

COMMISSIE VOOR HYDROLOGISCH ONDERZOEK T.N.O.

VERSLAGEN EN MEDEDELINGEN No. 14

REGENWAARNEMINGSCIJFERS (II)

VERSLAG VAN DE

TECHNISCHE BIJEENKOMST 22

EN

RAPPORT INZAKE DE LYSIMETERS IN NEDERLAND (III)



COMMITTEE FOR HYDROLOGICAL RESEARCH T.N.O.

PROCEEDINGS AND INFORMATIONS No. 14

PRECIPITATION DATA (II)

PROCEEDING OF

TECHNICAL MEETING 22

AND

REPORT ON THE LYSIMETERS IN THE NETHERLANDS (III)



FUNCTIES VAN DE INLEIDERS TEN TIJDE VAN DE TECHNISCHE BIJEENKOMST

DR. C. LEVERT	Wetenschappelijk hoofdamtenaar A Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, de Bilt.
DR. IR. M. A. J. VAN MONTFORT	Statisticus afdeling Wiskunde van de Landbouwhogeschool, Wageningen.
IR. F. B. VELDKAMP	Directeur Technisch Adviesbureau der Vereniging van Nederlandse Gemeenten, Amersfoort.
DR. L. J. L. DEIJ	Directeur afdeling Klimatologie en Landbouwmeteorologie van het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, de Bilt.

INHOUD

REGENWAARNEMINGSCIJFERS (II)

I. Regenvalstatistieken, hoeveelheden neerslag in tijdvakken van 5 minuten tot 5 jaren, C. LEVERT	9
Summary	9
1. Inleiding	10
2. Vragen uit de praktijk	12
3. Publikaties, rapporten en artikelen	14
3.1. Niet registrerende regenmeter	14
3.2. Pluviograaf (registrerende regenmeter)	16
3.2.1. Grove analyse	16
3.2.2. Uurvakanalyse	17
3.2.3. Fijne analyse	18
Literatuur	21
II. Enige statistische opmerkingen over neerslag en afvoer, M. A. J. VAN MONTFORT	25
Summary	25
1. Aanpassen van verdelingen	26
1.1. Inleiding	26
1.2. De steekproef-verdelingsfunctie bij afhankelijke waarnemingen	26
1.3. De schattingsmethode	29
1.4. De aanpassingstoets	29
1.5. Aan te passen verdelingen	29
1.5.1. Negatief-binomiale verdeling	29
1.5.2. Gamma-verdeling	30
1.5.3. Normale verdeling van functies van de neerslagsom	30
1.6. Waarnemingsmateriaal	31
1.7. Resultaat van het onderzoek op aanpassing	31
1.8. Het correlatiemodel	33
1.9. Verdeling van extrema	33
2. Gebiedsgrootte-effect	34
2.1. Inleiding	34
2.2. Waarnemingsmateriaal	35
2.3. Model	35
2.4. Resultaat	36
3. Verdeling van functies van neerslagsommen	37
3.1. Probleemstelling	37
3.2. Enige methodes	37
3.3. Een opmerking	38
Samenvatting	38
Literatuur	40
III. Regen- en rioleringsvraagstukken, F. B. VELDKAMP	41
Summary	41
1. Inleiding	42

2. De meest gebruikte vorm van weergave van regencijfers	43
2.1. Theoretische regenkrommen	43
2.2. Buiengrafiek van Kuipers	48
2.3. Werkelijke regenval	49
3. Berging en afvoer	49
4. Vervorming van regenval tot inloop hydrograaf	51
5. Berekenen van rioolnetten	52
5.1. Gemengd stelsel in vlak gebied	53
5.2. Regenriolering in vlak gebied	58
5.3. Riolering in hellend gebied	59
6. Uitloop uit rioolnetten op openbaar water	64
7. Nabeschouwing	70
IV. Enige opmerkingen over de neerslagmeting en de neerslagverdeling naar tijd en plaats in ons land, L. J. L. DEY	71
Summary	71
1. Inleiding	73
2. Het netwerk	73
3. De regenmeteropstelling op 1,50 m	74
4. Verlaging van de regenmeteropstelling naar 40 cm	75
5. Nieuw model 200 cm ²	76
6. "Kritiek"	77
7. Wat kan er mis gaan?	77
8. Overige fouten	78
9. Inspectie	79
10. Controle	79
11. Invloed van de wind op de regenmeting	80
12. Internationale vergelijking	82
13. Representativiteit van de puntmeting en variabiliteit van de neerslag naar plaats en tijd	83

RAPPORT INZAKE DE LYSIMETERS IN NEDERLAND (III)

Aspecten van verdamping en resultaten van verdampingsonderzoek,

P. E. RIJTEMA en A. H. RYHNER

Summary	86
Voorwoord	88
1. Inleiding	91
2. Fysische aspecten van de verdamping	91
2.1. De meteorologische aspecten van de verdamping	92
2.2. De invloed van de interceptie op de verdamping	98
2.3. De betekenis van de schijnbare diffusieweerstand R_0	100
3. Toepassingsmogelijkheden bij hydrologisch onderzoek	106
3.1. Berekening van de verdamping van een nat gewasoppervlak	106

3.2. De berekening van de werkelijke verdamping van een gewas	110
3.3. De werkelijke verdamping en de vochtonttrekking in het profiel	112
4. Resultaten van verdampingsonderzoek	125
4.1. Berekening van de werkelijke verdamping van grasland	125
4.2. Berekening van de werkelijke verdamping van zomertarwe	132
4.3. Berekening van de werkelijke verdamping van aardappels	135
4.4. De verdamping van bossen	138
5. Conclusies	144
Literatuur	145

I. REGENVALSTATISTIEKEN, HOEVEELHEDEN NEERSLAG IN TIJDVAKKEN VAN 5 MINUTEN TOT 5 JAREN

C. LEVERT
Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

SUMMARY

RAINFALL STATISTICS, AMOUNTS OF PRECIPITATION
IN PERIODS OF 5 MINUTES TO 5 YEARS

In 1951 the Commission for Hydrological Research T.N.O. established the "Working Group on Precipitation observations" (W.G.P.), the first task of which was to take stock of all desires on rainfall data and their elaboration, so that the Royal Netherlands Meteorological Institute (K.N.M.I.), a member of W.G.P., could plan its activities in the most effective way.

The present paper starts with a survey of many, extremely varying, rainfall questions from practice. They involve problems to be solved by means of

- 1) the daily sums of precipitations or their combinations,*
- 2) the analysis of the records of the pluviograph,*
- 3) the applications of statistical methods with regard to reliability, representativeness, mathematical or graphical presentation of frequency distributions, correlation in space and time, constant frequency graphs, extrapolation, probabilities of very rare values, etc.*

Next, several publications written under the auspices of the K.N.M.I. or still being in preparation, are dealt with.

*In the first place the 24 so-called "frequency books", see [27] *, are mentioned. They contain frequency distributions of rainfall amounts for 24 stations in periods of k consecutive days ($k = 1, 2, 3, 5, 7, 10, 15, 30, 60, 90, 180, 360, 540, 720, 1080$ and 1800). "Comments and explanation" are given in two separate volumes, namely in 25A: "Practical and theoretical considerations" and in 25B: "Tabular and graphical, non parametric, treatment of some actual and practical problems, related to rainfall statistics".*

Three methods of analysis of the records of the self-recording raingauge at

* Literature

De Bilt have been applied. In [21] and [41] the results of studies on individual rains are reported with regard to their most important characteristics, which are the amount of precipitation, the duration, the mean intensity, the maximum momentary intensity, the time of beginning and the same quantities in the so-called "heavy rains", "downpours", "very heavy rains" and "very intense rains" provided that they are present in the parent rains.

In a publication mentioned in [48] frequency distributions of the total amounts and the total durations of precipitation in periods consisting of m successive clock hours (with $m = 1, 2, 3, 4, 6, 8, 12, 16, 24, 30$) are dealt with. The third and most detailed analysis of the self-recording raingauge records (in units of 5 minutes) has been applied for the benefit of the publications A and B under preparation, see [49]. In the first one the frequency distributions are given of the amounts of rainfall in periods of 5 to 90 minutes, situated either wholly or not wholly in one and the same rain, as well as of the amounts of precipitation in the heaviest parts of 5 to 660 minutes of rains. Volume B will contain practical and theoretical considerations, which refer to the use of the frequency tables in volume A or the basic punching cards with regard to problems of sewerage, run-off, drainage, outdoor work, assurance, configurations and simplifications of individual rains recorded by the pluviograph, etc.

The paper concludes with a section "literature", giving a survey of all publications, papers etc. with respect to rainfall since about 1933.

1. INLEIDING

De eerste taak van de in 1951 door de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O. opgerichte *Werkgroep van Regenwaarnemingen* was het inventariseren van de wensen van de al dan niet in deze Werkgroep vertegenwoordigde belangengroepen ten aanzien van metingen en bewerkingen van regencijfers, opdat daarmede op efficiënte wijze rekening zou kunnen worden gehouden bij de opstelling van de desbetreffende werkprogramma's op het K.N.M.I. Leidend principe hierbij was voor het K.N.M.I. steeds de waarschuwing, die MORONEY ergens in zijn bekend statistisch boekje "Facts from figures" uitspreekt: "Data should be collected with a clear purpose in mind", waarin met name de woorden "clear purpose" onderstreept mogen worden, terwijl aan "collected" ook "analyzed" toegevoegd kan worden.

Figuur 1 toont een overzicht der regenwensen. De details van dit verlangensschema zullen echter onbesproken blijven. Teneinde vooral de aandacht te vestigen op de geweldige opgave voor het K.N.M.I. om zoveel en zo veel uiteenlopende verlangens te bevredigen, volgen hier 25 vragen uit de praktijk van gisteren, heden en morgen.

[illegible]

Fig. 1. Overzicht van de verlangens van de Werkgroep Regenwaarnemingen
Survey of desires on rainfall data

2. VRAGEN UIT DE PRAKTIJK

1. Welke is de kans, dat het 3 jaren achtereen ieder jaar meer dan 400 mm regent? (reeksen van natte jaren).
2. Welke kans is er op meer dan 100 mm in september, zodanig dat meer dan de helft van de totale hoeveelheid valt in minder dan de helft van het aantal dagen? (opbouw van natte periode).
3. Welke kans is er, dat er in juli 3 weken lang geen regen valt? (droogte-tijdvak).
4. Hoe vaak gebeurt het, dat op eenzelfde dag op elk van 5 naburige stations meer dan 5 mm regen valt? ("Breitregen" in het Duits).
5. Om gemiddeld hoeveel jaren mogen wij in de herfst een 2-daags tijdvak verwachten met in totaal meer dan 30 mm, waarbij op de eerste dag meer dan $\frac{2}{3}$ van de totale hoeveelheid valt? (structuur van een regenperiode).
6. Is Leeuwarden "representatief" voor geheel Friesland, althans als regenstation? (definitie van "representativiteit").
7. Men heeft voor een klein poldergebied, waarin het waterpeil niet veel schommelen mag, een gemaal ontworpen, dat ten hoogste 25 mm/etm. verzetten kan. Elke dag werkt dit gemaal gedurende 3 uren niet. Gemiddeld hoeveel keren per jaar zal aan het einde van de eerste maaldag het polderpeil de kritieke waarde overschrijden? (afvoeren).
8. Welke capaciteit moet een poldergemaal hebben, dat in vijf dagen uitslaat wat in vijf dagen aan regen valt, als toegelaten wordt, dat zulks 1 keer in gemiddeld 10 jaren niet gelukken zal? (afvoeren).
9. Een aannemer meent zeker werk in 2 weken te kunnen voltooien als het niet regent. Elke dag met tenminste 1 mm regen is geheel verloren. Hij wil aan dit werk op 1 juli beginnen. Op gemiddeld welke datum zal het werk klaar zijn en welke kans is er, dat het — althans vanwege de regen — drie weken later klaar komt? (regenverlet in bouwbedrijf).
10. Hoeveel mm regen valt er gemiddeld tussen 8 en 17 h 's zomers en gedurende gemiddeld hoeveel tijd en hoe vaak zal dit meer dan het drievoudige zijn? (bouwbedrijf).
11. Welke kans is er dat het in elk der uren tussen 7 en 12 h tenminste 10 minuten regent? (regenverlet).
12. Men wil de afvoer van een stuwbekken, dat deel uitmaakt van een rioleringsstelsel, zodanig regelen, dat — na de opname van regenwater uit de riolering — de lediging tot het oorspronkelijke peil zich over tenminste één etmaal uitstrekken zal. Gegeven het feit, dat het bekken voldoet voor 20 mm in een uur op het rioleringsgebied, hoe dikwijls zal het gevraagde dan niet gelukken? (afvoeren).

13. Hoe vaak wordt een stortregen al binnen een kwartier door een tweede stortregen gevolgd? (tweeling-stortregen).
14. Hoe vaak valt een regen, waarin twee of meer keren de momentane intensiteit door een maximum van meer dan 0,5 m/min (83 l/sec.ha) gaat? (twee-, drievoudige regen etc.; regens met 2 of meer toppen in het verloop van de momentane intensiteit).
15. Ligt het regenrijkste kwartier in een regen meer vóór dan achteraan of is de ligging zuiver toevallig of misschien niet toevallig in bepaalde regens? ("morfologie" van regens).
16. Hoevele regens moet men gedetailleerd analyseren opdat het Reinholdse getal (waarover in kringen van riooldeskundigen zoveel te doen is) een nauwkeurigheid van 1 % hebben zal? (berekeningsregens).
17. Hoe ruimtelijk uitgebreid zijn wolkbreuken? (oppervlakte).
18. Is het juist om bij de berekening van de frequentie van regenoverstorten met gelineariseerde (rechtlijnige) regens te rekenen? Hoe is de gemiddelde vorm van een regen bij gegeven totale hoeveelheid en gegeven totale duur en welke kansen zijn er op daarvan afwijkende vormen? (standaardregens, berekeningsregens).
19. Welke hoeveelheid neerslag mag men 's zomers in 20 minuten, gemiddeld, verwachten en welke hoeveelheid wordt bereikt of overtroffen 1 keer in gemiddeld 5 jaren? (korte regentijdvakken).
20. Het regenwater infiltreert in de grond, het verdamt en het stroomt zijwaarts af. In beploegde grond infiltreert het dieper. Men kent het verband tussen ploegdiepte en de door de grond opneembare hoeveelheid water. Kan het K.N.M.I. een frequentieverdeling van intensiteiten leveren, zodat men berekenen kan hoe diep geploegd moet worden opdat de runoff een toegelaten sterkte niet vaker dan 1 keer in gemiddeld 5 jaren overtreffen zal? (erosie).
21. Gemeentewerken vragen aan het K.N.M.I. om regengegevens, waarmee men berekenen kan bij welke totale pompcapaciteit, bij welk totaal rioolbergingsvermogen en bij welk aantal nooduitlaten, deze uitlaten niet vaker dan 1 keer in gemiddeld 2 jaren in werking komen, alsmede hoeveel rioolwater dan gedurende hoevele en welke uren in het buiten- of openbare water geloosd wordt (riolering en regen).
22. Een aannemer is voornemens een groot gebouw zodanig op pilaren te bouwen, dat het stadsverkeer hieronder door gaat. Het regenwater, door flinke wind tegen de zijvlakken ($100 \times 200 \text{ m}^2$) geslagen, moet in goten langs de benedenzijde van het gebouw worden opgevangen en afgevoerd. Hoe moeten deze goten worden gedimensioneerd opdat zij niet meer dan gemiddeld 1 keer in de 5 jaren zullen overlopen? Dit is een probleem, waarvan de oplossing, ook al is deze dan toch nog benaderd, kennis van de invalshoeken der afzonder-

lijke, schuinvallende regens vereist (regen en wind).

23. Zijn er wetmatigheden in het voorkomen van natte zomers of is iedere regelmaat afwezig? (random-reeksen).
24. Welke is de "betekenis" of de "waarde" van de meting met één enkele regenmeter (puntmeting), wanneer wij uit metingen op het K.N.M.I.-meetterrein ($100 \times 100 \text{ m}^2$) weten, dat met een regenmeter van b.v. 10 meter verder al naar omstandigheden soms meer, soms minder gemeten zou zijn? (de representativiteit van puntmetingen).
25. "Last but not least": de grote groep van vragen m.b.t. door regen "onwerkbaar weer", met "onwerkbaar" in zeer ruime zin. Voorbeelden: het laden of lossen van schepen; het binnenhalen van de oogst; het bespuiten van velden tegen insecten; het zenden door P.T.T. zenders; het houden van openluchtmetingen, enz.

Overziet men al deze typen van vragen, dan is het volgende vast te stellen.

- a. Sommige vragen kunnen beantwoord worden met behulp van de eenmaaldaagse aftappingen van de niet-registrerende regenmeter (of combinaties daarvan), op een enkel station of op elk van vele stations of op bepaalde combinaties van stations.
- b. Andere vragen eisen een gedetailleerde analyse van de pluviogrammen, liefst van vele stations.
- c. Men wenst niet slechts aanwijzingen voor een correct gebruik van de door het K.N.M.I. gepubliceerde tabellen, maar men wil ook geïnformeerd worden over betrouwbaarheden van conclusies, analytische of nomogramatische representaties van frequentieverdelingen, correlaties in ruimte en tijd, extrapolaties en nog vele andere statistische zaken. Bovendien gaat in recente jaren de interesse dikwijls minder uit naar gemiddelde waarden en meer naar abnormale en dus zeldzame gebeurtenissen; gebeurtenissen met gemiddelde herhalingstijden, die vele malen groter zijn dan de lengten der basistijdvakken.

3. PUBLIKATIES, RAPPORTEN EN ARTIKELEN

In het navolgende wordt, voornamelijk voor wat de laatste 20 jaren aangaat, een kort overzicht gegeven van alle K.N.M.I.-publicaties, rapporten en artikelen, die of met de eenmaaldaagse aftappingen van niet-registrerende regenmeters of met de analyses van de registraties van neerslag te doen hebben.

3.1. Niet-registrerende regenmeter

Op verzoek van de Werkgroep begon het K.N.M.I. het eerst met de vervaardiging van frequentieverdelingen van k -daagse neerslagsommen op een groot aantal regenstations in het land. In de loop van 6 jaren (1956-1961) kwamen 24 "frequentie-

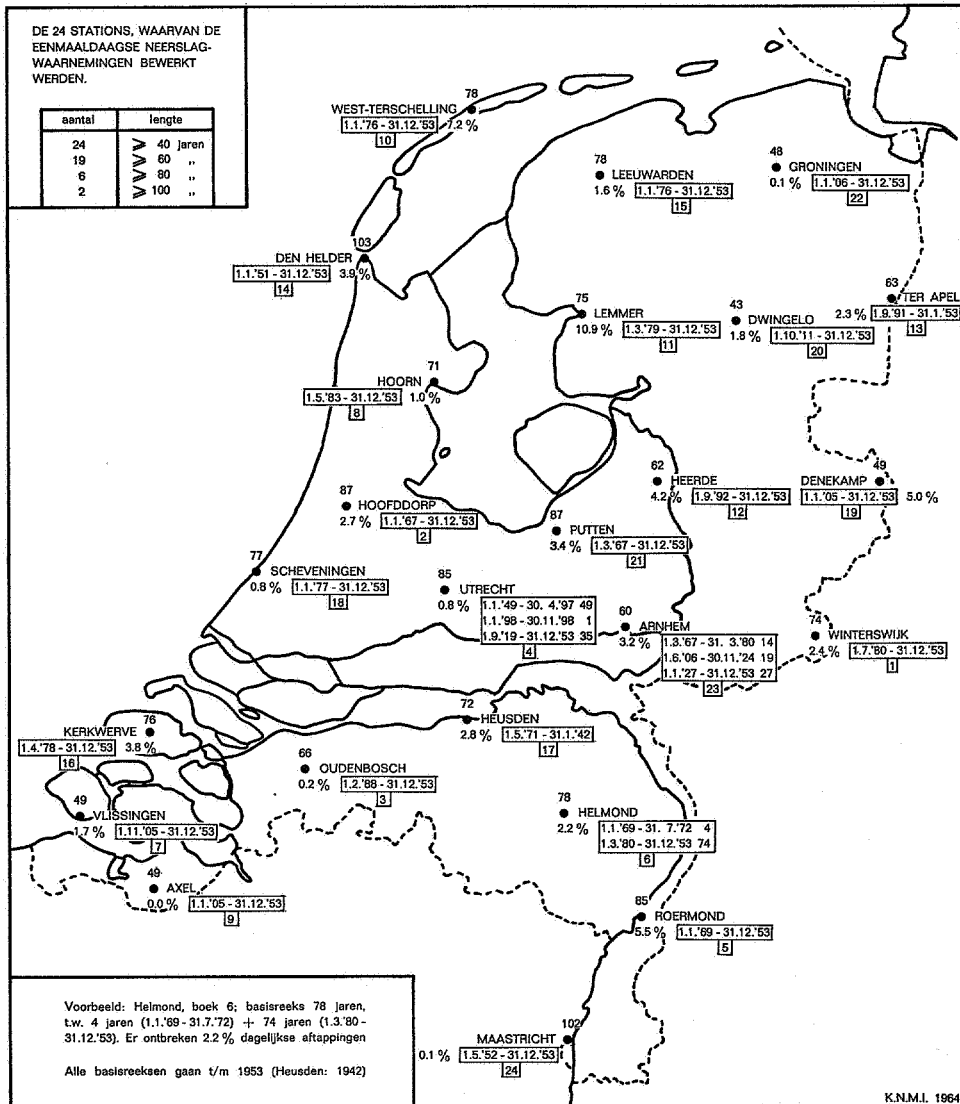


Fig. 2. Overzicht van de regenstations met "frequentieboeken"
Rainfall stations with "frequency books"

boeken" van de pers (fig. 2). Elk boek (per station één boek; 24 stations, dus 24 boeken) bevat bijna 200 frequentieverdelingen (voor de maanden afzonderlijk) van k -daagse neerslagsommen, d.z. de hoeveelheden neerslag in, met één dag opschuivende, tijdvakken van k opeenvolgende dagen, waarbij $k = 1, 2, 3, 5, 7, 10, 15, 30, 60, 90, 180, 360, 540, 720, 1080$ en 1800 , zodat de lengten der beschouwde tijdvakken uiteenliepen tussen 1 dag en 5 jaren.

Er waren moeilijkheden van technische en wetenschappelijke aard, verbandhoudende met het ponsen van de dagsommen, het ontbreken of foutief zijn van waarnemingen, het niet-homogeen zijn van basistijdvakken en vooral ook de beschikbaarheid van machinepark en mankracht. Dit is door mij beschreven in deel A van boek 25, dat volgde op het laatste frequentieboek. Dit deel behandelt ook onderwerpen als: statistische aspecten van het klimatologische verschijnsel persistentie, mathematische voorstellingen van frequentieverdelingen en berekeningen van kansen op zeer grote hoeveelheden neerslag, groter zelfs dan voorkwamen.

Elke frequentietabel levert een relatie tussen de drie parameters k , h en j . Een tijdvak van k opeenvolgende dagen, b.v. beginnend 1 juli, met tenminste h mm neerslag in totaal, komt 1 keer in gemiddeld j jaren voor. Met behulp van de tabellen kan de vraag beantwoord worden, welke de waarde van een parameter is als de twee andere gegeven worden. Getallenvoorbeelden werden in het voorwoord opgenomen. Op speciaal verzoek van de Werkgroep zijn door mij in een afzonderlijke publikatie (25 B) enkele aktuele vragen uit de praktijk behandeld, waarbij aandacht besteed werd aan regenduurlijnen, nomogrammen, rangordestatistiek en risico-berekeningen. De genoemde delen 25 A en 25 B verschenen in 1965 en 1963.

Tenslotte zij hier gerefereerd aan andere interne K.N.M.I.-rapporten of artikelen in tijdschriften ten aanzien van zaken als: de betrouwbaarheid van de kans, waarmee een gegeven waarde in een normale verdeling wordt overschreden; het elimineren van de inhomogeniteit van een tijdreeks; de berekening van herhalingstijden van zeldzame verschijnselen; de ligging in ons land van de stations met grote dagsommen of met grote maandsommen neerslag; de z.g. "stationsjarenmethode" en kansbeschouwingen bij, door regen belemmerde, openluchtwerkzaamheden (zie literatuur).

3.2. *Pluviograaf (registrerende regenmeter)*

Onderscheid wordt gemaakt tussen grove analyse, uurvakanalyse en fijne analyse der pluviogrammen.

3.2.1. *Grove analyse*

Grote bekendheid verwierven BRAAK's K.N.M.I.-publikaties der jaren 1933 en 1934, die de neerslag in Nederland tot onderwerp hebben. Ofschoon zij vele

waardevolle gegevens bevatten, bleken deze niet genoeg voor de hedendaagse praktijk. Daarom verscheen in 1954 een Mededeling en Verhandeling "Regens, een statistische studie" [21] *, waarin de resultaten van een nieuwe pluviogrammen-analyse besproken zijn, thans niet betrekking hebbende op 5, maar op 23 jaren (resp. 1926-'30; 1926-'48). Daarna volgde in 1962 een Wetenschappelijk Rapport [41], waarin behalve aan de individuele regens (30 jaren) en de totale regenduren per etmaal, per dekade, per maand en per seizoen, ook aandacht is geschonken aan de lengten der tussen de regens gelegen droogte-tijdvakken (regenpauzen). In de genoemde verhandeling van het jaar 1954 is uitvoerig medegedeeld hoe de pluviogrammen ontleed werden, waarom en hoe nauwkeurig.

Een regen is hier gedefinieerd op een niet-meteorologische wijze, nl. als het deel van het pluviogram, gedurende hetwelk de curve ononderbroken zichtbaar stijgt en wel van het begin tot het einde van deze stijging. Regens met zulk een geringe stijging, dat de gemiddelde intensiteit beneden $0,001 \text{ mm/min} = 0,2 \text{ l/sec.ha}$ bleef, werden niet beschouwd. Voor iedere regen werden afgelezen en geponst de totale hoeveelheid, de totale duur, de gemiddelde intensiteit, de maximale momentane intensiteit en het tijdstip van begin. Aangezien dit grove kenmerken zijn, wordt van "grove analyse" gesproken. Als er in een regen ook nog gedeelten zijn, die aan de definities van zware regen, stortregen, hevige regen of zeer zware regen voldeden, dan werden ook van deze gedeelten de grove kenmerken genoteerd en op ponskaarten gebracht. Van alle grootheden werden frequentieverdelingen vervaardigd. Ook werden tabellen en grafieken met gemiddelde waarden en tabellen met zeer grote intensiteiten toegevoegd.

De ponskaarten zijn reeds voor vele doeleinden van nut gebleken. Een ieder kan hiervan gebruik maken. Opmerkingen werden gemaakt bij enkele studies van anderen over mathematische relaties tussen hoeveelheid, duur en kans. Kwesties van door neerslag onwerkbaar weer en toepassing van statistische theorieën (o.a. Theorie der Extreme Waarden) kwamen eveneens aan de orde. Hoewel de gegevens in hoofdzaak op de Bilt betrekking hebben, vonden ook eenvoudige vergelijkingen met Amsterdam en Den Haag plaats.

3.2.2. *Uurvakanalsye*

Daar het reeds jaren lang op het K.N.M.I. de gewoonte is de pluviogrammen van de Bilt per kalenderuur (24 kalenderuren per etmaal tussen middernacht en middernacht) qua hoeveelheid en qua duur uit te trekken, lag het voor de hand allereerst frequentieverdelingen van deze hoeveelheden en uren te vervaardigen. Ponsmechanisch werden vervolgens lopende sommen gemaakt, d.w.z. de totale regenhoeveelheden en de totale regenduren in, met één uur opschuivende, tijd-

* Zie literatuur.

vakken van m successieve kalenderuren, waarbij $m = 2, 3, 4, 6, 8, 12, 16, 24, 36$; deze m -uurlijkse tijdvakken hebben dus lengten van 2 uren tot en met $1\frac{1}{2}$ etmaal. Op deze wijze kwamen 240 frequentieverdelingen tot stand, zowel voor de regenhoeveelheden als voor de regenduren in m -uurlijkse tijdvakken. Met de dagelijkse en de jaarlijkse gang werd rekening gehouden door de tabellen te maken voor elk der zes 4-urenvakken in het etmaal en voor ieder der vier klimatologische seizoenen en dit alles voor 30 jaren (1931-1960) tezamen. Tabellen met gemiddelden en extreme waarden werden toegevoegd. Getallenvoorbeelden staan in het voorwoord. De ponskaarten zijn voor een ieder beschikbaar.

Over een mathematische voorstelling der frequentieverdelingen en de mogelijkheid van nomogrammen werd wel nagedacht, doch voor een uitvoering ontbrak de tijd. De publikatie verscheen in 1966. Hiermee was weer aan een gedeelte van het wensenprogramma van de Werkgroep tegemoet gekomen.

3.2.3. *Fijne analyse*

De belangengroep, die om de meest gedetailleerde analyse der pluviogrammen vraagt, heeft het langst moeten wachten. "Met ongeduld zien de rioolrekenaars de uitkomsten van deze bewerking tegemoet" schreef Ir. Veldkamp in zijn bijdrage over wateroverlast op de 18e Technische Bijeenkomst van de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O. (1962). Nu zijn de vragen van deze consumenten doorgaans moeilijk, terwijl onder riooltechnici, ingenieurs voor kortetijd-afvoeren e.d. ook nog wel verschil van opvatting pleegt te bestaan over de aanpak van bepaalde vraagstukken. Het K.N.M.I. heeft derhalve een zodanige analyse van de pluviogrammen ontworpen, dat daarmee op vele vragen reeds direct een antwoord gegeven wordt, terwijl vele andere problemen met behulp van basis- en afgeleide ponskaarten opgelost kunnen worden.

Het boek "Detailanalyse van pluviogrammen; deel A: frequentieverdelingen van de hoeveelheden neerslag in tijdvakken van 5 tot 660 minuten" gaat 2718 frequentietabellen bevatten en wordt voorafgegaan door een inleiding over de machinale vervaardiging en over de betekenis der gefrequenteerde grootheden. Aan een vervolgdeel, geheten B, "Praktische en theoretische beschouwingen", wordt momenteel hard gewerkt. Hierin worden behandeld: riolerings- en afwateringskwesties, regenverlet, normatieve, herleide, berekenings-, standaardregens, regenformules, het Reinholdse getal, tweelingstortregens, frequentieverdelingen der droogtetijdvakken, de afwisseling van regens en droogten, overstortfrequenties enz.

Terug naar deel A. Waarom bevat dit deel zulk een formidabel aantal (2718) tabellen? Om dit duidelijk te maken zal geschetst worden hoe de analyse der pluviogrammen plaatsvond (de Bilt; 12 jaren; 1928, 1933, 1951-'60). Met een, door A.B.W.-T.N.O.* ontwikkeld en gebouwd afleesapparaat, bedoeld voor het

* Afdeling Bewerking Waarnemingsuitkomsten, Den Haag.

halfautomatisch uittrekken van registratiecurven, werd op ieder dagelijks pluviogram, zolang de curve regen aangaf, om de 5 minuten de hoogte van de regen-kromme boven de basislijn afgelezen en geponst. De verschillen der achtereenvolgende ordinaten leveren de hoeveelheden neerslag in de opeenvolgende natte 5-minutenvakjes. Aan elk nat 5-minutenvakje werd aldus een ponskaart toegevoegd. Aan zeer vele droge 5-minutenvakjes eveneens. (Een etmaal is verdeeld in 24 kalenderuren, elk kalenderuur in 12 stuks 5-minutenvakjes). Een regen van 75 minuten werd derhalve vervangen door 15 stuks successieve 5 minuten-hoeveelheden. Vervolgens werden lopende sommen gemaakt, d.w.z. de hoeveelheden neerslag in, met 5 minuten voortschuivende, tijdvakken met lengten van 5, 10, 15... enz. minuten. Sommige van deze tijdvakken liggen geheel in eenzelfde regen; andere zijn gedeeltelijk nat; weer andere zijn geheel droog. Verder werd in iedere regen afzonderlijk het regenrijkste gedeelte van 5, van 10, van 15, enz. minuten machinaal opgezocht en daarvan de hoeveelheid geponst, alsmede de ligging ervan binnen de regen. Vele andere bijzonderheden van deze ponsmechanische detailanalyse, gevolgd door bewerkingen met de Gamma- en Elliot-computer, worden hier niet behandeld. Men kan daarover lezen in het voorwoord van deel A. Op deze plaats volgt slechts een korte beschrijving van de drie soorten frequentieverdelingen, die in dit deel A opgenomen werden.

Eerste soort

Allereerst werden procentuele distributieve en cumulatieve frequentieverdelingen samengesteld van de hoeveelheden neerslag in, met 5 minuten opschuivende, t minuten-tijdvakken, eindigende in gegeven kalenderuren en wel voor elk der 12 maanden afzonderlijk en voor alle 12 basisjaren tezamen. Aan t werden de 7 waarden 5, 10, 15, 30, 45, 60 en 90 minuten gegeven. Deze t minuten-tijdvakken zijn geheel droog of geheel nat of gedeeltelijk droog, gedeeltelijk nat. Tezamen met samenvattingen per klimatologisch seizoen, en ongeacht tijd in het etmaal, de maand of het jaargetijde, resulteerden er 2191 tabellen. Een voorbeeld: in juni hebben 1,4 van de 100 stuks 45 minuten-tijdvakken, die eindigen in kalenderuur 18, d.i. tussen 17 en 18 uur (en in een gegeven kalenderuur hebben 12 stuks 45 minuten-tijdvakken hun einde; $12 \times 5 = 60$), een hoeveelheid neerslag van tenminste 1,0 mm. De grootste hoeveelheid in deze 45 minuten-tijdvakken was 5,6 mm.

Tweede soort

Ook werden procentuele distributieve en cumulatieve frequentieverdelingen vervaardigd van de hoeveelheden neerslag in, met 5 minuten opschuivende, t minuten-tijdvakken, die geheel in de regen gelegen zijn, en weer voor elk der 12 maanden

afzonderlijk (zonder een dagelijkse gang te beschouwen) en weer voor alle 12 jaren tezamen. Aan t werden de bovengenoemde 7 waarden gegeven. Deze t minuten-tijdvakken zijn dus altijd geheel nat, van begin tot eind. Tezamen met samenvattingen per klimatologisch jaargetijde en ook ongeacht dagelijkse of jaarlijkse gang, resulteerden er aldus 119 tabellen. Een voorbeeld: in juni hebben 40 van de 100, geheel in een regen gelegen 45-minuten-tijdvakken, een hoeveelheid neerslag van 1 mm of meer, terwijl de grootste hoeveelheid 41,7 mm was.

Derde soort

Tenslotte werden procentuele cumulatieve en distributieve frequentieverdelingen der maximale hoeveelheden neerslag vervaardigd. Toelichting: Een regen bevat één* zwaarst gedeelte van 5 minuten, van 10 minuten... etc., van t minuten in het algemeen, waarbij de lengte van zulk een zwaarst gedeelte natuurlijk ten hoogste gelijk aan de lengte van de regen zelf is. Aan t werden 24 waarden toegekend, te weten: 5, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120, 150, 180, 210, 240, 300, 360, 420, 480, 540, 600 en 660 minuten, hetgeen betekent, dat we niet slechts in elke regen van korte duur (zegge korter dan 2 uren) naar de zwaarste gedeelten van uiteenlopende lengten zochten, maar ook in elke regen van lange duur, zegge van 10 uren en langer (de langste ononderbroken regen duurde ruim 23 uren). Van de hoeveelheden in al deze zwaarste regengedeelten werden frequentieverdelingen gemaakt, weer voor elk der 12 maanden afzonderlijk, maar ook voor elk der 4 seizoenen, en ook voor het gehele jaar en steeds voor 12 jaren tezamen, d.i. 408 tabellen in totaal. Een voorbeeld: in juni bevatten 54 van de 100 zwaarste 45-minuten regengedeelten een hoeveelheid van 1 mm of meer; de grootste hoeveelheid was 41,7 mm.

Het K.N.M.I. meent met deze unieke statistieken een enorme neerslaginformatie verschaft te hebben, doch het beseft ook, dat (nog) niet alle vragen uit het verlangensoverzicht beantwoord zijn, terwijl er natuurlijk weer nieuwe vragen zullen rijzen. Op de regendag I (1950) heeft Dr. DEIJ het volgende gezegd: "het K.N.M.I. zal zijn krachten *blijven* inspannen om èn door het volgen van efficiënte bewerkingsmethoden èn door voortgezette studies het zijne bij te dragen tot nut van de samenleving". Deze belofte geldt thans nog, zoals uit het voorgaande gebleken mag zijn.

Voor andere rapporten en artikelen, die met regens samenhangen, wordt tenslotte

* Indien er binnen eenzelfde regen meer dan één zwaarst 10 minuten-gedeelte was, b.v. 4 stuks 10 minuten-tijdvakken, al of niet overlappend, alle met 1,8 mm, dan werden gepost deze 1,8 en de ligging binnen de regen van het chronologisch eerste en laatste dezer 10 minuten-tijdvakken.

naar de literatuur verwezen. Zij behandelen onderwerpen als: zeer grote momentane intensiteiten in regens (tot 4 à 5 mm/min, d.i. 700 à 800 l/sec.ha; voor Ukkel in België geldt dat er om de gemiddeld 30 jaren een jaar is, waarin de grootste intensiteit tenminste 5 mm/min bedraagt); de morfologie of fysiologie van een regen; hoe nauwkeurig wenst men het Reinholdse getal en hoeveel regens moeten daartoe gedetailleerd geanalyseerd worden?; de driedimensionale vastlegging van de individuele regens; de "maatgevende" regenbui, de "gemiddelde regen" enz. Ook zijn vele niet-gepubliceerde tabellen met regengegevens, die bij bepaalde onderzoeken als nevenprodukt verkregen zijn, voor een ieder beschikbaar.

LITERATUUR *

1. HARTMAN, C. M. A. Het klimaat van Nederland. A. Neerslag. K.N.M.I. No. 102, M.V. 15, 1913.
2. BRAAK, C. Het klimaat van Nederland. A. (vervolg) Neerslag. Eerste gedeelte. K.N.M.I. No. 102, M.V. 34a, 1933.
3. BRAAK, C. Het klimaat van Nederland. A. (vervolg) Neerslag. Tweede gedeelte. K.N.M.I. No. 102, M.V. 34b, 1934.
4. BRAAK, C. Invloed van de wind op de regenwaarnemingen K.N.M.I. No. 102, M.V. 48, 1945.
5. LEVERT, C. Het verraderlijke spel van regendruppels. *Hemel en Dampkring* 48, 105, 1949.
6. LEVERT, C. Toepassing Theorie der Extreme Waarden op de berekening van de grootte en de "periodiciteit" van extreme hoeveelheden neerslag in regens van verschillende duren. *Publieke Werken* 19, 166, 1951.
7. LEVERT, C. Het verband tussen de Theorie der Extreme Waarden en de overschrijdingsfrequenties van extreme waarden. K.N.M.I., mei 1951.
8. LEVERT, C. Uiterst zware regens. *Hemel en Dampkring* 50, 1, 1951.
9. LEVERT, C. Waar in het land liggen de stations met de grootste maandsommen neerslag (1888-1950)? K.N.M.I., sept. 1952.
10. LEVERT, C. Jaarlijkse grootste maandsom neerslag (98 j.). K.N.M.I., 1952.
11. LEVERT, C. Nieuwe records. De grootste intensiteit in een zeer zware regen. *Hemel en Dampkring* 51, 102, 1952.
12. LEVERT, C. Nog eens: Grote intensiteiten in zeer zware regens. Zware slag-regens 3-7-1952. *Hemel en Dampkring* 51, 154, 1952.
13. LEVERT, C. Herhalingstijden en afwezigheidstijden van zeer grote waarden van klimatologische elementen (zeldzame verschijnselen). K.N.M.I. RIII-117, 1953.
14. LEVERT, C. Veelvuldigheid van zeer grote etmaalhoeveelheden neerslag. Toepassing van de stationsjarenmethode. *Hemel en Dampkring* 52, 89, 1953.

* M.V. = Mededeling en Verhandeling
 W.R. = Wetenschappelijk Rapport
 R. = Rapport

15. LEVERT, C. Commentaar bij het artikel "De maatgevende regenbui bij drainage berekeningen" van Ir. W. C. Visser (Landb. Ts. 65, 66, 1953). *Landbouwkundig Tijdschrift* 65, 751, 1953.
16. LEVERT, C. De frequentieverdelingen van de waarden en de plaatsen van records, quasi- en bijna records. K.N.M.I. RIII-125, 1953.
17. LEVERT, C. Toepassing van de stationsjarenmethode op de berekening van de frequentie van zeer grote dagsommenneerslag. K.N.M.I. RIII-16, 1953.
18. LEVERT, C. The persistence of daily rainfall and the reliability of estimates of the probability distribution of rainfalls in periods of different lengths. K.N.M.I. RIII-118, 1953 en *Geophysica* 4, 180, 1954.
19. LEVERT, C. Herhalings- en afwezigheidstijden van zeer grote waarden van klimatologische elementen (zeldzame verschijnselen). K.N.M.I., M.V. 59, 353, 1954.
20. LEVERT, C. On the statistical theory of return and absence periods of rare phenomena (large individual rainfalls, heavy rains) and on considerations of risk concerning practical application. Publ. 38 de l'Association Internationale de l'Hydrologie; Assemblée Générale de Rome, III, 376, 1954.
21. LEVERT, C. Regens, een statistische studie. K.N.M.I., M.V. No. 62, 1954.
22. LEVERT, C. Enkele kritische opmerkingen bij het boek "Rioleringen, deel 1" van Ir. J. v. d. Akker. *De Ingenieur* 66, B 157, 1954.
23. LEVERT, C. De plaats van de zware (zeer zware) regen binnen de gehele regen. *Publieke Werken* 22, 22, 1954.
24. LEVERT, C. Toepassing van de Theorie der Extreme Waarden op de berekening van de frequentie van extreme hoeveelheden in regens van verschillende duren. *Versl. Med. Comm. Hydr. Ond. T.N.O. No. 2*, 20, 1955.
25. LEVERT, C. De persistentie van de dagelijkse hoeveelheid neerslag. K.N.M.I., W.R. 55-004, 1955.
26. DE BOER, H. J. De cumulatieve frequentieverdelingen van de k-daagse neerslagsommen van Hoofddorp. K.N.M.I. W.R. 56-004, 1956.
27. K.N.M.I. Frequenties van k-daagse neerslagsommen op Nederlandse stations. Publ. 140.

1 Winterswijk	1880-1953 publ. 140-1,	1956
2 Hoofddorp	1880-1953 publ. 140-2,	1956
3 Oudembosch	1888-1953 publ. 140-3,	1957
4 Utrecht	1849-1898; 1919-1953 publ. 140-4,	1957
5 Roermond	1869-1953 publ. 140-5,	1957
6 Helmond	1869-1953 publ. 140-6,	1957
7 Vlissingen	1905-1953 publ. 140-7,	1957
8 Hoorn	1883-1953 publ. 140-8,	1957
9 Axel	1905-1953 publ. 140-9,	1957
10 West-Terschelling	1876-1953 publ. 140-10,	1957
11 Lemmer	1879-1953 publ. 140-11,	1957
12 Heerde	1892-1953 publ. 140-12,	1957
13 Ter Apel	1891-1953 publ. 140-13,	1958
14 Den Helder	1851-1953 publ. 140-14,	1958

- 15 Leeuwarden 1876-1953 publ. 140-15, 1958
- 16 Kerkwerpe 1878-1953 publ. 140-16, 1958
- 17 Heusden 1871-1953 publ. 140-17, 1958
- 18 Scheveningen 1877-1953 publ. 140-18, 1959
- 19 Denekamp 1905-1953 publ. 140-19, 1959
- 20 Dwingelo 1911-1953 publ. 140-20, 1959
- 21 Putten 1867-1953 publ. 140-21, 1959
- 22 Groningen 1906-1953 publ. 140-22, 1961
- 23 Arnhem 1867-1880; 1906-1924; 1927-1953 publ. 140-23, 1961
- 24 Maastricht 1852-1953 publ. 140-24, 1961
- 25 Verklaring en toelichting.
 - A Praktische en theoretische beschouwingen. publ. 140-25A, 1965
 - B Tabellarische en grafische, parametervrije behandeling van enige actuele neerslagvragen uit de praktijk. publ. 140-25B, 1963
28. LEVERT, C. Isohyeten en Isoproben. *Hemel en Dampkring* 55, 178, 1957.
29. LEVERT, C. Some theoretical considerations with regard to the homogeneity criteria of Helmert and Abbe. *Arch. Meteor., Geod., Bioklim.*; B; 8, 260, 1957.
30. DE BOER, H. J. De cumulatieve frequentieverdelingen van k-daagse neerslagsommen te Winterswijk. K.N.M.I. W.R. 57-007, 1957.
31. LEVERT, C. De morfologie van de regen. *Hemel en Dampkring* 56, 183, 1958.
32. LEVERT, C. Hoevele jaren moeten wij de regens gedetailleerd analyseren teneinde een voldoende nauwkeurig Reinholds getal r_{15} te krijgen? K.N.M.I., 1958.
33. LEVERT, C. Ponsmechanische bewerking van regens. K.N.M.I. coll. 10-6-1958.
34. LEVERT, C. Het doel van metingen met scheef opgestelde regenmeters. *Hemel en Dampkring* 57, 172, 1959.
35. LEVERT, C. Some problems concerning the three-dimensional location of individual rains. K.N.M.I. W.R. 59-2, 1959.
36. SCHARRINGA, M. en C. LEVERT Over beweerde wetmatigheden in het optreden van warme en droge zomers en een beschouwing over de voorspelling van Baur. *Hemel en Dampkring* 57, 287, 1959.
37. LEVERT, C. Een nomogram voor betrouwbaarheidsgrenzen van kwantielen en overschrijdingskansen bij normaal verdeelde grootheden. *Statistica Neerlandica* 13, 3, 1959.
38. LEVERT, C. Het elimineren van de relatieve inhomogeniteit van twee klimatologische reeksen. K.N.M.I. RIII-247, 1960.
39. LEVERT, C. Het meten met scheve regenmeters. K.N.M.I. RIII-264, 1961.
40. LEVERT, C. De betrekkelijke waarde van de meting met één regenmeter. *Hemel en Dampkring* 59, 133, 1961.
41. LEVERT, C. Een analyse van de pluviogrammen te De Bilt volgens grove kenmerken der regens (1926-1955). K.N.M.I. W.R. 61-2, 1962.
42. LEVERT, C. Praxis und Theorie der Messungen mit schrägen Regenmessen. *Arch. Meteor., Geod., Bioklim.*; B; 11, 147, 1962.

43. LEVERT, C. Kansbeschouwingen bij door regen belemmerde openluchtwerkzaamheden. K.N.M.I. RIII-279, 1963.
44. LEVERT, C. Regenvalstatistieken. Stichting Postakademiale Vorming; Gezondheidstechniek, Cursus Riolering 1965.
45. LEVERT, C. Toepassing van de Theorie der Extreme Waarden op vraagstukken uit de praktijk. Stichting Postakademiale Vorming. Gezondheidstechniek, Cursus Statistiek 1964 en 1967.
46. LEVERT, C. Onwerkbaar weer door regen. Inst. v. Landbouwtechniek en Rationalisatie. Rapport 47; 1965. Lezingen op de "Dag van onwerkbaar weer" 12-4-1965.
47. DE BOER, H. J. Een mogelijkheid tot een mathematische voorstelling van cumulatieve frequentieverdelingen van k-daagse neerslagsommen, waarbij $k \leq 30$. K.N.M.I. RIII-294, 1965.
48. K.N.M.I. Frequentieverdeling van de hoeveelheden en duren van de neerslag in m-uurlijkse tijdvakken ($m = 1-36$) te De Bilt (1931-1960). publ. 146, 1966.
49. K.N.M.I. Detailanalyse van pluviogrammen.
 A. Frequentieverdelingen van de hoeveelheden neerslag in tijdvakken van 5 tot 660 minuten. De Bilt, 1928, 1933, 1951-1960. publ. 147, 1968.
 B. Praktische en theoretische beschouwingen. publ. 147.

