

Infiltratie
in het
Boven-Dommelgebied.
A (Voor bijlagen zie B)



323 f26

LANDBOUWPROEFSTATION EN BODEMKUNDIG INSTITUUT T.N.O.

Groningen

INFILTRATIE IN HET BOVEN-DOMMELGEBIED

door

DRS. L. F. ERNST



Werkgroep Boven-Dommelcommissie

Secr.: Waterschap "Het Stroomgebied van de Dommel"

BOXTEL.

U33519



I N H O U D

	pag.
Neerslagtekort	1
Beschikbare en gewenste invoer van water	3
Afvoermetingen	5
Ontwatering van het stroomgebied van de Boven-Dommel	6
Formules voor infiltratieverliezen	7
Overtollige neerslag over 1954 en 1955	8
Correcties wegens de niet-periodieke toestanden	9
Eerste benadering van infiltratieverliezen	9
Invloed van topografische gesteldheid	10
Nauwkeuriger berekeningsmethode voor infiltratieverliezen	12
Bodemconstanten	15
Berekening van sloot- of buisafstanden bij infiltratie	19
Verliezen bij infiltratie van smalle en van brede stroken	20
Verliezen uit onbeklede aanvoerleidingen	23
Aanleg van secundaire infiltratieleidingen	24
Wateroverlast bij infiltratie	26
Aanleg van infiltratieleidingen tevens geschikt voor drainage	28
Infiltratieplan	30
Resultaten bij stationnair bedrijf	34
Niet-stationnaire stromingen	35
Samenvatting	39
Tabellen (5)	

Opgave van bijlagen zie achteraan.

Infiltratie in het Boven-Dommelgebied

door

Drs. L.F. Ernst.

Neerslagtekort.

De potentiële evaporatie is in Nederland gedurende de zomermaanden gemiddeld belangrijk groter dan de neerslag. Dit geldt voor het zuiden nog meer dan voor het noorden van Nederland. In een beschouwing van de droogtekansen moeten we echter naast regenval en verdamping ook de vochtvoorraad in de grond betrekken, daar hiermee droge perioden in zekere mate overbrugd kunnen worden.

De beschikbare vochtvoorraad hangt af van de grondsoort en van de grondwaterstand. Momenteel is in het stroomgebied van de Boven-Dommel de grondwaterstand zeer verschillend, maar in vele gevallen zo diep, dat dit geen grote invloed op de veldcapaciteit kan hebben. Wij hebben aangenomen dat de beschikbare vochtvoorraad in de bewortelde laag (tussen veldcapaciteit en verwelkingspunt) voor dit gebied 75 mm bedraagt (tot een diepte van 75 cm vanaf veldcapaciteit gemiddeld 10% opneembaar vocht, in de humeuze bovenlaag iets meer, in diepere lagen minder) waarbij tot een vochtdeficit van 50 mm zoveel aan de voorraad onttrokken kan worden, dat de potentiële evaporatie gehaald wordt. Een dergelijke hoeveelheid nemen we ook aan voor het geïnfiltreerde profiel; de bewortelingsdiepte mag daar iets minder zijn, het vochtgehalte in de begintoestand zal door de hogere grondwaterstand ook hoger zijn.

De wateronttrekking bij infiltratie gebeurt in een droge periode echter principieel anders. We veronderstellen een daling van de grondwaterstand bijvoorbeeld van - 60 cm naar - 80 cm welke veroorzaakt wordt door een capillaire opstijging en de wateronttrekking in de bewortelde zone. Is het infiltratiesysteem nu zo ingericht, dat bij een grondwaterstand van - 60 cm niet geïnfiltreerd wordt (wel wegzijging naar de rivier) en bij - 80 cm bijvoorbeeld 2 mm/dag geïnfiltreerd wordt, dan houdt dit in, dat in een droge periode de wortels bij een dergelijke grondwaterstand deze hoeveelheid ook moeten kunnen opnemen. Bij een minder diepe grondwaterstand moet het bodemvocht in het algemeen nog beter opneembaar zijn en we zouden hieruit willen afleiden, dat in een droge periode bij een grondwaterstand van rond - 60 cm uit de 75 mm, die we als vochtreserve aangenomen hebben, zeker een groot deel met een snelheid van 3 mm/dag onttrokken zal kunnen worden. Een en ander lijkt wel zeer waarschijnlijk gezien het feit, dat uit verschillende landbouwkundige onderzoekingen gebleken is, dat (afhankelijk van gewas en bodemtype) grondwaterstanden van - 60 tot - 100 cm optimaal zijn.

Voor de volgende beschouwingen zijn regen- en verdampingscijfers van het K.N.M.I. station Gemert betrokken over de laatste 12 jaren. De potentiële verdamping E_p is verkregen door

de verdampingscijfers voor een open watervlak en berekend volgens Penman 1) nog met 0,75 te vermenigvuldigen. Uit de verschillen van de maandsommen (zie fig.1) kan afgeleid worden, over welke maanden een vermindering van de beschikbare vochtvoorraad is opgetreden (fig.2) en in welke maanden belangrijke verdroging is opgetreden ($E \ll E_p$). Het werken met maandsommen is in principe niet juist; de toestand kan hierdoor in droge perioden te gunstig voorgesteld worden. Een regenbui, die op het eind van de maand valt, mag immers niet voor een voorafgaande droge periode gebruikt worden, terwijl het toevallig zo kan zijn, dat deze hoeveelheid met een overmaat in de volgende maand afgevoerd dient te worden. Iets dergelijks geldt ook, indien aan het begin van de maand zoveel regen valt, dat hiervan een gedeelte afgevoerd wordt, terwijl later in dezelfde maand een droge periode begint, waardoor op het eind van de maand in zekere mate op de vochtvoorraad is ingeteerd. Hieruit volgt, dat we er rekening mee moeten houden, dat de maandelijkse verschillen tussen E_p en E volgens fig.1 verkregen in werkelijkheid 10 tot 20 mm groter kunnen zijn geweest 2).

Het gemiddelde neerslagtekort komt volgens fig.1 op 70 mm/jaar, maar moet dus nog met 20 mm/jaar verhoogd worden tot 90 mm/jaar. Deze lage uitkomst wordt voornamelijk veroorzaakt door het grote aantal natte jaren, dat in deze reeks van 12 voorkomt. Voor 1947 en 1949 komen we op een neerslagtekort van respectievelijk 200 en 180 mm, voor 1952 en 1954 op rond 120 mm.

De maandelijkse potentiële verdamping kan volgens fig.1 oplopen tot iets boven 100 mm (1947, 1949 en 1950). Op de warmste dagen stijgt de potentiële verdamping zelfs tot rond 5 mm/dag. Hieruit zouden we dus kunnen afleiden, dat om onder alle omstandigheden door infiltratie in het neerslagtekort te voorzien een maximale capillaire opstijging van ongeveer 4 mm/dag nodig is, waarbij dan aangenomen wordt dat in de voorafgaande minder droge periode het vochtdeficit boven de grondwaterspiegel niet alleen door regen, maar ook door de infiltratie weer in zekere mate is aangevuld. Bij het werken met maandgemiddelden moeten de uitzonderlijk warme dagen buiten beschouwing blijven. Gedurende de jaren 1944 - 1955 zou volgens fig.1 over de 48 zomermaanden (mei - augustus) de ergste gemiddelde verdroging met een 60 tot 80 mm verschil tussen E_p en E slechts 4 maal zijn voorgekomen: juli en aug.1947, juli 1949 en juli 1955. Daarentegen kwam 10 maal een verschil voor variërende van 20 tot 50 mm. Een infiltratie met 2 mm/dag aan capillaire opstijging blijkt dus in de meeste gevallen voldoende te zijn, zelfs indien we er mee rekening houden, dat door te werken met maandgemiddelden enkele maanden met een zeer ongelijkmatige verdeling van de neerslag een 10 tot 20 mm te laag neerslagtekort zijn toegekend.

Uit fig.1 volgt verder dat de kans op een neerslagtekort in april en september zeer gering is. Voor september is dit

- 1) Deze uitkomsten werden door het K.N.M.I. te de Bilt beschikbaar gesteld.
- 2) De gekozen reeks van 12 jaren behoeft bovendien geen juist beeld van de droogtekansen te geven. Wegens de noodzaak dit rapport binnen een zekere tijd af te maken, werd er van afgezien over een groter aantal jaren een nauwkeurigere berekening uit te voeren.

alleen het geval geweest in de zeer warme jaren 1947 en 1949. Voor april treedt zelfs in geen enkel jaar een verschil op tussen Ep en E. Dit laatste komt overeen met de practijker-
varing, dat verdroging in het algemeen eerst in mei optreedt. Alleen de lichtste gronden en grasland met een kleinere
vochtvoorraad dan hier tevoren aangenomen, zouden een uit-
zondering mogen vormen. Mei is de eerste maand met een be-
langrijke kans op verdroging. Juni en juli zijn nog ongun-
stiger door het minder worden van de beschikbare vochtvoor-
raad. Augustus daarentegen is weer gunstiger door een hogere
regenval en ongeveer vergelijkbaar in verdrogingskansen met
mei.

Uit het verdere onderzoek is gebleken, dat bij infiltratie
van het Boven-Dommelgebied met een gemiddelde wegzijging
van 2 mm/dag moet gerekend worden. In vergelijking hiermee,
lijkt het redelijk voor de capillaire opstijging maximaal
2 mm/dag beschikbaar te stellen, daar het zeer moeilijk zal
zijn meer dan 4 mm/dag als aanvoer in droge perioden te ver-
krijgen. In een normale periode zonder verdroging zal slechts
2 mm/dag nodig zijn om de grondwaterspiegel voldoende hoog
te houden. In een periode met niet al te sterke verdroging
(waaronder we 50% van alle maanden mogen rekenen) zal bij
een aanvoer van 4 mm/dag ongeveer de helft van deze aanvoer
door de planten verbruikt worden en in de behoefte volle-
dig voorzien. Eveneens afgaande op de iets te gunstige uit-
komsten, welke in het begin van deze paragraaf genoemd zijn,
zijn er naar schatting een 15 tot 20% zeer droge maanden
met een neerslagtekort, dat groter is dan 60 mm, en waarbij
door een aanvoer van 4 mm/dag de optimale toestand niet be-
reikt kan worden. Door de capillaire opstijging van 2 mm/
dag wordt echter ook dan de toestand aanzienlijk beter.

Beschikbare en gewenste invoer van water.

Voor een plan tot verbetering van de watervoorziening in
het stroomgebied van de Boven-Dommel is het van belang te
weten, hoeveel water hiervoor in totaal en per oppervlakte-
eenheid nodig is. In de vorige paragraaf werd reeds uiteen-
gezet, dat indien men het waterverbruik wil opvoeren door
verhogen van het grondwaterniveau, hiervoor in droge perio-
den ongeveer 4 mm/dag nodig geacht wordt waarvan de helft
wordt gebruikt voor de sterkere afstroming van grondwater
en de helft door het gewas verbruikt kan worden. Indien de
beschikbare hoeveelheid vast staat, volgt hieruit direct
welke oppervlakte geïnfiltreerd zal kunnen worden.

Uit gegevens verstrekt door de technische dienst van het
waterschap is een overzicht samengesteld van de invoer van
water gedurende de zomermaanden vanuit België (zie tabel 1).
Volgens deze gegevens komt het slechts zelden voor, dat de
afvoer van Dommel en Tongelreep lager is dan resp. 0,75 en
0,3 m³/sec. Deze afvoeren hebben voor Dommel en Tongelreep
betrekking op Schaft en Achelse Kluis. Voor Beekloop en
Keersop zijn alleen metingen beschikbaar ter hoogte van het
gehucht Keersop in combinatie met peilschaalwaarnemingen bij
de samenvloeiing van Keersop en Beekloop. Van het stroomge-
bied boven dit meetpunt liggen 7000 ha op Nederlandse
grond. In de zomer levert dit gebied gemiddeld 7000 ha x
0,6 mm/dag = 500 liter/sec.; in een droge zomer een nog klei-
nere hoeveelheid te schatten op 200 liter/sec. Deze hoeveel-
heden moeten in mindering gebracht worden op de afvoer bij
Keersop, die volgens metingen en afvoerkrommen over de

maanden mei-juli in de jaren 1950-1954 als gemiddelde oplevert 1100 liter/sec. Voor juni en juli 1949 (zeer lage afvoeren) werd gevonden resp. 320 en 400 liter/sec. Hieruit kan men afleiden, dat hoewel het stroomgebied in België (1600 ha) veel kleiner is dan in Nederland, vanuit België in grootte orde eenzelfde hoeveelheid water (naar verhouding dus 4 maal meer) geleverd wordt. Dit is eenvoudig te verklaren door de invoer vanuit het Kempens kanaal. (zie ook opmerking in volgende paragraaf). Uit de verschillen tussen de lage afvoeren in juni en juli 1949 is men geneigd af te leiden, dat de invoer aan de Belgische grens voor Elzenloop, Keunisloop en Beekloop tezamen over de twee genoemde maanden 100 tot 200 liter/sec. heeft bedragen. Voor een infiltratie van een belangrijk groter oppervlak dan de gebieden Westerhoven I en II (zie fig. 18A en 18B) zal in droge maanden minstens een 0,5 m³/sec. als invoer nodig zijn, een hoeveelheid die volgens deze gegevens niet in de 2 genoemde maanden beschikbaar was en in het algemeen slechts in 70% van de gevallen leverbaar schijnt te zijn.

De gemiddelde zomerinvoer aan de Belgische grens komt dus op rond 1,5 m³/sec. Indien hieraan 80% mag worden onttrokken, dan is dit 1,2 m³/sec., voldoende voor infiltratie van 2600 ha. Het oppervlak van alle hoge gronden (woeste grond en bos inbegrepen) bedraagt 5000 ha, waarvan zeker 4000 ha voor infiltratie in aanmerking komt. Indien men het gebied volledig zou willen infiltreren, zou men als gemiddelde zomerinvoer anderhalf maal meer nodig hebben. De mogelijkheid om 0,75 m³/sec. meer uit het Kempens kanaal te ontvangen kan door ons niet beoordeeld worden en lijkt ons voorlopig ook onwaarschijnlijk, dat wij de mogelijkheid om in het gebied zelf te bezuinigen in dit rapport wel enigszins uitgewerkt hebben.

Bij de voorafgaande beschouwingen hebben we er reeds op gewezen, dat de hoeveelheid water nodig voor verdamping en de hoeveelheid water, die naar lagere gebieden of open water afstroomt ongeveer even belangrijk zijn. De verdamping kunnen we als een nuttig waterverbruik, de afstroming daarentegen als een verlies beschouwen. Ook het water, dat in de maanden maart, april, mei nodig is om de grondwatervoorraad te vergroten (verhoging van de grondwaterstand) behoort dan in de tweede groep. Afstroming van grondwater naar beken of rivieren is echter slechts schijnbaar een verlies, daar het afgevoerde water bruikbaar blijft voor meer noordelijk gelegen gebieden. Voor het gebied zelf is het wel verloren, tenzij het door aanleg van een nevenleiding via een tranche-lijn weer op het midden van de rug gebracht kan worden. Het oppompen van water vanuit een lager gelegen rivier om dit in een keer naar een hoger niveau te brengen is wegens de hoge kosten meestal uitgesloten; bovendien is dit alleen mogelijk indien een gunstige sprong in het maaiveld aanwezig is.

In het algemeen ontstaat er aan de benedenzijde van het infiltratiegebied (in dit geval in de Dommel bij Eindhoven) een verandering in de afvoer. We moeten er echter wel op bedacht zijn, dat we een vermindering in de afvoer niet gelijk mogen stellen aan de toename in de verdamping (eventueel nog verminderd met de toename in de invoer). Hierbij moet de oorspronkelijke afvoer in het infiltratiegebied nog worden opgeteld, zoals bijvoorbeeld ook blijkt bij een nadere beschouwing van tabel 5. De oorzaak hiervan is,

dat normaal de afvoer gedeeltelijk wordt voorzien uit de grondwatervoorraad, die in de zomer geleidelijk afneemt, waarbij infiltratie op peil moet blijven.

Afvoermetingen.

Op de afvoermeetdag 28 maart 1955 werd getracht voor een gedeelte van het onderzochte gebied de geleverde hoeveelheid water te bepalen. De middelbare fout volgens de verschillen in de waarnemingen, die grotendeels in tweevoud met verschillende meetploegen gedaan zijn, was 5%. In het relatief kleine verschil tussen invoer en uitvoer moet dus een verschil van 10 tot 20% niet onwaarschijnlijk geacht worden. Deze mogelijkheid was ons van te voren bekend, maar mocht in principe geen reden zijn om deze metingen achterwege te laten. De belangrijkste uitkomsten zijn:

<u>Invoer:</u>	Dommel bij Schaft	2670 liter/sec.
	Beekloop bij Westerhoven	1220 liter/sec.
	Keersop bij Westerhoven	184 liter/sec.
	Run bij uitmonding	420 liter/sec.
		<u>4500 liter/sec.</u>

<u>Uitvoer:</u>	Dommel bij Gennepermolen	2590 liter/sec.
	Afwateringskanaal	3350 liter/sec.
		<u>5940 liter/sec.</u>

Door het tussenliggende stroomgebied (6800 ha) wordt dus geleverd 1440 liter/sec. Per oppervlakte-eenheid bedraagt de afvoer 1,8 mm/dag. Deze afvoer is zeer hoog indien in aanmerking genomen wordt, dat maart 1955 een vrij droge maand geweest is met alleen tussen 17 en 26 maart een belangrijke neerslag ≈ 26 mm. Brengen we hierop een 10 mm in mindering voor verdamping, dan heeft de overtollige neerslag over deze periode niet groter dan 1,5 mm/dag kunnen zijn. Houden we verder rekening met de naijling van de grondwaterstroming, dan kunnen we de afvoer schatten op 1,2 tot 1,5 mm/dag. Het lijkt er dus op, dat de uitkomst voor het verschil tussen invoer en uitvoer 400 liter/sec. te groot is. De meetnauwkeurigheid zou echter aanzienlijk opgevoerd moeten worden om bij afvoeren van 1000 tot 3000 liter/sec. hoogstens een fout van 50 liter/sec. te maken. Wel moet hier gewezen worden op de vorstperiode met sneeuw van 10 februari tot 10 maart, die op 28 maart nog een zekere nawerking gehad zou kunnen hebben.

De invoer aan de Belgische grens door Keersop en Beekloop moet kleiner zijn geweest dan 1400 liter/sec. (zie tabel voor invoer op bladzijde 3). We schatten deze invoer op 800 liter/sec. Door de 1600 ha stroomgebied in België is dus 4,3 mm/dag geleverd. Ook het stroomgebied van de Dommel heeft tussen het Kempens kanaal en de landgrens per oppervlakte-eenheid een dergelijke hoeveelheid geleverd: 1500 liter/sec. afkomstig van 2500 ha = 5,2 mm/dag. Terwijl de relatief kleine afwijkingen tussen gemeten en verwachte afvoer voor het Nederlandse deel van het stroomgebied moeilijk te verklaren is, moeten we de hoge afvoer uit het Belgische stroomgebied ten noorden van het kanaal (per oppervlakte-eenheid 1,5 tot 3 maal hoger) verklaren uit inlaat vanuit het Kempens kanaal ten behoeve van de vloeiveiden.

Ontwatering van het stroomgebied van de Boven-Dommel.

Om de stroming van het grondwater bij infiltratie te leren kennen, is het nuttig eerst de normale ontwatering na te gaan. Keersop, Beekloop, Dommel en Tongelreep zijn in eerste benadering evenwijdige rivieren met richting zuid-noord. De stuwen hebben op peil van grondwater en rivieren geen overwegende invloed. De terreinhelling wijkt iets af in richting zuid-zuidwest-noord-noordoost.

