong hệ thống dự báo lũ.	182
8.4. Sử dụng vệ tinh radar để dự báo lũ.	185
8.5. Nguyên lý đo lượng mưa bằng radar.....	186
8.5.1. Những sai số xuất hiện khi dùng radar, đặc điểm và vị trí đặt radar.	188
8.5.2. Những sai số xuất hiện từ sự sử dụng radar.	190

8.5.3- Sử dụng radar để theo dõi đường đi của bão.	191
8.5.4- Mức độ sai số khi dùng số liệu radar.	191
8.5.5- Sự cần thiết việc sử dụng radar kết hợp với các số liệu quan trắc ở các trạm đo.	192
8.6- Hệ thống truyền phát tín hiệu từ xa dùng cho dự báo dòng chảy.	193
8.6.1- Giới thiệu.	193
8.6.2- Hệ thống đường dây điện thoại.....	193
8.6.3- Sóng radio (sóng vô tuyến điện).....	194
8.6.4- Hệ thống thu phát Meteor Burst.	194
8.6.5 Truyền phát thông tin bằng vệ tinh.	195
8.7- Khí tượng và dự báo hình thế Sy nồm.....	199
8.7.1- Giới thiệu.	199
8.7.2- Kỹ thuật dự báo thời tiết.	199
8.7.3- Sử dụng vệ tinh trong dự báo hình thế Sy nồm	200
Chương 9. DỰ BÁO MỰC NƯỚC NGẦM VÀ DÒNG CHẢY NGẦM.202	
9.1 Cơ sở chung của dự báo.....	202
9.2- Dự báo bằng phương pháp cân bằng nước	208
9.3 Dự báo bằng phương pháp động lực học nước ngầm.....	210
9.4 Các phương pháp dự báo thống kê.	216
TÀI LIỆU THAM KHẢO.	218
PREPACE.....	220

LỜI NÓI ĐẦU

Để đáp ứng nhu cầu nâng cao chất lượng đào tạo sinh viên ở trường Đại học Quốc gia việc viết giáo trình Dự báo thủy văn là một nhu cầu bức thiết.

Giáo trình Dự báo thủy văn ra đời nhằm cung cấp cho sinh viên kiến thức cơ bản và các khái niệm, yêu cầu thực tế đối với dự báo thủy văn, các cơ sở lý thuyết của các phương pháp dự báo thủy văn trong đó có hệ thống phương trình Saint- Venant, các phương pháp cơ bản, cổ truyền và cập nhật các phương pháp hiện đại- thủy văn toán dùng trong dự báo thủy văn.

Để học tốt môn này sinh viên cần nắm các kiến thức cơ bản về thủy lực học, khí tượng học, một số kiến thức về toán cần thiết như lý thuyết xác suất thống kê, phương trình vi phân, phương pháp tính và kỹ thuật lập trình.

Giáo trình này dùng cho sinh viên chuyên ngành thủy văn lục địa, các kỹ sư thủy văn làm việc ở các trung tâm dự báo và các uỷ ban phòng chống lũ lụt khai thác tài nguyên nước. Ngoài ra còn có thể dùng cho sinh viên cao học.

Giáo trình này được hoàn thành do các thầy giáo, các nhà khoa học đã làm việc nhiều năm trong dự báo tác nghiệp ở trung tâm dự báo khí tượng thủy văn quốc gia.

PGS- PTS Nguyễn Văn Tuấn viết chương I, VI, VIII, IX và là người chủ biên giáo trình này.

PGS- PTS Đoàn Quyết Trung viết chương II, III, IV, V.

PTS Bùi Văn Đức viết chương VII.

Đây là giáo trình lần đầu tiên được biên soạn và xuất bản do đó không tránh khỏi sai sót, khiếm khuyết. Rất mong nhận được sự đóng góp của độc giả. Xin chân thành cảm ơn!

Các tác giả.

Chương 1. KHÁI QUÁT CHUNG VỀ DỰ BÁO THỦY VĂN.

1.1. Dự báo thủy văn - Một phần của thủy văn học.

Từ dự báo bắt nguồn từ hai từ La tinh là “phía trước” và “giá trị”. Vì thế dự báo có nghĩa là đoán trước sự phát triển hoặc mất đi của một hiện tượng nào đó.

Dự báo thủy văn là báo trước một cách có khoa học trạng thái (tình hình) biến đổi các yếu tố thủy văn sông, suối, hồ như lượng nước, mực nước. Dự báo thủy văn là một môn khoa học- đó là học thuyết về việc báo trước sự xuất hiện (phát sinh) phát triển các yếu tố thủy văn trên cơ sở nghiên cứu các quy luật của chúng. Mục đích chủ yếu của nó là tìm ra những phương pháp dự báo dòng chảy, mực nước, lưu lượng nước sông và các hiện tượng khác trong sông ngòi và hồ. Bản thân việc nghiên cứu các hiện tượng này thuộc về môn khoa học khác: thủy văn lục địa. Mặc dù vậy các nhà khoa học làm công tác dự báo vẫn rất chú trọng nghiên cứu các quy luật phát triển của các yếu tố dự báo. Họ không những tiến hành các phân tích lý thuyết mà còn tiến hành quan trắc và thí nghiệm trên các bãi thực nghiệm của các trạm cân bằng nước. Trong quá trình nghiên cứu các phương pháp dự báo, họ đã sáng lập ra các thuyết gần đúng về chuyển động sóng lũ, nghiên cứu động lực học lượng trữ nước trong lưới sông, có những đóng góp đáng kể vào việc giải quyết vấn đề hình thành dòng chảy trên sườn dốc. Trong việc tiến hành các nghiên cứu trên cũng như trong việc tìm ra những phương pháp dự báo cụ thể mô hình toán đã đóng một vai trò quan trọng.

Mô hình toán là một công cụ nghiên cứu khoa học bao gồm cả hệ thống trừu tượng (ý nghĩ) và hệ thống vật lý (vật chất) phản ánh hoặc tái hiện lại các hiện tượng hoặc quá trình đang nghiên cứu. Chúng cho phép thu nhận được lượng thông tin cần thiết để hiểu sâu hơn các hiện tượng đó, hoặc những ghi chép định lượng các quá trình đó. Trong một số trường hợp mô hình cho phép

chúng ta trực tiếp xây dựng các học thuyết, còn những trường hợp khác - cụ thể hoá các học thuyết dưới dạng giải những bài toán cụ thể. Nhờ những thực nghiệm bằng số mô hình cho phép chúng ta nghiên cứu sự tương tác giữa các yếu tố khác nhau và thu được những khái niệm khách quan về các mối liên quan đó, hoặc những sơ đồ đơn giản có thể sử dụng để nghiên cứu các phương pháp dự báo áp dụng cho trường hợp số liệu quan trắc thực tế ít. Mô hình còn giúp chúng ta xác định số liệu quan trắc bổ sung cần thiết và đánh giá độ chính xác của các dự báo theo độ chính xác của số liệu đã sử dụng. Cuối cùng, bằng cách sử dụng các số liệu quan trắc chúng ta có thể kết luận được mức độ phù hợp của mô hình đã chọn với thực tế khách quan mà từ đó ta xây dựng mô hình.

Không hiếm trường hợp mô hình hoá được hiểu như sự phân tích hệ thống và giải nhờ máy tính điện tử, những bài toán phức tạp có sử dụng tối ưu hoá các thông số. Đôi khi phân tích hệ thống như một phương pháp nghiên cứu lại được đối lập với những phương pháp phân tích vật lý phân tích và tổng hợp thông thường. Một sự đối lập như thế tất nhiên không thể coi là đúng vì phân tích hệ thống không thể tự phát triển tách rời khỏi phân tích vật lý, còn sự lý giải kết quả của nó thì hoàn toàn phụ thuộc vào sự hiểu biết đúng đắn các quá trình vật lý tương ứng.

Mặc dù việc phân tích căn nguyên và mô hình hoá trong việc tìm ra những phương pháp dự báo quan trọng như vậy, kết quả thực tế của các cuộc tìm tòi đó vẫn phụ thuộc vào sự có mặt của các số liệu quan trắc thực tế, tính đại biểu, độ chính xác và đầy đủ của chúng.

Chúng ta biết rằng trong quá trình tồn tại dòng chảy chịu ảnh hưởng của rất nhiều yếu tố kể cả yếu tố địa lý tự nhiên (chất đất, lớp phủ thực vật...) Tính biến động cao của các yếu tố này theo không gian và thời gian đã gây nên khó khăn lớn trong việc thành lập các phương pháp chặt chẽ tính toán trong sông. Điều đó làm cho mỗi phương pháp dự báo chỉ có thể là một cách giải gần đúng bài toán. Dự báo thủy văn - một trong những phần khó của thủy văn học.

1.2. Sơ lược lịch sử phát triển của dự báo thủy văn.

1.2.1. Sơ lược lịch sử phát triển dự báo thủy văn ở ngoài nước.

-Sự phát triển của môn dự báo thủy văn gắn bó chặt chẽ với những đòi hỏi thực tế. Yêu cầu về dự báo lũ lụt đã dẫn tới sự xuất hiện những công trình đầu tiên trong lĩnh vực này.

Dự báo thủy văn của Việt Nam gắn với sự phát triển chế độ thủy văn của Liên Xô cũ.

Vào những năm 90 của thế kỷ trước V.G.Clâyber, D.D.Gnuxin và A.N.Crisinxki đã thành lập được những phương pháp đầu tiên dự báo ngắn hạn mực nước các sông đường thủy của nước Nga. Việc dự báo mực nước được tiến hành dựa trên qui luật chuyển động của nước trong lòng sông. Trong khi dự báo người ta chỉ sử dụng mực nước sông tại tuyến trên.

Trong số những công trình nghiên cứu trước cách mạng tháng 10 cần ghi nhận ở đây công trình của E.M.Onđecôp trong đó xét tới mối quan hệ giữa dòng chảy các sông miền núi vùng Trung Á và lượng mưa. Công trình này có mang tính chất dự báo rõ rệt.

Sau cách mạng tháng 10 Nga: năm 1919 Viện thủy văn Liên Xô (nay là Viện quốc gia) được thành lập và bắt đầu tiến hành nghiên cứu có hệ thống chế độ thủy văn các sông, hồ, đầm lầy và nguồn tài nguyên nước. Việc thành lập Viện trong những năm mà nhà nước Xô Viết trẻ tuổi đang phải tiến hành cuộc chiến tranh ái quốc đã chứng tỏ sự chú ý đặc biệt của Lênin V.I và chính quyền Xô Viết tới triển vọng sử dụng tài nguyên nước.

Cùng với sự thành lập Viện thủy văn quốc gia việc nghiên cứu dự báo thủy văn đã được bắt đầu. Lịch sử phát triển của dự báo thủy văn có thể chia thành 3 giai đoạn: ①-Từ 1919 đến giữa những năm 30, ②-Từ giữa những năm 30 đến giữa những năm 40, ③-Từ giữa những năm 40 đến nay.

-Đặc trưng của giai đoạn ① là giải quyết một số nhiệm vụ dự báo bằng cách thành lập các trạm quan thực nghiệm thuần túy. Ví dụ như trạm quan

giữa độ cao lũ mùa xuân, dòng chảy với các yếu tố mà thời đó cho rằng có ảnh hưởng quyết định tới yếu tố dự báo. Những công trình này đã đem lại những lợi ích hiển nhiên. Nó dẫn tới một số các phương pháp dự báo thực hành và thúc đẩy việc lý giải các điều kiện và nhân tố hình thành lũ và các hiện tượng khác. Giai đoạn này còn được đặc trưng bởi sự sử dụng rộng rãi phương pháp tương quan tuyến tính (bao gồm cả tương quan nhiều chiều). Cần phải kể ra đây các công trình nghiên cứu của L.N.Đavudôp, B.A.Apôlôp, A.V.Oghiepski, O.T.Maskêvich, P.N.Nasukôp, V.N.Lêbêđep.

Năm 1924 L.Đavudôp đã xuất bản cuốn sách đề cập đến hai vấn đề: dự báo dòng chảy cho các sông miền núi và việc tổ chức ngành dự báo thủy văn ở Trung Á.

Từ năm 1929 Tổng cục khí tượng thủy văn Liên Xô được thành lập. Một trong những nhiệm vụ của Tổng cục là cung cấp các thông tin về trạng thái của sông hồ, hiện tại và tương lai, cho nền kinh tế quốc dân và dân cư. Từ đó các phòng dự báo thủy văn thuộc các đài khí tượng thủy văn cũng được thành lập. Bộ phận dự báo thủy văn của Cục dự báo trung ương Maxtcova đã trở thành trung tâm lãnh đạo về khoa học và phương pháp luận khoa học.

Những nghiên cứu đầu tiên về thủy văn đã mang tính chất ứng dụng. Nhờ đó đã sớm xuất hiện khả năng xây dựng các nhà máy thủy điện Vônkhôpxkaia và Donhép. Những điểm đầu tiên trong kế hoạch GOENRO-cục thông báo thủy văn đầu tiên trong lịch sử đất nước đã được thành lập dưới sự lãnh đạo của N.V.Lêbêđep và A.V.Oghiepxki.

- Những đặc trưng cơ bản của giai đoạn phát triển thứ hai là việc sử dụng phương pháp cân bằng nước vào nghiên cứu thủy văn (công trình của Đ.A.Apôlôp, G.F.Kalinin, V.B.Kômarôp, N.I.Lvôp và nhiều tác giả khác) phát triển phương pháp đường đẳng thời, tiến hành những tính toán đầu tiên về lũ, mưa theo phương pháp đường đơn vị (công trình của N.A.Vêlicanôp, M.I.Lvovich, E.V.Berg, G.A.Xanhin). Cũng trong thời kỳ này M.A.Velicanôp đã đặt nền móng cho việc phân tích căn nguyên quá trình hình thành lũ của các sông đồng bằng, đề xuất các phương pháp điều kiện về dự

báo dòng chảy các sông trong mùa hè (X.U.Bêlinkôp, K.P.Vaxerenxki, N.I.Gunevich) và dự báo các hiện tượng băng.

Từ năm 1938 Viện thủy văn quốc gia trở thành Trung tâm dự báo thủy văn. Viện đã tiến hành công tác tổ chức ngành dự báo thủy văn ở quy mô toàn quốc. Năm 1941 lần đầu tiên các hướng dẫn cụ thể về phương pháp dự báo thủy văn và những quy định về việc thành lập và đánh giá các dự báo đã được xuất bản.

Việc nghiên cứu những phương pháp dự báo mới trên cơ sở những thành tựu đạt được trong việc nghiên cứu quá trình hình thành lũ, quy luật chuyển động của nước trong sông và nguồn cung cấp nước cho sông trong mùa hè cũng phát triển. Vấn đề đào tạo đội ngũ cán bộ chuyên nghiệp và củng cố công tác dự báo thủy văn trong những năm này đã cho phép mở rộng nhanh chóng hoạt động tác nghiệp của phòng dự báo thủy văn trong các đài khí tượng thủy văn địa phương. Công tác tác nghiệp của phòng dự báo thủy văn thuộc viện thủy văn quốc gia và cục dự báo trung ương ở Matxcova cũng phát triển nhanh chóng. Tới năm 1940 tổng số các dự báo và ước báo thủy văn hàng ngày trong toàn quốc đã lên tới trên 40 nghìn.

Trong những năm chiến tranh ái quốc vĩ đại công tác dự báo thủy văn đã chuyển hướng cho phù hợp với tình hình thời chiến. Vào năm 1945, từ các phòng dự báo thủy văn của Viện thời tiết trung ương và Viện thủy văn quốc gia người ta đã thành lập hai phòng dự báo của viện dự báo trung ương nay là trung tâm nghiên cứu khí tượng thủy văn, trung tâm của cả nước về phương pháp luận khoa học của các dạng dự báo thủy văn.

Sự phát triển nhanh chóng của ngành thủy lợi sau chiến tranh đã đặt ra nhiệm vụ mới cho dự báo thủy văn. Việc xây dựng các kho nước lớn đòi hỏi phải có các dự báo dòng chảy đến trong từng tháng từng quý, mùa đồng thời làm tăng số lượng dự báo dòng chảy ngắn hạn.

-Về những thành tựu khoa học của giai đoạn ba có thể kể tới:

+ Đưa ra thuyết gần đúng về chuyển động sóng lũ, nghiên cứu cơ chế

điều tiết dòng chảy của hệ thống sông ngòi, động lực học của lượng trữ nước trong sông và chảy truyền của nước theo dòng sông.

- + Nghiên cứu quá trình ngấm trên lưu vực.
- + Nghiên cứu các hiện tượng tuyết trên lưu vực và băng trong sông hồ.
- + Mô hình toán các quá trình thủy văn.
- + Nghiên cứu qui luật hình thành dòng chảy các sông miền núi.

Những thành tựu trên và những phương pháp dự báo hoàn thiện hơn được tìm ra trên cơ sở đó có liên quan chặt chẽ với công trình nghiên cứu của tập thể các nhà thủy văn thuộc viện thủy văn quốc gia và viện nghiên cứu khí tượng thủy văn địa phương (G.I.Ghisnic, I.A.Lixer, P.L.Netrex, A.A.Paxtos, G.I.Paxtukhovaia, V.N.Rukhatze, V.V.Xalazanop, I.N.Trenoivanhenco, A.A.Guxevaia, V.I.Bremivana...). Chính họ ngoài những lao động tác nghiệp, đã soạn thảo những phương pháp dự báo cụ thể cho từng sông của những vùng có đặc điểm địa lý khác nhau và do đó có các đặc điểm khác nhau về chế độ thủy văn.

1.2.2 .Sơ lược lịch sử phát triển dự báo thủy văn ở Việt Nam.

Theo những tài liệu trước ngày giải phóng miền Bắc (1954) còn để lại thì công tác dự báo thủy văn hầu như không có gì. Chỉ có các số liệu quan trắc mà tuyệt đại đa số là yếu tố mực nước của các trạm đặt tại các thị xã, như Lai Châu, Hoà Bình (Sông Đà) Lào Cai, Yên Bái (Sông Thao), Tuyên Quang (Sông Lô), Thái Nguyên (Sông Cầu). Có vài công thức tính toán và dự báo do một kỹ sư người Pháp và một kỹ sư người Việt đưa ra, nhưng không có văn bản nào cho biết chúng đã được dùng trong dự báo như thế nào và kết quả ra sao. Việc theo dõi mực nước trên các hệ thống sông để bảo vệ đê điều do Phòng thủy văn thuộc nha công chính Bắc Việt tiến hành.

Chỉ sau ngày giải phóng, được sự quan tâm của Đảng và Chính phủ công tác dự báo thủy văn mới phát triển qua các giai đoạn sau:

- ①Giai đoạn từ năm 1955 đến năm 1959.

Công tác thủy văn nói chung được tiến hành tại hai cơ quan: Phòng Thủy văn thuộc Nha khí tượng và Phòng thủy văn thuộc Cục Khảo sát thiết kế Bộ Thủy lợi kiến trúc. Trong thời gian này, những người làm công tác dự báo thủy văn đã xây dựng được một số phương pháp dự báo đơn giản, chủ yếu là phương pháp dự báo tại trạm (xu thế) và thời gian dự kiến từ 0,5 đến 1,5 ngày cho 4-5 trạm trên hệ thống sông Hồng như Hà Nội, Hoà Bình (Sông Đà), Yên Bái (Sông Thao), Phù Ninh (Sông Lô). Nội dung phục vụ chủ yếu là theo dõi tình hình nước phục vụ bảo vệ đê điều vùng đồng bằng sông Hồng.

② Giai đoạn từ năm 1960 đến 1976

Cuối năm 1959, Nhà nước quyết định thành lập Cục Thủy văn trên cơ sở sát nhập hai phòng thủy văn nói trên.

Phòng dự báo tính toán thủy văn và sau đó là phòng dự báo thủy văn là một trong các phòng chuyên môn của Cục có chức năng theo dõi cảnh báo, dự báo thủy văn cho các hệ thống sông chính ở miền Bắc phục vụ chủ yếu công tác phòng chống lũ lụt, phục vụ sản xuất nông nghiệp, giao thông vận tải và quốc phòng.

Về lực lượng trong thời gian đầu (1960-1963) mới có 1-2 kỹ sư tốt nghiệp khoa Thủy lợi trường Đại học Bách khoa; đại bộ phận là các kỹ thuật viên được đào tạo trong trường trung cấp thủy lợi và các nhân viên khí tượng thủy văn được đào tạo cấp tốc trong 6-7 tháng. Những năm sau đã có thêm một số kỹ sư tốt nghiệp thủy văn ở nước ngoài.

Về mạng lưới trạm điện báo, trên cơ sở quy hoạch lưới trạm được phát triển rất nhanh trong các năm 1961 đến 1963 lưới trạm điện báo cũng được tăng nhanh đảm bảo theo dõi được các hiện tượng mưa lũ trên sông chính, sông nhánh và sông con toàn miền Bắc.

Về tổ chức, đã được chuyên môn hoá nhằm đảm bảo phân tích có chiều sâu và tích lũy kinh nghiệm: Một tổ nghiên cứu lưới trạm điện báo, quy định mã luật, chế độ điện báo và tổ chức thu thập số liệu đáp ứng các yêu cầu của dự báo thủy văn. Một tổ nghiên cứu quy luật hình thành lũ và tính toán các

đặc trưng thủy văn đặt nền móng cho các nghiên cứu qui mô lớn sau này. Một tổ dự báo nghiệp vụ quanh năm, biên tập các phương án dự báo và tổng kết nghiệp vụ, mỗi tổ được chia nhỏ, dự báo cho mỗi lưu vực sông nhằm tích lũy kinh nghiệm phân tích dự báo 3-5 năm lại thay đổi vị trí nhằm đào tạo cán bộ toàn diện.

Tại các địa phương, tất cả các Ty thủy lợi đã thành lập Phòng Thủy văn trong đó có 1-2 dự báo viên chuyên trách, vừa đảm nhiệm điện báo cho trung ương vừa báo cho địa phương.

Đối tượng phục vụ được mở rộng nhiều. Từ chỗ chỉ dự báo ngắn hạn trong mùa lũ đã được mở rộng sang dự báo hạn vừa, hạn dài phục vụ sản xuất nông nghiệp, giao thông vận tải và quốc phòng.

Đầu những năm 70 về cơ bản dự báo thủy văn đã có đầy đủ các hạng mục dự báo:

- Dự báo hạn ngắn (trước 1-2 ngày) cho các hệ thống sông chính ở miền Bắc. Số vị trí có dự báo đã tăng lên nhiều lần bao gồm tất cả các trạm chốt trên các sông, các thị xã, các vị trí có hoặc đang xây dựng công trình.

- Dự báo hạn vừa (5-10 ngày) dự báo xu thế mực nước và khả năng cao nhất, thấp nhất trong tuần.

- Dự báo hạn dài (1 tháng, 1 mùa) các khả năng trung bình, cao nhất cho các sông suối và các công trình nước dâng và vùng ảnh hưởng thủy triều.

Về phương pháp dự báo, đã có những bước tiến rất lớn.

- Trong những năm 1960-1964 chủ yếu dùng phương pháp dự báo tại trạm, mực nước tương ứng trạm trên- trạm dưới. Nhờ số vị trí có phương án dự báo được tăng lên nhiều nên trên một triền sông có thể dự báo chuyển về hạ lưu tăng thêm thời gian dự kiến. Như trạm Hà Nội đã dự báo được 48 giờ và ước báo thêm 24 giờ nữa. Ưu điểm của phương pháp này là đơn giản, dễ phổ cập và do xử lý riêng cho từng đoạn nên có thể xét cụ thể các gia nhập khác nhau trên các đoạn sông khác nhau.

Song song với dự báo tác nghiệp, đã đẩy mạnh công tác nghiên cứu nghiệp vụ nhằm giải quyết những khó khăn nảy sinh ra trong quá trình dự báo, đồng thời đặt nền móng cho nghiên cứu các phương án quy mô lớn, áp dụng kỹ thuật mới của nước ngoài như nghiên cứu qui luật truyền sóng lũ trong sông cho hầu hết các đoạn sông của hệ thống sông Hồng từ biên giới về hạ lưu. Thông qua đặc trưng tốc độ và thời gian truyền sóng lũ, nghiên cứu qui luật hình thành dòng chảy do mưa trên các sông vừa và nhỏ toàn miền Bắc thông qua phương án tổn thất và phương án chảy tập trung lưu vực (sử dụng các loại đường đơn vị), nghiên cứu lượng trữ nước trong sông cho hệ thống sông Hồng vùng trung hạ lưu, nghiên cứu ứng dụng các phương pháp diễn toán lũ của nước ngoài vào các sông ở Việt Nam.

- Những năm 1965-1971 là những năm mở rộng việc ứng dụng các kết quả nghiên cứu vào nghiệp vụ hoặc xây dựng các phương án cải tiến. Nổi bật nhất trong những ứng dụng này là phối hợp phương pháp diễn toán lũ với phương pháp mưa dòng chảy để xử lý nhập lưu khu giữa trong những đoạn sông có nhập lưu lớn.

Trong việc dự báo khó nhất là dự báo cho “pha” lũ mới lên và đỉnh lũ. Nếu lũ do mưa ở thượng nguồn là chính, dòng chảy sẽ theo quy luật bình thường nhưng ở nước ta lượng mưa phân bố rất không đều; nhiều trận mưa bắt đầu từ hạ lưu, gia nhập khu giữa lớn hơn nhiều so với dòng chảy từ thượng nguồn đổ về; thời gian truyền lũ còn rất ngắn. Mực nước tại vị trí dự báo lên trước các trạm ở thượng nguồn, cường suất nước lên rất lớn.

Nhờ các kết quả nghiên cứu về thời gian truyền lũ và tách được gia nhập lũ giữa, đã cho phép xác định được thời điểm bắt đầu lên và cường suất lũ mới lên. Việc dự báo cho “pha” lũ mới lên đã cơ bản được giải quyết.

Vấn đề dự báo đỉnh lũ cũng đã được nghiên cứu kỹ. Từ vài ba phương án rời rạc, căn cứ vào tổng lưu lượng tính được của các sông nhánh, chúng ta đã xây dựng được phương án dự báo đỉnh lũ từ số liệu mưa trên cơ sở tính phân bố mưa theo không gian và thời gian trên toàn lưu vực. Nhờ cách phân tích tổng quát đã dự báo sớm được đỉnh lũ và thời gian xuất hiện. Vấn đề lũ

không đều trên các sông nhánh cũng được nghiên cứu và ứng dụng sớm. Ảnh hưởng của lũ không đều trên sông Đà, sông Thao, sông Lô đến lũ sông Hồng hoặc lũ không đều trên sông Cầu, sông Thương, sông Lục Nam, sông Đuống đến sông Thái Bình được xử lý trong quá trình dự báo lũ có kết quả tốt, kể cả trường hợp tỷ lệ lũ sông nhánh thay đổi trong quá trình lũ.

Các phương án dự báo dài hạn trước một tháng, trước một mùa cũng được xây dựng. Về mùa cạn đã có phương án dự báo Modun dòng chảy trên các sông suối vùng núi và trung du; dự báo nước đến các công trình; dự báo dòng chảy trên sông lớn và dự báo chân đỉnh triều cho các trạm vùng ảnh hưởng triều. Về mùa lũ, đã có phương án dự báo đỉnh lũ cao nhất cho các trạm khống chế các sông lớn miền Bắc, dự báo dòng chảy trung bình năm và phân phối lượng nước đến hồ chứa. Dĩ nhiên độ chính xác dự báo hạn dài còn chưa thể thoả mãn, do hạn chế trình độ khoa học nói chung ở trong nước và trên thế giới.

③. Giai đoạn từ năm 1977 đến nay.

Sau ngày miền Nam hoàn toàn giải phóng, nước nhà thống nhất, ngành khí tượng thuỷ văn được thành lập. Bộ môn dự báo thuỷ văn cũng có một bước ngoặt quan trọng cả về tổ chức, phục vụ và tiến bộ khoa học kỹ thuật.

Về mặt tổ chức, Phòng dự báo thuỷ văn sát nhập với phòng Thông tin thành Cục dự báo khí tượng thuỷ văn. Lực lượng dự báo thuỷ văn được tách ra thành 3 bộ phận để xây dựng thành các phòng dự báo thuỷ văn, chỉ đạo dự báo địa phương và nghiên cứu dự báo khí tượng thuỷ văn. Ngoài ra còn một số cán bộ đi tăng cường cho công tác khí tượng thuỷ văn một số tỉnh thành phía Nam.

Nhiệm vụ phục vụ được mở rộng ra toàn quốc. Cần phải nhanh chóng nắm được đặc điểm thuỷ văn đa dạng trên các hệ thống sông thuộc dải đất dài và hẹp của miền Trung, của các hệ thống sông vùng Tây Nguyên cũng như các sông vùng đồng bằng Nam Bộ.

Việc bố trí trạm điện báo mưa và thủy văn được thực hiện ngay trong các năm 1977, 1978. Đến nay về cơ bản, lưới trạm tương đối ổn định đáp ứng được yêu cầu dự báo phục vụ. Số liệu quan trắc trên toàn mạng lưới trong toàn quốc trong mùa mưa lũ đã có thể về cục dự báo khí tượng thủy văn sau khi quan trắc từ 1-3 h.

Việc tổ chức dự báo phục vụ 3 cấp (Trung ương, đài khu vực và đài tỉnh) được hình thành; đảm bảo nắm bắt được các hiện tượng mưa lũ sớm và phục vụ tại chỗ được kịp thời cho Trung ương và cho địa phương.

Những năm gần đây (đặc biệt là từ năm 1981) song song với nhiệm vụ phục vụ chung như trước, bộ môn khí tượng thủy văn đã phục vụ chuyên ngành có hiệu quả như:

- + Phục vụ ngành năng lượng: phục vụ thi công công trình thủy điện Hoà Bình, khai thác hồ chứa Thác Bà, hồ Đôn Dương.v.v.

- + Phục vụ giao thông vận tải: lắp đặt khai thác và bảo quản hệ thống cầu phao qua sông, thi công cầu Thăng Long, cầu Chương Dương, điều hành hoạt động của cảng Hà Nội; phục vụ vận tải đường sông trên các tuyến sông vùng đồng bằng và vùng trung du Bắc Bộ. . .

Hiệu quả kinh tế của khí tượng thủy văn đang được nghiên cứu và đánh giá.

Về khoa học kỹ thuật chúng ta đang tích cực nghiên cứu và ứng dụng các mô hình hiện đại vào tính toán và dự báo. Nhờ có máy tính điện tử nên khả năng này đang trở thành hiện thực.

④. Phương hướng phát triển bộ môn dự báo thủy văn trong những năm tới.

Trong tương lai, sự phát triển của bộ môn dự báo thủy văn phụ thuộc vào sự phát triển của các ngành khoa học kỹ thuật có liên quan như toán, lý, cơ, máy tính, khí tượng, hải văn, thông tin .v.v.

Dự kiến trong những năm tới, bộ môn dự báo thủy văn sẽ được phát

triển đồng bộ trên 3 nội dung sau:

1.1 Củng cố và tăng cường hệ thống cơ sở trong dự báo thủy văn: mạng lưới khí tượng thủy văn cũng như mạng lưới điện báo trên cả nước sẽ được phát triển hoàn chỉnh trên cơ sở tối ưu nhất về mặt thu thập thông tin khí tượng thủy văn, đồng thời kết hợp sử dụng các thông tin viễn thám hiện tại trên toàn lãnh thổ, các loại vệ tinh khí tượng để thu thập các thông tin phục vụ cho dự báo mưa trên những vùng khác nhau, các loại vệ tinh tài nguyên để thu thập các thông tin quan trọng về lưu vực như lớp phủ, địa hình, lòng sông, vùng ngập, độ ẩm .v.v. Các loại thông tin đó rất cần thiết cho việc mô hình hoá, chuẩn hoá và nghiệp vụ hoá các mô hình của dự báo thủy văn.

Đồng thời, cần xây dựng một hệ thống lưu trữ số liệu hiện đại và hoàn chỉnh một hệ thống thông tin hữu hiệu, làm việc trong mọi tình huống bất lợi nhất của thiên nhiên.

2.1 Công cụ dự báo và xử lý các thông tin. Trong những năm tới các loại máy kích cỡ lớn như EC1035 (trong chương trình hợp tác Việt Xô) loại cỡ nhỏ như Roboton (trong chương trình viện trợ Quốc tế PNUD) loại máy IBM.TI (trong chương trình viện trợ của các tổ chức Quốc tế) sẽ được triển khai trong Tổng cục, cũng như trong Cục dự báo khí tượng thủy văn. Việc trang bị các loại thiết bị tính toán hiện đại đó sẽ làm thay đổi một cách đáng kể đối với công tác dự báo thủy văn trong những năm tới. Nó sẽ tạo điều kiện cho việc hoàn thiện các phương pháp hiện có, đồng thời ứng dụng một cách nhanh chóng các mô hình số trị hiện đại như kiểu mô hình SSARR, TANK, SACRAM-ENTO, SOGREAH, SAINT VENANT,.v.v. Phần đầu trong những năm tới xây dựng được một hệ thống mô hình hoàn chỉnh mô tả được toàn bộ tác động từ dòng suối từ thượng nguồn ra tới cửa sông cho hệ thống các sông lớn và vừa như hệ thống sông Hồng-Thái Bình, sông Cửu Long, sông Mã, sông Cả, sông Thu Bồn, sông Đà Rằng, sông Đồng Nai v.v. Hệ thống các mô hình đó phải mềm dẻo, thao tác nhanh chóng và có khả năng làm việc trong mọi tình huống có thể xảy ra do tác động của thiên nhiên cũng như con người, như có tác động chậm lũ của hồ chứa và vùng trũng, có làm việc của công trình phân lũ, có vỡ đê với bất cứ đoạn nào trên hệ thống sông, có thể có vỡ

những đập chắn nước, đồng thời lại có lũ nội đồng và có nước dâng ở cửa biển.

Ngoài ra về phương diện dự báo hạn vừa, hạn dài trong thủy văn cần phải xây dựng một hệ thống lưu trữ đáp ứng được yêu cầu đồng thời phát triển các loại phương pháp: phương pháp phân tích chuỗi thời gian chẳng hạn như mô hình ARIMMA, các phương pháp vật lý thống kê xét tương quan các yếu tố thuộc loại mô hình tất định kết hợp với dự báo mưa dài hạn.

c. Về công tác phục vụ và hiệu quả của nó. Mục tiêu cuối cùng của công tác dự báo là làm cho bản tin phát ra phải đưa lại hiệu quả cao nhất.

Điều đó có nghĩa là bản tin đó phải chứa nhiều thông tin có ích, rõ ràng nhất, độ chính xác cao, thời gian dự kiến có sức thuyết phục, truyền tin nhanh nhất và đúng đối tượng nhất. Cuối cùng các đối tượng sử dụng bản tin dự báo phải hiểu được bản tin và phải có tác động ngay không trì hoãn.

Vì vậy, trong những năm tới việc phục vụ dự báo thủy văn sẽ tập trung vào các vùng nông nghiệp trọng điểm của Nhà nước như đồng bằng sông Hồng và sông Cửu Long. Đồng thời mở rộng diện phục vụ tới địa bàn huyện và hướng vào phục vụ sâu các chuyên ngành.

Từ nay đến năm 2000, với mục tiêu trọng điểm là tiếp thu và khai thác có hiệu quả các công nghệ tiên tiến để thực hiện hiện đại hoá ngành với tốc độ nhanh hơn, công tác dự báo thủy văn sẽ có nhiều bước tiến mới mạnh mẽ hơn về tổ chức, nhân lực, công nghệ, bộ môn, đối tượng phục vụ,... với những phần đầu mới: dự báo sớm hơn một giờ, dài ngày hơn, chính xác hơn nhằm đáp ứng ngày càng tốt hơn mọi yêu cầu của các ngành kinh tế quốc dân, đặc biệt của công tác phòng tránh lũ lụt và quản lý khai thác nguồn nước, mang lại cho xã hội nhiều lợi ích vô giá.

1.3. Vai trò của dự báo thủy văn trong khai thác và quản lý nguồn nước.

Trong thực tế, lượng nước phân phối theo không gian thời gian không đều, nơi nhiều nước gấp 15- 20 lần nơi ít nước, mùa lũ chiếm 70- 80%, còn mùa cạn kéo dài chỉ chiếm 20- 30% tổng lượng nước trong năm mà nhu cầu

dùng nước trong mùa khô hạn thường rất nhiều. Cùng với sự phát triển của xã hội, yêu cầu dùng nước ngày càng tăng mà các trạng thái tự nhiên của dòng chảy sông ngòi không đáp ứng được các yêu cầu này. Vì vậy, ở nước ta đã và đang xây dựng rất nhiều công trình: 75 hệ thống thủy lợi lớn, 650 hồ chứa lớn và vừa, 3500 hồ chứa loại nhỏ, 1000 cống lấy nước, 2000 trạm bơm, để khống chế, điều tiết dòng chảy tự nhiên đáp ứng các nhu cầu về tưới, tiêu, phát điện, vận hành, bảo vệ công trình, trữ nước trong mùa lũ và điều tiết, cấp nước, sản xuất điện trong mùa cạn. Hơn 20 năm qua, một bộ môn thủy văn mới đã hình thành và phát triển: dự báo phục vụ thi công, quản lý, khai thác công trình, điều tiết, cắt lũ... Với những bản tin riêng, chuyên sâu để phục vụ thường xuyên công tác khai thác và quản lý các công trình trên, dự báo thủy văn đã đạt được những kết quả phục vụ sau:

1.3.1. Phục vụ thi công và khai thác công trình thủy điện với mục tiêu an toàn, vận hành tối ưu, hiệu ích kinh tế cao.

- Phục vụ thi công, khai thác và điều hành công trình thủy điện Hoà Bình: Trong giai đoạn thi công 1982- 1986, đã tiến hành dự báo tình hình mực nước trước 1- 2 ngày, 5- 10 ngày, 1 tháng, 1 mùa. Đặc biệt trong hai đợt ngăn sông Đà: 1982- 1983 và 1985- 1986, dự báo thủy văn đã dự báo được nhiều trận lũ đột xuất, trái mùa, góp phần tăng tốc độ thi công, tiết kiệm hàng ngàn ngày công, tránh được nhiều thiệt hại, mất mát, đảm bảo thi công an toàn, chủ động, phòng chống lũ thắng lợi.

- Từ 1986 đến nay đã tiến hành dự báo với chất lượng ngày một tăng: dòng chảy đến hồ trước 1- 2 ngày, 5- 10 ngày, 1 tháng, 1 mùa và dự báo phân phối dòng chảy năm nhằm phục vụ cắt lũ, tích nước, xả nước đốn lũ đầu mùa, điều tiết, phát điện, chống lũ an toàn cho công trình và hạ lưu.

- Phục vụ việc thi công và khai thác nhà máy thủy điện Thác Bà- công trình lớn đầu tiên ở miền Bắc: từ năm 1980 đến nay, đã dự báo lưu lượng đến hồ trước 1- 2 ngày, 5- 10 ngày, 1 mùa.

- Phục vụ công trình thủy điện Ialy- công trình trọng điểm: từ 1993 đến nay, dự báo thủy văn đã tiến hành nhận định dòng chảy và phân phối trong năm,

các đặc trưng dòng chảy đến tuyến công trình hàng ngày, 5 ngày, 10 ngày và hàng tháng nhằm giúp ban quản lý lập kế hoạch công tác, đảm bảo công tác đúng tiến độ, bảo vệ cầu thi công và vật tư máy móc tại tuyến công trình. Ngoài ra, để phục vụ việc ngăn sông Sêsan thắng lợi, dự báo thủy văn đã cấp các bản tin nhanh, chính xác, kịp thời về thời kỳ khô kiệt nhất thoả mãn các điều kiện cho phép lấp, lấp sông; về tốc độ dòng chảy trên kênh dẫn nước tại tuyến lấp sông; về chênh lệch đầu nước thượng hạ lưu công trình khi co hẹp dòng trong các thời kỳ lấp sông đợt 1, đợt 2 ...

Dự báo thủy văn còn đóng vai trò quan trọng và mang lại nhiều lợi ích đáng kể trong việc phục vụ quản lý nguồn nước và vận hành nhiều hồ chứa khác như Trị An, Dầu Tiếng, Đa Nhim, Sông Hình . . .

1.3.2- Phục vụ tưới tiêu: đáp ứng các yêu cầu tưới nước phòng hạn, tiêu nước chống úng, tham gia điều tiết các hồ chứa và đảm bảo an toàn cho các công trình thủy lợi trên toàn quốc.

- Ngoài những dự báo thường kỳ, từ năm 1985 đến nay, đã tiến hành dự báo mực nước trước 24h, 36h, 48h và trước 1 mùa của một số trạm trên toàn quốc, cấp cho cục quản lý nước để phục vụ chỉ đạo sản xuất, chỉ đạo các hệ thống thủy nông vận hành tưới 5,4 triệu ha, tiêu 1,9 triệu ha, phòng hạn, chống úng.

- Cũng hơn 10 năm nay, dự báo thủy văn đã cấp tin dự báo mực nước tại Đập Cầu (sông Cầu), Thượng Cát (sông Đuống) trước 24h, 36h, 48h khi mực nước Đập Cầu lớn hơn báo động II trong mùa lũ và mực nước cao nhất, thấp nhất ngày trong mùa cạn phục vụ xí nghiệp thủy nông Bắc Đuống có kế hoạch bơm tiêu, chống lũ lụt có hiệu quả và giúp cho dân cư của cả một vùng rộng lớn không bị ngập lụt.

1.3.3, Dự báo thủy văn phục vụ giao thông đường thủy

Nước ta có hệ thống sông dày đặc nội các địa phương, thông suốt từ biển lên các vùng trung du và cả miền núi, rất tiện cho giao thông đường thủy. Một trong các nhân tố ảnh hưởng tới hiệu quả của khai thác hệ thống giao

thông đường thủy là các thông tin dự báo thủy văn hạn vừa và hạn dài.

Mùa cạn từ dự báo mực nước tại các điểm chính, tiến hành dự báo độ sâu cho từng luồng, sau đó lên biểu đồ an toàn cho các loại tàu và lập kế hoạch vận tải. Mùa lũ khi nước tràn lên các bãi, xoá đi ranh giới giữa lòng chính và bãi, khẩu động an toàn khi qua các cầu cũng giảm, tốc độ nước trên các đoạn sông lớn là những cản trở cho các phương tiện giao thông đường sông. Vì vậy hoạt động của ngành giao thông đường thủy lúc nào cũng gắn liền với dự báo thủy văn.

1.3.4. Dự báo thủy văn phục vụ các hệ thống thủy nông.

Các hệ thống thủy nông là bộ máy điều hoà lưu lượng nước cho một vùng nông nghiệp. Khi thiếu nó cần bổ sung nước tưới, khi thừa nó cần tiêu nước ra khỏi hệ thống thủy nông. Để làm được điều này với một chi phí nhỏ nhất thì không thể không có sự tham khảo các thông tin về dự báo thủy văn. Ngoài ra dự báo thủy văn còn cung cấp những thông tin về diễn biến mặn cho các công trình bơm nước từ sông vào tưới cho đồng ruộng đúng yêu cầu sinh thái của các loại cây trồng.

1.4. Dự báo thủy văn phục vụ chống thiên tai, lũ lụt

Lịch sử đã ghi lại nhiều trận lũ lụt gây thiệt hại to lớn về người và của trên nhiều hệ thống sông trên thế giới. Tại Việt Nam, trên hệ thống sông Hồng-Thái Bình trong những thập kỷ gần đây đã có 2 trận lũ (1945, 1971) gây vỡ đê hàng loạt và kèm theo thiệt hại về nhiều mặt. Lũ năm 1945 đã góp phần vào nạn đói năm đó làm chết 2 triệu dân. Trên hệ thống sông Cửu Long trận lũ năm 1961, 1978, 1984, 1994, 1996 và mới đây năm 1997 là những trận lũ lớn gây nhiều thiệt hại đặc biệt lũ năm 1997 đã gây thiệt hại trên 5000 tỷ đồng và hàng trăm người chết. Nếu dự báo được các hiện tượng này trước thời gian dài, để có các biện pháp phòng tránh sẽ giảm được thiệt hại do nó gây ra.

Những biện pháp thủy lợi chính phòng chống lũ là đê, phân lũ, cắt lũ và chậm lũ. Song muốn quản lý khai thác tốt các hệ thống trên cho nhiệm vụ

phòng chống lũ cần phải có những thông tin về diễn biến các quá trình mực nước và lưu lượng trên các hệ thống sông.

Hàng năm cục dự báo tiến hành hàng loạt các dự báo phục vụ phòng chống lũ cho trung ương và các địa phương như dự báo mực nước cho các trạm thuỷ văn trọng yếu trên hệ thống các sông chính và các điểm chủ chốt (Hà Nội- Trên sông Hồng, Phả Lại- trên sông Thái Bình, Nam Đàn- trên sông Cả, Giàng- trên sông Mã, Tân Châu- trên sông Tiền, Châu Đốc- trên sông Hậu).

Từ nay đến năm 200, với cá mục tiêu trọng điểm là tiếp thu và khai thác có hiệu quả các công nghệ tiên tiến để thực hiện việc hiện đại hoá ngành với tốc độ nhanh hơn, công tác dự báo thuỷ văn sẽ có những bước tiến mới mạnh mẽ hơn về tổ chức, nhân lực, công nghệ, bộ môn, đối tượng phục vụ,... với những phần đầu mới: dự báo sớm hơn một giờ, ngày dài hơn, chính xác hơn nhằm đáp ứng đáp ứng ngày một tốt hơn mọi yêu cầu của các ngành kinh tế quốc dân, đặc biệt của công tác phòng tránh lũ lụt và quản lý khai thác nguồn nước, mang lại cho xã hội nhiều lợi ích vô giá.

1.5. Phân loại dự báo thuỷ văn

1.5.1- Phân loại dự báo thuỷ văn theo hiện tượng

1. Dự báo chế độ thuỷ văn

- Quá trình mực nước (H), lưu lượng (Q) ..

2. Dự báo các đặc trưng thuỷ văn H,Q lớn nhất, trung bình, nhỏ nhất và thời gian xuất hiện.

3. Dự báo tổng lượng dòng chảy.

4. - Dự báo xâm nhập mặn

5. Các hiện tượng băng trên hồ.

1.5.2- Phân loại theo quy luật chuyển động nước

1. Dự báo dựa trên quy luật chuyển động nước trong sông miền núi.
2. Dự báo dựa trên quy luật chuyển động nước trong sông và trên lưu vực đồng bằng.
3. Dự báo dựa trên quy luật chuyển động nước trong sông, trên lưu vực và các hoàn lưu khí quyển, tác động của yếu tố khác phức tạp như bão, triều cường .v.v.

1.5.3- Phân loại theo thời gian dự kiến

Dựa trên đòi hỏi của sản xuất và thời gian chảy truyền nước trên sông và trên lưu vực.

- Ở các nước, trên các sông lớn, dài thì dự báo thủy văn hạn ngắn có thể có thời gian dự kiến nhỏ hơn 2 ngày, hạn vừa - từ 2- 10 ngày, hạn dài từ 10 ngày đến 1 năm.

- Ở nước ta cách phân loại theo quy phạm dự báo 94 TCN7- 91 (Xem bảng 1.1) Bảng 1.1 Phân loại dự báo theo thời gian dự kiến ở Việt Nam.

Ngắn	Vừa	Dài	Siêu dài
$\bar{\tau}$	< 10 ngày	10 ngày- 1 năm	hơn 1 năm

$\bar{\tau}$ là thời gian tập trung nước trung bình trên lưu vực.

1.6. Một vài khái niệm quan trọng

1.6.1 Phương pháp và phương án:

- Phương pháp là cách tiến hành giải bài toán dự báo, dựa trên mục tiêu dự báo và các thông tin dự báo.

Ví dụ 1: Phương pháp biểu đồ hợp trục

Ví dụ 2: Phương pháp phân tích chuỗi thời gian

Ví dụ 3: Phương pháp hồi quy từng bước

- Phương án dự báo là các biểu đồ, phương trình, hệ phương trình và các bất phương trình cụ thể mô phỏng các điều kiện ràng buộc cụ thể cho trạm sông nào đó. Dưới đây là các ví dụ về các phương án dự báo:

Ví dụ 1: Biểu đồ quan hệ mực nước tương ứng giữa trạm Hà Nội và Tổng lưu lượng các trạm Hoà Bình, Yên Bái và Vụ Quang.

Ví dụ 2: Phương trình quan hệ mực nước tại Hà Nội với lưu lượng các trạm tuyến trên.

Ví dụ 3: Công nghệ dự báo mặn: “SALFOR”

1.6.2- Các bước tiến hành xây phương án dự báo

Muốn dự báo một yếu tố Y là hàm tương quan với các nhân tố X_1, X_2, \dots, X_m , ta cần tiến hành các bước sau:

8.1 Nghiên cứu, phân tích quy luật hình thành yếu tố cần dự báo Y , từ đó xác định được các nhân tố ảnh hưởng. Trong mục này đòi hỏi nhiều tới các kiến thức chuyên môn và kinh nghiệm dự báo. Chọn đúng, chọn đủ tập nhân tố ảnh hưởng là định hướng vô cùng quan trọng và đảm bảo vững chắc cho thành công trong việc xây dựng phương án. Trong trường hợp các lý giải về ý nghĩa vật lý còn khó khăn, chưa rõ ràng, có thể dùng các thuật toán thuần túy thống kê, đánh giá mức tương quan và khả năng dự báo yếu tố Y khi biết các nhân tố ảnh hưởng $X (x_1, x_2, x_3, \dots)$. Vấn đề này sẽ được đề cập trong các phần sau.

8.2 Nghiên cứu điều kiện thông tin cho phép (số liệu dùng nghiên cứu phải phù hợp với khả năng đáp ứng trong phương án dự báo nghiệp vụ) và chọn mô hình dự báo.

- Xuất phát từ các quy luật hình thành yếu tố Y , xác định vectơ nhân tố dự báo. Trong điều kiện hiện nay nhiều nhân tố chưa được các quan trắc hoặc có quan trắc song không được điện báo. Những nhân tố này sẽ không có ý nghĩa trong phương án dự báo.

- Mô hình dự báo được chọn dựa trên khả năng quy mô dự báo và điều kiện đáp ứng thông tin dự báo cho nó.

Trong dự báo khí tượng thủy văn hạn vừa và dài hiện nay hầu như chỉ sử dụng các mô hình thống kê mà không dùng các mô hình tất định. Điều này được giải thích bằng các lý do sau:

a- Các mô hình tất định đòi hỏi đầy đủ và chi tiết các thông tin dự báo mà trong điều kiện hiện nay chưa đáp ứng được.

Tính đa dạng và sự biến đổi phức tạp trong khoảng thời gian dự kiến dài hàng tuần, tháng, mùa cũng đang nằm ngoài khả năng mô phỏng các mô hình tất định.

1.7. Đánh giá độ chính xác và độ bảo đảm dự báo thủy văn

Để đánh giá sai số dự báo người ta dùng phương pháp toán thống kê. Xác định là, sai số của từng trị số dự báo là ngẫu nhiên và phân phối của nó phụ thuộc vào phân bố chuẩn.

$$P(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\Delta^2}{2\sigma^2}\right) \quad (1.1)$$

$P(x)$ sai số chệch lệch biến ngẫu nhiên x với chuẩn của nó \bar{x} ,

Δ - giá trị chệch lệch

σ : độ lệch tiêu chuẩn trung bình của x (phương sai)

1 - Sai số dự báo: (δ)

$$\delta = y - y' \quad (1.2)$$

Chệch lệch của mực nước (hoặc lưu lượng) thực đo y và mực nước DB, y' .

2 - Tính sai số cho phép dự báo lũ - sai số cho phép của dự báo lũ hạn ngắn bằng 1 trong những độ lệch xác suất sau đây: (σ - xicma)

$$S_{cf} = 0,674\sigma \quad (1.3)$$

3 - Phương sai của yếu tố dự báo theo quy phạm 94- TCN- 91 được tính theo

công thức sau:

$$\bar{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_1^n (y_i - \bar{y})^2}{n - m}} \quad \text{hoặc} \quad \bar{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_1^n (y_i - \bar{y})^2}{n - 1}} \quad (1.4)$$

y_i - giá trị yếu tố,

\bar{y} - giá trị trung bình.

n - số yếu tố dãy.

m - số bậc tự do trong quan hệ dùng để dự báo.

4 - Trường hợp thay đổi trị số theo thời gian dự báo, thì sau số cho phép dự báo tính như sau:

$$S_{cf} = \pm 0.674 \sigma_{\Delta} \quad (1.5)$$

Trong đó σ_{Δ} - Phương sai chênh lệch thời gian dự kiến

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_1^n (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n - 1}} \quad (1.6)$$

Δ_i - thay đổi biến phụ thuộc theo thời gian dự kiến,

$\bar{\Delta}$ - giá trị trung bình của biến đó.

1.8 Đánh giá phương án dự báo

Đánh giá phương án hoặc mô hình dự báo, dùng tỷ số tương quan η (eta)

$$\eta = \sqrt{1 - \left(\frac{S}{\sigma}\right)^2} \quad (1.7)$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum_1^n (y - \hat{y})^2}{n}} \quad (1.8)$$

Như vậy nếu biết tỷ số S/σ , rất dễ dàng tìm được tỷ số tương quan

Phân loại dự báo theo tiêu chuẩn chất lượng như sau:

Bảng 1.2

Chất lượng P/a dự báo	S/σ	Mức bảo đảm của P/a dự báo
Tốt	$\leq 0,50$	≥ 82
Đạt	$\leq 0,60$	≥ 75
Dùng tạm	$\leq 0,80$	≥ 60
Không dùng được	$> 0,80$	< 60

Bài tập: Xác định sai số cho phép của phương án mực nước với thời gian dự kiến 5 ngày.

$$\bar{\Delta} = 10cm$$

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{51050}{100}} = \pm 23cm$$

$$\delta_{cf} = \pm 0,674.23 = \pm 16cm$$

Theo công thức (6.1)

$$S_{cf} = \sqrt{\frac{91810}{561}} = \pm 13cm$$

$$\text{Chỉ tiêu } \frac{S}{\sigma_{\Delta}} = \frac{13}{23} = 0,56$$

Theo công thức (6.1) phải có một bảng nước để tính S (tính trung bình sai số dự báo 5 ngày).

Bảng 1.3 Tính toán sai số dự báo.

Số TT	Thời gian t	Mực nước (cm)		$\Delta H = H_t - H_{t+5}$	$\Delta H - \Delta \bar{H}$	$(\Delta H - \Delta \bar{H})^2$
		H_t	H_{t+5}			
1	2	3	4	5	6	7
	1995					

Số TT	Thời gian t	Mức nước (cm)		$\Delta H = H_t - H_{t+5}$	$\Delta H - \Delta \bar{H}$	$(\Delta H - \Delta \bar{H})^2$
		H_t	H_{t+5}			
1	2	3	4	5	6	7
1	1/VI	205	188	17	7	49
2	2/VI	203	184	19	9	81
3	3/VI	199	180	19	9	81
4	4/VI	195	176	19	9	81
5	5/VI	192	173	19	9	81
6	6/VI	188	160	19	9	81
7	7/VI	184	166	18	8	94
	1956					
94	25/VIII	98	108	-10	-20	400
95	26/VIII	102	108	-6	-16	256
96	27/VIII	103	110	-7	-17	289
97	28/VIII	105	110	-5	-15	225
98	29/VIII	108	111	-3	-13	169
99	30/VIII	108	111	-3	-13	169
100	31/VIII	108	112	-4	-14	196
Σ				997		51050

TB 10 cm

Bảng 1.4 Tính toán sai số dự báo.

Số TT	Thời gian	Mức nước		Sai số dự báo $\delta = H_t - H'_t$	δ^2
		Thực đo (H_t)	Dự báo (H'_t)		
1	1945 1/VI	205	200	5	25
2	2/VI	203	198	5	25
3	3/VI	199	195	4	16
	1956				
559	29	108	115	-7	49
560	30	108	118	-10	100
561	31	108	123	-15	225

91840

Như vậy: $\frac{S}{\sigma} = 0,8$ Dự báo có độ chính xác cao .

$\frac{S}{\sigma} \rightarrow \eta = 0,6$ độ chính xác có tăng.

$\frac{S}{\sigma} = 0,4$ có đảm bảo $\geq 90\%$.

$0,4 < \frac{S}{\sigma} = 0,6$ có đảm bảo 90% đến 75%.

$0,6 = \frac{S}{\sigma} < 0,8$ độ chính xác 75% đến 60%.

và $\frac{S}{\sigma} > 0,8$ độ chính xác nhỏ hơn 60%.

Chương 2. HỆ PHƯƠNG TRÌNH DÒNG KHÔNG ỔN ĐỊNH SAINT VENANT

2.1. Các dạng chuyển động của chất lỏng trong kênh hở

Khác với dòng chảy trong ống, có mực nước tự do, chịu tác dụng của áp lực không khí, tính toán dòng chảy khó khăn phức tạp, mực nước thay đổi theo thời gian không gian, h , Q , i , đáy kênh... có quan hệ với nhau và có thể phân ra bài toán 1, 2, 3 chiều - nhưng thực tế bài toán thủy lực chỉ hạn chế 1 chiều với Q và h .

Dựa theo sự thay đổi độ sâu dòng chảy theo thời gian và không gian phân dòng chảy thành: ổn định và không ổn định.

2.1.1. Dòng ổn định

Dòng ổn định là dòng có độ sâu h , có tốc độ V và mặt cắt ω không thay đổi theo thời gian. Dòng ổn định có dòng đều và dòng không đều.

Dòng đều là dòng có các đặc trưng thủy lực như mặt cắt, tốc độ không đổi theo đường đi.

Dòng đều: theo chiều dài dòng chảy là dòng có tốc độ, diện tích mặt cắt không thay đổi theo chiều dài, có nghĩa là $V = \text{const}$, $\omega = \text{const}$ theo s .

Dòng không đều là dòng có các đặc trưng thủy lực thay đổi theo S .

Dòng không đều: $V = f_1(S)$, $\omega = f_2(S)$.

Dòng không ổn định là dòng có v , ω thay đổi theo không gian và thời gian.

Dòng không ổn định: $V = f_1(S, t)$ $\omega = f_2(S, t)$.

Dòng không đều: có dòng thay đổi chậm và dòng thay đổi gấp.

Chuyển động của sóng lũ trong sông là chuyển động không ổn định, là dòng không đều thay đổi chậm.

Chuyển động của nước xả từ thượng lưu công trình tràn vệ hạ lưu như nhà máy thủy điện Hoà Bình là dòng không đều thay đổi gấp.

2.1.2. Chuyển động không ổn định

-Dòng không ổn định là dòng có v , ω thay đổi theo không gian và thời gian.

-Dòng không ổn định: $V = f_1(S, t)$ $\omega = f_2(S, t)$.

-Dòng không đều: có dòng thay đổi chậm và dòng thay đổi gấp.

1. Các loại chuyển động không ổn định trong kênh hở :

Trong trường hợp dòng không ổn định, mực nước có dạng sóng. Sóng nước chuyển động là sóng dài, có độ cong nhỏ, độ dài sóng gấp 100 - 10.000 lần độ cao của sóng.

Khác sóng gió trong hồ, biển, sóng trong kênh hở vận chuyển có lưu lượng nước lớn (sóng chuyên). Có nhiều loại sóng trong kênh hở:

- Sóng thuận: truyền theo dòng chảy.

- Sóng nghịch: ngược chiều dòng chảy.

2. Các đặc điểm sóng xả, sóng lũ, sóng triều trong sông.

- Sóng xả: tăng giảm lưu lượng, có mực nước nhiều động.

- Sóng lũ: không có mực nước nhiều động là sóng thay đổi chậm.

- Sóng triều: lên xuống có chu kỳ, mực nước là mực nước nhiều động.

3. Quan hệ lưu lượng - mực nước trong dòng không ổn định

Dòng ổn định, quan hệ $Q = f(Z)$ lớn nhất

Dòng không ổn định; khi nước lên: $Q - Z$ có dạng vòng dây có thể có một hoặc nhiều vòng dây.

Đối với sóng vùng triều: quan hệ $Q - Z$ có dạng xoắn ốc.

2.2. Phương trình vi phân cơ bản của dòng không ổn định thay đổi chậm

2.2.1. Phương trình liên tục

Phương trình liên tục thể hiện mối quan hệ giữa các yếu tố thủy lực liên tục trong môi trường chất lỏng thường áp dụng cho bài toán 1 chiều có nghĩa là đối với 1 mực nước có các đặc trưng, các thông số sau: lưu lượng, tốc độ trung bình mặt cắt, bán kính thủy lực và $v.v...$ là hàm 1 biến theo dọc sông L .

Trong giai đoạn lũ, phương trình liên tục có 2 biến là L và t .

Giả thiết, Q : lưu lượng, ω : diện tích mực nước, dl cho 1 đoạn sông, dt - thời gian. Xem một đoạn sông có Qdt (lưu lượng vào) và

$\left(Q + \frac{\partial Q}{\partial l} dl\right) dt$: lưu lượng xuất lưu.

Rõ ràng $\left(Q + \frac{\partial Q}{\partial l} dl\right)$ là lưu lượng mực nước cửa ra.

Do đó, tổng lượng nước trong đoạn sông biến đổi

$$Q dt - \left(Q + \frac{\partial Q}{\partial l} dl\right) dt = - \frac{\partial Q}{\partial l} dl dt \quad (2.1)$$

Nếu có dòng chảy gia nhập q cho 1 thời gian trên 1 chiều dài sóng là $q dl dt$, khi đó biến đổi tổng lượng trong đoạn sông với thời gian dt sẽ là

$$q dl dt - \frac{\partial Q}{\partial l} dl dt \quad (2.2)$$

Nó làm thay đổi mực nước với trị số $\frac{\partial Q}{\partial l} dl$, trên 1 đoạn sông có dạng hình chữ nhật

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} dl dt = \frac{\partial Q}{\partial l}$$

Lấy (2.2) bằng (2.3) và đơn giản $dl dt$ ta có

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = q \quad (2.4)$$

Nếu không có lượng gia nhập ta có:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = 0 \quad (2.5)$$

Đây là phương trình Saint Venant thứ 1 và là phương trình liên tục của dòng chảy.

* Nếu thay $Q = V \cdot \omega$ thì (2.5) có dạng:

$$\frac{\partial(V\omega)}{\partial t} + B \frac{\partial H}{\partial l} = 0$$

Hoặc

$$\frac{\omega \partial V}{\partial t} + \frac{V \partial \omega}{\partial t} + B \frac{\partial H}{\partial l} = 0$$

2.2.2. Phương trình cân bằng động lực của dòng không ổn định

Phương trình chuyển động của sóng lũ (đưa ra bởi Bussinet) cho rằng tổng tất cả các lực trên 1 đơn vị khối lượng là bằng 0

Cụ thể là:

$$-gI + u + F = 0 \quad (2.6)$$

Trong đó: g - gia tốc trọng trường

I - độ dốc mực nước

u - lực quán tính

F - lực ma sát

Độ dốc có thể chia thành 2 thành phần: độ dốc i trong chuyển động ổn định và độ dốc phụ gia $\frac{dh}{dl}$ xuất hiện khi chuyển động lũ, như vậy:

$$I = i - \frac{dh}{dl} \quad (2.7)$$

h - độ sâu dòng chảy

Đối với dòng sông có tốc độ lớn có thể công nhận định luật bình phương theo công thức chezy

$$V = C\sqrt{RI} \quad (2.8)$$

V - tốc độ trung bình trong mặt cắt, R - bán kính thủy lực, C - hệ số chezy

Khi đó lực ma sát bằng tích trọng lực đơn vị nước trên độ dốc với 1 đơn vị khối lượng nhận được:

$$F = \frac{gV^2}{C^2R} \quad (2.9)$$

Lực quán tính, theo phương trình Bussinet có thể đặc trưng bởi 2 thành phần:

$$U = \frac{\partial v}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial l} \quad (2.10)$$

Lực ban đầu, để khắc phục ma sát trong mặt cắt, lực thứ 2 để khắc phục sự biến đổi tốc độ theo chiều dài dòng chảy.

Như vậy, tính đến lực quán tính phương trình động lực có dạng

$$i - \frac{dh}{dl} = \frac{V^2}{C^2K} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial l} \quad (2.11)$$

Phương trình (2.11) là phương trình thứ 2 của Saint- Venant có thể dùng tính toán chuyển động sóng lũ cho các vùng khác nhau.

* Lúc dòng chảy theo 2 chiều (chảy ngược, chảy xuôi) như các sóng chịu ảnh hưởng thủy triều thì phương trình động lực có dạng

$$i - \frac{dh}{dl} = \frac{V|V|}{C^2K} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial V^2}{\partial l 2g} \quad (2.12)$$

Phương trình (2.12) là phương trình 2 của Saint Venant đề xuất 1871.

Tất nhiên, có 4 thành phần là cơ bản: (1) độ dốc mực nước, (2) độ dốc ma sát

(3) độ dốc quán tính (4) độ dốc đối lưu; trong một số trường hợp cụ thể cần thêm: lực do xoáy (Se), lực do gió (Wf).

Độ dốc tổn thất xoáy được xác định bởi 2.13

$$S_e = \frac{K_e}{2g} \frac{\partial(Q/A)^2}{\partial x} \quad (2.13)$$

Trong đó: K_e - hệ số phân tán hay tập trung, dấu - là phân tán (khi $\partial(Q/A)^2/\partial x$ là âm) và ngược lại là tập trung.

Độ dốc do gió: sinh ra để chống lại lực cản của gió trên mặt nước được xác định bởi 2.14.

$$F_w = \tau_w B dx \quad (2.14)$$

τ_w - ứng suất cắt của gió, có thể viết đại thể như sau:

$$\tau_w = \frac{-p C_f |V_r| V_r}{2} \quad (2.15)$$

Trong đó V_r tốc độ chất lỏng, ký hiệu $|V_r|V_r$ để sử dụng khi τ_w với chiều ngược phương của V_r và C_f là hệ số của ứng suất cắt, tốc độ trung bình của nước là Q/A hợp với phương tốc độ gió là V_w với phương của góc ω , như vậy tốc độ của nước quan hệ với không khí là

$$V_r = \frac{Q}{A} - V_w \cos \omega \quad (2.16)$$

Và lực gió:

$$F_w = \frac{-p V C_f |V_r| V_r B dx}{2} = -W_f B p dx \quad (2.17)$$

Trong đó yếu tố lực cắt của gió là W_f

$$W_f = C_f |V_r| V_r / 2 \quad (2.18)$$

Ghi chú chiều của gió là ngược với chiều của dòng chảy.

2.2.3. Phân loại mô hình diện toán phân phối

Theo ý nghĩa vật lý phương trình moment được phân thành:

- Loại thành phần gia tăng cho địa phương; nó diễn tả biến đổi moment bằng biến đổi tốc độ theo thời gian.
- Loại thành phần gia tăng đối lưu, nó diễn tả biến đổi tốc độ dọc sông.
- Loại thành phần lực áp, nó tương quan với chiều sâu theo kênh.
- Loại thành phần trọng lực, nó tương quan với độ dốc sức cản S_f .

Trường hợp hệ phương trình Saint venant (bỏ qua q , F_w , F_e , $\beta = 1$) thì viết theo phương trình liên tục:

- Dạng bảo toàn:
$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \quad (2.19)$$

- Dạng không bảo toàn

$$V \frac{\partial y}{\partial t} + y \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = 0 \quad (2.20)$$

- Dạng không bảo toàn (với đơn vị chiều rộng)

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} - g(S_0 - S_f) = 0 \quad (2.22)$$

----- Sóng động lực.

