



Norges miljø- og
biovitenskapelige
universitet

Masteroppgave 2019

30 studiepoeng

Fakultet for miljøvitenskap og naturforvaltning - MINA

Modellering av evapotranspirasjon med observasjoner fra klimastasjonen på Ås

Modeling of evapotranspiration with observations from Ås
weather station

Kristian Ebnes

Miljø og naturressurser

Forord

Denne masteroppgaven er den avsluttende delen av min 2-årige mastergrad i Miljø- og Naturressurser, ved Norges Miljø- og biovitenskapelige Universitet.

Før jeg begynte med denne masteroppgaven, var evapotranspirasjon for meg et ukjent ord. Læringskurven har dermed vært bratt, men absolutt ikke umulig å bestige, takket være god hjelp fra hovedveileder Nils Otto Kitterød. Med nyttige tips og veiledning underveis i oppgaveprosessen, har han vært støttende slik at jeg har kommet i mål.

Jeg vil rette en takk til min medstudent Anne Ellekjær Stavang, som har vært behjelpelig med DDD-modellen.

Vil også takke mine to biveiledere, Thomas Skaugen og Leif Ståle Haaland.

Ås, 15.mai 2019

Kristian Ebnes

Sammendrag

Å kunne forutsi evapotranspirasjon (ET) er viktig, ikke bare for optimalisering av vannkraftproduksjon, men også i forbindelse med jordbruk, vannforsyning, klimaendringer og flomsikring. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, publiserte i 1998 en artikkel (FAO-56) hvor metoden Penman-Monteith, for estimering av referanse-evapotranspirasjon (ET_0), ble anbefalt som en standard. På bakgrunn av at FAO-56 gir gode estimeringer av ET_0 , er metoden mye brukt blant hydrologer. FAO-56 er basert på rådata i døgngjennomsnitt, men for små nedbørsfelt med rask respons på nedbør og snøsmelting, kan døgngjennomsnitt være av en for lav tidsoppløsning.

I denne studien er det utført beregning av ET_0 , avlings-evapotranspirasjon under standardforhold (ET_c) og avlings-evapotranspirasjon under ikke-standardforhold ($ET_{c \text{ just}}$) med utgangspunkt i FAO-56 sin anbefaling av Penman-Monteith. Beregningene er utført for nedbørsfeltet Skuterud i Ås kommune – Norge, med data loggført i 10 minutters intervaller for perioden 2009-2014. Resultatene fra 2014 ble deretter sammenlignet med Priestley-Taylor, for å komme med en anbefaling på hvilken metode som bør benyttes i nedbør og avrenningsmodellen "Distance Distribution Dynamics" (DDD – modellen). For å vurdere FAO-56 sin prestasjon med rådata i 10 min oppløsning, sammenlignes disse resultatene med tilsvarende beregninger utført med døgnoopløsning.

Estimeringen av ET_0 viser til relativt like resultater uavhengig av om rådataene er i 10 min eller døgnoopløsning. Til tross for dette er det noe variasjon, da gjennomsnittsverdien for ET_0 med 10 min og døgnoopløsning i 2014 lå på henholdsvis 1.96 og 1.84 mm/dag. Dette er en indikasjon på at FAO-56 presterer noe ulikt, avhengig av oppløsning i rådata.

DDD-modellen sin estimering av faktisk evapotranspirasjon (E_a) med Priestley-Taylor anses å gi en underestimert som følge av unøyaktig fuktighetsledd. E_a for 2014 er estimert med 0 mm/dag i perioder på 5-20 dager. Fuktighetsleddet er i disse periodene null, noe som i teorien fører til plantedød. Rapportering fra Skuterudfeltet for gjeldende år, melder om økt nedbør og evapotranspirasjon sammenlignet med normalår. Plantetilgjengelig vann har dermed ikke vært en begrensende faktor. Dette er en indikasjon på at DDD-modellen feilestimerer fuktighetsleddet som benyttes til estimering av E_a .

Sammenligningen mellom FAO-56 sin ET_0 og Priestley-Taylor sin potensielle evapotranspirasjon (E_p) viser til at sistnevnte estimerer en lavere gjennomsnittlig ET, henholdsvis 1.96 og 1.71 mm/dag. Resultatene fra denne oppgaven sammen med supplerende forskning, setter dermed spørsmål ved Priestley-Taylor sin egnethet for områder som Norge ved høy breddegrad.

Abstract

Being able to predict evapotranspiration (ET) is important, not only for optimizing hydropower production, but also for agriculture, water supply, climate change and flood prevention. The FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, published in 1998 an article (FAO-56) recommending the Penman-Monteith method as a standard for estimating reference evapotranspiration (ET_0). Because FAO-56 provides good estimates of ET_0 , the method is widely used among hydrologists. FAO-56 is based on daily average data, but for small precipitation fields with rapid response to precipitation and snow melting, daily averages may be of too low resolution.

In this study, ET_0 , crop evapotranspiration under standard conditions (ET_C) and crop evapotranspiration under soil water stress conditions ($ET_{C_{just}}$) were calculated using FAO-56's recommended Penman-Monteith. The calculations were performed for Skuterud catchment in Ås - Norway, with data logged in 10 min intervals for the period 2009-2014. The results from 2014 were then compared to Priestley-Taylor, to make a recommendation on which method should be used in the precipitation and run-off model "Distribution Distribution Dynamics" (DDD-model). To assess FAO-56's performance with raw data in 10 min resolution, these results were compared to similar daily-rate calculations.

The estimation of ET_0 shows relatively similar results, regardless of whether the raw data is for 10 min or 24 hours. Despite this, there is some variation, since the average value of ET_0 with 10 min and 24 hours resolution in 2014 was 1.96 and 1.84 mm/day, respectively. This indicates that FAO-56's performance is somewhat different, depending on the resolution of the raw data.

The DDD model's actual evapotranspiration (E_a) estimation with Priestley-Taylor is believed to provide an underestimation due to poor water stress values. E_a for 2014 is estimated at 0 mm/day for periods of 5-20 days. The water stress values are zero during these periods, which in theory leads to plant death. From the field report for Skuterud 2014, an increase in precipitation and evapotranspiration compared to mean values was observed. Plant accessible water has thus not been a limiting factor. This is an indication that the DDD-model incorrectly estimates the soil water used for estimating E_a .

The comparison between FAO-56's ET_0 and Priestley-Taylor's potential evapotranspiration (E_p) indicates that the latter estimates a lower ET, 1.96 and 1.71 mm/day, respectively. Based on the results from this thesis, together with supplementary research, the suitability of Priestley-Taylor for high latitude areas such as Norway must be questioned.

Innhold

Forord	iii
Sammendrag	v
Abstract	vi
Symbolliste	ix
1. Innledning	1
1.1. Bakgrunn for oppgaven	1
1.2. Mål for oppgaven	2
1.3. Problemstilling.....	2
1.4. Avgrensninger.....	2
1.5. Oppbygging.....	3
2. Teori og metode	4
2.1. Evapotranspirasjon.....	4
2.1.1. Faktorer som påvirker evapotranspirasjon	5
2.2. Beregningsmetoder	7
2.2.1. Penman-Monteith	9
2.2.2. Priestley-Taylor.....	19
2.3. 10 minutters oppløsning med Penman-Monteith	21
2.4. Negative verdier av referanse-evapotranspirasjon?	22
2.5. Sensitivitetsanalyse av referanse-evapotranspirasjon.....	22
3. Områdebeskrivelse	23
3.1. Feltmålinger av klimavariabel	25
3.2. Avlingsfaktor.....	35
4. Resultat	38
4.1. Feltmålinger.....	38
4.2. Penman-Monteith	39
4.2.1. Referanse-evapotranspirasjon – ET_0	39
4.2.2. Avlings-evapotranspirasjon under standardforhold – ET_C	40
4.2.3. Avlings-evapotranspirasjon under ikke-standardforhold – $ET_{C_{just}}$	41
4.2.4. 10 minutters oppløsning med Penman-Monteith.....	43
4.2.5. Negative verdier av referanse-evapotranspirasjon?	45
4.2.6. Sensitivitetsanalyse av referanse-evapotranspirasjon.....	47
4.3. Priestley-Taylor.....	49
4.3.1. Potensiell evapotranspirasjon	49
4.3.2. Faktisk evapotranspirasjon.....	50

4.4.	Sammenligning av Penman-Monteith og Priestley-Taylor.....	52
5.	Diskusjon	54
5.1.	Datagrunnlag og feilkilder	54
5.2.	Penman-Monteith	55
5.2.1.	10 minutters oppløsning med Penman-Monteith.....	57
5.2.2.	Negative verdier av referanse-evapotranspirasjon?	60
5.2.3.	Sensitivitetsanalyse av referanse-evapotranspirasjon.....	62
5.3.	Priestley-Taylor.....	64
5.4.	Sammenligning av Penman-Monteith og Priestley-Taylor.....	66
6.	Konklusjon.....	68
6.1.	Videre arbeid	69
	Referanser	70
	Vedlegg.....	75
	Vedlegg A: Datagrunnlag benyttet i estimeringen av FAO-56	75
	Vedlegg B: Relasjon mellom klimaparametere og ET_0	76
	Vedlegg C: Sensitivitetsanalyse av Penman-Monteith	77
	Vedlegg D: Månedlige snittverdier i 2014 for ET_0 og rådata	78
	Vedlegg E: Snittverdier i januar og juni 2014 for rådata	79

Symbolliste

C_p	Spesifikk varmekapasitet ved konstant trykk	[MJ/kg°C]
D	Tilstand til umettet sone	[mm]
DDD-modell	Nedbør og avrenningsmodellen "Distance Distribution Dynamics"	[-]
E_a	Faktisk evapotranspirasjon	[mm/dag]
e_a	Faktisk vanndamptrykk	[kPa]
e_s	Mettet vanndamptrykk	[kPa]
E_p	Potensiell evapotranspirasjon	[mm/dag]
ET	Evapotranspirasjon	[mm/dag]
ET_0	Referanse-evapotranspirasjon	[mm/dag]
ET_c	Avlings evapotranspirasjon under standardforhold	[mm/dag]
$ET_{c\text{ just}}$	Avlings evapotranspirasjon under ikke-standardforhold	[mm/dag]
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations	[-]
FAO-56	Penman-Monteith anbefalt av FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations, i artikkel Nr.56	[mm/dag]
G	Varmefluks i bakken	[MJ/m²dag]
h	Høyde over havet	[meter]
I	Tilførsel fra regn, snø og isbre	[mm]
K_C	Avlingskoeffisient	[-]
K_S	Fuktighetskoeffisient i Jorden	[-]
LA	Langbølget atmosfærisk stråling	[MJ/m²time]
LT	Langbølget terrestrial stråling	[MJ/m²time]
M	Magasinkapasitet i bakken	[mm]
P	Atmosfærisk trykk	[kPa]
R_{inn}	Netto kortbølget solinnstråling	[MJ/m²dag]
R_n	Netto innstråling	[MJ/m²dag]
R_{ut}	Netto utgående langbølget stråling	[MJ/m²dag]
RH	Relativ luftfuktighet	[%]
S	Mettet sone	[mm]
SWrad	Netto kortbølget stråling i DDD-modellen	[MJ/m²time]
T	Lufttemperatur, 2 meter over bakken	[°C]
u_2	Vindhastighet, 2 meter over bakken	[m/s]
u_z	Målt vindhastighet ved "z" meter over bakken	[m/s]

X	Tilførsel av vann til mettet sone (S)	[mm]
z	Meter over bakken	[meter]
Z	Jordfuktighet i umettet sone	[mm]
α	Konstant i Priestley-Taylor	[-]
Δ	Den deriverte av kurven for mettet vanndamptrykk	[kPa/°C]
ρ	Densitet til vann	[kg/m ³]
λ	Latent varme fra fordamping	[MJ/kg]
ε	Forholdet i molekylvekten til vanndamp/tørr luft	[-]
γ	Psykrometrisk konstant	[kPa/°C]

1. Innledning

1.1. Bakgrunn for oppgaven

Av den totale mengden nedbør som faller på jordens kontinentale overflate, er det i gjennomsnitt ca. 60 % som fordampes (Gash & Shuttleworth 2007). Denne andelen varierer med hvor på jorden man befinner seg. I kalde arktiske strøk med permanente snø og islagte flater, ligger fordampingen gjerne på 15 %, mens man i varmere kontinenter som for eksempel i Afrika, kan ha en fordamping på 85 % (Gash & Shuttleworth 2007). Kjennskap til fordamping er med andre ord en viktig komponent i forståelsen av vannets kretsløp.