In een homogeen gebied met evenwijdige waterlopen en een profiel bestaande uit twee lagen geeft vergelijking (1) een goede benadering van het maximale hoogteverschil in de grondwaterspiegel bij stationnaire toestanden (constante overtollige neerslag $N =$ afvoer A).

$$\Delta h = NLw + \frac{NL^2}{8(k_1D_1 + k_2D_2)} + Nc \quad (1)$$

L = afstand tussen de open leidingen

w = radiale weerstand

k_1 = doorlaatfactor van laag 1

D_1 = dikte van laag 1

c = verticale weerstand van de bovenste laag.

De vorm van de grondwaterspiegel $h_1(x)$ is parabolisch (zie tweede term van verg. (1)) evenals de stijghoogte van het diepe water $h_2(x)$. Bij afvoer is $h_1(x)$ altijd hoger dan $h_2(x)$, behalve in de nabijheid van drainerende leidingen. Laten we een strook langs het open water buiten beschouwing, dan geldt voor het grote gebied daarbuiten de volgende vergelijking voor het verschil tussen h_1 en h_2 (dus ook voor het midden van de rug volgens verg. (1))

$$h_1(x) - h_2(x) = Nc \quad (2)$$

Bij constante c zijn h_1 en h_2 dus evenwijdige parabolen. In het algemeen is de toestand echter niet homogeen en daardoor kunnen afwijkingen van de parabolische vorm voorkomen. Dit geldt vooral voor h_1 , wegens de vaak zeer verschillende c -waarden.

Uit fig.3 (isohypsen-kaart van het gemiddelde over 15 mei 1954 - 15 mei 1955) blijkt, dat het verloop van de lijnen weinig van de parabolische vorm afwijkt. Bij nadere beschouwing blijkt de eenvoudige verklaring van deze parabolische vorm, zoals hierboven in het kort aangeduid, wel juist te zijn voor het zuidwestelijke deel van dit gebied (grinddiluvium). Bij de diepe boringen (zie geologisch rapport van drs de Ridder) en ook bij de ondiepe boringen zijn in het grinddiluvium geen dikke aaneengesloten klei- of leemlagen gevonden, die een belangrijke verticale weerstand voor de grondwaterstroming zouden vormen. Dit maakt waarschijnlijk, dat we in het grinddiluvium lage waarden voor w en c zullen vinden en dat verg. (1) daar inderdaad toepasbaar is.

Uit de grotere kromming van de isohypsen in het noord-oostelijke gebied mogen we niet afleiden, dat daar een lagere kD -waarde voorkomt en evenmin, dat de drie termen van verg. (1) voor grind- en zanddiluvium in grootte-orde evenredig zijn. Door het dikke aaneengesloten pakket zanddilu-

vium met slecht doorlatende lössleemlagen lijkt het veel waarschijnlijker, dat w en c naar verhouding beduidend groter zijn. We kunnen de toestand daar als een drie-lagen-probleem opvatten. De bovenste laag heeft een kleine kD-waarde (volgens de diepe boringen is $k_1 D_1$ gemiddeld ongeveer 30 m²/dag). De waarden van c voor de tweede laag en de kD-waarden voor de derde laag moeten vrij hoog zijn.

Formules voor infiltratieverliezen.

Voorlopig zien we af van genoemde complicaties en nemen aan, dat een voldoende infiltratie bereikt is als de bestaande parabolische grondwaterspiegel verhoogd is tot een nieuwe parabolische vorm, waarvan de top 0,75 m onder maaiveld ligt in het midden van de rug. Dit resultaat is alleen goed als ook het maaiveld een parabolische vorm heeft. Hierbij moet nog wel opgemerkt worden, dat 0,75 m als grondwaterstandsdiepte niet voor alle bodemtypes en gewassen optimaal is. Bovendien moet men er mee rekening houden, dat bij een constant slootpeil de grondwaterstand afhankelijk is van de weersgesteldheid. Bij droog weer ontstaat een zekere capillaire opstijging, waardoor de grondwaterstand dieper onder slootpeil komt dan bij nat weer. De grondwaterstand, die in de bestaande toestand gedurende de zomer geleidelijk daalt, wordt bij een gemiddelde diepte van -0,75 m als optimaal beschouwd. Dit is niet helemaal te vergelijken met de fluctuerende toestand bij infiltratie. Men kan zich dus afvragen of bij infiltratie een gemiddelde grondwaterstandsdiepte van -0,75 m, als gemiddelde over droge en natte perioden, optimaal is, dan wel of de kleinste opbrengstdepressies verkregen zullen worden, door ervoor te zorgen, dat in droge perioden de grondwaterstand gemiddeld op -0,75 m blijft staan.

De infiltratieverliezen zullen evenwel door zekere fluctuaties in de grondwaterstand niet belangrijk variëren, hetgeen uit de volgende vergeelijkingen eenvoudig afgeleid kan worden. We hebben tenslotte gemeend een gewenste grondwaterstand van -0,75 m als een bruikbaar gemiddelde aan te mogen nemen. Voor andere waarden kunnen de voorkomende berekeningen eenvoudig gewijzigd worden.

Uit de evenredigheid van de stijghoogten h in ongestoorde toestand en tijdens infiltratie volgt eenzelfde evenredigheid voor de intensiteit van de betreffende grondwaterstromingen. Hiermee kan de afvoer per oppervlakte-eenheid A (inf) berekend worden.

$$\frac{A(\text{inf})}{\bar{N}} = \frac{h(\text{inf}) - h_0}{h(\bar{N}) - h_0} + \frac{\text{gem.grwst.diepte} - 0,75 \text{ m}}{\Delta h} \quad (3)$$

De waarde van Δh is voor een groot aantal dwarsprofielen uit de gemiddelde isohypsenkaart bepaald en in fig.4 weergegeven. Uit de isohypsenkaart en de hoogtekaart kan dus het quotiënt $A(\text{inf})/\bar{N}$ bepaald worden. Vermenigvuldigd met 100 is dit quotiënt voor dezelfde profielen in fig.5 weergegeven.

Houden we er rekening mee, dat de lage gronden aan weerszijden van de rivier over een breedte X niet geïnfiltreerd zullen worden, dan behoeft dit geen belangrijke wijziging te veroorzaken in voorafgaande beschouwing. Bij kleine w en kleine c blijkt uit de volgende afleiding echter, dat

het verlies per oppervlakte-eenheid vrij belangrijk kan toenemen, naarmate X groter gekozen wordt. We vervangen de parabolische grondwaterspiegel (wegens de kleine c geldt $h_1(x) \approx h_2(x)$) door een nieuwe vorm, die in de te infiltreren middenstrook (breedte $B = L - 2X$) weer parabolisch is, daarbuiten rechtlijnig. De helling van deze rechtlijnige stukken is gelijk aan de helling van de oorspronkelijke parabool halverwege de randstrook. De totale afvoer wordt dus kleiner, dan uit (3) zou volgen. Door de kleinere geïnfiltreerde oppervlakte wordt het verlies per oppervlakte-eenheid echter groter. Dezelfde redenering geldt ook, als de maaiveldshoogte in de randstrook te hoog is om infiltratie rendabel te maken. Vergelijking (3) dient onder deze omstandigheden als volgt geschreven te worden:

$$\frac{A(\text{inf})}{\bar{N}} = \frac{B+X}{B} \left(1 + \frac{\text{gem.grwst.diepte} - 0,75 \text{ m}}{\Delta h} \right) =$$

$$= \frac{L-X}{L-2X} \left(1 + \frac{\text{gem.grwst.diepte} - 0,75 \text{ m}}{\Delta h} \right) \quad (4)$$

Bij grote w neemt de waarde van $A(\text{inf})$ nog sterker toe door toenemende X (dus kleiner wordende B) dan uit (4) volgt: de coëfficiënt nadert dan tot L/B . Daarentegen blijft verg. (3) in eerste benadering geldig bij kleine w en grotere c . We zouden verg. (4) dan ook in de eerste plaats voor het grinddiluvium willen aanbevelen. In het gebied met zanddiluvium aan de oppervlakte hebben we te maken met afvoer in een bovenlaag met lage kD -waarde en afvoer in een derde laag met hoge kD -waarde. De toestand is dan vrij wat ingewikkelder. Voor de belangrijke afvoer door de derde laag zouden we wegens de grote c weer verg. (3) kunnen kiezen. Bij kleine L en bij drainageleidingen op korte afstand van de rand van het infiltratiegebied zou men om bij een eerste benadering van het infiltratieverlies aan de hoge kant te blijven toch verg. (4) kunnen kiezen.

Overtollige neerslag over 1954 en 1955.

In de vergelijkingen (1) t/m (4) vinden we alleen de overtollige neerslag \bar{N} als onbekende. Deze vergelijkingen zijn geldig voor stationnaire toestanden, voor het gemiddelde over een geheel aantal perioden van een periodieke beweging en met een zekere benadering ook voor het gemiddelde over langere perioden bij willekeurige niet-stationnaire toestanden. Alleen onder deze voorwaarde mag de afvoer A , die feitelijk in deze vergelijkingen moest voorkomen, worden vervangen door \bar{N} .

De overtollige neerslag \bar{N} hangt af van regen en verdamping. De regenval R is met voldoende nauwkeurigheid bekend. Voor de verdamping zouden we weer gebruik kunnen maken van fig. 1. We moeten echter een periode kiezen, waarover de gemiddelde grondwaterstand, het verschil in vorm van de grondwaterspiegel tussen begin- en eindstand en de verandering in vochtinhoud van de bovenste lagen van het profiel zo goed mogelijk bekend zijn. We hebben hiervoor gekozen de periode 1 mei 1954 - 1 mei 1955 daar hierover de grondwaterstandswaarnemingen het meest volledig beschikbaar zijn. De vier dagen, waarop alle buizen zijn waargenomen, liggen regelmatig verdeeld met 28 juni 1954 als eerste waarnemingsdag en 29 maart als laatste dag. Ook de isohypsenkaart met het jaargemiddelde is op deze periode geba-

seerd. In de eerste paragraaf werd reeds opgemerkt dat het onjuist is met maandtotalen te werken. Volgens fig. 1 zou de totale overtollige neerslag over deze periode 340 mm zijn. Bij herhaling van de berekening voor decaden bleek deze uitkomst 15 mm te laag te zijn. Dit komt dus neer op een gemiddelde overtollige neerslag $\bar{N} = 0,95$ mm/dag.

Correcties wegens de niet-periodieke toestanden.

Zowel uit de fig. 1 en 2 als uit de grondwaterstands-waarnemingen blijkt duidelijk, dat we niet met periodieke toestanden te doen hebben. In eerste benadering zou men wel de gemiddelde overtollige neerslag door een sinus met een periode van 1 jaar kunnen vervangen. Er zijn echter belangrijke afwijkingen: het droge najaar van 1953 en de natte periode juli-oktober 1954. Dit heeft tot gevolg gehad, dat over de periode 1 mei 1954 - 1 mei 1955 begin- en eindstand van de grondwaterspiegel niet gelijk zijn. De begintoestand ligt belangrijk lager dan de eindtoestand. De verschillen zijn, voorzover waarnemingen beschikbaar waren, in fig. 6 weergegeven.

Men kan nu op 2 manieren hiervoor een correctie invoeren; beide manieren geven vrijwel dezelfde uitkomst. De eerste correctie bestaat hierin, dat men nagaat, hoe het verloop van de grondwaterstand zich ontwikkelt als vanaf 1 mei 1955 tot in het oneindige de gegeven verdeling van N zich periodiek zou herhalen. Dit verloop is dan nog niet periodiek, maar nadert asymptotisch tot een zekere periodieke functie $h_p(t)$. Het verschil zouden we voor kunnen stellen door een e -macht met negatieve exponent: $a e^{-bt}$. Het gemiddelde van deze laatste functie opgeteld bij de isohypsenkaart met jaargemiddelde levert ons een fictieve opbolling van de grondwaterspiegel, welke vergeleken kan worden met de gevonden N .

Een andere manier is, dat we niet meer rekenen met de gemiddelde overtollige neerslag, maar met de gemiddelde afvoer \bar{A} . Op de gevonden waarde voor \bar{N} moet in mindering gebracht worden de toegenomen berging tussen 1 mei 1954 en 1 mei 1955. Uit andere berekeningen volgt voor het bergend vermogen (vrij poriëngehalte) voor zand- en grinddiluvium resp. 0,15 en 0,30. Voor de toename in vochtvoorraad beneden de grondwaterspiegel vinden we hieruit voor het gehele gebied rond 80 mm. De overtollige neerslag bedroeg 355 mm, de afvoer kunnen we dus stellen op 275 mm; $\bar{A} = 0,75$ mm/dag. Deze laatste waarde kunnen we nu gebruiken in de volgende vergelijking, die inplaats van de vergelijkingen (3) en (4) komt.

$$\frac{A(\text{inf})}{\bar{A}(54;55)} = \frac{L-X}{L-2X} \left(1 + \frac{\text{gem.grwst.diepte} - 0,75 \text{ m}}{\Delta h(54;55)} \right) \quad (5)$$

Eerste benadering van infiltratieverliezen.

Tot nu toe hebben we bij de opstelling van formules voor de berekening van infiltratieverliezen geen rekening gehouden met veranderingen in het rivierpeil. De vergelijkingen (2), (3) en (4) zijn dus alleen geldig als het rivierpeil tijdens de infiltratie gelijk is aan het gemiddelde van de periode, waarover de overtollige neerslag N of de afvoer A bepaald is. Hieruit volgt, dat het

nodig is nog rekening te houden met het verschil tussen het gemiddelde rivierpeil h_0 (54;55) en het lagere peil zoals dat in droge zomers voorkomt (bijv. de zeer lage standen in juli 1954; daarentegen is in de zomer van 1949 het rivierpeil niet meer dan 5 tot 10 cm lager geweest dan het jaargemiddelde 54;55). Verder kan het nog van invloed zijn, dat voor de infiltratie water aan de verschillende rivieren onttrokken moet worden. Uit de peilschaalwaarnemingen en de afvoermetingen blijkt, dat deze laatste invloed naar verhouding klein is. Hierdoor kan men, ook zonder dat de wateronttrekking aan de rivier nauwkeurig bekend is, de maximale peilverlaging van open water schatten. In fig.7 is voor de verschillende raaien zowel het verschil tussen jaargemiddelde en zomerminimum als de peilverlaging door onttrekking van water voor de infiltratieleidingen uitgezet.

Door de bestaande stuwen zijn er verschillende rivierpanden; waar het peil vrij goed constant gehouden zal kunnen worden. Dit zijn de stuwen in de Beekloop, de stuwen bij de Venbergsche molen, de Dommelsche molen en de stuwen bij de voormalige Loonder molen, de Waalre, verdeelwerk en bij Zeelberg. Aan de bovenloop van de Keersop zal weining water kunnen worden onttrokken, zodat dit peil ook betrekkelijk weinig zal veranderen. Voor het overige gebied volgt uit fig.7 dat we rekening moeten houden met peilen, die tijdens infiltratie 20 tot 60 cm lager kunnen liggen dan het gemiddelde over 1954 en 1955. Met de plannen voor de bouw van een 10-tal nieuwe stuwen in Dommel en Tongelreep kunnen we in dit rapport moeilijk rekening houden.

We hebben daarom het gehele gebied in 9 delen opgesplitst en voor elk gebied het infiltratieverlies $A_1(\text{inf})$ volgens verg. (5) berekend (dus rivierpeil gelijk aan h_0 (54;55); bij een groot aantal stuwen kan h_0 echter evengoed hoger zijn dan het tegenwoordige gemiddelde) en daarna nog $A_2(\text{inf})$ berekend voor het minimum zomerpeil. De uitkomsten van deze berekeningen zijn samengevat in tabel 2. Uit een gemiddeld verschil van 15% tussen A_1 en A_2 volgt dat door aanleg van een groot aantal stuwen een hoeveelheid water bespaard wordt, waarmee het geïnfiltreerd oppervlak met 8% uitgebreid kan worden.

Deze berekening kon voor Westerhoven I niet op de normale manier worden uitgevoerd, daar hier geen \bar{h}_1 bekend is voor een ongestoorde toestand. Wij hebben daarom gebruik gemaakt van de waarden voor kD , w en c volgens de fig.10 en 11 en zo berekend, dat het verlies in Westerhoven I ongeveer 5,1 mm/dag moet zijn. Volgens metingen van de invoer en uitvoer (zie C.D.-rapport: Infiltratie en haar economische aspecten op zandgronden in zuid-oost Noord-Brabant door T.P. van der Veen) zou dit 6 mm/dag moeten zijn. De overeenkomst is in dit opzicht heel goed, daar bij de berekening de drainage door secundaire leidingen langs de Keersop buiten beschouwing is gelaten.

Invloed van topografische gesteldheid.

Er kunnen in principe tussen drainage en infiltratie belangrijke verschillen zijn. Bij drainage heeft de invoer langs maaiveld een constante sterkte. Bij infiltratie heeft dit niet het geval te zijn, maar hangt dit af van het infiltratieplan en van de topografische gesteldheid. Een voorbeeld van de invloed hiervan is Westerhoven II, waar de breedte van de infiltratiestrook veel kleiner is dan de afstand tussen de rivieren, hetgeen tot gevolg heeft dat het infiltratieverlies veel hoger is dan volgens tabel

2 tussen Dommelen en de Odiliahoeve het geval behoeft te zijn. Daar het bij infiltratie de bedoeling is de grondwaterspiegel vrijwel evenwijdig aan maaiveld en zo dicht mogelijk eronder te laten lopen, is de topografische gesteldheid in de vorm van het maaiveld van invloed. Enkele voorbeelden van deze invloed zijn de stuifduinen ten noorden van Valkenswaard die door hun gering oppervlak en geïsoleerde ligging niet geïnfiltreerd zullen kunnen worden en de steile rug bij Molstraat, die alleen geïnfiltreerd zal kunnen worden, indien de aanvoerleiding van-uit het zuiden in de laagte bij Dommelen voorzien wordt van een pompstation, dat het water rond 1 m omhoog zal moeten brengen.

Uit de dwarsprofielen blijkt, dat in vele gevallen er een duidelijk verschil in maaiveldsvorm is tussen zand- en grinddiluvium. In het grinddiluvium vinden we een parabolische vorm met geringe verschillen in maaiveldshoogte. Uit de hoogtekaart blijkt duidelijk, dat het mogelijk moet zijn om water uit de rivieren af te tappen en dit via een tranche lijn op het midden van de rug te brengen. De infiltratiesystemen bij Westerhoven hebben dit trouwens al bewezen.

In de vrij droge zomer van 1955 werd geconstateerd, dat voor Westerhoven I ongeveer 80 tot 90% van het water van de Beekloop boven stuw H werd afgetapt. De nevenleiding van de Beekloop verloor door zijn hoger peil onderweg zoveel water, dat bij stuw G de Beekloop weer voldoende water bevatte om Westerhoven II te voorzien. De lek over deze stuw bedroeg ook niet meer dan 10 tot 20%. Hieruit blijkt dus wel, dat het praktisch ook mogelijk moet zijn bij een gunstige maaiveldsvorm een hooggelegen infiltratieleiding op verschillende plaatsen te voeden en dat het dus in dergelijke gevallen niet nodig is aan de Belgische grens reeds zoveel water te onttrekken, dat het nuttige verbruik van water en het verlies hiermee volledig gedekt kunnen worden.

