1990 Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap

7c

Bos en water

Onderzoek naar de verdamping van een loofbos

Meetresultaten en enkele modelberekeningen

M.J. Hendriks

Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap

1990 Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap

7c Bos en water

Onderzoek naar de verdamping van een loofbos

Meetresultaten en enkele modelberekeningen

Uitgevoerd door:
Staring Centrum, afdeling Agrohydrologie
te Wageningen

Door:
ir. M.J. Hendriks

Secretariaat: postbus 20020, 3502 LA Utrecht

VOORWOORD

Dit rapport maakt deel uit van de verslaglegging van de Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap (SWNBL). De SWNBL is op 7 oktober 1982 ingesteld door de Minister van Cultuur, Recreatie en Maatschappelijk Werk in overeenstemming met zijn ambtsgenoten van Verkeer en Waterstaat en Landbouw en Visserij.
De SWNBL heeft de opdracht een studie te verrichten naar de betekenis van het water, de waterhuishouding en het waterbeheer voor natuur, bos en landschap. Daarnaast zullen er aanbevelingen worden opgesteld voor inrichtings- en beheersmaatregelen op het gebied van natuur, bos en landschap in relatie tot de waterhuishouding. De duur van de gehele studie is bepaald op vijf jaar, ingaande 1 januari 1983.

Het studieveld van de SWNBL is breed en geschakeerd. De studie is daarom verdeeld in onderwerpen, die als afzonderlijke projecten worden uitgevoerd in opdracht van of in samenwerking met de commissie.
De studie wordt uitgevoerd in fasen, waarin steeds een samenhangend pakket van projecten behandeld wordt.
Deelrapporten leggen verslag van de afzonderlijke projecten. De verantwoordelijkheid voor de inhoud van deze rapporten berust bij de uitvoerende instanties.
Iedere fase van de studie wordt afgesloten met een interimrapport van de commissie, waarin de resultaten worden samengevat, de lijnen voor het vervolg van de studie worden uitgezet en waarin voor zover nodig de volgende fase van de studie wordt geprogrammeerd.
De commissie is verantwoordelijk voor de tussentijdse rapportages, de interimrapporten en voor het eindrapport van de totale studie.
Deelrapporten en interimrapporten worden als twee doorlopende series genummerd. Een overzicht van de reeds verschenen rapporten is als bijlage aan dit deelrapport toegevoegd.

In dit rapport worden de resultaten besproken van onderzoek naar de waterhuishouding van een loofbos in Ede. Dit onderzoek is onderdeel van het SWNBL-project nr. 7: Bos en Water, en werd uitgevoerd door het Staring Centrum (voorheen Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding). Het project is begeleid door prof.dr.ir. R.A. Feddes en dr.ir. P. Kabat.
Technische assistentie werd verleend door ing. F. Homma en ir. J. Postma.

INHOUD

OVERZICHT GEBRUIKTE SYMBOLEN 9

SAMENVATTING 11

1 INLEIDING 13

2 METHODE 17
2.1 De energiebalans/Bowen-ratio methode 17
2.2 De waterbalansmethode 19

3 MEETOPSTELLING EN INSTRUMENTATIE 21
3.1 Locatie 21
3.2 Energiebalans 21
3.3 Bowen-ratio 24
3.4 Waterbalans 25
3.5 Overige metingen 27

4 MODELLEN 29
4.1 Evapotranspiratie 29
4.2 Interceptie 31
4.3 Waterbalans 35

5 EVAPOTRANSPIRATIE VOLGENS DE EBBR-METHODE 41
5.1 Resultaten van een aantal karakteristieke dagen 41
5.2 Seizoensommen van evapotranspiratie 47
5.3 De parameters voor het transpiratiemodel 52

6 INTERCEPTIE 57
6.1 Seizoensommen 57
6.1.1 Bruto neerslag 57
6.1.2 Netto neerslag 59
6.1.3 Interceptie 61
6.2 Parameters en resultaten van de interceptiemodellen 62
6.2.1 De parameters 62
6.2.2 Resultaten van modelberekeningen 66

7 WATERBALANS 71
7.1 Meetresultaten 71
7.2 Het dynamische transportmodel SWATRE/SWACROP 74
7.2.1 De parameters 74
7.2.2 Resultaten van het model 77

8 CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN 83

LITERATUUR 87

BIJLAGEN

1 Overzicht gebruikte meetinstrumenten
2 Berekening bodemwarmteflux
3 Bepaling van de massa en de specifieke warmte van de vegetatie
4 Berekening van de Bowen-ratio
5 Foutenberekening voor energiebalans, Bowen-ratio en verdampingsflux
6 Lijst van verschenen SWNBL-rapporten

FIGUREN

2.1 De energiebalans van een bos. 17
3.1 Locatie verdampingsonderzoek. 22
3.2 Schema meetopstelling. 23
3.3 Thermometer Interchange System. 25
4.1 De afhankelijkheid van de gewasgeleidbaarheid van de omgevingsfactoren. 32
4.2 Structuur van het "Ruttermodel". 32
4.3 Schematische weergave van de verandering in waterhoeveelheid op het bladerdek wanneer verzadiging wordt bereikt of niet wordt bereikt. 33
4.4 Variatie van de potentiële oppervlakteweerstand afhankelijk van de natte gewasverdamping. 37
4.5 Dimensieloze wateronttrekkingsvariabele als functie van de absolute waarde van de drukhoogte. 37
5.1.a Dagelijks verloop van de globale straling, netto straling, bodemwarmteflux, energieverandering in het bos, latente warmteflux, voelbare warmteflux, potentiële temperatuurgradiënt en specifieke luchtvochtigheidgradiënt voor de laag van 18,25-22,95 m, Bowen-ratio voor de laag van 20,60-22,95 m en voor de laag van 18,25-20,60 m op 13 mei 1988 en 10 juli 1988 van 0.00-24.00 uur MET. 42
5.1.b Dagelijks verloop van de windsnelheid, de aërodynamische weerstand, het verzadigingsdeficit en de oppervlakteweerstand op 13 mei 1988 en 10 juli 1988 van 0.00-24.00 uur MET. 43
5.2 Waarden van 8.00-20.00 MET van netto straling, bodemwarmteflux, energieverandering in het bos, latente warmteflux, voelbare warmteflux, potentiële temperatuurgradiënt en specifieke luchtvochtigheidgradiënt voor de laag van 18,25-22,95 m, Bowen-ratio voor de laag van 20,60-22,95 m en de laag van 18,25-20,60 m, windsnelheid, aërodynamische weerstand, verzadigingsdeficit en bladnatheid op 15 juli 1988. 44
5.3 De Leaf Area Index in 1988 en 1989 als functie van dagnummer. 48
5.4 Het verloop van de dagelijkse oppervlakteweerstand in 56

1988 en 1989 op dagen zonder neerslag.
6.1 Cumulatieve neerslag van de pluviograaf in het veld versus de cumulatieve neerslag van de kantelbakregenmeter boven het bos (gegevens zomer 1988). 58
6.2 Cumulatieve neerslag van de regenmeter in het veld versus de cumulatieve neerslag van de kantelbakregenmeter boven het bos (gegevens mei t/m oktober 1989). 58
6.3 Maandsommen van bruto en netto neerslag van juni 1988 tot en met januari 1990 (geen netto-neerslagmetingen van februari t/m april 1989). 61
6.4 Dagsommen van de bruto neerslag (gemeten boven het bos) versus dagsommen van de netto neerslag voor de periode van 30 juni tot 16 september 1988. 63
7.1.a pF-curve van de laag van 70-160 cm -mv. 71
7.1.b K(h)-curve van de laag van 70-160 cm -mv. 71
7.2 IJklijn capacitieve sensor op 30 cm - mv. 73
7.3 Verloop van de specifieke berging voor de bodemlaag tot 120 cm diepte van 23 juni 1988 tot en met 30 november 1989. 73
7.4 Het bodemprofiel en de indeling in lagen en compartimenten. 76
7.5 Cumulatieve evapotranspiratie volgens de EBBR-methode en gesimuleerd met het aangepaste SWATRE/SWACROP model a. in 1988 b. in 1989. 78 79
7.6 Verloop van het gemeten vochtgehalte en het met SWATRE/SWACROP gesimuleerde vochtgehalte op 20, 50 en 120 cm diepte a. in 1988 b. in 1989. 80 81

TABELLEN
5.1 Gevoeligheid van de latente warmteflux en de oppervlakte-geleidbaarheid, berekend volgens vergelijking 2.11 resp. 4.5, voor onzekerheden in beschikbare energie, Bowen-ratio, latente warmteflux, aërodynamische weerstand, dampdruk en luchttemperatuur. 46
5.2 Schatting van ontbrekende gegevens en correcties van de verdamping onder verschillende condities voor globale straling en bladnatheid. 50
5.3 Maandsommen van de verdamping berekend met de Bowen-ratio van de bovenste laag, inclusief schattingen voor de ontbrekende gegevens, onder verschillende condities voor globale straling en bladnatheid. 51
6.1 Maandsommen van bruto neerslag, doorval, stamafvoer, netto neerslag en interceptie en interceptie als percentage van de bruto neerslag. 59
6.2 Aantal dagen per maand en bruto neerslagsom voor die dagen dat de doorvalmeting niet betrouwbaar was. 60
6.3 Waarden voor parameters voor het model van Gash en het model van Mulder. 66

6.4	Vergelijking van de gemeten doorval met de gesimuleerde doorval volgens het model van Gash en het model van Mulder.	67
6.5	Vergelijking van de resultaten van het model van Gash en het model van Mulder bij variërende parameterwaarden.	69
7.1	De waterbalans in 1988 en in 1989: bruto neerslag, interceptie, percolatie, verandering in specifieke berging en evapotranspiratie, en de evapotranspiratie bepaald volgens de EBBR-methode.	72
7.2	De waterbalans gesimuleerd met het aangepaste model SWATRE/SWACROP voor 1988 en 1989 en de evapotranspiratie bepaald volgens de EBBR-methode.	77

OVERZICHT GEBRUIKTE SYMBOLEN

A	beschikbare energie ($W \cdot m^{-2}$)
c_p	specifieke warmte van de lucht bij constante druk ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)
c_{veg}	specifieke warmte van de vegetatie ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)
C(h)	differentiële vochtcapaciteit (m^{-1})
d	nulvlaksverplaatsing (m)
$de_{ac,i}$	verandering in e_{ac} in tijdsstap i (kPa per uur of kPa per 20 min.)
$dT_{ac,i}$	verandering in T_{ac} in tijdsstap i (K per uur of K per 20 min.)
D	horizontale energieflux ($W \cdot m^{-2}$)
e	dampdruk (kPa)
e_{ac}	dampdruk van de luchtkolom tussen grondoppervlak en referentiehoogte (kPa)
e_s	verzadigingsdampdruk (kPa)
E	evapotranspiratie ($mm \cdot dag^{-1}$ of mm)
$\bar{E}$	gemiddelde verdampingssnelheid van een nat bladerdek tijdens neerslag ($mm \cdot uur^{-1}$)
E_i	interceptie ($mm \cdot dag^{-1}$ of mm)
E_p	potentiële evapotranspiratie ($mm \cdot dag^{-1}$)
E_t	potentiële transpiratie ($mm \cdot dag^{-1}$)
E_s	potentiële bodemevaporatie ($mm \cdot dag^{-1}$)
E_{nat}	natte gewasevaporatie (de theoretische verdampingsflux van een hypothetisch wateroppervlak met albedo en aërodynamische weerstand van het gewas) ($mm \cdot dag^{-1}$)
g_s	oppervlaktegeleidbaarheid ($mm \cdot s^{-1}$)
$g_{s,max}$	maximale oppervlaktegeleidbaarheid ($mm \cdot s^{-1}$)
G	bodemwarmteflux ($W \cdot m^{-2}$)
h	drukhoogte (m of cm)
h_{veg}	gemiddelde hoogte van de vegetatie (m)
H	voelbare warmteflux ($W \cdot m^{-2}$)
k	von Kármán constante (-)
κ	extinctiecoëfficiënt (-)
K	doorlatendheid ($m \cdot dag^{-1}$ of $mm \cdot dag^{-1}$)
K↓	globale straling ($W \cdot m^{-2}$)
K_H	turbulente uitwisselingscoëfficiënt voor warmte ($m^2 \cdot s^{-1}$)
K_V	turbulente uitwisselingscoëfficiënt voor waterdamp ($m^2 \cdot s^{-1}$)
LAI	Leaf Area Index ($m^2 \cdot m^{-2}$)
m_{veg}	massa van de vegetatie per horizontaal oppervlak ($kg \cdot m^{-2}$)
M	verandering van energieopslag in het bos op oppervlakte basis ($W \cdot m^{-2}$)
M_H	verandering in energieopslag als voelbare warmte ($W \cdot m^{-2}$)
M_V	verandering in energieopslag als latente warmte ($W \cdot m^{-2}$)
M_{VEG}	verandering in energieopslag in de vegetatie ($W \cdot m^{-2}$)
p	vrije doorvalcoëfficiënt (-)
P	bruto neerslag ($mm \cdot dag^{-1}$ of mm)
P_n	netto neerslag ($mm \cdot dag^{-1}$ of mm)
P_s	hoeveelheid neerslag waarbij het bladerdek verzadigd raakt (mm)

q	specifieke luchtvochtigheid ($kg \cdot kg^{-1}$)
q_v	flux ($m \cdot dag^{-1}$)
Q^*	netto straling ($W \cdot m^{-2}$)
r_a	aërodynamische weerstand ($s \cdot m^{-1}$)
r_s	oppervlakteweerstand ($s \cdot m^{-1}$)
r_{sp}	oppervlakteweerstand onder heersende meteorologische omstandigheden en optimale bodemvochtomstandigheden ($s \cdot m^{-1}$)
$\bar{R}$	gemiddelde neerslagintensiteit ($mm \cdot uur^{-1}$)
s	helling van de verzadigingsdampdrukcurve ($kPa \cdot K^{-1}$)
s_c	bodembedekkingsgraad ($m^2 \cdot m^{-2}$)
S	opslagcapaciteit van de kruin (mm)
$S(h)$	wateronttrekking door wortels ($m \cdot dag^{-1}$)
S_{max}	maximaal mogelijke wateronttrekking door de wortels ($m \cdot dag^{-1}$)
S_w	specifieke berging (m of mm)
t	tijd (s)
T	luchttemperatuur (K)
T_{ac}	temperatuur van de luchtkolom tussen grondoppervlak en referentiehoogte (K)
T_{pot}	potentiële luchttemperatuur (K)
T_{veg}	temperatuur van de vegetatie (K)
u	windsnelheid ($m \cdot s^{-1}$)
u_*	wrijvingssnelheid ($m \cdot s^{-1}$)
v_z^*	percolatie ($mm \cdot dag^{-1}$ of mm)
V	laterale grondwater in- of uitstroming ($mm \cdot dag^{-1}$ of mm)
z_0	ruwheidslengte (m)
z_r	diepte van de wortelzone (m)
z_{ref}	referentiehoogte (m)
$\alpha(h)$	dimensieloze wateronttrekkingsfunctie (-)
β	Bowen-ratio (-)
Δe	verzadigingsdeficit (kPa)
ΔS_w	verandering in specifieke berging ($mm \cdot dag^{-1}$ of mm)
γ	psychrometer constante ($kPa \cdot K^{-1}$)
Γ	droogadiabatische temperatuurgradiënt ($K \cdot m^{-1}$)
λ	specifieke verdampingswarmte van water ($J \cdot kg^{-1}$)
λE	latente warmteflux ($W \cdot m^{-2}$)
μA	energieflux geabsorbeerd voor netto fotosynthese ($W \cdot m^{-2}$)
ρ	dichtheid van de lucht ($kg \cdot m^{-3}$)
ρ_{veg}	specifieke massa van de vegetatie ($kg \cdot m^{-3}$)
Θ	vochtgehalte als volumefractie ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)

SAMENVATTING

Het Staring Centrum (voorheen Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding) is in het kader van onderzoek van de Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap (SWNBL) in 1987 onderzoek gestart naar de waterhuishouding van een loofbos. Doel van dit onderzoek is het meten van de verdamping (evapotranspiratie en interceptie) en de bepaling van parameters van een aantal verdampingsmodellen. In dit rapport wordt onder *evapotranspiratie* verstaan de som van transpiratie en bodemevaporatie. *Verdamping* is de som van evapotranspiratie en interceptie. De evapotranspiratie is bepaald met de energiebalans/Bowen-ratio methode (EBBR-methode) en de waterbalansmethode. De interceptie is bepaald uit het gemeten verschil tussen bruto en netto neerslag. De metingen zijn verricht in een bos met voornamelijk Amerikaanse eiken in de buurt van Ede.
De modellen waarvoor de parameters worden bepaald zijn het evapotranspiratiemodel van Stewart (1988), het interceptiemodel van Gash (1979) en het interceptiemodel van Mulder (1985). Verder is het bodemwaterbalansmodel SWATRE/SWACROP (Wesseling et al., 1989; Feddes et al., 1988a) aangepast voor bos.

De evapotranspiratie gedurende het groeiseizoen was in 1988 257 mm en in 1989 307 mm. Deze waarden zijn bepaald m.b.v. de EBBR-methode, waarbij de Bowen-ratio van de bovenste laag is gebruikt. De Bowen-ratio van de onderste laag week af doordat de onderste sensoren te dicht op het gewas zaten. De evapotranspiratie bepaald volgens de waterbalansmethode was in 1988 3% en in 1989 4% lager dan berekend volgens de EBBR-methode.
De interceptie was in de natte zomer (juli t/m september) van 1988 42 mm en in de droge zomer van 1989 34 mm (resp. 15% en 21% van de bruto neerslag). In de winter was de interceptie 9% (1988/1989) en 6% (1989/1990) van de bruto neerslag.

De parameters voor de berekening van de aërodynamische weerstand (nulvlaksverplaatsing en ruwheidslengte) zijn uit de literatuur genomen. Het windprofiel kon niet goed worden gemeten doordat de onderste windsnelheidsmeter zich te dicht boven het gewas bevond. De overige parameters voor de modellen zijn wel bepaald. De meeste parameters wijken niet veel af van eerder onderzoek aan eiken op een lysimeter in Castricum (Dolman, diverse publicaties), met uitzondering van de gemiddelde neerslag-intensiteit en verdampingssnelheid tijdens regen.
De verdampingssnelheid is zowel in de zomer en de winter in Ede lager dan in Castricum hetgeen verklaard wordt door de geringere windsnelheid in het binnenland vergeleken met de kust. Het verschil in regenintensiteit kan het gevolg zijn van het feit dat niet in dezelfde jaren in Castricum en Ede is gemeten.

Het interceptiemodel van Gash voldeed beter dan het model van Mulder, maar in de zomer overschatten beide modellen de interceptie. Het aangepaste SWATRE/SWACROP model geeft een goede schatting van de evapotranspiratiesom voor de zomer van 1988 en het groeiseizoen van 1989. Over kortere perioden in 1989 wijkt het model af. Er zal verder onderzoek gedaan worden naar het transpiratiemodel van Stewart en de parameters van de aërodynamische weerstand. Voor het model SWATRE/SWACROP zal de bodemverdamping, wortelonttrekking en de verandering van de oppervlakte-weerstand gedurende het seizoen nader bekeken worden.

1 INLEIDING

De laatste jaren zijn er steeds meer vragen over de waterhuishouding van bossen. Dit hangt samen met het opstellen van grondwater- en oppervlaktewaterbeheersplannen door de provincies, met het rijksbeleid dat uitbreiding van het bosareaal voorstaat en met problemen als klimaatverandering en verdroging. De vragen hebben vaak betrekking op de waterbalans van bossen: hoe groot is de netto neerslag, de verdamping en hoeveel water komt in het grondwater terecht.
Om de gestelde vragen over de waterhuishouding van bossen te kunnen beantwoorden was er echter niet voldoende kennis aanwezig. De Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap (SWNBL) is daarom gestart met onderzoek naar de waterhuishouding van bossen en de invloed van bossen op de waterhuishouding. In de eerste fase van het onderzoek zijn literatuurstudies verricht (Van Roestel, 1984; Hiege, 1985). Hieruit bleek dat in het buitenland de afgelopen jaren veel onderzoek is gedaan naar met name transpiratie en interceptie van naaldbossen (Van Roestel, 1984). Hiervoor zijn verschillende modellen ontwikkeld. Nonhebel (1987) heeft een aantal van deze modellen gebruikt voor de berekening van het waterverbruik van Nederlandse naald- en loofbossen. In deze studie zijn de modelparameters geschat uit literatuurgegevens, voornamelijk gebaseerd op onderzoek in het buitenland. Voor een juiste toepassing van de modellen zullen de parameters ook in Nederland moeten worden bepaald.
In de tweede fase van het onderzoek van de SWNBL is het Staring Centrum (voorheen Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding) daarom benaderd om onderzoek te doen naar de verdamping van een loofbos. Als meetlocatie is een bos van Amerikaanse eiken in de buurt van Ede gekozen.
Doel van dit onderzoek is het meten van de verdamping en de bepaling van parameters van een aantal verdampingsmodellen. Met de verzamelde gegevens zullen in de toekomst ook andere modelconcepten worden aangepast en ontwikkeld.

In het algemeen wordt aangenomen dat de (totale) verdamping van bossen groter is dan die van landbouwgewassen. Dit wordt voor een groot deel toegeschreven aan de grote interceptieverdamping van bos. Bos is een hoge en aërodynamisch ruwe vegetatie en de turbulente uitwisseling van impuls, warmte en waterdamp met de atmosfeer verloopt veel sneller dan bij korte gewassen. Onder natte omstandigheden zal de verdampingssnelheid van een bos daarom groter zijn dan van landbouwgewassen. Bij het verdampingsproces van bos moet daarom een onderscheid worden gemaakt tussen evapotranspiratie en interceptie. In dit rapport wordt onder *evapotranspiratie* verstaan de som van transpiratie en bodemevaporatie. *Verdamping* is de som van evapotranspiratie en interceptie.
De transpiratie van gewassen wordt gereguleerd door de huidmondjes van de bladeren die reageren op straling, temperatuur, luchtvochtigheid, CO_2-

concentratie en bladwaterpotentiaal. In de modellen voor bossen is vooral de hoeveelheid straling en het verzadigingsdeficit van de lucht van invloed op de transpiratie (Stewart en De Bruin, 1985; Van Roestel, 1984). Volgens Roberts (1983) is de beschikbare hoeveelheid bodemvocht in het gematigde klimaat van Europa zelden beperkend voor de transpiratie.

Het onderzoek naar de waterhuishouding van bossen kan op verschillende manieren worden uitgevoerd:
- in een stroomgebiedsstudie;
- met een lysimeter;
- met de waterbalansmethode;
- met micrometeorologische methoden.

In het eerste geval wordt de waterbalans van een gebied als geheel opgezet. Uit de gemeten neerslag en afvoer kan de verdamping (evapotranspiratie en interceptie) worden bepaald. Een stroomgebiedsstudie in Wales (Calder en Newson, 1979) toonde aan dat bebossing leidt tot een geringere afvoer. Uit aanvullend onderzoek bleek de afname van de afvoer veroorzaakt te zijn door een toename van de interceptie.
Een lysimeter heeft betrekking op een kleiner oppervlak. In Castricum is onderzoek gedaan met 4 lysimeters van 25x25 m met verschillende begroeïng: onbegroeid, natuurlijke begroeïng (vnl. duindoorn), zomereik en Oostenrijkse den (Dolman en Oosterbaan, 1986). Op de beboste lysimeters is ook onderzoek gedaan naar interceptie (Mulder, 1985; Dolman, 1987) en transpiratie (Dolman, 1988). Uit dit onderzoek bleek dat de jaarlijkse interceptie van het naaldbos 58% van de bruto neerslag was en de interceptie van het loofbos 31%. Deze cijfers zijn aan de hoge kant vergeleken met cijfers uit de literatuur (Dolman en Oosterbaan, 1986) hetgeen door de auteurs wordt verklaard door het winderige klimaat.
Met de waterbalansmethode worden op één plaats de componenten van de waterbalans gemeten of de periode waarover wordt gemeten wordt zo gekozen dat een component (bv. de specifieke berging) niet verandert. Onderzoeksresultaten verkregen met deze methode betreffen meestal een langere periode, dit in tegenstelling tot resultaten verkregen met micrometeorologische metingen die met soms zeer korte intervallen (delen van een seconde tot enkele uren) worden gedaan.
In het onderzoek in Ede worden zowel de waterbalansmethode als een micrometeorologische methode (de energiebalans/Bowen-ratio methode) gebruikt om de evapotranspiratie en de interceptie te bepalen.
Hoofdstuk 2 beschrijft de energiebalans/Bowen-ratio methode en de waterbalansmethode. In hoofdstuk 3 wordt een beschrijving gegeven van de meetopstelling en de instrumenten. Daarna worden in hoofdstuk 4 de modellen besproken waarvoor de parameters worden bepaald. Het betreft het transpiratiemodel van Stewart (1988), het interceptiemodel van Gash (1979) en het interceptiemodel van Mulder (1985). Behalve deze modellen wordt het dynamische watertransportmodel voor het bodem-plant systeem SWATRE/SWACROP (Wesseling et al., 1989; Feddes et al., 1988a) aangepast voor bos. Dit model berekent de termen van de waterbalans.

Hoofdstuk 5 geeft de resultaten van de bepaling van de evapotranspiratie volgens de energiebalans/Bowen-ratio methode. Met deze resultaten worden de parameters voor het transpiratiemodel van Stewart gegeven. In hoofdstuk 6 worden de resultaten van de interceptiemetingen besproken. De parameters voor de interceptiemodellen worden bepaald en de modelresultaten worden vergeleken met de gemeten waarden. Hoofdstuk 7 geeft de resultaten van de evapotranspiratiebepaling volgens de waterbalansmethode, evenals de componenten van de waterbalans. De parameters voor het aangepaste model SWATRE/SWACROP zijn bepaald en de resultaten van een eerste run van dit model worden besproken.
Tot slot volgen in hoofdstuk 8 de conclusies en worden aanbevelingen gedaan voor volgend onderzoek.

2 METHODE

Voor de bepaling van de evapotranspiratie wordt de energiebalans/Bowen-ratio methode en de waterbalansmethode gebruikt. De interceptie wordt bepaald uit het verschil in neerslag boven en onder het bladerdek van het bos.

2.1 De energiebalans/Bowen-ratio methode

De energiebalans/Bowen-ratio methode (kortweg EBBR-methode) combineert de verdeling van voelbare en latente (verdampings-)flux met de som van deze fluxen. De grootte van de totale warmteflux A boven een bos is beperkt tot de beschikbare energie in het bos. Deze is gelijk aan de verticale energie aanvoer minus de energie die horizontaal of verticaal omlaag wegstroomt en de energie die wordt opgeslagen (zie fig. 2.1):

$$A = Q^* - D - G - M - \mu A \qquad (2.1)$$

waarin:
A = beschikbare energie
Q^* = nettostralingsflux
D = horizontale energieflux (advectie)
G = bodemwarmteflux
M = verandering van energie opslag in het bos op oppervlaktebasis
μA = energieflux geabsorbeerd voor netto fotosynthese.

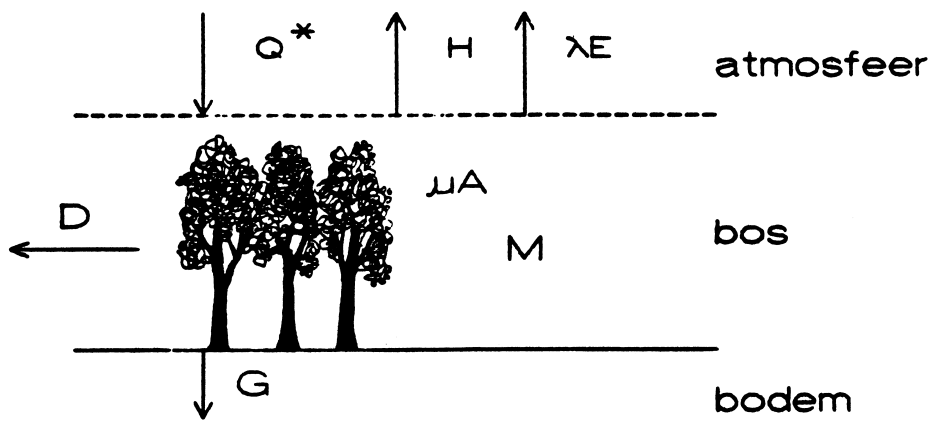


Fig. 2.1 De energiebalans van een bos (H=voelbare warmteflux, λE=latente warmteflux, verklaring overige symbolen zie tekst).

De energieflux voor de fotosynthese is voor landbouwgewassen onder gunstige omstandigheden 5% van de globale straling, maar meestal is deze flux kleiner dan 1% (Brutsaert, 1982). Er is geen informatie over de grootte van deze flux voor bossen, maar aangenomen wordt dat deze zo klein is dat deze term verwaarloosd mag worden.
De advectie is een zeer moeilijk te meten term en kan van grote invloed zijn op de energiebalans. De advectie is het grootst nabij een grens tussen verschillende vegetaties, bijv. gras-bos. Naarmate de afstand tot de grens groter wordt, neemt de advectie af. In het verdampingsonderzoek in Ede is de meetopstelling zo gekozen dat aangenomen wordt dat de advectie buiten beschouwing mag worden gelaten (zie fig. 3.1). De beschikbare energie wordt dus bepaald uit de netto straling, de bodemwarmteflux en de verandering van de energieopslag in het bos:

$$A = Q^* - G - M \tag{2.2}$$

De opslag van warmte in de opstand bestaat uit opslag van voelbare warmte in de lucht (M_H), latente warmte in de lucht (M_V) en de warmte in de vegetatie (M_{VEG}). Volgens Thom (1975) is:

$$M_H = \int_0^{z_{ref}} \rho \cdot c_p \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \cdot dz \tag{2.3}$$

$$M_V = \int_0^{z_{ref}} \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \cdot \frac{\partial e}{\partial t} \cdot dz \tag{2.4}$$

$$M_{VEG} = \int_0^{h_{veg}} \rho_{veg} \cdot c_{veg} \cdot \frac{\partial T_{veg}}{\partial t} \cdot dz = m_{veg} \cdot c_{veg} \cdot \frac{\partial T_{veg}}{\partial t} \tag{2.5}$$

$$m_{veg} = \int_0^{h_{veg}} \rho_{veg} \cdot dz \tag{2.6}$$

waarin:
z_{ref} = referentiehoogte
z = hoogte
ρ = dichtheid van de lucht
c_p = soortelijke warmte van lucht bij constante druk
T = luchttemperatuur
t = tijd
e = dampdruk
γ = psychrometer constante
h_{veg} = gemiddelde hoogte van de vegetatie
ρ_{veg} = specifieke massa van de vegetatie
c_{veg} = specifieke warmte van de vegetatie
T_{veg} = temperatuur van de vegetatie
m_{veg} = massa van de vegetatie per horizontaal oppervlak

De totale warmteflux bestaat uit de latente warmteflux (λE) en de voelbare warmteflux (H):

$$A = H + \lambda E \tag{2.7}$$

De uitwisseling van voelbare en latente warmte vindt plaats via turbulente transportprocessen die als volgt kunnen worden beschreven:

$$H = -\rho \cdot c_p \cdot K_H \cdot (\partial T/\partial z + \Gamma) \tag{2.8}$$

$$\lambda E = -\rho \cdot K_V \cdot (\partial q/\partial z) \tag{2.9}$$

waarin:
λ = specifieke verdampingswarmte van water
K_H = turbulente uitwisselingscoëfficiënt voor warmte
K_V = turbulente uitwisselingscoëfficiënt voor waterdamp
Γ = droogadiabatische temperatuurgradiënt
q = specifieke luchtvochtigheid

De term $\partial T/\partial z + \Gamma$ wordt de potentiële temperatuurgradiënt genoemd. De potentiële temperatuur is de temperatuur die een luchtpakketje krijgt wanneer het adiabatisch naar een niveau wordt gebracht waar de luchtdruk 100 kPa bedraagt. De specifieke luchtvochtigheid is te bepalen uit de gemeten dampdruk en de luchtdruk.

