

地下水资源 评价的水文学方法

王 炜 等著

《地下水》期刊编辑部出版

1986

前 言

六十年代末期，山东省电力设计院接受了黄县发电厂供水水源勘测任务，当时我们研究了水量平衡及蓄满产流理论和相应的数学模型，认为在确定地表径流量的同时有可能为地下水径流量定量，据此设想，在有关领导和同志们的支持下，建立了黄县殷家店地下水实验站。其后，在省水利厅马麟同志的支持下移交给烟台水文分站，进行了三年观测。1974年根据大量的实测资料，我们提出了“用水文学方法计算地下水”的一组论文，采用水量平衡方程评价潜水补给量、用水—热平衡联系方程计算地下水径流量，以及用辐射干旱指数估算地下水的方法。在此过程中，烟台水文分站王守奎同志给予了很大的帮助。

七十年代末期，国内以流域为单元评价地下水资源的指导思想普遍引起人们的兴趣和重视，水文地质学均衡法的研究又开始盛行，对地下水补给机理的探讨、对“三水转化”关系的研究也在起步，处于这样一个地下水科学技术进一步兴旺、发展时期，在枣庄市十里泉发电厂供水工程勘测中，提出了用水文学方法评价岩溶裂隙水的问题，应该说这是一个全新的课题。我们当时曾设想在一个闭合流域中，它无侧向补给和排泄，当已知上部地层第四系潜水资源量之后扣除本地层通过出口的潜流排泄量，其剩余量将转入深层奥陶系灰岩地层，所以通过两次均衡应该得到岩溶地下水的资源量。假若从整个流域的“三水转化”关系及“三水平衡”条件出发，在三水转化过程中各个环节能够得到控制，通过原体实验和观测，用水文学方法评价岩溶地下水还是可能的，据此设想我们提出了岩溶地下水实验站测站设计。

1980年6月1日正式开始了实验，到1985年1月1日止，经过五个水文年完成了十里泉发电厂供水工程勘测任务，同时提出了“二次均衡法”评价岩溶地下水的方法，并对参数特性、变化规律、预报方法、参量定量方法等提出了自己的见解和观点。这次实验提出了一份《十里泉发电厂供水工程棠荫地下水实验站实验报告书》（中间报告、王炜）及一组论文。

本书就是以这两次实验成果及棠荫岩溶地下水实验站的大量实验资料为基础撰写的。同时也搜集了山西省、河北省电力勘测设计院、华北电力设计院在地下水评价中水文学方法的经验和论著。为了较为系统和全面的阐述地下水评价的水文学方法，我们特邀水电科学院水资源研究所、城乡建设环境保护部综合勘察院、华东水利学院、河北省水文总站等单位的有关专家撰写了文章，一并奉献给读者。希望随着全国水资源科学的发展，在不久的将来地下水资源评价的水文学方法能够成为一门独立的科学。

在我们进行地下水实验及撰写论文过程中得到了刘铭彝、丁钟鼎、吴藻、陈福五、回金龙、曲臻序、马麟等领导同志的关心和支持。同时也得到了有关的专家和同志们们的具体帮助和鼓励，仅对张蔚臻、沈立昌、常士骝、黄少虎、王焕榜、贺伟程、姚雨凤、邵昆三、王守奎、赵家敏等同志表示衷心的感谢。

这里需要说明的是，在出版过程中王焕榜同志推荐了《随机的和确定性的降雨~径流预测中的水文地质概念》一文，对水文工作者进行地下水资源评价时，很有帮助，考虑到这是一篇译文，故收入附录附在本书的最后，以响读者。

本书稿件限于时间关系贺伟程同志原则上进行了技术审核，文责仍由各篇作者承担，这是要说明的。本书的责任编辑为《地下水》期刊编辑部副总编辑李文安工程师。在发行过程中得到了全国电力勘测情报网程秀文工程师及山东省电机工程学会秘书长周弘初工程师、《地下水》编辑部刘爱菊同志的帮助，仅致谢意。

参加本书写作的同志有：

山西省电力勘测设计院	张政治
山西省电力勘测设计院	胡郁南
河北省电力勘测设计院	王有录
山东省电力设计院	王 炜
山东省电力设计院	赵家敏
华北电力设计院	杨锡敏
华北电力设计院	胡占华
城乡建设环境保护部北京综合勘察院	姚雨凤
水电部水电科学研究院水资源研究所	贺伟程
华东水利学院陆地水文系	施鑫源
河北省水文总站	王焕榜
河北省水文总站	张石春
河北省地矿局	施迪光

限于作者的水平及出版仓促，不少问题没有进一步推敲，缺点和错误是不少的，敬请读者给予批评、指正。来信请寄：济南市解放路山东省电力设计院王炜收。

作 者 1986年3月济南

序

在火电建设中供水水源是重要的建厂条件,在我国东北、华北、西北地区 and 苏、鲁、豫、皖的煤炭资源丰富的矿区,是火电基地建设的重点,但多处于干旱、半干旱地区,电厂供水水源主要靠地下水。在这些地区建厂基本上是“依水定点、以水定量”,即在选择火电厂厂址时,一般要根据有无充足的水源,决定厂址取舍;按水量多少,决定电厂容量大小。因此,水源勘测是火电建设前期工作中的重点工作之一。所以,在第一个五年计划初期,火电系统就组建了水文及水文地质勘测队伍,进行地表水和地下水的勘测工作。