Å kunne forutsi fordamping er viktig, ikke bare for optimalisering av vannkraftproduksjon, men også i forbindelse med jordbruk, vannforsyning, klimaendringer og flomsikring (Ludwig et al. 2012). Modellering av nedbør- og avrenningsprosesser er på bakgrunn av dette blitt en viktig del av samfunnsplanleggingen.

At fordamping er en usynlig prosess som vanskelig lar seg måle, er godt mulig en av årsakene til at den i store deler av hydrologiens historie, i svært liten grad har vært kvantifisert. I løpet av de siste 50 årene har det vært en utvikling i måleteknikk og numerisk modellering, som har økt vår forståelse av fordamping (Oki & Kanae 2006). Hydrologenes evne til å forklare og dokumentere fordamping er i dag på et nivå som kan sammenlignes med de andre termene i vannbalansen (Jones 1992). Fordamping kan kvantifiseres på flere ulike måter, og det eksisterer metoder som skiller mellom komponenter som påvirker både transpirasjon og nedbør. Apparater som logger ulike hydrologiske verdier med svært lav tidsoppløsning over lengre perioder, samt hydrologiske modeller som kan modellere fremtidige verdier som fordamping, er viktige faktorer som bidrar til å øke vår forståelse av det hydrologiske kretsløpet.

Det eksisterer i dag en rekke analytiske og empiriske likninger som benyttes for å beregne mengden vann som kan fordampe på en gitt overflate (G. Allan et al. 1998; Hargreaves & Samani 1985; L. Penman 1948; Monteith 1965; Priestley & Taylor 1972). Disse modellene benytter alt fra en til flere klimavariabler, og kan gi varierende evapotranspirasjon, avhengig av modellens forutsetninger (Bormann 2011). Food and Agriculture Organisation of the United Nations (FAO) standardiserte i 1998 Penman – Monteith likningen (Monteith 1965) for beregning av såkalt referanse-evapotranspirasjon (ET_0) (G. Allan et al. 1998). På bakgrunn av standardiseringen er denne metoden benyttet i flere forskningsartikler på evapotranspirasjon (Pereira et al. 2015; Singh & Bala 2012).

Begrensningen av tilgjengelig klimadata, i tillegg til kompleksiteten ved det hydrologiske systemet, er kanskje en av de viktigste faktorene til at noen hydrologer søker etter å forenkle modelleringen av ET_0 .

Til tross for situasjoner med manglende klimadata, viser det seg at Penman-Monteith (FAO-56) kommer godt ut (Trajkovic, S. & Kolakovic, S. 2009).

Beregningene av ET_0 utføres ofte i døgnoppløsning, men med et høyoppløst datasett kan man utføre beregninger også i timesoppløsning (G. Allan et al. 1998). Sammenlignet med døgn- og timesoppløsning, er det publisert lite forskning på beregning av ET_0 basert på klimadata med enda høyere oppløsning.

Norges vassdrag – og energidirektorat (NVE) benytter i dag "Distance Distribution Dynamics" modellen (DDD-modell) (Skaugen et al. 2015) i tillegg til "Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning" modellen (HBV-modellen) (Sælthun 1996) for simuleringer og prognoser av vannføring i Norge. Begge disse modellene har implementerte beregninger av faktisk evapotranspirasjon, henholdsvis Priestley Taylor metoden og en temperatur-index metode. Det man derimot har oppdaget er at HBV – modellen overestimerer den faktiske evapotranspirasjonen (Holmqvist 2013), mens DDD – modellen anslagsvis underestimerer den. Å erstatte Priestley-Taylor med metoden anbefalt av FAO, er derfor ønskelig å ta opp til vurdering.

1.2. Mål for oppgaven

Målet er å utføre en beregning av evapotranspirasjon for nedbørsfeltet Skuterud i Ås kommune, ut fra loggdata fra året 2009 til 2014. Penman-Monteith anbefalt i FAO-56 er basert på døgngjennomsnitt, men for små nedbørsfelt med rask respons på nedbør og snøsmelting, kan døgngjennomsnitt være for lav tidsoppløsning. Det er derfor av interesse å undersøke om Penman-Monteith (FAO-56) kan benyttes ved høyere tidsoppløsning. I tillegg vil oppgaven sammenligne FAO-56 med Priestley-Taylor, for å komme med en anbefaling til hvilken metode som bør benyttes i DDD - modellen.

1.3. Problemstilling

Hvordan presterer FAO-56 i 10 minutter oppløsning, og hvordan er den beregnede evapotranspirasjonen sammenlignet med Priestley-Taylor, metoden benyttet i DDD – modellen?

- Oppstår det negative verdier for evapotranspirasjon beregnet med FAO-56?
- Hvilken modell er best egnet for bruk i Norge?

1.4. Avgrensninger

Beregningene av potensiell/faktisk evapotranspirasjon i DDD – modellen, ved hjelp av Priestley-Taylor – metoden, er utført med rådata i timesoppløsning. FAO-56 er estimert med rådata i 10 min oppløsning og oppgitt i mm/dag. Dette er gjort da det er et ønske om å vurdere FAO-56 estimert med 10 min oppløsning opp mot døgnoppløsning. For å få et reelt sammenligningsgrunnlag med Priestley-Taylor, er resultatene omgjort til døgnoppløsning (mm/dag).

Metoden for estimering av referanse-evapotranspirasjon (ET_0) med Penman-Monteith, følger FAO-56 sin anbefaling med unntak av jordvarmefluks, som er satt lik null. I tillegg er fuktighetsleddet, benyttet i estimeringen av avlings-evapotranspirasjon under ikke-standardforhold ($ET_{C_{just}}$), hentet ut fra DDD-modellen.

1.5. Oppbygging

Innledningsvis i oppgaven er det en teori- og metodedel om evapotranspirasjon, som et grunnlag for de utarbeidede analysene og konklusjonene. Kapittelet har som hensikt å skape et godt vurderingsgrunnlag for videre analyse, i tillegg til å forklare prosessene som er benyttet for å estimere evapotranspirasjon. Resultatet fra analysen er deretter presentert i resultatkapittelet og som vedlegg.

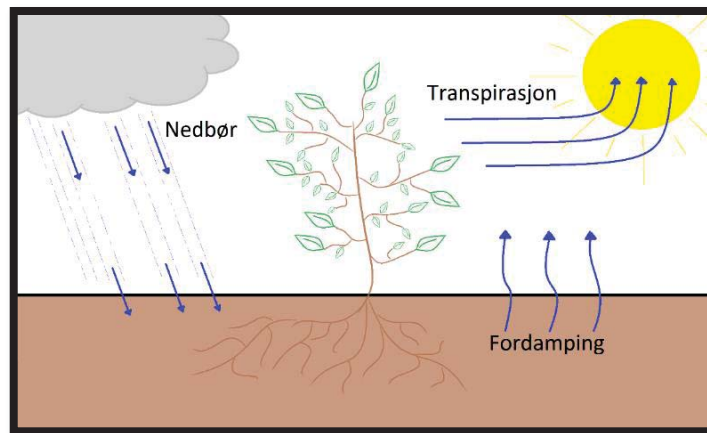
Selve analysen benytter innhentet loggført data og teori for å beregne referanse-evapotranspirasjon (ET_0), avlings-evapotranspirasjon under standardforhold (ET_C) og avlings-evapotranspirasjon under ikke-standardforhold ($ET_{C_{just}}$) med FAO-56. Analysen benytter loggført data fra Søråsjordet, og er utført for nedbørsfeltet Skuterud. I tillegg er det utført en estimering av evapotranspirasjon (ET) med Priestley-Taylor, potensiell evapotranspirasjon (E_p) og faktisk evapotranspirasjon (E_a), i nedbør og avrenningsmodellen "DDD-modellen". Resultatene fra modelleringene blir således diskutert samt vurdert, før oppgaven avsluttes med en konklusjon som er basert på resultater og teori.

Datamaterialet benyttet i oppgaven er hentet fra Norges Miljø- og biovitenskapelige Universitet sin målestasjon ved Søråsjordet, forskningsartikler, bøker, rapporter og relevante nettsider. Kritisk vurdering av loggført data har vært viktig for at modelleringen skal gi en god gjenspeiling av virkeligheten.

2. Teori og metode

2.1. Evapotranspirasjon

Evapotranspirasjon (ET) er en samlebetegnelse som benyttes for å beskrive to prosesser som står for vanntap fra jordens overflate; evaporasjon og transpirasjon (Hanson 1991).



Figur 1: Enkel illustrasjon av prosessene fordamping og transpirasjon.

Evaporasjon, også kalt fordamping, kan beskrives som en prosess hvor en flytende væske konverteres til gassform, og dermed transporteres bort fra den fordampede overflaten (Hendriks 2010). For å skape en faseovergang som dette, må det imidlertid være en tilførsel av energi. Stråling og temperatur er kilder til energi som kan endre vannmolekylenes tilstand fra væske til gass. Selve drivkraften for å fjerne vanndamp fra den fordampede overflaten er differansen mellom vanngasstrykket ved den fordampede overflaten og det atmosfæriske trykket (G. Allan et al. 1998).

Transpirasjon er selve fordampningen av flytende vann som finnes i plantevevet, samt transporten av gassen ut i atmosfæren (Hendriks 2010). Næringsstoffer og vann tas inn gjennom plantenes røtter, og transporteres gjennom planten. Selve fordampningen i plantene foregår i bladene, nærmere bestemt i det intercellulære rommet, og gassen slippes ut i atmosfæren gjennom spalteåpninger (Hendriks 2010). Tilnærmet alt av vannet som er tatt opp av planten blir tapt gjennom transpirasjon, mens bare en liten andel blir benyttet inni plantene (G. Allan et al. 1998). Idet vannet har evapotranspirert og gått over i gassform, fylles luften med vannmolekyler. Et turbulent vindfelt vil deretter være med på å gi netto vindhastighet i vertikal retning som følge av friksjon med jordoverflaten. Denne vindhastigheten gir transport av vanndamp i vertikal retning, slik at ytterligere vannmolekyler kan fordampe.

På lik linje med direkte fordamping, er transpirasjon avhengig av tilført energi, gasstrykk gradient og vind. På bakgrunn av dette er stråling, lufttemperatur, luftfuktighet og vindhastighet faktorer som bør tas med når man vurderer transpirasjonen. I tillegg til jordens salt – og vanninnhold, er plantens art,

dyrkingspraksis og jordens evne til å transportere vann til plantenes røtter, med på å bestemme transpirasjonsraten (G. Allan et al. 1998; Goyal & Harmsen 2013; Todorovic 2006). Transpirasjon er med andre ord komplekst og avhengig av flere varierende parametere.

2.1.1. Faktorer som påvirker evapotranspirasjon

ET påvirkes av fuktighetsforhold i jordprofil og avlingsparametere, i tillegg til lokalt klima, miljø og håndtering av landområdet. Alle disse variablene medfører en høy kompleksitet som utfordrer vår forståelse av ET.