Op het zanddiluvium vinden we een andere maaiveldsvorm, die we als "tafelmodel" zouden kunnen aanduiden¹⁾. De grootste hoogteverschillen vinden we hier voornamelijk in de steile randen, die de overgang vormen tussen de lage gronden, met op sommige plaatsen wateroverlast en de hoge verdrogende gronden (zie fig.8). Voor invoer van water volgens een

1) Het diepere insnijden van de rivieren in de noord-oostelijke helft van dit gebied zal waarschijnlijk niet verklaard kunnen worden uit een verschil in grofheid van de ondiepe lagen. Het verschil in maaiveldsvorm tussen grind- en zanddiluvium was aanleiding om de hoogtekaart van het stroomgebied van de Lollebeek in de provincie Limburg en de strook ten noorden ervan nader te bekijken. Ook daar bleek het vlakke maaiveld op de horst van America naar de Vredepeel voor te komen, de diepe insnijdingen in de slenk ter weerszijden van Venray. De ondiepe lagen tot 15 of 20 m diepte vertonen zeer weinig verschil. In het stroomgebied van de Lollebeek schijnt het dikste pakket aan fijne zanden zelfs op de horst voor te komen (zie geologisch rapport over het stroomgebied van de Lollebeek door drs E. Wicherts).

tranche lijn is het zeer moeilijk deze steile rand te passeren. Een tranche lijn, die op een zeker punt ter hoogte van Valkenswaard de rivier verlaat, bereikt 5 tot 6 km meer naar het noorden het midden van de rug. Voor het linkergedeelte van deze rug (bouwland rond Waalre) is wel een geschikt tracé voor aanvoer te vinden vanaf de Venbergsche molen naar Geenhoven. De gunstigste ligging voor de primaire infiltratieleiding loopt echter midden over de rug. Op twee plaatsen vinden we een afwijkende maaiveldsvorm: bij de raaien 4 en 7. Dit zijn de beste plaatsen waar men de primaire infiltratieleiding kan voeden door af te tappen boven een nieuw te bouwen stuw. In het voorontwerp Boven-Dommelplan werd reeds aangenomen, dat de gunstigste plaats hiervoor is gelegen bij Achterste Brug. Mocht er echter reden zijn om het meest zuidelijke, smalle gebied tussen Dommel en Tongelreep buiten het verbeteringsplan te laten, dan zou een vrij gunstige plaats om water aan de Dommel te onttrekken ook gevonden kunnen worden bij een nieuwe stuw even bendenstrooms van het Taamven.

Tenslotte moet er nog op gewezen worden, dat bij infiltratie tot een grondwaterstand van 75 cm onder maaiveld er een grote kans bestaat, dat aan de voet van de steile rand langs de beemden een drainageleiding nodig zal zijn.

Nauwkeuriger berekeningsmethode voor infiltratieverliezen.¹⁾

Een nauwkeuriger berekening van de infiltratieverliezen is bij een profiel bestaande uit een enkel goed doorlatende laag vrij eenvoudig. Het grinddiluvium voldoet in zijn profielbouw hieraan echter niet volledig. Daar de verticale eerstand in de bovenste laag van het grinddiluvium een vrij lage waarde heeft (c 100 dagen) kunnen wij dit wel verwaarlozen. Bij infiltratie aan weerszijden van de Beekloop met als beekpeil h_0 , als randstroken resp. X_1 en X_2 (beide waarden positief gerekend) en als gewenste grondwaterstanden langs de rand $h_{1,1}$ en $h_{1,2}$ zijn de verliezen q_1 en q_2 in een verticale doorsnede uit de volgende vergelijkingen op te lossen:

$$h_{1,1} - h_0 = \frac{q_1 X_1}{kD} + (q_1 + q_2) w \quad (6)$$

$$h_{1,2} - h_0 = \frac{q_2 X_2}{kD} + (q_1 + q_2) w \quad (7)$$

Door de radiale weerstand gaat natuurlijk zowel de hoeveelheid, die van links als die van rechts komt. Bij een symmetrische toestand kunnen we (6) en (7) vervangen door vergelijking (8), die bij asymmetrische toestanden ook nog een redelijke benadering levert indien $w \ll X/kD$

$$h_1 - h_0 = \frac{qX}{kD} + 2qw \quad (8)$$

Bij een profiel bestaande uit 2 lagen (een slecht doorlatende laag boven een goed doorlatende laag) wordt de berekening moeilijker, daar dan ook rekening gehouden moet worden met het maaiveldsverloop binnen het infiltratiegebied. Voor $h_1(x)$ is hetzelfde verloop gewenst. Indien $h_1(x)$ lineair of parabolisch is, dan kan voor $h_2(x)$ eenzelfde functie

1) Dit hoofdstuk kan bij het lezen zonder bezwaar worden overgeslagen.

voldoen, die echter meestal niet aan de randvoorwaarden (peil van open water) voldoet. Hieraan mag echter ook nog een functie van de volgende vorm worden toegevoegd:

$$F e^{x/\sqrt{kDc}} + G e^{-x/\sqrt{kDc}}.$$

In vele gevallen blijkt vergelijking (9) met F en G als 2 willekeurige constanten wel te voldoen.

$$h_2(x) = h_1(x) - F e^{x/\sqrt{kDc}} - G e^{-x/\sqrt{kDc}} - H \quad (9)$$

Indien de coëfficiënten F, G en H bekend zouden zijn, dan zou hiermee zowel de grondwaterstand van het diepe water $h_2(x)$, evenals na differentiatie de horizontale stroomsterkte $q_2(x) = -kDdh_2/dx$ voor elk punt zijn opgelost. De berekening van H loopt heel eenvoudig. We kunnen de verticale wegzijging in het infiltratiegebied op twee manieren uitdrukken en wegens de gelijkheid van deze uitdrukkingen is (10) geldig.

$$\frac{h_1(x) - h_2(x)}{c} = \frac{dq_2}{dx} \quad (10)$$

$$\text{Hieruit volgt: } h_1(x) - h_2(x) = -kDc \frac{d^2h_2}{dx^2} \quad (11)$$

Door substitutie van (9) en (11):

$$H = -kDc \frac{d^2h_1}{dx^2} \quad (12)$$

Om F en G op te lossen hebben we nog 2 betrekkingen nodig. Aan de randen van het infiltratiegebied moeten de waarden voor h_2 en q_2 overeenkomstig (9) weer gesubstitueerd worden in vergelijkingen van dezelfde vorm als (6) en (7). Terwijl deze laatste vergelijkingen de grondwaterstroming aan de linkerkant van een van de betrokken rivieren verbindt met die aan de rechterkant, heeft vergelijking (9) betrekking op beide uiteinden van eenzelfde infiltratiestrook. Op deze manier worden in een dwarsprofiel alle infiltratiegebieden aan elkaar gekoppeld. Theoretisch is dit juist. Practisch heeft dit echter weinig betekenis. Een nuttige vereenvoudiging is in veel gevallen dan ook in vergelijking (9) of F of G gelijk nul te stellen en alleen die term te nemen, die in het midden van de infiltratiestrook door een kleine of negatieve exponent een kleine bijdrage levert (aan de linkerkant van een infiltratiegebied alleen G, aan de rechterkant alleen F). Aan de voorwaarde, dat $\exp. - B/\sqrt{kDc}$ klein is, is zeker niet in alle gevallen voldaan. Nemen we voorlopig aan, dat dit wel het geval is en stellen we aan de rand van het infiltratiegebied $x = 0$, dan volgt uit (9):

$$(h_2)_r = (h_1)_r - G - H \quad (13)$$

$$q_2(\text{hor}) = -k_2D_2 \left(\frac{dh_1}{dx}\right)_r - \frac{G}{k_2D_2c_1} \quad (14)$$

Substitutie in (6) en (7) met extra indices 1 en 2 voor linker en rechtergebied (index r is voor de rand) levert op:

$$\begin{aligned} (h_{2,1})_r - h_0 &= (h_{1,1})_r - G_1 - H_1 - h_0 = \\ &= -\left(\frac{dh_{1,1}}{dx}\right)_r - \frac{G_1}{k_2 D_2 c_1} X_1 - k_2 D_2 w \left(\frac{dh_{1,1}}{dx}\right)_r - \frac{G_1}{k_2 D_2 c_1} \left(\frac{dh_{1,2}}{dx}\right)_r - \frac{F_2}{k_2 D_2 c_1} \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} (h_{2,2})_r - h_0 &= (h_{1,2})_r - F_2 - H_2 - h_0 = \\ &= -\left(\frac{dh_{1,2}}{dx}\right)_r - \frac{F_2}{k_2 D_2 c_1} X_2 - k_2 D_2 w \left(\frac{dh_{1,2}}{dx}\right)_r - \frac{F_2}{k_2 D_2 c_1} + \left(\frac{dh_{1,1}}{dx}\right)_r - \frac{G_1}{k_2 D_2 c_1} \end{aligned} \quad (16)$$

Uit deze vergelijkingen de onbekende coëfficiënten F en G oplossen en in 2 vergelijkingen als (14) substitueren, waarmee voor beide kanten van de rivier het verlies kan worden berekend.

Het is de vraag, in hoeverre dergelijke berekeningen in het algemeen verantwoord zijn. Het is nodig betrouwbare waarden van $k_2 D_2$, c_1 en w te kennen, hetgeen bij dit onderzoek nog nauwelijks het geval is. Bij een profiel met 3 lagen geldt dit nog sterker, daar nu ook de kD -waarde van de bovenste watervoerende laag bekend moet zijn en bovendien de vergelijkingen (6) en (7) niet meer gelden, daar in de randstrook de stroomsterkten voor de beide watervoerende lagen niet meer als constant mogen worden beschouwd, maar met e -machten gewerkt moet worden (de radiale weerstanden mogen nu wel verwaarloosd worden).

Bij de vergelijkingen (2) t/m (5) kan de vaststelling van de gemiddelde en de gewenste opbolling van de grondwaterspiegel na waterpassing vrijwel foutloos gebeuren. Alleen in \bar{N} (of A) zijn zekere fouten mogelijk. Een verschil tussen de uitkomsten volgens deze vergelijkingen en volgens (6) t/m (16) mogen we slechts vinden indien de wegzigging aan de rand sterker (of zwakker) is dan in het midden. Een controle hierop is mogelijk door aan te nemen, dat q (vert) constant is en gelijk aan de waarde opgegeven in tabel 2. Langs de rand van het infiltratiegebied volgt h_1 uit maai-veldshoogte. Dan is h_2 te bepalen uit

$$h_1 - h_2 = q(\text{vert}) c \quad (17)$$

Vervolgens kunnen de vergelijkingen (6) en (7) gebruikt worden met de gevonden waarde voor $k_3 D_3$. Hieruit volgt dan q_2 (hor) voor de tweede watervoerende laag aan beide kanten van de onttrekkende rivier. Voor de eerste watervoerende laag mogen we bij relatief lage waarden van $k_1 D_1$ (in dit gebied zonder uitzondering het geval) de radiale weerstand verwaarlozen en vinden dan voor de horizontale stroomsterkte in deze laag:

$$q_1(\text{hor}) = \frac{k_1 D_1 (h_1 - h_0)}{X} \quad (18)$$

Na optellen van q_1 en q_3 volgt het totale verlies, echter slechts voor 1 kant van de beide betrokken infiltratiegebieden. Volgens dit principe verdergaande, kan men gemakkelijk een nieuwe uitkomst vinden voor het verlies per oppervlakte eenheid. Is de uitkomst belangrijk groter dan hetgeen in (17) voor $q(\text{vert})$ werd gebruikt, dan wijst dit er op, dat de wegzijging aan de rand sterker is dan in het midden en dat in (17) voor $q(\text{vert})$ een waarde gesubstitueerd moet worden, die boven het gemiddelde ligt. Beide waarden moeten liggen tussen de twee reeds gevonden niet kloppende uitkomsten.

Bij de voorgestelde berekeningen moet men in het algemeen de volgende punten in het oog houden. (a). Wat we als bodemconstanten invoeren (kD -waarden, enz.) zijn grootheden, die met de plaats zeer sterk veranderlijk zijn. Deze grote veranderlijkheid zit ook in de maaiveldsvorm. (b). We verwaarlozen zowel bij de normale drainage als bij de infiltratie (grondwaterspiegel kan in dit laatste geval nog hoger zijn dan oorspronkelijk gemiddelde) de drainage door secundaire leidingen in de lage plekken van het maaiveld (de beemden en vooral de voet van de steile rand). (c). Een sterkere wegzijging langs de rand is het moeilijkst in rekening te brengen bij profielen bestaande uit 2 en 3 lagen. De kans is hierop echter juist het grootst bij een maaiveldsvorm met steile randen, zoals in de raaien I, II en III op het zanddiluvium voorkomt. Bij verlagingen van het beekpeil zal dit echter in zekere mate in alle raaien gaan optreden.

Bodemconstanten.

In de dwarsprofielen (fig. 9 I t/m 9 VII) is de gemiddelde waarde van de grondwaterspiegel $h_1(x)$ uitgezet voor de periode 1 mei 1954 - 1 mei 1955. Hoewel voor de stijghoogte van het diepe water zeer weinig gegevens beschikbaar waren, hebben we toch een poging gewaagd een aanvaardbare kromme voor $h_2(x)$ te interpoleren. Hierbij bleek echter, dat theorie en waarnemingen niet volkomen met elkaar in overeenstemming te brengen waren. In raai 3 en in het lengteprofiel zijn twee grote afwijkingen gevonden, die nog niet verklaard kunnen worden.

Op grond van een gemiddelde afvoer $\bar{A} = 0,75$ mm/dag (of 0,70 mm/dag waar enige afvoer door de bovenste laag van het zanddiluvium mogelijk is) zijn uit deze dwarsprofielen kD -waarden voor het grove pakket (grinddiluvium), verticale weerstanden voor de leemlagen (gedeeltelijk in het zanddiluvium, gedeeltelijk in het grinddiluvium) en radiale weerstanden voor de verschillende rivieren berekend (fig. 10 en 11).

Bij de diepboringen is meestal niet meer dan de helft van de watervoerende laag doorboord (zie geologisch rapport van N.A. de Ridder). Uit de granulaire analyse van de boringen N 41 - N 56 en uit de 80 m diepe boringen bij Dommelen en bij het pompstation voor de drinkwaterleiding bij Aalst kan als meest waarschijnlijke waarden voor de horizontale doorlatendheid afgeleid worden $kD = 800$ tot 1000 m²/dag. De zeer hoge kD -waarden volgens de dwarsprofielen in de raaien 1, 2 en 3 (1500 tot 2000 m²/dag) hangen samen met de geringe kromming van $h_2(x)$. Een grotere kromming voor $h_2(x)$ aannemen (zo dit al mogelijk is in verband met waarnemingen in de

diepe filters 44 en N 41) zou tot gevolg hebben, dat de radiale en verticale weerstanden kleiner zouden moeten zijn dan opgegeven in fig. 11.

Door uitzetting van de waarden van Δh (totaal) uit fig. 4 en de bijbehorende L in fig. 12 wordt het wel duidelijk, dat er in dit opzicht een verschil is tussen zand- en grinddiluviuim. De spreiding is echter te groot om door elke groep een gemiddelde kromme te trekken en uit de vorm van deze kromme door toepassing van vergelijking (1) betrouwbare gemiddelde waarden voor kD , w en c te verkrijgen (zeer kleine L komen niet voor; vergelijking (1) mag toegepast worden vanaf $L = 200$ m). De waarde van c is vooral van invloed bij kleine L. Snijpunten met de as zijn echter onbekend. Kleine veranderingen in kD en w kunnen elkaar in het beschikbare traject goed compenseren. De getrokken krommen zijn daarom berekend uit gemiddelden volgens fig. 10 en 11 en lopen bijgevolg goed door de puntenzwerm heen.

Voor de kD -waarde van de bovenste laag van het zanddiluviuim zijn we aangewezen op gegevens van de diepboringen. Uit de granulaire analyse van de genomen monsters en met behulp van gegevens uit de vroegere onderzoeken aan het L.P.S., werden vrij sterk uiteenlopende waarden gevonden. In de boringen N 42 - N 44 werden in het zanddiluviuim geen grove lagen gevonden. In de andere boringen werden waarden gevonden lopende van 10 tot 50 m^2/dag met als gemiddelde 30 m^2/dag . Twee uitzonderingen vinden we bij N 51 en N 54 met resp. 100 en 200 m^2/dag . Ook in N 53 werd boven een dichte laag nog een kD -waarde van 200 m^2/dag gevonden. Deze boring rekenen we echter geheel in het grinddiluviuim gelegen te zijn.

De waarde van $k_1 D_1$ is belangrijk, daar het hiervan afhangt of een voldoende infiltratie door sloten mogelijk is of door buizen moet gebeuren. Rekenen we met slootafstanden van 100 m en $k_1 D_1 = 30$ m^2/dag , dan is voor een horizontaal transport van 4 mm/dag reeds nodig een verval van 17 cm. We mogen deze $k_1 D_1$ -waarde dan ook wel als de benedenste grens beschouwen waarbij infiltratie door sloten mogelijk is. Bovendien zijn dan nog de verticale en de radiale weerstanden van invloed.

De verhouding tussen de afvoer door de 1e en de 3e laag bij de normale drainage kan uit de volgende formule afgeleid worden:

$$\frac{q_1}{q_3} = \frac{k_1 D_1 \Delta h_1}{k_3 D_3 \Delta h_2} \quad (19)$$

Voor deze verhouding vinden we bij Waalre ongeveer 0,1. Bij Molenstraat zal deze verhouding door de waarschijnlijk kleine Δh_2 veel groter zijn. Nemen we hier dezelfde doorlatendheid aan als bij Waalre, dan vinden we als verhouding 0,3. Dit houdt dus in dat gemiddeld bij Waalre slechts 0,05 mm/dag door de bovenste laag van het zanddiluviuim wordt afgevoerd, hetgeen nauwelijks van invloed is op de uitkomsten voor de verschillende bodemconstanten. Een gemiddelde afvoer van 0,2 mm/dag door deze zelfde laag bij Molenstraat is duidelijk van meer invloed.

De verticale weerstanden in het grinddiluviuim zijn meestal aanzienlijk kleiner, dan in het zanddiluviuim. Dit komt overeen met de diepboringen, waarbij in het grinddiluviuim naar verhouding veel minder dichte lagen zijn gevonden; alleen bij Borkel een zeer dikke afsluitende leemlaag. De

diepe filter in N 45, N 48 en N 49 tonen weinig verschil met de grondwaterspiegel. Daar $h_1(x)$ met goede benadering een parabolische vorm heeft, moeten $h_1(x)$ en $h_2(x)$ op korte afstand ongeveer evenwijdig aan elkaar lopen. De laagste waarnemingen van $h_1(x)$ moeten echter op de rug altijd nog iets boven het parabolische verloop van $h_2(x)$ liggen. De verticale weerstand berekend op grond van de aangenomen profielen (fig.9) varieert van 50 tot 500 dagen. Een verticale weerstand boven 250 dagen. Een verticale weerstand boven 250 dagen komt voor in een groot gebied bij Borkel en in enkele kleinere verspreid liggende plekken (zie fig. 11). Ge-deeltelijk komt dit overeen met wat bij ondiepe boringen gevonden werd (fig.13). In het resterende deel van het grinddiluviuim ligt de verticale weerstand tussen 50 en 150 dagen. In hoeverre deze weerstanden in de bovenste meters van het profiel voorkomen, is hieruit niet op te maken. Uit verdere beschouwingen zal blijken, dat dit wel van belang is bij de beoordeling van de mogelijkheid om door infiltratie een grondwaterstand van -75 cm te bereiken.

