

黄让堂
林耀明
高迎春

编著

河北省 黑龙港地区 农田水平衡 及缺水对策



北京科学技术出版社

65.46
539

河北省黑龙港地区 农田水平衡及缺水对策

黄让堂 林耀明 高迎春 编著

北京科学技术出版社

· 00436

(京)新登字 207 号

内 容 简 介

本书通过调查研究和系统分析方法,根据河北省黑龙港地区的流域特点、耕地类型和作物种类,用历史再现的形式评价该地区水土资源的适应程度,从而确定不同类型区、不同典型年和不同土地利用结构条件下的缺水量,并在此基础上分别提出适水种植、适水灌溉、抑制蒸发和引外水补源等缓解对策。全书共分为三篇十章,充分反映出作者对这一地区农田水资源供需关系的深刻了解和正确认识,其中水资源模型的建立和运用颇有新意,有全面推广意义。

本书结论为该地区治理和开发提供科学依据,还可供水文、地理、环境、资源等专业的科研、教学和管理人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

河北省黑龙港地区农田水平衡及缺水对策/黄让堂等编
著. - 北京:北京科学技术出版社,1995.3 ISBN 7-5304-1746-0

I. 河… II. 黄… III. 农田水利-水量平衡-中国-河北
IV. S279.222

中国版本图书馆 CIP 数据核字(95)第 1552 号

北京科学技术出版社
(北京西直门南大街 16 号)
邮政编码: 100035

各地新华书店经销
河北三河市腾飞胶印厂

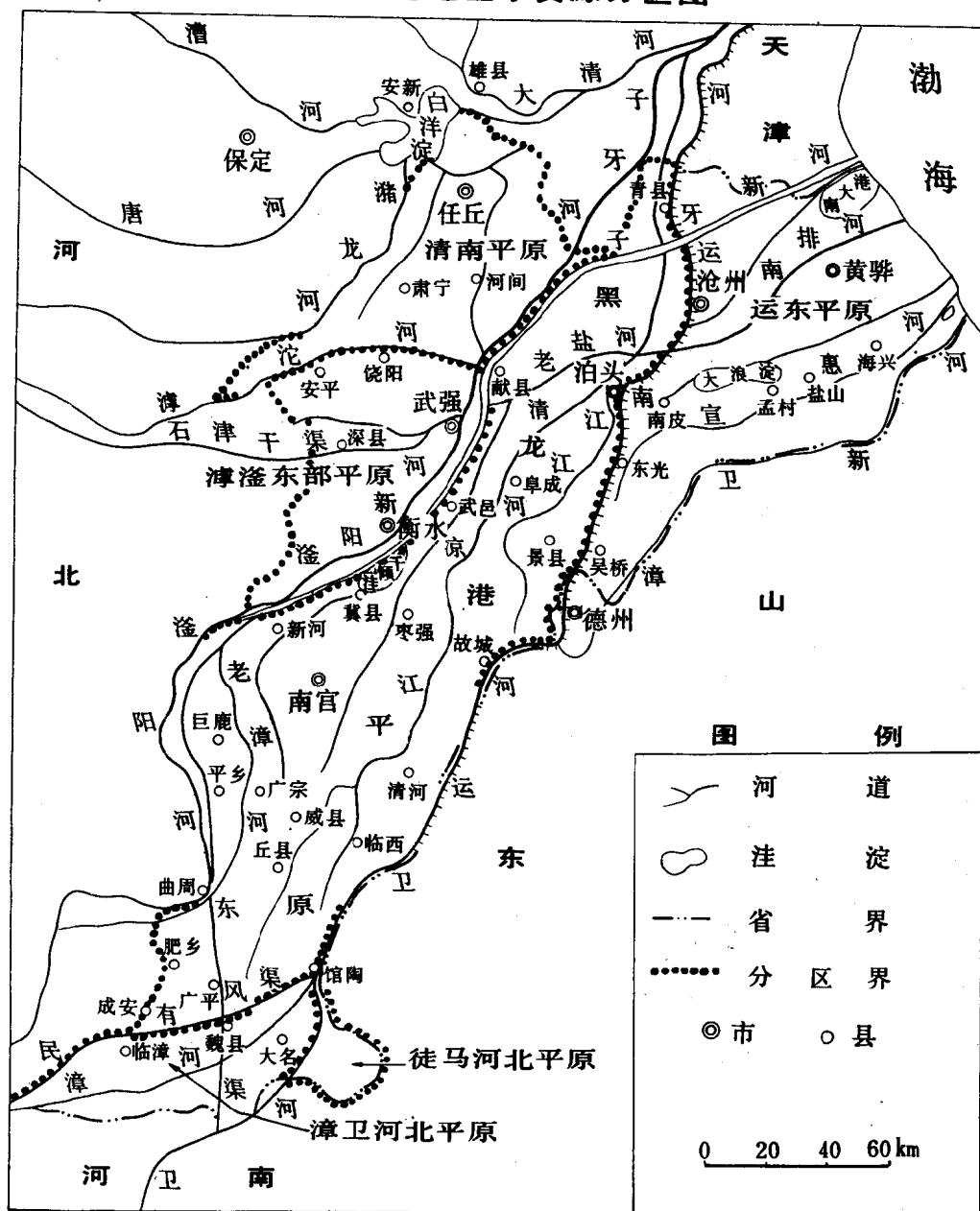
787×1092 毫米 16 开本 18 印张 449 千字

1995 年 3 月第一版 1995 年 3 月第一次印刷

印数:1—1000

定价: 30.00 元

黑龙港地区水资源分区图



前 言

黑龙港地区位于河北省东南部，含沧州、衡水地市全部和邯郸、邢台、保定、石家庄市地区的一部分，共 53 个县 912 个乡。人口 1468.9 万（1987 年），面积 32966km²，分别占河北省的 26.5% 和 17.5%。耕地 3177.4 万亩，热量条件宜两年三熟，粮食播种面积中亩产 150kg 以下的低产面积占 45.8%，中、低产面积所占比重，在华北平原区中占首位。区内年平均降水量和蒸发力分别为 553mm 和 944mm，是华北平原降水量最少而蒸发力最大的地区。旱灾造成的损失在各种自然灾害中占第一位。流经区内的海河南系，入境客水大部分已开发；并主要用于上游各省区。浅层地下水也多已开采，深层地下水已超采，并形成大面积地下水位下降漏斗。缺水已成为该地区经济发展的制约因素，为此，亟待通过水循环要素评价和水量平衡分析计算揭示地区的缺水规律、缺水程度和寻求解决缺水的对策。