De Bowen-ratio is de verhouding tussen de voelbare en latente warmteflux. Aangenomen wordt dat de turbulente uitwisselingscoëffiënten van warmte en waterdamp aan elkaar gelijk zijn en dat wordt gemeten in de constante flux laag. De Bowen-ratio is:

$$\beta = \frac{c_p}{\lambda} \cdot \frac{(\partial T/\partial z + \Gamma)}{\partial q/\partial z} \tag{2.10}$$

Uit de combinatie van energiebalans (vgl. 2.2 en 2.7) en Bowen-ratio (vgl. 2.10) kan de latente warmteflux worden bepaald:

$$\lambda E = \frac{A}{1 + \beta} \tag{2.11}$$

2.2 De waterbalansmethode

Behalve met de hierboven beschreven energiebalans/Bowen-ratio methode wordt de verdamping ook bepaald met de waterbalansmethode. De vergelijking voor de waterbalans van een bepaald bodemprofiel met begroeïng luidt:

$$E = P - E_i - v_z^* - \Delta S_w + V \qquad (2.12)$$

waarin:
E = evapotranspiratie
P = bruto neerslag
E_i = interceptie
v_z^* = percolatie
ΔS_w = verandering van de vochthoeveelheid in de bodem
V = laterale grondwater in- of uitstroming

De evapotranspiratie bestaat uit de transpiratie van de bomen en struiken en de verdamping van water direct vanaf de bodem. De bruto neerslag is de neerslag die boven het bos valt. De hoeveelheid neerslag die de bodem niet bereikt en vanaf de bladeren en de stammen verdampt is de interceptie. De hoeveelheid water die door de bodem naar het grondwater stroomt is de percolatie. De percolatie kan worden berekend met de vergelijking van Darcy:

$$v_z^* = -K \cdot (\partial h/\partial z + 1) \qquad (2.13)$$

waarin:
v_z^* = percolatie
h = drukhoogte van het bodemwater
K = doorlatendheid
$\partial h/\partial z$ = gradiënt van de drukhoogte

Aangezien in het onderzochte gebied de grondwaterspiegel vrij diep zit (ca. 5 m -mv) en nauwelijks fluctueert, wordt de grondwaterinstroming of -uitstroming uit omliggende gebieden verwaarloosd.

Omdat de onnauwkeurigheid van de bepaling van de bodemvochthoeveelheid een vaste waarde heeft (1% fout in bodemvochtgehalte geeft voor een laag van 1 m een fout van 10 mm in bodemvochthoeveelheid), is de waterbalansmethode alleen te gebruiken over langere perioden.

3 MEETOPSTELLING EN INSTRUMENTATIE

3.1 Locatie

De meetopstelling staat in een bos van het Edese Bosbedrijf, ten oosten van Ede en de Ginkelse Heide (fig. 3.1). Het loofbos waarin de meettoren staat is ongeveer 16 ha groot en omringd door naaldbos. Het loofbos bestaat vnl. uit Amerikaanse eiken (Quercus rubra) die in 1944 gezaaid zijn als ondergroei in een douglas (Pseudotsuga menziesi) opstand. Op het ogenblik staan er ongeveer 600 bomen per ha. Behalve uit eiken bestaat het bos voor 7% uit berken (Betula spec.) en voor 1% uit douglas. Het bos was in 1988 gemiddeld 17,1 meter hoog en in 1989 17,4 m. De bodem bestaat uit een bruine bosgrond (moderpodzol). Er is in 1987 een bewortelingsonderzoek uitgevoerd waaruit bleek dat het grootste deel van de wortels zich tussen maaiveld en 80 cm diepte bevindt en de wortels tot maximaal 1,60 m gaan. Dit hangt samen met de opbouw van het bodemprofiel die tot 70 cm diepte uit zwak lemig tot leemarm, matig fijn zand bestaat (dichtheid 1,1-1,3 $g \cdot cm^{-3}$). Het humusgehalte neemt af met de diepte. Dieper dan 70 cm neemt het leemgehalte af en de dichtheid toe tot 1,6 $g \cdot cm^{-3}$. De ondergrond bestaat uit zand en af en toe laagjes van fijn grind. Het grondwater bevindt zich op ca. 5 m diepte, de capillaire nalevering is dus minimaal.
Voor het onderzoek worden de energiebalans, de Bowen-ratio en de waterbalans bepaald. Bijlage 1 geeft een overzicht van de gebruikte meetinstrumenten en de meethoogte.

3.2 Energiebalans

De energiebalans bestaat uit de netto straling, de bodemwarmteflux en de opslag van warmte in de opstand (vgl. 2.2).
De netto straling wordt gemeten op een hoogte van 19,5 m (fig. 3.2), dit is gekozen als referentieniveau.
De bodemwarmteflux wordt bepaald met twee bodemwarmtefluxplaatjes en temperatuursensoren. In 1988 zijn de fluxplaatjes geplaatst op 5 cm -mv, de temperatuursensoren (type Pt100) op 2,5 cm -mv. In 1989 is een fluxplaatje op 2,5 cm diepte geplaatst met een Pt100 op 1,2 cm en een fluxplaatje is bedekt met een dun laagje grond. Voor de berekening van de bodemwarmteflux zie bijlage 2.
De verandering van de warmteopslag in het bos bestaat uit 3 componenten (vgl. 2.3 t/m 2.5). De luchtvochtigheid wordt uitgedrukt als dampdruk. Voor de verandering in luchttemperatuur en luchtvochtigheid wordt eerst de gemiddelde waarde van temperatuur (T_{ac}) en dampdruk (e_{ac}) van de luchtkolom tussen 2,30 m hoogte en referentieniveau berekend.
De temperatuur en relatieve luchtvochtigheid in het bos worden gemeten op een hoogte van 2,30 m. Boven het bos zijn psychrometers opgesteld (fig.

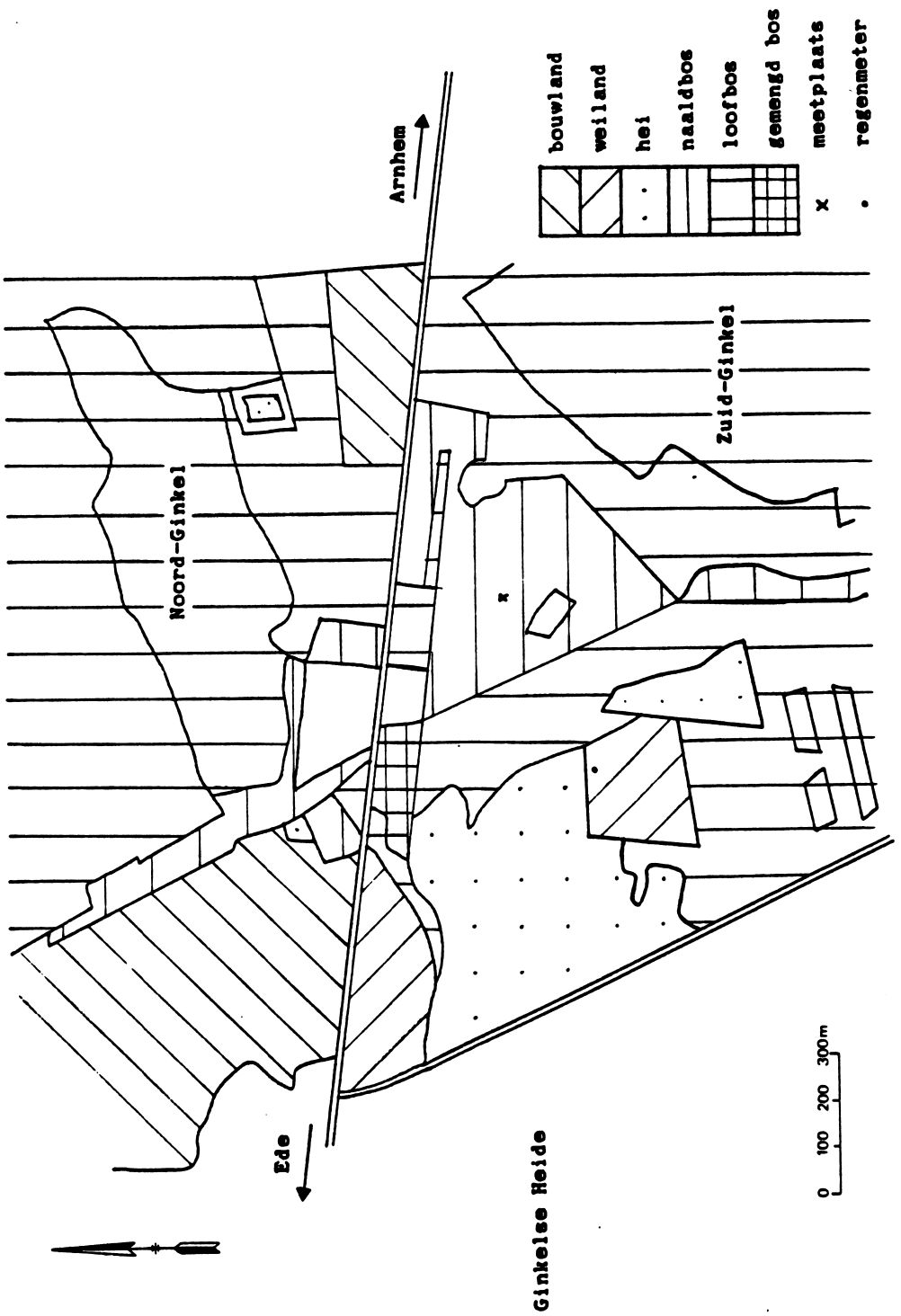


Fig. 3.1 Locatie verdampingsonderzoek.

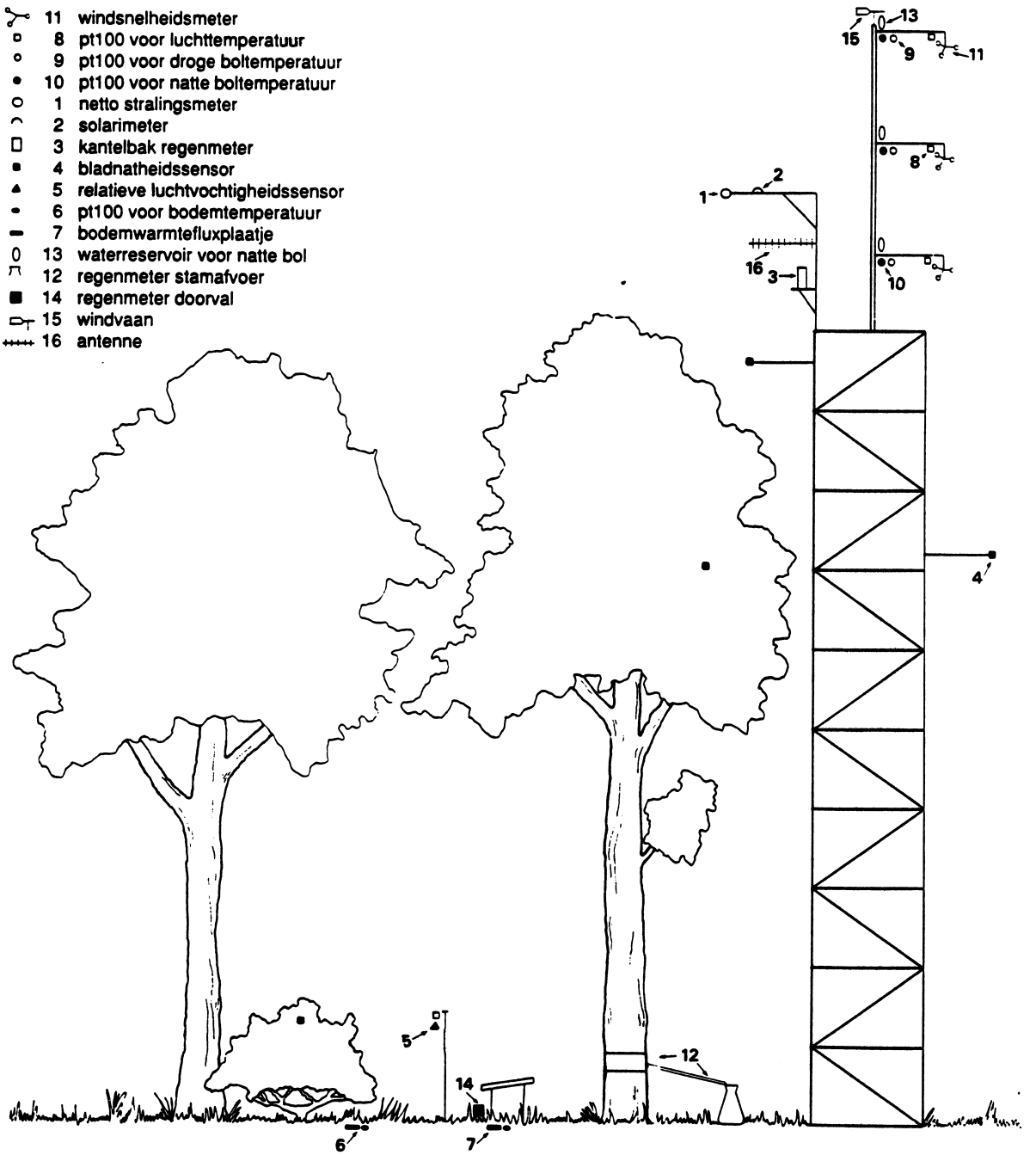


Fig. 3.2 Schema meetopstelling.

3.2) waarmee temperatuur en luchtvochtigheid op referentieniveau kunnen worden bepaald. De temperatuur T_{ac} en dampdruk e_{ac} van de luchtkolom worden berekend met de volgende vergelijkingen:

$$T_{ac} = [T_{z=2,30} + T_{z=19,50}] / 2 \quad (3.1)$$

$$e_{ac} = [e_{z=2,30} + e_{z=19,50}] / 2 \quad (3.2)$$

De verandering in T_{ac} en e_{ac} per tijdsstap i is dan:

$$dT_{ac,i} = [T_{ac,i+1} - T_{ac,i-1}] / 2 \quad (3.3)$$

$$de_{ac,i} = [e_{ac,i+1} - e_{ac,i-1}] / 2 \quad (3.4)$$

In 1989 was de relatieve luchtvochtigheidsmeter op 2,30 m hoogte defect. De verandering in energieopslag als latente warmte is in dat jaar berekend met alleen de verandering in de tijd van de luchtvochtigheid boven het bos. De term e_{ac} in vergelijking 3.2 wordt dan gelijk aan $e_{z=19,50}$ .Omdat deze term van de energiebalans erg klein is, is de fout die hiermee gemaakt wordt te verwaarlozen.
De temperatuurverandering van de vegetatie kan worden gerelateerd aan de temperatuurverandering van de lucht. Bijlage 3 beschrijft hoe de specifieke warmte en de massa van de vegetatie zijn bepaald. Hiermee zijn de constanten in vergelijking 3.7 berekend. De verandering van de warmteopslag in het bos voor een tijdsinterval van 20 minuten is berekend met de volgende formules:

$$M_H = z_{ref} \cdot dT_{ac} \quad (3.5)$$

$$M_V = 1,5 \cdot z_{ref} \cdot de_{ac} \quad (3.6)$$

$$M_{VEG} = 26,2 \cdot dT_{ac} \quad \text{in 1988} \quad (3.7.a)$$

$$M_{VEG} = 27,8 \cdot dT_{ac} \quad \text{in 1989} \quad (3.7.b)$$

3.3 Bowen-ratio

De Bowen-ratio wordt twee maal bepaald: in 1988 tussen 18,25 m en 20,60 m en tussen 20,60 m en 22,95 m (fig. 3.2) en in 1989 tussen 18,70 m en 20,70 m en tussen 20,70 m en 22,70 m. Hiervoor worden luchttemperatuur-verschillen en droge en natte boltemperatuurverschillen (voor de bepaling van de luchtvochtigheid) gemeten met een zogenaamd Thermometer Interchange System (TIS), ontwikkeld door In Situ Instrument in Zweden. Deze temperatuurverschillen zijn nauwkeuriger te meten dan de absolute waarden.
Iedere psychrometer is bevestigd aan een trolley die vast zit aan een kabel. Deze kabel loopt langs een ladder en wordt aangedreven door een

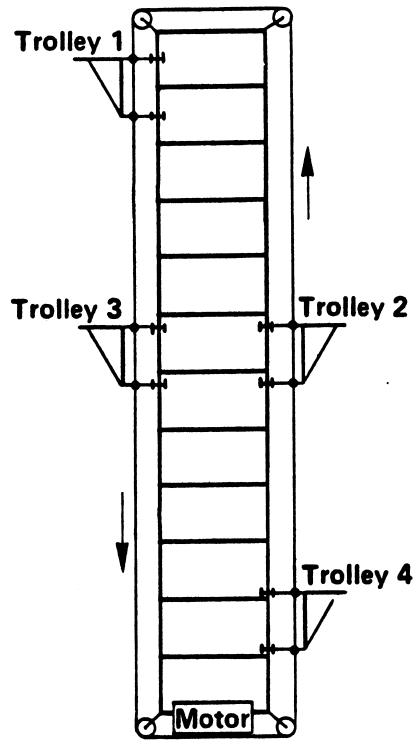


Fig. 3.3 Thermometer Interchange System.

elektromotortje (fig. 3.3). De afstand tussen de trolleys was 2,35 m in 1988 en 2,00 m in 1989. Om de instrumentfouten te elimineren wisselen de sensoren elke 5 minuten van niveau. Na 1 minuut meetpauze (om de sensoren in evenwicht met hun omgeving te laten komen) worden de verschillen tussen sensor 1 en 2 gemeten en tussen sensor 3 en 4. Het windsnelheidsprofiel wordt op dezelfde wijze gemeten als het temperatuur-profiel, aan elke trolley zit een windsnelheidssensor (fig. 3.2) met een aanloopsnelheid van 0,16 $m \cdot s^{-1}$.
De sensoren aan trolley 1 meten ook de absolute waarde van luchttemperatuur, natte en droge boltemperatuur en windsnelheid. De temperaturen worden met platinum weerstanden (Pt100) gemeten. Om de "natte" sensoren zit een kousje dat nat gehouden wordt door een waterreservoir.
Bijlage 4 geeft de berekening van de Bowen-ratio.

3.4 Waterbalans

Voor de bepaling van de evapotranspiratie uit de waterbalans wordt de bruto neerslag, de interceptie, de percolatie naar het grondwater en de verandering in specifieke berging bepaald.

In de meeste gevallen kan de neerslag het best gemeten worden door een

regenmeter opgesteld op maaiveldsniveau, de zgn. grondregenmeter. Deze regenmeter heeft het minst last van de belangrijkste fouten die bij het meten van regen kunnen optreden, nl. de fouten t.g.v. opstelling en wind. Deze fouten kunnen bij de standaardregenmeter een reductie in gemeten neerslag geven van 5 tot 10% (Warmerdam, 1981).
Een regenmeter die boven het maaiveld is opgesteld veroorzaakt een storing in de luchtstroming, waardoor de turbulentie en windsnelheid in de omgeving van de opvangopening toeneemt. Een deel van de regen dat anders in de opvangtechter zou zijn gekomen blijft langer zwevende en slaat voorbij de regenmeter neer.
Het is te verwachten dat dit windeffect boven bos grote invloed zal hebben op de neerslagmeting. Daarom is, behalve de kantelbakregenmeter (tipping bucket regenmeter) boven het bos (0,2 mm per kanteling), in het open veld een pluviograaf opgesteld. Deze pluviograaf staat in de oosthoek van een weiland, ongeveer 400 m ten westen van de toren (fig. 3.1). De pluviograaf is niet ingegraven omdat in de directe omgeving omheiningspalen en daarachter jonge aanplant staan. De opvangtrechter staat 60 cm boven het maaiveld.
In 1989 is het aantal regenmeters voor de meting van de bruto neerslag uitgebreid met een regenmeter op de oostelijke hoek van de toren en een regenmeter in het veld, naast de pluviograaf en op dezelfde hoogte. De trechters van deze regenmeters hebben dezelfde oppervlakte als de pluviograaf (400 cm^2). De verschillen in opgevangen neerslag tussen deze regenmeters bleken niet groot te zijn (zie par. 6.1.1).

De interceptie is de hoeveelheid neerslag die door de vegetatie wordt onderschept en vervolgens verdampt. De interceptie wordt bepaald uit het verschil tussen bruto en netto neerslag.

De netto neerslag bestaat uit directe doorval (regenwater dat tussen de bladeren doorvalt), drup (regenwater dat van bladeren en takken drupt) en stamafvoer (regenwater dat langs de stammen naar beneden loopt). Directe doorval en drup worden samen doorval genoemd.
De doorval wordt in 3 goten van samen ongeveer 3 m^2 opgevangen en verzameld in een bak. In deze bak meet een drukopnemer de waterhoogte. Uit de verandering van de waterhoogte met de tijd is de doorval te bepalen. Wanneer het water in het vat een bepaalde hoogte heeft bereikt, gaat een klep open om het vat leeg te laten lopen. Na 3 minuten wordt de klep gesloten. De waterhoogte en het openen van de klep worden iedere 20 minuten geregistreerd door een datalogger.
De stamafvoer wordt van zes bomen verzameld en gemeten. In 1988 is de stamafvoer gemeten met een vat met drukopnemer en mechanische hevel. Het vat was echter klein, waardoor de hevel te vaak in werking trad. Hierdoor was de nauwkeurigheid van de meting onvoldoende. In 1989 is de regenmeter vervangen door een kantelbak regenmeter, waarvan het kantelpunt zo is ingesteld dat één kanteling overeenkomt met 0,001 mm stamafvoer (93 cm^3).

De drukhoogte van het bodemwater wordt gemeten met tensiometers op 10, 80, 120 en 160 cm -mv. In 1989 zijn ook op 5, 20, 30, 40 en 60 cm diepte tensiometers geplaatst. De tensiometers zijn in twee kolommen met een onderlinge afstand van 0,8 m tussen twee bomen geplaatst. De afstand van de tensiometers tot de dichtstbijzijnde boom is resp. 1 en 2 m.
In 1988 is van 6 tensiometers de drukhoogte continu gemeten m.b.v. drukopnemers, in 1989 is dit aantal uitgebreid tot 10 (tensiometers op 1 m afstand van de boom).
Voor de berekening van de percolatie is de (onverzadigde) doorlatendheid nodig (vgl. 2.13). Deze is een functie van de drukhoogte en is bepaald m.b.v. ongestoorde bodemmonsters. Voor gebruik van het transportmodel SWATRE/SWACROP zijn deze monsters op 5 diepten (5, 16, 42, 60 en 105 cm -mv) in drievoud gestoken. Daarna is in het laboratorium in duplo de doorlatendheid bepaald volgens de verdampingsmethode van Wind (Boels et al., 1978). Tegelijkertijd is de relatie tussen drukhoogte en vochtgehalte bepaald.

Het vochtgehalte wordt gemeten m.b.v. capacitieve sensoren (Hilhorst, 1984) die 2 keer per week worden afgelezen. Deze sensoren bestaan uit een meetkop met 5 pennen die in de grond wordt gedrukt. De pennen vormen een condensator waarvan de capaciteit afhankelijk is van de grondsoort en de hoeveelheid vocht in de grond. Wanneer de sensoren zijn geplaatst is de hoeveelheid vocht de enige variabele grootheid. De sensorwaarden worden afgelezen met een bijbehorend meetapparaat.
De sensoren zijn geplaatst op een diepte van 5, 10, 15, 20, 30, 50, 80, 120 en 160 cm, ook weer in twee kolommen met een onderlinge afstand van 0,8 m.

Voor de meting van de grondwaterstand is een boring tot 30 m diepte gedaan en een grondwaterstandsbuis geplaatst. De grondwaterstand wordt 1 keer per week gemeten met een meetlint met peilklokje.

3.5 Overige metingen

De windrichting wordt gemeten t.o.v. de (draaibare) ladder; om de absolute windrichting te kunnen bepalen wordt ook de ladderrichting t.o.v. het noorden gemeten. Behalve de genoemde metingen worden ook luchtdruk, bladnatheid en globale straling gemeten. Deze laatste meting zal gebruikt worden voor de modellering van de gewasweerstand (zie par. 4.1).
Hiervoor wordt ook de Leaf Area Index (LAI) bepaald. Op 9 willekeurige plaatsen zijn netten van 1 m^2 gespannen waarop vallende bladeren terechtkomen. Deze netten worden gewogen en van monsters hieruit wordt de verhouding oppervlak/gewicht bepaald. De ontwikkeling van de LAI gedurende het seizoen wordt bepaald m.b.v. lichtinterceptiemetingen en schattingen.

Alle sensoren, behalve de capacitieve vochtmeters, zijn aangesloten op een datalogger. De instrumenten voor meting van de Bowen-ratio, energiebalans (m.u.v. bodemwarmteflux en -temperatuur), luchtdruk, wind- en ladderrichting, bladnatheid en globale straling zijn aangesloten op een Campbell 21X datalogger met multiplexer AM32. De overige instrumenten zijn aangesloten op een Datataker DT100I datalogger. De dataloggers "scannen" ieder 6 seconden en slaan iedere 20 minuten het gemiddelde op in hun geheugen. Via een zender worden deze gegevens naar het Staringgebouw overgebracht waar ze worden opgeslagen en verwerkt op een personal computer (Olivetti M28).

4 MODELLEN

De verdamping van bos wordt onderscheiden in evapotranspiratie (transpiratie plus bodemevaporatie) en interceptie. Voor de evapotranspiratie en interceptie zijn verschillende modellen ontwikkeld. Met de resultaten van de metingen (de gemeten evapotranspiratie en interceptie) kunnen de parameters in deze modellen worden bepaald. Voor gebruik van een dynamisch transportmodel zijn ook bodemfysische parameters bepaald en zijn enige aanpassingen aan dit model verricht.

4.1 Evapotranspiratie

Voor de berekening van de evapotranspiratie wordt vaak de aangepaste vorm van de combinatie vergelijking gebruikt (Montheith, 1965; Rijtema, 1965):

$$\lambda E = \frac{s \cdot A + \rho \cdot c_p \cdot (e_s - e)/r_a}{s + \gamma(1 + r_s/r_a)} \qquad (4.1)$$

waarin:
λE= latente warmteflux
s = helling van de verzadigingsdampdrukcurve
γ = psychrometer constante
A = beschikbare energie
ρ = dichtheid van de lucht
c_p = specifieke warmte van lucht bij constante druk
r_a = aërodynamische weerstand voor waterdamptransport
r_s = oppervlakte- of diffusieweerstand voor waterdamptransport
e = dampdruk
e_s = verzadigde dampdruk

De oppervlakte- of diffusieweerstand wordt in de literatuur vaak gewasweerstand genoemd. Het gaat hierbij om de diffusieweerstand die opgebouwd is uit de weerstand van de huidmondjes van het gewas en de weerstand van de bodem voor waterdamptransport.
In het onderzoek worden de beschikbare energie, de latente warmteflux en het verzadigingsdeficit bepaald. Uit de gemeten temperaturen zijn s en γ te berekenen en ρ en c_p zijn constanten. Als onbekenden blijven over de aërodynamische en de oppervlakteweerstand.

De aërodynamische weerstand wordt als volgt berekend (Businger, 1956):

$$r_a = \frac{1}{k^2 u} \cdot \left[\ln\left\{ \frac{(z-d)}{z_0} \right\} \right]^2 \qquad (4.2)$$

waarin:
k = von Kármán constante
u = windsnelheid op hoogte z
z = meethoogte
d = nulvlaksverplaatsing
z_0 = ruwheidslengte

De nulvlaksverplaatsing en de ruwheidslengte kunnen worden bepaald uit de windsnelheidsmeting en het gemeten windprofiel. In een neutrale atmosfeer (waarin de temperatuurverandering van de lucht met de hoogte gelijk is aan de droogadiabatische temperatuurgradiënt (McIntosh en Thom,1978)) is de windsnelheid evenredig met de logaritme van de hoogte:

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \cdot \ln\left\{\frac{(z-d)}{z_0}\right\} \qquad (4.3)$$

waarin:
u_* = wrijvingssnelheid

De nulvlaksverplaatsing kan door iteratie worden berekend uit:

$$\frac{u_1-u_2}{u_3-u_4} = \frac{\ln(z_1-d) - \ln(z_2-d)}{\ln(z_3-d) - \ln(z_4-d)} \qquad (4.4)$$

waarin:
u_1 = windsnelheid op hoogte z_1
u_2 = windsnelheid op hoogte z_2
u_3 = windsnelheid op hoogte z_3
u_4 = windsnelheid op hoogte z_4

De ruwheidslengte wordt bepaald door ln(z-d) uit te zetten tegen de windsnelheid, voor u=0 geldt dat $\ln z = \ln z_0$.

Als enige onbekende in vergelijking 4.1 blijft de oppervlakteweerstand over, die als volgt wordt berekend:

$$r_s = \frac{s \cdot A \cdot r_a + \rho \cdot c_p \cdot (e_s - e)}{\gamma \cdot \lambda E} - \frac{(s+\gamma) \cdot r_a}{\gamma} \qquad (4.5)$$

Voor bossen is de ruwheidslengte groot waardoor de aërodynamische weerstand meestal vrij klein is, 4-10 $s \cdot m^{-1}$. De oppervlakteweerstand is veel groter en beïnvloedt in belangrijke mate de evapotranspiratie. Stewart (1988) heeft een simulatiemodel ontwikkeld voor de oppervlaktegeleidbaarheid g_s (het omgekeerde van de oppervlakteweerstand) voor een bos in Engeland. In combinatie met vergelijking 4.1 kan hiermee de evapotranspiratie worden berekend. Het model heeft de vorm:

$$g_s = g_{s,max} \cdot f(K\downarrow) \cdot f(LAI) \cdot f(e_s - e) \cdot f(T) \cdot f(\Theta_s - \Theta) \qquad (4.6)$$

waarin:
g_s = oppervlaktegeleidbaarheid
$g_{s,max}$ = maximale oppervlaktegeleidbaarheid
$f(K\downarrow)$ = dimensieloze functie globale straling
f(LAI) = dimensieloze functie Leaf Area Index
$f(e_s\text{-}e)$ = dimensieloze functie verzadigingsdeficit
f(T) = dimensieloze functie temperatuur
$f(\Theta_s\text{-}\Theta)$ = dimensieloze functie bodemvochtdeficit

De functies hebben een waarde tussen 0 en 1. Figuur 4.1 geeft een aantal van deze functies weer. Stewart heeft de parameters voor de omgevingsfactoren geoptimaliseerd voor een naaldbos. Een verandering van de parameters met 15% heeft nauwelijks invloed op de gesimuleerde totale jaarlijkse evapotranspiratie (Dolman et al., 1988). Volgens Nonhebel (1987) kunnen de in Engeland gevonden functies ook voor andere bossen gelden. De verschillen in evapotranspiratie tussen boomsoorten worden vooral veroorzaakt door verschillen in minimale en maximale oppervlaktegeleidbaarheid en niet door een verschil in reactie van de huidmondjes op omgevingsfactoren. In het onderzoek in Ede wordt de minimale oppervlakteweerstand (maximale geleidbaarheid) bepaald. De LAI functie voor een loofbos zal afwijken van de functie die Stewart gebruikt heeft.

De parameters die voor het transpiratiemodel moeten worden bepaald zijn (zie par. 5.3):
- de gemiddelde hoogte van het bos en/of de ruwheidslengte en nulvlaksverplaatsing;
- de Leaf Area Index;
- de maximale oppervlaktegeleidbaarheid.

4.2 Interceptie

De interceptie kan worden gemodelleerd zoals Gash (1979) of Mulder (1985) dat hebben gedaan. Basis van deze modellen is het "Ruttermodel" (Rutter et al., 1971, Rutter et al., 1975), dat het vegetatiedek als een plat vlak beschouwt. De neerslag wordt verdeeld over vrije doorval, opslag op en drainage van het bladerdek en opslag op de stam en stamafvoer (fig. 4.2). Tijdens een bui worden eerst de opslagreservoirs van bladeren en stam gevuld. Als deze vol zijn begint de drainage (drup en stamafvoer). Tegelijkertijd verdampt er interceptiewater: de evaporatiesnelheid is afhankelijk van de mate van vulling van het opslagreservoir.
Het "Ruttermodel" is in de praktijk minder goed hanteerbaar omdat het uurlijkse meteogegevens nodig heeft. De modellen van Gash en Mulder zijn beter toepasbaar. In deze modellen worden 3 fasen van interceptieverdamping onderscheiden (fig. 4.3):

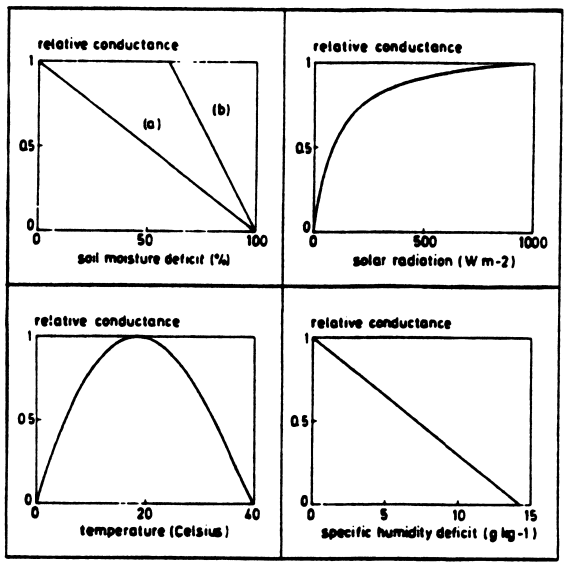


Fig. 4.1 De afhankelijkheid van de gewasgeleidbaarheid van de omgevingsfactoren (uit: Dolman en Nonhebel, 1988).

