

中国地质科学院

水文地质工程地质研究所 所 刊

第 5 号

地质出版社

2894
~~JL255~~
252

中国地质科学院

水文地质工程地质研究所
所 刊

第 5 号

地质出版社

中国地质科学院
水文地质工程地质研究所刊
第 5 号

*
责任编辑：张新兴 殷正宙 陈东俊

地质出版社 出版发行
(北京和平里)

地质出版社 印刷厂印刷
(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所经销

*
开本：787×1092¹/₁₆ 印张：10.875 字数：258000

1989年8月北京第一版·1989年8月北京第一次印刷

印数：1—1295册 国内定价：3.50元

ISBN 7-116-00442-4/P·368

目 录

华北地区地下水补给及其时空变化规律研究 “六五”国家重点科技攻关项目 “38-1-2” 课题组 (1)	
滦沱河冲积平原水资源系统分析及其数学模型的研究 “六五”国家重点科技攻关项目 “38-1-20” 课题组 (17)	
地下水资源科学调配的研究——以“京津唐地区地下水资源供需分析 及开发利用”课题的试点地区大钟庄洼为例 “六五”国家重点科技攻关项目 “38-1-18” 课题组 (43)	
华北平原咸水水文地质与浅层咸水改造利用 贾永瑞 王建中 李孟海 张志宗 (63)	
我国北方二叠纪煤田充水特征及主要水文地质问题研究..... 董玉良 (95)	
冀中拗陷地下水有机组分分布规律及其与含油性的关系..... 王翠霞 (115)	
利用有限元分析评价南皮试验场浅层咸潜水抽咸补淡试验..... 胡循森 陈京生 (125)	
..... 韩国财 刘 琚	
淄博盆地岩溶地下水系统的分析..... 张发旺 (135)	
用灰色系统理论分析神头泉流量动态与降雨量的关系..... 陈德华 (147)	
科研动态管理应用系统..... 刘怡芬 (157)	

BULLETIN OF THE INSTITUTE OF HYDRO- GEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY OF THE CHINESE ACADEMY OF GEOLOGICAL SCIENCES

No. 5

CONTENTS

- Historical and Spatial Distribution of Groundwater Recharge in North China Area.....*The Project Group of No. "38-1-2"* (1)
- A Study of System Analysis and Mathematical Model on Water Resources of Hutouhe Alluvial Plain
.....*The Project Group of No. "38-1-20"* (17)
- Rational Allocation of Groundwater Resources; A Case of Dazhong-zhuang Depression-Selected Area under the Project of "Supply-Demand Analysis and Exploitation and Utilization of Groundwater Resources in Beijing-Tianjin-Tangshan Region"
.....*The Project Group of No. "38-1-18"* (43)
- Remoulding of Shallow Saline Water and Its Hydrogeology in North China Plain.....*Jia Yongrui et al.* (63)
- Discussion on the Water-Filled Characteristics of the Permian Coal Deposit and Its Main Hydrogeological Problems in Northern China
.....*Dong Yuliang* (95)
- Distribution of Organic Constituents in Groundwater and Its Relations to Oiliness in the Depression of Central Hebei.....*Wang Cuixia* (115)
- Evaluation of the In-Situ Test for Salt-Water Pumping and Fresh-Water Recharge to the Shallow Salt-Unconfined Aquifer of Nanpi Pilot by Means of Fem Analysis.....*Hu Xunsen et al.* (125)
- Analysis of Karst Ground Water System of Zibo Basin
.....*Zhang Fawang* (135)
- Application of Grey System Theory to Analyze the Dynamic State of Shentouquan Spring Flow-Precipitation Relation.....*Chen Dehua* (147)
- An Information System for Dynamic Management of Scientific Research Projects.....*Liu Yifen* (157)
-

Geological Publishing House
(Hepingli, Beijing)

Institute of Hydrogeology
and Engineering Geology
(Zhengding County, Hebei Province)

华北地区地下水补给及其时空变化规律研究

HISTORICAL AND SPATIAL DISTRIBUTION OF GROUNDWATER RECHARGE IN NORTH CHINA AREA

“六五”国家重点科技攻关项目“38-1-2”课题组^①

一、概述

(一) 自然地理特征

华北地区位于东经 $110^{\circ}15'$ — 120° ，北纬 $34^{\circ}36'$ — $42^{\circ}35'$ ，东濒渤海，北至内蒙古高原南缘，南部和西部以黄河为界。地势西北高，东部低，西北部为高原、山地区，东部为平原。面积约 $43 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，其中山区面积约 $29 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，平原面积约 $14 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

本区属于半干旱、半湿润季风气候，年平均降水量400—700mm。受地形的影响，燕山南麓、太行山东麓及东南麓形成降水高值区，年降水量高达700mm以上，并以此向东南、西北两侧递减。西北边缘年降水量减至不足400mm；华北平原中部年降水量一般为450—550mm，并在石家庄以东至衡水一带形成降水低值区，而到滨海平原年降水量增为600—700mm。受季风影响，降水主要集中于6—9月（占全年降水量70—80%），形成单峰状的集中降水期。常常春旱秋涝，对主要农作物小麦的生长极为不利，降水的年际变化也较大，偏差系数达25%以上。降水的年际变化具有明显的周期性，统计分析资料表明长周期为35年和50年，中短周期约为5—11年和21—23年。

潜在蒸发力一般为900—1400mm，通常与降水量反方向变化。干旱指数为1.5—3.0，华北平原除石家庄以东降水低值区干旱指数大于2.5外，一般干旱指数在1.5—2.0之间。西部山西和北部内蒙古高原南缘干旱指数可高达2.5—3.0。