II. ENIGE STATISTISCHE OPMERKINGEN OVER NEERSLAG EN AFVOER *

M. A. J. VAN MONTFORT

Landbouwhogeschool

SUMMARY

SOME STATISTICAL REMARKS ON PRECIPITATION AND RUNOFF

Investigations are reported to establish whether the daily amounts of precipitation at Dutch stations, rounded to the nearest millimeter, from a statistical point of view agree reasonably well with some distributions recommended for this purpose in literature. The point is made that in a stationary stochastic process the empirical distribution function of correlated observations converges pointwise with a chance 1 to the exact value, provided that the autocorrelation coefficients of order k and $k+1$ satisfy the relation $|\rho_{k+1}| < f |\rho_k|$ with $0 < f < 1$. It appears that daily amounts of precipitation satisfy this relation reasonably well.

The following distributions have been chosen: from the discrete distributions: the negative binomial distribution, either or not truncated at zero, and from the continuous distributions: the gamma distribution, either or not truncated at 0.5 mm, and a normal distribution for the cube root (with a variant) and the logarithm of the amount of precipitation. The analyses have been carried out per calendar month, with totals of precipitation in 1, 2, 3 and 5 days. In order to reduce a possible disturbing influence of autocorrelation in the data on the goodness of fit test, only the daily amounts of precipitation on odd days and totals over successive days without overlapping have been used. The results indicate that only the truncated distributions of 1 and 2-daily totals of precipitation fit reasonably well, on the basis of the Pearson goodness of fit test and on the basis of the differences between observed and estimated theoretical frequencies in the tail of the distribution.

For daily amounts of precipitation a simple model has been derived to describe the area size effect defined as the complement to 1 of the ratio of a point value of precipitation and the mean precipitation on the surrounding area, and its parameters have been estimated.

With regard to runoff the following points are discussed. Successive totals of

* Aan Dr. C. LEVERT, Ir. PH. TH. STOL en Ir. L. R. VERDOOREN wordt dank gebracht voor enige constructieve opmerkingen.

precipitation are transformed by retardation through and over the soil in successive totals of runoff. Chance inferences on runoff totals are of interest. It might be possible that to that end the precipitation process — preferably irrespective of the transformation — can be simply characterised. In anticipation of success in this direction it is advised to make chance inferences with the aid of transformed precipitation data.

1. AANPASSEN VAN VERDELINGEN

1.1. Inleiding

Bij het bestuderen van de reeksen etmaalneerslagsommen kan men beginnen met frequentie-verdelingen van k -daagse sommen te maken (K.N.M.I., 1956-1961). Men bemerkt dan, dat de vorm van de frequentieverdeling van een scherp linkstoppige met toenemende k overgaat in een symmetrische (b.v. jaarsommen). Zulke verdelingen kan men trachten te beschrijven met behulp van kansverdelingen met passende parameters. De verandering van deze parameters met k is een punt van voortdurend onderzoek, zie VISSER (1955), DE BOER (1956, 1957, 1958, 1965), DOI (1959), KOTZ and NEUMANN (1963) en STIDD (1953). De aangepaste verdelingen zijn resp. een gemodificeerde normale verdeling, een gemodificeerde Poisson-verdeling, de negatief-binomiale verdeling, de gammaverdeling en een gemodificeerde normale verdeling. Zulk onderzoek is deels theoretisch, deels empirisch. Er zijn namelijk twee werkwijzen te onderscheiden en wel 1) schat de parameters voor $k = 1$ etmaal; bestudeer de autocorrelatie in de waarnemingsreeks en leid daaruit af wat de parameters bij $k \neq 1$ moeten zijn, en 2) schat de parameters van de verdeling voor alle k -waarden, zet deze uit tegen k en beschrijf deze relatie zo goed mogelijk. In de modellen van verandering van de parameters met k staat het begrip autocorrelatie, dat de samenhang tussen opeenvolgende neerslagsommen aangeeft, centraal.

Het kennen van het stochastische proces dat neerslagsommen voortbrengt, met als aspecten de soort verdeling en het persistentiemodel, is een nuttig streven, dat meer aandacht nodig heeft dan het tot op heden kreeg.

In dit hoofdstuk zal onderzocht worden, of een traditioneel persistentiemodel en de verdelingen, die in de literatuur aanbevolen worden, geschikt zijn voor het weergeven van Nederlandse frequentieverdelingen.

1.2. De steekproefverdelingsfunctie bij afhankelijke waarnemingen

Opeenvolgende, elkaar niet overlappende, neerslagsommen over korte tijdsintervallen zijn stochastisch afhankelijk. Bij aanpassen van verdelingen worden

schattingsmethoden voor de parameters gebruikt, die beoordeeld worden op hun gunstige eigenschappen mits toegepast op onafhankelijke waarnemingen.

Er is derhalve een motivering nodig om deze schattingsmethoden ook in het geval van afhankelijke waarnemingen te gebruiken. Aangetoond zal worden dat de steekproefverdelingsfuncties bij afhankelijke en onafhankelijke waarnemingen verschillend nauwkeurige realisaties zijn aangaande dezelfde verdelingsfunctie.

Beschouw de waarnemingen $\underline{x}_1, \underline{x}_2, \dots, \underline{x}_n$, trekkingen uit een stationair stochastisch proces, dit is een proces dat kansvariabelen voortbrengt met alle dezelfde verdeling [kansvariabelen zijn onderstreept]. Gevraagd wordt $F(x) := P(\underline{x}_1 < x)$ te schatten op grond van deze steekproef $[\text{:= definiërend gelijk-teken}]$. Beschouw de afgeleide waarnemingsreeks $\underline{y}_1, \underline{y}_2, \dots, \underline{y}_n$ met

$$\underline{y}_i := \begin{cases} 1 & \text{als } \underline{x}_i \leq x \\ 0 & \text{elders} \end{cases} \quad \text{voor } i = 1, 2, \dots, n$$

Als schatter voor $F(x)$ wordt de steekproefverdelingsfunctie $\underline{F}_n^*(x)$ gebruikt met

$$\underline{F}_n^*(x) = \sum_{i=1}^n \underline{y}_i / n$$

Nu geldt met $\mathcal{E}$ als symbool voor verwachting

$$\mathcal{E} \underline{F}_n^*(x) = \frac{1}{n} \mathcal{E} \sum \underline{y}_i = \frac{1}{n} \sum \mathcal{E} \underline{y}_i = \mathcal{E} \underline{y}_1 = F(x)$$

$$\text{var } \underline{F}_n^*(x) = \frac{1}{n^2} \text{var} (\sum \underline{y}_i) = \frac{\text{var}(\underline{y}_1)}{n^2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \rho_{i,j} = \frac{F(x) \{1-F(x)\}}{n^2} \cdot R$$

met $\rho_{i,j}$ de correlatie-coëfficiënt tussen het i^{de} en j^{de} element van de rij $\{\underline{y}_i\}$, derhalve $\rho_{i,i} = 1$.

R , de som van alle elementen van de correlatiematrix, is hoogstens n^2 daar alle elementen hoogstens 1 zijn. Als $R = n^2$ geldt $\text{var} (\underline{F}_n^*(x)) = F(x) \{1-F(x)\}$; verhogen van n verbetert de schatter niet.

Stel $\rho_{i,j} = \rho_{j,i} = \rho_{|i-j|}$ met $\rho_0 = 1$.

Geldt bovendien

$$|\rho_{k+1}| < f \cdot |\rho_k| \quad \text{met } 0 < f < 1$$

dan is de volgende inperking van $\text{var } \underline{F}_n^*(x)$ mogelijk:

$$\begin{aligned}
0 \leq \text{var} (\underline{F}_n^*(x)) &= \frac{F(x)\{1-F(x)\}}{n^2} \{n + 2(n-1)\rho_1 + 2(n-2)\rho_2 + \dots \\
&\quad + 2\rho_{n-1}\} \\
&\leq \frac{F(x)\{1-F(x)\}}{n^2} \{n + 2(n-1)|\rho_1| + 2(n-2)|\rho_2| + \dots \\
&\quad + 2|\rho_{n-1}|\} \\
&< \frac{F(x)\{1-F(x)\}}{n^2} \{n + 2(n-1)f + 2(n-2)f^2 + \dots \\
&\quad + 2f^{n-1}\} \\
&= \frac{F(x)\{1-F(x)\}}{n} \left\{1 + \frac{2f}{1-f} \left(1 - \frac{1}{n} \frac{1-f^n}{1-f}\right)\right\}
\end{aligned}$$

Derhalve geldt:

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \text{var} \underline{F}_n^*(x) = 0$$

Dus, als de rij $\{|\rho_i|\}$ gemajoreerd wordt door een meetkundige rij, dan is $\underline{F}_n^*(x)$ een zuivere, asymptotisch rake schatter van $F(x)$. Merk op dat de factor tussen accolades afhangt van f , dus van $\{|\rho_i|\}$, dus van de correlatie in de rij $\{\underline{y}_i\}$, dus van x . Het "effectief" aantal waarnemingen, dit is het aantal onafhankelijke waarnemingen met gelijke variantie van de schatter van de te schatten parameter, vgl. VAN DER BYL (1952), hangt dus van x af, zie echter ook K.N.M.I. (1965), pag. 81.

Als men niet over één, maar over r rijen ter lengte n beschikt, is het gemiddelde van de r stochastisch onafhankelijke isomere steekproef-verdelingsfuncties de nieuwe schatter van $F(x)$ genoteerd als $\underline{F}_{r,n}^*(x) = \frac{\sum \sum \underline{y}_{ij}}{rn}$. Deze schatter is wederom zuiver en de variantie ervan is een factor $1/r$ kleiner. Bij vaste n gaat de variantie van $\underline{F}_{r,n}^*(x)$ met toenemende r naar nul, derhalve is ook $\underline{F}_{r,n}^*(x)$ een zuivere, asymptotisch rake schatter van $F(x)$.

Opgemerkt kan worden, dat bij vaste n, r en alle $\rho_i \geq 0$ de variantie van $\underline{F}_{r,n}^*(x)$ sterker afneemt door r te verhogen, dan door n te laten toenemen.

Bij neerslagreeksen bestaat geen bezwaar tegen de voorwaarde $|\rho_{k+1}| < f \cdot |\rho_k|$. Dan zijn de verwachtingswaarden van $\underline{F}_n^*(x)$ en $\text{var} \underline{F}_{r,n}^*(x)$ beide $F(x)$, en wordt hun variantie door R bepaald. Hetzelfde geldt voor de steekproefverdelingsfunctie, gedefinieerd op onafhankelijke waarnemingen ($\rho_0 = 1$ en $\rho_i = 0$ voor $i > 1$). De schatters van de parameters zijn eenduidige functies van de steekproefverdelingsfuncties en hieruit moge dan volgen, dat het redelijk is bij afhankelijke waarnemingen dezelfde schatters te gebruiken als bij onafhankelijke waarnemingen.

Het moge dan duidelijk zijn, dat de nauwkeurigheid van de te schatten parameters van F afhangt van n, r en $\{\rho_i\}$.

1.3. De schattingsmethode

Eenvoudigheidshalve wordt bij het aanpassen van verdelingen aangenomen dat de gegevens afgerond op gehele millimeters beschikbaar zijn (censoring). Noem de verzameling van alle mogelijke realisaties X ; $x \in X$ wil zeggen: x is een element van X .

Notatie:

$$p_x = P(\underline{x} = x)$$

met $x \in X$, met b.v. $X = \{0, 1, \dots\}$.

Het aantal waarnemingen x wordt aangeduid met n_x .

De kansverdeling van $\underline{x}$ wordt bepaald door parameters, samengevat als θ . De aannemelijkheid, L^* , van het experiment wordt gedefinieerd als:

$$L^* := \pi_x \{p_x(\theta)\}^{n_x}$$

en

$$L := \ln L^* = \sum_x n_x \ln p_x(\theta)$$

De waarde van θ , waardoor L maximaal is, heeft de aannemelijkste schatting van θ (methode van grootste aannemelijkheid). Deze schattingsmethode, met zeer gunstige asymptotische eigenschappen in statistische zin, wordt verder gebruikt.

1.4. De aanpassingstoets

Als criterium voor de aanpassing van de empirische verdeling aan de theoretische verdeling werd de toetsingsgrootte volgens Pearson gebruikt. Wij doen daarbij alsof de toetsingsgrootte een χ^2 -verdeling heeft, waarbij het aantal vrijheidsgraden plus 1 gelijk is aan het aantal klassen verminderd met het aantal te schatten parameters. Dan is de overschrijdingskans (α) uniform verdeeld op het interval (0,1) als de aan te passen soort verdeling juist is.

Om eenduidigheid in het resultaat te bewerkstelligen werden de oorspronkelijke klassen samengevoegd tot nieuwe klassen met als geschat verwacht aantal het kleinst mogelijke getal groter dan 8, en wel te beginnen met de klasse $x = 0$ en zo voort met opklimmende waarden van x . Wanneer aan het einde een klasse met verwacht aantal kleiner dan 8 resteerde, werd deze klasse bij de voorgaande gevoegd. Het aantal nieuwe klassen wordt derhalve door de frequentieverdeling bepaald en ligt bij de hier gebruikte verdelingen tussen 14 en 30.

1.5. Aan te passen verdelingen

1.5.1. Negatief-binomiale verdeling

$$\theta = (p, k)$$

$$p_x = \binom{k+x-1}{x} \cdot p^x \cdot (1+p)^{-k-x} \quad \text{met } x = 0, 1, \dots$$

Bij de bij nul afgeknotte negatief-binomiale verdeling zijn de kansen

$$p_x^* = \frac{p_x}{1-p_0} \quad \text{voor } x = 1, 2, \dots$$

Hierbij wordt dus de verdeling beschouwd van $\underline{x}$ mits deze positief is. In zulk geval wordt de verdeling van $\underline{x}$ zonder voorwaarde beschreven door de genoemde parameters en p_0^* .

1.5.2. Gamma-verdeling

$$\theta = (\beta, \gamma)$$

$$f(x) = \frac{\gamma^\beta}{\Gamma(\beta)} x^{\beta-1} e^{-\gamma x} \quad \text{voor } 0 < x < \infty$$

$$F(x) = \int_0^x f(x') dx'$$

Na censoring zijn de kansen op gehele waarden:

$$p_x = \begin{cases} F(\frac{1}{2}) & \text{voor } x = 0 \\ F(x+\frac{1}{2}) - F(x-\frac{1}{2}) & \text{voor } x = 1, 2, \dots \end{cases}$$

Bij afknotting bij $\frac{1}{2}$ zijn de kansen:

$$p_x^* = \frac{p_x}{1-p_0} \quad \text{voor } x = 1, 2, \dots$$

1.5.3. Normale verdeling van functies van de neerslagsom

Voor de normale verdeling geldt:

$$\theta = (\mu, \sigma)$$

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp -\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2} \quad \text{voor } -\infty < x < +\infty$$

$$F(x) = \int_{-\infty}^x f(x') dx'.$$

Als $\sqrt[3]{x}$ normaal verdeeld is, geldt:

$$p_x = \begin{cases} F(\sqrt[3]{\frac{1}{2}}) & \text{voor } x = 0 \\ F(\sqrt[3]{x+\frac{1}{2}}) - F(\sqrt[3]{x-\frac{1}{2}}) & \text{voor } x = 1, 2, \dots \end{cases}$$

met als variant:

$$p_x = \begin{cases} F(\sqrt[3]{\delta}) & \text{voor } x = 0 \\ F(\sqrt[3]{x+\delta}) - F(\sqrt[3]{x+\delta-1}) & \text{voor } x = 1, 2, \dots \end{cases}$$

Als $\log(x)$ normaal verdeeld is, geldt:

$$\begin{cases} F(\ln(\frac{1}{2})) & \text{voor } x = 0 \\ F(\ln(x+\frac{1}{2})) - F(\ln(x-\frac{1}{2})) & \text{voor } x = 1, 2, \dots \end{cases}$$

1.6. Waarnemingsmateriaal

Uitgegaan is van dezelfde ponskaarten als die waarop de frequentieboeken van het K.N.M.I. (1956-1961) berusten. Om een storende invloed van de correlatie van opeenvolgende neerslagsom te weren — zie VAN MONTFORT (1966, p. 13 e.v.) — werden etmaalsommen op oneven datum en meerdaagse sommen zonder overlapping genomen. Per kalendermaand werden etmaalneerslagsommen verzameld van Winterswijk (1), Hoofddorp (2), Helmond (6), West Terschelling (10), den Helder (14), Leeuwarden (15), Scheveningen (18) en Maastricht (24); in het totaal dus 96 reeksen. Van Winterswijk (1) en Hoofddorp (2) werden tevens de k -daagse sommen met $k = 2, 3$, en 5 onderzocht; dus 24 reeksen per k -waarde.

1.7. Resultaat van het onderzoek op aanpassing

Ondanks vermoede gunstige eigenschappen van de genoemde verdelingen, zie DOI (1959), KOTZ and NEUMANN (1963), KENDALL (1966) en STIDD (1953) is de aanpassing van de frequentieverdelingen aan de onder 1.5 vermelde niet-afgeknotte verdelingen, vanuit statistisch oogpunt bezien, slecht. In de aangepaste verdeling wordt de frequentie bij $x = 0$ onderschat en voor grote x overschat (dus voor grote x te veilige schattingen). Het heeft dan ook weinig zin om verder aandacht

te besteden aan relaties tussen parameters, hoe fraai en handzaam deze relaties dan ook mogen zijn.

De afgeknotte verdelingen ter beschrijving van de kansen op neerslagsommen van minstens .5 mm passen goed voor $k = 1$ en $k = 2$ etmalen, zie tabel 1. Zij vertonen bovendien geen systematische afwijkingen in de rechter staart. Op grond van tabel 1 is geen duidelijke voorkeur voor de negatief-binomiale of gamma-verdeling uit te spreken, echter wel op grond van het feit, dat de gamma-verdeling een *continue* verdeling is, hetgeen realistischer is.

TABEL 1. Overschrijdingskansen (α) bij Pearson's aanpassingstoets bij aanpassing van 168 frequentie-verdeling aan de afgeknotte negatief-binomiale verdeling (A), aan de afgeknotte gamma-verdeling (B) en aan de variant onder 1.5.3. (C).

k (etmalen) verdeling aantal reeksen	1		2		3		5		1
	A 96	B 96	A 24	B 24	A 24	B 24	A 24	B 24	C 96
.0 $\alpha < .1$	9	10	4	4	8	8	4	5	15
.1 $\alpha < .2$	12	9	2	2	7	7	5	5	19
.2 $\alpha < .3$	6	11	1	1	3	4	5	6	17
.3 $\alpha < .4$	13	12	3	2	2	1	2	0	14
.4 $\alpha < .5$	10	10	0	3	0	0	1	0	6
.5 $\alpha < .6$	8	10	6	4	1	0	1	2	7
.6 $\alpha < .7$	9	11	4	3	2	3	0	1	8
.7 $\alpha < .8$	8	7	1	2	0	0	1	0	3
.8 $\alpha < .9$	13	8	3	3	0	0	1	2	5
.9 $\alpha < 1.0$	8	8	0	0	1	1	4	3	2

De indruk ontstaat, dat alle hier genoemde niet-afgeknotte verdelingen redelijk passen na modificatie i.v.m. de kans op nul. Zulke modificatie kan bestaan in het iets naar rechts verschuiven van de verdeling, waardoor het interval voor de waarneming nul langer wordt. Misschien is zulke verschuiving nog wel realistisch ook i.v.m. de hoeveelheid neerslag die wel het bovenvlak van de regenmeter passeert, maar niet geregistreerd wordt (enige druppels, die niet doorlopen naar beneden). Een voorbeeld hiervan is de variant onder 1.5.3. De hierbij behorende aanpassing voor etmaalsommen is tevens in tabel 1 vermeld. De aanpassing op zich is weliswaar niet fraai, maar veel beter dan bij andere niet-afgeknotte verdelingen. Ook deze verdeling geeft aanleiding tot te veilige schattingen voor grote x .

De frequentieverdelingen per maand van 50 jaren (1901-1950) etmaalneerslagsommen van Gent (België), zoals deze gepubliceerd zijn door DINGENS e.a. (1966), vertonen hetzelfde beeld.

1.8. *Het correlatiemodel*

Het verloop van de correlatiecoëfficiënt van twee elementen van een rij op onderlinge afstand k is redelijk in overeenstemming met het bekende model $\rho_k = \rho_1^k$, vgl. KOTZ and NEUMANN (1963), zie tabel 2. Deze conclusie kan slechts globaal zijn, omdat van de verdeling van de schatters van de correlatiecoëfficiënt, toegepast op niet normaal verdeelde variabelen, te weinig bekend is.

TABEL 2. Geschatte autocorrelatie-coëfficiënten van etmaalneerslagsommen te Winterswijk en Hoofddorp berekend met de gegevens uit de jaren 1881 t/m 1953.

	Winterswijk			Hoofddorp		
	r_1	r_2	r_3	r_1	r_2	r_3
jan	.21	.06	.05	.22	.09	.04
feb	.23	.07	.01	.17	.04	.08
mrt	.22	.08	.05	.20	.10	.06
apr	.19	.06	.02	.14	.04	.03
mei	.17	.04	.00	.19	.06	.00
jun	.13	.00	.00	.17	.03	-.03
jul	.10	-.01	.00	.12	.06	-.01
aug	.15	.06	.02	.20	.03	.14
sep	.15	.03	.04	.23	.10	.03
okt	.18	.07	-.02	.21	.07	.00
nov	.22	.06	.03	.22	.10	.00
dec	.20	.09	.07	.19	.13	.03

Het rekenen met correlatiecoëfficiënten dient niet geassocieerd te worden met lineaire regressielijnen van opeenvolgende neerslagsommen. Dit blijkt empirisch zelfs onjuist. Opgemerkt kan nog worden, dat ρ_1 een duidelijke seizoeninvloed vertoont.

1.9. *Verdeling van extrema*

Men kan zich ook interesseren voor de verdeling van het maximum van een k -daagse som binnen een tijdsperiode, b.v. een maand. De aangewezen verdeling is dan de dubbel-exponentiële verdeling, ook wel GUMBEL-verdeling genoemd, met als verdelingsfunctie

$$F(x) = P(\underline{x} < x) = e^{-e^{-\alpha(x-u)}} \quad \text{voor } -\infty < x < +\infty$$

waarin α en u parameters zijn met $\alpha > 0$, vgl. VAN MONTFORT (1966). Deze

verdeling heeft een theoretisch fundament, waardoor extrapoleren minder speculatief is. Met deze verdeling kunnen opmerkingen gemaakt worden van de volgende soort: de kans dat de grootste etmaalneerslagsom in maart 1970 te den Helder minstens 25 millimeter bedraagt, wordt geschat op 2 %; idem in 2 opeenvolgende etmalen minstens 32 mm, ook 2 %. Let wel: hier worden twee los van elkaar staande opmerkingen gemaakt; er wordt niets beweerd over de waarschijnlijkheid van optreden van de combinatie (25,7) of (7,25).

Opgemerkt dient te worden dat het hier gaat om etmalen van 8.00 h tot 8.00 h, en dat maximale sommen in etmalen, die over de gehele maand voortgeschoven worden, groter zullen zijn en wel ruwweg 13 %, zie HERSHFIELD (1963).

Bovenvermelde kansuitspraken zijn duidelijk. Minder praktisch interpreteerbaar voor de auteur zijn uitspraken als: het gemiddeld aantal overschrijdingen van een vijf-daagse som te den Helder van de waarde x is één maal per 10 jaar, wanneer hiermee bedoeld wordt dat het in 70 jaar één maal is voorgekomen dat in 11 dagen de 7 voortschrijdende vijf-daagse sommen alle minstens x bedroegen en in alle andere jaren niets van dien aard geschiedde, vgl. K.N.M.I. (1956-1961). Bij grote k is het door de wijze van tabelleren, nl. met maximale overlapping, zeer waarschijnlijk dat enige grote neerslagsommen ontstaan door het herhaaldelijk vermelden van dezelfde rij dagneerslagen.

Voor verschillen in de verdeling van extreme neerslagen in k -daagse sommen binnen de kalendermaanden zij verwezen naar VAN MONTFORT (1966).

2. GEBIEDSGROOTTE-EFFECT

2.1. *Inleiding*

Naast de correlatie tussen opeenvolgende waarnemingen op een station bestaat er correlatie tussen gelijktijdig gemeten neerslagsommen op verschillende stations. Deze neemt af met toenemende onderlinge afstand. Was de correlatie volledig ($\rho = 1$) en waren er geen systematische verschillen, dan was de neerslagsom over een gebied bekend, ook al was er maar op één station gemeten. Wanneer nu in een tevoren gekozen centraal gelegen station in een bepaald tijdsinterval een zeer zware neerslagsom geregistreerd wordt, impliceert positieve correlatie dat op naburige stations (gemiddeld) meer neerslag dan normaal gemeten wordt, echter (gemiddeld) minder dan in het gekozen station.

Beschouwen wij nu in een gebied een centraal gelegen station. Als daar een grote neerslagsom geregistreerd wordt, dan is het nuttig iets te weten over de verhouding van de totale hoeveelheid neerslag op dat gebied en het produkt van de puntneerslag en het gebiedsoppervlak. Dit quotiënt zal tussen 0 en 1 liggen en het complement tot 1 wordt hier gedefinieerd als *gebiedsgrootte-effect* (g); dit effect wordt nu geschat voor etmaalneerslagsommen.

2.2. Waarnemingsmateriaal

Daartoe zijn gegevens nodig over gelijktijdig op verschillende stations gemeten neerslagsommen over tijdsintervallen, waarin op het centrale station een grote neerslagsom geregistreerd is. Onder *groot* kan men verstaan een neerslagsom, die als grootste binnen een maand een gemiddelde herhalingstijd heeft van minstens 10 jaar.

Bij een ander onderzoek (VAN MONTFORT, 1966) werden de maximale etmaal-neerslagsommen per maand bekend. Deze gegevens, en wel uit de periode 1884-1961 (78 jaar), zijn de basis voor de schatting van het gebiedsgrootte-effect. Bij het verzamelen van dit cijfermateriaal bleek dat de maxima, mits groter dan 5 à 10 mm, op de verschillende stations bijna altijd op dezelfde datum gevonden worden, zodat de gegevens redelijk geschikt zijn voor de gevraagde schatting. Opgemerkt wordt dat werken met niet in hetzelfde tijdsinterval geregistreerde sommen aanleiding geeft tot onderschatten van het gebiedsgrootte-effect.

2.3. Model

Beschouwd wordt een cirkelvormig gebied met straal A , een centraal gelegen station C en een ander punt op afstand a met $a < A$. Hierbinnen hebben de

TABEL 3. Geschatte correlatie-coëfficiënten van maximale etmaalneerslagsommen op enige paren stations (Winterswijk: 1, Hoofddorp: 2, Hoorn: 8, Lemmer: 11, den Helder: 14, Leeuwarden: 15, Scheveningen: 18 en Maastricht: 24). Voor definitie van γ , c , H en $\hat{H}$, zie tekst.

waarnemings- reeks paar afstand in km	1884-1961					1853-1961	1881-1961	schatting van	
	(2,18)	(8,14)	(11,15)	(2,8)	(8,11)	(14,24)	(1,14)	γ	$H(\text{mm})$
	33	39	40	45	53	240	174	c	$\hat{H}$
jan	.71	.44	.57	.67	.54	.32	.04	.013	12.2
feb	.79	.62	.70	.67	.68	.36	.07	.009	9.7
mrt	.76	.49	.38	.51	.48	.13	.23	.015	10.5
apr	.75	.51	.42	.60	.51	.27	.32	.014	11.4
mei	.56	.32	.28	.40	.31	.05	.06	.024	12.8
jun	.58	.47	.38	.41	.43	-.06	-.04	.019	14.7
jul	.44	.68	.49	.42	.32	.00	-.05	.018	18.5
aug	.39	.32	.46	.44	.59	.21	-.09	.020	20.7
sep	.67	.50	.61	.43	.56	.09	+.18	.014	17.1
okt	.71	.61	.66	.75	.66	.28	+.20	.009	17.0
nov	.61	.63	.62	.65	.58	.34	+.03	.012	14.4
dec	.83	.63	.74	.62	.54	.22	+.01	.009	13.9

neerslagmaxima puntsgewijze dezelfde verdeling, dus wordt de lineaire regressie-coëfficiënt van de neerslagsom op afstand a op de neerslagsom in C geschat als de lineaire correlatiecoëfficiënt. Binnen het gebied neemt de correlatiecoëfficiënt (ρ) van de maxima exponentieel met toenemende afstand af van 1 tot 0. Het verloop van ρ wordt isotroop en vanuit alle punten hetzelfde verondersteld. Voor schattingen van ρ , zie tabel 3. Naast het verloop met de afstand, is ook duidelijk een seizoen-effect waarneembaar. De samenhang van de neerslagextrema is 's zomers geringer dan 's winters. Het model voor het verloop is:

$$\rho_a = e^{-\gamma a}$$

met γ een aan te passen parameter.

Stel

H : de verwachting van het maximum in het centrum

h : een grote waarde van het maximum in het centrum

h_a : een schatting van de neerslag op afstand a

Dan geldt

$$h_a = H + (h-H) \cdot \rho_a$$

Op het gebied valt dan $I(A)$, waarbij $I(A)$ volgt uit

$$I'(a) = 2\pi a \cdot h_a \quad \text{met } I(0) = 0$$

Het gebiedsgrootte-effect is dan

$$g = 1 - \frac{I(A)}{\pi A^2 \cdot h}$$

Uit deze vier formules volgt:

$$\begin{aligned} g &= \frac{h-H}{h} \left\{ 1 - \frac{1 - (1+\gamma A)e^{-\gamma A}}{2(\gamma A)^2} \right\} \\ &= \frac{h-H}{h} \left\{ \frac{2}{3} (\gamma A) - \frac{1}{4} (\gamma A)^2 + \dots \right\} \end{aligned}$$

2.4. Resultaat

In tabel 3 staan de schattingen c van γ vermeld, alsmede ter illustratie enige correlatiecoëfficiënten op zeer grote afstand, evenals schattingen van H , genoteerd als $\hat{H}$.

Als voorbeeld wordt gegeven een cirkelvormig gebied met straal 25 km. Voor de

laatste vier maanden van het jaar wordt een gemeenschappelijke γ -waarde van .011 en een H -waarde van 15 mm aangenomen. Het resultaat is:

$h =$	30	40	50	60	70 mm
$g =$	.083	.104	.116	.124	.130
$h(1-g) =$	27.5	35.8	44.2	52.6	60.9 mm

Het geven van een betrouwbaarheidsinterval voor g lijkt vooralsnog een zeer hachelijke zaak, mede gezien de vele veronderstellingen.

Opmerking: In aansluiting op de conclusie in 1.2 en bij gecorreleerdheid van gelijktijdige waarnemingen kan opgemerkt worden, dat samenvoegen van korte waarnemingsreeksen, gelijktijdig gemeten op verschillende stations, aanleiding geeft tot in schijn nauwkeurige resultaten.

3. VERDELING VAN FUNCTIES VAN NEERSLAGSOMMEN

3.1. *Probleemstelling*

Praktisch alle toepassingen van neerslaggegevens hebben niet slechts betrekking op de neerslag-intensiteit op een bepaald moment, maar ook op wat vlak daarvoor of tot lang daarvoor reeds geschiedde. Zo wordt b.v. de vochtvoorraad in grond bepaald door de neerslagreeks in de voorafgaande dagen, welke reeks in samenhang met bodemkundige en hydrologische eigenschappen lang of kort kan zijn. Hier gaat het dus om de oplossing van problemen, waarbij de volgorde van de neerslagsommen van belang is. Hierbij is vaak een lineaire functie van neerslagsommen het interessante kenmerk; soms zijn de functies niet lineair als randvoorwaarden een rol spelen.

Over kansen van optreden van neerslagsommen in perioden met verschillende lengte en over correlatie-modellen is reeds veel onderzoek gedaan. Hoe echter de resultaten hiervan van nut kunnen zijn bij voorspellen van kansen, behorende bij functies van opeenvolgende neerslagsommen, is nog geenszins duidelijk.

3.2. *Enige methodes*

VISSER (1911) selecteerde uit een lange waarnemingsreeks enige korte perioden, waarin een door hem gekozen functie van de neerslagsommen bijzonder ongunstig was uit landbouwkundig oogpunt. Niet de ergste periode hield hij aan, maar een iets mindere, die dan *maatgevend* heet. Hij rekende dus met de gehele reeks, maar wist te beperken op de numerieke beslommeringen door oninteressante gedeelten

weg te laten. Deze methode leent zich voor in de praktijk bruikbare kansuitspraken ten aanzien van de gekozen functie der neerslagsommen.

VAN HOORN (1960) schatte in een bepaalde maand regenduurlijnen uit frequentie-verdelingen met gemiddeld één overschrijding per vast aantal jaren, althans de ordinaten behorende bij gehele k -waarde, en interpreteerde de rij van eerste verschillen in de zo ontstane volgorde als *maatgevende* neerslagreeks en voorzag deze reeks van een voorperiode. In plaats van het oorspronkelijke cijfermateriaal gebruikte hij deze geconstrueerde reeks voor vaststelling van een maat voor de hem interesserende functies in de hoop hiermee een maat te hebben met bekende kans van optreden. De aanduiding voor de kans van optreden bij de regenduurlijn is voor de praktijk niet erg informatief. Redelijkerwijze moet men denken, dat het resultaat van de procedure ook die kansaanduiding heeft. Als de interessant geachte functie, die van de neerslagreeks genomen wordt, aanleiding geeft tot zeer sterk gecorreleerde resultaten, dan is om die reden te meer het resultaat weinig interpreteerbaar. Als voorbeeld van een reeks met sterke correlatie kan gelden de door een traag afvoerende grond afgevoerde hoeveelheid neerslag in opeenvolgende dagen. Wanneer deze hoeveelheid groot is, zal het al wel een paar dagen zo zijn en zal het ook nog wel een paar dagen duren, zodat uitersten sterk in groepjes zullen voorkomen.

3.3. *Een opmerking*

Bij de huidige stand van inzicht in dit soort problemen en bij de steeds snellere informatieverwerking door rekentuig lijkt het nuttig met de gehele waarnemingsreeks te rekenen, met behulp van de resultatenreeks kansuitspraken te doen en zich niet te behelpen met op rekenwerk besparende simplificaties.

Bovendien kan opgemerkt worden, dat de benodigde *rekentijd* voor 100 jaar etmaalneerslaggegevens bij een agrohydrologisch model, als VAN MONTFORT (1966) hanteert, op een IBM-1130 ongeveer een half uur vergt.

Het is dan ook te adviseren de neerslagreeks met behulp van een model met bekende hydrologische parameters om te zetten in een resultatenreeks en met behulp van deze nieuwe reeks kansuitspraken te doen.

SAMENVATTING

Onderzocht wordt of de op millimeters afgeronde neerslagsommen op Nederlandse stations vanuit statistisch oogpunt redelijk overeenstemmen met enige in de literatuur als bruikbaar aangemerkte verdelingen. Opgemerkt wordt, dat de steekproefverdelingsfunctie van gecorreleerde waarnemingen in een stationair proces met toenemend aantal waarnemingen puntsgewijze met kans 1 convergeert

naar de juiste waarde, mits het verloop van de correlatiecoëfficiënt voldoet aan $|\rho_{k+1}| < f \cdot |\rho_k|$ met $0 < f < 1$. Hieraan blijkt voor etmaalneerslagsommen redelijk voldaan te zijn.

Gekozen werden de volgende verdelingen: de discrete, al of niet bij nul afgeknotte negatief-binominale verdeling, en uit de continue verdelingen: de al of niet bij .5 mm afgeknotte gammaverdeling en een normale verdeling voor de derdemachtswortel, met nog een variant, en de logaritme van de neerslagsom. Het onderzoek werd per kalendermaand verricht met neerslagsommen over 1, 2, 3 en 5 etmalen. Om een mogelijk storende invloed van correlatie in de gegevens op de aanpassingstoets te reduceren werden etmaalneerslagsommen op oneven datum en aaneensluitende meerdaagse sommen zonder overlapping gebruikt. Het resultaat is, dat slechts de afgeknotte verdelingen voor neerslagsommen van 1 en 2 etmalen redelijk passen, beoordeeld op grond van de aanpassingstoets van Pearson en op grond van de verschillen tussen waargenomen en geschatte verwachte frequenties in de staart van de verdeling.

Voor het gebiedsgrootte-effect, dit is het complement tot 1 van de verhouding van een puntneerslag en de gemiddelde neerslag op een omringend gebied, wordt voor etmaalneerslagsommen een eenvoudig model afgeleid en de parameters daarin worden geschat.

Aangaande afvoer wordt het volgende opgemerkt. Opeenvolgende neerslagsommen worden door vertraging dóór en over de grond getransformeerd in opeenvolgende afvoersommen. De interesse gaat uit naar kansuitspraken over de afvoersommen. De hoop kan bestaan, dat daartoe het neerslagproces — liefst ongeacht de transformatie — eenvoudig gekarakteriseerd kan worden. In afwachting van succes in deze richting wordt geadviseerd kansuitspraken te doen met behulp van getransformeerde neerslaggegevens.

ADDENDUM

In 2.3 werd als model gebruikt $\rho_a = e^{-\gamma a}$. Bij een nader onderzoek waarin de gelijktijdig gemeten etmaalneerslagsommen van ongeveer 1600 dagen in ieder van de 12 maanden betrokken werden, bleek dat het verloop van de correlatiecoëfficiënt met de onderlinge afstand goed beschreven wordt door $\rho_a = \alpha - \beta a$; hierin stelt α de communaliteit (samenhang met de omgeving) en $1 - \alpha$ de specificiteit (eigenheid van het meetpunt) voor; β is een regressiecoëfficiënt.

LITERATUUR

- BIJL, W. VAN DER
BOER, H. J. DE
BOER, H. J. DE
BOER, H. J. DE
BOER, H. J. DE
DINGENS, P., W. MOERDIJK
en H. STEYAART
DOI, K.
HERSHFIELD, D. M.
HOORN, J. W. VAN
KENDALL, G. R.
K.N.M.I.
K.N.M.I.
KOTZ, S. and J. NEUMANN
MONTFORT, M. A. J. VAN
STIDD, C. K.
VISSER, M. F.
VISSER, W. C.
- Toepassing van statistische methoden in de klimatologie, 1952.
De cumulatieve frequentie-verdelingen van k-daagse neerslagsommen van Hoofddorp. W.R. 56-004 (III-186), K.N.M.I., de Bilt, 1956.
De cumulatieve frequentieverdelingen van k-daagse neerslagsommen te Winterswijk. W.R. 57-007 (III-202), K.N.M.I., de Bilt, 1957.
On the cumulative frequency distributions of k-day period amounts of precipitations for any station in the Netherlands, while $k > 30$. *Archiv für Meteorologie und Bioklimatologie*, Serie B, Band 9, 2. Heft. pp. 244–253, 1958.
Een mogelijkheid tot een mathematische voorstelling van cumulatieve frequentie-verdelingen van k-daagse neerslagsommen, waarbij k kleiner of gelijk 30 is. Verslagen V-168 (R III-294) K.N.M.I., de Bilt, 1965.
De distributie van de dagelijkse hoeveelheid neerslag te Gent. *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift*, 48, 103–140, 1966.
Persistence of Rainfall. *Geophysical Magazine* 29, pp. 307–332, 1959.
Rainfall frequency atlas of the United States for durations from 30 minutes to 24 hours and return periods from 1 to 100 years. United States Department of Commerce. Weather Bureau. Technical Paper no. 40, 1963.
Grondwaterstroming in komgrond en de bepaling van enige hydrologische grootheden in verband met het ontwateringssysteem. Dissertatie te Wageningen, 1960.
Probability distribution of a single variable (stencil). Fifth Canadian Hydrology Symposium on Statistical Methods in Hydrology. Ottawa, 1966.
Frequenties van k-daagse neerslagsommen op Nederlandse stations. Mededelingen en Verhandelingen. K.N.M.I. 140 – 1 t/m 24, 1956–1961.
Frequenties van k-daagse neerslagsommen op Nederlandse stations. Mededelingen en Verhandelingen. K.N.M.I. 140–25. Verklaring en toelichting. Deel A: Practische en theoretische beschouwingen. K.N.M.I., 1965.
On the distribution of precipitation amounts for periods of increasing length. *Journal of Geophysical Research* 68, pp. 3635–3640, 1963.
Statistische beschouwingen over neerslag en afvoer. H. Veenman & Zonen N.V. – Wageningen, 1966.
Cube Root Normals precipitation distributions. *Trans. Amer. Geo. U.* 34 : 1 : pp. 31–35, 1953.
Polderbemaling. *Cultura*, no. 272 (april 1911).
Een nomogram voor de verdeling van de regenval. *Versl. Meded. Comm. Hydr. Onderz. T.N.O.*, no. 2, 1955.

III. REGEN- EN RIOLERINGSVRAAGSTUKKEN

F. B. VELDKAMP

Technisch Adviesbureau Vereniging Nederlandse Gemeenten

SUMMARY

RAINFALL AND SEWERAGE COMPUTATIONS

The subject is the relationship of sewerage computations to rainfalls of short duration. The most common methods of graphically representing the rain phenomenon are the theoretical rainfall duration frequency curve (fig. 3) and Kuiper's rainshower graph.

In addition to the existing r.d.f. curves by Reinhold and Braak, it will be possible — using the five-minute analyses — to make a new r.d.f. curve for extreme values $m(t^+)$; and using five-minute analyses up to 1 hour, m-hour analyses up to 24 hours and k-daily figures up to 5 years; viz. Levert, a new r.d.f. curve for complete duration series.

In the rainshower graph by Kuiper, the duration and the total rainfall of uninterrupted storms (> 4 mm) are indicated as points. There are 1660 points available in the period 1936—1962 (37 years). Due to the five-minute analyses, the actual rainfall is available in punch cards for computer processing.

Reference is made to the analogy between reservoir computations and computations of sewer networks (fig. 5).

Retention on flat roofs and streets causes a distortion between the rainfall and the inlet hydrograph (fig. 6).

Combined sewer networks in flat areas (scheme, fig. 7) can be regarded as basins below the weirs of storm water outlets. The basins fill first and then begin streaming. There is no distortion between the inlet hydrograph and the outlet hydrograph since no additional storage is available. The computation model is simple.

Using computer processing of actual rainfall, design intensities can be established (fig. 8—9).

In sloping areas, sewer networks lie above stormwater weirs. Varying storage must be allowed for in the computations. The computation pattern is complicated; a complete flood-routing must be applied. There is no computer program available for this. There is a strong distortion between inlet hydrograph and outlet hydrograph (fig. 10—11).

Since no computation model is available, in the Netherlands one usually resorts to calculations using the concentration time and the corresponding average rain intensity (fig. 12).

The water boards have asked questions about overflow frequency and overflow amounts (duration, total quantity and maximum intensity), thus concerning the discharge of sewer networks.

Kuiper's rainshower graph is used for the overflow frequency. In this graph the rainfall is thought of as linear. Due to the overlapping of showers and their actual non-linear morphology, in reality the overflow frequency can be quite different (fig. 4 and fig. 13). A more accurate account can be obtained by computers using the actual rainfall (fig. 14).

Kuiper's graph gives a rough impression of the phenomenon. It is found that in the unfavourable summer months more than half of the average annual overflows occur.

Rain data from stations other than de Bilt seem to indicate that in comparable cases in the coastal region, there is a lower overflow frequency.

1. INLEIDING

Als iemand met rioleringsvraagstukken te maken heeft, zal hij in hoofdzaak belangstelling hebben voor korte regens. Behalve rioleringsmensen, zijn er ook andere gebruikers van korte regenbuien. Deze bijdrage is echter alleen gericht op het gebruik van regencijfers voor rioleringen.

Om deze inleiding de nodige ondergrond te geven, hebben wij de beschikking gekregen over de bewerkingen van vijf minuten tijdvakken (zie bijdrage I, LEVERT). Helaas zijn wij niet in staat geweest dit zeer uitvoerige materiaal om te werken in de voor rioleringsberekeningen meest geschikte vorm. Daarom wordt volstaan met het verkennen van mogelijkheden die het nieuwe materiaal ons geeft, zonder daarin volledig te kunnen zijn. Verschillende van de aangeroerde punten zijn terug te vinden in de bijdrage van de 18e Technische Bijeenkomst (VELDKAMP: „Problemen van waterafvoer in stedelijke gebieden”).

Wellicht ten overvloede kan hier nog gewezen worden op de werkgroep “Rio- lering en waterverontreiniging” van de afdeling Gezondheidstechniek van het Kon. Instituut voor Ingenieurs en op de werkgroep “Afvloeiingsfactoren van stedelijke gebieden” van de afdeling cultuurtechniek van het K.I.v.I. en de studiegroep voor cultuurtechniek van het Kon. Genootschap voor Landbouwwetenschappen. Beide werkgroepen houden zich met problemen bezig, die nauw verband houden met het onderwerp van deze bijdrage, zodat veel daarvan gestoeld is op ervaringen en werk dat in deze werkgroepen is gedaan.

Als uitgangspunt voor deze bijdrage zijn de vragen genomen, die van rioleringszijde zijn gesteld in de werkgroep "Regenwaarnemingen T.N.O." en die in tabel 1 van publikatie 25-A van het K.N.M.I. zijn vermeld. Het zijn frequentievragen naar zeer grote intensiteiten van regens, naar bewerkingen volgens REINHOLD en anderen, die leiden tot inzicht in hoeveelheid, duur en kans, naar standaardregens en maatgevende regens en naar de uitgebreidheid van zware regens, dus naar het gebiedsgrootte-effect.

In het algemeen kan worden gesteld, dat de meeste van de vroeger gestelde vragen met behulp van de thans beschikbaar zijnde of beschikbaar komende gegevens vermoedelijk zullen kunnen worden beantwoord. Een uitzondering hierop vormt de invloed van het gebiedsgrootte-effect op hevige, kort durende regenval. Aan de hand van in rioolnetten optredende bergings- en stromingsverschijnselen en van veel gebruikte en misschien nog te ontwikkelen berekeningsmethoden, zal getracht worden na te gaan of nu werkelijk alle vragen van rioleringsdeskundigen beantwoord kunnen worden. Hierbij zal blijken, dat dit niet altijd het geval is. Vaak zal blijken, dat dit mede te wijten is aan het tekort aan kennis van de hydraulische stromingsverschijnselen in de rioolnetten.

Er zal onderscheid worden gemaakt tussen de stroming in de rioolnetten en de verschijnselen die optreden bij het uittreden van water uit de netten, dus op de grens van riolering en ontvangend water. Verder zal worden ingegaan op wat er gebeurt vanaf het moment dat het regenwater het verhard oppervlak raakt, tot het tijdstip dat het in het riool zelf vloeit.

2. DE MEEST GEBRUIKTE VORM VAN WEERGAVE VAN REGENCIJFERS

De tot nog toe het meest door de rioleringsdeskundige gebruikte vorm van weergave van regencijfers zijn de theoretische regenkrommen en de buiengrafiek van Kuipers. Deze weergaven zullen wij achtereenvolgens beschouwen zonder nog op het gebruik diep in te gaan.

2.1. *Theoretische regenkrommen*

Theoretische regenkrommen zijn krommen die ontstaan door regenvallen met een bepaalde periodiciteit (of herhalingsstijd) uit te zetten als functie van de duur. Men noemt deze krommen ook wel berekeningsregens. Deze krommen zijn dus geen werkelijk waargenomen regens, maar omhullenden van mogelijke werkelijk gevallen regens met zekere herhalingsstijd. In figuur 1 is daarvan een voorbeeld gegeven.

Voorbeelden van theoretische regenkrommen zijn die van Reinhold en van Braak.

