

NOTA 1525^{II}

januari 1984

Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
Wageningen

REMOTE SENSING STUDIEPROJECT

OOST GELDERLAND

Bepaling van de regionale gewasverdamping met behulp van
remote sensing in een studiegebied ten oosten van Hengelo (Gld)

ir. H.A.M. Thunnissen
ing. H.A.C. van Poelje



Rapporten in deze serie zijn tot stand gekomen in het kader van het Remote Sensing Studieproject in Oost-Gelderland en zijn in principe bedoeld als interne communicatiemiddelen, dus geen officiële publicaties.

Dit rapport wordt verspreid door het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Postbus 35, Wageningen en is ook verschenen als ICW nota ~~4432~~ 1525

ISN = 204298-02

In het kader van het Remote Sensing Studieproject Oost-Gelderland zijn reeds verschenen:

| Titel | Auteur |
|--|--|
| 1. Beschrijving van het onderzoek | Projectteam Remote Sensing Studieproject |
| 2. Remote Sensing vluchten in 1982 en 1983: organisatorische aspecten | G.J.A. Nieuwenhuis |
| 3. Bepaling van de regionale gewasverdamping met behulp van remote sensing in een studiegebied ten oosten van Hengelo (Gld.) | H.A.M. Thunnissen H.A.C. van Poelje |

I N H O U D

| | blz. |
|---|------|
| 1. INLEIDING | 1 |
| 2. BESCHRIJVING VAN HET STUDIEGEBIED 'T KLOOSTER | 4 |
| 2.1. Topografische ligging | 4 |
| 2.2. De ontstaanswijze | 6 |
| 2.3. Beschrijving van de bodemgesteldheid | 8 |
| 2.4. Geohydrologische beschrijving | 10 |
| 2.5. Grondgebruik | 11 |
| 3. TOEGEPASTE OPNAMETECHNIEK EN VELDMETINGEN | 11 |
| 3.1. Toegepaste opnametechniek | 11 |
| 3.2. Remote sensing opnamen | 18 |
| 3.3. Veldmetingen | 19 |
| 4. HET WAARNEMEN VAN DE STRALINGSTEMPERATUUR VAN EEN OBJECT | 20 |
| 4.1. Emissie van warmtestraling | 20 |
| 4.2. Atmosferische vensters | 24 |
| 4.3. Enkele problemen bij het waarnemen van oppervlaktetemperaturen met remote sensing | 25 |
| 4.3.1. Effect van de emissiecoëfficiënt | 25 |
| 4.3.2. De invloed van de atmosfeer | 28 |
| 4.3.2.1. Atmosferische correcties | 28 |
| 4.3.2.2. Atmosferische modellen | 30 |
| 4.3.3. De invloed van schaduwwerking bij het waarnemen van stralingstemperaturen | 34 |
| 4.3.4. De bepaling van de gewastemperatuur van percelen met onvolledige bodembedekking | 35 |

| | blz. |
|---|------|
| 5. DE RELATIE TUSSEN GEWASTEMPERATUUR EN VERDAMPING; SIMULATIE MET HET TERGRA MODEL | 41 |
| 5.1. Relatie tussen gewastemperatuur en verdamping | 41 |
| 5.2. Het TERGRA model; theorie | 43 |
| 5.2.1. Water- en warmtetransport | 44 |
| 5.2.1.1. Waterdamptransport in de atmos- feer | 46 |
| 5.2.1.2. Weerstand in de atmosfeer | 46 |
| 5.2.1.3. Weerstand van het gewas | 51 |
| 5.2.1.4. Watertransport in de bodem en de plant | 53 |
| 5.2.1.5. Warmtetransport in de bodem | 57 |
| 5.2.2. De randvoorwaarden | 60 |
| 5.2.2.1. Randvoorwaarden in de atmosfeer | 60 |
| 5.2.2.2. Randvoorwaarden in de bodem | 61 |
| 5.2.2.3. De energiebalansvergelijking | 61 |
| 5.2.3. Het berekeningsalgorithme | 61 |
| 5.2.3.1. Iteratieprocedure van het TERGRA model | 62 |
| 5.2.3.2. Berekening van de turbulente diffusieweerstand | 62 |
| 5.3. Resultaten van berekeningen met het TERGRA model | 64 |
| 5.3.1. Waarden van de invoerparameters | 64 |
| 5.3.2. De invloed van de wortelgeometriefactor | 66 |
| 5.3.3. Het verloop van de termen van de energie- balans op 30 juli 1982 | 68 |
| 5.3.4. De relatie tussen de gesimuleerde en de uit het warmtebeeld afgeleide gewastempe- ratuur | 73 |
| 5.3.5. De relatie tussen de gewastemperatuur en de verdamping als functie van de gewas- hoogte | 75 |
| 5.3.6. De invloed van de windsnelheid op de gewastemperatuur | 78 |

| | blz. |
|--|------|
| 6. HYDROLOGISCHE INTERPRETATIE VAN DE WARMTEBEELDEN EN FALSE COLOUR FOTO'S VAN HET STUDIEGEBIED | |
| 'T KLOOSTER | 80 |
| 6.1. De false colour foto's van het studiegebied | 80 |
| 6.2. Het warmtebeeld van het studiegebied | 82 |
| 6.2.1. De stralingstemperatuur en verdamping van bossen | 84 |
| 6.2.2. De stralingstemperatuur en verdamping van mais | 84 |
| 6.2.3. De stralingstemperatuur en verdamping van gras | 85 |
| 6.3. Voorbeeld van een verdampingsreductiekaart | 89 |
| 6.4. Oorzaken van de optredende verdroging | 91 |
| 7. SAMENVATTING EN CONCLUSIES | 98 |
| LITERATUUR | 102 |

1. INLEIDING

Conventionele verdampingsmetingen geven informatie over de verdamping op een bepaalde plaats, waarbij de omvang van het gebied kan variëren van enkele m²'s (lysimeters) tot enkele ha's (profielmethoden in de atmosfeer). Voor het vaststellen van regionale variaties is remote sensing potentieel een veelbelovende techniek. Hier is de afgelopen jaren dan ook veel aandacht aan besteed.

Voor een optimale productie van landbouwgewassen is het nodig dat de gewassen potentieel kunnen verdampen. Wanneer de hoeveelheid beschikbaar bodemvocht in de wortelzone sterk afneemt, kan het gewas niet meer aan de potentiële verdampingsvraag voldoen. Tegelijkertijd met de afname van de verdamping neemt de gewastemperatuur toe. Warmtebeelden kunnen informatie verschaffen over de gewastemperatuur en kunnen derhalve worden gebruikt bij het opsporen van verdrogende landbouwgewassen.

SOER (1977 en 1980) ontwikkelde voor grasland een methode, waarmee de dagverdamping kan worden geschat uit de uit warmtebeelden afgeleide gewastemperatuur. Tevens wordt de bijbehorende bodemvochttoestand geschat. KLAASSEN en NIEUWENHUIS (1978) toonden aan dat, wanneer de diverse gewasafhankelijke factoren worden bijgesteld, deze methode ook toepasbaar is op akkerbouwgewassen.

Tot op heden is de methode, ontwikkeld door Soer, slechts toegepast op gebieden van beperkte omvang. Dankzij middelen uit het stimuleringsfonds van het Ministerie van Landbouw en Visserij en het Directoraat-Generaal voor Wetenschapsbeleid kon een multidisciplinair onderzoek worden opgezet, waarbij de operationele toepassingsmogelijkheden van remote sensing in een gebied van enige omvang worden onderzocht. Een gedetailleerde beschrijving van de doel-

stellingen en opzet van het onderzoek wordt gegeven door het Projectteam Remote Sensing Studieproject (1981). In dit project, dat gezamenlijk met een aantal onderzoeksinstellingen wordt uitgevoerd, worden door het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (ICW) de mogelijkheden van warmtebeelden in de agrohydrologie onderzocht. Als onderzoeksgebied is Oost-Gelderland gekozen. De keuze van het studiegebied is vooral bepaald door de aanwezigheid van verschillen in vochtvoorziening, zowel als gevolg van de bodemkundige en hydrologische situatie als door onttrekking van freatisch grondwater. Bovendien is in de jaren zeventig in dat gebied op uitgebreide schaal onderzoek uitgevoerd door de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland (1980).

Naast de opnamen van twee stroken van 8 x 40 km, waarvan de ligging is aangegeven in fig. 1, zijn enkele kleinere gebieden opgenomen (NIEUWENHUIS, 1983). Voor het hydrologisch onderzoek zijn vooral de opnamen van het gebied in de omgeving van het pompstation 't Klooster ten oosten van Hengelo (Gld) van belang (fig. 1). In dit rapport wordt uitgebreid ingegaan op de situatie in dit gebied, dat elders in dit rapport wordt aangeduid als 'het studiegebied'.

Gestart is met de verwerking van de remote sensing opnamen van dit gebied. Als de toe te passen methodiek voldoende is getest op het genoemde studiegebied dan wordt deze toegepast op de lange vluchtstroken. Hierbij wordt getracht uit de methode van Soer snellere en meer eenvoudige methoden te ontwikkelen.

Uit de remote sensing beelden wordt de regionale verdamping, zoals deze op een bepaalde vluchtdag aanwezig was, afgeleid. Daarnaast wordt de gewasverdamping gedurende het hele groeiseizoen gesimuleerd met de hydrologische simulatiemodellen SWATRE (BELMANS e.a., 1983) en GELGAM (DE LAAT en AWATER, 1978). De situatie, afgeleid uit de remote sensing beelden op een bepaald moment in het groeiseizoen, wordt vergeleken met hetgeen uit de hydrologische modelberekening volgt.

Daar dit het eerste rapport is betreffende het agrohydrologische onderzoek in dit project, wordt een uitgebreide beschrijving gegeven van het studiegebied 't Klooster. Daarnaast wordt ingegaan op de toegepaste opnametechnieken en de fysische betekenis van de stralings-temperatuur.

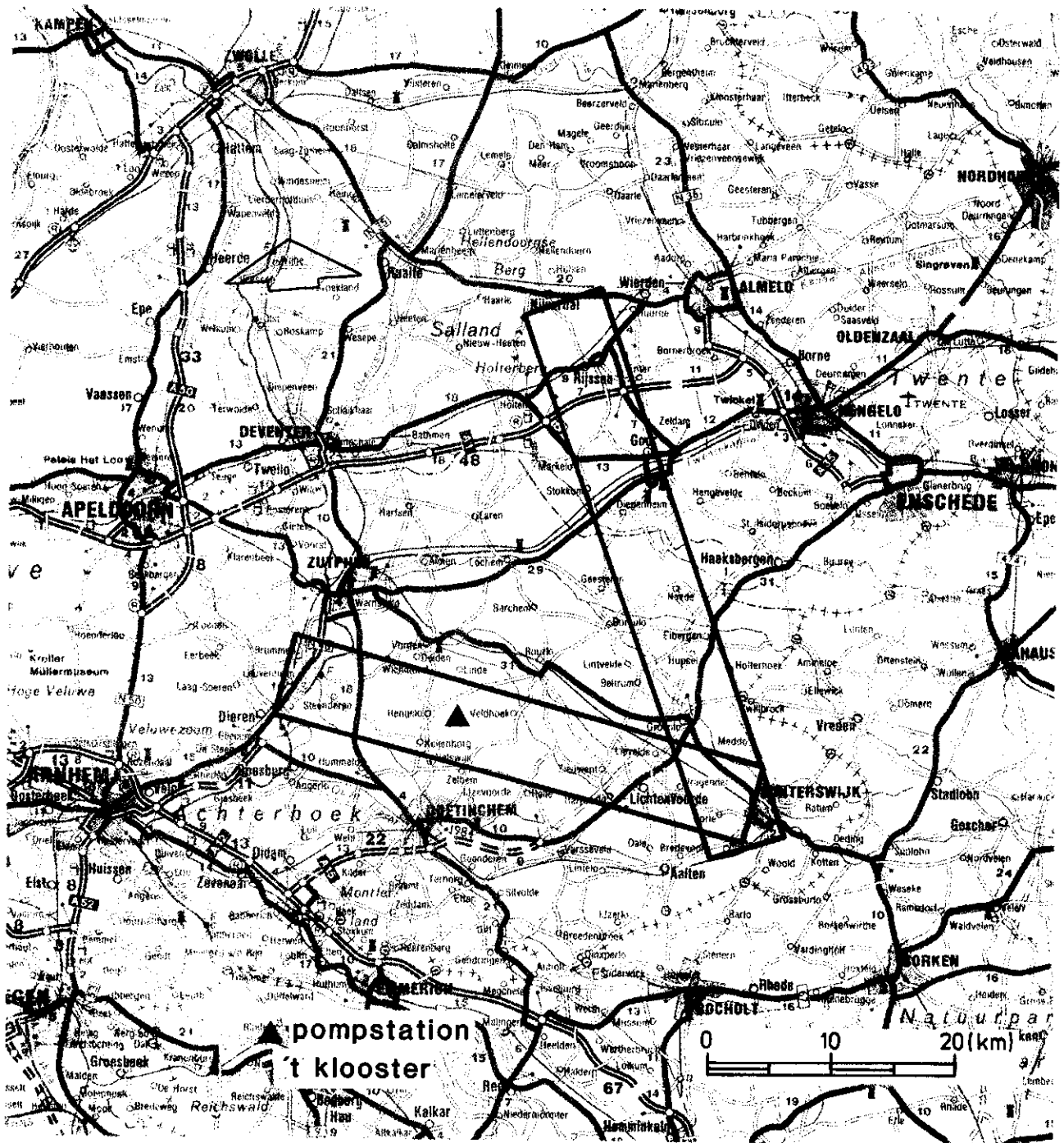


Fig. 1. Ligging van het onderzoeksgebied. De twee grote vluchtstroken zijn omkaderd

Vervolgens wordt uitgebreid aandacht besteed aan de afleiding van de gewastemperatuur uit de met remote sensing geregistreeerde warmtestraling. Hierbij komen de invloed van de absorptie van langgolvlige straling door de atmosfeer, de invloed van de reflectie van langgolvlige hemelstraling door het aardoppervlak en de invloed van de bodembedekking op de oppervlaktetemperatuur aan de orde. Met behulp van modelberekeningen is een relatie vastgesteld tussen de verdamping en de gewastemperatuur.

Uit reflectiebeelden en warmtebeelden van het studiegebied 't Klooster, opgenomen op 30 juli 1982, wordt vastgesteld waar en in welke mate verdroging optreedt gedurende de betreffende dag. Tenslotte wordt aandacht geschonken aan de oorzaken van de optredende verdroging.

In dit onderzoek is er vanuit gegaan dat vochttekort de enige opbrengstbeperkende factor is, dat wil zeggen dat wordt verondersteld dat de gewassen gezond zijn en optimaal voorzien van voedingsstoffen.

2. BESCHRIJVING VAN HET STUDIEGEBIED 'T KLOOSTER

2.1. Topografische ligging

Het studiegebied is gelegen rondom het pompstation 't Klooster, ten oosten van de bebouwde kom van Hengelo (Gld). Het studiegebied is 6,5 x 6,5 km. Het pompstation is in het centrum gelegen (zie fig. 2). De ontstaanswijze van het gebied heeft niet alleen verschillen veroorzaakt in het soort materiaal dat werd afgezet, maar ook in de hoogteligging. Bovendien heeft de mens een grote invloed uitgeoefend op het huidige landschap.

Het gebied maakt deel uit van een zwakgolvend dekzand landschap, dat wordt doorsneden door een aantal beekdalen. Plaatselijk treden betrekkelijk grote hoogteverschillen op over korte afstanden. Op de ruggen en koppen van het dekzand komen veelal oude ontginningsgronden voor. Het gebied vertoont een geringe helling van 17 à 18 m +NAP in het zuidoosten tot 12 à 13 m +NAP in het noordwesten.

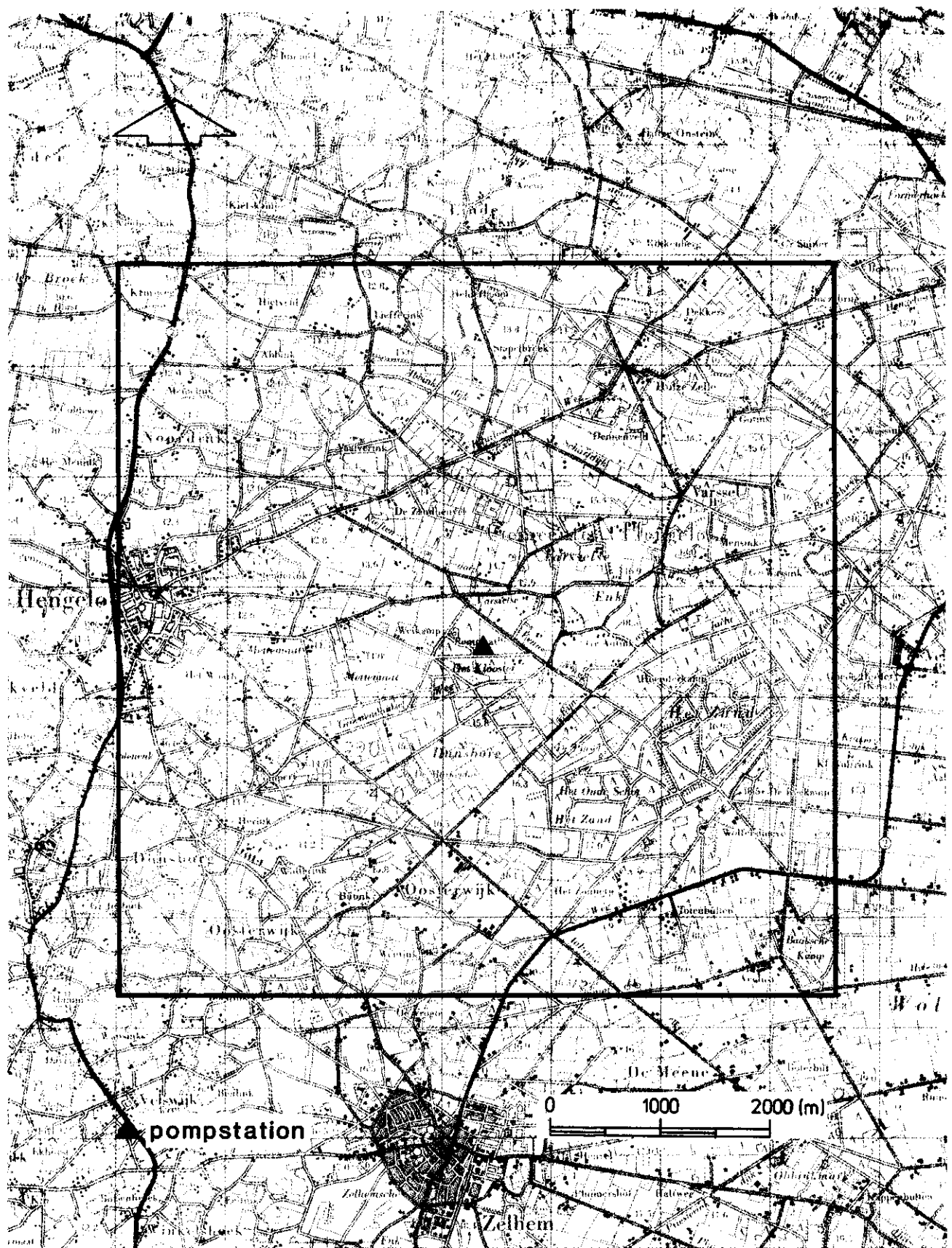


Fig. 2. Ligging van het studiegebied rondom het pompstation 't Klooster (P)

2.2. D e o n t s t a a n s w i j z e

In het Vroeg-Glaciaal (zie tabel 1) stroomde een zijarm van de Rijn, de Oude IJssel, door dit gebied en sedimenteerde er grindhoudende, later voornamelijk matig grove en matig fijne zanden.

Nadat later, in het Pleniglaciaal, het klimaat droger en kouder werd vielen de rivieren droog en werd de begroeiing schaars. De zanden begonnen te stuiven en bedekten vrijwel het gehele landschap. Nog in het Pleniglaciaal ontstonden de oudere dekzanden, waarvan vooral de bovenste lagen voornamelijk uit sterk gelaagd fijnzandig materiaal bestaan. Het leemgehalte varieert sterk: van 15% tot soms meer dan 60%. Het oudere dekzand komt vrijwel in het hele gebied in de ondergrond voor. In een groot gedeelte beging het binnen 120 cm -mv; op enkele plaatsen ten oosten van Hengelo en in enkele beekdalen ligt het zelfs aan de oppervlakte. In de relatief hogere, jongere dekzandruggen komt het oudere dekzand veelal niet binnen 120 cm voor, maar wel in de diepere ondergrond.

In de koudere perioden van het Laat-Glaciaal ging de verstuiwing door en ook de vorming van dekzanden. Deze jongere dekzanden liggen in dit gebied veelal als toplaag van het oudere dekzand aan de oppervlakte. Een uitzondering vormen de eerder genoemde beekdalen en enkele plaatsen ten oosten van Hengelo. Hier ontbreekt het jongere dekzand of het is slechts in een dunne laag aanwezig. Met uitzondering van enkele hoge koppen die leemarm zijn, is het jongere dekzand zwak lemig.

Op de hoger gelegen jongere dekzandruggen is door eeuwenlange bemestingen over een grote oppervlakte een zwarte of bruine minerale eerdlaag ontstaan. Deze varieert in dikte van circa 50 cm tot meer dan 120 cm.

Tabel 1. Indeling van het Midden- en Jong-Pleistoceen en het
Holoceen (uit KLEINSMAN e.a., 1973)

| tijdsindeling | | | | Jaren | in dit gebied aan- getroffen afzet- tingen | | | |
|-------------------------|---------|--------------------|----------------|---------------|--|------------------|----------|--|
| Pleistocene | Jong | Würm (Weichselien) | Laat-Glaciaal | heden | (kleidek rodoornig) (veenvorming, vorming eerd- lagen, podzole- ring) | | | |
| | | | | Subatlanticum | | - 700 | | |
| | | | | Subboreaal | | - 3 000 | | |
| | | | | Atlanticum | | - 5 500 | | |
| | | | | Boreaal | | - 7 500 | | |
| | | | Preboreaal | - 8 200 | | | | |
| | | | Pleniglaciaal | Boven- | | Jonge-Dryastijd | - 8 900 | Jonger dekzand II |
| | | | | | | Allerød-tijd | - 9 700 | (Laag van Usselo) |
| | | | | | | Oudere-Dryastijd | - 9 900 | Jonger dekzand I |
| | | | | | | Bølling-tijd | - 10 300 | (plaatselijk zwak- ke bodenvorming) |
| | | | | | Ouder dekzand II | | | |
| | Midden- | Boven- | | - 27 000 | Laag van Beuningen | | | |
| | | | | - 31 000 | Ouder dekzand I | | | |
| | | | Denekamp | - 35 000 | Diverse afzet- tingen o.a. Fluviaal laagterras | | | |
| | | | | - 40 000 | | | | |
| | | | Hengelo | > - 58 000 | | | | |
| | | > - 70 000 | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | Midden- | Eemien | | | | | | |
| | | | Riss (Saalien) | | | | | |
| Perioden ouder dan Riss | | | | | | | | |

2.3. B e s c h r i j v i n g v a n d e b o d e m g e s t e l d - h e i d

Bij de beschrijving van de bodemgesteldheid is gebruik gemaakt van de bodem- en grondwatertrappenkaart, schaal 1 : 50 000 van het ruilverkavelingsgebied Hengelo-Zelhem (KLEINSMAN e.a., 1973) en van aanvullende opnamen van het natuurgebied 'Het Zand' in het oosten van het studiegebied, alsmede een geringe oppervlakte gronden ten noorden van de bebouwde kom van Hengelo (VAN HOLST e.a., 1974).

Het gebied bestaat uitsluitend uit zandgronden van pleistocene ouderdom. De zandgronden in dit gebied zijn in hoofdzaak zwak en sterk lemig. De sterk lemige gronden zijn voornamelijk beekeerdgronden. Ze bevatten tevens 5 à 8% lutum.

De zandgronden bestaan aan de oppervlakte doorgaans uit zeer fijn of matig fijn zand (M50: 130 à 180 μm). Plaatselijk - voornamelijk in de beekdalen en ten oosten van Hengelo - komt in de zwak en sterk lemige podzolen zeer fijnzandig materiaal voor (M50: 105 à 150 μm). Het oudere dekzand, dat meestal uit zeer fijnzandig materiaal bestaat, komt hier plaatselijk aan de oppervlakte. De zandgronden zijn onderverdeeld in humuspodzolgronden, eerdgronden en vaaggronden.

De p o d z o l g r o n d e n, die verspreid over het gehele gebied voorkomen, vormen het belangrijkste bodemtype en maken 49% van de oppervlakte van het studiegebied uit. Naar profielontwikkeling en naar dikte en textuur van de humeuze bovengrond zijn vijf kaart-eenheden onderscheiden, die op grondwatertrap (Gt) VI hun belangrijkste verbreding kennen.

Van de 49% van de oppervlakte, dat in beslag wordt genomen door de podzolgronden, heeft 90% een v e l d p o d z o l g r o n d. Dit zijn humuspodzolgronden met een humushoudende bovengrond dunner dan 30 cm.

Bij de cultuurgronden is de A2-horizont - voorzover aanwezig - in de A1-horizont verwerkt.

De B2-horizont vertoont meestal een grote variatie zowel in dikte als in kleur. Bij de relatief lager gelegen gronden is de B2-horizont meestal minder sterk ontwikkeld. Deze horizont is vooral bij de drogere gronden (Gt VI en VII) zeer plaatselijk verkit.

De mate van verkitting verschilt nogal en varieert van stug tot bijna ondoordringbaar. Deze verkittingen zijn zowel storend voor de wortelontwikkeling als voor de verticale waterbeweging.

In de ondergrond komt vooral bij de relatief lager gelegen gedeelten vaak zeer fijnzandig, sterk lemig materiaal voor, dat sterk gelaagd is. Dit is het oudere dekzand, dat ten oosten van Hengelo op enkele plaatsen vrijwel aan de oppervlakte ligt.

Overigens bestaat de ondergrond van het gebied in hoofdzaak uit matig fijn en zeer fijn, zwak lemig zand. In de relatief hoger gelegen gedeelten is de ondergrond plaatselijk leemarm.

De l a a r p o d z o l g r o n d e n liggen hetzij als geïsoleerde koppen temidden van lager gelegen beekerd- en/of veldpodzolgronden, hetzij op de overgang naar de wat hogere enkeerdgronden. Laarpodzolgronden zijn humuspodzolgronden met een cultuurdek van 30 à 50 cm dik.

De e n k e e r d g r o n d e n met een humeus dek van minstens 50 cm komen behalve in het zuidoosten verspreid over het gebied voor. Ze beslaan 19% van de totale gebiedsoppervlakte. Deze gronden liggen meestal op de hoger gelegen dekzandkoppen en -ruggen. De belangrijkste verbreiding wordt gevormd door de Varsselse enk ten noorden van het pompstation en de enk ten zuiden en zuidoosten van Hengelo. De enkeerdgronden liggen overwegend op Gt VII en VII*.

Er is naar de kleur van de bovengrond een onderverdeling gemaakt in bruine en zwarte enkeerdgronden. Bruine enkeerdgronden komen nauwelijks in het gebied voor.

De z w a r t e e n k e e r d g r o n d e n zijn voor het grootste gedeelte zwak lemig. Aan de noordwestzijde van het gebied zijn ze echter voor een gedeelte sterk lemig. Voor het grootste deel is de humushoudende bovengrond 50 à 80 cm dik. Op enkele plaatsen in het oosten en zuiden van het gebied is de dikte van de bovengrond meer dan 80 cm. De ondergrond bestaat meestal uit zwak lemig, matig fijn zand.

De k a n t - e n a k k e r e e r d g r o n d e n beslaan slechts een geringe oppervlakte (2%) voornamelijk in het oosten en zuiden van het gebied op hoger gelegen koppen (hoofdzakelijk Gt VII). De kanteerdgronden hebben een humushoudende bovengrond van 15 à 30 cm en de akkereerdgronden van 30 tot 50 cm. De ondergrond is bij beide bodems meestal leemarm tot zwak lemig en matig fijnzandig.

De beek- en gooreerdgronden komen verspreid over het gehele gebied voor behalve in het zuidoosten. Het zijn overwegend laag gelegen gronden (Gt III en V) in langgerekte kaartvlakken in de omgeving van beken. Ze beslaan 22% van de oppervlakte van het studiegebied. Hiervan wordt weer 89% ingenomen door de beekeerdgronden.

In de beekeerdgronden zijn soms grote hoeveelheden ijzer aanwezig. Op enkele plaatsen is dit materiaal sterk verkit en komt een ijzer-oerlaag voor. Van de grootste oppervlakte beekeerdgronden is de bovengrond sterk lemig en matig fijn- of zeer fijnzandig. Ten oosten van Hengelo, waar plaatselijk het oudere dekzand aan de oppervlakte ligt, zijn deze gronden zeer fijnzandig. De ondergrond bestaat hoofdzakelijk uit zwaklemig en soms sterk lemig matig fijn jong dekzand. Op veel plaatsen wordt bovendien op wisselende diepte sterk tot zeer sterk lemig zeer fijn (oud) dekzand aangetroffen.

De gooreerdgronden komen veelal voor op de overgang van de beekeerdgronden naar de humuspodzolgronden. De bovengrond van de gooreerdgronden bestaat uit zwak tot sterk lemig, matig fijn zand. De ondergrond bestaat uit zwak lemig matig fijn zand.

De vaaggronden worden voornamelijk aangetroffen in het stuifzandgebied 'Het Zand'. In dit gebied komen grote hoogteverschillen op korte afstanden voor. De hooggelegen duinvaaggronden op Gt VII* vormen de belangrijkste kaarteenheid. Ongeveer 6% van de oppervlakte van het studiegebied wordt ingenomen door de vaaggronden.

2.4. Geohydrologische beschrijving

Het gebied wordt geohydrologisch gekenmerkt door een grofzandig watervoerend pakket, dat aan de onderkant wordt begrensd door een min of meer ondoorlatende laag van fijn lemig zand op een diepte van ongeveer 35 m -mv. Aan de bovenkant wordt het pakket afgedekt door enkele meters lemig dekzand. De c-waarde van deze laag is gering. Er is sprake van freatisch grondwater. De kD-waarden van het watervoerende pakket variëren van 1700 tot 3500 m² etm.⁻¹.

Uit het watervoerende pakket wordt grondwater onttrokken door het pompstation 't Klooster van de Waterleiding Maatschappij Oost-Gelderland. De in 1982 onttrokken hoeveelheid bedroeg $\pm 2,8 \times 10^6 \text{ m}^3$

Naast de onttrekking op één plaats door het pompstation vindt gedurende het groeiseizoen verspreid over het gebied onttrekking plaats ten behoeve van beregening. Gedurende het groeiseizoen 1982 bedroeg deze onttrekking ongeveer $900\,000 \text{ m}^3$ (VEGT, 1982). Tijdens droge perioden kan de onttrekking ten behoeve van beregening de drinkwateronttrekking overtreffen.

2.5. G r o n d g e b r u i k

Binnen het studiegebied wordt 75% van de oppervlakte in beslag genomen door cultuurgrond en 23% door bos. Van de oppervlakte cultuurgrond lag in 1982 74% in gras en op 26% stond mais. Daarnaast kwamen er enkele percelen voor met granen, aardappelen en bieten.

3. TOEGEPASTE OPNAMETECHNIEK EN VELDMETINGEN

3.1. T o e g e p a s t e o p n a m e t e c h n i e k

Electromagnetische straling met een golflengte tussen $0,3$ en $0,9 \mu\text{m}$ kan zowel fotografisch als elektronisch worden geregistreerd. Straling met een golflengte groter dan $0,9 \mu\text{m}$ kan slechts elektronisch worden gemeten. Electronische registratie gebeurt met een zogenaamde scanner. De scanner opnamen in dit project zijn vanuit een vliegtuig gemaakt met een Daedalus (DS 1240/1260) scanner. Dit is een zogenaamde mechanische scanner, waarbij met een snel ronddraaiende spiegel het aardoppervlak via de voorwaartse beweging van het vliegtuig, lijn voor lijn wordt afgetast (zie fig. 3). We spreken over scanlijnen. Zo wordt een tweedimensionaal beeld verkregen van een strook aan het aardoppervlak recht onder het vliegtuig evenwijdig aan de vlieg-richting.