In het zanddiluvium schatten we de verticale weerstanden te liggen tussen 300 en 1000 dagen. In hoeverre deze grenzen betrouwbaar zijn, is reeds eerder behandeld. Uit de metingen in de dubbele buizen (landbouwbuis + 4-meter-buis) is gevonden, dat ook ondiep een zekere verticale weerstand aanwezig kan zijn. De grootste verticale weerstand op minder dan 4 meter diepte werd gevonden bij 3885. Uit een gemiddeld verschil in de zomer van 20 cm, in de winter van 60 cm leiden we af dat de verticale weerstand in de doorboorde laag rond 500 dagen moet zijn. Bij 3663, 786, 128 en 783 werden ook nog vrij grote verschillen gemeten. Bij de resterende acht stellen van twee, waren de verschillen hoogstens 10 cm, waaruit we concluderen, dat op deze plaatsen de verticale weerstand van de ondiepe lagen niet veel groter is dan in het grinddiluvium. Als reden hiervoor moet nog vermeld worden, dat deze 13 dubbele buizen gezet zijn op plaatsen, waar op grond van waarnemingen en waterpassing van andere ondiepe buizen vermoed werd, dat een grote verticale weerstand zou bestaan. Ook volgens de profielen uit het geologisch rapport komen in het zanddiluvium de dichtste lagen op grotere diepte voor (zie N 41, N 55, N 56, 690/3, 691/118).

Een ondiepe verticale weerstand van 50 tot 100 dagen behoeft bij infiltratie geen bezwaar te zijn, daar voor verticale opstijging van 2 mm/dag, waarmee dus een belangrijke aanvulling van de verdamping mogelijk is, een 10 tot 20 cm verval in stijghoogte van het grondwater meestal wel beschikbaar is. In een dergelijk geval is het wel nodig, dat de bodem van de infiltratiesloot in een goed doorlatende laag ligt daar de verticale wegzijging onder de infiltratiesloot anders beduidend meer verval zou vragen.

Uit de isohypsenkaart en dwarsprofielen zijn in grootte-orde de volgende uitkomsten voor de radiale weerstanden gevonden:

Keersop ten zuiden van Dommelen	: w = 0,15 dagen/meter
Dommel ten zuiden van Valkenswaard	: w = 0,10 dagen/meter
Dommel ten noorden van Valkenswaard	: w = 0,3 dagen/meter
Tongelreep ten noorden van visvijvers	: w = 0,4 dagen/meter.

Voor de radiale weerstanden van infiltratiesloten moeten we zeker hogere uitkomsten verwachten. Hierbij speelt een belangrijke rol, of deze weerstand betrekking heeft op de radiale stroming tussen de open watergang en de eerste dan wel de tweede watervoerende laag. Bij infiltratie vinden we het belangrijkste gedeelte van de stroming boven de grote verticale weerstanden; dit is oorzaak, dat de gevonden waarden voor de radiale weerstanden bij infiltratie vanuit sloten niet zoveel groter zijn dan bovenstaande waarden voor Dommel en Tongelreep in het zanddiluvium.

Uit het gemiddelde verbruik, het verschil tussen slootpeil en grondwaterstand, en de totale slootlengte van het infiltratiegebied Westerhoven II werd gevonden $w = 0,7$ dagen/meter. Enkele metingen op 13 september 1955 in ditzelfde infiltratiegebied leverden veel hogere uitkomsten op. In drie korte slootpanden werden de peildalingen gemeten na stopzetting van de invoer, waarbij na korte tijd over de stuwtjes vrijwel geen doorvoer meer optrad. Uitkomsten respectievelijk 1,3; 1,8 en 1,1 dagen/meter; gemiddeld 1,4 dagen/meter.

Het is in principe niet onmogelijk, dat deze verschillen verklaard zullen kunnen worden uit de profielbouw. De meetplaatsen liggen nogal dicht bij elkaar in het zuid-westelijke deel van het infiltratiegebied. Er zijn wel enkele kleine plekken met ondiepe dikke leemlagen bekend, echter op 100 tot 200 m afstand gelegen. Aanvankelijk lag het in de bedoeling daar ook een meting te verrichten; de uitgestrektheid van twee van deze leemplekken bleek veel kleiner te zijn dan de lengte van de slootpanden, zodat hiervan afgezien moest worden. Een andere oorzaak voor het genoemde verschil kan gezocht worden in een geleidelijk toenemen van de radiale weerstand in de loop van de zomer door afzetting van een zeer dun sliblaagje. Daar de infiltratiesloten gedurende de winter droog staan, zou een dicht laagje door verwerking weer kunnen verdwijnen.

Uit enkele globale gegevens 1) betreffende het infiltratieproefveld Vossenholen bij Griendsveen in de provincie Limburg konden voor dit proefveld de volgende radiale weerstanden afgeleid worden: sloten $w = 2$ dagen/meter, buizen $w = 4$ dagen/meter. Deze hoge uitkomsten hangen samen met de slechte resultaten, die daar verkregen zijn met infiltratie door sloten op 100 tot 150 m afstand. Infiltratie door buizen met 10 tot 20 meter afstand voldeed wel. De verklaring moet gezocht worden in de profielbouw.

Uit vergelijking (1) wordt het duidelijk, dat de radiale weerstand bij infiltratie zeer belangrijk kan zijn. Uit Δh (rad) = $(A + E)Lw$ volgt direct, dat indien $A + E \approx 4$ mm/dag (aan de rand van het infiltratiegebied mogelijk meer) een slootafstand van 100 m alleen mogelijk is bij een radiale weerstand $w < 1$ dag/meter. Naast de kD -waarde van de bovenste grove laag van het zanddiluvium bij Waalre, waar een groot gebied voor infiltratie in aanmerking komt, is ook een bepaling van de grootteorde van de radiale weerstand van infiltratiesloten voor dit gebied gewenst. Het lijkt wel waarschijnlijk, dat waar tot een diepte van 6 of 8 m geen grof zand met slibgehalte $< 5\%$ voorkomt, alleen infiltratie door buizen een goed resultaat zal geven.

1) Deze gegevens werden verstrekt door de beheerder van dit proefveld Ir A.J.Hellings. Eind September 1956 werd echter gemeten $w \approx 5$ dg/m zowel voor sloten als buizen.

Berekening van sloot- of buisafstanden bij infiltratie.

Indien we aannemen, dat een grondwaterstandsdiepte van 75 cm optimaal is, dan komt vrijwel het gehele onderzochte gebied in aanmerking voor infiltratie. Een dergelijke grondwaterstand is - afgezien van de onkosten - het beste te verwezenlijken met infiltratie door buizen. Immers zoals reeds eerder is uiteengezet, moet het verval in de grondwaterspiegel bij infiltratie door sloten vrij groot zijn. Hoewel verschillende bodemconstanten nog niet met voldoende zekerheid vast staan, mogen we voor het grinddiluvium de volgende waarden wel als redelijke gemiddelden aannemen : $kD = 1000 \text{ m}^2/\text{dag}$; $c = 100$ dagen; $w = 0,7$ dagen/meter. Nemen we verder aan dat het infiltratieverlies $A = 2 \text{ mm}/\text{dag}$, de onttrekking aan de grondwaterspiegel (capillaire opstijging) $C_0 = 2 \text{ mm}/\text{dag}$ en de slootafstand $L = 100 \text{ m}$ dan houdt dit in dat elke sloot per lengteenheid een hoeveelheid $(A + C_0) L$ levert en dat het verval in de radiale weerstand w gelijk is aan $(A + C_0)Lw$, in dit geval dus 28 cm. We kunnen ons het ideale geval verder het eenvoudigste zo voorstellen, dat $h_2(x)$ een parabool is, waar het slootpeil overal 28 cm boven ligt. Deze parabool moet voldoen aan de vergelijking $h_2(x) = F - Ax^2/2kD$, welke vergelijking praktisch alleen van belang is voor bepaling van de afvoer A . De kromming van de parabool komt overeen met de gemiddelde kromming van het maaiveld. Voor de verticale opstijging door de slecht doorlatende laag is nog een verval nodig gelijk aan $C_0 c$, bij $c = 100$ dagen dus 20 cm. Voor het horizontale transport van water, dat voor verdamping gebruikt wordt is nog geen bedrag in rekening gebracht. Daar het hier echter steeds om relatief kleine afstanden gaat ($x < 100 \text{ m}$) is dit laatste bedrag te verwaarlozen. Nemen we tenslotte aan, dat het slootpeil gemiddeld 30 cm onder maaiveld ligt, dan volgt uit (20), dat de grondwaterstand 78 cm onder maaiveld ligt. Enige speling zit hier dus nauwelijks in. Om kans op wateroverlast te verminderen is het beter het slootpeil op -35 of -40 cm te leggen. Het is echter ook niet uitgesloten, dat in droge perioden de grondwaterstand iets lager mag zijn dan -75 cm. (vergelijk pag 7).

$$\Delta h = (A + C_0) Lw + C_0 c \quad (20)$$

De ervaring bij Westerhoven heeft geleerd, dat in het grinddiluvium infiltratie door sloten wel mogelijk is. Een grondwaterstandsdiepte van -75 cm werd daar weliswaar niet overal gehaald (zie C.D.-rapport door T.P.van der Veen). Bij grotere afmetingen van het infiltratiegebied wordt de toestand in dit opzicht echter gunstiger (lagere A). Een critiek punt blijft altijd het slootpeil zo dicht mogelijk onder maaiveld te leggen. Uit deze beschouwing wordt het ook duidelijk, dat indien men L laat toenemen van 100 tot 200 meter, wegens de term $(A + C_0)L$ de grondwaterstand 28 cm lager komt te liggen, hetgeen in het algemeen nauwelijks aanvaardbaar zal zijn.

In het zanddiluvium zijn de mogelijkheden om een grondwaterstandsdiepte van -75 cm te verkrijgen in het algemeen nog beperkter. Voor dit gebied zijn we bovendien van de weerstanden in de bovenste 5 m van de grond vrij onvolledig op de hoogte. Volgens de schattingen voor het zanddiluvium van de raaien I t/m V liggen de U-cijfers tot een diepte van -2,5 m vrijwel steeds tussen 60 en 80. De doorlaatfactor van dergelijk zand is gemiddeld 5 m/dag. In enkele gevallen is er bij de diepboringen aan het oppervlak in het geheel geen grove laag gevonden (N 42, N 43, N 44).

Deze 3 boringen liggen dicht bij elkaar (tussen Venbergse molen en Valkenswaard) en toevallig buiten de raaien, zodat een en ander niet met elkaar in tegenspraak is. Volgens andere diepboringen (N 46, N 47, N 50, N 51, N 52, N 54, N 55 en N 56) varieert de dikte van dit grove zand aan de oppervlakte tussen 3 en 10 meter. Het is dus zeer goed mogelijk, dat we de boringen N 42, N 43 en N 44 als uitzonderingen moeten beschouwen en verder rekenen met een kD -waarde voor de eerste laag, die varieert van 15 tot 50 m^2/dag . Boven in deze laag komen nog wel enkele dunne leembandjes en lagen met iets hoger slibgehalte voor, waarbij we naar schatting wel op een verticale weerstand $c_1 \approx 100$ dagen moeten rekenen (volgens de waarnemingen in de dubbele buizen is een grotere c_1 -waarde uitzondering). Deze gegevens doen vermoeden, dat bij een grote D_1 (≥ 6 m) nog wel infiltratie door sloten op 70 tot 100 m afstand mogelijk is. Indien D_1 kleiner is (≤ 5 m) lijkt infiltratie door buizen meer aan te bevelen. We kunnen dit globaal narekenen door enkele geschatte waarden te substitueren in de volgende vergelijking.

$$\Delta h = (A+C_0)Lw + \frac{(A+C_0)L^2}{8k_1D_1} + C_0c_1 \quad (21)$$

Infiltratie door sloten: $A = 2$ mm/dag $w = 1,5$ dagen/meter
 $C_0 = 2$ mm/dag $k_1D_1 = 30$ m^2/dag
 $L = 70$ m $c_1 = 100$ dagen

$$\Delta h = 0,42 + 0,08 + 0,20 = 0,70 \text{ m.}$$

Infiltratie door buizen: $A = 2$ mm/dag $w = 3$ dagen/meter
 $C_0 = 2$ mm/dag $k_1D_1 = 15$ m^2/dag
 $L = 20$ m $c_1 = 100$ dagen

$$\Delta h = 0,24 + 0,02 + 0,20 = 0,46 \text{ m.}$$

Uit het voorgaande blijkt in ieder geval, dat de uitkomst voor Δh grotendeels bepaald wordt door de waarden voor de verticale en de radiale weerstand. Tenzij men de voorkeur er aan geeft met buizeninfiltratie ruim aan de veilige kant te blijven, is het gewenst door uitvoering van geschikte metingen deze waarden nauwkeuriger te leren kennen. Bij infiltratie door sloten lijkt het er op, dat $w = 1,5$ dagen/meter niet toelaatbaar is en de radiale weerstand in grootte-orde overeen moet komen met wat bij Westerhoven gevonden wordt. Een zekere vermindering van de radiale weerstand kan bereikt worden door grotere natte omtrek en door beter schoonhouden van de infiltratiesloten.

Verliezen bij infiltratie van smalle en van brede stroken.

Infiltratie van kleine gebieden is meestal zeer ongunstig door het relatief hoge verlies van water. Ditzelfde geldt ook wanneer het smalle stroken betreft. Een voorbeeld hiervan is Westerhoven II. Volgens uitgevoerde metingen bedraagt het totale verbruik 9 mm/dag. Na aftrek van verdamping volgt hieruit als verlies 6 tot 7 mm/dag. Eenzelfde grootte-orde kan ook uit de volgende berekening aan de hand van fig. 15 afgeleid worden.

Radiale stroming : $\Delta h = (A+C_0)Lw = (0,007 + 0,002) \times 80 \times 0,7 = 0,50$ m.

Stroming verticaal omhoog: $\Delta h = C_0c_1 = 0,002 \times 100 = 0,20$ m.

Voor de horizontale stroming is vrijwel geen potentiaal verval nodig. De gebruikte waarde voor c_1 kan mogelijk aan de hoge kant zijn; een gemiddelde verticale weerstand van 50 dagen is voor de bovenste laag niet onwaarschijnlijk. Hieruit volgt, dat de grondwaterspiegel 60 tot 70 cm onder slootpeil ligt, hetgeen goed met de waarnemingen overeenstemt.

Verticaal omlaag: $\Delta h = Ac_2 = 0,007 \times 15 = 0,10$ m.

Hieruit volgt, dat h_2 in het infiltratiegebied vrijwel met h_1 samenvalt. Meer naar het oosten vermoeden wij op grond van de relatief hoge waarnemingen van h_1 een grote verticale weerstand; h_2 moet daar belangrijk lager dan h_1 liggen. Het verloop van h_2 is overeenkomstig deze beschouwingen in fig. 15 ingetekend. Uit de helling in h_2 aan weerszijden van het infiltratiegebied kan nu het verlies voor beide kanten berekend worden.

$$q_1 = kD \frac{\Delta h}{\Delta x} = 1500 \times \frac{0,30}{250} = 1,8 \text{ m}^2/\text{dag}.$$

$$q_2 = 1500 \times \frac{0,30}{500} = 0,9 \text{ m}^2/\text{dag}.$$

$$A = \frac{q_1 + q_2}{B} = \frac{2,7}{400} = 7 \text{ mm}/\text{dag}.$$

Radiale stroming bij de Beekloop: $\Delta h = qw = 2,7 \times 0,1 = 0,27$ m. Toevoer van de overzijde is begrepen in de waarde van q in de laatste gelijkheid en feitelijk onbekend. Een redelijke schatting is meestal wel mogelijk.

Eenzelfde berekening voor de toekomstige toestand met infiltratie over de volle breedte van de rug lijkt nu wel gerechtvaardigd. In fig. 15 is voor h_2 een vloeiend verlopende kromme ingetekend, in de vlakke gebieden op ongeveer 80 cm onder maaiveld.

$$q_1 = 1500 \times \frac{0,37}{250} = 2,2 \text{ m}^2/\text{dag}$$

$$q_2 = 1500 \times \frac{1,00}{500} = 3,0 \text{ m}^2/\text{dag}$$

$$A = \frac{q_1 + q_2}{B} = \frac{5,2}{3000} = 1,7 \text{ mm}/\text{dag}.$$

Radiale stroming bij de Dommel: $\Delta h = qw = 3,5 \times 0,2 = 0,7$ m. Er is geen rekening gehouden met de grote verticale weerstand bij de buizen 764, 765 en 766, noch met drainage door de Biesvense loop. Beide invloeden werken elkaar tegen. De uitkomst van de berekening is hierdoor enigszins onzeker. Wel wordt hiermee duidelijk, dat bij verschillende breedte van de infiltratiestrook (resp. 400 m en 3000 m) ook het infiltratieverlies (resp. 7 mm/dag en 1,7 mm/dag) sterk kan uiteenlopen.

Aan de hand van fig. 16 kunnen twee dergelijke berekeningen (hoewel iets ingewikkelder) ook voor de rug bij Waalre uitgevoerd worden (raai I). Hierbij kan rekening gehouden worden met de stroming in een ondiepe watervoerende laag. Het

zal echter blijken dat dit weinig invloed heeft op de uitkomst.

Berekening bij infiltratie van de hoge akkers bij Waalre: breedte van het infiltratiegebied 1100 m. De grondwaterspiegel is 50 tot 100 cm onder maaiveld getrokken, gemiddeld 80 cm. Verticale stroming: $\Delta h = q(\text{vert})c = 0,0015 \times 800 = 1,2$ m.

De h_1 -lijn komt door de infiltratie boven de h_2 -lijn te liggen in een strook (zie fig.16) van de drainageleiding P_1 tot punt P_2 welke strook breder is dan de eigenlijke infiltratiestrook B. In het midden ligt Δh boven het gemiddelde, aan de randen lager. Het gemiddelde verschil tussen h_1 en h_2 in de strook B_x is volgens fig. 16 met voldoende benadering gelijk gemaakt aan 1,2 m. Uit de h_2 -kromme volgen nu de horizontale stroomsterkten in de tweede watervoerende laag.

$$q_{2,1} = 1800 \times \frac{1,0}{900} = 2,0 \text{ m}^2/\text{dag}$$

$$q_{2,2} = 1800 \times \frac{0,8}{1800} = 0,8 \text{ m}^2/\text{dag}$$

$$\bar{q}(\text{vert}) = \frac{q_{2,1} + q_{2,2}}{B_x} = \frac{2,8}{1900} = 1,47 \text{ mm/dag.}$$

Deze laatste uitkomst komt voldoende overeen met de eerder aangenomen waarde. Voor het verlies door de bovenste laag moeten we nu nog een bedrag toevoegen evenredig aan de kD -waarden (gradiënten zijn gelijk).

$$A = \frac{q}{B} = \frac{2,9}{1100} = 2,6 \text{ mm/dag.}$$

Tenslotte nog een controle op de radiale stromingscomponent bij de drainerende rivieren, daar de h_2 -lijn niet op willekeurige hoogte boven het rivierpeil mag liggen. De breedte van het stroomgebied van de Tongelreep is voor de rechteroever geschat op 3000 m. Toevoer gedurende de zomer $\approx 3000 \times 0,5 \text{ mm/dag} = 1,5 \text{ m}^2/\text{dag}$. Ontwatering door de Dommel van de kant van het stroomgebied van de Run is veel geringer, naar schatting $0,5 \text{ m}^2/\text{dag}$.

Dommel: $\Delta h = q_w 2,5 \times 0,3 = 0,8$ m.
Tongelreep: $\Delta h = 2,3 \times 0,4 = 0,9$ m.

Infiltratie van de rug bij Waalre over de volle breedte (3000 m).
Verticale stroming $\overline{\Delta h} = \bar{q}(\text{vert})c = 0,0015 \times 800 = 1,2$ m.

$$q_{2,1} = 1800 \times \frac{1,3}{900} = 2,6 \text{ m}^2/\text{dag}$$

$$q_{2,2} = 1800 \times \frac{0,8}{575} = 2,5 \text{ m}^2/\text{dag}$$

$$q(\text{vert}) = \frac{5,1}{3300} = 1,55 \text{ mm/dag.}$$

Door de hogere waarden van dh_1/dx gaat er naar verhouding meer water verloren door de bovenste laag.

$$A = \frac{5,6}{3000} = 1,9 \text{ mm/dag}$$

Radiale stroming bij de Dommel: $\Delta h = 3,1 \times 0,3 = 0,9 \text{ m}$
Radiale stroming bij de Tongelreep: $\Delta h = 4,0 \times 0,4 = 1,6 \text{ m}$.

