地信网论坛
BBS.3S001.COM

目　　录

前　言
第一章　绪论 ……1
第二章　水资源的一般概念 ……7
　第一节　水资源研究中的水量平衡 ……7
　第二节　水资源的涵义及分类 ……11
　第三节　地表水资源的表示方法 ……15
第三章　地表水资源的分析与估算 ……19
　第一节　概述 ……19
　第二节　年降水分析 ……23
　第三节　年径流分析及设计年径流计算 ……37
　第四节　年蒸发分析 ……50
　第五节　泥沙分析 ……55
　第六节　区域地表水资源 ……57
第四章　还原计算 ……64
　第一节　概述 ……64
　第二节　还原水量的分项估算 ……71
　第三节　流域模型法还原计算 ……81
　第四节　流域蒸发差值法 ……86
　第五节　人类活动影响的判别和还原成果的检查 ……87
　第六节　泥沙资料的还原 ……90
第五章　“三水”转化 ……93
　第一节　概述 ……93
　第二节　降雨和灌溉的入渗补给 ……94
　第三节　地下径流过程的分析 ……106
　第四节　河渠渗漏及其对地下水的补给 ……113
　第五节　山前侧渗和河道侧渗 ……117
　第六节　潜水蒸发 ……118
　第七节　采煤和岩溶地区的“三水”转化 ……120
　第八节　水资源数学模型的应用 ……124
第六章　枯水径流和干旱分析 ……134
　第一节　概述 ……134
　第二节　枯水径流分析 ……136
　第三节　旱情分析和干旱调查 ……154
　第四节　我国干旱地区水资源特点简介 ……162
第七章　洪水分析与设计洪水计算 ……164
　第一节　概述 ……164

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第二节 洪峰流量及时段洪量的频率分析 ……169
第三节 设计洪水过程线 ……182
第四节 设计洪水的地区组成 ……186
第五节 设计洪水中的其它问题 ……188
第八章 暴雨分析与设计暴雨计算 ……190
第一节 概述 ……190
第二节 暴雨量的统计分析 ……191
第三节 暴雨的时面深关系 ……199
第四节 设计暴雨计算 ……209
第五节 设计净雨计算 ……215
第六节 由设计净雨推求设计洪水 ……220
第七节 可能最大降水和可能最大洪水简介 ……223
第九章 小汇水区的洪水分析计算 ……228
第一节 概述 ……228
第二节 地区经验公式 ……229
第三节 暴雨强度公式 ……230
第四节 推理公式 ……235
第五节 综合单位线和洪水调查法 ……250
第十章 特殊地区的水文分析 ……251
第一节 概述 ……251
第二节 排涝水文分析 ……252
第三节 潮水位分析 ……254
第四节 城市水文分析 ……257
第十一章 径流序列的随机生成 ……262
第一节 概述 ……262
第二节 独立径流系列的生成 ……267
第三节 资料生成在相关分析中的应用 ……270
第四节 自回归模型生成径流序列 ……274
附表 ……280
附表 1 相关系数检验表 ……280
附表 2 皮尔逊III（P-III）型曲线的模比系数K_p值表 ……281
附表 3 国内各蒸发试验站水面蒸发换算系数K值表 ……283
附表 4 皮尔逊III型曲线的离均系数Φ_p值表 ……285
附表 5 1000hPa地面到指定压力间饱和湿绝热大气中的可降水与1000hPa露点关系表 ……287
附表 6 1000hPa地面到指定高度（高出地面米数）间饱和湿绝热大气中的可降水与1000hPa露点关系表 ……289
附表 7 耿贝尔极值分布$\lambda_{p,n}$数值表 ……290
附表 8 (0,1)上均匀分布的随机数表（一）、（二） ……292
主要参考文献 ……294

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第一章 绪 论

自然界的水具有两重性：既能造福于人类，又会形成严重的自然灾害，危及人民的生命财产。图1-1是人类与水的相互作用示意图，它表明人类和水的关系非常复杂。降水产生的径流，进入河流、湖泊，一部分通过抽、提、蓄、引等方式转化为河外用水，其消耗部分回归大气，没有消耗的部分回归河、湖，并把污染物带到了河流、湖泊；没有被利用的水和回归的水又可能形成洪涝灾害及产生与水有关的疾病。因此，需要在河流上修建工程，抵御洪水，并进一步发挥在河内用水方面的作用，然后再排放入海洋。但修建的工程也会引起生态环境的改变和产生与水有关的疾病，甚至因工程设计、施工和管理不善等原因，出现事故，造成人为的灾害。降水所形成的地下水，也可被抽提利用，部分回归河道或地下，引起一系列后果。所以，研究自然界的水，必须从以上所述各个方面进行考察和分析。

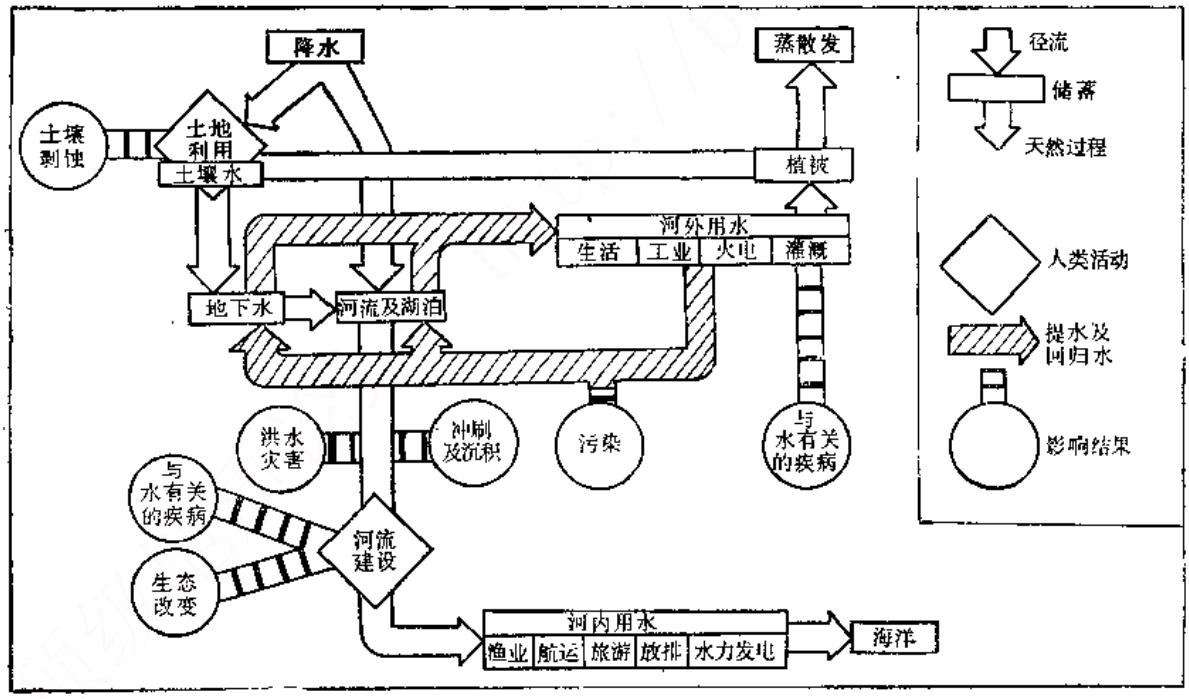


图 1-1 人类与水的相互作用示意图

一、水是宝贵的资源

没有水就没有生命，这是人所共知的常识。人类的产生、生存及进化，无一不与水密切相联。人类一切改造自然、发展生产的经济活动，都离不开水这一极其宝贵的自然资源。水之所以宝贵，除了上述人类对它需求的必要性和广泛性外，还在于它具有不可替代性，因为水所具有的许多自然特性和独特功能是其它物质不能取而代之的。例如，只有有

地信网论坛
BBS.3S001.COM

了水，地球上才能万物生长，一片生机，大自然变得郁郁葱葱；一旦失去了水，良田会变成荒漠，生命将随之消逝。因此，水资源的价值有时难以用纯经济的观点来评价和衡量，世界上没有任何代用品可以满足人类对水资源的全部需求。

水资源的宝贵，还体现在开发利用水资源要有巨大的投入。随着开发利用程度的提高，兴建新的水利工程的造价愈来愈高，工期愈来愈长，需要处理的问题（诸如水库移民、占用土地及生态环境影响等）也越来越复杂。例如，海河流域以供水为主的大中型水库每立方米库容的造价，在50至60年代早期，仅0.04元，60年代晚期为0.13元，平均约为0.10元；70年代增加到0.23元；80年代规划的两座水库已分别达到0.45元和0.60元。根据我国的自然条件和社会经济发展条件，今后开发水资源的难度将愈来愈大，故水资源将更加宝贵。

水不仅是资源，还是生态环境中最活跃、影响最广泛的因素。各种水体既能纳污，又能起净化作用，但如纳污量超过所能承受的能力，水资源被污染，就会造成一系列次生污染，引起严重的公害。甚至天空中的水与被污染的大气接触，形成酸雨，降落到地面，又污染下垫面。1983～1984年全球水质监测表明，全世界约有16亿人因饮用不洁净的水而染上各种疾病。

近几十年来，随着社会经济的发展，人类对水资源的需求量越来越大。表1-1是全球各种用途的用水量和耗水量资料。从中可以看出，用水量的增长很快；农业用水量占总用水量的比例在逐步减少，但目前仍占相当比重；各种用水中农业用水的耗水率（耗水量占用水量的比例）最高。

表 1-1　　全球各种用途的用水量和耗水量　　（单位：亿m^3）

序　号	用水户	用水指标	1950年	1970年	1985年	2000年(预测值)
1	城　市	用水量	600	1200	2500	4400
		耗水量	110	200	380	650
		耗水率(%)	18.3	16.6	15.2	14.8
2	工　业	用水量	1900	5100	11000	19000
		耗水量	90	200	450	700
		耗水率(%)	4.8	3.9	4.1	3.7
3	农　业	用水量	8600	19000	24000	34000
		耗水量	6300	15000	19000	26000
		耗水率(%)	73.2	78.9	79.2	76.5
4	水　库	耗水量	40	70	1700	2400
5	总　计	用水量	11000	25000	38000	57000
		耗水量	6500	16000	22000	30000
		耗水率(%)	59.0	64.0	57.9	52.6

不少国家已先后发生水资源危机，俗称水荒。尤其是发展中国家，水资源供需矛盾尖锐。图1-2是世界气象组织（WMO）提供的资料。

我国的水资源总量居世界第6位，仅次于巴西、（原）苏联、加拿大、美国和印度尼

地信网论坛
BBS.3S001.COM

西亚，约有28000亿m^3。但人均占有量只有2700m^3左右，为世界人均占有量的1/4。尤其是水资源的时程分配和地区分布与需水要求极不相应，矛盾很大。我国水资源的时程变化剧烈，夏季是洪水季节，河川径流可占全年径流的50%以上，有的可高达70%；冬季是枯水季节，北方河流的径流量只占全年径流量的4%～6%，东北地区因冰冻影响而只占1%。不仅如此，水资源的年际变化也非常剧烈，且以北方更为严重。例如，以河流历年最大年径流量和最小年径流量之比值来看，长江以北地区一般要达3～6；松花江为6.9；海河南系各支流高达13～76。连续多年枯水和丰水的特点更加剧了供需矛盾。其次，水资源的地区分布不均匀，在60%以上的面积上水资源总量不能满足需要，其中辽河、海滦河、黄河和淮河尤其缺乏。长江流域以北（包括西部内陆河流）地区，面积占全国的63.5%，人口占全国的45.6%，而水资源仅占全国的19%。在南方，虽然水量丰沛，但有些地区却因技术经济等条件的限制而发生供水困难。

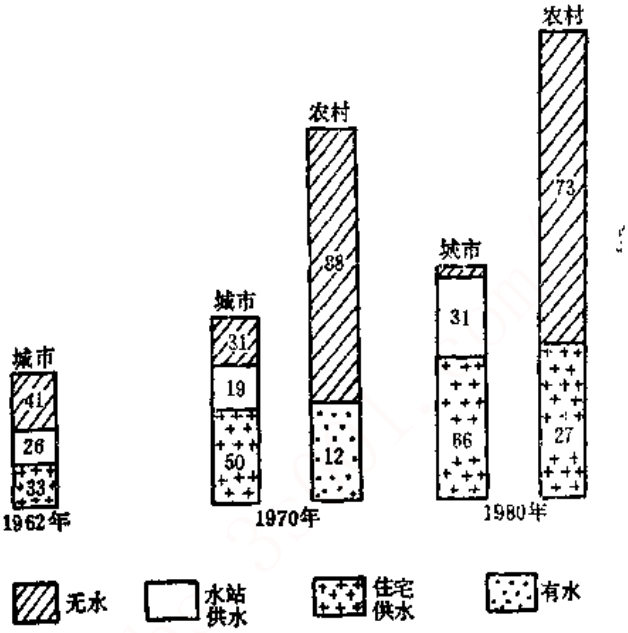


图 1-2 发展中国家供水情况

以上这些特点，给我国水资源的开发利用造成了很大困难。新中国成立以来，国家大量投资，群众大量投劳，兴建了一大批水利工程，为经济发展提供了较好的条件。但水仍然在制约着工农业生产的进一步发展，尤其是在北方地区。例如，1984年全国有188个城市缺水，日缺水量达1240万t。在引滦工程建成之前，天津市民只能饮用含盐量很高的水，且还要定量供应。目前，北方地区的水资源供需矛盾更趋尖锐。

二、我国的洪涝灾害

水少了固然是坏事，但水多了也非好事。降水在地区上、时间上过于集中，常常会形成洪涝灾害。据联合国教科文组织1973年进行的一项调查估计，每年仅在亚洲，河流洪水就破坏或毁坏大约40万km^2的土地和庄稼，影响1700多万人的生命财产。在我国漫长的历史上，洪涝灾害十分频繁，例如，黄河流域自7世纪以来的14个世纪中，大约发生110次大水，平均每8年就发生一次。长江流域中下游地区，100多年来出现过9次大水。在旧社会，每次洪灾都要迫使成千上万灾民流离失所，无家可归。1931年江淮大水，江河横溢，淹没了下游五个省的广大乡村和城镇。全国各地的文献史志上，关于洪涝灾害的记载比比皆是。这些灾害更加重了劳动人民的苦难。

解放以后，党和政府采取了大量的治河治水措施。从治淮开始，对海河、黄河等大江大河进行了全面治理，以此为骨干，全国各地兴建了一大批防洪除涝的水利工程。同时，还开展水情预报等工作，在防御洪水的侵袭，缓解洪涝灾情等方面起了很大的积极作用。但是在目前的技术经济条件下，还不可能完全控制和驾驭暴雨、洪水，也不可能完全消除

地信网论坛
BBS.3S001.COM

洪涝灾害。30多年来，我国平均每年洪涝受灾面积约1.12亿亩，成灾面积达0.62亿亩。1954、1956、1963和1964年，受灾面积超过2亿亩。平均每8年就要发生一次严重的水灾。至于局部地区的洪涝灾害，每年都有。事实表明，防洪除涝工程不仅数量不足，能力不够，而且标准太低，以致每当汛期，各地防汛紧张，要投入大量的人力和物力。

暴雨洪水还冲刷并带走大量肥沃的表土，使耕地贫瘠化。这种水土流失的现象在我国极为严重。有不少河流的含沙量之高闻名于世界，如黄河的含沙量为37.7kg/m³，海河的达60.8kg/m³，无定河的竟高达128kg/m³。黄河流域的集水面积是密西西比河的1/5，水量仅为其1/100，而年输沙量却是其4倍多。据估计，黄河的入海泥沙占世界各大河入海泥沙总量的10%。在南方地区，水土流失也同样存在。全国的水土流失面积已经达到150万km²。不少地区的暴雨还诱发和形成泥石流，淹没农田村镇，冲毁铁路、桥梁等，给国民经济和人民的生命财产造成巨大的损失。

三、地表水资源与水文分析的任务

国民经济的发展离不开资源。研究和制订一个地区、整个国家的经济发展规划，必须从各个角度去考察和论证规划的科学性、可行性。实践表明，我国许多地区的经济发展，在很大程度上主要受制于水资源，全国以及各地的水资源调查与评价就成为一项非常重要的、必须开展的基础工作。

在联合国水大会上，教科文组织建议对水资源评价作如下的定义：确定水的资源量（还有水质）、范围和其相互关系，据此可以评价利用和控制它的可能性。这一定义不仅规定了水资源分析研究工作的宏观任务，而且还包含了微观的任务：为了满足灌溉、发电、航运、城乡工业和居民生活等兴利方面的要求，必须兴建各种类型的水利工程，如水库、塘坝、抽水站、航道工程、水力发电站等，在确定工程的规模和建筑物的尺寸、选择合适的设备以及制订工程的运行方案和设备的操作规程时，都需要对水资源进行科学、细致的分析，预估出今后长时期内各种年份(特旱年、偏枯年等)的水资源量及其时空分布。因水资源有地表水资源、地下水资源和土壤水资源之分，它们分别在不同的学科中阐述，本课程只涉及其中的地表水资源部分。同时，水资源的质即水质将由其它课程专述，故本课程仅研究地表水资源的数量部分。

水文分析计算工作的任务也是通过对水文要素的分析研究，揭示它们的变化规律，从而对今后相当长时期内的水文情势作出科学的预估。在规划设计水库、堤防、分洪滞洪、排涝站、涵洞等水利工程时，首先必须对今后可能遇到的暴雨、洪水、潮水等作出比较准确的预测。很明显，如果估算的洪水过大，虽然工程比较安全，但投资过大，不经济，有时还可能因此而失去及时兴建的机会，以致不能及早抵御洪水而造成不应有的损失；如对洪水估计不足，工程规模偏小，达不到预定的防洪要求，还会增加今后汛期的防汛负担，甚至还有因大坝、堤防等失事而给下游人民带来危险的可能。关于这些，历史上有过许多教训，目前世界上大约有25万座大坝在运行，最近175年以来报导了约有500座大坝遭到损坏，平均每年有3起。在已经登记的损坏或破坏的大坝中，有23%是因为泄水建筑物的泄洪能力设计不当而造成的，如1969年阿根廷的普拉达坝因两小时内入库的径流量竟达全年径流量的25%而被破坏；又如乌拉圭的林肯巴涅特水利枢纽在设计时确定万年一遇的洪峰

地信网论坛
BBS.3S001.COM

流量为9000m³/s，工程竣工后14年，出现17000m³/s的流量，致使电站厂房被淹。另据西德的罗卫对美洲和亚洲300座大坝失事的分析，认为因水文、水力学方面的原因而造成事故的占45%。我国1975年8月淮河上游的特大暴雨，也曾造成水库失事。这种溃坝所带来的经济损失非常巨大，如1937年美国的照斯塔屯坝失事，损失1亿美元；1976年美国的捷顿坝失事，损失4亿美元。不仅如此，有时还会造成人员的伤亡，如意大利的马勒巴赛坝，水库库容仅3000万m³，1959年大坝溃决时造成的洪水波其波速高达36km/h，不仅损失8800万美元，而且死亡400人。

综上所述，地表水资源与水文分析的主要任务，是研究自然界水文现象的发展和变化情况，分析并揭示降水、蒸发、径流等水平衡要素定量的时空分布、区域概化、各要素之间的关系，以及人类活动对它们的影响，据此对今后相当长时期内的地表水资源和暴雨、洪水、潮水等水文情势作出科学、准确的预估，在此基础上，评价一个地区或流域的地表水资源，并为各种水利工程和其它国民经济建设提供必要的水文设计数据。

四、地表水资源与水文分析的主要内容和研究现状

地表水资源与水文分析的主要内容包括两大部分。首先是地表水资源的分析、估算。通过对年降水、年蒸发、年径流的分析，揭示它们的年际、年内变化和地区分布的规律和特点。为了算清水帐，必须对地表水、土壤水、地下水之间的相互转化作出定量的研究，而且还要探讨各种人类活动是如何对上述水平衡要素的时空变化施加影响的。这些内容构成了地表水资源评价的基础。

其次是水文分析计算。任何一项正确的决策，都必须以广泛深入的调查研究和科学预测为前提。在天然河流上修建供水工程，需要提供今后各种情况下可供利用的年径流量和枯水期径流量；兴建防洪除涝工程和过水建筑物，需要以今后可能遇到的洪水为依据。以上这些就是设计年径流、设计暴雨和设计洪水分析计算。在潮水影响的河段或海域修建码头、栈道，要进行潮水位的分析。这一类分析计算，不仅可以直接为水利工程提供水文参数，而且同时可为采取非工程性措施服务。

水文分析计算，虽然古代就有经验性的方法，但形成一门独立的学科，还是近几十年的事。其研究的手段，主要是数理统计，利用随机性数学模型去描述水文要素的统计规律，并作出概率性预测。随着随机过程理论的引进，80年代开始用随机过程去模拟水文过程并用于预测。同时，水文气象分析的理论也有比较大的进展，如用水文气象方法推估可能最大暴雨和可能最大洪水，已经取得了一定的成果。近些年，又出现了古洪水的学科分支，从地质考古的角度，分析研究古代的洪水，并为工程设计提供设计洪水的参数，但这还仅是开头。

在较长时期内，人们的注意力都集中在洪水方面。其间，虽也涉及到水资源问题，但把水作为国土资源的一个重要内容加以研究，则是较近的事。1980年3月，我国才正式开始有史以来第一次全国水资源调查、评价和水利区划工作。1983年，审定并刊印了“中国水资源初步评价”报告。目前，《中国水资源评价》已正式出版。这一工作，标志着我国的水资源研究工作进入了一个新的阶段。为适应国民经济发展的需要，90年代期间，将进行第二次全国水资源评价。在这方面，有许多课题有待于深入研究。例如，我国东部地

地信网论坛
BBS.3S001.COM

区，水资源开发利用程度高，人类活动对水文情势的影响既严重又频繁；西部干旱地区则测站稀少，缺乏足够的观测资料，再加上现有水文站的观测项目不齐全，缺乏土壤水分、土壤蒸发和工农业用水的监测资料，不仅使水资源的定量估算受到一定的影响，而且其地区分布规律也远远没有了解；平原地区和岩溶地区的地表水、地下水关系复杂，使不同单位估算的资源量有较大的差异；水资源的重复利用、有效利用和节约用水措施等，都需要投入很大精力去研究。

原文地址：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第二章　水资源的一般概念

第一节　水资源研究中的水量平衡

20世纪以来，许多国家在生产实践中越来越认识到水循环和水量平衡是深入研究水资源的重要基础，只有广泛而深入地研究水量平衡，才能比较深刻地揭示水资源形成、转化的物理机制和规律，以及所表露出来的种种特性和本质。研究水量平衡在水资源的估算、评价、规划和科研方面具有重要的“导向”作用，而且生产实践中，在相当大的程度上还有赖于用水量平衡方法对水资源作定量计算，或者对分析成果进行合理性和可靠性检查。不少科学家指出，要正确估算一个地区、一个国家的水资源，必须在更大的范围内，例如在洲和全球的范围内应用水量平衡观点研究。

一、全球多年平均水量平衡

根据地球上物质不灭定律，地球上总的水量是常量。在多年平均情况下，地球上各水域任意时段的蓄水变量趋向于零，从而可分别建立海洋上大气空间和陆地上大气空间多年平均水量平衡方程。海洋上大气空间多年平均水量平衡方程式为

$$ES=PS+CS-CL \tag{2-1}$$

陆地上大气空间多年平均水量平衡方程式为

$$EL=FL+CL-CS \tag{2-2}$$

式中　ES、EL——分别为海洋水面蒸发量和陆地的陆面蒸发量，km^3；

PS、PL——分别为海洋上和陆地上的降水量，km^3；

CS、CL——分别为由海洋上大气空间向陆地上大气空间输送的水汽水量和由陆地上大气空间向海洋上大气空间输送的水汽水量，km^3。

全球多年平均水量平衡方程可由式（2-1）和（2-2）相加得到，即

$$ES+EL=PS+PL$$

令$E=ES+EL$，$P=PS+PL$，则

$$E=P \tag{2-3}$$

式中　E、P——分别为全球表面蒸发量和降落到全球表面的降水量，km^3。

海洋和陆地上多年平均水量平衡方程可分别表达为

$$ES=PS+R \tag{2-4}$$

$$EL=PL-R \tag{2-5}$$

式中　R——多年平均由陆地流入海洋的径流量，km^3。

由式（2-3）可见，多年平均情况下全球的蒸发量等于全球的降水量，水分在地球表面和大气之间循环不止，造成了水资源的再生性。全球的水循环和水量平衡见图2-1，图中陆地上的降水$PL=PL'+PL''$。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

由图2-1可见，海洋水面上蒸发的水量ES，一部分以水汽的形式输送到陆地上空，形成降水量PL'，另一部分直接以降水的形式回到海洋。大陆上的降水到达地面后一部分形成河川径流R和直接注入海洋的地下径流RG（降水形成的地下径流大部分注入河道，已计入R之中），另一部分又通过蒸散发EL进入大气。EL中的一部分又重新形成降水PL''，另一部分被输送到海洋上空，但因海洋上水源充足，向大陆输送的水汽多，故从总的情况看，水分是由海洋向大陆输送，图2-1中所绘的海洋向大陆输送的水汽是指净的输送量，陆地蒸发EL也是总蒸发扣去向海洋输送水汽部分的蒸发结果。

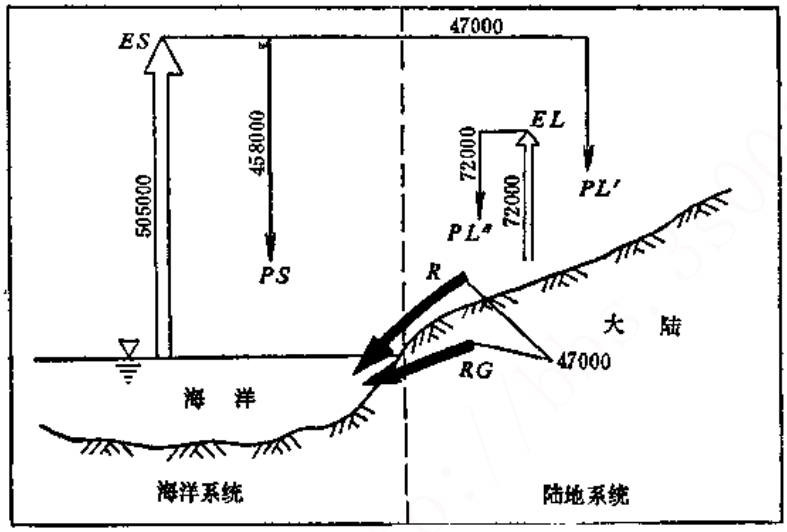


图 2-1 全球的水循环及多年平均年水量平衡示意图（单位：km^3）

二、区域的大气水量平衡

一个区域的大气水循环和水量平衡，可以用图2-2表示。从区域外输入的水汽A，一部分变为降水量PA，另一部分C_1被直接输送到区域外，余下部分使区域内大气的水汽含量变化了ΔC_1，即

$$A=PA+C_1+\Delta C_1 \qquad (2\text{-}6)$$

外来水汽降水量PA降落到地面后也转化为3部分：区域蒸发量E、径流RA（河川径流流出量与直接流出区域的地下径流量之和）和区域下垫面蓄水变量ΔW_1，用下式表示：

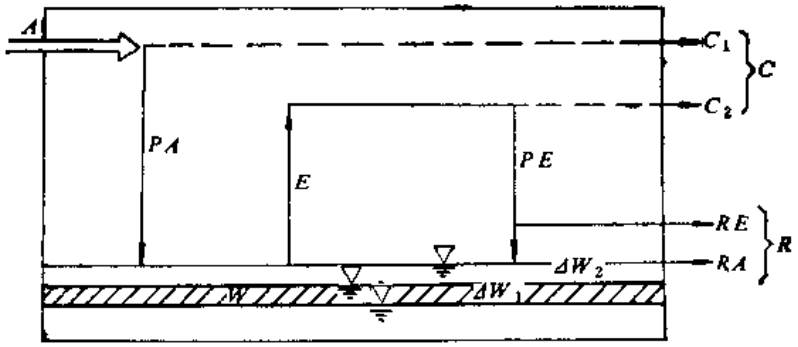


图 2-2 区域大气水循环示意图

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$PA=E+RA+\Delta W_1 \tag{2-7}$$

区域蒸发量E又转化为3部分：降水量PE直接以水汽形式输出区域的C_2和大气的水汽变量ΔC_2，即

$$E=PE+C_2+\Delta C_2 \tag{2-8}$$

PE又被转化为径流RE和区域下垫面蓄水变量ΔW_2，即

$$PE=RE+\Delta W_2 \tag{2-9}$$

将式（2-9）、（2-8）和（2-7）代入式（2-6），并令$C=C_1+C_2$，$R=RA+RE$，$\Delta W=\Delta W_1+\Delta W_2$，$\Delta C=\Delta C_1+\Delta C_2$，则有

$$A=R+C+\Delta W+\Delta C \tag{2-10}$$

对多年平均而言，ΔW和ΔC两项均趋近于零，故有

$$\bar{A}=\bar{R}+\bar{C} \tag{2-11}$$

上式表示一个区域的多年平均径流量等于多年平均的净水汽输入量（$\bar{A}-\bar{C}$）。例如，据研究，我国1977年总输入的水汽量为18569km³，总输出的水汽量为16346km³，则净输入水汽量为2223km³，若不计水汽变量和下垫面的蓄水变量，折合径流深234mm。从中还可看到净的水汽输入量仅占总输入量的12%左右，输入水汽的大部分被直接输送出去。

式（2-7）和（2-9）等进一步证明了一个区域或流域多年平均水量平衡方程式为

$$P=E+R \tag{2-12}$$

以上各方程表明：各个平衡要素都严格地按照水量平衡这一原则共处在一个统一体之中，只要其中之一有所变化，其余的要素必然会自发地进行调整。例如，随着生产的发展，人类活动对水资源系统产生重大影响，其主要效应是增加了蒸发，但这部分增加的蒸发并不完全造成径流的减少。据M.I.Budyko和O.A.Drozdov研究，在中小流域可得出下列经验公式：

$$PA=\frac{P}{1+\dfrac{E\cdot L}{2W\cdot\bar{U}}} \tag{2-13}$$

$$PE=\frac{P}{1+\dfrac{2W\cdot\bar{U}}{E\cdot L}} \tag{2-14}$$

$$P=PA+PE \tag{2-15}$$

式中 L——流域概化边长，$L=\sqrt{F}$，km；

F——流域面积，km²；

W——流域内的水汽含量，mm；

$\bar{U}$——水汽输送的平均速度，m/s。

对大流域（$L>1500$km），A.L.Burtsev和O.A.Drozdov提出：

$$PA=\frac{A}{L}\left[1-e^{\frac{P\cdot L}{A+0.5(E-P)}}\right] \tag{2-16}$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$PE=P-PA \qquad (2\text{-}17)$$

式中 A——水汽入流量；

e——自然对数的底。

以上各式中的其余符号意义同前。

应用以上经验公式对世界各地进行研究，得到各大洲大气水量平衡中有关降水、蒸发各分量的数据如表2-1所示。

表 2-1　　世界各大洲几项水平衡分量值　　（单位：km^3）

地　区	P	PA	PE	E	P/PA	PE/P	PE/E
欧　洲	7540	5310	2230	4730	1.42	0.30	0.47
亚　洲	25700	15860	9840	15140	1.62	0.38	0.65
非　洲	21400	15080	6330	15530	1.42	0.30	0.41
北美洲	16200	9790	6360	9160	1.65	0.39	0.69
南美洲	28400	16900	11500	15200	1.68	0.40	0.76
澳　洲	3470	3040	430	2990	1.14	0.12	0.14

表中数字说明：除澳洲外，蒸发量中的40%～70%左右又重新降落到地面，这部分降水量占总降水量的30%～40%左右。这充分表明把由于人类活动而增加的蒸发量完全看成是水资源的损失这一观点是需要修正的。同时，还可以得出另一个重要的结论：人类活动能通过影响蒸发来改变地区的降水量。

三、流域的水量平衡方程

一个流域天然条件下的水循环，可用图2-3所示的概念性模型图来表达。

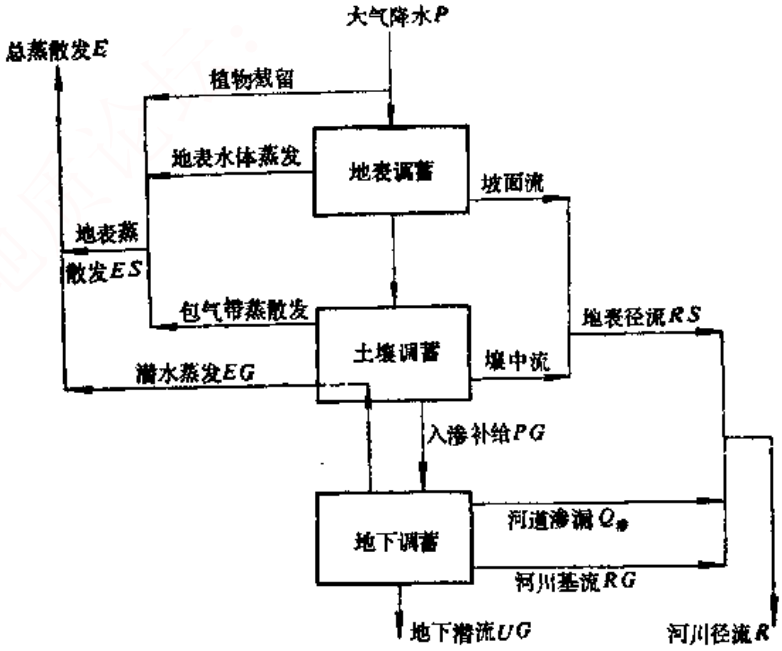


图 2-3　流域水循环概念性模型图

地信网论坛
BBS.3S001.COM

大气降水是流域的水量收入（暂不考虑流域间其它形式的水量交换），水量输出包括出口断面处的河川径流、流域总蒸发和地下潜流，则一定时段的水量平衡方程为

$$P=R+E+UG\pm\Delta V \qquad (2\text{-}18)$$

式中 P、R、E——分别为流域的降水量、径流量和蒸发量；

UG——由流域流出的地下潜流量；

ΔV——流域内的蓄水变量，包括地表水、土壤水和地下水的蓄水变量，在多年平均情况下可以忽略。

在流域内部，还发生一系列水的循环转变，例如河川径流以渗漏的形式补给地下水；地下水以地下径流的形式补给河道，形成河川基流；雨水入渗补给土壤水，并可继续补给地下水，地下水又通过毛管作用补给土壤水，形成潜水蒸发，等等。要摸清它们之间的关系，必须应用水量平衡的原理。如将河川径流分为地表径流RS和地下径流RG，将流域蒸散发分为地表蒸散发ES（含土壤蒸发）和潜水蒸发EG，则多年平均情况下，有

$$P=RS+RG+ES+EG+UG \qquad (2\text{-}19)$$

又如对地下水，根据多年平均时收、支平衡的原则，有

$$PG=RG+EG+UG-RC \qquad (2\text{-}20)$$

式中 PG——降水对地下水的入渗补给量；

RC——河道渗漏量。如果它是由RG转化而来，则仅仅是一种内部转化，不必列入方程，但RG必须是净的地下水排出的地下径流。如果它是由RS转化而来，则需加以考虑。

以上这些水循环的途径和水量平衡方程，都是流域水资源评价的重要依据。

综上所述，在规划、评价和保护水资源时，决不能孤立地、静止地研究某一项水平衡要素，一定要注意到“牵一发动全身”的链锁式反应。只有这样，才能准确地评价水资源，并对它的开发利用作出科学的决策。

第二节 水资源的涵义及分类

一、水资源的涵义

目前，水资源还没有非常明确的定义。广义地说，自然界所有的以气态、固态和液态等各种形式存在的水统称为水资源。地球表面上的海洋、湖泊、河流、沼泽和冰川等水体，岩石圈里的土壤水和地下水，生物圈中的生物水，以及在大气圈中漂浮的大气水分，共同组成了地球的“水圈”。水圈中的水储量十分巨大，有人曾把地球称为“水的行星”。据1977年3月联合国水会议有关论文提供的资料，各种水体的储量如表2-2所示。

所有这些水都可以直接或间接地被人们利用，是宝贵的自然资源。农作物的生长离不开水的供给；水的位能可以用来发电；各种水域是发展渔业的必要场所，有些水域还可用于航运；各种工业部门利用水的热容量、热传导和可湿性等物理、化学性质从事生产；人们的生活更是与水密切相联，水的用途极为广泛。因此，可以广义地理解为所有的水都是资源。

地信网论坛
BBS.35001.COM

表 2-2　　世　界　水　储　量

水的类型	分布面积（万km²）	水量（万km³）	水深（m）	在世界储水量中的%	
				占总储量	占淡水储量
（1）	（2）	（3）	（4）	（5）	（6）
1.海洋水	36130	133800	3700	96.5	
2.地下水(重力水和毛管水)	13480	2340	174	1.7	
其中，地下淡水	13480	1053	78	0.76	30.1
3.土壤水	8200	1.65	0.2	0.001	0.05
4.冰川与永久雪盖	1622.75	2406.41	1463	1.74	68.7
（1）南极	1398	2160	1546	1.56	61.7
（2）格陵兰	180.24	234	1298	0.17	6.68
（3）北极岛屿	22.61	8.35	369	0.006	0.24
（4）山脉	22.4	4.06	181	0.003	0.12
5.永冻土底冰	2100	30.0	14	0.222	0.86
6.湖泊水	206.87	17.64	85.7	0.013	
（1）淡水	123.64	9.10	73.6	0.007	0.26
（2）咸水	82.23	8.54	103.8	0.006	
7.沼泽水	268.26	1.147	4.28	0.0008	0.03
8.河床水	14880	0.212	0.014	0.0002	0.006
9.生物水	51000	0.112	0.002	0.0001	0.003
10.大气水	51000	1.29	0.025	0.001	0.04
水的总储量	51000	138598.461	2718	100	
其中，淡水储量	14800	3502.921	235	2.53	100

但目前所讲的水资源多半是一种狭义的概念，是指可供人们经常取用的、在一定时间内能够得到恢复或补充的淡水，即大陆上由大气降水补给的各种地表和地下淡水水体的动态水❶。

首先，上述概念规定了水资源必须是淡水。全世界的淡水量只占全部储水量的2.53%，约0.35亿km³。其次，这部分淡水必须能在一定的时间内得到恢复和补充。在全部淡水储量中有一部分是“静态”水资源，如冰川、永久雪盖、内陆湖泊等地表水体多年储蓄的水资源和历史年代储存的深层地下水等。这部分水体的水更换很慢，水循环交替期比较长甚至很长，一旦被大量引用，就很难恢复，常称为不可恢复性水资源。另一部分则为“动态”水资源，如大气降水、河床水、土壤水和浅层地下水，这部分水的循环交替期短，更换得快，故称为可恢复性水资源。

所谓交替期，是指水体的水被全部更换一次所需要的时间，即

$$T=\frac{V}{\Delta V} \tag{2-21}$$

式中　T——交替期，年；

V——水体的静态储量；

ΔV——每年补给水体的水量。

❶ 水质也是水资源概念的内涵之一，本书所述均未考虑水质。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

全球各种水体的交替期见表2-3。

表 2-3　　全球各种水体的交替期

水　体	交替期（年）	水　体	交替期（年）
大　洋	3000	上壤水	1
地下水	5000	大气水	0.027
浅层地下水	330	河槽水	0.032
(冰　川)	8600	全球水体	2800
湖　泊	10		

不可恢复性水资源的交替期很长，如深层地下水的交替期短的为20～30年，长的可达10000年以上。利比亚沙漠的深层地下水其交替期为25000～30000年。大的湖泊交替期也较长，如苏联的贝加尔湖储蓄着23000km³的优质水，进行一次天然的更换，大约需要400年。我国的一些内陆湖泊虽然储水量很大，但每年参与水循环的水量很有限。冰川同样如此。因此，目前认为交替期很长、补给十分困难的静态水不宜作为水资源，在进行水资源估算和评价时不予考虑。

对一个局部地区而言，水资源的涵义更为具体。广义的总水资源就是大气降水。地表水资源、土壤水资源和地下水资源（指中浅层地下水，下同）是广义水资源的三大主要部分。一个地区的水资源总是消耗在两个方面：降水形成地表径流、壤中流和地下径流并构成河川径流，通过水平方向的流动排泄到区域外；其余部分以蒸发和散发的形式通过垂直方向回归大气之中。因河川径流与人类的关系最为密切，故将它作为一个地区狭义的水资源。图2-4表示地区广义水资源中各部分之间的关系。需要说明的是，在径流形成过程中耗于截留、填洼的水，下渗到包气带储蓄的水和补给地下储蓄的水中间，有一部分是农作物生长所必需的水，虽然通过蒸散发而消耗，但它是有效的，称为有效蒸发；另外的那部分蒸散发对农作物正常生长是不需要的，称为无效蒸发，但它具有某种潜势，在一定的条件下，可以转化为有效蒸发。

需要指出的是，以往的地下水资源是指浅层地下水，在我国生产实践中对此有所修正。北方缺水地区，不仅开采浅层地下水，而且开采深层孔隙水，北方一些山区的岩溶水，往往被列入深层地下水中，实际上也被广泛利用。因此，在进行水资源评价时，也把它们纳入评价的范围，只要没有过量开采，这些实际开采的深层水都可作为可开采的地下水资源。鉴于上述实际情况，把中浅层地下水作为地下水资源的涵义比较恰当。

二、水资源的分类

各个部门对水资源的需求不相同，如何合理地开发、利用水资源是一个极为错综复杂的多面体问题，因而需要从不同的方面和角度来研究水资源的分类和特点。水资源的分类有以下几种：

（一）地表水、土壤水和地下水

按水资源的形成条件，分为地表水、土壤水和地下水三种，它们除了共同接受大气降

地信网论坛
BBS.3S001.COM

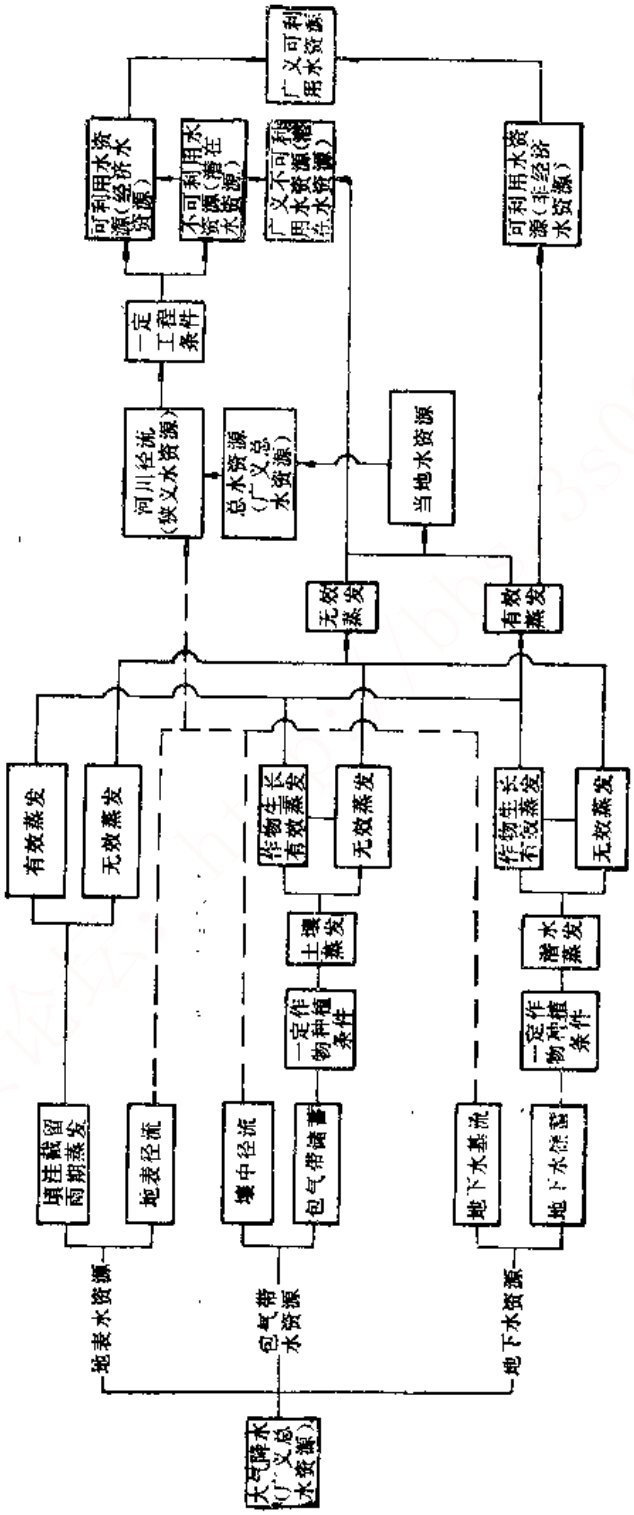


图 2-4 水资源组成示意图

地信网论坛
BBS.3S001.COM

水的补给外，还互相转化和影响。它们之间的相互转化，通常称为“三水转化”。

（二）可利用水资源和不可利用水资源

从利用水资源的经济技术条件方面考虑，将水资源分为可利用和不可利用水资源两类。可利用水资源也称为可支配水资源，是指天然水资源中可供人们利用的部分。在目前的经济、技术条件下天然水资源中不可利用的部分称为不可利用水资源或不可支配水资源，但随着经济技术的发展，它们可以逐渐被人们所支配、利用，故又称为潜在水资源。我国的黄淮海平原区虽然当地有一定数量的径流，但因其年际、年内分配极不均匀，径流多集中在丰水年的汛期，常以涝水的形式出现。对这部分径流很难控制调蓄，可利用的水量少，是一种典型的潜在水资源。其它还有如不能控制的地表洪水、开采困难的地下水等，都属此列。

（三）恢复性水资源和不可恢复性水资源

按水资源的恢复程度，水资源可分为恢复性和不可恢复性水资源两类（前面已述）。

（四）消耗性水资源和非消耗性水资源

按用水部门的用水情况，将水资源分为消耗性和非消耗性两类。如航运用水，并不消耗水资源，是非消耗性水资源。灌溉用水中耗于蒸散发部分的水资源为消耗性水资源。

以上四种分类，可以互相交叉重叠，一个国家、流域或地区各类水资源所占的比例，常可反映出水资源储存的自然条件、开发、利用、管理、保护等方面的经济技术水平和政策水平等。

第三节　地表水资源的表示方法

研究地表水资源的表示方法，主要是研究河川径流及与它有关的降水、蒸发等水平衡要素的表示方法。任何一个流域无时无刻不在进行着水的转移和交换，对这种处于复杂的运动、交换和变化状态的物理量，很难用简单的方法加以完美的描述。地表水资源是一种动态资源，不仅随着时间在变化，而且还有地区分布的问题，故长期以来其表示方法一直是重要的探讨和研究的课题之一。现介绍河川径流的几种表示方法。降水和蒸发则基本上和它相同。

一、河川径流的时程分配

水文现象或水文要素随时间变化的过程，常称为水文过程。大量实测资料表明，它既受到确定性因素的作用，又受到随机性因素的作用，是非常复杂的过程。但总可以分解为两大部分，即确定成分和随机成分。确定成分主要表现为趋势变化、跳跃变化和周期变化等；随机成分主要包括相依成分和纯随机成分。用线性分解模型的形式表示如下：

$$X(t)=S(t)+B(t)+P(t)+\eta(t)+\varepsilon(t) \qquad (2\text{-}22)$$

式中　$X(t)$——水文序列，水文过程；

$S(t)$——趋势成分；

$B(t)$——跳跃成分，也可看作是突变趋势成分；

$P(t)$——周期成分；

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$\eta(t)$——相依成分；

$\varepsilon(t)$——纯随机成分。

趋势成分是指由于某种确定的渐变因素作用，水文过程随着时序呈现出逐渐上升或下降的趋势，如流域内森林面积的逐渐变化，城市化程度的逐渐提高，气候条件明显而缓慢的变化等，导致流域蒸散发量和径流量呈现趋势性变化。跳跃成分也称突变成分，是指由于某种突发性因素的影响，水文过程发生明显的急剧变化，如上游大量引水或决堤分洪，引起下游流量的突变。周期成分是指受某种物理因子的作用，水文过程呈现出一定的准周期变化，例如气候的四季周期性，使水平衡要素也有相应的准周期性变化，每年有汛期、枯期交替出现就是准周期变化。

水文过程内前后期要素之间可能存在明显的相依关系，如前个月的径流可影响到后一个月的径流。相依成分又称随机相依成分。纯随机成分是指单纯受各种偶然性因素的影响，使水文过程具有随机性特征。

将水文过程中各个分项逐一分解出来，用相应的数学模型分别拟合，就可以将水文过程比较全面地加以描述，还可用于预测。这需要用随机过程的理论和方法，比较复杂。目前主要用概率分布结合实际典型来表示。在大量的生产实践中多采用简化的方法来处理，例如代表年法。现择要介绍几种常用的表示方法。

（一）实测长系列法

设断面上有n年连续的实测流量资料，且此样本的容量很大，就成为一个长系列样本。当样本容量充分大时，可以认为实测样本不经过任何修正就代表总体。把实测资料绘成过程线或列成表格，就是河川径流时程分配的一种直观表示。今后将出现的水文现象仅是实测样本的重复出现。

（二）代表年法

代表年法的基本出发点是气候的四季周期性使径流也具有年的周期，从而可将径流的时程分配分解为年际分配和年内分配两部分，分别用数理统计和代表年的方法表示。

1.径流的年际变化

径流的年际分配用年径流量的年际变化表示。一年内流经断面的径流总量称为该断面以上集水面积上的年径流量。如果式（2-22）中的确定成分为零，则水文过程仅有随机相依项和纯随机项组成。长期以来，认为年径流量的相依项是不明显的。相依项是指水文随机序列中按一定时间间隔各项之间有相依关系，表2-4列出了一些河流年径流量的一阶、二阶和三阶自相关系数，大部分河流的相关性不显著❶（表中的α为信度，当$r>r_\alpha$时，表示相关性显著）。

在这种条件下，式（2-22）变为

$$X(t)=\varepsilon(t) \tag{2-23}$$

它表示年径流量序列是纯随机系列，且系列中任一年的值与其它任何年的年径流量之间互不相依和影响，此序列称为独立随机系列，可以用概率的数学模型描述，目前水文分析中采

❶ 一阶相关系数指相邻年年径流量之间的相关系数；二阶和三阶相关系数是指每相隔一年、二年年径流量之间的相关系数。α为信度。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 2-4　　一些河流年径流量的相关系数

河流	站名	系列长度（年）	一阶相关系数 r_1	二阶相关系数 r_2	三阶相关系数 r_3	相关系数的临界值 r_α	
						$\alpha_1=0.10$	$\alpha_2=0.05$
长江	汉口	88	0.14	−0.01	−0.12	0.18	0.22
长江	宜昌	66	0.23	0.10	0.06	0.21	0.24
长江	寸滩	63	0.21	0.04	0.07	0.21	0.24
岷江	五通桥	21	0.53			0.37	0.43
大渡河	铜街子	43	0.43			0.25	0.29
黄河	陕县	35	0.24	0.38		0.27	0.33
黄河	兰州	15	−0.21	−0.20	0.15	0.44	0.51
沅水	常德	30	0.07	0.18	−0.20	0.31	0.37
钱塘江	兰谿	26	−0.07	−0.06	−0.11	0.33	0.39
淮河	蚌埠	17	−0.20	−0.07	−0.07	0.41	0.48
永定河	官厅	32	0.08	0.24	0.14	0.30	0.35
卫河	临清	18	0.00	−0.02	0.00	0.40	0.47
通榆河	通县	29	0.27	0.08	−0.03	0.31	0.37
松花江	哈尔滨	56	0.36	0.40	0.26	0.22	0.26
斯味尔河(苏)		41	0.48	−0.04	−0.07	0.26	0.31
俄亥俄河(美)		21	0.49	−0.32	−0.19	0.37	0.43
沃尔霍夫河		44	0.25	−0.11	−0.11	0.25	0.29
姆斯塔河	乌味尔	16	0.26	0.11	−0.51	0.43	0.50
伏尔加河	雅罗斯拉夫	36	0.13	−0.15	−0.03	0.28	0.33
顿河		33	0.33	−0.23	0.00	0.29	0.34
克罗顿河		32	0.40	−0.03	−0.09	0.27	0.35
易北河		22	−0.04	0.09	−0.40	0.36	0.42
得塞别里河		21	0.54	0.37	0.13	0.37	0.48
莫斯科河		35	0.35			0.28	0.33

用的皮尔逊III型分布就是最常见的数学模型，它的统计参数有均值、变差系数和偏差系数等。故具体说来，年径流量的年际变化可用上述三个统计参数以及极值比、连丰连枯统计等来描述。

2.径流的年内分配

用得比较广泛的有逐时段（旬、月）径流量过程和逐时段径流量占全年径流量百分数过程表示法。更简单的可用汛期（连续最大几个月）、枯期（连续最小几个月）、农作物生长期径流量或它们占全年径流量的百分数表示。有些部门则采用流量或水位历时曲线表示，如日平均流量历时曲线（流量历时曲线的概念见第六章）。

表 2-5　　年径流量分级表

分级年型	频率范围(%)	代表频率(%)	分级年型	频率范围(%)	代表频率(%)
丰水年	<12.5	10	偏枯年	62.5~87.5	75
偏丰年	12.5~37.5	20	枯水年	>87.5	95
平水年	37.5~62.5	50			

地信网论坛
BBS.3S001.COM

为表示一个流域各种年份的径流年内分配，常按年径流量的大小分丰水、枯水等几个等级，并以年径流量的出现频率作为分级的指标，见表2-5。在每个等级范围内，找出一个具有典型性的年份，以它的年内分配作为各类分级年份的代表。

二、河川径流的地区分布

影响水循环的因素可归纳为两类：第一类是随着地理坐标基本上呈连续性变化的分区性因素；第二类是不随地理坐标呈连续性变化的非分区性因素。分区性因素主要是气候因素，如我国的地理位置决定了水、热条件，使东南沿海的降水量丰沛，越向内陆就越少。降水、蒸发等分区性因素综合作用的产物——径流，也就具有分区性的性质。凡分区性要素，可以绘成等值线图。水文特征值等值线图可以清晰地表达它们的地区分布规律，并可用地理插值法推求任一地点的水文特征值。我国的水文站网密度不大，大量的中小流域缺乏足够的实测资料供估算水资源之用，等值线图因而具有极为重要的实用价值。

水文特征值还受到非分区性因素的影响。非分区性因素主要指下垫面条件，如流域面积和坡度等几何特征、地质、土壤、植被、城市化等。它们和地理坐标无关或关系很小。在它们的影响下，水文特征值的分区性特性受到干扰甚至破坏，当它们的影响超过分区性因素的影响时，水文特征值可能不再显示出随地理坐标渐变的特性。一般情况下两种影响因素同时存在，水文要素等值线会有一定的波动，或在局部地区出现特殊的分布形势。有的非分区性因素影响可以消除，如将年径流量除以流域面积所得的年径流深，就不再受面积因素的影响。

年径流深统计参数等值线与年降水量、年蒸发量统计参数有一个明显的差别：年降水量和年蒸发量是在某个测点上所测到的，其统计参数是代表测点的情况，所以在标绘它们的数据时，必须标注在测站的地理位置上。年径流量虽是在出口断面上测得的，但却是出口断面以上整个集水面上产生的，故在标绘时必须将数据标注在集水面积的重心处。因流域面上各处产生的径流深不相同，且流域的几何形状又很不规则，故设想在流域面上铺上径流深而成为一个“水体”的几何体，它的代表就是其重心，但无法确定。假定流域面上的年径流深由出口断面沿纵轴方向向上游成线性变化，则流域的形心就可以代替重心，把数据标注在形心的地理位置上即可。在山丘区，年径流深随着高程的增加而增加的趋势比较明显，把年径流深统计参数标注在流域的平均高程处更为恰当。

一个大的流域除在干流上流域出口断面处有水文站外，上游的干流和支流上都有水文站，各自控制一定的集水面积，干流站的集水面积包容着支流和区间的集水面积，必须从上游向下游顺次划出各个独立集水区和区间，分别计算各块面积上的年径流深统计参数，然后依次标注在相应的集水面积形心处。

在测站过少或因非分区性因素的影响占主导地位而无法勾绘等值线时，可根据自然地理条件分成几个水文分区，每个分区选择一个代表站，对它的实测资料分析计算，将其成果作为该分区的代表。这种做法的基本假定是在同一分区内，年径流统计参数是均匀分布的，各个分区之间则是突变的。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第三章　地表水资源的分析与估算

第一节　概　　述

水资源是通过大气水循环再生的动态资源。通常所说的水资源是指地表水(河川径流)和地下水。目前国内外均以本地降水所产生的地表、地下水总量定义为本地水资源总量，而土壤水则暂尚未作为水资源的一部分对待。地表和地下水资源是不可分割的整体。为了科学地分析一个地区的水资源，必须从水循环的观点来研究水资源的转化。

图3-1是区域“三水”转化的概念模型框图，它模拟了降水形成径流、土壤水、地下水和陆面蒸发的全过程，以及通过种种途径互相转化的紧密联系。这一模型清楚地表明了坡面、包气带和地下水的补排关系，以及它们的组成。从这一模型出发，可以根据具体情况建立多年平均的水量平衡关系，对水资源进行定量分析。所以，此概念模型不仅是水资源评价的理论基础，而且为不同条件下如何正确地采用不同的方法提供了直观的依据。为简单起见，本节讨论时暂不考虑入境水量。

上述模型表明，在天然情况下，一个区域的水资源总补给量为大气降水；总排泄量为河川径流量、总蒸散发量和地下潜流量之和。所谓地表水资源即河川径流量得到的补给量，有坡面径流、壤中流和地下水中的基流；地下水主要由降水的入渗补给，平原区则还有地表回渗补给、山区侧排潜流的补给，其排泄量包括河川基流、潜水蒸发、地下潜流及人工开采的水量；包气带土壤水接受坡面下渗补给，其排泄主要包括蒸散发和对地下水的降雨入渗补给量。可见地表水、地下水之间通过包气带紧密联系，互相转化。过去，往往把地表水资源和地下水资源之和作为总水资源，忽略了两者之间相互转化造成的重复估算部分，使结果偏大。

一个较大的天然流域，往往由上游山丘区和下游平原区组成，现分别对它们的水资源估算原理阐述如下。

1.上游山丘区

按照补排均衡的原理，一定时段（常取一年）的水量平衡方程式为

$$P=R+E+UG+\Delta V+E_{采} \tag{3-1}$$

式中的P、R、E、UG、$E_{采}$依次分别为时段内的降水量、河川径流量、总蒸散发量、地下潜流量和地下水净开采量，ΔV为流域的蓄水变量，包括地表、包气带和地下水的蓄水变量。

在多年平均情况下，ΔV这项可忽略不计，上式简化为

$$\overline{P}=\overline{R}+\overline{E}+\overline{UG}+\overline{E}_{采} \tag{3-2}$$

因为河川径流R由地表径流RS和地下径流RG组成，总蒸散发由地表蒸散发ES（包括土壤蒸发在内）和潜水蒸发EG组成，故式（3-2）可写为

$$\overline{P}=\overline{RS}+\overline{RG}+\overline{ES}+\overline{EG}+\overline{UG}+\overline{E}_{采} \tag{3-3}$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

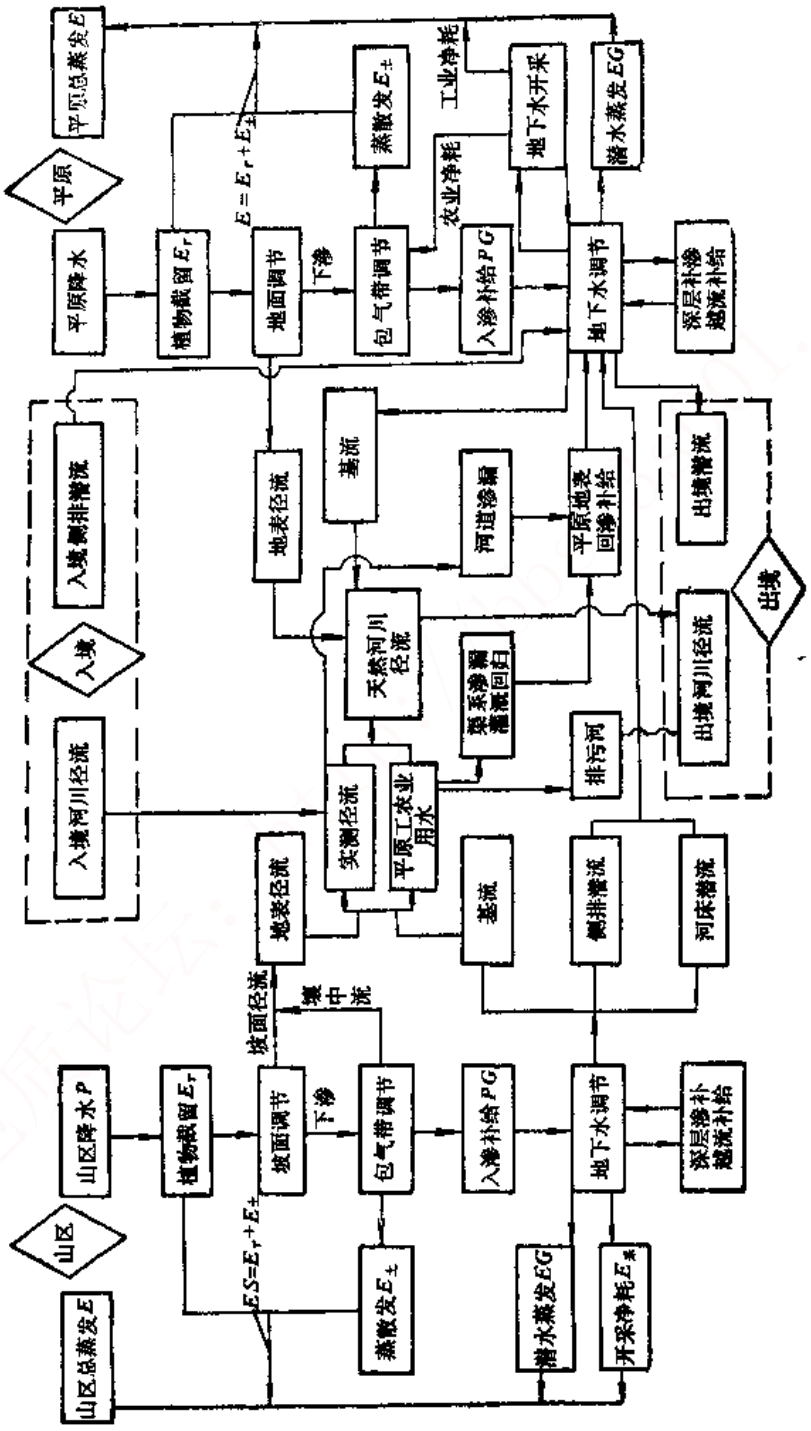


图 3-1 区域“三水”转化概念模型

地信网论坛
BBS.3S001.COM

多年平均情况下，地下水的补给量即降雨入渗补给量PG和排泄量应相等，这部分水量就是评价的地下水资源WG。地下水的排泄量有河川基流（地下径流）RG、潜水蒸发EG、地下潜流UG和地下水净开采量$E_{采}$。故地下水资源WG可用下式表示：

$$\overline{WG}=\overline{PG}=\overline{RG}+\overline{EG}+\overline{UG}+\overline{E}_{采} \tag{3-4}$$

需要说明的是，将EG作为地下水资源的一部分，是因为它是一种潜在水资源，通过地下水的人工开采，降低地下水位，就可以把它的一部分转化为可利用的地下水资源。

将式（3-4）代入式（3-3），得到

$$\overline{P}=\overline{RS}+\overline{ES}+\overline{PG} \tag{3-5}$$

根据区域水资源的概念，山丘区的水资源总量W为

$$\overline{W}=\overline{P}-\overline{ES}=\overline{RS}+\overline{PG} \tag{3-6}$$

或者

$$\overline{W}=\overline{R}+\overline{UG}+\overline{EG}+\overline{E}_{采} \tag{3-7}$$

不难看出，式（3-4）中把地下径流$\overline{RG}$纳入地下水资源$\overline{PG}$中；式（3-7）中则把$\overline{RG}$纳入河川径流之中，均可避免$\overline{RG}$由地下水中转化为河川径流的一部分可能造成的重复计算这个问题。

当山丘区地下水埋深较大（如大于4m）时，$\overline{EG}$可以忽略；在一定的水文地质条件下，$\overline{UG}$也能忽略；若地下水开采量$\overline{E}_{采}$也不大而可以不计时，式（3-7）就简化为

$$\overline{W}\approx\overline{R} \tag{3-8}$$

上式表示在一定的条件下，山丘区的河川径流量就是总水资源量；地下径流量就能代表地下水资源。如果地下水还有越流补给和向深层渗漏的情况，要另行计入，但一般情况下这两项的数量都很小，均可忽略不计。

在石灰岩山区，因岩溶裂隙和构造裂隙发育，河道渗漏量可能很大，这部分水最后将以基流或潜流的形式排泄，其处理比较复杂，若这些水在山丘区内已排泄入河道并流经山口的河道断面，则已计入基流之中；若在区内没有来得及排泄出，则应计入潜流之中。

2.下游平原区

由图3-1可见，平原区的水量平衡同样可以用式（3-5）表示，一般条件下的降雨入渗补给量$\overline{PG}$也包括$\overline{RG}$、$\overline{EG}$、$\overline{UG}$和$\overline{E}_{采}$等项，但平原区的地下水开采量$\overline{E}_{采}$占总排泄量的比重较大，不能忽略。由于人工开采量受人为的开采水平影响很大，因而平原地区按排泄量计算的地下水资源量已不再是天然情况下的多年平均值，而是指现状开采条件下（包括过量开采）的多年平均值，故目前国内外都不通过排泄量估算，而是采用补给量的分析来评价平原地区的水资源。平原区的地下水除了本地的降雨入渗补给外，还有上游山区的侧排潜流补给$UG_{山}$、地表水回归渗漏补给$Q_{表补}$，所以

$$\overline{WG}_{平}=\overline{PG}_{平}+\overline{UG}_{山}+\overline{Q}_{表补} \tag{3-9}$$

式中 $\overline{WG}_{平}$——平原地区的地下水资源量。

参照式（3-4）中$\overline{PG}$的组成，式（3-9）可写成

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$\overline{WG}_{平}=\overline{RG}_{平}+\overline{EG}_{平}+\overline{UG}_{平}+\bar{E}_{渠,平}+\overline{UG}_{山}+\bar{Q}_{表补} \quad (3\text{-}10)$$

式中的注脚“平”指平原区，“山”指上游山丘区。

地表水回归渗漏补给$Q_{表补}$由河道渗漏$Q_{河}$、渠系渗漏$Q_{渠}$和田间回归$Q_{田}$三部分组成，即

$$\bar{Q}_{表补}=\bar{Q}_{河}+\bar{Q}_{渠}+\bar{Q}_{田} \quad (3\text{-}11)$$

根据本地水资源的定义，参照式（3-6），平原区水资源总量为

$$\bar{W}_{平}=\bar{P}-\overline{ES}=\overline{RS}_{平}+\overline{PG}_{平} \quad (3\text{-}12)$$

如将上式与式（3-9）比较，因平原区的地表径流$\overline{RS}_{平}$一般都很小，而$\overline{UG}_{山}$和$\bar{Q}_{表补}$却总比较大，会出现$\overline{RS}_{平}<\overline{UG}_{山}+\bar{Q}_{表补}$的情况，此时，就会有平原区的地下水资源量$\overline{WG}_{平}$大于本地水资源总量的现象。这是由水资源的转化造成的。山区侧向排泄$\overline{UG}_{山}$应该是山区的地下水资源；$\bar{Q}_{表补}$又分割为地表径流回渗和基流回渗两部分，前者属地表水资源，在$\overline{WG}_{平}$中再计入，是重复量；后者属山区的地下水资源，在$\overline{WG}_{平}$中再计入，又是重复量。

3.全流域

全流域的多年平均水量平衡方程式，与式（3-5）相同：

$$\bar{P}_{全}=\overline{RS}_{全}+\overline{ES}_{全}+\overline{PG}_{全} \quad (3\text{-}13)$$

或者

$$\bar{P}_{全}=\bar{R}_{全}+\overline{ES}_{全}+\overline{EG}_{全}+\bar{E}_{渠全}+\overline{UG}_{全} \quad (3\text{-}14)$$

以上式中的注脚“全”是指全流域，其余符号意义同前。

全流域的地表水资源$\overline{WS}_{全}$即河川径流量为

$$\overline{WS}_{全}=\bar{R}_{全}=\bar{R}_{山}+\bar{R}_{平}=\overline{RS}_{全}+\overline{RG}_{全}=\overline{RS}_{山}+\overline{RS}_{平}+\overline{RG}_{山}+\overline{RG}_{平} \quad (3\text{-}15)$$

全流域的地下水资源$\overline{WG}_{全}$为

$$\overline{WG}_{全}=\overline{WG}_{山}+\overline{WG}_{平}-\overline{WG}_{重} \quad (3\text{-}16)$$

式中 $\overline{WG}_{重}$——山区和平原区之间的重复估算地下水量，包括山区的侧排（潜流）和地表回渗补给中的基流回渗部分。

因此，全流域的总水资源可用以下两种方法推求：

$$\bar{W}_{全}=\bar{R}_{全}+\overline{WG}_{全}-\bar{W}_{重} \quad (3\text{-}17)$$

或者

$$\bar{W}_{全}=\bar{W}_{山}+\bar{W}_{平}=\bar{R}_{全}+\overline{EG}_{全}+\overline{UG}_{山}+\overline{UG}_{平}+\bar{E}_{渠全} \quad (3\text{-}18)$$

式（3-17）中的$\bar{W}_{重}$，包括全部基流量和地表径流的回渗补给部分。

一个区域的水资源估算与评价，其主要内容就是对图3-1中各个要素进行定量分析，研究它们的时程变化和地区分布，还要发布水资源年度公报，甚至季度的水资源公报。由于水资源的转化比较复杂，故另列专章进行讨论，本章仅研究主要的几项水平衡要素。

大量的水利工程影响了原有的水循环和水量平衡，使这些工程建造前后的实测径流资

地信网论坛
BBS.3S001.COM

料不再具有一致性，且各地水资源开发利用程度高低不一。为了对水资源作出科学合理的总体规划，并对已建工程作进一步的考核，必须将受人类活动影响后的径流资料恢复其本来面目，即还原到天然状态之下，这项工作也极为重要而且困难，也另辟一章专门介绍。本章所述，均指天然水资源。

第二节 年降水分析

一、降水资料的收集与审查

降水资料的来源主要有《水文年鉴》、《水文资料》、《水文特征值统计》等。有的还要到水文、气象部门去摘抄，不仅要搜集流域内的，还要搜集流域周围的。诸如《水文图集》、《水资源评价》等研究报告，也要搜集，以资参考。

水文分析成果的精度首先取决于原始资料的可靠程度。在水文资料整编过程中，对观测值和特征统计资料已做过合理性检查，一般情况下不会有大的错误，但还会有一些错误未被发现，甚至在刊印过程中还会产生新的错误。通常着重对特大、特小的数值和解放前的资料作重点检查。检查时仍用水文资料整编中常用的方法。需要注意的是，个别地区因夏秋暴雨常有局部性，相邻两站的降水量可能相差较大；山区的降水量其地区分布有时极为复杂，故发现相邻站降水量同步性差时要进一步分析测站位置、地形等因素的影响，不要轻易下结论。一旦问题查清，应设法校正，并采用校正后的数据；无法校正而又相差过大的资料数据只得舍弃，但必须经过多方论证。不论是对实测资料进行校正还是舍弃，都要对这些情况详加说明。

二、系列的代表性分析

现行的地表水资源和水文分析多采用数理统计方法：首先选定样本，例如将某站 n 年实测年降水量全部取来，组成该站年降水量这一无限总体的一个样本，对这个样本加以统计分析，得到其统计规律，主要是一些统计参数如均值、变差系数和偏差系数，然后经过一定的修正或者不加任何修正作为总体相对应的统计参数。这样，产生了一个样本的代表性问题。所谓样本的代表性是指样本对总体的代表程度，更具体地说是样本的概率分布对总体概率分布的代表程度。为了正确评价分析计算的成果，或者决定是否需要采取措施改善样本的代表性，必须对样本的代表性作比较深入的分析。

再考察式（2-22），对仅几十年的实测样本和只要几十年预测期的情况，趋势项暂可不计，跳跃成分也很难预测，再加上不少地区的年降水量、年径流量的相依成分不明显，故式（2-22）可简化为

$$X(t)=P(t)+\varepsilon(t) \qquad (3\text{-}19)$$

大量事实证实了上式的客观性，我国主要江河的降水量和径流量具有丰水年和枯水年成组交替出现的周期性现象，表3-1可以充分说明这一点。

图3-2是海拉尔1790年至1970年的年降水量过程，反映出该地区曾经历过19世纪初期、19世纪50至70年代以及20世纪初至30年代三次较干旱的时期，持续时间分别为 9 、27和32年，从1960年以后又进入了第 4 次较干旱的时期。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 3-1　　我国主要江河丰、枯水年组统计表

河　名	站　名	资料年限（年）	枯水年组（年）	枯水期年水量/常年水量	丰水年组（年）	丰水期年水量/常年水量
松花江	哈尔滨	80	1898～1908	0.60	1960～1966	1.32
			1916～1928	0.60		
海　河	官　厅	55	1926～1933	0.65	1953～1963	1.33
黄　河	陕县(潼关)	60	1922～1932	0.76	1943～1951	1.19
淮　河	蚌　埠	47	1957～1962	0.42	1954～1956	1.97
			1932～1936	0.42		
长　江	汉　口	106	1955～1961	0.89	1866～1872	1.10
珠　江	梧　州	70	1900～1907	0.85	1911～1915	1.28

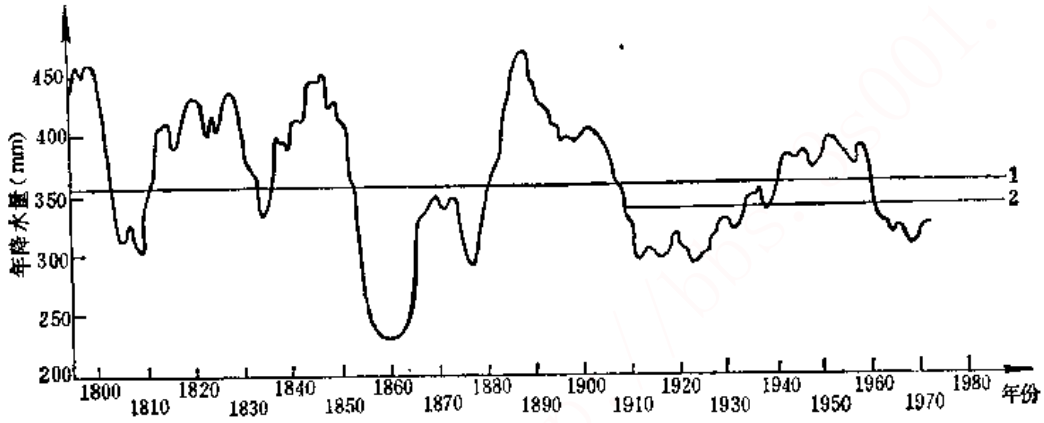


图 3-2　海拉尔1790～1970年年降水量过程

1—1790年至1970年平均年降水量；2—1909年至1970年平均年降水量

上述天气气候的准周期变化以及由此而产生的一些水文要素变化的准周期性，很早就为人们所发现和注意，世界各国包括我国科学家对此曾作过许多研究，但到底是哪些准周期和对物理因子的认识尚有争论。短的周期为5～7天和3～5周，长的有几年、几十年、甚至300多年，其原因有环流自振变化，大气和海洋的相互作用，太阳活动如太阳黑子数变化，地极移动，地球自转速度的变化，重力场及磁场强度和地球内部热变化，行星引力变化等。图3-3和图3-4都反映出太阳和地球的一些要素确实是呈周期性变化的。这些可能的物理因子变化周期各不相同，故大气环流、天气气候及受它们影响的一些水文要素其变化既包含着各种不同性质和长度的周期变化，又有随机性非周期变化，使总的变化呈现出准周期性而没有严格的周期性。

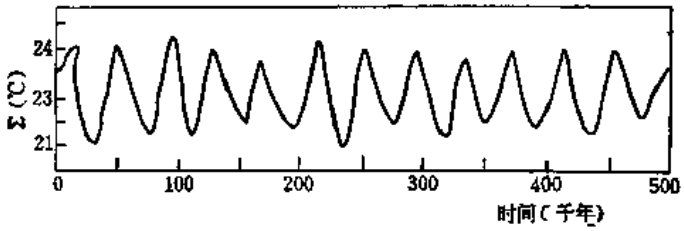


图 3-3　50万年间地球轨道及旋转轴倾斜参数变化图

地信网论坛
BBS.3S001.COM

天气气候准周期变化及其可能物理因子如表3-2所示，它综合了各种不同意见中比较一致的观点。

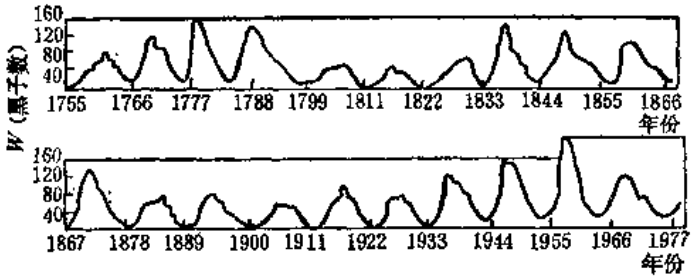


图 3-4 220年来太阳黑子数变化图

表 3-2 天气气候准周期变化及其可能物理因子

周期长度	天气气候过程	可能物理因子	周期长度	天气气候过程	可能物理因子
5～7天	自然天气周期	长波调整	11年	黑子周期	太阳活动
3～5周	指数循环，天气阶段	大气中能量转变	22年	海尔周期	太阳活动
5～6月	韵　律	海——气相互作用	35年	布吕克纳周期	海——气相互作用
2～3年	准两年周期	海——气相互作用	80～100年	世纪周期	太阳活动
3.5 年	南方涛动，互克环流	海——气相互作用	180年	双世纪周期	太阳活动
5～6年	双振动周期	太阳活动			

气候的长周期变化对水文系列的影响，往往会超过随机变化，故系列代表性分析中常常首先分析周期变化特性，希望取用的系列能包括一个完整的周期，或者能代表一个长周期中的水平，然后再分析其随机性。因此，系列的代表性分析可以分解为周期特性和随机特性两个方面，现分别加以讨论。

（一）周期性分析

在不同时刻$t_1<t_2<\cdots\cdots<t_n$，对某一事物的性质进行观测，得到以时间为参数的一组有序数列：$x(t_1)$，$x(t_2)$，…，$x(t_n)$，称为时间序列。分析其周期的方法很多，如波谱分析，方差分析等。现介绍两种简单常用的方法。水文要素序列具有周期变化特性，可以看成是一种波动，它包含各种不同性质和长度的周期变化，故是多种振动合成的结果，设想有一个滤波器，水文序列输入以后，有的波被过滤掉，有的波被保留下来，或者有的波被削弱了，而有的波则能被显示得更加明显。滤掉短波、保留长波和超长波的滤波器称为低通滤波，反之，就是高通滤波。年降水量等序列的分析用低通滤波。

1.平滑滤波器分析周期

对上述序列$x(t)$，$t=1$，2，…，n，平滑滤波器模型为

$$\bar{x}\left(\frac{l-1}{2}+i\right)=\frac{1}{l}\sum_{t=i}^{i+l-1}x(t) \qquad (3\text{-}20)$$

式中　l——步长，$l=1$，2，…，n；

地信网论坛
BBS.3S001.COM

i ——序号，$i=1, 2, \cdots, n-l+1$；

$\overline{x}$ ——滑动平均值。

当逐一依次求出$\overline{x}$后，绘出过程线，即滑动均值过程线。每一个步长可绘出一条滑动均值过程线，其中步长取得最合适的过程线，反映周期变化最清晰。图3-5是日本全国平均年降水量5年滑动（$l=5$）平均值过程线，从中可直观看出有40年左右的周期。其绘制方法如下：先选择近来80多年23个地点的年降水量连续观测资料，求出每一年的面平均雨量，组成序列；设步长为5年，第一个$\overline{x}$之值由第1年至第5年的降水量用算术平均法求得，并点绘在第3年的位置；第2年至第6年的均值点绘在第4年的位置上；依次类推，连结各点即得$\overline{x}$的过程线。

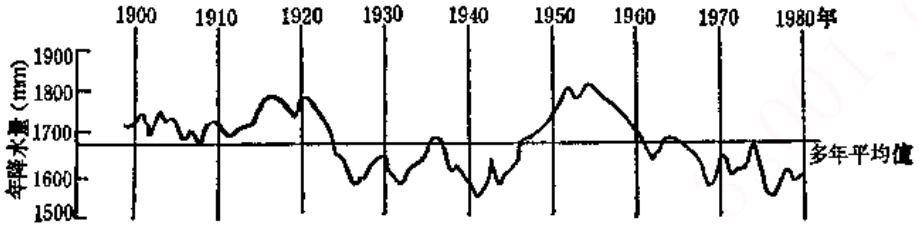


图 3-5 日本全国平均年降水量5年滑动均值过程线

上述模型是等权平滑滤波。如在式（3-20）等号右边之前乘以一权重系数，其滤波效果会更好。有时，经滤波所得的滑动均值序列，再求一次滑动均值，周期变化会看得更清楚。

2.累积滤波器分析周期

对序列$x(t)$，$t=1, 2, \cdots, n$，累积滤波器的一般模型可写为

$$\widetilde{x}(i)=\widetilde{x}(i-1)+x(t)=\sum_{t=1}^{i}x(t) \qquad (3\text{-}21)$$

式中 $\widetilde{x}$ ——累积值；

i ——序号，$i=1, 2, \cdots, n$。

差积曲线即累积距平曲线属于这种滤波器。其绘法如下：设年降水量序列$x(t)$，先求出该序列的算术平均值$\overline{x}$，然后求序列中每一项与平均值之差即“距平值”$\Delta x(t)$，$\Delta x(t)=[x(t)-\bar{x}]$，再计算累积距平值$\sum_{t=1}^{i}\Delta x(t)$，$i=1, 2, \cdots, n$，就可绘出累积距平值过程线，通常称为差积曲线。图3-6为上海站年降水量差积曲线，如曲线上任两点的连线其坡度为正，表示在这一时期的平均年降水量大于整个序列的均值，是丰水时期；如连线的坡度为负，表示这一段时期属少水期。图3-6上t_1-t_2时期为丰水段，t_2-t_3时期为少水段，故t_1-t_3期间基本上经历了一个周期。但要注意的是，只有当实测序列相当长时，此法才能得到比较理想的分析结论。

（二）随机特性分析

根据式（3-19），如将周期项分离出去，剩下的就是随机部分。它的随机特性主要反

地信网论坛
BBS.3S001.COM

映在概率分布上，即反映在统计参数上。如果实测序列的概率分布接近于总体的分布，可认为这个样本的代表性较好。

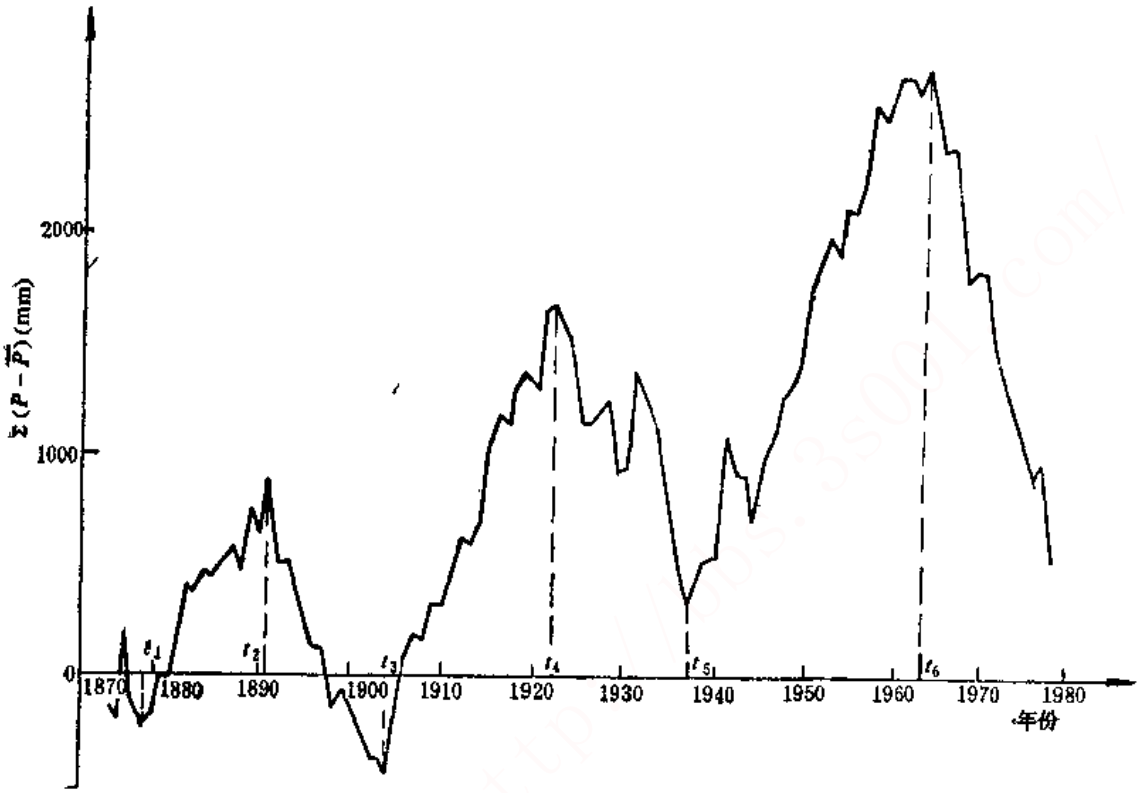


图 3-6 上海站年降水量差积曲线

（三）代表性分析的方法

实际上很难将序列中的周期变化这一非随机性因素分离出去。分析周期的目的仅是了解它对序列代表性可能产生的影响，例如经分析知道实测序列包含两个丰水年组和一个枯水年组，则推知计算的序列均值可能偏大，其代表性可能不好，对最后的成果可考虑作适当的修正。

目前的代表性分析多采用长短序列统计参数对比法。在进行水资源评价的地区有许多雨量站，观测的起迄年份参差不一，如果要分析年降水量系列$P_t(t=t_1, t_2, \cdots, t_n)$的代表性，可按如下步骤进行。首先寻找具有长系列观测资料的代表站，设有N年观测值序列，计算其统计参数$\bar{P}_N$、CV_N、CS_N；然后在N年观测期内分别取用不同起迄年份的短系列年降水量观测值，得到许多不同长度、不同起迄年份的短序列，计算它们的统计参数$\bar{P}_{n,i}$、$CV_{n,i}$和$CS_{n,i}$（i为短序列样本序号），把这许多组统计参数和长序列的统计参数对比，从中了解某种观测期的短序列其代表性较好，以及统计参数的偏差情况，在此基础上，以此短序列为准，通过相关分析，间接地判定本地区其它站同步系列的代表性。

【例 3-1】 某个地区大部分雨量站实测年降水量系列有1934～1979年和1956～1979年两种，分析它们的代表性。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

首先在本地区寻得长系列测站黑河站具有从1878年至1979年共102年实测雨量资料，通过差积曲线分析，该地区年降水量的变化周期约为54年。然后根据其它站观测的起讫年份，将黑河站长序列相应地分出1934～1979年和1956～1979年两个短序列，分别计算它们的统计参数，以长序列为准，求两个短序列统计参数与长序列统计参数之比，如表3-3所示。由此可知，两个短序列均值的代表性都比较好，变差系数则分别偏小12%和18%，46年的短序列比26年的短序列代表性好，如能再设法延长到54年，其代表性可能会有所改善。最后，分析该站两短序列与本地区其它各站年降水量之间的相关程度，以评价这些站实测系列的代表性。如某个站与黑河站同步期年降水量系列相关密切，说明这个站的实测系列也具有相似的代表性。

表 3-3　　黑河站年降水量长短系列统计参数对比

系列起迄年份	年数（年）	$\overline{P}_n/\overline{P}_N$	CV_n/CV_N	备注
1879～1979	$N=102$	1.00	1.00	1.$\overline{P}_N$、$\overline{P}_n$——长短系列的均值；
1934～1979	$n_1=46$	1.00	0.88	2.CV_N、CV_n——长短系列的变差系数
1956～1979	$n_2=24$	1.00	0.82	

三、系列的插补展延

水文气象资料的总体是无限的。在同一个总体内可以抽取无数个随机样本，实测系列可看成是任意抽取的一个样本。各个样本的经验分布和总体分布不会完全一致，其误差称为抽样误差。现以均值为例讨论抽样误差。设总体的均值是$\overline{X}$，样本的均值为$\bar{x}_i$，$\bar{x}_i$随样本而变（i为样本的序号），因样本均是随机抽取，故$\bar{x}_i$是一系列随机变量，它们与总体均值$\overline{X}$的离差$\Delta\bar{x}_i=\bar{x}_i-\overline{X}$也是随机变量，$\Delta\bar{x}_i$就是样本均值的抽样误差。抽样误差也有其概率分布，称为抽样分布。目前在一般情况下还难于给出抽样分布的数学函数。显然，凭一个实测系列样本计算的均值$\bar{x}$是不能反映抽样误差的概率分布的，但$\bar{x}_i$的分布通常是正态分布，故可以证明$\bar{x}_i$抽样分布的数学期望恰是总体的均值$\overline{X}$。因此，可以用抽样分布的标准差σ作为度量抽样误差的指标，并称为均方误。均方误越大，表示抽样误差也越大。由正态分布的特性可知：

$$P(\bar{x}-\sigma_{\bar{x}}\leqslant\bar{x}\leqslant\bar{x}+\sigma_{\bar{x}})=68.3\% \qquad (3\text{-}22)$$

$$P(\bar{x}-3\sigma_{\bar{x}}\leqslant\bar{x}\leqslant\bar{x}+3\sigma_{\bar{x}})=99.7\% \qquad (3\text{-}23)$$

式中　$\sigma_{\bar{x}}$——均值$\bar{x}$的均方误。

上式表明，随机抽取一个样本，以这个样本的均值作为总体均值的估计值，其误差不超过$\sigma_{\bar{x}}$的可能性是68.3%，其误差不超过$3\sigma_{\bar{x}}$的可能性是99.7%。

在统计数学中已经说明一些统计参数的抽样分布与样本容量n、统计参数的估算方法以及总体的概率分布等有关。当总体为P-III型分布、样本的统计参数用矩法计算时，抽样分布的均方误计算式如下：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$\sigma_{\bar{x}}=\frac{\sigma}{\sqrt{n}} \tag{3-24}$$

$$\sigma_{\sigma}=\frac{\sigma}{\sqrt{2n}}\sqrt{1+\frac{3}{4}CS^2} \tag{3-25}$$

$$\sigma_{CV}=\frac{CV}{\sqrt{2n}}\sqrt{1+2CV^2+\frac{3}{4}CS^2-2CV\cdot CS} \tag{3-26}$$

$$\sigma_{CS}=\sqrt{\frac{6}{n}\left(1+\frac{3}{2}CS^2+\frac{5}{16}CS^4\right)} \tag{3-27}$$

式中 $\sigma_{\bar{x}}$、σ_{σ}、σ_{CV}、σ_{CS}——分别为均值$\bar{x}$、标准差σ、变差系数CV和偏差系数CS的均方误；

n——样本容量。

在$CS=2CV$时，不同容量的样本其统计参数的均方误列于表3-4中。从中可以看出，各参数的抽样误差与样本容量成反比，$\bar{x}$和CV的抽样误差较小，CS的抽样误差特别大，抽样误差随CV的增大而增大。

表 3-4　　样本统计参数的均方误（相对误差）（%）

参数 / CV \ n	$\bar{x}$				CV				CS			
	100	50	25	10	100	50	25	10	100	50	25	10
0.1	1	1	2	3	7	10	14	22	126	178	252	390
0.3	3	4	6	10	7	10	15	23	51	72	102	162
0.5	5	7	10	12	8	11	16	25	41	58	82	130
0.7	7	10	14	22	9	12	17	27	40	56	80	126
1.0	10	14	20	23	10	14	20	32	42	60	85	134

上述规律给我们以这样的启示：设法扩大样本容量，有助于减小抽样误差；在我国北方地区，年降水量和年径流量的CV比南方的大，故为了控制达到相同的抽样误差，需要的样本容量比南方的要大。

必须说明的是，抽样误差的大小虽然可以由样本容量和统计参数计算，但仅是统计的概念，它不能实实在在地表明某一个实测样本其经验分布与总体分布的离差是多少。因此，对一个具体样本，除了从统计角度用均方误反映其抽样误差外，还要用前述方法分析它的代表性。

设法将实测系列中缺测年份的资料补起来，或将系列的两端外延，称为系列的插补展延，它是扩大样本容量以减小抽样误差的有效措施。年降水量系列的插补展延方法主要有地理插值法和相关分析法两类。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（一）地理插值法

如两个雨量站相近，气候、地形条件一致，可直接移用邻站同年或同月降水量。在山丘地区，地形对降水的影响较大，不能随意移用，最好利用较多的雨量站资料绘出年或月甚至次降水量等值线，用插值法直接查读缺测站的降水量。

（二）相关分析法

寻找到合适的参证站，利用两站的同步观测资料建立年或月降水量相关关系，就可进行插补展延。但在水文分析的实践中，还会看到假相关和辗转相关的现象存在，这是在相关分析中应该避免的。

假相关是指没有物理依据的虚假相关，产生原因有两种：

（1）所取得的资料没有代表性。由于某种偶然性，两个变量在数值上存在某种局部的关系，当资料比较多时，就可以容易地发现它们之间没有关系或关系极为微弱。

（2）对两种变量作变换处理。如对两个变量作一定的数学处理，可使原来无关的变量之间产生相关关系，使原来关系微弱的变量之间其相关程度变得密切。M.A.本生曾经著文阐述过这类假相关。他举了如下的例子：

设随机变量x_1和x_2两个系列之间毫无关系，它们的变差系数分别为CV_1和CV_2，另有第三个随机变量系列x_3，它与x_1、x_2系列也完全无关，其变差系数为CV_3。如果将x_3分别去除x_1和x_2，得到两个新的随机变量$\frac{x_1}{x_3}$、$\frac{x_2}{x_3}$系列，再分析这两个新系列之间的相关关系，会有如下有趣的结果：

当$CV_1=CV_2=CV_3$，且它们很小时，相关系数$r=0.50$；

当$CV_3=2CV_1=2CV_2$时，$r=0.80$；

当$CV_3=3CV_1=3CV_2$时，$r=0.90$。

点绘$\frac{x_1}{x_3}\sim\frac{x_2}{x_3}$关系图时，点据呈直线带状分布，且较密集。

又如随机变量x与y两个系列之间完全无关，但如作x和$(x+y)$之间的相关分析，当$\sigma_x=\sigma_y$时，居然会出现高达0.71的相关系数。

M·A·本生由此认为：只要两个变量含有公共因子，就可能产生假相关。利德对假相关曾下过这样的定义：虽然一套变数中任何两个变数之间没有相关关系，但如这些变数的两个函数含有共同变数，则这些变数的两个函数却会存在着相关关系。此种情况下的相关就称为假相关。

辗转相关是指两个变量之间没有相关关系或者关系微弱，但加进一些中介相关后，经多次辗转后进行插补。如变量x与y之间相关程度不高，但寻找一些中介随机变量A、B、C，分别建立起$x\sim A$、$A\sim B$、$B\sim C$和$C\sim y$等相关关系，它们可能均能勉强应用，然后由x经四次相关后辗转推求相应的y值。这样插补的资料，精度比直接相关求得的要低。例如X系列与Z系列有一元线性相关关系，相关系数为r_{xz}，寻得中间系列Y，X与Y之间和Y与Z之间均有一元线性相关关系，相关系数分别为r_{xy}和r_{yz}，可以证明，经过一元线性一次辗转相关所得到的资料，其误差一定不小于一元线性直接相关的误差。例如某一实

地信网论坛
BBS.3S001.COM

际资料分析得$r_{xz}=0.54$、$r_{xy}=0.84$、$r_{xy}=0.92$，虽然后两者都大于直接相关的相关系数，但结果却是辗转相关插补的数值精度仍然低于直接相关的。一元多次辗转相关和多变量线性辗转相关同样如此。

从数学角度出发，相关线不应外延使用，但在实践中这一限制条件会使有些资料无法插补，故一般都作适当外延，但外延幅度不能过大，一般控制相关线两端外延部分不超过用于建立相关线的实测资料经验范围的10%。

相关关系能否用于插补，一方面应考察相关性是否显著，利用相关系数检验表进行检验，必须满足$r>r_a$（见附表1）的条件，同时要求相关系数的绝对值不能大小，例如不少地方规定相关系数必须大于0.8。

建立相关关系时，可能会出现一些偏离点群较大的点据，俗称突出点据，对它们必须作深入细致的分析，在找出原因后才允许给以合理改正或舍弃的处理，决不能随便处置。

插补展延资料项数的多少，除考虑扩大样本容量能减小抽样误差外，还要注意所用资料的质量以及插补出的资料精度等方面的情况。

四、图解配线法频率计算

频率计算是水文和水资源学科最常用的基本分析方法，其核心是根据实测样本资料分析出它的频率分布，作为总体概率分布的一种估计，并进一步用于概率性预测。频率分布可以用频率曲线表示，更多的是用一组统计参数来描述，故上述问题归结为参数的估计和应用，即由样本资料估计总体概率分布的参数，并推求预测值。

参数估计的方法有矩法、极大似然法、图解配线法等。我国水文分析中广泛使用图解配线法，其主要步骤如下：

（1）假定水文要素的总体符合P-III型分布（或其它分布）；

（2）用矩法等计算样本的均值$\bar{x}$、变差系数CV和偏差系数CS，作为总体统计参数的初步估计值；

（3）在海森机率格纸上点绘样本的经验频率分布图；

（4）根据上述的参数初估值，选择一条P-III型曲线绘在经验频率分布图上，这条P-III型曲线常称为理论频率曲线；

（5）分析经验点据和理论频率曲线的配合情况，如配合得不好，按一定的准则修正统计参数，重选理论频率曲线，直至点和线配合得最佳，这条理论频率曲线所对应的统计参数即为所求。

（一）矩法初估统计参数

在《水文统计学》课程中，曾介绍过矩法计算公式：

$$\bar{x}=\frac{1}{n}\Sigma x_i \qquad (3\text{-}28)$$

$$CV=\sqrt{\frac{\Sigma(K_i-1)^2}{n-1}} \qquad (3\text{-}29)$$

$$CS=\frac{\Sigma(K_i-1)^3}{(n-3)CV^3} \qquad (3\text{-}30)$$

地信网论坛
BBS.35001.COM

式中 n——样本容量；

x_i——观测系列，$i=1, 2, \cdots, n$；

K_i——模比系数，$K_i=x_i/\bar{x}$。

（二）统计参数对频率曲线形状的影响

在确定总体符合P-III型分布后，“配线”就是寻找一条与实测经验点据拟合得最佳的理论频率曲线的过程。为了能迅速地选得合适的理论频率曲线，必须了解统计参数对频率曲线形状的影响。

（1）均值主要影响频率曲线位置的高低。当CV和CS不变时，$\bar{x}$愈大，曲线位置越高，如图3-7所示。如果发现经验点据比较系统地分布在所绘的理论频率曲线上方，需要酌情另选一条均值较大的频率曲线去配合。

（2）CV主要影响频率曲线的坡度。CV愈大，曲线愈陡。图3-8为当$\bar{x}$和CS不变时不同CV的频率曲线。

（3）水文系列大都属于正偏情况，即$CS>0$。当$\bar{x}$和CV不变时，CS增大，曲线上段变陡，中段下凹，下段则变得平缓。图3-9是偏差系数对频率曲线形状影响的示意图。

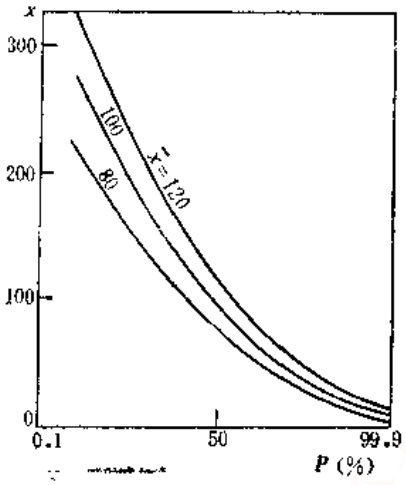


图 3-7 均值$\bar{x}$对频率曲线形状的影响
($CV=0.5$, $CS=1.0$)

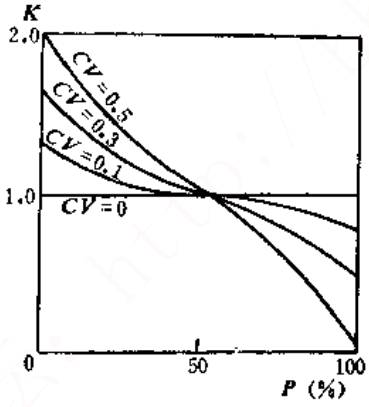


图 3-8 变差系数CV对频率曲线形状的影响
($\bar{x}=1.0$, $CS=0$)

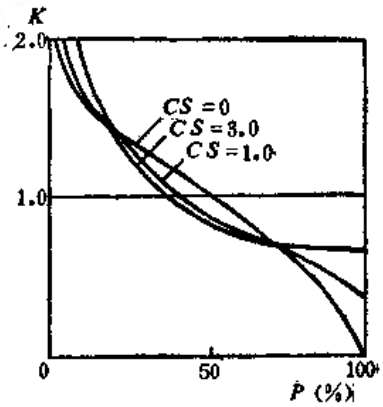


图 3-9 偏差系数CS对频率曲线形状的影响
($\bar{x}=1.0$, $CV=0.5$)

（三）配线法频率计算实例

【例 3-2】 某站年降水量实测系列见表3-5中第（1）栏、第（2）栏，试用配线法推求统计参数。

先将实测系列按递减次序重新排列，如表中的第（3）、(4)两栏，再用矩法计算式算得均值$\bar{x}=666.4$mm。分别计算各项模比系数K_i，再计算(K_i-1)和$(K_i-1)^2$。从理论上讲，应该有$\Sigma K_i=n$，$\Sigma(K_i-1)=0$，但因有计算误差，会产生不闭合的情况，需进行平差处理。用式（3-29）计算得$CV=0.26$。因CS的抽样误差特大，故当系列不很长时，不直接用式（3-30）计算，而是假定CS与CV的倍比关系，最后通过配线优选确定。

经验频率用期望公式计算，即

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 3-5　　某站年降水量频率计算表

实测资料		统计参数及经验频率计算					
年份	年降水量x_i (mm)	序号m	按递减次序排列的年降水量x_i (mm)	模比系数K_i	K_i-1	$(K_i-1)^2$	经验频率$P=\frac{m}{n+1}$ (%)
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
1950	538.3	1	1064.5	1.60	0.60	0.360	4
1951	624.9	2	998.0	1.50	0.50	0.250	8
1952	663.2	3	964.2	1.45	0.45	0.202	12
1953	591.7	4	883.5	1.32	0.32	0.102	16
1954	557.2	5	789.3	1.18	0.18	0.032	20
1955	998.0	6	769.2	1.15	0.15	0.022	24
1956	641.5	7	732.9	1.10	0.10	0.010	28
1957	341.1	8	709.0	1.07	0.07	0.005	32
1958	964.2	9	687.3	1.03	0.03	0.001	36
1959	687.3	10	663.2	1.00	0.00	0.000	40
1960	546.7	11	641.5	0.96	−0.04	0.002	44
1961	509.9	12	624.9	0.94	−0.06	0.004	48
1962	769.2	13	615.5	0.92	−0.08	0.006	52
1963	615.5	14	606.7	0.90	−0.10	0.008	56
1964	417.1	15	591.7	0.89	−0.11	0.012	60
1965	789.3	16	587.7	0.88	−0.12	0.014	64
1966	732.9	17	586.7	0.88	−0.12	0.014	68
1967	1064.5	18	567.4	0.85	−0.15	0.022	72
1968	606.7	19	557.2	0.84	−0.16	0.026	76
1969	586.7	20	546.7	0.82	−0.18	0.032	80
1970	567.4	21	538.3	0.81	−0.19	0.036	84
1971	587.7	22	509.9	0.77	−0.23	0.053	88
1972	709.0	23	417.1	0.63	−0.37	0.137	92
1973	883.5	24	341.1	0.51	−0.49	0.240	96
Σ	15993.5		15993.5	24.00	0.00	1.590	

$$P=\frac{m}{n+1} \tag{3-31}$$

式中　m——序号；

n——样本容量。

在海森机率格纸上点绘经验频率分布图，如图3-10所示，假定$CS=2CV$，由上述统计参数，在附表 2 中查得各频率P的模比系数K_p，并按下式计算相应的年降水量x_p作为理论频率曲线的纵坐标：

$$x_p=K_p\bar{x} \tag{3-32}$$

绘出理论频率曲线，即图中的I线，因它与经验频率点据配合得不好，重新假定$CV=0.30$，重复上述步骤，绘出II线，因配合得较好，故确定$\bar{x}=666.4$mm，$CV=0.30$，$CS=2CV$。两次配线过程见表3-6。

地信网论坛
BBS.35001.COM

表 3-6　　某站年降水量频率计算配线过程表

配线次序	统计参数	频率(%) / 项目	0.1	1	5	10	20	50	75	90	95	99
第一次	$\bar{x}=666.4$(mm) $CV=0.25$ $CS=2CV$	K_p	2.01	1.70	1.46	1.34	1.21	0.98	0.82	0.69	0.62	0.50
		x_p(mm)	1339.5	1132.9	972.9	893.0	806.3	653.1	546.4	459.8	413.2	333.2
第二次	$\bar{x}=666.4$(mm) $CV=0.30$ $CS=2CV$	K_p	2.19	1.833	1.54	1.40	1.24	0.97	0.78	0.64	0.56	0.44
		x_p(mm)	1459.4	1219.5	1026.3	933.0	826.3	646.4	519.8	426.5	373.2	293.2

（四）配线的准则

配线就是寻优的过程。寻优必须有个目标，一般称为配线准则。设实测点据在图上的纵坐标为x_i，相同的频率下，在所配的曲线上查得的值为$x_{p,i}$，则两者的离差$\Delta x_i=x_i-x_{p,i}$称为纵向离差。同理，实测点据的经验频率为P_i，相同纵坐标在线上查得的频率为$P_{x,i}$，则离差$\Delta P_i=P_i-P_{x,i}$称为横向离差。一类适线准则考虑纵向离差，另一类则考虑横向离差。目前用得普遍的是前者，现介绍如下两种准则：

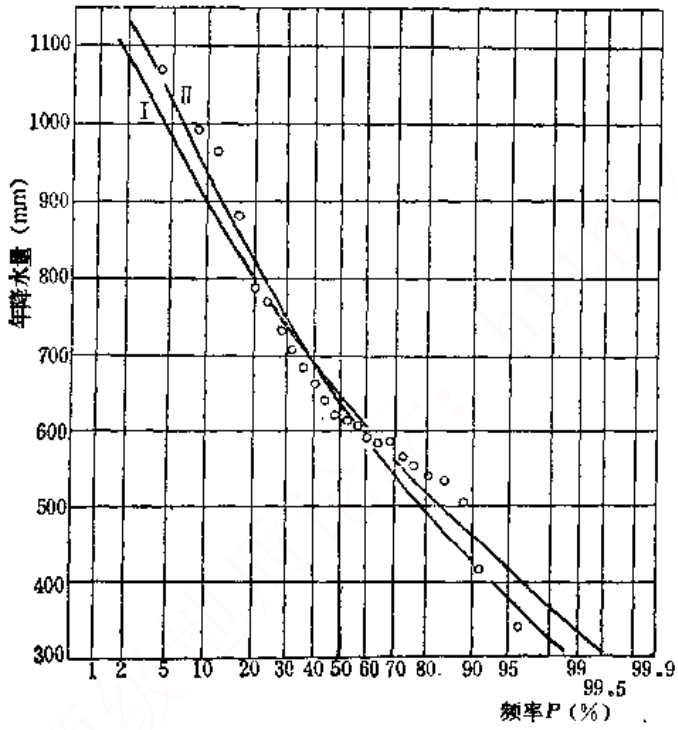


图 3-10　某站年降水量频率曲线

（1）离差平方和最小准则。这种准则要求

$$\sum_{i=1}^{n}\Delta x_i^2=\min \qquad (3\text{-}33)$$

（2）离差绝对值总和最小准则。这种准则规定

$$\sum_{i=1}^{n}|\Delta x_i|=\min \qquad (3\text{-}34)$$

用上述准则配线只有在计算机上才能实现。手工操作时用图解法配法，一方面通过目估判断曲线与实测点据拟合得离差总和较小；另一方面还可根据资料精度及频率曲线的应用目的对各个点据赋于不同的权重，例如有的经验点据数据可靠性略差些，可适当放松一些曲线对它拟合的程度；对水资源评估，人们更多地注意枯水情况分析成果的可靠性，故年降水量、年径流量及枯水流量在频率计算时，要求曲线下部与经验点据拟合得好些；反之，对暴雨、洪水的频率曲线，则更加注意曲线上部与点据的拟合程度。

（五）成果的合理性分析

确定统计参数后，就可用于推测各种频率时的年降水量，见式（3-32）。这一计算成果不可避免地带有误差。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

在配线过程中可以看到，由矩法初估的统计参数对应的理论频率曲线与实测点据的配合不一定好。造成这种情况的原因是：

（1）年降水量等实测资料有观测和整编误差。

（2）实测点据的经验频率不准确。对从总体中抽出的许许多多样本的平均情况而言，期望公式能用于总体各项频率的计算，但对于某一个具体样本，就会有抽样误差。

（3）统计参数的计算误差。各种统计参数计算公式都包含有一定的误差，矩法计算的统计参数都有偏小的可能。

（4）模型误差。用P-III型分布作为总体的概率分布数学模型，在理论上尚无坚实的基础，带有相当大的经验性。

以上四种误差都会影响成果的精度。测验误差、整编误差可通过改进方法加以控制和减小；统计参数的计算误差通过配线优选的手段给予考虑；但另外两项目前尚无法消除，需要进一步作理论上的研究，目前只能对计算成果作合理性分析，以求对它有一个科学的评价，在应用分析成果时避免盲目性。

年降水量统计参数的合理性分析主要通过对比分析进行。例如在秦岭、淮河以南广大的多雨地区，CV一般为0.20～0.25，局部地区也可能小于0.15；淮河以北，CV逐渐增大，一般为0.30～0.40，平原地区可达0.5以上；再往北至东北长白山，大小兴安岭一带，CV值又可减小到0.25以下；西北内陆除阿尔泰、塔城和伊犁河谷地区外，CV值都很大，干旱沙漠地区可达0.6以上。偏差系数一般有$CS=2CV$。均值也有一定的地区分布规律。通过与这些一般规律的对比分析，或与邻近站的成果对比分析，间接地可以判断计算成果是否合理、可靠。

五、年降水量统计参数等值线

为了研究年降水量年际变化的地理规律，估算无资料地区各种指定频率的年降水量，必须绘制年降水量统计参数等值线图，即均值和变差系数等值线图，偏差系数一般不绘等值线，而是用分区法表示。

绘制等值线之前，要搜集本地区的水汽来向，降水主要成因、冷暖锋面活动规律以及地形对降水的影响等情况，以便对降水的地区分布趋势有一个比较概要的了解。

所有站点的统计参数应根据它们的精度、地形代表性、系列长短等因素分为主要点据、一般点据和参考点据三类，以不同的符号标注在工作底图上，主要点据是勾绘等值线的骨干，参考点据仅作为参考。

勾绘等值线时一方面要考虑统计参数的大小和精度，另一方面要注意地理位置、地形、气候等因素的影响，两方面综合考虑，既要遵循直线内插的原则，又不必拘泥于个别点据，避免造成等值线过于曲折或产生许多小中心而又无法用地理或气候规律解释的不合理现象。山区的等值线分布与地形关系密切，如云南高黎贡山的迎风坡上共有6个雨量站，最低的芒市站高程920m，年雨量的均值为1653.1mm，随着高程的增加，雨量也增加，直到最高的大石头练站，高程2100m，年雨量的均值达2915.8mm，这两个站的水平距离仅15.3km，年降水量均值竟相差1262.7mm。图3-11是云南省典型的多年平均年降水量与高程关系图，其中I线来自金沙江河谷的拱王山，II线来自哀牢山中段，III线为哀

地信网论坛
BBS.35001.COM

牢山南段，各线所有站点分布在约2000km²的范围内。

近年来各地都开展了对降水量与高程关系的研究，初步揭示了一些地区性现象和统计规律，如云南省各地共分析出64条降水量和高程的关系线；太行山和燕山地区的山区降水量比平原地区的增大30%以上，最大雨量出现在迎风坡上；宁夏六盘山东南坡降水量随高程的增率约为39mm/100m，在其东坡，山脚部位的增率为28mm/100m，到一定高程后减小为3mm/100m，接近山顶时降水量可能反而减小；贵州省分析得出雨量随高程呈曲线变化的规律。可见山脉地形对降水量的影响既明显而又复杂，因地而异。

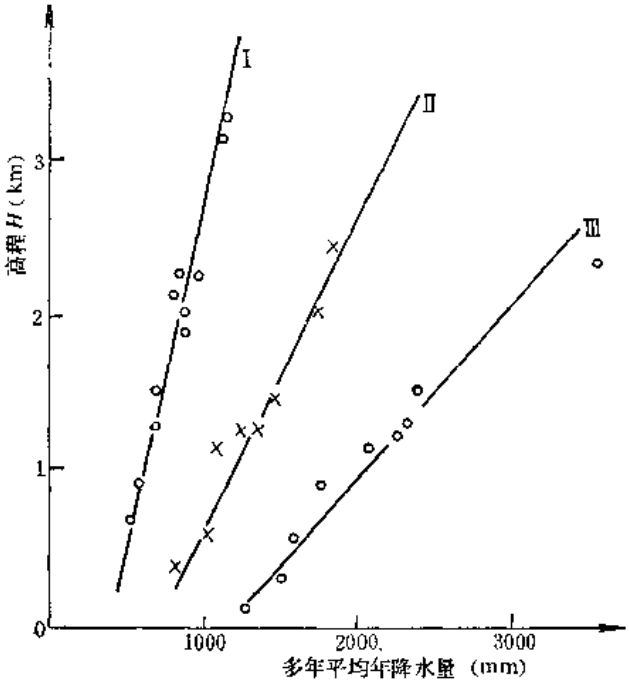


图 3-11 拱王山、哀牢山年降水量均值与高程的关系
I—拱王山；II—哀牢山中段；III—哀牢山南段

勾绘等值线先从主要山脉各段开始，再勾绘山间盆地的四周坡地和方向一致的河谷，并分小区建立降水量与高程的关系，以内插出各高程处的降水量，然后顺着山脉和河谷的走向，参照地形等高线逐段勾绘、连接。但要注意的是，因地形等高线往往非常弯曲，而等值线却只宜与大尺度的地形分水线走向大体一致，所以等值线不能完全按等高线走向勾绘。等值线切忌横向穿越分水岭。

对初步勾绘出来的等值线要作合理性检查。绘制等值线的过程，是不断检查、修改和调整的过程，很难一举完成。从数学的原则出发，勾绘等值线这一问题最优解的目标函数可以确定为

$$\sum_{i=1}^{m} |\Delta P_i| = \min \qquad (3\text{-}35)$$

式中 ΔP_i——各站点计算的统计参数值与由等值线查得之值的离差；

m——参加绘制等值线的站点数。

要达到这一目标，各站点离差的组合方式可能有多种，所以绘制等值线工作具有较大的弹性。事实上，同样的数据，绘出的等值线也会因人而异，尤其是统计参数计算值都含有抽样误差和其它误差，使我们不可能完全按照理想的直线内插确定等值线的分布和位置，故实际上很难以上式作为评定成果优劣的唯一标准，合理性检查只是宏观控制的一种手段。

等值线合理性检查工作主要从三个方面入手：

（1）从气候、地形及其它地理条件等方面检查，研究等值线的梯度分布、弯曲情况、高值区和低值区的配置等是否合理；

（2）与相邻区的等值线是否能拼接；

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（3）与年径流量、年蒸发量等值线对照比较，用水量平衡的原则进行协调平衡（具体方法将在后面介绍）。

六、降水量的时程变化

降水量的年内分配直接影响农作物的生长和径流的年内分配，具有重要的意义。首先分析多年平均的年内分配，即选出一些代表站，统计分析多年平均的各月降水量占年降水量的百分比。其次，分析指定频率年份（见表2-5）的年内分配：根据指定频率在实测系列中寻找经验频率与它相近的年份，统计计算它们各月降水量占年降水量的百分比。所选的这些年份称为典型年。

降水量的年际变化，从多方面描述，如统计参数C_V、C_S，极值比（系列中最大值与最小值之比），旱涝周期变化和连旱连涝统计等，尤其是近50年来实测系列中的旱涝变化分析，以及分析波及范围很大的大旱、大涝年份的有关情况。

七、我国的年降水

我国的年降水有地区极不平衡、季节分配很不均匀、年际变化很大和雨热同期等特点。

我国东南部的多年平均年降水量比西北地区的大，尤以台湾省最大，全省达2353mm，其北、中、南部的山地分别有三个多雨区，年降水量可达4000～6000mm，台北的火烧寮其均值高达6558mm（最大年降水量为8507mm）。新疆南部的塔里木盆地和青海西部的柴达木盆地年降水量均值不足25mm，如吐鲁番盆地的托克逊站20年观测值的均值只有6.3mm。年降水量均值为400mm的等值线从东北向西南斜贯我国大陆，其东南部集中了我国90%的人口和耕地，但面积却只占全部国土的55%，这条线的西北一侧属于干旱和半干旱地区。

大部分地区降水的年内分配不均匀，且各地有明显差别。长江以南地区正常年最大4个月降水量占全年的50%～60%，华北和东北地区则占到70%～80%，西南地区有明显的旱季和雨季之分。

降水的年际变化非常剧烈，在降水量愈少的地区和季节，其年际变化也愈大。南方多雨地区，丰水年的降水量一般为少水年的1.5～2.0倍；而北方少雨地区则可达3～5倍，最大的超过10倍，如北京市1959年的降水量为1405mm，而1891年却仅有168mm。我国年降水量C_V值的地区分布已如前述。