De ontvangen straling wordt vervolgens gesplitst in een aantal gescheiden golflengtegebieden, spectrale banden genaamd. Hierna wordt met behulp van daartoe geschikte foto-electronische sensoren

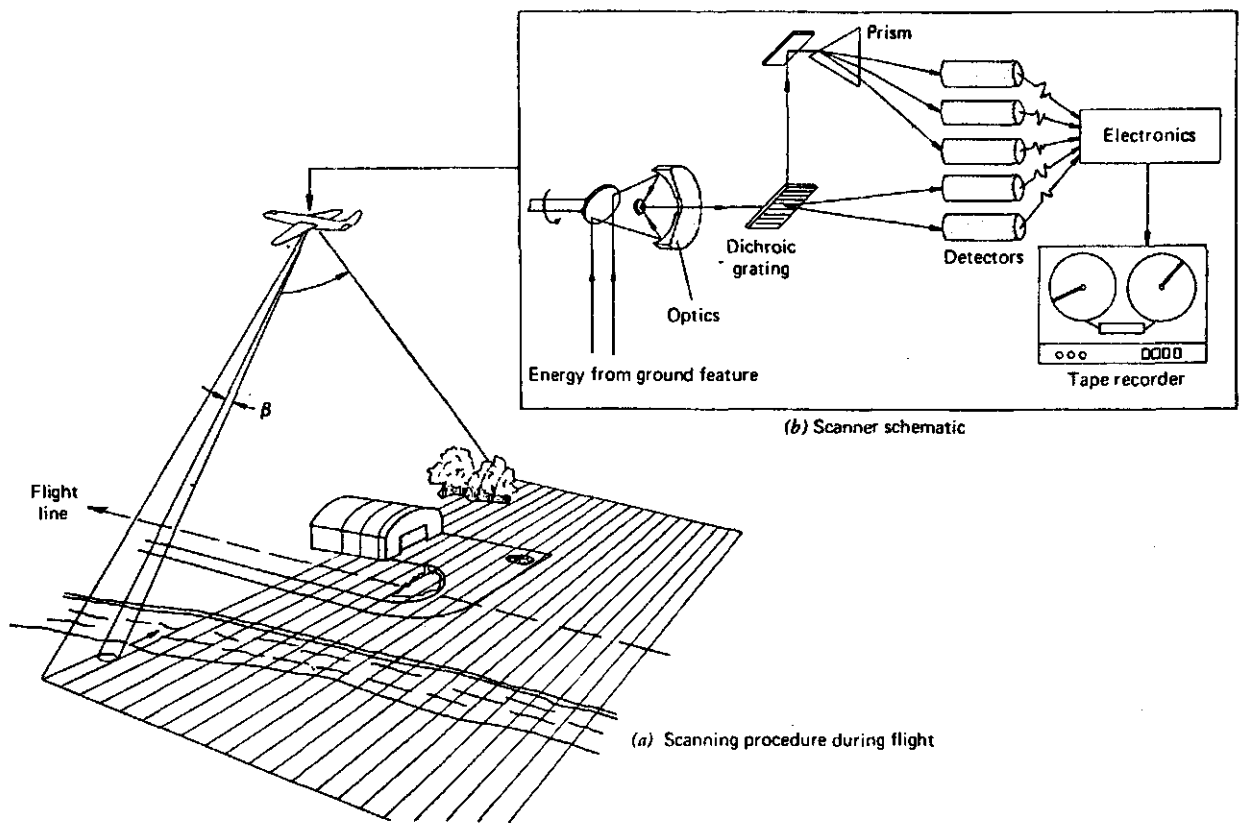


Fig. 3. Werking van een multi spectrale scanner (naar LILLESAND en KIEFER, 1979)

de gemeten straling omgezet in hiermee corresponderende elektrische signalen, welke op een magneetband worden vastgelegd. Deze techniek wordt aangeduid met 'Multi Spectrale Scanning' (MSS).

De straling die bij MSS wordt gemeten, wordt onderscheiden in gereflecteerde zonnestraling en door het aardoppervlak zelf uitgezonden straling. In verband met het bijbehorende golflengtegebied worden deze ook wel aangeduid met kortgolvlige, respectievelijk langgolvlige straling. De door een object zelf uitgezonden langgolvlige straling is afhankelijk van de temperatuur van dat object. Daarom wordt ook wel gesproken over thermisch infrarode straling of warmtestraling. Het resulterende remote sensing beeld wordt aangeduid met warmtebeeld. Wordt door een scanner alleen warmtestraling geregistreerd dan wordt gesproken over 'Infrared Line Scanning' (IRLS).

In het golflengtegebied van 3 - 5 μm is de bijdrage van de gereflecteerde zonnestraling in dezelfde orde van grootte als de door het object zelf uitgezonden warmtestraling. Bij golflengten groter dan 5 μm is de bijdrage van de gereflecteerde zonnestraling verwaarloosbaar, terwijl bij golflengten kleiner dan 3 μm de warmte-uitstraling van het object zelf verwaarloosbaar is (zie fig. 4).

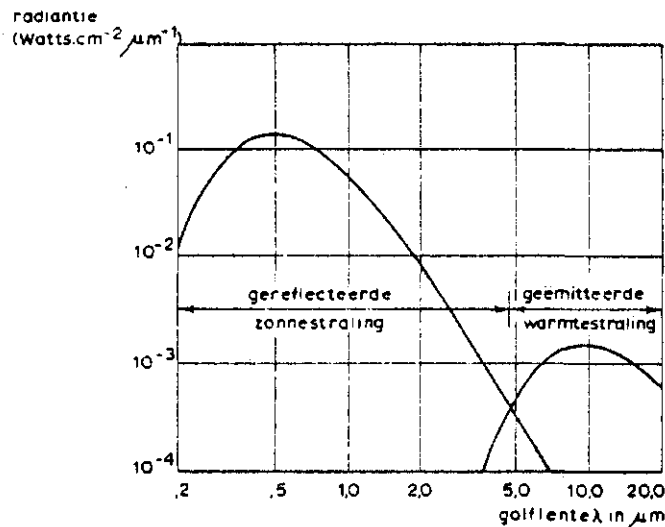


Fig. 4. Reflectie en emissie van electromagnetische straling door een gemiddeld object aan het aardoppervlak (DE LOOR, 1980)

De positie en de 'kleur' van de banden van de Daedalus scanner is gegeven in tabel 2. De banden 1 t/m 10 betreffen gereflecteerde zonnestraling en de banden 11 en 12 de door het object zelf uitgezonden warmtestraling. Waargenomen wordt in één van de twee thermische infraroodbanden, die in duplo wordt geregistreerd.

Op ieder moment ontvangt een scanner straling binnen zijn openingshoek (Instantaneous Field of View, IFOV). De openingshoek van een scanner wordt bepaald door het optische systeem en de grootte van de stralingsdetector. De openingshoek van de Daedalus scanner bedraagt 2,5 mrad. Het grondoppervlak waarvan straling wordt ontvangen binnen de openingshoek, de zogenaamde resolutiecel, is een cirkel (zie fig. 5).

Tabel 2. De spectrale banden van de Daedalus 1240/1260 scanner

| Band nr. | Golflengteband (μm) | 'Kleur' |
|----------|----------------------------------|---------------------|
| 1 | 0,38 - 0,42 | ultraviolet |
| 2 | 0,42 - 0,45 | violet |
| 3 | 0,45 - 0,50 | blauw |
| 4 | 0,50 - 0,55 | blauw-groen |
| 5 | 0,55 - 0,60 | groen-geel |
| 6 | 0,60 - 0,65 | oranje |
| 7 | 0,65 - 0,69 | rood |
| 8 | 0,70 - 0,79 | infrarood |
| 9 | 0,80 - 0,89 | infrarood |
| 10 | 0,92 - 1,10 | infrarood |
| 11 | 3,0 - 5,5 of 8,0-14,0 | thermisch infrarood |
| 12 | 3,0 - 5,5 of 8,0-14,0 | thermisch infrarood |

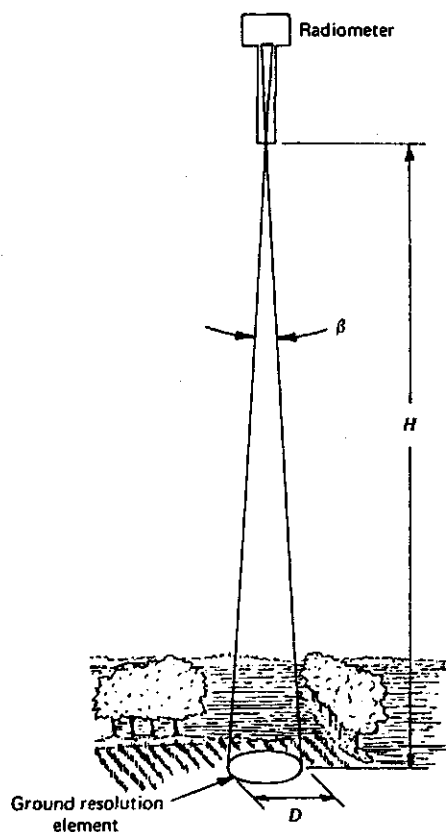


Fig. 5. Openingshoek β en resolutiecel van een scanner, voor D en H zie tekst (LILLESAND en KIEFER, 1979)

Recht onder het vliegtuig heeft de resolutiecel een diameter D , waarvoor geldt:

$$D = H \times \beta \quad (\text{m}) \quad (3.1)$$

Hierin is:

D = diameter van de resolutiecel (m)

H = vlieghoogte, boven het terrein (m)

β = openingshoek in radialen

De diameter van de resolutiecel wordt wel aangeduid als het ruimtelijk scheidend vermogen. Objecten kleiner dan het ruimtelijk scheidend vermogen kunnen niet afzonderlijk worden waargenomen.

Recht onder het vliegtuig is het ruimtelijk scheidend vermogen gelijk aan D . Meer naar de randen van een scanlijn neemt de diameter van de resolutiecel toe en wordt het ruimtelijk scheidend vermogen geringer (zie fig. 6).

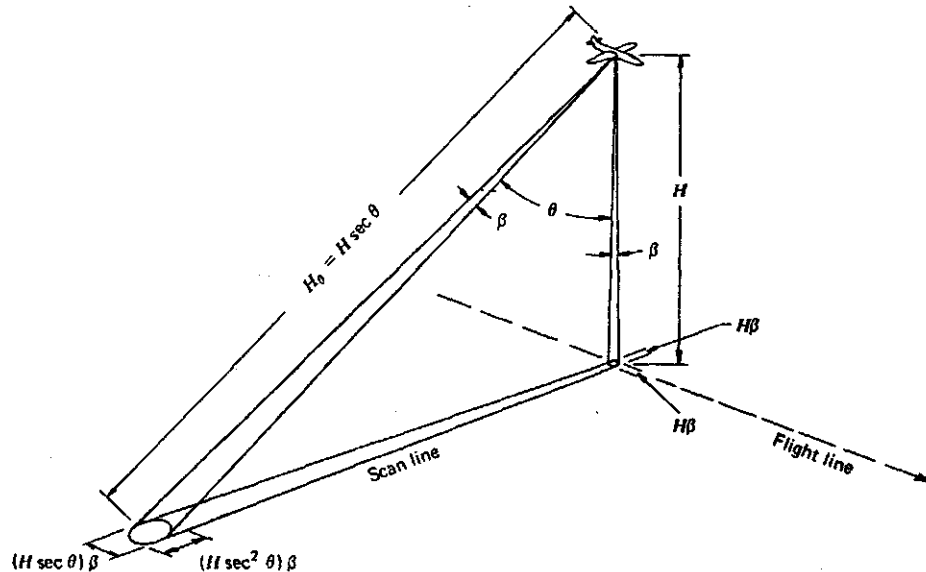


Fig. 6. Variatie in het ruimtelijk scheidend vermogen loodrecht op de vliegrichting (LILLESAND en KIEFER, 1979)

Als we spreken over de resolutie van een remote sensing opname wordt de grootte van de diameter D van de resolutiecel recht onder het vliegtuig bedoeld.

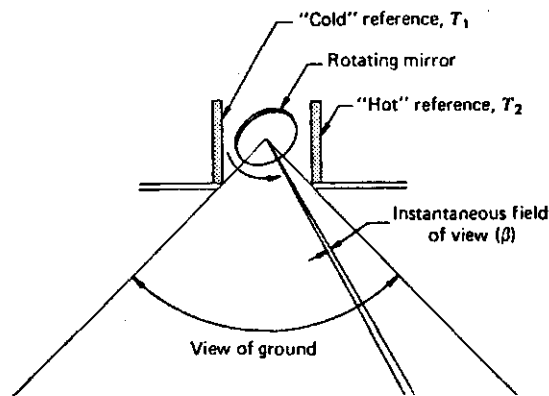
Ter verduidelijking volgt hier een voorbeeld. De Daedalus scanner met een openingshoek van 2,5 mrad bevindt zich in een vliegtuig op 1000 m boven het aardoppervlak. De resolutie van de opname kan dan worden gevonden met formule (3.1) als $D = 1000 \text{ m} \times 2,5 \times 10^{-3} \text{ rad.} = 2,5 \text{ m.}$

De lengte van een scanlijn wordt bepaald door het gezichtsveld. Het gezichtsveld van de gebruikte Daedalus scanner bedraagt 87,2°. Dit betekent, dat bij een vlieghoogte van 1000 m boven het terrein de scanlijn een lengte heeft van $\pm 1900 \text{ m.}$ Doordat het vliegtuig tijdens de opname enigszins beweegt rond zijn lengteas zal de effectieve scanhoek iets minder zijn dan 87,2°.

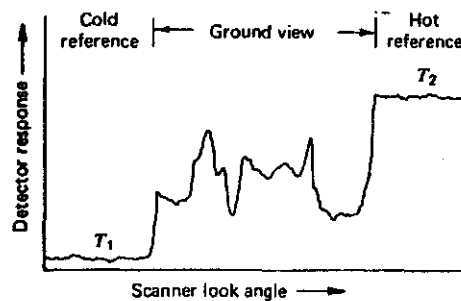
Om te voorkomen dat er 'gaten' vallen tussen de scanlijnen wordt aan de veilige kant opgenomen. Dit betekent dat aaneengrenzende scanlijnen elkaar over het algemeen enigszins overlappen, waardoor het beeld in de vliegrichting wordt uitgerekt. Er is sprake van 'overscanning'.

Het analoge door de detector waargenomen signaal wordt gedigitaliseerd en vastgelegd op een magneetband. Hiertoe wordt een scanlijn verdeeld in 716 zogenaamde picture elements of kortweg pixels. Iedere pixel wordt per golflengteband gekenmerkt door een stralingswaarde, de zogenaamde pixelvalue. De stralingswaarde wordt vastgelegd in een 8-bits code. Dit betekent dat 256 stralingswaarden kunnen worden onderscheiden. Bij een niet te klein stralingsbereik van de scanner komen de kleinste nog te onderscheiden stralingsverschillen overeen met het verschil tussen twee opeenvolgende stralingswaarden. Dit verschil wordt aangeduid met radiometrisch scheidend vermogen.

De detector die de thermisch infrarode straling ontvangt, registreert gedurende iedere rotatie van de spiegel ook straling van een tweetal referentie lichamen, de zogenaamde blackbodies. Deze referentie-lichamen hebben een bekende temperatuur, de ene een hoge en de andere een lage ten opzichte van de gemiddelde stralingstemperatuur aan het aardoppervlak. In fig. 7 is de registratie van de referentietemperaturen schematisch weergegeven, samen met een typisch voorbeeld van een scanner output-signaal. Met behulp van deze referentietemperaturen kunnen alle stralingswaarden voortdurend worden gerelateerd aan de absolute



(a) Reference plate arrangement



(b) Typical detector output for one scan line

Fig. 7. Radiometrische calibratie van de ontvangen thermisch infrarode straling (LILLESAND en KIEFER, 1979)

temperatuur (radiometrische calibratie). Ook de gereflecteerde kortgolvlige straling wordt radiometrisch gecalibreerd. Als referentie worden speciale lampen gebruikt met bekende stralingsintensiteit.

Door de wijze van opname (scanning) en door onregelmatige bewegingen van het vliegtuig tijdens het opnemen treden er geometrische verstoringen van het beeld op. Naast radiometrische worden er daarom ook geometrische correcties toegepast.

De uiteindelijke aflevering van de opnamen (na correctie) geschiedt in de vorm van 'Computer Compatible Tapes' (CCT). De verwerking van de remote sensing opnamen is uitgevoerd op een PDP 11/34 microcomputer

en een genisco kleurenmonitor van het rekencentrum van de Landbouwhogeschool.

Behalve MSS opnamen zijn er in het kader van dit onderzoek ook false colour foto's gemaakt met een Wild RC-10 camera. False colour foto's worden in feite gemaakt met een gewone kleurenfilm. De kleur-gevoeligheid van emulsielagen is echter verschoven (zie fig. 8). Nabij infrarode straling wordt met een rode kleur weergegeven, terwijl de oorspronkelijke rode kleur op de foto als groen en het oorspronkelijke groen als blauw wordt weergegeven. De blauwe straling wordt weggefilterd.



Fig. 8. Weergave van kleuren bij een normale kleurenfoto (links) en bij een false colour foto (rechts): B = blauw, G = groen en IR = infrarood

3.2. Remote sensing opnamen

In 1982 en 1983 zijn in Oost-Gelderland voor het studieproject diverse vluchten uitgevoerd (NIEUWENHUIS, 1983). Voor het hydrologisch onderzoek zijn vooral de vluchten, die werden uitgevoerd op 30 juli 1982 en 17 juli 1983, van belang, daar deze vluchten werden uitgevoerd na een relatief droge periode.

In dit rapport wordt ingegaan op de vlucht van 30 juli 1982. Het studiegebied 't Klooster is op die dag tweemaal opgenomen en wel om 11.45 M.E.T. vanaf 2000 m hoog (resolutie 5,0 m) en om 12.40 M.E.T. vanaf 3000 m hoog (resolutie 7,5 m). Bij de eerste opname werd vanuit het zuiden naar het noorden gevlogen, terwijl bij de tweede opname vanuit het westen naar het oosten werd gevlogen.

De omstandigheden voor de uitvoering van een remote sensing vlucht waren op 30 juli 1982 zeer goed. Het was vrijwel onbewolkt en het grondzicht bedroeg 30 km. Wel stond er een vrij strakke wind (midden overdag $\pm 6,0 \text{ m.s}^{-1}$), waardoor temperatuurverschillen aan het aardoppervlak enigszins werden afgevlakt.

3.3. V e l d m e t i n g e n

Om tot een juiste interpelatie van de remote sensing beelden te komen is een uitgebreid meetnet opgezet en zijn een groot aantal metingen verricht gedurende de groeiseizoenen van 1982 en 1983. Hierdoor is kennis verzameld over de meteorologische omstandigheden, de waterhuishouding en de vegetatie in het studiegebied. In deze paragraaf worden alleen die metingen besproken waarvan de resultaten in dit rapport worden gebruikt.

De veldmetingen zijn te verdelen in metingen, die regelmatig gedurende het groeiseizoen en metingen die op onregelmatige tijdstippen tijdens het seizoen zijn uitgevoerd.

Eerst wordt ingegaan op de routinematige metingen. In het studiegebied 't Klooster zijn vochtspanningen en grondwaterstanden gemeten. Voor het meten van vochtspanningen zijn op een aantal plaatsen in het gebied met name in veldpodzol- en beekerdgronden tensiometers geplaatst. Tensiometers geven door meting van de vochtspanning inzicht in het uitdrogingsproces van de bodem.

De tensiometers zijn steeds in duplo en op drie diepten (30, 50 en 90 cm beneden maaiveld) geplaatst. In 1983 zijn bovendien tensiometers op 15 cm beneden maaiveld geplaatst. De tensiometers werden om de twee weken opgenomen. In perioden met weinig neerslag werd frequenter gemeten.

Op een groot aantal plaatsen in het studiegebied zijn grondwaterstanden gemeten. Hierbij is gebruik gemaakt van het uitgebreide net van grondwaterstandsbuizen in het gebied van de Waterleidingmaatschappij Oost-Gelderland (WOG). Daarnaast zijn nog een aantal aanvullende buizen geplaatst. De grondwaterstanden zijn om de week opgenomen.

De in het onderzoek gebruikte meteorologische gegevens zijn met uitzondering van de neerslag hoeveelheden allen afkomstig van het meteoveld Assink gelegen in het hydrologische proefgebied Hupselse beek.

In dit proefgebied wordt routinematig een groot aantal meteorologische en hydrologische gegevens verzameld door de vakgroep Hydraulica en Afvoerhydrologie van de Landbouwhogeschool en Rijkswaterstaat (WESSELING, 1982).

De neerslagcijfers voor het studieggebied zijn afgeleid uit metingen te Doetinchem (KNMI), Ruurlo (ICW) en Vorden (weeramateur). De metingen zijn gecorrigeerd voor windinvloeden (WARMERDAM, 1981).

Naast bovengenoemde routinematige metingen zijn nog een aantal metingen op onregelmatige tijdstippen tijdens het groeiseizoen uitgevoerd. Van een groot aantal percelen is aansluitend op de vluchtdagen de gewashoogte en de bodembedekking bepaald. Dit geldt niet voor de vlucht van 30 juli 1982. Wel zijn 10 dagen na deze vlucht van een aantal percelen de bodembedekking en gewashoogte bepaald.

Tijdens de vlucht op 30 juli zijn op een aantal percelen in het studiegebied met Heimann stralingsthermometers stralingstemperaturen gemeten. De stralingsthermometers zijn in het laboratorium geijkt aan een 'zwart lichaam' met bekende temperatuur.

Tenslotte is door J. VEGT (1982) tijdens een stage bij het Keurings Instituut voor Waterleiding Artikelen (KIWA), in 1982 een enquête uitgevoerd onder de boeren in het studiegebied naar de omvang van de toepassing van berekening.

4. HET WAARNEMEN VAN DE STRALINGSTEMPERATUUR VAN EEN OBJECT

4.1. E m i s s i e v a n w a r m t e s t r a l i n g

Alle objecten met een temperatuur boven het absolute nulpunt zenden energie uit in de vorm van electromagnetische straling, we spreken over warmteuitstraling.

De warmteuitstraling van een ideaal zwart lichaam kan worden berekend met de formule van Planck:

$$R_b(\lambda, T) = C_1 \lambda^{-5} / [\exp(C_2 / \lambda T) - 1] \quad (\text{W.m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}) \quad (4.1)$$

Hierin is:

$$R_b(\lambda, T) = \text{door zwart lichaam uitgestraalde energie per tijds-, oppervlakte en golflengte eenheid. } (\text{W.m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1})$$

$$C1 = 3,72 \times 10^8 \text{ (W.m}^{-2}.\mu\text{m}^4)$$

$$C2 = 1,439 \times 10^4 \text{ (\mu m.K)}$$

λ = de golflengte (μm)

T = de absolute stralingstemperatuur van het zwarte lichaam (K)

De temperatuur van een zwart lichaam wordt aangeduid met stralingstemperatuur. Fig. 9 geeft enkele resultaten verkregen met vergelijking(4.1).

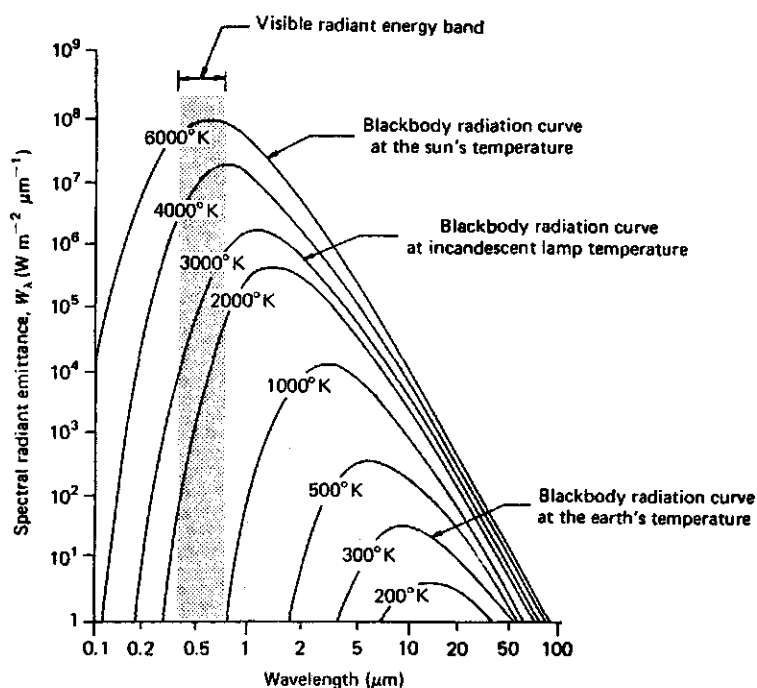


Fig. 9. Spectrale verdeling van energie uitgestraald door een ideaal zwart lichaam met verschillende temperaturen (LILLESAND en KIEFER, 1979)

De golflengte, waarbij de maximale uitstraling optreedt kan worden berekend met behulp van de wet van Wien, die luidt:

$$T.\lambda_m = 2998 \text{ (\mu mK)} \quad (4.2)$$

Hierin is: λ_m = golflengte met maximale uitstraling (μm)

De omgevingstemperatuur van het aardoppervlak ligt op een warme dag in de buurt van 300 K (= ± 27°C). Met behulp van vergelijking (4.2) kan dan worden berekend, dat de maximale uitstraling van objecten aan het aardoppervlak optreedt bij een golflengte van 9,7 μm.

De totale hoeveelheid uitstraling van een ideale zwartstraler wordt gevonden door integratie van vergelijking (4.1) over het gehele golflengtegebied. Hiermee wordt de wet van Stefan-Boltzman verkregen.

$$R_b = \int_0^{\infty} R_b(\lambda, T) d\lambda = \sigma T^4 \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (4.3)$$

Hierin is:

R_b = totale door een zwart lichaam uitgestraalde energie per tijds- en oppervlakte eenheid (W.m^{-2})

σ = constante van Stefan-Boltzmann = $5,6697 \times 10^{-8} (\text{W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4})$

Een ideaal zwart lichaam bestaat alleen in theorie. Natuurlijke objecten zenden bij een gelijke temperatuur minder straling uit dan een ideaal zwart lichaam. De verhardingsfactor wordt per definitie de emissiecoëfficiënt ϵ genoemd. De totale uitstraling van een natuurlijk object wordt dan:

$$R = \epsilon \sigma T_{\text{kin}}^4 \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (4.4)$$

De emissiecoëfficiënt van een zwart lichaam is dus gelijk aan 1. De emissiecoëfficiënt van natuurlijke objecten varieert tussen 0 en 1 en is afhankelijk van de golflengte.

Vergelijking (4.4) beschrijft de relatie tussen de door een object uitgezonden straling en de werkelijke of kinetische temperatuur (T_{kin}) van dat object. Bij de opname wordt het warmtebeeld gecalibreerd door meting van de stralingstemperaturen van twee zwarte lichamen met een bekende temperatuur (zie fig. 7). Daarmee worden gemeten stralingswaarden omgezet in stralingstemperaturen (T_{rad}). Voor een zwart lichaam is de stralingstemperatuur gelijk aan de kinetische temperatuur.

De warmteuitstraling wordt gemeten in een discrete golflengteband, waarna met de formule van Planck (4.1) en rekening houdend met de emissiecoëfficiënt de kinetische temperatuur kan worden berekend.

In de praktijk worden stralingstemperaturen bepaald door lineaire interpolatie tussen een hoge en een lage stralingstemperatuur van de twee zwarte referentie lichamen. Later kunnen de afgeleide stralingstemperaturen worden gecorrigeerd voor de emissiecoëfficiënt van het betreffende oppervlak. In fig. 10 is voor $\lambda = 4$ en $10 \mu\text{m}$ de stralingsintensiteit, die is berekend met vergelijking (4.1), uitgezet tegen de stralingstemperatuur (T) van een ideaal zwart lichaam. Hieruit blijkt dat de lineaire interpolatie bij $10 \mu\text{m}$ verantwoord is, mits het verschil in temperatuur tussen de beide referentie lichamen niet al te groot is. Bij een temperatuurverschil tussen de referentie-lichamen van 20 K is de afwijking minder dan $0,5 \text{ K}$.

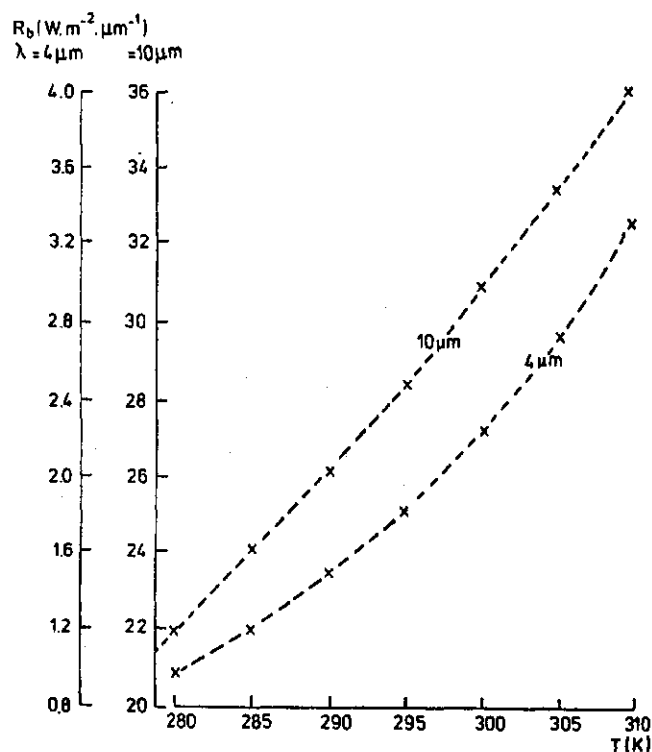


Fig. 10. Stralingsintensiteit ($R_b(\lambda, T)$) voor $\lambda = 4$ en $10 \mu\text{m}$ afhankelijk van de temperatuur (T) voor een ideaal zwart lichaam (NIEUWENHUIS, 1982)

4.2. Atmosferische vensters

De straling, die objecten aan het aardoppervlak uitzenden, wordt door de atmosfeer slechts selectief doorgelaten (zie fig. 11). Een groot deel van de straling wordt door in de atmosfeer aanwezige moleculen geabsorbeerd. Golflengtegebieden, waarin de atmosferische absorptie relatief gering is, worden atmosferische vensters genoemd.

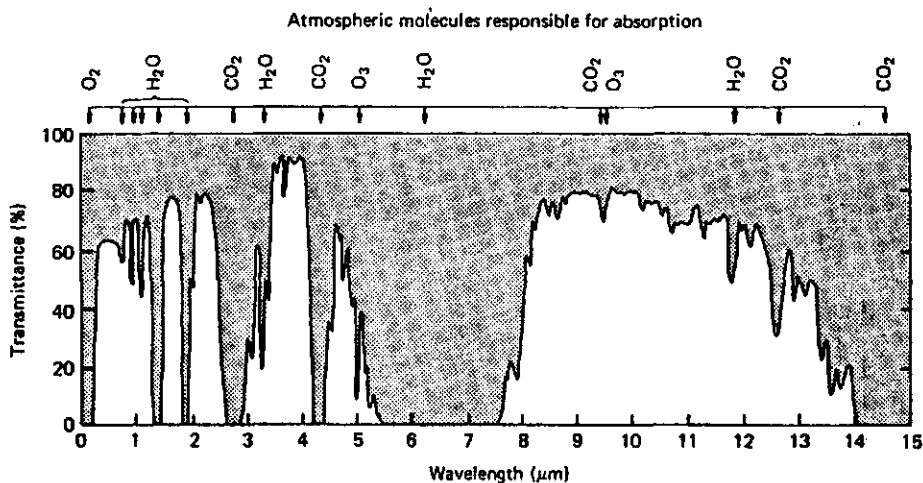


Fig. 11. Atmosferische absorptie van elektromagnetische straling tussen 0 en 15 μm (LILLESAND en KIEFER, 1979)

In het thermische bereik worden twee vensters onderscheiden:

- 3 tot 5 μm . In dit golflengtegebied is de bijdrage van de gereflecteerde zonnestraling niet te verwaarlozen (zie fig. 4). Gaat het om het waarnemen van door objecten aan het aardoppervlak uitgezonden warmtestraling dan kan in deze band alleen 's nachts worden waargenomen.
- 8 tot 14 μm . Zoals in fig. 4 is te zien, is de reflectie van zonnestraling door een gemiddeld object in deze golflengteband te verwaarlozen.

Ook binnen de atmosferische vensters wordt een deel van de straling door de atmosfeer geabsorbeerd. Op de wisselwerking tussen de

uitgezonden warmtestraling en de atmosfeer in het venster van 8 tot 14 μm wordt nader ingegaan in paragraaf 4.4.2.

In het kader van dit onderzoek is de warmteuitstraling in de golflengteband van 8 tot 14 μm vastgelegd. Deze golflengteband is niet alleen interessant, omdat hij samenvalt met een atmosferisch venster, maar ook omdat bij aardse temperaturen de golflengte, waarbij maximale uitstraling optreedt, in dit traject valt.