----- Sóng khuếch tán (p/tr trạng thái tức thời).

----- Sóng động lượng.

Thành phần gia tăng địa phương, gia tăng dòng thẳng mang hiệu ứng quán tính dòng chảy.

Trường hợp có hiệu ứng mức bù, không ảnh hưởng tới các phương pháp diễn toán. Phương pháp tích phân chap không thể thực hiện được trong tính toán dòng chảy khi có hiệu ứng nước bù và không có cơ học, thủy lực để diễn tả sự ảnh hưởng biến đổi dòng chảy ở trong sông theo moment.

Mô hình diễn toán phân phối đơn giản nhất là mô hình sóng động lực, bỏ qua các gia tăng $g(S_0 - S_f)$, giả sử $S_0 = S_f$ (Độ dốc thủy lực và độ dốc ma sát cân bằng với nhau).

Mô hình sóng khuếch tán: hợp nhất thêm với giá trị áp suất (bỏ qua gia tăng $g \frac{\partial y}{\partial x}$)

Mô hình sóng động lượng: giữ lại tất cả giá trị gia tăng tốc độ và áp suất trong phương trình moment.

Phương trình moment có thể viết dưới dạng tính toán, thí dụ như dòng chảy ổn định hoặc không ổn định và đồng dạng hoặc đa dạng. Trong phương trình liên tục $\frac{\partial A}{\partial t} = 0$ cho dòng ổn định và gia nhập khu giữa $q = 0$ cho các dạng sau:

Dạng bảo toàn:

$$\frac{1}{gA} \frac{\partial Q}{\partial t} - \frac{1}{gA} \frac{\partial(Q^2 / A)}{\partial x} - \frac{\partial y}{\partial t} + S_0 = S_f \quad (2.23)$$

Dạng không bảo toàn:

$$-\frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} - \frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial y}{\partial x} + S_0 = \mathcal{J} \quad (2.24)$$

-----ổn định dòng chảy đồng dạng

-----ổn định và dòng chảy đa dạng

-----không ổn định, dòng chảy đa dạng

2.2.4. Năm giả thiết của phương trình

1. Xem như chuyển động chất lỏng 1 chiều. Với ý nghĩa là coi như chuyển động nằm ngang và thẳng đứng là không đáng kể so với dọc sông. Do đó độ dốc dòng chảy là giống nhau trong các mặt cắt. Giả thiết như vậy có ý nghĩa là không có độ dốc nằm ngang.

2. Chuyển động theo giả thuyết là thay đổi chậm, với ý nghĩa không có tổn thất độ dốc địa phương.

3. Giả thiết là sóng dài, như vậy độ sâu mặt nước rất nhỏ so với chiều độ dài của sóng, một vài tác giả gọi là lý thuyết nước nông.

Điều đó dẫn tới phân phối định luật áp lực thủy tĩnh theo chiều sâu, có nghĩa là bỏ bớt áp lực dư do gia tốc nước theo chiều thẳng đứng.

4. Lực cản trong phương trình có dạng như chuyển động ổn định.

1. Độ dốc đáy sông là rất nhỏ.

2.3 Xấp xỉ của sai phân (Sai phân hóa)

2.3.1. Khái niệm chung

Phương trình Saint Venant cho diễn toán không có phương pháp giải tích phân (trừ 1 vài trường hợp đặc biệt). Nó là phương trình vi phân từng phần (đạo hàm riêng) nói chung có thể giải bằng phương pháp số trị và phương pháp đặc trưng.

Trong các phương pháp trực tiếp (số trị) xây dựng từ phương trình sai phân ban đầu từ phương trình liên tục và phương trình moment.

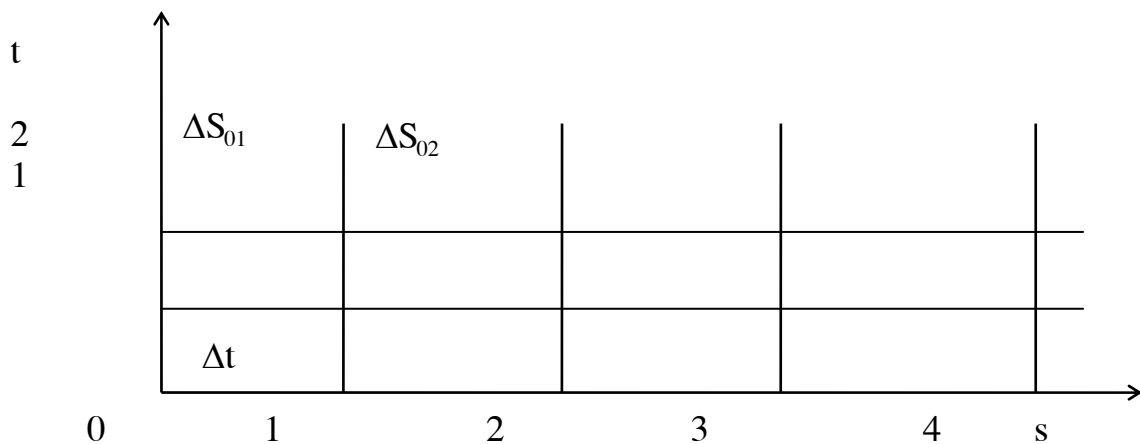
Lời giải cho các đặc trưng dòng chảy được nhận từ bước không gian Δl và bước thời gian Δt .

Trong phương pháp đặc trưng, phương trình đạo hàm riêng đầu tiên chuyển sang dạng đặc trưng, và sau đó phương trình đặc trưng được giải theo

phương pháp phân tích, như trong việc giải sóng động học, hoặc sử dụng phương trình đạo hàm riêng.

Trong phương pháp số để giải bài toán đạo hàm riêng, việc giải đưa sang việc giải bằng lưới X - t. Lưới X - t được xác định bởi bước khoảng cách Δx và bước thời gian Δt . Như trong hình 2.1, những điểm lưới được chỉ theo ký hiệu i (theo khoảng cách), theo thời gian là j . Đường theo thời gian là vuông góc với x .

Sơ đồ số trị chuyên phương trình đạo hàm riêng tới hàng loạt phương trình vi phân đại số hữu hạn. Phương trình vi phân hữu hạn trình bày sai phân riêng và tạm thời trong các điểm chưa biết trên đường thời gian tương lai $j + 1$, và đường thời gian hiện tại j . Trong đó tất cả giá trị không biết được tính từ tính toán bước ban đầu (xem hình 2.1).



Hình 2.1 Sơ đồ lưới sai phân.

Lời giải của Saint Venant biết trước từ thời gian này đến thời gian sau được tính một cách liên tục.

2.3.2- Phương pháp sai phân

Có thể sai phân hóa trực tiếp hệ phương trình cơ bản để giải mà không cần chuyển qua phương trình đặc trưng. Tất nhiên, cách giải như thế đòi hỏi một khối lượng tính toán rất lớn nhưng nhờ có máy tính điện tử nên việc giải quyết rất thuận tiện. Nhờ cách này có thể tính được các trường hợp rất phức tạp, sông có bãi, sông có mặt cắt thay đổi, lưới sông phức tạp .v.v. mà các phương pháp khác hầu như không thể giải quyết được. Trong những năm gần đây, người ta thường dùng phương pháp sai phân để giải các bài toán dòng

không ổn định trong thực tiễn và nói chung là giải bằng máy tính điện tử. Đặc điểm chung của phương pháp sai phân là chia kênh ra thành những đoạn ngắn ΔS và chia thời gian thành những thời gian nhỏ Δt . Như vậy, trong tọa độ (s-t) được chia thành các ô lưới, trên đó ta sẽ xác định được các yếu tố của chúng tại các nút của lưới, tức là tại các mặt cắt định trước và vào các thời điểm định trước (xem Hình 2.1).

Trên mỗi ô lưới như thế, các đạo hàm riêng trong hệ phương trình cơ bản sẽ được thay bằng tỷ số các gia số. Sai phân có thể nhận được từ hàm $U(x)$. Trong Hình 2.2, phương trình Taylor của $U(x)$ từ $x+\Delta x$.

$$U(x+\Delta x) = U(x) + \Delta x U'(x) + \frac{1}{2} \Delta x^2 U''(x) + \frac{1}{6} \Delta x^3 U'''(x) + \dots$$

$U'(x) = \partial U / \partial x$, $U''(x) = \partial^2 U / \partial x^2$... Liệt Taylor từ $x = \Delta x$ là

$$U(x - \Delta x) = U(x) - \Delta x U'(x) + \frac{1}{2} \Delta x^2 U''(x) - \frac{1}{6} \Delta x^3 U'''(x) + \dots$$

Sai phân trọng tâm tương tự dùng (2.2) trừ (2.1)

$$U(x + \Delta x) - U(x - \Delta x) = 2\Delta x U'(x) + 0(\Delta x^3)$$

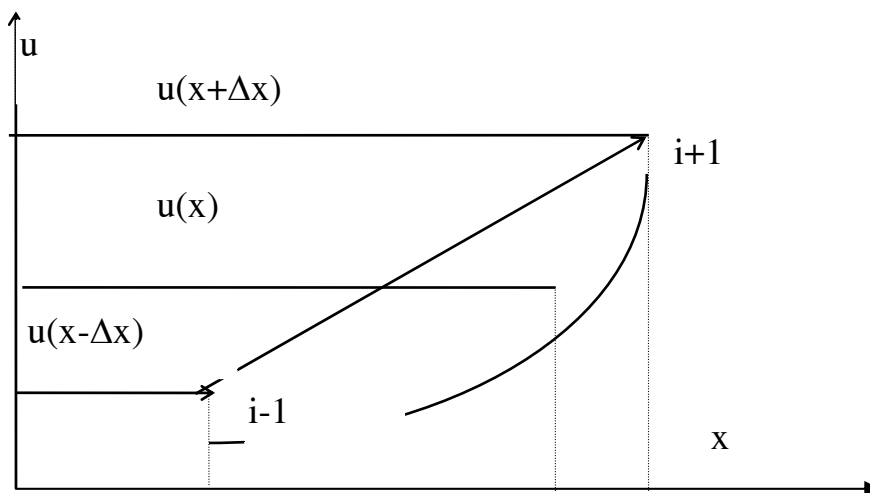
Trong đó: $0(\Delta x^3)$ là dư thừa của bậc 3 và bậc lớn hơn

Giả thiết $U'(x)$, giả sử $0(\Delta x^3) = 0$, còn lại

$$U'(x) = \frac{U(x + \Delta x) - U(x - \Delta x)}{2\Delta x} + 0(\Delta x^3)$$

Nó có sai số tương tự bậc Δx^2 , đây là sai số, do dừng ở bậc cao, như sai số cắt cụt. Sai số tiến tương tự như xác định từ $U(x)$ từ (2.1)

$$U(x + \Delta x) - U(x) = \Delta x U'(x) + 0(\Delta x^2)$$



Hình 2.2 $x-\Delta x$ x $x+\Delta x$

Giả thiết bậc hai và cao hơn là không đáng kể - Ta có:

$$U'(x) = \frac{U(x + \Delta x) - U(x)}{\Delta x} + o(\Delta x^2)$$

Với sai số tương tự như bậc của Δx

Sai số lùi, tương tự như dùng như sai số từ (2.2) trừ $U(x)$

$$U(x) - U(x - \Delta x) = U'(x) \Delta x + o(\Delta x^2)$$

Giải cho $U'(x)$ được

$$U'(x) = \frac{U(x) - U(x - \Delta x)}{\Delta x} + o(\Delta x^2)$$

Có nhiều sơ đồ sai phân có thể chia thành hai loại sơ đồ:

Sơ đồ sai phân hiện và sơ đồ sai phân ẩn sự khác nhau giữa chúng là: sơ đồ hiện là giải ẩn trong một quá trình dưới một ô lưới hoặc hai ô lưới gần nhau để tính các yếu tố thuỷ lực trong từng nút.

Sơ đồ sai phân hiện có điều kiện là không sử dụng Δx , Δt nhỏ để cho bài toán hội tụ.

Sơ đồ sai phân ẩn : với Δx , Δt lớn không đòi hỏi điều kiện.

Sơ đồ hiện

Sơ đồ sai phân hiện là sơ đồ mà sau khi sai phân hoá hệ phương trình (2.1) (2.2) ta được hệ hai phương trình đại số với hai ẩn số Q , ω ở một nút chưa biết và do đó có thể giải ngay ra các ẩn số đó.

Ví dụ sơ đồ hình thoi (2.3). Sơ đồ này đòi hỏi khoảng cách giữa các mặt cắt Δs phải bằng nhau, thời đoạn tính toán Δt phải cố định.

Thay đạo hàm riêng bằng các biểu thức sai phân sau đây:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{\omega_B - \omega_A}{2\Delta t}$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial s} = \frac{\omega_D - \omega_C}{2\Delta s}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{Q_B - Q_A}{2\Delta t}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial s} = \frac{Q_{sD} - Q_C}{2\Delta s}$$

Nếu đặc trưng tại hai lớp thời gian trước (nút A, C, D) đã biết thì khi

sai phân hoá hệ phương trình Saint venant ta được hai phương trình ẩn số bậc nhất với hai ẩn số là Q_B, ω_B tại nút B ở lớp thời gian sau. Giải hệ này ta tìm ra ngay được các đặc trưng Q_B, ω_B .

Như vậy bằng sơ đồ sai phân này ta có thể tìm được các đặc trưng chưa biết ở lớp thời gian sau khi đặc trưng của hai lớp thời gian trước đã biết. Bằng việc cho trước các đặc trưng Q, ω của hai lớp thời gian ban đầu (điều kiện ban đầu) ta tìm các đặc trưng chưa biết lần lượt lớp thời gian này tới lớp thời gian khác. Ở các nút biên chưa được chọn làm đỉnh của hình thoi người ta cần phải thay đổi sơ đồ chút ít (ví dụ như dùng sơ đồ của hình thoi hay bỏ qua không tính một đặc trưng còn thiếu ở nút biên. . .).

Ưu điểm của sơ đồ hiện là thuật toán đơn giản, dễ lập chương trình cho máy tính điện tử tiện dùng cho cả hệ thống mạng kênh (sông) phức tạp. Nhược điểm của sơ đồ hiện là bước thời gian tính toán bị hạn chế bởi điều kiện:

$$\Delta t = \inf \frac{\Delta L}{|W|} \quad (*)$$

tức là bước thời gian phải nhỏ hơn giới hạn dưới của khoảng cách thời gian truyền ảnh hưởng từ mặt cắt này sang mặt cắt khác.

Sở dĩ có hạn chế đó là vì trong quá trình tính toán ta luôn luôn phạm phải sai số (do độ chính xác của tài liệu đưa vào, do thay thế vi phân bằng sai phân, do độ sai số của máy tính có hạn...). Nếu sơ đồ tính để cho các sai số bị tích lũy và khuếch đại trong quá trình tính thì sơ đồ đó không bền vững. Ngược lại nếu trong quá trình tính sai số ban đầu giảm dần, các sai số phạm phải không bị tích lũy lại thì sơ đồ là bền vững. Người ta đã chứng minh rằng sơ đồ tính chỉ bền vững khi sơ đồ tính toán đáp ứng điều kiện trên.

1. Sơ đồ ẩn.

Sơ đồ sai phân ẩn là sai phân mà trong quá trình tính ở lớp thời gian có từ hai nút trở lên và các đặc trưng Q, ω ở đây cần tìm. Sau khi sai phân hoá hệ phương trình Saint venant ta chỉ có được hai phương trình đại số, trong lúc đó ẩn số lớn hơn hay bằng 4. Từng hệ phương trình riêng rẽ như vậy không kín và ta không thể giải ngay để tìm các hàm ẩn được. Chỉ khi sai phân hoá theo sơ đồ đã chọn cho mọi nút ở thời gian sau, kết hợp với điều kiện biên, ta mới

có một hệ kín và giải đồng thời ra nghiệm Q, ω cho tất cả các nút ở lớp thời gian sau.

Các nút A, B nằm ở lớp thời gian trước, các đặc trưng ở đây đã biết. Các nút C, D nằm ở lớp thời gian sau, các đặc trưng ở đây cần tìm. ta thay đạo hàm riêng bằng các biểu thức sai phân sau đây:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \omega}{\partial t} &= \gamma \frac{\omega_C - \omega_{bA}}{\Delta t} + (1 - \gamma) \frac{\omega_{bD} - \omega_B}{\Delta t} \\ \frac{\partial \omega}{\partial s} &= \theta \frac{\omega_{sD} - \omega_C}{\Delta s} + (1 - \theta) \frac{\omega_B - \omega_{sA}}{\Delta s} \quad (**) \\ \frac{\partial Q}{\partial t} &= \gamma \frac{Q_C - Q_A}{\Delta t} + (1 - \gamma) \frac{Q_D - Q_B}{\Delta t} \\ \frac{\partial Q}{\partial s} &= \theta \frac{Q_D - Q_C}{\Delta s} + (1 - \theta) \frac{Q_B - Q_A}{\Delta s}\end{aligned}$$

ở đây $0 \leq \gamma, \theta \leq 1$ và gọi là các hệ số thiên lệch (có nghĩa là khi sai phân hoá ta lấy thiên về phía cạnh nào của hình chữ nhật ABCD).

Thường người ta chọn $\gamma = 1/2$ và để cho sơ đồ tính luôn luôn bền vững lấy $\theta > 1/2$ (tức là đạo hàm theo s lấy thiên về thời gian sau).

Sai phân hoá hệ phương trình Saint Venant theo biểu thức (**) ta được hai phương trình đại số với 4 ẩn $\omega_C, Q_C, \omega_D, Q_D$.

Nếu đoạn sông tính toán chia làm n đoạn nhỏ bằng n+1 mặt cắt thì áp dụng sơ đồ này ta được 2n phương trình đại số. kể cả hai điều kiện biên ta có tất cả 2n+2 phương trình. Số nút ở lớp thời gian sau là n+1, số ẩn số là 2(n+1), vừa bằng số phương trình.

Giải hệ 2n+2 phương trình này ta có đồng thời tất cả các đặc trưng cần tìm ở lớp thời gian sau (lợi dụng tính chất riêng của hệ phương trình này trong mỗi phương trình chỉ có mặt 4 ẩn số, người ta dùng phương pháp khử chuỗi này để giải ra nhanh chóng và đơn giản hơn).

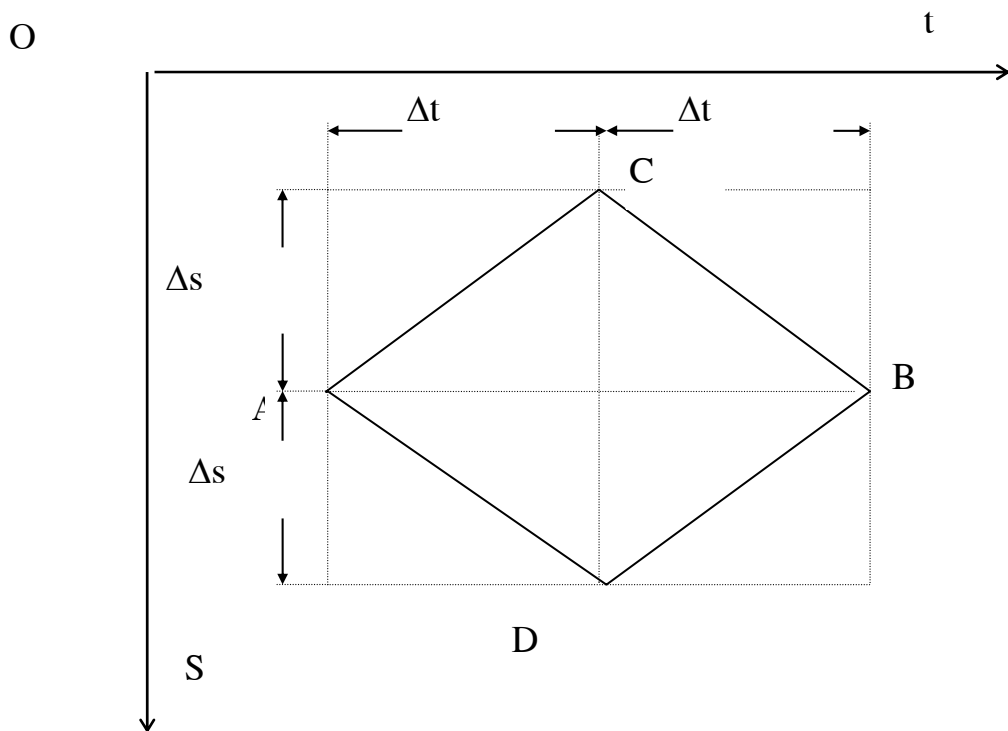
Chú ý do hệ phương trình Saint Venant là phi tuyến nên nói chung hệ phương trình đại số nhận được cũng là phi tuyến. Do đó mà phải kết hợp cách giải hệ phương trình đại số tuyến tính với phép tính đúng dần (tính lặp).

Ưu điểm của sơ đồ này là với $\theta > 1/2$, bước thời gian tính toán Δt không bị hạn chế, sơ đồ luôn bền vững.

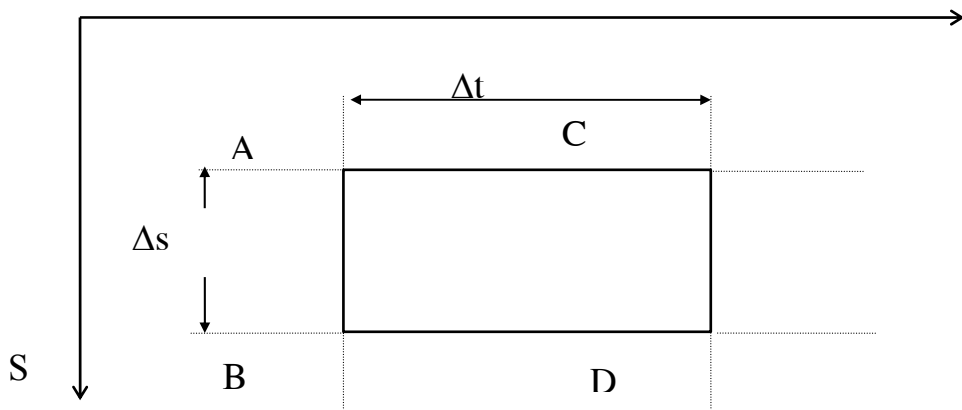
Nhược điểm là thuật toán phức tạp, khó lập chương trình cho máy tính

điện tử hơn, và khi áp dụng cho mạng lưới kênh (sông) thì rất phiền phức.

Trong đó phải giải phương trình sai phân cho tất cả các đoạn kênh đồng thời, mới có thể tìm được các yếu tố thủy lực ở các nút. Ta nghiên cứu sơ đồ ẩn trước, vì trong đó việc chuyển từ phương trình vi phân sang phương trình sai phân rất tự nhiên và logic, tuy cách giải số có phần phức tạp hơn sơ đồ hiện. Trong sai phân ở đây, chúng ta sẽ lấy lưu lượng Q và mực nước Z làm hàm số ẩn. Chú ý: trong sơ đồ sai phân tọa độ của nút được xác định là giá trị lưu lượng Q và diện tích mặt cắt ω . Ta có thể thay tọa độ bằng (Q, z) vì ω có quan hệ với z .



Hình 2.3- Sơ đồ sai phân hình thoi.



Hình 2.4- Sơ đồ sai phân ẩn hình chữ nhật.

2.3.3 Hệ số trọng lượng của sơ đồ ẩn

Phương pháp sai phân trong sơ đồ ẩn để giải phương trình Saint Venant là một tiến bộ lớn. Nó có thể dùng để giải cho các bước thời gian khá dài ($1h$) và dài hơn

$$\frac{\partial U}{\partial x} = \theta \frac{U_{i+1}^{j+1} - U_i^{j-1}}{\Delta x} + (1 - \theta) \frac{U_{i+1}^j - U_i^j}{\Delta x}$$

$$\theta = \frac{\Delta t'}{\Delta t}$$

$\theta = 0$, điểm M ở đường j^{th} là hoàn toàn sơ đồ ẩn

$\theta = 1$ điểm M ở đường $(j+1)$ là hoàn toàn sơ đồ hiện. (Xem hình 2.3)

Và

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{U_i^{j+1} + U_{i+1}^{j+1} - U_i^j - U_{i+1}^j}{2\Delta t}$$

2.3.4 Phương trình cơ bản viết với hàm số ẩn Q, Z trong trường hợp tổng quát.

Ta viết lại hệ phương trình Saint Venant lấy hàm ẩn là lưu lượng Q và mực nước Z (cao độ với mặt chuẩn cố định nằm ngang) trong trường hợp tổng quát.

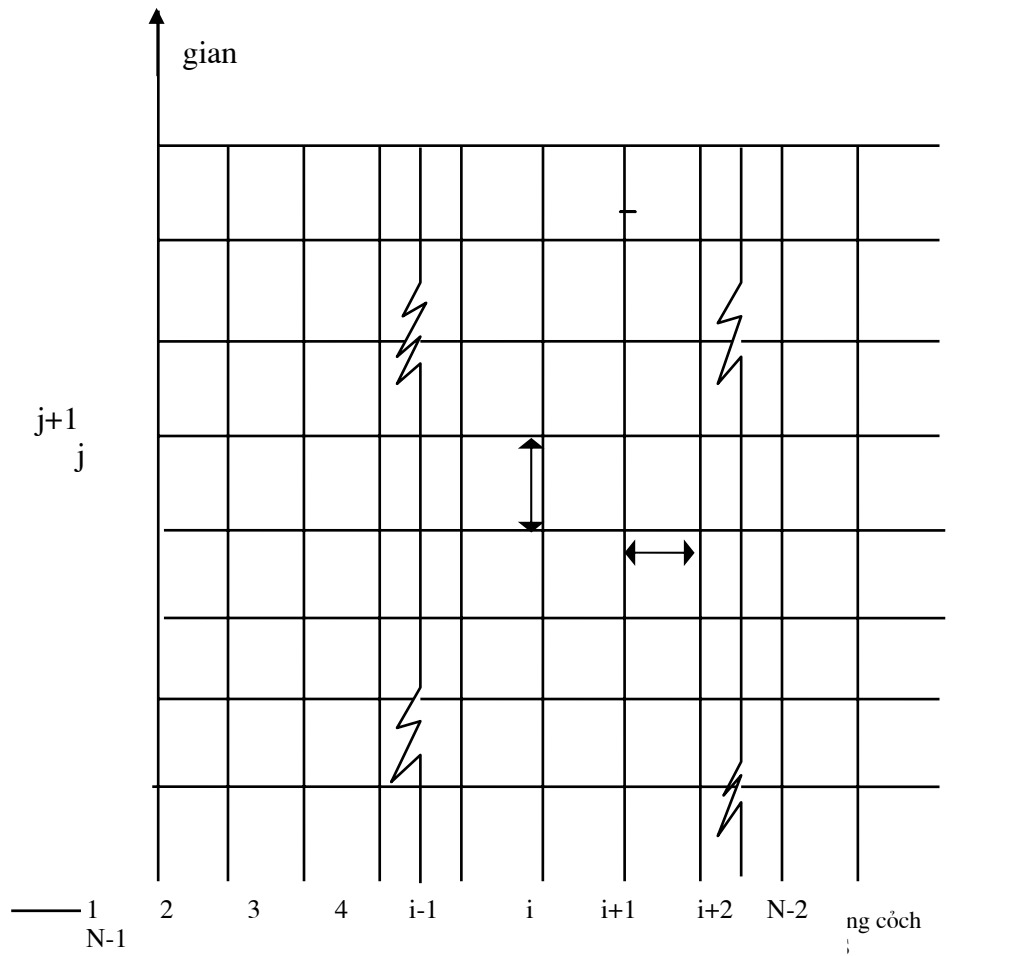
Khi viết quan hệ giữa lưu lượng Q và lưu tốc trung bình của mặt cắt V di chuyển từ hệ phương trình (2.1, 2.4, 2.5) sang dạng này, ta cần chú ý trường hợp những kênh thông với những khu chứa nước ở ven bờ, ở đó nước coi như không chảy, nhưng mực nước thay đổi theo mực nước của dòng kênh. Trong trường hợp này, lưu tốc trong hình của mặt cắt V chỉ tính cho phần mặt cắt ngang của dòng chảy V , kể cả bãi sâu, trên đó lưu tốc có thể phân bố không dài (các hệ số hiệu chỉnh α_0 và α có thể lớn hơn 1 một cách đáng kể) phần mặt cắt ngang này có chiều rộng là B . Trong khi đó diện tích mặt cắt tham gia phương trình liên tục ω_0 phải kể cả khu chứa, và chiều rộng mặt cắt kể cả khu chứa là B_0 (xem hình 2.4).

Như vậy phương trình liên tục (2.4) viết là:

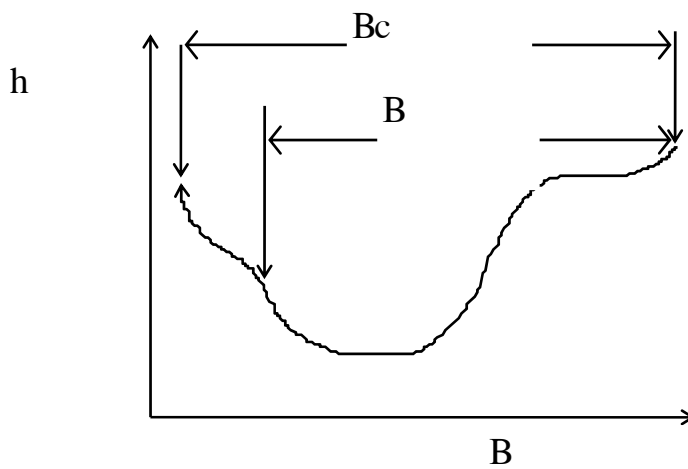
$$\frac{\partial Q}{\partial S} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{\partial Q}{\partial S} + Bc \frac{gZ}{\alpha} = q' \quad (2.24)$$

Trong phương trình động lực các số hạng $\frac{\alpha\omega}{g} \frac{\partial \mathcal{V}}{\partial \alpha}$, $\frac{\alpha\omega}{g} V \frac{\partial \mathcal{V}}{\partial \mathcal{S}}$ được biến đổi

như sau:



Hình 2.5 Sơ đồ sai phân.



Hình 2.6 Mặt cắt ngang sông

$$\begin{aligned} \frac{\alpha \omega}{g} \frac{\partial V}{\partial t} &= \frac{\alpha \omega}{g} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Q}{\omega} \right) - \frac{\alpha_o}{g \omega} \frac{\partial Q}{\partial t} - \frac{\alpha_o}{g \omega^2} Q \frac{\partial \omega}{\partial t} = \\ &= \frac{\alpha \omega}{g \omega} \frac{\partial Q}{\partial t} - \frac{\alpha_o}{g \omega^2} Q B \frac{\partial z}{\partial t} \\ \frac{\alpha}{g} V \frac{\partial V}{\partial S} &= \frac{\alpha}{g} \frac{Q}{\omega} \frac{\partial}{\partial S} \left(\frac{Q}{\omega} \right) = \frac{\alpha}{g} \frac{Q}{\omega^2} \frac{\partial Q}{\partial S} - \frac{\alpha}{g} \frac{Q^2}{\omega^3} \frac{\partial \omega}{\partial S} \end{aligned}$$

Riêng trường hợp kênh lằng trụ thì số hạng

$$\frac{\alpha}{g} \frac{Q^2}{\omega^3} \frac{\partial \omega}{\partial S} \text{ còn có thể viết là}$$

$$-\frac{\alpha}{g} \frac{Q^2}{\omega^3} \frac{\partial \omega}{\partial S} = -\frac{\alpha Q^2}{g \omega^3} B \frac{\partial h}{\partial S} = -Fr \frac{\partial h}{\partial S}$$

Trong đó Fr là hệ số F rút.

Phương trình động lực (2.11) sẽ viết thành

$$\frac{\partial Z}{\partial S} + \frac{\alpha_o}{g \omega} \frac{\partial Q}{\partial t} - \frac{\alpha_o}{g \omega^2} Q B \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\alpha_o}{g \omega^2} \frac{\partial Q}{\partial S}$$

$$-\frac{\alpha Q^2}{g \omega^3} \frac{\partial \omega}{\partial S} = \frac{-Q|Q|}{K^2} \quad (2.25)$$

Nếu rút $\frac{\partial Q}{\partial S}$ từ phương trình liên tục (2.24)

$$\frac{\partial Q}{\partial S} = q' - Bc \frac{\partial Z}{\partial t}$$

Và thay vào (2.25) sẽ được

$$\frac{\partial Z}{\partial S} + \frac{\alpha_o}{g \omega} \frac{Q Q}{\partial t} - \frac{\alpha B_c + \alpha_o B}{g \omega^2} \cdot Q \frac{\partial Z}{\partial t} +$$

$$\frac{\alpha Q}{g \omega^2} q' - \frac{\alpha}{g \omega^3} \frac{\partial \omega}{\partial S} = \frac{-Q|Q|}{K^2} \quad (2.26)$$

Xét kỹ hơn nữa phương trình động lực, nếu cho rằng lượng bổ sung dọc đường q' và lượng nước đi từ khu chứa tham gia dòng chảy ($B_c - B$) $\frac{\partial Z}{\partial t}$ cùng đi từ nơi có lưu tốc hướng dọc bằng không gia nhập dòng chảy đang có lưu tốc V_1 thì trong phương trình động lực phải kể đến phần năng lượng cần lấy từ dòng chính để đưa khối lượng đó tham gia vào dòng chảy của (2.26) phải đưa thêm số hạng.

$$\left[q' - (Bc - B) \frac{\partial Z}{\partial t} \right] \frac{V}{g\omega}$$

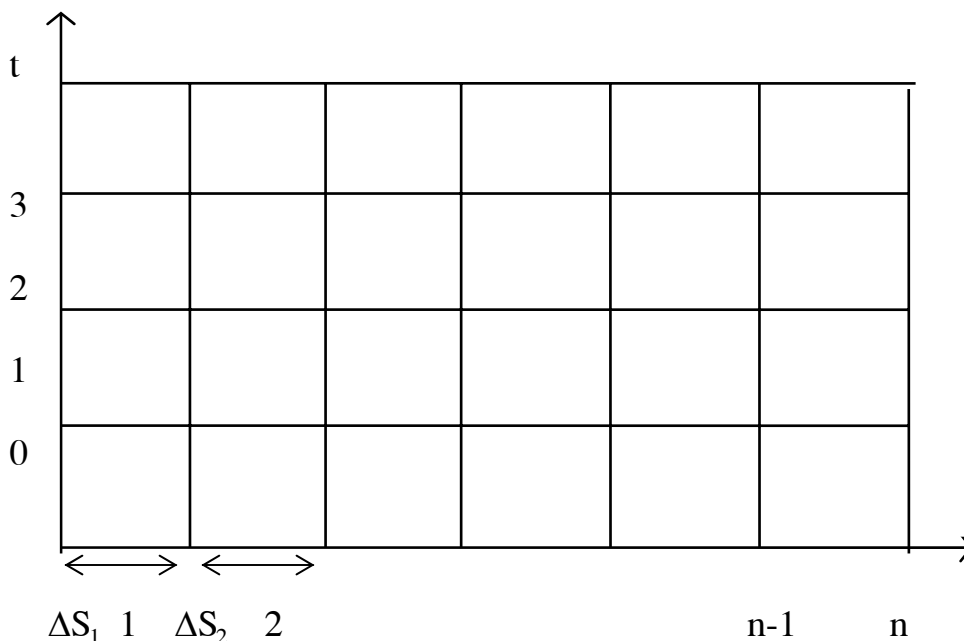
Tuy nhiên thực tế dòng chảy bổ sung đi từ bờ hoặc từ khu chứa không phải là từ chỗ lưu tốc hướng dọc hoàn toàn bằng không rơi ngay vào dòng chảy dạng có lưu tốc hiệu chỉnh $j < 1$.

Như vậy, phương trình động lực trong trường hợp tổng quát là:

$$\frac{\partial Z}{\partial S} + \frac{\alpha_0}{g\omega} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} - \frac{-Bc + \alpha_0 B}{g\omega^2} \cdot Q \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\alpha + j}{g\omega^2} x Q q'$$

$$- \frac{\alpha Q^2}{g\omega^3} \frac{\partial \omega}{\partial S} - \frac{j(Bc - B)}{g\omega^2} Q \frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{-Q|Q|}{K^2} \quad (2.27)$$

Trong vế trái, nói chung số hạng thứ nhất là quan trọng nhất rồi lần lượt đến số hạng thứ 2 và số hạng thứ 3. Tùy trường hợp cụ thể có thể bỏ qua 1 trong 3 số hạng cuối của vế trái. Chẳng hạn khi lưu lượng bổ sung q' nhỏ thì bỏ qua số hạng thứ 4, khi lưu tốc trong kênh nhỏ so với tốc độ truyền sóng (số Frút $Fr = \frac{\alpha Q^2 B}{g\omega^3}$ rất nhỏ so với 1) thì có thể bỏ qua số hạng thứ 5. Trái lại khi dòng chảy là chảy xiết hoặc gần bằng trạng thái phân giới (số Fr lớn hơn hoặc gần bằng 1) thì số hạng thứ 5 $-\frac{\alpha Q^2}{g\omega^3} \cdot \frac{\partial \omega}{\partial S}$ lại trở thành quan trọng không thể bỏ qua được.



Hình 2.7 Sơ đồ sai phân ẩn.

Tuy nhiên phần sau, chúng tôi sẽ bỏ qua số hạng thứ 6 là số hạng thường nhỏ nhất trong vế trái, và cho $j = 0$ trong số hạng thứ 4 để diễn giải phương pháp sai phân. Như vậy phương trình tổng quát được dùng vẫn là 2.26.

Trường hợp riêng khi tính theo trạng thái tức thời thì bỏ qua số hạng thứ 2 và số hạng thứ ba của vế trái, khi đó có thể bỏ qua luôn cả số hạng thứ 4 và số thứ 5 cho tiện, và phương trình động lực để tính trong trạng thái tức thời chỉ còn

$$\frac{\partial Z}{\partial S} = \frac{-Q|Q|}{K^2} \quad (2.28)$$

2.3.5 Sơ đồ sai phân ẩn

1. Công thức sai phân chia kênh thành từng đoạn ngắn ΔS sao cho mỗi đoạn có các đặc trưng mặt cắt: ω , B , B_c , n ... tương đối đều đặn, biến đổi từ từ, và không có kênh ngắn, lớn chảy vào, có thể có các nhánh rất nhỏ coi như lưu lượng phân bố dọc đường q' - các đoạn có thể dài ngắn khác nhau. Ta chia thời gian thành những thời gian Δt (dài bằng nhau cho tiện)

Ta có lưới sai phân như hình (2.5)

Biết các yếu tố thủy lực Q, Z tại các mặt cắt lúc ban đầu (tại các nút của hàng thứ nhất $t = 0$) ta sẽ dùng các phương trình sơ đồ tính ra các trị số Q, Z tại mặt cắt cuối thời đoạn (các nút ở hàng thứ 2 $t = 1\Delta t$)... lần lượt ta sẽ tính được Q và Z lại tất cả các nút trên lưới.

Để tiện theo dõi, ta ký hiệu cho mỗi yếu tố thủy lực tại mỗi nút 2 chỉ số i, j như Q_{ij}, Z_{ij} ...

Chỉ số thứ 1 chỉ vị trí mặt cắt $i = 1, 2, 3, \dots n$

Chỉ số thứ 2 chỉ thời điểm $j = 1, 2, 3, \dots$

Đoạn kênh từ mặt cắt thứ $(i - 1)$ đến mặt cắt thứ (i) gọi là đoạn kênh thứ i (hình 2.5).

Ta viết các đạo hàm riêng của một đại lượng F nào đó ra dạng sai phân như sau:

Xét đoạn kênh $[(i-1), i]$ và thời đoạn $[(j-1), j]$

(Xem hình 2.8)

Ta có thể thay $\frac{\partial F}{\partial \alpha}$ bằng

$$\begin{aligned} \frac{\partial F}{\partial t} &\approx \frac{1}{\Delta t} \left[\frac{F_{i-1,j} + F_{ij}}{2} - \frac{F_{i-1,j-1} + F_{i,j-1}}{2} \right] = \\ &\approx \frac{1}{2} \left[\frac{F_{i-1,j} - F_{i-1,j-1}}{\Delta t} + \frac{F_{i,j} - F_{i,j-1}}{\Delta t} \right] \end{aligned} \quad (2.29)$$

Một cách tổng quát hơn, cũng có thể sai phân hóa $\frac{\partial F}{\partial t}$ cho đoạn

(i,j) thiên về đầu trên $(i-1)$ hoặc thiên về đầu dưới (i) , nghĩa là lấy

$$\frac{\partial F}{\partial t} \approx (1-V) \frac{F_{i-1,j} - F_{i-1,j-1}}{\Delta t} + V \frac{F_{i,j} - F_{i,j-1}}{\Delta t} \quad (2.30)$$

Với $0 < V < 1$

Lấy $v=1$ tức là lấy $\frac{\partial F}{\partial t}$ ở đầu dưới (mặt cắt i). Lấy $v=0$ tức là lấy $\frac{\partial F}{\partial t}$ ở đầu trên (mặt cắt $i-1$).

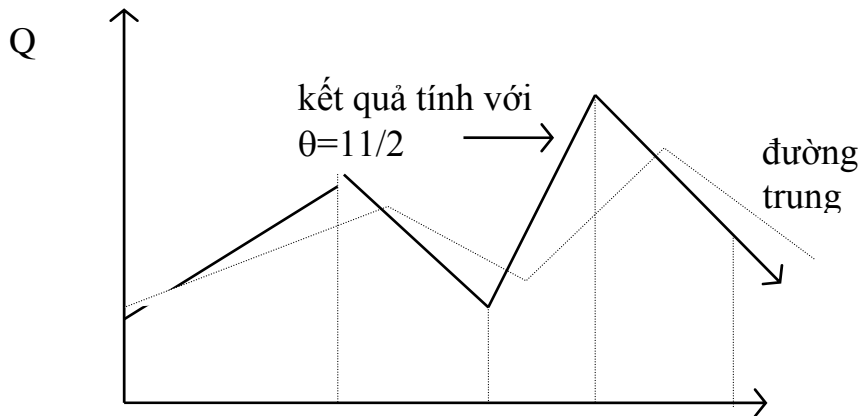
Nói chung lấy $v = \frac{1}{2}$ tức là dùng công thức (2.24) là hợp lý nhất. Sau này ta sẽ sai phân hóa $\frac{\partial Q}{\partial t}$ và $\frac{\partial Z}{\partial T}$ theo (2.29)

Cũng như vậy, ta sai phân hóa $\frac{\partial F}{\partial S}$ bằng:

$$\frac{\partial F}{\partial S} = (1-\theta) \frac{F_{i,j-1} - F_{i-1,j-1}}{\Delta S} + \theta \frac{F_{i,j} - F_{i-1,j}}{\Delta S} \quad (2.31)$$

Với $0 < \theta < 1$

Lấy $\theta = 0$ tức là thay đạo hàm riêng $\frac{\partial F}{\partial S}$ ở ô lưới tính toán bằng đạo hàm theo S vào lúc đầu thời đoạn $(j-1)$ trái lại, lấy $\theta = 1$ tức là thay đạo hàm riêng $\frac{\partial F}{\partial S}$ ở ô lưới tính toán bằng đạo hàm theo S vào lúc cuối thời đoạn (j) .



Hình 2.8

Trực quan ta thấy rằng lấy $\theta = \frac{1}{2}$ là logic hơn cả; tuy nhiên, theo lý luận phương pháp tính cũng như theo kinh nghiệm tính toán lấy $\theta = \frac{1}{2}$ không hẳn dẫn đến kết quả tính bằng số sát nhất với nghiệm đúng của hệ phương trình đạo hàm riêng và các khả năng hội tụ.

Trong một sơ đồ sai phân có thể lấy cho $\frac{\partial Q}{\partial x}$ trong phương trình liên tục và cho $\frac{\partial Z}{\partial x}$ trong phương trình động lực 2 trị số θ_1 và θ_2 khác nhau.

Trong phương trình liên tục (2.4) nếu ta sai phân hóa $\frac{\partial Q}{\partial x}$ với $\theta = \frac{1}{2}$ thì hợp lý nhất, tuy nhiên nghiệm tính ra sẽ bị giao động quanh trị số trung bình như hình (2.8).

Khi tính xong trị số Q, Z của các thời đoạn ta cần hiệu chỉnh lại, bằng cách lấy kết quả theo 1 đường cong trơn trung bình.

Đối với phương trình động lực (2.28) để sai phân hóa $\frac{\partial Z}{\partial x}$, nhất thiết phải lấy $\theta_2 > \frac{1}{2}$. Trị số $\theta_2 = \frac{1}{2}$ là giới hạn dưới của sự sử dụng của nghiệm. Kinh nghiệm tính toán cho thấy rằng nếu lấy θ_2 khoảng $2/3 \div 1$ (sai phân hóa $\frac{\partial Z}{\partial x}$ với $\theta_2 = 1$ tức là lấy độ dốc mực nước tức thời, lúc cuối thời đoạn $t = j$).

Dưới đây sẽ trình bày các công thức so với $\theta_1 = \theta_2 = 1$ _ Trong phương trình liên tục sai số hoá $\frac{\partial z}{\partial t}$ theo 2.32 và sai phân hoá.

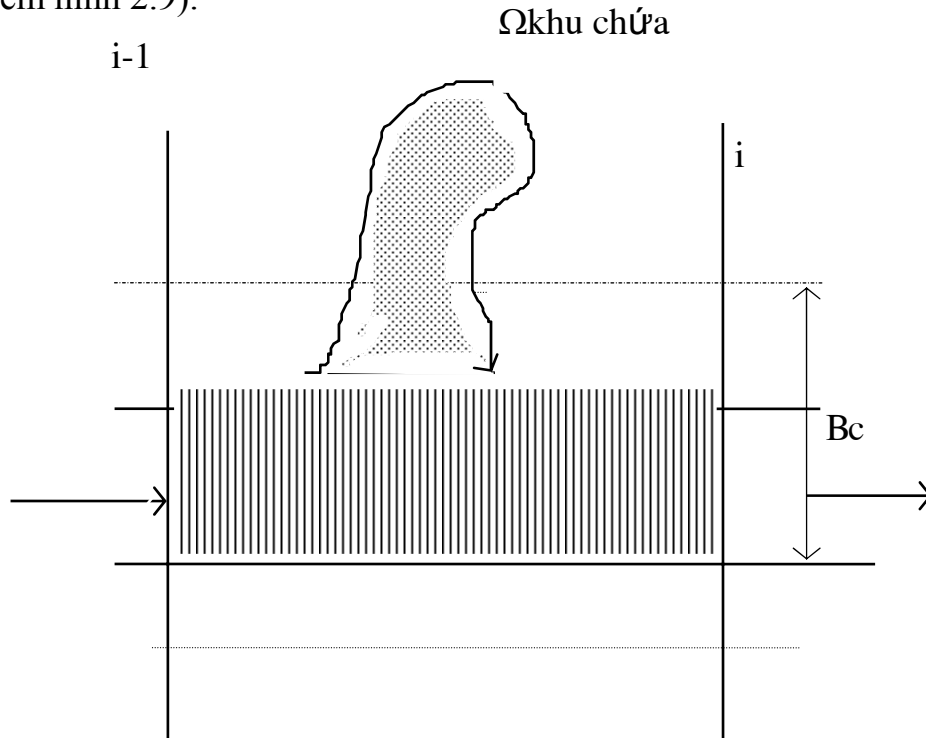
$$\frac{Q_{ij} - Q_{i-1j}}{\Delta S} + \frac{Bc}{\Delta t} x \left(\frac{Z_{ij} - Z_{i-1,j}}{2} - \frac{Z_{i,j-1} + Z_{i-1,j-1}}{2} \right) = q't \quad (2.32)$$

Trong đó: Bc: Chiều rộng mặt nước kể cả khu chứa, lấy trung bình trên đoạn kênh và cùng với mực nước lúc giữa thời đoạn, tức là lấy trung bình 4 điểm.

Trong thực tế, khu chứa bao gồm bãi cạn ở bờ kênh có thông với mặt nước kênh, ở đó mực nước có thể lên xuống tự do theo mực nước kênh, trao đổi nước tự do với dòng kênh nhưng lưu tốc hướng dọc không đáng kể.

Ta gọi tổng diện tích mực nước khu chứa nói trên trong phạm vi đoạn

kênh tính toán là Ω_c, Ω_c ; là hàm của mực nước trung bình của đoạn kênh (xem hình 2.9).



Hình 2.9 Sơ đồ đoạn kênh có khu chứa.

Theo ý nghĩa của phương trình liên tục, trị số B trong công thức (2.32) phải tính bằng:

$$\overline{Bc} = \overline{B} + \frac{\overline{\pi C}}{\Delta S} \quad (2.33)$$

Trong đó: \overline{B} chiều rộng trung bình của dòng dẫn ứng với mực nước trung bình của thời đoạn \overline{Z}

$\overline{\Omega_c}$ diện tích khu chứa trong phạm vi đoạn kênh ứng với mực nước trung bình của thời đoạn \overline{Z} (trong hình 4 điểm)

$$\overline{Z} = \frac{1}{4}(Z_{i-1,j-1} + Z_{i-1,j} + Z_{i,j-1} + Z_{i,j}) \quad (2.34)$$

Bây giờ ta tìm công thức sai phân cho phương trình động lực với $\theta_2 = 1$. Vì ý đồ tuyến tính hóa phương trình sai phân để sau này có thể thay giải phương trình đạo hàm riêng phi tuyến bằng việc giải hệ phương trình đại số tuyến tính, nên ở đây ta cần một số thủ thuật tính toán.

Trong phương trình động lực (2.28) các đạo hàm theo thời gian được sai phân hóa theo kiểu (2.29) còn các hệ số của nó thì lấy trung bình 4 điểm,

cụ thể là:

$$\frac{\alpha\omega}{g\omega} \frac{\partial Q}{\partial t} \approx \left(\frac{\overline{\alpha\omega}}{g\omega} \right) \frac{1}{\Delta t} \left(\frac{Q_{i,j} + Q_{i-1,j}}{2} - \frac{Q_{i,j-1} + Q_{i-1,j-1}}{2} \right)$$

$$\frac{\alpha Bc + \alpha\omega B}{g\omega^2} Q \frac{\partial Z}{\partial t} \approx \left(\frac{\overline{\alpha Bc + \alpha\omega B}}{g\omega^2} Q \right) \frac{1}{\Delta t} x$$

$$\left(\frac{Z_{i,j} + Z_{i-1,j}}{2} - \frac{Z_{i,j-1} + Z_{i-1,j-1}}{2} \right)$$

Trong đó: $\left[\frac{\overline{\alpha\omega}}{g\omega} \right]; \left[\frac{\overline{\alpha Bc + \alpha\omega B}}{g\omega^2} Q \right]$

Coi là các hệ số và lấy trung bình 4 điểm (ký hiệu 2 gạch trên đầu).

Còn các đạo hàm theo S như $\frac{\partial Z}{\partial S}, \frac{\alpha}{g} \frac{Q}{\omega^2} \frac{\partial \omega}{\partial S}$ cùng với các số hạng

$\frac{Q|Q|}{K^2}, \frac{\alpha q'}{g\omega^2} Q$. Thì ở đây lấy lúc $t = j$ (tức $\theta_2 = 1$)

$$\frac{\partial Z}{\partial S} \approx \frac{Z_{i,j} - Z_{i-1,j}}{\Delta S}$$

$$\frac{Q|Q|}{K^2} \approx \left(\frac{|Q|}{K^2} \right)_j \cdot \frac{Q_{i,j} + Q_{i-1,j}}{2}$$

$$\frac{\alpha Q^2}{g\omega^2} \frac{\partial \omega}{\partial S} \approx \left(\frac{\alpha Q}{g\omega^3} \right)_j \frac{\omega_{i,j} - \omega_{i-1,j}}{\Delta S} \cdot \frac{Q_{i,j} + Q_{i-1,j}}{2}$$

Trong đó các hệ số có dạng $(\overline{\quad})$ đều được lấy trung bình của đoạn kênh vào lúc cuối thời đoạn ($t=j$), gọi tắt là trung bình 2 điểm sau.

Thay các số hạng đã biến đổi như trên vào (2.28) ta được

$$\frac{Z_{i,j} - Z_{i-1,j}}{\Delta S} + \left(\frac{\overline{\alpha\omega}}{2g\omega} \right) \frac{1}{\Delta t} x$$

$$x(Q_{i,j} + Q_{i,j-1} - Q_{i,j-1} - Q_{i-1,j-1}) -$$

$$- \left(\frac{\overline{\alpha Bc + \alpha\omega B}}{2g\omega^2} Q \right) (Z_{i,j} + Z_{i-1,j} - Z_{i,j-1} - Z_{i-1,j-1}) -$$

$$- \left(\frac{\overline{\alpha Q}}{2g\omega^3} \right)_j x \frac{CO_{i,j} - CO_{i-1,j}}{\Delta S} (Q_{i,j} + Q_{i-1,j}) +$$

$$+ \left(\frac{\overline{\alpha q'}}{2g\omega^2} \right)_j (Q_{i,j} + Q_{i-1,j}) = \left(\frac{|Q|}{2K^2} \right)_j (Q_{i,j} + Q_{i-1,j}) \quad (2.35)$$

Đề viết(2.27) và (2.35) thành một hệ phương trình đại số tuyến tính đối với các đại lượng cần tìm $Q_{i,j}$; $Q_{i-1,j}$; $Z_{i,j}$; $Z_{i-1,j}$ ta nhân 2 vế của các phương trình với ΔS và đặt

$$d = \left(\frac{\overline{\alpha\omega}}{2g\omega} \right) \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (2.36)$$

$$e = \left(\frac{\overline{\alpha Bc + \alpha\omega B}}{2g\omega^2} Q \right) \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (2.37)$$

$$fr = \left(\frac{\overline{\alpha Q}}{2g\omega^2} \right) (\omega_{i-1} - \omega)_j \quad (2.38)$$

$$j = \left(\frac{\overline{\alpha q' \Delta S}}{2g\omega^2} \right)_j \quad (2.39)$$

$$k = \left(\frac{\overline{|Q| \Delta S}}{2K^2} \right)_j = \frac{|Q_{i,j} + Q_{i-1,j}| \Delta S}{4K^2_j} \quad (240)$$

Rồi sắp xếp lại ta được

$$Q_{i,j} - Q_{i-1,j} + \frac{\overline{Bc}}{2} \cdot \frac{\Delta s}{\Delta t} (z_{i,j} + z_{i-1,j}) = \frac{\overline{Bc}}{2} \frac{\Delta s}{\Delta t} (z_{i,j-1} + z_{i-1,j-1}) + q_j \cdot \Delta s$$

và

$$z_{i,j} - z_{i-1,j} + d(Q_{i,j} + Q_{i-1,j}) - e(z_{i,j} + z_{i-1,j}) + fr(Q_{i,j} + Q_{i-1,j}) + \gamma(Q_{i,j} + Q_{i-1,j}) + k(Q_{i,j} + Q_{i-1,j}) = d(Q_{i,j-1} - Q_{i-1,j-1})e(z_{i,j-1} + z_{i-1,j-1})$$

Sắp xếp lại theo thứ tự các tử số $Q_{i-1,j}$; $Z_{i-1,j}$; $Q_{i,j}$; $Z_{i,j}$ ta được

$$-Q_{i-1,j} + \frac{\overline{Bc}}{2} \frac{\Delta S}{\Delta t} Z_{i-1,j} + Q_{i,j} + \frac{\overline{Bc}}{2} \frac{\Delta S}{\Delta t} Z_{i,j} =$$

$$= \frac{\overline{Bc}}{2} \frac{\Delta S}{\Delta t} (Z_{i,j-1} + Z_{i-1,j-1}) + q_j \Delta S$$

$$\begin{aligned}
& Q_{i-1,j} - \frac{-1-e}{k+d+\gamma+fr} Z_{i-1,j} + Q_{i,j} + \\
& + \frac{1-2}{k+d+\gamma+f} Z_{i,j} \approx \\
& \approx \frac{d(Q_{i,j-1} Q_{i-1,j-1}) e(Z_{i,j-1} + Z_{i-1,j-1})}{k+d+\gamma+fr} \\
& A = \frac{\overline{Bc} \Delta S}{2 \Delta t} \tag{2.41}
\end{aligned}$$

$$C = \frac{-1-2}{k+d+\gamma+fr} \tag{2.42}$$

$$D = \frac{1-2}{k+d+\gamma+fr} \tag{2.43}$$

$$M = A(Z_{i,j-1} + Z_{i-1,j-1}) + q' + \Delta S \tag{2.44}$$

$$N = \frac{d(Q_{i,j-1} + Q_{i-1,j-1} - e(Z_{i,j-1} + Z_{i-1,j-1}))}{k+d+\gamma+fr} \tag{2.45}$$

Ta được hệ phương trình đại số tuyến tính để tính Q và Z là $t = j$

$$\begin{aligned}
-1Q_{i-1} + A_i Z_{i-1} + 1Q_i + A_i Z_i &= M_i \\
1Q_{i-1} + C_i Z_{i-1} + 1Q_i + D_i Z_i &= N_i \tag{2.46}
\end{aligned}$$

Trong (2.46) các ẩn số đầu vào lúc cuối thời đoạn $t=j$; từ đây trở đi, để cho gọn ta không ghi chú chữ số j nữa. Các yếu tố lúc đầu thời đoạn ($t=i-1$) đều đã được đưa sang về phải, coi như đã biết.

Cần nhắc lại rằng trong các hệ số A, C, D..., các đại lượng Bc, d, e phải lấy trung bình 4 điểm, còn các đại lượng k, γ , fr thì lấy trung bình 2 điểm lúc cuối thời đoạn. Như vậy các hệ số của phương trình lại phụ thuộc ẩn số cần tìm Q, Z lúc $t = j$. Ta phải giải quyết điều đó bằng thuật toán tính lặp, cụ thể là: lần đầu tạm tính các hệ số đó theo các yếu tố bước đầu thời đoạn $t=j-1$ (là các yếu tố đã biết) dựa vào phương trình và giải ra được các nghiệm số gần đúng lần thứ 1; từ đó sẽ tính lại các hệ số rồi đưa vào phương trình để giải lần

thứ 2 tìm nghiệm số đúng hơn. Cứ làm như thế cho đến khi kết quả hai lần tính lặp liên tiếp chỉ còn sai khác nhau nhỏ hơn sai số cho phép là được.

-Giả sử δ_Q, δ_Z là sai số cho phép về lưu lượng và mực nước, khi tính lặp đến lần thứ k, được Q_k, Z_k ta dùng các trị số đó để tính lại các hệ số của hệ phương trình rồi giải lại lần thứ k_{t1} , ta được Q_{kt1}, Z_{kt1} .

Nếu thấy:

$$\begin{aligned} |Q_k - Q_{kt1}| &\leq \delta_Q \\ |Z_k - Z_{kt1}| &\leq \delta_Z \end{aligned} \quad (2.47)$$

có thể coi là được.

Với cách tính lặp đã nói trên, trong mỗi lần tính ta đều coi các hệ số A, C, D, M, N là các hằng số đã biết.

Bây giờ ta nghiên cứu cách giải các phương trình đại số bậc nhất (2.46).

Mỗi hệ phương trình (2.46) thuộc đoạn thứ i là 2 phương trình và chứa 4 ẩn số: $Q_{i-1}, Z_{i-1}, Q_i, Z_i$.

Toàn kênh cần tính toán đã được chia thành n đoạn, từ mặt cắt 0-0 đến mặt cắt n-n, mỗi đoạn có 2 phương trình (2.46), tất cả có 2n phương trình đại số tuyến tính, sắp xếp lại như sau:

Đoạn 0-1:

$$\begin{aligned} -1Q_0 + A_1Z_0 + 1Q_1 + A_1Z_1 &= M_1 \\ + 1Q_0 + C_1Z_0 + 1Q_1 + D_1Z_1 &= N_1 \end{aligned}$$

Đoạn 0-2:

$$\begin{aligned} -1Q_1 + A_2Z_1 + 1Q_2 + A_2Z_2 &= M_2 \\ -1Q_1 + C_2Z_1 + 1Q_2 + D_2Z_2 &= N_2 \end{aligned} \quad (2.48)$$

$$\begin{aligned} \text{Đoạn } n-1, n: \quad -1Q_{n-1} + A_nZ_{n-1} + 1Q_n + A_nZ_n &= M_n \\ + 1Q_{n-1} + C_nZ_{n-1} + 1Q_n + D_nZ_n &= N_n \end{aligned}$$

Ta phải tìm tất cả $(2n + 2)$ ẩn số Q và Z tại $(n + 1)$ mặt cắt. Cần kết hợp 2n phương trình (2.42) với 2 điều kiện ở hai đầu. Giả sử điều kiện đã cho là: "biết đường quá trình lưu lượng ở đầu trên và đường quá trình mực nước ở đầu dưới", tức là đã biết Q_0 và Z_n , ta sẽ còn lại 2n ẩn số là $Z_0, Q_1, Z_1, Q_2, \dots, Z_{n-1}, Q_n$, lúc đó hệ (2.42) đủ để giải. Hai điều kiện tự nhiên ở 2 đầu cũng có thể cho dưới dạng phương trình quan hệ $Q_0 = t(Z_0)$ hoặc $Q_n = f(Z_n)$, cùng với (2.42), cũng thành 1 hệ $2n+2$ phương trình để giải ra $2n+2$ ẩn.

Ta thấy rằng với sơ đồ sai phân này, không thể chỉ dùng hệ phương trình sai phân cơ bản của 1 đoạn để tìm ra Q, Z của đoạn đó, mà phải giải đồng thời nhiều phương trình của tất cả các đoạn cùng với điều kiện mới tìm được nghiệm. Do đó gọi là sơ đồ ẩn.

Giải hệ phương trình nhiều ẩn như thế tất nhiên đòi hỏi một khối lượng tính toán rất lớn, mặc dù các ma trận các hệ số của các phương trình trên có nhiều số hạng bằng không. Đồng thời, lại phải giải hệ phương trình ẩn nhiều lần do phải tính lặp để hiệu chỉnh các hệ số.

Chính do khối lượng tính toán quá lớn, nên trước đây khi chưa có máy tính điện tử, người ta không thể dùng được phương trình đầy đủ như trên để giải các bài toán về dòng không ổn định. Trong các trường hợp dòng chảy êm và có sự biến động không mạnh lắm, người ta có thể bỏ qua hai số hạng $\frac{\alpha_0}{g} \frac{\partial v}{\partial t}$ và $\frac{\alpha}{g} V \frac{\partial v}{\partial x}$, khi đó phương trình động lực rút về phương trình vi phân của dòng không đều tức thời, và phương pháp này gọi là phương pháp tức thời.

Trong trường hợp riêng này, lý luận về các công thức sai phân hoàn toàn như trên, hệ phương trình (2.46 và 2.48) không có gì thay đổi. Chỉ khác là các hệ số được đơn giản đi, do bỏ qua các đại lượng chứa α_0 và α tức là trong các công thức (2.41 đến 2.45) ta đều cho:

$$e = d = fr = \gamma = 0$$

Do đó:

$$C = \frac{1}{k} = -\frac{2k}{|Q|\Delta S} \quad (2.49)$$

$$D = \frac{1}{k} = \frac{2k^2}{|Q|\Delta S} \quad (2.50)$$

$$N = 0 \quad (2.51)$$

Còn A, M không có gì thay đổi

Ở đây xem phương pháp trạng thái tức thời như một trường hợp riêng của phương pháp sai phân bằng sơ đồ ẩn, cách giải cụ thể như trường hợp tổng quát.

2.3.6 Cách giải bằng khử đuôi

Hệ phương trình đại số tuyến tính nhiều ẩn nhưng chỉ có ít hệ số khác không sắp xếp như (2.48) có thể được giải bằng 1 số phương pháp riêng nhanh hơn trường hợp phương trình đầy đủ: trong số các phương pháp đó. Các phương pháp khử đuôi là một phương pháp khá thuận tiện.

1) Cách giải khử điều kiện biên ở đầu trên cho Q_0 ta đặt:

$$Q_0 = P_0 Z_0 + q_0$$

Đoạn 0-1:

$$Z_0 = \xi Q_1 + \eta_0$$

$$Q_1 = P_1 Z_1 + q_1 \quad (2.52)$$

Đoạn 1-2:

$$Z_1 = \xi_1 Q_2 + \eta_1$$

$$Q_2 = P_2 Z_2 + q_2$$

Đoạn n-1, n:

$$Z_{n-1} = \xi_{n-1} Q_n + \eta_{n-1}$$

$$Q_n = P_n Z_n + q_n$$

ξ, η, P, q gọi là hệ số khử đuôi

Vì Q_0 đều cho trước, không phụ thuộc Z_0 , nên đầu tiên ta cho:

$$q_0 = Q_0$$

$$P_0 = 0$$

Ta dùng hệ phương trình (2.4.6) của đoạn 0-1 để tính ξ_0, η_0, P, q

$$-1Q_0 + A_1 Z_0 + 1Q_1 + A_1 Z_1 = M_1$$

$$+1Q_0 + C_1 Z_0 + 1Q_1 + D_1 Z_1 = N_1$$

Biết P_1, q ta lại dùng hệ phương trình thuộc đoạn 1-2 để tính $\xi, \eta_1, P_2, q_2, \dots$. Tổng quát biết P_{i-1}, q_{i-1} ta sẽ dùng phương trình đoạn $(i-1, i)$ để tính $\xi_{i-1}, \eta_{i-1}, P_i, q_i$ bằng cách biến đổi công thức (2.46) như sau:

$$-1Q_{i-1} + A_1 Z_{i-1} + 1Q_i + A_i Z_i = M_i$$

$$-1Q_{i-1} + C_1 Z_{i-1} + 1Q_i + D_i Z_i = N_i$$

Khử Z_1 bằng cách nhân phương trình thứ 1 với D_1 và phương trình thứ 2 với A_1 rồi cộng lại ta được.

$$D_1 Q_{i-1} - D_1 A_1 Z_{i-1} - D_1 Q_i - D_1 A_i Z_i = -D_1 M_i$$

$$A_i Q_{i-1} + C_1 A_1 Z_{i-1} + A_1 Q_i + D_i A_1 Z_i = A_1 M_i$$

$$(A_i + D_i).Q_{i-1} + A_i(C_i - D_i).Z_{i-1} + (A_1 - D_1) = A_i.N_i - D_i.M_i$$

Rồi khử Q_{i-1} bằng cách thay $Q_{i-1} = P_{i-1}.Z_{i-1} + q_{i-1}$ vào phương trình trên và sắp xếp lại ta được:

$$Z_{i-1} = \frac{D_i - A_i}{(A_i + D_i)P_{i-1} + A_i(C_i - D_i)} Q_i + \frac{A_i.N_i - D_i.M_i - (A_i + D_i)q_{i-1}}{(A_i + D_i)P_{i-1} + A_i(C_i - D_i)}$$

Đồng nhất với:

$$Z_{i-1} = \xi_{i-1} Q_i + \eta_{i-1}$$

Ta được

$$\xi_{i-1} = \begin{matrix} c = \frac{1}{k} = -\frac{2k}{|Q-1AS} & (2.49) \\ d = \frac{1}{k} = \frac{2k^2}{|Q-1AS} & (2.50) \\ n = 0 & (2.51) \end{matrix} \quad (2.53)$$

$$\eta_{i-1} = \frac{A_i N_i - D_i M_i - (A_i + D_i) q_{i-1}}{(A_i + D_i) P_{i-1} + A_i (C_i - D_i)} \quad (2.54)$$

Bây giờ ta tính P_i và q_i , ta lại khử Q_{i-1} bằng cách cộng hai vế của (2.46) với nhau được:

$$(A_i + C_i Z_{i-1} + 2Q_i + (A_i + D_i) Z_i = M_i N_i$$

Khử Z_{i-1} bằng cách thay $Z_{i-1} = \xi_{i-1} Q_i + \eta_{i-1}$ vào phương trình trên và sắp xếp lại, như sau:

$$Q_i = \frac{-(A_i + D_i)}{\xi_{i-1}(A_i + D_i) + 2} Z_i \frac{M_i + N_i - \eta_{i-1}(A_i + C_i)}{\xi_{i-1}(A_i + D_i) + 2}$$

Đồng nhất với

$$Q_i = P_i Z_i + q_i$$

Ta được:

$$P_i = \frac{-(A_i + D_i)}{\xi_{i-1}(A_i + D_i) + 2} \quad (2.55)$$

$$Q_i = \frac{M_i + N_i - \eta_{i-1}(A_i + C_i)}{\xi_{i-1}(A_i + D_i) + 2} \quad (2.56)$$

Cứ như thế, bắt đầu từ $P_0 = 0, q_0 = Q_0$ ta tính $\xi_0, \eta_0, P_1, Q_1, \xi_1, P_2, Q_2, \dots, \xi_{n-1}, P_n, q_n$.