我国降水的上述特点，是旱涝灾害频繁发生的重要原因。如1931年和1954年南方大水，北方大旱；1959年和1963年北方大水，南方大旱；1981年的西涝东旱等旱涝交替现象，在历史上屡见不鲜。

第三节　年径流分析及设计年径流计算

河川径流即狭义的地区水资源，是总水资源中最重要的组成部分。规划设计各种供水工程或进行水资源调度，都必须以年径流的分析成果作为基本依据，如设计水库或拟定水库的用水调度方案时，要求提供指定频率年份的年径流量及其年内分配；设计航道和泵站

地信网论坛
BBS.3S001.COM

时，不仅要求提供年径流分析成果，还要求对指定保证率的枯水位或枯水流量作出概率性预测。本节主要讨论年径流分析，枯水径流分析则另作专题讨论（详见第六章）。

一、测站的选择与资料的统计

具有实测径流资料的测站比雨量站少得多，各个测站所控制的集水面积由上游向下游渐增。干流下游的大河站虽然实测系列较长且资料精度高，能控制全河流的径流量，却不能提供集水区内各部分地区径流的分布情况；支流上的小河站能控制各个局部地区的径流量，并由此推求径流的地区分布情况，但往往系列较短，且资料精度不高。因此，既要最充分地利用实测资料，又要注意到各级测站在分析径流地区分布中的作用。一方面应选择代表性好、资料系列较长的区域代表站作为主要分析站，同时又要注意保证一定的站网密度，还希望有各级支流和各种量级集水面积的测站。

现有的整编刊布资料，均以日历年统计年径流量，它与水文现象不相适应。应按水文年度统计年径流量。水文年度是指以汛期开始时刻作为年度的开始，下一年汛期开始时刻作为上一年度的结束时刻。据研究，在北方地区，按两种年度统计年径流量并分别计算统计参数，两者之间有一定的差别，如河北省的一些长系列测站，均值相差在10%以内，C_V相差通常为3%～4%，最大达11%。在南方地区两者相差不大。从实际出发，一般仍用日历年统计，大江大河的控制站则要按两种年度分别进行统计分析。

二、资料的审查与系列的代表性分析

径流资料的审查，主要是对它的可靠性和一致性进行审查分析。可靠性审查的重点可放在资料质量较差的年份。对观测手段和测验控制条件等有变动的年份也应加以注意。具体方法见《水文资料整编》。

现行的频率计算方法要求样本中各项都具有一致性，即它们都应该是在相同的条件下独立随机地从总体中“抽取”出来的。有很多原因会造成径流资料的不一致，如分洪、跨流域调水、大型水库和为数众多的中小型水库的修建、灌区的建设运行等。在水资源分析时，尤其要注意人类经济活动使越来越多地区的天然水循环遭到破坏，径流规律受到干扰和影响。例如永定河官厅站以上区域，1949年灌溉面积为98万亩，1972年增加到286万亩，是原来的3倍，使这一年的灌溉用水量是实测径流量的1.76倍。用这种实测径流量进行频率分析显然是很不妥当的。

对不一致的资料，要用合理的方法将它们统一到一致或基本一致的基础上。目前的做法是把受人类活动影响后的资料“还原”到天然状态之下，这一过程称为径流的还原计算。第五章将对此作专门的介绍，这里不再讨论。

径流系列的代表性分析，与年降水的基本相同。

三、系列的插补展延

年经流量系列的插补展延有多种途径，不同的情况采用不同的方法，但也可以同时用几种方法推求同一项插补值，择优选用。

（一）面积比法

设在分析站的上游或下游有水文站，两站相距不远，它们的集水面积相差不大，假定它们的年径流深相同，则

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$W=\frac{F}{F'}W' \qquad (3\text{-}36)$$

式中 W、F——分析站的年径流量和集水面积；

W'、F'——参证站的年径流量和集水面积。

当两个站的集水面积相差不超过15%时，方可应用上式。当面积相差过大或因其它原因使上述假定条件难于符合实际情况时，不能应用。

（二）趋势法和历年均值法

枯水季节降水少，河川径流主要由地下水补给，其消退过程比较规则，故可根据缺测月份前后的月径流量按退水的趋势插补月径流量。若枯季缺测月份径流量的历年变幅不大，可用多年平均的同月份月径流量作为缺测月径流量的插补值。

（三）相关法

1.利用径流资料插补展延系列

上、下游站或相邻流域测站的年或月径流量之间一般会有比较密切的物理成因上的联系，相关性较好。但如上、下游站之间的区间水文气象条件特殊，须在相关关系中加入反映这些条件的因子，区间雨量就是常用的相关因子。月径流量的相关关系一般比年径流量的要差。

2.利用年降雨资料插补展延径流系列

我国大部分地区的径流由降雨（包括冬季少量的降雪等其它形式降水）形成，年降雨量的多寡，在一定程度上决定了年径流量的大小。许多地区的实践表明，用年降雨量作为参证变量可望得到较好的效果。因出口断面上所测得的径流量是由整个集水面积上的降雨形成的，故应该用流域平均年雨量P与年径流量R建立相关关系，即通常所称的年降雨径流关系。

但是，年降雨径流的单因素相关有一定的局限性。一个流域的年水量平衡方程为

$$R=P-E+\Delta W \qquad (3\text{-}37)$$

当年蒸发量和蓄水变量之和（$E+\Delta W$）远较年降水量为小时，可忽略不计，建立R与P的相关关系，效果肯定是好的。例如，在很湿润的地区，降雨量大部分转化为径流量，年降雨径流关系的相关系数比较大；反之，如年降雨的大部分消耗在蒸发方面，或年初与年末的流域蓄水量变化比较大，年降雨径流关系就比较差。表3-7是三个流域年降雨径流相关系数的对比情况。广东溶江属非常湿润地区，相关系数最大；江西的李家渡站，相关系数有所降低；淮河流域的夏邑站难于建立相关关系。因淮河以北地区多年平均降水量在900mm

表 3-7　　三个流域年降雨径流相关系数

河流	站名	$\overline{P}$(mm)	$\overline{R}$(mm)	$\alpha=\overline{R}/\overline{P}$	相关系数 r	资料年限
溶江	东桥园	2180	1490	0.68	0.996	1954—1961
抚河	李家渡	1720	850	0.49	0.970	1952—1960
涡河	夏邑	730	70	0.10		1963—1971

地信网论坛
BBS.3S001.COM

以下，年径流系数约为0.1～0.25，所以有些年份的年降水量相同，但年径流量却相差5～6倍。

改进流域的年、月降雨径流关系，可从三方面入手：

（1）考虑降雨与径流的时间对应关系。降雨到达地面后，要经过一定的时间才能汇集流经出口断面，在统计时应注意其对应性，如上月末的降雨产生的径流在本月初才流出，则可将这部分径流统计到上个月去。

（2）考虑蒸发的影响。年内雨量分配均匀，使流域经常湿润，有较充裕的水分供蒸散发消耗，流域蒸发旺盛，年径流系数较小；反之，一年内的降雨集中在很短的时间内，降雨强度大，不仅使雨期蒸发量小，且非汛期降雨少，流域蒸发受供水不足的抑制，年径流系数较大。所以，在年降水量相近的情况下，降雨的年内分配是影响蒸发的重要因素之一。在生产实践中，常用汛期雨量占的比重粗略地反映降雨的年内分配，例如在相关关系中加入连续几个月最大雨量占年降水量的百分数这一参数，可改善相关性。山东省水文总站曾提出以下的经验公式来计算年径流量：

$$R=K(P_{汛}\cdot f^{n}+P_{枯}^{m})-C \qquad (3\text{-}38)$$

式中 $P_{汛}$、$P_{枯}$——分别为汛期和非汛期（枯水期）的降水量；

f——降雨集中系数，它是汛期中连续15天最大降雨量P_{15}与汛期降雨量之比，即$f=P_{15}/P_{汛}$；

K、C——经验系数，K为相关线斜率，C为截距；

n、m——经验性指数，经分析，在鲁南一带有$n=0.25$，$m=0.75$。

淮河水利委员会对同一地区采用以下相关关系：

$$R=C_1P_{年}+C_2P_{汛}+C_0 \qquad (3\text{-}39)$$

式中 C_1、C_2、C_0——经验性系数。

同样得到满意的结果。另外，年平均气温也能反映蒸发情况。

（3）考虑蓄水变量。在广阔的平原地区，流域的蓄水量变化是影响年降雨径流关系的重要因素。平原地区地下水埋深浅，其补给和消退比较频繁且变幅较大，大水年份可使地下水位达到地面，干旱年份则地下水埋深可达4～5m，势必影响次年的产流量。如汾泉河流域的沈邱站，1966年大旱，其后的1967年降水量为969.6mm，实测径流深仅100.5mm，1975年大水，其后的1976年降水量仅638.5mm，比1967年的少301.1mm，但实测径流深却比1967年的多48mm。流域蓄水变量是指年末和年初整个流域蓄水量的变化，包括河槽、湖泊、水库等地表水体蓄水量、包气带蓄水量和地下水蓄水量的变化，它们在实践中很难一一推求，常寻求简单的间接指标来反映，例如上一年的降水量或上一年11月、12月的降水量；年初的河道流量；年初地下水埋深等。

为了充分考虑各种影响因素，可以同时引进几个回归因子，用多元回归法推求相关关系的解析式。例如，长江水利委员会曾建议采用以下的形式：

$$R=f(P,P_{上},P_{超},B,G,T) \qquad (3\text{-}40)$$

式中 $P_{上}$、$P_{超}$——分别为上一年降水量和本年日降水量超过某个定量（如50或100mm）的超过部分降雨量的累积值；

地信网论坛
BBS.3S001.COM

B、G、T——分别为基流、地下水位变化指标和年平均气温。

江西抚河李家渡以上流域的多元回归方程为

$$R=0.799P+0.029P_{上}+1.008P_{相,5\,0}-609.49 \qquad (3\text{-}41)$$

3.利用月降雨资料插补展延

月降雨径流相关关系也是常用的插补工具。但其相关程度往往不如年的降雨径流关系密切，故更需要综合考虑其它因素。例如江苏省连云港市汪子头和黑林两个流域的月降雨径流关系为

$$\left.\begin{aligned} &R_i=1.4P_i'-220 && (P'\geqslant 220\text{mm})\\ &R_i=-119.10+7.42P_i'-1.85\times 10^{-1}\\ &\quad (P_i')^2+2.37\times 10^{-3}(P_i')^3-1.62\\ &\quad \times 10^{-6}(P_i')^4+5.61\times 10^{-8}(P_i')^5\\ &\quad -7.63\times 10^{-11}(P_i')^6 && (50\text{mm}\leqslant P'<220\text{mm})\\ &R_i\approx 0 && (P'<50\text{mm}) \end{aligned}\right\} \qquad (3\text{-}42)$$

式中 R_i——i月的径流量，mm；

P_i'——与i月雨量P_i和上个月雨量P_{i-1}有关的综合指标。

P_i'的计算如下：

$$\left.\begin{aligned} &P_i'=0.25P_{i-1}+0.75P_i && (P_{i-1}<470\text{mm})\\ &P_i'=117.5+0.75P_i && (P_{i-1}\geqslant 470\text{mm}) \end{aligned}\right\} \qquad (3\text{-}43)$$

两个流域上述相关关系的相关系数分别达0.985和0.980。

不少地区的径流资料极为缺乏，据统计，我国的水文站网密度平均为每万平方公里仅4.5站，西部省区不足一个站，东部的密度较大，但也仅个别省超过10个站。世界气象组织建议的允许最稀站网密度标准为：山区每300～1000km²设一个站，平原地区每1000～2500km²设一个站。相比之下，我国很多地区达不到这一标准。不仅如此，许多站的观测年限不长，例如海滦河流域平原地区面积有13万km²，能用于分析年径流的水文站仅22个，平均每6000km²才有一个站，其中观测系列最短的不到10年。从这一实际情况出发，不得不通过地区综合的途径，建立地区综合的年、月降雨径流关系。如甘肃东部地区的下垫面对年降雨径流关系影响明显，分别建立了5种类型的地区综合年降雨径流关系，如图3-12所示。无径流资料或径流资料短缺的流域在进行水资源评价时，只需要根据所在的地理位置和下垫面特征，就可选用相应的地区综合相关线，把年降雨量转化为年径流量。

4.利用其它参证变量插补展延径流系列

西北地区的某些河流，河川径流主要依靠融雪水补给，补给量的大小与气温有比较密切的关系，可选择合适的参证站气温作为参证变量。如青海水利水电设计院对一冰川融雪补给的河流进行分析，用高空500hPa的气温推算年径流量。

四、统计参数的确定

用配线法确定统计参数的具体方法已如前述。因径流资料短缺，插补展延的资料较多，

地信网论坛
BBS.3S001.COM

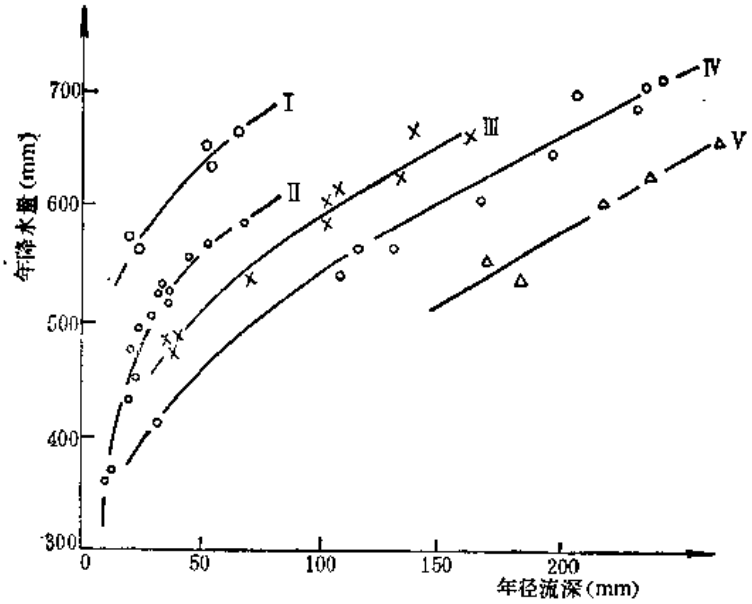


图 3-12 甘肃东部年降雨径流关系综合图
I—甘肃黄土高原林区；II—黄土丘陵沟壑区；III—土石混合山区；
IV—甘东一般石山区；V—甘南陇西高山区

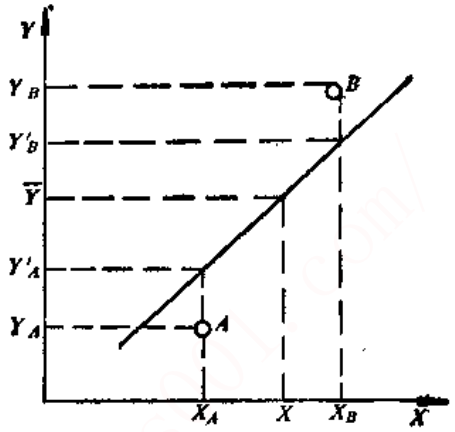


图 3-13 插补系列均方差偏小示意图

用相关法插补展延后的系列其均方差和变差系数将有可能比实际的值要小，需要进行一定的处理。图3-13是倚变量Y与自变量X的相关线，当自变量即参证变量为X_A和X_B时，由相关线或回归方程推算出的倚变量即待插补的变量分别为Y'_A和Y'_B，而实际上却可能是Y_A和Y_B，可见插补值Y'_A和Y'_B加入系列后可能使样本的$\Sigma(Y_i-\overline{Y})$值偏小，并造成均方差和变差系数偏小。

这一现象早就引起水文学家的重视，如我国的金光炎同志早在60年代就提出用下列公式对统计参数进行修正：

$$\overline{Y}_N=\overline{Y}_n+r_n\cdot\frac{\sigma_{Y,N}}{\sigma_{X,N}}(\overline{X}_N-\overline{X}_n) \qquad (3\text{-}44)$$

$$\sigma_{Y,N}=\sigma_{Y,n}\sqrt{(1-r_n^2)+r_n\cdot\frac{\sigma^2_{X,N}}{\sigma^2_{X,n}}} \qquad (3\text{-}45)$$

式中 $\overline{Y}_N$、$\sigma_{Y,N}$——插补延长到N年后系列的均值和均方差；

$\overline{Y}_n$、$\sigma_{Y,n}$——与参证变量X同步观测n年短系列的均值和均方差；

$\overline{X}_N$、$\sigma_{X,N}$——参证变量X的N年实测长系列的均值和均方差；

$\overline{X}_n$、$\sigma_{X,n}$——X与Y同步观测n年短系列的均值和均方差；

r_n——n年短系列Y与X直线相关的相关系数。

苏联也有类似的修正公式。在实际工作中，我国一些单位还提出其它的修正公式，基本出发点都相仿。这种处理只能对均值和均方差作总的修正，无法对所插补的每一项估计出包含的误差大小。

五、年径流深统计参数等值线

绘制年径流深等值线，以中等集水面积（300～5000km²）的区域代表站为主要依据。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

小流域因流域不闭合等因素影响相对误差较大，只供参考；大流域的地形、地貌等变化大，分区性差，一般也只用于校核。

1.年径流深地区分布的一般规律

（1）降水量的分布基本上决定了径流深的地区分布。

（2）山脉的迎风坡常为高值区，背风坡则显著减少。例如广西的十万大山东南迎风坡径流深由1200mm增加到山顶附近的2500mm，翻过山顶至明江流域，平均年径流深仅400mm。但要注意有些山区降雪会因风的作用堆积到背风坡。

（3）同一地区一定范围内，年径流深随高程的增加而增大，山区的径流深通常比平原和盆地的大。

（4）下垫面条件如岩性、植被、地貌、坡度等都有影响。在北方岩溶地区，漏水严重，地表径流很小，而在岩溶大泉出露处，径流量又陡增。其它因素则通过对产流特性的影响，使等值线的分布与之相应。

（5）高原沼泽湖区大多处于山间盆地，降水量一般比周围山地的小，而供水却很充分，利于蒸发，故径流深一般较小。

2.年径流深均值等值线的绘制

一条河流的上、下游及其支流有2～3个以上测站时，各段区间的径流深应按水量平衡法推算出，并标绘在区间面积的重心或形心处，决不允许直接将各站计算的“本站径流深”点绘于“本站集水面积”的重心或形心位置。还要注意流域的上游及两侧山区比较湿润，中部河谷地带却较干旱，所以应避免将点据确定在河谷处，可考虑降雨的分布情况给予恰当的调整。

在径流随高程变化剧烈而站网稀少的高山区，应设法建立年径流深与高程的关系，确定和加密等值线。例如云南省洗澡塘站的流域面积为484km²，年降水量从流域中部的800mm变化到最上游的2000mm，如将该流域实测径流系列的均值244mm标在流域的重心处，再根据周围流域的径流深，本流域只能勾绘出150～300mm的等值线，但如利用附近实验流域的降水量、陆面蒸发量与高程的关系，推算出各个高程处的径流深，就可以在本流域勾绘出从100mm到1100mm的很多条等值线，这样更能客观地反映出径流深的地区分布规律。

在广大缺乏实测资料的地区，要想方设法估算出径流深。如高山冰川作用地区，可参考冰川调查获得的降水量并酌情选用年径流系数估算；西部高山地区可根据流域平均高程选用合适的降水量和径流量与高程的关系估算；内陆河地区的高原湖盆闭合流域，可近似认为湖面蒸发量与流域的径流量相等。如流域面积为F，径流深为R，湖面面积为f，湖面蒸发量为E（可用在E601蒸发量等值线上所查数值代替），则有

$$R=\frac{f}{F}\cdot E \qquad (3\text{-}46)$$

等值线绘出后必须作合理性检查，主要方法如下：

首先进行平面上的水量平衡检验。该域下游控制性大站的实测径流资料不参加等值线的绘制，当初步勾绘出等值线后，用面积加权法在图上查算这些控制站以上集水面积的径

地信网论坛
BBS.35001.COM

流深R'，如图3-14，有

$$R'=\frac{\bar{R}_1f_1+\bar{R}_2f_2+\cdots+\bar{R}_nf_n}{f_1+f_2+\cdots+f_n}=\frac{\sum\bar{R}_if_i}{\sum f_i} \qquad (3\text{-}47)$$

式中 f_1、f_2、…、f_n——流域界限内相邻两条等值线之间的面积，km^2；

$\bar{R}_1$、$\bar{R}_2$、…、$\bar{R}_n$——相应于f_i的平均年径流深，可取两条等值线的算术平均值，mm。

要求R'与实测系列的均值R的相对误差不超过±5%，如不合格，必须修改等值线。这种专门用于校核的站都是选大支流和独立水系的控制站，故还要避免所选各控制站的R'与R相比有系统偏大或偏小的现象。

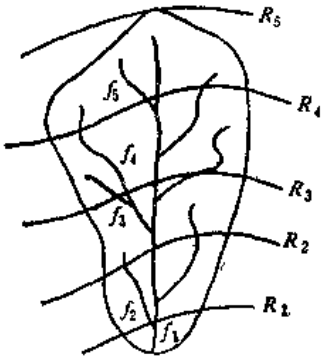


图 3-14 多年平均年径流深等值线示意图

其次进行垂直方向的水量平衡检查，即对降水量、径流量、陆面蒸发量的多年平均值等值线图对照检查，互相协调，具体方法将在以后叙述。

最后还要进行等值线的细部检查：是否有不合理的地方，如径流和降水的等值线其主要线条走向应该一致；高低值区应相对应；在下垫面条件比较一致的范围内，同一条径流深等值线应避免横穿两条以上的降水量等值线，等等。

需要特别指出的是，在岩溶地区，流域内如有大泉出露，因其水量并非本流域的降水形成的，在绘制径流深等值线时，要用实测径流扣除泉水后的径流深去点绘，在以后使用等值线时再将泉水加回去。

3.年径流深变差系数CV等值线

年径流深的CV有以下一些地区分布规律，可供勾绘等值线时参考：中小河流年径流深的CV值随着降水量CV值的增大而增大；湿润地区的小、干旱地区的则大；高山冰川区的小，黄土高原及其它土层厚、地下潜水位低的地区则较大；西北高原湖群区及沼泽地区下游的CV有偏大的趋势；地下水补给丰富的流域CV较小；在一般地区，300～5000km^2的中等流域其CV值与流域面积无明显关系，但有些地区却呈现出反比的趋势。

目前有人认为因CV受非分区因素的影响太大，不宜勾绘等值线而用分区的经验公式为佳，但生产实践中目前仍用等值线。

4.年径流深偏差系数CS的地区分布

CS仍用它与CV的倍比值表示。它在地区上变化不大，在相当大的范围内采用同一个比值，故不绘等值线。

六、径流的年内分配和年际变化

为便于无资料地区估算径流的时程分配，适当选择资料条件好、自然地理条件有代表性的测站，分析几种频率年份的径流年内分配，按表2-5所示的频率分级各选出典型年，计算各月径流量占全年径流量的百分比。径流年际变化的分析与年降水的相同。

七、我国径流的特点

我国径流的地区分布趋势基本上与降水的相同，但比降水更不均匀，按其大小可分为五个明显不同的地带，见表3-8。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 3-8　　我国降水、径流分区表

降水分区	年降水量(mm)	干旱指数	年径流系数	年径流深(mm)	径流分区
多雨	>1600	<0.5	>0.5	>1000	丰水
湿润	800～1600	0.5～1.0	0.3～0.5	300～1000	多水
半湿润	400～800	1～3	0.1～0.3	50～300	过渡
半干旱	200～400	3～10	<0.1	10～50	少水
干旱	<200	>10		<10	干涸

注　干旱指数为多年平均年蒸发能力与多年平均年降水量之比值。

根据上述指标，我国东南、华东沿海、云南西部和西藏东南为丰水带，台湾中部及西藏东南角的年径流深可达2000～4000mm，台湾的局部山地可达6000mm，世上罕见；秦岭、淮河以南的其余地区为多水带；过渡带包括黄淮海大平原、陕西、山西和东北大部、四川西部和西藏的东部；少水带在东北西部、内蒙古、宁夏、甘肃、新疆西部和北部；干涸带包括内蒙古、宁夏、甘肃的沙漠，青海的柴达木盆地，新疆的塔里木盆地和准噶尔盆地，大部分地区的年径流深近于零，有面积广大的无流区。

径流的季节变化具有夏季丰水、冬季枯水和春秋季过渡的特点。径流的年际变化比降水更剧烈，水量越贫乏的地区，丰枯年之间的水量相差越大。历年最大与最小年径流量的比值（极值比），长江以南一般小于3倍；淮河、海滦河各支流可达10～20倍，部分平原地区甚至更大。CV值一般随均值的减小而增大：长江以南一般在0.4以下；淮河、海河地区可达1.0以上，平原地区又大于山区；干旱地区、盆地周围间歇性河流也在0.8以上；内蒙中部和阴山北坡间歇性河流可高达1.2以上；但西北内陆以冰雪融水或地下水补给为主的河流，一般在0.2～0.4之间，且有干旱高温年份多水、湿润多雨年份反而少水的特点，这对当地的农业生产极为有利。

年径流不仅年际变化剧烈，还有连续干旱、连续丰水的特点，如海滦河流域近60年就出现过6次2～3年或5年的连续干旱，还有连续洪涝年出现，从而使本来就已很贫乏的地表水资源更难于开发利用。

八、设计年径流计算

为满足国民经济各部门的需要，必须兴建各种供水工程，将天然水资源转化为可供水量。图3-15是简化的水资源供需关系图，横坐标是天然水资源即年径流量的频率，丰水年的需水量小，枯水年的需水量大，故来水与需水两条曲线的趋势恰好相反。建造供水工程的目的是将天然水资源转化为可供水量，因工程的供水能力为$W_{供}$，故对应的工程实际供水量如图中的阴影部分面积所示。

以W为来水，W'为需水，则从图上可以看出：

（1）当$W>W_{供}>W'$时，不仅水资源有余，且工程供水量也有余；当$W>W_{供}=W'$时，水资源有余，工程供水量恰好满足需水，相应年份的频率就是供水保证率$P_{供}$。供水保证率是指多年期间用水部门的正常需水得到满足的保证程度，可用下式表示：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$P_{供}=\frac{正常供水的时间}{工程总的运行时间}\times 100\% \qquad (3\text{-}48)$$

式中的时间可用年作为单位。

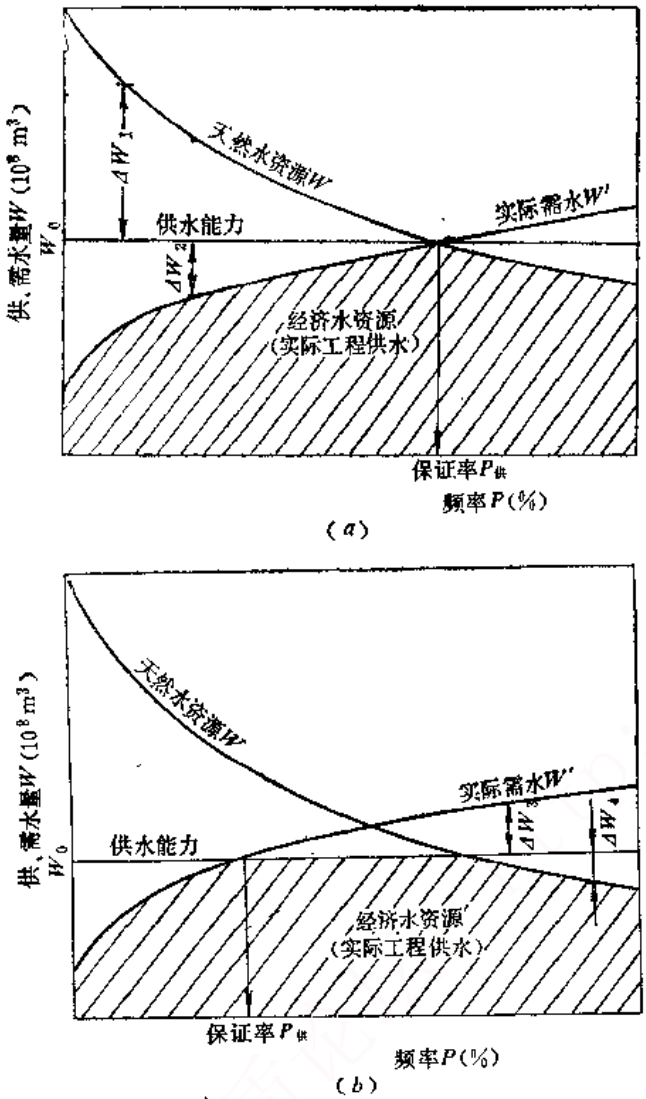


图 3-15 水资源供需关系示意图

ΔW_1—水资源余量；ΔW_2—工程供水量余额；ΔW_3—超量需水；ΔW_4—工程供水量差额

（2）在$W\geqslant W'$的范围内，W_0越大，即工程规模越大，$P_{供}$也越大，可供水资源的多少取决于W_0和W'；在$W<W'$的范围内，用水部门的需水得不到满足，供水量取决于来水W（$W<W_0$）或W_0（$W>W_0$）。

（3）$W=W'$的年份所对应的频率，是在该供需条件下可能达到的最高保证率，相应的工程规模也达极限，如再扩大工程规模，无助于提高保证率，也不能提供更多的供水量。

通过上述简单的分析可以推知，供水工程的规划和设计，首先要恰当地处理W、W'、W_0和$P_{供}$的关系。天然水资源是客观存在的，取决于非人为因素，其余三项则需要考虑社会、技术、经济等条件加以优化组合。例如当计划经济部门确定用水部门的需水量后，在一定范围内，工程规模越大，可提供的供水量越多，且$P_{供}$也越大，但工程的投资费用也随之增大；又如受技术经济条件的限制，W_0事先确定，如果改变用水部门的需水要求，就会使用水的保证程度随之而变。大量的小型工程其规划设计更为简化，其$P_{供}$是事先根据来水、用水的性质、结构，工程的大致规模等，并参考水利水电工程设计规范“合理选定”的，这一选定的$P_{供}$称为设计保证率$P_{设}$。在这样的条件下，问题就变成由W'求W_0或者相反；也可以是求两者的最佳组合。很明显，$P_{设}$的选定首先受来水的制约，故在设计供水工程时，首先必须推求符合设计保证率的年径流量，即通常所说的“设计年径流量”。所选定的设计保证率也称为供水工程的设计标准。

同样的年径流量，其年内分配不同，需要的工程规模也不同，因此还要分析和推算设计年径流量的年内分配。工程上把符合一定设计标准的年径流量及其年内分配称为“设计年径流”。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（一）设计年径流量的推求

径流资料充分时，按前述的方法绘出年径流量频率曲线，就可以得到符合指定频率即设计保证率的年径流量。资料不足时，经过插补展延，系列达到一定长度，例如20年以上，也可按上述方法进行。

缺乏资料或系列过短而无法插补展延时，不能直接绘制频率曲线，只能通过地理综合的途径进行估算。现将所用方法简介如下。

1.统计参数等值线法

全国各省、直辖市、自治区的水资源图集、地表水资源评价图集或水文手册中，都已绘制好年径流深统计参数等值线图，供规划设计时查用。

应用年径流深均值等值线估算缺乏资料流域的多年平均年径流深时，须在图上勾绘出流域的分水线。如流域面积较小，在本流域范围内没有等值线穿过，或仅有一条等值线穿过，则直接按流域的形心或平均高程处的地理位置，在等值线图上用直线内插法查算出径流深，即流域的多年平均年径流深。如流域面积较大，有几条等值线穿过时，应用前述的面积加权法求算，见式（3-47）。

均值等值线用于不同大小的流域，精度是不同的。因它是根据中等流域的分析成果绘制的，故用于无资料的中等流域最合适，精度也较高。小流域的年径流受非分区性因素的影响可能较大，例如流域不闭合，不能汇集全部的地下径流等，使用等值线图可能会使成果与实际情况有较大的出入，故必须慎重，必要时进行实地调查，结合具体情况对查算成果加以适当的修正。

CV等值线图的使用方法与均值等值线的相同，但其精度更差，尤其是有些地区年径流深的CV值与流域面积有一定的关系时，需要进行适当的修正。例如，通过分析CV值与流域面积F的关系，建立经验公式。常见的经验公式形式有

$$CV=a-b\lg F \tag{3-49}$$

$$CV=a-bR-c\lg F \tag{3-50}$$

式中 a、b、c——经验性参数；

R——年径流深的均值。

2.水文比拟法

水文比拟法是在设计流域缺乏资料时，寻找一个自然地理条件相似的参证流域，将参证流域的实测径流分析成果如统计参数等，经过一定的修正或不加修正移用过来。水文比拟法的关键是参证流域的选择，要求气候条件、下垫面条件以至流域面积等都较一致或相近。

（二）设计年径流的年内分配

径流的年内分配多变，即使年径流量相近的年份，其年内分配也不尽相同，故确定设计年径流的年内分配是根值得研究的课题。目前的做法几乎都是典型放大法，即从历年实测资料中挑选出一个或几个符合指定条件的年径流时程分配，作为模型，经过缩小或放大，使它的年径流量恰好等于设计年径流量。围绕着选择典型年和放大两个环节，产生了很多种具体方法。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

1.典型年的选择

式（3-48）表示工程的供水保证率是供水效果的一个指标，它与来水、用水有关，有些部门的用水如城市用水、水电站用水都由径流供给；有的用水如农业灌溉虽然也由径流供给，但在一定程度上与灌区的降水有关。所以，选择典型年时可以根据径流情势去选，也可以根据灌区降水情况去选。而且，一年之内汛期的水量往往有余，农作物非生长期的来水对灌溉也无影响，故又可以根据枯水期的径流和降雨去选择，或者根据作物生长期的径流和降雨选择。现介绍从径流的角度选择典型年的方法。

（1）设计代表年法。首先按水量相近的条件初步选出几个典型年。水量相近，就是这些年份年径流量或某一时期径流量的经验频率与设计频率相近。虽然径流的时程分配和时段径流量并没有密切的关系，但还是有一点统计规律的。

【例 3-3】 某站历年逐月流量统计资料如表3-9所示。已求得$P=90\%$的设计年平均流量$Q_p=27.5m^3/s$，选择典型年。

表 3-9　　某站历年月平均流量统计资料

年份	月平均流量 (m³/s)												年平均流量 (m³/s)	最小连续4个月水量 [(m³/s)·月]
	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4		
1937～1938	26.9	101.5	154.4	81.1	126.2	126.1	43.1	17.5	9.1	4.3	25.4	116.4	69.3	56.3
1938～1939	46.1	153.0	307.1	30.8	169.2	72.5	29.3	12.1	7.4	7.7	9.9	47.3	73.9	37.1
1939～1940	31.8	42.6	55.2	64.3	4.3	2.5	6.5	2.9	1.1	1.1	8.4	17.2	19.8	11.6
1940～1941	29.6	13.1	60.9	62.6	39.5	59.5	44.1	21.8	10.0	7.9	22.5	17.4	32.4	57.8
1941～1942	62.6	15.7	8.0	54.4	92.6	6.7	14.9	12.7	13.0	2.0	1.4	52.6	28.1	29.1
1942～1943	60.6	158.6	8.1	12.7	10.8	59.3	65.1	31.3	5.9	1.5	40.5	54.8	43.2	79.2
1943～1944	134.1	80.4	32.8	91.0	2.9	27.3	30.7	21.3	12.6	12.8	4.3	10.9	38.4	40.6
1944～1945	33.4	28.3	40.6	11.8	55.9	88.7	71.5	13.6	1.9	22.4	6.2	43.3	34.8	44.1
1945～1946	120.2	85.0	101.9	33.8	37.5	62.7	56.5	28.1	7.3	8.1	2.0	8.5	46.0	25.9
1946～1947	79.7	189.0	127.5	48.9	43.5	35.9	57.0	18.7	11.0	4.1	17.2	50.7	56.9	51.0
1947～1948	138.8	205.8	177.6	55.9	6.6	16.0	17.9	9.8	5.1	7.1	18.5	53.0	59.3	39.9
1948～1949	176.5	195.0	38.5	37.5	115.4	79.2	29.0	11.7	11.2	12.7	18.1	71.6	66.4	53.7
1949～1950	43.1	73.2	35.0	108.0	15.0	65.6	12.4	9.2	7.2	6.4	10.2	15.5	33.4	33.0
1950～1951	116.6	102.7	101.8	52.6	155.5	65.2	36.7	16.7	8.5	5.9	23.5	50.5	61.4	54.6
1951～1952	142.2	31.4	14.4	39.6	30.7	44.4	57.4	17.3	10.4	7.9	2.4	17.6	34.6	38.0
平均	83.4	98.4	84.3	52.3	60.4	54.1	37.8	16.3	8.1	7.5	14.0	41.8		

实测资料中1940～1941年和1941～1942年的年平均流量与设计年平均流量接近，初步确定为典型年。

其次，按对工程较为不利的原则进一步选择。所谓对工程不利，是指根据这种年份的径流年内分配所得到的设计年径流，用于水利工程的规划设计，要求的工程规模较大，这样，可保证在工程运用中供水偏于可靠。如对灌溉工程，应选择作物生长期来水量较枯的年份作为典型年。从表3-9中可以看出，1941～1942年最小连续4个月的水量比1940～1941年的小，对水电站的运行更为不利。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（2）实际代表年法。规划灌区供水工程时，可在进行历史干旱情况调查的基础上，分析一些干旱年份的来水和用水，从中选择某个实际发生的干旱年份作为典型年。

2.典型年内分配的缩放

（1）同倍比法。用同倍比法时须先确定控制时段，然后求出控制时段内的设计径流量$W_{T,P}$与典型年同时段径流量$W_{T,D}$之比值K_T，即

$$K_T=\frac{W_{T,P}}{W_{T,D}} \tag{3-51}$$

用K_T分别去乘典型年各月的径流量，即得设计年径流的年内分配。控制时段可以是“年”，也可以是“供水期”。

【例 3-4】 分别用年水量控制和供水期水量控制同倍比放大法推求$P=90\%$的设计年径流年内分配，资料见表3-9。

先介绍年水量控制同倍比法。因为$W_P=27.5(m^3/s)\cdot$年，在实测资料中选出1940～1941年和1941～1942年两个典型年，它们的缩放倍比分别为$K_1=\frac{27.5}{32.4}=0.85$，$K_1=\frac{27.5}{28.1}=0.98$。用它们推求的设计年内分配见表3-10。

表 3-10　　年水量控制同倍比法推求设计年内分配　　[单位：(m^3/s)月]

月份	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	年径流量[$(m^3/s\cdot$年)]
典型年(1940—1941)	29.6	13.1	60.9	62.6	39.5	59.5	44.1	21.8	10.0	7.9	22.5	17.4	32.4
设计年($K_1=0.85$)	25.1	11.1	51.8	53.2	33.6	50.6	37.5	18.5	8.5	6.7	19.1	14.8	27.5
典型年(1941—1942)	62.6	15.7	8.0	54.4	92.6	6.7	14.9	12.7	13.0	2.0	1.4	52.6	28.1
设计年($K_1=0.98$)	61.4	15.4	7.8	53.3	90.7	6.6	14.6	12.4	12.7	2.0	1.4	51.5	27.5

再介绍供水期水量控制同倍比法。设所规划的工程其保证供水流量为$20m^3/s$，故表3-9中凡月平均流量小于此值的月份均属供水期，多数年份的供水期为4个月，初步确定供水期就是4个月。摘录并统计历年最小连续4个月径流量W_4，如表3-9中的最后一栏。通过频率计算，求得$P=90\%$的供水期设计径流量$W_{4,P}=23.8(m^3/s)\cdot$月。按前述原则选出1941～1942年[$W_{4,D}=29.1(m^3/s)\cdot$月]和1945～1946年[$W_{4,D}=25.9(m^3/s)\cdot$月]作为典型年，相应的缩放倍比值分别为$K_1=\frac{23.8}{29.1}=0.82$，$K_1=\frac{23.8}{25.9}=0.92$。用它们去乘各自典型年的逐月径流量，也得到两个设计年径流的年内分配。

本例中所讲的供水期没有固定起止月份，适用于发电等固定用水量工程的设计。对灌溉供水工程，作物生长期比较固定，所以必须规定供水期的起止月份。

（2）同频率法。同倍比法简单方便，但只能满足控制时段内的径流量符合设计标准，如以年为控制时段，设计年径流量虽能符合设计标准，但供水期的径流量并不一定符

地信网论坛
BBS.3S001.COM

合，或者相反。总之两者不可兼得。同频率法对此可以改进。其计算过程如下：

首先分别对年和供水期的径流量进行频率计算，求出相应于设计保证率的年径流量$W_{年,P}$和供水期径流量$W_{供,P}$，再选择年径流量和供水期径流量都与设计值相近且对工程不利的年份作为典型年。缩放倍比系数按下式计算：

$$\left.\begin{aligned} K_{供} &= \frac{W_{供,P}}{W_{供,D}} \\ W_{年-供} &= \frac{W_{年,P}-W_{供,P}}{W_{年,D}-W_{供,D}} \end{aligned}\right\} \qquad (3\text{-}52)$$

式中 $K_{供}$——供水期径流缩放倍比值；

$K_{年-供}$——一年中除供水期外其余各月径流的缩放倍比值；

$W_{年,D}$、$W_{供,D}$——典型年的年径流量和供水期径流量；

$W_{年,P}$、$W_{供,P}$——设计年的年径流量和供水期径流量。

缩放时用$K_{供}$去乘典型年供水期各月径流量，用$K_{年-供}$去乘典型年供水期以外，各月的径流量。经缩放后即得设计年径流的设计年内分配，它的年和供水期径流量都符合设计标准。

无实测资料时，可用水文比拟法借用相似流域的典型年：根据设计标准在相似流域选出典型年，或在本地区代表站已分析出的各种代表频率（见表2-5)年份的年内分配中选取典型年内分配，作为同倍比缩放的模型，再加以放大。

第四节 年蒸发分析

据估计，我国降水量的57%通过蒸发消耗掉，淮河流域达73%，海河流域高达84%，由此可见蒸发研究的重要性。研究蒸发不仅可以了解水资源的自然消耗规律，以进一步研究减少无效蒸发、增加可利用水资源的途径和措施，还可以用它验证降水或径流资料的可靠性和分析成果的合理性。

一、水面蒸发

水面蒸发既能反映流域内各种地表水体的蒸发，还可以反映出流域蒸发能力，是最基本的分析项目。选择站点时主要看资料质量，还要注意站点分布均匀、仪器型号一致。

蒸发的地区变化和年际变化相对较小。据统计，年水面蒸发量的C_V值一般小于0.15，再结合现有的资料条件，认为如果有10年以上的观测资料，即可满足分析要求。对有些地区，水面蒸发也存在着连续几年偏大或偏小的情况，且年降水量小的年份其年蒸发量却大，故虽然水面蒸发量因系列短而造成的统计参数抽样误差相对较小，但其绝对值相对于年降水量却可能相当可观。出于以上两方面的考虑，希望有15年以上的实测资料。

蒸发器的水面蒸发仅是天然水体水面蒸发的近似情况。目前正大力研究标准蒸发器，即对天然水体水面蒸发模拟得最好的蒸发器。现规定以E-601 型蒸发器作为全国统一采用的型号，分析绘制其年蒸发量的统计参数等值线。其它型号蒸发器的观测资料都要折算为E-601型蒸发器的蒸发量。附表 3 为一些地区的标准蒸发器及各种仪器的折算系数。

年水面蒸发量均值等值线的绘制和合理性检查比较简单。气温一般随高程的增加而降

地信网论坛
BBS.3S001.COM

低，风速和日照则相反，两方面综合的结果常使水面蒸发量随着高程的增加而减小；山区的比平原区的小；水土流失严重、植被稀疏、干旱、高温地区的较大；植被良好、湿度较大地区的则较小。水面蒸发的年内分配与气温、降水有关，年际变化不大。

二、蒸发能力和干旱指数

蒸发能力E_p是指在一定的气象条件下，充分湿润的陆地表面的可能最大蒸发量。它是陆面蒸发的上限指标，是估算陆面蒸发、进行地区湿润条件和灌溉模数分析，以及用间接途径估算径流的主要参数。由于其测量很困难，一般多用公式计算，如布迪科公式等。还用E-601的观测值E_{601}估算，即

$$E_P = K \cdot E_{601} \qquad (3\text{-}53)$$

式中的K为折算系数，据国外分析，湿润地区的K值大于0.9，干旱地区和半干旱地区的小于0.9，我国目前暂取$K=0.9$。

在气候学上，将年蒸发能力和年降水量之比称为干旱指数r，或称为干燥度，即

$$r = \frac{E_p}{P} \qquad (3\text{-}54)$$

当$r<1$时，气候偏于湿润，r越小，气候越湿润；$r>1$时，偏于干燥，r越大越干燥。气候分带与干旱指数的关系如表3-11所示。干旱指数也是干旱分析的一种工具。

表 3-11　　气候干湿分带与干旱指数关系表

气候分带	十分湿润	湿　润	半湿润	半干旱	干　旱
干旱指数r	<0.5	0.5～1.0	1～3	3～7	>7

由各站的年降水量和年水面蒸发量的均值等值线，再用式（3-53）和（3-54），就可绘出多年平均干旱指数等值线。我国秦岭、淮河以南，青藏高原以东地区，$r<1.0$，部分山区的小于0.5，属湿润或十分湿润的地区；东北长白山区一带也属湿润区；其余地区大都$r>1.0$，西北内陆沙漠地区$r>10$，哈密、吐鲁番地区$r>100$，那里的年水面蒸发量可高达2600mm。

三、陆面蒸发

陆面蒸发即流域的实际蒸发E，系流域内土壤和水体蒸发以及植被蒸腾散发的总和。它受众多因素的影响：首先是下垫面条件，水面、裸露面、植被面和冰川雪面等有明显的差别。其次是气候条件，在湿润和十分湿润地区，主要受气温、太阳总辐射量、干燥度的影响；而在比较干旱的地区，主要受降水即供水条件的制约。

直接观测陆面蒸发很困难，目前都用水量平衡法估算，即由流域的年降水量和年径流量相减得到。这样做，把降水和径流的误差全部塞进陆面蒸发中，使它不准确，但还使E对P和R二者不能独立，无法对P和R检验。但囿于资料缺乏，国内还都采用。近年来，国外采用了根据气象水文资料独立计算陆面蒸发的方法。M.И.布迪科提出联解月水量平衡方程和蒸发与土壤湿度的经验公式，即

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$P=E+R+\Delta W=E+R+(W_2-W_1) \tag{3-55}$$

式中 W_2、W_1——土壤水分变化层月末、月初的含水量，mm。

$$\left.\begin{aligned} E&=E_P && \text{当}W\geqslant W_0\\ E&=E_P\frac{W}{W_0} && \text{当}W<W_0 \end{aligned}\right\} \tag{3-56}$$

式中 W——土壤水分变化层月平均含水量，即 $W=\frac{1}{2}(W_1+W_2)$，mm；

W_0——土层临界含水量，当$W>W_0$时，其蒸发量等于蒸发能力，mm。

联解式（3-55）和(3-56)，得到

$$\left.\begin{aligned} W_2&=\frac{1}{1+\frac{E_P}{2W_0}}\left[W_1\left(1-\frac{E_P}{2W_0}\right)+P-R\right] && \text{当}W<W_0\\ W_2&=W_1+P-R-E_P && \text{当}W\geqslant W_0 \end{aligned}\right\} \tag{3-57}$$

在已知逐月的E_P、P、R后，即可用试算法推求各月的陆面蒸发量。其步骤如下：

（1）假设一年中正气温第一个月月初土壤湿度W_1；确定各月的E_P；

（2）用式（3-57）中适用于$W<W_0$的算式计算W_2，如果$\frac{1}{2}(W_2+W_1)<W_0$，以计算得的W_2作为下一个月的W_1；反之，如果$\frac{1}{2}(W_2+W_1)\geqslant W_0$，则改用适用于$W\geqslant W_0$的算式计算$W_2$。如此连续逐月计算，同时可得各月的$E$；

（3）计算至正气温最后一个月的W_2，若恰好等于假设的第一个正气温月份的W_1，则计算有效。否则，重新假定W_1，再进行上述计算；

（4）负气温时期（冬季）各月的E不作计算，因本法假定1m厚表层土壤的湿度在负气温时期不发生变化；

（5）W_0的大小，可用经验方法确定，参见《水文预报》中有关内容。

在全年有较高正气温的地区，取雨季结束时间作为计算起始时间，此时的W_1接近W_0。对植物截留量大的地区，其截留的降水量直接作为植物的散蒸发量，在土壤水分计算中不再考虑。在灌溉地区，灌溉水量可以和天然降水量加在一起，作为上列各式中的降水量P。

布迪科法可用于计算平原地区各月和年的陆面蒸发值。用于计算山区的陆面蒸发时，还要计及当地的高程和蒸发量垂直梯度等因素，计算中要分析蒸发和辐射平衡值随高程的变化。通常在气候湿润区、高程在200～500m以上时，高程每上升100m，蒸发量减少近10mm/年。在非湿润地区，不超过某一高程时，降水量随高程增加，蒸发量也随高程增加；超过某一高程后，随着高程的增加，热量降低，蒸发量也随之减少，每上升100m，蒸发量减少约15～20mm/年。

因布迪科方法是建立在地区平均气候参数基础上的，用于计算那些与周围地区自然地

地信网论坛
BBS.3S001.COM

理条件差别较大的小区蒸发量时，其误差比较大。

各月蒸发能力E_p，可用布迪科公式计算，具体方法可参考《水文学原理》和其它有关书籍，其它方法诸如彭曼方法、道尔特维方法等，也均可用来计算E_p。据研究，布迪科法计算的E_p其误差在夏季达7%～10%，春秋季因其本身较小，相对误差可高达15%～20%，年的误差约为4%～5%。彭曼和道尔特维方法计算之值往往偏小，且其适用范围较小。

年陆面蒸发量均值等值线的勾绘方法与径流相仿，站点稀少时还要借助于其它方法如布迪科法计算出一些辅助点据（如降雨、径流等值线的交叉点）处的数值，还要分析E随高程的变化规律以指导勾绘等值线。图3-16为金沙江河谷水平衡要素综合图。年陆面蒸发量的变差系数CV值地区变化不大。

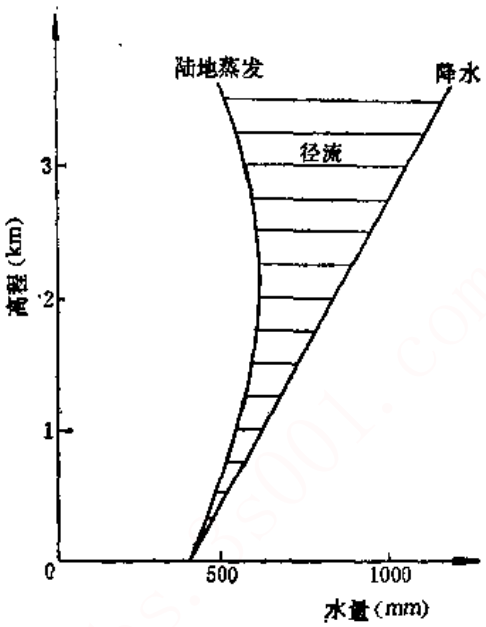


图 3-16 金沙江河谷水平衡要素综合图

四、等值线的协调

P、R、E统计参数等值线绘出后，要进行综合检查和协调。在同一地点，分别查得它们的面平均值$\bar{P}$、$\bar{R}$、$\bar{E}$，应该满足$\bar{P}-\bar{R}-\bar{E}=0$，但实际上一般不可能，即有

$$\Delta=\bar{P}-\bar{R}-\bar{E}\neq 0 \qquad (3\text{-}58)$$

式中的Δ称为闭合差。为了保证精度，要求在流域内任一地点其Δ应在一定允许范围以内：平原地区要求Δ与当地$\bar{P}$之比不超过10%；山丘区则不超过20%。检查时，在平原地区按1度或30分绘出经纬度线网络，对每个交叉点即节点查算其闭合差；在山丘区则加密为每30分或15分经纬度绘出网络，如果有些节点的Δ超过允许范围，对上述三张图应进行修改协调。

国内外的实践表明，有的流域年径流量大于年降水量。对这种不正常的现象要作仔细的分析。可能是流域平均年降水量偏小了，也可能是径流量资料不可靠。造成P偏小的原因有三个：仪器观测值偏小；各站点的观测值没有正确反映出降水的地区分布；流域平均降水量计算方法不合适。据研究，实测降水量普遍偏小，原因如下：

（1）由于风的影响，特别是在暴风雪时所测的降水量偏小得最严重；

（2）每次由雨量器倒出水时，总还有一部分雨水被吸附在器壁上；

（3）雨水存在雨量计内未被倒出之前，总有一部分被蒸发掉。

为此，实测值必须加上一个改正值ΔP。ΔP由风影响改正值ΔPW、月降水量浸润改正值ΔPF和蒸发改正值ΔPE组成。现分别介绍它们的计算方法。

（1）ΔPW的值用下式计算：

$$\Delta PW=B\cdot P_{\text{雨}} \qquad (3\text{-}59)$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

式中　B——改正系数；

$P_{实}$——实测降水量。

B值受三个因素的影响：雨量计周围的气流状态、风速、雨滴或雪片的降落速度。若测雨时以放在地面的雨量计为标准，测雪时以放在森林中空旷地的仪器为标准，通过它们与常用的雨量计对比观测，就能得到所需要的改正系数。

如没有对比观测资料，可由实验得出B值的经验关系。(原)苏联曾经分别用不同的雨量计对固态降水和液态降水作出B值的经验相关图（图3-17），该图中的纵坐标是改正系数B_L（液态降水）或B_S（固态降水），横坐标为风速u。B_L除了与u有关外，还与参数N有关，N为一月内雨强小于0.03mm/min的雨量占月雨量的百分数。B_S除与u有关外，还与气温有关，图3-17中的(b)和(d)两图各有三条线，分别适用于三种气温条件。

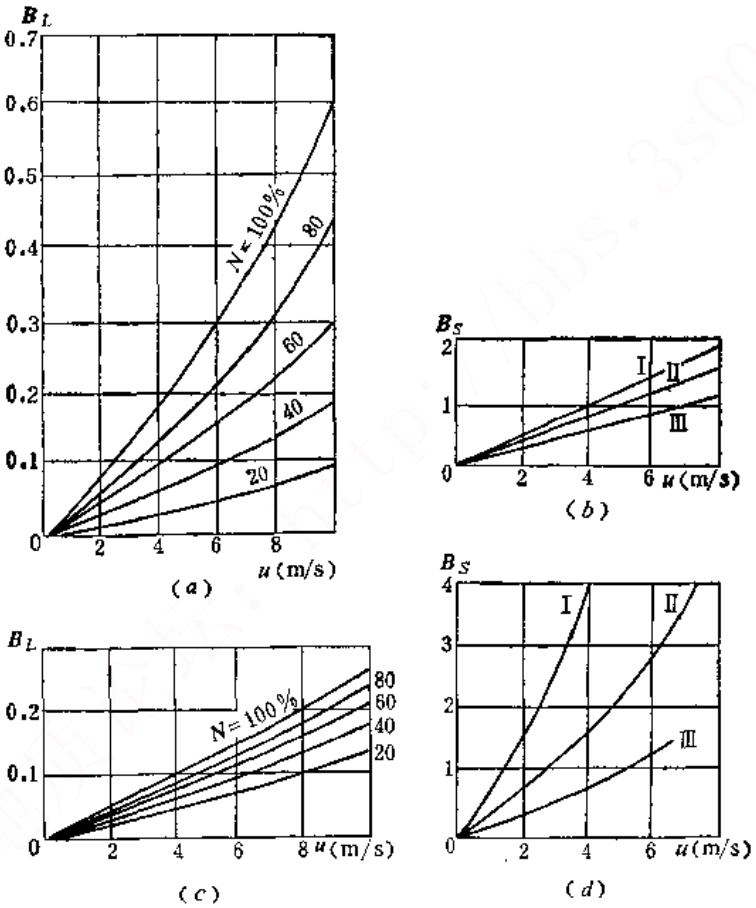


图 3-17　雨量改正系数B_L和B_S图

(a)—Tretyakov雨量计，液态降水；(b)—Tretyakov雨量计，固态降水；
(c)—Helman雨量计，液态降水；　(d)—Helman雨量计，固态降水
I线—时段温度$t\leqslant -27^{\circ}C$；II线—$-27^{\circ}C<t\leqslant -8^{\circ}C$；III线—$-8^{\circ}C<t\leqslant 0^{\circ}C$

（2）月降水量浸润改正值ΔPF，也称为容器表面吸附改正值，是指每次倒水时总有一部分水吸附在容器壁上，未被量测出的那部分水量。对液态降水，每倒一次约为0.2mm；对固态降水，每次约为0.1mm。从雨量计容器中倒水的量水次数往往缺乏实测资料，就以降水的日数近似地代表，每次倒水的损失水量乘以次数就是ΔPF之值。

地信网论坛
BBS.35001.COM

（3）ΔPE为雨间蒸发改正值，用下式计算：

$$\Delta PE=\frac{\delta_{\text{雨}}\cdot P_{\text{月}}}{100} \qquad (3\text{-}60)$$

式中 $\delta_{\text{雨}}$——经验系数，以占月降水量的百分数表示，其值与影响雨间蒸发的气象因素有关，各月不同；

$P_{\text{月}}$——测站的实测月降水量。

令$\alpha=\Delta P/P(\Delta P=\Delta PW+\Delta PE+\Delta PE)$，称为降水量改正系数，则各地只要有$\alpha$值的分析成果，就可对实测降水量进行订正。据研究，为了求出全年的改正系数α值，可先求出多年平均的各月改正系数α_i（i为月份，$i=1,2,\cdots,12$），然后用多年平均的各月降水量P_i加权平均，即

$$\alpha=\frac{\Sigma\alpha_i P_i}{\Sigma P_i} \qquad (3\text{-}61)$$

α值可绘等值线。在全球有一定的分布规律：北纬40度以北地区（相应于我国丹东、北京、玉门、喀什一线以北），全球或亚洲实测年降水量均偏小80～170mm，占实测降水量的30%左右，山区年降水量偏小值还将超出上述范围；北纬40度以南和赤道以北地区，实测年降水量约偏小30～100mm，占实测年降水量的3%～10%。按《世界水平衡和水资源》的估计，我国南部地区改正系数平均为5%，折合为50mm左右，北方地区的改正系数约为10%，折合为25mm左右。表3-12为世界各地的改正系数及降水量的改正值。

表 3-12　　各纬度带平均年降水量及改正值

纬度（度）		降水量(mm) 实测	降水量(mm) 改正后	改正值 (%)	改正值 (mm)	平衡差 (%)	平衡差 (mm)	纬度（度）		降水量(mm) 实测	降水量(mm) 改正后	改正值 (%)	改正值 (mm)	平衡差 (%)	平衡差 (mm)
北纬	90—80	145	182	25	37	27.7	51	南纬	90—80	84	84	—	—	—	—
	80—70	276	322	20	53	6.3	25		80—70	160	160	—	—	—	—
	70—60	433	568	31	135	−16.3	−92		70—60	462	462	—	—	—	—
	60—50	569	703	24	139	2.1	15		60—50	1660	1885	14	225	4.6	93
	50—40	475	642	35	167	−2.3	−15		50—40	1289	1385	7	96	3.5	51
	40—30	530	582	10	52	2.7	16		40—30	619	663	7	44	2.0	13
	30—20	579	607	5	23	2.3	14		30—20	557	591	6	34	2.8	16
	20—10	852	900	6	43	6.0	54		20—10	1046	1124	7	78	6.2	69
	10—0	1715	1317	6	102	8.4	154		10—0	1854	1935	4	81	2.3	45

第五节　泥　沙　分　析

天然河川径流中或多或少地含有泥沙。我国北方一些河流的含沙量之高举世闻名，泾河张家山站年平均含沙量高达156kg/m³；无定河川口站达135kg/m³，黄河一些站在洪水时的最大含沙量可高达1000～1500kg/m³。埃及的尼罗河也只不过1.39kg/m³，巴西的亚马孙河仅0.072kg/m³。水中含沙，降低了水资源的利用率，泥沙淤积水库、渠道、河道，影响水利工程的正常运行，甚至危及这些工程的寿命。含沙量的多少还反映出产沙区水土流失等情况。因此，不论是水资源评价或者规划设计水资源工程，都要对泥沙进行深入研

地信网论坛
BBS.3S001.COM

究和分析，尤其是水土流失严重的地区。

一、资料的收集和选用

泥沙资料比径流资料更少，不仅观测站点少，而且实测系列短，故一方面适当放宽对资料条件的要求，一般只要有10年以上即可，另一方面要积极开展调查，努力收集资料。建立产沙模型是重要的分析手段之一。

河流泥沙主要来源于流域表面侵蚀，其次是河段内水流的淘刷，还有少量的风沙降落。其中水流的侵蚀最主要，故河流含沙量的大小与地貌、降水特性密切相关。实践证明，在自然地理条件相似的地区，流域产沙有一定的规律，例如晋西各河，输沙量的年内分配极不均匀，往往是一次洪水和最大30日输沙量占全年输沙量的比重很大。输沙量的年际变化也很剧烈，一些主要产沙年份的输沙量占多年总量的比重非常大。年输沙量主要取决于降水情况，可以分析出以下的流域产沙模式：

$$W_s = AM^n \qquad (3\text{-}62)$$

式中 W_s——流域的年输沙量；

A、n——经验性参数；

M——降水指标。

降水指标M是反映降水年际变化和年内分配情况的一个参数，有

$$M = 0.45K_1 + 0.30K_{30} + 0.25K_{汛} \qquad (3\text{-}63)$$

式中的K_1、K_{30}、$K_{汛}$分别为年最大1日、最大30日和汛期雨量与它们相应的多年平均值之比，即模比系数，如$K_1 = P_1/\overline{P}_1$，等等。

不同的流域，会有不同的A和n值，对汾河和晋西共10条注入黄河的一级支流分析，n值均为2.8，其它河流则有较大差异。A值与流域面积F、流域纵坡度J和降水量有关，据分析，有

$$A = Cf^n F J^m \qquad (3\text{-}64)$$

式中的f为流域的降水量与整个地区平均降水量之比，反映流域的降水特性；C和m为经验参数，该地区的C值有两个，即整个地区又划分成两个小区，它们的C值分别为0.123和0.20。m值则全区约为0.75，其余符号意义同前。

通过对产沙条件一致的地区内有实测泥沙资料流域的产沙规律分析，寻求参数的地区分布规律，即可移用于无资料流域，由降水量估算出年输沙率。

三、统计参数的计算与等值线的绘制

河流泥沙通常分为悬移质、推移质和河床质三类。年输沙量包括前两项。推移质资料的收集极为困难，其统计分析相当粗糙。

（一）悬移质分析

实测资料比较充分时，采用与年径流量频率计算同样的方法即可求得统计参数。资料不足时，需设法插补展延。年径流量、汛期径流量都是常用的参证变量。缺乏资料时，可以通过上述建立产沙模型的方法间接求出逐年的年输沙量。

悬移质年输沙量的变差系数CV_s，常与年径流量的CV有以下的关系：

$$CV_s = a \cdot CV \qquad (3\text{-}65)$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

式中的α为倍比系数，与流域的自然地理条件的河流特性有关，如湖北省的α值在1.41～1.73之间。国外学者认为平原河流的α为1.64，山区河流则为3.33，中间河流的α为2.22。对多沙河流，据黄河的资料分析，有以下关系：

$$\left.\begin{array}{ll}\text{植被良好地区} & C_{V_s}=C_V+0.06\\ \text{深层黄土地区} & C_{V_s}=1.48C_V+0.06\\ \text{混合地区} & C_{V_s}=C_V+0.52\end{array}\right\} \quad (3\text{-}66)$$

悬移质年输沙量的偏差系数C_S，通常取$2C_V$。

（二）推移质分析

推移质泥沙的粒径比悬移质大，如建水库，难于排出库外，都淤积在库内，特别是会淤塞入库河口，引起上延浸没、淹没和碍航等影响。资料缺乏时，常用比值法估算多年平均推移质年输沙量$\overline{W}_b$：

$$\overline{W}_b=\beta\overline{W}_s \quad (3\text{-}67)$$

式中的β为推移质输沙量与悬移质输沙量之比，可根据有资料流域的分析成果选用。

（三）等值线的绘制

泥沙的地区规律，多用流域多年平均年侵蚀模数或多年平均年平均含沙量等值线描述，同时，辅以C_{V_s}等值线。其绘制方法与年径流量的相同。

三、悬移质年输沙量的年内分配

悬移质泥沙的年内分配情势对水利工程影响很大。例如在半干旱和干旱地区，农作物生长主要靠灌溉供水，如在含沙量最大的时期引水，势必造成引水渠道的淤积。只有比较深刻地了解泥沙的时程分配、水和沙的组合等规律，才能确保水利工程规划设计和运行的合理。

悬移质输沙量的年内分配用各月输沙量占全年输沙量的比例表示。选出多沙、平沙和少沙年的典型年份加以分析，同时还要研究年径流量与年输沙量之间的关系。

泥沙的年内分配极不均匀。例如晋西的三川河，1966年7月16日和17日两天，流域平均雨量为86.3mm，占当年雨量的15.4%，产沙量为5096亿t，占全年输沙量的61.7%；1977年7月、8月两个月内，10天雨量占年降水量的43.1%，产沙量却占全年输沙量的90.9%。因此，在选择典型年时不能仅仅考虑年输沙量的大小，还要注意产沙特性。

第六节　区域地表水资源

国民经济的发展常以行政区域为单元，故水资源评价也要提供区域水资源报告。一个行政区域内有闭合流域，也有区间，有山丘区，也有平原，比单一的小流域更为复杂。大的流域水系如长江、黄河等，因其范围很大，各处的气候、下垫面相差极大，估算水资源也很复杂。

区域地表水资源估算的主要内容有区域面积的确定，区域年径流系列的组成及统计参数的计算等。关于面积的确定，此处从略。估算时要注意不同来源数据的协调。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

一、区域地表水资源的估算

（一）径流系列的组成

在较大的区域内，径流的地区分布是不均匀的，其中各个小流域（或区间）在同一年出现的径流量，在它们各自的系列中占有的经验频率也不相同；反之，各部分具有相同频率的年径流量也不可能恰好在同一年同步出现。因此，估算区域地表水资源时不能简单地将各个小流域和区间同频率的年径流量相加而得，必须设法先求出各部分同步的区域年径流系列，再进行频率分析，计算出各种频率的年径流量。

区域径流系列的组成，有以下一些方法。

（1）如区域内河流上、下游的自然地理条件较一致，且有一个或几个代表性较好的水文站控制本区域的大部分面积，可按面积比求出历年的年径流量，组成径流量系列。

（2）区域内仅有一个控制站，其上游与下游的降水量相差较大，但下垫面却相差不大，可以降水量为权重计算区域的年径流量：

$$W_{ab}=W_a\left(1+\frac{P_bf_b}{P_af_a}\right) \tag{3-68}$$

式中 W_{ab}——全区域某年的径流量；

W_a——控制站以上的实测年径流量；

P_a、f_a——控制站以上面平均年降水量和集水面积；

P_b、f_b——控制站以下面平均年降水量和集水面积。

（3）区域内的水文站控制面积很小，或区域由几个独立的水系组成，且仅个别水系有水文站时，建立年降雨径流关系，由历年的降水量推算出历年的径流量。

（4）区域内无控制站，降水资料也缺乏时，在年径流量均值等值线上查算得区域的均值，再在邻近地区寻找有实测径流资料的相似流域，用均值比法修正相似流域的历年径流量系列后移用至无资料区域，作为本区域的径流量系列。

（5）西北及内蒙古的内陆河流，年径流深小于5 mm，一般不再估算地表水资源，但在计算全省（自治区）的径流深时，应计入这部分面积。若水文站的控制面积已包括这部分地区时，应注意不要重复。

（二）山丘区的地表水资源分析

在天然条件下，山丘区的河川径流通常就是总水资源（闭合流域，潜流$UG=0$），地表水资源即地表径流量。如将历年的河川径流过程分割为地表径流RS和地下径流RG（分割方法将在第五章中介绍），便得到RS和RG两个系列，分别对R、RS、RC进行统计分析，求出统计参数，就可推求各种频率年份的总水资源、地表和地下水资源量。但分析中不论是插补展延系列还是频率计算，都要注意三者之间的关系。由于包气带蓄水容量具有极限值，因而各次降水所产生的地下径流量和它占洪水径流量的比例也有极限值，对一年来讲，也是如此，如图3-18所示，年地下径流量随着年径流量的增加而增加，到一定程度后则不再增加。

河川径流R、地表径流RS、地下径流RG，均可用年降水量P插补展延系列。年的$R\sim P$关系和$RS\sim P$关系，通常都可以用下述数学模型拟合：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

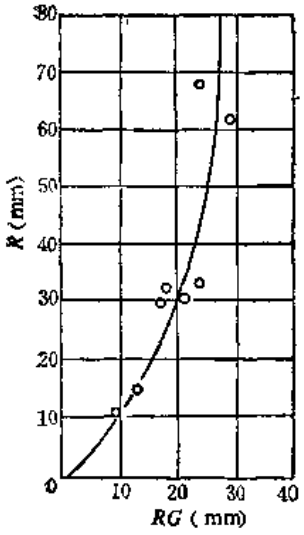


图 3-18　官厅站$RG\sim R$相关图

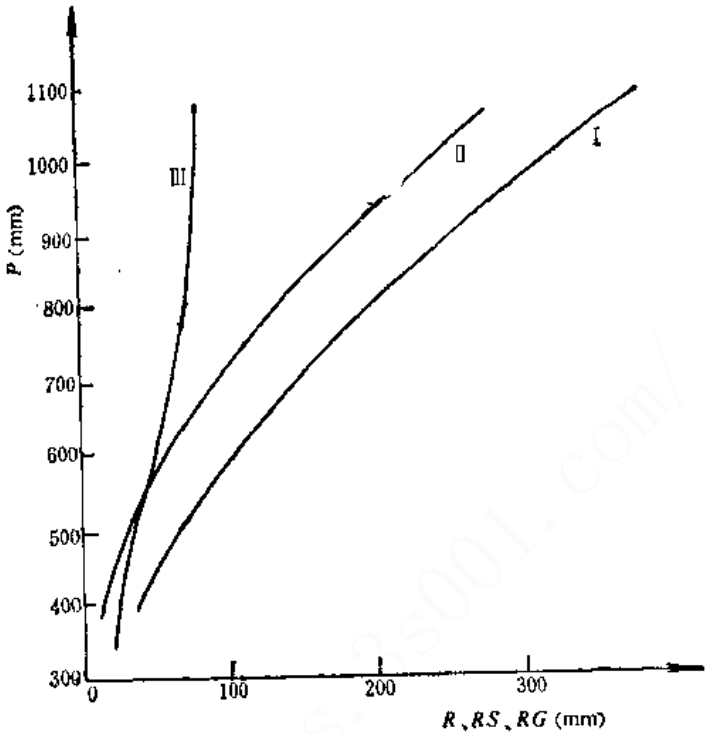


图 3-19　水资源量与降水量相关图
I—$R\sim P$；II—$RS\sim P$；III—$RG\sim P$

$$R=Ae^{BP} \tag{3-69}$$

式中的A、B均为经验性参数，e为自然对数的底。在定相关线时，要注意其坡度的合理性。图3-19是R、RS和RG分别与P的相关关系。RG与P的关系线呈“S”形。由于径流资料常比降水的少，故上述展延系列的方法具有较大的实用价值，但三条线必须协调，即有$RS+RG=R$。

RG的经验频率点据分布有两个特点：上部点据接近水平分布，所有点据的分布呈“S”形；选配P-III型曲线时$CS/CV<2$。因此从理论上讲，P-III型分布曲线未必能适用。现在常规的做法是对原系列进行转换后选配P-III曲线，其基本原理将在以后的章节中介绍，此处只介绍具体做法：RG系列按递减次序排列，其排序系列为RG_i（$i=1, 2, \cdots, n$），称为原系列，各项对应的经验频率为P_i；引进常量A，其值大于原系列的最大值RG_1，令新系列$RG'=A-RG$，并以$P_i'=1-P_i$作为新系列中各项的经验频率；然后对新系列作频率分析，得统计参数为$\overline{RG'}$、CV'和CS'，再用下列各式把它们转换成原系列的统计参数：

$$\overline{RG}=A-\overline{RG'} \tag{3-70}$$

$$\sigma=\sigma' \tag{3-71}$$

$$CV=\frac{\sigma'}{A-\overline{RG'}} \tag{3-72}$$

$$CS=-CS' \tag{3-73}$$

推求频率为P的地下径流量RG_p时，先按（$1-P$）在新系列的频率曲线上得到相应值

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$RG'_{(1-P)}$，再按$RG_P=A-RG_{(1-P)}$计算得出。

显然，同一频率在三条频率曲线上求得的R、RS和RG不一定恰好满足$R=RS+RG$的关系，此时需通过协调频率曲线解决，或者仅绘出R和RS的频率曲线，同频率的R和RS之差即为同频率时的RG。或者先由实测流量过程线分析出各种频率年份的RG/R之值，研究其规律，据以推求各种频率时的RG。

（三）平原地区的水资源分析

平原地区的水资源总量由式（3-12）表示，其RS的分析如上所述，降水入渗补给量的分析方法将在第五章中阐述。在“三水”转化强烈的地区，还有地表水以河渠渗漏、田间渗漏的形式转化为地下水；同时有地下水向河川径流补给的基流。此时，总的水资源为

$$W=RS'+PG' \tag{3-74}$$

式中 RS'——扣除渗漏量后的地表径流量；

PG'——一年中地下水得到的总补给量，包括降水入渗补给量PG、地表水体的渗漏补给量$Q_{水}$、渠系和田间渗漏补给量$Q_{灌}$（它们的求法将在第五章中叙述）。

式(3-74)可写为

$$W=RS'+(PG+Q_{水}+Q_{灌})=RS'+Q_{水}+Q_{灌}+PG \tag{3-75}$$

若由降雨入渗补给量PG所单独产生的地下径流量为RG'，则上式可写为

$$W=RS'+RG-RG+Q_{水}+Q_{灌}+PG=(R'+Q_{水}+Q_{灌})+PG-RG \tag{3-76}$$

式中 R'——有渗漏时的河川径流量，即进行渗漏还原前之值。

上式中（$R'+Q_{水}+Q_{灌}$）就是经过渗漏还原后，即天然条件下的河川径流。但RG仅是所有地下径流RG'中的一部分，设它与RG'之比等于降雨入渗补给量PG与所有入渗补给量PG'之比，即

$$\frac{RG}{RG'}=\frac{PG}{PG'} \tag{3-77}$$

则可以得到

$$RG=RG'\cdot\frac{PG}{PG'} \tag{3-78}$$

根据PG'的概念，可得

$$PG=PG'-Q_{水}-Q_{灌} \tag{3-79}$$

将式（3-78）和（3-79）代入式（3-75），便得总水资源为

$$W=R+PG-RG'\cdot\frac{PG}{PG'} \tag{3-80}$$

当流域内河水位始终高于地下水位时，不产生地下径流RG，上式变为$W=R+PG=RS+PG$；当流域内没有地表水补给地下水时，$RG=RG'$，$PG=PG'$，故$W=R+PG-RG$。

以上各式中的RG、RG'、PG和PG'均将在以后介绍。

南方水网圩区是我国平原中的一种特殊地貌，主要分布在珠江下游、长江中下游和洪泽湖以下地区。它具有以下特点：地面高程低，河网交叉，地表径流或直接入海入湖，或

地信网论坛
BBS.3S001.COM

通过水网系统进入湖泊，水道纵横，水流的流向不定，很难找到明确的流域界线。而且人类活动对水资源的影响非常严重，河流基本上已经闸化。长期以来，限于人们对研究这类地区水资源的意义认识不足和客观上的困难，观测和实验工作很差，至今难于找到理想的水文资料。在这种地区，显然不可能找到一个“出口断面”，其流量过程线可以用于计算一个地区全部的径流量。水网圩区所发生的水文过程，与其它类型平原区的是一样的，但以种植水稻为主的水网圩区，河网和湖泊极为发育，水面和水田面积可占总面积的90%以上，因降水充沛，在水稻生长期内供水充分，土壤水分经常处于饱和状态，降水量基本上全部转化为地表水体的水，渗入地下的水量不多，甚至可以忽略。地表水体的一部分水补给河川径流，另一部分消耗于水面蒸发和作物蒸腾。因此，在水稻生长期内地表水和地下水之间的转化量很小。在非水稻生长期，稻田与其它旱地的水资源转化一样，只是其地下水埋深很小，地表和地下水的联系更为紧密。

江苏省针对苏北里下河地区的特点，提出用下述方法估算当地的径流量并作为当地的水资源：将整个里下河地区作为一个水量平衡计算区，在Δt时段内，建立下述水量平衡方程

$$P+\Sigma I_i-E-\Sigma O_i+\Delta V=0 \qquad (3\text{-}81)$$

式中 P、E——降水量和蒸发量；

ΣI_i——流入区内的水量总和，由各口门实测或推算得出，i为口门的序号；

ΣO_i——流出区外的水量总和，由各口门实测或推算得出；

ΔV——地表蓄水变量。

将上式变换为

$$P-E=\Sigma O_i-\Sigma I_i+\Delta V \qquad (3\text{-}82)$$

整个平衡计算区的总蒸发量E一般缺乏实测资料，但上式等号右边可以根据实测资料求出，令

$$R'=\Sigma O_i-\Sigma I_i+\Delta V \qquad (3\text{-}83)$$

R'称为余缺径流深，当$R'>0$时，表示时段内产水，R'为剩余径流深；当$R'<0$时，表示时段内降水量小于蒸散发量，R'就是需要补充的水量，即亏缺径流深。

通过逐年、逐月水量平衡计算，点绘年、月降水量与R'的相关图（图3-20），相关线与纵坐标轴相交，其截距代表在充分供水条件下平衡计算区的总蒸散发量，在图上查得三个截距，分别代表不同时期的总蒸散发量E。

区内的水面蒸发量、水稻田的蒸散发量，都可利用蒸发器水面蒸发观测值推

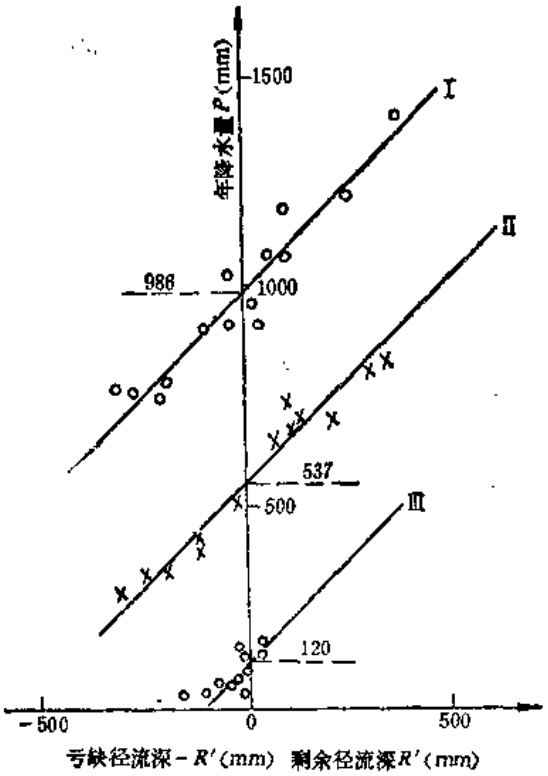


图 3-20 里下河地区$R'\sim P$相关图
I—全年；II—水稻主要生长期；III—第4季度

地信网论坛
BBS.3S001.COM

算。设河、湖、渠的水面蒸发为$E_{水}$，水稻田的蒸散发为$E_{稻}$，则可用下式推算除水面、水稻田以外的陆地（包括旱地、草地、村庄和坡地等）的蒸发$E_{陆}$：

$$E_{陆}=\frac{1}{f_{陆}}(E\cdot F-E_{水}\cdot f_{水}-E_{稻}\cdot f_{稻}) \qquad (3\text{-}84)$$

式中的F、$f_{水}$、$f_{稻}$分别为平衡计算区的总面积、区内的水面面积和水稻田面积；$f_{陆}$为区内除$f_{水}$、$f_{稻}$以外的面积；E为平衡区总蒸散发，不同的时期在图上取得不同的值。然后逐月或逐旬进行水量平衡计算，得到全年的径流量R：

$$R=\frac{1}{F}(P\cdot F-E_{水}\cdot f_{水}-E_{稻}\cdot f_{稻}-E_{陆}\cdot f_{陆}) \qquad (3\text{-}85)$$

建立$P\sim R'$关系时已经考虑了ΔV项，各项蒸发损失的取值要视降水情况确定，如当$P>E_{水}$时，水面蒸发损失按实际的$E_{水}\cdot f_{水}$计；当$P<E_{水}$时，虽然客观上水面仍按$E_{水}$，在蒸发，这一物理现象没有变化，但在计算R'时已经把由蓄水量补给蒸发的那一部分计入ΔV之中，故$E_{水}\cdot f_{水}$只能用$P\cdot f_{水}$代替，即在计算式中，全部降水量被蒸发完，但这只是一种计算时取值的经验性做法，并不意味着只有这点水量被蒸发掉。

（四）区间的水资源分析

区间，两端开口，上端接受上一个计算单元的输入，下端又向下一个计算单元输出。区间可利用的水资源由本地产水量和客水两部分组成。

客水，一般指流入本区的非本地产生的河川径流，但在地表、地下水多次转化的地区，上游的河川径流转化为潜流再流入本区，也是客水。它们都不是本地降水形成的产水量。对客水的分析就是对上游河川径流的分析估算。客水在上游水资源估算时已经计入，在估算区间水资源时不计入，但在进行水资源供需分析时，可考虑作为可利用的水资源。

本地产水量的分析，因没有独立的本区间的流量过程线，不能采用以上介绍的方法。对山丘区，下断面和上断面河川径流量之差即区间的总水资源，故从理论上讲，将每年的下断面径流量减去上断面径流量，得到区间的径流量系列，即可按前述方法作频率分析，但误差很大。地表径流量同样可以分析估算。如缺乏径流资料，需要用水文比拟法，例如在本区间有独立闭合的小流域水文资料，可参照其分析成果确定整个区间的水资源。

平原型的区间，水文比拟法是主要的分析工具。在本区间内或邻近地区，寻找代表流域或水平衡计算区，分析流域模型的结构和参数，建立水文模型，或者分析重复水量系数α（$\alpha=RG/R$）、降雨径流关系、河渠渗漏经验公式等，把它们移用到整个区间。关于流域模型，将在第五章中介绍。

（五）区域水资源的汇总

水资源评价时，先根据水系和流域划分大区，称为I级区，每个I级区再视支流等情况划分为若干II级区，又继续往下划分III级区，最末一级称为计算单元。最上游的各计算单元和区间的水资源估算出来后，再向高一级水资源分区汇总，即分析估算更大区域的水资源。如图3-21所示，最上游有3个计算单元，它们的编号分别为I_{1-1}、I_{1-2}和I_{1-3}，加上区间I_{1-4}，组成了I_1分区。在一个较大的区域内，各个计算单元同一年出现的年径流量（年

地信网论坛
BBS.3S001.COM

降水量）在各自的系列中占有的经验频率往往是不同的，即各个单元具有相同频率的年径流量不大可能在同一年发生。因此，不能把各个单元同频率的年径流量相加作为整个地区这一频率的年径流量，推而广之，总水资源、地表和地下水资源也都是如此。必须先设法求出整个地区的水资源量系列，再进行频率计算，以推算各种频率年份的水资源。

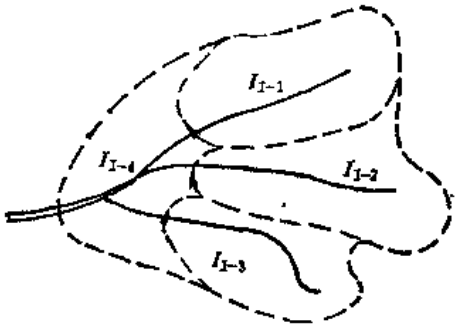


图 3-21　水资源分区示意图

在汇总过程中，还要计及水资源的转化，此部分内容将另行讨论。

二、主要江河年径流量的估算

分析的内容基本上如前所述，但要注意干流、支流各站统计参数的合理协调。一般情况下径流的均值、上下游、干支流应取得平衡，同一条河流上游的CV大于下游的，支流的CV大于干流的。但也有例外。

三、入境水量

区域并不一定闭合，可能有一条或几条河流穿越本区，带来客水。对它进行分析后要加以说明，以避免与上游地区产生重复估算。

四、入海水量

入海水量是指一个流域直接注入海洋的水量。任何一个完整闭合的流域，最下游的控制站总还不可能控制全流域，从它以下至入海口这一区间的水量无法被控制。因此，控制站的径流量还要加上其下游区间的径流量才是真正的入海水量。其中前者即上述的江河年径流量。

由入海水量的概念，可引伸出不直接入海的各级江、河支流的出境水量。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第四章 还 原 计 算

第一节 概 述

用数理统计法估算、分析和评价地表水资源，或者进行其它的水文分析，如对年降水量、洪峰流量等进行频率计算，要求样本中各个元素均来自同一个总体，即它们必须是在一致的条件下随机出现的独立事件。但是，随着人类经济活动的发展，对水资源不断进行开发、利用和调控，使天然的水文规律不断遭到剧烈的或缓慢的干扰和破坏。人类的经济活动是人类主观意志的反映，不具备偶然性，而且在一定程度上破坏了样本的一致性。为此，必须通过一定的途径，将人类活动对水平衡要素有明显影响以后的观测资料"还原"到其本来面目，即不受人类活动明显影响的状态，以保证样本的一致性。这种计算过程常称为还原计算。当然，如果将受影响后的实测资料甚至不受影响的资料统一换算到某一定影响程度的条件之下，也可求得样本的一致性。但为了能符合随机的条件，且更好地重新对水资源进行评估，以制订规划和工程管理运行方案，目前我国规定一律还原到基本不受人类经济活动影响的天然状态之下。

在天然情况下，有些资料也会有因非人为因素影响而不一致的情况，例如上游的决堤分洪使下游测流断面的实测径流量减少等，对这些资料也应加以还原处理。在目前水资源评价中所说的还原计算，均将人为的和非人为的影响因素包括在内，但通常在水文资料整编时对非人为因素的影响已作过处理，故实际上还原计算是针对人类活动造成资料不一致而言的。

一、人类活动对区域水资源的影响

为了满足生产和生活等需要，人们想方设法获得充足的水，于是通过大量的水利工程建设和各种措施对水资源加以时间和地区上的再分配，其结果是首先直接改变了一些水资源的时空分布，同时还通过水量平衡的关系间接地对其它一些水平衡要素产生影响。

（一）人类活动对水平衡要素的直接影响

我国的用水量以农业用水量为主，故农业水利措施对水资源系统的影响最大。随着灌溉面积的扩大，作物耕作制度的改变，农业灌溉用水量有相当大幅度的增加。80年代初山东省曾对几个测站进行调查，其结果见表4-1。在测站控制面积内灌溉引用水量已占全年径流量的24%以上，甚至高达40.7%，这部分水除一部分通过回归水的途径回到河道外，有很大一部分被蒸发消耗，使出口断面的实测径流量偏小。

跨流域调水对区域水资源的影响更大，如淮河流域北部地区，引进黄河水以资灌溉，江苏北部地区引长江水灌溉农田。这些从外流域引进的水量可以达到本地区年径流量的数倍。引入的水除满足农作物所需耗于流域蒸散发外，还可能有较大数量的回归水排入河道。有些水文站因上游灌区跨流域调水的回归水量很大，出现实测年径流系数大于1.0的现象，如1972年对海滦河流域调查发现，观台站以上流域引出水量与实测径流量之比为

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 4-1　　80年代初山东省一些测站控制面积内的引用水量

河　名	站　名	控制面积 (km^2)	年径流量 (亿m^3)	年引水量 (亿m^3)	年引水量/年径流量 (%)
沂　河	蔡　桥	2263	3.89	1.50	40.6
淮　河	辉　村	6213	10.8	2.11	24.6
大沽河	南　村	3769	8.43	2.89	40.7
白浪河	白浪河	353	0.64	0.14	35.0

137%，楚旺站以上流域引入水量与实测径流量之比为67%。

人类活动对径流的时程分配，对地表水、土壤水和地下水之间的相互转化，也会产生很大的影响。修建水库能削减洪峰、拦蓄汛期的径流并在枯期下泄，使天然径流的年内分配趋于均匀并适应工农业生产的需要；有些大型工厂在夏季抽取地下水防暑降温，用过后排入河道，到冬季则将河川径流回灌到地下去，使地下水得到补充恢复，其结果是夏季增大了河川径流，冬季则相反。这种例子还可举出很多。

（二）人类活动对水平衡要素的间接影响

广义地说，因人类生活在水资源系统之中，其一切活动都无不引起水资源的变化。水量平衡方程中任何一个因素发生了变化，其它因素必须随之而变，这种自动地调节变化，就是人类活动间接影响所致。如第二章中讨论了在一个区域内，自身的蒸发量E有一部分再度转化为降水量PE，降落回本区域。在大规模水利工程建设、水土保持措施等人类活动后所增加的用水或拦截的水量中，有一部分将耗于蒸发量的增大，使当地大气层中的水汽增加，一方面可以增大PE，另一方面，增加的水汽可随大陆上运行的气流输送到距海洋更远的地区，从而增加内陆地区的降水量。图4-1是水汽随气流输送的示意图。这些都属间接影响的结果。

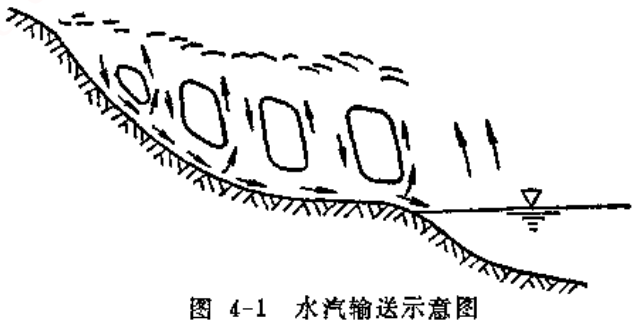


图 4-1　水汽输送示意图

人类活动对水平衡要素的间接影响所产生的水文效应极为复杂。虽然随着环境科学、环境水利等学科的发展以及当前对上述课题研究的迫切性，促使世界各国都要开展大量研究，但迄今尚无很成熟的理论，本章仅能定性介绍。

二、几种人类活动的水文效应

（一）森林

森林对水文、气象的影响是多方面的，与径流等水平衡要素的关系很密切。但不同的森林覆盖面积、树种、树龄以及林区的不同地理位置，有不同的效应。

大片的森林对当地气候影响明显。首先是增雨作用。林区风速小，湿度大，温度低，水汽易达饱和成云致雨。实验还证明山区的树林能“捕捉”雾滴，形成所谓“树雨”滴落。日本大台原山40年生的枞树、山毛榉、枫树混交林中，在伴随浓雾的降雨与不伴随浓

地信网论坛
BBS.3S001.COM

雾的降雨的情况下测定雨量，前者的雨量多23%。另外，气流在移向林区时受森林阻挡而抬升，遇到高空低温而凝结，也能致雨。1956年至1963年，北京林学院在小兴安岭作过对比观测，结果是林区的年降水量比无林区的增加11.8%，雨日多35天。

林区内日照少、气温低、风速也小，有的资料表明，一般气流进入林区200m，风速减弱到只有空旷地风速的2%～3%，故林区空气因水汽滞留而湿度大，蒸发量比林区外的要小，有的林内地表蒸发量仅为林外蒸发量的20～30%。当然，这一比例随树种、森林成分构成和树木密度而异。然而，树木的蒸腾散发却非常可观，有的观测资料表明，一亩森林每年可把在土壤中吸收的500T水蒸腾到空气中，它比一亩土地的蒸发量大20倍，比海洋的大1.5倍。

流域的森林覆盖对径流的影响，特别是大规模的造林或砍伐，是增加径流还是减少径流，是一个既受到极度重视而又长期难于得出统一结论的问题。因为径流是多种因素综合影响的结果，这些因素的影响作用又不完全一致，这使世界各地为数不多的研究成果也都带有较强的经验性。一般说来，大规模地采伐或全部采伐森林，径流量将增加（少数地区有相反现象）。森林对径流的时程分配影响极大，因林区形成落叶腐质层，树木根系发育，促使土壤下渗率增大，且能增大地下蓄水能力。有人估计，若设降水量为100%，则树冠能截留15%～40%，地面蒸发占5%～10%，渗入土壤50%～80%，地表径流量仅1%～5%左右。我国的高坞村试验流域附近有一水平衡试验场，竹林茂密，从1964年至80年代中期，从未观测到大于1.0mm的直接地表径流。因此，森林能有效地削减洪峰流量。例如，美国的田纳西河流域有威特豪纳和板黎崔布朗两个试验流域，流域面积分别为94和35.7万m^2，植被率分别为66%和98.4%，试验表明，它们对夏季洪峰的削减率分别达到5%～27%和70%～80%。据我国东北地区面积在500～1000km^2的流域统计，森林对洪峰流量的削减作用是明显的。森林往往能增加地下径流，但是否能增加径流总量，尚难定论。

植树造林能有效地防止水上流失，伐林一般会引起土壤侵蚀和径流含沙量的急剧增长，这种增长可高达几百倍甚至上千倍。当然，这也并非普遍规律，因土壤等因素对流域的侵蚀有一定的制约作用。

（二）灌溉和排水

大规模的灌溉增大了蒸发，减少了径流量。如新疆的塔里木河干流长1000km左右，历史上经常洪水泛滥，沿河浸灌两岸的胡杨林，在下游才是开垦的农场，取水灌溉。在上游各支流修建蓄水工程并大量引水灌溉、中游又引水浇灌草地后，下泄的径流越来越少，使大片胡杨林木干枯死亡，下游农场也缺水受旱。（原）苏联流入里海的河川径流量已经减少了13%，预计到本世纪末将减少23%，其中有2/3耗于灌溉。

灌溉还能活跃水循环，增加降水量，增强“三水”转化。据估计，灌溉水量中有70%耗于蒸散发和渗漏。通过渠道侧渗和田间渗漏的水补给地下水，使地下水位抬高，从而可能有部分又回归到河道中。

在采用地下采水系统的地区，年径流量有可能增加，地表径流则明显减少。据我国北方一些大量开采地下水灌溉地区的分析，年径流量和地表径流量都有所减少，在平原地区，甚至造成基流的枯竭。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（三）水库等蓄水工程

建造水库等工程引起的水文效应，与工程对周围环境所产生的影响密切相联，和环境、生态、社会经济等构成了一个水资源链，工程对水文的影响会引起一系列的链锁反应，它们又反过来影响水文情势，其综合效应往往要经过长时期的演化才能充分显示出来，目前正在大力进行研讨。

1.对降水和蒸发的影响

大型水库是一个庞大的水体，水的热容量比较大，加上宽阔的水面和四周的群山这一地形特点，在一定程度上会形成小气候：夏季水库水面温度通常比陆地的低，冬季则相反，但年平均水温和库区气温都比建库前有所升高；库区水面风速加大，也有利于蒸发；库区建成前绝大部分为陆地，蓄水后成为水面，蒸发量变大，故就全年而言，水库建成后增大了蒸发。这部分增大的蒸发水量常称为水库的蒸发损失。流域内大量中小型蓄水工程的总和，相当于一个大型水库。水库的蒸发损失水量有时可达相当大的数量，如埃及的阿斯旺高坝建成蓄水后，水库的年蒸发损失水量达120亿m^3，占年径流量的15.3%；我国北方地区的水库蒸发损失也很可观，如海河流域的陡河水库和马河水库，多年平均年蒸发损失水量占多年平均年径流量的12%以上。

关于水库对降水的影响，各水库所观测到的结论不一致，不同的库区部位和季节，也不一样。

2.对径流的影响

蒸发损失和将要叙述的渗漏损失使径流量减少，且对径流的时程分配影响极大。蓄水工程的特点是具有径流调节作用，可以缓和来水与需水之间的矛盾，在汛期则有效地削减洪峰，一般大中型水库可以使洪峰流量削减80%左右。

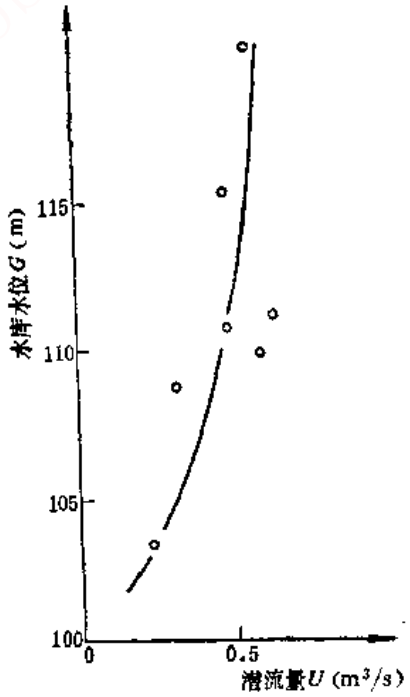


图 4-2 龙门水库渗流量与蓄水位的关系

3.对地下水的影响

水库蓄水后，库区周围以及渠道两岸的地下水因接受补给而抬高水位，如官厅水库刚建成蓄水，库区上游的地下水位便急剧抬高并导致几十个村庄、几千亩土地沼泽化，大量果树死亡，农业减产，直至做了大量的排水工程并相应地改变耕作制度后才有所改善。地下水位的抬高使“三水”转化更趋频繁，从而影响一定范围内的产流规律，例如降雨后的初损量会减小，陆面蒸发会增大等。库区地下水位的抬高还会造成渗漏。它主要包括坝身、坝基和库区渗漏三方面。这部分水最终到达坝址下游地区并回归河道，故对下游河道测流断面并非损失，只对坝址断面的径流量而言是需要还原的。据一些水库的观测，这部分损失水量与水库的蓄水量有关，图 4-2 是龙门水库的观测结果，可见其渗漏水量是相当可观的。

4.对泥沙的影响

地信网论坛
BBS.3S001.COM

水库工程从多方面影响泥沙的规律。水库建成后，入库径流所挟带的泥沙因流速减小而沉积，修建在多沙河流上的水库，其淤积的末端可以延伸到上游很远处，如三门峡水库1960年运用后，淤积末端延伸到坝前230km以上的河道，使河床抬高1～5m，由于淤积迅速发展，上游潼关河床抬高，几年之内竟使水库面临报废的危险，且严重地威胁关中平原和西安市的安全，最后只得改建工程，增加排沙设施，减少发电装机容量，改变水库运用方式。

水库下泄的清水，由于具有相当大的挟沙能力，加剧了对下游河道的冲刷，造成河岸崩坍。例如，埃及的尼罗河原来平均每年挟带0.6～1.8亿多吨泥沙淤积在下游两岸，修建阿斯旺大坝以后，泥沙大部分在水库中淤积，使进入地中海的泥沙大为减少，海岸冲刷因此而得不到泥沙淤积的补偿，原来的河口泥沙自然平衡被破坏，致使海岸迅速后退，海岸的沙丘体无规则地扩散又使岸边的许多村庄被淹。

（四）城市化

人口骤增，工业高度发展，使原来的城市不断膨胀，新兴城市又大批涌现。据1980年的统计，全世界城市人口约占总人口的40%，有些国家的比例极高，如新加坡为100%、比利时为95%、原联邦德国为92%、加拿大为80%。我国城市化的程度还很低，但进展速度很快，城市人口占的比例在1949年仅10.6%，1978年也只有12.5%，但至1981年，已剧增至20.6%，三年内增长了8.1%。全国城市总数1979年为213个，1981年有233个，而1985年已增至324个，1991年底又增加到467个。欧美一些国家在60年代末觉察到人口骤然向城市集中，对水资源需求压力很大，且用一般的非城市区水文资料和分析方法来解决城市地区的水资源问题有很大的局限性，故于1960年在美国创立了城市水文学。1964年在周文德主编的《应用水文学手册》中列出专门一章“城市地区水文学”。进入70年代后，这一水文学中新的分支学科发展迅速，自1971年开始，不少国家致力于研究城市化的水文效应，1979年，T·R·拉扎罗写的《城市水文学》一书出版。迄今短短几年，有关这方面的著作已有很多。1980年在芬兰的赫尔辛基召开的“代表流域和试验流域研究人类活动对水文影响效应”国际学术讨论会上，也已有这方面的专题。联合国教科文组织和世界气象组织举办的世界性或区域性学术讨论会等活动非常频繁。但我国目前尚处于初创阶段，研究的成果不多，理论也不够成熟。

1.城市化的标志

城市和农村在土地利用方面差别很大，城市里房屋密集，道路纵横交叉，它们所占的面积均系不透水面或半透水面，对水文情势影响很大，故目前大都把流域内不透水面积所占的比例作为衡量城市化程度的定量指标，如珠江三角洲中的不透水面积为388km²，占总面积的4%，即城市化程度为4%。

2.城市化的水文效应

城市化可以改变局部的小气候。S.A.张农等人在美国圣路易10000km²的范围内布设了250个雨量计，观测分析结果表明，城市化地区的降水量较大。上海气象局的研究表明，上海市的热岛效应极为明显，北京市也有类似现象。城市中的高层建筑也能造成微气候，如美国芝加哥的西尔斯大厦高484.7m，大厦附近晴天，大厦顶部在夏天却因对流强

地信网论坛
BBS.3S001.COM

烈而下对流雨。此外，城市中工业生产所排放的二氧化硫污染上空的大气，降水（雨、雪和雾）过程中的淋洗作用可能形成酸雨。

城市化对水文循环影响显著。加拿大安大略省环境部在1977年5月发表的《关于城市排水实用手册》中，对城市化前后水循环各要素所占的比例作出如图4-3的对比，它表明在城市的暴雨研究中蒸散发不如在森林中那么重要，不透水面对“三水”转化有一定的抑制作用。

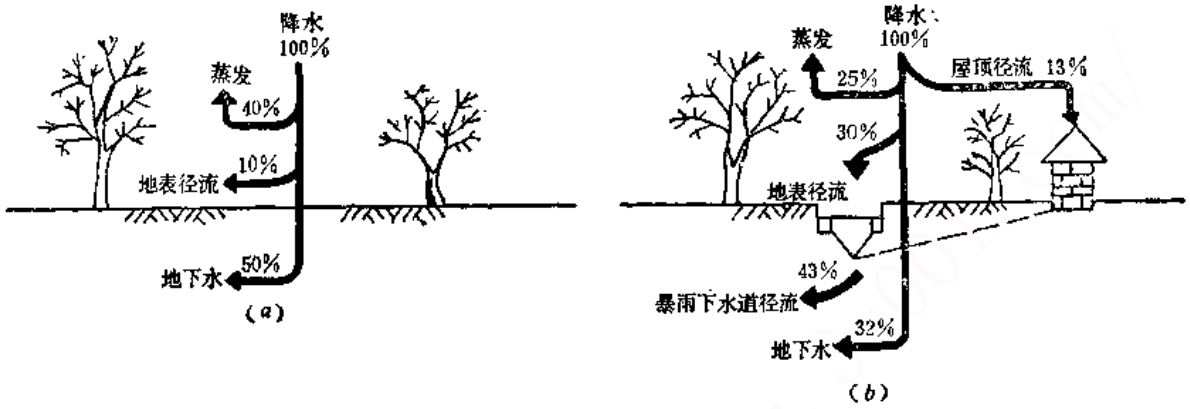


图 4-3 城市化前后水循环变化示意图
(a)城市化前；(b)城市化后

蒸散发的减少，增加了径流量。年径流量随城市化程度的提高而增加。城市化后下垫面的糙率显著减小，排水沟、管网密度大，汇流速度增大很多。图4-4是两个流域的一次实测流量过程线，这两个流域的土地利用情况见表4-2。从图上可知，相同的降水量，城市地区产生的径流量比农村地区的要大得多，这是因为在一次短时间的暴雨过程中，城市地区的蒸散发量不大，不透水面上的洼蓄量比青草地的大大减少；城市地区的洪峰流量大，且涨洪历时缩短，过程线呈陡涨陡落形状。

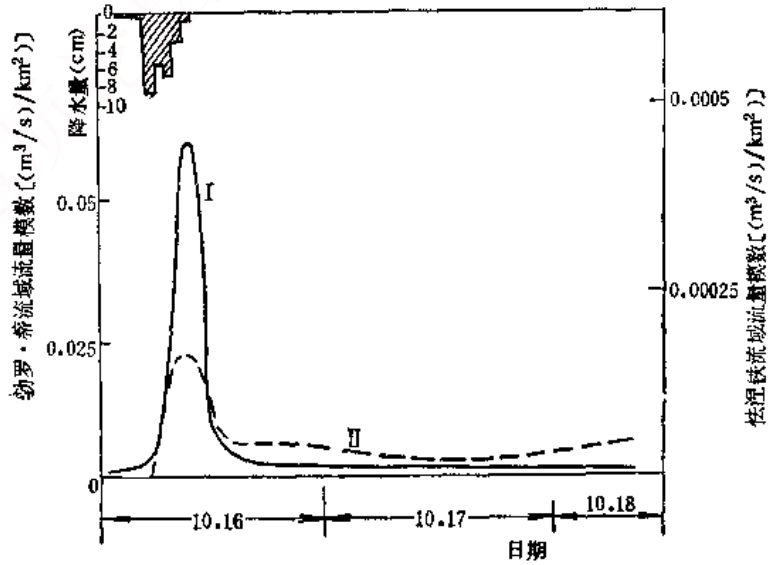


图 4-4 两个流域流量过程线对比图
I——勃罗·希流域(城市)；II——佐涅铁流域(农村)

地信网论坛
BBS.35001.COM

表 4-2　　勃罗·蒂和怯涅铁流域的土地利用情况

流域	勃罗·蒂流域（$F=7.5km^2$）		怯涅铁流域（$F=9.7km^2$）	
	占流域面积比例(%)	小计(%)	占流域面积比例(%)	小计(%)
住宅	56.9		5.0	
工矿企业	5.7		0.3	
公园地区	2.5		0.4	
总开发利用		65.1		5.7
开敞地	33.4		94.3	
施工场地	1.5		0.0	
总的未开发利用		34.9		94.3

城市化整治河道可以增大泥沙的输送能力。但在城市建设的发展期间，地表土壤侵蚀严重，有的资料表明，因建设而引起的平均土壤流失量可能多于庄稼地的10倍，多于草地的200倍。流失的泥沙沉积在水库里、淤积在河道和海港处，会使那里的给水工程经常需要疏浚，或者使渔场遭到破坏。

城市化能降低地下水位，这是因为一方面不透水面积的增加减少了降水对地下水的入渗补给，其次是打井抽水，第三是防洪渠系和大的下水道系统发达，有利于排水。城市化对“三水”转化有抑制作用，但在地下水开采量大且有大规模夏抽冬灌的情况下，“三水”转化成为一种比较特殊的人工方式。

三、还原计算的要求

在天然情况下，气候条件在一定时期内会有缓慢的变化，如趋于温暖或寒冷；下垫面也在不断变化，如树木的生长、作物品种的更换等。因此，严格地说来，不可能存在完全一致的资料。但大规模的气候变迁在几十年乃至上百年内可能不很明显，下垫面变化则是局部现象，它们对水平衡要素的影响相对地比较小，再加上此类问题难于定量分析，故目前所讲的还原计算不是指这一类问题。

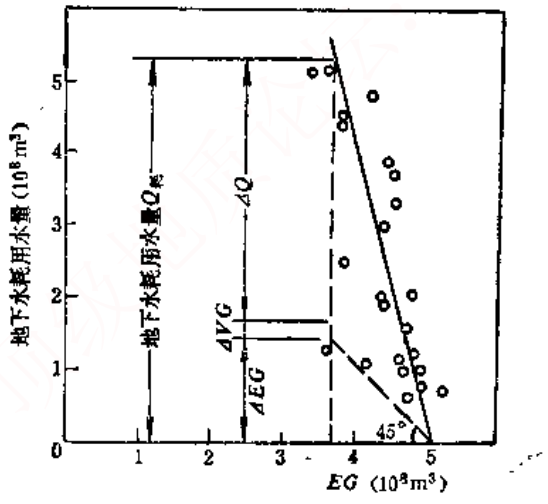


图 4-5　山西汾河山丘盆地$Q_{耗}$~EG关系图

人类活动对水资源的影响最终表现为改变其分配和转化，包括各个水平衡要素的时程分配、地区分配以及各要素之间的比例分配和转化方式。还原计算理应包括以上这些内容。例如，人类活动增大了蒸发，又促使降水量增大，前者可使径流减少，后者又可能增加部分径流，全面的还原计算应该分别估算出各项增减量。又如地下水的开采，会影响河川径流，图4-5是根据山西省汾河中上游山丘盆地 1956～1979 年的资料绘出的，当地下水开采净消耗量$Q_{耗}$由 0 增加到5.3亿m^3时，其中有一部分来自夺取的潜水蒸发量ΔEG1.5亿m^3，另一部分来自地下蓄水泄放量ΔVG0.2亿m^3，而主要是来

地信网论坛
BBS.3S001.COM

自夺取河川径流量4Q3.6亿m^3，它占$Q_{耗}$的67%。因此，在进行径流的还原计算时也要注意到地下水开采的影响。但是，因观测和研究不够，尚无法按上述要求进行全面的还原，目前的还原计算主要是针对径流而言的，如农业灌溉耗水量、水库的损失水量和蓄水变量、城市耗水量以及对下垫面条件有较大影响的人工措施所造成的水量变化等。

如果流域内能比较明显地区分人类活动影响前后的分界时间，且影响较大，如在北方地区多年期间最大的年用水量等人类活动引起的径流量改变值达到多年平均年径流量的10%，或者枯水年的改变值占当年实测年径流量的20%，则应设法将受影响的资料加以还原。但受实测资料的限制，实践中可能无法判定大规模受人类活动影响前后的分界时间，甚至在开始观测时已经在一定程度上受人类活动的影响，故实际工作中往往把解放前作为基本不受人类活动影响的天然状态。还原计算时要按河系自上而下对各水文站控制断面分段进行，然后累计计算。

四、径流还原计算的途径

还原计算的途径有三条：

（1）动态观测。对人类活动引起的径流变化实地观测，然后进行逆运算，即可消除各类人为措施的影响。这种途径适用于单一或少数的大型水利工程的还原计算。

（2）利用流域模型生成径流系列。假定人类活动只影响径流，其它水文气象因子不受影响，就可以用原来的水文气象资料研制出合适的流域模型，然后将受影响后的降雨、蒸发等资料输入模型，模拟出符合一定精度的径流系列，相当于生成了不受影响下的径流系列，即还原后的径流系列。

（3）代表流域或试验流域成果的移用、外延。代表流域是指不受人类活动影响而又具有一定地区代表意义的天然流域，试验流域是指受人类活动某种影响的流域。将代表流域的资料或分析成果移用或经过一定修正后外延到所在水文分区的其它流域，或者通过试验流域的对比观测，都可以进行还原计算。

第二节　还原水量的分项估算

对流域中各项影响因素所造成的径流变化逐一调查、观测或估算出来，就可获得总的还原水量。在某一计算时段内，流域径流量的平衡方程式可以表达为

$$W = W_{实} + W_{用}' + W_{库蒸} \pm W_{库渗} \pm W_{引} \pm W_{分} \pm W_{蓄} \qquad (4\text{-}1)$$

式中　W、$W_{实}$——分别为还原后的和实测的径流量；

$W_{用}'$——本流域各项用水的还原水量；

$W_{库蒸}$、$W_{库渗}$——分别为水库的蒸发和渗漏损失水量，对大坝断面以上的径流还原计算，$W_{库渗}$取正号，对大坝断面以下的径流还原计算，$W_{库渗}$取负号（需注意水库渗漏量在大坝以下一般回归河道，在下一个水文站实测径流中已经反映，故如对该水文站测流断面而言，还原计算时可不予考虑）；

$W_{引}$、$W_{分}$——分别为跨流域引水和河道分洪水量，引出和分出取正号，引入和分入

地信网论坛
BBS.3S001.COM

取负号；

$W_{蓄}$——水库和河道的蓄水变量，蓄水量增加取正号，蓄水量减少则取负号。

一、各项用水的还原水量估算

（一）灌溉还原水量$W_{灌}$

为灌溉所引用的水首先满足输水损失，包括初灌时注满渠道最后耗于蒸发的和输水期间渠道水面蒸发的蒸发损失；以及闸门漏水、渠道两侧的侧渗和渠底渗漏的渗漏损失两大项。然后再满足田间耗水，它包括田间需水和田间渗漏两方面。田间需水包括农作物的叶面蒸腾散发和植株间的土壤或水面（水稻）蒸发。田间渗漏水和多余的引用水如仍回归河道，称为回归水。回归水如果排入测流断面上游而流经测流断面，则灌溉还原水量 $W_{灌}$ 按下式计算：

$$W_{灌}=W_{引}-W_{回}=W_{引}-\beta W_{引} \qquad (4-2)$$

式中 $W_{引}$、$W_{回}$——渠首的引水量和流经测流断面的回归水量；

β——回归水系数，其概念将在后面介绍。

如果回归水不流经测流断面，则上式中的$W_{回}=0$；如有部分回归水流经测流断面，要按实际情况估算 $W_{回}$。总之，还原部分应该是净的消耗水量。

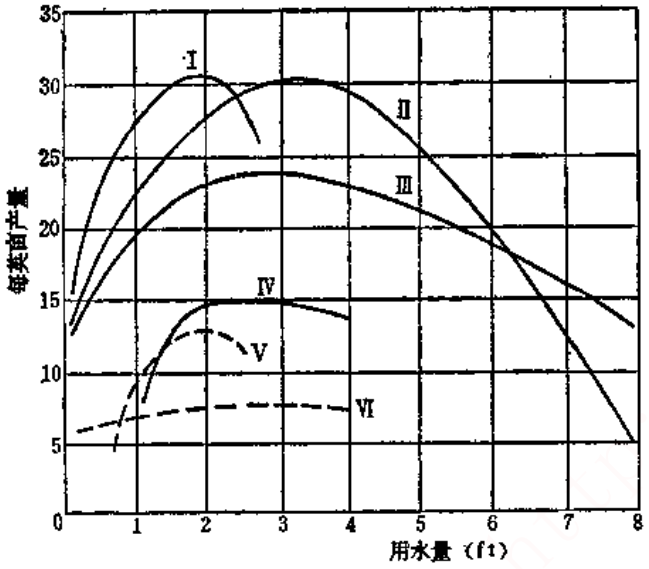


图 4-6 美国一些地区作物产量与用水量关系图

I—小麦(蒲式耳)，犹他州斯奈克流域；II—土豆（蒲式耳/10），犹他州卡什流域；III—甜菜(T)，犹他州卡什流域；IV—甜菜(T)，科罗拉多州北部；V—燕麦（蒲式耳/10），加拿大阿伯特；VI—燕麦(蒲式耳/10)，犹他州卡什流域

（注：1英亩=6.07亩，1 ft=0.3048m，1蒲式耳=0.0352m³）

1.灌溉引用水量$W_{引}$的调查和估算

（1）田间需水量。确定田间需水量的方法很多，其核心都是合理而简单地考虑影响蒸散发的气候条件和不同的农作物等因素。

需水系数法是最简单的估算方法。据植物生理学的研究，农作物每形成1kg干物质(籽实及茎叶）一般要消耗300～500kg以上的水，在干旱地区则需要更多的水。大量研究表明，在一定范围内，作物的总需水量随着产量的增加而增加，如图4-6中各条关系线顶点以左的部分所示。将各种作物在达到最高产量之前总的需水量E(m³/亩)与产量Y(kg/亩）之间的关系加以简化，则有如下的线性关系：

$$E=KY \qquad (4-3)$$

式中 K——需水系数，即单位产量所消耗的水量，m³/kg。

需水系数K值随不同的地区和作物而变化，还往往随着产量的提高而减小。据我国北方一些大灌区和科研单位对大量试验资料的分析，有如下的经验关系式：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$K\sqrt{Y}=C \qquad (4-4)$$

式中 C——常数，因地区和气候而变，河南人民胜利渠试验场冬小麦为10.5，北京西郊冬小麦为10.05。

南方水稻作物区的需水系数法，因水稻田的田间需水量与同期的水面蒸发量 $E_{水}$ 有较好的关系，田间需水量E可用下式估算：

$$E=\alpha E_{水} \qquad (4-5)$$

式中的α称为水稻田的需水系数，指E与$E_{水}$之比。大量试验表明，同一地区的α值比较稳定，变化范围不大。但各年之间，当作物生长期的气候条件有较大差别时，会有较明显的年际变化。

还有另一类以需水系数为基础的经验公式，大致可概括为

$$E=kf(t,\ q) \qquad (4-6)$$

式中的k为经验系数，即需水系数；$f(t,\ q)$表示气温t和日照q的函数式。如农业部门应用的布兰尼—克莱多法和南京水文研究所在安徽省滁县试验站得到的经验公式即属此类。

作物系数法又称为参考作物法。其基本思路是先由英国的彭曼公式计算自由水面的最大可能蒸发量E_0，定义完全覆盖地面、高度均匀一致且不超过1 m、充分供水的绿草地为参考作物，其腾发量作为参考作物需水量$ETP_{草}$，且令$ETP_{草}=\beta E_0$，则其它各种作物的田间需水量用间接法推算：$E=K_c\cdot ETP_{草}$。β为经验系数，与季节有关，据研究，冬季（11～2月）为0.6、夏季（5～8月）为0.8、其余各月为0.7，全年平均为0.75。K_c也是经验系数，在实际工作中由试验站的实测作物需水量反推，用其多年平均值移用到无资料地区。

我国不少地区已经研制出一些主要农作物的需水量等值线图，可直接查用。

（2）田间渗漏水量。稻田渗漏包括田间垂直渗漏和田埂旁侧渗漏。在较大面积的水稻区，田埂旁侧渗漏水量占的比例不大，故田间渗漏常指稻田的垂直渗漏，即渗入犁底层以下，作物根系吸收不到的水，它补给地下水，并会回归河道。渗漏常用渗漏强度即每昼夜渗漏的水深（mm）表示，它与土壤、地形、地势、水文地质、耕作技术和水利措施等条件有关，表4-3为一些地区的稻田渗漏强度。

表 4-3　　一些地区水稻田的田间渗漏强度　　（单位：mm/d）

作物	湖南省					浙江	江西	贵州	湖北	广东
	湘东南	湘中	湘西	湘北	全省平均					
早稻	2.73	2.00	2.73	1.16	2.27	1～3	1～2	2～2.5	1.5～2.5	0.9～2.5
晚稻	2.11	1.69	2.12	1.45	1.85					0.8～2.5
平均	2.42	1.85	2.43	1.53	2.06					

旱地的渗漏相当于降雨对地下水的入渗补给，将在后面论述。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（3）田间耗水量。用需水系数法或其它方法求出整个作物生长期的需水量，并按各个生长阶段的需水量占总需水量的百分数计算出逐日的需水量，再加上田间渗漏量，就可得到作物生长期内的逐日耗水量。