Bij de laatste twee berekeningen voor de rug bij Waalre was het nodig wegens de grote verticale weerstand van het zanddiluvium eerst in fig. 16 het gewenste verloop voor h_1 te trekken en vervolgens een schatting te maken van de verticale wegzijging (bijv. dezelfde waarde als in tabel 2 of naar verhouding lager indien $B_x \gg B$).

Uit $\overline{\Delta h} = \overline{q}(\text{vert})$ c volgt het gemiddelde verschil tussen h_1 en h_2 kan een kromme voor h_2 ingetekend worden. Daarna wordt de berekening afgewerkt en weer dezelfde uitkomst voor $\overline{q}(\text{vert})$ verkregen, zoals bovenstaand, ofwel er moet een correctie uitgevoerd worden op de aangenomen waarde van $\overline{q}(\text{vert})$. Hierdoor zal h_2 over het gehele traject een geheel aantal decimeters (bijv. 10 of 20 cm) hoger of lager gelegd moeten worden; nauwkeuriger corrigeren heeft geen zin. Daarna wordt de berekening van de q en A herhaald.

Het verschil in de berekende waarde voor A is niet zo groot als bij het voorbeeld voor raai V (Westerhoven II). Gedeeltematig wordt dit veroorzaakt, doordat voor de twee gevallen, die we bij Waalre hebben onderscheiden, de waarden voor B niet zo sterk uiteenlopen. Vooral is echter de grote verticale weerstand in het zanddiluvium van invloed. Naarmate de waarde van c groter wordt en deze weerstand in het stromingsbeeld gaat overheersen, wordt de infiltratie van smalle stroken minder gevaarlijk.

Er zijn in deze voorbeelden verschillende omstandigheden, die er op wijzen, dat het weinig zin heeft om voor het zanddiluvium randstroken van bepaalde breedte aan te houden, die niet geïnfiltreerd mogen worden. Het grote peilverschil tussen infiltratieleiding en drainerende rivier ontstaat eerst bij de steile rand, die meestal wel op enige honderden meters afstand van de rivier ligt. In de tweede plaats zorgt de grote verticale weerstand ervoor, dat ook op korte afstand van een drainerende leiding - hetzij rivier of sloot - de verticale wegzijging niet erg groot kan worden. Waar een grote verticale weerstand niet aanwezig is, dus in het bijzonder in het zuid-westelijke gebied met grinddiluvium aan de oppervlakte, geldt dit niet meer. Daar zal het in het algemeen wel aan te raden zijn om een zekere randstrook niet te infiltreren, indien men daarmee tenminste bereiken kan, dat de helling in de grondwaterspiegel niet groter wordt dan ongeveer 1 : 300.

Verliezen uit onbeklede aanvoerleidingen.

Wegzijging uit een onbeklede primaire aanvoerleiding heeft geen betekenis binnen de infiltratiegebieden. Daarbuiten zou men een dergelijke leiding kunnen beschouwen als een infiltratiegebied met minimale breedte (afhankelijk van maaiveldsvorm en samenstelling van de bodem in profiel; soms niet meer dan enkele tientallen meters). Gesteld, dat ten zuiden van Valkenswaard langs de spoorlijn Hasselt-Eindhoven een onbeklede leiding gelegd zou worden in een verder niet te infiltreren gebied, dan zou het verlies als volgt berekend kunnen worden. De hoeveelheid water, die uit deze leiding (radiale weerstand $w_1 = 0,5$ dagen/meter) wegzijgt, wordt q genoemd. Naar beide kanten stroomt een hoeveelheid $0,5 q$ weg door een horizontale weerstand $0,5L/kD = 1$ dag/meter.

Zowel bij Dommel als bij Tongelreep vinden we weer een radiale stroming door een weerstand $w_2 = 0,3$ dagen/meter. Door deze radiale weerstanden loopt ook een zekere hoeveelheid water, dat afkomstig is van gebieden ten westen van de Dommel en ten oosten van de Tongelreep. In eerste benadering nemen we daarom in deze radiale weerstanden weer een stroomsterkte gelijk q aan. De waarde van q is nu direct te berekenen.

$$q = \frac{\Delta h}{w_1 + \frac{0,25L}{kD} + w_2} = \frac{1,0}{0,5 + 0,5 + 0,3} = 0,8 \text{ m}^2/\text{dag}.$$

Uit deze uitkomst blijkt wel, dat een dergelijk verlies alleen over een zeer lange aanvoerleiding van betekenis kan zijn. Vanaf de Belgische grens tot Valkenswaard zou het verlies komen op $8000 \times 0,8 \text{ m}^3/\text{dag} = 0,075 \text{ m}^3/\text{sec}$.

Hierbij is nog buiten beschouwing gelaten de zeer reële mogelijkheid, dat een dergelijke leiding met een groot peilverschil op korte afstand van de rivier blijft lopen. Bij Westerhoven I is dit bijvoorbeeld duidelijk het geval. Verder zal dit altijd in zekere mate moeten voorkomen bij het systeem om water boven een stuw af te tappen en volgens een lijn van constante hoogte het gebied in te voeren. Ten noorden van Valkenswaard verwijderen de hoogtelijnen zich slechts zeer langzaam van de Dommel. In hoeverre dit een bezwaar is, kunnen we als voorbeeld nagaan bij een invoerleiding, die bij de Venbergse molen of iets meer noordelijk begint en vandaar met een peil van 23,5 m over de 24m-hoogtelijn naar Geenhoven loopt. Wegens de korte afstand wordt nu ook de stroming door een bovenste grove laag van het zanddiluvium in rekening gebracht.

Bij de Venbergse molen: $\Delta h = 1 \text{ m}$, $X = 100 \text{ m}$.

$$q = \frac{\Delta h}{\frac{X}{k_1 D_1}} + \frac{\Delta h}{w_1 + \frac{X}{k_2 D_2} + w_2} = \frac{1}{2} + \frac{1}{0,50 + 0,07 + 0,3} = 0,5 + 1,1 = 1,6 \text{ m}^2/\text{dag}.$$

Bij Geenhoven: $\Delta h = 3 \text{ m}$, $X = 500 \text{ m}$.

$$q = \frac{3}{10} + \frac{3}{0,5 + 0,35 + 0,3} = 0,3 + 2,6 = 2,9 \text{ m}^2/\text{dag}.$$

De lengte van deze leiding zou 2000 m moeten zijn. Het totale verlies door afstroming naar de Dommel = $4000 \text{ m}^3/\text{dag} = 0,05 \text{ m}^3/\text{sec}$. Bij deze berekening is het zanddiluvium volkomen homogeen voorgesteld en de mogelijkheid uitgesloten, dat er kleinere plekken zouden kunnen zijn met op geringe diepte een dikke en zeer grove laag met hoge kD -waarde. Het verlies (1,6 tot 2,9 m^2/dag) blijkt volgens deze berekening in grootte-orde overeen te komen met de eenzijdige afstroming uit een geïnfiltreerd gebied, dat de volle breedte van de rug beslaat. (zie blz. 21 en 22)

Aanleg van secundaire infiltratieleidingen.

In fig. 17 zijn langs perceelscheidingen en zoveel mogelijk de hoogtelijnen volgend met hoogteverschillen van telkens een halve meter de secundaire infiltratieleidingen als mogelijk voorbeeld ingetekend. Verbinding met de primaire infiltratieleiding en onderlinge verbindingen tussen de secundaire

infiltratieleidingen zijn evenals stuwttjes, duikers en dergelijke dingen niet ingetekend. Uit de volgende paragrafen zal blijken, dat dit niet eenvoudig is, daar men niet alleen rekening moet houden met gewenste sloot- of buisafstanden, topografische gesteldheid, bestaande verkaveling en mogelijkheid van herverkaveling, maar het systeem zo moet inrichten, dat het verlies aan water door uitvoer van een ongewenst surplus over de stuwttjes aan het benedeneinde van elk infiltratiecomplex zo klein mogelijk wordt en bovendien ontwatering bij sterke regenval mogelijk moet zijn. Het ontwerpen van de primaire en van de secundaire infiltratieleidingen zal elkaar wederkerig beïnvloeden. De afstanden tussen de secundaire infiltratieleidingen zoals deze in fig.17 ingetekend zijn, bedraagt meestal 250 tot 400 m, zodat dit zeker niet voldoende is. Hiertussen zal men nog een net van tertiaire infiltratiesloten op 100 m afstand moeten leggen ofwel buizen met 20 m afstand tussen de reeksen.

De getallen welke als peilaanduiding geschreven zijn bij de secundaire infiltratieleidingen in fig.17 liggen gemiddeld 50 cm beneden maaiveld. Bij infiltratie uitsluitend door sloten is het zeker nodig dit peil op gemiddeld -30 cm te stellen. Bovendien is het niet juist om deze leidingen precies volgens de hoogtelijnen te leggen. Een zeker verval is nodig. We zouden dit kunnen berekenen met de formule van de Chézy:

$$v = C \sqrt{R \frac{dh}{dx}} \quad (22)$$

$$\text{waarbij volgens de Delftse formule } C = 8 \ln \frac{12R}{k} \quad (23)$$

(ln = natuurlijke logaritmie)

en verder $R = \text{hydraulische straal}$
 $k = \text{ruwheids-coëfficiënt.}$

Bij de meestal kleine gegraven leidingen, waar het hier om gaat, is R ongeveer 20 cm. Voor k nemen we als gemiddelde waarde eveneens 20 cm. Veranderen we onder het logaritmie-teken de waarde met een factor 2, dan verandert de waarde van C slechts met een factor 1,2. We mogen voorlopig als eerste benadering daarom wel aannemen $C = 20 \text{ m}^{\frac{1}{2}}/\text{sec.}$

Nemen we verder aan, dat de stroomsterkte aan het eindpunt van de secundaire leiding vrijwel tot nul mag zijn teruggegaan; dan zijn bij een constant doorstromingsprofiel ook R en C constant en hieruit volgt dan dat v en $\sqrt{dh/dx}$ evenredig zijn met de afstand x tot het eindpunt. We komen hier uit op een eenvoudige differentiaalvergelijking.

$$\frac{dh}{dx} = ax^2 \quad (24)$$

De constante a is afhankelijk van R en C , de vorm van het gebied, dat door deze secundaire leiding voorzien moet worden en het verbruik per oppervlakte-eenheid.

Notatie: $R = \text{hydraulische straal} = F/u$

$B = \text{breedte van de strook, die door de betrokken leiding voorzien moet worden}$

$h(x) = \text{peilverschil tussen het punt } x \text{ ten opzichte van het punt nul waar de stroomsterkte ook nul is.}$

Volledige uitwerking van (22) en (23) geeft:

$$h = \frac{uB^2(A+C_0)^2}{3C^2F^3} x^3 \quad (25)$$

Door deze vergelijking wordt dus voor een rechte leiding met constante doorsnede een geleidelijk afnemende helling voorgeschreven. Een belangrijke uitkomst is wel dat een secundaire leiding, die in het midden water ontvangt, theoretisch slechts 1/8 gedeelte van het verval nodig heeft in vergelijking met een leiding van dezelfde lengte, die het water aan een van de uiteinden ontvangt (practisch misschien iets minder wegens surplus in doorvoer).

Als de ruwheidscoëfficiënt k goed gekozen is, dan houden we nog als variabelen over

- 1) gewenst oppervlak, dat door elke secundaire leiding voorzien moet worden (lengte en afstand tussen de leidingen)
- 2) gewenste hydraulische straal (grote of kleine leidingen)
- 3) gewenst verval.

Door in (25) globale waarden te substitueren kunnen we gemakkelijk afleiden, dat het verval over de rechte stukken van de leiding zeer klein zal zijn. Hierbij is echter nog geen rekening gehouden met extra weerstanden in vernauwingen, bochten en duikers, waardoor in grootte-orde dezelfde weerstand erbij komt. De verdere uitwerking hangt zeer sterk af van plaatselijke omstandigheden, ligging van de primaire infiltratieleiding, keuze van infiltratie door sloten of buizen, begrenzing van infiltratiegebieden, enz.

De maximale snelheid v_0 is bij constante F direct te berekenen, daar deze bij een lengte x_0 aan het begin van de secundaire leiding voorkomt.

$$v_0 = \frac{Bx_0(A + C_0)}{F} \quad (26)$$

Nemen we aan, dat per secundaire leiding hoogstens 50 ha voorzien moet worden van 4 mm/dag, dan wordt de maximale snelheid bij een natte doorsnede van 0,2 m² hoogstens 10 cm/sec. Een dergelijke snelheid zal in het algemeen geen bezwaar behoeven te zijn.

Wateroverlast bij infiltratie.

Aanleg van infiltratieleidingen tevens geschikt voor drainage.

Infiltratieplan.

Wateroverlast bij infiltratie.

De kans op wateroverlast kan men bij een gegeven drainage-systeem niet uitsluitend baseren op het voorkomen van zware regenbuien, daar de voorafgaande periode van invloed is op grondwaterstand en vochtdeficit aan het begin van een natte periode. Ook tussen zomer- en winterhalfjaar bestaat uiteraard enig verschil. In de winter komt een vochtdeficit vrijwel niet voor, zodat dan het bergend vermogen veel kleiner is. Dit wordt veroorzaakt doordat er in de winter vrijwel geen verdamping is, terwijl in natte perioden van de zomer de verdamping gemiddeld nog 2 tot 3 mm/dag bedraagt, waarmee wateroverlast enigermate wordt tegengehouden. Daartegenover staat echter, dat in een infiltratiegebied het slootpeil in de winter een 30 cm lager gehouden kan worden (eventueel zelfs droge

sloten, indien men in september het infiltratiesysteem laat leeglopen), zodat de afvoer naar sloten of drains veel groter kan zijn. Deze omstandigheden hebben tot gevolg, dat de kans op wateroverlast voor zomer en winter in een infiltratiegebied weinig uiteenlopen, maar voor de landbouw gedurende de zomer veel belangrijker zijn. Om deze reden is in de rest van deze paragraaf alleen wateroverlast in een infiltratiegebied gedurende de zomer in beschouwing genomen. Wel moet hier er nog op gewezen worden, dat indien men strenge eisen stelt aan de ontwatering in de winter de egalisatie in het algemeen beter moet zijn. Immers indien men de methode toepast om het tracé van infiltratiesloten door de hoge plekken te leiden, krijgt men midden tussen de sloten gemiddeld een lager maaiveld, waardoor in de zomer een grotere Δh nog voldoende is, maar in de winter een kleine opbolling van de grondwaterspiegel van sloot tot sloot het grondwater in de lage plekken al dicht onder maaiveld brengt.

Daar men bij infiltratie gedurende de zomer graag een hoog slootpeil handhaaft, zal het bergend vermogen relatief niet groot zijn en zeker bij enige regen in de voorafgaande periode, daar dan de vochtinhoud dichter onder de veldcapaciteit ligt. Volgt een natte periode dan is een relatief sterke stijging van de grondwaterstand onvermijdelijk. Veronderstellen we een slootpeil van -30 cm, een grondwaterstand op 20 cm onder slootpeil, een vochtdeficit van 15 mm en vanaf veldcapaciteit nog een bergend vermogen van 10%, dan geeft een regenval van 50 mm in 1 dag reeds een stijging van de grondwaterstand tot -20 cm. Hierbij is dan aangenomen, dat er door verdamping en door ondergrondse afvoer nog een 5 mm verbruikt is. Een dergelijke grondwaterstand gedurende enkele dagen kan nog wel als toelaatbaar worden beschouwd. Aangezien het slootpeil niet overal op -30 cm zal staan, in de lage plekken op -20 cm en zelfs -10 cm, zal men onder genoemde omstandigheden voor de lage plekken bij een 1-daagse regenval groter dan 50 mm wel wateroverlast moeten verwachten. Nu is de kans op een dergelijke regenval zeer klein (ongeveer 1x in 100 jaar). Eenzelfde regenval over 2 dagen uitgestrekt komt veel vaker voor, is echter minder gevaarlijk, doordat evenredig met de periode lengte verdamping en afvoer gaan toenemen. Iets ruimer gesteld zou onze bewering dus moeten luiden: onder de gegeven omstandigheden zal wateroverlast optreden indien gedurende de n volgende dagen de regenval hoger is dan $50 + 5n$ mm.

Een dergelijke bewering heeft echter nog geen algemene geldigheid, door grondwaterstand en vochtdeficit aan het begin van de regenperiode en het bergend vermogen van het betrokken bodemtype nog niet nader zijn beschouwd. Een en ander zou ook ongunstiger kunnen zijn met als gevolg een grotere kans op wateroverlast. Beschouwen we als voorbeeld de regenval over de zomermaanden van 1949, 1953, 1954 en 1955 (zie waterstaatkundig rapport van het onderzoek in het Boven-Dommelgebied), dan zijn de natste perioden juli 1953 en 15 juli - 15 augustus 1954. Op 1 augustus 1953 werd rond 40 mm regen afgetapt, wat gezien de 95 mm regen in de voorafgaande 30 dagen in een infiltratiegebied naar schatting een stijging van de grondwaterstand tot 10 cm boven slootpeil veroorzaakt zou hebben. De periode 15 juli - 15 augustus 1954 heeft nog meer regen gegeven ≈ 160 mm, waarvan slechts 60 mm verdampt is. De infiltratie van slootwater wordt bij stijgende grondwaterstand geleidelijk minder, de afvoer van regenwater neemt geleidelijk toe tot 3 à 4 mm per dag. Rekenen we met een gemiddelde afvoer van regenwater van 2 mm/dag, dan moet nog 40 mm in het infiltratiegebied geborgen worden door de stijgende grondwaterstand. In het midden

van augustus 1954 zou dus de grondwaterstand in het infiltratiegebied door een geleidelijke stijging op 20 cm boven slootpeil gekomen zijn.

Hoewel een nauwkeurige kansberekening door het grote aantal hierbij betrokken factoren moeilijk is, wordt het wel duidelijk, dat er enige redenen is om te voorzien in een afvoer van regenwater, die minstens even groot is als de toevoer van infiltratiewater en zodoende de kans op wateroverlast kleiner te maken. Dit houdt dus in, dat ook aan de afvoer door open leidingen, maar in de eerste plaats wel aan de afvoer door de grond zekere voorwaarden gesteld moeten worden. Gesteld bijvoorbeeld, dat bij een grondwaterstand van 30 cm onder slootpeil de infiltratie 4 mm/dag bedraagt. Een evengrote afvoer komt eerst tot stand, indien de grondwaterstand tot 30 cm boven het slootpeil is gestegen. Nemen we echter aan, dat de radiale weerstand bij drainage belangrijk kleiner kan zijn dan bij infiltratie, dan is een kleinere stijging al voldoende om dit te bereiken. Een afvoer van 6 tot 8 mm/dag door de grond lijkt dus zeer goed mogelijk op die plaatsen, waar de grondwaterstand zonder bezwaar tot rond 30 cm boven het slootpeil kan stijgen.

Nog sterkere afvoeren zijn alleen mogelijk bij aanleg van buizen op 10 tot 20 m afstand. Voor infiltratie van 4 mm/dag is dan een kleiner verschil tussen grondwaterstand en slootpeil en bijgevolg kan een lager slootpeil gekozen worden. Nemen we bij een gewenste grondwaterstand van -70 cm dit verschil gelijk aan 15 cm en het slootpeil dus op -55 cm inplaats van -40 cm, dan wordt bij een grondwaterstand van -10 cm de afvoer naar de buizen driemaal groter dan naar sloten met een peil van -40 cm. Bij infiltratie door buizen zullen zulke hoge grondwaterstanden dus nauwelijks kunnen voorkomen.