Sau đó ta sẽ sử dụng điều kiện bên dưới để tính ngược trở lại theo các công thức (2.52) đưa ra các trị số Q_i và Z_i .

Giữ sử bên dưới cho Z_n , ta tính ngay được $Q_n = P_n Z_n + q_n$ rồi từ Q_n tính sang $Z_{n-1} = \xi_{n-1} Q_n + \eta_{n-1}$

Nếu bên dưới cho quan hệ $Q_n = f(Z_n)$ thì sẽ tính ra Q_n, Z_n bằng giao điểm của đường cong $Q_n = f(Z_n)$ với đường thẳng $Q_n = P_n Z_n + q_n$, xem hình (2.8) sau đó tính lên $Z_{n-1}, Q_{n-1} \dots$

2) Cách giải khi điều kiện biên ở đầu trên cho Z_0

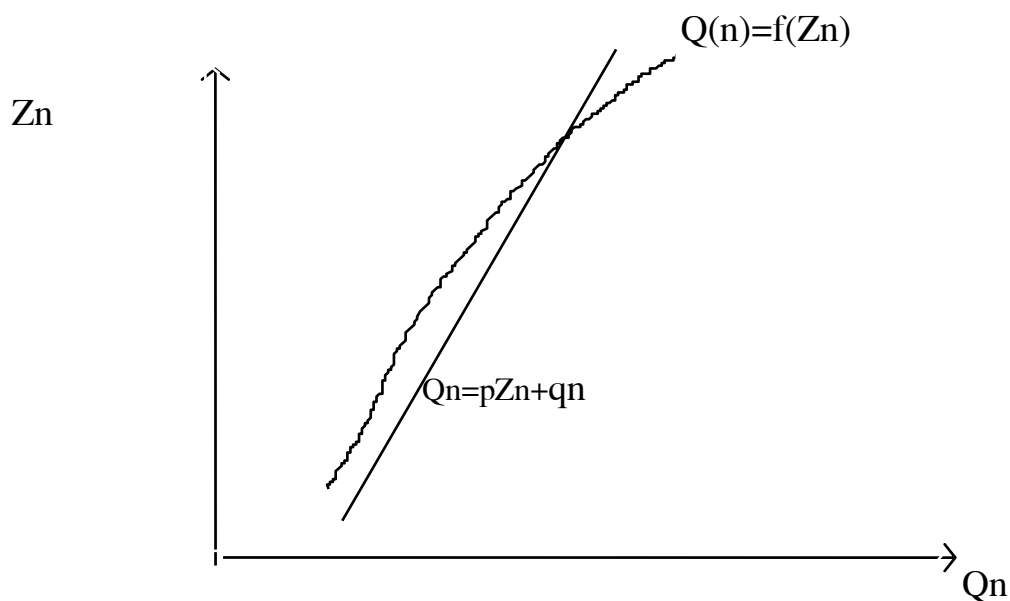
$$Z_0 = \lambda Q_0 + V_0$$

$$\text{Đoạn } 0 - 1 \begin{cases} Q_0 = t_0 Z_0 + S_0 \\ Z_1 = \lambda_1 Q_1 + V_1 \end{cases}$$

$$\text{Đoạn } 1 - 2 \begin{cases} Q_1 = t_1 Z_2 + S_1 \\ Z_2 = \lambda_2 Q_2 + V_2 \end{cases} \quad (2.57)$$

...

$$\text{Đoạn } n - 1 \begin{cases} Q_{n-1} = t_n Z_n + S_{n-1} \\ Z_n = \lambda_n Q_n + V_n \end{cases}$$



Hình 2.10

Cũng làm tương tự như trên ta có thể từ $\lambda_{i-1}, \lambda_{\epsilon-1}$, suy ra từ t_{i-1}, S_{i-1} và λ_i, λ_i bằng phương trình (2.46) của đoạn $(i-1, i)$. Trừ hai vế (2.46) ta khử được Q_i .

$$2Q_{i-1} + (C_i - A_i) Z_{i-1} + (D_i - A_i) Z_i = N_i - M_i$$

Thay Z_{i-1} bằng $\lambda_{i-1} Q_{i-1} + V_{i-1}$ và sắp xếp lại ta được:

$$\begin{cases} Q_1 = t_1 Z_2 + S_1 \\ Z_2 = \lambda_2 Q_2 + V_2 \end{cases}$$

Đồng nhất với

$$Q_{i-1} = t_{i-1}Z_i + S_{i-1}$$

$$\text{Ta được: } t_{i-1} = \frac{Ai - Di}{2 - \lambda_{i-1}(Ai - Ci)} \quad (2.58)$$

$$S_{i-1} = \begin{cases} Q_0 = t_0 Z_0 + S_0 \\ Z_1 = \lambda_1 Q_1 + V_1 \end{cases} \quad (2.59)$$

Bây giờ nhân phương trình thứ nhất của (2.4.6) với C và nhân phương trình thứ 2 với A rồi cộng lại ta sẽ khử được Z_{i-1} . Sau đó thay Q_{i-1} bằng $t_{i-1}Z_i + S_{i-1}$ và sắp xếp lại ta có:

$$Z_i = \frac{Ci - Ai}{(Ai + Ci)t_{i-1} + Ai(Di - Ci)} Q_i + \frac{AiNi - CiMi - Si(Ai + Ci)}{(Ai + Ci)t_{i-1} + Ai(Di - Ci)}$$

Đồng nhất với $Z_i = \lambda_i Q_i + V_i$

Ta được:

$$\lambda_i = \frac{M_i + N_i - \eta_{i-1}(A_i + C_i)}{\xi_{i-1}(A_i + D_i) + 2} \quad (2.60)$$

$$V_i = \frac{AiNi - CiMi - S_{i-1}(Ai + Ci)}{(Ai + Ci)t_{i-1} + Ai(Di - Ci)} \quad (2.61)$$

Theo công thức trên xuất phát từ:

$$\lambda_0 = 0$$

$$V_0 = Z_0 \text{ (điều kiện nêu trên)}$$

Ta sẽ lần lượt rút ra t_0, S_0, λ_1, V_1 bằng các đại lượng A, C, D, M, N của đoạn (0 - 1) rồi tính được t_1, S_1, λ_2, V_2 của đoạn (1, 2)... cứ như thế cho đến λ_n, V_n .

Sau đó ta sẽ đi từ điều kiện trên ở mặt cắt cuối mà tính ra các giá trị số Q và Z, ngược từ dưới trở lên, theo các công thức (2.57), từ Q_n, Z_n .. đến Z_1, Q_0, Z_0 ...

Các trường hợp cho điều kiện luôn khác cũng tương tự như trên.

Tất nhiên ta cũng có thể tính các hệ số khử đuôi từ dưới trở lên, rồi tính ra nghiệm Q, Z từ đầu trên của kênh trở xuống. Chúng ta có thể theo đường lối ở trên mà lập các công thức tính cho các trường hợp cụ thể khác.

Khi sử dụng phương pháp khử đuôi, cần chú ý rằng nó đòi hỏi mức chính xác khá cao của các phép tính, vì thông thường các đáp số Q và Z tính theo (2.52) hoặc (2.57) là tổng của 2 số hạng khác dấu. Muốn cho tổng đạt

đến một sai số tương đối nhỏ hơn $\frac{1}{10^k}$ thì đến khi đòi hỏi mỗi số hạng của tổng phải có một sai số tương đối nhỏ hơn $\frac{1}{10^{k+2}}$.

Như vậy, ta thấy rằng muốn cho đáp số Q đúng đến con số có nghĩa thứ k thì phải lấy Pn, qn đúng đến con số có nghĩa thứ k + 2 hoặc k + 3.

2.4. Sơ lược về hội tụ và sự ổn định của nghiệm

Trong việc tính nghiệm bằng số theo phương pháp sai phân, ta đã thay các đạo hàm riêng $\frac{1}{10^{k+2}}$ bằng tổng số các giá số $\frac{\Delta_F}{\Delta_S} \cdot \frac{\Delta_F}{\Delta_t}$, nghiệm tính được chỉ là gần đúng.

Có thể nghĩ rằng khi cho các đoạn chia ΔS và Δt càng nhỏ thì nghiệm tìm ra sẽ càng tiến tới nghiệm đúng của phương trình vi phân. Nhưng thực ra không hẳn như vậy, nghiệm bằng số tìm được bằng phương pháp sai phân của hội tụ về nghiệm đúng của phương trình vi phân khi cho $\Delta S, \Delta t$ tiến tới vô cùng nhỏ, với điều kiện trên sơ đồ tính toán có tỷ số $\frac{\Delta S}{\Delta t}$ thích đáng và có cách thay đổi thích đáng các đạo hàm bằng tỷ số sai phân hữu hạn và có cách lấy thích đáng các hệ số. Trong trường hợp đó số cần tính toán mới hội tụ. Trái lại nếu sơ đồ tính toán không đủ những điều khoản cần thiết nhất định thì dù ta cho $\Delta s, \Delta t$ rất nhỏ, nghiệm tính ra cũng khác xa với nghiệm đúng của phương trình vi phân.

Mặt khác, trong việc tính toán bằng số ta không tránh khỏi sai số do lấy tròn số. Khi tính sai phân từ mặt cắt này sang mặt cắt khác, nếu sai số ở một bước tính toán nào đó cứ bị khuếch đại mãi lên, và càng tính nhiều bước sai số càng lớn lên, thì sơ đồ tính toán được gọi là không ổn định.

Trong trường hợp đó, nếu chọn đoạn $\Delta s, \Delta t$ càng nhỏ số bước tính càng nhiều lên, thì nghiệm tìm được sẽ còn khác với nghiệm đúng của phương trình vi phân.

Trái lại, nếu sai số ở một bước tính toán nào đây không gây ra sai số lớn hơn cho bước tính sau - hoặc các sai số trong các phép tính trung gian bù trừ nhau, thì sản phẩm là ổn định.

Nghiên cứu tích hội tụ và ổn định của nghiệm là một vấn đề phức tạp

của phương pháp tính. ở đây không đi sâu phân tích lý luận của vấn đề này. Xét trên sơ đồ sai phân ẩn và đã giới thiệu ở trên, chỉ cần nêu lên vấn đề tính ổn định và hội tụ của sơ đồ phụ thuộc chủ yếu vào hệ số θ_1 và θ_2 chọn để sai phân hoá các đạo hàm $\frac{\partial Q}{\partial S}$ và $\frac{\partial Z}{\partial S}$. Sơ đồ sẽ đảm bảo ổn định và hội tụ nếu lấy $\theta_1 > 1/2$, $\theta_2 > 1/2$ và lấy hệ số ở vế phải tương ứng.

Sơ đồ đã được chọn và trình bày ở trên (với $\theta_1 = \theta_2 = 1$ và $\frac{Q|Q|}{K^2}$ lấy trung bình 2 nếu lớp sau ứng với $\theta_2 = 1$) đảm bảo tính ổn định và hội tụ.

Sự hội tụ của sơ đồ sai phân như vừa định nghĩa ở trên khác với sự hội tụ của phép tính lặp khi xác định các hệ số, tuy hai vấn đề đó có liên quan với nhau. Với một quy định nào đó về cách lấy các hệ số (chẳng hạn như đây ta quy định: yếu tố d và e lấy trung bình 4 điểm, yếu tố k và tr lấy trung bình 2 điểm lớp sau) thì phải giải bài toán với bằng nhiều tính lặp, cho đến khi thoả mãn điều kiện (2.47) mới được.

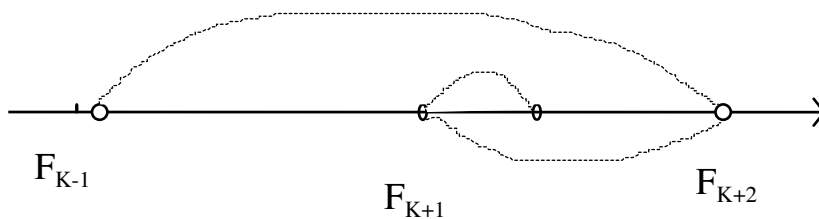
Trên cơ sở tôn trọng những điều quy định nói trên, phép giải sẽ hội tụ nhanh hay chậm, tức có nghĩa là phải quá ít hay nhiều lần lặp mới thoả mãn điều kiện (2.47), điều đó còn phụ thuộc vào sự khéo léo của thuật toán. Thuật toán tính lặp thích đáng sẽ rút ngắn được khối lượng toán. Khi chọn thuật toán cần chú ý hai trường hợp có thể xảy ra :

a, Nghiệm số F tìm ra ở các lần tính lặp liên tiếp diễn ra theo kiểu hình (9_a) tức là khi :

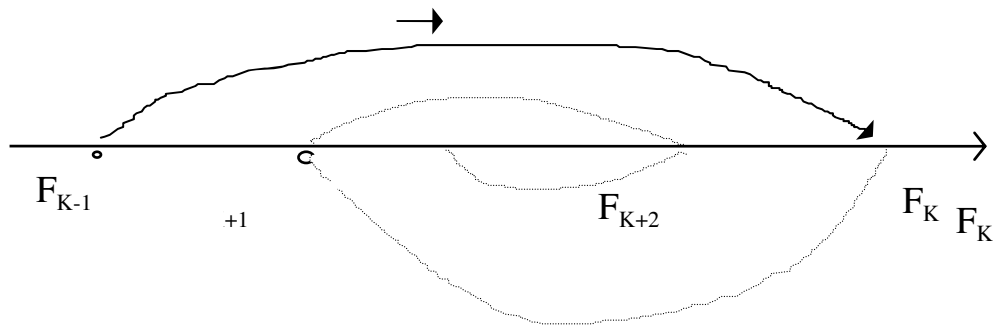
$$|F_{k+1} - F_k| < 1/2 |F_k - F_{k+1}|$$

b, Nghiệm số F tìm ra ở các lần tính lặp liên tiếp diễn ra theo kiểu hình (2.11_b) tức là khi :

$$|F_{k+1} - F_k| > 1/2 |F_k - F_{k+1}|$$



Hình 2.11a



Hình 2.11b

Khi giải bài toán gặp trường hợp thứ 1 hoặc trường hợp thứ 2 là tùy theo cách sai phân hoặc của sơ đồ, mỗi trường hợp phải chọn một thuật toán lợi nhất.

Trong trường hợp 1, thì lấy chính F_k làm nghiệm số để hiệu chỉnh các hệ số cho lần thứ lặp $k+1$

Trong trường hợp 2, sau khi tính xong lần thứ k tìm được F_k thì lại nên coi $\frac{F_{k-1}+F_k}{2}$ là nghiệm số để hiệu chỉnh các hệ số cho lần tính lặp thứ $k+1$, như thế sẽ chóng đạt đến (2.47) hơn (số lần tính lặp ít hơn).

2.5 Sơ đồ sai phân hiện tính toán cho kênh hở.

Có nhiều kiểu sơ đồ sai phân hiện dưới đây giới thiệu sơ đồ tính toán hình thoi.

2.5.1. Sơ đồ và công thức cơ bản.

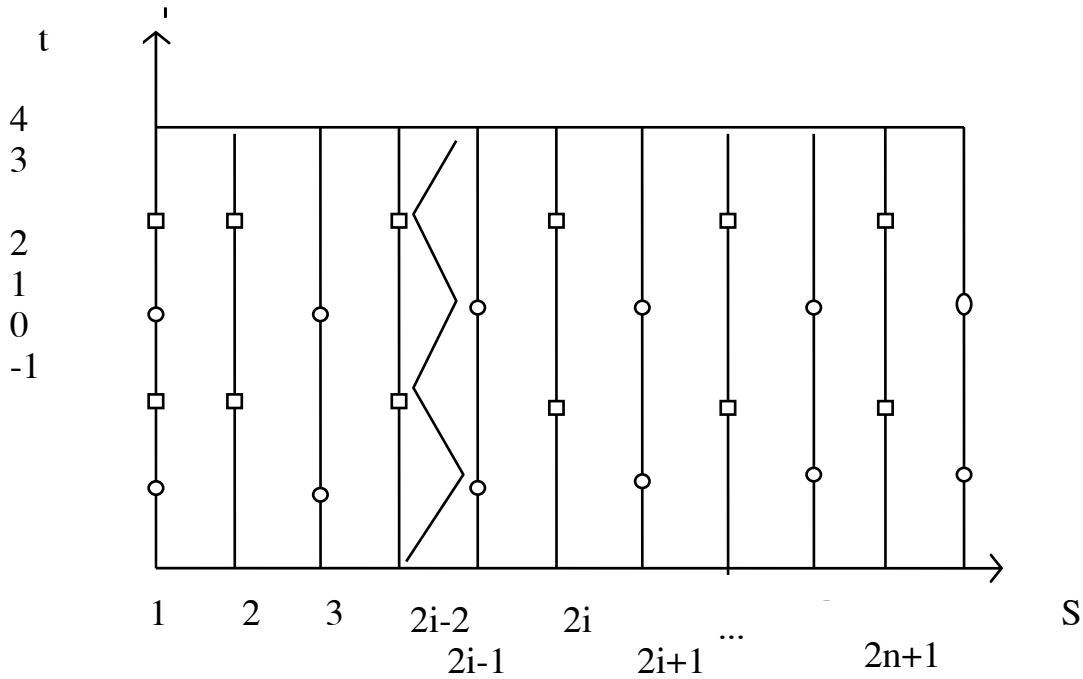
Để tiện diễn giải ta hãy xét một kênh đơn không rẽ nhánh không có công trình trên kênh, với điều kiện biên là: cho biết đường qua trình lưu lượng ở đầu trên ($s=0$) và đường quá trình mực nước ở đầu dưới. ($S=1$)

$$Q_0 = Q_0(t)$$

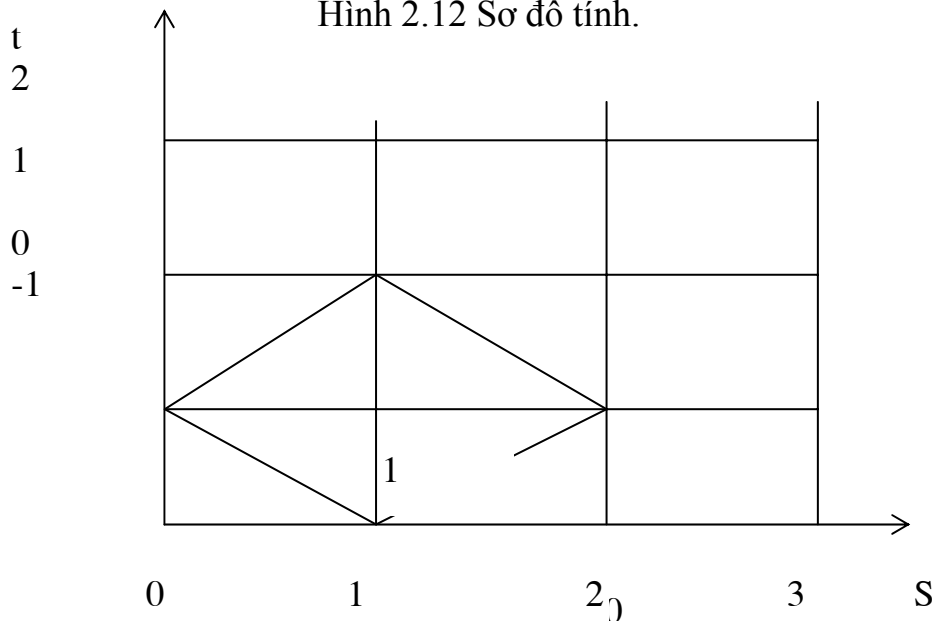
$$Z_1 = Z_1(t)$$

Chia chiều dài kênh ra nhiều đoạn nhỏ Δs dài đều nhau, và đánh số các mặt cắt chia đoạn $0,1,2,3,\dots$ theo chiều dương của trục S với quy ước lưu lượng là (+) khi chảy theo chiều (+) của S . Ta cũng chia thời gian thành những thời đoạn Δt dài đều nhau, đánh số các thời điểm $0,1,2,\dots$ như vậy mặt phẳng (s,t) được chia thành ô lưới chữ nhật (hình 5-10), mỗi nút của lưới được đánh số bằng 2 chữ số (λ, δ) ; chỉ số thứ 1 i , chỉ số thứ 2 j , chỉ thời điểm.

Trên lưới ta quy định : sẽ tính mực nước Z tại các nút lẻ và thời điểm lẻ đánh dấu X trong hình (2.12) và tính lưu lượng Q cho các nút ở các mặt cắt chẵn với thời điểm chẵn (đánh số 0 trong hình 2.12). Do đó, nếu điều kiện trên cho lưu lượng ở đầu trên và mực nước ở đầu dưới thì phải đánh số mặt cắt đầu trên kênh là mặt cắt số 0 và mặt cắt cuối kênh là một số lẻ $2n+1$. Ngược lại, nếu điều kiện trên cho mực nước ở 2 đầu thì phải đánh số mặt cắt đầu trên kênh là số 1, nghĩa là tổng số đánh là một số chẵn.



Hình 2.12 Sơ đồ tính.



Hình 2.13

Theo điều kiện ban đầu, ta biết mực nước ở tất cả các mặt cắt lẻ, thời điểm $t = -1$ và biết lưu lượng ở tất cả các mặt cắt chẵn, thời điểm $t = 0$. Ta sẽ tính mực nước tại tất cả các mặt cắt lẻ, thời điểm $t = +1$ bằng phương trình liên tục.

Xét một hình thoi có 4 đỉnh hình 2.13 là các nút $(1, -1)$, $(0,0)$, $(2, 0)$, $(1,1)$ biết $Z_{1,1}$, $Q_{0,0}$, $Q_{2, 0}$ ta tính ra $Z_{1,1}$ bằng phương trình liên tục, sai phân hoá như sau:

$$\frac{Q_{2,0} - Q_{0,0}}{2\Delta S} + B_{C1,0} \frac{Z_{1,1} - Z_{1,-1}}{2\Delta t} = \frac{q'_0 + q'_2}{2}$$

Đó là công thức sai phân theo kiểu sai phân trung tâm, rất trùng ý nghĩa của đạo hàm riêng, hệ số B_C phải lấy ở mặt cắt giữa, theo mực nước trung bình (tức $t = 0$) $Z_{1,0} = \frac{Z_{1,1} + Z_{1,-1}}{2}$ nghĩa là phụ thuộc vào ẩn số cần tìm $Z_{1,1}$. Do đó phải tính lặp. Tuy nhiên B_C thường biến đổi rất ít theo mực nước, nên ta tránh tính lặp trong sơ đồ sai phân hiện người ta quy định lấy $B_{C1,-1}$ tính theo mực nước $Z_{1,-1}$ đã biết, để thay cho $B_{1,0}$.

Từ đó ta rút ra công thức tính $Z_{1,1}$:

$$Z_{1,1} = Z_{1,-1} + \frac{\Delta t}{\Delta S} \frac{Q_{00} - Q_{2,0} + (q'_0 + q'_2)\Delta S}{B_{C1,-1}} \quad (2.62)$$

Nếu tại mặt cắt (1) có biến đổi đột ngột về lòng dẫn, hai đoạn kênh $(0,-1)$ và $(1,-2)$ có 2 trị số B_C khác nhau tại mặt cắt (1) với cùng một mực nước Z_1 thì công thức tính Z_1 là:

$$Z_{1,1} = Z_{1,-1} + \frac{2\Delta t}{\Delta S} \cdot \frac{Q_{00} - Q_{2,0} + (q'_0 + q'_2)\Delta S}{B_{C1,-1}^* + B_{C1,-1}}$$

Trong đó:

B_{C1} : trị số (chiều rộng mực nước lòng dẫn và khu chứa) của đoạn $(0,-1)$.

B_{1}^* : trị số của đoạn $(1,-2)$

Tổng quát, ta có:

$$Z_{2i+1,2j+1} = Z_{2i+1,2j-1} + 2 \frac{\Delta t}{\Delta S} \cdot \frac{Q_{2i,2j} - Q_{2i+2,2j} + (q'_{2i,2j} + q'_{i+2,2j})\Delta S}{B_{C2i+1,2j-1}^* + B_{C2i+1,2j-1}} \quad (2.63)$$

Theo công thức đó, ta tính được một loạt các trị số Z tại tất cả các mặt cắt lẻ lúc $t = +1\Delta t$. Riêng mặt cắt cuối cũng $Z_{2n+1,1}$ thì lấy theo trị số cho trước

ở cuối biên cuối.

Sau khi tính xong hàng Z lúc $t = +1\Delta t$ ta sẽ tính sang hàng Q lúc $t = +2\Delta t$ bằng phương trình động lực.

Sai phân hoá phương trình (2.63) cho hình thoi có 4 đỉnh là các nút (2,0); (1,-1); (3,1); (2,2) chẳng hạn có có công thức tính $Q_{2,2}$:

$$\frac{Z_{3,1} - Z_{1,1}}{2\Delta S} + \left(\frac{\alpha_0}{g\omega}\right)_{2,1} \cdot \frac{Q_{2,2} - Q_{2,0}}{\Delta t} - \left(\frac{\alpha B_C + \alpha_0 B}{g\omega^2}\right)_{2,1} \cdot \frac{Q_{2,2} - Q_{2,0}}{2} \cdot \frac{Z_{2,2} - Z_{0,0}}{2\Delta t} \quad \text{Trong}$$

$$- \frac{\alpha}{g\omega_{2,1}^3} Q_{2,1}^2 \cdot \frac{\omega_{3,1} - \omega_{1,1}}{2\Delta S} + \frac{\alpha q'_{2,1}}{g\omega_{2,1}^3} = \frac{-|a|_{2,1} \cdot Q_{2,1}}{K_{2,1}^2}$$

công thức trên có yếu tố của mặt cắt như $\omega_{2,1}$, B_2 , $K_{2,1}$ đều lấy ở tuyến giữa, ở giữa đoạn (1,-3) ứng với mực nước $Z_{2,1} = \frac{Z_{1,1} + Z_{3,1}}{2}$ đó là các đại lượng đã biết.

Ở đây xuất hiện hai yếu tố cần được xử lý bằng thủ thuật tính toán gần đúng.

a. Trong số hạng thứ ba của vế trái đáng lẽ phải thay $\frac{\partial Z}{\partial t}$ bằng $\frac{Z_{2,2} - Z_{2,0}}{2\Delta t}$ (SP trung tâm) nhưng vì $Z_{2,2}$ chưa có và không muốn tính lặp nên ta phải thay $\frac{\partial Z}{\partial t}$ bằng $\frac{Z_{2,1} - Z_{0,-1}}{2\Delta t}$ tức là lấy trị số $\frac{\partial Z}{\partial t}$ trước đó một thời đoạn.

b. Trong số hạng thứ tư của vế trái và trong vế phải, xuất hiện bình phương của ẩn số.

$$(Q_{2,1})^2 = \left(\frac{Q_{2,2} + Q_{2,0}}{2}\right)^2$$

Để tuyến tính hoá phương trình sai phân, ta phải thay đổi một cách gần đúng:

$$Q_{2,1}^2 \approx Q_{2,0} \cdot Q_{2,2}$$

Vậy phương trình sai phân sẽ thành

$$\frac{Z_{3,1} - Z_{1,1}}{2\Delta S} + \left(\frac{\alpha_0}{g\omega}\right)_{2,1} \cdot \frac{Q_{2,2} - Q_{2,0}}{2\Delta t} - \left(\frac{\alpha B_C + \alpha_0 B}{g\omega^2}\right)_{2,1} \cdot \frac{Q_{2,2} + Q_{2,0}}{2} \cdot \frac{Z_{2,1} - Z_{2,-1}}{2\Delta t}$$

$$- \left(\frac{\alpha}{g\omega^3}\right)_{2,1} \cdot \frac{\omega_{3,1} - \omega_{1,1}}{2\Delta S} \cdot (Q_{2,0} \cdot Q_{2,2}) + \left(\frac{\alpha q'}{g\omega^2}\right)_{2,1} \cdot \frac{Q_{2,2} + Q_{2,0}}{2} = \frac{|Q_{2,0}|}{K_{2,1}^2} \cdot Q_{2,2}$$

Phương trình trở thành một phương trình bậc nhất đối với $Q_{2,2}$, các hệ số đều đã biết.

Nhân hai vế với Δt , sắp xếp lại và đặt:

$$D = \frac{\alpha_0}{g\omega} \quad (2.64)$$

$$E = \frac{\alpha B_c + \alpha_0 B}{2g\omega^2} \quad (2.65)$$

$$F = \frac{\alpha}{g\omega^3} \quad (2.66)$$

$$G = \frac{\alpha}{2g\omega^2 q'} \quad (2.67)$$

Ta được công thức Q_{22} :

$$Q_{22} = \frac{\frac{\Delta t}{\Delta S} (Z_{1,1} - Z_{3,1}) + [D + E(Z_{2,1} - Z_{2,-1})G]Q_{2,0}}{2\Delta t \frac{|Q_{2,0}|}{K^2} + D - E(Z_{2,1} - Z_{2,-1}) + G \frac{\Delta t}{\Delta S} \cdot (\omega_{1,1} - \omega_{3,1}) \cdot Q_{2,0}} \quad (2.68)$$

Công thức tổng quát là:

$$Q_{2,-1,2j+2} = \frac{\frac{\Delta t}{\Delta S} (Z_{2i-1,2j+1} - Z_{2i+1,2j+1}) + [D + E(Z_{2i,2j+1} - Z_{2i,2j-1}) - G]Q_{2i,2j}}{2\Delta t \frac{|Q_{2i,2j}|}{K^2} + D - E(Z_{2i,2j+1} - Z_{2i,2j-1}) + G \frac{\Delta t}{\Delta S} \cdot (\omega_{2i-1,2j+1} - \omega_{2i+1,2j-1}) \cdot Q_{2i,2j}} \quad (2.69)$$

Trong đó:

D, E, F, G và $K = \omega\sqrt{R}$ trên tính theo mặt cắt $2i$ (giữa đoạn $2i-1, 2j+1$) ứng với mực nước:

$$Z_{2i,2j+1} = \frac{Z_{2i-1,2j+1} + Z_{2i+1,2j+1}}{2}. \text{ Đó là những số đã biết.}$$

Trên công thức (2.68) ta tính được một hàng các trị số Q ở tất cả các mặt cắt chẵn từ mặt cắt (2) đến mặt cắt (2n) tức là $t = 2\Delta t$. Riêng Q_0 thì lấy theo điều kiện đã cho.

Sau đó lại tính hàng loạt trị số Z lúc $t = 3\Delta t$ và loạt các trị số Q lúc $t = 4\Delta t$... Cứ như thế ta sẽ tính được tất cả các nút trên mặt phẳng (S, t). Nếu

lưới sai phân đủ dày thì sẽ có nghiệm bằng số dưới dạng $Q(S, t), Z(S, t)$.

2.5.2. Điều kiện hội tụ và ổn định:

Dùng các công thức sai phân trọng tâm như trên ta tưởng chừng nghiệm Q, Z tìm được sẽ hội tụ về nghiệm đúng của phương trình VP, nên ta cho $\Delta s \rightarrow 0$ và $\Delta t \rightarrow 0$, nghĩa là nếu thu nhỏ đến vô cùng các mắt của lưới sai phân. Thực ra hội tụ của nghiệm của phương trình sai phân còn phụ thuộc vào tỷ số $k = \frac{\Delta t}{\Delta S}$.

Ta hãy xét trình tự tìm nghiệm Q, Z tại một điểm P nào đó trong mặt phẳng (s, t) bằng sơ đồ sai phân hiện hình thoi. Nghiệm của P phụ thuộc ở n và a (xem hình 2.14). Muốn có trị số Q và Z ở a và a' lại phải tính từ các trị số Q, Z ở b, b_1, b', \dots

Tóm lại nghiệm của P phụ thuộc vào nghiệm tại các điểm trong tam giác PMN , phụ thuộc vào trị số ban đầu đã cho trên đoạn kênh MN .

Tưởng tượng chia nhỏ Δs và Δt thành n lần, tức là chia nhỏ các ô lưới sai phân, nhưng vẫn giữ nguyên tỷ số $k = \frac{\Delta t}{\Delta S}$ như cũ, thì nghiệm ở P vẫn chỉ phụ thuộc nghiệm trong tam giác PMN .

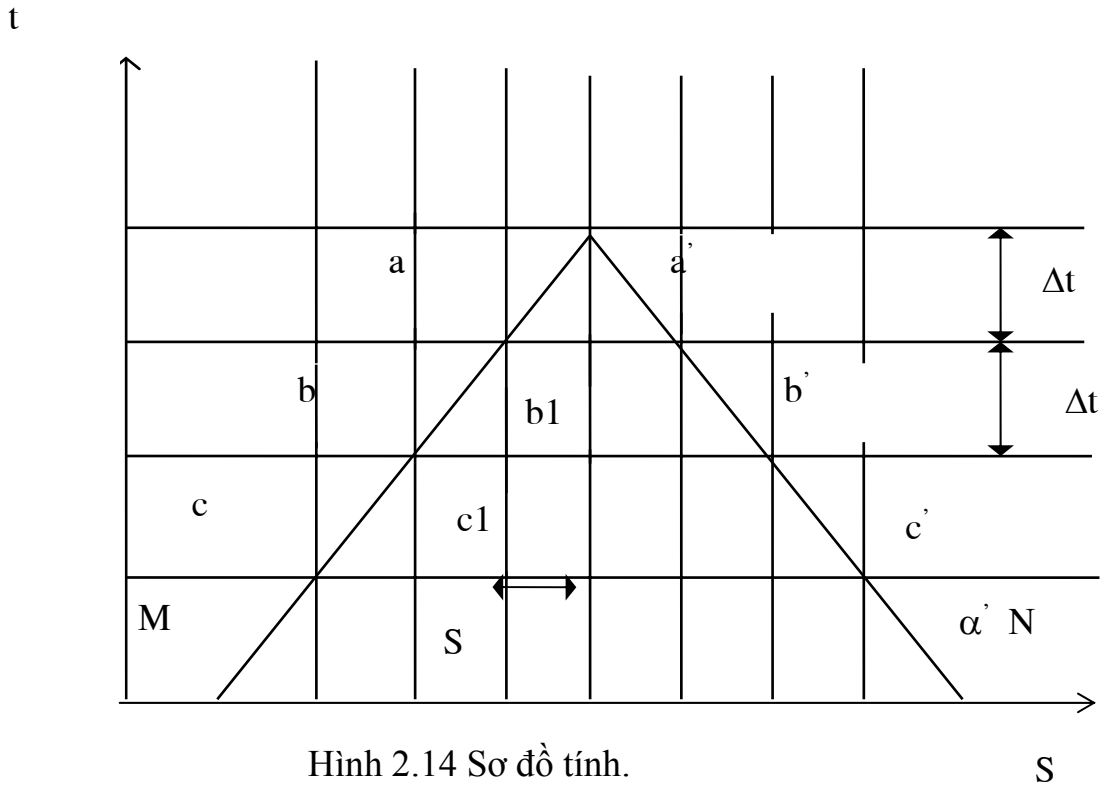
Tam giác này gọi là miền phụ thuộc của nghiệm tại P trong sơ đồ tính sai phân, các đường thẳng PM và PN làm với trục S các góc

$$\operatorname{tg} \alpha = \pm \frac{\Delta t}{\Delta S}$$

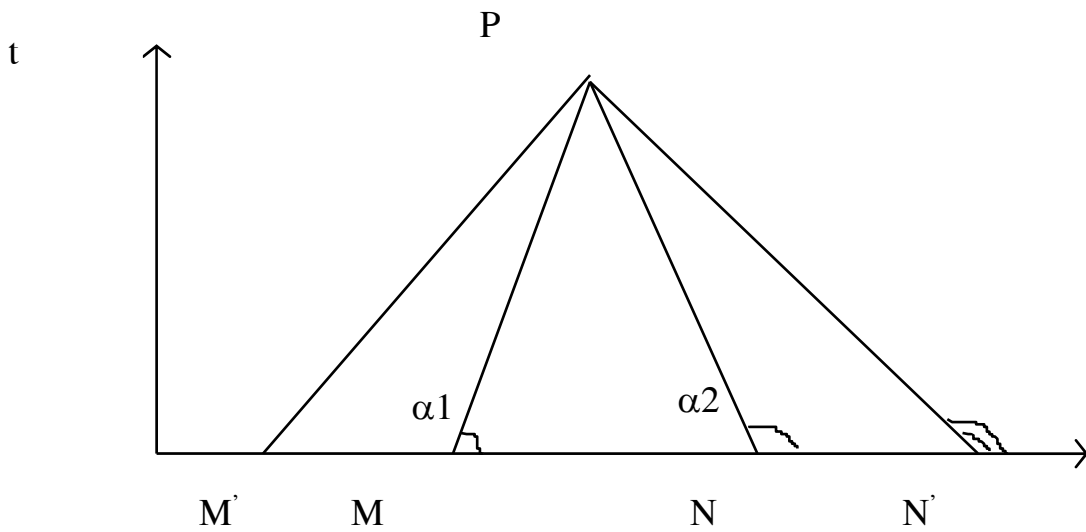
Nhưng theo lý luận đường đặc trưng đã được nghiên cứu ở phần IV miền phụ thuộc của nghiệm hệ phương trình vi phân cho điểm P thực ra là tam giác $PM'N'$ (hình 2.15) trong đó PM' và PN' là hai đường đặc trưng thuận và nghịch đi qua P . Độ dốc của đường PM' và PN' là:

$$\operatorname{tg} = \frac{1}{v + \sqrt{\frac{gw}{\alpha_0 B}}} = \frac{1}{v \pm C}$$

$$\frac{\Delta t}{\Delta s} \geq \frac{1}{v \pm \sqrt{\frac{gw}{\alpha_0 B}}}$$



Hình 2.14 Sơ đồ tính.



Hình 2.15 Sơ đồ tính

Nếu miền phụ thuộc của phương trình sai phân, PMN nằm lọt trong miền phụ thuộc của nghiệm đó của phương trình vi phân $PM'N'$ tức là nếu thì nghiệm số trừ ra P bằng phương pháp sai phân sẽ không phụ thuộc các miền $PM'M$ và PNN' , không phụ thuộc điều kiện ban đầu trên các đoạn $M'M$ và NN' . Trong trường hợp đó, dù ta rút ngắn bước sai phân ΔS , Δt đến vô cùng nhỏ ta vẫn không thể tìm được đúng tại P .

Vậy điều kiện ắt có để nghiệm của phương trình vi phân khi ta rút ngắn bước tính ΔS , Δt vì vô cùng nhỏ là

$$\frac{\Delta t}{\Delta S} < \frac{1}{\left| V \mp \sqrt{\frac{gw}{\alpha_0 B}} \right|}$$

Vì trong lưới sai phân ta lấy Δt và ΔS không đổi, trong đó V và $\sqrt{\frac{gw}{\alpha_0 B}}$

thay đổi liên tục nên ta phải chọn $\frac{\Delta t}{\Delta S}$ nhỏ hơn trị số nhỏ nhất của

$$\frac{1}{\left| V \mp \sqrt{\frac{gw}{\alpha_0 B}} \right|} \text{ tức là } \frac{\Delta t}{\Delta S} < \frac{1}{\left| V \mp \sqrt{\frac{gw}{\alpha_0 B}} \right|} \quad (2.70)$$

Điều kiện (2.70) đã được Curăng (R. Courant) phân tích và chứng minh chặt chẽ khi nghiên cứu lí luận phương pháp giải các phương trình đạo hàm riêng phi tuyến dạng hypebolic bằng sai phân. Do đó điều kiện nói trên thường được gọi là điều kiện Curăng.

Về nguyên tắc điều kiện (2.70) chưa phải là điều kiện đủ để nghiệm sai phân là hội tụ. Theo phân tích lí luận của các nhà nghiên cứu phương pháp tính đối với những phương trình Saint venant, khi số hạng sức cản bằng 0 hoặc nhỏ không đáng kể so với các số hạng khác thì nghiệm tìm được bằng tính sai phân chỉ hội tụ khi thoả mãn điều kiện Curăng. Đồng thời trạng thái ban đầu $Q(s)_{t=0}$, $S(s)_{t=0}$ phải là hàm giải tích của S . Trong thực tế tính toán thuỷ lực công trình số hạng sức cản nói chung là yếu tố quan trọng trong phương trình động lực, nên nói chung điều kiện ban đầu không phải là yếu tố quyết định sự hội tụ. Chỉ sau một thời gian diễn biến của dòng chảy thì trạng thái $Q(s,t), Z(s,t)$ trên kênh có thể coi như không còn phụ thuộc trạng thái ban đầu nữa. Trong trường hợp đó, có thể cho rằng, nếu điều kiện (2.70) được thoả mãn thì nghiệm tính bằng sai phân sẽ tiến tới nghiệm đúng, khi ta lấy các bước ΔS và Δt nhỏ lại.

Nghiên cứu lí luận vấn đề ổn định của nghiệm trong sơ đồ hiện lại càng phức tạp hơn. Theo sự phân tích của các nhà nghiên cứu phương pháp tính, thì nghiệm sẽ không ổn định nếu điều kiện Curăng không được thoả mãn. Khi đó những sai số không tránh khỏi do lấy tròn song ở mỗi bước tính

sẽ bị khuếch đại qua nhiều bước tính và do đó càng chia ΔS , Δt nhỏ thì bước tính càng nhiều lên, nghiệm càng sai khác nhiều so với nghiệm đúng. Ngay cả khi điều kiện Curăng được thoả mãn cũng khó có thể tìm được sơ đồ sai phân trong đó ảnh hưởng của sai số không được nhân lên khi ta tăng các bước tính. Trường hợp số hạng sức cản không đáng kể thì điều kiện ổn định càng ngặt nghèo.

Phân tích lí luận chặt chẽ vấn đề này rất khó. Qua kinh nghiệm tính toán các bài toán thủy lực sông ngòi, các nhà thủy lực học đi đến nhận định là khi điều kiện (2.70) được thoả mãn thì sơ đồ sai phân hiện là hội tụ và ổn định.

2.5.3 Vấn đề xác định điều kiện ban đầu .

Điều kiện ban đầu là trạng thái thực có trên kênh lúc ban đầu tính toán $t=0$. Hệ phương trình Saint Venant cũng như các phương trình đạo hàm nói chung, nghiệm $Q(s,t)$, $Z(s,t)$ phụ thuộc điều kiện ban đầu $Q(s)_{t=0}$. Thay đổi điều kiện ban đầu sẽ làm thay đổi kết quả tính toán ở mỗi trị số $t > 0$. Trong cách tính bằng sai phân, điều kiện ban đầu được xác định dưới dạng các trị số Q , Z , q cho các mặt cắt , ở lớp đầu tiên của lưới ($t=0$) đúng với sơ đồ hoá hình thoi thì phải cho các trị số Z ở hàng $t= - 10t$ và các trị số $t=0$. Các trị số ban đầu đó là những số đã biết .

Thế nhưng đối với nhiều bài toán thực tiễn đòi hỏi rất khó xác định đúng được điều kiện ban đầu . Thí dụ khi tính thủy triều trên sông , với điều kiện biên là quá trình lưu lượng dòng nguồn $Q_0(t)$ và dùng quá trình mức nước thủy triều thực tế (điển hình nào đó), ở cửa sông, ta rất khó xác định đúng lưu lượng và mực nước dọc sông vào một thời điểm nào đó để bắt đầu tính từ đó trở đi.

Tuy nhiên, nhờ yếu tố sức cản nên ảnh hưởng của điều kiện ban đầu sẽ bị xoá dần có nghĩa là trị số $Q(s,0)$, $Z(s,0)$ chọn ban đầu chịu ảnh hưởng đến trị số của nghiệm $Q(s,t)$, $Z(s,t)$ trong một phạm vi thời gian $t < 1$ nào đó; sau đó nghiệm hầu như chỉ còn phụ thuộc điều kiện biên. Yếu tố sức cản $\frac{Q|Q|}{k^2}$

càng lớn, so với yếu tố quán tính $\frac{\alpha_0}{g} \frac{\partial v}{\partial t}$ thì ảnh hưởng của điều kiện ban đầu

chóng bị xoá đi.

Thí dụ, khi tính truyền lũ trên sông, sức cản là yếu tố chủ yếu, nên chọn điều kiện yếu tố ban đầu khác nhau chỉ làm thay đổi nghiệm trong khoảng 5-7 giờ tính toán đầu tiên. Khi tính thủy triều trên sông trong nước cạn yếu tố sức cản vẫn là quan trọng nhất trong phương trình động lực, nhưng yếu tố quán tính vẫn là đáng kể, nếu điều kiện ban đầu có ảnh hưởng đến kết quả trong vòng 20-30 giờ tính toán đầu tiên. Khi giải những bài toán mà điều kiện biên có tính chất tuần hoàn, như tính kênh dẫn với thủy triều ở cửa kênh có chu kỳ một ngày đêm, tính kênh dẫn nhà máy thủy điện điều tiết ngày với lưu lượng ở cuối kênh có chu kỳ một ngày đêm chẳng hạn, thì kết quả tính toán từ giờ thứ 30 trở đi thì có thể coi như những hàm số tuần hoàn của thời gian có chu kỳ một ngày đêm.

Từ đó, ta rút ra một nhận định có ý nghĩa thực tiễn là: trong tính toán dòng không ổn định cho những vấn đề của thực tiễn thủy lực, nếu khó xác định thật đúng đắn trạng thái ban đầu, thì chỉ cần xác định một cách tương đối phù hợp với qui luật chuyển động của dòng chảy, rồi coi kết quả tính toán của mọi thời gian $t < T$ đầu tiên là chưa đáng tin cậy. Chỉ lấy kết quả tính toán $Q(s,t), Z(s,t)$ từ lúc $t > T$. Trị số T lấy khoảng 8-10 giờ trong trường hợp số hạng $\frac{\alpha_0 \partial v}{g \partial t}$ rất khó so với số hạng $\frac{Q^2}{k^2}$, như trường hợp tính lũ trên sông, như trong trường hợp tính lũ trên sông, và lấy vào khoảng 25-30 giờ tùy trường hợp số hạng quán tính $\frac{\alpha_0 \partial v}{g \partial t}$ đáng kể, như trường hợp tính thủy triều trong mùa cạn.

Trạng thái ban đầu chọn như nói ở trên, còn ít nhiều tính chất tùy ý, nhưng cần đảm bảo phù hợp với quy luật chuyển động, biểu thị bằng 2 phương trình, liên tục và động lực. Cụ thể là nó cần nghiệm đúng với các hệ thức:

$$\left. \frac{\Delta Q}{\Delta S} \right|_{t=0} = q't = 0 - Bc \left(\frac{\Delta Z}{\Delta t} \right)_{t=0}$$

$$\left. \frac{\Delta Z}{\Delta S} \right|_{t=0} = \left. \frac{-Q|Q|}{K^2} \right|_{t=0} - \left. \frac{\alpha_0 \Delta V}{g \Delta t} \right|_{t=0} - \left. \frac{\alpha \Delta(V^2)}{2g \Delta S} \right|_{t=0}$$

Trong đó:

Các tỷ số $\frac{\Delta Z}{\Delta t'}, \frac{\Delta V}{\Delta t}$ phải ước tính, tùy theo đặc điểm cụ thể của dòng chảy lúc ban đầu và của điều kiện biên.

Khi tính toán bằng sơ đồ biên hình thoi, không nên bắt đầu tính toán từ trạng thái tính ban đầu (lưu lượng bằng không trên toàn kênh, mực nước nằm ngang) vì trong các công thức sai phân (2.69) ta đã viết số hạng sức cản bằng:

$$\frac{Q_{2i,2j} + 2|Q_{2i,2j}|}{K^2_{2i+1,2j+1}}$$

Nếu trạng thái ban đầu là trạng thái tĩnh $Q_{2i,0} = 0$ thì ở lớp tính đầu tiên (để tính $Q_{2i,2}$) ta sẽ có số hạng sức cản bằng không.

$$\frac{Q_{2i,2} \cdot Q_{2i,0}}{K^2_{2i,1}} = 0$$

Điều này có thể làm cho sơ đồ kém ổn định.

Bài tập số 2: Tính toán sơ đồ sai phân ẩn, hiện cho đoạn sông từ Yên Bái đến Việt Trì.

Bảng 2.1 Điều kiện ban đầu và số liệu lũ năm 1971.

giờ (h)	1h	7h	13h	19h	1h
Yên Bái					
Z cm	3079	3107	3127	3132	3131
Qm ³ /s	4180	4510	4970	5040	4940
Phú Thọ					
Z cm	1890	1882	1888	1897	1906
Qm ³ /s					
Việt Trì					
Z cm	1498	1501	1509	1518	1530
Qm ³ /s	(4190)	(4500)	(4700)	(5050)	(5050)

Bảng 2.2 Tài liệu các mặt cắt và chiều dài từ Yên Bái- Phú Thọ Việt Trì.

N mặt cắt	0	1	2	3	4	5	6	7
Chiều dài (km)	0	7	14	21	28	35	42	49
N mặt cắt	8	9	10	11	12	13	14	15
Chiều dài (km)	56	63	70	77	84	91	98	105

Bảng 2.3

		Bái)										Thọ)												

Đơn vị Z (m) ω (m²) b (m)
 $\theta = 0,55$ $\Delta x = 7 \text{ km}$ $\Delta t = 2h$

Bảng 2.3 (tiếp)

Đơn vị Z (m) ω (m²) b (m)
 $\theta = 0,55$ $\Delta x = 7 \text{ km}$ $\Delta t = 2h$

Yêu cầu: A-Cho sơ đồ ẩn.

1-Vẽ sơ đồ với $\Delta x = 7 \text{ km}$ $\Delta t = 2h$ (trong đó Yên Bái mặt cắt 0, Phú Thọ mặt cắt 07, Việt Trì mặt cắt 150)

Nội dung điều kiện ban đầu của các mặt cắt chính và hai bên (cho 1h ngày 15/8/71)

Tính hai phương trình C và M cho 15 mắt lưới.

Giải hệ phương trình bằng khử đuôi.

Dùng phương pháp lặp để tìm $(Z^{0+k})^{j+1}$ với $\varepsilon \leq 5\%$.

Vẽ, so sánh với thực tế về Z, đánh giá, kiến nghị.

B- Cho sơ đồ hiện: $\Delta x = 7$ km $\Delta t = 6$ phút.

Chương 3. DỰ BÁO CHUYỂN ĐỘNG SÓNG LŨ VÀ PHƯƠNG PHÁP MỰC NƯỚC TƯƠNG ỨNG

3.1 Khái niệm về phương pháp mực nước tương ứng.

Phương pháp dự báo này dựa vào quy luật chuyển động của nước trong sông và vào quy luật tập trung nước của lưu vực của từng nhánh sông và phân phối của nó theo dọc sông.

Thời gian dự kiến và độ chính xác của phương pháp phụ thuộc trước tiên vào độ dài dòng sông, tốc độ dòng chảy vào dòng chảy gia nhập vào dạng lũ.

$$\tau = f(L, V, q, \text{dạng lũ}).$$

Sông càng dài, độ dốc nhỏ đi, thời gian dự kiến tăng lên có khi tới 15-20 ngày. Thời gian dự kiến nhỏ nhất là dự báo lũ do mưa.

Sóng lũ hình thành do cường độ mưa trong thời gian ngắn. Trong dự báo có thể chia làm hai trường hợp:

a) Dự báo của sông có sóng lũ đơn nhất : chuyển động sóng cộng với lũ bệt.

b) Dự báo sông có sóng lũ kép: chuyển động sóng lũ + sóng lũ bệt + sóng lũ nhánh bổ sung + sóng lũ các hoạt động của con người: trữ nước lũ, xả lũ, vỡ đê, kể cả có trường hợp nước tù.

Đây là một phương pháp cổ truyền đã có từ lâu đời nhưng vẫn có tác dụng thực tế.

3.2 . Lý thuyết chuyển động sóng lũ và phương pháp mực nước tương ứng

Như đã phân tích từ phương trình Saint Venant, nếu như ta xét sóng lũ bỏ qua lực quán tính {Với bậc của nó = 0} trong phương trình moment thì hệ phương trình còn

$$\text{liên tục } \frac{\partial Q}{\partial l} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q \quad (3.1).$$

lúc này quan hệ $Q = f(H)$ là đơn nhất và ổn định.

Moment

$$S_o = S_f \quad (3.2).$$

Hoặc có thể dùng Q với mực nước (H)

$$Q = f(H, l) \quad (3.3).$$

trong đó l - khoảng cách tới mặt cắt.

Bởi vì quan hệ giữa mực nước (H) với diện tích mặt cắt (ω) là nhỏ nhất, thì (3.3) có thể viết thành:

$$\omega = \varphi(Q, l) \quad (3.4).$$

Vì phân (3.4) theo thời gian:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{\partial \omega}{\partial Q} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} \quad (3.5).$$

Đặt (3.5) vào (3.1) nhận được

$$\frac{\partial \omega}{\partial Q} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = q \quad (3.6)$$

Phương trình (3.6) là tuyến tính bậc một và giải bằng phương pháp đặc trưng, ta có:

$$\left(\frac{\partial \omega}{\partial Q} \right) \frac{\partial t}{1} = \frac{dl}{q} \quad (3.7)$$

Từ phương trình (3.7) nhận được các quan hệ sau đây

$$\frac{dl}{dt} = \frac{1}{\frac{\partial \omega}{\partial Q}} \quad (3.8)$$

$$\text{và } dQ = qdl \quad (3.9)$$

Tích phân (3.9) được

$$Q_H = Q_B + \int_0^l q dl$$

)

trong đó Q_H : lưu lượng tuyến dưới; Q_B : lưu lượng tuyến trên.

Bởi vì trên mỗi mặt cắt có quan hệ đơn nhất giữa các diện tích mặt cắt (ω) với lưu lượng (Q), vì vậy đạo hàm riêng ∂Q có thể thay bằng đạo hàm thường $\left(\frac{dQ}{d\omega}\right)$; và $\frac{dl}{dt} = v_e$ là tốc độ chảy ứng với lưu lượng đó, nhận được:

$$V_e = \frac{dQ}{d\omega} \quad (3.11)$$

và chính lưu lượng đó được xác định bằng phương trình (3.10)

Do vậy thời gian chảy truyền với lưu lượng Q tại mặt cắt 1 được xác định

$$\tau = \int_0^l \frac{dw}{dq} dl \quad (3.12)$$

Thời gian chảy truyền được hiểu là chênh lệch thời điểm xuất hiện cùng một lưu lượng tại mặt cắt hạ lưu và thượng lưu trong trường hợp không có sông nhánh chảy vào thì lưu lượng hạ lưu phải hiểu là $\left(Q_B + \int_0^l q dl\right)$

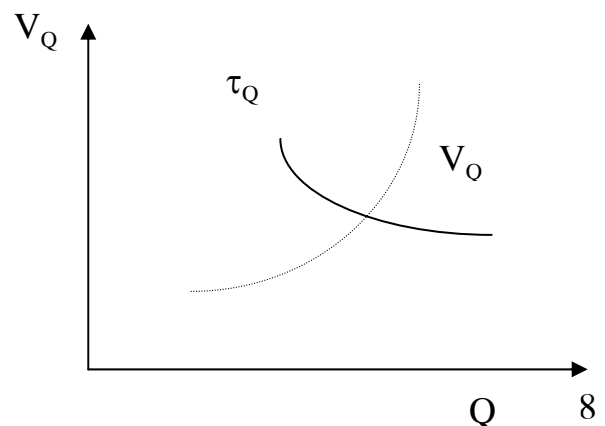
Nhiệm vụ dự báo dựa trên phương pháp mực nước tương ứng là khá đơn giản nếu có: $Q_B \sim t$, $q \sim t$, cũng như có quan hệ $Q=f(H)$ đường có $Q(H)$ theo dọc sông. theo đường $Q=f(H)$ và có $= Q(H)$ từng mặt cắt có thể xác định

$$V_Q = -\frac{dQ}{dw} = f(Q)$$

$$\text{Và } \tau = \frac{\Delta L}{V_x} = f(Q)$$

Sau đó $Q_{IB} + q_{gia\ nhap}$ theo (3.10)

Hình 3.1 Quan hệ $V_Q \sim Q$



Tuy nhiên nhiều trường hợp không thể có đủ đường $Q=f(H')$ trên đoạn sông.

$$\tau = \frac{\overline{\Delta col}}{\Delta Q} = \frac{\Delta W}{\Delta Q} = f(Q) \quad (3.13)$$

Trong đó $\overline{\Delta W}$ gia tăng của mặt cắt trên đoạn sông tương ứng với gia tăng $\overline{\Delta Q}$, còn $\Delta \omega = \overline{\Delta \omega l}$ - là gia tăng tổng lượng nước trung bình trên đoạn sông. Do đó bài toán xác định τ theo $W=f(H)$. Khi đó tìm τ theo (3.13), tương ứng với lưu lượng thượng lưu và hạ lưu. Trong trường hợp đó lưu lượng gia nhập được xác định theo công thức

$$Qg/n = \int_0^l q dl \quad (3.14)$$

3.3. Xác định thời gian chảy truyền

3.3.1 Thời gian chảy truyền là thời gian chảy từ mặt cắt thượng lưu (H_b) tới mặt cắt cần xác định ở hạ lưu (H_H)

$$\tau = t(H_b) - t(H_H) = \Delta t$$

Tất nhiên Δt là thời gian trung bình trong điều kiện mà ta đang xét. Thí dụ: đỉnh lũ, chân lũ, điểm ngoặt của cường xuất lũ $\Delta H/\Delta t = 0$ (kể cả cường xuất lũ xuống).

$$\bar{\tau} = \frac{\sum^n \Delta t_i}{n}$$

Trong đó: số điểm đưa vào diện cần xét, như vậy:

- Cần tìm $\bar{\tau}$ tức là cần tìm Δt theo một liệt cần tìm, lấy từ đường quá trình $H \sim t$ của ít nhất là hai trạm.

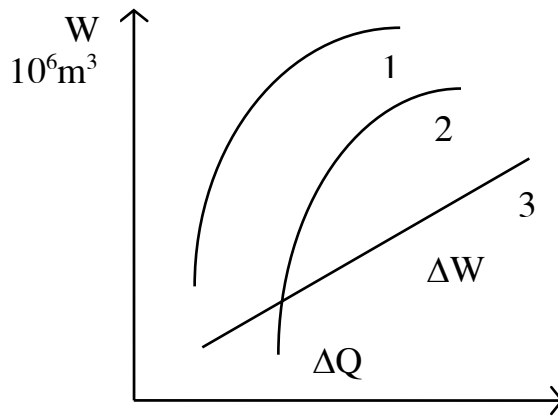
3.3.2. Tìm τ_1 có thể từ công thức (3.13), có thể xây dựng bảng sau:

Tính toán đường lượng trữ cho đoạn sông không sông nhánh.

Bảng 3.1 Bảng tìm thời gian chảy truyền

Thời gian	$Q_H(m^3)$ (Hạ lưu)	Q_B (Thượng lưu)	ΔQ ($Q_0 - Q_H$)	$\Sigma \Delta Q$ (Từ trên xuống dưới)	Wm^3 (lượng trữ đoạn sông)
1	2	3	4	5	6
30/3	4760	4210	550	8873	767
31/3	4760	3500	1260	8323	719
1/4	4310	2540	1770	7063	610
2/4	3680	1680	2000	5293	457
3/4	2680	1140	1540	3293	284
4/4	1750	851	899	1753	151
5/4	1250	716	534	854	74
6/4	1070	750	320	320	28

Xây dựng quan hệ $W - \bar{Q}$ trên đoạn sông



Hình 3.2 Quan hệ $W \sim \bar{Q}$

Tổng hợp từng trận lũ một với góc $\alpha = \frac{\Delta W}{\Delta Q}$ có thể từ $\tau_1 = \frac{\sum_1^n \alpha_i}{n}$

3.3.3- Tìm τ từ công thức tốc độ mặt cắt ngang V_Q .

Như ta đã biết:

$$v_Q = dQ/dw$$

Vi phân hoá ta có:

$$\frac{dQ}{d\omega} = V + \omega \frac{dV}{d\omega} \quad (3.15)$$

Rõ ràng, theo (3.15), khi mực nước tăng thì đạo hàm $\frac{dq}{dw}$ tăng tức là $\frac{dv}{dw} > 0$, nhưng có trường hợp khi dòng chảy vượt lên bãi thì khi H tăng, nhưng có khi tốc độ giảm. Trường hợp ấy phải xem xét phân tích. Ta có các trường hợp:

- Khi không có số liệu đo đạc V, có thể sử dụng công thức. (Công thức trong trường hợp trước khi mực nước vượt bãi).

$$V = ah^n i^5 \quad (3.16)$$

$$\omega = bh^m \quad (3.17)$$

Trong đó h: độ sâu trung bình sông. i: độ dốc mặt nước; a, b, n và m- hệ số.

Khi đó, tổng hợp giải từ (3.11), (3.15), (3.16) và (3.17) tìm được:

$$V_q = \left(1 + \frac{n}{m}\right)V \quad (3.18)$$

Theo công thức Chezi, với $h = \bar{h}$ (độ sâu trung bình) $n = 2/3$, hệ số $m = 1,5 - 2,5$, hệ số $\left(1 + \frac{n}{m}\right)$ thay đổi từ 1,25 đến 1,45 lấy trung bình là 1,35.

- Tổng hợp số liệu tốc độ chuyển động của lũ như sau:

$$V_q = 15 \left(\frac{10}{F}\right)^{0,10} \cdot \alpha \sqrt[3]{Qi} \quad (3.19)$$

Trong đó Q là lưu lượng, F là diện tích lưu vực (km^2), i - độ dốc sông (‰), α - thông số thay đổi từ sông đồng bằng: 0,4 (khi có bãi sông lầy) đến 1,0 (khi không có bãi) cho đến sông miền núi trong khoảng 1,1 đến 1,4.

Đối với lũ nhỏ, không ngập bãi, hệ số α (cho sông ít uốn khúc) $\alpha = 1,0$, đối với sông ít cây cối $\alpha = 0,75$, sông nhiều cây cối $\alpha = 0,55$.

3.4- Dự báo mực nước trên sông không hoặc ít sông nhánh

Như lí thuyết đã nói nếu quan hệ Q- H gần như đơn nhất và thời gian chảy truyền ít thay đổi thì nên sử dụng bằng phương pháp mực nước tương ứng vì phương pháp này có độ chính xác cao.

Phương án này đã được Bengian (Pháp) dự báo cho sông Saint, từ 1830. Giữa thế kỉ 19, đã được dùng để dự báo lũ cho sông Loir, 1864 dự báo lũ cho sông Marce, 1886 dự báo lũ cho các sông khác ở Pháp.

Giữa thế kỉ 19 dưới sự lãnh đạo của D.D Gnhixin và Klâybep, nó đã được dùng ở Nga, sau đó lại được phát triển bởi B..A.A.Pollop, P.I Budin, GP.Kalinin, A.B.Ogiepski.

Dự báo mực nước bằng các điểm đặc trưng: đỉnh, chân và điểm uốn đã được khẳng định. Giá trị trung gian phụ thuộc khoảng cách giữa các trạm, mặt khác phụ thuộc vào điều kiện thủy lực của việc truyền lũ, phụ thuộc vào sự thay đổi giá trị mực nước khi quan hệ mực nước giữa trạm trên và trạm dưới khá chặt chẽ thì gọi là phương pháp mực nước tương ứng.

Quan hệ giữa thời gian chảy truyền τ và các yếu tố của nó như H_b là khá chặt chẽ.

Thường thì mực nước tương ứng là kéo theo lưu lượng tương ứng giữa trạm trên và trạm dưới được biểu thị dưới dạng phương trình như sau:

$$Q_H = A_H (H_H + B_H)^m$$

$$Q_B = A_B (H_B + B_B)^n$$

nhận được:

$$H_H = \left(\frac{A_B}{A_H}\right)^{1/m} (H_B + B_B)^{n/m} - B_H$$

Trong đó A_H , B_H , B_B m và n là hệ số phương trình. Nếu $m=n$ thì quan hệ mực nước là tuyến tính.

Nếu quan hệ mực nước mà chặt thì quan hệ giữa τ và các yếu tố ảnh hưởng ít chặt chẽ hơn.

Sai số trung tính τ theo mực nước tương ứng là xác định không đúng của của các mực nước đó của các trạm trên dòng chính và các trạm của sông nhánh chảy vào. Thí dụ có sự giao thoa sóng lũ giữa sông chính và sông nhánh, có thể mang lại sai số lớn. Vì vậy, khi xác định τ theo phương pháp mực nước tương ứng phải xét kỹ giao độ mực nước ở cả 3 nơi: trạm trên, trạm dưới và trạm gia nhập.

Nếu thiếu số liệu gia nhập phải xét số liệu mưa.

Khi xác định τ thì cần xét trường hợp gia nhập là ít thay đổi và tốt nhất là đường quá trình lưu lượng

Dự báo mực nước trong đoạn sông ngắn thì có thể chia làm 2 trường hợp:

- Dự báo cho trạm với gia nhập nhỏ thì dùng biểu đồ sau

$$Q_{H,\tau} = Q_{B,t}$$

$$Q_{H,\tau} = f(Q_{B,t})$$

$$H_{H,t+\tau} = \varphi(H_{B,t})$$

- Dự báo trạm với gia nhập khu quá lớn, nhưng lũ bẹt ít thì quan hệ như sau:

$$Q_{H,t+\tau} = f(Q_{B,t} + Q_{g/n})$$

$$H_{H,t+\tau} = \varphi(H_{B,t}, Q_{g/n})$$

Xác định τ theo các cách sau:

Xác định τ tương ứng theo các điểm đặc trưng đỉnh, chân và mức ngoặt.

Xác định mực nước tương ứng theo đường cong bảo đảm: Giả định của K.P.Klâysep : mực nước đường đảm bảo thường gần với mực nước tương ứng.