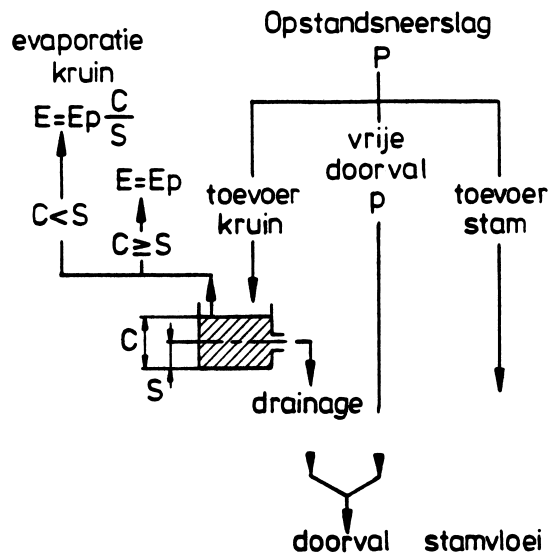


Fig. 4.2 Structuur van het "Ruttermodel"; E_p = potentiële evaporatie, E = actuele evaporatie, C = hoeveelheid water in de kruin, S = opslagcapaciteit. (naar: Van Roestel, 1984).

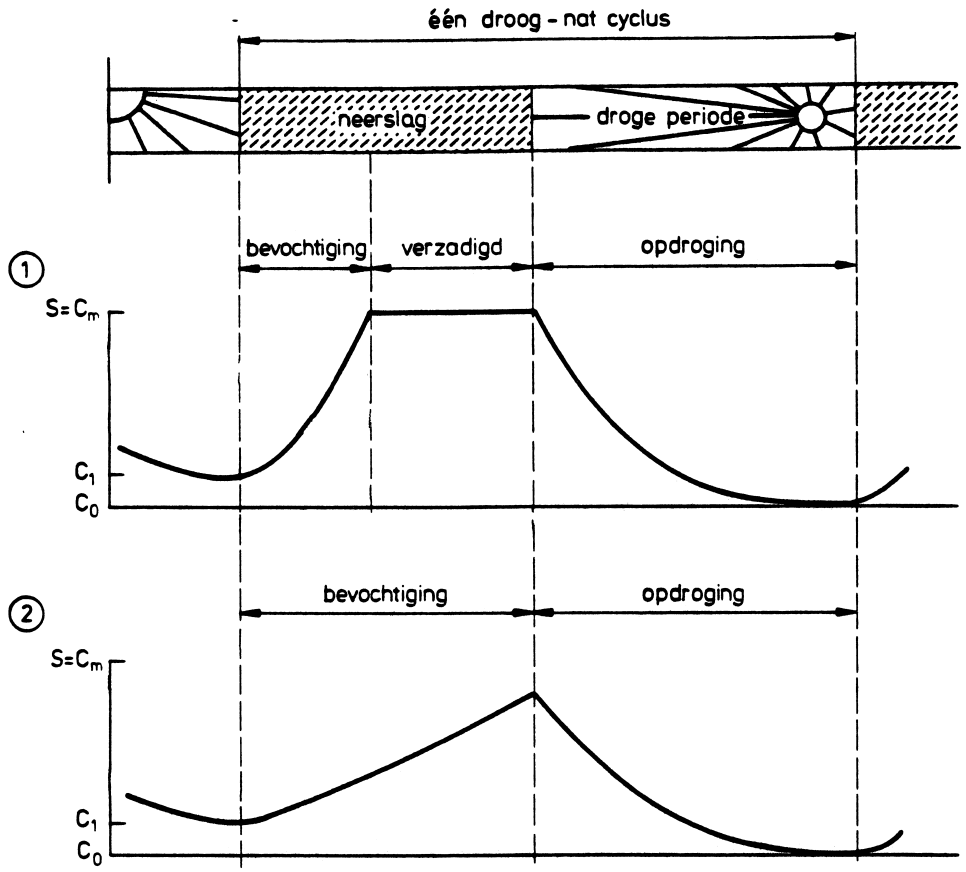


Fig. 4.3 Schematische weergave van de verandering in waterhoeveelheid op het bladerdek (C) wanneer verzadiging wordt bereikt (1) of niet wordt bereikt (2); C_0 = droog bladerdek, C_1 = gedeeltelijk nat na droge periode, C_m = max. hoeveelheid water op het bladerdek = interceptiecapaciteit (S) (uit: Van Roestel, 1984).

1) de bevochtigingsfase: de periode tussen het begin van een regenbui en het moment dat de kruin verzadigd is;
2) de verzadigde fase: de periode dat de kruin verzadigd is;
3) de opdroogfase: de periode vanaf het einde van de bui tot het begin van de volgende bui.

In het model van Gash wordt aangenomen dat de verdampingssnelheid en regenintensiteit per individuele bui kunnen worden vervangen door (seizoens-)gemiddelden. Deze waarden moeten worden afgeleid uit uurgegevens. Buien worden onderscheiden in kleine buien, waarbij het bladerdek niet verzadigd raakt, en grote buien, waarbij dat wel gebeurt. Er wordt verondersteld dat er slechts één bui per dag valt.

De hoeveelheid neerslag waarbij het bladerdek verzadigd raakt (P_s) kan als volgt berekend worden:

$$P_s = -\frac{\bar{R}\cdot S}{\bar{E}}\cdot\ln\left\{1 - \frac{\bar{E}}{\bar{R}}\cdot\frac{1}{(1-p)}\right\} \qquad (4.7)$$

waarin:
$\bar{R}$ = gemiddelde regenintensiteit over het seizoen
$\bar{E}$ = gemiddelde verdampingssnelheid van een nat bladerdek tijdens neerslag over het seizoen
S = opslagcapaciteit van de kruin
p = vrije doorvalcoëfficiënt

Voor grote buien wordt de interceptie E_i per fase bepaald:

1) bevochtigingsfase: $E_i = P_s\cdot(1-p) - S$ (4.8)

2) verzadigde fase: $E_i = \bar{E}/\bar{R}\cdot(P-P_s)$ (4.9)

3) opdroogfase: $E_i = S$ (4.10)

Voor kleine buien is de interceptie:

$$E_i = P_s\cdot(1-p) \qquad (4.11)$$

Het model van Mulder houdt rekening met meerdere buien per dag. Hiervoor zijn uurgegevens van de neerslag nodig waaruit het aantal buien per dag en de neerslagduur kunnen worden afgeleid.
De oorspronkelijke neerslagverdeling van n verschillende buien wordt omgezet in een verdeling met n identieke buien van gelijke duur en gelijke neerslaghoeveelheid, regelmatig verdeeld over de dag. Het model maakt onderscheid in verdampingssnelheid onder natte en droge omstandigheden en tijdens dag en nacht. Tijdens de bevochtigings- en verzadigingsfase wordt de verdamping uitgerekend met de verdampingssnelheid geldend voor de natte atmosferische omstandigheden en tijdens de opdroogfase met die welke geldt voor de droge omstandigheden. De verdampingssnelheid wordt berekend met de Monteith-Rijtema vergelijking (vgl. 4.1) waarbij de oppervlakteweerstand r_s nul is:

$$\lambda E = \frac{s\cdot A + \rho\cdot c_p\cdot(e_s-e)/r_a}{s + \gamma} \qquad (4.12)$$

Temperatuur en verzadigingsdeficit worden bepaald m.b.v. waarnemingen om 9.00, 15.00 en 20.00 uur Midden Europese Tijd (MET). De gemiddelde waarden berekend uit deze gegevens worden gecorrigeerd om de gemiddelde waarden overdag en 's nachts te bepalen. Er wordt verondersteld dat gedurende een regenbui de relatieve luchtvochtigheid een constante waarde heeft, dus 's nachts en overdag hetzelfde is. In het model van Mulder wordt de netto straling afgeleid uit tabellen voor kortgolvige straling als functie van dag en plaats, zonneschijnduur, temperatuur en luchtvochtigheid. In de

modelberekeningen voor het bos in Ede worden de gemeten waarden van de netto straling gebruikt, die gemiddeld worden voor de elementaire meteorologische omstandigheden (nat-droog, dag-nacht). Voor de windsnelheid wordt het daggemiddelde gebruikt.

Voor de interceptiemodellen moeten de volgende parameters worden bepaald (zie par. 6.2):
- de gemiddelde hoogte van het bos en/of de ruwheidslengte en nulvlaksverplaatsing;
- de opslagcapaciteit S;
- de vrije doorvalcoëfficiënt p;
- de gemiddelde neerslaginstensiteit (Gash);
- de gemiddelde evaporatiesnelheid (Gash);
- de correctiefactoren voor temperatuur en verzadigingsdeficit (Mulder);
- de relatieve luchtvochtigheid tijdens regen (Mulder).

4.3 Waterbalans

Een veel toegepast waterbalansmodel is het bodemwaterbalansmodel SWATRE/SWACROP (Wesseling et al., 1989; Feddes et al., 1988a; Kabat et al., 1989). Dit model is voor een aantal landbouwgewassen getoetst onder uiteenlopende omstandigheden (verschillende bodemprofielen, ondiepe grondwaterspiegel, etc.). Om het model te kunnen gebruiken voor bossen is het voor een deel aangepast. Het model SWATRE/SWACROP is een dynamisch watertransport model, gebaseerd op de stromingsvergelijking van Darcy (vgl. 4.13) en de Richards vergelijking (vgl. 4.14).

$$q_v = -K(h)\cdot(\partial h/\partial z + 1) \qquad (4.13)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{C(h)}\cdot\frac{\partial}{\partial z}\left[K(h)\cdot(\partial h/\partial z + 1)\right] - \frac{S(h)}{C(h)} \qquad (4.14)$$

waarin:
q_v = flux
$K(h)$ = doorlatendheid van de bodem
$C(h)$ = differentiële vochtcapaciteit ($C(h) = \partial\Theta/\partial h$)
h = drukhoogte
$S(h)$ = wateronttrekking door wortels
z = diepte
t = tijd

De bodem als systeem wordt verdeeld in compartimenten. Het bodemprofiel is onderverdeeld in lagen (die uit een of meerdere compartimenten bestaan) met verschillende fysische eigenschappen (doorlatendheid, waterretentiecurve). Als randvoorwaarden aan de bovenkant van het systeem worden dagwaarden van neerslag, potentiële bodemverdamping en potentiële transpiratie gebruikt. De potentiële transpiratie wordt als volgt berekend:

$$E_{tp} = E_p - E_{sp} - E_i \qquad (4.15)$$

waarin:
E_{tp} = potentiële transpiratie
E_p = potentiële evapotranspiratie
E_{sp} = potentiële bodemevaporatie
E_i = interceptie

Het model biedt een aantal mogelijkheden voor de berekening van de potentiële evapotranspiratie zoals Penman open water verdamping, Priestley en Taylor vergelijking, referentiegewasverdamping en de Monteith-Rijtema vergelijking (vgl. 4.1). Deze laatste is gekozen voor gebruik van het model met de in Ede verzamelde gegevens. Wanneer rekening wordt gehouden met de interceptie, heeft de vergelijking de volgende vorm:

$$E_p = \frac{s + \gamma}{s + \gamma\cdot(1+r_{sp}/r_a)}\cdot(E_{nat} - E_i) + E_i \qquad (4.16)$$

waarin:
r_{sp} = oppervlakteweerstand onder heersende meteorologische omstandigheden en optimale bodemvochtomstandigheden
E_{nat} = natte gewasevaporatie (de theoretische verdampingsflux van een hypothetisch wateroppervlak met albedo en aërodynamische weerstand van het gewas)

Om SWATRE voor bos toe te kunnen passen is de berekeningsmodule van de interceptie vervangen door het model van Gash. De berekening van r_a is vervangen door vergelijking 4.2.
De natte gewasverdamping wordt berekend volgens:

$$E_{nat} = \frac{s\cdot Q^* + \rho\cdot c_p\cdot(e_s-e)/r_a}{\lambda\cdot(s + \gamma)} \qquad (4.17)$$

De oppervlakteweerstand r_{sp} is niet dezelfde als in vergelijking 4.1. Daarin gaat het om de actuele evapotranspiratie en de actuele oppervlakteweerstand. In het model SWATRE gaat het om de potentiële evapotranspiratie en de potentiële oppervlakteweerstand, d.w.z. de weerstand onder optimale bodemvochtomstandigheden en actuele meteorologische omstandigheden. Onder deze omstandigheden is de potentiële oppervlakteweerstand r_{sp} in vgl. 4.16 gelijk aan de oppervlakteweerstand r_s in vgl. 4.1. Wanneer de verdampingsvraag van de atmosfeer (vooral het verzadigingsdeficit) groter wordt, zal de oppervlakteweerstand toenemen voordat de huidmondjes sluiten. Figuur 4.4 geeft het veronderstelde verloop van de potentiële oppervlakteweerstand met de natte gewasverdamping. De waarden voor de minimale en maximale potentiële oppervlakteweerstand worden als parameters in het model ingevoerd.
De potentiële bodemverdamping wordt berekend met de vergelijking:

$$E_{sp} = \frac{s}{\lambda\cdot(s + \gamma)}\cdot Q^*\cdot e^{-\kappa\cdot LAI} \qquad (4.18)$$

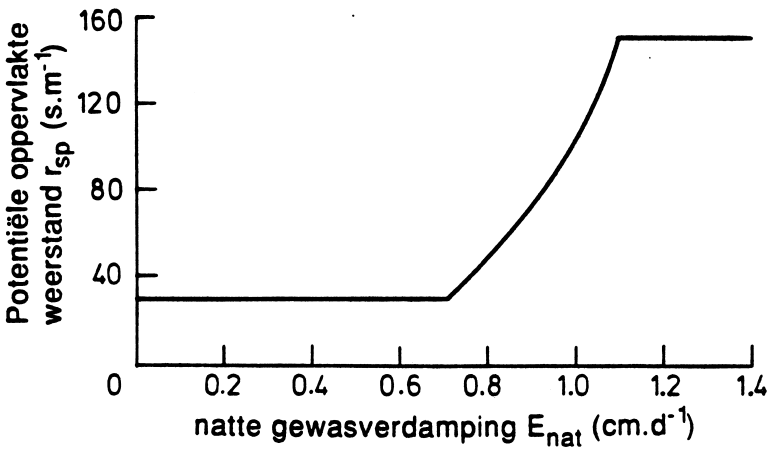


Fig. 4.4 Variatie van de potentiële oppervlakteweerstand afhankelijk van de natte gewasverdamping (naar: Feddes et al., 1988b).

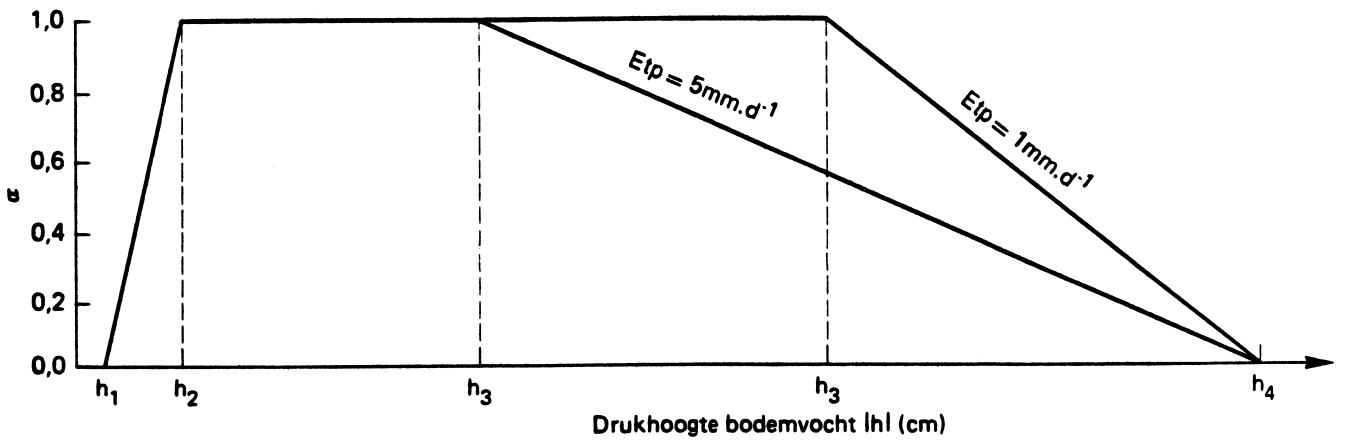


Fig. 4.5 Dimensieloze wateronttrekkingsvariabele (α) als functie van de absolute waarde van de drukhoogte (h) (naar: Feddes et al., 1988a).

waarin:
κ = extinctiecoëfficiënt
LAI = Leaf Area Index

Het is niet bekend hoe groot de extinctiecoëfficiënt voor bos is, daarom is gerekend met de waarde voor κ die voor gras geldt, 0,39 (Ritchie, 1972). De randvoorwaarde aan de onderkant van het systeem is afhankelijk van de diepte van de grondwaterspiegel. Omdat de grondwaterspiegel in het bos in Ede ongeveer 5 m -mv is, wordt vrije drainage verondersteld.

Feddes et al. (1988a) hebben de wateronttrekkingsfunctie S(h) als volgt beschreven:

$$S(h) = \alpha(h) \cdot S_{max} \qquad (4.19)$$

waarin:
$\alpha(h)$ = dimensieloze functie van de drukhoogte
S_{max} = maximaal mogelijke wateronttrekking door de wortels

De wateronttrekking door de wortels in een vochtige bodem zal vooral in de bovenste lagen plaatsvinden, daarom is gekozen voor een beschrijving van S_{max} volgens Prasad (1988):

$$S_{max}(z) = \frac{2 \cdot E_{tp}}{|z_r|} \cdot \left\{1 - \frac{|z|}{|z_r|}\right\} \qquad (4.20)$$

waarin:
z_r = diepte van de wortelzone

Aan de bovenkant van de wortelzone is de onttrekking maximaal en aan de onderkant is de onttrekking 0. De worteldiepte kan gedurende het seizoen variëren. Figuur 4.5 geeft de functie $\alpha(h)$. De waarde $|h_1|$ is de ondergrens voor wateropname, bij kleinere absolute drukhoogte zijn de omstandigheden te nat (zuurstofgebrek). Van $|h_1|$ tot $|h_2|$ wordt een lineair verband verondersteld. De wateropname is maximaal wanneer de drukhoogte zich tussen $|h_2|$ en $|h_3|$ bevindt. Het punt waarop de wateronttrekking door droogte wordt gereduceerd ($|h_3|$) is afhankelijk van de potentiële transpiratie. Bij absolute drukhoogten groter dan $|h_4|$ (verwelkingspunt) vindt geen wateropname meer plaats. Van $|h_3|$ tot $|h_4|$ verloopt $\alpha(h)$ lineair of hyperbolisch. De grenzen voor de drukhoogten zijn vrij te kiezen.

Het model berekent voor ieder compartiment op dagbasis het vochtgehalte, drukhoogte, flux en het volume water dat door de wortels is opgenomen. Verder geeft het model per dag de neerslag, interceptie, bodemverdamping (potentieel en actueel), de transpiratie (potentieel en actueel), specifieke berging (en verandering hierin) en de flux aan de onderrand van het bodemsysteem. Voor de wijze waarop het model in dit onderzoek wordt gebruikt zijn de volgende gegevens nodig:

- aantal en dikte van de bodemlagen;
- waterretentiecurve (pF-curve) en doorlatendheid als functie van de drukhoogte voor iedere bodemlaag;
- initiële bodemvochtprofiel of drukhoogteprofiel;
- dagelijkse gegevens van neerslag, netto straling, temperatuur, relatieve luchtvochtigheid en windsnelheid;
- begin en einddagnummer van de simulatie;
- randvoorwaarden voor de numerieke oplossing (aantal compartimenten, maximale tijdsstap en maximale vochtverandering gedurende een tijdsstap);
- waarden voor sturing van het iteratieproces;
- waarden voor de drukhoogten h_1 t/m h_4 in figuur 4.5 t.b.v. de wateronttrekkingsfunctie;
- minimale en maximale potentiële oppervlakteweerstand;
- nulvlaksverplaatsing, ruwheidslengte en meethoogte windsnelheid voor berekening van r_a;
- parameters voor berekening van de functie LAI;
- bodembedekkingsgraad;
- opslagcapaciteit en verhouding $\bar{E}/\bar{R}$ voor berekening van de interceptie;
- ontwikkeling van de worteldiepte in de tijd (dagnummer-worteldiepte);
- ontwikkeling van de bedekkingsgraad in de tijd (dagnummer-bedekkingsgraad);
- ontwikkeling van de gewashoogte in de tijd (dagnummer-gewashoogte).

5 EVAPOTRANSPIRATIE VOLGENS DE EBBR-METHODE

De resultaten van de EBBR-methode zullen eerst voor een aantal karakteristieke dagen in 1988 worden besproken. Daarna wordt ingegaan op de maand- en seizoensommen van evapotranspiratie en verdamping. Aan het eind van dit hoofdstuk wordt de bepaling van de parameters voor het transpiratiemodel behandeld.

5.1 Resultaten van een aantal karakteristieke dagen

In figuur 5.1.a is de energiebalans van het bos gegeven voor een mooie voorjaarsdag (13 mei) en een mooie zomerdag (10 juli) in 1988. In mei is de bodemwarmteflux overdag ongeveer 10% van de netto-stralingsflux en bereikt zijn maximum rond het middaguur. De energieverandering in het bos (vgl. 2.3 t/m 2.6) bereikt zijn uiterste waarden in de vroege morgen en avond, wanneer de temperatuurveranderingen het grootst zijn. De netto-stralingsflux is dan klein, waardoor de invloed van de opslagtermen op de energiebalans groot zijn. Deze termen zijn minder nauwkeurig te bepalen dan de netto straling, waardoor de fout in de beschikbare energie relatief groot is op die tijdstippen dat de netto straling klein is. De absolute fout in de verdamping zal dan echter klein zijn. Dit geldt vooral als het bos goed in blad is, zoals op 10 juli.

De Bowen-ratio is evenredig met de verhouding tussen de temperatuur- en luchtvochtigheidgradiënt boven het bos (vgl. 2.10). Deze gradiënten zijn gegeven in figuur 5.1.a voor de laag tussen 18,25 m en 22,95 m. Opvallend is dat de luchtvochtigheidgradiënt in juli overdag veel groter is dan op 13 mei, hetgeen veroorzaakt wordt door het transpirerende bladerdek dat in mei nog nauwelijks aanwezig was. De Bowen-ratio is in juli dan ook kleiner dan in mei (fig. 5.1.a) en de verdampingsflux groter. Op 13 mei wordt de verdampingsflux om 19.40 uur plotseling groter doordat de Bowen-ratio de waarde -1 nadert. Bij de berekening van de dagelijkse verdamping worden deze gegevens uitgesloten. De totale verdamping op 13 mei was 1,8 mm en op 10 juli 3,6 mm (berekend met de Bowen-ratio van de laag tussen 18,25 en 22,95 m). Op 13 mei zijn de Bowen-ratio's van de bovenste en onderste laag overdag vrijwel aan elkaar gelijk, maar later in het seizoen is de Bowen-ratio van de bovenste laag meestal kleiner dan die van de onderste laag. De verdampingsflux van de bovenste laag is dan groter dan die van de onderste laag. Een verklaring hiervoor wordt in par. 5.2 gegeven.

In figuur 5.1.b is de windsnelheid, de aërodynamische weerstand, het verzadigingsdeficit en de oppervlakteweerstand gegeven voor 13 mei en 10 juli 1988.
De aërodynamische weerstand is afhankelijk van de windsnelheid en varieert

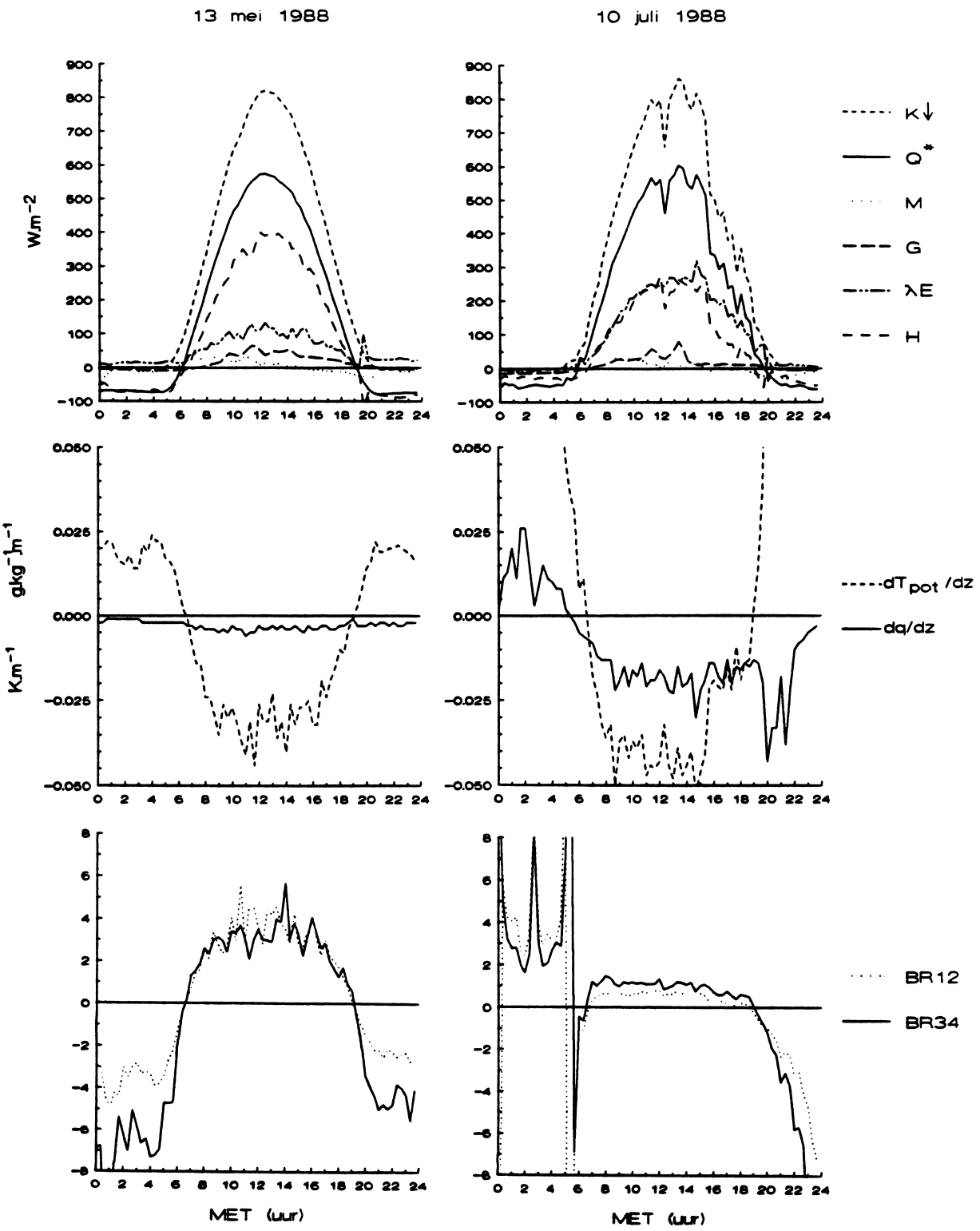


Fig. 5.1.a Dagelijks verloop van de globale straling (K↓), netto straling (Q*), bodemwarmteflux (G), energieverandering in het bos (M), latente warmteflux (λE), voelbare warmteflux (H), potentiële temperatuurgradiënt (dT_{pot}/dz) en specifieke luchtvochtigheidgradiënt (dq/dz) voor de laag van 18,25-22,95 m, Bowen-ratio voor de laag van 20,60-22,95 m (BR12) en voor de laag van 18,25-20,60 m (BR34) op 13 mei 1988 en 10 juli 1988 van 0.00-24.00 uur Midden-Europese Tijd (MET).

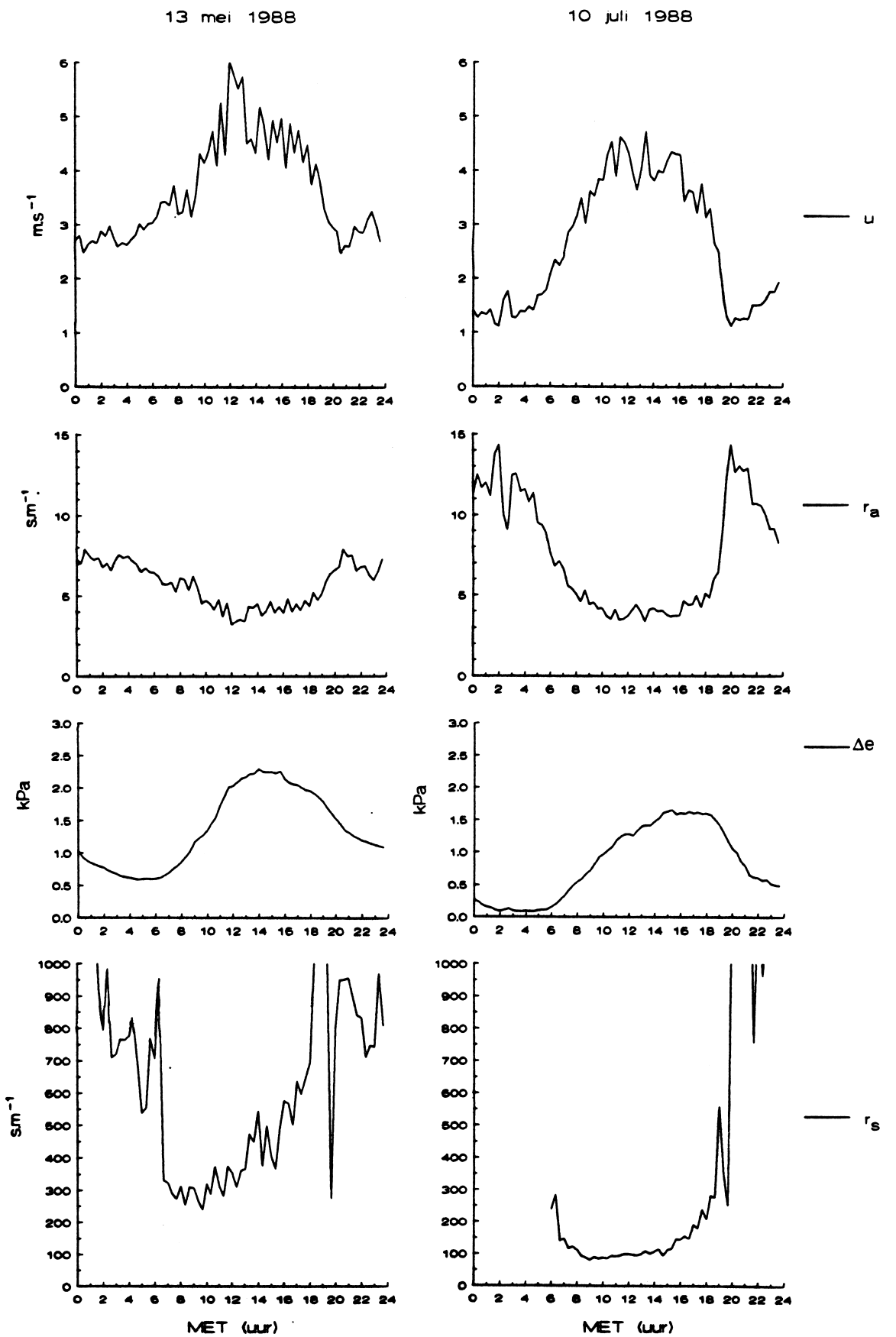


Fig. 5.1.b Dagelijks verloop van de windsnelheid (u), de aërodynamische weerstand (r_a), het verzadigingsdeficit (Δe) en de oppervlakte-weerstand (r_s) op 13 mei 1988 en 10 juli 1988 van 0.00-24.00 uur Midden-Europese Tijd (MET).