（4）灌溉制度及灌溉定额。灌溉制度是指作物生长前（如水稻插秧前）及整个生长期内的灌水次数、每次灌水的日期和灌水定额。灌水定额是指一次灌水在单位面积上的灌水量，天然降水可以满足一部分田间耗水，不足部分由人工灌溉。因此，对不同的代表年（如年降水量或作物生长期降水量符合指定频率的年份，见第三章）进行水量平衡计算，就可推算出逐日的灌溉水量。再根据作物的生长阶段，确定灌溉制度。各次灌水定额之和即灌溉定额。灌溉定额与灌溉面积之积就是灌溉水量。

（5）灌溉引水量 $W_{引}$。灌溉水量与渠系输水损失之和即灌溉引水量。渠系输水损失常用经验系数表示，且习惯于用渠系水利用系数 η 表示，它是指进入田间的灌溉水量（一般指末级渠道的渠口水量）与渠首引水量之比，或称净灌溉水量 $M_{净}$ 与毛灌溉水量 $M_{毛}$ 之比，即

$$\eta=\frac{M_{净}}{M_{毛}} \tag{4-7}$$

灌溉引水量即 $M_{毛}$ 可用上式计算，式中的 η 值可通过水文测验方法观测分析或根据渠道、土壤等情况选用经验数据。

2.回归水量 $W_{回}$

由于管理不善和对天气情况预估不准等原因，目前大量存在着过量灌溉的现象。美国的 G.V.斯科戈博认为“水利的历史主要是应用过量水的历史，而在世界上大多数地区至今仍采用过量灌溉”。过量灌溉的水和渗漏的水能通过地表和地下回归河道。回归水常用回归水系数 β 表示，它是指回归水量 $W_{回}$ 与引水量 $W_{引}$ 之比，即

$$\beta=\frac{W_{回}}{W_{引}} \tag{4-8}$$

综上所述，由于灌溉而需要还原的水量 $W_{灌}$ 可按下式推求：

$$W_{灌}=(1-\beta)W_{引}=(1-\beta)\frac{M_{净}}{\eta} \tag{4-9}$$

只要在农业部门搜集灌区内各种作物的灌溉制度和作物布局（作物的品种及它们各自的播种面积），就可以用加权平均法求出整个灌区各种代表年的综合灌溉制度、灌溉定额，再进一步调查渠系水利用系数和回归水系数，就可估算出相应的还原水量。

在大量的中小灌区，缺乏量水资料，必须通过对灌溉面积的了解（各地的水利统计年报中均有）和灌溉定额的估算，并结合经验选用或移用 β 和 η 等数值进行还原计算。

（二）工业用水量的还原

工业的高速发展，尤其是那些需水量大的工业的发展，使工业用水量剧增，不少国家的工业用水量占总用水量的比例已达40%以上。工业用水中火电厂用水占的比重最大，甚至会超过工业用水量的一半，故通常把它单列统计。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

1.工业用水的分类和指标

现代工业必须有庞大的供水系数，各种工矿企业对水量、水质、水温、水压和水源等都有不同的要求。为准确进行还原计算，必须对各类用水的基本概念和常用指标有一个概要的了解。

按工业用水在生产过程中所起的作用分，有冷却用水、空调用水、产品用水和其它用水几种类型。冷却用水用于机组的冷却降温，水经利用后水温有所升高（受到热污染），但蒸发损耗较少，如经降温处理后回收，其回收率一般很高。空调用水用来调节室内的温度和湿度，如纺织车间需保持一定的湿度，且夏季要降低室温，有些厂抽取地下水在车间门口喷淋，形成水帘，鼓风机强大的气流穿过水帘时被降温，且带进很多雾滴。空调水的蒸发损失也较少。产品用水是指生产过程中利用水的可湿性、稀释性和导电性等特殊功能所使用的水，也称为工艺用水。有些产品用水全部耗损，如食品工业中的有些水；有些产品用水经利用后含有大量杂质，水质被污染，如回收利用，须进行净化处理。其它用水包括清洗场地、绿化地的浇灌、职工生活等方面的用水。

按用水的过程分，有以下几种类型：

（1）总用水$Q_{总}$。工矿企业生产过程中所需要的全部水量称为总用水，它包括冷却、空调、工艺以及其它所有的用水。

（2）取用水$Q_{取}$，或称补充水$Q_{补}$。工矿企业总的取引水量，包括取用的各种水源如河水、地下水、自来水等，称为取用水。这部分水是工矿企业所需要补充的新鲜水量，故又称为补充水。

（3）排放水$Q_{排}$。经各种用途利用后排放出来的水称为排放水。

（4）耗水$Q_{耗}$。在生产过程中消耗的水称为耗水，包括蒸发、渗漏、工艺消耗和生活消耗的水。

（5）重复用水$Q_{重}$。在工业生产过程中被利用二次以上的水称为重复用水。例如火电厂的冷却水被利用后水温升高，可直接被引到职工生活区作为盥洗等生活用水，甚至再用于养鱼，然后排走，这部分水实际上被利用二次以上，是重复用水。循环用水是利用次数很多的重复用水。

以上五种类型的用水有以下的关系：

$$Q_{总}=Q_{耗}+Q_{排}+Q_{重} \tag{4-10}$$

因为取用水$Q_{补}$是对耗水$Q_{耗}$和排水$Q_{排}$的补充，故上式又可写成

$$Q_{总}=Q_{补}+Q_{重} \tag{4-11}$$

按不同的水源，工业用水可分为河水、地下水、自来水、海水、再生水等。因工业系统各行业的用水情况差别很大，故还必须依据行业划分的规定分为冶金用水、化工用水等多种类型。

工业用水的统计分析和还原计算，通常要用到以下一些指标：

（1）重复利用率η。重复用水量占总用水量的百分比，称为重复利用率，即

$$\eta=\frac{Q_{重}}{Q_{总}}\times 100\% \tag{4-12}$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

或用下式表示：

$$\eta=\left(1-\frac{Q_{补}}{Q_{总}}\right)\times 100\% \qquad (4\text{-}13)$$

重复利用率高，水的利用程度高。在水资源缺乏、紧张的地区，提高重复利用率是重要的节约用水措施之一，要提倡一水多用。如美国本土的水库总库容已经占多年平均年径流量的50%以上，不大可能再通过径流调节的途径开发水资源以满足未来需水量大幅度增长的要求，故提出了今后使水的重复利用率提高10倍的目标。重复利用的水不属于还原计算部分。

（2）排水率P。它是指排水量占总用水量的百分比，即

$$P=\frac{Q_{排}}{Q_{总}}\times 100\% \qquad (4\text{-}14)$$

如取用的水是河水，且经利用后的废水、污水仍排入河道，则这部分回归水在还原计算中应给予恰当的处理。

（3）耗水率r。它是指耗水量占总用水量的百分比，即

$$r=\frac{Q_{耗}}{Q_{总}}\times 100\% \qquad (4\text{-}15)$$

以上三个指标之间，有如下的关系：

$$\eta+P+r=100\% \qquad (4\text{-}16)$$

实际上，式（4-16）就是式（4-10）的变形。

当排水量为零时，工厂的供水系统就是闭路循环系统，其重复利用率最高，且有优良的水处理设施，没有污染水向外界排放，说明用水的工艺水平高。

【例 4-1】 某钢厂的年引用水为6600万 m^3，重复利用率为85%，排水量为4200万m^3。如设备和工艺水平保持不变，采用闭路循环供水，其重复利用率将是多少？

由式（4-13）可得$Q_{总}=\frac{Q_{补}}{1-\eta}=\frac{6600}{1-0.85}=44000$(万$m^3$)，因为$Q_{补}=Q_{耗}+Q_{排}$，故$Q_{耗}=Q_{补}-Q_{排}=6600-4200=2400$(万$m^3$)，采用闭路循环后，重复利用率为$\eta=\frac{Q_{重}}{Q_{总}}=\frac{Q_{总}-Q_{耗}}{Q_{总}}=0.945=94.5\%$。

【例 4-2】 某城市1990年工业用水的$\eta=50\%$、$r=5\%$，$Q_{补}$为6亿 t，若计划到1994年将η提高到85%，用水工艺水平不变，但工业引用水量增加到7亿 t，问工业排水量比1990年增加多少。

此类问题，在制订环境保护规划时常会遇到。先计算1990年的几项指标及有关的用水量。由式（4-13）可得$Q_{总}=Q_{补}/(1-\eta)=12$亿 t，而排水率$P=1-\eta-r=1-0.5-0.05=0.45$，故排水量$Q_{排}$为5.4亿 t。对1994年，按规划的$Q_{补}$和$\eta$计算得总用水量为$Q'_{总}=46.7$亿 t，排水率$P'=1-0.85-0.05=0.10$，排水量为$Q'_{排}=4.67$亿 t，所以与1990年相比，排水量非但不增加，反而减少0.73亿t。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

2.工业用水还原水量的测定和估算

工业用水与灌溉用水相比，有以下特点：工业部门面广量大，各行各业、各个用水户的用水工艺差别很大；取用的水源复杂；排水口多且位置分散；缺少用水计量装置，缺少用水手册，记录资料很不齐全。所以工业用水的还原计算比灌溉用水的要繁琐复杂得多。但它们的原理是相同的，即通过各种途径求得取用水量和排水量，然后利用工业水平衡方程，就可估算得还原水量。取用水量的调查可从多方面进行：查阅每年的用水记录资料，如自来水公司历年供水、收费的报表、帐册；对自备水源的单位，查阅每年用水的财务支出、水泵的铭牌和环保部门的水质监测记录等。必要时进行实地量测，如用水表测定；对没有安装水表的单位，可利用现有的量水设备测定：首先将水塔或水池蓄满，然后水泵停止运行，全厂正常生产，即可推算出供水流量。排水量的测定方法很多，如在排水渠道或排水管出口处的明渠段安装量水堰进行量测，或者用流速仪测定；当排水设施是地下暗管或集水廊道时，还可用浮标法测定：从上一个检查井中投放浮标，在下一个检查井观测浮标通过的时间，即可粗略地估算出排水量。

近年来，我国各地尤其是水资源紧缺的北方地区，都开展了工业水平衡的测试研究，已取得不少成果，可供参考。

要一一测定每个单位的引用水量和排水量是很困难的，只能分行业选典型调查，并计算其万元产值用水量，再通过它们用水工艺的调查，确定其重复利用率、排水率和耗水率等指标，就可根据各行业、工厂的产值确定用水量和排水量。引用水量与排水量之差即为还原水量。

火电厂的用水量往往很大，且要求供水保证率很高。尤其是直流式供水，万元产值用水量达2～3万m^3。图4-7为火电厂用水示意图，它属于循环式供水。由于锅炉用水和冷却用水经反复利用，含盐度等会增大，故虽然是循环利用，却仍然要补充新鲜的水，排出含盐度较高的污水，但这些污水可以再用于废气脱硫和粉煤灰的输送与处理。图中的漂移是指因风的作用水在冷却塔中的损失；气力除灰是指利用一部分蒸汽去吹锅炉中的废气。图中没有标出生活饮用水、废气脱硫系统辅助设备用水和粉煤灰处理用水。

各种行业的工矿企业，其用水定额等指标和回归水系数，也可参考有关经验数据适当选用。

（三）城乡生活用水的还原量估算

城镇和农村的居民生活用水量差别较大。城镇生活用水包括居民日常的生活用水和公共设施用水两部分：前者包括饮用、洗涤等室内用水和洗车、绿化等室外用水；公共设施用水包括浴室、商店、旅馆、饭店、学校、医院、影剧院、市政绿化、清洁、消防等用水。城镇生活用水与人口、经济和文化等因素有关，我国1949年的城镇生活用水量仅6.3亿m^3，1979年上升到49亿m^3，增长很快。各城镇的用水定额差别很大，如据1978年统计，上海市平均每人每天用水176～185L，北京市为145～196L，扬州市仅39L。

农村居民的生活用水标准低于城镇。北方农村一般每人每天仅用水15～25L，南方地区可达25～40L。

生活用水的回归率比较高，故还原水量极有限。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

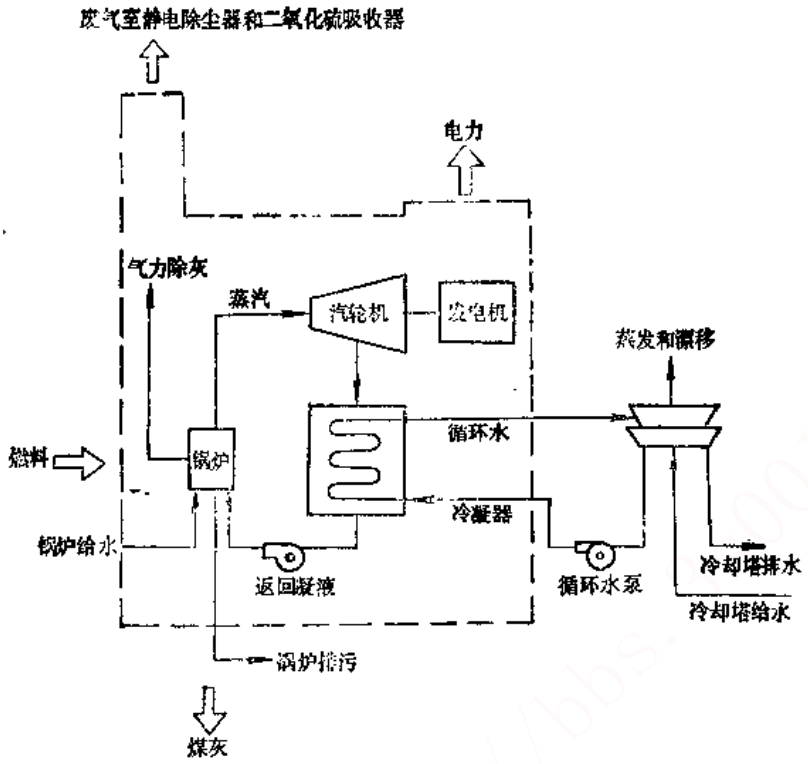


图 4-7 火电厂用水示意图

（四）其它用水的还原

1.渔业用水

渔业用水量仅指养殖水域的水面蒸发和渗漏所消耗水量的补充值，可以粗略地按下式估算一年的耗水量，即需要还原的水量：

$$W_{渔}=(\alpha E-P+S)F \tag{4-17}$$

式中 E、P、S——实测的年蒸发、降水及渗漏量；

α——蒸发器水面蒸发与天然水域水面蒸发折算系数；

F——养殖水域的水面面积。

另外，也可根据调查的补水定额m和养殖水域面积F估算：

$$W_{渔}=mF \tag{4-18}$$

2.林业用水

林业用水主要指苗圃育苗和果树的灌溉用水。苗圃用水一般按苗圃面积和灌溉定额估算，果树用水则按其棵数或面积及灌溉定额估算。苗圃和果树的灌溉方式不同，灌溉定额也相差较大，应分别调查或量测，然后推求灌溉引水量及还原水量，方法如前述。

3.牧业用水

牲畜用水分家庭分散饲养和集中饲养、大牲畜和家禽等几类，然后综合出地区综合总牲畜用水量。各种牲畜和家禽的用水定额可参考有关资料。牧业用水的回归率很低。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

4.特殊用水

有些用水比较特殊，如土壤盐碱化地区，常常用加大灌水量的方式来控制土壤的含盐量，用大量的水去稀释土壤中盐分的浓度，并通过土壤向下淋洗盐分，使它不结集在土壤表面；在特别炎热的时期，需要浇灌较多的水以降低农作物和土壤的温度；在严寒时期，为减轻冻害而灌水；有时要为帮助种子萌芽、控制虫害或改善农作物的质量而多灌水，等等。这些用水在正常的灌溉定额中可能没有计入，需要作调查估算，然后根据具体情况确定还原水量。

需要说明的是，目前的用水还原只对地表水进行，地下水的开采在河川径流还原中未列入，虽然它能减少河川径流，但它们两者之间并非1:1的关系，目前尚难定量，有待进一步研究。

二、水库蒸发损失水量的估算

根据用水和防洪等要求，在河道上合适的断面处建造挡水坝，其上游一定范围内的河段及其两岸的河谷地带就形成了水库。建坝的断面称为坝址断面。水库建成蓄水，形成人工湖泊，使建库前的一部分陆地变成了水面。因水面蒸发量大于原陆地的蒸发量，故将两者之差值称为水库的蒸发损失水量，任一计算时段的蒸发损失水量$W_{库蒸}$为

$$W_{库蒸}=(E_{水}-E_{陆})(F_{水}-f) \tag{4-19}$$

式中 $E_{水}$、$E_{陆}$——分别为水库的水面蒸发和库区的陆面蒸发；

$F_{水}$、f——分别为水库的水面积和库区原河道水面积。

由于$f \ll F_{水}$，故上式可以简化为

$$W_{库蒸}=(E_{水}-E_{陆})F_{水} \tag{4-20}$$

取计算时段为一个月，对每一年逐月将实测的水面蒸发量利用蒸发系数折算成水库水面蒸发量，通过水量平衡法或其它方法估算陆面蒸发量，再根据水库的蓄水记录整理出各月月初、月末的蓄水水面积，并用它们的算术平均值作为月平均水面积，即可按上式求得各月的蒸发损失水量，然后得到全年的蒸发损失水量。需要指出的是，陆面蒸发量的确定比较困难，对某一指定月份，流域的水量平衡方程应为

$$E_{陆}=P-R-(\Delta W_1+\Delta W_2) \tag{4-21}$$

式中 ΔW_1——月末与月初流域河槽水和地下水蓄水量之差；

ΔW_2——月末与月初流域包气带土壤含水量之差。

流域平均降水量P可由坝址断面以上集水面积上的雨量站实测记录求得。R则应是坝址断面处在经过还原计算后的径流量，而这恰恰是待求的值。对于ΔW_1，可以先制作水库的库容曲线和集水区内所有河道的槽蓄曲线，再由时段初和时段末的流量或水位观测值去估算。ΔW_2的估算更困难。故在生产实践中常加以简化，R值直接用实测径流深代替，ΔW_1和ΔW_2均忽略不计，且先用年水量平衡方程求出年陆面蒸发量，并以水面蒸发的时程分配作为$E_{陆}$的时程分配模式，得到年内各月的陆面蒸发量，再代入式(4-20)计算。这样做的误差是比较大的。

【例 4-3】 沙河水库1981年集水面积上平均年雨量为1294.0mm，水库水面蒸发量为809.0mm，实测径流量520.3mm，计算水库的蒸发损失水量。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

因实测径流量由水库泄水量和年初、年末水库蓄水变量(不计集水区内河道蓄水变量)之和求得，且不计式(4-21)中的$\Delta W_{\text{地}}$，故$E_{\text{陆}}=1294.0-520.3=773.7$mm，用水面蒸发的年内分配将它分配到各月，得到陆面蒸发的年内分配，见表4-4中的第(6)栏。还原计算过程如表4-4所示，其中第(2)栏是月初水库蓄水量，同时是上个月月末蓄水量；第(3)栏是月平均蓄水量，用以在水库特性曲线上查得相应的月平均水面积。

表 4-4　　沙河水库1981年蒸发损失水量计算表

年、月	$V_{初}$ (万m³)	$\overline{V}=\frac{1}{2}(V_{初}+V_{末})$ (万m³)	$\overline{F}$ (km²)	$E_{水}$ (mm)	$E_{陆}$ (mm)	$\Delta E=E_{水}-E_{陆}$ (mm)	$\Delta E\cdot\overline{F}$ (m³)	备　注
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
1981.1	1089	1162	4.70	34.3	32.8	1.5	7050	(1)水面蒸发量系E601蒸发器观测值，它与水库水面蒸发量之间的折算系数为1.0； (2)水库的集水面积为148.5km²。
2	1236	1252	4.90	45.8	43.8	2.0	9800	
3	1269	2033	6.40	37.1	35.5	1.6	10240	
4	2796	2956	7.85	79.7	76.2	3.5	27475	
5	3117	2741	7.55	121.2	115.9	5.3	40015	
6	2365	2585	7.30	84.8	81.1	3.7	27010	
7	2804	3071	8.00	90.8	86.8	4.0	32000	
8	3337	3985	9.20	62.9	60.2	2.7	24840	
9	4633	4335	7.65	82.9	79.3	3.6	27540	
10	4036	3942	9.15	75.2	71.9	3.3	30195	
11	3849	3835	9.00	49.7	47.5	2.2	19800	
12	3821	3790	8.95	44.6	42.7	1.9	17005	
1982.1	3760							
Σ				809.0	773.7	35.3	292970	

由上表可见，年蒸发损失水量为292970m³。

三、水库渗漏水量的估算

水库渗漏水量的估算一般采用经验法。水库渗漏量的大小主要与当地的水文地质条件、坝身结构、闸门止水和水轮机漏水等情况有关。渗漏量较小且没有实测资料时常不计算，但有些水库此项水量占实测径流量的比例甚大，如前述的河北省漕河龙门水库，平均年渗漏量为多年平均实测年径流量的33%，1968年的渗漏量为当年实测年径流量的2.3倍，就必须进行还原计算。

表 4-5　　水库渗漏损失水量参考表

水文地质情况	渗漏损失水量(以蓄水量的百分比计)	
	以年计 (%)	以月计 (%)
良好(透水性不强)	0～10	0～1.0
中　　等	10～20	1.0～1.5
不良(透水性强)	20～40	1.5～3.0

不少水库在建成后即开展坝下反滤沟的流量测验工作，可用来计算坝基渗漏量，对库

地信网论坛
BBS.3S001.COM

区的库底和库岸渗漏，难以观测，只能间接估算，如选择一些月份，通过对水库的库区建立水量平衡方程间接求出各种蓄水量时的渗漏水量，或者根据水文地质条件在水库渗漏损失量参考表上查得年或月的渗漏水量，见表 4-5。应强 调指出的是，渗漏损失水量的还原是针对坝址断面以上集水区的径流而言的。

四、跨流域引水量、分洪水量的还原

这两项还原水量通常有实测资料，或经调查后确定。

五、蓄水变量的还原

整个流域在计算时段内蓄水变量的估算是比较困难的，如前所述。但实际工作中可以简化，例如，如果流域内有大型水库，则以水库蓄水变量为主，河槽等水体的蓄水变量略去不计；又如在南方地区，中小水库大多是年调节，当流域内水库较多时，同一时段内有的水库蓄水量增加，有的则可能恰好相反，其综合作用可能因互相补偿使流域内的蓄水变量总和很小，此时可以略去不计。

第三节　流域模型法还原计算

一、基本原理

利用流域模型进行径流的还原计算，是水资源评价中正在探讨的课题之一。其基本出发点是认为在天然条件下，凭借实测水文、气象资料可以建立起模拟径流过程的流域模型，当下垫面条件受人类活动干扰和影响后，流域模型的结构和参数会发生变化。假定人类活动对降水没有影响，则如将下垫面条件明显受影响后的实测降水、水面蒸发等资料输入到原来的流域模型中，得出相应的径流，就是不受人类活动影响的径流，也就是还原后的径流。它与实测径流之间的差别，就是人类活动影响引起的、需要还原的部分。出发点是清楚的，但上述假定与实际情况不一定相符，只有当所研究的范围不大时，上述假定才基本上可以成立。

分项调查法的优点是比较细致，但非常繁锁。当流域内水利工程面广量大，对径流的影响方式既多又杂时，不仅旷费时日，且有时无法一一分项估算，此时流域模型法就具有独特的优点。例如，湖北省溇水流域塔儿湾站以上集水面积为1030km²，1959年以前基本上属于天然流域，1958年下半年起至1981年陆续兴建大、中、小水库92座，总控制面积551km²，占整个集水面积的53.5%；流域内的灌溉面积由1958年的0.72 万亩增加到1982年的11.2万亩；另外还有 4 处跨流域引水和调水工程，受人类活动的影响既严重而又复杂，很难一一分项估算。还原计算时先用1955年至1959年的实测水文气象资料并采用新安江模型结构，通过径流过程的优度拟合，推求出一套模型参数。然后将受影响后一些年份的实测降水、水面蒸发资料输入模型，输出了逐日径流过程，作为还原后的径流过程。这样做显然比分项调查法简便精确。

用流域模型进行还原计算和水资源评价，国内已有很多经验，我国的新安江模型、美国的萨克拉门托模型、斯坦福模型等，都在实践中应用成功，获得较满意的成果。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

二、新安江模型的应用

实践证明，我国许多地区都可以用新安江模型模拟流域降雨所产生的径流过程。这种模型的原理和推求参数的计算步骤，均已在《水文预报》中讲述。用于径流还原计算的主要困难是径流资料不足，有的流域没有实测水文气象资料；有的流域虽有一定的实测资料，但均是受人类活动影响后的情况，难于建立模型。对以上两类问题，可用地区综合和水文比拟的方法解决。在气候和下垫面条件比较一致的地区，径流的形成规律基本一致，流域模型的结构和参数也基本一致，或者模型参数会有一定的地区分布规律，故可对周围地区有资料的流域进行分析，然后直接移用到无资料流域，或经过一定的修正后移用。

有些情况下，可以对受一定人类活动影响的资料作适当处理，得到近似于天然条件下的资料。以下结合实际例子加以说明。

【例 4-4】 镇江地区通胜流域的径流还原计算。

1.测区概况

流域集水面积为386km²，水系及蓄水工程分布如图4-8所示。1980年起开始观测水文资料，有东昌，白兔、旧县、春城共4个雨量站。流域内无蒸发观测资料，但流域外不远处有句容站E-601观测值；流域的径流通过通济桥和胜利桥两个断面汇入香草河，按它们的汇流时间叠加为总的流域出流过程。流域内自1958年以来，陆续建成中型水库2座、小(I)型水库6座、小(II)型水库11座，还有不少小的山塘。19座水库的总库容为6190万m³，控制面积为87.79km²，占整个流域面积的22.74%。

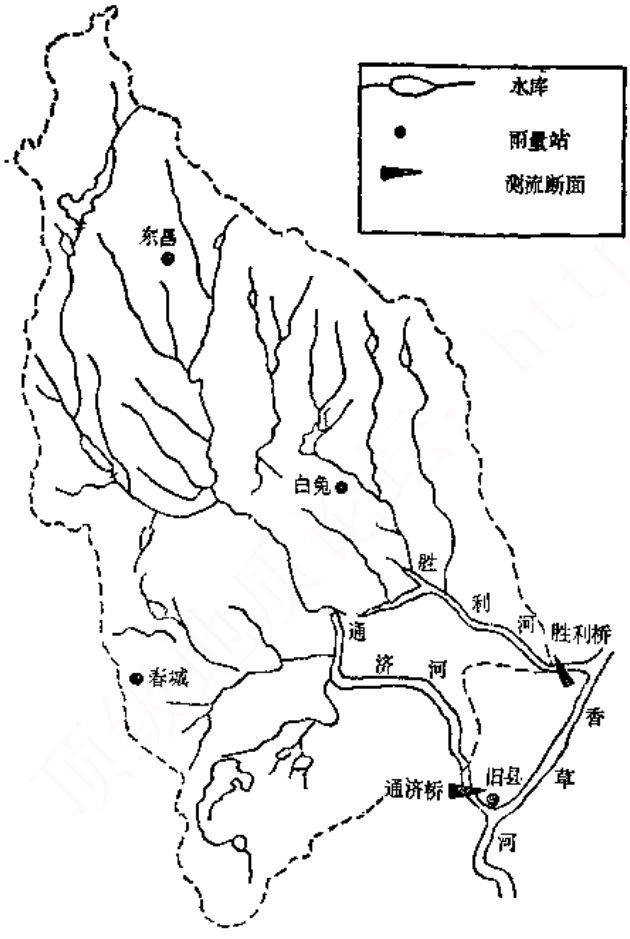


图 4-8 通胜流域水系及测站位置示意图

2.资料的处理

所有径流观测资料都已受到蓄水工程的影响。通过对搜集的1980～1987年共27次洪水的初步分析，水库溢洪只出现8次，即有19次洪水期间水库控制面积上产生的径流全部被拦蓄在水库中，耗于灌溉蒸发。因此可以这样认为：凡是不发生溢洪的洪水，出口断面所测得的径流量W仅是流域内扣去水库控制面积后其余集水面积上所形成的。这部分面积上不存在人类活动的影响。至于众多的小山塘，相当于“洼地”，在流域模型中通过蒸发因素考虑其损耗的水量。为了能充分利用资料，对8次溢洪

地信网论坛
BBS.3S001.COM

的资料可以作如下的处理：因2座中型水库均有溢洪量的观测值，首先分析溢洪量占总库容的比例，然后将此比值去乘各座小（Ⅰ）型水库的库容，估算它们各次大洪水的溢洪量，如把中型和小(Ⅰ)型水库溢洪量的总和记为$W_{溢}$，因$W_{溢}$是水库集水面积上产生的径流，未被水库拦蓄而到达出口断面，故在出口断面径流量W中减去$W_{溢}$，余下部分W'就是水库控制面积以外的集水面积上所产生的径流量。基于上述分析，对实测径流量按下式计算次洪水的径流深：

$$\left.\begin{aligned} R' &= W/(F-f_{库}) \qquad (\text{不溢洪}) \\ R' &= W'/(F-f_{库}) = (W-W_{溢})/(F-f_{库}) \quad (\text{溢　洪}) \end{aligned}\right\} \qquad (4\text{-}22)$$

式中　R'——流域中在$(F-f_{库})$面积上产生的径流深；

F、$f_{库}$——分别为流域面积和中型、小(Ⅰ)型水库的总控制面积。

其余符号如前述。因小(Ⅱ)型水库都较小，在计算中和小山塘作同样的处理。

3.模型的建立和参数的优选

采用双层计算的新安江模型。流域平均降水量采用算术平均法计算，径流深用由式（4-22）计算的R'，经优选得到一组参数：$W_m=120$mm，其中$W_{m,上}=15$mm、$W_{m,下}=105$mm；$b=0.3$，蒸发系数$K=1.0$。用洪水预报中评定模型模拟效果的指标鉴定：有效性系数$dy=0.95$，即达甲等水平；合格率为96.3%，也达到甲等水平。图4-9为模型计算的次洪水径流深$R_{计}$与实测值的关系图，Ⅰ线呈45°，Ⅱ线是径流资料不作处理时的关系，点据的分布也很密集，继续改变模型参数已无助于模拟效果的提高，但相关线的坡度明显较大，即计算的径流深均系统地偏大，说明这些蓄水工程确实增加了蒸发，减小了径流量。

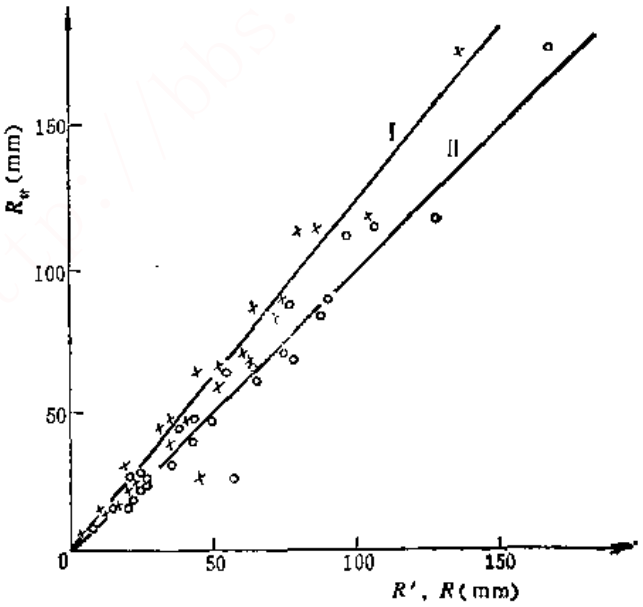


图 4-9　$R_{计}\sim R'(R)$相关图
Ⅰ—$R_{计}\sim R'$相关线；Ⅱ—$R_{计}\sim R$相关线

由于本流域仅汛期产生径流，枯期产生的径流极小，故上述模型不仅对次洪水的径流量模拟效果很好，且年径流量、汛期径流量的模拟效果也是好的。经过分析计算，对洪水过程的模拟效果也比较好。

4.年径流量的还原

与上述一组参数对应的模拟径流深$R_{计}$就是经还原后的径流深，换算成径流量体积单位时，要用全流域的面积F与之相乘。

三、降雨径流关系的应用

降雨径流相关关系是比较简单的经验性流域模型，在径流还原计算中因其简便易行而被大量采用。人类活动改变流域蒸发，在降雨径流关系上会有比较明显的反映。例如，漳

地信网论坛
BBS.3S001.COM

河观台站以上集水面积为17800km²，自1958年起，上游修建了大量中小型水库，控制面积在100km²以上的水库有80座，总库容约10亿m³，大约控制了整个集水面积的45%。1965年以后，干流上游修建了几条大型渠道并陆续开始引水，到1972年，引水量达7.95亿m³。从上述水库和引水工程的修建情况看，大致可分成几个阶段：1958年以前，流域内基本上处于未开发的天然状态；1958年至1965年，大量建成水库；1965年以后，又加上大量引水灌溉。这些水利工程措施的综合作用，使流域的产流条件发生了相应的、比较明显的阶段性变化。如图4-10所示，Ⅰ线是1958年以前的天然条件下的降雨径流关系；大量建成水库后，关系线左移成为Ⅱ线；1965年建成引水工程后又向左移动，见Ⅲ线，表明在相同的降水量情况下测到的径流量却更加少。Ⅳ线是根据1958年前的点据和用其它方法还原后的点据所绘的关系线，与Ⅰ线很接近，但因还原精度等方面的原因，两条线没有合一。

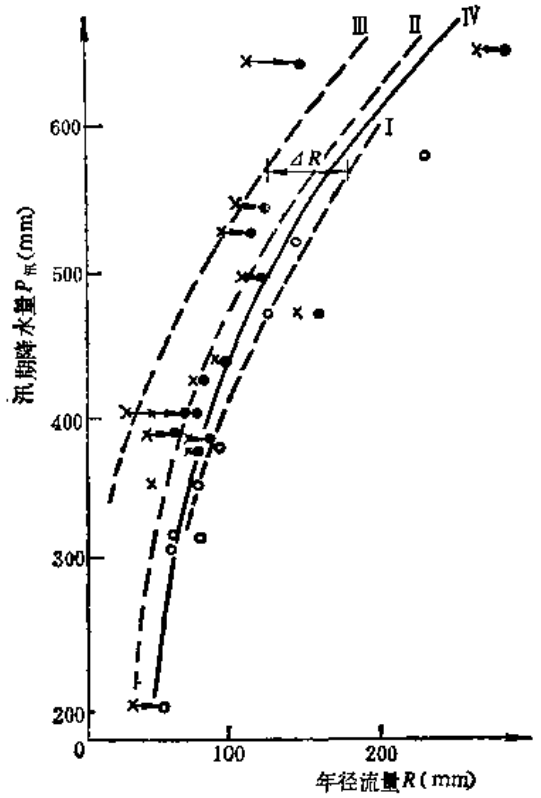


图 4-10 漳河观台站年径流量与汛期降水量关系图

Ⅰ—1958年前；Ⅱ—1958～1965年；Ⅲ—1965～1972年；Ⅳ—1951～1972年

·—不受影响的实测点据；×—受影响的实测点据；

○—受影响而用其它方法还原后的点据

用降雨径流关系进行还原计算的原理，与流域模型法是相同的，如图4-10，只要用受影响后各年的汛期降水量去查用Ⅰ线，就得到还原后的年径流量，它与在Ⅱ线或Ⅲ线上查得的径流量之差ΔR即为应该还原的水量。

适当考虑蒸发对降雨径流关系的影响，有助于提高计算成果的精度。在水文预报中介绍过一次降雨产流过程中的水量平衡方程为

$$P=R+(I_M-P_a) \tag{4-23}$$

式中 P、R——分别为次洪水的降水量和径流量；

P_a——前期影响雨量；

I_M——流域包气带土壤最大蓄水容量。

式中的(I_M-P_a)就是损失量，即本次降水开始时包气带的缺水量，设上次洪水的降水结束时刻土壤已达饱和，则这部分水量相当于上次降水结束至本次降水开始这一段时期内的流域蒸发量。若计算时段定为“日”，则计算逐日的径流量后可按下式推求年径流量$R_{年}$：

$$R_{年}=\sum_{1}^{365}(P+P_a-I_M) \tag{4-24}$$

地信网论坛
BBS.35001.COM

如再进一步计入雨期的蒸发$E_{雨}$，则用下式计算：

$$R_{计}=\sum_{1}^{365}(P+P_a-I_M-E_{雨}) \qquad (4\text{-}25)$$

因为上述计算模型总有模型误差，故需用实际资料率定校正。如用受人类活动影响前的实测降水量、雨期蒸发量等输入模型，得到$R_{计}$，再用实测径流量$R_{测}$与它建立关系，即$R_{计}\sim R_{测}$相关线，用于还原径流量的校正：在求出$R_{计}$后，再查此相关线，得到$R_{测}$，才是还原后的径流量。

如前所述，平原地区的水文有一个显著的特点：地面水和地下水之间的联系密切，其纽带是包气带；而且降雨形成的地下水大部分通过垂直交换即蒸发消耗掉，只有小部分经水平方向以地下径流方式补给河道。所以平原地区的次降雨径流关系已不具备山丘区的那种物理概念。山丘区的次降雨径流关系有比较明确的物理概念：在$P+P_a\sim R$相关图上，相关线的上部呈45°直线，它与从原点开始的45°线之间的水平距离恰好等于I_M，上部相关直线按趋势向下外延，在纵坐标轴上的截距等于I_M，用这一相关线，可以由次降水量查出它所产生的总产水量。在平原区，用此关系线查得的径流量与总产水量之间相差较大，所以这种次降雨径流关系纯粹是经验性的。

包气带的土壤含水量显然与地下水埋深有关（如图4-11），而地下水埋深又直接影响地下径流的大小，所以土壤含水量可在一定程度上反映包气带的损失量和地下径流的大小。在地下水埋深不大且变幅也不大的地区，以前期影响雨量P_a作为参数，同样可以建立次降雨径流关系，然而，这种关系的纯经验性使它的应用具有很大的局限性，即原则上这种相关线不能外延。

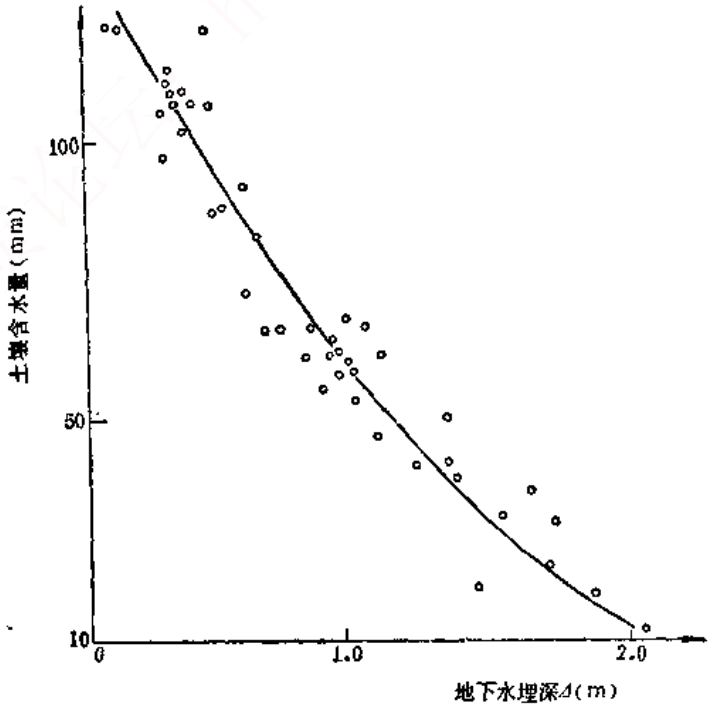


图 4-11　五道沟土壤含水量与地下水埋深关系图

地信网论坛
BBS.3S001.COM

在地下水埋深达3～5m以上的平原地区，建立以P_a为参数的次降雨径流关系比较困难，因为目前计算逐日的P_a值均采用固定的I_M值，实际上如果地下水埋深变化频繁且幅度较大时，包气带的厚度变化很大，有时地下水埋深很大，有时埋深为零，所以I_M应该是一个变化较大的变量，用常量去代替必然会引起较大的误差。只有当虽然地下水埋深较大，但土壤蒸发仅影响地表以下某一深度，而在这以下的土壤含水量比较稳定时，才可望仍能得到较好的次降雨径流关系。

为了提高计算精度，近年来提出了不少改进的降雨径流模式，主要是在建立模式时更多地引入一些反映其它影响因素的参数。如河北省水文总站在研究了太行山山前平原的资料后认为，年降雨径流关系中应考虑汛前地下水埋深这一因素，其数学表达式为

$$R=\frac{1}{a}(P-b\Delta^m)^n \qquad (4\text{-}26)$$

式中　R、P——分别为年径流量和年降水量，mm；

Δ——5月份平均地下水埋深，m；

a、b、m、n——经验性参数。

第四节　流域蒸发差值法

一、基本原理

在计算时段较长的情况下，例如以年为时段，流域水量平衡方程式中流域蓄水变量占的比重就相对地比较小，当它远小于其它水平衡要素时，可以忽略不计，即$\Delta W\approx 0$，有

$$P=E+R \qquad (4\text{-}27)$$

一旦流域的下垫面有了较大的改变，引起蒸发量E变化了ΔE，径流量相应地改变了ΔR，上式就变为

$$P=(E\pm\Delta E)+(R\mp\Delta R) \qquad (4\text{-}28)$$

比较以上两式，得到径流量的还原量与下垫面改变前后蒸发量差值之间的关系：

$$\Delta R=\Delta E=E_{后}-E_{前} \qquad (4\text{-}29)$$

式中的$E_{后}$和$E_{前}$分别为流域受人类活动影响以后的和影响以前的流域总蒸发量。根据式（4-27），将$E_{后}=P_{后}-R_{后}$代入式（4-29），得到

$$\Delta R=\Delta E=(P_{后}-R_{后})-E_{前} \qquad (4\text{-}30)$$

可见，只要设法得到受人类活动影响以前的流域总蒸发量$E_{前}$，就可以用人类活动影响后的降水量、径流量求出还原径流量ΔR。需要指出的是，这里所讲的$E_{前}$，是指待还原的年份如果没有人类活动的影响所应该具有的蒸发量，或者说是指在相同气候条件下，流域下垫面如恢复到不受人类活动影响条件下的流域蒸发量。由此也可看到，这种方法只适用于建设灌区、改变作物如旱作物改为水稻等情况的人类活动。对于其它直接改变径流量的一些措施如跨流域调水、工业取水等，用于还原计算是不适用的。

二、$E_{前}$的估算

在下垫面已经改变的情况下，显然无法直接观测改变以前的流域蒸发，只能通过其它

地信网论坛
BBS.3S001.COM

途径间接估算。在以旱作物为主的山丘地区，因流域内天然水体如湖、塘、库和河等的水面面积占全流域面积的比例很小，可以认为流域蒸发是由田地、山林、荒地等各部分蒸发加权平均组成的，如它们的面积分别为f_1、f_2、…、f_n，它们的蒸散发分别为E_1、E_2、…、E_n，则流域蒸发应为

$$E=\frac{E_1f_1+E_2f_2+\cdots+E_nf_n}{f_1+f_2+\cdots+f_n} \qquad (4\text{-}31)$$

用待还原的各年的气候条件求出田地、山林和荒地等的蒸散发量，与人类活动影响之前的各部分面积f_1、f_2、……等一起代入上式，所得到的流域蒸发量就是$E_{前}$。因此，求$E_{前}$的核心是估算各种下垫面的蒸散发量，具体方法如前所述。

在平原水网地区，农业生产发展之一是将原有的旱地改为水稻田，这部分面积在水稻生育期内（包括泡田）由原来的旱地土壤蒸发变为水田的水面蒸发（短期的断水晒田除外），同样可以应用式（4-29）进行还原计算。但是，不仅估算$E_{前}$如上述那样困难，而且$E_{后}$也很难定量。平原水网地区河渠交错，几乎不可能明确分出“流域”的分界线，对每一个划定的区域，往往都有许多“口门”，径流的流向不定，难于算清水帐，所以用水量平衡的方法由降水量减去径流量作为$E_{后}$显然也不可靠。当然，也可以用式（4-31）估算。

蒸发差值法的概念是清楚的，但实际应用时有较大的困难。

第五节　人类活动影响的判别和还原成果的检查

一、人类活动影响的判别

进行还原计算之前，必须先判别本流域是否受到了比较显著的人类活动影响，以及影响程度的大小。这是一个耐人寻味的问题。大型径流调节工程能引起径流规律的明显突变，通过分项调查可以判别人类活动的影响程度，或者进行动态观测，就可以判别并计算还原水量。如果在受影响前后均有一定长度的实测径流资料系列，并能绘出两个时期的年、月降雨径流相关图，也能方便地判别和估算还原水量。但若工程规模不大，且是逐年实施的人类活动，用分项调查法不仅工作繁杂，旷日持久，有时甚至无法进行。除了点绘降雨径流关系曲线，从相关点据分布的系统偏向趋势去判别人类活动的影响是否显著外，还可以用下述简单方法作粗略的判断，以节省时间。

流域的下垫面如果没有明显的改变，径流量的年际变化趋势与年降水量的应基本一致。反之，如果两者的变化差异甚大，可能是降雨的年内分配影响蒸发的原因，但也可能是下垫面改变所致。如能排除前一原因，则可用下法判别人类活动的影响：设年降水量和年径流量的年际变化趋势分别用下列方程描述：

$$\Delta P=a+bm \qquad (4\text{-}32)$$

$$\Delta R+c+dm \qquad (4\text{-}33)$$

式中　ΔP、ΔR——分别为逐年的降水量和径流量距平差；

m——从有实测记录的年份开始的年序号，$m=1, 2, \cdots, m$；

地信网论坛
BBS.35001.COM

a、b、c、d——回归系数。

当气候条件和下垫面条件不受人类活动影响时，一般情况下上述两个回归方程的斜率应接近于零；当气候条件不受影响而下垫面有变化时，年降水量距平回归线仍为水平状，年径流量距平回归线开始倾斜；当气候和下垫面条件都受影响而有所改变时，两条回归线各有倾斜，但趋势不一致。如图4-12中两条回归线的方程为

$$\Delta P = 99.41 - 6.85m \qquad (4-34)$$

$$\Delta R = 188.73 - 13.02m \qquad (4-35)$$

从比较中可知，两条回归线的斜率相差近一倍，可以初步判定，该流域的人类活动影响是明显的。但这种趋势法不能直接应用于还原水量的计算。

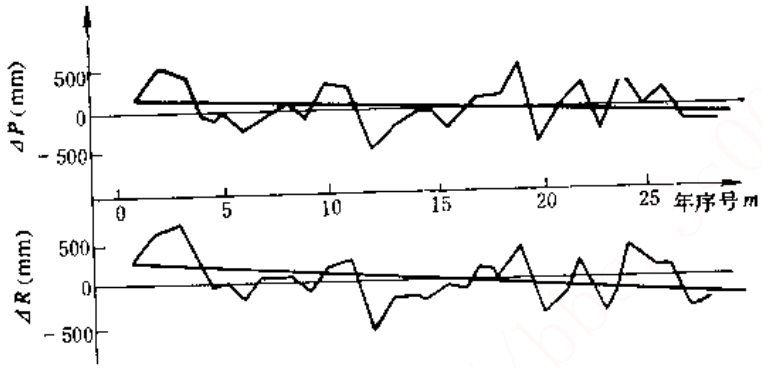


图 4-12　李家渡流域降雨、径流变化趋势图

更为简单的方法是年降水量、年径流量双累积曲线法。用年降水量P和年径流量R的同步观测资料，按年序分别计算累计值ΣP_i和ΣR_i（$i=1,2,\cdots,n$，n为实测年数），点绘$\Sigma P \sim \Sigma R$关系线，其平均坡度明显转折处，即人类活动明显影响的起始年份。

【例 4-5】 江西抚河李家渡流域自1952年至1979年共有28年实测水文资料，见表4-6。流域内有相当多的水利工程，对受工程影响后的径流量进行还原计算。

表 4-6　　李家渡流域径流还原计算表　　（单位：mm）

序号 m	年份	年降水量 P	实测径流量 R	超渗雨量 $P_{超}$	上一年影响雨量 $P_{上}$	年降水量距平差 ΔP	年径流量距平差 ΔR	计算径流量 R'	还原水量 $\Delta R = R' - R$
1	1952	1907	1191	149	1768	187	342	1116	
2	1953	2223	1393	204	1907	503	544	1428	
3	1954	2190	1590	358	2223	470	741	1566	
4	1955	1600	822	84	2190	−120	−27	817	
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	
9	1960	1512	690	73	1775	−208	−159	742	
10	1961	2009	992	128	1512	497	143	1169	177
11	1962	1989	1199	170	2009	269	350	1209	10
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
26	1977	1840	993	184	1704	120	144	1096	103
27	1978	1495	446	48	1840	−225	−403	687	240
28	1979	1476	490	67	1495	−244	−359	681	191

地信网论坛
BBS.3S001.COM

首先判别人类活动是否显著。用两种方法：

（1）趋势法。由实测资料计算得28年的平均年降水量为1719.7mm，平均年径流量为849.0mm。然后计算各年的降水量、径流量距平差ΔP和ΔR，如上表中所示。通过回归分析，得到距平差回归方程见前述的式（4-34）和式（4-35），并见图4-12，由此可以判定人类活动的影响较显著。

（2）用年降雨径流关系判别。1952年至1960年期间水利工程少，即人类活动的影响小，可认为流域基本上处于天然状态。点绘年降雨径流相关点后可看出，1960年以后的各年相关点据系统地向左偏移，大部分点据位于1952年至1960年期间相关线的左侧，反映出1960年以后因水利工程的影响增大了流域蒸发，减少了径流，现象是明显的，如图4-13所示。

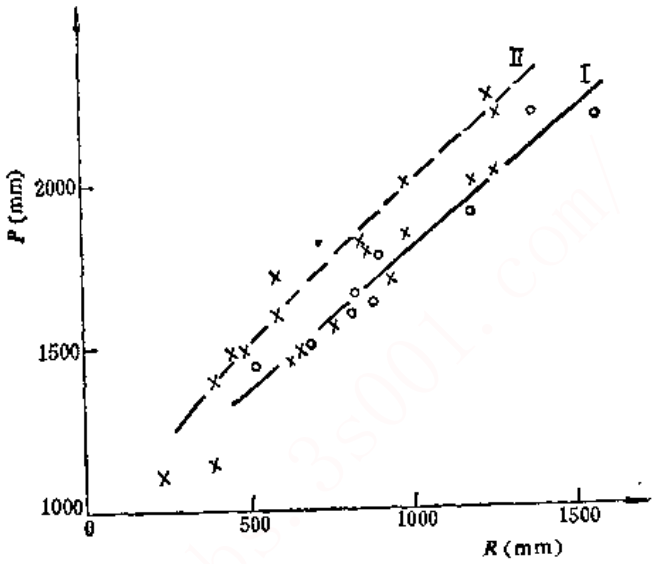


图 4-13 李家渡流域年降雨径流关系图
Ⅰ—受影响前；Ⅱ—受影响后

通过分析，认为决定本流域年径流量的主要因素是流域平均年降水量P、上一年的流域平均年降水量$P_{上}$以及年内日降水量超过50mm的超过部分累积流域平均降水量$P_{超}$，并可建立起如下的回归方程：

$$R=0.799P+0.029P_{上}+1.008P_{超}-609.49 \qquad (4\text{-}36)$$

上式的相关系数高达0.926。将1960年以后的各年资料代入上式，即获得相应的径流深$R_{计}$，它就是还原后的年径流量，它与实测年径流量之差，即还原水量。以上计算过程，均见表4-6。

直接利用图4-12也可进行还原计算，但其成果的精度可能不如上述方法。

二、还原计算成果的检查

限于资料条件，还原计算也只是一种估算，成果不可能非常精确，甚至会出现矛盾和不合理的地方，必须进行合理性检查。检查的方法很多，主要通过综合比较的途径：

（1）用几种方法的成果互相比较验证。例如将分项调查法所得的成果再点绘年降雨径流关系，如经还原后的点据回复到受人类活动影响之前的相关线两侧且分布比较集中，不再存在系统偏离，说明成果比较合理。

（2）用框算作为控制。对主要的用水项作框算估计，可以控制还原计算成果不致出现大的不合理。例如，在南方地区以灌溉用水为主的流域，设流域面积为F，建大型工程后能保证灌溉的面积为f，其余的（$F-f$）面积虽能在水充裕时得到灌溉，但在水量不足时只能少灌以至不灌，这部分面积称为非保证灌溉面积，则可用下式概略地框算出平均的还原水量：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$\Delta W=\frac{Mf}{\eta}(1-\beta)+\frac{M'(F-f)}{\eta'}(1-\beta') \qquad (4\text{-}37)$$

式中 ΔW——平均的还原水量，m³/亩；

M、M'——保证和非保证灌溉面积上的净灌溉定额，m³/亩；

η、η'——保证和非保证灌溉面积上的渠系水利用系数；

β、β'——保证和非保证灌溉面积上的灌溉水回归系数。

又如，当流域内有蓄水、引水和提水的水量统计资料时，可以将总的水量打一个折扣作为框算值，这个折扣就是耗水系数，即综合的回归系数与1.0之间的差值（$1-\beta$），一般可取β为0.45～0.50。如果流域内仅有蓄水工程的有关数据而无灌溉引水量资料时，可以根据水库、山塘等蓄水工程的有效库容框算还原水量ΔW：

$$\Delta W=\alpha(1-\beta)\sum_{i}^{n}V_i \qquad (4\text{-}38)$$

式中 α——水库和塘坝的复蓄次数，山塘取1.5～2.0，中小水库则取1.2～1.5；

β——回归水系数，指全流域综合平均值；

V_i——水库和山塘的有效库容，i为它们的序号；

n——流域内蓄水工程的个数。

当然，框算值只能作为很粗略的控制值。

（3）用径流量地区分布规律对还原成果进行合理性检查。点绘上下游站径流量相关图，检查是否有突出点子，如发现下游的径流量小于上游的，或者出现区间径流量为负值，都要再作进一步的深入分析：当区间没有岩溶漏水、河槽对地下水的补给没有异常、上下游的暴雨情况比较一致时，就可能是还原计算的不合理造成了上述异常现象。

对逐月分项还原计算的成果，除了检查其年总量的合理性外，还要分析年内分配的合理性。在枯水期降水很少产流的地区，分析还原后的退水曲线是否符合受人类活动影响前的规律；在枯水期降水产流量较大的地区，退水曲线难于完全反映枯水期径流的消退规律，可以建立以月降水量为参数的枯水期相邻月径流量相关关系，用查算值对分项估算的各月还原水量进行检查。

在检查中若发现明显不合理现象，要对计算过程仔细复核，并对还原计算所采取的方法和数据加以分析，找出原因，并设法妥善处理。因为还原后的径流系列是频率分析计算的样本，是水资源估算评价的基本依据，故还原计算是十分重要的基础工作之一。

第六节 泥沙资料的还原

各种水土保持工程对泥沙的产生和输送有着很大影响。根据山西省水土保持科学研究所对试验基地实测资料的分析以及一些地区的调查统计，认为在晋西地区采用得比较普遍的坡式梯田、人工种草、造林、水平梯田、改良荒坡等措施，可削减侵蚀量68.8%～96.3%，同时削减径流量5.55%～92.7%。表4-7是晋西地区的调查资料，表明有治理泥沙措施的流域与没有治理措施的流域相比，产沙量的削减是十分明显的。表中的治理度是

地信网论坛
BBS.35001.COM

指治理泥沙工程措施的控制面积占全流域面积的百分比。在地面侵蚀严重的地区，泥沙是河川径流的重要组成部分，泥沙资料同样存在着还原的问题，但比较困难。

表 4-7　　晋西地区治沙措施的作用

区　域	年　份	治　理　度 (%)	削减泥沙量 (%)	削减洪水径流量 (%)
插财主沟	1956～1970	70～87.7	63	59.5
王家沟	1955～1978	57.5	57.6	43.5
毛尔青沟		65.0	82.3	
毛尔青沟		92.8	100	

通过出口断面的泥沙都经过产生和输移两个过程。在侵蚀严重地区，治沙措施主要的影响是削减产沙量，在产沙量几乎全部能被输送到出口断面的输沙能力很强的地区，泥沙资料的还原也可用流域产沙模型法。其基本出发点与径流量的相同。现以晋西地区为例作简要说明：根据本地区各流域在治理前的资料，建立起地区综合的产沙模式如前一章的式（3-62）、（3-63）和（3-64），本地区有的流域自50年代后期起陆续开展治理，与此同时，还有开荒扩种、毁林毁草等破坏下垫面的现象。还原时首先判别人类活动的影响是否存在。图4-14是两个流域的双累积曲线：其纵坐标是反映天然条件下产沙的因素M^n的累积值，即$\sum M^{1.8}$；横坐标是实测年输沙量W_s的累积值$\sum W_s$。对任一年份可计算其$M^{1.8}$，用以表示式（3-62）计算的年输沙量W_s'，逐年累加；相应年份的实测W_s也逐年累加。如

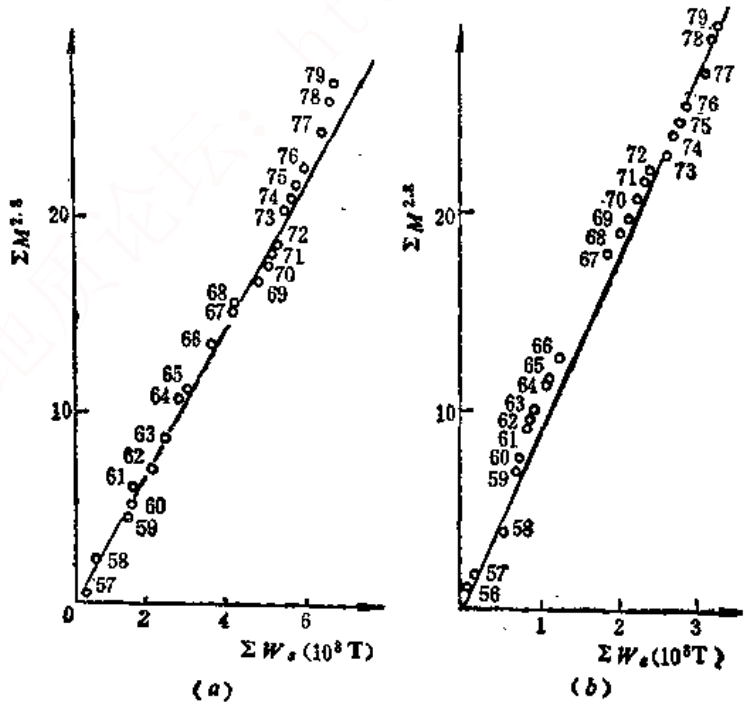


图 4-14　$M^{1.8}$与W_s双累积关系线
（a）三川河大成站；（b）蔚汾河碧村站

地信网论坛
BBS.3S001.COM

果流域下垫面保持原来状态，或变化不大，则双累积相关点据不会存在系统的偏离且分布密集；因治沙工程等原因，削减或增加了产沙量，点据的分布就有系统偏离。由图可见，若以50年代的关系为准并外延，在蔚汾河碧村站，自1959年起至1969年，治沙效果明显，70年代则总体效果不明显，基本上回复到50年代的产沙条件；三川河大成站则在70年代的治沙效果比较明显。

通过上述分析，即可对需要还原的年份用产沙模式计算其年输沙量，作为还原后的数值。

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第五章 “三水”转化

第一节 概 述

在第三章，讨论了流域水量平衡要素P、R、E在多年平均情况下的地区分布，以及它们的时程分配。这些仅仅是最基本的水资源评价内容。事实上，组成流域总水资源的各部分不时在以各种形式转化，如图3-1所示。这种转化，往往造成水资源估算中的重复，例如河川径流R中的地下径流RG，在地下水中已出现过一次；河川径流的一部分又可能以渗漏的形式转化为地下水；上游山丘区的水资源又会以潜流的形式转化为下游平原的地下水，等等。对这些转化不加研究和定量分析，会导致估算成果的偏大或偏小。

为了科学地开发利用和保护水资源，必须对“三水”转化加以深入的研究。本章简要介绍“三水”转化的规律和机理、转化量的分析原理和方法、人类活动对“三水”转化的影响以及数学模型的应用等内容。

一、地表水和地下水转化的形式

（一）区域内地表水和地下水的转化

地表水、土壤水和地下水，构成了广义的本地总水资源。它们都得自大气降水的补给，在形成过程中，互相密切联系。

大气降水经植物截留到达地面，一部分下渗进入包气带补充土壤水，经包气带调节，多余部分又补给地下水，即地下水的入渗补给量PG（见图3-1）。PG是地下水资源评价中一个主要的参数。

地下水中有一部分将从水平方向排泄入河道，转化为河川基流RG。它是地下水资源的一部分，故必须从河川径流中分割出来。

潜水蒸发是地下水通过与包气带土壤水的交换最终变为大气水的转化形式；开采地下水并用于本区域，是地下水向大气水、地表水转化的形式；河道渗漏是河川径流向地下水的转化形式。

（二）区域间的水资源转化

山区的地下水，可以侧向潜流和河底潜流的形式转化为下游平原区的地下水；山区的河川径流被引至下游供灌溉和工业等用水之需，多余的回归水、渗漏水又补充平原地区的河川径流和地下水；山区或平原区的地下水，有可能向深层转移，并越流补给外流域的地表水（如泉水出流）和地下水。

二、“三水”转化研究的主要内容

“三水”转化研究的内容非常广泛，主要包括降雨入渗补给的机理、地表和地下径流过程的分割、土壤给水度μ的变化、潜水蒸发及其影响因素、土壤水资源、潜流、河渠渗漏、灌溉回归、岩溶水、水资源开发条件下的“三水”转化规律、人工回灌和采煤等特殊地区的“三水”转化等。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

这一章是本门课程与《地下水资源评价》课程的联结点，不仅研究地表水和地下水的联系，而且还简要阐述区域水资源总量综合评价的基本理论和常用方法。

第二节　降雨和灌溉的入渗补给

在第三章中，阐述了一个区域的地表水资源、地下水资源和总水资源的概念。在山丘区，降雨入渗补给量PG就是地下水资源；在平原地区，本地降水的入渗补给量是地下水资源中极重要的一部分[见式（3-4）和式（3-9）]。在水资源总量一定的情况下，PG的大小直接影响到地表水资源的大小，进行区域水资源综合评价时，总水资源W、地表水资源WS和地下水资源WG的协调平衡非常重要。所以，必须对PG作比较深入的探讨。

一、降雨入渗补给的机理

降雨入渗补给的核心是雨水的下渗。在包气带中，不停地发生着水分的运移，向上的运移称为蒸发；向下的运移称为入渗；水平方向的运移则为壤中流。在《水文学原理》中介绍了土壤水分的存在形式（吸湿水、薄膜水、毛管水和重力水）和作用力，以及下渗的物理过程。包气带土壤垂直剖面上的土壤含水率虽然随着潜水面的埋深和土壤的岩性而变，但总的趋势总是下层的含水率大于上层的，越接近潜水面，土壤含水率越大，而且降雨前后剖面上的含水率分布曲线在入渗湿润锋面以下普遍存在一次或多次相交的现象。降雨入渗补给过程中，入渗湿润锋面不一定能到达潜水面。表5-1是徐州地区汉王试验站实际观测资料，它表明潜水面埋深越小，入渗湿润锋面移至潜水面或进入毛管强烈上升带的机率越大，入渗锋面的补给作用也越大；当潜水面埋深增加时，入渗湿润锋面到达潜水面的直接补给量相应减少，在气候、土壤岩性不变的条件下，潜水面埋深增大到一定程度，由入渗湿润锋面到达地下水而的直接补给量将为零。故入渗补给过程有两种类型：入渗湿润锋面最终下移到潜水面或进入毛管强烈上升带的入渗湿润锋补给型；入渗湿润锋面在到达毛管强烈上升带以前即消失的非入渗湿润锋补给型。

表 5-1　　汉王实验站地中蒸渗仪湿润峰面观测情况

年	月	筒号	潜水面埋深 (m)	降水量 (mm)	总入渗补给量 (mm)	锋面到达潜水面的次数 (次)	锋面到达潜水面的补给量 (mm)	锋面补给量占总补给量的比例 (%)
1986	6～9	1	0.5	518.3	272.04	11	272.04	100
	6～9	2	1.0	518.3	238.5	6	228.2	95.7
	6～9	3	1.5	518.3	188.5	5	163.2	86.6
	6～9	4	2.5	518.3	185.0	2	117.1	63.3
	6～9	5	3.5	518.3	133.4	2	57.0	42.7

显然，对非入渗湿润锋补给型，已难于用入渗锋面理论解释，需要用能态的观点进行研究。

（一）土壤水分的势能

地信网论坛
BBS.3S001.COM

包气带土壤水分的运移规律和变化特征，与土壤水分的能态有着密切的联系。降水入渗补给总量、速率及其过程，主要取决于土壤剖面上土壤水分总势能即土水势的大小及其时空分布。

土水势Φ，由基质势（基模势）ΦM、重力势ΦG、溶质势ΦS、温度势ΦT和气压势ΦP组成，即

$$\Phi=\Phi M+\Phi G+\Phi S+\Phi T+\Phi P \qquad (5-1)$$

基质势由吸附势和毛管势组成，在非饱和土壤中，ΦM为负值；饱和土壤中$\Phi M=0$。重力势由地球的重力场引起，其大小取决于水分在重力场中的位置。因水一般为溶液，溶质离子与水分子之间存在着吸引力，降低了水分的自由能，这部分能量即溶质势，也是负值。温度能够改变水分的自由能，这部分称为温度势。以上四项中基质势和重力势占主要地位。对气压势，以往研究得很少，通常都假定土壤包气带中土壤孔隙与大气相通，土壤水承受与标准大气压或当地大气压相同的大气压，没有压强差，所以认为$\Phi P=0$。但是实际情况是：在雨水或灌溉的水到达地面，开始入渗补给后，入渗水分逐步充满上层土壤孔隙，会形成封闭性顶盖，使土壤内部的孔隙气体与地面大气隔离，随着水分不断入渗，土壤孔隙气体不断被压缩，产生了正的气压势，即此时$\Phi P>0$；当人工开采地下水时，如土壤孔隙气体与大气隔离（如在土壤结构紧密、含水量较大时，就可能在一定时期内发生近似隔离的情况），包气带土壤孔隙中出现负的气压势，即有$\Phi P<0$；只有在土壤颗粒之间的孔隙与大气完全相通的情况下，才有$\Phi P=0$。

气压势的存在，能解释许多入渗补给和水分释放（释水）中过去难以理解的现象。我国已开展了此项实验研究。

（二）气压势的实验研究

首先进行包气带土柱的透气性模拟实验。将内径为100mm的试样筒内装入土样，土样有三种：①均质轻沙壤土，土柱高41.4cm，湿容重1.93g/cm³；干容重1.61g/cm³；②均质轻沙壤土，土柱高90.6cm，湿容重2.04g/cm³，干容重1.71g/cm³；③土柱高140cm，其它情况与②相同。试样筒装入调压筒内，作密封处理，如图5-1所示。试样筒底部有通气孔和排水孔，故它与调压筒是连通的。

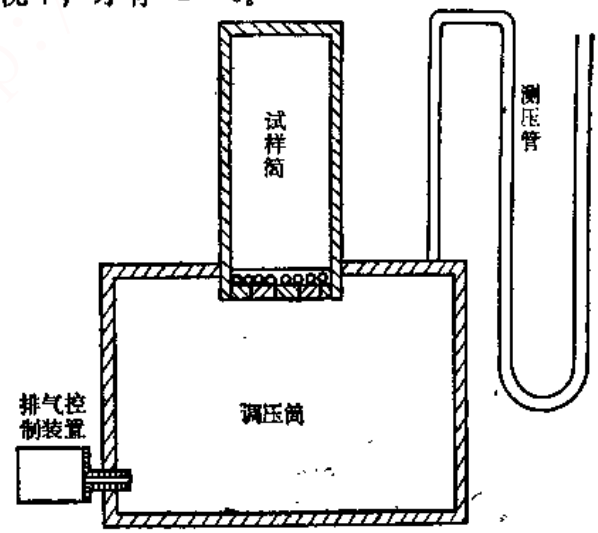


图 5-1 土柱透气性实验装置简图

装有土柱的试样筒与调压筒连通且处于密封状态，如启动调压排气装置，降低筒内气压至实验设计指标时，停止排气并将排气口也密封，然后定时通过测压观测调压筒内的气压变化，在周围环境的气压和温度不变时，若没有气流经过土柱进入调压筒，筒内的气压将保持不变；若有气流经过土柱进入调压筒，则筒内的压力逐渐增大，最后与大气压相平衡。这样，可以通过调压筒内的压力情况来判别土柱的透气情况。

实验时从土柱顶部加水25～50mm，土柱立即由良好的透气状态（实验开始前反复进

地信网论坛
BBS.35001.COM

行抽气实验，使之达到良好的透气状态）变成不透气状态，四次实验的调压筒内初始压强平均为393hPa，筒内压力保持稳定不变的时间长达158h，平均经过207h后调压筒内的压强才恢复到952hPa。由此证明在土壤结构紧密、土壤含水量较大的条件下，雨水（灌溉水）的入渗水分确实能迫使包气带产生不透气时期。不透气时间的长短与土柱高度（相当于包气带的厚度）有关，一般说来，当土柱两端的压差相等时，土柱越高，气压梯度越小，不透气时间T越长，有如下的经验关系：

$$T=415I^{-1.6466} \qquad (5\text{-}2)$$

式中 I——土柱上、下端气压梯度。hPa/cm土柱。

据此推算，当土柱高度为4m、土壤干容重为1.6g/cm³、体积含水率为30%、土壤岩性为均质轻质沙壤土时，若上部加水50mm，上下端气压差为390hPa/cm²，造成的不透气时间可长达400h。对粘性土壤则会更长。

（三）不透气时期的土水势及气压势的作用

由式（5-1）可知，在完全透气状况下，土水势因$\Phi P=0$而变为

$$\Phi=\Phi M+\Phi G+\Phi S+\Phi T \qquad (5\text{-}3)$$

以此为基准，当入渗产生正的气压势ΦP时，其土水势应该是上述的Φ值再加上一个正的ΦP值，它将大于透气时期的土水势；当地下水排泄而造成负的气压势时，土水势将比上述Φ值为小。土水势的大小直接影响到包气带土壤水分的运移。

通过模拟实验，得到表5-2的结果，它表明在实验条件下，土柱在负气压势作用下的入渗速率比正气压势作用下的入渗速率要大8～28倍。

表 5-2　　入渗锋前正、负气压势作用下的入渗速率

负气压势作用下			正气压势作用下		
土柱高度 (cm)	实验历时 (d)	平均入渗补给速率 (mm/10d)	土柱高度 (cm)	实验历时 (d)	平均入渗补给速率 (mm/10d)
41.4	101	6.2	41.6	92	0.36
90.6	99	6.1	90.4	92	0.21
104.6	99	5.1	141.6	92	0.53
平　均	100	5.8	平　均	92	0.37

（四）入渗补给过程中的土水势特征

1.土壤垂直剖面上土水势的分布

土水势的大小及其垂向分布，与降水量、雨前土壤含水量、雨后土壤蒸发、地下水埋深、土壤的质地和结构等都有密切的关系。图5-2是汉王实验站潜水面埋深3.5m、地面种植玉米或小麦的地中蒸渗仪不同时期的观测结果，它反映了4种类型的分布情势：

（1）全入渗补给型。1986年7月24日至31日，降水量208.6mm，从7月27日至8月5日，全剖面上的土水势分布在逐日变化，但总的趋势是上大、下小，故土壤水分总是由上而下地运动，整个剖面处于入渗补给状态[图5-2(a)]。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（2）入渗补给-蒸发型。降水结束后一段时期内，土壤垂直剖面上部的土水势逐日减小，以致形成上部和下部的都小，而中部的土水势则相对地较大，出现了拐点。拐点以上，水分向上运移，即进行着蒸散发；拐点以下，水分向下运移，即进行着入渗补给；拐点处的水分通量为零[图5-2(*b*)]，不发生水分的运移。

（3）多拐点型。雨后经多日蒸发后再次降水，剖面上入渗锋前土水势最小，其分布曲线呈双拐点形状[图5-2(*c*)]，恰与上述（2）相反。

（4）无入渗补给-蒸发型。图5-2(*d*)是无灌溉条件下小麦生长旺季（4～5月）期间土壤剖面上土水势的分布特征，总的趋势是上小、下大，土壤水分运移方向单一向上，成为无入渗补给的潜水蒸发型。

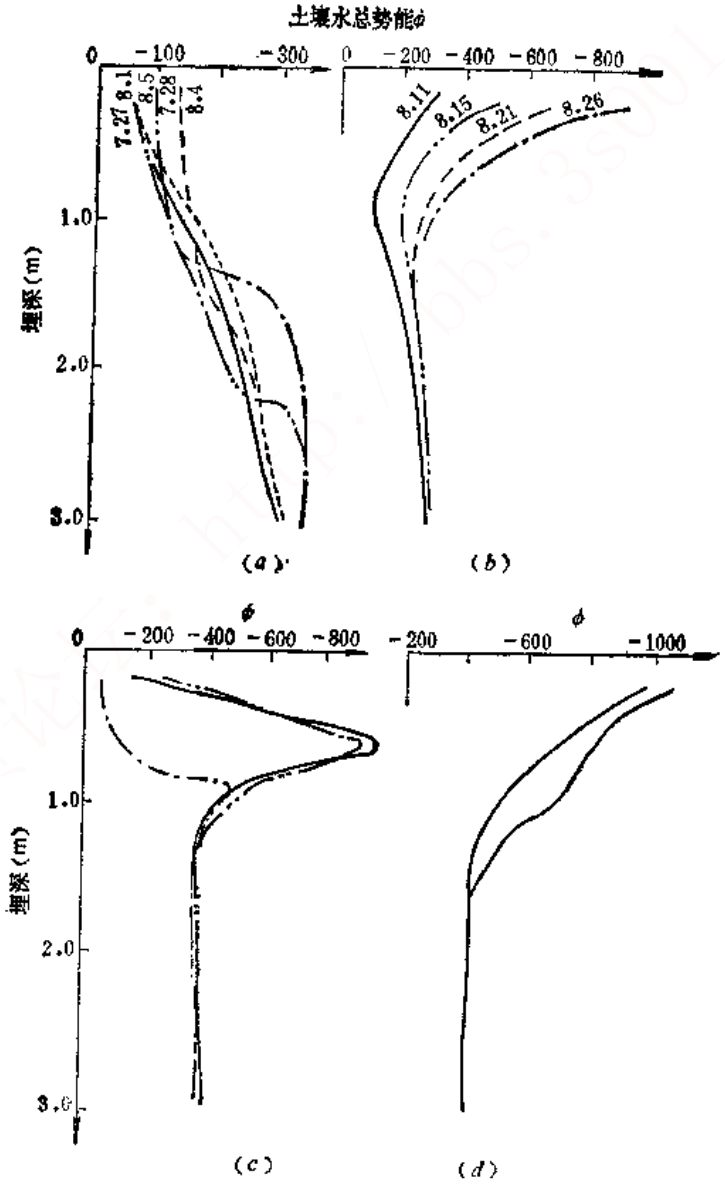


图 5-2　汉王站地中蒸渗仪土水势分布图

地信网论坛
BBS.3S001.COM

上述观测结果清楚地表明，包气带垂直剖面上土水势的大小和分布，与降雨、雨前土壤含水量、雨后的蒸散发有着非常密切的关系。在上述条件相同的情况下，不同的潜水面埋深、土壤岩性，会有不同的分布。土水势的分布，决定了剖面上各点水分的运移或保持。土壤水分的补充和排泄，又改变了土水势的大小和分布。降雨向包气带土壤补充水分，土壤垂直剖面上的水获得土水势，处于升能状态；土壤蒸散发等释放水分，使水处于降能状态。

2.土水势对降水入渗补给速率的影响及“滞后”现象

当土壤水分能量不平衡时，水分就要运动。降水入渗补给速率是土壤水分运动的一个重要指标。它的大小和变化有赖于土水势。根据汉王实验站地中蒸渗仪的观测，得到以下结果：

（1）潜水面以上土壤垂直全剖面各点平均的土壤水分总势能越大，入渗补给速率也越大，两者成正比关系。

（2）当土壤剖面处于充水阶段，即土壤水分由全剖面各点平均总势能的低值向高值转化过程中，其入渗补给速率的变化与降能过程中的有明显不同，相同的总势能所对应的入渗补给速率有较大差异。如图5-3所示，在升能阶段，入渗补给速率沿Ⅰ线变化；在降能阶段，沿Ⅱ线变化。从入渗补给开始到终止，构成了一个顺时针的绳套曲线。

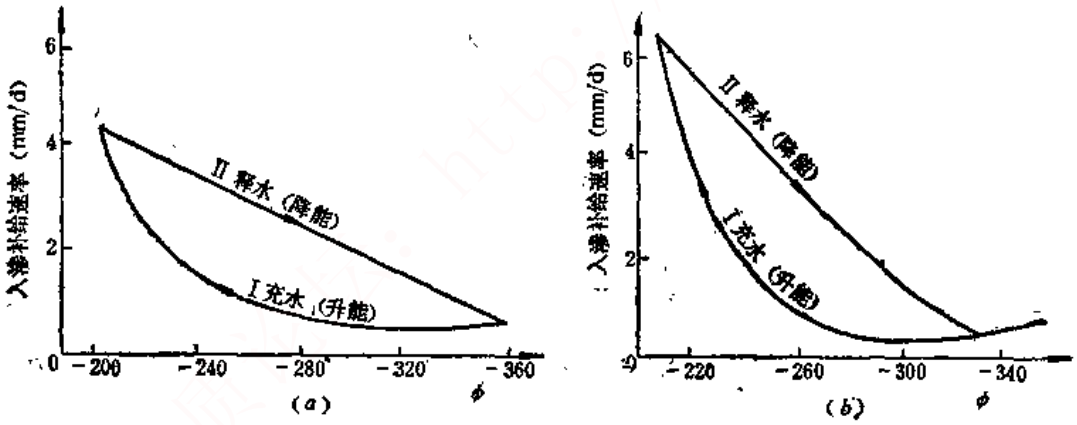


图 5-3 汉王站入渗补给速率与土水势的关系

(a) 5号测筒；(b) 6号测筒

图5-3表明，在土水势相同的条件下，处于充水过程（湿润过程）的降水入渗补给速率小于释水过程（干燥过程）的降水入渗补给速率。这种不可逆的变化过程，就是自然界中的“滞后作用”。实际资料表明，一次降水的入渗补给过程，其起涨点、峰值点和终止点的出现时间都比降水过程的要滞后。图5-4是汉王试验站1986年7月20日至8月23日的降水过程和入渗补给过程，相比之下，在充水过程中的滞后作用是明显的。

一次降水的入渗补给量，可以用下式计算：

$$PG_{\alpha}=\mu\Delta h \qquad (5\text{-}4)$$

式中 μ——给水度；

地信网论坛
BBS.3S001.COM

Δh——一次降水入渗补给形成的地下水面的最大升幅值。

对孤立的一次降水，Δh较容易确定。对连续降水，前后两次降水的入渗补给过程因滞后作用而有所重叠（图5-4），此时如再要确定各次降水入渗补给所引起的最大升幅值就相当困难。因此，利用地下水位动态观测资料计算PG时，需要对滞后补给量加以校正。

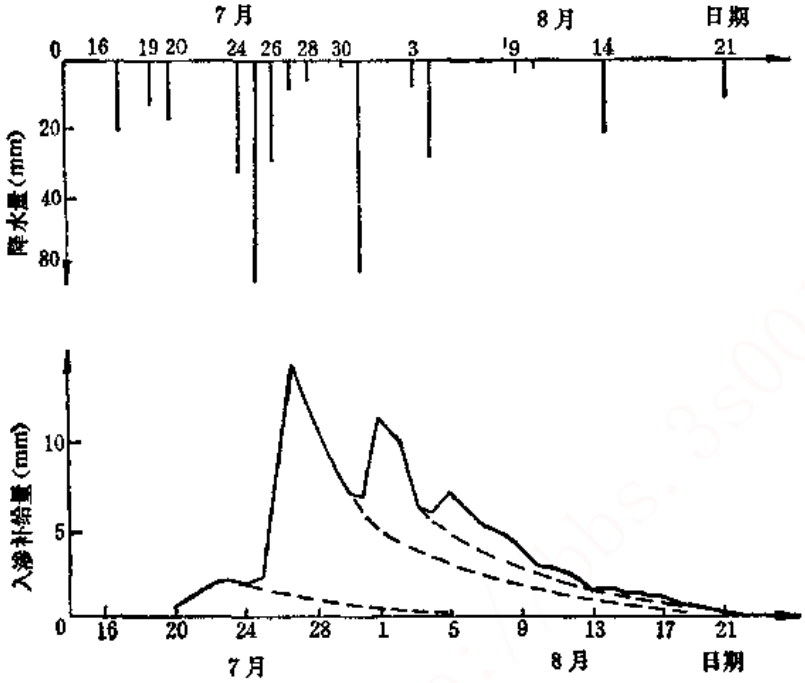


图 5-4 降水和入渗补给过程

入渗补给过程的滞后与雨前土壤含水量、地下水面的埋深有着明显的关系。观测资料表明：在实验条件下，当潜水面埋深较浅（$\leqslant$1.0m）时，降水入渗补给过程的滞后时间较短，一般不超过1～3天；当潜水面埋深较大（如大于2.5m）时，入渗补给的滞后时间往往长达24天以上。因此，对前一种情况，可直接寻找升幅Δh并用式（5-4）计算PG，不致产生大的误差；对后一种情况，若几次降水相隔时间较短，滞后作用往往使得前几次降水的升幅值明显偏小，后一场雨的升幅值则明显偏大。

关于雨前土层含水量对滞后的影响，总的规律是含水量越小，滞后越严重。

（五）包气带土壤全剖面水分总势能的增减

包气带土壤土水势的垂向分布和大小，决定着土壤水分运移的方式和速率，而土水势的增或减，又主要取决于土壤水的补排差。汉王试验站曾于1986年7月24日至8月24日用地中蒸渗仪的负压计观测逐日土水势，计算全剖面土水势的逐日增量$\Delta\Phi$，以及其累积值$\Sigma\Delta\Phi$，绘出累积土水势过程线；同时，根据逐日降水量P、地表径流RS、蒸发能力E_0（用以表示蒸散发）、入渗补给量PG的实测值，计算逐日土壤水的补排量差值ΔS：

$$\Delta S=P-RS-E_0-PG \qquad (5\text{-}5)$$

计算其累积值$\Sigma\Delta S$，也绘出过程线。通过两条过程线的对比可以发现：它们的变化趋势基本一致，表明土壤水分的总势能的变化主要取决于剖面上土壤水的补排差。当潜水面埋深

地信网论坛
BBS.3S001.COM

达到潜水蒸发的极限埋深以下时，土壤全剖面的总势能（各点的平均值）不再与潜水蒸发有关。

以上结论，揭示了土壤水分的能量平衡与水量平衡之间的紧密联系。由此可以推论：包气带土壤垂直剖面上降水（或灌溉）的入渗量与排水量之间出现差值，引起了土水势的增（补水量大于排水量）或减（补水量小于排水量），并进一步引起土水势垂向分布的变化。

降雨入渗补给量的大小和过程，正是受制于上述一系列因素。

二、降水入渗补给量及降水入渗补给系数

在有地下水位动态观测资料时，年的降雨入渗补给总量PG可以用式（5-4）求出各次降雨的入渗补给量$PG_{次}$后累积得到，即

$$PG=\Sigma PG_{次}=\Sigma\mu\Delta h_i \tag{5-6}$$

式中 Δh_i——第 i 次降水引起的潜水面最大升幅，若一年内有n次降水，则$i=1\sim n$。

但是许多流域或地区不具备上述资料，故在生产实践中大多采用降雨入渗补给系数的地区综合法估算无资料流域的地下水资源。

一次降雨的入渗补给系数$\alpha_{次}$为本次降雨所形成的入渗补给量$PG_{次}$与降雨量$P_{次}$之比，即

$$\alpha_{次}=\frac{PG_{次}}{P_{次}} \tag{5-7}$$

年的入渗补给系数$\alpha_{年}$为年入渗补给总量PG与年降水量P之比，即

$$\alpha_{年}=\frac{\Sigma PG_{次}}{\Sigma P_{次}}=\frac{PG}{P} \tag{5-8}$$

根据有资料流域分析的$\alpha_{年}$，以及同一水文分区内任一无资料流域的年降水量，就可以求出该流域的年入渗补给量PG。为了正确地使用这种方法，必须对入渗补给系数α的规律加以研究。

（一）α的影响因素

1.$\alpha_{次}$与雨前潜水面埋深Δ和次雨量的关系

在汉王试验站用地中蒸渗仪作如下试验：各次降雨之前控制一定的潜水面埋深，降雨入渗补给过程中不加控制和排泄，使潜水面自然回升，直至升到地面，以后的降雨全部转化为地表径流，分析$\alpha_{次}$与Δ的关系。由1986年6月至9月实际观测资料分析，得到如图5-5所示的$\alpha_{汛}$与Δ关系线($\alpha_{汛}$表示整个汛期几次洪水合在一起的计算值，其意义与$\alpha_{次}$相同)，它表示随着雨前潜水面控制深度由浅至深增加，$\alpha_{次}$由小逐渐增大，到某一最大值后，$\alpha_{次}$随着Δ的增大反面减小。这一最大的$\alpha_{次}$所对应的Δ，就是地下水最佳埋深。它意味着如能控制一个流域的雨前潜水面在最佳埋深处，则降水过程中能获得最多的地下水入渗补给量。

实测资料表明，在浅埋深（$\Delta<1$m）条件下，$\alpha_{次}$随着次降雨量的大小、雨前潜水面控制深度的不同而变化。中小雨量时，浅埋深条件下的$\alpha_{次}$较大；当次降雨量增加到一定量级以上时，$\alpha_{次}$又逐渐减小，而且最佳埋深点（$\alpha_{次}\sim\Delta$关系线上$\alpha_{次}$最大的点）也随着$P_{次}$和Δ而

地信网论坛
BBS.3S001.COM

变化。所以，在同一地区、同一岩性条件下，不同的次降雨量和雨前潜水面埋深，有不同的$\alpha_{次}$，它们可以相差几倍之多。

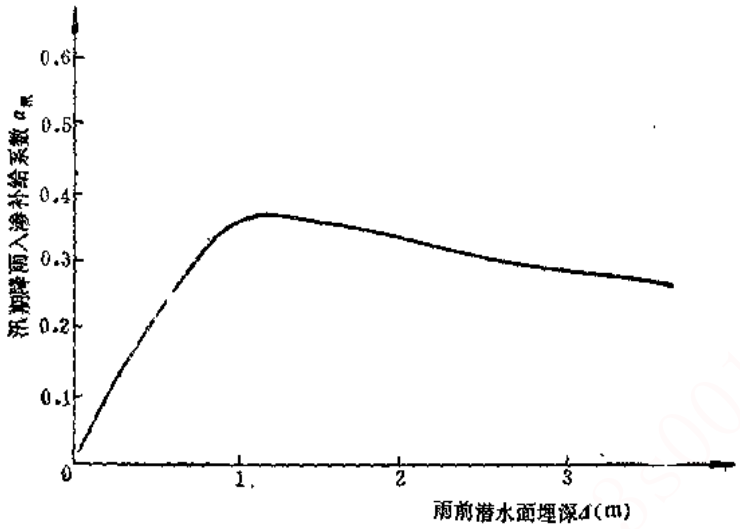


图 5-5 汉王试验站实测$\alpha_{汛}$～Δ关系

在大埋深条件下，根据现有的观测资料分析，当潜水面埋深增大到一定程度后，汛期的降雨入渗补给系数基本趋于稳定，即$\alpha_{汛}$～Δ关系线的尾部逐步趋向于水平。能足以说明这种现象本质的资料尚不多。根据河北省赵县18m竖井（潜水面埋深为17～21m）1985年和1986年连续进行的负压计观测资料，分析其总势能垂向剖面上的分布及变化，得到以下结果：在年降水量与年灌溉水量之和为700mm左右、土壤岩性为粉质亚沙土、亚沙土、亚粘土等交错结构的条件下，埋深3～6 m以下的土壤水分总势能基本上自上而下递减，水分运动方向单一向下，逐步由非稳定入渗演变为稳定入渗。

2.$\alpha_{次}$与雨前土层含水量的关系

在其它条件相同时，雨前土层含水量越大，$\alpha_{次}$也越大。尤其当潜水面埋深较大时，雨前土层含水量对$\alpha_{次}$的影响更为显著。故不同的气候（干燥、湿润）和灌溉制度，能通过土层的含水量来影响$\alpha_{次}$。

3.$\alpha_{次}$与地表径流的关系

观测资料表明，在相同的气候、降水量和雨前土壤含水量等条件下，地表径流量越大，$\alpha_{次}$越小。故地形、地貌等条件可以通过地表径流间接地影响降雨入渗补给系数。

$\alpha_{年}$的影响因素与$\alpha_{次}$的相同，它与年内各次降水量的大小和过程、雨前土层含水量和潜水面埋深、地表径流等有关，不同地区则又因气候和土壤岩性等因素而有不同的$\alpha_{年}$。

对上述规律可作如下解释：包气带土壤水分只有在大于田间持水量时才能产生重力水补给地下水。实际的土壤含水量垂向分布曲线表明，除了雨后短时间外，一年内的其余时间都处于亏水状态，土壤水分的分布趋势总是上小下大，地下水面处达到田间持水量。若令每一点的实际含水量θ与田间持水量$\theta_{田}$之差为亏水量，则在一个垂直剖面上的总亏水量

地信网论坛
BBS.3S001.COM

为 $W_{亏}=\int_0^{\Delta}(\theta_{田}-\theta)d\Delta$。$W_{亏}$随着埋深$\Delta$呈非线性变化。降水扣除雨期蒸发$E_{雨}$后首先满足亏水，余下的部分$W$即$(P-E_{雨}-W_{亏})$才是可入渗的水量。显然，在含水量情况相同时，可入渗水量随着埋深的增加（包气带厚度增大）而减小。另一方面，包气带的最大含水量即饱和含水量为θ_{0}，它与田间持水量$\theta_{田}$之差值，是可能接受补充水量的最大值$W_{允}$（即$\theta_{0}-\theta_{田}$），这部分允许补水量随着埋深的增加而增大，且呈线性关系。

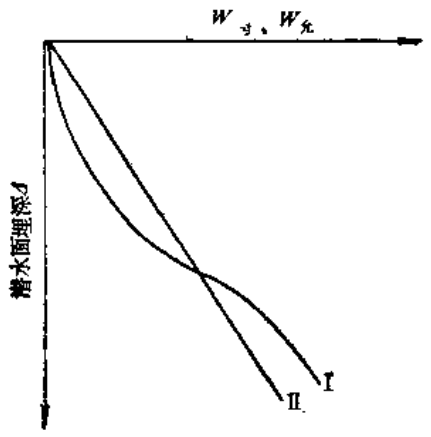


图 5-6 $W_{亏}$和$W_{允}$与Δ的关系
I—$W_{亏}$～Δ关系；II—$W_{允}$～Δ关系

图5-6是$W_{亏}$和$W_{允}$随Δ的变化曲线，在埋深较浅时，$W_{亏}$较小，故$W>W_{允}$，即有较多的雨水可以入渗补给，但受$W_{允}$的限制，多余的水变为地表径流；在某一埋深条件下，$W\fallingdotseq W_{允}$，此时即最佳埋深；埋深再继续增大，虽然土壤能接受较多的补充水，但降雨所能提供的可入渗水量$W<W_{允}$，也不能充分进行入渗补给。上述观点是否正确，还有待进一步探讨。

雨前土壤含水量通过对可入渗水量W间接影响α值。

（二）降水入渗补给系数的分析与综合

1.次降水入渗补给系数$\alpha_{次}$

由地下水位动态观测资料确定出各次降水造成的最大升幅Δh，即可用式（5-4）计算$PG_{次}$，并得到$\alpha_{次}$。由于地下水的开采，地下水位的观测资料已难于代表客观真实情况，故可以选取无开采及不受地表水体影响、且水平径流微弱的资料，分土壤岩性建立观测群孔的次降水升幅值Δh与次雨量的关系，为了考虑雨前土壤含水量的影响，可以用前期影响雨量P_{a}（其概念及计算方法已在《水文预报》中阐述）为参数。据山西省的研究，次降水的地下水面升幅Δh与$(P_{次}+P_{a})$有较好的线性关系，且在同一岩性情况下，Δh～$(P_{次}+P_{a})$关系随着雨前潜水面埋深呈有规律的变化。在埋深一定的条件下，上述关系的线性方程为

$$\Delta h=B(P_{次}+P_{a})-A \qquad (5\text{-}9)$$

式中 B、A——经验性参数。

令$P'=P_{次}+P_{a}$，并称为折算雨量，$P_{e}=\frac{A}{B}$，称为有效雨量，则上式可以写为

$$\Delta h=B(P'-P_{0}) \qquad (5\text{-}10)$$

有效雨量P_{0}表示Δh～P'关系线在P'轴上的截距，其物理意义是产生入渗补给的平均临界折算雨量。它随埋深Δ而变，其关系可用下述数学方程拟合[见图5-7(a)]：

$$P_{0}=\alpha\Delta^{\beta} \qquad (5\text{-}11)$$

式中 α、β——随土壤岩性而变的经验性参数，据山西省分析，有表5-3的结果。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 5-3　　α、β 经 验 数 值 表

岩　　性	α	β	岩　　性	α	β
粘　　土	5.721	0.163	粉 细 沙	5.086	0.170
亚 粘 土	2.202	0.278	中 粗 沙	3.279	0.206
亚 沙 土	4.072	0.196	砂 卵 石	3.658	0.230

参数B也与埋深Δ有关，在Δ为2～3 m以下时，B值随着Δ的增大而增大，在Δ为3 m左右时，B值达到最大，然后随着Δ的增大B值减小，如图5-7(b)所示。

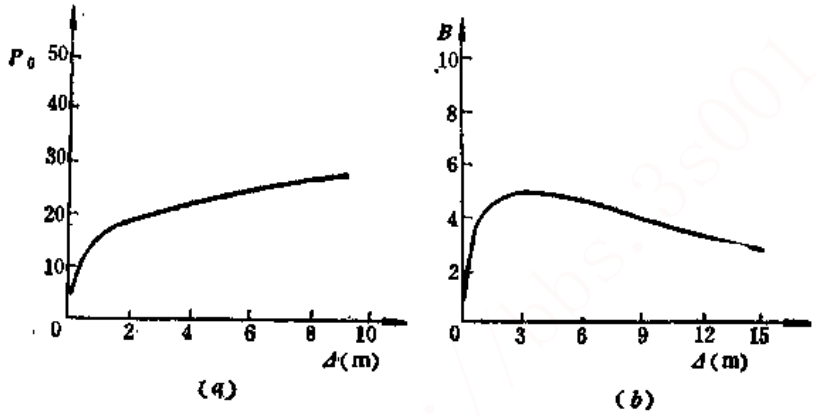


图 5-7　P_0、B与Δ的关系
(a)—P_0～Δ关系；(b)—B～Δ关系

B值与Δ的关系，可用下述数学式拟合：

$$B=a\Delta^{b}e^{-c\Delta} \tag{5-12}$$

式中　a、b、c——经验性参数，与土壤岩性有关。山西省的分析成果见表5-4；

e——自然对数的底。

表 5-4　　a、b、c 数 值 表

岩　　性	a	b	$c\times10^{-4}$	岩　　性	a	b	$c\times10^{-4}$
粘　　土	1.141	0.2746	1.023	粉 细 沙	1.577	0.1821	0.832
亚 粘 土	1.442	0.2092	0.902	中 粗 沙	0.2001	0.4073	1.196
亚 沙 土	0.4149	0.3425	0.962				

将式（5-12）、（5-11）代入式（5-10）后再代入式（5-4），即可得到次降雨入渗补给系数$\alpha_{次}$。以中粗沙为例，其给水度$\mu=0.149$；在表5-3和表5-4中选得相应的参数，故有

$$\alpha_{次}=0.02981\Delta^{0.4073}e^{-1.196\times10^{-4}\Delta}\left(1-\frac{3.279\Delta^{0.206}}{P_{次}}\right) \tag{5-13}$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

对各类岩性的土壤，均可获得如上述形式的经验公式。

2.年降雨入渗补给系数$\alpha_{年}$

在逐次降雨$\alpha_{次}$的基础上，求出逐次降雨的$PG_{次}$，即可得到全年的降雨入渗补给量PG。或者求出全年的地下水面累积升幅值$\Sigma\Delta h_i$，然后用它与μ相乘，也可得到全年的PG。再用式（5-8）计算年降雨入渗补给系数$\alpha_{年}$。

为便于应用，常按年雨量和土壤岩性加以综合。首先将年降水量分级，例如以100mm为档距，分为<250、250～350、350～450mm等几个级别，同量级年份的$\alpha_{年}$放在一起；然后再按岩性分类，得到一组组相同岩性、同级年雨量的$\alpha_{年}$的数据，对每一组数据进一步分析$\alpha_{年}$与汛期潜水面埋深的平均值$\overline{\Delta}$的关系，点绘$\alpha_{年}\sim\overline{\Delta}$关系。如山西省的关系如下：

$$\alpha_{年}=K\overline{\Delta}^{m}e^{-n\overline{\Delta}}+S(1-e^{-n\overline{\Delta}}) \qquad (5\text{-}14)$$

式中 K、S——经验性系数；

m、n——经验性指数。

经验性参数的大小，在一定的年雨量量级情况下，取决于土壤的岩性。如山西省分析得出当P为450～550mm时，对亚粘土，$K=0.097$、$m=2.140$、$n=0.768$、$S=0.072$。$\alpha_{年}\sim\overline{\Delta}$关系线的形状与图5-5相似。

对分析得到的各级年雨量、各种岩性土壤的$\alpha_{年}\sim\overline{\Delta}$关系，要进行合理性的分析论证。当出现不合理时，应协调平衡。通常的做法有以下几种：

（1）将同种岩性、不同年雨量的$\alpha_{年}\sim\overline{\Delta}$关系线绘在同一张图纸上，形成一组以年雨量为参数的关系线，即$\alpha_{年}\sim P\sim\overline{\Delta}$关系线。这簇曲线的特点是年雨量大的线位于上方，随着年雨量的减小，曲线位置依次下排，见图5-8(a)。

（2）将同级年雨量、不同岩性的$\alpha_{年}\sim\overline{\Delta}$关系线绘在同一张图纸上，形成一组以土壤岩性为参数的$\alpha_{年}\sim$岩性$\sim\overline{\Delta}$关系线。这簇曲线的特点是透水性强的土壤其关系线位于上方，随着透水性的降低，曲线的位置依次向下排列，见图5-8(b)。

（3）用实验流域进行校核。先确定一个资料条件较好的流域或区域，查用综合的$\alpha_{年}$值，求出历年的PG，再加上其它水量的收支资料，利用水量平衡原理计算历年的地下水位过程，与实测的地下水位过程比较，如误差在允许范围之内，表明$\alpha_{年}$的综合分析成果是合理的。

3.地区综合年入渗补给量及入渗补给系数

一个地区中的土壤岩性往往非均匀一致，推求整个地区的年降雨入渗补给量时，应在绘出土壤岩性分布图的基础上分别计算出各部分的PG，才能推算整个地区的PG。据山西省的研究，在区域范围较大时，整个地区的PG与年降水量P有良好的关系。

在图5-8(b)的基础上，以岩性分布面积为权重，获得各级年雨量时整个地区的综合$\alpha_{年}\sim\overline{\Delta}$关系线，并可获得$\alpha_{年}\sim P\sim\overline{\Delta}$关系线簇。

4.讨论

降雨入渗补给系数取决于Δh和μ两个因素。式（5-10）反映了Δh受岩性、雨前潜水

地信网论坛
BBS.3S001.COM

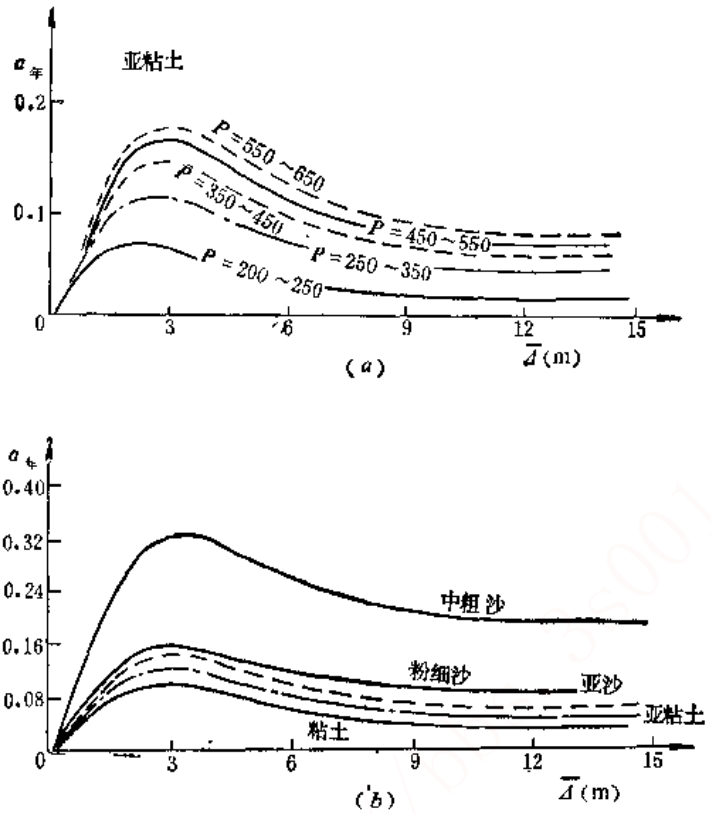


图 5-8 不同年雨量、不同岩性的$\alpha_{年}\sim\overline{\Delta}$关系线

(a)—$\alpha_{年}\sim P\sim\overline{\Delta}$关系；(b)—$\alpha_{年}\sim$岩性$\sim\overline{\Delta}$关系

面埋深、土壤含水量和降水量的影响。河北省还研究了雨强对Δh的影响，但影响作用不稳定。Δh除了有式（5-9）的线性数学模型外，还可用其它数学模型拟合，例如

$$\Delta h=K(P_{次}+P_{s})^{n} \qquad (5\text{-}15)$$

给水度μ的概念已在《地下水资源评价》中介绍，自50年代沿用至今的给水度概念，认为给水度即被水饱和的土体以流出的方式排给自由重力水的最大体积与该土体全体积之比。现在有些学者称它为原始给水度。原始给水度的大小主要取决于土壤岩性。实践证明，土壤给水度不仅与岩性有关，而且与土层的温度、气压变化以及潜水面以上土层的结构和厚度有密切关系。在潜水埋深较大的地区，普遍采用大面积实采法或抽水试验法确定潜水变幅带的土壤给水度μ。实践证明：在采用上述方法确定μ值时必须注意开采历时对μ值的影响，μ值一般总是随着开采历时的加长而增大。这主要是因为潜水面以上深厚土层的透气性差，地下水开采所形成的负气压势导致释水过程滞后的缘故。

因此，确定μ值应当十分慎重。

三、灌溉入渗补给

灌溉入渗补给和降雨入渗补给是相似的。灌溉水到达田间后将有一部分入渗补给地下水，这部分田间灌溉入渗补给地下水量与田间灌溉水量之比，称为灌溉回归系数β，即

$$\beta=\frac{IR}{I_{次}} \qquad (5\text{-}16)$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

式中 IR——田间灌溉入渗补给量，有些地方称为田间回归水量；

$I_{次}$——田间一次灌溉水量。

IR的计算也可用升幅法，即

$$IR=F\mu\Delta h \qquad (5\text{-}17)$$

式中 F——灌水面积；

Δh——灌溉入渗补给引起的地下水面最大升幅；

μ——给水度。

需要注意的是，IR是指田面上灌水的入渗，事实上灌溉过程中渠系的侧渗也会引起潜水面的上升，故在确定升幅Δh时应该对实测值加以修正，扣除侧渗影响的部分。

根据实际资料分析，可以获得β与灌水定额W、灌前潜水面埋深Δ的关系，其形式与次降雨的相似：在浅埋深时，β值随埋深的增大而增大，到达某一最大值后，β又随埋深的增大而减小。这种规律，在晋、京、津、冀、鲁、豫等地均已为实际资料分析成果所证实。图5-9是山西省的分析成果，反映出不同岩性土壤时β与W、Δ的关系。图上的关系线没有画全，缺少小埋深条件下的关系线段。

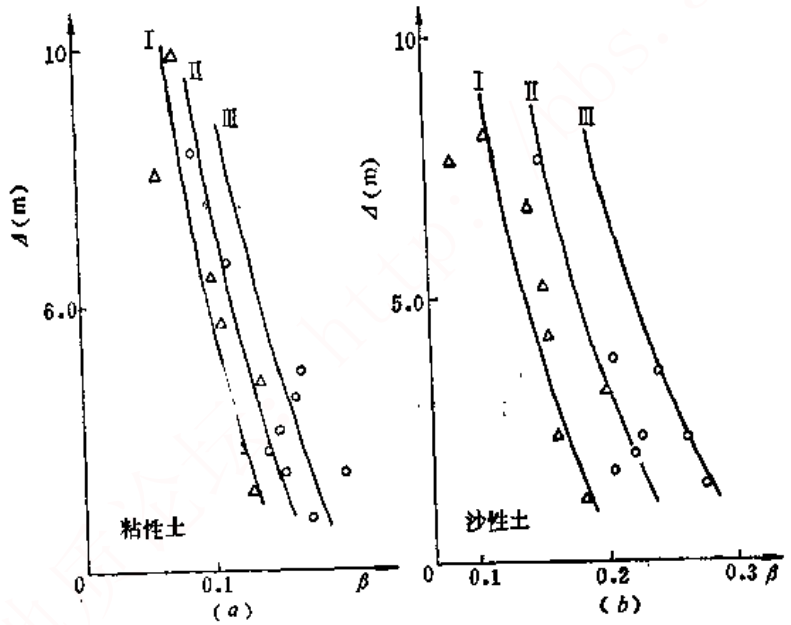


图 5-9 山西省$\beta\sim W\sim\Delta$关系线

(a)粘性土；(b)沙性土

I—$W=40\sim70m^3$；II—$W=70\sim100m^3$；III—$W=100\sim150m^3$

第三节 地下径流过程的分析

一、河水与地下水的水力联系

河水与地下水的水力联系有以下三种类型：

1.地下水位高于河水位，地下水补给河水为主

流域内的地下水位一直处于较高的状态，无论是汛期或者枯期，总是地下水补给河

地信网论坛
BBS.3S001.COM

水。当然，在洪水期间，河水的涨率比地下水的大，在近岸地带也发生局部的河水补给地下水现象，但范围不大，且历时不长，故总的趋势是地下水补给河水。

2.河水和地下水互相补给

在汛期初或久旱不雨期间，河水位低于地下水位；汛期的河水位在一段时间内高于地下水位；到汛期以后，因地下水在汛期得到比较充裕的补充，且消退缓慢，而河水则消退较快，地下水位又高于河水位。因此，在一年之中或多年期间，两者之间的补给关系不固定。

3.河水位高于地下水位，河水补给地下水为主

在河床很高、沿河两岸地区相对较低的情况下，地下水在汛期得到充分补给后，其水位仍然低于河水位，呈现出以河水侧渗形式补给地下水的水力联系类型。这种情况在我国北方地区较多。

山丘区流域大都属于第一种类型，平原地区则三种类型都有。

凡地下水补给河水的部分，就是河流的地下径流，故估算地下水转化为河川径流的核心，就是在出口断面流量过程线上将地下径流过程客观地划分出来。

二、山丘区流量过程线的分割

在河川径流过程线上分割出地下径流过程，其目的是推求全年的地下径流量。逐年的地下径流量组成样本系列，即可进行频率计算。这就是山丘区地下水资源的水文估算法。

（一）枯季最小流量和保证流量平割法

在第六章中将比较详细地阐述枯水径流的涵义，为简便起见，假定全年中地下水对河川径流的补给强度不变，即地下径流流量保持不变，则可以用水平分割法在全年的流量过程线上划分出地下径流过程。

1.最小流量平割法

以某一最小流量作为稳定不变的地下径流流量，在全年的河川径流流量过程线上画一条水平线，在此线以下为地下径流，此线的上方为地表径流。

最小日平均流量受人为的影响很大，特别是小流域，其相对误差有时极其惊人。例如松花江流域汤旺河晨明站1955年刊布的最小日平均流量为0.074m^3/s，而该日的实测值却是0.8m^3/s，相差10倍之多，其原因是冰期的测流资料整编方法不合理。实践中很少用最小日平均流量平割法。

最小月平均流量的偶然误差要比上者小得多。但要注意的是，时段较长时，时段内的降水可能产生地表径流汇入河道。据福建省对代表站24年资料的分析，最小月平均流量与当月的降水量关系不大；但另外一些地区，当月的降水量明显地影响径流量的大小。所以，选用多长时段的最小流量作为地下径流的指标，需要具体分析。

北方地区，降水量少且集中在短期内，汛后的退水段流量起伏小且较稳定，考虑到山区流域面积不大时，汛期所形成的地表径流到汛末已全部消退，枯期几个月的平均流量可以反映地下径流量的大小，全年可按此流量进行水平分割。因为丰、平、枯各种年份其地下径流量占年径流量的比例是不同的，往往是枯水年的比例大、丰水年的比例小，在特枯年，河川径流几乎全部由地下水补给，所以在特枯年，可用最小8个月的平均流量平割，

地信网论坛
BBS.35001.COM

丰水年则用最小3个月平均流量去平割。

2.保证流量平割法

流量历时曲线或流量保证率曲线的下部，是枯水径流的反映。地下径流有比较稳定的特性，使流量保证率曲线的下部坡度较平缓，可以认为曲线开始平缓的流量，就是最大的地下径流流量，比它小的流量也都是由地下水补充的。故用一定的保证流量（在日流量历时曲线上相应于某个历时的流量）平割也是常用方法。如浙江省用270天保证流量平割；日本把355天保证流量（不断流）称为干旱季流量，用于水平分割地下径流。流量历时曲线的概念见第六章。

（二）斜线分割

在《水文预报》中讨论了一次洪水过程中用斜线分割法推求地下径流量的原理和步骤。是利用标准退水曲线或其它退水方案寻找洪水过程退水段上的地表径流停止点，再从洪水起涨点向地表径流停止点引一条斜线，把流量过程线分为地表和地下径流过程两个部分。这种方法有一个显著的特点：假定地下径流流量的涨洪段，流量的增长是均匀的。这对于一次孤立洪水过程是近似成立的，但对连续洪水过程，地下径流过程也应该产生相应的起伏，不能简单地从第一次洪水的起涨点向最后一次洪水的地表径流停止点引一条斜线进行分割。为此，提出以下改进的方法：

（1）设有逐年的日平均流量过程线，先选取孤立洪水资料绘制流域综合退水曲线，并分析地表径流停止点的流量Q_B与其它洪水要素的关系，例如与洪峰流量Q_M的关系，如图5-10所示。

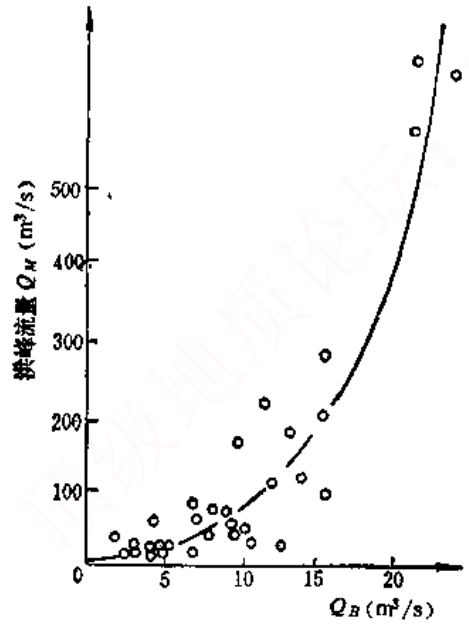


图 5-10　涡河亳县站Q_B～Q_M相关图

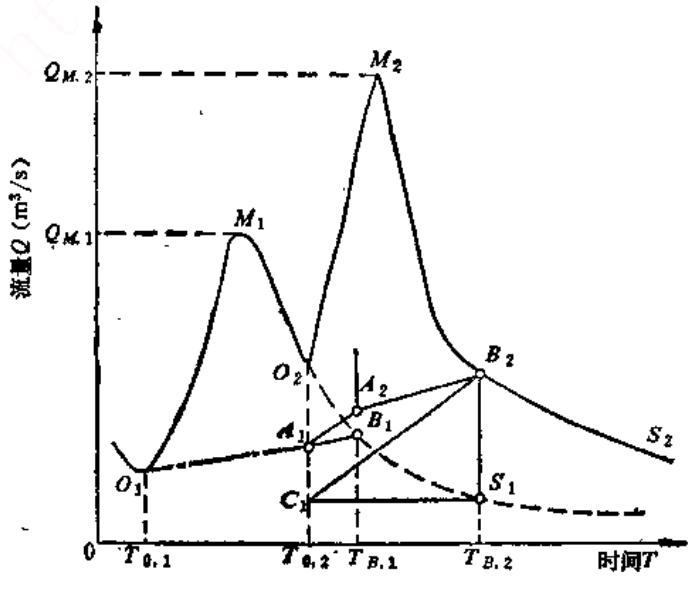


图 5-11　连续洪水斜线分割地下径流图

（2）利用上述关系和流域综合退水曲线，将连续洪水分割成一次次单一的洪水过程，如图5-11中，把连续洪水分割成$O_1M_1S_1$和$O_2M_2S_2$两次洪水过程。O_2S_1为第一次洪水的退水曲线段，由流域综合标准退水曲线绘出。

地信网论坛
BBS.35001.COM

（3）根据两次洪水的洪峰流量$Q_{M,1}$和$Q_{M,2}$，查图5-10，得到相应的地表径流停止点流量$Q_{B,1}$和$Q_{B,2}$，在流量过程线上确定B_1和B_2两点，表示两次单一洪水在如果没有后续叠加洪水时的地表径流停止点。它们所对应的时间分别为$T_{B,1}$和$T_{B,2}$。

（4）由第一次洪水的起涨点O_1向B_1点连一斜线O_1B_1，得第一次洪水的地下径流过程。第二次洪水的地下径流分割线不能简单地由B_1点向B_2点连线而成，因为第二次洪水的地表径流从$T_{O,2}$时刻起涨，地下径流也从这一时刻开始在第一次洪水地下径流的基础上再上涨，故不仅要考虑到第二次洪水的地下径流应从$T_{O,2}$时刻产生，且要注意$T_{O,2}$至$T_{B,1}$时段内有两次洪水的地下径流相叠加。在$T_{B,2}$时刻，第一次洪水退水过程线上对应的点为S_1，由S_1点作水平线，至$T_{O,2}$时刻相应的点为C_1，连C_1B_2，作为辅助线，然后由O_1B_1线上的$T_{O,2}$时刻的A_1点开始，作C_1B_2线的平行线直到$T_{B,1}$时刻止，得到A_2点，再由A_2点向B_2点连一斜的直线。这样，两次连续洪水的地下径流过程为$O_1A_1A_2B_2S_2$，这条分割线以下的部分就是地下径流部分。

如果有许多次洪水连续发生，按相同的方法分割。对年内各次洪水分割后，就得到全年的地下径流过程。

不少实践表明，用斜线分割法求得的年地下径流量RG与年径流量之间有一定的规律。令RG与年径流量R之比为α，即

$$\alpha=\frac{RG}{R} \tag{5-18}$$

α实际上是地下径流比例系数，在平原地区，还常称为重复水量系数。据分析，山区的α值可以进行地区综合，有较高的实用价值，可用于估算无资料山区流域的地下水资源。但需要说明的是，用上述分割法推求北方地区的地下水资源时，应把枯水期径流和岸冰流冰消失以前的河川径流量都划归为地下径流，再对春季融雪期、夏季雨洪期的流量过程进行分割，如图5-12所示，其目的是把消冰水也计入地下水资源之中。

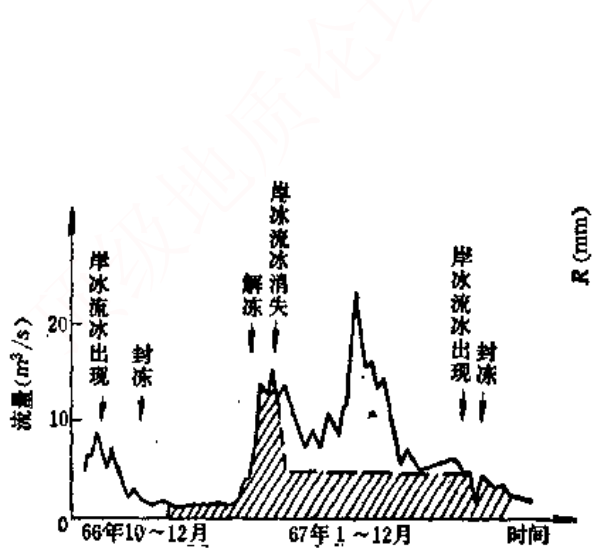


图 5-12　内蒙古外沟门子站逐日平均流量过程

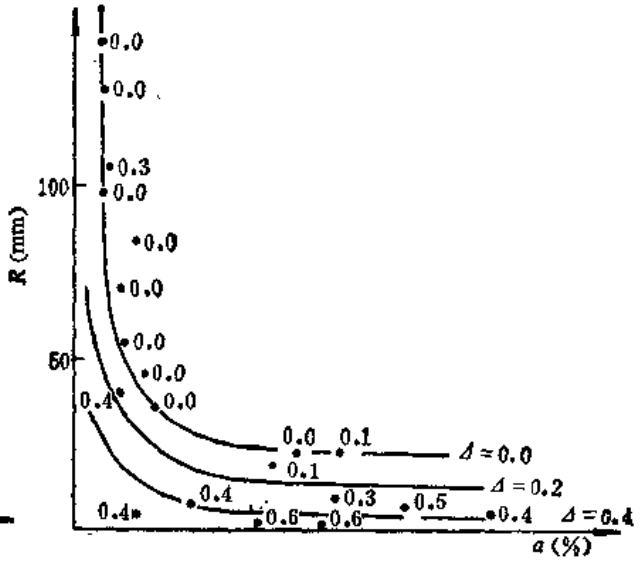


图 5-13　五道沟次洪水$R\sim\alpha\sim\Delta$关系图

地信网论坛
BBS.3S001.COM

三、平原地区流量过程的分割

在平原地区●，重复水量系数α与河川径流R、地下水的埋深Δ有关。图5-13为五道沟试验区实测资料分析成果，表明在埋深相同时，α随着R的增大而减小；在R相同的情况下，α随着Δ的增大而减小。地下水埋深Δ实际上是反映地下水与河水之间水力联系的一项指标。Δ一定时，洪水期间河水流量大，水位高，地下水向河流流动的水面坡降小，地下径流流量小，当潜水坡降减小到一定的临界值时，地下水不再补给河流。如上述五道沟的资料表明，当Δ大于0.6m时，地下径流的流量接近于零，因为此时地下水虽然具有流向河道的正比降，但其平均比降已减小到6.6‰以下，已不能流动补给河道。当然，各个流域的临界埋深和比降因地形、岩性等条件而异。反之，当地下水具有负的比降时，便发生河水补给地下水的现象。所以，在平原地区，分割地下径流时必须考虑河水和地下水的水力联系情况。