De kans op wateroverlast in de infiltratiecomplexen bij Westerhoven kunnen we lager aanslaan, dan in het algemeen hierboven werd beschreven. In dergelijke kleine complexen kan men namelijk beter beoordelen of een stopzetting van de invoer nodig is. Zodra dit gebeurd is, begint het systeem inplaats van het infiltratiewater, nu 8 mm/dag van de overtollige neerslag af te voeren. Bij stijgende grondwaterstand neemt dit nog toe.

Het grote waterverlies kan bij zeer zware regen dus een voordeel betekenen, daar het de kans op wateroverlast aanzienlijk vermindert.

Aanleg van infiltratieleidingentevens geschikt voor drainage.

Op pag. 25 en 26 is beschreven, dat leidingen, die uitsluitend voor infiltratie dienen, een geleidelijk afnemende helling mogen hebben. Houden we er rekening mee, dat aan het eind van een dergelijke leiding een klein surplus in stroomsterkte (bijv. 20%) gewenst kan zijn, dan moeten we in vergelijking $(25) \times 3$ niet door L^3 vervangen maar door $(1,2L)^3 - (0,2L)^3 = 1,7 L^3$. Houden we er verder rekening mee, dat bij voldoende regenval er geen capillaire opstijging behoeft te zijn, zodat bij stijgende grondwaterstand minder slootwater infiltreert dan volgt hieruit, dat de stroomsterkte niet van 100 tot 20, maar van 100 tot slechts 60 afneemt. Een leiding, die volgens (25) berekend is (met substitutie van $1,7 L^3$) kan een dergelijke hoeveelheid nog wel verwerken door een stijging van het peil over de lengte variërend van 2 tot 10 cm. Voor afvoer van regenwater zijn dergelijke leidingen natuurlijk minder geschikt, daar dan juist de grootste afvoercapaciteit nodig is,

waar de helling het kleinste is. Een afvoer van 10 mm/dag zou in de laagste helft van een dergelijke leiding een peilverhoging van 20 tot 30 cm veroorzaken, zodat het peil te dicht onder maaiveld komt en bovendien de afvoer door de grond sterk belemmerd wordt.

Indien de infiltratie in hoofdzaak niet door buizen gebeurt, moeten de infiltratieleidingen in profiel zekere afmetingen hebben om te voldoen aan de gewenste lage radiale weerstanden. Om deze reden kan dus in het grondverzet niet sterk gespaard worden. Daar de leidingen in ieder geval in de eerste plaats voor infiltratie gemaakt worden, zal men deze leidingen een zo klein mogelijke afwijking van de hoogtelijnen willen geven. Heeft men het profiel van de infiltratieleidingen zodanig vastgesteld, dat hiermee een geschikte radiale weerstand correspondeert, en heeft men tevens vastgesteld, welke hoeveelheid infiltratiewater aan het begin van de leiding moet worden ingevoerd, dan volgt hieruit ook de helling waaronder het begin van deze leiding gelegd moet worden. Aan het einde van een dergelijke leiding stelt de infiltratie vrijwel geen eisen meer (bijvoorbeeld uitvoer $\approx 20\%$). Bij drainage van een zware regenbui kan echter aan het einde een uitvoer gewenst zijn, die 2 tot 3 maal groter is, dan de maximale invoer aan het begin van de leiding bij infiltratie. De helling dient dan dus over de tweede helft van de leiding op te lopen tot het 4- of 9-voudige van de beginwaarde. Om dan bij infiltratie geen te laag slootpeil te krijgen, moeten in het steile stuk 2 of 3 stuwtjes geplaatst worden. Schatten we de maximale helling op ongeveer 1 : 2000 (het natte profiel en het aantal ha per secundaire leiding zijn hierop van invloed) dan krijgen we als afstand tussen deze stuwtjes 400 tot 600 m.

De tertiaire leidingen moeten ook zoveel mogelijk parallel gelegd worden om stuwtjes uit te sparen. In het infiltratiecomplex Westerhoven heeft de ervaring al geleerd, dat anders bij leidingen, die volgens de helling lopen, stuwtjes om de 100 m nodig zijn. In het algemeen zal echter de keuze van het tracé van weinig invloed zijn op het grondverzet van de open leidingen, tenzij een belangrijk deel van de infiltratie door buizen gebeurt. Dan kunnen de leidingen een kleiner profiel krijgen, daar de radiale weerstand minder belangrijk is, maar voor transport van eenzelfde hoeveelheid, is dan een sterkere helling nodig.

Zoals reeds eerder in dit rapport werd opgemerkt kan moeilijk verder worden ingegaan op het grote aantal mogelijkheden, dat in het ontwerpen van een tracé van infiltratieleidingen aanwezig is. Als omstandigheden, die hierop van invloed zijn kunnen nog genoemd worden:

1. Eventuele uitvoering van een herverkaveling
2. Infiltratie door sloten of infiltratie door buizen
3. Keuze van het verdeelsysteem:
 - invoer door de primaire infiltratieleiding en afvoer van surplus door de rivieren of andersom.
4. Keuze van het tracé van primaire (en neven-) leidingen, die volgens de helling lopen.
5. Keuze van aantal aftappunten in de primaire leidingen.

Uit deze overwegingen volgt wel duidelijk, dat een nadere uitwerking van het infiltratieplan door uitvoerende of behorende instanties moet gebeuren.

Infiltratieplan.

De grenzen van de infiltratiegebieden in fig. 17 zijn gedeeltelijk vastgesteld op grond van de hoogtecijfers. Bij het grinddiluvium is ook rekening gehouden met de wenselijkheid een niet te smalle randstrook aan te houden om overmatige verliezen te vermijden. Een groot gedeelte van het gebied tussen Beekloop en Dommel heeft een zo vlak maaiveld, dat hier zeker een grondwaterstand van -75 cm bereikt zal kunnen worden. Of de oppervlakken aan bos en woeste grond, die meer dan de helft van dit gebied uitmaken, voor ontginning in aanmerking zullen komen, kan niet in dit rapport beoordeeld worden. Het lijkt echter niet onredelijk om het meest oostelijke deel van de Malpiebergse heide wegens behoud van natuurschoon zo min mogelijk veranderingen te laten ondergaan. Om deze reden is hier de randstrook veel ruimer genomen. Wegens uitbreiding van de woningbouw in de gemeente Valkenswaard is rond het centrum van deze gemeente ook een groot gebied vrij gelaten. Tenslotte is in deze kaart het bos tussen Valkenswaard en Aalst ten oosten van de spoorlijn wel in het infiltratiegebied opgenomen. Dit laatste is echter gebeurd uit de overweging, dat waar een goede ontwateringsdiepte hier door het zeer geaccidenteerde maaiveld niet mogelijk is, het wel nuttig kan zijn een sterke grondwaterstandsverhoging in dit gebied als buffer te gebruiken, indien de aanvoer naar geïnfiltreerd bouwland bij Waalre in droge zomers onvoldoende zou zijn.

Voor deze verschillende gebieden zijn de verliezen bij infiltratie opnieuw berekend volgens de methode op bladzijde 14 onderaan en op bladzijde 15 uiteengezet. Hierbij werd dus evenals bij de uitgewerkte voorbeelden voor de raaien I en V (fig. 15 en 16, blz. 22 en 23) alleen gebruik gemaakt van de vergelijkingen (6) en (7), (17) en (18). Voor de uitkomsten verwijzen we naar tabel 3. Er zijn geen belangrijke verschillen met de uitkomsten in tabel 2, welke berekend zijn in de raaien. Dit bewijst dus, dat door de factor α in sommige gevallen te vervangen door

$1 + 0,5 \frac{\text{randgebied}}{\text{infiltr.oppervlak}}$ het verlies in richtingen loodrecht op de raai in rekening gebracht kan worden en dat de randstroken binnen de infiltratiegebieden geen belangrijke vergroting van het verlies per oppervlakte-eenheid veroorzaken. Alleen voor de rug bij Molenstraat (een nog onvoldoende bekend gebied) tonen de tabellen 2 en 3 wel een belangrijk verschil.

Nemen we dus aan, dat de wegzijging gemiddeld 2,0 mm/dag zal bedragen en dat er voor capillaire opstijging ook 2,0 mm/dag beschikbaar moet zijn, dan is voor een gebied van 4690 ha een invoer nodig van 2,2 m³/sec. Daar Keersop, Beekloop, Dommel en Tongelreep niet drooggelegd mogen worden, zou aan de Belgische grens dus minstens een invoer van 2,7 m³/sec. nodig zijn. Uit tabel 4, welke tabel is samengesteld met gegevens uit tabel 1, blijkt echter, dat deze hoeveelheid over de jaren 1949-1955 gedurende 9 zomermaanden, dat is 32% van de gevallen, niet gehaald is.

Uit het voorgaande volgt, dat ofwel voor een sterkere invoer vanuit het Kempens kanaal gezorgd moet worden, ofwel in het gebied zelf bezuinigd moet worden. Zelfs indien in de toekomst vanuit dit kanaal meer water Nederland binnen zou komen, dan zou dit zeer waarschijnlijk nog niet uitsluitend voor het Boven-Dommelgebied gebruikt mogen worden. Alleen bezuiniging

in het gebied zelf blijft dus nog over. In dit opzicht zijn er 3 mogelijkheden:

- a. Beperking van het infiltratiegebied. Bijvoorbeeld uitsluiting van gebieden met zeer hoge verliezen (Molenstraat) of van gebieden waar geen sterke opbrengst verhoging te verwachten is.
- b. Opvoeren van de grondwaterstand in de bosgebieden door infiltratie gedurende de tijd, dat voldoende water beschikbaar is en stopzetten van de doorvoer naar deze bossen, zodra de invoer aan de Belgische grens beneden een zekere waarde zakt (1 mei als vroegste datum van sluiting).
- c. Aftappen van water uit de rivieren, waar deze verder benedenstrooms door de vrij sterke drainage (2x de normale hoeveelheid) weer voldoende afvoer hebben. Hiervoor komt vooral in aanmerking de Dommel beneden de Venbergse molen, waar het peil voldoende hoog is voor infiltratie van het gebied rond Waalre. De benedenloop van de Keersop voert in het algemeen vrij veel water, dat echter moeilijk gebruikt kan worden, daar het peil bij de samenvloeiing met de Dommel reeds veel te ver gezakt is. De mogelijkheid om door een dwarsleiding langs de Westerhovense dijk vanuit de Beekloop (en eventueel vanuit de Keersop) water op de Dommel bij de Venbergse molen te brengen is zeker de moeite waard om nog nader onderzocht te worden. Een dergelijke leiding kan met voordeel in die maanden gebruikt worden, dat de Keersop meer water af zou voeren dan Dommel of Tongelreep. Over de jaren 1949-1954 zou dit meestal juli en augustus zijn geweest. Volgens tabel 1 zijn de invoeren nogal onregelmatig geweest, zodat voor de toekomst waarschijnlijk weinig te voorspellen valt. De Keersop heeft in mei en juni meestal lage afvoeren, in juli en augustus hoge afvoeren. De Dommel heeft in mei dikwijls hoge afvoeren, in juli lage afvoeren. In de Tongelreep gaan de afvoeren in eerste benadering met de Dommel op en neer, echter ook in juni zijn enkele lage afvoeren voorgekomen. Tongelreep en Keersop blijven van jaar tot jaar vrij constant in hun afvoer. Opvallend is echter de geleidelijke stijging in de afvoer van de Dommel vanaf 1949 tot 1955.

In de fig. 18A en 18B is aangegeven voor 2 verschillende gevallen ongeveer overeenkomende met een normale en een droge zomer, hoe de distributie van het infiltratiewater zou kunnen gebeuren. In fig. 18A is de volgende verdeling van de invoer gekozen:

	Keersop	Keunisloop	Beekloop	Dommel	Tongelreep	totaal
A)	0,05	0,3	0,8	0,75	0,4	2,3m ³ /sec
Voor fig. 18B						
B)	0,05	0,3	0,6	0,6	0,2	1,75m ³ /sec

Voor beide figuren is aangenomen, dat ook in de twee grote boscomplexen (Aalst-Valkenswaard en Westerhoven-Schaft) door aanleg van sloten een belangrijke grondwaterstandsverhoging kan worden verkregen. Voor het infiltreren van deze bossen is in de winter zeker voldoende water beschikbaar, terwijl uit tabel 4 blijkt, dat in de helft van de beschouwde zomermaanden de invoer groter is dan 3 m³/sec. en ook dan voldoende voor dit doel. Een zeer intensieve infiltratie van het bosgebied is niet nodig, daar een minimum grondwaterstandsdiepte niet als eis behoeft te worden gesteld en dit zou ook te hoge aanlegkosten met zich meebrengen. Het is echter de vraag of met

slootafstanden van bijvoorbeeld 300 m wel een merkbare infiltratie bereikt wordt. De moeilijkheid ligt hier weer in de onbekendheid van de radiale weerstanden in fijnzandige en leemhoudende bovengrond. De aanwezigheid van slecht doorlatende lagen in de Borkelse en de Malpiebergse heide menen we uit de waargenomen grondwaterstanden te mogen afleiden (zie fig. 11). Mocht men om deze reden ertoe besluiten van een infiltratie van het bosgebied geheel af te zien, dan krijgt men een toestand, die wat betreft verdeling en verbruik van water ongeveer tussen fig. 18A en fig. 18B inligt. Hieruit blijkt, dus dat de bezuiniging in wateraanvoer door buffervorming in de bosgebieden relatief klein is en een grootte-orde zal hebben van 0,2 tot 0,3 m³/sec.

Het verschil tussen de figuren 18A en 18B zit dus in de aanname van een kleinere invoer voor fig. 18B, wat in de praktijk ertoe zou dwingen om de minst rendabele gebieden (gearceerd in fig. 18B) af te sluiten. Wij hebben aangenomen, dat deze afsluiting volkomen is, ~~hetgeen~~ praktisch ook heel goed mogelijk is.

Op de gevolgen van een afsluiting van de boscomplexen in droge perioden met lage rivierafvoeren zal aan het einde van de paragraaf over niet-stationnaire stromingen nog nader ingegaan worden. Het is duidelijk, dat in de eerste dagen na het stopzetten van de invoer de capillaire opstijging en de verdamping vrijwel onveranderd doorgaan, dat dit echter een interen op de grondwaterstand tengevolge heeft, zodat op langere termijn de bereikbaarheid van het grondwater voor de plantenwortels weer minder wordt.

Verder hebben wij aangenomen, dat aan de lage kant van de verschillende infiltratiecomplexen geen uitvoer voorkomt. Deze aanname is zeer aanvechtbaar. De praktijk zal moeten leren, in hoeverre het mogelijk is deze verliezen te drukken. Nemen we aan, dat we met een 20 tot 30 uitvoerpunten te doen krijgen, die elk 5 tot 10 liter/sec. verlies geven, dan moeten de als benodigd opgegeven hoeveelheden met 0,2 m³/sec. verhoogd worden. Uit een dergelijk bedrag volgt wel, dat dit probleem niet van doorslaggevende betekenis behoeft te zijn, indien het aantal uitvoerpunten beperkt kan worden.

In de fig. 17, 18A en 18B is het tracé voor de primaire en secundaire infiltratieleidingen betrekkelijk willekeurig aangegeven. Een systeem, dat het mogelijk maakt het aantal uitvoerpunten te verminderen, kan als volgt gedacht worden. Elk infiltratiecomplex moet begrensd worden door twee evenwijdige primaire infiltratieleidingen, die de helling aflopen. Er-tussen dienen dwarsleidingen aangelegd worden, met enkele honderden meters afstand en ongeveer volgens de hoogtelijnen gelegd, die afwisselend van links en van rechts water ontvangen. Dit systeem schijnt op de Maaijer-heide wel uitvoerbaar (verg. fig. 17 en 18). Het gebied tussen Dommel en Tongelreep ten zuiden van Valkenswaard moet langs de Dommel enkele uitvoerpunten krijgen. Mocht hier een te groot verlies ontstaan, dan is het in ieder geval mogelijk bij het Meelbergsvan of het Taamven weer een ongeveer gelijke hoeveelheid aan de Dommel te onttrekken. Om dit principe ook in het door zijn grote oppervlakte belangrijke gebied tussen Beekloop en Dommel toe te passen, zou het nodig zijn inplaats van 1 primaire infiltratieleiding langs de rijksweg Hasselt-Valkenswaard (zie fig. 18) er twee aan te leggen: vanaf de Hofman-heide naar Westerhoven en vanaf Achterste Brug naar de Schophorse-heide. Ten westen van Waalre zal het waarschijnlijk het moeilijkste

zijn om al het overtollige water op te vangen en dit weer ten noordoosten van Heuvel voor infiltratie te gebruiken. Zoals echter tevoren reeds werd opgemerkt, behoeft het geen onoverkomelijk bezwaar te zijn, als op enkele punten een kleine uitvoer van infiltratiewater over de laagste stuwtjes niet kan worden voorkomen.

Om de verdeling van het infiltratiewater zo zuinig mogelijk te doen gebeuren, zijn in de fig. 18A en B nog opgenomen een primaire infiltratieleiding van de Victorie-brug naar Geenhoven en een dwarsleiding van Westerhoven naar de Victorie-brug om bij hoge stroomsterkten in de Beekloop (en eventueel de Keersop) water over een zo hoog mogelijk peil naar de Dommel te brengen. De toevoerleiding naar het gebied bij Molenstraat moet van een klein pompstation voorzien worden, zoals ook duidelijk uit de hoogtekaart volgt, welke bij het waterstaatkundige rapport van de heer Th.A.Punt is gevoegd. Het peil van 23 m + N.A.P. in de Keersop moet tot 25 m + N.A.P. opgevoerd worden voor de hoogste punten van deze rug. Uitvoering van de leidingen in beton of asfalt zal hier overwogen moeten worden, voorzover het peil ruim boven maaiveld gebracht moet worden.

Voor de visvijvers is in de fig. 18A en 18B aangenomen, dat boven de stuw bij Zeelberg 0,3 m³/sec. afgetapt kan worden, welke hoeveelheid gelijkelijk over beide oevers verdeeld en als volgt gebruikt wordt: wegzijging uit de toevoerleidingen 0,06 m³/sec., wegzijging uit de beide vijvercomplexen 0,16 m³/sec., verdamping van open wateroppervlak 0,06 m³/sec., capillaire opstijging en verdamping door plantengroei in randstroken 0,02 m³/sec. Volgens het rapport van de Nederlandse Heidemaatschappij zou belangrijk meer water nodig zijn: op elke oever een invoer van 0,18 m³/sec. Het zeer hoge verlies uit deze vijvers (wegzijging) moet geweten worden aan de korte afstand van vele vijvers tot de Tongelreep; over een lengte van 2800 m is deze afstand niet meer dan 15 tot 20 m. Verder is ook het grote peilverschil tussen vijvers en Tongelreep (1,5 tot 2 m) in zekere mate oorzaak van dit verlies. Beschouwen we tenslotte de invoer van de Tongelreep bij meetpunt u (zie tabel 1), dan blijkt deze invoer gedurende 5 zomermaanden van de jaren 1949-1955 ongeveer 200 tot 300 liter/sec. te zijn geweest (juli-aug. 1949 niet meegerekend). Schatten we de drainage tot aan de stuw bij zeelberg op 150 liter/sec., dan kunnen de nevenleidingen op dit punt over bedoelde maanden hoogstens 400 liter/sec. hebben afgetapt. Uit deze gegevens volgt dus, dat het debiet waarmee de visvijvers tot nu toe in droge perioden gevoed konden worden, gevarieerd zal hebben van 250 tot 350 liter/sec. en dat de aanname in fig.18 in grootte-orde wel juist is.