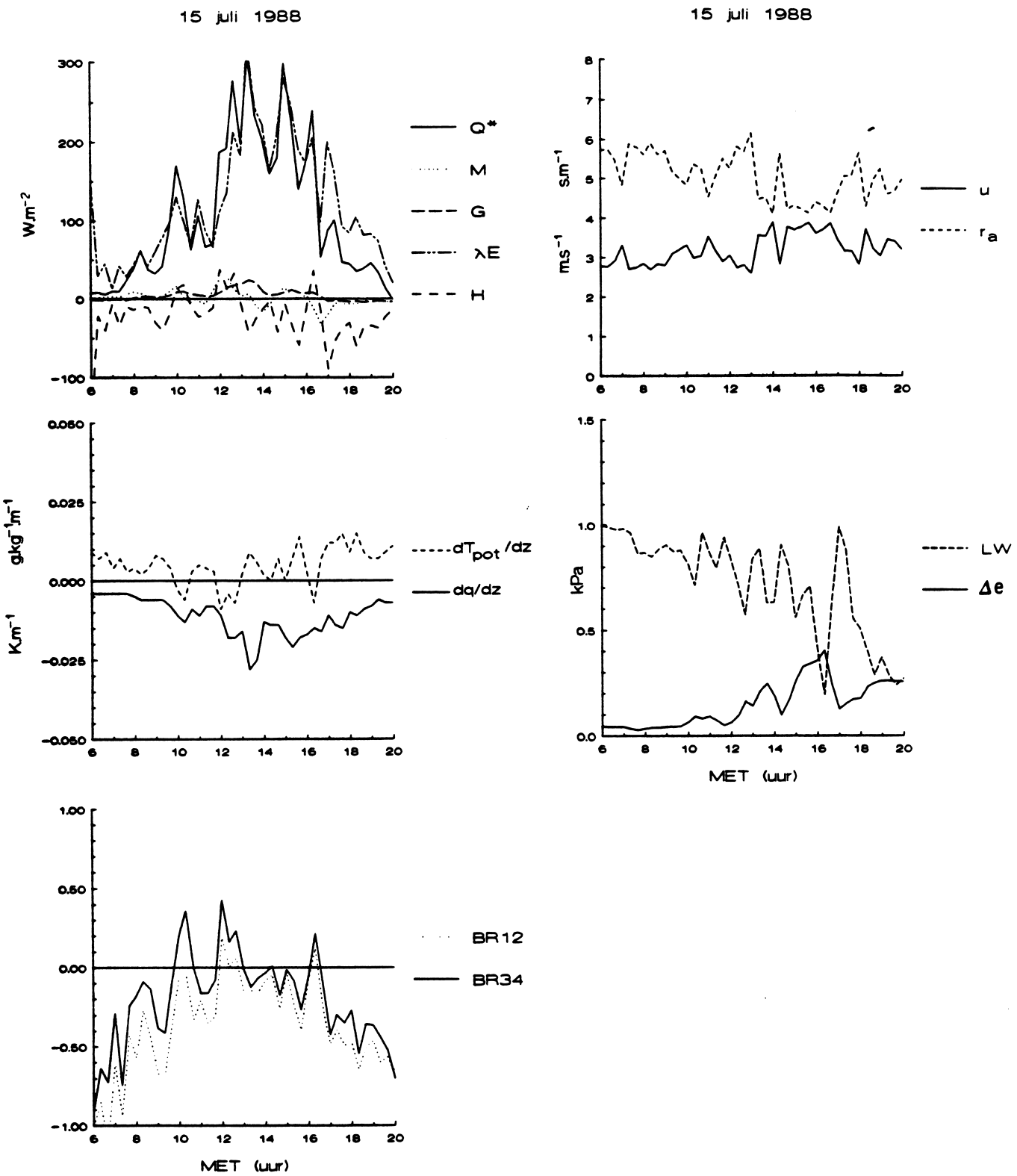


Fig. 5.2 Waarden van 8.00-20.00 uur Midden-Europese Tijd (MET) van netto straling (Q^*), bodemwarmteflux (G), energieverandering in het bos (M), latente warmteflux (λE), voelbare warmteflux (H), potentiële temperatuurgradiënt (dT_{pot}/dz) en specifieke luchtvochtigheidgradiënt (dq/dz) voor de laag van 18,25-22,95 m, Bowen-ratio voor de laag van 20,60-22,95 m (BR12) en voor de laag van 18,25-20,60 m (BR34), windsnelheid (u), aërodynamische weerstand (r_a), verzadigingsdeficit (Δe) en bladnatheid (LW) op 15 juli 1988.

op beide dagen overdag van 4 tot 7 $s \cdot m^{-1}$.
Het verloop van de oppervlakteweerstand over de dag is zoals die vaak is gevonden (Jarvis et al., 1976, McNaughton and Black, 1973): in de morgen neemt de oppervlakteweerstand af en is minimaal rond 9 uur. Daarna neemt de weerstand toe tot ongeveer 19 uur. In de vroege morgen en avond zijn de waarden van de berekende oppervlakteweerstand niet betrouwbaar omdat de fout in de energiebalans dan groot is. Voor transpiratiemodellen is de oppervlakteweerstand 's nachts niet van belang. In figuur 5.1.b is te zien dat de oppervlakteweerstand in juli beduidend lager is dan in mei. De gemiddelde minimale weerstand over 20 minuten is op 13 mei 214 $s \cdot m^{-1}$ en op 10 juli 81 $s \cdot m^{-1}$. De Leaf Area Index in mei was 1,2 en in juli 4,9 (fig. 5.3).
De afname van de weerstand in de vroege morgen wordt verklaard door de toename in de globale straling (fig. 5.1.a). Boven een bepaalde grenswaarde is de globale straling niet meer limiterend (Dolman en Van den Burg, 1988). Later op de dag neemt de oppervlakteweerstand toe als gevolg van een toenemend verzadigingsdeficit en een afnemende globale straling. Dolman en Van den Burg (1988) veronderstellen dat de toename in oppervlakteweerstand aan het eind van de dag ook mede veroorzaakt kan worden door een te lage bladwaterpotentiaal, vooral wanneer de transpiratie gedurende het eerste deel van de dag groot is.
De energiebalans van een dag met regen is te zien in figuur 5.2. De netto stralingsflux op 15 juli is ongeveer de helft van die op 10 juli. De voelbare warmteflux is overwegend negatief (flux van boven naar beneden) en de verdampingsflux is groter dan de beschikbare energie, vooral tijdens regen en aan het eind van de dag. Er is dan sprake van advectie. De temperatuurgradiënt is erg klein en positief. Uiteraard is het verzadigingsdeficit erg klein, vooral tijdens neerslag. De aërodynamische weerstand varieert overdag van 4 tot 6 $s \cdot m^{-1}$. De bruto neerslag op 15 juli was 5,7 mm en de doorval 4,5 mm. De interceptieverdamping was dus 1,2 mm. De interceptieverdamping volgens de EBBR-methode was op 15 juli 2,4 mm, hetgeen nogal afwijkt van de waarde gevonden uit de neerslagcijfers. Hier wordt in par. 5.3 verder op ingegaan.
Fouten in temperatuurmetingen, stralingsmetingen etc. leiden tot fouten in de berekende energiebalans, Bowen-ratio, verdampingsflux, aërodynamische weerstand en oppervlakteweerstand. In bijlage 5 is beschreven hoe de fouten in de energiebalans en de Bowen-ratio zijn bepaald. De relatieve fout in de energiebalans zal overdag, onder droge omstandigheden, meestal niet groter dan 7 tot 15% zijn. Wanneer de netto straling klein is ('s nachts en bij zware bewolking of regen), kan de relatieve fout groter zijn omdat de opslagtermen van de energiebalans niet nauwkeurig kunnen worden bepaald. De relatieve fout in de Bowen-ratio kan onder droge omstandigheden 5% bedragen voor de periode dat het bos goed in blad zat. In mei was de mogelijke fout in de Bowen-ratio ongeveer 10% doordat de gradiënten toen kleiner waren (bijlage 5). Wanneer het bos nat is, zijn de gradiënten meestal ook klein en zal de fout in de Bowen-ratio groot zijn, 8 tot 15%. De fout in de energiebalans is dan ook groter (ook 8 tot 15%), zodat de relatieve fout in de verdamping 10 tot 20% kan bedragen. Callander en Woodhead

(1981) hebben een uitgebreide analyse gemaakt van de gevoeligheid van de oppervlaktegeleidbaarheid g_s ($=r_s^{-1}$), berekend met vgl. 4.5, voor de bepaling van verdampingsflux, aërodynamische weerstand, dampspanning en temperatuur. In navolging van Stewart en De Bruin (1985) is in tabel 5.1 een soortgelijke analyse uitgevoerd waarbij gerekend is met waarden voor een zonnige dag als 10 juli 1988. Deze waarden zijn: λE=270 W·m^{-2}; β=0,8; g_s=12 mm·s^{-1}; r_a=4 s·m^{-1}; T=20 °C; s=0,145 kPa·°C^{-1}.

Tabel 5.1 Gevoeligheid van de latente warmteflux (λE) en de oppervlaktegeleidbaarheid (g_s), berekend volgens vgl. 2.11 resp. 4.5, voor onzekerheden in beschikbare energie (A), Bowen-ratio (β), latente warmteflux (λE), aërodynamische weerstand (r_a), dampdruk (e) en luchttemperatuur (T).

		Mogelijke fout	Formule	Karakteristieke waarde
λE	A	9%	$\frac{A}{\lambda E}\cdot\frac{\partial(\lambda E)}{\partial A}=1$	relatieve fout in λE is gelijk aan relatieve fout in A
λE	β	5%	$\frac{\beta}{\lambda E}\cdot\frac{\partial(\lambda E)}{\partial \beta}=\frac{H}{A}=\frac{\beta}{1+\beta}$	relatieve fout in λE is gelijk aan 45% van de relatieve fout in β
g_s	λE	11%	$\frac{\lambda E}{g_s}\cdot\frac{\partial g_s}{\partial(\lambda E)}=1+g_s\cdot r_a$	relatieve fout in g_s is ongeveer gelijk aan de relatieve fout in λE
g_s	r_a	5 s·m^{-1}	$\frac{1}{g_s}\cdot\frac{\partial g_s}{\partial r_a}=g_s\cdot(1-\frac{\beta\cdot s}{\gamma})$	0,9% fout in g_s per 1,0 s·m^{-1} fout in r_a
g_s	e	0,02 kPa	$\frac{1}{g_s}\cdot\frac{\partial g_s}{\partial e}=\frac{\rho\cdot c_p}{\gamma}\cdot\frac{g_s}{\lambda E}$	8% fout in g_s per 0,1 kPa fout in e
g_s	T	0,1 °C	$\frac{1}{g_s}\cdot\frac{\partial g_s}{\partial T}=\frac{\rho\cdot c_p\cdot s}{\gamma}\cdot\frac{g_s}{\lambda E}$	12% fout in g_s voor 1 °C fout in T

De onzekerheid in de oppervlaktegeleidbaarheid is ongeveer 15% en wordt voornamelijk beinvloed door de onzekerheid in de verdampingsflux. Naarmate de Bowen-ratio kleiner wordt, draagt de fout in de energiebalans meer bij tot de onzekerheid in g_s. De aërodynamische weerstand heeft

weinig invloed op de oppervlakteweerstand.

5.2 Seizoensommen van evapotranspiratie

Zoals in hoofdstuk 1 is beschreven moet bij het verdampingsproces van bossen een onderscheid worden gemaakt tussen evapotranspiratie en interceptieverdamping. Wanneer het bos nat is, is de oppervlakteweerstand r_s nul. Uit vergelijking 4.1 en 4.12 kan de verhouding tussen de verdampingssnelheid van een droog bos en een nat bos worden afgeleid:

$$\frac{E}{E_i} = \frac{s + \gamma}{s + \gamma(1+r_s/r_a)} \qquad (5.1)$$

Deze verhouding is alleen afhankelijk van de temperatuur en de verhouding tussen oppervlakteweerstand en aërodynamische weerstand. Voor bossen kan r_s/r_a variëren van 15 tot 70 (Jarvis et al., 1976), zodat de verdampingssnelheid van een droog bos 20% tot 5% van de verdampingssnelheid van een nat bos onder dezelfde weersomstandigheden is. Voor landbouwgewassen is de verhouding r_s/r_a tussen 1 en 2 en E/E_i is groter dan 60% (Monteith, 1965). Bij de verdamping gemeten volgens de EBBR-methode kan het onderscheid tussen evapotranspiratie en interceptieverdamping worden gemaakt m.b.v. de bladnat sensoren: wanneer deze een waarde 0 hebben is het bos droog en wanneer ze een waarde 1 hebben is het bos nat. Het probleem ligt in de overgangsfase: wanneer het bos gedeeltelijk nat is zal er zowel transpiratie als interceptieverdamping optreden. Hoe de verdeling tussen transpiratie en interceptieverdamping dan is, is niet duidelijk omdat het model van Penman in deze situatie niet kan worden gebruikt (Shuttleworth, 1976). In dit onderzoek is aangenomen dat bij een bepaalde waarde van de bladnat sensoren de interceptieverdamping verwaarloosbaar is en de gemeten verdamping gelijk is aan de evapotranspiratie (zie pagina 52). Wanneer de bladnat sensoren een hogere waarde aangeven, is alle verdamping interceptieverdamping.

De metingen voor de Bowen-ratio en de energiebalans zijn in 1988 15 april gestart en 15 oktober geëindigd. Vanaf 1 oktober waren de Bowen-ratio metingen onvolledig wegens problemen met de apparatuur.
Het voorjaar van 1988 was vrij droog, vooral april en juni. De zomer, in het bijzonder de maand juli, was erg nat en er was minder zonneschijn dan gemiddeld. Eind april waren er enkele dagen met nachtvorst tot -4 °C, waardoor ongeveer de helft van de knoppen vorstschade opliep. De ontwikkeling van de overige knoppen werd geremd door een rupsenplaag, zodat het bos pas laat in blad was. Figuur 5.3 geeft het verloop van de Leaf Area Index over het seizoen. Eind september begonnen de bladeren te verkleuren en te vallen en eind oktober waren de bomen kaal. Het groeiseizoen loopt in 1988 van 1 mei (dag 122) tot en met 10 oktober (dag

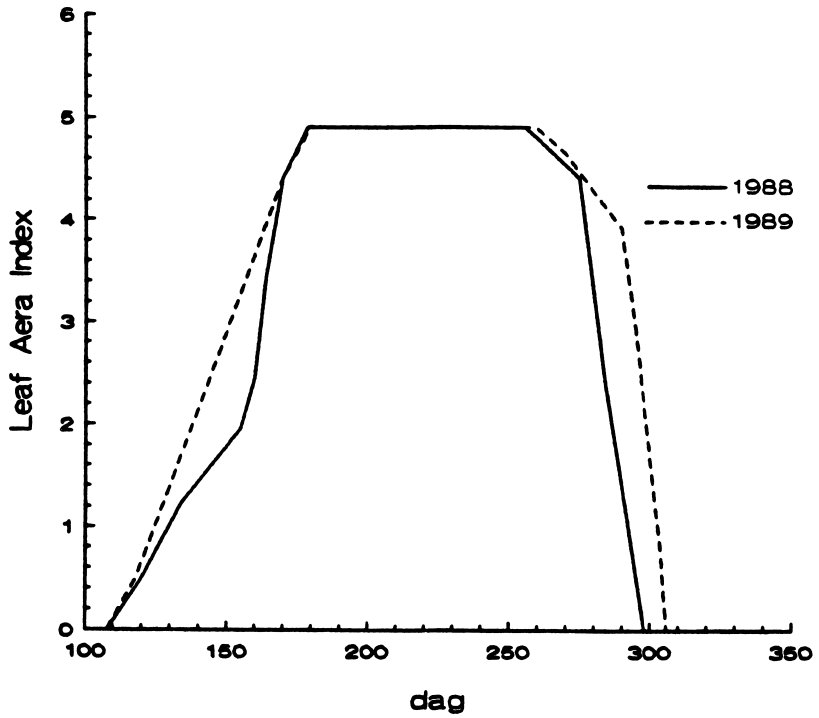


Fig. 5.3 De Leaf Area Index in 1988 en 1989 als functie van dagnummer.

284). Het bos was volledig in blad van 22 juni (dag 174) tot en met 15 september (dag 259).
In 1989 zijn de metingen voor Bowen-ratio en energiebalans 13 april gestart en 17 november geëindigd. De winter 1988/1989 was zeer zacht en de hoeveelheid neerslag was niet extreem. De maanden maart en april waren natter dan normaal. Eind april was er lichte nachtvorst, maar de schade aan de knoppen bleef beperkt. Mei 1989 was zeer warm, zeer droog en extreem zonnig. Juni was natter maar werd gevolgd door de vrij droge maanden juli en augustus. In mei en juni was er weer een rupsenplaag in het bos, maar desondanks waren de bomen begin juli volledig in blad (fig. 5.3). Eind september begonnen de bladeren te verkleuren en te vallen en eind oktober waren de bomen kaal. De maximale Leaf Area Index was zowel in 1988 als in 1989 4,9. In 1989 loopt het groeiseizoen van 1 mei (dag 121) t/m 11 oktober (dag 284). Het bos was volledig in blad van 6 juli (dag 187) t/m 20 september (dag 263).

Volgens de energiebalans/Bowen-ratio methode wordt de verdamping berekend uit de beschikbare energie en de Bowen-ratio (vgl. 2.11). In 1988 zijn de Bowen-ratio's gemeten tussen 18,25 en 20,60 m en tussen 20,60 en 22,95 m. Omdat de Bowen-ratio van de onderste laag in veel gevallen verschilde van de Bowen-ratio van de bovenste laag, is in 1989 de afstand tussen de sensoren verkleind en zijn de sensoren hoger bevestigd, zodat de Bowen-ratio tussen 18,70 en 20,70 m en tussen 20,70 en 22,70 m werd

bepaald. Het verschil in Bowen-ratio bleef echter bestaan, hetgeen een aantal oorzaken kan hebben.
Ten eerste is het mogelijk dat er in de onderste laag verstoring optreedt door bovenwindse obstakels. Dit zal alleen bij bepaalde windrichtingen optreden. Mogelijke obstakels zijn de bevestigingsarm van de netto-stralingsmeter, de antenne en de noordoostzijde van de toren. Bij wind uit het westnoordwesten tot noordnoordwesten (280 tot 350°) en uit het zuidoosten (110-170°) staan er geen obstakels in de weg.
Ten tweede is het mogelijk dat de onderste sensoren te dicht op het gewas zaten en dat daardoor niet in de constante fluxlaag is gemeten. De gemiddelde boomhoogte in een straal van 25 m rond de toren is weliswaar 17 meter, maar de bomen dicht bij de toren waren hoger dan gemiddeld, in 1988 variërend van 15,9 m tot 21,4 m. Wanneer zich in de laag waarover de Bowen-ratio wordt bepaald een bron van warmte en/of waterdamp bevindt, is er geen constante flux. Overdag zijn de gradiënten van temperatuur en luchtvochtigheid negatief (temperatuur en luchtvochtigheid nemen af met de hoogte), dus wanneer er binnen de laag waarover wordt gemeten een bron voor waterdamp is, wordt de luchtvochtigheidgradiënt minder negatief en de Bowen-ratio groter (vgl. 2.10).
Ten derde zou het verschil in Bowen-ratio tussen de twee lagen ook kunnen worden verklaard door een te kleine aanstrijklengte ('fetch'). Wanneer er door advectie aanvoer van warmere en drogere lucht plaatsvindt, wordt de temperatuurgradiënt kleiner en de luchtvochtigheidgradiënt groter, waardoor de Bowen-ratio kleiner wordt. Voor de verhouding tussen meethoogte boven de vegetatie en aanstrijklengte wordt als vuistregel 1:100 genomen, hetgeen in dit geval een minimale aanstrijklengte van 600 m zou geven. Dit betekent dat bij wind uit het oostnoordoosten (45 tot 70°) en bij wind tussen zuidzuidwest en noordwest (200 tot 310°) de aanstrijklengte niet voldoende zou zijn (fig. 3.1).
Om na te gaan welke van bovengenoemde mogelijkheden het verschil in Bowen-ratio veroorzaakt, is de relatieve afwijking in uurwaarden van de Bowen-ratio (het verschil tussen de Bowen-ratio van de onderste laag en de Bowen-ratio van de bovenste laag gedeeld door de Bowen-ratio van de twee lagen samen) berekend. Alleen betrouwbare metingen van juni t/m oktober 1989 zijn gebruikt. Om te toetsen of obstakels invloed hebben op de Bowen-ratio's, is het gemiddelde bepaald van de relatieve afwijking voor 2 groepen van gegevens, nl. bij windrichtingen zonder obstakels (110-170° en 280-350°) en overige windrichtingen. Voor windrichtingen zonder obstakels is de gemiddelde relatieve afwijking 0,089 ± 0,057 (n=168) en voor de overige windrichtingen 0,350 ± 0,046 (n=262). De verschillen tussen deze waarden zijn zo groot dat geconcludeerd kan worden dat de obstakels een verstorende invloed hebben. Verder blijk hieruit dat de relatieve afwijking van de Bowen-ratio in alle windrichtingen groter dan nul is, hetgeen de veronderstelling bevestigt dat de onderste sensoren te dicht op het gewas zitten.
Om na te gaan of de aanstrijklengte in alle richtingen voldoende is, zijn de twee groepen van gegevens (met en zonder obstakels) opgesplitst naar windrichting afhankelijk van de aanstrijklengte (groter of kleiner dan 600

m). De gemiddelde relatieve afwijkingen van de Bowen-ratio van de 4 subgroepen verschilden niet signifikant van de gemiddelden van de bijbehorende hoofdgroep, zodat geconcludeerd kan worden dat de aanstrijklengte in alle richtingen voldoende is. De verdamping is daarom berekend met de Bowen-ratio van de bovenste laag met een interval van 20 minuten.

Wanneer overdag gegevens ontbreken wegens onderhoud of defecte apparatuur, is de verdamping geschat door interpolatie van de Bowen-ratio of de verdamping. Wanneer de Bowen-ratio -1 is zou de verdamping berekend volgens vgl. 2.11 oneindig worden. In de berekening van de totale dagverdamping worden waarnemingen waarvoor de Bowen-ratio tussen -0,8 en -1,2 is in eerste instantie uitgesloten. Ook waarnemingen waarvoor de fluxen dezelfde richting hebben als de gradiënten worden uitgesloten (Ohmura, 1982). Een voorbeeld hiervan is een negatieve verdampingsflux (condensatie) terwijl de luchtvochtigheidgradiënt negatief is, hetgeen wijst op verdamping. Deze omstandigheden komen vooral in de vroege morgen en avond voor en soms gedurende een regenbui, wanneer de gradiënten klein zijn of de beschikbare energie niet nauwkeurig kan worden bepaald. De ontbrekende verdampingsgegevens 's nachts worden geschat met de

Tabel 5.2 Schatting van de ontbrekende gegevens en correcties van de verdamping (in mm) onder verschillende condities voor globale straling ($K\downarrow$) en bladnatheid (LW).

Jaar	Maand	Schatting ontbrekende verdampingsgegevens (mm)		
		$K\downarrow>0$ $LW<0,2$	$K\downarrow>0$ $0\leq LW\leq 1$	Alle waarden
1988	mei	3,3	5,8	7,9
	juni	3,5	3,5	4,2
	juli	7,2	11,4	12,0
	augustus	2,4	2,7	2,9
	september	0,9	2,1	3,1
1989	mei	3,6	3,3	2,5
	juni	3,2	2,8	2,7
	juli	12,8	13,6	13,0
	augustus	1,6	1,4	0,9
	september	2,1	2,9	2,3
	oktober	1,4	3,7	2,2
mei t/m sept. 1988		17,3	25,5	30,1
mei t/m sept. 1989		23,3	27,7	23,6

gemiddelde verdamping over een decade gedurende de nacht. Hierbij wordt onderscheid gemaakt tussen natte en droge omstandigheden. De verdamping 's nachts is meestal niet groter dan 0,1 mm, de fout die gemaakt wordt in de schatting van de ontbrekende gegevens zal daarom klein zijn. Tabel 5.2 geeft de schattingen van de ontbrekende gegevens en correcties voor de totale verdamping, de verdamping overdag en de verdamping overdag wanneer de bladnatsensoren een waarde kleiner dan 0,2 aangeven. Over het groeiseizoen genomen zijn deze correcties zowel in 1988 als in 1989 minder dan 9% van de gemeten verdamping.

Tabel 5.3 Maandsommen van de verdamping (in mm), berekend met de Bowen ratio van de bovenste laag[1)], inclusief schattingen voor de ontbrekende gegevens, onder verschillende condities voor globale straling (K↓) en bladnatheid (LW).

Jaar	Maand	Verdamping (mm)				
		K↓>0 LW=0	K↓>0 LW<0,2	K↓>0 LW<0,4	K↓>0 0≤LW≤1	Alle waarden
1988	mei	28,5	30,3	31,2	39,5	46,0
	juni	42,3	46,3	47,7	55,7	57,8
	juli	47,8	52,9	56,5	83,0	84,1
	augustus	76,2	82,2	85,7	98,0	99,3
	september	33,3	37,9	42,2	57,7	61,1
1989	mei	44,5	45,1	45,4	47,9	49,8
	juni	76,4	78,0	84,0	95,3	96,5
	juli	80,5	81,6	85,4	93,7	95,1
	augustus	51,7	52,8	57,1	68,2	69,2
	september	38,0	40,1	45,6	54,6	56,0
	oktober	15,2	15,9	19,3	28,0	30,4
mei t/m sept. 1988		228,1	249,6	263,2	333,8	348,3
mei t/m sept. 1989		291,1	297,6	317,5	359,7	366,6

[1)] in 1988: 20,60-22,95 m
in 1989: 20,70-22,70 m

Tabel 5.3 geeft de maandsommen voor de verdamping, de verdamping overdag, en de verdamping overdag bij een aantal waarden voor de bladnatheid, inclusief schattingen voor ontbrekende gegevens. De totale verdamping van mei tot eind september is in 1988 348 mm, de verdamping overdag is 334 mm. De verdamping 's nachts is dus 14 mm. In 1989 is de verdamping 's nachts slechts 7 mm. Deze cijfers zijn globaal omdat de

verdamping onder natte omstandigheden en 's nachts met de EBBR-methode niet nauwkeurig kan worden bepaald. De verdampingsterm overdag, onder geheel droge omstandigheden (er is dan uitsluitend evapotranspiratie), is van mei tot oktober in 1988 228 mm en in 1989 291 mm. De werkelijke evapotranspiratiesom zal groter zijn omdat er ook transpiratie plaatsvindt wanneer het bos gedeeltelijk nat is. Er wordt verondersteld dat wanneer de bladnatheid een bepaalde waarde niet heeft overschreden, de verdamping gelijk is aan de evapotranspiratie. Wanneer de bladnatheid groter of gelijk is aan de grenswaarde, is alle verdamping interceptieverdamping. Omdat de verdampingssnelheid van interceptiewater groter is dan de transpiratiesnelheid, zal de gemeten verdampingsflux bij een waarde van de bladnatheid van 0,5 voor meer dan de helft uit interceptieverdamping bestaan. De grenswaarde van de bladnatheid zal daarom kleiner zijn dan 0,5. Omdat het verschil in verdampingssnelheid tussen natte en droge omstandigheden erg groot kan zijn, is voor de grenswaarde van de bladnatheid een waarde van 0,2 gekozen. Uit tabel 5.3 blijkt dat wanneer de grenswaarde voor de bladnatheid toeneemt van 0,2 naar 0,4, de evapotranspiratie van mei tot oktober in 1988 met 13 mm en in 1989 met 20 mm toeneemt. Dit is minder dan 7% van de verdampingssom.
Bij een grenswaarde van de bladnatheid van 0,2 is de evapotranspiratie van mei tot en met september in 1988 250 mm en in 1989 298 mm. De zomer van 1988 was erg nat en er was relatief weinig zon. In 1989 was er daarentegen veel zon en het weer was vaak warm en droog. In alle maanden, behalve augustus, is de evapotranspiratie van 1989 hoger dan van 1988. De lagere evapotranspiratie van 1989 is het gevolg van het tekort aan vocht in de bodem (zie par. 7.1).
De evapotranspiratie in de eerste decade van oktober was in 1988 7 mm en in 1989 9 mm, zodat de evapotranspiratie over het groeiseizoen in 1988 257 mm en in 1989 307 mm is. Deze waarden zijn vergelijkbaar met gegevens van Dolman en Oosterbaan (1986), die voor de transpiratie van een eikenbos in Castricum waarden vonden die varieerden van 230 tot 343 mm. Zij berekenden deze waarden uit lysimetergegevens voor de jaren 1980 tot en met 1984. Uit de modelberekeningen van Nonhebel (1987) is met meteogegevens van De Bilt een gemiddelde transpiratie van 286 mm voor eiken berekend.

5.3 De parameters voor het transpiratiemodel

Voor het transpiratiemodel zijn de nulvlaksverplaatsing, de ruwheidslengte, de Leaf Area Index en de oppervlakteweerstand of de oppervlakte-geleidbaarheid nodig.

De nulvlaksverplaatsing d en de ruwheidshoogte z_0 van het bos zijn bepaald volgens de methode die in hoofdstuk 3 beschreven is. Hiervoor zijn gegevens van juli t/m september 1989 gebruikt, de periode dat het bos volledig in blad zat. Alleen voor neutrale omstandigheden in de atmosfeer

(Richardson Number tussen -0,01 en 0,01 (Thom, 1975)) zijn de parameters bepaald. Daarbij was de hoek tussen windrichting en bevestigingsarm van de sensoren maximaal 45 graden. In verband met obstakels zijn alleen meetgegevens gebruikt (20 minuten gemiddelden) wanneer de wind noordwest (280-350°) of zuidoost (110-170°) was. De nulvlaksverplaatsing d is d.m.v. iteratie berekend met vergelijking 4.4. Gemiddeld over 245 waarnemingen is de nulvlaksverplaatsing 14,0 m (standaarafwijking 2,9 m). De ruwheidslengte z_0 is bepaald door de waarde van ln(z-d) tegen de windsnelheid uit te zetten. In neutrale omstandigheden is een gemiddelde ruwheidslengte van 1,1 m (standaardafwijking 0,2 m) gevonden. De waarden d/h_{veg} en z_0/h_{veg} zijn dus resp. 0,80 en 0,063.
Jarvis et al. (1976) geeft een overzicht van d en z_0 voor elf naaldbossen met een gemiddelde boomhoogte variërend van 10,4 m tot 27,5 m. De waarde van d/h_{veg} varieert van 0,61 tot 0,92 voor de verschillende locaties. De bijbehorende waarde van z_0/h_{veg} varieert van 0,02 tot 0,16. De hier gevonden waarden vallen dus binnen de door Jarvis et al. geciteerde grenzen.
Dolman (1986) heeft in Castricum onderzoek gedaan naar de aërodynamische eigenschappen van een eikenbos (zomereik) van 9,6 m hoogte. Hij vond voor de verhouding d/h_{veg} en z_0/h_{veg} in de zomer resp. 0,75 en 0,1 en in de winter resp. 0,60 en 0,1. Gash (1979) gebruikt voor de berekening van de aërodynamische weerstand van een naaldbos eveneens een waarde van 0,75 voor d/h_{veg} en 0,1 voor z_0/h_{veg}.
De nulvlaksverplaatsing d kan beschouwd worden als het niveau waar de resultante van de aërodynamische krachten op het gewas aangrijpt. De grootte van de ruwheidslengte z_0 geeft een maat voor het gewas als absorbeerder van impulsmoment.
Het is niet verwonderlijk dat de in Ede gevonden waarde voor d hoog is, omdat de meeste bladeren hoog in de kruin zitten en de bomen een redelijk homogeen gesloten geheel vormen. De ruwheidslengte z_0 is laag vergeleken met de waarden van Dolman en Gash. Door de bepalingsmethode hangen de waarde van d en z_0 echter met elkaar samen: wanneer d te hoog wordt geschat, wordt z_0 te laag geschat (Thom, 1975).
De aërodynamische weerstand is het meest gevoelig voor de ruwheidslengte. Zoals in par. 5.2 is beschreven is er een systematisch verschil tussen de Bowen-ratio van de onderste laag en van de bovenste laag. De verklaring hiervoor is dat de onderste sensor te dicht op de vegetatie zit. Omdat de windsnelheidssensoren op dezelfde hoogte zitten als de psychrometers heeft dit ook gevolgen voor het windprofiel. Wanneer de onderste sensor te laag zit, zal het verschil in windsnelheid over de onderste laag te groot zijn, waardoor de nulvlaksverplaatsing hoger en de ruwheidslengte lager wordt geschat. Dit zou een verklaring kunnen zijn voor de verschillen tussen gemeten waarden en waarden uit de literatuur van z_0/h_{veg} en d/h_{veg}. Blijkbaar was de hogere plaatsing van de sensoren in 1989 nog niet hoog genoeg. De nulvlaksverplaatsing en de ruwheidslengte worden daarom berekend met de waarde 0,1 voor z_0/h_{veg} en de waarde 0,75 voor d/h_{veg} Dolman (1986). Dit geeft voor de ruwheidslengte een waarde van 1,71 m in 1988 en 1,74 m in 1989. De nulvlaksverplaatsing heeft in 1988 een waarde van 12,75 m in de zomer en 10,26 m in de winter. In 1989 zijn deze waarden resp. 13,05 m

en 10,44 m. In de zomer wordt de aërodynamische weerstand dus berekent met:

$$r_a = \frac{16,3}{u} \ s \cdot m^{-1} \quad \text{in 1988} \qquad (5.2.a)$$

$$r_a = \frac{15,3}{u} \ s \cdot m^{-1} \quad \text{in 1989} \qquad (5.2.b)$$

De aërodynamische weerstand varieert van 3 tot 50 $s \cdot m^{-1}$ en is overdag meestal tussen 4 en 20 $s \cdot m^{-1}$ (fig. 5.1.b en 5.2). Deze waarden zijn in overeenstemming met de resultaten van Stewart en Thom (1973), die om 12 uur 's middags waarden tussen 5 en 9 $s \cdot m^{-1}$ vonden. Wanneer met een nulvlaksverplaatsing van 14,0 m en een ruwheidslengte van 1,1 m zou worden gerekend, zou de aërodynamische weerstand ongeveer 1,5 keer zo groot zijn als berekend met vergelijking 5.2.
De aërodynamische weerstand is vooral belangrijk bij de berekening van de verdampingssnelheid van een nat gewas (r_s=0) m.b.v. vergelijking 4.12. In hoofdstuk 6 wordt hier verder op ingegaan. Voor de bepaling van de evapotranspiratie van een bos is de exacte waarde van r_a van minder belang omdat de oppervlakteweerstand r_s meestal groot is t.o.v. r_a.