（一）河北省法

河北省水文总站提出综合考虑河水位和地下水位之间的关系来分割平原地区的流量过程线，该法简称河北省法。

1.基本原理

流域地下水补给河道流量的大小，取决于河水位和地下水的水力比降。根据达西定律，可写出地下蓄水层向河道流动的单宽流量公式如下：

$$q=Khi \tag{5-19}$$

式中 K——渗透系数，或称水力传导率，m/s；

h——河水深，表示单宽过水断面的大小，m；

i——平均的潜水水力比降。

i用下式计算：

$$i=\Delta h/L \tag{5-20}$$

式中 Δh——河道对地下水的影响距离L处的地下水位与河水位之差，m；

L——河道对地下水的影响距离，m。

以上各项符号的物理意义见图5-14。

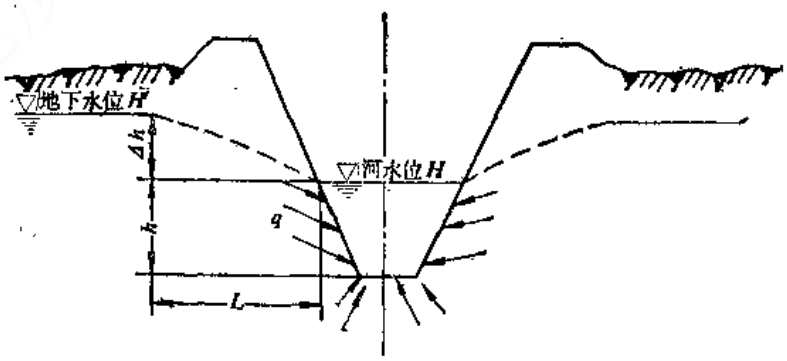


图 5-14 单宽流量公式各项物理意义示意图

● 水网圩区情况特殊，另作讨论。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

将式（5-20）代入式（5-19），得到

$$q=Kh\frac{\Delta h}{L} \qquad (5\text{-}21)$$

对任一时刻，只要知道地下水位H'、河水位H、河道影响地下水的水平距离L，再选用合适的K值，就可以计算出该时刻的q值。将q值与河段长度相乘，就是这一河段一侧地下水对河道的补给流量。

2.地下径流过程的推求

实际上，在一次洪水过程中，H'和H都在不断变化，并使得与它们有关的h、L、K都随之而变化，故不可能用式（5-21）直接计算出一次洪水过程中的地下径流过程，只能结合实测的河川径流过程间接地推求。

假定各级干、支流的L均相同，流域内水文地质条件均衡，各处的K值也相等，而且还假定它们都不随时间变化，则q的大小仅取决于Δh和h两个要素，即

$$q=f(\Delta h\times h) \qquad (5\text{-}22)$$

并可推知，当$\Delta h\times h$为最大的时刻，肯定就是地下径流流量的洪峰出现时刻。根据这一推论，在流量过程线图上，绘出相应的$\Delta h\times h$值过程线，在每次洪水过程中，出现$\Delta h\times h$最大的时刻，就是地下径流洪峰流量QG_m出现的时刻t_m，见图5-15。

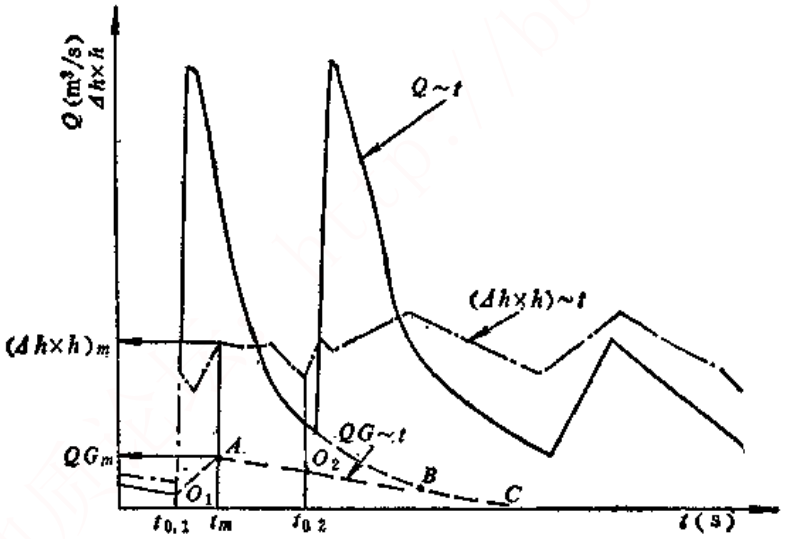


图 5-15　河北省法示意图

河北省法的具体操作步骤如下：

（1）根据$\Delta h\times h$过程线的涨落情况，确定各次洪水过程中的QG_m出现的时刻t_m；

（2）将连续洪水分割成各次单一洪水，方法同前；

（3）寻找地表径流停止点B，由B点向左延长退水曲线，如图5-15中的BO_2A线，交$t=t_m$线于A点，它所对应的流量就是地下径流的洪峰流量QG_m，曲线AO_2BC即地下径流的退水过程部分；

（4）从图上还可看到，$\Delta h\times h$之值急剧增大的起始时刻恰好与河川径流起涨时刻吻合，故对第一次洪水而言，可以从起涨点O_1向A点连一直线O_1A，它就是地下径流过程

地信网论坛
BBS.35001.COM

的涨水段。曲线O_1ABC即为第一次洪水过程的地下径流过程；

（5）对以后的各次连续洪水，如再把河川径流的起涨点作为地下径流的起涨点，显然会出现不合理的地方，使前后相邻的两次洪水其地下径流过程无法连接。为此，也利用$\Delta h \times h$过程确定：图上的$\Delta h \times h$值在$t_{o'_2}$时刻较小，从此开始，又增大得比较快，且与河川径流的起涨相应，故认为$t_{o'_2}$时刻就是第二次洪水的地下径流起涨时刻，在上一次洪水的地下径流过程线ABC上得到相应的O_2点，作为后一次洪水的地下径流过程线起涨点。然后，即可按上述相同的方法绘出后一次洪水的地下径流过程。

（二）洪峰时刻起涨法

上述方法的优点在于确定QC_m时考虑到地下水与河水的水力联系，但没有计及河岸调节作用的影响。一般说来，河水位的涨落率大于地下水位的涨落率，因而涨洪期间的河水位往往高于同时刻河道两岸的地下水位，此时出现的水力联系是河水补给地下水，这种河水对地下水流动的“顶托”以致对地下水的“倒灌”作用，使地下水在此期间无法向河道作水平排泄。所以，在河岸调节作用较强时，地下径流的起涨时刻不会出现在河水的涨水时期，只有当河水的洪峰出现后，水位逐渐降低，并低于两岸的地下水位以后，地下水才有可能向河道流动排泄。从以上观点出发，结合考虑简单方便的原则，将地下径流起涨时刻确定为河水的洪峰出现时刻，如图5-16所示，其余步骤同前。

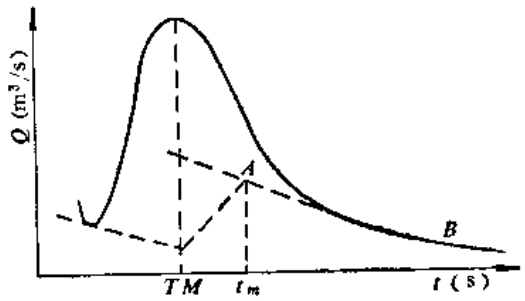


图 5-16　洪峰时刻起涨法

河北省法和洪峰时刻起涨法都必须有地下水位的逐日观测资料，这一条件大大限制了它们在生产实践中的推广应用。

四、经验公式

平原地区的地下径流与地下水的埋深Δ、地下水位与河水位之差h等有关，有些地区可以建立经验关系，直接计算地下径流量RG，如江苏省徐州地区水文站根据南四湖地区的资料，分析出以下的经验公式：

$$RG = Ah^n e^{-\beta\bar{\Delta}} \qquad (5\text{-}23)$$

式中　A、n、β——经验性参数，由实际资料分析得出；

$\bar{\Delta}$——流域平均地下水埋深；

e——自然对数的底。

其余符号的意义同前。据分析，该地区的经验参数与潜水蒸发强度有关，从洪水起涨至洪峰后1天左右，潜水蒸发强度较小，上式中的A、n和β分别依次为4.97、0.15和3.14；洪峰出现1天以后，依次变为4.40、0.10和3.607。

有的地区，经验公式的形式更为简单，如英国的泰晤士河管理局分析得莱蓬河肖伍站流域的河川基流与流域平均地下水位有良好的相关关系，从而可直接建立它们的相关图。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

将逐时段的参数代入经验公式中去，即得到全年的地下径流过程。

在无资料情况下，可以移用相似流域的重复水量系数α。从有资料流域分析得到的多年平均年重复水量系数，在区域水资源评价中应用得十分广泛。

第四节　河渠渗漏及其对地下水的补给

根据河水位、地下水位和河底高程的相互关系，河水与地下水之间的补排可分为自由渗漏型和侧向补给型。地下水位低于河底高程时称为自由渗漏型；地下水位季节性高于河底高程、河水与地下水有相互补排关系的属于侧向补给型。后者又分外侧渗和内侧渗两种：当河水位高于地下水位时，河水补给地下水，称为外侧渗；当河水位低于地下水位时，地下水补给河水，称为内侧渗。有关这方面的研究成果尚不多，本节主要介绍山西省关于自由渗漏型补给的实验研究成果。

间歇性河道地下水埋深较大（大于毛管持水高度）的河段，其河渠渗漏过程大体分为三个阶段：在过水初期，主要是垂向的自由入渗，如果河道属宽浅型，水边的侧渗可以忽略；随着过水时间的增长，包气带土壤含水量达到田间持水量，潜水面上升，埋深减小到毛管持水高度以内，这一阶段的下渗率减小，达到稳定入渗率；如过水时间继续延长，包气带达到饱和，即潜水面上升到河底，此时的入渗成为顶托入渗，入渗率变为渗透系数；河渠的侧渗量占的比重将加大，但整个河段仍以垂向的渗流为主。

河渠渗漏的影响因素主要有土壤岩性、河渠中的流量、河水位与地下水位之差、包气带前期含水量、河渠过水历时和季节等。在不同的渗漏阶段，它们所起的作用是不相同的。

一、松散层河道渗漏的线性模型

（一）基本概念

在均质河床、地下水埋深一致、棱柱形的河段，上游入流断面的流量为Q_s，下游出流断面的流量为Q_L，则上下游断面流量之间的关系可概化为线性模型，即

$$Q_L=aQ_s+b \tag{5-24}$$

式中　a、b——经验性参数。

为$Q_L=0$时，$Q_s=-\frac{b}{a}$，因为$b<0$，故Q_s的绝对值$\left(\frac{|b|}{a}\right)$表示某个最小流量，上游断面的入流流量如小于它，将全部被渗漏掉，没有水量能到达下游断面。

由上式可以推知，上下游断面的流量差即为在河段中沿河长均匀渗漏损失的流量，可以用下式计算：

$$\Delta Q=Q_s-Q_L=(1-a)Q_s-b \tag{5-25}$$

参数a和b综合反映了流量、岩性、河水位与地下水水位差等因素的影响。

生产实践中常用公里损失率φ作为指标，它是指1km河段的渗漏损失流量与入流断面流量之比，即

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$\varphi=\frac{\Delta Q}{Q_{入}}=\frac{Q_{入}\sim Q_{出}}{Q_{入}}=1-\frac{Q_{出}}{Q_{入}} \tag{5-26}$$

式中 $Q_{入}$、$Q_{出}$——分别为1km河段上断面入流和下断面出流的流量。

如果从上断面开始，以步长为1km，将河段连续向下游划分为L段，每一个分段处其流量分别为$Q_1,Q_2,\cdots,Q_{L-1}$，则从每公里渗漏损失流量相等的假定条件出发，得到

$$\frac{Q_1}{Q_0}=\frac{Q_2}{Q_1}=\frac{Q_3}{Q_2}=\cdots\cdots=\frac{Q_L}{Q_{L-1}} \tag{5-27}$$

式(5-26)可变形为

$$\frac{Q_{出}}{Q_{入}}=1-\varphi \tag{5-28}$$

因沿程的渗漏损失率保持不变，故对每公里的小河段，同样满足上式的条件，即$\frac{Q_1}{Q_0}=1-\varphi$，$\frac{Q_2}{Q_1}=1-\varphi$，…，所以

$$\frac{Q_1}{Q_0}=\frac{Q_2}{Q_1}=\cdots\cdots=\frac{Q_L}{Q_{L-1}}=1-\varphi \tag{5-29}$$

上式表示$Q_0,Q_1,Q_2,\cdots\cdots,Q_L$为一等比级数，公比为$(1-\varphi)$。根据这一性质，可得到

$$Q_L=Q_0(1-\varphi)^L \tag{5-30}$$

经过变换，得到

$$\varphi=1-\left(\frac{Q_L}{Q_0}\right)^{\frac{1}{L}} \tag{5-31}$$

将式(5-24)代入上式，得到

$$\varphi=1-\left(a+\frac{b}{Q_0}\right)^{\frac{1}{L}}=1-a^{\frac{1}{L}}\left(1+\frac{b}{aQ_0}\right)^{\frac{1}{L}} \tag{5-32}$$

上式表示只要分析得a、b，已知Q_0和L，就能得到φ，进一步可得到损失流量。

如将上式中的$\left(1-\frac{b}{aQ_0}\right)^{\frac{1}{L}}$用级数展开，即

$$\begin{aligned}\left(1+\frac{b}{aQ_0}\right)^{\frac{1}{L}}=1&+\frac{1}{L}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)+\frac{1-L}{L\cdot 2L}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)^2\\&+\frac{(1-L)(1-2L)}{L\cdot 2L\cdot 3L}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)^3+\cdots\cdots=1\\&+\frac{1}{L}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)+\frac{1-L}{2L^2}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)^2\\&+\frac{(1-L)(1-2L)}{6L^3}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)^3+\cdots\cdots\end{aligned} \tag{5-33}$$

当$L\gg 1$时，近似地有$(1-L)\approx -L$；$(1-2L)\approx -2L$，代入上式，得到

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$\left(1+\frac{b}{aQ_0}\right)^{\frac{1}{L}}=1+\frac{1}{L}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)-\frac{1}{2L}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)^2+\frac{1}{3L}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)^3-\cdots \qquad (5\text{-}34)$$

将上式代入式（5-32），得到

$$\varphi=1-a^{\frac{1}{L}}\left[1+\frac{1}{L}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)-\frac{1}{2L}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)^2+\frac{1}{3L}\left(\frac{b}{aQ_0}\right)^3-\cdots\right] \qquad (5\text{-}35)$$

在级数展开中，当$\frac{aQ_0}{b}>5$时，可只取前两项；当$\frac{aQ_0}{b}<5$时，取前三项，这样均能保证因截去级数的高阶项而引起的相对误差在5%以内。

（二）模型参数的综合

上述模型中的参数仅有a和b。分析时首先选取资料条件较好、能反映岩性和地下水埋深等情况的一些河段（可在同条河上选定），分别建立如式（5-24）的模型，经过协调，得到一组组的a、b值。

用式（5-35）计算各河段的φ与Q_0的关系，如果能用$\varphi=\frac{C}{Q_0}+D$的数学式拟合，则分析参数C、D与渗透系数K、河水位与地下水位差ΔH等因素的关系，建立C、D与这些影响因素的相关关系，进行地区综合。实际上即a、b与这些影响因素之间的相关关系。

【例 5-1】 山西省御河孤山至艾庄河段渗漏损失率φ的分析。

河段的测流断面及选取的分析河段如图5-17所示。经分析，各河段的参数a和b与河段长度L有关，为便于综合，消除其影响，将a和b转化为$\frac{b}{L}$和$\frac{b}{aL}$两个参数。然后用式（5-35）计算φ值并点绘$\varphi\sim\frac{1}{Q_0}$的相关图，关系良好，得到相应的参数C和D。以上各数据见表5-5。

表 5-5　　山西省御河孤山—艾庄段渗漏参数

河段	L (km)	$Q_L=aQ_0+b$(m³/s)				$\varphi=C/Q_0+D$		K	ΔH (m)	$K\Delta H$	Q_0的范围 (m³/s)
		a	b	b/L	b/aL	C	D				
孤山—艾庄	25.1	0.697	1.742	0.0694	0.0996	11.50	1.38	11.8	3.55	41.9	>7
孤山—古店	5.25	0.798	1.090	0.208	0.260	26.11	4.20	19.3	7.15	138	>5
孤山—东大桥	15.0	0.718	1.508	0.1005	0.140	15.25	2.18	15.4	5.13	79.0	>6
古店—东大桥	9.75	0.850	0.578	0.0593	0.0697	14.15	1.70	13.3	4.05	53.9	>3
东大桥—艾庄	10.1	0.930	0.279	0.0276	0.0297	2.87	0.79	6.35	1.18	7.49	>2

经分析，b/L、b/aL、C和D，都与岩性（用渗透系数K反映）、河水与地下水的水位差ΔH有着良好的相关关系，故以$K\cdot\Delta H$作为综合参数，建立$b/L\sim K\Delta H$和$b/aL\sim K\Delta H$两个相关关系，如图5-18所示。如将河北省的有关资料分析点据同时点绘到这张图上，也符合相同的规律，说明这一关系具有一定的普遍意义。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

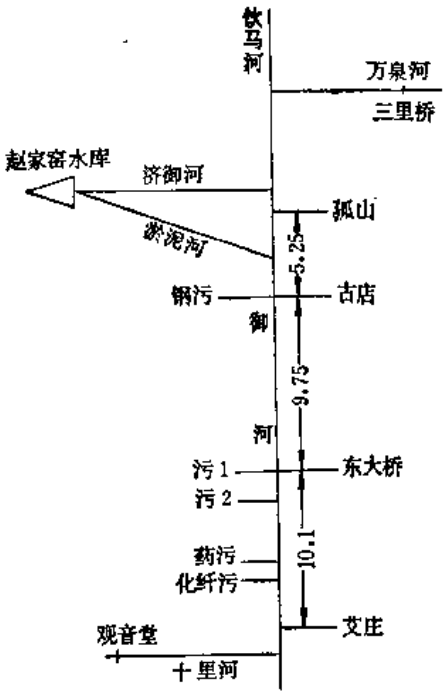


图 5-17　山西省御河孤山—艾庄段测站示意图

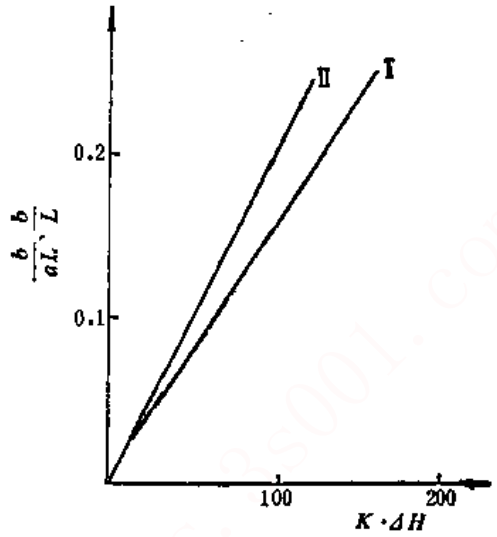


图 5-18　$\frac{b}{L}\sim K\Delta H$ 和 $\frac{b}{aL}\sim K\Delta H$ 关系图
(Ⅰ)—$\frac{b}{L}\sim K\Delta H$ 关系；(Ⅱ)—$\frac{b}{aT}\sim K\Delta H$ 关系

（三）模型的应用

根据当地的岩性和地下水埋深等条件，查图5-18，得$\frac{b}{L}$和$\frac{b}{aL}$，再由渗漏河段的长度L，计算得模型参数a、b，将它们和Q_0一起代入式（5-35），即可得到公里损失率φ，则河段的损失流量为

$$\Delta Q=Q_0[1-(1-\varphi)^L] \qquad (5\text{-}36)$$

或者用下式计算：

$$\Delta Q=(1-a)Q_0+b \qquad (5\text{-}37)$$

二、河渠渗漏的经验公式

有的地区可建立公里损失率φ与主要影响因素之间的经验关系，其一般形式为

$$\varphi=aK\left(\frac{\Delta}{W_0}\right)^{\beta} \qquad (5\text{-}38)$$

式中　Δ——河渠两岸的平均地下水埋深，m；

W_0——渗漏河段上断面来水量，亿m³；

K——渗透系数；

a、β——经验参数。

通过对实测河段流量、水面蒸发损失水量等资料的分析，建立公里损失水量与$\frac{\Delta}{W_0}$的

地信网论坛
BBS.3S001.COM

关系，反求α、β与K值。

三、河渠渗漏补给地下水量

以上求得的河渠渗漏量中，一部分补充包气带的缺水量，一部分耗于河道水面蒸发、浸润带陆面蒸发，其余部分才补给地下水。故河道渗漏补给地下水的水量应该是渗漏水量与某一补给系数之积，即

$$Q_{渗,补}=\gamma\Delta Q \qquad (5\text{-}39)$$

式中 $Q_{渗,补}$——河渠渗漏补给地下水的水量；

γ——河渠渗漏补给地下水量系数，$\gamma<1$；

ΔQ——河渠渗漏损失水量。

有关这方面的研究成果尚少，据山西省御河试验河段的分析，γ约为0.48左右。

第五节 山前侧渗和河道侧渗

一、山前侧渗

山前侧渗即山区侧向潜流，是指山区从降雨入渗补给所获得的地下水中有一部分通过地下浅层直接流入山前平原区，转化为平原区地下水的水流。山区侧向潜流量对山区而言是地下水的排泄项，对山前平原区则是地下水的补给项，并常称为山前侧向补给量。

山区侧向潜流量$UG_{侧}$用达西公式计算，即

$$UG_{侧}=KBMIT \qquad (5\text{-}40)$$

式中 $UG_{侧}$——山区侧向潜流量，万m³；

K——含水层渗透系数，m/d；

B——计算断面的宽度，m；

M——含水层厚度，m；

I——垂直于断面的地下水力坡度，‰；

T——时段长，d。

渗透系数K与岩性有关，需要通过试验确定或者取用合理的数值。其余的参数都要通过井孔观测确定。这种方法只有在少数资料条件较好或在试验条件下才能应用。

据山西省的分析，山前侧渗不仅与当年山区的降水量有关，而且与以前的降水量有关，还与当年的河川基流量有关。例如山西的御河，经过对实测资料的分析，得到如下的经验公式：

$$UG_{侧,t}=1986.9+2.833P_t+2.155P_{t-1}+1.748P_{t-2}+61.316RG_t \qquad (5\text{-}41)$$

式中 $UG_{侧,t}$——t年的山前侧渗量；

P_t、P_{t-1}、P_{t-2}——分别为t年、t的前一年、t的前二年的降水量；

RG_t——t年的基流量。

在山西省的十里河、口泉河均分析出类似的经验公式，但当年的基流RG_t在公式中所占的权重比较小。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

由逐年的$UG_{侧}$，就可分析其年际变化。根据上述三条河流多年山前侧排量的分析，御河的CV为0.40，十里河和口泉河的CV值均为0.06。而这三条河基流的CV值则分别为0.50、0.56和0.62。可见山前侧排量的年际变化较基流量的CV值要小，但其CS/CV值却比基流量的要大。

二、河道侧渗

北方有些河道因淤积严重，河床不断抬高，成为“悬河”，其横断面形成如图5-19所示的形状，出现外侧渗补给。



图 5-19 “悬河”横断面示意图

由于河水位高于两岸的地下水位，部分河川径流以渗流的方式向两岸的地下水转化。这部分水量称为河道的侧渗补给量。

河道的侧渗量$W_{侧}$可用达西公式计算，其原理与式（5-40）相同。其中的B即计算河段的长度（河道的一侧渗漏补给量）；K值可根据土壤岩性厚度分布加权平均确定，如沿河长方向土壤岩性有变化，则分段取用不同的K值。据河北省分析，河水深h对内侧渗、外侧渗均有影响，可建立φ与$I\cdot h$的经验关系（I为水力坡度）。同样，$W_{侧}$与补给系数之积才是对地下水的补给量。

第六节 潜 水 蒸 发

潜水蒸发EG是浅层地下水的重要消耗途径，其实质是地下水向土壤水和大气水的转化。这一部分水应该属于地下水资源。在农田种植农作物的条件下，潜水蒸发量中的相当大一部分补给包气带土壤水分，被农作物根系吸收，再经过叶面蒸腾作用扩散到大气中；另一部分则通过土壤毛细管作用上升直接到达地表面，经汽化后扩散到大气中。所以对农田而言，潜水蒸发并非都是无效的水资源损失，有相当一部分已被农作物所利用，可以减少灌溉水量。

潜水蒸发的物理概念已在其它课程中介绍过，本节从水资源评价的角度阐述关于潜水蒸发的影响因素方面的最新研究成果。

一、潜水蒸发的有效利用成分

（一）土壤水和土壤水资源

土壤水的补充来源有大气降水、灌溉水和地下水三方面。潜水面以上土层的总含水量称为土壤水的静储量。土壤水的动储量是指一年内土壤包气带全剖面上所取得的总补给量，其计算式为

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$SW=P+IR+EG-PG-PE-RS \qquad (5\text{-}42)$$

式中 SW——土壤水的动储量，mm；

IR——灌溉水量，mm；

EG——潜水蒸发量，mm；

PG——降雨和灌溉对地下水的入渗补给水量，mm；

PE——雨期的植物截留、蒸发量，mm；

RS——地表径流量，mm。

扣除人工灌溉以后包气带得到的补充水分，即土壤水的天然补给量（动储量与有效灌溉量之差），就是土壤水资源。土壤水虽不能象地表水、地下水那样能够由人工提取和运输后作各种用途，但它是地表水和地下水的联系纽带，实现并制约着地表水和地下水之间的转化。在同样的降水量条件下，土壤水被利用得越多，PG和RS越少，地下水通过潜水蒸发转化为土壤水的数量越多。因此，研究潜水蒸发的有效利用成分，有助于了解潜水蒸发的转化，从而采取有效措施，减少潜水蒸发中的损失量。

（二）潜水蒸发的有效利用成分

据汉王实验站种植玉米的地中蒸渗仪观测、分析，在潜水面处于浅埋深条件下的春季，无效潜水蒸发量相当可观，但夏秋季节的大部分潜水蒸发都被农作物所利用。当埋深为0.5～2.5m的时候，潜水蒸发的有效利用程度达50%左右；当埋深达3.5m左右时，可达100%。

二、潜水蒸发的影响因素

潜水蒸发速率主要取决于潜水面以上土壤水分的能态特征。在一个垂直剖面上土水势上小下大时，存在潜水蒸发，这种土水势的分布梯度愈大，潜水蒸发速率越大。凡影响土水势梯度分布的因素，都会影响潜水蒸发。

（一）土壤岩性

许多实验资料表明，土壤岩性对潜水蒸发的影响非常显著。例如禹城站在潜水面埋深为1m时，轻壤土的潜水蒸发量是粘土的9.5倍。

（二）作物因素

在同一潜水面埋深条件下，有作物地区的潜水蒸发要比无作物地区的偏大许多，主要是因为作物根系的吸水作用使包气带的主要蒸发面由地表面下移至根系层，减小了蒸发面与潜水面之间的距离，相当于减小了潜水面埋深；面且作物根系对水分的吸力高于一般毛管力。试验证明，有作物的潜水蒸发EG与埋深Δ的关系线如沿埋深坐标减去作物根系层厚度（0.6～1m）以后，与无作物的$EG\sim\Delta$关系线基本重合。

（三）含水率梯度和蒸发能力

土壤含水率梯度可间接地反映水分总势能垂向的梯度特征，故在岩性等条件一致的情况下，时段潜水蒸发速率与土壤剖面平均含水率梯度有良好的关系，其数学模型为

$$EG=KI+b \qquad (5\text{-}43)$$

式中 K——随土壤岩性面变的系数；

I——时段平均剖面含水率梯度，等于地表以下10cm处含水率与潜水面以上某固定

地信网论坛
BBS.3S001.COM

点含水率之差$\Delta\theta$与两点距离Δx之比；

b——常数，与土壤的岩性有关。

例如汉王站在轻壤土的条件下，$K=2.2667$，$b=1.100$。

第七节　采煤和岩溶地区的“三水”转化

一、采煤地区的“三水”转化

（一）采煤过程对水资源的影响

在采煤过程中，必须不断地排泄采煤工作面的矿井涌水。在采煤初期，矿井涌水主要来自煤层自身的地下水和上层潜水的疏干，涌水量较小。随着累计采煤量的不断增加，采空的空间逐渐扩大，因回采放顶、放炮震动、地表洪水冲刷等造成盖山岩土发生破裂，甚至塌陷，从而使煤层以上含水层的地下水、地表坡面径流、河川径流沿着塌裂区下渗补给矿区的水量也随着增多，造成矿井涌水量越来越大。其结果是上层各含水层的地下水储量不断被疏干，地下水降落漏斗不断扩大，地下水位逐渐降低，河川基流变小甚至枯竭，地表径流渗漏量变大，河川径流愈来愈小。这一阶段涌水量中疏干水量占有较大的比重。

采煤量继续增加，采区向纵深发展，当采空范围达到一定规模时，地下水降落漏斗具备了最佳疏干能力，此时地表水向地下水的转化能力也达到最大。因采空区不仅改变了产流和降雨入渗的条件，还要接纳采空区上游的来水，故采煤对地表水的影响范围要比采空区的范围大。此时，矿井的涌水量进入高峰期。当疏干补给、地表径流的入渗补给等综合补给量最大时，矿井涌水量也达最大。在这一阶段，开采层以上的地下水储存空间减小，地下水位继续下降，河道基流大都干枯，河道断流历时明显增长，河川径流实际上变为汛期的洪水径流。这一阶段疏干水量仍在涌水量中占有较大比重，但地表水补给量已占较大比例，矿井涌水的年内变化与当年降水的年内变化有明显的相应性。

第三阶段，煤层以上地下水储量空间大为减小，疏干补给量逐渐减小，随着采空范围的不断发展扩大，地表径流可能枯竭，地下水位降得很低，矿井涌水量的过程与当年降水过程的相应性变差。

多数煤矿上层（组）煤被开采到一定范围后，下层（组）的煤随之开采，故矿井涌水中除上层（组）煤层以上的疏干和地表水入渗补给外，还增加了相邻两组煤层之间地下含水层的疏干补给，下层开采得越深，增加的补给水量越多。同时，地表裂陷范围又有扩大，更增加了降雨的入渗补给。这样，开采条件下的水资源总量比开采前有所增加。

从上述过程可见，采煤对水资源的影响主要是人类活动加剧了“三水”转化。当然，采煤还会导致水质的恶化，这一点需要高度重视。

（二）采煤条件下的水资源总量

煤矿大都在山区，天然条件下流域多年平均水量平衡式为

$$P=RS+PG+ES=RS+RG+UG+ES \tag{5-44}$$

因山区的地下水埋深较大，故$EG\approx 0$，流域水资源总量W为

$$W=RS+PG=R+UG \tag{5-45}$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

以上各式中各项符号的意义均同第三章。

煤矿开采以后，流域的地下水补给量$PG_{采}$由下式计算：

$$PG_{采}=Q_{坑补}+UG_{采}+RG_{采} \tag{5-46}$$

$$Q_{坑补}=\Delta RG_{坑}+\Delta UG_{坑}\Delta RS_{坑}+\Delta PG_{采} \tag{5-47}$$

式中 $Q_{坑补}$——通过岩层裂隙补给矿坑的本流域地下水补给量；

$UG_{采}$——流域侧向排泄潜流；

$RG_{采}$——流域出口断面的河川基流量；

$\Delta RG_{坑}$——流域河川基流转向矿坑的排泄量；

$\Delta UG_{坑}$——流域侧向排泄量转向矿坑的排泄量；

$\Delta RS_{坑}$——流域地表径流转向矿坑的排泄量；

$\Delta PG_{采}$——因采煤而增加的流域地下水人渗补给量。

在开采条件下，流域总的排泄水量$Q_{总排}$应该是

$$Q_{总排}=RS_{采}+RG_{采}+UG_{采}+Q_{净}+Q_{排;1} \tag{5-48}$$

式中 $Q_{净}$——井下用水的净消耗量（部分被蒸发掉，部分被煤带走）；

$Q_{排;1}$——矿坑排出控制断面的水量。

由式（5-45），得开采条件下的水资源总量$W_{采}$为

$$W_{采}=RS_{采}+PG_{采} \tag{5-49}$$

将式（5-46）和式（5-47）代入上式，得到

$$\begin{aligned}W_{采}&=(RS_{采}+\Delta RS_{坑})+(RG_{采}+\Delta RG_{坑})+(UG_{采}+\Delta UG_{采})+\Delta PG_{采}\\&=R_{天}+UG_{天}+\Delta PG_{采}=W_{天}+\Delta PG_{采}\end{aligned} \tag{5-50}$$

式中的$R_{天}$和$UG_{天}$分别表示开采前流域天然条件下的河川径流和侧排潜流量。上式和式（5-45）相比，开采条件下的水资源总量仅比开采前增加了$\Delta PG_{采}$。这部分水是由采煤过程中减少的蒸发转化而来的。

（三）水资源总量与矿坑涌水量、排水量的关系

水资源总量评价是在补水、排水调查和测量的基础上进行的。矿坑涌水量由矿坑补水$Q_{坑补}$、疏干水量$Q_{疏}$、与深层的交换水量$Q_{深}$、夺取外流域水量$Q_{夺}$组成，即

$$Q_{涌}=Q_{坑补}+Q_{疏}\pm Q_{深}+Q_{夺} \tag{5-51}$$

其中$Q_{深}$的符号，当漏水时取负号；突水（获得深层补给）时取正号。

矿坑的排水量$Q_{排}$由前述的$Q_{排;1}$和$Q_{排;2}$组成。$Q_{排;2}$是指河道综合回渗排水量，例如从流域外引人的生活用水，排出的污水到河道中有一部分回渗矿坑，即$Q_{排;2}$；$Q_{排;1}$在河道中也有一部分在到达出口断面前回渗矿坑。但这些回渗都还要排出。因此，矿坑排水量的计算式为

$$Q_{排}=Q_{排;1}+Q_{排;2}=(Q_{涌}-Q_{净}\pm\Delta Q_{积})+Q_{排;2} \tag{5-52}$$

式中 $\Delta Q_{积}$——矿坑积水量。

流域内各个矿坑排水以及外流域供水$Q_{供}$所形成的排污水量都要到达出口断面，除河川径流外，若将所有这些排水量称为综合排水量$Q_{排,净}$，有

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$Q_{排,净}=\beta(Q_{排}+\alpha Q_{供})=\beta(Q_{排,1}+Q_{排,2}+\alpha Q_{供}) \tag{5-53}$$

式中 β——综合净排系数，即从出口断面排出的水量与所有排入河道的水量之比；

α——外来供水的废污水排放率。

将式（5-47）代入$Q_{排,1}=Q_{排}-Q_{净}\pm\Delta Q_{积}$中，得到

$$Q_{排,1}=PG_{采}-UG_{采}-RG_{采}+Q_{疏}\pm Q_{深}+Q_{存}-Q_{净}\pm\Delta Q_{积} \tag{5-54}$$

由式（5-53）得

$$Q_{排,1}=\frac{Q_{排,净}}{\beta}-\alpha Q_{供}-Q_{排,2} \tag{5-55}$$

联解式（5-54）和式（5-55），得

$$PG_{采}=\frac{Q_{排,净}}{\beta}-\alpha Q_{供}-Q_{排,2}+UG_{采}+RG_{采}+Q_{净}-Q_{疏}$$
$$-Q_{存}\mp Q_{深}\mp\Delta Q_{积} \tag{5-56}$$

因为

$$Q_{排,2}=\left(\frac{1}{\beta}-1\right)Q_{排,净} \tag{5-57}$$

故

$$\frac{Q_{排,净}}{\beta}-Q_{排,2}=Q_{排,净} \tag{5-58}$$

代入式（5-56），并再代入式（5-49），得开采后的总水资源量$W_{采}$为

$$W_{采}=Q_{排,1}+R_{采}+UG_{采}+Q_{净}-Q_{存}\mp Q_{深}\mp\Delta Q_{积} \tag{5-59}$$

上式在不同的情况下有不同的内容，例如在多年平均情况下，$\Delta Q_{积}\approx 0$；无外来供水时$\alpha Q_{供}=0$；无深层交换水量时$Q_{深}=0$；开采条件下流域若仍闭合，则$Q_{存}=0$；矿坑水排到外流域时$\beta=1$，故$Q_{排,净}=Q_{排,1}$；采煤到一定程度后$RG_{采}\approx 0$，$R_{采}\approx RS_{采}$，等等，可根据具体情况加以简化。在上述最简单的条件下，有

$$W_{采}=Q_{排,1}+RS_{采}+UG_{采}+Q_{净}-Q_{疏} \tag{5-60}$$

由式（5-50）和式（5-59），并设$Q_{疏}=0$，$\Delta Q_{积}=0$，得

$$W_{天}=Q_{总排}-\Delta Q_{煤} \tag{5-61}$$

式中 $Q_{总排}$——流域总排水量，包括河川径流与矿坑排水，即$Q_{排,净}$、$R_{采}$、$UG_{采}$、$Q_{净}$之和减去$\alpha Q_{供}$；

$\Delta Q_{煤}$——采煤条件下的总排泄量比天然水资源的综合增量，即$\Delta PG_{采}$、$Q_{疏}$和$Q_{存}$三项之和。

根据$Q_{总排}$的概念和式（5-58），得

$$Q_{总排}=Q_{排,1}+R_{采}+UG_{采}+Q_{净} \tag{5-62}$$

设$Q_{存}=0$，则$\Delta Q_{煤}=\Delta PG_{采}+Q_{疏}$，由式（5-61）得

$$Q_{总排}=W_{采}+Q_{疏} \tag{5-63}$$

$$W_{采}=W_{天}+\Delta PG_{采} \tag{5-64}$$

比较以上两式可清楚地看出

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$W_{天}<W_{采}<W_{总排} \qquad (5\text{-}65)$$

二、岩溶地区的“三水”转化*

岩溶地区的“三水”转化十分强烈，因降水入渗和河道渗漏量大，地表水资源可能极为贫乏，但地下水资源却十分丰富，在大泉的排泄带，地下水集中溢出，转化为河川径流。在水资源紧缺的地区，由于这种水量稳定、水质良好的大泉水是水资源中极为宝贵的部分，故岩溶水的资源评价、开发利用和保护、调度具有重要意义。

岩溶地区“三水”转化研究的核心是岩溶泉水的补排规律和在开发利用条件下的变化。

泉水的补给来自两个方面：降雨入渗及河道渗漏。在确定补给量时必须摸清泉水的补给域。例如，有的河流在某一河段集中渗漏补给泉水，但泉水的出露却在下游某个地区，也有的泉水就在集中渗漏补给地带出露；泉水除接受岩溶地区本身的降雨入渗补给外，还可能接受周围非岩溶地区的降雨入渗补给。

由于岩溶含水层的调节作用和岩溶泉水的水力特征，泉水的出水量和年降水量之间有比较长的滞后关系，例如山西娘子关的泉域出水量比降水量滞后7.5年，神头泉的滞后期为9年。在这滞后期内，可能每一年的降水量都以一定的权重影响某一年的泉水量。山西娘子关泉径流深R的经验公式为

$$R_t=165\ \ln\overline{P_t}-932 \qquad (5\text{-}66)$$

式中 $\overline{P_t}$——泉域滞后7.5年的面平均年降水量。

若各年的降水对泉水的影响系数为K_i（$i=t,t-1,t-2,\cdots,t-7.5$），各年的面平均降水量为P_i，则滞后7.5年的$\overline{P_t}$可按下式计算：

$$\overline{P_t}=\frac{\sum_{i=t}^{t-7.5}K_iP_i}{\sum_{i=t}^{t-7.5}K_i} \qquad (5\text{-}67)$$

北方一些大泉，具有巨大的调节能力，其蓄泄关系基本上是线性的，且岩溶的含水层厚度比压力水头的变幅大得多，故泉水的出流可以用汇流曲线描述，即

$$Q_t=\sum_{\tau=0}^{\tau_m}x_{t-\tau}U_\tau \qquad (5\text{-}68)$$

式中 Q_t——t时刻的泉水出流量，m^3/s；

$x_{t-\tau}$——$t-\tau$时刻的降雨或反映入渗补给量的变量，mm；

U_τ——权函数，当输入是降雨入渗补给量时即为地下汇流单位线，$m^3/(S\cdot mm)$或$1000m^2/S$。

例如山西省神头泉的年出流计算式为

$$\begin{aligned}Q_t=&0.005704PG_t+0.008105PG_{t-1}+0.008518PG_{t-2}+0.009245PG_{t-3}+\\&0.009777PG_{t-4}+0.009092PG_{t-5}+0.008004PG_{t-6}+0.006242PG_{t-7}+\\&0.004088PG_{t-8}+0.0229\end{aligned} \qquad (5\text{-}69)$$

---

*——此处指北方岩溶地区，南方喀斯特地区的“地下河流”与此不同。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

式中的PG为年降水对地下水的入渗补给量，由入渗补给系数α和年降水量求得。据分析，年降雨入渗补给系数与有效雨的雨强（年内日雨量$P_日 \geqslant 15mm$的平均强度，以mm/d为单位）有着良好的关系，在相同的年雨量时，有效雨的雨强越大，入渗补给系数也越大。

南方岩溶地区，据广西的分析，下渗比较严重，故次洪水的产流量较小，$(P+P_a) \sim R$相关线的下部，R值与$(P+P_a)$关系不大，几乎与坐标轴平行，待$(P+P_a)$增大到一定数值时，R才明显随$(P+P_a)$而变化。由于南方岩溶地区的地下河网发达，地表河网则比非岩溶地区的要少，故对地下河的研究显得极为重要，但目前成果不多。

第八节　水资源数学模型的应用

近20多年来，随着计算机技术的普及和发展，流域水文与水资源模拟这一新技术发展很快，不仅出现了大量水文与水资源模型，而且在解决一些水文、水资源的实际问题，研究和探讨水文、水资源的规律等方而都取得了一定的成绩。进行模拟必须研制模型，目前用得比较广泛的是数学模型。我国在水资源评价中应用数学模型的历史不长，现一方面引进在水文预报中已经推广使用的模型，如新安江模型、水箱模型、萨克拉门托模型、斯坦福模型等，另一方面针对水资源系统的特点研制和构造新的模型，特别是在考虑人类活动对水资源影响方面，在模型中有所反映。

水资源数学模型是以水文物理过程为基础，把降水、径流、蒸发、下渗等环节联成一个系统，根据水量平衡的原理研究水资源的数量和时空分布以及各要素之间关系的一种数学模型。在大量实验资料的基础上总结、归纳形成的数学模型，比以往的经验相关法更具有严密的科学性和系统性。

一般地说，只要模型的物理概念符合实际的水文、水资源规律，在山丘区流域取得模拟成功的可能性总是比较大的。在海滦河山丘区的地表水和地下水转化研究中，萨克拉门托模型的应用获得了成功。模拟得到的地下径流量明显地大于斜线分割法的结果，这是因为在中、高山区的流域，地下水年内动态变化比较显著，斜线分割法对此难于适应。山西省古交地区应用斯坦福模型进行水资源评价也获得满意的成果，不仅得出水资源总量和岩溶泉系统的总水资源，还求出对水资源的各项补给量；新安江模型、水箱模型也在一些地区的水资源评价、地下水资源评价中进行过尝试，初步成果表明，它们也有一定的适应能力。这些应用，不仅显示了水资源数学模型的优越性，而且大大丰富了流域模拟技术。平原区的“三水”转化比之山丘区更为频繁、复杂，故其模型的结构有所不同。本节主要介绍平原地区的水资源数学模型。

一、水资源数学模型的基本原理

流域模型有很多种，基本思路都是推理预测。首先对水文水资源规律作出科学的假设，再进行推理模拟，演绎预测。为了获得最好的效果，一般都是事先假定一个或几个模拟效果的指标，对历史观测资料作出检验性预测，当这种预测效果最好时，流域模型的一套结构和参数就可用于外延预测。这一点，是流域模型的优点之一，它能用来延长径流系列，包括地下径流系列。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

适用于山丘区的流域水资源模型，可以概化为图5-20（a），降水到达地面，一部分以蒸散发的方式返回大气，另一部分形成径流。模型输出总径流，还输出其组成部分即地表径流RS和地下径流RG。属于这一类的模型很多。它们着重在对河川径流的模拟，用模拟的流量过程与实测的流量过程相符的程度作为效果检验的指标。

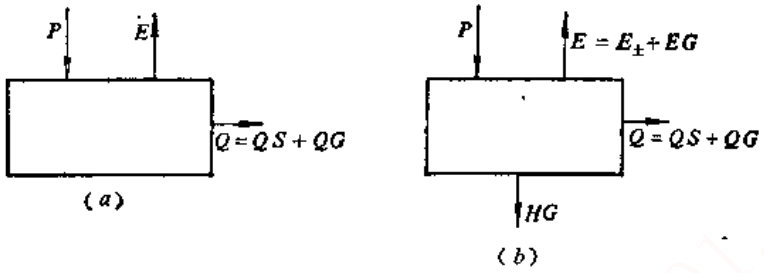


图 5-20　流域水资源模型概化图
(a)山丘区；(b)平原区

平原地区的模型如图5-20（b）所示。它与山丘区模型的不同在于降水对地下水的入渗补给量的绝大部分并没有转化为径流，有很大一部分耗于潜水蒸发，需要在模型中对这一部分水量给以适当的控制，故有的模型加入地下水位过程的模拟这一内容。检验的指标是对地下水位过程的模拟程度，或者同时以地下水位过程和河川径流过程的拟合程度作为指标。属于这一类的模型有黄淮海平原区“三水”转化流域模型和河海大学与淮委正在研制、完善的淮北平原坡水区流域水文模型等。

不论何种模型，输出的地下径流过程都不是独立的，因为目前没有足够的实测资料可供验证。对总的流量过程模拟得好，尚不能足以证明所输出的地下径流过程一定是准确的，故还需要进一步改进，或者进行试验研究。

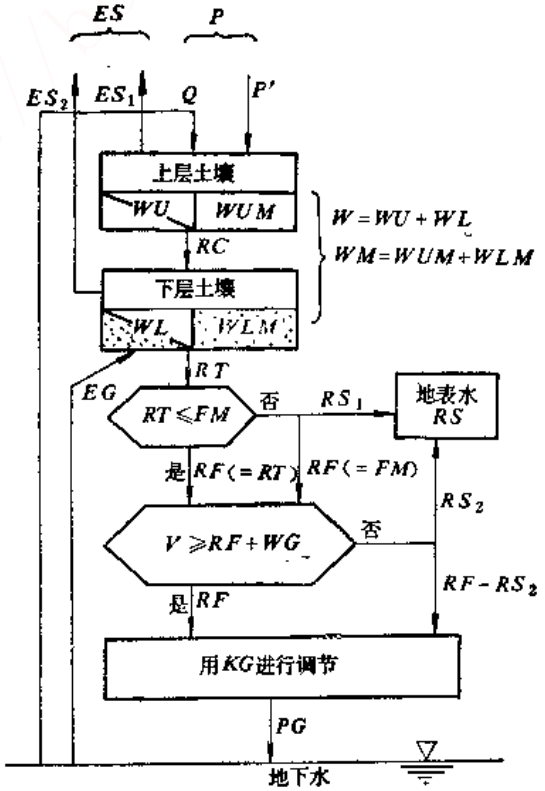


图 5-21　黄淮海平原地区“三水”转化水文模型

二、黄淮海平原地区“三水”转化水文模型❶

（一）基本概念

南京水文水资源研究所从黄淮海平原地区的水资源特点和“三水”转化的物理概念出发，结合新安江模型，研制了适用于该地区的“三水”转化流域水文模型，其结构如图5-21所示。

❶ 此模型系根据山东、江苏的黄淮平原地区资料得出的，据河北水利专科学校的分析，在河北省应用不理想。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

这一模型将包气带土壤计算层（影响层）分为上、下两层：上层受植物截留和地表填洼等影响，假定其土壤蒸发量ES_1等于蒸发能力；下层的土壤蒸发量ES_2与该层的蓄水量WL成正比关系。两层各有土壤张力水的蓄水容量（田间持水量）WUM、WLM作为各自土壤含水量WU和WL的上限。土壤的吸水过程和蒸发过程都自上层至下层顺序进行。当流域内的降水量到达地面，使上层土壤蓄满并满足土壤蒸发以后，剩余的降水量RC补给下层，它使下层土壤蓄满并满足土壤蒸发后所剩余的水量RT，称为总产水量。

包气带的入渗能力FM是能否产生地面径流RS_1的开关：当$RT<FM$时，不产生RS_1，RT将全部转化为入渗补给地下水的水量RF，此时$RF=RT$；当$RT=FM$时，同样是RT转化为RF；只有当$RT>FM$时，FM将RT分为地面径流RS_1和入渗补给量RF，此时有$RF=FM$。

包气带重力水的蓄水能力V是能否产生壤中流RS_2的开关：令前期包气带重力水蓄水量为WG，则当$RF+WG\leqslant V$时，RF经过包气带的调节后形成逐日补给地下水量PG。因为研制模型时所用的实测资料是季节性河流的，没有枯水径流，所以没有模拟地表径流和地下径流过程。如果枯水季节有枯水径流，可以再设一个地下水库，通过线性出流模拟地下径流过程，并同时可得到模拟的总径流过程。

潜水蒸发EG将地下水由地下水库输送到包气带，补充土壤蓄水量，并参与土壤蒸发，因此，模型中的土壤蒸发就是流域的陆面蒸发。

开采地下水，降低了地下水位，但用于灌溉的地下水开采量Q又可看成是降雨量的一部分，应参加计算。

由上述可见，这个模型的物理概念比较明确。只要把逐日的降水量和蒸发能力等资料输入，经过计算，即可输出次降雨的地表径流量、逐日地下水位过程、逐日潜水蒸发和土壤蒸发等水文要素。这一模型能反映抽取地下水用于灌溉引起的水资源转化，这是其特点之一。

（二）模型中水文要素的计算

1.流域降水量P'

逐日流域平均降水量，用算术平均法或面积加权法计算。

2.地下水开采量Q

对以往的资料，可以用实测的逐日抽水量数据；如果模型用于制订各种开采情况的规划，则用规划的数据。

3.蒸发能力EM

蒸发能力是计算土壤蒸发和潜水蒸发的重要依据，用下式计算：

$$EM=C_0E_0 \tag{5-70}$$

式中 E_0——水面蒸发量，可用E601型水面蒸发器的逐日观测值；

C_0——经验系数。在作物生长期，因作物的蒸散发旺盛，取$C_0>1.0$；其余时期取$C_0=1.0$。

4.陆面蒸发ES

陆面蒸发量ES由上、下两层土壤蒸发量ES_1和ES_2相加而得，即

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$ES=ES_1+ES_2 \tag{5-71}$$

因蒸发过程自上层至下层顺序进行，一般情况下上、下两层土壤蒸发并不同时发生，只有在时段降水量与上层的土壤蓄水量之和小于EM而又不等于零时，在这一时段内的土壤蒸发量才可由两层蒸发量相加求得。ES_1和ES_2分别按不同的情况用下述算式计算：

当$P+WU\geqslant EM$时，

$$\left.\begin{aligned} ES_1&=EM\\ ES_2&=0\end{aligned}\right\} \tag{5-72}$$

当$P+WU<EM$时，

$$\left.\begin{aligned} ES_1&=P+WU\\ ES_2&=(EM-ES_1)\frac{WL}{WLM}\end{aligned}\right\} \tag{5-73}$$

5.潜水蒸发量EG

潜水蒸发过程就是地下水向包气带土壤补充水的过程，故可把潜水蒸发看成是下层土壤的收入项。在非饱和带内，潜水蒸发的情况取决于土水势梯度，所以流域上空近地层的气象条件、表层土壤的蓄水量和地下水的埋深是影响潜水蒸发的主要因素。

潜水蒸发量的经验公式较多，常用的阿维里扬诺夫公式为

$$EG=E_0\left(1-\frac{\Delta}{\Delta_0}\right)^n \tag{5-74}$$

式中 E_0——水面蒸发量；

Δ——地下水埋深；

Δ_0——地下水的极限埋深；

n——经验指数，与植被和岩性等有关。

根据上述概念，潜水蒸发量的经验公式必须满足以下两个边界条件：当上层土壤蒸发量为零时，表层土壤的蓄水量也为零，潜水蒸发决定于气象条件和地下水埋深，与表层蓄水量无关；当上层土壤蒸发达到蒸发能力、蓄水量达到上限时，包气带土水势梯度为零，潜水蒸发也必然为零。所以，可以将式（5-74）改写为

$$EG=(EM-ES_1)\left(1-\frac{D}{D_0}\right)^n \tag{5-75}$$

式中的D和D_0分别为地下水的埋深和极限埋深。

6.土壤蓄水量W

整个土壤计算层的蓄水量W等于上、下层土壤蓄水量WU和WL之和，蓄水容量WM等于上、下层蓄水容量WUM和WLM之和，即

$$W=WU+WL \tag{5-76}$$

$$WM=WUM+WLM \tag{5-77}$$

设计算时段的始、末时刻用下标t和$t+1$表示；时段内的降水量用P表示，则上、下层土壤蓄水量按下述方法计算：

（1）上层土壤蓄水量WU，按两种情况分别采用不同的计算式：

当$P+WU_t>ES_1$时，有

$$\left.\begin{aligned} WU_{t+1}&=WUM\quad(P+WU_t-ES_1\geqslant WUM)\\ WU_{t+1}&=P+WU_t-ES_1\quad(P+WU_t-ES_1<WUM)\end{aligned}\right\} \tag{5-78}$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

当$P+WU_t<ES_1$时，有

$$WU_{t+1}=0 \tag{5-79}$$

（2）下层土壤蓄水量WL的计算与上层的原理一样，上层向下层补充的水量RC对下层来说就像是得到的降水补充，故

$$\left.\begin{aligned} WL_{t+1}&=WLM \quad (RC+ML_t-ES_2\geqslant WLM)\\ WL_{t+1}&=RC+WL_t-ES_2+EG \quad (RC+WL_t-ES_2<WLM)\end{aligned}\right\} \tag{5-80}$$

上式中当$RC>0$时，上层已达饱和，根据上述模型的概念，必须有$ES_2=0$，$EG=0$，此时

$$WL_{t+1}=RC+WL_t \tag{5-81}$$

7.上层剩余水量RC和总产水量RT

RC是降水量扣除上层土壤蒸发及满足蓄水后的余水量，故

$$RC=P+WU_t-ES_1-WUM \tag{5-82}$$

流域总产水量RT，分全流域产流和局部产流两种情况，用不同的方法计算。根据蓄满产流模型，流域的产流与蓄水容量分布有关，流域的蓄水容量分布可用蓄水容量曲线描述，如图5-22所示，常用下述数学式拟合：

$$\frac{f}{F}=1-\left(1-\frac{WM}{WMM}\right)^b \tag{5-83}$$

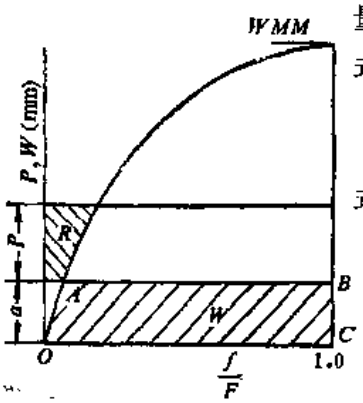


图 5-22 流域蓄水容量曲线

式中 f——流域内点包气带蓄水容量$\leqslant WM$的面积，km^2；

F——流域面积，km^2；

WM——各点包气带蓄水容量，mm；

WMM——WM中的最大值，mm；

b——经验性参数，取决于流域的地形、地质等。

由图5-22可知，当流域的蓄水量为W（$OABC$所围的面积）时，产流面积内的最大点蓄水容量为a。这是判别流域产流情况非常重要的参数，产水量直接与它有关。经过推导，得到a值的计算式如下：

$$a=WMM\left[1-\left(1-\frac{W}{WM}\right)^{\frac{1}{b+1}}\right] \tag{5-84}$$

或者

$$a=(1+b)WM\left[1-\left(1-\frac{W}{MW}\right)^{\frac{1}{b+1}}\right] \tag{5-85}$$

（1）当$P+a-ES\geqslant WMM$时，属全流域产流，总产水量为

$$RT=P+W-WM-ES \tag{5-86}$$

（2）当$P+a-ES<WMM$时，属局部产流，总产水量为

$$RT=P+W-ES-WM+WM\left(1-\frac{P+a-ES}{WM}\right)^{1+b}\Bigg] \tag{5-87}$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

需要注意的是，在局部产流情况下，对已经计算出的土壤蓄水量要进行修正，减去局部产水量，才能保持水量平衡。另外，因为在产水的情况下，上层的土壤蓄水量已经达到其容量，潜水蒸发为零，所以，计算产水量的水量平衡方程式中没有潜水蒸发EG项。

关于上述总产水量计算的基本原理和计算式的推导，在水文预报课程中讲述，此处从略。

8.地表水RS和入渗补给地下水量RF

根据水文学中关于径流形成的理论，总产水量将被进一步分配为RS和RF两大部分，RS又将被分配为RS_1和RS_2。

（1）设包气带每日的入渗能力为FM，总产水量RT先补给地下，如有余水，再补给地表，形成地表径流RS_1，故

当$RT>FM$时，

$$\left.\begin{aligned} RF&=FM\\ RS_1&=RT-FM\end{aligned}\right\} \tag{5-88}$$

当$RT\leqslant FM$时，

$$\left.\begin{aligned} RF&=RT\\ RS_1&=0\end{aligned}\right\} \tag{5-89}$$

（2）地下水埋深以上的非饱和带能容蓄重力水，形成容蓄入渗补给地下水的水库，每个计算时段初，水库的库容随地下水的埋深D而定，若包气带的给水度为μ，则库容V可用下式计算：

$$V=1000\mu D \tag{5-90}$$

如果包气带中原有的重力水蓄水量与入渗补给水量RF之和已大于水库的库容，必然有余水通过水平方向排泄，即形成壤中流，所以

当$RF+WG_t>V$时，有

$$\left.\begin{aligned} RF'&=V-WG_t\\ RS_2&=RF+WG_t-V\end{aligned}\right\} \tag{5-91}$$

当$RF+WG_t<V$时，不产生壤中流，即$RS_2=0$，此时RF和RS_1仍按式（5-88）和式（5-89）计算。

上式中的RF'，是指在新的限制条件下，对用式（5-88）和式（5-89）所求的RF值加以修正后的值，WG_t是时段初的水库蓄水量。

9.日降雨入渗补给量PG

降雨的入渗补给量RF进入包气带后，向下运动要受到调节作用的影响，采用线性水库的蓄泄关系模拟水库调节，并推求其出流PG，即

$$PG=(WG_t+RF)KG \tag{5-92}$$

式中　KG——包气带入渗水量的泄流系数，与土壤的特性有关，$KG\leqslant 1.0$；

RF——意义同前，但如用式（5-91）计算，即为RF'。

由式（5-92），可得到时段末留在包气带的重力蓄水量WG_{t+1}为

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$WG_{t+1}=(WG_t+RF)(1-KG) \tag{5-93}$$

10.逐日地下水埋深D

逐日地下水埋深受三个因素的影响：地下水的开采、潜水蒸发和降雨入渗补给。

（1）地下水开采量Q，引起地下水埋深增大ΔD_1。考虑到抽水降低地下水位，可能造成相邻流域对本流域的侧向补给，而且抽水量按全流域平均折算成水深，只能增加土壤蓄水量，不会有多余的水量补给地下水。但实际上灌溉时并非均匀浇灌全流域，仅仅浇灌部分田地，很可能会产生多余的水回归地下。这两方面都能使地下水位的下降得到一点补偿，所以ΔD_1用下式计算：

$$\Delta D_1=(1-a)\frac{Q}{1000\mu} \tag{5-94}$$

式中 a——与上述两方面因素有关的经验参数。

（2）潜水蒸发增加地下水的埋深ΔD_2，计算式如下：

$$\Delta D_2=\frac{EG}{1000\mu} \tag{5-95}$$

（3）降雨入渗减小地下水的埋深ΔD_3，按下式计算：

$$\Delta D_3=\frac{PG}{1000\mu} \tag{5-96}$$

这样，每个时段末的地下水埋深D_{t+1}就可由时段初的埋深D_t和以上三项求得：

$$D_{t+1}=D_t+\Delta D_1+\Delta D_2+\Delta D_3=D_t+\frac{1}{1000\mu}[(1-a)Q+EG+PG] \tag{5-97}$$

只要确定一个初始的地下水埋深，就可以逐时段连续计算出地下水埋深，即地下水位过程。

（三）模型参数的优选和确定

模型共有9个参数，即C_0、WUM、WLM、b、μ、FM、KG、D_0和a。其中b值可直接采用经验数据，平原地区约在0.1至0.2之间；D_0的研究成果也较多，一般为3～4 m，可先大致确定一个数值，最后通过模拟实测枯水期的地下水位过程确定；经验参数a，可以选择有抽水灌溉的枯水期资料，通过地下水位过程的模拟确定，因为枯水期的降水少，地下水位变幅小，故D_0和a的确定都不困难；FM之值在模拟过程中比较容易确定，因为必须使输出的地表径流与实测值相等，故通过几次调试即可取得比较合适的数值；KG影响输出的地下水位的峰形变化，KG过大，地下水位波动起伏大，KG过小，地下水位过程平缓，将输出的地下水位过程与实测过程比较后，可逐步选择合适之值。

以上这些参数比较容易选定。其余4个参数（C_0、μ、WUM、WLM）都需要通过调试优选。为了比较迅速地判断所设参数偏大还是偏小，必须了解它们对输出的地下水位过程形状的影响。

C_0主要影响作物生长期的地下水位过程。C_0小，这一时期内的地下水位过程偏高，C_0

地信网论坛
BBS.3S001.COM

大，则位置向下移，如图5-23所示。

μ值的大小对全年地下水位的计算值都有影响，如图5-24所示，μ值调大，计算的地下水位过程中汛期段下降，枯期段上升；μ值调小，则恰好相反。

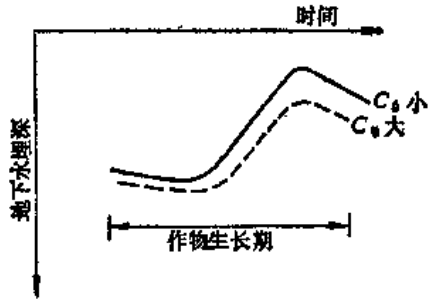


图 5-23 C_0对地下水位过程的影响

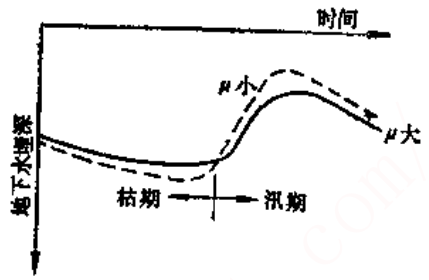


图 5-24 μ值对地下水位过程的影响

WM只影响降雨入渗补给量，故在模拟过程中只影响计算的地下水位过程的汛期段，WM越大，汛期的过程线上涨幅度越小；WM越小，入渗补给量越大，汛期的过程线抬升得越高，如图5-25所示。

（四）模型的检验

用部分实测资料率定模型参数后，再用其余的实测资料检验，用效率系数F'作为检验的指标，令效率系数F'为

$$F'=\frac{F_0-F_1}{F_0} \qquad (5\text{-}98)$$

式中 F_0——实测地下水位的方差和；

F_1——计算与实测地下水位之间的方差和。

F_0和F_1的计算式如下：

$$F_0=\Sigma(D_i-\overline{D}_i)^2 \qquad (5\text{-}99)$$

$$F_1=\Sigma(D_i-D_j)^2 \qquad (5\text{-}100)$$

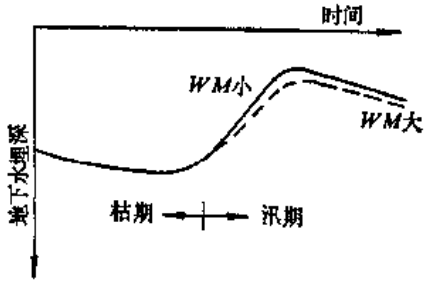


图 5-25 WM对地下水位过程的影响

式中 D_i、D_j——分别为实测和计算的逐日地下水埋深；

$\overline{D}_i$——所有实测日地下水埋深的平均值，即$\overline{D}_i=\frac{1}{n}\Sigma D_i$。

（五）模型的应用

模型可以计算出流域内各种水资源的分配，图5-26所示为邓集以上流域1965～1985年期间多年平均的“三水”转化情况以及各要素的数量分配，据此可估算出总水资源、地表水资源和地下水资源等。其次，还可以推估不同的地下水开发水平所引起的水资源变化。模型还可用于延长水文要素的系列，只要有降水、蒸发资料，就可把其它水文要素的系列加以延长。

模型仅模拟地下水位过程，没有模拟出径流过程，这是不足之处。另外，如前所述，本模型还有待于在更广大的范围内加以验证。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

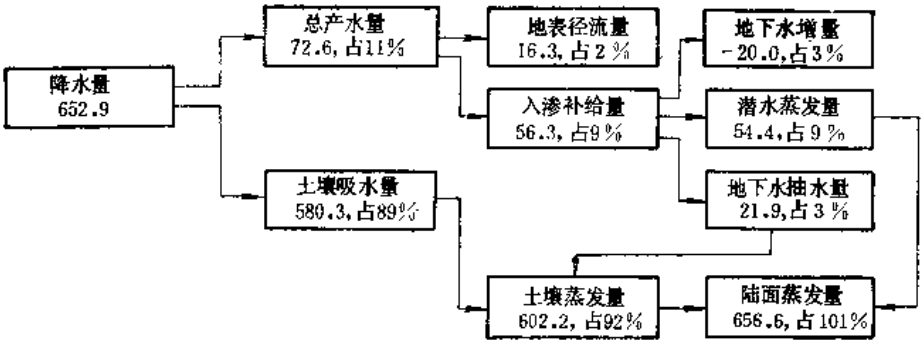


图 5-26　邓集站以上流域“三水”转化各要素的分配
(1965～1985年平均；单位：mm)

三、华北平原区“三水”转化模型

这种模型的结构如图5-27所示。其基础是蓄满产流模型。将下垫面分为透水面和不透水面两部分。不透水面为坑、塘、常年蓄水沟渠以及其它不透水的区域，降雨到达后可直接产生径流RS_1，不透水面上的蒸发等于蒸发能力。透水面可按种植农作物的种类划分为若干单元，每个单元根据作物的播种时间和生长期内的灌溉、耗水过程分别进行土壤水分交换的计算。

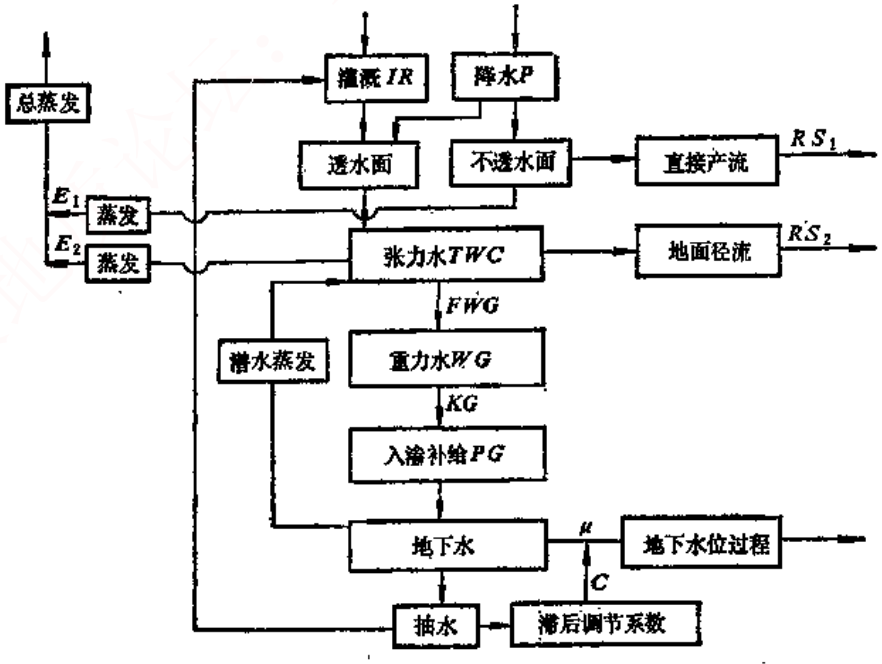


图 5-27　华北平原区“三水”转化模型

地信网论坛
BBS.3S001.COM

单元面积上超过土壤张力水蓄水容量TWM的水量为总产水量R_s，它被入渗能力FC分为地面径流RS_s和入渗重力水FWG。FWG先进入包气带重力蓄水库(蓄水容量为WG)，经调节（调节系数为KG）再产生入渗补给量PG。各单元的PG之和就是流域的总入渗补给量。

单元面积上的蒸散发量为E_s，潜水蒸发量EG直接补充土壤含水量TWC。地下水开采量DG中用于灌溉的部分作为各单元面积上的输入，一部分形成灌溉回归水，一部分则增加了土壤含水量。

考虑到地下水开采时土壤滞后释水作用的影响，设置了一个滞后系数C，以便真实地反映地下水位的变化过程。

本模型共有13个参数。根据在山东省陵县抬头寺试验站和江苏省徐州地区毕楼试验站的应用，效果良好。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第六章　枯水径流和干旱分析

第一节　概　　述

一、枯水径流

随着人口的增长、工农业生产的发展、生活水平的提高和环境的恶化，水资源的需求量将越来越大，供需矛盾日益尖锐，对大量供水工程和环境保护工程的规划、设计提出了更高的要求。在许多情况下，就年径流总量而言，水资源是丰富的，但汛期的洪水径流难于全部利用，工程的规模、供水方式等主要受制于供水期或枯水期的河川径流，尤其是后者，即枯水径流。枯水径流是指流域内地面径流不再产生，河槽在汛期所容蓄的地表水全部消退、河流中的径流全靠地下水补给时的径流。一旦当流域地下蓄水耗尽或者因地下水位降低到不能再补给河道时，河道内会出现断流现象，此时河槽干涸。这种严重缺水会造成生产和生活上的困难，甚至导致旱灾的发生。

具体说来，不论是为满足大型工矿企业生产要求，还是为满足城市居民生活用水要求，在无调节的天然河道上用大型泵站取水时，选定取水口的高程位置、确定保证供水流量、选择水泵的装机容量和型号，都必须分析研究取水口断面处河道的最小瞬时流量或最小的时段（日、连续几日、月）平均流量。在水电站的规划设计中，确定电站的保证出力主要取决于枯水流量。其它如提水灌溉工程规划中灌溉面积和渠系建筑物布置的设计；交通部门设计通航水深（水位）和通航吨位的确定；林业部门确定利用河道浮运木筏的规划；环保部门制订环境和生态平衡的保护规划等许多方面，枯水径流对它们都起着决定性的作用。例如火电厂用水量是很大的，一个容量为20万kW的、采用高压凝汽式机组的火电厂，若采用直流式供水，在我国南方地区，其用水量达8.7～10.9t/s，在北方地区则为6.46～9.44t/s(北方一些先进的用水定额约为每10万kW 1.5～2.0t/s)，为了使供水保证率达到97%，必须对初步选定厂址的取水口位置进行枯水分析，以便确定该处能否兴建如此规模的火力发电厂，并确定泵房的位置，必要时还要对初步规划的装机容量和循环冷却方式等提出修改意见。

但是，长期以来，人们对枯水的研究无论是深度还是广度，都远远不如对洪水的研究。一方面是因为洪水成灾，会对经济建设和人民的生命财产造成严重的损失；另一方面是枯水研究的困难较大。其困难性主要表现在流量测验资料和整编资料的精度低，受人类活动的影响严重，流域的水文地质条件影响作用明显，有断流即流量为零的现象等。近20年来，世界各国普遍开始重视对枯水径流的研究。我国的研究最早始于唐朝。1973年前后，长江流域考古队四川分队等单位多次对长江上游的历史文献、文物古迹、石刻题记等进行了水文考古调查，在枯水考古方面发现了长江上游宜渝段有枯水题刻点10多处，其中以重庆丰年碑、涪陵白鹤梁、云阳龙脊石、奉节记水碑等最为著名，尤其是涪陵白鹤梁160余段“石鱼题刻”，以唐人所见石鱼为水标，断续记录了公元764年唐朝以来72个年份

地信网论坛
BBS.3S001.COM

的枯水水情，可见枯水问题早就引起了人们的注意。自1965年开始，陆续有枯水研究的成果发表。目前已有更多的水文水资源科技人员对此给予重视。

枯水径流的特征主要用三种形式来描述：各种时段的枯水流量如年（或季）最小瞬时流量、最小连续几日平均流量的频率曲线；日流量的历时曲线；基流退水曲线。这也就是枯水分析的三条途径。

二、干旱

我国西北地区大部分属于干旱和半干旱地区，其面积占全国国土的45%，比例很大。所谓干旱地区，狭义地说，就是某个地区同地球上其它地区相比，不仅正常的天然降水量偏少，而且蒸发能力大大超过降水量，这个地区在一般情况下依靠天然降水只能生长旱生生物——植物和动物，甚至旱生生物也难于生长，这样的地区称为干旱地区。干旱地区又被划分为几种，划分标准不一，但通常以天然降水量作为主要的划分依据，如第三章中的表3-8，把多年平均年降水量小于200mm 的地区称为干旱区，200～400mm 的称为半干旱区；有的把多年平均年降水量小于50mm的地区称为异常干旱区、50～150mm的称为干旱区、150～200mm 的称为半干旱区。与此相应，以干旱指数作为划分的依据也是常见的。实际上，从自然环境来看，一个地区是否真正干旱，不仅取决于降水和蒸发等气象条件，而且还应该与水资源情况有关，若一个地区的气象条件干旱而水文条件并不干旱，就不一定称为干旱地区。干旱和半干旱地区的水文、水资源规律与湿润地区是不同的，近年来这个问题已广泛引起人们的兴趣。

干旱，虽与干旱地区有一定联系，但却是不同的概念。狭义的干旱，指的是一种自然的气候现象，其标志主要是天然降水量比正常的显著偏少。所谓正常降水量，是指某地区在大多数年份的降水季节中以多种降水方式出现的降水量。如果某地区在某个时节的降水量显著少于该地区的正常降水量，使正常的生产、生活尤其是农业生产受到缺水的威胁，就称为出现旱象或发生干旱。故上述的气候干旱具有一定的相对性，它不仅可能发生在干旱地区，也可能出现在降水量丰沛的湿润地区。从水文的角度看，通常认为干旱是指天然河流的流量比考虑的供水或其它用水管理活动所需要的流量要小的情况。还有认为枯水流量长久持续就是干旱。从农业方面研究，认为一个地区在一定时段内的降雨、径流和融冰化雪等自然供水不足，引起土壤水的亏缺，以致造成农业大量减产或无收的自然现象，就是干旱。

可见，随着研究的目标不同，对干旱的理解尚未统一，所以有许多关于干旱的狭义定义。广义地说，一个地区在一定时段内天然供水（不包括任何人为的供水）不能满足最低限度或特定标准的需水要求，就是干旱。因此，干旱的实质是水资源（包括土壤水资源）不能满足需水的要求。干旱不仅与气候条件、水文条件有关，还与需水要求有关。例如印度尼西亚的巴厘岛，6 天无雨就出现干旱；埃及的尼罗河没有洪水就出现干旱；但在利比亚，尽管地处干旱区，却要 2 年无雨才会形成干旱。

旱灾，是指在某个地区出现较严重的干旱时，因无力抵御或抵御不力，社会没有能及时采取必要的措施，以维持正常的社会生产和人民生活所必需的最低定额用水量所造成的缺水灾祸。旱灾既与干旱有关，还与其它人为的因素有关，即干旱有可能酿成旱灾，但也

地信网论坛
BBS.3S001.COM

并非一定会成灾，只要努力寻找有利的水文条件，采取各种科学的水资源工程措施，就可以避免或者减轻旱灾。

干旱和旱灾的调查和分析，是水资源评价中一项很重要的内容。由于历史的原因，以前的干旱研究都限于气象部门开展，如自19世纪70年代开始，俄国先后提出了以降雨和蒸发为主要因素的干旱指标；本世纪20年代，我国的竺可桢提出以降水量的变率百分数作为干旱的指标。60年代，中央气象局和安徽省水文总站根据农作物生长期的雨量和需水量分别分析了全国和淮北地区的干旱规律，同时，原水利电力部水文局和山西省提出了以土壤含水量为基本因素的干旱分析方法。70年代初期，国外企图将干旱分析从半推理半经验的水平推进到数学模型的水平，但限于实际资料条件等原因，还仅停留在理论探索的阶段，大面积地推广应用尚有困难。80年代，我国对西北地区的经济建设更加重视，从而促使许多学科在干旱方面进行研究，如1984年，中国自然资源研究会、中国地理学会、中国农学会、中国林学会、中国生态学会、中国环境科学学会在乌鲁木齐召开了干旱、半干旱地区自然资源合理开发、利用、治理、保护学术讨论会，其中涉及到干旱问题。水利部南京水文水资源研究所对西北地区的农业干旱等也曾开展过专题研究。随着国际减灾活动的开展，预计今后对干旱和旱灾的研究会更加广泛深入。

第二节　枯水径流分析

一、影响枯水径流的主要因素

影响枯水径流的因素很多，可归纳为自然地理因素和各种人类活动两大类，尤其是人类活动的影响，相对于洪水和年径流而言，显得更加强烈。

（一）自然地理因素

如前所述，枯水径流是指河流中的径流全靠地下水补给时期的径流，所以凡对流域地下蓄水量的充蓄、消耗、蓄水条件和地下径流的水力要素有所影响的因素，也必然会对枯水径流产生影响。

1.气候因素

降水量直接决定了流域地下水补充的多寡。不同的流域，降水量的影响方式有所不同。有的流域，全年降水量都起作用，有的流域则主要是夏季或汛期的降水量决定着流域地下蓄水量的大小；有的流域即使在枯水季节，其降水量仍然产生地表径流或对地下水有所补充（这种地区，很难找到河流完全由地下水补给的时期，枯水径流只能定义为河水大部分靠地下水补给时的河川径流）。例如，英国泰晤士河特丁顿段83年的实测资料表明，5月至12月间的年最小月平均流量Q与同年夏季（4～9月）的雨量P_s、去年10月至本年3月的冬季雨量P_w有着较为密切的关系，表达式为

$$Q=1.82P_w^{0.562}\cdot P_s^{1.08} \qquad (6\text{-}1)$$

其相关系数为0.82。

图6-1是我国淮河流域非汛期径流量、东欧诸河的枯水径流量R_L与年降水量P的相关图，总的来看它们之间确实存在着比较密切的关系，但在比较干旱的地区，相关程度则不

地信网论坛
BBS.3S001.COM

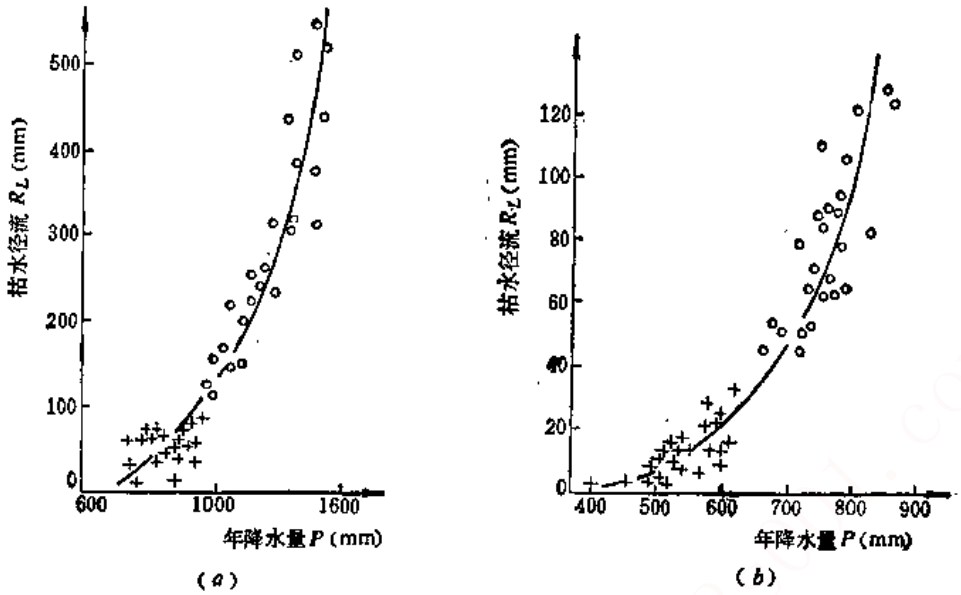


图 6-1 枯水径流R_L与年降水量P相关图

(a)淮河流域；(b)东欧诸河

○—湿润地区；＋—干旱地区

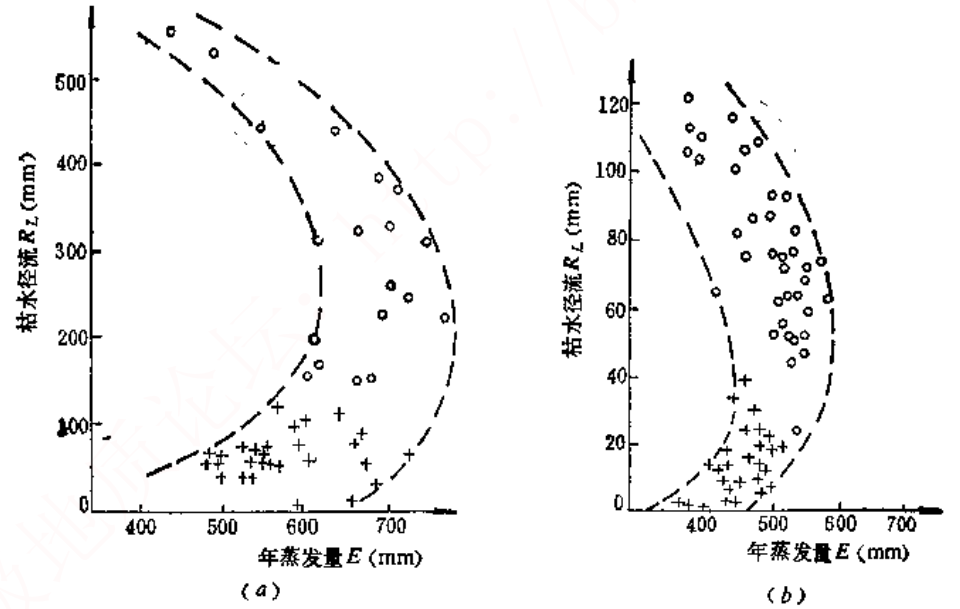


图 6-2 枯水径流R_L与年蒸散发量E相关图

(a)淮河流域；(b)东欧诸河

○—湿润地区；＋—干旱地区

很密切。

流域蒸散发是流域蓄水的消耗途径之一，但它受供水条件、蒸发能力等的影响很大，故枯水径流R_L与它的关系是不密切的。图6-2是淮河流域和东欧诸河的实际资料分析成果。

2.流域的下垫面条件

流域的下垫面条件通过对降水的时空再分配、流域调蓄，对地下水的储存、补给和

地信网论坛
BBS.3S001.COM

消耗，以及地下水与河流的水力联系等作用影响枯水径流。

首先是地下水的集水面积。枯水径流不仅与流域地表水的集水面积有关，更与地下水的集水面积有关。在岩溶发育的地区，往往有地表、地下分水线不一致，即流域不闭合的情况。在流域闭合时，一般总是随着流域面积的增大，枯水径流模数M_L也增大。图6-3是(原)苏联的塞佛纳亚—特伐纳流域的资料。

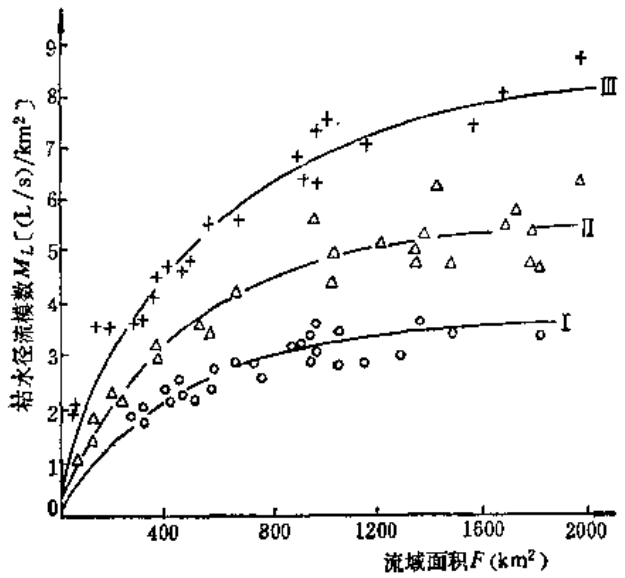


图 6-3　枯水径流模数M_L与流域面积F相关图
Ⅰ—上游流域；Ⅱ—中游流域；Ⅲ—下游流域

流域平均高程通过对降水量的影响而间接地影响枯水径流。图 6-4 是(原)苏联中亚5个流域的分析成果，随着流域平均高程的增加，多年平均年最小月径流模数M_L的变化比较复杂，一般情况下是增加的，但有 2 个流域当高程超过某一数值后，反而呈减小的趋势，这与某些地区降水量随高程的变化有相似之处。

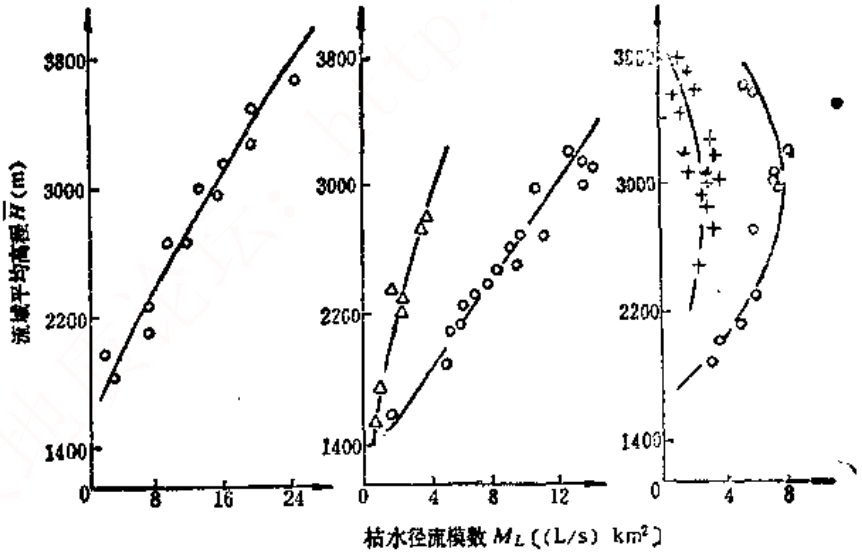


图 6-4　枯水径流模数M_L与流域平均高程$\overline{H}$关系图

流域坡度通过径流在坡面漫流阶段的下渗影响枯水径流，坡度越大，汇流速度越大，不利于下渗补给地下水储量；但另一方面，地下水对河道径流的补给条件好，地下水绝大部分通过水平方向排泄到河道里，所以流域坡度的影响作用比较复杂。

流域的土壤特性和水文地质条件是重要的影响因素。包气带的土壤特性不仅限制着降水入渗能力，而且还因其给水度不同而具有不同的蓄存条件。表6-1列出了两组对比数据，

地信网论坛
BBS.3S001.COM

奥斯哥和特玛流域，它们的森林率、湖泊率非常接近，流域面积和沼泽率也较接近，但由于土壤性质差异较大，它们的最小日流量模数相差6.3倍；瓦牙和林达两个流域，森林率、沼泽率都有利于瓦牙流域的枯水径流，只是流域面积相差1.6倍，但由于土壤性质不一，最小日流量模数竟相差4.6倍以上，充分说明了土壤特性的影响作用之大。

表 6-1　　不同土壤特性的枯水径流的比较

站　名	流域面积 (km^2)	主要土壤	森林率 (%)	沼泽率 (%)	湖泊率 (%)	最小日流量模数 [(L/s)/km^2]
奥斯哥	1230	粘壤土	36	0	1	0.26
特　玛	1800	沙土，沙壤土	34	2	1	1.64
瓦　牙	601	粘壤土	80	1	1	0.32
林　达	1010	沙土，沙壤土	70	0	1	1.48

据国外研究，水文地质条件对流域的枯水径流有很显著的影响。地质构造，含水层的多少及它们的特性，岩石的裂隙等决定了地下水的储存条件，不仅如此，地表和岩层的地质沉积物还能影响流域的释水能力和过程。例如泥炭具有在地下储存大量水分的能力，但却不容易释放这些水分；泥砾则不能储存大量的水分，向河道释水过程缓慢，从而保持枯期有一定的流量。我国的资料表明，枯水径流模数M_L在变质岩地区最大，砂页岩地区次之，黄土地区最小，而灰岩地区的非泉水排泄带则几乎为零；森林区的又远大于非林区的。

流域内各处的地质情况不一定均匀一致，不仅各处岩性不同，且在垂直剖面上沉积层组成情况也不同。要通过一定的方法计算出流域平均的地质因子。C.E.拉埃脱对苏格兰的洛西恩斯地区建立了如下的多元回归方程：

$$Q_L = 0.00175G^{0.44}S^{0.53}R^{0.63}F^{1.10} \qquad (6\text{-}2)$$

式中　Q_L——年最小日平均流量的多年平均值，L/s；

G——地质指数，表示地质情况的量标，如泥炭为0.8、火成岩为1.9、页岩为2.5、砂岩为4.7等；

S——流域的平均坡度，分别按南北向和东西向取地下水面的平均值，$(‰)^{\frac{1}{2}}$；

R——多年平均年径流深，mm；

F——流域面积，km^2。

上述方程的多重相关系数高达0.98，与地质指数G的偏相关系数达0.70，与年径流量R的为0.58，与坡度S的为0.43，与面积F的为0.43。

流域内的湖泊和沼泽对河川径流具有调节作用，能使径流的年内分配趋于均匀，枯水径流增大，湖泊和沼泽对枯水径流的影响程度与湖泊和沼泽的多少、在面上的分布都有关系，见表6-2和表6-3。

河网密度和河槽切割深度是衡量流域排水条件的重要指标，也直接影响枯水径流的大小和稳定的程度。流域内河系发育，河网密度大，不但为地下水提供了良好的排泄条件，而且河槽蓄水量也大，如表6-4所示。河槽切割深度大，可截获比较多的地下水补给。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 6-2　　湖泊率对枯水径流的影响

国　家	站　名	流域面积 (km^2)	湖泊率 (%)	湖泊位置	年最小日流量模数 [(L/s)/km^2]
苏　联	普　纳	1985	7.7	上　游	2.1
苏　联	沙　里	1775	7.7	均匀分布	2.5
苏　联	牙塔维纳	1715	11.9	下　游	3.4

表 6-3　　湖泊率、沼泽率对枯水径流的影响

国　家	河　流	流域面积 (km^2)	湖泊率 (%)	沼泽率 (%)	年最小30天径流模数 [(L/s)/km^2]	
					冬　季	夏　季
苏　联	潘卡—奥达	15.3	3	3	1.30	1.76
苏　联	留依—奥达	17.1	3	0	0.86	0.91
苏　联	捷纳牙	293	9	2	6.96	4.56
苏　联	塞斯特	390	1	6	4.08	3.46

表 6-4　　河网密度对枯水径流的影响

国　家	河　名	站　名	流域面积 (km^2)	河网密度 (km/km^2)	年降水量 (mm)	产流模数 [(L/s)/km^2]	
						全　年	枯　季
古　巴	牙　拉	沙　捷	234	0.81	1940	33.3	15.3
古　巴	巴柯劳	特　柯	167	0.64	1600	18.0	9.6
古　巴	卡　托	皮　拉	137	0.58	1605	18.2	7.2

有些因素之间存在着一定的相关性，例如流域面积大，往往河网密度也大，河槽切割深度也大，这些都能增大枯水径流。

（二）人类活动的影响

人类活动对枯水径流的影响，相对于洪水径流和年径流而言，要严重得多。例如森林能增大枯水径流，据日本1980年林业白皮书估计，日本森林土壤的年蓄水量大约有2300亿t，因为森林素有“绿色水库”之称，具有良好的蓄水能力，在枯水期可以徐徐向河川输送清水，1978年福岗发生异常枯水，靠着森林土壤的蓄水作用，每日从上游森林流来约15万t清水；1964年东京发生严重干旱，也由于周围森林的作用，河道仍能每天补充30万t清水。当然，上述森林地的蓄水量还与地质条件有关。

第四章讨论了人类活动对水资源的影响，其中大部分因素对枯水径流会产生作用。蓄水工程、排水工程能增大枯水径流，取水工程又能减少枯水径流。但一些资料表明，城市化对其影响不大，可能的解释是，因不透水面积增加而减少的枯水径流被污水管渗漏和废水排入河道所抵消。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

通过以上分析可见，枯水径流受许多因素的影响，除了有降水量等分区性因素外，非分区性因素多且作用大，这就决定了枯水径流的一些特征值在有些地区呈现出分区性，可用等值线描绘，而在另一些地区则分区性不明显，难以用等值线描述。

二、资料的审查和还原

枯水径流资料的审查既重要，又困难。一方面以前水文测验部门偏重于洪水径流，忽视或轻视枯水径流；另一方面在观测时有许多具体困难，例如低水时期流速小，水深小，对仪器的要求高，再加上受到河床演变、水草对仪器的缠绕、冰花对仪器的阻碍的影响，以及封冻期破冰盖观测的困难，实际观测次数较少等等，都会使实测资料精度不高，甚至存在问题。所以，在进行具体分析计算之前，必须对资料的可靠性、一致性进行严格、仔细的审查。

（一）资料可靠性审查

首先要了解观测情况，根据水文测验规范和施测时的断面、水深、水面宽等条件，判断资料是否可靠。如嫩江大赉站1965年2月21日的一次测流，平均水深3.7m，最大水深6.0m，水面宽195m，断面面积722m²，采用一根垂线一点法。按规定，精简后的垂线数目，当河宽为100～300m时，应有7～10根，即使河宽在50m以下，垂线也不得少于5根（1956年、1960年规范）；规范还规定，一般用3点法测速，有效水深0.4～0.6m时用2点法施测，只有当水深小于0.4m时才允许用一点法测速。对照之下，该次测速的垂线和测点布设均不符合规范要求，其成果精度较差。又如规范规定当测验河段在稳定的封冻期、且没有冰上冒水及再生冰现象时，每10～30天进行一次测流，有的测站两次测流的间隔超过30天，而且漏测最小流量，这就明显不合理了。

在水文资料整编中，也往往不重视枯水径流，对一些明显不合理之处也很少作深入的分析处理。此点也应注意。

审查的方法在《水文测验与资料整编》中已经讲述，此处仅介绍最小流量相关和最小流量沿程变化分析法。

1.最小流量相关法

在基本不受人类活动影响、或者人类活动影响保持基本不变的情况下，区间面积小的河段的上下游断面的流量有比较好的相应性。虽然各站测验和整编资料的精度不一，使最小流量的相关关系较差，且各站最小流量出现的日期不对应，但从总的趋势看，是有一定的相应性的。在一定范围内，相邻流域也有上述规律。如对松花江支流汤旺河晨明站进行分析，相邻的呼兰河有秦家岗和兰西两个断面的枯水径流资料可资利用，分别点绘晨明站与上述两站的年最小流量相关图（见图6-5），可发现在两张关系图上都出现1963年晨明站流量偏大和1955年晨明站流量偏小的现象。当然，也可能是秦家岗和兰西站流量偏小和偏大所致，但两个站同时偏小和偏大的可能性要比晨明站一个站流量偏差的可能性小，所以先对晨明站的资料进行分析。通过气温、水位、流量过程线的对照比较，判定1955年系整编方法不合理导致偏小；1963年则因测流时流速很小，工作人员将流速仪旋桨由每转20转发一个信号改为每10转发一个信号，致使计算的流量偏大许多。这种相关法只能发现大的问题。

地信网论坛
BBS.35001.COM

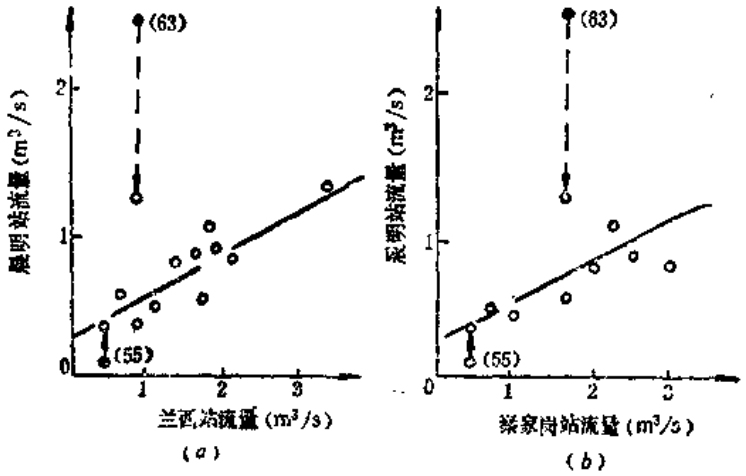


图 6-5 年最小流量相关图
(a)晨明站～兰西站；(b)晨明站～秦家岗站

2.流量沿程变化分析

当气候、土壤和地质等条件比较一致时，流域面积是影响枯水径流的主要因素，若绘制年最小流量沿程变化图，可以帮助发现一些异常现象。例如汤旺河自上游向下游有富拉尔基、江桥、大赉3个站，在同步观测的年份中摘取年最小流量，逐年绘出流量随面积的变化线，见图6-6，可以发现1963年富拉尔基站年最小流量有偏小的可能。

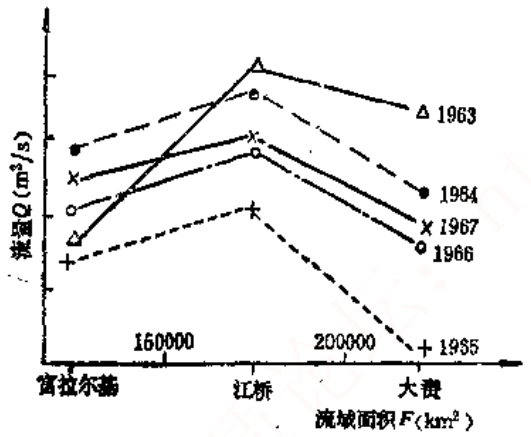


图 6-6 年最小流量沿程变化图

需要强调的是，这种方法也仅是根据大多数年份的趋势来判断的，故只能发现问题，还要进一步查清原因才能修正。

（二）资料的一致性分析和还原

枯水径流极易受人类活动的影响而发生不一致的情况。分析的原理和年径流的相同，所不同的是枯水径流对人类活动的反应更敏感，而且还包含着较大的偶然误差（如测验误差），造成分析和还原工作的困难。

对渐变的影响，可以通过分组对比加以判别。如福建省闽江竹岐水文站是最大的控制站，在自1935年起至1971年止的37年枯水资料中，发现似有分段现象：在逐年最小日平均流量过程线上，1953年以前的数值大多大于以后年份的数值，见图6-7。经计算，整个系列即37年的均值为393m^3/s，而1935～1953年的均值为446m^3/s、1954～1971年的均值为316m^3/s。两个时段相比，相差41.1%。经过测站特性分析、河床演变分析，否认了测验和整编中的系统误差；又对降水、蒸发等气候条件分析，也排除了连丰连枯的影响。在广泛的调查中，了解到解放前闽江流域内森林覆盖面积占的比重很大，解放后因森林工业的发

地信网论坛
BBS.3S001.COM

展，砍伐了大批成材林，使森林覆盖面积的比重迅速下降；再加上工农业用水量也有较大幅度的增加，使解放前后的枯水径流资料有较明显的不一致。这种渐变性资料的还原比较困难，如果系列中包含相当数量不受人类活动影响的资料，如上例中1935～1953年的实测值，就选取这部分资料作为枯水分析的样本。

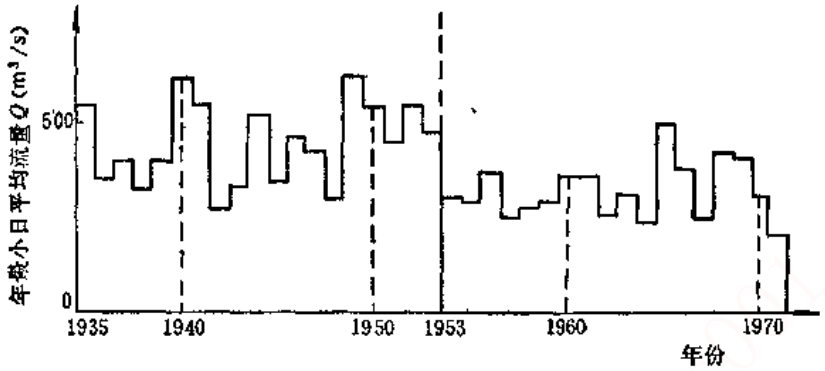


图 6-7　竹岐站逐年最小日平均流量过程

对突变的不一致资料，除了可应用前述的枯水径流相关法加以判别和修正外，还常用退水曲线法。在枯水季节，断面的流量变化常用退水方程描述，即

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \qquad (6\text{-}3)$$

式中　Q_t——时间t（一般用天数表示）的流量，m^3/s；

Q_0——当时间t为零时的流量，m^3/s；

e——自然对数的底；

α——经验性参数，称为退水系数；

t——时间，天，$t=1, 2, \cdots\cdots$，。

在半对数纸上，上述方程是一条直线：其斜率是退水系数α，在纵坐标上的截距就是Q_0。正常情况下，枯水期逐日平均流量在图上的点据分布基本上符合上述规律，当有个别时间的流量因引水、排水影响而不符合一般规律时，可以初步判定该数值可能受到人类活动的影响，在分析退水曲线的基础上，可以对它进行还原计算。

【例 6-1】 福建省莆田漱溪站1956年7月8日至18日的日平均流量见表6-5，18日的流量为全年最小日平均流量，经初步了解，该数值可能受上游拦河筑坝、引水灌溉的影响，需进一步定量分析并还原。

表 6-5　　漱溪站7月8日至7月18日流量过程

日期(月·日)	7.8	7.9	7.10	7.11	7.12	7.13	7.14	7.15	7.16	7.17	7.18
流量(m^3/s)	2.66	2.22	1.66	1.54	1.17	1.07	0.880	0.680	0.520	0.370	0.210

在半对数格纸上点绘流量过程，大部分点据呈直线分布，只有17日和18日两个点据明显偏离，且位于直线下方较多，见图6-8。由7月8日至16日的资料定出退水曲线，退水

地信网论坛
BBS.35001.COM

系数α为0.205，Q_0即7月8日的流量2.66m³/s，故这一时期的退水曲线可用下述方程描述：

$$Q_t = 2.66e^{-0.205t} \qquad (6\ 4)$$

用上式推求出7月17日和18日的流量分别为0.422m³/s和0.343m³/s，用此计算值对实测值进行修正，这一年的年最小日平均流量也就由0.210m³/s修改为0.343m³/s。

上下游断面相应的最小流量相关也是检查一致性和还原计算的工具。建立这种关系时，要根据上下游最小流量出现日期的相应性摘取资料，还要避免区间来水的影响。

在枯水期比较稳定的流域，可采用长短时段枯水流量相关法还原计算。人类活动对短时段内的径流有明显的影响，但对较长时段的径流，其影响相对地要小得多。例如福建省建宁站1963年3月7日的流量是全年最小值，但显得特小，要进行查证。因流域的枯水期较稳定，建立年最小日平均流量与年最小月平均流量相关图，如图6-9，发现该日流量偏离相关线很多，再参考其它调查情况，确认因上游电站截流蓄水，使建宁站流量偏小。利用该相关线再结合蓄水情况，就可进行还原计算。

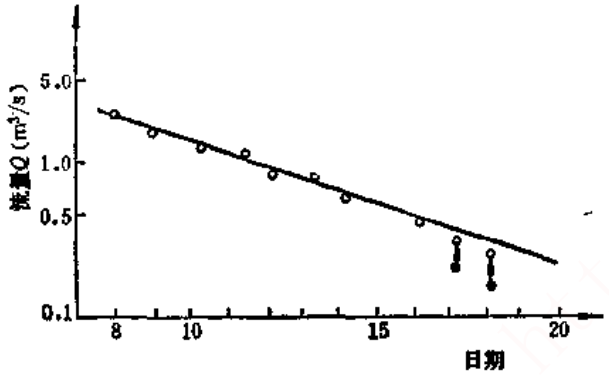


图 6-8　漱溪站7月8日至18日退水曲线

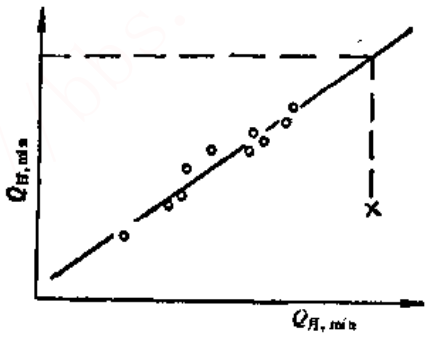


图 6-9　建宁站$Q_{日,min}$～$Q_{月,min}$相关图

三、枯水径流的频率分析

枯水径流的频率分析，基本原理和具体方法与年径流分析相同，但有一些比较特殊的问题，此处仅对这些特殊点作必要的阐述。

（一）选样

不同的分析目标，选样方法也不同。在天然河流上修建取水工程，必须考虑工程的供水保证率，供水保证率是指在工程建成后的多年运行期间，原来设计的需水要求能得到满足的程度，或者说在多年期间设计的用水部门能得到正常供水的保证程度。例如泵站取水，在用水部门的用水量和时程分配、水泵的装机容量和输水管道都确定的情况下，供水保证率就取决于河道的径流。设一年之中只要有某一瞬时的径流量小于设计的取引水流量，使正常供水遭到破坏，就认为这一年的正常供水被破坏，则保证率的涵义就是

$$\text{供水保证率}P_{保} = \frac{\text{正常供水的年数}}{\text{总的供水年数}} \times 100\% \qquad (6\text{-}5)$$

可以推知，若全年按固定的流量q供水，则当一年中的最小瞬时流量大于q时，这一年的

地信网论坛
BBS.3S001.COM

任何时间都能保证供水，这一年就属于正常供水年；反之，若某年的最小流量小于q，则这一年就属于破坏年。这样，上述的供水保证率$P_{保}$就可以用多年期间河流的年最小流量对于供水流量q的超过概率$P(Q\geqslant q)$表示，即

$$P_{保}=P(Q\geqslant q) \tag{6-6}$$

因此，研究供水保证率就转化为研究年最小流量的概率分布。一年之中流量有许多次大小起伏，现针对许多小流量中的最小值，或称为极小值，研究其概率分布，故这种概率分布也称为极值分布。

在全年按固定流量供水时，只需摘取年最小流量组成样本进行频率分析。但在变动用水时，全年供水的破坏与否，要分析年内各时刻需水与径流的关系才能确定，并不一定取决于年最小流量。例如有的河流有两次枯水期，夏秋季和冬季，虽然年最小流量可能出现在冬末，但往往夏秋枯水期的需水量大于冬季的，使这一时期的最小流量（并不一定是全年的最小流量）决定了这一年供水的正常与否。遇此情况，应在分析主要缺水期的基础上，按相同的季节在历年资料中摘取最小流量，这种方法称为分期选样法。关于这种选择方法，将在洪水分析部分作适当的讨论，本章只讨论前面那种情况。

年最小瞬时流量太容易受各种人为因素的影响，常用最小的连续几天平均流量作为分析的对象，如年最小5天平均流量、年最小月平均流量等。国外较多采用7天的枯水流量，以消除工矿企业以“周”为生产和休息的周期影响。

用年最小流量选择可能造成抽样的不独立，如上一年的流量在年末摘取，次年的恰在年初摘取，两者明显地处在同一次退水过程上，互不独立。若样本中不独立的情况较少时，可不作处理，或者屏弃日历年的人为规定，采用水文年度选样。国外近年还提出一种“部分频率系列”的概念，可以避免不独立的情况，具体方法可参考有关文献。

（二）系列的插补展延

许多需水部门对供水的保证率要求很高，自来水厂的达95%，火电厂的为97%，农业灌溉的也达75%以上，故推求相应于上述保证率（频率）的枯水流量时，频率曲线下端显得更为重要，插补展延系列可缩小频率曲线的外延幅度，尤其是特别干旱年份的年最小流量，对改善频率曲线有重要的意义，要尽力设法插补展延系列。

插补展延系列的方法主要是相关分析，如在控制条件较好的断面，由水位观测资料通过水位流量关系推求枯水流量；上下游断面枯水流量相关和相邻流域枯水流量相关等。当分析断面的上游和下游都有测流断面的实测资料时，可以用面积比法内插，但因枯水径流一般由地下水补给，故可能与河长的关系也较密切，因而可用下式内插：

$$Q=Q_{上}+\frac{Q_{下}-Q_{上}}{L_{下}-L_{上}}\cdot L \tag{6-7}$$

式中 $Q_{上}$、$Q_{上}$——分别为上游和下游断面的同时流量，m^3/s；

$L_{上}$、$L_{下}$——分别为上游和下游断面控制的河长，km；

Q——分析断面的流量，m^3/s；

L——分析断面控制的河长，km。

应用上式一定要慎重，不能利用受人类活动影响的资料，且区间不能有支流的影响。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

通过枯水径流调查以获得一些特小值，并作适当的处理，是非常重要的。图6-10是晋江将乐站年最小日平均流量频率曲线，样本由1953年至1970年的枯水流量组成。经调查得知，1964年和1967年不仅是实测的18年中的最小和次小值，而且还是1939年至1970年中的最小和次小值，应该把它们放到32年中去考察它们的经验频率，这样的处理就是特小值处理。图中的Ⅰ线是不作处理时的情况，Ⅱ线是经过处理后选配的频率曲线，分别用它们推求出的$P=97\%$的日平均流量为20.0m³/s和21.3m³/s。

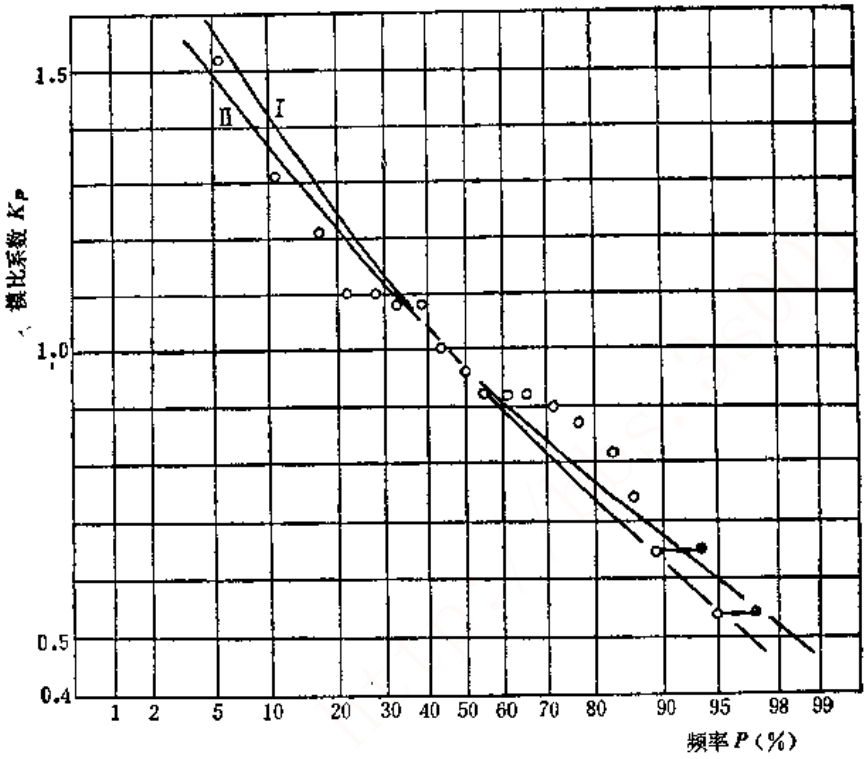


图 6-10 将乐站年最小日平均流量频率曲线
Ⅰ—未作特小值处理；Ⅱ—经特小值处理

对历史上曾经发生而没有观测到的特枯流量，要通过文献资料调查、召开调查会等方法确定当时的最低水位，以及河道断面和河床的糙率等要素，利用水力学中的谢才公式估算相应的流量。同时还要确定其重现期，对实测期中的特小值，也要通过调查估算它的重现期，如上例所述。

重现期一般指频率的倒数。例如某年的年径流量其频率为$P=5\%$，则相应的重现期$T=20$年，习惯上称为20年一遇。洪峰流量、洪水总量和暴雨量等，多讨论频率较小的事件，工程设计时都注意$P<50\%$范围内的洪水、暴雨，其重现期如上所述。对干旱年的年径流量和枯水径流量，即$P>50\%$范围内的径流量，习惯上用（$1-P$）的倒数计算重现期，如$P=99\%$的特枯年径流量，其重现期为100年，称为百年一遇的枯水年径流量。

（三）频率计算

1.经验频率

枯水径流的经验频率，也用期望公式$P=\frac{m}{n+1}\times 100\%$计算。当统计系列中有特小值

地信网论坛
BBS.3S001.COM

时，它们的经验频率将按另一套公式计算，由于它与洪水、暴雨分析中的特大值处理相似，本章不另作介绍，将在以后有关章节中阐述。

2.概率分布的线型

1954年，美国的E.J.耿贝尔发表了最早的关于枯水径流概率分布的研究成果《枯水的统计理论》。以后，一些水文学家开展了对枯水径流概率分布线型的研究，认为选择线型时要考虑以下一些原则：

（1）枯水径流的样本容量一般都较小，使计算出来的高阶矩抽样误差很大，故选用的概率分布不宜有4个或4个以上的统计参数，即最多不超过3个；

（2）枯水径流的最小值是零，即河道断流。要求选用的概率分布具有大于或等于零的下限。

国外采用的线型很多。第一类是极值分布，包括极值Ⅰ型分布（耿贝尔分布）、极值Ⅲ型分布（韦布尔分布）；第二类是正态分布，包括对数正态分布、正态分布；第三类是伽玛分布，包括P-Ⅲ型分布、P-Ⅴ型分布、对数P-Ⅲ型分布、伽玛Ⅱ型分布（两参数的伽玛分布）等。大量实践和研究表明：极值Ⅲ型、P-Ⅲ型、对数正态分布和伽玛分布对枯水径流的适应性较强。我国一直采用P-Ⅲ型分布。

在水文统计学中曾介绍过P-Ⅲ型分布的概率密度曲线，如图6-11所示，参数a_0是曲线起点在x轴上的坐标，用下式计算：

$$a_0=\bar{x}\left(1-\frac{2CV}{CS}\right) \tag{6-8}$$

式中的$\bar{x}$、CV和CS依次为均值、变差系数和偏差系数。枯水径流量具有非负的下界，要求在用图解配线法确定统计参数时必须有$CS\geqslant 2CV$，但事实上却往往出现$CS<2CV$的情况，这时的频率曲线如图6-12所示。在一定的频率范围内，枯水径流量是负值，这是不合理的。目前的处理方法是，若根据设计标准在频率曲线上求得的设计枯水流量为负值，都用零代替。需要说明的是，此处的设计标准，是指供水、航运等工程在规划时根据工程的重要性、规模、经济和技术等条件确定的保证率（频率），例如大型钢铁厂的供水设计标准为97%，表示在预定的用水量及其时程分配条件下，供水的保证率为97%。

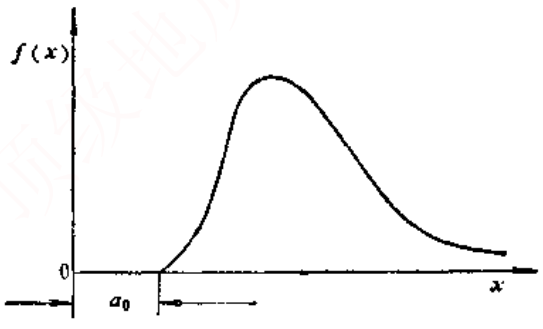


图 6-11　P-Ⅲ型分布概率密度曲线

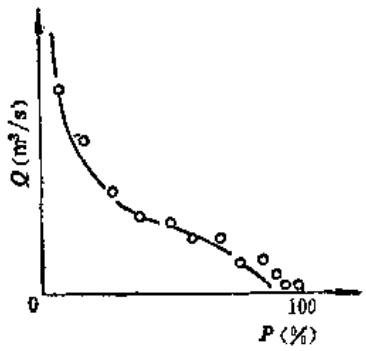


图 6-12　$CS<2CV$时的枯水径流频率曲线

一般情况下，水文特征值的频率曲线都呈向上凹的形状，但枯水径流或枯水水位的经验频率点据分布有时会出现向下凹的趋势，如图6-13中的Ⅰ线，若用矩法计算，$CS<0$，即