De emissiecoëfficiënt ϵ in deze golflengteband is sterk afhankelijk van het soort materiaal. Gelukkig is de coëfficiënt voor de meeste vegetatiesoorten ongeveer hetzelfde ($\approx 0,98$). Bovendien kan voor de meeste objecten aan het aardoppervlak de emissiecoëfficiënt constant worden beschouwd in de 8 tot 14 μm band.

4.3. Enkele problemen bij het waarnemen van oppervlaktetemperaturen met remote sensing

Bij het vertalen van geregistreeerde warmtestraling in de werkelijke of kinetische temperatuur van het waargenomen oppervlak doen zich een aantal problemen voor. De warmtestraling afkomstig van objecten van het aardoppervlak bestaat niet alleen uit uitgezonden straling van de objecten zelf, maar ook voor een deel uit gereflecteerde langgolvlige hemelstraling. De van het aardoppervlak afkomstige straling bereikt slechts voor een deel de scanner. Bovendien treedt de atmosfeer zelf als stralingsbron op.

Daarnaast wordt de temperatuur van een oppervlak beïnvloed door schaduwwerking.

In dit onderzoek gaat het om de temperatuur van gewassen. In geval van onvolledige bodembedekking wordt de temperatuur van een perceel echter tevens beïnvloed door de temperatuur van de kale grond.

4.3.1. Effect van de emissiecoëfficiënt

Daar natuurlijke objecten een emissiecoëfficiënt kleiner dan 1 hebben, betekent dit, dat naast emissie ook reflectie van warmtestraling aan het aardoppervlak optreedt. De relatie tussen emissie

en reflectie van warmtestraling wordt gegeven door de wet van Kirchhoff:

$$r_1 = 1 - \epsilon \quad (4.5)$$

Hierin is r_1 de reflectiecoëfficiënt voor langgolvlige straling.

De totale van het aardoppervlak afkomstige langgolvlige stralingsflux kan als volgt worden beschreven:

$$R_o = \sigma T_{rad}^4 = \epsilon_o \sigma T_o^4 + (1 - \epsilon_o) R_{li} \quad (W.m^{-2}) \quad (4.6)$$

Hierin is:

R_o = de van het aardoppervlak afkomstige langgolvlige stralingsflux $(W.m^{-2})$

ϵ_o = de emissiecoëfficiënt van het waargenomen oppervlak

T_{rad} = de stralingstemperatuur van het waargenomen oppervlak (K)

T_o = de kinetische oppervlaktetemperatuur (K)

R_{li} = de door de atmosfeer uitgezonden inkomende langgolvlige stralingsflux $(W.m^{-2})$

De eerste term aan de rechterkant van vergelijking (4.6) stelt de langgolvlige straling voor die door het waargenomen oppervlak wordt uitgezonden en de tweede term stelt de langgolvlige straling voor die door het oppervlak wordt gereflecteerd.

Uit vergelijking (4.6) blijkt, dat voor de berekening van de kinetische temperatuur de inkomende langgolvlige hemelstraling (R_{li}) bekend moet zijn.

Bij de opname worden gemeten stralingswaarden door middel van calibratie aan twee zwarte lichamen omgezet in stralingstemperaturen. Deze kunnen afwijken van de werkelijke of kinetische temperatuur. Om inzicht te krijgen in de relatie tussen de stralingstemperatuur en kinetische temperatuur zijn berekeningen uitgevoerd met vergelijking (4.6).

De inkomende langgolvlige straling (R_{li}) om 12.40 MET (opname-tijdstip strook 1) kan worden berekend met behulp van de te Hupsel gemeten netto straling (R_n), inkomende kortgolvlige straling (R_{si}), uitgaande kortgolvlige straling (R_{su}) en stralingstemperatuur (T_{rad}) om 12.40 M.E.T. volgens:

$$R_{li} = R_n + \sigma T_{rad}^4 - R_{si} + R_{su} \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (4.7)$$

Voor de inkomende langgolvlige stralingsflux(R_{li}) om 12.40 MET wordt gevonden $349,8 \text{ W.m}^{-2}$.

Enkele resultaten verkregen met vergelijking (4.6) staan in tabel 3.

Tabel 3. Stralingstemperaturen(T_{rad}) voor verschillende waarden van de kinetische oppervlakte temperatuur (T_o) en de emissiecoëfficiënt van het betreffende oppervlak (ϵ_o) bij $R_{li} = 349.8 \text{ W.m}^{-2}$

| T_o (°C) | T_{rad} (°C) | | | | | |
|------------|----------------|------|------|------|------|-----|
| | ϵ_o | | | | | |
| | 0,90 | 0,92 | 0,94 | 0,96 | 0,98 | 1,0 |
| 20 | 18,8 | 19,0 | 19,3 | 19,5 | 19,8 | 20 |
| 25 | 23,3 | 23,7 | 24,0 | 24,3 | 24,7 | 25 |
| 30 | 27,9 | 28,3 | 28,8 | 29,2 | 29,6 | 30 |
| 35 | 32,5 | 33,0 | 33,5 | 34,0 | 34,5 | 35 |
| 40 | 37,2 | 37,7 | 38,3 | 38,9 | 39,4 | 40 |

Behalve wanneer de emissiecoëfficiënt ϵ_o gelijk is aan 1, is de stralingstemperatuur steeds lager dan de kinetische oppervlakte-temperatuur. Als de temperatuur van een bepaald oppervlak dus gelijk wordt gesteld aan de stralingstemperatuur van dat oppervlak dan vindt een onderschatting plaats van de werkelijke temperatuur. Verder blijkt, dat het verschil tussen de stralingstemperatuur en de kinetische temperatuur groter wordt bij afname van de emissiecoëfficiënt (ϵ_o) en toename van de kinetische oppervlaktetemperatuur (T_o).

Voor vegetatie met een emissiecoëfficiënt in de buurt van 0,98 is de onderschatting van de oppervlaktetemperatuur gering. Bij kale grond met lagere emissiecoëfficiënten (0,90 - 0,96) en vaak hoge oppervlaktetemperaturen moet met het verschil tussen de stralingstemperatuur en de kinetische temperatuur echter wel degelijk rekening worden gehouden.

Naarmate het verschil tussen de inkomende hemelstraling en de van het object afkomstige langgolvlige stralingsflux kleiner wordt, neemt ook het verschil tussen de stralingstemperatuur en de kinetische temperatuur af.

4.3.2. De invloed van de atmosfeer

Het door de scanner ontvangen signaal wordt beïnvloed door de atmosfeer tussen de scanner en het aardoppervlak, ook al vindt de opname plaats in een atmosferisch venster. In de atmosfeer aanwezige gasvormige en vaste deeltjes absorberen en verstrooien de van het aardoppervlak afkomstige langgolvlige straling, waardoor minder straling de scanner bereikt. De in de atmosfeer aanwezige deeltjes zenden ook zelf straling uit, waardoor een verhoging optreedt van de straling die de scanner bereikt. Atmosferische absorptie en vertrooiing zorgen dus voor een onderschatting van de temperatuur van objecten aan het aardoppervlak, terwijl atmosferische emissie juist zorgt voor een overschatting. Welk effect overheerst hangt af van de atmosferische omstandigheden tijdens de opname en van de afstand door de atmosfeer, die de straling moet afleggen.

Op een heldere dag wordt de reductie van de van het aardoppervlak afkomstige langgolvlige straling voornamelijk veroorzaakt door absorptie door H_2O moleculen en in mindere mate door CO_2 moleculen en speelt vertrooiing een ondergeschikte rol.

4.3.2.1. A t m o s f e r i s c h e c o r r e c t i e s. De invloed van de atmosfeer op waargenomen stralingstemperaturen kan worden bepaald door op het moment waarop de remote sensing opnamen worden gemaakt ook op de grond stralingstemperaturen te meten. De referentiemetingen op de grond dienen te geschieden op een aantal percelen met sterk uiteenlopende oppervlaktetemperaturen. Verder dient te worden gemeten in dezelfde golflengteband als waarin de scanner in het vliegtuig waarneemt. Omdat naar de randen van de vluchtstrook de atmosferische weglengte toeneemt, is het bovendien raadzaam de metingen uit te voeren in het midden van de vluchtstrook. Tenslotte dient de periode waarin wordt gemeten niet te veel af te wijken van het vliegtijdstip. Uit metingen in het veld is namelijk gebleken dat de stralingstemperaturen binnen korte tijd sterk kunnen veranderen.

Door de op de grond gemeten stralingstemperaturen van bepaalde oppervlakken te vergelijken met de in het vliegtuig gemeten stralingstemperaturen van dezelfde oppervlakken wordt de invloed van de atmosfeer op het opnametijdstip vastgelegd.

In fig. 12 is voor de opname van het studiegebied 't Klooster, die is gemaakt op 30 juli 1982 om 11.45 MET vanaf 2 km hoogte, de op de grond gemeten stralingstemperatuur ($T_{\text{rad}}(0)$) uitgezet tegen het verschil tussen de op de grond gemeten en de in het vliegtuig gemeten stralingstemperatuur (ΔT). De metingen zijn uitgevoerd in het midden van de vluchtstrook (kijkhoek = 0°).

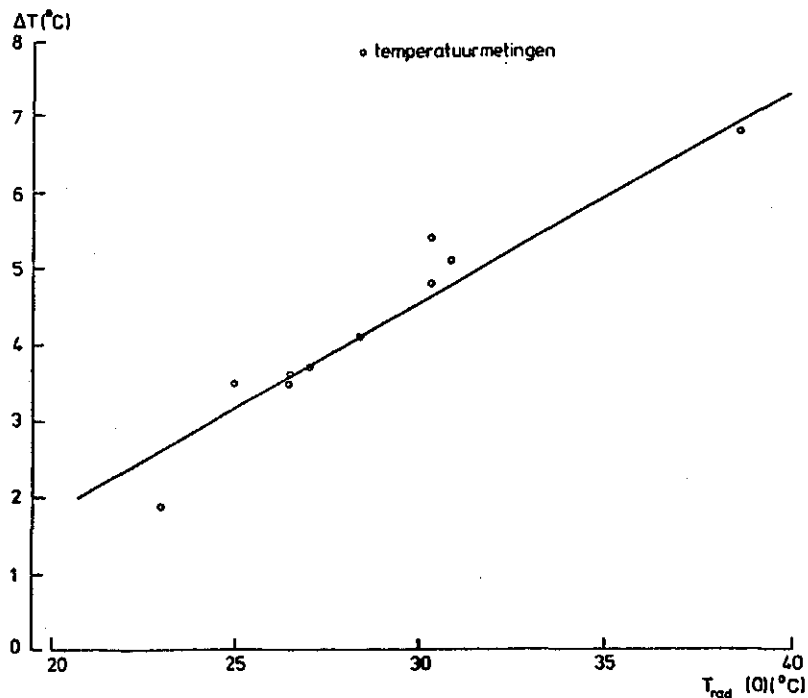


Fig. 12. Verschil tussen de op de grond en in het vliegtuig op 2000 m hoogte gemeten stralingstemperatuur (ΔT), uitgezet tegen de op de grond gemeten stralingstemperatuur ($T_{\text{rad}}(0)$). De metingen zijn uitgevoerd op 30 juli 1982 om 12.45 MET in het studiegebied 't Klooster. De observatiehoek (θ) is 0°

De atmosfeer zorgt niet alleen voor een verlaging van het temperatuurniveau maar ook voor een afvlakking van temperatuurverschillen aan het aardoppervlak. Naarmate de temperatuur hoger wordt, is de invloed van de atmosfeer groter.

Met behulp van een lineaire regressieberekening wordt de volgende relatie gevonden tussen de op de grond ($T_{\text{rad}}(0)$) en in het vliegtuig op 2 km hoogte gemeten stralingstemperatuur ($T_{\text{rad}}(h)$).

$$T_{\text{rad}}(0) = 1,38 T_{\text{rad}}(h) - 5,11 \text{ (}^\circ\text{C)} \quad (4.8)$$

De regressielijn is ingetekend in fig. 12. De bijbehorende correlatiecoëfficiënt bedraagt 0,99.

Voor de opname vanaf 3 km hoogte van het studiegebied op dezelfde dag om 12.40 MET geldt de volgende correctieformule (correlatiecoëfficiënt = 0,99):

$$T_{\text{rad}}(0) = 1,28 T_{\text{rad}}(h) - 2,59 \text{ (}^\circ\text{C)} \quad (4.9)$$

De in de vergelijkingen (4.8) en (4.9) beschreven relaties gelden specifiek voor de op 30 juli 1982 heersende atmosferische omstandigheden.

4.3.2.2. A t m o s f e r i s c h e m o d e l l e n. Voor het berekenen van de invloed van de atmosfeer op thermisch infrarode straling zijn verschillende modellen beschikbaar. Ontbreken in het veld gemeten referentietemperaturen dan is men aangewezen op dergelijke modellen voor het bepalen van atmosferische correcties. In dit onderzoek is het zogenaamde WINNEW model (MENENTI, 1983) toegepast. Dit model is afgeleid uit het RADTRA model (RANGASWAMY en SUBBARAYUDU, 1978) en het WINDOW model (PRICE, 1983).

Het WINNEW model berekent de absorptie door de atmosfeer in de golflengteband van 10,5 tot 12,5 μm . Hiertoe wordt de atmosfeer verdeeld in verschillende lagen. De langgolvlige straling aan de top van laag n is dan gelijk aan de som van de doorgelaten straling van laag $(n-1)$ en de uitgezonden straling door laag n :

$$R(\lambda, n) = R(\lambda, n-1) \exp(-K_n X_n) + Ra(\lambda, n) [1 - \exp(-K_n X_n)] \quad (\text{W.m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}) \quad (4.10)$$

Hierin is:

- $R(\lambda, n)$ = totale langgolvlige straling aan de top van laag n
 $(\text{W.m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1})$
 $Ra(\lambda, n)$ = straling uitgezonden door laag n $(\text{W.m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1})$
 λ = golflengte (μm)
 K_n = de massa absorptie coëfficiënt van laag n $(\text{g}^{-1} \cdot \text{cm}^2)$
 X_n = optische weglengte $(\text{g} \cdot \text{cm}^{-2})$

Een benadering van de stralingsflux Ra wordt gevonden door de gemiddelde luchttemperatuur van laag n in te vullen in de formule van Planck.

Omdat de absorptie van langgolvlige straling in de golflengteband van 10,5 tot 12,5 μm voornamelijk wordt veroorzaakt door waterdampmoleculen, kan de optische weglengte worden uitgedrukt als:

$$X_n = \rho_v \cdot \Delta h \quad (\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}) \quad (4.11)$$

Hierin is:

- ρ_v = dichtheid van waterdamp $(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$
 Δh = dikte van laag n (cm)

Voor iedere laag wordt de gemiddelde waarde berekend van de massa absorptie coëfficiënt uit de gemiddelde waarde van de temperatuur, luchtvochtigheid en luchtdruk van de betreffende laag.

Volgens BIGNELL (1970) kan de massa absorptie coëfficiënt K_n als volgt worden geschreven:

$$K_n = f_1(T) K_1 \left(\frac{P_n}{10^5}\right) + f_2(T) K_2 \left(\frac{e_n}{10^5}\right) \quad (\text{g}^{-1} \cdot \text{cm}^2) \quad (4.12)$$

- met: $f_1(T) = 1 - 0,005 (303 - T_n)$
 $f_2(T) = 1 + 0,02 (303 - T_n)$

- Hierin is: T_n = de gemiddelde luchttemperatuur in laag n (K)
 e_n = de gemiddelde partiële waterdampdruk in laag n (Pa)
 P_n = de gemiddelde luchtdruk in laag n (Pa)

Uitgaande van een bepaalde uitstraling aan het aardoppervlak kan met deze methode de opwaartse straling op iedere hoogte worden berekend. Met behulp van de formule van Planck kan de bijbehorende stralingstemperatuur ($T_{\text{rad}}(h)$) worden berekend. Het verschil tussen de stralingstemperatuur aan het aardoppervlak ($T_{\text{rad}}(o)$) en die op een zekere hoogte h ($T_{\text{rad}}(h)$) is de correctie (ΔT) voor de invloed van de waterdamp in de atmosfeer op thermisch infrarode straling:

$$\Delta T = T_{\text{rad}}(o) - T_{\text{rad}}(h) \quad (\text{K}) \quad (4.13)$$

Voor de coëfficiënten K_1 en K_2 worden in de literatuur verschillende waarden gegeven (zie NIEUWENHUIS, 1979 en MENENTI, 1983). BIGNELL (1970) geeft voor K_1 een waarde van $0,10 \text{ g}^{-1} \cdot \text{cm}^2$ en voor K_2 van $10 \text{ g}^{-1} \cdot \text{cm}^2$. Deze laatste waarden voor K_1 en K_2 zijn in de berekeningen toegepast (NIEUWENHUIS, 1979).

In fig. 13 zijn de met het WINNEW model berekende correcties voor een hoogte van 3135 m gegeven. De gesimuleerde correcties zijn van toepassing voor het midden van de vluchtstrook (kijkhoek = 0°) en voor de rand van de vluchtstrook (kijkhoek = 37°). Het gebruikte luchtdruk-, temperatuur- en luchtvochtigheidsprofiel van de atmosfeer is op 30 juli 1982 om 12.00 MET gemeten in De Bilt.

De gesimuleerde correcties komen in dit geval bij een kijkhoek van 0° goed overeen met de uit metingen afgeleide correcties (zie fig. 13). Dit betekent niet dat voortaan kan worden volstaan met modelberekeningen. Immers het WINNEW model heeft invoergegevens nodig over de hogere luchtlagen. Deze gegevens zijn slechts in zeer beperkte mate beschikbaar op het moment van opname. Bovendien is het WINNEW model ontwikkeld voor de 10,5 tot 12,5 μm band. De absorptie coëfficiënt in de 8 tot 14 μm band is groter dan in de 10,5 tot 12,5 μm band. Tenslotte houdt het WINNEW model slechts rekening met absorptie door waterdampmoleculen. In de praktijk zullen vaak ook absorptie en verstrooiing door andere deeltjes (luchtverontreiniging!) een rol spelen. Omdat de atmosferische correcties zeer gevoelig zijn voor veranderingen in de transmissie van de atmosfeer moeten de resultaten van modelberekeningen steeds zeer kritisch worden bekeken. Voor nauwkeurige atmosferische correcties zijn referentiemetingen op de grond onmisbaar.

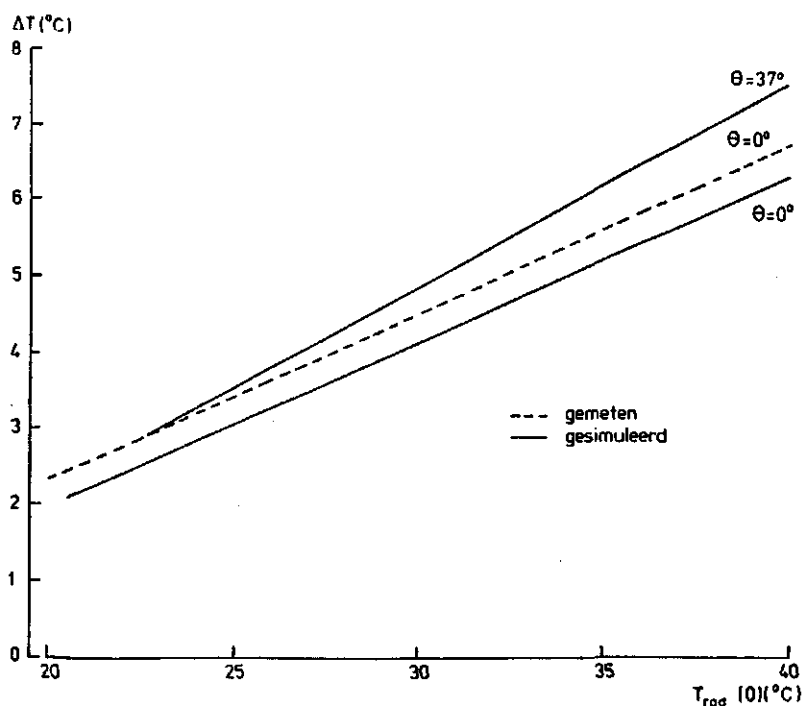


Fig. 13. Gemeten met het WINNEW model berekende verschillen tussen de stralingstemperatuur op de grond en die op 3000 m boven het aardoppervlak (ΔT), uitgezet tegen de stralingstemperatuur op de grond ($T_{rad}(o)$) voor 30 juli 1982 midden overdag. De metingen hebben betrekking op een observatiehoek θ van 0° , terwijl de simulaties zijn uitgevoerd voor θ is 0° en 37°

Recht onder het vliegtuig is de door de straling af te leggen weg door de atmosfeer minimaal. Met de toename van de kijkhoek neemt de lengte van de af te leggen weg door de atmosfeer toe. De maximale kijkhoek bedraagt bij de Daedalus scanner ongeveer 37° . In fig. 13 is behalve voor een kijkhoek van 0° de gesimuleerde temperatuurcorrectie ook voor een kijkhoek van 37° uitgezet. De hoekafhankelijkheid neemt toe van ongeveer $0,3^{\circ}C$ bij $T = 20^{\circ}C$, tot ongeveer $1,3^{\circ}C$ bij $T = 40^{\circ}C$.

Met name bij hoge oppervlaktetemperaturen nemen de temperaturen op het warmtebeeld dus af naar de randen van de vluchtstrook. Dit gesimuleerde verloop op het beeld wordt bevestigd door de opgenomen warmtebeelden. Hierop is een afname van de temperatuur naar de randen van de vluchtstrook duidelijk waarneembaar.

Voor dit temperatuurverloop op het warmtebeeld zijn in dit onderzoek geen correcties toegepast. Dit betekent dat eventuele optredende verdroging aan de randen enigszins wordt onderschat.

4.3.3. De invloed van schaduwwerking bij het waarnemen van stralings-temperaturen

Wanneer rond het middaguur wordt gevlogen, staat de zon bij het vliegen van een oost-west strook loodrecht op de vliegrichting. Aan de noordzijde van de vluchtstrook wordt voornamelijk door de zon beschenen delen van de vegetatie en aan de zuidzijde beschaduwde delen waargenomen. De temperatuur op het warmtebeeld zal daarom toenemen van de zuidrand naar de noordrand van de vluchtstrook.

De invloed van de zonnestand op het warmtebeeld is nagegaan aan de hand van de opname van strook 1, die op 30 juli 1982 vanuit het westen in oostelijke richting is gemaakt. Een op het oog redelijk homogeen gebied met relatief lage oppervlaktetemperaturen ten westen van Hengelo (Gld) is uitgekozen. Door een gebied met relatief lage oppervlaktetemperaturen uit te kiezen, wordt voorkomen, dat een extra temperatuurverloop op het warmtebeeld wordt geïntroduceerd als gevolg van verschillen in atmosferische weglengte. Bij lage oppervlaktetemperaturen zijn de atmosferische correcties namelijk gering. Het gebied moet homogeen zijn, opdat temperatuurverschillen tussen de noord- en zuidzijde van het warmtebeeld niet worden veroorzaakt door de aanwezigheid van verschillende gewassen.

Binnen het gekozen gebied bedraagt het temperatuurverloop op het warmtebeeld loodrecht op de vliegrichting ongeveer $2,5^{\circ}\text{C}$. Voor dit verloop is een correctie toegepast. Na uitvoering van deze correctie op het warmtebeeld van strook 1, wordt een verloop op het beeld gevonden, dat overeenkomt met dat op het warmtebeeld van strook 2 (Noord-Zuid track!). Dit zou er op duiden, dat de toegepaste correctie juist is.

Bij de gebruikte methode is gemiddeld over diverse gewassen. De invloed van de schaduwwerking is echter sterk afhankelijk van de structuur van het gewas. Zo blijkt uit metingen in het veld, dat voor grasland de invloed van de schaduwwerking verwaarloosbaar klein is. Op uitermate ruw grasland bedraagt het temperatuurverloop maximaal 1°C , meestal is het echter minder dan $0,5^{\circ}\text{C}$. Het verloop van de temperatuur op het warmtebeeld

van strook 1 wordt dus slechts in geringe mate veroorzaakt door de schaduwwerking van grasland, maar veeleer door de schaduwwerking van ruwere elementen in het landschap, zoals bomen(rijen) en mais. Metingen in het veld aan de door de zon beschenen en beschaduwde zijden van meidoornhagen leverden verschillen in stralingstemperatuur op tot 8°C.

Daar het gaat om grasland is uiteindelijk besloten geen correctie toe te passen op het temperatuurverloop op het warmtebeeld van strook 1. Door het nalaten van deze correctie vindt aan de noord- en zuidzijde van strook 1 een geringe overschatting, respectievelijk onderschatting plaats van de aanwezige oppervlaktetemperaturen.

4.3.4. De bepaling van de gewastemperatuur van percelen met onvolledige bodembedekking

In dit onderzoek is de temperatuur van het gewas van belang. Als de bodem niet volledig door vegetatie is bedekt, wordt de temperatuur op het warmtebeeld zowel bepaald door de temperatuur van het gewas als de kale grond. MILLARD e.a. (1980) vonden, dat voor tarwe met een bedekking van tenminste 85% de met remote sensing verticaal gemeten stralingstemperaturen minder dan 2°C verschilden van de stralingstemperatuur van het gewas zelf. Bij een bedekking van 50% bedroeg het verschil gemiddeld 6°C en maximaal 9°C.

Wordt geen rekening gehouden met de invloed van de bodembedekking op de oppervlaktetemperatuur dan wordt een frisgroen graslandperceel met geringe bodembedekking ten onrechte gekarakteriseerd als een perceel sterk verdrogend grasland. Daarom moet een methode worden ontwikkeld voor de bepaling van de kinetische gewastemperatuur uit de gemeten warmtestraling van bodem en gewas.

Een extra complicatie wordt veroorzaakt door de invloed van de scanhoek. Bij onvolledige bodembedekking zal de hoeveelheid kale grond, die door de scanner wordt waargenomen, afnemen met groter wordende scanhoek. Recht onder het vliegtuig is de meeste kale grond zichtbaar. HATFIELD (1979) vond voor tarwe dat de verschillen tussen verticaal en onder een hoek gemeten stralingstemperaturen het grootst zijn bij een bodembedekking tussen 20 en 50% en afnemen als de bodembedekking toeneemt. KIMES en KIRCHNER (1983) vonden voor een

katoengewas hetzelfde resultaat. Zij vonden bijvoorbeeld voor katoen met een bodembedekking van 48% midden overdag een verschil van 16,2°C tussen de verticaal en de onder een hoek van 80° met de verticaal, loodrecht op de rijrichting gemeten stralingstemperatuur.

Bij gewassen, die in rijen staan, is de situatie zeer complex. De scanner ziet op ieder moment zonbeschenen en beschaduwde kale grond en gewas, terwijl de onderlinge oppervlakteverhouding van deze zonbeschenen en beschaduwde oppervlakken voortdurend verandert. Het deel van deze oppervlakken, waarvan de scanner op een bepaald moment een signaal ontvangt, hangt af van de scanhoek, de afstand tussen de rijen, de oriëntatie, breedte, hoogte en vorm van de rijen, de zonnestand enz. Dus als de scanhoek verandert kunnen zeer grote variaties in het ontvangen signaal optreden. Hoewel mais een rijgewas is, levert dit op 30 juli 1982 nauwelijks problemen op, omdat de mais op deze datum de bodem voor nagenoeg 100% bedekte. Tijdens opnamen eerder in het seizoen zijn met name in akkerbouwgebieden vaak rijgewassen aanwezig, die de bodem onvolledig bedekken. Het probleem van de bepaling van de temperatuur van rijgewassen met een onvolledige bodembedekking verdient dan ook nadere aandacht.

Bij grasland speelt schaduwwerking een geringere rol (zie par. 4.3.3.) en kan worden volstaan met een eenvoudige benadering. De problemen, die zich voordoen bij het bepalen van de gewas-temperatuur van grasland bij onvolledige bodembedekking, worden veroorzaakt, doordat de scanner warmtestraling ontvangt, uitgezonden door vegetatie en bodem, welke over het algemeen verschillende temperaturen en emissiecoëfficiënten hebben. Door aan te nemen dat gewas en bodem evenredig met de bodembedekking bijdragen aan de warmte-uitstraling, kan voor de totale warmteuitstraling aan het aardoppervlak R worden afgeleid:

$$R = f_c \epsilon_c \sigma T_c^4 + (1-f_c) \epsilon_s \sigma T_s^4 + f_c (1-\epsilon_c) R_{li} + (1-f_c)(1-\epsilon_s) R_{li}$$

(W.m⁻²) (4.14)

Hierin is:

- f_c = percentage bodembedekking uitgedrukt als een fractie
- ϵ_c = de emissiecoëfficiënt van het gewas

- ϵ_s = de emissiecoëfficiënt van de bodem
 T_c = de kinetische gewastemperatuur (K)
 T_s = de kinetische bodemtemperatuur (K)

De eerste twee termen aan de rechterkant van vergelijking (4.14) vertegenwoordigen de langgolvlige straling uitgezonden door respectievelijk het gewas en de kale grond. De laatste twee termen vertegenwoordigen de door de atmosfeer uitgezonden langgolvlige straling gereflecteerd door respectievelijk het gewas en de kale grond. Door herordening van vergelijking (4.14) kan de kinetische gewastemperatuur T_c als volgt worden uitgedrukt:

$$T_c = \left[\frac{R - (1-f_c) \epsilon_s \sigma T_s^4 - f_c (1-\epsilon_c) R_{li} - (1-f_c)(1-\epsilon_s) R_{li}}{f_c \epsilon_c \sigma} \right]^{\frac{1}{4}} \quad (K) \quad (4.15)$$

Als de bodembedekking (f_c), de kinetische bodemtemperatuur (T_s), de langgolvlige instraling van de atmosfeer (R_{li}) en de emissiecoëfficiënten van gewas (ϵ_c) en bodem (ϵ_s) bekend zijn, is het mogelijk met behulp van vergelijking (4.15) de kinetische gewastemperatuur (T_c) te berekenen uit de waargenomen warmtestraling (R) afkomstig van het aardoppervlak.

Voor de langgolvlige instraling wordt de instraling om 12.40 MET te Hupsel genomen. De bodembedekkingsgraad wordt bepaald uit de MSS beelden. De emissiecoëfficiënt van grasland wordt gelijkgesteld aan 0,98. Voor de emissiecoëfficiënt van droge kale grond worden in de literatuur waarden genoemd, die variëren tussen 0,90 en 0,96. De kinetische temperatuur van kale grond (T_s) is afhankelijk van verschillende factoren, waaronder de textuur, de minerale samenstelling en het vochtgehalte.

Stel dat een graslandperceel een bodembedekking heeft van 50%, een kinetische bodemtemperatuur van 42°C, een emissiecoëfficiënt van de bodem van 0,90 en een stralingstemperatuur van 35°C, hetgeen overeenkomt met een stralingsflux (R) van 511,6 W.m⁻². De kinetische gewastemperatuur (T_c) kan dan worden berekend met vergelijking (4.15) en bedraagt 31,4°C.

Wanneer nu de kinetische gewastemperatuur wordt berekend bij verschillende waarden van de emissiecoëfficiënt van kale grond (ϵ_s), de kinetische bodemtemperatuur (T_s) en de bodembedekkingsgraad (f_c),

wordt inzicht verkregen in de invloed van een foutieve schatting van ϵ_s , T_s en f_c bij de berekening van de kinetische gewastemperatuur. In de tabellen 4 en 5 is de kinetische gewastemperatuur van een graslandperceel gegeven, berekend met vergelijking (4.15) bij kinetische bodemtemperaturen van 42 en 45,2°C en bij verschillende waarden van de bodembedekkingsgraad en de emissiecoëfficiënt van de bodem.