De maximale Leaf Area Index is bepaald door op 9 plaatsen van 1 m^2 de bladeren op te vangen en de oppervlakte te bepalen (par. 3.5). Zowel in 1988 als in 1989 was de LAI maximaal 4,9. Het verloop van de LAI in de tijd is in figuur 5.3 gegeven.

De oppervlakteweerstand is berekend volgens vergelijking 4.5. Hierbij is gebruik gemaakt van uurgemiddelden en de verdampingsflux berekend met de Bowen-ratio van de bovenste laag.
Behalve de uurwaarde van de oppervlakteweerstand is ook de dagwaarde van r_s bepaald. In figuur 5.4 is de dagelijkse oppervlakteweerstand van 1988 en 1989 uitgezet voor die dagen dat er geen neerslag was. Er is duidelijk een seizoenseffect waarneembaar.
Tot half mei (dag 140) is er nog nauwelijks blad aan de bomen en bestaat de verdamping voornamelijk uit bodemverdamping. De oppervlakteweerstand is dan groot. Na dag 145 daalt r_s vrij plotseling tot 150 à 200 $s \cdot m^{-1}$ en nadert zijn minimale waarde rond dag 180 (eind juni). De LAI bereikt dan zijn maximale waarde. Gedurende het groeiseizoen van het relatief natte jaar 1988 varieert de oppervlakte-weerstand van 60 tot 120 $s \cdot m^{-1}$. In het droge jaar 1989 is de oppervlakte-weerstand groter (69-467 $s \cdot m^{-1}$). Tengevolge van het grote verzadigingsdeficit en/of bodemvochttekort (gekoppeld aan de bladwaterpotentiaal) sluiten de huidmondjes van de bomen waardoor de stomatale weerstand toeneemt. Begin oktober (rond dag 280) neemt de oppervlakteweerstand toe doordat de bladeren verkleuren en vallen.

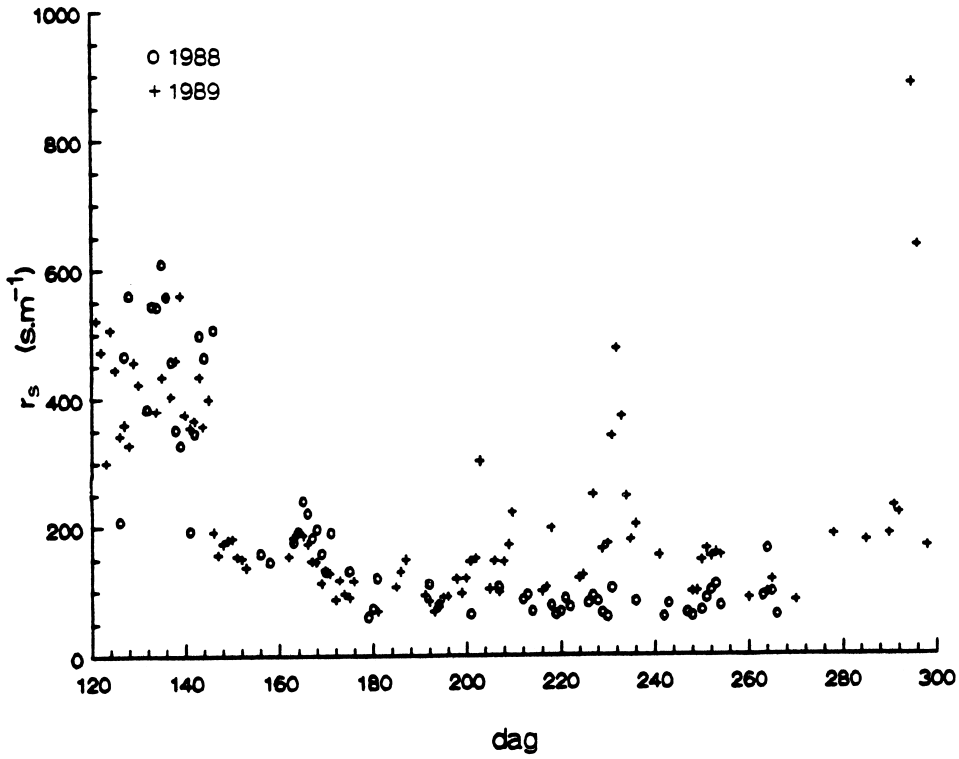


Fig. 5.4 Het verloop van de dagelijkse oppervlakteweerstand in 1988 (o) en 1989 (+) op dagen zonder neerslag.

De uurwaarde van de minimale oppervlakteweerstand of maximale geleidbaarheid is een belangrijke parameter in het oppervlakte-weerstandsmodel van Stewart. De minimale oppervlakteweerstand in de periode dat het bos goed in blad zat was 39 s·m^{-1}, dit is een maximale oppervlaktegeleidbaarheid van 26 mm·s^{-1}. Dolman (1988) heeft met een porometer de stomatale geleidbaarheid van eiken in Castricum bepaald. Hiermee kan de maximale oppervlaktegeleidbaarheid worden berekend (Nonhebel, 1987), deze is 20 mm·s^{-1}. Dit komt goed overeen met de in Ede gevonden waarde.
De in Ede verzamelde gegevens zullen in de nabije toekomst worden gebruikt voor het gewasgeleidbaarheidsmodel van Stewart. Daarbij zal onderzocht worden of de door Stewart voor naaldbos bepaalde functies ook voor loofbos kunnen worden gebruikt.

6 INTERCEPTIE

6.1 Seizoensommen

6.1.1 Bruto neerslag

De bruto neerslag is gemeten met een regenmeter met kantelbak-systeem boven het bos en een pluviograaf in het veld. In juli 1989 is er boven het bos en in het veld een regenmeter bij geplaatst (par. 3.4). Dit is gedaan omdat de pluviograaf niet altijd goed fuctioneerde en omdat een extra controle op de kantelbakregenmeter wenselijk was. Figuur 6.1 geeft de cumulatieve neerslag gemeten met de pluviograaf uitgezet tegen de cumulatieve neerslag gemeten met de kantelbakregenmeter voor de periode mei t/m oktober 1988. Alleen wanneer beide regenmeters goed functioneerden zijn de waarden gesommeerd. Het blijkt dat de neerslag gemeten op beide plaatsen goed met elkaar overeenkomen. Dit geldt ook voor de neerslaggegevens van mei t/m oktober 1989 (fig. 6.2). In de winter van 1988/1989 was het niet mogelijk een vergelijking te maken wegens het slecht functioneren van de pluviograaf. Deze is eind januari 1989 vervangen. Hoewel deze resultaten niet geheel overeenkomen met de verwachting dat de neerslag gemeten boven het bos ten gevolge van windeffecten minder zou zijn dan de neerslag gemeten in het veld, vonden ook Gash en Stewart (1977) goede overeenkomsten tussen de neerslag boven een bos en de neerslag op een open plaats op een afstand van ongeveer 600 m.
Voor de periode van 13 mei t/m eind oktober 1988 is de bruto neerslag, voorzover mogelijk, bepaald met de regencijfers van de pluviograaf. Wanneer deze ontbraken (18 van de 82 regendagen) zijn de gegevens van de kantelbakregenmeter gebruikt. Van november 1988 t/m januari 1989 zijn ook de gegevens van de kantelbakregenmeter gebruikt. Van 10 februari t/m 13 april 1989 zijn geen metingen gedaan met de kantelbakregenmeter omdat de datalogger elders nodig was. In deze periode is de bruto neerslag bepaald met gegevens van de nieuw geplaatste pluviograaf. Van mei tot oktober 1989 zijn de neerslaggegegevens van de kantelbakregenmeter gebruikt. Alleen wanneer de drie- of vierdaagse som van de kantelbakregenmeter meer dan 2% afweek van de neerslagsom gemeten in het veld is een correctie toegepast. Van mei t/m oktober was deze correctie 2% van de totale bruto neerslagsom over deze periode. In november is de kantelbakregenmeter enkele dagen uit het bos gehaald voor ijking. De bruto neerslag op die dagen is bepaald door de meerdaagse neerslagsom van de veldregenmeter over de dagen te verdelen evenredig met stamafvoermetingen. De bruto neerslagmeting tijdens de storm op 25 januari 1990 is niet erg betrouwbaar. De kantelbakregenmeter registreerde een hogere neerslag dan de regenmeter in het veld, mogelijk doordat de toren bewoog tijdens de storm. De bruto neerslag op die dag is geschat op 17 mm, terwijl de kantelbakregenmeter 18,8 mm registreerde. De correctie op

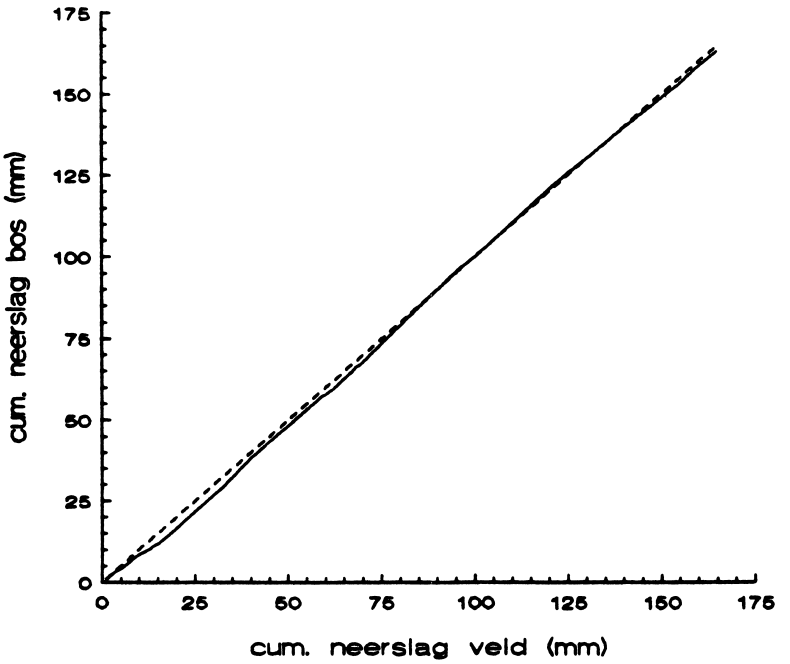


Fig. 6.1 Cumulatieve neerslag van de pluviograaf in het veld versus de cumulatieve neerslag van de kantelbakregenmeter boven het bos (gegevens zomer 1988).

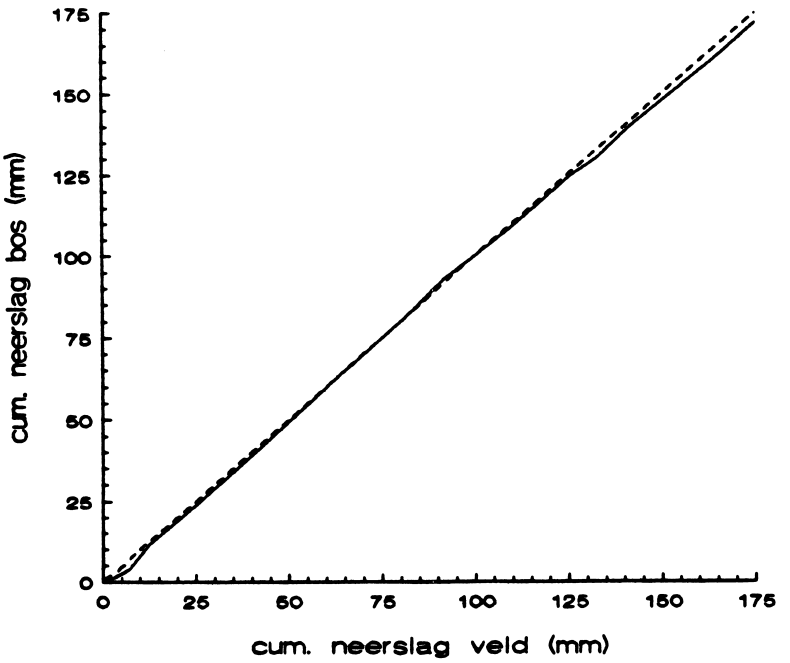


Fig. 6.3 Cumulatieve neerslag van de regenmeter in het veld versus de cumulatieve neerslag van de kantelbakregenmeter boven het bos (gegevens mei t/m oktober 1989).

Tabel 6.1 Maandsommen van bruto neerslag (P), doorval, stamafvoer, netto neerslag en interceptie (E_i) (in mm) en interceptie als percentage van de bruto neerslag.

Jaar	Maand	Bruto neerslag (mm)	Doorval (mm)	Stam-afvoer (mm)	Netto neerslag (mm)	Inter-ceptie (mm)	E_i/P (%)
1988	mei	50,9					
	juni	16,7	10,0	0,0	10,0	6,7	40
	juli	128,9	108,9	0,7	109,8	19,1	15
	augustus	61,8	53,2	0,4	53,7	8,1	13
	september	78,8	63,4	0,6	64,4	14,4	18
	oktober	64,9	47,9	2,1	50,0	14,9	23
	november	49,1	42,5	1,8	44,3	4,9	6
	december	80,6	70,7	4,0	75,2	5,7	7
1989	januari	29,3	25,2	1,3	26,1	3,7	13
	februari	54,4					
	maart	93,9					
	april	67,9					
	mei	12,4	11,1	0,2	11,3	1,1	9
	juni	72,4	68,0	1,1	69,0	3,4	5
	juli	44,8	30,0	0,2	30,3	14,5	32
	augustus	47,0	36,6	0,1	36,7	10,4	22
	september	68,4	58,1	0,8	59,1	9,3	14
	oktober	72,9	59,5	1,1	60,5	12,4	17
	november	28,5	23,9	0,7	24,6	4,0	14
	december	95,5	81,7	6,6	88,2	4,3	5
1990	januari	69,2	62,2	4,1	66,2	3,0	4

de overige dagen van november 1989 tot en met januari 1990 bedroeg 2,5% van de totale bruto neerslagsom.
De maandsommen van de bruto neerslag zijn gegeven in tabel 6.1.

6.1.2 Netto neerslag

De netto neerslag is gelijk aan de doorval plus de stamafvoer. In 1988 gaf de registratie van de stamafvoer problemen. In 1989 zijn de stamafvoermetingen verbeterd door plaatsing van een kantelbakregenmeter (zie par. 3.4).
De doorval is gemeten m.b.v. een vat en een drukopnemer. De drukopnemer die in 1988 is gebruikt was enigszins temperatuurgevoelig, hetgeen de interpretatie van de gegevens bemoeilijkte. Begin 1989 is deze drukopnemer vervangen door een minder temperatuurgevoelige drukopnemer.

Tabel 6.2 Aantal dagen per maand en bruto neerslagsom voor die dagen dat de doorvalmeting niet betrouwbaar was.

Jaar	Maand	Aantal dagen	Bruto neerslag (mm)
1988	mei	1	2,7
	juni	2	2,7
	juli	3	31,0
	augustus	5	18,1
	september	1	10,3
	oktober	3	8,7
	november	3	1,1
	december	1	1,9
1989	juli	1	8,3
	september	4	48,8
	november	3	8,3
	december	11	60,8
1990	januari	2	23,2

De doorval en stamafvoer is gemeten van 14 mei 1988 t/m 8 februari 1989 en vanaf 18 april 1989. Een aantal dagen is door stroomstoring (onweer) of verstopping van de trechter de doorval niet goed gemeten. In december 1989 is de doorvalregenmeter een aantal dagen buiten gebruik gesteld i.v.m. bevriezingsgevaar van de drukopnemer. Het waterniveau in het vat is toen met een stijgbuis afgelezen, maar bij enkele grote buien overstroomde het vat waardoor informatie verloren is gegaan. Tabel 6.2 geeft een overzicht van het aantal dagen per maand waarop de doorval niet goed gemeten is en de som van de bruto neerslag op die dagen. Meestal was het mogelijk een correctie aan te brengen bij stroomstoringen, waardoor de ontbrekende gegevens goed konden worden geschat.
Tabel 6.1 geeft de maandsommen van de doorval en stamafvoer. Gedurende de periode dat het bos in blad is (half juni tot eind september) is de stamafvoer te verwaarlozen t.o.v. de doorval. Dit is ook gebleken uit onderzoek naar de interceptie van een eikenbos in Castricum (Dolman, 1987). In de winter is de stamafvoer niet te verwaarlozen, deze was van november 1988 t/m januari 1989 5% van de bruto neerslag en van november 1989 t/m januari 1990 6% van de bruto neerslag.
In figuur 6.3 zijn de maandsommen van bruto en netto neerslag naast elkaar gezet.

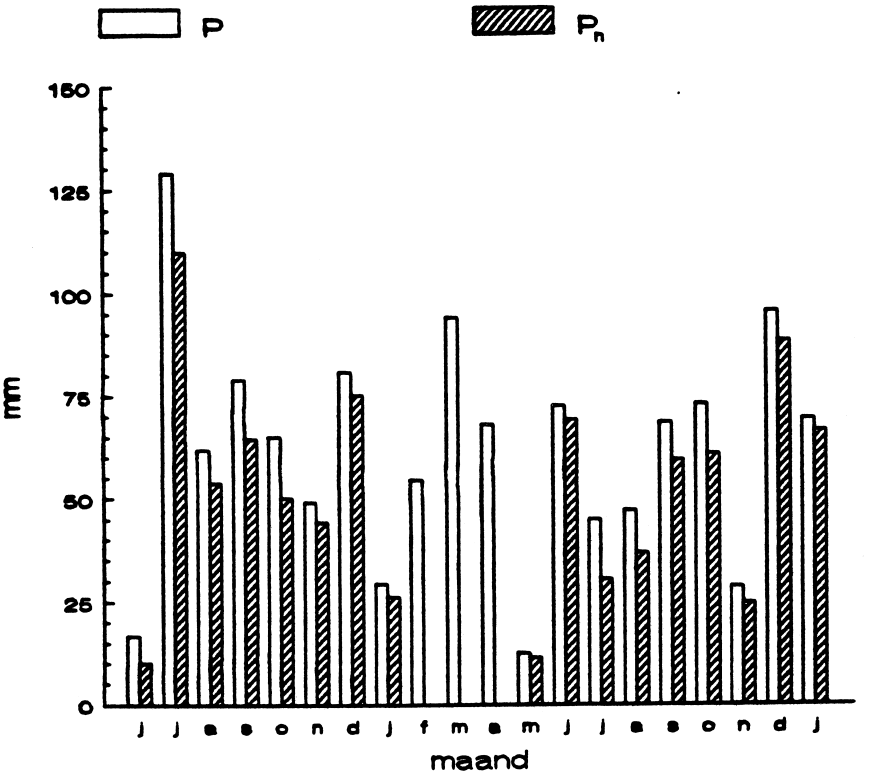


Fig. 6.3 Maandsommen van bruto (P) en netto (P_n) neerslag van juni 1988 t/m januari 1990 (geen netto-neerslagmetingen van februari t/m april 1989).

6.1.3 Interceptie

De maandsommen van de interceptie en de interceptie als percentage van de bruto neerslag zijn gegeven in tabel 6.1. Van juli tot en met september 1988 was de interceptie 41,6 mm, 15% van de bruto neerslag. In 1989 was de interceptie over dezelfde periode 34,2 mm, dit komt overeen met 21% van de bruto neerslag. Wanneer alleen betrouwbare metingen worden beschouwd (gegevens in tabel 6.2 uitgesloten), is het interceptiepercentage in 1988 18% en in 1989 23%. Hierbij moet in aanmerking worden genomen dat door deze selectie grote buien vaak worden uitgesloten. Het interceptiepercentage van grote buien is echter ook lager, zodat het te verwachten is dat deze selectie tot een stijging van het interceptiepercentage leidt.
In de winter 1988/1989 (november t/m januari) was de interceptie 9% van de bruto neerslag, in de winter 1989/1990 6% (tabel 6.1). Uitsluiting van onbetrouwbare gegevens geeft voor de winter 1988/1989 een percentage van 9% en voor de winter van 1989/1990 een percentage van 7%.
In Castricum zijn voor zomereik waarden gevonden die varieerden van 23% tot 43% in de zomer, met een mediaan van 34% (Dolman en Oosterbaan,

1986; Dolman, 1987). Deze waarden hebben betrekking op de zomers van 1983 t/m 1985. In de winter van 1984/1985 vond Dolman in Castricum een interceptie van 20% en in 1985/1986 een interceptie van 13% van de bruto neerslag. Een vergelijking tussen de resultaten uit Castricum en Ede wordt echter bemoeilijkt door de verschillen in opstand: in Castricum betreft het zomereik (Quercus robur) met een gemiddelde hoogte van 9,6 m en een dichtheid van ca. 3000 bomen·ha^{-1} en in Ede bestaat de opstand uit Amerikaanse eik (Quercus rubra) van 17,4 m hoogte en een dichtheid van 600 bomen·ha^{-1}. De Leaf Area Index in Castricum varieerde van 2,0 tot 4,2 en was in Ede 4,9.
Het verschil in interceptie tussen Castricum en Ede kan verklaard worden door een verschil in klimaat. De windsnelheid in Castricum zal hoger zijn dan in Ede, waardoor de aërodynamische weerstand kleiner is en de verdampingssnelheid groter. Dit blijkt ook uit de gemiddelde verdampingssnelheid tijdens regen die voor het model van Gash is bepaald (par. 6.2.1). In Ede was deze in de zomer van 1988 0,24 mm·uur^{-1}, terwijl deze in Castricum in de zomer van 1983 0,32 mm·uur^{-1} was. Behalve een verschil in verdampingssnelheid tussen Ede en Castricum was er ook een verschil in regenintensiteit (in de zomer 1,89 mm·uur^{-1} in Ede en 1,44 mm·uur^{-1} in Castricum). Het verschil kan veroorzaakt zijn doordat niet in dezelfde jaren is gemeten.

6.2 Parameters en resultaten van de interceptiemodellen

6.2.1 De parameters

Voor de interceptiemodellen moeten de nulvlaksverplaatsing, de ruwheidslengte, de opslagcapaciteit en de vrije doorvalcoëfficiënt worden bepaald. Het model van Gash heeft daarnaast de gemiddelde neerslagintensiteit en verdampingssnelheid nodig. Voor het model van Mulder zijn de correctiefactor voor temperatuur en verzadigingsdeficit en de relatieve luchtvochtigheid tijdens regen bepaald.

De bepaling van de nulvlaksverplaatsing en ruwheidslengte is in par 5.3 besproken. De overige parameters zijn bepaald met gegevens van juli t/m september 1988 voor de zomer (de periode dat het bos volledig in blad was) en met gegevens van november 1988 t/m januari 1989 voor de winter.

De opslagcapaciteit S is bepaald uit de analyse van bruto en netto neerslag volgens Leyton et al. (1967). In figuur 6.4 zijn de dagsommen van de netto neerslag in de zomer van 1988 uitgezet tegen de bruto neerslag. Alleen betrouwbare gegevens zijn gebruikt (gegevens tabel 6.2 uitgesloten). De rechte lijn vormt de bovengrens voor de uitgezette punten. Bij kleine bruto neerslagsommen is er enige spreiding doordat het bladerdek niet geheel nat wordt. Bij grotere neerslagsommen wordt de spreiding veroorzaakt door het verschil in het aantal buien.

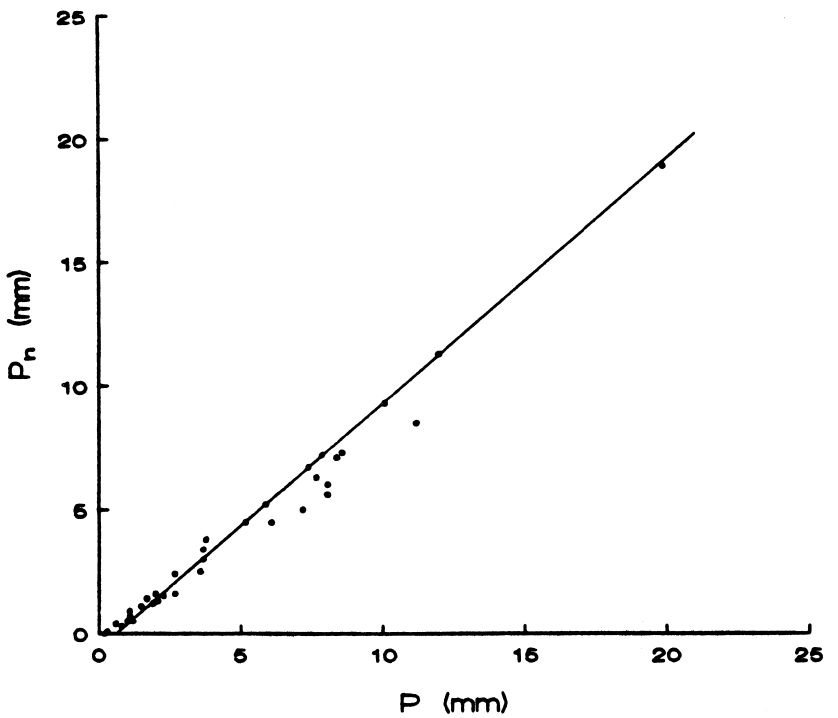


Fig. 6.4 Dagsommen van de bruto neerslag (P) (gemeten boven het bos) versus dagsommen van de netto neerslag (P_n) voor de periode van 30 juni tot 16 september 1988.

Voor een gegeven hoeveelheid neerslag is de doorval groter bij één bui dan bij verschillende buien waarbij het bladerdek tussen de buien door opdroogt. De rechte lijn geeft de relatie weer tussen bruto en netto neerslag onder omstandigheden dat de verdamping minimaal is.
Deze lijn heeft een helling van 1:1 en de intercept geeft de opslagcapaciteit S. Uit de gegevens van 1988 volgt een opslagcapaciteit van 0,7 mm. De opslagcapaciteit bepaald met de gegevens van 1989 is 0,5 mm, maar hierbij zijn slechts 5 bruto neerslagsommen groter dan 6 mm, terwijl dat in 1988 13 waren. In beide jaren was de Leaf Area Index 4,9, hiermee valt het verschil dus niet te verklaren. De waarde van 0,7 mm lijkt het meest betrouwbaar gezien het groter aantal waarnemingen. Deze waarde benadert de waarde S=0,8 mm die Dolman (1987) in Castricum heeft gevonden. In de modelberekeningen (par 6.2.2) wordt gerekend met een waarde voor S van 0,7 mm, maar om de gevoeligheid van de modellen voor S te bepalen wordt ook een variant met S=0,5 mm berekend.
De opslagcapaciteit in de winter is ook uit analyse van bruto neerslag en doorval bepaald, deze is 0,2 mm. Dolman (1987) vond in Castricum een waarde van 0,3 mm in de winter.

De vrije doorvalcoëfficiënt p zou bepaald kunnen worden uit de analyse van

de bruto en netto neerslag (Leyton et al., 1967; Rutter et al., 1971). Bij kleine bruto neerslag hoeveelheden (tot ca. 2 mm) zou de doorval lineair toe moeten nemen met de bruto neerslag. De helling van de regressielijn door deze punten is dan de vrije doorvalcoëfficiënt.
De kantelbakregenmeter boven het bos heeft een resolutie van 0,2 mm en is dus minder geschikt om een regressielijn mee te bepalen. De pluviograaf in het veld heeft een resolutie van 0,1 mm, maar er zijn slechts weinig neerslaggegevens kleiner dan 2 mm. In 1989 is de vrije doorvalcoëfficiënt daarom bepaald m.b.v. metingen met een hoekspiegel met kruisdraad. Over een oppervlakte van ca. 20x20 m rond de toren is om de meter met een hoekspiegel loodrecht omhoog gekeken of die plaats bedekt of onbedekt was.
Voor het gebied rond de toren was de bedekkingsgraad, die gelijk is aan 1 minus de vrije doorvalcoëfficiënt, in de zomer 0,69, bepaald uit 381 waarnemingen. De vrije doorvalcoëfficiënt was dus 0,31. Deze waarde komt overeen met waarden uit de literatuur (Nonhebel, 1987). In de modelberekeningen is gerekend met een vrije doorvalcoëfficiënt van 0,3 en er is een variant met p=0,4 berekend.
In de winter is een bedekkingsgraad van 0,2 gemeten, de vrije doorvalcoëfficiënt is dan 0,8. Dolman (1987) vond in Castricum eveneens een vrije doorvalcoëfficiënt van 0,8.

Voor het model van Gash moeten de gemiddelde neerslagintensiteit $\bar{R}$ en verdampingssnelheid $\bar{E}$ worden bepaald voor perioden dat het bladerdek verzadigd is (par. 4.2). Het is praktisch gezien moeilijk te bepalen wanneer dit het geval is, daarom is aangenomen dat het bos verzadigd is wanneer de uurwaarde van de bruto neerslag groter of gelijk is aan een bepaalde grenswaarde. Voor deze grenswaarde is de waarde van de opslagcapaciteit (0,7 mm) gekozen.
De neerslagintensiteit en verdampingssnelheid zijn per maand bepaald en voor de zomer van 1988 (juli t/m september). De maandelijkse waarden voor $\bar{R}$ varieerden van 1,737 tot 2,686 mm·uur^{-1}. Gemiddeld over de zomer van 1988 was $\bar{R}$ 1,885 mm·uur^{-1} (n=134).
De verdampingssnelheid kan op verschillende manieren worden bepaald. Het is mogelijk de gemiddelde verdampingssnelheid te bepalen uit de gemeten verdamping volgens de EBBR-methode. Het aantal betrouwbare waarnemingen tijdens regen is echter beperkt omdat dan de fout in de energiebalans relatief groot is. In de zomer van 1988 was $\bar{E}$ op deze wijze bepaald 0,133 mm·uur^{-1} (n=75).
De verdampingssnelheid kan ook berekend worden met vergelijking 4.12. De aërodynamische weerstand wordt berekend met vergelijking 4.2 (par. 4.1), waarin de nulvlaksverplaatsing en de ruwheidslengte (zie par 5.3) gelijk zijn aan:

$$d = 0{,}75 \cdot h_{veg} \quad (6.1)$$
$$z_0 = 0{,}1 \cdot h_{veg} \quad (6.2)$$

Het referentieniveau was in 1988 21,8 m en in 1989 21,7 m, de

boomhoogte resp. 17,1 m en 17,4 m. De op deze wijze berekende gemiddelde maandelijkse verdampingssnelheid varieerde van 0,09 tot 0,29 $mm \cdot uur^{-1}$. In de zomer van 1988 was $\bar{E}$ 0,240 $mm \cdot uur^{-1}$. In de modelberekeningen is ook een variant gesimuleerd waarbij de aërodynamische weerstand wordt berekend met de parameters zoals die voor het bos in Ede bepaald zijn (par. 5.3):

$$d = 0{,}8 \cdot h_{veg} \quad (6.3)$$
$$z_0 = 0{,}063 \cdot h_{veg} \quad (6.4)$$

De gemiddelde verdampingssnelheid is dan 0,174 $mm \cdot uur^{-1}$.
Een derde mogelijkheid om $\bar{E}$ te bepalen is via regressie van bruto neerslag en interceptie. Volgens Gash (1979) is de waarde a in de regressievergelijking:

$$E_i = a \cdot P + b \quad (6.5)$$

gelijk aan $\bar{E}/\bar{R}$. Een regressieanalyse van dagwaarden van bruto neerslag groter dan 0,7 mm en interceptie voor de zomer van 1988 gaf het volgende resultaat:

$$E_i = 0{,}083\ (\pm\ 0{,}022) \cdot P + 0{,}439\ (\pm\ 0{,}128) \quad (6.6)$$

De correlatiecoëfficiënt was slechts 0,28 (n=40), hoewel de fout in de richtingscoëfficiënt niet groot is. Bij een gemiddelde neerslagintensiteit van 1,885 $mm \cdot uur^{-1}$ is de verdampingssnelheid $\bar{E}$=0,156 (± 0,041) $mm \cdot uur^{-1}$.
In de modelberekeningen is voor de zomer standaard gerekend met een verdampingssnelheid van 0,240 $mm \cdot uur^{-1}$. Er zijn ook varianten met andere waarden van $\bar{E}$ doorgerekend (zie par. 6.2.2).
In de winter van 1988/1989 waren de meteorologische gegevens niet compleet, daarom is $\bar{E}$ in deze periode uitsluitend bepaald met de regressievergelijking. Deze is voor gegevens van november 1988 t/m januari 1989:

$$E_i = 0{,}082\ (\pm\ 0{,}008)\ P + 0{,}075\ (\pm\ 0{,}034) \quad (6.7)$$

De regressiecoëfficiënt is 0,66 (n=61). De gemiddelde neerslagintensiteit gedurende de winter 1988/1989 was 0,574 $mm \cdot uur^{-1}$, de verdampingssnelheid 0,047 (± 0,005) $mm \cdot uur^{-1}$.
De combinatie van $\bar{R}$, $\bar{E}$, S en p leidt tot een waarde van de neerslag die nodig is om het bladerdek te verzadigen (zie par 4.2). Voor de zomer is die waarde 1,10 mm en voor de winter 1,29 mm (tabel 6.3).