降水的不均匀性、不稳定性和突发性使土壤水分时多时少、变化复杂。从这一实际情况出发，我们通过调查研究和系统分析，建立相应的水分平衡模型，模拟地区和作物缺水量的这一动态变化过程。模型分别以乡和旬为最小空间和时间计算单元，按耕地降水、灌溉的水分收入和主要作物蒸腾蒸发的水分支出，作 1956—1984 年同步系列对比计算，以人机对话形式和水情的历史再现来评价和定量分析耕地水源供需之间的适应程度，从而确定空间的不同类型区、时间的不同典型年和人为的土地利用结构的缺水量，并在这个基础上提出适水种植、适水灌溉、抑制蒸发和外水补源等缓解缺水的对策。

本书是我们在 80 年代参加黄淮海平原治理和华北水资源国家攻关项目调查研究的结果和收集到的资料编写成的，书中引用了水利部水利科学研究院、海河委员会、河北省水利水电厅设计院、统计局、水利科学研究所和有关部门的成果、结论，在此表示感谢。

另外，在本书的编辑整理过程中，我们还得到了《AMBIO——人类环境》杂志编辑部 and 严茂超同志的大力协助，在此，也一并表示感谢。

目 录

第一篇 水循环及其要素评价

第一章 水汽和降水	(2)
第一节 水汽及其输送	(2)
一、水汽含量	(2)
二、水汽输送	(5)
第二节 降水	(9)
一、降水成因	(9)
二、降水量	(11)
第二章 地表和地下径流	(17)
第一节 地表径流	(17)
一、上游过境客水	(17)
二、平原径流	(21)
三、地表水可供水量	(26)
第二节 地下径流	(29)
一、水文地质特征	(29)
二、水化学基本特征	(30)
三、地下水动态	(31)
四、地下水可供水量	(32)
第三章 蒸发和作物需水量	(37)
第一节 蒸发潜力	(37)
一、蒸发潜力要素评价	(37)
二、蒸发力计算	(40)
第二节 供水能力与陆面蒸发	(45)
一、土壤蒸发	(45)
二、植物蒸腾	(47)
三、陆地蒸发	(49)
第三节 作物需水量	(51)
一、作物需水量的确定	(51)
二、作物需水规律	(53)

第二篇 水平衡和缺水规律

第四章 区域水平衡和光温水时空组合	(58)
--------------------------------	--------

第一节 区域水平衡	(58)
一、大气水分收支平衡	(58)
二、区域调蓄能力在水平衡中的作用	(61)
三、旱涝年水平衡状态	(64)
第二节 水和光、温的时空组合	(67)
一、光、温资源概况	(67)
二、降水与光、温的时空组合	(69)
第五章 作物水平衡及其编程计算	(76)
第一节 作物降水适度评价	(76)
一、喜温作物降水适度评价	(76)
二、喜凉作物降水适度评价	(81)
第二节 作物水分收支状况	(85)
一、作物水分收支编程计算	(85)
二、作物生长期有效降水量的水分收入	(86)
三、作物生长期需水量的水分支出	(92)
四、作物亏水量和亏水率	(95)
第六章 农田水平衡状态	(101)
第一节 现状农田水平衡状态	(101)
一、不同类型灌区供水能力	(101)
二、不同类型灌区灌溉需水量	(108)
三、现状灌区水平衡编程计算	(113)
第二节 不同水平年农田水平衡状态	(121)
一、2000 水平年农田缺水预测	(121)
二、2020 水平年农田缺水预测	(142)