火电厂供水的特点是用水量大,保证率高。一个一百万瓩的火电厂约需补充水1立米/秒,电厂供水设计频率为97%。在工程实践中,深刻的体会到,地下水与地表水的相互转化关系,决定了在水文地质勘测中水文和水文地质两个专业在工作上必须紧密结合,在成果上必须互相验证,互相补充,综合分析研究,才能得出全面的结论。在评价地下水资源时运用水文学方法,首先是在与地表水有密切联系的河谷地下水的资源评价中开始的。一九五八年,东北电力设计院在阜新电厂水文地质勘测中采用水文频率概念评价河水对河床水平集水管的补给量。六十年代,华北、山西电力设计院结合山西省的火电建设,对娘子关、神头、王曲、阳城等岩溶大泉建立观测站,用水文学方法研究泉的动态规律,评价泉水流量;用水文地质学的方法研究泉区的水文地质条件,评价取水方式,两个专业结合,取得较好的效果。山东电力设计院在黄县电厂选厂时,同烟台水文分站协作,建立地下水实验站,用水量平衡法评价潜水补给量。对于这些经验,曾在1977年组织总结交流,加以推广。此后,西北电力设计院在龙口、石横电厂水文地质勘测中,提出应用水库调节计算的方法(用多年调节计算)评价地下水。河北电力设计院在沙岭子、微水电厂水文地质勘测中,应用“补泄平衡”原理,用断面法评价地下水。在地下水资源评价的水文学方法方面又有了新的发展。

一九八〇年,山东电力设计院进行十里泉电厂供水水源勘测时,结合棠荫河流域为闭合流域的特点,提出通过三水转化关系分析,用二次均衡法,评价岩溶裂隙水,建立实验站的计划。在电力规划设计院的支持下,坚持了五个水文年的观测,积累了大量的观测数据。实验站的主持人王炜工程师,对观测成果及时组织分析、整编,对参数特性、变化规律、预报方法等提出了自己的见解和观点。为棠荫水文地质评价提供了较可靠的计算参数。一九八三年通过审查后,陆续发表了一些学术论文,其中两篇被山东省电机工程学会评为优秀论文。其后又获得山东省1985年科学技术进步奖。

在技术革新和科学研究中,坚持课题来源于生产,紧密结合勘测工程急需解决的关键问题,进行研究攻关,取得成果,不断总结提高,是发展科学技术的好方法。现在王炜等同志根据棠荫实验站的研究成果以及华北、山西、河北电力设计院、城乡部综合勘察院、河北省水文总站,河海大学等单位的经验,汇编出版《地下水资源评价的水文学方法》一书,这是一个良好的开端。我们做为电力勘测战线的老兵,深切的期望电力水文、水文地质勘测同志们,再接再厉,把地下水资源评价的水文学方法进一步完善提高。

刘铭彝 (中国建筑学会工程勘察学术委员会副主委、水电部电力规划设计院技术委员)

丁钟鼎 (水电部电力规划设计院勘测处处长)

目 录

第一章 水资源的基本概念和评价方法	贺伟程 (1)
第二章 岩溶地下水资源评价的水文学方法	(13)
第一节 柴荫河流域岩溶地下水的二次均衡法及综合评价	王 炜 (13)
第二节 裸露灰岩山区岩溶补给野外试验、资源评价及水文地质参数特性分析	王 炜 (31)
第三章 潜水—隐伏地下水资源评价的水文学方法	(40)
第一节 水均衡法	(40)
§ 1 柴荫盆地潜水三水转化关系分析及评价方法	王 炜 (40)
§ 2 用水文学方法评价潜水资源量	王有录 (48)
第二节 热均衡法	(59)
§ 1 用地温法确定大气降水对柴荫盆地潜水层的补给量	姚雨凰 (59)
第三节 水化学均衡法	(72)
§ 1 柴荫盆地岩溶裂隙水水化学动态变化规律的初步研究	姚雨凰 (72)
第四章 裸露地下水资源评价的水文学方法	(79)
第一节 神头岩溶泉水的系统理论分析	胡郁南 (79)
第二节 神头岩溶泉群和朔县盆地的地下水资源成因分析及评价	张政治、杨锡敏、胡占华 (85)
第三节 地下水资源评价中河川基流的分割方法	王 炜 (93)
第五章 水文地质参数与均衡参数的水文学分析及预报	(105)
第一节 降雨入渗补给系数与地下水埋深关系的初步分析	王焕榜、张石春 (105)
第二节 水文地质参数的变化特性及有关问题的讨论	王 炜 (115)
第三节 地下水资源评价中给水度 μ 优选取值的水文学方法	叶水庭、施鑫源 (123)
第四节 地下水资源评价中的持水量分析和给水度计算方法	王 炜 (128)
第五节 土壤水消退分析与陆面蒸发量计算方法	王 炜 (135)
第六节 潜水蒸发新经验公式的应用与验证	赵家敏 (152)
附录 I 柴荫岩溶地下水实验站概况	王 炜 (162)
附录 II 随机的和确定性的降雨~径流预测中的水文地质概念	施迪光 译 (192)

第一章 水资源的基本概念和评价方法

第一节 水资源涵义及其特性

水作为自然环境的组成要素，是一切生物赖以生存的基本条件，也是人类活动不可缺少的自然资源。从广义来说，地球水圈中各个环节各种形态的水都可以称之为水资源，因为它们之间是密切联系的，对人类均有直接或间接的利用价值。狭义的水资源，通常理解为某一区域的地表和地下淡水水体，其数量的多少一般用参与水循环的动态水量来表示。

地表水包括河流、湖泊、沼泽和冰川，其动态水量为河川径流量，故把河川径流量称之为地表水资源量。地下水有浅层水和深层水之分，深层水属于永久储量，更新非常缓慢，浅层水直接受降水和地表水的补给，故通常将浅层地下水的补给量作为地下水资源量。大气降水是地表水和地下水的补给来源，而且有一部分补充土壤水能为植物所吸收，也应列入水资源评价范畴之内。

人们对水资源的利用，分为间接利用和直接利用两种形式：间接利用是通过耕作、植树、种草等生物措施吸取土壤水分，使无效蒸发转化为有效蒸发；直接利用是兴建蓄、引、提工程措施，调蓄引用地表水和地下水，以满足工农业和城镇生活用水的需要。以供水为目标的水资源评价，主要是研究地表水和地下水的补给来源、储存条件、转化关系、水质状况、时空分布规律，分区估算水资源总量和可利用水量，为水资源的合理开发利用和供需平衡分析提供依据。对于农业区的水资源评价，还应研究土壤水的补排条件、时空变化规律和可利用量，为制定合理的灌溉定额和灌溉制度，规划节水农业和旱作农业的布局提供依据。

水资源不同于土地资源和矿藏资源，有其独特的性质。只有充分认识水资源的特性，才能更有效地利用它。

（1）循环性和有限性。水是可更新资源，地表水和地下水被开发利用后，可以得到大气降水的补给。但每年的补给水量是有限的，为了保护自然环境和维持生态平衡，一般不宜动用地表、地下储存的静态水量，故多年平均利用量不能超过多年平均补给量。循环过程的无限性和补给水量的有限性，决定了水资源在一定数量限度内才是取之不尽、用之不竭的。

（2）时空分布不均匀性。水资源在地区分布上不均匀，年际、年内变化大，给水资源的开发利用带来了许多困难。为了满足各地区各部门的用水要求，必须修建蓄水、引水、提水、调水工程，对天然水资源进行时空再分配。由于兴建各种水利工程要受自然、技术、经济条件的限制，只能控制利用水资源的一部分或大部分；由于排盐、排沙、排污以及生态平衡的需要，应保持一定的入海水量。故欲将一个流域的产水量用尽

耗光，既不可能，也不应该。如美国加利福尼亚州，规定河流要有25%的年径流量入海。

(3) 用途广泛性和不可代替性。水资源既是生活资料又是生产资料，在国计民生中的用途相当广泛，各行各业都离不开水。用水户可分为两大类：一类是耗损性用水，如农业、工业、生活用水等，需要消耗或污染大量的水；一类是非耗损性用水，如水电、水运、水产等，要求保持一定的水位和流量，但消耗水量很少。水是一切生物的生命脉，它在维持生命和组成环境所需方面是不可代替的。人可三日无食，不可一日无水；有水才有人，有人必需水。随着人口的增长，人民生活水平的提高，以及工农业生产的发展，用水量不断增加是必然趋势，水资源问题已成当今世界普遍重视的社会性问题。

(4) 经济上的两重性。由于降水和径流的地区分布和时程分配不均匀，往往会发生洪、涝、旱、碱等自然灾害。水资源开发利用不当，也会造成人为灾害，如垮坝事故、次生盐碱化、水质污染、环境恶化等。水的可供开发利用和可能引起灾害，决定了水资源在经济上的两重性。水资源的综合开发和合理利用，应该达到兴利、除害的双重目的。

第二节 水循环和水平衡概念

根据现代资料，全球水总储量为138.6万亿立方米，其中海洋水占96.522%，陆地水占3.477%，大气水占0.001%。陆地上所有冰川雪盖、河网水、湖泊水、沼泽水、土壤水、地下水等淡水储量约3.50万亿立方米，占全球水总储量的2.5%。淡水储量大部分集中在南、北两极的冰川雪盖上，其水量为2.41万亿立方米，占全球淡水储量的69%。

海洋水和陆地水受太阳的照射变成水蒸汽上升到空中，在一定气象条件下又以雨、雪形式降落到海洋和陆地；海洋上空的水汽向陆地上空输送，陆地的径流排入海洋。海洋水、陆地水、大气水之间的这种水量交换现象，叫做全球水循环。参与全球水循环的动态水量为每年577万亿立方米，约占全球水总储量的0.04%，这就是全球多年平均年降水量，其中降落在陆地上的为119万亿立方米，占全球年降水量的21%。

地表水、土壤水、地下水是陆地上普遍存在的三种水体，与人类的关系最为密切。地表水主要有河流水和湖泊水，由大气降水、高山冰川和地下水所补给，以河川径流、水面蒸发、土壤入渗的形式而排泄。地下水为储存于地下含水层的水量，由降水和地表水的下渗所补给，以河川基流、潜水蒸发、地下潜流的形式而排泄。土壤水为包气带含水量，上面承受降水和地表水的补给，下面接受浅层地下水的补给，主要消耗于土壤蒸发和植物蒸腾，在土壤含水量超过田间持水量的情况下才下渗补给地下水或形成壤中流汇入河川，所以它具有供给植物水分和连通地表水、地下水的双重作用。由此可见，降水、地表水、土壤水、地下水之间存在一定的单向或双向的转化关系，这种关系可用区域水循环概念模型表示（图1）。

因受资料所限，目前尚难以将坡面流和壤中流分别作出定量估算，通常把两者合在一起称为地表径流。同样原因，把植物截留损失、地表水体蒸发和包气带蒸散发合在一

起,称为地表蒸散发(不包括潜水蒸发)。对一个区域而言,如果把地表水、土壤水、地下水作为一个整体看待,天然情况下总补给量为大气降水量,总排泄量为河川径流量、总蒸发量、地下潜流量之和,总补给量与总排泄量之差则为区域内地表、土壤、地下的蓄水变量。一定时段内的区域水量平衡方程用下式表示:

$$P = R + E + U_g \pm \Delta V \quad (1-1)$$

式中 P ——大气降水量;

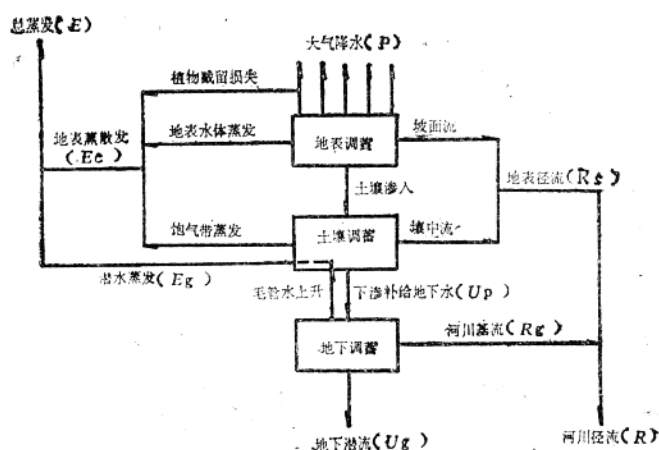


图1 区域水循环概念模型

R ——河川径流量;

E ——总蒸发量;

U_g ——地下潜流量;

ΔV ——区域内地表、土壤、地下的蓄水变量。

在多年均衡情况下,区域蓄变量可以忽略不计,

(1-1)式可简化为:

$$P = R + E + U_g \quad (1-2)$$

根据区域水循环概念模型,可将河川径流量划分为地表径流量(R_s)和河川基流量(R_b),将总蒸发量划分为地表蒸散发量(E_s)和潜水蒸发量(E_g),

即 $R = R_s + R_b$, $E = E_s + E_g$, 则 (1-2) 式可以改写为:

$$P = R_s + R_b + E_g + U_g + E_s \quad (1-3)$$

按照多年平均的地下水补给量与排泄量相等的原理,天然情况下地下水的降水入渗补给量(U_p)应为河川基流、潜水蒸发、地下潜流等三项之和,即

$$U_p = R_b + E_g + U_g \quad (1-4)$$

将 (1-4) 式代入 (1-3) 式,则得区域水平衡通式:

$$P = R_s + U_p + E_s \quad (1-5)$$

该式反映了大气降水与地表径流、地下径流(包括垂向运动)、地表蒸散发的平衡关系,有利于地表水和地下水的综合评价,可适用于山区、平原、闭合流域、非闭合流域等各种类型区的水平衡要素分析。

根据上述分析,我们将区域水资源总量(W)定义为当地降水形成的地表和地下的产水量,则有

$$W = P - E_g = R_s + U_p \quad (1-6)$$

或

$$W = R + E_s + U_g \quad (1-7)$$

(1-6) 式和 (1-7) 式是将地表水和地下水统一考虑的区域水资源总量计算的两种表达形式。前者把河川基流量归并入地下水资源量中,后者把基流量归并入地表水资源量中,可以避免水量的重复计算。潜水蒸发可以通过地下水的开采而夺取,故把它作为水资源量的组成部分。

第三节 “三水”关系的研究内容

大气降水、地表水和地下水，按照我国的习惯叫法，统称“三水”。地表水与地下水密切联系而又互相转化，降水则是它们的补给来源。研究不同类型区的水量转化和水量平衡关系，乃是水资源调查评价的基础工作，对于算清水账、合理开发利用水资源具有重要的现实意义。

一、不同类型区的“三水”关系

我国地域辽阔，各地区的地形、地貌、地质、气象、水文等自然条件差异很大，构成多种多样的水资源类型区。各种类型区的“三水”转化关系和水量平衡方程有所差别，因而对水资源量的估算方法也是不同的。

(一) 一般山区

基岩以非可溶岩类为主的山区，称为一般山区。山区地形起伏，相对高差大，河床切割深，河道坡度大，有利于地表径流的形成和地下径流的水平排泄。地下水含水层主要为风化裂隙和构造裂隙，调蓄能力差，补给、排泄机理较为简单，即接受大气降水入渗补给，通过散泉就近排泄于河道。

一般山区的潜水蒸发和地下潜流很小，可以忽略不计，地下径流基本上已包含在河川径流量之中，故可用河川径流量作为水资源总量的近似值，地下水补给量也可通过河川基流的分割进行近似估算。该类地区的水量平衡方程和水资源量计算公式简化如下：

$$P = R_s + R_g + E_s \quad (1-8)$$

$$W = R_s + R_g = R \quad (1-9)$$

$$U_P = R_g \quad (1-10)$$

(二) 岩溶山区

基岩以石灰岩、白云岩、大理岩等可溶性岩石为主体构成的山区，称为岩溶山区。该类山区广泛发育溶隙、溶孔、溶洞、溶蚀管道、地下暗河等，地下水埋藏较深，水位变化大，调节能力强。水量转化关系比一般山区复杂，地下水由降水和地表径流入渗所补给，以地下潜流和大泉形式而排泄。

岩溶山区无潜水蒸发，水资源总量为河川径流量与地下潜流量之和，地下水补给量为河川基流量与地下潜流量之和，水量平衡和水资源量计算的表示式为

$$P = R_s + R_g + U_g + E_s \quad (1-11)$$

$$W = R_s + R_g + U_g = R + U_g \quad (1-12)$$

$$U_P = R_g + U_g \quad (1-13)$$

上三式中，地下潜流量包括河床潜流、山前潜流和地下暗河流出量。

(三) 北方大平原区

北方大平原海拔较低，地势平坦，有巨厚的第四系松散沉积层，地下水运动以垂直方向为主，水平方向微弱，如黄淮海平原、松辽平原、三江平原等。这类平原属于半干旱、半湿润地区，非汛期降水量几乎全部消耗于植物截留和包气带蒸散发，汛期降雨一