Ved tilgjengelig vann og positiv netto innstråling, vil energien fra innstrålingen potensielt kunne være med på å fordampe vann fra en overflate. Etter hvert som fordampningen fortsetter, vil den omkringliggende luften bli gradvis mettet noe som medfører en reduksjon i fordampningsprosessen. Relativ luftfuktighet er luftens evne til å holde på vann, og i situasjoner hvor den fuktige luften ikke blir transportert til atmosfæren, kan luften bli 100 % mettet. I det øyeblikket luften når denne grensen, vil fordampningsprosessen stanse. Vind er her en viktig driver som sørger for utskiftning av den mettede luften med tørr luft. Fordampningsevnen er med andre ord avhengig av vindens evne til å flytte fuktig luft oppover i atmosfæren (Goyal & Harmsen 2013).

Årstid er også en viktig faktor som påvirker evapotranspirasjonen. I tillegg til økt reflektert stråling på vinterstid som følge av snødekke, vil også luftens evne til å holde på fuktighet reduseres med temperaturen. Med andre ord vil mengden vann i luften ved 100 % relativ luftfuktighet, være høyere på sommerstid enn på vinterstid. Høy temperatur, tillater flere vannmolekyler å gå fra flytende – til gassform. På bakgrunn av det overnevnte, er solinnstråling, relativ luftfuktighet, vindhastighet og lufttemperatur klimatologiske parametere som ligger til grunne når man vurderer ET.

Mengde vann tilgjengelig ved den fordampede overflaten, graden av skygge en avling skaper, og om den fordampede overflaten er jordoverflaten, er noen andre faktorer som har innvirkning på fordampningsprosessen (Novák 2012). I situasjoner hvor tilførselen av vann til jorden er i en slik størrelsesorden at kravet til fordampning blir møtt, så bestemmes ET utelukkende av de meteorologiske forholdene. Regelmessig nedbør, vanningssystem og vanntransport oppover i jordsøylen fra et grunnvannsspeil, kan være med på å skape slike situasjoner. Derimot vil man i situasjoner der jordens evne til å transportere væske ikke er tilstrekkelig, samt situasjoner med lange intervaller mellom nedbørs – og vanningsperioder, oppleve reduksjon av vanninnhold i jordoverflaten. Potensielt vil jordoverflaten kunne tørke helt ut. I situasjoner som dette, utøver den begrensede tilgjengeligheten av vann en kontrollerende faktor på jordfordampningen. Ved fravær av vanntilførsel til jordoverflaten, vil man oppleve en fordampningsreduksjon, og potensielt stanse helt

i løpet av noen få dager. Til tross for dette kan det oppstå høyere ET i perioder med tørke. Costa et al. (2010) utarbeidet imidlertid en artikkel der perioder med tørke ikke nødvendigvis vil medføre en reduksjon i ET, men derimot en økning. Årsaken til dette lå i den økte energitilførselen i form av netto solinnstråling. I dette tilfellet viste det seg å være netto innstråling som var den begrensede faktoren.

Type avling og avlingenes vekststadium bør tas med i beregning når man vurderer ET fra avlinger, dyrket over store arealer. Variasjon i transpirasjon, avlingshøyde, refleksjon og bakkedekke, resulterer i ulik ET, og er avhengig av avlingstype (G. Allan et al. 1998). Fordampingen fra innhøstet avling er i hovedsak bestemt av andelen solstråling som treffer jordoverflaten. Denne andelen reduseres utover vekstsesongen, etter hvert som avlingene vokser og dekker til jordoverflaten. Når avlingen er liten, så domineres ET av fordamping, men idet avlingen vokser så tar transpirasjonen over en større andel. For et område med dyrkbar mark, kan det i perioden man sår, anslås at tilnærmet 100 % av ET foregår som fordamping (G. Allan et al. 1998). I perioden juni – september, når avlingen er størst, kan derimot transpirasjonen stå for mer enn 90 % av ET. Variasjoner som dette er med på å vanskeliggjøre estimeringen av ET. På bakgrunn av dette er det utarbeidet retningslinjer av FAO, med implementering av avlingsfaktor (G. Allan et al. 1998). Artikkelen "Crop evapotranspiration estimation with FAO-56: Past and future" av Pereira et al. (2015), er en av flere artikler som konkluderer med at dette er en robust fremgangsmåte for estimering av ET.

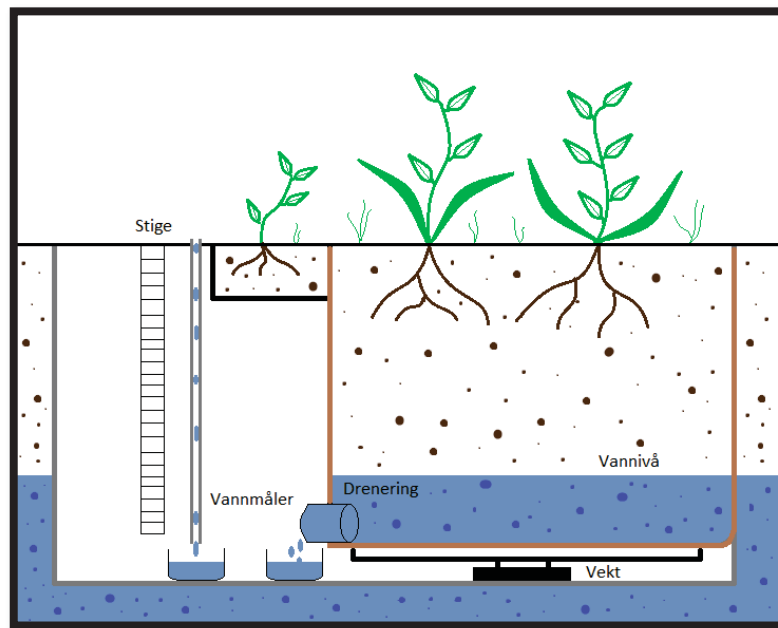
Riktig håndtering av gjødsel og vanning, er også viktig for optimal drift. Ved feil håndtering av jorden vil man kunne oppleve dårlig avling og lite effektiv utnyttelse av tilførte ressurser. Di Paolo og Rinaldi (2008) utarbeidet en forskningsartikkel, hvor de kom frem til at ET økte ved optimal drift av jorden. Årsaken lå i økt vannopptak hos plantene, som følge av økt plantestørrelse.

2.2. Beregningsmetoder

ET er en grunnleggende komponent i vannets syklus, og er i tillegg svært viktig i energisyklusen. ET kan benyttes i både vann – og energiballanselikningen, og er viktig i hydrologi, agronomi, skogbruk, økosystem, styring av vann – og skogressurser m.m (Córdova et al. 2015; Trajkovic, S. & Kolakovic, S. J. W. R. M. 2009; Yoder et al. 2005). Troverdige estimeringer av evapotranspirasjon er med andre ord essensielt i blant annet forbedring av modeller for atmosfærisk sirkulasjon (Yates 1997). Som følge av komplekse interaksjoner mellom komponenter i systemet som inkluderer atmosfæren, plantene og landjorda, er evapotranspirasjon muligens et av de mest avanserte komponentene i den hydrologiske syklusen(Xu & Singh 2005).

Det eksisterer flere ulike metoder og tilnærminger til ET, hvor hver av metodene har sine fordeler og ulemper. En relativ rimelig og direkte metode for å tilegne seg observasjoner av ET, er ved å benytte et kar fylt med vann. Høyden til vannet må deretter måles på samme tidspunkt i løpet av to døgn. I et slikt forsøk er man avhengig av at det ikke har oppstått nedbør. Eventuelt må nedbøren måles med et pluviometer og medberegnes i estimeringen av ET. Differansen i høyde (mm) dividert på tidsintervallet (dag) gir så ET (mm/dag) på en vannoverflate. Det er naturlig å tenke at en metode som dette gir svar på ET fra en åpen vannoverflate. Dette er derimot ikke tilfellet, da karet vil være med på å varme opp vannet ved at solinnstrålingen varmer karet. Til tross for at metoden gir noe høyere ET en reelt for en vannoverflate, så er det en lettvinnt metode for å få et bilde på ET.

Installasjon av lysimeter er derimot en god metode for å måle faktisk evapotranspirasjon. Lysimeter er en konstruksjon av stål eller betong som er senket ned i terrenget, se Figur 2. Jordens volum blir da isolert hydrologisk, og forhindrer lekkasje fra utstyret. Posisjonen til vannsøylen i lysimeteret overvåkes jevnlig og kan reguleres ved å pumpe en målt mengde vann inn/ut av systemet, markert som drenering, Figur 2. I et lysimeter som veies, vil endringen i vannets lager bestemmes av differansen i massen i lysimeteret. ET kan så beregnes med vannbalansen. Ulempen med lysimeter er knyttet til selve utfordringene ved konstruksjon, i tillegg til store utbyggingskostnader. Lysimeter er derimot godt egnet til forskning på empiriske modeller for ET, og blir ofte benyttet som et korrigeringsverktøy for modellenes nøyaktighet (Bakhtiari et al. 2011; Gavilán et al. 2007; Gebler et al. 2015).



Figur 2: Oppbygging av et lysimeter med tilhørende vekt og nedbør- og avrenningsmåler.

I litteraturen er det foreslått en rekke metoder for å beregne ET, alle med sine fordeler og ulemper. Edmond Halley (1694) var førstemann som initierte målinger av fordamping fra en overflate, og tidlig på 1800-tallet integrerte John Dalton (1802) vind, lufttemperatur og luftfuktighet i beregningsgrunnlaget for fordamping. Forslaget til Dalton gav fysisk mening til Halley sin tidligere teori, og er det vi i dag kaller for Dalton's lov.

I løpet av de siste 50 årene har det blitt utviklet en rekke empiriske modeller for estimering av ET, ut fra ulike klimatiske variabler. L. Penman (1948) var den første som kombinerte fysikk, Dalton's lov, med empiriske målinger, for å beregne den maksimale mulige verdien for ET, også kalt potensiell evapotranspirasjon. Det revolusjonerende med denne metoden var at han benyttet den teoretiske energibalansen og masseoverføringsmetoden, Dalton's lov. I senere tid er det utviklet en rekke metoder med utgangspunkt i Penman's likning, alle med sine fordeler og ulemper (D. Valiantzas 2013; G. Allan et al. 1998; Lye 2017). Et av de mest kjente versjonene er Monteith sin videreutvikling, hvor han inkluderte en masse-overflate-motstands terminologi (Monteith 1965). Denne metoden kalles for Penman-Monteith, og er i senere tid blitt anbefalt av blant annet FAO for estimering av referanse-evapotranspirasjon (ET_0). En annen videreutvikling av Penman's likning, er den strålingsbaserte metoden Priestley-Taylor (Priestley & Taylor 1972). Denne metoden ble utviklet i 1972 av Priestley og Taylor, og er en estimering av potensiell evapotranspirasjon (E_p). Priestley-Taylor metoden er benyttet blant annet i Thomas Skaugen sin nedbør – og avrenningsmodell, DDD-modell (Skaugen et al. 2015).

2.2.1. Penman-Monteith

Modelleringen av ET for det gjeldende området er utført med metoden Penman-Monteith, i henhold til "Food and Agriculture Organization of the United Nations" (FAO) sine anbefalte retningslinjer med noen avvik (G. Allan et al. 1998). Beregningene er utført i 10 minutters oppløsning, da det er ønskelig å se om modellen kan håndtere høyere oppløsning enn døgn og time. Den modellerte tidsperioden er fra 2009 til og med 2014, da dette var en periode med troverdig datagrunnlag. Resultatene er presentert i mm/dag for å enkelt kunne sammenlignes med Priestley-Taylor.

En standardisert versjon av Penman-Monteith likningen ble utarbeidet og anbefalt av FAO i 1998 (G. Allan et al. 1998). Retningslinjene gitt i FAO-56 viser til tre ulike definisjoner av ET, henholdsvis referanse-evapotranspirasjon (ET_0), avlings-evapotranspirasjon under standard forhold (ET_c) og avlings-evapotranspirasjon under ikke-standard forhold ($ET_{c_{just}}$). Modelleringen i oppgaven er utført for alle de tre nevnte definisjonene, hvorav sistnevnte er beregnet med jordfuktighetskoeffisient for Priestley-Taylor, beregnet i DDD-modellen.