3- Xác định thời gian chảy truyền (τ) với sử dụng đường mực nước tương ứng: tìm $t(H_H)$ tìm $t(H_B)$ trên quan hệ, $\Delta t = t(H_H) - t(H_B)$ - thời gian chảy truyền (Có thể dùng cho nước lên và cho nước xuống).

Xác định τ dựa trên nguyên tắc sai số xác định mực nước là nhỏ nhất. Cho một loạt τ_i và τ_n cho sai số nhỏ nhất dẫn đến xác định thời gian chảy truyền phương pháp này do G.P.Kalenin đề ra (xin xem bảng 6 trang 64 dự báo thủy văn

B.A .Pollop)

3.5 Dự báo mực nước trên sông có sông nhánh

Sông gọi là có sông nhánh khi gia nhập khu giữa khá lớn, lưu lượng khu giữa khá lớn.

Điều cơ bản của phương pháp mực nước trong hệ thống sông là:

- Xác định đường đẳng thời của thời gian chảy truyền - sẽ sử dụng trong lưu vực lớn, nhiều sông nhánh. Xác định trên nhiều pha khác nhau: nước trung bình, nước lớn H_{max} , nước nhỏ H_{min} . Các đường đẳng thời gian chảy truyền có thể liên tục, có thể đứt quãng do đột biến dòng chảy, thí dụ: thác, công trình dâng nước (xem trang 3.1, S.Neman)

Như hệ thống trên có thể bố trí hệ thống quan hệ như sau:

$$H_{II} = f_2(H_I); H_{III} = f_3(H_{II}, H_{VI}); H_{IV} = f_4(H_{III});$$

$$H_{VIII}=f_5(H_{VII})$$

$$H_V=f_6(H_{VIII}H_{IV})$$

Có thể bố trí với các thời gian tập trung nước khác nhau.

Có thể có quan hệ mực nước là tuyến tính

$$H_H = a_1H_1+ bH_2 + \dots\dots\dots+a_nH_n$$

Tuy nhiên có thể có quan hệ phi tuyến .

Do ảnh hưởng của sông nhánh lớn có thể xác định các quan hệ sau:

$$+ H_{HN\ t+24}= f(\Sigma Q_t\ HB+PT+VQ) \text{ (cho mực nước lên, xuống)}$$

$$+ H_H= f(H_1, H_2) \text{ (cho trường hợp thiếu số liệu Q)}$$

$$+ H_{t+\tau}= f(\Sigma Q_t, H'_t\ \text{sông nhánh}) \text{ (cho trường hợp có số liệu Q)}$$

Trường hợp đoạn sông dài, có thể xảy ra trường hợp bệ sóng lũ. Bệ sóng lũ có thể xảy ra do:

- . Lũ lên nhanh.
- . Do điều tiết dòng chảy do bão, lũ, do đê.
- . Do ao hồ điều tiết.

Có thể xử lý lũ bệ bằng quan hệ sau:
$$\underline{Q_{H, T+\tau} = Q_{B,T} + Q_{GN} + \Delta Q_P} \quad (3.24)$$

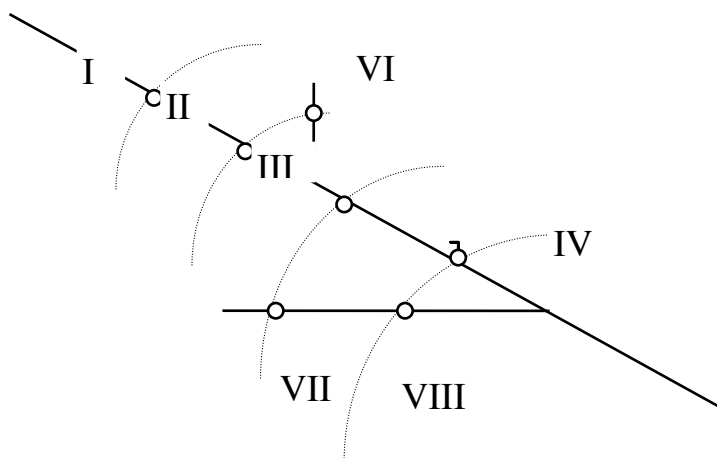
Trong đó ΔQ_P . lũ bệ.

Có thể xử lí:

$$\Delta Q_P = f(Q_{B,t}; Q_{H,t}) \quad (3.25)$$

hay

$$\Delta Q_P = f(Q_{B,t}; \bar{Q}_B) \quad (3.26)$$



- - - Đường thẳng đẳng thời
 -o- trạm mực nước

Hình 3.1 Đường thẳng đẳng thời.

Trong đó \bar{Q}_B - lưu lượng trung bình trạm trên ở thời đoạn trước.

Có thể dùng quan hệ mặt nước

$$H_{H,t+\tau} = f(H_{B,t} + \Delta H_{\text{gia nhập}} + \Delta H_P) \quad (3.27)$$

Trường hợp có n nhánh sông

$$H_t = \varphi(H_B, H_{1\text{nhánh}}, H_{2\text{nhánh}}, \dots, H_{n\text{nhánh}})_{t-\tau}$$

+ Trường hợp thiếu số liệu gia nhập có thể dùng

$$Q_{H,t+\tau} = f[\Sigma Q_{B,i}(\eta_1 x_1 + \eta_2 h_t)] \quad (3.28)$$

hay

$$H_{H,t+\tau} = f[\Sigma Q_{B,i}(\eta_1 x_1 + \eta_2 h_t)] \quad (3.29)$$

Trong đó η_1 - hệ số dòng chảy do mưa x của gia nhập.

η_2 - hệ số dòng chảy của biến h_t .

Bài tập Chương 3.

Dự báo mực nước cho lưu vực sông Lô, sông Gắm.

Sử dụng phương án mực nước tương ứng Tuyên Quang- Sông Lô.

Tài liệu cho:

- Quá trình H và Q: Hàm Yên, Chuyên Hoá, Tuyên Quang (từ ngày 15/7 đến 30/9 năm 1996).

- Đặc trưng lưu vực sông Lô, Gắm.

Lưu vực sông Lô, Gắm.

Diện tích: 10.245 km². Trong đó:

+ Địa phận Trung Quốc: 4630 km².

+ Địa phận Việt Nam: 5615 km².

Lưu vực sông Gắm.

Diện tích: 14740 km². Trong đó:

+ Địa phận Trung Quốc: 9527 km².

+ Địa phận Việt Nam: 5213 km².

Nhiệm vụ:

Vẽ phối hợp 4 đường quá trình lên giấy kẻ ly.

- + Đánh dấu các điểm đặc trưng ΣQ_{HY+CH} , H_{TQ} .
- + 1', 2', 3' ... (ΣQ) 1, 2, 3 H_{TQ}
- + Xác định thời gian chảy truyền $\Sigma Q \sim TQ$ theo bảng sau:

STT	Trạm trên		Trạm dưới		τ	Ghi chú pha dòng chảy (trạm trên)
	Thời gian	H(Q)	Thời gian	H(Q)		

b. Xác định quan hệ $H_{TQ(t+\tau)} \sim f(\Sigma Q_t)$

Đánh giá phương án theo bảng sau

STT	Ngày DB	ΣQ	Ngày dự kiến	HQT		Sai số dự báo δ	δ_2
				$H_{\text{dự kiến}}$	$H_{\text{thực đo}}$		
							$\Sigma \delta^2$

Tính hai trị số:

- Độ lệch chuẩn dự báo kiểm tra :

$$S = \sqrt{\frac{\sum (H - H^+)^2}{n}}$$

- Phương sai biên độ H(Q) trong trường hợp dự kiến.

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (\Delta H_i - \overline{\Delta H})^2}{n}}$$

Trong đó ΔH_i - biên độ mực nước (Q) trong thời gian dự kiến, là hiệu số H(Q) sau thời gian dự kiến (t+ τ) với H khi làm dự báo t.

$\overline{\Delta H}$ - chuẩn của biên độ H(Q).

Các trị số S và σ được xác định qua bảng sau:

Biểu đồ tính giá trị trung bình của giá trị dự báo với giá trị chuẩn của nó.

STT	Ng/th/n	Mực nước		ΔH	$\Delta H - \overline{\Delta H}$	$(\Delta H - \overline{\Delta H})^2$
		H_t	$H_{t+\tau}$	ΣTB		

Lấy chỉ tiêu S/σ để đánh giá.

$$S/\sigma \leq 0,50 \text{ tốt}$$

$S/\sigma \leq 0,60$ đạt

$S/\sigma \leq 0,80$ dùng tạm.

$S/\sigma > 0,80$ không dùng được.

3 Kết luận về phương án dự báo.

Chương 4. DỰ BÁO LƯU LƯỢNG GẦN ĐÚNG BẰNG CHUYỂN ĐỘNG SÓNG LỬ

Các phương pháp gần đúng về tính toán dòng không ổn định đều được giải bằng hệ phương trình Saint venant gồm phương trình liên tục (dưới dạng khác nhau) và phương trình chuyển động dưới dạng không đầy đủ.

Các phương pháp gần đúng này đều có mục đích: nâng cao độ chính xác của tính toán và tính toán đơn giản hơn so với phương pháp Saint venant chính thống.

Các phương pháp gần đúng có thể kể:

- Phương pháp Kalinin - Miliukop (Liên Xô).
- Phương pháp Muskingum (Mỹ); phương pháp mô hình SSARR (Mỹ).

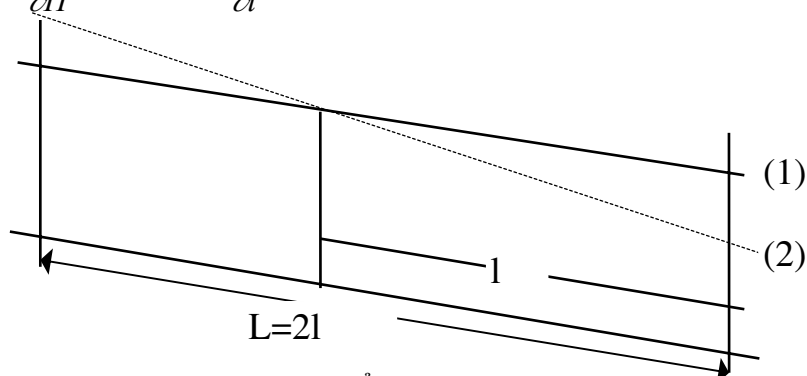
4.1. Phương pháp dòng không ổn định của Kalinin - Miliukop

- Giả thiết dùng mực nước lưu lượng là hàm của mực nước và độ dốc.

$$Q = f(H, i) \quad (4.1)$$

Giả thử tình trạng ổn định bị phá vỡ nhưng tình trạng này xảy ra với điều kiện lưu lượng không đổi, tức là $dQ = 0$. Vi phân (4.1) và cho nó bằng không. Ta có:

$$dQ = \frac{\partial Q}{\partial H} \cdot dH + \frac{\partial Q}{\partial i} \cdot di = 0 \quad (4.2)$$



Hình 4.1 Mực nước ở tình trạng ổn định (1) Mực nước ở pha nước lên (2)

Trong trường hợp mực nước thay đổi tuyến tính ta có

$dH = -l di$, và đơn giản (4.2) với di ta nhận được:

$$l \frac{Q}{H} = \frac{Q}{i}$$

Từ đây $l = \frac{Q/i}{Q/h}$ (l là độ dài đoạn sông đặc trưng)

ở đây giá trị l như trong hình 4.1, với vị trí l này, giữa H và lưu lượng là tương quan đơn nhất.

Cho $Q = m\sqrt{i}$ (ở đây m là modun lưu lượng phụ thuộc vào mực nước). Vì phân đẳng thức ấy theo i và đặt kết quả ấy vào 4.2 ta nhận được

$$l = \frac{m}{2\sqrt{i} \frac{\partial Q}{\partial H}} \quad (4.3)$$

Nhân tử và mẫu (4.3) cho $\sqrt{i_{yct}}$ và công nhận là độ dốc i ban đầu bằng độ dốc thuộc chế độ ổn định ta có công thức sau:

$$l = \frac{Q_{yct}}{2i_{yct}} \quad (4.4)$$

Từ công thức trên, chiều dài l không thay đổi nhiều vì Q tăng thì Q/H cũng tăng và do đó $l = \text{const}$. Tuy nhiên l có thay đổi nhưng không nhiều.

Với giả thiết rằng dòng sông lắng trụ và thay đổi tuyến tính giữa chiều dài và H , rõ ràng là có quan hệ đơn nhất giữa tổng lượng nước W_L trong đoạn sông $L = 2l$ (hình 4.1).

Vì lưu lượng quan hệ đơn nhất với H của trạm đo trang khoảng cách l nên có thể viết:

$$W_L = f(Q_H) \quad (4.5)$$

Có thể viết phương trình liên tục dưới dạng

$$Q_H = Q_B + \frac{\Delta\omega}{\Delta t} \quad (4.6)$$

nhận được hệ phương trình để tính toán biến dạng của sóng lũ.

Việc tính toán như trên chỉ dùng để tính toán cho hồ chứa nhỏ. Nếu tính cho một loạt đoạn sông với chiều dài là l thì tính toán sẽ liên tục như cho hàng loạt hồ chứa và quan hệ lượng trữ thường thay đổi sang dạng gấp khúc (hình

4.2) và phương trình có dạng:

$$W = \tau Q_H \quad (4.7)$$

W tính từ W_0 , với $Q_H=0$

Phương trình (4.7) viết dưới

dạng vi phân

$$dW = \tau dQ *$$

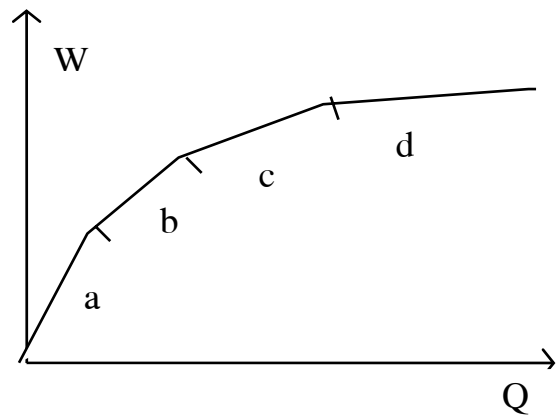
Tương đồng với phương trình *

$$\Delta w = \tau \Delta Q$$

ta nhận được từ chuyển động sóng lũ (xem tiết 2). Đặt (4.7) vào phương trình liên tục (4.6) ta được:

$$Q_B = \frac{1}{\tau} W + \frac{dW}{dt} \quad (4.8)$$

Công thức (4.8) là phương trình vi phân tuyến tính bậc một. Nghiệm của nó có dạng:



Hình 4.2: Đường lượng trữ .

$$W_t = e^{-t/\tau} \left(\int_0^t Q_0 e^{t/\tau} dt + c \right) \quad (4.9)$$

Hằng số tích phân không đổi c và khi $\tau = \text{const}$ nếu lấy tích phân từ 0 đến t thì phải chăng c là tổng lượng nước W_0 ở thời điểm ban đầu $t=0$; e- cơ số tích phân Neper.

Lưu lượng trạm dưới ở thời điểm t suy từ công thức (4.9) và (4.6), được công thức sau:

$$Q_t = \frac{1}{\tau} e^{-t/\tau} \int_0^t Q_0 e^{t/\tau} dt + Q_0 e^{-t/\tau} \quad (4.10)$$

Q_B là hàm phức tạp theo thời gian và có thể thay bằng dạng bảng hoặc quan hệ, thì có thể chuyển sang dạng số trị. Nếu $Q_B = f(t)$ dưới dạng bậc thang $Q_B = \text{const}$. Giải phương trình (4.10) theo dạng bậc thang Q_t có thể có dạng:

$$Q_t = Q_B (1 - e^{-t/\tau}) + Q_0 e^{-t/\tau} \quad (4.11)$$

hay

$$Q_t = Q_0 + (Q_B - Q_0) (1 - e^{-t/\tau}) \quad (4.12)$$

Trong đó Q_0 là lưu lượng trạm dưới của đoạn sông đặc trưng khi $t=0$.

Nếu thời gian t , τ là không đổi thì $(1 - e^{-t/\tau}) = k$ và $k = \text{const}$, thì phương trình tính đơn giản dưới dạng sau:

$$Q_t = Q_0 + (Q_B - Q_0)k \quad (4.13)$$

Tính (4.13) rất đơn giản. Xác nhận Q_0 là lưu lượng trạm dưới của đầu thời đoạn. Bởi vì Q_B là lưu lượng trạm trên theo (4.13) tính Q_t , và tính toán như trên cho các đoạn sau.

Đối với sông dài và lớn: Giả thiết chuyển động của một khối nước $W_0 = Q_0 \Delta t$ theo sông từ n đoạn đặc trưng. Giả thiết đoạn đầu tiên đặc trưng khối nước ấy trong một thời gian ngắn không thể rải lưu lượng cho đoạn sông đó trong thời đoạn đó. Khối lượng nước hình thành trên đoạn sông đó $W_0 = Q_0 \Delta t$ được biểu diễn dưới dạng:

$$Q dt = - dw$$

Thay Q , như đã nói, qua $\frac{1}{\tau} w$, có:

$$dw = - \frac{1}{\tau} w \quad (4.14)$$

Vi phân (4.14) từ cận 0 đến t , nhận được:

$$W_{t,1} = W_0 e^{-t/\tau} = Q_0 \Delta t e^{-t/\tau}$$

Và tương ứng

$$Q_1 = \frac{\Delta t}{\tau} Q_0 e^{-t/\tau}$$

là lưu lượng ở cuối đoạn thứ nhất. Để tính cho đoạn thứ hai Q_1 là nhập lưu cho đoạn thứ hai sẽ có :

$$Q_1 dt = Q_2 dt + dW_2$$

Thay $W_2 = \tau dQ_2$, nhận được :

$$\frac{1}{\tau} Q_1 dt = \frac{1}{\tau} Q_2 dt + dQ_2.$$

Đây là phương trình vi phân tuyến tính bậc một có lời giải như sau:

$$Q_2 = \frac{1}{\tau} e^{-t/\tau} \int_0^t Q_1 e^{t/\tau} dt$$

Thay $Q_1 = \frac{\Delta t}{\tau} Q_0 e^{-t/\tau}$, nhận được:

$$Q_2 = \frac{1}{\tau} e^{-t/\tau} \int_0^t Q_0 \frac{\Delta t}{\tau} e^{-t'/\tau} dt$$

Đơn giản phần dưới hàm tích phân và chú ý với điều kiện $\frac{Q_0 \Delta t}{\tau} = \text{const}$, ta có :

$$Q_2 = Q_0 \frac{t \cdot \Delta t}{\tau^2} e^{-t/\tau}$$

Tương tự cho lưu lượng nước từ đoạn 3

$$Q_3 = Q_0 \frac{t^2 \Delta t}{2 \cdot \tau^3} e^{-t/\tau}$$

Và cho đoạn sông n:

$$Q_n = Q_0 \frac{\Delta t}{\tau(n-1)} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-t/\tau} \quad (4.15)$$

Giá trị bên phải là hàm truyền lũy, ứng dụng nó có thể dễ dàng tính toán đường tập trung nước (với tổng các đường dòng bằng 1), cần nhân với lưu lượng từ đoạn trên cùng và nhận lưu lượng của trạm cuối cùng. Để cho dễ dàng ứng dụng cần có bảng với các giá trị τ và n khác nhau. Nhấn mạnh, với n đoạn sông chuyển sang ứng dụng đường tập trung nước qua hàm Gamma, là hàm tổng hợp, đã quá quen thuộc với giai thừa $n!$ tương ứng với giá trị n .

Công thức (4.15) với Δt nhỏ, với Q_0 và Q_n ít thay đổi, ta có công thức :

$$Q_n = p \Delta t Q_0 = p Q_0$$

Nếu chọn $\Delta t = \tau_L$ (thời gian chảy truyền một đoạn sông đặc trưng, thì công thức (4.15) trở thành công thức Person

$$P_n(t) = \Delta t p(t) = \frac{m^{n-1}}{(n-1)!} e^{-m}$$

Trong đó $m = \frac{t}{\tau}$ là số thời đoạn tính toán

Trị số P_n theo công thức (4.15) là tọa độ điểm hình của đường tập trung nước. Các trị số ấy được chỉ dẫn ở công trình của Kalinin-Miliukop cho $m \leq 60$, trong các trạm khí tượng thủy văn (1957) $m \leq 40$ và phương pháp Chun (1964) với $m \leq 30$.

Qua tọa độ đường tập trung nước điểm hình có thể tính giá trị $P_n(t)$ theo

công thức (4.15), vì vậy cần thiết nhân các giá trị trong bảng đó với $\Delta t / \tau_L$, khi đó m cần hiểu rằng :

$$m = \frac{t}{\tau_L} = \frac{t}{\Delta t} \frac{\Delta t}{\tau_L}$$

hay $\frac{\Delta t}{\tau_L}$, nhân với số lượng thời đoạn tính toán $t / \Delta t$.

$P(t)$ - hàm tập trung nước, hay hàm ảnh hưởng, phụ thuộc vào thông số τ và n .

Nếu biết được hàm tập trung nước, lưu lượng nước ở mặt cắt xuất lưu được biểu thị bằng công thức sau:

$$Q_i = P_1 q_i + P_2 q_{i-1} + P_3 q_{i-2} + \dots + P_i q_i \quad (4.16)$$

Bảng 4.1 Bảng diễn toán lưu lượng

t	q(t)	p(t)	p(t).q _i															Q=Σp(t)q														
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18															
1	3460	0	0																													
2	3410	0	0	0																												
3	3370	0,04	138	0	0																											
4	3300	0,1	346	136	0	0																										
5	3250	0,16	552	341	134	0	0																									
6	3190	0,18	622	545	337	132	0	0																								
7	3210	0,16	552	614	538	330	130	0	0																							
8	3370	0,13	448	545	605	528	325	128	0	0																						
9	3660	0,09	311	443	538	593	520	319	128	0	0																					
10	4570	0,06	207	307	437	528	585	510	321	135	0	0																				
11	5550	0,04	138	204	303	428	520	574	513	337	146	0	0																			
12	10700	0,02	69	136	202	297	423	610	578	538	366	183	0	0																		
13	1750	0,01	35	68	134	198	292	415	513	505	585	457	262	0	0																	
14	21400	0,01	35	34	67	132	195	257	417	538	688	730	655	428	0	0	4120															
15	23800			34	34	66	130	191	288	437	585	820	1050	1070	700	0	5300															
16	24200				34	33	65	128	193	303	475	730	1180	1710	1750	858	7460															
17	24600					33	32	64	128	202	328	593	1050	1930	2800	2140																

Tính toán theo (4.16) theo bảng 4.1

Ở đó, cột 2, lưu lượng trạm trên (nhập lưu), cột giá trị của hàm tập trung nước tính từ (4.14) với $\Delta t = 1$, $\tau = 2$ ngày, $n = 6$, cột cuối là giá trị $P(t).q_i$, có lệch một đơn vị thời gian. Cột 4, nhân lưu lượng q_1 (thí dụ là $3460 \text{ m}^3/\text{s}$) với tất cả giá trị hàm tập trung trong nước; Cột 5, chuyển một đơn vị thời gian nhân với

q_2 (thí dụ $3410 \text{ m}^3/\text{s}$) với tất cả giá trị $P(t)$ và $v.v.$

Lưu lượng của lưu vực Q_i được xác định là tổng hàng loạt nhân của 14 phần tử. Hai giá trị ban đầu của hàm ảnh hưởng bằng không, với thời gian dự kiến là hai ngày.

4.2 Phương pháp biến dạng lũ - Phương pháp Muskingum

Phương pháp Muskingum xuất bản từ năm 1960 (Carter and Godfrey) sử dụng đầu tiên tại Mỹ, S. Muskingum là phương pháp của Mac. Carter và những người khác.

Phương pháp này xuất phát từ phối hợp giải phương trình cân bằng với phương trình lượng trữ, biểu hiện dưới dạng quan hệ tuyến tính lượng trữ đoạn sông với lưu lượng trung bình gia quyền.

$$W = f(Q_{\text{TB. gia quyền}}) \approx \tau Q_{\text{TB. gia quyền}} \quad (4.15)$$

Lưu lượng gia quyền có thể viết

$$Q_{\text{TB. gia quyền}} = kQ_B + (1-k)Q_H$$

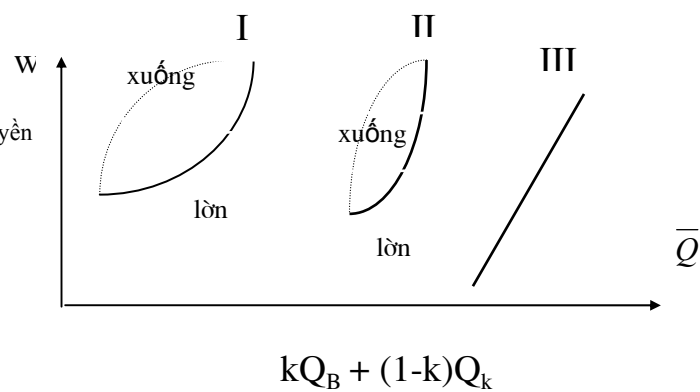
$$\text{hoặc } w = f [kQ_B + (1-k)Q_H] \quad (4.16)$$

Q_B là lưu lượng tuyến trên. Q_H là lưu lượng tuyến dưới.

Giá trị k được giả định không đổi cho một đoạn sông và được xác định bằng con đường thực nghiệm.

H4.3 Tương quan

giữa tổng lượng nước
đoạn sông với $Q_{\text{TB. gia quyền}}$
lưu lượng thượng và hạ
lưu với k khác nhau
(I, II, III)



Hình 4.3 Quan hệ $w \sim Q_{\text{TB}}$

Hệ số k biểu hiện quan hệ ảnh hưởng giữa lưu lượng thượng lưu và hạ lưu trên sự thay đổi tổng lượng nước đoạn sông. Chênh lệch tổng lượng giữa trạm trên và trạm dưới được xác định từ khi lũ lên đến một thời điểm nào đấy, tạo cho mình một tổng lượng nước được tích lũy trong đoạn sông trong một thời

đoạn. Nếu tổng lượng cần tìm có quan hệ với lưu lượng trung bình thì có quan hệ

$w=f\left(\frac{Q_H+Q_B}{2}\right)$ dưới dạng vòng dây lớn (H4.3, đường I). Trong trường hợp

ấy rõ ràng $k=0,5$. Sau đó chọn một trị số k khác, trong trường hợp vòng dây hẹp hơn (đường II), tiếp tục chọn k cho trường hợp quan hệ đó thành một đường thẳng (đường III) tương ứng với sông miền núi. Trị số k đó là trị số tính toán.

Thường thì quan hệ giữa tổng lượng nước và lưu lượng trung bình gia quyền gần như đường thẳng. Khi quan hệ ấy phi tuyến, thì quan hệ ấy có thể chia thành một số đoạn, để cho mỗi đoạn trở thành tuyến tính. Trong trường hợp ấy phương trình quan hệ ban đầu (4.18) có thể viết dưới dạng

$$w = \tau [kQ_B + (1-k)Q_H] \quad (4.19)$$

Về lý thuyết trị số k biến đổi từ 0 đến 1. Khi tổng lượng trên đoạn sông chỉ phụ thuộc vào trạm dưới hoặc chỉ trạm trên, trường hợp ấy τ gần bằng thời gian chảy truyền từ trạm trên đến trạm dưới. Điều đó dễ hiểu là $\tau = \Delta w / \Delta Q_{TB}$. gia quyền khác với τ trong công thức (3.12), chỉ khi nó phụ thuộc vào giá trị Q_{TB} . gia quyền.

Đặt (4.19) dưới dạng

$$W_{KOH} = \tau [kQ_{B,KOH} + (1-k)Q_{H,KOH}] \text{ và}$$

$$W_{Har} = \tau [kQ_{B,Har} + (1-k)Q_{H,Har}]$$

vào phương trình (4.17), sau đó giải tìm $Q_{H,Har}$, nhận được

$$Q_{H,2} = C_0 Q_{B,2} + C_1 Q_{B,1} + C_2 Q_{H,1}$$

trong đó

$$C_0 = - \frac{\tau k - 0,5\Delta t}{\tau - \tau k + 0,5\Delta t} \quad (4.20)$$

$$C_1 = \frac{\tau k + 0,5\Delta t}{\tau - \tau k + 0,5\Delta t} \quad (4.21)$$

$$C_2 = \frac{\tau - \tau k - 0,5\Delta t}{\tau - \tau k + 0,5\Delta t} \quad (4.22)$$

Khi đó $C_0 + C_1 + C_2 = 1$ (C_1, C_2, C_3 là hàm của τ, k và Δt)
 vấn đề quan trọng là xác định k và τ . Làm thế nào để tìm τ

$$\tau = \frac{w}{Q_{TBgiaquyyn}}$$

Theo ý của Lawler 1964, tìm τ theo hai phương pháp

1- Theo công thức sau

$$\tau = \frac{0,5\Delta t + \left[\left(Q'_H + Q'_K \right) - \left(Q''_H + Q''_K \right) \right]}{k \left(Q'_K - Q'_H \right) + (1-k) \left(Q''_K - Q''_H \right)} \quad (4.23)$$

2- Tìm τ từ góc của đường lượng trữ. Với các k khác nhau lấy trị số nào là phù hợp nhất giữa tính toán và thực tế.

Việc tìm Δt chọn trong khoảng $2\tau(1-k) \geq \Delta t \geq 2\tau k$ (nếu $\Delta t < 2\tau k \rightarrow C_0 < 0$; nếu $\Delta t > 2\tau(1-k) \rightarrow C_2 < 0$. Khi Δt là rất lớn phải loại giả thiết (của phương pháp thì trong khoảng $\Delta t, Q'$ thực tế thay đổi theo quy luật đường thẳng.

4.3 Phương pháp diễn toán lũ- Mô hình SSARR.

Mô hình SSARR là một mô hình thủy văn gồm 3 thành phần cơ bản: mô hình lưu vực, mô hình hệ thống sông và mô hình điều tiết hồ chứa.

Mô hình hệ thống sông là một mô hình cơ bản về kết cấu vật lý và thủy văn. Tư tưởng của mô hình là thoát lưu từ các phụ lưu vực được xem như nhập lượng của dòng chảy và được dẫn tính từ thượng lưu về hạ lưu qua các dòng sông và các hồ tự nhiên, hồ nhân tạo,...

Giải quyết của mô hình là dựa trên hợp giải hai phương trình : phương trình liên tục và phương trình trữ nước.

Phương trình liên tục viết dưới dạng sai phân đơn giản như sau:

$$\left(\frac{I_1 + I_2}{2} \right) \Delta t - \left(\frac{O_1 + O_2}{2} \right) \Delta t = S_2 - S_1 \quad (4.24)$$

Trong đó I_1, I_2 là nhập lưu đầu và cuối thời đoạn.

O_1, O_2 là thoát lưu đầu và cuối thời đoạn.

S_1, S_2 là dung lượng tại đầu và cuối thời đoạn.

Δt là thời đoạn tính toán.

Đặt $I_m = \frac{I_1 + I_2}{2}$

cho thay vào (4.24) ta được $I_m \Delta t - \left(\frac{O_1 + O_2}{2} \right) \Delta t = \Delta s$

hoặc
$$I_m - \frac{O_1 + O_2}{2} = \frac{\Delta s}{\Delta t}$$

trừ hai vế cho O_1 ta có $I_m - \left(\frac{O_1 + O_2}{2} \right) - O_1 = \frac{\Delta s}{\Delta t} - O_1$

hay
$$I_m - O_1 = \frac{\Delta s}{\Delta t} + \frac{O_2 - O_1}{2}$$

Nhân cả hai vế với $\frac{\Delta t}{O_2 - O_1}$ ta được

$$(I_m - O_1) \frac{\Delta t}{O_2 - O_1} = \left(\frac{\Delta s}{\Delta t} + \frac{O_2 - O_1}{2} \right) \left(\frac{\Delta t}{O_2 - O_1} \right)$$

hay
$$I_m - O_1 = \frac{O_2 - O_1}{\Delta t} \left(\frac{\Delta s}{O_2 - O_1} + \frac{\Delta t}{2} \right)$$

Đặt phương trình trữ nước như sau

$$T_s = \frac{\Delta s}{O_2 - O_1}$$

Trong đó T_s là thời gian trữ nước.

Từ đó ta suy ra:

$$\frac{O_2 - O_1}{\Delta t} = \frac{I_m - O_1}{T_s + \frac{\Delta t}{2}}$$

hay:

$$O_2 = \frac{(I_m - O_1) \Delta t}{T_s + \frac{\Delta t}{2}} + O_1 \quad (4.25)$$

Như vậy, thông số diễn toán ở đây là T_s . T_s có thể điều tiết lũ cao, thấp (nếu T_s hoặc to hoặc nhỏ); và đồng thời T_s có thể điều tiết lũ sớm hay muộn (T_s nhỏ hoặc to).

Ghi chú: xin nhớ rằng diễn toán công thức (4.25) là công thức diễn toán một đoạn sông đặc trưng, nhưng nếu đoạn sông dài ta có N đoạn sông đặc trưng. N càng ít đoạn sông đặc trưng thì lũ lên càng nhanh.

Như vậy khi diễn toán phải phối hợp giữa N và T_s . Muốn cho lũ lên nhanh thì N phải nhỏ và T_s cũng phải nhỏ. Và ngược lại.

Trong diễn toán mưa - dòng chảy không những có N , T_s của chỉ một loại dòng chảy mà cả ba loại: mặt, sát mặt và ngầm. Trường hợp này phải điều tiết sáu yếu tố của ba loại thành phần trên.

Chương 5. DỰ BÁO MƯA DÒNG CHẢY TRÊN HỆ THỐNG SÔNG.

Trên hai phần ba diện tích mặt đất của thế giới là nước do mưa sinh ra; riêng ở Việt Nam, toàn bộ diện tích mặt đất là do mưa sinh ra. Chính vì vậy, dự báo lũ do mưa sinh ra được các sách thủy văn đặc biệt lưu ý. Ở Việt Nam, việc dự báo từ mưa được thực hiện trên cả ba hệ thống sông:

- Miền Bắc- hệ thống sông Hồng, sông Thái Bình.
- Miền Nam- hệ thống sông Cửu Long và hệ thống sông Đồng Nai.
- Miền Trung - hệ thống sông con.

Tất cả ba miền đều cần thiết dự báo mưa - dòng chảy; riêng dự báo mưa-dòng chảy cho hệ thống sông con (miền Trung) là đặc biệt quan trọng.

5.1 Công thức căn nguyên dòng chảy.

Nước chảy trên mặt lưu vực không thể dưới dạng lớp nước mà tập trung dưới dạng suối và vùng trũng. Tuy nhiên, người ta nghiên cứu trên cơ sở dòng chảy sườn dốc, tức là dưới dạng lớp nước. Vấn đề này có ý nghĩa quan trọng đặc biệt cho việc phân tích cơ chế hình thành lũ. Tức là ảnh hưởng tới tập trung dòng chảy sườn dốc, lòng sông ảnh hưởng tới tổn thất dòng chảy do quá trình thấm và bốc hơi. Đo đạc dòng chảy sườn dốc để phân tích đặc trưng địa vật lý của lưu vực là vấn đề hết sức khó khăn, tuy vậy cũng tìm được phương pháp giải quyết.

Hiện nay trong tính toán lũ thuần dốc, đang dựa vào mô hình chưa đầy đủ của sự hình thành hiện tượng.

Trong cuốn sách thủy văn học có công thức sau

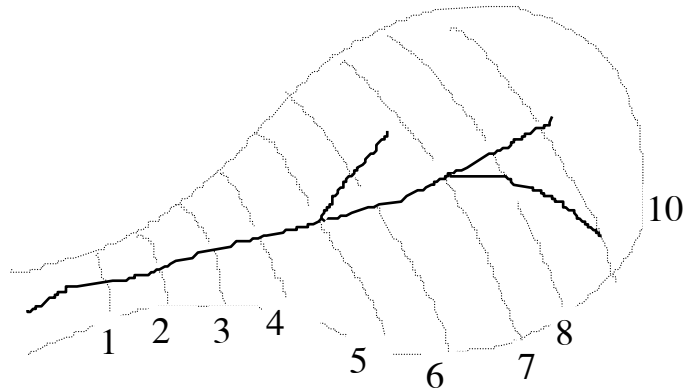
$$Q_i = (h_x - h_p)_t \Delta f_1 + (h_x - h_p)_{t-1} \Delta f_2 + \dots + (h_x - h_p)_i \Delta f_i \quad (5.1).$$

ở đây : Q_i - lưu lượng lưu vực ở thời gian t .

h_x, h_p - mưa và tổn thất, ứng với ký hiệu $t, t-1$.

$\Delta f_1, \Delta f_2 \dots$ diện tích giữa các đường đẳng mưa.

Như đã biết, thực tế các đường đồng mức không thể có dạng tron tru như hình 5.1



Hình 5.1 Đường chảy đẳng thời.

Các diện tích giữa thò τ truyền từ τ_{i+1} đến $(\tau_{i+1} + \Delta\tau)$ có quan hệ với sự điều tiết của lưu vực.

Dòng chảy truyền đẳng thời luôn thay đổi vì cường độ thấm cường độ mưa luôn thay đổi. Lượng nước Δw , qua Δt chảy về mặt cắt là:

$$\Delta w = Q \Delta t$$

Mặt khác theo M.A.Velikanob, tổng lượng nước đơn vị Δw_J lấy từ diện tích đơn vị Δf_J là:

$$\Delta w = \sum_{j=1}^n \Delta w_j \Delta w_J \quad (5.2)$$

Giá trị của lượng nước đơn vị

$$\Delta w_J = \Delta f_J (h_J - P_J) \Delta t \quad (5.3)$$

ở đây:

h_J là độ sản nước trên lưu vực và P_J tổn thất.

Tổng lượng nước đơn vị, ứng với diện tích chảy truyền đến mặt cắt trong thời khoảng từ τ đến $(\tau + \Delta\tau)$

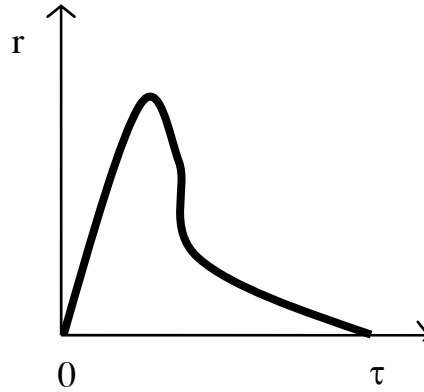
Chuyển sang vi phân, $d_f = \frac{\partial f}{\partial \tau} d\tau$ ta có:

$$\frac{dw}{dt} = \frac{\partial f}{\partial \tau} (h_{t-\tau} - P_{t-\tau}) d\tau \quad (5.4)$$

Tổng lưu lượng $Q_J = \frac{d w_i}{dt}$, hình thành lưu lượng Q_t nhận được công thức dòng chảy căn nguyên

$$Q_i = \int_0^t \frac{\partial f}{\partial \tau} (h_{t-\tau} - P_{t-\tau}) d\tau \quad (5.5)$$

$$\frac{\partial f}{\partial \tau} = v(t, \tau) \quad (5.6)$$



Hình 5.2 Đường tập trung

Đặt 5.6 vào 5.5 nhận được:

$$Q_t = \int_0^t (h - P)_{t-\tau} v(t, \tau) d\tau \quad (5.7)$$

Công thức (5.7) là tích phân chập.

Công thức (5.5) là công thức xuất phát từ công thức căn nguyên, ứng với nó là công thức (5.4). Công thức (5.5) là ứng dụng cho lưu vực với các diện tích khác nhau, với các điều kiện khác nhau của lưu vực, kể cả các điều kiện thủy lực.

Về nguyên tắc, đường tập trung nước, phản ánh chuyển động của nước trên lưu vực, có thể ứng dụng nguyên lý cơ học trên các lưu vực nhỏ của sông.

Công thức (5.7) viết cho hình thành dòng chảy mặt, chủ yếu viết cho lưu vực không có cây. Đối với các lưu vực có cây cần viết cho dòng chảy trong đất với từng tầng đất.

Đối với công thức căn nguyên để cho dòng chảy tầng thứ nhất

$$Q_{1,t} = \int_0^t (P_{t-\tau} - P'_{t-\tau}) r'(t, \tau) d\tau \quad (5.8)$$

P' lớp nước thấm sâu từ tầng trên xuống tầng dưới cộng với lượng nước điều tiết trên lưu vực.

P lớp nước thấm vào đất.

$r'(t, \tau)$ đường tập trung nước tầng trên.

Tương tự cho tầng thứ hai:

$$Q_{2,t} = \int_0^t (P'_{t-\tau} - P''_{t-\tau}) r''(t, \tau) d\tau \quad (5.9)$$

P'' lớp nước thấm trong đất tầng trên cộng với lượng nước ngầm sâu.

P' lớp nước thấm tại tầng ấy.

$r''(t, \tau)$ đường đẳng áp trong nước tầng ấy.

5.2. Những yếu tố hình thành dòng chảy.

Sự hình thành lũ do mưa là tổng hợp nhiều yếu tố: mưa rơi, thấm, lớp nước giữ trên mặt đất, tổn thất lưu vực, tập trung nước, chảy trên mặt lưu vực cho tới cửa sông.

- Yếu tố quan trọng là: lượng mưa, cường độ, thời gian của mưa và phân bố của chúng theo không gian liên quan đến dạng lũ.

- Thấm của lưu vực: cũng như tổng lượng thấm của chúng, cũng như lượng trữ mặt lưu vực, trữ ở địa hình, địa mạo lưu vực, đầm lầy, ao hồ chứa. Tính chất thấm lưu vực phụ thuộc vào thành phần cơ lý của đất, cũng như lượng ẩm của lưu vực (tính chất đất cũng như phân phối của đất), đồng thời cũng ảnh hưởng tới bốc hơi lưu vực. Vấn đề quan trọng ở đây là lượng ẩm hiện tại của lưu vực.

- Vấn đề chảy nối tiếp, tức là dạng lũ phụ thuộc vào độ lớn, hình dạng, địa hình lưu vực, độ dày lưới sông, cũng như bãi sông .v.v.

_ Vấn đề mưa và thấm không đều trên lưu vực sông theo không gian và không đều theo thời gian. Trước tiên cần tính nó.

1) Tính toán mưa (đã giới thiệu trong môn tính toán thủy văn).

- Tính mưa bình quân có nhiều phương pháp: bình quân số học, bình quân gia truyền, theo đường đẳng trị mưa.

- Cường suất mưa và độ liên tục: phụ thuộc vào thời đoạn đo mưa.

2) Tính thấm của mưa vào đất.

Tổn thất mưa chủ yếu là do thấm vào trong đất. Thấm sâu vào đất là do tác động của trọng lực nước, lực phân tử, lực ma sát, lực tính của nước... Đặc trưng chính của chúng là cường suất thấm, được tính bằng mm/phút, mm/giờ.

Chia thấm thành 3 pha:

- Pha ban đầu: cường độ thấm lớn hơn cường độ mưa.
- Pha cường độ thấm giảm.
- Pha cường độ ổn định.

Có 4 loại công thức thấm của mưa

a) Hàm 2 thành phần lũy thừa theo thời gian, của G.A.Alekhayev, Bephani, Phillip

Công thức

$$k_t = k_0 + \frac{A}{t^n} \quad (5.10)$$

Trong đó k_t công suất thấm theo thời gian t từ bắt đầu

k_0 công suất thấm ổn định ($t \rightarrow \infty$)

A thông số thấm

n hệ số giảm thấm

$$A = A_0 e^{-mIw} \quad (5.11)$$

Iw - chỉ số ẩm lưu vực

m - tựa hằng số

A_0 - thông số vật lý-nước của đất (trong điều kiện môi trường lưu vực) ở trạng thái bão hoà hiện tại

b/ Hàm chỉ số hai thành phần Horton, Popov Voskresenski

$$k_t = k_0 + (k_H - k_0) e^{-ct} \quad (5.12)$$

k_H - công suất thấm ban đầu ($t=0$)

C - hệ số giảm theo thời gian

c/ Công thức tổn thất Lichty R.W. Dawdy D.R Bergmann J.M

$$k_t = k_0 + \frac{(w_t - w_0) k_0 H}{\sum k_t} \quad (5.13)$$

w_t - độ ẩm của đất ở thời điểm t

w_0 - độ ẩm của đất ở thời điểm ban đầu

H - áp lực mao dẫn

$\sum k_t$ - tổng lượng thấm trong thời gian t

d/ Hàm hai thành phần của mưa

$$k_t = k_0 + \frac{A_x}{X_t^u} \quad (5.14)$$

X_t - độ sâu mưa, từ bắt đầu mưa

A_x và u - thông số

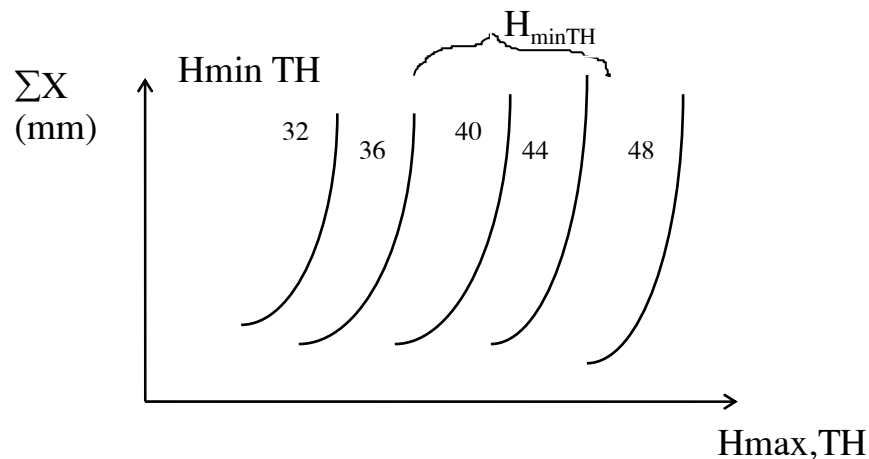
5.3. Các phương pháp dự báo dòng chảy từ mưa

Hiện nay dự báo mưa - dòng chảy, có thể tổng hợp 3 loại phương pháp:

5.3.1. Phương pháp quan hệ mưa- đỉnh lũ :

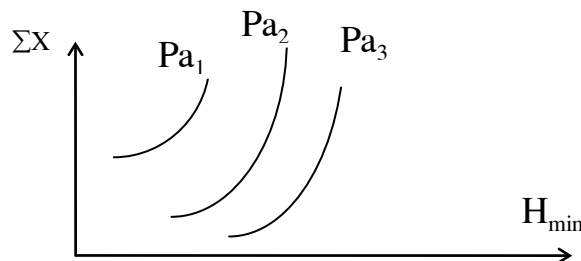
Phương pháp này dùng phần lớn cho các sông nhỏ, với các yếu tố phụ thuộc khác nhau như: H_{\min} trước khi lũ lên của trạm đó, hoặc dùng chỉ tiêu lượng mưa kỳ trước (P_α) của trạm đó.

Thí dụ: $H_{\max TH} = f(\sum X, H_{\min TH})$ cho trạm Tuy Hoà

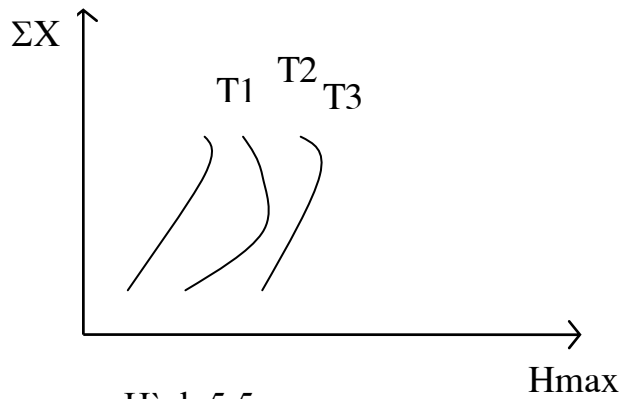


Hình 5.3 Quan hệ mưa và đỉnh lũ.

+ Hoặc quan hệ đỉnh lũ - mưa, dùng P_α lượng mưa kỳ trước làm tham số: $H_{\min} = f(\sum X, P_\alpha)$



Hình 5.4 Quan hệ mưa đỉnh lũ và lượng ẩm kỳ trước.



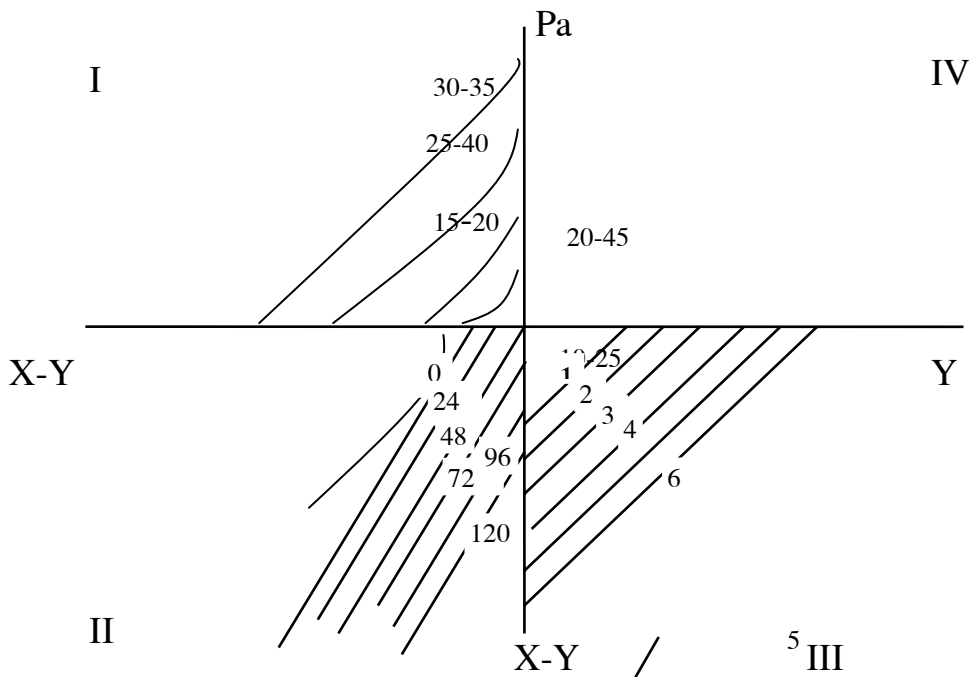
Hình 5.5

5.3.2 Xây dựng quan hệ tương quan hợp trực

Tương quan hợp trực được xây dựng từ Mỹ với kỹ thuật xây dựng rất tỷ mỉ với 6 thông số, bao gồm: Pa (lượng nước ảnh hưởng kỳ trước), (X-Y)(tổn thất), T (số thứ tự tuần trong năm), N (độ dài trận mưa), X (lượng mưa trận), Y (dòng chảy trận mưa).

5.3.3 Kỹ thuật mô hình

Kỹ thuật mưa dòng chảy bắt đầu từ 1938 do Sherman đề ra với cơ chế dòng chảy hai tầng (mặt, ngầm) và duy trì khá lâu, hiện bây giờ còn dùng.



Hình 5.6 Tương quan hợp trực

Có nhiều loại mô hình:

1968 Mô hình SSARR ba tầng (Mỹ)

1978 Mô hình Tân An Giang (Trung Quốc) ba tầng.

1970 Mô hình TANK (Nhật) nhiều tầng.

Ở Việt Nam: từ sau giải phóng miền Nam 1975, trên các sông toàn quốc chúng ta sử dụng mô hình SSARR.

Từ năm 1989 lại đây, xuất hiện lũ quét ở Việt Nam, chúng ta chuyển sang nghiên cứu cơ chế dòng chảy sườn dốc. Sau đây là một số mô hình:

1/ Đường đơn vị Sherman:

Đường đơn vị được quy định ba kỹ thuật sau:

- Tách dòng chảy ngầm ra khỏi dòng chảy lũ.
- Xác định độ sâu dòng chảy mặt.
- Tách lưu lượng lũ thành dòng chảy mặt.

Có hai vấn đề cần giải quyết

-Tổn thất $y=f(\bar{X}, Pa)$

-Đường đơn vị Sherman.

Có thể dùng phương pháp phân tích, phương pháp đồ giải, phương pháp thử sai. Để thực hiện phương pháp này cần qua các bước:

Chọn lũ đơn.

Chọn lũ có mưa.

Chọn thời đoạn để vẽ đường đơn vị.

Công thức tính lưu lượng lưu vực dựa theo công thức sau:

$$Q(\tau) = k qp(\tau)$$

Trong đó q _ độ sâu dòng chảy lưu vực tính bằng mm

$p(\tau)$ _ hàm phân phối theo thời gian bằng một phần của đơn vị.

τ _ thời gian tính từ ban đầu của dòng chảy

k _ hệ số thứ nguyên, bằng $10^3 F/T$, nếu dòng chảy tính bằng mm

F _ diện tích lưu vực là km^2 , t _ số giây trong thời đoạn tính toán.

Như vậy, tính toán đường đơn vị Sherman có hai vấn đề cần phải giải quyết:

- Vấn đề tồn thất $y = f(\bar{X}, Pa)$

- Đường đơn vị Sherman L.K (phương pháp phân tích, phương pháp đồ giải, phương pháp thử sai)

Thí dụ: Với $q= 4mm/ngày$ đêm, $F=4200km$, $k= 50$ ta có bảng tính sau:

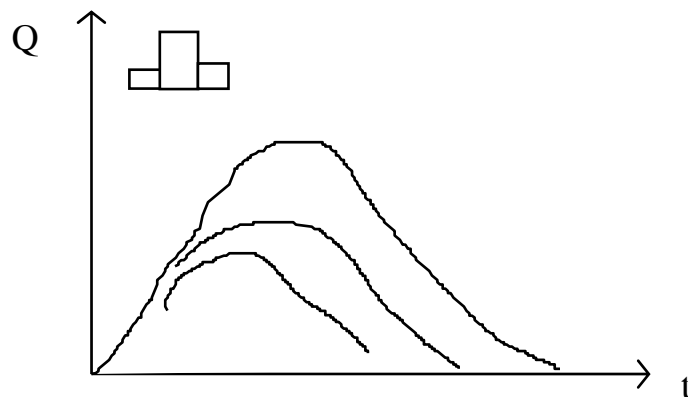
Bảng 5.1 Bảng tính đường đơn vị

t (ng/đ)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
P(τ)	0,02	0,49	0,23	0,10	0,06	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00
u(τ)m³/smm	1	24,5	11,5	5,0	3,0	2,0	1,5	1,0	0,5	0,0
Q=kqp(τ)m³/s	4	98	46	20	12	8	12	4	2	0,0

Đối với lũ đơn giản, với đường đơn vị, với độ sâu dòng chảy q là 1 mm.

Đối với lũ phức tạp, với mưa kéo dài một số đơn vị thời gian tính toán.

Trên hình 5.7 và bảng 5.2 cho ta biết phương pháp tính toán này.



Hình 5.7 Quá trình lũ đơn vị

Trong tính toán lũ phức tạp tốt nhất dùng phương pháp bảng 5.2

Bảng 5.2 Tính toán đường đơn vị.

t(ng/đ)	q(t)	P(τ)	y=qp(τ) (mm/ngđ)			Σyi mm/ngđ	Q=50Σyi m ³ /s
			q1. p(τ)	q2. p(τ)	q3. p(τ)		
1	2	3	4	5	6	7	8
1	2	0,02	0,02			0,02	1,0
2	1	0,49	0,49	0,08		0,57	28,5
3	4	0,23	0,23	1,96	0,04	2,23	111,5
4	2	0,10	0,10	0,92	0,98	2,00	100,0
5		0,06	0,06	0,40	0,46	0,92	46,0
6		0,04	0,04	0,24	0,20	0,48	24,0
7		0,03	0,03	0,16	0,12	0,31	15,5
8		0,02	0,02	0,12	0,08	0,22	11,0
9		0,01	0,01	0,08	0,06	0,15	7,5
10				0,04	0,04	0,08	4,0
11					0,02	0,02	1,0

5.3.4 Mô hình mưa - dòng chảy ba tầng

Từ 1960 tới nay, hình thành mô hình ba tầng, thống nhất của thế giới.

1/ Cơ sở lý thuyết.

Theo Bephani A.H dòng chảy mặt có tốc độ chảy theo quy luật chảy rối

$$V = \frac{R^{2/3}}{n} \sqrt{J} \quad (5.15)$$

(Độ dốc J quan hệ với tốc độ V²)

Dòng chảy sát mặt, chủ yếu chảy theo kiểu lổ nẻ và đường ống với tốc độ nhỏ hơn dòng chảy mặt từ 5-10 lần, nhưng vẫn là dòng chảy rối

$$V = a\sqrt{J} \quad (5.16)$$

(J quan hệ với V², a = const từ 0,3_ 0,9)

Nhưng dòng chảy sát mặt không phụ thuộc vào khối lượng nước, tức là

không phụ thuộc vào R và h(bán kính thủy lực và độ sâu dòng chảy)

Riêng dòng chảy ngầm theo quy luật dòng chảy tầng theo tốc độ thấm $V=kJ$
(độ dốc J quan hệ với V)

Như vậy dòng chảy mặt và dòng chảy sát mặt đều xuất hiện như dòng chảy trực tiếp tất nhiên dòng chảy sát mặt chậm hơn.

2/ Sơ đồ dòng chảy

Có khoảng 20 thông số với 2 công đoạn (tổn thất A_1) và tập trung nước(A_2)

Năm bước tính toán số liệu (B)

B_1 - xử lý số liệu nhập và xuất lưu

B_2 - xây dựng và giải hệ phương trình Momen

B_3 - xử lý yếu tố độ ẩm lưu vực và các thông số tổn thất

B_4 - các thông số phân cắt mặt- sát mặt

B_5 - xử lý thông số tập trung nước: mặt, sát mặt, ngầm.

Mười công nghệ tính toán (C)

C_1 -Hồi quy tuyến tính bội mưa -dòng chảy.

C_2 - Tổng lượng dòng chảy sườn dốc.

C_3 - Cắt nước gốc bằng phương trình môment.

C_4 - Phương trình môment

C_5 - Giải phương trình môment bằng phương pháp gần đúng (biến đổi thông số)

C_6 - Tính P_a .

C_8 - Tìm A, K_0 quan hệ với A.

C_9 - Đánh giá tổn thất.

C_{10} - Tìm đường phân cách S-SS.

- C₁₁- Hai giai đoạn mưa.
- C₁₂- Tìm n, T_s ngầm.
- C₁₃- Tìm n, T_s mặt, sát mặt.
- C₁₄- Đánh giá tập trung nước.

3/ Phương pháp xác định các thông số mô hình

Với khoảng 20 thông số được chia thành ba loại: thông số chính, thông số phụ và thông số phân cắt.

* Phương pháp xác định các thông số chính

+ Thông số tổn thất: A, K₀, N, t_n với 4 phương trình siêu việt của phương trình Mômen

+ Thông số tập trung nước của 3 tầng: n_m, T_{s,m}, n_{s,m}, T_{s,Sm}

bằng phương pháp thử sai (phương pháp tối ưu hoá) với hàm mục tiêu.

$$\text{hoặc } \frac{F_1^2}{F_2^2} \rightarrow \min$$

$$\text{hoặc } \frac{F_3}{Qd} \rightarrow \min$$

$$F_1^2 = \sum_{i=1}^N \left\{ Q_i (n_m, T_{Sm}, n_{Sm}, T_{S,Sm}) - Q_i d \right\}^2 \quad (5.18)$$

$$F_2^2 = \sum_{i=1}^N \left\{ Q_i - \bar{Q}d \right\}^2 \quad (5.19)$$

$$F_3 = \frac{1}{N} \quad (5.20)$$

Q_i _ dòng chảy theo mô hình

Q_id, Q_d dòng chảy đo đạc và dòng chảy đo đạc trung bình trong thời kỳ tính toán.

*. Phương pháp xác định các thông số phụ

+ Hai đến năm thông số hệ số hồi quy tuyến tính giữa trạm mưa và dòng chảy.

+ Hai đến bốn thông số đường cong W-Q lượng trữ nước với lưu lượng của lưu vực.

+ Thông số : k và t_{\max} trong công thức độ ẩm lưu vực (Pa) qua Z_{\max}/I_{\max} và 15 ngày.

+ Thông số đường phân cắt S-SS: $Q_{0\max}$ và đoạn $R_S < K_{SS}$

* Phương pháp xác định các thông số trung gian (quan hệ giữa thông số chính của tổn thất với độ ẩm lưu vực)

$A_0, K_{0\max}, \alpha, \beta.$

$$\alpha = \frac{\lg \Delta_0}{\lg Pa} \quad (5.21)$$

$$\beta = \frac{K_0}{Pa} \quad (5.22)$$

4/ Ứng dụng mô hình ba tầng

Cho Nghĩa Khánh (Sông Cả) $F=3900 \text{ km}^2$ và Sơn Diêm (Sơn La) $F=790 \text{ km}^2$

*Thông số phụ:

+Hệ số gia quyền: Nghĩa Khánh: 0,2; Sơn Diêm = 0,1 .

+Hệ số dòng cong w-Q

+Thông số độ ẩm lưu vực (Pa)

$$k=0,85, t_{\max} = 15 \text{ ngày} \quad (z \text{ ngày} = 20\text{mm}, t_{\max} = 80 \text{ phút})$$

+ Thông số đường phân cắt S-SS

$$\text{NK: } Q_{0\max} = 2800 \text{ m}^3/\text{s}, \quad R_S < K_{SS}$$

$$R_S = [0,1 + 0,2(RGS/K_{SS})]RGS$$

*Thông số chính :

+ Tổn thất $K_0\text{mm}$ $A_0\text{mm}$ N

N.Khánh	0 ÷ 6	5 ÷ 30	0 ÷ 0,3
Sơn Diệm	0 ÷ 4	0 ÷ 9	0 ÷ 0,1

+ Tập trung nước

Nghĩa Khánh	n_m	T_{Sm}	n_{Sm}	$T_{S,Sm}$
	3	20	4	30

*Thông số trung gian

	a_0	α	k_{0max}	β
Nghĩa Khánh	200	0,56	50	0,2
Sơn Diệm	400	0,80		

5.4 Bài tập

Tính quá trình lũ bằng phương pháp đường đơn vị.

Cho: mưa- dòng chảy: trạm Memzopbe, sông Puku Quá trình dòng chảy lũ 26/VII ÷ 6/VIII - 1954 và quá trình mưa từ 26/VII ÷ 2/VIII - 1954.

Nhiệm vụ:

Xác định quá trình lũ đơn vị.

Tính toán quá trình lũ từ mưa, tràn lưu vực từ 26/VII đến 2/VIII - 1954.

Giải quyết:

Xác định tọa độ đường đơn vị.

Xuất phát từ tài liệu hiện có đến 1955, có số liệu ngày đêm, đơn vị tính toán là 1 ngày đêm.

Trên cơ sở phân tích quá trình mưa và dòng chảy, xác định lũ do mưa và tính tọa độ dòng đơn vị bằng $Q_i / \sum Q_i = r(\tau)$. Đường quá trình theo công thức hình như rất khác nhau, như mong đợi vì hình thức được xác định giữa quan hệ dòng mặt và sát mặt hình thành dòng chảy. Thành phần dòng chảy mặt tăng lên với dòng chảy mưa theo lưu vực. Do vậy, như các lưu vực khác ở miền núi không nên chỉ giới hạn một loại đường đơn vị. ở bảng 4.10 giới thiệu tọa độ đường quá trình loại 2 khi dòng chảy cơ bản

nhỏ hơn $10 \text{ m}^3/\text{s}$ và độ sâu dòng chảy qua một ngày đêm nhỏ hơn 10mm.

Tính toán quá trình dòng chảy thực hiện với sự giúp đỡ của đường đơn vị. (Bảng 4.14, cột 6-15)

Tổng độ sâu, dòng chảy được xác định theo quan hệ mưa - dòng chảy và chỉ số ẩm ướt (Xem bài tập 4.3). Theo tổng lượng mưa ΣX và chỉ số ban đầu $I_w = 34\text{mm}$ cho mỗi ngày đêm, hình 4.5 tìm được giá trị tổng dòng chảy (cột 4). Dòng chảy ngày đêm ΔY_i được xác định theo hiệu độ sâu của dòng chảy tổng cộng. Tất cả tính toán được chỉ dẫn cột 5 và 6.

Tính toán quá trình dòng chảy từ 27/VII khi mà tổng lượng mưa ngày đêm nhiều hơn 5 mm. Độ chính xác được nhìn thấy từ cột 15 và 16.

Bảng 5.3. Tính toán đường đơn vị. Trạm Memzopbe, trên sông Puku, $Q_{TP} = 3,60 \text{ m}^3/\text{s}$, $I_w = 34 \text{ mm}$, năm 1954.

Ngày tháng	Mưa mm		Dòng chảy			K(τ)	Nhân Y' với toạ độ đường đơn vị						Lưu lượng m^3/s			
	2	3	4	5	6		7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
26/VII	1,8															
27/VII	8,4	8,3	0,20	0,20	1,36	0,28	0,38						0,38	3,88	3,22	
28/VII	2,9	11,2	0,40	0,20	1,31	0,44	0,60	0,38					0,98	4,48	5,50	
29/VII	3,8	15,0	0,70	0,30	2,04	0,16	0,22	0,60	0,57				1,39	4,89	5,58	
30/VII	4,6	19,0	1,10	0,40	2,72	0,04	0,12	0,22	0,90	0,76			2,00	5,50	6,45	
31/VII	36,4	56,0	8,5	7,40	50,3	0,03	0,05	0,12	0,33	1,20	14,2		15,7	19,2	10,4	
1/VIII	8,4	64,1	11,6	2,50	17,0			0,05	0,18	1,44	22,2	4,76	27,6	31,2	37,4	
2/VIII	4,0	68,4	13,0	1,50	10,1		0,86		0,06	0,22	8,00	7,48	18,6	22,1	15,1	
3/VIII							4,50			0,08	4,58	2,72	11,8	15,3	10,0	

Chương 6. DỰ BÁO DÒNG CHẢY PHỤC VỤ HỒ CHỨA CÔNG TRÌNH THỦY ĐIỆN

Nước ta có nhiều sông suối nên nguồn thủy năng rất lớn. Nhịp độ xây dựng công trình thủy điện ngày càng tăng. Số liệu khí tượng thủy văn có vai trò quyết định trong toàn bộ các khâu quy hoạch, thiết kế, thi công và quản lý công trình thủy điện, trong chương này nêu lên những nội dung chính của công tác khí tượng thủy văn nói chung và dự báo khí tượng thủy văn nói riêng phục vụ trực tiếp quá trình thi công, quản lý và khai thác công trình thủy điện.

Do công trình thủy điện được xây dựng trên nhiều loại sông khác nhau, quy mô lớn nhỏ khác nhau, nhiệm vụ thiết kế khác nhau nên không thể đưa ra một mẫu chung cho tất cả các loại công trình thủy điện được. Tuy nhiên có thể giới thiệu những nhiệm vụ bắt buộc đối với lĩnh vực khí tượng thủy văn mà bất cứ công trình thủy điện nào cũng cần đến. Sau đó sẽ giới thiệu quá trình phục vụ cho vài công trình cụ thể làm ví dụ tham khảo.

6.1 Hình ảnh chung của công trình thủy điện và tài liệu khí tượng thủy văn có liên quan.

Một công trình thủy điện bao giờ cũng có một đập chắn ngang sông (tạo ra một hồ chứa phía trên), một nhà máy thủy điện, một đập tràn xả lũ (để xả nước thừa khi mực nước lên cao quá mực nước thiết kế) hoặc đập tràn kết hợp với cống ngầm xả lũ. Một công trình thủy điện phải có các tài liệu liên quan sau đây.