第三篇 缺水对策

第七章 适水种植	(162)
第一节 小麦水情分析	(162)
一、麦播墒情分析	(164)
二、潜水分析	(166)
三、河灌水情分析	(168)
第二节 小麦播情分析	(171)
一、地区小麦生产状况	(171)
二、小麦水平衡状况	(174)
三、小麦墒情利用状况	(176)
第三节 适水种植设想	(178)

一、旱地麦适水种植	(179)
二、水浇地小麦适水种植	(181)
第八章 适水灌溉	(188)
第一节 灌溉水在作物之间的合理分配	(188)
一、基本情况	(188)
二、数学模型的建立	(189)
三、不同类型灌区和不同气候年型主要作物配水计算	(194)
第二节 主要作物灌溉水的时间分配	(201)
一、基本情况	(201)
二、数学模型的建立	(202)
三、不同类型灌区和不同气候年型主要作物灌水时间分配计算	(206)
第九章 抑制蒸发	(215)
第一节 麦田秸秆覆盖	(215)
一、试验证明的增产节水效果	(215)
二、不同类型区和不同气候年型覆盖小麦节水水量	(217)
第二节 玉米地秸秆前茬覆盖	(225)
一、试验证明的增产节水效果	(226)
二、不同类型区和不同气候年型玉米地前茬覆盖节水水量	(226)
第三节 棉田薄膜覆盖	(233)
一、试验结果证明的增产节水效果	(233)
二、不同类型区和不同气候年型覆盖棉田节水水量	(234)
第十章 外水补源	(242)
第一节 引水方案及其评价	(242)
一、黄河下游引黄现状和区内的引黄方案	(242)
二、华北南水北调规划和引水方案	(244)
第二节 种植业要求的外水补给量	(247)
一、地区发展规划要求的灌溉水量	(247)
二、当地可能提供的灌溉水量	(252)
三、种植业节水水量发展预测	(255)
四、不同水平年种植业要求的外水补给量	(257)
第三节 外水补源的时空分布	(260)
一、外水补源的空间分布	(260)
二、外水补源的时程分布	(267)
参考文献	(276)

第一篇 水循环及其要素评价

本区的水分，以气体、液体和固体三种状态，以层圈的形式分布在空中、地表、地下和生物体内，并以不同的形式运动着。其中空中的水汽是大气圈的组成部分，其运动规律受气候各要素的制约。当水汽遇冷由气态转变为液态以降水形式降到地面时，有一部分入渗而转化为地下水，有一部分则流入河湖成为地表水，两者成为岩石圈的组成部分。地下水和地表水的运动规律受地质地貌等要素的制约。由地表水下渗或由地下水上升而聚积在土壤表层的水分，一部分由陆面或水面直接蒸发，另一部分则由植物根系吸收，然后经茎叶蒸腾而重返大气。这种为生物吸收的水分是生命的组成部分，其运动规律受生命各要素的制约。水分是环境的要素，而环境是一个综合体。水和其它环境要素如土壤、植物、空气等构成一个相对平衡的系统，任何一个环境要素发生变化，必然引起其它要素的连锁反应，从而产生新的平衡。以下从农业生产要求出发，按水循环运动各环节分别分析本区的水分条件及其在各环境要素中的作用。

第一章 水汽和降水

分布在本区上空的水汽是大气的重要组成部分，它随环流在境内进进出出，并以降水或蒸发的形式和地面进行水分交换。水汽是成云致雨的前提条件，二者关系密切，所以把它放在本章中一起讨论。

第一节 水汽及其输送

赋存在大气中的水体，当大气和大地的水分进行交换时，数量发生变化。降水使大气减湿，而大地却增湿；蒸发则相反，大地减湿，而大气增湿。水汽及其输送是造成地区旱涝的根本原因。水汽受环流的影响，运动错综复杂，瞬息万变，是变化最为激烈的水体。但从长时段和大范围的平均看，它还是有较好的规律的，表现在多年变化较稳定，年内变化有一定的节律，反映在大尺度上往往是渐变的。为了说明本区水汽及其运动规律，需引用外区的情况作对比，所以涉及范围难免大一些。

一、水汽含量

大气中的水汽，一般用水汽压和相对湿度来衡量。水汽压是指大气中水汽的分压力，亦称为可降水量。相对湿度是大气中实际水汽压力和该温度下饱和水汽压力之比。以下从可降水量和相对湿度两方面来分析本区上空的水汽状况。

(一) 可降水量

区内大气中的水汽含量 (W) 是表示它可能凝结降落的水量，即从地面至大气层顶的气柱中所含的全部水深。单位面积整层大气柱中水汽含量的计算公式为

$$W = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_z} q(p) dp \quad (1-1)$$