FAO har anbefalt Penman-Monteith (FAO-56) som standardmetoden for beregning av ET_0 . Metoden er benyttet av flere forskere, både for estimering av ET_0 (Labedzki et al. 2011), men også som en vurdering av nøyaktigheten til alternative modeller (Gotardo et al. 2016). At FAO-56 er godt etablert blant hydrologer, og benyttet over hele verden indikerer fordelene med en eksakt definisjon av det gamle begrepet potensiell evapotranspirasjon.

Modellen setter krav til en del klimaparametere, henholdsvis temperatur, relativ luftfuktighet, netto innstråling og vindhastighet. Kravet til et stort datagrunnlag, er en årsak til at det forskes på alternative forenklede modeller. Et studie på nøyaktigheten ved estimering av ET_0 i henhold til FAO-56, utført av Córdova et al. (2015) for et alpint klima i Ecuador, viser til viktigheten ved bruk av gode klimadata. Ved å sammenligne loggført data med estimerte verdier, kom de frem til at estimering av netto innstråling, temperatur og relativ luftfuktighet gav størst utslag på ET_0 . Loggført eller estimert vindhastighet hadde derimot ingen store utslag på modellen. Et annet studie utført av Popova et al. (2006) i Bulgaria, viser derimot til at FAO-56 sine anbefalte metoder for estimering av klimadata er gode alternativer til loggført data. FAO-56 setter uansett krav til datagrunnlag for de gitte klimaparameterne, uavhengig av om de alternative estimeringsmetodene til FAO anses å være gode eller ikke.

2.2.1.1. Referanse-evapotranspirasjon – ET_0

Hastigheten på evapotranspirasjon fra en referanseoverflate, hvor vann ikke er en begrensende faktor, kalles for referanse-evapotranspirasjon (ET_0). En referanseoverflate, er det man typisk kaller en hypotetisk gressoverflate med spesifikke egenskaper. FAO har gjort et tydelig skille mellom referanse – og potensiell evapotranspirasjon, som følge av at sistnevnte ikke har definert avlingstype (Irmak & Haman 2018). Dette er gjort med hensikt, for å ikke skape definisjonsforvirring ved referanse evapotranspirasjon.

Selve konseptet ET_0 ble introdusert i forbindelse med studiet om fordampingsbehovet til atmosfæren, og er uavhengig av avlingstype, avlingsutvikling og drift av jordbruket. Da det er rikelig med tilgjengelig vann ved ET_0 , vil jordegenskaper ikke påvirke evapotranspirasjonen. Ved å relatere evapotranspirasjon til en spesifikk overflate, skaper man en referanse som andre overflater kan relateres til. På denne måten unngår man behovet for å definere en egen evapotranspirasjon for hver avlingstype og hvert stadium i avlingen. Verdier for evapotranspirasjon som enten er beregnet eller målt, ved ulike lokasjoner eller til ulik tid på året, vil være sammenlignbare da de refererer til evapotranspirasjonen fra samme referanseoverflate. De eneste parameterne som påvirker ET_0 er klimaparametere. ET_0 er i seg selv ett klimaparameter og uttrykker den fordampende kraften til atmosfæren, ved en spesifikk plassering og tidspunkt, og er gitt ved likningen (G. Allan et al. 1998):

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (1)$$

hvor:

Δ	= den deriverte av kurven for mettet vanndamptrykk ved temperatur T	[kPa/°C]
G	= varmekraft i bakken	[MJ/m ² dag]
e_a	= faktisk vanndamptrykk	[kPa]
e_s	= mettet vanndamptrykk	[kPa]
u_2	= vindhastighet, 2 meter over bakken	[m/s]
T	= lufttemperatur, 2 meter over bakken	[°C]
R_n	= netto innstråling	[MJ/m ² dag]
γ	= psykrometrisk konstant	[kPa/°C]
ET_0	= referanse evapotranspirasjon	[mm/dag]

Denne hypotetiske gressoverflaten har en høyde på 0.12 meter, med en fast aerodynamisk overflatemotstand på 70 s/m og en albedo på 0.23 (G. Allan et al. 1998). Vindhastigheten og temperaturen som benyttes i modellen er ved 2 meters høyde, da vindhastigheten varierer med høyde som følge av friksjon. Vanninnholdet i jorden tilsvarer feltkapasitet, noe som betyr at plantetilgjengelig vann ikke er en begrensende faktor for transpirasjon.

I denne oppgaven er modelleringen av ET_0 utført med Formel 1. Den eneste endringen er at komponenten for varmekraft i bakken (G) er satt lik null. Denne jordvarmekraften er energien som blir benyttet for å varme opp jorden. Verdien er positiv når jorden varmes opp, og negativ når jorden kjøles ned. For timesverdier av ET_0 (mm/time) eller ved kortere intervaller, vil jordvarmekraften under referanse gressdekket ikke ha god korrelasjon med lufttemperaturen. Timesbasert G kan da estimeres ved å addere R_n med 0.1 og 0.5, henholdsvis på dagtid og nattestid (G. Allan et al. 1998). For ET_0 med større tidsintervaller som døgn (mm/dag), vil effekten av jordvarmekraften under referanse gressdekket være relativ liten. I starten av modelleringen ble denne verdien antatt å være relativ liten, og på bakgrunn av dette utelatt i beregningene. Resultatene for ET_0 skal i tillegg sammenlignes med metoden Priestley-Taylor, og som følge av at sammenligningen utføres i døgnoppløsning, ble det tatt en avgjørelse å sette G lik null. Da jordvarmekraften er implementert ved å trekke ifra netto innstråling ($R_n - G$), vil utelatelse av dette parametere medføre en noe mindre ET_0 . En forskningsartikkel utgitt 1. april 2019 av Varmaghani et al. (2018) viser til at mindre komponenter av energi, deriblant jordvarmekraften, kan ha større innvirkning på ET_0 enn først antatt. Jordvarmekraften hadde med andre ord blitt inkludert hvis denne type informasjon hadde kommet forfatteren for øret ved et noe tidligere tidspunkt.

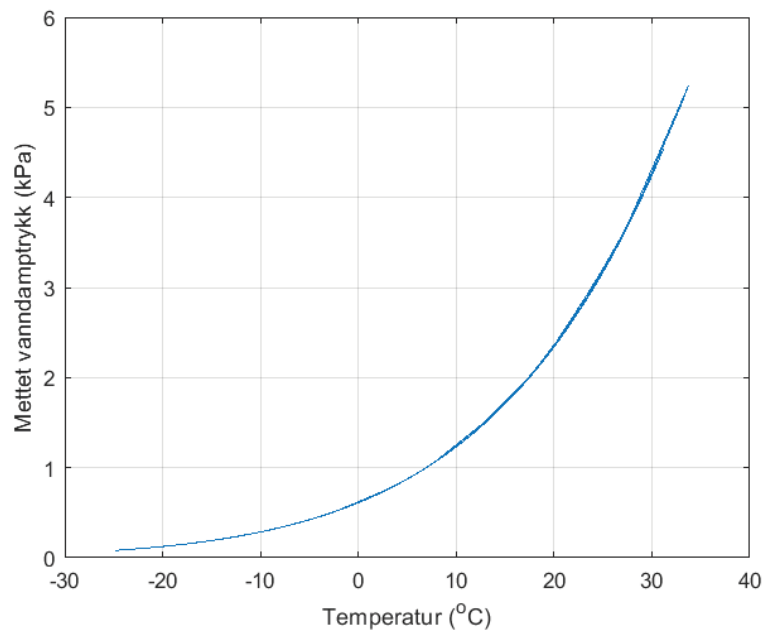
Fremgangsmåten for estimering av de nødvendige parameterne i Formel 1, er utført i henhold til FAO-56 sin anbefaling. De estimerte parameterne er gitt nedenfor:

- Mettet vanndamptrykk (e_s)
- Faktisk vanndamptrykk (e_a)
- Den deriverte av kurven for mettet vanndamptrykk ved temperatur T (Δ)
- Vindhastighet, 2 meter over bakken (U_2)
- Atmosfærisk trykk (P)
- Psykrometrisk konstant (γ)
- Netto innstråling (R_n)

Mettet vanndamptrykk (e_s):

I det øyeblikket luft er lukket over en fordampende overflate, oppnås en likevekt mellom molekylerne i vannet som rømmer og går tilbake til vannets reservoar. Luften er da mettet, som følge av at det ikke er plass til flere vannmolekyler. Det korresponderende trykket kalles mettet gasstrykk $e^o(T)$, og antallet vannmolekyler i luften er avhengig av temperaturen. Som vist i Figur 3, gir økt temperatur større lagringskapasitet og høyere metningstrykk. Figur 3 er funksjonen av e_s ved temperatur T (-25 til 34 °C).

Helningen på $e^o(T)$ – kurven endres eksponentielt med temperaturen, se Figur 3. Ved lave temperaturer er kurvens stigning relativt lav, og stigningen endres lite ved økt temperatur. Ved høye temperaturer har kurven derimot en bratt stigning, og en liten temperaturendring medfører store endringer i kurvens stigning.



Figur 3: Mettet vanndamptrykk estimert med Formel 2 for data fra Søråsjordet. $e^o(T)$ - kurve.

I FAO-56 sin anbefaling for døgnoppløsning, er det i utgangspunktet ønskelig å benytte de største og minste temperaturmålingene for hvert døgn ($T_{\max}$ og $T_{\min}$). I de tilfellene denne type data ikke er tilgjengelig, kan man benytte den døgngjennomsnittlige lufttemperaturen. Det vil fortsatt være mulig å estimere ET_0 , men verdien vil til en viss grad bli underestimert som følge av et ikke-lineært forhold mellom lufttemperatur og mettet vanndamptrykk. Ved å benytte den gjennomsnittlige lufttemperaturen vil man oppnå et lavere mettet vanndamptrykk (e_s), og dermed en lavere vanndamptrykkdifferanse ($e_s - e_a$), som igjen reduserer estimeringen av ET_0 .

For modelleringen av ET_0 med 10 minutter oppløsning øker antall temperaturmålinger fra én gjennomsnittsverdi til 144 per døgn. Dette vil gi flere, og dermed en mer nøyaktig estimering av mettet vanndamptrykk. Estimeringen av mettet vanndamptrykk i modelleringen av ET_0 er gitt ved Formel 2 etter anbefaling av FAO-56 (G. Allan et al. 1998).

$$e^0(T) = e_s = 0.6108 * \exp\left(\frac{17.27 * T}{T + 273.3}\right) \quad (2)$$

hvor:

$e^0(T)$ = mettet vanndamptrykk ved temperatur T [kPa]

T = lufttemperatur [°C]

Utfordringen med denne likningen er at den ikke nødvendigvis er helt nøyaktig når det kommer til lufttemperaturer under 0 °C (Hendriks 2010). For områder nærmere ekvator, vil dette ikke være et reelt problem. Det kan derimot tenkes å ha noe effekt i områder som Norge hvor temperaturen på vinterstid kan krype langt under 0 °C. I denne modelleringen er det valgt å følge FAO-56 sin anbefaling. Alternativt kunne man ha benyttet Murray (1967) sin Tetens' likning for temperaturer under 0 °C.

Faktisk vanndamptrykk (e_a):

Faktisk vanndamptrykk (e_a) er et mål på mengden vanndamp som befinner seg i luften, og øker med mengden vanndamp (Hendriks 2010). I denne estimeringen av ET_0 er det faktiske vanndamptrykket loggført med et hygrometer, og oppgitt som relativ luftfuktighet. Som følge av at hygrometeret har oppgitt verdien i relativ luftfuktighet, er det behov for en konvertering. I FAO-56 foreslås det å benytte psykrometrisk data, duggpunkt eller relativ luftfuktighet (G. Allan et al. 1998). Da den målte e_a er blitt oppgitt som relativ luftfuktighet, er det valgt å benytte FAO-56 sin anbefalte formel som tar utgangspunkt i relativ luftfuktighet og mettet vanndamptrykk:

$$e_a = e_s \frac{RH}{100} \quad (3)$$

hvor:

e_s = mettet vanndamptrykk [kPa]

RH = relativ luftfuktighet [%]

e_a = faktisk vanndamptrykk [kPa]

Den deriverte av kurven for mettet vanndamptrykk (Δ):

Den deriverte av kurven for mettet vanndamptrykk er ett viktig parameter i forklaringen av fordamping, og er krevd i beregningen av ET_0 . Verdien forklarer hastighetsendringen for mettet vanndamptrykk i forhold til temperatur. Ut fra Figur 3, under forklaringen av mettet vanndamptrykk (e_s), så man hvordan helningen til kurven varierte med temperaturen. Økt temperatur gav større helning, og for å finne den korrekte deriverte av kurven er følgende formel benyttet i henhold til FAO-56 sin anbefaling:

$$\Delta = \frac{4098 \left(0.6108 * \exp \left(\frac{17.27 * T}{T + 237.3} \right) \right)}{(T + 237.3)^2} \quad (4)$$

hvor:

T	= lufttemperatur	[°C]
Δ	= den deriverte av kuren for mettet vanndamptrykk ved temperatur T	[kPa/°C]

Vindhastighet (U_z):

Modellen for ET_0 forutsetter data for vindhastighet ved en høyde på 2 meter over bakken. Overflatefriksjonen fra bakken er med på å påvirke vindhastigheten, og som følge av at denne varierer med høyde over bakken, blir vindhastighetsmålere i meteorologi plassert i en standardhøyde på 10 meter. De tilgjengelige loggførte dataene for vindhastighet er utført ved nevnt standardhøyde, og for å kompensere for den reduserte friksjonen, er det etter anbefaling i FAO-56 valgt å benytte følgende konvertering:

$$U_2 = U_z \frac{4,87}{\ln(67.8 * z - 5.42)} \quad (5)$$

U_2	= vindhastighet, 2 meter over bakken	[m/s]
U_z	= målt vindhastighet ved "z" meter over bakken	[m/s]
z	= høyde over bakken hvor vindmålinger er utført (10 meter)	[meter]

Atmosfærisk trykk (P):

Det atmosfæriske trykket er et av de loggførte dataene, men på bakgrunn av noe manglende loggføring, samt tydelige feilmålinger ble det valgt å erstatte disse verdiene. FAO-56 sin anbefalte formel for beregning av P ved 20 °C ble benyttet, gitt ved Formel 6. Variabelen som avgjør lufttrykket er høydemeter over havet (h). Denne ble satt til å være 115 moh, da det er en verdi som faller mellom Skuterudfeltets laveste og høyeste punkt, henholdsvis 91 og 146 moh.

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 * h}{293} \right)^{5,26} \quad (6)$$

hvor:

h	= høyde over havet	[meter]
P	= atmosfærisk trykk	[kPa]

Psykrometrisk konstant (γ):

Den psykrometriske konstanten (γ) er varierende som følge av den loggførte verdien for atmosfærisk trykk (P). De resterende parameterne er konstanter og vil derfor ikke ha noen innvirkning på γ . Formel for beregning av psykrometrisk konstant som vist nedenfor, er gitt av FAO-56:

$$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda} \quad (7)$$

hvor:

ε	= forholdet i molekylvekten til vanndamp/tørr luft	[-]
λ	= latent varme fra fordamping	[MJ/kg]
C_p	= spesifikk varmekapasitet ved konstant trykk	[MJ/kg°C]
P	= atmosfærisk trykk, se Formel 6	[kPa]
γ	= psykrometrisk konstant	[kPa/°C]

De benyttede verdiene for ε , λ og C_p er hentet fra FAO-56, og er henholdsvis 0.622, 2.45 MJ/kg og $1.013 \cdot 10^{-3}$ MJ/kg°C (G. Allan et al. 1998).

Netto solinnstråling (R_n):

Netto innstråling (R_n) er differansen mellom netto innkommende kortbølget solinnstråling og netto utgående langbølget stråling. R_n er med andre ord balansen mellom den absorberte, reflekterte og utstrålte strålingen. Da R_{inn} og R_{ut} er et av de loggførte dataene ble R_n beregnet ut fra følgende formel anbefalt av FAO-56:

$$R_n = R_{inn} - R_{ut} \quad (8)$$

hvor:

R_{inn}	= netto kortbølget solinnstråling	[MJ/m ² dag]
R_{ut}	= netto utgående langbølget stråling	[MJ/m ² dag]
R_n	= netto solinnstråling	[MJ/m ² dag]

2.2.1.2. Avlings-evapotranspirasjon under standardforhold - ET_C

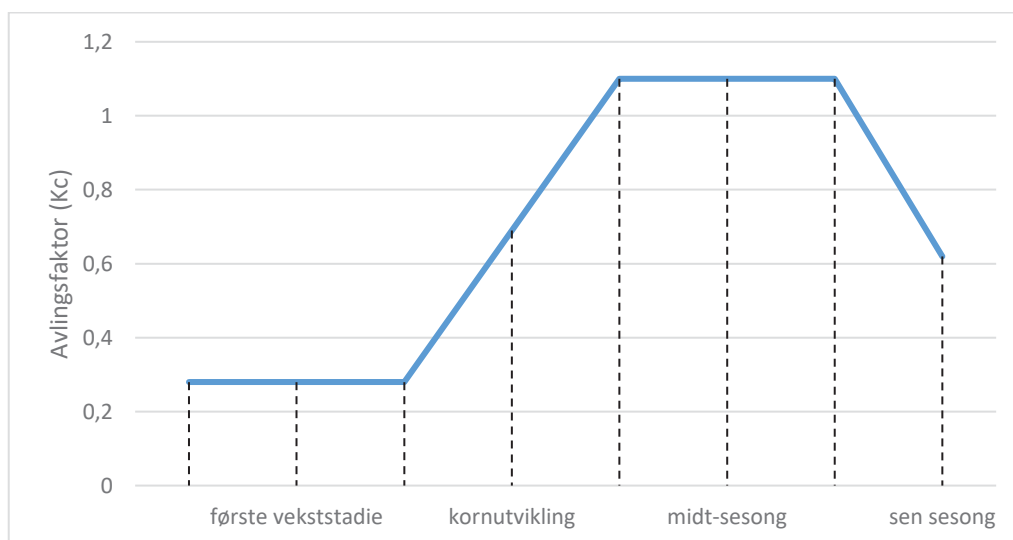
ET fra en frisk tilstrekkelig gjødslet avling, som vokser på store sletter med optimale vannforhold i jorda, og som oppnår optimal produksjon under de gitte klimaforholdene, omtales som avlings-evapotranspirasjon under standardforhold (ET_C). Med standard forhold refereres det til avlingenes vekst i store områder under særdeles gode jordvann og agronomiske forhold. Avlings evapotranspirasjon er ulik ET_0 ved at det som dekker bakken, egenskapene til avlingen og dens aerodynamiske motstand er annerledes enn ved referanse gresset. Der ET_0 er generell og kan brukes rundt om i hele verden uavhengig av avling, er ET_C spesifisert for et område med en bestemt type avling. Effekten av ulikheten i definisjonene kommer til uttrykk i avlingskoeffisienten (K_C). Se følgende formel gitt av FAO-56:

$$ET_C = K_C * ET_0 \quad (9)$$

hvor:

K_C	= avlingskoeffisient	[-]
ET_0	= referanse evapotranspirasjon	[mm/dag]
ET_C	= evapotranspirasjon for en avling under standardforhold	[mm/dag]

I tillegg til avlingstype så varierer K_C med vekststadiet, på bakgrunn av vannopptak og dekke over bakken. Selve vekststadiet kan igjen deles inn i fire steg, henholdsvis første vekststadiet, avlingsutvikling, midt-sesong og sen-sesong. Det første stadiet starter når man har sådd, rundt mai i Norge. Deretter kommer stadiet hvor avlingen vokser i perioden juni og juli. I denne perioden vokser avlingen slik at både vannopptak og dekke over bakken øker. Midt-sesongen i august/september, starter i slutten av avlingens utviklingsstadium og ender med blomstring. Stadiet sen-sesong varer fra blomstring og frem til innhøsting. I Figur 4 ser man et eksempel på hvordan K_C kan variere gjennom veksts sesongen. At K_C kan overstige 1, og dermed medføre at ET_C er større enn ET_0 , er knyttet opp til avlingens egenskaper. I midt-sesongen når avlingen er på sitt største, så vil både vannopptaket fra jorden, samt jorddekket være størst. I noen tilfeller vil disse egenskapene til avlingen medføre en større ET enn for et tilsvarende område med referanse gress på 0.12 meter.



Figur 4: Eksempel på variasjon i avlingsfaktor (K_C) for en tilfeldig avling. Viser variasjon som følge av avlingens vekststadium.

I beregningen av ET_C er det valgt å benytte en snittverdi av K_C for hele nedbørsfeltet bestemt ut fra arealtype. Denne snittverdien varierer gjennom året som følge av avlingenes vekst. Den årlige variasjonen er delt inn i første vekststadie, avlingsutvikling, midt-sesong, sen-sesong og en periode uten avling. Det vil si at den benyttede K_C verdien i januar er ulik verdien benyttet i juni. Snittverdien som er valgt ut ifra FAO-56 sin anbefaling er i tillegg vektet ut fra arealstørrelse (G. Allan et al. 1998). Årsaken til dette ligger i at størrelsene på arealtypene i nedbørsfeltet ikke nødvendigvis er like store.

2.2.1.3. *Avlings-evapotranspirasjon under ikke-standardforhold – $ET_{C\ just}$*

I et område hvor forholdene ikke tilsvarer standardforhold er det behov for å korrigere ET_C . Faktorer som begrenset tilgjengelig vann, salt, skadedyr, sykdommer og hardt jordsmonn, kan resultere i reduserte vekstvilkår for avlingen. Dette vil igjen kunne medføre en lavere virkelig evapotranspirasjon enn ET_C . På bakgrunn av at tilgjengelig vann kan være en begrensende faktor, har FAO utviklet en verdi kalt avlings-evapotranspirasjon under ikke-standardforhold ($ET_{C\ just}$). Denne verdien benytter koeffisienten K_S , som forklarer effekten vannstress har på avlingens transpirasjon. I ET_C er denne verdien satt lik 1, som følge av forbehold om at plantetilgjengelig vann ikke er en begrensende faktor. I virkeligheten vil det kunne oppstå perioder med redusert tilgjengelig vannopptak, og som følge av dette, inkluderes K_C i $ET_{C\ just}$.

$$ET_{C\ just} = K_C * K_S * ET_0 \quad (10)$$

hvor:

K_C	= avlingskoeffisient	[-]
K_S	= fuktighetskoeffisient i jorden	[-]
$ET_{C\ just}$	= evapotranspirasjon for en avling under ikke-standardforhold	[mm/dag]

K_S faktoren ligger mellom 0 – 1, som tilsvarer intervallet mellom visnegrense og feltkapasitet. Feltkapasitet (FC) er det vanninnholdet et tidligere mettet jordsmonn har etter fri drenering. Dette representerer det største vanninnholdet jorden kan holde igjen mot gravitasjonskreftene. Under og rett etter ett kraftig regnskyll, kan vanninnholdet overskride feltkapasiteten. Etter en tid når vannet har blitt drenert bort oppstår likevekt mellom kapillarkreftene og gravitasjonen. Dette vanninnholdet kalles feltkapasitet, og er definert som jordens vanninnhold ved $pF=2.0$ (Hendriks 2010). Det vil si vanninnhold som tilsvarer kapillarytrykket, undertrykk på 100 cm. En metode for å bestemme feltkapasiteten er å vanne jordsmonnet rikelig, for deretter å måle vanninnholdet over tid. Feltkapasiteten er da markens vanninnhold når den reduseres til et tilnærmet konstant nivå. Den nedre grensen i K_S faktoren kalles for visnegrensen. Visningsgrensen er det vanninnholdet hvor plantenes vannopptak stanser når jorden tørker opp. Røttene utvikler et undertrykk for å suge opp vannet inn i planten. Ved visningsgrensen er det resterende vannet i jordsmonnet så hardt bundet at plantenes undertrykk ikke er tilstrekkelig for å suge opp vannet. Visnegrensen blir anslått til å være $pF=4.2$, noe som motvirker et undertrykk på 150 m. Differansen mellom disse to verdiene kalles for plantetilgjengelig vann.

I denne modelleringen av $ET_{C_{just}}$ for Skuterudfeltet, er det benyttet en samlet verdi for K_s og K_c , estimert og hentet fra DDD-modellen. Denne metoden er benyttet da FAO-56 sin tilnærming til K_s krever informasjon om blant annet røttenes vannopptak, avrenning på overflate, avrenning til grunnvann, nedbørens evne til å trenge ned i jordsmonnet og hvordan grunnvannivået varierer (G. Allan et al. 1998).

2.2.2. Priestley-Taylor

Priestley-Taylor metoden estimerer potensiell evapotranspirasjon (E_p). Der FAO-56 setter krav til flere klimaparametere i estimeringen av ET_0 , er det bare behov for temperatur og netto innstråling i Priestley-Taylor (Priestley & Taylor 1972). Data på vindhastighet og relativ luftfuktighet kan utelates, noe som betyr at metoden kan benyttes i områder hvor færre typer klimaparameter loggføres.

Nedbør og avrenningsmodellen "DDD-modellen" (Skaugen et al. 2015) benytter denne metoden for beregning av E_p , men istedenfor å ha netto innstråling som et av inputparameterne, så benytter modellen nedbør og temperatur. Ved å bruke vannbalansen, så modellerer DDD-modellen seg frem til netto innstråling, som deretter benyttes i utregningen av E_p .

Modelleringen av Priestley-Taylor sin potensielle (E_p) – og faktiske (E_a) evapotranspirasjon er i denne oppgaven utført med DDD-modellen i R-studio. For å beregne seg frem til de ulike parameterne som kreves i Priestley-Taylor, magasinkapasitet, vanninnhold i grunnen og stråling, tar DDD-modellen utgangspunkt i vannbalansen. Beregningene er utført for året 2014, da dette var et år med godt datagrunnlag. Verdiene for nedbør og temperatur er hentet fra Søråsjordet i timesoppløsning, og implementert direkte i modellen. På bakgrunn av direkte implementering, er rådataene for Priestley-Taylor ikke bearbeidet, som for modelleringen av FAO-56 sin Penman-Monteith.

Potensiell evapotranspirasjon

Estimeringen av E_p er utført med Formel 11. Formelen består av en energiterm multiplisert med en koeffisient som inkluderer de aerodynamiske komponentene. Originalt ble denne koeffisientet satt til å være 1.26 for alle verdensdeler, men flere studier har prøvd å endre denne til å gjelde under spesifikke forhold (Bruin & Keijman 1979; Engstrom et al. 2002; Viswanadham et al. 1991). De vanligste verdiene som benyttes er 1.26 for fuktige områder og 1.74 for tørre områder (Weiß 2009). I denne modelleringen er α satt lik 1.26. Estimeringen av den deriverte av kurven for mettet vanndamptrykk ved temperatur T (Δ) og psykrometrisk konstant (γ) er estimert, på samme måte som FAO-56 sin Penman-Monteith, med Formel 4 og Formel 7.

$$E_P = \alpha * \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) * (SWrad + LA - LT) * \left(\frac{1000}{\lambda * \rho} \right) \quad (11)$$

hvor:

α	= konstant i PT for humid område = 1.26 (Weiß 2009)	[-]
Δ	= den deriverte av kurven for mettet vanndamptrykk ved temperatur T	[kPa/°C]
ρ	= densitet til vann	[kg/m³]
γ	= psykrometrisk konstant	[kPa/°C]
λ	= latent varme fra fordamping = 2470	[kJm²]
SWrad	= netto kortbølget stråling	[MJ/m²time]
LA	= langbølget atmosfærisk stråling	[MJ/m²time]
LT	= langbølget terrestrial stråling	[MJ/m²time]
E_P	= potensiell evapotranspirasjon	[mm/time]

Faktisk evapotranspirasjon

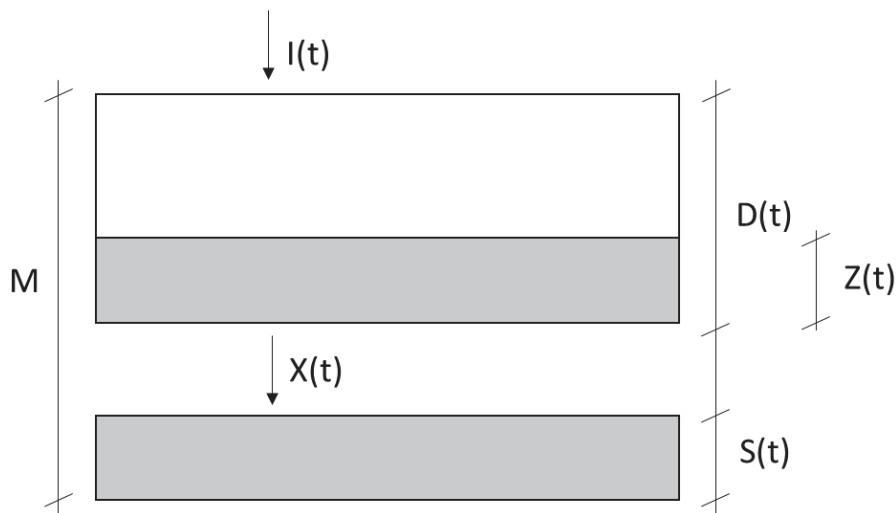
Estimeringen av faktisk evapotranspirasjon i DDD-modellen er utført ved å inkludere et fuktighetsledd i E_P , se Formel 12. Dette fuktighetsleddet består av parametere modellert i DDD-modellen, hvor magasinet (M) er konstant mens de resterende kan variere.

$$E_a = E_P * \left(\frac{M - D + Z + I}{M} \right) \quad (12)$$

hvor:

M	= magasinkapasitet	[mm]
E_P	= potensiell evapotranspirasjon	[mm/time]
D	= tilstand til umettet sone	[mm]
Z	= jordfuktighet i umettet sone	[mm]
I	= tilførsel fra regn, snø og isbre	[mm]
E_a	= faktisk evapotranspirasjon	[mm/time]

Jordens fuktighetsgrad i DDD-modellen er illustrert i Figur 5. Magasinet (M) i bakken består av en mettet (S) og umettet sone (D), og representerer volumet til vannreservoaret. Den umettede sonen (D) representerer det potensielle volumet av vann som behøves for å oppnå fullstendig metning i jorden. I er det volumet av fuktighet mottatt fra regn, snø – og ismelting. Z representerer vanninnholdet i den umettede sonen (D), og det totale vanninnholdet i jorden ved et bestemt tidspunkt er da summen av mettet sone (S), vanninnholdet i den umettede sonen (Z) og tilførslene fra regn, snø – og ismelting (I) (Skaugen & Onof 2014).



Figur 5: Skissebeskrivelse for estimering av fuktighetsinnhold i jorden. Jordens maksimale evne til å holde på vann (M) deles inn i mettet S(t) og umettet sone D(t). Vanninnholdet i den mettede sonen Z(t) får tilførsel fra regn, snø- og is-smelting I(t). X(t) er tilførselen av vann til den mettede sonen S(t).

2.3. 10 minutters oppløsning med Penman-Monteith

Loggført data med lav oppløsning av relativt få klimaparametere er fortsatt dominerende i verden, og dette er årsaken til at flere forskningsartikler på evapotranspirasjon prøver å forenkle eksisterende modeller (Djaman et al. 2017b; Enku & Melesse 2014). Til tross for dette, har mulighetene til å utføre høyoppløste målinger av ulike klimaparametere blitt mer tilgjengelig de senere årene. Estimering av ET_0 etter FAO-56 sine retningslinjer kan utføres i en tidsoppløsning fra timer og helt opp til år, og FAO anbefaler denne metoden for estimering av ET_0 . Interessen av å vite om modellen kan benyttes ved høyere oppløsning enn på døgn-nivå er derfor til stede.

For å teste om FAO-56 kan benyttes med 10 minutters oppløsning, er det valgt å sammenligne modellering på døgn-nivå med 10 minutters nivå. For at sammenligningsgrunnlaget skal være representativt, er rådataene for døgnoppløsning snittverdier av de loggførte dataene med 10 minutters oppløsning. Modelleringen av ET_0 med 10 minutters oppløsning omgjøres deretter til døgnverdier for ET_0 . Denne sammenligningen er utført for 2014.

2.4. Negative verdier av referanse-evapotranspirasjon?

I begynnelsen av prosjektet, før modelleringen av ET_0 , lå det en noe usikkerhet rundt nøyaktigheten til FAO-56. Mistanken var at modelleringen av ET_0 , spesielt tilknyttet 10 minutters oppløsning, kunne gi negative verdier i perioder med negativ temperatur. Da mistanken om negative ET_0 verdier ble bekreftet var det et ønske om å lokalisere en mulig årsak.

I analysen av de negative ET_0 verdiene er det valgt å gå nærmere inn på et enkeltdøgn med negative temperaturer, for å undersøke om temperatur er en fellesnevner for de negative ET_0 verdiene. Det utvalgte døgnet er 31. februar 2014, da det er observert både negativ temperatur og negativ ET_0 . Det er også gått nærmere inn på 5. januar, da dette er et av døgnene hvor det er observert negativ ET_0 og positiv temperatur.

I tillegg til å se på temperatur, er netto innstråling og relativ luftfuktighet analysert. Dette er utført for å finne en eventuell fellesnevner mellom disse klimaparameterne og ET_0 .

2.5. Sensitivitetsanalyse av referanse-evapotranspirasjon

For å vurdere effekten de ulike klimaparameterne har på Penman-Monteith, ble det utført en enkel sensitivitetsanalyse på ET_0 . Analysen ble utført ved å endre ett klimaparameter med 5 %, fra -25 % til +25 %, mens de resterende fire parameterne holdes konstante (temperatur, relativ luftfuktighet, vindhastighet, lufttrykk og netto innstråling). Resultatene fra analysen er dermed relativt i forhold til totalvariansen for hver parameter. Denne metoden ble utført for alle parametre, i håp om å få en bedre forståelse av sammenhengen mellom klimaforhold og ET_0 . Analyseperioden er for gjennomsnittsverdier i januar, juni og 2014 samlet, se Vedlegg D for rådata. Analysen vil kunne gi et bilde på prosentvis endring i ET_0 , hvis ett klimaparameter endres med 5 %. For å kunne vurdere analysen i sammenheng med de utførte målingene, er det benyttet persentiler. Persentilene som er benyttet er Maks (100), 75, 50, 25 og Min (0) [%].

3. Områdebeskrivelse

Estimeringen av evapotranspirasjon er utført for Skuterudfeltet, lokalisert i Ås – og Ski kommune i Akershus fylke. Området er i all hovedsak preget av marine avsetninger og noe morene, siltig mellomleire (Deelstra 2016).



Figur 6: Kart over nedbørsfeltet Skuterud, med tilhørende bekker (blå streker) og utløp (rød prikk).

Overvåkingen av Skuterudfeltet startet allerede i 1993, og ble valgt på bakgrunn av at nedbørsfeltet har en god representasjon av områder med korndyrking på Østlandet. Nedbørsfeltet, som er på i underkant av 4 500 dekar (4.5 km²), renner ut i Skuterudbekken og videre ut i Østensjøvannet. Deretter dreneres vannet til Årungen og ut i Bunnefjorden. Den årlige gjennomsnittstemperaturen og normalnedbøren (1961 – 1990) er på henholdsvis 5.3 °C og 775 mm, hvor de store nedbørsmengdene kommer om høsten (Deelstra 2016). Gjennom året kan det oppstå gjentatte fryse – og tineepisoder noe som tilsier at området er preget av et relativt ustabilt vinterklima.

Skuterudfeltet ligger mellom 91 og 146 moh, og er dermed relativt flatt. Nedbørsfeltet deles i en østside og vestside av Skuterudbekken, hvor østsiden er preget av korte og bratte helninger, mens vestsiden i hovedsak har lange og slakke helninger. Bebyggelse er i hovedsak lokalisert helt vest i nedbørsfeltet, med unntak av noen gårdstun og tilhørende veier. Totalt tilsvarer boligfelt 5 % (0.24 km²) av nedbørsfeltet, mens gårdstun og veier dekker 3 % (0.13 km²), se Tabell 1. Dyrkbar mark og skog dekker henholdsvis 61 og 29 % (1.72 og 1.92 km²) av nedbørsfeltet, mens de resterende 2 % (0.09 km²) består av myr (Deelstra 2017).

Tabell 1: Arealtype og -størrelse i nedbørsfeltet Skuterud (Deelstra 2017).

Arealtype	Antall dekar	%
<i>Dyrket mark</i>	2 723	61
<i>Skog</i>	1 923	29
<i>Boligfelt</i>	244	5
<i>Gårdstun/veier</i>	134	3
<i>Myr</i>	95	2
Totalt	4 489	100

Selve overvåkingen av feltet utføres av NIBIO, og årlig innhentes data rundt bøndenes drift av den dyrkbare jorden. Typisk data som innhentes er gjødsling, jordbearbeiding, sprøyting, vekst og avling. Dette benyttes igjen til å tolke data for avrenning av plantevernmidler, partikler, fosfor og nitrogen. I tillegg til direkte kontakt med bøndene, er det oppført en målestasjon som automatisk loggfører vannføring, lufttemperatur, vanntemperatur og konduktivitet, med mulighet for uttak av vannprøver.

Skuterudfeltet består i hovedsak av siltig mellomleire (Deelstra 2016), og som følge av at området er dyrket mark, så kan man anta at jordsmonn-profilen er albeluvisol. Nyborg et al. (2008) sin artikkel styrker denne antagelsen, som følge av at de har klassifisert Ås-Ski regionen med tilsvarende jordsmonn-profil. I et område hvor det foregår jordbruk er jordprofilen ofte, Ap (matjord), Bg (forvitret jord med jordsmonnutvikling) og Cg (lite forvitret jord) (Sveistrup 1984). Nyborg (2008) har definert et jordprofil i Ås kommune med sjiktene presentert i Tabell 2. Nøyaktig plassering er ikke nevnt og lokal variasjon kan forekomme, men det er allikevel sannsynlig å anta at Skuterudfeltet har et tilsvarende jordprofil, da begge tilfellene har jordtypen siltig mellomleire. Det plantetilgjengelige vannet i Skuterudfeltet kan på bakgrunn av Tabell 2, antas å ligge mellom ca. 20 og 36 % vol.vann.

Tabell 2: Sjikttype for jordsmonn-profilen albeluvisol i Ås med tilhørende vol.% vann ved metning, feltkapasitet, visnegrense og plantetilgjengelig vann (Nyborg 2008).

Sjikt	Sjikt dybde	Tekstur	Vol.% vann ved metning	Vol.% vann feltkapasitet (pF2)	Vol.% vann visnegrense (pF4,2)	Tilgjengelig vann (%)
Ap	0-26	Siltig mellomleire	49,6	37,1	15,5	21,6
Eg/Bt	26-34	Siltig mellomleire	39,4	35,2	20,1	15,1
Bt	34-71	Siltig mellomleire	40,9	35,3	22,6	12,7
BCg	71+	Siltig mellomleire	40,8	36,7	25,2	11,5

3.1. Feltnålinger av klimavariabeler

Datagrunnlaget for estimering av evapotranspirasjon i Skuterudfeltet er i hovedsak hentet ut fra en meteorologisk værstasjon ved Søråsjordet, som driftes av fakultetet for realfag og teknologi på Norges Miljø – og biovitenskapelige Universitet. Målestasjonen er lokalisert nord-øst i Søråsjordet ca. 3.7 km i luftlinje fra værstasjonen ved Skuterudfeltet. Stasjonen på Søråsjordet er plassert ca. 93 moh, sammenlignet med stasjonen i Skuterudfeltet, ligger denne på 91 moh. At begge målestasjonene er lokalisert i samme type jordlandskapsområde, styrker avgjørelsen i å benytte denne stasjonen. Tidshorisonten for innhentet data er fra 2008 til og med 2016. På bakgrunn av varierende kvalitet på datasett, er FAO-56 modelleringen utført for perioden 2009-2014. De benyttede dataene fra Søråsjordet er loggført med et intervall på 10 minutter. Følgende data er innhentet fra Søråsjordet og benyttet i FAO-56 modelleringen:

- Luftfuktighet
- Lufttrykk
- Solinnstråling og – utstråling
- Temperatur
- Vindhastighet

Da det har vært varierende kvalitet på rådataene i den modellerte perioden, har det vært behov for å erstatte visse tidsperioder med allerede bearbeidet data, loggført fra samme værstasjon. Datatypene hentet via nettjenesten til NIBIO er luftfuktighet, og er loggført med timesoppløsning (NIBIO 2019). Dataene i timesoppløsning er blitt lineærinterpolert for å få 10 minutters verdier. Årsaken til at disse dataene ikke inneholder tilsvarende avvik, kommer av lavere oppløsning og at datasettene har blitt bearbeidet av NIBIO. Det er viktig å understreke at rådataene er av særdeles god kvalitet, men på bakgrunn av naturlige problemer med støy og sensoravvik, har det vært ønske om å redusere dette for å øke nøyaktigheten av ET.

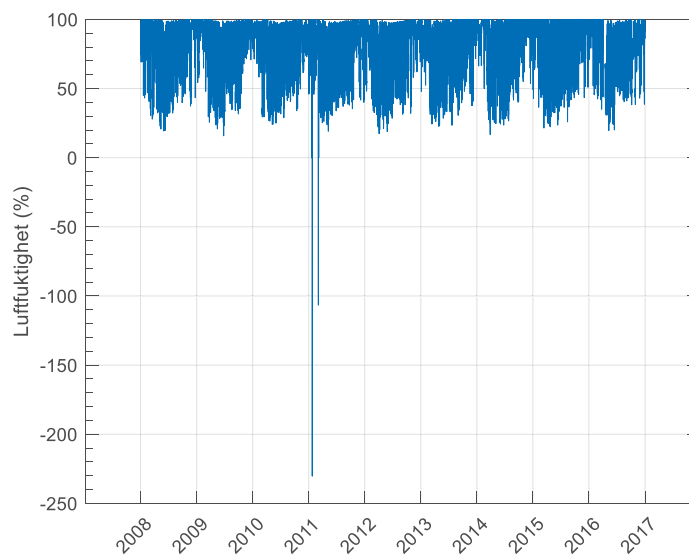
Estimeringen av ET med Priestley-Taylor metoden er bare utført for året 2014, da estimeringen i DDD-modellen krever både tid og stor datakraft. Til tross for dette vil et komplett år kunne gi et godt bilde på eventuell variasjon mellom Priestley-Taylor og FAO-56 sin anbefalte Penman-Monteith. Dataene benyttet i DDD-modellen er i timesoppløsning, og ble hentet ut fra Søråsjordet:

- Temperatur
- Nedbør

Flere korreksjoner i de loggførte dataene for FAO-56 er utført, for å luke ut eventuelle feilkilder som kan være med å påvirke modelleringen. Fremgangsmåtene utdypes i delkapitlene nedenfor.

Luftfuktighet

Den loggførte relative luftfuktigheten fra Søråsjordet, viser to tydelige avvik i 2011, se Figur 7. Relativ luftfuktighet kan ikke gå utenfor grensene på 0 og 100 %, noe som betyr at det enten har kommet noen forstyrrelser, eller at det har oppstått problemer med måleren. De loggførte dataene viser til negative verdier, helt ned til -30.3 %. Etter nøye gjennomgang, har det vist seg å bare eksistere feilmålinger i 2011, i perioden 19-25 januar og 4-8 mars. Da det bare er noen få dager over en periode på 6 år som har vist seg å være feil, kan datasettet anses å være svært godt. For å løse problemene i 2011 er det valgt å erstatte disse datapunktene med loggført data fra Søråsjordet hentet ut fra NIBIO (2019) sin landbruksmeteorologiske tjeneste.

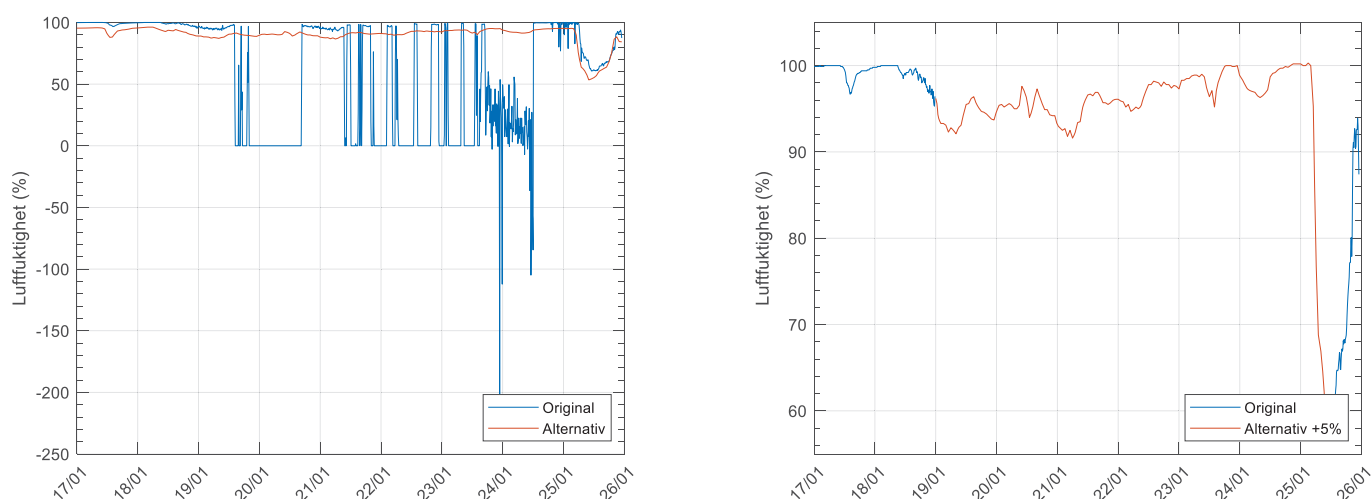


Figur 7: Loggført rådata av relativ luftfuktighet i 10 min oppløsning, for perioden 2008-2016.

For å kunne benytte verdier fra det alternative datasettet, er det avgjørende at de alternative loggførte dataene representere verdiene i det originale rådatasettet på en god måte. Verdiene bør derfor være så like som mulig. Ved stor variasjon vil det kunne oppstå en feilberegning av ET som faller langt fra det den originalt ville ha blitt beregnet til. Resultatene vil da ikke kunne gi en god representasjon av området.