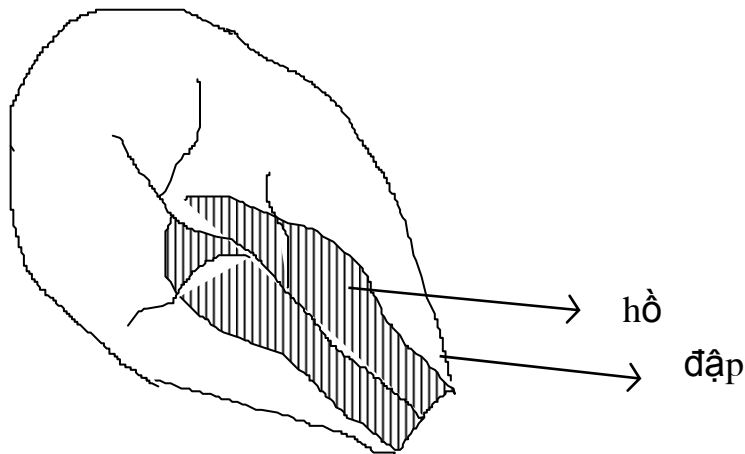
6.1.1 Loại tài liệu địa lý tự nhiên của lưu vực và hồ chứa.

- *Đặc trưng hình thái lưu vực sông ngòi:* tính từ tuyến đập lên thượng nguồn là: Diện tích hứng nước của lưu vực F , km^2 ; chiều dài sông L , km ; độ dốc sông

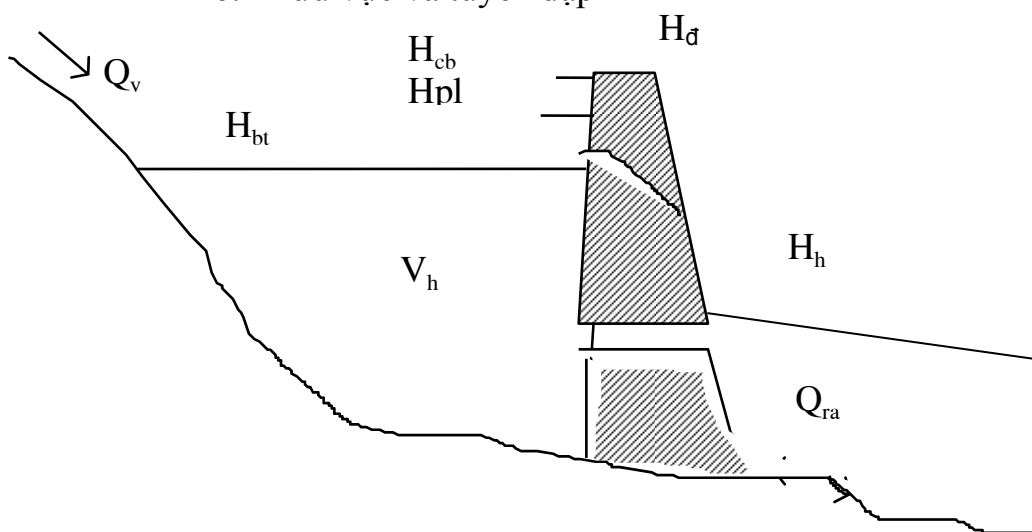
i ‰. (Xem hình 6.1)

- *Đặc trưng tại tuyến đập*: Độ cao đỉnh đập H_D , đỉnh đập tràn H_{tr} , kích thước công ngầm xả lũ, số tổ máy, số cửa tràn, lưu lượng thiết kế cho mỗi tổ máy, lưu lượng xả tràn. Đường đặc tính lưu lượng với mực nước hồ xả $Q_{xả} = f(H_{hồ})$. Mực nước dâng bình thường H_{bt} , mực nước chết H_C , mực nước phòng lũ H_{pl} , mực nước cường bức H_{cb} (Xem hình 6.2)

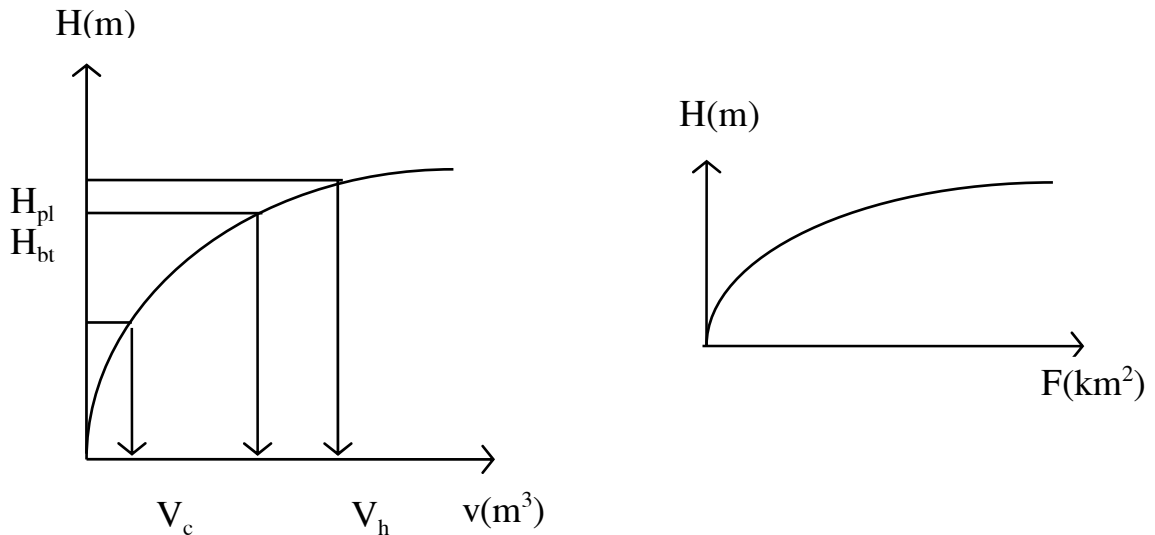
- *Đặc trưng hồ chứa*: Dung tích chết W_c , dung tích thiết kế W_{bt} , dung tích phòng lũ W_{pl} . Các đường đặc tính của hồ: dung tích với mực nước $W=f(H)$, diện tích mặt nước với mực nước $F_h = f(H)$... (Xem hình 6.3, hình 6.4)



Hình 6.1 Lưu vực và tuyến đập



Hình 6.2 Đập thủy điện và các đặc trưng.



Hình 6.4 Đường quan hệ mực nước

Hình 6.3 Đường quan hệ mực nước và dung tích.

và diện tích mặt thoáng.

Các loại tài liệu và hình vẽ các quan hệ nói trên đã được tính toán trong quá trình thiết kế, ta chỉ cần thu thập đầy đủ trước khi dự báo thủy văn.

6.1.2 Loại tài liệu khí tượng thủy văn

- Bản đồ lưu vực sông và lưới trạm quan trắc, gồm các trạm khí tượng, trạm thời tiết, các trạm thủy văn hạng I, II, III, trạm có điện báo.
- Chuỗi số liệu quan trắc từ ngày thành lập đến nay. Đặc biệt chú ý các loại số liệu lượng mưa, lưu lượng, tốc độ, mực nước. Riêng tại tuyến đập cần có các quan hệ lưu lượng- mực nước $Q = f(H)$, tốc độ- mực nước $V = f(H)$, độ rộng- mực nước $B = f(H)$... số liệu đặc trưng cao nhất, thấp nhất, trung bình.
- Chuỗi quan trắc sau khi có hồ, ít nhất phải có tại trạm cửa vào, tại thượng lưu đập (mực nước hồ) và hạ lưu đập (cửa ra).
- Để dự báo còn cần số liệu mưa của các trạm lân cận nếu trên lưu vực có ít trạm đo.

6.1.3 Tiến độ thi công

Tiến độ thi công đã được quyết định sau khi cân nhắc nhiều phương án

khác nhau, căn cứ vào nhiều yếu tố như khả năng giải phóng mặt bằng, làm đường vào công trường, theo diễn biến của mùa khí hậu và thủy văn, theo khả năng cung ứng vật tư và kế hoạch cung cấp trang thiết bị .v.v.Tiến độ này được vạch ra khá chi tiết, có thể định ra khối lượng cho từng quý, từng tháng thậm chí đến từng ngày. Trong từng thời đoạn ngắn, công việc có thể điều chỉnh cho hợp với thực tế qua các buổi giao ban hàng ngày.

Người làm công tác dự báo khí tượng thủy văn cần phải biết rõ tiến độ này, kể các kế hoạch được điều chỉnh. Đặc biệt phải chú ý đến những việc có liên quan đến sông nước (như lũ hoặc cạn) đến thời tiết (như mưa nắng tại khu vực công trường).Đặc biệt là qui luật xuất hiện lũ đầu mùa, lũ cuối mùa, giai đoạn kiệt nhất trong năm.

6.1.4. Công tác vận hành hồ chứa

Công tác này sẽ được tiến hành sau khi công trình thủy điện hoàn thành. Nhiệm vụ của dự báo thủy văn là phải dự báo ngắn hạn, hạn vừa và dài hạn quá trình lưu lượng, mực nước đến hồ.

6.2 Những yêu cầu của hồ chứa, nhà máy thủy điện đối với dự báo thủy văn.

Ở đây đề cập đến các giai đoạn thi công và vận hành công trình thủy điện có liên quan trực tiếp đến yêu cầu của dự báo thủy văn .

Các giai đoạn khác nhau ở trên có yêu cầu khác nhau đối với dự báo thủy văn.

6.2.1. Giai đoạn dẫn dòng thi công bước một

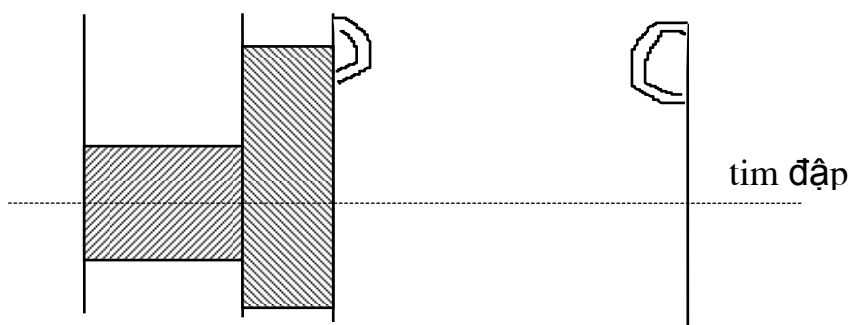
Thời gian này có các công việc giải phóng mặt bằng, làm đường vào công trường, làm cầu qua sông, đào đường hầm (tuy nen), đào kênh hoặc đắp đê quai xanh, xây dựng bến cảng..

Trong giai đoạn này cần có dự báo hạn ngắn, vừa và hạn dài, vậy cần cung cấp các giá trị đặc trưng cao nhất, thấp nhất, trung bình, thời gian xuất hiện lũ sớm, lũ muộn, thời gian kiệt nhất, phân phối trong năm để lập kế

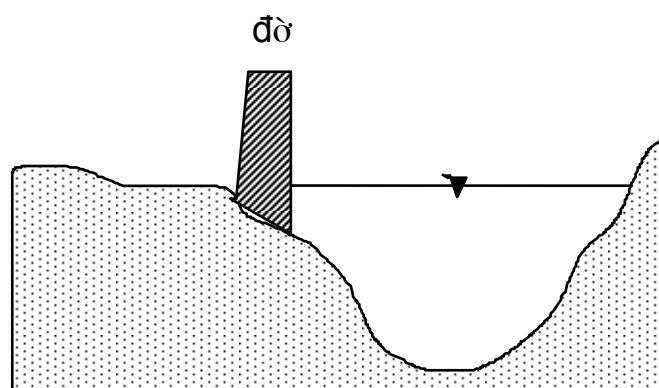
hoạch công tác đảm bảo thi công đúng tiến độ, bảo vệ cầu thi công, vật tư, máy móc tại công trình.

Về thời tiết cần dự báo mưa, số ngày mưa trong thời kì dẫn dòng.

Nếu có cầu qua sông (thường là cầu phao, cầu tạm) cần phải báo trước các trận lũ có mực nước vượt quá ngưỡng cho phép, có thể làm trôi cầu.



Hình 6.5 Sơ đồ mặt bằng đoạn sông đắp đê quai.



Hình 6.6 Mặt cắt ngang đoạn sông đắp đê quai.

6.2.2. Giai đoạn ngăn dòng (hạ long) (đợt hai)

Giai đoạn này thường ngắn nhưng phải chuẩn bị khá lâu, công việc có tính quyết định trong việc đắp đập. Tất cả các công trình thủy điện đều phải qua giai đoạn này vì có ngăn dòng mới đắp được đập. Lượng nước tự nhiên phải chảy về hạ lưu trong thời gian đắp đập.

Tùy theo quy mô công trình và đặc điểm địa hình đoạn sông, người ta định ra kiểu ngăn sông thích hợp. Về thời gian ngăn dòng thường được tiến hành trong mùa cạn. Về thủy văn phải đủ 3 yếu tố:

- Mức nước dâng tạm thời do mặt cắt thu hẹp.

- Tốc độ, lưu lượng dòng chảy tại mặt cắt thu hẹp.

- Lũ có xuất hiện khi ngăn dòng hay không. Giá trị định lượng là bao nhiêu.

Cụ thể phải dự báo các đặc trưng dòng chảy hàng ngày, 5 ngày, 10 ngày, tháng.

- Mức nước tại tuyến công trình.

- Chênh lệch mực nước thượng hạ du công trình .

- Tốc độ lưu lượng dòng chảy tại tuyến chặn dòng

Trên cơ sở tốc độ, kích thước mặt cắt mà chọn vật liệu ngăn dòng. Vật liệu ngăn dòng thường là các khối bê tông đúc sẵn có kích thước tương ứng với tốc độ lắng chìm lớn hơn tốc độ dòng chảy tại mặt cắt thu hẹp.

Qua nhiều kiểu công trình đã xây dựng, có thể quy về 3 kiểu ngăn dòng sau:

1. Lợi dụng địa hình đoạn sông có bãi dài và lòng chính hẹp. Đắp một đê quay trong mùa nước cạn, thi công bên bãi trước. Sau đó ngăn dòng chính cho nước chảy sang bên đã thi công để đắp đập tiếp bên dòng chính, xem hình 6.5 và 6.6

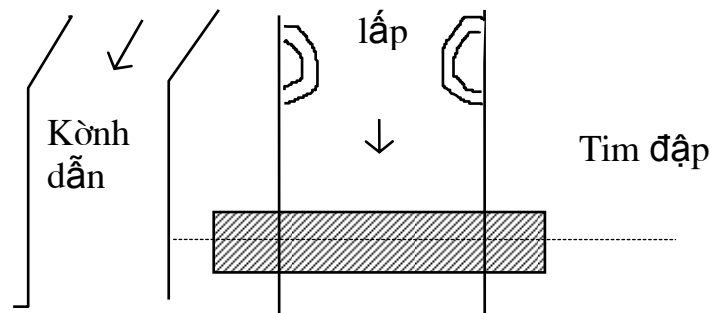
Yêu cầu phục vụ trong giai đoạn này là dự báo thủy văn trung và dài hạn, khẳng định cấp lưu lượng, tốc độ trong thời gian ngăn sông. Dự báo trong thời gian ngăn sông có lũ không, nếu có thì lượng lũ xảy ra là bao nhiêu. Ngoài ra có thể yêu cầu tính chênh lệch mực nước thượng-hạ lưu và tốc độ dòng chảy trong quá trình ngăn dòng. Về thời tiết phải dự báo mưa trên lưu vực (để dự báo lũ) và dự báo mưa trên khu vực công trường để phục vụ thi công.

Ngăn dòng kiểu này thường được thực hiện trên các sông vừa và nhỏ,

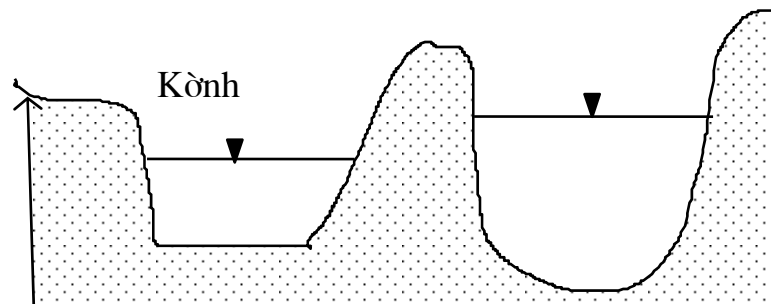
kỹ thuật tương đối đơn giản và thời gian ngăn sông rất ngắn.

2. Làm kênh dẫn dòng song song với bờ sông. Lấn dòng chính, ép dòng cho chảy vào kênh để đắp đập trên dòng chính. Trước khi cho nước vào kênh, người ta đổ đất đá để ép dòng chảy, thu hẹp mặt cắt. Đến thời gian quy định sẽ ngăn hẳn dòng chảy, chuyển toàn bộ nước sang kênh để đắp đập chính. Xem hình 6.7 và 6.8

Yêu cầu đối với khí tượng thủy văn tương tự như trên.



Hình 6.7 Sơ đồ mặt bằng đoạn sông đào kênh.



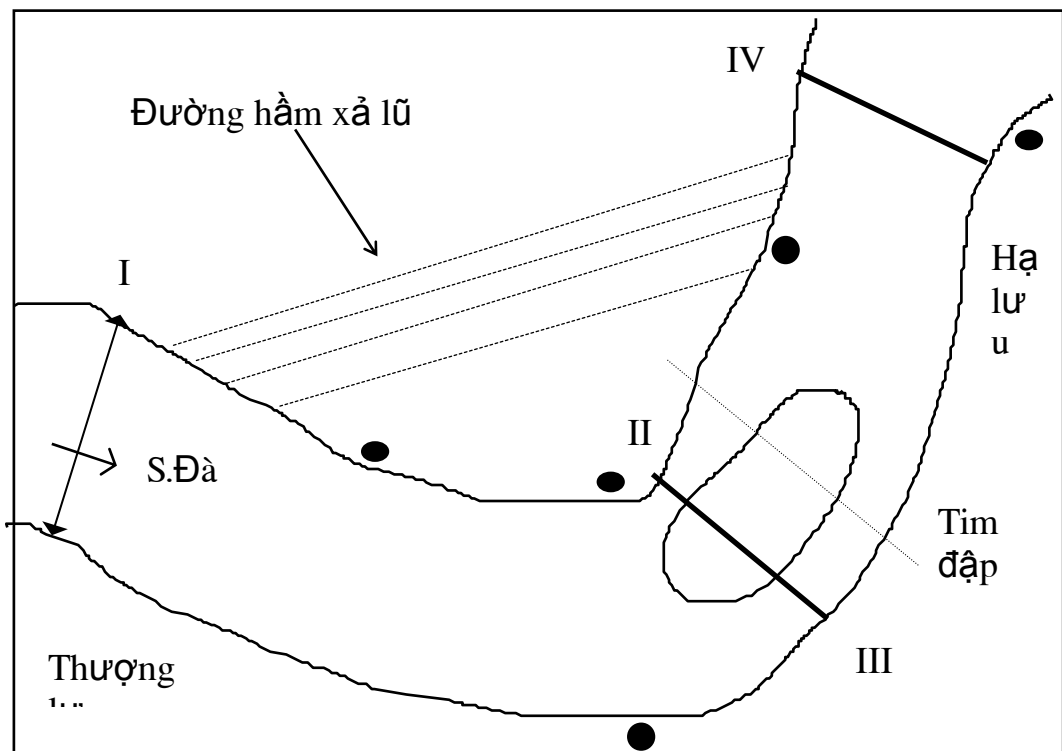
Hình 6.8 Mặt cắt ngang đoạn sông đào kênh.

3. Ngăn dòng nhiều đợt

Đối với sông lớn, không thể đắp đập trong vòng 1-2 năm nên quá trình ngăn sông phải tiến hành nhiều đợt. Tiến độ như sau:

- Đào một kênh dẫn dòng song song với sông. Đáy kênh ở một cao trình thích hợp, độ rộng của kênh phải đủ để tải lưu lượng lớn nhất trong mùa lũ tiếp theo, trong thời gian này phải đào một đường hầm xả lũ.

- Ngăn dòng chính, chuyển dòng chảy qua kênh dẫn dòng để đắp đập chính.
- Ngăn kênh dẫn dòng, chuyển dòng chảy qua đường hầm. đắp đập chính trên đoạn kênh dẫn dòng, xây dựng đập tràn xả lũ.
- Lắp đường hầm thi công, dòng chảy lũ chuyển sang đập tràn. Thời gian này là mùa cạn, lưu lượng nhỏ, tiếp tục tôn cao đập.



● tuyến đo mực nước.

I, II, III, IV tuyến đo lưu lượng.

Hình 6.9 Sơ đồ lưới trạm quan trắc thủy văn phục vụ ngăn dòng Hoà Bình.

Khí tượng thủy văn phục vụ ngăn sông kiểu này phức tạp hơn. Do thời gian duy trì dòng chảy trong kênh hoặc trong hầm thoát lũ khá dài kể cả trận lũ lớn nhất nên rất cần dự báo thủy văn về các đặc trưng dòng chảy lũ. Ngoài ra việc đo đạc trên khu vực thi công cũng phải được tăng cường thêm nhiều để kiểm soát toàn bộ tình hình dòng chảy trên toàn khu vực như mặt nước, tốc

độ và phân bố tốc độ trên mặt cắt ngang. Tình hình mưa như lượng mưa, thời gian mưa, để quyết định phương án thi công thích hợp. Tin tức thực đo thủy văn và dự báo được công bố hàng ngày. Sơ đồ lưới trạm quan trắc - xem hình 6.9.

6.2.3 Giai đoạn vận hành công trình thủy điện

Khi công trình đã xây dựng xong, nhà máy bắt đầu phát điện, nhiệm vụ đã thay đổi. Giai đoạn này sẽ tùy thuộc vào các chức năng của công trình thủy điện để đáp ứng yêu cầu tương ứng với từng chức năng đó. Các chức năng này đã được đặt ra từ khi thiết kế công trình thủy điện, chúng bao gồm: dự báo dòng chảy đến trước 1- 2 ngày, 5- 10 ngày, 1 tháng, 1 mùa.

1. Chức năng cắt lũ phục vụ phòng lũ cho hạ du

Đây là loại công trình lớn. Khi thiết kế đã có một dung tích để dành cho việc cắt lũ. Trong mùa lũ phải điều hành sao cho dung tích đó sẵn sàng chứa được trận lũ thiết kế. Nói cách khác mực nước hồ phải giữ ở mức quy định như thiết kế. Nếu lũ về phải xả đi để mực nước luôn bằng hoặc thấp hơn mực nước quy định. Mực nước này gọi là mực nước trước lũ. Nếu có một trận lũ lớn (dự báo được) trong khi ở hạ du mực nước đang cao, đang đe dọa nghiêm trọng cần được bảo vệ. Cửa xả được đóng lại để chứa lũ trong hồ không cho chảy xuống hạ du. Khi mực nước hạ du đã rút xuống sẽ xả nước từ hồ xuống, thời gian xả có thể ở hạ du duy trì mực nước cao kéo dài nhưng không còn nguy hiểm nữa.

Để đáp ứng việc điều hành cắt lũ, điều cốt yếu là phải dự báo được trận lũ trong tương lai và nắm được tình hình nước ở hạ du. Khi cần thiết phải cắt thì phải chọn thời điểm cắt cho đúng. Nếu không có thể phản tác dụng, thậm chí còn tăng mức nguy hiểm cho hạ du. Có thể qui về 3 trường hợp sau:

- Nếu tích sớm, hồ đầy trước khi đỉnh lũ xuất hiện, khi đó toàn bộ lưu vực trên sông đều chảy về hạ lưu (kể cả lưu lượng đỉnh lũ) không cắt được lũ cho hạ du. Xem hình 6.10
- Tích đúng lúc vào thời gian gần đỉnh lũ sẽ cắt được lũ có hiệu quả cao

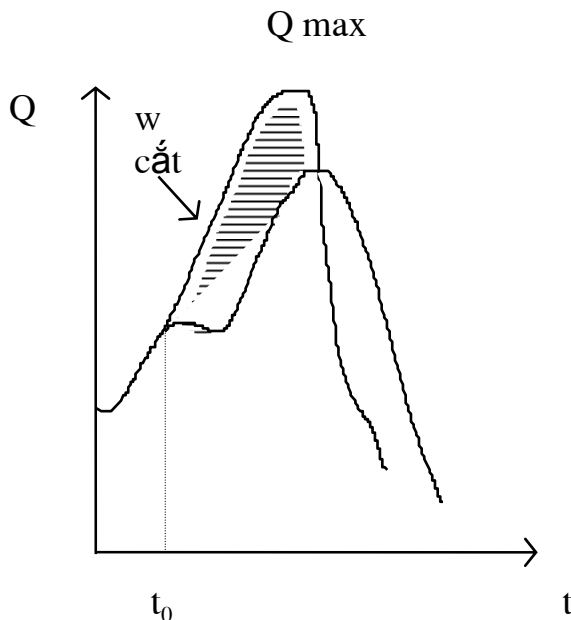
nhất khi lũ xuống sẽ xả lượng nước từ hồ ra, sẽ không làm tăng mực nước ở hạ lưu mà chỉ duy trì và kéo dài mực nước ở hạ du khi nước rút. Xem hình 6.11

- Tích quá muộn, khi mực nước đã đến đỉnh thì không có ý nghĩa gì. Xem hình 6.12

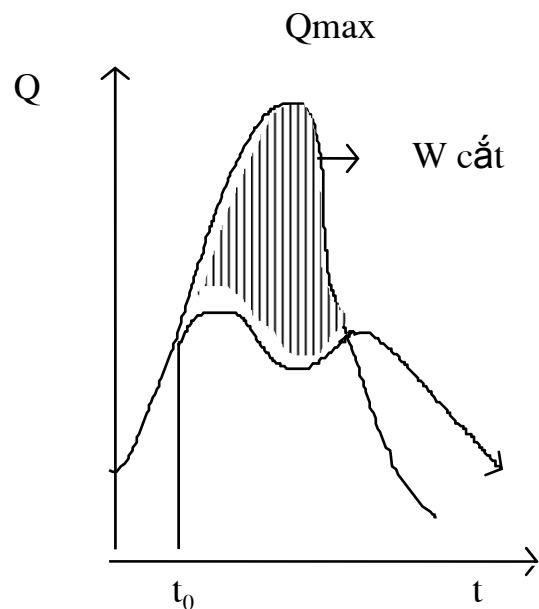
Rõ ràng qua 3 trường hợp trên ta thấy muốn cắt lũ có hiệu quả phải tiến hành dự báo thủy văn. Đặc biệt là dự báo hạn vừa. Không có dự báo thì không thể điều hành việc cắt lũ được.

Nếu dự báo sai có thể dẫn đến tai họa. Đó là trường hợp sau khi tích chưa kịp xả hết lại xảy ra một trận lũ lớn hơn đổ về. Như vậy toàn bộ trận lũ lớn đó chồng hoàn toàn lên trận lũ trước, sẽ uy hiếp nghiêm trọng vùng hạ du.

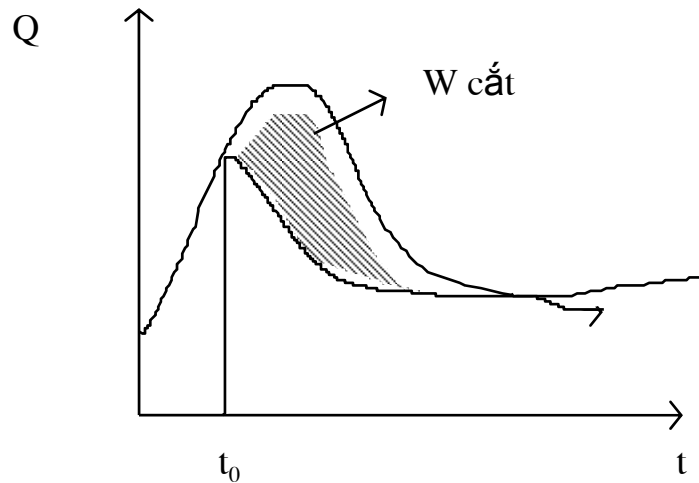
Nói chung khi phục vụ cắt lũ phải đặt tình trạng hồ vào trong một hệ thống phải tính thử cho nhiều phương án khác nhau để lựa chọn. Trong khi xử lý trận lũ đang diễn ra phải phân tích xem sau đó có xuất hiện trận lũ tiếp theo không. Điều này dự báo thời tiết hạn vừa đóng vai trò quan trọng.



Hình 6.10 Cắt sớm



Hình 6.11 Cắt đúng lúc.



Hình 6.12 Cắt muện

2. Chức năng phát điện

Yêu cầu dự báo dòng chảy như Q , H đến hồ từng ngày từng tháng.

Sản lượng điện phát ra từ công trình thủy điện phụ thuộc vào tổng lượng nước đến hồ. Dĩ nhiên còn phụ thuộc vào loại hồ. Công trình thủy điện loại vừa và lớn thường có hai loại:

- *Hồ điều tiết năm*: Năm nào cũng đầy, thừa thì xả đi. Đây là loại hồ thiết kế với dung tích hồ và yêu cầu dùng nước nhỏ. Đối với loại hồ này việc dự báo lưu lượng trung bình năm không có ý nghĩa lớn lắm. Sang mùa cạn sẽ xả nước để phát điện sao cho đến cuối mùa kiệt hồ hết nước. Đầu mùa lũ đã có mưa và lại bắt đầu tích dần lên. Trường hợp này dự báo lưu lượng nước đến trung bình các tháng mùa cạn sẽ cần hơn. Nếu nước về ít, sẽ phải sửa lại kế hoạch cấp nước sao cho đủ nước phát hiện đến hết mùa cạn.

- *Hồ điều tiết nhiều năm*: hồ này có dung tích lớn. Đây là loại hồ thiết kế với chuỗi lưu lượng trung bình năm.

- Đối với loại hồ này việc dự báo lưu lượng trung bình năm, trung bình mùa là hết sức cần thiết. Từ trị số dự báo dễ dàng tính được dung tích nước sẽ đến hồ trong mùa và trong năm.

Sau khi phát bản tin dự báo mùa và năm, hàng tháng cũng cần dự báo

để đối chiếu. Nếu có khả năng sai khác nhiều với bản tin mùa thì phải dự báo bổ sung để điều chỉnh.

3- Phục vụ phòng chống lũ cho bản thân công trình thủy điện.

Vấn đề phòng chống lũ cho công trình luôn luôn được đặt ra rất cao. Vì bản thân nó không an toàn sẽ ảnh hưởng rất nghiêm trọng đến hạ du, vì công trình thủy điện nào cũng thiết kế với giá trị lưu lượng (hoặc mực nước) ứng với tần suất thiết kế nào đó. Người ta không thể dự báo trước năm nào sẽ xuất hiện trận lũ có lưu lượng vượt quá lưu lượng thiết kế, vì vậy thường chỉ căn cứ vào lưu lượng thực tế với các trị số dự báo hạn ngắn và hạn vừa để xử lý.

4. Phục vụ nhu cầu tưới.

Ngoài những yêu cầu nói trên, trong quá trình vận hành hồ chứa còn có những yêu cầu khác rất thiết thực cần có dự báo để lựa chọn phương án. Như trong mùa nước cạn, phía hạ lưu cần một thời gian lấy nước tưới hoặc cần có đủ nước để vận tải hàng hoá trên sông. Về mùa kiệt cần phải điều tiết xả thêm nước xuống hạ lưu (ngoài lượng nước phát điện bình thường). Nếu có dự báo, người ta sẽ quyết định phương án xả tối ưu bảo đảm cho các nhu cầu ở hạ du nhưng lượng nước xả đi là tối thiểu, không làm ảnh hưởng tới kế hoạch phát điện.

5. Vấn đề phục hồi lưu lượng đến hồ.

Sau khi đắp đập, đoạn sông phía trên đập đã trở thành hồ chứa vì vậy lưu lượng nước tại tuyến đập không thể đo được nữa. Giá trị lưu lượng đến hồ từ khi đắp đập phải được tính toán phục hồi lại như dòng chảy tự nhiên. Các giá trị phục hồi được ghép nối với các số liệu trước khi có hồ. Mọi phương án dự báo đều được tiến hành trên chuỗi số liệu phục hồi.

6.3 . Cơ sở và phương pháp dự báo thủy văn cho hồ chứa

Để phát huy khả năng và tác dụng của hồ chứa đảm bảo cho việc điều hành, điều phối và khai thác hồ chứa được tốt, việc dự báo thủy văn hồ chứa trở thành một đòi hỏi cấp thiết. Hiệu ích của hồ, việc tích nước của hồ chứa phụ thuộc rất nhiều vào kết quả dự báo. Nội dung dự báo hồ chứa rất đa dạng

bao gồm cả hạn ngắn và hạn dài, cả cho hồ chứa đã khai thác sử dụng, cả cho các hồ chứa đang thi công. Tuy nhiên hiện nay dự báo thủy văn hồ chứa chưa được nghiên cứu sâu về lý thuyết, các phương pháp cụ thể độ chính xác chưa cao, trong tương lai vấn đề này cần được đi sâu nghiên cứu hơn.

Sau đây là cơ sở lý luận và các phương pháp dự báo cơ bản cho hồ chứa. Cơ sở chủ yếu cho các phương pháp hiện nay là dựa vào phương trình cân bằng hồ chứa.

6.3.1. Cơ sở của phương pháp

1- Phương trình cân bằng hồ chứa- cơ sở dự báo thủy văn cho hồ chứa.

Phương trình cân bằng nước hồ chứa có dạng:

$$X_{\omega} + Q_m + Q_n = Q_c + E_{\omega} \pm \Delta W \quad (6.1)$$

$$X + \frac{Q_m}{\omega} + \frac{Q_n}{\omega} = \frac{Q_c}{\omega} + E \pm \Delta H \quad (6.2)$$

Trong đó: X và E là lượng mưa và bốc hơi trên mặt hồ.

Q_m là lượng vào hồ.

Q_n là lượng dòng chảy ra khỏi hồ.

ΔW là chênh lệch thể tích của hồ.

ΔH là chênh lệch mực nước hồ.

Tất cả các đại lượng đều xét trong thời đoạn $\Delta t = \tau$.

Nhờ các phương trình (6.1) hoặc (6.2) có thể xác định được tiến trình mực nước hồ hoặc lượng nước tháo ra khỏi hồ Q_c khi biết các đại lượng khác. Khi thay đổi mực nước mà diện tích có thay đổi nhiều thì tính bằng phương pháp chính xác khác.

2 - Phương pháp diễn toán hồ chứa.

Bằng phương pháp diễn toán hồ chứa có thể xác định được lưu lượng tháo của hồ Q_c và mực nước hồ tương ứng. Nội dung của phương pháp diễn toán là giải phương trình cân bằng hồ chứa (6.1) hoặc (6.2).

Nếu bỏ qua thành phần mưa và bốc hơi thì phương trình (6.1) có thể biểu thị trong dạng sau (không tính dòng chảy ngầm):

$$\left(\frac{Q_{m_1} + Q_{m_2}}{2} \right) \Delta t - \frac{Q_{c_1} + Q_{c_2}}{2} \Delta t = \pm \Delta W \quad (6.3)$$

Trong đó Q_m là lượng dòng chảy đến hồ.

Q_c là lượng dòng chảy ra khỏi hồ.

Quan hệ giữa lượng trữ trong kho nước với lượng dòng chảy ra khỏi hồ có thể coi là đơn nhất:

$$W = f(Q_d) \text{ đơn nhất} \quad (6.4)$$

Hợp giải (6.3) và (6.4) có thể xác định được Q_c và W . Nhờ quan hệ $W=f(H)$ xác định được mực nước hồ. Có thể áp dụng mấy phương pháp sau:

6.3.2. Các phương pháp dự báo hồ chứa .

1. Phương pháp gần đúng.

Hợp giải hai phương trình (6.3) và (6.4);

- Trước hết cần xây dựng các quan hệ:

+ $Q_c = f(H)$ xác định theo công trình tháo lũ.

+ $W = f(H)$ xác định theo đặc trưng hồ.

Từ đó có quan hệ:

$$+ Q_c = f(H)$$

- Theo một phương pháp nào đó dự báo lượng dòng chảy vào hồ chứa $Q_m = f(t)$.

- Chọn thời đoạn tính toán $\Delta t = \tau$.

- Giả định một trị số Q_{c_2} để tìm lượng trữ thay đổi theo các phương trình trên.

$$\Delta W_1 = W_2 - W_1 = \frac{Q_{m_1} + Q_{m_2}}{2} \Delta t - \frac{Q_{c_1} + Q_{c_2}}{2} \Delta t \quad (6.5)$$

Trong phương trình (6.5) ta đã có Q_{m_1} , Q_{m_2} , Q_{c_1} . Do đó biết H_1 ứng với đầu thời đoạn và tìm được W_1 theo quan hệ $W=f(h)$. Giả định Q_{c_2} tính được ΔW_1 và từ đó có $W_2 = W_1 + \Delta W_1$.

- Theo quan hệ $W = f(H)$ ứng với W_2 vừa tính xác định được mực nước hồ cuối thời đoạn H_2 .

- Có H_2 theo quan hệ $Q_c = f(H)$ xác định được Q'_{c_2} . Nếu Q'_{c_2} bằng Q_{c_2} giả định ở trên thì đó là lưu lượng ra khỏi hồ. Nếu không ta coi Q'_{c_2} là lưu lượng giả định và lại tính toán như trên.

- Việc tính toán tiếp tục cho đến khi có được sự phù hợp giữa hai trị số Q_{c2} .
- Lưu ý rằng nếu lượng mưa và bốc hơi đáng kể thì phải xây dựng thêm quan hệ $H=f(\omega)$ tìm được ω_1 và ω_2 từ đó có $\bar{\omega} = \frac{\omega_1 + \omega_2}{2}$

Tính trị số (X-E) $\bar{\omega}$ thêm vào vế phải phương trình tìm ra ΔW_1 và tiếp tục tính như trên.

- Trong thực tế thường biến đổi (6.3) theo dạng sau để việc tính toán thêm thuận lợi.

$$\frac{Q_{m_1} - Q_{c_1}}{2} \Delta t + \frac{Q_{m_2} - Q_{c_2}}{2} \Delta t = \Delta W \quad (6.6)$$

$$\text{Đặt } W_1 = Q_{m_1} - Q_{c_1}$$

$$W_2 = Q_{m_2} - Q_{c_2}$$

$$\frac{W_1 + W_2}{2} \Delta t = \Delta W$$

$$\bar{W} \Delta t = \Delta w \quad (6.7)$$

2. Phương pháp đồ giải

Phương trình (6.5) được biến đổi theo dạng sau:

$$Q_{m_1} + Q_{m_2} + \frac{2W_1}{\Delta t} - Q_{c_1} = \frac{2W_2}{\Delta t} + Q_{c_{12}} \quad (6.8)$$

- Các số hạng Q_{m_1} , Q_{m_2} , $\frac{2W_1}{\Delta t} - Q_{c_1}$ đã biết. Như vậy ta có vế phải phương trình (6.8) tức là trị số $\frac{2W_2}{\Delta t} + Q_{c_{12}}$.

- Lập thêm quan hệ $Q_c = f\left(\frac{2W}{\Delta t} + Q_c\right)$ có trị số $\frac{2W_2}{\Delta t} + Q_{c_{12}}$ ta được Q_{c_2} .

- Nhờ quan hệ $Q_c = f(H)$ từ Q_{c_2} tìm được H_2 dự báo.

- Coi Q_{c_2} ở cuối thời đoạn thứ nhất là Q_{c_1} của thời đoạn hai và tiếp tục tính toán ta được quá trình lưu lượng chảy ra và mực nước hồ chứa.

3. Phương pháp mô hình hồ chứa.

Để phát huy hơn nữa khả năng dự báo hồ chứa người ta đã xây dựng một mô hình dự báo lũ. Cấu trúc của nó gồm hai phần:

- Mô phỏng dòng chảy trên lưu vực hồ.
- Diễn toán điều tiết qua hồ.

a. Mô phỏng dòng chảy trên lưu vực

Việc mô phỏng dòng chảy trên lưu vực hồ bao gồm dòng chảy mặt, sát mặt và ngầm. Lượng mưa rơi trên lưu vực đã trừ tổn thất chuyển thành mưa có hiệu quả. Lượng mưa này thông qua hàm chảy tập trung chuyển thành quá trình dòng chảy mặt.

Giải quyết các thành phần này như sau:

- Lượng mưa trung bình lưu vực xác định theo một trong các phương pháp trình bày ở chương 5.
- Lượng tổn thất biểu thị bằng trị số tổn thất f phụ thuộc vào tính chất lưu vực, lượng mưa ảnh hưởng kỳ trước P_a .
- Hàm tập trung dùng đường đơn vị tức thời:

$$R(\tau) = \frac{1}{k\Gamma(n)} \left(\frac{t}{k}\right)^{n-1} e^{-t/k}$$

Trong đó $\Gamma(n)$ là hàm Gama của n .

n là số bể chứa (ngầm, sát, mặt)

K là hệ số trữ nước.

- Thành phần dòng chảy sát mặt quan hệ tuyến tính với lượng ẩm dư (tức là lượng ẩm vượt quá khả năng bão hoà ẩm của đất), được xác định từ phương trình cân bằng ẩm của tầng thổ nhưỡng.

- Dòng chảy ngầm bổ xung cho sông được xác định từ phương trình cân bằng ẩm của tầng ngầm.

b. Diễn toán điều tiết của hồ chứa

Dựa trên phương trình cân bằng hồ chứa và các đường cong đặc trưng để tìm quá trình dòng chảy và mực nước hồ.

Viết phương trình cân bằng nước theo dạng:

$$Q_m = Q_0 + \frac{dw}{dt} \tag{6.9}$$

Hay có thể viết:

$$\frac{Q_{m1} + Q_{m2}}{2} \Delta t + \left(w_1 - \frac{1}{2} Q_{c2} \Delta t \right) = \left(w_2 - \frac{1}{2} Q_{c2} \Delta t \right) \tag{6.10}$$

Trong đó: Q_m , Q_c là dòng chảy đến và ra.

$\frac{dw}{dt}$ là thay đổi lượng trữ trong hồ.

Diễn toán bằng cách thay các giá trị ở vế trái phương trình (6.10) và thu được $\left(w_2 - \frac{1}{2} Q_c \Delta t\right)$

Giá trị cuối cùng được tìm ra từ quan hệ:

$$Q_{c2} \sim \left(w_2 + \frac{1}{2} Q_{c2} \Delta t\right)$$

4. Phương pháp ISD

Phương pháp ISD còn gọi là phương pháp của Puls, giải phương trình (6.2) có sử dụng thêm hai quan hệ hỗ trợ sau:

$$Q \sim \left(s - \frac{1}{2} Q \Delta t\right)$$

$$Q \sim \left(s + \frac{1}{2} Q \Delta t\right)$$

Giải theo phương pháp đồ giải đã trình bày ở trên.

5. Phương pháp thứ tự thời gian.

Giải theo thứ tự thời đoạn bằng cách thử dần phương trình (6.2) và dùng giả thiết quan hệ lượng trữ trong hồ và dòng chảy ra hồ là tuyến tính ($S_2 = KQ_2$) để tìm quá trình dòng chảy ra khỏi hồ.

Ngoài ra còn một số phương pháp số, tính trực tiếp hay tính lặp, có thể ứng dụng dễ dàng trên các chương trình máy tính.

6. Dự báo gần đúng đỉnh lũ.

Sử dụng công thức Kôcherin có thể dự báo được đỉnh lũ ra khỏi hồ chứa.

a. Giả sử rằng lũ có dạng hình tam giác (Hình 6.1) Q_{\max} là đỉnh lũ đến và q_{\max} là đỉnh lũ xả khỏi lòng hồ.

$$\text{Thể tích lũ đến là: } V = Q_{\max} \frac{T}{2} \quad (6.11)$$

$$\text{Thể tích lũ xả khỏi đỉnh hồ: } W = \frac{q_{\max}}{\max 2} T \quad (6.12)$$

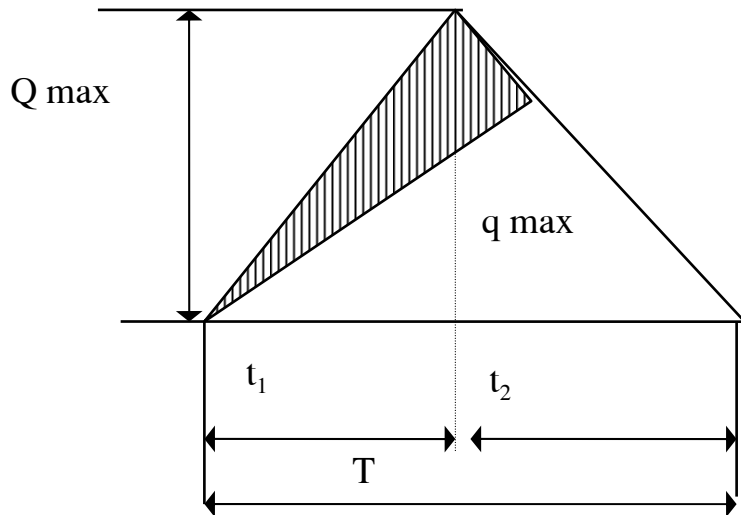
Thể tích nước tích lũy trong hồ vượt qua mức nước dâng bình thường (phần có gạch) là:

$$\Delta W = V - W = Q_{\max} \frac{T}{2} - q_{\max} \frac{T}{2} \quad (6.13)$$

Từ đó có:

$$\Delta W = \frac{Q_{\max} - q_{\max}}{2} T \quad (6.14)$$

hay: $x W = V \left(1 - \frac{W}{V} \right) = V \left(1 - \frac{q_{\max}}{Q_{\max}} \right)$



Hình 6.13 Mô hình lũ tam giác

Từ (6.14) suy ra:

$$q_{\max} = Q_{\max} \left(1 - \frac{|\Delta W|}{V} \right) \quad (6.15)$$

- Nếu tổng lượng lũ V không lớn thì sau khi có lũ nước không chảy qua đường tràn, mực nước và lượng trữ đạt giá trị lớn nhất H_{\max} và $W_{\max 1}$.

- Nếu tổng lượng lũ V khá lớn thì có khả năng chảy qua đường tràn khi đó có mực nước H_{\max} và $W_{\max 2}$.

- Để dự báo ta xây dựng các quan hệ (Hình 6.2)

$$\begin{aligned} + Q_c &= f(H) \\ + W &= f(H) \end{aligned} \quad (6.16)$$

Sau đó tiến hành như sau:

+ Từ trục tung lấy một giá trị bằng Q_{\max} và từ trục hoành lấy giá trị bằng $V_{\max} = V_m + W_{tr}$.

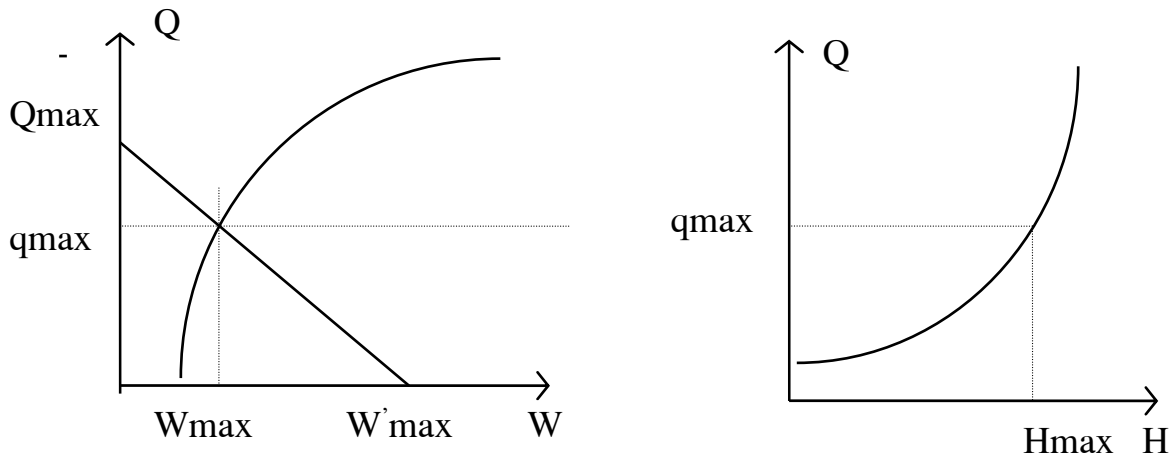
Trong đó V_m là lượng dòng chảy mặt.

W_{tr} là lượng trữ lúc bắt đầu lũ.

+ Nối hai điểm cắt đường quan hệ $Q_c = f(W)$ tại một điểm K. Tung độ điểm K chính là q_{\max} và hoành độ của nó là W_{\max} .

+ Trên quan hệ $Q = f(H)$ tìm được H_{\max} ứng với q_{\max}

Phương pháp này tuy đơn giản nhưng giả thiết lũ có hình dạng tam giác là không phù hợp thực tế, lượng nước đến Q_{\max} phải được xác định từ lượng mưa.



Hình 6.14 Biểu đồ dự báo theo Kocherin

b/ Nếu lũ có dạng hình thang (Hình 6.3)

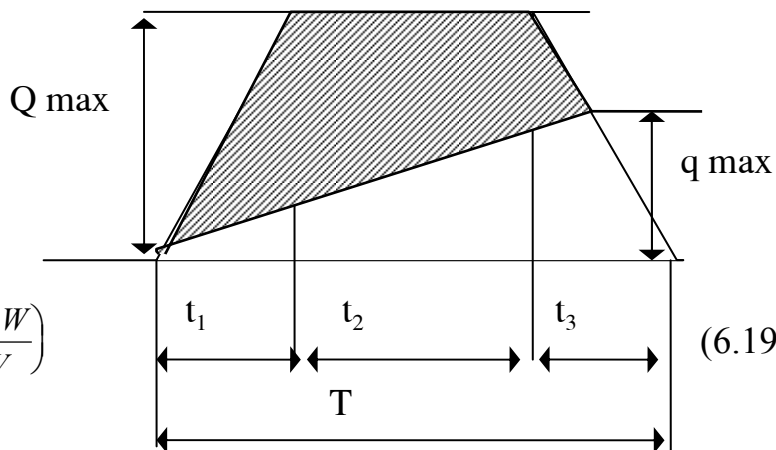
$$\begin{aligned} \Delta W &= V - W = \frac{Q_{\max}}{2}(T_1 + T_2) - \frac{q_{\max}}{2}T \\ &= V(1 - V) = V \left(1 - \frac{q_{\max}}{Q_{\max}} \frac{T}{T_1 + T_2} \right) \end{aligned} \quad (6.17)$$

$$= V \left(1 - \eta \frac{q_{\max}}{Q_{\max}} \right)$$

Với $\eta = \frac{T}{T_1 + T_2}$

Từ đó suy ra:

$$q_{\max} = \frac{Q_{\max}}{\eta} \left(1 - \frac{\Delta W}{V} \right) \quad (6.19)$$



Hình 6.15 Đường quá trình lũ dạng hình thang.

Tiếp theo các bước dự báo tương tự như trên chỉ thay đổi giá trị Q_{\max}

lúc đầu bằng $\frac{Q_{\max}}{\eta}$.

Chú ý có thể dùng mô hình SSARR để tính toán.

6.3.3 Phương pháp dự báo sóng trên hồ

Ở những hồ lớn sóng có ảnh hưởng đến việc vận tải thủy, khai thác các công trình thủy lợi trên hồ, ảnh hưởng đến sự ổn định của bờ, vì vậy vấn đề dự báo sóng trên hồ hiện nay được chú ý nhiều, đặc biệt là chiều cao sóng.

Cơ sở vật lý của phương pháp dự báo sóng là phương trình cân bằng năng lượng sóng. Theo Makkavayev phương trình này có dạng:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\rho H^2}{8} \right) + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\rho H^2 v}{8} \right) - \mathfrak{E}_1 - \mathfrak{E}_2 = 0 \quad (6.20)$$

Trong đó H là độ cao sóng.

ρ là trọng lượng riêng của nước.

t là thời gian.

l là khoảng cách chuyển động của sóng.

v là tốc độ chuyển sóng.

\mathfrak{E}_2 và \mathfrak{E}_1 là năng lượng tiêu hao và năng lượng nhận được trong một đơn vị thời gian.

Trong điều kiện ổn định có:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\rho H^2}{8} \right) = 0 \quad (6.21)$$

Do đó

$$\frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\rho H^2 v}{8} \right) - \mathfrak{E}_1 - \mathfrak{E}_2 = 0 \quad (6.22)$$

Tích phân (6.22) nhận được phương trình cân bằng năng lượng sóng ổn định:

$$\left(\frac{\rho H^2 v}{8} \right) = \int_0^l \mathfrak{E}_1 dl - \int_0^l \mathfrak{E}_2 dl \quad (6.23)$$

Trong đó:

$$\mathfrak{E}_1 = f(W_{10}, V_1, m) \quad (6.25)$$

W_{10} là tốc độ gió cao 10m so với mặt đất.

V_1 là tốc độ gió ứng với tần suất 1%.

m là độ dốc sóng.

$$\mathfrak{E}_2 = \mathfrak{E}_2' + \mathfrak{E}_2'' + \mathfrak{E}_2''' \quad (6.25)$$

\mathfrak{E}_2' là tổn thất năng lượng trên bề mặt sóng.

$$\mathfrak{E}_2' = f(H_2, v_1, m) \quad (6.26)$$

\mathfrak{E}_2'' là tổn thất năng lượng do trao đổi với đáy hồ.

$$\mathfrak{E}_2'' = f(m, H, h, k) \quad (6.27)$$

k là hệ số thấm.

F là độ sâu hồ.

\mathfrak{E}_2''' là tổn thất bên trong sóng.

$$\mathfrak{E}_2''' = f(H, m, h, v_1) \quad (6.28)$$

Trong công thức (6.23) có thể xác định độ cao sóng từ điểm này đến điểm khác. Công thức dưới dấu tích phân có thể xác định gần đúng theo công thức Simson. Trong thực hành thường dùng toán đồ cho từng loại đất đáy, độ cao đáy và tốc độ gió khác nhau.

6.3.4 Phương pháp phục hồi dòng chảy đến hồ

Từ (6.1) ta có thể viết phương trình dưới dạng:

$$Q\Delta t - q\Delta t = \Delta w \quad (6.29)$$

$$q = \frac{\Delta W}{\Delta t} \quad \text{suy ra } Q = \Delta Q + q \quad (6.30)$$

Giải (6.30) bằng phương pháp lập bảng kết hợp với các quan hệ đặc trưng địa hình lòng hồ $w = f(H)$ dễ dàng xác định các đặc trưng cần dự báo. Khi dự báo cần xác định:

1. Xác định lượng dòng chảy đến hồ (q_1)

Như đã biết, muốn sử dụng phương trình cân bằng (6.1) vào dự báo trước hết phải xác định được dòng chảy đến tuyến công trình trong thời gian dự kiến Q_2 .

Vì không có trạm quan trắc lượng nước vào hồ nên có thể xác định sơ bộ dòng chảy đến hồ thông qua việc tính dòng chảy tuyến trên về tuyến công trình.

Thí dụ: để dự báo dòng chảy đến hồ Hoà Bình, chúng tôi đã tính diễn toán Muskingum từ Tạ Bú về Hoà Bình:

$$Q_{d2} = 0,07 Q_{tr,1} + 0,63 Q_{tr,2} + 0,30 Q_{d1}$$

(6.31)

trong đó $Q_{tr,1}$, $Q_{tr,2}$, Q_{d1} , Q_{d2} là lưu lượng tuyến trên, thuyên dưới ở đầu và cuối thời đoạn.

Ứng dụng phương trình (6.31) để tính dòng chảy đến hồ cho kết quả tốt trong thời kỳ chưa ngập Tạ Bú. Cũng trong nghiên cứu này PGS Lê Bắc Huỳnh đã công bố kết quả ứng dụng mô hình tổng hợp dòng chảy mưa từ Lai Châu đến Hoà Bình.

Biểu 6.1: TÍNH PHỤC HỒI LƯU LƯỢNG ĐẾN HỒ (HỒ HOÀ BÌNH)
(THÁNG 8 NĂM 1993)

Thời gian	H_t (cm)	W . 10^3 (m^3)	Δw m^3	$\Delta Q = \Delta w / \Delta t$	H_{ha} cm	q_{ra} m^3/s	$Q_{phụ}$ hồ = $q + \Delta Q$	$Q_{điễn}$ toán m^3/s	Q_{db} m^3/s	$Q_{thực}$ m^3/s
0901	9205	5327	26	1203	1577	2260	3463	3230	3500	3500
07	9229	5363	36	1667	1571	2160	3827	3500	3900	3600
13	9246	5389	26	1204	1701	3140	4340	3700	4400	4200
19	9254	5401	12	556	1724	3560	4116	4050	4300	4500
1001	9260	5410	9	417	1736	3620	1036	4000	4200	4300
07	9265	5416	6	278	1733	3440	3718	4000	4000	3950
13	9256	5404	12	555	1727	4080	3525	3900	3800	3750
19	9238	5377	27	1250	1862	4190	3660	3800	3700	3600
0901								3300	(3200)	
07								3000	(2900)	
13								3000	(2900)	
19								2800	(2750)	

Cần thấy rõ luận điểm cơ bản của phương pháp là căn cứ vào lưu lượng tính từ tuyến trên hay tổng hợp dòng chảy mưa từ tuyến công trình trong thời gian dự kiến. Nói cách khác là sử dụng lưu lượng tính được bằng phương pháp cân bằng để xấp xỉ quá trình lưu lượng dự báo được tính bằng các phương pháp trên.

Dòng chảy đến hồ chứa vào thời kỳ tiền dự báo được tính theo (6.30) như biểu 6.1 trên đây.

Xác định dòng chảy từ hạ lưu.

Trước hết cần thấy rõ sự khác biệt khi sử dụng phương trình 6.1 hay 6.30 trong tính toán thủy văn và trong dự báo thủy văn.

Nếu quan hệ $w \sim q$ là ổn định với một điều kiện xả cụ thể nào đó thì 6.1 hoặc 6.30 là hoàn toàn giải được và bài toán dự báo chỉ còn là tính toán điều tiết hồ sau khi đã có lượng dòng chảy đến hồ được dự báo độc lập từ dòng chảy tuyến trên hay tổng hợp dòng chảy từ mưa được xấp xỉ với giá trị dòng chảy tính được bằng phương pháp phục hồi thời kỳ tiền dự báo.

Thực tế quan hệ ($w \sim q$) không chỉ thay đổi theo các chế độ xả khác nhau mà ngay cùng một chế độ xả cũng có sự khác biệt giữa con lũ này với con lũ khác.

Vì vậy khi sử dụng 6.1 hoặc 6.30 trong dự báo giá trị q_2 được tính bằng phương pháp khử dần theo nguyên tắc tính lặp.

Cơ sở kỹ thuật ban đầu cho phép thử là quan hệ ($H_{\text{thượng}} - H_{\text{hạ}}$). Tùy từng trường hợp cụ thể mà người làm dự báo có thể sử dụng quan hệ trên bằng tài liệu của các trận lũ tương đương hay kết quả thu nhận được thông qua các thí nghiệm trên mô hình vật lý.

Trong trường hợp chế độ xả hoàn toàn được khống chế bởi công trình, nhất thiết phải xác định sự tương thích của lưu lượng xả qua công trình với quan hệ ($H \sim Q$) trạm hạ lưu.

3. Xác định lượng dòng chảy gia nhập khu giữa.

Để đơn giản cho việc giải bài toán điều tiết phương trình (6.30) được viết với giả thiết bỏ qua lượng gia nhập khu giữa. Trong thực tế lượng gia nhập khu giữa khi có mưa lớn và phân bố không đều như điều kiện khí hậu nước ta là đáng kể. Việc xác định lượng dòng chảy ra nhập là vấn đề khó giải quyết. Có rất nhiều nghiên cứu cho vấn đề này nhưng khả năng ứng dụng còn bị hạn chế. Trong dự báo nghiệp vụ, không xét riêng quá trình dòng chảy gia nhập khu giữa mà xem nó như một hàm tuyến tính của dòng chảy đến hồ và được tính gộp với dòng chảy tuyến trên được diễn toán về tuyến công trình.

$$\text{Nghĩa là } q_{\text{gia nhập}} = K Q_{\text{đến hồ}} \quad (6.32)$$

Trong đó K là hệ số có thể xác định bằng phương pháp tối ưu. Trong dự báo có thể đánh giá định tính quá trình bet lũ thông qua việc so sánh lưu

lượng tuyến trên với lưu lượng tuyến dưới (theo diễn toán có tính tới gia nhập).

Chỉ tiêu ban đầu để xác định dòng chảy gia nhập là hệ số gia nhập k_q

$$k_q = \frac{Q_{\text{phục hồi}}^t}{Q_{\text{tr-}\tau}} \quad (6.33)$$

Trong đó $Q_{\text{tr-}\tau}$ lưu lượng tuyến trên tương ứng với thời gian chảy truyền τ .

Khi $k_q > 1$ nghĩa là dòng chảy gia nhập cần được xem xét.

Khi tính lượng dòng chảy gia nhập cần có phải có tài liệu mưa dự báo trên khu giữa trong thời gian dự kiến. Nghĩa là dựa vào tài liệu mưa khu giữa dự báo để xác định hệ số gia nhập k_q bằng phương pháp tối ưu.

Trong dự báo nghiệp vụ để đơn giản có thể xác định lượng dòng chảy gia nhập bằng cách tổng hợp dòng chảy từ mưa của một số trạm đài biểu trên lưu vực khu giữa.

Dự báo một số đặc trưng hồ chứa khác.

Ngoài dự báo dòng chảy đến hồ, lưu lượng xả qua công trình, trong quá trình thi công còn đòi hỏi dự báo chênh lệch mực nước thượng, hạ lưu, dự báo tốc độ dòng chảy tại tuyến co hẹp dòng...

Rõ ràng là có thể dựa vào bài toán điều tiết với lưu lượng phục hồi để tính toán mực nước thượng, hạ lưu kết hợp việc xử lý qua hệ ($H_{\text{thượng}} \cdot H_{\text{hạ}}$) thích hợp cho từng trận lũ để dự báo chênh lệch đầu nước như cách tính lặp đã trình bày ở phần trên.

Để dự báo tốc độ tại tuyến co hẹp dòng trước hết phải dự báo dòng chảy đến tuyến công trình sau đó giải bài toán thủy lực với điều kiện mặt cắt co hẹp cụ thể.

Ở đây cần phải thấy rõ vai trò của các kết quả tính toán được trên mô hình vật lý như cơ sở ban đầu cho việc điều chỉnh tức thời các quan hệ dự báo.

Với một giá trị lưu lượng đến tuyến công trình có thể xây dựng quan hệ ($v \sim B$) với các giá trị lưu lượng khác nhau để sử dụng trong dự báo nghiệp vụ.

Phương pháp tính toán, dự báo các đặc trưng hồ chứa phục vụ thi công và quản lý vận hành được kiến nghị trên đã được ứng dụng trong dự báo nghiệp vụ thi công và quản lý khai thác các hồ chứa Hoà Bình, Thác Bà từ năm 1986 cho đến nay cho kết quả đáng tin cậy (xem biểu thống kê mức đảm bảo dự

báo hàng năm).

Biểu 6.2 Mức đảm bảo dự báo phục vụ thi công và quản lý vận hành công trình Hoà Bình bằng phương pháp tính phục hồi.

	Năm								
	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994
Mức đảm bảo	87	86,8	91	90,7	92	93,1	91,3	95	95,8

Chú ý rằng: Trong xây dựng quản lý vận hành hồ chứa nhà máy thuỷ điện ta có thể sử dụng các phương pháp đã trình bày trong chương quan hệ mực nước tương ứng và quan hệ mưa rào dòng chảy để phục vụ cho chương này.

Chương 7. DỰ BÁO TRUNG VÀ DÀI HẠN

7.1 Khái niệm chung về dự báo trung và dài hạn

7.1.1. Khái niệm chung

Dự báo trung và dài hạn là là dự đoán trước giá trị xuất hiện của các yếu tố thủy văn như mực nước, lưu lượng lũ, kiệt. v.v. với thời gian dự kiến như đã ghi trong quy phạm 94 TCN7- 91 về dự báo thủy văn của Tổng cục khí tượng thủy văn có hiệu lực từ ngày 1 tháng 1 năm 1992.

Trong chương I ta đã phân biệt thời gian dự kiến của loại dự báo trung và dài hạn như sau:

Dự báo hạn vừa (dự báo trung hạn) là dự báo có thời gian dự kiến tối đa không quá 10 ngày.

Dự báo dài hạn là dự báo có thời gian dự kiến lớn hơn 10 ngày đến 1 năm.

7.1.2. Hình thức phát báo của dự báo trung dài hạn.

Hình thức phát báo của dự báo trung và dài hạn là các bản tin. Bản tin hạn vừa và hạn dài thường có hai phần: nhận xét tình hình lũ đã qua, mực nước hiện tại và khả năng diễn biến của nó trong thời gian tới, bao gồm khả năng thấp nhất và cao nhất trong tuần. Mô tả diễn biến mực nước theo định tính ngắn gọn, ví dụ nước lên, nước xuống, có một đợt lũ, có dao động một ít mức nước cao nhất có khả năng vượt mức... (mét), dưới mức... (mét).v.v.

Nếu có yêu cầu dự báo mực nước (lưu lượng) trung bình tuần thì có thể có bảng trung bình tuần qua, dự báo trung bình tuần tới, phía dưới bảng có ghi chú thích (nếu có).

Qui định 5 ngày (trong mùa lũ), 10 ngày (trong mùa cạn) hoặc có thể thoả thuận là 7 ngày lấy mốc là ngày nào đó trong tuần, nếu hai bên cùng thống nhất và thoả thuận lựa chọn.

Bản tin hạn vừa (5, 10 ngày) phát vào ngày đầu tuần.

Bản tin hạn dài: bản tin tháng phát vào ngày 1. Bản tin mùa phát vào tháng đầu mùa.

Đối với các yêu cầu dùng riêng thì thời gian phát bản tin được thoả thuận giữa cơ quan dự báo với cơ quan sử dụng.

7.2. Phương pháp dự báo trung và dài hạn

7.2.1 Phương trình cân nguyên

Dựa vào nguyên lý cân bằng nước, thiết lập phương trình cân bằng nước viết cho thời gian dự kiến lớn hơn thời gian chảy truyền của lưu vực.

$$\frac{\tau + t_0}{t_0} \sum Q \cdot \Delta t = W_{t_0} + \frac{\tau + t_0}{t_0} \sum Q_{ng} \cdot \Delta t + \frac{\tau + t_0}{t_0} \sum Q_m \cdot \Delta t \quad (7.1)$$

Trong đó

Q, Q_{ng}, Q_m : Lưu lượng chung, lưu lượng thành phần ngầm và thành phần mưa.

W_{t_0} : Lượng trữ nước trong sông ở thời điểm dự báo.

Δt : Thời đoạn tính toán.

Thành phần lượng trữ và thành phần ngầm $\sum Q_{ng}$ hợp lại tạo thành dòng chảy cơ sở (Q_{cs}). Biến đổi phương trình (7.1) về dạng lưu lượng ta nhận được phương trình mới

$$Q = Q_{cs} + Q_m \quad (7.2)$$

Thành phần dòng chảy cơ sở: Gồm có dòng chảy ngầm và dòng chảy do tiêu hao lượng trữ.