Tabel 4. Kinetische gewastemperatuur (T_c) als functie van de bodembedkking en de emissiecoëfficiënt van kale grond (ϵ_s) bij een kinetische bodemtemperatuur (T_s) van 42°C, een langgolvlige instraling (R_{li}) van 349,8 W.m⁻² en een stralingsflux (R) van 511,6 W.m⁻²

| ϵ_s | T_c (°C) | | | | |
|--------------|-------------------|------|------|------|------|
| | bodembedkking (%) | | | | |
| | 25 | 50 | 75 | 90 | 100 |
| 0,90 | 22,5 | 31,4 | 34,2 | 35,1 | 35,6 |
| 0,92 | 20,3 | 30,7 | 34,0 | 35,0 | 35,6 |
| 0,94 | 18,0 | 30,0 | 33,7 | 35,0 | 35,6 |
| 0,96 | 15,7 | 29,4 | 33,5 | 34,9 | 35,6 |

Tabel 5. Kinetische gewastemperaturen (T_c) als functie van de bodembedkking en de emissiecoëfficiënt van kale grond (ϵ_s) bij een kinetische bodemtemperatuur van 45,2°C, een langgolvlige instraling (R_{li}) van 349,8 W.m⁻² en een stralingsflux (R) van 511,6 W.m⁻²

| ϵ_s | T_c (°C) | | | | |
|--------------|-------------------|------|------|------|------|
| | bodembedkking (%) | | | | |
| | 25 | 50 | 75 | 90 | 100 |
| 0,90 | 11,0 | 28,0 | 33,1 | 34,7 | 35,6 |
| 0,92 | 8,2 | 27,2 | 32,9 | 34,7 | 35,6 |
| 0,94 | 5,3 | 26,5 | 32,6 | 34,6 | 35,6 |
| 0,96 | 2,4 | 25,7 | 32,4 | 34,5 | 35,6 |

Voor de omstandigheden aanwezig op 30 juli 1982 hebben zowel de bodembedekkingsgraad (f_c) als de kinetische bodemtemperatuur (T_s) en de emissiecoëfficiënt van de bodem (ϵ_s) aanzienlijke invloed bij de berekening van de kinetische gewastemperatuur (T_c). Met name bij lage bodembedekking verandert T_c sterk bij relatief geringe veranderingen van f_c , T_s en ϵ_s . De berekende kinetische gewastemperaturen in tabel 4 en 5 bij een bodembedekking van 25% hebben, gezien de aanwezige meteorologische omstandigheden, voor 30 juli 1982 geen fysische betekenis. In werkelijkheid zal immers de stralingsflux R veranderen bij afnemende bodembedekking en niet de gewastemperatuur. Hiermee is tegelijkertijd aangetoond dat het bekende traject van de kinetische gewastemperatuur (28-34 °C op 30 juli 1982, zie par. 5.3.4 en 5.3.5) zorgt voor een zekere controle op de juistheid van de berekeningen. Bovendien kan de gewastemperatuur van een naburig graslandperceel met een volledige bodembedekking en hetzelfde bodemprofiel een duidelijke indicatie geven van de te verwachten gewastemperatuur.

Gezien de onnauwkeurigheid van de bepaling van de bodembedekkingsgraad uit de reflectiebeelden en de onzekerheid van de waarde van de emissiecoëfficiënt en de kinetische temperatuur van de bodem ter plaatse kan wellicht worden volstaan met een meer eenvoudige benadering van de kinetische gewastemperatuur. Bij deze eenvoudige benadering wordt er vanuit gegaan, dat de stralingstemperatuur van een graslandperceel (T_{rad}) het gewogen gemiddelde is van de gewastemperatuur (T_c) en de temperatuur van de kale grond (T_s), waarbij de gewichtsfactor wordt gevormd door de bedekkingsgraad. De kinetische bodemtemperatuur (T_s) wordt om praktische redenen gelijkgesteld aan de stralingstemperatuur van de kale grond.

$$T_{rad} = f_c T_c + (1 - f_c) T_s \quad (K) \quad (4.16)$$

Bij een emissiecoëfficiënt van de bodem van 0,9 komen kinetische bodemtemperaturen van 42 en 45,2°C overeen met stralingstemperaturen van respectievelijk 39 en 42°C. Bij de berekeningen van de gewastemperatuur T_c wordt weer uitgegaan van een stralingstemperatuur van het graslandperceel (T_{rad}) van 35°C. De resultaten zijn gegeven in tabel 6.

Tabel 6. Gewastemperaturen (T_c), berekend met vergelijking (4.16), als functie van de bodembedekkingsgraad bij bodemtemperaturen (T_s) van 39 en 42°C. De stralingstemperatuur (T_{rad}) is 35°C

| Bodem- temperatuur (°C) | T_c (°C) | | | | |
|-------------------------------|--------------------|------|------|------|------|
| | bodembedekking (%) | | | | |
| | 25 | 50 | 75 | 90 | 100 |
| 39 | 23,0 | 31,0 | 33,7 | 34,6 | 35,0 |
| 42 | 14,0 | 28,0 | 32,7 | 34,2 | 35,0 |

Bij vergelijking van de gewastemperaturen uit tabel 6 met die uit de tabellen 4 en 5 bij een emissiecoëfficiënt van 0,90 blijkt, dat de waarden van de gewastemperaturen berekend met vergelijking (4.16) weinig verschillen van de gewastemperaturen, berekend met vergelijking (4.15). De verschillen vallen ruim binnen de nauwkeurigheidsmarge, waarmee wordt gewerkt. Voor de berekening van de kinetische gewastemperaturen van graslandpercelen met een onvolledige bodembedekking wordt daarom in het vervolg gebruik gemaakt van de eenvoudige benadering zoals is gegeven in vergelijking (4.16).

De stralingstemperatuur van een perceel met onvolledige bodembedekking wordt in de praktijk gelijkgesteld aan de stralingstemperatuur van een naburig perceel kale grond. In werkelijkheid wordt de bodemtemperatuur van een graslandperceel met onvolledige bodembedekking enigszins beïnvloed door schaduwwerking. Deze invloed neemt toe met toenemende bodembedekking. Vanwege het ontbreken van veldmetingen wordt de bodemtemperatuur van een perceel met onvolledige bodembedekking echter gelijkgesteld aan de bodemtemperatuur van een naburig perceel kale grond.

Naarmate de kijkhoek groter wordt, neemt bij een bepaalde bodembedekking de hoeveelheid zichtbare kale grond af. Het gevolg is, dat bij toenemende kijkhoeken de stralingstemperatuur van een graslandperceel steeds dichterbij de werkelijke gewastemperatuur komt te liggen.

Er is al gewezen op de grote variatie in de uitkomsten bij een bodembedekking onder 50%. Gezien deze sterke veranderingen, de onnauwkeurigheid van de bepaling van de bodembedekking uit de reflectiebeelden en de onzekerheid van de waarden van de emissiecoëfficiënt en de temperatuur van de bodem is bij lage bodembedekking de betrouwbaarheid van de berekende gewastemperatuur gering.

5. DE RELATIE TUSSEN GEWASTEMPERATUUR EN VERDAMPING; SIMULATIE MET HET TERGRA MODEL

5.1. Relatie tussen gewastemperatuur en verdamping

Een relatie tussen de gewastemperatuur en verdamping kan worden afgeleid door het opstellen van een energiebalans aan het aardoppervlak. Onder verwaarlozing van enkele minder belangrijke termen luidt deze:

$$R_n + G + H + LE = 0 \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (5.1)$$

Hierin is:

$$\begin{aligned} R_n &= \text{netto stralingsenergiedichtheid} && (\text{W.m}^{-2}) \\ G &= \text{bodemwarmtestroom} && (\text{W.m}^{-2}) \\ H &= \text{voelbare warmtestroom} && (\text{W.m}^{-2}) \\ LE &= \text{latente warmtestroom} && (\text{W.m}^{-2}) \\ L &= \text{verdampingswarmte van water} && (\text{J.Kg}^{-1}) \\ E &= \text{verdampingsflux} && (\text{Kg.m}^{-2}.\text{S}^{-1}) \end{aligned}$$

De netto straling R_n kan worden gesplitst in een kortgolvig en een langgolvig deel:

$$R_n = (1-r_s) R_{si} + (1-r_l) R_{li} - \epsilon_c \sigma T_c^4 \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (5.2)$$

Hierin zijn r_s en r_l de reflectie coëfficiënten van het gewas voor respectievelijk kortgolvige en langgolvige straling. De termen van de energiebalans zijn positief als ze naar het aardoppervlak toe en negatief als ze van het aardoppervlak af zijn gericht.

Met vergelijking (4.5) kan vergelijking (5.2) worden vervangen door:

$$R_n = (1-r_s) R_{si} + \epsilon_c (R_{li} - \sigma T_c^4) \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (5.3)$$

Als een gewas goed van water is voorzien, wordt het grootste deel van de netto beschikbare energie gebruikt voor de verdamping. Naarmate de hoeveelheid voor het gewas beschikbaar vocht afneemt, zal de verdamping minder worden en de gewastemperatuur toenemen.

Hierdoor komt een groter percentage van de netto stralingsenergie beschikbaar voor opwarming van bodem, gewas en atmosfeer. Met name neemt de voelbare warmtestroom H toe. Deze is

$$H = \rho_a C_p \frac{T_a - T_c}{r_{ah}} \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (5.4)$$

Hierin is:

$$\rho_a = \text{dichtheid van de lucht} \quad (\text{kg.m}^{-3})$$

- C_p = soortelijke warmte van de lucht (J.Kg⁻¹.K⁻¹)
 T_a = luchttemperatuur (K)
 T_c = gewastemperatuur (K)
 r_{ah} = turbulente diffusieweerstand voor warmtetransport (s.m⁻¹)

De voelbare warmtestroom is evenredig met het quotiënt van het temperatuurverschil tussen de atmosfeer en het gewas ($T_a - T_c$) en de weerstand in de atmosfeer r_{ah} . Bij een bepaalde voelbare warmtestroom neemt de gewastemperatuur bij een hoge atmosferische weerstand dus meer toe dan bij een lage weerstand. De grootte van de atmosferische weerstand is afhankelijk van de windsnelheid u , de stabiliteit van de atmosfeer boven het gewas Λ en de ruwheid van het gewas Z_0 (DYER, 1967, WEBB, 1970)

De actuele verdamping van een gewas kan worden berekend uit de gewastemperatuur door in vergelijking (5.1) R_n , G en H uit te drukken als functie van de gewastemperatuur, waardoor de verdamping LE als onbekende overblijft:

$$LE = \rho_a C_p \frac{T_a - T_c}{r_{ah}} + (1 - r_s) R_{si} + \epsilon_c (R_{li} - \sigma T_c^4) - G \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (5.5)$$

Uit vergelijking (5.5) blijkt, dat de verdamping afhangt van een aantal meteorologische grootheden en van enkele gewas parameters. Wanneer T_a , r_s , R_{si} , ϵ_c , R_{li} , G en r_{ah} (functie van u , Λ en Z_0) bekend zijn, kan LE worden berekend uit de gewastemperatuur. Aangenomen wordt, dat de meteorologische grootheden constant zijn voor een bepaald gebied, zodat metingen van een naburig meteorologisch station kunnen worden gebruikt. De gewasparameters r_s , ϵ_c en Z_0 moeten worden bepaald in het veld of afgeleid uit reflectiebeelden. De weerstand r_{ah} kan dan worden berekend.

5.2. Het TERGRA model; theorie

Een warmtebeeld verschaft informatie over de temperatuurverdeling en daarmee over de verdamping op één bepaald moment, namelijk het opnametijdstip. Het dagelijkse verloop van de verdamping kan worden bepaald uit de momentane waarde door het simuleren van het warmte- en watertransport in het bodem-plant-atmosfeer systeem.

Voor grasland ontwikkelde SOER (1977) het TERGRA model. Dit model simuleert voor grasland het warmte- en watertransport in het bodem-plant-atmosfeer systeem bij een bepaalde bodemvochttoestand en voor bepaalde meteorologische omstandigheden. Met het genoemde model wordt getracht de stralingstemperatuur van een gewas op een bepaald moment te relateren aan het verloop van de betreffende transportprocessen over de dag.

Een aantal van de door SOER (1977) gegeven relaties zijn gewijzigd tengevolge van nieuwe inzichten. Zo is het nu niet meer noodzakelijk, dat de windsnelheid, de luchttemperatuur en de luchtvochtigheid op dezelfde hoogte boven het aardoppervlak worden gemeten. In de volgende paragrafen wordt het TERGRA model uitgebreid besproken, waarna het model wordt toegepast op het warmtebeeld van het studiegebied opgenomen op 30 juli 1982.

5.2.1. Water- en warmtetransport

De stroming van water en warmte in het bodem-plant-atmosfeer systeem kan worden beschreven in de vorm van een aantal transportvergelijkingen met drijvende krachten en weerstanden, te vergelijken met de bekende weerstandswet van Ohm. Fig. 14 toont het weerstandsmodel gebruikt in het TERGRA model.

Tijdens de verdamping van een gewas stroomt water vanuit de wortelzone via de wortels, de stengel en de huidmondjes in de bladeren naar de atmosfeer. In de wortelzone ondervindt de waterstroming een weerstand die afhankelijk is van de onverzadigde doorlatendheid in de wortelzone en van de lengte en geometrie van het wortelstelsel. De weerstand in de plant wordt constant beschouwd. De weerstand van de huidmondjes hangt af van de openingstoestand van de huidmondjes. De huidmondjes zijn het regelmechanisme in het verdampingsproces. Tenslotte ondervindt het water(damp) transport nog een weerstand in de atmosfeer boven het gewas.

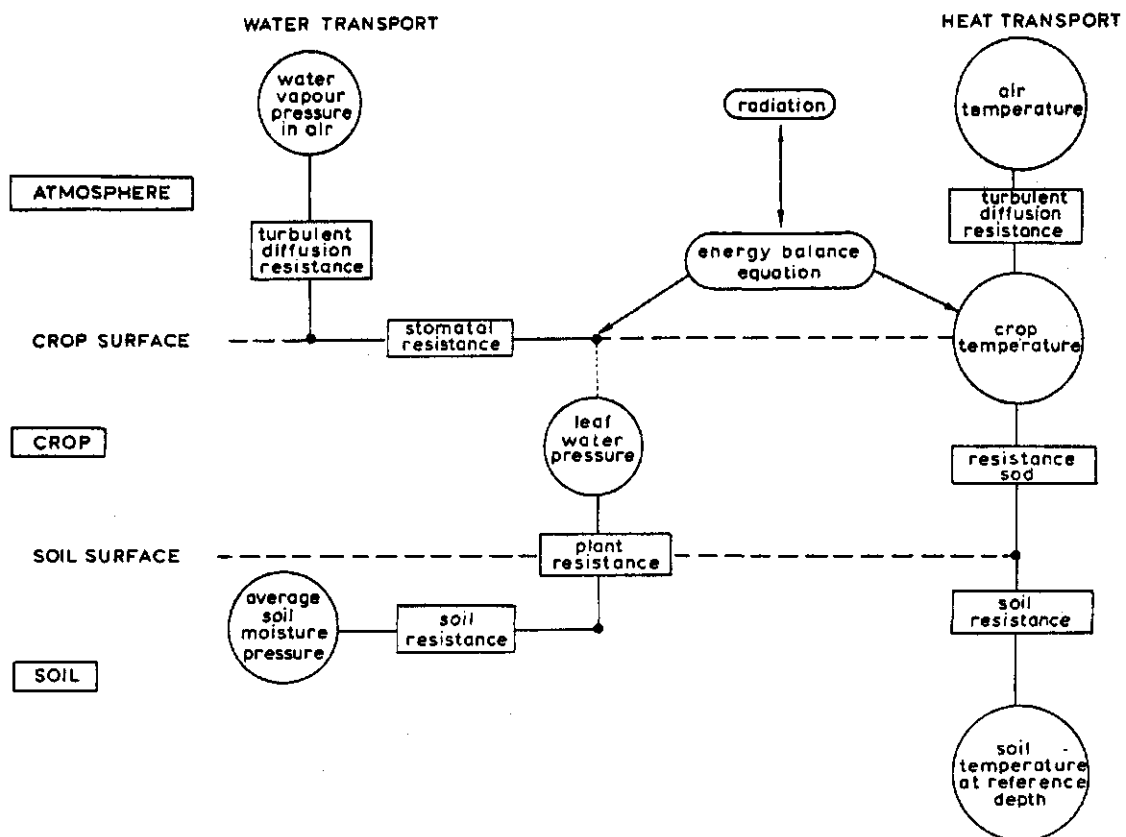


Fig. 14. Weerstandsmodel van water- en warmtestroming in het bodem-plant-atmosfeer systeem (naar SOER, 1977)

5.2.1.1. Waterdamptransport in de atmosfeer. Het transport van waterdamp kan worden beschreven met een vergelijking analoog aan die voor warmte (vergelijking (5.4)):

$$LE = \frac{\rho_a C_p}{Y} \frac{e_a - e_s}{r_{av} + r_c} \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (5.6)$$

Hierin is:

T_c = de gewastemperatuur (K)

Y = psychrometer constante

e_a = de waterdampspanning in de atmosfeer boven het gewas (Pa)

e_c^s = de verzadigde waterdampspanning in de huidmondjes bij
temperatuur T_c (Pa)

r_{av} = de turbulente diffusieweerstand voor waterdamptransport ($s \cdot m^{-1}$)

r_c = de dampdiffusieweerstand ($s \cdot m^{-1}$)

5.2.1.2. Weerstand in de atmosfeer. De turbulente diffusieweerstand voor vocht- en warmtetransport van de luchtlaag tussen het gewas en de waarnemingshoogte is een functie van de windsnelheid, de stabiliteit van de atmosfeer boven het gewas en de ruwheid van het gewas. Worden de luchttemperatuur (T_a) en de waterdampspanning e_a op dezelfde hoogte boven het gewas gemeten dan kunnen de turbulente diffusieweerstanden voor vocht- en warmtetransport, respectievelijk r_{av} en r_{ah} aan elkaar gelijkgesteld worden. Daarom wordt alleen de turbulente diffusieweerstand voor warmtetransport r_{ah} besproken.

Onder neutrale omstandigheden ($T_a \cong T_c$) wordt een logaritmisch verband gevonden tussen de windsnelheid u en de hoogte z_m :

$$U(z_m) = \frac{U_*}{k} \ln \left(\frac{z_m - d}{z_{om}} \right) \quad (m \cdot s^{-1}) \quad (5.7)$$

Hierin is:

$U(z_m)$ = de windsnelheid op hoogte z_m ($m \cdot s^{-1}$)

U_* = de wrijvingssnelheid ($m \cdot s^{-1}$)

k = Von Karman constante ($\cong 0,41$)

z_m = de hoogte boven maaiveld waar de windsnelheid is
gemeten (m)

d = de nulvlaksverplaatsing (m)

z_{om} = de ruwheidslengte karakteristiek voor de ruwheid van
het (gewas)oppervlak in relatie tot de uitwisseling
van impuls tussen het gewas en de atmosfeer (m)

De nulvlaksverplaatsing (d) is ingevoerd omdat de windsnelheid (U) niet exact evenredig is met $\ln z_m$. Wiskundig stelt d een verticale verplaatsing van het coördinatenstelsel voor. Dit betekent, dat in het model de windsnelheid op een hoogte van $d + z_{om}$ gelijk is aan nul.

In werkelijkheid hoeft dat echter niet het geval te zijn (zie fig. 15).

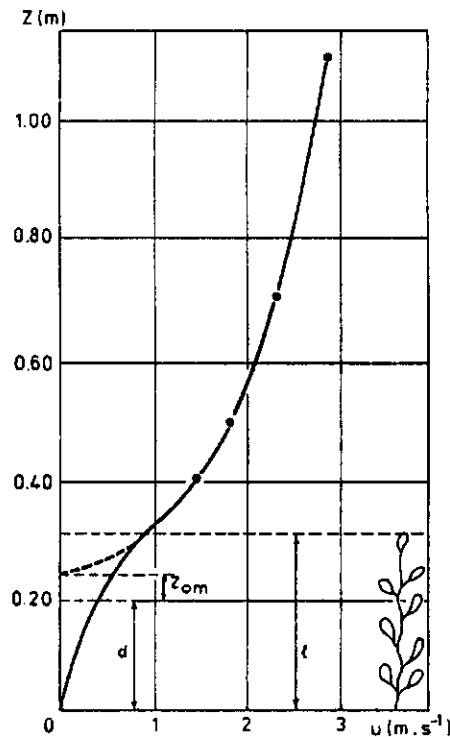


Fig. 15. Windsnelheid u als functie van de hoogte boven maaiveld; voor z_{om} en d zie de tekst (naar FUCHS, 1973)

Volgens de gelijkvormigheidstheorie van Monin en Obukhov (1954) kan het verband tussen de luchttemperatuur en de hoogte op overeenkomstige wijze worden weergegeven als het verband tussen de windsnelheid en de hoogte:

$$T_a - T_c = \frac{T_*}{k} \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right) \quad (K) \quad (5.8)$$

Hierin is:

$T_* = \frac{H}{\rho C_p U_*}$, een karakteristieke temperatuur (K)

z_{oh} = de P ruwheidslengte, karakteristiek voor de ruwheid van het (gewas)oppervlak in relatie tot de warmteuitwisseling met de atmosfeer (m)

T_c = de gewastemperatuur (K)

z_h = hoogte boven maaiveld waar de luchttemperatuur is gemeten (m)

Onder de gewastemperatuur T_c wordt hier verstaan de geëxtrapoleerde waarde van T_a naar een hoogte $(d + z_{oh})$.

Met behulp van vergelijking (5.7) kan vergelijking (5.8) als volgt worden herschreven:

$$T_a - T_c = \frac{H}{\rho_a C_{pk}^2 U(z_m)} \ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right) \quad (K) \quad (5.9)$$

In combinatie met vergelijking (5.4) kan r_{ah} dan als volgt weergegeven

$$r_{ah} = \frac{1}{k^2 U(z_m)} \ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right) \quad (s.m^{-1}) \quad (5.10)$$

Op soortgelijke wijze als r_{ah} kan voor r_{av} worden afgeleid:

$$r_{av} = \frac{1}{k^2 U(z_m)} \ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_v - d}{z_{ov}}\right) \quad (s.m^{-1}) \quad (5.11)$$

Hierin is:

z_v = de hoogte boven maaiveld waar de luchtvochtigheid is gemeten (m)

z_{ov} = de ruweidslengte, karakteristiek voor de ruweid van het (gewas)oppervlak in relatie tot de waterdampuitwisseling met de atmosfeer (m)

De bovenafgeleide formules voor r_{ah} en r_{av} gelden slechts onder neutrale omstandigheden, dit wil zeggen $T_a \cong T_c$. Overdag komen door opwarming vaak gewastemperaturen voor, die hoger zijn dan de luchttemperatuur. Er wordt dan gesproken over onstabiele omstandigheden ($T_c > T_a$). Tengevolge van door verschillen in temperatuur veroorzaakte verschillen in luchtdichtheden zal het verticale transport van waterdamp en warmte toenemen. Bij de berekening van het transport van warmte en waterdamp onder onstabiele omstandigheden wordt daarom een correctie toegepast op de turbulente diffusie weerstanden r_{ah} en r_{av} . BUSINGER (1966) en DYER (BUSINGER e.a., 1971) leidden onafhankelijk van elkaar stabiliteitscorrecties af. Hierop zijn verscheidene variaties gepubliceerd (o.a. DYER, 1967, DYER en HICKS, 1970; PAULSON, 1970; BUSINGER e.a., 1971). DYER (1974) tenslotte

spreekt in een overzicht van de huidige kennis op het gebied van de flux-profiel relaties onder onstabiele omstandigheden de voorkeur uit voor de volgende correcties:

$$r_{ah} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_m^{-d}}{z_{om}}\right) - P_1 \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z_h^{-d}}{z_{oh}}\right) - P_2 \right]}{k^2 \cdot U(z_m)} \quad (5.12)$$

De stabiliteitscorrecties voor impuls- en warmtetransport respectievelijk P_1 en P_2 zijn functies van de Monin-Obukhov lengte Λ :

$$P_1 = 2 \ln\left(\frac{1-x_1}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x_1^2}{2}\right) - 2 \arctan(x_1) + \frac{i\pi}{2} \quad (5.13)$$

$$P_2 = 2 \ln\left(\frac{1+x_2^2}{2}\right) \quad (5.14)$$

$$\text{met: } x_1 = \left(1 - 16 \frac{z_m^{-d} 0,25}{\Lambda}\right) \quad (5.15)$$

$$x_2 = \left(1 - 16 \frac{z_h^{-d} 0,25}{\Lambda}\right) \quad (5.16)$$

De Monin-Obukhov lengte Λ is een maat voor de stabiliteit van de atmosfeer en wordt als volgt gedefinieerd:

$$\Lambda = \frac{U_*^3 \rho_a C_p T_a}{kgH} \quad (5.17)$$

Hierin is g de versnelling van de zwaartekracht ($9,872 \text{ m.s}^{-2}$). De Monin-Obukhov lengte is negatief voor onstabiele en positief voor stabiele omstandigheden. Hoe dichterbij de waarde van Λ naar nul gaat hoe groter de (in)stabiliteit.

Voor stabiele omstandigheden ($T_c < T_a$) kunnen de formules van WEBB (1970) worden gebruikt. Overeenkomstig BUSINGER e.a. (1971) wordt een waarde van 4,7 aangenomen voor de constante in deze formules.

Dan is voor $\Lambda > z_h^{-d}$ en $\Lambda > z_m^{-d}$:

$$r_{ah} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_m^{-d}}{z_{om}}\right) + 4,7 \frac{z_m^{-d}}{\Lambda} \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z_h^{-d}}{z_{oh}}\right) + 4,7 \frac{z_h^{-d}}{\Lambda} \right]}{k^2 \cdot U} \quad (5.18)$$

voor $\Lambda > z_h^{-d}$ en $\Lambda \leq z_m^{-d}$:

$$r_{ah} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_m^{-d}}{z_{om}}\right) + 4,7 + 4,7 \frac{z_m^{-d}}{\Lambda} \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z_h^{-d}}{z_{oh}}\right) + 4,7 \frac{z_h^{-d}}{\Lambda} \right]}{k^2 \cdot U} \quad (5.19)$$

voor $\Lambda \leq z_h^{-d}$ en $\Lambda > z_m^{-d}$:

$$r_{ah} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_m^{-d}}{z_{om}}\right) + 4,7 \frac{z_m^{-d}}{\Lambda} \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z_h^{-d}}{z_{oh}}\right) + 4,7 + 4,7 \frac{z_h^{-d}}{\Lambda} \right]}{k^2 \cdot U} \quad (5.20)$$

voor $\Lambda \leq z_h^{-d}$ en $\Lambda \leq z_m^{-d}$:

$$r_{ah} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_m^{-d}}{z_{om}}\right) + 4,7 + 4,7 \frac{z_m^{-d}}{\Lambda} \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z_h^{-d}}{z_{oh}}\right) + 4,7 + 4,7 \frac{z_h^{-d}}{\Lambda} \right]}{k^2 \cdot U} \quad (5.21)$$

De stabiliteitscorrecties voor het transport van waterdamp zijn gelijk aan die voor warmte met dien verstande, dat in de formules (5.12), (5.16) en (5.18) t/m (5.21) r_{ah} , z_h en z_{oh} moeten worden vervangen door respectievelijk r_{av} , z_v en z_{ov} .

De ruwheidshoogten z_{om} , z_{ov} en z_{oh} zijn vooralsnog aan elkaar gelijkgesteld. Onderzoekingen (THOM, 1972; BRUTSAERT, 1975) wijzen er echter op, dat z_{oh} en z_{ov} een orde van grootte kleiner zijn dan z_{om} , hetgeen tot uiting komt in een effectievere uitwisseling van impuls dan van warmte en waterdamp. De exacte bepaling van de ruwheidshoogten verdient zeker nadere aandacht in de nabije toekomst.

Berekeningen met het TERGRA model met $z_{oh} = z_{ov} = 0,1 z_{om}$, gesuggered door BRUTSAERT (1975), laten een grote gevoeligheid van de gewastemperatuur zien voor veranderingen van de ruwheidshoogten.

De ruwheidshoogten en de nulvlaksverplaatsing kunnen voor grasland worden berekend met eenvoudige relaties, opgesteld door MONTEITH (1973):

$$z_{oh} = z_{ov} = z_{om} = 0,13 H \quad (\text{m}) \quad (5.22)$$

$$d = 0,63 H \quad (\text{m})$$

Hierin is H de hoogte van het gewas.

Voor mais gelden de volgende relaties (REITSMA, 1978):

$$d = 0,5 H \quad (\text{m}) \quad (5.23)$$

$$z_{oh} = z_{ov} = z_{om} = 0,11 H \quad (\text{m})$$

5.2.1.3. Weerstand van het gewas. De gewas- (of de dampdiffusie-)weerstand r_c in vergelijking (5.6) is een weerstand, die waterdamp ondervindt bij de diffusie uit de huidmondjes naar de laminaire luchtstroom langs het blad. Daar slechts een deel van het bladoppervlak is bezet met huidmondjes, betekent dit, dat anders dan bij een wateroppervlak ook bij volledige opening van de huidmondjes een oppervlakteweerstand in het verdampingsproces moet worden opgenomen. De gewasweerstand is minimaal als de huidmondjes volledig geopend zijn en neemt toe bij sluiting van de huidmondjes. De maximale waarde van r_c wordt bereikt als de huidmondjes volledig zijn gesloten en het waterdamptransport nog slechts plaatsvindt door de cuticula van het blad.

De huidmondjes gaan sluiten als de turgorpotentiaal in de omringende cellen minder wordt. Deze turgorpotentiaal wordt voornamelijk bepaald door de bladwaterpotentiaal en de intensiteit van de globale straling.

Voor het transport van water uit de wortelzone naar het blad is de potentiaalgradiënt tussen het blad en de wortelzone de drijvende kracht. Om dit transport in stand te houden moet de bladwaterpotentiaal lager zijn dan de bodemvochtpotentiaal. Onder omstandigheden van

weinig beschikbaar vocht in de bodem resulteert dit in zeer lage bladwaterpotentialen. Een lage bladwaterpotentialaal verlaagt de turgorpotentialaal van de buurcellen rondom de huidmondjes en veroorzaakt derhalve een gehele of gedeeltelijke sluiting van de huidmondjes.

De relatie tussen de gewasweerstand r_c en de bladwaterpotentialaal ψ_L is afhankelijk van het soort gewas. In dit rapport komen slechts de twee meest in het studiegebied voorkomende gewassen, namelijk gras en mais aan de orde. De relaties zijn afkomstig uit het concept eind rapport van de 'VERDAMPINGSGROEP' (1983). Op grond van een analyse van een aantal verdampingsstudies komt de Verdampingsgroep voor gras tot de volgende relaties:

$$r_c = r_b = 60 \quad (\text{s.m}^{-1}) \quad \text{voor } \psi_1 > \psi_1 \quad (\text{Pa})$$

$$r_c = r_b + (500 - r_b) \frac{\psi_1 - \psi_1}{\psi_1 - \psi_2} \quad (\text{s.m}^{-1}) \quad \text{voor } \psi_1 > \psi_1 > \psi_2 \quad (\text{Pa}) \quad (5.24)$$

$$r_c = 500 \quad (\text{s.m}^{-1}) \quad \text{voor } \psi_1 < \psi_2 \quad (\text{Pa})$$

met $\psi_1 = -1100 \text{ kPa}$ en $\psi_2 = -2500 \text{ kPa}$

Hierin is r_b de basisweerstand bij volledig geopende huidmondjes. De gewasweerstand bij volledig gesloten huidmondjes bedraagt 500 s.m^{-1} .

De $r_c - \psi_1$ relaties bij mais zijn nog erg onzeker. Voorlopig worden voor mais dezelfde waarden gehanteerd als voor wintertarwe (VERDAMPINGSGROEP, 1983):

$$r_b = 40 \quad (\text{s.m}^{-1}) \quad \text{voor } \psi_1 > -1500 \text{ kPa}$$

$$r_c = -425 - 31 \psi_1 \quad (\text{s.m}^{-1}) \quad \text{voor } -1500 > \psi_1 > -2500 \text{ kPa} \quad (5.25)$$

$$r_c = 350 \quad (\text{s.m}^{-1}) \quad \text{voor } \psi_1 < -2500 \text{ kPa}$$

Bij zeer lage stralingswaarden, tijdens een sombere dag of tegen de avond, gaan de huidmondjes sluiten. Om deze weerstand in rekening te kunnen brengen wordt een extra weerstand r_1 ingevoerd. Voor aardap-

pelen wordt de volgende relatie tussen r_g en de globale straling R_{si} (W.m^{-2}) aangenomen (NIEUWENHUIS en PALLAND, 1982):

$$\begin{aligned} r_l &= 0 \quad (\text{s.m}^{-1}) && \text{voor } R_{si} > 250 \text{ W.m}^{-2} \\ r_l &= 400 - 1,6 \cdot R_{si} \quad (\text{s.m}^{-1}) && \text{voor } R_{si} < 250 \text{ W.m}^{-2} \end{aligned} \quad (5.26)$$

Hoe de relaties voor gras en mais er precies uitzien is niet bekend. Voorlopig zijn deze gelijkgesteld aan die voor aardappelen. Op een vluchtdag, bij helder weer is er tijdens de opname midden overdag echter geen sprake van sluiting van de huidmondjes als gevolg van lage stralingswaarden. Bovendien is de invloed van bovenstaande relatie op de totale dagverdamping zeer gering.