Voor het model van Mulder zijn de correctiefactoren voor temperatuur en verzadigingsdeficit bepaald, evenals de relatieve luchtvochtigheid tijdens regen. Dit is alleen gedaan voor de zomerperiode, omdat in de winter van 1988/1989 de meteorologische gegevens niet compleet waren. De correctiefactor voor temperatuur is 0,93, voor het verzadigingsdeficit 0,78 en

Tabel 6.3 Waarden voor parameters voor het model van Gash en het model van Mulder.

Parameter	zomer	winter
opslagcapaciteit S (mm)	0,7	0,2
vrije doorvalcoëfficiënt p	0,3	0,8
boomhoogte (m)	17,1	17,1
nulvlaksverplaatsing d (m)	12,8	
ruwheidslengte z_0 (m)	1,7	
gemiddelde neerslagintensiteit tijdens regen $\bar{R}$ ($mm \cdot uur^{-1}$)	1,89	0,57
gemiddelde verdampingssnelheid tijdens regen $\bar{E}$ ($mm \cdot uur^{-1}$)	0,24	0,05
neerslag nodig om het gewas te verzadigen P_s (mm)	1,10	1,29
correctiefactor voor temperatuur	0,93	
correctiefactor voor verzadigingsdeficit	0,78	
relatieve luchtvochtigheid tijdens regen rh_{regen}		0,93

de relatieve luchtvochtigheid 0,93. Mulder (1983) vond in Castricum waarden van resp. 1,0, 0,92 en 0,90. Het model is weinig gevoelig voor verandering in de correctieparameters voor temperatuur en verzadigingsdeficit. De relatieve luchtvochtigheid tijdens regen is wel van belang, daarom is een variant berekend met een relatieve luchtvochtigheid van 0,96.

Tabel 6.3 geeft een overzicht van de parameterwaarden voor de modellen.

6.2.2 Resultaten van modelberekeningen

Alleen voor perioden dat het bos volledig in blad zat (juli t/m september) of geheel kaal was (november t/m april) zijn modelberekeningen uitgevoerd. Hierbij zijn dagen met onbetrouwbare doorvalmetingen uitgesloten. De resultaten van de modelberekeningen met parameterwaarden van tabel 6.3 staan in tabel 6.4. Hierin wordt de waarde van de doorval vergeleken met de interceptie omdat de doorval direct gemeten wordt. De interceptie wordt bepaald uit het verschil tussen bruto en netto neerslag waardoor de onnauwkeurigheid van de interceptie groter is dan die van de gemeten netto neerslag.
In de zomerperioden is de stamafvoer buiten beschouwing gelaten, in de winter is de stamafvoer op 5% van de bruto neerslag geschat. De resultaten in de zomerperioden zullen eerst worden besproken.

Tabel 6.4 Vergelijking van de gemeten doorval met de gesimuleerde doorval volgens het model van Gash en het model van Mulder.

Periode	Gemeten doorval (mm)	Doorval Gash (mm)	Verschil Gash-gemeten (%)	Doorval Mulder (mm)	Verschil Mulder-gemeten (%)
zomer 1988:					
juli	80,9	73,6	-9,0	62,4	-22,9
augustus	36,5	33,2	-9,0	31,3	-14,2
september	53,1	50,2	-5,5	37,4	-29,6
winter '88/'89:					
november	41,5	42,7	+2,9		
december	68,6	69,4	+1,1		
januari	25,2	25,1	-0,4		
zomer 1989:					
juli	28,1	27,8	-1,1	24,9	-11,4
augustus	36,6	33,6	-8,2	31,0	-15,3
september	14,1	11,7	-17,0	10,8	-23,4
winter '89/'90:					
november	16,8	17,4	+3,6		
december	30,8	30,9	+0,3		
januari	41,3	40,1	-2,9		
zomer 1988	170,5	157,0	-7,9	131,1	-23,1
winter '88/'89	135,3	137,2	+1,4		
zomer 1989	78,8	73,1	-7,2	66,7	-15,4
winter '89/'90	88,9	88,4	-0,6		

De maandsommen van de doorval gesimuleerd met het model van Gash wijken meestal niet meer dan -9% af van de gemeten doorval (tabel 6.4). Het model van Mulder geeft minder goede resultaten. Beide modellen onderschatten de doorval en overschatten de interceptie. Wanneer alle gegevens, inclusief geschatte doorvalwaarden, worden gebruikt, is de gesimuleerde doorval met het "Gash-model" in 1988 203,2 mm en in 1989 119,8 mm (resp. -9,9% en -3,9% verschil met de gemeten doorval). Met het "Muldermodel" zijn deze waarden 173,7 mm en 113,2 (resp. -23,0% en -9,2% verschil met de gemeten doorval). Het verschil tussen de modellen is voor een deel te verklaren uit het feit dat het model van Gash rekent met één bui per dag en het model van Mulder met meerdere buien per dag. Hierdoor kan in het model van Mulder meerdere keren per dag het bladerdek opdrogen, waardoor de interceptieverdamping groter zal zijn.

Calder en Wright (1986) hebben in een onderzoek naar opslag van interceptiewater en verdampingssnelheid waargenomen dat de verdampingssnelheid van een gedeeltelijk nat bos kleiner is dan de volgens het "Ruttermodel" berekende verdampingssnelheid. Volgens Rutter, en ook in de modellen van Gash en van Mulder, is de verdampingssnelheid van een gedeeltelijk nat bos evenredig met de mate waarin de opslagcapaciteit benut is. Onderin het bos zal de opdroogfase echter langer duren dan bovenin. Omdat in het model van Mulder het bos meerdere keren per dag op kan drogen, speelt deze fout in dit model een grotere rol dan in het model van Gash. Verder is in het model van Mulder de gemiddelde verdampingssnelheid 0,19 mm·uur^{-1} en de gemiddelde neerslagintensiteit 0,88 mm·uur^{-1} (n=307). Deze combinatie van verdampings- en neerslagintensiteit leidt tot een hogere hoeveelheid neerslag die nodig is om het gewas te verzadigen (P_s=1,20). Bij de waargenomen neerslagverdeling leidt dit, bij gelijkblijvende vrije doorvalcoëfficiënt en opslagcapaciteit, tot een grotere berekende interceptieverdamping (tabel 6.5).

In de winterperiode is alleen het model van Gash gebruikt met parameterwaarden als in tabel 6.3. De modelberekeningen wijken maximaal 4% af van de gemeten doorval (tabel 6.4). Voor beide winterperioden samen is de afwijking slechts 0,6%. Wanneer de stamafvoer op 5% van de bruto neerslag wordt geschat, overschat het model de netto neerslag met 1,1%.
Om de gevoeligheid van de modellen te testen voor veranderingen in de parameters zijn de modellen gebruikt met variërende waarden voor bepaalde parameters (tabel 6.5). Dit is alleen voor de zomerperiodes gedaan.
De varianten zijn vergeleken met de gesimuleerde doorval berekend met de basis parameters uit tabel 6.3. Als eerste variant is het model van Gash gebruikt met de maandelijkse waarde van $\overline{R}$ en $\overline{E}$. De interceptie neemt iets af in vergelijking tot met die berekend met de basis parameterwaarden, maar het verschil is klein. Blijkbaar geeft het seizoensgemiddelde voor $\overline{R}$ en $\overline{E}$ vergelijkbare resultaten.
In de tweede variant is voor de gemiddelde verdampingssnelheid de waarde van de met de EBBR-methode bepaalde verdampingssnelheid genomen. Deze is lager dan de basiswaarde, waardoor de doorval toeneemt en de interceptie afneemt.
In variant 3 is de aërodynamische weerstand berekend met de parameters zoals die voor het bos in Ede zijn bepaald. De gemiddelde verdampingssnelheid is 27% lager dan de basiswaarde, terwijl de gesimuleerde doorval in het "Gash-model" met 4% en in het "Muldermodel" met 7% toeneemt. Een verandering in boomhoogte van 1 m (variant 4 en 5) heeft een geringer effect.
In de zesde variant is de opslagcapaciteit op 0,5 mm gesteld, de waarde die met de gegevens van 1989 is bepaald. De neerslag- en verdampingsintensiteit zijn berekend voor uurwaarden van de bruto neerslag groter dan 0,5 mm. In dit geval is de met het "Gash-model" gesimuleerde doorval 2% groter dan de doorval gesimuleerd met de basiswaarden voor de parameters en de met het "Muldermodel" gesimuleerde doorval 5% lager dan de gemeten doorval. Zoals eerder vermeld is er echter geen duidelijke

verklaring te vinden waarom de opslagcapaciteit de lage waarde van 0,5 mm zou hebben.
Een verandering van de vrije doorvalcoëfficiënt (variant 7) heeft weinig effect op de gesimuleerde doorval voor het "Gash-model". In variant 8 is de relatieve luchtvochtigheid tijdens regen op 0,96 gesteld, waardoor de interceptie afneemt.

Tabel 6.5 Vergelijking van de resultaten van het model van Gash en het model van Mulder bij variërende parameterwaarden.

Parameter	Basis	Variant[1)]							
		1	2	3	4	5	6	7	8
S (mm)	0,7						0,5		
p	0,3							0,4	
h_{veg} (m)	17,1				16,1	18,1			
d (m)	12,8			13,7	12,1	13,6			
z_0 (m)	1,7			1,1	1,6	1,8			
$\bar{R}$ (mm·uur^{-1})	1,89	v[2)]					1,67		
$\bar{E}$ (mm·uur^{-1})	0,24	v[2)]	0,13	0,17	0,21	0,28	0,25		
P_s (mm)	1,10	v[2)]	1,05	1,07	1,09	1,12	0,80	1,31	
rh_{regen}	0,93								0,96
doorval Gash	230,1	233,6	245,5	239,6	234,5	224,6	234,7	232,5	
% afwijking	0,0	+1,5	+6,7	+4,1	+1,9	-2,4	+2,0	+1,0	
doorval Mulder	197,8			210,6	203,5	190,9	208,5	203,5	209,4
% afwijking	0,0			+6,5	+2,9	-3,5	+5,4	+2,9	+5,9

[1)] alleen veranderingen t.o.v. basis zijn aangegeven
v[2)] variabel

Uit tabel 6.5 blijk dat het model van Mulder in alle gevallen gevoeliger is voor veranderingen in parameterwaarden dan het model van Gash. Het model van Gash geeft een betere schatting van de gemeten doorval en er zijn minder gegevens nodig om het model te kunnen gebruiken. Voor de praktijk is het model van Gash daarom geschikter dan het model van Mulder. Het model van Gash is het meest gevoelig voor een verandering in de gemiddelde verdampingssnelheid. Deze kan op verschillende manieren worden bepaald, maar de meest praktische is de bepaling m.b.v. de regressievergelijking van bruto neerslag en interceptie (vgl. 6.5). Hiervoor zijn minstens één jaar metingen van bruto en netto neerslag nodig. Het gebruik van vergelijking 4.12 zal meestal op bezwaren stuiten i.v.m. de benodigde meteorologische gegevens en de schatting van de aërodynamische

weerstand.
Wanneer de resultaten van de verschillende simulaties van het Gash model worden vergeleken met de gemeten doorval (249,3 mm), valt op dat simulatie met een lagere gemiddelde verdampingssnelheid (variant 2 en 3) de doorval beter benadert. De basiswaarde van de verdampingssnelheid, die met literatuurwaarden voor nulvlaksverplaatsing en ruwheidslengte is berekend, zou dus te hoog zijn. Dit zou er op kunnen wijzen dat de in de literatuur genoemde waarde voor $d/h_{veg}=0,75$ en $z_0/h_{veg}=0,1$ niet van toepassing zijn op het bos in Ede. Hier wordt in 1990 verder onderzoek naar gedaan.

7 WATERBALANS

7.1 Meetresultaten

Behalve met de EBBR-methode is de evapotranspiratie ook bepaald met de waterbalansmethode (vgl. 2.12). De resultaten van de neerslagen interceptiemetingen zijn in het vorige hoofdstuk beschreven. De percolatie naar het grondwater is bepaald met vergelijking 2.13, waarin de doorlatendheid K een functie van de drukhoogte h is. De relatie tussen K en h is in het laboratorium bepaald volgens de verdampingsmethode van Wind. Voor de percolatieberekeningen zijn op een diepte van 105 cm monsters gestoken in pvc cylinders van 8 cm lengte en een inwendige diameter van 10,3 cm. Ze worden representatief geacht voor de laag van 70 tot 160 cm -mv. Behalve de K(h)-relatie is ook de Θ(h)-relatie (waterretentiecurve of pF-curve) bepaald. De in het laboratorium bepaalde Θ(h)-curve is geldig voor een vochtgehalte van 0,03 tot en met 0,31, de K(h)-curve is geldig voor een drukhoogte van -63 tot en met -360 cm. De K(h)-curve die in het laboratorium is gevonden is geëxtrapoleerd m.b.v. de Staringreeks (Wösten et al, 1987) voor ondergrond 1 (leemarm, zeer fijn tot matig fijn zand). Figuren 7.1.a en 7.1.b geven de pF-curve en de K(h)-relatie voor de ondergrond.

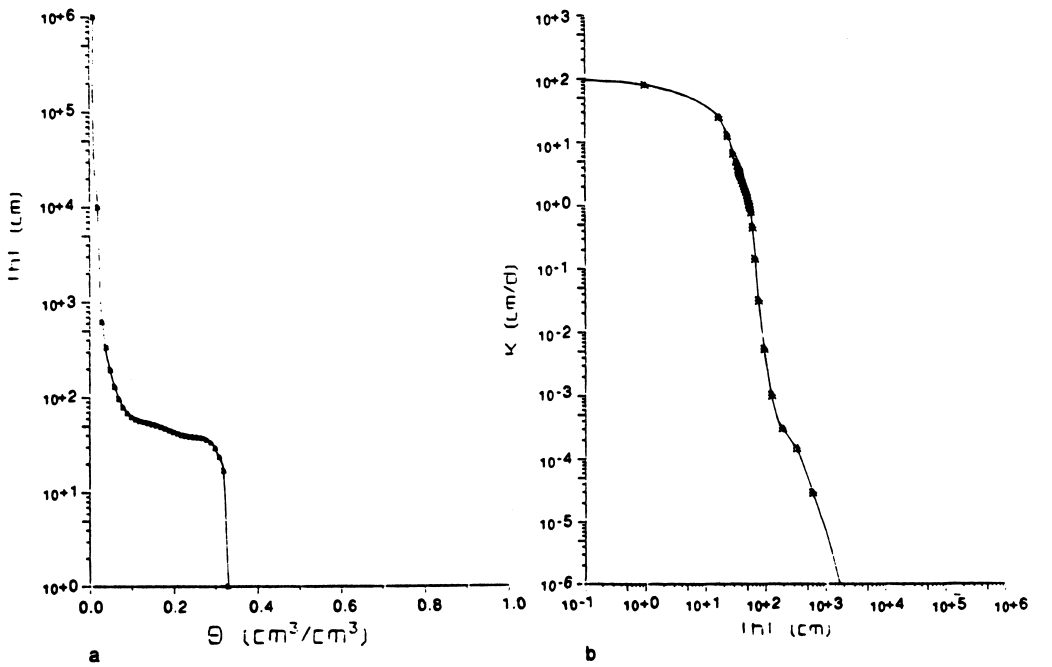


Fig. 7.1 a. pF-curve van de laag van 70-160 cm -mv.
b. K(h)-curve van de laag van 70-160 cm -mv.

Voor de drukhoogtegradiënt in vergelijking 2.13 is het verschil in drukhoogte op 1,20 m en 1,60 m -mv genomen. Deze waarden zijn van 11 juli 1988 t/m 30 oktober 1988 en van 23 mei 1989 t/m 13 november 1989 continu gemeten. Voor de periode in 1989 dat niet continu is gemeten zijn de metingen die om de 3 of 4 dagen zijn gedaan geïnterpoleerd. In deze periode was de neerslag 12,4 mm. De tensiometerwaarden voor 11 juli 1988 zijn niet geïnterpoleerd, omdat de percolatie in de eerste decade van juli waarschijnlijk sterk veranderde. De maand juni was nl. vrij droog en in de eerste decade van juli viel 41,7 mm regen. De percolatie en de andere termen van de waterbalans voor 1988 zijn daarom vanaf 11 juli berekend. De resultaten van de percolatieberekeningen staan in tabel 7.1.

Tabel 7.1 De waterbalans in 1988 en in 1989: bruto neerslag (P), interceptie (E_i), percolatie (v_z^*),verandering in specifieke berging (ΔS_w) en evapotranspiratie (E), en de evapotranspiratie bepaald volgens de EBBR-methode.

Periode	P (mm)	E_i (mm)	v_z^* (mm)	ΔS_w (mm)	E (mm)	E volgens EBBR (mm)
1988 juli[1)]	87,2	8,7	19,6	12,2	46,7	37,4
augustus	61,8	8,1	10,3	-14,7	58,1	82,2
september	78,8	14,4	0,5	15,7	48,2	37,9
1989 mei	12,4	1,1	12,4	-45,6	44,5	45,1
juni	72,4	3,4	0,4	-36,4	105,0	78,0
juli	44,8	14,5	-0,3	-32,3	62,9	81,6
augustus	47,0	10,4	-0,3	-12,8	49,7	52,8
september	68,4	9,3	-0,2	35,8	23,5	40,1
oktober	72,9	12,4	-0,1	48,8	11,8	15,9
juli[1)] t/m sept. '88	227,8	31,2	30,4	13,2	153,0	157,5
mei t/m sept '89	245,0	38,7	11,9	-91,3	285,6	297,6

[1)] vanaf 11 juli

Voor de berekening van de specifieke berging is de bodem onderverdeeld in lagen. In iedere laag bevindt zich een vochtsensor om het vochtgehalte te meten. In de zomer is 2 keer per week gemeten en in de winter 1 keer per week.
De sensoren zijn 'in het veld' geijkt door in de omgeving van de sensoren en op dezelfde diepte als de sensoren volumetrische bodemmonsters (in duplo) te nemen waarvan het vochtgehalte gravimetrisch is bepaald. Tijdens de monstername is de sensorwaarde afgelezen. Het verband tussen

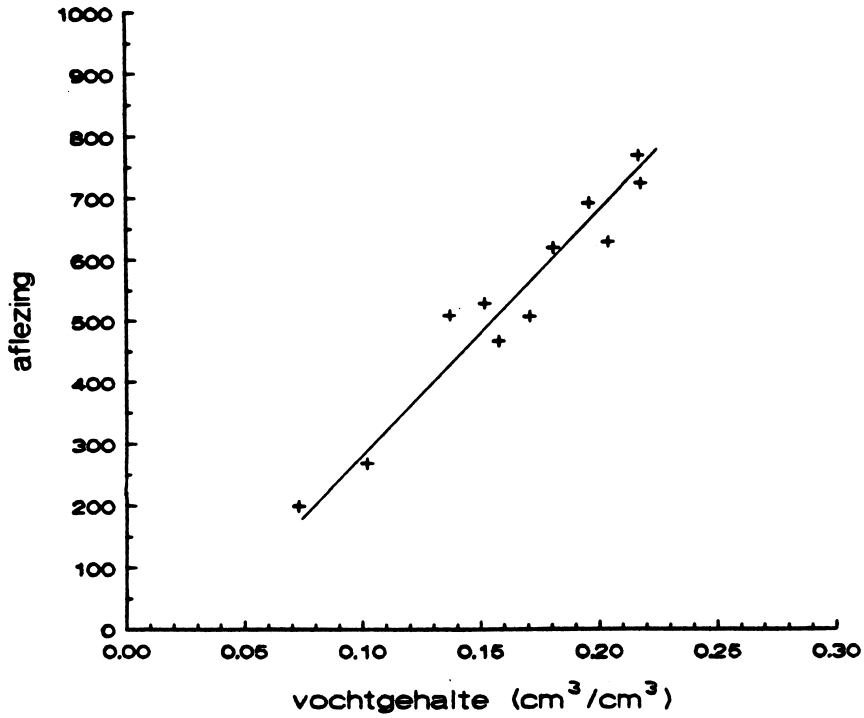


Fig. 7.2 IJklijn capacitieve sensor op 30 cm -mv.

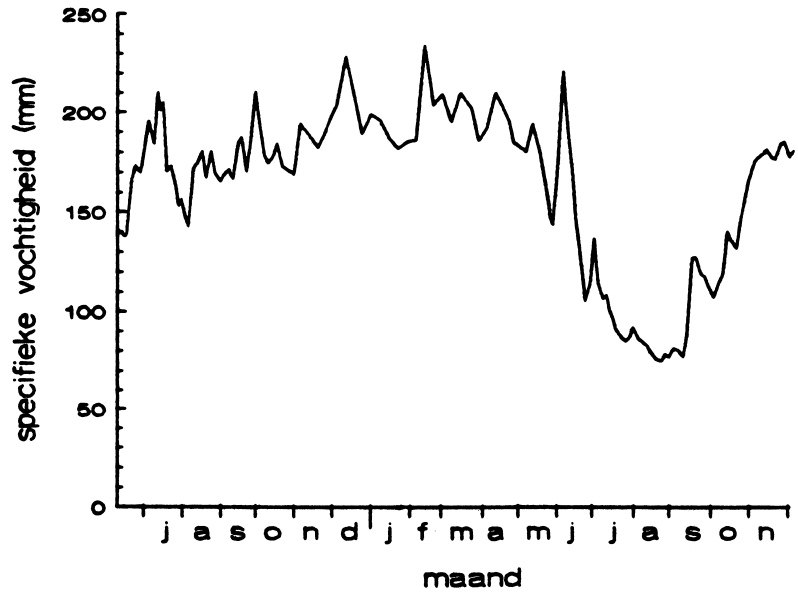


Fig. 7.3 Verloop van de specifieke berging voor de bodemlaag tot 120 cm -mv voor de periode van 23 juni 1988 t/m 30 november 1989.

meetwaarde van de sensor en vochtgehalte wordt lineair verondersteld. Figuur 7.2 geeft de ijklijn voor de sensor op 30 cm diepte. De spreiding van de punten wordt veroorzaakt door de ruimtelijke variabiliteit in bodemeigenschappen, positie van de monsterplaats t.o.v. de bomen etc. Hoewel de capacitieve sensor slechts op een plaats meet, kan via de ijklijn een gemiddelde waarde van het vochtgehalte in het bemonsterde gebied worden verkregen (Halbertsma et al., 1987).
De dikte van de lagen waarin de bodem is onderverdeeld varieert van 2,5 tot 40 cm. Het vochtgehalte op een bepaalde diepte is gemiddeld wanneer er op die diepte twee sensoren zijn. Het produkt van laagdikte en vochtgehalte wordt gesommeerd over alle lagen, dit is de specifieke berging. In figuur 7.3 wordt de specifieke berging voor de bodemlaag tot 1,20 m gegeven van eind juni 1988 tot en met november 1989. Tabel 7.1 geeft de verandering in specifieke berging voor een aantal maanden in 1988 en 1989.

Uit de gemeten en berekende componenten van de waterbalans kan de evapotranspiratie worden berekend. Tabel 7.1 geeft de resultaten van deze berekeningen.
Het verschil tussen de evapotranspiratie berekend met de EBBR-methode en met de waterbalansmethode is klein, in 1988 3% en in 1989 4%. De afwijkingen van de maandsommen van de evapotranspiratie zijn groter. De oorzaak hiervan kan zijn dat het bodemvochtgehalte niet precies op de eerste dag van de maand is gemeten maar verkregen is door interpolatie. De fout in de verandering van de specifieke berging kan verkleind worden door een lange periode te nemen waarbij de specifieke berging aan begin en eind van de periode ongeveer gelijk is (meestal in het vroege voorjaar). Een belangrijke bron van fouten vormt echter de percolatie: deze is erg afhankelijk van de doorlatendheid die niet altijd eenvoudig is te bepalen, vooral wanneer de bodem niet homogeen is.

7.2 Het dynamische transportmodel SWATRE/SWACROP

7.2.1 De parameters

Voor het aangepaste model SWATRE/SWACROP zijn een aantal categorieën parameters en input variabelen te onderscheiden, te weten:
- algemene input variabelen en grensvoorwaarden;
- gewasparameters;
- bodemparameters.

De algemene input variabelen zijn als volgt gekozen:
- aan de onderkant van het systeem is er vrije drainage uit een onverzadigd profiel;
- aan de bovenkant van het systeem wordt de potentiële evapotranspiratie dagelijks berekend met de Monteith-Rijtema vergelijking (vgl. 4.16). De dagwaarden van neerslag, netto straling, temperatuur, relatieve

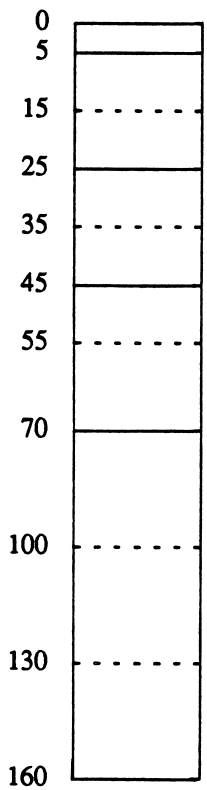
luchtvochtigheid en windsnelheid (alles boven het bos gemeten) worden in tabelvorm ingevoerd;
- het vochtgehalte in ieder compartiment (afgeleid uit bodemvochtmetingen) wordt als uitgangssituatie gegeven;
- de berekeningen in 1988 starten op dag 193 en eindigen op dag 274 (11 juli t/m 30 september); de berekeningen in 1989 starten op dag 121 en eindigen op dag 304 (1 mei t/m 31 oktober);
- de parameters voor de iteratieprocedure zijn zoals die in de handleiding voor SWACROP (Wesseling et al., 1989) worden geadviseerd.

De gewasparameters zijn als volgt gekozen:
- de wortelonttrekkingsfunctie is volgens Feddes et al. (1988a), de maximale wortelonttrekking neemt lineair af met de diepte (Prasad, 1988). Het verloop van $\alpha(h)$ tussen h_4 en h_5 in figuur 4.5 is lineair. De waarde van h_1 is -5 cm, h_2 is -10 cm, h_3 is -500 cm bij E_{tp}=5 mm·d^{-1} en h_3 is -600 bij E_{tp}=1 mm·d^{-1}. De waarde van h_4 is -16000 cm (verwelkingspunt);
- de minimale en maximale potentiële oppervlakteweerstand in de Monteith-Rijtema vergelijking is bepaald m.b.v. de dagwaarden van de in par. 5.3 bepaalde oppervlakteweerstand (fig. 5.4). De minimale waarde is 60 en de maximale is 110 s·m^{-1}. Deze waarden zijn bepaald met gegevens van 1988 omdat er toen vrijwel geen tekort aan vocht in de bodem was;
- de aërodynamische weerstand wordt berekend volgens vergelijking 4.2 waarbij d=0,75·h_{veg} en z_0=0,1·h_{veg}. Wanneer de bodembedekkingsgraad kleiner is dan 0,7, wordt d gereduceerd. In de winter is d=0,60·h_{veg};
- Voor de beschrijving van de Leaf Area Index (LAI) als functie van de bodembedekkingsgraad (s_c) is de volgende functie afgeleid:

$$LAI = -0{,}622 \cdot s_c + 15{,}556 \cdot s_c^3 \qquad (7.1)$$

- de bodembedekkingsgraad is in 1988 van dag 193 tot dag 257 0,7, daarna neemt hij lineair af tot 0,677 op dag 274. In 1989 varieert de bodembedekkingsgraad van 0,38 op dag 121 tot 0,7 van dag 180 tot dag 260. Daarna neemt de bodembedekkingsgraad lineair af tot 0,4 op dag 304;
- de interceptie wordt berekend volgens het model van Gash met als parameters S=0,10·s_c cm en p=1-s_c. De verhouding $\bar{E}/\bar{R}$ is 0,082;
- om de bewortelingsdichtheid te benaderen wordt gerekend met een variërende bewortelingsdiepte; deze is in 1988 is 120 cm en in 1989 varieert de bewortelingsdiepte van 15 cm op dag 121 tot en met 120 cm op dag 190. Vanaf dag 190 is de bewortelingsdiepte constant;
- de boomhoogte is in 1988 17,1 m en in 1989 17,1 tot 17,4 m.

De bodem is onderverdeeld in 5 lagen en 10 compartimenten (fig. 7.4). In iedere laag zijn twee monsters genomen waarvan in het laboratorium de $\Theta(h)$- en K(h)-relatie is bepaald volgens de methode van Wind. Met deze methode wordt een deel van $\Theta(h)$ en K(h)-curve (-50 > h > -700 cm) verkregen. Voor de bovenste 4 lagen is eveneens het vochtgehalte bij



Laag	Diepte (cm)	Beschrijving	Dichtheid van droge grond ($g \cdot cm^{-3}$)
I	0-5	strooisel	0,4
II	5-25	humeus, zwak lemig, matig fijn zand	1,1
III	25-45	zwak lemig tot leemarm, matig fijn zand	1,1
IV	45-70	zwak lemig tot leemarm, matig fijn zand	1,3
V	70-160	leemarm, matig fijn zand	1,6

Fig. 7.4 Het bodemprofiel en de indeling in lagen (———) en compartimenten (- - -).

verzadiging bepaald. De resultaten zijn gebruikt om functies voor $\Theta(h)$ en $K(h)$ te fitten gebaseerd op het model van Mualem (Van Genuchten, 1980). De gefitte functies dekten de in het laboratorium gevonden curves goed met uitzondering van laag 5 (70-160 cm diepte). Voor deze laag zijn de in het laboratorium gevonden curves geëxtrapoleerd m.b.v. de Staringreeks (zie par. 7.1). De $\Theta(h)$-relatie van iedere laag is vergeleken met de in het bos gemeten waarden van drukhoogte en vochtgehalte. Met uitzondering van laag 5 is de $\Theta(h)$-curve aangepast m.b.v. deze gemeten punten.
Daarna is het model SWATRE gecalibreerd op de doorlatendheid door het te gebruiken voor de winterperioden, waarbij de evapotranspiratie op nul is gesteld. Gemeten en gesimuleerde vochtgehalten zijn per knooppunt met elkaar vergeleken, waaruit bleek dat de bovengrond (laag 1 en 2) te nat bleef en de ondergrond te droog bleef. De doorlatendheid van de bovenste twee lagen is daarom aangepast, waarna de gesimuleerde vochtgehalten beter overeenkwamen met de gemeten vochtgehalten. Gezien de onzekerheden in de bepaling van de $\Theta(h)$ en $K(h)$ is dit een gebruikelijke methode.