地信网论坛
BBS.3S001.COM

俗称的负偏。潮水位的频率分析，枯水位的频率分析，都可能出现负偏的情况。

现有的模比系数K_p值或离均系数Φ值的表格均适用于正偏的情况，不能直接应用于负偏分布的配线，需要经过一定的处理才能使用。

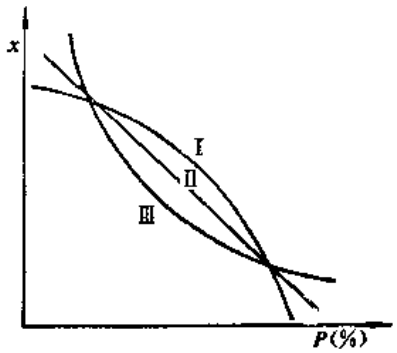


图 6-13 负偏频率曲线示意图
I—$CS<0$；II—$CS=0$；III—$CS>0$

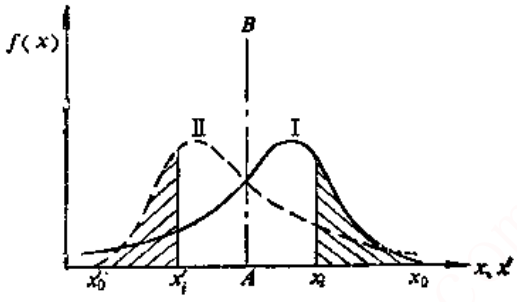


图 6-14 负偏概率密度曲线示意图
I—$CS<0$；$f(x)$；II—$CS>0$，$f(x')$

设随机变量x的概率密度函数为$f(x)$，其$CS<0$，对应于x_i的超过概率为

$$P(x\geqslant x_i)=\int_{x_i}^{x_0} f(x)dx \qquad (6\text{-}9)$$

可以设想另有一个密度分布函数$f(x')$，其均值和变差系数与$f(x)$的相同，且CS的绝对值也相等，仅仅符号相反，如图6-14所示。

从图形上可以直观地看出：式（6-9）就是I线所围成的阴影部分面积，它与正偏分布II线所围成的阴影部分面积相等，这部分面积就是对应于x_i'（与x_i对称）的不足概率：

$$P(x'<x_i')=1-\int_{x_i'}^{\infty} f(x')dx' \qquad (6\text{-}10)$$

上式中$\int_{x_i'}^{\infty} f(x')dx'$就是对应于$x_i'$的超过概率$P(x'\geqslant x_i')$，所以

$$P(x\geqslant x_i)=1-P(x'\geqslant x_i') \qquad (6\text{-}11)$$

图6-14中两条曲线的图形是对称的，对称轴为AB，故很容易得出以下一些关系：

$$\bar{x}=\bar{x}' \qquad (6\text{-}12)$$

$$x_i=x_i'+2(\bar{x}-x_i)=2\bar{x}-x_i' \qquad (6\text{-}13)$$

对已知的正偏分布，其离均系数Φ'为

$$\Phi'=\frac{x_i'-\bar{x}'}{\bar{x}'CV} \qquad (6\text{-}14)$$

对于负偏，可将式（6-13）代入上式，求得

$$\Phi=\frac{x_i-\bar{x}}{\bar{x}\cdot CV}=\frac{2\bar{x}-x_i'-\bar{x}}{\bar{x}\cdot CV}=-\frac{x_i'-\bar{x}}{\bar{x}\cdot CV} \qquad (6\text{-}15)$$

将式（6-12）代入，并与式（6-14）对照，有

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$\Phi = -\Phi' \qquad (6\text{-}16)$$

上式表明负偏时的Φ值，可以用正偏分布的Φ'值冠以负号求得。对于指定的频率P，如要求$P(x \geqslant x_p)$的Φ值，先计算（$1-P$）之值，查通常的正偏分布离均系数表得到相应的Φ'值，然后将它的符号改变，就成为原负偏系列$P(x \geqslant x_p)$的离均系数Φ值。

【例 6-2】 某站年最小流量系列的均值为4.96m³/s，CV为0.10，CS为-1.50，求$P=97\%$的设计枯水流量。

先计算（$1-P$）的值：$1-97\%=3\%$，查$CS=1.50$、$P=3\%$时的Φ'值为2.39（见附表 4），冠以相反的符号，得$\Phi=-2.39$，则所求的设计枯水流量为 $Q_{97\%}=\bar{Q}(1+\Phi \cdot CV)$ $=4.96[1+(-2.39\times 0.10)]=3.77$（m³/s）。

用配线法优选统计参数时，同样列表计算一系列频率的 P-Ⅲ 型曲线坐标点，绘出曲线，根据它与经验频率分布点据的拟合情况调整统计参数，最后取拟合效果最佳的曲线作为选配的频率曲线。

需要指出的是，当经验频率点据呈负偏分布时，对样本资料首先要作进一步检查，防止因为一些特枯年的流量受人为的抽引水影响而偏小，使原来应该是正偏的分布表现出负偏的假象。

有时，枯水径流的经验频率分布会有比较明显的转折，以致很难选配到令人满意的曲线，其原因可能是各年的枯水径流来自不同的总体。例如有些年份的枯水期有降水，其流量除地下径流外，还有当时降水所形成的地表径流参加组成；有些年份虽然枯水径流全部由地下径流形成，但流域中有几个含水层，各年的枯水径流得到补给的含水层并不相同。

3.断流资料的处理

有些小河流枯水期断流，流量为零。在实测系列中若有一个或几个零值，就很难选配合适的线型。这种现象已经引起人们的重视，但至今尚无好的处理方法。在实际工作中比较多的是采用以下两条途径，简要介绍如下：

（1）对断流资料出现得较少的系列，按负偏分布对待；对断流年份较多的系列，经验频率点据总的分布趋势仍是正偏，但选配的曲线其 CS 可能小于$2CV$。不论何种情况，如求出的设计值为负值，均以零代替，这表示符合设计标准的年份其枯水期将出现断流现象。

（2）设想在含有断流的枯水流量系列Q_1，Q_2，…，Q_n中的每一项都加上一个大于零的常数A，即令$Q'=Q+A$，形成了一个新的系列Q_1'，Q_2'，…，Q_n'，因为新系列中每一项都大于零，选配频率曲线比较方便。可以证明，新系列和原系列的统计参数之间是有一定关系的：

新系列的均值$\bar{Q}'$为

$$\bar{Q}'=\frac{1}{n}\Sigma Q_i'=\frac{1}{n}\Sigma(Q_i+A)=\frac{1}{n}\Sigma Q_i+\frac{1}{n}\cdot nA$$

因$\frac{1}{n}\Sigma Q_i$就是原系列的均值$\bar{Q}$，所以

$$\bar{Q}'=\bar{Q}+A \qquad (6\text{-}17)$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

新系列的均方差σ'为

$$\sigma'=\sqrt{\frac{1}{n-1}\Sigma(Q_i'-\bar{Q}')^2}=\sqrt{\frac{1}{n-1}\Sigma[(Q_i+A)-(\bar{Q}+A)]^2}$$

$$=\sqrt{\frac{1}{n-1}\Sigma(Q_i-\bar{Q})^2}$$

因等式的最右端就是原系列的均方差σ，故有

$$\sigma'=\sigma \tag{6-18}$$

新系列的变差系数CV'为

$$CV'=\frac{\sigma'}{\bar{Q}'}$$

将式（6-17）和式（6-18）代入上式，得到

$$CV'=\frac{\sigma}{\bar{Q}+A}=\frac{\sigma}{\bar{Q}+A}\cdot\frac{CV}{CV}=\frac{\sigma}{\bar{Q}+A}\cdot\frac{CV}{\frac{\sigma}{\bar{Q}}}$$

经化简，得

$$CV'=\frac{\bar{Q}}{\bar{Q}+A}\cdot CV \tag{6-19}$$

同样，可以证明偏差系数之间有如下的关系：

$$CS'=CS \tag{6-20}$$

通过配线法求出新系列的统计参数后，用上列各式就可得到原系列的统计参数。

不论用哪种方法处理系列中的断流，都存在一定的问题。例如对同一系列，分别用上述两种方法推求设计枯水流量，会得到不同的结果。关于这些，有待于作进一步的深入探讨。

（四）设计枯水流量和设计枯水位的推求

对频率分析所求得的统计参数进行合理性检查后，就可根据水利工程的设计保证率计算相应的枯水径流量，即设计枯水径流量。

有的部门需要推求设计枯水位，在有水位观测资料时，直接对水位进行频率分析计算。但要注意，我国以往的水位基面比较混乱，要统一到同一基面上去，将原系列加上或减去一个常数即可。当减去一个常数时，式（6-17）至式（6-19）中的A值取为负值即可。

拟建工程所勘选的地址，在很多情况下没有水文站，需在附近的上、下游寻找参证水文站，将它的设计枯水流量或设计枯水位经过一定的修正后移用到工程地址。设计枯水流量的移用，可用集水面积或河长作为修正的依据：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$Q_{设}=Q_{参}\left(\frac{F_{设}}{F_{参}}\right)^{n} \tag{6-21}$$

$$Q_{设}=Q_{参}\left(\frac{L_{设}}{L_{参}}\right)^{m} \tag{6-22}$$

设计枯水位的移用，在参证站相距不远时，可在枯水期进行短期的水面比降观测，然后按下式计算工程断面的设计枯水位$H_{设}$：

$$H_{设}=H_{参}\pm I\cdot l \tag{6-23}$$

以上各式中的$Q_{设}$、$F_{设}$、$L_{设}$分别为工程断面的流量、集水面积和河长；$Q_{参}$、$F_{参}$、$L_{参}$分别为参证断面的相应要素；n和m为经验性参数；I为比降，l为参证断面至工程断面之间的距离。当参证断面离得较远时，要在工程断面处设立临时水尺，与参证断面进行同步观测，建立两断面水位间的相关关系，然后由参证断面的设计枯水位转换得到工程断面的设计枯水位。若资料较少，难以建立相关关系时，选择枯水期水位稳定时的水位资料，由参证断面和工程断面的同时水位计算它们之间的落差，为避免观测误差等影响，取几次同时水位落差的平均值ΔH，计算$H_{设}$：

$$H_{设}=H_{参}\pm\Delta H \tag{6-24}$$

（五）枯水径流统计参数的地区分布

枯水径流受非分区性因素的影响较大，单纯讨论其统计参数的地区分布是困难的。我国浙江省曾经绘制多年平均年最小流量模数等值线、CV等值线及CS分区图。国外比较多地用分区建立多元回归方程的方法描述其地区分布。如美国的M.张和D.G.博耶对西弗吉尼亚州孟农加希拉河流域的12条支流建立了10年一遇年最小7天平均流量$Q_{7,10\%}$的经验公式：

$$Q_{7,10\%}=1.0241\exp[37.0469+0.0388C-0.0401L-3.6743f-0.5771T_{10\%}+1.1665R_{10\%}] \tag{6-25}$$

式中 C——流域周长，英里（1英里=1.609km）；

L——主河道长度，英里；

$T_{10\%}$——10年一遇的9月份最高7天平均气温，华氏度；

f——流域平均坡度；

$R_{10\%}$——10年一遇的9月份最长连续无雨天数。

$T_{10\%}$反映流域枯水期的蒸发能力，与流域的平均高程H和平均纬度W有关，其关系如下：

$$T_{10\%}=220.05-0.5201H-3.1216W \tag{6-26}$$

$R_{10\%}$是反映流域干旱的指标，经分析，它与流域的平均高程H有关：

$$R_{10\%}=17.89-0.2591H \tag{6-27}$$

对几种常用的设计频率分别建立如上所述的回归方程后，便可方便地推求无资料流域的设计枯水流量。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

四、流量（水位）历时曲线

流量和水位历时曲线是表示河道流量和水位比指定值大的时间百分率曲线，其下部是河流枯水径流特性的一种表示方式，在水电站规划和推求设计最低通航水位时是必需的依据。由于流量和水位的历时曲线从概念到绘制方法都相仿，故以流量历时曲线为例阐述。

（一）流量历时曲线的绘制

流量历时曲线，是一定时期的、某种时段流量的历时曲线。时期，是指年、季或月等；时段，是指瞬时、旬或月等。例如年的日平均流量历时曲线，指的是用一年的日平均流量绘成的历时曲线。时期和时段的选择，主要根据曲线的用途而定。目前应用得最广泛的是以年为时期、日为时段的流量历时曲线，简称日流量历时曲线。现以它为例介绍绘制的方法。

1.流量分级统计

为了适当减轻工作负担，根据流量的变幅分为若干级，然后列表统计每一级流量出现的天数，如表6-6中第（3）栏所示。

2.计算累积历时

自上而下逐级计算累积历时，见表6-6第（4）栏，累计至最末一级的总历时应等于一年的天数。

表 6-6　　流量历时统计表

级别	流量（m^3/s）	出现天数（d）	累计天数（d）	保证率（%）
（1）	（2）	（3）	（4）	（5）
1	8.59～8.00	2	2	0.5
2	7.99～7.50	7	9	2.5
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
11	0.99～0.50	20	342	93.4
12	0.49～0.00	30	365	99.7

3.绘制历时曲线

以流量为纵坐标，天数为横坐标，用表中第（2）和第（4）栏绘图，第一个点据的纵坐标为第一级流量的上限（表中的$8.59m^3/s$）、横坐标为零；第二个点据的纵坐标为第一级流量的下限（表中的$8.00m^3/s$）、横坐标为第一级流量的累计历时（表中的2天）；然后依次逐级以其下限流量和累计历时点绘关系点据，故最后一个点据以最末级流量的下限和总历时为纵横坐标。将各点相联，即为流量历时曲线。历时曲线的形状如图6-15所示。

如要根据多年的资料绘制多年平均日流量历时曲线，可按同样的方法计算各级流量的累计历时，绘出曲线。为了便于综合和比较，都把它们改绘成流量保证率曲线。各级流量的保证率是指其累积天数除以所统计年份的总天数。流量保证率曲线实际上是流量的累积频率曲线，或流量的相对历时曲线。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（二）流量历时曲线的性质及应用

流量历时曲线是分析枯水特性和水文地质等条件对枯水径流影响的一种有效工具。根据流量历时曲线的形状、坡度，不同保证率枯水流量的大小，可以判断流域蓄水量的大小、地下水的补排条件，为研究枯水径流的开发利用提供依据。

图6-16是几个不同地质条件流域的流量保证率曲线，可以很明显地看出，以砂和砾石为主的流域，有较丰富的地下水，曲线的尾部位置高，坡度平缓，有利于灌溉和城市供水的水源开发；以细颗粒耕作土为主的河流恰好相反，地下水对河道的补给量较少，不利于开发。

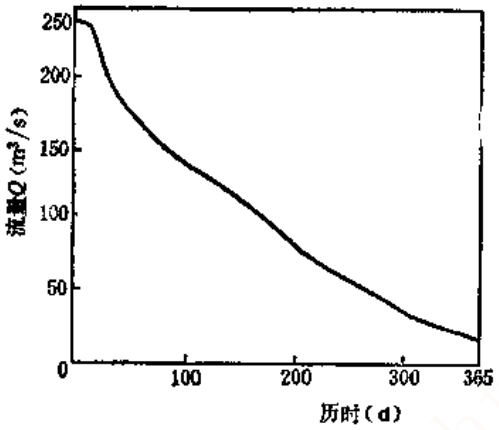


图 6-15　日流量历时曲线

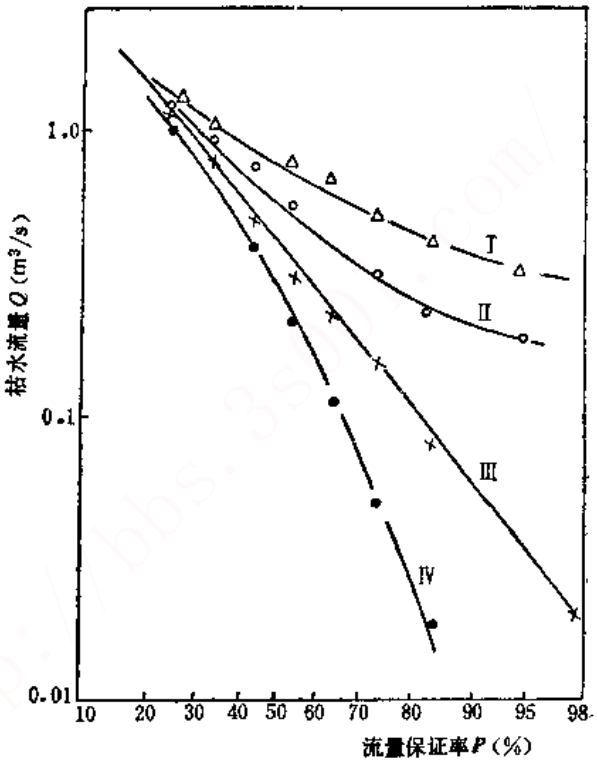


图 6-16　不同地质条件的流量保证率曲线
Ⅰ—以砂与砾石为主的粗结构土；Ⅱ—中度结构的沙淤土；
Ⅲ—中等颗粒的耕作土；Ⅳ—细颗粒的耕作土

流量保证率曲线的应用很方便，可直接由设计保证率在图上查得设计流量。航运部门，在水位历时曲线上可查得设计最低通航水位。绘制年的日平均水位历时曲线时，航道部门常取5～20cm作为水位分级的间距；水利部门则常根据水位的比例来确定水位分级的间距，当水位的比例为1:100时，水位级取0.10，即水位以10cm为一级；当水位的比例为1:200时，水位级为0.20，等等。

五、退水曲线分析

流域的退水曲线能反映流域蓄水量的大小和它的消退规律。退水曲线的数学模型如前面的式（6-3）。不同的地质条件，流域的退水曲线有很大的差别，图6-17表示不同岩性流域退水曲线的差别，砂岩流域的退水曲线比较平缓，且位置较高。

退水曲线的坡度是最重要的要素，它表示退水系数的大小，是地区综合常用的指标。如澳大利亚曾分析不同水源的退水系数K值，见表6-7。K值即式（6-3）中的$e^{-\alpha}$值。

退水曲线是进行枯水预测的重要工具，也是分割地表水和地下水的工具，其具体应用已在第五章中介绍。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

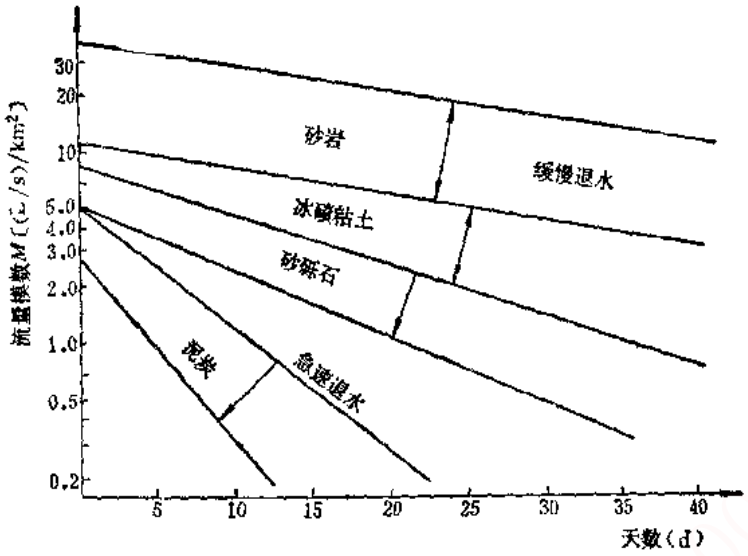


图 6-17　不同岩性流域的退水曲线

表 6-7　　退水系数 K 值表

补给水源	分析时段	
	小时	天
地下水	0.999	0.97
壤中流	0.99	0.90
地表水	0.95～0.99	0.30～0.80

第三节　旱情分析和干旱调查

干旱的涵义具有一定的相对性，而且从不同的角度有不同的理解。影响干旱的因素很多，主要有降水、气温、蒸发、旱风等气象条件；土壤、地形、地貌、水文地质等下垫面条件；农作物品种和分布、水利工程的供水等人为因素三大类。因此，干旱研究涉及许多学科。本节着重讨论在天然条件下因缺少雨水所形成的干旱，即农业干旱。

一、干旱指标和旱情分级

进行干旱分析，必须确定干旱的指标。从农业方面考虑，墒情能直接反映干旱情况，将其作为指标是非常合适的。但以往没有系统地观测和积累这方面的资料，所以一般都使用观测资料最丰富的降水量制订干旱的指标。

用降水量确定干旱指标的方法很多，但可归纳为两大类。

第一类是从降水资料本身的统计规律出发，按某种统计方法将降水量分为若干级，每一级对应于一种干旱情况。

（1）以年（季）降水量P占多年平均年（季）降水量$\overline{P}$的百分比 f 作为描述干旱的指标，即

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$f=\frac{P}{\overline{P}}\times 100\% \qquad (6\text{-}28)$$

分级标准各地不一，表6-8为部分地区文献上所列标准。

表 6-8　　部分地区干旱指标f分级表　　（单位：%）

文献名称	大旱	小旱	微旱	正常	小涝	大涝
黄河流域降水	<40	41～80	61～80	81～160	>160	
广西旱涝初步分析	<20	21～60	61～80	81～140	141～180	>180
陕西气候志	<60	61～80	61～80	81～120	121～140	>140
河南春旱初步分析	<50	51～80	61～80	81～150	151～170	>170

（2）以标准化降水量作为指标。在数理统计中，常把变量加以标准化变换，以便推广应用。现将年（季、月）降水量按下式进行标准化变换：

$$I=\frac{P-\overline{P}}{\sigma} \qquad (6\text{-}29)$$

式中的I为干旱指标，σ为降水量系列的均方差。当$I<-2$时，称为大旱；当$-2<I<-1$时为旱；$-1<I<1$为正常；$1<I<2$为涝；$I>2$为大涝。

以上两种指标仅从降水量方面着眼，没有与农业生产直接联系起来。有些地区以无雨期天数或抗旱天数作为反映干旱的指标，如广西以连续7天以上各日雨量少于10mm开始统计旱期，以日雨量大于15mm的前一天作为旱期终止（或者2日或2日以上有降雨，且每日雨量达到4～15mm作为旱期终止），若旱期7～10天，属小旱；旱期为11～30天属中旱；旱期为31～50天属大旱。新乡灌溉研究所提出以抗旱天数（各季最大无雨天数减去前期影响天数）作为干旱分级的指标，例如对春季，抗旱天数达30～50天，属一般旱；50～70天属大旱；超过70天属特旱。对初夏、夏季、秋季，则有不同的分级标准。

第二类是从水量平衡的途径制定干旱指标：

（1）水利水电科学研究院在1961年提出用降水量与农作物需水量的比值作为干旱指标。当比值小于0.8时为旱；小于0.4时为大旱。

（2）南京水文水资源研究所在1982年提出用标准雨量作为干旱分级的指标。在北方地区，作物需水量A由有效雨量P、灌溉水量M、耕作层有效土壤含水量W_0和地下水补给量G共同供给，即

$$A=P+M+W_0+G \qquad (6\text{-}30)$$

天然条件下没有灌溉水量，$M=0$，如要保持不旱不涝，需要的有效雨量P为

$$P=A-W_0-G \qquad (6\text{-}31)$$

如能分析得某个地区的A、W_0和G三个参数，就可求得不旱不涝情况下所要求的雨量，当实际降水量比它大时为涝，反之为旱。不同的农作物，同一农作物不同的生育期，要求的有效雨量是不同的。表6-9为华北地区的分级标准。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 6-9　　华北地区标准雨量干旱分级指标

季　　节	标准雨量(mm)	干　　旱　　指　　标	旱情等级
冬季(10～12月)	60	季节总雨量为标准雨量的80%～60%	偏　旱
春季(3～5月)	140	季节总雨量为标准雨量的60%～40%	旱
		季节总雨量为标准雨量的40%以下	大　旱
初夏(6～7月中)	透雨标准：30	第一场透雨首现日期为7.1～7.10	旱
		第一场透雨首现日期为7.11以后	大　旱
夏、秋(7月～9月上旬)	旱旬标准：旬有效雨量≤16(7～8月)；旬有效雨量≤10(9月)	该时期中，具有3个旱旬，或有连续2个旱旬	旱
		该时期中具有3个旱旬，其中2个在关键需水期(7月下旬至8月中旬)；或者7月中旬具有4个旱旬或连续3个以上旱旬	大　旱

从表中可以看出，旱情指标与农作物的生长密切相关：10月至次年5月为小麦生长期；6月中旬至9月为玉米生长期；棉花则生长在4月至10月间。晚玉米的播种需要下一场透雨；夏秋季则玉米正值需水高潮，短期无雨就会发生旱情，所以按旬分析干旱。因此，比较而言，这种指标科学、全面，但是需要较多的资料。

（3）干旱指数。第三章中所述干旱指数也称为干燥指数，其概念见式（3-48），它也是干旱分析常用的指标。

（4）1961年我国北方七省一市旱涝技术座谈会提出的指标如下：

$$D=\frac{P-R_e+\frac{\bar{\rho}_0}{\rho_p}+\gamma_g}{W_0+\frac{\rho_m}{\rho_p}} \qquad (6\text{-}32)$$

式中　D——农作物某一生长期的旱涝指标（$D<0.5$为旱、$D=0.5\sim0.8$为偏旱、$D=0.8\sim1.3$为正常、$D>1.3$为偏涝）；

P——降水量，mm；

R_e——无效降雨量，即径流量和深层渗漏水量，mm；

$\bar{\rho}_0$——作物生长期开始时根系分布层的土壤平均含水量，mm；

ρ_p——该土壤容重情况下，根系分布层内1mm雨量所增加的土壤含水量百分数；

γ_g——地下水补给量，mm；

W_0——作物正常生长消耗的水量，即作物蒸腾与土壤蒸发量，mm；

ρ_m——作物所要求的适宜土壤含水量，mm。

以上各项都是对某一个作物生长期而言的。

这一指标的物理概念明确，比较全面地考虑了影响干旱的各种主要因素，上式的分子项表示降水实际供给作物的总水量，分母项是为保证作物正常生长所需要的总水量。当$D<1$时，表示供水不足，干旱；反之，$D>1$，不旱。

（5）用农作物需水的自然保证率作为指标。作物扎根于土壤之中，从土壤中汲取水分。土壤水分主要依靠降雨的入渗补给，在地下水位较高的地区，还有地下水毛细管上升

地信网论坛
BBS.3S001.COM

补给。研究土壤补水量、补水过程与作物需水量、需水过程之间的协调情况，即水、土、植物三者之间的关系，可以分析出自然降雨入渗和地下水毛管上升水对作物需水的满足程度，并将它称为作物需水的自然保证率。据调查，作物需水的自然保证率对作物受旱减产程度有密切的影响。

耕作层土壤含水量的适宜范围在田间最大持水量和作物初期凋萎含水量之间。当长期无雨、土壤含水量消减到初期凋萎含水量时，作物出现旱象，产量将降低。对作物生长期内土壤含水量进行平衡计算，统计出作物生育期土壤含水量低于作物凋萎含水量的累积天数和一次连续最长的天数，以及关键生育阶段土壤含水量低于凋萎含水量的天数，用这些资料与作物减产程度建立关系，并以减产程度作为确定灾情的级别，如减产1成以下为不旱、减产1～3成为小旱、减产3～6成为中旱等，就可以对各种作物分析出各年的干旱级别及各种旱级的发生频率。不旱年的频率即自然保证率。

二、旱情分析

对一次干旱的分析，包括干旱的严重程度、波及的范围、历时长短等内容。为研究其规律并作出预测，必须分析多年期间各种等级、各种历时的干旱出现的频率，以及它们的地区分布等。

（一）干旱频率

干旱频率是指某级旱情（包括比它更严重的旱情）出现的累积频率。在一个地区内，选择一些资料条件较好、具有代表性的测站，根据农作物的生长期等情况划分成几个季节，对每个季节统计出多年期间出现偏旱、旱、大旱的频率（仍用期望公式计算），以反映干旱的出现概率，如表6-10所示。

表 6-10　　河北平原区干旱频率统计　　（单位：%）

地区	季节 / 分级	冬季（10～12月）			春季（3～5月）		
		偏旱	旱	大旱	偏旱	旱	大旱
南部	衡水	40	24	9	87	74	52
	邢台	36	21	8	89	76	52
	石家庄	33	19	8	86	73	50
	邯郸	39	14	3	87	73	47
北部	保定	56	28	8	83	72	52
	廊坊	60	43	23	89	75	51
	沧州	53	34	16	91	79	54
	天津	66	38	19	90	77	52
	北京	64	46	25	85	73	52
	唐山	49	34	17	88	72	40
平均	南部	35	20	7	88	74	50
	北部	58	41	18	88	75	50

各种干旱历时在多年期间的概率分布也具有重要意义。首先确定某个日降水量标准，凡日雨量小于该值即属于干旱日，逐年摘录统计年最大连续干旱日的天数，组成系列，根

地信网论坛
BBS.35001.COM

据它们的天数多少排列，计算频率，就可绘出年最大连续干旱日天数与频率的关系线。不同的日降水量标准可绘出不同的关系线。

（二）干旱的地区分布

干旱频率也可绘等值线，对每个季节、每种旱级都可绘出一张等值线图，如图6-18。它是干旱分析的常用工具。

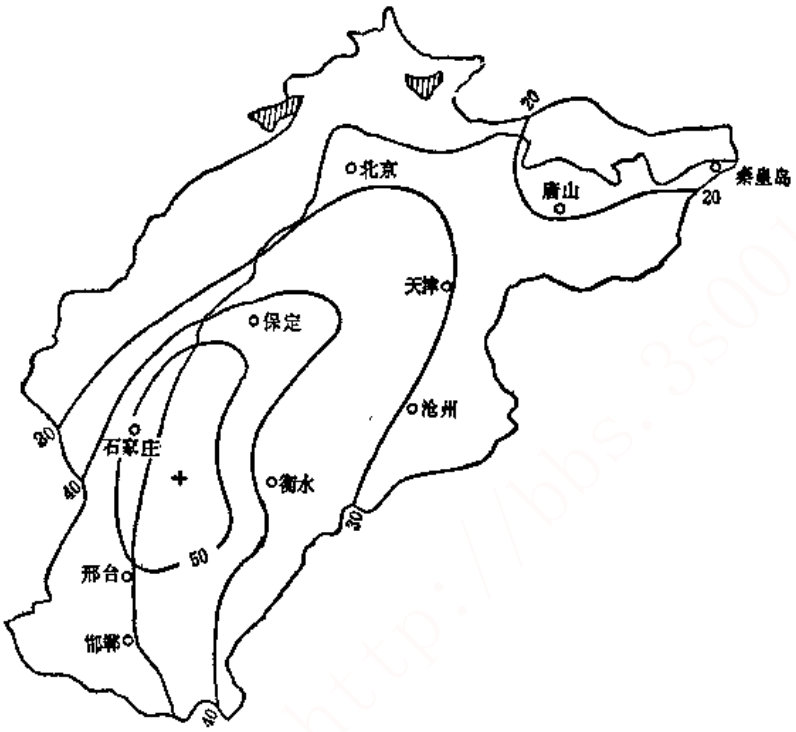


图 6-18　河北地区夏季旱级频率等值线图

旱情的点面关系是指每一年的旱情与面积的关系线。从年降水量等值线上规定一系列降水量值，量算小于某规定降水量地区的面积，获得一系列降水量与面积的关系点据，以年降水量与多年平均年降水量之比为纵坐标，部分面积占整个地区总面积的百分比为横坐标，即可绘出关系线。前面已述，降水量的模比系数可以作为干旱分级的指标，故在图上可以看出各年属何级干旱以及面积分布情况，这种关系图也可按季分析绘制。

根据干旱频率等值线，还可进一步分析干旱频率与受旱面积的关系，如图6-19所示。在图上可以得到不同面积上受到各级干旱的频率。

干旱的地区分布，还包括地区内各地出现干旱的同步情况，即干旱的地区遭遇情况。在规划水利、农业等工程措施时，必须要研究水资源地区协调的必要性和可能性，了解和分析各地干旱的遭遇规律就显得非常重要。但目前大都还是比较粗略的定性分析，一般通过多年期间各地丰枯旱涝的出现情况统计，得出同时发生干旱的频率，以及干旱发生时间的相应程度。例如据分析，海河和淮河同步发生枯水年和偏枯水年的机会为46%～56%；海河和淮河均发生春旱（及偏旱）的机会为45%～57%。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（三）干旱的季节特点和年际组合情况分析

干旱在年内出现在不同的季节，造成不同的后果。要分析多年期间各个季节出现干旱的可能性大小，以及几个季节连续发生干旱的规律，如连续干旱季节的长度、发生在哪些季节等。

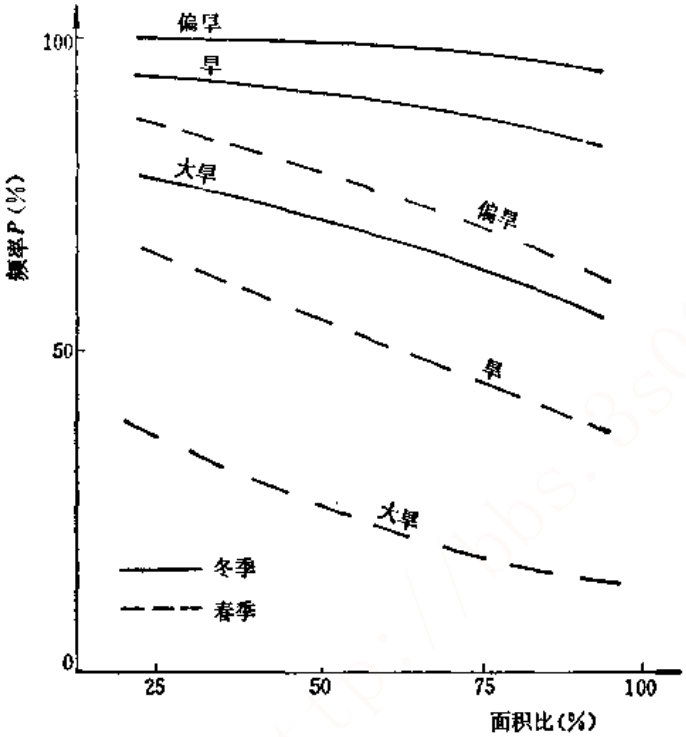


图 6-19 干旱频率与受旱面积关系图

表 6-11 石家庄地区连续干旱统计表

连续期的长度(年)	出现次数				
	冬季(10～2月)	春季(3～5月)	初夏(6月)	夏季(7～8月)	年
连续2年	3	3	1	4	4
连续3年	3	1	2	0	1
连续4年	0	0	1	0	0
连续5年	0	0	0	0	0
连续6年	0	1	0	1	1
连续7年	0	0	1	0	0
30年中总的干旱年数	17	17	22	16	18
连续干旱的总年数	15	15	19	14	17
连续干旱年占的比例(%)	88	88	91	88	94

连年干旱造成的后果更严重。除了前面已阐述的年降水量丰枯周期分析外，还可对某一季节的连年干旱进行统计分析。表6-11是石家庄地区各季连年干旱的统计情况。用表中的数据可以说明多年期间的所有干旱年中，2年或2年以上干旱连续出现的可能性为94%，

地信网论坛
BBS.3S001.COM

最长的连续干旱期可达6年，确定是“十年九旱”。

（四）特别大旱年的旱情分析

特别大旱年，首先是全区域性旱年，在整个区域内大部分地区都发生旱或大旱级干旱；其次，年或季降水量是多年期间最少的；第三是干旱时期比较长。总之，特别大旱年是范围广、旱情严重的年份。这种年份的旱情，往往对水资源工程的规划设计是一个非常重要的客观依据，要作比较详细的分析，其内容包括降水量及其时程分配和地区分布、墒情、干旱的点面关系、径流和地下水情况、水利工程的运行情况、农业灾情、工农业生产的经济损失等。同时还要对形成干旱的气象原因、上一年的雨情和旱情以及水文情势所产生的影响作出分析。

三、枯水和干旱调查

（一）枯水调查

枯水调查资料不仅为枯水径流频率分析时的特小值处理提供依据，而且是进行典型大旱年旱情分析所必须具备的资料。

枯水调查的主要内容有：特枯年的枯水流量（水位）、发生日期、持续时间、断流历时，以及这些特枯流量（水位）的重现期等。为了能从多方面论证调查成果的可靠性，还要调查降水、蒸发等与径流有关的水文要素。尤其要注意，越是特大旱年，连续发生的机会越多。山东省最近连续13年干旱；山西省光绪三年特大旱，接连9年干旱，在历史上还曾出现过连续年数更多的干旱年。而且越是大旱年，在地区上往往越有高度的同步性，干旱波及的范围也越广。

枯水现场调查一般应在枯水期进行，当枯水流量出现在畅流期时，需要通过访问调查了解以下情况，以确定特枯流量：

（1）枯水位标志；

（2）发生枯水时的河道断面情况，以及到调查时为止的时期内的断面变动情况；

（3）发生枯水时河床质的组成，从发生枯水的年代至今的时期内主河道变化情况；

（4）水生植物在枯水期的生长情况及其对水流的影响情况；

（5）河干和断流的持续时间及出现时间；河干时有无潜流现象，在可能调查到的时期内发生几次断流；

（6）枯水发生时期的灌溉和工业等用水情况；

（7）所调查的几次枯水排位情况，发生日期；

（8）出现枯水的原因、枯水发生前后的降水情况。

当枯水径流出现在封冻期时，除调查以上情况外，还要了解以下情况：

（1）封冻情况，冰厚、水浸冰厚、冰花有效水深等断面情况；

（2）连底冻的持续时间，有无冰上流水情况。

根据上述情况，选择适当的河段进行测量和测绘，估算出枯水流量，并确定其重现期。

枯水的文献资料调查可以了解更多的历史上发生的枯水资料，有的省已经整理出近2000年的洪涝旱暴潮灾害年表，其中有大量关于枯水干旱的记载，用以结合其它资料确定

地信网论坛
BBS.3S001.COM

枯水的重现期或排位，无疑是非常有价值的。

（二）干旱调查

干旱调查的重点，是历史上曾经发生的特大干旱年份，以进行典型大旱分析，同时对历史上所有的干旱情况也要作一般的了解，以分析干旱的频率和地区遭遇等。如前所述，干旱和旱灾是两个既有一定联系而又不同的概念。在人们的印象里，在历史文献资料的记载里，一般都以旱灾为主。调查时也常以旱灾的灾情为线索，再作深入分析，但一定要注意，灾情最严重，不一定最干旱。现通过实例来说明。

【例 6-3】 溧阳县沙河流域的特旱情况调查与分析。根据调查组的流域调查，获得如下的历史大旱情况：沙河上游的支流平桥河，枯水旱灾出现次数不多，1934年和1958年曾发生两次严重的旱灾。1934年灾情很重，从 4 月底至 9 月份没有下雨，河道完全干涸，河底干裂，水井也枯竭，居民饮水靠河旁的几个小塘泉水，当年农作物几乎全部绝收，土地干裂成一块一块，被访问者 7 亩地仅收到 7 斗粮。1958年从 6 月到10月22日共90多天没有下过透雨，其间只有小雨，种水稻全靠泉水，河槽里几乎没有水。

平桥的水井水位，在一般旱年也不改变，地下水非常丰富，地下水位一般距地面1.5 m左右，1934年水井枯竭。

又据沙河上游另一支流宋家河流域调查，1934年自 5 月至10月的 5 个月没下过雨，就是有雨也只是和露水相似，这一年是最枯的旱年，河槽几乎完全干涸，滴水不存，人们吃水全靠村中的水井，但井中的水深很小，只勉强够用，田里的秧栽下去就干死了，颗粒无收，人都是靠吃山草、野稻、观音粉等度日，村里还饿死好几个人。

另一支流徐家园河，调查中得知1934年 4 月至 9 月末的河中滴水没有，农作物全部干死，人吃水要翻过山到中田舍去挑，每天一户一桶水，人们生活靠上山打柴草出卖度日。

1978年，长江下游普遍受旱，空梅加伏旱，太湖流域各水位站均出现有记载以来的最低水位，但因有水库等水利工程供水，没有造成旱灾。

从灾情看，1934年最严重，1958年次之，1978年没有成灾。但通过年降水量对比（见表6-12），可见1978年最旱，1934年次之，1958年第三。如对它们的 4 月至10月降水量进行统计分析，也得到相同的结论。

表 6-12　　沙河流域枯水年年降水量　　（单位：mm）

站名 / 年份	沙河	平桥	宜兴	溧阳
1934			783.4	822.6
1958			1096.5	1000.6
1978	632.1	692.7	679.1	(582.0)

还可以推断，因1934年沙河上游几乎断流，故1978年如没有水利工程，也必会发生断流。这种特旱年的重现期，结合文献资料考证，自1829年以来没有比上述两年更加严重的干旱发生，可以初步确定1978年的干旱是自1829年以来至1988年的 160年一遇，1934 年干

地信网论坛
BBS.3S001.COM

旱为80年一遇。

（三）旱灾灾情调查

旱灾灾情调查，除了包括上述的旱情以外，还要调查受灾面积、受灾程度、造成的经济损失、对环境的影响、对社会的影响等。

第四节　我国干旱地区水资源特点简介

我国的干旱地区，其范围大致包括新疆、甘肃河西走廊、青海柴达木盆地、宁夏北部、内蒙古西部等地，土地面积约占全国总面积的四分之一。在这样辽阔的区域内，水资源是国民经济各行各业发展的最大制约因素。在这一区域内，平原部分的多年平均年降水量大都在100～150mm以下，如冷湖、吐鲁番、若羌、伊吾淖毛湖等地，不足20mm，最少的是托克逊站，仅7mm。一般情况下，这些降水不能产生地表径流，成为“无流区”。只有在极稀遇的情况下，才会有较多的降水，产生一些临时性地表径流，不仅其量微不足道，而且转瞬即逝。这一地区的水资源和水文规律与湿润地区相比，有非常大的差异。经济建设的需要，促使人们对这一地区的水资源和水文研究给予高度的重视，但目前的研究成果还很少，本节只能作非常简要的介绍。

一、径流形成区和径流散失区

我国干旱地区有一个显著的地貌特点：大部分是盆地，周围有不少大的山体存在，如阿尔泰山、天山、祁连山、喀喇昆仑山、昆仑山等。它们能拦截较多的水汽而得到一定的降水。在祁连山东段北坡、阿尔泰山西北部和天山的西段等，年降水量可达1000mm以上，为发源于山脉的河流提供丰富的水源。但是，河流流出山口以后，便分散在由戈壁构成的冲积扇、洪积扇上流行，因渗漏剧烈，且潜水位埋深达50～100m，故许多河流流出山口不久，河水便损耗殆尽，有的河流出山口十几公里后便全部渗入地下。即使水量丰富的大河，也有30%～60%的径流渗漏掉。

因此，从径流形成的角度看，干旱区可明显地划分为径流形成区和径流散失区。这两个区交界线的高程，各地不相同，主要取决于当地的气候和下垫面条件。一般说来，降水量大而渗漏稍弱的地段，分界线高程低；降水量少而渗漏严重的地段则相反。天山北坡大致为1400m，南坡则上升到2000m；阿尔金山的北坡高达2500m。当然，蒸发对分界线的高程也有明显的影响。径流形成区和散失区的水文情势是不同的。最明显的是在径流形成区内，河川径流量随着集水面积的增大而增加；径流散失区内则恰好相反，河川径流量随着集水面积的增加而迅速减少。例如玛纳斯河从上游的煤窑沟站到出山口红山嘴站，1956年的年平均流量增加了9.9m³/s，从红山嘴站到山前平原的杨家摆站，就迅速减少了20.4m³/s。

二、年降水量与年蒸发量

如前所述，只有在径流形成区才能有较多的降水。据已有资料分析，年降水量随着高程的增加而增加，但各地的递增率不同，而且尚无法判定是否存在最高降水带，在勾绘等降水量等值线时需要慎重。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

年陆面蒸发量随高程的变化情况，取决于降水量和气温等因素。据祁连山石羊河流域的研究，在山前平原的干草原带，因降水量少，供水不足，虽然温度高，但蒸发量小，它随着高程的增加而增加；进入山区，降水增加，蒸发量仍然因供水逐渐充分而增加；高程再增加，气温降低，尽管降水量继续随高程的增加而增加，但蒸发量却逐渐减少，如图6-20所示。

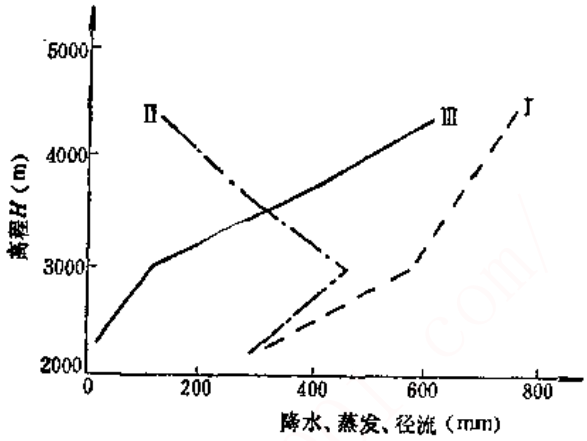


图 6-20 石羊河山区流域年降水量、年蒸发量、年径流量随高程的变化图
Ⅰ—降水；Ⅱ—蒸发；Ⅲ—径流

三、年径流

1.河川径流的补给

干旱地区的河川径流，其补给来源比较丰富：有雨水、地下水、高山冰雪融水、季节积雪融水等。高山冰雪融水是指冰川的融化水；季节积雪融水是指冬季降雪到明年春季融化，补给河流。它们与气温有密切的关系，对径流的年内分配影响很大，对年际变化也有一定的影响。

2.径流的时程分配

在干旱年份，雨水较少，但气温高，从而使高山融冰水量较多；在多雨的年份，雨水较多，高山融冰水却较少。两者互相补偿，使年径流量的年际变化较小，故有高山融冰水补给的河流，CV一般较小，即出口断面处的年径流量比较稳定。

除了以地下水和季节积雪融冰水补给为主的河流外，因降水量集中在夏季，高山融冰水也集中在夏季，故径流的年内分配很不均匀，夏季的径流可占年径流的60%以上。再加上其它原因，如冰湖溃决，会形成很大的洪水，使干旱区的洪水规律也不同于湿润地区的。冰湖是指因冰川运动造成冰川堵塞上游河道而形成的“湖泊”。

3.年径流量随高程的变化

在一定的高程范围内，年径流量随海拔的增加而增大的现象比较明显，图6-4已清楚地表明了这一规律，它与第三章中的图3-16形式基本相似，所不同的是湿润地区的年降水、年蒸发量与高程的关系曲线下端起点均落在横轴上，表明在山前平原都有降水、蒸发和径流；而干旱地区的关系曲线的下端几乎落在纵坐标轴上，即山前平原上的降水、蒸发和径流接近于零。据已有的资料分析，仍不能判定是否存在最高径流带。

四、泥沙

在干旱地区，水平衡要素明显的垂直地带性，直接影响到泥沙的规律。干旱地区的机械风化作用一般总是比较强烈，故碎屑物质丰富。在低山地带，发生暴雨时河流挟带的泥沙颗粒较粗，以致会产生泥石流，对人类的危害极大，可以淹没建筑物、毁坏农田。在高山地带，冰雪融水所挟带的泥沙比较少。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第七章　洪水分析与设计洪水计算

第一节　概　　述

一、洪水与防洪工程

汛期的洪水径流是潜在的水资源，如不加调控，不仅难于利用，还会成灾。洪水是水流的一种自然现象。一般认为洪水是指河流、海洋、湖泊等水体上涨到一定的水位，威胁有关地区的安全，甚至造成灾害的水流。按照出现的区域不同，洪水大体上可分为河流洪水、海岸洪水和湖泊洪水等。

根据成因不同，河流洪水可分为暴雨洪水、融雪洪水、冰凌洪水、冰川洪水、溃坝洪水和土体坍滑洪水等。我国大部分地区的大洪水系暴雨形成，故本章所述的洪水，均指暴雨洪水。一次洪水的流量过程，其特性可用洪水过程线$Q\sim t$、洪峰流量Q_m和洪水总量W_T描述，如图7-1所示。

我国幅员辽阔，河流众多，洪水特性和成因亦多不相同。这是由于所处气候和其它自然地理条件的不同造成的。我国河流大致可分为三类：第一类是珠江、长江、淮河、台湾诸河等以降雨补给为主的水系，这些河流处于热带和亚热带气候区内，年平均气温和冬季平均气温都较高，河流的水量及其变化与流域的降雨量及其变化密切相关，一般涨落迅速，常形成峰高量大的洪水过程。第二类是黄河、海河、松花江、黑龙江等水系，它们处于温带气候区内，冬季地面积雪，河水结冰。河流虽仍以降雨补给为主，但有季节性冰雪融水补给，故这类河流一般有两个汛期，即春汛和夏汛。春汛大都由冰雪融水形成，洪峰低而历时短；夏汛则由降雨形成，峰高且历时长，流量变化剧烈。第三类是阿尔泰山、天山、昆仑山和祁连山西部一带的河流，它们处于高寒气候区，高山上有永久积雪和冰川分布。这类河流以高山冰雪融水补给为主，降雨补给为次，河流水情的变化与这些地区的气温变化密切相关，流量变化较缓慢，常形成一个大的洪峰，其上再叠置着一些小的洪峰，这是山地气温变化或降雨的结果。

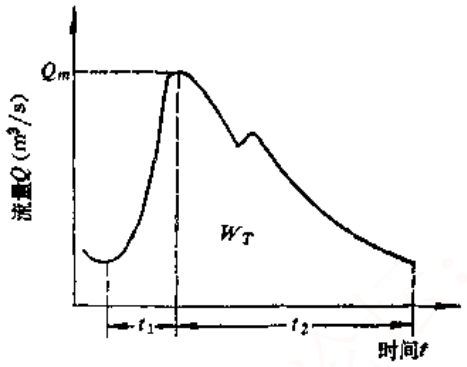


图 7-1　洪水过程线示意图

洪水泛滥是一种常见的自然灾害。当洪峰流量超过河床的安全下泄流量时，水流漫溢，淹没两岸农田、城镇，造成灾害。我国历史上洪灾频繁。为减小洪水威胁或根治洪灾，确保城镇、农田等防洪对象的安全，历代劳动人民在同洪水的斗争中积累了大量的宝贵经验，创造了许多行之有效的防洪措施。主要的防洪措施有两类：

（1）工程措施。系用一系列水利工程来防止或减轻洪灾损失，常见的工程措施有堤防、河道整治、水库、分洪滞洪区等。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（2）非工程措施。它是指防洪工程以外的各种防止和减轻洪灾损失的措施。任何工程措施的防洪作用总是有限的，只能防御一定大小的洪水。由于我国洪水具有峰高量大以及突发性强等特点，要求通过修建防洪工程完全避免洪水灾害，不仅不经济，且有些工程不具备技术条件。所以在采用工程措施的同时，还要采用各种可能的非工程防洪措施。这些非工程性措施主要有制订防洪法令，对洪泛区的土地使用进行管理，开展洪水保险，建立洪水预报警报系统，设立社会和国家救济，建立临时避水场所等。非工程性措施在不少国家都应用得比较广泛。

两类防洪措施的合理配置，相互协调，构成了一个完整的防洪系统，并发挥防洪效益。

二、规划防洪措施对洪水分析的要求

在防洪系统中，兴建水库是最常见的措施之一。水库是接纳洪水、调节洪水过程有效的工程措施，其设计施工也最为复杂，故以此为例，说明洪水分析在防洪措施规划施工中的重要作用。

规划设计水库，必须以正确预估洪水情势作为前提。若对上游的洪水径流估算偏大，水库建成后在安全方面所承担的风险要小些，但投资过大会造成浪费，有时还会因经济技术条件暂时无法达到而失去适时建库的机会；若对上游的洪水径流估算偏小，使设计的水库规模偏小，水库建成后遭受破坏的风险增大，甚至会有被洪水毁坏的可能，从而给下游人民造成难以估量的损失和灾难。为此，必须对当地的洪水进行认真细致、全面的调查研究，充分了解和掌握洪水规律，以正确地预估今后坝址断面以上流域各有关断面（坝址断面、各主要支流汇入干流断面以及具有防洪意义的断面等）将来可能出现的洪水情况，在考虑水库的下泄流量时，还必须掌握水库下游主要断面的洪水规律。总之，要对全流域主要断面的洪水规律，如洪水出现的季节、各种大小洪水出现的可能性、各控制断面洪水之间可能的组合及遭遇情况等，作出科学的预测。所有这些，都是洪水分析最基本的内容，不论是堤防还是闸坝等工程的规划设计，都是如此。

非工程性防洪措施是调整洪水威胁地区的开发利用方式、加强防洪管理以适应洪水的天然特性的社会措施。在规划非工程措施时，同样要进行洪水分析，以拟定有效的方案，限制洪泛区的开发，积极开展洪水预报、警报和洪水保险等工作。

设计洪水是洪水分析中比较重要的成果，是对今后洪水径流的一种概率预估，它定量地反映某种大小的洪水与出现概率的关系，以及各支流洪水的组合情况。

综上所述，洪水分析和设计洪水计算的目的，在于通过对洪水资料的调研、分析，寻求并掌握洪水的规律，并对未来长期内的洪水情势作出切实、可靠的预估，计算出某些出现概率的洪水，为防洪措施的规划、设计提供必要的依据。

三、水工建筑物的设计标准及设计洪水

（一）设计标准

1.防洪标准和防洪设计标准

每年洪水的大小是随机现象，而防洪工程一经建成，其规模就不会改变了。这就产生一个问题：为了减轻洪水的威胁，需要兴建多大规模的工程。防洪工程的规模要根据防洪任务而定，工程的防洪标准用工程的破坏率P表示。破坏率是指工程建成后很长时期内平

地信网论坛
BBS.3S001.COM

均的遭受破坏的可能性，即遭受破坏的概率。需要着重指出的是，这一破坏率仅指工程在相当长时期内平均遭受破坏的概率。它反映了工程所承担的风险。例如某水库的防洪标准是1%，只能理解为水库建成后的很长时期内平均每一百年中可能有一年要遭到破坏，或者说其安全的可能性平均为99%。

出于习惯，人们更关心工程建成后在使用年限内的破坏情况。对此作如下讨论：

设每年的年最大洪峰流量为Q，若已知$P\{Q\geqslant Q_P\}=P$，当按Q_P设计水工建筑物时，每年出现超过Q_P的洪峰流量的概率为P，即工程每年都有一定的风险承担超过原设计的洪峰流量Q_P的洪水。若工程的使用年限为K年，则由概率理论可知，K年期间内洪峰流量都不超过Q_P的概率应该为$P\{Q<Q_P\}=(1-P)^K$，那么，K年期间出现超过Q_P的事件的概率（包括一次和一次以上直到K次）为

$$S_K=1-P\{Q<Q_P\}=1-(1-P)^K \qquad (7\text{-}1)$$

S_K就是工程在连续K年运行期间遭到破坏的概率，习惯上也称为“破坏率”，或称风险率。它反映了工程在运行期间所冒风险的大小。若$P=1\%$，且K为100年，则在工程建成后的100年期间，出现超标准洪水的可能性，即工程的破坏率S_K为0.634。

防洪安全标准是较为直观的防洪效果指标。洪水的破坏作用与洪水的大小密切相关，洪水的大小又可以用它们出现的概率反映，故现在都以洪水的出现概率作为水利工程的防洪标准。

2.设计标准的选定

设计标准的确定，关系到工程影响范围内人民生命财产和国民经济建设的安全，涉及到工程的投资和建设速度，还牵涉到环境、移民、生态平衡甚至文物古迹的搬迁等。规划设计各种防洪工程，应根据当时、当地的政治、经济和技术条件以及河流的水文特性等因素，从全局出发，综合考虑，慎重地确定防洪设计标准。设计标准过高，虽然工程抗御洪水的能力提高，工程在安全方面承担的风险要小一些，但由于规模大，投资过多而不经济；设计标准过低，工程抗御洪水的能力降低，工程安全所承担的风险增大，虽然可节省投资，但不够安全，且增加防汛工作的负担。从理论上讲，可以通过投资和效益比较寻求最优方案，但实践中尚有种种困难，故国家各有关部门制订出统一的规范，供工程规划设计时参考选用❶。水利部门的防洪设计标准分为两类：第一类是防洪对象的防洪标准，即地区防洪标准；第二类是水工建筑物本身的防洪标准，简称防洪标准，它比地区防洪标准要高。地区防洪标准决定着防洪措施的规模和投资，也决定了防洪地区的防洪安全程度和防洪的社会经济效果。防洪工程的设计标准决定着工程本身能够承受稀遇洪水的安全可靠程度。这两类标准的概念和作用是不同的。

地区防洪标准的选定，可参照原水利电力部于1977年颁布的《水利水电工程水利动能设计规范》（SDJ11-77），见表7-1。目前水利部正在对此规范进行修订。

水利水电工程建筑物的设计标准则取决于建筑物的等级。原水利电力部曾于1978年颁布《水利水电枢纽工程等级划分及设计标准（山区、丘陵区部分）》(SDJ12-78)，可供

❶ 水利部《防洪标准》编写组于1989年12月提出了国家标准《防洪标准》的征求意见稿，正在广泛征求意见，作进一步的研究讨论。本章所述均系原来的设计标准。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 7-1　　防护对象的防洪标准

防护对象			防洪标准[重现期(年)]
城镇	工矿区	农田面积(万亩)	
特别重要城市	特别重要工矿区	>500	>100
重要城市	重要工矿区	100～500	50～100
中等城市	中等工矿区	30～100	20～50
一般城市	一般工矿区	<30	10～20

表 7-2　　水利水电枢纽工程的分等指标

工程等别	工程规模	分等指标				
		水库总库容(亿m³)	防洪		灌溉面积(万亩)	水电站装机容量(万kW)
			保护城镇及工矿区	保护农田面积(万亩)		
一	大(1)型	>10	特别重要城市、工矿区	>500	>150	>75
二	大(2)型	10～1	重要城市、工矿区	500～100	150～50	75～25
三	中型	1～0.1	中等城市、工矿区	100～30	50～5	25～2.5
四	小(1)型	0.1～0.01	一般城市、工矿区	<30	5～0.5	2.5～0.05
五	小(2)型	0.01～0.001			<0.5	<0.05

注：(1)总库容系指校核洪水位以下的水库静库容。
(2)分等指标中有关防洪、灌溉两项，系指防洪或灌溉工程系统中的重要骨干工程。
(3)灌溉面积系指设计灌溉面积。

参考。等级划分标准见表7-2和表7-3。

设计永久性水工建筑物所采用的洪水标准，又分为正常运用(设计标准)和非常运用(校核标准)两种情况。正常运用的洪水标准较低，相应的洪水称为设计洪水，用它来决定水利水电枢纽工程的设计洪水位、设计下泄流量等。正常运用状态下，工程遇到设计洪水时应保持正常运用的方式。非常运用的洪水标准较高，相应的洪水称为校核洪水，用它来决定水库等工程的校核洪水位，当工程遇到超过设计标准的洪水时，水利工程就不能保证正常运用，但规范规定当洪水未超过校核洪水时，主要的水工建筑物仍不允许破坏，仅允许一些次要的建筑物损毁或失效，这种情况称为非常运用情况。

表 7-3　　水工建筑物级别的划分

工程等级	永久性建筑物级别		临时性建筑物级别
	主要建筑物	次要建筑物	
一	1	3	4
二	2	3	4
三	3	4	5
四	4	5	5
五	5	5	

永久性水工建筑物的正常运用和非常运用洪水标准，见表7-4和表7-5。

选定永久性水工建筑物的非常运用洪水标准，应结合工程规模、失事后果的严重性和大坝材料等多方面因素综合考虑。具体内容见有关规范。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 7-4　　永久性水工建筑物正常运用的洪水标准

建筑物级别	1	2	3	4	5
洪水重现期(年)	2000～500	500～100	100～50	50～30	30～20

表 7-5　　失事后对下游不致造成较大灾害的水利水电枢纽工程永久性水工建筑物非常运用的洪水标准下限值

洪水重现期(年) / 建筑物级别 / 不同坝型的枢纽工程	1	2	3	4	5
土坝、堆石坝、干砌石坝	10000	2000	1000	500	300
混凝土坝、浆砌石坝和其它水工建筑物	5000	1000	500	300	200

（二）设计洪水

涉及防洪问题的水利水电工程设计所依据的各种设计标准的洪水（包括按校核标准计算的校核洪水）称为设计洪水。

设计洪水作为洪水，它与实际洪水一样，也具有实际洪水的样式，且与防洪后果的出现概率相联系。如百年一遇的设计洪水，就会造成百年一遇的防洪后果。也就是设计洪水经过水利工程的拦蓄、调节、分洪、畅泄等作用，防洪区出现的洪灾概率恰好达到指定的防洪标准。同时，各项水工建筑物在正常运用和非常运用条件下，因洪水过大而遭破坏的概率，也应当分别达到各自的设计标准。

设计洪水一般包括设计洪峰流量、设计洪水总量、设计洪水过程线以及设计洪水的地区组成等项内容，视工程的规模和要求而定。例如在进行单一防洪工程的设计时，需要符合一定防洪标准的设计洪水过程，以选择防洪库容、堤防高度等参数。当防洪水库距防洪控制点较远、区间集水面积较大时，还需要有区间的设计洪水过程线，以考虑上游水库下泄流量与下游区间洪水的组成。针对工程建设的不同要求，设计洪水有年最大设计洪水、分期设计洪水、施工设计洪水、入库设计洪水等不同的分析内容。

四、洪水分析计算的基本方法

洪水分析计算的基本方法有两类：数理统计法和水文气象法。

数理统计法的基本思想是把某一流域的洪水流量随时间的变化看作一种具有某种统计规律的随机现象，假定经过处理后的各种水文特征值如洪峰流量、洪水的时段洪量等属于纯随机过程，可把它们当作单维或多维随机变量进行频率分析。因此，就能通过数理统计分析的途径推求设计洪水，这是目前推求设计洪水的主要方法。

水文气象法是推求设计洪水的另一途径。它侧重于从形成洪水的气象条件、暴雨规律等方面进行分析，研究洪水形成的规律，并推求符合设计标准的洪水。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第二节　洪峰流量及时段洪量的频率分析

洪水过程是一个复杂的随机过程。由于水利工程的经济寿命为数十年、上百年或更长的时间，要确切地实时预报未来超长期内洪水出现的时间和洪水过程是不可能的，只能利用数理统计的方法对洪水作出概率性预估。

一、洪水资料的分析处理

（一）洪水资料的审查

1.可靠性审查

洪水资料包括实测洪水资料和调查的洪水资料。对实测洪水资料的审查，可以从测验和整编两个方面进行。审查的重点可放在资料质量较差的年份，以及对设计洪水计算成果影响较大的大洪水年份。主要方法是通过各年水位流量关系曲线的比较（要特别注意大水年的高水部分）、上下游及干支流洪水流量过程线的比较（要特别注意各年的最大洪水过程线），进行审查。

对调查得到的历史洪水中前几位的洪峰流量、洪量及相应的经验频率，应尽可能进行深入分析和论证。要最大限度地占有详细资料，对调查考证期中是否有遗漏等情况，要作出有根据的判断。

2.洪水资料的独立性和一致性审查

洪水资料的独立性和一致性是使用数理统计法的前提。用简单的纯随机模型进行概率预估，要求样本是简单样本，即样本各项互相独立。国外一些研究成果表明，有些河流的年最大洪峰流量之间具有比较明显的相关性，但目前大都仍把洪水要素看成在年际间具有独立性。

洪水资料一致性的概念，与前面所述的年径流量资料的一致性相仿，即在调查、观测时期中各年历次洪水的产流、汇流条件基本相同。当这些条件发生变化时，如流域内因蓄水、引水、分洪、滞洪、决口、溃坝等明显地改变了流域洪水的形成，它们就不再属于同一总体。抽自不同总体的洪水资料不能混杂在一起，如有此类情况，需将它们还原到同一基础之上，才能作频率分析计算。

3.洪水资料的代表性分析

洪水资料的代表性是指洪水样本的概率分布对总体概率分布的代表程度。分析的主要手段是利用本流域长期的水文气象资料按前面所述的方法进行。

通过分析，如发现洪水资料的代表性较差，应采取措施提高其代表性，或者对分析计算的成果作一些修正。

（二）选样

洪水过程在时间上是连续变化的，理应作为随机过程来分析研究，但由于资料条件及其它因素的限制，目前还不能应用随机过程的理论来描述和推求设计洪水过程。一般做法是以年为时段划分长度，使洪水过程在时间上离散化，再在每个时段中按一定的原则选取洪水的数字特征，以反映逐年的洪水特性，这些数字特征组成样本，用于频率分析。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

1.选样的原则

洪水资料的选样，应满足频率计算关于独立、随机选样的要求。当某些地区年内的洪水可明显区分为不同的成因时，考虑到样本的一致性，可以按不同的成因分别选样，例如梅雨和台风雨有较大差别时，可分开选样。

2.洪峰流量的选样

洪峰流量的选样，根据不同的工程设计要求，采用不同的选样方法。

从破坏率的概念出发，认为对于大多数水利工程，因工程一旦遭到破坏，损失巨大，且洪灾造成的损失很难在一年内就得到恢复，故定义在一年中只要某一瞬时工程遭到破坏，这一年就算作“破坏”；一年中即使遭到一次以上的破坏，也只算这一年是破坏。从这一点出发，只要在每一年中选出最大值（称为年最大值）作为样本，只计算年最大值的出现概率，就可符合上述破坏率的概念。这种选样方法称为年最大值法选样。当然，以年为时段，还包含着水文现象有以年为周期的意义在内。

对少数城市或厂矿排水工程，由于发生超过设计概率的暴雨洪水所造成的损失能较快得到恢复，在一年内洪灾损失与洪水发生的超标准次数有关，故采用一年多次法或超定量法选样。

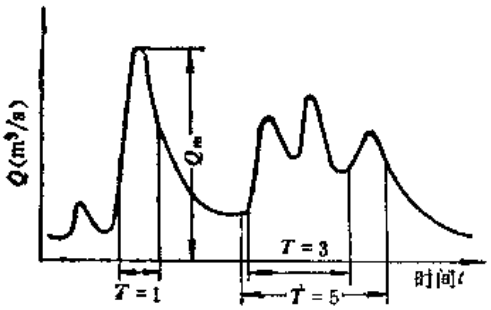


图 7-2　年最大值法洪量选样示意图

3.洪量的选样

我国目前采用固定时段独立选取年最大值法选样。固定时段是指在选样时每年按相同的时段长度如1、3、7天等统计摘取洪量。在一年中许多次洪水的相同时段的洪量中选出最大值，组成样本。独立选样是指在选取年最大值时不考虑洪峰或其它时段的洪量发生的时间和位置，洪峰和各种时段洪量的年最大值可以在同次洪水中摘到，也可以在不同的洪水中摘到，如图7-2所示，以保证能真正选到年最大值。这种独立选样就是不要求俗称的“长包短”。

洪量的设计时段，应根据当地洪水过程历时的长短、水库泄洪能力、调洪方式以及下游河段的防洪要求等因素确定。对连续多峰型洪水的河流，如水库的泄洪能力小，要求汛前预留的库容较大，下游又有防洪错峰要求，时段宜取得长些；反之，可取得短些。常用的时段有1、3、5、7、15、30天等。

为了推求设计洪水过程，除按设计时段统计洪量并加以频率计算外，还要在设计时段以下确定一些控制时段，分别统计它们的洪量，例如设计时段为7天，则还要以1天和3天作为控制时段，都按年最大值独立选样法摘选样本，分别进行频率计算。

（三）洪水资料的还原

对不一致的资料要进行还原。其方法很多，原则上是应用调查资料，根据河道洪水演进的运动规律、流域降雨径流之间的关系等原理进行逆运算。例如流域内的大型水库建成后对洪水有较强的调节作用，可把建库后的实测出库资料经过反调节计算进行还原，以求出在未建库情况下的洪水过程。还原到什么程度，应视资料情况和计算要求而定：若实测洪水资料中部分年份有溃堤决口情况，应按今后不允许决口的要求予以还原修正；若流域

地信网论坛
BBS.3S001.COM

内开展水土保持工作，如植树造林、农田基本建设等，由于历年进展情况不一，则一般不必还原到过去，而是统一以某种将来要达到的规划水平作为修正一致的基础。

（四）洪水资料的插补展延

设计断面洪水资料系列较短或代表性不足，满足不了洪水分析计算的要求时，则应尽可能进行资料的插补展延，以减小抽样误差。插补展延常用的方法有以下一些：

1.上下游测站洪峰流量和洪量的移用

如设计断面的上游或下游不远处有资料丰富的水文站，其集水面积与设计站的集水面积相差不超过3%，且中间无天然或人工分洪、滞洪情况时，可以直接移用上游或下游站的洪峰或洪量。若区间面积超过3%，但小于20%，且流域的自然地理条件比较一致，降雨分布较均匀时，可对上游或下游参证站的洪峰、洪量按下式修正后移用：

$$Q_{设}=\left(\frac{F_{设}}{F_{参}}\right)^{n} Q_{参} \qquad (7\text{-}2)$$

式中 $Q_{参}$、$Q_{设}$——分别为参证站和设计站的洪峰或洪量；

$F_{参}$、$F_{设}$——分别为参证站和设计站的集水面积；

n——经验性指数。

参数n可根据本河流及附近河流上下游测站的实测和调查洪水资料按式（7-2）反推。对洪量，可取$n=1$；对洪峰流量，大中河流的n值约为0.5～0.7，较小河流（$F<100\ km^2$）的n值则可大于0.7。

若设计断面的上下游不远处均有实测系列较长的参证站，可按流域面积进行直线内插：

$$Q_{设}=Q_{参,上}+(Q_{参,下}-Q_{参,上})\frac{F_{设}-F_{参,上}}{F_{参,下}-F_{参,上}} \qquad (7\text{-}3)$$

式中 $Q_{参,上}$、$Q_{参,下}$——上、下游参证站的洪峰流量或洪量；

$F_{参,上}$、$F_{参,下}$——上、下游参证站的集水面积。

2.上、下游站的洪峰流量和洪量相关

当设计断面的上或下游有较长观测系列的水文站时，可以利用设计站与它们的同步观测资料建立同次洪水的洪峰流量、洪量相关关系，关系较好时可用于插补展延。

若下游站的洪水由其上游几个干支流的洪水组成，则应将上游干支流测站的同次洪水错开洪水传播时间相加后，再与下游设计站的洪水建立相关关系。

相应洪峰和洪量之间的关系，要受到洪水波的展开和区间来水的影响，所以当两站同次洪水特征值相关关系不密切时，可考虑加入一些能反映上述影响因素的参数，如水面比降、区间雨量等，以改进相关关系，提高插补精度。

3.用本流域暴雨径流关系插补展延

若流域内有长期暴雨资料时，可根据洪水缺测年份的流域最大暴雨量，通过产流、汇流计算，推求出相应的洪水过程，再在洪水过程中摘取洪峰流量和各种时段洪量。也可以建立某一定时段的流域平均暴雨量与洪峰流量、时段洪量的相关关系，由暴雨资料插补洪水资料。在建立这种关系时，一般应使所选的暴雨时段小于洪量的时段；推求洪峰流量时，暴雨时段应更短些。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（五）特大洪水资料的处理

1.问题的提出

洪峰和洪量频率计算成果的合理性和可靠性，与所用资料的代表性密切相关，而资料的代表性又往往受资料系列长短的制约。我国目前大多数站的流量资料实测系列都不长，约40年左右，且要展延得更长也较困难，用这样短的系列推算百年一遇以上的稀遇洪水，难免会有很大的误差，而且成果也往往不稳定。显然，解决这一问题需从多方面努力，其中通过洪水调查，获取历史上一些大洪水、特大洪水的信息，加入样本，是非常有效的措施。例如在实测年限以外，通过调查、考证，能确定调查考证期N年内为首的几项大洪水，或者能将实测期中测到的一些大洪水放到N年中去考察它们的重现期（实测期n年，$N>n$），确定其经验频率，这就相当于将原来的n年系列“延长”到N年，使经验频率分布点据占有更宽的频率范围，不仅有助于准确地确定频率曲线，而且可使计算成果的稳定性增大。

所谓特大洪水，是指实测和调查到的历史大洪水。目前还没有明确的定量标准，一般认为明显地比一般洪水大得多的洪水即为特大洪水。对特大洪水的判定，可通过与本地区邻近观测系列较长测站的记录对照分析去确定。在有些文献中把这种特大值称为“特异值”，可从数理统计的角度加以检验、判别，但目前尚在探讨之中，具体内容可见第八章。

我国人烟稠密，历史记载悠久，为调查历史洪水提供了极为有利的条件。近年来对历史洪水的调查、估算和分析已积累了比较丰富的经验和资料，使调查成果比较可靠。在许多地区，只要认真调查、考证，往往可了解到近几百年历史上曾发生的大洪水情况。在有关规范中，把历史洪水的调查、考证和处理作为洪水分析中必须做的前期工作之一。

2.历史洪水调查的内容及方法

调查内容主要包括：在尽可能调查到的时期内共发生过几次大洪水；每次洪水发生的年、月；洪水痕迹及有关的文字记载；洪水的涨落过程；当时的河道及断面情况；洪水的主要来源；洪水发生时有无决口、卡水及分流现象。在此基础上，进行洪痕高程测量及行洪断面测量。

洪水调查的基本方法是现场查勘和查阅历史文献档案。现场查勘要紧密依靠群众，勤走多问，具体方法可参见《水利水电工程设计洪水计算规范(试行)》(SDJ22-79)的附录一。

我国历史悠久，历代都很重视洪涝灾害，留下了十分宝贵的洪涝灾害的各种记录，如各地的地方志、河志等历史文献中都有关于洪涝灾害的记载。另外，碑文、刻记也有重要的参考价值。在这类历史文献中，对历史洪水多数仅有定性的灾情描述，如河溢堤决、冲损田禾、淹地溃城、人畜伤亡等，缺乏具体的洪水要素记录。有时也有一些关于大水年份相互比较的记述，如某次洪水为多少年未曾有过的灾害等。要从这种记载中搜寻出洪峰流量、洪量等具体数值是很困难的。但可以将这些记载与已调查到最高洪水位的几次大洪水进行比较，间接判定历史文献中洪水的相对大小，以估算历史洪水的稀遇程度和经验频率。

历史文献的内容常受到当时政治、经济条件的影响。战乱时期容易有遗漏；记录和编纂人的立场观点也会影响其真实性；再加上再版、转抄中的谬误，所以在使用这些资料时

地信网论坛
BBS.3S001.COM

要细致慎重，结合当时社会的政治、经济背景，深入分析，多方论证，做出切合实际的评价。

3.历史洪水的排位分析

在历史洪水的洪峰、洪量定量以后，要对历史洪水在某一时期内的排位加以分析，即确定它们的排位期N和排位序号M，以计算它们的经验频率。

排位分析时常可分出三种排位期：

（1）考证期N_1。自有较详细的文献记载年份至今的长系列，经过文献的考证，了解其间发生的大洪水情况，这个时期常称为考证期。考证期内一般只有少数历史洪水可定量，大多数难以确切地定量。

（2）调查期N_2。自有较详细的调查洪水成果的年份至今的时期，因为通过调查访问及对历史文献资料、实测洪水资料的分析对照，对此期间最大的几次洪水的发生时间、洪峰流量及洪水总量、排位情况已比较清楚。

（3）实测期n。自有实测资料年份至今的时期，称为实测期。

中小流域历史洪水排位期的确定，可用下述方法：

（1）如在N年调查考证期中为首的几项历史洪水（包括实测的在内）确已查明，无一遗漏，它们就可在N年中统一排位，排位期即为N年。如因年代久远，可能遗漏一些历史洪水，则不能统一在N年中排位，应根据调查情况分别确定几个排位期，将它们放在不同的排位期中排位。

（2）如历史洪水发生年份距今较近，用上述方法确定的排位期往往偏小，此时应尽量通过调查、考证历史文献以及与邻近地区、流域进行对比等方法，再向前追溯。

（3）如在N年调查考证期中，有一近年发生的大洪水与其它$(a-1)$个历史洪水在数值上不相上下，可统一在N年中排位，实测大洪水的排位序号可在1至a的范围内取平均值。

应该指出，准确定出特大洪水的重现期相当困难。为使结果比较准确，希望追溯的年代更远，然而年代愈远，记载愈不详尽，可靠性也愈差。故不能片面追求大、多、远，而忽略了资料可靠性的分析与考证。排位期一经确定，即可按它们的大小排定次序M。

【例 7-1】 某站自1950年至1968年共有19年实测洪水资料，其中以1957年的洪水为最大，1964年洪水次之。通过历史洪水调查，获得实测年限以外的三次大洪水资料：1866年洪水是调查期中最大的一次洪水，1909年洪水为调查期中仅次于1866年的次大洪水，1934年的洪水是1909年至1950年期间次于1909年的大洪水，如图7-3所示，确定它们的排位期。

这些大洪水不能放在一个排位期内统一排位。在19年实测资料中，1957年洪水是首大项，排位期$n=19$年。若将1957年、1964年洪水放在19年内排位，其重现期偏小。由于从1866年到1968年的103年中，1866、1957、1964、1909年洪水是首4项洪水，且无遗漏，故这4项洪水的排位期N_1为103年。对1934年洪水，由于不能保证1866年至1968年间没有比它大的洪水（因1866～1909年间可能有超过1934年洪水但小于1909年洪水的洪水存在），所以它不能放在103年中去统一排位，但可考虑作为1909～1968年60年中的第4位洪水，即它的排位期$N_2=60$年，序号为4。其余各年实测洪水均在实测期n即19年中排位。

地信网论坛
BBS.35001.COM

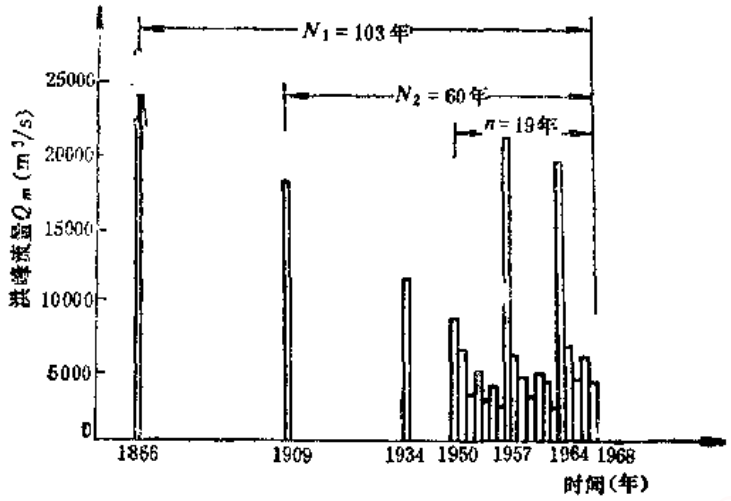


图 7-3　历史洪水和实测洪水时序示意图

二、历史洪水加入系列后的洪峰、洪量频率计算

历史洪水加入系列后的频率计算，仍用适线法。

（一）经验频率的估算

为导出有特大值加入系列后的经验频率估算公式，先介绍连序样本和不连序样本的概念。

实测和插补展延资料组成的系列，可看成是从总体中独立随机抽取得到的一个样本。如通过洪水调查考证，在实测和插补展延的资料中，没有发生特大洪水，则不需要将一些特大洪水单独处理，即样本中各项洪水属同一量级，可直接按其大小次序统一排位，其序号是连贯的，这样的样本称为连序样本，如图7-4(a)所示。

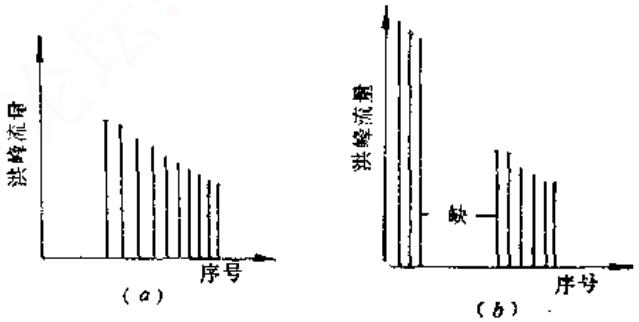


图 7-4　连序样本和不连序样本示意图
(a)连序样本；(b)不连序样本

通过历史洪水的调查考证，若特大洪水与其它各项洪水不属于同一量级，则不能在一个排位期中连序排位，即它们的序位不连续（注意，不是指时间上的连续），这种样本称为不连序样本，如图7-4(b)所示。

所谓“连序”和“不连序”，是指样本内各项洪水值由大到小排列的顺位或序位是否相连。一般说来，调查考证得到的历史大洪水与实测中小洪水不能在一个排位期内排序，

地信网论坛
BBS.3S001.COM

故有历史洪水加入后的样本往往是不连序样本。

连序样本中各项的经验频率仍用期望公式计算：

$$P_m=\frac{m}{n+1} \tag{7-4}$$

式中 n——连序样本的容量；

m——连序样本由大到小的排位序号。

不连序样本中各项的经验频率计算方法有两种：

（1）将实测系列和特大值系列看作是从总体中分别独立抽取的几个随机连序样本。各项洪水在各自的系列中分别进行排位，其中实测系列的各项经验频率仍按式（7-4）计算；对调查期N年中的前a个特大洪水（无遗漏时），其经验频率P_M按下式计算：

$$P_M=\frac{M}{N+1} \tag{7-5}$$

式中 N——不连序样本的排位期；

M——特大洪水的序号（$M=1, 2, \cdots\cdots, a$）。

若因年代久远，在N年中仅查到a个特大洪水，从而可能有遗漏而不连序时，可根据对特大洪水的调查考证情况，分别将它们在不同的排位期N_1、N_2、…内排位，分别排定序号，并计算经验频率。

这种方法就是通常所说的分别处理法。当某一项洪水可以同时在两个或几个连序系列中排位时，其经验频率取抽样误差较小者，或参考其它情况选定。通常是调查考证的排位期越长，估算的经验频率的抽样误差越小。

（2）将实测系列与特大洪水系列共同组成一个不连序系列，作为代表总体的一个样本，则样本中各项的频率分布在[0，1]区间内，对首a项大洪水的经验频率仍按式(7-5)估算，其经验频率P_M的取值在[0，P_a]区间，其中P_a是按式（7-5）计算的第a项大洪水的经验频率。因n年实测中小洪水是N年样本的一部分，且其中没有超过N年不连序样本中首a项的洪水，故它们的经验频率是在[P_a，1]区间内取值，其计算式为

$$P_m=P_a+(1-P_a)\frac{m}{n+1}=\frac{a}{N+1}+\frac{N-a+1}{N+1}\cdot\frac{m}{n+1} \tag{7-6}$$

式中各项符号的意义同上，$m=1\sim n$。

如在N年之外，有更远的N_2年内的调查洪水，同样可以把N与N_2年组成不连序样本，参照上式估算经验频率。

上述两种方法我国都在使用。一般说来，第一种方法把特大洪水系列与实测中小洪水系列视为两个独立的样本，在理论上不一定合理，但计算简单，适用于实测系列的代表性较好、历史洪水排位可能有错漏的情况。当调查考证期N年中为首的几项历史洪水确系连序而无错漏时，为避免历史洪水的经验频率与实测系列的经验频率有重叠的现象，可用第二种方法。

地信网论坛
BBS.35001.COM

【例 7-2】 计算例7-1中各项洪水的经验频率。

由上例的分析可知，此不连序样本可看作由三个连序样本组成，计算结果见表7-6。

表 7-6　　各项洪水经验频率计算表

调查或实测期	系列年数(年) n（实测）	系列年数(年) N（调查）	洪水序号 m（实测）	洪水序号 M（调查）	洪水年份	经验频率 P（%） 方法一	经验频率 P（%） 方法二
调查期N_1		103 (1866～1968)		1	1866	$P_{M_1=1}=\frac{1}{103+1}=0.96$	同方法一
				2			
				3	1957	$P_{M_1=2}=\frac{2}{103+1}=1.92$	
				4			
					1964	$P_{M_1=3}=\frac{3}{103+1}=2.88$	
					1909	$P_{M_1=4}=\frac{4}{103+1}=3.85$	
调查期N_2		60 (1909～1968)		1	1957	抽到103年中排位	
				2	1964	抽到103年中排位	
				3	1909	抽到103年中排位	
				4	1934	$P_{M_2=4}=\frac{4}{60+1}=6.56$	$P_{M_2=4}=3.85+96.15\times\frac{1}{58}=5.51$
实测期 n	19 (1950～1968)		1		1957	抽到103年中排位	
			2		1964	抽到103年中排位	
			3		1950	$P_{m=3}=\frac{3}{19+1}=15.0$	$P_{m=3}=5.51+94.49\times\frac{1}{18}=10.76$
			⋮		⋮	⋮	

（二）洪峰流量的频率计算

洪峰流量和时段洪量到底服从哪种概率分布，目前我们还不能从物理概念出发，用概率工具从理论上得出结论，只能根据实测资料的经验分布与某种已知的分布曲线的拟合情况加以选用。

我国地域广大，河流特性变化很大，各种水文变量又各有自己的分布特点，需要一种弹性较大的分布函数才能概括。多年实践表明，P-III型曲线与我国各地洪水特征值的经验频率分布拟合得较好，故我国的设计洪水计算规范规定使用P-III型分布曲线。洪水频率的计算方法和步骤与年径流的一样，但因洪水系列有不连序系列，用矩法估算统计参数的公式及适线准则略有差异。

在调查考证期N年中共有为首的特大洪水a个，其中有L个发生在n年实测和插补系列中。假定N年中除去特大洪水后的（$N-a$）年系列的均值和均方差，分别与n年实测系列除去L个特大值后剩下的（$n-L$）年系列的均值和均方差相等，即$\bar{x}_{N-a}=\bar{x}_{n-L}$、$\sigma_{N-a}=\sigma_{n-L}$，则不连序系列统计参数的矩法计算公式为

$$\bar{x}=\frac{1}{N}\left[\sum_{i=1}^{a}x_i+\frac{N-a}{n-L}\sum_{i=L+1}^{n}x_i\right] \tag{7-7}$$

$$CV=\frac{1}{\bar{x}}\sqrt{\frac{1}{N-1}\left[\sum_{i=1}^{a}(x_i-\bar{x})^2+\frac{N-a}{n-L}\sum_{i=L+1}^{n}(x_i-\bar{x})^2\right]} \tag{7-8}$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

式中 x_j——特大洪水的洪峰流量或时段洪量，$j=1, 2, \cdots\cdots, a$；

x_i——实测一般洪水的洪峰流量或时段洪量，$i=L+1, L+2, \cdots\cdots, n$；

a——特大洪水的个数，包括在实测期中的L个。

用矩法公式计算的CS值抽样误差特大，一般不直接计算，同样初步假定它与CV的倍比，最后通过配线确定。

若a个历史大洪水需分别在几个调查考证期中排位，原则上可按照上述假定写出相应的计算公式。

除用矩法初估统计参数外，还可用三点法。其计算方法和步骤如下：

首先计算出变量的经验频率，绘出经验频率分布图，通过点群中心目估绘制出一条光滑的经验频率曲线。然后在曲线上直接读出$P=5\%$、50%和95%三点处的变量值$x_{5\%}$、$x_{50\%}$和$x_{95\%}$●，再用下式计算偏度系数S：

$$S=\frac{x_{5\%}+x_{95\%}-2x_{50\%}}{x_{5\%}-x_{95\%}} \tag{7-9}$$

偏度系数S是变差系数CS的函数，已制成表格，见表7-7。由计算的S值即可从表中查得CS值，进而计算σ和$\bar{x}$：

$$\sigma=\frac{x_{5\%}-x_{95\%}}{\Phi_{5\%}-\Phi_{95\%}} \tag{7-10}$$

$$\bar{x}=x_{50\%}-\sigma\Phi_{50\%} \tag{7-11}$$

其中$\Phi_{50\%}$和（$\Phi_{5\%}-\Phi_{95\%}$）只与CS有关，也制有表格供查用，见表7-8。将根据CS值查得的$\Phi_{50\%}$和（$\Phi_{5\%}-\Phi_{95\%}$）之值代入式（7-10）、（7-11）即可计算出σ和$\bar{x}$，则$CV=\frac{\sigma}{\bar{x}}$也可算出。至此，$\bar{x}$、$CV$、$CS$均已得出，即可进一步进行配线调整。

表 7-7　　三点法用表——$P=5\%\sim50\%\sim95\%$时S与CS关系表

S	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0.0	0.00	0.04	0.08	0.12	0.16	0.20	0.24	0.27	0.31	0.35
0.1	0.38	0.41	0.45	0.48	0.52	0.55	0.59	0.63	0.66	0.70
0.2	0.73	0.76	0.80	0.84	0.87	0.90	0.94	0.98	1.01	1.04
0.3	1.08	1.11	1.14	1.18	1.21	1.25	1.28	1.31	1.35	1.38
0.4	1.42	1.46	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63	1.66	1.70	1.74
0.5	1.78	1.81	1.85	1.88	1.92	1.95	1.99	2.03	2.06	2.10
0.6	2.13	2.17	2.20	2.24	2.28	2.32	2.36	2.40	2.44	2.48
0.7	2.53	2.57	2.62	2.66	2.70	2.76	2.81	2.86	2.91	2.97
0.8	3.02	3.07	3.13	3.19	3.25	3.32	3.38	3.46	3.52	3.60
0.9	3.70	3.80	3.91	4.03	4.17	4.32	4.49	4.72	4.94	5.43

无论用何种方法计算的统计参数，都仅是初估值，需通过配线法加以调整、检验后确定。在配线过程中，通常按下列准则优选洪水的频率曲线：

● 三点法用表有四种：$P=10\%$、50%、90%；$P=3\%$、50%、97%；$P=1\%$、50%、99%和$P=5\%$、50%、95%。使用时根据经验频率范围选择上列四组频率中的一种，计算步骤相同。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 7-8　　三点法用表——CS与$\Phi_{50\%}$、($\Phi_{5\%}-\Phi_{95\%}$)关系表

CS	$\Phi_{50\%}$	$\Phi_{5\%}-\Phi_{95\%}$	CS	$\Phi_{50\%}$	$\Phi_{5\%}-\Phi_{95\%}$
0.0	−0.000	3.290	2.8	−0.383	2.720
0.1	−0.017	3.287	2.9	−0.389	2.695
0.2	−0.033	3.284	3.0	−0.395	2.670
0.3	−0.055	3.278	3.1	−0.399	2.645
0.4	−0.068	3.273	3.2	−0.404	2.619
0.5	−0.084	3.266	3.3	−0.407	2.594
0.6	−0.100	3.259	3.4	−0.410	2.568
0.7	−0.116	3.248	3.5	−0.412	2.543
0.8	−0.132	3.233	3.6	−0.411	2.518
0.9	−0.148	3.218	3.7	−0.415	2.491
1.0	−0.164	3.204	3.8	−0.416	2.470
1.1	−0.179	3.185	3.9	−0.415	2.446
1.2	−0.194	3.167	4.0	−0.414	2.422
1.3	−0.208	3.144	4.1	−0.412	2.396
1.4	−0.223	3.120	4.2	−0.410	2.372
1.5	−0.238	3.090	4.3	−0.407	2.348
1.6	−0.253	3.062	4.4	−0.404	2.325
1.7	−0.267	3.032	4.5	−0.400	2.300
1.8	−0.272	3.002	4.6	−0.396	2.276
1.9	−0.294	2.974	4.7	−0.392	2.251
2.0	−0.307	2.945	4.8	−0.388	2.226
2.1	−0.319	2.918	4.9	−0.384	2.200
2.2	−0.330	2.890	5.0	−0.379	2.174
2.3	−0.340	2.862	5.1	−0.374	2.143
2.4	−0.350	2.833	5.2	−0.370	2.123
2.5	−0.359	2.806	5.3	−0.365	2.098
2.6	−0.367	2.778	5.4	−0.360	2.072
2.7	−0.370	2.749	5.5	−0.356	2.047

（1）应照顾点群的分布趋势，使曲线基本上通过点群中心，并使曲线各段上下两方点据的离差总和约略相等，不宜过分迁就个别偏离过大的点据；

（2）考虑到选配P-III曲线具有一定的假定性，当整个曲线与所有点据的拟合比较困难时，可着重注意上部较大洪水点据与曲线的配合情况；

（3）对调查洪水资料要持慎重态度。年代越久的历史洪水，对曲线的影响越大，但调查资料本身的误差也可能越大，在配线时既不宜使曲线机械地通过历史洪水点据从而脱离点群的趋势，也不宜偏离历史洪水点据过远。要注意各种点据的精度，使曲线尽量靠近精度高的点据；

（4）要考虑不同特性洪水的统计参数的变化趋势，以及统计参数在地区上的变化规律。

（三）洪量的频率计算

时段洪量的频率计算，方法、步骤与洪峰流量的相同。历史洪水的洪量资料难于获得，故它们的经验频率常近似地取用洪峰流量的经验频率。各年的洪水过程都分几个时段

地信网论坛
BBS.3S001.COM

统计年最大值，故洪量的频率计算要分时段绘几条频率曲线。绘出后要注意互相之间的协调。

【例 7-3】 某坝址断面有29年实测洪水资料，如表7-9。经调查考证知，在150年中历史洪水首项洪峰流量为1640m³/s（1938年），第二项为1450m³/s（1904年）。根据工程规模等情况，拟定设计标准为$P=1\%$，校核标准为0.1%，推求设计洪峰流量及设计洪量。

表 7-9　　某坝址断面年最大流量及洪量资料

年份	年最大流量 (m³/s)	年最大1天洪量 (10^4m³)	年最大3天洪量 (10^4m³)	年最大7天洪量 (10^4m³)
1938	1640	75.0	120	170
1904	1450	58.0	87.0	119
1953	757	40.1	68.0	89.0
1954	160	9.60	20.0	32.6
1955	369	17.8	36.0	54.3
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
1980	1066	46.0	75.0	95.0
1981	276	14.3	32.5	40.7

（1）设计洪峰流量的推求。由资料知，实测系列n为29年，调查考证期N为150年，1938年和1904年洪水为N年中首两项大洪水。用第一种方法计算经验频率，计算结果见表7-10。

表 7-10　　某坝址断面年最大流量经验频率计算表

年份	流量 (m³/s)	序号		经验频率(%)	
		M(N=150年)	m(n=29年)	P_M	P_m
1938	1640	1		0.66	
1904	1450	2		1.32	
1980	1066		1		3.33
1953	757		2		6.67
1961	750		3		10.0
⋮	⋮		⋮		⋮

用三点法初估统计参数。点绘经验频率分布图，绘出经验频率曲线，见图7-5。

在经验频率曲线上查读得$Q_{5\%}=975$m³/s、$Q_{50\%}=250$m³/s、$Q_{95\%}=75$%m³/s，按式（7-9）求得S为0.611。查表7-7，得$CS=2.17$；查表7-8，当$CS=2.17$时，$\Phi_{50\%}=-0.327$，$(\Phi_{5\%}-\Phi_{95\%})=2.90$，故用式（7-10）和式（7-11）计算得$\sigma=310$m³/s，$\bar{Q}=351$m³/s，

$$CV=\frac{\sigma}{\bar{Q}}=0.88。$$

假设$CS=2.5CV$，绘出P-III型频率曲线，见图7-5中的实线，因该线与点据的配合比较理想，不再重新调整统计参数，由此求得$P=1\%$的设计洪峰流量$Q_{1\%}=1460$m³/s，$P=0.1\%$的校核洪峰流量$Q_{0.1\%}=2250$m³/s。

地信网论坛
BBS.35001.COM

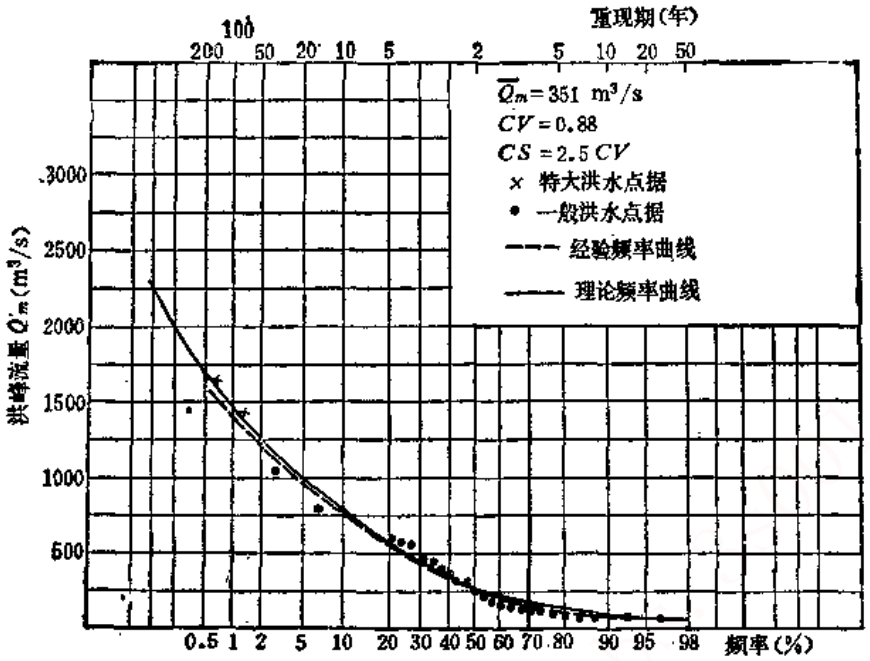


图 7-5 某水库坝址断面洪峰流量频率曲线

（2）设计洪量的推求。设计洪水的设计时段取为7天，并以1天和3天作为控制时段。历年年最大1天、3天和7天的洪量统计资料见前面表7-9。各时段洪量的经验频率都取相应的洪峰流量的经验频率。

经频率计算后求得的各时段的设计洪量、校核洪量见表7-11。

表 7-11 设计洪峰流量、洪量成果表

项目 / 频率(%)	洪峰流量 Q_P (m³/s)	最大1天洪量 $W_{1,P}$ (10^4m³)	最大3天洪量 $W_{3,P}$ (10^4m³)	最大7天洪量 $W_{7,P}$ (10^4m³)
1	1460	60.5	90.5	116
0.1	2250	102	180	240

三、频率计算成果的合理性分析

对计算成果进行合理性检查，其目的在于通过分析发现问题，提高计算成果的精度。在洪水频率计算中，由于系列不长，各项统计参数以及各种频率的设计值带有一定的误差，因而合理性分析检查显得十分重要。检查方法可归纳为以下几个方面。

1.本站洪峰流量、不同时段洪量频率计算成果的比较

绘制各种历时洪量的统计参数、设计值与历时之间的关系图，或绘制洪量的时段平均流量与历时之间的关系图，从关系线的变化趋势来分析计算成果是否合理。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

据对淮河流域洪水资料的分析研究，发现洪量的均值随着历时的增长而增大，呈抛物线的关系，时段平均流量则随历时的增长而逐渐变小。

洪水变差系数CV随历时的变化比较复杂，通常平原地区河流的调蓄作用大，短历时洪水的CV值比长历时洪水的CV值小；山区河流的调蓄能力小，洪水的CV值与历时的关系，与暴雨特性关系密切，大多数是CV值随历时的增加而减小。

偏态系数CS的计算误差大，难于发现明显的规律。

另外，还可点绘不同时段洪量频率曲线综合图，对照检查它们的相互关系，各条曲线互相协调，在实用范围内不得相交，遇有不合理处，要调整并重新配线。

2.与上、下游及邻近地区河流的成果比较

同一条河流上，如上、下游的自然地理条件相似，洪峰和洪量的统计参数会存在一定的关系。它们的均值和同频率设计值由上游向下游递增，其模数则相反，由上游向下游递减。CV值也由上游向下游减小。当上、下游地区的自然地理条件不一致时，统计参数的变化往往与暴雨分布特性有较密切的关系，要结合起来一起分析。

也可将邻近各站的计算成果绘制成洪峰、洪量的均值或设计值与流域面积的关系图，以分析本站成果是否符合一般规律。

将稀遇的设计值与国内外调查和实测的大洪水记录进行比较，也是合理性分析的手段之一。若求得的千年一遇、万年一遇洪水小于国内外相近流域面积的大洪水记录下限很多，或超过上限很多，就需要再作深入的检查分析。

3.与暴雨频率计算的成果比较

洪水与暴雨密切相关。暴雨量的统计参数与相应的洪量的统计参数之间也有一定的关系。一般情况下，洪水的径流深（均值或设计值）应小于相应时段的暴雨深（均值或设计值），而洪量的CV值则大于暴雨的CV值。还可将由流量资料推求的设计洪水成果与由暴雨资料推求的设计洪水成果（具体方法见第八章）进行相互比较和论证。

上述这些合理性分析方法的依据，是水文现象的一些不很严密的规律，故使用时务必谨慎，一定要充分注意本流域的气候、下垫面等条件是否有其特殊之处，不可生搬硬套。

四、安全保证值

洪水分析和设计洪水计算成果直接关系到防洪安全大事，对水利工程的设计、施工和管理具有举足轻重的意义，为防止由某个具体样本计算得的设计值x_p可能小于总体所应该具有的值x_p，在生产实践中还视情况考虑给设计值再加上一个安全保证值Δx_p，以确保工程的安全。

安全保证值用下式计算：

$$\Delta x_p = \alpha \sigma_{x_p} \qquad (7\text{-}12)$$

式中 α——反映安全程度的系数。规范中没有明确其取值的大小，一般取$\alpha = 0.7$；

σ_{x_p}——设计洪峰流量或洪量x_p的抽样误差。

σ_{x_p}的值用下式计算：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

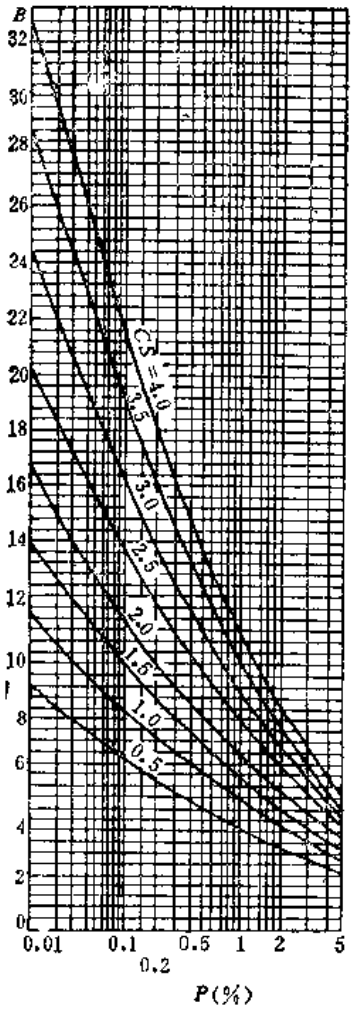


图 7-6　B值诺模图

$$\sigma_{x_p}=\frac{\sigma}{\sqrt{n}}\cdot B \qquad (7\text{-}13)$$

式中　σ——洪峰流量或洪量系列的均方差；

B——计算参数，是CS和频率P的函数，已制成诺模图供查用，见图7-6；

n——样本容量。

计算时如已考虑特大洪水，则n不应该是实测系列的长度，但也不应该是特大洪水的调查期N，而应该采用介于n和N之间的一个数值n'，n'为折算年数，用下式计算：

$$n'=n+(c+d)(N-n) \qquad (7\text{-}14)$$

式中c为反映$(N-n)$年中调查洪水个数的系数，当有一项调查洪水时，$c=0.2$；有2项或3项调查洪水时，$c=0.3$；3项以上时取$c=0.4$。d是反映调查洪水精度的系数，精度一般者取$d=0.2$，精度属可靠者，$d=0.3$，精确者取$d=0.4$。

图7-6是根据$CS=2CV$的P-Ⅲ型分布由矩法计算而得的，当线型和统计参数的估算方法不同时，应用此图会有误差。

并非所有的设计成果都要加上安全保证值，只有对大型或重要的中型工程、且经综合分析后发现计算的校核洪水可能偏小时才加，而且其值一般不超过设计值的20%。

第三节　设计洪水过程线

设计洪水过程线是指具有某一设计标准的洪水过程线。洪水过程是一种随机过程。目前水文学中尚无完善的方法求得一定频率的过程线。如果流域有一次实测的洪水过程，其洪峰流量及各种时段的洪量恰好都符合设计标准，则这次洪水过程就可以作为设计洪水过程。尽管在实际中找不到这样的洪水过程，但这却是推求设计洪水过程的基本思路：为了适应工程要求，在实测洪水过程中寻找一次与设计的条件最为接近的洪水过程，称为典型洪水，通过一定的方法处理后，使它的一些特征值恰好符合设计标准，这条洪水过程线就成为设计洪水过程线。

一、典型洪水过程线的选择

（一）选择原则

选择典型洪水过程线应遵循下述原则：

（1）选择资料完整、精度较高的大洪水，其洪水特征值接近于设计值，以便放大时

地信网论坛
BBS.3S001.COM

变形较小，接近于真实情况。

（2）典型洪水的发生季节、地区组成、洪峰次数、历时、峰量关系以及主峰在过程线上的位置等方面能够代表该流域的大洪水特征，这样的典型洪水具有代表性。

（3）从水库安全着想，选用对工程不利的典型。

对一般的工程，选择典型洪水要注意能代表本流域大洪水的平均情况，不必片面追求“不利”的典型。习惯上都按上述条件选出几个典型洪水，分别放大得到几个设计洪水过程，供调洪计算时使用并最终确定一个作为设计洪水过程。

（二）选择方法

为保证放大后的洪水过程经调洪计算所求得的防洪库容尽可能接近指定频率（这部分内容将在《水利规划计算》中介绍），需对设计流域的洪水特性作深入的分析，以了解何种洪水过程是设计条件下最可能发生、何种洪水过程是设计条件下最不利的等等。

单一水库的防洪计算，通常只需要分析洪水过程线的形状特征，不必分析洪水的来源组成和季节发生规律。

洪水过程的形状特征一般分为两类：一类是峰群特征，如一定时段内洪峰的个数、主峰位置及两峰间距；另一类是主峰特征，如洪量集中程度（以短历时最大洪量占长历时洪量的百分数表示）、峰腰宽度（以主峰中流量大于某个流量的历时表示）等。峰群特征与洪水的大小一般并无关系，故可就全部大小洪水进行综合统计，也可以仅对大洪水进行统计分析。主峰特征则常与洪水大小有一定的关系，故可绘制洪水集中程度与洪量之间的关系图，或绘制洪水峰腰历时与洪峰流量之间的关系图，供分析之用。

二、典型洪水过程线的放大

（一）同倍比放大法

以设计洪峰流量或某一时段的设计洪量作为控制，按同一倍比将典型洪水过程线各时刻的流量值放大，得到设计洪水过程线。放大倍比K_Q用下式计算：

$$K_Q=\frac{Q_{m,P}}{Q_{m,D}} \tag{7-15}$$

式中 $Q_{m,P}$——设计洪峰流量；

$Q_{m,D}$——典型洪水的洪峰流量。

也可用下式计算倍比系数K_W：

$$K_W=\frac{W_{T,P}}{W_{T,D}} \tag{7-16}$$

式中 $W_{T,P}$——时段为T的设计洪量；

$W_{T,D}$——典型洪水过程中最大的时段为T的洪量。

（二）同频率放大法

放大典型洪水过程线时，洪峰流量和各种历时的洪量分别用不同的放大倍比，使放大后的洪峰流量和各种历时的洪量都分别等于设计值，这样求得的设计洪水过程线其洪峰流量和各种时段的洪量都能符合设计标准。各种放大倍比用下式计算：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$K_{Q,m}=\frac{Q_{m,P}}{Q_{m,D}} \tag{7-17}$$

$$K_1=\frac{W_{1,P}}{W_{1,D}} \tag{7-18}$$

$$K_{2-1}=\frac{W_{2,P}-W_{1,P}}{W_{2,D}-W_{1,D}} \tag{7-19}$$

$$K_{3-2}=\frac{W_{3,P}-W_{2,P}}{W_{3,D}-W_{2,D}} \tag{7-20}$$

……

式中 $W_{1,P}$、$W_{2,P}$、$W_{3,P}$——分别为T_1、T_2、T_3时段的设计洪量（$T_3>T_2>T_1$）；

$W_{1,D}$、$W_{2,D}$、$W_{3,D}$——分别为典型洪水过程中最大的T_1、T_2、T_3时段的洪量。

典型洪水的洪峰流量用$K_{Q,m}$放大；典型洪水过程中最大的T_1时段洪量范围内各时刻的流量用K_1去相乘；在T_2时段内，除去T_1时段部分所余下的各时刻流量，用K_{2-1}去相乘；在T_3时段内，除去T_2时段部分所余下的各时刻流量用K_{3-2}去相乘。依此类推，就得到一次完整的洪水过程。这种放大方法体现了“长包短”的特点，可保证所求设计洪水过程的洪量比较集中，但因各个时段所用的放大倍比系数不同，放大后的过程线在各个时段交接处出现不连续的突变现象，如图 7-7 所示。处理的方法是徒手修匀，修匀后应保持各时段的洪量仍然符合设计值。

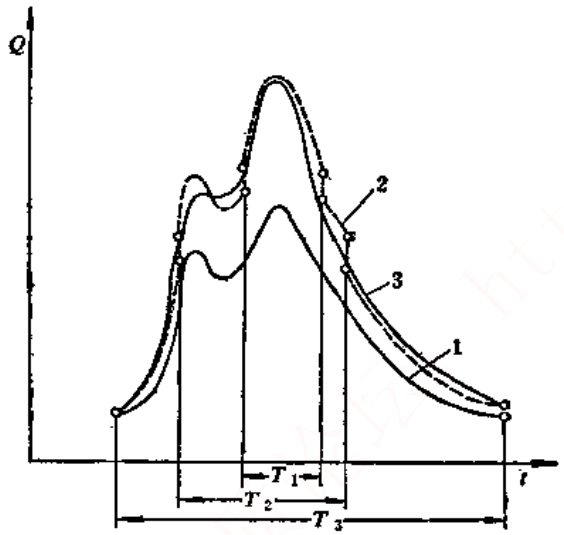


图 7-7 同频率放大法示意图

1—典型洪水过程线；2—分段放大后的设计洪水过程线；3—放大并修匀的设计洪水过程线

同倍比放大法计算简单，常用于峰量关系较好的河流，以及水工建筑物的防洪效果主要取决于洪峰流量或某一历时洪量的防洪计算。特别是当设计洪水为长历时、多峰形过程，以及要求分析洪水的地区组成时，此法较之同频率放大法更加方便。

同频率放大法的成果受典型洪水选择的影响较小，计算成果也较稳定，此法适合于多种防洪工程的分析计算，故常用于峰量关系不够好的河流，以及洪峰和洪量同时对水工建筑物的防洪效果起决定作用的防洪计算。目前大、中型水库的规划设计主要采用此法。

无论用哪一种方法，都要对放大后的洪水过程线进行合理性分析，以检查它能否反映出本流域大洪水的特性。

【例 7-4】 用同频率放大法推求设计洪水过程线。

经过对实测和调查洪水的分析，初步确定1971年 8 月的一次洪水为典型洪水，其洪峰

地信网论坛
BBS.3S001.COM

流量及各时段洪量见表7-12，整个洪水过程见表7-13中第（ 2 ）栏。各项设计值见表7-11。

表 7-12　　典型洪水特征值统计表

洪水特征 / 洪水	洪峰流量 (m³/s)	洪量 (10⁴m³) 1天	3天	7天
P＝1％的设计洪水	1460	60.5	90.5	116
典型洪水	1066	47.7	70.9	92.3
起迄日期	8.4.15:30	8.4	8.4～8.6	8.3～8.9

表 7-13　　设计洪水过程计算表

典型洪水过程 时间 (日、时)	典型洪水过程 流量 (m³/s)	放大倍比K	放大流量 (m³/s)	修匀后的流量 (m³/s)
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
3　0	30	1.19	35.7	35
12	40	1.19	47.6	48
4　0	60	1.19/1.27	71.4/76.2	72
4	130	1.27	165	160
12	894	1.27	1135	1135
14	980	1.27	1244	1244
15.5	1066	1.37	1460	1460
16	950	1.27	1206	1206
21	480	1.27	610	605
5　0	350	1.27/1.29	445/451	446
3	240	1.29	310	310
8	167	1.29	215	215
11	139	1.29	179	179
20	107	1.29	138	138
3　0	115	1.29	148	148
5	130	1.29	168	168
16	82	1.29	106	106
19	80	1.29	103	103
20	82	1.29	106	106
7　0	135	1.29/1.19	174/161	171
1	140	1.19	167	167
3	170	1.19	202	202
11	125	1.19	149	149
8　0	70	1.19	83.3	83
5	55	1.19	65.5	66
13	46	1.19	54.7	55
9　0	40	1.19	47.6	47
10	36	1.19	42.8	43
24	31	1.19	36.9	36

地信网论坛
BBS.3S001.COM

首先计算放大倍比：$K_{Q_m}=1460/1066=1.37$；$K_1=60.5/47.7=1.27$；$K_{2-1}=(90.5-60.5)/(70.9-47.7)=1.29$；$K_{3-2}=(116-90.5)/(92.3-70.9)=1.19$。将倍比值按它们的放大时段填入表7-13中第（3）栏。放大后的流量及修匀后的值见表7-13中第（4）、第（5）栏。典型洪水过程线及设计洪水过程线见图7-8。

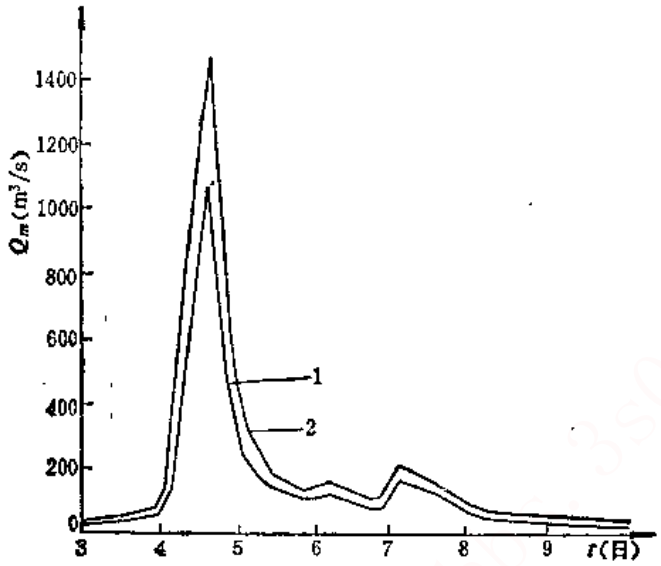


图 7-8　$P=1\%$的设计洪水过程线
1—典型洪水过程线；2—设计洪水过程线

第四节　设计洪水的地区组成

一、基本概念

为了研究水库对下游的防洪作用和进行梯级水库或水库群的联合调洪计算，需要分析设计洪水的地区组成。其主要内容是拟定当设计断面处发生设计洪水时上游各支流和区间所发生的洪水。图7-9表示水库位于A断面处，上游B断面处有一已建成或拟建的水库，在推求A断面的设计洪水时，必须分析研究该断面设计洪水的地区组成，即B断面的下泄流量和区间水量如何组成A断面的洪水。

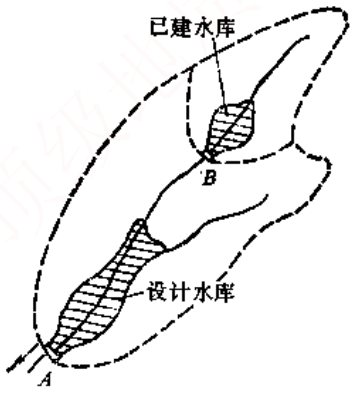


图 7-9　A、B断面位置示意图

研究地区洪水的组成规律，需要对洪水的来源和组合进行统计分析。分析的内容一般包括该地区的暴雨成因、一般暴雨及特大暴雨的地区分布规律、不同量级的实测洪水和历史洪水的地区组成特性及变化规律、各断面及区间洪水的峰量关系、历次洪水中各断面洪峰出现时间的间隔及遭遇情况、各断面间洪水的传播演进及变形等情况。不同的工程有不同的分析要求和内容。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

二、设计洪水地区组成的计算方法

（一）典型地区组成的同倍比放大法

本法的基本出发点是认为稀遇的设计洪水与流域内实测大洪水的地区组成在水文上存在着相似性。从实测资料中选出若干在设计条件下可能发生的、且在地区组成上具有一定代表性的大洪水作为典型，取设计断面的控制时段洪量作为放大的依据，即以设计洪量与所选典型洪水同一时段洪量之比作为放大倍比，不仅放大设计断面的洪水过程线，而且同样放大各断面及区间的洪水过程线，以确定设计洪水的地区组成。

本法简单、直观，是工程设计中最常用的方法，尤其适用于分区较多、地区组成比较复杂的情况。使用本法的关键是恰当地选择典型洪水。典型洪水除应满足拟定设计洪水过程线对选择典型洪水的一般要求外，最好该典型洪水在各断面的洪峰、洪量值比较接近平均的峰量关系。由于全流域各地区采用同一放大倍比，有时可能造成局部地区洪量很大，若已经明显超过标准，则应结合流域内的洪水地区组成规律进行综合分析，判断成果的合理性，或加以修正。

（二）同频率地区组成法

同频率地区组成法就是按照工程情况指定某一局部地区出现与下游控制断面同频率的洪量，其余各分区的洪量则按水量平衡的原理，用典型组成比例进行分配求得。

以图7-9所示的二元组合为例，则有$W_A=W_B+W_{A-B}$。当下游断面发生W_A时，由于暴雨分布的随机性，会有无数种W_B和W_{A-B}的组合方式，但在规划设计时，根据防洪要求，常只分别考虑以下两种极端情况：

（1）当下游断面发生设计频率P的洪量$W_{A,P}$时，上游断面也发生相同频率的洪量$W_{B,P}$，而区间则发生相应的洪量W_{A-B}，即

$$W_{A-B}=W_{A,P}-W_{B,P} \tag{7-21}$$

（2）当下游断面发生$W_{A,P}$时，区间出现同频率的洪量$W_{A-B,P}$，上游断面则出现相应的洪量W_B，即

$$W_B=W_{A,P}-W_{A-B,P} \tag{7-22}$$

需要注意的是，上述两种组成方式只是两种极端情况，它们既不是最可能出现的地区组成，也不一定是最不利的地区组成。另外，这两种组成出现的可能性也并不一样，最后选用何种组成作为设计成果，要视工程的要求和分析结果而定。一般说来，当某部分地区的洪水占下游洪水的比例较大时，它们同频率发生的可能性也较大，可采用它们两者同频率、另外部分相应的组合方法。

（三）设计洪水地区组成的合理性分析及成果的应用

除了对各断面的统计参数、设计值和过程线进行合理性分析外，还应注意对上、下游的水量是否平衡进行检查。各上游断面的设计洪水过程线，经过河道演进到达下游后，应该与下游控制断面的设计洪水过程线基本一致。若发现两者相差较大时，应予以修正，修正的原则是以下游控制断面的设计洪水过程线为准，适当调整上游各支流断面及区间的洪水过程。

当流域内上游有水库时，各上游断面和区间的设计洪水过程，要经过上游水库的调洪

地信网论坛
BBS.3S001.COM

作用后，才能演进汇集到下游控制断面，形成该处的设计洪水。应该注意到水库的存在会使流域的汇流特性和河道的水力特性发生变化，进而引起洪水过程发生变形。还要注意所分析的洪水地区组成，能否符合防洪标准的要求。

第五节　设计洪水中的其它问题

一、入库设计洪水

（一）坝址洪水和入库洪水

如前所述，利用修建水库前天然河道的流量资料推求的设计洪水，称为坝址洪水。入库洪水是指水库建成后，集水面积上向水库周边汇集并注入水库汇向大坝的洪水过程。建库后，库区的产流、汇流及水力特性均发生了很大变化，与坝址洪水相比，入库洪水的洪峰增大，洪水总量有所增加，峰现时间提前，一次洪水过程的总历时缩短，洪水过程线较尖瘦。