5.2.1.4. **W a t e r t r a n s p o r t i n d e b o d e m e n d e p l a n t.** Het waterdamptransport vanuit de plant naar de atmosfeer kan alleen in stand worden gehouden door aanvoer van water vanuit de bodem via de wortels en de stengel naar de bladeren. Bij stroming van water vanuit de bodem naar de plant en in de plant zelf treden weerstanden op. In analogie met de wet van Ohm kan voor het watertransport van de bodem naar de bladeren worden geschreven (FEDDES en RIJTEMA, 1972):

$$LE = \frac{L}{g} \frac{\psi_l - \psi_s}{r_{pl} + r_{so}} \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (5.27)$$

Hierin is:

- ψ_l = bladwaterpotentiaal (Pa)
- ψ_s = bodemwaterpotentiaal (Pa)
- r_{pl} = weerstand in de plant voor watertransport (s)
- r_{so} = weerstand in de bodem voor watertransport (s)

De weerstand in de plant voor waterstroming (r_{pl}) is de som van de weerstanden voor stroming via de wortelepidermis en door het hydraulisch systeem van de plant. Voor gras en mais wordt voor r_{pl} 10 000 dagen genomen (VERDAMPINGSGROEP, 1983).

De weerstand in de bodem voor waterstroming kan als volgt worden uitgedrukt:

$$r_{so} = b/K(h) \quad (s) \quad (5.28)$$

Hierin is:

- b = een wortel geometriefactor (m)
- K(h) = de onverzadigde doorlatendheid in de wortelzone ($m \cdot s^{-1}$)
- h = de vochtspanning in de wortelzone (Pa)

De wortel geometriefactor b is een functie van de dikte van de effectieve wortelzone D_r (m) volgens:

$$b = B/D_r \quad (m) \quad (5.29)$$

Over de waarde van $B(m^2)$, een empirische constante, bestaat nog veel onzekerheid. Voorlopig wordt overeenkomstig de VERDAMPINGSGROEP (1983) voor B een waarde aangehouden van $0,04 m^2$.

Als K-h relatie is de door BLOEMEN (1980) gewijzigde formule van Brooks en Corey gebruikt. De K-h relatie volgens Brooks en Corey (1964) luidt:

$$K(h) = K_s \left(\frac{h_a}{h}\right)^n \quad (m \cdot s^{-1}) \quad \text{voor } h < h_a$$

$$K(h) = K_s \quad (m \cdot s^{-1}) \quad \text{voor } h \geq h_a$$

(5.30)

Hierin is:

- K_s = de verzadigde doorlatendheid ($m \cdot s^{-1}$)
- h_a = de vochtspanning bij luchtintreepunt (Pa)
- n = een maat voor de poriëngrootteverdeling

De relatie tussen de vochtspanning h en de potentiaal ψ_s ziet er als volgt uit:

$$\psi_s = z\rho_w g + h \quad (Pa) \quad (5.31)$$

Hierin is:

- z = de hoogte in het profiel ten opzichte van een referentieniveau (m)
- ρ_w = de dichtheid van het grondwater ($kg \cdot m^{-3}$)

BLOEMEN (1980) ontwikkelde een methode, waarmee het mogelijk is voor minerale gronden de parameters K_s , h_a en n in formule (5.30) te berekenen uit de korrelgrootteverdeling, de mediaan en het humusgehalte.

Vanwege het optreden van hysteresis bestaan er in feite twee verschillende K - h relaties, één die geldt voor een opdrogende bodem en één die geldt voor de bodem na bevochtiging. Een voorbeeld is gegeven in fig. 16, waar curve A geldt voor een bodem bij opdroging en curve B na bevochtiging.

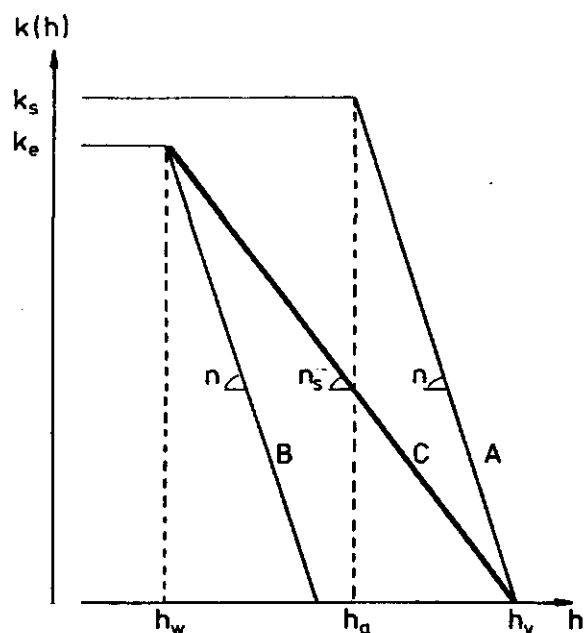


Fig. 16. Hysteresis in termen van de Brooks and Corey formule (naar BLOEMEN, 1980)

Bovengenoemde afleidingen zijn gebaseerd op metingen aan opdrogende bodems. In de praktijk zal de van toepassing zijnde K - h relatie het dichtst benaderd worden door een gemiddelde relatie zoals voorgesteld door curve C in fig. 16. Deze relatie kan worden verkregen door de parameters K_s , h_a en n in formule (5.30) te vervangen door respectievelijk K_1 , h_w en n_s (BLOEMEN, 1980), waarbij:

$$K_1 = 0,5 K_s$$

$$h_w = \frac{h_a}{r} \quad (5.32)$$

$$n_s = \frac{\left[\log_2 \left(\frac{h_a}{h_o} \right)^{n_s} \right]}{\log \frac{h_w}{h_o}} \quad (5.32)$$

Hierin is r een parameter, waarvan de waarde afhankelijk is van de grondsoort (b.v. voor zandgrond: $r = 4,5$) en h_o de vochtspanning, waarbij de onverzadigde doorlatendheid $K(h)$ verwaarloosbaar klein wordt. De waarde van h_o kan worden bepaald uit de korrelgrootte verdeling en de mediaan (WESSELING e.a., in voorbereiding).

De K-h relatie ziet er nu dus als volgt uit:

$$K(h) = 0,5 K_s \left(\frac{h_a}{r \cdot h} \right)^{n_s} = K_e \left(\frac{h_w}{h} \right)^{n_s} \quad \text{voor } h < h_a \quad (5.33)$$

$$K(h) = 0,5 K_s = K_e \quad \text{voor } h \geq h_a$$

Voor de relatie tussen de vochtspanning en het vochtgehalte, de zogenaamde pF curve, is de formulering volgens LALIBERTE e.a. (1968) gekozen:

$$\frac{S-S_r}{1-S_r} = \left(\frac{h_a}{h} \right)^m \quad (5.34)$$

Hierin is:

S = de verzadigingsgraad, gedefinieerd als de verhouding tussen het aanwezige en het verzadigde volumetrische vochtgehalte

S_r = de restverzadiging (verzadiging bij $K(h) = 0$)

$m = \frac{n_s}{3} - 0,47$, een verdelingsindex voor de poriëngrootte

In het TERGRA model wordt aangenomen, dat het verticale transport van water in de bodem en de plant (vergelijking (5.27)) gelijk is

aan dat in de atmosfeer (vergelijking (5.6)). Deze aanname is geldig onder stationaire omstandigheden en zonder bodemverdamping. De laatste voorwaarde is slechts geldig bij nagenoeg volledige bodembedekking. Beide watertransportprocessen worden gekoppeld door de relatie tussen de gewasweerstand (r_c) en de bladwaterpotentialiaal (ψ_1) (zie vergelijking (5.24) en (5.25)).

5.2.1.5. W a r m t e t r a n s p o r t i n d e b o d e m. Het transport van warmte in de bodem kan als volgt worden uitgedrukt:

$$G = - \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (W.m^{-2}) \quad (5.35)$$

Hierin is:

- G = de warmtestroom in de bodem $(W.m^{-2})$
- λ = het warmtegeleidingsvermogen $(W.m^{-1}.K^{-1})$
- T = de temperatuur (K)
- z = de diepte (m)

Volgens het continuïteitsprincipe moet gelden:

$$\frac{\partial G}{\partial z} = -\rho_s \cdot C \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \quad (5.36)$$

- met: ρ_s = de dichtheid van de grond $(kg.m^{-3})$
- C = de soortelijke warmte van de grond $(J.kg^{-1}.K^{-1})$

Door combinatie van de vergelijkingen (5.35) en (5.36) krijgen we:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \rho_s C \frac{\partial T}{\partial t} \quad (5.37)$$

In het TERGRA model wordt deze vergelijking opgelost door gebruik te maken van een expliciet eindig differentie schema (SOER, 1977 en NIEUWENHUIS en KLAASSEN, 1978).

Het product $\rho_s C$ wordt de warmtecapaciteit van de grond genoemd en kan als volgt worden berekend (DE VRIES, 1975):

$$\rho_s C = 10^6 (2 X_{sm} + 2,5 X_{so} + 4,2 X_w) \quad (J.m^{-3}.K^{-1}) \quad (5.38)$$

Hierin zijn X_{sm} , X_{so} en X_w de volume fracties in de bodem van respectievelijk de minerale delen, de organische stof en het bodemwater.

Het warmtegeleidingsvermogen (λ) van de grond is een functie van de minerale samenstelling, het watergehalte en de temperatuur. DE VRIES (1952 en 1963) ontwikkelde een methode om het warmtegeleidingsvermogen van grond te berekenen. Volgens deze methode berekende SOER (1977) voor twee verschillende bodems waarden van λ bij verschillende vochtgehalten (fig. 17a). Vergelijking van deze waarden met gemeten waarden laat een goede overeenkomst zien voor droge en verzadigde grond. Daartussenin is er in het bijzonder bij lage watergehalten een tamelijk grote afwijking.

Fig. 17b toont de gemeten waarden van λ uitgezet tegen de logaritme van de vochtspanning in de wortelzone ($\log h$). Waarden van h zijn berekend uit de vochtgehalten door gebruik te maken van vergelijking (5.34).

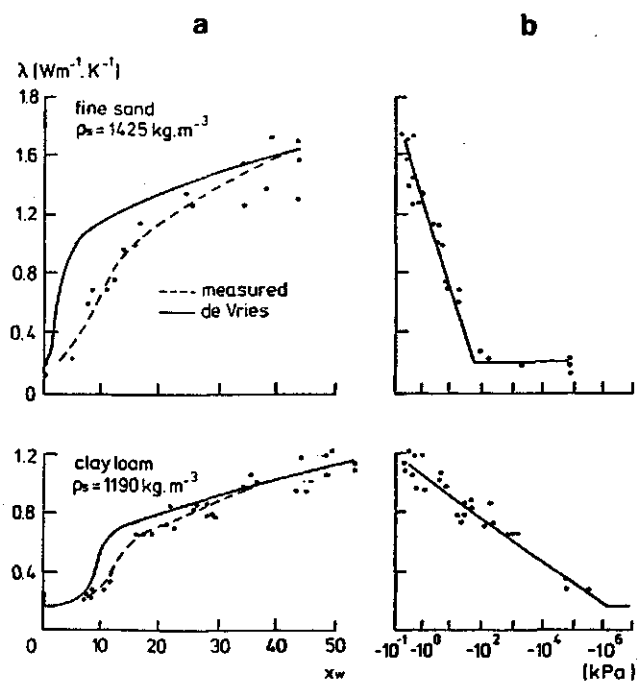


Fig. 17a. Relatie tussen het warmtegeleidingsvermogen (λ) en het volumepercentage vocht (X_w) voor fijn zand en leem. De gemeten waarden zijn vergeleken met theoretische waarden volgens DE VRIES (1952) (naar Soer, 1977)

Fig. 17b. Relatie tussen het warmtegeleidingsvermogen (λ) en de logaritme van de vochtspanning in de wortelzone (h) (naar SOER, 1977)

Dergelijke lineaire relaties tussen λ en $\log(h)$ worden gebruikt in het TERGRA model. Voor een bepaalde grond ligt de betreffende relatie dus vast als het warmtegeleidingsvermogen bij verzadigde en zeer droge grond bekend is. Deze kunnen worden berekend door gebruik te maken van de door de Vries ontwikkelde methode. De bodem wordt beschouwd als een continu medium met daarin korrels (klei, kwarts, organisch materiaal) met verschillende waarde van λ . In verzadigde grond is het water het continue medium en in zeer droge grond droge lucht. De warmtegeleidingscoëfficiënt van de bodem wordt dan berekend als een gewogen gemiddelde:

$$\lambda = \frac{\sum_{i=0}^N K_i X_i \lambda_i}{\sum_{i=0}^N K_i X_i} \quad (5.39)$$

Hierin is:

N = het aantal soorten materiaal waaruit de bodem is opgebouwd

K_i = de verhouding tussen de gemiddelde temperatuurgradiënt in component i en de gemiddelde temperatuurgradiënt in het continue medium (= component 0)

X_i = volumefractie van component i

λ_i = de warmtegeleidingscoëfficiënt van component i ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$)

In tabel 7 staan voor de componenten, die het meest in bodems voorkomen, de warmtegeleidingscoëfficiënten bij een temperatuur van 20°C gegeven..

Tabel 7. Warmtegeleidingscoëfficiënten λ_i voor een aantal in de bodem voorkomende componenten bij een temperatuur van 20°C

| Materiaal | λ_i ($\text{W.m}^{-1} \text{K}^{-1}$) |
|-------------------|---|
| Kwarts | 8,667 |
| Klei | 2,931 |
| Water | 0,595 |
| Lucht (droog) | 0,0258 |
| Lucht (verzadigd) | 0,100 |
| Organische stof | 0,293 |

De waarde van K_i kan voor korrels in de vorm van een ellipsoïde wat voor bodemkorrels een goede benadering is gebleken, als volgt werden berekend:

$$K_i = \frac{1}{3} \sum_{j=1,2,3} \left[1 + \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_0} - 1 \right) g_{ij} \right]^{-1} \quad (5.40)$$

Hierin is g_{ij} een vormfactor, afhankelijk van de lengte van de drie assen van de ellipsoïde. Bovendien geldt $g_{i1} + g_{i2} + g_{i3} = 1$. Voor ronde korrels geldt $g_{i1} = g_{i2} = g_{i3} = 1/3$. DE VRIES bepaalde voor zand experimenteel de volgende waarden:

$$g_1 = g_2 = 0,144 \quad \text{en} \quad g_3 = 0,712 \quad (5.41)$$

Dezelfde waarden nam DE VRIES aan voor klei.

Experimenteel is gebleken, dat als de verhouding tussen het warmtegeleidingsvermogen van component i en dat van het continue medium (λ_i/λ_0) groter wordt dan 100, betere waarden worden verkregen, als de waarden van λ berekend met vergelijking (5.40) worden vermenigvuldigd met 1,25.

De warmteuitwisseling tussen het gewas en de bodem vindt niet alleen plaats door diffusie, maar ook door straling. Bij een gesloten gewasdek levert deze zelfs de belangrijkste bijdrage. Uit gemeten waarden voor de bodemwarmtestroom op het meteorologisch station in het Hupselse beekgebied is een empirische relatie afgeleid tussen het warmtegeleidingsvermogen en de warmtecapaciteit in de bodem en die in het gewas (SOER, 1977). De gemeten en de gesimuleerde bodemwarmtestroom komen gedurende de dag goed met elkaar overeen als in het gewas een fictieve waarde van $\lambda/\rho_s \cdot C$ wordt waargenomen gelijk aan 0,1 maal de waarde in de bodem.

5.2.2. De randvoorwaarden

5.2.2.1. Randvoorwaarden in de atmosfeer.

Om de transportvergelijkingen voor warmte en waterstroming van de bodem naar de atmosfeer te kunnen oplossen, zijn randvoorwaarden nodig (fig. 14). De randvoorwaarden in de atmosfeer voor warmte- en waterstroming zijn respectievelijk de temperatuur en de waterdampspanning op

een bepaalde hoogte boven het gewas. Het is hierbij niet nodig dat de temperatuur en de waterdampspanning op dezelfde hoogte zijn gemeten.

5.2.2.2. R a n d v o o r w a a r d e n i n d e b o d e m. De randvoorwaarde in de bodem voor watertransport is de gemiddelde waarde van de vochtpotentialiaal ψ_s in de wortelzone. Ten gevolge van de verdamping zal gedurende de simulatieperiode het bodemvochtgehalte en dus ook de randvoorwaarde ψ_s veranderen. Deze verandering wordt automatisch door het model berekend.

De randvoorwaarde in de bodem voor warmtetransport is de temperatuur op een zekere diepte in het bodemprofiel waar de dagelijkse temperatuurschommeling gelijk aan nul wordt verondersteld. In het TERGRA model is voor deze diepte 30 cm genomen. Bij de aanvang van de simulatie moet een initieel temperatuurprofiel worden opgegeven.

5.2.2.3. D e e n e r g i e b a l a n s v e r g e l i j k i n g. Een laatste randvoorwaarde is de energiebalans aan het aardoppervlak. Deze luidde (zie par. 5.1):

$$R_n + G + H + LE = 0 \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (5.1)$$

waarin R_n gelijk is aan:

$$R_n = (1-r_s) R_{si} + \epsilon_c (R_{li} - \sigma T_c^4) \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (5.3)$$

Gemeten waarden van R_n kunnen als input in het model worden gebruikt. Omdat het gedrag van de gewastemperatuur T_c echter afhankelijk is van de bodemvochtspanning, zal het gedrag van R_n ook hiervan afhankelijk zijn. Dat betekent dat gemeten waarden van R_n slechts geldig zijn voor één bepaalde bodemvochtspanning. Omdat het model wordt gebruikt voor simulaties bij verschillende bodemvochtspanningen, verdient het de voorkeur R_n te berekenen uit gemeten waarden van R_{si} en R_{li} en berekende of gemeten waarden van r_s en ϵ_c .

5.2.3. Het berekeningsalgoritme

Voor de beschrijving van de belangrijkste algorithmes, gebruikt in het TERGRA model, wordt verwezen naar SOER (1977). Hier wordt slechts ingegaan op de iteratieprocedure, waarmee het warmte- en

watertransport wordt gesimuleerd en op de berekening van de turbulente diffusieweerstand. De berekening van de turbulente diffusieweerstand is gewijzigd.

5.2.3.1. Iteratieprocedure van het TERGRAMODEL. Voor elke tijdstap worden de verschillende termen van de energiebalans - netto straling, bodem- en voelbare warmtestroom en verdamping - berekend met behulp van de vergelijkingen (5.3), (5.4), (5.6), (5.27) en (5.35), uitgaande van de gewastemperatuur tijdens de voorafgaande tijdstap (zie fig. 18). Indien de energiebalans ongelijk aan nul is, wordt een nieuwe schatting gemaakt van de gewastemperatuur. Vervolgens worden de termen van de energiebalans opnieuw berekend. De iteratieprocedure wordt gestopt op het moment, dat de energiebalans kloppend is.

Bij het aanvangstijdstip van de simulatie moet een initiële waarde voor de gewastemperatuur worden opgegeven.

5.2.3.2. Berekening van de turbulente diffusieweerstand. Onder onstabiele omstandigheden kunnen de windsnelheid U en de voelbare warmtestroom H als volgt worden uitgedrukt (PAULSON, 1970):

$$U = \frac{U_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) - P_1 \right] \quad (5.42)$$

$$H = \frac{\rho_a C_p U_* k (T_a - T_c)}{\ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right) - P_2} \quad (5.43)$$

Wanneer deze beide vergelijkingen worden ingevuld in vergelijking (5.17) dan wordt gevonden:

$$\Lambda = \frac{T_a U^2}{g(T_a - T_c)} \cdot \frac{\left[\ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right) - P_2 \right]}{\left[\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) - P_1 \right]^2} \quad (5.44)$$

Omdat P_1 en P_2 functies zijn van de Monin-Obukhov lengte Λ kan vergelijking (5.44) slechts iteratief worden opgelost. De turbulente

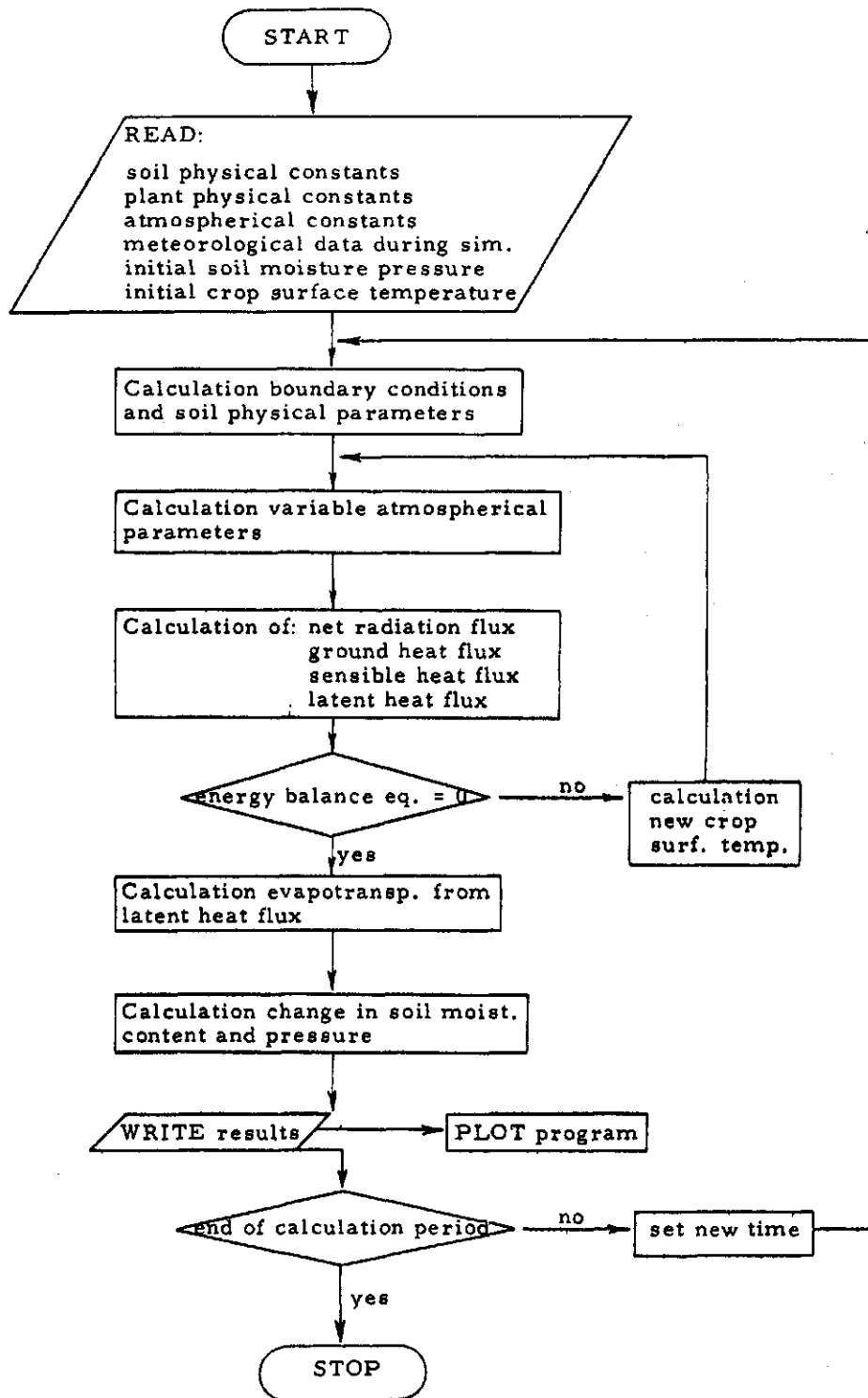


Fig. 18. Stroomdiagram van het TERGRA model (naar SOER, 1977)

diffusieweerstand r_{ah} kan vervolgens worden berekend door de iteratief gevonden waarde van Λ in te vullen in vergelijking (5.12).

Onder stabiele omstandigheden kan Λ als volgt worden uitgedrukt:

$$\Lambda = \frac{T_a U^2}{g(T_a - T_c)} \cdot \frac{\left[\ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right) + 4,7 \frac{z_h - d}{\Lambda} \right]}{\left[\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) + 4,7 \frac{z_m - d}{\Lambda} \right]^2} \quad (5.45)$$

Ook onder stabiele omstandigheden kan de turbulente diffusieweerstand slechts worden berekend, nadat vergelijking (5.45) met behulp van een iteratieprocedure is opgelost.

5.3. Resultaten van berekeningen met het TERGRA model

5.3.1. Waarden van de invoerparameters

In de volgende paragrafen worden enkele resultaten van berekeningen met het TERGRA model gegeven voor 30 juli 1982. De berekeningen zijn uitgevoerd voor gras en mais op een representatief podzolprofiel uit het studiegebied. In tabel 8 zijn de gebruikte waarden van de bodemfysische parameters gegeven.

Tabel 8. Bodemfysische parameters gebruikt in het TERGRA model

| | |
|--|-------------------------------|
| Poriënvolume | 48% |
| Poriëngrootte verdelingsindex | $m = 0,35$ |
| Rest verzadiging | $S_r = 1\%$ |
| Organisch stofgehalte | $X_{so} = 5\%$ |
| Verzadigde doorlatendheid | $K_s = 2,36 \text{ m.d}^{-1}$ |
| Luchtintreewaarde | $h_a = -2,73 \text{ KPa}$ |
| Vochtspanning, waarbij de doorlatendheid verwaarloosbaar klein wordt | $h_o = -1000 \text{ KPa}$ |
| Capillaire opstijging | $0,001 \text{ m.d}^{-1}$ |

Tabel 9. laat de gebruikte plantenfysiologische parameters zien.

Tabel 9. Plantenfysiologische parameters gebruikt in het TERGRA-model

| | Gras | Mais |
|-----------------------------|--------------------------|--------------|
| Gewashoogte | H = 5, 10 en 20 cm | 200 cm |
| Plantweerstand | $r_{pl} = 10\ 000$ dagen | 10 000 dagen |
| Dikte effectieve wortelzone | $D_r = 30$ cm | 40 cm |
| Wortelgeometriefactor | b = 133 mm | 100 mm |
| Emissiecoëfficiënt | $\epsilon_c = 0,98$ | 0,98 |

De waarden van het warmtegeleidingsvermogen bij verzadigde en zeer droge ($h = 10^5$ kPa) grond kunnen worden berekend met behulp van de vergelijkingen (5,40) en (5,41). Deze bedragen respectievelijk 1,982 en 0,193 $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$.

De inkomende kortgolvlige straling, de luchttemperatuur, de waterdampspanning en de windsnelheid zijn allen gemeten op het meteorologische station in het studiegebied Hupselsebeek. De inkomende langgolvlige straling R_{li} is berekend met behulp van vergelijking (4.7).

De luchttemperatuur, de waterdampspanning en de windsnelheid zijn gemeten op hoogten van respectievelijk 3,6, 1,5 en 1,8 m boven maaiveld. Het interval tussen meteorologische waarnemingen bedraagt 20 minuten.

De metingen in het studiegebied Hupselsebeek zijn uitgevoerd boven grasland. De waterdampspanning boven mais op een hoogte van 3,5 m boven het maaiveld wordt gelijkgesteld aan de in het studiegebied Hupselsebeek gemeten waterdampspanning op 1,5 m boven maaiveld. De windsnelheid boven mais op een hoogte van 2,50 m boven de nulvlaksverplaatsing wordt berekend uit de windsnelheid boven gras op een hoogte van 2,50 m boven maaiveld volgens REITSMA, (1978): U (mais) = 0,7 U (gras). De windsnelheid boven gras op een hoogte van 2,50 m boven maaiveld wordt berekend met behulp van het bekende logarithmische windprofiel (vergelijking 5.7) uit de gemeten

waarde op 1,80 m boven maaiveld. Hierbij wordt uitgegaan van een neutrale atmosfeer. De luchttemperatuur boven mais op een hoogte van 3,60 m boven maaiveld wordt gelijkgesteld aan de op dezelfde hoogte boven gras gemeten luchttemperatuur.

5.3.2. De invloed van de wortelgeometriefactor

Over de waarde van de wortelgeometriefactor b van gras bestaat nog veel onzekerheid. De VERDAMPINGSGROEP (1983) houdt bij een dikte van de effectieve wortelzone van 30 cm voorlopig een waarde aan van 133 mm. Deze waarde is voornamelijk gebaseerd op metingen van NIEUWENHUIS en PALLAND (1982) aan aardappelen.

Uit vergelijkingen (5.27) en (5.28) is te zien dat bij een constante waarde van r_{pl} en een gegeven $k-h$ relatie de waarde van de wortelgeometriefactor b sterk bepalend is voor de relatie tussen de verdamping en de vochtspanning in de wortelzone. In fig. 19 is voor twee waarden van b ($b = 133$ en 1000 mm) de dagverdamping (E) van gras met een hoogte van 10 cm uitgezet tegen de gemiddelde vochtspanning in de wortelzone (h). De berekeningen zijn uitgevoerd met het TERGRA model voor 30 juli 1982 (fig. 19).

Het blijkt dat naarmate de wortelgeometriefactor groter wordt de reductie in de verdamping begint bij een lagere waarde van h en de verdamping sneller reduceert. Wanneer op de vluchtdag van een aantal percelen de vochtspanningen in de wortelzone bekend zijn, kunnen deze worden uitgezet tegen de dagverdamping. Zo kan de juiste waarde van de wortelgeometriefactor worden bepaald. Hiertoe zijn in het groeiseizoen van 1983 op een aantal percelen extra tensiometers geplaatst op een diepte van 15 cm beneden maaiveld.

Voor het vaststellen van verdampingsreducties op de vluchtdag gaat het echter om de relatie tussen de verdampingsreductie en de gewastemperatuur afgeleid uit het warmtebeeld. In fig. 20 is voor waarden van $b = 133$ en 1000 mm de reductie in dagverdamping uitgezet tegen de met het TERGRA model gesimuleerde gewastemperatuur (T_c) om 12.40 MET. De berekeningen zijn weer uitgevoerd voor gras met een hoogte van 10 cm. Uit fig. 20 volgt, dat de relatie tussen de dagverdamping en de gesimuleerde gewastemperatuur nagenoeg onafhankelijk is van de waarde van de wortelgeometriefactor.

Deze is echter wel van groot belang bij de koppeling van de gewas-temperatuur aan de vochtspanning in de bodem. Voorlopig wordt gerekend met een waarde van de wortelgeometriefactor van 133 mm.

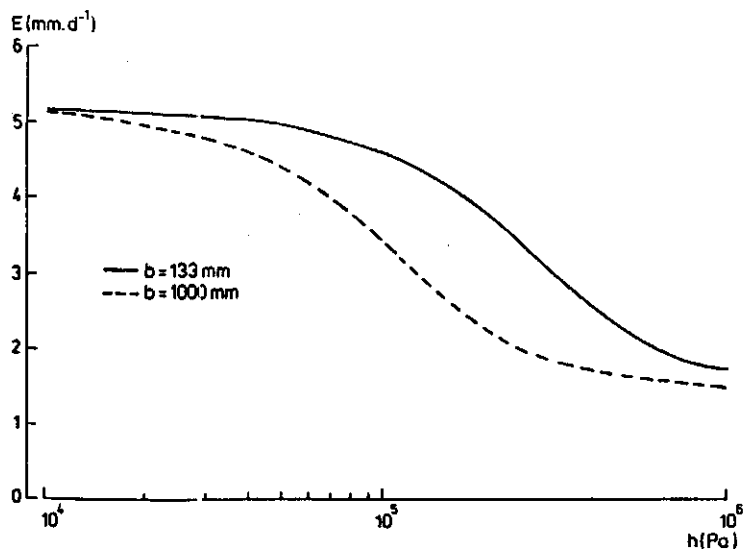


Fig. 19. Dagverdamping (E) van gras met een hoogte van 10 cm op 30 juli 1982, berekend met het TERGRA model, uitgezet tegen de gemiddelde vochtspanning in de wortelzone (h) voor twee waarden van de wortelgeometriefactor b

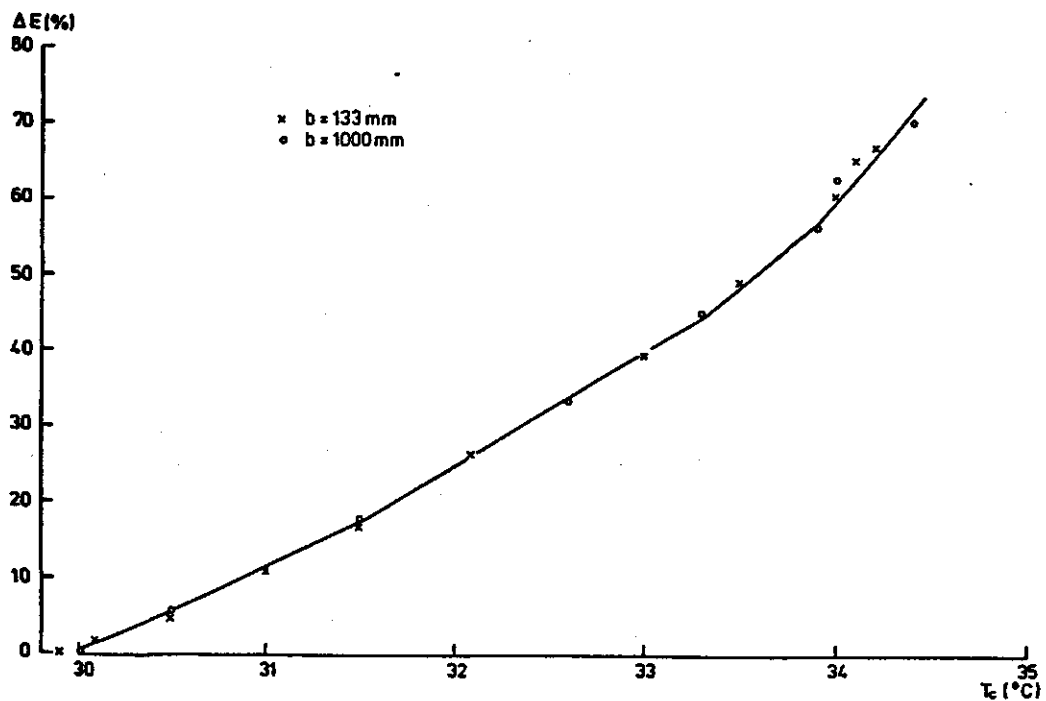


Fig. 20. Gesimuleerde reductie in de dagverdamping (ΔE) als percentage van de potentiële verdamping voor 30 juli 1982, uitgezet tegen de gesimuleerde gewastemperatuur (T_c) om 12.40 MET voor twee waarden van de wortelgeometriefactor b . De berekeningen zijn uitgevoerd met het TERGRA model voor gras met een hoogte van 10 cm

5.3.3. Het verloop van de termen van de energiebalans op 30 juli 1982

In deze paragraaf wordt het met het TERGRA model gesimuleerde verloop van de termen van de energiebalans op 30 juli 1982 getoond. Besproken worden de resultaten voor gras met een hoogte van 10 cm en mais met een hoogte van 200 cm onder 'natte' ($h = -10$ kPa) en zeer droge ($h = -1000$ kPa) omstandigheden (fig. 22a t/m 23b).