7.2.2 Resultaten van het model

De resultaten van het aangepaste SWATRE/SWACROP model zijn gegeven in tabel 7.2.
De gesimuleerde evapotranspiratie komt in 1988 goed overeen met de volgens de EBBR-methode bepaalde evapotranspiratie (fig. 7.5.a). Ook het gesimuleerde vochtgehalte (fig. 7.6.a) wijkt weinig af van het in het bos gemeten vochtgehalte. Het model overschat echter de interceptie (die berekend is volgens het model van Gash) waardoor de percolatie wordt onderschat.
Voor 1989 is de waterbalans gesimuleerd van mei tot en met oktober. De cumulatieve evapotranspiratie komt aan het eind van het seizoen overeen met de gemeten evapotranspiratie (tabel 7.2 en fig. 7.5.b), maar over kortere perioden wijkt het model af.
In mei wordt de evapotranspiratie door het model overschat, waarschijnlijk doordat de bodemverdampingsfunctie (vgl. 4.18) niet voldoet. De extinctiecoëfficiënt in deze functie heeft een waarde die voor gras geldt, omdat de waarde voor bos niet bekend was. Een andere reden dat de evapotranspiratie wordt overschat is de te lage oppervlakteweerstand (vgl. 4.16). Deze weerstand is geschat voor een bebladerd bos en is hoger

Tabel 7.2 De waterbalans gesimuleerd met het aangepaste model SWATRE/SWACROP voor 1988 en 1989: bruto neerslag (P), interceptie (E_i), percolatie (v_z^*),verandering in specifieke berging (ΔS_w) en evapotranspiratie (E), en de evapotranspiratie bepaald volgens de EBBR-methode.

Periode	P (mm)	E_i (mm)	v_z^* (mm)	ΔS_w (mm)	E (mm)	E volgens EBBR (mm)
1988 juli[1)]	87	17	3	30	38	37
augustus	62	13	7	-32	76	82
september	79	18	3	24	48	38
1989 mei	12	2	19	-87	79	45
juni	73	13	2	-20	77	78
juli	45	9	1	-27	63	82
augustus	47	11	1	1	33	53
september	68	14	0	26	28	40
oktober	73	16	0	28	29	16
juli[1)] t/m sept. '88	228	48	13	6	162	158
mei t/m sept '89	245	49	23	-107	280	298

[1)] vanaf 11 juli

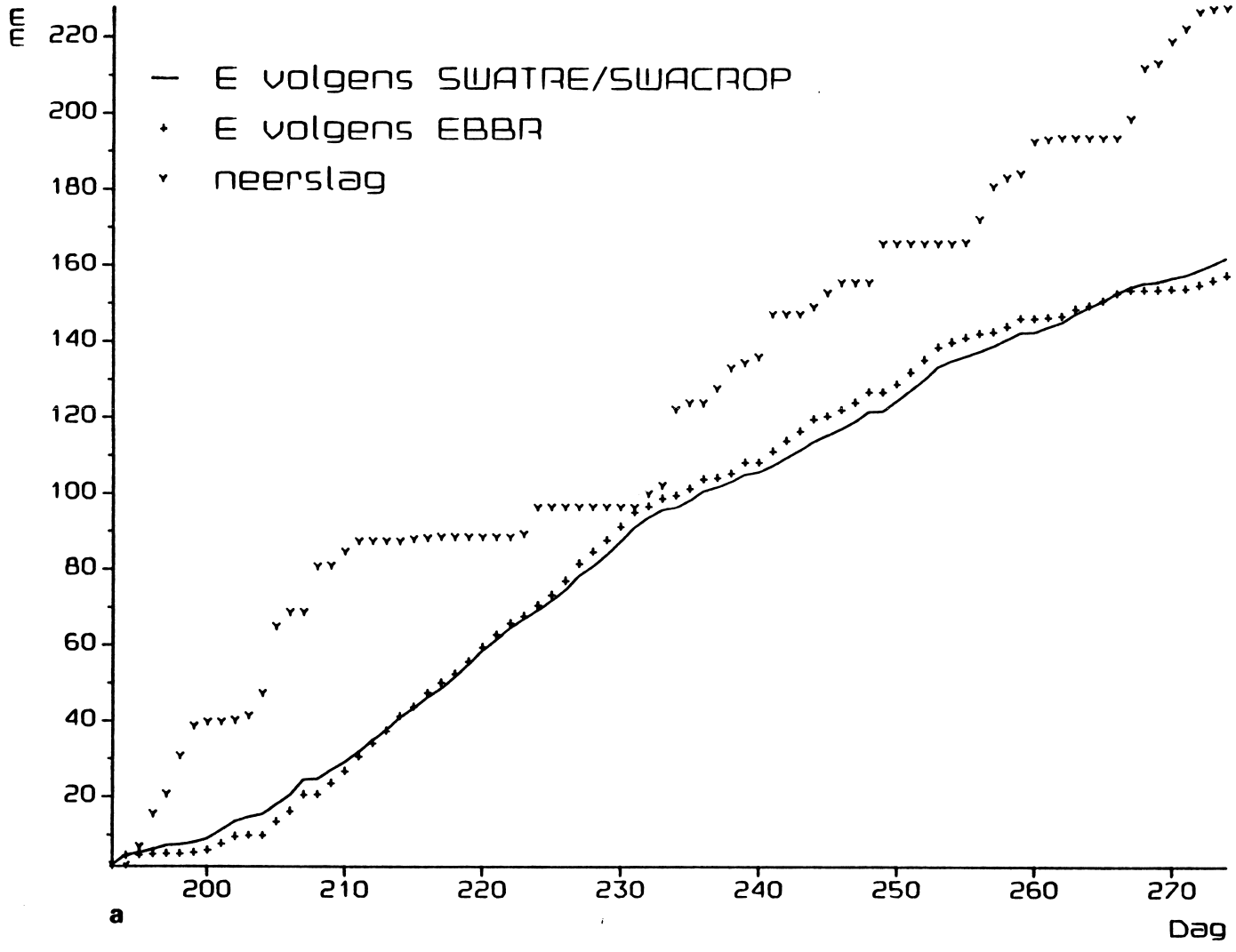


Fig. 7.5.a Cumulatieve evapotranspiratie volgens de EBBR-methode en gesimuleerd met het aangepaste SWATRE/SWACROP model in 1988.

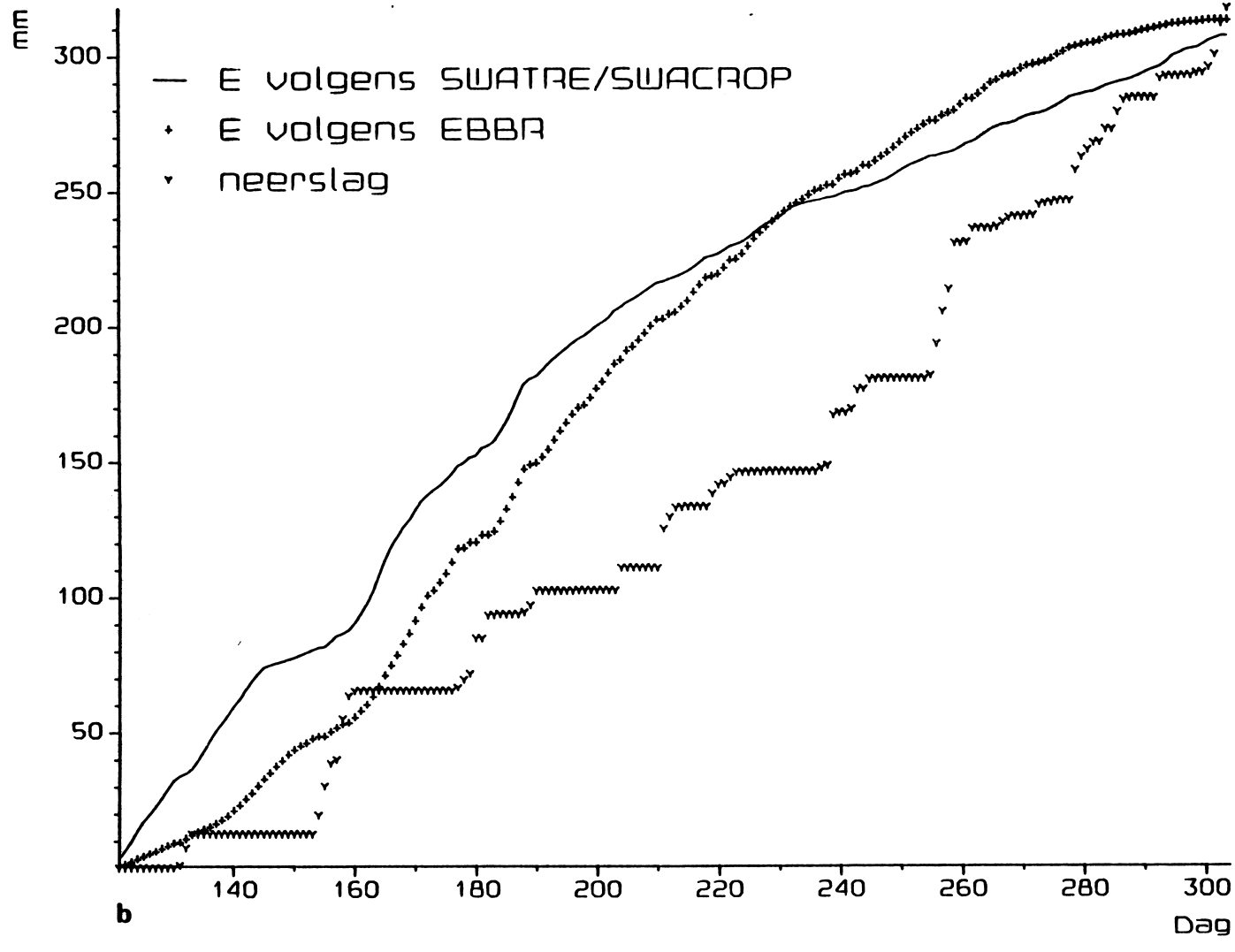


Fig. 7.5.b Cumulatieve evapotranspiratie volgens de EBBR-methode en gesimuleerd met het aangepaste SWATRE/SWACROP model in 1989.

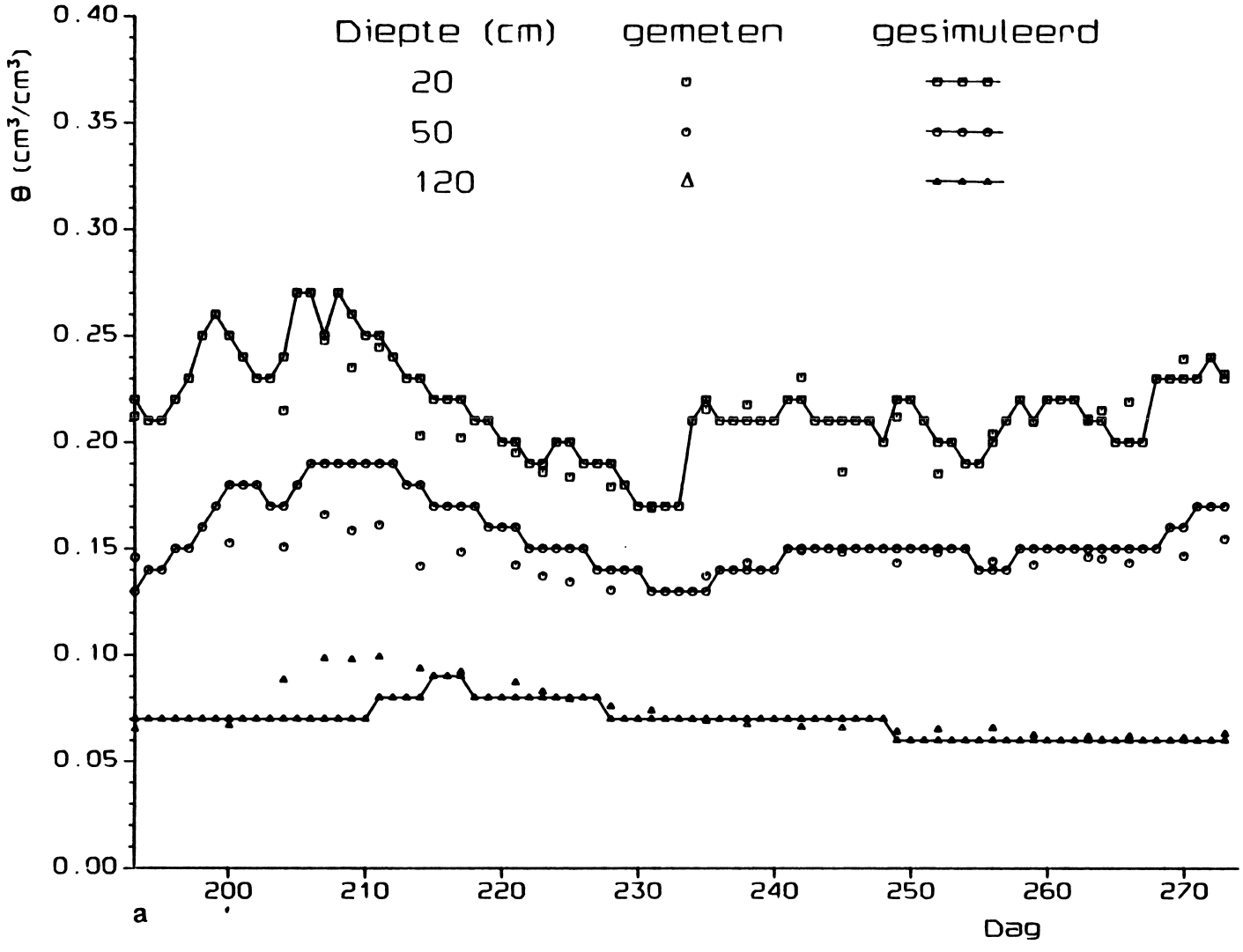


Fig. 7.6.a Verloop van het gemeten vochtgehalte en het met SWATRE/SWACROP gesimuleerde vochtgehalte op 20, 50 en 120 cm diepte in 1988.

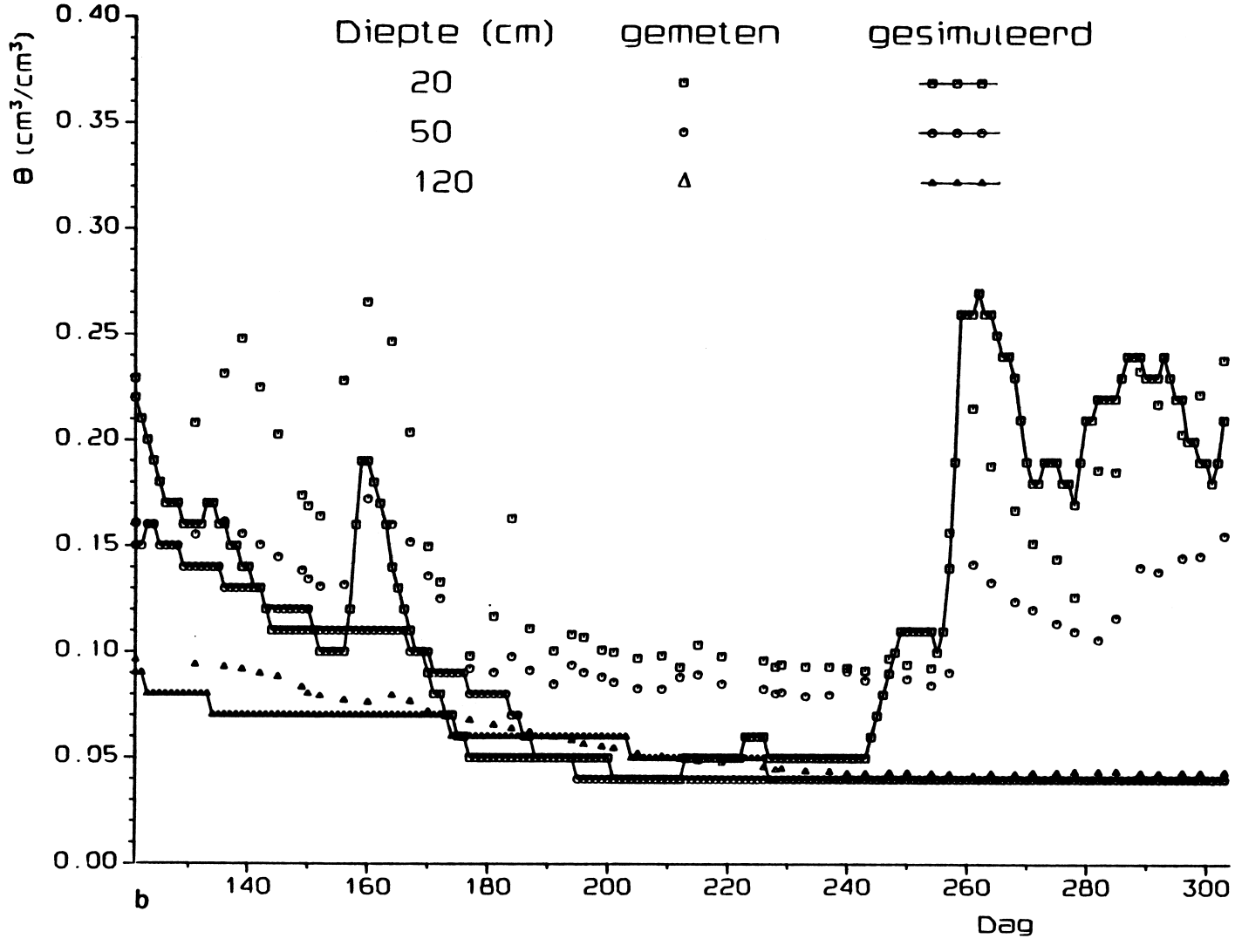


Fig. 7.6.b Verloop van het gemeten vochtgehalte en het met SWATRE/SWACROP gesimuleerde vochtgehalte op 20, 50 en 120 cm diepte in 1989.

naarmate er minder transpirerend oppervlak is. In het model verandert deze weerstand (fig. 4.4) niet met de tijd, daarom zou het seizoen in een aantal perioden met verschillende waarden voor r_{sp} moeten worden verdeeld.
Over de maand juni wijkt de gesimuleerde evapotranspiratie nauwelijks af van de gemeten waarde (tabel 7.2), maar vanaf begin juli onderschat het model de evapotranspiratie. De evapotranspiratie wordt vanaf dag 165 gereduceerd door een bodemvochttekort. Dit tekort treedt in het model eerder op dan in werkelijkheid (fig. 7.6.b) doordat er in het model in het voorjaar meer water aan de bodem is onttrokken en doordat de netto neerslag in het model in juni ongeveer 10 mm lager is dan gemeten. In het model droogt de bodem tot ongeveer 100 cm diepte verder uit dan is gemeten. Dieper komen het gemeten en gesimuleerde vochtgehalte goed overeen. De grotere uitdroging in het model kan veroorzaakt worden door een verkeerd verloop van het droge deel van de $\Theta(h)$-curve in een bepaalde laag. Een andere oorzaak is dat de waterontrekkingsfunctie niet overeenkomt met het werkelijke onttrekkingspatroon. Een aanwijzing hiervoor is het gegeven dat volgens de gemeten drukhoogten de uitdroging van de bodem plaatsvindt van boven naar beneden, terwijl in het model de bodem op 80 cm diepte het eerst uitdroogt. Mede door die grote uitdroging duurt het in het model ook erg lang voordat de diepere lagen weer nat worden, terwijl de bovenste lagen na dag 260 te nat blijven (fig. 7.6.b).
Vanaf dag 280 wordt de evapotranspiratie door het model overschat, waarschijnlijk door een verkeerde bodemverdampingsfunctie, een te lage oppervlakteweerstand en/of een te grote Leaf Area Index.
Het model berekent behalve de actuele evapotranspiratie ook de potentiële evpotranspiratie. In 1988 was de actuele evapotranspiratie gelijk aan de potentiële en van mei tot oktober 1989 was de berekende actuele evapotranspiratie 280 mm en de potentiële 414 mm.

Gezien de resultaten is het aangepaste model SWATRE/SWACROP te gebruiken voor simulatie van de evapotranspiratie over een langere periode. Het model moet op een aantal punten verder aangepast worden, met name de bodemverdamping, de wortelonttrekking en de verandering van de oppervlakteweerstand gedurende het seizoen verdienen hierbij aandacht.

8 CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN

In dit rapport wordt onder *evapotranspiratie* verstaan de som van transpiratie en bodemevaporatie. *Verdamping* is de som van evapotranspiratie en interceptie.
De twee methoden volgens welke de evapotranspiratie is bepaald, leveren resultaten die goed met elkaar overeenkomen. In 1988 is de waterbalans gemeten van 11 juli tot eind september, de evapotranspiratie was in deze periode 153 mm. Volgens de energiebalans/Bowen-ratio methode (EBBR-methode) was de evapotranspiratie in dezelfde periode 158 mm.
In 1989 was de evapotranspiratie volgens de waterbalans van mei tot en met oktober 297 mm en volgens de EBBR-methode 313 mm. Gesommeerd over het groeiseizoen was de evapotranspiratie volgens de EBBR-methode in 1988 257 mm en in 1989 307 mm. Er zijn twee oorzaken voor de lagere evapotranspiratie in 1988 t.o.v. 1989. In het voorjaar van 1988 heeft het bos ernstige vorstschade opgelopen waardoor de periode dat het bos goed in blad zat werd verkort. Verder was de potentiële evapotranspiratie laag ten gevolge van de relatief geringe hoeveelheid straling. De zomer van 1988 was nat, waardoor de evapotranspiratie niet werd gereduceerd en gelijk was aan de potentiële evapotranspiratie. In 1989 was er daarentegen veel zon en het weer was vaak warm en droog. In augustus 1989 trad een bodemvochttekort op waardoor de evapotranspiratie werd gereduceerd. Van mei tot oktober 1989 was de verhouding tussen actuele en potentiële evapotranspiratie 0,72.
Dolman en Oosterbaan (1986) vonden voor de transpiratiesom van een eikenbos in Castricum waarden die varieerden van 230 tot 343 mm per jaar. Zij berekenden deze waarden uit lysimetergegevens voor de jaren 1980 tot en met 1984. Hoewel de omstandigheden van het onderzoek in Castricum niet geheel vergelijkbaar zijn met die van het onderzoek in Ede, komen de resultaten redelijk overeen.
Bij de metingen van de Bowen-ratio is gebleken dat er niet te dicht op het gewas kan worden gemeten omdat dit tot een afwijkende Bowen-ratio leidt. De EBBR-methode is niet geschikt om de interceptieverdamping te bepalen omdat de fouten in de energiebalans tijdens regen te groot zijn.
De interceptie is met de neerslagmetingen bepaald. Opvallend was dat de bruto neerslag gemeten boven het bos vrijwel niet afweek van de neerslag gemeten in het veld. Van juni tot en met september 1988 was de bruto neerslag 286 mm en de interceptie 48 mm. Van mei tot en met september 1989 was dit resp. 245 mm en 39 mm. De interceptie van mei t/m september was in 1988 17% en in 1989 16% van de bruto neerslag. In de periode dat het bos volledig in blad zat (juli t/m september) was de interceptie in 1988 15% en in 1989 21% van de bruto neerslag. In de wintermaanden was de interceptie gedurende de meetperiode (november t/m januari) in 1988/1989 14 mm en in 1989/1990 11 mm (resp. 9% en 6% van de bruto neerslag).
In Castricum zijn voor zomereik waarden voor de interceptie gevonden die

varieerden van 23% tot 43% van de bruto neerslag in de zomer, met een mediaan van 34% (Dolman en Oosterbaan, 1986, Dolman; 1987). Deze waarden hebben betrekking op de zomers van 1983 t/m 1985. In de winter van 1984/1985 vond Dolman in Castricum een interceptie van 20% en in 1985/1986 een interceptie van 13% van de bruto neerslag. Het verschil in interceptie tussen Castricum en Ede kan verklaard worden door een verschil in klimaat. De windsnelheid in Castricum zal hoger zijn dan in Ede, waardoor de aërodynamische weerstand kleiner is en de verdampingssnelheid groter. Dit betekent dat de invloed van bebossing op de waterhuishouding in een winderig klimaat (kustgebieden) groter is dan in een klimaat dat geringere windsnelheden kent. Verder zal het duidelijk zijn dat op jaarbasis de interceptie van naaldbossen, die het hele jaar in 'blad' zijn, groter is dan van loofbossen, waardoor de netto neerslag in naaldbossen kleiner is.

De waarden van de parameters die nodig zijn om de aërodynamische weerstand te bepalen, de nulvlaksverplaatsing d en de ruwheidslengte z_0, konden tot nog toe niet goed worden vastgesteld. Eén van de windsnelheidssensoren zat te dicht boven het bos waardoor het windsnelheidsprofiel niet kon worden gemeten. In de transpiratie en interceptiemodellen is gerekend met literatuurwaarden ($d=0{,}75 \cdot h_{veg}$ en $z_0=0{,}1 \cdot h_{veg}$).
De maximale oppervlaktegeleidbaarheid, $g_{s,max}$, is 26 $mm \cdot s^{-1}$. De maximale Leaf Area Index was zowel in 1988 als in 1989 4,9. De parameters voor beide interceptiemodellen, de opslagcapaciteit en de vrije doorvalcoëfficiënt, zijn in de zomer resp. 0,7 mm en 0,3 en in de winter resp. 0,2 mm en 0,8. De gemiddelde neerslagintensiteit gedurende de zomer van 1988 was 1,89 $mm \cdot uur^{-1}$ en gedurende de winter van 1988/1989 0,57 $mm \cdot uur^{-1}$. De gemiddelde verdampingssnelheid in de zomer is op 3 manieren bepaald: volgens de EBBR-methode, berekend met de Monteith-Rijtema vergelijking en bepaald m.b.v. regressieanalyse van bruto neerslag en interceptie. Deze methoden leverden een waarde van resp. 0,13 $mm \cdot uur^{-1}$, 0,24 $mm \cdot uur^{-1}$, en 0,16 $mm \cdot uur^{-1}$. In het model van Gash is in eerste instantie gerekend met een gemiddelde verdampingssnelheid van 0,24 $mm \cdot uur^{-1}$. Het model van Mulder is alleen voor de zomer gebruikt, de correctiefactor voor temperatuur is 0,93, voor het verzadigingsdeficit 0,78 en de relatieve luchtvochtigheid tijdens regen is 0,93. Voor het aangepaste model SWATRE/SWACROP is voor 5 bodemlagen de waterretentiecurve en de doorlatendheid bepaald. De bewortelingsdiepte is 120 cm.

Verder onderzoek is nodig naar het transpiratiemodel van Stewart. Daarbij zal onderzocht moeten worden of de door Stewart voor naaldbos bepaalde functies ook voor loofbos kunnen worden gebruikt.
Van de interceptiemodellen voldeed het model van Gash beter dan het model van Mulder. Het model van Mulder onderschat de netto neerslag in de zomer (juli t/m september) met 15% tot 21%, het model van Gash met 7% tot 8%. In de winter is de afwijking van de door het Gash model gesimuleerde netto neerslag met de gemeten netto neerslag +1% (1988/1989) en -1% (1989/1990). Het model van Gash is het meest geschikt voor de

praktijk, omdat het weinig parameters nodig heeft en redelijke resultaten geeft. De interceptiemodellen zijn het meest gevoelig voor verandering in parameters die de verdampingssnelheid beïnvloeden (tabel 6.5). Een verlaging van de gemiddelde verdampingssnelheid geeft een beter resultaat. De parameters voor de bepaling van de aërodynamische weerstand (nulvlaksverplaatsing en ruwheidslengte) hebben grote invloed op de verdampingssnelheid. Verder onderzoek zal zich richten op de bepaling van deze parameters.
Het aangepaste SWATRE/SWACROP model geeft een goede schatting van de evapotranspiratiesom over een langere periode. Het model zal op een aantal punten verder moeten worden aangepast. Met name de bodemverdamping, wortelonttrekking en de verandering van de oppervlakte-weerstand gedurende het seizoen verdienen hierbij aandacht.
In de beschreven modellen voor de bepaling van evapotranspiratie en interceptie zijn meteorologische gegevens gebruikt die boven bos zijn gemeten. In de praktijk zal men meestal alleen gegevens hebben van standaard meteorologische stations. De Rijksuniversiteit Groningen doet onderzoek naar de transformatie van deze 'standaard' gegevens naar waarden die boven bos gelden, zodat de beschreven modellen in de toekomst met 'standaard' meteogegevens kunnen worden gebruikt. Het Staring Centrum zal verder onderzoek doen naar de gevoeligheid van de modellen voor veranderingen in bepaalde parameters.

Gezien de goede overeenkomst van de resultaten van de EBBR-methode (micrometeorologische benadering) en de waterbalansmethode (hydrologische benadering) biedt de waterbalansmethode perspectieven voor regionale studies wanneer het gaat om de bepaling van de seizoenssom van de evapotranspiratie van een bos. De waterbalansmethode is goedkoper dan de EBBR-methode, maar heeft ook nadelen. De percolatie (en bij ondiepe grondwaterspiegel ook de capillaire opstijging) is moeilijk te meten, hetgeen in bepaalde gevallen kan pleiten voor directe meting van de evapotranspiratie.
Voor onderzoek naar de groei en produktie van bossen (bijv. in verband met klimaatverandering) zullen de methoden van de directe verdampingsfluxmetingen moeten worden uitgebreid met meting van de CO_2-flux.

LITERATUUR

Aston, A.R. 1985. Heat storage in a young eucalypt forest. Agric. For. Meteorol. 35: 281-297.

Boels, D., J.B.H.M. van Gils, G.J. Veerman en K.E. Wit. 1978. Theory and systems of automatic determination of soil moisture characteristics and unsaturated hydraulic conductivities. Soil Sci. 126: 191-199.

Brutsaert, W.H. 1982. Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications. Dordrecht, Reidel Publishing Company.

Businger, J.A. 1956. Some remarks on Penman's equation for evaporation. Neth. J. Agric. Sci. 4: 77-80.

Calder, I.R. en M.D. Newson. 1979. Land-use and upland water resources in Britain: a strategic look. Water Res. Bull. 15: 1628-1639.

Calder, I.R. en I.R. Wright. 1986. Gamma ray attenuation studies of interception from Sitka spruce: some evidence for an additional transport mechanism. Water Resour. Res. 22: 409-417.

Callander, B.A. en T. Woodhead. 1981. Canopy conductance of estate tea in Kenya. Agric. Meteorol. 23: 151-167.

Dolman, A.J. 1986. Estimates of roughness length and zero plane displacement for a foliated and non-foliated oak canopy. Agric. For. Meteorol. 36: 241-248.

Dolman, A.J. 1987. Summer and winter rainfall interception in an oak forest. Predictions with an analytical and a numerical simulation model. J. Hydrol. 90: 1-9.

Dolman, A.J. 1988. Transpiration of an oak forest as predicted from porometer and weather data. J. Hydrol. 97: 225-234.

Dolman, A.J. en W.E. Oosterbaan. 1986. Grondwatervoeding, interceptie en transpiratie van Castricumse boslysimeters. H_2O 19: 174-175.

Dolman, A.J. en S. Nonhebel. 1988. Modelling forest water consumption in the Netherlands. Agric. Water Man. 14: 413-422.

Dolman, A.J., J.B. Stewart en J.D. Cooper. 1988. Predicting forest transpiration from climatological data. Agric. For. Meteorol. 42: 339-353.

Dolman, A.J. en G.J. van den Burg. 1988. Stomatal behaviour in an oak canopy. Agric. For. Meteorol. 43: 99-108.

Feddes, R.A. 1971. Water, heat and crop growth. Mededelingen Landbouwhogeschool Wageningen 71-12.

Feddes, R.A., P.Kabat, P.J.T. van Bakel, J.J.B. Bronswijk en J. Halbertsma. 1988a. Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone - state of the art. J. Hydrol. 100: 69-111.

Feddes, R.A., M. de Graaf, J. Bouma en C.D. van Loon. 1988b. Simulation of water use and production of potatoes as affected by soil compaction. Potato Research 31: 225-239.

Fuchs, M. en C.B. Tanner. 1970. Error analysis of Bowen ratios measured by differential psychrometry. Agric. Meteorol. 7: 329-334.

Gash, J.H.C. 1979. An analytical model of rainfall interception by forests. Quart. J. R. Met. Soc. 105: 43-55.