部分形成地表径流，一部分消耗于地表蒸散发，其余的下渗补给地下含水层。

平原地下水的天然排泄以潜水蒸发为主，其次为河道排泄，地下潜流排泄量很小。如果忽略地下潜流不计，且无外区来水补给地下水，则当地降水入渗补给量为潜水蒸发和平原河川基流之和，水资源总量为平原河川径流和潜水蒸发之和，于是有

$$P = R_s + R_g + E_g + E_s \quad (1-14)$$

$$W = R_s + R_g + E_s = R + E_g \quad (1-15)$$

$$U_p = R_g + E_g \quad (1-16)$$

因农田灌溉之故，多数平原区的地下水均受外区来水影响，按排泄量计算降水入渗补给量有困难。在实际计算中，通常根据地下水位动态资料直接计算降水入渗补给量，然后用下式计算水资源总量：

$$W = R_s + U_p = R + U_p - R_g \quad (1-17)$$

(四) 丘陵区

丘陵区属于山地与平原之间的过渡地貌，地势起伏不大，第四系松散沉积物较为发育，有馒头状小丘零星分布。丘陵区的“三水”关系，既具有山区的某些特征，也具有平原区的某些特征，地下水的水平向运动和垂直向运动都比较强烈，基流、潜蒸、潜流等三项排泄量均不能忽略不计。如无外区来水影响，则水量平衡关系符合于(1-3)式，水资源总量应为河川径流、潜水蒸发、地下潜流等三项之和，即

$$W = R_s + R_g + E_g + U_g = R + E_g + U_g \quad (1-18)$$

$$U_p = R_g + E_g + U_g \quad (1-19)$$

丘陵区的降水入渗补给量可按排泄项计算，也可同平原一样直接计算补给量，视有无外水影响和资料情况而定。如果丘陵区上接山区、下连平原，则地下潜流量应为下游流出量与上游流入量之差。

(五) 南方水网圩区

水网圩区降水充沛，河网湖泊极为发育，农作物以水稻为主，水面和水田面积占比例很大。该类地区供水充分，土壤水分经常处于饱和状态，降水量基本上形成地表水体，一部分消耗于水面蒸发和作物蒸腾，一部分形成地表径流，渗入地下的水量很小。由于水网圩区的水量转化主要在地表发生，地表水和地下水之间的水量交换很小，故水量平衡方程大为简化，可用地表径流量近似代表水资源总量。

$$P = R_s + E_s \quad (1-20)$$

$$W = R_s \quad (1-21)$$

水网圩区河道纵横，外区流入水量与当地产水量混在一起，难以由水文站直接观测当地的径流量，可划分水面、水田、陆面三种类型，用降水减蒸发的方法间接估算。

(六) 西北内陆盆地

分布在我国西北干旱地区，如准噶尔盆地、塔里木盆地、柴达木盆地、河西走廊等。盆地内降水稀少，蒸发能力强，大部分地区不产生地表径流，降水量除少量入渗补给地下水外，其余的均消耗于地表蒸散发。盆地中的河川径流和地下径流主要由山区河川径流和山前潜水所补给，并多次发生地表水和地下水的互相转化的现象。例如河西走

廊石羊河流域，发源于祁连山的河川流入武威盆地后，在山前洪积扇地带大量渗漏补给地下水，至洪积扇顶部溢出补给河水；河水流入民勤盆地后，再次重复上游盆地的渗入和溢出的转化过程，最后散失于荒漠区或滞于终端湖，消耗于蒸发。

对于内陆盆地的水资源量计算，要特别注意各地表水与地下水的转化关系，才能避免水资源量的重复计算。由于盆地水量主要来自山区，当地产水量很小，故应将周边山区和中部平原统一评价，水资源总量按下式近似估算：

$$W = R_m + U_{gm} + U_{pp} \quad (1-22)$$

式中 R_m ——山区河川径流量；

U_{gm} ——山前潜流量；

U_{pp} ——平原降水入渗补给量。

二、相邻类型区之间的水量转化关系

一个大流域内，一般具有山区和平原两种地貌类型，有的甚至可划分为两种以上的地貌类型。由于水的流动性质以及水土资源分布不平衡，往往造成当地产水不能当地利用，下游用水依靠上游来水的现象。因此在进行大流域水资源评价时，除了要知道不同类型区的“三水”关系和当地水资源量外，还需要摸清上、下游相邻类型区之间的水量转化关系，以便分区估算可利用水量和进行供需平衡分析。

山区和平原之间地表水和地下水的转化关系表现为：（a）山区地下潜流补给平原地下水，或者以泉水形式溢出补给平原河流；（b）山区河川径流在流经平原的过程中渗漏补给地下水，以山前洪积扇地带的渗漏量为最大；（c）平原利用山区来水进行灌溉，通过渠系渗漏和田间回归对地下水的补给。因此，从水资源利用角度来看，平原区地下水除了当地降水入渗补给外，还有山前侧渗、河渠渗漏、田间回归等其他补给，但这些补给量来源于上游山区产水量，在计算流域水资源总量时，应作为重复计算水量予以扣除。

三、人类活动对“三水”关系的影响

人类活动对“三水”关系的影响表现在两方面：第一，由于生物措施和工程措施改变了下垫面条件，引起径流、下渗、蒸散发等水平衡分量的变化，从而增加或减少天然产水量；第二，随着用水量不断增加，大量的地表水和地下水被引用而消耗，水文站实测径流已不能代表天然情况的河川径流，平原地区的潜水蒸发量也将减少。因用水消耗而减少的实测径流量，可以通过还原计算来解决；而下垫面变化对产水量的影响则非常复杂，目前缺乏必要的资料和成熟的方法，较难作出定量估算。

比较容易因人类活动而改变的下垫面因素有土壤、植被、潜水位、水体面积，耕地面积等。水资源的合理利用，就是通过生物措施和工程措施创造良好的下垫面条件，减少无效蒸发，增加有效蒸发，使降水量和径流量得到充分合理的利用。研究人类活动对“三水”关系的影响，主要是探讨由于下垫面条件改变而引起水平衡要素变化的规律，为水资源的合理利用和远景预测提供科学依据。