式中 g 为重力加速度; p_0 和 p_z 是地面和 Z 处的压力高度; $q(p)$ 是随着气压而变化的比湿。在地面上 $q(p_0) = 622 \frac{e}{p_0}$ (g/kg), 即由地面气压及水汽压所决定; 在上空则由探空资料中的露点温度及气压值进行计算。本次计算主要根据现有的观测资料, 分1000—850mb (100×10^3 — 85×10^3 Pa)、850—700mb (85×10^3 — 70×10^3 Pa)、700—500mb (70×10^3 — 50×10^3 Pa)和500—400mb (50×10^3 — 40×10^3 Pa)四个层次, 分层算出各层平均比湿 q 与 Δp 的积, 然后进行累加。

计算结果表明: 本区上空大气中所含的水汽量多年平均为5.57亿 m^3 , 相应水深16.9mm。这一平均可降水深, 和全国比, 属中等, 为全国平均15.1mm的112%; 和东部沿海各地比, 属最小, 为福州的59%, 上海的69.3%, 烟台的94%; 和国内西部内陆同纬度各地比, 属最大, 为大柴旦的283%, 银川的141%, 太原的128%; 和周围的邻近地区比, 则相差不大, 为天津98%, 北京107%, 石家庄100%, 郑州90%, 济南98%; 区内相差更微, 可略而不计。水汽含量随着高度的增加而减少。本区的水汽含量绝大部分集中在500mb (50×10^3 Pa)以下。分层的平均可降水深: 400—500mb (40×10^3 — 50×10^3 Pa)为0.69mm, 占4.1%; 500—700mb (50×10^3 — 70×10^3 Pa)为3.37mm, 占19.9%; 700—850mb (70×10^3 — 85×10^3 Pa)为5.03mm, 占29.8%; 850—1000mb (85×10^3 — 100×10^3 Pa)为7.81mm, 占46.2%。

本区水汽含量的季节变化, 以冬季最小, 夏季最大, 春秋其次。各季平均可降水深: 冬4.7mm, 春12.1mm, 夏35.2mm, 秋15.6mm; 其中代表月: 1月4.23mm, 4月10.99mm, 7月40.18mm, 10月14.63mm; 年较差为36mm, 属全国最大的地区之一。这一可降水量年变化曲线的形状和全国各地相比, 都是一致的, 这是因为它和气温年变化规律基本一致的缘故。但受大气流动的影响, 变幅不尽相同。以下按水汽的流动方向, 以本区为中心划两条直线: 一条是西北来路线, 即从吐鲁番、呼和浩特经本区至大连; 另一条是西南来路线, 即从广州、南昌、合肥经本区至漠河。对比二线各地水汽含量的季节变化, 年可降水量呼和浩特和本区之比为0.6:1, 其各月可降水量之比和年可降水量之比很一致, 说明西北气流对本区水汽含量的影响是全面的和实际的, 除本区外, 还影响到大连。而西南气流的影响则是季节性的, 年可降水量本区和南昌之比为0.65:1, 其各月可降水量之比仅6月和9月比较接近, 其余冬、春、秋各月偏小, 而夏7、8月偏大, 与合肥和广州二地之比, 情况亦类似, 即7、8两月的水汽含量本区与西南水汽来路各地较为接近。实际上, 夏季南来水汽的影响, 除本区外, 还远达漠河。详见表1-1。

区内水汽含量的各年变化: 根据1979—1987年系列, 全年平均可降水量, 1985年最大, 为18.02mm, 1986年最小, 为16.15mm, 其距平分别为107%和96%。各季平均可降水量, 春1983年最大, 为14.84mm, 1981年最小, 为10.44mm, 其距平分别为122%和86%; 夏1979年最大, 为37.58mm, 1983年最小, 为31.28mm, 其距平分别为107%和89%; 秋1983年最大, 为17.67mm, 1979年最小, 为14.09mm, 其距平分别为113%和90%; 冬1979年最大, 为5.71mm, 1984年最小, 为3.85mm, 其距平分别为

121%和82%。各月平均可降水量的各年变化，其距平多在65%—133%之间。其中春季和6月变幅大些；7、8月份变幅小些，分别为93%—113%和91%—110%。上述年均、季均和月均可降水量年变幅均比降水量相应变幅小得多。可见水汽含量的长时段（非瞬时）平均的变化是较小的。在气象要素中属较稳定的因素。所以我们在研究作物和农田水平衡时，未和降水、径流、蒸发那样作长系列的同步对比分析计算。而且，影响降水、径流、蒸发的因素较多，年、季、月可降水量大小不一定与上述三者呈同步变化。所以本书对本区的水汽含量仅作趋势性的分析，未参与以下各章的水平衡计算。

表 1-1 本区年、月平均可降水量 (mm) 及其与西北、西南水汽来路各地可降水量对比

月、年		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
对比区														
本 区		4.23	4.86	7.96	10.99	17.45	26.49	40.18	38.91	23.81	14.63	8.3	5.07	16.9
西北来汽路线	吐 鲁 番	2.7	3.6	5.7	8.7	13.05	18.3	21.75	22.35	17.1	10.5	5.55	3.3	11.1
	呼 和 浩 特	1.95	2.7	4.35	6.75	10.35	16.5	24.3	23.85	14.85	9.0	4.65	2.4	10.2
	大 连	3.75	4.35	6.15	10.5	16.95	26.1	37.35	38.4	25.2	15.9	9.45	5.25	16.65
西南来汽路线	广 州	16.65	19.8	25.95	33.6	42.15	46.5	48.0	47.25	42.15	32.1	23.4	18.15	33.0
	南 昌	9.9	11.7	16.5	24.45	32.25	40.8	46.2	44.85	35.4	23.7	16.8	11.4	26.1
	合 肥	8.1	9.45	13.2	20.25	27.3	36.45	46.2	44.25	32.7	21.6	14.7	9.6	23.7
	漠 河	0.6	0.9	2.1	4.8	8.7	17.55	24.3	12.0	5.1	1.8	0.75	8.4	8.4

(二) 相对湿度

相对湿度是指空气的干燥或潮湿程度。一个极端是空气中的水汽含量少，相对湿度低，甚至趋近于0；另一极端是，水汽含量多，相对湿度高，甚至达到饱和，即相对湿度为100%，蒸发停止。在两种相对湿度下的大气和大地水分交换是完全不同的，前者蒸发强烈，大地因失水而变干；后者多雨，大地因增水而变湿。相对湿度更能说明大气干湿对地区旱涝的影响。本区的年均相对湿度及其季节变化趋势，总的说来和可降水量相似。年平均相对湿度为62%，为全国35个测站平均（68%）的91%，为东部沿海福州的81%，上海的78%，烟台的89%，属东部沿海最小；为西部内陆呼和浩特的113%，银川的105%，太原的103%，属西部同纬度最大；和周围地区比，为天津的98%，北京的103%，石家庄100%，郑州的94%，济南的107%。

本区相对湿度年变化受气温和地区干湿年变化的影响呈双峰型，而不像可降水量那样随气温变化而升降。季平均相对湿度以春季最低，为53%，其中4月份51%，为全年月最低；夏季最高，为76%，其中8月份80%，为全年月最高；秋季68%，比春季高得多；冬季55%，其中1月份52%，为全年月次低。所谓双峰型，实际上冬末春初的峰值小，不明显，而夏季，特别是7、8月的雨季，峰值大，明显。区内春秋气温差别不大，但相对湿度差别大，这是春季地面干燥，下垫面蒸发水源不足，大气水汽得不到补充所

致。这一相对湿度年变化反映区内大气和大地之间水分交换的状况。春季相对湿度的低谷是蒸发潜力的高峰，而 7、8 月相对湿度的高峰又是降水量的高峰。7、8 月相对湿度峰值大，变化激烈，反映大气向大地降水补水的雨季短促和不稳定，而其它各月相对湿度低谷不明显且变化小，反映大地向大气蒸发补水的旱季漫长和稳定。

本区常年经向以西北气流为主，相对湿度包括其周围的天津、北京、太原、郑州、济南等地，都受到其源头的影响，年变化基本同步，特别是低值和高值相对湿度都分别发生在 4、5 和 7、8 月份，如表 1-2 所示。

表 1-2 本区及其与周围各地相对湿度 (%) 年变化对比

地区 \ 月、年		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
本 区		52	55	55	51	53	57	75	80	72	69	64	58	62
对 比 区	天 津	53	56	56	53	54	64	78	78	69	66	63	59	63
	北 京	45	49	52	48	52	62	78	80	71	66	60	51	60
	太 原	51	50	52	48	49	57	72	76	72	67	64	57	60
	郑 州	60	63	63	62	60	57	76	79	73	69	67	62	66
	济 南	54	55	50	48	48	54	73	76	65	60	59	57	58
	呼和浩特	56	54	47	42	41	49	64	69	64	61	59	58	55

二、水汽输送

上述可降水量和相对湿度是指静态情况下的水汽含量。实际上水汽是在风力作用下而运动着的。对境内的水汽来说，除同地面因降水和蒸发而发生的垂直水分交换外，还有境内和境外因空气流动而发生的水平水分交换。当地降水有来自当地水汽也有来自过境的水汽；同样，当地的蒸发有补充当地大气的水汽，也有补充境外的水汽。大气的水平衡比大地的水平衡复杂得多。因区内面积小，随风而进出境的水汽，在境内的时间，一般仅数小时或几天。实际上本区上空的水汽多是过境水体。以下着重分析本区的水汽运动及其对地面干湿的影响。

(一) 水汽通量及其和环流的关系

运动中的水汽，除比湿外，还与风速有关，用水汽通量 Q 表示，计算公式为：
$$Q = 1/g \bar{V} q \quad (g/s \cdot mb \cdot cm) \tag{1-2}$$