Gash, J.H.C. en J.B. Stewart. 1975. The average surface resistance of a pine forest derived from Bowen ratio measurements. Bound.-Layer Meteorol. 8: 453-464.
Gash, J.H.C. en J.B. Stewart. 1977. The evaporation from Thetford Forest during 1975. J. Hydrol. 35: 385-396.
Genuchten, M.TH. van. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Am. J. 44: 892-898.
Halbertsma, J.M., C. Przybyla en A. Jacobs. 1987. Application and accuracy of a dielectric soil water content meter. Proc. Conf. on Measurement of Soil and Plant Water Status, Logan, USA, 6-10 July 1987.
Hiege, W. 1985. Wasserhaushalt von Forsten und Wälder und der Einfluss des Wassers auf Wachstum und Gesundheid von Forsten und Wälder: eine Literaturstudie. Utrecht, Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap, Rapport 7a.
Hilhorst, M.A., 1984. A sensor for the determination of the complex permittivity of materials as a measure for the moisture content. In: P. Bergveld (ed.), Sensors and Actuators. Deventer, Kluwer: 79-84.
Jarvis, P.G., G.B James en J.J. Landsberg. 1976. Coniferous forest. In: J.L. Monteith (ed.). Vegetation and the atmosphere. London, Academic Press. Vol. II: 171-240.
Laming, P.B., J.F. Rijsdijk en J.C. Verwijs. 1978. Houtsoorten, Informatie voor de praktijk. Delft, Houtinstituut TNO.
Kabat, P., R.A. Feddes en P.J.M. de Laat, 1989. Modelling unsaturated flow. Delft, IHE/IGWC. Chapter 1-5.
Leyton, L., E.R.C. Reynolds en F.B. Thompson. 1967. Rainfall interception in forest and moorland. In: W.E. Sopper and H.W. Lull (Eds.). International symposium on forest hydrology. Oxford, Pergamom Press: 163-178.
McCaughey, J.H. 1985. Energy balance storage terms in a mature mixed forest at Petawawa, Ontario. A case study. Bound.-Layer Meteorol. 31: 89-101.
McIntosh, D.H. en A.S. Thom. 1978. Essentials of meteorology. London, Wykeham Publications. The Wykeham Science Series nr. 3.
McNaughton, K.G. en T.A. Black. 1973. A study of evapotranspiration from a douglas fir forest using the energy balance approach. Water Resour. Res. 9: 1579-1590.
Monteith, J.L. 1965. Evaporation and environment. In: G.E. Fogg (ed.). The state and movement of water in living organisms. XIXth Symp. Soc. Expt. Biol. 1964: 205-236.
Moore, C.J. en G. Fisch. 1986. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. Agric. For. Meteorol. 38: 147-169.
Mulder, J.P.M. 1983. A simulation of rainfall interception in a pine forest. Thesis Ph.D. University of Groningen, The Netherlands.
Mulder, J.P.M. 1985. Simulation interception loss using standard meteorological data. In: B.A. Hutchison en B.B. Hicks (eds.). The Forest-Atmosphere Interaction. Dordrecht, Reidel Publishing Company: 177-196.
Nonhebel, S. 1987. Waterverbruik van Nederlandse bossen: een modellen

studie. Utrecht, Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap. Rapport 7g.
Ohmura, A. 1982. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. J. Appl. Meteorol. 21: 595-598.
Prasad, R., 1988. A linear root water uptake model. J. Hydrol. 99: 297-306.
Ritchie, J.T. 1972. A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. Water Res. Res. 8: 1204-1213.
Roberts, J. 1983. Forest transpiration: a conservative hydrological process? J. Hydrol. 66: 133-141.
Roestel, J. van. 1984. Transpiratie en interceptie van bos: een literatuurstudie. Utrecht, Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap. Rapport 7b.
Rutter, A.J., K.A. Kershaw, P.C. Robins en A.J. Morton. 1971. A predictive model of rainfall interception in forests. 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. Agric. Meteorol. 9: 367-384.
Rutter, A.J., A.J. Morton en P.C. Robins. 1975. A predictive model of rainfall interception in forests. 2. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. J. Appl. Ecol. 12: 367-380.
Rijtema, P.E. 1965. An analysis of actual evapotranspiration. Wageningen, Pudoc, Agric. Res. Rep. 659.
Shuttleworth, W.J. 1976. Experimental evidence for the failure of the Penman-Montheith equation in partially wet conditions. Bound.-Layer Meteorol. 10: 91-94.
Stewart, J.B. 1988. Modelling surface conductance of pine forest. Agric. For. Meteorol. 43: 19-35.
Stewart, J.B. en A.S. Thom. 1973. Energy budgets in pine forest. Quart. J. R. Met. Soc. 99: 154-170.
Stewart, J.B. en H.A.R. de Bruin. 1985. Preliminary study of dependence of surface conductance of Thetford Forest on environmental conditions. In: B.A. Hutchison en B.B. Hicks (eds.). The Forest-Atmosphere Interaction. Dordrecht, Reidel Publishing Company: 91-104.
Thom, A.S. 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: J.L. Monteith (ed.). Vegetation and the atmosphere. London, Academic Press. Vol. I: 57-109.
Warmerdam, P.M.M. 1981. De invloed van wind op regenwaarnemingen: een vergelijkend regenmeteronderzoek. H_2O, 14: 16-20.
Wesseling, J.G., P. Kabat, B.J. van den Broek en R.A. Feddes. 1989. SWACROP, Simulation model of the water balance of a cropped soil with different types of boundary conditions including the possibility of drainage and irrigation and the calculation of crop yield. Wageningen, Staring Centre, Simulation Software.
Wösten, J.H.M., M.H. Bannink en J. Beuving. 1987. Waterretentie en doorlatendheidskarakteristieken van boven- en ondergronden in Nederland: de Staringreeks. Wageningen, ICW, Rapporten nieuwe serie nr. 18, juni 1987. 75p.

BIJLAGE 1 OVERZICHT GEBRUIKTE MEETINSTRUMENTEN

Instrument	Merk	Type	Hoogte in m
windvaan	Aanderaa Instruments	2750	23,30
windsnelheids-meter (4x)	In Situ Instruments		18,25-20,60⁺, 20,60-22,95⁺ 18,70-20,70°, 20,70-22,70°
psychrometer (4x)	In Situ Instruments		18,25-20,60⁺, 20,60-22,95⁺ 18,70-20,70°, 20,70-22,70°
ladderrichtingsmeter	Novotechnik	IP6501a502	16,85
netto stralingsmeter	Solar Radiation Instr.	SRI4	19,50
solarimeter	Kipp & Zonen	CM5	19,60
bladnatsensor (4x)	Campbell	737	16,00, 12,00, 11,70, 2,00
temperatuur & rel. luchtvochtigheidsmeter	Rotronic	YA-100	2,30
luchtdrukmeter	Aanderaa Instruments	2810	2,00
bodemwarmteflux-plaatje (2x)	BWD Precision Instr.		-0,05⁺ -0,025°,-0,001°
bodemtemperatuur-sensor (2x)		Pt100	-0,025⁺ -0,012°
kantelbakregenmeter	Ogawa Seiki	PR200	18,00
pluviograaf	Van Doorne		0,60
drukopnemer⁺ (doorval)	Validyne	DP15	0,00
omvormer⁺ (doorval)	Validyne	CD16	n.v.t.
drukopnemer° (doorval)	Trans Instruments	BHL 4879-50-07MO	0,00
omvormer° (doorval)	Trans Instruments	BHN 400-00	n.v.t.
drukopnemer⁺ (stam-afvoer)	Validyne	DP15	0,20
omvormer⁺ (stamafvoer)	Validyne	CD15	n.v.t.
kantelbakregenmeter°	Lambrecht	LY100	0,40
tensiometer (18x)		eigen fabrikaat	-0,05°, -0,10, -0,20°, -0,30°, -0,40°, -0,60°, -0,80, -1,20, -1,60
drukopnemer (zuig-spanning, 6x⁺, 10x°)	MicroSwitch (Honeywell)	141PC	-0,10
zuigspanningsmeter	TFDL		
capacitieve sensor (16x)	TFDL		-0,05, -0,08, -0,10, -0,15, -0,20, -0,30, -0,50, -0,80, -1,20, -1,60
lichtinterceptiemeter	TFDL		0,01-0,05
hoekspiegel met kruisdraad	Vakgroep Bosbouw LUW		1,55

⁺ in 1988
° in 1989

BIJLAGE 2 BEREKENING BODEMWARMTEFLUX

In 1988 is de bodemwarmteflux op twee plaatsen gemeten met bodemwarmtefluxplaatjes op 5 cm -mv. Op 2,5 cm diepte zijn temperatuursensoren geplaatst (Pt100) om de temperatuurverandering in de laag boven de fluxplaatjes te meten. In 1989 is een fluxplaatje op 2,5 cm -mv geplaatst en een temperatuursensor op 1,2 cm -mv. Het andere fluxplaatje is vlak onder maaiveld gelegd en bedekt met een dun laagje grond.
De bodemwarmteflux aan het grondoppervlak is:

$$G = F_p + \int_0^{zF_p} \rho c \cdot \frac{\partial T_s}{\partial t} \cdot dz \qquad (W \cdot m^{-2})$$

waarin:

G	= bodemwarmteflux aan oppervlakte	$(W \cdot m^{-2})$
F_p	= bodemwarmteflux door het fluxplaatje	$(W \cdot m^{-2})$
ρc	= warmtecapaciteit van de bodem	$(J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1})$
$\frac{\partial T_s}{\partial t}$	= verandering in bodemtemperatuur	$(K \cdot s^{-1})$
zF_p	= diepte van het fluxplaatje -mv	(m)
z	= diepte	(m)

De warmtecapaciteit van de bodem bestaat uit de volgende componenten:

$$\rho c = c_m \cdot x_m + c_o \cdot x_o + c_w \cdot x_w \qquad (J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1})$$

waarin:

c_m	= warmtecapaciteit minerale delen
c_o	= warmtecapaciteit organische stof
c_w	= warmtecapaciteit water
x_m	= volumefractie minerale delen
x_o	= volumefractie organische stof
x_w	= volumefractie water (vochtgehalte)

De volumefracties van minerale delen, organische stof, water en lucht zijn samen 1. De warmtecapaciteiten hebben de volgende waarden (Feddes, 1971):

$c_m = 1{,}92 \cdot 10^6$ $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$
$c_o = 2{,}88 \cdot 10^6$ $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$
$c_w = 4{,}18 \cdot 10^6$ $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$

De volumefracties van minerale delen en organische stof zijn in het laboratorium bepaald voor een aantal monsters. Op een diepte van 2,5 cm was x_m=0,07 en x_o=0,12. Het vochtgehalte is geschat m.b.v. capacitieve vochtmetingen en tensiometergegevens.

BIJLAGE 3 BEPALING VAN DE MASSA EN DE SPECIFIEKE WARMTE VAN DE VEGETATIE

De massa van de vegetatie is begin 1988 geschat door het bosbedrijf van de gemeente Ede en door een medewerker van het RIBL 'De Dorschkamp'. Het bosbedrijf schatte de massa m.b.v. tabellen op 18,6 tot 20 $kg \cdot m^{-2}$. Door de medewerker van 'De Dorschkamp' is voor een aantal bomen de diameter, de hoogte en het volume van het hout met een diameter groter dan 5 cm bepaald. Binnen een vak van 50x50 m (waarin de meetopstelling staat) is van iedere boom de diameter en van een aantal bomen ook de hoogte gemeten. Uit de gevonden relaties tussen diameter, hoogte en volume is het volume van het bos bepaald. Dit volume was 166,75 $m^3 \cdot ha^{-1}$. Verondersteld wordt dat het volume van takken en twijgen met een diameter kleiner dan 5 cm 15% is van het volume hout met een diameter groter dan 5 cm . Het totaal volume hout is dan 191,76 $m^3 \cdot ha^{-1}$. Volgens Laming et al. (1978) weegt 1 m^3 vers eikehout 900 à 1150 kg. Het totaal gewicht van het hout is dan 17,3 tot 22 $kg \cdot m^{-3}$. De massa van de bladeren is te verwaarlozen t.o.v. de massa van het hout. Bij de berekening van de energiebalans van 1988 wordt een waarde van 19,7 $kg \cdot m^{-2}$ gebruikt. M.b.v. diametermetingen en een schatting van de hoogtegroei in 1989 is de massa van de vegetatie in 1989 op 20,9 $kg \cdot m^{-2}$ gesteld.

De soortelijke warmte van de vegetatie is uit literatuurgegevens afgeleid. McCaughey (1985) heeft onderzoek gedaan naar de energiebalans van een gemengd bos in Ontario, Canada. Hij veronderstelde dat de specifieke warmte van de vegetatie 70% van die van water is, dus 2930 $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$. Moore en Fisch (1986) gebruiken een formule voor de bepaling van c_{veg}. Voor het Amazone bos waar zij onderzoek hebben gedaan vonden zij een specifieke warmte van 2650 ± 80 $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$. Aston (1985) heeft voor Eucalyptus bomen de soortelijke warmte gemeten van bladeren, takken en stam. De gemiddelde soortelijke warmte was 2771 $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$.
Voor het onderzoek in Ede wordt de soortelijke warmte van de vegetatie op 2800 ± 150 $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ geschat.

Om de opslag van warmte in de vegetatie te berekenen zou de temperatuur van de vegetatie gemeten moeten worden. Dit is om praktische redenen niet gedaan. De energieverandering van de vegetatie wordt gerelateerd aan de temperatuurverandering van de lucht. De energieverandering per uur is dan:

$$M_{VEG} = x \cdot m_{veg} \cdot \delta T = \frac{efc_{veg} \cdot m_{veg}}{3600} \cdot \delta T \qquad (W \cdot m^{-2})$$

waarin:

x	= factor	
m_{veg}	= massa van de vegetatie	$(kg \cdot m^{-2})$
δT	= temperatuurverandering van de lucht	(K)
efc_{veg}	= effectieve warmtecapaciteit	$(J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1})$

Stewart en Thom (1973) vonden voor een naaldbos in Engeland voor x een waarde van 0,48 en Aston vond voor een Eucalyptusbos in Australië een waarde van 0,39. In dit onderzoek wordt met een waarde van 0,44 gerekend, de effectieve warmtecapaciteit is dan 1600 $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$.

BIJLAGE 4 BEREKENING VAN DE BOWEN-RATIO

De Bowen-ratio β is:

$$\beta = \frac{c_p}{\lambda} \cdot \frac{\partial T_{pot}/\partial z}{\partial q/\partial z} = \frac{c_p}{\lambda} \cdot \frac{dT_{pot}}{dq}$$

waarin:

c_p	= specifieke warmte van lucht bij constante druk	$(J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1})$
λ	= specifieke verdampingswarmte van water	$(J \cdot kg^{-1})$
T_{pot}	= potentiële luchttemperatuur	(K)
q	= specifieke luchtvochtigheid	$(kg \cdot kg^{-1})$
z	= hoogte	(m)

Tussen psychrometer 1 en 2 (boven en midden) is het potentiële temperatuurverschil:

$$dT_{pot,12} = dT_{12} + \Gamma \cdot dz_{12} = dT_{12} + 0{,}01 \cdot dz_{12} \quad (K)$$

waarin:

$dT_{pot,12}$	= potentiële temperatuurverschil tussen psychrometer 1 en 2	(K)
dT_{12}	= temperatuurverschil tussen psychrometer 1 en 2	(K)
Γ	= droogadiabatische temperatuurgradiënt (0,01 $K \cdot m^{-1}$)	
dz_{12}	= hoogteverschil tussen psychrometer 1 en 2	(m)

De specifieke luchtvochtigheid kan als volgt worden berekend:

$$q = \frac{0{,}622 \cdot e}{p - 0{,}378 \cdot e} = \frac{0{,}622 \cdot e \cdot f}{p} \quad (kg \cdot kg^{-1})$$

$$e = e_s(T_w) - \gamma \cdot (T_d - T_w) \quad (kPa)$$

$$\gamma = \frac{0{,}646 \cdot 10^{-3} \cdot p}{(1 - 0{,}946 \cdot 10^{-3} \cdot T_d)} \quad (kPa \cdot K^{-1})$$

waarin:

e	= dampdruk	(kPa)
p	= luchtdruk	(kPa)
$e_s(T_w)$	= verzadigingsdampdruk bij temperatuur T_w	(kPa)
T_w	= natte boltemperatuur	(K)
T_d	= droge boltemperatuur	(K)
γ	= psychrometer constante	$(kPa \cdot K^{-1})$
f	= omrekeningsfactor	

Met het Thermometer Interchange System worden de temperatuurverschillen direct gemeten zodat het verschil in dampdruk tussen psychrometer 1 en 2 als volgt kan worden berekend:

$$\begin{aligned} de_{12} &= e_s(T_{w,1}) - e_s(T_{w,2}) - \gamma \cdot (dT_{d,12} - dT_{w,12}) \\ &= s \cdot dT_{w,12} - \gamma \cdot (dT_{d,12} - dT_{w,12}) \end{aligned}$$

waarin:

de_{12}	=	verschil in dampdruk tussen psychrometer 1 en psychrometer 2	(kPa)
$T_{w,1}$	=	natte boltemperatuur psychrometer 1	(K)
$T_{w,2}$	=	natte boltemperatuur psychrometer	(K)
$dT_{d,12}$	=	verschil in droge boltemperatuur tussen psychrometer 1 en 2	(K)
$dT_{w,12}$	=	verschil in natte boltemperatuur tussen psychrometer 1 en 2	(K)
s	=	helling van de verzadigingsdampdrukcurve	($kPa \cdot K^{-1}$)

De helling van de verzadigingsdampdrukcurve is een functie van de natte boltemperatuur.

De Bowen-ratio voor de bovenste laag is:

$$BR12 = \frac{(dT_{12}+0{,}01 \cdot dz_{12}) \cdot f_{12}}{\{(1+s/\gamma) \cdot dT_{w,12} - dT_{d,12}\}}$$

$$f_{12} = \frac{\{p - 0{,}378 \cdot (e_1+e_2) + (0{,}378)^2 \cdot e_1 \cdot e_2/p\}}{p}$$

waarin:

e_1	=	dampdruk psychrometer 1	(kPa)
e_2	=	dampdruk psychrometer 2	(kPa)

Analoog aan de bovenstaande berekeningen wordt de Bowen-ratio tussen trolley 3 en 4 bepaald:

$$BR34 = \frac{(dT_{34}+0{,}01 \cdot dz_{34}) \cdot f_{34}}{\{(1+s/\gamma) \cdot dT_{w,34} - dT_{d,34}\}}$$

$$f_{34} = \frac{\{p - 0{,}378 \cdot (e_3+e_4) + (0{,}378)^2 \cdot e_3 \cdot e_4/p\}}{p}$$

BIJLAGE 5 FOUTENBEREKENING VOOR ENERGIEBALANS, BOWEN-RATIO EN VERDAMPINGSFLUX

Volgens de energiebalans/Bowen-ratio methode wordt de latente warmteflux of verdampingsflux berekend met de vergelijking:

$$\lambda E = \frac{Q^* - G - M}{1 + \beta} \qquad (W \cdot m^{-2})$$

waarin:

λE	= latente warmte flux	$(W \cdot m^{-2})$
Q^*	= netto straling	$(W \cdot m^{-2})$
G	= bodemwarmteflux	$(W \cdot m^{-2})$
M	= verandering van energie opslag in het bos op oppervlaktebasis	$(W \cdot m^{-2})$
β	= Bowen-ratio	

De maximale relatieve fout in deze verdampingsflux is (Fuchs en Tanner, 1970):

$$\frac{\delta(\lambda E)}{\lambda E} = \frac{\delta Q^* + \delta G + \delta M}{(Q^* - G - M)} + \frac{\delta \beta}{\beta}$$

In alle vergelijkingen hebben de grootheden een absolute waarde en stelt δ de absolute fout van een parameter voor. De maximale fout in de verdamping is dus de som van de maximale fout in de energiebalans en de maximale fout in Bowen-ratio. De relatieve fout in de netto straling is op 5% geschat, in de bodemwarmteflux 25% en de fout in de energieverandering van het bos per 20 minuten is berekend met onderstaande formules:

$$\delta M_H = \frac{\delta z_{ref}}{z_{ref}} \cdot M_H + 0{,}5 \cdot z_{ref} \cdot \delta dT_{ac} \qquad (W \cdot m^{-2})$$

$$\delta M_V = \frac{\delta z_{ref}}{z_{ref}} \cdot M_V + 1{,}5 \cdot z_{ref} \cdot \delta de_{ac} \qquad (W \cdot m^{-2})$$

$$\delta M_{VEG} = \left\{ \frac{\delta m_{veg}}{m_{veg}} + \frac{\delta c_{veg}}{c_{veg}} \right\} \cdot M_{VEG} + \frac{m_{veg} \cdot c_{veg}}{2400} \cdot \delta dT \qquad (W \cdot m^{-2})$$

waarin:

M_H	= verandering in energie opslag als voelbare warmte	$(W \cdot m^{-2})$
M_V	= verandering in energie opslag als latente warmte	$(W \cdot m^{-2})$
M_{VEG}	= verandering in energie opslag in de vegetatie	$(W \cdot m^{-2})$
z	= hoogte	(m)
z_{ref}	= referentiehoogte	(m)
dT_{ac}	= verandering van de temperatuur van de luchtkolom tussen grondoppervlak en referentiehoogte	(K)
de_{ac}	= verandering van de dampdruk van de luchtkolom tussen grondoppervlak en referentiehoogte	(kPa)
m_{veg}	= massa van de vegetatie per horizontaal oppervlak	$(kg \cdot m^{-2})$
c_{veg}	= specifieke warmte van de vegetatie	$(J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1})$

De Bowen-ratio wordt berekend met de volgende formule:

$$\beta = \frac{(dT + 0{,}01 \cdot dz) \cdot f}{\{(1+s/\gamma) \cdot dT_w - dT_d\}}$$

waarin:

dT	= verschil in temperatuur tussen niveau A en B	(K)
dT_d	= verschil in droge boltemperatuur tussen niveau A en B	(K)
dT_w	= verschil in natte boltemperatuur tussen niveau A en B	(K)
dz	= hoogteverschil tussen niveau A en B	(m)
s	= helling van de verzadigingsdampdrukcurve	($kPa \cdot K^{-1}$)
γ	= psychrometer constante	($kPa \cdot K^{-1}$)
f	= omrekeningsfactor	

De maximale relatieve fout in de Bowen-ratio is:

$$\frac{\delta\beta}{\beta} = \frac{\delta dT + 0{,}01 \cdot \delta dz}{(dT + 0{,}01 \cdot dz)} + \frac{\delta s}{s+\gamma} \cdot \left\{1 + \frac{dT}{\{(1+s/\gamma) \cdot dT_w - dT_d\}}\right\}$$
$$+ \frac{\delta dT_w}{dT_w} \cdot \left\{1 + \frac{dT_d}{\{(1+s/\gamma) \cdot dT_w - dT_d\}}\right\}$$
$$+ \frac{\delta dT_d}{dT_d} \cdot \left\{1 + \frac{dT_d}{\{(1+s/\gamma) \cdot dT_w - dT_d\}}\right\}$$

De relatieve fout in de omrekeningsfactor f kan verwaarloosd worden. De fout in de helling van de verzadigingsdampdrukcurve is afhankelijk van de absolute fout in de natte boltemperatuur. De relatieve fout in de Bowen-ratio is dus afhankelijk van de meetfouten in de temperatuurverschillen van de lucht, de natte en droge bol, de natte boltemperatuur en het hoogteverschil tussen de twee niveau's.
Verder is de fout in de dampdrukgradiënt afhankelijk van onvolkomenheden van het meetsysteem, met name de ventilatiesnelheid. Deze wordt beïnvloed door windrichting en -snelheid. Het natuurlijke verloop van de windsnelheid met de hoogte kan een systematische afwijking geven. Deze afwijkingen zijn bij de foutenberekening buiten beschouwing gelaten.
Tabel V geeft een overzicht van de fouten in 20 minuten waarden van Bowen-ratio, energiebalans en latente warmteflux voor een droge, zonnige dag in het voorjaar (13 mei 1988), een zonnige dag in de zomer (10 juli 1988) en een dag met regen (15 juli 1988). Bij zonnig weer en een goed transpirerend bos is de fout in de Bowen-ratio klein, gemiddeld 5%. De fout in de energiebalans is dan ook niet groot, zodat de verdampingsflux een gemiddelde fout heeft van 11%. In het voorjaar, onder droge omstandigheden en kleine luchtvochtigheidgradiënten, is de relatieve fout in de verdampingsflux het grootst.

Tabel V Minimale, maximale, gemiddelde relatieve fout en mediaan van de relatieve fout in 20 minuten waarden van de Bowen-ratio, energiebalans en verdampingsflux voor omstandigheden overdag (van 7 tot 18 uur MET) op 13-5-88, 10-7-88 en 15-7-88.

	13-5-88	10-7-88	15-7-88
Relatieve fout Bowen-ratio:			
minimum	0,04	0,04	0,02
maximum	0,15	0,15	0,96
gemiddeld	0,10	0,05	0,08
mediaan	0,10	0,05	0,05
Relatieve fout energiebalans:			
minimum	0,08	0,07	0,08
maximum	0,17	0,20	0,67
gemiddeld	0,10	0,10	0,17
mediaan	0,10	0,09	0,13
Relatieve fout verdampingsflux:			
minimum	0,13	0,09	0,09
maximum	0,23	0,22	0,69
gemiddeld	0,18	0,11	0,18
mediaan	0,18	0,11	0,14

Bijlage 6

Lijst van verschenen SWNBL-rapporten:

1 - Bepaling van de belangrijkste standplaatsfactoren. G. van Wirdum, D. van Dam, 1984.

1a - Een schema voor de ecohydrologische beschrijving van natuurgebieden. M.R. Dijkema e.a., 1985.

1b - Ecohydrologische beschrijvingen en vergelijking van een tiental natuurterreinen. M.R. Dijkema e.a., 1985.

1c - De invloed van ingrepen in de waterhuishouding op de verspreiding van moeras- en hooiplanten. A.P. Grootjans, 1985.

1d - Het verband tussen standplaatsindicatie en natuurbehoudsindicatie van vaatplanten. N.J.M. Gremmen, 1986.

1e - Natuurtechnisch model voor de beschrijving en voorspelling van effecten van veranderingen in waterregime op de waarde van een gebied vanuit natuurbehoudsstandpunt: I theorie. N.J.M. Gremmen, 1987.

1f - Natuurtechnisch model voor de beschrijving en voorspelling van effecten van veranderingen in waterregime op de waarde van een gebied vanuit natuurbehoudsstandpunt: II operationalisatie. N.J.M Gremmen, 1987.

1g - Databestanden met indicatiegetallen van vaatplanten. Aangemaakt in het kader van de SWNBL-studie. N.J.M. Gremmen, D. van Dam, 1987.

1h - Natuurtechnisch model voor de beschrijving en voorspelling van de effecten van veranderingen in waterregime, op de waarde van een gebied, vanuit natuurbehoudsoogpunt: III Toepassing in twee proefgebieden. N.J.M. Gremmen, 1988.

1j - Effecten van waterbeheer op standplaatsfactoren van korte vegetaties: I De stalenmethode. R.H. Kemmers, 1990

1k - Effecten van waterbeheer op standplaatsfactoren van korte vegetaties: II Fysisch-chemische beschrijving van negen geselecteerde standplaatstypen. G.J. van Herwaarden, 1990

1l - Effecten van waterbeheer op standplaatsfactoren van korte vegetaties: III Grondwaterstand en vochtleverantie. P. Groenendijk, 1990

1m - Effecten van waterbeheer op standplaatsfactoren van korte vegetaties: IV Stikstof- en fosfaathuishouding. G. Zuidema, 1990

1n - Effecten van waterbeheer op standplaatsfactoren van korte vegetaties: V Waterkwaliteit en zuurhuishouding. P. Groenendijk, F.J.M. van der Bolt, 1990

1p - Effecten van waterbeheer op standplaatsfactoren van korte vegetaties: VI Toepassing van de stalenmethode in het herinrichtingsgebied Noorderpark. G.J. van Herwaarden, P.W.F.M. Hommel, J.G. Vrielink, 1990

1q - Effecten van ingrepen in de waterhuishouding op vegetatie en standplaats. S.M.H. Hockstenback, N.J.M. Gremmen, 1989.

1r - Natuurtechnische model: IV Herziening en verificatie van het model, N.J.M. Gremmen, 1990.

2 - Bewerking van ecologische indicatie waardenlijsten. G. van Wirdum, D. van Dam, 1984.

2a - Responsie van slootplanten op standplaatsfactoren: uitwerking van een methode. C.W.N. Looman, 1985.

3 - Fysiologische betekenis van enkele standplaatsfactoren. W. van Doorn, 1985.

4 - Bepaling van de belangrijkste waterhuishoudkundige variabelen. Rijkswaterstaat e.a., 1984.

4a - Geohydrologische variabelen in relatie tot geselecteerde standplaatsfactoren. Rijkswaterstaat e.a., 1985.

4c - Calciummodellering in grondwater 1. Waterloopkundig Laboratorium, 1985.

4d - Calciummodellering in grondwater 2. Waterloopkundig Laboratorium, 1985.

4e - Calciummodellering in grondwater 3. Waterloopkundig Laboratorium, 1987.

4f - Een leidraad voor de hydrologische systeembeschrijving van natuurgebieden. A.J. van Ganswijk, F.A.M. Claessen, G. Veenbaas, 1988.

4g - Hydrologische systeemanalyse van de Reitma (Drenthe): toepassing van FLOWNET en WATBAL. J.M.J. Gieske, 1988.

4h. - Calciummodellering in grondwater 4. Waterloopkundig laboratorium 1990.

5. - Naar een methode van integratie, kartering en toepassing. J.J. den Besten, 1985.

6 - Verkenning naar visueel-ruimtelijke kenmerken van water in het Nederlandse landschap. J.V. Wackerlin, 1984.

6a - Globale landschapskaart van Nederland naar visuele kenmerken van water. J. de Jongh, O. Vaessen, 1986.

6b - Water en landschap in de Krimpenerwaard. J. de Jongh, K.R. de Poel, O. Vaessen, 1987.

6c - De beleving van water in de Krimpenerwaard. J.F. Coeterier, M.A. van der Haar, A.M. Langezaal-Van Swaay, 1986.

6d - Water en Landschap in een zandgebied: Het stroomgebied van de Baekse Beek: J.M.J. Farjon, N.F.C. Hazendonk, J. de Jongh, K.R. de Poel, O. Vaessen, 1990

6e - Raamwerkplanning en watervoorziening. Verkenning van mogelijkheden in het stroomgebied van de Baakse Beek aan de hand van cyclische ontwerpmethode: J.M.J. Farjon, N.F.C. Hazendonk, W.J.C. Hoeffnagel, F.G.M. van Pruissen, 1990

7a - Wasserhaushalt von Forsten und Wälder und der Einfluss des Wassers auf Wachstum und Gesundheit von Forsten und Wälder: eine literaturstudie. W. Hiege, 1985.

7b - Transpiratie en interceptie van bos: een literatuurstudie. J. van Roestel, 1984.

7c - Onderzoek naar verdamping van een loofbos - Meetresultaten en enkele modelberekeningen. M.J. Hendriks, 1990

7d - Bewortelingsonderzoek bij bomen: theorie en praktijk. A.J.M. Kienhuis, 1987.

7e - Relaties tussen het vochtleverend vermogen van de grond, het waterverbruik en de groei van een aantal boomsoorten: een literatuurstudie. J. van den Burg, 1987.

7f - Bewortelingsonderzoek in Douglascultures en -opstanden. J. van den Burg, A.J.M. Kienhuis, J. van de Vlasakker, 1989

7g - Waterverbruik van Nederlandse bossen: een modellenstudie. S. Nonhebel, 1988.

7h - De gevolgen van grondwaterdaling voor de groei van boomsoorten in het "Oldenzalse veen", 1990.

8 - Verkenning karteringsmogelijkheden. Stichting voor Bodemkartering, 1984.

8a - Berekeningsmethoden vochtleverantie en aëratie: evaluatie en bruikbaarheid simulatiemodellen. J.J. den Besten. 1986.

8b - Simulatie van vochtleverantie en aëratie in de natuurgebieden Veerstalblok en Tondensche Heide. R.W. de Waal, 1987.

8c - ECONUM: een model voor de simulatie van de stikstof en fosfaathuishouding. J. Mankor, R.H. Kemmers, 1988.

9a - Inventarisatie en evaluatie van methoden van vegetatiekarteren. H. de Vries, 1985.

9c - Proefgebied Veerstalblok (Krimpenerwaard): de vegetatie. J.G. Vermeer, R.H. Rijntjes, 1986.

- Voortgangsrapport. Overzicht resultaten fase 1, 1984.

- Interimrapport. Overzicht resultaten verkennende fase (1 en 2), 1985.

- Water boven Water studieresultaten 1983 - 1987 van de Studiecommissie Waterbeheer, Natuur, Bos en Landschap 1988.

Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap

Bos en water

Onderzoek naar de verdamping van een loofbos

Meetresultaten en enkele modelberekeningen

M.J. Hendriks

Onderzoek naar de verdamping van een loofbos

Meetresultaten en enkele modelberekeningen

Uitgevoerd door:
Staring Centrum, afdeling Agrohydrologie
te Wageningen

Door:
ir. M.J. Hendriks

Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap