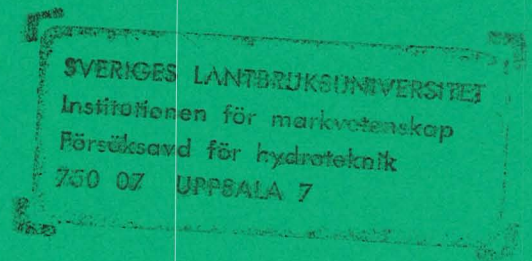




**SVERIGES
LANTBRUKSUNIVERSITET**



En introduktion till biogeofysik

2:a upplagan

Henrik Eckersten
Per-Erik Jansson
Stig Karlsson
Anders Lindroth
Bertil Persson
Kurth Perttu
Jennie Andersson

**Institutionen för markvetenskap
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik**

**Swedish University of Agricultural Sciences
Department of Soil Sciences
Division of Agricultural Hydrotechnics**

**Avdelningsmeddelande 96:2
Communications**

Uppsala 1996

ISSN 0282-6569

ISRN SLU-HY-AVDM- -96/2- -SE

Denna serie meddelanden utges av Avdelningen för lantbrukets hydroteknik, Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. Serien innehåller sådana forsknings- och försöksredogörelser samt andra uppsatser som bedöms vara av i första hand internt intresse. Uppsatser lämpade för en mer allmän spridning publiceras bl a i avdelningens rapportserie. Tidigare nummer i meddelandeserien kan i mån av tillgång levereras från avdelningen.

This series of Communications is produced by the Division of Agricultural Hydrotechnics, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala. The series consists of reports on research and field trials and of other articles considered to be of interest mainly within the department. Articles of more general interest are published in, for example, the department's Report series. Earlier issues in the Communications series can be obtained from the Division of Agricultural Hydrotechnics (subject to availability).

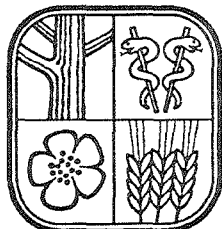
Distribution:

Sveriges Lantbruksuniversitet
Institutionen för markvetenskap
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik
Box 7014
750 07 UPPSALA

Tel. 018-67 11 85, 67 11 86

Swedish University of Agricultural Sciences
Department of Soil Sciences
Division of Agricultural Hydrotechnics
P.O. Box 7014
S-750 07 UPPSALA, SWEDEN

Tel. +46-(18) 67 11 85, +46-(18) 67 11 86



**SVERIGES
LANTBRUKSUNIVERSITET**

SVERIGES LANTBRUKSUNIVERSITET
Institutionen för markvetenskap
Försöksavd för hydroteknik
750 07 UPPSALA 7

En introduktion till biogeofysik

2:a upplagan

Henrik Eckersten
Per-Erik Jansson
Stig Karlsson
Anders Lindroth
Bertil Persson
Kurth Perttu
Jennie Andersson

**Institutionen för markvetenskap
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik**

**Swedish University of Agricultural Sciences
Department of Soil Sciences
Division of Agricultural Hydrotechnics**

**Avdelningsmeddelande 96:2
Communications**

Uppsala 1996

ISSN 0282-6569

ISRN SLU-HY-AVDM- -96/2- -SE

Innehållsförteckning

1 Förord 5

2 Vad är biogeofysik? 5

3 Klimat

- 3.1 Hela jordens energibalans 6
- 3.2 Energibalansen för olika områden på jorden 9
- 3.3 Jordens vattenbalans 12
- 3.4 Jordens klimatzoner 13

4 Vattentransport i mark-växt-atmosfär

- 4.1 SPAC-modellen allmänt 19
- 4.2 Växtens och markens vattenbalans 20
- 4.3 Bladyornas energibalans 22
- 4.4 Vattenpotential 28
- 4.5 Vattenflöden från mark genom växt till atmosfär 31
- 4.6 Interception av nederbörd 35
- 4.7 Simuleringsmodeller allmänt 37
- 4.8 Simulerade och uppmätta värden 39

5 Vatten i växten

- 5.1 Vattnets transport i växten 46

6 Strålning

- 6.1 Atmosfärens struktur och sammansättning 49
- 6.2 Elektromagnetisk strålning 51
- 6.3 Solstrålning vid jordytan 53
- 6.4 Strålningsbalansen vid jordytan 55
- 6.5 Strålningsförhållanden i växtbestånd 57

7 Atmosfäriska bytesprocesser

- 7.1 Temperatur och sensibelt (förnimbart) värmefflöde 61
- 7.2 Vind och turbulent transport 66
- 7.3 Luftfuktighet 71
- 7.4 Avdunstning 74

8 Temperaturförhållanden och värmefflöden i mark

- 8.1 Strålningsbalansen vid markytan 78
- 8.2 Energibalansen vid markytan 80
- 8.3 Markens förmåga att lagra värme 81
- 8.4 Markens förmåga att transportera värme 82
- 8.5 Utbredning av temperaturförändringar i marken 85
- 8.6 Hur vi kan förändra marktemperaturen 89

9 Tjäle

- 9.1 Inledning 91
- 9.2 Tre faser med is 92
- 9.3 Fryspunktsnedsättning 92
- 9.4 Tjälels struktur 93
- 9.5 Tjälskjutning 94
- 9.6 Tjäldjup 95
- 9.7 Snötäcketls inverkan på tjäldjupet 96

10 Kol och kväveflödels samspel med vatten, temperatur och strålningsförhållanden

- 10.1 Strålnings påverkan 98
- 10.2 Temperaturens påverkan 99
- 10.3 Vattnets påverkan 100
- 10.4 Effekten av en temperaturhöjning 101

11 Referenser 103

12 Symbollista 107

1 Förord

Detta är den andra upplagan av ett kurskompendium i biogeofysik. Rapporten är avsedd som litteratur till en inledande kurs i biogeofysik för agronomstuderande med mark/växt-inriktning. Rapporten har inte med avsnitt som direkt behandlar vattnets flöden och tillstånd i marken eftersom de studerande kommer att läsa detta i en senare kurs. Rapporten är till största delen en sammanslagning av föreläsningssanteckningar och rapporter som givits ut tidigare. Sammanslagningen innebär att innehållsmässigt sker ibland en överlappning. Vi hoppas den kan fungera som repetition för läsaren. Jämfört med den första upplagan har denna upplaga redigerats och utvidgats i alla sina delar utom kapitel 8 och 9. Kapitel 7 och 10 är helt nyskrivna.

Innehållet har till betydande del redigerats av redaktörerna (Henrik Eckersten och Jennie Andersson, Institutionen för markvetenskap, SLU) för att harmonisera de olika delarna och för att passa kursens mål. Huvudförfattare för respektive kapitel är:

Kapitel 2: H Eckersten

Klimat (kapitel 3): Kurth Perttu (Institutionen för lövträdsodling, SLU, Uppsala).

Mark-växt-atmosfär samspelet (kapitel 4): H Eckersten.

Växten (kapitel 5): Bertil Persson (Institutionen för växtfysiologi, SLU, Uppsala)

Strålning (kapitel 6): Stig Karlsson (Institutionen för växtodlingslära, SLU, Uppsala)

Atmosfäriska utbytesprocesser (kapitel 7): Anders Lindroth (Institutionen för skoglig produktionsekologi, SLU, Uppsala).

Markens temperatur och energi (kapitel 8 och 9): Per-Erik Jansson (Institutionen för markvetenskap, SLU, Uppsala)

Temperatur och vatteneffekter på kol och kväveflöden (kapitel 10): H Eckersten.

2 Vad är biogeofysik?

Biogeofysik är läran om massan och energins flöden och tillstånd i mark-växt-atmosfärssystemet. Med massa menas t ex mängd vatten och kol och med energi avses olika former av energi; strålningsenergi, latent värme mm Ämnet utgår från de grundläggande fysikaliska lagar som styr processerna i systemet såsom termodynamikens grundlagar för gasers beteende, massans och energins bevarande, etc. Systemet består av den mark- och atmosfärsvolym som har betydelse för växten samt växten själv. Ämnet fokuserar kopplingen mellan dessa delar i systemet, dvs hur mark, växt och atmosfär påverkar varandra. Ämnet fokuserar också samverkan mellan de biologiska processerna i växt och mark och de fysikaliska processerna i omgivningen.

Ämnet har sitt ursprung i meteorologi, hydrologi, markfysik, markbiologi, växtfysiologi och ekologi. Det finns flera likheter med systemekologin där ekosystem studeras utgående från material- och energiflöden. Ett samlingsnamn för delar av biogeofysiken har tidigare varit omgivningens fysik (på engelska Environmental

physics (se Monteith 1973, Monteith & Unsworth 1990) eller abiotik som det ofta kallats i ekologiska sammanhang. Biogeofysiken skiljer sig dock från detta ämne, speciellt i vad avser samspelet med de biologiska processerna och studier av mass- och energibalanser för både mark och biota. Biogeofysiken använder sig av liknande systemanalytiska arbetsmetoder som inom systemekologin och abiotiken. I viss mån är det framstegen i denna arbetsmetod tillsammans med förbättrad mätteknik som möjliggjort systematiska studier av integrerade problemställningar i allt större skalor; från enskilda porer i marken till regioner och landskapselement. För mer allmän information om ämnet biogeofysik hänvisas också till Halldin (1990).

3 Klimat

Definitionen på klimat innefattar egentligen tillägg av en tidsaspekt på definitionen för meteorologi. Klimatet är följden av att de meteorologiska elementen (variablerna) fått verka över en plats under en viss tid. Meteorologi definieras som läran om atmosfärens tillstånd och förändringar i ett visst ögonblick eller kortare uttryckt som atmosfärens fysik. Tillståndet kan beskrivas genom att mäta eller observera olika meteorologiska element, t ex strålning, lufttryck, lufttemperatur, luftfuktighet, vindhastighet, vindriktning, nederbörd och molnighet. För jordbruks och skogsproduktion har strålning, temperatur, fuktighet, vind och nederbörd bedömts vara de fem viktigaste elementen. Emellertid är andra element viktiga i vissa sammanhang, t ex snödjup i samband med skogsavverkning. Snödjupet påverkar också marktemperaturen på våren som har stor betydelse för t ex utlakning av kväve.

3.1 Hela jordens energibalans

Alla kroppar med en temperatur över absoluta nollpunkten strålar ut värme. Strålningens våglängd minskar med ökad temperatur. Solstrålningens våglängd är lägre än 4 000 nm eller 4 μm och kallas meteorologiskt för kortvågsstrålning. Eftersom att jordytan har mycket lägre temperatur är utstrålningen från jordytan långvågig (4 000 - 100 000 nm). Solstrålningen mot en yta just ovanför jordens atmosfär vinkelrätt mot strålarna beror endast av avståndet mellan solen och jorden. Värdet varierar bara ca $\pm 3\%$ från medelvärdet, och i praktiken kan detta värde anses vara konstant (och kallas för solarkonstant med värdet 1375 W m^{-2}). Strålningen som når markytan varierar dock mycket mer beroende på att den påverkas av flera olika faktorer. De viktigaste är reflektion, absorption och spridning. När solstrålningen tränger ned genom atmosfären kommer en del av den att reflekteras mot partiklar, moln mm och studsas tillbaka ut i rymden. En del kommer att absorberas av de olika gaserna och av partiklar, vattenånga och moln i atmosfären och omvandlas till värme. Dessa kommer sedan i sin tur att utsända strålning åt alla håll men som långvågsstrålning. En del kommer att spridas av luftmolekyler, små partiklar mm och bli till diffus kortvågsstrålning som sprids åt olika håll. Den kortvågsstrålning som når jordytan består alltså av direkt strålning från solen samt av diffus strålning från atmosfären. Jordytan mottar också långvågsstrålning från atmosfären vilken

härstammar från den ovannämnda absorptionen i gaser, partiklar, vattenånga och moln. När solstrålningen träffar jordytan reflekteras en andel tillbaka mot atmosfären. Denna andel varierar i storlek beroende på ytans beskaffenhet. Skog reflekterar 5-15 %, åkermark 10-20, gammal snö 50-60 % och torr nysnö upp till 90 %. Resten av den inkommande solstrålningen absorberas i mark, växter mm och omvandlas till värme. När jordytan inklusive växter, vatten mm uppvärms, strålar den ut värme mot atmosfären som långvågsstrålning (terrester strålning). Med detta som grund kan man härleda en strålningsbalansekvation (eller nettostrålningsekvation) vid jordytan bestående av de inkommande komponenterna direkt och diffus kortvågsstrålning och atmosfärisk långvågsstrålning samt de utgående komponenterna reflekterad kortvågsstrålning och terrester strålning (se vidare kap 6).

För jorden som helhet är strålningsbalansen och energibalansen samma sak, dvs allt utbyte av energi med rymden sker genom strålning. Inne i jordens beståndsdelar (atmosfär, mark mm) är energibalansen och strålningsbalansen olika. Energibalansekvationen för hela jordklotet sett från rymden består av den infallande solstrålningen (solarkonstanten R_{sc}), den reflekterade mängden kortvågstrålning och från jordklotet utgående långvågsstrålning. Den senare kan anges som en funktion av temperaturen enligt Stefan Boltzmanns lag (se kap 6) och balansen mellan absorberad kortvågsstrålning och utgående strålning kan skrivas som:

$$(1-\alpha) \cdot R_{sc} = \sigma T_{bs}^4 \quad 3.1$$

Genom att sätta in genomsnittliga värden på solarkonstanten ($R_{sc} = 1\,375$) och reflektionsandelen ($\alpha = 0,3$; Rosenberg m fl, 1983) kan vi få fram ett rimligt värde på T_{bs} ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$). Detta ger att:

$$T_{bs} = [0.7 \cdot 1375 / (2.268 \cdot 10^{-7})]^{1/4} \approx 255 \text{ K} = -18 \text{ }^\circ\text{C} \quad 3.2$$

Värdet stämmer ju inte särskilt bra när vi vet att jordens medeltemperatur i stället är ca +15 °C. Hur kan vi då förklara differensen på 33 °C? Jo, om vi ser på jordklotet från rymden så har den en temperatur på -18 °C, eftersom huvuddelen av den utgående långvågstrålningen mot rymden kommer från atmosfärspartiklar och från moln (dvs små vattendroppar), vattenånga, koldioxid, metan, ozon m fl gaser i atmosfären som har denna låga temperatur. Dessa tillsammans med bidraget från jordytan strålar alltså ut med en genomsnittstemperatur som motsvarar ca -18 °C. Jordytan, som skickar ut värme i form av långvågsstrålning som till största delen absorberas av atmosfären ovanför, har däremot en temperatur av ca +15 °C. Det finns alltså en "naturlig" växthuseffekt som höjer vår temperatur vid jordytan med 33 °C.

Sammanfattning

$$R_{sc} = \text{solarkonstant} = 1375 \text{ W m}^{-2}$$

$$\text{Jordskivans yta} = \pi(\text{radie})^2$$

Solstrålningen mot "jordskivan" är:

$$R_{sc} \pi a^2 = 1375 \cdot 3.14 (6.37 \cdot 10^6)^2 = 1.75 \cdot 10^{17} [\text{Ws s}^{-1} \text{ eller } \text{J s}^{-1}]$$

där a är jordskivans (jordklotets) radie. På ett dygn får vi:

$$24 \cdot 60 \cdot 60 \cdot 1.75 \cdot 10^{17} = 1.51 \cdot 10^{22} \text{ J dygn}^{-1}$$

Denna strålning skall fördelas på hela klotets yta (som alltså är 4 ggr större än skivans yta)

$$\text{Jordklotets yta} = 4 \pi(\text{radie})^2$$

$$1.51 \cdot 10^{22} / 4 = 3.8 \cdot 10^{21} \text{ J dygn}^{-1}$$

eller i genomsnitt per kvadratmeter och dygn:

$$29.7 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-2} \text{ dygn}^{-1}$$

eller i genomsnitt per kvadratmeter och år:

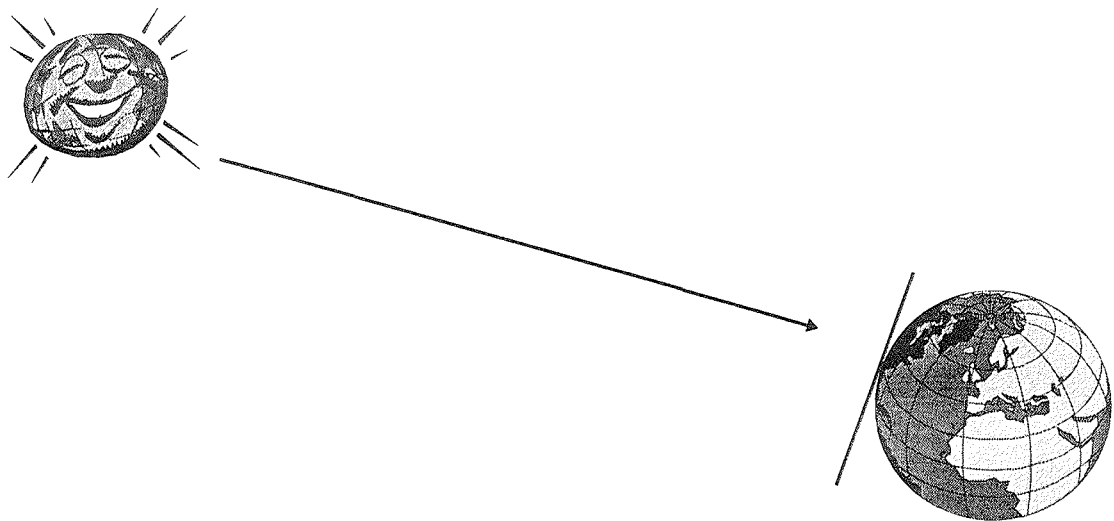
$$10.8 \cdot 10^9 \text{ J m}^{-2} \text{ år}^{-1}$$

Om solens energi på jordklotet motsvarar: 100 % så motsvarar:

Jordens inre energi: 1.8 %

Månens reflektion: 0.1 %

Stjärnornas strålning: 0.000001 %



3.2 Energibalansen för olika områden på jorden

Hur ser förhållandena ut på jorden när vi tittar på ett tvärsnitt från pol till pol? Låt oss börja med att se hur fördelningen av land och hav ser ut. Detta har nämligen en avgörande betydelse för luftens cirkulation och dess transport av vattenånga och värme. Haven täcker 81 % av södra halvklotet och 61 % av norra halvklotet. För jordytan som helhet är alltså 71 % hav och 29 % land.

De 29 % som i medeltal utgör land har i sig också stor betydelse för den allmänna cirkulationen. Medelhöjden inom varje latitudband har betydelse för cirkulationen, beroende på om både hav och land ingår eller om enbart land tas med. I det senare fallet kan bergskedjor, högslätter, lågland etc ha en betydande inverkan. De nordsydliga bergskedjorna (Anderna, Klippiga bergen, Uralbergen) påverkar i hög grad den dominerande västliga luftströmningen på mellanbredderna. De ost-västliga (t ex Alperna) påverkar i första hand den syd-nordliga strömningen. Vi vet också att de senare stoppar utbredningen av växtarter, medan de längsgående ej gör det lika mycket. Sålunda har Nordeuropa betydligt färre arter av träd än motsvarande klimatzoner i Nordamerika.

Strålningens fördelning i genomsnitt kan beskrivas som att vi har en positiv strålningsbalans mellan latituderna från ca 40 °S till ca 38 °N. Söder och norr om dessa gränser kommer det in mindre strålning från solen som värmer jorden än vad som går ut i rymden i form av värmestrålning. Detta betyder att om vi enbart ser till strålningsbalansen så skulle de sydligaste och nordligaste delarna hela tiden bli kallare, medan områdena kring ekvatorn och vändkretsarna skulle bli varmare, tills dess strålningsbalansen är uppfylld. Varför blir det inte så? Här kommer alltså betydelsen av den allmänna cirkulationen med i bilden. Energi transporteras en från en latitud till en annan, beroende på hur fördelningen av land och hav, bergskedjor, slätter, etc. Av detta skäl får vi skillnader i transportmönstren för norra respektive södra halvklotet. Den faktiska årsmedeltemperaturens fördelning i jordens ytnära skikt varierar med latituden. Norra halvklotet har genomsnittligt högre temperatur än södra halvklotet med undantag av latitudbanden 40-60°. Antarktis på södra halvklotet har betydligt lägre temperaturer än vad Arktis har, bl a beroende på att Antarktis är en kontinent med hög höjd över havsnivån och att vattenmassor ej kan transportera in värme från lägre latituder.

Molnigheten har inte enbart betydelse för nederbörden utan även för netto-solstrålningen och långvågsutstrålningen samt därmed för strålningsbalansen. Om vi antar att 100 procentenhet solstrålning kommer till atmosfärens övre gräns, så reflekterar molnen 24 enheter och luften (luftmolekyler, partiklar, vattenånga) knappt 6 enheter, dvs atmosfärens reflektion är ca 30 enheter. Jordytan reflekterar i genomsnitt 6 enheter, vilket gör att hela systemet jord-atmosfär totalt reflekterar ca 36 procent av den till systemet inkommande solstrålningen. Resten absorberas (och omvandlas till värme) av molnen (knappt 3 enheter), av luften (drygt 14 enheter) och av jordytan (47 enheter). Totalt absorberar alltså systemet ca 64 procent av den inkommande solstrålningen. I tabell 3.1 sammanfattas strålningskomponenternas fördelning i systemet jord-atmosfär.

Tabell 3.1. Strålningskomponenternas fördelning i systemet jord- atmosfär beräknade med utgångspunkt från den till atmosfärens yttersta gräns inkommande strålningen, här satt till 100% (modifierat efter data ur Sellers, 1965)

Strålningskomponent	Procentenhet
Inkommande solstrålning till atmosfären	100.0
Reflektion från moln	23.9
Reflektion från luften (molekyler, partiklar, vattenånga)	5.7
Reflektion från jordytan	6.1
Totalreflektion från systemet jord-atmosfär	35.7
Absorption i moln	2.7
Absorption i luften (molekyler, partiklar, vattenånga)	14.5
Absorption av jorden	47.1
Totalabsorption av systemet jord-atmosfär	64.3

Mängden "regnbar" vattenånga i atmosfären (här definierad som mängden vatten i en luftpelare med 1 m^2 yta från marken hela vägen upp till atmosfärens översta gräns) beror till största delen på lufttemperaturen, därför att luften kan innehålla mer vattenånga ju högre temperatur den har. Nederbördens fördelning över jordklotet har stora likheter med molnighetens fördelning. Dock avspeglar den inte helt nederbörden eftersom olika typer av moln ger olika mängder (eller inget alls) regn ifrån sig. Avdunstningens fördelning beror främst på temperaturen och tillgången på vatten. För jorden som helhet och sett över ett helt år är avdunstning och nederbörd lika stora, dvs det finns ingen systematisk ändring av mängden vattenånga i atmosfären och inget H_2O går förlorat. För delar av jorden eller över kortare tidsperioder kan dock stor skillnader mellan avdunstning och nederbörd förekomma. T.ex. är avdunstningen för både södra och norra halvklotens subtropiska områden (latitudbanden 10-40) större än nederbörden, även på årsbasis. Dessa områden är alltså exportörer av H_2O i atmosfären.

För att finna orsaken till detta måste vi förstå cirkulationsmönstret kring ekvatorn. Här är solen i zenit två gånger per år, nämligen den 21 mars och den 21 september. Under dessa perioder inträffar vårdagjämning respektive höstdagjämning på respektive halvklot, då dag och natt är lika långa över hela jorden. Den 21 juni inträffar vårt sommarsolstånd, och då är solen i zenit över den norra vändkretsen (Kräftans vändkrets). På motsvarande sätt är solen i zenit över den södra vändkretsen (Stenbockens vändkrets) den 21 december. Eftersom huvuddelen av solenergin infaller över ekvatorsområdet, stiger (hävs) luften där p g a att varm luft är lättare än kall luft. Temperaturen i lufthavet sjunker (ca $7 \text{ }^\circ\text{C}$ per km vid molnbildning, ca $10 \text{ }^\circ\text{C}$ i torr luft) i vertikal riktning. Därmed sjunker luftens förmåga att hålla vattenånga. Den uppåtstigande kan hålla allt mindre mängder vattenånga och till slut blir luften mättad och då kommer vattenångan att kondensera till vatten och regna ner. Detta kan ske regelbundet på eftermiddagarna när hävningsprocessen är som kraftigast. I marknära skikt ersätts den kring ekvatorn uppåtstigande luften av luft från sidorna, i detta fall från högre breddgrader, som därmed ingår i cirkulationen. Den luft som på hög höjd förs mot de högre breddgraderna är torr och kall och kommer att sjunka för att fullborda cirkulationen. Därmed kommer den att värmas upp och blir dessutom relativt sett ännu torrare med påföljd att områdena kring vändkretsarna blir mycket torra (subtropiska högtryckscellerna). Det är här vi har de stora ökenområdena runt

hela jordklotet. Regneffektiviteten, som är en funktion av både nederbörd och mängd "regnbar" vattenånga, är relativt väl korrelerad med molnigheten.

Energiändringen för en atmosfärspelare från jordytan till atmosfärens "topp" (ΔS) beror på hur skillnaden i horisontell energitillförsel (A_{Sin}) och utförsel (A_{Sut}) samt motsvarande skillnad i vertikal led (V_{Sin} , V_{Sut}), för en given tidsperiod (Δt).

$$\Delta S = (V_{Sin} - V_{Sut} + A_{Sin} - A_{Sut})\Delta t \quad 3.3$$

Det vertikala nettoinflödet av energi i kolumnens "topp" (V_{Sin}) är strålningsbalansen vid denna nivå. För jorden som helhet är denna balans noll (se ekv 3.1), dvs lika mycket energi kommer in till atmosfären som lämnar den denna väg. Det vertikala nettoflödet av energi ut ur kolumnens botten (V_{Sut}) är detsamma som energibalansen för markytan (se vidare kap 4, 7 och 8). I energibalansen vid markytan balanseras nettostrålningen mot ytan (R_n) av värmeflöden från ytan som består av det latent värmeflödet (LE), det förnimbara värmeflödet (H) och värmeledning ned i marken. Antar vi att nettotillförseln av energi vid atmosfärens topp är försumbar så blir energiändringen:

$$\Delta S = (R_n - H - LE - q_h + \Delta A_S) \Delta t \quad 3.3a$$

Där ΔA_S ($= A_{Sut} - A_{Sin}$) är det horisontella nettoflödet av energi som sker i form av latent och sensibelt värme och brukar kallas för advektion. Latent värme innebär att värmen ligger "dold" i luften (se vidare kap 4) och när denna förflyttar sig följer den latent värmen med. Bäst illustreras detta genom att beskriva avdunstnings- och kondensationsförloppen. Vid kondensation avges samma mängd värme som åtgår vid avdunstning. Det latent flödet visar på ett mycket effektivt sätt att transportera energi från en plats till en annan, t ex från Atlanten in över Skandinavien eller från en våt skog till gräsmatta. Transporten kan ske både vertikalt och horisontellt (jämför nedan) och i både stor, mellan och liten skala.

Sensibelt eller förnimbart värmeflöde sker mellan två kroppar av olika temperatur (se vidare kap 4). Om en trädkrona uppvärms av solstrålningen, som absorberas i barr, kvistar, grenar och stam, kommer trädkronan att avge värme till den luft som sveper förbi kronan. Värmen transporteras vidare vertikalt genom turbulens och horisontellt med "vinden".

Som redan nämnts har advektionen alltså mycket stor betydelse i stor skala, men även i mindre skala spelar den en roll. Vi har redan nämnt de västliga vindarna över Skandinavien när det gäller horisontellt riktade latent värmeflöden. Exempel på horisontellt riktade sensibla värmeflöden är t ex Mistralen (den nordliga kalla vinden i Rhône-dalen som förstärks av gravitationskraften på sin väg ned från Alperna) och Sirocco (den varma vinden från Sahara mot Medelhavet). I mindre skala har vi land- och sjöbris längs kusterna (storleksordning några mil) och flöden till åkermark från närliggande skog och vice versa (storleksordning 100 m).

För jorden som helhet och på årsbasis är den totala energiförändringen i atmosfären (ΔS), nettoflödet av energi till marken (q_n) samt advektionen (ΔA_S) noll, dvs nettostrålningen för markytan ska balanseras av summan av det latent och sensibla värmeväxlingen från denna yta.

$$R_n = H + LE \quad 3.4$$

3.3 Jordens vattenbalans

Jordytans vattenbalans ekvation kan enligt Sellers (1965) enklast beskrivas som ett matematiskt uttryck av den del av den hydrologiska cykeln som direkt kan hänföras till gränsskiktet mellan atmosfär och markyta eller mellan atmosfär och vattenyta. Låt oss därför betrakta en kolumn av marken från ytan ned till ett djup där det vertikala utbytet av markvatten, dvs perkolationen är lika med noll. Nettoförändringen av vatten i kolumnen (Δm_g) är lika med summan av de hastigheter med vilken vatten tillförs eller bortförs från kolumnen enligt, över en given tidsperiod (Δt):

$$\Delta m_g = (P + \Delta q - E) \Delta t \quad 3.5$$

P är vatten tillförd via nederbörd, Δq är nettot av horisontella vattenflöden in i eller ut ur kolumnen och E är avdunstningen. E kan vara negativt och är då vatten tillförd genom kondensation (dvs bildning av dagg, rimfrost, etc.). Nederbörden (P) kan alltså antingen avdunsta (E), lagras i marken (Δm_g) eller rinna bort i vattendrag (Δq). På årsbasis är lagringen ganska oförändrad ($\Delta m_g = 0$), så att nederbörden fördelas på avdunstning respektive avrinning:

$$P = E + \Delta q \quad 3.6$$

Avrinningstermen är positiv för landområden och negativ för havsområden. Vatten rinner från land till hav. Storleken på detta flöde går att bestämma från följande siffror på nederbörd och avdunstning över hav respektive land. Enligt Sellers (1965) gäller på årsbasis och för jorden som helhet (P är nederbörd och E är avdunstning):

Alla hav	$P = 1\,120 \text{ mm år}^{-1}$	$E = 1\,250 \text{ mm år}^{-1}$
Alla kontinenter	$P = 720 \text{ mm år}^{-1}$	$E = 410 \text{ mm år}^{-1}$

Betraktar vi hav och kontinenter tillsammans så är avrinningen från land lika stor som tillrinningen till haven, dvs. all nederbörd balanseras av en lika stor avdunstning:

$$P = E \quad 3.7$$

En parentes, från detta förhållande kan vi utifrån Sellers årsvärden ovan räkna ut hur stor andel av jordytan som är hav respektive land.

Ekvationen (3.7) kan också utnyttjas för att regionvis klassificera olika klimatområden vad gäller vattenfaktorn. Om $P > E$ ($\Delta q > 0$) dvs så är området i klimathänseende

fuktigt (t ex områden med tropisk regnskog eller i stort sett hela Sverige). Här finns alltså ett överskott av vatten som lagras som grund- och ytvatten eller som rinner iväg i vattendrag. När $P \cong E$ talar vi om semiarida områden (stäpp, savann). Här balanserar avdunstningen nederbörden och tålig vegetation kan överleva. I ökenområden är $P < E$ och all nederbörd avdunstar vilket gör att växtligheten är minimal.

På motsvarande sätt kan man härleda vattenbalansen i atmosfären. Betrakta en luftpelare från markytan upp till en höjd där atmosfären är slut. Det övre randvillkoret för marken blir nu det undre randvillkoret för luften. Nettoförändringen (Δm_a) med vilken fuktighet förs till eller från kolumnen kan skrivas:

$$\Delta m_a = (E + \Delta A_w - P) \Delta t \quad 3.8$$

E är avdunstningen (evaporationen, jfr ovan), dvs vatten tillförs pelaren, ΔA_w är horisontella flöden (advektion) in i och ut ur luftpelaren och P är nederbörd som lämnar pelaren. A_{win} och A_{wout} är alltså det sk advektiva tillskottet till atmosfären. Den har mycket stor betydelse i större skala men brukar "glömmas bort" i småskaliga system, även om den här har en icke-försumbar betydelse (se "oasis effekt", Rosenberg m fl, 1983). På sydsvenska höglandet kommer den mesta fukten från västerhavet. Motsvarande sker över de svenska fjällen. När luften tvingas stiga uppåt, avkyls den varvid vattenånga kondenserar till nederbörd vilken faller ner över Småland respektive fjällen. Samma sker vid nordlig vind över norra Uppland, men i mindre skala.

Eftersom termen (Δm_a) egentligen är lagringen av fuktighet i atmosfären är den mycket mindre än de andra termerna (P) respektive (E), och den kan vid översiktsberäkningar försummas på årsbasis. Då gäller att nettoadvektionen av vatten till kolumnen blir:

$$\Delta A_w = E - P \quad 3.9$$

Advektionen är alltså skillnaden mellan avdunstning och nederbörd. På motsvarande sätt är den negativa avrinning (tillrinningen) för en mark(havs)kolumn också lika med skillnaden mellan avdunstningen och nederbörden (ekv 3.6; dvs $-\Delta q = E - P$). För en kolumn innehållande både mark och luft blir alltså tillskottet genom advektion densamma som förlusten genom avrinning.

$$\Delta A_w = -\Delta q \quad 3.10$$

På årsbasis balanseras alltså avrinningen i en viss region (t ex de svenska fjällen) av ett advektivt flöde av vattenånga till luften i regionen vilken kondenserar och regnar ner. Mycket stora mängder vatten transporteras på detta sätt.

3.4 Jordens klimatzoner

Det finns ett antal klimatklassifikationer, många av dem gjorda för ett visst ändamål och utan större generell betydelse. Enligt Griffiths (1985) är det dock möjligt att bestämma några få viktiga karakteristika som man måste ha med i en bra

klassifikation, för att det skall vara möjligt att koordinera med en nödvändig mängd klimatdata och därmed få en hanterlig och förståelig uppställning, som är praktiskt användbar. Sådana karakteristika skall vara inriktade mot ett begränsat och väldefinierat mål och framför allt baserade på meteorologiska principer.

I början av 1900-talet presenterades den första riktigt systematiska klimatklassifikationen, den så kallade Köppen-klassifikationen, av den tyske biologen Köppen. Han kopplade ihop växters utbredning med de vanligaste klimatementen och kunde på detta sätt utforma olika typer av klimatzoner (tabell 3.2).

Vad kan man då använda en sådan klassifikation till? Det viktigaste är naturligtvis att få ett objektiva begrepp om hur klimatet (och dess förhållande till växter) är på olika platser och där man kan sätta Sverige i perspektiv till världen i övrigt. Köppen ville speciellt skilja mellan öken (B-klimat) och tundra (E-klimat) genom att ange "mellanläget" med C- och D-klimat. I ena "kanten" av skalan har man dessutom det tropiska klimatet (A-klimat). Bergs- eller fjällklimatet är ett specialfall (H-klimat). Om man till exempel kommer att ta arbete på någon plats i ett främmande land vars klimat man inte känner, kan man med hjälp av Köppen-klassificeringen jämföra den platsen med en plats som man känner väl. I slutet av det här kapitlet redovisas exempel på en jämförelse.

För att lättare komma ihåg de bokstäver som Köppens har använt sig av finns nedan en lista med beteckningarnas betydelse på tyska, svenska och engelska:

Tabell 3.2. Köppens beteckningar

Använd bokstav	Exempel	Tyska	Svenska	Engelska
W	BW	Wüste	öken	desert
S	BS	Steppe	stäpp	steppe
f	Af	feuchtig	fuktig	humid/moist
h	BWh	heiss	het	hot
k	BSk	kalt	kallt	cool
m		Monsun	monsun	monsoon
n	BSn	Nebel	dimma	fog
s		Sommer	sommar	summer
w		Winter	vinter	winter

Enligt Köppen är det nödvändigt att känna till följande variabler för att utnyttja hans klassificeringsschema:

- Medeltemperaturen för varje månad under året, med vilken man sedan kan beräkna temperaturen för den varmaste respektive kallaste månaden samt årets medeltemperatur.
- Nederbördssumman för varje månad under året, med vilken man sedan kan beräkna hela årets nederbördssumma samt fördelningen under året (t ex torr- respektive regntid).

Tabell 3.3. Huvudklimattyper enligt Köppens klassificering (modifierat efter Liljequist, 1970)

	Huvudtyp (Underklass)	Kriterier
A	Regnrika, tropiska klimat	Alla månader varmare än 18 °C (se vidare i tab 3.4)
B	Arida klimat BW BS	Inga temperaturkriterier: ökenklimat (extremt arida klimat) stäppklimat (semiarida klimat)
C	Varmtempererade fuktiga klimat	Kallaste månaden varmare än -3 °C men kallare än +18 °C, samt varmaste månaden varmare än +10 °C
D	Kalltempererade fuktiga klimat	Kallaste månaden kallare än -3 °C, och varmaste månaden varmare än +10 °C
E	Polarklimat ET Tundraklimat EF Glaciaklimat	Alla månader kallare än +10 °C Varmaste månaden: 0 °C till +10 °C Varmaste månaden kallare än 0 °C
H	Bergs -(höglands-)klimat	Temperaturen modifieras kraftigt med höjden över havet. Vanligtvis anger man att temperaturen sjunker med 0.7 °C per 100 m ökad höjd över havet

Observera att A, C och D är klimat där skog kan växa, och därför brukar man kalla dessa typer för "trädklimat".

Tabell 3.4. Detaljindelning av det tropiska klimatet. Observera att bokstäverna A respektive h hänför sig till tropiska klimat där månadsmedeltemperaturen måste överskrida +18 °C

Beskrivning	Klass	Kriterier
Regnrika tropiska klimat	Af	Fuktigt året om, ingen månad med lägre nederbörd än 60 mm
Tropiska klimat med regn- och torrtid	Am	Monsun klimat med kraftig årlig nederbörd och med en kort torrperiod. Oftast tillräckligt med regn för tropisk regnskog
Tropiska sub-humida klimat med torra "vintrar"	Aw	Klimat med torrperiod under den tid som solen är som lägst. Minst en månad med mindre nederbörd än 60 mm
Tropiska savann- eller stäppklimat	BSh	Halvökenklimat (stäpp) vanligen med vegetation av gräs
Tropiska ökenklimat	BWh	Ökenklimat utan nämnvärd vegetation

Två gränsskikt måste definieras, nämligen:

- mellan ökenklimat (BW) och savannklimat (BS) samt
- mellan savannklimat (BS) och de fuktiga klimaterna A, C, D

Köppen använde årsmedeltemperaturen (T) och nederbörden (P) för att bestämma dessa gränsskikt, och därvid delade han upp klimatområdena med avseende på nederbördens fördelning enligt tabell 3.5:

Tabell 3.5. Klimatområden klassificerade enligt årsmedeltemperatur och nederbörd

Klimatområde	Nederbörd varje månad	Sommarnederbörd	Vinternederbörd
Ökenklimat BW	$P < T_a + 7$	$P < T_a + 14$	$P < T_a$
Stäppklimat BS	$T_a + 7 < P < 2(T_a + 7)$	$T_a + 14 < P < 2(T_a + 14)$	$T < P < 2 T_a$
Klimat*) A, C, D	$P > 2(T_a + 7)$	$P > 2(T_a + 14)$	$P > 2T_a$

*) Typ beroende på temperaturkriteriet i tabell 3.3.

Den ovan presenterade klassificeringen är relativt grov men kan förfinas genom tillägg av ytterligare bokstäver. Dessa kan naturligtvis inte kombineras godtyckligt, utan hänger ihop med huvudklassificeringen. Nedan listas dessa tillägg, av vilka a, b, c och d betecknar temperaturkaraktistika medan f, s och w ger information om nederbördens årsvariation. Bokstaven n ger dessutom viss väderinformation. Några av bokstäverna har redan använts ovan.

Tabell 3.6. Förfinad klassificering av klimatområden enligt temperatur och nederbörd

Bokstav	Förfinad beskrivning
a	Varmaste månadens medeltemperatur $> +22$ °C
b	Varmaste månadens medeltemperatur $< +22$ °C och med minst 4 månader $> +10$ °C
c	Mindre än 4 månader har en medeltemperatur > 10 °C och den kallaste månaden måste vara > -38 °C
d	Samma som c ovan, men med den kallaste månaden < -38 °C
f	Fuktigt klimat hela året där ingen månad har lägre nederbörd än 60 mm
h	Hett, torrt klimat med årlig medeltemperatur $> +18$ °C
k	Kallt torrt klimat med årsmedeltemperatur $< +18$ °C och där varmaste månaden måste vara $> +18$ °C
k'	Samma som k ovan, men med den varmaste månaden < 18 °C
m	Monsunklimat med stor årsnederbörd men med en kortare torrperiod som dock tillåter att regnskog växer där
n	Torrt klimat men med hög frekvens av dimma
s	Torrperiod på sommaren dvs under den period då solen står som högst
w	Torrperiod på vintern dvs under den period då solen står som lägst

Här ges ett exempel på Köppen-klassificering för platserna Reykjavik (lat. 64°08'N, lon. 21°56'W, alt. 18 m), Kinshasa (lat. 04°20'S, lon. 15°16' E, alt. 309 m) och Phoenix (lat. 33°26'N, lon. 112°01' W, alt. 340 m). Tabell 3.7 ger data för de tre platserna för att kunna bestämma de för klassificeringen nödvändiga variablerna som visas i tabell 3.8. Nu får man med hjälp av informationen i tabellerna 3.3 - 3.5 den aktuella Köppen-koden. Man måste naturligtvis tillämpa tabellerna med "sunt förnuft". Sålunda skall man alltid kontrollera att nederbörd och avdunstning är i balans, vilket kan ske med hjälp av tabell 3.5.

Tabell 3.7. Klimatdata för tre platser för att beräkna de nödvändiga variablerna i tabell 3.8

Mån	Medeltemp (°C) Reykjavik	S:a nederb (mm) Reykjavik	Medeltemp (°C) Kinshasa	S:a nederb (mm) Kinshasa	Medeltemp (°C) Phoenix	S:a nederb (mm) Phoenix
Jan	-0.3	89	26.0	128	10.4	19
Feb	0.3	64	26.2	139	12.5	22
Mar	1.5	62	26.7	181	15.8	17
Apr	3.6	56	26.8	209	20.4	8
Maj	6.8	42	26.0	134	25.0	3
Jun	9.8	42	23.4	5	29.8	2
Jul	11.4	50	22.0	1	32.9	20
Aug	10.0	56	23.3	4	31.7	28
Sep	8.6	67	25.6	33	29.1	19
Okt	5.3	94	26.2	137	22.3	12
Nov	2.2	78	26.1	236	15.1	12
Dec	0.5	79	25.9	171	11.4	22

Tabell 3.8. Nödvändiga variabler för fastställande av Köppen-koden (erhålles bl a ur tabell 3.7)

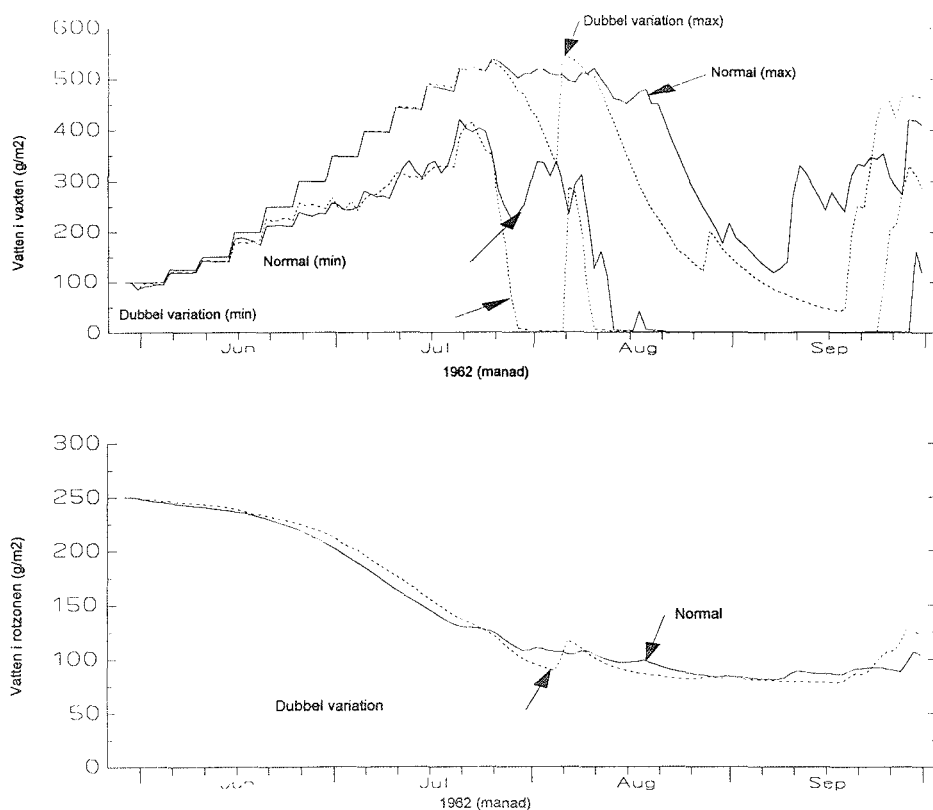
Variabel	Reykjavik	Kinshasa	Phoenix
Årsmedeltemp, °C	5.1	25.3	21.4
Lägsta månadsmedeltemp, °C	-0.3	22.0	10.4
Högsta månadsmedeltemp, °C	11.4	26.8	32.9
Summa årsnederbörd, mm	779	1378	184
Lägsta månadsnederbörd, mm	42	1	2
Nederbörden faller väsentligen under:			
Sommar; (andra bokstav w)		Sommar	
Vinter; (andra bokstav s)			Vinter
Hela året; (bokstav f)	Hela året		
Kriterier enl tab 3.3 - 3.6	Enl tab 3.3: C; enl tab 3.6 (fukt): f; enl tab 3.6 (temp): c	Enl tab 3.3: A; enl. tab 3.4, 3.6: w	Enl tab 3.5: B; enl tab 3.3: BW; enl tab 3.5, 3.6: w
Resultatet blir Köppen-koden:	Cfc	Aw	BWh

4 Vattentransport i mark-växt-atmosfär

Vatten från atmosfären når marken genom regn. Gravitationskraftens inverkan på vattendropparna orsakar detta. Transporten av vatten från marken till atmosfären sker på grund av helt andra krafter. Vattnet kan ta vägen genom växten eller transporteras direkt från marken till atmosfären. Vattnet når atmosfären som ånga. I växten ligger avdunstningsytorna uppe i bladen och det krävs en motkraft till gravitationskraften som kan lyfta vattnet till denna nivå. I höga träd kan det ju bli frågan om 100 - 150 m höjd. För detta krävs ett mycket stort arbete. Som jämförelse kan nämnas att en kraft motsvarande den som en luftpelare från atmosfärens "topp" orsakar på markytan "endast" skulle kunna lyfta vatten till 10 meters höjd ($1 \text{ atm} = 10 \text{ m H}_2\text{O} = 1000 \text{ mbar} = 1 \text{ bar} = 0.1 \text{ MPa}$). Krafter på i storleksordning 1 MPa kan alltså krävas för att lyfta vattnet från marken till en trädkrona. Den faktor som orsakar en så stor kraft uppstår då avdunstningen ger ett lägre energitillstånd hos vattnet i cellerna närmast avdunstningsytorna jämfört med vatten i andra delar av växten och marken. Denna kraft härstammar alltså från att energi i samband med avdunstningen omsätts till en skillnad i vattnets energitillstånd (se vidare om energibalansen och vattenpotential).

En förutsättning för att drivkraften som föreligger mellan bladet och den torra luften ska kunna kännas av även nere i marken där det stora vattenmagasinet finns, är att vattenpelaren är obruten hela vägen genom växten. Tack vare de starka kohesionskrafterna mellan vattenmolekylerna, adhesionskrafter till växtens cellväggarna och växtcellernas struktur är detta möjligt. Eftersom kohesionskrafterna spelar en central roll kallas ibland denna teori för transpirationskohesionsteori och började utvecklas i början av 1900-talet.

För att numeriskt åskådliggöra konsekvenserna av denna teori för växtens vattendynamik vid varierande väderlek och/eller egenskaper hos växten har simuleringsmodellen SPAC konstruerats (SPAC står för *Soil-Plant-Atmosphere-Continuum*). Den här typen av modeller började utvecklas på 70-talet och modellen som används i denna kurs utvecklades först för sojabönor i Australien av Kowalik & Turner (1983). Sedan har den vidareutvecklats för energiskog (Salix) av Kowalik & Eckersten (1984). Den har bl a används på raps (brassica) (Burujeny, 1992) och på gran (Cienciala m fl, 1994). Den här typen av modeller används också för att bedöma effekter av framtida klimatförändringar på avdunstning från bevuxen mark. Ett sätt att representera en möjlig klimatförändring är att använda en sk vädregenerator och ändra koefficienterna i den. På detta sätt kan man t ex studera effekten av en ökad förekomst av torrperioder utan att mängden nederbörd ändras.



Figur 4.1a, b. Simulerat lättillgängligt vatten i en Salixgröda (a) och vatten i rotzonen (b) för normalt klimat i Rothamstedt (heldragen linje) och en dubblering av variationen i nederbörd (streckad linje). Med max respektive min avses det högsta respektive minsta värdet under dygnet. Väderdata har beräknats av E Barrow, M Hulme och M Semenov (1994; Barrow & Semenov 1995) m h a en vädergenerator (LARS-WG; Racsko m fl 1991). Värdena representerar en vår slumpvis utvald ur en 30-års period. Simuleringen är gjord med SPAC-modellen och parameteriseringen av grödan och marken är preliminär.

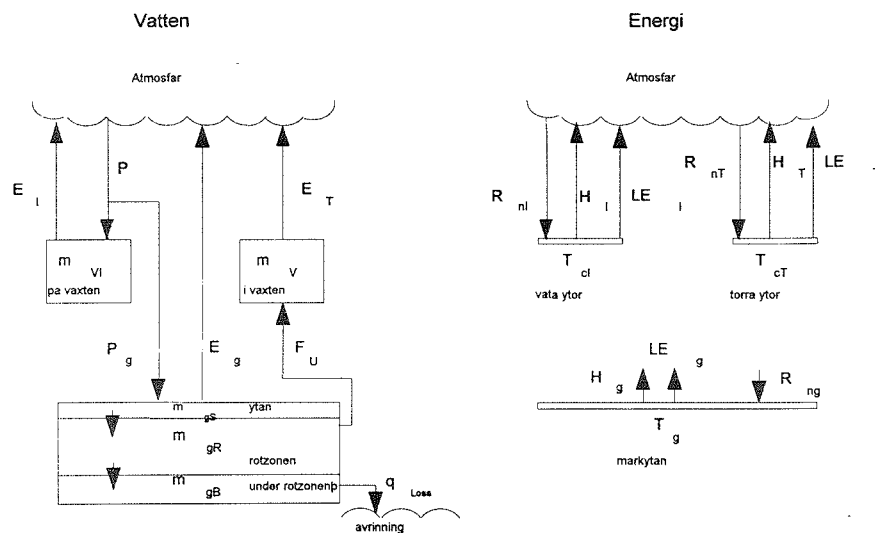
I fig 4.1 har vatteninnehållet i ett Salixbestånd simulerats för en sådan här beräknad variation i klimatet i sydvästra England. Bladverkets kapacitet att lagra vatten ökar i början av sommaren i och med att bladytan ökar (LAI ökar från ca 1 till 6). Bladyteökningen orsakar också att avdunstningen ökar och så småningom uppstår vid middagstid vattenbrist i växten. Markvattenförrådet minskar ända till mitten av september då tillförseln via nederbörd börja överstiga förlusterna via avdunstning. Den ökade variationen i nederbörd orsakar små relativa förändringar i markvattenhalten men stora förändringar i växten.

4.1 SPAC-modellen allmänt

Modellen (fig 4.2) består av fem pooler för vatten i systemet mark-växt-atmosfär: vatten i marken (en pool för markavdunstning, en för rotupptag och en för avrinning),

vatten i växten som är tillgängligt för avdunstning och vatten på vegetationsytorna (intercepterat regn). Flödena till och från dessa pooler simuleras för varje minut. Tillförsel av vatten till systemet sker till vegetationsytorna genom att regn fastnar på blad och grenar och till marken genom det regn som av någon anledning ej interceperats på bladen. Regnet är en drivvariabel (ett randvillkor, - se vidare kap 4.7). Bortförslenn av vatten från poolerna sker genom avdunstning vilket kräver energi. För att veta förutsättningarna för avdunstning krävs värden för varje minut på globalstrålning, nettostrålning, lufttemperatur, luftfuktighet och vindhastighet, vilka är de övriga drivvariablerna. Med energibalansen som villkor simuleras temperaturerna för de respektive avdunstningsytorna.

Simulerade värden (t ex vattenflöden) uttrycks per markytenhet (m^2) och symboliserar summan av alla värden för denna yta. Växtens och markens egenskaper och drivvariablerna uttrycks med värden som representerar hela markytenheten. Detta innebär t ex att även om olika blad har olika egenskaper för stomatamotståndet så uttrycks dessa med bara ett "genomsnittsvärde" och den simulerade transpirationen avser hela beståndet. En utförlig beskrivning av modellen återfinns i Eckersten (1995).



Figur 4.2. Schematisk beskrivning av SPAC modellen. Heldragna linjer är flöden av vatten och energi. För förklaring av symboler, se Symbolista (Efter Eckersten 1995).

4.2 Växtens och markens vattenbalans

Växten innehåller mycket vatten. Mer än hälften av dess vikt är vatten. Det mesta av detta vatten är relativt hårt bundet i växten, dvs dess potential är låg och mycket arbete krävs för att få loss det i fri form. En mindre del, i storleksordningen 20% är dock relativt löst bundet och därmed tillgängligt för avdunstning i stomata, dvs. transpiration. Vi betraktar denna mängd vatten som växtens vattenstatus och den

uttrycks per ytenhet mark (m_v ; $\text{gH}_2\text{O}/\text{m}^2$). Detta är den samlade mängden lättillgängligt vatten i växten över denna yta och finns lokaliserat relativt nära avdunstningsytorna i bladens celler. Mängden antas vara proportionell mot baldytans storlek.

$$m_{v\text{Max}} = m_{v0}LAI \quad 4.1$$

Växtens vatteninnehåll förändras snabbt under dagen och bestäms av skillnaden mellan hur mycket som tas upp via rötterna och hur mycket som förloras genom avdunstning via bladens klyvöppningar (transpiration). Under en minut förlorar den lättillgängliga poolen den beräknade transpirationen per sekund (E_T) multiplicerat med 60 sekunder (δt): $\delta m_v = - E_T \delta t$.

Från tiden t_1 , t ex 10^{05} till tiden t_2 en minut senare (10^{06}) minskar den lättillgängliga poolen så att vid tiden t_2 gäller:

$$m_v(t_2) = m_v(t_1) + \delta m_v \quad 4.2$$

Den minskade mängden vatten i bladen orsakar att vattenpotentialen i bladen sjunker. Det skapas en skillnad i vattenpotential mellan marken och bladen och en kraft uppstår som skapar ett sug efter vatten från marken. Upptaget av vatten under nästa minut (10^{06} till 10^{07}) är då upptaget per sekund (F_U) multiplicerat med 60 sekunder och vid tiden t_3 har växtens vattenpool ökat igen: $\delta m_v = + F_U \delta t$ och

$$m_v(t_3) = m_v(t_2) + \delta m_v \quad 4.3$$

I verkligheten, så väl som i modellen, sker inte transpirationen och upptaget vid olika tidsteg utan samtidigt under en och samma minut. Detta innebär att ändringen i vatteninnehållet (δm_v) är skillnaden mellan upptag och transpiration. Korrekt uttrycker vi ändringen som en integral över det givna tidssteget vilken dock inte går att lösa analytiskt. Med hjälp av numeriska metoder (och datorn) kan dock integralen approximativt bestämmas genom att transpiration och upptag beräknas för de förhållanden som gäller i början av minuten. Sedan antas dessa flöden vara konstanta under hela minuten.

$$\delta m_v = (F_U - E_T) \delta t \quad 4.4$$

I marken är vattnet som finns inom rotzonen tillgängligt för växten. Detta förråd fylls på vid regn upp till en viss gräns över vilken det inte ryms mer vatten (i vår förenklade markmodell försummar vi kapillär upptransport från underliggande lager). I denna situation är markens relativa vattenhalt som störst (θ_s , fältkapaciteten är nådd). Den totala mängden växttillgängligt vatten per markyteenhet ($m_{g\text{Max}}$) bestäms av den aktuella jordvolymen som är proportionell mot rotdjupet (z_r , m), det relativa vatteninnehållet ($\text{m}^3\text{Vatten}/\text{m}^3\text{Mark}$) och hur mycket en volymsenhet vatten väger (ρ_w , g/m^3).

$$m_{g\text{Max}} = \rho_w \theta_s z_r \quad 4.5$$

Vatten tillförs alltså marken genom det regn som når markytan (P_g), dvs regn som ej intercepteras av ovanjordiska växtdelar. Marken som helhet förlorar vatten genom växtens vattenupptagning, avdunstning från markytan (E_g) samt genom förluster (q_{Loss} , avrinning till intilliggande mark och perkolation till djupare marklager). Ändringen i markvattenmagasinet under ett tidsteg blir då:

$$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t \quad 4.6$$

Det som bestämmer hur mycket regn som når markytan ska behandlas senare liksom växternas upptag och transpiration. Markyteavdunstningen beräknas utifrån energibalansen för markytan med hjälp av Penman-Monteiths formel där vi dock försummar lagringen av värme i marken (se vidare kap 7). Det aerodynamiska motståndet i luften inne i lövverket ökar linjärt med bladytan. Stor bladyta "isolerar" markytan från atmosfären och sänker markyteavdunstningen. Ytmotståndet ökar omvänt proportionellt mot det relativa vatteninnehållet (jämför Jansson, 1991). Avrinningen plus perkulationen antar vi är den mängd vatten som överstiger lagringskapaciteten.

I modellen delas marken (representerad av m_g ovan) upp i tre olika skikt så att avdunstning, rotupptag och avrinning ej sker från samma pool (se vidare Eckersten 1995). Ett mer noggrant beräkningssätt för markyteavdunstningen och avrinningen liksom flöden och lagring i markens inre behandlas i en annan modell, SOIL-modellen (Jansson 1991; se också MACRO-modellen, Jarvis 1991).

4.3 Bladytornas energibalans

Det är skillnader i vattenpotential som är den drivande kraften för vattentransport. Transporten sker från det högre (våtare normalt) energitillståndet till det lägre (torrare) utan att vi behöver tillföra någon energi. Energin har redan tillförts då gardinerna i vattenpotential byggdes upp. Denna energi kommer ytterst från solen.

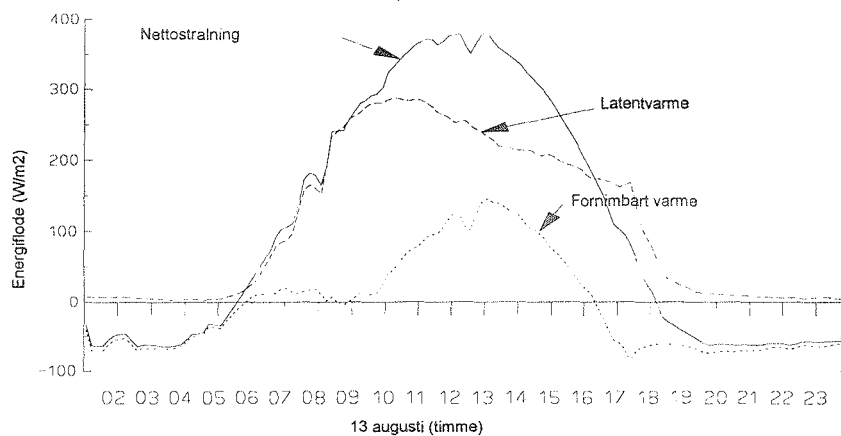
Vi börjar därför med att studera hur energin från solen, i form av strålningsenergi, absorberas av bladen och där omsätts den i andra energiformer som verkar drivande för vattentransport. Ytans (gränsskiktet mellan luft och blad) temperatur återspeglar förhållandet mellan de olika energiformerna. Ytan har ingen volym och ingen massa. Det innebär att ytan själv inte tillför eller tar någon energi i energibalansen. Den beror enbart på förhållandena i omgivande luft och blad. Vi utgår från en mycket viktig princip, termodynamikens första huvudsats (se t ex Chang 1994), som säger att energi bara kan omvandlas; ej skapas eller förgörs. Konsekvensen av denna lag är att summan av alla våra energiflöden till och från bladytan måste bli noll. Dvs bladens nettostrålningsenergi (R_{nc}) ska fördelas på förnimbart värmefflöde (H_T), latent värmefflöde (LE_T) och ledning ned i bladen. Bladen är dock ofta så tunna att de kan betraktas som en yta och deras värmelagringsförmåga försummas. Likaledes kan omsättningen av energi i kemiska reaktioner försummas i bladens energibalans som nu blir:

$$R_{nc} - H_T - LE_T = 0 \quad 4.7$$

Det är viktigt hur vi definierar riktningarna på flödena. Strålningen har här definierats som positiv mot ytan och de andra flödena som positiva när de går från ytan. Detta för att strålningsenergin är den huvudsakliga tillförseln av energi och transpiration sker alltid från växten, samt att det är praktiskt att arbeta med positiva termer. (En fullständig form på energibalansen ges i ekv 7.1).

Energien mäts i enheten Joule [J] och den mängd som faller in mot jorden per tidsenhet har då sorten [J/s] eller som det också kallas, effekt [W]. Mängden energi brukar alltid relateras till en begränsad yta och uttrycks för en kvadratmeter [W/m^2]. För modellens del avser denna kvadratmeter en horisontell markyta, dvs alla blad som ryms ovanför denna yta inbegrips i balansen.

Det är variationen i den inkommande solstrålningen som i huvudsak bestämmer variationerna i nettostrålningen. Den utgående komponenten i nettostrålningen beror på lövverkets temperaturer och orsakar mindre variationer (se kap 6). I fig 4.3 ser vi ett exempel på en solig svensk sommardag. Då kan globalstrålningen uppgå till 800 W m^{-2} medan den utgående strålningen kan variera från ungefär 50 W m^{-2} på natten, när bladen är svala, till 400 W m^{-2} mitt på dagen. Den resulterande nettostrålningen (skillnaden mellan inkommande och utgående strålningen) kan i sådan fall uppvisa ett dygnsförlopp som det i fig 4.3.



Figur 4.3. De olika komponenterna i bladens energibalans en solig sommardag i Uppsala (samma gröda och dag som i fig 4.5).

På natten åtgår mycket litet energi till avdunstning och bladens energiförluster genom utstrålning balanseras av att bladen uppvärms av omgivande luft (som i sin tur kyls av). Det förmibara värmevärdet är nu i stort sett lika stort som nettostrålningen. När solen går upp på morgonen ökar nettostrålningen i och med att solstrålningen ökar och efter ca en timme är den lika stor som utstrålningen, dvs nettostrålningen är noll. Vid det laget har avdunstningen börjat komma igång, först genom att dagg avdunstar men framförallt för att transpirationen börjat, det latent värmevärdet ökar. Nu är bladen lika varma som luften, men det förmibara värmevärdet fortsätter inte att öka ty förutsättningarna för transpiration är så bra att den ökade tillgången på strålningsenergi åtgår till fasomvandlingen av vatten till vattenånga inne i bladen. Emellertid redan vid tiotiden är instrålningen så stor att energi blir över i

avdunstningsprocessen. Bladytan värms upp som i sin tur värmer omgivande luft (förmimbara värmeflödet ökar). På eftermiddagen sjunker instrålningen samtidigt som övriga förutsättningarna för avdunstning förbättras. Strax innan skymningen räcker nettostrålningen inte längre till som energikälla och värme erhålls också från omgivande luft (fig 4.3).

Nettostrålning

Den strålningsenergi som bladen absorberar härrör inte enbart från solen. Alla kroppar varmare än absoluta nollpunkten utsänder energi. Nettostrålningen är nettot av alla flöden till ytan. Normalt känner vi bara till nettoflödet för hela växtplatsen dvs det är mätt ovanför lövverket. Nettostrålningen gäller då både växten och marken. För att kunna särskilja den del som tillfaller enbart växten måste vi beräkna nettostrålningen vid markytan under lövverket. Vi utgår då från hur solstrålningen absorberas av lövverket.

Solstrålningen träffar först de översta bladen. En del av strålningen absorberas av bladen, en annan del träffar bladen men reflekteras ut i luften igen varav en viss del nedåt i lövverket, en del tar sig rätt igenom bladen och ändrar då sin karaktär, och en del har helt enkelt missat bladen och tagit sig rakt igenom och ned till nästa lager blad. Det ljus som når nästa lager försvagas i sin tur på liknande sätt som det ljus som nådde de översta bladen. När försvagningen sker så att samma andel försvagas i varje skikt, då avtar strålningen ned genom beståndet enligt Beer's lag med försvagningskoefficienten κ . Strålningen avtar exponentiellt med ökad genomträngd bladyta. Då hela bladverket penetrerats, bladytan = bladyteindex (LAI), är strålningen som når markytan:

$$R_{ng} = R_n \cdot e^{(-\kappa \cdot LAI)} \quad 4.8$$

I absoluta termer innebär detta att mest energi absorberas i de övre skikten av lövverket. Denna modell för strålningsabsorption har främst giltighet för den kortvågiga solstrålningen men har också visat sig användbar för nettostrålningen. Skillnaden mellan nettostrålningen vid markytan (R_{ng}) och den vid lövverkets topp (R_n ; som avsåg både växt och mark) är den mängd strålningsenergi som absorberats av lövverket (R_{nc}) och kan användas för omformning till andra energiformer i bladen (se vidare kap 6).

$$R_{nc} = R_n \left(1 - e^{(-\kappa LAI)}\right) \quad 4.9$$

Ett bladverk med mer vertikalt, än horisontellt, orienterade blad släpper igenom mer strålning. Detta bladverk har då ett lägre värde på försvagningskoefficienten (se kap 6) och mindre strålningsenergi absorberas. Nettostrålningen i energibalansen minskar. Detta innebär att bladens temperatur minskar vilket verkar hämmande på både det latent och förmimbara värmeflödet.

Latent värmefföde

När solstrålningen når växten absorberas energin i denna strålning av vattnet i bladen. Vattenmolekylerna erhåller sådan fart av den energi som tillförts dem att bindningarna mellan molekylerna släpper. Molekylerna går i sär och bildar gas. Vattnet avdunstar. Och som gasmolekyler kan de lämna bladet genom små öppningar i ytan, de s k klyvöppningarna. Den mängd vattenånga som på detta sätt lämnar växten kallas transpiration och är ett flöde av en viss mängd H₂O-molekyler (g H₂O/m²/s). Energin som åtgår för att avdunsta 1 kg vatten är i stort sett konstant 2.45 MJ/kg (vid 20 oC) och kallas latentvärmnet. Denna energi ger ingen ökning i temperatur. Istället blir den lagrad i molekylernas frihet från varandra, dvs i fasomvandlingen från vatten till vattenånga. Den här energin återfås från vattenången då den kondenserar, dvs då den blir vatten igen. Värmen är latent. Produkten av det latentvärmnet och transpirationen (E_T) blir det latentvärmeflödet (LE_T [(J/g)(g/s/m²)]).

Det latentvärmeflödet bestäms av tillgången på hur mycket vatten som kan avdunsta, förutsättningar för vattenångtransport och tillgänglig energi. Flödet sker från det energirika tillståndet till det energifattiga. Detta motsvaras av att transporten sker från den plats där det är högt ångtryck till den plats där det är lågt och är proportionell mot skillnaden mellan ångtrycket vid bladytan (e_{cs}) och ångtrycket i den omgivande luften (e_a). Luften närmast avdunstningsytorna antas vara mättad och ångtrycket är mycket känsligt för temperaturen (se ekv 7.24). Vattenångeflödet uttrycks i enheten massa. Tryckskillanden måste alltså konverteras till denna enhet. Detta sker med koefficienter som är relativt konstanta. I korthet sker konverteringen som följer: Psykrometerkonstanten (γ) konverterar tryckenhet till en temperaturenhet (1/γ) [K/Pa]; specifika värmnet, temperaturenhet till en energimängd per viktsenhet (C_p) [J/g/K]; densiteten, en viktsenhet till volymenhet (ρ_a) [g/m³] och latentvärmnet (L) konverterar energienhet till en viktsenhet (1/L) [g/J].

Drivkraften för vattenångeflöde är alltså en skillnad i ångtryck. Mot denna kraft verkar motstånd som gör att skillnaden inte omedelbart utjämnas. Utjämnningen sker med ett flöde som alltså inkluderar dimensionen tid. Latenta värmeffödet (transpirationen multiplicerat med latentvärmnet) blir:

$$LE_T = \frac{\rho_a C_p}{\gamma} \cdot \frac{(e_{cs} - e_a)}{(r_c + r_a)} \quad 4.10$$

Två mekanismer påverkar transpirationsmotståndet; stomatas öppningsgrad som kontrolleras av växtens fysiologiska egenskaper och omrörningen i luften som påverkas av lövverkets aerodynamiska egenskaper. Vattenångemolekylerna påverkas först av stomatamotståndet (r_c) och först därefter av det aerodynamiska motståndet (r_a). Motstånden är kopplade i serie och adderas.

Det aerodynamiska motståndet är ett uttryck för svårigheten att transportera molekyler i luften. Med dessa molekyler transporteras vissa egenskaper. Vattenångemolekylerna överför härmed den latentvärmnet och alla molekyler bidrar till överföringen av den förnimbara värmen. Transporten av molekyler från en plats till en annan befrämjas av att vindhastigheten (u) är hög. Vinden avser här luftmolekylernas horisontella

hastighet och då vinden träffar växtdelar (lövverk etc) omfördelas deras rörelseenergi så att turbulens uppstår (se vidare kap 7). Därmed ökar den vertikala transporten och överföringen av värme från blad till ovanliggande atmosfär. Beroende på ytans struktur kommer den horisontella vinden att avta olika över olika typer av ytor (barmark, skog etc). För en viss nivå strax ovanför ytan kommer vinden vara lägre för en skrovlig yta (t ex skog) än för jämn yta (t ex jordbruksgröda), om vindhastigheten på hög höjd (låt säga 500 m) skulle vara densamma för de bägge. Detta innebär att mer turbulens bildats över den skrovliga ytan och det aerodynamiska motståndet är lägre. Vid neutralt skiktad atmosfär (temperaturen avtar med 1 °C per 100m, se kap 7) gäller den logaritmiska vindlagen för hur vinden avtar ned mot vegetationsytan. Med hjälp av denna kan man härleda ett uttryck för hur det aerodynamiska motståndet avtar vid ökad vindhastighet (se kap 7 och jfr speciellt ekv 7.13):

$$r_a = \frac{\ln^2((z_u - z_d) / z_0)}{k^2 u} \quad 4.11$$

där z_u är höjden över markytan där vinden är mätt, z_d nollplansförskjutningen och z_0 skrovlighetslängden. Ekvationen visar att ju högre nollplansförskjutning och skrovlighetslängd, desto lägre motstånd. Antagandet om att detta motstånd, som avser impulsflödet (ekv 7.9) också är tillämpligt för vattenångemolekyler har vissa begränsningar, se vidare kap 7.

Vid icke neutralt skiktad atmosfär tillkommer krafter som påverkar luftens vertikala rörelser, beroende på att ett luftpaket som rör sig vertikalt till en ny nivå får en temperatur som skiljer sig från temperaturen på denna nivå. Formeln för det aerodynamiska motståndet måste då modifieras (se kap 7 och t ex Rosenberg m fl, 1984).

Förnimbart värmefflöde

När bladen absorberar solstrålning ökar deras temperatur (T_c). Luftmolekylerna allra närmast ytan blir i stort sett lika varma som bladet eftersom bladen har en mycket liten värmelagringskapacitet. Temperaturen är en avspeglning av molekylernas rörelseenergi. Värme transporteras från det energirika tillståndet till det energifattiga dvs från den varma bladytan mot den kallare luften bredvid (T_a). Detta flöde av energi kan vi känna med vår hud, det känns varmt och kallas förnimbart (eng. sensible) värmefflöde. Flödet är alltså proportionellt mot skillnaden i temperatur ($T_c - T_a$). Temperaturen översätts till en energimängd genom att multipliceras med det specifikkvärmeför luftens densitet. Luftmolekylernas, precis som vattenångemolekylernas, transport och därmed möjlighet att utjämna skillnader beror på det aerodynamiska motståndet. Dock verkar inget stomatamotstånd på dessa molekyler eftersom de uppvärms vid bladytan utanför stomata.

$$H_T = \frac{\rho_a \cdot C_p (T_c - T_a)}{r_a} \quad 4.12$$

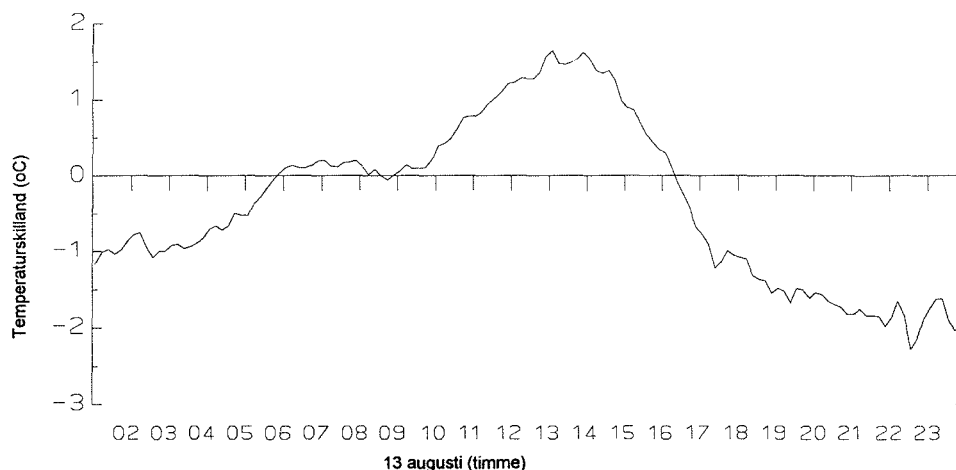
Notera att, liksom i ekv 4.10, har också här antagits att det aerodynamiska motståndet för impulsflödet är tillämpligt. I detta fall antar vi att r_a gäller för luftmolekyler i allmänhet (se vidare kap 7 ekv 7.3).

Bladyttemperaturen

Det är bladytans temperatur som är den okända faktor som vi löser med hjälp av energibalansen. Både det latent och det sensibla värmeflödet är funktioner av yttemperaturen. Även nettostrålningen är det men normalt sett är den känd genom någon form av mätning.

$$R_{nc} - H_T(T_c) - LE_T(T_c) = 0 \quad 4.13$$

Energibalansen ger här en entydig lösning för temperaturen men eftersom mätnadsångtrycket, som bestämmer transpirationen, ökar icke-linjärt med temperaturen (ekv 7.24) kan inte temperaturen lösas analytiskt, utan vissa antaganden. I modellen löser vi temperaturen numeriskt genom att anta att energibalansen behöver bara vara uppfylld till en viss given noggrannhet (dvs ej exakt, i realiteten är dock noggrannheten fullt tillräcklig). Balansen uppnås genom att prova olika temperaturer tills dess man finner en temperatur som uppfyller villkoret. En annan metod är att anta att mätnadsångtrycket ökar linjärt kring den temperatur som luften har (ekv 7.31). Då kan man erhålla en exakt analytisk lösning på temperaturen. Detta antaganden ligger till grund för Penmans formel för avdunstning (se kap 7) och ger försumbara fel i de fall då skillnaden mellan luftens och ytans temperaturer inte är stor (någon grad, se t ex Rosenberg m fl 1983).



Figur 4.4. Skillnaden mellan bladens temperatur och luftens temperatur en solig sommardag (samma växt och dag som i fig 4.5).

Givet en viss strålningsbalans är det alltså förutsättningarna för avdunstning som bestämmer yttemperaturen. Detta kan illustreras av det fall då nettostrålningen är noll nära gryning och skymning. Då ska det latent värmeflödet från ytan och det sensibla värmeflödet mot ytan balansera varandra. Är förutsättningarna goda för avdunstning

måste mer energi tas från det förnimbara värmeflödet som då blir negativt dvs värme transporteras från luften mot ytan.

I fig 4.4 visas hur temperaturskillnaden mellan blad och luft varierar för samma situation som beskrevs i fig 4.3. Eftersom temperaturskillnaden är drivkraften för det förnimbara värmeflödet (ekv. 4.13) så uppvisar temperaturdifferensen mycket stora likheter med detta flöde. Skillnader beror på att det aerodynamiska motståndet varierar. På natten balanseras nettostrålningen (ca -50 W m^{-2}) av en kylning av bladen med ca $1 \text{ }^\circ\text{C}$, jämfört med omgivande luft. Om vinden varit starkare skulle det räcka med en mindre avkylning. Mitt på dagen ser vi att förutsättningarna för transpiration orsakat att bladens temperatur blivit ca $2 \text{ }^\circ\text{C}$ varmare än omgivande luft. På eftermiddagen avtar temperaturskillnaden i och med att instrålningen avtar samtidigt som förutsättningarna för avdunstning är relativt goda (luften är relativt torr på eftermiddagen). Förutsättningarna för avdunstning är så goda att t o m energi genom avkylning av bladen under omgivningens temperatur, är ett nödvändigt energitillskott. Vi ser dock att det förnimbara värmeflödet slutar att minska vid solens nedgång och att det därefter balanserar den negativa nettostrålningen (fig 4.3). Bladens temperatur fortsätter dock att bli allt svalare jämfört med den omgivande luften (fig 4.4). Detta kan förklaras med att vinden successivt avtar. Dvs. för att upprätthålla utbytet av värmeenergi från luft till blad då vinden avtar måste drivkraften för energiflödet (temperaturskillnaden) blir större.

4.4 Vattenpotential

Innan vi betraktar hur vattenpotentialen styr processerna i modellen så låt oss göra en översiktlig beskrivning av begreppet vattenpotential och fokusera de väsentligaste skillnaderna mellan mark, växt och atmosfär. Det är skillnader i energitillstånd hos vattnet på olika platser som är den drivande kraften för dess transport. Det är solen som ytterst levererar energin som behövs för att bygga upp dessa skillnader. Transporterna sker sedan från det höga till det låga energitillståndet så att skillnaderna tenderar att försvinna. Så länge solen fortsätter att lysa kommer skillnaderna att upprätthållas. Vattnets energitillstånd är kopplat till de krafter som verkar på vattenmolekylerna på den plats de befinner sig. Vattenpotentialen uttrycker hur energitillståndet hos vattnet på den aktuella platsen förhåller sig till motsvarande tillstånd hos vattenmolekyler i en referenssituation dvs fritt och rent vatten vid jordytan som är utsatt för normalt lufttryck. Detta referensvattens tillstånd definieras som vattenpotentialen = 0. Vattenpotentialen beskriver t ex hur hårt bundet vattnet är till partiklarna i det medium i vilket vattnet befinner sig. Hårt bundet vatten har lågt energitillstånd jämfört med fritt vatten. För det hårt bundna vattnet krävs en kraft för att frigöra vattnet. Vattenpotentialen för vattnet inne i en svamp t ex, beror på den kraft som måste tillföras, genom att krama svampen, för att få vattnet att lämna svampen. Notera dock att definitionsmässigt är vattenpotentialen det arbete som krävs för att föra vattnet från det fria tillståndet till tillståndet i vilket det befinner sig. I fallet med svampen sög den upp vattnet. Det behövdes inte tillföras arbete utan ett arbete utfördes. Vattenpotentialen för vattnet i svampen är negativt. Överallt i marken och växten befinner sig vattnet normalt i ett lägre energitillstånd, dvs ett arbete behöver tillföras för att återge vattnet dess fria form. Vattenpotentialen i detta system är

negativt. Med positivt tryck menas att kraften är riktad mot vattenpartiklarnas yta. Men när kraften är riktad från ytan verkar ett negativt tryck, ett sug på ytan. En mer fullständig definition av begreppet vattenpotential kommer senare efter det att vi gått igenom de väsentligaste skillnaderna mellan mark, växt och atmosfär.

Låt oss börja med att repetera hur begreppen kraft, tryck och energi förhåller sig till varandra. Kraften orsakas av att något som har en tyngd (massa) accelererar, dvs ändrar sin hastighet. T ex vattenmolekylerna i en behållare med vatten bromsas upp mot en sida av behållaren. Vattenmolekylerna orsakar en kraft på väggen. Kraft uttrycks i $\text{kg m/s}^2 = \text{N}$. Betraktar vi de krafter som verkar på en ytenhet (m^2) av väggen så är det trycket och uttrycks i $\text{N/m}^2 = \text{Pa}$. Tryck är den enhet som vattenpotentialen mäts i. Ofta används multiplar av Pascal. För växten används t ex miljontals Pascal som enhet (MPa). Trycket, kraften per ytenhet, ger också ett mått på energin hos de partiklar som utövar trycket genom att multiplicera trycket mot väggen med volymen för vattnet. Trycket motsvarar alltså energin per volymsenhet och kan uttryckas som $\text{J/m}^3 = \text{Pa}$.

För en viss nivå i den omättade zonen av marken består vattenpotentialen först och främst av två komponenter, dvs det finns två principiellt olika mekanismer som orsakar att det krävs energi för att återge vattnet dess fria form. Den första komponenten (ψ_{Matrix}) beror på att vattenmolekyler attraheras starkt till jordpartiklarna och att mark innehåller luft vilket ger upphov till ytspänningsfenomen. Krafter orsakade av attraktion mellan molekyler av olika sort (adhesion) samt attraktion mellan vattenmolekylerna (kohesion) ger upphov till matrixpotentialen. Dessa krafter samverkar på ett komplicerat sätt i närvaron av luft och bildar den så kallade kapillärkraften. När marken torkar ut så ökar kapillärkrafterna dramatiskt beroende på vilken typ av jord det är. Små partiklar ger mycket partikelyta per jordvolym och effekten blir större. Nästa komponent av betydelse i markvattenpotentialen beror på osmos (ψ_{Osmos}). Vattnet i marken innehåller lösta ämnen. Det krävs arbete för att återge vattnet dess fria form dvs. att separera vattenmolekyler från de lösta ämnena. När marken är vattenmättad blir en tredje kraft också av betydelse. Gravitationskraften ger vatten på olika nivåer i profilen olika lägespotential och ger upphov till vattenpotential komponenten ψ_{Grav} . Det finns ytterligare krafter som verkar vattenmolekylerna och bidrar till vattenpotentialen (se t ex Kutilek & Nielsen 1994) men de viktigaste komponenterna i markvattenpotentialen är alltså:

$$\psi_g = \psi_{\text{Matrix}} + \psi_{\text{Osmos}} + \psi_{\text{Grav}} \quad 4.14$$

För växten gäller samma principer för vattenpotentialen som för marken. Men beroende på vilken plats i växten man betraktar så har komponenterna olika betydelse. Vid växtens avdunstningsytor i bladen är vattnet bundet till cellväggarna med adhesionskrafter och ytspänningsfenomen bildas vid närvaron av luft på liknande sätt som i markens omättade zon. Längre ned i växtens ledningsbanor förekommer dock inte luft i systemet och adhesionskrafterna får en underordnad roll. I levande celler i växten är mängden lösta ämnen relativt stort och osmopotentialen (ψ_{Osmos}) låg. Osmosen är en förhållandevis viktig del av vattenpotentialen i växter. När osmosen orsakar att vatten förs in i cellen uppstår en tryckkraft på vattnet från cellväggen. Denna kraft finns i växten därför att den har celler med töjbara väggar. Cellväggen orsakar ett tryck på vattenmolekylerna och ger alltså vattnet en positiv potential

(tryckpotential, ψ_{Tryck}). Osmos och tryckpotentialen verkar mot varandra, men eftersom osmosen är den drivande kraften som sedan ger upphov till turgor, så är potentialen mindre än noll och på sin höjd kan de olika krafterna jämnas ut varandra. Precis som för marken så verkar gravitationskraften också på vattnet i växten, men de två viktigaste faktorerna som bestämmer vattenpotentialen i växter brukar vara osmosen och turgorn (se vidare t ex Salisbury & Ross 1992).

$$\psi_c = \psi_{\text{Osmos}} + \psi_{\text{Tryck}} \quad 4.15$$

I atmosfären uttrycks vattnets energitillstånd i termer av ångtryck, eller rättare sagt, vattenångemolekylernas rörelseenergi, vilket det observerade ångtrycket är ett mått på. Den torrare luften har färre ångmolekyler och ett lägre energitillstånd än den fuktigare luften. För att göra den torrare luften fuktigare måste det alltså tillföras vattenångemolekyler med en viss rörelseenergi och därmed höjs vattenpotentialen. Potentialen kan uttryckas i termer av luftfuktighet.

Mättnadsångtrycket är det mått som definierar hur fuktigt ett luftpaket kan bli utan att nettokondensation sker. Lika många molekyler avdunstar från ytan som kondenserar mot densamma. Ångtrycket i den torra luften (e_a) är alltid lägre än mättnadsångtrycket (e_s) och kvoten mellan de två (e_a/e_s) är mindre än 1 (alternativt 100%). Denna kvot kallas relativa fuktigheten (h_a ; se ekv 7.25). Vattenpotentialen är ett relativt mått och från allmänna gaslagen kan vi relatera denna till den relativa luftfuktigheten och luftens temperatur (T_a):

$$\psi_{\text{Air}} = \text{konst} \cdot T_a \cdot \ln\left(\frac{h_a}{100}\right) \quad 4.16$$

Normalt används dock inte detta mått på luftens fuktighet utan i stället den relativa fuktigheten. Vi har använt det här bara för att visa hur begreppet vattenpotential hänger ihop för mark, växt och atmosfär. Vattendroppar i atmosfären (moln och regndroppar) har en vattenpotential som beror mest på gravitationen som dock inte har nämnvärd inverkan på krafterna för vattentransporten från mark och växt till atmosfären.

Sätter vi in normala värden på luftfuktigheten ser vi att den största potentialskillnaden finns i luften. Typiska värden för marken är 0 till -1.5 MPa, för växten 0 till -2.5 MPa och för luften 0 till -150 MPa. I luften sjunker vattenpotentialen mycket snabbt med minskad luftfuktighet. Redan när fuktigheten är 98%, dvs i realiteten dis/dimma, är potentialen i samma storleksordning som vissningsgränsen i bladen. Vi är nu mogna att sätta upp en lite mer strikt definition på vattenpotential (förkortad från Marshall and Holmes 1988).

Vattenpotential = det arbete som krävs per volymenhet vatten för att överföra fritt rent vatten i en viss position där normalt atmosfärstryck råder till vatten i lösning och/eller i en annan position. Processen ska vara isotermisk och reversibel och massan hos vattnet antas försumbar.

Detta är en fysikalisk definition som utgår från begreppet kraft. Det finns också en kemisk definition som inte är motstridig den här men utgår från andra grundbegrepp t ex fri energi (Salisbury & Ross, 1992).

4.5 Vattenflöden från mark genom växt till atmosfär

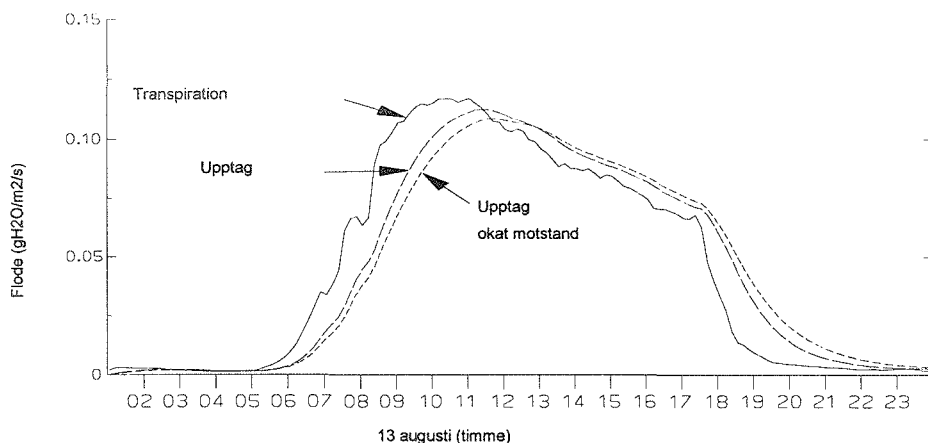
Vattenflödet från växten till atmosfären ombesörjs av transpirationen. Genom transpirationen förlorar bladen vatten. Vattenpotentialen sjunker beroende på att det resterande vattnet är närmare cellväggarna och starka adhesionkrafter verkar på vattnet och vattnet får en högre koncentration av lösta ämnen. Samtidigt minskar turgor trycket från cellväggarna. Alla förändringarna verkar i samma riktning, mot en lägre potential. Skillnaden i vattenpotential mellan bladen och ledningsbanorna längre ned i växten blir nu större och ger upphov till en kraft som orsakar ett upptag av vatten från marken proportionellt mot skillnaden i vattenpotential mellan mark (ψ_g) och växt (ψ_c).

Beroende på vatteninnehåll i marken och avståndet mellan rot och det vatten som har vattenpotentialen ψ_g så varierar motståndet för vattentransport i marken. Detta motstånd brukar benämnas mark-rotmotståndet (r_g) och beror på markegenskaper och rotutbredning och brukar benämnas mark-rotmotståndet. När vattnet tagit sig fram till rotytan möter det på en helt ny typ av motstånd som beror på biologiska processer och strukturer i växten. Detta motstånd kallas växtmotståndet (r_p) och inkluderar alla motstånd på vägen upp till den lättillgängliga poolen i bladen. Vattnet som passerade genom marken måste passera också växtmotståndet. Alltså är mark-rotmotståndet och växtmotståndet kopplat i serie och upptaget blir:

$$F_U = \frac{\psi_g - \psi_c}{r_g + r_p} \quad 4.17$$

Motståndet i växten orsakar att upptaget sker senare än transpirationen. Om vi betraktar den soliga sommardagen igen så ser vi hur transpirationen ökar på morgonen (fig. 4.5; transpirationskurvan här är direkt proportionell mot det latent värme flödet (fig. 4.3, se ekv 4.10).

Vattenförlusten i bladen orsakar en sänkning av vattenpotentialen jämfört med marken och det uppstår en kraft för upptransport av vatten. Upptaget sätter i gång omedelbart men storleksmässigt ligger det efter med drygt en halvtimme. Man ser också (fig 4.5) att transpirationen kan förändras snabbt medan upptaget uppvisar relativt små förändringar. Detta beror på att vädret uppvisar snabba variationer som transpirationen reagerar på direkt. Upptagets variationer dämpas däremot av den mellanliggande vattenpoolen i bladen.



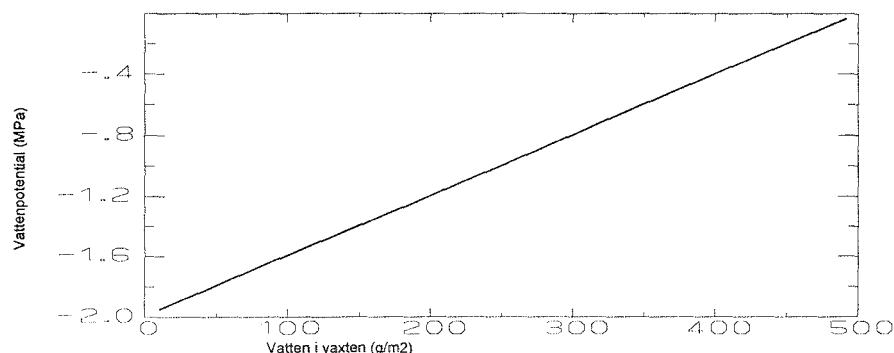
Figur 4.5. Simulerad transpiration och upptag. Dels för ett standard fall (samma växt som i fig 4.1 men med LAI = 5 och en mark med hög vattenpotential), dels för ett fall då växtmotståndet ökats med knappt 40 %. Simuleringen avser en solig sommardag i Uppsala.

Redan vid tiotiden har transpirationen nått sitt högsta värde. Sedan avtar det och en timme senare är upptaget lika stort som transpirationen. Härefter är tillförseln större än förlusten av vatten och växten börjar återhämta sin vattenstatus. Detta innebär att vattenpotentialen är som lägst och drivkraften som störst när transpiration och upptag är lika. Då når upptaget sitt högsta värde (ekv 4.17). Transpirationen är som störst vid tiotiden trots att strålningsenergin är som högst mitt på dagen och ångtrycksdeficitet (ekv 7.26) är som störst på eftermiddagen. Vad är då skälet till att transpirationen börjar minska redan på förmiddagen? Skälet är att motståndet för transpirationen ökat. Klyvöppningarna har börjat stänga p g a de försämrade vattenförhållandena för växten. I detta fall bero det på att ångtrycksdeficitet i luften ökat, men en annan trolig orsak skulle kunna vara att vattenpotentialen i bladen sjunkit (se vidare kap 5). Om motståndet för transport i växten är stort (se ökat motstånd i fig 4.5) så ökar tidsdifferensen mellan transpiration och upptag därför att det krävs lägre vattenpotential i bladen för att uppnå samma flöde (drivkraften måste öka därför att motståndet ökat, ekv 4.17). Av samma skäl blir upptaget nu högre på kvällen. Eftersom upptaget varit lägre tidigare på dagen har växten ett större vattenunderskott som måste ersättas. Vattenpotentialen förblir låg längre fram på kvällen och det dröjer också längre innan växten återtagit sin vattenstatus till den som var på morgonen innan transpirationen började.

Vattenpotentialen i bladen beror på hur mycket vatten som finns i bladen. Det är bara vattenpotentialen för det lättillgängliga vattnet (m_v) som är av intresse för de omfattande vattentransporterna i växten. När det är maximalt med vatten ($m_v = m_{vMax}$) så är vattenpotentialen som störst (ψ_{cMax}) dvs nära noll. När det lättillgängliga vattnet är slut ($m_v = 0$) då är potentialen som lägst (ψ_{cMin}) och växten vissnar. Däremellan ändras potentialen linjärt med mängden vatten.

$$\psi_c = \psi_{cMax} - (\psi_{cMax} - \psi_{cMin}) \left(1 - \frac{m_v}{m_{vMax}} \right) \quad 4.18$$

Huruvida relation mellan vattenmängd och vattenpotential för blad alltid är linjär är ej helt fastlagt. Antagandet innebär att vid en uttorkning så är summan av förändringarna i de olika vattenpotentialkomponenterna (osmopotentialen minskar, turgorpotentialen minskar, mm) proportionellt mot mängden förlorat vatten. Avvikelse från detta har noterats, men i stort beskriver funktionen verkligheten.



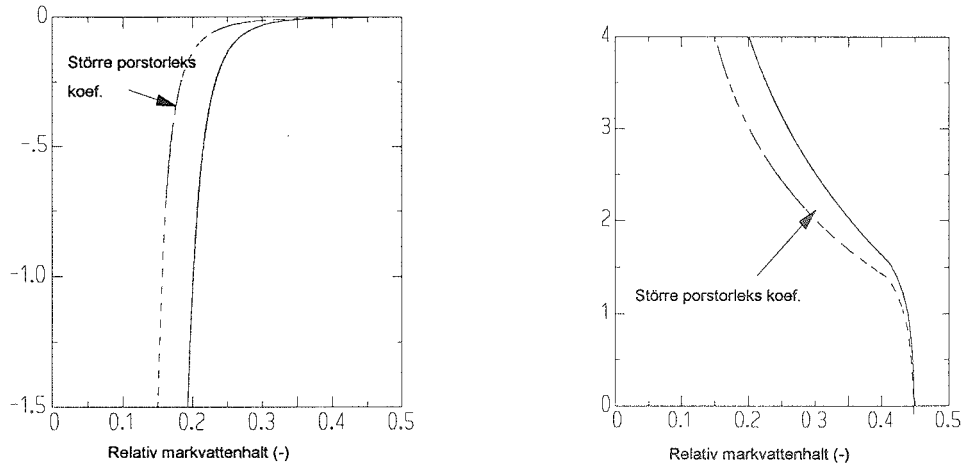
Figur 4.6. Bladens vattenpotential som funktion av växtens innehåll av lättillgängligt vatten.

För markens del har däremot fastställts åtminstone två principiellt olika utseenden på förhållandet mellan tillgängligt vatten och vattenpotential. I området nära vattenmättnad minskar vattenpotentialen, precis som i fallet med växten, linjärt med förändringar i vattenhalten. När det lättillgängliga vattnet har försvunnit är det resterande vattnet relativt hårt bundet till marken. En ytterligare uttorkning innebär nu en gradvis större sänkning av vattenpotentialen. Här verkar kapillära krafter på vattnet och vattenpotentialen beror på vattenhalten enligt Brooks & Coreys formel. Allteftersom vattnet försvinner (först töms de stora porerna) är det resterande vattnet (i små porer) allt hårdare bundet till marken och vattenpotentialen sjunker kraftigt med minskad vattenhalt. Till slut nås den så kallade vissningsgränsen, dvs den gräns där vattnet är så hårt bundet att växterna inte förmår ta upp det (se vidare SOIL-modellen, Jansson 1991).

Linjärt	$\psi_g = f(\theta)$	nära mättnad	4.19
Brooks & Corey	$\psi_g^{-c_{bc}} = f(\theta)$	i övrigt	4.20

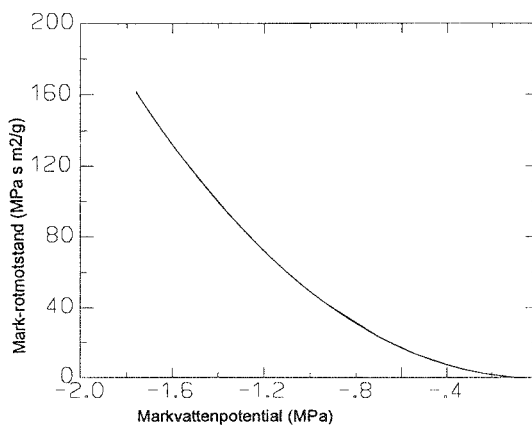
Förhållandena mellan vattenpotential och vattenhalt beror på marktyp och det är de kapillära egenskaperna som är viktiga för växtens vattenupptagning i torrsituationer. När det avser avrinning och tillhörande utlakning är egenskaperna nära mättnad av stor vikt. För beskrivning av funktionerna se fig 4.7a. Den här beskrivna jorden är en relativt finkornig jord och, jämfört med en grovkornig jord (större porstorlekskoefficient), minskar vattenpotentialen kraftigare med minskad vattenhalt. Ett traditionellt sätt att representera vattenpotentialen i marken är att uttrycka vattnets energitillstånd i termer av det tryck en vattenpelare av en viss höjd orsakar på en yta i marknivå (se t ex Kutilek & Nielsen 1994). Detta tryck är positivt så den negativa vattenpotentialen måste byta tecken. Därefter ska MPa konverteras till cm

vattenpelare (1 MPa motsvarar 10 m vattenpelare). För att förbättra beskrivningen av vattenpotentialen för höga vattenhalter beräknas dess logaritm. Detta värde kallas pF-värdet och ger upphov till den så kallade pF-kurvan (fig 4.7b).



Figur 4.7a och b. Markvattenpotentialen som en funktion av markens relativa vattenhalt. a) markvattenpotentialen (MPa) uttryckt enligt definitionen för vattenpotential, b) markvattenpotentialen (pF) uttryckt i enheten pF (den sk pF-kurvan; $pF = \log(-\psi_g 1000)$). Porstorlekskoefficient = c_{BC} i Brooks & Coreys ekvation (se text).

Motståndet för vattentransport i marken ökar desto torrare det blir i marken (fig 4.8). Olika marktyper ger olika förhållande mellan minskad vattenpotential och ökat motstånd. En grovkornig jord, typ sand, ger en större ökning än en finkornig jord. Motståndet beror också på rötternas utbredning och på hur effektivt de förmår ta upp vattnet inom en viss markvolym. Ett effektivt rotsystem ger ett lågt värde på motståndet. I markfysiken används begreppet konduktivitet istället för motstånd (se t ex Hillel 1980).



Figur 4.8. Mark-rotmotståndet (r_g) som funktion av markvattenpotentialen för samma jord som i fig 4.7 a och b ($r_g = b_g / (a_g |\psi_g|^{c_g})$ där $a_g = 1.62$, $b_g = 0.00004$ och $c_g = 2.1$).

4.6 Interception av nederbörd

När det regnar lägger sig ett lager med vatten över bladytan och det blir fuktigt vid stomataöppningen. Luften närmast bladytan blir mättad och gradienten i ångtryck över stomata passagen försvinner ($e_{cs} - e_a = 0$).

Transpirationen upphör alltså och avdunstning sker istället från vattnet på bladen. Detta kallas för interceptionsavdunstning (E_I). Eftersom stomatamotståndet ej verkar på denna avdunstning ($r_c = 0$) och transporten i luften ofta är mycket effektiv, dvs r_a är litet, så är interceptionsavdunstningen väldigt hög, trots att de drivande krafterna för avdunstning ofta är små, jämfört med en solig dag.

$$E_I = \frac{\rho_a C_p}{\gamma L} \cdot \frac{(e_{cs} - e_a)}{r_a} \quad 4.22$$

Av det regn som faller ned mot lövverket (P) fångas (intercepteras) en del upp av bladen och resten når markytan (P_g). För varje minut som går ger regnet på detta sätt ett tillskott av vatten på bladen (m_{VI}). Men samtidigt som regnet faller så avdunstar det vatten från bladytorna.

$$\delta m_{VI} = (P - P_g - E_I) \delta t \quad 4.23$$

Den mängd vatten som intercepteras beror på bladens orientering och struktur som ger växten en specifik förmåga (κ_p) att ta upp vatten per bladyteenhet (LAI). Den mängd som ej tas upp faller igenom och fyller på markvattenmagasinet.

$$P_g = P e^{-\kappa_p LAI} \quad 4.24$$

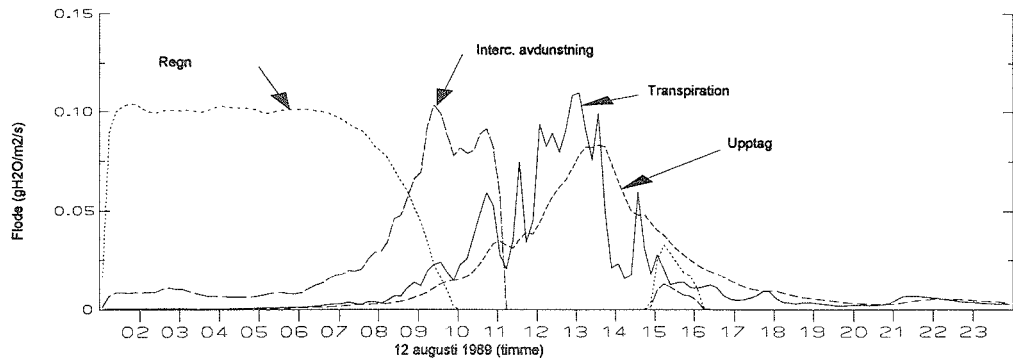
Interception av vatten når en övre gräns som beror på bladens förmåga att hålla vatten och är proportionellt mot mängden bladyta ($m_{VI\max} = m_{VI0} LAI$). När alla blad är våta verkar endast det aerodynamiska motståndet på avdunstningen. Innan alla blad blivit blöta sker fortfarande transpiration från de torra ytorna. Där verkar stomatamotståndet mot avdunstningen. Vi får i detta fall två typer av ytor med helt skilda förutsättningar för avdunstning och därmed olika energibalanser. De våta ytorna får temperaturen T_{cI} och de torra T_{cT} .

$$R_{nI} - H_I(T_{cI}) - LE_I(T_{cI}) = 0 \quad \text{våta ytor} \quad 4.25$$

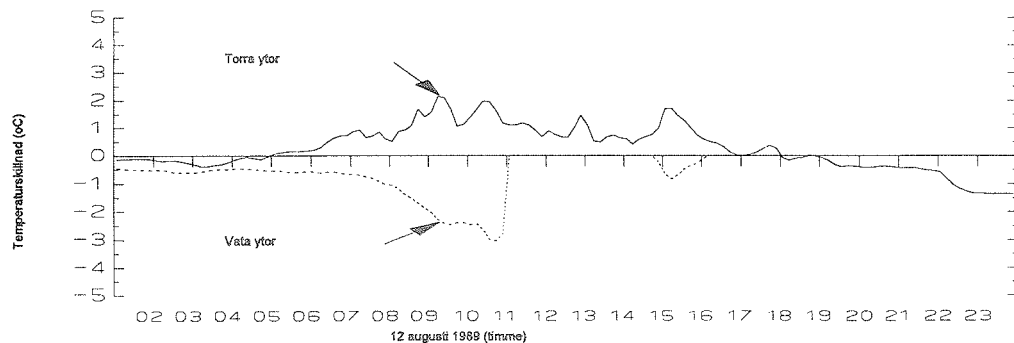
$$R_{nT} - H_T(T_{cT}) - LE_T(T_{cT}) = 0 \quad \text{torra ytor} \quad 4.26$$

Strålningsenergin tillgänglig för transpirationen är proportionell mot mängden torra ytor jämfört med våta. Efter denna förenklade princip delas lövverkets totala nettostrålning upp i en del för de torra ytorna och en för de våta ($R_{nc} = R_{nI} + R_{nT}$). Exempel på hur avdunstning av interceperat vatten, transpiration och rotupptag kan ske samtidigt framgår av fig 4.9. För de torra ytorna minskar antalet transpirerande stomata, per markyteenhet, och stomata motståndet ökar jämfört med då hela

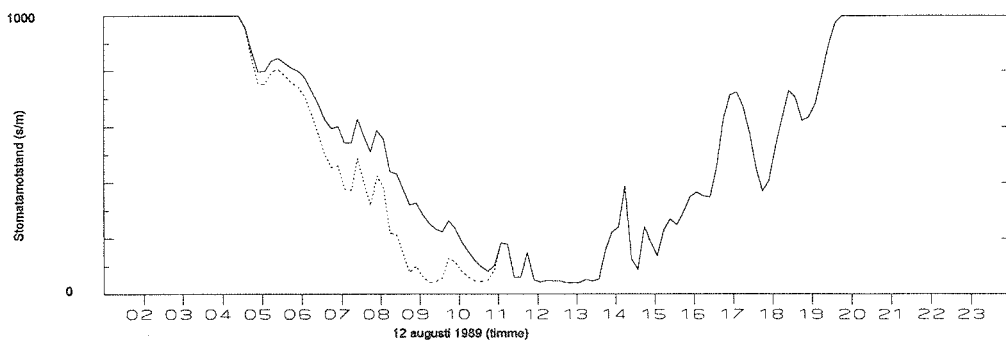
lövverket är torrt. Ökningen antas, förenklat, ske i proportion till andelen våt yta. Hur de två ytornas energibalanser skiljer sig åt framgår av att de våta ytorna får betydligt lägre temperatur (fig 4.10).



Figur 4.9. Simulerad interceptionsavdunstning, transpiration och upptag för en delvis regnig sommardag (samma växt som i fig 4.5, men dagen innan).



Figur 4.10. Skillnaden mellan bladens temperatur och luftens temperatur en regnig sommardag, dels för de transpirerande ytorna dels för de våta ytorna med interceperat vatten (samma förutsättningar som i fig 4.9).



Figur 4.11. Stomatamotståndet uttryckt per markytenhet för en regnig dag. Dels det faktiska motståndet (heldragen linje), dels det motstånd som skulle varit om alla bladtytor vore torra (samma förutsättningar som i fig 4.11).

Denna dag (fig 4.9) regnade det relativt lätt hela natten och en bit in på morgonen. Avdunstning av interceperat regn pågår hela natten trots att ingen solstrålningsenergi finns tillgänglig. Energi erhålls istället genom avkylning av bladen som sätter igång ett värmefflöde till bladen från den omgivande luften. När solen börjar stiga upp ökar dock den tillgängliga energin snabbt och därmed också avdunstningen. I och med att solstrålningen ökar öppnar sig stomata och igenom de ej vattentäckta klyvöppningarna startar transpiration. Efter tidpunkten då interceptionsavdunstningen överstiger nederbördsinterceptionen kommer allt större andel av bladytan att torka upp och transpiration kan ske genom allt fler klyvöppningar. Stomatamotståndet, uttryckt per horisontell markytenhet, minskar. Upptaget från marken kommer också igång som en följd av att växtens vattenförluster ska ersättas. Regnet slutar vid tiotiden på förmiddagen men hela bladverket hinner inte torka upp förrän drygt en timme senare. Förutom att det varit en relativt fuktig dag med lågt ångtrycksdeficit, vilket ger liten drivkraft, har transpirationen också varit hämmad av att interceperat vatten har ökat stomatamotståndet, i stort sett hela förmiddagen.

På natten är nettostrålningen bara lite under noll p g a att molnen orsakar en långvågstrålning mot lövverket som nästan är lika stor som den som utgår från lövverket. Detta visar sig genom att de torra ytorna endast är lite kallare än den omgivande luften (fig. 4.10). Ett litet flöde av förnimbar värme ska balanseras av nettostrålningen (ekv. 4.7). De våta ytorna är lite mer kalla, ungefär 0,5 °C, därför att energi behövs till avdunstningen. När solen går upp ökar avkylningen ytterligare trots att mer strålningsenergi finns tillgängligt. Tydligt är att solens uppgång befrämjar förutsättningarna för avdunstning mer än den bidragit som energikälla till densamma. Fram på dagen är temperatursänkningen ganska stor men då är det fråga om en mycket liten andel av bladytan som fortfarande är våt. För de torra ytorna, där transpiration sker, gäller det motsatta i detta fall. Förutsättningarna för transpirationen ökar inte i samma utsträckning som den tillförda strålningsenergin. Bladytorna blir varmare än omgivande luft. Skälet till detta är att stomatamotståndet, som under tidig morgon avtar raskt med ökad solstrålning (temperaturskillnaden ökar inte så fort då), senare är relativt oberoende solstrålningen (fig 4.11). Ökad mängd infallande energi minskar inte motståndet ytterligare och transpirationen ökar inte. Värme måste avges i förnimbar form, dvs bladytans temperatur ökar jämfört med omgivningen.

4.7 Simuleringsmodeller allmänt

När vi nu beskrivit SPAC-modellen ska vi kort gå in på vad en simuleringsmodell är och samtidigt definiera de mest centrala begreppen man kommer i kontakt med när man använder en sådan modell.

Vårt grundläggande problem som vi vill hitta en lösning på är att kunna beskriva hur en förändring i vädret påverkar växtens vattenhushållning. För att besvara denna fråga måste vi bilda oss en uppfattning om hur växten fungerar i samspelet med väder.

Vårt system är i detta fall växten och dess nära omgivning. Vårt system är alltså begränsat i sin utsträckning; systemet har en rand. Randvillkoren är här förhållandena

i luften. Dvs, vi ska inte simulera vädrets utveckling utan givet vissa väderförhållanden så ska vi simulera hur vårt system kommer att utvecklas.

Uppfattningen (idén) om hur väder och markförhållanden påverkar växten är en konceptuell modell. Denna modell är ofta klar i sina strukturer och teorier men är för det mesta inte möjlig att utvärdera konsekvenserna av i precisa termer, eller att jämföra med mätningar och därmed testa om teorierna är riktiga.

Den konceptuella modellen ligger till grund för att kunna göra en formaliserad modell. Teorierna bakom den konceptuella modellen ska formuleras i termer som kan utvärderas kvantitativt, dvs ekvationer. Teorin uttryckt med ord, t ex "när den omgivande luften är torr är förutsättningarna för avdunstning från de våta bladen goda", ska uttryckas i precisa formler. Dessa ska beskriva hur den torra luften definieras, hur de våta bladen definieras och hur vattenånga transporteras från den våta ytan till den torra luften,- allt uttryckt i kvantitativa termer. Denna formaliserade modell kallar vi matematisk modell eller i detta sammanhang kort och gott modell. Modellen representerar ett system med ett flertal processer som försiggår samtidigt. Processerna representeras av ekvationer, t ex att bladens klyvöppningar öppnas när det kommer ljus på bladen. Detta beror på att ljuset sätter fart på vissa kemiska reaktioner som orsakar att klyvöppningarna öppnas. Detta är en allmängiltig regel för växter och kan representeras med en och samma ekvation. Men hur mycket som öppnas för en given mängd ljus skiljer sig åt för olika växter. I modellen representeras denna ljuskänslighet av parametrar. Parametrarna representerar alltså växttypen, dvs systemets specifika egenskaper och är normalt sätt oberoende av tiden. Om en parameter varierar med tiden är det en indikation på att åtminstone någon process i modellen ej är allmängiltig.

Det resultat som modellen räknar fram gäller för en tidpunkt. Om tidssteget är en minut, som det är i SPAC-modellen, så avser t ex avdunstningsberäkningen det vatten som avdunstat till atmosfären under en minut. Detsamma gäller för det vatten som tagits upp av rötterna. Båda dessa flöden påverkar hur mycket vatten som finns kvar i växten. Mängden vatten kallas här för ett tillstånd och ligger till grund för beräkningarna under nästa minut. Modellen beräknar flöden till och från ett tillstånd, som därmed förändras minut för minut. Vi kan säga att modellen härmar växtens utveckling. Denna typ av modell kallas för en simuleringsmodell. Tillståndet är hur mycket av en viss enhet som finns vid ett givet tillfälle. Enheten är t ex g $\text{H}_2\text{O}/\text{m}^2$, d v s massa vatten i växten per kvadratmeter markyta. Flödet är orsaken till att tillståndet förändras med tiden och uttrycks per tidsenhet, t ex g $\text{H}_2\text{O}/\text{m}^2/\text{s}$.

När ett flöde påverkas av det tillstånd det ändrar, så har vi en återkoppling i systemet. Om ett förhöjt tillstånd ger ökat inflöde (mycket ska ha mer) så har vi en s k positiv återkoppling och ett instabilt förhållande mellan flöde och tillstånd. I det motsatta fallet pratar vi om negativ återkoppling (självreglerande) och stabilitet.

Alla dessa beräkningar kan i teorin utföras för hand. Men eftersom det rör sig om ett mycket stort antal beräkningar är det av praktiska skäl nödvändigt att använda en datamaskin.

Sammanfattningsvis kan vi säga:

- Systemet representeras av modellen.

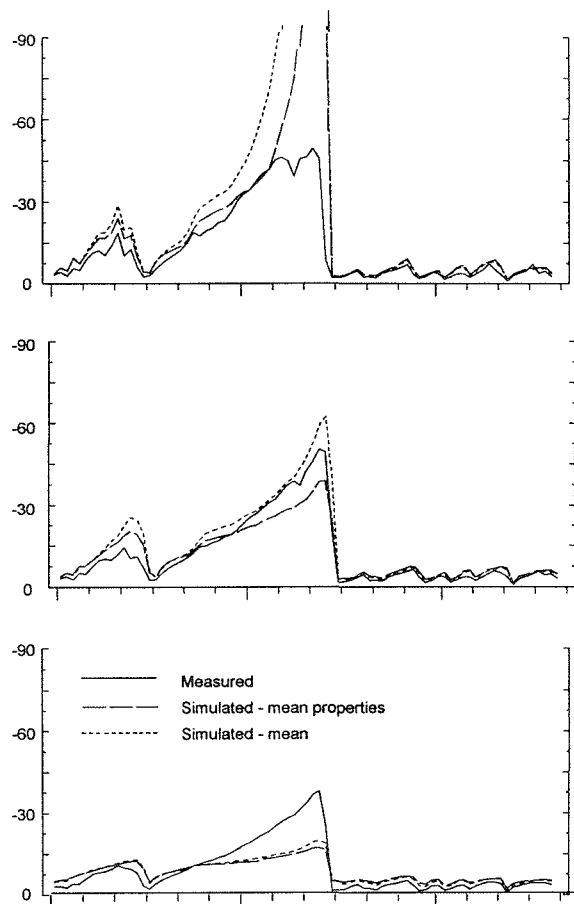
- Modellen har en yttre rand, randvillkor. Dessa ändras med tiden och är indata till modellen, s k drivvariabler.
- Modellens struktur är uppbyggd av tillstånd och flöden.
- Flödena ändrar dessa tillstånd.
- Flödena bestäms av de processer som är verksamma i systemet. Dessa processer är systemets egenskaper och representeras av ekvationer och parametrar.

Syftet med att använda en simuleringsmodell varierar:

- Som forskningsredskap används den för att utvärdera allmängiltigheten hos teorier om samspel i naturen, och för att sätta upp nya hypoteser. Den används också för att beräkna randvillkoren till andra system som man vill studera.
- Som undervisningsredskap används den för att åskådliggöra förlopp i naturen, både redan kända och tänkbara, som annars ej låter sig göras av praktiska skäl (resurserna räcker inte till). Också kopplingen mellan teorier och verklighet (mätningar) kan visas. Helt allmänt är modellen ett verktyg för att åskådliggöra konsekvenserna av ett flertal matematiska samband (ekvationer) i form av siffror, kurvor, bilder mm.
- Som prognosinstrument används den för att bedöma effekterna av vissa kända eller möjliga förändringar i systemet, eller i dess rand, t ex klimatförändringarnas effekt på transpirationen.

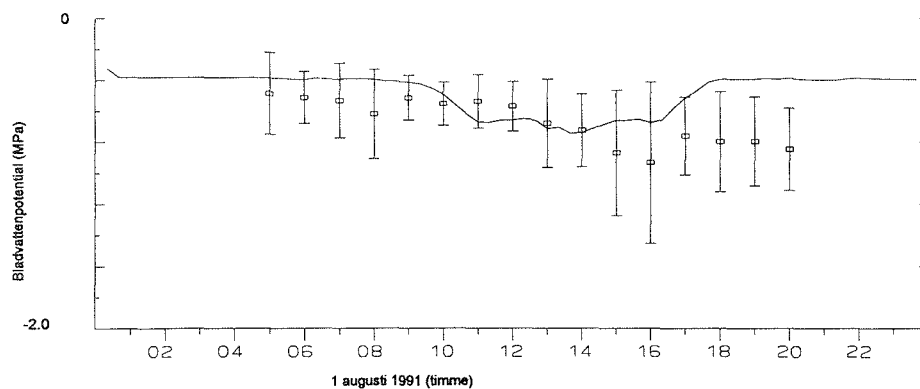
4.8 Simulerade och uppmätta värden

De flesta av de tillstånd som simuleras av SPAC-modellen kan mätas fysiskt. Genom att anpassa modellens indata till den aktuella platsen (vilket är en arbetskrävande uppgift) och sedan jämföra simuleringsresultaten med mätningar kan modellen testas och utvecklas. Vattenpotentialen i marken är en av dessa variabler. I fallet med SPAC-modellen har denna jämförelse inte varit vanlig ty modellens markdel är starkt förenklad. I stället har mer detaljerade markmodeller använts såsom SOIL-modellen (Jansson, 1991) där skiktindelningen grundar sig på markens fysikaliska egenskaper och dessutom simuleras vertikal vattentransport mellan de olika skikten som funktion av vattenpotentialskillnader. I dessa fall avser mätningarna oftast vattenpotentialen i rotzonen (ψ_g , ekv 4.19-20). Vattenpotentialmätningar under rotzonen kan användas för uppskattning av rotdjupet. I fig 4.12 visas ett exempel för ett fånggrödebestånd i södra Sverige. I det nedersta lagret ser vi hur upptorkningen underskattats av simuleringen vilket bl a kan bero på felskattning av rotupptag. Vattenpotentialen simulerad med SOIL modellen kan användas som drivvariabel till SPAC modellen, vars markdel då ej behövs.