Fig. 21 laat het verloop van de invoerparameters windsnelheid (U), waterdampspanning (e_a) en luchttemperatuur (T_a) zien.

De fig. 22a en b laten het verloop van de termen van de energiebalans voor grasland zien onder respectievelijk natte en zeer droge omstandigheden. Onder droge omstandigheden is de nettostralingsflux (R_n)

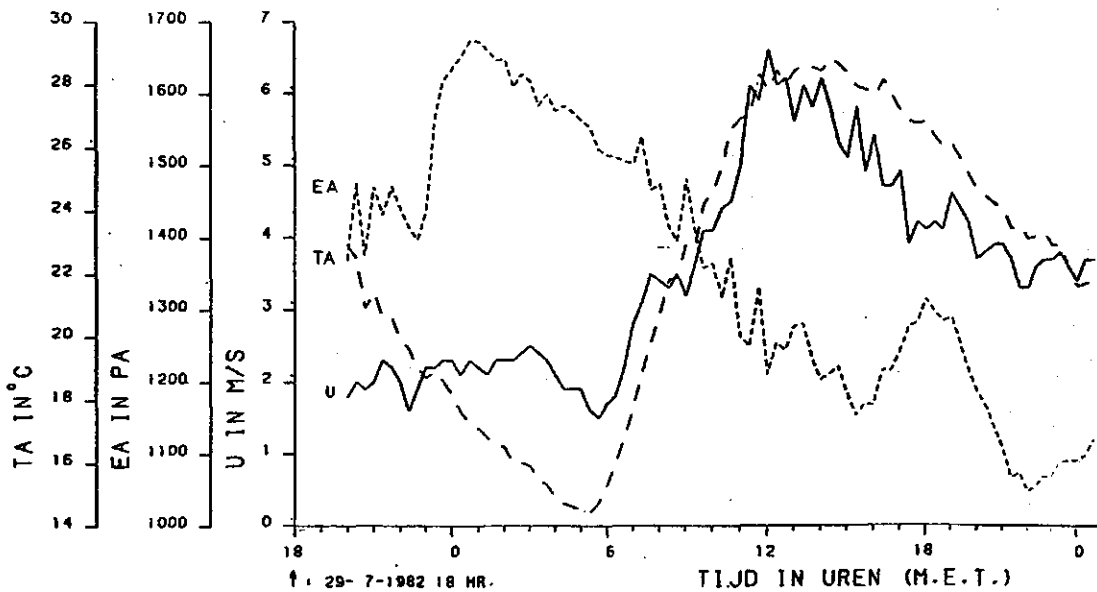


Fig. 21. Windsnelheid (U), waterdampspanning (EA) en luchttemperatuur (TA) op 30 juli 1982, gemeten op het meteorologisch station in het studiegebied Hupselsebeek

overdag ongeveer 30 W.m^{-2} kleiner dan onder natte omstandigheden. Dit wordt veroorzaakt door de hogere gewastemperatuur en de dienengevolge grotere uitgaande langgolvlige stralingsflux. Gedurende de nacht resulteren lagere gewastemperaturen bij droge grond in hogere netto stralingswaarden.

Onder natte omstandigheden fluctueert de latente warmteflux (LE) tot ongeveer 10.00 uur op dezelfde wijze als de netto stralingsflux, terwijl de voelbare warmteflux (H) verwaarloosbaar klein is. De netto stralingsenergie wordt dan nagenoeg geheel gebruikt voor de verdamping. Na 10.00 uur blijkt, dat ondanks een verdere toename van de netto stralingsflux de verdamping nauwelijks meer toeneemt. Het gewas kan niet voldoen aan de hoge verdampingsvraag van de atmosfeer, waardoor de huidmondjes enigszins gaan sluiten en de gewasweerstand toeneemt. Tegelijkertijd neemt dan ook de voelbare warmteflux en zij het in mindere mate, de bodenwarmteflux (G) toe.

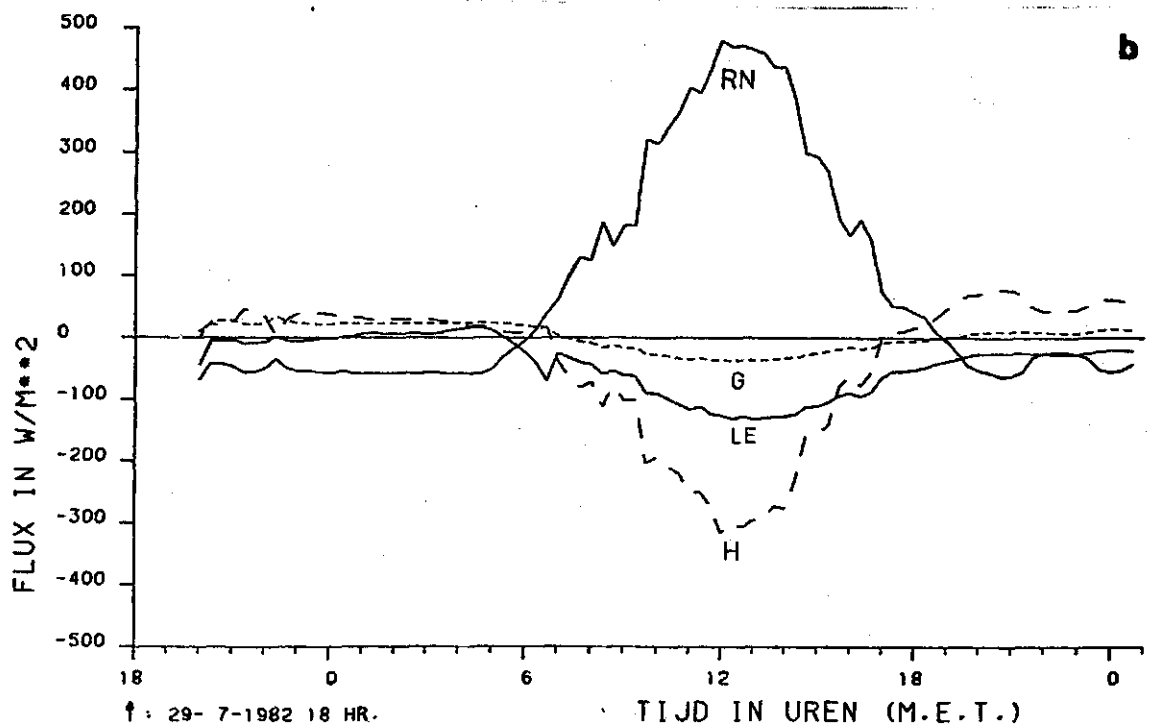
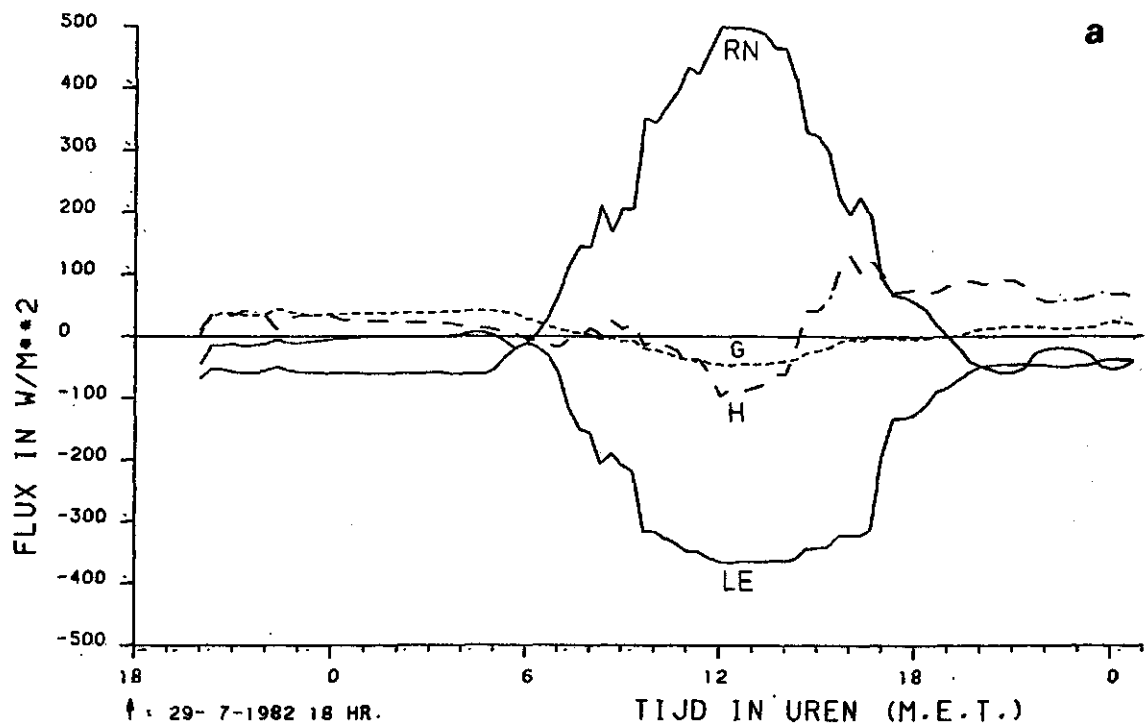


Fig. 22. Verloop van de nettostraling (R_n), de bodem- (G) en voelbare warmtestroom (H) en de verdamping (LE) op 30 juli 1982, berekend met het TERGRA model voor grasland met een hoogte van 10 cm bij een gemiddelde vochtspanning in de wortelzone van respectievelijk -10 kPa (fig. a) en -1000 kPa (fig. b)

Onder zeer droge omstandigheden in de wortelzone (fig. 22b) zijn de huidmondjes overdag geheel gesloten en de verdamping vindt nu slechts plaats door de cuticula van het blad en bereikt geen hogere waarde dan 134 W.m^{-2} . De verdampingsflux is midden overdag dan ook nagenoeg constant en alle schommelingen in de netto stralingsflux komen op identieke wijze terug in de voelbare warmteflux.

Midden overdag is zowel onder natte als droge omstandigheden de gesimuleerde gewastemperatuur hoger dan de luchttemperatuur (negatieve H). Er is sprake van onstabiele omstandigheden. Tegen de avond en onder natte omstandigheden zelfs al in de loop van de middag zakt de gewastemperatuur onder de luchttemperatuur (positieve H). Er is sprake van stabiele omstandigheden.

Verder blijkt dat de bodemwarmteflux relatief klein is vergeleken met de nettostralingsflux. De bodemwarmteflux bereikt midden overdag onder natte omstandigheden een maximale waarde van 8% van de netto stralingsflux. Onder droge omstandigheden is deze waarde zelfs nog lager. De verschillen tussen de waarden van G onder natte en droge omstandigheden worden veroorzaakt door verschillen in warmtegeleidingsvermogen, warmtecapaciteit en amplitude van de gewastemperatuur.

De fig. 23a en b laten het verloop van de termen van de energiebalans voor een maïsgekas zien onder respectievelijk natte en zeer droge omstandigheden. Als gevolg van de relatief lage gewas- en atmosferische weerstand is de verdamping van maïs onder natte omstandigheden aanzienlijk hoger dan die van gras. De atmosferische weerstand is relatief laag als gevolg van de hoge gewasruwheid. In het begin van de morgen (vóór ± 11.30) en in de namiddag (na ± 14.00) is de latente warmteflux zelfs veel hoger dan de netto stralingsflux. De gesimuleerde gewastemperatuur daalt onder de luchttemperatuur. Dit betekent dat de voelbare warmteflux naar het gewas toe is gericht. Er is sprake van stabiele omstandigheden: rond het middaguur wordt 90 tot 100% van de netto straling gebruikt voor de verdamping en ligt de gesimuleerde gewastemperatuur in de buurt van de luchttemperatuur. De voelbare warmteflux is verwaarloosbaar klein. Er is sprake van neutrale omstandigheden. De latente warmteflux is midden overdag nagenoeg constant als gevolg van het gedeeltelijk sluiten van de huidmondjes.

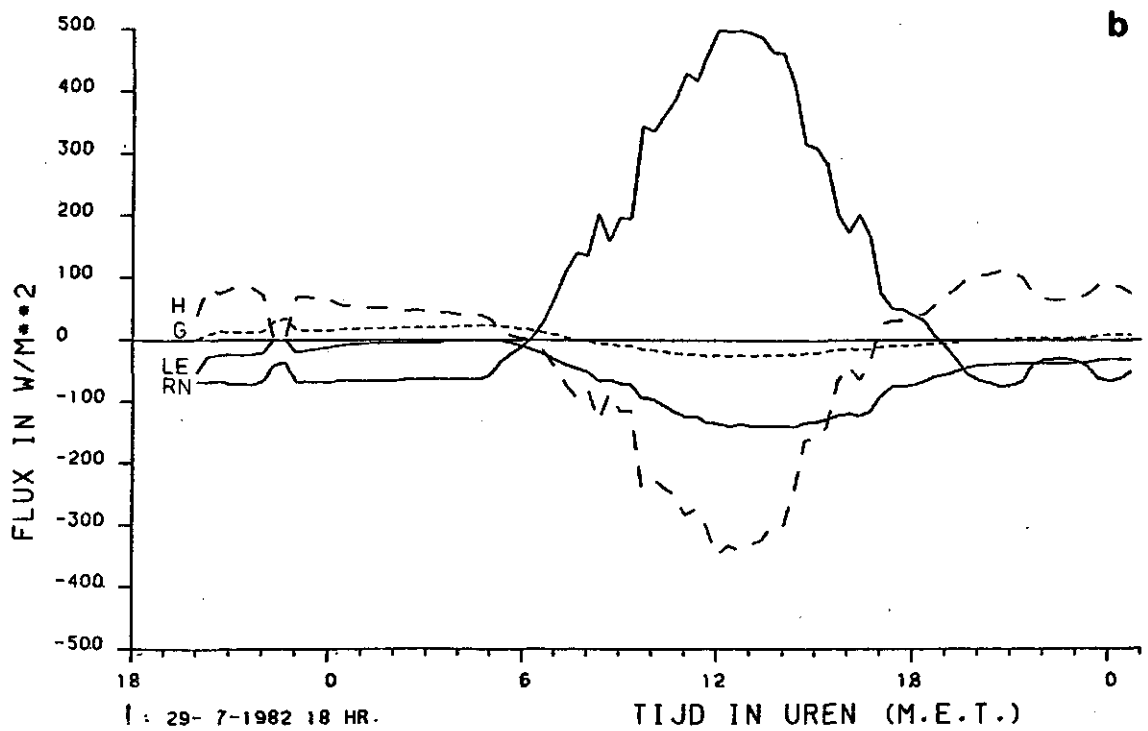
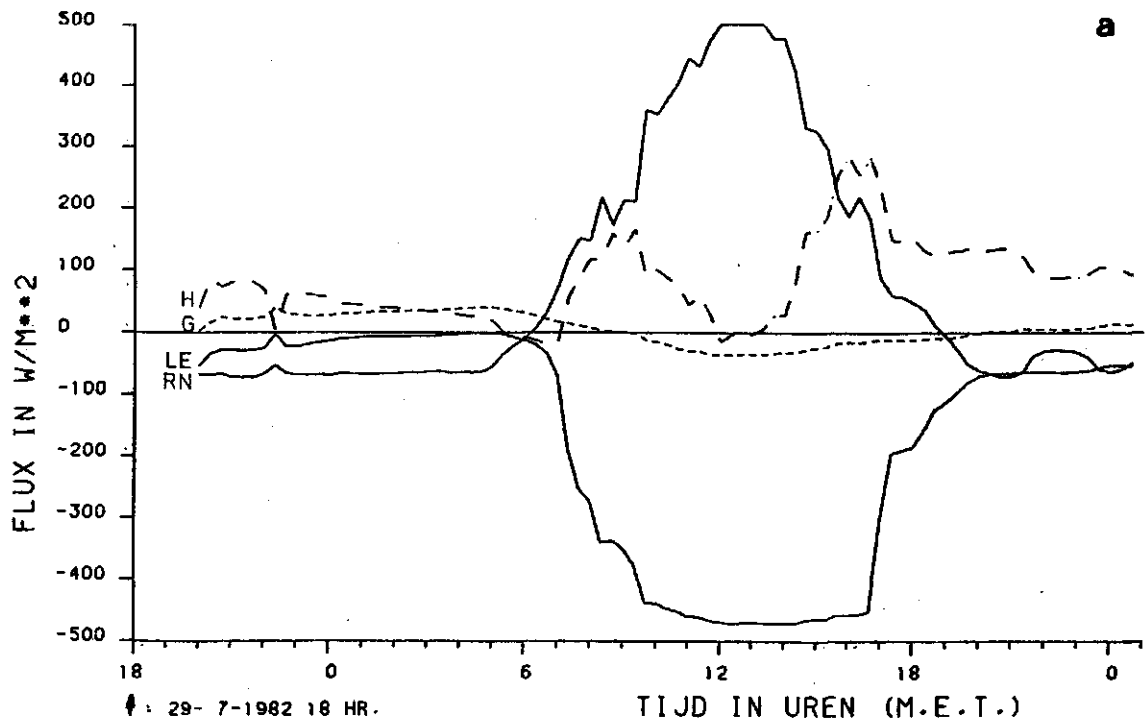


Fig. 23. Verloop van de nettostraling (R_n), de bodem- (G) en voelbare warmtestroom (H) en de verdamping (LE) op 30 juli 1982, berekend met het TERGRA model voor mais met een hoogte van 200 cm bij een gemiddelde vochtspanning in de wortelzone van respectievelijk -10 kPa (fig. a) en -1000 kPa (fig. b)

Bij vergelijking van de netto stralingsflux boven mais met die boven gras blijkt dat overdag de waarde boven mais steeds hoger is dan boven gras. Mais heeft een relatief lage gewastemperatuur en dientengevolge een kleinere uitgaande langgolvlige stralingsflux. Gedurende de nacht resulteren hogere gewastemperaturen bij mais in lagere netto-stralingswaarden.

Onder zeer droge omstandigheden heeft mais midden overdag, net als boven gras, een lage en constante verdampingsflux, terwijl de schommelingen in de netto straling op identieke wijze aanwezig zijn in de voelbare warmteflux.

5.3.4. De relatie tussen de gesimuleerde en de uit het warmtebeeld afgeleide gewastemperatuur

De uit warmtebeelden afgeleide gewastemperatuur en de met het TERGRA model gesimuleerde gewastemperatuur verschillen in fysische betekenis (NIEUWENHUIS en KLAASSEN, 1978). Een stralingsthermometer of thermische scanner meet een gemiddelde gewastemperatuur van een waargenomen gewasoppervlak. In het TERGRA model wordt onder de gewastemperatuur verstaan de geëxtrapoleerde waarde van de luchttemperatuur T_a naar een hoogte $d + Z_{oh}$ onder aanname van een logaritmisch temperatuurprofiel (zie vergelijking (5.8)). In de praktijk kunnen aanzienlijke verschillen tussen beide temperaturen optreden.

NIEUWENHUIS en PALLAND (1982) toonden echter aan, dat met remote sensing bepaalde verschillen in temperatuur tussen een goed en matig van water voorzien aardappelgewas goed overeen kwamen met gesimuleerde verschillen. Dit betekent dat met remote sensing waargenomen verschillen in gewastemperatuur met modelberekeningen kunnen worden vertaald in verdampingsverschillen. Als van een of meer referentiepercelen in het studiegebied de verdamping bekend is, kunnen de waargenomen gewastemperaturen over het hele gebied worden gerelateerd aan de temperatuur c.q. verdamping van de overeenkomstige gewassen op de referentiepercelen. Bij voorkeur worden de referentiepercelen gezocht in gebieden waar de gewassen optimaal van water zijn voorzien en de verdamping derhalve gelijk kan worden gesteld aan de potentiële.

Met behulp van gemeten vochtspanningen, de bodemkaart, de false colour foto's en het warmtebeeld zijn in het studiegebied een aantal

referentiepercelen opgezocht met potentiële of nagenoeg potentiële verdamping.

Percelen, die kort vóór of tijdens de opname worden berekend, komen niet in aanmerking als referentieperceel vanwege de invloed van het koude beregeningswater op de gewastemperatuur (zie ook par. 6.2.3).

Vervolgens is met behulp van false colour foto's en vegetatieopnamen in het veld het gras op de referentiepercelen ingedeeld in drie hoogteklassen, te weten kort, middelhoog en hoog gras. Voor de mais op de referentiepercelen is een hoogte aangenomen van 200 cm.

Tabel 10 laat de uit de warmtebeelden van het studiegebied (opgenomen op 30 juli 1982 om 12.40 MET van 3 km hoogte) afgeleide stralingstemperaturen en de met het TERGRA model gesimuleerde temperaturen van de gewassen op de referentiepercelen zien. Voor de gemiddelde vochtspanning in de wortelzone bij potentiële verdamping is bij de berekeningen een waarde aangenomen van -10 kPa.

Tabel 10. Gemeten stralingstemperaturen, gecorrigeerd voor de invloed van de atmosfeer en met het TERGRA model gesimuleerde temperaturen van gewassen op de referentiepercelen op 30 juli 1982, 12.40 MET

| Gewas | Gewastemperatuur T_c (°C) | |
|------------------|-----------------------------|-------------|
| | Gemeten | Gesimuleerd |
| Gras, kort | 29,0 | 30,3 |
| Gras, middelhoog | 28,5 | 29,9 |
| Gras, hoog | 28,0 | 29,5 |
| Mais | 26,0 | 28,1 |

Voor de gewassen op de referentiepercelen, die een volledige bodembedekking hebben, is de stralingstemperatuur nagenoeg gelijk aan de kinetische temperatuur (zie tabel 3). De stralingstemperaturen in tabel 11 zijn gemiddelde waarden van een aantal percelen. Bij simulaties met het TERGRA model zijn voor kort, middelhoog en hoog gras gewashoogten aangenomen van respectievelijk 5, 10 en 20 cm.

5.3.5. De relatie tussen de gewastemperatuur en de verdamping als functie van de gewashoogte

In de fig. 24 en 25 is het met het TERGRA model gesimuleerde verloop van respectievelijk de gewastemperatuur en de verdamping weergegeven gedurende een deel van de dag.

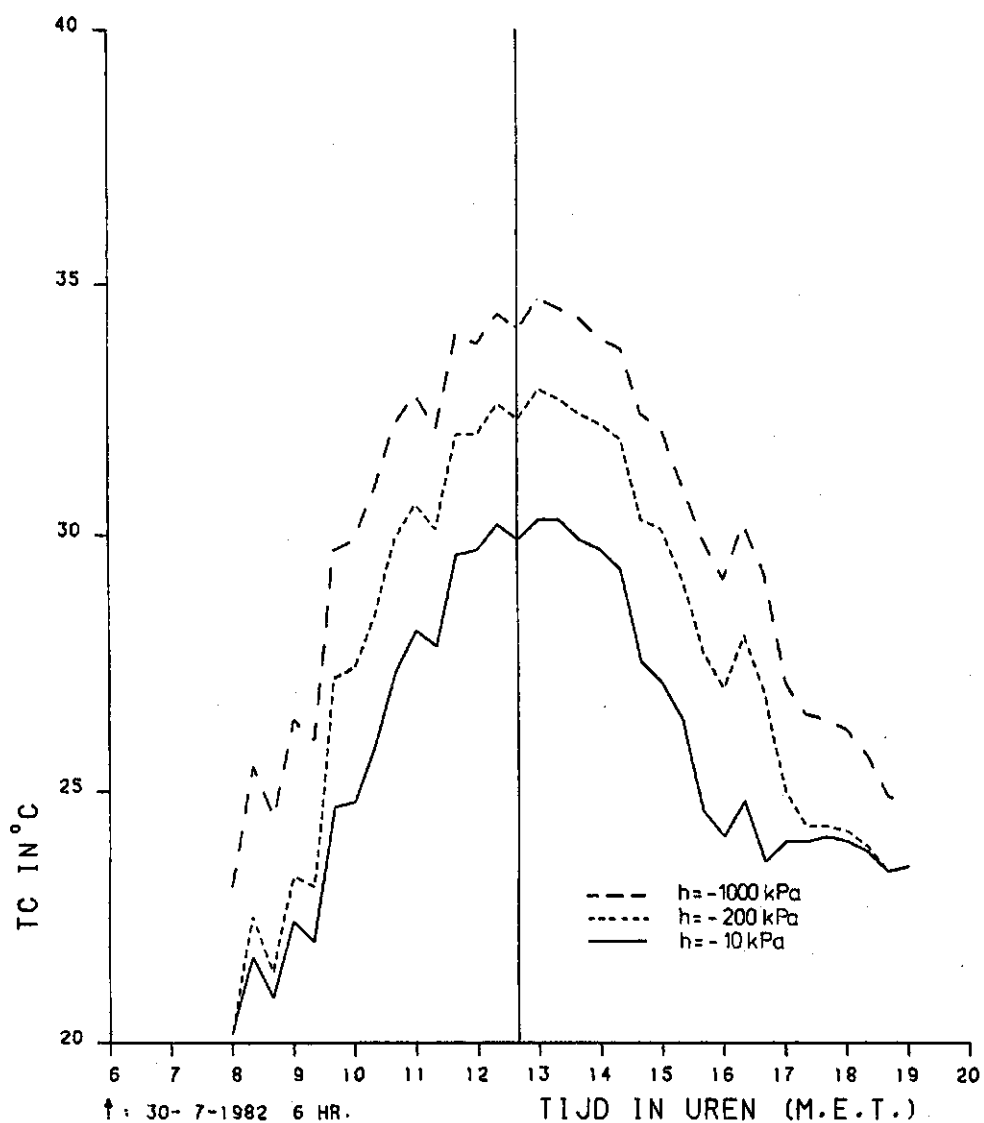


Fig. 24. Verloop van de gewastemperatuur (T_c) op 30 juli 1982 van gras met een hoogte van 10 cm, berekend met het TERGRA model bij gemiddelde vochtspanningen in de wortelzone (h) van -10, -200 en -1000 kPa

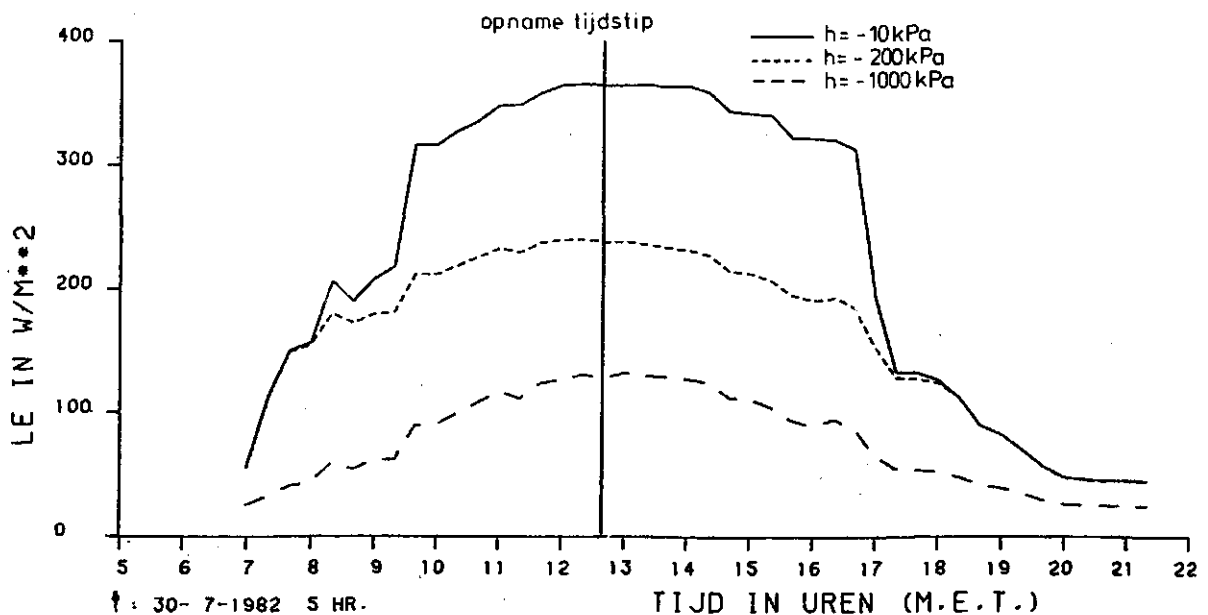


Fig. 25. Verloop van de dagverdamping (LE) op 30 juli 1982 van gras met een hoogte van 10 cm, berekend met het TERGRA model bij gemiddelde vochtspanningen in de wortelzone (h) van -10, -200 en -1000 kPa

De simulaties zijn uitgevoerd voor 30 juli 1982 bij gemiddelde vochtspanningen in de wortelzone van -10, -200 en -1000 kPa. Door integratie van de curves uit fig. 25 over de hele dag wordt de dagverdamping behorende bij de betreffende vochtspanning gevonden. Als simulaties met het TERGRA model worden uitgevoerd voor een reeks van vochtspanningen, dan kan de gesimuleerde gewastemperatuur op een bepaald tijdstip i.c. het opnametijdstip worden uitgezet tegen de (reductie in) dagverdamping. De gemeten en de gesimuleerde gewastemperatuur hebben echter een verschillende fysische betekenis, maar verschillen in gewastemperatuur kunnen wel worden vertaald in verdampingsverschillen (zie par. 5.3.4). Daarom is in de fig. 26a en 26b de reductie indagverdamping van respectievelijk gras en mais uitgezet tegen de gesimuleerde toename in gewastemperatuur ten opzichte van de gesimuleerde temperatuur van het betreffende gewas bij potentiële verdamping. De relaties zijn van toepassing op 30 juli 1982.