-Dòng chảy ngầm: Được phân thành dòng chảy ngầm tầng nông và dòng chảy ngầm tầng sâu.

. Dòng chảy ngầm tầng sâu: Là dòng chảy từ các tầng đất đá ở độ sâu nhất định, có tính ổn định cao, có thể được coi là không đổi.

. Dòng chảy ngầm tầng nông: Có độ ổn định kém hơn và được bổ sung từ mưa của các thời kỳ hiện tại và quá khứ, có qui luật biến đổi tuyến

tính.

-Dòng chảy tiêu hao lượng trữ nước trong hệ thống sông suối có qui luật biến đổi theo đường nước rút.

Thành phần dòng chảy từ mưa: Là dòng chảy mặt hoặc sát mặt được hình thành từ lượng mưa rơi xuống lưu vực trong thời kỳ dự báo.

$$Q_m = \eta X \quad (7.3)$$

Với η : Hệ số mưa sinh dòng chảy.

X : Lượng mưa rơi trên lưu vực.

7.2.2 Các nhân tố ảnh hưởng

Dòng chảy sông suối được hình thành dưới sự ảnh hưởng của nhiều nhân tố. Song trong số đó nổi lên 2 nhân tố là lượng mưa và lượng trữ nước trên lưu vực. Các hình thể thời tiết là nhân tố gián tiếp gây lũ, xét ảnh hưởng của nhân tố này nhằm kéo dài thời gian dự báo dòng chảy. Trong phần này, các minh họa chủ yếu tập trung cho lưu vực sông Hồng, trên cơ sở kết quả của một số công trình nghiên cứu.

Mưa là nhân tố quyết định đến độ lớn của đỉnh lũ, tuy nhiên cùng một lượng mưa trên cùng một lưu vực, vẫn có thể sinh ra những đỉnh lũ khác nhau. Ví dụ điển hình trên sông Hồng là lượng mưa sinh ra trận lũ lớn nhất năm 1969, 1996 (250-300mm), lớn hơn lượng mưa gây trận lũ tháng VIII/1971 (218 mm), song do lượng trữ nước tại thời điểm trước lũ năm 1971 lớn hơn, đã làm cho đỉnh lũ tại Sơn Tây tháng VIII/1971 lớn hơn nhiều so với hai trận lũ kia. Như vậy lượng trữ nước trước lũ (hay còn gọi là nền lũ) có thể được xem là nhân tố quan trọng thứ hai, quyết định đến độ lớn của đỉnh lũ.

Trong quá trình phân tích sự hình thành đỉnh lũ, thấy rằng các tham số về phân bố lượng mưa theo không gian và thời gian cũng giữ vai trò quan trọng. Trong hai đợt lũ lớn nhất năm 1971 và 1996, trên sông Thao và Lô hai nhân tố lượng mưa trận và nền lũ gần như giống nhau, song đỉnh lũ năm 1971 lớn gần gấp 2 lần đỉnh lũ năm 1996. Đỉnh lũ năm 1971 trên sông Hồng tại Hà Nội, sông Thao tại Phú Thọ và sông Lô tại Vụ Quang đều được xếp vào hàng lịch sử. Trên sông Đà, xét cả về nền lũ và lượng mưa- các nhân tố

quan trọng của đỉnh lũ năm 1996 đều chiếm vị trí lớn nhất trong chuỗi quan trắc ($Q_c=6500\text{m}^3/\text{s}, S_X=310\text{ mm}$). Trong điều kiện đó, trên sông Đà đã xuất hiện đỉnh lũ $21500\text{ m}^3/\text{s}$, lớn hơn đỉnh lũ năm 1971 ($16200\text{ m}^3/\text{s}$), tương đương lũ lịch sử năm 1945.

1. Các nhân tố ảnh hưởng của mưa

Mưa lớn được hình thành dưới sự ảnh hưởng của nhiều nhân tố: Độ ẩm, độ bất ổn định, động lực và địa hình. Theo số liệu thống kê nhiều năm cho một số ngưỡng độ ẩm và bất ổn định của không khí tầng mặt đất và 850mb:

- Độ ẩm riêng $q \geq 12\text{ g/kg}$; Độ ẩm tuyệt đối $e \geq 17\text{ mb}$
- Độ ẩm tương đối $r \geq 83\%$; Độ bất ổn định $\Delta\theta_{sw} < 0$.

Trong mùa nóng thì các giá trị này thường được thoả mãn.

Điều kiện đủ để xảy ra mưa lớn diện rộng là các hình thái thời tiết gây nhiễu động, tạo dòng thăng làm giảm nhiệt độ của các khối không khí.

2. Các hình thái thời tiết gây mưa.

a. Không khí lạnh từ phía Bắc về gây hạ nhiệt độ trực tiếp và cưỡng bức các khối không khí nóng ẩm chuyển động lên cao theo mặt front. Front chuyển động đến đâu, có thể gây mưa đến đó, nếu hoạt động một mình đơn lẻ, thời gian mưa thường ngắn, lượng mưa không nhiều. Lượng mưa và diện mưa phụ thuộc vào cường độ và hướng xâm nhập của không khí lạnh.

Trên lưu vực sông Hồng Thái Bình, khi hướng xâm nhập từ phía Đông Bắc, dãy Hoàng Liên Sơn sẽ là tường chắn, cản sự di chuyển của chúng sang vùng sông Đà. Sau khi tích đủ chiều dày không khí lạnh tràn qua dãy Hoàng Liên Sơn sang lưu vực sông Đà. Đường thứ hai cho phép không khí lạnh thâm nhập vào lưu vực sông Đà là vòng từ phía hạ lưu dọc theo thung lũng lên phía Bắc. Đầu tiên, mưa xảy ra trên lưu vực sông Thái Bình, sông Lô rồi lan đến sông Thao và cuối cùng lan sang lưu vực sông Đà. Thời gian mưa của lưu vực sông Đà thường muộn hơn so với các sông Thao và Lô khoảng từ 1 đến 2 ngày. Lượng mưa của lưu vực sông Thao và Lô gần giống nhau, còn lượng mưa trên lưu vực sông Đà thường nhỏ hơn mưa trên lưu vực sông Thao và Lô, song có lúc lớn hơn rất nhiều. Điều này có thể là ảnh hưởng của hoàn lưu Tây hướng trước không khí lạnh.

b) Khi Cao áp Thái Bình Dương lấn sâu “đúng tầm”, điểm cực Tây của nó

nằm lọt vào vùng các lưu vực thượng nguồn sông Hồng. Hoạt động gió Đông, Đông Nam được tăng cường ở rìa Tây Nam lưỡi Cao áp Thái Bình Dương, lượng ẩm lớn từ biển Đông được vận chuyển vào đất liền. Trên đường đi gặp địa hình đồi núi phức tạp tạo nhiều động và gây mưa.

c) Xoáy Thuận nhiệt đới- có thể là áp thấp nhiệt đới hoặc bão, khi đi vào vùng này, Phía Bắc của xoáy thuận là vùng gió Đông, hướng từ biển vào, mang theo hơi nước, khi vào đất liền gặp địa hình phức tạp tạo nhiều động gây mưa lớn. Lượng mưa và phân bố lượng mưa, phụ thuộc vào cường độ, tốc độ và hướng di chuyển của xoáy thuận.

d) Tổ hợp các hình thái thời tiết gây mưa lũ lớn và đặc biệt lớn

Dải hội tụ nhiệt đới có xoáy thuận kết hợp với cao áp Thái Bình Dương.

Dải hội tụ nhiệt đới phát triển về phía Tây nối liền từ vùng áp thấp Miền Điện đi qua khu Tây Bắc, đồng bằng Bắc Bộ có vị trí trung bình ở khoảng vĩ độ 19 đến 22°B có hướng Tây Bắc - Đông Nam, trên dải hội tụ nhiệt đới có tồn tại xoáy thấp ở khoảng vĩ độ 20-23°N, kinh độ 99 đến 107°Đ, đường 588 dam địa thế vị ở mức 500 mb lán sang Tây đến kinh độ 100-110°Đ. Toàn bộ phần phía Nam trục cao áp Thái Bình Dương đến dải, từ mặt đất đến trên cao (Mặt đất- 850- 500 mb) đới gió Đông- Đông Nam hoạt động mạnh. Cao áp Thái Bình Dương lán sâu về phía Tây, độ hội tụ được mạnh dần lên, tạo dòng thăng mạnh mẽ trong khối không khí ẩm, gây ra dông và mưa lớn.

Thời gian mưa và lượng mưa phụ thuộc vào thời gian tồn tại của tâm thấp trên dải hội tụ nhiệt đới, vị trí tương đối của nó so với khu vực Bắc Bộ, cường độ hoạt động của gió Đông- Đông Nam trong khu vực. Thông thường thời gian mưa kéo dài khoảng 2 đến 3 ngày.

Với loại hình thời tiết trên, khi có áp thấp nhiệt đới hoặc bão từ vịnh Bắc Bộ hoặc từ phía Đông theo dòng dẫn, đới gió Đông của rìa cao áp Thái Bình Dương, đi vào đất liền đến khu vực (21-24°B, 102-105°Đ) gắn liền với dải hội tụ nhiệt đới kéo dài tới phía Tây vịnh Bengan thì sẽ có mưa lớn đến rất lớn diện rộng trên toàn bộ lưu vực sông Hồng. Mưa bắt đầu từ khu Đông Bắc sau đó lan sang khu Tây Bắc, tổng lượng mưa trận trung bình trên lưu vực khoảng 250mm, tại các vùng tâm mưa lượng mưa trận đạt 300- 400 mm, có

noi hơn (vùng Bắc Quang- Hà Giang lượng mưa trận lên đến 500- 600 mm). Đây chính là hình thái thời tiết gây mưa- lũ lớn lịch sử trên sông Hồng tháng 8/1971

Dải hội tụ nhiệt đới có xoáy thuận kết hợp với không khí lạnh

Hình thể này có dạng như trên, song ở vào thời kỳ đầu cao áp Thái Bình Dương suy yếu, đới gió Đông ở phần phía Bắc dải hội tụ nhiệt đới yếu. Tuy nhiên ở khu vực Bắc Bộ và Vân Nam Trung Quốc vẫn tồn tại xoáy thuận trên dải hội tụ nhiệt đới, tác động của không khí lạnh từ phía Bắc nén xuống, biến tính và lệch Đông. Do sự tồn tại của dải hội tụ nhiệt đới có trục Tây Bắc- Đông Nam, đi qua tâm xoáy thuận, không khí lạnh ít có điều kiện lọt xuống miền Bắc Việt Nam mạnh mẽ. Nhưng cũng có những đợt không khí lạnh có front lạnh di chuyển tới biên giới phía Bắc hoặc tràn xuống Bắc Bộ, độ bất ổn định trước front tăng, gây mưa cường độ lớn, song kết thúc nhanh.

Trong trường hợp hội tụ nhiệt đới có kết hợp đồng thời với cao áp Thái Bình Dương và không khí lạnh thì cường độ và thời gian mưa tăng lên. Nhất là khi có các đợt không khí lạnh tăng cường liên tiếp, tổng lượng mưa có thể rất lớn. Điển hình cho dạng này là hình thái thời tiết gây lũ tháng 8 năm 1968 và 1969. Mưa lớn bao trùm toàn bộ đồng bằng sông Hồng- Thái Bình, lan rộng lên phía trung du miền núi phía Bắc. Lượng mưa lớn nhất đạt 300mm (vùng lưu vực sông Tích, sông Đáy).

Áp thấp nhiệt đới kết hợp với hoạt động của cao áp Thái Bình Dương

Bão đổ bộ vào đất liền, sau đó suy yếu thành áp thấp nhiệt đới đi vào khu vực Bắc Bộ, tâm thấp ở vào khu vực từ vĩ độ 20 đến 25°B, kinh độ 100 đến 107°Đ, tồn tại từ mặt đất đến mặt 500 mb, nhiễu động nhiệt đới thường lớn nhất, rộng nhất ở phía Đông- Đông Bắc tâm xoáy thuận. Với hình thái thời tiết này này khi cao áp Thái Bình Dương hoạt động mạnh lấn Tây, đến khu vực vĩ độ 24-30°B và 105-115°Đ, trường gió Đông- Đông Nam dày và mạnh ở rìa phía Tây Nam cao áp Thái Bình Dương (MĐ- 850- 500mb), vận tốc gió đạt 9-10m/s trở lên, sẽ gây mưa lớn và rất lớn ở trung du Bắc Bộ.

Nếu xoáy thuận gắn liền với dải hội tụ nhiệt đới, đường trục kéo dài tới vịnh Bengan thì cường độ và lượng mưa cũng sẽ lớn hơn. Lượng mưa tập trung ở vùng núi cao biên giới phía Bắc (200-300mm), vùng đồng bằng trung

lượng mưa phổ biến ở mức 50 - 100 mm, biên độ lũ tại Sơn Tây lên đến 13000 - 15000m³/s.

Rãnh lạnh có xoáy thuận kết hợp với cao áp Thái Bình Dương

Rãnh lạnh mạnh ở mặt 500mb di chuyển về phía Đông đến kinh tuyến 100- 105°E, trong quá trình di chuyển về phía Đông ở đáy rãnh lạnh xuất hiện hoàn lưu xoáy thuận, sau đó hình thành xoáy thấp lạnh và trung tâm lạnh ở vùng Vân Nam Trung Quốc. Khu Tây Bắc và vùng núi phía Bắc nằm ở vùng phía Nam của xoáy thấp lạnh này. Khi đồng thời có cao áp Thái Bình Dương lấn về phía Tây, tới vĩ độ 25 - 30°N làm cho xoáy thấp lạnh tăng cường, nhiệt độ ở vùng phía nam tâm xoáy thấp lạnh giảm nhanh. Nếu xoáy thấp lạnh phát triển từ mặt đất tới 500 mb, sẽ gây mưa lớn kéo dài 2-3 ngày. Đặc trưng cho dạng này là hình thái thời tiết gây lũ lớn năm 1983, các trung tâm mưa lớn tập trung ở vùng sông Thái Bình và sông Lô (300-400 mm, có nơi hơn). Lượng mưa phổ biến trên lưu vực ở mức 100 - 200mm. Lượng mưa trung bình toàn lưu vực đạt 100 - 150 mm và biên độ lũ tại Sơn Tây đạt khoảng 10000- 13000m³/s

7.3 Các phương pháp dự báo truyền thống

7.3.1 Dự báo dòng chảy tháng theo chỉ số lượng trữ

Phương pháp dự báo theo biểu đồ kinh nghiệm là phương pháp dựa vào tài liệu quá khứ để xây dựng các đường quan hệ kinh nghiệm, dùng các đường quan hệ đó làm cơ sở dự báo trong tương lai.

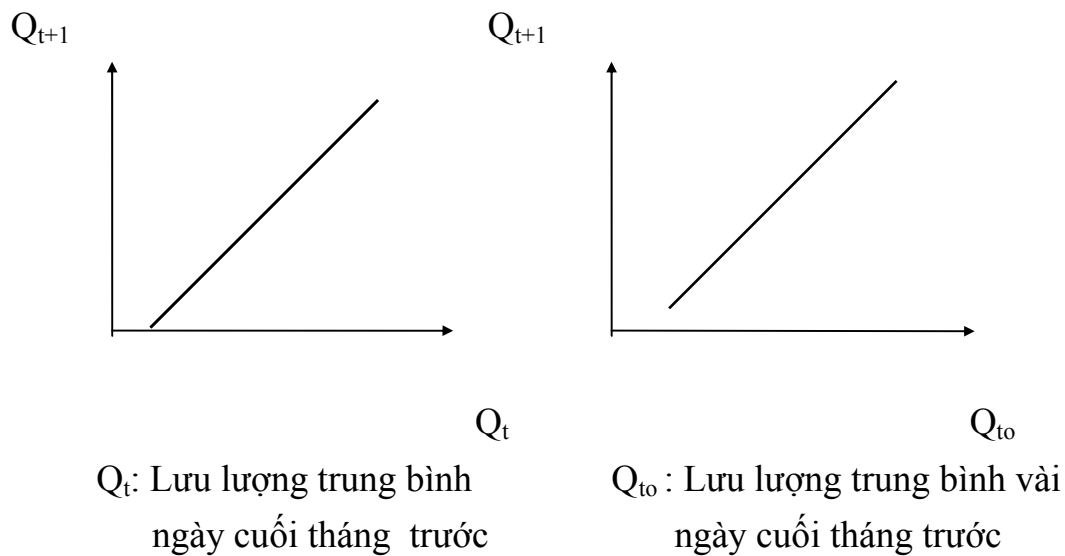
Dự báo dòng chảy tháng theo chỉ số lượng trữ

$$\begin{cases} - Q_{t+1} = f(Q_t) \\ - Q_{t+1} = f(Q_{t_0}) \end{cases}$$

Biểu đồ được xây dựng đối với các tháng không mưa, hoặc lượng mưa nhỏ so với lượng dòng chảy, hoặc có lượng mưa ổn định. Khi đó sự thay đổi của dòng chảy tháng tiếp theo chỉ phụ thuộc vào sự thay đổi của lượng trữ nước trong sông thông qua chỉ số lượng trữ là lưu lượng tháng trước hoặc lưu lượng vài ngày cuối tháng trước.

Trong trường hợp lưu vực sông có mặt đệm ổn định, tác nhân khí hậu

ảnh hưởng đến dòng chảy có chỉ số ổn định thì dòng chảy tháng sau và lượng trữ kỳ trước có quan hệ tuyến tính.



Hình 7.1. Dự báo dòng chảy tháng theo chỉ số lượng trữ.

Lập phương án dự báo

B1: Từ số liệu thực đo lấy trong quá khứ tiến hành chấm điểm quan hệ trên hệ trục tọa độ.

B2: Trên biểu đồ xác định đường quan hệ

$$\begin{cases} - Q_{t+1} = f(Q_t) \\ - Q_{t+1} = f(Q_{to}) \end{cases}$$

B3: Tại thời điểm dự báo đã biết lượng trữ tra trên đường quan hệ xác định trị số đại lượng cần dự báo.

7.3.2 Dự báo dòng chảy tháng theo chỉ số lượng trữ ban đầu và mưa trong tháng

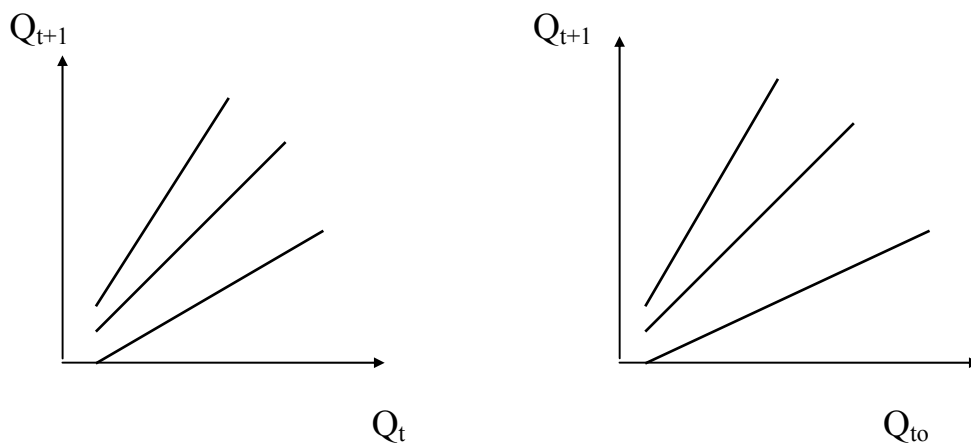
Đối với tháng có lượng mưa đáng kể có ảnh hưởng đến dòng chảy, người ta tiến hành phân cấp lượng mưa. Có thể phân thành nhiều cấp nhưng thông thường mưa được phân thành 3 cấp

- Mưa dưới trung bình $X_i < 0.8 \bar{X}$
- Mưa trung bình $0.8 \bar{X} \leq X_i \leq 1.2 \bar{X}$

- Mưa trên trung bình $X_i > 1.2 \bar{X}$

\bar{X} : Là lượng mưa tháng trung bình nhiều năm

Dựng các quan hệ $\left[\begin{array}{l} Q_{t+1} \sim Q_t \\ Q_{t+1} \sim Q_{t_0} \end{array} \right.$ với quan hệ là các cấp mưa



Hình 7.2. Dự báo dòng chảy tháng theo chỉ số lượng trữ và mưa.

Lập phương án dự báo

B1: Từ số liệu thực đo ấy trong quá khứ tiến hành chấm điểm quan hệ trên hệ trục tọa độ.

B2: Phân cấp lượng mưa (nếu có)

B3: Trên biểu đồ xác định đường quan hệ

$$\left[\begin{array}{l} Q_{t+1} \sim Q_t \\ Q_{t+1} \sim Q_{t_0} \end{array} \right. \text{theo các cấp mưa}$$

B4: Tại thời điểm dự báo đã biết lượng trữ, biết mưa tra trên đường quan hệ xác định trị số đại lượng cần dự báo.

7.3.3 Dự báo dòng chảy tháng theo các thành phần căn nguyên

Trong trường hợp quan hệ ($Q_{t+1} \sim Q_t$ & $Q_{t+1} \sim Q_{t_0}$) rất phức tạp, không tuân theo qui luật tuyến tính như hai trường hợp trên, tiến hành lập phương án dự báo theo các thành phần căn nguyên. Phương án được thiết lập dựa trên cơ sở phương trình cân bằng nước

$$Q = Q_{cs} + Q_m$$

Lập các biểu đồ dự báo

Biểu đồ dự báo được xây dựng qua các bước sau:

B1: Tính dòng chảy cơ sở Q_{cs}

Khi nghiên cứu điều kiện hình thành dòng chảy các sông vùng Primore (Liên Xô), các tác giả đã đưa ra công thức chung để xác định dòng chảy cơ sở là:

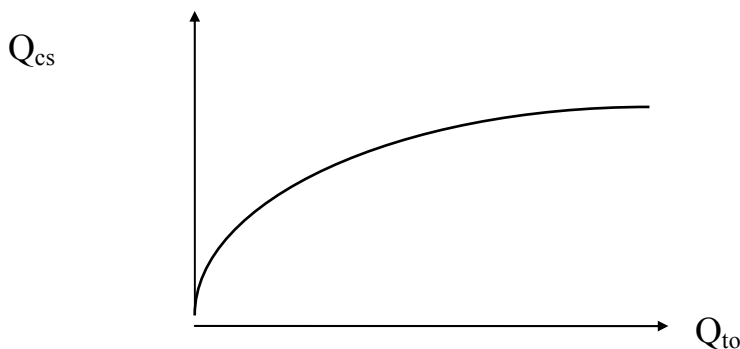
$$Q_{cs} = A(1 - e^{-(Q_{to} - Q_{min})/B}) + c(Q_{to} - Q_{min}) + \overline{Q_{min}} \quad (7.4)$$

- Số hạng thứ nhất $A(1 - e^{-(Q_{to} - Q_{min})/B})$ đặc trưng cho sự tiêu hao nước mặt.

Trong đó :

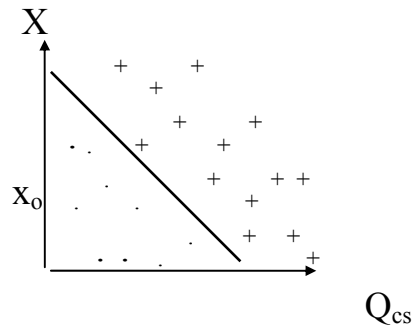
- . Q_{to} là lưu lượng qua mặt cắt không chế tại thời điểm dự báo.
- . Q_{min} là lưu lượng nhỏ nhất được xác định theo đường nước rút chuẩn và phụ thuộc Q_t .
- . A, B là tham số tiêu hao nước mặt.
- Số hạng thứ hai $c(Q_{to} - Q_{min})$ đặc trưng cho sự tiêu hao nước ngầm tầng nông. c : hệ số tiêu hao nước ngầm
- Số hạng thứ ba Q_{min} là thành phần nước ngầm tầng sâu

B2: Lập biểu đồ tương quan $Q_{cs} \sim Q_{to}$



Hình 7.3. Biểu đồ tương quan giữa lưu lượng Q_{to} & Q_{cs}

B3: Chấm điểm quan hệ giữa mưa và dòng chảy cơ sở trên hệ trục tọa độ
Đánh dấu các điểm có mưa sinh dòng chảy.



Hình 7.4 Biểu đồ xác định mưa sinh dòng.

Nhận thấy :Tồn tại một vùng biên giới (đường thẳng) mà các điểm có mưa sinh dòng chảy sẽ nằm về một phía của một đường thẳng và các điểm có mưa không sinh dòng nằm phía bên kia của đường thẳng.

Đường thẳng đặc trưng cho khả năng sinh dòng hay không sinh dòng của lượng mưa gọi là ngưỡng.

Phương trình xác định ngưỡng :

$$x_{ng} = x_0 - a \cdot Q_{cs} \quad (7.5)$$

trong đó $a = \text{tg}\alpha$

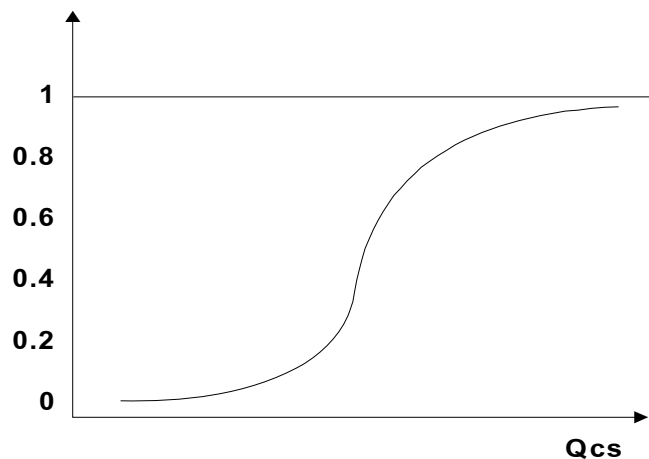
Như vậy $x_i > x_{ng}$ có sinh dòng.

$x_i < x_{ng}$ không sinh dòng.

B4: Từ các điểm mưa sinh dòng xác định hệ số theo công thức:

$$\eta = \frac{Q_m}{X} \quad (7.6)$$

B5: Lập biểu đồ quan hệ $\eta \sim Q_{cs}$ có dạng như sau:



Hình 7.5. Biểu đồ xác định hệ số dòng chảy thẳng với dòng chảy cơ sở

Dự báo dòng chảy tháng theo các biểu đồ căn nguyên:

B1: Tại thời điểm dự báo đã biết lượng trữ Q_{to} xác định Q_{cs} theo công thức trên hoặc hình (7.3)

B2: Xác định mưa có sinh dòng chảy hay không ?

Theo công thức hoặc hình (7.4)

. Nếu $x_{t+1} \leq x_0 - a \cdot Q_{cs}$ thì $Q_m = 0$

. Nếu $x_{t+1} > x_0 - a \cdot Q_{cs}$ thì chuyển sang B3

B3: Tra η trên biểu đồ $\eta \sim Q_{cs}$ (hình 7.5)

B4: Xác định Q_m (dòng chảy từ mưa)

$$Q_m = \eta \cdot X_{t+1}$$

B5: Xác định dòng chảy tổng hợp

$$Q = Q_{cs} + Q_m$$

7.4 Một số phương pháp thống kê trong dự báo khí tượng thủy văn

7.4.1 Phân tích chuỗi thời gian

1- Vài nét về khả năng ứng dụng

Cơ sở ứng dụng các phương pháp phân tích chuỗi thời gian vào dự báo dựa trên giả thiết: ảnh hưởng của các nhân tố chủ yếu xác định xu thế biến đổi của chuỗi thời gian vẫn được duy trì trong thời kỳ dự báo. Trên cơ sở đó xây dựng mô hình toán, sử dụng các thông tin chứa trong các thành phần đã biết của chuỗi để dự báo quá trình này trong tương lai.

Ưu điểm nổi bật của các phương pháp phân tích chuỗi thời gian là chỉ sử dụng một chuỗi số liệu yếu tố cần dự báo. Song đó cũng là hạn chế, vì sự biến đổi của yếu tố trong tương lai không những chỉ phụ thuộc vào các thông tin quán tính, chu kỳ tổng hợp chứa ngay trong chuỗi (nội lực), mà còn phụ thuộc vào sự tác động của các yếu tố bên ngoài.

Các mô hình phân tích chuỗi thời gian thường chỉ nên sử dụng để dự báo cho chuỗi tự nhiên mang tính vĩ mô về mặt thời gian và không gian, thể hiện mạnh mẽ tính chu kỳ và quán tính. Còn những trường hợp sử dụng khác, do nhu cầu phải nhận định biến đổi của chuỗi trong tương lai một vài thời đoạn, mà ngoài chuỗi yếu tố không còn thông tin gì khác, cũng có thể ứng dụng nó.

Có nhiều mô hình phân tích chuỗi thời gian, nhưng có thể chia chúng thành hai hướng chính là:

+ Mô hình ARIMA và các dạng đặc biệt của nó (AR, MA, ARMA).

+ Kết hợp mô hình phân tích điều hoà sau khi loại thành phần xu thế tuyến tính.

2- Mô phỏng chuỗi thời gian bằng Mô hình ARIMA

ARIMA (p, d, q) là tên viết tắt của các từ tiếng Anh (autoregressive-integrated- moving- average) có thể hiểu là tổng hợp chuỗi thời gian theo hai thành phần (tự tương quan AR(P)- trung bình trượt MA(q) và theo d bậc sai phân. Tác giả của mô hình ARIMA là Box và Jenkin và công bố đầu tiên về nó vào năm 1970.

Đây là dạng tổng quát nhất, mà các mô hình tự hồi quy (AR), trung bình trượt (MA) chỉ là các dạng đặc biệt của nó. ARIMA không chỉ mô phỏng tốt các thành phần quan tính mà nó còn mô phỏng được cả các thành phần mang tính, chu kỳ và mùa.

a) Phương trình tổng quát

Mô hình ARIMA(P, d, q) có thể viết dưới dạng tổng quát sau:

$$Y_t^d = \sum_{i=1}^p a_i Y_{t-1}^d + \sum_{j=1}^q b_j \varepsilon_{t-j} + \varepsilon_t \quad (7.7)$$

trong đó: p, d, q là các số nguyên, dương.

a_i và b_j là các hằng số

$$Y_t^d = Y_{t-1}^d - Y_{t-1}^d$$

$$(Y_t^1 = Y_t - Y_{t-1} ; Y_t^2 = DY_t - DY_{t-1}; \dots)$$

Tổng thứ nhất AR(P) là thành phần tự hồi quy. Tổng thứ hai MA(q) là thành phần trung bình trượt và ε_t là sai số ngẫu nhiên.

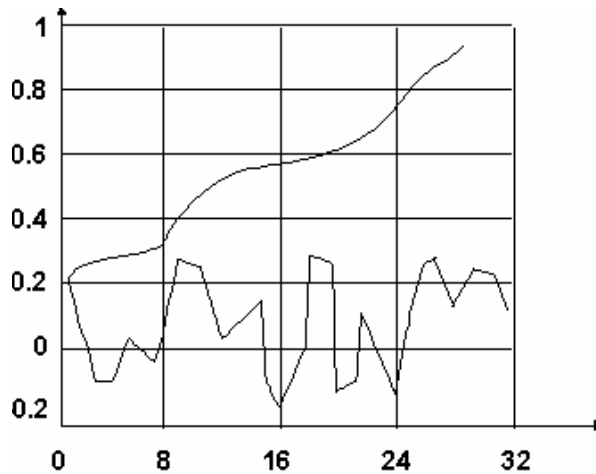
Trong phương trình cơ bản (7.7) ta có ít nhất là p + q tham số và khi bậc sai phân (d) lớn lên thì thuật toán để giải ARIMA trở lên vô cùng phức tạp.

Do tính phức tạp như vậy nên nó còn chưa được ứng dụng rộng rãi trong dự báo khí tượng thủy văn. Hiện nay trong dự báo dòng chảy trung bình năm, mùa và các tháng mùa kiệt người ta mới chỉ ứng dụng dạng đơn giản là AR hoặc ARMA.

b) Điều kiện ứng dụng và số thành phần tối ưu của mô hình AR(P)

Hiệu quả của việc ứng dụng mô hình AR(P) phụ thuộc vào chu kỳ trung bình (T) của hàm tương quan bội (R).

- Công thức kinh nghiệm tính chu kỳ trung bình:



Hình 8.6 Hàm tương quan bội R(k) và hàm tương quan đơn r(k)

$$T = 2 \frac{K_c - K_d}{N - 1} \quad (7.8)$$

Trong đó :

K_c và K_d là hoành độ điểm đầu và điểm cuối của hàm R(k),

N- tổng số điểm quá trình R(k) cắt đường thẳng song song với trục hoành và có tung độ bằng 0.

Hiệu ứng trên được lý giải như sau: khi T càng nhỏ, tần số dao động (N) của hàm R(k) càng lớn và k cũng lớn, trong trường hợp này $r(k) \sim 0$, từ đó suy ra nhiều thành phần trong phương trình tương quan không tham gia làm tăng giá trị hàm tương quan bội R(k).

Kinh nghiệm cho thấy các quá trình tự nhiên của các yếu tố khí tượng

thuỷ văn càng có tính vĩ mô lớn, chu kỳ trung bình càng lớn và giá trị tới hạn về khả năng ứng dụng mô hình AR(P) là $T_k \geq 8$.

Chất lượng của phương trình thực chất lại thể hiện bằng hệ số tương quan $r_{yy'}$ giữa chuỗi tính toán và chuỗi thực đo, hai đặc trưng này đa số trường hợp nhận giá trị bằng nhau, nhưng khi số thành phần của phương trình không tối ưu (dạng thừa), thì chất lượng của phương trình lại bắt đầu giảm và khi ấy $R(k) > r_{yy'}$.

Như vậy giá trị tối ưu của (m') của k đạt khi $r_{yy'} = R(k)$ và nhận giá trị cực đại.

$$R_{m'} = \sqrt{1 - \frac{Dm'}{Dm'-1}} \quad (7.9)$$

Ở đây Dm' và $Dm'-1$ là định thức bậc m' và $m'-1$ và m' thường không vượt quá 30. giá trị tối ưu m' có thể được xác định bằng nhiều cách (đồ giải, tối ưu hoặc thử dần). Để hạn chế sai số trong sơ đồ dự báo bằng mô hình AR(P) cần sử lý thêm thành phần MA(q) và một trong các công cụ hiệu chỉnh theo thời kỳ tiền dự báo.

3- Mô phỏng chuỗi thời gian bằng Phân tích điều hoà

a). Cơ sở phương pháp

Cơ sở phương pháp phân tích điều hoà dựa trên giả thiết rằng chuỗi thời gian bất kỳ (có thể là chuỗi không dừng) sau khi loại bỏ thành phần xu thế tuyến tính là tổ hợp hữu hạn m hàm điều hoà. Trước khi ứng dụng phân tích điều hoà chuỗi thời gian cần phải chuẩn hoá theo trung bình trượt.

- Trung bình trượt được tính theo công thức sau:

$$YTB_t = a t + b, \quad (7.10)$$

Trong đó: a, b là hệ số hằng số

- Trong trường hợp hệ số góc (a) quá nhỏ (thành phần xu thế tuyến tính chiếm tỷ trọng nhỏ), YTB_t sẽ là một hằng số ($YTB = b$).

- Phân tích điều hoà

$$Z_t = X \sum_{i=1}^m [A_i \sin\left(2\pi \frac{i}{P} t\right) + B_i \cos\left(2\pi \frac{i}{P} t\right)] \quad (7.11)$$

Trong đó P là chu kỳ cơ bản; A_i và B_i các hằng số điều hoà $(A_i^2 + B_i^2)^{1/2}$ là biên độ điều hoà.

$$Y_{i,j} = Z_t + YTB_j \quad (7.12)$$

với $A_{(i=m)} = 0$.

Phương trình điều hoà tổng quát (7.11) thực chất là tổng của m điều hoà thành phần.

b) Sơ đồ giải

Sơ đồ giải bắt đầu bằng việc xác định các tham số của từng điều hoà (A_i và B_i) và sau đó là xác định số thành phần tối ưu (m). Nhân cả hai vế của phương trình (8.17) với hàm $\text{SIN}[2\Pi t(i/P)]$ và tiến hành một số biến đổi ta nhận được:

$$A_i = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^N [Z_t \text{SIN}(\frac{2\Pi}{P} t)] \quad (7.13)$$

Khi nhân $\text{COS}[2\Pi t(i/P)]$ vào (8.17) và biến đổi tương tự ta nhận được:

$$B_i = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^N [Z_t \text{COS}(\frac{2\Pi}{P} t)] \quad (7.14)$$

Sau mỗi lần xác định được cặp tham số A_i và B_i , phải tiến hành tách phần đã mô phỏng được bằng j điều hoà ($j=1 \div n/2$) ra khỏi chuỗi ban đầu Z.

$$DZ_{jt} = Z_t - \sum_{i=1}^m [A_i \text{SIN}(\frac{2\Pi}{P} t) + B_i \text{COS}(\frac{2\Pi}{P} t)] \quad (7.15)$$

Lượng thông tin (phương sai thành phần D_i) chứa trong từng điều hoà thành phần được đánh giá qua tỷ trọng cường độ phổ (7.16).

$$D_i = \frac{1}{2} \frac{(A_i^2 + B_i^2)}{\sum_{k=1}^{N/2} (A_k^2 + B_k^2)} \quad (7.16)$$

Số lượng điều hoà thành phần (m) được xác định theo giá trị tổng lũy tích phương sai D_k .

$$\sum_{k=1}^i D_k > D_0 \quad (7.17)$$

Ở đây: Do là số cho trước (độ chính xác). Để khi tổng $\sum D_k$ lớn hơn hoặc bằng Do thì m sẽ nhận giá trị bằng i.

Để giảm số điều hoà thành phần mà vẫn duy trì được tổng phương sai cần thiết, cần chọn một cấu trúc thành phần tối ưu của phương trình tổng điều hoà.

$$Z'_t = \sum_{i=1}^m [A_{i(k)} \text{SIN} \left(2\Pi \frac{i(k)}{P} t \right) + B_{i(k)} \text{COS} \left(2\Pi \frac{i(k)}{P} t \right)] \quad (7.18)$$

trong đó $m_1 < m < N/2$; $i(k)$ bậc điều hoà thành phần được sắp xếp lại theo trật tự mới (phương sai giảm dần).

7.4.2 Các phương pháp vật lý thống kê

1. Mô tả bài toán

Các phương pháp vật lý thống kê được sử dụng tương đối rộng rãi trong việc mô phỏng các yếu tố khí tượng thuỷ văn, đặc biệt khi yếu tố cần mô phỏng dự báo là hàm của nhiều nhân tố ảnh hưởng hoặc các số liệu quan trắc của một số yếu tố bị thiếu. So với phương pháp phân tích chuỗi thời gian, các phương pháp (7.15) có ưu điểm là sử dụng thông tin đầy đủ hơn (nội lực và ngoại lực), vì vậy độ chính xác của nó cũng cao hơn. Nghĩa nội lực là có thể dùng chuỗi yếu tố quá khứ Y với thời gian trễ nhất định, tạo ra nhân tố dự báo "nội lực". Bài toán dự báo theo các phương pháp vật lý thống kê có thể được mô tả khái quát như sau:

- Biến phụ thuộc Y (yếu tố cần dự báo) được hình thành dưới ảnh hưởng của m biến độc lập X_1, X_2, \dots, X_m (các nhân tố dự báo), qua nhiều quan trắc đồng bộ (gắn yếu tố và các nhân tố với thời gian ảnh hưởng t và $t - \tau$) ta có ma trận số liệu phục vụ tính toán.

$$\begin{matrix} Y_1 & X_{1,1} & X_{1,2} & \dots & X_{1,m} \\ Y_2 & X_{2,1} & X_{2,2} & \dots & X_{2,m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \end{matrix} \quad (7.19)$$

$$Y_n \quad X_{n,1} \quad X_{n,2} \quad \dots \quad X_{n,m}$$

- Từ ma trận số liệu (7. 19) bằng một trong các phương pháp Vật lý thống kê xây dựng sơ đồ dự báo yếu tố Y theo các nhân tố X_j, (j=1- m).

Có nhiều phương pháp vật lý thống kê song do điều kiện hạn chế nên trong giáo trình này chỉ trình bày một số phương pháp, mà có khả năng ứng dụng lớn trong khí tượng thủy văn nói chung và trong dự báo một số yếu tố khí tượng thủy văn nói riêng.

2. Phân tích nhiều chiều

a. Mô hình hồi quy tuyến tính bội

Hồi quy tuyến tính bội dựa trên số liệu quan trắc trong quá khứ thiết lập một phương trình tuyến tính, mô tả mối quan hệ giữa yếu tố dự báo với các nhân tố ảnh hưởng.

* Cơ sở toán học

Mô hình hồi quy tuyến tính bội có dạng tổng quát sau:

$$Y_i = a_0 + \sum_{j=1}^m a_j X_{i,j} + \varepsilon_i \quad (7.20)$$

Trong đó . a_j (j = 0- m) là các tham số chưa biết.

. ε_i là sai số ngẫu nhiên.

Các tham số a_j có thể xác định bằng phương pháp tối thiểu hàm mục tiêu S(a):

$$S(a) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Y_i - (a_0 + \sum_{j=1}^m a_j X_{i,j})]^2 \quad (7.21)$$

Lấy đạo hàm thành phần hàm S(a) theo từng tham số a_j và cho bằng 0 ta được hệ phương trình có m+1 ẩn (vì j = 0-m)

$$\frac{dS}{da_j} = 0 \quad (7.22)$$

Sau một loạt khai triển (8.22) theo từng tham số a_j ta có hệ phương trình mà ẩn số là các tham số a_j .

$$\begin{aligned}
 & a_0 + a_1 \sum_{i=1}^n X_{1,i} + a_2 \sum_{i=1}^n X_{2,i} + \dots + a_m \sum_{i=1}^n X_{m,i} = \sum_{i=1}^n Y_i \\
 & a_0 \sum_{i=1}^n X_{1,i} + a_1 \sum_{i=1}^n X_{1,i}^2 + a_2 \sum_{i=1}^n X_{2,i} X_{1,i} + \dots + a_m \sum_{i=1}^n X_{m,i} X_{1,i} = \sum_{i=1}^n Y_i X_{1,i} \\
 & \dots \\
 & \dots \\
 & \dots \\
 & a_0 \sum_{i=1}^n X_{m,i} + a_1 \sum_{i=1}^n X_{1,i} X_{1,i} + a_2 \sum_{i=1}^n X_{m,i} X_{1,i} + \dots + a_m \sum_{i=1}^n X_{2m,i} = \sum_{i=1}^n Y_i X_{1,i}
 \end{aligned}
 \tag{7.23}$$

Coi $X_{j=0} = 1$ đồng thời ký hiệu

$$Y'_j = \sum_{i=1}^n (Y_i X_{j,i}) \quad ; \quad X'_{j,k} = \sum_{i=1}^n (X_{j,i} X_{k,i})$$

và viết hệ phương trình trên dưới dạng ma trận ta được :

$$C = \begin{vmatrix} 1 & X'_{0,1} & X'_{0,2} & \dots & X'_{0,m} \\ X'_{1,1} & X'_{1,1} & X'_{1,2} & \dots & X'_{1,m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ X'_{m,1} & X'_{m,1} & X'_{m,2} & \dots & X'_{m,m} \end{vmatrix} \quad B = \begin{vmatrix} Y'_0 \\ Y'_1 \\ \dots \\ Y'_m \end{vmatrix} \quad A = \begin{vmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \dots \\ a_m \end{vmatrix}$$

hoặc

$$C \times A = B \tag{7.25}$$

và véc tơ tham số hồi qui A sẽ bằng tích của ma trận nghịch đảo C^{-1} với véc tơ B

$$A = C^{-1} \cdot B \quad (7.26)$$

* Một số chỉ tiêu chất lượng

- Hệ số xác định D là tỷ số giữa phương sai được giải thích và phương sai toàn phần

$$D = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i' - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (7.27)$$

Trong đó Y_i' , Y_i là giá trị tính toán và thực đo

\bar{Y} là giá trị trung bình của chuỗi yếu tố

- Sai số chuẩn S của phương trình hồi qui

$$S = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i' - \bar{Y})^2}{n - m - 1} \quad (7.28)$$

m: Số biến ; n: Số quan sát.

- Hệ số tương quan bội $R_y, x_1, x_2, \dots, x_m$

$$R = \frac{S}{1 - S} \quad (7.29)$$

σ_y

- Chỉ tiêu tồn tại của từng hệ số hồi qui (t_j)

$$t_j = \frac{a_j}{S a_j} \quad (7.30)$$

Trong đó . $S a_j$ là sai số chuẩn của hệ số hồi qui a_j .

. Nếu t_j tính toán lớn hơn t_{α} , $(n-m-1)$ tra bảng phân phối Student thì a_j có ý nghĩa trong phương trình.

-Chỉ tiêu tồn tại phương trình hồi qui F

$$F = \frac{n-m-1}{m} \times \frac{R^2}{1-R^2} \quad (7.31)$$

Trong đó

- . R là hệ số tương quan bội .
- . m là số biến nằm trong phương trình.
- . n là độ dài chuỗi tính toán.

Giá trị tính toán $F > F_{\alpha} (n-m-1)$ trong bảng Fisher với mức ý nghĩa α và bậc tự do $(n-m-1)$, thì phương trình trên được coi là ổn định.

* Điều kiện ứng dụng

Mô hình hồi quy tuyến tính bội được ứng dụng trong các điều kiện:

- Các nhân tố dự báo x_1, x_2, \dots, x_m có độ chính xác cao
- Các nhân tố phải có phân phối chuẩn
- Giữa các nhân tố không có tương quan
- Các chuỗi số liệu phải mang tính dừng.

Nói chung các điều kiện trên hầu như không được thoả mãn trong nhiều ứng dụng thực tế. Song tùy theo hoàn cảnh người ta có thể tiến hành các biện pháp sàng lọc, hoặc biến đổi số liệu ban đầu, để hạn chế các vi phạm điều kiện sử dụng trên.

b) Một số phương pháp xử lý thông tin

* Sơ tuyển vectơ nhân tố

Việc sơ tuyển nhân tố bắt đầu bằng những phân tích bản chất vật lý và điều kiện hình thành yếu tố dự báo. Trong dự báo hạn vừa và dài khí tượng thủy văn, sự thành công của bước sơ tuyển phụ thuộc rất lớn vào những phân tích hoàn lưu quy mô lớn. Những kiến thức này cần phải tham khảo ý kiến các nhà Synop có kinh nghiệm dự báo về yếu tố khí tượng thủy văn mà ta quan tâm.

Bước tiếp theo của sơ tuyển là xác định các vùng ảnh hưởng trên từng trường yếu tố bằng một số phân tích thống kê (như phân tích tương quan, phân tích theo hàm khoảng cách phân biệt).

* Chuẩn hoá các trường nhân tố

Tuỳ theo điều kiện số liệu ban đầu (độ lớn và tính đồng nhất về thứ nguyên) chuẩn hoá véc tơ nhân tố có thể thực hiện theo các sơ đồ khác nhau.

1) Khi véc tơ nhân tố không đồng nhất về thứ nguyên, việc đầu tiên là chuẩn hoá loại bỏ thứ nguyên và đưa về dạng phân phối gần với chuẩn $N(0,1)$

$$Z_{i,j} = \frac{X_{i,j} - X_j}{\delta_j} \quad (7.32)$$

2) Khi kích thước véc tơ nhân tố quá lớn, cần sàng lọc tuyển lựa để giảm số nhân tố, và loại sự trùng lặp thông tin trong véc tơ nhân tố (sàng lọc theo chỉ tiêu Fisher, sẽ được trình bày kỹ ở phần sau).

3) Khi sàng lọc theo chỉ tiêu Fisher vẫn chưa đạt, cần xử lý nén thông tin. Công cụ hiệu nghiệm thường dùng cho phương án này là phân tích véc tơ nhân tố theo hàm trực gian tự nhiên.

4) Khi véc tơ nhân tố bao gồm nhiều trường nhân tố, cần tiến hành nén thông tin theo từng trường và sau đó tiến hành sàng lọc nhân tố mới (các hệ số phân tích) trước khi đưa vào tính toán thiết lập phương trình hội quy.

* Sàng lọc nhân tố theo chỉ tiêu F

Sàng lọc là kết hợp hai quá trình tuyển và loại nhân tố theo đóng góp

thông tin dự báo của nhân tố trong tập các nhân tố đã được lựa chọn.

- Quá trình tuyển bắt đầu từ việc lựa chọn nhân tố đầu tiên có tương quan lớn nhất với yếu tố dự báo. Sau mỗi lần tuyển nhân tố ma trận tương quan riêng được tính lại để loại bỏ ảnh hưởng nhân tố vừa được tuyển. Nhân tố được xét tuyển tiếp theo là nhân tố có hệ số tương quan riêng lớn nhất với yếu tố, và điều kiện đủ để được tuyển là chỉ tiêu F tính phải lớn hơn hoặc bằng Chỉ tiêu F chuẩn (tra theo bảng Fisher phụ thuộc vào bậc tự do và mức ý nghĩa). Quá trình tuyển được tiến hành đến khi F tính của các nhân tố còn lại đều nhỏ hơn F chuẩn.

$$F_{y,x,c} = r_{y,x,c}^2 (n-k-2)/(1-r_{y,x,c}^2) \quad (7.33)$$

Ở đây k là số nhân tố đã được tuyển, $r_{y,x,c}$ - hệ số tương quan riêng tính cho các nhân tố thuộc tập (c) nằm ngoài phương trình hồi quy.

$$r_{y,x,c} = \frac{r_{y,x,c} - r_{y,c} r_{x,c}}{\sqrt{(1-r_{y,c}^2)(1-r_{x,c}^2)}} \quad (7.34)$$

- Quá trình loại là quá trình ngược lại của quá trình tuyển, nó bắt đầu bằng tập nhân tố giả thiết đầy đủ ban đầu và từng bước loại dần các nhân tố chứa ít thông tin dự báo hoặc có tương quan cao với nhân tố nào đó đã có trong phương trình.

Lần loại đầu tiên dành cho nhân tố có hệ số tương quan thành phần nhỏ nhất với yếu tố dự báo. Nhưng điều kiện đủ là F tính (loại) nhỏ hơn F chuẩn. Sau khi loại một yếu tố cần tính lại ma trận tương quan riêng với tập nhân tố còn lại trong phương trình hồi quy (c'). Các lần loại tiếp theo cũng được tiến hành giống như loại lần đầu và quá trình này kéo dài cho tới khi F tính của tất cả nhân tố còn lại trong phương trình hồi quy lớn hơn F chuẩn.

Chỉ tiêu $F_{y,x,c'}$ và hệ số tương quan riêng ($r_{y,x,c'}$) viết cho quá trình loại khác với viết cho quá trình tuyển là tập nhân tố bên trong và ngoài phương trình (c'-trong; c-ngoài).

3. Phân tích tương tự

Phân tích tương tự cho rằng điều kiện giống nhau của véc tơ nhân tố ảnh hưởng là cơ sở cho sự lặp lại một "bức tranh quá khứ trong tương lai".

Điểm mạnh của phân tích tương tự là ngoài độ chính xác của ma trận số liệu ban đầu (7.19) nó không yêu cầu các điều kiện khác như sự đòi hỏi của mô hình hồi quy tuyến tính bội. Đồng thời phân tích tương tự ứng dụng tốt cho cả những trường hợp tương quan của yếu tố với nhân tố là phi tuyến. Và nếu trong các phương pháp được xem xét trước đây chỉ dự báo được một đặc trưng của yếu tố, thì phân tích tương tự cùng một lúc có thể dự báo cho cả một vectơ yếu tố với nhiều đặc trưng. Ví dụ, như khi dự báo dòng chảy mùa lũ, thì véc tơ yếu tố báo gồm đỉnh lũ lớn nhất năm là: Mực nước lớn nhất (Hmax) và thời gian xuất hiện của nó.

a) Cơ sở toán học

Ta coi m nhân tố dự báo là những phần tử của vectơ trong không gian m chiều. Mức tương tự được biểu diễn qua khoảng cách giữa các điểm xác định bằng các vectơ nhân tố tương ứng $X(x_{i,1}, x_{i,2}, \dots, x_{i,m})$ với vectơ xuất phát dự báo $X(x_{o,1}, x_{o,2}, \dots, x_{o,m})$.

Trong việc xác định mức tương tự người ta thường dùng những khoảng cách sau:

* Hàm khoảng cách theo dấu

$$D(X_o, X_i) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m G_j \tag{7.35}$$

$$\text{Với } G_j = \begin{cases} 1 & \text{khi } (x_{i,j} - x_j) \cdot (x_{o,j} - x_j) > 0 \\ 0 & \text{khi } (x_{i,j} - x_j) \cdot (x_{o,j} - x_j) < 0 \end{cases}$$

* Hàm khoảng cách Ocolit mở rộng

$$D(X_o, X_i) = \left[\frac{1}{m} \sum_{j=1}^m K_j (x_{i,j} - x_{o,j})^2 \right]^{1/2} \tag{7.36}$$

* Hàm khoảng cách Hemming

$$D(X_0, X_i) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m K_j |x_{i,j} - x_{0,j}| \quad (7.37)$$

ở đây . X_0 là véc tơ nhân tố xuất phát dự báo

. K_j là hệ số tỷ trọng của nhân tố dự báo x_j

Do điều kiện không đồng nhất về thứ nguyên và sự khác nhau về giá trị tuyệt đối, thường không dùng trực tiếp véc tơ nhân tố $X(x_1, x_2, \dots, x_m)$ mà dùng nó ở dạng chuẩn hoá.

$$Z_{i,j} = \frac{x_{i,j} - x_j}{\sigma_j} \quad (7.38)$$

Hệ số tỷ trọng K_j có nhiều phương pháp xác định. Trong trường hợp đơn giản có thể dùng hệ số tương quan tuyến tính R giữa nhân tố x với yếu tố dự báo Y thay cho hệ số tỷ trọng K_j

Qui tắc quyết định dự báo theo phương pháp tương tự là :

$$Y(X_0) = Y(X_i)$$

Nếu như $D(X_0, X_i) = \min D(X_0, X_e)$ với $e = 1, 2, \dots, n$

ở đây i là chỉ số hình thể

b) Một số sử lý trong ứng dụng

Trong nhiều năm qua hàm tương tự dấu (7.35) được sử dụng rộng rãi trong dự báo khí tượng thủy văn hạn dài đặc biệt là dự báo thủy văn hạn dài. Phương pháp xác định mức tương tự theo hàm dấu (7.35) khá đơn giản, khối lượng tính toán không nhiều. Tuy vậy, hàm dấu (7.35) còn có nhiều hạn chế, mang nhiều định tính hơn định lượng và chưa chú ý tới tỷ trọng (K_j) đóng góp của từng nhân tố trong việc hình thành yếu tố.

Để khắc phục các tồn tại nói trên và nâng cao mức bảo đảm của phương pháp nhận dạng, mức tương tự được xác định bằng khoảng cách Ócolit mở rộng (7.36) với chuẩn hoá (7.37) và hệ số tỷ trọng $K_j = r_{y,x_j}$.

Bài toán dự báo khí tượng thủy văn hạn dài có những đặc thù riêng:

điều kiện hình thành quá phức tạp, tập nhân tố được tuyển chọn $X (x_1, x_2, \dots, x_m)$ chưa mô tả nổi một cách đầy đủ quá trình hình thành yếu tố. Hơn nữa, ngay trong tập nhân tố cũng chứa những sai số nhất định ảnh hưởng trực tiếp tới chất lượng dự báo. Chính vì những nguyên nhân này mà khi quyết định trị số dự báo phải dựa trên sự phân tích khoảng cách $D(X_o, X_i)$ của một nhóm năm tương tự.

+ Trường hợp thứ nhất- khoảng cách $D(X_o, X_i)$ của năm gần nhất (i) nhỏ hơn nhiều lần so với những khoảng cách khác $D(X_o, X_e)$ với $e \neq i$, thì trị số dự báo được quyết định theo $Y (X_i)$.

+ Trường hợp thứ hai- khoảng cách $d(X_o, X_i)$ của năm gần nhất i không nhỏ hơn nhiều so với một số khoảng cách $D(X_o, X_e)$, tạo thành nhóm năm tương tự ngang mức. trường hợp này lại được phân thành hai trường hợp nhỏ.

- Nếu trị số yếu tố Y của các năm trong nhóm tương tự không khác nhau nhiều (năm ở cùng pha: dưới trung bình, xấp xỉ trung bình hoặc trên trung bình), thì giá trị dự báo $Y (X_o)$ được tính theo công thức (7.39)

$$Y'_o = \frac{1}{m_o} \sum_{e=1}^{m_o} Y_e \quad (7.39)$$

trong đó m_o - số năm của nhóm tương tự gần nhất.

- Nếu trị số yếu tố dự báo Y của những năm trong nhóm tương tự ngang mức lại nằm ở các pha khác nhau, thì cần tham khảo kết quả dự báo của một số phương pháp khác, Hoặc Y của năm "tương tự ngược" để loại bớt đi các giá trị kém tin cậy. Số giá trị Y còn lại được sử dụng để xác định Y_o dự báo theo công thức (7.39)

Trong quá trình tính toán và dự báo cần tiến hành thử dần lần lượt các tổ hợp vectơ nhân tố, để tìm tổ hợp đáp ứng suất đảm bảo lớn nhất. Sơ đồ tính toán và dự báo được trình bày trong hình 8.7

Chương trình tính toán và dự báo theo sơ đồ đã được xây dựng và đưa vào dự báo nghiệp vụ tại Trung Tâm Quốc gia Dự báo khí tượng thủy văn.

4. Phương pháp Thống kê khách quan

Phân tích tương tự là một trong các phương pháp vật lý thống kê thông

dụng trong dự báo khí tượng thủy văn hiện nay. Khác với các phương pháp nghiên cứu ở trên, thống kê khách quan là mô hình không tham số, xác suất xuất hiện yếu tố dự báo Y (trong ngưỡng nhất định) được xác định theo p không gian hai chiều (biểu đồ dự báo).

Trong thống kê khách quan yếu tố dự báo Y không mang giá trị thực mà được gán các giá trị của lớp. Trừ lớp đầu và lớp cuối, mỗi lớp giới hạn bằng một ngưỡng, các lớp còn lại được giới hạn bởi hai ngưỡng. Như vậy nếu có K lớp, thì cần có K-1 ngưỡng và bài toán bắt đầu bằng việc phân lớp chuỗi yếu tố.

Lớp	Y1		Y2				Yk-1
Yk							
Ngưỡng	S1	S2				Sk-2	Sk-1

a) Phân lớp yếu tố

Tùy theo biên độ dao động, và dung lượng (n) của ma trận số liệu quan trắc (4.2.1) mà độ phân dải giữa các lớp của chuỗi yếu tố {Y}n sẽ khác nhau. Trong dự báo lượng mưa số lớp có thể là 3 (dưới trung bình $X_i > 0.8 X_{TB}$; trung bình $0.8 X_{TB} < X_i < 1.2 X_{TB}$ và trên trung bình $X_i > 1.2 X_{TB}$), trong dự báo đỉnh lũ số lớp có thể là 5 (1- rất nhỏ; 2- nhỏ; 3- vừa; 4- lớn; 5- rất lớn) v.v.... Độ phân dải của các ngưỡng càng cao giá trị dự báo càng cụ thể, song mức đảm bảo của phương pháp lại bị hạn chế. Vì vậy khi đánh giá phương pháp cần phải gắn với độ phân dải giữa các lớp.

Giả sử chuỗi yếu tố cần phân thành K lớp và cần phải có K-1 ngưỡng. Các ngưỡng có thể được xác định bằng 1 trong 4 cách sau:

Cách 1: Tùy ý (theo chủ quan và kinh nghiệm)

Cách 2: Lấy $S_l = 1 (S_{max} - S_{min})/K$ (l=1,K)

Cách 3: Chia đều số phần tử của chuỗi cho K lớp.

Cách 4: Chia theo tần suất. Tiến hành vẽ đường tần suất, xác định S với các tần suất $P_l\%$ (l=1,K-1).

Lớp 1: gồm các ô có Y_i lớn hơn hoặc bằng S_1

Lớp 2: gồm các ô có Y_i nhỏ hơn hoặc bằng S_1 và lớn hơn S_2

.....

Lớp K: gồm các ô có Y_i nhỏ hơn hoặc bằng S_{K-1}

b) *Thống kê dự báo*

Từ tập số liệu (7.19) trừ cột yếu tố, tiến hành tổ hợp chéo các cặp nhân tố X_i, X_j ($i, j = 1 - m$). Mỗi cặp nhân tố trên tạo ra một không gian 2 chiều (biểu đồ thành phần), được xác định bởi 2 trục số X_i và X_j cắt nhau vuông góc tại giá trị trung bình của chúng, chia không gian 2 chiều thành 4 miền. Mỗi miền được xác định bằng một hệ bất phương trình (7.40)

$$\begin{array}{c}
 \bar{X}_i \\
 \\
 \begin{array}{cc}
 \text{I} & \text{II} \\
 \hline
 X_{it} > X_i & X_{it} > X_i \\
 X_{jt} > X_j & X_{jt} > X_j \\
 \hline
 X_{it} < X_i & X_{it} < X_i \\
 X_{jt} < X_j & X_{jt} < X_j \\
 \hline
 \text{IV} & \text{III}
 \end{array}
 \end{array}
 \tag{7.40}$$

Với m nhân tố ta có M không gian 2 chiều

$$M = \frac{1}{m} (m^2 + m)
 \tag{7.41}$$

Tiến hành thống kê số lần xuất hiện các lớp Y_l ($l = 1 \div K$) trong mỗi miền của không gian và lưu trữ trong mảng 3 chiều U . Mảng U có đặc tính sau :

- Đối với một tán đồ e bất kỳ

$$\sum_{g=1}^4 \sum_{l=1}^K U_{g,le} = n
 \tag{7.42}$$

-Đối với tổ hợp chập M' biểu đồ thành phần

$$\sum_{g=1}^4 \sum_{l=1}^K \sum_{e=1}^{M'} U_{g,l,e} = n \cdot M' \quad (7.42)$$

Trong đó

- g- Chỉ số miền
- l - Chỉ số lớp (cấp)
- e- Chỉ số không gian (biểu đồ)
- K- Số lớp
- M'- Số không gian

Phương pháp thống kê khách quan coi tổng số lần xuất hiện của từng cấp Y_1 trong từng miền của các không gian 2 chiều là khả năng xuất hiện cấp Y_1 trong tương lai. Khả năng trung bình xuất hiện cấp Y_1 của M' không gian trong n quan trắc được xác định bởi biểu thức trên. Khả năng xuất hiện cấp yếu tố Y_1 của năm bất kỳ theo M' không gian được xác định bằng độ lệch $DZ_{l,t}$.

$$Z_{tbl} = \frac{1}{n} \sum_{e=1}^{M'} \sum_{t=1}^n U'_{l,e,t} \quad (7.43)$$

ở đây U' là mảng chứa các thống kê dự báo kiểm tra, có kích thước K M'n

$$DZ_{l,t} = | \text{Max } Z_{l,t} - Z_{tbl} | \quad (7.44)$$

Dự báo được coi là đúng khi lớp dự báo Y'_1 trùng với lớp thực tế Y_1 xảy ra. Mức bảo đảm (P%) của sơ đồ dự báo là tỷ số phần trăm số lần dự báo đúng trên tổng số lần dự báo.

Trên cơ sở các biểu thức (7.44) và (7.45) tiến hành tổ hợp chập các không gian 2 chiều để xác định chuỗi suất bảo đảm tương ứng $|P^{M'} \max | M$

Sơ đồ dự báo có cấu trúc tối ưu là sơ đồ có suất bảo đảm cao nhất và có chứa số không gian ít nhất. Chương trình tính toán và dự báo đã được lập và đang sử dụng trong dự báo nghiệp vụ tại phòng Dự báo Thủy văn, Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn.

Ví dụ: Dự báo theo kiểu lập bảng Quá trình dự báo kiểm tra và dự báo nghiệp

vụ được tiến hành như nhau, chỉ khác nhau trong công tác thu thập thông tin dự báo. Quá trình đó được tiến hành như sau:

Giả sử ta đã có m biểu đồ dự báo thành phần (7.40) trước mỗi lần dự báo (t) ta có các giá trị $X_{1,t}, X_{2,t}, \dots, X_{m,t}$.

- 1) Tra theo mỗi biểu đồ $e(X_i, X_j)$ ta xác định được xác suất trung bình xuất hiện các lớp yếu tố $Y_{Pt, l}$ ($l=1\dots k$). theo 1 biểu đồ (hình 7.3).2) Làm tương tự với m biểu đồ ($e=1\dots m$) ta sẽ có xác suất trung bình theo m biểu đồ $PTBt, l$. 3) Làm tương tự cho n quan trắc ($t=1\dots n$) ta tính được xác suất trung bình xuất hiện của k lớp yếu tố Y theo m biểu đồ và theo n lần quan trắc.4) Tiến hành xác định độ lệch DPl, t của từng lớp, của từng lần quan trắc t.5) Chọn lớp dự báo Yl, t theo độ lệch $Max(DPl, t)$.

X2						
Lớp	Số lần xuất hiện		Lớp	Số lần xuất hiện		
		50 -				
1	0		1	0		
2	1		2	3		
3	4		3	5		
4	4		4	0		
		40 —				
X3						
	16	17	18	19	20	21
			30 -			
Lớp	Số lần xuất hiện		Lớp	Số lần xuất hiện		
1	1		1	0		
2	2		2	2		
3	7	— 20	3	7		
4	0		4	2		

Hình 7.7 Thí dụ về một biểu đồ dự báo thành phần ($i=2, j=3$).

Ghi chú: (Trong hình 7.7)

X1- tổng số ngày mưa của các tháng 11,12,và tháng 1 năm sau, trung bình là 36,8 ngày;

X3- nhiệt độ trung bình tháng của 3 tháng trên, trung bình là 18O_c)

Bảng 7.1. Ví dụ về một phần bảng dự báo kiểm tra của phương án dự báo đỉnh lũ năm cho trạm Nam Đàn- s. Cả, bằng cách lập bảng (với k = 4, m=7)

Năm	Lớp k=4	Số lần xuất hiện Lớp lũ theo 7 biểu đồ dự báo thành phần							Tổng				Độ lệch	Dự báo	Thực đo	Đánh giá
		1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	1	13	14	15	16	17
1957	1	1	0	0	1	0	0	1	2	10	30	19	-0.1	*	8	đúng
	2	3	1	2	1	1	1	0					-3.0			
	3	5	6	4	4	4	5	2					-0.2			
	4	2	3	2	4	2	3	3					7.9			
1958	1	0	0	0	0	1	0	1	2	9	25	13	-0.1	*	*	Sai
	2	0	1	0	2	1	2	3					-4.0			
	3	3	6	2	4	3	2	5					-5.2			
	4	2	3	1	0	3	2	2					1.9			
—																
1992		0	0	1	0	0	0	0	1	9	32	13	-1.1	*	*	Đúng
		0	1	2	1	1	2	2					-4.0			
		3	6	4	4	3	6	6					1.8			
		2	3	2	4	1	1	0					1.9			
									2.1		30.2					
Giá trị trung bình theo 36 năm(57-92)										13		11	Mức bảo đảm (Nd/N)100=75%			

Các số trong từng cột (từ 2 đến 9) theo mỗi năm chúng bị biến đổi phụ thuộc vào góc (miền) xác định của từng năm theo $X_{t,i}$ và $X_{t,j}$.