全区河流分属海—滦河流域（包括直接入海河流）、黄河流域两大水系。地表水径流的时空分布明显地受降水规律的制约，华北平原的地表水径流深一般小于100mm，而石家庄以东的降水低值区，径流深仅25mm。山区东缘的降水高值区，自东北向西南呈“S”形分布—径流高值带，径流深高达200—300mm以上。山地、高原径流深则为50mm左右。由于上游大量修建水库，使河川天然径流（尤其平原区）发生明显的变化，天然河道径流量减少或干涸，或成为季节性径流，地表水径流被人为的有计划地输入下游灌区，致使地表

^① 课题组由本所与山西、河北、天津、北京、山东、河南地矿局共同组成，课题负责人朱延华。本文由李静、张兆吉根据专题报告执笔撰写。

水的时空分布从自然型改变为人工型。

(二) 地质、水文地质概况

华北地区除缺失上奥陶系、志留系、泥盆系及下石炭系外,其余地层齐全。这些地层由于岩性、分布及其埋藏的地质、地貌条件的差异,使其补给性能、储水性能、渗透性能及地下水动力特征等都具明显的差异。

根据上述特点,将华北地区划分为4大类含水岩组。

1. 松散岩类孔隙含水岩组

由新生代冲洪积的砂、砂砾石、亚砂土、亚粘土及粘土组成,主要分布于平原、山间盆地及山间河谷地带。根据其埋藏条件、补给排泄条件、导水性能、开采条件、地下水动力特性等特征,将第四系松散岩类含水岩组划分为潜水-微承压水含水岩组及深层承压含水岩组两类。下部第三系承压含水层由于资料所限及目前水资源评价尚未涉及这一部分水源,故从略。

(1) 潜水-微承压含水岩组

潜水-微承压含水岩组埋藏于山间盆地及平原的最上部,由更新世晚期及全新世的卵砾石、各种砂和亚砂土、亚粘土互层所组成,厚约30—50m,最大60m。含水岩组的结构多为岩性粗细相间的多层结构或上细下粗的双层结构。除局部地段外,含水岩组大都具微承压性,并在抽水过程中微承压性逐渐消失。地下水的水平运动十分微弱,以垂向水循环方式为主,称之为“浅层地下水”,是本区的主要供水层。

这一含水岩组在区域分布上的重要特点是其水文地质条件由山前至滨海(或由山前至盆地中心),呈有规律的水平变化,其特征如下:

山前平原冲洪积扇含水层呈扇状分布。冲洪积扇上缘,含水砂层粒度粗,厚度大,渗透性强、补给条件好,垂向层间水力联系极好,因此可将上下几个含水层视为统一含水岩组,地下水水质以矿化度为0.5—2.0g/L的重碳酸型淡水为主。中部平原含水岩组厚30—50m,并多呈北北东、北东向条带状、舌状或覆盖于咸水体之上呈透镜状分布,多为硫酸型或重碳酸-硫酸型水。其下部埋藏有厚度不等的咸水体,自东部向西南逐渐变薄,于豫北安阳以东平原尖灭。滨海平原含水岩组主要为硫酸-氯化物型、氯化物型咸水体,其上上覆有零星淡水透镜体。山间盆地地下水以淡水为主,山西运城盆地、太原盆地中心有小面积咸水分布。

(2) 深层含水岩组

分布于中部平原(或盆地中央)和滨海平原,位于咸水体以下。主要岩性为粗砂、中粗砂、细砂、粉细砂、亚砂土、亚粘土及粘土。一般可划分2—3个承压含水亚组,单井出水量50—100m³/h,一般为重碳酸-硫酸型或硫酸型淡水。华北平原中部聊城、临西、德州、沧州一带,深层承压水含氟量大于1g/L,此外还有大面积低矿化碱性水分布,对农灌和饮用极为不利。

2. 碳酸盐岩类岩溶裂隙水含水岩组

由奥陶系、寒武系及前寒武系的灰岩、白云岩组成。主要分布于太行山、吕梁山和燕山大型复背斜的两翼。奥陶系、寒武系厚层灰岩裂隙岩溶发育,并具有明显的层控性、多

层性和方向性。受构造、地貌、岩性条件的制约,形成规模不同的、具有独立补给、迳流和排泄条件的岩溶水文地质单元,并多以岩溶大泉形式排泄。岩溶含水层径流条件好,水化学类型大都为 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型或 $\text{HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Mg}$ 型低矿化度水。

3. 碎屑岩类裂隙含水岩组

由震旦系、石炭系、二叠系、三叠系的砂岩、页岩、泥岩、砾岩、石英岩组成。其中以裂隙发育的砂岩为全要含水段,富水性极不均一,且没有统一的地下水面。张性断裂带地下水相对富集,单井出水量可高达 $10^4\text{m}^3/\text{d}$,而向斜、单斜构造中的承压自流水含水层富水性较差。

4. 火成岩、变质岩类裂隙含水岩组

变质岩主要为各种片麻岩、片岩、角闪岩、混合岩和石英岩,火成岩包括各期岩浆岩及火山岩。其大多分布于吕梁山、太行山中段、北段及燕山,其中北部内蒙古高原南缘玄武岩大面积分布。地下水富集于风化带中,而构造带和岩脉侵入带也有脉状承压-自流水,地下水季节性变化大,多呈小泉或散流状泄入河谷。

二、影响地下水补给的因素

影响地下水补给的因素很多,包括补给源、补给途径、储存库容、地下水埋藏条件及与这些因素有关的水循环条件等等。由于研究程度的参差不齐,故尚不能对地下水补给的影响因素作全面深入的论述。这里我们着重讨论研究程度比较高、积极参加近代水循环的第四系孔隙潜水-微承压含水岩组(浅层地下水),对其它含水岩组仅作初步的讨论。

(一) 自然因素对浅层地下水补给的影响

1. 补给源对地下水补给的影响

本区地下水补给量中70—90%来源于大气降水,而地表水及其对地下水的补给在很大程度上也取决于大气降水,大气降水是浅层地下水补给的第一来源,本区地下水补给明显地受大气降水的控制。