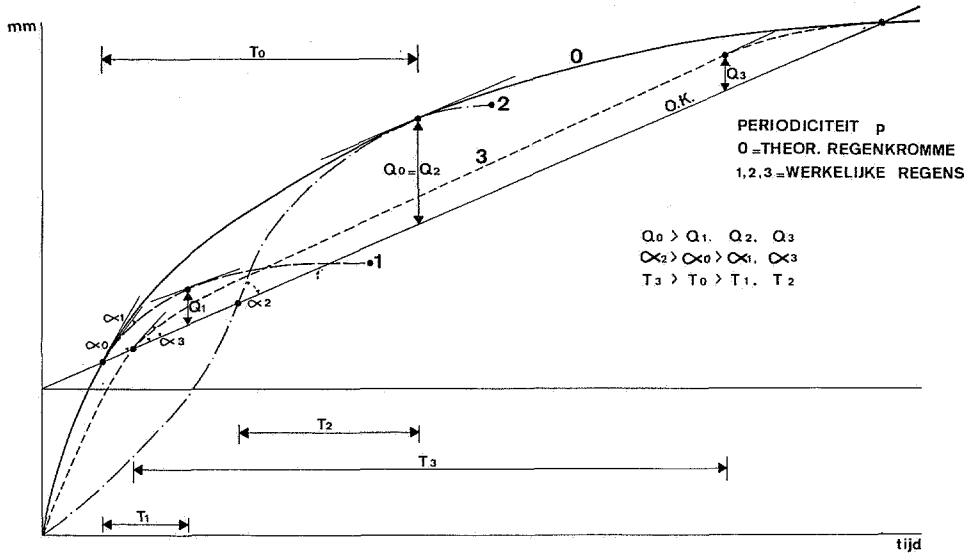


Fig. 1. Bepaling van X , Q en T uit theoretische regenkrommen en uit werkelijke regens
Determination of X , Q and T from theoretical rainfall frequency curves and from actual rainfall

Reinholdse krommen

Deze ontstaan door naar sterkte en duur geselecteerde buien in de grondvorm te brengen, waarbij de delen met de grootste intensiteit voorop worden gezet en daarna de delen met aflopende intensiteit (fig. 2). Elke "sterke" bui wordt zo behandeld en de periodiciteit wordt door aftellen bepaald. Opeenvolgende buien worden niet in rekening gebracht.

De theoretische Reinholdse regenkrommen die zodoende door constructie zijn ontstaan, voldoen aan de formule:

$$i_{p,T} = i_{1,15} \frac{38}{T + 9} (p^{\frac{1}{4}} - 0,369) \text{ in l/sec.ha}$$

i = gemiddelde regenintensiteit in l/sec. ha

T = regenduur in minuten

P = herhalingstijd in jaren (periodiciteit)

$i_{1,15}$ = i met $p = 1$ jaar en $T = 15$ minuten

(zie *Publieke Werken* 10 p. 145—147, 1941 en Technische Vraagbaak deel W, p. 415—416, 1951).

De hoeveelheid neerslag die in T minuten met periodiciteit P valt is:

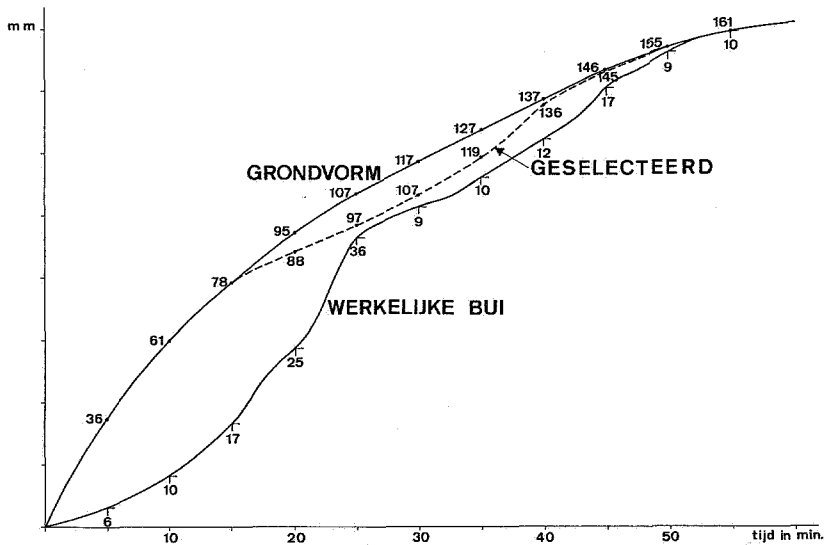


Fig. 2. Verwerking van regencijfers
Assimilation of rainfall data

$$h_{p,T} = 0,006.i_{p,T}.T. \text{ in mm}$$

We zien hier, dat het hele regengebeuren in enkele formules is vastgelegd. In deze formules speelt $i_{1,15}$ een allesoverheersende rol. Als dit cijfer bekend is, ligt het gebeuren voor alle herhalingstijden en alle regenduren vast.

De aanhangers van de Reinholdse formule hebben derhalve zeer grote belangstelling voor het magische getal $i_{1,15}$. Door OOSTWOUD WIJDENES is het gesteld op 90 l/sec.ha, of 32,4 mm/h. Aan de hand van de bewerkingen van de regencijfers van De Bilt moet het mogelijk zijn de $i_{1,15}$ te vinden en misschien ook meer aan de Nederlandse omstandigheden aangepaste coëfficiënten in de Reinholdse formule. Dit cijfer is thans nog niet bekend. Het aantrekkelijke van de formule is,

a. dat het hele regengebeuren door 1 cijfer ($i_{1,15}$) wordt vastgelegd;

b. dat wiskundige bewerkingen zeer eenvoudig zijn, waarbij men echter te makkelijk vergeet, dat deze benadering alleen geldt voor korte regenduren.

Volledigheidshalve zij erop gewezen, dat de gemiddelde intensiteit een rol speelt bij de berekening van rioolnetten waar gewerkt wordt met concentratietijd.

Krommen volgens Braak

Deze zijn gepubliceerd in *Med. en Verh. K.N.M.I.* no. 34a van 1933. Zij zijn

gebaseerd op buien in geheel Nederland (zie *Med. en Verh.* KNMI no. 62, 1954, p. 135 e.v.). Voor de langere perioden zijn wel opeenvolgende buien in rekening gebracht. De wijze waarop de gemiddelde herhalings tijd is bepaald, is verschillend voor regens van verschillende duur. Voor de duur tot 60 minuten nam Braak de aaneensluitende meest intensieve delen van volledige regens. Uit figuur 2 blijkt het verschil tussen de grondvorm (intensieve delen losgeknipt en naar voren geschoven) en de vorm waarbij het meest intensieve deel aaneengesloten is, maar ook naar voren geschoven. Voor kortere tijden zal Braak in principe iets lagere waarden moeten vinden dan Reinhold, maar de afwijkingen zullen niet groot zijn. Voor regenduren van 1 uur tot 1 dag werden gedeelten van regens, gehele regens en opeenvolgende regens gebruikt. Voor regenduren van 1 dag of meer werden dagsommen gebruikt.

Voor langere perioden dan 1 uur geven de Braakse krommen hogere waarden dan de Reinholdse krommen, die dan horizontaal gaan lopen. De Braakse krommen sluiten zich dus beter bij de werkelijkheid aan. Zij worden vaak gebruikt om na te gaan hoeveel water totaal uit een rioolnet stroomt.

Wanneer we van de krommen van Reinhold en Braak afstappen en nagaan wat de bewerkingen van de 5 minutenanalyse van De Bilt opleveren, dan blijkt dat er 2 nieuwe theoretische regen-krommen kunnen worden samengesteld, nl.:

a. De extreme waarden, bekend als $M(tx)$. Hier wordt van de bui alleen het regenrijkste deel, de maxima gebruikt. De regenduren tot 660 minuten zijn bekeken. Opeenvolgende buien zijn vanwege de definitie van de $M(tx)$ niet beschouwd. De krommen zullen moeten lijken op die van Reinhold, behalve dan dat deze de grondvorm nam, terwijl hier het meest intensieve deel is geselecteerd. Om deze reden kunnen we dus verwachten, dat de Reinholdse krommen iets hoger liggen.

b. De "complete duration series" $H(t)$. Behalve de $H(t)$ behoren ook de $H(m)$ (uurvakanalyse) en de k -daagse regenvallen tot de "complete duration series". In de fijne regenanalyse zijn van alle 5 minuten intervallen tot 90 minuten de regenvallen $H(t)$ gebruikt, of het nu regent of niet (vandaar het woord "complete"). Voor regenduren langer dan 5 minuten, is steeds het meest intensieve deel geselecteerd en kan men beter spreken van $n \times 5$ minuten regenvallen, waarbij n resp. de waarden 1, 2, 3, 6, 9, 12 en 18 krijgt. Voor langere duren dan 90 minuten moet men terecht bij de uit de grove analyse verkregen $H(m)$ regenvallen van de uurvakanalyse tot duren van 36 uur. Tenslotte moet gebruikgemaakt worden voor nog langere tijden van de k -daagse regenvallen. De op deze wijze te verkrijgen krommen zullen het meest de door Braak bepaalde regen-krommen benaderen. Deze volledige lijnen zijn, voorzover bekend, nog niet geconstrueerd.

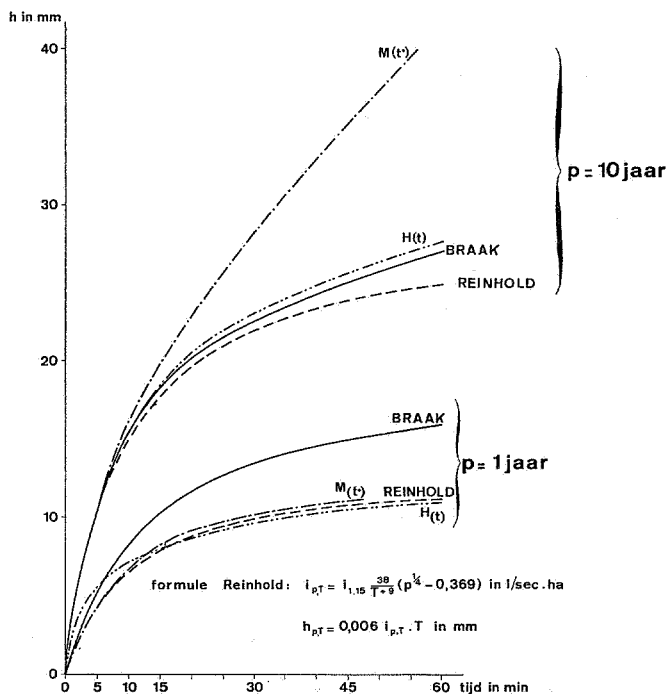


Fig. 3. Theoretische regenkurven
Theoretical rainfall frequency curves

In figuur 3 zijn de lijnen $H(t)$ en $M(tx)$ voor dueren tot 60 minuten voor herhalings tijden 1 en 10 jaar tezamen met de krommen van Braak en Reinhold weergegeven. We zien uit deze krommen het volgende:

Voor de periodiciteit $p = 1$ jaar ligt Braak aanmerkelijk hoger dan Reinhold, terwijl de $M(tx)$ direct boven de Reinholdkromme is gelegen en deze zeer dicht nadert. De $H(t)$ volgt Reinhold ook zeer goed aan de onderzijde.

Voor de periodiciteit $p = 10$ jaar zijn de verschillen tussen Braak en Reinhold gering. De $H(t)$ volgt Braak, $M(tx)$ daarentegen geeft een sterke afwijking met Braak te zien. Dit kan misschien als volgt worden verklaard: In de 12-jarige waarnemingsperiode zijn 3 buien voorgekomen met een uitzonderlijk hoge regenval, nl. 3 juli '52, 13 juni '53 en 15 aug. '53. De regenval van bui 1 was maatgevend voor een duur van 5 min., bui 3 voor 10 min. en 15 min., bui 1 voor 20 min., bui 2 voor 25 t/m 200 min. en vanaf 210 tot 635 min. was de regenhoeveelheid van bui 1 weer maatgevend. Deze buien drukken dus voor $p = 10$ (en voor de maximale waarden moet men eigenlijk zeggen $p = 12$) een bijzonder zwaar stempel

op de getekende $M(tx)$ -lijn. Het is dus gevaarlijk uit waarnemingen over 12 jaar conclusies te trekken over een periodiciteit van 10 jaar.

2.2. Buiengrafiek van Kuipers

Een overzichtelijke manier om regenbuien weer te geven, is toegepast in de buiengrafiek van Kuipers. In principe worden van ononderbroken buien de duur en de totale neerslag uitgezet.

In een tijd-regenval-diagram verschijnt de bui dan als één punt (fig. 4). Tot voor kort werd de grafiek met de regencijfers van De Bilt over de jaren 1938—1948

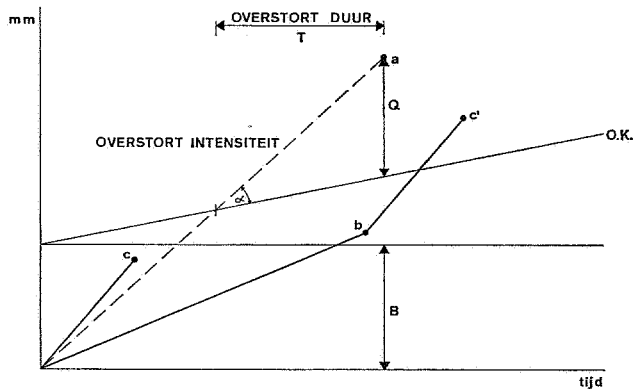


Fig. 4. Overstortfrequentie; invloed van overlapping
Overflow frequency; influence of overlapping

(11 jaar) gebruikt. Thans is ook een grafiek met de gegevens over de jaren '36 t/m '62 (37 jaar) vervaardigd in het kader van de werkzaamheden van de werkgroep Riolering en Waterverontreiniging. Genomen zijn de buien, groter dan 4 mm. Uitgezet zijn 1660 punten (gemiddeld 45 p.j.). Het prettige van deze grafiek is, dat alle gebeurtenissen zijn vermeld. Zonder dat statische bewerkingen hebben plaatsgevonden, wordt een overzicht van het geheel verkregen. Zo kan men een goed inzicht krijgen, b.v. in de overstortfrequentie.

Van elke bui zijn het begin- en eindpunt aangegeven. Over het verloop is echter niets aangegeven. Waar twee punten bekend zijn, ligt het voor de hand daardoor een rechte lijn te trekken. Zo is men tot de rechtlijnige regenbui gekomen, die zich gemakkelijk laat bewerken. Dat aan deze benadering grote bezwaren zijn verbonden, zullen wij naderhand zien. De gegevens over de buien zijn op ponskaarten vastgelegd, zodat zij zich voor computerbewerking lenen.

2.3. *Werkelijke regenval*

De theoretische regenkrommen en ook de Kuipers grafiek zijn bewerkingen van regencijfers. De vijf minuten analyse geeft ons echter de mogelijkheid de werkelijke regenval — dus niet een bewerking — in rekening te brengen. De werkelijke regenval werd immers in de vijf minuten analyse uiteengerafeld en op ponskaarten vastgelegd. Deze zijn voor computerbewerking zeer geschikt.

We kunnen wat dit betreft de invloed van het computertijdperk ook weer duidelijk waarnemen. Het hele streven was vroeger immers een zeer groot aantal regengegevens in enkele tabellen en grafieken vast te leggen, zodat het geheel zo overzichtelijk mogelijk tot de consument komt. Door de computertechniek wordt het nu echter mogelijk alle regengegevens door een voor een bepaald probleem opgesteld rekenschema te voeren, waardoor het hele gebeuren met de werkelijk waargenomen regenval kan worden doorgerekend.

3. BERGING EN AFVOER

Wanneer we nu het oog richten op rioleringsberekeningen, dan kan men stellen, dat alle berekeningen voor rioolstelsels een samenspel zijn tussen berging en afvoer. Er bestaat een analogie tussen een rioolstelsel en een rivier die door een dal stroomt (fig. 5). Om de afvoerpieken van de rivier te verkleinen is het dal ingericht als retentiereservoir. Er is een dam gedacht waarin zich een aflat van vaste afmetingen bevindt, die dus niet bijgeregeld kan worden. Zoals bij elk reservoir, is er bij de dam een spillway. In de rivier is een basis-afvoer die we droogweerafvoer zullen noemen. Deze passeert door de aflat en speelt verder niet meer mee.

In het diagram is een regenval in mm aangegeven, welke tot uiting komt in een afvoergolf (m^3/sec) in de rivier, de inloop hydrograaf van het reservoir. Gewezen wordt op het verschil tussen regenval en inloop hydrograaf. Er worden nu drie gevallen gezien, nl. het geval dat de aflat van kleine afmetingen is, het geval dat de aflat relatief grote dimensies heeft en het geval dat er geen berging is.

a. kleine aflat

Wij zullen later zien, dat dit geval analogieën heeft met de gemengde riolering in een vlak gebied. Door de inloop hydrograaf wordt het reservoir gevuld, de afvoer door de aflat neemt wat toe. Op een bepaald moment is het reservoir vol en moet de spillway in werking treden. De rivier benedenstrooms moet dan de volledige inloop hydrograaf verwerken. Met andere woorden: de uitloop hydrograaf van het reservoirstelsel is nu identiek met de inloop hydrograaf. Dezelfde intensiteit in m^3/sec treedt op.

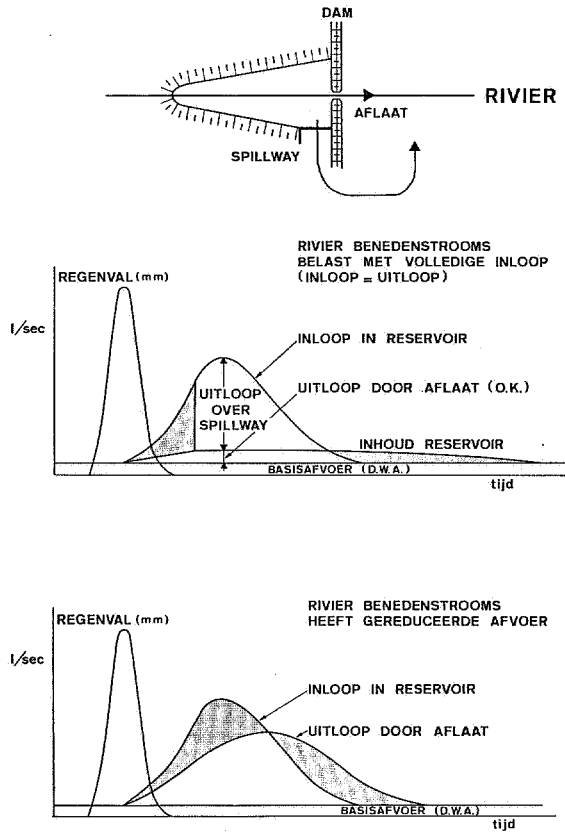


Fig. 5. Berging en afvoer; rivier door retentiereservoir
Storage and discharge; river passing retention reservoir

b. grote aflaat

Het zal blijken, dat hier analogieën bestaan met regen- of gemengde riolen in hellende gebieden. De aflaat is zo groot gedacht, dat het reservoir pas vol is als de top van de inloop hydrograaf al heeft plaatsgevonden. De uitloop hydrograaf van het reservoir is geheel anders dan de inloop hydrograaf, die op zijn beurt heel anders is dan de regenval. Het maximum van de uitloop hydrograaf is lager dan van de inloop. De toppen van regen, inloop en uitloop zijn in de tijd verschoven en zijn telkens gereduceerd.

c. geen berging

Dit geval heeft analogie met een regenriool in een vlak gebied, welk riool onder

het peil van het ontvangend water ligt en dus geheel gevuld is met water. In feite is hier geen reservoir en de uitloop hydrograaf is geheel gelijk aan de inloop hydrograaf. Er treden geen reducties of vervormingen op, behalve die van regenval tot inloop hydrograaf.

4. VERVORMING VAN REGENVAL TOT INLOOP HYDROGRAAF

Vaak wordt bij rioleringsberekeningen aangenomen, dat de regen die op de verharde daken en straten valt, zonder meer naar het riool vloeit. Op het probleem van de verdamping dat zich daarbij voordoet, zal in het volgende niet nader worden ingegaan. Uit de aard der zaak geeft verdamping een reductie van de afvoer.

De afvloeingscoëfficiënt wordt doorgaans op 1 gesteld. Uit recente onderzoeken van het Engelse Road Research Laboratory is gebleken, dat deze coëfficiënt geen constante is, maar sterk varieert, en wel in de orde van grootte van 0,6 tot 1,4 met een gemiddelde van 0,8. Eenvoudigheidshalve zullen we op dit probleem niet verder ingaan en ons bepalen tot de vervormingen die in de afvoer optreden.

Wanneer men de afvoerpijpen van grote platte daken wil berekenen, gaat men vaak uit van grote regenintensiteiten die wel eens in de orde van grootte van 150—250 l/sec.ha liggen. Dit gebeurt om vooral maar snel het regenwater van het dak af te krijgen. Eigenlijk is dat jammer, want de platte daken worden wel berekend op "nuttige" sneeuw- en personenlasten van 50—100 kg/m², wat overeenkomt met een schijf water van 5—10 cm. Men zou hier dus rustig een schijf water van dergelijke dikte kunnen laten ontstaan en zodoende gebruik maken van de bergende en dus afvoerverminderende eigenschappen van platte daken.

In figuur 6 is voor een bepaalde situatie op een plat dak een berekening opgezet. Voordat de regenpijp behoorlijk afvoert, moet er eerst een schijf water op het dak staan. De bovenrand van de regenpijp fungeert als overlaat met brede kruin. Op dit platte dak is een regenbui losgelaten, die de vorm heeft van de theoretische regenkromme van Braak met een herhalingstijd van 50 jaar. Het blijkt, dat na circa 10 minuten in dit voorbeeld de regenval en de uitloop gelijk zijn. Er is dan 15 mm op het dak geborgen. De uitloopintensiteit is veel kleiner dan de maximum inlooptintensiteit van de regenbui. Op platte daken is dus een zeer effectieve berging aanwezig.

Ook het geval van een schuin dak is gezien. Het blijkt, dat na enkele minuten de berging in de dakgoot zodanig is, dat de regenpijp de maximale inloop kan volgen. Er is dan nog altijd 2 mm over het hele oppervlak in de goot geborgen.

Op grond van deze globale berekeningen mogen we rustig aannemen, dat ook de berging op straten waar de straatkolken de rol van regenpijp vervullen, niet

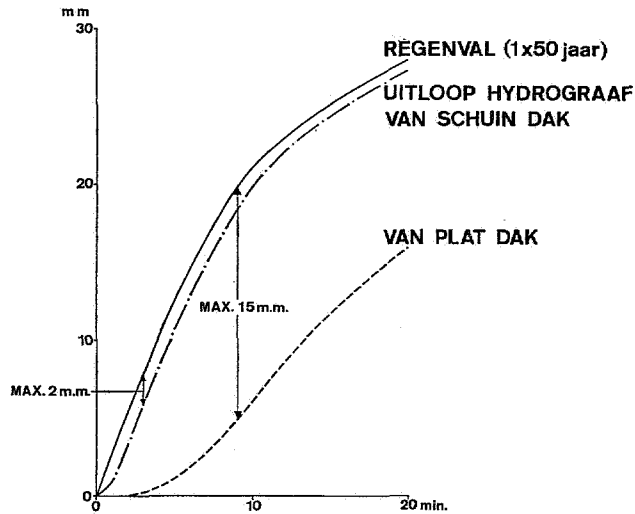


Fig. 6. Vertraging door plat en schuin dak
Retention on flat and sloping roofs

onaanzienlijk is. Misschien wel in de orde van grootte van 1 cm.

In de literatuur vindt men voor berging op straten en daken wel cijfers die variëren in de orde van grootte van 3—15 mm. Door deze bergingen wordt de regen hydrograaf aanzienlijk vervormd tot inloop hydrograaf van de riolering. In ieder geval zullen korte, grote regenintensiteiten in de inloop hydrograaf geheel niet merkbaar zijn.

Het zou zeer gewenst zijn, indien de rioleringsdeskundigen zich een beter inzicht verschaffen in de vervorming van regenval tot inloop hydrograaf, inclusief de vraagstukken van verdamping, afvloeiingscoëfficiënt en — last but not least — in het gebiedsgrootte-effect van korte, intense, regenbuien.

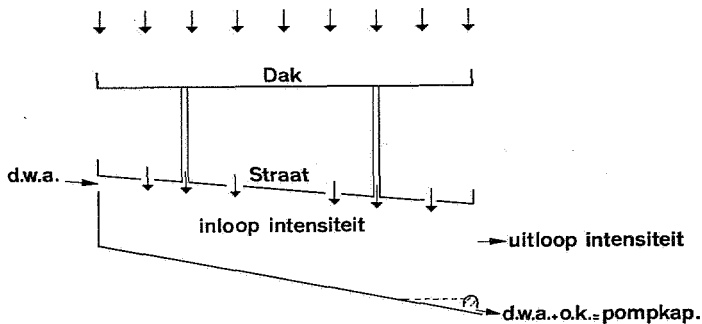
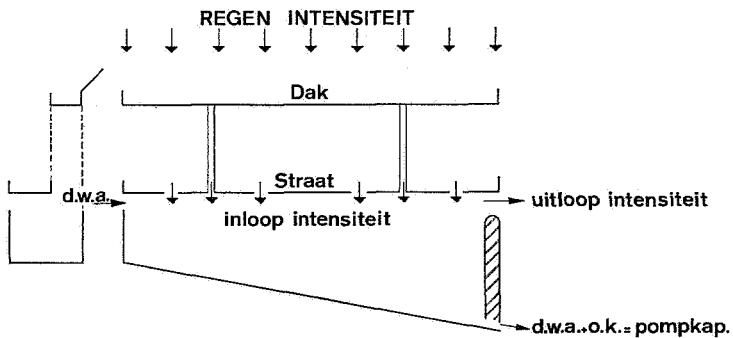
5. BEREKENEN VAN RIOOLNETTEN

Het belangrijkste vraagstuk waarmee de riolenman geconfronteerd wordt, is de dimensionering van het net. In het navolgende zullen we ons daarmee in de eerste plaats bezighouden. Wij zullen echter ook aanlopen tegen de vraag wat er uit het riool loopt. Daarop zal naderhand nog worden ingegaan. Naar analogie van het reservoir in de rivier zullen worden behandeld het gemengde stelsel en het regenriool in vlak gebied, alsmede het rioolstelsel in hellend gebied. Een gemengde riolering transporteert zowel de droogweerafvoer (dwa) als regenwater. Het regenriool transporteert alleen regenwater.

5.1. Gemengd stelsel in vlak gebied

Wij zullen een gemengde riolering in een vlak gebied definiëren als een riolering die geheel ligt onder de overstortdrempels (fig. 7). De dwa zullen we bij regen verwaarlozen, daar deze meestal slechts in de orde van 1 à 2 % van de regentoevoer ligt. In de regel wordt de riolering bemalen met een pompkapaciteit die ligt in de

Fig. 7. Riolering onder overstortdrempel (vlak gebied)
 riolering boven overstortdrempel (hellend gebied)
Sewer networks below the weirs (flat area)
sewer networks above the weirs (sloping area)



orde van $3 \times \text{dwa}$. Van deze $3 \times \text{dwa}$ is dus $2 \times \text{dwa}$ beschikbaar voor regenval. Deze voor regenval beschikbare pompkapaciteit wordt overkapaciteit genoemd (o.k.). Derhalve is $P_{(\text{pompkapaciteit})} = \text{dwa} + \text{o.k.}$ De overkapaciteit is vaak in de orde van 0,7 mm/h.

De regenbui valt op de daken en straten en stroomt in het riool af. De vorm van de bui wordt hierdoor veranderd. Het riool zelf wordt door de inloop hydrograaf belast.

In het vlakke gebied kunnen we de riolering beschouwen als een bak waarvan de overstortdrempel de rand is. De berging in de bak is vrij aanzienlijk; vaak in de orde van 7 mm over het verharde oppervlak. De pompen zijn zodanig afgesteld, dat zij aanstonds — van het begin van de bui af — de riolering bemalen. Voor regenval is beschikbaar de overkapaciteit.

Laten we aannemen, dat de bak na t uur begint over te lopen. In deze tijd is een hoeveelheid regen, gelijk aan de berging van het riool, geborgen, terwijl de pompen een hoeveelheid water van $t \times \text{overkapaciteit}$ hebben weggepompt. Overstorten treedt dus pas op als een hoeveelheid regen is ingelopen (inloop hydrograaf) van berging $+ t \times \text{overkapaciteit}$.

Wat de berekening betreft, zijn er dus 2 fasen:

- a) riolering is *niet* gevuld,
- b) riolering is *wel* gevuld.

Zolang het riool *niet* gevuld is, treedt geen of nauwelijks stroming op. Afgezien van de pompkapaciteit zou er geen stroming zijn als de berging gelijkmatig over het verharde oppervlak verdeeld was. Daar de grootste berging in de buurt van de overstort ligt, zal er een geringe stroming zijn, gericht op de overstortdrempel. De verhanglijn in het riool zal dus vrij horizontaal omhoog komen, tot deze de overstortdrempel snijdt.

We komen dan in de fase dat de riolering *wel* geheel gevuld is. Immers, per definitie werd gesteld, dat de riolering geheel onder de overstortdrempel ligt. Dan treedt de zo te noemen waterleidingsituatie op. Wanneer er in een waterleidingnet niet gepompt wordt, moet elke druppel die ergens uit een kraan komt, uit het watertorenreservoir worden aangevuld. Bij de riolering zal alleen dan water in het riool kunnen stromen, indien op hetzelfde moment een gelijke hoeveelheid het riool verlaat bij de overstort. Dit is zo, omdat in ons rekenmodel geen berging meer aanwezig is. In werkelijkheid is er nog wel berging, nl. in de contrôleputten en in de huis- en straatkolkaansluitingen.

Afgezien daarvan heeft de uitloop hydrograaf dezelfde intensiteit (raaklijnhelling) als de inloop hydrograaf. Hier zien we de overeenkomst met het rivierreservoir met geringe aflatkapaciteit van figuur 5.

Om de ingelopen waterhoeveelheden te kunnen afvoeren, zal zich in de riolering een waterverhanglijn instellen. Deze is, uitgaande van de overstortdrempel, te berekenen als de buisprofielen vaststaan. Omgekeerd kan men zo de buisprofielen vaststellen en daar ging het om. De hydraulische berekening is eenvoudig. Er is een stationaire toestand. Bergingsveranderingen behoeven niet in rekening te worden gebracht.

De eis wordt gesteld, dat bij de berekeningsinloop hydrograaf de waterverhanglijn onder het straatniveau moet blijven. In figuur 8 is een en ander grafisch weergegeven.

Getekend zijn een willekeurige *regenbui*, de geschatte *inloop hydrograaf* en de *overkapaciteitslijn*: (statische rioolberging + overcapaciteit $\times$ tijd). Het verschil tussen regenbui en inloop hydrograaf is "normaal" geborgen op daken en straten. Waar de overkapaciteitslijn de inloop hydrograaf snijdt, begint de overstorting en begint het riool te stromen. Hier begint de uitloop hydrograaf.

Het is noodzakelijk hier nog even op het begrip uitloop hydrograaf in te gaan. Dit woord is afkomstig van reservoiranalyses. Als het hier wordt gebruikt zal het in twee betekenissen voorkomen:

- a) als uitloop uit het riool vlak vóór de overstortdrempel, dus vlak vóór het ogenblik dat het gesplitst wordt in verpompt water en overstortwater. Het is de som van beide. In deze zin wordt het gebruikt als het gaat om berekening van

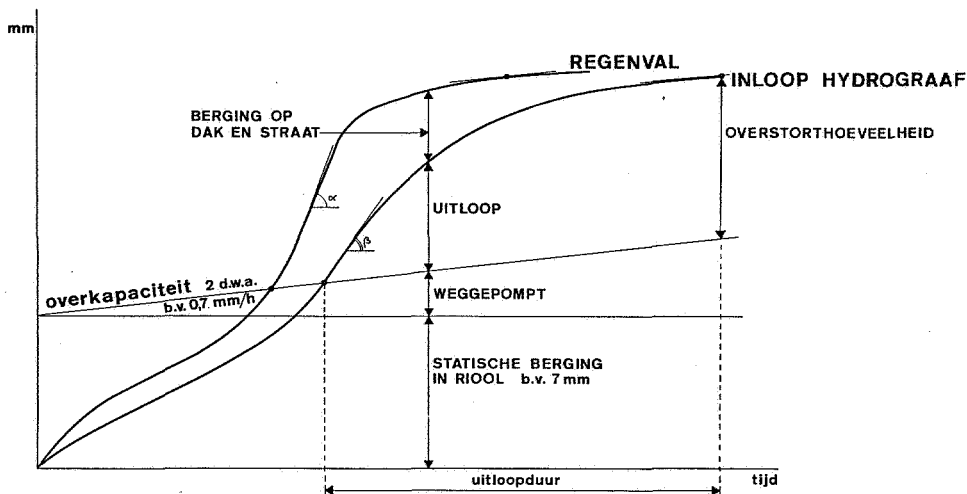


Fig. 8. Regenval op vlak gebied
Rainfall on flat area

netten, dus om de buiskapaciteit. In figuur 8 is de intensiteit aangeduid met β .
 b) als uitloop over de overstortdrempel als de overkapaciteit is afgetrokken van de sub a bedoelde hoeveelheid. In deze zin wordt het gebruikt als het gaat om overstortende waterhoeveelheden. In figuur 8 gaat het dan om de factor $\beta - \text{o.k.}$

We zien in figuur 8, dat de riolering, om de geschetste regenbui te kunnen verwerken, tenminste een capaciteit moet hebben van β , de maximum intensiteit van de uitloop hydrograaf. De intensiteit van inloop en uitloop hydrograaf zijn gelijk, daar de riolering geheel gevuld is (waterleidingsituatie). Waar de inloop hydrograaf evenwijdig aan de overkapaciteitslijn gaat lopen, houdt de overstorting op.

We weten nu van de overstorting de overstortduur, de overgestorte hoeveelheid en de overstortintensiteit $\beta - \text{o.k.}$ Hierop komen we later terug. Indien wij aannemen, dat een riolering berekend is op een bepaalde inloop intensiteit (β), dan zullen we nagaan wat er gebeurt als een regenval optreedt, die zwaarder is. Het is

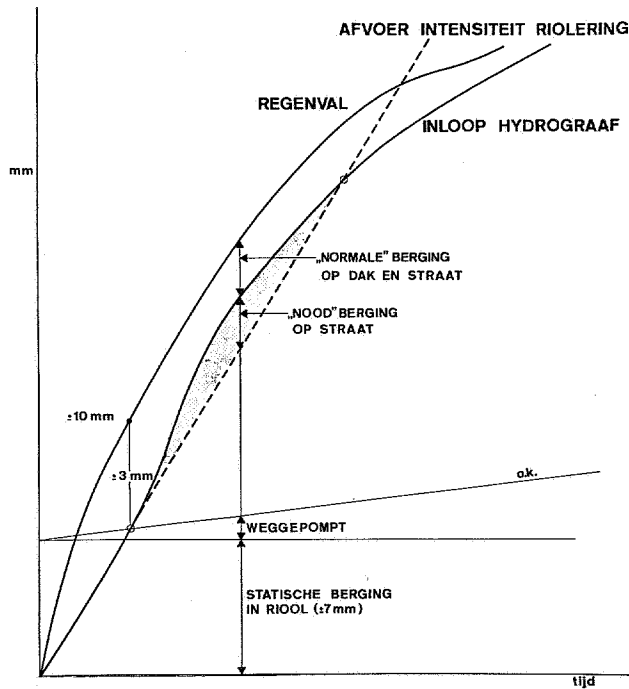


Fig. 9. Vlak gebied; afvoerkapaciteit riolering
 Flat area; discharge capacity sewer networks

nl. van belang te weten of er dan grote calamiteiten optreden. Dit zal nl. de keuze van de berekeningsintensiteit beïnvloeden.

We passen nu toe de toetsing aan de zwaardere bui. Dit is in figuur 9 geschied. Indien, nadat de overstorting is begonnen, de inloop hydrograaf steiler wordt dan de intensiteit die het riool kan verwerken, zal de riolering de toeloop niet kunnen bijhouden. Er zal dus water moeten worden geborgen. Dit zal niet op de daken kunnen gebeuren maar alleen op de straten. Daar treedt een *noodberging* op, die boven de "normale" berging voorkomt, die reeds werd besproken.

Deze noodberging en ook de tijd gedurende welke deze voorkomt, zijn in de figuur af te lezen. Hierdoor kan *wateroverlast* ontstaan. In een vlak gebied zal deze noodberging plaatsvinden tussen de trottoirbanden en de kruin van de weg. Hier is een zeer aanzienlijke berging aanwezig. Doordat het gebied horizontaal is, zal dit water niet in beweging komen en derhalve op lager gelegen punten geen geaccumuleerde overlast opleveren.

Een noodberging van geringe omvang en gedurende niet te lange tijd zal in vele gevallen in vlakke gebieden toegelaten kunnen worden. Hierdoor zal dus inderdaad de keuze van de berekeningsintensiteit kunnen worden beïnvloed.

Wanneer we nu de berekeningsintensiteit willen kiezen, dan zal de rioleringskunde antwoord moeten geven op twee vragen:

- a) Hoe wordt de regenbui tot inloop hydrograaf vervormd?
- b) Gedurende welke tijd is welke noodberging op straat nog verantwoord?

Om de eerste vraag te ontlopen zal men graag de inloop hydrograaf gelijkstellen aan de regenval. De tweede vraag is een vraag naar frequentie, die zeer individueel zal worden benaderd.

Om zijn keus te kunnen maken zou de rioolkundige van de regenkundigen graag antwoord krijgen op de volgende vragen:

1. Is er een inzicht in de spreiding van regen over bepaalde oppervlakken? (gebiedsgrootte-effect dus; dit wordt hier verder buiten beschouwing gelaten).
2. Is er een algemeen inzicht in de morfologie van de buien of is er misschien een berekeningsregenbui of standaardregenbui met bepaalde periodiciteit te geven?
3. Wat is de intensiteit van buien *nadat* een bepaalde hoeveelheid regen is gevallen die zonder meer in het riool kan worden geborgen, b.v. 7 à 10 mm.
4. Wanneer komt er weer een bui als het riool nog geheel gevuld, althans niet geheel geleidigd is, m.a.w. hoe zit het met de overlappingsen?

Over de morfologie van de buien is een studie gaande. Of hieruit echter een berekeningsregenbui of standaardregenbui met bepaalde herhalings-tijd zal resulteren, is twijfelachtig. Op de beide laatste vragen is evenmin een antwoord aanwezig. Zo dit al gegeven zou kunnen worden, zal dit vermoedelijk zo zijn ingebed in

waarschijnlijkheids- en frequentiebeschouwingen, dat het de vraag is of hieruit een duidelijk inzicht zal resulteren voor het specifieke rioleringsaspect.

Mijn indruk is, dat het betrekkelijk eenvoudige rekenmodel het in deze mogelijk maakt terug te vallen op de werkelijke regenval die vastligt in de ponskaarten van de vijf minuten analyse. Een gedachtengang zou hierbij de volgende kunnen zijn.

Uitgangspunt kan zijn een rioolnet met bepaalde berging en overcapaciteit, welke bepaald worden door de eisen van de waterbeheerder zoals we nog zullen zien. De ontwerper zal voor zichzelf moeten vaststellen gedurende welke *tijd* hij een noodberging van water op straat accepteert ofwel een bepaalde *hoeveelheid* water op straat toelaatbaar acht met een door hem te kiezen *herhalingstijd*.

Met een computer (of met de hand) kan men nu op de werkelijke waargenomen serie regenbuien het rioolnet met zekere berging, overcapaciteit en afvoercapaciteit loslaten, zoals in figuur 9 is aangegeven. Door de afvoercapaciteit te variëren, kan men uiteindelijk die afvoercapaciteit bepalen, die voldoet aan de eis van de toelaatbare noodberging op straat met bepaalde herhalingstijd.

Het zou hierbij erg aangenaam zijn, indien men kans zag de omvorming van regen tot inloop hydrograaf in rekening te brengen. De vraag is wie de energie en de kosten voor een dergelijke benadering op zich zal willen nemen, welke overigens zeker tot economische rioolstelsels zal leiden.

Er is ook nog een andere mogelijkheid om tot de keuze van de maatgevende afvoer intensiteit te komen, nl. door uit te gaan van een standaardregenbui van bepaalde herhalingstijd. Blijkbaar is het erg moeilijk, zo niet principieel onmogelijk een dergelijke kromme te produceren. Het is dan erg verleidelijk de theoretische regenkromme tot standaardregenbui te promoveren.

In figuur 9 moet men dan de inloop hydrograaf vervangen door de theoretische regenkromme met de gewenste herhalingstijd. De gestippelde lijn moet dan een zodanige helling krijgen, dat hij voldoet aan de eisen aangaande toelaatbare noodberging op straat. Dat is dan de maatgevende intensiteit waarmee men het rioolstelsel kan dimensioneren. Zo mogelijk ware rekening te houden met de omvorming van regenval tot inloop hydrograaf.

Tot slot moge erop gewezen worden, dat alle geschetste betrekkelijk eenvoudige werkwijzen alleen mogelijk zijn, doordat we beschikken over een *eenvoudig rekenmodel*, nl. de bak die eerst leeg is en die na gevuld te zijn de dan optredende inloop moet kunnen verwerken. De bak bestaat op dat moment uit gevulde riolen waarin geen retentievervalselen meer optreden.

5.2. Regenriolering in vlak gebied

Hieronder wordt verstaan een regenriool, dat op open water loost en geheel onder het waterniveau ligt en derhalve geheel gevuld is. Een dergelijke riolering

loost op open water en wordt niet bemalen. Deze is dan te beschouwen als een bijzonder geval van een rioolstelsel in een vlak gebied, nl. waarbij de berging en de overkapaciteit beide *nul* zijn.

De voorgaande beschouwingen zijn dan geheel van toepassing. Het is te verwachten, dat door het wegvallen van de berging het stelsel op een grotere intensiteit moet worden berekend om te voldoen aan dezelfde eisen betreffende noodberging op straat.

5.3. Riolering in hellend gebied

Onder een hellend gebied wordt hier een gebied verstaan waarvan de riolering praktisch geheel boven de overstortdrempel ligt (zie fig. 7). In een dergelijk gebied stelt men de pompkapaciteit van *gemengde* stelsels doorgaans hoger vast dan in een vlak gebied en wel op rond $5 \times$ dwa. De voor regenval beschikbare pompkapaciteit (overkapaciteit) is dan $4 \times$ dwa, b.v. 1,4 mm/h. Zodra de uitloop hydrograaf stijgt boven deze intensiteit, treedt water uit de riolering.

Een *regenriolering* in hellend gebied wordt niet bemalen en is dus op te vatten als een bijzonder geval van een gemengd stelsel, nl. met een overkapaciteit = 0.

In het volgende zal alleen van *gemengde* stelsels sprake zijn. Als voorbeeld is figuur 10 getekend. Het water tussen de regenval en de inloop hydrograaf wordt normaal op daken en straten geborgen. De overkapaciteitslijn ($t \times$ overkapaciteit) loopt vrijwel door de oorsprong. In werkelijkheid raakt hij aan de uitloop hydrograaf. Het water tussen de inloop en uitloop hydrograaf is in het riool geborgen.

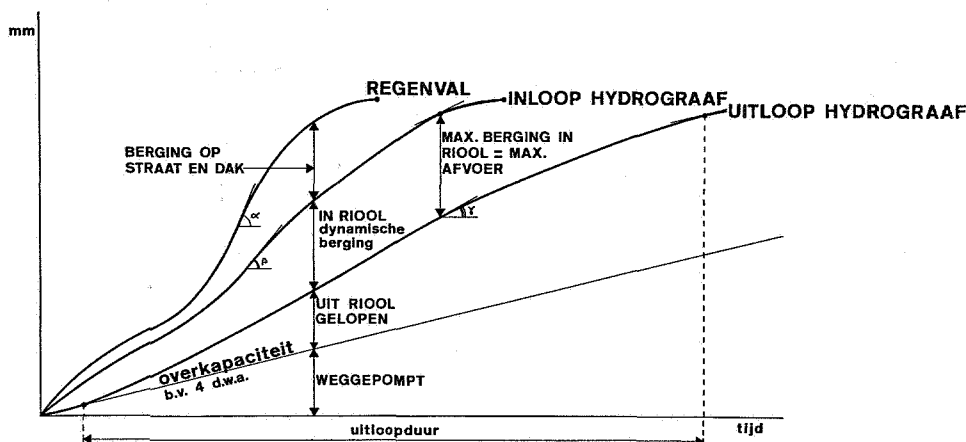


Fig. 10. Regenval op hellend gebied
Rainfall on sloping area

Zolang de maximale helling γ van de uitloop hydrograaf kleiner is dan de capaciteit van het rioolstelsel, schiet de riolering niet te kort. Waar de uitloop hydrograaf weer evenwijdig is aan de overkapaciteitslijn houdt de uitstroming op.

We kunnen weer aflezen de overstortduur, de overgestorte hoeveelheid en de overstortingsintensiteit ($\gamma - o.k.$).

De uitloop hydrograaf en de inloop hydrograaf zijn in het geheel niet gelijkwaardig. Dit vindt zijn oorzaak in het dynamisch gebruik van de berging in het riool. Wat dit betreft is het riool te vergelijken met de berging in het rivierreservoir met grote aflaatcapaciteit van figuur 5. We zagen, dat in een dergelijk reservoir een aanzienlijke reductie van de afvoerpieken kan optreden.

Voordat wordt overgegaan tot de keuze van de afvoerintensiteit, waarop het stelsel wordt berekend, zal eerst nog de toetsing aan de zwaardere bui plaatsvinden (fig. 11).

Op het moment dat het riool gevuld is en dus de berging geheel is benut, heeft het de maximum afvoer capaciteit γ . Heeft de inloop hydrograaf op dat moment een grotere intensiteit, dan moet water op de straten worden geborgen (noodberging). In een hellend gebied is dat een vervelende situatie, daar dit water langs de hellende straten naar beneden stroomt en geaccumuleerde overlast geeft. Dit aspect zal verhogend werken bij de keuze van de maatgevende intensiteit voor de riolering in hellend gebied.

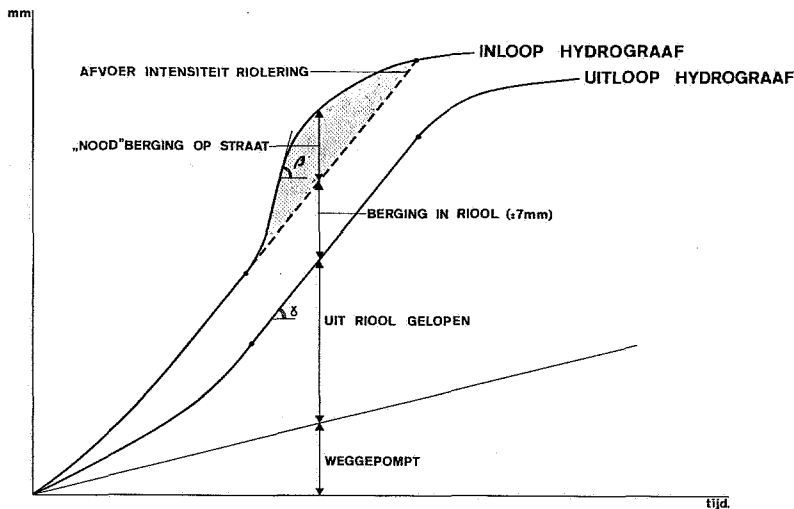
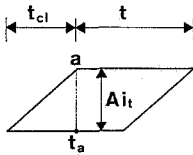


Fig. 11. Hellend gebied; afvoer capaciteit riolering
Sloping area: discharge capacity sewer networks

De berekening van een dergelijk net is veel ingewikkelder dan van een geheel gevuld net in een vlak gebied. In een hellend gebied moet zowel met de verandering in berging als met de stroming van het water worden gerekend. Een niet stationaire situatie derhalve. Een eenvoudig rekenmodel waarin dat gebeurt, kennen wij eigenlijk niet. Theoretisch is het denkbaar, dat wanneer men op alle plaatsen



t = regenduur

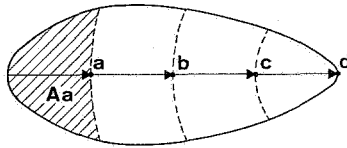
A = aangesloten verhard opp. in ha

$i_t = \frac{ht}{t}$ = gem intensiteit in l/sec. ha

t_{cl} = doorstroomtijd = concentratietijd = $\frac{l}{v}$

l = lengte rioolstreng

v = stroomsnelheid bij gevuld riool



SCHEMA RIOLERING

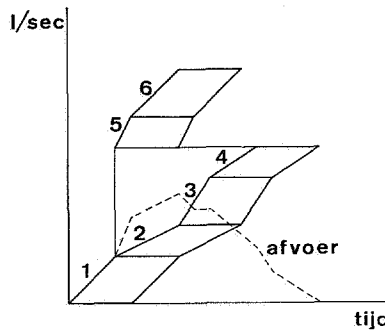
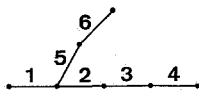


Fig. 12. Berekening met vertragsplan (boven) en met concentratietijd (midden)
Computation with average rain intensity (above) and with concentration time (middle)

van een bepaald net de inloop hydrograaf kent, de uitloop hydrograaf te berekenen is. Dan moet een volledige "flood routing" worden verricht. Met inschakeling van een rekentuig is dit denkbaar. Voorzover bekend is dit echter nooit gebeurd.