7.4.3. Một số nhận xét và định hướng ứng dụng

Trong báo cáo đã trình bày một cách hệ thống cơ sở các phương pháp thống kê, định hướng cho dự báo khí tượng thủy văn. Về phương pháp tính của một số mô hình trên có thể tìm thấy trong nhiều tài liệu, nhưng trong báo cáo này người đọc có thể tìm thấy ngay sơ đồ ứng dụng và rất tiện cho việc lập trình cho máy vi tính. Việc lựa chọn một trong các phương pháp tính trên

để xây dựng phương án dự báo, phụ thuộc trước tiên vào điều kiện đảm bảo thông tin dự báo, kho số liệu lưu trữ và sau đó mới đến khả năng mô tả các quá trình hình thành yếu tố dự báo. Các mô hình phân tích chuỗi thời gian có ưu điểm là không đòi hỏi số liệu về các nhân tố dự báo ngoài chuỗi yếu tố liên tục tới thời điểm làm dự báo. Song chúng chỉ thích hợp để dự báo các yếu tố khí tượng thủy văn mang tính vĩ mô cả về không gian và thời gian. Khi quá trình biến đổi của chuỗi yếu tố trong thời gian dự báo bị chi phối chủ yếu bằng các tác động từ phía ngoài thì ứng mô hình phân tích chuỗi thời gian trở nên kém hiệu quả.

Các mô hình vật lý thống kê có ưu điểm là sử dụng thông tin phong phú hơn, mức bảo đảm của chúng thường cao hơn, song chúng chỉ ứng dụng được trong những điều kiện có thông tin về các tập nhân tố. Một số các phương pháp trên đã được nghiên cứu ứng dụng tại phòng Dự báo thủy văn trên máy vi tính dự báo cho một số yếu tố như đỉnh lũ năm của một số hệ thống sông chính (Đà, Hồng, Thái Bình, Mã, Cả, Cửu Long. ..), dòng chảy năm đến hồ Thác Bà, đôi khi còn dùng trong dự báo tháng dòng chảy các sông. Mức bảo đảm đạt trung bình từ 68 đến 75%.

Riêng phương pháp thống kê nhiều chiều có thể ứng dụng tốt cho dự báo khí tượng thủy văn hạn vừa ($DT = 5, 10$ ngày), song do điều kiện chưa cho phép nên nó mới chỉ được ứng dụng một phần nhỏ. Nếu được sự đầu tư của tổng cục một cách thích đáng phương pháp này chắc chắn sẽ nâng cao đáng kể chất lượng dự báo Thủy văn hạn vừa tại Cục dự báo nói riêng và của cả nước nói chung.

7.5 Công nghệ dự báo

7.5.1 Khái niệm chung.

Những nghiên cứu gần đây nhất đã tổng kết và thừa nhận rằng, trong dự báo thủy văn hạn dài, quá trình hình thành các yếu tố dự báo thủy văn (như đỉnh lũ; dòng chảy trung bình; dòng chảy nhỏ nhất) mùa, năm quá phức tạp. Thành phần quán tính của lưu vực trong véc tơ dự báo không còn mang ý nghĩa đáng kể, các thông tin dự báo quan trọng là các yếu tố khí tượng, mang tính vĩ mô về không gian và thời gian. Các mô hình được dùng trong dự báo

thủy văn hạn dài là các phương pháp thống kê và yếu tố dự báo quan trọng nhất là đỉnh lũ năm.

Dự báo đỉnh lũ năm từ các điều kiện mùa đông và mùa xuân đã được ứng dụng nhiều năm nay ở cục Dự báo Khí tượng Thủy văn. Cho đến năm 1987 do các phương tiện tính còn hạn chế, các phương pháp dự báo thủy văn hạn dài bị hạn chế nhiều mặt (số phương pháp ít, sơ đồ dự báo đơn giản). Các phương án dự báo là các biểu đồ hợp trục, các bảng thống kê, ít có điều kiện cập nhật số liệu và tìm kiếm cấu trúc tối ưu và rất hạn chế về mặt khai thác thông tin.

Từ khi có trang bị máy vi tính, các phương pháp trên được ứng dụng ở mức cao hơn và hoàn thiện hơn, đồng thời nhóm nghiên cứu của phòng dự báo cũng đã đưa vào ứng dụng thêm một số mô hình mới.

Cơ sở phương pháp tính các mô hình dự báo hạn dài đã được trình bày cụ thể trong phần trên, trong phần này chỉ giới thiệu sơ đồ công nghệ dự báo. Sau khi làm quen với chương này, sinh viên có thể thực hành dự báo bằng công nghệ này tại Trung tâm Quốc gia dự báo khí tượng thủy văn.

7.5.2 Cơ sở dữ liệu

1. Yếu tố dự báo

Yếu tố dự báo là một trong các đặc trưng của mực nước hoặc lưu lượng trong mùa (giá trị lớn nhất- Y_{max} , trung bình- Y_{tb} , nhỏ nhất- Y_{min}) của các trạm thủy văn trong bảng 5.1. Sơ đồ mạng lưới các trạm khí tượng thủy văn sử dụng trong đề tài được trình bày trong hình 5.1

2 Nhân tố dự báo

Nhân tố dự báo được lựa chọn theo kinh nghiệm và kết quả tính toán hệ số tương quan giữa yếu tố dự báo và các đặc trưng khí tượng (Bảng 7.3).

Đã tiến hành thu tập và tổng hợp số liệu khí tượng của các trạm khí hậu chính trên các lưu vực sông lớn và nằm rải tương đối đều trên khắp cả nước (bảng 7.4 và hình 7.8).

Bảng 7.2. Danh sách các trạm thủy văn
(Số thứ tự là mã trong tên File " Q??.MAX")

TT	Tên trạm	Tên sông	Năm bắt đầu có SL liên tục
01	Hoà Bình	Đà	
02	Hà Nội	Hồng	
03	Phả Lại	Thái Bình	
04	Giàng	Mã	
05	Nam Đàn	Cả	
06	Trị An	Đồng Nai	
07	Thác Bà	Chảy	
08	Huế	Hương	
09	Câu Lâu	Đà Rằng	
10	Trà Khúc	Trà Khúc	
11	Tuy Hoà	Đà Rằng	
12	Châu Đốc	Tiền	

Số liệu khí tượng gốc gồm các bảng giá trị trung bình, lớn nhất và nhỏ nhất của các nhân tố khí tượng (Bảng 9.3) trong các tháng (từ tháng 1 đến tháng 12) của tất cả các năm quan trắc (thường là từ 1956...1960 đến 1993)

Bảng 7.3 Các nhân tố khí tượng

TT	Tên nhân tố	Ký hiệu trong tên File
1	Số ngày mưa	RN
2	Tổng lượng mưa	RB
3	Nhiệt độ trung bình	TB
4	Nhiệt độ tối cao	TX
5	Nhiệt độ tối thấp	TI
6	Áp suất trung bình	PB
7	Áp suất tối cao	PX
8	Áp suất tối thấp	PI
9	Độ ẩm TD trung bình	HB
10	Độ ẩm TD thấp nhất	HI
11	Tổng lượng bốc hơi TB	EB
12	Tổng lượng bốc hơi lớn nhất	EX

Bảng 7.4. Danh sách các trạm khí hậu được sử dụng lấy số liệu
(Số thứ tự là mã trong tên File " Q??.MAX")

TT	Tên trạm	Tỉnh	Năm bắt đầu có SL liên tục
01	Lai Châu	Lai Châu	
02	Sa Pa		
03	Ha Giang		
04	Phủ liễn	Hải Phòng	
05	Láng	Hà Nội	
06	Thanh Hoá	Thanh Hoá	
07	Vinh	Nghệ An	
08	Huế		
09	Đà Nẵng		
10	Quy Nhơn		
11	Nha Trang		
12	Playku	Playku	
13	Tân sơn Nhất	Thành phố HC M	

7.5.3 Mô tả công nghệ

1. Mô tả chung

Công nghệ được xây dựng thành phần mềm khép kín, mềm dẻo thuận tiện với các chức năng:

- Biên tập, sửa chữa và bổ sung số liệu
- Dự báo theo các phương pháp (điều hoà, thống kê khách quan, nhận dạng và hồi quy từng bước).
- Kết thúc quay về hệ điều hành DOS

Mỗi chức năng được mô phỏng bằng một chương trình máy tính. Các chương trình (chức năng) được liên kết bằng một chương trình quản lý (bảng 7.5)

Bảng 7.5 Các chương trình

TT	Chức năng	Tên chương trình
1	Biên tập số liệu	TURBO.EXE
2	Dự báo bằng phương pháp Phân tích điều hoà	DHOA.EXE
3	Dự báo bằng phương pháp Thông kê khách quan	BATQUAI1.EXE
4	Dự báo bằng phương pháp Nhận dạng	TTU.EXE
5	Dự báo bằng phương pháp Hồi quy từng bước	HQ2.EXE
6	Chương trình quản lý	TBKT.EXE

2 Mô tả các loại FILE số liệu

Yếu tố dự báo (INPUT-1): Q01.MAX (thí dụ tên file yếu tố lưu lượng lớn nhất năm trạm Hoà Bình sông Đà, có mã là "01" trong bảng 7.2).

Bảng nhân tố (INPUT-2): RN01BANG.TTU (thí dụ tên file tổng số ngày mưa "RT" trạm Lai Châu, có mã số "01" trong bảng 7.4).

File dùng để tính trong các mô hình: Q01KH.MAX (thí dụ tên file để dự báo lưu lượng lớn nhất năm trạm Hoà Bình s. Đà, có mã là "01" trong bảng 1). Trong tên file Q- là ký hiệu yếu tố, hai chữ số tiếp theo "01" là mã trạm thuỷ văn; KH- Viết tắt của hai chữ khí hậu; MAX- chuỗi dòng chảy lớn nhất.

* Nội dung file Q??KH.MAX, [Q??KH.TB], [Q??KH.MIN]

- Phần đầu file mô tả kích thước mảng yếu tố và nhân tố, gồm 3 dòng: dòng 1 tiêu đề file số liệu, dòng 2 giải thích cho dòng 3 và dòng 3 có 2 số: Số thứ nhất N- độ dài chuỗi (lấy từ INPUT-1), số thứ hai M- số nhân tố và yếu tố (tính từ INPUT-2).

- Phần nội dung chính của file:
- Chuỗi năm quan trắc
- Chuỗi nhân tố 1

- Chuỗi nhân tố 2
- Chuỗi nhân tố M - 1
- Chuỗi yếu tố

(Mỗi chuỗi gồm 1 hàng đầu là title, các hàng sau là các số)

File kết quả dự báo: Q01.KQ

3 Các màn hình lựa chọn trong công nghệ

Chọn yếu tố (INPUT-1)

CHỌN YẾU TỐ DỰ BÁO
 (cho phương pháp dự báo tương tự)

TT	Tên trạm	Tên sông
01	Hoà Bình	Đà
02	Hà Nội	Hồng
03	Phả Lại	Thái Bình
04	Giàng	Mã
05	Nam Đàn	Cả
06	Trị An	Đồng Nai
07	Thác Bà	Chảy
08	Huế	Hương
09	Câu Lâu	Đà Rằng
10	Trà Khúc	Trà Khúc
11	Tuy Hoà	Đà Rằng
12	Châu Đốc	Tiền

Max

Tr.Bình

Min

Hình 7.8 Màn hình Input chọn yếu tố dự báo

(Dùng các phím ←, ↑, →, ↓ và Enter để lựa chọn yếu tố dự báo)

Chọn nhân tố (INPUT-2)

CHỌN NHÂN TỐ DỰ BÁO
(cho phương pháp dự báo tương tự)

TT	NHÂN TỐ	TT	TRẠM KHÍ HẬU
1	Số ngày mưa	01	Lai Châu
2	Tổng lượng mưa	02	Sa Pa
3	Nhiệt độ trung bình	03	Hà Giang
4	Nhiệt độ tối cao	04	Phủ Liễn
5	Nhiệt độ tối thấp	05	Láng
6	Áp suất trung bình	06	Thanh Hoá
7	Áp suất tối cao	07	Vinh
8	Áp suất tối thấp	08	Huế
9	Độ ẩm TD trung bình	09	Đà Nẵng
10	Độ ẩm TD thấp nhất	10	Quy Nhơn
11	Tổng lượng bốc hơi TB	11	Nha Trang
12	Tổng lượng bốc hơi lớn nhất	12	Playku
		13	Tân Sơn Nhất

Mã trạm	Nhân tố được chọn									

Hình 7.9 Màn hình Input chọn nhân tố dự báo

(Dùng các phím ←, ↑, →, ↓ và Enter để chọn, Esc- Kết thúc quá trình chọn)

7.5.4 Hướng dẫn sử dụng

Bước 1.- Khởi tạo công nghệ dự báo thủy văn hạn dài:

[C:],D:\. ...>tbkt [Enter]

Bước 2.- Cập nhật số liệu: Chọn chức năng 1 trong hệ thực đơn và gọi các bảng nhân tố ra để bổ sung số liệu mới.

Bước 3.- Chuẩn bị file số liệu tính (Q? ?KH.MAX): Chọn chức năng 2 trong hệ thực đơn. Theo hướng dẫn sử dụng các màn hình chọn các yếu tố và nhân tố dự báo.

Bước 4.- Dự báo và ra bản tin: Chọn chức năng 3,4,5 hoặc 6, theo dõi và trả lời các câu hỏi trên màn hình.

Bước 5.- Chuẩn bị máy in để in kết quả dự báo.

7.5.5 Một số nhận xét và kết luận

Công nghệ đã được xây dựng một cách nghiêm túc. Đã thu thập và tổng hợp được số liệu mực nước hoặc lưu lượng của 11 trạm thủy văn trên các sông chính của cả nước, và số liệu (các nhân tố) khí tượng của 13 trạm khí hậu của các tháng trong năm với thời kỳ quan trắc từ 30 đến 35 năm.

Đã thống nhất lại tên và cấu trúc các files số liệu không những cho phương pháp nhận dạng mà còn cho tất cả các phương pháp khác đang sử dụng trong dự báo nghiệp vụ.

Đã hoàn thiện thêm sơ đồ tìm cấu trúc tối ưu, tự động loại bỏ những nhân tố chứa ít thông tin dự báo hoặc chứa thông tin trùng lặp trong các nhân tố khác trong vectơ nhân tố.

Công nghệ được thiết kế bằng hệ thực đơn với các chức năng cần thiết, rất thuận tiện cho người sử dụng và rút ngắn thời gian thao tác dự báo nghiệp vụ. Do khối lượng số liệu lớn, thời gian thu thập số liệu không theo kịp tiến độ, nên công nghệ chưa có điều kiện kiểm chứng cho tất cả các trạm thủy văn đã lựa chọn trong bộ số liệu mới và chưa đánh giá được đầy đủ về chất lượng của công nghệ. Tuy nhiên qua dự báo thử nghiệm cho một số trạm (Hoà Bình, Hà Nội, Phả Lại) thấy rằng mực bảo đảm được tăng từ 5% đến 7%(từ 65% lên 70,72 %).

Với các nhận xét và kết luận trên " Công nghệ dự báo thủy văn hạn dài bằng phương pháp nhận dạng" sẽ là một công cụ tốt trong dự báo nghiệp vụ thủy văn hạn dài hiện nay.

Chương 8. ỨNG DỤNG VIỄN THÁM DỰ BÁO LŨ.

8.1 Giới thiệu chung và cấu trúc mô hình dự báo lũ bằng viễn thám.

- *Giới thiệu chung hệ thống:* Để cho hệ thống dự báo cảnh báo lũ có hiệu quả dụng cụ đo mưa truyền thống, hệ thống đo dòng chảy, kỹ thuật viễn thám, radar, hệ thống điện thoại như là một phương tiện thông tin, dự báo khí tượng Sinop và những mô hình dự báo sự kiện tương lai cần phải được xem xét đầy đủ.

- *Mô hình hệ thống dự báo lũ bằng viễn thám:* Theo Becker, Brawn và Kaden (1989) đã đề cập đến thì mô hình này cần các bộ phận sau:

- + Một hệ thống thu nhận số liệu và truyền số liệu.
- + Hệ thống quản lý số liệu cơ bản.
- + Trung tâm máy tính hoặc thông tin.

Toàn bộ số liệu từ các trạm đo khu vực được thu thập và lưu trữ để dùng cho tương lai ở trong trung tâm thông tin và được hình thành trong tài liệu cơ bản trong bất kỳ một hệ thống cảnh báo lũ nào. Đối tượng chung của trang thiết bị máy tính điện tử, tự động hoá theo Becker là sự hợp lý hoá một cách lặp lại đều đặn sự tính toán trong thao tác hệ thống thời gian thực và đặc biệt là trong việc thu thập số liệu, phân tích tài liệu gốc, lưu trữ và chương trình hoá của dự báo và kiểm tra số liệu cũng như là chuẩn bị số liệu và phổ biến các thông tin, bài báo và cảnh báo lũ cho các cơ quan nghiên cứu có liên quan. Cấu trúc chung của một mô hình hệ thống dự báo lũ bằng viễn thám được chỉ ra trên hình 8.1 và hệ thống thu thập số liệu thuỷ văn bằng vệ tinh viễn thám chỉ ra trên hình 8.2.

8.2. Hệ thống máy đo mưa truyền thống quan trắc dòng chảy.

Phân tích sự không hợp lý của hệ thống quan trắc truyền thống.

Trong khi cung cấp tài liệu có ích những hệ thống đo mưa và dòng chảy sông ngòi thường không thoả mãn một cách trực tiếp cho dự báo lũ, do các

nguyên nhân chủ yếu sau đây:

Một trong những nguyên nhân liên quan đến thời gian lưu trữ số liệu tại các trạm đo. Hầu như tài liệu đo mưa được ghi hàng ngày và tài liệu đo dòng chảy trên sông chỉ có thể lấy được với khoảng thời gian đã cách hàng tháng, khi đó biểu đồ mưa dòng chảy đã thay đổi.

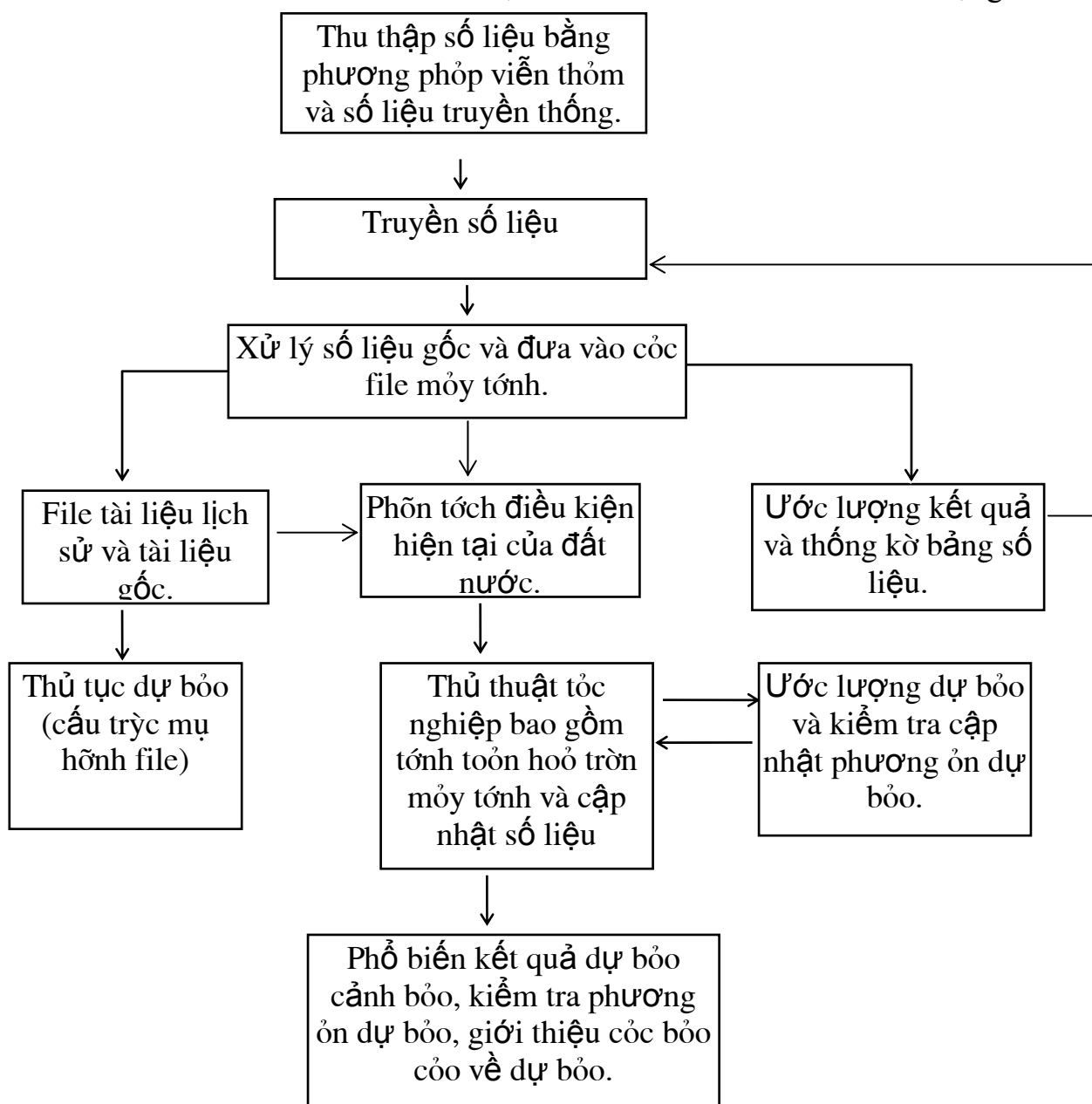
Nguyên nhân khác là dụng cụ đo mưa không có giá trị đo mưa thực sự, tiêu biểu vì nó chứa nhiều sai số, nó không phải là mục đích thảo luận ở đây. Sai số này liên quan trực tiếp đến dụng cụ đo chuẩn mực. Việc sử dụng radar và những vệ tinh cung cấp một phương pháp xen kẽ nhau cho việc xác định lượng mưa, có khả năng làm giảm đến mức tối đa những sai số này hay sai số khác. Để tăng cường hiệu quả dự báo lũ tài liệu này cần được chính xác càng nhiều càng tốt. Vai trò của radar và vệ tinh trong dự báo lũ là cần thiết và sẽ được xem xét ở mục 8.4.

c. Vấn đề khác liên quan đến hệ thống đo mưa là giá trị đo mưa tại các trạm chỉ đại diện cho các điểm đo mưa mà không đại diện cho đặc điểm mưa theo không gian mà trận mưa xảy ra. Theo các nhà nghiên cứu như Cluckie, Ede, Owens, Bailey, Collier (1987) mô hình mưa phân phối theo không gian là rất quan trọng ở trong mô hình phân bố của quá trình dòng chảy xảy ra trên lưu vực tương ứng với lượng mưa đầu vào trên lưu vực. Vì vậy đặc tính thay đổi theo không gian và quy mô phân bố theo khu vực của mưa là yếu tố quan trọng trong dự báo lũ.

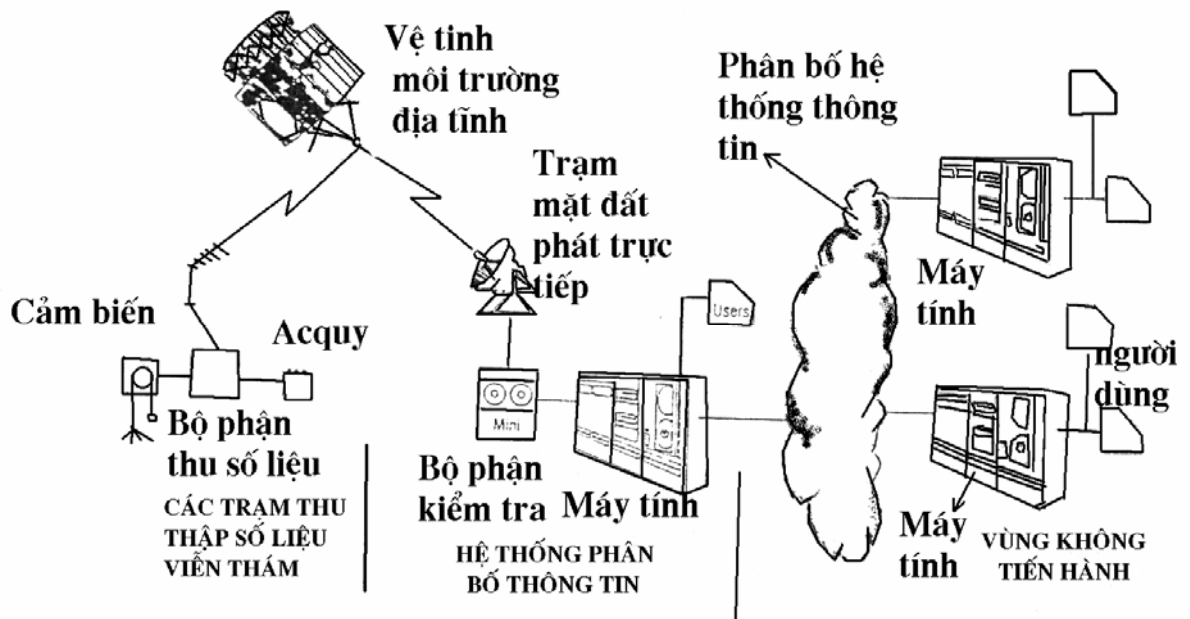
d. Đây là 4 phương pháp thường dùng để xác định lượng mưa bình quân lưu vực từ các điểm đo mưa: phương pháp đường đẳng trị gần đúng, phương pháp bình quân số học, phương pháp đa giác Thái Sơn và phương pháp triết giảm theo không gian của yếu tố (application of an areal reduction factor, ARF). Phương pháp Thái Sơn đã được nhiều nhà thủy văn áp dụng rộng rãi vì nó đã dựa trên cơ sở giải thích rằng sự phân bố của mưa không đều nhau trên lưu vực nên giá trị đo mưa tại trạm đo chỉ đại diện cho một diện tích xung quanh trạm đo mưa đó.

e. Nhà thủy văn Stewart (1989) mô tả một định mức của yếu tố triết giảm khu vực (ARF) đang dùng ở Anh, hệ thống radar thời tiết và đề nghị rằng một yếu tố triết giảm khu vực ARF là một giá trị chỉ có thể áp dụng cho mưa điểm của

một khoảng thời gian xác định và thời kỳ lặp lại nhất định cho lượng mưa cùng ở một khoảng thời gian đó và thời kỳ lặp lại đó. Đây là một số phương pháp đã có sẵn, có giá trị cho tính toán giá trị ARFS. Nhưng khi tiếp tục nghiên cứu thấy nó bị cản trở, công kênh vì không có chất lượng tốt trong việc xử lý tài liệu mưa, đặc biệt cho thời đoạn ngắn. Vì những lý do trên, viễn thám và radar cần được đưa vào sử dụng.



Hình 8.1 Cấu trúc chung và các thành phần của hệ thống dự báo lũ bằng viễn thám và radar



Hình 8.2 Hệ thống thu thập số liệu thủy văn bằng vệ tinh, radar được dùng ở Mỹ.

Sử dụng viễn thám và radar (use of remote sensing and radar)

Việc áp dụng máy tính có thể được dùng để trợ giúp cho tính toán gần đúng lượng mưa. Nhưng một phương pháp có hiệu quả hơn để xác định sự phân bố của mưa theo khu vực là sử dụng viễn thám đặc biệt là radar. Xác định lượng mưa bằng radar không chính xác hơn độ chính xác đã gặp trong thực tế. Tuy vậy radar có thể giúp để khám phá ra sự phân bố của những vùng mưa rộng lớn giữa các trạm đo mưa mà trước đây không khám phá ra được. Tốt hơn là tài liệu đã tìm được bằng radar có thể dùng trong sự liên kết với tài liệu của hệ thống đo mưa thường dùng có độ chính xác sẽ xác định chính xác hơn lượng mưa trên lưu vực. Hệ thống quan trắc mưa truyền thống này có thể kết hợp vào trong hệ thống cảnh báo lũ quốc gia hiện nay bằng việc sử dụng tài liệu thu được có hiệu quả và truyền nó bằng kỹ thuật tiên tiến. Tức là tài liệu này có thể được sắp xếp theo ca kíp quan trắc và truyền nó bằng điện thoại hoặc bằng kỹ thuật viễn thám. Collier (1989) đã phân tích rằng tài liệu radar và tài liệu đo đạc bằng hệ thống đo truyền thống có thể kết hợp nhờ kinh nghiệm của con người, của các nhà thủy văn. Vì vậy, không thể nói với chỉ một mình hình thức hệ thống quan trắc truyền thống hay radar là quan trọng mà phải kết

hợp cả hai hình thức.

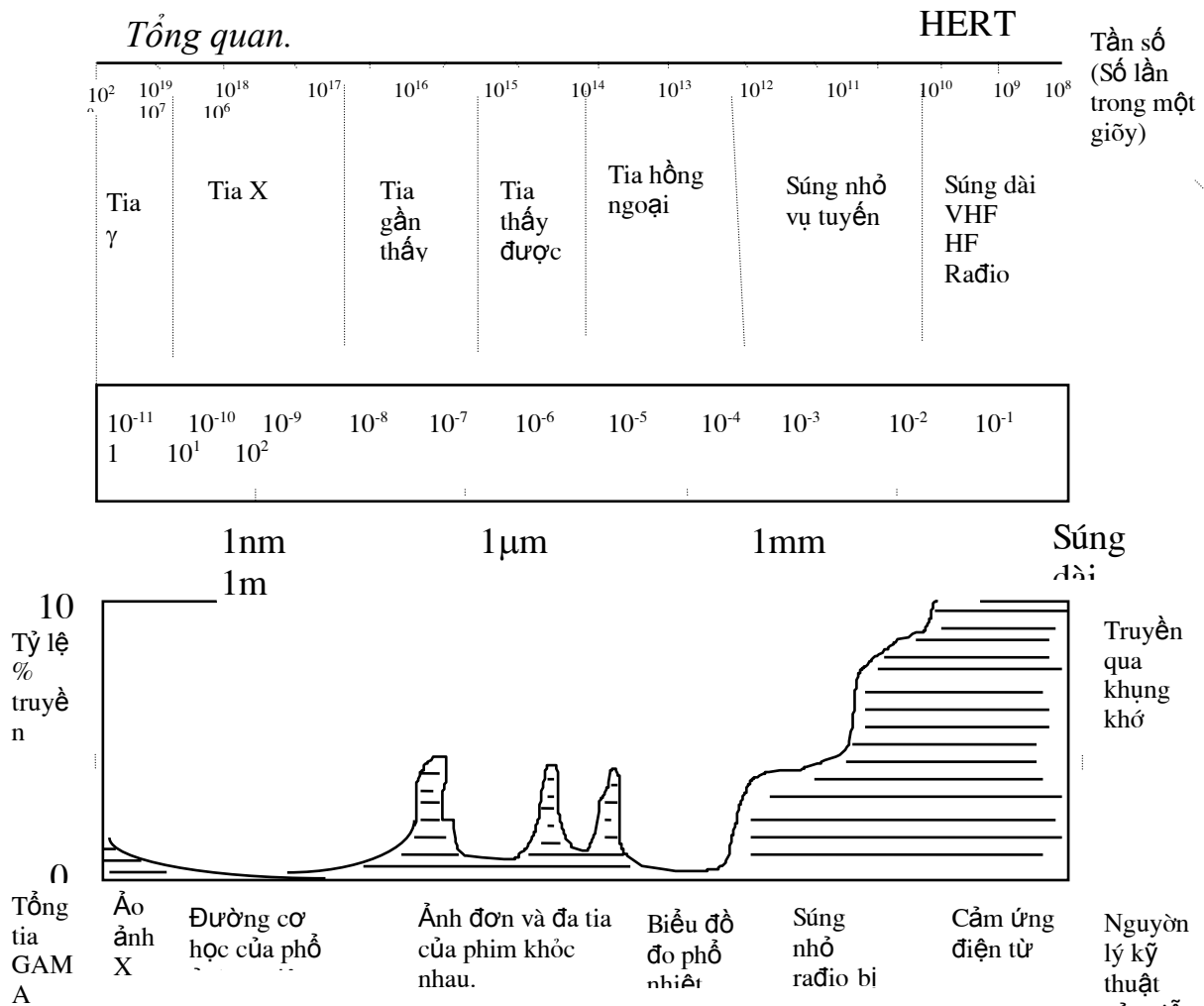
8.3. Vai trò của viễn thám trong hệ thống dự báo lũ.

Trong thủy văn một giải pháp thu thập tài liệu nào đó cũng không có đủ tài liệu để đưa ra một kết luận quyết định chính xác được mà phải kết hợp với các quyết định, biện pháp khác. Theo Schultz (1988) đã đề ra 3 cách:

- Thu thập nhiều tài liệu tin cậy về tài liệu đo bằng phương pháp truyền thống.
- Áp dụng kỹ thuật toán tinh xảo.
- Sử dụng kỹ thuật mới thu thập tài liệu như viễn thám.

Giải pháp thứ ba có giá trị nhất, đặc biệt nó có khả năng thích ứng cao với vùng xa xôi hẻo lánh hoặc những vùng núi khó có thể tới được.

Những nguyên lý chung của viễn thám.



Hình 8.3 Phổ điện từ. Nguyên lý kỹ thuật dùng trong viễn thám RS được chỉ ra cho vùng phổ tương ứng.

Trên hình 8.3 chỉ ra mối quan hệ giữ các đặc trưng khí tượng như lượng

mây, lượng mưa ... được phản ánh qua bước sóng của radar thu phát. Qua đo dài của bước sóng xác định được lượng mây, lượng mưa.

Trong phần này chỉ nêu tóm tắt của Engman và Gurney về một số nguyên tắc cơ bản của viễn thám.

Viễn thám gồm những dụng cụ đo của quang phổ điện từ (Xem hình 8.2). Quang phổ điện từ có thể dùng để biểu thị cảnh quan hoặc suy luận về đặc điểm của cảnh quan. Ảnh đầu tiên được dùng trong sóng dài nhìn thấy được và mở rộng ra ảnh toàn bộ phổ. Sóng dài này sẽ phụ thuộc vào vật sẽ được mô tả khảo sát. Ví dụ: sự phản xạ nước ở vùng gần tia hồng ngoại của phổ là rất thấp làm cho sóng dài này có tác dụng rất tốt để đo nước mặt.

Các thành phần cơ bản của những hệ thống radio viễn thám cơ bản.

Viễn thám RS dùng ảnh hưởng qua lại giữa radio từ những vùng khác nhau ở trong phổ trên trái đất.

Ở đây có 4 thành phần cơ bản của radio dựa trên hệ thống viễn thám.

Nguồn radio.

Đường truyền tin.

Tín hiệu của đối tượng đo đạc.

Bộ phận cảm ứng sensor sẽ được dùng.

Năng lượng phản xạ từ một nguồn radio giống như trái đất, mặt trời hoặc radar được đo bằng áp dụng nhiệt hồng ngoại và sóng nhỏ viễn thám.

Đường truyền thông tin trong không khí chứa đựng nhiều vật chất và khí khác nhau vì vậy nó có ảnh hưởng chính đến sóng dài của phổ đã sử dụng.

Những sóng dài này có ảnh hưởng nhỏ đến radio.

Tín hiệu của đối tượng trong dự báo đo đạc trong dự báo lũ là lượng mưa. Sự hấp thụ của nước là năng lượng của sóng dài trong suốt và do đó rất dễ thấy lượng nước trong sóng dài này.

Một trong những quyết định quan trọng của người sử dụng là cần làm một phép lựa chọn đúng bộ phận cảm ứng của sensor cho một ứng dụng đặc biệt.

Những sensor trong viễn thám.

Sensor trong viễn thám bao gồm :

Phản xạ gama.

Ảnh khu vực.

Những bộ phận phân giải đa phổ.

Sensor nhiệt.

Những sensor sóng nhỏ.

Tia lade.

Phản xạ gama.

Tia gama trên mặt đất bị tác động của đất bởi tính chất của đất, nước hoặc lớp tuyết. (Engman và Gurney, 1991).

Những bộ phận giữa đa phổ, cần phải đo đồng thời sự phản xạ tia phổ của đối tượng đo ở trong 2 hoặc nhiều camera. Sự phân loại đa phổ được dùng sau đó để xác định các đối tượng đo đặc khác nhau dựa trên cơ sở sự phản xạ khác nhau của chúng.

Cảm ứng nhiệt đo năng lượng của nhiệt phát ra trên bề mặt đất và độ ẩm của đất. Loại sensor này ít dùng ở chương dự báo lũ.

Viễn thám trong những giải của phổ có thể đo được đặc tính cách biệt và sự thay đổi trong các đặc tính này được phản chiếu trên bề mặt đất. Những đặc tính cách biệt này có chức năng phản ánh sức chứa hơi ẩm trong các đám mây. Những sóng nhỏ sensor có thể đâm xuyên qua các đám mây và vì thế nó sẽ mô phỏng lại độ hơi ẩm của mây liên quan đến dự báo thời tiết và dự báo lũ.

Những tia lade vướng phải sự phân chia của tín hiệu radio của tia sáng nhìn thấy được hoặc gần tia hồng ngoại đo bằng năng lượng phản xạ cùng với ống kính điện tử đa ảnh sẽ xác định được khoảng cách giữa bộ phận cảm ứng sensor và bề mặt trái đất. Cái này có khả năng chụp và nó cũng không quan trọng trong dự báo lũ.

Nơi thu thập số liệu (Data collection platform CDP).

Những số liệu của sensor này được tính toán và đưa vào nơi thu thập số liệu (platform) bao gồm tàu vũ trụ, tàu biển, nơi thu trên mặt đất, bóng thám không, ô tô di động, tên lửa và vệ tinh. Ông Herschy (1982) đã xác định 3 dạng của nơi thu thập số liệu:

DCP ở đây tài liệu được tự động truyền bằng DCP ở những khoảng thời gian nhất định.

DCP cung cấp một sự báo động khi nguy cấp đã đến.

DCP thậm vẫn là nơi DCP chỉ truyền tài liệu một lần và trung tâm kiểm tra

sẽ nhắc nó cho vệ tinh thám không. Theo Herschy thì ba loại DCP có mục đích riêng là cung cấp mực nước, lượng mưa, chất lượng nước.

Phương pháp gần đúng xác định lượng mưa bằng vệ tinh thám.

Dùng vệ tinh thám để xác định gần đúng lượng mưa đang được sử dụng hiện nay. Theo Barret và Martin thì nó phụ thuộc vào:

Kỹ thuật tia nhìn thấy và tia hồng ngoại.

Sóng ngắn radio (sóng vô tuyến).

Vệ tinh mặt đất và vệ tinh vũ trụ.

Những kỹ thuật sóng nhìn thấy và quang phổ chính là sử dụng những băng rộng trước khi mưa rơi. Tài liệu này được chỉnh lý bằng một trong 3 phương pháp gần đúng: Xác định gần đúng lượng mây, gần đúng về quá trình hình thành của tính tồn tại phát triển và các đặc trưng của mây.

Lượng mây được nhìn ở số đám mây và phạm vi to lớn của đám mây trong vùng liên quan đến lượng mưa. Đặc điểm của mây bao gồm: độ cao của đỉnh mây, nhiệt độ thấp của mây. Các đặc điểm này phản ánh khả năng gây mưa của mây.

Quá trình hình thành được quan sát tốc độ thay đổi của sự đối lưu của mây.

Những phương pháp này là cơ sở kinh nghiệm cần thiết cơ bản và đã được ông Barret và Martin bàn luận chi tiết từ 1981.

Kỹ thuật sóng ngắn vô tuyến rất quan trọng khi đo mưa vì tại một vài tần số sóng ngắn của mây là trong suốt và lượng mưa có thể đo đạc được bằng thuyết phản xạ của năng lượng nhiệt bằng hạt mưa rơi.

Lượng mưa đo bằng vệ tinh dựa trên cơ sở sự phân tán của tia bức xạ gây ra bởi sự ảnh hưởng qua lại giữa mưa và tín hiệu vệ tinh (radar). Nhờ sự ảnh hưởng qua lại này mà radar có thể dự đoán được lượng mưa ở tầng thấp. Theo Anderson thì trong bao nhiêu kỹ thuật đã được dùng hiện nay, kỹ thuật radar là ưu việt hơn cả.

8.4. Sử dụng vệ tinh radar để dự báo lũ.

Nguyên lý chung.

Radar là một từ ghép được cấu tạo bằng các chữ đầu của các từ kỹ thuật để mô tả kỹ thuật và dụng cụ đo của Radar đó là “Radar Detection an ranging”.

Nghĩa của chữ này là sự tìm ra sóng radio và truyền nó đi xa của các vật, đối tượng trong không khí (Wejtiw, 1987).

Ra đa phát ra một cách liên tiếp có điều kiện các pul của sóng vô tuyến điện từ với một năng lượng đã biết và tại một tần số đã cho ở trong một chùm tia hẹp tập trung vào trong 1 - 2 chùm bằng ăngten của nó. Giữa các pul này, ăngten nhận được năng lượng dội lại từ rất nhiều vật khác nhau mà theo Collier 1989 là “vật thuỷ văn khí tượng”.

Phương trình (8.1) dùng để xác định năng lượng này

$$Pr = c \frac{|K|^2}{r^2} z \quad (8.1)$$

Năng lượng này tỷ lệ trực tiếp đến phản xạ radar (z) và có liên quan đến tốc độ mưa. Ở đây Pr là năng lượng trung bình phản xạ trở lại từ mưa

R là khoảng cách.

C là hằng số radar.

K là yếu tố làm cản trở sóng radar làm cho nó mảnh đi.

$$Z = \sum_{i=1}^n D_i^6$$

Ở đây D_i là đường kính hạt mưa.

$$Z = A \cdot R^B \quad (8.2)$$

Ở đây Z là phản xạ radar.

A, B là những hằng số xác định đường kính nghiệm.

R là tốc độ của mưa, hay cường độ mưa.

8.5. Nguyên lý đo lượng mưa bằng ra đa

Các giọt nước mưa trong khí quyển có đường kính càng lớn, phản xạ sóng radar càng mạnh. Chiếu một chùm sóng radar qua một đám mây mưa, người ta nhận thấy rằng: chùm sóng phản xạ từ các giọt mưa tỷ lệ với tổng của lũy thừa bậc 6 của đường kính các giọt mưa có trong một đơn vị thể tích khí quyển bị chiếu sáng bởi chùm tia radar.

$$Z = \int_0^{\infty} N_{(D)} \cdot D^6 \cdot dD = \sum_i N_i \cdot D_i^6 \quad (8.4)$$

Trong đó Z là chỉ số phản xạ sóng radar.

$N_{(D)}$ là số giọt nước có đường kính từ D tới $D + dD$ trong một đơn vị thể tích khí quyển.

N_i là số giọt nước có đường kính D_i trong một đơn vị thể tích khí quyển.

Cường độ mưa R tỷ lệ với đường kính hạt mưa và mật độ hạt mưa theo quan hệ như sau:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N_{(D)} \cdot D^3 \cdot V_{i(D)} \cdot dD \quad (8.5)$$

Trong đó: $V_{i(D)}$ là tốc độ cuối cùng của giọt mưa tính theo công thức sau:

$$V_{i(D)} = 1400 \cdot D^{\frac{1}{2}} \quad (8.6)$$

Thay (8.6) vào (8.5) và so sánh với (8.4) ta có

$$Z = a \cdot R^b \quad (8.7)$$

Trong đó a, b là các hằng số kinh nghiệm.

Công thức d biểu thị quan hệ giữa chỉ số phóng xạ radar Z và cường độ mưa R . Nếu biết trước các hằng số kinh nghiệm a, b và đo được chỉ số phản xạ sóng radar Z , sẽ tính được cường độ mưa R từ công thức d.

Trong thực tế có rất nhiều ảnh hưởng tới chất lượng sóng phản xạ radar Z nên các thông số a, b thay đổi theo thời gian. Thông thường người ta chấp nhận quan hệ trung bình giữa chỉ số phản xạ sóng radar Z và cường độ mưa R . Trong mỗi khoảng thời gian tính trung bình, sẽ lựa chọn được cặp thông số a, b cho phù hợp. Như vậy những trạm đo mưa mặt đất vẫn rất cần để hiệu chỉnh kết quả tính toán lượng mưa đo bằng radar.

Người ta đã dùng nhiều radar có bước sóng khác nhau cùng quan sát một đám mây mưa, và nhận thấy rằng cường độ phản xạ sóng Radar phụ thuộc chiều dài bước sóng, bước sóng thích hợp nhất cho Radar đo mưa là 10 cm. Độ rộng búp sóng của máy phát radar cũng ảnh hưởng tới độ chính xác và khả năng đo xa của Radar. Búp sóng rộng 3° có dây cung dài 5,2 km ở khoảng cách 100 km. Búp sóng rộng 2° có dây cung dài 3,5 km ở khoảng cách 100 km. Búp sóng càng hẹp càng có khả năng tập trung năng lượng của máy phát, tăng khả năng đo xa của Radar, nhưng việc thu hẹp các búp sóng lại gặp các khó khăn như kích thước ăng ten quá lớn hoặc phụ thuộc chiều dài bước

sóng... Không đi sâu vào kỹ thuật radar và các phương pháp đo chỉ số phản xạ sóng Radar Z, những điều tóm tắt trên chỉ giúp ta hình dung nguyên lý và các sai số có thể gặp khi đo mưa bằng Radar.

Các Radar thời tiết hiện đại có thể phân biệt sóng phản xạ từ các gói không khí, “gói không khí” rộng 1km. Sự thay đổi tia phản xạ từ gói không khí này tới gói không khí khác kề bên diễn ra tổng khoảng thời gian rất ngắn cỡ 1/1000 giây. Trên màn hình Radar thời tiết sẽ hiện lên các vệt sáng xa hay gần tùy theo vị trí đám mây mưa. Mưa càng lớn sóng phản xạ càng mạnh. Trên màn hình Radar sẽ hiện lên các đường đồng mức của cường độ tín hiệu phản hồi và người ta đã chia độ ứng với cường độ mưa 1,10,25, 50, 125 mm/h. Những mức này cho phép đánh giá nhanh chóng cường độ mưa trong vùng Radar kiểm soát. Để chính xác hơn, số liệu được ghi vào máy vi tính và in ra bản đồ đường đồng mức cường độ mưa, hoặc in ra tổng lượng mưa trên đơn vị diện tích nào đó trong khoảng thời gian được chọn.

Cùng với việc đo mưa bằng Radar khí tượng, người ta còn đo độ ẩm bề mặt lưu vực bằng các vệ tinh để tính lượng ẩm lưu vực trước khi có lũ do mưa rào gây ra. Nguyên lý đo độ ẩm mặt đất sẽ được trình bày trong giáo trình “Viễn thám”.

Collier (1989) đã cho các giá trị điển hình của A và B trong phương trình (8.2) như đã chỉ ra ở bảng (8.1).

Bảng 8.1 Giá trị điển hình của a và b ở trong phương trình.

Phương trình	Động mưa
$Z = 140 R^{1.5}$	Mưa phùn - drizzle
$Z = 250 R^{1.5}$	Mưa diện rộng - wide spread rain
$Z = 500 R^{1.5}$	Mưa bão- thunder storm

8.5.1. Những sai số xuất hiện khi dùng radar, đặc điểm và vị trí đặt radar.

Những sai số xuất hiện khi dùng radar có thể gây ra bởi đặc tính của radar, vị trí đặt radar và đặc điểm tự nhiên của mưa. Trong phần này tóm tắt nghiên cứu của Colier (1989), đây là một vấn đề quan trọng cho tài liệu thu thập được bằng radar đạt độ chính xác mong muốn. Vì vậy phải hiểu có bao

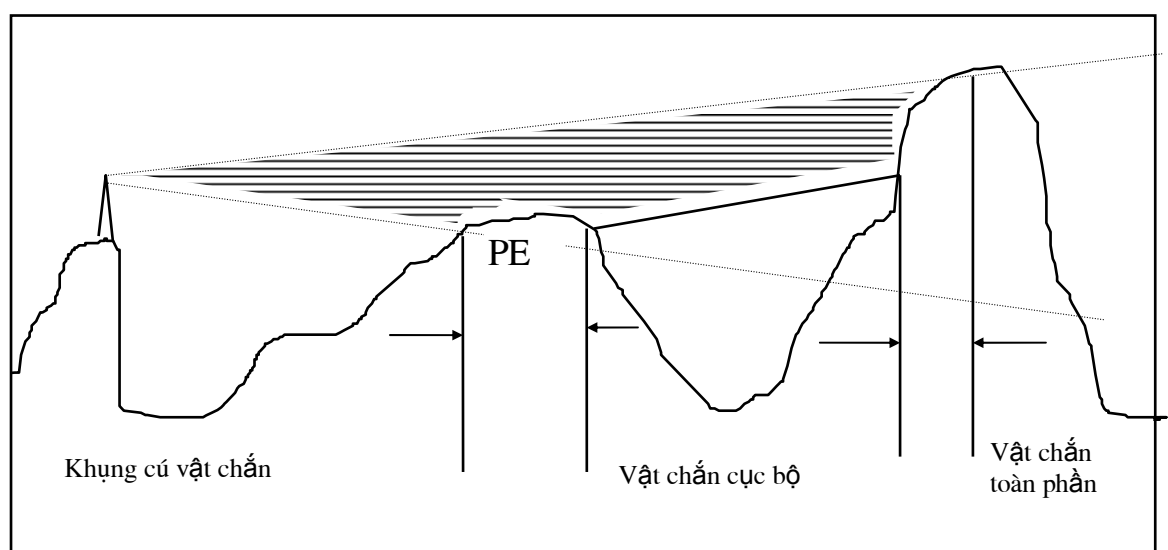
nhiều loại sai số tiềm tàng mà nó có thể gây ra khi xác định lượng mưa bằng radar.

Những sai số gây ra bởi các nguyên nhân:

Sai số do vị trí đặt radar không đúng bao gồm các yếu tố sau:

- + Mặt nằm ngang của tia radar quét bị vướng.
- + Băng quét tối đa của radar yêu cầu.
- + Vùng ảnh hưởng có hiệu quả của radar ở địa phương.
- + Sự hiệu lực của nguồn phát của radar.
- + Sự trở ngại ngăn cản có thể có giữa radar và vật thể khác trong vùng.
- + Vị trí đặt không thuận lợi.
- + Tính trạng bị chặn của chùm tia radar bởi các chướng ngại vật trên mặt đất gây ra bởi địa hình và được hiểu như là vùng tiếng ồn trên mặt đất. Cái đó có thể gây ra sai số cho đo mưa ở vùng núi (Label 1990). Những mô hình sự nâng lên của độ cao đã được áp dụng để phát hiện ra những vùng này. Những vùng tiếng ồn mặt đất được đưa vào trong tạp vật còn lại và những tiếng vang còn dư bền vững (PE - permanent echoes) đã được chỉ ra trên hình 8.4.

Chọn không đúng sóng dài radar với độ dài sóng lớn hơn 100 mm gây nên những sai số do chính ăng ten tạo nên. Sóng của radar sẽ bị yếu đi hơn so với sóng ngắn. Ăng ten đã bị mưa lắng đọng gây rỉ và nó như là vật chống lại ăng ten. Thiếu sự kiểm định đường kính của radar.



Hình 8.4 Những sai số gây ra những vùng tiếng ồn.

8.5.2. Những sai số xuất hiện từ sự sử dụng radar.

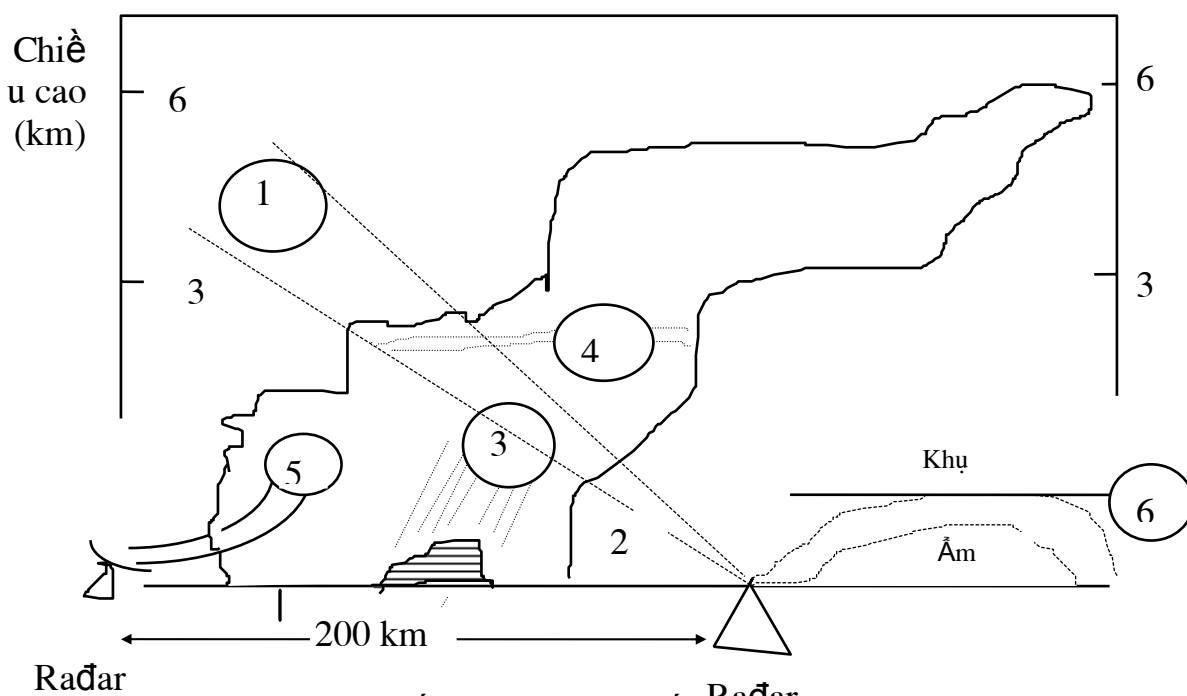
Bản chất tự nhiên của mưa cũng gây ra những sai số bao gồm:

Mối quan hệ giữa phản xạ radar Z và tốc độ mưa rơi R ở trong phương trình (8.2) phụ thuộc vào sự phân bố kích cỡ đường kính hạt mưa rơi, tuyết rơi hay mưa đá.

Dao động tiếng vang của radar như là một hậu quả ảnh hưởng từ sự thay đổi sóng dài từ pul này tới pul khác, tức là gây nên phản xạ thẳng đứng rất khác nhau của mưa. Cái này gây nên hiệu quả là lượng mưa ở nơi cao không bằng lượng mưa nơi thấp có trong không khí. Điều này có nguyên nhân từ gió, bốc hơi, mưa chuyển động ở trong chùm tia của radar. Cái này cũng có thể làm tăng phản xạ ở băng trắng.

c- Năng lượng radar thu được từ lượng mưa được trung bình hoá. Những sự biến động lớn của lượng mưa này trong những thời đoạn ngắn sẽ làm giảm độ chính xác các yếu tố trung bình so với thực tế.

d- Độ đục của mây cũng làm suy giảm khả năng quan trắc trực tiếp lượng mưa thông qua các dụng cụ cảm biến (sensors) ở các dải tia hồng ngoại, tia nhìn thấy và tia gần hồng ngoại. Những sai số có thể xảy ra do ảnh hưởng của các yếu tố khí tượng được tổng kết ở hình 8.5 dưới đây:



Hình 8.5. Những sai số gây ra do các yếu tố khí tượng. (Browning 1978)

(1) Các chùm tia radar vượt quá tầng đáy phía dưới

(2) Lớp bốc hơi tầng thấp nằm dưới các chùm tia radar.

(3) Sự nâng cao của địa hình.

(4) Dải tia nhìn thấy.

(5) Sự đánh giá thấp cường độ mưa phùn do thiếu đánh giá sự triệt giảm của mưa và độ ẩm.

Sự đổi hướng do khúc xạ của các chùm tia radar do sự có mặt của sự triệt giảm độ ẩm không khí lớn

8.5.3- Sử dụng radar để theo dõi đường đi của bão.

Radar được sử dụng với mục đích chính nhằm đánh giá lượng mưa. Một trong những ứng dụng khác của radar dùng để theo dõi đường đi của bão. Bộ Xây dựng Nhật Bản đã sử dụng hệ thống radar ở 16 trạm đo mưa. Số liệu thu được sau từng năm phút một và là giá trị trung bình thời gian của 5 phút đó. Sử dụng số liệu này, một phương pháp theo dõi bão đã được phát triển nhằm mục đích xác định hướng di chuyển của các vùng có lượng mưa vượt một giá trị cho phép, được định nghĩa như một vùng mà ở đó có sự phản xạ của sóng radar vượt quá một giá trị giới hạn.

Kỹ thuật này dựa trên việc chồng ghép 2 ảnh quan trắc cách nhau 5 phút. Hai ảnh này nhất thiết phải thuộc cùng một cơn bão. Có một số trường hợp có thể xảy ra sự sai lệch trong phương pháp này ví dụ như do chia ô lưới tọa độ quá to, đồng thời tốc độ di chuyển của hai cơn bão liên tiếp là lớn (lớn hơn 25,4 km/giờ) làm cho khi chồng ghép ảnh thì được hiểu là một cơn bão.

8.5.4- Mức độ sai số khi dùng số liệu radar.

Einfalt, Denoeux và Jacquet (1990) đã ước tính mức độ sai số khi quan trắc dự báo bằng radar vào khoảng 30%. Một radar có sự định cỡ thích hợp có thể cho ta những con số phỏng đoán đạt độ chính xác trong vòng 25% so với thực tế. Nhưng theo Bellon và Austin (1984) thì sự định cỡ ô lưới tọa độ không cải thiện được độ chính xác như ta mong đợi. Sai số có thể giảm khi các yếu tố trung bình được mở rộng theo không gian và thời gian.

Các trạm đo mưa thông thường có thể có những sai số là 30%, trong khi đó nếu đo đạc bằng radar thì có thể dẫn tới những sai số lên tới 55% (theo Wojtiw, 1987).

Từ trước đến nay những công bố về sai số khi dự báo mưa bằng radar

còn rất ít, do đó vẫn chưa thể khẳng định được những mức độ chính xác này có thể được chấp nhận cho dự báo lũ hay không.

Trong sự nỗ lực để tìm ra mức độ chính xác của dự báo ngắn hạn, các trường yếu tố thời tiết trên khắp vùng Montreal và Canada thu được từ radar được tổng hợp xử lý và so sánh với kết quả thu được từ các trạm đo mưa từ xa (telemetering raingauges). Từ đó nhận thấy rằng dự báo bằng radar thường mắc phải sai số vốn có là 25%, dự báo 0,5 giờ sai số là khoảng 50% và dự báo 3 giờ sai số là 60% (Bellon và Austin, 1984).

8.5.5- Sự cần thiết việc sử dụng radar kết hợp với các số liệu quan trắc ở các trạm đo.

Trong thực tế đôi khi chúng ta gặp phải trường hợp chúng ta phải đưa số liệu đầu vào là các số liệu từ radar vào các mô hình mưa dòng chảy để dự báo lũ khi số liệu thu được từ các nguồn khác không đáng tin cậy hoặc do sự thiếu tài liệu quan trắc.

Rất nhiều tác giả như Browning (1986) và Moor (1989) đã nhận thấy sự cần thiết sử dụng kết hợp các yếu tố thu được từ radar và từ các trạm đo thông thường, nó sẽ làm tăng mức độ chính xác khi dự báo mưa phục vụ việc dự báo lũ. Middebrand, Towery và Snell (1979) đã gợi ý rằng với mật độ trạm đo lớn hơn hoặc bằng $1/250 \text{ km}^2$ thì chỉ nên dùng số liệu quan trắc thu được từ các trạm đo thông thường, còn khi mật độ các trạm đo nhỏ hơn thì số liệu thu được từ radar sẽ làm tăng độ chính xác cho số liệu mưa. Barge, Humphries, Mah và Kuhnke (1979) đã mô tả lợi ích của việc sử dụng radar thời tiết trong dự báo thủy văn ở vùng Alberta.

Đối với cùng một cơn bão, số liệu radar gợi ý rằng số liệu đo đạc ở các điểm đo mưa là không cần thiết. Trong suốt thời gian bão 6 ngày với mức độ biến động lớn nhất là 15% cả radar và hệ thống các trạm đồng thời quan trắc. Số liệu từ radar cho thấy mặc dù lượng mưa rơi xuống các trạm là nhiều nhưng có rất ít lượng mưa thực tế đã rơi xuống lưu vực.

Hơn nữa, Barge (1979) kết luận rằng đối với các khu vực quan trắc rộng lớn của mưa diện rộng, radar rất hữu dụng đối với các nhà thủy văn. Thêm nữa, radar thời tiết có thể đưa ra các bản đồ mưa diện và sử dụng nó kết hợp với các số liệu quan trắc mưa điểm sẽ nâng cao độ chính xác dự báo.

Barg, Humphries và Olson (1977) chỉ ra rằng với lượng mưa có mức độ biến đổi lớn theo không gian và thời gian thì một hệ thống radar kết hợp với hai trạm đo mưa có thể đưa ra kết quả chính xác như khi sử dụng một hệ thống trạm đo với mật độ 50 trạm/1000km².

8.6- Hệ thống truyền phát tín hiệu từ xa dùng cho dự báo dòng chảy.

8.6.1- Giới thiệu.

Trong 10 năm gần đây 1984 - 1994, một trong những bước tiến công nghệ trong lĩnh vực thủy văn là thu thập số liệu từ hệ thống thu phát tín hiệu vệ tinh (Herschin, 1989).

Theo các phương pháp cổ điển thì số liệu ở các trạm được đọc trực tiếp do các quan trắc viên tại mỗi thời điểm định trước hàng ngày hoặc trong các trường hợp đột biến.

Cùng với sự phát triển nhanh chóng của các dụng cụ ghi phát số liệu, công việc thu thập số liệu từ các trạm chỉ cần thực hiện hàng tuần hoặc hàng tháng và trước khi xử lý thì đầu tiên phải nhập vào các máy vi tính. Như vậy với thời gian thu thập là khá dài nên không thể dùng để dự báo truyền lũ thực tế được. Hệ thống ghi phát tín hiệu từ xa có thể giải quyết được vấn đề này.

Hệ thống thu phát tín hiệu từ xa yêu cầu các thiết bị như mạng đường dây điện thoại, sóng radio (sóng vô tuyến điện), hệ thống thu phát Meteor Burst (là hệ thống thu phát dựa vào hiện tượng cháy của các sao băng, sẽ được nói rõ ở mục tiếp theo).

8.6.2- Hệ thống đường dây điện thoại.

Đường dây điện thoại và sóng radio là những phương tiện đầu tiên được sử dụng để thu phát tín hiệu từ xa. Nguyên nhân chính là do các mạng lưới này đã có sẵn và có tính tương thích cao trong việc truyền dẫn số liệu. Các mạng lưới sẵn có này có thể theo kịp được sự phát triển của các hệ thống khác như vệ tinh vốn dĩ chưa được phát triển nhanh lắm ở Châu Âu.

Những ưu điểm của đường dây điện thoại so với các phương thức truyền phát khác.

Xác suất bị nhiễu do ảnh hưởng của khí quyển là nhỏ.

Tổn thất năng lượng hệ thống có thể biết trước.

Sự đưa vào hoạt động của hệ thống được đơn giản hoá.

Nhược điểm.

Chi phí lắp đặt tăng theo khoảng cách.

Đường dây dễ bị sự cố kể cả khi đi ngầm hay nổi trên mặt đất.

Sự cố có thể xảy ra bất cứ nơi nào dọc đường dây làm khó khăn cho việc sửa chữa trong trường hợp có sự cố.

Sự thay đổi về nhiệt làm ảnh hưởng tới trở kháng của dây, làm ảnh hưởng tới việc truyền thu tín hiệu.

Mức độ truyền tải số liệu lớn thường làm tăng tần suất xảy ra sự cố.

Doraiswamy, Anrubah và Kalthem(1989) đã mô tả một nghiên cứu hàng không ở Ả rập Sê út về nghiên cứu tính khả thi việc nâng cấp hệ thống đường dây điện thoại sẵn có trở thành hệ thống thu phát tín hiệu từ xa phục vụ thu phát số liệu.

8.6.3- Sóng radio (sóng vô tuyến điện).

Sóng radio bao gồm các dải tần số được ấn định do hiệp hội viễn thông quốc tế (ITU), tuy nhiên thỉnh thoảng cũng có sự ùn tắc làm cản trở việc truyền phát tín hiệu.

Ưu điểm:

Chi phí lắp đặt phụ thuộc ít hơn vào khoảng cách so với đường dây điện thoại.

Những sự cố kỹ thuật được giới hạn ở mỗi vùng riêng biệt nên thuận lợi cho việc duy tu sửa chữa.

Khi dải tần số đã được ấn định thì tính độc quyền được bảo đảm.

Nhược điểm:

Sóng radio dễ bị ảnh hưởng do nhiễu khí quyển

Khó xác định được sự mất tín hiệu do khoảng cách và điều kiện địa hình.

Nhiều động có thể xảy ra giữa các hệ thống có chung dải tần số sóng.

Có thể phải dùng các trạm chuyển tiếp để nâng cao chất lượng tín hiệu.

8.6.4- Hệ thống thu phát Meteor Burst.

Sao băng là các mảnh vụn hoặc bụi vũ trụ sinh ra do sự phát triển của vũ trụ hoặc các phần còn lại của các sao chổi.

Một số ít các sao băng này bị lôi xuống phần khí quyển của trái đất và tiếp tục cháy. Nó tạo ra các vệt khí bị ion hoá với chiều dài khoảng 25 km và ở tầng không khí có độ cao từ 80 km đến độ cao 120 km. ở tầng này có tính chất phản xạ các sóng radio (Crook và Sytsma, 1989). Bằng cách này, số liệu có thể gửi đi với khoảng cách lên tới 1920 km. Hệ thống này được mô tả ở hình 8-6.

Số liệu cũng có thể được truyền thu theo cách này từ một vũ trụ này tới một vũ trụ khác cách nhau khoảng 160 km. Thời gian thu phát bằng cách này sẽ dài hơn phương pháp truyền đất đối đất nếu như tín hiệu không rõ ràng.

Một ví dụ điển hình của loại này là hệ thống SNOTEL (SNOWpack TELEmetry) và được đánh giá là là hệ thống dẫn đầu trong các hệ thống truyền phát Meteor Burst (Schaefer, 1990). Hệ thống SNOTEL được sử dụng ở Mỹ là nơi có trên 500 trạm quan trắc từ xa nối kết với hai trạm chủ (Master Station). Thời gian để mỗi trạm con nhận tín hiệu và trả lời trạm chủ là 6,5 phút. Các trạm chủ này có thể phát tín hiệu ngược lại tới các vệ tinh và từ các vệ tinh này số liệu lại có thể được truyền tới những nơi cần sử dụng.

Nếu như khoảng cách từ các trạm từ xa đến các trạm chủ nhỏ (khoảng 160 - 240 km) thì các trạm này có thể liên lạc với nhau bằng tín hiệu sóng radio mặt đất.