(1) 大气降水对地下水补给的影响

大气降水对地下水补给的影响涉及降水的许多特征,如年降水量、降水持续时间和降水强度等等。首先,降水量的大小对地下水补给的影响十分明显。通过华北地区1000多个降水入渗系数分析得出,当地表有足够的入渗速率、非饱和带有足够蓄水能力时,降水量越大,持续时间越长,则降水入渗补给量越大。如图1所示,年降水量小于600mm($h=2\text{—}3\text{m}$)或650mm($h=3\text{—}5\text{m}$)时,降水量与降水入渗补给量基本呈直线关系;年降水量大于630mm($h=2\text{—}3\text{m}$)或720mm($h=3\text{—}5\text{m}$)时,降水入渗补给量趋于稳定,即降水入渗补给量不再随降水量的增大而增加。其二是受降水年内分布的影响,降水入渗补给多集中于7—9月份,尤其当地下水埋深小于3m时,更为明显,在冬、春季节很少有补给。其三是受降水量年际周期性变化的影响,降水入渗补给量也具有一定的周期性变化。因而,为发挥地下水含水层多年调节功能提供了前提条件。

(2) 地表水的影响

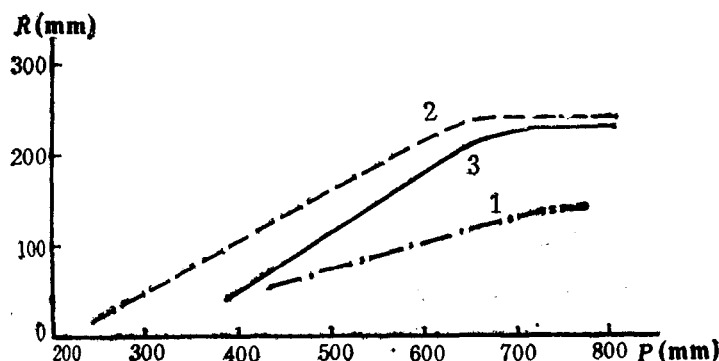


图 1 鲁北地区降水量(P)与降水入渗补给量(R)关系曲线

Fig. 1 The Relationship Between Precipitation(P) and Infiltration Recharge(R) in North Shandong

1—地下水埋深(h)小于2m; 2—地下水埋深(h)2—3m; 3—地下水埋深(h)3—5m

地表水对地下水的补给主要在河流、渠道两岸和灌区。山区河流大都排泄地下水, 除个别地段如河床岩溶发育区, 河水部分漏失补给地下水外, 对地下水补给影响不大。华北平原河流大都属堆积河流, 历史上平原中河流大都夏秋季节补给地下水, 冬春季节排泄地下水; 上游排泄地下水, 下游补给地下水; 总体而言, 是以河水补给地下水为主。由于山区大量修建水库, 平原河川迳流大大减少, 大部分河流断流或成为季节性河流, 因此, 平原中河流对地下水的补给几乎没有了。地表水被人为地有计划地从水库引入灌区, 渠道两岸和灌区通过渠道渗漏和灌溉回渗大约20—30%的引水量补给了浅层地下水。由于地下水开采造成地下水位的降低, 使原来排泄地下水的河道段不再排泄地下水, 甚至汛期有少量河水补给地下水。黄河河床高出地面3—8m, 黄河水常年补给地下水, 其对地下水补给的影响宽度最大达10km。黄河沿岸8个观测断面的观测, 黄河水对两岸地下水补给量从中牟万滩 $q=46\text{m}^3/\text{m}\cdot\text{km}\cdot\text{d}$ (平水年) 到下游滨州蒲城逐渐减少到 $q=0.57\text{m}^3/\text{m}\cdot\text{km}\cdot\text{d}$, 河南省境内黄河水对北岸地下水补给量枯水年(1980年)为 $1.58\times 10^8\text{m}^3/\text{a}$, 平水年(1983年)为 $2.85\times 10^8\text{m}^3/\text{a}$, 丰水年(1984年)为 $3.03\times 10^8\text{m}^3/\text{a}$ 。

2. 非饱和带岩性对浅层地下水补给的影响

作为降水入渗补给入口的地表岩性和非饱和带岩性对降水入渗的影响是十分重要的。本区不仅平原和盆地中第四系陆相沉积的冲洪积物岩性及其组合很复杂, 而且山区基岩岩性及风化程度、岩溶、节理、裂隙发育程度、构造分布和性质也都十分复杂, 加上地貌、埋藏条件的差异, 使入渗性能差异很大。

区域调查、分析及试验结果表明, 地下水的补给与岩性颗粒粗细、有效孔隙直径的大小以及岩性组合关系十分密切。即颗粒越粗, 分选越好, 有效孔隙直径越大, 越有利于降水入渗补给。地中渗透计的观测资料清晰地反映了不同岩性的差异。如北京砂砾石补给量可高达400多mm, 粉细砂补给量大于200mm, 亚砂土和黄土状亚砂土也近200mm, 而亚粘土补给量不足100mm, 仅是砂砾石的1/4, 黄土状亚砂土的1/2 (地下水埋深3m时)。德州试验场在年降水量仅300多mm的枯水年, 粉土(轻亚砂土)的降水入渗补给量约170mm,