地表径流量、降水入渗补给量、地表蒸散发量是动态平衡的，在多年均衡情况下其总和等于降水量。当某些下垫面因素改变时，则三者分配比例关系也跟着发生变化。例如，山丘区森林植被和水体面积增加后，则地表径流量减少，而河川基流量会有所增加。平原区地下水开采后，地下水位下降，从而导致地表径流量、河川基流量、潜水蒸发量减少，包气带蒸散发量有所增多，降水入渗补给量在一定埋深范围内随埋深的增大而增多，当埋深大于某一深度后则可能有所减少。

土壤水是受人类活动影响而变化最显著的水平衡要素，与流域产水量的关系最为密切。只有在土壤的入渗和持水能力得到满足以后，才能产生地表径流或地下径流。事实证明，扩大耕地和改良土壤会增加土壤滞留量，从而导致地表径流的减少。灌溉除了直接影响水平衡要素外，由于地面辐射和热平衡的变化而造成对水文的影响也不能忽视。

在水资源开发利用程度高的地区，地表水开发和地下水开采两种方式互相掠夺水量，严重改变了地表水和地下水的补给、调蓄、排泄条件，破坏了天然情况下的水量转化和水量平衡关系，会造成水利效益搬家和水利工程失效的后果。预先估计到这种影响，对水利工程的合理布局具有重要的意义。

第四节 区域水资源量的计算方法

一、水资源分区

水资源区是水资源调查评价的基本单元。分区的原则有：(a) 尽可能保持流域水系的完整性；(b) 基本上能反映水土资源条件的地区差别；(c) 便于进行水资源计算和供需平衡分析；(d) 考虑流域规划和供水规划的需要。

按照上述原则，首先根据河流水系、地形地貌划分大区，再根据水文测站分布、水文地质条件以及水资源开发利用现状等划分小区。为避免分区面积过大或过小，对于大江大河应进行分段，自然条件相似的小河可适当合并。

二、资料系列长度的选定

由于降水、径流的时空分布不均匀，在水资源量计算中需要解决大区和小区之间水文特征值的关系问题。分区年降水量或年径流量的变差系数一般随流域面积的增大而减少，如果根据小区资料计算的不同频率的水量，用同频率相加法推求大区的预测值，则枯水年偏小，丰水年偏大。比较好的处理办法是：在统计分析小区同步系列的基础上，逐年相加求得大区的同步系列，然后计算大区不同频率的预测值。

年径流系列长度的选定，首先要考虑评价范围内大多数测站观测资料的年数，避免过多的插补延长，其次应兼顾系列的代表性和一致性。在下垫面不变的条件下，当然是系列愈长，代表性愈好。实际上，下垫面条件是受人类活动影响而不断变化的，观测年数愈长，则资料的一致性愈差。在还原计算精度不高以及下垫面影响难以估计的情况下，过分强调系列长度，不一定能提高计算精度。根据我国具体情况，目前系列长度以25或30年为宜。

为了水量平衡分析和蒸散发估算，要求年降水量和年径流量的资料系列同步。我国

雨量站比流量站为多,观测年限也比较长,只要合理选定了年径流系列长度,完全可以做到年降水系列与年径流系列一致。

三、降水资源量分析计算

年降水量的分析计算,包括分区系列、多年平均值、变差系数以及不同频率的预测值。分区逐年面降水深根据雨量站资料用泰森多边形法或算术平均值法计算,也可绘制逐年的降水深等值线图,由等值线图量算。多年平均值采用同步系列的平均值,不作订正处理。变差系数和不同频率预测值根据同步系列先用数理统计法初步估算,再用适线法调整确定。适线时主要考虑绝大多数点据拟合最好,容许两端个别点据拟合不好。

四、地表水资源量分析计算

地表水资源量通常用河川径流量来表示。河川年径流量分析计算的内容与年降水量基本相同。对于人类活动影响较大的河流,为使年径流计算成果基本上能反映天然情况,并使资料系列具有一致性,要对实测年径流系列进行还原计算。根据我国目前资料积累情况,只能对灌溉用水、工业用水、城镇生活用水、跨流域引水、河道分洪、大中型水库蓄变量和水库蒸发损失等项目进行估算,至于下垫面变化对产流量的影响一般不作考虑。分区年径流系列应针对不同情况,参照以下方法计算:

(一)在区内选择一个或若干个代表站,其控制面积基本上与计算区面积接近,按面积比放大或缩小成本区年径流系列。若选用代表站多于一个,则应划分各站所代表的范围,先用面积比法计算各站代表区的年径流系列,然后相加得全区的系列。

(二)在水文测站稀少的地区,如果选用代表站所控制的面积比计算区面积相差较多,用面积比缩放会造成较大的误差。在这种情况下则宜采用水量比法,即先设法求得计算区的年径流均值(例如从年径流深等值线图上量算),再用计算区均值与代表站均值之比值乘以代表站年径流系列,推求计算区的年径流系列。

(三)如果计算区内水文站控制该区面积很小或没有水文站,则可借助于相似流域的降水径流关系,用计算区历年的面平均降水量推求年径流系列。如果降水资料短缺,可根据相似流域的年径流系列,用上述水量比法推求计算区年径流系列。

(四)对于有进、出口控制站的大江大河干流区间,一般根据出口断面与进口断面历年的年径流量之差,再加上区间还原水量以确定年径流系列。但北方河流有的干流区间(如黄河兰州至河口镇),计入还原水量之后,用控制站相减求得的区间径流仍为负值,则以区间各支流年径流系列之组合作为区间年径流系列。