Hoe vindt de berekening thans plaats? In Nederland zijn twee nogal gebruikelijke methoden in zwang, nl. berekening met vertragsingsplan en berekening met concentratietijd (zie fig. 12).

a. Berekening met vertragsingsplan

De gang van de berekening is als volgt:

Van de theoretische regenkrommen (fig. 3) kiest men er een van een bepaalde periodiciteit, b.v. $p = 1$ (herhalingstijd 1 jaar). Men kiest dan een bepaalde regenduur t (b.v. 15 minuten). Op de lijn leest men de bijbehorende regenval h_t af. De gemiddelde intensiteit $i = h_t : t$. Deze wordt uitgedrukt in l/sec.ha. Voor elke rioolstreng wordt dan een parallellogram getekend in een tijd (horizontaal) afvoer (verticaal) diagram (fig. 12). De horizontale lengte t is de regenduur. De hoogte van het parallellogram is Ai_t , waarin A het op de beschouwde rioolstreng aangesloten verhard oppervlak is. De schuimte van het parallellogram wordt bepaald door t_{cl} de concentratietijd of doorstroomtijd van de beschouwde rioolstreng.

$$t_{cl} = \frac{l}{V} = \frac{\text{lengte rioolstreng}}{\text{stroomsnelheid in streng bij gevuld riool}}$$

Zo kan men voor elke streng een diagram tekenen, welke aan elkaar geregen worden. Om in enig punt de maximale afvoer te vinden snijdt men de verzameling van parallellogrammen met een verticaal en zoekt de grootste lengte op door verschuiving van de verticaal.

Deze hele bewerking herhaalt men voor dezelfde periodiciteit met wisselende regenduur t . Hiervoor zijn bepaalde methoden ontwikkeld.

b. Berekening met concentratietijd

Op een bepaald punt a van het net wordt de afvoer als volgt bepaald: Bereken wordt voor dat punt de concentratietijd t_{ca} . Daarvoor neemt men de tijd die de waterdruppel er over doet om van het verst verwijderde punt van het stroomgebied van a in A te komen. Deze tijd is $l : v$, waarin men voor v de stroomsnelheid neemt; l is de afstand van A tot het verst verwijderde punt van het stroomgebied van A . Uit de theoretische regenkromme van te kiezen periodiciteit bepaalt men voor deze t_{ca} de gemiddelde intensiteit i_{tca} . De afvoer op dat punt is dan $Aa \times i_{tca}$. Aa is het via punt a afwaterende verharde oppervlak.

Dit doet men voor alle punten en zo vindt men overal de afvoer. Het is duidelijk, dat de maatgevende regenintensiteit stroomafwaarts afneemt, daar de concentratietijd steeds toeneemt.

Tegen beide methoden zijn bedenkingen te maken, o.m. dat de berging in het riool niet in rekening is gebracht. Voorts is de concentratietijd als looptijd berekend, terwijl men eigenlijk de voortplantingssnelheid van afvoer veranderingen had moeten berekenen, derhalve de voortplantingssnelheden van translatiegolven. Deze snelheden liggen hoger, zeker als de buis vol is. Dan is deze snelheid nl. vrijwel oneindig groot, omdat de waterleidingsituatie optreedt. Hogere snelheden geven kortere concentratietijden en derhalve hogere berekeningsintensiteiten. Een laatste bedenking is de volgende. Als een zwaardere bui wordt gezien en de riolen gevuld raken, kan het riool in het hellende gebied de momentele aanvoer bij stukken na niet afvoeren, waardoor het riool zeer ernstig te kort schiet. Bovendien is er dan het bezwaar, dat het water langs de wegen vloeit en geaccumuleerde overlast geeft.

Het is duidelijk, dat beide berekeningsmethoden een vrije waterspiegel vragen en zeker niet voor rioleringen in vlak gebied mogen worden toegepast, die gevuld zijn voor ze hard gaan stromen.

Zoals reeds gezegd, bestaat er geen eenvoudig rekenmodel zoals bij de vlakke gebieden en het is daarom niet doenlijk voor hellende gebieden terug te vallen op de oorspronkelijke regenval die vastligt in de ponskaarten van de vijf minuten analyses om daaruit de berekeningsintensiteiten af te leiden. Dit zou alleen kunnen als men via de rekentuigen komt tot een overzichtelijk "flood routing" programma.

Voor weinig uitgestrekte gebieden met korte werkelijke concentratietijden van $\frac{1}{4}$ à $\frac{1}{2}$ uur valt men daarom vaak eenvoudigheidshalve terug op de berekeningsmethode die voor de riolering in vlakke gebieden is gebruikt. De consequentie van een en ander is, dat — hoewel in feite een gunstige bergingssituatie aanwezig is — men in plaats van lagere berekeningsintensiteiten toch hogere kiest in hellende gebieden, uit vrees voor wateroverlast. De onzekerheid in deze is het gevolg van het tekort schieten van de riolodeskundigen wat de berekening betreft.

Wat de vragen aan regendeskundigen betreft, zij verwezen naar wat bij vlakke gebieden is gezegd. Het vraagstuk van de overlapping zal hier minder spreken, omdat de riolering snel leegloopt. De morfologie is hier van belang en vooral ook weer het optreden van grotere intensiteiten in de regenbui, nadat een zekere hoeveelheid is gevallen.

De rioleringen in hellende gebieden samenvattend, komen we tot het volgende. Een eenvoudig rekenmodel waarbij de gunstige bergingssituatie in rekening wordt gebracht bestaat niet. In het buitenland ontwikkelde methoden waarbij wel met

berging wordt rekening gehouden, zijn niet in deze beschouwingen betrokken. Dit zijn overigens nog vrij ingewikkelde modellen.

Daarom maakt men gebruik ofwel van de eenvoudige rekenmodellen voor vlakke gebieden ofwel van modellen waarin de concentratietijd een rol speelt. In het eerste geval kan men dan teruggaan tot de werkelijke regenval als omschreven bij het vlakke gebied. In beide gevallen maakt men dikwijls gebruik van de theoretische regenkrommen.

6. UITLOOP UIT RIOOLNETTEN OP OPENBAAR WATER

In het navolgende zullen wij ons hoofdzakelijk bezighouden met de vraagstukken die spelen bij gemengde rioleringen in vlakke gebieden. Wij zullen daarbij de vervorming van de regenval tot inloop hydrograaf verwaarlozen. Indien deze problemen duidelijk voor ogen staan, kunnen de vragen voor hellende gebieden daaruit worden afgeleid, waarbij de figuren 10 en 11 van dienst kunnen zijn.

De vragen die in de vlakke gebieden aan de orde komen, zijn o.m.:

1. hoe vaak zal water uit de riolering stromen? (overstortfrequentie)
2. in welk jaargetijde zullen de overstortingen plaatsvinden?
3. zullen de overstortingen overdag of 's nachts optreden?
4. is de overstortfrequentie bij gelijke rioolnetten voor alle delen van het land gelijk?
5. welke is de grootste intensiteit bij het uittreden (α in m^3/sec)?
6. hoeveel water zal in totaal uittreden (Q m^3)?
7. hoelang zal een overstorting duren (overstortduur T in min.)?

Uit deze vragen blijkt duidelijk, dat zij niet *door* de riooldeskundigen worden gesteld, maar *aan* hen. De vragenstellers zijn de waterbeheerders die ófwel beducht zijn voor vervuiling, ófwel beducht voor hoge, kortdurende belasting van hun waterafvoersysteem.

Het uitgangspunt bij de vervuilingsvraag is de omstandigheid, dat zich in droogweer perioden slib in het riool afzet, hetwelk bij overstorting door de hoge snelheden in het riool wordt opgewoeld en dan uittreedt met het overstortende water. Daarom acht men de overstortfrequentie een maat voor de vervuiling van het ontvangende water.

Om de overstortfrequentie te bepalen, is steeds gebruik gemaakt van de stippengrafiek van Kuipers. Het eindpunt van een regenbui is in deze grafiek aangegeven. Horizontaal de duur van de bui in minuten, verticaal de totale hoeveelheid in mm. In figuur 4 is een drietal willekeurige punten gezet. Punt *a* zal tot overstorting aanleiding geven, de punten *b* en *c* niet.

In deze gedachtengang speelt de vorm van de regenbui geen rol. Bij gebrek aan gegevens heeft men immers gemakshalve de vorm van de regenbui rechtlijnig gedacht. Doet men dit, dan is in figuur 4 onmiddellijk af te lezen de overstortduur T , de overstortende hoeveelheid q en de overstortintensiteit α .

Tegen deze beschouwingswijze is een aantal bedenkingen gerezen, nl. dat geen rekening is gehouden met overlappings van buien en niet met de vorm van de buien zelf.

De invloed van de overlappings is in figuur 4 aangegeven. Wanneer bui c met een hele korte onderbreking na b valt, dan worden beide buien afzonderlijk in de stippengrafiek aangegeven. In werkelijkheid zal echter punt c' worden bereikt en treedt wel overstorting op.

De invloed van de vorm van de bui is in figuur 13 geschetst. Het eindpunt van de bui valt onder de overcapaciteitslijn en bij een rechtlijnige bui (lijn o) treedt geen overstorting op. Is het verloop van de bui volgens lijn 1 (bol), dan kan wel overstorting optreden. Ook als het verloop volgens lijn 2 (hol) plaatsvindt, treedt overstorting op. Aangegeven is hoe in beide gevallen de maximale overstortintensiteit α , de overstortduur T en de totaal overgestorte hoeveelheid q kan worden bepaald.

Het is duidelijk, dat het in rekening brengen van overlapping en vorm van buien de berekende overstortfrequentie moet verhogen.

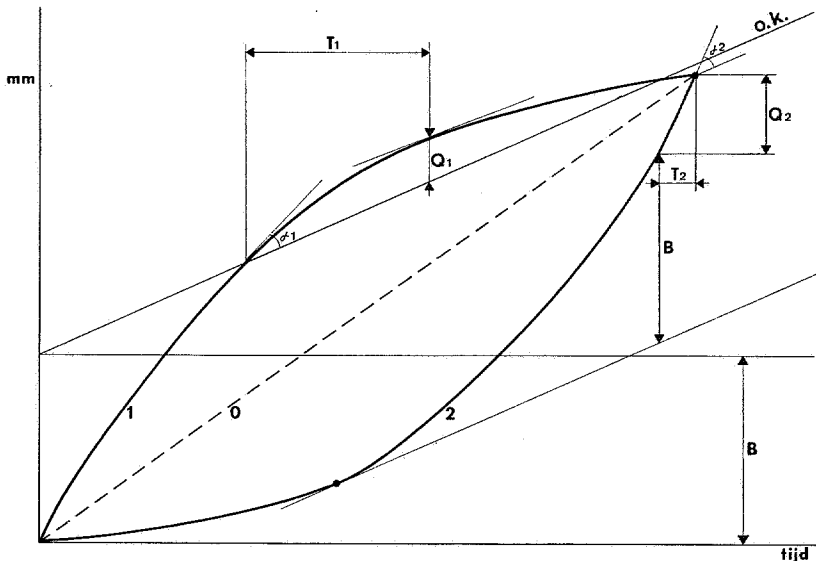


Fig. 13. Overstortfrequentie; invloed van de vorm van de bui
 Overflow frequency; influence of non-linear morphology

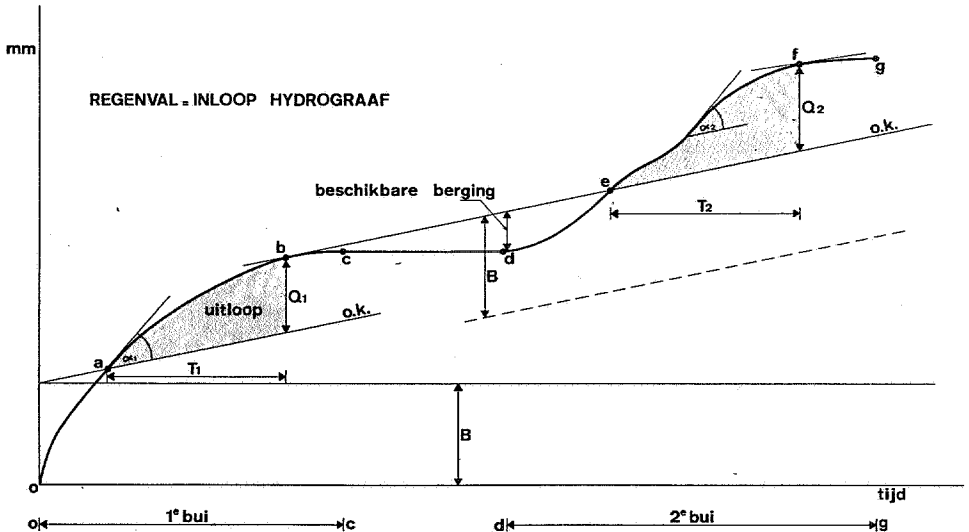


Fig. 14. Overstortfrequentie; gebruik van werkelijke regenval
 Overflow frequency; use of actual rainfall

In figuur 14 is aangegeven hoe men met gebruikmaking van gegevens van registrerende regenmeters de overstortfrequentie grafisch kan bepalen.

De beschouwing van het eerste deel van de bui wijkt niet af van wat in het voorgaande werd besproken. Van de eerste bui, die in *c* eindigt, houdt de overstorting in *b* op, nl. daar waar een raaklijn evenwijdig aan de overcapaciteitslijn kan worden getrokken. In punt *d*, waar de tweede bui begint, is het rioolstelsel voor een groot deel geledigd en is weer berging beschikbaar. In punt *e* begint de tweede overstorting, enz.

Op een dergelijke wijze is door ir. VERMEULEN van Gemeentewerken Den Haag een aantal pluviogrammen voor Den Haag bewerkt. Het bleek hem, dat de overstortfrequentie circa $2 \times$ groter was dan uit de benadering met de rechtlijnige afzonderlijke buien uit de stippengrafiek volgt. Dit verschil is aanzienlijk.

Men dient echter te bedenken, dat

- a) een overstorting, direct volgend op een andere als in figuur 14 minder ernstig is, daar volgens het uitgangspunt van de vervuilingsgedachte het neergeslagen slijk reeds opgewoeld en gespuid is bij de eerste overstorting;
- b) de inloop hydrograaf gelijkgesteld is aan de regenval. Het in rekening brengen van berging op daken en straten zal zeker verlagend op de overstortfrequentie werken.

In het proefobject Vijfhuizen van de werkgroep Riolering en Waterverontreini-

ging worden de regenval en de uitlopende hoeveelheid geregistreerd, de overstortfrequentie derhalve ook. Men zal zodoende alle invloeden vangen waarover vraagtekens zijn, o.m. het gebiedsgrootte-effect, de invloed van de afvloeiingscoëfficiënt, van de verdamping en van de berging op straten en daken. Van dit proefobject zijn thans nog geen resultaten beschikbaar.

Waar nu de beschikking is over de werkelijke regenval, vastgelegd in de ponskaarten van de 5 minuten analyse van het K.N.M.I., is het in principe mogelijk grafisch of numeriek met rekentuigen voor bepaalde combinaties van berging en overkapaciteit de overstortfrequentie te bepalen. Hiernaast kan de frequentie van afvoerintensiteiten, overstortduren en totaal overgestorte hoeveelheden worden gevonden. Deze bewerking is in principe dezelfde als die, genoemd bij de bepaling van de maatgevende intensiteit van gemengde riolen in vlak gebied. Daar werd gerekend met de afvoerintensiteit van de riolering welke vele malen groter is dan de overkapaciteit waarvan hier sprake is.

Mede door de hoge kosten hieraan verbonden, hebben al deze bewerkingen nog niet plaatsgevonden.

Behalve over de oorspronkelijke gegevens van de 5 minuten analyse, kunnen we nu ook beschikken over de theoretische regenkrommen volgens de nieuwste gegevens van het K.N.M.I. Deze theoretische regenkrommen kunnen niet worden gebruikt voor de bepaling van de overstortfrequentie.

De oude krommen (Braak en Reinhold) zijn echter wel gebruikt om inzicht te krijgen in overstorthoeveelheid, duur en intensiteit. Zij worden dan identiek gesteld met een regenval met bepaalde periodiciteit en vervullen de rol van representatieve regenbui van bepaalde frequentie. Dit is, zoals gesteld, een foute benadering met consequenties, waarop wij nu nader zullen ingaan. Deze volgende beschouwingen zijn ontleend aan een intern rapport van de werkgroep "Afvloeiingsfactoren stedelijke gebieden".

Wij hebben gezien, dat de theoretische regenkromme beschouwd kan worden als de omhullende van regens met gelijke periodiciteit. In figuur 1 is een theoretische regenkromme getekend en 3 regenbuien die daaraan raken; alle hebben een periodiciteit p . Wat het verband tussen de omhullende theoretische kromme nul en de werkelijk gevallen buien 1, 2, 3 enz. betreft, het volgende:

- a) de werkelijke regen raakt in 1 punt aan de theoretische regenkromme;
- b) de werkelijke regen blijft verder geheel eronder;
- c) de intensiteit op enig moment van de werkelijke regenkromme is kleiner dan — hoogstens gelijk aan — de maximum intensiteit van de theoretische regenkromme.

Van de 4 regens zijn de maximale overstortintensiteit, de overstorthoeveelheid en de overstortduur aangegeven.

Uit deze figuur kunnen de volgende conclusies worden getrokken:

1. De totale hoeveelheid overstortend water Q , bepaald met de theoretische regenkromme, is de maximale hoeveelheid die bij een bepaalde periodiciteit mogelijk is.
2. De maximale overstortintensiteit met een bepaalde periodiciteit kan groter zijn dan die gevonden met de theoretische regenkromme. Hierbij kan worden opgemerkt, dat de overstortintensiteit bepaald wordt door de capaciteit van het rioolstelsel, die dus in feite maatgevend is. Het is meer een kwestie van de uitloop hydrograaf die dan even van de inloop hydrograaf gaat afwijken.
3. Het begin van de overstorting, bepaald met de theoretische regenkromme, vindt op het vroegst mogelijke tijdstip na het begin van de bui plaats.
4. De overstortduur van een bepaalde periodiciteit, gevonden met de theoretische regenkromme, kan aanzienlijk worden overschreden bij gebruik van de werkelijke regens.

Zoals reeds werd gezegd, is het aantrekkelijk gebruik te maken van de thans beschikbare werkelijke regenvallen, vastgelegd door de 5 minuten analyses die ongetwijfeld een beter frequentie-inzicht zullen geven.

Met behulp van de stippengrafiek van Kuipers, dus met de rechtlijnige regens, kan een globaal inzicht in het overstortvraagstuk worden verkregen. Hierover hebben BÖTTGER en VAN DEN HERIK een artikel gepubliceerd in *Water* 50/1966 (11). Hierbij is gebruik gemaakt van de buien, groter dan 4 mm, in de periode 1926-'62, welke met een computer zijn bewerkt. Hoewel dit artikel een inzicht geeft in overstortfrequentie, overstortintensiteit en overstortende hoeveelheden, moeten hier uit de aard der zaak de bezwaren aankleven van het niet in rekening brengen van de opeenvolging van buien (overlappingsen) en van de vorm van de buien.

Toch is het interessant na te gaan welke conclusies zijn getrokken wat de overstortfrequentie betreft, waarbij we ons zullen beperken tot de berging-overcapaciteits combinatie 7 mm — 0,7 mm/h. Bij een gemiddelde van 9,86 (rond 10) overstortingen per jaar, traden er 6,06 overdag en 3,81 's nachts op. Hierbij moeten we bedenken, dat de dag gedacht is tussen 6 en 20 uur, dus 14 uur. De nacht is 10 uur. Indien deze tijdsverhouding in rekening wordt gebracht, blijkt het aantal dag- en nacht-overstortingen vrijwel gelijk te zijn.

Over de maanden verdeeld, blijkt gemiddeld het kleinste aantal overstortingen in maart op te treden (0,19) en het grootste aantal in augustus (1,76). Wanneer we de cijfers voor maart nader bezien, dan blijkt van de 37 jaren 7 keer 1 overstorting plaats te vinden en 30 keer in het geheel geen overstorting.

In de 4 maanden juni, juli, augustus en september traden gemiddeld bijna 6 overstortingen op, bij een gemiddelde van 10. Juist in de maanden waarin de omstandigheden in het ontvangend water het moeilijkste zijn, treedt gemiddeld meer dan

de helft van het aantal overstortingen op. Het grootste aantal overstortingen in augustus was 6 (1941). In 6 jaren trad geen overstorting op.

Over de jaren verdeeld, is in 5 jaren het gemiddelde van 10 overstortingen werkelijk opgetreden. In 2 jaren kwamen 4 overstortingen voor en in 1 jaar 18. Er blijkt dus een grote spreiding te zijn.

Met alle gebreken van dien, kan men uit de bewerkingen met de rechthoekige buien al een heel goed inzicht verkrijgen; exacter inzicht is uit de werkelijke regencijfers te verkrijgen.

In het kader van de werkgroep Riolering en Waterverontreiniging heeft ir. DE VRIES van het Technisch Adviesbureau van de Vereniging van Nederlandse Gemeenten dezelfde regenbuien ook bewerkt, echter niet met de computer, maar met de hand. Een en ander is neergelegd in een interne nota voor genoemde werkgroep.

Hij heeft voor de 37-jarige periode een bergings-afvoer-frequentie-grafiek (ook wel Veldkamp-grafiek genoemd) samengesteld. Op de assen berging en overkapaciteit heeft hij lijnen van gelijke overstortfrequentie getrokken. Het tijdrovende tellen kan dan achterwege blijven. Behalve voor De Bilt, beschikte hij ook over buien cijfers voor de stations Zd. Limburg, Vlissingen, Den Helder en Eelde over de jaren '55-'62. Bij vergelijking met De Bilt blijken er dan wel markante verschillen op te treden.

Als vergelijking nam hij de overkapaciteit. De reden hiervan is, dat deze overkapaciteit van primair belang is voor de dimensionering van gemalen, zandvangen en bezinktanks van zuiveringsinstallaties.

Bij een veronderstelde berging van 7 mm in het rioolstelsel en een door de waterbeheerder geëiste overstortfrequentie van 10, zou men, uitgaande van de cijfers voor de jaren '55-'62, de volgende overkapaciteit moeten inbouwen.

Overkapaciteit:

De Bilt	0,66 mm/h of 100 % van De Bilt
Zd. Limburg	0,69 " " 105 % " " "
Vlissingen	0,48 " " 73 % " " "
Den Helder	0,54 " " 82 % " " "
Eelde	0,57 " " 86 % " " "

Het blijkt hieruit, dat er blijkbaar langs de kust een zone is waar men met lagere pompkapaciteiten kan volstaan. De reden moet te zoeken zijn in een geringere buienactiviteit.

Het zou aantrekkelijk zijn over meer buiengegevens over het land verspreid te kunnen beschikken om na te gaan of er een indeling in bepaalde zones mogelijk is. Met name betreft dit gegevens in de vorm van 5 minuten analyses die een meer exacte benadering mogelijk maken.

7. NABESCHOUWING

In het bovenstaande is bij de dimensionering van rioolnetten en bij de problemen die optreden bij de uitloop van de rioleringen op openbaar water, ingegaan op de behoeften aan regeninformatie, op de behoefte aan meer inzicht betreffende de toevloeiing naar de riolen en op de behoefte naar eenvoudige rekenmodellen betreffende de stroming in riolen.

Wat de regen betreft zijn er de vragen die indertijd in de Werkgroep Regen-waarnemingen T.N.O. zijn gesteld en die neerkomen op vragen naar de frequentie van intensiteit, theoretische regenkrommen, standaard regen, gebiedsgrootte-effect. De thans gepubliceerde en nog in bewerking zijnde publikaties van het K.N.M.I. kunnen vermoedelijk op verschillende van deze vragen een antwoord geven. Voor een aantal overblijvende vragen zou door een nadere bewerking van de oorspronkelijke gegevens van de 5 minuten analyse een groter inzicht verkregen kunnen worden.

Het lijkt mogelijk uit de gegevens theoretische regenkrommen te construeren en wel voor het hele jaar, maar ook voor de verschillende seizoenen, maanden en delen van dagen. De vraag is echter wie de financiën voor de nog nodige bewerkingen zal opbrengen.

Buiengegevens over meer stations ontbreken voorzover bekend nog en ook een inzicht in het gebiedsgrootte-effect voor kortere regenduren.

De rioleringsdeskundigen zullen echter ook nog de nodige studies moeten doen, waaronder de afvloeingscoëfficiënten voor verharde gebieden, de verdamping, de omvorming van regenval tot inloop hydrograaf, het vertragingseffect bij de loop door rioleringen (flood routing) en het vinden van eenvoudige rekenmodellen, met name voor de rioleringen in hellende gebieden.

Op een heel ander, maar toch wel aangrenzend terrein, blijven nog de vragen over de verontreiniging van water zowel door de lozingen van overstortwater uit gemengde stelsels als door de lozing van (verdacht) regenwater uit regenriolen.

Dat we er zijn, kan dus nog allerminst worden gezegd. In een snel vol-groeiend Nederland, waar de komende 30 jaren vele kilometers riolen moeten worden gelegd, zal de economie enerzijds en de hygiëne anderzijds met een spoedig groeiend inzicht zeer zijn gediend.

IV. ENIGE OPMERKINGEN OVER DE NEERSLAGMETING EN DE NEERSLAGVERDELING NAAR TIJD EN PLAATS IN ONS LAND

L. J. L. DEIJ

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

SUMMARY

SOME NOTES ON THE MEASURING OF PRECIPITATION AND
ITS PARTITION IN TIME AND SPACE IN THE NETHERLANDS

1. Attention is given to "shortcomings" in the routine measuring of precipitation and to their background.

2. When the Royal Netherlands Meteorological Institutè was established in 1854 in Utrecht it started with a network of 10 to 20 stations for precipitation. This network had been extended to about 100 stations by the end of the last century. After the removal of the institute to De Bilt in 1896 the number of stations grew more rapidly up to about 340 in 1950 and has been at about 300 for the last 10 years. Out of these stations there are 260 where precipitation is measured only once daily. They form the backbone for our knowledge on the partition of precipitation in time and space in the country.

3. It is very likely that since about the beginning of this century a same type of raingauge with aperture of 400 cm² and its rim at 150 cm above the ground has been used. This type, easily to be handled, was maintained until 1946. Very little is known on raingauge installations in the last century or even earlier. Certainly other types were used without uniformity.

4. Because of the effect of wind on the measuring of precipitation the rain-gauges were lowered so as to have the rim at 40 cm above the ground. It appeared however that in this way the handling of the raingauge became more difficult.

5. For this reason and others a new type was introduced in 1962, having an aperture of 200 cm², again with the rim at 40 cm above the ground.

6. Among hydrologists some criticism has been raised against the changes mentioned before, which is in part rightly, in part unreasonable.

7. Rules for the establishment of precipitation stations, for the carrying out of observations and for the evaluation of the results have developed gradually. Knowledge of these activities in the past century is very defective. This has often been a handicap for justified interpretation of the results. Nowadays extensive rules are given by the World Meteorological Organization.

Apart from the wind effect on the measuring of precipitation there are wetting and evaporation errors, which however can be kept sufficiently small.

8. A number of errors can be made by the observer, but fortunately the percentage of observers that is responsible for them appears to be comparatively small.

9. Nevertheless a frequent inspection of the stations is indispensable. Since 1953 a special officer of the institute has been charged with a regular inspection. His experiences are laid down in a comprehensive standard report which together with the photographs form the basis for the station history. Thanks to the inspection the quality of the observations has improved notably.

10. Since 1946 an intensive and regular checking of the observations has been carried out at the institute. Corrections are made and missing values estimated. This is particularly necessary when the observations are to be punched.

11. Our knowledge regarding the effect of wind upon the measuring of precipitation under dutch circumstances dates back to the investigations of Braak in 1940 or thereabout. During a few years he compared among others the results obtained with different types of raingauges with aperture of 400 cm² and with their rims at heights of 150, 40, 0 cm above the ground at different places under varying environmental conditions with regard to the wind climate. Greatest deficiencies were obtained with the raingauges at 150 cm amounting to some 4 to 16 percent for annual sums, smaller values were obtained with those at 40 cm varying from about 3 to 7 percent in that case. General introduction of zerolevel raingauges would have been too expensive and impracticable; therefore the 40-cm installation was chosen in 1946.

With this the estimation of rainfall is improved but it implies a discontinuity in the series of observations which is significant. There is no way out for correcting for the effect of wind on the measurements as generally the pertinent additional data on time of raining and windspeed are lacking.

12. Since 1963 a comparison has been made at De Bilt between measurements carried out with the so-called Interim Reference Precipitation Gauge of the World Meteorological Organization, our new standard gauge with aperture 200 cm² and height 40 cm, the old one with aperture 400 cm² and height 40 cm as well as a zerolevel gauge, aperture 200 cm². Averaged over a 3½ year period the deficiencies were: PRIP: —6.4, standard 200 cm²: —3.9 and standard 400 cm²: —4.9 percent.

13. There has also been performed some research at De Bilt on the representativeness of the point-measurement with a raingauge based on simultaneous measurements with 15 gauges at short distances up to 150 m. This study has not yet been completed but preliminary results have shown that the mean standard deviation amounts to about 2½ percent of the mean for the 15 raingauges. Further insight in this problem will probably be obtained from the raingauges in the Rottegats-

polder at distances of 100 to 1000 m and from the dense network in the eastern part of Gelderland with distances of 2 to 40 km.

For a given station a great variability in time of the daily amounts of precipitation can be observed. The same is the case even for yearly totals. The standard deviation of the annual amounts of precipitation in the 212 years of observations at Zwanenburg-Hoofddorp is 140 mm i.e. 18 percent on an average of 775 mm.

Some of these aspects on the variability in time and space are reflected in a series of maps on the partition of mean yearly totals of precipitation in the Netherlands for the successive 10-year periods 1911-1920 up to and including 1951-1960.

1. INLEIDING

In deze bijdragen is reeds veel vermeld over hetgeen door het K.N.M.I. in het kader van de Werkgroep Regenwaarnemingen T.N.O. sinds haar instelling tot stand werd gebracht en hoe van de verworven informatie in de hydrologische praktijk nuttig gebruik wordt of kan worden gemaakt. Er bestaan echter ten aanzien van de neerslagmeting ook nog "tekorten".

Over de achtergronden daarvan zal hierna wat meer worden medegedeeld. Het heeft sedert de oprichting van het K.N.M.I. in 1854 als centraal weerkundig instituut altijd tot de essentiële taak behoord weerkundige waarnemingen over het gehele land te verzamelen en te bewerken. Daartoe behoren in het bijzonder ook de waarnemingen omtrent de hoeveelheden gevallen neerslag.

2. HET NETWERK

Het netwerk van regenstations was aanvankelijk gering en omvatte misschien 10 à 20 plaatsen. Het werd geleidelijk uitgebreid tot ongeveer 100 stations aan het eind van de vorige eeuw en vervolgens tot ca. 340 stations in het begin van de vijftiger jaren. Daarna daalde het aantal iets en werd in de laatste 10 jaren gehandhaafd op ongeveer 300.

Onder deze stations zijn er ongeveer 260, waar alleen de neerslag éénmaal per dag wordt gemeten door een corps van vrijwillige waarnemers. Daarnaast beschikken we over ongeveer 40 hoofd- en termijnstations, waar behalve de regelmatig terugkerende klimatologische waarnemingen ook neerslagmetingen worden verricht ($3\times$ per dag), terwijl op de 5 hoofdstations tevens doorlopend wordt geregistreerd. Het zal duidelijk zijn dat het netwerk van regenstations met éénmaaldaagse aftappingen de ruggegraat vormt voor onze kennis van de verdeling van de neerslag naar plaats en tijd over ons land.

3. DE REGENMETEROPSTELLING OP 1,50 M

De waarnemingen zijn lange tijd uitgevoerd geweest met regenmeters van eenzelfde type, bestaande uit een zinken cilindervormige vergaarbak met kegelvormige bodem en een afsluitende trechter als opvangbak waarvan het afvoerpijpje tot bijna onder in de vergaarbak reikte. De vergaarbak was voorzien van een schenktuit, door een losse dop afgesloten. De regenmeter hing met twee nokkenparen in een vork die op de kop van een verticale houten paal was bevestigd, zodanig dat de horizontale bovenrand van de regenmeter op 1,50 m hoogte boven het terrein stak. Door de regenmeter eenvoudig om de nokken te kantelen, kon de inhoud in een maatglas worden geledigd. Op de buitenkant van dit zich naar onderen versmallende maatglas was een schaalverdeling ingekrast, zodanig in overeenstemming met de opvangopening van 400 cm^2 , dat de neerslaghoogte kon worden afgelezen in mm en tiende delen daarvan tot 3 mm direct, daarboven door schatting tussen de hele millimeters tot een maximum van 11 mm (fig. 1). Het is vrij zeker dat dit instrumentarium aan het eind van de vorige eeuw of het begin van deze, uniform over het gehele land in gebruik was en ongeveer een halve eeuw op dezelfde wijze is gehandhaafd. Hoe het daarvoor was, is niet precies in alle gevallen bekend, maar het is zeker dat andere typen voorkwamen en dat er geen uniformiteit bestond.



Fig. 1. KNMI-regenmeter (400 cm^2 opening) op 150 cm, in geïnundeerd gebied.
KNMI-raingauge (400 cm^2 aperture), height rim 150 cm, in inundated area.

In de beginjaren van het K.N.M.I., toen het nog in de Sterrenwacht te Utrecht was ondergebracht, werd van een vierkante trechter met een opvangopening van 25 dm^2 gebruik gemaakt; elders kwamen er met 9 dm^2 voor en zo zullen er nog wel andere variëteiten hebben bestaan.

4. VERLAGING VAN DE REGENMETEROPSTELLING NAAR 40 CM

De wijze van opstelling zoals die bij het begin van deze eeuw bij het K.N.M.I. in gebruik was, is tot omstreeks 1946 gehandhaafd. Als gevolg van de nog te behandelen onderzoeken welke door BRAAK in de jaren rond 1940 waren verricht, is toen besloten de regenmeteropstellingen te verlagen, zodat de bovenrand op 40 cm boven de grond kwam (fig. 2).

Voor het merendeel der stations geschiedde zulks reeds in 1946, voor de rest in de loop van de volgende 5 jaren. Het bleek dat met deze verlaging, hoe zeer uit

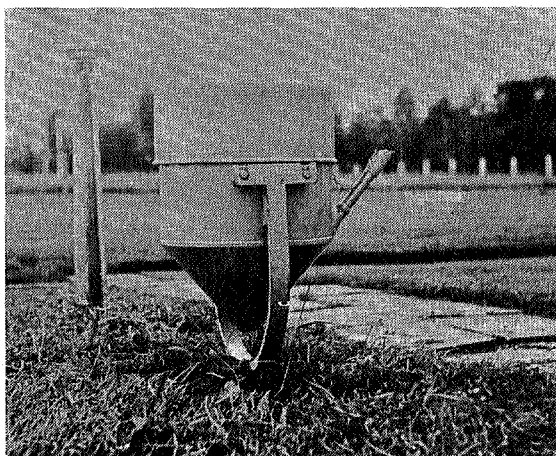


Fig. 2. KNMI-regenmeter (400 cm^2 opening) op 40 cm.
KNMI-rain gauge (400 cm^2 aperture), height rim 40 cm.

meteorologisch oogpunt gewenst, de behandeling van de regenmeting voor de waarnemers moeilijker was geworden. Door de lage opstelling kon de eenvoudige kanteling voor het uitschenken in het maatglas niet goed meer worden uitgevoerd; de regenmeter diende uit de vork genomen te worden, onder de arm geklemd, en vervolgens in het lange maatglas uitgeschonken. Daar verder in de loop der jaren gebleken was dat het onderhoud van de regenmeters, vooral bij de voortdurende uitbreiding van het stationsnet, een steeds grotere belasting van de werkplaats van

het K.N.M.I. betekende, is het begrijpelijk dat de leiding van de instrumentele afdeling uitzag naar een ander model regenmeter, gemakkelijk te hanteren en minder onderhoud vergend.

5. NIEUW MODEL 200 CM²

Zo is dan het model ontstaan dat geheel in koper is uitgevoerd. De cilindervormige verzamelbak heeft een platte bodem met een kleine centrale uitholling en is voorzien van een handgreep. De opvangtrechter, die nauwsluitend op de verzamelbak past, heeft inwendig een wat spitsere kegelvorm gekregen en het afvoerpijpje reikt tot in de uitholling in de bodem van het verzamelvat. De trechter heeft een nauwkeurig afgeslepen rand welke een opvangopening van 200 cm² omspant. De regenmeter wordt op de kop van een houten paal in een verende klem

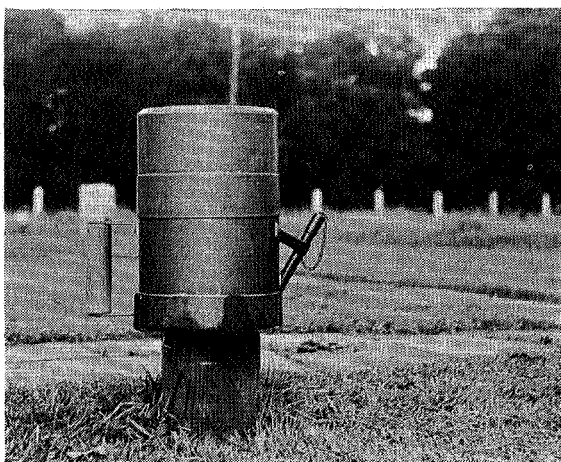


Fig. 3. KNMI-regenmeter (200 cm² opening) op 40 cm.
KNMI-raingauge (200 cm² aperture), height rim 40 cm.

vastgezet zodanig, dat de bovenrand weer 40 cm boven het grondoppervlak uitsteekt (fig. 3).

Dit nieuwe model is te De Bilt, zij het kort, vergeleken met het oude model regenmeter. Nadat de indruk was verkregen dat de uitkomsten met het nieuwe model slechts weinig verschilden met die van het oude, is het nieuwe model in 1962 op de stations ingevoerd. De vervanging vond geleidelijk plaats en is op het moment nog niet voltooid.

6. KRITIEK

Er is over de wijzigingen welke door het K.N.M.I. na 1945 in het net der regenstations werden aangebracht en ook wel over metingen die in het verleden zijn uitgevoerd in de laatste jaren enige kritiek van hydrologische zijde in woord zowel als geschrift tot uiting gekomen. Het is, dit zij vooropgesteld, niet de bedoeling deze kritiek volledig te ontzenuwen: zij is voor een deel terecht. De bedoeling is echter wel de hydrologen, als het mogelijk is, wat milder te stemmen "ten aanzien van door of vanwege het K.N.M.I. gepleegde fouten". Fouten maken is nu eenmaal een zeer menselijke aangelegenheid.

7. WAT KAN ER MIS GAAN?

Om tot het onderwerp terug te keren, wat kan er al zo mis gaan bij de inrichting van een regenstation, het doen van de waarnemingen en de verwerking van de gegevens? Uiteraard bestaan er wel regels voor al dit soort activiteiten, maar ook hierin is een geleidelijke ontwikkeling te bespeuren. Van de vorige eeuw en vroeger weten we heel weinig af. Dit vormt naar onze huidige opvattingen een ernstige belemmering bij de interpretatie van de uitkomsten uit die jaren. In de eerste helft van deze eeuw bestonden er slechts summiere regels voor de inrichting van een regenstation. De regenmeter op 1,50 m hoogte moest zodanig worden opgesteld dat de regen er van alle zijden vrij toegang toe kon hebben en op minstens zo'n afstand van naburige obstakels, zoals bomen, huizen en dergelijke, als deze zelf hoog waren.

Het liefst zag men de regenmeter zodanig geplaatst, dat deze enigermate voor harde wind beschut stond. Het klinkt allemaal wat triviaal, maar men zou hieruit kunnen concluderen dat men al heel lang moet hebben beseft, dat de wind een storende factor kan betekenen in de meting van de hoeveelheid neerslag, en men zal het al heel gemakkelijk gedemonstreerd hebben gezien, wanneer de neerslag in de vorm van sneeuw viel.

Kon men met de zoëven geschetste summiere regels landelijk gezien een zekere uniformiteit in de regenmeting bereiken welke aan de toenmalig gestelde klimatologische verlangens redelijk voldeed, internationaal gezien bleven tot op de huidige dag aanmerkelijke verschillen in de gebruikte regenmetertypen en opstellingen bestaan.

Andere fouten van instrumentele aard welke aan de regenmeting kunnen kleven, zijn de bevochtigingsfout en de verdampingsfout. De eerste ontstaat eensdeels doordat de eerste regendruppels op het droge trechteroppervlak vallend niet tot afvloeijing in de verzamelbak komen, andersdeels doordat bij uitschenking in het maatglas een kleine hoeveelheid vocht aan de wand van de verzamelbak blijft

hangen. BRAAK beweert dat deze fout niet te verwaarlozen is en dat de jaarsom van de neerslag hierdoor enige procenten te laag kan uitvallen. Deze uitspraak vinden we door latere laboratoriumexperimenten niet bevestigd: mits men zorgt dat het trechteroppervlak en de binnenwand van de verzamelbak niet geveerd worden, is de fout te verwaarlozen d.w.z. zij bedraagt bij iedere meting niet meer dan enkele honderdste millimeters tegenover een afleesnauwkeurigheid van 0,1 mm.

De verdampingsfout mag eveneens vrijwel verwaarloosbaar worden geacht, dankzij de constructie van de regenmeter: een opvangtrechter die nauw om de verzamelbak past en een trechterpijpje dat tot bijna aan de bodem reikt en het daarin staande water slechts een gering verdampend oppervlak biedt, en een door een dop afgesloten schenktuit.

8. OVERIGE FOUTEN

Zijn hiermede de belangrijkste fouten van instrumentele aard gesignaleerd, er blijven nog andere mogelijk die te maken hebben met de uitvoering van de waarneming en met de verdere bewerking.

Iedere waarnemer ontvangt uiteraard een instructie welke tevens is vastgelegd in een handleiding. Hij dient zijn waarneming elke dag op hetzelfde tijdstip, 8.40 uur Nederlandse tijd, uit te voeren. Hij moet dus de verleiding kunnen weerstaan om wanneer het misschien niet heeft geregend, de waarneming maar eens een keertje over te slaan. Hij loopt dan evenwel de kans de eerstvolgende keer de neerslag over twee dagen af te tappen! Als hij dat welbewust doet mag dat dan nog desnoods; als hij het maar tevens aantekent. Voorts dient hij de uitkomst van zijn meting direct te noteren op de daarvoor bestemde kaart en niet te proberen die in zijn hoofd te houden of op een kladpapiertje te schrijven, of zoals eens gebeurd schijnt te zijn met zijn vinger in het zand te schrijven. Hij moet zijn uitkomst op de goede datum invullen, dat is de datum waarop de regen werd afgetapt, en niet op die van de vorige dag ook al was toen de regen in werkelijkheid gevallen. Hij moet bij hoeveelheden boven de 10 mm goed onthouden hoeveel malen en met welke hoeveelheden het maatglas werd gevuld en alleen de totale som noteren. Hiermede is een tuiltje van stekelbloemetjes bijeengegaard dat waarnemers zo bij tijd en wijle aan het K.N.M.I. trachten kwijt te raken, ware het niet dat we in de loop der jaren er een aardig oog voor hebben gekregen om de stekeltjes van de bloemetjes te scheiden!

In de winter bij sneeuw en vorst kan het voor de waarnemer extra moeilijk worden. Hij moet dan de inhoud van zijn regenmeter en misschien ook de trechter eerst ontdooien. Hij mag dan niet ter bespoediging van dit proces het gehele apparaat en dan nog zonder deksel, in de brandende kachel plaatsen; het water zal dan spoedig in damp verdwenen zijn en het soldeer uit de naden gelopen.

Gelukkig blijkt het percentage waarnemers dat zich aan fouten als de zoëven geschetste schuldig maakt, gering te zijn en over het geheel genomen kan worden getuigd dat het corps van vrijwillige waarnemers zijn taak getrouwelijk en met veel toewijding verricht. Waarnemers met een 25-jarige dienstvervulling zijn niet zo heel zeldzaam en zelfs met 40 jaren komen voor!

9. INSPECTIE

Een geregelde inspectie der stations is echter wel noodzakelijk. In vroegere jaren geschiedde dat als regel door de directeur zelf, maar hoewel het aantal stations toen geringer was, kon de bezoeksfrequentie niet groot zijn. Sinds 1953 is de inspectie der stations aan een speciale functionaris opgedragen. Hij legt zijn bevindingen in een uitvoerig standaardrapport vast. De situatie van het station wordt in foto's vastgelegd. Op deze wijze wordt een stationsarchief opgebouwd dat voor de toekomst bijzonder waardevol zal blijken. Dankzij de intensieve inspectie is de kwaliteit der waarnemingen merkbaar gunstig beïnvloed. Het komt thans bijna niet meer voor dat een regenwaarnemer in twee of drie jaren geen bezoek van de inspecteur krijgt. Minder goede opstellingen en minder geschikte waarnemers worden dus sneller vervangen.

10. CONTROLE

Vòòr 1953 zond de regenwaarnemer zijn waarnemingen eens per maand op een kaart naar het K.N.M.I. Teneinde de bewerking der gegevens beter over de maand te spreiden, werden decade-kaarten ingevoerd, bestaande uit een stokkaart waarop de waarneming direct wordt genoteerd en een ponsdocument waarop de waarneming met nog andere gegevens, die de aard van de neerslag betreffen, worden overgenomen. Het ponsdocument wordt na afloop van de decadeperiode naar het K.N.M.I. verzonden. Sinds 1946 is de grote controle door rekenaars en assistenten intensief en regelmatig uitgevoerd. De waarnemingen der verschillende stations worden districtsgewijs op lijsten in kolommen naast elkaar gezet en onderling vergeleken. Vele van de fouten die ik daar straks signaleerde, komen daarbij voor den dag; verschillende kunnen dan worden hersteld, meestal nadat voorafgaand nog contact met de waarnemer heeft plaatsgehad. Het was echter tot voor enkele jaren geleden niet de gewoonte ontbrekende waarden aan te vullen of meerdaagse sommen schattenderwijs tot enkeldaagse terug te brengen. Alleen de werkelijke waarnemings-uitkomsten werden zodoende gepubliceerd, terwijl maand- of decade-sommen dan achterwege bleven. Nu we inmiddels tot een volledig machinale samenstelling van het jaarboek Regenwaarneming met behulp van ponskaarten zijn overgegaan, worden met het oog daarop sinds 1963 ontbrekende waarnemingen zo goed mogelijk geschat en als zodanig aangemerkt.

Met deze schets mag een indruk zijn gegeven van de gang van zaken in de loop der jaren met betrekking tot de meting van de neerslag en de verwerking van de gegevens, zodat een betere oordeelsvorming mogelijk is over wat de uitkomsten "waard" zijn.

11. INVLOED VAN DE WIND OP DE REGENMETING

Wij komen thans terug op de kwestie van de invloed van de wind op de regenmeting. Wat we daarvan onder nederlandse omstandigheden weten, is in hoofdzaak gebaseerd op het onderzoek dat door BRAAK gedurende enkele jaren vòòr, maar voornamelijk tijdens de tweede wereldoorlog is verricht en waarvan de resultaten zijn gepubliceerd. Het zal wel bekend zijn dat de regenmeter een storing teweeg brengt in de luchtstroming en daarmee de turbulentie van de lucht verhoogt, waardoor een gedeelte van de neerslag, die anders in de opvangtrechter zou zijn gekomen, langer zwevende blijft en eerst voorbij de regenmeter neerslaat.