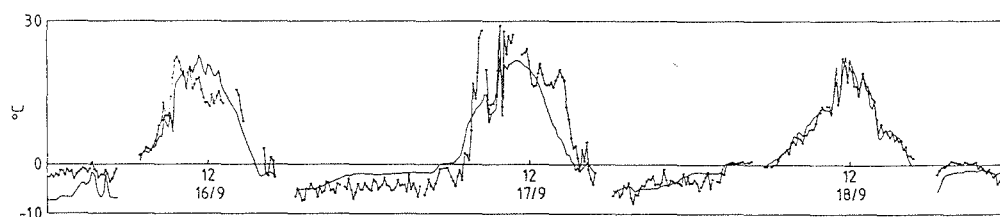
Figur 4.12. Markvattenpotential (kPa) simulerad (streckade linjer; SOIL-modellen) och mätningar (heldragen linje) på olika djup (5, 10 och 20 cm) i ett fånggrödebestånd i Mellby (Halland) under perioden 1 september till 30 november 1992. Med "mean" avses medelvärdet av sex olika simuleringar för olika delar av fältet. Med "mean properties" avses en simulering med parametrar som beräknats som medelvärdet av parametervärden för sex olika platser av fältet. (Efter Lewan & Jansson 1996).

I växten mäts vattenpotentialen i bladen (ψ_c , ekv 4.18) och ofta värdet på morgonen innan soluppgången som då antas avspegla markförhållandena. Upptaget är vid den tiden litet (se fig 4.5) p g a att drivkraften är liten, dvs vattenpotentialskillnaden mellan blad och mark är låg (ekv 4.17). Vattenpotentialmätning på dagen är svår tolkad eftersom den kan variera mycket beroende på vilket väder det är. M h a SPAC-modellen kan dock dessa värden ge värdefull information om växtens egenskaper. Figur 4.13 nedan visar hur svårt det kan vara att göra denna jämförelse och hur mycket mätvärdena kan variera inom ett lövverk.



Figur 4.13. Simulerat (linje; SPAC-modellen) och mätt (punkter) bladvattenpotential hos ett rapsbestånd i Uppsala. Osäkerhetsintervallet kring medelvärdet anger 95% konfidensintervall. (Efter data från Burujeny 1992).

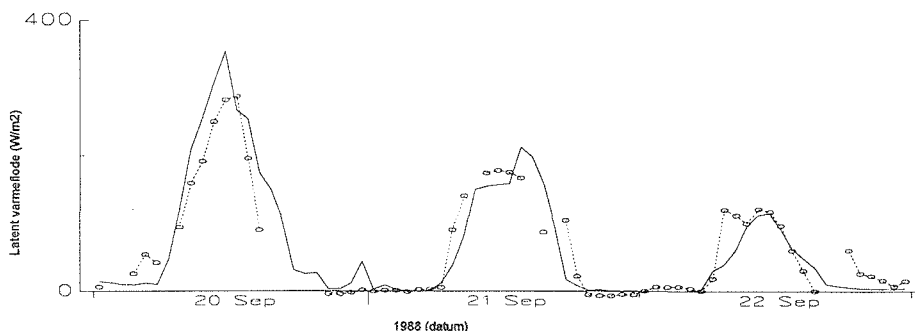
Bladytetemperaturen är den tillståndsvariabel som är en direkt konsekvens av energiflödena. Oftast mäts nettostrålningen och är indata till modellen, dvs den är ej ett resultat av simuleringarna. Det latent värmeflödet simuleras däremot men kan beräknas från vattenångeflödesmätningar (se nedan). Kvar att mäta i bladens energibalans ekvation är termen för det förnimbara värmeflödet (ekv 4.7). Denna är proportionell mot temperaturskillnaden mellan blad och luft (H, ekv 4.12, 7.3). Därför mäts ofta denna skillnad direkt, istället för att mäta två temperaturer och sedan beräkna skillnaden mellan dem. Nedan, visas hur en sådan här jämförelse kan se ut för ett energiskogsbestånd.



Figur 4.14. Simulerad (linje; SPAC-modellen) och mätt (punkterad linje) temperaturskillnad mellan blad och omgivande luft för ett Salixbestånd i Uppsala 16-18 september 1982 (Efter Eckersten 1986).

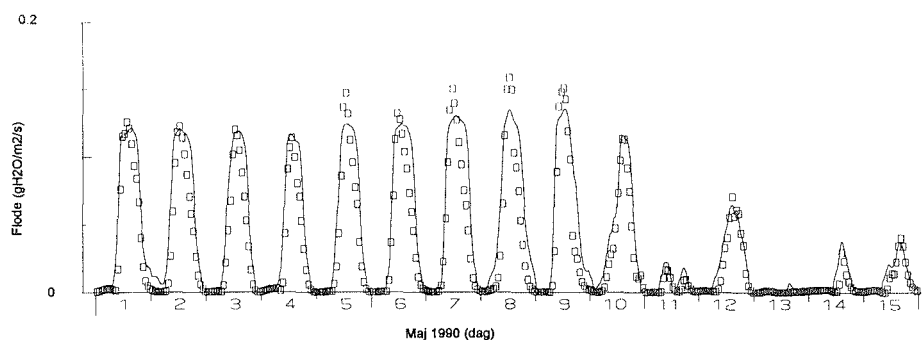
Flöden är normalt svårare att mäta än tillstånd. I SPAC-modellen är dock såväl vattenflödet (upptaget) som vattenångeflödena (transpirationen och interceptionsavdunstningen) möjliga att mäta. Med mikrometeorologiska mätningar mäts vattenångeflödet (se t ex Lindroth & Halldin 1990) som motsvarar den totala avdunstningen, dvs evapotranspirationen. Men för ett slutet bladverk (LAI är ungefär 6 eller större) kan man anta att den huvudsakliga mängden vattenånga kommer från bladen, dvs vi kan försumma markyteavdunstningen. För ett torrt bladverk ger då mätningarna ett värde på transpirationen (E_T , ekv. 4.10) och om

bladverket är helt vått efter ett omfattande regn är mätningen ett mått på interceptionsavdunstningen (E_i , 4.22). I september månad har ett energiskogsbestånd med fleråriga skott ett slutet bladverk och mätningarna går att tolka enligt ovan. I fig 4.15 nedan ser vi hur det simulerade latent värmeflödet och sådana här mätningar kan förhålla sig till varandra.



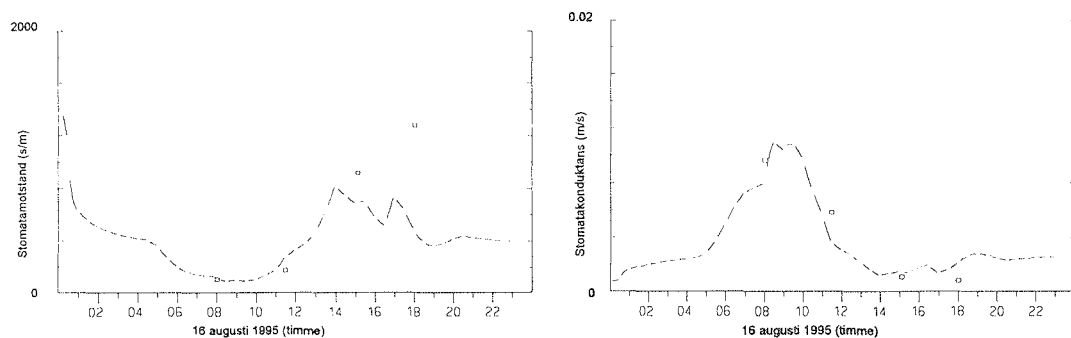
Figur 4.15. Simulerat (linje; SPAC-modellen) och mätt (punkter) latent värmeflöde från ett Salixbestånd i Uppsala. Mätningarna liksom drivdata till simuleringarna är gjorda av Anders Lindroth (SLU, Uppsala).

Upptaget (F_U , ekv. 4.17) bestäms genom att vattenflödet inne i stammen mäts. Förutsättningen för att dessa mätningar ska vara jämförbara med simuleringarna är att poolen för lättillgängligt vatten (m_v , ekv. 4.4) är beläget ovanför den nivå där mätningen skett. I mätningen beräknas vattenflödet som proportionellt mot avkylningen av ett värmeelement som stoppats in i stammen, eller omslutits stammen när det avser små växter (t ex Salixskott). Avkylningen mäts genom den energimängd som måste tillföras värmeelementet för att hålla temperaturen konstant (Cermák m fl 1992). Avdunstningsmätningarna ovan avser ett stort område och representerar ett flöde per ytenhet mark, vilket är samma enhet som på de simulerade värdena. Men när det avser upptagsmätningarna så avser de en växt som tar vatten genom rötter med en okänd horisontell utbredning. För att få ett säkert mått på markytebasis, som går att jämföra med det simulerade upptaget, krävs att flödet mäts för ett flertal individer. Den nedanstående exemplet visar mätningar från endast två träd (fig 4.16) och för att kunna jämföra med simuleringen måste trädets relativa betydelse för hela beståndets upptag skattas.



Figur 4.16. Simulerat (linje; SPAC-modellen) och mätt (punkter) vattenupptag för två 25-åriga granar i Skogaby (Halland) (Data efter Cienciala m fl 1994).

Motstånd är inte enbart indata (parametrar) till modellen. Vad avser mark-rot motståndet så beror det på vattenpotentialen i marken (ekv 4.21) och därmed simuleras dess värde av modellen. Likadant är det med stomatamotståndet i det fall det beror på bladens vattenpotential (r_c , se ekv 4.10 och kap 5). Nedan visas ett exempel på en sådan jämförelse för granar som växt under ozon-påverkan i en s k "open top chamber". Ofta visar man stomatakonduktansen (som är inversen av motståndet) därför att den är mer proportionell till transpirationsflödet. Relativa felet i konduktansberäkningen speglar bättre det relativa felet i transpirationen än vad motsvarande värde för motståndet gör.



Figur 4.17a och b. a) Stomatamotståndet hos unga granplantor i Östad (Västergötland) simulerat (linje; SPAC-modellen) som funktion av infallande strålning, ångtrycksdeficit samt markens och barrrens vattenpotential. Mätningarna (punkterna) och drivdata till simuleringarna är gjorda av Per-Erik Karlsson, Institutet för Vatten och Luftvårdsforskning (IVL, Göteborg). b) Stomatakonduktansen beräknad som inversen av värden i figur a.

Normalt sett har endast någon av de ovan angivna variablerna mätts för ett bestånd. I dessa fall kan inte experimenten utgöra någon fullständig test på SPAC-modellens giltighet eftersom testet måste utgå från information från andra experiment. Ju fler av dessa variabler som mäts samtidigt för ett och samma bestånd, desto större är möjligheten till en bra test på SPAC-teorins giltighet. Antalet rimliga parameterkombinationer som kan ge bra anpassning för alla variabler blir få, om ens

någon. I det senare fallet är teorin falsifierad och måste ändras. I verkligheten falsifierar eller verifierar man inte i så strikta termer, utan istället bestäms till vilken grad modellen kan simulera de observerade värdena.

5 Vatten i växten

Växter består till största delen av vatten. Örter innehåller upp till 85% vatten medan träd innehåller väsentligt mindre beroende på andelen förvedade delar. Förbrukningen av vatten är mycket stor och en vanlig solig sommardag kan växterna transpirera i storleksordningen 5 mm dvs 5 kg vatten per m² markyta. Motsvarande tillväxt kan vara ungefär 20 g torrsvikt. Mängden vatten som passerar växten är alltså i storleksordningen 500 ggr större än mängden assimilat som bildas via fotosyntesen. Observerade värden för enskilda plantor är 200 - 600 ggr. Varför sker denna omfattande vattentransport?

Tabell 5.1. Vattenförlust genom transpiration i en planta under en tillväxt säsong. Efter Ferry, 1959

Växt	Transpiration (liter)
Cowpea (<i>Vigna sinensis</i>)	49
Potatis(<i>Solanum tuberosum</i>)	95
Vete (<i>Triticum aestivum</i>)	95
Tomat (<i>Lycopersicon esculentum</i>)	125
Majs (<i>Zea mays</i>)	206

Transporten måste ske av fem skäl. De två kvantitativt viktigaste är (i) att vatten går ohjälpligt förlorat när växten öppnar sina stomata för att kunna assimilera luftens koldioxid och (ii) att förhindra att bladen blir för varma genom att transpirationen är en energikrävande process som tar värme från omgivningen. De tre andra skälen kräver inga stora mängder vatten men är ändå nog så viktiga. Dessa tre är att (iii) saftspänningen (turgorn) måste upprätthållas eftersom ej förvedade växtdelar saknar "skelett", (iv) alla livsprocesser i växten behöver vatten och (v) vattenflödet används som transportmedel av olika ämnen mellan olika delar av växten.

5.1 Vattnets transport i växten

I det stora hela betraktas vattentransporten genom växten som en passiv process i den meningen att transporten kostar inte växten någon kemisk energi. Den drivande kraften härrör från att vattenångan i atmosfären har en mycket låg vattenpotential, vilket orsakar att vattnet i växten avdunstar och det uppstår en vattenpotentialskillnad mellan blad och mark (se kap 4). Emellertid förekommer också en vattenupptagning där rötterna spelar en aktiv roll. Potentialskillnaden mellan vattnet omedelbart utanför rotytan och vattnet i rotcellerna upprätthålls genom energikrävande kemiska processer i cellerna. Cellerna driver och kontrollerar sin jonupptagning genom att bygga upp elektrokemiska potentialgradienter över cell- och vakuolmembraner samt genom

speciella proteinsystem (eng *carriers*). Rotcellernas respiration av fotosyntesprodukter från bladen ger energin till detta i form av ATP (se fig 28-13 i Ferry 1959).

Alla joner och allt vatten tvingas genom endodermisceller innan de kan nå kärlsystemet och senare kronan. Växten har alltså en betydande (dock inte total) kontroll över vilka joner som kan komma in i växten. Vattentransporten kontrolleras indirekt genom de uppkomna potentialskillnaderna. Osmos orsakar en transport genom membranen och i riktning mot fallande potential. Förutsättningarna för att den aktiva jonupptagningen ska fungera är att roten har socker tillgängligt för ATP-bildningen, syre (O_2) för rotandningen (respirationen) och att temperaturen inte är för låg.

Rötternas aktiva jonupptagning kan indirekt observeras på natten när vattenpotentialen i bladen ökar på grund av att transpirationen avtar eller upphör. Då kan rötterna upprätthålla en vattenpotentialgradient gentemot omgivningen och vatten fortsätta att tas upp. Det hydrostatiska trycket stiger i roten (vattenpotentialen stiger) och xylemvätskan pressas upp genom stammen och ut genom speciella ventiler i bladkanterna (hydatoder). Vid fuktiga väderförhållanden kan det bildas små droppar i kanterna av bladen - växten gutterar.

Växtens kärlsystem består av döda rör- eller spolförmiga ihåliga celler i vilken transporten sker på grund av potentialskillnader som skapats mellan avdunstningsytorna och roten. Ledningsbanornas celler har ofta en komplicerad struktur för att möjliggöra transport till höga höjder, vilket det kan bli fråga om i träd. Uppe i bladen är ledningsbanorna finfördelade så att vattnet passivt kan nå alla bladceller.

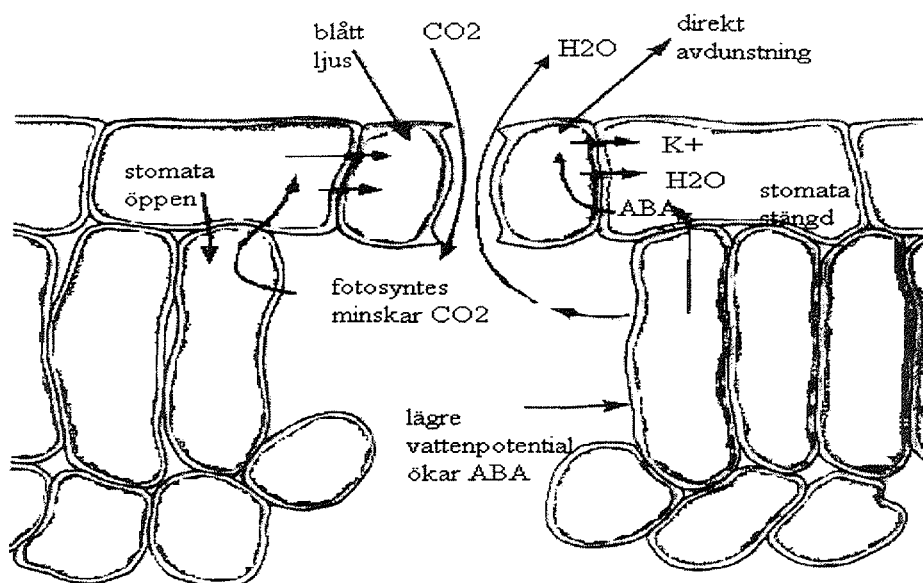
Bladens inre består främst av klorofyllrika celler som bildar pallissadparenkym och svampparenkym. Mellan cellerna finns luftfyllda intercellularer. Därmed blir cellernas yta mot luft 40-100 ggr större än bladets yttre yta. Den yttre ytan består av tätt packade epidermisceller som är täckta av en kutikula som består av vattenavstötande ämnen (kutin och vaxer). På detta sätt fungerar bladets yttre yta som ett hinder mot uttorkning. Men för fotosyntesen (och därmed tillväxt) krävs att koldioxid från luften tas in genom denna yta. Detta sker genom små klyvöppningar (stomata) som stängs eller öppnas i enlighet med vad förutsättningarna kräver. Den huvudsakliga transpirationen sker genom klyvöppningarna där hastigheten kan regleras genom ändring av öppningsvidden. En mindre del (i storleksordningen 5-15%) går också igenom kutikulaskiktet eftersom det inte är helt vattenimpermeabelt. Tidvis stänger klyvöppningarna helt, t ex när det är mörkt på natten, medan den kutikulära transpirationen kan fortsätta under förutsättning att förhållandena i den omgivande luften medger avdunstning (se fig 4.9 sid 96 i Jones 1992).

Motståndet för vattenflöde inne i växten orsakas till stor del av att vattnet redan strax efter det passerat rotytan tvingas genom endodermiscellerna därför att Caspary's band förhindrar all transport i intercellularerna. Helt allmänt sker vattentransporter den lättaste vägen vilket för övriga delar av växten innebär transport i cellväggar och döda celler. När vattnet når avdunstningsytorna i bladen har den allra största delen bara passerat genom en cells protoplasma (endodermis). Ett visst motstånd föreligger också i själva ledningsbanorna (xylemet) och ökar med strömningshastigheten även om det ofta är ganska litet.

Stomatamotståndet är mycket variabelt och under ett dygn har det vanligen nått både sitt lägsta och högsta värde (se Fig 4.11). Stomata behöver 0.5 - 2 timmar för att öppna helt. Stomatas öppning respektive stängning styrs av de två läppceller med tånjbara ytterväggar som omgärdar själva öppningen. Cellernas storlek styrs av transporter av protoner och joner (K^+ , Cl^-) och hormonellt via abskisin (ABA) från olika delar av växten.

Det finns flera faktorer som styr dessa transporter. Ljus är den allra viktigaste. Redan när 0.1 - 3% av fullt dagsljus uppnåtts börjar stomata öppna (när det är mörkt är de helt stängda). Ljusets våglängd spelar roll så till vida att blått ljus effektivare än andra våglängder öppnar stomata. Bladen absorberar företrädesvis blått och rött ljus varför ljus längre ner i lövverket har en större andel grönt ljus. Koldioxidhalten inne i själva stomata och mesofyllet styr också öppningsgraden. Är halten hög stänger stomata, vilket den blir om stomata är öppna men upptagningen av koldioxid i fotosyntesprocessen är lågt av något skäl. Vissa arter är känsliga för luftfuktigheten och tenderar att stänga stomata om luften är torr. Om temperaturen är mycket hög (30 - 35 °C) stänger stomata varvid kylningseffekten från transpirationen avtar och bladen blir ännu varmare än förut. Stomata kan också reagera på vattenförhållandena i marken. Vid minskande vattenhalt i marken ger rötterna en signal (ABA) till stomata om stängning.

Stomatas öppningsgrad kan alltså variera med ljus, luftfuktighet, temperatur och markfuktighet vilka alla är omgivningsvariabler. Öppningsgraden varierar dock också med inre variabler, dvs med förhållanden i växten. Om vattenpotentialen i bladen sjunker under en viss gräns stänger stomata och bladen ges möjlighet att öka sin vattenpotential igen. Det bör dock påpekas att ej full klarhet råder om dessa mekanismers funktion och respektive betydelse.



Figur 5.3. Beskrivning av H₂O och CO₂ transport genom stoma. (Modifierad efter Salisbury & Ross, 1992).

Följden av denna variabilitet i stomatas öppningsvidd blir för en normal solig svensk sommardag att motståndet minskar snabbt när det börjar bli ljust på morgonen (se fig 4.11). Sedan kan det öka mitt på dagen på grund av att det blir torrt i luften, alternativt pga att bladen får låg vattenpotential eller det blir för varmt (se fig 4.17a). Mot solnedgången när ljuset avtar stänger stomata igen och motståndet ökar.

Antalet klyvöppningar är mycket stort, 100-1000 st per mm^2 , men täcker ändå bara ca 1% av bladets yta. De flesta arter har huvuddelen av sina stomata på bladens undersidor. En vattenångemolekyl som lämnar växten behöver bara passera en stomaöppning innan den når den omgivande luften. Det betyder att när stomatamotståndet ska uttryckas för en markytenhet och avse det sammanlagda motståndet för alla blad över denna markytenhet, då är de enskilda stomata kopplade parallellt. Dvs motståndet per markytenhet är summan av inversen av motstånden från de enskilda stomata. Om vi antar att alla stomata har samma motstånd i hela lövverket så blir hela lövverkets stomatamotstånd lika med stomatamotståndet för en m^2 bladyta (r_s) dividerat med bladyteindexet (LAI).

$$r_c = \frac{r_s}{\text{LAI}}$$

5.1

Detta innebär att ju fler blad desto mindre motstånd mot transpiration. Antagandet om att alla motstånd är desamma för alla stomata innebär troligen en underskattning av lövverkets motstånd vad avser ljusets effekt på stomatas öppningsgrad men beträffande luftfuktighetens effekt gäller troligen det motsatta. I SPAC-modellen (Eckersten, 1995) görs antagandet att alla enskilda stomata har samma motstånd vid ett och samma tillfälle. Variabler som påverkar motståndet är globalstrålningen, luftfuktigheten och bladens vattenpotential. Det finns olika alternativ för hur effekten av dessa motstånd ska kombineras. En möjlighet är att anta att de olika faktorerna verkar oberoende av varandra. Då är den faktor som ger den största stängningen den faktor som bestämmer motståndet. En annan möjlighet är att olika faktorer samverkar så de har en additiv effekt eller förstärker varandras effekt (multiplikativ). Ytterligare en möjlighet bygger på en kombinationseffekt av strålning och luftfuktighet framtagen för barrskog (Lohammar-ekvationen, Lindroth 1985). Den används också för grödor. Olika växter har olika egenskaper och därmed egna specifika värden på parametrarna i dessa funktioner. Normalt har t ex barr väsentligt högre motstånd än blad, per bladytenhet. Uttryckt per markytenhet kan skillnaderna vara betydligt mindre pga att bladytan är väsentligt större, t ex kan gran ha stort motstånd per bladytenhet men inte nödvändigtvis per markytenhet.

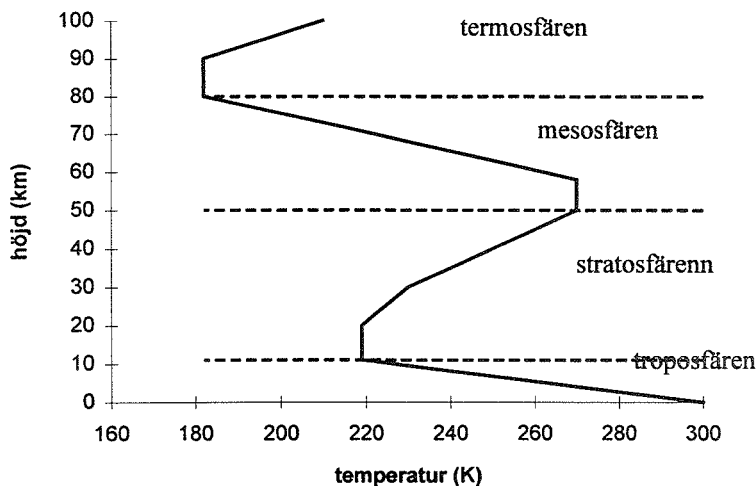
6 Strålning

6.1 Atmosfärens struktur och sammansättning

Jordens diameter är ca 12 500 km. I förhållande till denna är atmosfären, med en tjocklek på ca 200 km, ett ganska tunt skikt. (Att ange någon bestämd övre gräns för atmosfären är ganska svårt, eftersom densiteten och trycket i luften avtar gradvis ut mot rymden, och redan på t ex 50 km höjd är trycket omkring 1 hPa, dvs ungefär en tusendel av trycket vid marknivån, och på höjden 100 km är luftens densitet ca en hundratusendel av densiteten nära jordytan, där den är ca $1,3 \text{ kg m}^{-3}$).

Man kan dela in atmosfären i olika skikt efter hur temperaturen varierar på ett karakteristiskt sätt med höjden (fig 6.1). Det lägsta skiktet sträcker sig till 10-12 km höjd, och kallas *troposfären*. Inom detta skikt avtar temperaturen i genomsnitt med ca $0,6\text{-}0,7 \text{ }^\circ\text{C}$ per 100 m, och det är i detta lägsta skikt som praktiskt taget allt vi upplever som olika yttringar av väder (moln, dimma, fronter, nederbörd etc) utspelar sig. Troposfären brukar i sin tur delas in i flera delskikt. Sålunda kan man särskilja det planetära gränsskiktet (eller friktionsskiktet) som den lägre del av troposfären där inflytandet från jordytan är betydande. Inom detta skikt - som fö kan variera kraftigt i tjocklek från 1 - 2 km under dagen, till mindre än 100 m under vissa förhållanden nattetid (s k stabil skiktning) - sker ett någorlunda snabbt och effektivt utbyte av t ex värme, vattenånga och impuls i vertikalled genom den turbulens som skapas här, bl a genom vindens friktion mot markytan. Allra närmast jordytan urskiljer man det s k turbulenta yt-skiktet, som omfattar allt från några meters tjocklek nattetid, till några 10-tal meter under dagen. Det är i första hand inom detta skikt som de ur agrometeorologisk synpunkt viktiga energi- och andra utbytesprocesser sker.

Skiktet närmast ovanför troposfären kallas *stratosfären* och sträcker sig till 50 km höjd. Inom detta skikt finns huvuddelen av atmosfärens ozon, som spelar en mycket viktig roll i strålningssammanhang. Därefter följer med tilltagande höjd först *mesosfären* och sedan *termosfären*. Inom det senare skiktet, som börjar vid 80 km höjd, ökar temperaturen kontinuerligt med höjden till mycket höga värden.



Figur 6.1. Atmosfärens vertikala indelning baserad på temperaturs variation med höjden. Underifrån räknat benämns skikten: troposfären, stratosfären, mesosfären och termosfären. (Omritad efter Anonym 1992).

Atmosfären utgörs som bekant av en blandning av ett stort antal olika gaser och dessutom av stoft- och saltpartiklar av mycket varierande slag och ursprung. De inbördes proportionerna mellan många av dessa gaser är i stort sett konstanta över jorden och upp till nästan 100 km höjd. När man anger halterna av dessa gaser (och vid olika typer av beräkningar) är det ofta praktiskt att behandla torr luft och fuktig luft (=torr luft+ vattenånga) var för sig. Tabell 6.1 visar de ungefärliga halterna av de viktigare gaserna i torr luft. Därutöver innehåller den fuktiga luften alltså vattenånga i en mycket varierande grad, mellan ca 0 och 4 vol%.

Som framgår av tabell 6.1 utgör gaserna kväve (N_2), syre (O_2), argon (Ar) och koldioxid (CO_2) ca 99,99 vol% av den torra luften. Detta betyder dock inte att de övriga saknar betydelse eller är ointressanta. Tvärtom, många av de andra gaser, med mycket låga koncentrationer i atmosfären, kan i ett eller annat avseende spela en mycket viktig roll. Detta gäller t ex ozon (O_3), med en största halt i nedre stratosfären på ≤ 10 ppm(v), svaveldioxid (SO_2) och kvävedioxid (NO_2) med mycket varierande halter runt ~ 1 ppb(v), och freoner med halter av storleksordningen 0,1-0,4 ppb(v). Ozon har t ex en fundamental roll när det gäller absorption av ultraviolett strålning. Freoner innehåller reaktionsvilliga kloratomer och anses spela en avgörande roll för ozonets kemi och nedbrytning i stratosfären, och antas dessutom bidra signifikant till växthuseffekten. Och när det gäller svavel och kväveoxiderna så kan dessa sägas vara de primära "bovarna" i det allvarliga atmosfärkemiska miljöproblemet som resulterar i försurning av nederbörd, mark, sjöar och vattendrag. Vissa former eller reaktionsprodukter av dessa oxider kan dessutom bidra till växthuseffekten i den ena eller andra riktningen.

Tabell 6.1. Atmosfärens sammansättning

Gas	Kemisk formel	Förekomst (vol%)
Kväve	N ₂	78,08
Syre	O ₂	20,95
Argon	Ar	0,93
Vattenånga	H ₂ O	varierande
Koldioxid	CO ₂	350 ppmv
Neon	Ne	18 ppmv
Helium	He	5 ppmv
Krypton	Kr	1 ppmv
Xenon	Xe	0,08 ppmv
Metan	CH ₄	2 ppmv
Väte	H ₂	0,5 ppmv
Dikväveoxid	N ₂ O	0,3 ppmv
Koloxid	CO	0,05-0,2 ppmv
Ozon	O ₃	0,02-10 ppmv
Ammoniak	NH ₃	4 ppbv
Kvävedioxid	NO ₂	1 ppbv
Svaveldioxid	SO ₂	1 ppbv
Svavelväte	H ₂ S	0,05 ppbv

6.2 Elektromagnetisk strålning

Den elektromagnetiska strålning som solen (liksom jorden och dess atmosfär) sänder ut (*emitterar*) kallas också ibland för *temperaturstrålning* (för att den är beroende av den strålände kroppens temperatur), eller *värmestrålning* (för att den kan upplevas eller registreras som värme, speciellt i de fall den inte är synlig). Den emitterade strålningen fördelar sig över olika våglängdsområden i ett s k *energisppektrum* - ett för varje temperatur hos den emitterande kroppen. Ett spektra för fasta och flytande kroppar är kontinuerligt, dvs omfattar alla våglängder inom ett visst intervall (fast med varierande styrka). För gaser utgår spektra endast för vissa diskreta våglängder eller våglängdsband, s k band- eller linjespektra.

För den här typen av strålning gäller (mer eller mindre exakt) ett antal strålningslagar, vilka vi här inte behöver fördjupa oss alltför grundligt i, utom att nämna vad de i huvudsak innebär:

- Plancks lag beskriver hur mycket energi (R_E) en kropp med en viss temperatur (T) sänder ut vid olika våglängder (λ) (c_1 och c_2 är konstanter):

$$R_E(\lambda) = \frac{c_1}{\lambda^5 \left(e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \quad 6.1$$

- Wiens förskjutningslag anger vid vilken våglängd (λ_{\max}) som den mesta energin utgår vid en given temperatur (angiven i absoluta grader):

$$\lambda_{\max} = \frac{2897,8}{T} \quad 6.2$$

Som framgår av ekvationen, förskjuts läget för den maximala energin mot allt längre våglängder när temperaturen avtar. Den innebär t ex för solstrålningens del, där den effektiva temperaturen kan anges till ca 6 000 K, att solspektrat har sitt maximum vid $\lambda_{\max} \approx 0,48 \mu\text{m}$.

- Stefan-Boltzmanns lag ger den totala, utstrålade energin per areaenhet, vid absoluta temperaturen T (K) hos den emitterande kroppens yta (σ är Stefan-Boltzmanns konstat):

$$R_E = \sigma T^4 \quad 6.3$$

Som framgår, är den utstrålade energin från en kropp mycket kraftigt temperaturberoende. Om vi antar att solen har den effektiva temperaturen 6 000 K, och jordytan 290 K (17 °C), sänder således jorden ut ca 400 W m^{-2} medan solen emitterar drygt $73 \cdot 10^6 \text{ W m}^{-2}$.

- Kirchhoffs lag säger att en kropps emissionsförmåga för varje våglängd, ϵ_λ (emissivitet), är lika stor som dess absorptionsförmåga, α_λ , vid denna våglängd:

$$\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda \quad 6.4$$

För s k svarta kroppar (ett tänkt "gränsfall" för vilket de nu nämnda strålningslagarna gäller exakt) är $\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda = 1$. I praktiken - för verkliga ämnen och kroppar - är ϵ_λ (och α_λ) < 1 . Men man kan för många naturliga ytor som barmark, vatten, olika vegetationsytor etc, använda värden ganska nära 1 (säg mellan 0,90 och 0,98) inom de våglängdsintervall som är intressanta ur meteorologisk synpunkt. Notera att Kirchhoffs lag gäller för en specificerad våglängd. Lagen innebär alltså att om en kropp utsänder andelen ϵ_λ av den energi som en absolut svart kropp gör, vid våglängd λ , då kommer den även att kunna absorbera samma andel när den träffas av strålning av denna våglängd ($\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda$).

Att emissiviteten ϵ_λ i praktiken är < 1 innebär vidare att t ex den utsända energin enl Stefan-Boltzmanns lag egentligen ska beräknas som

$$R_E = \epsilon \sigma T^4 \quad 6.5$$

Som framgår av tabell 6.2 är dock värdet på ϵ för aktuell yta ofta så nära 1 för naturliga ytor att man kan försumma denna korrektion i ekv 6.5.

Tabell 6.2. Olika ytors emissionsförmåga för långvågig strålning i procent av utstrålningen från en svart kropp. (Efter Sellers, 1965)

Typ av yta	(%)	Typ av yta	(%)
Vatten- och jordtytor		Naturliga marktytor	
Vatten	92-96	Öken	90-91
Nyfallen snö	82-99,5	Vegetationstäckt mark	90
Gammal snö	89	Löv och plantor	
Is	96	Våglängd 0,8 μm	5-53
Fuktig bar jord	95-98	Våglängd 1,0 μm	5-60
Våt sand	95	Våglängd 2,4 μm	70-97
Frusen jord	93-94	Våglängd 10,0 μm	97-98
Torr plöjd jord	90	Diverse	
Torr sand	84-90	Vitt papper	89-95
Grovt grus	91-92	Glasrutor	87-94
Ljus kalksten	91-92	Rött tegel	92
Torr betong	71-88	Vit puts	91

6.3 Solstrålning vid jordytan

Den elektromagnetiska strålning (värmestrålning) som är av betydelse ur meteorologisk synpunkt kan lämpligen delas i två våglängdsintervall: dels *kortvågig strålning* från solen, som omfattar våglängder mindre än 4 000 nm (= 4 μm), dels *långvågig strålning* från jorden, s k terrestrisk strålning, med våglängder från ca 4 μm upp till ca 100 μm . Solstrålningens spektrum brukar i sin tur delas in i tre spektralintervall: *ultraviolett strålning* (UV) med $\lambda < 400$ nm, *synligt ljus*, vilket i huvudsak sammanfaller med den fotosyntetiskt aktiva strålningen (PAR), med $400 \text{ nm} < \lambda < 750$ nm, och *infraröd strålning* (NIR= Near Infrared Radiation) med $\lambda > 750$ nm.

Solstrålningens intensitet vid atmosfärens yttre gräns varierar något litet under året (ca $\pm 3\%$) p g a att jordens bana runt solen inte är helt cirkulär utan något elliptisk, men det genomsnittliga värdet på detta flöde mot en yta vinkelrät mot solstrålningen är ca 1375 W m^{-2} , och detta värde kallas solarkonstanten.

Definitioner:

Flödestäthet: Storleken av ett energiflöde (strålningsflöde) mot en yta, oavsett ytans orientering i rummet. Anges vanligtvis i W m^{-2} .

Strålningsintensitet: Flödestäthet mot en yta orienterad vinkelrätt mot den infallande strålningen (W m^{-2}).

Solarkonstanten: Solstrålningens medelintensitet vid atmosfärens ”yttre” gräns, ca 1375 W m^{-2} .

All denna strålningsenergi som strömmar in mot jordytan kommer dock inte jorden tillgodo. På vägen genom atmosfären sker nämligen en försvagning av strålningen genom olika s k extinktionsprocesser, vilka innefattar dels spridnings- och reflektionsprocesser, dels absorption i olika gaser. Spridningen innebär att en del

strålning, när den "kolliderar" mot luftens molekyler och andra partiklar på sin väg genom atmosfären omfördelas på olika riktningar i rymden. Följden blir att det ursprungliga strålningsflödet mot jordytan försvagas. En del av den spridda strålningen blir dock också riktad ner mot jorden och bidrar därmed till strålningsbudgeten vid ytan i form av s k *diffus himmelsstrålning*. Omfattningen och arten av dessa spridningsprocesser är dels beroende av de spridande partiklarnas storlek, och dels av den infallande strålningens våglängd. Sålunda är spridningen som orsakas av luftens molekyler kraftigt våglängdsberoende (och den i stoftpartiklar i något mindre grad) så att korta våglängder, i UV och den blå delen av spektrum, sprids betydligt mer än längre våglängder. Detta är också orsaken till att en molnfri himmel lyser blå. Spridningen kan också ske i förhållandevis stora partiklar som molndroppar och iskristaller. Denna spridning brukar kallas diffus reflektion, och den är inte våglängdsberoende. Sammanfattningsvis gäller:

Spridning orsakad av luftens molekyler, s k *Rayleigh-spridning*, är proportionell mot λ^{-4} . Spridning orsakad av (små) stoftpartiklar i atmosfären, s k *Mie-spridning*, är proportionell mot λ^{-n} där $0 < n < 4$. Spridning i stora partiklar och droppar, s k *diffus reflektion*, är oberoende av λ , dvs alla våglängder sprids i samma grad.

Strålningens försvagning genom spridning är också beroende av den vägsträcka som ljusstrålarna passerar innan de når jordytan. Ju lägre solhöjd, dvs ju lägre solen står över horisonten, desto längre väg genom atmosfären tillryggalägger strålarna, och en större andel av den kortvågiga delen av strålningen försvagas. Resultatet blir att det direkta (ej spridda) ljuset anrikas på längre våglängder (åt det röda), och därför ter sig den upp- eller nedgående solen oftast röd eller rödorange.

Även den andra typen av strålningsförsvagning - absorption i gaser,- är på motsvarande sätt våglängdsberoende (och våglängdsberoende!). När det gäller absorption av solstrålning är det framför allt ozon (O_3) och vattenånga som är verksamma. Ozonet har kraftiga absorptionsband inom det ultravioletta området, framförallt inom det s k UV-B- området. Detta får bl a till följd att ingen solstrålning med kortare våglängder än 290 nm når ner till jordytan. (Riktigt korta våglängder, $\lambda < 200$ nm, absorberas fö av syre (O_2 och O) och kväve).