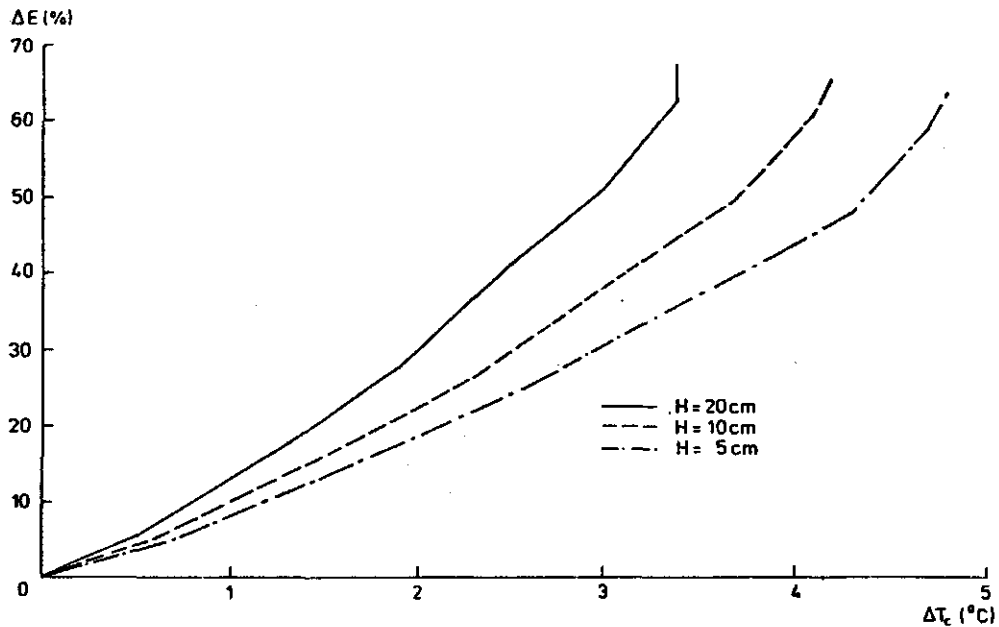


Fig. 26a. Toename in temperatuur van gras op 12.40 MET op 30 juli 1982 ten opzichte van die bij potentiële verdamping (ΔT_c), berekend met het TERGRA model, als functie van de reductie in dagverdamping (ΔE) bij gewashoogten van 5, 10 en 20 cm

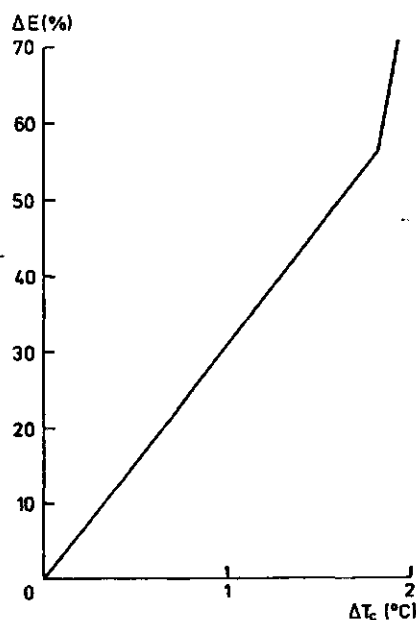


Fig. 26b. Toename in temperatuur van mais om 12.40 MET op 30 juli 1982 ten opzichte van die bij potentiële verdamping (ΔT_c), berekend met het TERGRA model, als functie van de reductie in dagverdamping (ΔE) bij een gewashoogte van 200 cm

De simulaties zijn uitgevoerd voor gras met hoogten van 5, 10 en 20 cm en voor mais met een hoogte van 200 cm. Duidelijk is de invloed van de gewashoogte waarneembaar. Bij een bepaalde verdampingsreductie is de toename in gewastemperatuur groter naarmate de gewashoogte geringer is. Ten gevolge van de geringere gewashoogte i.c. gewasruwheid neemt namelijk de atmosferische weerstand toe. Hierdoor is een grotere temperatuurgradiënt tussen gewas en atmosfeer nodig om de voelbare warmteflux in stand te houden.

Verder blijkt uit fig. 26a, dat voor grasland bij een verdampingsreductie van 70% de toename in gewastemperatuur varieert van $\pm 3,4^{\circ}\text{C}$ bij een gewashoogte van 20 cm tot $\pm 5^{\circ}\text{C}$ bij een gewashoogte van 5 cm. Bij mais neemt bij een verdampingsreductie van 70% de gewastemperatuur toe met $1,9^{\circ}\text{C}$ (fig. 26b). Bij dergelijke extreme reducties in verdamping gaat echter afsterven van het gewas een rol spelen, waardoor de relaties tussen de gewasweerstand en de bladwaterpotentialiaal (vergelijkingen (5.24) en (5.25) niet meer opgaan.

5.3.6. De invloed van de windsnelheid op de gewastemperatuur

Uit fig. 21 blijkt, dat er op 30 juli 1982 midden overdag een stevige wind stond. Tijdens de opname van het studiegebied van 3 km hoogte (12.40 MET) bedroeg de windsnelheid op het meteorologische station in het Hupselsebeek gebied $6,2 \text{ m.s}^{-1}$. Een hoge windsnelheid betekent een relatief lage atmosferische weerstand (zie vergelijking (5.10)), wat weer gevolgen heeft voor de gewastemperatuur.

In fig. 27 is voor 12.40 MET de gesimuleerde gewastemperatuur van gras met een hoogte van 10 cm bij gemiddelde vochtspanningen in de wortelzone van -10 en -200 kPa uitgezet tegen de windsnelheid (U). Het blijkt, dat de gewastemperatuur afneemt met toenemende windsnelheid.

Er is ook nagegaan wat de invloed van de windsnelheid is op verschillen in gewastemperatuur. In fig. 28 is de toename van de gewastemperatuur (ΔT_c), als de gemiddelde vochtspanning in de wortelzone afneemt van -10 naar -200 kPa, uitgezet tegen de windsnelheid U. De toename in gewastemperatuur om 12.40 MET is berekend met het TERGRA model voor grasland met een hoogte van 10 cm. Het is duidelijk dat de harde wind tijdens het vliegtijdstip niet alleen heeft gezorgd voor een verlaging van de gewastemperatuur, maar ook voor een nivellering van de verschillen in gewastemperatuur.

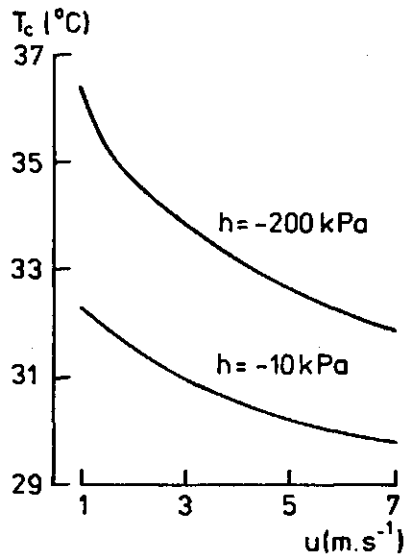


Fig. 27. Met het TERGRA model berekende temperatuur van gras met een hoogte van 10 cm om 12.40 MET op 30 juli 1982 als functie van de windsnelheid (U) bij gemiddelde vochtspanningen in de wortelzone (h) van -10 en -200 kPa

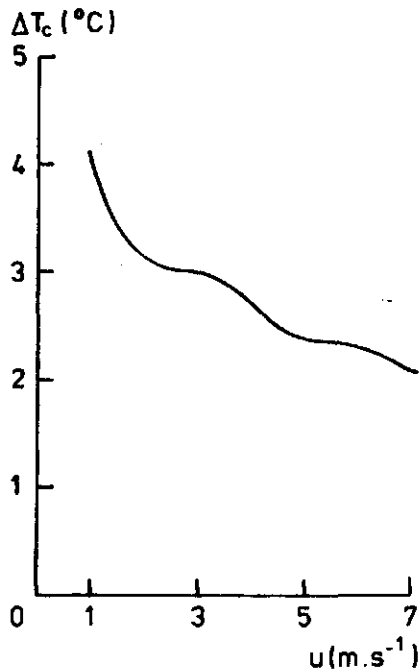


Fig. 28. Toename in gewastemperatuur (ΔT_c) om 12.40 MET op 30 juli 1982, als de gemiddelde vochtspanning in de wortelzone (h) afneemt van -10 naar -200 kPa, uitgezet tegen de windsnelheid (U). De berekeningen zijn uitgevoerd met het TERGRA model voor gras met een hoogte van 10 cm

6. HYDROLOGISCHE INTERPRETATIE VAN DE WARMTEBEELDEN EN FALSE COLOUR FOTO'S VAN HET STUDIEGEBIED 'T KLOOSTER

In dit hoofdstuk worden het warmtebeeld en de false colour foto's van het studiegebied rondom het pompstation 't Klooster besproken. De opnamen zijn gemaakt op 30 juli 1982 om 12.40 MET vanaf 3 km hoogte. Met behulp van de false colour foto's is een gewassenkaart van het gebied samengesteld. Tevens geven de false colour foto's informatie over de gewashoogte en de bodembedekking. Deze gegevens zijn nodig bij de interpretatie van het warmtebeeld. Vervolgens wordt nagegaan waar verdroging optreedt en in welke mate. Bovendien worden effecten en verspreiding van beregening bestudeerd. Tenslotte wordt ingegaan op de mogelijke oorzaken van de aanwezige verdroging.

6.1. De false colour foto's van het studiegebied

In fig. 29 is een false colour foto van een deel van het studiegebied te zien. Omdat nabij infrarode straling veel sterker door vegetatie wordt gereflecteerd dan zichtbaar licht heeft vegetatie op false colour foto's een rode kleur.

Door de invloed van de zonnestand is de boven (=noord) zijde van de foto duidelijk lichter van kleur dan de onderzijde.

De letter P geeft de plaats van het pompstation 't Klooster, het centrum van het studiegebied aan. Het pompstation ligt in een bosgebied: het Kloosterbos. Aan de kleur en structuur zijn bossen gemakkelijk te onderscheiden van landbouwgewassen. Omdat loofbomen over het algemeen meer nabij infrarode straling reflecteren dan naaldbomen hebben loofbomen meer een rode tint en naaldbomen een blauwe tint op de false colour foto.

Buiten het Kloosterbos en enkele andere bosgebieden bestaat het gebied op de foto voornamelijk uit landbouwgebied met grasland en mais als belangrijkste gewassen. Verspreid over het gebied komen verder enkele percelen met granen, bieten en aardappelen voor.

Enkele maispercelen zijn op de foto omlijnd en aangeduid met de letter m, eventueel gevolgd door een cijfer. Mais kan op grond van de kleur duidelijk worden onderscheiden van gras. In geval van twijfel



Fig. 30. Warmtebeeld



Fig. 29. False colour foto

Fig. 29 en 30. False colour foto (fig. 29) en warmtebeeld (fig. 30) van een deel van het studiegebied 't Klooster, opgenomen op 30 juli 1982 om 12.40 uur M.E.T. op 3 km hoogte. Het detailgebied uit fig. 32 en 33 en enkele percelen, die in de tekst genoemd worden, zijn omkaderd.

Voor de betekenis van de kleuren op het warmtebeeld zie tabel 11.

m = mais; g = gras; k = kale grond

kan de rijstructuur en de hoogte van mais uitkomst bieden. Een goed van water voorzien maisgewas heeft op 30 juli een hoogte van ± 200 cm. Dit verschil in hoogte ten opzichte van gras is onder de stereoscoop goed zichtbaar.

Op een enkel perceel is geen gewas aanwezig. Meestal betreft dit percelen waarop het grasland is gescheurd. Kale grond heeft op de false colour foto een blauwgrijze tot witte kleur. De percelen k en k1 zijn voorbeelden van dergelijke percelen.

De overige percelen betreffen in hoofdzaak graslandpercelen. Een aantal graslandpercelen zijn op de false colour foto aangegeven met de letter g eventueel gevolgd door een cijfer. Afhankelijk van de bedekking en de gewashoogte varieert de kleur op de false colour foto. Bij een geringe bodembedekking wordt de kleur mede bepaald door de kale grond, die tussen het gewas zichtbaar is, terwijl naarmate de bodembedekking en de gewashoogte toenemen de rode kleur op de foto feller wordt als gevolg van toenemende reflectie van de nabij infrarode straling.

Tenslotte moet nog worden gewezen op een zandwinplas ten zuiden van het Kloosterbos, op de foto aangegeven met de letter w.

6.2. H e t w a r m t e b e e l d v a n h e t s t u d i e g e b i e d

In fig. 30 is het warmtebeeld te zien van een deel van studiegebied. Het gebied op het warmtebeeld komt nagenoeg overeen met het gebied op de false colour foto. De letter P geeft weer de plaats aan van het pompstation 't Klooster. Alle op de false colour foto in fig. 29 omliggende percelen zijn ook op het warmtebeeld aangegeven met dezelfde letter-cijfer code. Als gevolg van de wijze van opname is de schaal van het warmtebeeld enigszins vertekend (zie ook par. 3.1).

Op het warmtebeeld komen verschillende kleuren overeen met verschillende stralingstemperaturen. De stralingstemperatuur neemt toe in de volgende kleurvolgorde: zwart-blauw-groen-geel-oranje-bruin-rood-wit. In tabel 11 zijn de bij de verschillende kleuren behorende stralingstemperatuurtrajecten gegeven. De stralingstemperaturen in tabel 11 zijn met behulp van vergelijking (4.9) gecorrigeerd voor de invloed van de atmosfeer. Als in het vervolg van dit hoofdstuk

wordt gesproken over stralingstemperaturen, worden steeds voor de invloed van de atmosfeer gecorrigeerde stralingstemperaturen bedoeld. Voor vegetatie met een emissiecoëfficiënt van 0,98 is de stralingstemperatuur nagenoeg gelijk aan de kinetische gewastemperatuur (zie tabel 3).

Tabel 11. De relatie tussen de stralingstemperatuur en de kleur op het warmtebeeld in fig. 30. De stralingstemperaturen zijn gecorrigeerd voor de invloed van de atmosfeer

| Kleur | Stralingstemperatuur (°C) |
|-------------|---------------------------|
| Zwart | ≤ 26,0 |
| Donkerblauw | 26,0 - 27,0 |
| Lichtblauw | 27,0 - 28,0 |
| Donkergroen | 28,0 - 29,0 |
| Lichtgroen | 29,0 - 30,0 |
| Geel | 30,0 - 31,0 |
| Oranje | 31,0 - 32,0 |
| Bruin | 32,0 - 33,0 |
| Rood | 33,0 - 34,0 |
| Wit | > 34,0 |

Bebouwing, wegen en kale grond tonen een relatief hoge stralingstemperatuur, terwijl open water een lage stralingstemperatuur toont.

Achtereenvolgens worden bos, mais en grasland besproken, waarbij aandacht wordt geschonken aan de stralingstemperatuur van deze gewassen en de vertaling van deze temperatuur in een verdampingsreductie. Hierbij wordt ervan uitgegaan, dat de in paragraaf 5.3.5 gegeven relaties tussen de gewastemperatuur en de verdamping van toepassing zijn voor alle in het gebied aanwezige bodemprofielen. De relatie tussen de gewastemperatuur en verdamping wordt namelijk in hoofdzaak bepaald door de gewasruwheid en gewassoort en is nagenoeg onafhankelijk van de bodemkundige eigenschappen.

6.2.1. De stralingstemperatuur en verdamping van bossen

Op het warmtebeeld is te zien dat bossen een relatief lage stralingstemperatuur hebben. Dit zou er op kunnen wijzen, dat de bossen over voldoende water beschikken. Gezien de aanwezige hydrologische omstandigheden op het moment van opname is dat echter niet erg waarschijnlijk. Door de hoogte en de grillige vorm van de bomen is de atmosferische weerstand zeer laag, waardoor slechts een geringe temperatuurgradiënt nodig is om de bij afname in verdamping vrijkomende warmte af te voeren. Daardoor is, bij bomen, een hoge verdampingsreductie nauwelijks zichtbaar op een warmtebeeld.

6.2.2. De stralingstemperatuur en verdamping van mais

Een goed van water voorzien maisgewas bedekt op 30 juli 1982 de bodem volledig, zodat de waarneming niet wordt beïnvloed door de temperatuur van de kale grond.

De uit het warmtebeeld afgeleide stralingstemperatuur van een potentieel verdampend maisgewas bedraagt 26°C. Deze temperatuur ligt 2° onder de in het studiegebied Hupselsebeek gemeten luchttemperatuur. De metingen op het meteorologisch station vinden echter plaats boven grasland. De luchttemperatuur op dezelfde hoogte boven een maisgewas is vermoedelijk iets lager.

Omdat de uit de metingen boven grasland afgeleide waarden van de luchttemperatuur, luchtvochtigheid en windsnelheid boven mais kunnen afwijken van de werkelijk in het veld aanwezige waarden, kan ook de met het TERGRA model gesimuleerde verdamping enigszins afwijken van de werkelijke waarde. Omdat echter relatieve waarden worden toegepast voor de verdamping, heeft dit geen consequenties voor de interpretatie van het warmtebeeld.

Referentiepercelen met een optimaal verdampend maisgewas hebben een stralingstemperatuur van 26 °C. Enkele maispercelen vertonen een temperatuur overeenkomend met die van de referentiepercelen. Op het warmtebeeld is dit te zien aan een overheersend zwarte kleur (zie b.v. perceel m1 en m2). Op al deze percelen is dus voldoende vocht aanwezig om aan de verdampingsvraag te voldoen.

Een aantal maispercelen vertoont een donkerblauwe kleur (b.v. perceel m3), hetgeen overeenkomt met een stralingstemperatuur tussen

de 26° en 27°C (zie tabel 12). Bij een temperatuurrange van 26 tot 27 °C worden overeenkomstige reducties in verdamping gevonden van 0 tot 30% (zie fig. 26b).

Stralingstemperaturen kunnen met een nauwkeurigheid van 0,1°C uit het warmtebeeld worden afgeleid met behulp van een digitaal verwerkingssysteem. Zo heeft perceel M3 een stralingstemperatuur van 26,4°C. Hiermee komt overeen een reductie in verdamping van 12%.

Daarnaast vertoont een aantal maispercelen een lichtblauwe kleur op het warmtebeeld, zie bijvoorbeeld perceel m4, hetgeen overeenkomt met een stralingstemperatuur tussen 27 en 28°C, i.c. een verdampingsreductie tussen 30 en 70%.

Tenslotte vertonen op het warmtebeeld een aantal maispercelen plekken met een groene, gele, oranje en bruine kleur. Binnen deze percelen zijn meestal ook delen met een blauwe kleur aanwezig (zie b.v. de percelen m5, m6 en m7). Volgens fig. 26b betekent een groene, gele, oranje of bruine kleur, dat het gewas aan het afsterven is. In de praktijk blijken deze kleuren echter overeen te komen met een relatief laag en sterk verdrogend maisgewas. Door de geringere hoogte i.c. ruwheid van het gewas is de atmosferische weerstand boven dit gewas hoger dan boven mais met een hoogte van 200 cm. Hierdoor zal een bepaalde verdampingsreductie een hogere gewastemperatuur tot gevolg hebben dan volgt uit fig. 26b. Bovendien neemt bij vedroging door het krullen van de bladeren de bodembedekking af. Onder die omstandigheden wordt de waargenomen oppervlaktetemperatuur mede bepaald door de relatief hoge temperatuur van de kale grond.

Binnen deze percelen is de grote variatie in stralingstemperatuur op korte afstand en het grillige verdrogingspatroon opvallend. Bij vergelijking van het warmtebeeld met de false colour foto blijkt, dat sterk verdrogende mais duidelijk als zodanig herkenbaar is op de false colour foto. De als gevolg van verdroging veranderende gewasstructuur heeft invloed op het reflectiegedrag.

6.2.3. De stralingstemperatuur en verdamping van gras

Op het warmtebeeld varieert de kleur van graslandpercelen van zwart tot wit, dat wil zeggen dat de stralingstemperatuur van grasland sterk varieert. De stralingstemperatuur van potentieel verdampend

grasland ligt voor hoog en laag grasland respectievelijk op 28 en 29°C (lichtblauw en donkergroen op het warmtebeeld). Uit vergelijking van het warmtebeeld met gegevens verzameld door VEGT (1982) blijkt, dat graslandpercelen met een lagere stralingstemperatuur overeenkomen met beregende percelen. Voorbeelden van beregende percelen zijn g1 en g2.

De laagste stralingstemperaturen worden aangetroffen op de percelen, die tijdens of kort vóór de vlucht zijn beregend. Op deze percelen wordt de oppervlaktetemperatuur sterk beïnvloed door het op het maaiveld aanwezige koude grondwater dat wordt gebruikt voor de berekening. Op het warmtebeeld worden op deze percelen stralingstemperaturen aangetroffen tussen de 24 en 26°C. Ook enkele dagen na het tijdstip van berekening is de invloed hiervan nog merkbaar op het warmtebeeld. De verklaring hiervoor moet waarschijnlijk worden gezocht in een verlaging van de bodemtemperatuur als gevolg van het koude beregeningswater. De lage bodemtemperatuur zorgt voor een verandering van de temperatuur binnen het gewas. Afhankelijk van de temperatuur van het beregeningswater, de hoeveelheid in de bodem geïnfiltreerd water en de atmosferische omstandigheden kan het enkele dagen duren eer de invloed van het koude water op de stralingstemperatuur is verdwenen. Bovendien staat juist op de beregende delen een fris groen gewas dat goed van water is voorzien. Als gevolg van de hogere verdamping hebben de beregende delen een lagere gewastemperatuur dan de verdrogende delen waar geen water terecht gekomen is. Als de directe invloed van het koude beregeningswater op de oppervlaktetemperatuur is verdwenen, kunnen, zolang de met berekening toegediende hoeveelheid water nog niet is uitgeput, de beregende percelen worden gebruikt als referentiepercelen met vermoedelijk een potentieel verdampend gewas.

Behalve aan de lage stralingstemperatuur is berekening vaak ook te herkennen aan het wat gespikkelde en afgeronde patroon op het warmtebeeld, ontstaan door de voortdurende verplaatsing van de sproeiers. De vorm van de patronen is bepaald door de vlieghoogte (schaal van de opname) en door de tijdsduur tussen berekening en opname.

Fig. 31 geeft een voorbeeld hoe berekening zich op het warmtebeeld kan



Fig. 31. Warmtebeeld met voorbeeld van beregening.

Zwart is koud en wit is warm

manifesteren. In deze figuur komt zwart overeen met een lage en wit met een hoge temperatuur. De verdeling van het water rond de sproei-nippels is waarneembaar.

Vaak zijn beregeningspatronen ook waarneembaar op de false colour foto's. De beregende delen met fris groen gras vertonen scherpe grenzen met de delen met verdrogend gras, waar geen water terecht gekomen is. Bij vergelijking van de false colour foto's met de warmtebeelden blijkt duidelijk het groter ruimtelijk scheidend ver-mogen van de false colour foto's. Op foto's, die van niet al te grote hoogte zijn opgenomen, zijn, indien tijdens de vlucht wordt beregend, de afzonderlijke sproeiers zichtbaar. Ook kan, tot vele dagen na de beregening, gedetailleerde informatie worden verkregen over de verdeling van het water rond de sproeiers.

Gebleken is dat beregening waarneembaar is op warmtebeelden en false colour foto's. Bij het onderzoek naar droogteschade moeten deze percelen buiten beschouwing worden gelaten. Wanneer in de toekomst echter de oppervlakte beregend grasland toeneemt - in het studiegebied rondom het pompstation 't Klooster is in 1982 al 39% van de oppervlakte grasland, wat gelijk is aan 30% van de oppervlakte cultuurgrond, be-regend (VEGT, 1982) - resteren er steeds minder percelen voor het opsporen van verdroging.

Beregening van andere gewassen dan gras vindt nog slechts op beperkte schaal plaats.

Uit fig. 26a en tabel 11 kan worden afgeleid, dat afhankelijk van de mate van verdampingsreductie en de hoogte van het gewas de waargenomen stralingstemperatuur van niet beregend gras uiteen loopt van 28°C tot 34°C. Een stralingstemperatuur van 28°C komt overeen met een lichtblauwe kleur op het warmtebeeld en een stralings-temperatuur van 34°C met een rode kleur. Op het warmtebeeld is te zien, dat de hele reeks van temperaturen tussen 28 en 34°C aanwezig is. Opgemerkt moet worden dat de van het warmtebeeld afgeleide stralingstemperaturen zonder kennis van de aanwezige bodembedekkingsgraad niet vertaald mogen worden naar gewastemperaturen. Dit wordt geïllustreerd aan de hand van een voorbeeld. De grote witte vlek op het warmtebeeld ten noord-oosten van het Kloosterbos zou kunnen wijzen op sterke verdroging. Bij nadere beschouwing van het gebied op de false colour foto blijkt echter, dat de bodembedekking hier gering tot zeer gering is. De hoge temperatuur op het warmtebeeld wordt dan ook voornamelijk veroorzaakt door de zichtbare warme kale grond. Ondanks het feit dat in het betreffende gebied, veel kale grond tussen het gewas zichtbaar is, waardoor een kwantitatieve analyse moeilijk is, kan toch nog wel kwalitatief het een en ander uit de opnamen worden afgeleid. Een aantal percelen is kortgeleden gemaaid. Door de droge omstandigheden komt het korte gras moeilijk en onregelmatig tot hergroei. Dit blijkt uit het vlekkerige patroon op de false colour foto. Een aantal andere percelen is - mogelijk vanwege de slechte gewastoestand als gevolg van de droogte - gescheurd en opnieuw ingezaaid. Ook op deze percelen komt de groei onregelmatig op gang.

In het gebied rondom de kruising van zes wegen ten zuiden van het Kloosterbos is wel duidelijk sprake van verdroging. De kruising is aangeduid met de letter s. Hier is de invloed van de kale grond op de stralingstemperatuur veel minder en komen hoge verdampingsreducties voor. Zo vertoont perceel g3 een verdampingsreductie van $\pm 50\%$. Ook op de false colour foto is door een vlekkerig patroon het optreden van droogteschade in dit gebied waarneembaar. Het perceel, grenzend aan de kruising, dat is aangeduid met een b is een sterk verdrogend bietenperceel.

6.3. Voorbeeld van een verdampingsreductiekaart

Gebleken is, dat interpretatie van het warmtebeeld niet mogelijk is zonder nadere gegevens betreffende de bodembedekking en de gewashoogte. Met behulp van deze gegevens kan de waargenomen stralingstemperatuur worden vertaald in een gewastemperatuur. Vervolgens kan van het gebied een verdampingsreductiekaart worden vervaardigd. Omdat het vervaardigen van een dergelijke kaart met de hand erg bewerkelijk is, wordt geprobeerd dit in de toekomst te automatiseren. Voor een beperkt gebied is een dergelijke kaart met de hand vervaardigd (fig. 32). Dit gebied is omkaderd op de false colour foto en het warmtebeeld in fig. 29 en 30.

Met behulp van de false colour foto is een schatting gemaakt van de hoogte van het gras. Voor mais, die er volgens de false colour foto goed bij staat, is een gewashoogte aangenomen van 200 cm. Vervolgens is aan de hand van de gemiddelde stralingstemperatuur en de relaties tussen de stralingstemperatuur en de verdamping uit de fig. 26a en 26b aan ieder perceel een verdampingsreductie toegekend. In fig. 32 zijn vijf verdampingsreductieklassen onderscheiden. Aan één perceel is over het algemeen één reductieklasse toegekend. Slechts wanneer grote delen van één perceel in verschillende reductieklassen vallen, zijn deze afzonderlijk aangegeven.

Als gevolg van de sterke invloed van de kale grond op de oppervlaktetemperatuur is het mogelijk, dat in sommige gevallen de gewastemperatuur en bijgevolg de verdampingsreductie wordt overschat. Wanneer deze invloed duidelijk aanwezig was, is hiermee bij de toekenning van de reductieklasse rekening gehouden. Aan percelen met overheersend kale grond is geen reductieklasse toegekend. Beregende percelen zijn afzonderlijk aangegeven.

In fig. 33 zijn op het warmtebeeld van hetzelfde gebied de aanwezige bodemeenheden en grondwatertrappen aangegeven (KLEINSMAN e.a., 1973).

Met het TERGRA model wordt de dagverdamping bepaald. Vaak is echter informatie gewenst over de verdampingsreducties die zijn opgetreden gedurende een heel groeiseizoen. Hiervoor kunnen modellen worden gebruikt, die afhankelijk van atmosferische omstandigheden, bodemopbouw, grondwaterstand en gewassoort de optredende verdamping

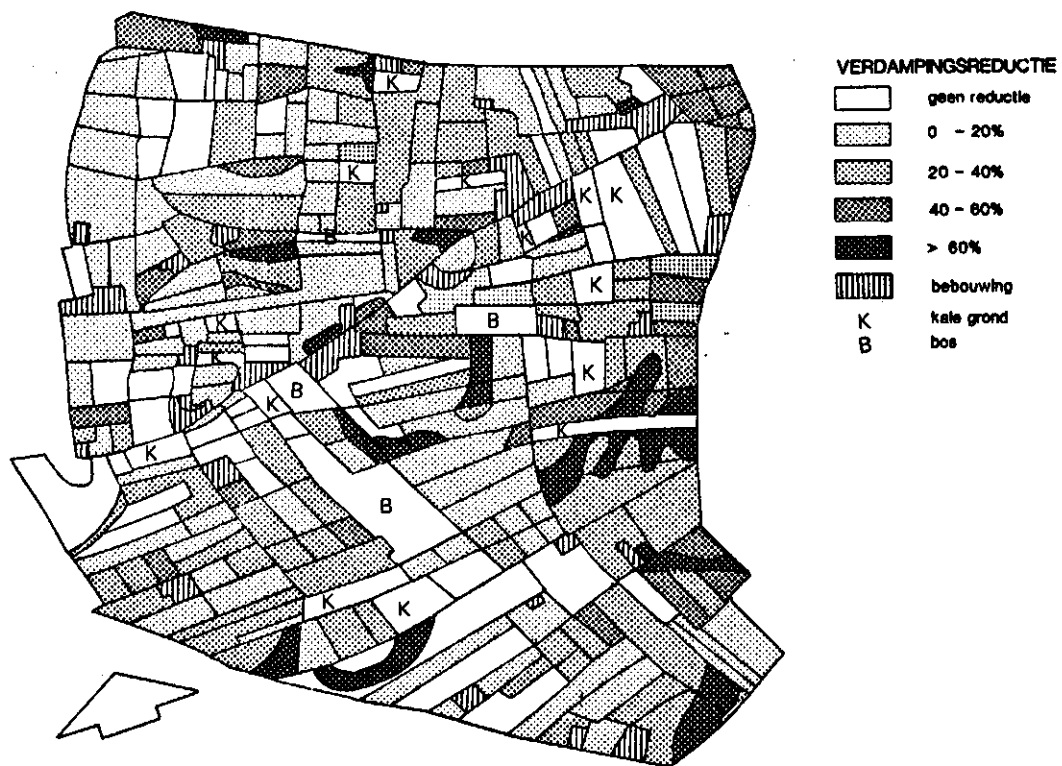
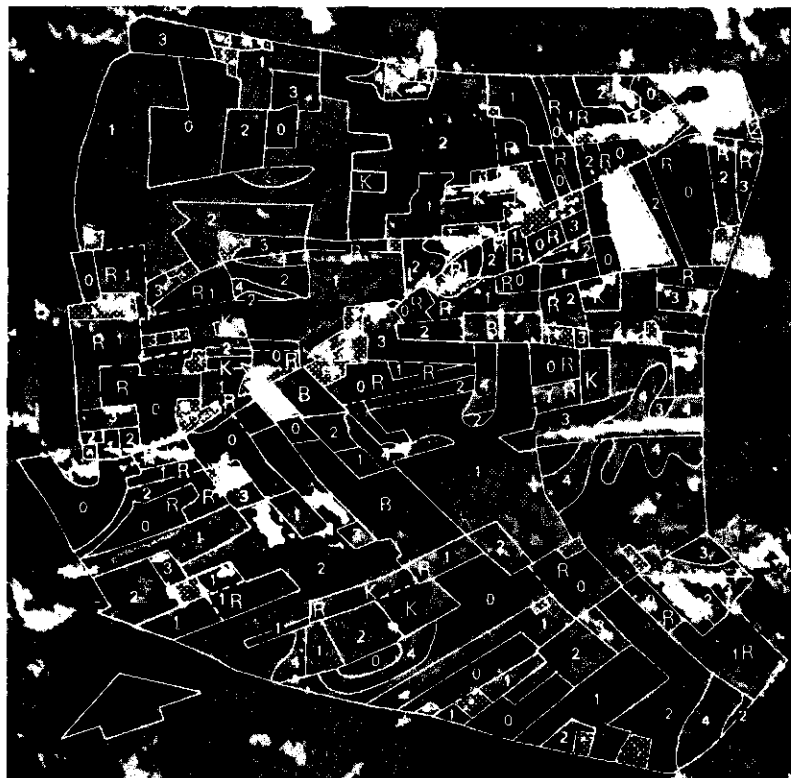


Fig. 32a

Fig. 32a, b. Verdampingsreductiekaart van een deel van het studiegebied, dat is aangegeven in fig. 29 en fig. 30. De reductiekaart in fig. 32b is ingetekend op het warmtebeeld

Fig. 33. Bodem- en grondwatertrappenkaart van het deel van het studiegebied, dat is aangegeven in fig. 29 en fig. 30, ingetekend op het warmtebeeld



VERDAMPINGSREDUCTIE

- 0 geen reductie
- 1 0 - 20%
- 2 20 - 40%
- 3 40 - 60%
- 4 > 60%
- ▨ bebouwing
- K kale grond
- B bos
- R beregening

Fig. 32b



ZANDGRONDEN

VELDPODZOL, $A_1 < 30\text{cm}$

- Hn53 matig fijn, zwak lemig
- Hn54 matig fijn, zwak en sterk lemig

LAARPODZOL, $30 < A_1 < 50\text{cm}$

- cHn53 matig fijn, zwak lemig

ENKEERDGROND, $50 < A_1 < 80\text{cm}$

- E54 matig fijn, zwak en sterk lemig

BEEKEERDGROND, $15 < A_1 < 30\text{cm}$

- tZg55 matig fijn, sterk lemig
- tZg45 zeer en matig fijn, sterk lemig

N.B. Van alle bovenstaande zandgronden is de textuur van de bovengrond gegeven en is de bovenste 20 a 30cm humeus

GRONDWATERTRAPPEN

| Grondwatertrap | III | IIIa | IV | V | VI | VII |
|----------------|--------|--------------------------------|--------|------|-------|--------|
| GHG | <40 | nattere vocht-toestand dan III | <40 | <40 | 40-80 | 80-140 |
| GLG | 80-120 | | 80-120 | <120 | <120 | <160 |

Fig. 33

gedurende het groeiseizoen simuleren. In het studiegebied rondom het pompstation 't Klooster worden twee modellen gebruikt, een één dimensionaal model, dat de verdamping simuleert voor één bepaalde plaats (SWATRE model; Belmans e.a., 1983) en een driedimensionaal model, dat de regionale verspreiding van de verdamping simuleert (GELGAM model; DE LAAT en AWATER, 1978). Met deze modellen wordt de situatie gedurende het gehele groeiseizoen gesimuleerd. Voor de vluchtdagen moeten de resultaten verkregen met dergelijke modellen overeenkomen met hetgeen uit de warmtebeelden volgt. Zo kunnen op bepaalde momenten de modelresultaten worden getoetst. Deze toetsing is momenteel nog niet uitgevoerd.