Op een aantal plaatsen met uiteenlopende windomstandigheden zijn verschillende typen regenmeteropstellingen met elkaar vergeleken: de toenmaals gebruikelijke (400 cm²) op 150 cm, op 40 cm, als grondregenmeter, in z.g. engelse opstelling, en voorzien van een z.g. Nipher-scherm. Achteraf kunnen we het betreuen dat het onderzoek betrekkelijk kort heeft geduurd, dat nergens alle opstellingen op eenzelfde plaats naast elkaar zijn beproefd en dat de bepaling van de windsnelheid bij de regenmeters door de omstandigheden niet anders dan gebrekkig kan heten. BRAAK merkt zelf op "het verdient zeker aanbeveling om bij een voortgezet onderzoek de mogelijkheid te scheppen het genoemde verband (d.i. het verband tussen windsnelheid en het effect van de wind op de neerslagmeting) meer in detail na te gaan". Een dergelijk onderzoek is tot dusverre op het K.N.M.I. nog niet verricht en voorzover bekend ook niet elders in het land.

De volgende cijfers, afgeleid uit die van BRAAK, geven een indruk van de gevonden gemiddelde tekorten in de jaarsommen van de neerslag n_{150} welke met de regenmeter op 1,50 m werden bepaald in vergelijking tot die van de neerslag gemeten met de grondregenmeter (n_0) (zie volgende pagina).

Wanneer we de uitkomsten van BRAAK met elkaar vergelijken voor de diverse plaatsen, dan herkennen we hierin de invloed van wind en beschutting. In Dirksland was de regenmeter in een vlak gebied aan in doorsnee sterke wind blootgesteld. Hier is het windeffect het grootst. Men zou voor Vlissingen iets dergelijks hebben verwacht, doch de stad zelf schijnt nog bij bepaalde windrichtingen wel enige beschutting te geven, terwijl achteraf gebleken is dat de grondregenmeter bij harde wind in de regenschaduw van een hekwerk kwam te liggen. Men moet dus achter de opgegeven waarde een vraagteken plaatsen.

Plaatsen (jaren)	Bennebroek (8)	Vlissingen (2)	Dirksland (3½)	Castricum (3½)	Leiduin (3)	De Bilt (2)
$\frac{n_{150} - n_0}{n_0} \times 100 \%$	- 3,8	- 6,0	- 15,5	- 6,2 - 8,8 (14)	- 8,6	- 4,2
$\frac{n_{40} - n_0}{n_0} \times 100 \%$	-	-	- 7,1	- 4,8 - 6,7 (25)	- 4,1	- 2,6
$\frac{n_{150}^N - n_0}{n_0} \times 100 \%$				- 6,3 (14)		
$\frac{n_{40}^N - n_0}{n_0} \times 100 \%$				- 4,4 (12)		

Te Bennebroek stond de regenmeter sterk beschut, in de beide andere plaatsen in de duinstreek minder. In De Bilt mag men in doorsnee een zwakkere wind verwachten dan in de kuststreek. Op het lysimeterstation te Castricum zijn de waarnemingen met de regenmeters op 150 en 40 cm en met overeenkomstige regenmeters voorzien van een Nipher-scherm gedurende nog vele jaren vergeleken met die van de grondregenmeter.

De uitkomsten betrokken op jaarsommen zijn in de tabel cursief vermeld. Voor de regenmeteropstellingen op 40 cm liggen alle cijfers lager dan de overeenkomstige voor die op 150 cm. Deze uitkomst is de reden geweest tot de verlaging der regenmeteropstelling over het gehele land. Het was uiteraard een compromis-oplossing, waartoe kosten- en praktijkoverwegingen de doorslag hebben gegeven. De kosten voor inrichting en onderhoud van een grondregenmeter zouden aanzienlijk hoger liggen dan voor de 40 cm opstelling en talrijke waarnemers zouden de installatie niet hebben aanvaard, omdat zij meer grondoppervlak vergt of omdat de uitvoering der waarneming voor hen te bezwaarlijk zou worden. De verlaagde regenmeteropstelling is zeker een verbetering vergeleken bij de oude; zij is echter niet afdoend en zij betekent een breuk in de reeks der waarnemingen die statistisch significant genoemd kan worden. Er is praktisch gesproken geen uitzicht dat de oude, noch de nieuwe waarnemingen voor de invloed van de wind op de metingen gecorrigeerd zouden kunnen worden; de vereiste gegevens daarvoor zijn niet aanwezig. Men weet van een dagsom niet wanneer die gevallen is, noch wat de windsnelheid bij de regenmeter tijdens de regen geweest is.

De suggestie die wel eens is gedaan om b.v. in een tiental plaatsen in ons land

een grondregenmeter te installeren naast de gebruikelijke, en dan nog uitgebreid met een windmeter en een pluviograaf, kan in beginsel wel uitvoerbaar worden gedacht, maar zal toch niet volledig tot het beoogde doel kunnen leiden, omdat de verzamelde gegevens te zeer lokaal gebonden zullen blijken en slechts in beperkte mate of in het geheel niet voor overdracht op de overige stations vatbaar.

12. INTERNATIONALE VERGELIJKING

Tenslotte nog een enkel woord over de gewraakte overgang van de regenmeter met 400 cm² opvangopening naar een nieuw type met 200 cm² opening. In het kader van een door de W.M.O.-Commissie voor Instrumenten en Waarnemings-

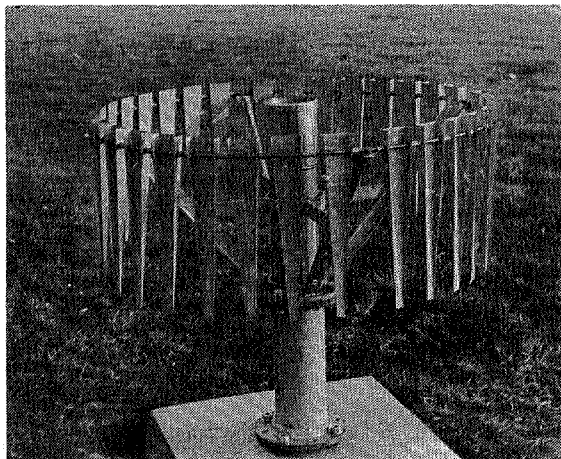


Fig. 4. Voorlopige internationale standaard regenmeter (128 cm² opening) op 100 cm.
Interim reference precipitation gauge (128 cm² aperture), height rim 100 cm.

methoden ingestelde werkgroep wordt door een aantal landen een vergelijkend onderzoek uitgevoerd met de voorlopige internationale standaardregenmeter (fig. 4) en de in die landen in gebruik zijnde regenmeter. Deze vergelijking wordt ook in De Bilt sedert 1963 uitgevoerd. Eigener beweging hebben we aan onze normale regenmeters op 40 cm hoogte met opvangopeningen van 400 en 200 cm² nog een grondregenmeter met 200 cm² opening toegevoegd (fig. 5).

Gemiddeld over de hele waarnemingsperiode van 3½ jaar zijn de volgende afwijkingen t.o.v. de grondregenmeter uitkomsten waargenomen:

Prip *)	Standaard 200 cm ²	Standaard 400 cm ²
— 6,4 %	— 3,9 %	— 4,9 %

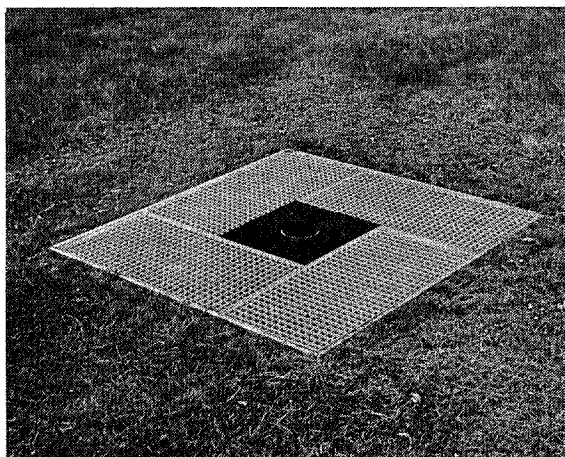


Fig. 5. Grondregenmeter (200 cm² opening).
Zero level raingauge (200 cm² aperture).

Althans onder De Biltse omstandigheden kan dus het nieuwe type regenmeter niet slechter, doch eerder beter dan het oude type worden genoemd, terwijl het gebruik van het voorlopige internationale model voor ons stellig geen voordelen biedt.

13. REPRESENTATIVITEIT VAN DE PUNTMETING EN VARIABILITEIT VAN DE NEERSLAG NAAR PLAATS EN TIJD

Tenslotte nog iets over de z.g. representativiteit van de regenmeting, de puntmeting zoals ook wel wordt gezegd. (Hoe zeer we met een "punt" te doen hebben, kan blijken als we bedenken dat alle 300 regenmeters van Nederland bij 4 dm² opening een oppervlak van 12 m² besloegen dat intussen al tot bijna weer de helft is gereduceerd). Te De Bilt is enkele jaren geleden een onderzoek uitgevoerd met een 15-tal regenmeters op 40 cm hoogte en een opvangopening 400 cm² (fig. 6), waarvan er 13 in een kruis waren opgesteld met een armlengte van 20 m en 2 zich op een afstand van 75 en 80 m van het centrum bevonden. In deze regenmeters werden meestentijds afzonderlijke regens verzameld en hun hoeveelheden in verschillende combinaties onderling vergeleken. Het onderzoek is nog niet volledig afgesloten, maar enkele voorlopige resultaten werden door LEVERT gepubliceerd

*) Pluviomètre de Référence Internationale Provisoire
 (Interim Reference Precipitation Gauge)

(*Hemel en Dampkring* 51 (1961), 133-139). Het ging voornamelijk om de volgende vragen: in hoeverre is de meting met een enkele regenmeter een benadering van het ware veldgemiddelde; in hoeverre mag de meting op een bepaalde plaats



Fig. 6. Plastic regenmeter (400 cm² opening) op 40 cm.
Plastic rain gauge (400 cm² aperture), height rim 40 cm.

vervangen worden door die met een regenmeter op enige afstand in hetzelfde veld; indien een enkelvoudige puntmeting niet voldoende representatief kan worden beschouwd is dan het gemiddelde van b.v. 4 puntmetingen een betere benadering?

Wanneer eenzelfde regen over alle regenmeters is getrokken, zal men in het algemeen toch niet in iedere regenmeter eenzelfde hoeveelheid vinden, niet alleen als gevolg van de fouten van instrumentele aard, maar ook door de eigenaardigheden die aan het regenverschijnsel als zodanig verbonden zijn (verschillende grootten van druppels, turbulentie van de lucht, morfologie van de zich ontlastende regenwolken). Bovendien kunnen de terreinomstandigheden zelf ook een rol spelen, en wel zodanig dat een bepaalde plaats altijd meer ontvangt dan de andere. Van deze laatste mogelijkheid is echter in ons geval niets gebleken! Wanneer men de gemiddelden over de 15 regenmeters in klassen indeelt volgens opklimmende grootte (g), dan blijkt de gemiddelde standaardafwijking binnen de klasse ($\bar{\delta}$) met g toe te nemen en ongeveer $2\frac{1}{2}$ % van g te bedragen. Bepaalt men voor iedere regen het grootste verschil in uitkomst tussen 2 van de 15 regenmeters en volgt men

dezelfde klasse-indeling, dan blijkt het gemiddelde van het grootste verschil in een klasse (Δ) met g toe te nemen en te variëren van ongeveer 10 % bij lage g waarden (tot ongeveer 7 mm) tot ongeveer 6 % of minder bij de hoge (> 24 mm). Dit alles wijst erop dat op korte afstanden (variërend van 4 tot 150 m) vrij grote variaties in de afzonderlijke neerslagmetingen mogelijk zijn. Zowel bij kleine als bij grote hoeveelheden kan men kleine en grote variaties aantreffen.

De gemiddelde waarden der hoeveelheden waren bij de hier in het spel zijnde afstanden voor alle regenmeters afzonderlijk gelijk: de puntregenmeting is zeker representatief voor het beschouwde veld, maar de vraag rijst dan onmiddellijk tot hoever reikt de grens waarop de puntmeting nog als representatief kan worden aanvaard.

Wellicht kan het neerslagmateriaal uit de Rottegatpolder (regenmeterafstanden 100 tot 1000 m) ons hierin verder inzicht verschaffen en op nog grotere schaal het onderzoek dat in de Achterhoek wordt uitgevoerd, waar de regenmeterafstanden variëren van 2 tot 40 km ongeveer.

De gemiddelde afstand die tussen de regenstations van het K.N.M.I. wordt aangehouden is naar schatting 10 à 15 km. Bij deze netwerkdichtheid is het mogelijk dat een zeer lokale regenbui aan de aandacht ontsnapt, of omgekeerd misschien een te zwaar accent op het station legt.

Er is daarom voor een gegeven station ook een grote variabiliteit van daghoeveelheden in de tijd aantoonbaar. Zelfs als we jaarsommen over reeksen van jaren beschouwen, is dit het geval. Zo bedraagt de standaardafwijking in de reeks der jaarsommen van Den Helder over een tijdvak van 102 jaren 104 mm bij een gemiddelde van 671 mm (ong. 15 %) en van Zwanenburg-Hoofddorp over een tijdvak van 212 jaren 140 mm bij een gemiddelde van 775 mm (ong. 18 %).

Iets van deze aspecten is weerspiegeld in de serie kaarten van de verdeling over ons land van de jaarsommen van de neerslag, gemiddeld over de successieve 10-jarige perioden 1911-1920 t/m 1951-1960 en over het gehele 50-jarige tijdvak 1911-1960. De gemiddelde neerslagniveaus voor de 5 decaden tonen onderling merkbare verschillen: 1911-1920 en 1921-1930 waren relatief laag, maar vooral 1951-1960 was relatief hoog. De neerslagpatronen zijn allerm minst identiek hoewel enkele algemene trekken telkens terugkeren welke het gemiddelde patroon over 1911-1960 kenmerken. Uitgesproken minima vindt men boven het IJsselmeergebied en de Waddenzee, in midden Limburg en de Betuwe, en op enige afstand van de kust over Zeeland.

De maxima vindt men in het uiterste oosten van Zuid-Limburg, in de kuststrook van Noord-Holland, over de Veluwe en het Utrechtse heuvelgebied, over Drente en over het midden van Zuid-Holland ongeveer langs de as Delft-Amsterdam.

DE LYSIMETERS IN NEDERLAND (III)

ASPECTEN VAN VERDAMPING EN RESULTATEN VAN VERDAMPINGSONDERZOEK

P. E. RIJTEMA en A. H. RYHNER

*Rapport van de Werkgroep Lysimeters T.N.O. aan de
Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O.*

SUMMARY

LYSIMETER INVESTIGATIONS IN THE NETHERLANDS

The investigations with lysimeters in the Netherlands are coordinated in the Working Party on Lysimeters of the Committee on Hydrological Research T.N.O. Part of the results of these investigations and a description of the lysimeters used in the Netherlands were given by Wind (1958; 1960). The present study is the third report of the Working Party to the Committee on Hydrological Research T.N.O.

A discussion of the physical aspects of evapotranspiration has been given in chapter 2. The effects of the surface roughness and of the geometry of the evaporating surface on transpiration were treated. A crop model has been introduced, taking into account the geometry of the crop surface and the stomatal resistance, when using a combined energy balance and vapour transport method for the calculation of evapotranspiration. Moreover, the influence of interception of precipitation on evaporation has been dealt with.

The diffusion resistance (R_c) of the crop has been given in its dependence on soil cover (R_c^s), radiation intensity (R^I) and the suction in the leaf tissue (R_c^ψ). It has been shown that the suction in the leaves depends on transpiration rate, the suction in the root zone and the capillary conductivity of the soil, as well as on the internal transport resistance of the crop and the geometry of the root system. The latter depends on the root density and depth of rooting, as well as on root activity.

In chapter 3 a review has been given of the range of application in hydrological investigations. It has been proposed to start with the calculation of the evaporation from a wet surface (E_{nat}) with the same shape and dimensions as the crop considered. It appeared that under certain conditions a linear relationship exists between E_{nat} and open water evaporation E_o . The type of relation depended

strongly on the meteorological data used. Kramer (1957) used day-time mean values of temperature and relative humidity, whereas Rijtema (1965) used 24-hour means. Moreover, Rijtema used a modified wind function.

A comparing investigation showed that the various procedures lead to the following relationships under the climatological conditions in the Netherlands:

$$E_o = 0.83 \quad E_{o,1} = 0.91 \quad E_{o,2} = 1.10 \quad E_{o,3} = 0.82 \quad E_{o,4} = 0.40$$

where

E_o = open water evaporation measured with sunken pans with a black bottom and a black wall, and agreeing with the data calculated after Rijtema (1965)

$E_{o,1}$ = open water evaporation calculated after Penman, using mean values of day-time temperature and relative humidity

$E_{o,2}$ = open water evaporation calculated after Penman, using mean values of temperature and relative humidity over 24 hours

$E_{o,3}$ = open water evaporation measured with sunken pans with a light coloured bottom

$E_{o,4}$ = open water evaporation measured with above-ground pans.

The relation between E_o (Rijtema, 1965) and E_{nat} of some crops is given in table 1 for the climatic conditions in the Netherlands.

The value of the real evapotranspiration can be calculated from equation (20) using the data of E_{nat} . Values of R_c^c and R_c^l can be obtained from figures 6 and 7. The relation between R_c^{ψ} and ψ^{pot} , as given in figure 10, holds for grass and cereals. The values of the internal transport resistance (R_{pl}) and geometry factor of the root system (b) for spring wheat were respectively 3000 cm day mm⁻¹ and 0.22 cm. Rijtema determined for grass respectively 1042 cm day mm⁻¹ and 0.47 cm.

A model has been proposed for the calculation of the water balance based on soil physical and climatological data. A testing of the model for practical application is still necessary. An example of the calculation scheme has been given.

Results of the investigations concerning the real evapotranspiration under practical condition were given in chapter 4. The calculated values for grass were compared with the data obtained from a water balance study in the Rottegatspolder. The differences between the calculated data and the results from the water balance study could be explained to a great extent by the uncertainties in the variation in moisture content in the profile as measured by neutron scattering (fig. 18-25).

The results obtained with spring wheat and potatoes, with and without appli-

cation of sprinkler irrigation were satisfactory (fig. 26-29).

The large differences between the duplicate measurements with the neutron scattering apparatus (fig. 30) in lysimeters at Castricum with dune vegetation and deciduous trees made a comparison between calculated and measured data impossible.

The results obtained with conifers (Pinus nigra Austriaca L) were satisfactory (fig. 31 and 32).

It has been concluded that lysimeter investigations in the future will still be of value for the determination of crop properties and for the testing of models based on soil physical properties and climatic data.

VOORWOORD

Dit rapport bevat de resultaten van onderzoeken die in opdracht van de Werkgroep Lysimeters T.N.O. zijn verricht door dr. ir. P. E. RIJTEMA van het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (I.C.W.). Het grootste deel van dit onderzoek is gedaan in de periode van november 1960 tot november 1963 toen de heer A. H. RYHINER, technisch ambtenaar, in dienst van de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O. hierbij assistentie verleende.

De verrichte werkzaamheden sluiten aan bij het onderzoek dat dr. R. WIND HZN (overleden 6 maart 1958) tot het begin van 1958 in dienst van genoemde commissie had verricht.

Was na de oprichting van de Werkgroep in juni 1949 eerst de aandacht voornamelijk gericht op de techniek van het onderzoek met lysimeters, dit veranderde toen WIND werd belast met een samenvattende bewerking van alle tot dusver met behulp van Nederlandse lysimeters verkregen gegevens. Dit gebeurde in de jaren 1952 tot en met 1957; daarvan doen twee publikaties verslag (75, 76).

Intussen werd de betekenis van de Werkgroep de leden steeds duidelijker: bij de geregelde besprekingen van de verrichte werkzaamheden en verkregen resultaten bestreken de discussies een veel breder terrein dan alleen dat van de meettechniek en de uitkomsten der lysimeters. Ze betroffen in de eerste plaats alle meetmethoden om de verschillende termen van de waterbalans te bepalen. Als gevolg hiervan werden in de lysimeters te Castricum metingen van het grondvocht met nylon-elementen en later met de neutronen-sonde bij het onderzoek ingeschakeld. Over de laatste meettechniek werden aan de werkgroep van de zijde van het I.C.W. rapporten uitgebracht (3, 40).

In de tweede plaats kwam geregeld de gehele problematiek van de neerslag, de afvoer en de verdamping in discussie.

Van groot belang werd de vraag, waarop ir. W. C. VISSER bij herhaling de aandacht van de Werkgroep richtte, hoe de resultaten van lysimeteronderzoek moeten worden overgedragen op het veld met zijn vele praktische problemen. Deze vraagstelling komt duidelijk tot uitdrukking in een aantal rapporten van zijn hand (61, 62, 65). Pogingen tot overdracht werden al door WIND gedaan (77), al was de techniek ervan nog zeer eenvoudig, bestaande in het gebruik van empirische rechtlijnige regressies van de afvoer van de verschillende lysimeters als functie van de neerslag. WIND toonde dat deze regressies voor perioden van een jaar opmerkelijke resultaten opleverden. Deze verkreeg MAKINK zonder van lysimetergegevens gebruik te maken, door de verdampingsformule van Penman voor vrij water te combineren met een aantal globale gewasfactoren (77).

Een veel gedetailleerder overdracht van lysimeterresultaten voor korte perioden is echter pas mogelijk wanneer men erin slaagt de bergingsterm en de verdampings-term in de balansvergelijking numeriek te scheiden. Hieraan werden statistische berekeningen gewijd (55). Fundamenteel is echter een dergelijke scheiding pas mogelijk na een diepgaande fysische analyse van het gehele transportproces van het water uit het grondwater via de onverzadigde zone en de vegetatie naar de atmosfeer. Aan dit onderwerp wijdde VISSER een aantal rapporten en publikaties, waarin het streven tot uitdrukking komt om het stromingsproces te herleiden tot enkele basis-formules, waarin de parameters voor elke grondsoort en elk gewas (in het vigerende ontwikkelingsstadium) eens en vooral door meting kunnen worden bepaald (64, 70, 66, 67, 68, 69, 71).

Zo ontstond geleidelijk de behoefte aan bredere toetsingsmogelijkheden voor de theoretische ondergrond van de waterhuishouding en deze werd in de eerste plaats gevonden in de Rottegatpolder met zijn drainage-lysimeterveld. Deze zijn studie-object van de Werkcommissie voor Verdampingsonderzoek (73), die een vijftal leden met de Werkgroep Lysimeters gemeen heeft. Ook werd met medewerking van het hoogheemraadschap Rijnland door de Rijkswaterstaat en het I.C.W. een onderzoek begonnen naar de waterhuishouding van de Grote-Heiligegeestpolder, die voor dit onderzoek geschikt werd bevonden.

Twee werkwijzen die beogen de termen van de waterbalans voor perioden van een maand of korter te berekenen uit voorhanden of gemakkelijk te verkrijgen routinewaarnemingen (weers- en waterstandsgegevens) kwamen herhaaldelijk in de Werkgroep ter tafel: de waterstandsmethode (2, 4, 8, 5, 9, 72) en de boekhoudmethode (19, 23, 25, 26). De laatste ontwikkelde zich dankzij de resultaten van het lysimeteronderzoek en dat van de Rottegatpolder geleidelijk tot een dynamische simulatie die geschikt is voor bewerking met de rekenautomaat (28).

Zoals al duidelijk is geworden droegen behalve de eigen onderzoeker van de werkgroep ook andere leden tot het onderzoek met en rond lysimeters bij. Het K.N.M.I. bracht een aantal rapporten uit met betrekking tot de Castricumse

lysimeters (35, 36, 37, 38); de gegevens van de Wageningse lysimeters uit de jaren 1952 tot en met 1956 werden als een hydrologische studie gepubliceerd (22); ook werden polders als lysimeter beschouwd en hun waterhuishouding bewerkt (10).

Intussen ondernam de onderzoeker, die na de overdracht van de Wageningse lysimeters van het voormalige C.I.L.O. aan het I.C.W. in 1957 de installatie onder zijn beheer kreeg, een diepgaande fysische analyse van de waarnemingen, wat tot een aantal belangrijke rapporten en publikaties leidde (49, 50, 51, 42, 43, 44, 46, 47, 39, 41). Enkele zijn gebaseerd op een bewerking van het materiaal van de Castricumse lysimeters (49, 51). Het onderzoek kwam in 1965 zover, dat het besluit was gewettigd de Wageningse lysimeters met gras op te heffen en het materiaal in Heelsum te gebruiken voor onderzoek aan akkerbouwgewassen (45).

Hoewel de overdrachtsmethoden, door VISSER met zoveel klem aanbevolen, zich meer en meer schenen te verwijderen van het eigenlijke onderzoek met lysimeters en deze hulpmiddelen overbodig schenen te willen maken, ontwierp VISSER toch een nieuwe lysimeter waarmee het mogelijk is langs hydraulische weg zeer nauwkeurig gewichtsveranderingen te registreren (70, 6, 7) zodat hiermee een fijnere analyse der waterhuishouding mogelijk zal zijn.

Twee activiteiten van de Werkgroep mogen in deze inleiding niet onvermeld blijven. De eerste is een bijeenkomst met Duitse lysimeteronderzoekers in 1963 te Wageningen gehouden, waar de gasten o.m. werden ingelicht over de werkwijze, de doelstellingen en het onderzoek van de Werkgroep (32, 24, 65). De tweede was een studiedag van de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek te Utrecht (nov. 1965), die door de Werkgroep Lysimeters was voorbereid en waar door vier van zijn leden een voordracht werd gehouden over de waterhuishouding van de onverzadigde zone van de grond. Het materiaal van deze voordrachten is voor een belangrijk deel uit het lysimeteronderzoek van de Werkgroep voortgekomen (33, 47, 28).

Het hier volgende verslag getuigt van de twee facetten van het onderzoek: enerzijds van een diepgaande fysische analyse van de processen die deel uitmaken van de waterhuishouding van een begroeide grond, anderzijds van een poging de verkregen inzichten en resultaten ten behoeve van praktische doeleinden toe te passen.

De hoop mag worden uitgesproken dat de hier geboden resultaten het onderzoek van anderen op dit gebied zal helpen ontwikkelen en aan practici nieuwe middelen zal verschaffen voor de aanpak van hun problemen.

De Werkgroep Lysimeters T.N.O.

1. INLEIDING

Een beschrijving van de constructie van de lysimeters in Nederland en een overzicht van de waarnemingen en activiteiten van de Werkgroep Lysimeters T.N.O. werd gegeven door WIND (1958).

Hoewel het aantal waarnemingsjaren nog niet groot was, werd in het tweede rapport van de Werkgroep (WIND, 1960) een poging gedaan voor andere omstandigheden op grond van een statistische bewerking jaarcijfers voor verdamping en drainage te berekenen. Voor praktische toepassing is het gewenst, dat de resultaten van het lysimeteronderzoek over perioden van één tot twee weken kunnen worden overgedragen. Van de Nederlandse lysimeters was in feite alleen de weegbare lysimeterinstallatie te Wageningen direct voor dit doel geschikt. De ontwikkeling en de toepassing van de nucleaire methode voor het bepalen van het vochtgehalte in de grond heeft voor de lysimeters in Castricum het opstellen van waterbalansen over kortere perioden mogelijk gemaakt.

Het is echter vooral tengevolge van de ontwikkeling in het klimatologisch, plantenfysiologisch en bodemfysisch onderzoek, dat theoretisch gefundeerde overdrachtsmogelijkheden zijn ontstaan. Het lysimeteronderzoek heeft in belangrijke mate bijgedragen in de ontwikkeling van relaties die bij het hydrologisch onderzoek kunnen worden toegepast.

Tevens werd echter duidelijk dat de lysimeters van Groningen en van Rijnland voor een toetsing van de theoretische beschouwingen over korte perioden tengevolge van lokale omstandigheden minder geschikt waren.

Hoewel dit in het nu volgende verslag wellicht niet direct naar voren komt, zijn de gegevens van de lysimeters en een aantal aanvullende metingen de toets geweest van de ontwikkelde beschouwingen. Bij dit onderzoek bleek tevens, dat een directe overdracht van de lysimetergegevens voor korte perioden naar andere omstandigheden niet mogelijk is.

Voor de verdere bestudering van de interacties tussen klimaat, gewas en bodem zal het onderzoek met lysimeters ook in de toekomst nog een belangrijke bijdrage kunnen leveren.

2. FYSISCH ASPECTEN VAN DE VERDAMPING

De verdamping van een vrij wateroppervlak is behalve van de specifieke eigenschappen van de watermassa, alleen afhankelijk van meteorologische factoren als straling, temperatuur, relatieve vochtigheid en windsnelheid. De verdamping van een begroeide grond is behalve van deze meteorologische factoren ook afhankelijk van factoren, die betrekking hebben op de ontwikkeling van het gewas en de beschikbaarheid van het bodemvocht.

De methode van Penman gaat voor de berekening van de potentiële verdamping uit van de berekende verdamping van een vrij wateroppervlak, welke waarde moet worden vermenigvuldigd met een empirische reductiefactor. Tengevolge van de gewasontwikkeling en een eventueel optredend vochttekort heeft de gewasverdamping onder veel omstandigheden geen eenvoudig verband met de verdamping van een vrij wateroppervlak. Om deze reden is het noodzakelijk de factoren die de werkelijke verdamping bepalen in beschouwing te nemen. Deze voornaamste factoren zijn:

- a. het waterdamptransport van de lagen dicht bij het verdampend oppervlak naar hoger gelegen luchtlagen;
- b. de energie beschikbaar voor de verdamping van water;
- c. de geometrie van het verdampend oppervlak, waarbij inbebrepen de opening van de huidmondjes in verband met het waterdamptransport van de intercellulaire holten naar de externe atmosfeer;
- d. de wateraanvoer naar het verdampend oppervlak.

De factoren, die onder a en b zijn gegeven zijn afhankelijk van de meteorologische factoren, die ook de verdamping van een vrij wateroppervlak beheersen, ofschoon ze verschillen tengevolge van een verschil in ruwheid van het verdampend oppervlak alsmede het verschil in reflectie. De factoren genoemd onder c en d zijn afhankelijk van plantenfysiologische en bodemfysische eigenschappen.

Elk van de genoemde factoren kan een beperking voor de grootte van de verdamping van een begroeid oppervlak geven, zodat al deze factoren bij de bestudering van de werkelijke verdamping in rekening moeten worden gebracht.

Voor al in perioden met een gereduceerde verdamping, tengevolge van optredende vochttekorten of tengevolge van een lage lichtintensiteit, wordt de grootte van de verdampingsterm in sterke mate beïnvloed door de interceptie van neerslag gedurende de periode. Reeds in een vroegere publikatie (RIJTEMA, 1965) werd een benadering gegeven voor de berekening van dit effect, waardoor de invloed van de interceptie op de grootte van de werkelijke verdamping met voldoende nauwkeurigheid kon worden bepaald.

2.1. *De meteorologische aspecten van de verdamping*

Het waterdamptransport van het verdampend oppervlak naar hoger gelegen luchtlagen wordt beheerst door de dampspanningsgradiënt, de turbulentie van de luchtstroom en de ruwheid van het verdampend oppervlak.

De verticale verdeling van de windsnelheid kan onder adiabatische omstandigheden van de atmosfeer door een logaritmische functie van de hoogte worden beschreven. Bij andere atmosferische omstandigheden geeft deze logaritmische

functie vermenigvuldigd met een van de stabiliteit afhankende factor een beter resultaat.

Als de waarden van de ruwheidshoogte (z_0) en de nulvlaksverplaatsing (d) bekend zijn, is het meten van de windsnelheid op één hoogte en van de dampspanning op twee hoogten boven het gewas voldoende om de verdamping te berekenen. Worden nu de metingen op 2 m standaardhoogte als het ene meetniveau aangenomen en de waarde op het nulvlak van de windsnelheid als tweede meetniveau, dan ontstaat de volgende vergelijking van het Daltontype voor de verdamping:

$$E = f(z_0, d) u (e_s - e_a) \text{ mm dag}^{-1} \quad (1)$$

hierin is u de windsnelheid op 2 m hoogte in m sec^{-1} , e_s en e_a de dampspanning in mm Hg respectievelijk op het nulvlak en op 2 m hoogte.

Vergelijking (1) geldt alleen voor stationaire en quasi-stationaire omstandigheden, over tijdvakken, waarin de fluctuaties in de windsnelheid en de dampspanning geen wijzigingen van hun gemiddelde waarden geven. Bij toepassing van vergelijking (1) over langere tijdvakken moet met het optreden van ernstige fouten rekening worden gehouden indien er een sterke correlatie bestaat tussen de windsnelheid en de dampspanningsgradiënt, waarbij de verdamping te laag wordt berekend bij een positieve correlatie tussen beide grootheden en te hoog bij een negatieve correlatie. Onder deze omstandigheden, zal men per korte tijds-eenheid het produkt van beide factoren moeten berekenen en daarna het gemiddelde van het produkt moeten berekenen voor de hele periode. Indien beide factoren niet of alleen zwak zijn gecorreleerd, mag gebruik worden gemaakt van het produkt van de gemiddelde factoren.

De waarde van $f(z_0, d)$ is voor een gegeven gewas afhankelijk van de gewas-hoogte. Bij toenemende hoogte wordt het gewas ruwer, waardoor de waarde van z_0 toeneemt, terwijl ook de waarde van de nulvlaksverplaatsing d toeneemt. Uit de literatuur (DEACON, 1949; RIDER, 1954; MONTEITH, 1963) blijkt, dat de waarde van z_0 en mogelijk ook van d tevens afhankelijk is van de windsnelheid.

De afhankelijkheid van de windsnelheid wordt veroorzaakt door het feit, dat bij lage windsnelheden de bladeren heen en weer bewegen, waardoor het oppervlak aerodynamisch ruwer wordt, terwijl de bladeren bij hoge windsnelheden een positie evenwijdig aan de stromingsrichting van de bewegende lucht aannemen, waardoor het oppervlak aerodynamisch gladder wordt. Bij de analyse van de lysimetergegevens betreffende gras is de waarde van $f(z_0, d)$ gesteld als het produkt van een functie van de gewashoogte (l) en een functie van de windsnelheid (u), zodat de volgende vergelijking is aangenomen:

$$f(z_0, d) = g(l) \cdot h(u) \quad (2)$$

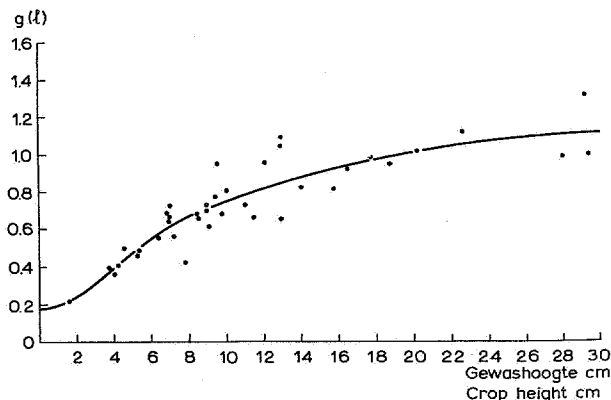


FIG. 1. Het verband tussen $g(l)$ en de gewashoogte bij een windsnelheid van 1,75 m/sec op 2 m hoogte
The relation between $g(l)$ and crop height for a mean wind velocity at 2 m height of 1.75 m/sec

In figuur 1 is het verband weergegeven tussen $g(l)$ en de gewashoogte voor een gemiddelde windsnelheid van 1,75 m sec⁻¹. In figuur 2a is het verband weergegeven tussen $h(u)$ en de windsnelheid, zoals deze uit de analyse van de gegevens is bepaald. In figuur 2b is dezelfde relatie weergegeven zoals berekend op grond van literatuurgegevens voor gras met een gewashoogte van 60 tot 75 cm. De curve die in figuur 2b is getrokken is afkomstig uit figuur 2a. De overeenstemming met de literatuurgegevens blijkt ondanks het grote verschil in gewashoogte redelijk te zijn.

Verdamping is de overgang van de vloeibare fase naar de dampfase, waarvoor een zekere hoeveelheid energie nodig is. Het probleem bij de energiebalans is het meten van alle andere termen van de balans, waarbij de verdamping als restterm overblijft. Bij verwaarlozing van de energie gebruikt voor fotosynthese en de warmteberging in het gewas kan deze balans als volgt worden weergegeven:

$$H_{nt} = (1 - r) H_{sh} - {}^{nt}H_{lo} = LE + K + S \quad (3)$$

hierin is H_{nt} de netto straling, H_{sh} de totale kortgolvlige zonne- en hemelstraling, ${}^{nt}H_{lo}$ de netto langgolvlige straling, LE de energie gebruikt voor verdamping, K de warmte-afgifte naar de atmosfeer tengevolge van temperatuurgradiënten, S de warmte-afgifte naar de grond, r de reflectie-coëfficiënt van het verdampend oppervlak voor de totale kortgolvlige straling en L de verdampingswarmte.

In balansperioden van een aantal dagen wordt de warmteberging in de grond

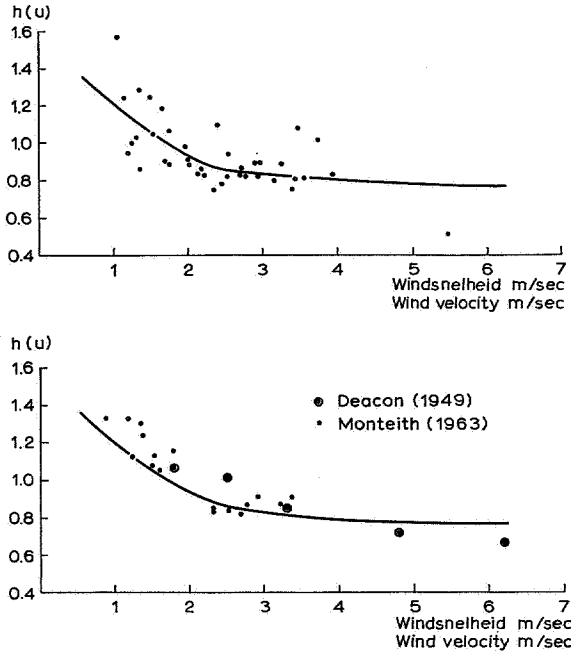


FIG. 2. a. Het verband tussen $h(u)$ en de gemiddelde windsnelheid op 2 m hoogte, bepaald uit lysimeter gegevens
 b. Het verband tussen $h(u)$ en de windsnelheid op 2 m hoogte, berekend uit gegevens van DEACON (1949) en MONTEITH (1963); de curve is afkomstig uit fig. 2a
 a. *The relation between $h(u)$ and wind velocity at 2 m height, determined from lysimeter data*
 b. *The relation between $h(u)$ and wind velocity, calculated from data given by DEACON (1949) and MONTEITH (1963); the curve originates from fig. 2a*

relatief klein ten opzichte van de nettostraling, waardoor deze term in de energiebalans mag worden verwaarloosd. Het probleem wordt dan teruggebracht tot het scheiden van de twee overblijvende termen in het rechter lid. De verdeling van de netto energie tussen deze beide componenten kan tot stand worden gebracht met behulp van de Bowenverhouding:

$$\beta = \frac{K}{LE} = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \quad (4)$$

hierin is γ de psychrometer constante, T_s en T_a respectievelijk de oppervlakte- en luchttemperatuur, e_s en e_a respectievelijk de dampspanning aan het oppervlak en in de lucht.

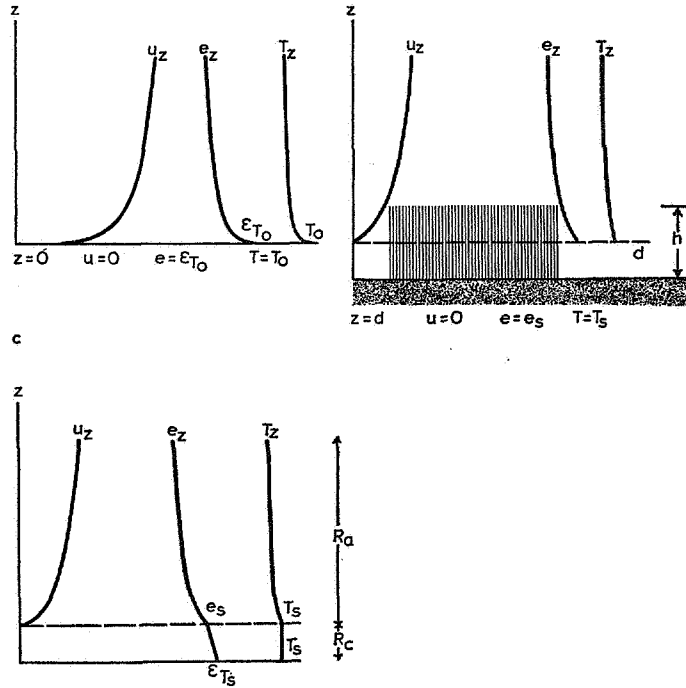


FIG. 3. Schematische voorstelling van het verband van windsnelheid (u), dampspanning (e) en temperatuur (T) met de hoogte (z) boven het oppervlak

- vrij wateroppervlak ($z = 0$, $u = 0$, $e =$ verzadigde dampspanning (e_{T_0}) bij temperatuur T_0)
- gewas ($z = d$, $u = 0$, $e = e_s$ (niet verzadigd), $T = T_s$, $d =$ nulvlakverplaatsing, $h =$ gewashoogte)
- gewasmodel: invoering van een niveau met verzadigde dampspanning (e_{T_s}) bij temperatuur T_s ; R_c is diffusieweerstand van het gewas, R_a diffusieweerstand in de atmosfeer

A schematic representation of the relation of wind velocity (u), vapour pressure (e) and temperature (T) with the height (z) above the surface

- free water surface ($z = 0$, $u = 0$, $e =$ saturated vapour pressure (e_{T_0}) at temperature T_0)
- crop ($z = d$, $u = 0$, $e = e_s$ (not saturated), $T = T_s$, $d =$ zero plane displacement, $h =$ crop height)
- crop model: introduction of a level with saturated vapour pressure (e_{T_s}) at temperature T_s ; $R_c =$ diffusion resistance of the crop, R_a diffusion resistance of the bulk air

Door combinatie van beide vergelijkingen voor de verdamping kunnen in principe de oppervlakte-temperatuur en de dampspanning aan het oppervlak voor een vrij wateroppervlak worden geëlimineerd, volgens de door Penman geïntro-

duceerde techniek. Deze elimatiemethode berust op het feit dat op het nulvlak van een vrij wateroppervlak de temperatuur en de dampspanning met elkaar verband houden via de temperatuurdampspanningscurve (fig. 3a). Voor de verdamping van een gewas wordt als verdampend oppervlak het nulvlak van de windsnelheid aangenomen. De geëxtrapoleerde waarden van temperatuur en dampspanning naar dit nulvlak, zoals weergegeven in figuur 3b, houden geen verband met elkaar via de verzadigingsdampspanningscurve, zodat de door Penman toegepaste methode niet zonder meer voor een gewas kan worden toegepast.

In figuur 3c is een gewasmodel gegeven waarbij een vlak onder het nulvlak van de windsnelheid als verdampend vlak is aangenomen, met de temperatuur gelijk aan die van het nulvlak van de windsnelheid, terwijl op dit vlak een verzadigde dampspanning e_{Ts} aanwezig is. Met dit rekenmodel kan de door Penman geïntroduceerde methode weer worden toegepast, mits voor de diffusie van waterdamp tussen de beide vlakken een diffusieweerstand wordt ingevoerd, die als de schijnbare diffusieweerstand R_c van het begroeide oppervlak is te beschouwen. Vergelijking (1) kan nu als volgt worden weergegeven:

$$E = f(z_o, d) u (e_s - e_a) = \frac{e_s - e_a}{R_a} = \frac{e_s - e_s}{R_c} = \frac{e_s - e_a}{R_a + R_c} \quad (5)$$

hierin is:

$$\begin{aligned} R_a &= \frac{1}{f(z_o, d) u} && \text{de externe diffusieweerstand van de atmosfeer} \\ R_c &= && \text{de schijnbare diffusieweerstand van het begroeide oppervlak} \\ e_s &= && \text{de schijnbare dampspanning op het nulvlak} \\ e_s &= && \text{de verzadigde dampspanning bij temperatuur } T_s \\ e_a &= && \text{de dampspanning op meethoogte} \end{aligned}$$

Uit vergelijking (5) volgt:

$$E = \frac{f(z_o, d) u}{1 + f(z_o, d) u R_c} \{e_s - e_a\} \quad (6)$$

In analogie met de door Penman gevolgde werkwijze kan nu een gecombineerde vergelijking voor de verdamping worden opgesteld (RIJTEMA, 1965):

$$E = \frac{\Delta H_{nt}/L + \gamma f(z_o, d) u (e_a - e_a)}{\Delta + \gamma \{1 + f(z_o, d) u R_c\}} = \frac{\Delta H_{nt}/L + \gamma E'_a}{\Delta + \gamma \{1 + f(z_o, d) u R_c\}} \quad (7)$$

2.2. De invloed van de interceptie op de verdamping

Een deel van de neerslag blijft op het bladoppervlak achter en bereikt dus de grond niet. Vooral onder omstandigheden dat door lage lichtintensiteiten of hoge zuigspanning in de wortelzone de verdamping wordt gereduceerd, heeft de interceptie een verhogend effect op de verdamping in vergelijking met de verdamping van een gewas met een droog bladoppervlak onder dezelfde omstandigheden.

Het kan worden verwacht dat de gewasverdamping (transpiratie) van een gewas met een nat bladoppervlak kleiner is dan de overeenkomstige waarde van een gewas met een droog bladoppervlak. De energie beschikbaar voor de verdamping wordt bij een nat bladoppervlak voor een deel verbruikt voor de verdamping van het interceptiewater, waardoor de beschikbare hoeveelheid energie voor de gewasverdamping wordt gereduceerd. Bovendien wordt de gewasverdamping onder deze omstandigheden gereduceerd door het toegenomen gehalte aan waterdamp

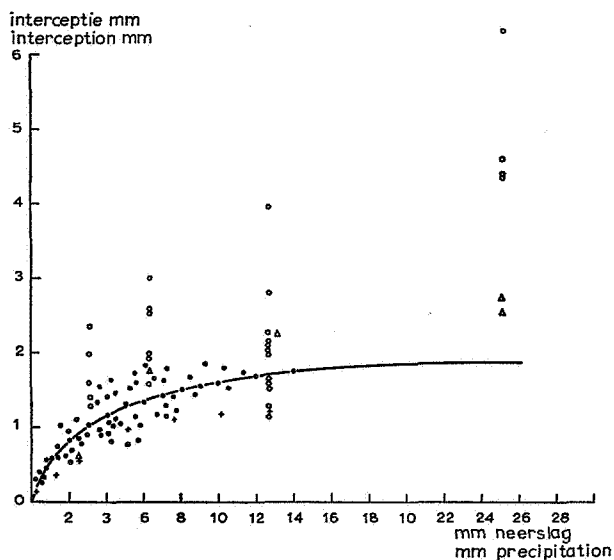


FIG. 4. Het verband tussen de hoeveelheid interceptie bij gras en de neerslag

- △ BEARD (1962)
- + BURG and POMEROY (1958)
- CLARK (1940)
- RIJTEMA (1965)

Relation between the amount of interception by grass and precipitation

- △ BEARD (1962)
- + BURG and POMEROY (1958)
- CLARK (1940)
- RIJTEMA (1965)

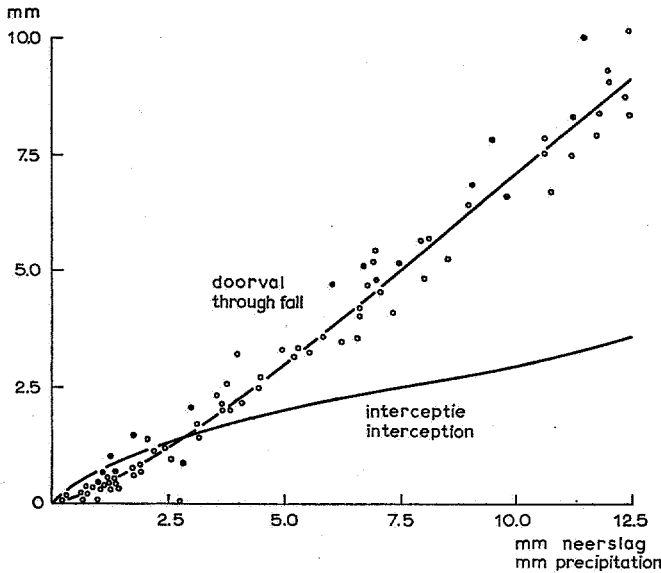


FIG. 5. Het verband tussen de hoeveelheid interceptie in *Pinus ponderosa* en de neerslag (Rowe and Hendrix, 1951)

The relation between interception by Pinus ponderosa and precipitation (Rowe and Hendrix, 1951)

in het microklimaat binnen het gewas, waardoor de dampspanningsgradiënt tussen de intercellulaire holten en het bladoppervlak vermindert. De invloed van de interceptie kan bij volledige bodembedekking worden berekend door aan te nemen, dat de directe verdamping uit de grond verwaarloosbaar klein is. Deze aanname is voor een zeer kort gewas, gecombineerd met een natte bovengrond, over het algemeen niet juist en leidt tot te lage waarden van de berekende verdamping.

Voor gewassen kan de totale verdamping worden berekend met de volgende vergelijking (Rijtema, 1965):

$$E = E_T + E_I = \frac{\Delta H_{nt}/L + \gamma f(z_o, d) u \{(\epsilon_a - e_a) + R_c E_I\}}{\Delta + \gamma \{1 + f(z_o, d) u R_c\}} \quad (8)$$

In deze vergelijking is E_I de uit de dagtotalen van de neerslag berekende interceptie gedurende de balansperiode, uitgedrukt in mm dag^{-1} . Het verband tussen de hoeveelheid neerslag en de interceptie is voor gras gegeven in figuur 4. In figuur 5 is de overeenkomstige relatie gegeven voor *Pinus Silvestris*.

VAN WIJK en DE VRIES (1954) stelden voor om de gewasverdamping te bereke-

nen als het produkt van twee factoren, dat kan worden weergegeven met de volgende vergelijking:

$$E = A.B \quad (9)$$

In deze vergelijking stelt B de verdamping van een nat oppervlak voor met dezelfde vorm en afmetingen als het gewas. De factor A is een reductiefactor, die onder meer afhankelijk is van de plantenfysiologische eigenschappen van het gewas en van de bodemfysische eigenschappen van de grond. De factor A kan op grond van de door RIJTEMA (1965) gegeven beschouwingen als volgt worden geformuleerd:

$$A = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma \{1 + f(z_o, d) u R_c\}} \quad (10)$$

Onder die omstandigheden dat de verdamping toeneemt tengevolge van interceptie, moet de vergelijking van VAN WIJK en DE VRIES nog met een term worden uitgebreid, waardoor het effect van de interceptie in rekening wordt gebracht. Hierbij ontstaat de volgende vergelijking:

$$E = A.B + C \quad (9a)$$

waarin C kan worden berekend volgens:

$$C = \frac{\gamma f(z_o, d) u R_c E_I}{\Delta + \gamma \{1 + f(z_o, d) u R_c\}} \quad (11)$$

Vooraf in perioden met veel neerslag is de waarde van de verdampingsterm E_I moeilijk te bepalen, indien het gewas tussen de opeenvolgende buien niet droog wordt. De geschatte waarden van de interceptie zijn in dat geval te hoog. Aangezien de factor B geldt voor de verdamping van een nat oppervlak met dezelfde eigenschappen als het gewas mag de verdamping die volgens (9a) wordt berekend de factor B niet overtreffen.

2.3. De betekenis van de schijnbare diffusieweerstand R_c

In de hiervoor gegeven beschouwingen is in het gewasmodel de verdamping beschreven als optredend vanuit een plat vlak, waarbij boven dit vlak geldt $\delta E / \delta z = 0$. In werkelijkheid geldt deze relatie niet voor de verdamping van gewassen, maar moet voor de ruimte, die door het gewas wordt ingenomen, worden gesteld:

$\delta E / \delta z = f(z)$, terwijl boven het gewas $\delta E / \delta z = 0$ mag worden aangenomen.

De waarde van $f(z)$ binnen het gewas in behalve van het aantal huidmondjes en de opening van de huidmondjes ook afhankelijk van de ruimtelijke verdeling (grondbedekking, bladstand, aantal bladeren en hoogte) van de bladeren van het gewas. De waarde, die aan R_c moet worden gegeven, om de niet-stationaire situatie in verticale richting binnen een gewas te vervangen door de stationaire situatie in het model, wordt bepaald door de ruimtelijke verdeling van het gewas en de reactie van de huidmondjes op de lichtintensiteit en de zuigspanning (ψ_l) in het bladweefsel. Voor die perioden, waarin alle drie de factoren reducerend werken op de verdamping, is aangenomen, dat de invloed van deze factoren op de totale waarde van R_c als een som kan worden weergegeven, zodat geldt:

$$R_c = R_c^g + R_c^l + R_c^\psi \quad (12)$$

Hierin is R_c^g de weerstand tengevolge van de geometrie van het oppervlak, R_c^l de weerstand tengevolge van de lichtintensiteit en R_c^ψ de weerstand tengevolge van de zuigspanning in het bladweefsel.

De waarde van R_c^g is vooral bij rijengewassen in sterke mate afhankelijk van de grondbedekking. In het bijzonder bij éénjarige gewassen zal de waarde van R_c^g in het jeugd stadium een sterke reductie in de potentiële verdamping veroorzaken. Uit proeven van MARLATT (1961) met rijengras op verschillende afstanden, bleek dat bij een grotere bedekking dan 50 %, de verdamping vrijwel gelijk was aan de verdamping bij volledige grondbedekking. Dit verschijnsel kan worden toegeschreven aan een micro-oase effect tussen de kale grond en het gewas, waardoor het gewas een extra hoeveelheid energie ontvangt. Op grond van enkele summier gegevens van proeven met zomertarwe, kon een relatie worden gegeven tussen het geschatte percentage bodembedekking en de waarde van R_c^g . Deze gegevens zijn vermeld in figuur 6. Uit deze gegevens blijkt, dat de invloed van R_c^g op de verdamping nog bij hogere bodembedekking merkbaar is dan door MARLATT wordt aangegeven. Vermoedelijk moet dit worden toegeschreven aan de geringere gewas dichtheid in de rijen bij zomertarwe, dan bij de grasproeven van MARLATT. Door het optredende micro-oase effect zal de reductie in evaporatie bij uitdroging van de bovenlaag van de niet bedekte grond in sterke mate worden gecompenseerd door de verhoogde transpiratie van het gewas.

In figuur 7 is het verband weergegeven tussen de waarde van R_c^l en de gemiddelde stralingsintensiteit per balansperiode van drie en vier dagen voor gras. De curve vertoont een soortgelijk beeld als het verband tussen stomatale weerstand en lichtintensiteit zoals dit uit plantenfysiologisch onderzoek is gebleken. De minimum waarde van R_c^l bij hoge stralingsintensiteit en optimale vochtvoorziening is gelijk aan nul.

Hoewel R_c^ψ verband houdt met de reactie van de huidmondjes bij voorkomende

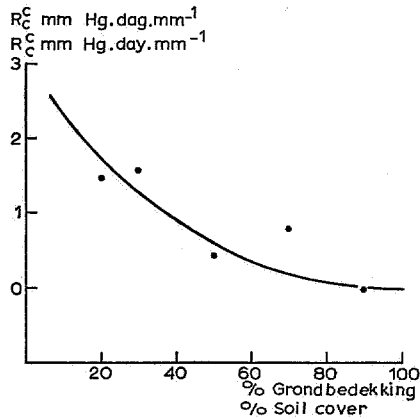


FIG. 6. Het verband tussen de diffusieweerstand (R_c^c) van het gewas en de bodembedekking
The relation between the diffusion resistance (R_c^c) of the crop and soil cover

tekorten in de vochtvoorziening betekent dit niet, dat de zuigspanning in de wortelzone en de transportweerstand in de grond en in de plant niet in belangrijke mate de waarde van R_c^ψ bepalen. De sluitingsreactie van de huidmondjes wordt veroorzaakt door de hoge waarde van de zuigspanning in het blad-

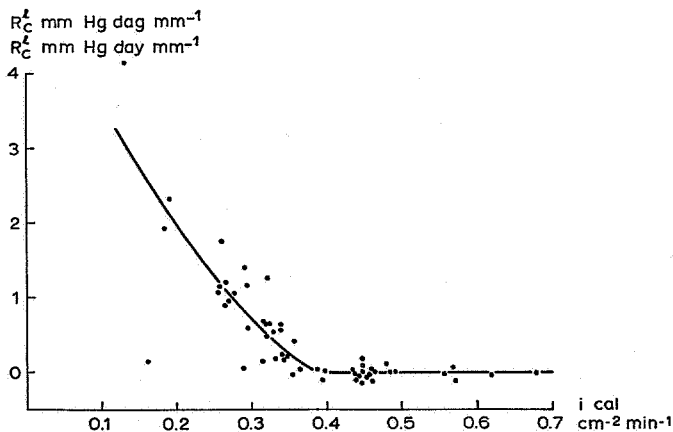


FIG. 7. Het verband tussen de diffusieweerstand (R_c^l) van het gewas en de gemiddelde stralingsintensiteit (i)
The relation between the diffusion resistance (R_c^l) of the crop and mean radiation intensity (i)

weefsel, die weer wordt bepaald door de verdampingssnelheid, de transportweerstand en de zuigspanning in de wortelzone.

Het verband tussen R_c^ψ en de zuigspanning in het bladweefsel kan worden weergegeven met de algemene vergelijking:

$$R_c^\psi = f(\psi_l^{\text{re}}) \quad (13)$$

Volgens de door RIJTEMA (1965) gegeven beschouwingen kan de waarde van ψ_l^{re} worden berekend met de volgende vergelijking:

$$\psi_l^{\text{re}} = E_T^{\text{re}} (R_{pl} + b/k) + \psi \quad (14)$$

hierin is E_T^{re} de werkelijke transpiratie van het gewas, ψ en k zijn respectievelijk de gemiddelde zuigspanning en het capillaire geleidingsvermogen in de effectieve wortelzone, R_{pl} is de transportweerstand in het gewas en b is een geometriefactor van het wortelstelsel. De waarden van R_{pl} en b zijn afhankelijk van het gewastype. De weerstand R_{pl} is onder meer afhankelijk van de lengte van de transportweg in het gewas, zodat bewortelingsdiepte en gewashoogte beide de waarde van deze weerstand beïnvloeden. Anderzijds wordt de waarde van R_{pl} beïnvloed door de gewasdictheid, omdat hierdoor het aantal parallelle stroombanen per eenheid van bodemoppervlak wordt bepaald. De geometriefactor b van het wortelstelsel, kan worden weergegeven door de volgende functie (RIJTEMA, 1965):

$$b = \frac{f(r_1; r_2)}{4\pi az} \quad (15)$$

Hierin is a de worteldichtheid in cm^{-2} (cm wortellengte per cm^3 grond) voor wortels met een gehomogeniseerd wateropnemend vermogen, z de bewortelingsdiepte in cm, r_1 de gewogen gemiddelde straal van de wortels en r_2 de gewogen gemiddelde halve afstand tussen de wortels. De vergelijking voor $f(r_1; r_2)$ heeft een meer of minder complexe vorm afhankelijk van de aangenomen basis veronderstellingen (GARDNER, 1960; VISSER, 1964). Vergelijking (15) geldt alleen voor een homogene wortelverdeling. Voor een niet-homogene wortelverdeling kan met behulp van een modelberekening (RIJTEMA, 1965) de waarde van b zeer goed worden benaderd. Uit vergelijking (15) blijkt echter, dat de waarde van b sterk afhankelijk is van de bewortelingsdictheid en de bewortelingsdiepte. Op grond van de analyse van de lysimetergegevens te Wageningen konden de waarden van R_{pl} en b voor gras worden berekend. De waarden van R_{pl} en van b liepen voor het gras op leemhoudend zand, op knipklei en op veen weinig uiteen, waarbij als gemiddelden voor R_{pl} en b respectievelijk de waarden $1042 \text{ cm dag mm}^{-1}$ en $0,47 \text{ cm}$ zijn gevonden.

Bij de analyse van de lysimetergegevens zijn alle factoren in het rechterlid van vergelijking (14) bekend, omdat de werkelijke verdamping van het gewas bekend is uit de waterbalansvergelijking. In veel hydrologisch onderzoek is de werkelijke gewasverdamping meestal onbekend, zodat het nuttig lijkt om voor praktische doeleinden R_c^{ψ} met een parameter in verband te brengen, die afhangt van klimatologische en bodemfysische factoren. Om deze reden is het begrip potentiële zuigspanning in het bladweefsel ingevoerd, gedefinieerd als: de zuigspanning die theoretisch in het bladweefsel nodig is om bij gegeven bodemfysische omstandigheden in de effectieve wortelzone een potentiële gewasverdamping mogelijk te maken.

Deze theoretische zuigspanning kan in analogie met vergelijking (14) worden berekend met de volgende uitdrukking:

$$\psi_l^{\text{pot}} = E_T^{\text{pot}} (R_{pl} + b/k) + \psi \quad (16)$$

hierin is E_T^{pot} de potentiële transpiratie van het gewas, terwijl de andere factoren dezelfde betekenis hebben als bij vergelijking (14).

Het verband tussen ψ_l^{pot} en ψ_l^{re} , zoals dit voor een aantal balansperioden uit de lysimetergegevens is berekend, is weergegeven in figuur 8. De spreiding van de

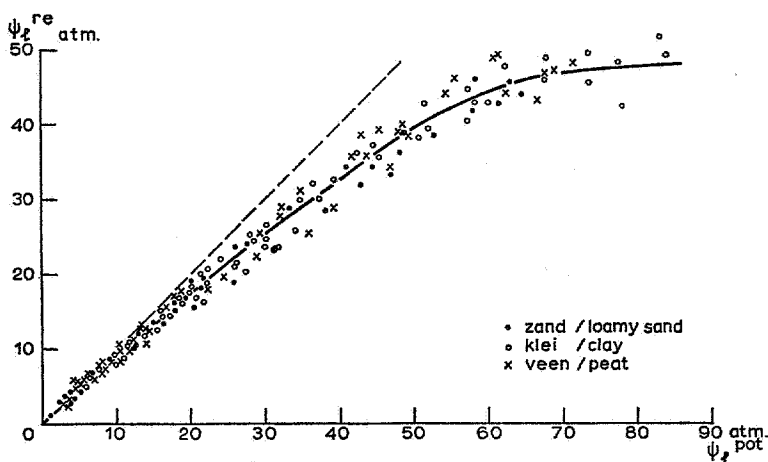


FIG. 8. Het verband tussen de berekende waarden van de werkelijke zuigspanning (ψ_l^{re}) en de berekende theoretisch potentiële zuigspanning (ψ_l^{pot}) in het bladweefsel van gras

The relation between the calculated values of the real (ψ_l^{re}) and the potential (ψ_l^{pot}) suction in the leaf tissue of grass

punten om de curve, vooral bij lage zuigspanning, is gering omdat beide variabelen alleen verschillen in de verdampingsterm. Uit deze figuur blijkt dat de maximale waarde van de zuigspanning in het bladweefsel voor periode-gemiddelden 48 tot 50 atmosfeer bedraagt.

De maximum waargenomen waarden van de zuigspanning in de bovenste lagen van de wortelzone waren ongeveer 57 atmosfeer. SLATYER (1957) vermeldt maximum waarden voor de zuigspanning in het bladweefsel van tomaat, hulst en katoen van respectievelijk 41, 70 en 77 atmosfeer, met waargenomen waarden voor de zuigspanning in de wortelzone van respectievelijk 45, 110 en 107 atmosfeer.

Metingen van de zuigspanning in het bladweefsel werden in een klimaatskas uitgevoerd met gras op kleigrond. Het verloop van de zuigspanning met de tijd is weergegeven in figuur 9 voor een heldere en een bewolkte dag. De metingen hebben betrekking op omstandigheden met lage stralingsintensiteiten en met lage potentiële transpiratie. De berekende maximale waarde van ongeveer 50 atmosfeer voor het gras op de lysimeters gedurende warm weer met hoge stralingsintensiteiten is dus zeer redelijk.

Het verband tussen ψ_l^{pot} en ψ_l^{re} toont aan dat deze factoren in vergelijking (13) elkaar kunnen vervangen, zodat R_c^ψ als functie van ψ_l^{pot} kan worden beschreven als:

$$R_c^\psi = g(\psi_l^{\text{pot}}) = g\{E_T^{\text{pot}}(R_{pl} + b/k) + \psi\} \quad (17)$$

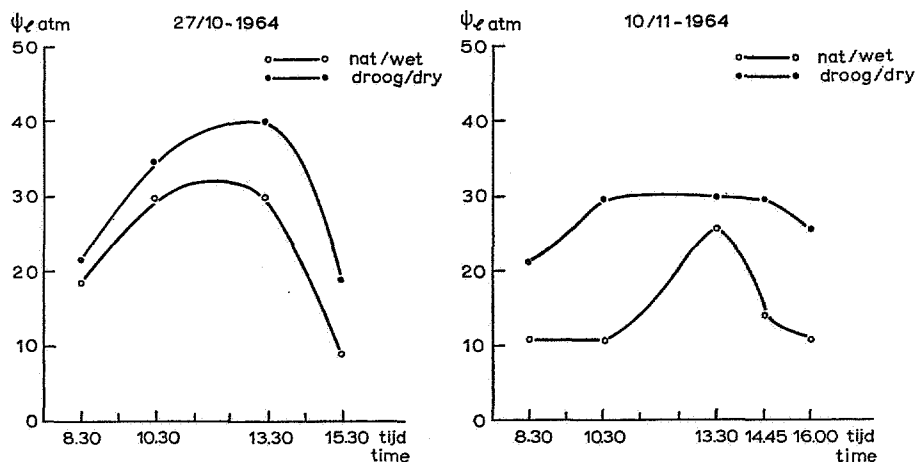


FIG. 9. Het verloop van de gemeten zuigspanning in het bladweefsel van gras op een heldere dag (27/10-1964) en op een bewolkte dag (10/11-1964)

The course of the measured suction in the leaf tissue of grass on a clear day (27/10-1964) and on a heavily cloudy day (10/11-1964)

Het verband tussen R_c^ψ en de berekende waarden van ψ_t^{pot} is voor gras weer-
gegeven in figuur 10.

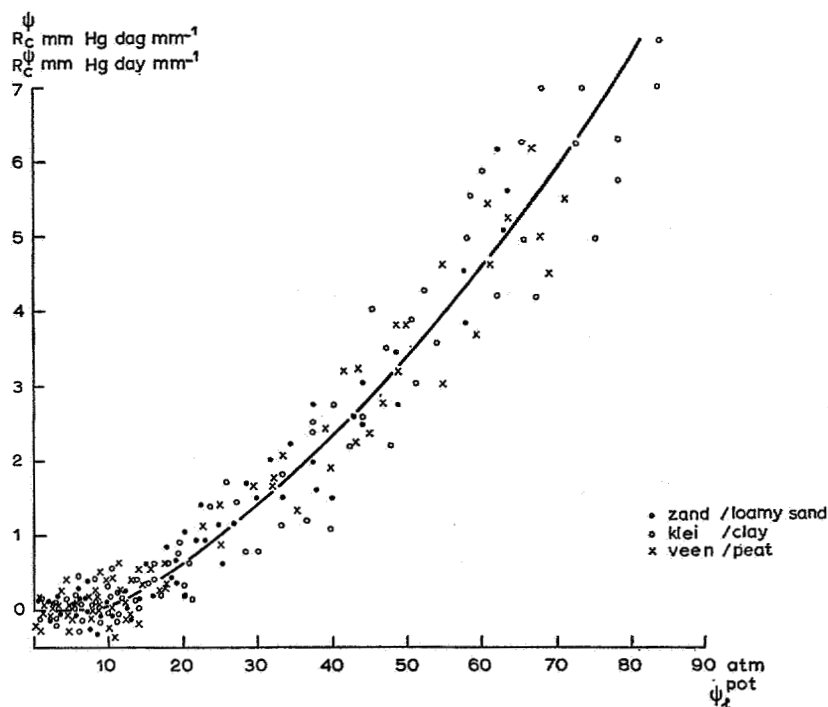


FIG. 10. Het verband tussen R_c^ψ en de potentiële zuigspanning ψ_t^{pot} in het bladweefsel van gras

The relation between the diffusion resistance (R_c^ψ) of the crop and the potential suction (ψ_t^{pot}) in the leaf tissue of grass

3. TOEPASSINGSMOGELIJKHEDEN BIJ HYDROLOGISCH ONDERZOEK

3.1. Berekening van de verdamping van een nat gewasoppervlak

Bij de berekening van de gewasverdamping is uitgegaan van de berekende verdamping van een nat oppervlak (E_{nat}) met dezelfde vorm en afmetingen als het gewas. De verdamping van dit natte oppervlak wordt berekend met de vergelijking:

$$E_{\text{nat}} = \frac{\Delta H_{\text{nt}}/L + \gamma E'_a}{\Delta + \gamma} = \frac{\Delta (H_{\text{nt}}/L - E_I + \gamma (E'_a - E_I))}{\Delta + \gamma} + E_I \quad (18)$$

Uit de beschouwingen in 2.2. bleek, dat de verdamping van het interceptiewater (E_I) de waarde van E_{nat} niet mag overtreffen.

In die gevallen, dat de uit de neerslaggegevens berekende waarden van E_I groter zijn dan E_{nat} , moet als maximum waarde voor E_I de waarde van E_{nat} worden aangenomen.

Omwerking van vergelijking (8) geeft voor de reële verdamping de volgende vergelijking:

$$E_{\text{re}} = E_{\text{re}}^{\text{re}} + E_I = \frac{\Delta (H_{\text{nt}}/L - E_I) + \gamma (E'_a - E_I)}{\Delta + \gamma \{1 + f(z_o, d) u R_c\}} + E_I \quad (19)$$

Combinatie met vergelijking (18) geeft de volgende uitdrukking voor de reële verdamping bij optredende vochttekorten:

$$E_{\text{re}} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma \{1 + f(z_o, d) u (R_c^c + R_c^l + R_c^\psi)\}} (E_{\text{nat}} - E_I) + E_I \quad (20)$$

terwijl bij de heersende klimatologische omstandigheden de potentiële verdamping bij optimale vochtvoorziening kan worden berekend met de vergelijking:

$$E_{\text{pot}} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma \{1 + f(z_o, d) u (R_c^c + R_c^l)\}} (E_{\text{nat}} - E_I) + E_I \quad (21)$$

Reeds eerder werd op theoretische overwegingen aangetoond (RIJTEMA, 1965) dat tussen de verdamping van een nat gewasoppervlak en de verdamping van een vrij-wateroppervlak onder bepaalde omstandigheden een lineair verband kan worden gevonden. Bij de toepassing van deze relaties is het echter noodzakelijk dat de verdamping van een vrij-wateroppervlak uniform wordt bepaald. De bepalingen van de verdamping van een vrij-wateroppervlak geschieden echter op verschillende manieren.

Berekeningen van de vrij-watervedamping kunnen worden uitgevoerd met behulp van de formules van Penman, met gebruikmaking van 24-uurs-gemiddelden van temperatuur en luchtvochtigheid. KRAMER (1957) voerde de berekeningen uit met de gemiddelden van driemaal daagse waarnemingen. Bij een vergelijking van de 24-uurs-gemiddelden van temperatuur en verzadigingsdeficit van de lucht met de overdag-gemiddelden werden de volgende relaties gevonden:

temperatuur (24-uurs-gemiddelde) = 0,90 temperatuur (overdag-gemiddelde) en
 verzadigingsdeficit (24-uurs-gemiddelde) = 0,71 verzadigingsdeficit (overdag-gemiddelde).

Door RIJTEMA (1965) werd een gewijzigde windfunctie voorgesteld, waardoor de berekende waarden overeenstemden met de verdamping uit ingegraven pannen met donkere bodem en gevuld met niet geheel helder water. Tevens werden metingen verricht met ingegraven pannen met een lichte bodem, gevuld met helder water (reflectie $\approx 14\%$) en in Castricum met een boven de grond opgestelde pan. Een vergelijkend onderzoek tussen de verschillende methoden gaf de volgende relaties voor perioden van 14 dagen:

E_o (RIJTEMA) = $0,83 E_o$ (PENMAN, $3 \times$ daags) = $0,91 E_o$ (PENMAN, 24 uur) = $1,10 E_o$ (ingegraven pan, lichte bodem) = $0,82 E_o$ (bovengrondse pan) — $0,40$.

In tabel 1 is een overzicht gegeven van de relatie tussen E_{nat} en de volgens RIJTEMA (1965) berekende verdamping van een vrij wateroppervlak voor verschillende begroeiingen. Zowel E_{nat} als E_o zijn uitgedrukt in mm dag⁻¹.

TABEL 1. Het verband tussen de verdamping van natte gewasoppervlakken en de volgens RIJTEMA (1965) berekende verdamping van een vrij-wateroppervlak (E_{nat} en E_o in mm dag⁻¹)

Begroeiingstype	Relatie	Plaats
gras (4 - 7 cm)	$E_{nat} = 0,9 E_o$	Wageningen
gras (10 - 15 cm)	$E_{nat} = 1,2 E_o$	Wageningen
gras (20 - 40 cm)	$E_{nat} = 1,5 E_o$	Rottegatpolder
zomertarwe	$E_{nat} = 1,45 E_o + 0,60$	Renkum
aardappelen	$E_{nat} = 1,14 E_o + 1,50$	Renkum
loofbos (eik, els en berk)	$E_{nat} = 1,11 E_o + 0,45$	Castricum
naaldbos (oostenrijkse den)	$E_{nat} = 1,47 E_o + 0,59$	Castricum
duinvegetatie (gras en duindoorn)	$E_{nat} = 0,93 E_o + 0,37$	Castricum
kaal nat duinzand	$E_{nat} = 0,75 E_o + 0,30$	Castricum

Met behulp van vergelijking (21) en met de in tabel 1 gegeven betrekkingen is de potentiële gewasverdamping te berekenen, indien ook de gewasontwikkeling bekend is. Voor gewassen die éénmaal per jaar worden geoogst is de betrekking tussen gewashoogte, grondbedekking en tijdstip binnen het groeiseizoen min of meer vast. Dit verband is voor zomertarwe gedurende 1961 weergegeven in de figuren 11 en 12. Voor andere jaren kan een betrekkelijk geringe verschuiving optreden, afhankelijk van de vroegheid van het voorjaar en de zaaidatum. Ten aanzien van grasland ligt deze relatie moeilijker, omdat de gewashoogte gedurende een balansperiode sterk afhankelijk is van het gebruik. Bij de berekening van de potentiële verdamping van gras voor grote gebieden zal doorgaans met vrij globale schattingen van de gewashoogte moeten worden volstaan.

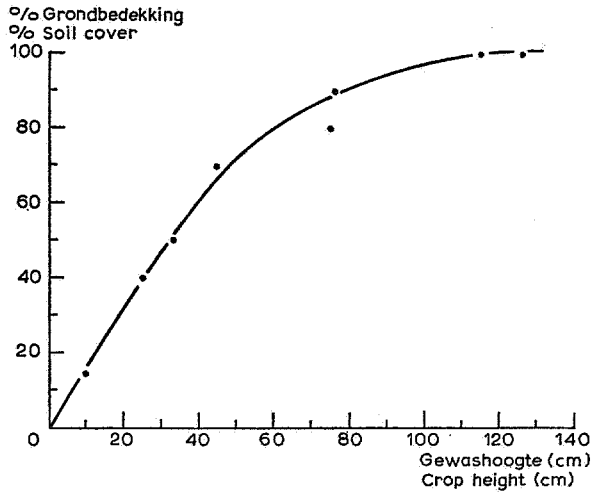


FIG. 11. Het verband tussen grondbedekking en gewashoogte voor zomertarwe op zandgrond
The relation between soil cover and crop height of spring wheat on a coarse sandy soil

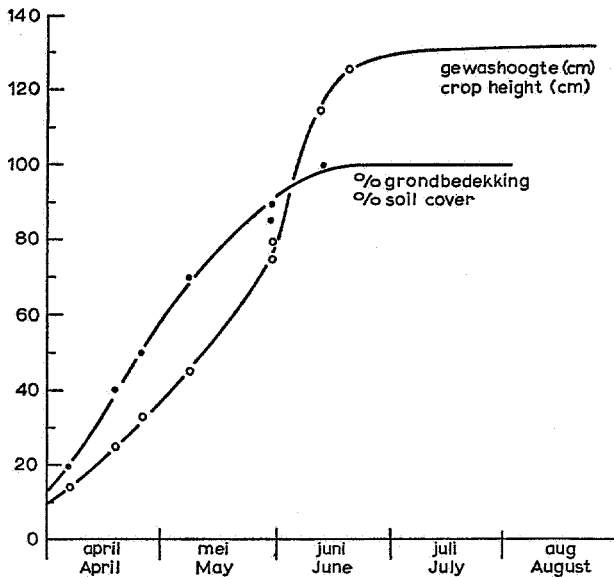


FIG. 12. Het verloop van gewashoogte en grondbedekking van zomertarwe gedurende het
 groeiseizoen in 1961
The course of crop height and soil cover of spring wheat during growth in 1961

3.2. De berekening van de werkelijke verdamping van een gewas

Bij vochttekorten sluiten de huidmondjes van het blad tengevolge van de hoge zuigspanning in het bladweefsel, waardoor een reductie in de verdamping optreedt. Als onder deze omstandigheden door kleine neerslaghoeveelheden ook nog evaporatie optreedt kan de werkelijke verdamping (E_{re}) als volgt worden weergegeven door de combinatie van de vergelijkingen (20) en (21):

$$E_{re} = \left\{ 1 - \frac{\gamma f(z_o, d) u R_c^\psi}{\Delta + \gamma \{ 1 + f(z_o, d) u (R_c^e + R_c^l + R_c^\psi) \}} \right\} (E_{pot} - E_l) + E_l \quad (22)$$

Uit deze vergelijking blijkt dat de relatie tussen de reële verdamping en de potentiële verdamping van het gewas bij gegeven bodemfysische omstandigheden niet uit een enkel verhoudingscijfer bestaat, maar door een groot aantal andere factoren wordt bepaald. De reductie neemt af bij stijgende temperaturen en toenemende waarden van de interceptieterm (E_l). Een toename in de reductie wordt verkregen bij hogere windsnelheden (u) en grotere gewaslengten ($f(z_o, d)$).

De waarde van R_c^ψ is, zoals blijkt uit vergelijking (16), afhankelijk van de gemiddelde zuigspanning in de effectieve wortelzone en de daarbij behorende waarde van het capillair geleidingsvermogen. Bovendien is de waarde van R_c^ψ afhankelijk van de potentiële transpiratie en van de transportweerstand in de plant (R_{pl}) en de geometrie factor b van het wortelstelsel. De waarden van R_{pl} en b lopen van gewas tot gewas uiteen. De waarde van R_{pl} zal over het algemeen groter zijn naarmate het gewas langer is en de gewasdiktheid per eenheid van oppervlak afneemt. De waarde van de geometrie factor b zal over het algemeen afnemen. Met de door RIJTEMA (1965) beschreven methode konden uit een klein aantal waterbalansgegevens de waarden van R_{pl} en b voor zomertarwe op zandgrond worden bepaald. De waarden van R_{pl} en b bedroegen respectievelijk 3000 cm dag mm⁻¹ en 0,22 cm. Een vergelijking van deze gegevens met de reeds voor gras gegeven waarden van respectievelijk 1042 cm dag mm⁻¹ en 0,47 toont aan dat verschil in gewashoogte (gras 7—10 cm, zomertarwe 100—125 cm) en mogelijk ook de gewasdiktheid en het verschil in de effectieve bewortelingsdiepte (gras 25 cm, zomertarwe 60 cm) een belangrijke invloed heeft op de gevonden waarden.

De relatie tussen R_c^ψ en de potentiële zuigspanning (ψ^{pot}) kan ook van gewas tot gewas variëren. Uit gegevens van GARDNER en EHLLIG (1963) blijkt, dat de reductie in de verdamping bij sommige gewassen reeds begint op te treden bij een reële zuigspanning in het bladweefsel van 5 atmosfeer, terwijl dit bij andere gewassen eerst bij een zuigspanning van 10 atmosfeer begint op te treden.

Het grote voordeel van de in vergelijking (22) aangegeven berekeningsmethode is het feit dat vochtgehaltebepalingen in de effectieve wortelzone reeds voldoende

zijn om de werkelijke verdamping met behulp van klimatologische gegevens te berekenen. De diepte van de effectieve wortelzone zal in veel gevallen door het gewastype zowel als door de opbouw van het bodemprofiel worden bepaald. Het gemiddelde van de vochtgehalten aan het begin en aan het einde van een periode geeft door middel van de vocht karakteristiek de gemiddelde zuigspanning in de wortelzone. Voor zover het capillair geleidingsvermogen van de grond niet bekend is kan met behulp van literatuurgegevens een schatting worden gemaakt van de waarde van het capillair geleidingsvermogen bij bijvoorbeeld een zuigspanning van 100 cm. Met de door RIJTEMA (1965) gegeven relatie $k = a\psi^{-1.4}$ kunnen dan de waarden van het capillair geleidingsvermogen worden benaderd.

Als de balansperioden vrij lang zijn, kan tengevolge van de neerslagverdeling binnen de balansperiode het gemiddelde vochtgehalte volgens de bemonstering niet representatief zijn voor de werkelijke condities in de wortelzone. Onder zeer natte omstandigheden kunnen afvoeren optreden die niet direct meetbaar zijn. Indien onder deze omstandigheden dagelijkse waarnemingen van een verdampingspan beschikbaar zijn, kunnen dagbalansen worden opgesteld door uit te gaan van de verdamping van het natte oppervlak. De reële verdamping wordt dan berekend met de vergelijking:

$$E_{re} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma \{1 + f(z_o, d) u (R_c^e + R_c^l + R_c^\psi)\}} (E_{nat} - E_l) + E_l \quad (23)$$

De gemiddelde waarde van E_{nat} wordt op de normale wijze voor de gehele balansperiode berekend. Tevens wordt de gemiddelde waarde van de panverdamping bepaald. Een schatting van de dagwaarden van E_{nat} wordt verkregen door de dagwaarden van de verdampingspan te vermenigvuldigen met de verhouding $\bar{E}_{nat}/\bar{E}_o$. De evaporatieterm E_l wordt bepaald uit de dagcijfers van de neerslag. De overige klimatologische termen zijn met voldoende nauwkeurigheid bekend uit de maandoverzichten van het K.N.M.I. of eventueel uit eigen metingen.

Voor de waarden van $f(z_o, d)$ en R_c^e kan rekening worden gehouden met de gedurende de balansperiode optredende gewasontwikkeling. Doorgaans zal echter kunnen worden volstaan met de gemiddelde waarden voor de gehele balansperiode. Dit geldt eveneens voor de waarde van R_c^l .

De waarde van R_c^ψ wordt voor elke dag opnieuw berekend. Voor deze berekening is het noodzakelijk, dat ook de waarde van de potentiële transpiratie ($E_T^{pot} = E_{pot} - E_l$) met behulp van vergelijking (23) wordt bepaald door R_c^ψ gelijk aan nul te stellen. Voor de waarde van de zuigspanning in de wortelzone wordt in de berekening de waarde aan het einde van de voorafgaande dag genomen. Bij de berekening van ψ wordt geen rekening gehouden met het voorkomen van hysteresis na regenval. Op deze manier worden nu gedurende de balansperiode

dagelijkse waarden van E_{re} en ψ berekend. Met de dagwaarden van ψ kan nu opnieuw de gemiddelde zuigspanning gedurende de balansperiode worden berekend en in vergelijking (23) worden gebruikt voor de berekening van de gemiddelde waarde van E_{re} .

Onder omstandigheden met hoge vochtgehalten in de grond, zal de waarde van $R\psi$ gelijk aan nul zijn. Met de beschreven procedure wordt ook nu de dagelijkse verdamping benaderd en wordt voor elke dag de waarde van $(N - E_{re})$ bepaald en wordt de vochtinhoud van het profiel berekend. De hoeveelheid vocht die boven de evenwichtstoestand aanwezig is kan dan als afvoer worden beschouwd. Op deze wijze kan een schatting voor de totale afvoer gedurende de balansperiode worden verkregen.

3.3. *De werkelijke verdamping en de vochtonttrekking in het profiel*

In sommige gevallen zijn situaties aanwezig waarbij niet kan worden beschikt over vochtgehaltemetingen in het profiel. Dit kan zich voordoen bij schadeclaims, indien tengevolge van de uitvoering van werken een wijziging in de ontwateringsdiepte is voorgekomen. Bij de beoordeling van een dergelijke schadeclaim is het noodzakelijk de bij de oude ontwateringsdiepte behorende vochtvoorziening van de gewassen te reconstrueren. Ook bij het maken van prognoses voor een toekomstige situatie is het noodzakelijk de werkelijke verdamping van het gewas te kunnen benaderen.

Door RIJTEMA (1965) werd uitgaande van de evenwichtssituatie aan het begin van de periode de droogtegevoeligheid van gronden gekarakteriseerd door de maximaal beschikbare hoeveelheid vocht te berekenen bij verschillende ontwateringsdiepten. Hierbij werd uitgegaan van de volgende overwegingen:

- a. De onttrekkingssnelheid van het vocht in de wortelzone ondervindt geen beperking in het traject van veldcapaciteit tot verwelkingspunt.
- b. De gemiddelde onttrekkingssnelheid van het vocht aanwezig beneden de wortelzone is twee keer de waarde van de capillaire opstijging als de zuigspanning aan de onderkant van de wortelzone 16 atmosfeer bedraagt. De maximum hoeveelheid vocht, die aan deze laag kan worden onttrokken, is het vocht aanwezig tussen de evenwichtstoestand en het vocht aanwezig bij stationaire capillaire opstijging bij 16 atmosfeer zuigspanning aan de onderkant van de wortelzone.
- c. De gemiddelde capillaire opstijging vanaf het grondwater is berekend voor de stationaire toestand met een zuigspanning van 1 atmosfeer aan de onderkant van de wortelzone.

Op grond van deze overwegingen werden de maximaal beschikbare hoeveelheden

vocht voor perioden van 30, 60, 90 en 120 dagen berekend. Deze hoeveelheden zijn voor de gronden van de lysimeters te Wageningen vermeld in tabel 2.

TABEL 2. Maximum hoeveelheden vocht (mm) beschikbaar voor verdamping gedurende perioden van 30, 60, 90 en 120 dagen en de ontwateringsdiepte

Bodemtype	Periode- lengte (dagen)	Diepte van de grondwaterstand						
		50	55	60	75	100	125	150
<i>Knipklei</i>	30	144	—	128	120	107	102	95
	60	201	—	167	150	124	120	111
	90	258	—	206	176	136	127	125
	120	315	—	245	203	151	137	132
<i>Veen</i>	30	—	241	204	152	135	121	110
	60	—	388	315	212	170	161	152
	90	—	535	417	260	197	190	183
	120	—	682	528	314	219	210	205
<i>Leemhoudend zand</i>	30	—	355	290	192	148	111	85
	60	—	510	448	261	195	150	110
	90	—	765	600	330	221	173	135
	120	—	1020	752	399	250	201	160

Deze tabel geeft een inzicht voor wat betreft de wijziging in de maximaal beschikbare hoeveelheid vocht bij toenemende ontwateringsdiepte. Dit is voor de karakterisering van de droogtegevoeligheid van gronden een zeer redelijke maatstaf, hoewel geen uitspraak wordt gedaan over de optredende reducties in de verdamping, voordat al het beschikbare water is verbruikt.

De werkelijke verdamping kan, ook als geen gemeten vochtgehaltegegevens in de wortelzone bekend zijn, door berekening worden benaderd. De som van de vochtonttrekking aan het profiel en de capillaire opstijging uit het grondwater gedurende een periode, moet gelijk zijn aan de waarde van $(E_{re} - E_I)$. De waarde van E_{re} is echter afhankelijk van R_c^ψ , die echter weer afhankelijk is van de zuigspanning in de wortelzone en daardoor tevens van de vochtinhoud in de wortelzone. In de meeste gevallen zal naast de vochtonttrekking in de wortelzone een vocht-aanvoer uit de ondergrond plaatsvinden. Het grote probleem bij de berekening van de werkelijke verdamping is het bepalen van de verdeelsleutel tussen vochtonttrekking uit de wortelzone enerzijds en de vochtonttrekking uit de ondergrond en de grootte van de capillaire opstijging vanuit het grondwater anderzijds. Door het niet-stationaire karakter van de vochtonttrekking en de stroomsnelheden in het profiel, zijn voor dit probleem geen exacte oplossingen bekend. Voor een benadering van

de verdeling van de vochtonttrekking over het profiel is daarom van de volgende vier veronderstellingen uitgegaan.

1e. De capillaire opstijging uit het grondwater wordt pas in rekening gebracht, indien de grondwaterstand is gedaald tot beneden de ontwateringsbasis. In polders, waarin geen kwel voorkomt is dit het punt, waarbij slootwaterstand en grondwaterstand aan elkaar gelijk zijn. Als capillaire opstijging uit het grondwater worden de volgende termen in rekening gebracht:

- a. Het verschil tussen de evenwichtsvochtgehalte in de eerste 20 cm boven de nieuwe grondwaterspiegel bij een daling van 1 cm. Op deze wijze is het mogelijk de daling van de grondwaterstand in een stroomsnelheid voor capillaire aanvoer uit te drukken waarvoor geldt:

$$V_{c_1} = a \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (24)$$

De waarde van a kan worden afgeleid uit de vocht karakteristiek van de grond.

- b. De capillaire aanvoer door zijdelingse infiltratie vanuit de sloten is recht evenredig met het verschil tussen het slootpeil en de grondwaterstand, zodat geldt:

$$V_{c_2} = b (h_{sl} - h_{gw}) \quad (25)$$

- c. Bij het voorkomen van diepe kwel (geen slootkwel), kan deze term worden meegenomen als een constante of als een constante plus een term afhankelijk van de diepte van de grondwatersand, waarbij geldt:

$$V_{c_3} = c + d (h_{sl} - h_{gw}) \quad (26)$$

Hierin is dan c de waarde van de kwel als de grondwaterstand gelijk is aan het slootpeil.

De grondwaterstand aan het begin van een periode wordt aangegeven met de index i , de verandering van de grondwaterstand over de periode Δt met Δh en wordt bij de berekeningen aangenomen, dat Δh over de periode Δt recht evenredig verandert met de tijd, dan volgt hieruit voor de totale capillaire opstijging uit het grondwater:

$$\bar{V}_c = (b + d) (h_{sl} - h_{gw})_i + \left\{ \frac{a}{\Delta t} + \frac{1}{2} (b + d) \right\} \Delta h + c \quad (27)$$

Indien a , b , c en d uit andere onderzoeken bekend zijn is het meten van de

grondwaterstanden voor de berekeningen niet nodig, omdat de waarde van de grondwaterstand dan als een afgeleid gegeven uit de berekeningen volgt. Indien deze factoren niet bekend zijn, moeten ze door middel van een iteratietechniek uit de gemeten grondwaterstanden worden benaderd.

Met behulp van vergelijking (27) wordt de gemiddelde waarde $\bar{V}_c$ van de capillaire aanvoer uit het grondwater berekend. Wordt nu aangenomen dat V_c over de periode Δt recht evenredig verandert met de tijd, dan geldt hiervoor

$$2 \bar{V}_c = V_{ci} + V_{cf} \quad (28)$$

waarin V_{ci} de stroomsnelheid aan het begin en V_{cf} de snelheid aan het einde van de periode Δt is. Hierbij moet echter aan de waarde van V_{cf} de volgende beperking worden opgelegd, namelijk bij dalende grondwaterstand is de minimum waarde van V_{cf} gelijk aan $(b + d) (h_{sl} - h_{gw})_f + c$. Bij stijgende grondwaterstanden is de maximum waarde van V_{cf} hieraan gelijk.

Bij de eerste periode, die in de berekening wordt opgenomen, namelijk als het slootpeil en de grondwaterstand aan het begin van de periode gelijk zijn wordt de waarde van V_{ci} gelijk gesteld aan $a \Delta h / \Delta t + c$, in verband met de aanname dat Δh recht evenredig met de tijd toeneemt over de periode Δt .

De voorgestelde berekeningswijze geldt niet voor hellende gebieden, waarbij een zijdelingse toevoer van grondwater van hoger gelegen gronden kan plaatsvinden, terwijl bovendien een ondergrondse afvoer naar lager gelegen gronden optreedt. Op grond van andere onderzoeken zal dan een uitspraak moeten worden gedaan betreffende het verschil tussen de zijdelingse aan- en afvoer. Dit verschil kan dan als capillaire opstijging in de berekeningen worden opgenomen.

2e. Voor de berekening van de vochtonttrekking uit de ondergrond wordt gebruik gemaakt van de berekende waarden van V_{cf} . Gezien het niet-stationaire karakter van de stroomsnelheden, zowel wat betreft hoogte in het profiel, als ten aanzien van de tijd, wordt de vochtonttrekking benaderd door berekening van een minimum waarde en een mogelijke maximum waarde. Als minimum waarde wordt berekend de vochtonttrekking, die in de ondergrond moet zijn opgetreden indien in de ondergrond een stationaire stroomsnelheid V_{cf} voorkomt, bij de aangenomen grondwaterstand voor het einde van de periode. De op deze wijze berekende minimum waarde voor de totale vochtonttrekking M_{sf} (min) uit de ondergrond verminderd met de berekende totale vochtonttrekking (M_{si}) uit de ondergrond in de voorafgaande periode geeft de minimum waarde (ΔM_s (min)) voor de vochtonttrekking uit de ondergrond gedurende de periode Δt . De gemiddelde minimum stroomsnelheid ($\bar{V}_r$ (min)) aan de onderzijde van de effectieve wortelzone, dit is het bovengrensvlak van de ondergrond, bedraagt:

$$\overline{V}_r \text{ (min)} = \overline{V}_c + \frac{\Delta M_s \text{ (min)}}{\Delta t} \quad (29)$$

Er wordt bij de berekening gesteld dat V_r over het tijdvak Δt , recht evenredig verloopt met de tijd, zodat geldt:

$$2 \overline{V}_r \text{ (min)} = V_{ri} + V_{rf} \text{ (min)} \quad (30)$$

Hierin is V_{ri} de stroomsnelheid op het grensvlak ondergrond-wortelzone aan het eind van de voorafgaande periode en $V_{rf} \text{ (min)}$ de minimum stroomsnelheid aan het einde van de betrokken periode. Met de op deze wijze berekende waarde van $V_{rf} \text{ (min)}$ wordt nu, uitgaande van de stationaire toestand, een nieuwe waarde voor de vochtonttrekking $M_{sf} \text{ (max)}$ berekend die een te grote waarde geeft indien $V_{rf} \text{ (min)} > V_{cf}$, dus meestal onder omstandigheden waarin de grond verder uitdroogt. Indien $V_{rf} \text{ (min)} < V_{cf}$, betekent dit dat in de ondergrond een berging is opgetreden. De werkelijke vochtonttrekking uit de ondergrond heeft aan het einde van de periode een waarde tussen deze beide berekende waarden in, zodat wordt gesteld:

$$M_{sf} = \frac{1}{2} \{M_{sf} \text{ (min)} + M_{sf} \text{ (max)}\} \quad (31)$$

Met de op deze manier berekende vochtonttrekking uit de ondergrond wordt nu opnieuw de waarde van V_{rf} berekend volgens de vergelijking:

$$V_{rf} = 2 \left(\overline{V}_c + \frac{\Delta M_s}{\Delta t} \right) - V_{ri} \quad (32)$$

waarin ΔM_s gelijk is aan $(M_{sf} - M_{si})$.

3e. Voor de berekening van de vochtonttrekking uit de wortelzone wordt gebruik gemaakt van de berekende waarden van M_{sf} , V_{rf} en van de bij de berekeningen aangenomen waarde van de grondwaterstand aan het einde van de betrokken periode. Met behulp van het capillair geleidingsvermogen en de vocht-karakteristiek van de grond worden twee curvenbundels berekend voor stationaire toestanden namelijk:

- het verband tussen de stroomsnelheid aan de onderkant van de wortelzone en de grondwaterstand voor verschillende waarden van de vochtonttrekking in de wortelzone;
- het verband tussen de vochtonttrekking uit de ondergrond en de grondwaterstand bij verschillende waarden van de vochtonttrekking in de wortelzone.

Met de eerste curvenbundel worden met behulp van de berekende waarde van V_{rf} voor een aantal waarden van de vochtonttrekking (M_{rf}) in de wortelzone de hierbij behorende waarden van de grondwaterstand bepaald. Deze waarden dienen een hogere waterstand aan te geven, dan de bij de berekeningen (zie onder 1e en 2e) aangenomen eindwaarde van de grondwaterstand. Met behulp van de op deze wijze bepaalde waarden van de grondwaterstanden en de aangenomen waarden van de vochtonttrekking uit de wortelzone wordt nu met behulp van de tweede bundel curven een aantal waarden voor de vochtonttrekking uit de ondergrond bepaald. Deze waarden worden in een figuur uitgezet tegen de aangenomen waarden van M_{rf} . Met de uit vergelijking (31) berekende waarde van M_{sf} wordt nu grafisch de uiteindelijke waarde van M_{rf} bepaald. De vochtonttrekking uit de wortelzone gedurende de periode Δt bedraagt dan $M_{rf} - M_{ri} = \Delta M_r$.

4e. De berekeningen voor een periode Δt worden herhaald met verschillende waarden voor de grondwaterstands daling, waardoor voor verschillende situaties de totale vochtleverantie (ΔM_t) door de grond wordt berekend met de vergelijking:

$$\Delta M_t = \bar{V}_c \Delta t + \Delta M_s + \Delta M_r \quad (33)$$

Tevens wordt met behulp van M_{ri} en de gevonden waarden van M_{rf} de gemiddelde waarde van de vochtonttrekking in de wortelzone ($\bar{M}_r$) berekend voor de verschillende situaties. Door middel van de vocht karakteristiek van de grond wordt $\bar{M}_r$ uitgedrukt in de gemiddelde zuigspanning $\bar{\psi}$ gedurende de periode Δt , die in de wortelzone aanwezig is. Met de gemiddelde waarde $\bar{\psi}$ en het capillair geleidingsvermogen van de grond kan nu door middel van de vergelijkingen (17) en (23) de werkelijke verdamping (E_{re}) worden berekend voor de verschillende aangenomen situaties. Door nu zowel het verdampingsoverschot ($E_{re} - P$) als de ΔM_t uit te zetten tegen ΔM_r krijgt men twee curven, die elkaar snijden in het punt waar $(E_{re} - P) = \Delta M_t$. Hierbij wordt tevens de juiste waarde van ΔM_r gekregen, waarna vrij eenvoudig de juiste waarden van ΔM_r , $\bar{V}_c$ en de grondwaterstand kunnen worden herleid.

De beschouwingen, die hiervoor (zie 1e—4e) zijn gegeven, zullen nu aan de hand van een voorbeeld nader worden toegelicht. Bij dit rekenvoorbeeld voor grasland op een veengrond is uitgegaan van de door RIJTEMA (1965) gegeven vocht karakteristieken en de door deze auteur bepaalde relatie voor het capillair geleidingsvermogen voor veengrond. Tevens zijn als basisgegevens aangenomen, dat het slootwaterpeil zich op 40 cm — m.v. bevindt, de waarde van de factor a uit vergelijking (24) gelijk is aan $0,5 \text{ mm cm}^{-1}$, en de waarde b in vergelijking (25) voor de zijdelingse infiltratie gelijk is aan $0,04 \text{ mm dag}^{-1} \text{ cm}^{-1}$. De periode lengte Δt is 10 dagen. Bij de berekeningen is aangenomen, dat geen kwel optreedt. Op grond van de meteorologische gegevens is berekend dat het potentiële ver-

dampingoverschot ($E_{\text{pot}} - P$) 37,2 mm bedraagt. Tevens zijn uit de berekeningen voor de voorafgaande perioden de volgende waarden aan het begin van de betrokken periode bekend, namelijk:

grondwaterstand: = 75,55 cm — m.v.

capillaire opstijging grondwater $V_{ci} = 1,54 \text{ mm dag}^{-1}$

stroomsnelheid onderkant wortelzone $V_{ri} = 3,308 \text{ mm dag}^{-1}$

vochtonttrekking ondergrond $M_{si} = 40,98 \text{ mm}$

vochtonttrekking wortelzone $M_{ri} = 59,90 \text{ mm}$

Capillaire opstijging vanuit het grondwater: Door middel van enkele aangenomen waarden van de grondwaterstandsaling (Δh) gedurende de balansperiode wordt de capillaire aanvoer vanuit het grondwater berekend met behulp van vergelijking (27). Deze gegevens zijn vermeld in tabel 3.

TABEL 3. Aanvoer van grondwater door capillaire opstijging voor verschillende waarden van Δh

	Grondwaterstandsaling Δh in cm				Herleide eind- waarden
	2,70	2,71	2,72	2,73	
Zijdelingse infiltratie (mm)					
0,04 ($h_{sl} - h_{gt}$) Δt	14,22	14,22	14,22	14,22	14,22
Extra aanvoer t.g.v. Δh					
(0,5 + $\frac{1}{2} \cdot 0,04 \Delta t$) Δh (mm)	1,89	1,897	1,904	1,911	1,90
Totaal cap. aanvoer (mm) ΔM_c	16,11	16,117	16,124	16,131	16,12
Gemiddelde stijgsnelheid					
$\bar{V}_c = \Delta M_c \cdot \Delta t^{-1}$ (mm dag ⁻¹)	1,611	1,6117	1,6124	1,6131	1,612
2 $\bar{V}_c$ (mm dag ⁻¹)	3,222	3,2234	3,2248	3,2262	3,224
Begin stijgsnelheid					
V_{ci} (mm dag ⁻¹)	1,540	1,540	1,540	1,540	1,540
Eindstijgsnelheid (mm dag ⁻¹)					
$V_{cf} = 2 \bar{V}_c - V_{ci}$	1,682	1,683	1,685	1,686	1,684
Grondwaterstand eind					
$h_{gt} = h_{gt} + \Delta h$ (cm)	78,35	78,36	78,37	78,38	78,36

Vochtonttrekking uit de ondergrond: Voor de berekening van de vochtonttrekking uit de laag tussen de grondwaterstand en de onderkant van de wortelzone wordt gebruik gemaakt van de in figuur 13 gegeven curven voor het verband tussen de stroomsnelheid en de grondwaterstand voor verschillende waarden van de vochtonttrekking uit de ondergrond (M_s). De in tabel 3 berekende waarden van V_{cf} en de grondwaterstand geven met behulp van figuur 13 de

minimale vochtonttrekking uit deze laag. Vervolgens wordt met vergelijking (29) de gemiddelde stroomsnelheid bij de wortelzone berekend, en daarna met vergelijking (30) en de minimale eindwaarde (V_{rf} (min)). Met behulp van deze waarde en de gegeven grondwaterstand wordt door middel van figuur 13 een nieuwe waarde voor de vochtonttrekking bepaald. Hierna volgen de berekeningen volgens de vergelijkingen (31) en (32). De resultaten van deze berekeningen zijn vermeld in tabel 4.

TABEL 4. Berekening van de vochtonttrekking uit de ondergrond en de stroomsnelheid aan de onderzijde van de wortelzone

	Grondwaterstandsval Δh in cm				Herleide eindwaarden
	2,70	2,71	2,72	2,73	
Grondwaterstand h_{gf} (cm)	78,35	78,36	78,37	78,38	78,36
Cap. opstijging V_{cf} (mm dag ⁻¹)	1,682	1,683	1,685	1,685	1,684
Minimum vochtonttrekking					
einde periode M_{sf} (min) (mm)	50,00	50,20	50,40	50,60	
Vochtonttrekking begin					
M_{si} (mm)	40,98	40,98	40,98	40,98	
ΔM_s (min) = M_{sf} (min) - M_{si}	9,02	9,22	9,42	9,62	
ΔM_s (min) + ΔM_c (mm)	25,13	25,337	25,544	25,751	
$\bar{V}_r$ (min) = (ΔM_s (min) + ΔM_c) Δt^{-1} (mm dag ⁻¹)	2,513	2,534	2,554	2,575	
$2 \bar{V}_r$ (min) (mm dag ⁻¹)	5,026	5,068	5,108	5,150	
V_{ri} (mm dag ⁻¹)	3,308	3,308	3,308	3,308	
V_{rf} (min) = $2 \bar{V}_r$ (min) - V_{ri} (mm dag ⁻¹)	1,718	1,760	1,800	1,842	
Maximum vochtonttrekking					
Einde periode M_{sf} (max) (mm)	52,50	55,00	59,00	62,00	
$M_{sf} = \frac{1}{2} \{M_{sf}$ (min) + M_{sf} (max) $\}$	51,25	52,60	54,70	56,30	53,56
M_{si} (mm)	40,98	40,98	40,98	40,98	40,98
$\Delta M_s = M_{sf} - M_{si}$ (mm)	10,27	11,62	13,72	15,32	12,58
$\Delta M_s + \Delta M_c$ (mm)	26,38	27,737	29,844	31,451	28,70
$\bar{V}_r = (\Delta M_s + \Delta M_c) \Delta t^{-1}$ (mm dag ⁻¹)	2,638	2,774	2,984	3,145	2,870
$2 \bar{V}_r$ (mm dag ⁻¹)	5,276	5,548	5,968	6,290	5,740
$V_{rf} = 2 \bar{V}_r - V_{ri}$ (mm dag ⁻¹)	1,968	2,240	2,660	2,982	2,432

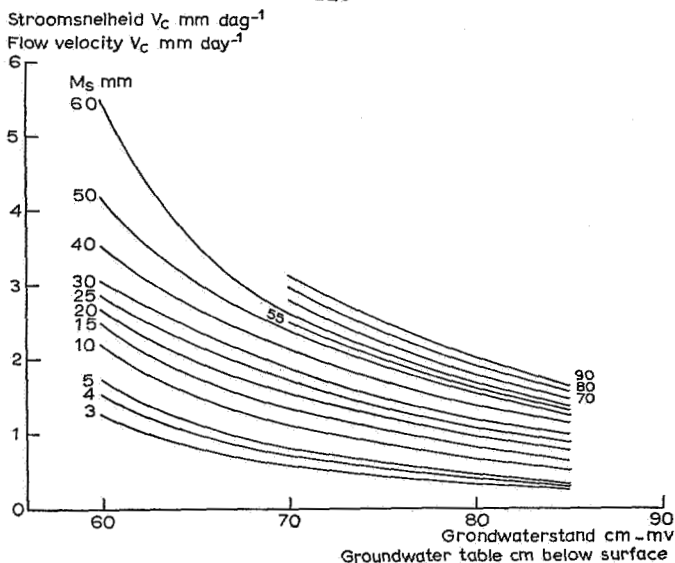


FIG. 13. Het verband tussen de stroomsnelheid (V_c) en de grondwaterstand voor verschillende waarden van de vochtonttrekking (M_s) uit de ondergrond van veen
The relation between the capillary rise (V_c) and the depth of the groundwater table, by various values of the moisture extraction (M_s) from a peat subsoil

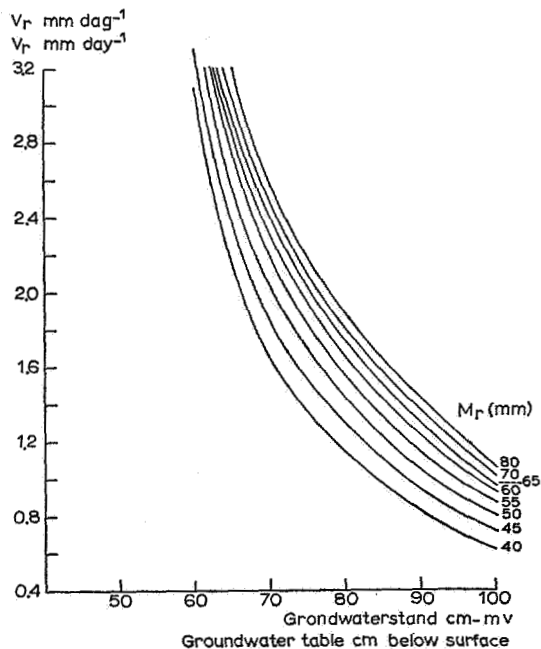


FIG. 14. Het verband tussen de stroomsnelheid (V_r) aan de onderkant van de wortelzone en de grondwaterstand voor verschillende waarden van de vochtonttrekking (M_r) in de wortelzone
The relation between the flow velocity (V_r) at the lower boundary of the effective root zone and the depth of the groundwater table by various values of the moisture extraction (M_r) in the root zone

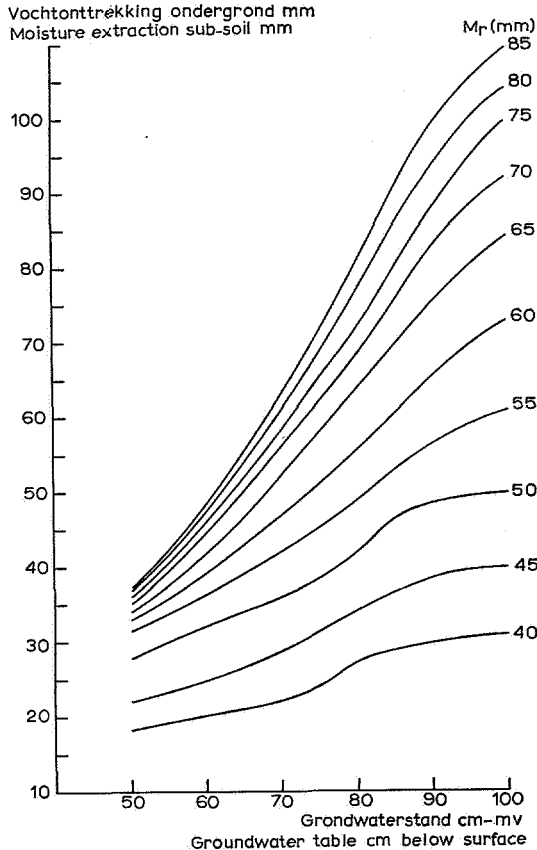


FIG. 15. Het verband tussen de vochtonttrekking in de ondergrond (M_s) en de grondwaterstand voor verschillende waarden van de vochtonttrekking (M_r) in de wortelzone
The relation between the moisture extraction (M_s) from the subsoil and the depth of the groundwater table by various values of the moisture extraction (M_r) in the root zone

Vochtonttrekking uit de wortelzone: Voor de berekening van de vochtonttrekking uit de wortelzone wordt gebruik gemaakt van de curven in de figuren 14 en 15. Met de berekende waarden van V_{rf} en een aantal aangenomen waarden voor de vochtonttrekking (M_r) uit de wortelzone worden met behulp van figuur 14 een aantal grondwaterstanden afgeleid. Met de afgeleide waarden voor de grondwaterstanden en de aangenomen waarden voor de vochtonttrekking (M_r) uit de wortelzone worden met behulp van figuur 15 waarden voor de vochtonttrekking uit de ondergrond (M_s) bepaald. De resultaten van deze benadering zijn voor drie stroomsnelheden weergegeven in tabel 5.

TABEL 5. Voor verschillende waarden van V_{rf} en M_r afgeleide waarden van de grondwaterstand (fig. 14) en de vochtonttrekking M_s uit de ondergrond (fig. 15). Tevens is de maximale waarde van de grondwaterstand gegeven

Vocht- onttrekking wortelzone M_r in mm	Stroomsnelheid onderkant wortelzone V_{rf} in mm dag ⁻¹					
	1,698		2,240		2,660	
	gr.water- stand cm-m.v.	M_s mm	gr.water- stand cm-m.v.	M_s mm	gr.water- stand cm-m.v.	M_s mm
55	72,8	43,8	69,2	41,5	65,3	39,2
60	74,5	50,9	70,7	47,8	66,5	44,3
65	75,7	58,7	71,8	54,3	67,4	49,0
70	76,8	64,3	72,9	59,4	68,3	53,8
80	78,3	73,6	74,0	66,8	69,2	60,0
Maximum gr.waterstand	78,35		78,36		78,37	

Het verband tussen M_r en M_s is voor de verschillende stroomsnelheden weer-gegeven in figuur 16. Met de in tabel 4 berekende waarden van M_{sf} kunnen nu de waarden voor de vochtonttrekking in de wortelzone uit deze figuren worden afgeleid en kan de vochtonttrekking gedurende de balansperioden worden berekend voor de verschillende dalingen van de grondwaterstand. De resultaten van deze berekeningen zijn gegeven in tabel 6.

Met de in tabel 6 berekende waarden voor de gemiddelde vochtonttrekking $\bar{M}_r$ kan met behulp van de vergelijkingen (17) en (23) de werkelijke verdamping

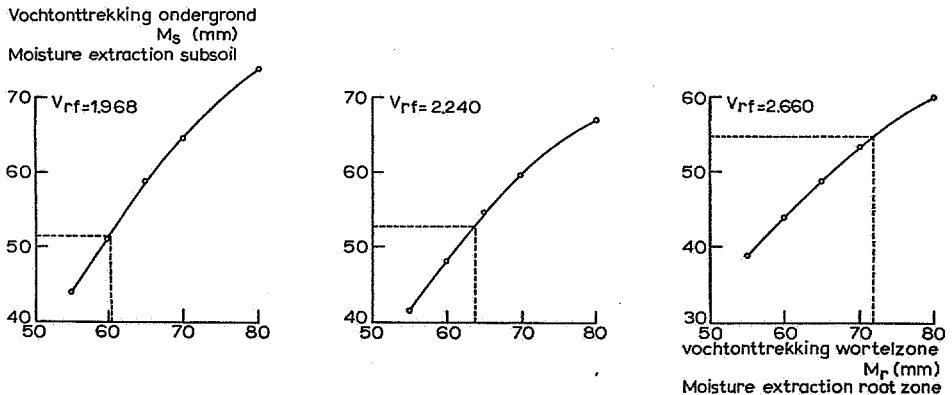


FIG. 16. Het verband tussen de vochtonttrekking uit de ondergrond (M_s) en de vochtonttrekking uit de wortelzone (M_r) voor drie waarden van V_{rf}
The relation between the moisture extraction from the subsoil (M_s) and the moisture extraction from the root zone (M_r) by 3 values of the flow velocity (V_{rf}) at the lower boundary of the root zone at the end of the period

TABEL 6. Vochtonttrekking uit de wortelzone en de totale vochtleverantie door de grond voor verschillende waarden van Δh

	Grondwaterstandsaling Δh in cm				Herleide eindwaarden
	2,70	2,71	2,72	2,73	
Vochtonttrekking wortelzone					
Eind periode M_{rf} (mm)	60,2	63,6	71,6	90,0	66,9
Vochtonttrekking begin periode M_{ri} (mm)	59,9	59,9	59,9	59,9	59,9
$\Delta M_r = M_{rf} - M_{ri}$ (mm)	0,3	3,7	11,7	30,1	7,0
$\Delta M_t = \Delta M_c +$ $+ \Delta M_s + \Delta M_r$ (mm)	26,68	31,44	41,54	61,55	35,7
$\bar{M}_r = \frac{1}{2} (M_{rf} + M_{ri})$ (mm)	60,0	61,8	65,8	75,0	63,4

voor de verschillende situaties worden berekend. De eindresultaten van deze berekeningen zijn vermeld in tabel 7.

TABEL 7. De gemiddelde waarden van de vochtonttrekking $\bar{M}_r$, de zuigspanning $\bar{\psi}_r$ en de berekende waarden voor E_{re} en $E_{re} - P$

	Grondwaterstandsaling Δh in cm			
	2,70	2,71	2,72	2,73
$\bar{M}_r$ (mm)	60,0	61,8	65,8	75,0
$\bar{\psi}_r$ (cm)	2950	3380	5100	11750
E_{re} (mm dag ⁻¹)	4,61	4,59	4,28	2,84
$E_{re} \Delta t$ (mm)	46,1	45,9	42,8	28,4
$E_{re} \Delta t - P$ (mm)	36,7	36,5	33,4	19,0

De berekende waarden van ΔM_t uit tabel 6 en de waarden van $(E_{re} \Delta t - P)$ uit tabel 7 zijn in figuur 17 uitgezet tegen de berekende waarden van M_{rf} . Beide curven snijden elkaar, waarbij dit snijpunt de juiste waarde van ΔM_t en van M_{rf} geeft. Met deze twee waarden worden nu de herleide eindwaarden in de voorafgaande tabellen in omgekeerde volgorde berekend. Hierbij moet worden opgemerkt, dat deze herleide eindwaarden voor zover nodig weer als beginwaarden voor de volgende periode worden gebruikt.

Het meest opvallende bij het gevolgde berekeningsschema is, dat in feite niet meer meetbare grondwaterstandsverschillen tot sterk uiteenlopende resultaten leiden.

Voor de klimatologische omstandigheden, zoals deze in 1959 voorkwamen, zijn de berekeningen uitgevoerd voor de maanden mei en juni. De eindresultaten zijn vermeld in tabel 8.

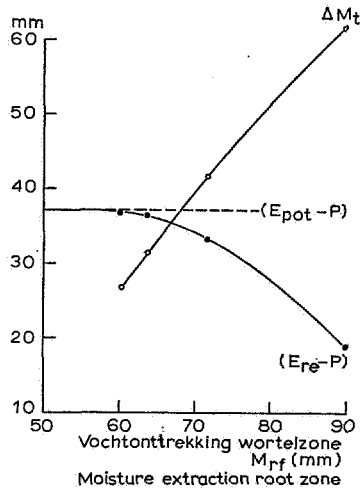


FIG. 17. Het verband tussen de vochtonttrekking in de wortelzone (M_{rf}) en de totale vochtlevering (ΔM_t) (o—o) en het verdampingsoverschot ($E_{re}-P$) (•—•)
The relation between the moisture extraction from the root zone (M_{rf}) and the total moisture supply (ΔM_t) (o—o) and the evaporation surplus ($E_{re}-P$) (•—•)

TABEL 8. De berekende waarden voor de grondwaterstandsval, de zijdelingse infiltratie uit de sloten, de vochtonttrekking en het verdampingsoverschot voor 7 tien-daagse perioden in 1959

	Periode						
	A III	M I	M II	M II	J I	J II	J III
h_i (cm - m.v.)	40,0	48,2	56,4	64,1	69,3	72,4	75,55
h_f (cm - m.v.)	48,2	56,4	64,1	69,3	72,4	75,55	78,36
Δh (cm)	8,2	8,2	7,7	5,2	3,1	3,15	2,71
Slootinfiltratie (mm)	1,64	4,92	8,10	11,75	12,55	13,60	14,76
ΔM_c (mm)	5,74	9,02	11,95	14,35	14,10	15,17	16,12
ΔM_s (mm)	0,36	1,88	4,85	9,95	10,20	13,53	12,58
ΔM_r (mm)	4,80	6,50	12,30	13,10	8,40	14,80	7,0
ΔM_t (mm)	10,90	17,40	29,10	37,40	32,70	43,50	35,70
$\Sigma \Delta M_t$ (mm)	10,9	28,3	57,4	94,8	127,5	171,0	206,7
$E_{pot} - P$ (mm)	10,9	17,4	29,1	37,4	32,7	43,5	37,2
$E_{re} - P$ (mm)	10,9	17,4	29,1	37,4	32,7	43,5	35,7

Uit deze tabel blijkt, dat voor veengrasland, met een slootwaterpeil op 40 cm — m.v. en een evenredigheidsfactor voor zijdelingse infiltratie vanuit de sloot van $0,04 \text{ mm dag}^{-1} \text{ cm}^{-1}$, een vochtleverantie van ruim 200 mm in 70 dagen kan optreden, voordat er reducties in de verdamping optreden.

4. RESULTATEN VAN VERDAMPINGSONDERZOEK

De in de vorige hoofdstukken gegeven beschouwingen zijn tevens getoetst aan verschillende veldgegevens om de overdracht van de gegeven relaties na te gaan.

4.1. Berekening van de werkelijke verdamping van grasland

Een toetsing voor min of meer praktijkomstandigheden van de met behulp van de lysimeters te Wageningen verkregen relaties werd uitgevoerd voor de gegevens van het drainagelysimeterveld van de Rottegatpolder (Werkcommissie voor Verdampingsonderzoek, 1964). Bij deze berekeningen werd gebruik gemaakt van de klimatologische gegevens van Eelde. Ten aanzien van de verkregen resultaten moeten de volgende opmerkingen worden gemaakt:

- a. Er is aangenomen dat de klimatologische verschillen tussen Eelde en de Rottegatpolder te verwaarlozen zijn. Uit een vergelijking tussen de berekende

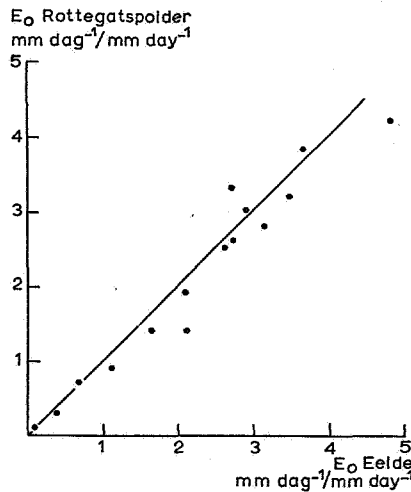


FIG. 18. Het verband tussen de verdamping van een open wateroppervlak in Eelde en in de Rottegatpolder

The relation between the evaporation from a free water surface at Eelde and at Rottegatpolder

waarden voor de verdamping van een vrij wateroppervlak voor de twee stations over de gebruikte balansperioden (fig. 18) blijkt, dat de E_o -waarden voor Eelde over het algemeen iets hoger zijn dan de overeenkomstige waarden voor de Rottegatpolder. De vermoedelijke oorzaak moet worden gezocht in de reductie van de op zes meter hoogte gemeten windsnelheid tot de waarden die voor twee meter hoogte gelden. Door de grotere ruwheid van het gewasoppervlak ten opzichte van het vrij wateroppervlak wordt de windsnelheidsterm bij berekeningen relatief belangrijk. Een systematisch te hoog berekende windsnelheid leidt tot een grotere afwijking in de berekende gewasverdamping, dan de overeenkomstige afwijking voor de berekende verdamping van een vrij wateroppervlak.

- b. De gewashoogten werden op het drainagelysimeterveld slechts enkele keren per maand waargenomen. Het veld werd gedeeltelijk beweide en een deel werd gebruikt als hooiland. Tevens werd het vee herhaaldelijk omgeweid. Tengevolge van deze situatie moet met zeer globale schattingen van de gewashoogte per balansperiode van 14 dagen worden volstaan.
- c. Er is bij de berekening van de werkelijke verdamping aangenomen, dat voor

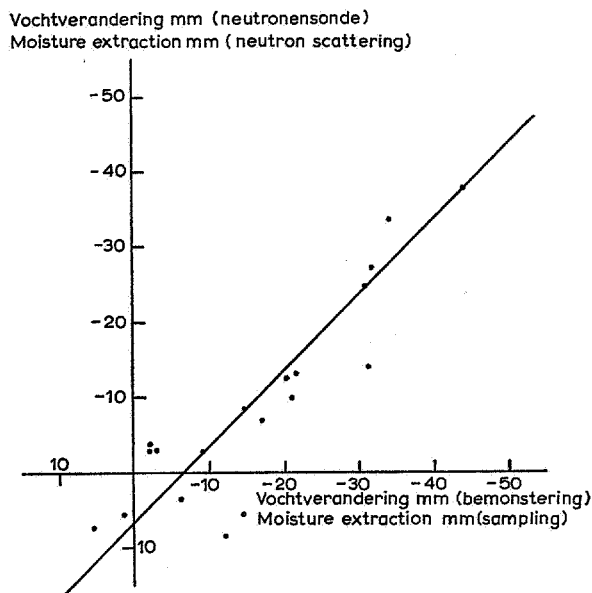


FIG. 19. Het verband tussen de verandering in vochtinhoud in de wortelzone bepaald met de neutronensonde en de verandering bepaald met bemonstering
The relation between the variation in moisture in the root zone as determined by neutron scattering and the variation measured by sampling

- de kleigrond in de Rottegatpolder de door RIJTEMA (1965) voor knipklei gegeven relaties voor het capillair geleidingsvermogen kunnen worden toegepast.
- d. Voor de berekening van de gemiddelde zuigspanning in de wortelzone werd gebruik gemaakt van de met de neutronen-sonde verkregen vochtgehalten. Vooral de oppervlaktemetingen ontbraken vrij vaak, zodat voor deze perioden gebruik werd gemaakt van de in het verslag gegeven schattingswaarden. Door deze schattingswaarden werd de nauwkeurigheid van de vochtbepaling zeer nadelig beïnvloed. In figuur 19 is de vochtonttrekking in de wortelzone volgens de nucleaire methode weergegeven ten opzichte van de overeenkomstige vochtonttrekking bepaald volgens bemonstering. De optredende spreiding tussen beide methoden geeft een indruk betreffende de nauwkeurigheid, waarmee de zuigspanning in de wortelzone is bepaald. In figuur 20 is tevens de totale

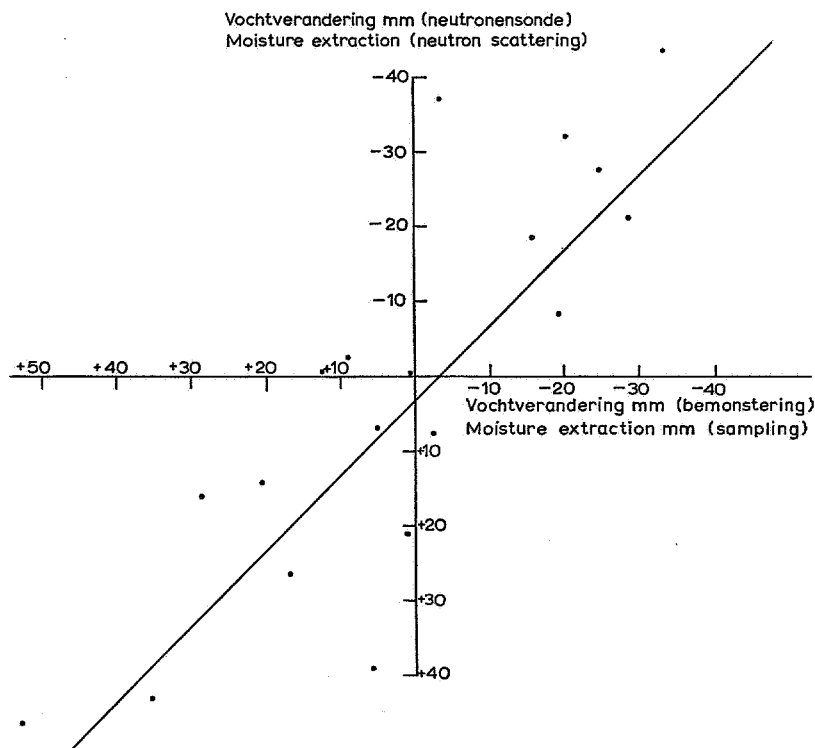


FIG 20. Het verband tussen de verandering in vochtinhoud van het gehele profiel bepaald met de neutronen-sonde en de verandering volgens bemonstering
The relation between the variation in soil moisture in the complete profile as determined by neutron scattering and the variation measured by sampling

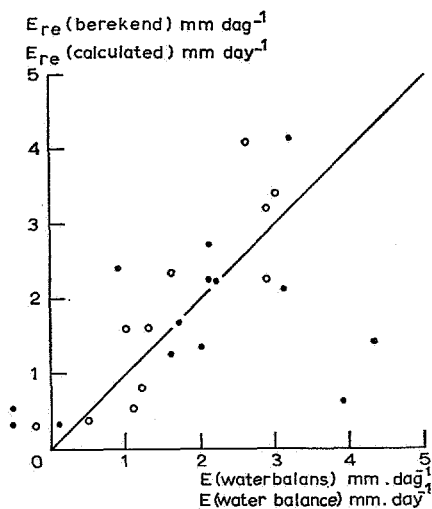


FIG. 21. Het verband tussen de berekende en de volgens de waterbalans waargenomen verdamping

The relation between the calculated evapotranspiration and the evapotranspiration determined with the water balance

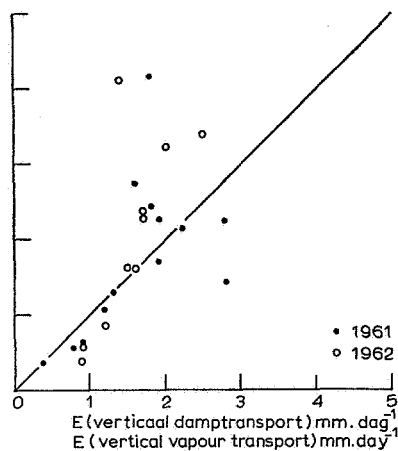


FIG. 22. Het verband tussen de berekende en de volgens het verticaal damptransport bepaalde verdamping

The relation between the calculated evapotranspiration and the evapotranspiration determined by vertical vapour transport

vochtonttrekking uit het profiel volgens beide methoden weergegeven. De spreiding in deze figuur geeft een aanwijzing betreffende de fout, die in de — uit de waterbalans bepaalde — verdamping kan optreden tengevolge van de bemonsteringsfouten.

Het verband tussen de berekende verdamping en de volgens de waterbalans bepaalde verdamping van het gras op het drainagelysimeterveld is weergegeven in figuur 21. Gelet op de grote onnauwkeurigheid waarmee een aantal factoren werd bepaald is de optredende spreiding onvermijdelijk.

Tevens zijn de berekende verdampingswaarden in figuur 22 vergeleken met de verdamping berekend volgens de methode van het verticaal damptransport. Het is opvallend, dat vooral bij lage verdampingswaarden, de afwijking tussen beide methoden betrekkelijk gering is. Bij hoge verdampingswaarden berekend volgens vergelijking (23) blijft de waarde berekend met het verticaal damptransport sterk achter. Bij een vergelijking van de overeenkomstige perioden van de verdamping volgens de waterbalans en de berekende waarden volgens het verticaal damptransport blijkt een min of meer overeenkomstig beeld te ontstaan (fig. 23).

Nemen we alle balansperioden in beschouwing over de jaren 1958—1962, waarvoor de verdamping zowel bepaald is volgens de waterbalans van het drainagelysimeterveld als volgens het verticaal damptransport, dan ontstaat het beeld zoals

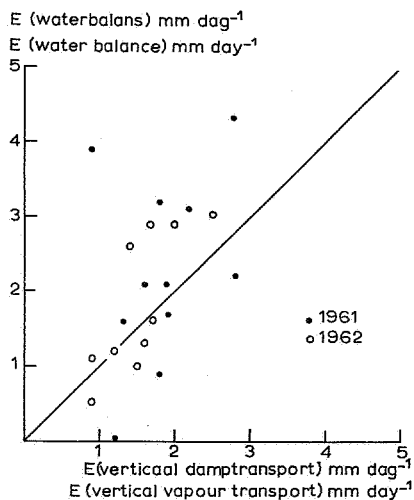


FIG. 23. Het verband tussen de verdamping volgens de waterbalans en de berekende waarde volgens het verticaal damptransport

The relation between the evapotranspiration determined by the water balance and the value calculated by vertical vapour transport

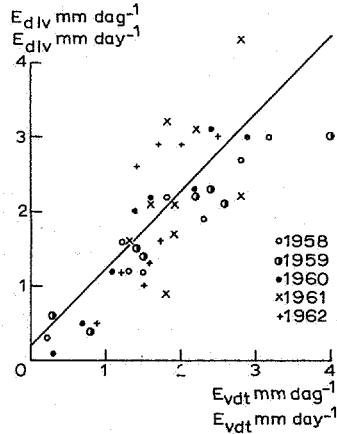


FIG. 24. Verdamping volgens de waterbalans van het drainage lysimeterveld (E_{dlv}) en de berekende waarden volgens het verticaal damptransport (E_{vdt})
Evapotranspiration determined with the water balance of the drainage lysimeter field (E_{dlv}) and the values calculated by vertical vapour transport (E_{vdt})

dit is weergegeven in figuur 24. De bij deze puntenzwerm behorende regressielijn heeft de vergelijking:

$$E_{(dlv)} = 1,03 E_{(vdt)} + 0,20$$

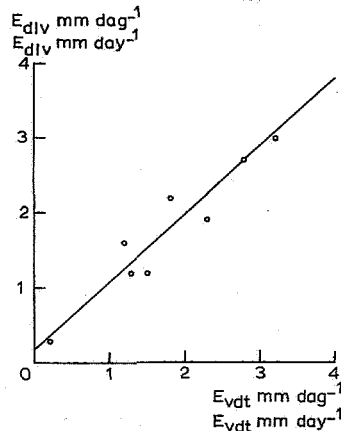
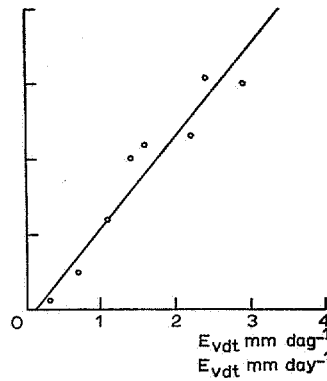
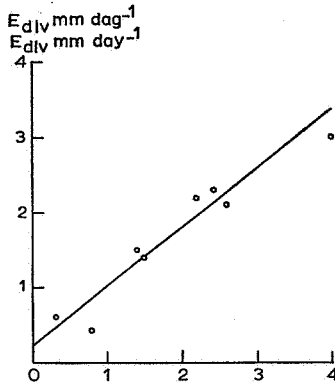
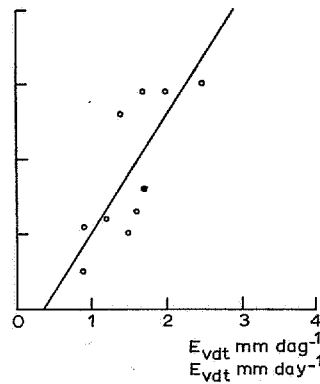
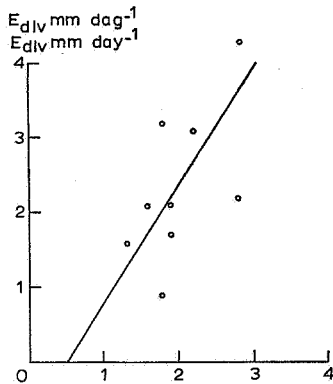


FIG. 25. Verband tussen de verdamping volgens de waterbalans (E_{dlv}) en het verticaal damptransport (E_{vdt})
Relation between evapotranspiration according to the water balance (E_{dlv}) and calculated by vertical vapour transport

tarwe	1958	vochtbemonstering
wheat	1958	soil moisture sampling



links	vlas	1959	vochtbemonstering
rechts	gras	1960	vochtbemonstering
left	flax	1959	soil moisture sampling
right	grass	1960	soil moisture sampling



links	gras	1961	neutronensonde
rechts	gras	1962	neutronensonde
left	grass	1961	neutron scattering
right	grass	1962	neutron scattering

Op grond van deze vergelijking blijkt, dat het verschil tussen beide methoden ogenschijnlijk niet groot is. Worden de gegevens echter gesplitst per jaar en per gewas, dan geven de resultaten, zoals deze zijn weergegeven in figuur 25, aanleiding tot een andere conclusie. De bij de lijnen behorende vergelijkingen zijn gegeven in tabel 9.

TABEL 9. De regressievergelijkingen voor het verband tussen de verdamping volgens de waterbalans van het drainage lysimeterveld (E_{dlv}) en de verdamping bepaald volgens het verticaal damptransport (E_{vdt})

Jaar	Gewas	Regressievergelijking
1958	tarwe	$E_{dlv} = 0,92 E_{vdt} + 0,10$
1959	vlas	$E_{dlv} = 0,79 E_{vdt} + 0,20$
1960	gras	$E_{dlv} = 1,23 E_{vdt} - 0,17$
1961	gras	$E_{dlv} = 1,58 E_{vdt} - 0,80$
1962	gras	$E_{dlv} = 1,58 E_{vdt} - 0,59$

Uit tabel 9 blijkt, dat de verdamping bepaald volgens de methode van het verticaal damptransport voor gewassen als tarwe en vlas iets hogere waarden geeft dan de waarden volgens de waterbalans. Voor de drie jaren waarin gras geteeld is, zijn de resultaten precies omgekeerd. De voornaamste oorzaak moet worden gezocht in de gebruikswijze van het grasland door beweiding, waardoor de uniformiteit van het gewas verloren is gegaan. Dit kan de metingen volgens het verticaal damptransport in sterke mate hebben beïnvloed. Het is opvallend, dat de waarde voor de hellingstangens voor de jaren 1961 en 1962 belangrijk groter is dan in het jaar 1960. In de jaren 1961 en 1962 zijn de metingen van het vochtgehalte in de grond uitgevoerd met de neutronen apparatuur, terwijl in 1960 nog gebruik werd gemaakt van vochtbemonsteringen.

De in de verslagen van de Werkcommissie vermelde gegevens van uurwaarnemingen voor de bepaling van de verdamping volgens de methode van de energiebalans en volgens het verticaal damptransport, tonen aan dat de berekende waarden volgens de energiebalans gemiddeld een factor 1,4 hoger zijn, dan de overeenkomstige waarden bepaald volgens het verticaal damptransport. Beide feiten geven de aanwijzing, dat — vooral bij grote waarden van de verdamping — boven het gras de met het verticaal damptransport verkregen resultaten te laag zijn.

Samenvattend mag, gezien de grote onnauwkeurigheid in het waarnemingsmateriaal, worden geconcludeerd dat met de berekeningen volgens vergelijking 23 een goede benadering voor de verdamping van het grasland kan worden verkregen.

4.2. De berekening van de werkelijke verdamping van zomertarwe

Voor een toetsing van de gegeven methodiek voor de berekening van de verdamping van zomertarwe werd gebruik gemaakt van de door TOUSSAINT (1962a, 1963a) vermelde gegevens betreffende beregeningsproeven met zomertarwe op een hoge zandgrond op het proefterrein Sinderhoeve van het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding. Er is gebruik gemaakt van de op het proefterrein

waargenomen klimatologische gegevens. Ten aanzien van de verkregen resultaten moet het volgende worden opgemerkt:

- a. Zowel betreffende het verloop van de grondbedekking als wel van het verloop van de gewashoogte gedurende het groeiseizoen werden alleen in 1961 regelmatig waarnemingen verricht. Voor het jaar 1962 is aangenomen, dat de gewasontwikkeling een met 1961 te vergelijken beeld vertoonde gedurende het groeiseizoen.
- b. De verdamping volgens de waterbalans werd bepaald uit de neerslaggegevens en de vochtgehalteverandering in de bovenste 60 cm van het profiel. De ondergrond bestaat uit grindlagen en zeer grof zand met een gering vocht-houdend vermogen. Gedurende neerslagrijke perioden in het voorjaar moest een schatting worden gemaakt betreffende de afvoer. De afvoerterm werd berekend met behulp van dagbalansen, waarbij gebruik werd gemaakt van de berekende verdamping, de neerslag en de vochtinhoud aan het begin van de balansperiode. De verdamping volgens de waterbalans werd gecorrigeerd met de op deze wijze berekende schatting voor de drainage.
- c. Aangezien de beregeningsproeven werden uitgevoerd voor het bepalen van het beregeningseffect en niet in de eerste plaats als verdampingsonderzoek werden de vochtbemonsteringen slechts in tweevoud uitgevoerd. Gedurende het voorjaar werden slechts enkele velden bemonsterd en werd aangenomen dat de vochtgehalten voor alle in de proef gelegen velden konden worden gebruikt.
- d. Bij de berekeningen werd aangenomen, dat de voor lang gras bepaalde waarden van de ruwheidsfunctie ook voor zomertarwe mogen worden gebruikt. Tevens werd aangenomen, dat de voor gras gegeven relatie tussen R_c^ψ en ψ_l^{pot} kan worden toegepast. Een toetsing van deze aannamen aan enkele buiten de proef gelegen waarnemingen leverden geen systematische afwijkingen op.
- e. Bij de berekening werd op grond van literatuurgegevens aangenomen, dat het capillair geleidingsvermogen van de humeuze bovengrond bij een zuigspanning van 100 cm kan worden gesteld op 10^{-2} cm. Bij hogere zuigspanningen werd aangenomen dat het capillair geleidingsvermogen kan worden weergegeven als $k = a\psi^{-1.4}$ (RIJTEMA, 1965).

Het verloop van de berekende verdamping is, zowel voor de beregende als wel de onberegende velden, weergegeven in figuur 26 voor balansperioden van veertien dagen. In deze figuur zijn tevens de volgens de waterbalans bepaalde verdampingswaarden weergegeven. Ook de berekende potentiële verdamping van het gewas is opgenomen. Het is opvallend, dat ook op de beregende velden de potentiële verdamping ondanks de betrekkelijk lage zuigspanning in de wortelzone bij hoge verdampingsintensiteiten niet kan worden bereikt. Dit feit moet in hoofdzaak worden toegeschreven aan de hoge waarde van R_{pl} , waardoor deze transport-

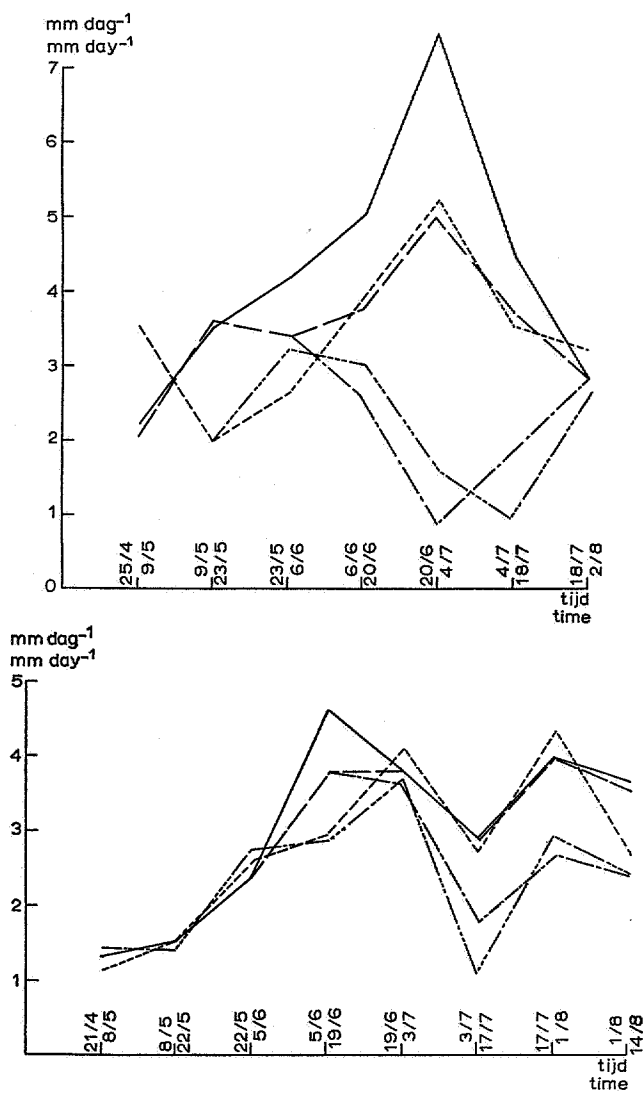


FIG. 26. Het verloop van de verdamping van zomertarwe op een grove zandgrond (boven 1961, onder 1962)

The course of transpiration by spring wheat on a coarse sandy soil (top 1961, bottom 1962)

————	E_{pot}	(berekend)		E_{pot}	(calculated)
-----	E_{re}	(berekend)	} met beregening	E_{re}	(calculated)
-----	E_{re}	(waterbalans)		E_{re}	(water balance)
-----	E_{re}	(berekend)	} onberegend	E_{re}	(calculated)
-----	E_{re}	(waterbalans)		E_{re}	(water balance)
					with sprinkler irrigation
					without sprinkler irrigation

weerstand bij hoge waarden van de potentiële verdamping te grote waarden voor de zuigspanning in het bladweefsel oplevert.

De schijnbare faseverschuiving voor de onberegende velden in 1961 moet vooral voor periode 6 worden toegeschreven aan de neerslagverdeling in de balansperiode. In periode 6 waren de klimatologische omstandigheden in de eerste helft vrij gunstig voor een betrekkelijk hoge waarde van de potentiële verdamping. De grootste hoeveelheid neerslag viel echter gedurende de tweede helft van de periode bij omstandigheden van lage potentiële verdamping. De op grond van de vochtbemonsteringen bepaalde gemiddelde zuigspanning geeft dan geen juist beeld van de werkelijke toestand.

De grote afwijking tussen de berekende verdamping en de volgens de waterbalans bepaalde verdamping voor de laatste twee perioden van 1962 moet in hoofdzaak worden toegeschreven aan het afsterven van het gewas, terwijl gedurende de laatste balansperiode het gewas werd geoogst.