Inom den synliga, och framförallt inom den infraröda delen av solens spektrum, sker en betydande absorption i vattenånga - kraftigare ju högre halt av ånga som finns i luften. Den samlade effekten av dessa olika försvagningsprocesser under strålningens passage genom atmosfären (z) kan uttryckas med Beer-Bouguers lag (ofta kallad bara Beers lag):

$$R_s = R_{sc} e^{-\kappa_a z} \quad 6.6$$

Den s k extinktionskoefficienten, κ_a , kan i sin tur delas upp i flera delar enligt:

$$\kappa_a = a_g + f_s a_s + f_v a_v \quad 6.7$$

Koefficienterna a_g , a_s och a_v beskriver spridning i luftens molekyler, spridning i stoftpartiklar, respektive absorption i vattenånga, och f_s och f_v står för halterna av stoft och vattenånga i luften. Den mycket betydelsefulla, men relativt konstanta absorptionen av UV-ljus i ozon (som inte har någon term i ekv 6.7) kan inkluderas i någon av de övriga termerna, t ex i termen a_g som beror av spridningen i luftens

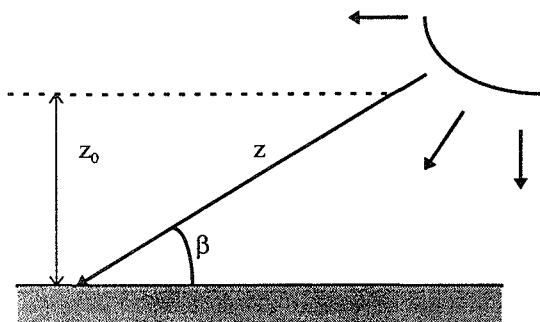
molekyler (också den är relativt konstant för en given sträcka z genom atmosfären). Beers lag innebär alltså att ju större stofthalt och ju mer vattenånga det finns i luften, och ju längre väg strålarna tillryggalägger i atmosfären, desto mer har strålningen försvagats när den når jordytan. Storleken på koefficienten κ_a kan i regel variera från ca $0,01 \text{ km}^{-1}$ i mycket ren och torr luft, till $0,03\text{-}0,05 \text{ km}^{-1}$ i stoftrik och fuktig luft. Egentligen är koefficienterna a_g , a_s och a_v , och därmed också κ_a , våglängdsberoende, så att man får ett uttryck för Beers lag för varje våglängd λ :

$$R_s(\lambda) = R_{sc}(\lambda)e^{-\kappa_a(\lambda)z} \quad 6.8$$

Den form som anges i ekv 6.6, och de storleksvärden på κ_a som nämndes, får då ses som det samlade (integrerade) resultatet, när man inkluderar alla våglängder i solstrålningens spektrum.

Sträckan z uttrycks ofta som en funktion av solens vinkelhöjd (β) över horisonten i förhållande till den vertikala tjockleken av atmosfären (z_0):

$$z = \frac{z_0}{\sin \beta} \quad 6.9$$



Figur 6.2. Solstrålningens vägsträcka (z) genom atmosfären som funktion av solens vinkelhöjd (β).

Med vissa modifieringar kan Beers lag också användas för att beskriva solstrålningens successiva försvagning vid nedträngandet i ett växtbestånd. Till detta återkommer vi i avsnitt 6.5.

6.4 Strålningsbalansen vid jordytan

När solstrålningen når jordytan kommer den att undergå ytterligare en reduktion genom att viss andel reflekteras tillbaka mot atmosfären. Hur stor andel av strålningen som reflekteras beror på ytans *albedo*, dvs dess reflektionsförmåga för kortvågig strålning. Albedot varierar kraftigt med den reflekterande ytans karaktär och tillstånd, alltifrån omkring 10 % eller mindre för en mörk, våt jord till uppåt 90 % för torr, nyfallen snö. Ytor såsom gräs eller vanliga odlade grödor har vanligen ett albedo på 18-25 %. För många ytor som t ex vatten, men även för vegetationsklädda ytor, varierar albedot mer eller mindre med strålningens infallsvinkel, och därmed med

tidpunkten på dagen. Vidare kan reflektionsförmågan variera beroende på om ytan är torr eller våt, t ex hos barmarksytor (tänk exempelvis på skillnaden i färg mellan torr och våt sand). Även hos moln varierar reflektionsförmågan i betydande grad även om den överlag är ganska hög. I tabell 6.3 ges exempel på albedovärden för ett antal vanliga ytor.

Tabell 6.3. Reflektionsförmåga (albedo) i procent för kortvågig strålning, våglängder < 4,0µm. (Förkortat efter Sellers, 1965)

Typ av yta	%	Typ av yta	%
Vattenytor		Vegetationstäckta ytor	
60° lat, vinter	21	Savann, torrtid	25-30
60° lat, sommar	7	Savann, regntid	15-20
Ej vegetationstäckta ytor		Buskskog	15-20
Nyfallen snö	75-95	Ängar	10-20
Gammal snö	40-70	Lövskog	10-20
Havsis	30-40	Barrskog	5-15
Torra sanddynor	35-45	Tundra	15-20
Torr ljus sand	25-45	Sädesfält	15-25
Våta sanddynor	20-30	Molntäcke	
Mörk jord	5-15	Cumuliforma moln	70-90
Grå fuktig jord	10-20	Stratus (låga moln)	59-84
Torr eller grå lera	20-35	Altostratus (medelhöga moln)	35-59
Torr betong	17-27	Cirrostratus (höga moln)	44-50
Svart vägbeläggning	5-10	Jorden som helhet	34-42

Vi kan nu göra en summering av de olika komponenter som solstrålningen delar upp sig på, på sin väg ner till jordytan - vi kan sätta upp en *strålningsbalans* för den *kortvågiga strålningen*:

$$R_{sc} = R_{rc} + R_{ra} + R_{absc} + R_{absa} + R_s \cdot \alpha + R_s(1 - \alpha) \quad 6.10$$

där

R_{sc} = infallande solstrålning utanför atmosfären

R_{rc} = strålning som sprids och reflekteras i moln

R_{ra} = strålning som sprids av luftens molekyler och stoftpartiklar

R_{absc} = strålning som absorberas i molnen

R_{absa} = strålning som absorberas av gaser i atmosfären (O₃ och H₂O)

$R_s \cdot \alpha$ = strålning som reflekteras vid jordytan (α är ytans albedo)

$R_s(1 - \alpha)$ = strålning som absorberas vid jordytan

(I de två sistnämnda termerna står R_s för summan av den direkta och den diffusa solstrålning som når jordytan)

Ekvationen ovan är alltså en beskrivning av den kortvågiga strålningsbalansen vid jordytan, men för att få ett uttryck för jordytans totala strålningsbalans måste vi inkludera ytterligare ett par termer som gäller den långvågiga, terrestriska strålningen.

Förutom inflödet av strålning (R_s) med våglängder mellan 0,29 och ca 4 μm , kommer också ett flöde av strålning med våglängder större än 4 μm in mot jordytan från atmosfären, den så kallade atmosfäriska långvågsstrålningen (R_{twa}). Jordytan förlorar också energi genom värmeutstrålning som följer Stefan-Boltzmanns lag, dvs den är större ju varmare ytan är. En relativt stor andel av den långvågsstrålning som utgår från jordytan kommer sedan att absorberas av just de gaser och moln etc, som emitterar den nyss nämnda atmosfäriska strålningen, och innebär därför ingen energiförlust för planeten som helhet. Den *långvågiga strålningsbalansen* kan skrivas som:

$$R_{\text{twb}} = R_{\text{twa}} - R_{\text{tws}} \quad 6.11$$

Balansen för långvågig strålning är oftast negativ, dvs det utgående flödet (R_{tws}) är i regel något större än det inkommande (R_{twa}) från atmosfären, även om motsatsen kan förekomma.

Jordytans *totala strålningsbalans* kan nu summeras till följande uttryck:

$$R_n = R_s - R_s \cdot \alpha + R_{\text{twa}} - R_{\text{tws}} \quad 6.12$$

Om vi betraktar en i stort sett horisontell markyta när vi beräknar R_n , motsvarar termen R_s det strålningsflöde som också kallas globalstrålning, dvs den samlade (direkta + diffusa) inkommande strålningen från solen mot en horisontell yta.

Strålningsbalansen antar i regel positiva värden (dvs ger en energiinkomst netto) under dagen, och kan då uppgå till ca 500-600 Wm^{-2} en solig sommardag, men blir vanligen negativ eller nära noll under natten och kan under klara nätter vara av storleken -80 till -100 Wm^{-2} (dvs en nettoutstrålning av energi från jordytan) (jmf fig 4.3).

6.5 Strålningsförhållanden i växtbestånd

Nettostrålningen (=strålningsbalansen) på en given nivå inne i ett växtbestånd är mer komplex än den vi nyss har beskrivit för en obevuxen markyta. Den är dock i princip helt analog med denna såtillvida att den utgör nettot av alla inkommande och utgående, både kortvågiga och långvågiga, strålningsflöden till den givna nivån. Det som komplicerar situationen här, jämfört med den relativt jämna barmarken, är ett antal *diffusa* strålningsflöden som uppstår genom reflektion av den direkta solstrålningen i de olika bladytorna, och det faktum att bladen har en icke obetydlig genomsläpplighet (*transmittans*) för strålning. Denna transmittans, liksom även bladens reflektans, varierar med strålningens våglängd, vilket visas i tabell 6.4.

Tabell 6.4. Genomsnittliga reflektions-, transmissions- och absorptionskoefficienter för gröna blad inom fyra olika våglängdsband. (Efter Oke, 1978)

	PAR (0,38-0,71 μm)	NIR (0,71-4,0 μm)	Kortvågig (0,35-3,0 μm)	Långvågig (3,0-100 μm)
Reflektion α	0,09	0,51	0,30	0,05
Transmission τ	0,06	0,34	0,20	0,00
Absorption a	0,85	0,15	0,50	0,95

Observera, att för den långvågiga (terrestriska) strålningen med $\lambda > 3\mu\text{m}$ är genomsläppligheten praktiskt taget noll ($\tau=0$), och reflektionen mycket liten ($\alpha_1 \approx 0,05$), varför dessa termer oftast kan försummas i den långvågiga delen av budgeten. Observera också, att $(1-\tau-\alpha)=$ absorptionsförmågan a (ty $a+\tau+\alpha=1$). Schematiskt kan därför den totala strålningsbalansen för ett enskilt blad i ett bestånd (eller för en horisontell areaenhet på en given nivå inne i ett bestånd) beskrivas med ett flertal olika strålningskomponenter. Att bestämma alla olika komponenter i strålningsbalansen för varje blad blir i praktiken något svårhanterligt. Vanligen används därför någon form av Beers lag (ekv 6.6) för att beskriva strålningens försvagning på vägen ner genom ett bestånd. För den nedåtriktade, kortvågiga strålningen kan Beers lag exempelvis skrivas:

$$R_s(L) = R_s \cdot e^{-\kappa L} \quad 6.13$$

där $R_s(L)$ är den genomsnittliga solstrålningen mot ett plan under ett ackumulerat bladyteindex L , R_s är solstrålningsflödet på ovansidan av beståndet och κ är en "försvagningskoefficient" (extinktionskoefficient).

Extinktionskoefficienten (κ) för gröna blad är nära 1 inom det synliga och fotosyntetiskt aktiva våglängdsområdet (0,4-0,7 μm) och ca 0,50 om man betraktar hela det kortvågiga området (0,35-3 μm), enligt mätningar. Om vi betraktar tabell 6.4 ser vi att detta motsvarar i viss mån absorptionsförmågan hos bladen inom respektive våglängdsområde. Extinktionskoefficienten kan också bestämmas från transmissiviteten, och en geometrisk faktor (K) som beror på bladens fördelning och orientering relativt solen.

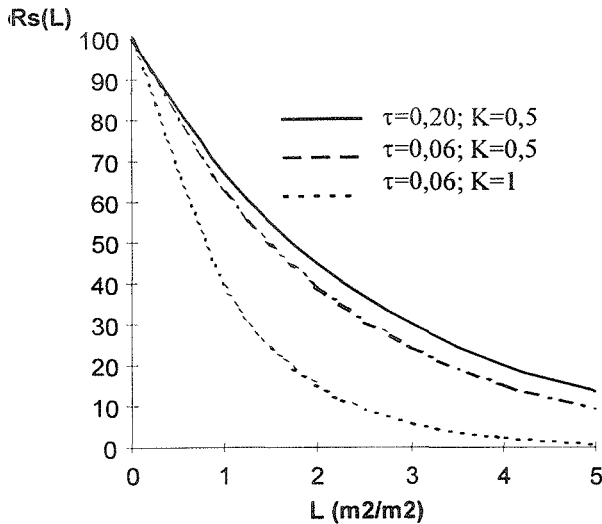
$$\kappa = K(1 - \tau) \quad 6.14a$$

Bestånd med till stor del upprätta (vertikala) eller hopklumpade bladsamlingar (t ex tall) får ett lägre K -värde (ungefär 0,3-0,5) medan bestånd med mer horisontella eller mer jämnt fördelade blad ger högre värden (ungefär 0,5-1). Detta kan vi se genom att sätta in värden på transmissionskoefficienten τ enl Tab 6.4 (τ är av storleksordningen 0,06 inom det synliga våglängdsområdet, och ca 0,2 för hela det kortvågiga våglängdsområdet).

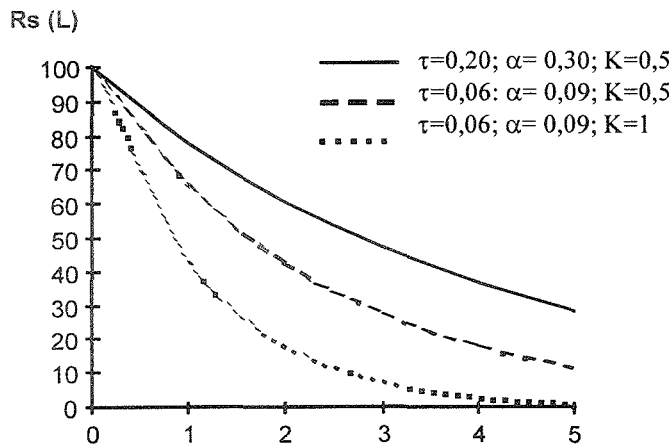
Till detta nedåtriktade flöde kommer emellertid också ett uppåtriktat diffust flöde p g a att den direkta strålningen till en del reflekteras och sprids i bladverket. Extinktionskoefficienten kan då, med hänsyn taget till detta, skrivas:

$$\kappa = K(1 - \alpha - \tau) \quad 6.14b$$

Det är uppenbart att solstrålningens styrka avtar ganska snabbt i ett bestånd med ökande ackumulerad bladyta, särskilt om bladen till stor del är horisontellt orienterade (se fig 6.3).

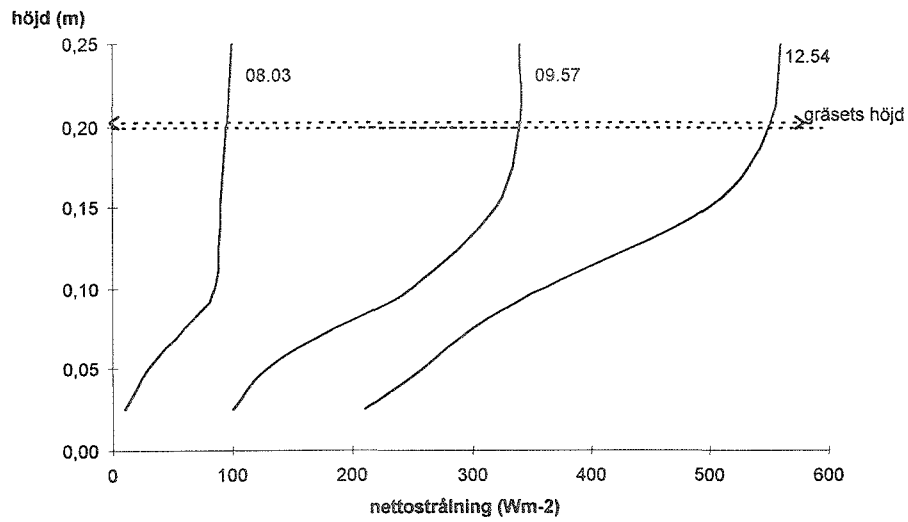


Figur 6.3. Det *direkt nedåtriktade* flödet av strålning i ett bestånd som funktion av ackumulerat bladyteindex L (räknat från bladverkets ovansida), beräknat enligt ekv 6.13 och 6.14a. (a) För större delen av det kortvågiga spektrat ($0,35-3,0 \mu\text{m}$) i ett bestånd med $K=0,5$ (dvs relativt stor andel *vertikala* blad); (b) För PAR (ca $0,4-0,7 \mu\text{m}$), likaså i ett bestånd med $K=0,5$; (c) För PAR men $K=1$, dvs huvudsakligen *horisontellt* orienterade blad. (Omritad efter Torsell m fl 1989).



Figur 6.4. Det totala (dvs direkta + diffusa) flödet av kortvågig strålning i ett bestånd som funktion av bladyteindex L (räknat från bladverkets ovansida), beräknat enligt ekv 6.13 och 6.14b. (a) Större delen av det kortvågiga spektrat ($0,35-3,0 \mu\text{m}$), $K=0,5$; (b) PAR, $K=0,5$; (c) PAR, $K=1$. (Omritad efter Torsell m fl 1989).

För att erhålla den totala nettostrålningen måste den långvågiga delen tas med i beräkningen. Denna strålning utgör nästan alltid en nettoförlust av energi för ett växtbestånd. I regel är denna förlust (dvs utstrålning av energi) störst vid beståndets översida och avtar sedan till en början nedåt för att sedan bli nära konstant (om inte den vertikala temperaturgradienten i beståndet är särskilt stor). Den resulterande totala nettostrålningen (strålningsbalansen) i beståndet kommer därför att få en form som liknar den för kortvågsstrålningen, men med effektvärdena mer eller mindre reducerade, vilket framgår av fig 6.5.



Figur 6.5. Nettostrålningen i ett 0,2 m högt gräsbestånd (28 juni 1972, Saskatchewan). (Omritad efter Oke, 1978).

7 Atmosfäriska bytesprocesser

7.1 Temperatur och sensibelt (förnimbart) värmefflöde

Att temperaturen är en viktig faktor i en mängd processer de biologiska systemen är välkänt (se t ex kap 10) men i detta kapitel behandlas temperaturen enbart ur den fysikaliska aspekten. Temperaturen är intimt sammankopplad med jordytans energibalans som kan beskrivas med följande ekvation:

$$R_n + H_- + LE_- + q_h + PS + M = 0 \quad 7.1$$

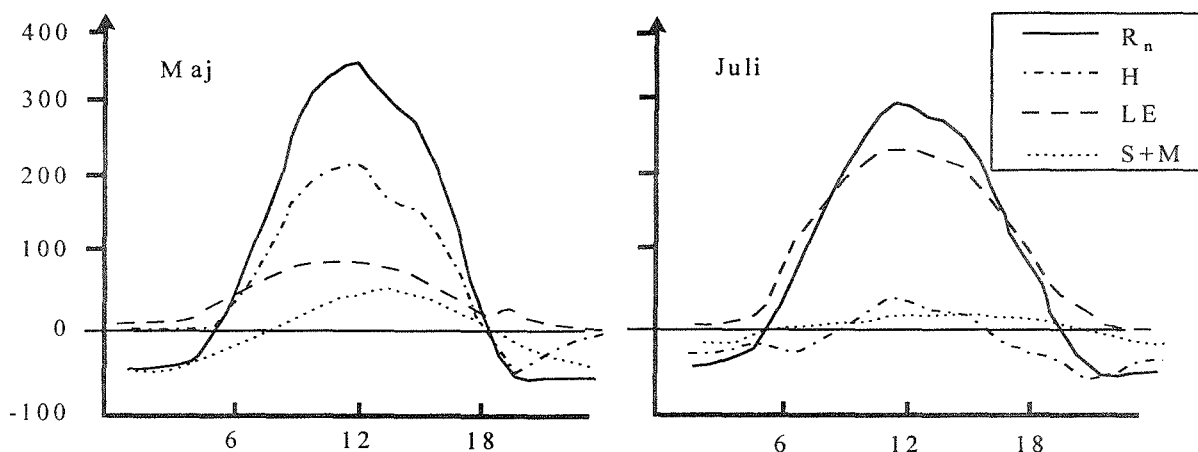
Där R_n är nettostrålning, H_- sensibelt (förnimbart) värmefflöde, LE_- latent värmefflöde (energi som åtgår för avdunstning), q_h markvärmefflöde, PS energi som åtgår för fotosyntes och M är övrigt (lagring i luft, biomassa m m). Det är viktigt att tänka på i vilken riktning flödena är definierade. I detta fall och hela kapitel 7 definieras flödena i energibalansen som positiva när de är riktade nedåt. (Notera att detta ej är i överensstämmelse med definitionerna i energibalansen för bladytan (ekv 4.7) och markytan (ekv 8.1). Skillnaden blir att det latent och sensibla värmefflödet nu oftast får negativa värden. För att skilja dessa olika definitioner åt så noteras de som är definierad enligt ekv 7.1 med ett indecserat minustecken.) I energibalansen finns de tre energiöverföringsprocesserna i atmosfären representerade:

Strålning (R_n, PS)

Konvektion (H, LE)

Ledning (q_h, M)

Nettostrålningen är normalt den största termen i energibalansen och något förenklat brukar man säga att den utgör den energi som finns tillgänglig att fördela mellan de andra komponenterna. Sett över en längre tidsperiod som ett dygn, svarar de konvektiva flödena för den största delen av 'konsumtionen' av den tillgängliga energin (fig 7.1, jfr 4.3). Konvektion definieras som den luftrörelse som leder till transport och blandning av luftens egenskaper. Med 'egenskaper' menas till exempel temperatur, eller den halt av vattenånga, koldioxid eller andra gaser som finns i luften.



Figur 7.1. Exempel på dygnsfördelningen av komponenterna i energibalansen för ett energiskogsbestånd från två olika perioder under växtsäsongen.

Utbytet av sensibelt värme (H i ekvationen ovan) sker huvudsakligen genom två olika typer av konvektion: Mekanisk konvektion och termisk konvektion. Den mekaniska konvektionen kan förenklat beskrivas som luftrörelser orsakade av mekaniska krafter; ojämnheter i luftströmmen ger upphov till virvlar som effektivt kan transportera värme. Den termiska konvektionen är luftrörelser som förorsakas av densitetsskillnader i lufthavet. Luftens densitet är starkt beroende av temperaturen och luft som t ex kommer i kontakt med en varm yta värms upp och blir då lättare än omgivande luft. Detta medför att detta 'luftpaket' stiger uppåt och på så sätt orsakar omblandning i lufthavet (jfr termik). Dessa konvektiva luftrörelser kallas ibland för 'turbulens'.

Adiabatiska processer, potentiell temperatur

En ändring av ett tillstånd (temperatur) som sker utan tillförsel eller förtförsel av energi är en adiabatisk process. Utgående från termodynamikens första lag och allmänna gaslagen kan man visa att om trycket hos ett givet luftpaket ändras adiabatiskt från p_1 till p_2 följer att temperaturen ändras enligt följande:

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{p_2}{p_1} \right)^{\left(\frac{\gamma-1}{\gamma} \right)} \quad 7.2a$$

$$\gamma = \frac{C_p}{C_v} \approx 1.42 \quad 7.2b$$

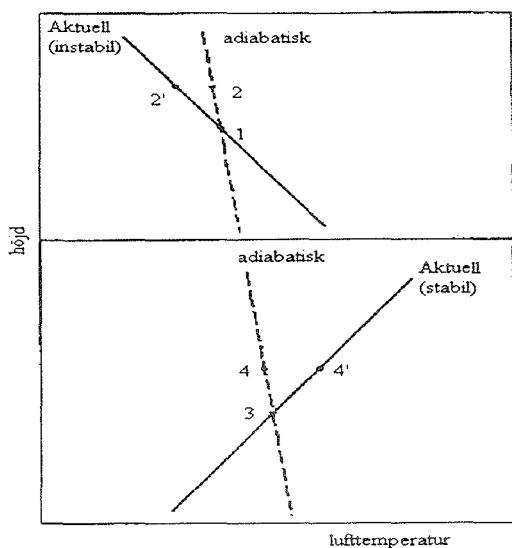
och där C_p och C_v är luftens specifika värme vid konstant tryck respektive konstant volym. Exponenten vid trycktermen är mindre än ett och således ändras temperaturen relativt sett mindre än trycket. Enligt ekvationen ovan minskar temperaturen med minskande tryck och eftersom lufttrycket avtar med höjden så följer att även temperaturen minskar med höjden. För icke fuktighetsmättad luft kallas detta fenomen för det torradiabatiska temperaturavtagandet. Som en tumregel kan man säga att temperaturen minskar med ca $1^\circ\text{C}/100$ m när man befinner sig nära havsytan.

Med utgångspunkt från ovan sagda definierar man den potentiella temperaturen som den temperatur som ett givet luftpaket skulle få om man ändrar dess tryck i en adiabatisk process till ett standardtryck. Begreppet potentiell temperatur används ofta inom meteorologien.

Termisk stabilitet

Temperaturen i atmosfären är inte konstant med höjden (fig 6.1). Generellt sett är det kallare ju högre upp man kommer åtminstone i de nedersta 10-tal kilometrarna av lufthavet. Närmast marken i det som kallas det planetära gränsskiktet påverkas dock atmosfären i hög grad av det energiutbyte som sker vid själva markytan och där kan temperaturen både öka respektive minska med höjden. För att karaktärisera atmosfärens tillstånd temperaturmässigt använder man begreppet termisk stabilitet. När temperaturen avtar med höjden enligt det adiabatiska temperaturavtagandet säger man att man har neutral skiktning (fig 7.2). När temperaturen

minskar snabbare har man en instabil skiktning och när temperaturen minskar mindre snabbt eller ökar med höjden har man stabil skiktning.



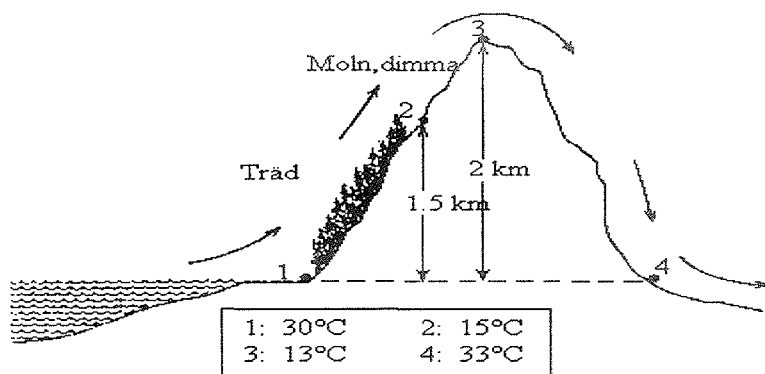
Figur 7.2. Schematisk bild av aktuell och adiabatisk temperaturprofil, vilka illustrerar termiskt stabila förhållanden i atmosfären. (Omritat efter Rosenberg m fl 1983).

Låt oss illustrera begreppet med fallet för stabil skiktning, dvs luftens temperatur är lägre nära markytan än högre upp. Om vi nu tänker oss att vi har ett luftpaket några meter upp i luften och att detta får en 'knuff' neråt, då inträffar det att vårt luftpaket plötsligt befinner sig i en omgivning där densiteten är högre än den luftpaketet självt har. Detta medför att luftpaketet tenderar att lyftas upp igen till den plats varifrån det kom. På motsvarande sätt tenderar ett luftpaket som får en knuff uppåt att vilja sjunka tillbaka till utgångsnivån. Detta innebär att alla rörelser dämpas och det förklarar varför man karakteriserar atmosfären som stabil. Vid instabil skiktning förstärks i stället alla rörelser medan man i det neutrala fallet varken dämpar eller förstärker rörelserna.

Det våtadiabatiska temperaturavtagandet

När luften av olika skäl tvingas att stiga avkyls den och blir så småningom mättad med avseende på vattenånga. När mättnad nås uppstår kondensation som leder till molnbildning och eventuellt nederbörd. Vid kondensation frigörs energi (värme) vilket medför att temperaturen avtar långsammare än i det torra fallet. Det våtadiabatiska temperaturavtagandet varierar mera med tryck och temperatur än det torradiabatiska avtagandet. Vid en temperatur av 30 °C och normalt lufttryck är det våtadiabatiska temperaturavtagandet ca 0.36 °C/100 m, dvs ca en tredjedel av det torradiabatiska avtagandet. Skillnaden mellan dessa två processer orsakar en del intressanta s. k. orografiska effekter.

En sådan effekt är den så kallade Föhneffekten. Den uppstår framför allt vid kustnära bergskedjor i samband med 'pålandsvind'. Temperaturen på läsidan av berget kan bli avsevärt högre än på vindsidan beroende på att när luften tvingas uppåt på grund av berget, kondenseras en del av vattenångan och därvid frigörs energi. Detta gör att luften på läsidan av berget är både varmare och torrare än luften på vindsidan av berget (fig 7.3).

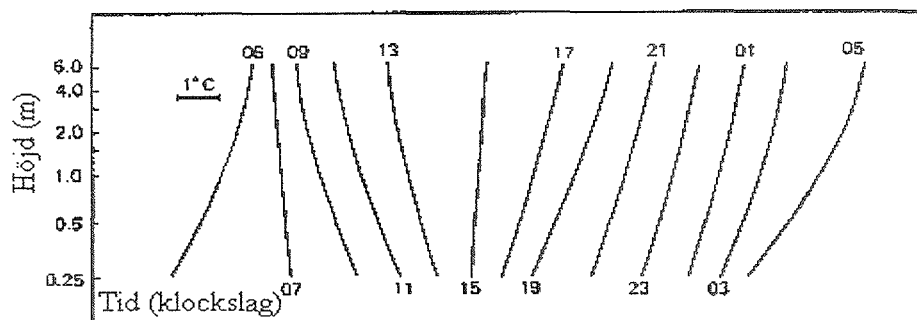


Figur 7.3. Temperaturen hos ett luftpaket som rör sig över ett berg (omritat efter Rosenberg m fl 1983).

Temperaturprofiler över naturliga ytor

På natten, när nettostrålningen vanligtvis är negativ, avkyls mark och vegetationsytor så att ytan blir den kallaste delen av hela profilen. Luft som kommer i kontakt med ytan avkyls också och det bildas en s k temperaturinversion (stabil skiktning). Som de flesta kanske vet kan man få sådana även på dagen speciellt vintertid när solinstrålningen är låg. Snötäckt mark förstärker också stabiliteten genom att en stor del av den infallande strålningen reflekteras tillbaka till atmosfären (se Tabell 6.2). I städerna kan sådana temperaturinversioner orsaka stora problem med luftkvaliteten eftersom omblandningen med ovanliggande luftlager blir för dålig.

På dagen absorberas mycket energi från solen och ytan blir normalt varmast i profilen (jfr fig 4.4). Detta skapar en instabil skiktning. Detta innebär att under ett typiskt sommardygn ändras profilen från att vara stabil på natten, passerar snabbt en neutral skiktning, ofta i samband med soluppgången, och övergår i en instabil profil under dagen. På sena eftermiddagen eller kvällen växlar den återigen till en stabil profil (fig 7.4). Om ytan är välförsedd med vatten kan man även på dagen få en stabil skiktning. Detta orsakas av att energi för avdunstning tas från omgivande luft varför ytan blir kallare än omgivningen.



Figur 7.4. Temperaturprofiler ovanför gräs (0.12 m högt) sent i juli vid Davis (omritat efter Rosenberg m fl 1983).

Resistanskonceptet

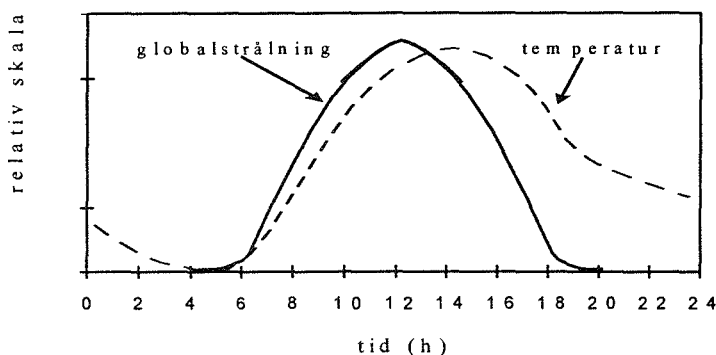
Man kan betrakta flödet av värme mellan två olika nivåer i atmosfären i analogi med flödet av ström i en elektrisk ledare. Ohms lag säger att strömstyrkan i ledaren är lika med potentialskillnaden dividerad med ledarens resistans. Om man gör en analogi med det sensibla värmeflödet så blir således flödet lika med en temperaturskillnad dividerad med en resistans i luften. Det är potentialskillnaden som är drivkraften för flödet och eftersom vi här avser det sensibla värmeflödet är det skillnaden i temperatur som utgör drivkraften. Om det inte existerar någon temperaturskillnad uppstår heller inget flöde. Matematiskt kan vi formulera det sensibla värmeflödet från markytan till en viss nivå i luften som (jfr ekv 4.7):

$$H_s = \frac{\rho_a c_a (T_a - T_s)}{r_{aH}} \quad 7.3$$

där ρ_a är luftens densitet, C_p luftens specifika värme, T_a luftens temperatur på höjden z , T_s ytans temperatur och r_{aH} är resistansen i lufthavet från ytan till höjden z . Indiceringen 'aH' på resistans termen används för att beteckna att det är resistansen mot det sensibla värmeflödet som avses. Detta skiljer sig från resistansen för t ex flödet av impuls som behandlas senare. Om man gör en dimensionsanalys av ekvationen ovan finner man att resistansen måste ha sorten $s\ m^{-1}$ för att man ska få rätt sort på det sensibla flödet ($J\ m^{-2}\ s^{-1}$ eller $W\ m^{-2}$). Resistansbegreppet diskuteras utförligare under avsnittet 'Vind och turbulent transport' (se också kap 4).

Daglig och årlig temperaturvariation

Under en solig dag beskriver lufttemperaturen, grovt sett, en sinussvängning med ett minimum normalt just efter solens uppgång och ett maximum en stund efter strålningsmaximum. Man kan säga att temperaturen hela tiden släpar efter i förhållande till strålningen (fig 7.5). Eftersläpningen mellan strålning och temperatur beror dels på den lagring av energi som sker i mark och vegetation, dels på de



Figur 7.5. Relativ solinstrålning och lufttemperatur ovan bar mark (omritad efter Rosenberg m fl 1983).

övriga energiutbyten som sker vid ytan (sensibelt och latent). På förmiddagen sker en ökning av energiinnehållet i mark och vegetation. När strålningen sedan avtar på eftermiddagen frigörs denna energi som då hjälper till att värma luften. Om vi hade ett helt isolerat och torrt system skulle denna färförskjutning mellan strålning och temperatur inte finnas. Situationen blir densamma om man betraktar den årliga cykeln av strålning och temperatur med samma förklaringsgrunder.

Figuren över den dagliga temperaturvariationen (fig 7.5) avslöjar inte allt om hur temperaturen varierar. Om vi sätter ett förstoringsglas på en del av dygnskurvan upptäcker man att det finns stora variationer som är till synes slumpmässiga utan korrelation med strålningen. Tidsskalan på denna till synes slumpmässiga variation beror på hur nära marken man befinner sig. Närmast marken har man fluktuationer med en frekvens av typiskt 10-20 Hz (10-20 svängningar per sekund). Den hänger samman med den turbulens som finns i luften. Luften är inte homogen utan består av en mängd 'luftbubblor' av olika storlek och dessa bubblor kan ha olika temperatur och de rör sig dessutom med olika hastighet och åt olika håll i rummet.

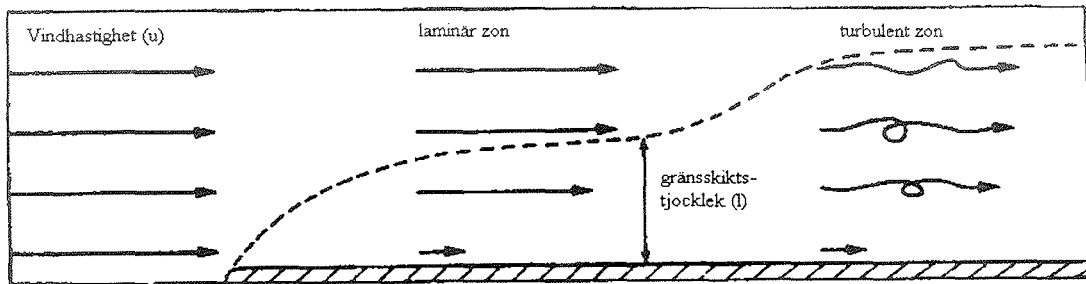
7.2 Vind och turbulent transport

Vinden spelar en viktig roll när det gäller flödet av sensibelt och latent värme mellan jordytan och atmosfären. Flödet sker huvudsakligen genom ett utbyte av massa och det är vindrörelserna som svarar för att detta massutbyte äger rum. Vinden hjälper till att transportera olika egenskaper hos massan (luften). För att förstå hur detta utbyte går till behöver vi känna till några olika begrepp inom detta område. Inom meteorologin talar man ofta om atmosfäriska gränsskikt. Ett gränsskikt är helt enkelt ett skikt av lufthavet som har liknande egenskaper (ur transportsynpunkt) inom hela skiktet.

När vinden blåser över ett föremål exempelvis ett blad uppstår ett tunt skikt närmast ytan där man har laminär strömning. Laminär strömning karaktäriseras av att flödeslinjerna är parallella med ytan och att utbytet genom skiktet sker genom molekyllär diffusion (molekylerna knuffar på varandra). Detta skikt kallas det laminära gränsskiktet.

Ovanför det laminära gränsskiktet bildas turbulens som enkelt uttryckt är en slags "kaotisk" (till synes) virvelbildning i luften. Tidigare trodde man att dessa virvlar var helt oordnade men med en förfinad teknik börjar man nu skönja en viss struktur även i dessa. Detta skikt kallas för det turbulenta gränsskiktet (eller ytskiktet) och på dagen sträcker det sig normalt några hundra meter upp i lufthavet. Vid stabil skiktning som på natten minskar dess tjocklek betydligt. Ovanför ytskiktet finns andra typer av gränsskiktsskikt som vi dock inte går in på här. Det är i det turbulenta gränsskiktet som vi har väl definierade profiler och som vi strax ska återkomma till.