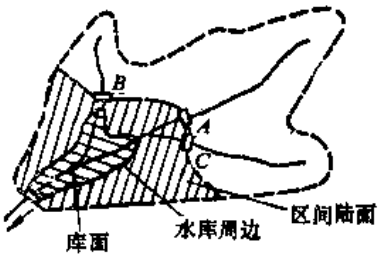


图 7-10　入库洪水组成示意图

入库洪水是由入库断面洪水和入库区间洪水组成的。入库断面洪水是指水库回水末端干支流河道的洪水（见图7-10），可能有实测资料，也可能没有。入库区间洪水又可分为陆面洪水和库面洪水。陆面洪水是入库断面以下至水库周边以上的区间陆面所产生的洪水（一般是没有实测洪水资料的），库面洪水则是库面降雨直接转化为径流所产生的洪水。

入库设计洪水与坝址断面设计洪水之间差别较大时，应采用入库设计洪水作为设计水库的依据，否则，水库将不安全。

（二）入库设计洪水的推求

1.合成流量法

如水库周边上汇入的支流较多，且干、支流在入库点附近和坝址处均有较长的流量观测资料，则可将各入库点与区间（各入库点与坝址间）的洪水过程线错开传播时间叠加成入库洪水，组成样本，然后用本章前几节介绍的方法推求设计入库洪水。对于区间洪水的计算，可视具体情况而定：若区间面积不定，且洪水又主要来自上游干支流，则可将坝址与入库点的洪量之差作为区间的洪量，并按入库点洪水过程将它分配成流量过程；如区间面积较大，而且区间的暴雨洪水又较大时，则可用区间雨量资料通过产流、汇流计算出区间的洪水过程。

2.坝址洪水反演法

如上游入库干、支流在入库点处有实测流量资料，但系列较短，而下游坝址处却有较长的流量观测资料，则可用流量演算的方法，根据坝址洪水资料反推出逐年的入库洪水资料，然后按本章前述方法推求入库设计洪水。也可先求出坝址处的设计洪水，再用流量演算法反推入库设计洪水。

流量演算法以马斯京干法较为方便。推求入库洪水时采用与一般洪水演进相反的程序进行演算，由时段末的出流推求时段初的入流。其计算式如下：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$I_1=C_0'O_2+C_1'O_1+C_2'I_2 \tag{7-23}$$

式中 C_0'、C_1'、C_2'——均为系数，有$C_0'+C_1'+C_2'=1$；

I_1、I_2——时段初和时段末的入流（入库）；

O_1、O_2——时段初和时段末的出流（坝址）。

流量演算系数用下列各式确定：

$$\left.\begin{aligned} C'&=\frac{K-Kx+0.5\Delta t}{0.5\Delta t+Kx}\\ C_1'&=\frac{0.5\Delta t-K+Kx}{0.5\Delta t+Kx}\\ C_2'&=\frac{Kx-0.5\Delta t}{0.5\Delta t+Kx}\end{aligned}\right\} \tag{7-24}$$

式中 Δt——计算时段；

K——入流、出流过程线重心间的间隔时间；

x——楔蓄形状系数。

使用本法推求入库设计洪水时，必须慎重地对待K和x，通常是选择入库断面和坝址处资料完整、精度高且区间洪水较小的洪水过程线，用试错法确定。具体做法可参考《水文预报》中的有关章节。

除上述两种方法外，还有水量平衡法、峰量关系法等，可参阅有关文献。

二、分期设计洪水

洪水在年内具有明显的季节性特点。在水利工程施工期间和水库建成后调度运行时，一般需要进行分期设计洪水分析。分期设计洪水是指年内不同季节或时期（丰水期、平水期、枯水期或其它指定时期）的设计洪水。分期设计洪水广泛地运用于工程施工阶段，因水利枢纽工程施工期较长，不同施工阶段抵御洪水的能力不同，故常需要推求施工期的设计洪水以作为研究施工阶段围堰、导流等临时工程方案以及制订施工进度计划的依据。

分期的确定是计算分期设计洪水的关键问题。分期的一般原则是根据工程设计要求，结合洪水的气候成因分析，把全年划分为若干个季节。成因的分类不宜过细，一般分暴雨、融冰、融雪等几类。在可能条件下，有的地区还分梅雨、台风雨和雷暴雨等。

分期一经确定，便可在各个分期按年最大值法选样。一般情况下不宜提前或错后选择，如一次洪水跨越两个分期时，则视其洪峰流量或定时段洪量的主要部位位于哪个时期，就作为该时期内的选样对象，不宜重复选样。对历史洪水，可按发生日期分别加入各分期洪水的系列。

必须指出，分期的时段不宜太短，特别是对于资料年限较短的情况，如年内分成很多时期，各时期内出现洪水的次数和大小的局限性很大，会导致分析成果的抽样误差较大。规范中建议分期不宜短于一个月。

分期设计洪水的频率分析方法与前述相同。

分期设计洪水分析尚有不少问题有待研究。必须加强地区性早、晚期历史洪水的调查和历史文献的收集考证，积极开展气候成因的分析，以期提高分期设计洪水的精度。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第八章　暴雨分析与设计暴雨计算

第一节　概　　述

暴雨除了其雨滴撞击下垫面、毁坏农作物、破坏地表的土壤结构以外，更主要的是造成洪水，以致成灾。我国大部分地区的洪水是暴雨形成的，所以研究暴雨具有十分重要的意义。尤其是我国不少地区水文站网密度较小，洪水径流资料不足，在规划设计防洪工程时无法直接对洪水进行分析并推求设计洪水，而雨量站却不仅站网密度大，且设站时间也长，其观测资料要比径流资料丰富得多。在这种情况下，水文工作者希望通过对暴雨特性的分析，间接地求得设计洪水。

暴雨分析的主要内容有：

（1）研究各种不同成因暴雨的特性及其影响因素。

（2）研究分析各种不同长度历时暴雨的时程分配规律，应用得最广泛的是年最大各种时段暴雨量的频率分布以及时段内暴雨过程的规律。

（3）研究分析各种不同长度时段内暴雨强度随时间或历时的变化情况。在水文上把历时超过一天的暴雨称为长历时暴雨；历时大于1小时而又小于24小时的称为短历时暴雨；历时小于1小时的称为特短历时暴雨。实践表明，三种暴雨的强度随历时的变化有较大的差别，关于这一项内容，将在第九章中另作讨论。

（4）研究暴雨的地区分布规律，例如暴雨统计参数的地理分布。尤其是各个雨量站的观测值都仅仅是雨量计所在地理位置的“点雨量”，而形成流域或地区洪水的雨量却是整个流域或地区面上的“面雨量”。显然，用无限加大站网密度的办法来得到准确的面雨量，是很不经济的，也是不可能的。因此，需要研究点雨量和面雨量之间的关系，以便把设计点雨量转化为设计面雨量。

（5）分析暴雨和洪水之间的关系，特别是研究如何将出现概率很小的设计暴雨转化为设计洪水，即设计条件下的产流和汇流问题。

设计暴雨是指具有某种设计标准（频率）的暴雨量及其时空分布。故设计暴雨计算的主要内容，是在上述分析的基础上推求指定频率的时段暴雨量，即设计暴雨量及其时程分配和在地区上的分布。对于面积不大的中小流域，在设计单个防洪水利工程时，暴雨在流域面上分布的不均匀性对计算成果影响不大，常不考虑设计暴雨在流域面上的不均匀分布，此时的设计暴雨计算只需要推求设计面暴雨量及其时程分配。设计面暴雨量可以直接根据流域的面平均雨量经频率计算求得，也可以由流域内某个雨量站的设计点雨量经暴雨的点面关系转换而得。对几十平方公里乃至十几平方公里的小流域，暴雨在流域面上的分布趋向于比较均匀或者其变化比较单一而有规律，当流域内有代表性较好的雨量站时，可以直接用该站的设计点暴雨代表设计面暴雨；当流域内没有合适的雨量站时，常用地理综合法求出某个代表点（如流域中心点）的设计暴雨，作为整个流域的设计暴雨。最简便的

地信网论坛
BBS.3S001.COM

做法是在暴雨量统计参数等值线上查读得均值等统计参数，即可算出设计暴雨量。

设计暴雨的时程分配，采用典型暴雨过程的同频率放大法推求。

用水文气象法推求可能最大暴雨是设计暴雨计算的另一条途径。暴雨是各种气象要素、大气运行和地形条件等因子综合作用的产物，通过对这些因子的分析，研究它们之间的各种组合情况及可能条件，得到某个地区一定历时内可能发生的最大暴雨，也可作为设计暴雨。因为从理论上讲，它是暴雨量这一个物理量的上限，发生的概率极小，故只有在很重要的工程设计时才采用。

由设计暴雨推求设计洪水，是工程设计计算中普遍采用的方法之一，尤其是在径流资料不足或缺乏的情况下，应用更加广泛。通常认为具有某一设计频率的暴雨将产生相同频率的洪水。这是这种方法的基本假定。然而，暴雨到达地面后，还要经过扣除损失的产流阶段和坡面漫流、河槽集流的汇流阶段，受到许多影响因素的作用，产生的洪水（洪峰流量、各个时段的洪水总量和洪水过程）不一定再会保持与暴雨相同的频率。事实也确是如此，例如，颍河流域有1952年至1984年共33年的暴雨和洪水径流同步观测资料，分别统计年最大3天暴雨量$P_{3,M}$和年最大洪峰流量Q_M的大小及它们各自的出现日期，再计算它们在多年期间的经验频率，结果表明：有15年的年最大3天暴雨并未形成年最大洪峰流量，即同一年中，最大暴雨和最大洪峰流量不一定对应，而且同一年份的$P_{3,M}$和Q_M在各自的系列中所占有的经验频率也大部分不相同，只有3年是相同的。图8-1是沈丘站$P_{3,M}$和Q_M的经验频率相关图，点据分布极为散乱，无相关关系。又如陕西省安康的“837”洪水，其1日、3日、5日暴雨量的重现期是30年，而相应的洪峰流量的重现期却是300年。

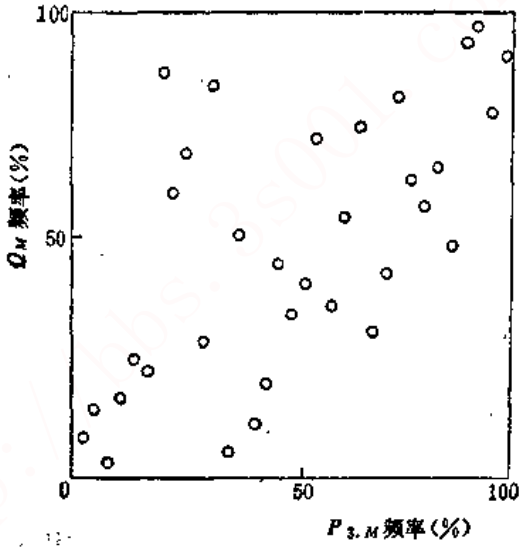


图 8-1 沈丘站年最大3日雨量$P_{3,M}$与年最大洪峰流量Q_M经验频率相关图

但是，尽管暴雨和洪水同频率的假定在绝大多数情况下是不成立的（在下垫面全部是不透水的水泥地的城市可能成立），为了解决生产实际问题，仍然维持原假定，另外再作一些技术性处理，例如设法使所求出的设计洪水具有比设计暴雨更小的频率，以保证防洪工程运行的安全可靠。

设计暴雨计算与设计洪水计算有许多相似之处，流域的产流方案和汇流方案分析方法等内容也已在《水文预报》中介绍过了，故本章对涉及到的有关重复的部分不再讨论，仅就其中特殊之处加以阐述。

第二节 暴雨量的统计分析

如前所述，暴雨分析的内容很多。本课程主要研究各种时段暴雨量的时空分布统计规

地信网论坛
BBS.3S001.COM

律，以便为编制《水文手册》、《暴雨洪水图集》等技术文件服务，并进一步推求设计暴雨和设计洪水。

一、选样

与洪量的统计时段相对应，暴雨量的统计也要选择合适的时段。选择的原则与洪量的基本相同，一方面考虑工程的类型，其次考虑工程规模。城镇、工矿排水工程（沟、渠、管道）的大小，主要取决于洪峰流量，洪峰流量往往由一场暴雨过程中强度最大的几小时或几十分钟的暴雨形成；铁路、公路跨越山丘区的沟溪时，要建造桥梁、涵洞，这些工程断面以上的集水面积也很小，洪峰流量可能取决于最大十几分钟的暴雨量；火电厂利用山谷作为贮灰场时，拦灰坝以上的集水面积可能更小，洪峰流量仅与最大几分钟的暴雨有关。随着工程断面的集水面积的增大，暴雨量的统计时段也应逐步加大。具有径流调节作用的工程，对工程规模起决定作用的是较长时段的洪水径流量，故暴雨的统计时段也较长。为了基本满足各种集水面积、各种类型防洪水利工程的需要，全国各地都将60min、6h、24h和3d作为暴雨的统计时段。除此以外，有的地区还考虑7d、15d或更长的时段。对特短历时，南京水文水资源研究所和其它一些单位曾把10min和30min作为统计时段，但这种特短历时的暴雨分析开展得尚不普遍。

暴雨量的选样，一般采用定时段年最大值独立选样法。在自记雨量计的记录纸上，以分钟滑动选取指定时段的年最大暴雨量。但我国有不少雨量站以往没有自记雨量计，直到近年才安装，甚至还有为数不少的测站至今仍然采取定时观测的制度，如二段制或四段制等。从两种观测资料所摘取的时段雨量是不一致的。定时观测的时段雨量值与以分钟滑动摘取的时段雨量相比，往往偏小。例如年最大1日雨量$P_{1日}$是从每天8时至次日8时的定时观测日雨量资料中挑选出的，它比年最大24小时雨量P_{24}往往要小，从大量统计分析中得到如下的关系：

$$P_{24}=KP_{1日} \qquad (8\text{-}1)$$

式中 K——经验校正系数，一般为1.10～1.30，平均值约为1.12，各地不一，可根据自记雨量资料分析确定。

所以，当一个地区各个测站或同一测站不同时期的雨量观测仪器和时段不统一时，需分析各种时段的K值，然后将短历时的定时观测时段雨量值进行校正。对长历时，时段雨量可直接从日雨量记录中摘取。

跟洪量一样，按“独立”的原则选样，即并不要求较短时段的年最大值一定要在较长时段的年最大值中摘选，应各自独立地按年最大的要求摘选。

二、系列的代表性分析和资料的插补展延

暴雨系列代表性分析的内容与洪水的相同，特别要注意充分利用已有的暴雨调查资料，甚至自行组织调查，收集大暴雨和特大暴雨资料。漏测和缺测的大暴雨资料，要设法补全。

雨量站不像流量站那样一定要沿河流水系布设，在面上的分布比较广，且站网密度也较大，所以暴雨量的插补展延方法也不同于洪水。现将主要的插补方法简介如下。

（1）近年来的不少实际观测资料表明，暴雨的地区分布与地形密切相关，高程、山

地信网论坛
BBS.3S001.COM

脉走向与水汽来向的相对位置、山体的形状等，都明显地对暴雨有所影响。图 8-2 是广东省东部沿海莲花峰雨量观测资料的分析成果，从峰顶的鸿图嶂站至山脚下的东桥园站，水平距离仅38.2km，但因高程相差1000m以上，沿山坡各站年最大24h雨量的均值$\bar{P}_{24}$有很大的差别。因此，在暴雨特性变化较大的山区，先用本地区众多的雨量站资料勾绘等雨量线，再用插值法进行插补。如绘制模比系数K（时段暴雨量与其均值之比）的等值线，插补也极为方便。

（2）在站网密度较大的平原地区，地形比较一致，故地形对暴雨的影响相对较小，如邻站相距较近时，可以直接移用邻站的暴雨资料。也可建立相关关系用于插补。

（3）如果经分析能建立某些时段的暴雨量与相应洪水的洪峰流量、时段洪量的相关关系时，可利用调查的洪峰流量或洪量推估出暴雨量。

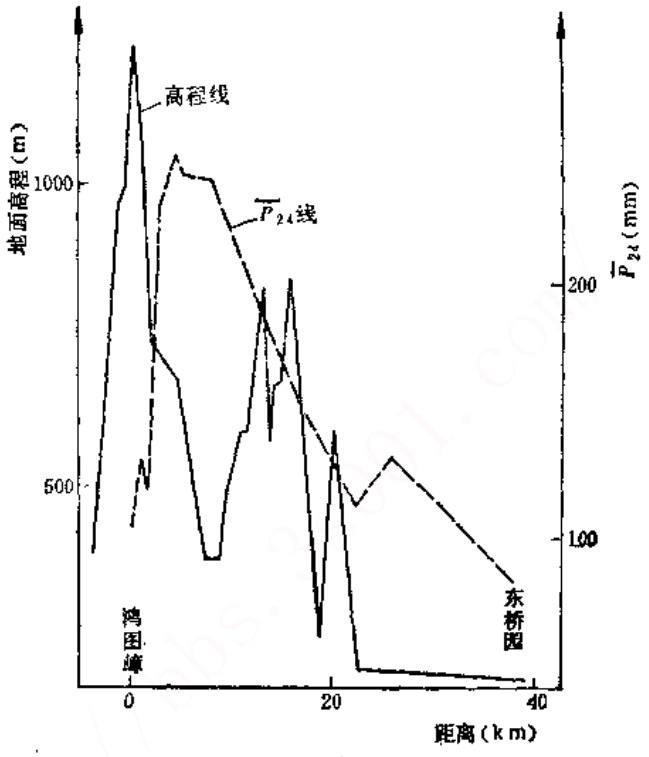


图 8-2　鸿图嶂南坡$\bar{P}_{24}$与高程关系图

缺测的年份较多时，逐年插补不仅麻烦，且插补项数过多，也不合适。此时宜通过长短系列均值比法直接对短系列的暴雨量均值加以订正。设A站的短系列暴雨量均值为$\bar{P}_{A,n}$，附近有长系列的B站，其暴雨特性与A站一致，且有n年同步观测资料，若B站与A站同期观测的短系列均值为$\bar{P}_{B,n}$，长系列均值为$\bar{P}_{B,N}$，则根据两站暴雨同步性好的条件，认为有如下关系：

$$\frac{\bar{P}_{A,N}}{\bar{P}_{A,n}}=\frac{\bar{P}_{B,N}}{\bar{P}_{B,n}}$$

即

$$\bar{P}_{A,N}=\left(\frac{\bar{P}_{B,N}}{\bar{P}_{B,n}}\right)\cdot\bar{P}_{A,n}=K_B\bar{P}_{A,n} \qquad (8\text{-}2)$$

式中　$\bar{P}_{A,N}$——A站订正后的长系列暴雨量均值；

K_B——参证站B的长短系列均值比，称为气候系数，主要取决于气候因素，故有可能对不同时期的长短系列进行分析后绘出等值线。

三、特大暴雨的调查和处理

在第七章中阐述了特大洪水在洪水频率计算中的重要意义。如把可靠的历史洪水和实测系列中的特大洪水进行合理的分析处理，然后与其它实测洪水资料合在一起参加频率计算，可以减小抽样误差，缩短频率曲线的外延幅度，从而提高计算成果的精度。

但是，迄今为止，对“特大值”尚无非常明确的定义。因此，在实践中，对特大值的

地信网论坛
BBS.35001.COM

判别可能因人而异，这种主观任意性会使频率计算成果也产生很大差异。统计学中，常把样本中出现的某些特别大或特别小的可疑值称为特异值。如果有一组样本观测值（x_1，x_2，…，x_n），其次序统计量为$x(1)\geqslant x(2)\geqslant\cdots\geqslant x(n)$，当其首大项$x$（1）特别大时，人们就会怀疑它可能是特异值，但实际上可能并不是特异值。因此，希望有一个客观标准，用以判断。这就是检验。在统计学中有许多检验方法，但其基本原理都是假设检验：首先构造一个统计量，再推导样本在没有特异值时该统计量的分布，由给定信度确定一个临界值，当由实际样本计算的统计值大于该临界值时，就认为有特异值。美国水资源委员会在《确定洪水频率指南》这一文件中就推荐了基于上述原理的检验方法。

样本中的特异值可能来自两个方面：一是另一个总体中的观测值混入了这一个总体的样本，例如量测错误造成的特大、特小值，抽水引水造成洪峰流量的特小值等；二是抽样的随机性，使样本中出现特异值。统计学中关于特异值检验的内容，绝大多数是针对第一类的，检验出来后，就把特异值舍弃。但在暴雨、洪水资料中的特大值，都已经过资料的审查和还原改正，是属于第二类的，它们都和其它暴雨、洪水来自同一个总体。所以我国目前没有采取纯统计学的检验方法来判别特异值，仍然从综合分析的途径确定特大值。一般认为其重现期超过系列观测年限很多、量级在地区上很突出的大暴雨属于特大暴雨；也有的认为大于系列中值2.5倍或模比系数K大于2.0的暴雨为特大值；或者在经验频率分布图上偏于频率曲线上方很多的暴雨，也可能是特大值。尤其是地区综合分析，是判定特大值的必用方法。例如图8-3是苏州站最大1d暴雨量频率曲线，有两个点据在偏离曲线上方很高的地方，为了判定它们是否为特大值，将苏州地区各个雨量站的最大1d暴雨量频率曲线绘在一起，综合出一条代表整个地区的频率曲线，然后用苏州站的两个特大值在地区综合频率曲线上查其频率，发现这样大的暴雨量在整个地区上应该具有更大的重现期，说明它们应该属于特大值，用查得的频率去修正原来的经验频率，作这样的处理后，这两个点据在苏州站的暴雨频率曲线图上不再偏离。

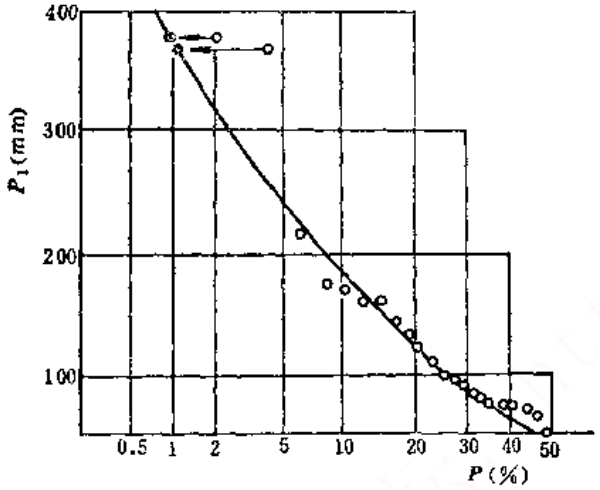


图 8-3　苏州站最大1d暴雨量频率曲线

特大暴雨的判定与历史暴雨的调查紧密相联，不论是历史上发生过的或在实测期中出现的，都要调查、考证，以比较准确地确定其暴雨量和重现期。

特大暴雨的调查很困难，即使在有雨量计的情况下，由于强度太大，雨量计也无法正常运用，如内蒙古1977年8月暴雨，大雨如注，人已无法辨认1m以外是否有物体，当然无法正常观测，观测人员虽然不停地用脸盆承接雨水并记数估计暴雨量，但误差很大，最后将发射防雹弹的炮筒中的积水经过倾斜校正后才获得比较权威的数据。历史暴雨的调查更困难。因此，调查的范围要大些，而且经常结合洪水调查一起进行，要充分利用洪灾这一线索。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

暴雨特大值的重现期，可以从它所形成的洪水重现期估算，但要注意，洪水的重现期只能假定与流域的面平均雨量是同频率的，流域内暴雨中心点的重现期显然要大得多。要满足同频率的假定，只有在流域面积较小、暴雨量很大、下垫面对产流的影响作用相对很小时才近似成立。调查中最好能根据洪峰流量和各时段洪量分别定出各个时段暴雨量的重现期。

暴雨特大值的单站调查成果，一定要与本地区各测站的大暴雨记录进行比较对照，综合分析，合理地确定其重现期。最常见的方法是与长系列测站或地区综合的暴雨量频率曲线比照，如查得本站某次特大暴雨的重现期是100年，但本地区许多测站已经出现过同样量级的暴雨，且其重现期仅为50年左右，则需要对调查的重现期重新论证或修正。

当本流域缺乏特大暴雨观测记录或调查、考证资料，而邻近地区已经出现特大暴雨，经过气象成因分析认为本流域也有出现这种特大暴雨的可能性时，可以将它作一定的修正后移用过来，作为参考数据，以帮助频率曲线的定线或对计算成果进行合理性检查。

特大暴雨的处理，主要是合理地确定调查考证期的年限及它们的排序，一旦确定，即使其暴雨量缺测或无法查得和插补出，也应在顺位排序时保留空位，然后再计算其它各项的经验频率。具体处理方法见第七章。

四、频率计算

暴雨的频率计算也用配线法确定样本的统计参数，一般采用P-Ⅲ型分布曲线适配。以往的研究表明，CS与CV的倍比值一般地区为3.5左右；在CV大于0.6的地区，约为2～3；在CV小于0.5的地区，约为4～6。在西北内陆干旱地区，暴雨特性的分析因限于资料而研究不多，初步成果表明，在很多方面不同于湿润地区，有关这方面的内容将在下面另行介绍。

五、成果的合理性分析

暴雨量分析成果的合理性检查，一般通过两条途径进行，即从雨量统计参数与历时的关系和统计参数的地区分布两个方面进行。

（1）随着历时的加长，暴雨量的均值应该增大，但CV的变化却相当复杂，不能一概而论，各地不同成因的暴雨有不同的反映。例如河北省西北部的张家口地区，暴雨多为局部性雷暴雨，3h暴雨的CV_3比24h暴雨量的CV_{24}大，即$CV_3>CV_{24}$；子牙河南运河下游平坦地区，暴雨量的大小对暴雨量与历时的关系影响不大，故$CV_3\approx CV_{24}$；而在燕山、太行山的山区，特别是迎风坡，暴雨历时往往很长，受地形等影响很大，雷暴雨不突出，有$CV_3<CV_{24}$。王家祁等人对广东省暴雨分析后发现，1h暴雨量的CV_1普遍小于CV_{24}的，其差值（$CV_{24}-CV_1$）在迎风坡上达0.15～0.20，内地为0.1～0.15，沿海约为0.10。综合各地大量的研究，大致有这样的规律：特短历时的CV值不大，随着历时的增长，CV值也增大，并达到某个最大值，然后又随着历时的增长而减小。最大的CV值所对应的历时，各地不一，一般出现在1h至7d之间。这种现象可能是统计时段内暴雨有间歇时间或多峰型时程分配等原因造成的。CS/CV值随历时的变化不大。

（2）单站的暴雨量统计参数应符合多数测站所反映出来的地区分布规律，如果显得非常突出而又无法从气候、地形等方面给予解释，需要对分析计算过程进行检查。当CV

地信网论坛
BBS.35001.COM

值偏大时，可能是因为有一些特大暴雨加入所造成的，应对它们再作分析；当CV值偏小时，可能是因为系列中没有大暴雨所致，也要参考其它测站的系列中的特大值情况，决定是否适当加大CV值。

将在频率曲线上求得的稀遇暴雨量，如频率为1%、0.1%等的暴雨量，与本地区曾发生的特大暴雨记录相比较，也可帮助判定计算成果的可靠性。图8-4为国内外一些暴雨量最高记录与历时的关系，可供分析时参考。

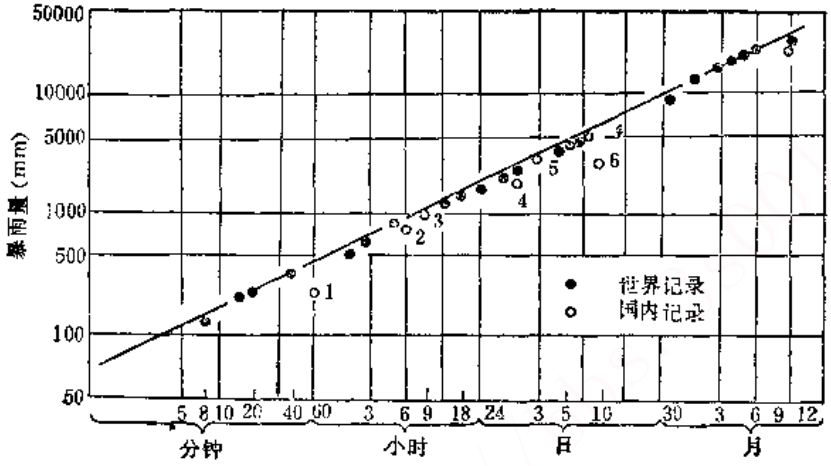


图 8-4 国内外暴雨最高记录图

1—河南下陈，758；2—河南林庄，758；3—内蒙古乌审旗，778；4—台湾风鸡口，1911；5—台湾风鸡口，1913；6—河北獐狐，638

我国干旱地区的暴雨与其它地区的有着明显不同的特性，在分析计算时应予以注意。过去，在这一地区尤其是极端干旱的地区，对暴雨的观测和资料的分析研究都很不够，故对暴雨的统计规律了解甚少。近年来陆续出现了一些罕见的特大暴雨，引起了不少部门的极大注意。

我国西北地区接近亚欧大陆的中央，距离海洋的最远距离可达二三千公里以上，多高山、盆地和高原，位于全球最大的干旱区域（北非—中亚—蒙古高原）的东部。一般年份的年降水量较小，但年际变化很大，年内分配特别集中，故有的年份、有些地区也会出现历时短、笼罩面积小、强度却很大的暴雨，不少暴雨已接近或超过南方地区的记录，个别的甚至已接近或超过了原来的世界记录。这一地区的暴雨主要有频次少、年际变化大和稀遇暴雨量很大等三个特点。

在一定范围内，暴雨的出现机会比南方的小，在某个固定测站上，机会更少。日雨量在50mm以上称为暴雨，如统计单站的多年平均每年出现的暴雨日数，在极端干旱区为0.1d，一般干旱区为0.1～1d，湿润区则都在2d以上，华南个别地区可达10d以上。最大24h雨量的均值，西北大盆地都在10mm以下，一般干旱区约为25～50mm，半干旱地区约为60～80mm，而我国南方湿润地区大多在100mm以上，华南沿海和台湾岛可达200～300mm。如从台湾向新疆取一断面，研究沿线最大24h暴雨量均值$\overline{P}_{24}$和CV_{24}的变化，可以

地信网论坛
BBS.3S001.COM

看出干旱地区和湿润地区暴雨特性的差别（见图8-5）；再从山东向新疆取一断面，以研究极端干旱区、一般干旱区和半干旱区暴雨特性的差别（见图8-6）。

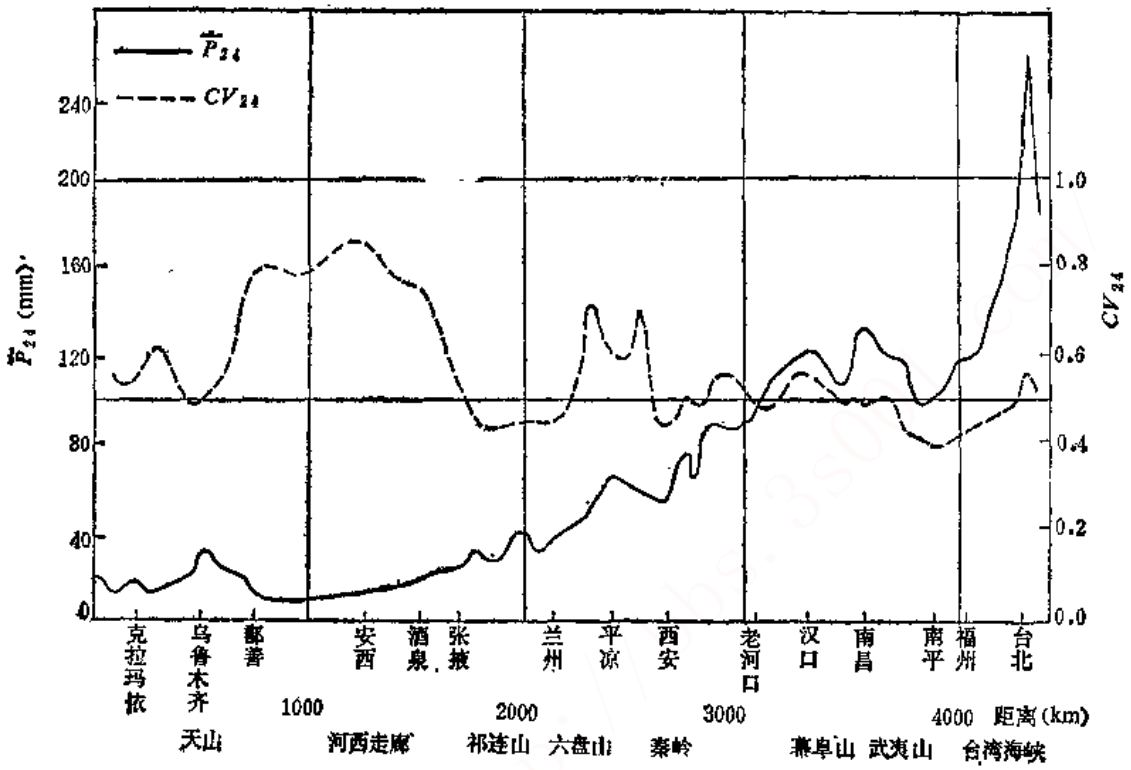


图 8-5 台湾—新疆断面暴雨特征

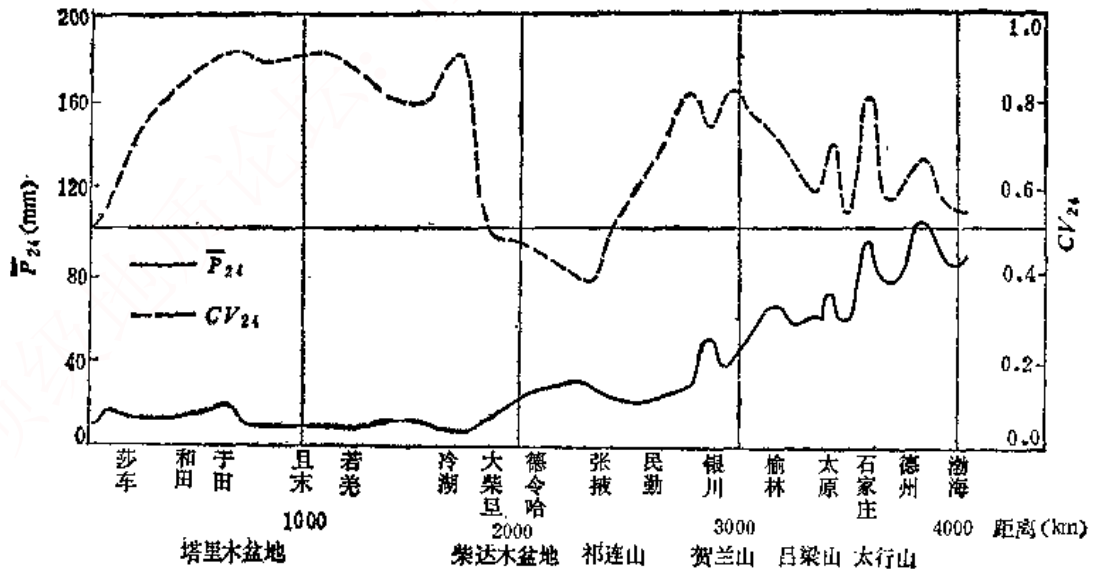


图 8-6 山东—新疆断面暴雨特征

图上清楚地表明，干旱地区暴雨量均值较小，变差系数较大；半干旱地区的均值比干旱地区的明显加大，但CV_{24}却减小不多，成为一个$\bar{P}_{24}$、CV_{24}都比较大的特殊区域。除

地信网论坛
BBS.35001.COM

此以外，这种$\overline{P}_{24}$与CV_{24}呈相反趋势的分布情势，在表8-1中反映得更加清楚。

表 8-1　　点暴雨统计特征分布

地　　区	极端干旱区	干　旱　区	半干旱区	湿　润　区	华南个别高湿区
年暴雨日数(d)	<0.1	0.1～1	1～2	＞2	10
$\overline{P}_{24}$(mm)	<10	25～50	60～80	＞100	200～300
CV_{24}	1.0	0.8	0.6～0.8	0.5	
实测最大P_{24}(mm)	50～100	100～200	400～600	400～800	800～1200

干旱地区暴雨的CS/CV值，比国内大多数地区的综合值（3.5左右）都要大。

干旱地区虽然暴雨均值很小，但稀遇的暴雨量却很大，特别是短历时暴雨更是如此。例如从实测和调查的24h最大点雨量来看，各省都已出现100mm以上的大暴雨，东经100°以东，出现过200mm以上的大暴雨，黄土高原上多次发生400～600mm的大暴雨，内蒙古乌审旗778大暴雨已超过南方大部分地区出现的数值。如以某个地区实测或调查的最大24h点雨量（动点暴雨）与该地区单站多年平均降水量相比较，往往出现24h暴雨量超过年雨量均值的情况。上述乌审旗1977年8月1日的最大点雨量为1400mm，而附近的陕西榆林当时20年平均年降水量仅438.4mm，即1d雨量相当于多年平均年降水量的3倍以上，这种现象在我国南方没有发生过。因此，这些干旱地区特大暴雨的模比系数大得惊人，西部地区可达3～4，黄土高原可达6～8，有些调查暴雨会大于10，甚至更大，乌审旗那次暴雨的模比系数已超过20。这不仅造成$CS/CV>3.5$，而且导致用P-III型曲线去拟合经验频率点据时发生困难。

关于不同历时暴雨量CV值与历时的关系，据仅有的少数资料初步分析，因局地雷阵雨的雨量高度集中在短历时内，使短历时的CV值比长历时的更大，如河北省西北部属干旱地区，3h暴雨的CV_3值比24h暴雨的CV_{24}要大0.05～0.15，这种现象与该省的太行山、燕山迎风坡大暴雨区的规律相反。至于在3h以内，因资料缺乏，难于对其年际变化作出分析，但暴雨的历时明显比湿润地区的要短，一般的持续时间都在1d以下，雨量的主要部分有时在不到10h的时间内，局地雷暴雨多数为2～3h，甚至只有0.5h。有些暴雨即使总历时较长，主要降雨仍大多集中在较短时间内，干旱地区几次具有逐时记录资料的较大暴雨，历时在6h以上后雨量增加甚微，有些暴雨甚至1h内可以结束。而南方的暴雨往往要持续12h以上，有的甚至可达几天。这种时程分配的特性，必然会影响到暴雨的年际变化。

我国干旱地区雨量站稀少，在大沙漠地区，一二十万平方公里的范围内甚至空无一站。大高原地区的站网密度仅1站/万km^2，即使密度较大的山西半干旱区，也仅50站/万km^2，与南方浙江省东北部的100站/万km^2相比，仍相差很远，而且雨量站的观测年限也要短得多。此外，大暴雨的调查也往往有许多困难，故干旱地区的暴雨资料非常缺乏。在这些地区，往往全年仅出现少数几次暴雨，虽能成灾，但又可能是全年水资源的最主要补给来源。所以，对暴雨的分析研究既十分困难，又非常重要。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

六、暴雨统计参数等值线

气候条件是影响暴雨的主要因素。在它的作用下，暴雨的统计参数呈现出地带性分布规律。例如1979年水利水电科学研究院对全国各地实测和调查的特大暴雨进行分析，研究暴雨中心最大24h暴雨量的地区分布规律，发现我国明显地分成三个暴雨带：台湾、海南岛等沿海和华南、东南沿海一线；千山、燕山、太行山、伏牛山、大巴山和巫山一线；武陵山前、内蒙古高原和云贵高原东侧一线。当然，地形等条件也有明显的影响。因此，勾绘暴雨统计参数等值线时必须对气候、地理条件的影响作深刻的分析。首先要了解当地的暴雨特性，选择若干次有代表性的大暴雨资料，绘出等雨量线，结合天气形势对暴雨的成因、移动路径和地形的影响作用等方面进行分析，了解影响本地区等值线分布的主要因素，以便参考这些分析意见合理地确定统计参数等值线的主要走向和高、低值分布形势，然后再具体地标绘统计参数等值线。

勾绘暴雨统计参数等值线的过程，与前面所述年降水量的相同。除此以外，还需要注意以下几点：

（1）暴雨比年降水量的随机性更强，故局部地区的特大值会使一些站的统计参数与其它站的差别较大，如单纯按直线内插去勾绘等值线，会出现很多闭合区，整个等值线显得支离破碎。如果这些闭合的小圈很难从气候和地形等方面给出解释，就要考虑是否是由各站所用系列的不同步造成的，必要时要对系列作些处理。例如选择统计参数比较接近长系列情况的某一段时期作为统一的分析对象；或者经论证后移用邻站的特大值帮助合理地选配频率曲线，以求对统计参数作适当调整。

但是，暴雨又明显地受地形的影响，中小尺度的山体等地理条件完全可能影响等值线的分布，故也不能片面追求等值线避免迂回曲折，以免妨碍对特殊规律的揭示。

（2）一般说来，平原地区的均值、变差系数等值线梯度变化平缓，山区的则较大，且迎风坡的变化大于背风坡的。河谷、川地和山间盆地因受山脉的阻挡而多为均值的低值区，但迎风坡上开口正对着水汽入流方向的河谷川地，其均值会特大，背风坡的河谷川地则特小。CV值在地区上的变化一般要比同时段暴雨量均值的变化小。

（3）全国已绘有最大24h雨量均值和CV等值线($CS/CV=3.5$)；各省（自治区、直辖市）也已经有暴雨洪水图集和水文手册等文件，绘有几种主要时段的暴雨统计参数等值线，这些都可以作为勾绘等值线时的参考。

第三节　暴雨的时面深关系

某个地点的一场暴雨，从开始到结束，各个时刻的强度不同，形成了一个很复杂的、不均匀的暴雨过程，常称为暴雨的时程分配。不同的暴雨过程，会形成不同的洪水过程，所以研究暴雨的时程分配，是生产实践中非常重要的课题。

研究暴雨过程，除了通常采用的分析暴雨瞬时强度或时段雨量随时间的变化过程以外，还广泛采用分析各种时段雨量之间关系的方法。在一场暴雨过程中，从强度最大的核心处开始，按事先确定的一些时段如1、3、24h等，在一场暴雨的自记雨量记录上以分钟滑

地信网论坛
BBS.3S001.COM

动的办法获得一系列最大的时段雨量，如最大1h雨量、最大3h雨量等。而且规定，短时段一定要被长时段包在里面，俗称“长包短”，例如最大3h雨量一定将最大1h雨量包括在内。如能分析出这些长短时段雨量之间的关系，就可以内插出任意时段长的暴雨量，从而进一步得出整场暴雨的过程。因此，这种关系在生产实践中具有很大的实用价值，并称它为“时深关系”，即各种时段与降雨深之间的关系。需要强调指出，时段的选定并不是按时序进行的，而且一定按分钟滑动和“长包短”的原则进行。为避免混淆，把时段改称为“历时”。

一个地区，每场暴雨都笼罩一定范围的面积，这个范围可以看成是由许许多多点所组成的。流域出口断面所测获的洪水，是流域面上所有各点的降雨形成的。事实上，流域内不可能布满雨量站，如浙江省雨量站较密的东北部，平均500km²才有一个站，很难直接观测到面雨量，故需要研究点雨量与各种大小范围面积上面平均雨量之间的关系，以便间接地由点雨量推求任意大小面积上的面雨量。这种点雨深与各种面积上面雨深之间的关系称为“面深关系”，也称为暴雨的点面关系。

把时深关系和面深关系综合起来，就称为暴雨的时面深关系，简称为DAD关系。

时面深关系有两大类，第一类是同次暴雨的时面深关系；第二类是同频率暴雨的时面深关系。前者是从各次实测暴雨过程直接分析求得的；后者则是在各站暴雨频率计算后再分析求得的。

一、时深关系

（一）同次暴雨时深关系

先研究某个点（测站或暴雨中心）某一次暴雨的时深关系。有的暴雨其雨量主要集中在较短的历时内，例如集中在1h内；有的暴雨其雨量则主要集中在较长的历时如24h内。这一部分的雨量在很大程度上决定了这次暴雨的时程分配。因此，可把这种集中着一次暴雨主要暴雨量的历时称为主历时。在同次暴雨中以主历时为核心，分别选定其它几种历时，并统计主历时和这些历时的最大雨量，建立雨量和历时的关系，如图8-7所示。由图可知，降雨强度变化简单的单峰型降雨过程，关系线呈向下凹的抛物线形状；强度变化呈多峰型的降雨过程，关系线可能在某一段出现反曲的现象。

对少数罕见的特大暴雨，研究单站单次时深关系有一定的现实意义，因为这种暴雨过程的资料很少，需要用它去推求频率很小的设计暴雨时程分配。对大量出现的大暴雨，如仅仅分析一次暴雨的时深关系，是不够的，因为它很难反映出许许多多暴雨的时程分配特性，故需要综合。

在多年实测资料中，选出许多次大暴雨，根据测站的暴雨特性，确定主历时，绘出各次大暴雨的时深关系，放在一起，是比较散乱的一簇线。综合时采用以下方法：

（1）取它们的平均线，表示它们的平均情况。

（2）取它们的上包线，以构成暴雨量集中于短历时内的时程分配。

为了便于应用，时深关系必须用相对值表示。设上述求得的时深关系上主历时t_n内的雨量为P_n，其余各历时t_i内的雨量为P_i，则以相对值P_i/P_n为纵坐标，历时t为横坐标，在双对数纸上绘出关系线。线上任一历时所对应的纵坐标，表示该历时的雨量占主历时雨量

地信网论坛
BBS.3S001.COM

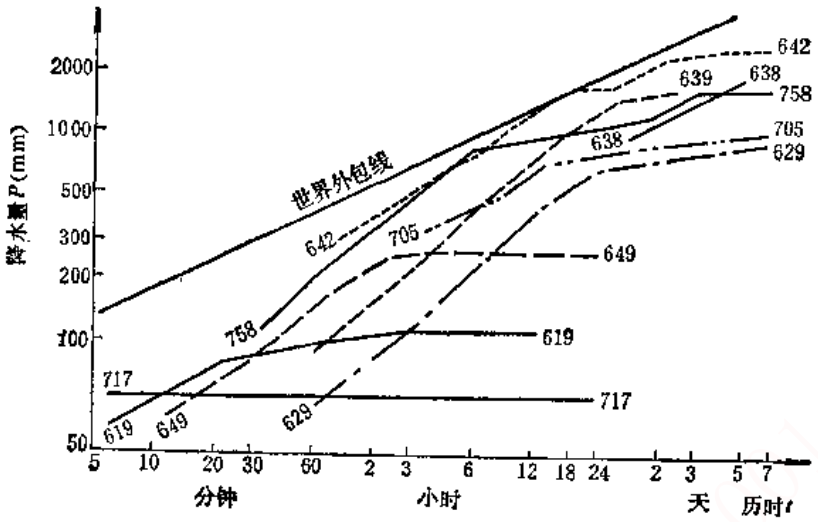


图 8-7　同次暴雨的时深关系

717—梅洞沟；619—安溪；649—德清；629—贵人村；705—双溪；758—林庄；638—獐犹；639—白石；642Belouve

的比例，将它乘以主历时的暴雨量，就得到该历时的雨量。

显然，这种暴雨的时深关系没有频率的概念。有些工程设计标准不高，例如城市排水工程的设计标准可能只有10%、5%等，如同在设计洪水计算中挑选典型洪水过程线时要考虑它与设计洪水的频率相近一样，希望分析出来的时深关系能比较符合设计暴雨时程分配的情况，故提出以下的选择方法：根据主历时，逐年统计主历时的雨量，按年最大的原则每年选出相应的一次暴雨，并通过“短推长”（主历时较短，以它为核心向外扩展摘取较长历时的雨量）、“长包短”（主历时较长，在它内部摘取其它历时的雨量）的方法求得其余各种历时的雨量，将历年的年最大主历时暴雨量排序后计算各项的经验频率，从中选取与设计频率相近的几次暴雨，用来综合出时深关系。

因为在一年中是按主历时暴雨量最大的条件选出一次暴雨过程，故不同的主历时在同一年中会选出不同的暴雨过程，进而得到不同的时深关系。确定主历时，一方面要分析本站暴雨时程分配的特性，另一方面要看工程的性质和规模，集水面积较小的小型工程，对工程威胁大的是短历时暴雨量；对调节性能较强的大、中型工程，较长历时的暴雨量对工程的影响较大。

（二）同频率点暴雨的时深关系

主历时暴雨量是全年中最大，并不能保证其余各历时的暴雨量也是全年最大，而且实践证明：某年同次暴雨几种历时的雨量，在多年期间各自的系列中所占的经验频率可能相差很大，也就是说它们是不同频率的。例如某年年最大主历时3h的雨量在多年期间是首大项，但同一年在同次暴雨过程中用“短推长”法摘得的最大6h雨量（指在这次暴雨过程中以分钟滑动统计摘录的最大6h雨量），在年最大6h雨量系列中并不一定也是首大项。

与设计洪水过程线的同频率放大法一样的出发点，为了保证由时深关系计算的各历时

地信网论坛
BBS.3S001.COM

暴雨量具有相同的频率，以保证由此求得的暴雨过程符合某种指定频率，提出了同频率的时深关系。

同频率时深关系的选样采用各历时年最大独立选样法，如上一节所述。但要注意，同一年中年最大各历时雨量并不一定在同一次暴雨过程中。经过频率计算，即可求得符合某一指定频率的各种历时暴雨量，利用这些数据，就可绘出同频率暴雨时深关系。

这种关系是虚拟的，并不是由某次实际暴雨过程分析得来的，但各个历时雨量都符合同一频率。它与同次暴雨时深关系之间有着比较大的差别，如图8-8所示，同频率时深关系线总是位于同次暴雨时深关系线的上方。

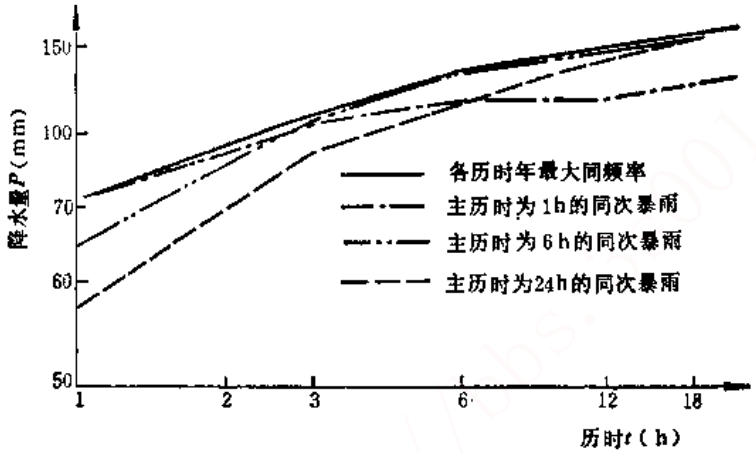


图 8-8 两种暴雨时深关系的比较

两种暴雨时深关系，概念不同，选样方法不同，所以它们的用途也不一样。同频率时深关系用于由某一历时的设计雨量转换为其它各种设计历时的同频率设计雨量；同次暴雨的雨深关系用于推求设计历时内外各种历时的暴雨量，以得到设计暴雨过程。

与洪量的频率计算一样，设计暴雨计算也有设计历时（设计洪水中称为设计时段），例如根据分析，确定设计历时为18h，当因资料条件的限制，无法直接统计得到年最大18h暴雨量系列时，可先对年最大24h暴雨量进行分析（这种时段的雨量各地都有），然后利用邻站或地区综合的暴雨同频率时深关系，将指定频率的年最大24h雨量转化成年最大18h同频率的设计暴雨量。然后，再设法寻找主历时为18h的同次暴雨时深关系，以推求其它各种历时的相应雨量，进一步组成设计暴雨的过程。

（三）暴雨时深关系的地区综合

地区综合的基础是单站综合。同频率时深关系直接受各种历时雨量CV值的影响，单站综合时首先考虑雨量频率的影响，建立各种频率的时深关系。同次暴雨时深关系的单站综合比较困难，它不仅受暴雨量大小（用主历时暴雨量的频率表示）的影响，还与暴雨的类型有关，雷暴雨、锋面雨的时程分配特点显然是不同的。

暴雨过程的随机多变，使同次暴雨时深关系的综合很困难。广东省沿海台风暴雨中心点的分析成果表明，同次暴雨最大3h雨量和最大24h雨量的关系不密切，两者的比值(P_3/P_{24})与雨量大小也没有较好的相关关系。单站综合时只能大致区分雨型，然后选出几次大暴雨取它们各自时深关系的平均线或外包线。在实践中，常用各历时雨量转换系数β

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（简称暴雨的时深转换系数）作为综合的指标，它表示两种历时雨量的比值，例如在美国西部边界，雷暴雨型的1h雨量P_1与6h雨量P_6之比β取0.75，而对一般型暴雨，β取0.30。

时深关系的地区综合，一般采用分区的办法。分区的原则是充分考虑气候、地形的一致。据分析，全国一些大暴雨的P_3与同次暴雨的P_{24}关系点分布非常散乱，其比值β_3在0.18～0.54的范围内，极不稳定。所以，时深关系的地区综合尚需更多的资料和更加深入的研讨。

二、暴雨的面深关系

暴雨的面深关系，也是暴雨分析的主要内容和设计暴雨计算中非常重要的工具。许多水利工程的集水面积上只有一个雨量站的实测资料，用以求得的设计暴雨量仅是这个点的数值。或者在没有雨量站的情况下，用等值线法求得的也只是某一代表点的设计暴雨量。在面积不很小时，点雨量不能直接代替面雨量，故需要研究如何将点雨量转换为面雨量。

（一）同次暴雨的面深关系

1.一次暴雨的面深关系

图8-9是某次暴雨的等雨量线分布图，暴雨中心恰好位于雨量站O上。

O站的雨量为P_0，各等值线的雨量值分别为P_1、P_2、P_3、…，若P_1等雨量线包围的面积为f_1，其余每相邻两条等雨量线之间的面积依次分别为f_2、f_3、…，就可以用面积加权法推算出每一条等雨量线所包围面积上的面平均雨量，算式如下：

$$\left.\begin{aligned}
\bar{P}_{F,1}&=\frac{1}{2}(P_0+P_1)\\
\bar{P}_{F,2}&=\left[P_1f_1+\frac{1}{2}(P_1+P_2)\cdot f_2\right]\Big/(f_1+f_2)\\
\bar{P}_{F,3}&=\left[P_1f_1+\frac{1}{2}(P_1+P_2)f_2+\frac{1}{2}(P_2+P_3)\cdot f_3\right]\Big/(f_1+f_2+f_3)\\
&\cdots\cdots
\end{aligned}\right\}\qquad(8\text{-}3)$$

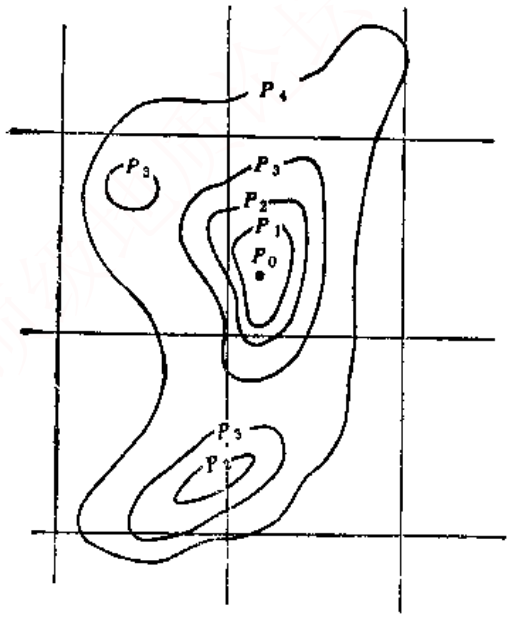


图 8-9　一次暴雨的等雨量线分布图

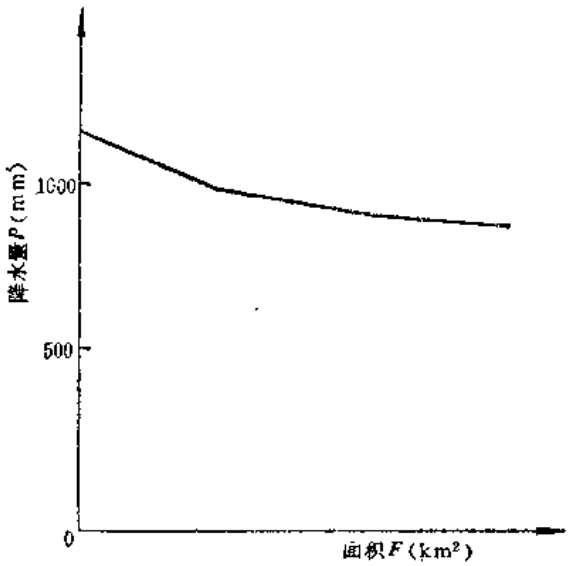


图 8-10　次暴雨的面深关系

地信网论坛
BBS.3S001.COM

又令$F_1=f_1$，$F_2=f_1+f_2$，$F_3=f_1+f_2+f_3$，…，就得到许多组$\bar{P}$与F一一对应的数据，以面雨量$\bar{P}$为纵坐标、面积F为横坐标，绘出关系线，如图8-10所示。

这条关系线表示这场暴雨在从中心逐步向外扩散的过程中，面平均雨量随面积变化的规律。它是暴雨地区分布的一种概化表示方式。在这条线上，可以查取任意面积范围内的面平均雨量。

但要注意，这里的面积是指某条等雨量线所包围的面积，尽管制作时仅用了几条绘出的等雨量线，但应用时并不受此限制，可以设想某个面积总是由与它所对应的某条等雨量线围成的。显然，流域面积与此处的面积可以在数值上恰好相等，但其涵义是完全不同的。

这条关系线的一般形状，都是由纵坐标上某一点（暴雨中心点雨量，这个点的面积为零）开始，随着面积的扩大，面雨量逐渐减小，最后趋近于横坐标轴。

【例 8-1】 某次暴雨的等雨量线分布如图8-9，其中$P_0=1040mm$，$P_1=1000mm$，$P_2=800mm$，$P_3=600mm$，$P_4=400mm$。制作该次暴雨的面深关系。

整个制作过程分列表计算和绘图定线两个部分。

（1）在等雨量线图上量算各条等雨量线所包围的面积F，见表8-2中第（3）栏，暴雨中心点的面积为零。

表 8-2　　次暴雨面深关系计算表

序号	等雨量线雨量 P (mm)	面积 F (km²)	等雨量线之间的		面积F上的平均雨量 P_F (mm)	点面折算系数 α (P_F/P_0)
			面积 f (km²)	平均雨量 $\bar{P}_f$ (mm)		
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
1	1040	0	140	1020	1040.0	1.00
2	1000	140	220	900	1020.0	0.981
3	800	360	440	700	946.7	0.910
4	600	800	960	500	811.0	0.780
5	400	1760			641.4	0.617

（2）由第（3）栏数据计算每相邻两条等雨量线之间的面积f，并用算术平均法计算这些面积上的面平均雨量$\bar{P}_f$，见表中第（4）、（5）栏。

（3）用式（8-3）分别计算各条等雨量线包围面积上的面平均雨量P_F，见表中第（6）栏。

（4）令各面雨量P_F与暴雨中心点雨量P_0之比为点面折算系数α，即$\alpha=P_F/P_0$，计算后填入表中第（7）栏。

（5）以α为纵坐标，F为横坐标，绘出这次暴雨的面深关系如图8-11所示（图中还绘出了其它几次暴雨的面深关系）。纵坐标用相对值α，是为了便于多次暴雨的综合。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

2.各次暴雨面深关系的综合

一个地区内，暴雨中心的位置、等雨量线的分布及它们所包围的面积都是变动的，所以，上述的暴雨面深关系即点面关系被称为“动点动面”点面关系。

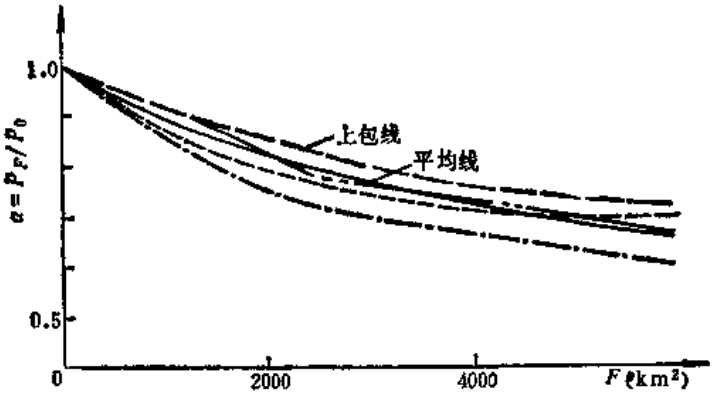


图 8-11 动点动面暴雨面深关系图

各次暴雨的点面关系不同，需要加以综合。图8-11中绘出了几次暴雨的面深关系，进行综合时可考虑以下一些方案：

（1）取它们的上包线。这条线的坡度最平缓，表示暴雨在面上的分布较均匀，暴雨量由中心向四周递减的梯度小，如应用于设计暴雨计算中，同样的设计点雨量可得到较大的设计面雨量，从而使防洪工程的设计比较安全可靠。

（2）取平均线。它反映各次暴雨空间分布的平均情况。

（3）以雨量的大小作为参数。如果可以明显地分析出暴雨的大小对它的面深关系有影响时，可用暴雨中心雨量作为参数，定出一组关系线。

必须对几种主要历时分别建立暴雨的面深关系，形成以历时为参数的一组面深关系，便于应用。

据研究，我国东部24h暴雨1000km²的点面折算系数的地区综合值大多为0.7～0.8；江南中部和东北南部大于0.8；云贵、山西和东北的北部，约为0.6～0.7；内蒙古和山西的部分地区则小于0.6。长江中下游梅雨区，α值最大，黄河中游干旱区的α值比较小，西南高原和塞外局部地区的α值最小。历时愈短，α值愈小，多数地区6h和1h1000km²面积的α值分别为0.65～0.75和0.55～0.65。

一般说来，一次暴雨的中心恰好落在某个测站上的机会很少，实测的暴雨中心雨量因此而往往比真正的数值要小，面由等雨量线所算得的面雨量虽受站网的影响，但影响程度可能相对较小，两种作用不可能抵偿，这使制作的点面关系的代表性受到了限制。在一个大的区域内，由于地形的影响，所选择的大暴雨可能多数集中在某些常发暴雨地带，从面使据此得出的点面关系对其它地带缺乏代表性。

（二）同频率暴雨的面深关系

分析面深关系的最终目的是将设计点雨量转换为设计面雨量。通过上述分析说明，由于暴雨空间分布的多变性，由具有某一频率的点雨量在面深关系上求得的面雨量不一定仍然具有相同的频率。为此，提出了同频率暴雨的面深关系。

地信网论坛
BBS.35001.COM

1.基本原理

在一个地区内，按一定的规则划出各种不同大小的面积，分别对这些面积上的面雨量进行频率计算，并求出某指定频率的面雨量。用这些具有相同频率、不同面积上的面雨量与面积建立关系，就可用于推求各种面积上的面雨量，这一雨量与建立关系时所用雨量具有相同的频率。

2.制作方法

同频率暴雨面深关系的制作方法如下：

（1）在分析的地区内，确定一个位置适中、具有长系列实测暴雨资料的测站作为“点”，其雨量为P_0，以这个点作为中心点。

（2）统计摘录地区内各雨量站历年的年最大暴雨量，如最大1、3、7日雨量等。

（3）以中心点为中心，绘出一系列不同大小的同心圆或同心正方形，它们的面积分别为F_1，F_2，…，F_n。

（4）由各个同心圆或同心正方形内的雨量资料计算它们历年的年最大面平均时段暴雨量$P_{F,1}$，$P_{F,2}$，…，$P_{F,n}$。每个图形面积上都形成了一个年最大面平均时段暴雨量系列，经过频率计算，就得到一组以面积F为参数的面暴雨量频率曲线，如图8-12所示。对每种历时，都有一组频率曲线。

（5）选定一些频率，在图8-12上查读各种面积F_0，F_1，…，F_n的同频率面平均雨量$P_{0,P}$，$P_{F1,P}$，…，$P_{Fn,P}$。对每一个频率，都可以绘出一条面平均雨量$P_{F,P}$与面积F的关系线。如把它们绘在同一张图纸上，就得到了一组以频率P为参数的面雨量与面积的关系线，此即同频率暴雨面深关系。它已经是整个地区的综合成果。地区划分的原则如前所述。

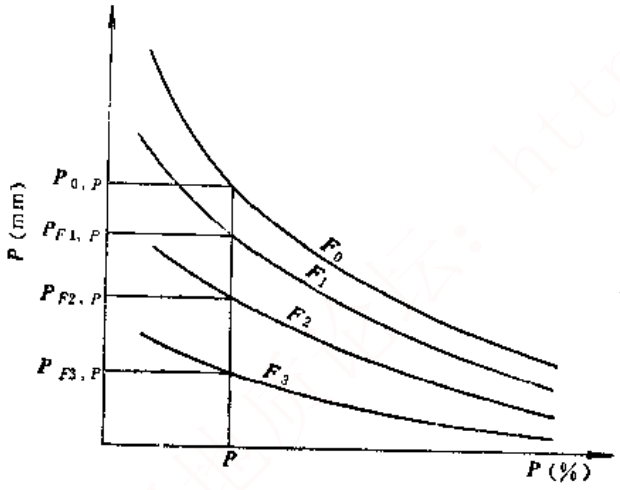


图 8-12　以面积为参数的面暴雨量频率曲线

因为点雨量是在地区内选定的固定点，而且所用的面积也是固定的，所以这种关系称为“定点定面”暴雨时深关系。

有人认为，所谓定点雨量，应该是指流域平均的定点雨量，而不是指某一个固定站点的雨量，更不是在流域内选取一个雨量最大的站点作为定点。例如在流域内有7个雨量站，分别对它们的年最大时段点雨量绘出频率曲线，将这7条频率曲线绘在一起，取其平均曲线，所查的各种频率雨量才是“流域平均定点”的点雨量，或者在7条频率曲线上分别查读同频率的点雨量，再取它们的平均值，作为定点雨量。另一方面，在流域内按圆形或方形绘出一系列面积并求出它们相应的面平均雨量（方法如上面所述），绘出各种面积上的时段面平均雨量频率曲线，也可求出各种频率的面平均雨量。点绘关系线，得到以频率为参数的时段暴雨量面深关系。各种时段均可按上述方法分析出面深关系。这种定点雨量是各雨量站的平均雨量，可以认为设计暴雨不论其设计点雨量是流域内

地信网论坛
BBS.3S001.COM

哪一个“点”的（例如用暴雨统计参数等值线法查算得的某个小流域中心点的雨量），使用这种面深关系时不致产生很大的误差。

如果在一个大的范围内，能找到一批面积大小不等的实际流域，且都有较充足的雨量站，足以计算出它们的面平均雨量，则可分别求各个流域规定历时的点、面雨量系列统计参数，并进一步求面雨量系列的均值$\overline{P}_F$、变差系数CV_F与本流域点雨量$\overline{P}_0$和CV_0的比值$\alpha_{\overline{P}}$、α_{CV}，由各流域的以上分析成果，建立$\alpha_{\overline{P}}$～F和α_{CV}～F相关关系，或者如前所述，求出各流域指定频率的P_F和P_0，建立α～F关系。

我国不少地区都已分析了定点定面的面深关系。图8-13是一些省和自治区分析的$\alpha_{\overline{P}}$～F关系；图8-14是α_{CV}～F关系。前者比较有规律，且华南地区大多数流域比较一致，青海省的$\alpha_{\overline{P}}$小于华南地区的，综合时分区可以取得大些。后者关系复杂，综合困难，直接用同频率的雨量综合为佳，即绘出同频率雨量与面积的关系线。

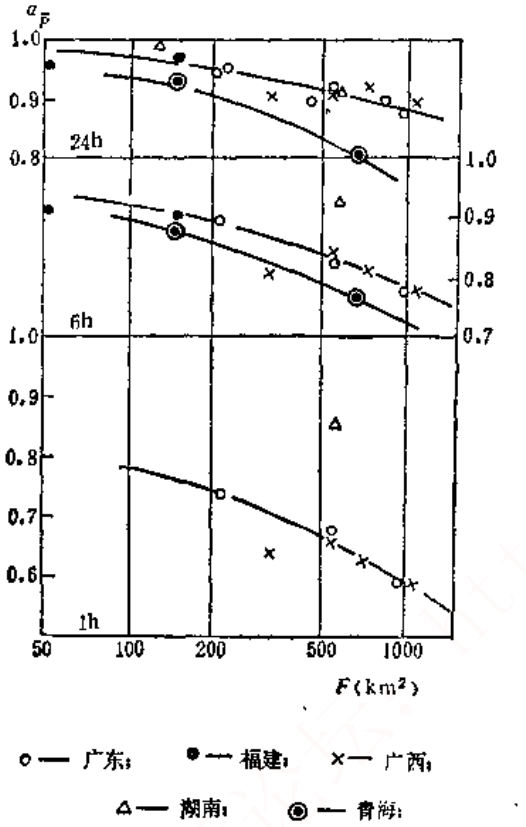


图 8-13 一些省和自治区综合$\alpha_{\overline{P}}$～F关系

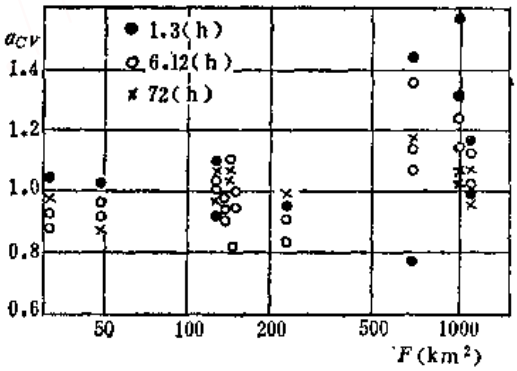


图 8-14 华南地区α_{CV}～F关系图

（三）影响面深关系的主要因素

影响暴雨面深关系的主要因素有历时、暴雨成因和雨量大小等。

不同历时暴雨的面深关系是不同的。全国1、6、24h1000km²的动点动面点面折算系数α_1、α_6和α_{24}，大致有α_{24}比α_6大0.05、α_6比α_1大0.10的规律。在湿润地区，这种规律更为明显。定点定面关系也有类似的趋势。因此，如把长历时的点面折算系数用于短历时，会使面雨量偏大。

局部地区雷阵雨的面分布比较集中，α值明显小于由较大天气系统形成的暴雨的α值。表8-3是我国东部地区306次暴雨24h1000km²动点动面的折算系数，南方台风雨的略大于非台风雨的；江南、江北和华东则相反；北方和全国则两种雨型的相一致。

各地分析表明，我国多数地区动点动面的点面折算系数随暴雨中心雨量P_0的增大而

地信网论坛
BBS.35001.COM

表 8-3　　24h1000km²暴雨点面折算系数（区域平均）

地区		南方	江南	江北	华东	北方	全国
雨型	非台风	0.70	0.81	0.76	0.79	0.75	0.76
	台风	0.76	0.78	0.70	0.76	0.75	0.76

减小，有些地区则不明显。对定点定面关系，若$\alpha_{cv}>1$，则α随P_0的增大而增大；如$\alpha_{cv}<1$，则α随P_0的增大而减小。

（四）面深关系的应用

面深关系的应用极为方便。若设计流域的面积为F，已求得流域内某个代表点的设计暴雨量为$P_{0,p}$，先由F查相应历时暴雨的面深关系，得到点面折算系数α，即可用下式计算得设计面雨量$P_{F,p}$：

$$P_{F,p}=\alpha P_{0,p} \qquad (8\text{-}4)$$

如果采用$\alpha_{\bar{p}}\sim F$和$\alpha_{cv}\sim F$关系，则由F查得$\alpha_{\bar{p}}$和α_{cv}，再分别与点雨量的统计参数$\bar{P}_0$、CV_0相乘，得到面雨量的均值和变差系数，选定合适的CS/CV值，即可得到指定频率的设计面雨量。

从两种点面关系的制作过程可以看出，在应用时都包含着一定的假定条件。应用动点动面关系，相当于假定流域的周界恰与某条等雨量线重合，设计暴雨的中心也正好落在该代表站的位置上。定点定面关系主要是从统计的角度制作的，应用时必须假定当将来发生设计暴雨时，其空间分布具有同频率的特性，面且流域的形状呈圆形（正方形）或者与用于制作点面关系的某个流域相近。

以上这些假定不可能符合实际情况。暴雨面深关系的分析和研制还有待于进一步深入的探讨。

三、综合时面深关系

把暴雨的时深关系和面深关系综合在一起，称为时面深关系或综合时面深关系。表8-4是从某个暴雨分区的综合时面深关系中摘录的一部分。

表 8-4　　某暴雨分区的综合时面深关系（摘录）

历时 t (h)	β (%)	各种面积的 α (%) 暴雨中心	50	100	200	300	400	500	700	1000	备注
24	100	100	92.5	86.7	79.7	75.4	71.5	68.8	64.4	59.4	面积以
6	69.8	100	90.3	84.0	76.3	71.1	66.6	63.2	57.5	52.3	km²计

【例 8-2】 某工程设计断面以上集水面积为300km²，已求得代表点$P=1\%$的最大24h设计暴雨量为167.0mm，工程所在地区的暴雨时面深关系见表8-4，推求$P=1\%$的最大6h的设计面暴雨量。

先进行时深转换。查上表得$\beta_6=69.8\%$，故同频率最大6h的设计点雨量$P_{0,6}$为

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$\bar{P}_{0,6}=167.0\times69.8\%=116.6(\text{mm})$$

根据工程的集水面积，查历时为6 h的面深关系，得F为300km²的点面折算系数α为71.1%，故$P=1\%$的设计面雨量为

$$P_{F,6}=\alpha\cdot\bar{P}_{0,6}=0.711\times116.6=82.9(\text{mm})$$

第四节　设计暴雨计算

一、由面雨量资料直接推求设计暴雨量

暴雨的设计时段，原则上与洪量的相同，常采用1、3、7、15和30d等固定历时。这些长历时暴雨量一般在日雨量记录中摘取、统计。在小流域，常用24、6、3和1 h等历时，它们的暴雨量在自记雨量资料或分段观测资料中摘取。对同样的流域和工程规模，暴雨的设计时段要定得比洪量的设计时段长些，以保证把设计洪水过程比较完整地推算出来。控制时段的长度也按上述固定历时确定。

面暴雨量的年最大值，应该在流域面平均雨量过程中挑选，即由流域内各测站的点雨量通过一定的方法算出面暴雨过程后再选样，决不能先在各测站选出年最大值，然后用这些出现时间不同的点雨量计算出面平均雨量，作为面雨量的年最大值。

在用频率计算法推求设计面雨量的过程中，也要经过系列的代表性分析、资料的插补展延等环节，最后，还要对计算成果进行合理性分析检查。

考虑到水文统计计算成果的可能误差，为确保重要工程的防洪安全，与设计洪水计算一样，常在设计暴雨量P_F上再加一个安全保证值ΔP_F，其值用下式计算：

$$\Delta P_F=(0.1\sim0.2)P_F \qquad (8\text{-}5)$$

二、由点雨量资料推求设计面暴雨量

在为数众多的中小流域，往往只是近期的雨量站网密度较大，能够计算面雨量，以前相当长时期内只有一个或少数几个站有观测资料，若直接用于面雨量频率分析，显得资料不足；或者要对站数少的年份进行资料处理，通过相关分析等途径转化为面雨量，如这种年数太多，超过近期直接计算面雨量的年数，也不合适。此时，先用流域内某个具有代表性测站的点雨量进行频率计算，然后利用上一节所介绍的时面深关系转化为面雨量。

（一）有实测资料时设计点雨量的推求

1.代表站的选择

流域面积很小时，可以不进行点面关系的转换，故要求所选的点亦即代表站的雨量应尽可能与面雨量接近。通过历次暴雨的分析，如流域内存在特殊的地形条件，使暴雨中心经常出现在某个比较固定的范围内，可在这一范围内选择实测系列较长的、观测精度较高的测站作为代表站。如暴雨中心位置在流域内的分布没有规律，即暴雨中心在流域面上可以随机地到处出现，从平均的意义上考虑，常选择位于流域中心位置附近的、资料条件较好的测站，因为它在所有各次暴雨中距离实际的暴雨中心位置不致过远，有一定的代表性。

实际上，代表站的选择更多地是受到资料条件的限制。具有长系列观测资料的雨量站不一定恰好位于理想的地点，往往只能通过资料条件的比较来选择代表站。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

2.设计点雨量的计算

通过频率计算，即可得到指定设计标准的设计点雨量。

（二）缺乏资料时设计点雨量的推求

缺乏实测暴雨资料，是指设计流域内没有雨量站，或虽有雨量站但实测系列太短，经插补展延后仍然不具备直接进行频率计算的情况。解决缺乏资料情况下设计点暴雨量计算的主要工具是地区综合法。

1.统计参数等值线图法

本章第二节已介绍了点暴雨量统计参数等值线的绘制方法。用于设计计算时，先将设计流域的周界在等值线图上勾划出来，定出流域的中心点位置，然后根据直线内插的原理查算出该点的几种历时暴雨量的统计参数，进一步算出设计频率下各种历时的设计暴雨量。

暴雨量统计参数等值线法的应用极为广泛。全国已绘有最大24h雨量的均值及变差系数等值线图。如要推求其它历时的设计暴雨量，可以在求出最大24h设计点雨量的基础上，利用时面深关系转换而得。全国各地的暴雨洪水图集或水文手册上通常都已绘有几种主要历时的暴雨量统计参数，可供查用。但要注意，CS/CV值不绘等值线，而是分区取值。

2.分区综合法

分区综合法是根据暴雨特性分析，把一个大范围地区分为若干个小的暴雨分区，在同一个暴雨分区内，各地点暴雨的统计参数是相同的，而各个暴雨分区之间，统计参数不连续，是突变的。

分区综合法的关键是如何科学地划分暴雨区。要使分区内各地暴雨特性一致，希望分区小一些；但分区过小，不仅工作量很大，且有时资料条件不允许。所以，必须在各地气候、地形等条件分析的前提下，将气候、地形和暴雨特性一致的地区划为一个暴雨分区，一般分区的范围以不超过一个经度和纬度为宜。

（1）中值法。在一个分区内，把各雨量站暴雨量系列的经验频率点据点绘在同一张机率格纸上，确定一些频率，取各站同频率雨量的中值或均值，获得一系列具有代表意义的经验频率分布点据，用它们进行图解配线，得到地区综合的暴雨量频率曲线。各种历时均可照此进行。

中值法可以消除个别站的偶然误差。在气候条件略有差别的山区，为消除分区内各测站暴雨量均值不同的影响，频率曲线的纵坐标用模比系数表示，便于综合。应用这种模比系数频率曲线时，要根据设计流域周围雨量站的雨量均值分布情况，确定均值，才能求出设计流域的设计值。

（2）站年法。站年法的基本出发点，是认为在一个分区内如气候和地形等条件完全一致，则暴雨中心可以在任一地点出现，且每次暴雨并不一定能笼罩整个地区。如区内共有K个雨量站，同一年在各站出现的年最大值都是在不同次暴雨中摘取的，即这些最大值是互相独立的，则可以把这一年K站共K个年最大值看成是从这个分区的暴雨总体中独立、随机地抽取出来的一个K项空间样本。若每个站都具有n年观测值，把它们合在一起，就共有$n\times K$“站年”的观测值，组成一个样本。因其中每一项都是从同一总体中独

地信网论坛
BBS.3S001.COM

立随机抽取得到的，故可以把$n \times K$站年资料看成是这个暴雨分区的一个长系列样本。不难理解，站年是空间和时间两种系列的综合。

目前认为，只要符合上述一致性的假定和互相独立的条件，站年暴雨系列的统计参数对整个分区是有代表性的。

站年法要求样本中各项互相独立，除了同一测站各年最大值之间没有相关性外，还要求同一年内各站的年最大值之间也互相独立，即满足时间上和空间上独立的条件。前者基本上是成立的。为保证后一条件成立，在摘取资料时要剔除不独立的资料。暴雨的面深关系反映了一场暴雨在笼罩范围内中心点雨量与周围雨量站雨量之间的联系，可以认为在同次暴雨中，联系比较密切的雨量站所测得的同次雨量是互不独立的。所以，当一场暴雨笼罩若干个测站时，只选用暴雨中心测站的雨量，其余各站的雨量则不再摘用。表8-5是三个站历年年最大1 d雨量资料。挑选站年系列时，1960年三个站的年最大值都出现在同一天，即同场暴雨中，只能从中挑选出青河口站一项，另两个站的记录剔去不用。1961年，青河和小谷两站的年最大值也来自同次暴雨，只能取其中的大者，故这一年可选得两项数值。1962年可选出三项。依此逐年进行。

表 8-5　　三个站历年年最大1d雨量资料

站名 / 年份	李庄		青河		小谷	
	雨量(mm)	日期(月·日)	雨量(mm)	日期(月·日)	雨量(mm)	日期(月·日)
1960	54.0	6.17	80.4	6.17	50.2	6.17
1961	97.1	10.1	110.3	6.11	120.7	6.11
1962	98.9	7.20	127.5	7.6	109.8	9.3
1963	58.8	8.19	65.6	8.19	65.6	6.25
1964	76.6	6.24	84.8	5.16	89.8	5.16
1965	131.8	8.20	216.8	8.20	78.9	7.15
1966	99.7	9.8	96.8	6.29	119.7	9.8
1967	98.2	5.30	62.5	5.30	85.1	5.30
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮

要满足独立性的条件，希望这些站相距愈远愈好，以避免它们都被同次暴雨所笼罩而不独立，从而充分发挥站年法的优点，使样本容量尽可能扩大。但分区范围过大，就难于保持气候、地形及暴雨特性的一致。特别是在山丘区，测站之间的水平距离虽然很小，地形变化却可能很大，暴雨特性也会有明显的差异，这种资料也难保证来自同一总体。所以，虽然站年法能解决一些暴雨资料缺乏流域的设计暴雨计算问题，还能通过加长系列的途径提高样本的代表性，但由于独立性和一致性两个条件存在着矛盾，故各地在应用中有不同的效果。

在北方干旱地区，虽已出现不少大面积的降雨，但更多的是小面积、高强度的局部地区雷暴雨。据调查，这些雷暴雨的面积较大者可达1000km²左右，小的只有几十平方公里，如甘肃767化马暴雨的笼罩面积仅50km²，青海的766小叶坝暴雨只有约20km²。这些

地信网论坛
BBS.3S001.COM

暴雨的水平尺度较小，等值线形状比较接近规则的圆形、椭圆形，且往往是单中心的。如将闭合的暴雨等值线概化为圆形，其半径R由$R=(F/\pi)^{1/2}=0.564\sqrt{F}$计算（$F$为等值线包围的面积），则干旱地区的暴雨概化圆半径$R$较小，局地雷暴雨100mm雨深的$R$一般在二三十公里之内，最小的仅几公里，较大尺度的天气系统形成的降水其R可达七八十公里。对300mm雨深其R都在25km以内，大多数在10km左右。在这种条件下，站年法的两个条件比较容易得到满足。

南方湿润地区暴雨的水平尺度较大，且地形等变化也大，故站年法的应用受到一定的限制。

应用分区综合的暴雨量频率曲线时，设计地点的设计暴雨量直接由所在分区的频率曲线计算得到。当设计地点位于相邻两个分区的交界线附近时，宜采用两个分区暴雨统计参数的平均值。

分区综合暴雨量频率曲线，也是对单站暴雨频率计算成果进行合理性检查的一种工具。

（三）由设计点暴雨量推求设计面暴雨量

据国内一些径流实验站雨量站群的观测资料分析，当流域面积很小时，例如在0.1～10km²的小范围内，暴雨的地区分布基本上均匀，同次暴雨的面深关系是一条接近45°的直线，而且点雨量和面雨量的两组统计参数也很接近，以设计点雨量代替设计面雨量不致有大的误差。随着流域面积的增大，点雨量和面雨量之间的差别越来越大，且它们之间的相关关系也越来越差。此时，必须通过暴雨的面深关系将设计点雨量转化为设计面雨量。

从总的趋势看，同一流域内短历时暴雨以点代面的相对误差比长历时的大；同一历时，面积大的暴雨以点代面的相对误差比面积小的大。不同的地区，误差情况也有差别。一般可根据本地区暴雨面深关系加以分析，以$\alpha=90\%$所对应的面积作为以点代面的极限面积，以保证相对误差在10%以内。

由点雨量转化为面雨量，首先可考虑用本流域的面深关系。例如流域内近几年雨量站较多，能较好地计算面平均雨量，则用一年多次法选出暴雨资料，与代表站建立同次暴雨的点面关系，或者建立秩次相关关系。这种点面关系是最简单的定点定面点面关系，只能用于本流域。

三、设计暴雨的时程分配

暴雨的时程分配是由暴雨转化为洪水中极为重要的因素。暴雨的时程分配变化多端，总量相等的暴雨，可以具有各种各样的时程分配，所形成的洪水过程也就千差万别。为设计暴雨拟定一个合适的时程分配，对规划设计防洪工程具有很重要的意义。

设计暴雨时程分配的推求，其原理也是典型放大。在实测暴雨资料中挑选出典型暴雨过程，经过放大，即得到设计暴雨过程。为了使所选的典型暴雨具有较好的代表性，常从大量的暴雨资料中寻找统计规律，抽象出概化的暴雨时程分配模式，称为概化雨型。

典型暴雨的放大有同倍比放大和分段控制同频率放大两种方法。

（一）有资料情况下设计暴雨时程分配的推求

地信网论坛
BBS.3S001.COM

1.典型暴雨的选择和概化雨型分析

选择典型暴雨的原则，与上一章中挑选典型洪水的相同。首先分析本站、本地区的暴雨时程分配特性，筛选出比较有代表性的一些大暴雨，然后再选出总量大、强度大、对工程不利的一次或几次暴雨过程作为典型。

为了避免只选一次或少数几次暴雨作典型所带来的偶然性，实际工作中将多次大暴雨进行综合，分析出概化雨型。其方法步骤如下：

（1）对本地区大暴雨的成因、发生季节等进行统计分析，找出规律，挑选出符合规律又对工程不利的一些大暴雨；

（2）将选出的大暴雨进一步按主雨峰出现位置（前、中、后）、雨峰个数等再选出最常见的那些暴雨；

（3）按主雨峰对齐，将各次典型暴雨过程排列好，计算多次平均的时程分配。为便于应用，各时段雨量均用百分数表示，这就是概化雨型。

经概化后的暴雨时程分配不可能与任何一次实测的暴雨过程相同，有时还会与原来统计分析出的暴雨特性有相当的偏差，例如单峰形过程被概化为双峰形等。当偏差很大时，可将一些影响特殊的暴雨抽掉后重新综合，或者对概化出的雨型作适当的修正，使之符合规律。

【例 8-3】 某站72h雨量典型过程及计算得的平均72h雨量分配过程见表8-6，计算概化雨型。

表 8-6　　某站平均72h雨量时程分配

年份	时段（Δt=6h）雨量（mm）											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1971	0.7	5.3	3.6				1.6	10.2	7.6	23.0	38.9	2.4
1972	0.5	9.7	12.0		1.5		29.0	0.1	2.0	13.1	60.1	3.2
1976			0.1		2.3	3.4	18.1			45.0	88.5	4.1
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
1984						4.0				9.8	28.1	15.0
1986	4.5	3.0	8.7	0.9	0.1		17.0	7.1	4.0	4.9	40.1	9.1
平均	1.9	3.6	2.0	3.6	0.8	1.9	8.1	4.4	6.0	14.3	54.8	7.5

在多次平均的时程分配中，最大6h雨量出现在第11时段，其时段雨量占整个暴雨过程中最大6h雨量的100%；最大12h雨量出现在第10和第11时段，第10时段的雨量占最大12h雨量中除最大6h外其余6h雨量的100%；最大24h雨量出现在第9至第12时段，其中第9和第12时段的雨量，分别占最大24h雨量除去最大12h雨量外其余12h雨量的44.4%和55.6%。依此类推，得到表8-7的概化雨型。

2.典型暴雨的放大

同倍比放大的计算方法，与洪水的同倍比放大法相同。

同频率放大法的计算过程，如下例所述。

【例 8-4】 某站$P=1\%$的几种历时设计暴雨量为$P_6=151.8$mm，$P_{12}=189.6$mm，

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$P_{24}=261.3$mm，$P_s=359.4$mm，根据表8-7的概化雨型推求设计暴雨过程。

表 8-7　　某站72h雨量概化雨型

时段	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ
平均分配过程时段雨量(mm)	1.9	3.6	2.0	3.6	0.8	1.9	8.1	4.4	6.0	14.3	54.8	7.5	108.9
占最大6h雨量的比例(%)											100		
占最大12h雨量中其余6h雨量的比例(%)										100			
占最大24h雨量中其余12h雨量的比例(%)									44.4			55.6	
占最大72h雨量中其余48h雨量的比例(%)	7.2	13.6	7.6	13.6	3.1	7.2	30.9	16.8					

最大6h设计暴雨量151.8mm置于第11时段；最大12h设计暴雨量中其余6h的雨量189.6－151.8＝37.8（mm）置于第10时段；最大24h设计暴雨量中其余12h雨量为261.3－189.6＝71.7（mm），按第9时段和第12时段的比例算得分别为31.8mm和39.9mm，作为该两个时段的雨量；最大72h设计暴雨量中其余48h的雨量为359.4－261.3＝98.1（mm），依次按分配比例计算出第1至第8时段的雨量。整个设计暴雨过程见表8-8。

表 8-8　　某站P＝1%的设计暴雨过程

时段(Δt=6h)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ
雨量（mm）	7.1	13.3	7.5	13.3	3.0	7.1	30.3	16.5	31.8	37.8	151.8	39.9	359.4

（二）无资料情况下设计暴雨时程分配的推求

为解决为数众多的无资料小流域的设计暴雨计算问题，可在划分出的暴雨分区内选出一些代表站，分析它们的概化雨型，供附近小流域移用或者用如前所述的地区符合时深关系推求。

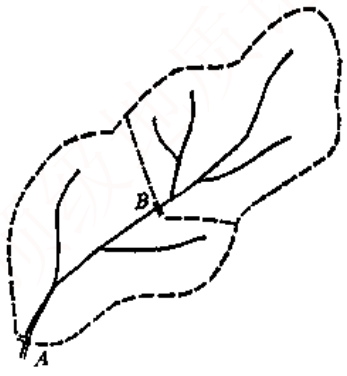


图 8-15　梯级水库设计暴雨示意图

四、设计暴雨的地区分布

与设计洪水的地区组成相应，在库群或梯级水库的防洪规划时，要研究设计暴雨的地区组成。图8-15中，在A断面处分析设计洪水，因上游B断面处已建大坝，故A断面的洪水由B水库的下泄洪水和AB区间的洪水组成。设计暴雨笼罩全流域，不可能均匀分布，要分别求出B断面以上和AB区间的设计暴雨。解决这一问题的途径，是通过本地暴雨地区分布规律的分析，模拟出一种地区分布模式，称为面分布雨型，然后加以放大。常用的有典型暴雨图法和同频率雨量控制法两种。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（一）典型暴雨图法

选出一次实测大暴雨，绘出等雨量线图形。把这一图形作适当的移动，使暴雨中心置于AB区间，分别量算出B断面以上和AB区间面积上的雨量，并各自换算为它们对整个面暴雨量的相对比值，这就是暴雨的面分布雨型。这种暴雨分布形式，可使区间水量占的比例大，B水库只能调控较小的水量，A处设计的工程比较安全。

应用时，把流域的设计暴雨量分别乘以雨型的相对比值，得到B断面以上和AB区间的设计暴雨量，进一步经产流、汇流计算得到相应的设计洪水。B断面以上的设计洪水经调节计算，向下游演算，加上区间设计洪水，就是A断面的设计洪水。

（二）同频率雨量控制法

此法较繁琐。其思路是以一次或几次流域内常见的大暴雨面分布图作典型，通过放大和对等雨量线的调整，使它的点雨量和各条等雨量线所包围面积上的面雨量都符合设计标准。

第五节　设计净雨计算

设计暴雨扣除相应的损失水量，就是设计净雨。设计净雨计算的核心问题是拟定设计条件下影响损失量的主要因素。例如采用（$P+P_a$）～R相关图作为扣损方案时，主要关键是确定设计暴雨将与怎样的P_a相遇；在干旱地区，扣损方案常用初损后损法，其核心问题是拟定初损量I_0和产流历时内的损失强度$\bar{f}$。

一、降雨径流相关法

在湿润地区，次洪水的降雨径流相关图，即（$P+P_a$）～R相关图，是最普遍的扣损方案。设计净雨计算的关键是确定设计条件下的前期影响雨量$P_{a,设}$。

发生设计暴雨时，流域的土壤湿润情况无法预知。可能是最湿润，即$P_{a,设}=I_M$；也可能是最干旱，即$P_{a,设}=0$；还可能遇到介于上述两种极限状态中间的许多状态，即$0<P_{a,设}<I_M$。因此，可从研究暴雨和P_a的概率组合角度确定$P_{a,设}$。但目前生产实践中多采用较简单的方法，这是因为土壤湿润情况的最大变幅是I_M，湿润地区其值大多在100mm左右，若简单地取其平均值即$\frac{1}{2}I_M$作为$P_{a,设}$，则因采用不当而导致的最大误差也仅是$\frac{1}{2}I_M$，与稀遇的设计暴雨量相比，占的比例不大，由此而产生的设计净雨量误差也不会大。当然，如果设计标准不高，这样做会造成较大的误差，此时，从工程安全方面考虑，可取用较大的$P_{a,设}$。

（一）$P_{a,设}$的确定

$P_{a,设}$的确定大都采用经验法，现择要介绍几种。

1.扩展暴雨过程法

计算设计暴雨时，除推求出设计历时内的设计暴雨即核心暴雨外，再延长暴雨历时，推求出扩展的设计暴雨过程。如图8-16所示，设计时段为3d，不仅求出最大3d的设计暴雨过程，还求出最大30d的扩展设计暴雨过程。如果确定了第一天的P_a值，即$P_{a,1}$，就可

地信网论坛
BBS.35001.COM

经逐日计算得到核心暴雨开始日期的P_a，它就是$P_{a,设}$。

边界条件$P_{a,0}$可取$\frac{1}{2}I_M$或I_M，它对$P_{a,设}$的影响，经过15d或20d以上的连续计算逐渐减弱，核心暴雨前的天数越多，影响越小，故$P_{a,设}$受初始值$P_{a,0}$的主观任意性影响比较小。

2.经验法

如有本流域各次大洪水的P_a值，可取其平均值或最大值作为$P_{a,设}$，也可用大多数洪水的P_a或一些大洪水常遇的P_a作为$P_{a,设}$。

（二）设计净雨的查算

由$P_{a,设}$及设计暴雨过程，在降雨径流关系线上即可查算得净雨过程。查算时应注意以下两点：

（1）降雨径流关系是根据实测资料制作的，其中很难会有与设计暴雨量等量齐观的特大暴雨洪水资料，故查用时必须将相关线作较大幅度的外延。在湿润地区，制作降雨径流关系时用的是次洪水的总径流量，即包括由本次降雨造成的地表、地下全部径流在内，因而关系线的上部呈直线，且坡度接近45°，即径流系数已达1.0。这种情况下外延比较方便。如所用的径流深仅是地表径流，则降雨径流关系线上部的斜率以略大于45°作为控制。为了减少外延幅度或对外延的方向加以控制，应尽量搜集特大洪水资料，即使本流域未发生特大洪水，只要下垫面条件相差不大的邻近流域有特大暴雨洪水资料，也可取来用作参证。

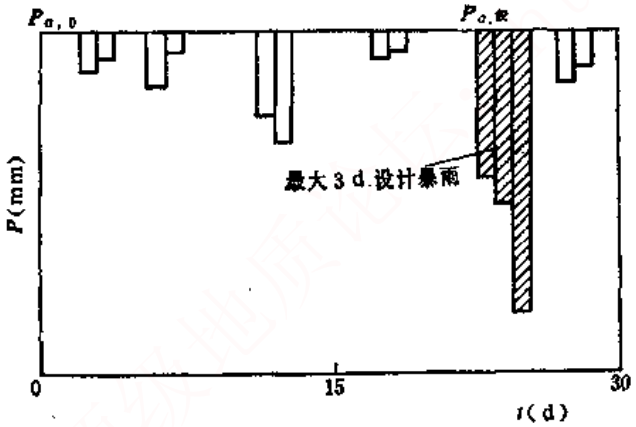


图 8-16 扩展暴雨过程法示意图

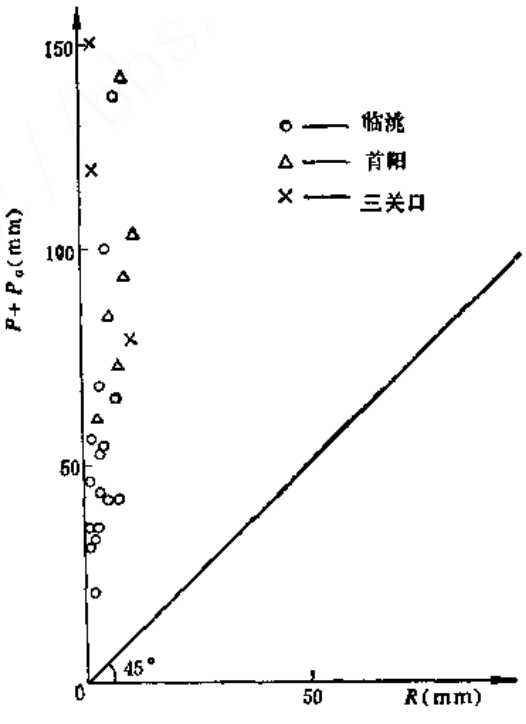


图 8-17 干旱、半干旱地区的$P+P_a$～R相关图

（2）由于相关线$(P+P_a)$～R本身的缺陷，设计暴雨过程前几个时段虽然雨量很小，但却能查得较大的R，出现$R>P$的现象，此时需注意加以修正。

有的省、自治区采用流域模型如新安江模型等作为扣损方案，设计净雨计算的原理与上述是一样的。

二、初损后损法

西北干旱、半干旱地区，上述降雨径流相关图往往不容易建立。如图8-17所示，虽然

地信网论坛
BBS.35001.COM

图上的R为次洪水的径流总量，但关系线上端的坡度远未接近45°。即使能定出关系线，其外延也很难控制。因此，这些地区常采用初损后损法。

（一）初损后损法的基本原理

根据西北地区的暴雨、下垫面特性及现有的资料条件，设计暴雨的扣损方案用初损后损法较宜，这是因为：

（1）暴雨的历时短、强度大。表8-9是不同地区一些测站三种历时暴雨量（最大1、6、24h雨量）的均值$\overline{P}_1$、$\overline{P}_6$和$\overline{P}_{24}$，以及反映暴雨时程分配集中程度的$\overline{P}_1/\overline{P}_6$、$\overline{P}_1/\overline{P}_{24}$数值表，可明显看出西北地区的暴雨过程中雨峰很集中。

表 8-9　　几种历时暴雨量均值及其比值表

地区	地点	$\overline{P}_{1h}$(mm)	$\overline{P}_6$(mm)	$\overline{P}_{24}$(mm)	$\overline{P}_1/\overline{P}_6$(%)	$\overline{P}_1/\overline{P}_{24}$(%)
西北	银川	38	27	17	63	45
	兰州	37	27	17	63	46
	西宁	38	27	18	67	49
	酒泉	20	15	9	60	45
	伊力岸克苏	33	25	15	60	46
沿海	广州	135	100	57	57	42
	青岛	115	80	45	56	39
	大连	90	70	35	50	39

（2）一年中或多年中经常处于干旱状态，前期影响雨量往往很小，降雨到达地面后，先满足初损，接着进入不稳定入渗阶段，待要进入稳定入渗阶段时，降雨已经结束，故几乎很难进入稳定入渗阶段。

（3）广大的黄土地区，土层深厚，有的地方可达几十米。地下水的埋深又很大，所以，I_M可随降雨历时的加长而增大。

（4）降雨的面分布极不均匀，局部产流现象比较突出，在几十平方公里的小范围内，也会因降雨不均匀而出现局部产流。故用试验手段获得的下渗曲线，如径流试验场、小而积人工降雨场地或同心环试验所取得的资料，很难推广应用于降雨极不均匀的全流域的扣损计算。

因此，以P_a为参数的降雨径流相关图法、下渗曲线法，在西北地区的应用都不理想。初损后损法比较适合于干旱地区。初损后损法又称产流期平均损失率法，它又分为两种，图8-18(a)所示的情况俗称一刀切法，其原理是直接从降雨过程的雨峰上平切一刀，使降雨分为三部分：初损I_0、净雨历时t_c内的净雨量R和产流开始以后的损失量。产流期内的平均损失率为$\bar{f}$。图8-18(b)所示为二刀切法，也称交切法，先切除初损量I_0，再从降雨过程中切出径流深R。初损后损法求出的产流量都集中在雨峰附近，故又可称为峰部产流法。

（二）数学模型

1.干旱地区影响产流的主要因素

雨强是影响产流的重要因素。当降雨量一定时，降雨历时是反映雨强的间接指标，而

地信网论坛
BBS.3S001.COM

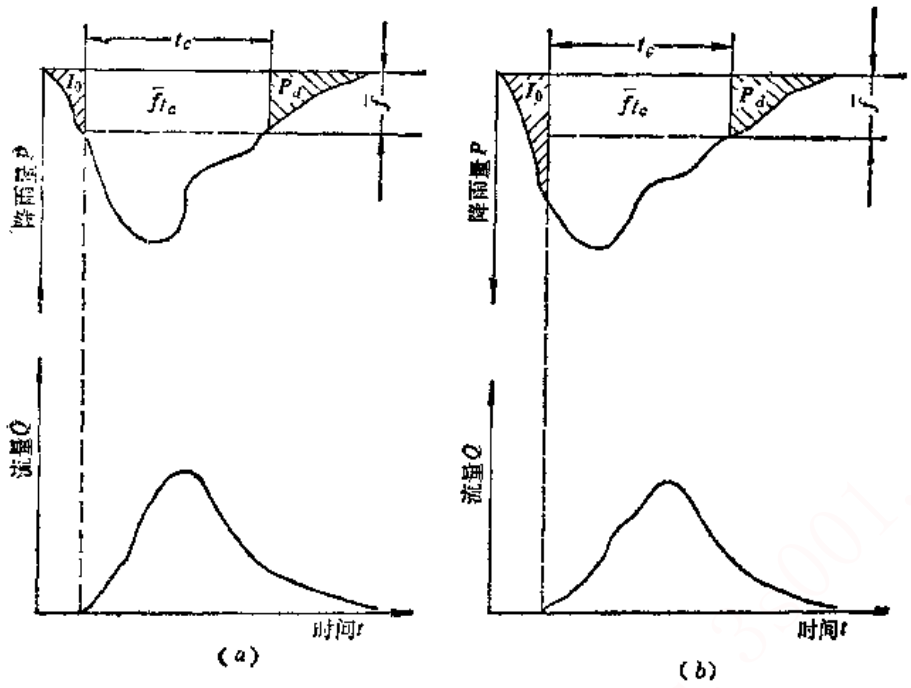


图 8-18 初损后损法示意图
(a)一刀切；(b)二刀切

且，在相同的下垫面条件下，降雨历时长，下渗量大，产流量小；反之，产流量大。

其次，前期影响雨量P_a不仅直接影响初损量I_0，且间接地影响下渗。但实践证明，P_a在干旱地区的影响作用远较在湿润地区为小。

流域下垫面的植被、土壤等，通过影响下渗强度而影响产流。地下水埋深通过对P_a的影响而影响产流。季节可反映植被和土壤的水分长期变化的平均情况。

因此，对于一定的土壤地质条件，产流总量R可以用下述模式计算：

$$R=P-I_0-\bar{f}\cdot t_c-P_d \qquad (8\text{-}6)$$

式中 P——次降水量；

I_0——初损量；

$\bar{f}$——净雨历时内的平均损失强度，与P、P_a、t_c有关；

t_c——净雨历时；

P_d——初损以后的无效降雨。

以上各项符号，如图8-18所示。

2.平均损失率曲线法

（1）流域损失强度曲线。平均损失强度$\bar{f}$与降雨历时、降雨强度有关，图8-19(a)是泾河流域黄土区的$\bar{f}\sim t_c\sim P_{t_c}$关系，且可转化为图8-19（b）所示的形式。这种关系线，与常见的下渗曲线$f\sim t$很相似，只是加进了反映雨强的因子P_{t_c}。

据研究，陇东黄土地区，上述关系的数学表达式为

$$\bar{f}=3t_c^{-0.85}P_{t_c}^{0.}\qquad (8\text{-}7)$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

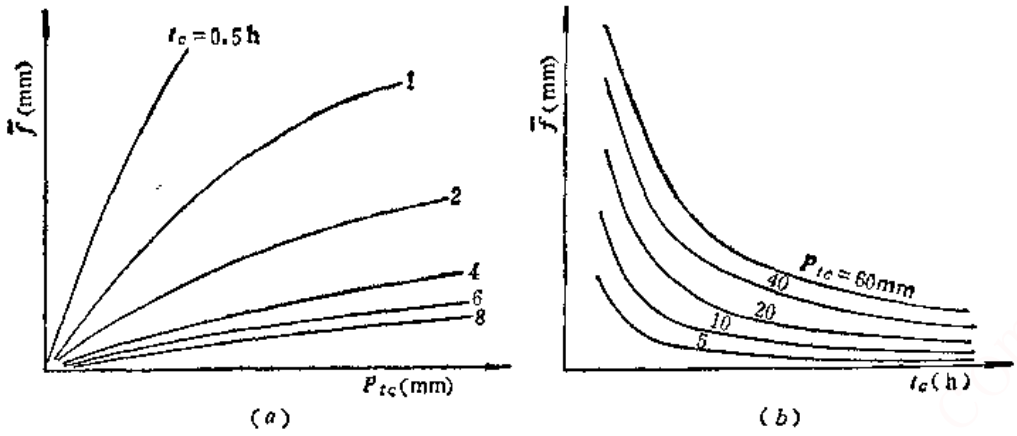


图 8-19 $\bar{f}\sim t_c\sim P_{tc}$关系图

甘肃省黄土地区的表达式为

$$\bar{f}=33t_c^{-0.788}\left(1-e^{-0.024t_c^{-0.232}P_{tc}}\right) \tag{8-8}$$

青海省浅脑山混合区（即低山、深山混合区）的表达式为

$$\bar{f}=37t_c^{-0.30}\text{th}\frac{P_{tc}}{42t_c} \tag{8-9}$$

式中 P_{tc}——产流历时t_c内的净雨量；

th——双曲正切函数；

e——自然对数的底。

（2）模型的建立与应用。式（8-6）中，对已知的实测暴雨洪水资料，是分析和反推I_0、$\bar{f}$、t_c；P_d是开始产流后小于稳渗或平均下渗率的降雨，不产生径流，故一旦确定$\bar{f}$，P_d也就相应地定量了。

关于各次洪水I_0的计算方法，在《水文预报》中已经介绍。由各次洪水的I_0值，确定单站的I_0值，然后进行地区综合：有的地区建立I_0与流域面积的关系；或者分区取值；有的地区可分析出I_0与P_a的关系。

因$\bar{f}$与许多因素有关，故在每个流域选出多次暴雨洪水资料进行分析。分析时用试算法：由初损量I_0，在降雨过程上确定产流的起始时刻，再平切一刀，使得到的P_{tc}恰与实测径流深相等，就得到了产流历时t_c，以及产流历时内的平均损失强度$\bar{f}$，再进行地区综合，即可得到如式（8-7）等形式的关系。

上述模型用于计算设计净雨时，先根据设计P_a或流域面积等要素，查用相应的初损方案，求得设计初损量。然后用试错法求解$\bar{f}$，同时得到P_{tc}和t_c，例如从I_0确定的产流起始时刻起，假定$\bar{f}$，在设计暴雨过程线上平切一刀，得到P_{tc}、t_c这两个值，代入本地区的$\bar{f}$经验公式如式(8-7)等数学模型中，计算出$\bar{f}'$，看$\bar{f}'$是否与假定的$\bar{f}$相等，如不等，再重新假定$\bar{f}$，继续上述步骤，直至计算的$\bar{f}'$与假定的$\bar{f}$相等为止，此时的P_{tc}即为所求。与

地信网论坛
BBS.35001.COM

此同时，设计净雨过程也就求出。

如无法建立I_0与P_d等要素的关系，可用一刀切法，即通过如上所述的试算，在设计暴雨过程线上平切出P_{t_0}和t_0，同时得到相应的产流开始时刻，在这之前的降雨都作为初损量。

3.下渗曲线法

下渗曲线扣损法也是常用的扣损法。如在式（8-6）中，用初损以后的平均下渗率代替平均损失强度，则称为平均下渗率扣损法；如粗略地用稳渗率代替式（8-6）中的$\overline{f}$，则称为稳渗扣损法。它们的基本原理是一样的，主要差别是平均损失强度不仅包括下渗损失，而且还包括诸如雨期蒸发等其它损失。

为解决流域内各地影响下渗的各要素不一致的问题，可把下渗曲线与下渗率的流域分配曲线结合起来，建立产流计算的数学模型。

第六节　由设计净雨推求设计洪水

设计净雨过程必须按《水文预报》中介绍的方法分割为与地表和地下径流相对应的净雨过程，然后分别求出地表和地下径流过程，再合成为总的设计洪水过程。地表径流部分的分析计算比较详细，地下径流过程则比较粗略。有些地区不划分地表、地下径流过程，用混合的汇流方案推求总的设计洪水过程。

一、地表径流过程的推求

（一）瞬时单位线法

我国有近一半的省（自治区、直辖市）采用瞬时单位线推求设计洪水过程。瞬时单位线的原理、分析及应用方法，此处不再重复。但因设计暴雨均是特大暴雨，由一般实测洪水分析出来的参数n、k都要外延到设计条件下，故需要研究这两个参数的规律。

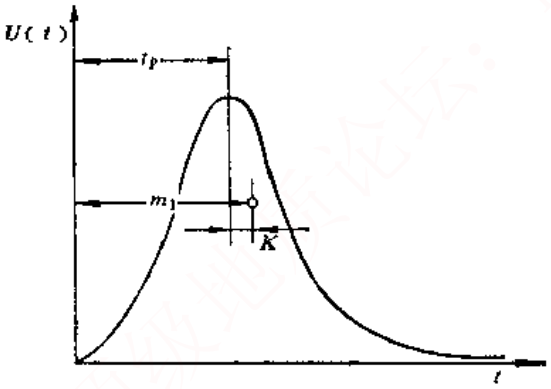


图 8-20　瞬时单位线参数示意图

按理论推导，瞬时单位线的峰现历时t_p为

$$t_p=(n-1)k \qquad (8\text{-}10)$$

参数k是单位线峰与形心之间的时距，如图8-20所示。

因为n和k两个参数具有相互补偿的功能，故对参数作如下的转换，令

$$m_1=nk \qquad (8\text{-}11)$$

式中. m_1——流域滞时，即瞬时单位线的一阶原点矩。

1.m_1的单站综合

实践表明，m_1与净雨量特别是雨强有关，有以下的数学关系：

$$m_1=ai^s \qquad (8\text{-}12)$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

式中　i——净雨强度，其确定方法将在下面叙述；

α、β——经验性参数，由实测暴雨洪水资料分析得到。

用于设计洪水计算时，根据设计净雨过程的 i，代入式（8-12）求得m_1，再取用合适的n值（各次洪水的n值变化不大，可取多次实测洪水n值的平均值），即可得到相应的瞬时单位线，并计算出设计的地表径流过程线。

2.m_1的地区综合

为解决无资料流域的设计计算，常对m_1和n进行地区综合。

m_1的地区综合方法有两种。第一种是先建立单站m_1与雨强i的关系，求出相当于10mm/h雨强（有的采用15mm/h等）的m_1，记作$m_{1,10}$，用多元回归分析方法对各站的$m_{1,10}$与地理因子建立关系，如浙江省建立如下的经验公式：

$$m_{1,10}=0.0061\frac{L}{J^{1/3}}+5.5 \qquad (8\text{-}13)$$

又如甘肃黄土区，有以下关系：

$$m_{1,10}=0.94F^{0.16}J^{-0.33} \qquad (8\text{-}14)$$

式中　$m_{1,10}$——雨强为10mm/h的瞬时单位线滞时；

F、L、J——分别为流域的面积、河长和坡度。

在此基础上，再建立推求任意雨强的$m_{1,i}$地区综合方案。目前都采用以下的形式：

$$m_{1,i}=m_{1,10}\left(\frac{10}{i}\right)^b \qquad (8\text{-}15)$$

式中　b——经验性指数。

如果单站综合时系采用15mm/h为指标，则为

$$m_{1,i}=m_{1,15}\left(\frac{15}{i}\right)^b \qquad (8\text{-}16)$$

参数b也称为非线性指数，表示m_1随雨强i作非线性变化的情况。实践表明，b值随流域面积的增大而减小，即随着流域面积的增大，单位线的非线性逐渐减弱。如陕西省的陕北地区，有

$$b=0.482-0.0896\lg F \qquad (8\text{-}17)$$

福建沿海地区则有

$$b=0.262F^{-0.07}J^{0.120} \qquad (8\text{-}18)$$

第二种方法是在建立各个单站的$m_1\sim i$关系后，对式（8-12）中的参数α、β直接进行地区综合，例如黑龙江省有以下的分析成果：

$$m_1=C_2F^{0.27}i^{-0.51} \qquad (8\text{-}19)$$

式中的经验参数C_2依地区而定。

3.雨强 i 的计算

对式（8-12）中的雨强，各地有不同的定义。可考虑用以下几种概念：

（1）产流期平均净雨强度；

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（2）洪峰上涨历时t_p内的平均雨强。如陕西省渭河以南地区从实测洪水资料分析得到

$$t_p=1.63\left(\frac{F}{J}\right)^{0.244} \qquad (8\text{-}20)$$

应用时将设计流域的F和J代入上式，得到t_p，即可求出相应的雨强；

（3）按集水面积确定计算雨强的历时t_R。如浙江省建立起主雨峰历时t_R与流域面积F的关系，如图8-21所示。

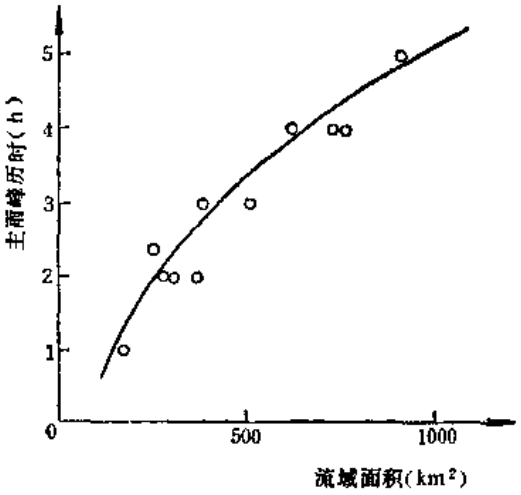


图 8-21 主雨峰历时与流域面积关系图

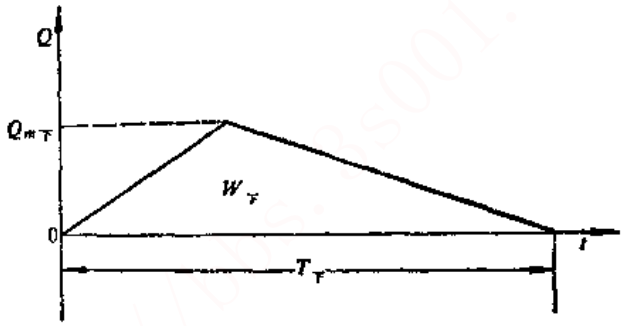


图 8-22 概化设计地下径流过程示意图

（二）经验单位线法

经验单位线是汇流计算常用的工具。由本流域实测资料分析出单位线后，经非线性校正，即可用于设计洪水计算。非线性校正的方法是先建立单位线洪峰流量q_m、洪峰滞时t_p与净雨量或净雨强度的关系，如下式所示：

$$q_m=C_1R^n \qquad (8\text{-}21)$$

$$t_p=C_2R^{-n} \qquad (8\text{-}22)$$

式中 C_1、C_2——经验参数；

R——净雨量；

n——经验指数。

然后将设计地表净雨量代入式（8-21）、（8-22），求出相应的q_m、t_p，以它们为控制，修正原来的单位线，用于推求设计洪水。

如果有实测特大洪水资料，由它分析得到的单位线可直接用于设计净雨的汇流计算。

二、地下径流过程的推求

设计地下径流过程的推求，也可以先分析地下径流的单位线，再由设计净雨中分割出来的设计地下净雨过程推算得地下径流过程。为简化起见，常采用三角形地下径流过程。图8-22是地下径流过程的概化三角形。

推求设计地下径流，主要是确定洪峰流量的大小和出现时间，以及地下径流过程的总历时。地下径流总量$W_下$为

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$W_{下}=0.1R_{下}F \tag{8-23}$$

根据三角形面积的计算公式，$W_{下}$又可按下式计算：

$$W_{下}=\frac{1}{2}Q_{m,下}\cdot T_{下} \tag{8-24}$$

联解以上两式，得到

$$Q_{m,下}=\frac{2W_{下}}{T_{下}}=\frac{0.2R_{下}F}{T_{下}} \tag{8-25}$$

以上三式中 $W_{下}$——地下径流总量，万m^3；

$R_{下}$——地下径流净雨总量，mm；

$Q_{m,下}$——地下径流洪峰流量，m^3/s；

$T_{下}$——地下径流过程总历时，s；

F——流域面积，km^2。

$T_{下}$之值可由实测资料分析、综合确定，也可简单地取地表径流过程底长的2倍。当设计的地表径流过程求出以后，$T_{下}$也随之而定。

三、设计洪水过程

将以上求得的两部分径流过程叠加，即得到设计洪水过程。

第七节 可能最大降水和可能最大洪水简介

一、可能最大降水和可能最大洪水的涵义

在特定的流域或地区，一定时段内的降水量应有一个可能上限。如能求出这个上限，并计算出相应的洪水，则可保证据此设计的水利工程不会因水文的原因而遭受破坏。可能最大降水是指在某特定地区、一定历时内可能发生的最大降水量，简称为PMP。在生产实践中也常称为可能最大暴雨。

在特定的流域上可能产生的最大洪水，称为可能最大洪水，简称为PMF。根据前面所述暴雨与洪水同频率的假定，认为由PMP推求的洪水就是PMF。

可能最大降水可通过水文气象法和数理统计法估算。目前主要采用前者。该法从暴雨的气象、地形等成因入手，应用气象、气候和水文等理论，将实测的典型暴雨或分析的暴雨模式加以极大化，求出极大化后的暴雨量，作为可能最大降水。