6.4. O o r z a k e n v a n d e o p t r e d e n d e v e r - d r o g i n g

In de voorafgaande paragrafen is uiteengezet hoe een warmtebeeld vertaald kan worden in een verdampingsreductiekaart. Een volgende belangrijke stap is het vaststellen van de oorzaak van de aanwezige verdampingsreducties. In deze paragraaf volgt een kwalitatieve bespreking van de oorzaken van de op 30 juli 1982 optredende verdroging. Een gedetailleerde kwantitatieve analyse onderbouwd door berekeningen met het SWATRE en GELGAM model komt in een volgend deelrapport aan de orde.

Op een niet beregend perceel is de hoeveelheid voor het gewas beschikbaar bodemvocht op 30 juli 1982 afhankelijk van de dikte en het vochtvasthoudend vermogen van de wortelzone, de capillaire eigenschappen van de ondergrond en de diepte van de grondwaterstand beneden de onderkant van de wortelzone. De mate van verdroging wordt dus behalve door de diepte van de grondwaterstand bepaald door de bodemkundige opbouw. Het ligt daarom voor de hand om het warmtebeeld te vergelijken met de bodem- en grondwatertrappenkaart van het gebied. Hiervoor is de bodem- en grondwatertrappenkaart van het ruilverkavelingsgebied Hengelo-Zelhem gebruikt (KLEINSMAN e.a., 1973). Bij deze bodemkaart is een bijlage aanwezig, waarop voor alle boorpunten in het gebied informatie over de ondergrond tot 1,20 m beneden maaiveld is gegeven. Alle in het studiegebied aanwezige bodemtypen worden besproken. Enkele voorbeelden hiervan staan in fig. 33.

Op de e n k e e r d g r o n d e n staan de gewassen er ondanks de diepe grondwaterstanden (Gt VII en VII*) over het algemeen goed tot redelijk goed bij. Binnen de maispercelen is geen of slechts geringe verdroging waarneembaar. De vrij dikke esdekken in dit gebied (op veel plaatsen dikker dan 80 cm!) en de diepe beworteling van mais zorgen voor een grote hoeveelheid voor het gewas beschikbaar vocht in het begin van het groeiseizoen, waarvan het gewas lang kan profiteren. Bovendien treedt door de meestal fijnzandige en zwaklemige ondergrond mogelijk nog enige nalevering vanuit de ondergrond op.

Voor de graslandpercelen op de enkeerd gronden varieert de verdampingsreductie tussen 0 en 40%. Tengevolge van de geringere dikte van de effectieve wortelzone (maximaal 50 cm) begint het voor grasland, afhankelijk van de dikte van het esdek, de diepte van de grondwaterstand en de capillaire eigenschappen van de ondergrond, plaatselijk moeilijk te worden om aan de hoge verdampingsvraag te voldoen.

Ook op de b e e k e e r d g r o n d e n zijn de verdampingsreducties van gras en mais over het algemeen gering tot zeer gering en variëren tussen 0 en 30%. Enkele percelen vertonen een hogere reductie.

Met name op de beekerdgronden gelegen op enkele honderden meters ten noordoosten van het pompstation treden hoge verdampingsreducties op. Vermoedelijk is door de diepe grondwaterstand de capillaire nalevering vanuit de ondergrond onvoldoende om aan de verdampingsvraag te voldoen.

De beekerdgronden behoren tot grondwatertrap III of V. De bovengrond van de aanwezige beekerdgronden varieert in dikte van 15 tot 30 cm.

De g o o r e e r d g r o n d e n beslaan maar een kleine oppervlakte in het gebied. De dikte van de bovengrond varieert net als bij de beekerdgronden van 15 tot 30 cm. Nagenoeg alle gooreerdgronden in het gebied behoren tot grondwaterstrap V. De gewassen op deze gronden vertonen een geringe tot matige verdampingsreductie. De indruk bestaat dat de gooreerdgronden enigszins droogtegevoeliger zijn dan de beekerdgronden.

In het natuurgebied Het Zand en ten zuidwesten van dit gebied liggen k a n t e e r d-, v o r s t- e n d u i n v a a g g r o n d e n. Deze gronden, die tot grondwatertrap VII en VII* behoren en waarvan de ondergrond uit leemarm en zwaklemig matig fijn zand bestaat, zijn zeer droogtegevoelig. Als gevolg van de diepe grondwaterstanden en de matige capillaire eigenschappen van de ondergrond, zijn de gewassen op deze profielen voor hun vochtvoorziening geheel afhankelijk van de vochtvoorraad in het begin van het groeiseizoen en de neerslag gedurende het groeiseizoen. De verdampingsreducties op deze profielen op 30 juli 1982 zijn zeer hoog (tot 70%). Plaatselijk begint het gewas zelfs af te sterven.

Tenslotte worden de p o d z o l g r o n d e n beschouwd. Deze bodems, die het meest in het gebied voorkomen, behoren overwegend tot de grondwatertrappen V en VI. De dikte van de bovengrond varieert voor de humus podzolgronden van 20 tot 30 cm en voor de laarpodzolgronden van 30 tot 50 cm. Het zwaklemige, fijne jonge dekzand, dat bijna in alle podzolprofielen onder de wortelzone wordt aangetroffen, wordt gekenmerkt door een zeer homogene opbouw.

Nadere bestudering van de percelen met een podzolgrond op het warmtebeeld en de beschikbare bodemkundige gegevens van het gebied laat zien, dat de optredende verdampingsreducties sterk samenhangen met de diepte van het (zeer) sterk lemige zeer fijnzandige oude dekzand en de grondwaterstand. Dit oude dekzand heeft een goed vochtvasthoudend vermogen en goede capillaire eigenschappen. De goede capillaire eigenschappen zorgen met name als het oude dekzand vrij ondiep onder het oppervlak aanwezig is en bij niet te diepe grondwaterstand, gedurende lange tijd voor voldoende aanvoer van vocht uit de ondergrond. Op dergelijke profielen zijn de verdampingsreducties op 30 juli 1982 dan ook beperkt. De mais- en graslandpercelen vertonen verdampingsreducties, die afhankelijk van de diepte van het (zeer) sterk lemige oude dekzand en de grondwaterstand beneden het maaiveld variëren van 0 tot 40%. Op bodemprofielen waar het oude dekzand dieper onder het oppervlak aanwezig is of ontbreekt en/of diepe grondwaterstanden aanwezig zijn, zijn over het algemeen matige tot hoge verdampingsreducties aanwezig (20- > 70%).

De bovenzijde van het oude dekzand vertoont op korte afstand over het algemeen weinig variatie in hoogteligging, in tegenstelling tot het zwak golvende aan de oppervlakte liggende jonge dekzand. Als gevolg van de homogene opbouw van het zwak lemige jonge dekzand in de ondergrond van de podzolprofielen is de stijghoogte, ten opzichte van de grondwaterspiegel, van een capillaire vochtstroom van een bepaalde intensiteit vrij constant.

Kenmerkend voor het in de ondergrond aanwezige zwak lemige jonge dekzand is verder, dat in een bepaald vochtspanningstraject een geringe toename van de vochtspanning als gevolg van uitdroging gepaard gaat met een sterke afname van het vochtgehalte; er ontstaat een uitdrogingsfront. Dit blijkt duidelijk uit de pF-curve in fig. 34, die karakteristiek is voor het aanwezige zwak lemige jonge dekzand.

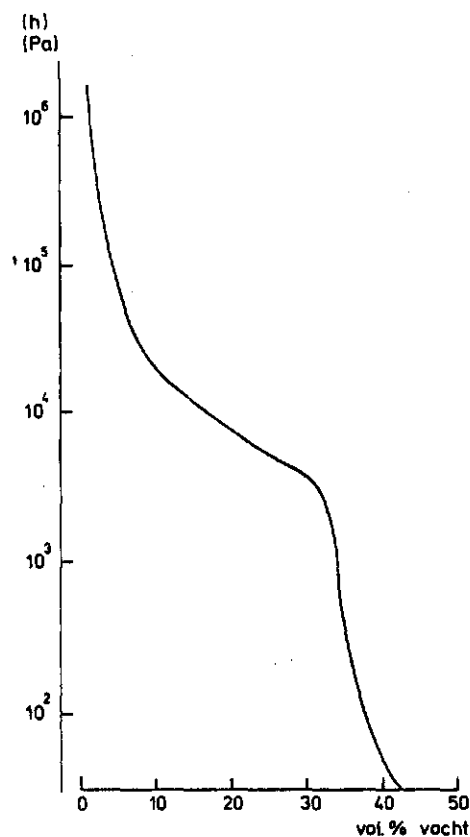


Fig. 34. Voorbeeld van een pF-curve, die karakteristiek is voor het in het studiegebied 't Klooster aanwezige zwak lemige jonge dekzand

Dergelijke uitdrogingsfronten zijn in een profielwand duidelijk waarneembaar en verlopen nagenoeg horizontaal, hetgeen de bovengenoemde homogene opbouw van de ondergrond aantoont.

Een karakteristiek vochtspanningsprofiel, dat ontstaat bij sterke uitdroging, is gegeven in fig. 35. Binnen een traject van hooguit enkele tientallen centimeters treedt een sterke toename van de vochtspanning op. Het begin van de knik in het vochtspanningsprofiel komt overeen met de onderzijde van het uitdrogingsfront.

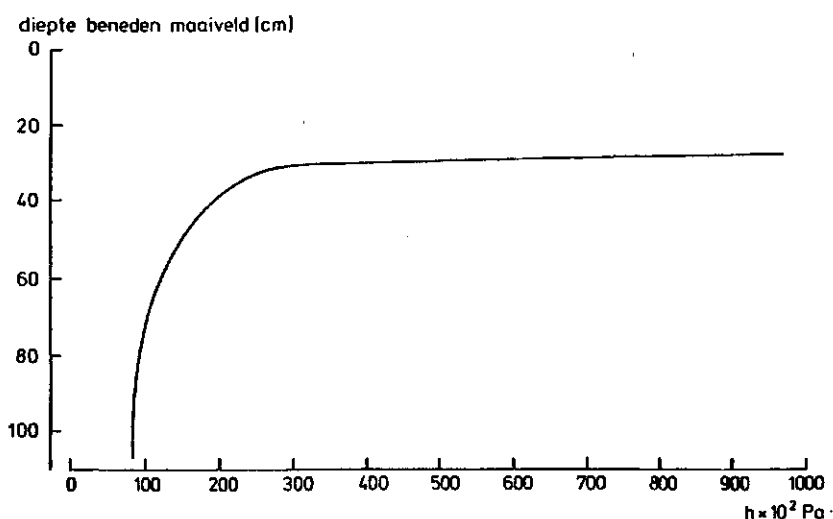


Fig. 35. Een karakteristiek vochtspanningsprofiel van de in het studiegebied 't Klooster aanwezige zwak lemige jonge dekzand bij sterke uitdroging

Als gevolg van de zeer hoge vochtspanningen in de uitgedroogde zone wordt de doorlatendheid zeer gering en daardoor de capillaire aanvoer verwaarloosbaar. De onderzijde van het uitdrogingsfront valt ongeveer samen met de hoogte tot waar een redelijke capillaire aanvoer van bodemvocht plaatsvindt. Door de nagenoeg horizontale verbreiding van de onderzijde van het uitdrogingsfront kunnen, als deze ongeveer samenvalt met de onderkant van de wortelzone,

verschillen in maaiveldshoogte en in dikte van de wortelzone aanleiding geven tot aanzienlijke verschillen in verdampingsreductie. Dit wordt geïllustreerd met enige voorbeelden.

Op het perceel, dat met m5 staat aangeduid op de false colour foto en het warmtebeeld in fig. 29 en 30, staat een maisgewas, dat plaatselijk sterk verdrogend is. Opvallend is de grote variatie in verdampingsreductie binnen één perceel. Het perceel heeft een veldpodzolprofiel met grondwatertrap VI, uitgezonderd de zuidoosthoek van het perceel, dat een gooreerdprofiel met grondwatertrap V heeft. Er zijn twee aanvullende boringen verricht, één in een deel van het perceel, waar de mais sterk verdrogend is en één waar de mais er goed bij staat. Onder de sterk verdrogende mais werd een matig humusarme zwaklemige bovengrond aangetroffen, die direct op het zwaklemige fijnzandige C materiaal ligt. Op de plaats waar de mais er goed bij staat werd een begraven podzol profiel aangetroffen. Onder de bovengrond ligt op ongeveer 50 cm diepte de A2-horizont van het oorspronkelijke profiel met daaronder tussen ongeveer 70 en 110 cm beneden maaiveld de begraven matig humusarme B-horizont. Het perceel heeft oorspronkelijk een onregelmatig reliëf gehad en is later geëgaliseerd, waarbij van de oorspronkelijke hoge delen de laag direct onder de A-horizont is afgeschoven naar de lagere delen. De opgehoogde delen van het perceel vertonen betere bewortelingsmogelijkheden en een groter vochtbergendvermogen dan de afgeschoven delen. Het verschil in doorwortelbare diepte, vochtbergendvermogen en afstand van de onderkant van de wortelzone tot de grondwaterspiegel tussen het opgehoogde en het afgeschoven profiel verklaart het verschil in verdampingsreductie. De oorspronkelijke hoge delen van het perceel komen dus overeen met de sterk verdrogende plekken op het warmtebeeld en de false colour foto.

Iets dergelijks wordt aangetroffen op perceel b bij de kruising van zes wegen ten zuiden van het Kloosterbos. Ook binnen dit perceel met een podzolprofiel met grondwatertrap VI, waarop tijdens de opnamen bieten stonden, is een grote variatie in verdampingsreductie aanwezig, die samenhangt met de oorspronkelijke hoogteligging. Omdat bij het egaliseren onvoldoende aandacht is geschonken aan de oorspronkelijke profielopbouw, varieert de huidige dikte van de doorwortelbare laag van 20 tot 50 cm.

Het derde voorbeeld betreft perceel m6. Dwars door dit maisperceel met een veldpodzolprofiel loopt een strook waar sterke verdroging optreedt. Deze strook blijkt overeen te komen met een smalle dekzandrug die kan worden vervolgd in het aan de noordzijde aangrenzende graslandperceel. Het hoogste deel van de rug steekt ruim een halve meter boven de directe omgeving uit. Het bodemprofiel op de rug wordt gevormd door een engszins afgeschoven wortelzone van ± 30 cm met daaronder achtereenvolgens een dunne B- en de C-horizont, die bestaat uit zwak lemig matig fijn zand. Het bodemprofiel naast de rug ziet er nagenoeg hetzelfde uit. Bovendien wordt hier op ± 70 cm beneden maaiveld sterk lemig zeer fijn (oud) dekzand aangetroffen.

Bij nadere beschouwing van de bodemeenheden en grondwatertrappen, aangegeven in fig. 33, blijkt, dat de verdrogende rug in perceel m6 niet geheel wordt gerekend tot grondwatertrap VI, maar voor een deel ook tot grondwatertrap V. Met behulp van het warmtebeeld zouden de grenzen van de grondwatertrappen nauwkeuriger kunnen worden aangegeven.

Samenvattend kan dus worden gesteld, dat sterke verdroging met name voorkomt op de gooreerd-, kanteerd-, vorstvaag-, duinvaag- en podzolgronden. De eerste vier bodems maken echter maar een klein deel van de oppervlakte van het landbouwgebied uit. De verdroging op de podzolprofielen hangt nauw samen met de diepte van het (zeer) sterk lemige, zeer fijne oude dekzand en de grondwaterstand beneden maaiveld. In het noorden en westen van het gebied komt met name in de lagere delen het oude dekzand op veel plaatsen relatief dicht onder het oppervlak voor. Op deze profielen is afhankelijk van de grondwaterstand geen of geringe verdroging aanwezig. Elders in het gebied en in de hogere delen wordt het oude dekzand op grotere diepte of niet (binnen 1,20 m beneden maaiveld) aangetroffen. Hier treedt op de podzolgronden afhankelijk van de grondwaterstand matige tot (zeer) sterke verdroging op.

Geconstateerd is, dat optredende verdroging samenhangt met de diepte van de grondwaterstand. De invloed van onttrekkingen op de grondwaterstand is nog niet in de beschouwing opgenomen.

7. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

In dit rapport wordt het onderzoek beschreven naar de mogelijkheden om met behulp van remote sensing droogteschade aan landbouwgewassen op te sporen. Het studiegebied, gelegen rondom het pompstation 't Klooster, ten oosten van Hengelo (Gld), vormt een deelgebied van een omvangrijk studiegebied in Oost-Gelderland.

Het studiegebied bestaat uit een vaak golvend dekzandlandschap. Onder het dekzandpakket van veelal enkele meters dikte bevindt zich een grofzandig watervoerend pakket van gemiddeld 30 m dikte, dat aan de onderkant wordt begrensd door een min of meer ondoorlatende laag van fijn lemig zand. Uit het watervoerende pakket wordt grondwater onttrokken ten behoeve van de drinkwatervoorziening en beregening. In het studiegebied wordt het merendeel van de oppervlakte cultuurgrond in beslag genomen door grasland ($\pm 74\%$) en mais ($\pm 26\%$).

Gedurende de groeiseizoenen van 1982 en 1983 zijn een aantal MSS opnamen en false colour foto's gemaakt. In dit rapport komt slechts de interpretatie van de opnamen van 30 juli 1982, die gemaakt zijn onder droge omstandigheden, aan de orde. Om tot een juiste interpretatie van de remote sensing beelden te komen zijn een aantal veldmetingen verricht.

Door registratie van warmtestraling wordt informatie verkregen over de stralingstemperatuur van objecten aan het aardoppervlak. Wanneer gewassen een te kort aan water hebben, neemt de verdamping af en stijgt de gewastemperatuur. Met warmtebeelden kan dus informatie worden verkregen over de watervoorziening van gewassen.

Bij de afleiding van temperaturen van objecten aan het aardoppervlak uit warmtebeelden wordt vaak geen rekening gehouden met de reflectie van langgolvlige hemelstraling door het aardoppervlak en wordt de emissiecoëfficiënt van het betreffende object veelal gelijkgesteld aan 1. Hierdoor vindt een onderschatting plaats van de werkelijke gewastemperatuur. De onderschatting neemt toe naarmate de emissiecoëfficiënt afneemt en de oppervlaktetemperatuur toeneemt. Voor vegetatie met een emissiecoëfficiënt van $\pm 0,98$ is de onderschatting gering.

Verstrooiing en met name absorptie van langgolvlige straling in de atmosfeer zorgt voor een verlaging van de waargenomen stralingstemperatuur en voor een afvlakking van temperatuurverschillen aan het aardoppervlak. Correcties voor de invloed van de atmosfeer moeten bij voorkeur worden bepaald door gelijktijdig met het opnemen van remote sensingbeelden referentietemperaturen te meten in het veld. Bij ontbreken van referentietemperaturen kunnen de correcties worden benaderd met behulp van modelberekeningen. Door de toename van de atmosferische weglengte neemt de invloed van de atmosfeer toe naar de randen van de vluchtstrook. Deze toename is groter naarmate de oppervlaktetemperatuur hoger is.

Wanneer de zon zich bij het opnemen opzij van het vliegtuig bevindt, moet rekening worden gehouden met een verloop van de temperatuur op het warmtebeeld door schaduwwerking. Beschaduwde delen van objecten aan het aardoppervlak hebben een lagere stralingstemperatuur dan door de zon beschenen delen. Het verloop van de temperatuur op het warmtebeeld wordt met name veroorzaakt door schaduwwerking van ruwe elementen in het landschap zoals bomenrijen en mais en slechts in geringe mate door schaduwwerking van grasland.

De stralingstemperatuur van een perceel met onvolledige bodembedekking wordt behalve door de warmteuitstraling van het gewas ook bepaald door de warmteuitstraling van de kale grond. De invloed van de kale grond op de waargenomen stralingstemperatuur neemt af met toenemende kijkhoek. Het afleiden van de temperatuur van rijgewassen uit de waargenomen stralingstemperatuur is zeer complex en vereist nadere studie.

Het is gebleken, dat bij de afleiding van de temperatuur van gras op een perceel met onvolledige bodembedekking uit de waargenomen stralingstemperatuur kan worden volstaan met een eenvoudige benadering, waarbij de waargenomen stralingstemperatuur wordt beschouwd als een gewogen gemiddelde van de gewas- en de bodemtemperatuur met de bodembedekkingsgraad als de gewichtsfactor. Bij lage bodembedekking is de betrouwbaarheid van de met remote sensing bepaalde gewasstemperatuur echter gering.

Met het TERGRA model is voor grasland en mais een relatie bepaald tussen de gewasstemperatuur en de dagverdamping op 30 juli 1982.

In het TERGRA model bestaat nog onzekerheid over de waarde van de wortelgeometriefactor b . Het gevolg is, dat het schatten van de bodemvochtvoorraad uit de gemeten gewastemperatuur onzeker is. De waarde van deze factor heeft echter geen invloed op de relatie tussen de gewastemperatuur en de dagverdamping.

De met remote sensing gemeten en de met het TERGRA model gesimuleerde gewastemperatuur hebben een verschillende fysische betekenis en kunnen van elkaar verschillen. Het blijkt echter, dat gemeten en gesimuleerde temperatuurverschillen wel met elkaar overeenkwamen. Dit betekent, dat met remote sensing waargenomen temperatuurverschillen door middel van modelberekeningen kunnen worden vertaald in verdampingsverschillen. Als nu van een of meerdere referentiepercelen de verdamping bekend is, dan kunnen de waargenomen gewastemperaturen elders in het gebied worden gerelateerd aan de gewastemperatuur c.q. verdamping van overeenkomstige gewassen op de referentiepercelen.

De hoge windsnelheid tijdens de opnamen op 30 juli 1982 heeft gezorgd voor een verlaging van de gewastemperatuur en een nivellering van de verschillen in gewastemperatuur. Niettemin konden verschillen nog voldoende nauwkeurig uit het warmtebeeld worden afgeleid.

De verdampingsreducties in het studiegebied variëren op 30 juli 1982 van 0 tot 70%. Op sommige plaatsen begint het gewas zelfs af te sterven. De optredende verdampingsreducties blijken sterk afhankelijk te zijn van bodemkundige eigenschappen en de diepte van de grondwaterstand beneden de onderzijde van de wortelzone.

Als gevolg van de lage atmosferische weerstand boven bomen is verdroging van bomen niet waarneembaar op het warmtebeeld.

Sterk verdrogende mais is behalve op warmtebeelden ook goed waarneembaar op false colour foto's. De warmtebeelden lenen zich echter veel beter voor kwantitatieve analyse.

Beregende graslandpercelen vertonen een lage stralingstemperatuur en vaak een cirkelvormig of gespikkeld patroon op het warmtebeeld. Als gevolg van infiltratie van het koude beregeningswater in de bodem kan de invloed van beregening op de stralingstemperatuur van het betreffende perceel enkele dagen duren. Als de directe invloed van het koude beregeningswater op de oppervlaktetemperatuur is verdwenen

en de met berekening toegediende hoeveelheid water nog niet is uitgeput, kunnen de beregende percelen worden gebruikt als referentiepercelen met vermoedelijk potentiële verdamping. Ook op de false colour foto's steekt het frisse groene gras op de beregende delen scherp af tegen de verdrogende delen waar geen water is terecht gekomen.

LITERATUUR

- W* BELMANS, G., J.G. WESSELING and R.A. FEDDES, 1983. Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. Journal of Hydrology 63: 271-286
- BIGNELL, K.J., 1970. The water-vapour infra-red continuum. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 96: 390-403
- BLOEMEN, G.W., 1980. Calculation of hydraulic conductivities of soils from texture and organic matter content. ICW. Techn. Bull. no. 120, Wageningen
- BROOKS, R.H. and A.T. COREY, 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper no. 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado
- BUIJTSAERT, W., 1975. The Roughness Length for Water Vapour, Sensible Heat, and Other Scalars. J. Atm. Sci. 32: 2028-2031
- BUSINGER, J.A., 1966. Transfer of momentum and heat in the planetary boundary layer. Proc. Symp. on Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation, the RAND Corporation: 305-331
- _____
J.C. WIJNGAARD, Y. ISUMSI, and E.F. BRADLEY, 1971. Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. J. Atm. Sci. 28: 181-189
- COMMISSIE BESTUDERING WATERHUISHOUDING GELDERLAND, 1980. Een systeem-benadering voor de waterhuishouding van Gelderland. Provinciale Waterstaat van Gelderland, Arnhem
- DYER, A.J., 1967. The turbulent transport of heat and water vapour in an unstable atmosphere. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 93: 501-508
- _____
and B.B. HICKS, 1970. Flux-gradient relationship in the constant flux layer. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 96: 715-721
- _____
1974. A review of flux-profile relationships. Bound. Lay. Meteor. 7: 363-372
- W* FEDDES, R.A. and P.E. RIJTEMA, 1972. Water withdrawal by plant roots. ICW, Techn. Bull. no. 83, Wageningen
- FUCHS, M., 1973. Water transfer from the soil and the vegetation to the atmosphere. In: Yaron, B., et al. (Editors), Ecological Studies, 5. Arid Zone Irrigation. Springer, Berlin: 143-152

- HATFIELD, J.L., 1979. Canopy temperatures: The usefulness and reliability of remote measurements. *Agron. J.* 71: 889-892
- HOLST, A.F. VAN, H.C. VAN HEESSEN en H. MAKKEN, 1974. Waterwingebied 't Klooster (Hengelo, Gld). Toelichting op en verwerking van bodemkundige gegevens. Rapport Stiboka no. 1109, Wageningen
- KIMES, D.S. and J.A. KIRCHNER, 1983. Directional radiometric measurements of row-crop temperatures. *Int. J. Remote Sensing* (4), nr. 2: 229-311
- KLAASSEN, W. and G.J.A. NIEUWENHUIS, 1978. Estimation of the regional evapotranspiration from remotely sensed crop surface temperature. Part II: arable land. Nota ICW 1057, Wageningen
- KLEINSMAN, W.B., A. SCHOLTEN, G. RUTTEN, 1973. De bodemgesteldheid van het ruilverkavelingsgebied Hengelo-Zelhem, Rapport Stiboka no. 959, Wageningen
- LAAT, P.J.M. DE en R.H.C.M. AWATER, 1978. Groundwater flow and evapotranspiration. A simulation model. Part: Theory. Basisrapport ten behoeve van de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland. Provinciale Waterstaat van Gelderland, Arnhem
- LALIBERTE, G.E., R.H. BROOKS and A.T. COREY, 1968. Permeability calculated from desaturation data. *J. Irr. and Drain. Div. A.S.C.E.*, 94: 57-71
- LILLESAND, T.M. and R.W. KIEFER, 1979. Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Sons, New York
- LOOR, G.P. DE, 1980. Remote Sensing, een algemene inleiding. *Cultuurtechnisch Tijdschrift* 19 , nr. 5: 222-235
- MENENTI, M., 1983. Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques. ICW report nr. 10, special issue, Wageningen
- MILLARD, J.P., R.J. REGINATO, R.C. GOETTELMAN, S.B. IDSO, R.D. JACKSON and M.J. LE ROY, 1980. Experimental relations between airborne and ground measured wheat canopy temperatures. *Photogram. Eng. and Remote Sensing* 46: 221-224
- MONTEITH, J.L., 1973. Principle of environmental physics. Eduard Arnold, London

- 104
- NIEUWENHUIS, G.J.A., and W. KLAASSEN, 1978. Estimation of the regional evapotranspiration from remotely sensed crop surface temperatures. I. Grassland. ICW, nota 1055, Wageningen
- _____ 1979. Influence of atmosphere on thermal infrared radiation. Nota ICW 1159, Wageningen
- _____ en C.L. PALLAND, 1982. Verdamping van een aardappelgewas en de meting daarvan via remote sensing. Rapport ICW 2, Wageningen
- _____ 1982. Practicum over warmtebeelden van landbouwgewassen. PAO cursus 'Teledetectie in landbouw en natuurbeheer'. Stichting Post Academisch Onderwijs Landbouwhogeschool, Wageningen (niet gepubliceerd)
- _____ 1983. Remote sensing vluchten in 1982 en 1983: Organisatorische aspecten. Deelrapport 2. Remote sensing studieproject Oost-Gelderland. ICW nota 1432, Wageningen
- PAULSON, C.A., 1970. The mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. J. Appl. Meteor. : 857-861
- PRATT, D.A. and C.D. ELLYETT, 1979. The Thermal Inertia Approach to Mapping of Soil Moisture and Geology Remote Sensing of Environment 8: 151-168
- PRICE, J.C., 1983. Estimated Surface Temperatures from Satellite Thermal Infrared Data. A simple formulation for the atmospheric effect. Remote Sensing of Environment 13: 353-361
- PROJECTTEAM REMOTE SENSING PROJECT, 1981. Beschrijving van het onderzoek. Deelrapport I, ICW nota 1296, Wageningen
- RANGASWOMY, S. and I. SUBBARAYUDU, 1978. The atmospheric correction to satellite Thermal Infrared Measurements. Nasa-contract: NAS5-24272
- REITSMA, T., 1978. Wind-profile measurements above a maize crop. Agric. Res. Rep. 882. Pudoc, Wageningen
- RIJTEMA, P.E., 1965. Analyses of actual evapotranspiration. Agric. Res. Rep. 659, Pudoc, Wageningen
- SOER, G.J.R., 1977. The TERGRA model - mathematical model for the simulation of the daily behaviour of crop surface temperature and actual evapotranspiration. Nota ICW 1014, Wageningen

- SOER, G.J.R., 1980. Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures. Remote Sensing of Environment 9, 27-45
- THOM, A.S., 1972. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 98: 124-134
- VEGT, J., 1982. Berekening rondom het pompstation 't Klooster (niet gepubliceerd)
- VERDAMPINGSGROEP HERZIENING VERDAMPINGSGEDEELTE VAN HET MODEL GELGAM (in voorbereiding)
- VRIES, D.A. DE, 1952. Het warmtegeleidingsvermogen van grond. Meded. Landbouwhogeschool 52, Wageningen
- _____ 1963. Thermal properties of soils. In: W.R. van Wijk (editor). Physics of plant environment. North-Holland Publishing Company, Amsterdam: 211-235
- _____ 1975. Heat transfer in soils. In: D.A. de Vries and N.H. Afgan, processes in the plant environment. Scripta look Company, Washington D.C., 5-28
- WARMERDAM, P.M.M., 1981. De invloed van de wind op regenwaarnemingen; een vergelijkend regenmeter onderzoek. H₂O.14, nr.1: 16-20
- WEBB, E.K., 1970. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 96: 67-90
- WESSELING, J.G., G.W. BLOEMEN and W.A.J.M. KROONEN, in voorbereiding. Computer program 'CAPSEV' to calculate:
- I. Soil hydraulic conductivity from grain size distribution
 - II. Steady state water flow in layered profiles
- WESSELING, B., 1982. Proefgebieden Sleen en Hupsel. Draaien logboek. Beschrijving van het proces van inwinnen, verwerken en opslaan van meteorologische en hydrologische gegevens die in de proefgebieden Sleen en Hupsel worden verzameld. Nota 82.20: Directie Waterhuishouding en Waterbeweging, District Zuidoost. Rijkswaterstaat, Arnhem