Om man studerar utvecklingen av gränsskikten över t ex ett blad (fig 7.6) ser man att det först byggs upp ett laminärt skikt från bladkanten och inåt. Detta växer succesivt med avståndet från kanten och när det har nått en viss kritisk tjocklek övergår strömningen delvis i en



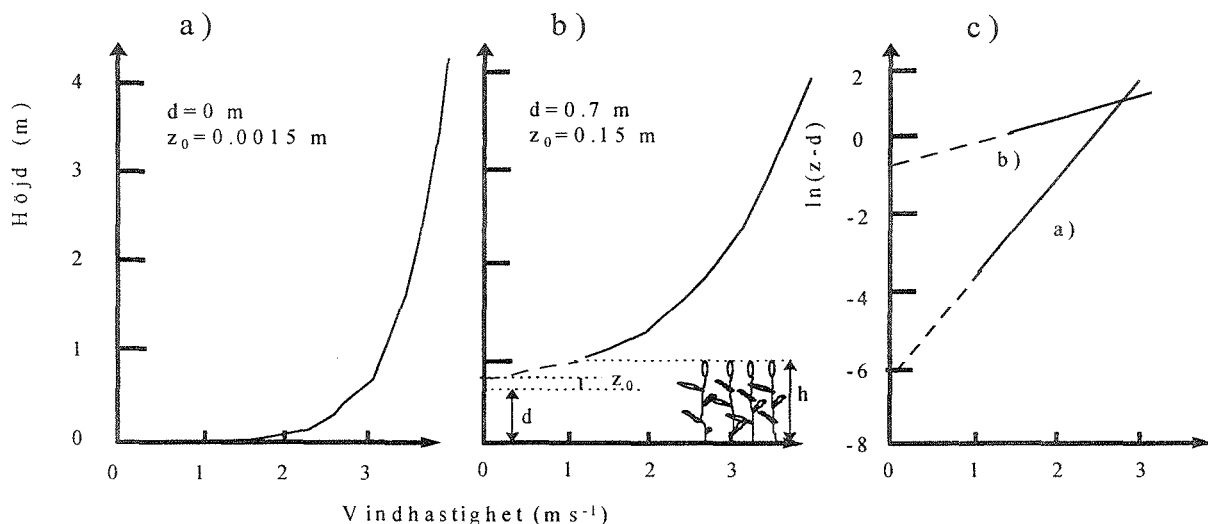
Figur 7.6. Schematisk beskrivning av utvecklingen av ett gränsskikt över en slät yta i en laminär luftström (omritad efter Oke, 1978).

turbulent strömning. Det turbulenta gränsskiktet växer snabbare än det laminära men det finns fortfarande kvar ett laminärt skikt närmast ytan, ofta endast någon eller några millimeter tjock.

Upphovet till de turbulenta vindrörelserna är av både termisk och mekanisk art. Det är viktigt att påpeka att även om flödet i ytskiktet är oregelbundet så kan egenskapernas uppförande behandlas på ett systematiskt sätt med hjälp av statistik.

Vindprofil och impulsflöde

Kunskap om hur vinden varierar med höjden över marken är viktig av åtminstone två skäl: Dels kan vindprofilen användas för att beräkna effektiviteten i utbytet mellan marken och atmosfären och dels kan den användas för att beräkna hastigheten på en godtycklig nivå under förutsättning att man vet värdet på en nivå. Orsaken till att det uppstår en höjdvariation i vindhastighet är att när vinden sveper över en yta uppstår friktion mellan partiklarna närmast ytan och själva ytan. Luft är en fluid och en följd av den friktion som uppstår vid ytan är att det även uppstår friktionskrafter längre upp i lufthavet. Resultatet av allt detta är att vi får en vindhastighet som ökar logaritmiskt med höjden (fig 7.7a).



Figur 7.7 a-c. Tänkbara vindprofiler då vindhastigheten på 4 m är 3.5 ms^{-1} för bar mark (a) och stråsäd (b) med motsvarande lin-log transformeringar (c). (Omritad efter Oke, 1978).

Vi kommer nu till ett begrepp som är ganska abstrakt, nämligen impuls och impulsflöde, men det är viktigt för fortsättningen att ha en någorlunda klar uppfattning om detta. Impuls eller rörelsemängd är helt enkelt massa x hastighet. Vinden har alltså en viss impuls beroende på dess hastighet (känns påtagligt när det blåser). Om man gör en analogi med temperatur och sensibelt värmefflöde där vi konstaterade att energi flödar från ställen med hög potential (temperatur) mot ställen med låg potential så inser man när man betraktar vindprofilen i fig 7.7a att impuls flödar mot markytan. Till skillnad mot värmefflöden så är impulsflödet alltid riktat mot marken eftersom vindprofilen aldrig kan ändra riktning.

Den totala friktionskraften per markyteenhet utgör det så kallade impulsflödet (eng. shearing stress). Man kan se impulsflödet, som ju är ett flöde i vertikalled, som en manifestation av den horisontella impuls som vinden förlorar när den passerar över en yta. Storleken på impulsflödet ger en indikation på hur effektivt utbytet av värme, vattenånga och andra gaser

Empiriskt har man funnit att vindprofilen är logaritmisk och att hastigheten på en viss höjd, $u(z)$, därmed kan beskrivas med följande funktion:

$$u(z) = u_* \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) / k \quad 7.4$$

där u_* är friktionshastighet ($m s^{-1}$), z är höjden över marken (m), z_0 är skrovlighetslängden (m) och k von Karman's konstant ($=0.40$). För vegetationsytor som har en signifikant höjd, t ex grödor och särskilt skogar, måste man införa en $s k$ nollplansförskjutning för att kunna beskriva vindprofilen korrekt ovanför ytan (fig 7.7b). Den mera kompletta ekvationen för vindprofilen (logaritmiska vindlagen) blir då:

$$u(z) = u_* \ln\left(\frac{z - z_d}{z_0}\right) / k \quad 7.5$$

där z_d är nollplanshöjden. Om man plottar höjden $\ln(z - z_d)$ mot vindhastigheten får man en rät linje med lutningen k/u_* och där skärningen med y-axeln ger värdet på z_0 (fig 7.7c). Detta används som en metod att bestämma skrovlighetsparametrarna, dock z_0 , alternativt, om dessa är kända, att beräkna u_* .

Friktionshastigheten, u_* , är en karaktäristisk hastighet som är relaterad till turbulensen. Stort värde på u_* betyder hög turbulensintensitet. Friktionshastigheten definieras genom relationen:

$$u_*^2 = \frac{\tau_i}{\rho_a} \quad 7.6$$

där τ_i är impulsflödet ($g m^{-1} s^{-2}$) och ρ_a är luftens densitet ($g m^{-3}$).

Skrovlighetslängden, z_0 , är ett mått på ytans ojämnheter. Ju skrovligare, ojämna ytan är, desto större är dess skrovlighetslängd. En yta som har ett stort värde på z_0 skapar mera turbulens än en yta med lågt z_0 vid i övrigt samma förhållanden. En enkel tumregel säger att:

$$z_0 \approx 0.1 z_h \quad 7.7$$

där z_h är vegetationens höjd. Detta innebär att skrovlighetslängden är typiskt 10 cm för en gröda och 1-2 m för skog. I realiteten beror z_0 för ett vegetationställe även av faktorer som mängden och den vertikala fördelningen av ytelementen.

Nollplansförskjutningen, z_d , kan tolkas som den höjd där tyngdpunkten för den av vegetationen absorberade impulsen ligger. Nollplansförskjutningen är på samma sätt som z_0 en komplicerad funktion av beståndets struktur men empiriskt har man funnit att för de flesta vegetationstyper gäller:

$$z_d \approx 0.67 z_h \quad 7.8$$

Det bör påpekas att det som sagts ovan vad gäller vindprofilernas logaritmiska form endast gäller vid neutral skiktning i atmosfären. Vid avvikelser från detta avviker profilen från den "rena" logaritmiska formen åt olika håll beroende på om det är instabil eller stabil skiktning.

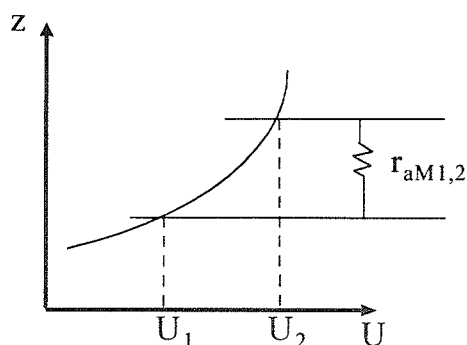
Aerodynamisk resistans

Det har tidigare nämnts att man kan definiera en resistans i samband med formuleringen av τ ex ekvationen för det sensibla värmeflödet. I detta avsnitt beskrivs mer utförligt hur denna resistans definieras och hur man kan beräkna den utifrån kännedom om vinden samt vissa vegetationsegenskaper. Vi erinrar oss att i analogi med Ohms lag kan ett flöde beräknas som en potentialskillnad dividerat med en resistans. Om vi nu tillämpar detta för impulsflödet, τ , får vi:

$$\tau_i = \rho_a \frac{u(z_2) - u(z_1)}{r_{aM1,2}} \quad 7.9$$

där $u(z_2)$ och $u(z_1)$ är vindhastigheten på höjden z_2 respektive z_1 och där $r_{aM1,2}$ är resistansen i lufthavet mellan de två nivåerna (fig 7.8). Denna resistans som definieras av ekvationen enligt ovan, kallas normalt den aerodynamiska resistansen. Om man känner impulsflödet och vindhastigheten på dessa nivåer skulle man kunna beräkna resistansen. Impulsflödet är svårt att komma åt så man måste utveckla ekvationen ytterligare för att kunna uttrycka den i enkelt mätbara storheter. Till att börja med kan vi ersätta impulsflödet med friktionshastigheten eftersom vi tidigare definierat ett samband mellan dessa (ekv. 6) och får då:

$$r_{aM1,2} = \frac{u(z_2) - u(z_1)}{u_*^2} \quad 7.10$$



Figur 7.8. Schematisk bild över hur den aerodynamiska resistansen beräknas utifrån vindhastighet.

Denna ekvation ger resistansen mellan två nivåer i lufthavet och följaktligen kan den totala resistansen från vegetationen, där vindhastigheten definitionsmässigt är noll, till en godtycklig nivå uttryckas som:

$$r_{aM} = \frac{u(z)}{u_*^2} \quad 7.11$$

Problemet med denna till synes enkla ekvation är att finna ett värde på u_* . Vi har tidigare definierat den logaritmiska vindlagen (ekv. 5) och ur den kan vi lösa ut u_* som:

$$u_* = k \frac{u(z)}{\ln\left(\frac{(z - z_d)}{z_0}\right)} \quad 7.12$$

och om vi nu ersätter u_* i ekvation 10 med detta uttryck får vi:

$$r_{aM} = \ln\left(\frac{(z - z_d)}{z_0}\right) / k^2 u(z) \quad 7.13$$

Vi har nu fått ett uttryck för den aerodynamiska resistansen som innehåller en relativt enkelt mätbar storhet som vindhastigheten samt de två skrovlighetsparametrarna, z_d och z_0 , som det också är möjligt att erhålla värden på. Den resistans som vi nu har härlett gäller för impulsflödet. Tyvärr är det inte så enkelt att resistansen för utbyte av värme och vattenånga är exakt samma som för impuls. När det gäller utbytet av värme så sker det enbart i form av så kallad "skin friction", d v s genom de luftmolekyler som kommer i kontakt med själva ytan. Utbytet av impuls sker dels genom 'skin friction', dels genom 'form drag'. Det finns inga svenska uttryck för dess begrepp men 'form drag' uppstår när en solid kropp i en luftström skapar virvlar som också de verkar bromsande på luften. I den processen absorberas en viss mängd impuls utan jämförande inverkan på andra flöden. Konsekvensen av detta blir att:

$$r_{aM} \leq r_{aH} \quad 7.14$$

För en vegetationsyta kan man tolka detta som att skrovlighetslängden är mindre för värme och vattenånga än motsvarande för vinden. Man kan visa att:

$$r_{aH} = \underbrace{\ln\left(\frac{(z - z_d)}{z_0}\right)}_{r_{aM}} / ku_* + \underbrace{\ln\left(\frac{z_0}{z_H}\right)}_{r_b} / ku_* \quad 7.15$$

där z_H är skrovlighetslängden för utbytet av värme och där r_b benämns 'excess resistance'. För vegetationsytor kan man grovt ansätta att skrovlighetslängden för värme är en tiondel av skrovlighetslängden för impuls. Friktionshastigheten ligger typiskt mellan 0.1 och 0.5 m s⁻¹ och därav följer att r_b ligger mellan 10 och 50 s m⁻¹. Detta är värden av samma storleksordning som r_{aM} , dvs om man tillämpar r_{aM} för beräkning av utbytet av värme och vatten bör det ske med viss försiktighet. Vår kunskap om vilka faktorer som bestämmer z_H är för närvarande begränsad men forskning pågår.

7.3 Luftfuktighet

Inom meteorologien spelar luftens fuktighet en mycket viktig roll bl a därför att stora mängder energi åtgår respektive frigörs när vatten avdunstar respektive kondenserar. För att till exempel avdunsta/kondensera 1 l H₂O åtgår/frigörs 2.45 MJ. Detta är ungefär 6 gånger mer energi än det som krävs för att värma upp motsvarande mängd från 0 till 100 °C. Vindens transportförmåga tillsammans med det faktum att så mycket energi finns bunden i vattenångan gör att luftens fuktighet har så stor betydelse för energiutbytet mellan jordytan och atmosfären.

Luftfuktigheten har även stor betydelse inom biologin. Förutom att den funger som en viktig regulator ur avdunstningssynpunkt har den stor betydelse t ex för utveckling och tillväxt av olika slag av patogener.

Begrepp och definitioner

Viktigt att konstatera att fuktig luft, d v s luft som innehåller vattenånga, uppför sig som en ideal gas vilket gör att gaslagarna kan tillämpas. En konsekvens av att fuktig luft uppför sig som en ideal gas är att luftens tryck är summan av dess partialtryck, eller:

$$p = p_d + e_a \quad 7.16$$

där p_d är partialtrycket för torr luft och e_a är vattenångans tryck i gasblandningen.

Densiteten av fuktig luft definieras som:

$$\rho_a = \frac{m}{V} \quad 7.17$$

där m är massan av torr luft plus massan av vattenånga och V är volymen. Med hjälp av gaslagarna kan man visa att:

$$\rho_a = \frac{M_a}{R} \cdot \frac{(p - 0.378e_a)}{T} \quad 7.18$$

där M_a är den torra luftens molekylvikt, R är den universella gaskonstanten och T luftens temperatur. Det viktiga med denna ekvation är att vi ser att luftens densitet är en funktion av tryck, temperatur och fuktighet. Fuktighetsberoendet är inte speciellt stort, exempelvis är skillnaden mellan torr och fuktighetsmättad luft endast ca 1% vid 20° och normalt tryck. Temperatur och tryckberoendet är desto större. Känner man till den här ekvationen kan man lätt korrigera för dessa faktorer vid behov.

Med dessa relationer som utgångspunkt kan vi nu definiera ett antal olika fuktighetsmått. Specifik fuktighet, q , som definieras som förhållandet mellan massan av vattenånga, m_w , och luftens totala massa:

$$q = \frac{m_w}{(m_w + m_d)} \quad 7.19$$

där m_d är massan av torr luft. Sambandet mellan specifik fuktighet och ångtrycket ges av:

$$q = \frac{0.622e_a}{(p - 0.378e_a)} \quad 7.20$$

Faktorn 0.622 är kvoten mellan molekylvikten för vatten och molekylvikten för torr luft. Faktorn 0.378 är helt enkelt $1 - 0.622$. Specifika fuktigheten, q , är dimensionslös men ofta uttrycks den i sorten g kg^{-1} eftersom det ger en mera hanterlig storhet på siffrorna.

Absolut fuktighet, χ , är mängd vattenånga per volymenhet fuktig luft.

$$\chi = \frac{m_w}{V} \quad 7.21a$$

och vidare är χ relaterad till ångtrycket genom:

$$\chi = \frac{e_a m_w}{RT} \quad 7.21b$$

Blandningsförhållandet, w , är kvoten mellan massan av vattenånga och massan av torr luft:

$$w = \frac{m_w}{m_d} \quad 7.22$$

och w är relaterad till ångtrycket genom:

$$w = \frac{0.622e_a}{p_d} \quad 7.23$$

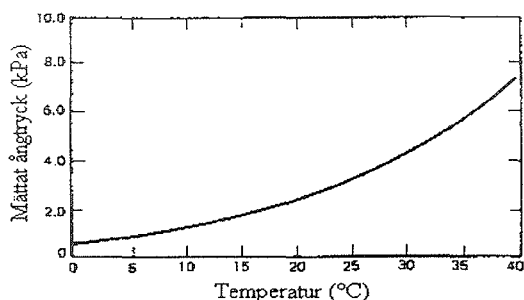
där p_d är den torra luftens partialtryck. I praktiken kan man för det mesta ersätta p_d med p eftersom skillnaden mellan dessa för det mesta är mindre än en procent.

Begreppet mätnad

Luft som befinner sig ovanför en vattenyta säges vara mättad när jämvikt råder, d v s när lika många vattenmolekyler lämnar ytan som de som fångas upp av ytan. Mängden vattenånga i mättad luft är starkt beroende av temperaturen enligt följande samband:

$$e_s = 0.61078e^{\left(\frac{17.269T}{T+237.3}\right)} \quad 7.24$$

där e_s är mätnadsångtrycket och T är temperaturen (notera att e betyder naturliga exponenten i ekvationen). Ekvationen ovan, som kalla Tetens ekvation, gäller vid temperaturer över noll grader. Som synes ökar mätnadsångtrycket exponentiellt med temperaturen (fig 7.9) och den mängd vattenånga som luften maximalt kan hålla vid t ex 20°C är x gånger så stor som vid 0°C . Om luften är mycket ren kan det inträffa att den blir övermättad, dvs den får en ånghalt som är större än det som ges av ekvationen ovan. Nära jordytan finns emellertid alltid kondensationskärnor som gör att kondens uppstår och därmed nås jämvikt och mätnad enligt definitionen ovan.



Figur 7.9. Mättnadsångtryck i luft som funktion av temperatur. (Omritat efter Rosenberg m fl 1983).

Relativa fuktighetsmått

Den relativa fuktigheten, h_a , definieras här som:

$$h_a = \frac{e_a}{e_s} \cdot 100 \quad 7.25$$

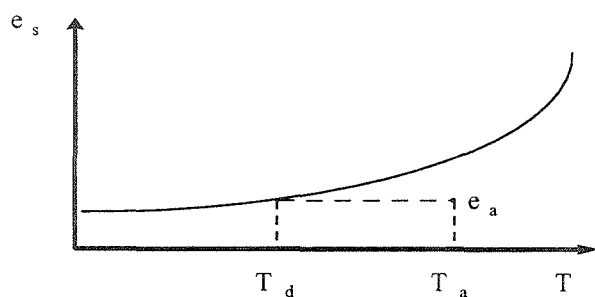
h_a är kanske det mest använda fuktighetsmättet men kanske också det mest missförstådda och missbrukade. Detta beror på att h_a inget säger om den absoluta fuktigheten. Samma h_a vid olika temperaturer betyder olika absolut fuktighet.

Ångtrycksdeficit (eller mättnadsdeficit), är ett vanligt begrepp i avdunstningssammanhang. Det definieras som skillnaden mellan mättnadstryck och aktuellt tryck:

$$\Delta e = e_s - e_a \quad 7.26$$

Man brukar säga att de är ett mått på 'suget' efter vattenånga i luften. Stort ångtrycksdeficit innebär normalt att drivkraften för avdunstning också är stor.

Daggpunktstemperatur definieras som den temperatur till vilken ett luftpaket måste avkylas för att mättnad ska nås (fig 7.10). Om man känner det aktuella ångtrycket kan man beräkna daggpunktstemperaturen ur Tetens ekvation.



Figur 7.10. Schematisk bild över bestämning av daggpunktstemperatur.

Fuktigheten i luften

Det vatten som finns i atmosfären har tillkommit i sin helhet genom avdunstning från land och hav (och isar). Transporten av vattenånga i luften kan behandlas analogt med den sensibla

värmetransporten. Nettoflödet av vattenånga är vanligtvis uppåt på dagen medan det kan gå i bägge riktningar på natten. Detta innebär att fuktighetsprofilen nästan alltid är avtagande på dagen medan temperaturprofilen kan vara bäggedera.

Studerar man dygnsdynamiken av luftens fuktighet finner man att den ofta har ett maximum en kort period efter det att strålningen har sitt maximum.

Dagg

Dagg är vatten som har kondenserat på vegetationsytor (eller andra föremål) vars temperatur fallit under daggpunkten p g a strålningsavkylning. Dagg kan vara av betydelse inom skogs- och jordbruk men knappast i vårt klimat. Inom vissa arida områden kan dock daggbildning vara helt avgörande för vissa växters överlevnad. Även ur patogensynpunkt kan dagg vara av betydelse.

Dagg är svårt att mäta kvantitativt men olika uppskattningar visar att daggbildning kan vara maximalt 0.2-0.5 mm/natt. På årsbasis finns uppskattningar av storleksordningen 20-50 mm. Man bör känna till att dagg kan bildas redan vid relativa fuktigheter omkring 90%, dvs luften behöver inte vara mättad för att fenomenet ska inträffa. Detta beror på att dagg bildas på själva vegetationsytorna och dessa kan ha en temperatur som ligger under luftens temperatur.

7.4 Avdunstning

Vi har tidigare talat om vattenångans och därmed avdunstningens betydelse inom meteorologien, bl a därför att mycket energi åtgår för att fasomvandla vatten till ånga. Den energi som åtgår för att avdunsta en massenhet vatten kallas ångbildningsvärme och brukar betecknas λ eller L .

$$L = 2.45 \text{ MJ kg}^{-1} \quad (\text{vid } 20^\circ\text{C}) \quad 7.27$$

Vatten är som alla förstår av ytterst vital betydelse för växtligheten trots att endast en mycket liten del, ca 1%, av det vatten som transporteras genom växten utnyttjas i metabolismen. Vattnets stora betydelse är att fungera som klimatanläggning (kylare) samt för att upprätthålla trycket i växternas celler. Avdunstningens betydelse som kylanläggning framgår när man förstår att bladen skulle få en övertemperatur av 25°C vid en instrålning av 500 W m^{-2} om avdunstningen skulle vara noll. Först några definitioner och beteckningar som är bra att känna till.

Avdunstning definieras som den fysikaliska process som medför att en vätska överförs till gasform, i vårt fall när vatten övergår till vattenånga. Sublimation inträffar när man får en fasomvandling från fast form (is) direkt till ånga. Transpiration betecknar man den avdunstning som sker av vatten som har passerat genom växten. Evapotranspiration brukar användas när man vill betona att man avser dels avdunstning från t ex interceperat vatten, dels transpiration. Potentiell evapotranspiration, ett begrepp som ofta används men som egentligen saknar en entydig definition. Begreppet introducerades av Thomtwaite och Penman 1948 oberoende av varandra och avsåg en beräkning av avdunstningen från en fri vattenyta enbart utgående från rådande klimat. På den tiden ansågs vegetationen vara utan inre kontroll över transpirationen, man betraktade helt enkelt växterna som 'våta svampar' givet att det

fanns god tillgång på vatten. En vanlig missuppfattning om begreppet potentiell evapotranspiration beräknad på detta sätt är att det är den största möjliga avdunstningen givet ett visst klimat. I dag vet vi att avdunstningen från en våt och skrovlig vegetationsyta, t ex en skog efter regn, kan vara betydligt större än avdunstningen från en fri vattenyta. Detta beror bland annat på att den skrovliga ytan har kanske en tiopotens lägre aerodynamisk resistans än en vattenyta.

Meteorologiska parametrars inverkan på avdunstningen

Nettostrålning

Det är klart att R_n är den huvudsakliga energikällan för avdunstningen. I humida klimat kan man för grödor grovt avsätta att $R_n = LE$ när grödan är välutvecklad och vattentillgången är god. I viss litteratur kan man finna uppgiften att R_n är en övre gräns för avdunstning men det är nonsens - det finns ingen sådan teoretisk begränsning. För låg vegetation och grödor finns normalt ett starkt samband mellan avdunstning och nettostrålning. För hög vegetation som skog är det snarare ångtrycksdeficitet som kontrollerar avdunstningen.

Luftfuktighet

Avdunstningen påverkas i hög grad av den omgivande luftens fuktighet. Ju torrare luften är desto större blir potentialskillnaden, drivkraften, för vattenångflöde och desto högre blir avdunstningen. Normalt finner man god korrelation mellan avdunstningen och ångtrycksdeficitet, δe , utom när växterna reagerar med att stänga klyvöppningarna och därmed den vägen minska på avdunstningen.

Temperatur

Generellt kan man säga att temperaturen påverkar avdunstningen på fyra olika sätt: (1) Hög temperatur är en förutsättning för att man ska kunna ha ett högt ångtrycksdeficit, (2) när temperaturen är hög finns mycket sensibelt värme lagrad i luften. Detta kan användas som ett 'energitillskott' utöver energi från strålning, till att driva avdunstningen, (3) vid höga temperaturer åtgår mindre energi för att avdunsta vatten, och (4) stomatas funktion kan påverkas av temperaturen. Här saknas dock generell kunskap för närvarande.

Halvempiriska avdunstningsformler

Kombinationsekvationer kallas en skara av metoder för att beräkna avdunstning vars uppkomst kan härledas till ett pionjärarbete av H.L. Penman som gjordes redan 1948. Penman var den förste som beaktade både energitillförseln via strålning och den turbulenta transporten av värme och vattenånga. En av dessa s k kombinationsmetoder bygger på att man beräknar avdunstningen som en restterm av energibalansen:

$$LE_{-} = -R_n - H$$

7.28

och

$$H_- = \rho c_p (T_a - T_s) / r_{aH} \quad 7.29$$

Observera att man här har antagit att alla lagringstermer samt markvärmeflödet är försumbara (se vidare kap 4 och ekv 4.7). R_n och T_a kan mätas relativt enkelt och nuförtiden finns strålningstermometrar med vars hjälp man kan mäta ytors temperatur. Vi har ju tidigare behandlat hur r_{aH} kan beräknas. Problemet ligger i att det fortfarande är svårt att mäta T_s på ett representativt sätt och det är långt ifrån en standardmetod som kan tillämpas i stor skala.

För att härleda det som kallas Penmans kombinationsekvation måste vi först ställa upp ytterligare en ekvation nämligen den som direkt beskriver avdunstningen (jfr ekv 4.22):

$$LE_- = \rho c_p (e_a - e_s(T_s)) / \gamma r_{aH} \quad 7.30$$

där γ är den så kallade psykrometerkonstanten. Denna ekvation gäller för avdunstning från en våt yta. I dessa tre ekvationer har vi två variabler som är "ytberoende", nämligen T_s och $e_s(T_s)$. Det gäller att på något sätt eliminera dessa ur ekvationerna ovan eftersom det är svårt att komma åt dessa parametrar. Penman gjorde här ett snilledrag som medförde att man kunde eliminera de ytberoende variablerna i ekvationssystemet. Om vi erinrar oss sambandet mellan mätnadsångtryck och temperatur (fig 7.9) så kan man definiera en ny parameter, s , som är lutningen på den kurvan vid medelvärdet av T_a och T_s :

$$s = \frac{(e_s(T_s) - e_s(T_a))}{(T_s - T_a)} \quad 7.31$$

genom att kombinera dess fyra ekvationer kan man uttrycka avdunstningen som:

$$LE_- = - \frac{(R_n s + \rho c_p \delta e)}{r_{aH}} \cdot \frac{1}{(s + \gamma)} \quad 7.32$$

Detta är en generell ekvation för avdunstning från en våt yta. Observera att den ej är beroende på några ytvariabler och att δe är ångtrycksdeficiten i luften och ej vid vegetationsytan. Det är alltså tillräckligt med att ha tillgång till klimatdata från en nivå i luften. Det är sådant som mäts standardmässigt i t ex SMHI:s stationsnät. Man bör dock påpeka att introduktionen av "s" innebär en approximation och vid extremt stora skillnader mellan T_s och T_a kan man få ett signifikant fel vid beräkningar med ekvationen enligt ovan.

När Penman gjorde sin ursprungliga härledning 1948 använde han inte begreppet "aerodynamisk resistans" utan han introducerade något som han kallade "wind function" så att ekvationen ovan fick den klassiska formen:

$$E_o = \frac{(sR_{n0} + \gamma E_a)}{(s + \gamma)} \quad 7.33a$$

där E_o är avdunstningen från en fri vattenyta, R_{n0} är nettostrålningen över vattenytan och:

$$E_a = f(u)(e_s - e_a) \quad 7.33b$$

$$f(u) = 0.27 \left(1 - \frac{u}{100} \right) \quad 7.33c$$

och där e_s och e_a skall ha sorten mb och u är vindhastigheten given i km per dag.

För att beskriva den potentiella avdunstningen från vegetation E_{Tp} introducerade Penman "crop coefficients" enligt:

$$E_{Tp} = f_1 E_0 \quad 7.34$$

där f_1 är lika med 0.8 på sommaren och 0.6 på vintern för gräsytor.

Detta var ett empiriskt sätt att behandla saken på och Penman kom själv på en bättre, mera strikt lösning, när han introducerade resistansbegreppet i ekvationerna. Denna modifikation brukar tillskrivas J.L. Monteith men faktum är att Monteith själv refererade till Penman i sitt arbete om detta. Numera har han dock accepterat begreppet Penman-Monteith ekvation om följande:

$$LE_{T-} = - \frac{(R_n s + \rho c_p \Delta e / r_{ah})}{(s + \gamma (1 + r_c / r_{ah}))} \quad 7.35$$

där LE_{T-} är transpirationen och r_c är den integrerade stomataresistansen för hela bladverket.

Ytterligare ett användbart begrepp inom detta område är den så kallade jämviktsavdunstningen. Det är den avdunstning som råder i ett i ett mättat (jämviktat) system, d v s, Δe är = 0 och avdunstningen blir:

$$E_{eq-} = - \frac{R_n s}{(s + \gamma)} \quad 7.36$$

Man kan tänka sig att denna avdunstning borde kunna inträffa när luften har passerat över stora vattenytor. Empiriskt har man dock funnit att detta sällan inträffar och på regional skala har man istället empiriskt funnit att:

$$E_{PT} = -1.26 E_{eq-} \quad 7.37$$

vilket benämns Priestley - Taylors ekvation efter upphovsmännen. Denna ekvation är enkel att använda och kräver endast två parametrar, luftens temperatur och nettostrålningen.

8 Temperaturförhållanden och värmeflöden i mark

Markens temperatur är en viktig reglerande faktor för alla biologiska markprocesser. Speciellt i ett klimat som vårt är temperaturen viktig eftersom den till stor del bestämmer utvecklingen av våra vanliga grödor i de tidiga stadierna. Då vegetationssäsongen är kort som i norra Sverige kan en gynnsam utveckling av markens temperatur under våren vara helt avgörande för om grödan överhuvudtaget skall hinna mogna.

De processer som bestämmer temperaturförhållandena i marken är mycket komplexa vilket ibland har begränsat våra kunskaper till en mycket grov klassifikation av olika jordars temperatur. Benämningar som varma/kalla jordar förekommer alltså inom svenskt lantbruk utan någon närmare definition. En enskild jordbrukare har ofta en mycket klar bild av relativa skillnader i marktemperatur mellan olika fält på en gård. Denna typ av empirisk kunskap skall givetvis inte föringas eftersom den varit, och fortfarande är, av stor praktisk betydelse. För att bättre kunna förstå: 1) hur skillnaderna mellan olika fält uppkommer och 2) hur stora skillnaderna kan vara, måste vi betrakta grundläggande fysikaliska mekanismerna för värmetransport och värmelagring både i luft och mark. Under vinterförhållanden måste vi dessutom beakta snöns inverkan och betydelsen av fasomvandlingen då marken tjäljar (se avsnittet om tjäle).

I detta kapitel diskuteras:

- 1) Strålningsbalansen vid markytan
- 2) Fördelningen av tillgänglig energi mellan mark och atmosfär
- 3) Markens förmåga att lagra värme
- 4) Markens förmåga att transportera värme
- 5) Utbredningen av temperaturförändringar i marken
- 6) Hur vi kan förändra marktemperaturen genom att påverka förhållandena ovan eller i marken

8.1 Strålningsbalansen vid markytan

För att förstå bakgrunden till alla förändringar av temperaturförhållandena i mark måste vi först analysera markytans strålningsbalans. Som framgick tidigare (se avsnitt om energibalans) så kan energi överföras på tre olika sätt:

- i) genom strålning
- ii) genom ett massflöde, dvs konvektion
- iii) genom ledning, dvs överföring av de enskilda molekylernas egenrörelse

De tre mekanismerna spelar ofta mycket olika roller vid bestämningen av energibalansen för en given kropp.

Strålningen skiljer sig från konvektion och ledning främst genom att den är den enda mekanismen som ej förutsätter någon materia för spridning av energi. Alla kroppar avger hela tiden en viss mängd energi som beror av kroppens ytemperatur och denna energi sprids som strålning. Detta brukar kallas för svartkropps-strålning och det beskrivs matematiskt av Stefan Boltsmanns lag (se kap 6).

Emissiviteten, ϵ , används för att beskriva hur väl olika typer av material efterliknar en perfekt svart kropp. För de kroppar som i det här sammanhanget intresserar oss, jorden och solen, så är dock emissiviteten nära 1. Observera att emissiviteten inte har någonting med den färg som vi uppfattar med våra ögon att göra. Svart kropp gäller den strålning som kroppen avger. All den strålning som på detta sätt avges från jorden är ej synligt ljus eftersom jordytans temperatur är alldeles för låg. Frekvensen eller spektrat på den energi som bortgår som svartkropps-strålning bestäms nämligen också av den absoluta temperaturen enligt $\lambda = 2700/T$ (se Wiens förskjutningslag, kap 6), där λ är den våglängd där intensiteten är maximal, uttryckt i m. Eftersom jordens yta är cirka 300 °K så erhåller vi en maximal utstrålning för jorden på cirka 9 μm . Hela spektrat, som brukar kallas för långvågig strålning, ligger i intervallet från 5 till 30 μm . Denna strålning ligger i ett helt annat spektra än det synliga ljuset som alstras av solen med en ytemperatur av cirka 6 000 °K. Solens strålning kallar vi på motsvarande sätt för kortvågig strålning och den ligger i intervallet från 0,3 till 3 μm .

För jorden som helhet gäller i stort sett att den totala mängden inkommande kortvågiga strålning (som ej reflekteras) balanseras av en lika stor mängd utgående långvågig strålning. Under sådana betingelser förändras inte klimatet sett ur ett längre tidsperspektiv. Väljer vi att istället betrakta strålningsbalansen vid en enskild tidpunkt och för en enskild plats finner vi att växlingarna i strålningsbalansen är mycket stora även om medelvärdet är noll. Det är dessa växlingar i strålningsbalansen som ytterst bestämmer både de storskaliga meteorologiska skeendena och det lokala mikroklimatet för en yta.

Denna balansekvation för nettostrålning kan i den stora skalan påverkas genom att atmosfärens sammansättning förändras och det kan då leda till förödande konsekvenser för mänskligheten. Om stora mängder partiklar ansamlas i atmosfären efter vulkanutbrott eller efter stora skogsbränder kan atmosfärens albedo (α) öka och därigenom leda till ett kallare klimat. På motsvarande sätt kan också den ingående långvågsstrålningen öka om vi fortsätter att höja koldioxidhalten i atmosfären. Detta leder då till ett varmare klimat med stora översvämningar som följd.

Även i den lilla skalan kan strålningsbalansen förändras för marken. Vegetationen verkar här som ett filter som kan förhindra att solstrålningen når markytan. Dessutom bestäms albedot till stor del av vegetationens färg och struktur.

En annan viktig aspekt är vegetationens förmåga att orientera sina bladtytor mot solstrålningen och därigenom fånga en större andel ljus än vad som annars skulle ha träffat en horisontell yta. Vi kan också öka intensiteten hos instrålningen genom att orientera plogtillorna mot solstrålningen och därigenom få den direkta solstrålningen att träffa marken vinkelrätt.

8.2 Energibalansen vid markytan

Den genom strålningsbalansen uppkomna situationen resulterar antingen i ett överskott eller underskott på energi vid markytan. Oavsett tecknet på nettostrålningen så måste vi ha en balans med atmosfär och mark. Om vi utgår från bladytans energibalans där lagring av energi kunde försummas (se kap 4) så tillkommer för markytans energibalans en ledning av värme till marken (q_h), och energibalansen blir:

$$R_n = LE + H + q_h \quad 8.1$$

där R_n är nettostrålning, LE latent energiflöde till atmosfären och H det förnimbara energiflödet till atmosfären. Alla termer uttrycks i $W m^{-2}$.

Den del av nettostrålningen som kan tillföras marken som ett värmefflöde kommer i hög grad vara ett komplicerat samspel mellan luftens och markens termiska egenskaper. Helt olika mekanismer gäller dessutom för transport av energi i den fria luften och i marken. I luften sker ett massflöde (konvektion) som främst bestäms av turbulens och vindförhållanden medan den betydelsefullaste transporten i marken sker genom ledning. Eftersom konvektionen normalt är en mycket effektiv transportprocess blir markens andel av total nettostrålning vanligtvis relativt liten. Under en vacker sommardag kan vi få:

R_n	LE	H	q_h	Vacker
600 =	275	+275	+50	sommardag

Det sensibla och latent energiflödet är här lika stora vilket innebär att tillgången av vatten är god. Vid extrema situationer som efter en regnskur kan ibland det latent energiflödet bli större än nettostrålningen, värme måste då tas från marken eller från luften.

R_n	LE	H	q_h	Efter en
200 =	250	-40	-10	regnskur

Tillgängligheten av vatten vid markytan har således en stor betydelse för hur stort värmefflödet till marken blir. Förutsatt att vi har en helt uttorkad markyta får vi det största värmefflödet till marken, exempelvis:

R_n	LE	H	q_h	Uttorkad markyta
600 =	0	+500	+100	

Exemplen ovan illustrerar tydligt hur förhållandena i atmosfären påverkar värmefflödet till marken och därmed markens temperatur. I många situationer är det också viktigt att se hur olika termiska egenskaper hos marken påverkar förhållandena i luften. Under en klar vårnatt kan vi ha en balans med:

R_n	LE	H	q_h	
-150 =	-10	-70	-70	Klar vårnatt, våt mark

I en jord med god värmeledande förmåga. Är markens ytskikt kraftigt uttorkat kommer värmeledningen i marken att försämrans och vi kan få:

R_n	LE	H	q_h	
-150 =	-15	-105	-30	Klar vårnatt, torr mark

Resultatet av den minskade värmeförseln från marken kan bli att luften istället avkyls så kraftigt att vi får en svår frost med förödande konsekvenser för frostkänsliga växter.

8.3 Markens förmåga att lagra värme

När en kropp får ett förändrat innehåll av energi, förändras normalt också dess temperatur. I vissa fall kan dock en ändring av energi istället motsvaras av en förändrad fas för något ämne som vid övergång från fast fas till vätska eller från vätska till gas. För lagring av energi i marken, skall vi i det här avsnittet, endast behandla den energilagring som ej är förknippad med någon fasomvandling. I kompendiet om tjäle diskuteras betydelsen av isens smältvärme för energilagring i mark och fasomvandlingen vätska - gas försummas eftersom den normalt är av mindre betydelse för energilagring i marker på våra breddgrader.

För att kvantitativt kunna diskutera olika markers förmåga att lagra energi definierar vi termen volymetrisk värmekapacitet (eng volumetric heat capacity) som: förändring av värme per volymenhet och per förändring av temperatur. Värmekapaciteten betecknas normalt med C och den uttrycks i enheten $J m^{-3} \text{ } ^\circ C^{-1}$. I andra sammanhang kan vi benämna C som värmekapacitet och vi använder då enheten $J kg^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$. Fördelen med att istället för massa använda volym som bas är att vi ofta känner till volymsandelar då vi betraktar beståndsdelarna av en jord.

För att kunna beräkna en jords totala värmekapacitet behöver vi känna till volymsandelarna av jordens sammansättning och deras respektive värmekapaciteter. Matematiskt uttrycks det:

$$C_s = f_m \cdot C_m + f_o \cdot C_o + f_w \cdot C_w + f_i \cdot C_i + f_a \cdot C_a \quad 8.2$$

där C är värmekapaciteten för en jord bestående av olika fraktioner f . Indexen betecknar m - mineral, o - organiskt material, w - vatten, i - is och a - luft. I tabellen nedan finns värmekapaciteten för dessa vanliga beståndsdelar angivna:

Tabell 8.1. Värmekapacitet för markens vanligaste beståndsdelar

Ämne	Värmekapacitet (MJ m ⁻³ °C ⁻¹)
kvarts	2.0
andra mineral	2.0
organiskt material	2.5
vatten	4.2
is	1.9
luft	0.0013

Den i särklass högsta värmekapaciteten har vatten, vilket beror av vattnets speciella molekylstruktur och brukar benämnas som en av vattnets extraordinära egenskaper. Luftens värmekapacitet är mycket liten vilket gör, att den för alla praktiska sammanhang, kan försummas vid beräkningen av en jords värmekapacitet. Vattenhalten hos en jord blir således i regel helt avgörande för jordens värmekapacitet.