所谓实测典型暴雨，是指能反映设计流域特大暴雨特性、并对工程的安全威胁最大的实测特大暴雨。根据资料情况，它可以是当地发生的，也可以是从气候一致区内其它地方移置过来的，甚至可以是将几场暴雨的实测过程按一定的原则进行时、空组合成的组合暴雨。

暴雨模式是把实测暴雨的天气系统概化为一个数学模型，进一步建立降水量的计算公式，式中包括影响降水量的一些主要物理因子。

极大化是指在分析降水的主要影响因子的基础上，探求它们的可能最大值，然后将它们放大至可能最大，就可求出相应的降水量，即可能最大降水。

地信网论坛
BBS.35001.COM

二、推求PMP的基本原理

形成降水必须具备两个条件：首先要有源源不断的水汽输入，其次是本地区近地层的水汽能随着气流剧烈地上升到高空，达到饱和或过饱和，凝结成雨滴，降落到地面。前者为水汽因子，后者是动力因子。

水汽因子常用可降水表示，动力因子则用气流上升速度或水平风速表示。如能建立起包含这两个主要因子的降水量计算数学式，并分析确定它们各自的可能最大值，PMP也就可以计算出来。

（一）可降水

可降水是垂直空气柱中的全部水汽凝结后在气柱底面上积聚所相当的水深。可降水W可以由高空探测资料如比湿、气压等用下式计算：

$$W=0.1\sum_{j=1}^{n}q_j\cdot\Delta p_j \qquad (8\text{-}26)$$

式中 q_j——比湿，如图8-23所示，$q_j=\frac{1}{2}(q_i+q_{i+1})$，g/kg；

Δp_j——气压差，如图8-23所示，$\Delta p_j=p_{i+1}-p_i$，hPa；

n——大气层分层计算的层数；

j——计算层的序号。

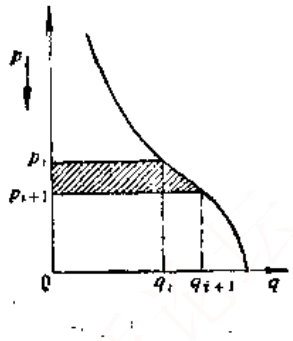


图 8-23 p～q关系图

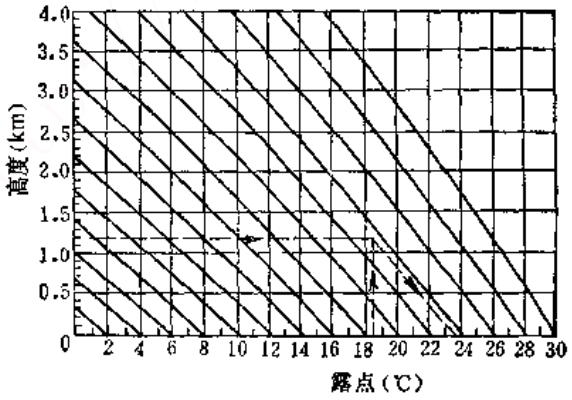


图 8-24 换算露点的湿绝热温度垂直分布图

但高空探测资料不容易获得。分析表明，可降水与地面露点温度存在着一定的关系。假定从地面直至高空的空气柱全部饱和，即各层的露点温度等于其气温值（这种分布称为湿绝热递减垂直分布），则某地点自地面至某一高度（hPa）空气柱内的可降水，是该地点地面露点温度的单值函数，已制成专用的表格供查用（见附表5）。

由地面露点计算可降水，均需把不同高程测站的露点按湿绝热过程换算至1000hPa等压面，以便查表。换算过程按图8-24进行。至于可降水从1000hPa等压面（接近于海平面）计算到哪一高度（即空气柱的顶面），根据具体情况而定，一般计算到200hPa或300hPa等压面。

某地点从地面至顶面的可降水应为从1000hPa至顶面之间的可降水与从1000hPa至该地点地面高程之间空气柱可降水之差值。1000hPa至不同高程间气柱的可降水可由附表6

地信网论坛
BBS.3S001.COM

查得。

【例 8-5】 某测站地面高程为1200m，测得地面露点为18.5℃，推求地面至200hPa顶面间的可降水W。

（1）在图8-24上，按箭头所示方向，将地面露点换算为1000hPa等压面的露点为23.5℃。

（2）查附表5，当1000hPa的露点为23.5℃时，从1000hPa至200hPa之间气柱内的可降水为71mm。

（3）查附表6，当1000hPa的露点为23.5℃时，从1000hPa至1200m高程之间气柱内的可降水为22mm。

（4）从地面至200hPa之间气柱的可降水为71−22=49(mm)。

（二）降水量计算的近似公式

设有一个面积为F的矩形流域，水汽入流端和出流端的边长为x，流域长度为y，如图8-25所示。若入流和出流端地面至气柱顶面的平均风速、可降水和气压差分别为$V_{入}$、$W_{入}$、$\Delta p_{入}$和$V_{出}$、$W_{出}$、$\Delta p_{出}$，则在单位时间内进入和流出流域的可降水总量分别为$xV_{入}W_{入}$和$xV_{出}W_{出}$。如果在此时段内流域上空的水汽含量没有变化，则截留在流域内的可降水就是单位时间内整个流域上空的水汽凝结量，当这些凝结量全部转化为降水量并均匀地分布在全流域时，流域平均降雨强度i可用下式计算：

$$i=\frac{x(V_{入}W_{入}-V_{出}W_{出})}{F}=K(V_{入}W_{入}-V_{出}W_{出}) \tag{8-27}$$

式中 K——流域常数，$K=\frac{x}{F}$。

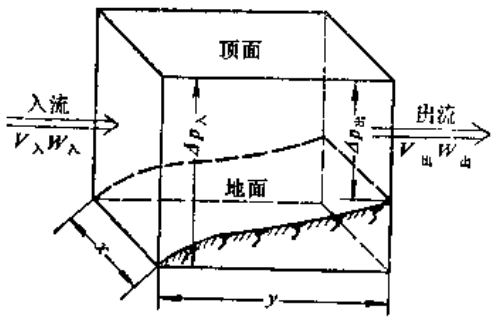


图 8-25 矩形流域水汽流动示意图

根据空气质量连续的原理，通过大气静力学方程，可得到

$$V_{出}=\frac{\Delta p_{入}}{\Delta p_{出}}V_{入} \tag{8-28}$$

将式（8-28）代入式（8-27），得到

$$i=KV_{入}\left(W_{入}-\frac{\Delta p_{入}}{\Delta p_{出}}W_{出}\right) \tag{8-29}$$

降雨强度与降雨历时t之积，即为降水量P：

$$P=KV_{入}\left(W_{入}\frac{\Delta p_{入}}{\Delta p_{出}}W_{出}\right)t=KV_{入}W_{入}\left(1-\frac{\Delta p_{入}W_{出}}{\Delta p_{出}W_{入}}\right)t \tag{8-30}$$

上式即为降水量计算的近似公式。

（三）典型暴雨放大

式（8-30）可以简写为

$$P=\eta W_{入}t \tag{8-31}$$

地信网论坛
BBS.35001.COM

式中　η——降雨的效率因子，$\eta=KV_{入}(1-\Delta p_{入}W_{出}/\Delta p_{出}W_{入})$。

用典型暴雨放大是推求PMP常用的方法。如果典型暴雨在历时 t 内的降水量为P，可降水为W（即上式中的$W_{入}$）、效率为η，而同一历时内的可能最大降水量为P_m，其可降水为W_m、效率为η_m，则根据式（8-31），放大公式为

$$P_m=\frac{\eta_m W_m}{\eta\cdot W}P \qquad (8\text{-}32)$$

只要有η_m和W_m之值，就可将典型暴雨放大求得PMP。

当典型暴雨是高效暴雨时，即$\eta\approx\eta_m$，则式（8-32）可以简化为

$$P_m=\frac{W_m}{W}P \qquad (8\text{-}33)$$

当典型暴雨的水汽含量已达最大，即$W\approx W_m$，则式（8-32）变为

$$P_m=\frac{\eta_m}{\eta}P \qquad (8\text{-}34)$$

式（8-33）称为水汽放大公式，式（8-34）称为效率放大计算式。其它还有很多形式放大计算式，如水汽风速放大、风速放大等。

三、当地暴雨法

典型暴雨的选用，有很多方法。如当地曾发生过时空分布恶劣的特大暴雨，可选为典型，这一典型暴雨是当地的暴雨，用来放大，称为当地暴雨法。如选用外地移置来的暴雨作为典型，则称为移置暴雨法。这里只介绍当地暴雨法，至于移置暴雨法的主要内容，与当地暴雨法基本相同，可参看有关文献。

（一）水汽放大法

水汽放大法的关键是选得高效暴雨作为典型。当选定高效暴雨后，剩下的主要就是发生该高效暴雨时代表性地面露点T_d和发生可能最大降水时地面可能最大露点$T_{d,m}$的分析和确定。

判断所选暴雨是否为高效暴雨，主要看它的出现频率是否稀遇，效率因子与同一暴雨区内其它高效暴雨是否相近等。

1.代表性露点的确定

典型暴雨的可降水，通过代表性露点推求。代表性露点的确定，必须考虑什么时间、什么地点的露点最能反映这一场暴雨的可降水。

露点高值常在暴雨发生之前出现，故可在一场暴雨中最大 6 或12h暴雨出现之前的24h内挑选。因为要形成暴雨，必须有水汽持续不断地输入本流域，所以多采用持续12h露点作为代表露点，这样还可以避免短历时露点的偶然误差。表8-10是某地一次暴雨的地面露点记录表。暴雨过程中最大6h降水量出现在 8 月 8 日12时至18时，挑选代表性地面露点时先统计 8 月 8 日12时以前的24h内持续12h最小露点，即12h内至少能保持的最低地面露点，然后在这些数值中选出最大值，作为代表性地面露点。统计得 8 月12日 0 时至12时的24℃即为所求。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 8-10　　露点温度 T_d 统计表　　（单位：℃）

项目 \ 日期和时间	8月7日				8月8日			
	0	6	12	18	0	6	12	18
地面露点	22.0	23.5	23.0	23.5	24.0	26.0	24.5	21.0
持续12h的最小地面露点			22.0	22.5	23.0	23.5	24.0	21.0
代表性地面露点							24.0	

代表性地面露点应在水汽入流方向的地点选择。若降雨过程中在地面天气图上有明显的锋面活动，在锋面暖侧的雨区边沿挑选；如地面天气图上无明显的锋面存在，在暖湿气流入流方向的雨区中挑选；如为台风雨，在暴雨中心附近或在台风前进方向的右侧挑选。为了避免单站的偶然误差和局地因素的影响，应该选取站群露点温度的平均值。

选定代表性地面露点时，要注意所选之值不应该超过同期的最低气温。

2.可能最大地面露点$T_{d,m}$的确定

确定可能最大地面露点$T_{d,m}$的方法很多。例如将历史上近30～50年曾发生的最大地面露点作为$T_{d,m}$；或者对历年的年最大露点作频率分析，以 P＝2%或1%的露点作为$T_{d,m}$。我国各省（自治区、直辖市）都已有$T_{d,m}$的等值线图，可供查用。

由典型暴雨的T_d和暴雨量P，用$T_{d,m}$去加以放大，即得到可能最大降水P_m。

（二）效率放大

由式（8-31），可得到一次降水的效率计算式为

$$\eta=\frac{P}{W\cdot t} \tag{8-35}$$

式中　η——历时t(h)的典型暴雨效率，1/h；

P——历时t(h)的典型暴雨的降水量，mm；

W——典型暴雨的可降水，mm。

关于可能最大效率η_m的确定，通常在流域内选择一些稀遇的特大暴雨，按式（8-35）分析计算，然后选定，或取其最大值。因效率η随降雨历时的增长而减小，又随暴雨笼罩面积的增大而减小，故需要依据设计历时和笼罩面积来挑选高效暴雨或移用高效暴雨。

四、PMP等值线图

我国现已完成可能最大24h降水量等值线图的绘制，可供各地各部门使用。各地还有与之配套的时面深关系，以及PMP时程分配模式。具体的分析方法与前面所述相同。

五、可能最大洪水的推求

由PMP推求可能最大洪水的过程，同样经历产流、汇流两个阶段。所特殊的是PMP比一般的设计暴雨更大，产流方案和汇流方案的外延幅度更大。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第九章　小汇水区的洪水分析计算

第一节　概　　述

为数众多的中、小型水利工程，集水面积一般都不大。据1978年统计，我国约有18%的大型水库、85%的中型水库和绝大多数的小型水库，都建在200km²以下的小流域上。灌区需要设排水渠道；铁路和公路跨越大量的小河、小溪，必须修建桥梁、涵洞；城市和工矿建设中要敷设排洪管道，甚至修筑防洪堤；火电厂的堆灰场，常常需建拦灰坝。这些工程的集水面积一般更小，仅几十平方公里，有的只有几平方公里，或1km²以下。但是它们的数量很多，分布极广，牵涉到许多部门。所以，总的投资是很大的。

我国目前的水文站网密度比较小，很多河流上没有足够数量的、观测期较长的水文站，特别是在面广量大的众多小河流上，更缺乏实测及调查的暴雨洪水等水文资料。因此，在规划、设计这些中、小工程时，必须根据实际情况，采用与大中流域不同的方法进行洪水分析计算，以推求设计洪水，为水工建筑物的设计提供依据。

小汇水区的暴雨洪水，具有以下一些特点：

（1）集水面积小，汇流历时短，降水形成的洪峰流量往往是由主雨峰附近较短历时内的暴雨（通常称为造峰暴雨或成峰暴雨）所造成，有的特小流域，洪峰流量是由几十分钟甚至更短历时的造峰暴雨形成的。所以，研究短历时暴雨、特短历时暴雨的时深关系格外重要。

（2）集水面积小，使暴雨的面深关系比较简单，甚至可以用点雨量代表面雨量。

小型工程对洪水的调蓄能力较差，决定工程规模的主要因素是洪峰流量。设计洪水分析计算的重点是推求设计洪峰流量，洪水总量和洪水过程的分析计算则较为次要。

为了适应广大基层技术人员和非水文专业技术人员的需要，小汇水区的设计洪水计算方法必须简便。从资料缺、面积小、使用广这些特点出发，全国各地都在暴雨洪水图集或水文手册中编入了成套的暴雨洪水分析图表及其使用说明，应用起来很方便。但是，在编制图集或手册的过程中，要进行大量繁重的分析、计算和综合工作。

目前，国内外推求小汇水区设计洪水的计算方法很多，但归纳起来，基本上有两大类：

（1）通过对一个地区内许多具有实测暴雨洪水资料流域的洪水分析，从统计的角度出发，建立洪水要素如洪峰流量的地区经验公式。这类方法属于纯经验方法。

（2）通过设计暴雨、简化的产流和汇流计算，推求出设计洪水。它与上一章所介绍的内容既有相似之处，又有较大差别。相同点是都从暴雨分析开始，经过产流、汇流计算，得到同频率的洪水。不同点在于流域小，暴雨的设计时段短，主要研究短历时和特短历时的暴雨，且产流和汇流计算有很大的简化。由于在产流、汇流方面有各种简化处理的途径，便形成了百家方法。各种方法的计算结果有时相去甚远，目前尚难统一。这类方法有一定的理论和推导，属半理论、半经验性的方法。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第二节 地区经验公式

一、基本原理

对某一固定流域，洪峰流量Q_m或其模数$M_m\left(M_m=\frac{Q_m}{F}\right)$随净雨量的大小、时空分布和底水流量等情况而变，其中尤以净雨量大小为主要因素。在一个较大的范围内，同一次暴雨在各流域所形成的洪峰流量，只要降雨分布均匀，就主要与流域面积和坡度等有关。图9-1是四川涪江流域两次暴雨形成的洪峰流量与流域面积的关系。这种关系的数学模式为

$$Q_m=C_pF^n \qquad (9\text{-}1)$$

式中 C_p——经验性系数，与暴雨特性有关，即与暴雨的频率P有关，有的地区可绘出等值线，或分区综合出各个分区的数值；

n——经验性指数。在涪江流域，它与暴雨的频率无关。

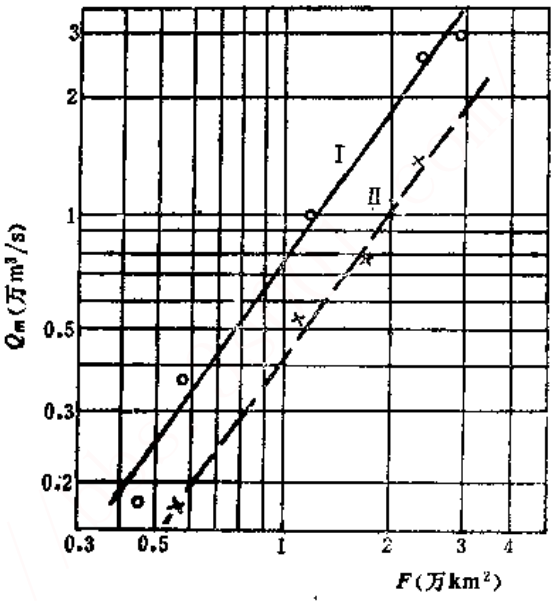


图 9-1 涪江流域Q_m～F关系图
I—1981年7月洪水；II—1956年6月洪水

以上就是形式比较简单的地区经验公式。早在100多年前，类似的经验公式就已出现。由于其分析和应用非常方便，至今仍在生产实践中广泛使用。尤其是小流域，降水在面上的分布均匀，经验公式容易分析和建立。

二、经验公式的建立

在一个地区内，有n个流域具有实测和调查暴雨、洪水资料系列，分别求出指定频率下各自的洪峰流量$Q_{mP,i}$（i为流域序号，$i=1,2,\cdots,n$），同时还有相应的影响因素观测或量算值，如流域面积F_i、河长L_i、主河道坡度$S_{L,i}$、流域坡度$S_{F,i}$、同一频率的T历时暴雨量P_i等，通过多元回归分析，就可得到经验公式。

从理论上讲，凡对Q_m有影响的流域特征和暴雨特征因子，都可以引入经验公式中，以提高计算成果的精度。然而有些因子无法用查勘、调查和量测等手段定量，或者本身的定量比较粗糙，就不必引进。流域特征指标有很多，除上述的F、L、S_L、S_F以外，还有植物郁闭度f、湖泊度、沼泽度等。这些因素之间往往存在一定的联系，例如上述的一级支流流域，面积较小，河长较短，河道和流域的坡度较大，森林占的比例大，湖泊和沼泽也较少，与此相应，其降水量相对于平原区也比较大。纳希曾对90多个流域进行研究，发现流域面积与主河道长度之间的相关系数高达0.97，S_F与S_L之间的相关系数达0.61，相关性也是显著的。在英国的洪水研究报告中，曾经在分析50个流域的各种特征之间相关性的基

地信网论坛
BBS.3S001.COM

础上，用逐步回归分析方法筛选出影响洪水特性最主要的因素为流域面积F、土壤、湖泊或水库、单位流域面积上支流分叉节点的多少、河道坡度以及降水量等，其余的因素所起的影响作用不大或者已经被隐含在以上所列的因素之中。总之，凡有相关性的因子不必全部引进经验公式之中，可按照它们对提高计算精度的贡献大小择优选取。对计算成果精度影响不大的因子，即使引入，也仅仅是增加无意义的工作量。

经验公式可以对一定频率的洪峰流量Q_{mP}建立，也可以对洪峰流量的均值$\bar{Q}_m$、CV和CS建立。我国常见的形式除式（9-1）外，还有

$$Q_{mP}=Ch_P^{\alpha}S_L^{\beta}F^{\gamma} \qquad (9\text{-}2)$$

式中 α、β、γ——经验性指数；

h_P——频率为P的某种历时的设计净雨量，如最大24h的设计净雨，或者是设计暴雨量。

与此相应，还有洪峰流量模数M_m等经验公式。英国的洪水研究报告中提出以下的经验公式：

$$\bar{Q}_m=0.0213F^{0.94}N^{0.27}S_L^{0.16}S_0^{1.23}h^{1.03}(1+K)^{-0.85} \qquad (9\text{-}3)$$

式中 $\bar{Q}_m$——年最大洪峰流量的均值；

F——流域面积；

N——在1:25000的地形图上单位面积上支流分叉的节点数；

S_L——干流河道纵剖面上在10%和80%河长两点间的中段比降；

S_0——土壤分类指标，不同的土壤取不同的数值（0.15～0.50），根据规定取用；

h——5年一遇的日净雨量，由暴雨量扣除土壤平均亏水量得到，具体做法参考有关文献；

K——流域中湖泊或水库控制的集水面积占流域面积的比例。

与此同时，还给出各分区以模比系数K_P为纵坐标的地区综合频率曲线，以便由设计频率查取K_P，并用$Q_{mP}=K_P\bar{Q}_m$求出设计洪峰流量。

三、经验公式的应用

应用经验公式的关键是确定设计流域的各项特征值指标，如用等值线图或分区数值表查取降雨量和C_P等与气候条件密切相关的特征值；用查勘、调查和量测等办法获得诸如F、S_L、S_0、K等流域特征值，然后代入公式，即可求得各种频率的洪峰流量。

第三节 暴雨强度公式

暴雨强度公式，是指在一次暴雨过程（实测的或同频率组合的）中各种历时的暴雨平均强度$\bar{i}$与历时T之间关系的经验公式。它实质上是暴雨时深关系的一种表示方式。

一、暴雨强度公式的一般形式

将一次暴雨过程概化为单峰、铃形时程分配，其瞬时强度过程如图9-2(a)所示，从它的核心部分开始，按照起迄时刻瞬时强度i相等的原则，取一系列历时T_1，T_2，…；考察各种历时的平均暴雨强度$\bar{i}$与历时T之间的关系，可以发现，其总的趋势是随着历时的加

地信网论坛
BBS.3S001.COM

大，平均强度递减。在普通方格纸上，关系点的分布呈曲线形，可以用幂函数方程来拟合。在双对数坐标纸上，关系点的分布近似地呈直线关系，如图9-2(*b*)所示。

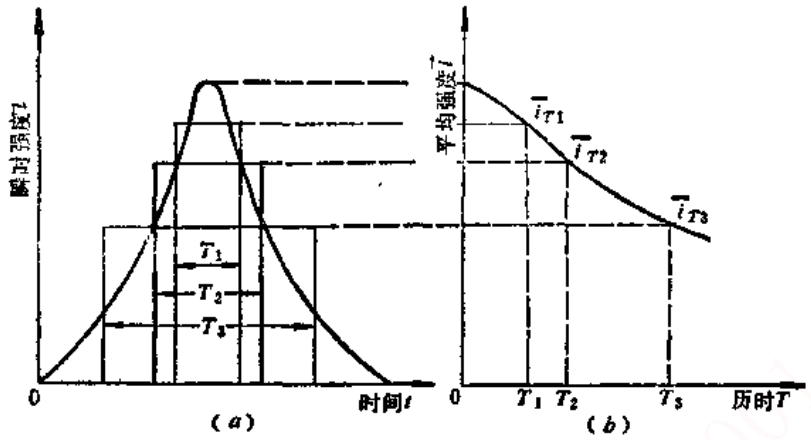


图 9-2　暴雨强度过程线和平均暴雨强度历时关系线
(*a*)瞬时强度过程线；(*b*)平均强度与历时关系线

我国的水利部门，多采用以下形式的暴雨强度公式：

$$\bar{i}=\frac{S}{T^n} \tag{9-4}$$

式中　S——雨力；

n——暴雨衰减指数，简称为暴雨指数，全国平均为0.5～0.7。

应用式（9-4），可以计算历时为T的暴雨量P

$$P=\bar{i}\cdot T=ST^{1-n} \tag{9-5}$$

为了使强度公式与经验关系点据拟合得比较好，可分段采用不同的参数。在历时为1h处，关系线出现比较明显的转折；在历时小于1h的范围内，关系线的坡度较平缓；在历时大于1h的范围内，关系线的坡度较大。因此，暴雨强度公式表达为

$$\left.\begin{aligned}\bar{i}&=\frac{S}{T^{n_1}}\quad(T<1\text{h})\\ \bar{i}&=\frac{S}{T^{n_2}}\quad(1\text{h}<T<24\text{h})\end{aligned}\right\} \tag{9-6}$$

式中　n_1——特短历时暴雨的暴雨指数；

n_2——短历时暴雨的暴雨指数。

上述暴雨强度公式，当$T\to 0$时，$\bar{i}\to\infty$，且在$T=1$h处，暴雨强度发生突变，这显然是不合理的。有些部门为此提出下述公式作为改进：

$$\bar{i}=S_d/(T+d)^{n_d} \tag{9-7}$$

式中　d——时间参数；

S_d、n_d——分别为雨力和暴雨指数。

地信网论坛
BBS.35001.COM

上式当 $T\to 0$ 时，$\bar{i}\to\frac{S_d}{d^{n_d}}$；当 $T\to\infty$ 时，$\bar{i}\to 0$，这种边界条件比较符合实际情况。但是，根据实测资料分析参数时，工作量很大，而且不易进行地区综合。因式（9-4）已基本上能满足生产的要求，故其应用比较普遍。

二、暴雨强度公式的建立

对式（9-6）等号两边分别取对数，得

$$\left.\begin{aligned}\lg\bar{i}&=\lg S-n_1\lg T\quad(T\leqslant 1\text{h})\\ \lg\bar{i}&=\lg S-n_2\lg T\quad(1\text{h}\leqslant T\leqslant 24\text{h})\end{aligned}\right\}\qquad(9\text{-}8)$$

从中可以看出，雨力S是历时为1h的暴雨强度，在双对数坐标纸的图上表示 $T=1$h 处关系线转折点的纵坐标读数；暴雨衰减指数n则表示关系线的斜率。

因此，只需在双对数坐标纸上点绘各种历时的暴雨平均强度与历时的关系点，通过点群中心目估拟合一条折线，量读 $T=1$h 处的截距作为S，量算关系线两段折线的斜率，即为n_1和n_2，暴雨强度公式即可建立起来。

近年来，不少地区的暴雨分析成果表明，强度历时关系线不仅在$T=1$h 处有转折点，且在其它历时处也出现转折点，常见的是在3h和6h处。

如进一步对特短历时暴雨进行研究，在双对数坐标纸上点绘历时为10、20、30、45和60min 的同频率暴雨平均强度与历时的关系点，也呈向下凹的分布趋势，大多数情况下在20～30min 处关系线发生转折，据南京水文水资源研究所的分析，如用单一直线拟合，在转折点附近的一些历时由此而产生的雨量计算平均误差全国约为 6%，所以可以“以直代折”，不必用折线而用一条直线去拟合。

生产上较多地利用同频率暴雨过程建立强度公式，以便求得各种频率的各种历时设计暴雨量。其做法是先按年最大值独立选样法得到各种历时的暴雨平均强度，分别进行频率计算，在同一张机率格纸上绘出一组以历时为参数的年最大 $\bar{i}$ 频率曲线，经过协调适线，拟定几种历时，再摘取几种相同频率不同历时的 $\bar{i}$，建立各种历时不同频率的暴雨强度公式。由于不同的频率具有不同的雨力，故将 S 记作S_p。这样建立的暴雨强度公式，实质上是同频率的强度公式。

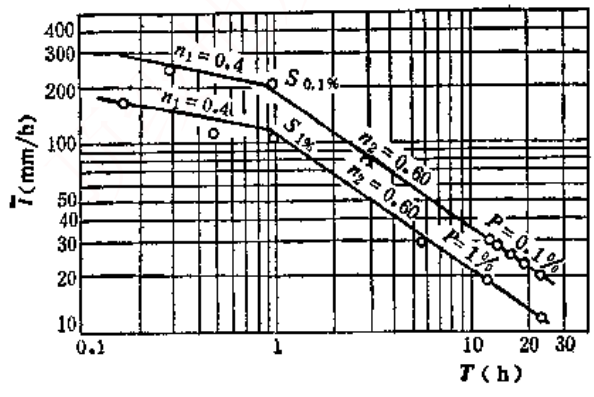


图 9-3　不同重现期的暴雨强度与历时的关系

三、关于暴雨参数的讨论

1.雨力S_p

同一地点不同重现期的暴雨，有不同的S_p值。重现期大，S_p也大，如图 9-3 所示。由雨力的概念可知，相同重现期的暴雨，各站的S_p是不相同的，而且可以绘等值线。

2.暴雨衰减指数n

对同次暴雨，n 值是反映暴雨时程分配的一个指标。n 愈小，表示暴雨的时程分配愈均匀，故 n 值取决于暴雨过程的特性。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

对同频率暴雨过程，n值受各种历时的暴雨量（或平均强度）频率曲线统计参数的影响，其中CV的影响尤为显著。

图9-4是一些测站各种历时暴雨量的CV与历时T的关系图。显然，不同的关系会组成不同的同频率暴雨过程，而且这种过程与频率也有一定的关系。现以CV_1、CV_6、CV_{24}分别表示历时为1、6、24h暴雨量的变差系数（设三种历时暴雨量的CS/CV值相同），且以n_0和n_P分别作为均值和频率为P的暴雨过程衰减指数，据王家祁同志的研究，有如下结论：

（1）当$CV_1<CV_6<CV_{24}$时，频率愈小，n值也愈小；在频率较小时，$n_P<n_0$。

（2）当$CV_1\approx CV_6\approx CV_{24}$时，$n$值与频率基本上无关，$n_P\approx n_0$。

（3）当$CV_1>CV_6>CV_{24}$时，频率愈小，n值却愈大；在频率较小时，$n_P>n_0$，表示暴雨的时程分配比较集中。

（4）当$CV_1<CV_6>CV_{24}$时，频率愈小，1至6h内的n值也愈小，频率较小时$n_P<n_0$，表示6h内的暴雨时程分配比较均匀；而6至24h之间的n值却愈大，频率较小时，$n_P>n_0$，表示24h内暴雨的时程分配较集中，这时，n值的变化复杂，如呼和浩特市，1至6h的n值随频率的增大而减小，而6至24h的n值，在频率小于60%的范围内，它随频率的增大而减小，在频率大于60%的范围内，n值随频率的增大而增大。

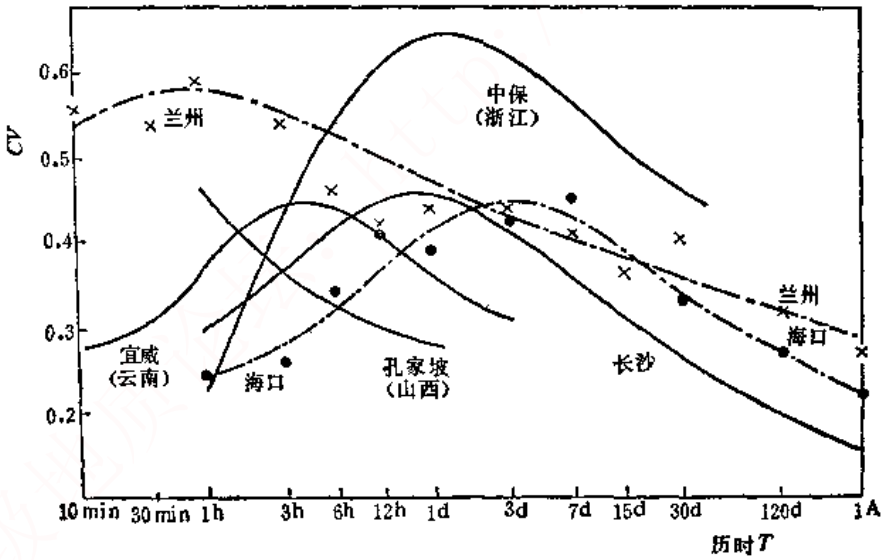


图 9-4　一些测站暴雨量的CV与历时的关系

由此可知，同频率暴雨过程n值的地区分布，主要取决于各地暴雨的统计特性。

对短历时的同频率暴雨过程，如以CV_{10}和CV_{60}分别表示最大10min和60min的暴雨量变差系数，并用一条直线去拟合暴雨强度历时曲线时，n值随频率的变化有以下三种情况：

（1）当$CV_{10}>CV_{60}$时，n值随频率的减小而增大；

（2）当$CV_{10}<CV_{60}$时，n值随频率的减小而减小；

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（3）当$CV_{10}\approx CV_{60}$时，n值不随频率变化。

我国东部地区，$CV_{10}<CV_{60}$，西部地区则$CV_{10}\approx CV_{60}$，故大部分地区特短历时同频率暴雨过程的n值，有随着频率的减小而减小的趋势。

n值对暴雨量的计算成果影响很大。在缺乏实测资料的地区，S_p之值常常由最大24h设计暴雨量反推，将$T=24$h，$n=n_2$代入式（9-5），得

$$P_{24,P}=S_P\times 24^{1-n_2}$$

故有

$$S_P=P_{24,P}/24^{1-n_2} \qquad (9\text{-}9)$$

当n_2相差0.05时，计算的S_p可相差17.3%。表9-1列出了由此而造成的各种历时雨量计算值的相对误差情况。由此可见，分析和确定n值时必须慎重。

表 9-1　　Δn_2造成的各种历时雨量计算值的相对误差值　　（单位：%）

Δn_2 \ 历时(h)	1	2	3	6	12
0.05	17.3	13.3	11.0	7.2	3.5
0.10	37.4	28.2	23.1	14.9	7.0
0.15	61.1	45.1	36.6	23.1	11.0
0.20	88.8	64.4	51.6	31.9	14.9

以上仅讨论了点雨量的暴雨参数。对面雨量，S_p将比点雨量的为小，n值也较点雨量的小，故当流域面积较大时，要注意点、面暴雨量参数之间的差异。

四、暴雨强度公式的应用

目前，我国已制成年最大10min、1h、6h和24h暴雨量统计参数等值线图，同时还有暴雨指数的地区综合成果，据此，就可以推求任意历时的短历时、特短历时设计暴雨量。

由式（9-5），不难导出短历时暴雨量$P_{T,P}$的计算式：

$$\left.\begin{aligned} P_{T,P}&=P_{1,P}T^{1-n_2}=P_{6,P}\left(\frac{T}{6}\right)^{1-n_2} \qquad (1\text{h}<T<6\text{h})\\ P_{T,P}&=P_{6,P}\left(\frac{T}{6}\right)^{1-n_3}=P_{24,P}\left(\frac{T}{24}\right)^{1-n_3} \qquad (6\text{h}<T<24\text{h}) \end{aligned}\right\} \qquad (9\text{-}10)$$

式中　$P_{1,P}$、$P_{6,P}$、$P_{24,P}$——分别为最大1、6、24h频率为P的设计暴雨量，mm；

$P_{T,P}$——频率为P的年最大T历时设计暴雨量，mm；

T——历时，h；

n_2、n_3——分别为1～6h和6～24h范围内的暴雨衰减指数。

对特短历时，$P_{T,P}$的计算式如下：

$$P_{T,P}=S_PT^{1-n_1}=P_{1,P}T^{1-n_1} \qquad (9\text{-}11)$$

式中　n_1——$T<1$h的暴雨衰减指数。

其余符号意义同前。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

需要说明的是，如果没有6h暴雨量统计参数可资利用，暴雨指数只有n_1（$T\leqslant 1h$）和n_2（$1h\leqslant T\leqslant 24h$），此时，式（9-10）变为

$$P_{T,P}=P_{24,P}\left(\frac{T}{24}\right)^{1-n_2} \quad (1h\leqslant T\leqslant 24h) \tag{9-12}$$

第四节 推 理 公 式

推理公式产生于100多年前，在水文计算领域中长盛不衰。在水利规划和工程设计中，应用极为广泛。我国的水利、铁道、公路等研究和生产部门，提出了各自的推理公式，应用最普遍的是陈家琦等同志提出的方法，常称为水科院法。

一、推理公式的基本原理

在《水文学原理》中已介绍过等流时线的概念。令流域各点的汇流时间为τ，每条等流时线与出口断面和流域边界线所围成的等流时面积为$f(\tau)/\partial\tau$，它就是等流时面积曲线。设在每两根相邻等流时线间的面积即$\frac{\partial f(\tau)}{\partial\tau}\cdot d\tau$上，在$(t-\tau)$时刻的净雨强度为$a_{t-\tau}$，则所产生的单元流量$\Delta Q_{t-\tau}$为

$$\Delta Q_{t-\tau}=a_{t-\tau}\cdot\frac{\partial f(\tau)}{\partial\tau}d\tau \tag{9-13}$$

再经过τ时间，即到t时刻，这一单元流量即到达出口断面。依此类推，t时刻出口断面的总流量，由不同时刻净雨在不同面积上形成的、但同时到达出口断面的单元流量叠加而成，即

$$Q_t=\int_0^t\left(\frac{\partial f(\tau)}{\partial\tau}\right)_\tau a_{t-\tau}d\tau \tag{9-14}$$

或者写作

$$Q_t=\int_0^t\left(\frac{\partial f(\tau)}{\partial\tau}\right)_{t-\tau} a_t d\tau \tag{9-15}$$

如假定净雨强度的时空分布是均匀的，即不仅在流域面上均匀，而且不随时间而变，则式（9-14）可写成

$$Q_t=\int_0^t\left(\frac{\partial f(\tau)}{\partial\tau}\right)a d\tau=a\int_0^t\left(\frac{\partial f(\tau)}{\partial\tau}\right)d\tau \tag{9-16}$$

为便于观察，对上式加以简化，设某流域的面积为F，最大汇流历时为τ_m，将它分为m_1份，每个时段为$\Delta\tau$，绘出等流时线如图9-5（a）所示。这些共时径流面积分别为f_1，f_2，f_3，…，f_{m-1}，有$\sum f_i=F$。以面积为纵坐标，汇流历时τ为横坐标，绘出f随τ的变化过程，就相当于流域的汇流面积曲线，如图9-5(b)所示。又设某次降雨过程如图9-6所

地信网论坛
BBS.35001.COM

示，净雨历时为T_c，每个时段长ΔT，且令$\Delta T=\Delta\tau$，共有m_1个时段的净雨，即h_1，h_2，…，h_{m_1}。

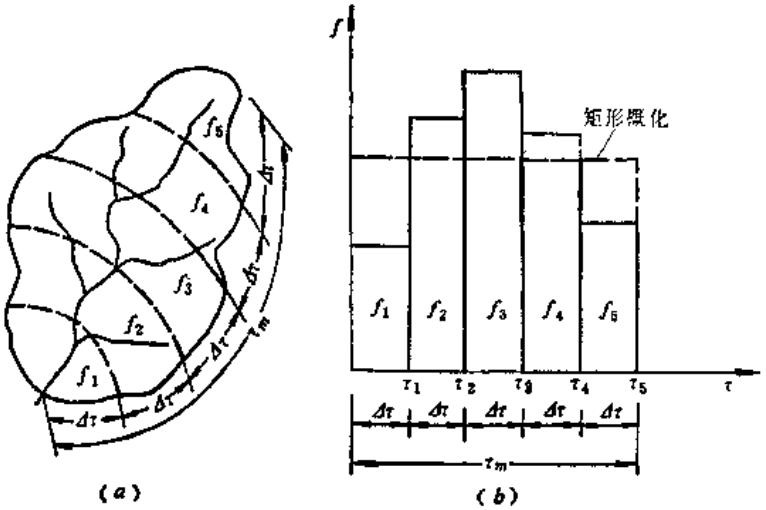


图 9-5　流域等流时线和汇流面积曲线

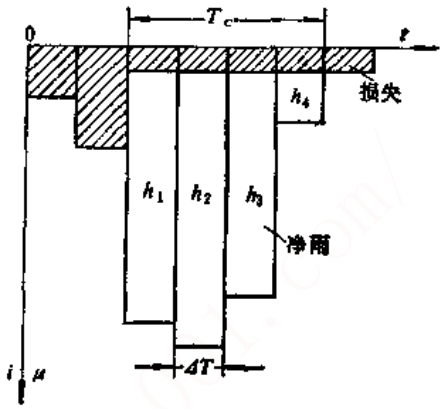


图 9-6　净雨过程示意图

现在研究在净雨强度不变，即$h_1=h_2=h_3=\cdots=h_{m_1}=h$时，$T_c$与$\tau_m$不同关系时洪峰流量的组成情况。为方便起见，假设$m_1=3$；$m_1$为2、3和4的三种情况。

（1）$T_c=2\Delta T$，表示$T_c<\tau_m$（$\tau_m=3\Delta\tau=3\Delta T$）。由等流时线法可推得径流过程为

$$Q_1=\frac{1}{\Delta T}h_1f_1=\frac{h}{\Delta T}f_1$$

$$Q_2=\frac{1}{\Delta T}(h_1f_2+h_2f_1)=\frac{h}{\Delta T}(f_2+f_1)$$

$$Q_3=\frac{1}{\Delta T}(h_1f_3+h_2f_2)=\frac{h}{\Delta T}(f_3+f_2)$$

$$Q_4=\frac{1}{\Delta T}h_2f_3=\frac{h}{\Delta T}f_3$$

洪峰流量Q_m是Q_2或Q_3，它决定于流域汇流面积曲线的形状，当$f_1+f_2>f_2+f_3$时，Q_2即Q_m；反之，若$f_1+f_2<f_2+f_3$，Q_3是Q_m。从中可以得到以下结论：洪峰流量由汇流时间与T_c相应的部分面积中大的那一块与全部净雨（T_c历时内）组成，如图9-7(b)所示，将这一块面积记为F_{T_c}，则Q_m的算式为

$$Q_m=\frac{h}{\Delta T}F_{T_c}\qquad(9\text{-}17)$$

（2）$T_c=3\Delta T$，表示$T_c=\tau_m$的情况。同理可得径流过程为

$$Q_1=\frac{1}{\Delta T}h_1f_1=\frac{h}{\Delta T}f_1$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

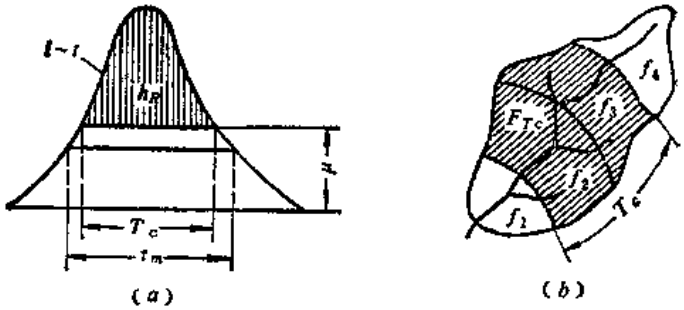


图 9-7　部分汇流形成洪峰

$$Q_2=\frac{1}{\Delta T}(h_1f_2+h_2f_1)=\frac{h}{\Delta T}(f_2+f_1)$$

$$Q_3=\frac{1}{\Delta T}(h_1f_3+h_2f_2+h_3f_1)=\frac{h}{\Delta T}(f_3+f_2+f_1)=\frac{h}{\Delta T}F$$

$$Q_4=\frac{1}{\Delta T}(h_2f_3+h_3f_2)=\frac{h}{\Delta T}(f_3+f_2)$$

$$Q_5=\frac{1}{\Delta T}h_3f_3=\frac{h}{\Delta T}f_3$$

很容易判别，Q_3就是洪峰流量Q_m，它由全部净雨和全流域面积组成，见图9-8(a)。

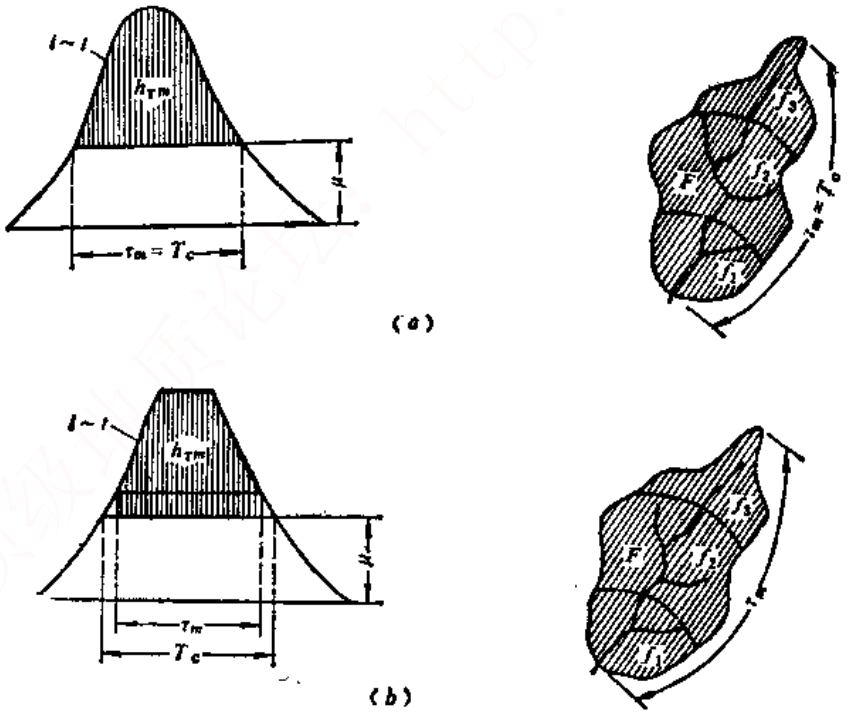


图 9-8　全面汇流形成洪峰
(a)$T_c=\tau_m$时的情况；(b)$T_c>\tau_m$时的情况

（3）$T_c>3\Delta T$，表示$T_c>\tau_m$的情况，其径流过程为

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$Q_1=\frac{1}{\Delta T}h_1f_1=\frac{h}{\Delta T}f_1$$

$$Q_2=\frac{1}{\Delta T}(h_1f_2+h_2f_1)=\frac{h}{\Delta T}(f_2+f_1)$$

$$Q_3=\frac{1}{\Delta T}(h_1f_3+h_2f_2+h_3f_1)=\frac{h}{\Delta T}(f_3+f_2+f_1)=\frac{h}{\Delta T}F$$

$$Q_4=\frac{1}{\Delta T}(h_2f_3+h_3f_2+h_4f_1)=\frac{h}{\Delta T}(f_4+f_3+f_2)=\frac{h}{\Delta T}F$$

……

此时的洪峰流量为Q_3或Q_4等。只要净雨历时充分长，径流过程呈平头状，起涨段和退水段较短，如图9-8(*b*)所示。

从（2）、（3）两种情况，可概括出这样的概念：当$T_c\geqslant\tau_m$时，洪峰流量都是由全部面积上的τ_m历时内的净雨组成，这种情况称为全面汇流。

考虑到净雨量的单位是mm，历时的单位是*h*，面积的单位是km^2，要使流量的单位是m^3/s，必须引进单位换算系数，故有

$$Q_m=0.278\frac{h}{\Delta T}F_{Tc}\quad(T_c<\tau_m)\qquad(9\text{-}18)$$

$$Q_m=0.278\frac{h}{\Delta T}F\quad(T_c\geqslant\tau_m)\qquad(9\text{-}19)$$

式中的$h/\Delta T$，系时段平均净雨强度a，对式（9-18），它是指T_c时段内的平均净雨强度，记为a_{Tc}；对式（9-19），它是指τ_m历时内的平均净雨强度，故记作a_τ。式(9-18)和式（9-19）可写成

$$Q_m=0.278a_{Tc}F_{Tc}=0.278\frac{h_R}{T_c}F_{Tc}\quad(T_c<\tau_m)\qquad(9\text{-}20)$$

$$Q_m=0.278a_{\tau m}F=0.278\frac{h_{\tau m}}{\tau_m}F\quad(T_c\geqslant\tau_m)\qquad(9\text{-}21)$$

式中 h_R——T_c历时内的全部净雨量；

$h_{\tau m}$——最大τ_m历时内的净雨量。

为了简化，假定$F_{Tc}/T_c=F/\tau_m$，则式（9-20）可写成

$$Q_m=0.278\frac{h_R}{\tau_m}F\quad(T_c<\tau_m)\qquad(9\text{-}22)$$

事实上，部分汇流情况下，h_R既是T_c历时内的净雨，也是τ_m历时内的净雨，只不过在τ_m历时内只有T_c历时范围内有净雨，而在(τ_m-T_c)范围内净雨量为零。因此，式（9-21）、式（9-22）可写成统一的形式：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$Q_m = 0.278\frac{h_{\tau m}}{\tau_m}\cdot F = 0.278 a_{\tau m}\cdot F \qquad (9\text{-}23)$$

在一次降雨过程中，最大的τ_m历时内的净雨量应用相同时段的暴雨量扣除损失量求得。扣损的方法有两种：

（1）径流系数法。令

$$h_{\tau m} = \psi P_{\tau m} \qquad (9\text{-}24)$$

式中 $P_{\tau m}$——一次降雨过程中最大τ_m历时内的暴雨量；

ψ——洪峰径流系数。

洪峰径流系数ψ可以根据实测资料按下式反推：

$$\psi = \frac{h_{\tau m}}{P_{\tau m}} \qquad (9\text{-}25)$$

将式（9-24）代入式（9-23），得到

$$Q_m = 0.278\psi\frac{P_{\tau m}}{\tau_m}F \qquad (9\text{-}26)$$

（2）假定损失强度也不随时间而变，则有

$$a_{\tau m} = \overline{i}_{\tau m} - \mu_{\tau m} \qquad (9\text{-}27)$$

式中 $\overline{i}_{\tau m}$——一次降雨过程中最大τ_m历时内的平均降雨强度；

$\mu_{\tau m}$——与$\overline{i}_{\tau m}$相同历时内的损失强度。

将式（9-27）代入式（9-23），得

$$Q_m = 0.278(\overline{i}_{\tau m} - \mu_{\tau m})F \qquad (9\text{-}28)$$

式（9-26）和式（9-28）就是常见的推求Q_m的推理公式。由此可见，推求Q_m必须解决以下一些问题：

（1）求出最大τ_m历时内的设计暴雨量$P_{\tau m}$。其实质是设计暴雨计算。

（2）确定ψ。其实质是产流计算，ψ就是产流方案。

（3）确定流域的最大汇流历时τ_m。其实质就是汇流计算。

（4）为了确定ψ、τ_m，必须分析影响产流和汇流的各种因素，量算流域的几何特征。

二、设计暴雨量$P_{\tau m}$的推求

最大τ_m历时内的设计暴雨量，由暴雨强度公式推求。

【例 9-1】 某流域的最大汇流历时τ_m为4.24h（求法见后），由流域中心点查最大24h暴雨量统计参数等值线图得$\overline{P}_{24}=110$mm，$CV=0.45$，$CS/CV=3.5$，求$P=1\%$的τ_m历时设计暴雨量。

由查得的暴雨统计参数，得$P=1\%$的最大24h设计暴雨量$P_{24,1\%}$为277.2mm。

因τ_m在1h与24h之间，查该流域所在地区的暴雨洪水图集得n_2为0.67，故参照式（9-12）可求得$P_{\tau m}=P_{24,P}\left(\frac{\tau_m}{24}\right)^{1-n_2}=277.2\left(\frac{4.24}{24}\right)^{1-0.67}=156.3$（mm）。

三、洪峰径流系数Ψ

ψ是一次暴雨过程中最大τ_m历时的净雨量与暴雨量之比。在部分汇流情况下，$h_{\tau m}$是

地信网论坛
BBS.35001.COM

指全部净雨量即h_R；在全面汇流情况下，h_{τ_m}是指净雨过程中最大τ_m历时内的净雨量。所以，首先要判别汇流情况。

（一）净雨历时T_c的确定

净雨历时也称产流历时。推理公式中关于净雨强度不随时间变化的假定，可以通过另一个简单的假定来体现，即认为暴雨强度i和损失强度μ都不随时间变化。

流域产流的必要条件是$i>\mu$。当有自记雨量记录时，可以绘出瞬时雨强过程线$i\sim t$，按照损失强度不变的假定，绘出μ的过程线，它应是一条纵坐标为μ的水平线。两条过程线有两个交点，其间的时距就是T_c（见图9-7和图9-8），此时，在起迄时刻有$i=\mu$。

实际上不可能获得设计暴雨的瞬时强度过程线$i\sim t$。但暴雨强度公式所给出的平均强度与历时的关系，实质上是瞬时强度随时间变化的一种表达形式。图9-9是一次暴雨过程的平均强度$\overline{i}$与历时T的关系线以及瞬时强度i与历时T的关系线。需要强调指出，这里所讲的瞬时强度i与历时的关系，并非按照一次降雨过程中的时序来研究的，而是从降雨的核心部分中降雨强度最大的时刻开始，取一系列历时如T_1，T_2，…，T_n，各历时的起迄时刻其瞬时强度相等，这个起迄时刻的瞬时强度与相应历时的关系，才是图9-9中的$i\sim T$关系。很明显，如在此图的纵坐标上截取损失强度μ，绘出水平线，它与$i\sim T$关系线的交点所对应的历时，就是净雨历时T_c，水平线以上曲线所包围的面积，就是产生的净雨量。

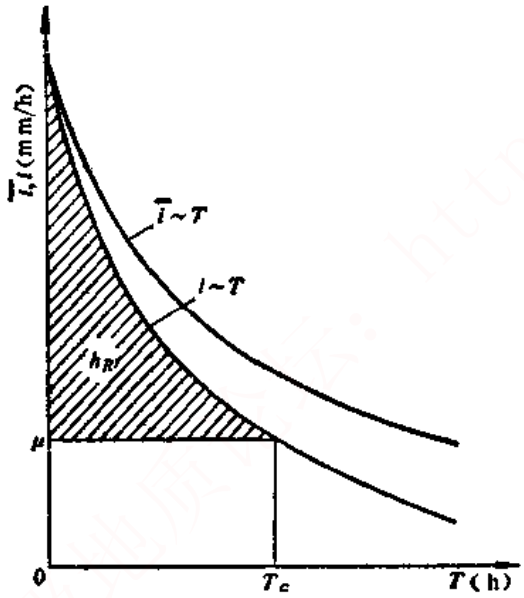


图 9-9 $\overline{i}\sim T$和$i\sim T$关系线

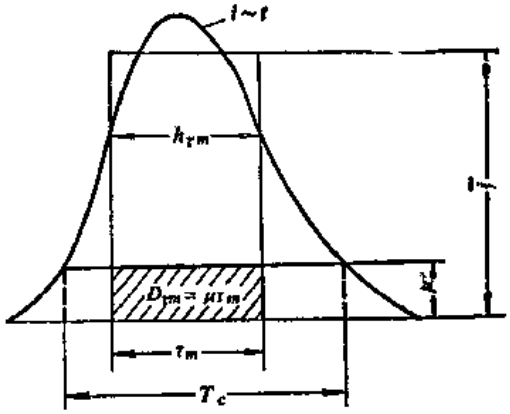


图 9-10 $T_c>\tau_m$时的暴雨损失量

从上述观点出发，认为在$i\sim T$关系线上，$i=\mu$这一点所对应的历时即为T_c。由此可以推导出T_c的计算方法：从降雨核心部分开始，统计计算各种历时的降雨量P_T和历时T，得到$P_T\sim T$关系线，对它进行微分，就得到瞬时强度i，同时，历时T内的雨量又可用暴雨强度公式推求，故

$$i=\frac{dP_T}{dT}=\frac{d}{dT}(\overline{i}\cdot T)=\frac{d}{dT}(ST^{1-n})=(1-n)ST^{-n}$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

当$i=\mu$时，$T=T_c$，代入上式，得

$$\mu=(1-n)ST_c^{-n}$$

由此得到

$$T_c=\left[(1-n)\frac{S}{\mu}\right]^{\frac{1}{n}} \tag{9-29}$$

暴雨的频率为P时，其雨力为S_p，净雨历时为

$$T_c=\left[(1-n)\frac{S_p}{\mu}\right]^{\frac{1}{n}} \tag{9-30}$$

（二）ψ的计算式

1.$T_c>\tau_m$时

如图9-10所示，损失量$D_{\tau_m}=\mu\cdot\tau_m$。由$\psi$的定义，得

$$\psi=\frac{h_{\tau_m}}{P_{\tau_m}}=\frac{P_{\tau_m}-\mu\tau_m}{P_{\tau_m}}=1-\frac{\mu\tau_m}{P_{\tau_m}}=1-\frac{\mu\tau_m}{i\tau_m}=1-\frac{\mu}{\frac{S}{\tau_m^n}}=1-\frac{\mu}{S}\tau_m^n \tag{9-31}$$

2.$T_c=\tau_m$时

此时的情况与$T_c>\tau_m$的基本相同，但因$T_c=\tau_m$，故将式（9-30）代入式（9-31），得到ψ的计算式为

$$\psi=n \tag{9-32}$$

3.$T_c<\tau_m$时

如图9-11所示，此时的$\psi=\frac{h_R}{P_{\tau_m}}$，故

$$\psi=\frac{h_R}{P_{\tau_m}}=\frac{P_{T_c}-\mu T_c}{P_{\tau_m}}=\frac{P_{T_c}}{P_{\tau_m}}-\frac{\mu T_c}{P_{\tau_m}}=\frac{ST_c^{1-n}}{S\tau_m^{1-n}}-\frac{\mu T_c}{S\tau_m^{1-n}}$$

$$=\left(\frac{T_c}{\tau_m}\right)^{1-n}-\frac{\mu}{S}T_c^n\left(\frac{T_c}{\tau_m}\right)^{1-n}=\left(1-\frac{\mu}{S}T_c^n\right)\left(\frac{T_c}{\tau_m}\right)^{1-n}$$

由式（9-29），可变换得$1-\frac{\mu}{S}T_c^n=n$，代入上式，得到

$$\psi=n\left(\frac{T_c}{\tau_m}\right)^{1-n} \tag{9-33}$$

（三）损失参数μ

根据损失强度不变的假定，损失参数μ的定义是在T_c历时内的平均损失强度。它与上一章中所述整个洪水过程中的平均损失强度有着不同的涵义，不能用洪水预报中所介绍的方法推求。

因为在一次暴雨过程中，$\mu\cdot T_c=P_{T_c}-h_R$，所以

地信网论坛
BBS.35001.COM

$$\mu=\frac{P_{T_c}-h_R}{T_c} \tag{9-34}$$

μ值的分析，先由各站实测雨洪资料分析出单站的μ值，然后综合出地区的经验值。

1.μ值的单站分析

设某次洪水对应的暴雨过程如图9-12(a)所示，从主雨峰开始，绘制不同历时最大雨量累积线，即$P_T\sim T$曲线，见图9-12(c)，在这张图的纵坐标上取A点，使$OA=h_R$。h_R为该次暴雨所产生的地表径流深，在出口断面的洪水过程线上分割掉地下径流后得到。过A点作$P_T\sim T$曲线的切线AB，切点为B。B点所对应的横坐标为T_c，纵坐标为P_{T_c}，而切线的斜率即为所求的μ值，即

$$\mu=\frac{CA}{CB}=\frac{OC-OA}{CB}=\frac{P_{T_c}-h_R}{T_c}$$

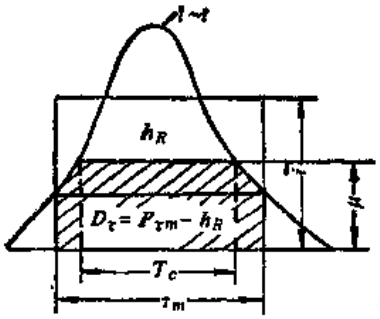


图 9-11 $T_c<\tau_m$时的损失量

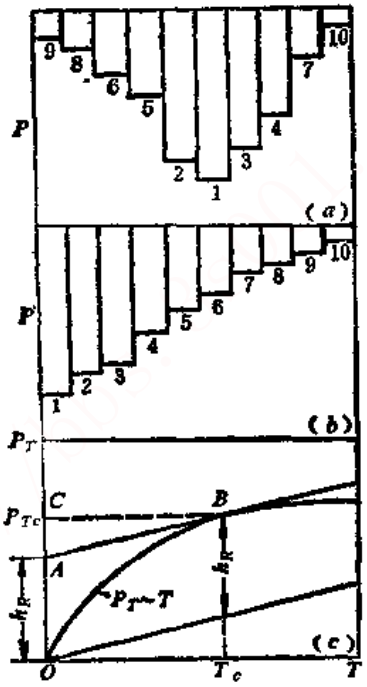


图 9-12 图解法分析损失参数μ值示意图

各次洪水分析出的μ值不全一样，必须加以综合，例如简单地取各次洪水μ值的平均值；或者建立μ值与平均暴雨强度$\bar{i}$的关系等。

2.μ值的地区综合

μ值是综合反映流域损失特征的指标，主要受土壤、植被、地形、地质、垦植程度、土壤前期含水量及暴雨特性的影响。各地综合的方法不一，有的省甚至全省只采用统一的经验数值。

四、流域汇流历时τ_m的推求

设L为流域中距离出口断面最远点到出口断面处的流程，包括坡面和河道长度；v表示水流在L上的平均汇流速度，则τ_m可用下式计算：

$$\tau_m=0.278\frac{L}{v} \tag{9-35}$$

式中的0.278是当τ_m以h计，L以km计，v以m/s计时的单位换算系数。

对于一般的山区性河道，断面形状可近似地概化为三角形，则v可用下述半经验公式计算：

地信网论坛
BBS.35001.COM

$$v=mJ^{\frac{1}{3}}Q_m^{\frac{1}{4}} \tag{9-36}$$

式中 m——汇流参数；

J——主河道坡度；

Q_m——洪峰流量。

将式（9-36）代入式（9-35），得到

$$\tau_m=\frac{0.278L}{mJ^{\frac{1}{3}}Q_m^{\frac{1}{4}}} \tag{9-37}$$

上式中的L、J均可在地形图上量算，而Q_m却正是待求的未知值。故求解τ_m必须与前面所述的Q_m计算式联解，例如使用试算法，同时求出Q_m和τ_m。

式（9-37）中还有汇流参数m需要定量。

1.m值的单站分析

将式（9-37）变形，得

$$m=\frac{0.278L}{\tau_m J^{1/3}Q_m^{1/4}} \tag{9-38}$$

对某次实测洪水而言，上式中的L、J、Q_m均为已知，但Q_m与成峰汇流条件有关，τ_m也与成峰汇流条件有关，因而必须先判别本次实测洪水属于何种汇流条件，再分别采用不同的方法。

（1）$T_c<\tau_m$。此时为部分汇流，$Q_m=0.278\frac{h_R}{\tau_m}F$，故有

$$\tau_m=0.278\frac{h_R}{Q_m}F \tag{9-39}$$

式中 Q_m——全部净雨形成的洪峰流量，由实测洪水过程线上扣除地下径流过程后得到地表径流过程，从中摘取；

h_R——地面径流深，由实测洪水过程扣去地下径流过程后求得。

（2）$T_c\geqslant\tau_m$。此时为全面汇流，$Q_m=0.278\frac{h_{\tau m}}{\tau_m}F$，故有

$$\tau_m=0.278\frac{h_{\tau m}}{Q_m}\cdot F \tag{9-40}$$

式中各项符号意义均同前。Q_m和F可从实测洪水资料及地形图上获得，但$h_{\tau m}$与τ_m有关，不能直接求解。如将式（9-40）变形，可得

$$\frac{h_{\tau m}}{\tau_m}=\frac{Q_m}{0.278F} \tag{9-41}$$

等式左端即最大τ_m历时内的平均净雨强度，可从该次洪水所对应的雨量资料中求得。求法如下：

地信网论坛
BBS.35001.COM

由实测暴雨资料，绘制不同历时最大雨量累积曲线（见图9-12），求出μ和T_c（方法如前述），用下式计算对应于各种不同历时T的净雨强度$\frac{h_\tau}{T}$：

$$\frac{h_\tau}{T}=\frac{P_\tau}{T}-\mu \qquad (9\text{-}42)$$

取一系列历时T值，得相应的一系列$\frac{h_\tau}{T}$值，点绘$\frac{h_\tau}{T}\sim T$关系曲线（图9-13）。

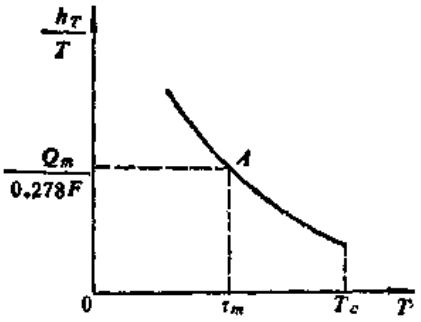


图 9-13 $\frac{h_\tau}{T}\sim T$关系曲线求解τ_m

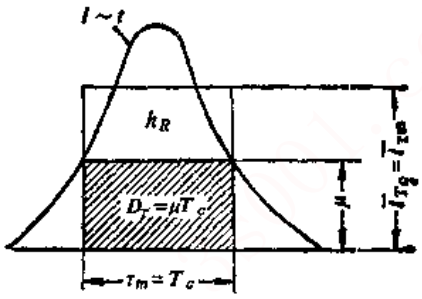


图 9-14 $T_c=\tau_m$时的净雨量

在$\frac{h_\tau}{T}\sim T$关系图的纵坐标上截取$\frac{Q_m}{0.278F}$值，由此作水平线交关系曲线于A点，该点所对应的历时T即为所求的τ_m值。

由实测洪水过程推求m值的步骤如下：

（1）判别汇流条件。如图9-14所示，在T_c历时内的净雨强度为$\frac{h_R}{T_c}$，另一方面，实测洪水的$\frac{h_{\tau m}}{\tau_m}=\frac{Q_m}{0.278F}$，即式（9-41）。当$T_c=\tau_m$时，因$h_R=h_{\tau m}$，故$\bar{i}_{T_c}=\bar{i}_{\tau m}$。由此推得，若$T_c<\tau_m$，必然有$\bar{i}_{T_c}>\bar{i}_{\tau m}$，即

$$\frac{h_R}{T_c}>\frac{h_R}{\tau_m}=\frac{Q_m}{0.278F} \qquad (T_c<\tau_m) \qquad (9\text{-}43)$$

反之，当$T_c\geqslant\tau_m$时，必然有$\bar{i}_{T_c}\leqslant\bar{i}_{\tau m}$，即

$$\frac{h_R}{T_c}\leqslant\frac{h_R}{\tau_m}=\frac{Q_m}{0.278F} \qquad (T_c\geqslant\tau_m) \qquad (9\text{-}44)$$

根据上述分析，判别一次实测洪水的成峰汇流条件的方法为：先绘制不同历时最大雨量累积曲线，求出T_c，再分别计算$\frac{h_R}{T_c}$和$\frac{Q_m}{0.278F}$的值，并进行比较：当$\frac{h_R}{T_c}>\frac{Q_m}{0.278F}$时，有$T_c<\tau_m$，属部分汇流；当$\frac{h_R}{T_c}\leqslant\frac{Q_m}{0.278F}$时，有$T_c\geqslant\tau_m$，属全面汇流。

（2）当属于部分汇流时，直接用式（9-39）计算τ_m；当属于全面汇流时，用图9-13

地信网论坛
BBS.3S001.COM

所示的方法求出τ_m。

（3）将求出的τ_m、量算的J以及实测的Q_m值代入式（9-38），即得到这次洪水的汇流参数m值。

（4）各次洪水的m值往往与洪水的大小有关，且成反比关系。各地经验表明，m与净雨深h或洪峰流量Q_m会有较好的关系，如图9-15所示，随着h或Q_m的增大，m值减小，到一定的程度后，m值趋于稳定。用于计算设计洪水时，可把稳定的m值作为单站的数值。但在南方一些流域，出现了随着Q_m的增大m值也增大，并最后趋于某个稳定值的情况。

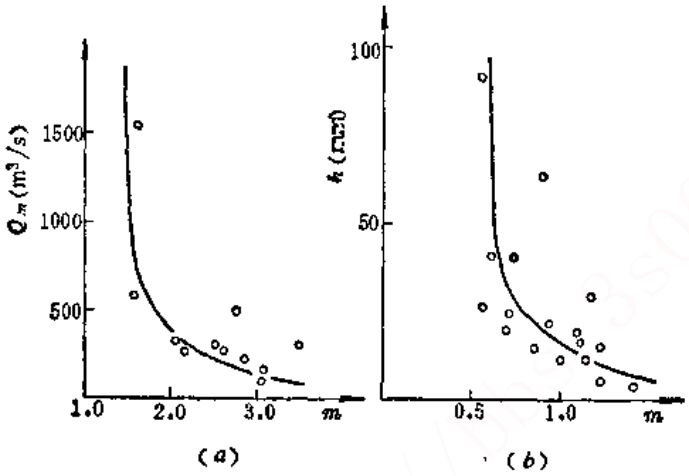


图 9-15 单站的$m\sim Q_m$和$m\sim h$相关图
(a)$m\sim Q_m$; (b)$m\sim h$

2.m值的地区综合

m值的地区综合，大多采用$m\sim\theta$相关的形式。在有些地区，一般暴雨产生的地表径流较小，壤中流不能回归，则难于单站综合出稳定的m值，故在地区综合时采用$m\sim h_R\sim\theta$相关的形式，其中θ是反映流域大小和地形等因素的综合指标，例如$\theta=L/J^{\frac{1}{3}}$或$\theta=L/J^{\frac{1}{3}}F^{\frac{1}{4}}$等。图9-16是常见的地区综合方案形式，其中$\theta=L/J^{\frac{1}{3}}$。

五、设计洪峰流量计算

为清楚起见，将上述一些计算式整理如下：

$$\left.\begin{aligned}
&Q_m=0.278\psi\frac{S_p}{\tau_m^n}F=0.278\left(\frac{S_p}{\tau_m^n}-\mu\right)F\\
&\psi=\begin{cases}1-\dfrac{\mu}{S_p}\tau_m^n & (T_c>\tau_m)\\ n & (T_c=\tau_m)\\ n\left(\dfrac{T_c}{\tau_m}\right)^{1-n} & (T_c<\tau_m)\end{cases}\\
&T_c=\left[(1-n)\frac{S_p}{\mu}\right]^{\frac{1}{n}}\\
&\tau_m=\frac{0.278L}{mJ^{\frac{1}{3}}Q_m^{\frac{1}{4}}}
\end{aligned}\right\}\qquad(9\text{-}45)$$

地信网论坛
BBS.35001.COM

要求解方程组（9-45），须先求出流域特征参数F、L、J，暴雨特性参数S、n，损失参数μ，汇流参数m。方程组中Q_m与τ_m互为隐函数，必须用试算法求解。现结合实例叙述试算法的步骤。

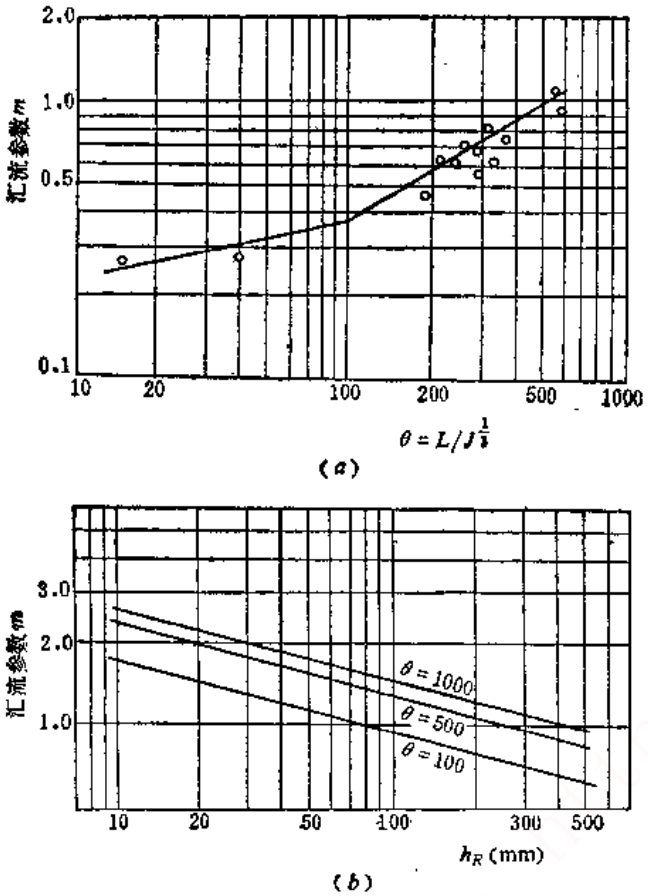


图 9-16　$m\sim\theta$和$m\sim\theta\sim h_R$相关图
(a)$m\sim\theta$；(b)$m\sim\theta\sim h_R$

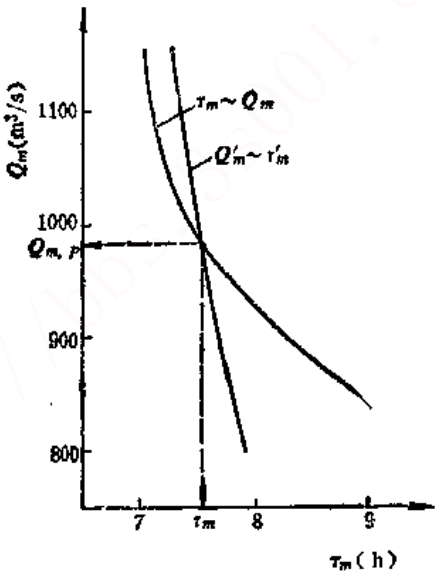


图 9-17　图解试算法求解$Q_{m,P}$和τ_m

【例 9-2】 已知某流域的F为194km²，L为32.1km，J为9.32‰。求$P=1\%$的设计洪峰流量$Q_{m,1\%}$。

（1）推求最大24h设计暴雨量。以流域中心点的地理位置查暴雨统计参数等值线图，得$\overline{P}_{24}=85.0$mm，$CV=0.45$，$CS=3.5CV$，故$P_{24,1\%}=214.2$mm。因τ_m尚未计算出，故不能计算最大τ_m历时内的设计暴雨量。

（2）查暴雨洪水图集，得$\mu=3.0$mm/h。流域所在地区汇流参数m的地区综合成果为$m\sim\theta(\theta=L/J^{\frac{1}{3}})$相关图，由计算的$\theta=152.1$查相关图，得$m=1.0$。

（3）计算T_c。根据流域的大小，初步估计τ_m在1h至24h之间，故在采用暴雨强度公式时，暴雨指数用n_2，查图集得到$n_2=0.75$，则设计雨力S_p为

$$S_{1\%}=\frac{P_{24,1\%}}{24^{1-n_2}}=\frac{214.2}{2.21}=96.9\ (\text{mm/h})$$

产流历时T_c为

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$T_c=\left[(1-n_2)\frac{S_p}{\mu}\right]^{\frac{1}{n}}=\left[(1-0.75)\frac{96.9}{3.0}\right]^{\frac{1}{0.75}}=16\,(\mathrm{h})$$

（4）列表试算。试算过程见表9-2。表中第（1）栏为试算次序，第（2）栏是假设的汇流历时τ_m，据此计算得第（6）栏的洪峰流量Q_m。紧接着假定一个接近计算值的Q'_m（为方便起见，可假设该数值比较简单，如取整数），见表中第（7）栏。由Q'_m之值反求的流域汇流历时为τ'_m，见表中第（9）栏。假设的τ_m均小于T_c，属全面汇流。实际情况是否真是这样，要求解后再进行验证。

（5）绘制$\tau_m\sim Q_m$和$Q'_m\sim\tau'_m$两条关系曲线，见图9-17。

（6）由两条关系线的交点A，分别查读其纵坐标和横坐标，即为所求的结果，$Q_{m,1\%}=985\mathrm{m^3/s}$，$\tau_m=7.60\mathrm{h}$。

（7）检验。主要检验两个方面：查用n_2是否合适；是否为全面汇流情况。$\tau_m=7.60$ h，确实在1h至24h之间，取用$n=n_2$是合理的。将τ_m与T_c相比，也证实确实属全面汇流。

表 9-2　　图解试算法的试算过程表

序号	τ_m (h)	τ_m^n	S_p/τ_m^n	$\frac{S_p}{\tau_m^n}-\mu$	$Q_m=0.278\left(\frac{S_p}{\tau_m^n}-\mu\right)$ (m³/s)	Q'_m (m³/s)	$Q_m'^{\frac{1}{4}}$	$\tau'_m=\frac{0.278L}{mJ^{\frac{1}{3}}Q_m'^{\frac{1}{4}}}$ (h)
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
1	9.0	5.20	18.63	15.63	843	800	5.32	7.95
2	8.5	4.98	19.45	16.45	887	900	5.48	7.72
3	8.0	4.76	20.36	17.36	936	950	5.55	7.62
4	7.5	4.53	21.39	18.39	992	1000	5.62	7.52
5	7.0	4.03	24.04	21.04	1135	1150	5.82	7.26

六、设计洪水过程线

设计小汇水面积上的水利工程，有时也需要设计洪水过程，以便考虑工程对洪水的调节作用，使设计的水工建筑物既经济，又安全可靠。

在简便而又能达到一定精度的原则下，大都采用概化过程线法推求设计洪水过程。

先推求最大τ_m、24h及3d的设计暴雨量，并根据概化雨型，得到设计暴雨过程。从中划出主雨峰，如图9-18所示，主雨峰之前的降雨称为峰前段降雨，主雨峰以后的降雨称为峰后段降雨。

峰前段的降雨，每个时段的降雨产生的径流过程假定为三角形，其特点是涨洪段历时为降雨时段长t，退水段历时为τ_m；峰后段每个时段降雨形成的径流过程也是三角形，但涨洪段长为τ_m，退水段为t，如图9-19所示。各个单元三角形出流过程的洪峰流量q为

$$q=\frac{0.556hF}{t+\tau_m}\qquad(9\text{-}46)$$

式中　h——时段净雨量，mm。

主雨峰段的降雨形成的出流过程用五点概化过程线描述，如图9-20所示。其洪峰流量

地信网论坛
BBS.3S001.COM

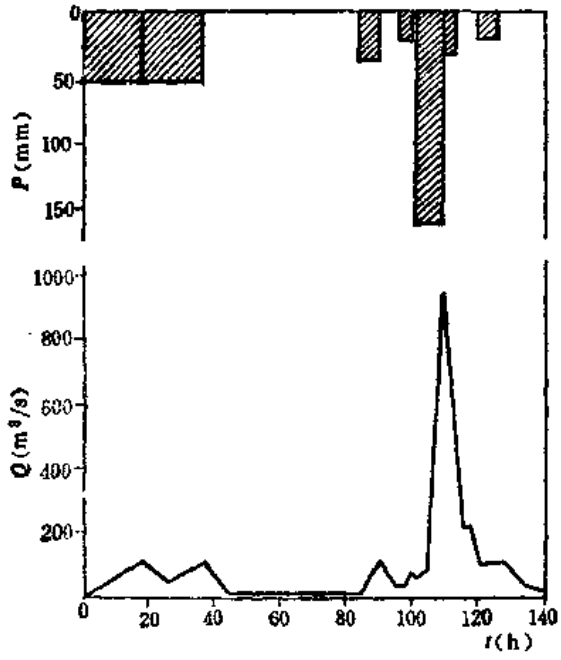


图 9-18 $P=1\%$的概化多峰形设计洪水过程线

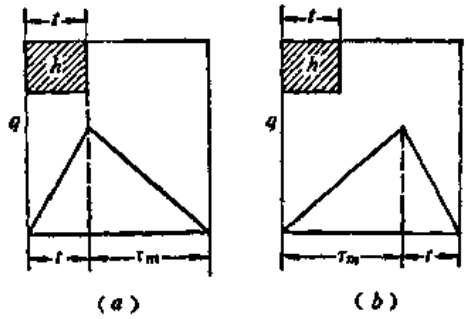


图 9-19 单元三角形概化洪水过程线
(a)峰前段降雨产生的径流过程；(b)峰后段降雨产生的径流过程

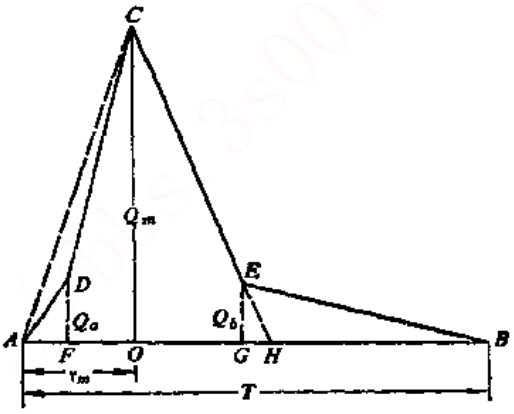


图 9-20 五点概化过程线

表 9-3 某地五点概化过程线特征点坐标

序号	特征点	地区综合五点概化过程线		备注
		横坐标（时间）	纵坐标（流量）	
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
1	起涨点A	t_A=主雨峰段降雨起始时刻	$Q_A=0$	$K_a=0.06$
2	涨水拐点D	$t_F=t_A+(1-2K_W+K_a)\tau_m$	$Q_F=Q_a=K_aQ_m$	$K_b=0.10$
3	峰顶点C	$t_c=t_A+\tau_m$	$Q_c=Q_m=0.278\frac{h_{\tau m}}{\tau_m}F$	$K_W=0.32$
4	退水拐点E	$t_G=t_A+(2-K_b)\tau_m$	$Q_G=Q_b=K_bQ_m$	$K_T=0.20$
5	终止点B	$t_B=t_A+\tau_m/K_T$	$Q_B=0$	

Q_m即为前面所求得的设计值，故C点的纵坐标为（τ_m，Q_{mP}）。过程线上的D点和E点，分别为涨洪和退水转折点，它们的坐标可通过本地区有实测资料的小流域大洪水过程分析、

地信网论坛
BBS.3S001.COM

综合得到。表9-3是某地区的五点概化过程线特征点坐标。

表9-3中的一些系数K_a、K_b、K_W、K_T，均是通过实测资料综合得到的。

将峰前段、主雨峰段和峰后段各自求出的洪水过程线叠加，即得到整个设计洪水过程线，如图9-20所示。但要注意，原则上峰前、峰后段的洪水过程线不能垫高设计洪峰流量。

全国各地的概化洪水过程线有多种，可参考当地的有关资料选用。

七、关于推理公式的讨论

应用水科院法时，使用式（9-29）推求的T_c值常常很大，可长达几十甚至100多小时。这是不合理的。其次，部分汇流成峰的情况，实际上也可以看成是$T_c=\tau_m$的情况，此时，在τ_m历时内，有（τ_m-T_c）时段内的净雨为零，如为了满足降雨强度不变的假定，仍然可以将$T_c<\tau_m$的情况处理为$T_c=\tau_m$的情况，但τ_m历时内的平均净雨强度$\bar{i}_{\tau m}=\frac{P_{\tau m}}{\tau_m}$。为此，河海大学朱元甦提出以下观点：不必再区分全面汇流和部分汇流，从而也就不必计算产流历时T_c并采用不同的洪峰径流系数ψ。推求设计洪峰流量可按下述步骤进行：

（1）假定净雨强度是时不变的常量，并同样通过暴雨强度和损失强度是时不变的常量来体现，即上述的式（9-27）。

（2）最大τ_m历时内的平均暴雨强度$\bar{i}_{\tau m}$按下式计算：

$$\bar{i}_{\tau m}=\frac{P_{\tau m}}{\tau_m} \tag{9-47}$$

式中 $P_{\tau m}$——最大τ_m历时内的降雨量。

$P_{\tau m}$可用式（9-12）计算，即

$$P_{\tau m}=P_{24}\left(\frac{\tau_m}{24}\right)^{1-n} \tag{9-48}$$

式中的最大24h降雨量可根据有关暴雨统计参数等值线图查取。

将式（9-48）代入式（9-47）后，再代入式（9-28），则有

$$Q_m=0.278\left(\frac{P_{\tau m}}{\tau_m}-\mu\right)F \tag{9-49}$$

流域汇流历时τ_m的概念及计算同上所述并见式（9-37）。

（3）求解设计洪峰流量Q_{mP}，仍然用试算法或图解试算法联解以下方程组：

$$\left.\begin{aligned} Q_{mP}&=0.278\left(\frac{P_{\tau m,P}}{\tau_m}-\mu\right)F \\ \tau_m&=\frac{0.278L}{mJ^{1/3}Q_{mP}^{1/4}} \end{aligned}\right\} \tag{9-50}$$

由实测资料分析参数时，要根据上述概念作相应的变动。

从推理公式的基本假定出发，其适用范围也就仅限于面积较小的汇水区，而且主要是

地信网论坛
BBS.35001.COM

山区小流域。只有这样，才能认为降雨和损失在整个流域面上的分布比较均匀，且在很短的汇流历时内，用平均降雨强度代替实际上随时间而变化的瞬时降雨强度不致产生较大的误差。山区性河道的断面形状接近于三角形，也符合式（9-36）的假定条件。

第五节　综合单位线和洪水调查法

综合单位线是地区综合单位线的简称。它和暴雨统计参数等值线等配合成套，用于计算无资料流域的设计洪水。在暴雨洪水图集或水文手册中基本上都有关于综合单位线的分析成果。第八章中已介绍过产流方案和汇流方案的地区综合，这些方法同样适用于小汇水面积。

1979年，国外提出了地貌单位线的理论。近几年，我国也进行了研究，并在一些流域用实际资料进行了验证分析。由于这种单位线应用了地貌律，在理论上比第八章中介绍的瞬时单位线地区综合更加科学。有关详细内容，可参考《水文预报》及其它有关文献。

通过洪水调查或临时设站观测，获得一次或几次大洪水资料，经分析处理，也可用来推求设计洪峰流量。

最简单的莫过于直接用调查得的某次历史大洪水作为设计洪水。还可在此基础上加上一定的百分数，如20%（即加上二成），作为设计洪水（洪峰流量）。前者称为历史洪水法，后者称为历史洪水加成法。长江流域下游地区不少部门都把1954年的洪水作为设计洪水，长江下游段也都仍然用1954年的最高水位作为设防的设计洪水位。

当调查到几次大洪水资料时，可以在估算它们的重现期后，用图解配线法试配P-III型曲线。当然，只有几个点据，配线的任意性较大，需要多参考附近地区其它站的洪水频率曲线。

用地区综合洪峰流量频率曲线（以模比系数为纵坐标）与调查洪水相结合的方法推求设计洪峰流量，较上述两法更好。设在设计流域出口断面处调查得到一次历史洪水的洪峰流量为$Q_{m,调}$，其经验频率为$P_{调}$，则应该有

$$Q_{m,调}=K_{调}\bar{Q}_m \tag{9-51}$$

式中　$K_{调}$——调查洪水的模比系数，根据$P_{调}$在地区综合洪峰流量频率曲线上查得；

$\bar{Q}_m$——设计流域的洪峰流量均值。

由上式可以反推出$\bar{Q}_m=Q_{m,调}/K_{调}$，故设计标准为P的设计洪峰流量$Q_{m,P}$为

$$Q_{m,P}=K_P\bar{Q}_m=K_P\left(\frac{Q_{m,调}}{K_{调}}\right)=\frac{K_P}{K_{调}}\cdot Q_{m,调} \tag{9-52}$$

式中　K_P——从地区综合洪峰流量频率曲线上根据设计频率P查得。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第十章　特殊地区的水文分析

第一节　概　　述

上述的暴雨、洪水分析，多适用于山丘地区。我国幅员辽阔，除山丘地区外，还有大面积的平原区，包括北方大平原、西北内陆盆地和南方水网圩区三类。平原地区地势平坦，排水不畅。北方大平原包括黄淮海平原、辽河平原、三江平原等区域性冲积平原和关中平原等大型河谷平原，它们除了承泄上游山丘地区的洪水径流外，还要承泄当地暴雨所产生的径流。由于河道排水能力有限，甚至还受大江大河的洪水顶托，本地径流往往不能及时外排，从而形成灾害，称为涝灾。南方水网圩区是指沿江、滨湖、沿海地区，如珠江下游、长江中下游以及洪泽湖以下的地区。由于它们地面高程较低，为保护农田，筑堤围圩，形成了封闭的区域，圩区地势低洼，常受洪涝灾害的双重威胁，堤圩要抵御外河的洪水，圩内又要抽水排涝。此外，平原和圩区有时因长期阴雨，地下水位抬升，接近地表，影响农作物的生长，造成渍害。治涝的根本措施是排水，排除地表涝水和降低地下水位。

在平原地区规划设计排水河道和抽水站，是以一定设计标准的最大排涝流量为依据的。排水河道上不同位置的断面，承担着不同的排涝面积，故为方便起见，一般采用设计排涝模数作为分析的指标。排涝模数是指每平方公里面积上的最大排涝流量。从平原地区的水文特点和资料条件出发，其水文分析的主要内容是暴雨分析、净雨计算以及推求设计排涝模数。

我国有绵延万里的海岸线，入海河流的河口受到海洋潮汐的影响，从而具有陆地和海洋两种水文情势的特点。潮汐河口在汛期排泄洪涝径流时，因受高潮顶托，潮水上溯倒灌，严重影响河道的排水能力；在枯水季节，上游下泄径流较少，河流水位低，高潮时海水倒灌严重，河流的两岸农田容易发生盐碱化，影响农作物的生长，甚至影响居民的饮用水水质，如1978年南方大旱，江苏、上海和浙江沿海一带的城市长时期饮用苦咸的自来水。

在潮汐河口，要筑海堤抗御海潮侵袭；在河流上修建挡潮闸，涨潮时关闸挡潮，落潮时开闸排水；有时还要建节制闸，拦蓄河水，供灌溉之用。这些工程的规划设计，都必须考虑潮水位的影响。沿海港口和感潮河段上的港口码头，其规划设计也要求对潮水位的规律作详细的分析。

城市地区的水文研究与非城市地区的有着较大差别。由于城市地区时间和空间尺度都很小，水文要素的反应很敏感，而且城市地区的环境改变既迅速又显著，所以在研究城市地区的水文特性时必须更加精细、周密。不仅要研究水量，而且还要把它与水质紧密地结合起来通盘考虑；不仅要研究地表水，还要同时考虑地下水；不仅要研究天然河道的水流，还要研究排水管道等的水力特性，等等。总之，城市地区的水文分析比非城市地区的更具有综合性。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

城市地区的水文特性与非城市地区的相差甚远。随着城市文化程度的迅速提高，研究分析城市地区的水文规律已日显重要，并已形成了城市水文学这一水文学的新分支。

第二节　排 涝 水 文 分 析

一、设计暴雨

平原地区排水工程的设计，主要考虑能够排泄设计洪峰流量，故设计暴雨计算的设计时段应该取成峰暴雨的历时。根据实际资料分析，对100～500km²的排水面积，成峰暴雨历时一般为1～3d。但在种植水稻的地区，因为水田具有径流调节作用，故其设计暴雨的设计时段取得比旱作物地区的长。

平原地区设计暴雨计算的方法与山丘区的相同。

二、设计净雨

平原地区的产流方案，也可应用降雨径流相关图，如（$P+P_a$）～R相关图等，或采用流域模型。在平原区，水田往往占有一定的比例，它与旱地在产流方面有一定的差别，需要分别制作产流方案。水田的产流方案要通过水稻田的水量平衡制作，或者在研制产流模型时，充分注意到水田在水稻生长期间保持一定水深的特点，相当于不透水的情况。

制作平原地区产流方案的最大困难是缺乏实测径流资料；或者因河网交错、水流串通、口门复杂而使资料的精度不高；或者因排涝、闸门启闭等人类活动的影响使资料不能如实反映自然情况。所以，进行试验流域或水平衡区的建设非常重要。

三、平原地区设计排涝流量计算

（一）田间排水沟的设计排涝流量

对排涝面积较小的田间排水沟，在不超过作物耐淹的条件下，可允许地面径流在短时间内漫出沟槽，故不一定用设计净雨形成的最大流量作为排涝设计流量。从经济的角度考虑，可采用设计净雨在作物耐淹历时内均匀排出的流量作为设计排涝流量。

旱地的设计排涝模数计算式如下：

$$M_{旱}=\frac{R-V}{86.4T} \tag{10-1}$$

式中　$M_{旱}$——旱地的设计排涝模数，$(m^3/s)/km^2$；

R——设计净雨深，mm；

V——排涝区内单位面积上各种蓄水工程的蓄水量，mm；

T——排涝历时，以天为单位，常取旱作物的耐淹历时，一般为2d；

86.4——单位换算系数。

水田的设计排涝模数计算式如下：

$$M_{水田}=\frac{R-h}{86.4T} \tag{10-2}$$

式中　$M_{水田}$——水田的设计排涝模数，$(m^3/s)/km^2$；

h——水田的滞蓄水深，等于水稻耐淹水深减去水稻的适宜水深，mm。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

其余符号意义同前。T可取水稻的耐淹历时，一般为3～5d。

当排涝区内既有旱地又有水田时，以面积加权法求综合的设计排涝模数。

设计排涝流量$Q_{排}$即设计排涝模数与排涝面积F之积：

$$Q_{排}=M\cdot F \qquad (10\text{-}3)$$

（二）排水河道的设计排涝流量

对排涝面积较大的排涝骨干河道，可用经验公式法推求设计排涝模数，并计算设计排涝流量；也可用单位线法、总入流法直接计算出设计洪水过程，以确定设计排涝流量。

1.经验公式法

常见的经验公式形式如下：

$$M=KR^{m}F^{n} \qquad (10\text{-}4)$$

式中 M——设计排涝模数；

K、m、n——经验性系数及指数，由实测径流资料分析反推；

R——净雨深；

F——排涝面积。

在实测径流资料中选取流域降雨均匀、洪峰流量接近于平槽或超过不多的洪水，计算洪峰流量模数（$M=Q_m/F$）和次洪水的径流深，通过回归分析，即可得到K、m和n等经验参数。

2.总入流法

在平原地区，降雨扣除损失后经过坡面漫流进入河网的流量过程称为总入流。显然，总入流就是净雨过程经过坡面漫流调节的径流过程。总入流过程在河道中又进一步被河槽所调节、汇集，并流经出口断面。因此，总入流法的实质是处理两个问题：由设计净雨推求总入流，再由总入流推求出口断面的出流过程。具体方法可参考有关文献。

四、圩区排涝水文计算

为获得圩区的设计排涝模数，应对历年的逐日降雨资料按水田、旱地、水面等不同的下垫面，分别计算逐日产水量和沟塘、水田等的滞蓄水量，用水量平衡的原理进行蓄排水量演算，求出每年的年最大排涝模数，再直接对它进行频率计算，得到指定设计标准的设计排涝模数，并进一步得到设计排涝流量。但因这种做法对资料的要求很高，计算工作量也很大，故大量的中、小圩区都采用简化法，即用设计暴雨产生的水量在排涝历时（一般为农作物的耐淹历时）内平均排出的方法计算设计排涝模数。计算式如下：

$$M=\frac{R-V}{3.6Tt} \qquad (10\text{-}5)$$

式中 M——设计排涝模数；

R——设计暴雨产生的总水量，包括水田、旱田、非耕地、沟塘的产水量以及圩堤渗漏量和套闸的进水量，mm；

V——圩内滞蓄水量，包括沟塘和水田的滞蓄水量，mm；

t——抽水机工作时间，一般为18～22h；

T——抽排历时，d。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

在计算M时，应先调查分析R、V等参数的规律。水田产水量为降雨量扣除水稻需水量，再乘以水田的面积率。旱田和非耕地的产水量用降雨径流关系和它们的面积确定。沟塘产水量为降雨量扣除水面蒸发量求得。圩堤渗漏量和套闸进水量经调查估算，沟塘滞蓄水量等于沟塘预降水深乘以面积率。水田滞蓄水量等于水田滞蓄水深（水稻耐淹水深减去水稻适宜水深）与水田面积率之乘积。

第三节　潮 水 位 分 析

海堤、潮汐河口的江河堤防以及有关的水工建筑物（如取水建筑物等），其稳定和消能计算，以及高程位置的确定，都要用到设计最高潮水位和设计最低潮水位。

一、潮水位资料的审查与合理性检查

潮位资料一般有特征值和自记潮位过程两种。潮汐现象的主要成因是天体对地球的引力，引力的大小依地球、月球围绕太阳的运行呈规则变化，故潮汐现象的变化有比较明显的趋势性规则。在每个月的朔、望期出现大潮，上、下弦附近出现小潮，由大潮到小潮或由小潮到大潮是逐日渐变的过程，为时约15d。每天有二次高潮和二次低潮，潮位与潮期均不相等，如图10-1所示。朔、望附近的高低潮间隙一般较大；上、下弦附近较小。朔、望与上、下弦间则逐渐增减变化。涨落潮的潮差一般也是大潮时较大，小潮时较小，每月的涨潮与落潮平均潮差则接近相等。涨潮历时一般是大潮比小潮短，落潮历时则相反，每月的平均涨潮、落潮历时相加接近于潮汐的平均潮期时间，约12小时25分钟。如果有反常的情况，应检查是否因恶劣的气象因素所造成，或是记录和摘抄错误所致。还要注意河口挡潮闸下的潮位观测值因受到闸门的影响，涨潮时有壅高现象，落潮时有落低现象，需对受影响的观测值加以修正。

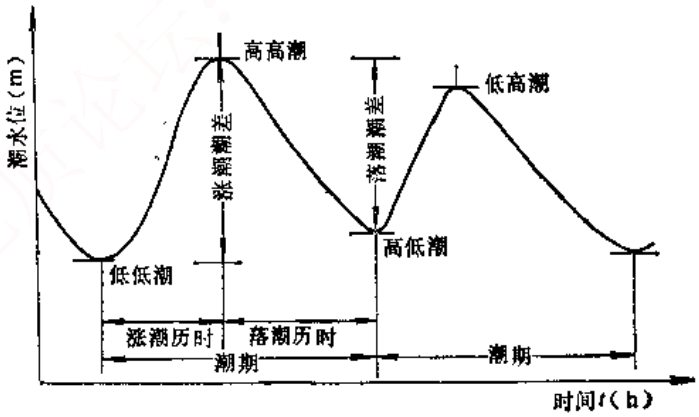


图 10-1　潮水位过程线

二、频率计算

潮水位频率计算常采用P-Ⅲ型分布和Ⅰ型极值分布。

（一）Ⅰ型极值分布频率计算

Ⅰ型极值分布又称为耿贝尔分布，其分布函数为

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$F(x)=P(X\geqslant x)=1-\exp[-e^{-\alpha(x-x_0)}],\quad(-\infty<x<\infty)\qquad(10\text{-}6)$$

其中$-\infty<x_0<\infty$，$\alpha>0$。

本分布的密度函数为

$$f(x)=\alpha\exp[-\alpha(x-x_0)-e^{-\alpha(x-x_0)}]\qquad(10\text{-}7)$$

式中的x_0为众值，α为参数。经推导，有

$$x_0=a_x-0.4500532/S\qquad(10\text{-}8)$$

$$\alpha=1.2825498/S\qquad(10\text{-}9)$$

式中 a_x——一阶原点矩；

S——均方差。

为了便于应用，可按下述方法进行频率计算：

设有n个年最高（低）潮位值H_i（$i=1,2,\cdots,n$），则

$$H_P=\overline{H}\pm\lambda_P S\qquad(10\text{-}10)$$

$$\overline{H}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}H_i\qquad(10\text{-}11)$$

$$S=\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}H_i^2-\overline{H}}\qquad(10\text{-}12)$$

式中 $\overline{H}$——均值，即平均高（低）潮位；

S——均方差；

λ_P——系数，与频率P和样本容量n有关，已制成表格备查，见附表7。

表 10-1　　某港年最高潮位经验频率计算表（基面：吴淞基面）

序　号	潮位H(m)	年　份	频率P(%)	序　号	潮位H(m)	年　份	频率P(%)
1	8.38	1954	2.6	20	7.12	1975	51.3
2	8.30	1983	5.1	21	7.11	1986	53.8
3	7.91	1989	7.7	22	7.04	1965	56.4
4	7.83	1980	10.3	23	6.97	1985	59.0
5	7.77	1974	12.8	24	6.97	1955	61.5
6	7.68	1977	15.4	25	6.93	1952	64.1
7	7.68	1973	18.0	26	6.90	1967	66.7
8	7.63	1969	20.5	27	6.84	1971	69.2
9	7.39	1988	23.1	28	6.83	1957	71.8
10	7.35	1981	25.6	29	6.74	1958	74.4
11	7.32	1970	28.2	30	6.72	1979	76.9
12	7.31	1956	30.8	31	6.68	1960	79.5
13	7.29	1968	33.3	32	6.65	1966	82.0
14	7.28	1976	35.9	33	6.60	1963	84.6
15	7.25	1984	38.5	34	6.55	1959	87.2
16	7.24	1982	41.0	35	6.46	1978	89.7
17	7.23	1987	43.6	36	6.43	1953	92.3
18	7.22	1962	46.2	37	6.40	1961	94.9
19	7.13	1964	48.7	38	6.39	1962	97.4

地信网论坛
BBS.3S001.COM

当用于年最高潮位时，式（10-11）中取“+”号；用于年最低潮位时，取“−”号。

计算设计潮位 H_P 也用图解配线法确定统计参数。所用的机率格纸是特制的，俗称包伟尔机率格纸，如图10-2所示。在这种机率格纸上，频率曲线呈直线状。

【例 10-1】 某港有38年年最高潮水位资料，如表10-1，用I型极值分布推求$P=2\%$的设计高潮位。

经计算，得均值 $\overline{H}=7.15$m，均方差 $S=0.5008$m，由 $n=38$，查附表7有关频率的 λ_P 值，并计算 H_P（见表10-2），在包伟尔机率格纸上点绘此理论频率曲线，如图10-2所示，可见经验点据（经验频率仍用 $P=\frac{m}{n+1}$ 计算）与此线配合较好，由此求得$P=2\%$的设计高潮水位为

$$H_{2\%}=\overline{H}+\lambda_{2\%}S=7.15+2.957\times 0.5008=8.63\,(\mathrm{m})$$

表 10-2　　配　线　计　算　表

频率P(%)	2	5	10	25	50	75	90	95
λ_P	2.957	2.137	1.503	0.620	−0.155	−0.764	−1.212	−1.443
潮水位H_P(m)	8.63	8.22	7.90	7.46	7.02	6.76	6.54	6.42

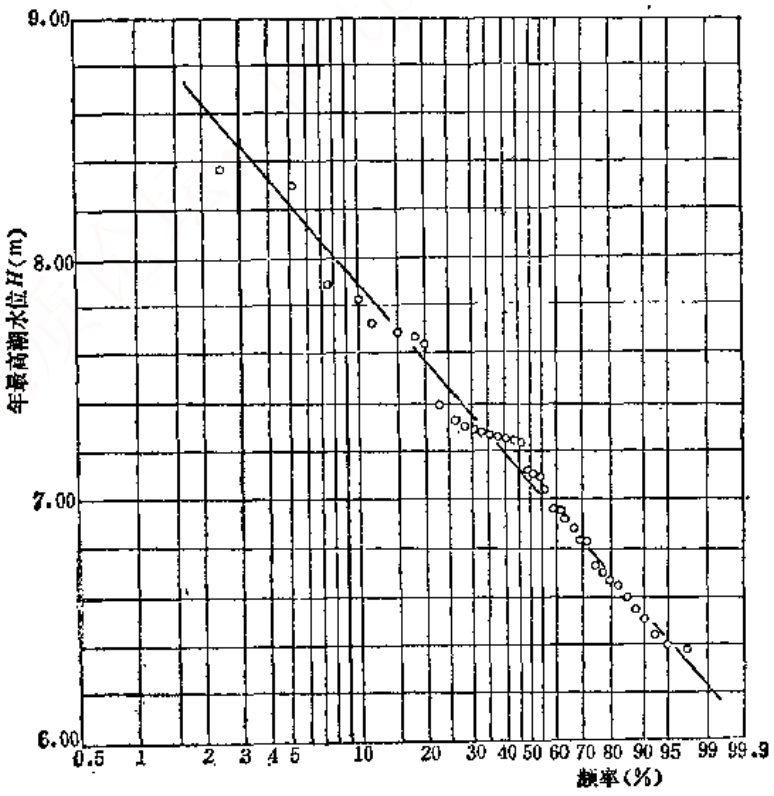


图 10-2　某港年最高潮水位频率曲线

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（二）P-III型分布曲线频率计算

P-III型分布曲线在潮水位频率计算中也应用颇广，操作方法与前述没有特殊之处，但需注意负偏的情况，处理方法如前所述。

有些国家在进行潮水位频率计算时，将潮水位分解为天文潮位和其它随机因素造成的附加潮位两部分，选样时将实测潮位与理论计算的天文潮位相减，得到附加潮位，选得样本，经频率计算后，再与天文潮位合成，即为设计潮位。

三、排涝设计潮水位和潮型分析

受潮汐影响的河道及有关建筑物，其排涝能力与潮水位、潮位过程有关。日潮水位过程又称为潮型。

潮汐每天有二次涨落，有二个潮期，组成全潮，其平均历时为24h50min。对排涝而言，出现较高的高潮水位和低潮水位时最为不利，但考虑到农作物有一定的耐淹历时，故不是以瞬时年最大高高潮作为分析对象，而是以连续几天（视排涝天数而定）高高潮或高低潮的平均值选取年最大值作为频率分析的对象。

关于排涝地区的涝水和潮水位的遭遇，因两者并无内在的联系，目前常以指定频率的设计排涝流量和频率为50%的连续4天平均高高潮（或高低潮）作为组合的依据。沿海地区的一些单位正在研究合理的处理方法。

设计潮型的确定，采用典型潮位平均过程法，即从实测资料中选择高高潮（或高低潮）与设计值相近的几次全潮过程，求它们的平均过程，经过修匀，使其高高潮（或高低潮）恰好符合设计值。

目前一些单位采用河段的不稳定流计算方法，建立数学模型，确定潮型，已经在一些地区试用。

四、灌溉设计潮水位和潮型分析

沿海地区的江河两岸，广植水稻，常从江河引水灌溉，需要分析设计潮水位和潮型，以确定引水渠道的断面、渠底高程、抽水机安装高程等参数。

选样时，应考虑以下两点：以低低潮为研究对象，且在灌溉期内选取。因内河有一定的调节作用，故也取几天的平均低低潮的年最小值组成频率计算样本。

灌溉设计潮型的分析方法与上述的典型潮位平均过程法相同。

第四节　城市水文分析

城市的水文分析，主要研究水的供和排。一方面要寻找理想的水源，不仅数量上能保证供给，而且水质也符合饮用和其它用水的标准，以进一步研究水资源的分配和科学利用；另一方面对暴雨、径流以及它们所挟带的污染物（形成的酸雨、工业污水、生活污水等）的时空分布、运动和演变规律定量地分析，以进一步采取控制、调节、排泄、净化和再利用等一系列措施。本章仅简要地对后者作一介绍。

一、城市的排水系统

城市的排水系统包括引导、控制或其它改变水量、流量、水位和改善城市地区排出径

地信网论坛
BBS.3S001.COM

流的水质等工程。其建筑物主要有排水通道、污水处理厂和抽水站等。排水通道有地表通道（如路沿、边沟、衬砌的水道、铺砌的停车场、街道等）和地下通道（如雨水排水道、污水排水道、合流式排水道等）两类。这些引导水流的通道都是不透水的。还有许多附属建筑物，如截留水池、蓄水池、下水道进水口、检查孔、沉淀井、堰和出口溢流建筑物等。图10-3是城市排水系统的示意图。

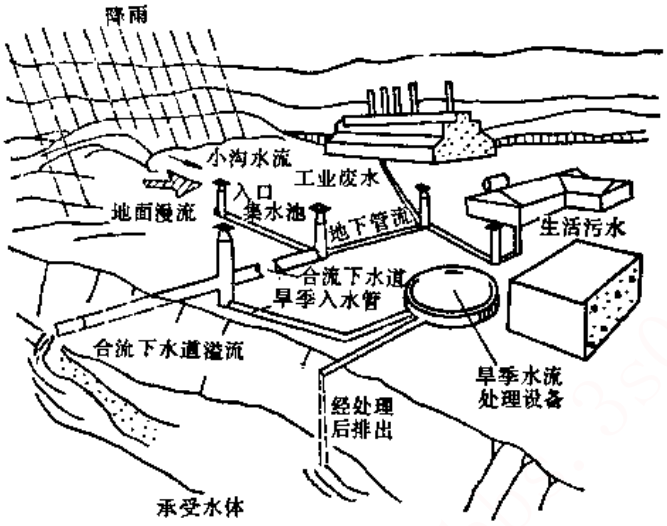


图 10-3　城市排水系统示意图

理想的排水系统应该有雨洪和污水两个分离的排水系统，但目前绝大多数城市不具备这种条件，只能如图10-3所示：在旱季，用水部门和单位所排出的污水由污水处理厂拦截，经过处理，排入承受水体；暴雨期间，有一部分工业、市政和生活污水被分流到合流下水道的溢洪口，未经处理而排入承受水体，造成水体的污染。这种雨洪和污水合流的下水道称为合流下水道。

城市排水系统可分为三个分系统：

（1）地表径流分系统；

（2）径流及污染量传输分系统；

（3）承受水体。

地表径流分系统的输入有暴雨和水质污染成分的积聚或冲洗过程，如图10-4所示。它们经过地面、边沟（图中的虚线）、排水沟的地表漫流过程，进入进水口。这一阶段，水量有损失，水质在形成。在进水口形成两个输出过程：径流的时程分配、水流和水质组成的水质过程。前者即流量过程，后者为污染过程。

上一分系统的输出，成为传输分系统的输入。传输系统是所有的进水口将暴雨径流和它们所承载的污染物通过雨洪沟或地下管道输送到一个或几个排放口，进入承受水体。在输送过程中，或者接受区间的径流和污染物，或者分流，再加上其它蓄水体和水力要素的影响，流量和污染浓度都将发生变化。如图10-5所示，这一系统输出的流量和污染量过程，就是承受水体的输入。

承受水体有河流、湖泊、河口、海洋。输送的污水排入承受水体后，经运动、扩散，

地信网论坛
BBS.3S001.COM

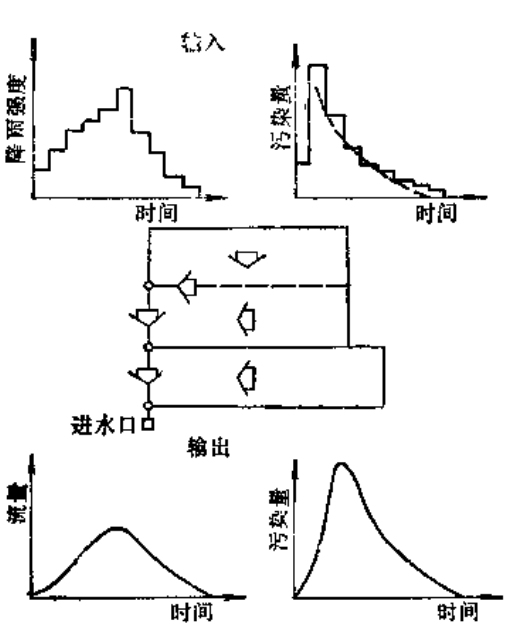


图 10-4 地表径流分系统

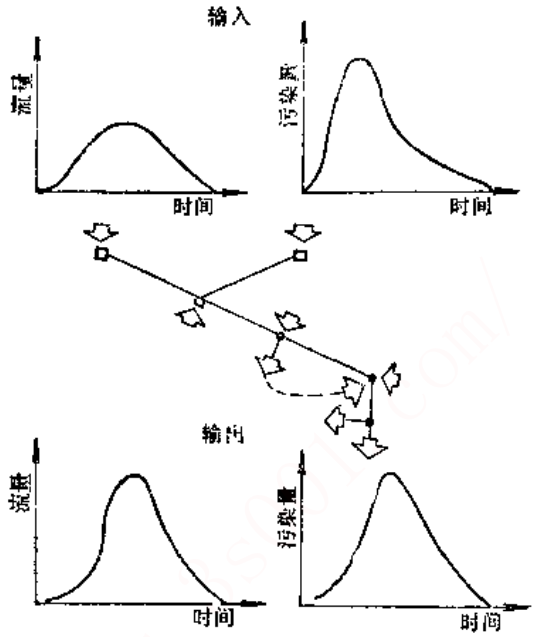


图 10-5 传输分系统

污染成分形成一定的空间分布，并随着时间再进一步演变。与此同时，承受水体的水位、流量等要素也将发生一定的变化。

从上述城市排水过程可以清楚地看出，城市排水的水文分析与天然流域的有着较大的差别，需要采取比较特殊的方法。

二、暴雨分析计算

城市的市区面积一般不大，其暴雨分析与前述的小汇水区暴雨分析相同。但要注意城市小气候对暴雨特性的影响以及酸雨的情况。

三、降雨损失

城市地区的降雨损失也包括截留、填洼、下渗和雨期蒸发几项。截留量与树木种类有关，可由试验和经验资料估算。填洼量与下垫面有关，如美国丹佛地区采用表10-3的经验数据。

表 10-3 不同地面覆盖物时的填洼量 （单位：英寸，1英寸=25.4mm）

地面种类	地面覆盖物	填洼量	建议值
不透水	大面积铺砌	0.05～0.15	0.1
	屋顶(平坦)	0.1～0.3	0.1
	屋顶(有坡度)	0.05～0.1	0.05
透水	草地	0.2～0.5	0.3
	树林和耕地	0.2～0.6	0.4

地信网论坛
BBS.3S001.COM

下渗量的估算方法很多，均属经验性的。霍顿的下渗理论仍被采用。据研究，下渗强度不仅与土壤类别、土壤的含水情况有关，还与土壤和径流的污染情况有关，某些污染物的离子能剧烈地影响土壤的渗水性。美国土木工程师学会和水污染控制联合会曾研制出沙土、居民区和工商业区三种不同的下渗曲线。

在许多城市暴雨损失估算经验法中，美国水土保持局的SCS法应用比较广泛，现简要介绍其基本概念如下。这种暴雨径流估算方法的关键，是通过大量分析，根据土壤的特性和土地利用情况，综合出一个综合指标CN，根据CN值，用下式计算土壤的持水能力S：

$$S=\frac{1000}{CN}-10 \tag{10-12}$$

同时规定，一次降雨过程中，初损量IA是指在下渗和产生径流之前损失的水量，主要包括截留和填洼的水量。IA之值简单地取S值的一定比例，比如S值的20%（这种处理方法似乎欠妥）。最后，通过下述途径推求径流量：令自降雨开始的累积降雨量为P，累积净雨量为P_e，其定义是降雨量P扣去初损量IA，即

$$P_e=P-IA \tag{10-13}$$

自降雨开始的累积下渗量为F，其值为累积净雨减去径流量，即

$$F=P_e-R \tag{10-14}$$

根据上述概念，累积径流量R为

$$R=P_e-F \tag{10-15}$$

假定自降雨开始的累积下渗量F与土壤持水能力S之比等于累积径流量R与累积净雨量之比，即

$$\frac{F}{S}=\frac{R}{P_e} \tag{10-16}$$

将式（10-14）和式（10-15）代入上式，有

$$\frac{P_e-R}{S}=\frac{R}{P_e}$$

即

$$P_e^2-P_e\cdot R=R\cdot S$$

所以

$$R=\frac{P_e^2}{P_e+S}$$

将式（10-13）代入上式，有

$$R=\frac{(P-IA)^2}{P-IA+S} \tag{10-17}$$

以上各项水量的单位均为英寸（1英寸=25.4mm）。

式（10-17）即为径流量的计算式。应用时先由土壤分类、土壤含水条件查用事先已研制好的图表，得到CN值，代入式（10-12）求出S值，然后根据本法的建议，以20%或25%的S值作为IA值，连同观测到的降水量P，同时代入式（10-17），径流量R即可计算得到。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

四、汇流和设计洪水过程

城市排水系统的规划和设计也常用推理公式法推求设计洪水。但其中的洪峰径流系数、汇流时间、汇流参数等都较难确定。也可用单位线法推求设计洪水过程，困难的是很难获得分析单位线的暴雨洪水实测资料。

最简单的是从大量实测资料中，通过回归分析法寻求洪峰流量与城市面积、排水道长度、不透水面积率、暴雨下水道覆盖率等影响因素之间的经验关系。

目前已出现多种计算城市设计洪水的计算模型，但均还处于探索阶段。

五、水质与水环境

水质与水环境是城市水文分析的重要内容之一，将在其它课程中专门阐述。目前已有一些将水质与水量综合在一起的水文模型。把两者紧密地结合起来，应该是有广阔发展前景的途径。

以上所述，均是针对城市本身而言的。城市往往濒临江河，当江河上游下泄的洪水到达城市附近的河段时，会威胁城市的安全，此时如进行城市防洪规划的水文分析，还要对江河的洪水进行分析。例如扬州市东侧有淮河的入江水道，淮河的洪水经此流入长江，市南是长江，这两条大江河上游的洪水都严重威胁着城市的安全；市内有古运河，每遇暴雨，可形成内涝，加上市区西北山丘区的洪水侵袭，使城市防洪问题比较复杂。与此同时，市内的古运河承受大量污水排入，大大超过环境容量及自净能力，每到梅雨季前，长期黑臭，需要补水以改善环境。如何兼顾两个方面，是一个很复杂的问题。总之，城市水文分析的综合性很强，今后需要加强研究。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第十一章　径流序列的随机生成

第一节　概　　述

现代水资源系统的规划设计，要求具有能反映水文现象变化过程全貌的径流序列作为系统的输入，以求得比较可靠的输出成果。但现有的实测径流序列一般仅30年左右，比工程的经济寿命要短得多，而且今后完全重复过去实测径流系列的概率几乎为零，仅用实测的径流短系列作为输入，不能真正求得水资源系统的工程效益等数据。因此，希望用人工生成的方法求出很长的径流序列，按工程经济使用期分为若干个样本，它们可包括各种各样的径流年际组合，分别输入水资源系统模型，以研究系统的特性及其变化情况，最后选定最优方案。即使在水资源系统的管理运行阶段，也可用上述方法寻求最优的决策。本章仅介绍一些具体的操作方法，不作理论推导，以使读者有一个最基本的一般性了解。

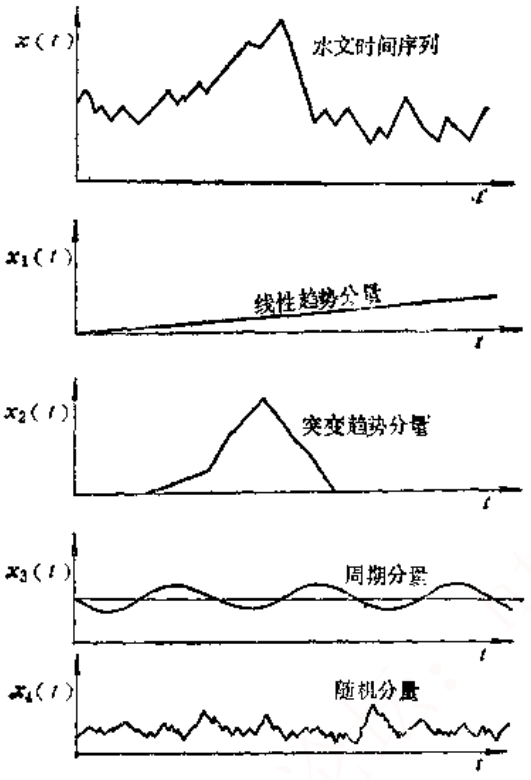


图 11　水文序列组成图

在第二章中，介绍了水文过程的基本概念，式（2-22）是一般水文过程的数学模式，不少水文序列是多种成分合成的复合过程，如图11-1所示。在研究时首先将实测序列分解为各个分序列，用适当的数学模型加以拟合，分别研究它们的规律，然后各自生成今后的过程，合成后就得到生成的总的水文序列。本节简要介绍各种成分的识别和提取的基本概念。