Số liệu báo cáo hàng ngày nhận được từ 96% số trạm có chứa các lỗi khi báo cáo thường do sự cố về năng lượng (ac quy, năng lượng mặt trời) hơn là do không các vệt sao băng.

Các số liệu thống kê các hoạt động của hệ thống cũng được tính toán cho phép các kỹ thuật viên đánh giá hệ thống mà không cần trực tiếp đi đến từng địa điểm quan trắc.

8.6.5 Truyền phát thông tin bằng vệ tinh.

Các vệ tinh có thể được sử dụng như các DCP hoặc phương tiện thu phát tín hiệu từ xa. Về cơ bản cơ chế hoạt động của hệ thống vệ tinh giống như hệ thống radio ngoại trừ là hệ thống radio truyền tải thông tin trong phạm vi tầng khí quyển của trái đất còn đối với hệ thống vệ tinh thì hầu như là ở ngoài lớp này.

Ưu điểm:

- Không đòi hỏi các trạm chuyên tiếp
- Các sự cố kỹ thuật bị giới hạn ở từng vùng riêng biệt tạo thuận lợi cho việc duy tu sửa chữa.
- Chi phí lắp đặt các DCP và các trạm nhận thông tin là ít, công việc lắp đặt đơn giản.
- Có thể di chuyển các trạm dễ dàng.
- Phạm vi bao quát của một trạm thu là rất rộng.
- Các ăng ten ít gây nhiễu đến các hệ thống tín hiệu trong tầng khí quyển.
- Việc lựa chọn nơi đặt trạm ít bị ảnh hưởng bởi điều kiện địa hình.
- Có thể thu thập được nhiều yếu tố.
- Tốn ít năng lượng.
- Việc thu truyền thông tin không bị hạn chế bởi khoảng cách.
- Không cần giấy phép sử dụng dải tần số radio
- Các vệ tinh có tính đa năng và độ tương thích cao.

Ví dụ vào tháng 8 năm 1984, vệ tinh Meteosat (được phóng năm 1977) bị hết nguyên liệu. Để tránh mất số liệu, vệ tinh GOES4 (Geostationary Operation Environmental Satellite), một vệ tinh phòng bị của vệ tinh NOAA(National Oceanic Atmospheric Administration) đã được dùng để thay thế Meteosat. Kết quả là không có số liệu nào bị mất và không cần thay đổi dải tần số sóng điện từ nào cả.

Nhược điểm:

Sự cố của vệ tinh là một trong những nhược điểm chính, khi có sự cố xảy ra thì chưa chắc đã có ngay vệ tinh phòng bị thay thế.

Một số vấn đề khác nữa xảy ra do sự lệch hướng của các dải tần số sóng radio, vấn đề này thường xảy ra đối với các DCP.

Có hai loại vệ tinh là vệ tinh địa tĩnh (Geostationary) và vệ tinh quỹ đạo cực (Polar Orbiting).

Để có sự liên lạc tốt trong hệ thống vệ tinh địa tĩnh (ví dụ như GOES) thì vệ tinh phải thuộc vùng dải tần số sóng radio cũng như của các trạm thu tín hiệu. Các vệ tinh địa tĩnh thường được dùng để cho việc dự báo hình thế và các trường hợp khẩn cấp như dự báo lũ nếu như các số liệu có liên tục.

Đối với hệ thống vệ tinh quỹ đạo cực (ví dụ như ARGOS) nếu như

không có trạm thu nhận thông tin nào nằm trong tầm khống chế của vệ tinh thì các thông tin truyền đi sẽ bị mất. Nhược điểm này có thể được khắc phục một phần khi ta cung cấp cho nó các thiết bị ghi (recorder) để lưu trữ và sẽ phát đi ở các lần tiếp sau khi mà các trạm thu đã thuộc tầm kiểm soát.

Martens (1989) đã nghiên cứu tính khả thi việc truyền tiếp số liệu từ một trạm khí tượng lên 2 vệ tinh và sau đó hai vệ tinh này lại truyền tới các trạm thu ở mặt đất. Vệ tinh quỹ đạo cực Lansat được sử dụng đầu tiên. Các trạm thu thông tin mặt đất nhận tín hiệu từ vệ tinh hai lần trong một ngày và mỗi lần từ 8 đến 12 phút. Khối lượng các dữ kiện thu được bị giới hạn bởi thời gian liên lạc.

Vệ tinh địa tĩnh GOES có nhiệm vụ như một vệ tinh chuyển tiếp. Để tăng xác suất nhận số liệu, với cùng một số liệu được truyền đi 3 lần, đảm bảo mức độ thành công đạt 99%. Hệ thống này tạo khả năng tạo ra các dãy số liệu thủy văn biến đổi liên tục mà một hệ thống thông thường không có khả năng thực hiện được.

Shaw (1989) miêu tả hệ thống vệ tinh ARGS sử dụng hai vệ tinh là NOAA và TIROS-N mang theo các thiết bị để thu nhận thông tin từ các Platform Transmitter Terminals (PTT) hoặc DCPs rồi từ đó truyền về một trong 3 trạm thu. Việc truyền số liệu từ các PTT đến các vệ tinh xảy ra tối thiểu 4 lần trong một ngày đối với các PTT ở gần xích đạo và lên tới 28 lần trong ngày ở vùng hai cực.

Cứ mỗi lần các vệ tinh đi qua một trong các trạm thu thì tất cả các số liệu được truyền tới trạm thu này. Khoảng thời gian trao đổi thông tin là từ 0 đến 15 phút. Các số liệu này sau đó được trực tiếp phân phối đến các nơi sử dụng thông qua các mạng thông tin khác nhau như điện thoại, telex trong vòng 4 tiếng từ khi các trạm thu mặt đất nhận được từ vệ tinh.

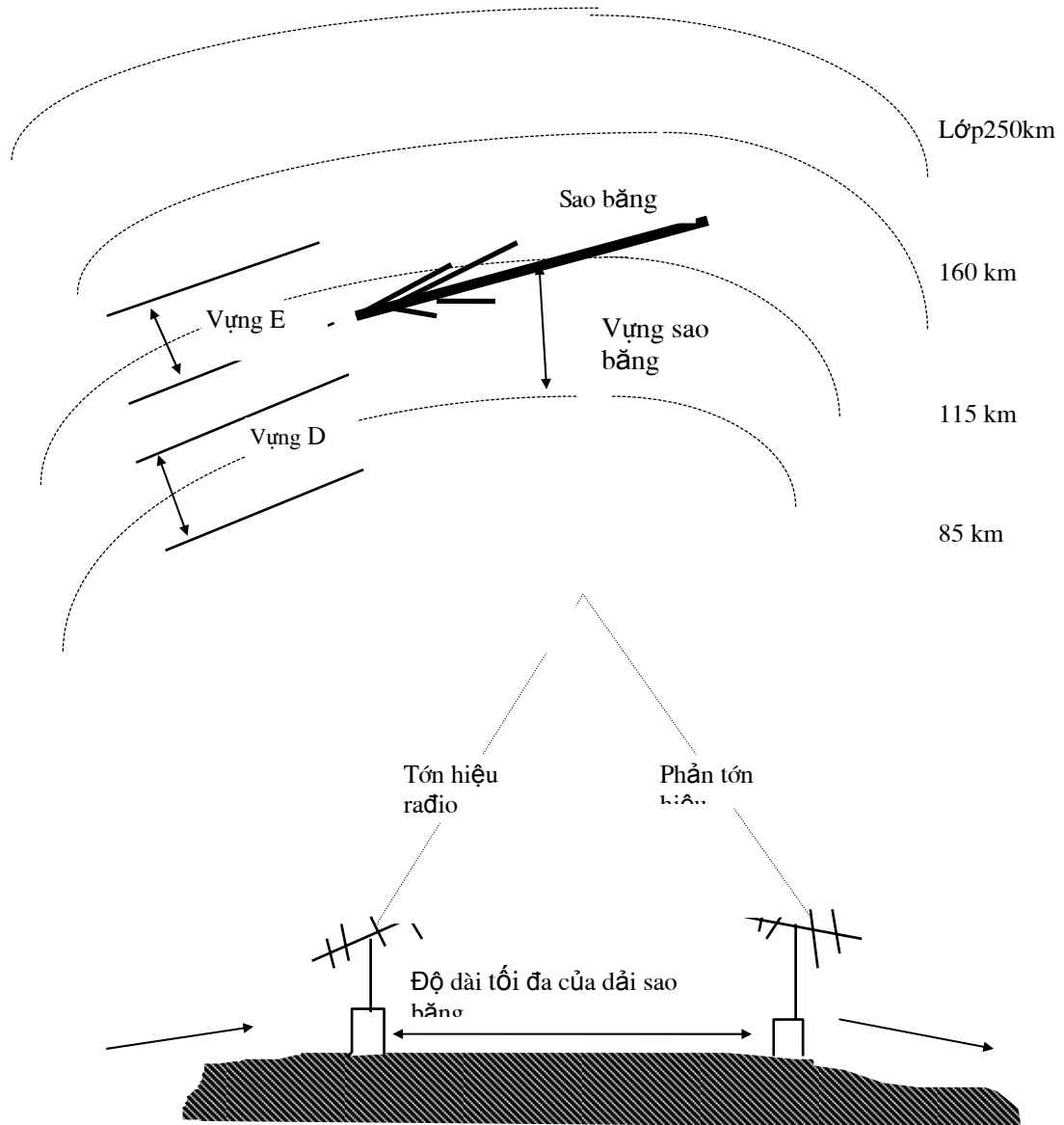
Để có thể thu nhận thông tin nhanh hơn trong các trường hợp khẩn cấp, người dùng có thể dùng một Terminal địa phương (LUT) để thu nhận số liệu trực tiếp với các vệ tinh và đồng thời số liệu cũng được gửi tới các trung tâm tổng hợp phân tích và xử lý dữ liệu mà ở đó các công việc sau được tiến hành: Giải mã các tín hiệu nhận được và chuyển thành các đơn vị vật lý theo yêu cầu của người sử dụng.

Tính toán chính xác quỹ đạo vệ tinh.

Tính toán vị trí của PTT.

Ghi các seri số liệu lên máy tính.

Tạo lập các cơ sở dữ liệu cho mỗi chương trình hay PTT.



Hình 8.6 Hệ thống thông tin đo sự xuất hiện của sao băng.

Barrett và Martin (1981) đã phát biểu rằng số liệu thu được từ các vệ tinh như nhũ khụng cú đợc tnh hnh th. Vỡ vly cũn phii cú đợc bõ mang tnh hnh th mii cú th đợc bõ lđ đợc, đú chnh là đợc bõ Sinup.

8.7- Khí tượng và dự báo hình thế Synopsis.

8.7.1- Giới thiệu.

Một dự báo hình thế Synopsis bao gồm sự phân tích các yếu tố khí hậu như gió, áp suất, nhiệt độ để đưa ra các hình thế thời tiết như vùng áp thấp, áp cao, vùng xoáy thuận, xoáy nghịch cùng các quá trình liên quan khác. Các hình thế được thể hiện ở các dạng bản đồ hình thế và qua đó có thể xác định được xu thế của chúng. Cường độ và hướng di chuyển của các yếu tố có thể được dự báo trước vài ngày trước khi tạo thành các hình thế nguy hiểm.

Các dự báo hình thế là một yếu tố quan trọng trong việc dự báo lũ bởi vì lũ có nguyên nhân chính là do sự biến động của các yếu tố thời tiết (Collier, 1989).

Sự có mặt của các yếu tố khí hậu là yếu tố quyết định đến các quá trình khác và những hình thế thời tiết này có thể được mô phỏng lại cùng với các đặc trưng thực tế bằng các mô hình. Theo Wicham (1980), có rất nhiều mô hình mô phỏng các hình thế thời tiết đã được phát triển. Mặc dù các yếu tố quan trắc được sẽ gặp ít nhiều sai khác với các yếu tố thu được từ mô hình. Trong những mô hình này, các quy luật vật lý được áp dụng cho các yếu tố thời tiết hiện tại để dự báo trong tương lai.

8.7.2- Kỹ thuật dự báo thời tiết.

Dự báo thời tiết sử dụng các kỹ thuật sau đây (Wickham, 1980):

Ngoại suy các xu thế đã có hoặc nội suy giữa hình thế hiện tại và hình thế dự báo bằng mô phỏng.

Ước tính ảnh hưởng của sự đốt nóng và làm lạnh của bề mặt.

So sánh với những xu thế chung của các mô hình hình thế.

Ước tính mức độ ảnh hưởng do quá trình động lực và sự lệch hướng.

So sánh với các điều kiện khí hậu thông thường.

Dự báo thời tiết có thể được tiến hành bằng phương pháp thủ công (chủ quan) hoặc kỹ thuật số (khách quan) hoặc tổng hợp cả hai loại trên (Collier, 1989). Những phương pháp này được mô tả theo sơ đồ như ở hình 8-7.

Các số liệu thu thập từ các thiết bị viễn thám chưa thể dùng được mà yêu cầu những sự phân tích tổng hợp như làm trơn hoá tạo ra các trường nhiệt độ, độ ẩm, áp suất, gió phù hợp với yêu cầu số liệu đầu vào của các mô hình. Số liệu

các yếu tố thuộc tầng trên và tầng sát mặt được cung cấp từ các trạm khí hậu thông thường phương pháp hình thể khí hậu.

8.7.3- Sử dụng vệ tinh trong dự báo hình thể Sy nốp

Vệ tinh được sử dụng rộng rãi trong công tác dự báo hình thể sy nốp để tìm ra các trạng thái của khí hậu như:

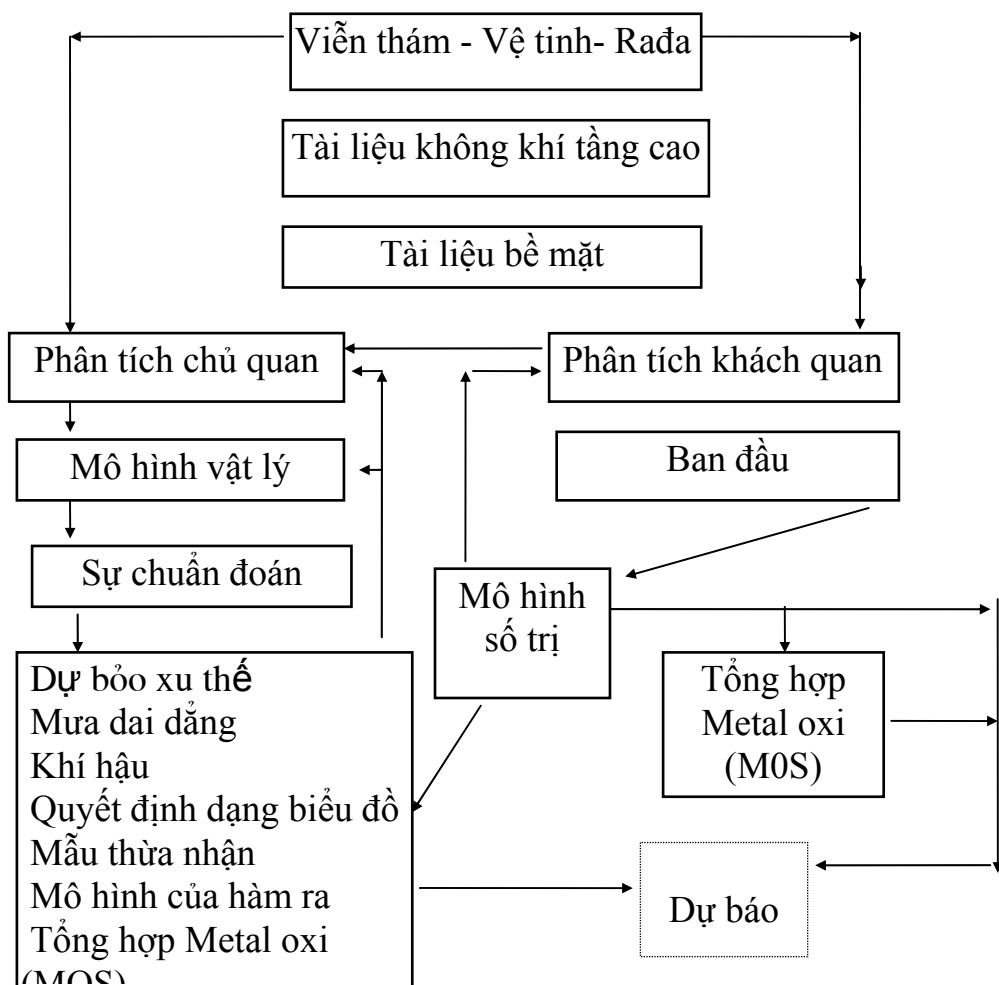
Các dạng lốc xoáy trên ốc để tìm ra tâm vùng áp thấp, nhận dạng sớm chúng trước khi chúng đổ bộ tới các trạm mặt đất, công việc này hết sức quan trọng trong công tác dự báo bão.

Các dải rộng của mây front

Hình thể tuyến tính của mây để tìm ra hướng gió nhiệt.

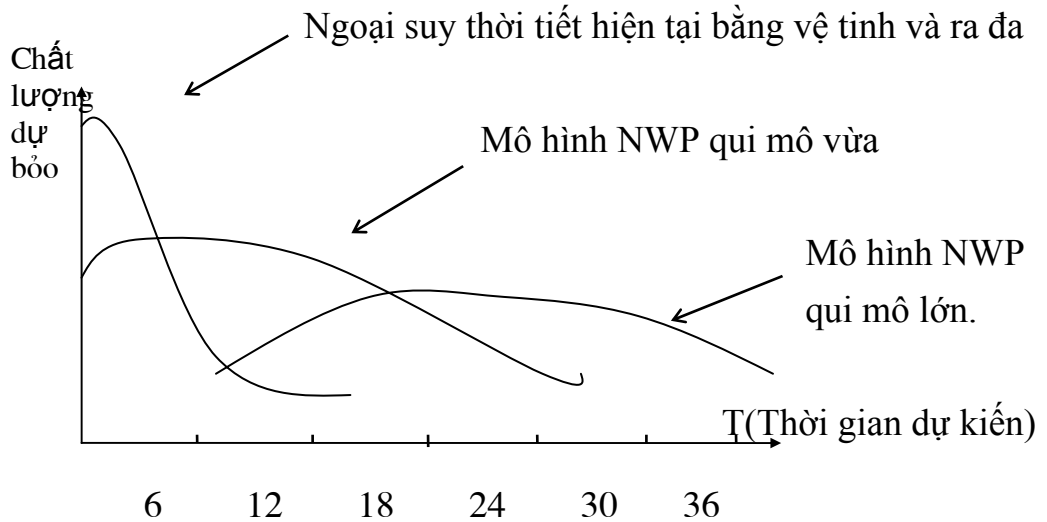
Sương mù ở biển.

Băng, tuyết, là các yếu tố quan trọng trong việc dự báo lũ.



Hình 8.7: Các bước tiến hành dự báo thời tiết, với phương pháp chủ quan nằm bên trái và phương pháp khách quan ở phía phải.

Các dạng dự báo.



Hình 8.8 Độ chính xác của dự báo phụ thuộc vào thời gian dự kiến

Dự báo thời tiết được chia làm 3 dạng là dự báo hạn ngắn, dự báo hạn vừa và dự báo hạn dài.

Dự báo hạn ngắn (nhỏ hơn hoặc bằng 2 ngày) đến lượt nó lại được chia ra làm các dạng như ở hình 8-7.

Dự báo tức thời (Nowcasting) (0-12 giờ) là dùng phương pháp ngoại suy từ các yếu tố và hình thể thời tiết đã biết. Nowcasting là rất cần thiết cho dự báo lũ. Với thời đoạn dự báo càng ngắn thì mức độ chính xác càng tăng.

Các mô hình qui mô vừa được dùng để dự báo cho những yếu tố thời tiết có đường kính hoạt động từ 20 -500 km và với thời gian duy trì từ 2 -50 giờ.

Các mô hình qui mô lớn các yếu tố thời tiết có đường kính hoạt động từ 500 - 5000 km và thời gian duy trì từ 50-500 giờ.

Chương 9. DỰ BÁO MỰC NƯỚC NGẦM VÀ DÒNG CHẢY NGẦM.

Nước ngầm được sử dụng rộng rãi trong nền kinh tế quốc dân. Vì thế việc dự báo sự thay đổi lượng trữ nước ngầm mà đặc trưng của nó là mực nước, là một việc làm hiển nhiên và cần thiết. ý nghĩa ứng dụng của dự báo dòng chảy khi nó được duy trì chủ yếu bởi nước ngầm đã được trình bày trong chương I.

9.1 Cơ sở chung của dự báo

Trong những điều kiện tương đương dòng chảy ngầm được xác định bằng trữ lượng nước ngầm. Vì thế sự hình thành dòng chảy này và trữ lượng của nó phải được nghiên cứu đồng thời thì mới hợp lí. Trong khi giải quyết vấn đề người ta có thể sử dụng hai hướng sau:

Hướng thứ nhất: Giải bài toán bằng cách phân tích và tổng hợp các quá trình vật lí cơ sở quyết định biến trình của mạch nước ngầm và dòng chảy ngầm. Tham số đặc trưng cho các quá trình này được xác định bằng cách đo đạc hoặc bằng con đường lý thuyết

Hướng thứ hai: Kết quả tìm được trên cơ sở xem bồn thu nước mặt và bồn thu nước ngầm và lưới sông như một hệ động lực nào đó và ghi lại bằng cách này hay cách khác, tác động của môi trường. Biến cố đặc trưng cho tác động loại này, ví dụ như mưa, bốc hơi được xem như các hàm vào của hệ. Còn các hàm ra của hệ được hiểu là mực nước ngầm hoặc dòng chảy do nó gây nên. Với bài toán trong đó khi sử dụng một vài toán tử theo hàm tại cửa vào của hệ thì phải nhận được hàm tại cửa ra của nó như chúng ta đã được làm quen. Chỉ lưu ý thêm rằng trong khi giải người ta có sử dụng các kết quả phân tích lý thuyết tiến hành theo hướng như nhất nêu trên và theo sự phát triển của thuyết hình thành trữ lượng nước ngầm và dòng chảy ngầm thì hai hướng đi này càng có nhiều điểm trùng hơn.

Chúng ta sẽ xem xét khả năng sử dụng của cả hai cách nghiên cứu trên trong thực tế.

Về cách thứ nhất, cần phải lưu ý rằng ngày nay người ta đã thiết lập

được các phương trình vi phân biểu diễn quá trình thấm, chuyển động của nước ngầm và bốc hơi từ mặt đất, như vậy là đã có những xuất phát điểm lý thuyết để giải bài toán trên. Tất nhiên là các phương trình chưa tính được toàn bộ những yếu tố ảnh hưởng và do đó chỉ là các phương trình gần đúng. Tuy nhiên sự phát triển lý thuyết và các thực nghiệm vật lý đã cho ta khả năng hiệu chỉnh chúng.

Để thực hiện phương pháp này trong thực tế cần phải có các số liệu quan trắc chi tiết các đặc trưng định lượng khác nhau của lưu vực, cấu trúc thuỷ địa chất, hệ số thấm... Điểm đặc biệt của cấu trúc lưu vực sông là ở chỗ các đặc trưng thuỷ lực, hệ số thấm, kích thước tầng nước ngầm và độ sâu phân bố của nó cũng như độ dốc thay đổi hoàn toàn theo lãnh thổ và còn có một số đặc trưng thay đổi theo thời gian. Kinh nghiệm giải chặt chẽ các phương trình vi phân, ví dụ như phương trình biểu diễn chuyển động của dòng trong sông cho thấy rằng khi không có đầy đủ số liệu xác định điều kiện phát triển của quá trình đang nghiên cứu và khi số liệu không đủ độ chính xác thì cách giải này đôi khi dẫn tới những kết quả rất tồi, thậm chí khác xa với thực tế.

Để có thể bằng cách tổng hợp các quá trình cơ sở nhận được những số liệu tin cậy về sự hình thành dòng chảy ngầm, chúng ta cần phải tính đến tính khác biệt mạnh mẽ nói trên của các đặc trưng đã nêu bằng cách tổ chức đo đạc các tham số trên diện rộng và mật độ lưới trạm đo dày, như vậy trên một phạm vi lãnh thổ rộng lớn nào đó là không thực tế, thực tế chỉ trên một lưu vực nhỏ cũng có nhiều khó khăn. Như vậy là nếu không tìm thấy những phương pháp mới về nguyên tắc cho phép đo đồng loạt (chứ không phải từng điểm như hiện nay) các đặc trưng của các quá trình tự nhiên thì không thể tính tới việc giải đầy đủ bài toán đã nêu bằng phương pháp này.

Điều đã nói ở trên không có nghĩa là đi tới phủ định sự cần thiết phải phát triển phương pháp phân tích tổng hợp các quá trình cơ sở. Mặc dù phương pháp này tạm thời chưa giải trực tiếp được bài toán đã đặt ra, nhưng sự phát triển của nó hoàn toàn cần thiết để hoàn chỉnh thuyết hình thành trữ lượng nước ngầm và dòng chảy của chúng, để phát triển các thực nghiệm vật lý hoặc chính xác hoá các qui luật hình thành nước lục địa và để giải các bài toán lý tưởng hoá như những yếu tố quan trọng xây dựng và thiết lập các

chuẩn để kiểm tra các cách giải gần đúng

Hướng nghiên cứu thứ hai, như đã nói ở trên, là coi lưu vực bao gồm lưới sông và các phụ cận của nó, như một hệ động lực vật lý xác định trước tác động của môi trường xung quanh. Trong đó giá trị dòng chảy ngầm (gia nhập) trong sông và mạng lưới sông, đo được hoặc xác định được, là đặc trưng tích phân phản ứng của mạng lưới đang xét đối với các tác động. Do đó bằng cách nghiên cứu dòng chảy này, mực nước ngầm và các tác động tương ứng từ ngoài vào, về mặt nguyên tắc có thể xác định được tổng các đặc trưng thuỷ văn và thuỷ địa chất là những đại lượng mà nếu dùng các phương pháp khác thì đòi hỏi nhiều cố gắng và trang thiết bị mới xác định được.

Cần nhấn mạnh rằng do dòng chảy và mực nước nguồn là những đặc trưng tích phân của chế độ nước trong toàn lãnh thổ và chúng ta xem xét tác động từ bên ngoài một cách tổng quát (ví dụ như xét lượng mưa trung bình trên toàn lưu vực) nên các đặc trưng tích phân của tổng trên các điều kiện tự nhiên thu được là chung cho toàn lưu vực. Vì vậy chúng ta không có quyền chia chúng theo lãnh thổ. Một vài khả năng phân chia có thể đạt được khi thêm vào một số điều kiện phụ như tính tới sự khác nhau trong phản ứng lưu vực tại phần này hay phần khác khi có mưa, thời gian chảy truyền của nước từ các phần khác nhau của lưu vực, sự khác nhau của hệ số dòng chảy theo diện tích...

Để làm rõ dạng của phương trình chuyển tiếp ví dụ như từ lượng mưa tới dòng chảy, hiển nhiên là có thể sử dụng:

a - Một vài sơ đồ lí thuyết thu được trên cơ sở giải các phương trình vi phân nêu trên đối với các mô hình nhất định

b - Kết quả tổng hợp của các thực nghiệm số trị và vật lí

c - Sơ đồ hoá hiện tượng dòng chảy bằng các mô hình nhất định chủ yếu dựa trên quy luật của các quá trình đó.

Trong cách giải này một vài tham số chưa biết đặc trưng cho những điều kiện tự nhiên cụ thể tìm được chủ yếu bằng cách giải bài toán ngược trên cơ sở sử dụng các số liệu quan trắc.

Hiển nhiên rằng với việc sắp đặt bài toán như vậy khối lượng số liệu có thể giảm rất nhiều. Một mạng lưới quan trắc và các thực nghiệm như vậy đáp ứng được điều kiện trên, trong thực tế đã có. Trong các trường hợp nhiệm vụ

chính của lưới quan trắc và các công tác thực nghiệm là:

- Thu thập thông tin về các hiện tượng đang xét tương ứng với độ chính xác theo yêu cầu tính toán.

- Thu nhận thông tin với độ chính xác định trước về các yếu tố thay đổi theo thời gian quyết định mức thay đổi của đại lượng đang xét, ví dụ như thông tin về lượng mưa, mực nước, dòng chảy...

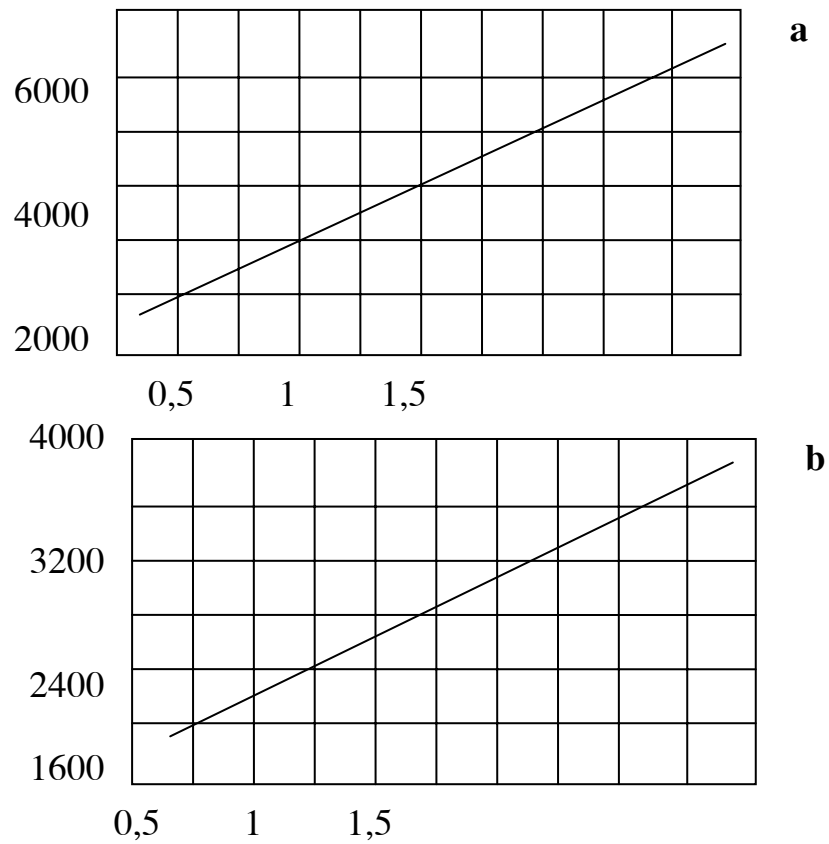
- Thu nhận thông tin cần thiết để chính xác hoá các quy luật của quá trình đang nghiên cứu và kiểm tra mô hình toán của chúng.

Dòng chảy ngầm là một trong nhiều các đặc trưng thuỷ văn mà trong giai đoạn hiện nay có thể xác định được giới hạn giao động thực của chúng và do đó định ra được khoảng trị số dự báo. Ví dụ như lượng mưa tăng không có giới hạn thì dòng chảy tổng cũng tăng không có giới hạn, còn giá trị cực đại của mực dâng mực nước ngầm bị giới hạn bởi mặt đất.

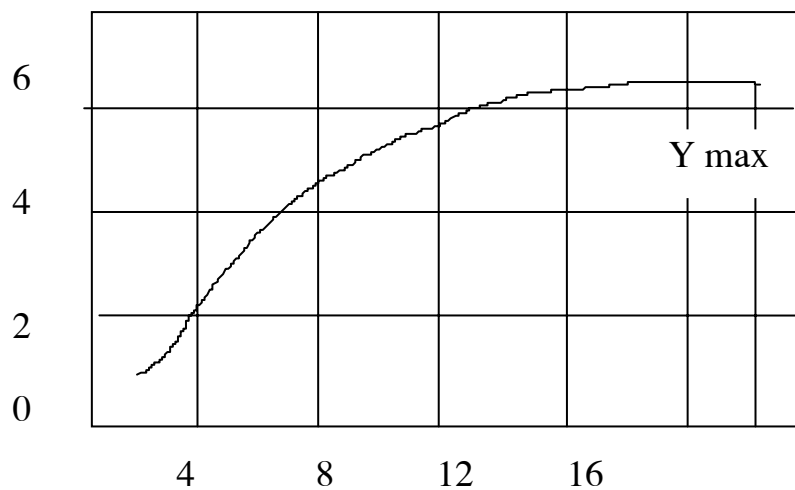
Kalinin. G.P và Chiu - chiun sêva N.I đã tiến hành phân tích quan hệ giữa dòng chảy ngầm và tổng lượng dòng chảy sông của các lưu vực vùng châu âu thuộc Liên Xô với điều kiện khi giá trị dòng chảy tổng tăng không hạn chế thì dòng chảy ngầm sẽ tiến tới giá trị giới hạn L_{ngmax} . Hình 9.1 thể hiện dạng của quan hệ này qua ví dụ của một trong một số lưu vực. Biểu thức toán học của nó có thể viết dưới dạng:

$$Y_{ng} = Y_{ng \max} th\left(\frac{y}{c}\right) \quad (9.1)$$

Trong đó: Y_{ng} - môđun dòng chảy ngầm năm, y - môđun dòng chảy sông năm, Y_{ngmax} - môđun dòng chảy ngầm cực đại, C - hệ số đặc trưng cho độ nghiêng của đường cong biểu thị hàm và trên thực tế phản ánh độ thấm thấu của đất, độ dốc bề mặt và lớp cách nước.

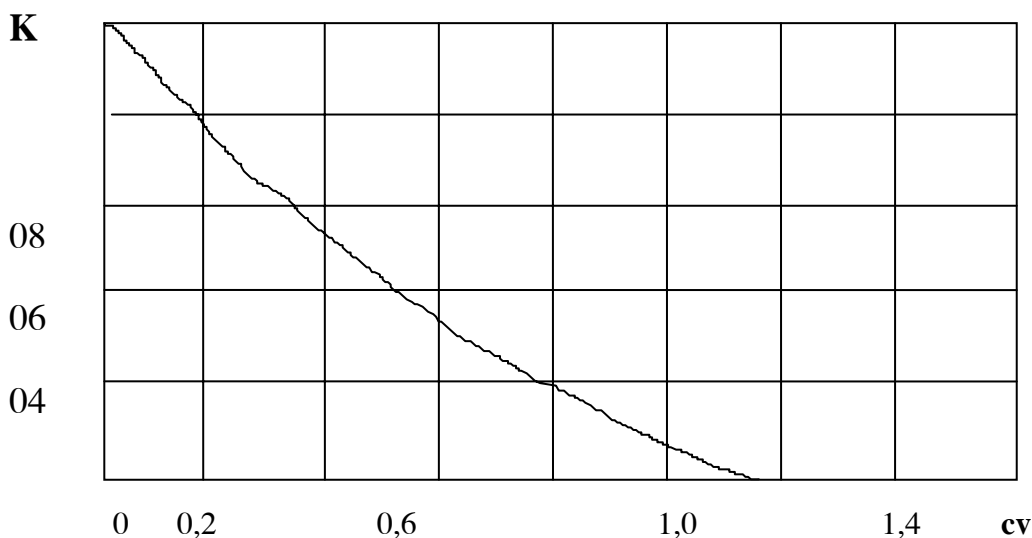


Hình 9.1 Quan hệ giữa dòng chảy ngầm và tổng lượng dòng chảy sông ở hai khu vực khác nhau của Liên Xô



Hình 9.2: Đồ thị biểu diễn quan hệ giữa dòng chảy ngầm năm Y_{ng} và dòng chảy tổng năm (Y) sông Sêrêzin - trạm Borix.

Về giới hạn dưới có thể của dòng chảy ngầm thì rõ ràng nó không thể giảm tới không vì một phần dòng chảy này là kết quả của sự tiêu hao lượng nước ngầm ổn định tích lũy trong thời kỳ địa chất tích lũy nước ngầm. Trên cơ sở sử dụng các đường mực bảo đảm tổng quát của dòng chảy nhỏ nhất có thể thu được một vài nhận định về dòng chảy ngầm nhỏ nhất có thể có.



Hình 9.3 Quan hệ môđun dòng chảy ngầm và hệ số sai biến.

Hình 9.3 dẫn ra quan hệ giữa dòng chảy ngày nhỏ nhất với hệ số biến sai phân của dòng chảy ngầm. Quan hệ này nhận được theo tài liệu quan trắc nhiều năm tại 150 sông tại các vùng khác nhau của châu Âu, Châu Á, Châu Mỹ và Châu Phi. Đường cong giới hạn biên dưới của trường điểm cho ta hệ số mô đun của dòng chảy ngầm do sự tiêu hao phần nước ngầm ổn định, tích lũy được trong thời kì địa chất tích lũy nước ngầm cung cấp.

Trị số trung bình của hệ số biến thiên của dòng chảy ngầm của toàn trái đất có thể lấy gần bằng 0,2. Khi đó tuân theo hình 9.3 giá trị trung bình của hệ số mô đun của dòng chảy ngầm do nước ngầm ổn định về mặt địa chất cung cấp sẽ bằng 0,25 - 0,3. Nếu coi rằng tổng lượng của dòng chảy ngầm của toàn trái đất là $1300 \text{ km}^3/\text{năm}$ chúng ta có dòng chảy ngầm do loại nước này cung cấp là $3000 - 4600 \text{ km}^3/\text{năm}$.

Dự báo dòng chảy ngầm và mực nước ngầm có thể chia thành:

- Dự báo ngắn hạn mực nước và dòng chảy ngầm với thời gian dự kiến nhỏ hơn 15 ngày nhằm mục đích báo trước khả năng xảy ra được ngập hoặc dòng chảy nguy hiểm do thoát nước ngầm trong vùng núi....

- Dự báo trung hạn mực nước và dòng chảy ngầm với thời gian dự kiến từ 15 ngày đến hàng năm để lập kế hoạch giao thông thủy, sử dụng nước ngầm...

- Dự báo trên mức dài hạn mực nước ngầm và dòng chảy ngầm với thời gian dự kiến từ một vài năm để tính tới chúng trong khi lập kế hoạch phát triển một vài ngành nào đó của nền kinh tế quốc dân.

Xét các phương pháp chủ yếu để dự báo mực nước và dòng chảy ngầm.

9.2- Dự báo bằng phương pháp cân bằng nước

Như chúng ta đã biết trong tính toán cân bằng nước không phải tất các số liệu cần thiết đều có thể nhận được bằng cách đo trực tiếp. Một phần số liệu đó, ví dụ như lượng mưa kì tới, lượng bốc hơi, phải lấy theo giá trị dự báo hoặc tính toán trên cơ sở các tài liệu đã có. Chính điểm này đã hạn chế khả năng dự báo của phương pháp cân bằng nước. Trong các tính toán lượng trữ nước ngầm và dòng chảy ngầm phương pháp này cho kết quả tốt trong trường hợp khi từ tài liệu quan trắc có thể tìm được giá trị của các yếu tố chủ yếu xác định sự thay đổi của lượng trữ và dòng chảy này. Ví dụ như: Mực nước ngầm dâng vào mùa xuân chủ yếu phụ thuộc vào các yếu tố gây nên tổn thất nước tuyết tan. Còn sự dâng mực nước ngầm trong vùng tưới nước thì tùy thuộc vào mực độ tưới. Chúng tôi nhắc lại là phương trình cân bằng nước còn là cơ sở lý thuyết chung dùng để nghiên cứu ảnh hưởng của các yếu tố khác nhau tới dòng chảy, nước ngầm và các thành phần khác của cân nước. Viết phương trình cân bằng nước cho mặt nước ngầm và tầng đất tính từ lớp cách nước của nó tới mặt đất dưới dạng:

$$\mu\Delta = \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t + A\Delta t \quad (9.2)$$

$$\Delta C + n\Delta H = \left(B + \frac{Q_1 - Q_2}{F} \right) \Delta t \quad (9.3)$$

Trong đó: ΔH - sự thay đổi mực nước ngầm trong thời gian Δt , Q_1 và Q_2 - lưu lượng dòng chảy đến và dòng chảy đi của nước ngầm tại đoạn F

đang xét. A - lượng nước thấm vào tầng giữ nước từ phía trên, B - hiện giá trị cường độ thấm và bốc hơi, μ - trong trường hợp mực nước tăng thì nó sẽ là lượng nước chảy đi do lực trọng trường, còn trong trường hợp mực nước giảm, thiếu hụt so với độ ẩm toàn phần n, biểu diễn bằng đơn vị tương đối so với thể tích, ΔC - thay đổi lượng ẩm trong vùng đất có lỗ hổng trong thời gian Δt .

Đồng thời giải hai phương trình ta được:

$$\Delta H = \frac{1}{V_0}(B\Delta T - A\Delta T - \Delta C) \quad (9.4)$$

Trong đó $V_0 = n - \mu$ - độ ẩm thể tích của đất nằm trên vùng mao dẫn của mặt nước ngầm.

Viết lại phương trình (9.3) dưới dạng:

$$\frac{\Delta H V_0}{B\Delta t} = 1 - \frac{A\Delta t + \Delta C}{B\Delta t} \quad (9.5)$$

Kí hiệu toàn bộ vế phải bằng β có thể được xác định theo số liệu trung bình ΔH , V_0 và B cho diện tích đang xét. Trong thủy địa chất đại cương B Δt được tính bằng công thức thực nghiệm. Ví dụ như đối với vùng Similóp (gần Maxcova) nơi có điều kiện thủy địa chất ổn định, người ta tìm được biểu thức sau cho mùa xuân:

$$B\Delta t = X_{XI-III} - E_{XI-III} + (X_{IV} - E_{IV}) \quad (9.6)$$

Trong đó X_{XI-III} và E_{XI-III} lần lượt là lưu lượng và bốc hơi trong các tháng mùa đông, từ tháng XIII đến tháng III, X_{IV} và E_{IV} cũng tương tự như vậy trong tháng IV.

Đối với điều kiện ổn định giá trị trung bình $VI = 0,317$ và $\beta = 0,4$. Từ đó:

$$\Delta H = 2,92 (X_{XI-III} - E_{XI-III} + X_{IV} + E_{IV}) \quad (9.7)$$

Sử dụng công thức (9.7) người ta có thể lập được dự báo dài hạn sự tăng mực nước ngầm mùa xuân trong vùng ổn định nói trên. Tương tự như nhiều dự báo dòng chảy các giá trị mưa và bốc hơi chưa biết, trong trường hợp này là tháng IV, phải lấy giá trị trung bình nhiều năm của chúng.

Trong khi dự báo độ cao mực nước ngầm dâng trong mùa xuân có thể

xuất phát từ chỗ cho rằng:

$$\Delta H_i = \frac{\overline{\Delta H}}{P} P_i \quad (9.8)$$

Trong đó ΔH_i và eH_i và ΔP_i là mực nước dâng và tổn thất tuyết tan trong năm đó (tổn thất được tính theo giá trị dòng chảy xuân dự báo và các tài liệu sử dụng để dự báo dòng chảy này). ΔH và ΔP là giá trị trung bình nhiều năm của các đại lượng trên.

Tất nhiên các phương pháp dự báo nói trên chỉ là gần đúng và nguyên nhân của việc này đã khá rõ ràng từ những điều đã trình bày.

Bài toán dự báo mức dâng mực nước ngầm mùa xuân có thể giải được chính xác hơn bằng cách tìm các quan hệ thực nghiệm trên cơ sở phương trình (9.2) và các số liệu quan trắc nhiều năm tương ứng. Chúng ta sẽ xem xét vấn đề này.

Thành phần đầu tiên trong vế phải phương trình (9.8) khi Δt không thay đổi, phụ thuộc vào mực nước ngầm ban đầu H_0 , lượng tổn thất tuyết tan P và độ ẩm đất trong vùng có lỗ hổng W_a . Từ đây:

$$\Delta H = f(H_0, P, W_a)$$

Khi thời gian t thay đổi thì mực nước ngầm trong thời gian Δt có dạng:

$$\Delta H = f(H_0, P, W_a, \Delta t)$$

Trong phần lớn các vùng, sau khi xuất hiện đỉnh lũ xuân thì mực nước ngầm bắt đầu giảm dần đều một cách có quy luật. Điều này cho ta khả năng lớn để dự báo dài hạn biến trình mực nước ngầm trong suốt mùa hè. Và thậm chí cả mùa thu cũng như mùa đông. Quy luật này cũng có thể áp dụng cho dòng chảy ngầm của các sông.

9.3 Dự báo bằng phương pháp động lực học nước ngầm.

Trong khi dự báo mực nước ngầm, lượng nước khai thác và dòng chảy ngầm của các sông có thể áp dụng cách giải của Businhsk và Maie.

Khi không có dòng da nhập do thấm, phương trình chuyển động không ổn định của chúng có thể viết dưới dạng:

$$m \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[k(h+H) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[k(h+H) \frac{\partial H}{\partial y} \right] \quad (9.9)$$

Trong đó m- độ hút ẩm bão hoà của đất trong vùng nằm trên vùng mao dẫn, k-hệ số thấm, h- độ sâu của tầng chứa nước, H- mực nước ngầm (ở cửa thoát nước H=0), t-thời gian, x và y lần lượt là kích thước dọc và ngang của dòng chảy ngầm. Nếu H quá nhỏ so với h thì phương trình (9.9) có dạng:

$$m \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(kh \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(kh \frac{\partial H}{\partial y} \right) \quad (9.10)$$

Biểu thức (9.10) có thể viết dưới dạng:

$$m \frac{\partial H}{\partial t} = kh \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial(kh)}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial(kh)}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} \quad (9.11)$$

Giá trị của kh, $\partial(kh)/\partial x$, $\partial(kh)/\partial y$ phụ thuộc vào toạ độ x và y chứ không phụ thuộc vào thời gian. Vì thế khi tất cả H thay đổi tỷ lệ thì $\partial H/\partial x$, $\partial H/\partial y$, $\partial H/\partial x^2$, $\partial H/\partial y^2$ sẽ thay đổi theo tỷ lệ như nhau, nghĩa là cả $m \partial H/\partial t$ cũng sẽ thay đổi theo tỷ lệ đó. Từ đó suy ra rằng $m \partial H/\partial t$ tỉ lệ thuận với H và

$$H = H_0 1^{-\alpha t} \quad (9.12)$$

Trong đó H_0 giá trị ban đầu của mực nước ngầm.

Vì vận tốc tỉ lệ thuận với độ dốc mà độ dốc lại tỉ lệ với mực nước H nên trong trường hợp không có bổ xung nước ngầm do ngầm thì lưu lượng thoát ở cửa ra theo Busiherk và Maie sẽ là:

$$Q = Q_0 1^{-\alpha t} \quad (9.13)$$

Trong đó Q- lưu lượng nước ở nguồn vào thời điểm t, tính từ đầu vào thời đoạn không có mưa, Q_0 - lưu lượng nước ở thời đoạn không có mưa, l- hệ số tiêu nước.

Đồ thị biểu diễn (9.13) thường được gọi là đường cong tiêu nước. Công thức (9.12) và (9.13) đúng khi độ dày tầng chứa nước h của nguồn đủ lớn so với sự thay đổi mực nước ngầm H để có thể coi nó là không đổi.

Busiherk và Maie đã tìm ra được cách giải gần đúng cho trường hợp độ dày tầng chứa nước h không lớn lắm so với sự thay đổi của mực nước ngầm H và do đó có thể coi H là không đổi. Khi đó:

$$H = H_0 \frac{1}{(1 + \alpha_1 t)^2} \quad (9.14)$$

$$Q = Q_0 \frac{1}{(1 + \alpha_1 t)^2} \quad (9.15)$$

Trong đó α_1 cũng là hệ số tiêu nước nhưng có giá trị khác giá trị của hệ số tiêu nước được xác định theo công thức:

$$\alpha = \frac{\pi^2 kh}{4\mu l^2} \quad (9.16)$$

còn hệ số α_1 tính theo công thức:

$$\alpha_1 = 5,77 \frac{kV}{4\mu b^3} \quad (9.17)$$

Trong đó k và h - hệ số chống thấm và chiều dày trung bình tầng chứa nước, μ - hệ số nhả nước của đất, l - khoảng cách từ phần đường nước ngầm tới cửa thoát nước, V - thể tích của tầng chứa nước có chiều dài l. Đối với dòng chảy có chiều là một đơn vị thì $V=h.l$

Khi đó theo (9.16) và (9.17) ta có:

$$\alpha = 1,71 \alpha_1 \quad (9.18)$$

Trong bảng 9.1 giới thiệu tung độ của đường cong nước rút thoả mãn công thức (9.14) và (9.16) biểu diễn tương đối so với Q_0 khi $\alpha_1 = 0,01$. Từ đây thấy rằng cả hai công thức trên thực tế cho cùng một giá trị cho tới thời điểm lưu lượng nước giảm khoảng 2-2,5 lần so với Q ban đầu. Chỉ sau đó mới thấy xuất hiện sự khác nhau, nhưng cũng không lớn lắm trong đó công thức (9.14) cho giá trị nhỏ hơn.

Bảng 9.1

t	$I^{-0,017t}$	$\frac{1}{(1+0,010)^2}$	t	$I^{-0,017t}$	$\frac{1}{(1+0,010)^2}$
1	0,98	0,98	100	0,18	0,25
10	0,84	0,83	200	0,03	0,11
50	0,42	0,44	500	0,00	0,03
70	0,30	0,35			

Có thể sử dụng công thức tích phân sau:

$$Q = Q_0 \left[(1 - \gamma) I^{-0,017\alpha t} + \gamma \frac{1}{(1 + \alpha t)^2} \right] \quad (9.19)$$

trong đó tham số γ có thể thay đổi từ 0 đến 1.

Nếu tầng chứa nước nhận được nước cung cấp từ các tầng sâu hơn, ví

dụ như tầng có áp, thì nguồn nước này thường có giá trị không đổi, diễn biến bằng lưu lượng Q_{ng}

$$Q = (Q_0 - q_{ng}) \left[(1 - \gamma) T^{1,71\alpha} + \gamma \frac{1}{(1 + \alpha_1 t)^2} \right] + q_{ng} \quad (9.20)$$

Lưu ý rằng công thức (9.13), (9.15) và (9.20) đã được diễn trong các chương trước trong khi xem xét vấn đề sử dụng quy luật tiêu hao dự trữ nước sông và nước ngầm trong thời kỳ lũ rút và trong mùa hè để dự báo dòng chảy sông. Tham số α , α_1 , γ và q_{ng} có thể được xác định theo cách sau:

Logarit (9.12) chúng ta nhận được $\ln Q = \ln Q_0 - \alpha t$ từ đó α được tìm như tang của góc nghiêng của đồ thị giữa quan hệ $\ln Q$ và t .

Vì đường cong thoả mãn công thức (9.13) và (9.15) thực tế trùng với nhau khi $\frac{Q}{Q_0} \geq 0,7$ nên tham số α có thể tìm được theo công thức (9.18). Nó còn có thể

xác định theo đồ thị quan hệ giữa $\sqrt{\frac{Q}{Q_0} - 1}$ và t . Tham số của công thức (9.20)

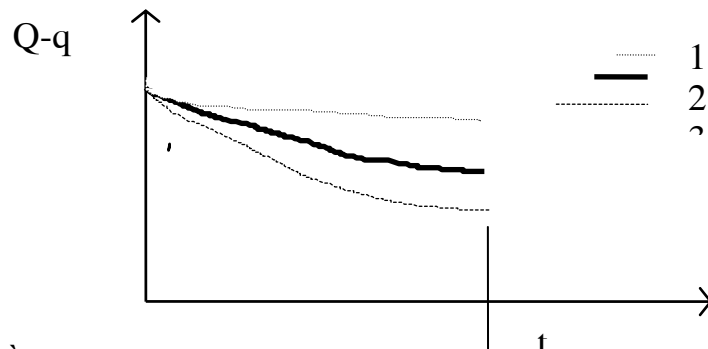
tìm được theo cách sau:

Đầu tiên số liệu quan trắc dòng chảy nhiều năm của sông đó tìm ra giá trị q_{ng} . Nó có thể xác định gần đúng theo đồ thị hình 9.5. Sau đó sử dụng các cách xác định α và α_1 nói trên tìm được giá trị của chúng trong công thức

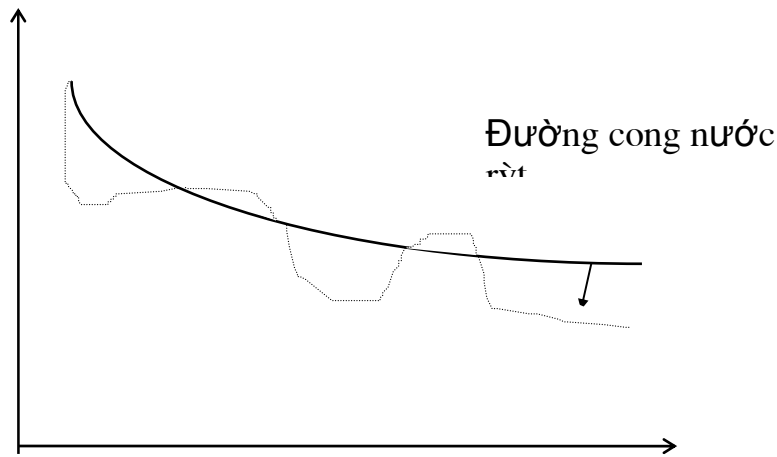
$$Q - q_{ng} = (Q_0 - q_{ng}) e^{-\alpha t} \quad \text{và}$$

$$Q - q_{ng} = \frac{Q_0 - q_{ng}}{(1 + \alpha_1 t)^2} \quad \text{và xây dựng đồng thời các đồ thị của các công thức trên}$$

khi tìm α và α_1 . Sau đó giá trị của γ được xác định như tỷ số giữa ab và ac



Hình 9.4 Đồ thị minh họa phương pháp xác định tham số γ . 1, 2, 3- đường cong nước tương ứng với các công thức (9.14), (9.16) và thực tế.



Hình 9.5 Sơ đồ bổ xung tiêu hao trữ lượng nước ngầm trong lưu vực, biểu diễn bằng lưu lượng của chúng tại tuyến khống chế.

Cần phải khẳng định một ý nghĩa quan trọng của đường cong nước rút của nước ngầm như là một đặc trưng tích phân của tổng hợp các điều kiện thủy địa chất và thủy văn hình thành dòng chảy ngầm. Các đường cong này, cũng như đường cong chảy truyền của dòng chảy mặt, đã được xem xét ở phần trên, là một số những đặc trưng quan trọng bậc nhất của lưu vực sông.

Ở Việt Nam dựa vào số liệu dòng chảy ngầm và dòng chảy mùa kiệt GS Ngô Đình Tuấn đã xây dựng mối quan hệ trên 14 lưu vực khác nhau trên lãnh thổ Việt Nam. Kết quả đó được thể hiện trên bảng 9.2

Bảng 9.2 thể hiện đường cong rút nước mùa cạn của 14 lưu vực.

Đường cong nước rút mùa cạn:

Trong mùa lũ, nước ngầm được nước mưa cung cấp nên khả năng cung cấp nước cho sông tăng lên. Vì thế dòng chảy ngầm tăng dần từ thời điểm lũ lên và đạt giá trị lớn nhất Q_0 vào thời điểm dòng chảy mặt kết thúc. Từ thời điểm này, nếu không có mưa rơi trên lưu vực thì dòng chảy sông giảm dần theo đường cong nước rút.

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

Sử dụng đường cong này và quá trình lưu lượng nước trung bình trong năm tại trạm thủy văn có thể xác định lượng dòng chảy ngầm chảy vào sông và có thể dùng nó để dự báo dòng chảy ngầm.

Bảng 9.2

Biểu thức đường cong nước rút một số lưu vực sông ven biển miền Trung

Lưu vực	Phương trình đường cong nước rút mùa cạn	
	Thời kỳ kiệt I (I-IV)	Thời kỳ kiệt II(V-VIII)
Gia vòng	$t \leq 15: Q=6.10e^{-0,033t}$ $t \geq 16: Q = 3.70 e^{-0,023(t-15)}$	$t \leq 12: Q=3,3 e^{-0,089t}$ $t = 13\sim 40: Q= 1.15e^{-0,049(t-12)}$ $t \geq 41: Q= 0.3e^{-0/007(t-40)}$
Thượng Nhật	$t \leq 27: Q = 8.1 e^{-0,030t}$ $t=28 \sim 60: Q = 3,6 e^{-0,016(t-27)}$ $t \geq 61: Q = 2,15 e^{-0,007(t-60)}$	$t \leq 12: Q=5,5 e^{-0,105t}$ $t = 6\sim 20: Q= 3.3 e^{-0,031(t-5)}$ $t \geq 21: Q= 2.05e^{-0/010(t-20)}$
Thành Mỹ	$t \leq 11: Q = 55 e^{-0,0561t}$ $t=12 \sim 67: Q = 29,8 e^{-0,01(t-11)}$ $t \geq 68: Q = 16,8 e^{-0,006(t-67)}$	$t \leq 7: Q=58 e^{-0,080t}$ $t = 8\sim 32: Q= 33 e^{-0,045(t-7)}$ $t \geq 24: Q= 16 e^{-0/009(t-23)}$
Nông Sơn	$t \leq 21: Q = 365 e^{-0,057t}$ $t=22 \sim 70: Q = 110 e^{-0,026(t-21)}$ $t \geq 71: Q = 31e^{-0,015(t-70)}$	$t \leq 5: Q=200 e^{-0,080t}$ $t = 8\sim 32: Q= 33 e^{-0,045(t-7)}$ $t \geq 24: Q= 16 e^{-0/009(t-23)}$
Sơn Giang	$t \leq 12: Q = 200e^{-0,059t}$ $t=13 \sim 57: Q = 86e^{-0,018(t-12)}$ $t \geq 58: Q = 38e^{-0,012(t-57)}$	$t \leq 10: Q=300 e^{-0,134t}$ $t = 11\sim 30: Q= 80 e^{-0,034(t-10)}$ $t \geq 31: Q= 41 e^{-0,014(t-23)}$
An Chi	$t \leq 12: Q = 170e^{-0,110t}$ $t \geq 13: Q = 45e^{-0,021(t-12)}$	$t \leq 8: Q = 130e^{-0,196t}$ $t \geq 9: Q = 27e^{-0,04(t-8)}$
An Hoà	$t \leq 13: Q = 16,5e^{-0,047t}$ $t \geq 14: Q = 8.9e^{-0,024(t-40)}$	$t \leq 5: Q = 18e^{-0,132t}$ $t \geq 12: Q = 3.8e^{-0,0020(t-11)}$
Bình Tường	$t \leq 40: Q = 35,5e^{-0,033 t}$ $t \geq 41: Q = 9.5e^{-0,024(t-40)}$	$t \leq 5: Q=18 e^{-0,132t}$ $t = 6\sim 20: Q= 9.2 e^{-0,025(t-5)}$ $t \geq 21: Q= 6.3 e^{-0,013(t-20)}$
An Khê	$t \leq 70: Q = 20e^{-0,034t}$ $t \geq 71: Q = 1.9e^{-0,024(t-70)}$	$t \leq 5: Q = 12,5e^{-0,23t}$ $t \geq 6: Q = 4.0e^{-0,112(t-5)}$
Sông Hình	$t \leq 20: Q=23.9 e^{-0,028t}$ $t = 21\sim 50: Q= 13.3 e^{-0,023(t-20)}$ $t \geq 51: Q= 6.7 e^{-0,014(t-50)}$	$t \leq 18: Q = 17.2e^{-0,068t}$ $t \geq 19: Q = 5.15e^{-0,022(t-18)}$

Cùng Sơn	$t \leq 35: Q = 160e^{-0,039t}$ $t \geq 36: Q = 41e^{-0,020(t-35)}$	$t \leq 5: Q = 150e^{-0,186t}$ $t \geq 6: Q = 59e^{-0,111(t-5)}$
Đồng Trăng	$t \leq 50: Q = 38e^{-0,020t}$ $t \geq 51: Q = 13,3e^{-0,011(t-50)}$	$t \leq 13: Q = 17,4e^{-0,028t}$ $t \geq 14: Q = 11,1e^{-0,001(t-13)}$
Sông Luỹ	$t \leq 58: Q = 2,82e^{-0,028t}$ $t \geq 59: Q = 0,56e^{-0,044(t-58)}$	$Q = 3,6e^{-0,085t}$
Tà Pao	$t \leq 36: Q = 30e^{-0,031t}$ $t \geq 37: Q = 10e^{-0,016(t-36)}$	Không tồn tại thời kỳ kiệt II

Ở đây chúng ta mới chỉ xem xét quá trình tiêu nước ngầm. Mặc dù vậy đường cong nước rút có thể sử dụng một cách có hiệu quả để phân tích toàn bộ quá trình thu và tiêu hao trữ lượng nước ngầm. Tiền đề mở đầu cho việc này là yếu tố cho rằng sự thu nước ngầm xảy ra tương đối nhanh, còn sự tiêu nước rõ ràng là một quá trình kéo dài theo thời gian. Sự thu nước có thể xem là một tác động vào hệ động lực là lưu vực, còn lại phản ứng tiêu nước như là sự trả lời của hệ.

Người sử dụng các đường cong nước rút và nghiên cứu quan hệ giữa các dòng chảy mặt với sự thu nước ngầm Abalian T.X và Kalinin G.P đã tìm được phương pháp tính thành phần dòng chảy ngầm trên đường quá trình nước.

9.4 Các phương pháp dự báo thống kê.

Phương trình (9.2) và (9.3) không thể sử dụng rộng rãi trong dự báo mực nước ngầm được vì hiện nay người ta còn chưa tính được tất cả các thành phần và các đại lượng có mặt trong những phương trình này. Vì thế để dự báo mực nước ngầm thường phải dùng tới những quan hệ tương quan giữa độ cao của các mực nước này với các yếu tố chính. Điều này được xuất phát từ phương trình (9.4) và (9.3) và tất cả những khái niệm của của chúng ta về động lực học lượng trữ nước ngầm trong cả năm. Chúng ta sẽ xem xét quan hệ thống kê như vậy. Trong khi nghiên cứu các phương pháp dự báo mực nước ngầm nhỏ nhất trước lũ mùa xuân người ta đã tính tới độ cao mực nước ngầm đầu mùa đông, độ dài mùa đông, sự bổ sung nước trong thời gian nóng lên, sự đóng băng và một số các yếu tố khác.

Những quan hệ (9.9) và (9.10) đã trình bày ở trên để dự báo dài hạn độ

dâng mực nước ngầm mùa xuân rõ ràng là các quan hệ thống kê.

Lượng mưa rơi luôn hơn thường tổn thất hết vào bốc hơi và không ảnh hưởng tới mực nước ngầm. Để dự báo mực nước ngầm trong thời kỳ hè thu người ta đã tính tới độ cao mực nước ngầm mùa kì trước và kì tiếp sau đó, các quan hệ này như đã thấy trong chương trước, thường rất chặt chẽ và cho phép phát báo với thời gian dự kiến từ 3 đến 4 tháng.

Trong chương 5 đã đề cập tới sự hạn chế của tài liệu quan trắc nước ngầm. Trong đó cũng ghi nhận sự hạn chế của tài liệu quan trắc nước ngầm. trong đó cũng ghi nhận sự giao động của mực nước này có đặc điểm như nhau trên một vùng lãnh thổ lớn và do đó có nhiều tài liệu quan trắc tại một giếng khoan hoặc giếng được coi là đại biểu cho một vùng lớn.

Để có thể so sánh và khả năng tổng hợp các tài liệu quan trắc theo giếng khoan đặc trưng cho độ biến động khác nhau của mực nước ngầm thường người ta sử dụng những giá trị tương đối sau của mực nước:

$$\frac{H_i - H_{\min}}{H_{m\cdot} - H_{\min}} \quad \text{hoặc} \quad \frac{H_i - H_{99}}{H_1 - H_{99}} \quad \text{hoặc} \quad \frac{H_i - \bar{H}}{\sigma}$$

Trong đó H_i , H_{\min} , H_{\max} , H , H_1 , H_{99} lần lượt là mực nước ngầm vào ngày đang xét hoặc pha nước đồng nhất (Ví dụ như cực đại vào mùa xuân), mực nước cực tiểu, cực đại, trung bình nhiều năm và mực nước có tần suất 1 và 99%. σ - độ lệch pha trung bình của mực nước.

Cuối cùng chúng tôi cho rằng sự phát triển của phương pháp dự báo dài hạn mực nước ngầm và từ đó dự báo trữ lượng của chúng có ý nghĩa to lớn với to lớn đối với việc dự báo thành phần dòng chảy ngầm của dòng chảy sông.

TÀI LIỆU THAM KHẢO.

1. Apollov B.A, Kalinhin G.P và Komarov V.D. Giáo trình dự báo thủy văn. NXB KTTV Leningrad - 1974.
2. Aphiphia, Eizen. Phân tích thống kê, hướng dẫn cho sử dụng máy tính điện tử. NXB “MIR”, Maxcova, 1982.
3. Aliekhin U.M. Dự báo bằng phương pháp động lực thống kê. Tuyển tập các báo cáo tại hội nghị thủy văn toàn Liên xô. Tập 7, Dự báo thủy văn, NXB Leningrad, 1976.
4. Đặng Văn Bảng. Mô hình toán thủy văn và phân tích hệ thống. Tập bài giảng chuyên đề sau đại học. Trường đại học thủy lợi. Tháng 6/1991.
5. Bùi Văn Đức. Điều kiện hình thành dòng chảy và dự báo thủy văn hạn vừa cho các sông thuộc vùng Primorie- Viễn đông Liên xô. Luận văn PTS- Odesa-1984.(tiếng Nga)
6. Bùi Văn Đức và Đỗ Quang Huyền. Khả năng nâng cao chất lượng phương pháp phân tích khách quan trong dự báo đỉnh lũ năm. Tập san KHKT-KTTVV, số 9(369)/1991.
7. Bùi Văn Đức và Lê Văn Thạch. Khả năng nâng cao mức đảm bảo của phương pháp tương tự trong dự báo mực nước lũ cao nhất năm. Tập san KHKT số 9(333)/1988.
8. Các phương pháp thống kê trong thủy văn của Rozdextvenxki và Trebotarev. NXB KTTV Leningrad 1974.(Tiếng Nga).
9. Phân tích thống kê, hướng ứng dụng cho máy tính điện tử của Aphiphia và C.Eizen.NXB “MIR”- Maxcova 1982.(Tiếng Nga).
10. Trịnh Văn Thư và Phạm Ngọc Hiện. Dự báo di chuyển của bão bằng phương pháp tương tự. Phân tích dự báo bão, tập 1, tổng cục KTTV, 1995.
11. Hà Văn Khôi- Trịnh Quang Hoà.. Thủy văn công trình. NXB Nông
12. nghiệp 1993.
13. Nguyễn Viết Thi và các cộng tác viên. Dự báo hạn dài dòng chảy sông lớn. Đề tài nghiên cứu cấp tổng cục. Hà Nội, 1993.

14. George E.P Box and Gwilym M.Jenkin. Time series analysis forecasting and control. University of Lancaster, 1971.
15. R.E Schulze. Hydrological forecasting. The Netherlands 1994.

PREPACE.

For requirement of training quality raise in national university,probiem of writing of teaching matemarial “Water resources technique calculation is necessity requirement.

Teaching material “Water resources technique calculation supplies students base,traditional and up date modern know ledges about water supply,water regulitation,water power calculation and water resources management by reservoirs.

For good learning “Water resources technique calculation” students have to understand know ledges about nature geography,hydrological calculation,hydraulic, programme technique and computer.

This water resources technique calculation is used for contimental hydrological students, hydrological engineers,water resources managers and noground educational students in hydrology.