(五)逐年绘制年径流深等值线图,从图上分区量算各年的年径流量,组成各区的年径流系列。这种方法虽然工作量大,但对区域水资源评价来说,使用非常方便。

年径流量的均值、变差系数和不同频率预测值的确定方法同年降水量。

五、地下水资源量分析计算

地下水资源量通常用地下水的补给量来表示。山丘区和平原区的地下水补给量组成

不同,地下水资源量的含义和计算方法也有所差别。山丘区地下水主要由降水入渗所补给,故用降水入渗补给量作为地下水资源量,平原区地下水除了当地降水入渗补给外,还有外区来水的补给,故用总补给量扣除井灌回归量作为地下水资源量。

(一) 山丘区地下水补给量计算

山丘区地层、岩性、构造比较复杂,水文地质条件差异性大,难以直接计算出地下水的补给量。按照地下水多年平均补给量和排泄量相等的原理,可以计算各项排泄量近似作为地下水的补给量。山丘区地下水的排泄项有河川基流量、河床潜流量、山前侧向潜流量、潜水蒸发量,在开采情况下还包括浅层地下水开采净消耗量,故山丘区的降水入渗补给量可用下式计算。

$$U_P = R_g + U_g + E_s + q \quad (1-23)$$

式中 U_P ——降水入渗补给量;
 R_g ——河川基流量;
 U_g ——地下潜流量(包括河床潜流和山前侧向潜流);
 E_s ——潜水蒸发量;
 q ——地下水开采净消耗量。

河川基流量是山丘区地下水的主要排泄项,一般根据河川径流过程线,参照降雨、降雪、气温资料用基流成因分割法估算。为了求得多年平均和不同频率的基流量,应计算分区的河川基流系列。逐年分割工作量太大,可以选择一些丰、平、枯代表年份进行分割,建立河川径流深与基流深的相关关系,插补计算逐年的基流量。

对于一般山区,地下潜流、潜水蒸发、开采净消耗等排泄量很小,可用河川基流量近似作为地下水的补给量。岩溶山区地下潜流大,要注意泉水流量和地下暗河流量的估算。对于有小型山间盆地和小型河谷平原的山丘区,潜水蒸发量和开采净消耗量所占比重较大,应该进行估算,作为山丘区地下水补给量的组成部分。

(二) 平原区地下水补给量计算

平原区地下水补给量由当地降水入渗和外区来水补给两大部分组成,可用下式表示:

$$U = U_P + U_r + U_c + U_{f1} + U_{f2} + U_K \quad (1-24)$$

式中 U ——地下水总补给量;
 U_P ——降水入渗补给量;
 U_r ——河道渗漏补给量;
 U_c ——渠系渗漏补给量;
 U_{f1} ——渠灌田间回归补给量;
 U_{f2} ——井灌田间回归补给量;
 U_K ——山前测渗补给量。

降水入渗补给量是平原区地下水的主要补给项,通常用年降水入渗补给系数乘以年降水量计算。降水入渗补给系数根据地下水位动态观测资料或地中蒸渗仪试验资料分析确定,它随岩性、埋深、降水量而变化。根据年降水系列推求降水入渗补给量系列时,不同地区不同年份应采用不同的入渗补给系数。有条件的地区,最好作出不同岩性区的降

水入渗补给量、地下水埋深、降水量等三者之间的关系曲线；资料不足地区，可将降水系列划分为丰、平、枯三段，分别采用不同的降水入渗补给系数。

河道渗漏补给量主要发生在山前洪积扇地带，可根据出山口的河川径流量乘以河段入渗率估算。河段入渗率与流量、河段长度、河床特性有关，一般利用河段上、下游控制断面实测流量资料分析而得。

渠系渗漏补给量是指灌区斗渠以上各级渠道渗漏对地下水的补给（农、毛渠渗漏补给计入田间回归补给量中），按下式计算。

$$U_c = Q(1 - \eta - \xi - \zeta) \quad (1-25)$$

式中 Q ——渠首引水量；

η ——渠系有效利用系数，即进入农渠水量与渠首引水量之比；

ξ ——渠系蒸发损失系数，即斗渠以上各级渠道的水面蒸发量、浸润蒸发量与渠首引水量之比；

ζ ——渠系退水系数，即斗渠以上各级渠道的退水量与渠首引水量之比。

田间回归补给量是田间灌溉下渗对地下水的补给量，用灌溉净用水量乘以田间回归系数进行估算。渠灌净用水量由渠首引水量乘以渠系有效利用系数求得，井灌净用水量为用于农业灌溉的地下水开采量。田间回归系数与土壤特性、灌水定额、地下水埋深有关，可根据各灌区试验资料确定，通常渠灌回归系数大于井灌回归系数。

山前侧渗补给量是山区地下水以地下径流形式流入平原含水层的水量，它的大小与山区的岩性、构造以及山区与平原衔接带的水动力条件有关。常用的计算方法为剖面法，即沿补给边界切剖面，分段用达西公式计算。

平原区地下水的各项补给量是受人类活动影响而变化的，一般只能根据现状条件进行估算和评价，作为当前地下水开发利用的依据。随着情况的变化，资料的积累，如果发现计算成果与实际情况出入较大时，则需重新进行评价。

（三）流域地下水资源量计算

多数水资源区是按流域划分的，往往具有山丘和平原两种地貌类型区。流域内山丘区地下水对下游平原区地下水有补给关系，所以在计算全流域地下水资源量时，应扣除山丘区地下水资源量与平原区地下水资源量之间的重复计算量。这个重复量由二部分组成：（a）山前侧渗量来源于山丘区的降水入渗补给，又以地下径流形式补给平原地下水，所以是重复计算量；（b）山丘区河川基流量已计入山丘区地下水资源量中，当它流入平原时，又以河渠渗漏、田间回归等形式补给平原地下水，成为平原区地下水资源量的组成部分，故山丘区河川基流对平原地下水的补给量也是重复计算量。