Övning: Beräkna värmekapaciteten för:

- En sandjord med 60 % mineral, 1 % org material och 10 % vatten
- En lerjord med 40 % mineral, 3 % org material och 40 % vatten
- En torvjord med 3 % mineral, 10 % org material och 70 % vatten

Värmekapaciteten har en mycket stor betydelse för temperaturförhållandena hos olika jordar. Jordar med hög värmekapacitet tenderar till att motstå temperaturförändringar mycket effektivare än motsvarande jordar med låg värmekapacitet. Vi skulle direkt kunna räkna ut skillnaderna i temperatur mellan olika jordar från deras respektive värmekapaciteter om vi visste att alla jordar tillfördes lika stora mängder energi till lika stora volymer mark.

Nu vet vi emellertid att olika stora energimängder kan förväntas lagras i marken beroende på energibalanskvationen och beroende på markens termiska egenskaper. Värmekapaciteten utgör här endast en av de två termiska egenskaper som vi måste beakta för att förstå skillnader i olika markers temperaturförhållanden. Den andra termiska egenskapen är värmeledningsförmågan eller den termiska konduktiviteten.

8.4 Markens förmåga att transportera värme

Transport av värme i mark sker till största delen som ledning, dvs genom att de individuella molekylernas rörelse kan överföras från enpunkt till en intilliggande punkt. Effektiviteten hos denna typ av värmeöverföring kan variera mycket mellan olika jordar och vi använder den termiska konduktiviteten (värmeledningsförmågan)

för att beskriva dessa skillnader. Den termiska konduktiviteten, k_h , definieras av ekvationen:

$$q_h = -k_h \frac{dT_g}{dz} \quad 8.3$$

där q_h är värmeflödet genom en ytenhet vid djupet z , vid en temperaturgradient dT_g/dz . Benämningen värmeflöde kan ses som missvisande med tanke på att denna form av värmeöverföring inte motsvaras av något massflöde. Trots detta används termen mycket flitigt. Enheten för den termiska konduktiviteten bestäms av de andra termerna i ekvationen, vilket vid användning av SI-enheter leder till $Wm^{-1}C^{-1}$ för k_h . Försäkra dig om att detta är riktigt genom att sätta in de andra termernas SI-enheter i ekvationen !

Uppskattning av en jords termiska konduktivitet är normalt ett mycket mer komplext problem än motsvarande uppskattning av dess värmekapacitet. Det beror av att vi här har att göra med en egenskap som har ett riktighetsberoende. Den faktiska riktningen, eller vägen för värmeöverföringen beror inte enbart av mängden av de ingående beståndsdelarna utan också av hur de är lagrade i förhållande till varandra.

Som en första vägledning i vilka typiska värden vi kan förvänta oss för k_h i marken anges här nedan k_h för enskilda beståndsdelar av marken.

Tabell 8.2. Olika ämnens termiska konduktivitet

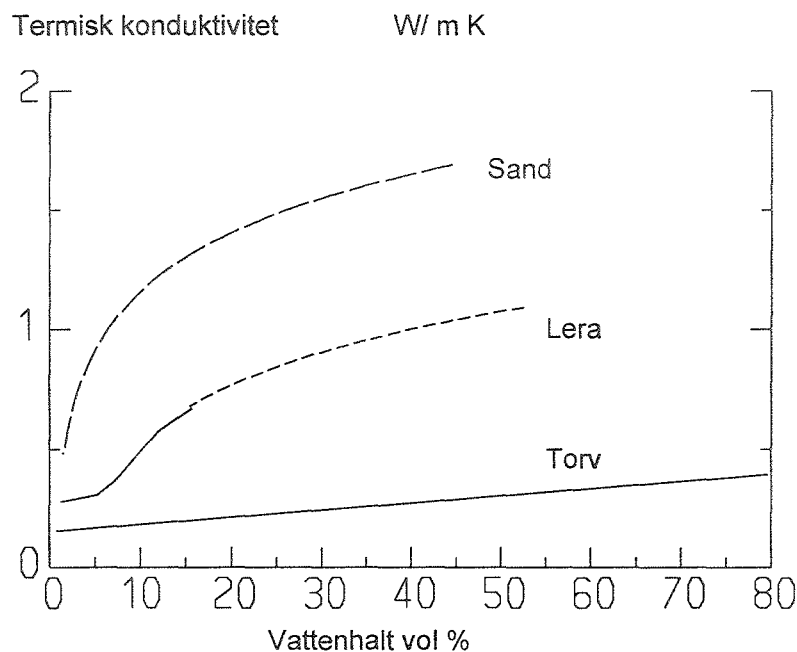
Ämne	k_h ($Wm^{-1}C^{-1}$)
kvarts	8.8
andra mineral	2.9
organiskt material	0.25
vatten	0.57
is	2.2
luft	0.025

Jämfört med värmekapaciteten uppvisar den termiska konduktiviteten en mycket större variation mellan markens olika beståndsdelar. För markens fasta beståndsdelar erhålls nu stora skillnader vilka kan få en avgörande betydelse för uppskattningen av den termiska konduktiviteten.

Olika försök har gjorts att utveckla matematiska funktioner för att kunna skatta k_h utgående från volymsandelar av de olika beståndsdelarna och från partiklarnas struktur och orientering. En svårighet har därvid varit att veta vilket ämne som skall betraktas som kontinuerligt medium i marken. Med kontinuerligt medium menas här det material som kan sammanbinda markpartiklarna så att en värmeöverföring kan äga rum mellan intilliggande partiklar. Om partiklarna låg oerhört hårt packade skulle all värmeöverföring kunna äga rum i mineralkornen och vi skulle få en termisk konduktivitet som närmade sig värdet för rena mineral.

I det sistnämnda fallet kan markens fasta delar betraktas som kontinuerliga men i alla vanliga jordar står valet mellan luft eller vatten som kontinuerligt medium. Eftersom skillnaden i termisk konduktivitet är mycket stor mellan luft och vatten har valet en avgörande betydelse. I det fall då vi har en helt uttorkad kvartssand kommer värmeöverföringen att ske 220 ggr så effektivt i partiklarna som mellan partiklar, separerade av luft. Om istället kontaktytorna mellan partiklarna är utfyllda med vatten blir motsvarande siffra 16. Vi kan här förvänta oss en påtaglig ökning av den termiska konduktiviteten i ett skede då vattnet övertar luftens roll som kontaktmedium och brygga mellan partiklarna. En fortsatt ökning av vattenhalten kommer vanligen att ha en betydligt mindre dramatisk effekt på den termiska konduktiviteten eftersom vattnet i sig ej kan betraktas som något effektivt medium för värmeöverföring.

Effekten av vattenhalten på den termiska konduktiviteten är vanligtvis mindre betydelsefull i lerjordar eftersom de 1) sällan torkar ut så starkt och 2) ej innehåller kvarts. Till skillnad från sandjorden finns i leran ingen, eller en mycket liten, direkt kontakt mellan mineralen. Alla mineral i ett aggregat kan dock betraktas som i det närmaste helt inneslutna i vatten. Vattnet blir därför så gott som alltid kontinuerligt medium i en lerjord. Vid stark upptorkning uppkommer sprickor mellan aggregaten men dessa sprickor får ibland en parallell orientering med värmeflödet. Dessutom kan kontakten mellan enskilda lerpartiklar förbättras i aggregaten eftersom de förs närmare varandra i samband med krympningen. Vi kan således förvänta oss betydligt mindre variationer i termisk konduktivitet för lerjordar och lägre maximala värden på grund av frånvaron av kvarts.



Figur 8.1. Värmeledningens förmåga (termisk konduktivitet) för sand, lera och torv.

I en ren organogen jord kommer vattnet att få en högre termisk konduktivitet än det fasta materialet. Vattnet kan här i likhet med förhållandena i lerjorden betraktas som

kontinuerligt medium, men eftersom inget annat material än vattnet självt kan förväntas att bidra till markens förmåga att leda värme kan vi här grovt ansätta:

$$k_h = f_w \cdot k_{hw} \quad 8.4$$

där f_w är volymsandelen vatten och k_{hw} är vattnets termiska konduktivitet.

En inblandning av organiskt material i en mineraljord kan under vissa förhållanden få en stor inverkan på markens termiska konduktivitet. Som regel kan vi förvänta oss en kraftig sänkning av k_h eftersom markens porositet ökar och kontakten mellan mineralpartiklar försämras. I vissa fall, som i en sandjord, skulle dock en homogen inblandning av organiskt material i vissa fall öka den termiska konduktiviteten eftersom vattenhalten förväntas öka med det organiska materialet.

Av fig 7.1 framgår hur den termiska konduktiviteten beror av vattenhalt för en sand, en lera och en torvjord. Figuren grundar sig på ett stort material av olika jordar och de kurvor som här är återgivna kan betraktas som typiska. Den största variationen jämfört med dessa typjordar kan vi förvänta oss för sandjordar eftersom kvartsinnehållet där kan vara så olika.

8.5 Utbredning av temperaturförändringar i marken

Om vi skall beskriva hur en temperaturförändring sker i marken behöver vi ta hänsyn både till markens förmåga att lagra värme och markens förmåga att överföra värme. De egenskaper som beskriver detta är, så som framgått av texten ovan, värmekapacitet och termisk konduktivitet. För att förstå hur dessa egenskaper verkar skall vi här diskutera bakgrunden till en allmängiltig ekvation för värmetransport och värmelagring i mark. Vi gör först några förenklande antaganden:

- 1) Alla värmeflöden sker vertikalt.
- 2) Ingen värme produceras eller konsumeras av marken i sig.

Dessa antaganden gäller för de allra flesta marker med god noggrannhet (tänk efter varför!). Vi betraktar sedan ett skikt av marken, på ett djup z , med en tjocklek Δz .

Flödet i den övre och undre gränsytan av skiktet ges av värmeledningsekvationen:

$$q_h(z) = -k_h \cdot \frac{dT_g(z)}{dz} \quad 8.5$$

$$q_h(z + \Delta z) = -k_h \cdot \frac{dT_g(z + \Delta z)}{dz} \quad 8.6$$

Om temperaturgradienten är lika på de två nivåerna z och $(z + \Delta z)$ kommer också värmeflödena att vara lika stora.

Det innebär att ingen upplagring av värme kommer att ske i skiktet. Om däremot det ena värmeflödet är större än det andra kommer skiktet antingen att tillföras värme eller så kommer skiktet att förlora värme. Vi kan tänka oss att skillnaden i värmeflöde

mellan de två nivåerna i marken varar under en tidsrymd av Δt . Detta leder då till att skiktets temperatur kommer att förändras enligt ekvationen:

$$\Delta T_g \cdot C \cdot \Delta z = (q_h(z) - q_h(z + \Delta z)) \cdot \Delta t \quad 8.7$$

där ΔT_g är temperaturförändringen i skiktet och C är värmekapaciteten hos skiktet. Om vi nu dividerar bägge leden med skiktets mäktighet Δz och tidsintervallet Δt så erhålles ekvationen:

$$\frac{\Delta T_g \cdot C}{\Delta t} = \frac{q_h(z) - q_h(z + \Delta z)}{\Delta z} \quad 8.8$$

Vi låter sedan skiktets mäktighet minska till ett mycket litet värde (= oändligt litet) samtidigt som tidsperioden minskas lika mycket. Vi får då ekvationen

$$\frac{\partial T_g \cdot C}{\partial t} = - \frac{\partial q_h}{\partial z} \quad 8.9$$

insättes sedan uttrycket för värmeflödet q_h erhålles:

$$\frac{\partial T_g \cdot C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_h \cdot \frac{\partial T_g}{\partial z} \right) \quad 8.10$$

Om vi därefter förutsätter att värmekapaciteten C och den termiska konduktiviteten k_h ej förändras med tiden kan vi placera dessa storheter utanför derivatorna:

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{k_h \partial^2 T_g}{C \partial z^2} \quad 8.11$$

Ekvationen kallas för en partiell differentialekvation eftersom den innehåller derivator av både tid och av djup. I ord kan ekvationen uttryckas: förändringen av temperaturen på en nivå i marken är proportionell mot temperaturgradientens förändring med djupet. Som vi ser av ekvationen kan vi nu beskriva denna proportionalitet med kvoten mellan värmeledningsförmågan (k_h) och värmekapaciteten (C). Denna kvot, som är ett mått på hur snabbt en temperaturförändring utbreder sig i marken brukar kallas för termisk diffusivitet eller temperaturledningsförmåga (eng thermal diffusivity). Den betecknas med D och om k_h och C anges med SI-enheter kommer D att få enheten $m^2 s^{-1}$ (kolla detta!). Lägg dessutom märke till att enheten för den termiska diffusiviteten är densamma som för diffusionskoefficienten. Matematiskt kan även diffusionen beskrivas med samma ekvation där temperaturer då ersätts av en koncentration av ett ämne.

Den matematiska lösningen av en partiell differentialekvation kan vara mycket komplicerad och för flera faktiska situationer saknas matematiskt exakta lösningar. Detta är emellertid ett mindre problem idag, än för ett 10-tal år tillbaka, i tiden, eftersom vi kan använda datorer till att lösa ekvationerna med numeriska metoder. De

numeriska metoderna bygger på principen att ekvationens derivator uppskattas genom att dela in både tiden och djupet i små diskreta element. Om dessa element görs mycket små så efterliknas ekvationen mycket väl och lösningen blir noggrann. Då elementen växer minskas kravet på antal räkneoperationer i datorn men samtidigt avtar noggrannheten. Den mest välkända tillämpningen av denna typ av ekvationer med numeriska lösningar är dagens väderprognoser. Dessa bygger till stor del på numeriska lösningar av partiella differentialekvationer där speciellt snabba datorer (superdator) får behandla motsvarande atmosfäriska problem som vi här har diskuterat för värmetransport i mark.

Under vissa givna förutsättningar kan vi använda matematiskt exakta lösningar för hur temperaturen varierar i marken. Vi måste då göra vissa förenklande antaganden:

Temperaturen tillåts endast att variera enligt det mönster som ges av en sinusfunktion vid markytan.

Medeltemperaturen är densamma på alla nivåer i marken.

Markens termiska egenskaper k_p och C är lika på alla djup och de förändras inte med tiden.

Dessa antaganden gäller givetvis inte som exakta återgivningar av de förhållanden som råder i naturliga markprofiler. Den främsta avvikelserna gäller de korttidsvariationer som normalt äger rum, från timme till timme under ett dygn, eller från dag till dag under ett år. Grovt kan dock dessa antaganden gälla både för den typiska variationen inom ett dygn och under ett år. En viktig aspekt är den störning som uppkommer genom att marken tjälår under vintern i vårt klimat. (Tänk igenom vilket av de tre antagandena som främst blir ogiltigt genom detta!) Matematiskt kan vi uttrycka de två första antagandena som:

$$T_g(0, t) = T_{gm} + T_{ga} \sin(\omega t) \quad 8.1$$

$$T_g(\infty, t) = T_{gm} \quad 8.1$$

där T_{gm} är markens medeltemperatur, T_{ga} är temperaturamplituden vid markytan och ω är vinkelfrekvensen. Om tiden t anges i dygn antas således ω värdet 2ω för dygnet och $2\omega/365$ för året.

För varje djup i marken ges då temperaturen som:

$$T(z, t) = T_m + T_a \cdot e^{-z/d} \cdot \sin\left(\omega t - \frac{z}{d}\right) \quad 8.14$$

där d kallas för dämpningsdjup eller relaxationsdjup (eng. damping depth). Detta dämpningsdjup visar dels hur snabbt temperaturens amplitud minskar mot ökande djup dels hur mycket temperatursvängningen fasförskjuts mot ökande djup. Vi kan lägga märke till att vid ett djup där är lika stort som dämpningsdjupet, d , kommer amplituden att vara e^{-1} , dvs ungefär 37 % av temperaturvariationen vid markytan. Vid ett djup $\pi \cdot d$ kommer temperaturvariationen att vara helt ur fas jämfört med ytan, dvs när maximum i temperaturen inträffar på det djupet kommer minimum i temperatur

att råda vid markytan. Samtidigt som temperaturvariationen blivit helt fasförskjuten har dock amplituden minskat till enbart cirka 4 % (kolla detta!)

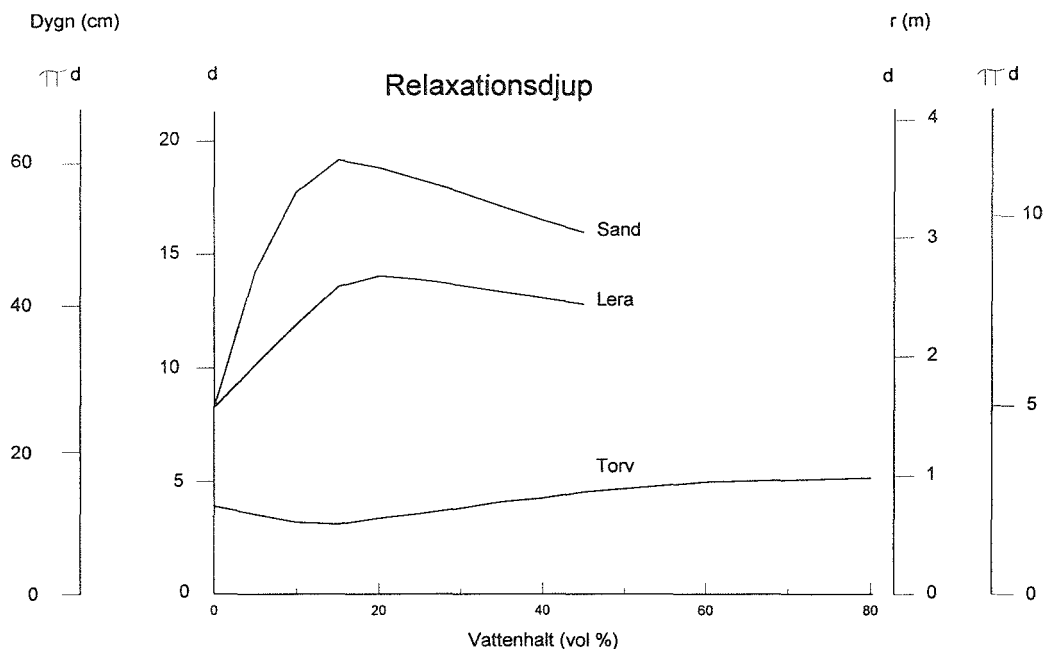
Användbarheten av denna matematiska lösning av den partiella differential-ekvationen är helt och hållet beroende av möjligheten att kunna skatta dämpningsdjupet utgående från markens termiska egenskaper. Lyckligtvis så representerar dämpningsdjupet ingen ny egenskap hos marken utan den kan entydigt beräknas från den termiska diffusiviteten, D , som:

$$d = \sqrt{\frac{2D}{\omega}} \quad 8.14$$

där ω är samma vinkelfrekvens som i ekvationen ovan.

Vi kan härigenom utläsa att om exempelvis den termiska diffusiviteten fördubblades så kommer dämpningsdjupet att öka med en faktor 1,4. Med andra ord: om vi dubblar en jords termiska konduktivitet så kommer inte en temperatursvängning att spridas till det dubbla djupet jämfört med tidigare utan endast 1,4 ggr djupare.

I fig 8.2 har dämpningsdjupet för tre olika jordar plottats mot vattenhalten. Till vänster har en skala för dygnet använts och till höger en för året. Jämfört med motsvarande figur för den termiska konduktiviteten. Tänk igenom varför dessa kurvor uppvisar ett optimum i dämpningsdjup vid vattenhalter där konduktiviteten ej är maximal !



Figur 8.2. Relaxationsdjupet (dämpningsdjupet) som funktion av vattenhalt.

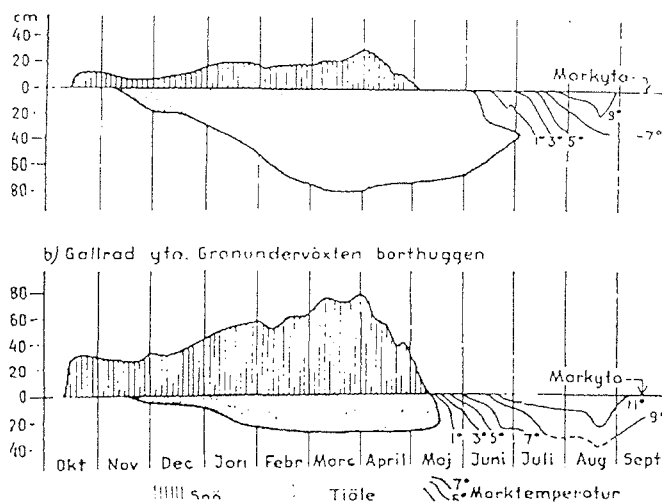
8.6 Hur vi kan förändra marktemperaturen

Möjligheterna att förändra en marks temperatur är mycket stora främst genom att energibalansen vid markytan kan påverkas men också genom att markens egenskaper förändras. Nedan skall vi ge några exempel som illustrerar detta.

Skall vi erhålla en snabb uppvärmning av marken på våren måste markytan nås av solstrålningen. En tät skog eller en mark täckt av gräs, ris eller annat organiskt material kan i vissa fall effektivt utestänga kortvågsstrålningen från marken och därmed kraftigt försena uppvärmningen. Det skulle kunna tyckas att om vegetationstäcket förhindrade solstrålningen att tränga ned till marken så borde också den långvågiga utstrålningen att dämpas i motsvarande grad. Nettoeffekten skulle då vara mycket liten sett under ett helt år. Erfarenheter från täta skogsbestånd visar dock att även markens avkylning kan gå snabbare, med djupare tjäle som följd under. Detta hänger samman med att snötäcket blir tunnare i täta skogsbestånd, dessutom kan kallluft som bildas genom utstrålning från trädkronorna eller från intilliggande mark "sjunka" ned mot markytan. Bilden nedan visar tjälens upptining under vår - sommar i två olika täta granbestånd.

Tänk själv igenom några fler sätt att ändra markens temperatur genom att påverka strålningsbalansen vid markytan eller genom att påverka fördelningen av den där tillgängliga energin.

Utgående från den termiska diffusiviten kan vi direkt beräkna hur snabbt temperaturförändringar sprider sig i homogena markprofiler. I skiktade profiler blir situationen mer komplicerad.



Figur 8.3. Tjäle och temperaturförhållanden i en tät granskog i Ångermanland. Översta figuren visar ogallrad yta medan den undre visar förhållanden i motsvarande gallrad yta.

Om vi täcker marken (en mineraljord) med 5 cm av organiskt material kan vi under ett uppvärmningsförlopp få högre temperatur vid *markytan* och lägre temperatur på djupare nivåer. Det organiska materialet kan antas ha en låg termisk konduktivitet och en låg värmekapacitet (förutsatt låg vattenhalt). Tänk igenom varför effekten på temperaturen kan bli olika på olika nivåer!

Om vi istället skulle lägga ett skikt av isolerande organiskt material på ett djup 30-40 cm under markytan kommer detta att få en positiv effekt på temperaturen under en uppvärmningsfas medan effekten blir motsatt vid avkylning. En god förmåga att leda värme behöver alltså ej vara den viktigaste egenskapen för en hel markprofil eftersom detta också innebär att tillförda värmemängder överförs till djup där biologiska processer ej försiggår.

En god värmeledare som överlagrar en sämre värmeledare vore för att få en snabb uppvärmning på våren en önskvärd egenskap. I naturmark är emellertid förhållandena ofta de motsatta med porösa ytskikt och kompaktare och fuktigare djupare delar. De djupare delarna har samtidigt en hög värmekapacitet och en hög termisk konduktivitet vilket innebär att de till stor del påverkar förhållandena också i ytligare skikt.

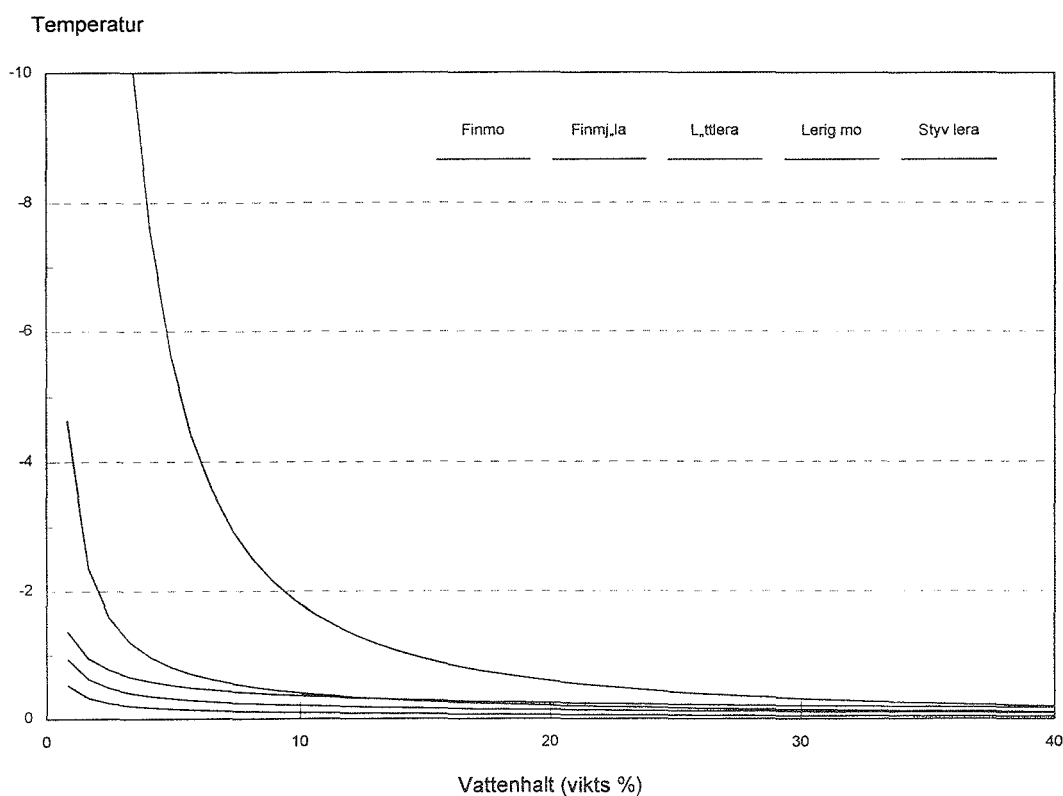
9 Tjäle

9.1 Inledning

En femtedel av kontinenternas totala yta är utsatta för permafrost, dvs förhållanden som medför att marken aldrig tinar under året. Den zon som alltid är frusen kan variera i mäktighet från någon meter upp till ca 100 meter. Denna permanent frusna zon kan överlagras av ett aktivt ytskikt som tinar under sommaren. Detta skikt med alternerande förhållanden kan vara upp till 4-5 meter i mäktighet beroende på klimat och jordartsförhållanden. I Sverige förekommer endast permafrost mycket lokalt, däremot fryser marken regelbundet under vintern i stort sett i hela landet. Kunskaper om mekanismerna rörande vattnets fasomvandling till is i jord och därtill hörande fenomen har till relativt sent datum, 1930-talet, varit mycket dunkla. Fortfarande finns också en viss osäkerhet om exempelvis vattnets rörelse i och i anslutning till islinser i marken. Studier om tjäle och tjälens natur har främst förekommit vid tekniska institut där byggnadstekniska aspekter har styrt inriktningen. Som exempel kan nämnas vägbyggen där skadlig tjälhävning måste kunna begränsas eller för att ta ett sentida exempel uppförandet av "pipe-lines" för transport av naturgas i Alaska. Inom jordbruksforskning har intresset främst riktats mot skador på rotsystem genom tjälhävning, s k uppfrysning, och mot den förbättring av lerors struktur som blir resultatet av frysning.

9.2 Tre faser med is

I Hillels bok (1980) behandlas marken som ett system bestående av tre faser. En fast fas bestående av mineral och organiskt material och därefter av vattenfas och en luftfas. Alla tre förutsätts som samtidiga och komplementära delar i systemet, men det är endast vatten och luftandelarna som förändras med tiden (i det korta perspektivet). För att förstå tjälens fenomen i marken måste vi komplettera bilden med ytterligare en tidsvariabel andel av den fasta fasen, nämligen isen. Alla komponenter kan förekomma samtidigt och systemet blir därför i bland mycket komplicerat. Förskjutningar i andelarnas storlek styrs av värme- och vattentransport i marken. Samtidigt påverkas jordens termiska och hydrologiska egenskaper av respektive andelarnas storlek.



Figur 9.1. Frystemperatur som funktion av ofrusen vattenhalt för jordarter. Efter Beskow (1935).

9.3 Fryspunktsnedsättning

Vatten övergår normalt till is vid 0 °C om det är fritt (= vid atmosfärstryck) och ej innehåller någon högre grad av lösta salter. I ett poröst system som mark är vattnet alltid mer eller mindre hårt bundet (genom adsorption kring partiklar och genom ytspänning). Dessutom kan mängden av lösta salter vara hög, speciellt i det sk diffusa

dubbeskiktet kring lermineralens kontaktytor. Detta medför att vattnet kommer att frysa i ett intervall från 0 °C till flera minusgrader. Experimentellt har fryspunktsnedsättningen bestämts för olika jordarter, och det har konstaterats att kurvornas form till stora delar stämmer med motsvarande pF-kurvor (fig 9.1). Detta bekräftar vad som också har kunnat härledas från termodynamiken, nämligen att det är vattnets bindningspotential som i stort sett helt bestämmer fryspunktsnedsättningen. Skillnaden i energi per massenhet hos vattnet i marken, ψ_g , jämfört med vatten vid atmosfärstryck kan uttryckas som:

$$\psi_g = L_1 \frac{\Delta T_g}{T_g} \quad 9.1$$

där L_1 är latent energi för fasomvandling från vätska till is (Jkg^{-1}), ΔT_g är temperaturskillnaden mellan frystemperatur vid atmosfärstrycket och vid aktuell vattenpotential i mark och T_g är temperaturen vid frysning vid atmosfärstryck (i °K). Det råder alltså ett linjärt samband mellan fryspunktens temperatur och vattnets bindningspotential i marken. Detta förklarar en del av de stora skillnader som vi kan iaktta mellan tjäle i sand, silt och lerjordar.

9.4 Tjälens struktur

I en grovkornig jordart som sand utbildas ingen egentlig struktur på tjälen, tjälen blir massiv, vilket innebär att zonen med både vätska, is och luft blir mycket begränsad. Nästan allt vatten fryser vid 0 °C, och någon nämnvärd omfördelning av vatten sker ej vid frysningen. Frysningen kan liknas vid en upptorkningsprocess genom att vätskefasen i jorden i bägge fallen minskas. Vid frysning ersätts vätskefasen med is och vid upptorkning genom exempelvis avdunstning ersätts vätskan av luft. I bägge fallen kommer ett tunt vätskeskikt att omgärda partiklarna, mängden motsvaras i stort sett att jordens hygroskopicitet. Eftersom vattnet i de tunna skikten runt partiklarna är mycket hårt bundet jämfört med vatten i ej frysta partier, utvecklas en kraftig vattenpotentialgradient. Denna potentialgradient motsvaras av vad som uppträder mellan ett uttorkat ytskikt och en underliggande fuktig jord vid otjälade förhållanden. I grovkorniga jordar är gränsytan mellan fuktiga och torra skikt mycket skarp, och vattentransporten är obetydlig. Detsamma gäller tjälfrontens utseende och vattentransporten från ofrysta till frysta delar.

I finkorniga jordarter som leror utbildas en israndig tjälstruktur. Tjälen blir ej massiv utan utbildas i stället i skikt av ren is som är omgärdad av jord som ej innehåller is. Tjälens iskristaller tillväxer intergranulära porer, medan vattnet i de intragranulära porerna förblir ofrusat p g a den starka bindningen till lermineralens kontaktytor. En omfördelning av vattnet sker dock från de intragranulära porerna i aggregaten till de intergranulära porerna mellan aggregaten. Tillväxten av tjälkroppen sker här inte som i grovkorniga jordar genom att tjälen på bred front successivt tränger djupare ner. Tjälkroppens nedre begränsning vid tillväxt kommer i stället att vara mycket diffus, och nedträngandet blir diskontinuerligt genom att islinserna främst orienteras

vinkelrätt mot värmeflödet. Något förenklat kan vi tänka oss tjältillväxten i en stegvis process med konstant värmetransport från jorden enligt nedan:

- När temperaturen i ytskiktet når 0 °C påbörjas isbildning i en intergranulär por där vattnet är löst bundet. En lins utvecklas.
- Istillväxten i den intergranulära poren fortsätter genom att vatten transporteras från de omgivande intragranulära porerna. Linsen tillväxer.
- När den omgivande jorden till linsen är uttorkad och vattentransporten avstannar kommer en snabb avkylning av de omgivande aggregaten att äga rum (värme tillförs ej längre lika snabbt genom fasomvandling vid islinsen). Marken blir underkyld.
- En ny islins kan börja att utvecklas vid noll grader isotermens position, men först då isotermen förflyttats förbi det hårt bundna vattnet i aggregaten och når lösare bundet vatten som inte är utsatt för samma fryspunktsnedsättning, osv. Hur den israndiga tjälen utvecklas i varje enskilt fall är ett komplicerat samspel mellan fryshastigheten och såväl termiska som hydrologiska egenskaper hos marken.

9.5 Tjälskjutning

Då tjäle utbildas i grovkorniga jordar sker som regel ingen volymsutvidgning av jorden som helhet. Vattnets utvidgning från vätska till is motsvarar ca 10 %, och en helt vattenfylld sand med en porositet av 50 volymprocent kan därför maximalt utvidgas med ca 5 %, förutsatt att inte vatten tillförs.

Den tjälskjutning som vi normalt observerar och som kan vålla svåra problem beror alltså inte på vattnets utvidgning vid frysning, utan den är i stället främst kopplad till omfördelning av vattnet i marken i samband med tjälens tillväxt. Tjälskjutningen är direkt kopplad till utvecklandet av islinser.

Följande faktorer ger upphov till tjälskjutning:

- Goda förutsättningar för kapillär transport i jorden.
- Relativt långsam avkylning som innebär att vattnet hinner med att omfördelas.
- God tillgång på vatten. Vid ytligt och dessutom horisontellt rörligt grundvatten kan vattentillströmningen hela tiden underhålla en istillväxt hos en islins som motsvaras av värmeavgivningen från marken.

De tjälfarligaste jordarna är de som har intermediära egenskaper jämfört med vad som beskrivits under avsnittet tjälens struktur. I mjäla- och finmojordar utbildas linsor som kan få ansevärd dimensioner (1-2 dm) genom att porsystemet normalt vid tjälningens början är välfyllt med vatten, som till skillnad mot situationen för lerorna är lätttröligt. Samtidigt är porerna så små att fryspunktsnedsättningen ej är helt försumbar som hos de grovkorniga jordarterna.

9.6 Tjäldjup

En vägledning för beräkning av tjäldjupet i olika marker vid olika temperaturförhållanden kan fås genom en enkel betraktelse: Vi antar att temperaturen varierar linjärt från 0 °C vid det djup där tjälen tillväxer, x , till ytan där temperaturen är mindre än 0 °C, T . Vi kan då förutsätta att konserveringslagarna för energi gäller, vilket innebär att den energi som frigörs när tjälen tillväxer med ett intervall, Δx , under ett tidsintervall, Δt , måste balanseras av den värmetransport som sker genom tjälen mot markytan. Värmetransporten från otjälad jord under tjälfronten kan försummas. För små Δx och Δt fås:

$$k_h \cdot \frac{T}{x} = L_I \cdot \frac{dx}{dt} \quad 9.2$$

där k_h är värmeledningsförmågan för tjälad jord, T_s är temperaturen vid markytan, x är tjäldjupet och L_I är latent värme hos porvattnet. Genom omarrangering av termerna och integrering med avseende på tid och djup fås:

$$\frac{k_h}{L_I} \int T_{gs} dt = \int x dx \quad 9.3$$

$$\frac{k_h}{L_I} \int T_{gs} dt = \frac{x^2}{2} \quad 9.4$$

$$x = \sqrt{\frac{2k_h \int T_{gs} dt}{L_I}} \quad 9.5$$

Tjäldjupet kan alltså erhållas som en konstant och roten av en tidsintegral av markens yttemperatur. Tidsintegralen kan exempelvis uttryckas i summan av alla dagars temperaturer under 0 °C. En experimentell analys av dylikt slag finns redovisad av S Andersson i skriften om tjälens struktur.

$$x = c \sqrt{\sum T_{gs}} \quad 9.6$$

Där har konstanten uppskattats för ett antal vanliga markprofiler. Denna konstant kan alltså också beräknas utgående från en jords termiska konduktivitet vid frusna förhållanden och mängd fruset vatten i tjälen. Den termiska konduktiviteten är i frusna mineraljordar lägre än i motsvarande ofrusna jordar om vattenhalten är låg. Detta förklaras av att kontaktytorna för värmetransport mellan mineralpartiklarna försämras genom att vattenmeniskerna i porerna blir mycket starkt krökta. I en fuktig eller våt jord kommer dock den termiska konduktiviteten att öka vid frysning genom att is har en konduktivitet av 2,2 $\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$ medan vatten har en betydligt lägre konduktivitet (0,6 $\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$).

9.7 Snötäckets inverkan på tjäl djupet

Om marken är täckt av snö försvåras värmetransporten från tjälfronten till atmosfären avsevärt. Effekten av snötäckets inverkan kan enklast åskådliggöras om vi betraktar värmeflödet från tjälfronten till atmosfären som stationärt, dvs utan någon variation i tiden. Detta innebär att värmeflödet från tjälfronten till markytan måste vara lika stort som flödet från markytan till snöns gränsyta mot atmosfären. Detta kan uttryckas som:

$$q_h = -k_{hs} \frac{T_a - T_{gs}}{h} = -k_h \frac{T_{gs}}{x} \quad 9.7$$

där

q_h	= värmeflöde
k_{hs}	= termisk konduktivitet hos snö
T_a	= lufttemperatur vid gränsytan till snö
T_{gs}	= markytans temperatur
z_s	= snötäckets mäktighet
k_h	= termisk konduktivitet hos frusen mark
x	= tjälfrontens djup

Markytans temperatur är ej känd utan endast luftens och de bägge konduktiviteterna för snö och tjälad mark. Markytans temperatur, T_{gs} , kan dock erhållas genom att utveckla ekvationen enligt ovan. Då erhålles:

$$T_{gs} = \frac{T_a}{1 + \frac{k_h \cdot z_s}{k_{hs} \cdot x}} \quad 8.8$$

Då nyfallen snö med en densitet av 0,1 g/cm har en mycket låg konduktivitet av ca $0,1 \text{ Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$ kommer det dominerade temperaturfallet från luft till tjälfront att ske i snön. Markens konduktivitet kan antas vara minst 10 ggr så stor. Vid en lufttemperatur av exempelvis -10 °C och en 2 dm tjock tjäle täckt med lika mycket lucker snö kommer yttemperaturen att vara kring $-0,9 \text{ °C}$, vilket minskar värmeflödet med en faktor 11.