而亚砂土仅50mm,亚粘土40mm(地下水埋深4.5m时)。郑州试验场年降水量为700mm时,粉细砂补给量约590mm,轻亚砂土和黄土状亚砂土为370和310mm,亚砂土和亚砂土夹薄层亚粘土、粘土约200mm,南阳亚粘土约100mm。可见第四系松散堆积物降水入渗补给量之大小可相差1—4倍,其岩性粗细的影响是显而易见的。但郑州试验场驻马店亚粘土例外,它的补给量近300mm,与黄土状亚砂土相似,原因在于驻马店亚粘土属一种裂隙亚粘土。由此可见,不仅岩性不同对入渗补给量影响较大,而且沉积物的结构、构造对入渗补给量也会产生明显影响。华北平原和盆地中第四系非饱和带常为多种岩性的组合,其中最常见的是上细、下粗的双层结构及多层结构。不同岩性的组合其入渗能力和蒸发强度不同,使补给量差异很大。目前试验场对于较复杂岩性还未开展观测,故未进行详细对比。在区域调查和计算的参数表明,薄层粘土夹层对降水入渗补给阻碍较大。山区碳酸盐岩类,由于岩溶孔隙裂隙发育,降水入渗补给一般大于碎屑岩、火成岩和变质岩类,降水入渗系数一般大于25%,多为30%以上,构造带、岩溶发育带甚至高达40—50%,但山西西部吕梁山西部的灰岩,由于灰岩是半裸露或有覆盖的,其降水入渗系数仅为10%。火成岩、变质岩一般为10—15%,碎屑岩为5—10%。因此,由于岩性和地貌的差异而导致入渗补给量的变化是很大的。

(二) 开采对地下水补给的影响

虽然多种自然因素对地下水补给施加影响,但华北平原大规模开采浅层地下水,使地下水的埋藏条件发生的变化,制约着各种自然因素对浅层地下水补给的影响。

近15年来,华北地区,尤其山间盆地和平原地下水开采发展很快,大规模的开发利用地下水,使地下水发生了很大变化。对60年代初和80年代华北平原地下水观测资料进行对比得出:山前地带20年来浅层地下水位普遍下降5—10m,中、东部平原浅层地下水位下降一般为1—3m,局部地段还要大些。因此,非饱和带厚度的增大,既改变了浅层地下水的埋藏条件和补、径、排条件,又改变了非饱和带水分垂直入渗和蒸发的水循环、水均衡状况。

由于华北平原浅层地下水具有垂向水交替为主的特点,因此,首先要了解蒸发量和入渗量的垂向变化。地中渗透计的观测资料表明,随着非饱和带厚度的增大,潜水蒸发逐渐减少。当非饱和带厚度小于1.5—2.0m时,潜水蒸发量普遍较大,且与非饱和带厚度近似呈直线关系。非饱和带厚度在1.5—2.5m时,潜水蒸发急剧减少,潜水蒸发与埋深呈曲线关系。非饱和带厚度大于2.5m(细粒岩性大于3.0m)时,随非饱和带厚度的加大,潜水蒸发趋于零,也与非饱和带厚度近似呈直线关系(图2)。据北京、德州、郑州、南邱、济宁试验观测资料,地下水埋深3.0m以下,潜水蒸发系数小于2—3%,5m以下除粘土的潜水蒸发系数为6%外,一般都小于3%。潜水蒸发的这种垂向变化是导致浅层地下水均衡演变的重要因素。

除潜水蒸发的垂向变化外,降水入渗量随地下水埋深的增大,也有明显的变化。根据地中渗透计和用零通量面法进行土壤水分运移的室内外观测表明,地下水埋深小于3m时,降水入渗量随地下水埋深的增大而减少;地下水埋深大于3m时(或大于4—5m,视岩性和气候条件而异),降水入渗量逐渐趋于稳定(图2)。由于降水通过非饱和带缓慢向下入渗过程中同时存在着潜水的蒸发,水分双向运移的均衡结果,使浅层地下水的补给量(图

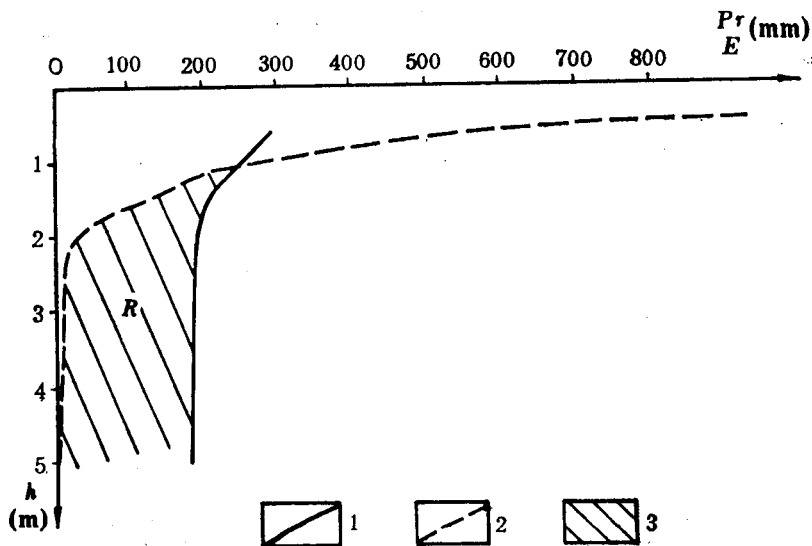


图 2 不同地下水埋深条件下降水入渗量(P_r)和蒸发量(E)的均衡关系

Fig. 2 The Relationship Between Evaporation(E) and Percolation(P_r) at Different Depth of Water Table

(德州地中渗透计轻亚砂土, 1985年降水386.3mm)

1—降水入渗量; 2—蒸发量; 3—补给量

中阴线部分) 在垂向上发生下列变化: 地表以下1m以内经常处于蒸发量大于入渗量的状况, 除汛期少量补给外, 基本没有或仅有少量补给量, 随后地下水补给量逐渐增长, 4—5m以下, 地下水补给量逐渐趋于稳定 (图2、图3)。

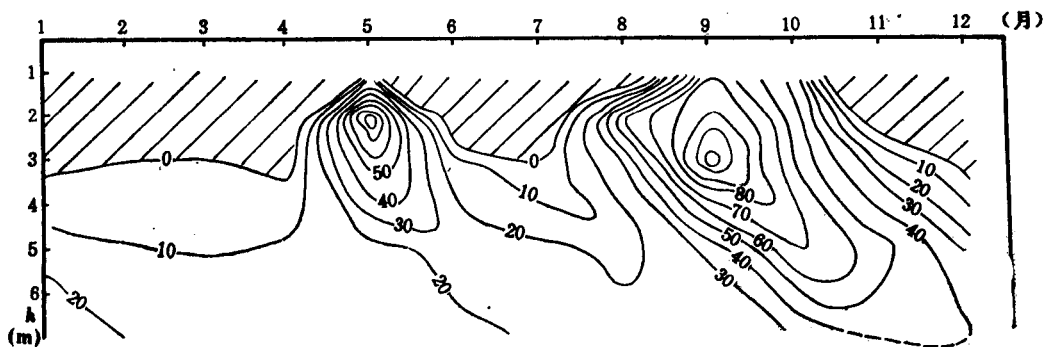


图 3 郑州试验场黄土状亚砂土地下水补给量 (以mm计) 分布图 (1985年)

黄河冲积平原非饱和带厚度粉砂大于2—3m、亚砂土大于3m, 粘土、亚粘土大于4—5m时可获得量大的垂向补给量; 海河冲积平原非饱和带厚度亚砂土、亚粘土、粘土大于5m、砾卵石大于3m时可获得最大的补给量。当浅层地下水埋深浅时, 地表储水空间小, 降水入渗后因没有足够储存空间而在非饱和带蓄满后形成地表径流。因此, 浅层地下水浅埋区不利于降水入渗补给, 只有适当地加强地下水开采, 降低地下水位, 才有可能增加降水入渗补给量, 部分蒸发量将转化为可开采利用量, 这对于提高水资源的利用率, 防治土壤盐渍化和涝渍, 综合治理华北平原的旱、涝、碱、咸多种自然灾害是十分重要的。

综上所述, 诸多自然因素对浅层地下水补给的错综复杂影响, 形成了地下水补给量的多变性。然而由于大规模开采, 引起非饱和带厚度的变化这一人为因素, 却制约着诸多自然因素影响作用的强弱。因此, 研究不同地下水埋深条件下入渗补给量的变化及其分布规律, 将成为在开采条件下分析研究地下水补给机理的重要途径。

三、非饱和带水分运移规律探讨及对地下水补给的影响

(一) 非饱和带水分运移特征

当气候干旱, 且非饱和带有足够厚度时, 受陆面蒸发-蒸腾作用的影响, 非饱和带上部, Z_0 以上水分向上运移, 越接近地表, 土壤越干燥, 势能负值越大。 Z_0 以下, 水分向下运移。 Z_0 处水势梯度等于零, 水分通量等于零, Z_0 称零通量面。

零通量面的存在反映了在气象因素影响下非饱和带水汽均衡的状况, 零通量面的位置决定了非饱和带水分运移方向和下渗补给作用的强弱。

零通量面的产生、发育和消失主要受气象因素的影响, 但也受非饱和带岩性、厚度(地下水埋深)等因素的制约。南宫试验区1984—1985年的观测表明: 5月, 7—8月, 10月中旬的集中降水过程(包括灌溉)形成的集中补给使零通量面消失。秋末, 10月下旬及翌年1—5月上旬近6个月为零通量面存在的相对稳定期。零通量面发育深度为0.5—0.75m, 8月下旬—9月上旬因气温高, 陆面蒸发强烈, 零通量面发育深度约1.0m。1986年, 地矿部水文地质工程地质研究所水文地质实验研究中心对零通量面室内模拟观测 Z_0 最大约3m, 据国外资料记载零通量面的发育深度可达5—7m。气候越干旱, 零通量面发育深度越大。降水(或灌溉)是零通量面消失的主要原因。南宫的试验表明, 降水集中期往往不存在零通量面。这时水势作用方向向下, 水分向下运移补给地下水。

此外, 地下水位的升降也将导致非饱和带底部形成新的收敛型和发散型零通量面, 并逐渐向上发育, 与上部零通量面接触后消失。由于地下水蒸发起始于毛细破裂带上缘, 所以毛细破裂带上缘与非饱和带上部第一个零通量面衔接时, 零通量面消失。当气候湿润或地下水埋深浅时, 即地下水埋深 h 小于或等于毛细上升高度 h' 和非饱和带上部第一个零通量面发育深度 D 之和时($h \leq h' + D$), 非饱和带中水势作用方向向上, 入渗量小于蒸发量, 水分向上运移。这时不存在零通量面, 地下水也不可能获得补给。华北平原中部和东部低洼地区存在这种情况。

总之, 气象因素影响下形成的零通量面的发育及消失, 决定了非饱和带水分运移方向, 对地下水的补给具有决定性意义。尤其是非饱和带上部第一个零通量面的发育及消失, 对地下水的补给最为关键。而非饱和带底部水位波动而形成的收敛型或发散型的零通量面将导致暂时性的水分局部运移和再分配。

华北地区零通量面稳定发育期是秋末至翌年5月, 其最大深度3—4m。持续降水使零通量面消失, 水分向下运移集中补给地下水。夏季一秋季是零通量面消失和发育频繁交替期。

(二) 地下水补给方式及补给的迟缓性

不同水文地质单元, 因其地质、地貌、水文地质条件的差异以及地下水补给方式和途径的不同, 使得地下水循环周期和补给速率差异很大, 从而导致地下水补给量在时间上的变复性和在区域分布上的不均匀性, 同时也使含水层获得了多年调节的可能性。

山区, 由于基岩裂隙或孔隙孔径大, 持水能力弱, 下渗速度快, 地下水蒸发量小, 含水层水平径流较为强烈。我们称之为降水入渗-径流型。

而华北平原及山间盆地孔隙含水层水平径流十分微弱。浅层地下水以垂直循环交替为主, 故降水入参与蒸发是地下水补给的主要均衡要素。通过对现有观测资料的分析, 我们认为华北平原孔隙地下水运动方式主要为活塞式的递推运动。即当降水补给速率大于地表饱和和渗透能力时, 土壤湿润峰有规律地逐渐递推下移。图4-1为王瞳试区有色水与无色水相间入渗形成的浅锯齿状分布状态以及集中渗入时的孔隙分布状态, 明显地呈现出“新水”推“旧水”的活塞式入渗状态。图4-2为降水后非饱和带的负压变化, 两者从不同角度反映了水分逐渐递推下移的过程。通过观测研究, 我们对地下水的活塞式递推运移有了两点进一步的认识。即:

1. 非饱和带中地下水的递推运动不仅是单向的向下运动, 而且在水势梯度的作用下存在着水分的向上运动, 即水分的双向运动。

2. 非饱和带水分递推下移过程中, 并不完全按照水分入渗的先后顺序下移, 而且由于土壤持水性, 使部分悬挂毛细水在孔隙中残留下来, 并因含水量的增减变化及扩散作用使水分在下移过程中与不同时期的渗入水量发生混合作用。

此外, 还有一种类型为大孔隙、裂隙的直接渗入——捷径式入渗。即当降水供水速率小于地表饱和和渗透系数时, 裂隙、孔隙首先充水, 并直接向下运移补给地下水。这种形式在黄河、海河冲积平原下游, 上更新世晚期后沉积期的干旱气候使粘土地面龟裂(后期可被粉细砂充填)形成的裂隙粘土中较为明显。

地下水的运动方式和补给方式决定了地下水的运动是一种缓慢的过程。正是这种缓慢运动, 使地下水含水层获得了较强的储水、储能功能, 并使其具备了多年调节能力。然而, 不同水文地质单元、不同岩性含水层中地下水的运动速度是不同的。

山区, 由于地下水径流强烈, 其循环周期很短, 据山西娘子关泉流量相关分析结果, 泉水循环周期为8年。华北平原由石家庄—衡水承压含水层中地下水实际流速 $0.05-0.025$ m/d, 径流周期约 1×10^4 a。而浅层地下水径流周期则需 2×10^4 a, 说明山区地下水径流较平原快得多。

华北平原浅层含水层垂向渗透系数虽比水平渗透系数小1—2个数量级, 但因垂向径流的水力坡度大, 非饱和带厚度小(山前6—8 m, 东部平原2—4 m), 径流距离短, 故垂向水循环周期短, 速度快。在河北正定以亚砂土为主, 下部为粉砂的地层中所做的氡示踪试验结果表明, 氡高峰值在一年内下移了0.8—1.0 m。滹沱河高阶地岩性为亚砂土的非饱和带中, 氡含量用泊松分布的混合活塞式模型计算, 土壤水分下渗速度为 $0.33-0.5$ m/a。以此推算, 山前降水通过非饱和带的补给周期约30—60年或20—40年, 中部平原约50年。东部平原由于岩性大多为粘土、亚粘土, 毛细上升高度为1.5—2.0 m, 故降水入渗补给距

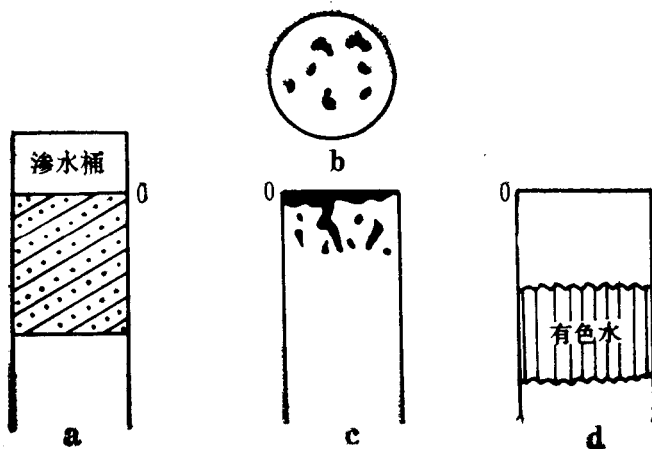


图 4-1 有色水示踪试验示意图

a—装置与岩性；b—渗水结束后截面；c—渗水结束后剖面；d—有色水与无色水相间入渗剖面

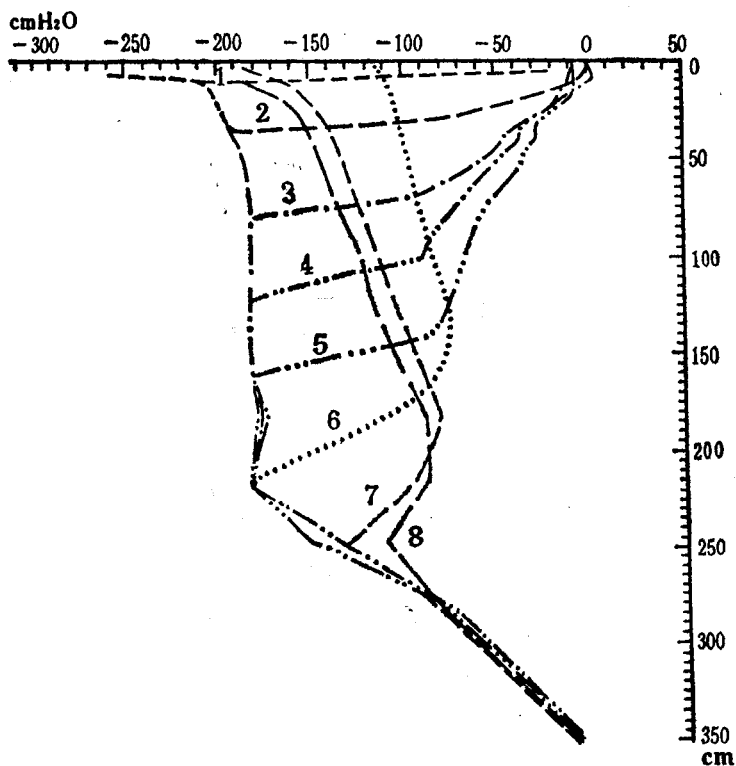


图 4-2 零通量面室内模拟试验水分下渗状况

1—1986年1月21日13点30分；2—1986年1月21日14点45分；3—1986年1月21日21点0分；4—1986年1月22日9点0分；5—1986年1月23日0点0分；6—1986年1月23日9点0分；7—1986年1月24日12点0分；8—1986年1月25日8点0分； $1\text{cmH}_2\text{O} = 98.06375\text{Pa}$