这个水汽通量比河流的流量复杂，一是水汽含量随高程（垂向）而变化。本区水汽的输送主要在 850—400mb(85×10^3 — $40 \times 10^3 Pa$)之间进行，相应的海拔高程为 2000—7000m。其中最大水汽通量发生在 700mb($70 \times 10^3 Pa$)左右。400mb($40 \times 10^3 Pa$)以上的高空，水汽输送量明显减少。水汽输运计算必须根据这一实际分层进行。二是水汽通量是一个向量，并随风向而变。按常规，在计算时，必须把观测到的水平风速矢量分解成纬向和经向。纬向为东西向，其中以西为正、东为负号；经向为南北向，其中以南为正、北为负号。

本区的风速和风向受大气环流所控制，水汽输送方向，一年之中，基本上是冬、春季西北，夏季为西南，秋季又为西北。从环流形势分析，影响本区水汽输送的气流有三：一是西北气流带来的大西洋和北冰洋的水汽，它除了影响本区外，还影响北方大半个中国，

特别是华北平原（所以二者的水汽特征基本一致），而持续时间最长，占全年的 3/4 以上。西北气流的特性是，低温、干燥、水汽输送量强度不大。二是由西南气流输送来的印度洋、孟加拉湾水汽。这一气流特征是高温、潮湿、水汽输送量大，但它多在我国西南和东南通过，仅在个别季节影响本区。三是偏南和偏东南气流输送来的南海和东海的水汽，这支气流特性和西南气流类似，水汽输送量也较大，但它主要在我国华南地区活动，仅在个别季节加入西北气流的情况下影响本区。

冬季月份，本区水汽输送比较单一，水汽主要来自西北气流，输送量不大，但稳定。夏季月份由于副热带高压加强北移，本区水汽输送比较复杂，除西北气流外，还有来自西南和东南的气流参与，水汽输送量大，但不稳定。春秋是过渡季节，前者是南风输送加强和北进时期，但对北部的本区来说仍受西北气流的控制而呈西北单一水汽输送；后者则是南风输送减弱和南退时期，对本区来说是脱离南风输送的影响而逐渐转为西北气流输送。总之，本区水汽输送方向和输送量是与我国的大气环流特征及季风进退密不可分的。按上述两风向分量的水汽通量，本区的纬向输送比较单一，全年都是西风分量，而经向输送则较为复杂，一年之中，6—8 月为南风分量为主，其余为北风分量为主。详见（表 1-3）。

表 1-3 区内上空 850mb($85 \times 10^3 \text{Pa}$)水汽通量及其风向年内变化 单位: $\text{g/s} \cdot \text{mb} \cdot \text{cm}$

项 目	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年平均
东风分量	-41	-39	-45	-73	-81	-76	-69	-24	-82	-93	-81	-53	-61
北风分量	0.34	0.31	0.28	0.17	0.15	-24	-90	-27	0.50	0.41	0.45	0.41	0.13
合成分量	0.53	0.50	0.53	0.75	0.83	0.80	1.13	0.36	0.80	1.02	0.93	0.67	0.62
风 向 角	50.3	51.5	58.1	76.9	79.5	72.5	37.5	41.6	51.1	66.2	60.9	52.3	77.9
风 向	西北	西北	西北	西北	西北	西南	西南	西南	西北	西北	西北	西北	西北

(二) 区内上空的水汽输送量

上述来自各方和各层的水汽通量仅在区内范围出入的都计入区内上空的水汽输送量，进者为输入，出者为输出。区内上空水汽输送量 W 的计算公式为：

$$W (\text{亿吨}) = Q \cdot \Delta L \cdot \Delta mb \cdot \Delta T \cdot 0.0000864 \quad (1-3)$$

其中 ΔL 为地区边界长度 (km)， Δmb 为计算高度 (mb)， ΔT 为时间长度 (d)，0.0000864 为综合系数。

上述 ΔL 是计算面积的周边长度，按地图本来的样子，应是曲折多边形的周长。为了和风向分量一致，把计算区概化成为仅具有经纬方向的矩形面积。根据本区地图，其经向和纬向投影距离长度分别为 345km 和 309km，面积 106605km^2 ，为本区面积 32966km^2 的 3 倍，约为华北平原黄河以北部分的 2/3，如图 1-1 所示：

这一只有经纬方向的计算区，每个方向分别以其最接近高空站的观测资料为计算依据。限于测站分布和资料的占有状况，东边界用北京和济南站，西边界用邢台和郑州站，南边界用济南和郑州站，北边界用张家口和北京站作为控制站。探空观测资料全为 1979—1987 年系列，和上述的可降水量所用的年系列资料相同。所用控制站虽有失于过疏而

影响计算精确程度的可能，但从各测站观测资料的同步性分析看，用于说明区内水汽输送的大趋势还是可以的。

根据以上各站观测资料计算结果表明：本区年均水汽总收入为 2208 亿 m^3 ，各月变化在 120—247 亿 m^3 之间；总输出为 2241 亿 m^3 ，各月变化在 116—117 亿 m^3 之间；净输入量为 -33.43 亿 m^3 。说明本区除了接、送外来水汽外，还向区外输出额外的水汽。情况与有外水补给而且蒸发力大于降水量的干旱或半干旱区类似。这一类型区地面的水分一般多以垂直方向为主要形式参与水循环。实际上，供本区蒸发的水分，除当地降水外，还有来自西部上游山区的地表地下径流的补给，据了解，上述计算年系列的入境年均补给量，有灌溉水 19 亿 m^3 ，深层地下水超采量 11 亿 m^3 ，如计入过境客水的自然消耗量，情况与上述计算结果基本吻合。