10 Kol och kväveflödets samspel med vatten, temperatur och strålningsförhållanden

Vatten och energiförhållanden är mycket centrala för de biologiska processerna och för transport av olika ämnen i mark-växt-atmosfärssystemet. Förutom vatten, är kol och näringsämnen de väsentligaste byggstenarna i växter. Speciellt kolets tillstånd och flöden är resultatet av biologisk aktivitet. Simuleringsmodellerna SOIL och SOILN har som syfte att kunna beräkna de kvantitativt viktigaste flödena i mark-växt-systemet. Modellerna är kopplade till varandra så att SOIL (Jansson & Halldin, 1979; Jansson 1991) vatten och temperaturförhållanden och SOILN (Johnsson m fl 1987; Eckersten & Jansson 1991; Eckersten m fl 1996) beräknar kol och kväveförhållanden. SOILN koncentrerar sig på kvävedynamik trots att det finns många andra näringsämnen av betydelse för växten. Dessa förutsätts dock finnas i sådan omfattning att de ej är begränsande för den biologiska aktiviteten. Modellerna behandlar alltså fyra storheter (vatten, energi, kol och kväve) och speciellt samspelet mellan dem. Nedan beskrivs i vilka processer i modellen vatten och energiförhållanden påverkar kol och kvävedynamiken. Det är förstås en förenkling av verkligheten att ha modellen som utgångspunkt för beskrivningen, men på detta sätt väljer vi ut de processer som befunnits (bland annat m h a dessa modeller) mest viktiga för dessa ämnens dynamik.

I systemet finns två typer av organismer; växten och mikroorganismer i marken. Båda behöver kol för sina livsnödvändiga processer. Växten tar sitt kol från atmosfären där det finns i form av koldioxid medan mikroorganismerna tar sitt kol från död biomassa. Bindningen av atmosfärskolet till biomassa är en energikrävande process (se ekv 7.1) och energikällan är solstrålning. Det bundna kolet är sedan en kemisk energikälla för livsnödvändiga processer och ju mer energi som finns närvarande i form av värme (temperatur) desto fortare förbrukas denna källa. Både växter och mikroorganismer behöver också vatten och kväve för sina livsprocesser. Vattenkällan är det vatten i rotzonen som ej är för hårt bundet till marken. Markvattenmagasinet fylls på av nederbörd och bevattning. Kvävekällan är det kväve som mikroorganismerna frigjort (mineraliserat) från den döda biomassan. Kvävekällan kan också vara direkt tillfört mineralkväve. Växtupptag genom kvävefixering simuleras inte av SOILN, men i vissa växtsystem är det en viktig process att ta hänsyn till.

Dynamiken i detta system kan i enkla termer beskrivas på följande sätt. Vi antar att vi har ett visst utgångsläge (initialtillstånd) med en atmosfär med en viss mängd koldioxid, och en mark med en viss mängd vatten, kväve och dött organiskt material samt en levande växt och ett mikrosamhälle av viss storlek. För att växten ska växa krävs att koldioxid tas upp från atmosfären. Genom absorption av solstrålning och avdunstning av vatten (transpiration) är detta möjligt. Genom upptag av kväve från marken kan kolet användas för att bygga en större växt. Växten får både mer blad och mer rötter. Mer blad orsakar större självskuggning och bladökningen kommer inte orsaka en motsvarande ökning av absorption av solstrålningen. Den ökade bladytan ger alltså en ökad strålningsabsorption

och därmed ett ökat upptag av koldioxid, och växten växer fortare än förut. Men ökningshastigheten avtar alltmer ty strålningsresursen når en övre gräns och koldioxidkällan minskar. Likaledes är det med vatten och kvävetillgången. Allteftersom växten blir större transpirerar den mer och vattenresursen minskar. Kväveresursen minskar också på grund av ökat kvävebehov. I början är alltså växtens utveckling begränsad av dess egen storlek men snart blir tillgången på resurser begränsande. Då blir tillförseln av dessa ämnen, transporterarna från omgivningen till växten, styrande för växtens utveckling. I fallet med koldioxiden försummas detta problem i SOILN, dvs omrörningen i atmosfären antas vara så stor att förluster i koldioxid ersätts omedelbart av transport från omgivande luft.

Växten har egenskaper som i viss utsträckning kan kompensera för de uppkomna resursbristerna. I de fall då vatten eller kväve tillgången blir begränsande går en större andel av tillväxten till utveckling av rotsystemet vilket både minskar transportvägarnas längd och exploaterar en allt större markvolym. I det motsatta fallet, då det finns god tillgång på kväve och vatten, så är blad och stamtillväxten relativt sett större vilket möjliggör en större absorption av solstrålning.

Ökning av mängden nytt kväve som växten kan ta upp beror på mikroorganismernas aktivitet. Ju större samhälle, desto större aktivitet och möjlighet till N mineralisering. Men precis som för växten så uppstår det snart en resursbrist, dvs tillgången på dött "färskt" organiskt material blir begränsande för N mineraliseringen. Växten förser marken med detta material genom sitt förnafall. Om vi antar "normala" tillväxtförhållanden så ger låg tillväxt en låg tillförsel av förna vilket ger låg tillgång på kväve för växten vilket ger en låg tillväxt. Vi ser ett exempel på en "positiv" (dvs förstärkande) återkoppling. Emellertid konsumerar mikroorganismerna också "gammalt" dömt organiskt material (humus), om än långsamt. Denna resurs är så stor att bidraget till växtens totala N behov blir betydande, och växten är därmed inte helt utlämnad åt nedbrytningen av sitt eget förnafall.

I stort fungerar alltså samspelet mellan växten och dess omgivning så att växten tar resurser från sin omgivning, vilka då minskar. Då minskar tillväxten varvid resurstillgången kan återhämta sig. Då ökar tillväxten osv. Sätt över en viss tidsperiod ställer det in sig en balans mellan växt och omgivningen vars läge bestäms av växtens behov och egenskaper och omgivningens förmåga att skapa och transportera resurser. Sätt över kortare tidsperioder är det fråga om en ständig obalans.

10.1 Strålningens påverkan

Fotoner (kvanta) i det synliga spektra av solstrålningen absorberas mycket effektivt av bladen (se kap 6). Bindningen av koldioxid (*fotosyntes*) är proportionell mot denna absorption i de fall då vatten, temperatur och kväveförhållanden ej är begränsande. I atmosfären är andelen synligt ljus av globalstrålningen relativt konstant. Av det skälet kan den potentiella (dvs vid optimala temperatur, vatten och kväveförhållanden) strålningsutnyttjande-effektivitet (koldioxidupptag per strålningsabsorption) beräknas som proportionell mot mängden globalstrålning absorberad av lövverket. Ett annat alternativ är att beräkna fotosyntesen för enskilda blad med en sk ljusresponskurva. Detta kräver en

beräkning av ljusabsorption av enskilda blad inne i lövverket. Sedan summeras alla bladens koldioxidupptag (denna möjlighet finns dock inte i SOILN).

Strålningen, i termer av daglängd, påverkar också tidpunkten för när kärnfyllningen startar. Ju större daglängd desto tidigare övergår växten i denna fas (*fenologi*).

Den främsta effekten av ökad solstrålning är dock den positiva effekten på koldioxidupptaget. En betydelsefull indirekt effekt finns också genom att mängden strålningsenergi till avdunstning har ökat (se nedan om vattnets påverkan).

10.2 Temperaturens påverkan

Nettokoldioxidupptaget i bladen är resultatet av dels ett intag av koldioxid (bruttofotosyntes) dels en avgivning av koldioxid kopplat till fotosyntesprocessen (tillväxtrespiration). Båda processerna stimuleras av ökad temperatur; bruttofotosyntesen ökar förhållandevis mycket vid låga temperaturer medan respirationen ökar kraftigast vid höga temperaturer. Följden blir att *nettofotosyntesen* (skillnaden mellan de två processerna) ökar starkt vid låga temperaturer (vårtemperaturer i Sverige), uppvisar små förändringar vid mellantemperaturer (sommartemperaturer i Sverige) och avtar vid höga temperaturer (sommartemperaturer i Sydeuropa). Växtens kolupptag antas alltså var bestämd av fotosyntesprocessen. Dock finns det belägg för att fotosynteshastigheten kan underordnas andra tillväxtprocessers behov av kol. Då blir dessa processers temperaturberoende styrande för kolupptaget.

All levande biomassa förbrukar energi genom respiration. Denna *underhållsrespiration* ökar starkt med temperaturen och vid höga temperaturer kan denna förlust vara större än intaget och växten har en nettoförlust av kol. Vid låga temperaturer då fotosyntes ej äger rum kan detsamma inträffa; t ex minskar "fånggrödor" sin biomassa under vintern beroende på respirationsförluster (se fig 10.1a). Är växten stor med mycket biomassa som ska underhållas så är effekterna större.

Temperaturen är också starkt styrande av växternas *fenologi*. Ju högre temperaturen är desto fortare utvecklas växten. För t ex höstveten innebär detta att växten blommar tidigare, dvs perioden med vegetativ tillväxt är kortare. Perioden då kärnorna utvecklas är kortare. Effekten är så stor att en eventuell ökning av temperaturen i framtiden bedöms ge minskad skörd trots att koldioxidupptaget per tidsenhet blir större (Wolf m fl 1995). Å andra sidan kommer grödor kunna växa på platser där de ej hunnit mogna tidigare. T ex bedöms en ökad årsmedeltemperatur öka vårvetets odlingszon i Finland med i storleksordningen 15 mil/°C i nordlig riktning, och något mindre för korn (Carter & Saarikko 1995).

Rötternas *vattenuptag* gynnas av ökad marktemperatur som därmed stimulerar transpirationen. Marktemperaturen påverkar också mikroorganismerna. Temperaturberoendet hos deras respiration liknar växtrespirationens, dvs den är låg vid låga temperaturer och starkt ökande vid höga temperaturer. Detta innebär att *mineraliseringen av kväve* (sker i form av ammonium) och *nitrifikationen* (omvandlingen

av ammonium till nitrat) är hög på sommaren när växtens kväveefterfrågan är stor. Vid ändrade klimatförhållanden, t ex varmare vintrar, är det av betydelse för kväveutlakningsriskerna hur dessa processer reagerar på de ändrade temperaturförhållandena jämfört med växten. Om växtens efterfrågan på kväve inte ökar i samma utsträckning som mineraliseringen och nitrifieringen så ökar mängden nitrat i markvattnet. I händelse av t ex ett omfattande regn riskeras därmed kväve att utlakas. Nitrat kan vid fuktiga förhållanden också avgå genom *denitrifikation* (nitrat övergår i gasform t ex lustgas) som också ökar med vid högre temperatur.

10.3 Vattnets påverkan

Både *växtens kolupptag* och transpiration styrs av stomatas öppningsgrad. Därför är det naturligt att det finns ett samband mellan dessa två flöden. Mekanismen bakom sambanden är dock komplex och orsak-verkan förhållandena är oklara. Ett mycket vanligt antagande (vilket även används i SOILN) är att om det uppstår vattenbrist och transpirationen minskar så verkar detta hämmande på kolupptaget (se också avsnitt 7). Andelen assimilat som avsätts för bladtillväxt minskar medan rötterna ökar sin andel (dvs *allokeringen* påverkas). Därmed ökar växten sina möjligheter att suga upp det hårt bundna vattnet i den redan exploaterade rotzonen och/eller finna nytt vatten i djupare skikt. I och med att rottillväxten förändras ändras också förnabildningen och mängden dött organiskt material i olika skikt.

Nederbörden påverkar avdunstningen genom att vatten intercepteras på bladen. Detta hämmar transpirationen och kolupptaget. Nederbördens intensitet spelar här en roll. Måttligt regn ger större *interception* än om regnet kommer som häftiga skurar då en stor andel når markytan.

Nederbörden för med sig kväve direkt till markytan men också genom att den sköljer av kväve från bladverket som fastnat där genom *torrdeposition*.

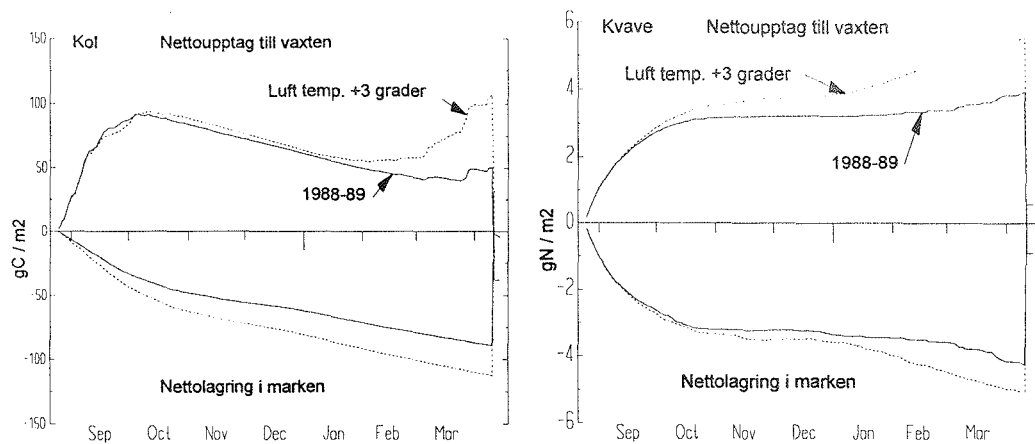
Vattenhalten i marken styr den mikrobiella aktiviteten. Mikroberna som styr N *mineraliseringen* respektive *nitrifieringen* är vid normala förhållanden relativt oberoende av vattenhalten. Men om vattnet är hårt bundet till markpartiklarna är aktiviteten låg. Detsamma gäller då det finns så mycket vatten att syretillförseln är låg men då är i stället förhållandena gynnsamma för *denitrifikation*. Därmed kan nitratet försvinna i situationer då ingen nybildning. Annars är huvuddelen av det kväve som försvinner ut ur markprofilen nitrat-N i dräneringsvattnet. Ammonium kan också utlakas men beroende på markens adsorptionsegenskaper är ofta det frågan om mycket små mängder.

Rötternas *vattenupptag* är starkt kopplat till markvattenpotentialen. Vid en relativt måttlig upptorkning hämmas upptaget inte speciellt mycket men vid låg vattenpotentialer blir minskningen stor (se t ex fig 4.8). Lågt rotupptag ger låg transpiration som resulterar i lågt kolupptag.

Beroende på markens strukturella egenskaper och om marken är t ex frusna eller uttorkad, kommer förutsättningarna för infiltration av nederbörd och *vattenflöden i marken* att vara olika. Är markytan frusen t ex, så är risken för ytavrinning stor. Med *ytavrinning* går markprofilen (rotzonen) miste om dels själva vattnet dels de ämnen som följer med ytavrinningen, såsom mineralkäve från depositionen eller förnafall innehållande organiskt bundet kväve. I det gynnsamma fallet däremot rinner allt vatten sakta ned genom små porer i profilen och ökar vattenhalten i alla dess delar. Mellan dessa två ytterligheter finns ett spektrum av möjligheter, beroende på hur markens porstruktur ser ut. En del av nederbörden kan gå med ytavrinning, en del kan passera snabbt förbi de övre skikten genom stora porer men komma de undre skikten av rotzonen tillgodo, och en tredje del kan infiltreras långsamt och väta de övre skikten (se t ex MACRO-modellen, Jarvis 1991).

10.4 Effekten av en temperaturhöjning

De flesta förutsägelser om klimatets utveckling de närmaste 100 åren ger vid handen att temperaturen i de nordiska länderna kommer att öka. Speciellt vintertid kan det bli fråga om en temperaturökning på flera grader. Effekten av en sådan klimatförändring på växtodlingssystem bedöms med simuleringsmodeller liknande SOIL/SOILN (se t ex Harrison m fl 1995). I fig. 10.1a, b har vi gjort ett förenklat numeriskt experiment om hur en ensidig uniform höjning av lufttemperaturen med 3 °C skulle påverka kol och kväveflöden i ett fånggrödesystem i södra Sverige. SOIL/SOILN har anpassats till denna odling av Lewan (1993) och Blombäck & Eckersten (1996). Kolupplagringen i växten ökar markant under våren medan den ändras obetydligt under hösten ty då är tillväxten kvävebegränsad p g a den omfattande immobiliseringen av kväve i samband med nedbrytningen av huvudgrödans skörderester. Kolupplagringen i marken minskar beroende på den ökade mikrobiella aktiviteten. Systemet som helhet minskar sitt kolinnehåll under hösten men ökar det under våren. Växtens kväveupptag ökar som följd av den ökade tillväxten. Dock är minskningen i markförrådet mindre än ökningen i växten vilket tyder på att mark-växt-systemet som helhet ökat sitt kväveinnehåll. Orsaken till detta är att utlakningen minskat markant.



Figur 10.1 a och b. Simulerad ackumulerad nettoupplagring av kol och kväve i växt och mark för en fånggröda (Italienskt ryegräs) i Mellby. Simuleringarna är gjorda med SOIL/SOILN modellerna dels för det aktuella vädret, dels för en antagen ökning av temperaturen med 3 °C, jämnt över hela perioden.

Den viktigaste miljöeffekten av en temperaturhöjning är kanske den påverkan en sådan kan ha på vattenflödena. En ökad temperatur innebär att mätnadsångtrycket i atmosfären ökar. Ångtrycksdeficiten och därmed drivkraften för avdunstning ökar. I allmänhet är nettoflödet av vatten under det mörka halvåret riktat nedåt. Den ökade temperaturen orsakar alltså att mer vatten avdunstar till atmosfären och därmed minskar avrinningen och mer kväve blir kvar i systemet. Det ska dock framhållas att vi i detta experiment ej beaktat att nederbörden kanske också ökar vid en framtida klimatförändring. Om vi antar en ökning på 15% så reduceras utlakningsminskningen med 50% jämfört med oförändrad nederbörd, i detta exempel ska tilläggas.

Temperaturhöjningen är orsakad av en höjning av CO₂-halten i atmosfären. Om vi skulle ta hänsyn till denna CO₂-höjning skulle strålningsutnyttjande effektiviteten öka och därmed kolupptaget. Stomatotståndet skulle troligen också öka, åtminstone per bladyteenhet, vilket skulle kunna orsaka en minskad transpiration (vattenutnyttjande-effektiviteten ökar). Detta skulle dock också innebära varmare bladytor och därmed en ytterligare uppvärmning av atmosfären (se ekv. 4.12). Bladytornas energibalans (ekv 4.7), som bestäms till betydande del av växtegenskaper (ekv 4.10), påverkar alltså klimatutvecklingen.

11 Referenser

* = litteratur med karaktär av lärobok

Anonym 1992. Miljö från A till Ö. Det naturliga steget. Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs.

Barrow E, Hulme M och Semenov M, 1994. Site specific scenarios. In: Harrison P A, Butterfield R E och Downing T E (eds). Climate change and agriculture in Europe: Assessment of impacts and adaptations. Annual report for Environment programme, Commission of European Union. Environmental Change Unit, University of Oxford. sid 15-24

Barrow E och Semenov M, 1995. Climate change scenarios with high temporal and spatial resolution for Agricultural applications. *Forestry*, 68:349-360.

Beskow G, 1935. Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads, *Swedish Geol. Survey Yearbook* 26(3) 1932, Ser. C, no 375, Translated by Österberg J O, Tech. Inst., Northwestern Univ., Evanston, 242 sidor.

Blombäck K & Eckersten H 199X. Simulation of carbon and nitrogen dynamics of catch crop. (manuskript)

Burujeny M, 1992. Dygnsvariation i bladvattenpotential hos raps och senap. Mätningar och simuleringar. Examensarbete. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 92:3, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--92/3--SE. 27 pp.

Carter T R & Saarikko R 1995. Modelling the effects of climate change on crops at the regional scale. Effects on spring wheat and spring barley in Finland. In: Harrison PA, Butterfield RE & Downing TE. Climate change and agriculture in Europe - assessment of impacts and adaptations. Research Report 9, Environmental Change Unit, University of Oxford, Oxford, UK. pp 319-329.

Cermák J, Cienciala E, Kucera J & Hällgren J-E 1992. Radial velocity profiles of water flow in trunks of Norway spruce and oak and the response of spruce to severing. *Tree Physiology*, 10:367-380

* Chang R, 1994. Chemistry. 5th edition. McGraw-Hill, Inc., Hightstown, NJ 08520. 994 sidor.

Cienciala E, Eckersten H, Lindroth A, Hällgren JE, 1994. Simulated and measured water uptake by *Picea abies* under non-limiting soil water conditions. *Agric. and Forest Meteor.* 71:147-164.

Eckersten H 1986. Willow growth as a function of climate, water and nitrogen. Department of Ecology and Environmental Research. Report 25 (Dissertation), Swedish University of Agricultural Sciences. Uppsala Sweden.

Eckersten H, 1995. Simulation of water in plant communities - SPAC model description, exercises and user's manual. SPAC version 5.0. Division of

- Agricultural Hydrotechnics, Communications 95:7, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--95/7--SE. 47 sidor
- Eckersten H och Jansson P-E, 1991. Modelling water flow, nitrogen uptake and production for wheat. *Fert Res.* 27:313-329.
- Eckersten H, Jansson P-E och Johnsson H, 1996. SOILN model (ver 9.1), User's manual. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 96: , Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--96/--SE. 95 pp.
- Eckersten, H. 1991a. SPAC-GROWTH, model description. Division of Agricultural Hydrotechnics, Report 164, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-R--164--SE. 36 pp.
- Eckersten, H. 1991b. SPAC-GROWTH model, User's manual. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 91:4, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--91/4--SE. 31 pp.
- *Ferry J F, 1959. Fundamentals of plant physiology. Macmillan Publishing Company, New York.
- *Griffiths, J.F. 1985. Climatology. In: Houghton, D.D. (Ed.). Handbök of applied meteorology. John Wiley & Sons, New York, Chisester, Brisbane, Toronto, Singapore, pp. 62-132.
- Halldin S, 1990. Biogeofysik. I Nationalencyklopedin, andra bandet. Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs.
- Harrison PA, Butterfield RE & Downing TE. Climate change and agriculture in Europe - assessment of impacts and adaptations. Research Report 9, Environmental Change Unit, University of Oxford, Oxford, UK. 411pp
- *Hillel D, 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press, New York.
- Jansson, P-E. 1991. Simulation model for soil water conditions, description of the SOIL model. Division of Agricultural Hydrotechnics, Report 165, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-R--165--SE. 72 pp.
- Janssson P-E och Halldin S, 1979. Model for annual water and energy flow in layered soil. In: Halldin (ed.) Comparison of forest water and energy exchange models. *Int. Soc. Ecol. Modelling (Copenhagen)* pp.145-163
- Jarvis N, 1991. MACRO - A model of water movement and solute transport in macroporous soils. Department of Soil Sciences, Reports and dissertations 9, Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISBN 91-576-4484-5. 58 pp.
- Johnsson H, Bergström L, Janssson P-E. och Paustrian K, 1987. Simulation of nitrogen dynamics and losses in a layered agricultural soil. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 18:333-356.
- *Jones H G, 1992. Plants and microclimate: a quantitative approach to environmental plant physiology, 2nd edition. Cambridge University Press, Britain.
- Kowalik, P.J. & Eckersten, H. 1984. Water transfer from soil through plants to the atmosphere in willow energy forest. *Ecological Modelling* 26:251-284.

- Kowalik, P.J. & Turner, N.C. 1983. Diurnal changes in the water relations and transpiration of a soybean crop simulated during the development of water deficits. *Irrig. Sci.*, 4:225-238.
- *Kutilek, M. & Nielsen, D.R. 1994. Soil hydrology. Cremlingen-Destedt: Catena-Verl., 370 pp.
- Lewan L 1993. Evaporation and discharge from arable land with cropped or bare soils during winter. Measurements and simulations. *Agric & For. Meteorol.*, 64:131-159.
- Lewan L & Jansson P-E 1996. Sgnificance of spatial variation in soil properties and evaporation for simulation of soil water flows. In Lewan L: Evaporation, discharge and nitrogen leaching from a sandy soil in Sweden - Simulations and measurements at different scales in space and time. Department of Soil Sciences, Reports and dissertations 27, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, Sweden. 22 pp
- *Liljequist, G.H. 1970. Klimatologi. Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm, 427 pp.
- Lindroth A, 1985. Canopy conductance of coniferous forests related to climate. *Water Resour. Research* 21(3):297-304.
- Lindroth A & Halldin S 1990. Gradient measerment with fixed and reversing temperature and humidity sensors above a forest. *Agric. & Forest Meteorology*, 53:81-103
- *Marshall T J och Holmes J W, 1988. Soil physics, 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge. 374 sidor.
- *Monteith J L och Unsworth M H, 1990. Principles of environmental physics, 2nd edition. Edward Arnold, London. 291 sidor.
- *Monteith J L, 1973. Principles of environmental physics. Edward Arnold, London. 241 sidor.
- *Oke T R, 1978. Boundary layer climates. Methuen & Co. Ltd, London
- Perttu K, 1995a. Jordens strålnings-, vatten- och energibalans. Avd för biogeofysik, Inst för ekologi och miljövärd, SLU, Uppsala. Kurskompendium
- Perttu K, 1995b. Agrometeorologi: Definitioner, processer och tillämpningar. Avd för biogeofysik, Inst för ekologi och miljövärd, SLU, Uppsala. Kurskompendium.
- Racsko P, Szeidl L & Semenov M 1991. A serial approach to local stochastic weather models. *Ecological Modelling*, 57:27-41
- *Rosenberg, N.J., Blad, B.L. & Verma, S.B. 1983. Microclimate. The Biological Environment, Second edition. John Wiley & Sons, New York, Chisester, Brisbane, Toronto, Singapore, 495 pp.
- *Salisbury F B och Ross C W, 1992. Plant physiology, 4th edition. Wadsworth Publishing Company, Belmont, Carlifonia. 682 sidor

- *Sellers, W.D. 1965. Physical Climatology. The University of Chicago Press, Chicago & London, 272 pp.
- Thorthwaite, C.W. 1931. The climates of North America according to a new classification. *Geog. Rev.* 21:633-635.
- Thorthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geog. Rev.* 38:55- 94.
- *Torsell B, Karlsson S och Bodin B, 1989. Kompendium i växtodlingens produktionsbiologi. Institutionen för växtodlingslära. Rapport 11. Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. ISBN 91-576-3957-4.
- Wolf J, Semenov MA, Eckersten H, Evans LG, Iglesias A & Porter JR, 1995. Modelling the effects of climate change and climatic variability on crops at the site scale. Effects on winter wheat: A comparison of five models. In: Harrison PA, Butterfield RE & Downing TE. Climate change and agriculture in Europe - assessment of impacts and adaptations. Research Report 9, Environmental Change Unit, University of Oxford, Oxford, UK. pp 231-279.

12 Symbollista

Symbol	Beskrivning	Enhet
α	Andelen strålning som reflekteras	-
α_λ	Absorptionsförmågan vid en given våglängd	-
β	Solhöjd	rad
δ	Allmänt använd för att beteckna tidsintervall	
Δ	Allmänt använd för att beteckna skillnader i storheter	
ε	Emmisivitet	-
γ	Psykrometerkonstant (=67)	Pa K ⁻¹
λ	Våglängd för elektromagnetisk strålning	μm
κ	Extinktionskoefficient för bestånd, relaterad till bladyteindex	-
κ_a	Extinktionskoefficient för atmosfären, relaterad till sträcka	m ⁻¹
κ_p	Interceptionskoefficient för regn relaterad till bladyteindex	-
Ψ_{Matrix}	Vattenpotential beroende på bindning till det fasta mediet	MPa
Ψ_{Grav}	Vattenpotential beroende på gravitationskrafter	MPa
Ψ_{Tryck}	Vattenpotential beroende på tryck från omgivande material	MPa
Ψ_{Air}	Vattenpotential i atmosfären	MPa
Ψ_{Osmos}	Vattenpotential beroende på osmos	MPa
$\Psi_{c\text{Min}}$	Minimum vattenpotential i baldverket	MPa
$\Psi_{c\text{Max}}$	Maximum vattenpotential i bladverket	MPa
Ψ_c	Bladverkets vattenpotential	MPa
Ψ_g	Markvattenpotential	MPa
ρ_g	Markens skrymdensitet	g m ⁻³
θ	Markens relativa vatteninnehåll	-
θ_s	Markens relativa vatteninnehåll vid mättnad	-
ω	Vinkelfrekvens	d ⁻¹
τ	Andelen strålning som transmitteras	-
τ_i	Impulsflöde	g m ⁻¹ s ⁻²
Δq	Nettoflöde av vatten in i en kolumn	g m ⁻² s ⁻¹
σ	Stephan-Boltzmanns konstant (= 5.67 10 ⁻⁸)	J m ⁻² s ⁻¹ K ⁻⁴
ρ_a	Densiteten för fuktig luft (=1.2047)	kg m ⁻³
ξ	Absolut fuktighet	g m ⁻³
a_g	Koefficient för hydraulisk konduktivitet vid mättnad (för r_g)	g m ⁻² s ⁻¹
$a_{g,s,v}$	Koefficienter för strålning i atmosfären. g = spridning i luftens molekyler, s = spridning i stoft partiklar, v = absorption i vattenånga	-
$A_{\text{Sin}}, A_{\text{Sut}}$	Advektion av energi in i respektive ut ur en kolumn	W m ₂
$A_{\text{Win}}, A_{\text{Wut}}$	Advektion av vatten/vattenånga in i respektive ut ur en kolumn	g m ₂ s ⁻¹
b_g	Koefficient för rotutbredning (för r_g)	MPa
C	Markens totala värmekapacitet (per volymsenhet)	J m ⁻³ K ⁻¹

$C_{a,w,i}$	Värmekapacitet (per volymenhet) för luft, vatten och is	$J m^{-3} K^{-1}$
c_{BC}	Porstorlekskoefficient i Brooks & Coreys ekv.	-
c_g	Koefficient för porstorleksfördelning (för r_g)	-
C_m	Värmekapacitet (per volymenhet) för mineraldelen av marken	$J m^{-3} K^{-1}$
C_o	Värmekapacitet (per volymenhet) för den organiska delen av marken	$J m^{-3} K^{-1}$
C_p	Luftens specifika värme vid ett givet tryck (per massenhet=1004)	$J kg^{-1} K^{-1}$
C_v	Luftens specifika värme vid en given volymk (per massenhet)	$J kg^{-1} K^{-1}$
d	Dämpningsdjup	m
D	Markens termiska diffusivitet	$m^2 d^{-1}$
E	Avdunstning	$g m^{-2} s^{-1}$
e_a	Aktuellt ångtryck i atmosfären	hPa
e_{cs}	Mättnadsångtryck vid bladytorna	hPa
E_g	Markyteavdunstning	$g m^{-2} s^{-1}$
E_I	Interceptionsavdunstning	$g m^{-2} s^{-1}$
e_s	Mättnadsångtryck i atmosfären	hPa
E_T	Transpiration	$g m^{-2} s^{-1}$
$f_{a,i,m,o,w}$	Volymsandelen av luft, is, mineral, organiskt material och vatten i marken	-
$f_{s,v}$	Halter av stoft och vattenånga i atmosfären	-
F_U	Rotupptag	$g m^{-2} s^{-1}$
h_a	Atmosfärens relativa fuktighet	-
H	Förnimbart värmefflöde	$W m^{-2}$
H_g	Förnimbart värmefflöde från markytan	$W m^{-2}$
H_I	Förnimbart värmefflöde från interceperat	$W m^{-2}$
H_T	Förnimbart värmefflöde från transpirerande ytor	$W m^{-2}$
k	von Karman's konstant (=0.41)	-
K	Geometriskkoefficient för strålning i bestånd	-
k_h	Termiska konduktiviteten i marken	$W m^{-1} C^{-1}$
k_{hs}	Termiska konduktiviteten hos snö	$W m^{-1} C^{-1}$
k_{hw}	Vattnets termiska konduktivitet	$W m^{-1} C^{-1}$
L	Latentvärmets för fasomvandling från vatten till vattenånga (=2.4518 10^6)	$J kg^{-1}$
LAI	Bladyteindex	-
L_I	Latentvärmets för fasomvandling från vatten till is	$J kg^{-1}$
M	Lagring av energi	$W m^{-2}$
M_a	Torra luftens molekylvikt	$g mol^{-1}$
m_a	Mängd vatten och vattenånga i atmosfären	$g m^{-2}$
m_d	Mängd torr luft	g
m_g	Mängd vatten i marken	$g m^{-2}$
m_{gMax}	Mängd vatten i marken vid mättnad	$g m^{-2}$
m_v	Lättillgängligt vatten i växten	$g m^{-2}$
m_{vI}	Interceperat vatten	$g m^{-2}$
m_{vIMax}	Max interceperat vatten per markyteenhet	$g m^{-2}$
m_{vIo}	Max interceperat vatten per bladyteenhet	$g m^{-2}$
m_{vMax}	Max lättillgängligt vatten i växten per markyteenhet	$g m^{-2}$
m_{vO}	Max lättillgängligt vatten i växten per bladyteenhet	$g m^{-2}$
m_w	Mängd vattenånga	g
p	Tryck	Pa

P	Nederbörd ovanför beståndet	$\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
p_d	Partialtryck för torr luft	Pa
P_g	Nederbörd som når markytan	$\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
PS	Energi som åtgår för fotosyntes	W m^{-2}
q	Specifik luftfuktighet	-
q_h	Värmeledning till marken	W m^{-2}
q_{Loss}	Förlust av vatten från marken genom avrinning och perkulation	s m^{-1}
r_a	Aerodynamiskt motstånd	s m^{-1}
r_{aH}	Aerodynamiskt motstånd för sensibla värmeflödet	s m^{-1}
r_{aM}	Aerodynamiskt motstånd för impulsflödet	s m^{-1}
R_{absa}	KV-strålning som absorberas av gaser i atmosfären	W m^{-2}
R_{absc}	KV-strålning som absorberas i moln	W m^{-2}
r_b	"Excess resistance" ($=r_{aH}-r_{aM}$)	s m^{-1}
r_c	Stomatamotstånd per markyteenhet	s m^{-1}
R_E	Emmitterad strålningsenergi	W m^{-2}
r_g	mark-rotmotstånd	$\text{MPa s m}^2 \text{ g}^{-1}$
R_{lwa}	Atmosfärisk långvågsstrålning infallande mot jordytan	W m^{-2}
R_{lwb}	Långvågsstrålningsbalansen vid jordytan	W m^{-2}
R_{lws}	Långvågsstrålning från jordytan	W m^{-2}
R_n	Nettostrålning ovanför beståndet	W m^{-2}
R_{nc}	Bladverkets nettostrålning	W m^{-2}
R_{ng}	Nettostrålning vid markytan	W m^{-2}
R_{nI}, R_{nT}	Nettostrålning för våta respektive transpirerande vegetationsytor	W m^{-2}
r_p	Växtmotstånd	$\text{MPa s m}^2 \text{ g}^{-1}$
R_{ra}	KV-strålning som sprids av luftens molekyler och stoftpartiklar	W m^{-2}
R_{rc}	KV-strålning som sprids och reflekteras i moln	W m^{-2}
r_s	Stomatamotstånd per bladyteenhet	s m^{-1}
R_s	Infallande kortvågig strålning (300-3000nm) på en horisontell yta vid jordytan	W m^{-2}
R_{sc}	Solarkonstanten	W m^{-2}
s	Mättnadsångtryckets förändring per grad vid den aktuella lufttemperaturen	$\text{Pa } ^\circ\text{C}^{-1}$
S	Energiinnehåll i en kolumn	W m^{-2}
t	Tid	olika
T	Temperatur i allmänhet	$^\circ\text{C}, \text{K}$
T_a	Lufttemperatur	$^\circ\text{C}$
T_{bs}	Jordens temperatur (som helhet)	K
T_c	Bladverkets temperatur	$^\circ\text{C}$
T_{cl}, T_{cT}	Bladverkets temperatur; våta respektive transpirerande ytor	$^\circ\text{C}$
T_g	Marktemperatur	$^\circ\text{C}$
T_{ga}	Temperaturamplituden vid markytan	$^\circ\text{C}$
T_{gm}	Markens medeltemperatur	$^\circ\text{C}$
T_{gs}	Markytans temperatur	$^\circ\text{C}$
u	Vindhastighet ovanför beståndet	m s^{-1}
u_*	Friktionshastighet	m s^{-1}
x	Tjäldjup	m
z	Höjd över, eller djup från markytan (i kapitel 6: sträcka)	m
z_d	Nollplansförskjutning	m

z_0	Skrovlighetslängd	m
z_r	Rotdjup	m
z_U	Höjd ovan markytan där vindhastigheten är mätt	m
w	Blandningsförhållande (mängd vattenånga/torr luft)	-

Förteckning över utgivna häften i publikationsserien

SVERIGES LANTBRUKSUNIVERSITET, UPPSALA. INSTITUTIONEN FÖR MARKVETENSKAP.
AVDELNINGEN FÖR LANTBRUKETS HYDROTEKNIK. AVDELNINGSMEDDELANDE. Fr o m 1993

- 93:1 Jansson, C. Rekonstruktion av naturlig vattenföring i Österdalälven och värdering av regleringsnytta. 30 s + 5 bil.
- 93:2 Linnér, H., Persson, R., Berglund, K. & Karlsson, S.-E. Resultat av 1992 års fältförsök avseende detaljvattning, markvård och markförbättring samt bevattning. 83 s.
- 93:3 Joel, A. & Wesström, I. Vattenhushållning vid bevattning - en studie av tillämpad bevattningsteknik i Sidi Bouzid-distriktet, Tunisien. 54 s.
- 93:4 Jansson, P-E. SOIL model. User's Manual. Second edition. 65 s.
- 93:5 Danfors, B. & Linnér, H. Resursbevarande odling med marktäckning och grund inbrukning av växtmaterial. 86 s.
- 93:6 Jansson, P-E. PLOTPF. User's manual. 33 s.
- 93:7 Båth, A. Studier av rotutveckling och markvattenhalt i försök med marktäckning. 71 s.
- 94:1 Tabell, L. Tjäle i torvjord. 46 s
- 94:2 Halldorf, S. Runoff water as a soil forming factor in arid zones. 62 s.
- 94:3 Jansson, P-E. SOIL model. User's Manual. Third edition. 66 s.
- 94:4 Eckersten, H., Jansson, P-E. & Johnsson, H. SOILN model. User's manual. Second edition. 58 s.
- 94:5 Persson, R. (ed.). Proceedings, NJF-seminar no 247, Agrohydrology and nutrient balances, October 18-20, 1994, Uppsala, Sweden. 111 s.
- 95:1 Alavi, G. Radial stem growth and transpiration of Norway spruce in relation to soil water availability. Granens tillväxt och transpiration i relation till markvattnets tillgänglighet (Licenciatavhandling). 13 + 11 + 14 s.
- 95:2 Johansson, W. & Fellin, O. Biogas från vall. Teknik och ekonomi vid odling, skörd, transporter, ensilering samt rötning med tvåstegsteknik. 38 s.
- 95:3 Svensson, E., Linnér, H. & Carlsson, H. Utvärdering av växtanalys i fabrikspotatis. 53 s.
- 95:4 Andersson, A. Vattentillgångar för bevattning i Kalmar län. I. Litteraturöversikt. II. Intervjuundersökning rörande vattenmagasin. 48 s.
- 95:5 Wesström, I. Bestämning av markens salthalt genom mätning med konduktivitetssond. 18 s.
- 95:6 Eckersten, H., Jansson, P-E., Karlsson, S., Persson, B., Perttu, K. & Andersson, J. En introduktion till biogeofysik. 72 s.
- 95:7 Eckersten, H. Simulation of water flow in plant communities. SPAC model description, exercises and user's manual. 49 s.
- 95:8 Nabieian, F. Simulering av vattenbalans för energiskog på en torvmark. 25 s.
- 96:1 Eckersten, H., Jansson, P-E., & Johnsson, H. SOILN model, user's manual. Version 9.1. 93 s.
- 96:2 Eckersten, H., Jansson, P-E., Karlsson, S., Lindroth, A., Persson, B., Perttu, K. & Andersson, J. En introduktion till biogeofysik, 2:a upplagan. 110 s.