Uit fig.18A en 18B kan men aflezen op welke punten bij wateronttrekking voor infiltratie de laagste stroomsterkten zullen voorkomen: in de benedenloop van de Beekloop, in de Dommel onder de Venbergsche molen en in de Tongelreep onder de stuw bij Zeelberg. De gevonden uitkomsten waren reden voor ons om een nog sterkere wateronttrekking als ongewenst te beschouwen.

Zou men ertoe besluiten alleen het gebied tussen Dommel en Tongelreep te infiltreren, daar de leiding langs de spoorlijn Hasselt-Eindhoven ook dienst zal doen om de hoge afvoeren in de winter op te vangen, dan blijkt bij vergelijking met de fig. 18A en 18B, dat ook in een extreem droge zomer deze "beperkte" infiltratie kan slagen, mits aan de volgende twee voorwaarden voldaan is: a) invoer door de Dommel minstens 0,5 m³/sec.; b) dwarsleiding van de Beekloop naar de Victorie-brug daar het debiet van de Beekloop voor een belangrijk deel zou moeten voorzien in de infiltratie van het gebied rond Waalre. Uit tabel 1

volgt, dat de kans dat aan voorwaarde a) niet voldaan kan worden, zeer klein is; laagste invoer 520 liter/sec. in augustus 1949.

In fig. 18A en B is verder nog aangegeven (getallen tussen haakjes) hoe bij een bepaalde gegeven invoer de afvoer in de rivieren verandert tengevolge van de wateronttrekking voor infiltratie. Stroomsterkte en peil van open water zullen in het algemeen afnemen. Hierbij is aangenomen, dat het afwateringskanaal naar het Beatrixkanaal geen water opneemt. Onder deze aanname blijkt de doorvoer bij Eindhoven af te nemen van resp. 3,4 en 2,85 m³/sec. tot 1,8 en 1,7 m³/sec.

Om de verdeling van het water, zoals deze globaal mogelijk geacht moet worden, duidelijk te maken is aan dit rapport nog tabel 5 toegevoegd. Deze tabel geeft de waterbalans voor verschillende stationnaire gevallen. Behalve twee toestanden overeenkomende met de fig. 18A en B zijn ook nog opgenomen een toestand overeenkomende met de droogste periode van de laatste 8 jaren (juni-juli 1949) en een toestand met eveneens 1,5 m³/sec. als totale invoer, maar met de infiltratie beperkt tot het gebied tussen Dommel en Tongelreep.

Volgens tabel 4 waren de maandgemiddelden van de totale invoer over de zomermaanden van 1949-1955 in 30% van de gevallen lager dan de onder A genoemde hoeveelheid, in 10% van de gevallen lager dan de onder B genoemde hoeveelheid.

Resultaten bij stationnair bedrijf.

De ongelijke ligging van het maaiveld vormt een ernstige belemmering voor het verkrijgen van ondiepe grondwaterstanden. Egalisatie is een ideale, maar meestal geen erg praktische oplossing. Door het tracé van de infiltratieleidingen over lijnen van constante hoogte of zeer geleidelijk afnemende hoogte te kiezen (eventueel enige egalisatie in de laagste plekken) moet het mogelijk zijn het slootpeil vrij dicht onder de gemiddelde maaiveldshoogte te leggen, zo mogelijk -30 tot -40 cm. Volgens uitgevoerde berekeningen behoeft het verval in de grondwaterspiegel bij infiltratie door sloten op voldoende korte afstand niet groter te zijn dan 50 tot 70 cm, bij aanleg van buizen op 10 tot 20 m afstand zelfs niet meer dan 30 cm. Hieruit volgt, dat de slootpeilen, die als voorbeeld in fig. 18 gemiddeld op -50 cm zijn aangegeven, wel iets aan de lage kant zijn om met infiltratie door sloten de grondwaterstand op -75 cm of -80 cm te brengen. In principe is het echter mogelijk door ofwel zeer ondiepe slootpeilen ofwel korte drainafstanden te kiezen (ofwel door beide) om de optimale grondwaterstand voldoende dicht te benaderen.

Een realiseerbare en aanvaardbare grondwaterspiegel kan uit fig. 17 afgeleid worden door de grondwaterspiegel op 30 cm onder de aangegeven peilen van de secundaire leidingen te stellen of wat op hetzelfde neerkomt de slootpeilen 20 cm hoger te nemen en er dan 50 cm van af te trekken. In principe is dus via fig. 17 een hoogtekaart van de grondwaterspiegel bij infiltratie eenvoudig samen te stellen. Twee belangrijke kaarten die hieruit weer met behulp van andere beschikbare gegevens afgeleid kunnen worden, kunnen slechts genoemd worden: een kaart met grondwaterstandsdiepte bij infiltratie en een kaart met grondwaterstandsverhoging door infiltratie. Samenstelling van deze kaarten moest door gebrek aan tijd achterwege blijven.

Niet-stationnaire stromingen.

Bij het begin van een eerste infiltratieperiode moeten we erop bedacht zijn, dat er zeer veel water nodig is om het phreatisch oppervlak omhoog te brengen en een zeer lange insteltijd nodig is om een evenwichtstoestand te bereiken, waarmee de zomer ingegaan kan worden. Bij ongelimiteerde aanvoer van water zal vanuit een willekeurige begintoestand het evenwicht volgens een e-macht met negatieve exponent benaderd worden. Het infiltratiesysteem moet zo ingericht zijn, dat in de zomer de grondwaterstand op 50 cm onder slootpeil in evenwicht is, bij een wateronttrekking $C_0 = 2$ mm/dag en een ongeveer even grote afvoer, zodat het totale verbruik rond 4 mm/dag is. Indien de regenval volledig in de verdamping voorzien kan, wordt er slechts 2 mm/dag verbruikt wegens afstroming van grondwater. De grondwaterspiegel is dan op 25 cm onder slootpeil in evenwicht. We nemen aan, dat in de aanlooperperiode wegens $C_0 = 0$ deze laatste toestand benaderd gaat worden. De stijging van de grondwaterspiegel $h_1(t)$ kan met de volgende vergelijking beschreven worden, waarbij alle h gerekend worden ten opzichte van rivierpeil (dus rivierpeil = 0).

$$h_1(\infty) - h_1(t) = \{h_1(\infty) - h_1(0)\} e^{-\frac{t}{\alpha p_0} \left(\frac{1}{W} + \frac{1}{W_1}\right)} \quad (26)$$

α = coëfficiënt, welke van de vorm van het phreatisch oppervlak afhangt $\approx 0,8$.

p_0 = vrij poriëngehalte $\approx 0,15$ tot $0,3$

W = totaal-weerstand van rivier tot rivier
 $= \frac{\Delta h}{N} \approx 1000$ tot 2000 dagen

W_1 = totaalweerstand tussen infiltratiesloten $\approx \frac{0,50}{0,004} = 125$ dagen

In de stationnaire toestand geldt (h_0 = slootpeil):

$$h_1 = h_0 \frac{W}{W + W_1} \quad (27)$$

Substitueren we (27) in (26) en vereenvoudigen we wegens de grote verschillen tussen W en W_1 , dan volgt:

$$\frac{W}{W + W_1} h_0 - h_1(t) = \left\{ \frac{W}{W + W_1} h_0 - h_1(0) \right\} e^{-\frac{t}{\alpha p_0 W_1}} \quad (28)$$

Nemen we verder aan, dat de grondwaterspiegel in de begintoestand op 2 m onder maaiveld ligt, dan geldt met voldoende benadering als verschil met de evenwichtstoestand $h_1(\infty)$:

$$\frac{W}{W + W_1} h_0 - h_1(0) \approx 1,5 \text{ m}$$

Substitutie in (28) levert op: $\frac{W}{W + W_1} h_0 - h_1(t) \approx 1,5 e^{-\frac{t}{100 p_0}}$

Een benadering op 10 cm na van de evenwichtstoestand wordt bereikt na een tijd $t = 100p_0 \ln \frac{1,5}{0,1} = 270p_0$. Uit deze berekening volgt dus, dat voor zand- en grinddiluvium zeer lange tijden nodig zijn (resp. 40 en 80 dagen) om deze toestand te bereiken.

We dienen hierbij echter ook nog na te gaan, hoeveel water bij deze infiltratie nodig is.

$$A = \frac{h_0 - h_1(t)}{W_1} = A(\infty) + \frac{h_1(\infty) - h_1(t)}{W_1} \quad (29)$$

Hierin kunnen we zowel (26) als (28) substitueren.

$$A \approx 2 \text{ mm/dag} + \frac{1}{W_1} \{ h_1(\infty) - h_1(0) \} e^{-\frac{t}{\alpha p_0 W_1}} \quad (30)$$

Bij het begin van de infiltratie ($t = 0$):

$$A \approx 2 \text{ mm/dag} + \frac{1}{W_1} \{ h_1(\infty) - h_1(0) \}$$

$$\text{Bijv. } 2 \text{ mm/dag} + \frac{1,5 \text{ m}}{125 \text{ dagen}} = 14 \text{ mm/dag}$$

Indien de secundaire leidingen op een dergelijke grote doorvoer berekend zijn, duurt het dus nog 6 tot 10 weken voor de eerste infiltratie een voldoende opvoering van de grondwaterstand bereikt heeft.

In die gebieden echter waar geen kans op wateroverlast bestaat door vlakke maaiveldsligging en voldoende laag slootpeil zal men de secundaire leidingen geen groter profiel geven dan nodig is en de afmetingen baseren op een maximale doorvoer van niet veel meer dan 4 mm/dag. Een berekening waarbij deze afvoer overschreden wordt, geeft dus een veel kortere insteltijd, dan in werkelijkheid mogelijk is. Een eenvoudiger en juistere benadering van de periode Δt , waarin de grondwaterspiegel op de gewenste hoogte gebracht kan worden, gaat onder deze omstandigheden als volgt, en levert een 2 maal langere insteltijd op. We houden hierbij er al rekening mee, wegens het feit dat op veel plaatsen de gemiddelde grondwaterstand zeer diep is (2 m en meer), dat de infiltratie enkele maanden op gang moet zijn om een voldoende hoge grondwaterstand te bereiken en dat dus van de overtollige neerslag in de winter gebruik gemaakt moet worden.

Invoer over de periode $\delta t = 4 \text{ mm/dag}$.

Gemiddelde overtollige neerslag in de winter = 1,5 mm/dag.

Afvoer aan het begin van deze periode = 0,8 mm/dag.

Afvoer bij voldoende hoge grondwaterstand = 2 mm/dag.

Gemiddelde afvoer over de periode $\delta t \approx 1,5 \text{ mm/dag}$.

Toename van grondwater voorraad = $p_0 \delta h$

$$\delta t = \frac{p_0 \delta h}{I + N - A} \quad (31)$$

Voor het grinddiluvium met $p_0 \approx 0,3$ en $\delta h \approx 1,5$ m wordt dit:

$$\delta t = \frac{0,3 \times 1,5}{0,004 + 0,0015 - 0,015} = 112 \text{ dagen.}$$

Voor het zanddiluvium met $p_0 \approx 0,15$ m en $\delta h \approx 2,0$ m:

$$\delta t = \frac{0,15 \times 2,0}{0,004} = 75 \text{ dagen.}$$

We gaan nu de daling van de grondwaterstand na indien men in een volgende winter niets aanvoert. Bij diepe sloten mag men het infiltratiesysteem niet door trekken van de stuwen leeg laten lopen, daar dit nadelig is, indien de slootbodem dieper dan 80 cm onder maaiveld ligt. Over de periode 1 oktober - 1 april (180 dagen) kunnen we de gemiddelde afvoer stellen op 2 mm/dag, de gemiddelde overtollige neerslag op 1,5 mm/dag (gemiddelde regeval voor Gemert 330 mm, gemiddelde verdamping 70 mm). Er is dan slechts een betrekkelijk gering tekort: 0,5 mm/dag. Gemiddelde daling van de grondwaterspiegel in het grinddiluvium:

$$\delta h = \frac{180 \times 0,0005}{0,30} = 0,30 \text{ m.}$$

Gemiddelde daling van de grondwaterspiegel in het zanddiluvium:

$$\delta h = \frac{180 \times 0,0005}{0,15} = 0,60 \text{ m.}$$

Aan het eind van de winter is de toestand dus nog altijd belangrijk hoger, dan tegenwoordig het geval is. Een aanvoer van 0,5 mm/dag gedurende de winter had de toestand zelfs op peil kunnen houden. Bij aanvoer van 4 mm/dag bijv. vanaf 1 maart of 1 april is de helft bestemd voor afvoer en blijft 2 mm/dag over om het tekort in de voorraad aan te vullen. Gemiddeld kan dus in 45 dagen (dat is een kwart van de tijd, dat niet geïnfiltreerd werd) de gewenste toestand weer bereikt worden.

De berekende daling is evenredig aan het relatief kleine verschil tussen afvoer plus verdamping en regenval. De uitkomst kan dus niet erg nauwkeurig zijn. Bovendien hebben we van jaar tot jaar een afhankelijkheid van de hoeveelheid regen in de wintergevallen: het is duidelijk, dat aan het einde van een natte winter de grondwaterstand hoger moet zijn dan na een droge winter. Het begin van de infiltratie zou men door waarneming van de grondwaterstand in enkele stambuizen zo kunnen bepalen, dat op de gewenste datum (bijv. 1 mei) een grondwaterstand van -80 cm kan worden bereikt door een stijging van $2/p_0$ mm per dag. Hierbij wordt dus verondersteld, dat in de tussenliggende periode de neerslag precies in de verdamping kan voorzien.

We kunnen ons nu afvragen of het zin heeft om gedurende de winter de slootpeilen op een 70 cm onder maaiveld te handhaven (dus 30 tot 40 cm lager dan in de zomer) om wateroverlast te vermijden en toch een vrij grote grondwatervoorraad te handhaven. Daar in de winter de overtollige neerslag gemiddeld 1,5 mm/dag bedraagt moet de infiltratie nog 0,5 mm/dag leveren om

een afvoer van rond 2 mm/dag te krijgen. De grondwaterstand nadert over de lange winterperiode de evenwichtsstand vrij dicht, en komt dus op 10 cm onder slootpeil, dat is op 80 cm onder maaiveld. De kans op wateroverlast wordt hierdoor belangrijk verkleind en daar de gewenste zomergrondwaterstand ten naastebij gehandhaafd wordt, kan met opvoeren van het peil gewacht worden tot in de zomer de droogte ook werkelijk heeft ingezet. Door voortdurend water in de sloten te houden, wordt het onderhoud wel moeilijker. Het is niet bekend of hierdoor het dichtslaan van de bodem ook bevorderd wordt.

Vanaf het ogenblik, dat de grondwaterstand op 50 cm onder slootpeil of hoger ligt is de infiltratie hoogstens gelijk aan 4 mm/dag en mogen we dus de vergelijkingen (26), (28) en (29), (30) gebruiken, daar de aanvoercapaciteit hoger ligt.

Gesteld dat aan het begin van een droge periode de grondwaterstand (eventueel ondersteund door een laatste regenbui) op 20 cm onder slootpeil ligt, dan kan men zich afvragen, hoe lang het duurt bij een constante onttrekking van 2 mm/dag voordat de grondwaterstand gedaald is tot 40 cm onder slootpeil. Bij $C_0 = 2$ mm/dag ligt de evenwichtsstand op 50 cm onder slootpeil. Het gaat hier dus om het tijdsverloop waarbij steeds $C_0 = 2$ mm/dag en waarin een zekere afwijking van de evenwichtsstand tot $1/3$ van de beginwaarde wordt teruggebracht. Uit (28) volgt:

$$e^{-\frac{t}{100p_0}} = \frac{1}{3} \quad \text{of} \quad t = 100p_0 \ln 3 = 110 p_0.$$

Voor grinddiluvium: $p_0 = 0,30$ $t = 33$ dagen;
 Voor zanddiluvium: $p_0 = 0,15$ $t = 17$ dagen.

Indien in een lange droge periode de invoer wegvalt, dan blijft de afvoer vrijwel onveranderd doorgaan. Door de vrij snel dalende grondwaterspiegel neemt de capillaire opstijging ook af. We veronderstellen nu als voorbeeld, dat in een periode van 30 dagen C_0 geleidelijk daalt van 2 mm/dag tot nul: gemiddeld 1 mm/dag. De daling in de grondwaterspiegel is eenvoudig te benaderen:

$$\Delta h = \frac{(\bar{A} + \bar{C}_0)t}{p_0}$$

Voor grinddiluvium: $\Delta h = \frac{(0,002 + 0,001)30}{0,30} = 0,30$ m.

Voor zanddiluvium: $\Delta h = \frac{(0,002 + 0,001)30}{0,15} = 0,60$ m.

Infiltratie van de verschillende bos-complexen kan in winter en voorjaar geen bezwaar zijn, daar dan voldoende water beschikbaar is. Dit geeft als voordeel, dat in droge perioden van de zomer relatief hoge grondwaterstanden in het bosgebied als buffer kunnen werken. Zou de toevoer op een bepaald ogenblik volledig gestopt moeten worden, dan krijgen we bijvoorbeeld bij een symmetrische maaiveldsvorm, waarvan de linkerhelft bestaat uit bouwland en de rechterhelft uit een aaneengesloten bosgebied (vergelijk de gebieden Aalst-Waalre en Westerhoven-Schaft),

dat over de eerste 30 dagen door de relatief hoge grondwaterstand in het bosgebied de grondwaterstands daling in het bouwland 5 tot 20 cm (mede afhankelijk van de plaats) minder is dan in het geval, dat in winter en voorjaar het bouwland alleen geïnfiltreerd zou zijn geweest. Later wordt de winst geleidelijk weer minder.

In het algemeen zal men trachten bij een vermindering van de aanvoer alleen het bosgebied af te sluiten en de aanvoer naar de belangrijkste landbouwgebieden zoveel mogelijk door te laten gaan. Hierdoor zakt voor bovengenoemd voorbeeld de benodigde invoer onmiddellijk tot de helft¹⁾). Het verlies stijgt daarna geleidelijk weer en bedraagt na een 60 dagen ongeveer 65% van het verlies bij volledige infiltratie. Zou van het begin af alleen het bouwland geïnfiltreerd zijn, dan zou voortdurend het verlies 75% van deze hoeveelheid zijn geweest.

Samenvatting.

Over de jaren 1944-1955 werd de maandelijkse potentiële verdamping in beschouwing genomen, afgeleid uit de voor het K.N.M.I.-station Gemert volgens de methode van Penman berekende verdamping van een open wateroppervlak. Het neerslagtekort (verschil tussen potentiële en reële verdamping) werd vervolgens bepaald uit deze verdampingscijfers en de neerslag bij een beschikbare vochtvoorraad van 75 mm, wat in dit rapport als gemiddelde voor het onderzochte gebied werd aangehouden. De uitkomsten van fig. 1 en 2 zijn iets aan de lage kant, doordat met maandgemiddelden is gewerkt. Wordt hiermee globaal rekening gehouden, dan blijkt het gemiddelde neerslagtekort toch slechts 90 mm/jaar te zijn. De oorzaak hiervan wordt gezocht in het relatief grote aantal natte jaren in deze periode. De twee zeer droge jaren 1947 en 1949 hadden namelijk een ruim 2 maal zo groot tekort, resp. 200 en 180 mm. Over genoemde 12 jaren had 30% van de zomermaanden (mei - augustus) geen noemenswaardig neerslagtekort, 50% had een tekort tussen 10 en 60 mm en 20% had een tekort tussen 60 en 120 mm. Hoewel door de keuze van de jaren de droogtekansen wat te gunstig schijnen, zijn de uitkomsten toch wel van waarde, daar met 1947 en 1949 twee zeer droge jaren zijn vertegenwoordigd en alleen de normale zomers te veel ontbreken. De maximale dagelijkse verdamping gedurende een droge periode komt nog belangrijk boven het gemiddelde over een langere droge periode. Een zeer hoge verdamping wordt echter dikwijls enigszins opgevangen, doordat bij tekorten lager dan 2 mm/dag de voorraad door de infiltratie weer in zekere mate wordt aangevuld (stijging van grondwaterspiegel).