从各边界整层水汽输送情况看，西边界是本区主要水汽输入向，年均输入量为 1507.1 亿 m^3 ，全年为输入，各月变化在 76.9—176.3 亿 m^3 之间，7 月最大；其次是北边界，年均输入为 678.2 亿 m^3 ，亦全年为输入，各月变化在 18.3—90.6 亿 m^3 之间，7 月最

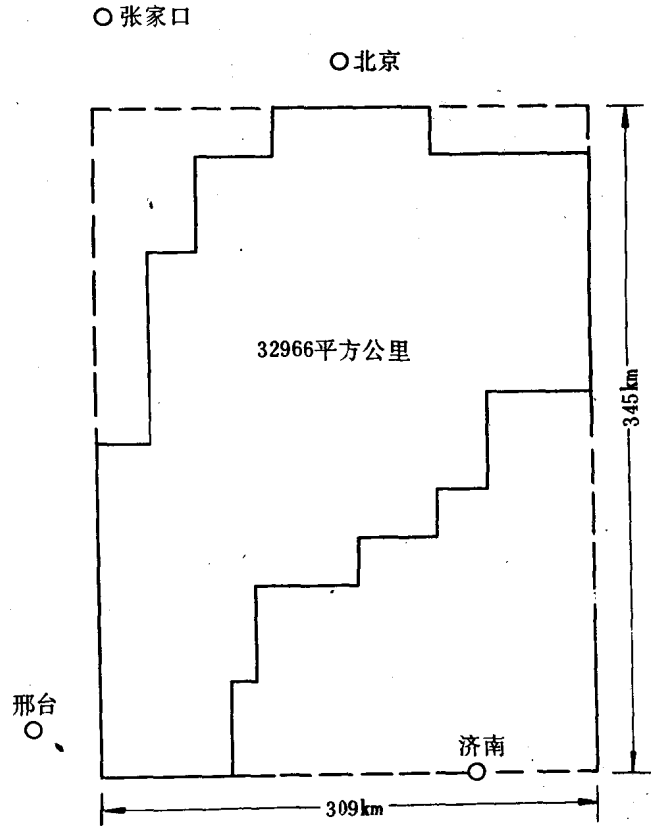


图 1-1 本区的概化面积

小。东边界是本区最大水汽输出向，年均输出量 1806 亿 m^3 ，全年均为输出；各月变化在 72.2—270.9 亿 m^3 之间，7 月最大；南边界其次，年均输出量为 410.7 亿 m^3 ，除 7 月为输入外，其它各月均为输出。

从上述系列年计算结果看,区内上空水汽输送量各年呈丰枯变化。9年中,1979年输入量最大,为2686亿 m^3 ,1982年最小,为1927亿 m^3 ,极值比为1.39。水汽输出量亦以1979年最大,为2639亿 m^3 ,1982年最小,为1871亿 m^3 ,极值比为1.41。水汽历年均以西边界输入量最大,各年变化在1300—1805亿 m^3 之间,极值比为1.38。上述纬向的水汽输送,历年均东界输出大于西界输入,年均输出大于输入量299亿 m^3 ,各年变化在232—427亿 m^3 之间。经向的水汽输送情况比较复杂,有些年同年水汽有进有出。北边界的水汽,以输入为主,输入减输出,年均输入量为656亿 m^3 ,各年变化在506—895亿 m^3 之间;南边界以输出为主,扣除输入量,年均输出量为431亿 m^3 ,各年变化在252—715亿 m^3 之间。经向的水汽输送,历年均北界的输入大于南界的输出,年均输入大于输出量224.1亿 m^3 。综合上述各界,西界的水汽输入均比北界的输入大,年均大1.3倍;东界的水汽输出均比南界的输出大,年均大3.2倍。西、东界的水汽输入输出各年较稳定,且其各年变化较为一致;北、南界的水汽输入输出各年变幅较大,且各年变化不大一致。

(三) 水汽输送对地面干湿的影响

如上述,在区内出入的气流可能为地面带来水分,亦可能为地面带走水分。它不取决于某年水汽输送量的大小,而是取决于水汽输送的辐合(辐散)量,正值代表辐合量,负值代表辐散量。当存在辐合时,水汽在空中大量集聚,为降水提供源泉;相反,当存在辐散时,尽管水汽输送量可以很大,但随着时间的推移,气柱内水汽含量不断减少,地面蒸发旺盛。本区属风场水汽辐散区,即蒸发的水分支出大于降水的水分收入,这和半湿润半干旱区的划界是一致的。全年水汽平均辐合量为0,即辐合和辐散区分界线,在本区南部的黄淮平原南侧由东向西通过。这条水汽辐合为0的界线随季风的进退而向北向南移动。冬季此线南移至长江以南,与本区相距最远。夏季此线北移至黄河以北,在本区通过或与本区相距较近,成为季节性水汽辐合区。春、秋季此线处于上述冬夏二季所处位置之间,和年均辐合为0的界线接近。所以本区冬、春、秋都是水汽辐散,蒸发大于降水,仅夏季蒸发等于或小于降水。