离短, 氟含量较中部平原高。上述认识将有助于我们进一步分析研究地下水含水层所具有的多年调节能力及其时空变化规律。

四、华北地区地下水补给量及其时空变化规律

(一) 地下水补给量计算及其时空变化规律

在地质、地貌、岩性、降水量等诸多因素影响下, 浅层地下水补给量的区域分布是有一定规律的。以补给模数 ($10^4\text{m}^3/\text{a}\cdot\text{km}^2$) 做为衡量指标, 其规律为: 西北部山区补给模数较低, 一般小于10, 尤其是本区西部、北部山区碎屑岩、火山岩补给模数仅为1—3或3—5。山区补给模数的高值区为东南边缘呈S型分布的碳酸盐岩区。这一带又是降水的高值区, 地下水补给模数一般大于20。而盆地、平原的地下水补给模数相对较大。如华北平原山前地下水补给模数可高达25—30。原因在于其地下水的补给来源不仅仅局限于降水, 而且还有来自山区的补给。较多的补给源使盆地、平原的补给模数较山区高出近10倍之多。华北地区地下水补给量分布图直观地反映了地下水补给量的区域分布规律 (图5)。

我们将区内丰水年、枯水年降水入渗补给量与多年平均降水入渗补给量相比较后得出: 丰水年降水入渗补给量增长12%—36%; 枯水年减少15%—33%; 特枯年减少28%—68%。显然, 丰水年补给增量小于枯水年、特枯年补给的减量, 这说明本区降水入渗补给量的多年变化是偏枯的。尽管通常平原区降水入渗补给量远大于山区, 但华北平原中部特枯年间降水入渗补给量一般仅为多年平均值的一半。其原因是当年降水量低于400mm时, 降水入渗补给量将明显减少 (表1)。

一般年份, 浅层地下水接受降水补给的时间与集中降水期基本一致, 大致为7—10月份。据德州试验场资料, 同一补给深度, 7—10月份降水入渗补给量占全年总补给量的63—77%。而1—6月、11—12月的降水入渗补给量仅占全年总补给量的23—27%。形成汛期降水入渗补给量大而集中, 非汛期降水入渗补给量小或根本无补给的特点。从纵向上分析, 一次降雨后, 不同深度上接受降水补给的时间是有差异的, 并存在着一种滞后现象。当地下水埋深小于毛细上升高度时, 这一现象尤为明显。

为便于计算补给量, 我们以地质、地貌特征为依据, 将整个华北地区分为山区和平原西大区。然后山区和平原分别再以水系和水文地质单元为计算单位, 划分出33个计算区 (表2)。

对山区而言, 山地、盆地均分别计算再按计算区汇总; 平原则根据岩性、地下水位、降水等因素。先划分为若干小块段分别计算后, 再按计算区汇总。

在计算中, 我们注意了以下几方面的问题: 首先, 由于不同岩性的入渗性能差异很大, 如碳酸盐岩类中的泥灰岩和纯灰岩, 碎屑岩类中的页岩和砂岩等, 其入渗性能和赋水程度差异均很显著。即便是相同岩性, 因所处地貌单元不同, 基岩的构造、节理和裂隙的发育程度不同等, 也将使补给量发生变化。因此, 我们根据不同岩性、不同地下水埋深分别确定降水入渗系数。