一、趋势成分和跳跃成分

水文时间序列中稳定而规则的运动称为趋势。只要序列的任一参数随着时间的增长呈现出系统的连续变化，就认为这一序列具有趋势成分。趋势可存在于均值、方差、相关系数等之中，但通常只研究均值的趋势。趋势项用下述数学模型描述：

$$B(t)=a_0+a_1t+a_2t^2+\cdots+a_nt^n \qquad (11\text{-}1)$$

式中的a_0，a_1，…，a_n均为系数，t为时间，n为项数。

更简单的是线性模型，即

$$B(t)=a_0+a_1t+a_2t+\cdots+a_nt \qquad (11\text{-}2)$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

此时，整个序列可写成

$$X(t)=a_0+a_1t+\cdots+a_nt+\xi \qquad (11\text{-}3)$$

式中的ξ为残差。

跳跃成分是使时间序列在某一时间从一个状态跳跃式地过渡到另一种状态的成分。如序列中有跳跃成分，则跳跃后的一段时间序列的均值等于跳跃前的均值加上或减去一个数值ΔX，即

$$\overline{X}_2(t)=\overline{X}_1(t)\pm\Delta X \qquad (11\text{-}4)$$

式中 $\overline{X}_1(t)$、$\overline{X}_2(t)$——分别为跳跃前后部分序列的均值。

跳跃成分通过调查研究均值的变化确定，故暂态成分的分析主要是趋势成分分析。

（一）趋势成分的检验和排除

检验趋势成分的方法有很多种，此处仅介绍秩次相关检验法。

设有一序列X_1，X_2，…，X_n，在序列内可以构成一组组对偶值（X_i、X_j），其中$i=1$，2，…，$n-1$；$j=1$，2，…，n。统计所有的$X_j>X_i$的次数并记作P，顺序的（i，j）子集是：（$i=1$，$j=2$，3，…，n）；（$i=2$，$j=3$，4，…，n）；…；（$i=n-1$，$j=n$）。这种对偶的最大可能个数在连续增加的序列中为$P=(n-1)+(n-2)+\cdots+1=\frac{1}{2}n(n-1)$；如恰好相反，即序列中都是后一项小于前一项，则有$P=0$。前者表示上升趋势，后者表示下降趋势。不含有趋势的序列，P的期望值应为$\frac{1}{4}n(n-1)$。令检验的统计量为M，且

$$M=\frac{\tau}{[\mathrm{Var}(\tau)]^{1/2}} \qquad (11\text{-}5)$$

式中的τ按下式计算：

$$\tau=\frac{4P}{n(n-1)}-1 \qquad (11\text{-}6)$$

如前所述，对随机序列，有$E(\tau)=0$，且可证明：

$$\mathrm{Var}(\tau)=\frac{2(2n+5)}{9n(n-1)} \qquad (11\text{-}7)$$

当n增加时，M值很快收敛于标准正态分布。

【例 11-1】 检验序列946，1074，867，1058，838，837，1133，815，1138，869是否存在趋势。

从946开始，并将它作为第一个基数，考察它后面的各个数，如果基数被超过，则每超过一次记为＋1。对其它各基数（从1074到1138）重复8次，总计得$P=21$；$\tau=\frac{4\times21}{90}-1=-0.067$；$\mathrm{Var}(\tau)=\frac{2(10+5)}{810}=0.0617$，所以统计量$M=\frac{-0.067}{0.0617^{1/2}}=-0.270$。取显著水平$\alpha=0.05$，查标准正态分布双侧分位数表得$M'=\pm1.96$，因$M=-0.270$，在$\pm1.96$之间，表明序列中无趋势的原假设在$\alpha=0.05$时不能拒绝，即系列不存在显著的趋势成分。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

在统计超过次数时，可以列表进行，如表11-1所示，表中第（一）栏为被检验的序列，表头第一行也是此序列，在对角线的右上方，填上超过的符号“1”和未超过的符号“0”，从而很容易统计出总的超过次数P。

表 11-1　　超过次数统计表

序　列	946	1074	867	1058	838	837	1133	815	1138	869	Σ
946		1	0	1	0	0	1	0	1	0	4
1074			0	0	0	0	1	0	1	0	2
867				1	0	0	1	0	1	1	4
1058					0	0	1	0	1	0	2
838						0	1	0	1	1	3
837							1	0	1	1	3
1133								0	1	0	1
815									1	1	2
1138										0	0
869											
Σ											21

（二）趋势成分的提取

如序列中有趋势成分，由数学模型式（11-1）采用逐步回归的方法去拟合，然后将序列中的这一部分提取排除。对剩余的序列加以检验，若已是一平稳随机序列或周期序列，说明趋势成分的提取合理。

二、周期成分的识别和提取

将式（2-22）中的$S(t)$和$B(t)$提出后，则有

$$X(t)=P(t)+\eta(t)+\varepsilon(t) \tag{11-8}$$

周期项$P(t)$的识别和提取方法已在第三章第二节中简要介绍，此处从略。

三、相依成分的识别和提取

一个随机的水文序列，其顺序相关的各值之间如有一种线性关系，则此序列是线性相依的。相依性的强弱可以用相关系数衡量。

（一）序列的自相关分析

相隔τ时间的事件之间其相关程度可用自协方差函数$\mathrm{Cov}(x_t, x_{t+\tau})$度量，实践中常用自相关函数$\rho_\tau$，其表达式为

$$\rho_\tau=\frac{\mathrm{Cov}(x_t, x_{t+\tau})}{\mathrm{Var}x_t} \tag{11-9}$$

式中　$\mathrm{Cov}(x_t, x_{t+\tau})$——自协方差函数；

$\mathrm{Var}x_t$——系列$x(t)$的方差；

τ——时移。

因为ρ_τ随着τ而变，故对任一系列可得出$\rho_\tau=f(\tau)$的理论相关图。

实测水文序列的自相关系数r_k可作为ρ_τ的估计值，r_k的计算式为

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$r_k=\frac{\mathrm{Cov}(x_t,\ x_{t+k})}{(\mathrm{Var}x_t\cdot\mathrm{Var}x_{t+k})^{1/2}} \tag{11-10}$$

式中各项意义如前，分别用下列各式计算：

$$\mathrm{Var}x_t=\frac{1}{N-k}\sum_{t=1}^{N-k}(x_t-\bar{x}_t)^2 \tag{11-11}$$

$$\mathrm{Var}x_{t+k}=\frac{1}{N-k}\sum_{t=1}^{N-k}(x_{t+k}-\bar{x}_{t+k})^2 \tag{11-12}$$

$$\mathrm{Cov}(x_t,\ x_{t+k})=\frac{1}{N-k}\sum_{t=1}^{N-k}(x_t-\bar{x}_t)(x_{t+k}-\bar{x}_{t+k}) \tag{11-13}$$

$$\bar{x}_t=\frac{1}{N-k}\sum_{t=1}^{N-k}x_t \tag{11-14}$$

$$\bar{x}_{t+k}=\frac{1}{N-k}\sum_{t=1}^{N-k}x_{t+k} \tag{11-15}$$

式中 $\bar{x}_t$——x_t序列（$t=1,\ 2,\ \cdots,\ N-k$）的均值；

$\bar{x}_{t+k}$——x_{t+k}序列（$t=1,\ 2,\ \cdots,\ N-k$）的均值；

N——样本容量；

k——时移，也称滞时，其取值为$k=1,\ 2,\cdots,m$。当$N>50$时，取$m<\frac{N}{4}$，一般取$m=\frac{N}{10}$左右。

当样本容量很大时，如$N>50$，$\bar{x}_t$和$\bar{x}_{t+k}$均可用实测样本的均值$\bar{x}$代替，故k阶自相关系数的计算式（11-10）可写为

$$r_k=\frac{\sum_{t=1}^{N-k}(x_t-\bar{x})(x_{t+k}-\bar{x})}{\sum_{t=1}^{N}(x_t-\bar{x})^2} \tag{11-16}$$

式中的$\bar{x}$为样本的均值，即

$$\bar{x}=\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N}x_t \tag{11-17}$$

这样，r_k和k之间，就是一种离散的函数关系。设这种关系的形式为$r_k=\phi(k)$，则其图形称为样本的自相关图，简称为自相关图。各种系列的自相关图是不相同的，常见的有以下几种形式：

（1）周期序列的相关图，也呈周期函数的形式，如图11-2所示。

（2）相依序列的自相关图，仅研究平稳相依序列。所谓平稳相依序列，就是统计特征值（均值、CV等）不随时间t而变，且前后变量之间有相关关系的序列。其图形是一条衰减曲线，随着$|\tau|$的增大，ρ_τ的波动越来越小，形成一条阻尼振动曲线，如图11-3所示。

（3）纯随机序列，当$\tau=0$时，$\rho_\tau=1$；当$\tau\neq0$时，$\rho_\tau=0$，理论相关图如图11-4(a)所示。实际的纯随机样本，其自相关图如图11-4(b)所示，相关系数r_k在零的上下一定允许范围内作很小的波动，允许限按下式计算：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

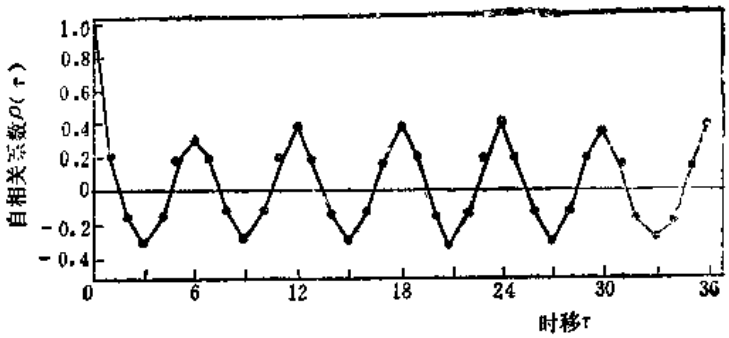


图 11-2　斯里兰卡科伦坡站月雨量自相关图

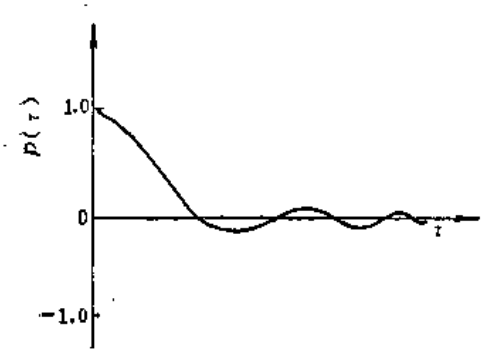


图 11-3　平稳相依序列的自相关图

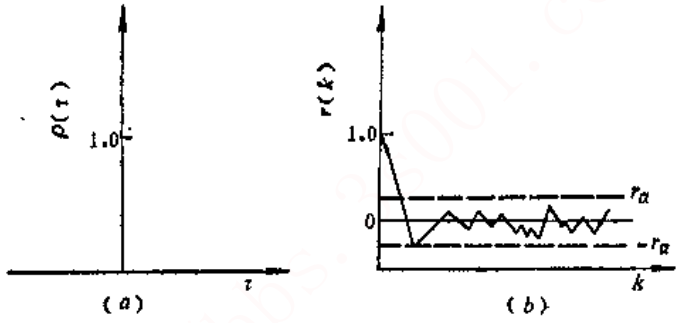


图 11-4　纯随机序列的自相关图
(a)理论自相关图；(b)样本的自相关图

$$r(\alpha=5\%)=\frac{-1\pm1.645\sqrt{N-k+1}}{N-k} \tag{11-18}$$

$$r(\alpha=10\%)=\frac{-1\pm2.326\sqrt{N-k+1}}{N-k} \tag{11-19}$$

（二）相依成分的识别和提取

利用图11-3可以初步判定序列是否存在相依性，然后定量分析相依性是否显著。分析方法主要是统计检验，现简介如下。

1.正态分布检验法

若序列各项相互独立地来自正态总体$N(\mu,\ \sigma^2)$，则其总体的自相关函数有 前述的当$\tau=0$，$\rho_\tau=1$；当$\tau\neq0$，$\rho_\tau=0$的性质，故当样本容量充分大时，如$N-k>50$，则构成的统计量$U(k)$会有以下的性质：

令
$$U(k)=\sqrt{N-k}\cdot r(k) \tag{11-20}$$

当$k\neq0$时，$U(k)$渐近地服从于标准正态分布$N(0,\ 1)$。否则，序列是相依的。

2.t分布检验法

若样本不存在相依性，可证明统计量t服从自由度$\gamma=N-2$的t分布：

$$t=\frac{r(k)\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r(k)}} \tag{11-21}$$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

在实际应用时，可用下法简单地判定：当计算的$r(k)$大于表11-2所列的临界值r_α时，认为序列的线性相依性显著；反之，若$r(k)<r_\alpha$，表明序列的相依关系不显著。

表 11-2　　r_α 值 表

样本容量N \ 置信水平α	$\alpha=0.10$	$\alpha=0.05$	$\alpha=0.01$	样本容量N \ 置信水平α	$\alpha=0.10$	$\alpha=0.05$	$\alpha=0.01$
10	0.55	0.63	0.77	40	0.26	0.31	0.40
12	0.50	0.58	0.71	45	0.25	0.29	0.36
14	0.46	0.53	0.66	50	0.24	0.28	0.36
16	0.43	0.50	0.62	60	0.21	0.25	0.33
18	0.40	0.47	0.59	70	0.20	0.24	0.31
20	0.38	0.44	0.56	80	0.19	0.22	0.29
25	0.34	0.40	0.51	90	0.18	0.21	0.27
30	0.31	0.36	0.46	100	0.17	0.20	0.26
35	0.28	0.33	0.43				

相依成分的提取，可用数学模型拟合的方法。对线性平稳序列的相依关系，常用自回归模型，即$AR(p)$模型（p为阶数）；滑动平均模型，即$MA(q)$模型（q为阶数）；自回归滑动模型，即$ARMA(p, q)$模型等。本章第四节将介绍自回归模型。

四、纯随机成分的识别

序列任一时刻的值与其它任何时刻的值互不影响，此序列即为独立随机系列或称为纯随机序列，这种序列具有以下数学性质：

$$\mathrm{Cov}(x_t, x_{t+k})=\begin{cases}\sigma_x^2 & (\text{当}k=0)\\ 0 & (\text{当}k\text{为非零整数})\end{cases} \qquad (11\text{-}22)$$

对水文序列作过趋势、周期成分的提取后，如经判断无相依性，即为纯随机序列。纯随机序列的描述用概率分布模型，如P-III型分布等熟知的概率模型。

进行水文序列的生成时，首先人工生成纯随机成分，然后叠加到相依成分和暂态成分上去。

第二节　独立径流系列的生成

当年径流序列是独立的随机系列时，生成的方法最简单。首先用纯随机系列的特性生成一系列年径流量，再用概化的手段得出它们的年内分配。

一、纯随机系列的人工生成

（一）基本思路和步骤

设有一纯随机系列，其概率分布函数已知，如用一定的方法人为地随机抽样，产生一连串随机数，称为伪随机数，将这些伪随机数当作累积概率，就可反过来在原系列的概率分布曲线上查得一系列与之相应的随机变量。这些随机变量组成了一个人工生成的随机系列。以上就是纯随机系列人工生成的最基本的、最朴素的思路。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

现举例说明其主要步骤。设已知随机变量系列{x}符合标准正态分布，其分布函数为

$$\Phi(x)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int_{-\infty}^{x}e^{-\frac{x^2}{2}}dx \qquad (11\text{-}23)$$

式中 $\Phi(x)$——小于等于某随机变量x_i的累积概率（见图11-5）。

（1）产生一连串伪随机数u_i（$i=1, 2, \cdots$），并把它们看成是累积概率$\Phi(x_i)$，例如分别依次为23，35，93，03，…，即表示概率为0.23，0.35，0.93，0.03，…。

（2）在正态分布函数表上查得相应的一系列随机变量x_i（$i=1, 2, \cdots$），即-0.074，-0.385，1.48，-1.88，…。这就是生成的系列。

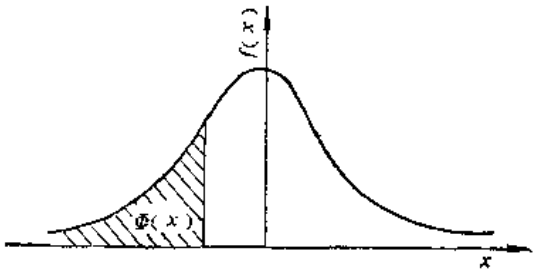


图 11-5 正态分布图

（3）因人工生成系列是通过数学模拟的手段获得的，或者说是通过原来的概率分布函数转换而得的，故不论所生成的系列有多长，其概率分布特性必须与原系列的概率分布完全一致。但在伪随机数系列的产生过程中会造成模拟的某种程度“失真”，必须对它进行检验和处理，以保持模拟的特点。

（二）伪随机数的产生

伪随机数的产生有多种方法，这里仅介绍几种常用的方法。从理论上讲，只要有了任何一个连续分布的随机数作为伪随机数，就可以设法转换为其它随机变数，但因[0，1]区间上的均匀分布是最简单、最基本的连续分布，故通常用它来产生伪随机数。

1.随机数表法

从0，1，2，…，9共10个数字中以等概率0.1独立地抽取一个，称为随机数字，随机数字组成的序列称为随机数，将一系列随机数整理成表，就是随机数表。许多随机数表采用5位数字，见附表8。由此表可变换出任意位数的随机数。变换时可采用任何一种确定的规则，例如用随机的方法确定随机数表的某个行和列作为起始，再按二位数连续截取一系列数字，例如86，51，59，…，并在它们之前冠以小数点，即成为[0，1]上均匀分布变量的离散抽样值。

2.乘同余法

乘同余法的递推同余式为

$$x_{n+1}\equiv\lambda x_n(\mathrm{mod}M) \quad n=0, 1, 2, \cdots \qquad (11\text{-}24)$$

式中 λ——乘子，非负整数，$\lambda<M$；

M——模。

上式表示x_{n+1}是λx_n被M整除后的余数，并称x_{n+1}与λx_n对模M同余。于是，$x_n<M$，从而$\frac{x_n}{M}$就是区间[0，1]上的数列。在操作时先选定一个随机数的初始值x_0（常取$x_0=1$）和λ值，代入式（11-24），然后连续进行。

【例 11-2】 用乘同余法生成伪随机数。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

设$x_0=1$，$\lambda=7$，$M=10^3$。令$P=\frac{x_n}{M}$，则有$x_1=7$，$P_1=0.007$；$x_2=49$，$P_2=0.049$；$x_3=343$，$P_3=0.343$，…，依此类推，连续计算。所得到的一系列P，即为伪随机数系列，属纯随机系列。

如将式（11-24）改写成

$$x_{n+1}=\lambda x_n+C(\mathrm{mod}\,M) \qquad (11\text{-}25)$$

式中 C——增量，非负整数，$C<M$。

则表示x_{n+1}是λx_n+C被M整除后的余数，并称x_{n+1}与λx_n+C对模M同余，用上式生成伪随机数系列的方法称为混合同余法。

二、径流系列的生成

（一）径流量系列

由产生的伪随机数以及径流量样本的分布参数均值$\overline{R}$、变差系数CV和偏差系数CS，按下式计算得到一系列径流量R_P，即生成的径流量系列：

$$R_P=(\Phi_P CV+1)\overline{R} \qquad (11\text{-}26)$$

或者

$$R_P=K_P\overline{R} \qquad (11\text{-}27)$$

式中的Φ_P和K_P可由P-III型分布的Φ表或K_P表查得。

【例 11-3】 湖南镇站有44年实测年平均流量系列，用配线法频率计算得到$\overline{Q}=83.8\,m^3/s$，$CV=0.35$，$CS/CV=2$，生成年平均流量系列。

（1）产生伪随机数。用随机的方法确定查用随机数表的起始位置后查得一系列伪随机数，将它们作为累积频率P，见表11-3中的第（2）栏。

（2）生成系列。按上述一系列累积频率在P-III型分布的K_P表上查得一系列相应的K_P值，即可计算得生成的年平均流量Q_P系列，见表11-3中的第（3）栏。

（3）生成系列的检验。将生成的10年年平均流量与原样本合并成新的系列，重新进行频率计算，求出统计参数为$\overline{Q}=87.5m^3/s$，$CV=0.34$，$CS/CV=2$。与原系列的相比，均值相差$3.7m^3/s$，相对误差为4.4%，其余两项参数无甚变化。为使生成后的系列均值保持原样本的数值，可考虑继续生成若干项年平均流量值，直至两者相等为止。

表 11-3　　湖南镇站人工生成年平均流量系列

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
伪随机数P(%)	55	22	21	82	48	22	28	6	93	5
年平均流量Q_P(m^3/s)	73.0	105	106	57.0	81.0	15.1	14.7	137	45.0	137

（二）生成年径流量的年内分配

径流的年内分配具有随机多变的特性，在现行的水资源规划中，可加以简化。先从大

地信网论坛
BBS.3S001.COM

量实测资料中分析出丰水、偏丰、平水、偏枯和枯水共5种年型的年内分配，具体做法前面已述。然后根据生成年径流量的大小选择相应的典型年内分配，拟定各生成年径流量的年内分配。

第三节　资料生成在相关分析中的应用

为简便起见，本节从简单的实例开始讨论。

设A站有n年实测径流资料，参证站有N（$N>n$）年实测资料，如两者之间相关关系显著，可在相关分析中应用上一节所讲的原理生成A站的径流系列。

系列的插补展延常用一元线性回归方程：

$$\hat{y}=a_0+a_1x \tag{11-28}$$

式中　$\hat{y}$——A站年径流量y的估计值，即由回归方程计算之值；

x——B站的年径流量实测值；

a_0、a_1——回归系数。

因y与x并非函数关系，仅是相关关系，故在每一个x值的条件下，应该有一系列的y值与之对应，且这些y值具有某种概率分布，即条件概率分布，如图11-6中的$f(y|_{x_1})$表示当$x=x_1$时y的条件分布密度函数。

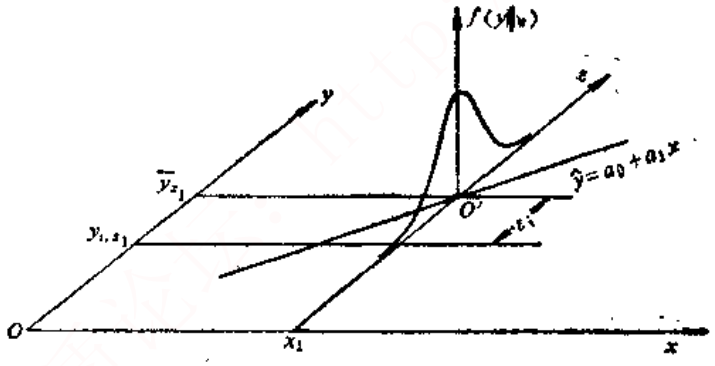


图 11-6　y的条件概率分布

不难看出，由式（11-28）所生成的$\hat{y}$值仅是所有可能取值的平均值，故生成的系列必然具有方差偏小的缺点。令

$$\varepsilon_i=y_i-\hat{y} \tag{11-29}$$

即

$$y_i=\hat{y}+\varepsilon_i \tag{11-30}$$

因y_i具有正态分布，故如果以O'点为坐标原点，在$x=x_1$处的ε为横坐标，$f(y|_{x_1})$为纵坐标，则残差ε同样是正态分布的，可用$N(0,\ \sigma_\varepsilon)$表示。这样，生成$A$站年径流量$y$的系列时，需采用下列数学模型：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$y=a_0+a_1x+\varepsilon_i \qquad (11\text{-}31)$$

必须强调说明，ε_i实际上表示整整一个 ε 的正态分布，上式表示在生成y系列时须考虑确定性部分和不确定性部分两大项。对前者，此处不必再讨论，故仅研究 ε 这一随机项。

一、随机误差ε的概率分布及其推求

如图11-6所示，设想在$x=x_1$处有许多实测的y值，就可以推求ε的概率分布。但实际上限于资料条件，无法分别求出各个x值条件下各自的 ε 概率分布。图11-7表示共有10组数据，对每一个观测的 x 值理应有其 ε 的概率分布，但不可能获得。为此，假定随机变量 ε 具有以下四个性质：

（ 1 ）独立性。各个 ε 互不相关， ε 是互相独立的随机变量。

（ 2 ）无偏性。各个 x 值处 ε 系列的数学期望都为零，即 $\overline{\varepsilon}=0$ 。

（ 3 ）共方差性。各个 x 值处 ε 分布的方差相等，即

$\sigma_{\varepsilon,x_1}=\sigma_{\varepsilon,x_2}=\cdots=\sigma_{\varepsilon,x_n}$。

（ 4 ）正态性。各个 x 值处的 ε 分布都遵从正态分布。

以上四个性质，可以理解为随机变量 ε 的各个条件分布都互相独立地服从均值为零、均方差为σ_ε的正态分布N（ 0 ，σ_ε）。根据这一条件，可将各个条件分布看成是无条件分布，将所有的实测点据合并成一个样本，以推求 ε 的概率分布。

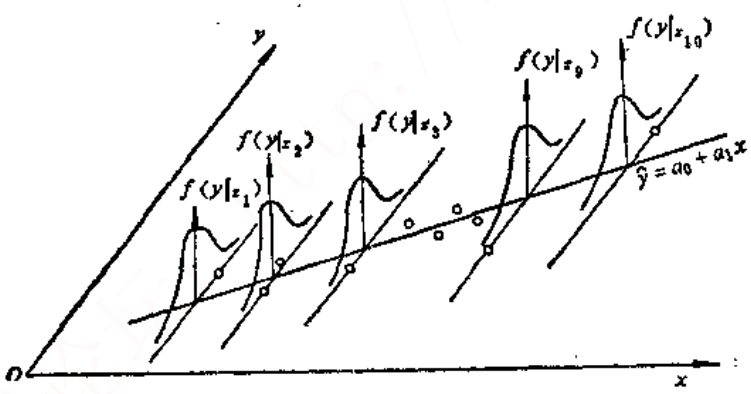


图 11-7　实测系列 ε 的概率分布示意图

正态分布有两个分布参数。为简化计算，进行标准化变换。令

$$u_i=\frac{\varepsilon_i-\overline{\varepsilon}}{\sigma_\varepsilon} \qquad (11\text{-}32)$$

式中　u_i——标准化随机变量；

　　ε_i——随机误差，即随机变量。

因为 $\overline{\varepsilon}=0$ ，故式（11-32)变为

$$u_i=\frac{\varepsilon_i}{\sigma_\varepsilon} \qquad (11\text{-}33)$$

经过标准化变换的u_i符合标准正态分布$N(0,\ 1)$，有现成的表格可以查用，生成系列时只要由产生的频率（伪随机数），即可查得相应的 u_i，并进一步用式（11－33）转换成ε_i

地信网论坛
BBS.35001.COM

之值。

【例 11-4】 某随机变量ε系列的均值$\overline{\varepsilon}=0$，均方差$\sigma_\varepsilon=5.05\text{m}^3/\text{s}$，求累积频率$P=35\%$时的随机变量$\varepsilon_{35\%}$。

由已知的$P=35\%$，在标准正态分布$\Phi(x)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int_{-\infty}^{\infty} e^{-\frac{x^2}{2}}dx$（$x\leqslant 0$）表上查得相应于$\Phi(x)$即$P=35\%$的$x$值（即上述的标准化随机变量$u$之值）为$-0.385$，故由式（11-33）得

$$\varepsilon_{35\%}=u_{35\%}\cdot\sigma_\varepsilon=-0.385\times 5.05=-1.94(\text{m}^3/\text{s})$$

关于ε概率分布的推求，也结合实例介绍。

【例 11-5】 湖南镇站与黄潭口站有17年同步观测年径流量资料，见表11-4中第(2)、（3）、（4）栏，求随机误差ε的概率分布。

表 11-4　　湖南镇站年平均流量的σ_ε计算表　　（单位：m^3/s）

序号	年份	湖南镇站实测年平均流量 $Q_{湖}$	黄潭口站实测年平均流量 $Q_{黄}$	$\hat{Q}_{湖}=3.50+0.88Q_{黄}$	$\varepsilon=Q_{湖}-\hat{Q}_{湖}$	$\varepsilon-\overline{\varepsilon}$	$(\varepsilon-\overline{\varepsilon})^2$
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
1	1962	109	115	105	4.0	4.0	16.0
2	1963	52.9	54.5	51.5	1.4	1.4	1.96
3	1964	75.4	79.6	73.6	1.8	1.8	3.24
4	1965	70.8	76.3	70.1	0.7	0.7	0.490
5	1966	72.5	79.4	73.4	−0.9	−0.9	0.810
6	1967	73.6	81.6	75.3	−1.7	−1.7	2.89
7	1968	67.5	76.1	70.5	−3.0	−3.0	9.00
8	1969	89.7	101	92.4	−2.7	−2.7	7.29
9	1970	98.9	102	93.3	5.6	5.6	31.4
10	1971	43.8	45.2	43.3	0.5	0.5	0.250
11	1972	61.3	65.8	61.4	−0.1	−0.1	0.010
12	1973	105	121	110	−5.0	−5.0	25.0
13	1974	57.2	59.2	55.6	1.6	1.6	2.56
14	1975	127	141	128	−1.0	−1.0	1.00
15	1978	55.9	59.0	55.4	0.5	0.5	0.250
16	1979	26.0	28.4	28.5	−2.5	−2.5	6.25
17	1980	61.2	64.6	60.4	0.8	0.8	0.640
Σ		1247.7	1349.1		0.0	0.0	109.0
平均		73.4	79.4			0.0	

（1）推求$Q_{湖}$倚$Q_{黄}$的回归方程。经回归分析，确定回归方程为

$$\hat{Q}_{湖}=3.50+0.880Q_{黄}$$

（2）计算湖南镇站各实测年份的年平均流量估计值$\hat{Q}_{湖}$。将表11-4中第（4）栏黄潭口站实测年平均流量代入回归方程，得第（5）栏之值。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（3）计算残差 ε 值。按 $\varepsilon=Q_{实}-\hat{Q}_{实}$ 计算得一系列 ε 值，填入表中第（6）栏，这就是 ε 系列。

（4）计算 ε 系列的均方差 σ_ε：

$$\sigma_\varepsilon=\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum(\varepsilon_i-\bar{\varepsilon})^2}=\sqrt{\frac{1}{17-1}\times 109}=2.61(m^3/s)$$

（5）求 ε 的概率分布。因残差 ε 系列服从于正态分布，故其概率分布为 $N(0,2.61)$。

二、插补展延系列的生成

利用式（11-31）插补展延系列时，必须分两步进行：首先推求确定性部分 $\hat{y}$；再求出随机误差项 ε。ε 的推求方法如前所述：先产生一系列伪随机数 P_i，再利用 ε 系列的概率分布求出与 P_i 相对应的 ε_i 值。因此，在插补某一项 y 值时，可以有很多个 ε_i 值并得到很多值，如表11-5所示。

表 11-5　　插补系列组成表

插补年份	参证变量 x	确定部分 $\hat{y}=a_0+a_1x$	随机误差部分：产生伪随机数的序号	随机误差部分：伪随机数 P_i（频率）	随机误差部分：随机误差 ε	y 的插补值
（1）	（2）	（3）	（4）	（5）	（6）	（7）
第1年	x_1	$\hat{y}_1=a_0+a_1x_1$	1	$P_{1,1}$	$\varepsilon_{1,1}$	$y_{1,1}=\hat{y}_1+\varepsilon_{1,1}$
			2	$P_{1,2}$	$\varepsilon_{1,2}$	$y_{1,2}=\hat{y}_1+\varepsilon_{1,2}$
			⋮	⋮	⋮	⋮
			n	$P_{1,n}$	$\varepsilon_{1,n}$	$y_{1,n}=\hat{y}_1+\varepsilon_{1,n}$
第2年	x_2	$\hat{y}_2=a_0+a_1x_2$	1	$P_{2,1}$	$\varepsilon_{2,1}$	$y_{2,1}=\hat{y}_2+\varepsilon_{2,1}$
			2	$P_{2,2}$	$\varepsilon_{2,2}$	$y_{2,2}=\hat{y}_2+\varepsilon_{2,2}$
			⋮	⋮	⋮	⋮
			n	$P_{2,n}$	$\varepsilon_{2,n}$	$y_{2,n}=\hat{y}_2+\varepsilon_{2,n}$
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
第k年	x_k	$\hat{y}_k=a_0+a_1x_k$	1	$P_{k,1}$	$\varepsilon_{k,1}$	$y_{k,1}=\hat{y}_k+\varepsilon_{k,1}$
			2	$P_{k,2}$	$\varepsilon_{k,2}$	$y_{k,2}=\hat{y}_k+\varepsilon_{k,2}$
			⋮	⋮	⋮	⋮
			n	$P_{k,n}$	$\varepsilon_{k,n}$	$y_{k,n}=\hat{y}_k+\varepsilon_{k,n}$

由上表可知，插补是按组进行的。由于插补每一个 y 值时可以产生无穷多个伪随机数，因而对应于每一个 x 值有无穷多个 y 值。很明显，不能把所有这些插补值混合在一起去与原样本组成新的样本。如何取用这些人工生成的插补值，是很值得研究的问题。一种简单的做法是将表11-5中第（4）栏中序号相同的插补值组成一组插补值，共可组成 n 组，它们分别与实测资料组成一个个新的系列，如这些系列的统计特性基本一致，则用它们平均的统计参数作为经过插补以后系列的统计参数。否则，增加插补组数。或者在插补时仅取一组，即每一个插补值只考虑一项 ε 之值。

上述方法尚有不少值得进一步探讨之处。例如 ε 到底属于何种分布？理论上的研究还

地信网论坛
BBS.3S001.COM

很不够；有时，会出现$\hat{y}+\varepsilon<0$的情况，明显不符合水文规律等等，都有待于进一步研究。

第四节　自回归模型生成径流序列

线性自回归模型简称自回归模型，也称马尔柯夫模型。它有平稳的和周期的两种。本节只简单地介绍前一种的基本概念。

自回归模型的基本形式为

$$y_i=\bar{y}+b_1(y_{i-1}-\bar{y})+b_2(y_{i-2}-\bar{y})+\cdots+b_p(y_{i-p}-\bar{y})+\varepsilon_i \qquad (11\text{-}34)$$

式中　$y_i,y_{i-1},\cdots,y_{i-p}$——分别为$i$，$i-1$，…，$i-p$时刻的随机变量；

$\bar{y}$——系列的均值；

ε_i——随机误差；

b_m——自回归系数，$m=1,2,\cdots,p$。

上式称为p阶自回归模型，记为$AR(p)$，它含有$p+2$个参数，即$\bar{y}$，b_1，b_2，…，b_p以及σ_ε。各项的求法如下：

（1）均值$\bar{y}$，由实测样本序列估计，即样本的均值。

（2）自回归系数b_m（$m=1$，2，…，p），用多元相关分析法推求，具体方法可参考数理统计方面的文献。

（3）随机项ε_i的均方差σ_ε，按下式估算：

$$\sigma_\varepsilon^2=\sigma_y^2(1-b_1r_1-b_2r_2-\cdots-b_pr_p) \qquad (11\text{-}35)$$

$$\sigma_y^2=\frac{1}{N-1}\sum(y_i-\bar{y})^2 \qquad (11\text{-}36)$$

式中　r_1，r_2，…，r_p——实测样本序列对j时刻的时移为1，2，…，p的各阶相关系数。其余符号意义同前。

当$p=1$时，式（11-34）可简化为

$$y_i=\bar{y}+b_1(y_{i-1}-\bar{y})+\varepsilon_i \qquad (11\text{-}37)$$

上式称为一阶自回归模型$AR(1)$，它不仅形式简单，且能较好地描述平稳水文时间序列，因而应用得比较广泛。自回归系数b_1就是该过程时移为1的自相关系数，即$b_1=r_1$。

$AR(1)$的随机项ε_i，一般情况下是独立随机序列（可称为白噪声序列），其估计的方差值按式（11-35）计算，即

$$\sigma_\varepsilon^2=\sigma_y^2(1-r_1^2) \qquad (11\text{-}38)$$

由此可见，根据实测样本用矩法估算出随机序列的均值和方差，以及时移为1的自相关系数，$AR(1)$模型的参数就可确定。

一、用一阶自回归模型生成径流系列

式（11-37）中，$\bar{y}$、b_1（即r_1）可由样本求得；对i时刻，y_{i-1}也是已知的；ε_i是随机的，其值一经确定，y_i这一随机变量也就随之而定。所以，用$AR(1)$模型生成随机序列

地信网论坛
BBS.3S001.COM

的关键是生成随机项ε_i。生成ε_i的基本原理已如前述，只要选定初始值，就可随机生成任意长度的序列。由于生成序列的前几十项受到初始值的影响，应用时可以舍去。

（一）生成正态分布序列

如果研究的序列服从正态分布，则$AR(1)$中的ε_i项应服从正态分布。对伪随机数P_1、P_2作如下转换：

$$T_1=\sqrt{-2\ln P_1}\cos 2\pi P_1 \tag{11-39}$$

$$T_2=\sqrt{-2\ln P_2}\sin 2\pi P_2 \tag{11-40}$$

则T_1、T_2就成为相互独立的标准正态分布$N(0,\ 1)$变量。由T_i即可得到正态分布纯随机系列：

$$\varepsilon_i=\bar{\varepsilon}+\sigma_\varepsilon T_i \tag{11-41}$$

式中的$\bar{\varepsilon}$和σ_ε分别为随机变量ε系列的均值和均方差。将式(11-38)变为$\sigma_\varepsilon=\sigma_y\sqrt{1-r^2}$，并代入式(11-41)，且$\bar{\varepsilon}=0$，得到

$$\varepsilon_i=\sigma_y\sqrt{1-r^2}\cdot T_i \tag{11-42}$$

由此得到生成服从正态分布序列的$AR(1)$模型为

$$y_i=\bar{y}+r_1(y_{i-1}-\bar{y})+T_i\sigma_y\sqrt{1-r^2} \tag{11-43}$$

在用式（11-39）和式（11-40）转换时，由P_1、P_2转换为T_1和T_2，再将P_3和P_4转换为T_3和T_4，依此类推，就可将所有的随机数P转换为正态分布的纯随机变量。

（二）生成P-III型分布序列

所研究的序列服从P-III型分布，要使生成的序列保持近似相同的分布。有两种处理方法：一是将原系列通过一定的途径转换为正态分布或接近正态分布；二是使所生成的随机项ε_i服从P-III型分布。对前一种，有许多正态变换方法，如令$y'=(y-M)^\alpha$，经优选得到一组最佳的M和α值，经正态性检验证明y'符合正态分布或很接近正态分布，就可按上述方法生成系列。对后者，如研究系列的CS_y与随机项CS_ε存在某种关系，则先由CS_y求出CS_ε：

$$CS_\varepsilon=\frac{1-r_1^3}{(1-r_1^2)^{3/2}}CS_y \tag{11-44}$$

然后将式（11-43）中的T_i按下式转换为标准化的P-III型分布随机数φ_i：

$$\varphi_i=\frac{2}{CS_\varepsilon}\left(1+\frac{CS_\varepsilon T_i}{6}-\frac{CS_\varepsilon^2}{36}\right)^3-\frac{2}{CS_\varepsilon} \tag{11-45}$$

此时，生成服从于P-III型分布的$AR(1)$模型为

$$y_i=\bar{y}+r_1(y_{i-1}-\bar{y})+\varphi_i\sigma_y\sqrt{1-r_1^2} \tag{11-46}$$

具体的操作步骤如下：

（1）估算样本的$\bar{y}$，σ_y，CS_y以及时移为1的自相关系数r_1；

（2）用式（11-44）计算CS_ε；

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（3）假设起始值y_1，例如取$y_1=\varepsilon_1$；

（4）产生伪随机数u_i，转换为T_i，并用式（11-45）继续转换为φ_i；

（5）用式（11-46）生成一系列y_1，y_2，…，即为所求；

（6）计算生成系列的统计参数，并与原实测系列的统计参数进行比较，要求两者的统计参数相差不明显。

二、二阶自回归模型及其应用

二阶自回归模型$AR(2)$的表达式为

$$y_i=\bar{y}+b_1(y_{i-1}-\bar{y})+b_2(y_{i-2}-\bar{y})+\varepsilon_i \qquad (11\text{-}47)$$

上式表示i时刻的值y_i不仅与$i-1$时刻的值y_{i-1}有关，而且与$i-2$时刻的值y_{i-2}有关。有些河流的年径流量序列符合上述情况。

上式中的回归系数b_1和b_2分别用下式计算：

$$b_1=\frac{r_1-r_1r_2}{1-r_1^2} \qquad (11\text{-}48)$$

$$b_2=\frac{r_2-r_1^2}{1-r_1^2} \qquad (11\text{-}49)$$

式中的r_1和r_2分别为随机序列时移为1和2的自相关系数，由实测序列求出。随机项ε_i的均方差σ_ε用下式计算：

$$\sigma_\varepsilon^2=\sigma_y^2(1-b_1r_1-b_2r_2) \qquad (11\text{-}50)$$

其中σ_y由实测样本序列求得。

用$AR(2)$模型生成系列时，其原理和方法与$AR(1)$模型相同，其差别在于假定初始值时必须有y_{i-1}和y_{i-2}两个值，故生成序列的起始部分有相当长一段都受其影响，应用时必须舍去。

三、应用自回归模型的几个问题

在应用自回归模型时，必须注意其适用性，即所研究序列的主要统计特性必须与模型本身所具有的统计特性基本一致。一旦选定模型并生成系列后，还应对其效果作出一定的评判。

（--）$AR(p)$模型所描述的随机序列的检验

$AR(p)$模型所描述的随机序列应具备以下条件：

（1）平稳性；

（2）其边际分布是正态的；

（3）在时域上显示一定的相关性；

（4）在频率域上具有一定的谱密度分布形式；

（5）随机项必须具有独立性。

在生成序列的过程中，一定要对序列进行以上五个方面的检验。

1.平稳性检验

对$AR(1)$模型，其平稳性的条件是

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$-1<b_1<1 \qquad (11\text{-}51)$$

对$AR(2)$模型，其平稳性的条件是

$$b_1+b_2<1 \qquad (11\text{-}52)$$

$$b_2-b_1<1 \qquad (11\text{-}53)$$

$$-1<b_2<1 \qquad (11\text{-}54)$$

实测序列为非平稳序列，常常是因为其中包含有趋势成分和周期成分所致，将这两部分提取出去后，剩下来的序列就可能是平稳序列，但仍要检验。必须强调的是，自回归模型不能用于非平稳序列。

2.正态性检验

目前关于$AR(p)$模型的一些理论，大多建立在正态分布的基础上。当所研究序列的边际分布并非正态时，需转换成正态分布，至少要接近于正态分布。

正态性检验可应用柯尔莫洛夫——斯米尔诺夫法。首先由实测样本序列估计出$\bar{y}$和σ_y；计算样本各项的经验频率，方法与前面所述的频率计算相同；假设样本是服从均值为$\bar{y}$、方差为σ_y^2的正态分布；在正态机率格纸上点绘经验频率点据及$N(\bar{y},\ \sigma_y^2)$的理论分布曲线，如图11-8所示，从图上寻找出所有点据与理论线之间的最大离差Δy_M，在一定信度下，若Δy_M小于允许值$\Delta y_{允}$，则原假设成立，即样本具有正态分布的边际分布。$\Delta y_{允}$之值见表11-6。

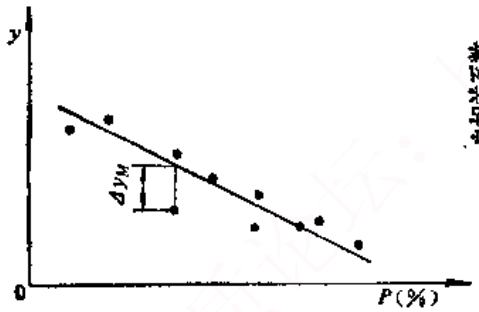


图 11-8 正态性检验示意图

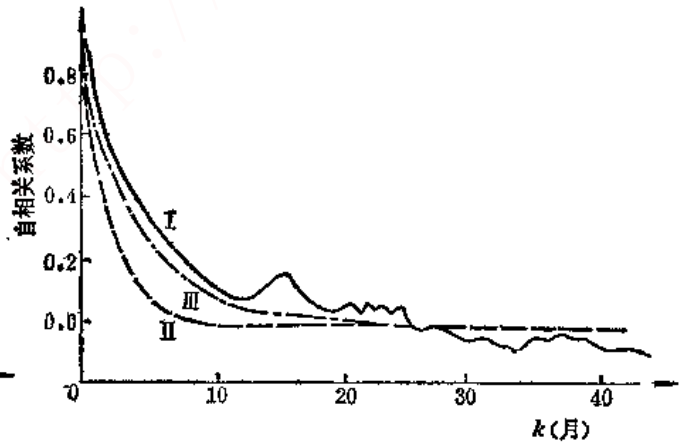


图 11-9 $AR(1)$和$AR(2)$模型的相关函数图
I—实测序列；II—$AR(1)$模型；III—$AR(2)$模型

3.相依性检验

可以证明，一阶自回归模型的理论相关函数为

$$\rho_k=\rho_1^k \quad (k=1,\ 2,\ \cdots) \qquad (11\text{-}55)$$

式中 ρ_k、ρ_1——分别为具有相依性的平稳随机序列的k阶和一阶相关系数。

因此，$AR(1)$模型的理论自相关函数具有指数式图形，如图11-9所示。

对实测序列检验时，以样本的相关系数r_1作为式(11-55)中ρ_1的估计值，并绘出$\rho\sim k$关系线，如图11-9中的虚线II所示。然后根据样本实际计算各阶自相关系数r_1，r_2，…，r_k，并点绘$r\sim k$关系线，见图11-9中的实线I。如果两条线在统计上没有显著的差异，

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 11-6　　正态性检验临界值$\Delta y_{允}$表

样本容量 n \ 信度 α	0.10	0.05	0.01
5	0.51	0.56	0.67
10	0.47	0.41	0.49
15	0.30	0.34	0.40
20	0.26	0.29	0.36
25	0.24	0.27	0.30
30	0.22	0.24	0.29
35	0.20	0.23	0.27
40	0.19	0.21	0.25
45	0.18	0.20	0.24
50	0.17	0.19	0.23
>50	$1.22/\sqrt{n}$	$1.36/\sqrt{n}$	$1.63/\sqrt{n}$

认为此实测序列能满足关于具有相依性的要求。

$AR(2)$模型的理论自相关函数为

$$\rho_k=\varphi_1\rho_{k-1}+\varphi_2\rho_{k-2} \tag{11-56}$$

式中　φ_1、φ_2——参数，对实测序列，即b_1和b_2，也就是将b_1和b_2作为φ_1和φ_1的估计值。其余符号意义同前。如用r_{k-1}和r_{k-2}分别代替式（11-56）中的ρ_{k-1}和ρ_{k-2}，即可绘出模型的$\rho\sim k$关系线，见图11-9中的点划线III。同理，对实测序列分析时，用式（11-16）计算r_k，绘出$r\sim k$的关系线，如它与模型的关系线在统计上无显著差异，认为序列具有相依性。

4.频谱特性检验

将水文序列视为一种规律性的振动现象，并由不同频率的余弦波和正弦波组合叠加而成，则此序列具备一定的频谱特性。频谱是指其振幅和角频率的关系。$AR(p)$模型都有理论谱计算公式，并可绘制理论谱图。将它与样本序列的谱图比较，可判断能否用$AR(p)$模型。谱的计算式较复杂，此处不作介绍。

5.随机项的独立性检验

随机项的独立性检验，用相关系数综合检验法。因为

$$y_i=\bar{y}+b_1(y_{i-1}-\bar{y})+b_2(y_{i-2}-\bar{y})+\cdots+b_p(y_{i-p}-\bar{y})+\varepsilon_i \tag{11-57}$$

所以，有

$$\varepsilon_i=y_i-\bar{y}-b_1(y_{i-1}-\bar{y})-b_2(y_{i-2}-\bar{y})-\cdots-b_p(y_{i-p}-\bar{y}) \tag{11-58}$$

对实测序列，可按上式计算出一系列ε_i，并计算ε_i系列的时移相关系数$r_\varepsilon(1)$，$r_\varepsilon(2)$，…，$r_\varepsilon(m)$，如果ε_i系独立的随机系列，则统计量$\chi^2(m-p)$渐近服从自由度为$(m-p)$的χ^2分布。

$$\chi^2(m-p)=n\sum_{k=1}^{m}r_\varepsilon^2(k) \tag{11-59}$$

式中　m——最大的时移数；

地信网论坛
BBS.3S001.COM

p ——$AR(p)$模型的阶数；

n ——样本容量；

k ——时移数。

【例 11-6】 某站有44年的年径流量序列，用$AR(1)$模型拟合后算出ε_t序列的时移为1～10的相关系数，依次为-0.13，0.14，0.14，-0.09，0.04，0.18，-0.18，0.05，0.02，-0.09，检验ε_t系列是否具备独立性。

将上列数据代入式（11-59），得$\chi^2(m-p)=6.23$，选显著水平$\alpha=0.05$，因$p=1$，$m-p=9$，查χ^2分布表得临界值$\chi^2_{0.05}=16.9$。因$\chi^2(m-p)<\chi^2_{0.05}$，故可以推断，$\varepsilon_t$序列是独立的。

以上介绍了$AR(p)$模型的结构及其适用条件的判别。对一个实测序列，有可能用几种模型拟合，如$AR(1)$和$AR(2)$等，需要优选。优选时原则上考虑以下两个方面：

（1）模型对实测序列拟合最佳；

（2）模型结构简单，操作计算方便。

这两个方面有时往往是矛盾的，要根据一定的准则综合权衡，以确定最佳模型。

（二）模型的有效性检验

根据实际序列选出拟合得最佳的模型，仅是对总体的一种估计，如果可资利用的信息不够充分，这种估计与总体可能有较大差别，因此，对模型的有效性要进行检验。最简单的是将模型的主要统计参数与实测序列的相比，看在统计上是否有显著差别。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

附　　表

附表 1　　相 关 系 数 检 验 表

$n-2$ \ 信度α	0.05	0.01	$n-2$ \ 信度α	0.05	0.01
1	0.997	1.000	21	0.412	0.526
2	0.950	0.990	22	0.404	0.515
3	0.877	0.959	23	0.396	0.505
4	0.811	0.917	24	0.388	0.496
5	0.754	0.874	25	0.381	0.487
6	0.707	0.834	26	0.374	0.478
7	0.666	0.798	27	0.367	0.470
8	0.632	0.765	28	0.361	0.463
9	0.602	0.735	29	0.355	0.456
10	0.576	0.708	30	0.349	0.449
11	0.553	0.684	31	0.325	0.418
12	0.532	0.661	32	0.304	0.393
13	0.514	0.641	33	0.288	0.372
14	0.497	0.623	34	0.273	0.354
15	0.482	0.606	35	0.250	0.325
16	0.468	0.590	36	0.232	0.302
17	0.451	0.575	37	0.217	0.283
18	0.441	0.561	38	0.205	0.267
19	0.433	0.549	39	0.195	0.254
20	0.423	0.537	40	0.138	0.181

地信网论坛
BBS.3S001.COM

附表 2　　皮尔逊III（P-III）型曲线的模比系数K_p值表

（1）$CS=2CV$

P(%) / CV	0.01	0.1	0.2	0.33	0.5	1	2	5	10	20	50	75	90	95	99	P(%) / CS
0.05	1.20	1.16	1.15	1.14	1.13	1.12	1.11	1.08	1.06	1.04	1.00	0.97	0.94	0.92	0.89	0.10
0.10	1.42	1.34	1.31	1.29	1.27	1.25	1.21	1.17	1.13	1.08	1.00	0.93	0.87	0.84	0.78	0.20
0.15	1.67	1.54	1.48	1.46	1.43	1.38	1.33	1.26	1.20	1.12	0.99	0.90	0.81	0.77	0.69	0.30
0.20	1.92	1.73	1.67	1.63	1.59	1.52	1.45	1.35	1.26	1.16	0.99	0.86	0.75	0.70	0.59	0.40
0.22	2.04	1.82	1.75	1.70	1.66	1.58	1.50	1.39	1.29	1.18	0.98	0.84	0.73	0.67	0.56	0.44
0.24	2.16	1.91	1.83	1.77	1.73	1.64	1.55	1.43	1.32	1.19	0.98	0.83	0.71	0.64	0.53	0.48
0.25	2.22	1.96	1.87	1.81	1.77	1.67	1.58	1.45	1.33	1.20	0.98	0.82	0.70	0.63	0.52	0.50
0.26	2.28	2.01	1.91	1.85	1.80	1.70	1.60	1.46	1.34	1.21	0.98	0.82	0.69	0.62	0.50	0.52
0.28	2.40	2.10	2.00	1.93	1.87	1.76	1.66	1.50	1.37	1.22	0.97	0.79	0.66	0.59	0.47	0.56
0.30	2.52	2.19	2.08	2.01	1.94	1.83	1.71	1.54	1.40	1.24	0.97	0.78	0.64	0.56	0.44	0.60
0.35	2.86	2.44	2.31	2.22	2.13	2.00	1.84	1.64	1.47	1.28	0.96	0.75	0.59	0.51	0.37	0.70
0.40	3.20	2.70	2.54	2.42	2.32	2.16	1.98	1.74	1.54	1.31	0.95	0.71	0.53	0.45	0.30	0.80
0.45	3.59	2.98	2.80	2.65	2.53	2.33	2.13	1.84	1.60	1.35	0.93	0.67	0.48	0.40	0.26	0.90
0.50	3.98	3.27	3.05	2.88	2.74	2.51	2.27	1.94	1.67	1.38	0.92	0.64	0.44	0.34	0.21	1.00
0.55	4.42	3.58	3.32	3.12	2.97	2.70	2.42	2.04	1.74	1.41	0.90	0.59	0.40	0.30	0.16	1.10
0.60	4.85	3.89	3.59	3.37	3.20	2.89	2.57	2.15	1.80	1.44	0.89	0.56	0.35	0.26	0.13	1.20
0.65	5.33	4.22	3.89	3.64	3.44	3.09	2.74	2.25	1.87	1.47	0.87	0.52	0.31	0.22	0.10	1.30
0.70	5.81	4.56	4.19	3.91	3.68	3.29	2.90	2.36	1.94	1.50	0.85	0.49	0.27	0.18	0.08	1.40
0.75	6.33	4.93	4.52	4.19	3.93	3.50	3.06	2.46	2.00	1.52	0.82	0.45	0.24	0.15	0.06	1.50
0.80	6.85	5.30	4.84	4.47	4.19	3.71	3.22	2.57	2.06	1.54	0.80	0.42	0.21	0.12	0.04	1.60
0.90	7.98	6.08	5.51	5.07	4.74	4.15	3.56	2.78	2.19	1.58	0.75	0.35	0.15	0.08	0.02	1.80

（2）$CS=3CV$

P(%) / CV	0.01	0.1	0.2	0.33	0.5	1	2	5	10	20	50	75	90	95	99	P(%) / CS
0.20	2.02	1.79	1.72	1.67	1.63	1.55	1.47	1.33	1.27	1.16	0.98	0.86	0.76	0.71	0.62	0.60
0.25	2.35	2.05	1.95	1.88	1.82	1.72	1.61	1.46	1.34	1.20	0.97	0.82	0.71	0.65	0.56	0.75
0.30	2.72	2.32	2.19	2.10	2.02	1.89	1.75	1.56	1.40	1.23	0.96	0.78	0.66	0.60	0.50	0.90
0.35	3.12	2.61	2.46	2.33	2.24	2.07	1.90	1.66	1.47	1.25	0.94	0.74	0.61	0.55	0.46	1.05
0.40	3.56	2.92	2.73	2.58	2.46	2.26	2.05	1.76	1.54	1.29	0.92	0.70	0.57	0.50	0.42	1.20
0.42	3.75	3.06	2.85	2.69	2.56	2.34	2.11	1.81	1.56	1.31	0.91	0.69	0.55	0.48	0.41	1.26
0.44	3.94	3.19	2.97	2.80	2.65	2.42	2.17	1.85	1.59	1.32	0.91	0.67	0.54	0.47	0.40	1.32
0.45	4.04	3.26	3.03	2.85	2.70	2.46	2.21	1.87	1.60	1.32	0.90	0.67	0.53	0.47	0.39	1.35
0.46	4.14	3.33	3.09	2.90	2.75	2.50	2.24	1.89	1.61	1.33	0.90	0.66	0.52	0.46	0.39	1.38
0.48	4.34	3.47	3.21	3.01	2.85	2.58	2.31	1.93	1.65	1.34	0.89	0.65	0.51	0.45	0.38	1.44
0.50	4.55	3.62	3.34	3.12	2.93	2.67	2.37	1.98	1.67	1.35	0.88	0.64	0.49	0.44	0.37	1.50
0.52	4.76	3.76	3.46	3.24	3.06	2.75	2.44	2.02	1.69	1.36	0.87	0.62	0.48	0.42	0.36	1.56
0.54	4.98	3.91	3.60	3.36	3.16	2.84	2.51	2.06	1.72	1.36	0.86	0.61	0.47	0.41	0.36	1.62
0.55	5.09	3.99	3.66	3.42	3.21	2.88	2.54	2.08	1.73	1.36	0.86	0.60	0.46	0.41	0.36	1.65
0.56	5.20	4.07	3.73	3.48	3.27	2.93	2.57	2.10	1.74	1.37	0.85	0.59	0.46	0.40	0.35	1.68
0.58	5.43	4.23	3.86	3.59	3.38	3.01	2.64	2.14	1.77	1.38	0.84	0.58	0.45	0.40	0.35	1.74
0.60	5.66	4.38	4.01	3.71	3.49	3.10	2.71	2.19	1.79	1.38	0.83	0.57	0.44	0.39	0.35	1.80
0.65	6.26	4.81	4.36	4.03	3.77	3.33	2.88	2.29	1.85	1.40	0.80	0.53	0.41	0.37	0.34	1.95
0.70	6.90	5.23	4.73	4.35	4.06	3.56	3.05	2.40	1.90	1.41	0.78	0.50	0.39	0.36	0.34	2.10
0.75	7.57	5.68	5.12	4.69	4.36	3.80	3.24	2.50	1.95	1.42	0.76	0.48	0.38	0.35	0.34	2.25
0.80	8.26	6.14	5.50	5.04	4.63	4.05	3.42	2.61	2.01	1.43	0.72	0.46	0.36	0.34	0.34	2.10

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（3）$CS=3.5CV$

续表

CV \ P(%)	0.01	0.1	0.2	0.33	0.5	1	2	5	10	20	50	75	90	95	99	CS \ P(%)
0.20	2.06	1.82	1.74	1.69	1.64	1.56	1.48	1.36	1.27	1.16	0.98	0.86	0.76	0.72	0.64	0.70
0.25	2.42	2.09	1.99	1.91	1.85	1.74	1.62	1.46	1.34	1.19	0.96	0.82	0.71	0.66	0.58	0.88
0.30	2.82	2.38	2.24	2.14	2.06	1.92	1.77	1.57	1.40	1.22	0.95	0.78	0.67	0.61	0.53	1.05
0.35	3.26	2.70	2.52	2.39	2.29	2.11	1.92	1.67	1.47	1.28	0.93	0.74	0.62	0.57	0.50	1.22
0.40	3.75	3.04	2.82	2.66	2.53	2.31	2.08	1.78	1.53	1.28	0.91	0.71	0.58	0.53	0.47	1.40
0.42	3.95	3.18	2.95	2.77	2.63	2.39	2.15	1.82	1.56	1.29	0.90	0.69	0.57	0.52	0.46	1.47
0.44	4.16	3.33	3.08	2.88	2.73	2.48	2.21	1.86	1.59	1.30	0.89	0.68	0.56	0.51	0.46	1.54
0.45	4.27	3.40	3.14	2.91	2.79	2.52	2.25	1.88	1.60	1.31	0.89	0.67	0.55	0.50	0.45	1.58
0.46	4.37	3.48	3.21	3.00	2.84	2.56	2.28	1.90	1.61	1.31	0.88	0.66	0.54	0.50	0.45	1.61
0.48	4.60	3.63	3.35	3.12	2.94	2.65	2.35	1.95	1.64	1.32	0.87	0.65	0.53	0.49	0.45	1.68
0.50	4.82	3.78	3.48	3.24	3.06	2.74	2.42	1.99	1.66	1.32	0.86	0.64	0.52	0.48	0.44	1.75
0.52	5.06	3.95	3.62	3.36	3.18	2.83	2.48	2.03	1.69	1.33	0.85	0.63	0.51	0.47	0.44	1.82
0.54	5.30	4.11	3.76	3.48	3.28	2.91	2.55	2.07	1.71	1.34	0.84	0.61	0.50	0.47	0.44	1.89
0.55	5.41	4.20	3.83	3.55	3.34	2.96	2.58	2.10	1.72	1.34	0.84	0.60	0.50	0.46	0.44	1.92
0.56	5.55	4.28	3.91	3.61	3.39	3.01	2.62	2.12	1.73	1.35	0.83	0.60	0.49	0.46	0.43	1.96
0.58	5.80	4.45	4.05	3.71	3.51	3.10	2.69	2.16	1.75	1.35	0.82	0.58	0.48	0.46	0.43	2.03
0.60	6.06	4.62	4.20	3.87	3.62	3.20	2.76	2.20	1.77	1.35	0.81	0.57	0.48	0.45	0.43	2.10
0.65	6.73	5.08	4.58	4.22	3.92	3.44	2.94	2.30	1.83	1.36	0.78	0.55	0.46	0.44	0.43	2.28
0.70	7.43	5.54	4.98	4.56	4.23	3.68	3.12	2.41	1.88	1.37	0.75	0.53	0.45	0.44	0.43	2.45
0.75	8.16	6.02	5.38	4.92	4.55	3.92	3.30	2.51	1.92	1.37	0.72	0.50	0.44	0.43	0.43	2.62
0.80	8.94	6.53	5.81	5.29	4.87	4.18	3.49	2.61	1.97	1.37	0.70	0.49	0.44	0.43	0.43	2.80

（4）$CS=4CV$

CV \ P(%)	0.01	0.1	0.2	0.33	0.5	1	2	5	10	20	50	75	90	95	99	CS \ P(%)
0.20	2.10	1.85	1.77	1.71	1.66	1.58	1.49	1.37	1.27	1.16	0.97	0.85	0.77	0.72	0.65	0.80
0.25	2.49	2.13	2.02	1.94	1.87	1.76	1.64	1.47	1.34	1.19	0.96	0.82	0.72	0.67	0.60	1.00
0.30	2.92	2.44	2.30	2.18	2.10	1.94	1.79	1.57	1.40	1.22	0.94	0.78	0.68	0.63	0.56	1.20
0.35	3.40	2.78	2.60	2.45	2.34	2.14	1.95	1.68	1.47	1.25	0.92	0.74	0.64	0.59	0.54	1.40
0.40	3.92	3.15	2.92	2.74	2.60	2.36	2.11	1.78	1.53	1.27	0.90	0.71	0.60	0.56	0.52	1.60
0.42	4.15	3.30	3.05	2.86	2.70	2.44	2.18	1.83	1.56	1.28	0.89	0.70	0.59	0.55	0.52	1.68
0.44	4.38	3.46	3.19	2.98	2.81	2.53	2.25	1.87	1.58	1.29	0.88	0.68	0.58	0.55	0.51	1.76
0.45	4.49	3.54	3.25	3.03	2.87	2.58	2.28	1.89	1.59	1.29	0.87	0.68	0.58	0.54	0.51	1.80
0.46	4.62	3.62	3.32	3.10	2.92	2.62	2.32	1.91	1.61	1.29	0.87	0.67	0.57	0.54	0.51	1.84
0.48	4.86	3.79	3.47	3.22	3.04	2.71	2.39	1.96	1.63	1.30	0.86	0.66	0.56	0.53	0.51	1.92
0.50	5.10	3.96	3.61	3.35	3.15	2.80	2.45	2.00	1.65	1.31	0.84	0.64	0.55	0.53	0.50	2.00
0.52	5.36	4.12	3.76	3.48	3.27	2.90	2.52	2.04	1.67	1.31	0.83	0.63	0.55	0.52	0.50	2.08
0.54	5.62	4.30	3.91	3.61	3.38	2.99	2.59	2.08	1.69	1.31	0.82	0.62	0.54	0.52	0.50	2.16
0.55	5.76	4.39	3.99	3.68	3.44	3.03	2.63	2.10	1.70	1.31	0.82	0.62	0.54	0.52	0.50	2.20
0.56	5.90	4.48	4.06	3.75	3.50	3.09	2.66	2.12	1.71	1.31	0.81	0.61	0.53	0.51	0.50	2.24
0.58	6.18	4.67	4.22	3.89	3.62	3.19	2.74	2.16	1.74	1.32	0.80	0.60	0.53	0.51	0.50	2.32
0.60	6.45	4.85	4.38	4.03	3.75	3.29	2.81	2.21	1.76	1.32	0.79	0.59	0.52	0.51	0.50	2.40
0.65	7.18	5.34	4.78	4.38	4.07	3.53	2.99	2.31	1.80	1.32	0.76	0.57	0.51	0.50	0.50	2.60
0.70	7.95	5.84	5.21	4.75	4.39	3.78	3.18	2.41	1.85	1.32	0.73	0.55	0.51	0.50	0.50	2.80
0.75	8.76	6.36	5.65	5.13	4.72	4.03	3.36	2.50	1.88	1.32	0.71	0.54	0.51	0.50	0.50	3.00
0.80	9.62	6.90	6.11	5.53	5.06	4.30	3.55	2.60	1.91	1.30	0.68	0.53	0.50	0.50	0.50	3.20

附表 3　　国内各蒸发试验站水面蒸发换算系数 K 值表

地区	标准蒸发器面积 (m^2)	蒸发器类型	各月换算系数												年
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
北京市（官厅）	100	E-601				0.82	0.81	0.87	0.96	1.06	1.02	0.93			
		φ80cm				0.69	0.71	0.74	0.82	0.85	0.98	0.92			
		φ20cm				0.44	0.45	0.50	0.53	0.62	0.63	0.54			
黄委（三门峡）	20	E-601				0.84	0.84	0.88	0.87	0.97	1.02	0.96	1.06		
		φ80cm				0.65	0.61	0.62	0.65	0.72	0.85	0.82	0.97		
		φ20cm				0.44	0.43	0.45	0.46	0.47	0.52				
辽宁（营盘）	20	φ20cm					0.52	0.57	0.67	0.77	0.85	0.76			0.69
	20	E-601					0.94	0.90	1.01	1.06	1.11	1.07			1.02
	（φ20漂浮）	φ80cm					0.70	1.00	1.00	1.30	1.50	1.85			1.23
长委（重庆）	100	E-601	0.71	0.71	0.73	0.76	0.89	0.90	0.87	0.91	0.94	0.94	0.90	0.58	0.85
		φ80cm	0.70	0.62	0.53	0.53	0.62	0.60	0.58	0.66	0.73	0.83	0.89	0.88	0.68
		φC20m	0.55	0.50	0.46	0.48	0.56	0.56	0.56	0.63	0.68	0.74	0.78	0.72	0.60
广东（广州）	20	E-601	0.85	0.86	0.81	0.90	0.92	0.98	1.03	1.02	1.05	1.03	0.93	0.93	0.96
		φ80cm	0.72	0.69	0.63	0.64	0.64	0.70	0.71	0.74	0.76	0.84	0.85	0.81	0.73
		φ20cm	0.69	0.67	0.65	0.67	0.68	0.75	0.78	0.80	0.82	0.88	0.90	0.79	0.76
福建（古田）	20	ГГИ3000	1.00	0.90	0.86	0.78	0.88	0.86	0.97	0.93	1.10	1.15	1.02	0.96	0.96
		φ80cm	1.25	1.03	0.88	0.75	0.90	1.01	0.93	0.99	1.07	1.26	1.07	1.03	1.01
		E-601	1.06	0.97	0.93	0.90	0.92	0.90	1.01	1.00	1.18	1.25	1.10	1.07	1.03
湖北（东湖）	10	E-601	0.98	0.96	0.89	0.88	0.89	0.93	0.95	0.97	1.03	1.03	1.05	1.02	0.97
		φ80cm	0.92	0.78	0.66	0.62	0.65	0.67	0.67	0.73	0.88	0.87	1.01	1.04	0.79
		φ20cm	0.64	0.57	0.57	0.46	0.53	0.57	0.59	0.66	0.75	0.74	0.89	0.80	0.65
浙江（双林）	ГГИ300	E-601	0.86	1.10	1.24	1.20	1.14	1.25	1.20	1.18	1.15	1.16	1.18	1.06	1.15
	（漂浮）	φ80cm	1.11	1.10	0.91	0.95	0.92	0.94	0.94	1.09	1.21	1.23	1.50	1.47	1.11
		φ20cm	0.63	0.65	0.75	0.72		0.81	0.80	0.87	0.93	0.81	0.78	0.77	0.77

地信网论坛 BBS.3S001.COM

续表

地区	标准蒸发器面积 (m²)	蒸发器类型	各月换算系数												年
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
新安江	20	φ80cm	1.12	1.41	0.91	0.81	0.76	0.83	0.83	0.89	1.09	1.42	1.51	1.40	1.08
(罗桐埠)		φ20cm	0.73	0.77	0.51	0.48	0.48	0.56	0.60	0.60	0.80	0.82	0.94	0.79	0.67
安徽	1.21	φ80cm	0.67	0.68	0.71	0.77	0.73	0.80	0.79	0.82	0.82	0.79	0.75	0.64	
(瓦屋寺)		φ-3000	0.88	0.93	0.93	0.95	0.95	0.94	0.88	0.95	0.95	0.81	0.80	0.85	
江苏	20	φ-601	1.02	0.94	0.90	0.86	0.88	0.92	0.95	0.97	1.01	1.03	1.06	1.09	0.97
(太湖)		φ80cm	0.98	0.75	0.71	0.66	0.66	0.70	0.73	0.77	0.83	0.91	1.03	1.08	0.82
		φ20cm	0.81	0.68	0.63	0.50	0.50	0.62	0.63	0.69	0.79	0.79	0.83	0.72	0.69
新疆	ГГИ300								0.82	0.80	0.85	(0.77)			0.60
(哈地坡)									0.69	0.83	0.70	(0.61)			1.02
									0.56	0.55	0.58	(0.52)			1.23
辽宁	20	3000					0.90	0.91	1.00	1.11	1.01	1.06			
(柏仁)		φ80cm					0.73	0.75	0.85	0.82	0.81	0.93			
		φ20cm					0.65	0.67	0.74	0.78	0.80	0.87			
吉林	20	3000					0.73	0.85	0.91	0.97	1.03	1.02			
(丰满)		φ80cm					0.62	0.65	0.68	0.77	0.90	0.92			
		φ20cm					0.51	0.55	0.65	0.68	0.76	0.70			
吉林	3000	3000					1.08	1.06	1.11	1.21	1.47	1.55			
(二龙山)	(漂浮)	φ80cm					0.86	0.85	0.91	1.02	1.30	1.56			
		φ20cm					0.66	0.64	0.75	0.82	1.04	1.07			
黑龙江	3000	φ80cm					0.86	1.08	1.09	1.11	1.16				
(甘南)	(漂浮)	φ20cm					0.61	0.65	0.85	0.86	0.78				
河南 (薄山)	3	φ80cm			0.91	0.98	0.88	0.82	0.79	0.83	0.94	1.02	1.06		0.91
甘肃	9.6	φ80cm				0.64	0.65	0.67	0.69	0.73	0.78	1.03			0.74
(上全)		φ20cm				0.55	0.58	0.59	0.59	0.62	0.66	0.92			0.65

地信网论坛 BBS.3S001.COM

地信网论坛
BBS.3S001.COM

附表 4　　皮尔逊 III 型曲线的离均系数 Φ_P 值表

CS \ $P(\%)$	0.01	0.1	0.2	0.33	0.5	1	2	5	10	20	50	75	90	95	99	CS \ $P(\%)$
0.0	3.72	3.09	2.88	2.71	2.58	2.33	2.05	1.64	1.28	0.84	0.00	−0.67	−1.28	−1.64	−2.33	0.0
0.1	3.94	3.23	3.00	2.82	2.67	2.40	2.11	1.67	1.29	0.84	−0.02	−0.68	−1.27	−1.62	−2.25	0.1
0.2	4.16	3.38	3.12	2.92	2.76	2.47	2.16	1.70	1.30	0.83	−0.03	−0.69	−1.26	−1.59	−2.18	0.2
0.3	4.38	3.52	3.24	3.03	2.86	2.54	2.21	1.73	1.31	0.82	−0.05	−0.70	−1.24	−1.55	−2.10	0.3
0.4	4.61	3.67	3.36	3.14	2.95	2.62	2.26	1.75	1.32	0.82	−0.07	−0.71	−1.23	−1.52	−2.03	0.4
0.5	4.83	3.81	3.48	3.25	3.04	2.68	2.31	1.77	1.32	0.81	−0.08	−0.71	−1.22	−1.49	−1.96	0.5
0.6	5.05	3.96	3.60	3.35	3.13	2.75	2.35	1.80	1.33	0.80	−0.10	−0.72	−1.20	−1.45	−1.88	0.6
0.7	5.28	4.10	3.72	3.45	3.22	2.82	2.40	1.82	1.33	0.79	−0.12	−0.72	−1.18	−1.42	−1.81	0.7
0.8	5.50	4.24	3.85	3.55	3.31	2.89	2.45	1.84	1.34	0.78	−0.13	−0.73	−1.17	−1.38	−1.74	0.8
0.9	5.73	4.39	3.97	3.65	3.40	2.96	2.50	1.86	1.34	0.77	−0.15	−0.73	−1.15	−1.35	−1.66	0.9
1.0	5.96	4.53	4.09	3.76	3.49	3.02	2.54	1.88	1.34	0.76	−0.16	−0.73	−1.13	−1.32	−1.59	1.0
1.1	6.18	4.67	4.20	3.86	3.58	3.09	2.58	1.89	1.34	0.74	−0.18	−0.74	−1.10	−1.28	−1.52	1.1
1.2	6.41	4.81	4.32	3.95	3.66	3.15	2.62	1.91	1.34	0.73	−0.19	−0.74	−1.08	−1.24	−1.45	1.2
1.3	6.64	4.95	4.44	4.05	3.74	3.21	2.67	1.92	1.34	0.72	−0.21	−0.74	−1.06	−1.20	−1.38	1.3
1.4	6.87	5.09	4.56	4.15	3.83	3.27	2.71	1.94	1.33	0.71	−0.22	−0.73	−1.04	−1.17	−1.32	1.4
1.5	7.09	5.23	4.68	4.24	3.91	3.33	2.74	1.95	1.33	0.69	−0.24	−0.73	−1.02	−1.13	−1.26	1.5
1.6	7.31	5.37	4.80	4.34	3.99	3.39	2.78	1.96	1.33	0.68	−0.25	−0.73	−0.99	−1.10	−1.20	1.6
1.7	7.54	5.50	4.91	4.43	4.07	3.44	2.82	1.97	1.32	0.66	−0.27	−0.72	−0.97	−1.06	−1.14	1.7
1.8	7.76	5.64	5.01	4.52	4.15	3.50	2.85	1.98	1.32	0.64	−0.28	−0.72	−0.94	−1.02	−1.09	1.8
1.9	7.98	5.77	5.12	4.61	4.23	3.55	2.88	1.99	1.31	0.63	−0.29	−0.72	−0.92	−0.98	−1.04	1.9
2.0	8.21	5.91	5.22	4.70	4.30	3.61	2.91	2.00	1.30	0.61	−0.31	−0.71	−0.895	−0.949	−0.989	2.0
2.1	8.43	6.04	5.33	4.79	4.37	3.66	2.93	2.00	1.29	0.59	−0.32	−0.71	−0.869	−0.914	−0.945	2.1
2.2	8.65	6.17	5.43	4.88	4.44	3.71	2.96	2.00	1.28	0.57	−0.33	−0.70	−0.844	−0.879	−0.905	2.2
2.3	8.87	6.30	5.53	4.97	4.51	3.76	2.99	2.00	1.27	0.55	−0.34	−0.69	−0.820	−0.849	−0.867	2.3
2.4	9.08	6.42	5.63	5.05	4.58	3.81	3.02	2.01	1.26	0.54	−0.35	−0.68	−0.795	−0.820	−0.831	2.4
2.5	9.30	6.55	5.73	5.13	4.65	3.85	3.04	2.01	1.25	0.52	−0.36	−0.67	−0.772	−0.791	−0.800	2.5
2.6	9.51	6.67	5.82	5.20	4.72	3.89	3.06	2.01	1.23	0.50	−0.37	−0.66	−0.748	−0.764	−0.769	2.6
2.7	9.72	6.79	5.92	5.28	4.78	3.93	3.09	2.01	1.22	0.48	−0.37	−0.65	−0.726	−0.736	−0.740	2.7
2.8	9.93	6.91	6.01	5.36	4.84	3.97	3.11	2.01	1.21	0.46	−0.38	−0.64	−0.702	−0.710	−0.714	2.8
2.9	10.14	7.03	6.10	5.44	4.90	4.01	3.13	2.01	1.20	0.44	−0.39	−0.63	−0.680	−0.687	−0.690	2.9

续表

P(%) / CS	0.01	0.1	0.2	0.33	0.5	1	2	5	10	20	50	75	90	95	99	P(%) / CS
3.0	10.35	7.15	6.20	5.51	4.96	4.05	3.15	2.00	1.18	0.42	−0.39	−0.62	−0.658	−0.665	−0.667	3.0
3.1	10.56	7.26	6.30	5.59	5.02	4.08	3.17	2.00	1.16	0.40	−0.40	−0.60	−0.639	−0.644	−0.645	3.1
3.2	10.77	7.38	6.39	5.66	5.08	4.12	3.19	2.00	1.14	0.38	−0.40	−0.59	−0.621	−0.624	−0.625	3.2
3.3	10.97	7.49	6.48	5.74	5.14	4.15	3.21	1.99	1.12	0.36	−0.40	−0.58	−0.604	−0.606	−0.606	3.3
3.4	11.17	7.60	6.56	5.80	5.20	4.18	3.22	1.98	1.11	0.34	−0.41	−0.57	−0.587	−0.588	−0.588	3.4
3.5	11.37	7.72	6.65	5.86	5.25	4.22	3.23	1.97	1.09	0.32	−0.41	−0.55	−0.570	−0.571	−0.571	3.5
3.6	11.57	7.83	6.73	5.93	5.30	4.25	3.24	1.96	1.08	0.30	−0.41	−0.54	−0.555	−0.556	−0.556	3.6
3.7	11.77	7.94	6.81	5.99	5.35	4.28	3.25	1.95	1.06	0.28	−0.42	−0.53	−0.540	−0.541	−0.541	3.7
3.8	11.97	8.05	6.89	6.05	5.40	4.31	3.26	1.94	1.04	0.26	−0.42	−0.52	−0.526	−0.526	−0.526	3.8
3.9	12.16	8.15	6.97	6.11	5.45	4.34	3.27	1.93	1.02	0.24	−0.41	−0.506	−0.513	−0.513	−0.513	3.9
4.0	12.36	8.25	7.05	6.18	5.50	4.37	3.27	1.92	1.00	0.23	−0.41	−0.496	−0.500	−0.500	−0.500	4.0
4.1	12.55	8.35	7.13	6.24	5.54	4.39	3.28	1.91	0.98	0.21	−0.41	−0.484	−0.488	−0.488	−0.488	4.1
4.2	12.74	8.45	7.21	6.30	5.59	4.41	3.29	1.90	0.96	0.19	−0.41	−0.473	−0.476	−0.476	−0.476	4.2
4.3	12.93	8.55	7.29	6.36	5.63	4.44	3.29	1.88	0.94	0.17	−0.41	−0.462	−0.465	−0.465	−0.465	4.3
4.4	13.12	8.65	7.36	6.41	5.68	4.46	3.30	1.87	0.92	0.16	−0.40	−0.453	−0.455	−0.455	−0.455	4.4
4.5	13.30	8.75	7.43	6.46	5.72	4.48	3.30	1.85	0.90	0.14	−0.40	−0.444	−0.444	−0.444	−0.444	4.5
4.6	13.49	8.85	7.50	6.52	5.76	4.50	3.30	1.84	0.88	0.13	−0.40	−0.435	−0.435	−0.435	−0.435	4.6
4.7	13.67	8.95	7.57	6.57	5.80	4.52	3.30	1.82	0.86	0.11	−0.39	−0.426	−0.426	−0.426	−0.426	4.7
4.8	13.85	9.04	7.64	6.63	5.84	4.54	3.30	1.80	0.84	0.09	−0.39	−0.417	−0.417	−0.417	−0.417	4.8
4.9	14.04	9.13	7.70	6.68	5.88	4.55	3.30	1.78	0.82	0.08	−0.38	−0.403	−0.408	−0.408	−0.408	4.9
5.0	14.22	9.22	7.77	6.73	5.92	4.57	3.30	1.77	0.80	0.06	−0.379	−0.400	−0.400	−0.400	−0.400	5.0
5.1	14.40	9.31	7.84	6.78	5.95	4.58	3.30	1.75	0.78	0.04	−0.374	−0.392	−0.392	−0.392	−0.392	5.1
5.2	14.57	9.40	7.90	6.83	5.99	4.59	3.30	1.73	0.76	0.03	−0.369	−0.385	−0.385	−0.385	−0.385	5.2
5.3	14.75	9.49	7.96	6.87	6.02	4.60	3.30	1.72	0.74	0.02	−0.363	−0.377	−0.377	−0.377	−0.377	5.3
5.4	14.92	9.57	8.02	6.91	6.05	4.62	3.29	1.70	0.72	0.00	−0.358	−0.370	−0.370	−0.370	−0.370	5.4
5.5	15.10	9.66	8.08	6.96	6.08	4.63	3.28	1.68	0.70	−0.01	−0.353	−0.364	−0.364	−0.364	−0.364	5.5
5.6	15.27	9.74	8.14	7.00	6.11	4.64	3.28	1.66	0.67	−0.03	−0.349	−0.357	−0.357	−0.357	−0.357	5.6
5.7	15.45	9.82	8.21	7.04	6.14	4.65	3.27	1.65	0.65	−0.04	−0.344	−0.351	−0.351	−0.351	−0.351	5.7
5.8	15.62	9.91	8.27	7.08	6.17	4.67	3.27	1.63	0.63	0.05	−0.339	−0.345	−0.345	−0.345	−0.345	5.8
5.9	15.78	9.99	8.32	7.12	6.20	4.68	3.26	1.61	0.61	−0.06	−0.334	−0.339	−0.339	−0.339	−0.339	5.9
6.0	15.94	10.07	8.38	7.15	6.23	4.68	3.25	1.59	0.59	−0.07	−0.329	−0.333	−0.333	−0.333	−0.333	6.0
6.1	16.11	10.15	8.43	7.19	6.26	4.69	3.24	1.57	0.57	−0.08	−0.325	−0.328	−0.328	−0.328	−0.328	6.1
6.2	16.28	10.22	8.49	7.23	6.28	4.70	3.23	1.55	0.55	−0.09	−0.320	−0.323	−0.323	−0.323	−0.323	6.2
6.3	16.45	10.30	8.54	7.26	6.30	4.70	3.22	1.53	0.53	−0.10	−0.315	−0.317	−0.317	−0.317	−0.317	6.3
6.4	16.61	10.38	8.60	7.30	6.32	4.71	3.21	1.51	0.51	−0.11	−0.311	−0.313	−0.313	−0.313	−0.313	6.4

地信网论坛 BBS.3S001.COM

地信网论坛
BBS.3S001.COM

附表 5　　1000hPa地面到指定压力间饱和湿绝热大气中的可降水与1000hPa露点关系表

压力	1000hPa 露点 (℃)																													
(hPa)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
990	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	3
980	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	4	5	5	5
970	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	4	5	5	5	5	6	6	7	7	7	8
960	1	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	4	5	5	5	6	6	6	7	7	8	8	9	9	10	11
950	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	4	5	5	6	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	12	12	13
940	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	7	7	7	8	9	9	10	10	11	12	12	13	14	15	16
930	2	3	3	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	11	11	12	13	14	14	15	16	17	18
920	3	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	12	13	14	14	15	16	17	19	20	21
910	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	7	7	8	8	9	10	10	11	12	13	13	14	15	16	17	18	20	21	22	23
900	3	4	4	4	4	5	5	6	6	6	7	7	8	9	9	10	11	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	22	23	24	26
890	4	4	4	5	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	11	12	12	13	14	15	16	17	18	20	21	22	24	25	27	28
880	4	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	11	12	12	13	14	15	16	17	19	20	21	22	24	26	27	29	31
870	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	11	12	13	13	14	15	16	18	19	20	21	23	24	26	28	29	31	33
860	4	5	5	6	6	6	7	7	8	9	9	10	11	12	12	13	14	15	16	18	19	20	21	23	24	26	28	30	32	34	36
850	5	5	5	6	6	7	7	8	9	9	10	11	11	12	13	14	15	16	18	19	20	21	23	24	26	28	30	32	34	36	38
840	5	5	6	6	7	7	8	8	9	10	10	11	12	13	14	15	16	17	19	20	21	23	24	26	28	30	32	34	36	38	40
830	5	5	6	6	7	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	21	22	24	26	27	29	31	33	35	38	40	43
820	5	6	6	7	7	8	8	9	10	11	11	12	13	14	15	17	18	19	20	22	24	25	27	29	31	33	35	37	40	42	45
810	5	6	6	7	8	8	9	10	10	11	12	13	14	15	16	17	19	20	21	23	25	26	28	30	32	34	37	39	42	44	47
800	6	6	7	7	8	8	9	10	11	12	12	13	15	16	17	18	19	21	22	24	26	28	29	32	34	36	38	41	44	46	49
790	6	6	7	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16	17	19	20	22	23	25	27	29	31	33	35	38	40	43	46	49	52
780	6	7	7	8	8	9	10	11	11	12	13	14	16	17	18	19	21	23	24	26	28	30	32	34	37	39	42	45	48	51	54
770	6	7	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16	17	19	20	22	23	25	27	29	31	33	35	38	41	43	46	49	53	56
760	6	7	7	8	9	10	10	11	12	13	14	15	17	18	19	21	22	24	26	28	30	32	34	37	39	42	45	48	51	55	58
750	6	7	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	20	21	23	25	27	29	31	33	35	38	41	44	47	50	53	57	60
740	7	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	20	22	24	26	28	30	32	34	37	39	42	45	48	51	55	59	62
730	7	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	21	23	24	26	28	30	33	35	38	40	43	46	50	53	57	60	64
720	7	7	8	9	10	11	11	12	13	15	16	17	18	20	22	23	25	27	29	31	34	36	39	42	45	48	51	55	58	62	66
710	7	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	19	20	22	24	26	28	30	32	35	37	40	43	46	49	53	56	60	64	68
700	7	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	23	24	26	28	31	33	35	38	41	44	47	50	54	58	62	66	70
690	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	21	23	25	27	29	31	34	36	39	42	45	48	52	55	59	63	68	72
680	7	8	9	10	10	11	12	13	15	16	17	19	20	22	24	25	27	30	32	34	37	40	43	46	49	53	57	61	65	69	74
670	7	8	9	10	11	11	12	14	15	16	17	19	20	22	24	26	28	30	33	35	38	41	44	47	51	54	58	62	67	71	76
660	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	23	24	26	29	31	33	36	39	42	45	48	52	55	60	64	69	73	78
650	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	23	25	27	29	31	34	37	39	42	46	49	53	57	61	65	70	75	80
640	8	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	21	23	25	27	29	32	35	37	40	43	46	50	54	58	62	67	71	76	81
630	8	8	9	10	11	12	13	14	16	17	18	20	22	24	26	28	30	32	35	38	41	44	47	51	55	59	63	68	73	78	83
620	8	9	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	28	30	33	36	38	42	45	48	52	56	60	65	69	74	79	85
610	8	9	9	10	11	12	13	15	16	17	19	20	22	24	26	28	31	33	36	39	42	45	49	53	57	61	66	71	76	81	87
600	8	9	9	10	11	12	13	15	16	17	19	21	23	25	27	29	31	34	37	40	43	46	50	54	58	62	67	72	77	82	89

续表

压力 (hPa)	1000hPa露点(℃) 0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
590	8	9	10	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	27	29	32	34	37	40	43	47	51	55	59	63	68	73	78	84	90
580	8	9	10	11	11	13	14	15	16	18	19	21	23	25	27	30	32	35	38	41	44	48	51	55	60	64	69	74	80	85	91
570	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	20	21	23	25	27	30	32	35	38	41	46	48	52	56	61	65	70	75	81	87	93
560	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	21	23	26	28	30	33	36	39	42	45	49	53	57	61	66	71	77	82	88	94
550	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	24	26	28	30	33	36	39	42	46	49	53	58	62	67	72	78	83	90	96
540	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	24	26	28	31	33	36	39	43	46	50	54	58	63	68	73	79	85	91	97
530	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	24	26	28	31	34	37	40	43	47	50	55	59	64	69	74	80	86	92	99
520	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	29	31	34	37	40	43	47	51	55	60	64	70	75	81	87	93	100
510	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	29	31	34	37	40	44	48	51	56	60	65	70	76	82	88	95	102
500	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	27	29	32	34	37	41	44	48	52	56	61	66	71	77	83	89	96	103
490	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	22	25	27	29	32	35	38	41	45	48	52	57	61	66	72	78	82	90	97	104
480	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	23	25	27	29	32	35	38	41	45	49	53	57	62	67	73	78	85	91	98	105
470	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	23	25	27	29	32	35	38	42	45	49	53	58	62	68	73	79	85	92	99	106
460	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	23	25	27	30	32	35	38	42	45	49	54	58	63	68	74	80	86	93	100	108
450	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	23	25	27	30	32	35	39	42	46	50	54	58	63	69	74	81	87	94	101	109
440	8	9	10	11	12	13	15	16	17	19	21	23	25	27	30	33	35	39	42	46	50	54	59	64	69	75	81	88	95	102	110
430	8	9	10	11	12	13	15	16	17	19	21	23	25	27	30	33	36	39	42	46	50	55	59	64	70	76	82	88	96	103	111
420	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	27	30	33	36	39	43	46	50	55	60	65	70	76	82	89	96	104	112
410	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	27	30	33	36	39	43	47	51	55	60	65	71	77	83	90	97	105	113
400	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	39	43	47	51	55	60	65	71	77	84	90	98	105	114
390	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	39	43	47	51	56	60	66	71	77	84	91	98	106	115
380	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	39	43	47	51	56	61	66	72	78	85	92	99	107	115
370	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	43	47	51	56	61	66	72	78	85	92	100	108	116
360	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	43	47	51	56	61	66	72	79	86	93	100	108	117
350	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	43	47	52	56	61	67	73	79	86	93	101	109	118
340	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	43	47	52	56	61	67	73	79	86	93	101	109	118
330	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	43	47	52	56	61	67	73	79	86	94	102	110	119
320	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	67	73	80	87	94	102	111	120
310	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	67	73	80	87	94	102	111	120
300	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	67	74	80	87	95	103	111	121
290	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	68	74	80	87	95	103	112	121
280	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	68	74	80	88	95	103	112	121
270	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	95	104	112	122
260	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	104	113	122
250	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	104	113	122
240	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	104	113	123
230	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	104	113	123
220	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	104	113	123
210	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	105	114	123
200	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	105	114	123

地信网论坛 BBS.3S001.COM

地信网论坛
BBS.3S001.COM

附表 6　1000hPa地面到指定高度（高出地面米数）间饱和湿绝热大气中的可降水与1000hPa露点关系表

高度	1000 hPa 露点 (℃)																													
(m)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
200	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	5	5	5	6	6
400	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	4	5	5	5	5	6	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	12
600	3	3	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	6	7	7	7	8	8	9	10	10	11	11	12	13	14	15	15	16	17
800	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	12	13	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
1000	4	4	4	5	5	6	6	6	7	7	8	9	9	10	10	11	12	13	13	14	15	16	17	18	20	21	22	23	25	26	28
1200	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	11	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	23	24	26	27	29	31	32
1400	5	5	6	6	7	7	8	8	9	10	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	22	23	24	26	28	29	31	33	35	37
1600	5	6	6	7	7	8	9	9	10	11	11	12	13	14	15	16	17	19	20	21	23	24	25	27	29	31	33	35	37	39	41
1800	6	6	7	7	8	9	9	10	11	12	12	13	14	15	17	18	19	20	22	23	25	26	28	30	32	34	36	38	41	43	46
2000	6	7	7	8	9	9	10	11	11	12	13	14	16	17	18	19	20	22	24	25	27	29	31	33	35	37	39	42	44	47	50
2200	7	7	8	8	9	10	10	11	12	13	14	15	16	18	19	20	22	24	25	27	29	31	33	35	37	40	42	45	48	51	54
2400	7	8	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16	17	19	20	22	23	25	27	29	31	33	35	37	40	42	45	48	51	54	57
2600	7	8	8	9	10	11	11	12	13	14	16	17	18	20	21	23	24	26	28	30	32	35	37	40	42	45	48	51	55	58	61
2800	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	22	24	26	27	30	32	34	36	39	42	45	48	51	54	58	61	65
3000	8	8	9	10	10	11	12	13	14	15	17	18	20	21	23	25	27	29	31	33	35	38	41	44	47	50	53	57	61	64	68
3200	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	19	20	22	24	26	28	30	32	34	37	40	42	45	49	52	56	59	63	67	71
3400	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	23	24	26	29	31	33	36	38	41	44	47	51	54	58	62	66	70	74
3600	8	9	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	23	25	27	29	32	34	37	39	42	45	49	52	56	60	64	68	73	77
3800	8	9	10	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	28	30	32	35	38	41	44	47	50	54	58	62	66	70	75	80
4000	8	9	10	11	11	12	14	15	16	17	19	21	22	24	26	28	31	33	36	39	42	45	48	52	56	60	64	68	73	78	83
4200	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	23	25	27	29	31	34	37	40	43	46	49	53	57	61	66	70	75	80	85
4400	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	20	21	23	25	27	29	32	34	37	40	44	47	51	54	58	63	67	72	77	82	87
4600	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	24	25	28	30	32	35	38	41	44	48	52	56	60	64	69	74	79	84	90
4800	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	24	26	28	30	33	36	39	42	45	49	53	57	61	65	70	75	81	86	92
5000	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	28	31	33	36	39	42	46	50	54	58	62	67	72	77	82	88	94
5200	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	29	31	34	37	40	43	47	50	54	59	63	68	73	78	84	90	96
5400	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	29	31	34	37	40	44	47	51	55	60	64	69	74	80	86	92	98
5600	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	22	24	27	29	32	35	38	41	44	48	52	56	60	65	70	76	81	87	93	100
5800	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	22	25	27	29	32	35	38	41	45	48	52	57	61	66	71	77	82	88	95	101
6000	8	9	10	11	12	13	15	16	17	19	21	23	25	27	30	32	35	38	42	45	49	53	57	62	67	72	78	84	90	96	103
6200	8	9	10	11	12	13	15	16	17	19	21	23	25	27	30	32	35	38	42	45	49	54	58	63	68	73	79	85	91	98	104
6400	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	27	30	33	35	39	42	46	50	54	58	63	68	74	80	86	92	99	106
6600	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	27	30	33	36	39	42	46	50	54	59	64	69	74	80	87	93	100	107
6800	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	27	30	33	36	39	42	46	50	55	60	65	70	75	81	87	94	101	108
7000	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	39	43	46	51	55	60	65	70	76	82	88	95	102	110
7200	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	39	43	47	51	55	60	65	71	76	82	89	96	103	111
7400	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	39	43	47	51	56	61	66	71	77	83	90	97	104	112
7600	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	39	43	47	51	56	61	66	72	77	83	90	98	105	113
7800	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33	36	39	43	47	51	56	61	66	72	78	84	91	98	106	114
8000	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	28	30	33	36	40	43	47	52	56	61	67	72	78	85	92	99	107	115
8200	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	28	30	33	36	40	43	47	52	57	62	67	73	78	85	92	100	108	115
8400	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	28	30	33	36	40	43	47	52	57	62	67	73	79	85	92	100	108	116
8600	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	28	30	33	36	40	43	47	52	57	62	68	73	79	86	93	101	109	117
8800	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	29	30	33	36	40	43	47	52	57	62	68	73	79	86	93	101	109	118
9000	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	29	31	33	36	40	43	47	52	57	62	68	74	80	86	94	102	110	118
9200	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	29	31	33	36	40	43	48	52	57	62	68	74	80	87	94	102	110	119
9400					14	15	16	18	19	21	23	26	28	31	33	36	40	44	48	52	57	62	68	74	80	87	94	102	110	119	
9600					14	15	16	18	19	21	23	26	28	31	33	36	40	44	48	52	57	63	68	74	80	87	94	102	111	120	
9800					14	15	16	18	19	21	23	26	28	31	33	36	40	44	48	52	57	63	68	74	80	87	95	103	111	120	
10000					14	15	16	18	19	21	23	26	28	31	33	37	40	44	48	52	57	63	68	74	80	87	95	103	112	121	
11000										21	23	26	28	31	33	37	40	44	48	52	57	63	68	74	81	88	96	104	113	122	
12000															33	37	40	44	48	52	57	63	68	74	81	88	96	105	114	123	
13000																				52	57	63	68	74	81	88	97	105	114	124	
14000																				52	57	63	68	74	81	88	97	105	115	124	
15000																									81	88	97	106	115	124	
16000																									81	88	97	106	115	124	
17000																										88	97	106	115	124	

附表 7

耿贝尔极值分布 $\lambda_{P,n}$ 数值表

T / P / N	1000	500	200	100	50	25	20	10	4	2	1.33	1.11	1.05				γ_N	σ_N
	0.999	0.998	0.995	0.99	0.98	0.96	0.95	0.90	0.75	0.50	0.25	0.10	0.05	0.03	0.01	0.001		
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)
8	7.103	6.336	5.321	4.551	3.779	3.001	2.749	1.963	0.842	−0.130	−0.897	−1.458	−1.749	−1.923	−2.224	−2.673	0.4843	0.9043
9	6.909	6.162	5.174	4.425	3.673	2.916	2.670	1.895	0.814	−0.133	−0.879	−1.426	−1.709	−1.879	−2.172	−2.603	0.4902	0.9288
10	6.752	6.021	5.055	4.322	3.587	2.847	2.606	1.848	0.790	−0.136	−0.865	−1.400	−1.677	−1.843	−2.129	−2.556	0.4952	0.9497
11	6.622	5.905	4.957	4.238	3.516	2.789	2.553	1.809	0.771	−0.138	−0.854	−1.378	−1.650	−1.813	−2.095	−2.514	0.4996	0.9676
12	6.513	5.807	4.874	4.166	3.456	2.741	2.509	1.777	0.755	−0.139	−0.844	−1.360	−1.628	−1.788	−2.065	−2.478	0.5035	0.9833
13	6.418	5.723	4.802	4.105	3.404	2.699	2.470	1.748	0.741	−0.141	−0.836	−1.345	−1.609	−1.767	−2.040	−2.446	0.5070	0.9972
14	6.337	5.650	4.741	4.052	3.360	2.663	2.437	1.724	0.729	−0.142	−0.829	−1.331	−1.592	−1.748	−2.018	−2.420	0.5100	1.0095
15	6.266	5.586	4.687	4.005	3.321	2.632	2.408	1.703	0.718	−0.143	−0.823	−1.320	−1.578	−1.732	−1.999	−2.396	0.5128	1.0205
16	6.196	5.523	4.634	3.959	3.283	2.601	2.379	1.682	0.708	−0.145	−0.817	−1.308	−1.563	−1.716	−1.980	−2.373	0.5157	1.0316
17	6.137	5.471	4.589	3.921	3.250	2.575	2.355	1.664	0.699	−0.146	−0.811	−1.299	−1.552	−1.703	−1.965	−2.354	0.5181	1.0411
18	6.087	5.426	4.551	3.888	3.223	2.552	2.335	1.649	0.692	−0.146	−0.807	−1.291	−1.541	−1.691	−1.951	−2.338	0.5202	1.0493
19	6.043	5.387	4.518	3.860	3.199	2.533	2.317	1.636	0.685	−0.147	−0.803	−1.283	−1.532	−1.681	−1.939	−2.323	0.5220	1.0566
20	6.006	5.354	4.490	3.836	3.179	2.517	2.302	1.625	0.680	−0.148	−0.800	−1.277	−1.525	−1.673	−1.930	−2.311	0.5236	1.0628
22	5.933	5.288	4.435	3.788	3.138	2.484	2.272	1.603	0.669	−0.149	−0.794	−1.265	−1.510	−1.657	−1.910	−2.287	0.5268	1.0754
24	5.870	5.232	4.387	3.747	3.104	2.457	2.246	1.584	0.659	−0.150	−0.788	−1.255	−1.497	−1.642	−1.893	−2.263	0.5296	1.0864

地信网论坛 BBS.35001.COM

续表

N \ P / T	1000	500	200	100	50	25	20	10	4	2	1.33	1.11	1.05				γ_N	σ_N
	0.999	0.998	0.995	0.99	0.98	0.96	0.95	0.90	0.75	0.50	0.25	0.10	0.05	0.03	0.01	0.001		
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)
26	5.816	5.183	4.346	3.711	3.074	2.433	2.224	1.568	0.651	−0.151	−0.783	−1.246	−1.486	−1.630	−1.879	−2.249	0.5320	1.0961
28	5.769	5.141	4.310	3.681	3.048	2.412	2.205	1.553	0.641	−0.152	−0.779	−1.239	−1.477	−1.619	−1.866	−2.233	0.5343	1.1047
30	5.727	5.104	4.279	3.653	3.026	2.393	2.188	1.541	0.638	−0.153	−0.776	−1.232	−1.468	−1.610	−1.855	−2.219	0.5362	1.1124
35	5.642	5.027	4.214	3.598	2.979	2.356	2.153	1.515	0.625	−0.154	−0.768	−1.218	−1.451	−1.591	−1.832	−2.191	0.5403	1.1285
40	5.576	4.968	4.164	3.554	2.942	2.326	2.126	1.495	0.615	−0.155	−0.762	−1.208	−1.438	−1.576	−1.814	−2.170	0.5436	1.1413
45	5.522	4.920	4.123	3.519	2.913	2.303	2.104	1.479	0.607	−0.156	−0.758	−1.198	−1.427	−1.564	−1.800	−2.152	0.5463	1.1519
50	5.479	4.881	4.090	3.491	2.889	2.283	2.086	1.466	0.601	−0.157	−0.754	−1.191	−1.418	−1.555	−1.788	−2.138	0.5485	1.1607
60	5.410	4.820	4.038	3.446	2.852	2.253	2.059	1.446	0.591	−0.158	−0.748	−1.180	−1.404	−1.539	−1.770	−2.115	0.5521	1.1747
70	5.359	4.774	4.000	3.413	2.824	2.230	2.038	1.430	0.583	−0.159	−0.744	−1.172	−1.394	−1.526	−1.756	−2.096	0.5548	1.1854
80	5.319	4.738	3.970	3.387	2.802	2.213	2.022	1.419	0.577	−0.159	−0.740	−1.165	−1.386	−1.517	−1.746	−2.085	0.5569	1.1938
90	5.287	4.709	3.945	3.366	2.784	2.199	2.008	1.409	0.572	−0.160	−0.737	−1.160	−1.379	−1.510	−1.737	−2.077	0.5586	1.2007
100	5.261	4.686	3.925	3.349	2.770	2.187	1.998	1.401	0.568	−0.160	−0.735	−1.155	−1.374	−1.504	−1.734	−2.066	0.5600	1.2065
200	5.130	4.568	3.826	3.263	2.698	2.129	1.944	1.362	0.549	−0.162	−0.723	−1.134	−1.347	−1.474	−1.694	−2.023	0.5672	1.2360
500	5.032	4.481	3.753	3.200	2.645	2.086	1.905	1.333	0.535	−0.164	−0.714	−1.117	−1.326	−1.457	−1.668	−1.990	0.5724	1.2588
1000	4.992	4.445	3.722	3.174	2.632	2.069	1.889	1.321	0.529	−0.164	−0.710	−1.111	−1.319	−1.442	−1.657	−1.976	0.5745	1.2685
∞	4.936	4.395	3.679	3.137	2.592	2.044	1.866	1.305	0.521	−0.164	−0.705	−1.108	−1.306	−1.428	−1.643	−1.957	0.5772	1.2826

地信网论坛 BBS.3S001.COM

地信网论坛
BBS.35001.COM

附表 8　　（0，1）上均匀分布的随机数表（一）

86515	90795	66155	66434	56558	12331	94377	57802	69186	03393
42505	99224	88955	53758	91641	18867	41686	42163	85181	38967
33181	72664	53807	00607	86522	47171	88059	89342	67248	09082
12311	90316	72587	93000	89688	78416	27589	99528	14480	50961
52452	42499	33746	83935	79130	90410	45420	77757	76773	97526
27256	66447	25731	37525	16287	66181	04825	82134	80317	75120
45904	75601	70492	10274	87113	84778	45863	24520	19976	04925
07824	76044	84754	57616	38132	64294	15218	49286	89571	42903
75593	51435	73189	64448	31276	70795	33071	96929	73244	61870
28709	38238	76208	76575	53163	58481	23974	14783	17932	66086
64254	57598	26623	91730	32373	05132	94590	22561	70177	03569
21302	17381	59598	56774	08749	43448	28484	16325	62766	31466
91682	12904	29142	65877	64517	31466	02555	52905	87653	98099
75162	97476	59297	79636	74364	16796	79429	66186	59157	95114
18021	30890	21656	93662	85444	39453	67981	49987	36801	38966
50055	11244	85739	44326	91641	40837	93030	03675	18788	91332
84637	76154	14150	07876	41899	69207	66785	87225	59575	32764
91090	66515	05498	51512	16107	52141	81305	58846	69568	41075
88898	23775	30649	86545	29835	35801	23472	22700	39978	21279
36694	85970	32795	54313	59072	16809	22148	60102	18465	87050
37837	12507	54594	30814	23237	69497	11037	63718	58394	96952
12181	11641	83373	14726	23541	25774	74513	46849	95714	73358
95873	94136	83991	77299	77338	59570	29277	82041	06923	01795
77022	17443	21157	50634	16432	44290	20030	38547	67134	95995
46747	15614	57723	14233	26300	80126	23963	67058	65087	17420
79559	71028	11105	43860	64747	29415	31523	70181	60580	66259
45475	23232	38489	36452	31051	78489	46105	63541	51391	62321
94557	63413	82112	45793	01251	42918	98647	32045	24312	32913
16363	91017	77362	47792	26455	56339	40125	94329	48752	72467
12333	25578	38302	40607	09174	04703	21440	77078	54895	95743
12820	53855	43806	09473	08051	77898	76323	33133	97236	33847
19881	28066	25601	33322	27768	63779	07284	64203	47631	98591
46351	98006	68132	47103	39792	20469	03412	22394	10145	24503
45377	82639	95363	22033	09662	93227	22896	04821	78192	51085
27249	90973	33421	86581	58479	11756	40940	79909	59279	95490
59937	10832	04510	93838	99861	41097	55904	30897	51144	20490
32882	44475	62628	52985	97184	75243	38108	49598	86678	06118
05562	20241	28113	29133	55420	42586	45406	03247	72727	19163
05251	63010	23874	65161	66178	94899	39761	76018	44756	08177
72029	09954	00385	04945	41398	17221	17577	63470	02495	89134
32767	45035	14305	13280	96298	17838	19095	32573	92934	57660
32300	84302	04683	94761	46083	40014	17106	13031	30146	18590
52577	42083	44904	05413	34586	40984	63908	92255	53697	28837
67279	44882	62265	39652	35244	07823	28474	64579	49830	32783
27700	63524	01708	77312	78805	06778	13283	57336	70221	49927
01538	90184	21571	73597	71368	11117	28191	84929	06017	70649
33028	24007	14863	73577	65318	12664	10543	40249	39156	12202
66946	77806	78069	49921	82444	02888	97849	25016	26861	09521
41219	99848	51620	08823	98062	44173	70712	87692	10049	75413
19045	60702	85072	15636	34982	75562	34098	25973	91863	68605

地信网论坛
BBS.3S001.COM

14518	48420	10643	20715	06810	01522	97114	62059	69126	79248
66948	00820	81495	67384	98286	87008	07131	25669	94275	09093
48498	84032	57014	95782	77992	94837	28824	87884	61078	17571
91916	57831	50342	82640	93678	64517	13314	64784	40943	68585
84037	32216	94790	38819	83359	93058	98270	56043	36371	07726
29952	11523	92230	23434	04513	30181	36046	97874	11872	58211
94963	74314	33907	99969	59315	52309	93342	21435	82419	74419
83348	57837	44518	20589	33640	33858	14586	63828	24470	26119
17982	10074	05881	80362	10750	62790	19240	06711	69123	94081
73021	25354	25165	19981	01034	13229	18305	04039	30668	99537
62146	49899	85596	28215	23947	90368	49677	30608	99230	16836
01616	09704	01665	67557	90142	97074	97630	46940	04507	09945
33690	39054	51933	79347	77456	93441	34102	39925	83750	57347
31686	27094	39391	50490	32937	61626	26413	65397	53297	28931
15950	93994	05504	72118	54076	13728	13948	81906	95186	45099
56658	30765	18373	40016	77970	45800	17230	88108	47478	81898
71577	58556	01777	58752	77916	79187	39413	91229	40574	04602
61162	87186	93622	40720	00552	59380	53997	27699	35557	29701
83563	78753	56688	75496	53496	82805	09304	54066	47322	59891
84764	56768	51856	86886	23609	54650	18874	27427	55350	64148
55303	67523	70045	38043	93884	48419	18324	07146	56770	60338
14268	54342	92928	78887	13397	89114	49188	52277	26665	90439
26722	26759	81964	39814	15297	91252	99719	99399	94624	59833
82636	14536	86326	82168	59947	89263	68792	53333	12249	45116
67083	47188	33755	65621	38521	45357	60728	48298	12224	07315
37971	55539	49780	58043	47618	27883	59045	71153	74145	36200
66828	60150	39264	66860	81513	30663	12496	52088	47312	89132
83816	21519	37571	23793	14528	00820	56294	31388	36579	45587
76678	59674	55405	65813	71891	10917	71396	41691	68941	90055
94387	16156	05688	32624	56130	09695	01106	10053	64291	83350
97105	51625	08070	52065	47126	73890	40436	05698	89284	50453
74467	80685	80961	30763	37246	92137	43549	40586	81516	51880
41343	66292	02121	14564	72526	79772	76663	33372	97965	32464
63394	04344	80713	11007	01014	23840	43638	37326	87030	68210
42281	05177	68910	21809	24999	86568	77188	02130	00226	67052
12795	80539	96900	29195	76460	85299	18022	89101	09949	52569
15280	21053	75883	73989	19104	89645	04823	86417	93256	74417
25270	06569	68251	26253	81542	98017	22338	24297	96442	24748
09236	65687	99595	29732	02164	29355	67021	79078	86058	55744
01628	60154	76141	33877	73149	52993	98654	31271	93089	91432
73210	46338	40570	75134	24230	02041	22592	73570	55838	19176
33471	37223	83760	48336	89010	41179	15624	55978	91734	09731
16070	98566	23294	48608	61162	18826	10094	87310	65772	28976
54794	53750	63163	94619	16582	08993	77384	59106	95769	94443
16357	99405	60130	16686	78120	63979	30685	12164	32556	13428
29805	65147	73325	04458	25630	89350	28926	23348	98962	00053
26453	48826	50357	66819	85259	97684	70052	81361	94451	80773
51978	99816	96777	69889	64682	91635	14786	85391	28116	71989
51460	99376	65904	88517	47904	97167	87158	36103	27949	51309
57285	52608	39322	89151	73891	66876	99274	85497	15690	97412

地信网论坛
BBS.3S001.COM

主 要 参 考 文 献

[1] 黄忠恕著，波谱分析方法及其在水文气象学中的应用，气象出版社，1983年。
[2] 水利电力部南京水文研究所，水文研究报告选编，第一集，1982年12月。
[3] 水利电力部南京水文研究所，水文研究报告选编，第二集，1982年12月。
[4] 水利电力部南京水文研究所，水文研究报告选编，第三集，1982年12月。
[5] 水利电力部南京水文水资源研究所，水文研究报告选编，第四集，1985年11月。
[6] 水利部南京水文研究所编印，暴雨洪水计算论文汇编，第一集。
[7] 中国地理学会水文专业委员会编辑组，中国地理学会第三次全国水文学术会议论文集，科学出版社，1986年。
[8] 郑肇清主编，水文水利计算（第二版），水利电力出版社，1985年6月。
[9] [日]驹村富士弥著，李一心译，水土保持工程学，辽宁科学技术出版社，1986年。
[10] L.D.詹姆斯、R.R.李著，常锡厚等译，水资源规划经济学，水利电力出版社，1984年。
[11] 王维第、许襄正，西北干旱半干旱地区设计净雨模型探讨，水文，1986年第1期。
[12] 胡四一，试论洪水频率分析中的特异值检测方法，水文，1986年第2期。
[13] 马秀峰，回归分析中的伪相关与辗转相关，水文，1986年第6期。
[14] 朱元姓，小流域设计洪水计算，水文，1987年第1期。
[15] 陈家琦、张恭肃，小流域暴雨洪水分析，水利电力出版社，1985年。
[16] 周金全主编，地表水取水，中国建筑工业出版社，1986年。
[17] 水利电力部南京水文水资源研究所，水文水资源论文选（1978—1985），水利电力出版社，1987年。
[18] 赵松乔主编，中国干旱地区自然地理，科学出版社，1985年。
[19] 中国自然资源研究会等编，中国干旱半干旱地区自然资源研究，科学出版社，1988年。
[20] 陈天锋，广西岩溶地区概况及水文特征，水文，1985年第4期。
[21] J. Kindler and C.S. Russell, Modeling Water Demands, 1984.
[22] Carl Widstsand, Water Conflicts and Research Priorities, 1980.
[23] Timothy R. Lazaro, Urban Hydrology, 1979.

4231 5

地信网论坛
BBS.3S001.COM

主 要 参 考 文 献

[1] 黄忠恕著，波谱分析方法及其在水文气象学中的应用，气象出版社，1983年。
[2] 水利电力部南京水文研究所，水文研究报告选编，第一集，1982年12月。
[3] 水利电力部南京水文研究所，水文研究报告选编，第二集，1982年12月。
[4] 水利电力部南京水文研究所，水文研究报告选编，第三集，1982年12月。
[5] 水利电力部南京水文水资源研究所，水文研究报告选编，第四集，1985年11月。
[6] 水利部南京水文研究所编印，暴雨洪水计算论文汇编，第一集。
[7] 中国地理学会水文专业委员会编辑组，中国地理学会第三次全国水文学术会议论文集，科学出版社，1986年。
[8] 郑肇清主编，水文水利计算（第二版），水利电力出版社，1985年6月。
[9] [日]驹村富士弥著，李一心译，水土保持工程学，辽宁科学技术出版社，1986年。
[10] L.D.詹姆斯、R.R.李著，常锡厚等译，水资源规划经济学，水利电力出版社，1984年。
[11] 王维第、许襄正，西北干旱半干旱地区设计净雨模型探讨，水文，1986年第1期。
[12] 胡四一，试论洪水频率分析中的特异值检测方法，水文，1986年第2期。
[13] 马秀峰，回归分析中的伪相关与辗转相关，水文，1986年第6期。
[14] 朱元姓，小流域设计洪水计算，水文，1987年第1期。
[15] 陈家琦、张恭肃，小流域暴雨洪水分析，水利电力出版社，1985年。
[16] 周金全主编，地表水取水，中国建筑工业出版社，1986年。
[17] 水利电力部南京水文水资源研究所，水文水资源论文选（1978—1985），水利电力出版社，1987年。
[18] 赵松乔主编，中国干旱地区自然地理，科学出版社，1985年。
[19] 中国自然资源研究会等编，中国干旱半干旱地区自然资源研究，科学出版社，1988年。
[20] 陈天锋，广西岩溶地区概况及水文特征，水文，1985年第4期。
[21] J. Kindler and C.S. Russell, Modeling Water Demands, 1984.
[22] Carl Widstsand, Water Conflicts and Research Priorities, 1980.
[23] Timothy R. Lazaro, Urban Hydrology, 1979.

4231 5

地信网论坛
BBS.3S001.COM

主 要 参 考 文 献

[1] 黄忠恕著，波谱分析方法及其在水文气象学中的应用，气象出版社，1983年。
[2] 水利电力部南京水文研究所，水文研究报告选编，第一集，1982年12月。
[3] 水利电力部南京水文研究所，水文研究报告选编，第二集，1982年12月。
[4] 水利电力部南京水文研究所，水文研究报告选编，第三集，1982年12月。
[5] 水利电力部南京水文水资源研究所，水文研究报告选编，第四集，1985年11月。
[6] 水利部南京水文研究所编印，暴雨洪水计算论文汇编，第一集。
[7] 中国地理学会水文专业委员会编辑组，中国地理学会第三次全国水文学术会议论文集，科学出版社，1986年。
[8] 郑肇清主编，水文水利计算（第二版），水利电力出版社，1985年6月。
[9] [日]驹村富士弥著，李一心译，水土保持工程学，辽宁科学技术出版社，1986年。
[10] L.D.詹姆斯、R.R.李著，常锡厚等译，水资源规划经济学，水利电力出版社，1984年。
[11] 王维第、许襄正，西北干旱半干旱地区设计净雨模型探讨，水文，1986年第1期。
[12] 胡四一，试论洪水频率分析中的特异值检测方法，水文，1986年第2期。
[13] 马秀峰，回归分析中的伪相关与辗转相关，水文，1986年第6期。
[14] 朱元姓，小流域设计洪水计算，水文，1987年第1期。
[15] 陈家琦、张恭肃，小流域暴雨洪水分析，水利电力出版社，1985年。
[16] 周金全主编，地表水取水，中国建筑工业出版社，1986年。
[17] 水利电力部南京水文水资源研究所，水文水资源论文选（1978—1985），水利电力出版社，1987年。
[18] 赵松乔主编，中国干旱地区自然地理，科学出版社，1985年。
[19] 中国自然资源研究会等编，中国干旱半干旱地区自然资源研究，科学出版社，1988年。
[20] 陈天锋，广西岩溶地区概况及水文特征，水文，1985年第4期。
[21] J. Kindler and C.S. Russell, Modeling Water Demands, 1984.
[22] Carl Widstsand, Water Conflicts and Research Priorities, 1980.
[23] Timothy R. Lazaro, Urban Hydrology, 1979.

4231 5