Bij infiltratie van grote gebieden is de gemiddelde wegzijging 2 mm/dag. Een aanvoer van 4 mm/dag in droge perioden geeft dus de mogelijkheid om door capillaire opstijging een 2 mm/dag door het gewas te laten verbruiken. In ongeveer 20% van de gevallen zal dit niet voldoende zijn om de optimale toestand te bereiken, waarschijnlijk echter juist in dergelijke zeer droge perioden toch een belangrijke verbetering geven.

In de perioden dat minder dan 4 mm/dag nodig is, blijft een verlies door ondergrondse afstroming doorgaan; een belangrijke daling van de grondwaterspiegel zou het gevolg zijn, indien de aanvoer volledig zou worden stopgezet.

¹⁾ Buiten beschouwing blijft onder meer de vraag in hoeverre bouwland en bos verschillen kunnen in de wateronttrekking voor verdamping e.d. Uit de figuren 18A en B volgt, dat langs deze weg de benodigde hoeveelheid voor het gehele gebied tot driekwart teruggebracht kan worden.

Over de periode 1 mei 1954 - 1 mei 1955 bleek de afvoer nogal sterk van de overtollige neerslag af te wijken. Dit is veroorzaakt door een onregelmatig verloop van de overtollige neerslag (o.a. zeer droge herfst in 1953). De gemiddelde afvoer over 1954/1955 werd berekend op 0,75 mm/dag. Deze uitkomst werd gebruikt voor een berekening van het infiltratieverlies. Naar onze mening is vergelijking (5) hiervoor namelijk het meest geschikt.

Bij een andere methode voor berekening van infiltratieverliezen is bekendheid van de bodemconstanten in grootteorde nodig. De volgende uitkomsten werden gevonden voor het noord-oostelijke in het zuid-westelijke gebied met aan de oppervlakte respectievelijk:

	Zanddiluvium:	Grinddiluvium:
kD	1000 tot 2000 m ² /dag	700 tot 1500 m ² /dag
c	300 tot 1000 dagen	50 tot 300 dagen
w(druinerende rivieren)	0,2 tot 0,5 dg/m	0,1 tot 0,2 dg/m
w(infiltrerende sloten)	0,8 tot 2,0 dg/m	0,5 tot 1,0 dg/m

De verschillende berekeningen van het verlies door wegzigging bij infiltratie leverden ongeveer dezelfde uitkomst; gemiddeld 2 mm/dag. Alleen voor de hoge rug bij Molenstraat werd een hogere uitkomst gevonden. Met zekere variaties in het infiltratieverlies werd echter in dit rapport overal rekening gehouden. Als waterverbruik door het gewas werd daarentegen steeds 2 mm/dag als een constant bedrag aangehouden.

Het verlies aan water door wegzigging uit onbeklede aanvoerleidingen heeft op het grote totaal-verlies slechts weinig te betekenen. Het zal van aanleg- en onderhoudskosten moeten afhangen of men beklede, dan wel onbeklede leidingen zal aanleggen. Het tracé van deze leidingen wordt vrijwel volledig bepaald door de bestaande toestand.

Het tracé van de secundaire infiltratieleidingen ligt nog niet vast. Het verval hangt af van de natte omtrek en van het oppervlak, dat door elke secundaire leiding van water voorzien moet worden. De natte zomers van de laatste jaren hebben de aandacht weer sterker gevestigd op de wenselijkheid ook met wateroverlast enige rekening te houden. Ook uit de regenkansenvolgt, dat bij infiltratie de berging en de ondergrondse afvoer naar de rivieren per 100 jaren gerekend enkele malen onvoldoende zijn om de grondwaterstand dieper dan -20 cm te houden. De secundaire leidingen moeten niet alleen geschikt zijn om 4 mm/dag in het gebied te infiltreren, maar ook een dergelijke hoeveelheid bij zware regenbuien kunnen afvoeren.

De gewenste grondwaterstandsdiepte hangt af van gewas en bodemtype. Als gemiddelde is in dit rapport steeds -0,75 m aangehouden. Met de voorgestelde formules kunnen vrij eenvoudig de sloot- of buisafstanden berekend worden en voor elk bijzonder geval nagegaan worden welke afwijking tot het gemiddelde mogelijk is. Voor de berekening van deze afstanden is naast bekendheid van de horizontale weerstanden, ook een zeker inzicht nodig in de samenhang tussen profielbouw en radiale weerstand voor het zanddiluvium. Hoewel in bovenstaande tabel een schatting voor de radiale weerstand van infiltratiesloten in het zanddiluvium is ingevuld, beschikken we nog over geen enkele waarneming op dit punt. Voor het zanddiluvium is dus niet bekend of infiltratie door buizen dan wel door sloten geadviseerd zal kunnen worden. Rekening houdende met een vrij hoge

waarde lijkt een infiltratie door buizen op 10 tot 20 m afstand het meest waarschijnlijk. Het infiltratiegebied bij Westerhoven heeft aangetoond, dat in het grinddiluvium een voldoende infiltratie door sloten met 100 meter afstand mogelijk is. De berekeningen zijn hiermee in overeenstemming. Bij uitbreiding van het infiltratiegebied kunnen nog hogere grondwaterstanden bereikt worden. Onder alle omstandigheden is het belangrijk het slootpeil zo dicht mogelijk onder maaiveld te leggen; bij een slootpeil van -30 cm in plaats van -50 cm mag het potentiaalverval 1,5 tot 2 maal groter genomen worden, wat tot gevolg heeft, dat grotere weerstanden tussen sloten of buizen toelaatbaar zijn. Om de kans op wateroverlast te vermijden moet het meest gunstige slootpeil op gemiddeld -35 tot -40 cm gesteld worden.

Een te kleine breedte van de randstroken tussen de infiltratiegebieden en de drainerende rivieren heeft in het algemeen geen belangrijke versterking van de grondwaterstroming tot gevolg. Een bepaald voorschrift behoeft hiervoor dan ook meestal niet aangehouden te worden. Slechts op enkele plaatsen van het grinddiluvium vertoont het maaiveld op korte afstand van de kleine rivieren een zo steile helling, dat het raadzaam is de eerste infiltratiesloot zover van de rivier af te leggen, dat de helling in de grondwaterspiegel groter wordt dan 1 : 300. Voor het zanddiluvium kan men de grens van de infiltratie laten samenvallen met de steile rand in het maaiveld. Voor het grinddiluvium geeft zelfs een randstrook van 100 tot 200 m breedte geen ontoelaatbaar verlies (vergelijk Westerhoven II).

De gewenste invoer op verschillende punten aan de Belgische grens hangt af van de grootte van de verschillende infiltratieobjecten. Daar het niet toelaatbaar geacht wordt de bestaande riviertjes droog te leggen, zal voor een volledige infiltratie van het onderzochte gebied nog belangrijk meer nodig zijn dan tot nu toe in droge perioden ontvangen werd uit de normale ontwatering en uit het Kempens kanaal. Om bij volledige infiltratie onder alle omstandigheden voldoende water te hebben (dat wil zeggen 2 mm/dag voor wegzijging en 2 mm/dag voor het gewas) zou 1 tot 1,5 m³/sec. meer nodig zijn, dan tot nu toe in de kritieke perioden beschikbaar is geweest. Gezien de grote oppervlakte aan cultuurgrond, die in het zuid-oosten van Nederland waterbehoefstig is, lijkt het niet waarschijnlijk, dat in een optimale wateraanvoer voorzien zal worden. Voor het gebied tussen Dommel en Tongelreep is de beschikbare hoeveelheid vrijwel voldoende.

Uit tabel 4 volgt, dat perioden met een totale invoer van resp. 2,3 m³/sec., 1,75 m³/sec. en 1,4 m³/sec. zouden beschouwd mogen worden als "normaal", "droog" en "zeer droog". De figuren 18A en 18B zijn gebaseerd op invoeren van 2,3 en 1,75 m³/sec. De aanleg van een dwarsleiding tussen Westerhoven en de Victoriebrug geeft het voordeel, dat een overmaat aan water in de Beekloop op de Dommel kan worden overgebracht. Het omgekeerde lijkt niet goed mogelijk; het peil waarop de Dommel Nederland binnenkomt is te laag en slechts voldoende voor het gebied ten noorden van Borkel en Borkelse dijk.

In de voorbeelden, die in dit rapport zijn uitgewerkt, is steeds aangenomen, dat ook bos en woeste grond zullen worden geïnfiltrerd. Het is nog de vraag in hoeverre deze aanname juist is. Een infiltratie van de grote boscomplexen met sloten op 300 m afstand is vermoedelijk wel aanvaardbaar. Daar de radiale weerstanden van de sloten echter voor de gebieden met fijn zand en leem aan de oppervlakte nog onbekend zijn, kan niet aangegeven worden of een dergelijke infiltratie wel effectief is. Om deze reden menen wij, dat het voorlopig veiliger is de

gearceerde gebieden uit fig. 18B niet te infiltreren en voor het resterende gebied, dat grotendeels uit cultuurgronden bestaat, te rekenen op een benodigde hoeveelheid van 2,0 m³/sec.

Uit een berekening van de niet-stationnaire stromingen volgt, dat bij een eerste infiltratie een aanlooptijd van 3 tot 5 maanden nodig is. In het vervolg zijn gemiddeld slechts 6 weken nodig, om de daling in de voorafgaande 6 wintermaanden weer ongedaan te maken. Hierbij is dan verondersteld dat de infiltratiesloten in de winter droog staan. Zou het slootpeil daarentegen in de winter op 70 cm onder maaiveld gehandhaafd worden, dan komt de grondwaterstand vrijwel nooit lager dan het gewenste zomerpeil. Met het opzetten van het peil kan dan gewacht worden tot in het begin van een droge periode de grondwaterstand een eerste daling vertoont. Het is onder alle omstandigheden gewenst de begindatum van de infiltratie vast te stellen aan de hand van waarnemingen in enkele stambuizen, waarmee het verloop van de grondwaterstand nauwkeurig gevolgd kan worden.

juni 1956,

herzien oktober 1956.

Tabel 1.

Maand	Jaar	Dommel		Tongelreep		Keersop	
		Peil- schaal 1 Gem.peil m+N.A.P.	Meetpunt a Gem.afvoer liter/sec.	Peil- schaal 24 Gem.peil m+N.A.P.	Meetpunt u Gem.afvoer liter/sec.	Peil- schaal 64 Gem.peil m+N.A.P.	Meetp.r Gem.afvoer liter/sec.
mei	'49	26,93	840	17,80	1550	24,11	1200
juni		26,81	760	17,66	840	23,84	320
juli		26,81	620			23,90	400
aug.		26,83	520			24,15	1600
mei	'50	26,98	1220	17,74	1240	24,04	1130
juni		26,86	760	17,36	200	23,94	590
juli		26,85	720	17,56	600	24,18	2100
aug.		26,91	940	17,50	420	24,28	2920
mei	'51	27,08	1630	17,83	1590	24,04	1130
juni		26,91	940	17,52	480	24,04	1130
juli		26,86	760	17,47	360	24,21	2340
aug.		27,04	1450	17,61	750	24,40	4060
mei	'52	26,99	1250	17,61	750	23,97	730
juni		26,89	850	17,42	270	23,96	680
juli		26,83	650	17,45	320	24,15	1870
aug.		27,03	1420	17,45	320	24,36	3700
mei	'53	27,11	1800	17,67	1120	23,99	680
juni		27,17	2080	17,52	540	24,00	780
juli		27,05	1560	17,66	880	24,05	1320
aug.		27,18	1920	17,60	790	24,19	1800
mei	'54	27,16	1760	17,65	810	23,95	680
juni		27,33	2610	17,55	480	23,93	260
juli		27,00	1300	17,40	250	24,03	1000
aug.		27,15	1900	17,63	840	24,37	3500
mei	'55	27,50	3800	17,89	1900		
juni		27,39	3040	17,70	1080		
juli		27,11	1670	17,46	340		
aug.		26,95	1140	17,50	480		

Tabel 2.

Gebied	Raai	L (m)	X (m)	Totaal opper- vlak (ha)	Oppervlak rand- gebied (ha)	α_1)	A ₁ (inf) (mm/dag)	Verandering in h _o		A ₂ (inf) (mm/dag)
								West (m)	Oost (m)	
Aalst-Waalre	I, II			2100	800	1,3	1,6	0,65	0,20	1,8
Zeelberg	III, IV			530	320	1,8	2,3	0	0,40	2,5
Brugseheide	IV, V	1700	450			1,6	1,7	0,40	0,20	2,2
Opperveheide	V, VI	2300	500			1,4	1,4	0,45	0,20	1,7
Schaftseheide	VII	2100	400			1,3	1,2	0,35	0,20	1,5
Molenstraat	III			300	210	2,2	4,7	0,35	0,45	5,6
Dommelen- Odiliahoeve	IV, VII	3300	500			1,2	1,8	0	0,45	2,0
Westerhoven	I ²⁾ , V	1500	500	195	137	2,3	5,0	0,10	0	5,3
Ender- en Maayerheide	VI, VII	2800	500			1,3	1,2	0,10	0	1,3

1) 2-dimensionaal
(in dwarsprofiel)

$$\alpha = \frac{L - X}{L - 2X} = 1 + \frac{X}{B}$$

3-dimensionaal

$$\alpha = 1 + \frac{1}{2} \frac{\text{opp. randgebied}}{\text{opp. infiltratiegebied}}$$

2) De uitkomsten voor Westerhoven I zijn berekend met gegevens uit fig. 10 en 11 :

$$\begin{aligned} kD &= 1200 \text{ m}^2/\text{dag} \\ c &= 50 \text{ dagen} \\ w &= 0,1 \text{ dagen/meter} \end{aligned}$$

Tabel 3.

Gebied	Geïnfiltreerd oppervlak (ha)	Verlies (m ³ /dag)	Wateronttrekking voor verdamping (m ³ /dag)	Verlies per oppervlakte eenheid (mm/dag)	Wateronttrekking per oppervlakte eenheid (mm/dag)	Verlies + wateronttrekking (totaal) m ³ /dag m ³ /sec.	Verlies + wateronttrekking per oppervlakte eenheid (mm/dag)
Aalst-Waalre-Geenhoven	1300	26600	26000	2,0	2,0	52600 0,61	4,0
Valkenswaard ¹⁾	75	4300	1500	-	2,0	5800 0,07	-
Zeelberg-Schaft	825	16500	16500	2,0	2,0	33000 0,38	4,0
Molenstraat	90	4000	1800	4,5	2,0	5800 0,07	6,5
Dommelen-Odiliahoeve	1700	32300	34000	1,9	2,0	66300 0,76	3,9
Maayerheide Westerhoven	700	12800	14000	1,8	2,0	26800 0,31	3,8
	4690	96500	93800	2,0	2,0	190300 2,2	4,0

1) Indien in de naaste omgeving van Valkenswaard niets geïnfiltreerd wordt blijft er toch een zekere afvoer bestaan, wat voornamelijk afkomstig is van de Zuidrand van het eerste gebied en de Noordrand van het tweede gebied.

Tabel 4.

Invoer aan Belgische grens berekend als som van de afvoeren bij de meetpunten a en u $\frac{2}{3}$ deel van de afvoer bij meetpunt r als maandgemiddelden, omgerekend in m³/sec.

	mei	juni	juli	augustus
1949	3,2	<u>1,8</u>	<u>1,2</u> ?	<u>1,9</u> ?
1950	3,2	<u>1,4</u>	2,7	3,3
1951	4,0	<u>2,2</u>	2,7	5,4
1952	2,5	<u>1,6</u>	<u>2,2</u>	4,2
1953	3,4	3,1	3,3	3,9
1954	3,0	3,3	<u>2,2</u>	5,1
1955	6,5?	4,6?	2,8?	3,0?

? schattingen bij ontbreken van gegevens.

1,8 onderstreept zijn de hoeveelheden, die onvoldoende zijn voor volledige infiltratie. (overeenkomstig fig. 18A)

1,4 , dubbel onderstreept, zijn die hoeveelheden, die ook nog onvoldoende zijn bij stopzetting van invoer in de bosgebieden tussen ~~Aalst~~ Valkenswaard, tussen Venbergsche molen, Westershoven en Borkel en in het gebied Kleine Meer Bunders (overeenkomstig fig. 18B).

Tabel 5.

	Bestaande toestand bij droge periode overeenkomstig juni-juli 1949	Infiltratie van het gebied tussen Dommel en Tongelreep (debiet van de Dommel minstens 0,5 m ³ /sec.)	Infiltratie van het gehele gebied (Fig. 18A)	Afsluiting van bosgebied (Fig. 18B)
Invoer:	1.50 m ³ /sec.	1.50 m ³ /sec.	2.30 m ³ /sec.	1,75 m ³ /sec.
Drainage ¹⁾				
buiten	0:69	0:69	0:69	0:69
binnen a)	0:23	0:23	0:59	0:56
b)	0.26	0:47	0.55	0:51
c)	0.22	0.12	0.22	0.22
	<u>2.90</u>	<u>3.01</u>	<u>4.35</u>	<u>3.73</u>
Debiet van infiltratieleidingen	0.30 ²⁾	1.18	2.52	2.05
Uitvoer	<u>2.60</u>	<u>1.83</u>	<u>1.83</u>	<u>1.68</u>
Vermindering in uitvoer	0	0.77	1.57	1.17
Toename verdamping	0	0.51	1.08	1.08
Grondwater-voorraad	neemt af	blijft op peil	blijft op peil	neemt af
	1) Drainage buiten het gebied blijft vrijwel onveranderd. Drainage a) tussen Keersop en Dommel. Drainage b) tussen Dommel en Tongelreep. Drainage c) van visvijvers en aanvoerleidingen naar Tongelreep.			
	2) Bij bestaande toestand alleen aanvoerleidingen naar visvijvers.			

bij langdurige droogte iets lager

B I J L A G E N

- Fig. 1 Grafiek met neerslag en verdamping.
- Fig. 2 Grafiek met overtollige neerslag en vochtdeficit.
- Fig. 3 Isohypsenkaarten: A. Zomerkaart (juni 1954)
(A,B,C) B. Winterkaart (jan.1955)
C. Jaargemiddelde (1954-1955).
- Fig. 4 Gemiddelde waarden voor h , h_0 en Δh .
- Fig. 5 $\left(\frac{\text{Gemiddelde gr.w.st.diepte} - 0,75\text{m}}{\Delta h} + 1 \right) \times 100$.
- Fig. 6 Verschil in grondwaterstand en beekpeilen tussen 1 mei 1954 en 1 mei 1955.
- Fig. 7 Kaart met verlaging van beekpeilen door wateronttrekking voor infiltratie, tevens verschil tussen lage beekpeilen in juli 1954 en jaargemiddelde.
- Fig. 8 Kaart, welke helling van het maaiveld in het randgebied aangeeft.
- Fig. 9
(I t/mVII) Dwarsprofielen in de raaien I t/m VII.
- Fig. 10 Kaart met kD -waarden.
- Fig. 11 Kaart met c en w . (verticale en radiale weerstanden)
- Fig. 12 Grafieken met gemiddelde waarden voor kD , w en c , voor zand- en grinddiluvium.
- Fig. 13 Kaart met leemlagen.
- Fig. 14 Lengteprofielen.
(A,B)
- Fig. 15 Dwarsprofiel Westerhoven II.
- Fig. 16 Dwarsprofiel Waalre.
- Fig. 17 Kaart met secundaire infiltratieleidingen.
- Fig. 18 A. Verdeling van ingevoerd water in "normale" zomer.
(A,B) B. Verdeling van ingevoerd water in "droge" zomer.