大量的水汽向本区输送和集中,是雨季降水形成的必要条件。每次降水过程,都是与水汽输送和辐合相联系的。7、8月份本区多暴雨。暴雨的水汽输送层主要在对流层的中低层,尤其集中在700mb($70 \times 10^3 \text{Pa}$)以下。而且在降水前和整个暴雨过程中,水汽输入均大于输出。暴雨的强度主要决定于降水效率和可降水,即产生暴雨的主要条件是强烈持续的上升运动和水汽源源不断地供给和集中。本区是我国的暴雨区之一,洪涝灾害均是暴雨引起的。

与雨季水汽输送呈相反态势的是旱季干旱。本区以蒸发失水的春旱最为突出,其中干热风的失水最为典型。本区干热风原是内陆北部爆发南下的冷空气。它经过已增暖的下垫面和面积广大的干热沙漠时,逐渐改变原有寒冷特性。这个暖平流越过黄土高原和太行山脉而下降至平原的区内时,又引起局地空气增温减湿。干热风的指标是当日最高气温 $> 32^\circ\text{C}$,14时相对湿度 $< 30\%$ 和风速 $> 2\text{m/s}$ 。本区是干热风危害较重的地区之一,发生的时间多在5月下旬小麦灌浆期。严重的干热风可使小麦减产10%。

第二节 降水

本区的水体，来源有二，一是当地直接降水，二是上游降水，以径流形式汇入。降水量及其时空分布制约着地区水分状态及其变化。

一、降水成因

降水的质和量与降水成因有关。本区及其上游降水分布形势是大气环流和下垫面相互作用的结果。

(一) 大气环流对降水的影响

本区及其上游地处中纬地带，位于高空西风带南部，地面的高、低气压系统活动频繁。冬季盛行大陆来的极地气团，夏季盛行着海洋来的热带气团和赤道气团，冬夏之间的风向几乎成 180 度的变化。大气环流对本区的水分状况，特别是降水量的多少及其时空分布起着决定性的作用。冬季风盛行时期，本区受寒冷干燥的大陆气团控制，为干季，少雨；夏季风盛行时期，本区受温暖潮湿的海洋气团控制，为湿季，多雨。地区的干湿两季随着上述两种性质气团的交替而变更作有节律的变化，年年如此。地区雨旱季的长短受季风来路和去路所控制。夏季风从东、南方向而来亦向东、南方向而去。每年 5、6 月间，雨带先后从长江流域进入华北和西北；9、10 月间，雨带先后从西北经华北移至长江流域。雨季随上述路径，南长北短，降水量南多北少。本区月雨量超过年平均月雨量的雨季，从 6 月或 6 月中开始，9 月中结束，长 3 至 4 个月。

冬夏季风的更替为一年一度，但各年强弱不同，季风强弱和持久程度对年降水量的丰枯和湿干季的长短有明显的影响。夏季风强烈，降水量多；反之则少。夏季风到来的时间早，则雨季早；反之则晚。夏季风持续的时间长则雨季长；反之则短。冬季风的作用与夏季风相反，其结果可类推。环流非节律变化导致降水丰枯变化。

南北冷暖气流交绥是形成雨带的根本原因。来自西南或东南的暖湿气流受太平洋副热带高压的趋动，雨带随气压脊的进退由南向北或由北向南往复运动。一般说，在夏季，副高压脊向北推进到北纬 30° 左右时，南来暖湿气流和雨带随之进入区内，如此时有西风带长波系统的分布与之配合，冷暖气流交绥，则区内产生暴雨。夏季高压脊位置各年有差异，偏北区内呈多雨天气，偏南则多呈少雨天气。如高压脊位置在北纬 30° 以上，中心在朝鲜附近，且呈阻塞块状，而河套又有深槽，其槽前为西南气流，径向环流明显，则区内多暴雨。尤其是高压脊在北纬 35° 的日本海一带，河北西部有南北向切变，更能在区内形成强大暴雨。在上述高压脊的位置，即便遇西风带主要锋区为纬向，如在台风倒槽从华北沿海伸入河套以东，暴雨也会从华东到达区内。有时高压脊位置略为偏南，但只要呈东北—西南向，且西风带在河套仍维持一个低槽，槽前为西南气流，同样也会在本区形成东北—西南向的暴雨带。

本区的降水天气系统有：(1) 锋面，包括冷锋、囚锋、静止锋。特别是后者，夏季每当太平洋副热带高压偏北或偏西呈阻塞性，而日本以南常有台风北移或西北移，则在副高