4.3. *De berekening van de werkelijke verdamping van aardappels*

Voor een toetsing van de methodiek voor de berekening van de verdamping van aardappels werd gebruik gemaakt van de door TOUSSAINT (1962b, 1963b) vermelde gegevens van beregeningsproeven met aardappelen op het proefterrein Sinderhoeve. Ten aanzien van de gegevens moet het volgende worden opgemerkt:

a. Er waren geen systematische waarnemingen verricht betreffende gewashoogte

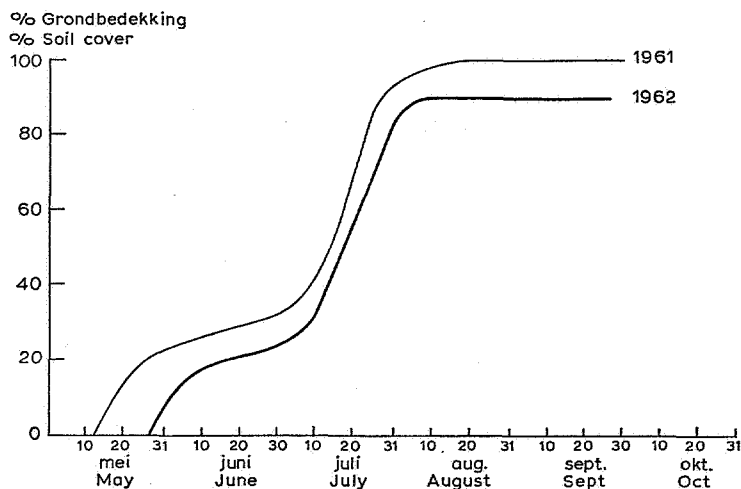


FIG. 27. Het verloop van de grondbedekking bij aardappelen gedurende het groeiseizoen
The course of soil cover by potatoes during growth

en grondbedekking. Aanvullende metingen betreffende het verloop van bodembedekking en gewashoogte gedurende het groeiseizoen werden in 1964 verricht. De op deze wijze verkregen curven werden zo goed mogelijk bij de schaarse gewasgegevens van de in het onderzoek betrokken jaren aangesloten. De op deze wijze verkregen curven voor het verloop van de grondbedekking en de gewashoogte zijn weergegeven in de figuren 27 en 28.

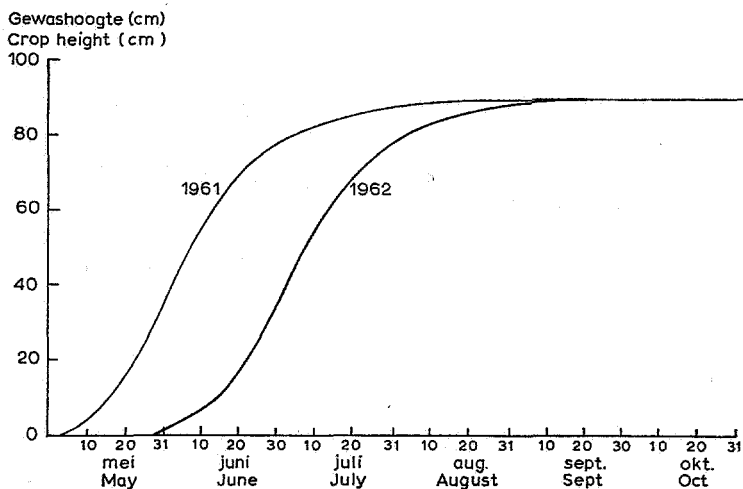


FIG. 28. Het verloop van de gewashoogte van aardappelen gedurende het groeiseizoen
The course of crop height of potatoes during growth

- b. Ten aanzien van de opmerkingen over afvoer, vochtbemonstering en capillair geleidingsvermogen wordt verwezen naar de punten 4.2.b; 4.2.c en 4.2.e. Alleen gedurende de zeer natte balansperioden 5 en 6 in 1961 moest een op grond van dagbalansen berekende afvoerterm in de waterbalans opgenomen worden.
- c. Bij de berekeningen werd aangenomen dat de voor gras bepaalde waarden van de ruwheidsfunctie mogen worden gebruikt. Geen uitspraak kon worden gedaan op grond van andere gegevens over het al dan niet aanvaardbaar zijn van de relatie tussen R_c^ψ en ψ_t^{pot} . Tevens waren de transportweerstand (R_{pl}) en de geometriefactor (b) van het gewas onbekend. In eerste instantie werd aangenomen dat de gevonden waarden van zomertarwe konden worden toegepast. Het verloop van de berekende potentiële verdamping, de berekende reële verdamping en de verdamping volgens de waterbalans is weergegeven in figuur 29. Voor 1961 konden geen reducties in de verdamping worden aan-

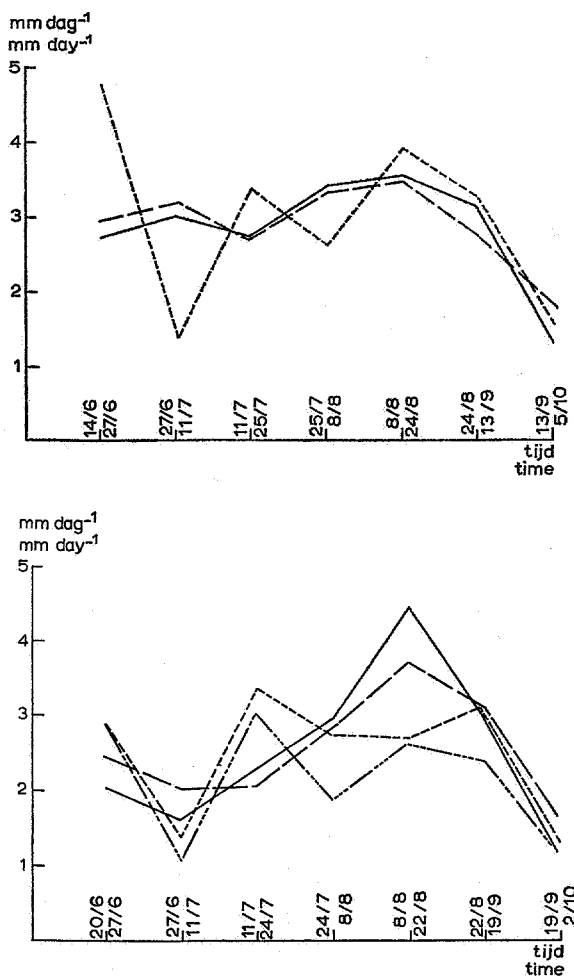


FIG. 29. Het verloop van de verdamping bij aardappels gedurende het groeiseizoen
(boven 1961, onder 1962)

The course of evapotranspiration by potatoes during growth (top 1961, bottom 1962)

————	E_{pot}	(berekend)	
-----	E_{re}	(berekend)	
.....	E_{re}	(waterbalans)	berekend
-----	E_{re}	(waterbalans)	onberekend
————	E_{pot}	(calculated)	
-----	E_{re}	(calculated)	
.....	E_{re}	(water balance)	with sprinkler irrigation
-----	E_{re}	(water balance)	without sprinkler irrigation

getoond. De grote spreiding tussen de berekende en de gemeten verdamping moet in hoofdzaak worden toegeschreven aan fouten in de zeer summiere vochtbemonstering gedurende de eerste balansperioden. In 1962 kwam zowel op het beregende als op het onberegende object een reductie in de verdamping voor. Met de gevolgde aannamen is het optreden van deze reductie niet aantoonbaar. Op grond van door GARDNER en EHLIG (1963) vermelde gegevens betreffende het verband tussen de relatieve verdamping en de zuigspanning in bladweefsel voor een gewas van dezelfde familie moet worden aangenomen, dat de curve voor R_c^ψ en ψ_t^{pot} voor aardappels sterk afwijkt voor de overeenkomstige curve voor gras. Volgens de gegevens van GARDNER en EHLIG voor paprika (*Capsicum frutescense*, L. var. *Californica Wonder*) zou de reductie in de verdamping tengevolge van de sluiting van de huidmondjes reeds optreden bij een zuigspanning van 5 atmosfeer in het bladweefsel. De bij lage vochtspanningen optredende reducties in de verdamping bij aardappels wijst in een dergelijke richting. Er waren echter onvoldoende gegevens beschikbaar om dit te toetsen.

4.4. *De verdamping van bossen*

In de lysimeters te Castricum is gedurende enkele jaren de verandering in de vochtinhoud van het profiel gemeten met behulp van de neutronensonde. In elke lysimeter waren twee buizen geplaatst. De afwijkingen tussen de beide buizen waren zeer groot, met uitzondering van de met naaldhout beplante lysimeter.

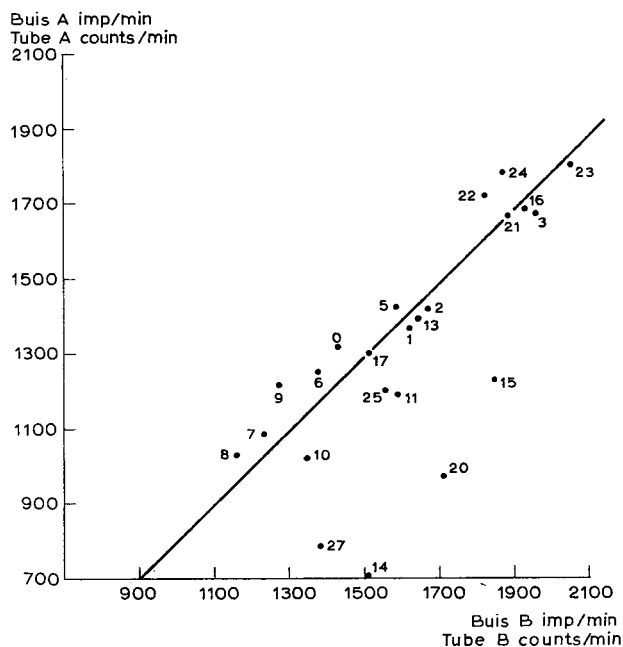
In figuur 30 zijn de duplometingen op verschillende diepten tegen elkaar uitgezet. De afwijkingen in de met de duinvegetatie begroeide lysimeter moeten in hoofdzaak worden verklaard door de grote heterogeniteit van de begroeiing. De grootste afwijkingen tussen beide metingen traden op in de omgeving van de wortelzone. De ene buis was tussen de duindoorns geplaatst, terwijl de andere buis in het met gras begroeide deel van de lysimeter stond. Bij de loofhoutlysimeters was de relatie tussen beide metingen op vrijwel alle diepten slecht. De spreiding nam toe op grote diepte, waar volgens de neutronenmetingen grote veranderingen in vochtgehalte zouden moeten optreden.

Met uitzondering van de naaldhoutlysimeters zijn tot nu alle pogingen om op grond van de klimatologische gegevens en van de vochtonttrekking in het profiel de werkelijke verdamping van het gewas te berekenen vastgelopen door de grote onnauwkeurigheid in de vochtbemonstering. Om deze reden worden voor de lysimeters 1, 2 en 3 van Castricum nu alleen de waterbalansgegevens vermeld. Deze gegevens zijn vermeld in tabel 10.

Met de verkregen resultaten van de naaldhoutlysimeter kon een nadere analyse worden toegepast. Gezien het type van de begroeiing moest een meer empirische werkwijze worden gevolgd, omdat de hoogte van de bomen boven de meethoogte

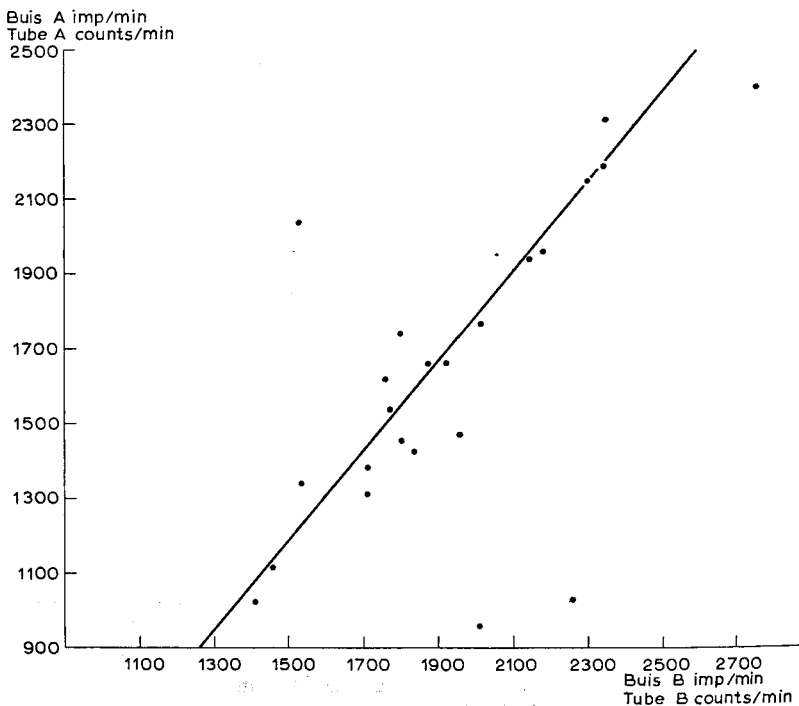
FIG. 30. Verband tussen het gemeten aantal impulsen met de neutronensonde in buis A en buis B

Relation between the measured amount of counts by neutron scattering in tube A and tube B



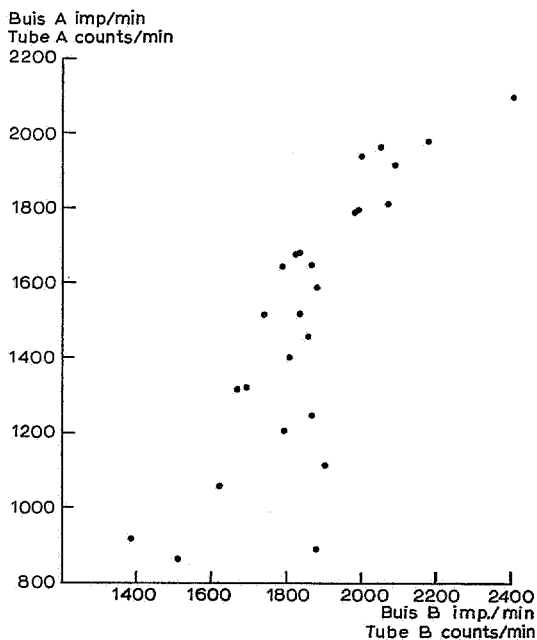
a. lysimeter 2 (duinvegetatie) diepte 60 cm

a. lysimeter 2 (dune vegetation) depth 60 cm



b. lysimeter 2 (duinvegetatie) diepte 120 cm

b. lysimeter 2 (dune vegetation) depth 120 cm

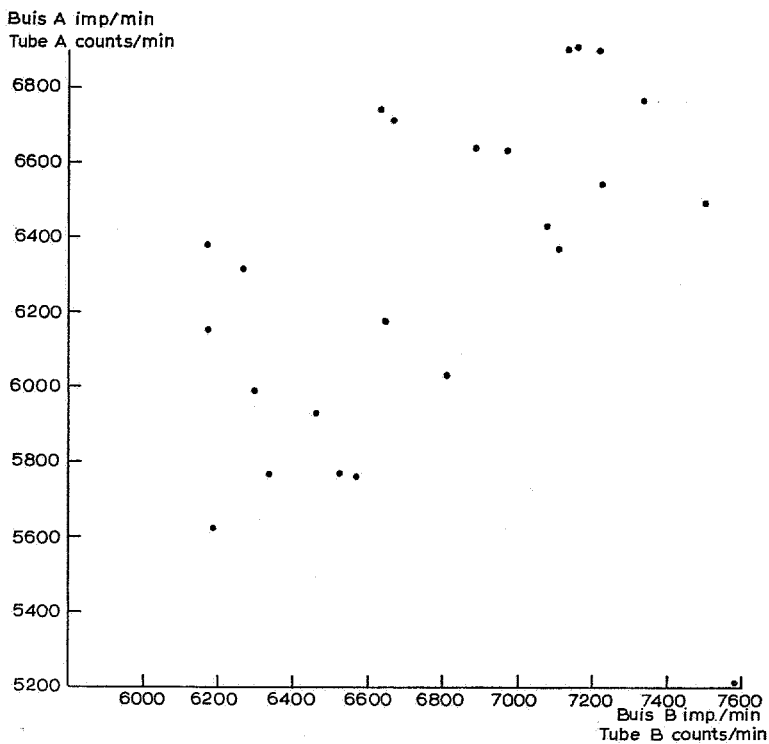


c. lysimeter 3 (loofhout)

diepte 30 cm

c. lysimeter 3 (oak, birch)

depth 30 cm



d. lysimeter 3 (loofhout)

diepte 210 cm

d. lysimeter 3 (oak, birch)

depth 210 cm

TABEL 10. Gegevens van de waterbalans van de lysimeters 1, 2 en 3 te Castricum. Alle gegevens zijn vermeld in mm per balansperiode. N is neerslag, D is drainage, ΔV is vochtonttrekking, E_w is verdamping volgens waterbalans

Periode		Aantal dagen	E_o	N	Kaal			Duinvegetatie			Loofhout		
					D	ΔV	E_w	D	ΔV	E_w	D	ΔV	E_w
23/12-'60	10/ 2-'61	49	0,8	157,9	144,9	- 1,8	14,8	125,6	+ 10,5	21,8	-	-	-
10/ 2-'61	3/ 3	21	8,2	36,4	38,1	- 1,4	- 0,3	35,4	- 20,7	21,7	37,8	- 4,0	2,6
3/ 3	30/ 3	27	24,5	17,4	22,1	- 0,3	- 4,5	23,0	+ 5,9	- 11,5	26,9	- 15,2	5,7
30/ 3	14/ 4	15	22,9	47,3	16,2	+ 10,0	21,1	8,2	- 10,9	50,0	9,7	+ 21,7	15,9
14/ 4	26/ 4	12	19,7	15,4	22,2	- 15,5	8,7	15,1	- 4,6	4,9	21,0	- 10,2	4,6
26/ 4	12/ 5	16	39,5	21,9	21,0	- 7,0	7,9	11,9	- 43,7	53,7	17,0	- 13,5	18,4
12/ 5	18/ 5	6	16,0	0	4,6	+ 9,2	- 13,8	2,7	+ 29,2	- 31,9	4,0	+ 2,7	- 6,7
18/ 5	31/ 5	13	35,6	15,4	8,3	+ 3,8	3,3	2,9	+ 8,8	3,7	9,7	- 15,0	20,7
31/ 5	16/ 6	16	41,1	20,8	7,2	+ 0,5	13,1	1,2	- 13,2	32,8	4,1	- 1,3	18,0
16/ 6	30/ 6	14	54,9	21,7	5,8	+ 13,0	2,9	0,1	+ 20,0	1,6	0,3	+ 3,3	18,1
30/ 6	14/ 7	14	52,5	47,4	7,8	+ 5,2	34,4	0	- 12,5	59,9	0	+ 27,5	19,9
14/ 7	20/ 7	6	14,5	28,6	16,2	+ 26,1	- 13,7	0	+ 34,6	- 6,0	0	+ 9,6	19,0
20/ 7	16/ 8	27	84,5	48,5	47,4	- 34,8	35,9	0	- 41,2	89,7	0	- 43,6	92,1
16/ 8	20/ 9	35	66,5	114,3	100,9	+ 26,0	- 12,6	19,9	+ 32,1	62,3	0,2	+ 33,3	80,8
20/ 9	10/11	51	19,6	220,6	157,7	- 1,7	64,6	107,0	+ 3,9	109,7	100,8	+ 3,2	116,6
10/11	28/11	18	1,3	18,0	49,1	- 22,0	- 9,1	44,9	+ 1,0	- 27,9	49,4	- 7,5	- 23,9
28/11	28/12	30	+ 2,9	128,8	123,8	- 23,8	28,8	115,5	- 2,5	15,8	118,9	- 8,3	18,2
28/12	16/ 2-'62	50	14,6	135,1	96,4	+ 42,5	- 3,8	85,5	+ 27,5	22,1	86,9	+ 34,3	13,9
16/ 2-'62	27/ 2	11	2,2	1,7	17,3	+ 8,9	- 24,5	15,5	- 32,2	18,4	16,8	- 20,9	5,8
27/ 2	22/ 3	23	4,0	32,2	22,8	- 11,7	21,1	21,1	- 5,3	16,4	24,5	+ 23,7	- 16,0
22/ 3	27/ 3	5	+ 1,0	2,4	6,3	- 4,3	0,4	3,7	+ 26,3	- 27,6	3,8	- 10,8	9,4
27/ 3	11/ 4	15	19,4	62,8	25,0	+ 20,9	16,9	16,1	+ 27,0	19,7	17,8	+ 24,7	20,3
11/ 4	24/ 4	13	25,6	29,2	40,8	- 8,8	- 2,8	39,7	- 16,0	5,5	42,9	- 8,3	- 5,4
24/ 4	18/ 5	24	38,6	22,3	31,2	- 12,0	3,1	29,9	- 38,0	30,4	34,9	- 29,8	17,2
18/ 5	1/ 6	14	38,7	21,2	6,2	- 8,8	23,8	4,8	- 9,8	26,2	6,1	- 10,4	25,5
1/ 6	12/ 6	11	44,1	1,4	3,2	- 3,5	1,7	1,5	- 7,6	7,5	2,1	- 9,6	8,9
12/ 6	29/ 6	17	65,0	16,2	8,1	+ 3,3	4,8	0,7	- 3,5	19,0	0,9	+ 0,6	14,7

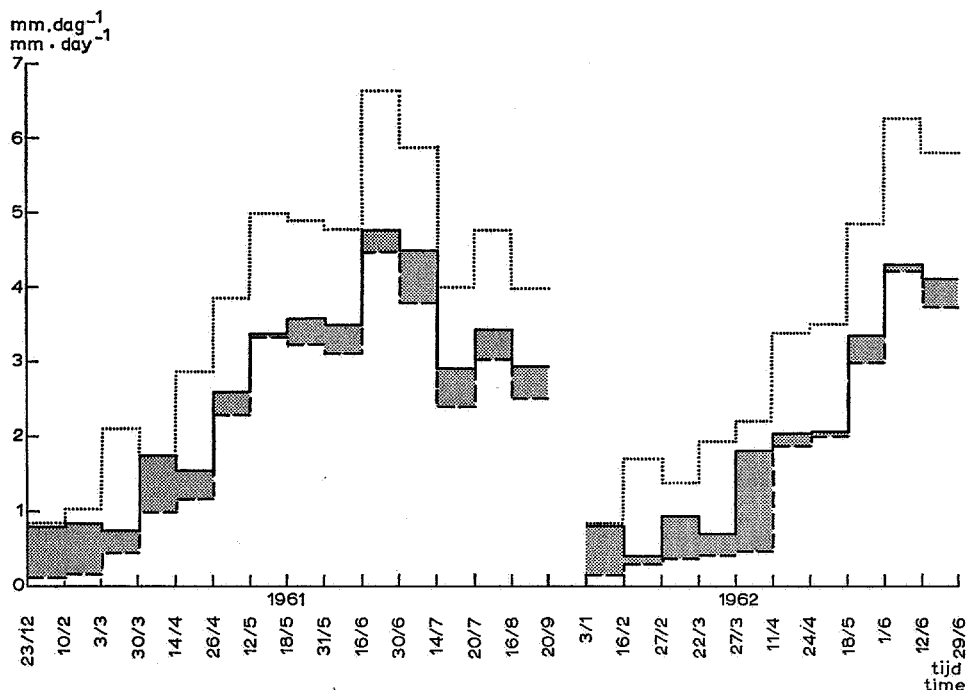


FIG. 31. Het verloop van de verdamping van het natte oppervlak (E_{nat}), de potentiële transpiratie (E_T^{pot}) en de potentiële evapotranspiratie (E_{pot}) voor *Pinus Nigra Austriaca* L.

..... E_{nat}
 - - - - E_T^{pot}
 ——— E_{pot}
 gearceerd: toename in verdamping tengevolge van interceptie
 The course of evaporation from a wet crop surface (E_{nat}), potential transpiration (E_T^{pot}) and potential evapotranspiration (E_{pot}) from *Pinus Nigra Austriaca* L.

..... E_{nat}
 - - - - E_T^{pot}
 ——— E_{pot}
 shaded: increase in evaporation due to interception

van de meteorologische gegevens uitkwam. Voor deze berekening werd door RYHINER en RIJTEMA (1963) gebruik gemaakt van een modificatie van de door McILROY voorgestelde methode. Een volledige beschrijving van deze methode is gegeven door SLATYER en McILROY (1961). De door RYHINER en RIJTEMA geïntroduceerde wijziging leidt in principe tot een aan vergelijking (23) identieke methode, waarbij een factor voor de totale weerstand van het gewas in relatie

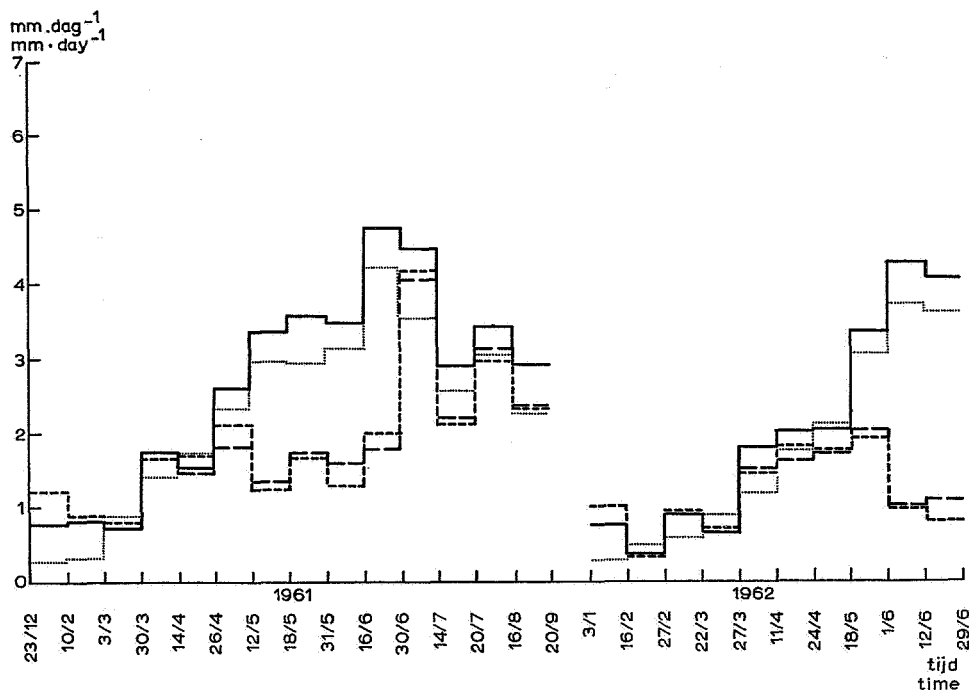


FIG. 32. Het verloop van de potentiële evapotranspiratie (E_{pot}), de berekende werkelijke verdamping (E_{re}), de verdamping volgens de waterbalans (E) en de open water verdamping (E_o) berekend volgens Penman voor *Pinus Nigra Austriaca* L.

————	E_{pot}	(berekend)
.....	E_o	(Penman)
-----	E_{re}	(berekend)
- · - · -	E	(waterbalans)

The course of potential evapotranspiration (E_{pot}), calculated real evapotranspiration (E_{re}), evapotranspiration according to the water balance (E) from *Pinus Nigra Austriaca* L. and the evaporation from a free water surface (E_o) calculated after Penman

————	E_{pot}	(calculated)
.....	E_o	(Penman)
-----	E_{re}	(calculated)
- · - · -	E	(water balance)

werd gebracht met de verdamping van het natte oppervlak en het vochtgehalte in de grond tot 50 cm diepte. Op grond van de gevolgde beschouwingen was het mogelijk om voor 1961 en een deel van 1962 de waarden van E_T^{pot} en E_{pot} te berekenen. Deze resultaten zijn weergegeven in figuur 31. In deze figuur komt zeer duidelijk de grote invloed van de interceptie op de waarde van de potentiële

evapotranspiratie tot uiting. Het is voornamelijk de invloed van de interceptie-term gedurende het winterhalfjaar, waardoor de verdamping van de naaldhout-lysimeter over het gehele jaar berekend belangrijk hoger is dan de verdamping uit de lysimeters begroeid met loofhout en duinvegetatie.

In figuur 32 is het verloop weergegeven van de berekende en de waargenomen verdamping. Ondanks de zeer empirische werkwijze is de overeenstemming redelijk goed.

5. CONCLUSIES

In de voorgaande hoofdstukken is een aantal beschouwingen ontwikkeld op grond van met lysimeters verkregen inzichten in de problematiek van de verdamping. Deze beschouwingen zijn tevens getoetst aan een aantal veldgegevens, waarbij over het algemeen bevredigende resultaten werden verkregen. Uit deze resultaten mag worden geconcludeerd, dat de aangegeven methode voor wat betreft de klimatologische en bodemfysische aspecten zeer bevredigend werkt.

Moeilijkheden blijven echter nog bestaan ten aanzien van de waarde van de verschillende gewasfactoren voor uiteenlopende gewassen. Een voortzetting van het lysimeteronderzoek kan voor het leren kennen van deze factoren een zeer nuttige bijdrage leveren. Daarbij zal de aandacht bij het lysimeteronderzoek niet gericht moeten zijn op een directe overdracht van de verkregen verdampingscijfers naar praktijksituaties. Het voornaamste doel van lysimeteronderzoek zal moeten zijn het vaststellen van de relaties tussen gewashoogte en ruwheid, het bepalen van de transportweerstand in het gewas en de geometrie factor b van het wortelstelsel. Verder zal voor de belangrijkste gewassen het verband tussen $R_o\psi$ en ψ_i^{pot} moeten worden bepaald. Ook voor dit onderzoek kunnen lysimeters een belangrijke bijdrage leveren.

Ten aanzien van de in hoofdstuk 3 beschreven methode voor de berekening van de verdeling van de vochtonttrekking over de wortelzone en de ondergrond zullen lysimeters met fluctuerende grondwaterstanden, waarbij de verdeling van de vochtonttrekking in de verschillende lagen van het profiel wordt gemeten, de kennis betreffende dit probleem aanzienlijk verhelderen. Hierbij kunnen de thans voorgestelde aannamen nader worden getoetst en eventueel worden gewijzigd. Deze kennis zal de toepassingsmogelijkheden van de berekening van de werkelijke verdamping in hydrologische problemen aanzienlijk verbeteren.

LITERATUUR

Hieronder is mede opgenomen een aanvulling op de literatuur over Nederlands lysimeter-onderzoek vermeld in nr. 18.

1. BEARD, J. S. 1962. Rainfall interception by grass. *Sd. Afr. Bosboutijdschrift* 42: 12-15.
2. BLOEMEN, G. W. 1959. Het onderzoek naar de waterbalans van landbouwgewassen. Publ. I.C.W., 24 p.
3. BLOEMEN, G. W. 1962. Enige ervaringen bij het meten van vochtgehalten met behulp van neutronen. Meded. I.C.W. 30, 19 p.
4. BLOEMEN, G. W. 1962. Het waterverbruik van grasland op komklei, afgeleid uit grondwaterstandwaarnemingen. Deelrapport 9 in "De waterbehoefte van de Tielerwaard-west": 88-95. Arnhem.
5. BLOEMEN, G. W. 1962. De verdamping van een boomgaard. Deelrapport 11 in "De waterbehoefte van de Tielerwaard-west": 99-108. Arnhem.
6. BLOEMEN, G. W. 1963. A device for weighing large lysimeters with high accuracy. Nota 184 I.C.W., 13 p. + 5p. fotogr.
7. BLOEMEN, G. W. 1964. Hydraulic device for weighing large lysimeters. *Transact. A.S.A.E.*, 7 (3), 297-299.
8. BLOEMEN, G. W. 1964. Berekening van de verdamping van een zavelgrond in Zeeland van de jaren na 1957 op basis van de studie van de grondwaterbeweging vóór 1958. Nota 279 I.C.W., 13 p. + 5 p. grafieken.
9. BLOEMEN, G. W. 1966. The calculations of evapotranspiration from ground water depth observations. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O.*, 12: 45-71.
10. BRUGGEMAN, A. G. The effect of dry periods on the moisture content of the soil in some Dutch polders. Publ. 53, I.A.S.H. Comm. Land Erosion: 442-450 (1960).
11. BURG, R. H. and C. R. POMEROY 1958. Interception losses in grassy vegetation. *Trans. Am. Geoph. Un.* 39: 1095-1100.
12. CLARK, O. R. 1940. Interception of rainfall by prairie grasses, weeds and certain crop plants. *Ecological Monograph* 10: 245-277.
13. DEACON, E. L. 1949. Vertical diffusion in the lowest layers of the atmosphere. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 75: 89-103.
14. DEIJ, L. J. L. Memorandum betreffende het onderzoek van het K.N.M.I. naar de verdamping met behulp van de lysimeters van het P.W.N. te Castricum. Rapport K.N.M.I., 15 p. (juni 1961).
15. GARDNER, W. R. and C. F. EHLIG 1963. The influence of soil water on transpiration by plants. *J. Geoph. Res.* 68: 5719-5724.
16. HEUSDEN, G. P. H. 1946. Eenige opmerkingen over de waarde van lysimeterwaarnemingen in verband met de duinbebossing. *Water* 30: 155-158.
17. KRAMER, C. 1957. Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman. Meded. en Verh. 70 K.N.M.I.

18. MAKKINK, G. F. 1959. Lysimeters in the Netherlands. Symposium of Hannoversch-Münden. *Assoc. Internat. d'Hydrol. Sci.*, 49 (2): 5-12.
19. MAKKINK, G. F. 1959. Limitations and perspectives of lysimeter research. Symposium of Hannoversch-Münden. *Assoc. Internat. d'Hydrol. Sci.*, 49 (2): 13-25.
20. MAKKINK, G. F. 1960. Lysimeters. *Water* 44 (nr. 9 en 10), 1960 en in *Het Grondwater*, 42-67. Den Haag.
21. MAKKINK, G. F. 1960. De verdamping uit vegetaties in verband met de formule van Penman. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O.* 4: 90-115.
22. MAKKINK, G. F. 1962. Vijf jaren lysimeteronderzoek. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 68.1: 1-241.
23. MAKKINK, G. F. 1962. Een berekening van het waterverbruik van de gewassen in een landbouwgebied volgens de verdampingsmethode. Deelrapport 10 in "De waterbehoefte van de Tielerwaard-west": 96-98. Arnhem.
24. MAKKINK, G. F. 1963. Der Botanische Aspekt der Evapotranspiration. Stencil I.B.S., Wageningen. Werkgroep Lysimeters T.N.O. 15 p.
25. MAKKINK, G. F. en H. D. J. VAN HEEMST 1962. Het berekenen van de waterbalans van de Schroewegpolder op Walcheren. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 68.2: 1-23.
26. MAKKINK, G. F. en H. D. J. VAN HEEMST 1965. Calculation model for the actual evapotranspiration from cropped areas and other terms of the water balance equation. Proc. Montpellier Symposium on Methodology of plant eco-physiology. Unesco: 489-494.
27. MAKKINK, G. F. en H. D. J. VAN HEEMST 1965. Uitdroging en rehydratie van een zware bebouwde kleigrond. *Landbouwk. Tijdschr.* 77: 77-87.
28. MAKKINK, G. F. en H. D. J. VAN HEEMST 1966. Water balance and water bookkeeping of regions. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O.* 12: 90-111.
29. MARLATT, W. E. 1961. The interactions of microclimate, plant cover and soil moisture content affecting evapotranspiration rates. Dep. Atm. Sci. Colorado State Univ. Atm. Techn. Paper 23.
30. MONTEITH, J. L. 1963. Gas exchange in plant communities. In: Evans E.T., Environmental control of plant growth. Academic. Press, New York: 95-112.
31. OLDENBORGH, J. VAN 1936. Plannen tot het stichten van een lysimeterwaarnemingsstation in het provinciaal duinterrein Bakkum onder de gemeente Castricum. *Water* 20: 93-94.
32. PEERLKAMP, P. K. 1963. Die Arbeit der niederländischen Lysimeterarbeitsgruppe (Werkgroep Lysimeters T.N.O.). Stencil I.V.B. C 2289 + C 2278 + fotocopie Prk '63 6 p.
33. PEERLKAMP, P. K. 1966. The development of water balance research in the Netherlands. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderzoek T.N.O.*, 12: 9-17.
34. RIDER, N. E. 1954. Evaporation from an oatfield. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 80: 198-211.
35. RIJKOORT, P. J. 1952. Vergelijking van de Brown-thermogrammen van de grondtemperatuur in lysimeter I te Castricum met de aflezingen van kwikthermometers op dezelfde diepten. Rapport K.N.M.I. R III, 102.

36. RIJKOORT, P. J. 1954. Het onderzoek naar de verdamping in de Rottegataspolder. Stencil K.N.M.I. R III - 134, 9 p. + 6 grafieken.
37. RIJKOORT, P. J. 1955. Een vergelijking van de metingen van de neerslag met verschillende regenneters, opgesteld op het Lysimeterstation te Castricum (1947-1954). Stencil K.N.M.I. R III - 147, 13 p.
38. RIJKOORT, P. J. 1957. Vergelijking van het klimaat van het lysimeterterrein in Castricum in de jaren 1943 en 1953. Stencil K.N.M.I. R III - 208, 17 p. + 13 grafieken.
39. RIJTEMA, P. E. 1959. Evapotranspiration in relation to suction and capillary conductivity. Symposium Plant-water-relationships in Arid and Semi-arid-conditions, Madrid, Unesco.
40. RIJTEMA, P. E. 1959. Enige fysische achtergronden bij het gebruik van radio-actieve stoffen voor het bepalen van het vochtgehalte in de grond. I.C.W. Rapp. 6, 23 p.
41. RIJTEMA, P. E. 1959. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data with non-negligible membrane impedance. *Netherl. J. Agric. Sci.* 7: 209-215.
42. RIJTEMA, P. E. 1960. Een onderzoek naar de nauwkeurigheid van verschillende methoden om de potentiële verdamping te bepalen. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O.* 4: 79-89.
43. RIJTEMA, P. E. 1962. Enige aspecten van de werkelijke verdamping van gras. Nota 173 I.C.W., 17 p. + 8 p. grafieken.
44. RIJTEMA, P. E. 1965. De invloed van een aantal milieufactoren op de werkelijke verdamping. Nota 286 I.C.W., 22 p.
45. RIJTEMA, P. E. 1965. Het lysimeteronderzoek in de Gelderse Vallei. Stencil I.C.W. 291 24/0265/50, 5 p.
46. RIJTEMA, P. E. 1965. An analysis of actual evapotranspiration. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 65. 9, Wageningen.
47. RIJTEMA, P. E. 1966. Evapotranspiration. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz.* 12: 72-89.
48. ROWE, P. B. and T. M. HENDRIX 1951. Interception of rain and snow by second growth ponderosa pine. *Trans. Am. Geoph. Union* 32: 903-908.
49. RYHINER, A. H. 1962. De evaporatie en evapotranspiratie van duinvegetatie, loof- en naalddhout afgeleid uit lysimeterwaarnemingen te Castricum. Stencil I.C.W. 175/1062/30, 3 p. + 3 fotocop.
50. RYHINER, A. H. en P. E. RIJTEMA 1962. Statistische analyse van de werkelijke verdamping. Nota 145 I.C.W., 11 p. + 7 graf.
51. RYHINER, A. H. en P. E. RIJTEMA 1963. Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping van naalddhout (*Pinus nigra, austriaca*, L) volgens de methode van McIlroy. Stencil I.C.W. 129/0863/30, 21 p.
52. RYHINER, A. H. en P. E. RIJTEMA 1963. Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping van naalddhout volgens de methode van McIlroy. Nota 213 I.C.W.
53. SLATYER, R. O. 1957. The influence of progressive increases in total soil moisture stress on transpiration, growth and internal water relationships of plants. *Austr. J. Biol. Sci.* 10: 320-336.
54. SLATYER, R. O. and I. C. McILROY 1961. Practical microclimatology. Unesco.

55. STOL, PH. TH. 1960. Een onderzoek naar de mogelijkheid tot het scheiden van de termen berging en verdamping uit de formule van de waterbalans. *Nota* 68 I.C.W., 6 p.
56. TOUSSAINT, C. G. 1962a. Beregeningsproef met zomertarwe in 1961. *Nota* 157 I.C.W.
57. TOUSSAINT, C. G. 1962b. Beregeningsproef met aardappelen in 1961. *Intern Verslag* I.C.W.
58. TOUSSAINT, C. G. 1963a. Beregeningsproef met zomertarwe in 1962. *Nota* 221 I.C.W.
59. TOUSSAINT, C. G. 1963b. Beregeningsproef met aardappelen in 1962. *Nota* 225 I.C.W.
60. VERSLUYS, J. 1916. *De capillaire werkingen in den bodem*. Amsterdam, 136 p.
61. VISSER, W. C. 1959. The extension of the lysimeter technique into a field method for the determination of the water-balance. *Symposium Hannover-sch-Münden, Ass. Intern. d'Hydrol. Sci.* 49 (2): 146-152.
62. VISSER, W. C. 1959. De betekenis van resultaten van een lysimeter voor de water-balans van een gebied. *Stencil I.C.W.* 52/0359-25, 8 p.
63. VISSER, W. C. 1960. De stand van het waterhuishoudkundig onderzoek ten be-hoeve van de waterbeheersing in de landbouw. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O.* 5: 13-41.
64. VISSER, W. C. 1960. Het lysimeteronderzoek in de komende jaren. *Nota* I.C.W., 11 p.
65. VISSER, W. C. 1963. Die Entwicklung der Zielsetzung und der Methoden bei Lysimeteruntersuchungen. *Inst. f. Kulturtechnik u. Wasserhaus-halt, Wageningen. Bericht* 185, 29 p.
66. VISSER, W. C. 1963. Soil moisture content and evapotranspiration. *Internat. Soc. Sci. Hydrol.* 62: 288-294.
67. VISSER, W. C. 1963. Stromingsweerstanden, stomata en verdamping. Een theore-tisch onderzoek naar de kwantitatieve samenhang. *Nota* 193 I.C.W., 19 p. + 1 grafiek.
68. VISSER, W. C. 1963. The moisture consumption of plants described as a hydro-logical phenomenon. *Proc. Symposium Prague on Water Stress in plants*: 257-267.
69. VISSER, W. C. 1964. Moisture requirements of crops and rate of moisture de-pletion of the soil. *Techn. Bull. I.C.W.* 32, 21 p.
70. VISSER, W. C. 1965. A method of determining evapotranspiration in soil mono-liths. *Proc. Montpellier Symposium on Methodology of plant eco-physiology*: 453-460 (Unesco).
71. VISSER, W. C. 1966. Progress in the knowledge about the effect of soil moisture content on plant production. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. On-derz. T.N.O.* 12: 18-44.
72. VISSER, W. C. en 1960. De berekening van de verdamping uit de waterbalans. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O.* 12: 126-142.
73. WERKCOMMISSIE VOOR 1964. Verslag inzake het verdampingsonderzoek 1960-1962.
VERDAMPINGS-
ONDERZOEK
74. WIJK, W. R. VAN 1954. Evapotranspiration. *Neth. J. Agric. Sci.* 2: 105-119.
and D. A. DE VRIES
75. WIND, R., HZN. 1958. The lysimeters in the Netherlands. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O.* 3: 164-228.

76. WIND, R., HZN. 1960. De Lysimeters in Nederland (II). *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O. 4*: 205-271.
77. WIND, R., HZN. 1960. De "nuttige neerslag" bij Nederlandse zandgronden. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O. 4*: 103-113.

COMMISSIE VOOR HYDROLOGISCH ONDERZOEK T.N.O.

Verslagen en Mededelingen

- No. 1. Verslagen van de Technische Bijeenkomsten 1-6 (with summaries in English, avec des résumés en français), 1952
1. Het waterhuishoudkundig onderzoek in de Rottegatpolder
 2. De watervoorziening der gewassen I
 3. Waarneming van grondwaterstanden
 4. Lysimeteronderzoek in Nederland
 5. De watervoorziening der gewassen II
 6. Het vraagstuk van de verzouting van grond- en oppervlaktewater in Nederland
- No. 2. Verslagen van de Technische Bijeenkomsten 7-10 en Verslag inzake het verdampingsonderzoek in de Rottegatpolder over de jaren 1947-1952 (with summaries in English, avec des résumés en français), 1955.
7. Bewerking van regenwaarnemingscijfers
 8. Modelonderzoek van grondwaterstromingen
 9. Metingen en verbeteringen in het stroomgebied van beken
 10. Geo-electrisch bodemonderzoek
- No. 3. Verslagen van de Technische Bijeenkomsten 11-12 (with summaries in English, avec des résumés en français) en Rapport inzake de lysimeters in Nederland (in de Engelse taal), 1958.
11. Watervoorziening van zandgronden
 12. Kwaliteitseisen van oppervlaktewater
- No. 4. Verdampingssymposium Agrohdrologisch Colloquium C.O.L.N. en Rapport inzake de lysimeters in Nederland II (with summaries in English), 1959.
- No. 5. Verslagen van de Technische Bijeenkomsten 13-14 (with summaries in English), 1960.
13. Grondwaterstanden en grondwaterbeweging in de Nederlandse zandgronden
 14. Het water in onverzadigde grond
- No. 6. Verslag van de Technische Bijeenkomst 15 (with summaries in English, avec des résumés en français), 1961.

15. Enige onderzoeken ten behoeve van de grondslagen van het beheer van de Rijn, het IJsselmeer en het Zeeuwse Meer
- No. 7. Verslag van de Technische Bijeenkomst 16 (with summaries in English), 1962.
16. Het droge jaar 1959
- No. 8. Verslag van de Technische Bijeenkomst 17 (with summaries in English), 1963.
17. De stromingswetten van het grondwater en de toepassing daarvan in de praktijk
- No. 9. Verslag van de Technische Bijeenkomst 18 (with summaries in English), 1963.
18. Wateroverlast
- No. 10. Steady flow of ground water towards wells, compiled by the Hydrologisch Colloquium, 1964.
- No. 11. Verslag van de Technische Bijeenkomst 19 (avec des résumés en français, mit Zusammenfassungen in Deutsch), 1964.
19. Geo-hydrologische karteringen
- No. 12. Water balance studies, Proceeding of Technical Meeting 20, 1966.
- No. 13. Recent trends in hydrograph synthesis, Proceeding of Technical Meeting 21, 1966.

COMMITTEE FOR HYDROLOGICAL RESEARCH T.N.O.

Proceedings and Informations

- No. 1. Proceedings of Technical Meetings 1-6 (with summaries in English), 1952.
1. Investigations into the water balance of the Rottegataspolder
 2. The water supply for crops I
 3. Observations of groundwater levels
 4. Investigations by drain gauges in the Netherlands
 5. The water supply for crops II
 6. The problem of the increasing salinity of ground and surface water in the Netherlands
- No. 2. Proceedings of Technical Meetings 7-10 and Report on the evaporation research in the Rottegataspolder 1947-1952 (with summaries in English), 1955.
7. The study of precipitation data
 8. Model research on groundwater flows
 9. Measurements and improvement works in basin of brooks
 10. Geo-electrical research
- No. 3. Proceedings of Technical Meetings 11-12 (with summaries in English) and Report on the lysimeters in the Netherlands (in English), 1958.
11. The water supply of sandy soils
 12. Quality requirements for surface waters
- No. 4. Evaporation Symposium and Report on the Lysimeters in the Netherlands II (with summaries in English), 1959.
- No. 5. Proceedings of Technical Meetings 13-14 (with summaries in English), 1960.
13. Groundwater levels and groundwater movement in the sandy areas of the Netherlands
 14. Water in unsaturated soil
- No. 6. Proceeding of Technical Meeting 15 (with summaries in English), 1961.
15. The regimen of the Rhine, the Ysselmeer and Zeeland lake
- No. 7. Proceeding of Technical Meeting 16 (with summaries in English), 1962.
16. The dry year 1959

- No. 8. Proceeding of Technical Meeting 17 (with summaries in English), 1963.
17. The laws of groundwater flow and their application in practice
- No. 9. Proceeding of Technical Meeting 18 (with summaries in English), 1963.
18. Water nuisance
- No. 10. Steady flow of ground water towards wells, compiled by the Hydrologisch Colloquium (in English), 1964.
- No. 11. Proceeding of Technical Meeting 19 (with summaries in French and German), 1964.
19. Geo-hydrological cartography
- No. 12. Water balance studies, Proceeding of Technical Meeting 20 (in English), 1966.
- No. 13. Recent trends in hydrograph synthesis, Proceeding of Technical Meeting 21 (in English), 1966.