从区域水均衡的角度出发, 用补给量法确定补给量, 并用排泄量法加以校核。

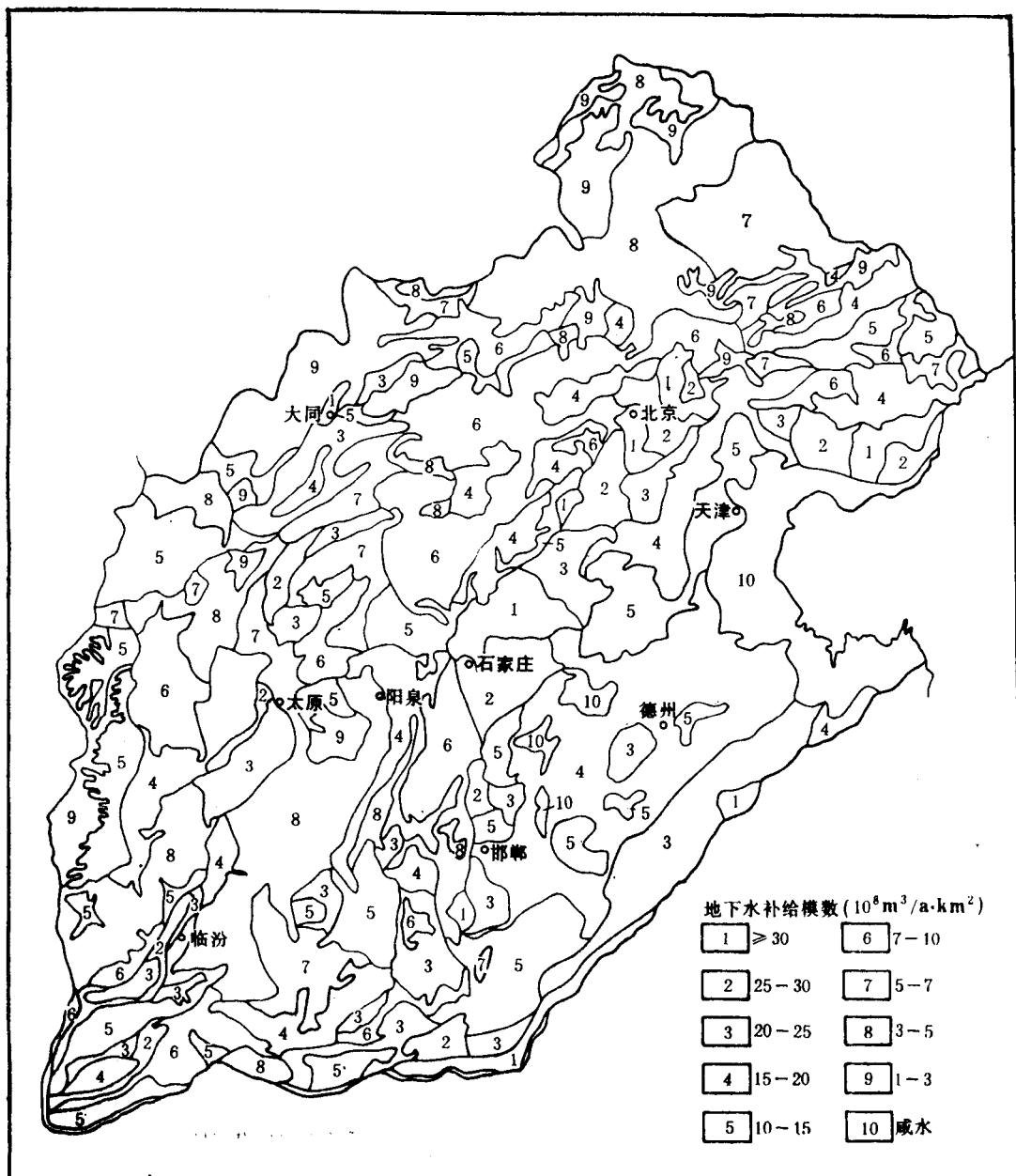


图 5 华北地区地下水补给量分布图

其次, 将降水入渗补给量视为变量, 其它诸项补给量作为常量, 分别对多年平均、丰水年、平水年、枯水年、特枯年的地下水补给量进行了计算。

此外, 计算中考虑了华北地区农灌用水的实际情况, 将水质划分为矿化度小于 2g/L 、 $2-3\text{g/L}$ 和大于 3g/L 等 3 个等级分别计算。

计算的补给项主要包括以下内容:

山区: 主要计算降水入渗补给量。山间盆地中, 除当地降水入渗补给外, 还有来自山

表 1 分区降水入渗补给量变化对比表

地 区		补给量对比		
		丰水年 多年平均	枯水年 多年平均	特枯水年 多年平均
山 区	滦河流域	1.18	0.78	0.63
	海河流域	1.17—1.21	0.76—0.81	0.56—0.63
	黄河流域	1.15—1.21	0.81—0.85	0.62—0.74
华 北 平 原	山前平原	1.15—1.26	0.72—0.81	0.43—0.63
	冲积平原	1.14—1.36	0.67—0.82	0.32—0.53
	滨海平原	1.12	0.70	0.46

表 2 华北地区地下水补给量计算分区表

I 山 区	I ₁ 滦河流域 (包括冀东沿海)	I ₁₋₁ I ₁₋₂	滦 河 水 系 冀东入海水系	II 平 原	II ₁ 山前冲积洪 积倾斜平原	II ₁₋₁ II ₁₋₂ II ₁₋₃ II ₁₋₄ II ₁₋₅ II ₁₋₆ II ₁₋₇ II ₁₋₈			
	I ₂ 海河流域	I ₂₋₁ I ₂₋₂ I ₂₋₃ I ₂₋₄ I ₂₋₅	潮白—冀运水系 永定河水系 大清河水系 子牙河水系 漳 河 水 系						
		I ₃ 黄河流域	I ₃₋₁			吕梁山西人黄水系	II ₂ 海河、黄河 冲积平原	II ₂₋₁	黄河冲积扇
								II ₂₋₂ II ₂₋₃ II ₂₋₄ II ₂₋₅ II ₂₋₆	海河冲积平原
								II ₂₋₇ II ₂₋₈ II ₂₋₉	黄河冲积平原
	I ₃₋₂		汾 河 水 系						
I ₃₋₃ I ₃₋₄ I ₃₋₅	涑水河水系 沁潞河水系 中条山南人黄水系	II ₃ 滨海冲积 海积平原	II ₃₋₁ II ₃₋₂ II ₃₋₃ II ₃₋₄						

区的侧向补给及河渠渗漏补给, 后两者在整个山区地下水补给量中已扣除。

平原：主要降水入渗补给量有：山前侧向径流量；河渠侧渗补给量；地表水灌溉回渗量。来自区外的侧向径流量对整个工作区来说是重复计算量，但为更好地阐述平原地下水可利用量分布情况，将这部分量分别计算，再在全区地下水总量中予以扣除。

河渠侧渗补给和地表水灌溉回渗补给的来源分两种,一是区内山区河流或水库蓄水引入渠道、灌区所产生的补给量。其中一部分水量是由山区地表水转化而来的,在地下水含水层计算系统中,属来自外系统的补给。另一部分水量是山区地下水排入河谷的基流量蓄入水库后转为地表水进入平原渠道、灌区后再补给地下水的。但对平原来说,它参与了平原区的地下水均衡,对全区而言,它既是重复计算量,又是重复利用量。由于本课题不计