山丘区河川基流对平原地下水的补给与河川径流的开发利用情况有关，难以准确定量，可用下式进行粗略估算：

$$U_{Rk} = U_R \times K \quad (1-26)$$

式中 U_{Rk} ——山丘区河川基流对平原地下水的补给量；

U_R ——地表水体对平原地下水的补给量，为河道渗漏、渠系渗漏、渠灌田间回归等项补给量之和；

K ——山丘区河川基流量与河川径流量的比值。

全流域地下水资源量的计算公式为：

$$G = G_m + G_p - (U_{Pg} + U_K) \quad (1-27)$$

式中 G_m ——山丘区地下水资源量；

G_p ——平原区地下水资源量；

U_{Pg} ——山丘区河川基流对平原地下水的补给量；

U_K ——山前侧渗量。

六、水资源总量计算

计算水资源总量有两种途径：一是按照区域产水量的概念，将地表水和地下水统一考虑，用公式（1—6）和（1—7）计算；一是根据河川径流量和地下水补给量的分析计算成果，用扣重复量的办法计算。从目前我国习惯于将地表水和地下水资源分别评价的实际情况出发，采用扣重复量的办法更有实际意义。

地表水和地下水密切联系而又互相转化，河川径流量中包括一部分地下水排泄量，地下水补给量中有一部分来源于地表水体的入渗，故不能将地表水资源量和地下水资源量相加作为水资源总量，而应扣除互相转化的重复水量，即

$$W = R + G - D \quad (1-28)$$

式中 W ——水资源总量； G ——地下水资源量；

R ——地表水资源量； D ——重复水量。

重复水量因地貌类型而异，不同类型区的水资源总量的计算方法也有所差别，下面列举三种类型加以说明。

（一）山丘区

这种类型包括一般山丘区、岩溶山区、黄土高原丘陵沟壑区。地表水资源量为当地河川径流量，地下水资源量为当地降水入渗补给量，重复水量为河川基流量，区域水资源总量按下式计算：

$$W = R + U_P - R_g \quad (1-29)$$

式中 R ——河川径流量；

U_P ——降水入渗补给量，用（1—23）式计算；

R_g ——河川基流量。

（二）平原区

这种类型包括北方大平原、河谷平原、盆地平原等。地表水资源量为当地河川径流量，地下水资源量为总补给量扣除井灌回归补给量，重复水量有下列几项：（a）地表水体渗漏补给量，包括河道渗漏、渠系渗漏、渠灌田间回归等；（b）平原降水形成的河川基流量，即平原河道排泄的降水入渗补给量；（c）山前侧渗补给量。区域水资源总量用下式计算：

$$W = R + (U - U_{j2}) - (U_R + U_K + R_{gp}) \quad (1-30)$$

式中 R ——当地河川径流量；

U_R ——地表水体渗漏补给量;

R_{EP} ——平原降水形成的河川基流量;

其它符号的含义同(1—24)式。

平原降水形成的河川基流量与潜水位埋深和降水入渗补给量有关,在无客水影响或影响很小的情况下,可用水文分割法进行估算。但多数平原地区受客水的影响很大,排入河道的地下水量,既有降水入渗补给量,也有地表水体渗漏补给量。要严格分开这两个量是很困难的,只能用下列公式进行粗略的估算:

$$R_{EP} = Q_e \times \frac{U_P}{U_R + U_P} \quad (1-31)$$

式中 Q_e ——排入河道的地下水量,用水文分割法推求;

U_P ——降水入渗补给量;

其它符号的含义同(1—30)式。

(三) 山丘和平原混合区

按流域水系划分的水资源区,多数属于这种类型,既要考虑山丘区、平原区内部的水量转化关系,又要考虑山丘水对平原水的补给关系,水资源总量可以用下述两种方法计算。

1、用公式(1—29)和(1—30)分别计算山丘区和平原区的水资源总量,然后相加即得全流域水资源总量。

2、分别计算全流域的地表水资源量和地下水资源量,将两者相加再扣除重复水量,也可求得流域水资源总量。计算公式如下:

$$W = R + G - [R_{gm} + R_{EP} + U_R (1 - K)] \quad (1-32)$$

式中 R ——全流域地表水资源量; R_{gm} ——山丘区河川基流量;

G ——全流域地下水资源量; U_R ——地表水体渗漏补给量;

R_{EP} ——平原区降水形成的河川基流量,用(1—31)式估算;

K ——山丘区河川基流量与径流量之比值。

关于大面积不同频率水资源总量的预测值,不能用典型年法或同频率相加法进行估算,必须事先求得分区的和整个评价范围内的水资源总量系列,然后通过频率分析计算确定。因受资料所限,组成水资源总量的某些分量,如山丘区的潜流量、潜蒸量、开采净消耗量以及平原区的基流量难以逐年求得,且蓄变量不好估算,故只能在计算多年平均水资源总量的基础上,借助于河川径流量系列和降水入渗补给量系列近似地推求水资源总量系列。山丘区可根据河川径流量系列,用水资源总量均值与河川年径流均值之比推求水资源总量系列。平原区则以河川径流量和降水入渗补给量相加而得的组合系列为依据,用水资源总量均值与组合系列均值之比推求水资源总量系列。

目前我国的地下水评价工作,在补给量计算方面只提出一个多年平均值,与河川径流的计算成果不配套,不利于分析水资源总量的年际、年内变化,满足不了水资源规划利用的要求。因此,地下水补给量的时间分配规律,是当前水资源评价中急待研究的重要课题。