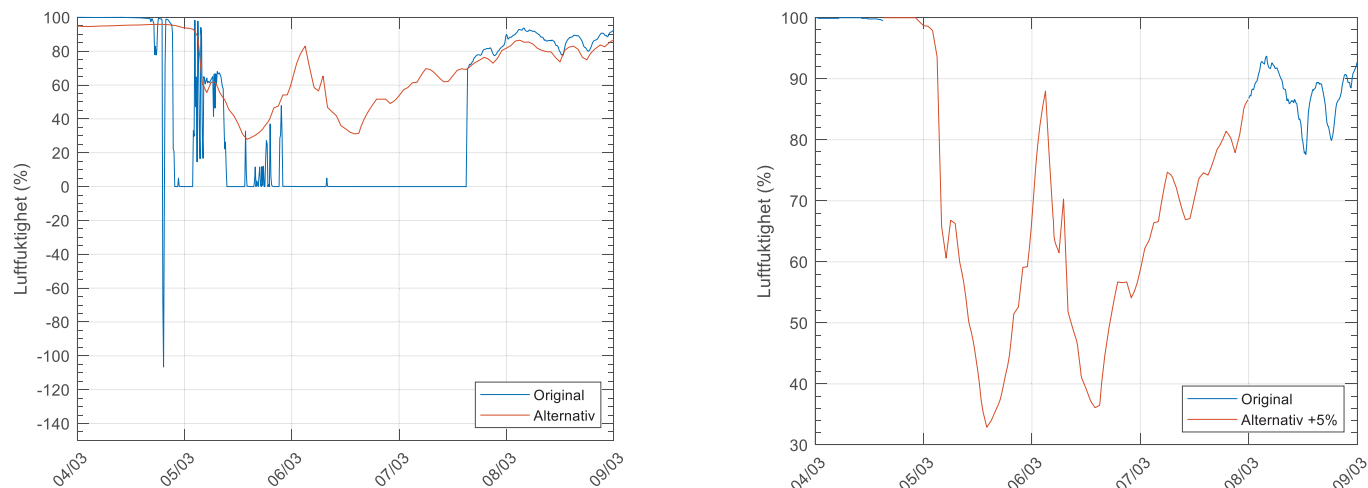
I Figur 8 ser man sammenhengen mellom de originale rådataene for relativ luftfuktighet og NIBIO sine bearbejdede alternative verdier. Som følge av at de alternative verdiene er loggført med en timesoppløsning, er det utført en lineær interpolasjon, for å omgjøre verdiene til 10 minutters oppløsning. Det er derfor naturlig å tenke at de interpolerte verdiene har en lavere variasjon enn det de ville ha hatt i virkeligheten. Til tross for dette, vil den interpolerte relative luftfuktigheten gi et mer reelt bilde på hvordan luftfuktigheten var, i periodene hvor loggføringen var dårlig.

Til venstre i Figur 8, markert med blå graf, ser man at det er noe galt med originaldataene for 4-8 januar 2011. I samme graf, markert med orange, ser man den interpolerte alternative luftfuktigheten. Man ser en tydelig trend mellom de originale og alternative dataene, da spesielt i perioden 17-19 og 25-26 januar, hvor originaldataene anses å være korrekte. Det er vært å merke seg at de alternative dataene, ligger konstant lavere i forhold til originaldataene. For å få et så reelt datasett som mulig, er denne differansen korrigert for, ved å legge til +5 % relativ luftfuktighet. Ved å utføre denne korrigeringen, ser man at datasettene får en mer naturlig overgang, se til høyre i Figur 8.



Figur 8: Relativ luftfuktighet 4-8 januar 2011 i 10 min oppløsning. T.v original rådata sammenlignet med interpolert alternativ data. T.h ny luftfuktighet erstattet med interpolert alternativ data korrigert med + 5 %.

Tilsvarende korreksjoner er gjort i tidsperioden 4-8 mars 2011, hvor det også har oppstått noe unormalt med det originale datasettet, se Figur 9. Originaldataene til venstre i Figur 9, har tydelige feilverdier som erstattes med interpolerte og korrigerte verdier.



Figur 9: Relativ luftfuktighet 17-25 mars 2011 i 10 min oppløsning. T.v original rådata sammenlignet med interpolert alternativ data. T.h ny luftfuktighet erstattet med interpolert alternativ data korrigert med + 5 %.

Ved å utføre korrigeringene presentert overfor har man fått redusert den laveste relative luftfuktighetsverdien fra -230 % til 15.8 %, se Tabell 3. Totalt er det 1 426 - 10 minutters verdier som har blitt erstattet, hvorav 941 og 485 av disse var i henholdsvis i januar og mars måned. Det tilsvarer i underkant av ti dager. At snittet er tilnærmet uendret, kan tolkes som at de erstattede dataene har liten innvirkning, når man ser på flere år sammen. Går man inn på de endrede enkeltdøgnene vil korrigeringen derimot ha større innvirkning. Hullene i datasettet er ikke erstattet da disse er jevnt fordelt i perioden, og dermed ikke har skapt sammenhengende perioder på over et døgn. Hullene anses å ha liten effekt på resultatene av ET modelleringen.

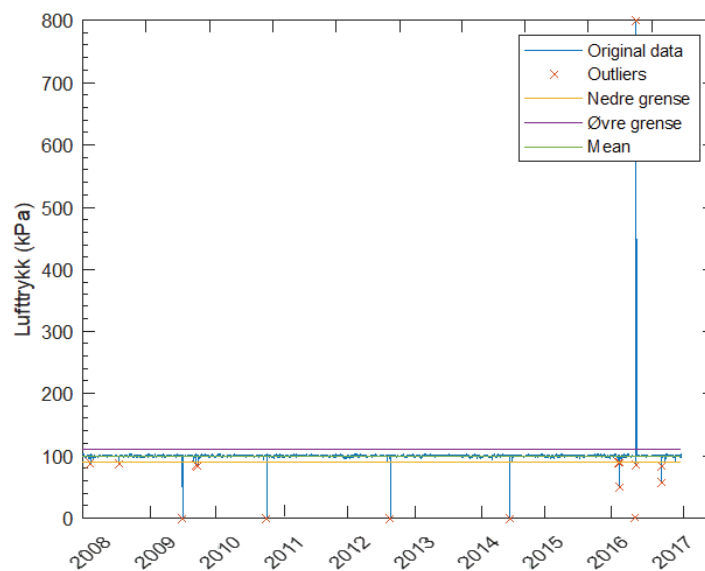
Tabell 3: Beskrivelse av original rådata og korrigert rådata for relativ luftfuktighet i perioden 2008-2016.

	Original	Endret
Maks	100	100
Min	-230.3	15.8
Median	89.7	89.8
Snitt	81.9	82.1
Hull i datasett	2 263	2 263
Erstattede verdier	-	1 426

Lufttrykk

I Figur 10 er rådataene for lufttrykket presentert, og man ser tydelige avvik fra normalen på 100 kPa. Lufttrykket faller til 0 kPa ved flere anledninger, i tillegg til en usannsynlig økning til 799 kPa i 2016. Dette kan anses å være feilmålinger, da det er snakk om noen få ekstremverdier (61 stk). For å bli kvitt disse feilkildene, ble det benyttet MatLAB sin egen funksjon for lokalisering av outliers. Funksjonen fungerer ved å sette en øvre og nedre grense, der verdiene er mer enn tre standardavvik fra gjennomsnittet (Howell et al. 1998). Dette resulterte i en øvre og nedre grense på henholdsvis 109.7 og 90.2 kPa. Med dette kom det nye minimums- og maksimumsverdier, se Tabell 4.

For å fylle hullene i datasettet, for de fjernede verdiene, ble det benyttet FAO-56 sin anbefalte formel for beregning av atmosfærisk lufttrykk, Formel 6 (kapittel 2.2.1.1). Verdien for høydemeter over havet ble satt lik 115, da det var en verdi som falt mellom Skuterudfeltets laveste og høyeste punkt. I tillegg ble det tenkt at man burde ha benyttet plasseringen til Søråsjordet, da datagrunnlaget er hentet der. Etter å ha utført beregning av det atmosfæriske trykket ved Skuterudfeltet (115 moh) og Søråsjordet (93 moh) ble det vurdert slik at betydningen av plasseringen til enten Skuterudfeltet eller Søråsjordet vil være av svært liten betydning. Skuterudfeltet og Søråsjordet gav ett trykk på henholdsvis 100.2 og 99.9 kPa. Da differansen var 0.3 kPa, ble det valgt å holde på estimeringen fra Skuterudfeltet.



Figur 10: Loggført rådata av lufttrykk i 10 min oppløsning, for perioden 2008-2016.

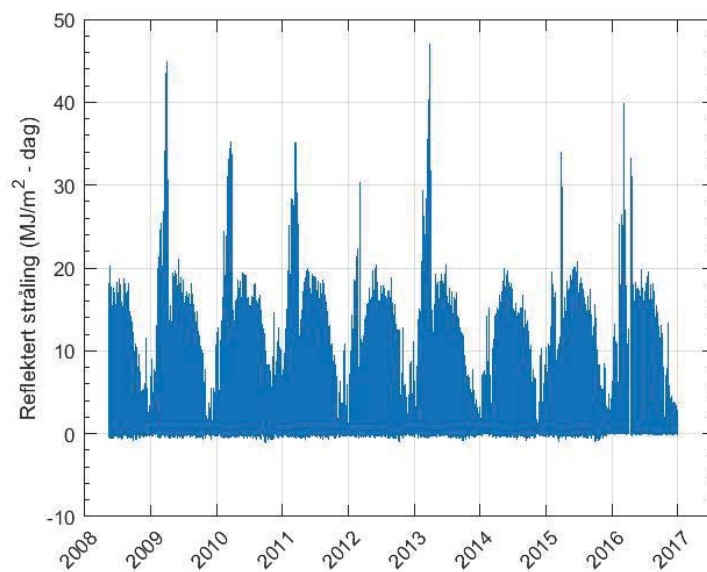
Tabell 4: Beskrivelse av original rådata og korrigert rådata for lufttrykk i perioden 2008-2016.

	Original	Endret
Maks	799.9	109.7
Min	0	90.2
Median	100	100
Snitt	99.9	99.9
Hull i datasett	3 022	-
Erstattede verdier	-	3 083

Reflektert solinnstråling

Den reflekterte solinnstrålingen, netto utgående langbølget stråling (R_{ut}), er blitt loggført i $W/m^2 \cdot dag$ med en oppløsning på 10 minutter. For å kunne benytte disse verdiene i FAO-56, måtte enheten omgjøres til $MJ/m^2 \cdot dag$ i tilsvarende oppløsning. Loggføringen startet i midten av 2008 og har i tillegg noen hull i 2016. Dette er årsaken til at den beregnede evapotranspirasjonen ikke er utført for 2009 og 2016.

I Figur 11 er rådataene fra Søråsjordet presentert. Ut fra figuren ser man en årlig vekst i netto utgående langbølget stråling tidlig på året. Det kan knyttes opp mot snødekke som har en høyere albedo enn ikke snølagte overflater. Dette er en naturlig hendelse og skal derfor ikke korrigeres. Derimot er det et par tilfeller, fordelt i hele datasettet, med negative verdier. Som følge av at netto utgående langbølget stråling ikke kan være negativ, er det utført en korreksjon, hvor de negative verdiene er erstattet med verdien null. De negative verdiene er tilnærmet null, minste er -1.09, se Tabell 5. De negative verdiene oppstår på natten, men kan knyttes opp mot unøyaktighet eller støy i målesensoren. Totalt er det registrert 101 192 negative verdier. I perioden 2009-2014, der det utføres en beregning av ET, har det i rådataene oppstått 72 216 negative verdier. I 2014 alene var det 12 162 negative verdier. For å redusere feilkilden ved målt negativ netto utgående langbølget stråling, er alle disse verdiene erstattet med null.



Figur 11: Loggført rådata av reflektert stråling i 10 min oppløsning, for perioden 2008-2016.

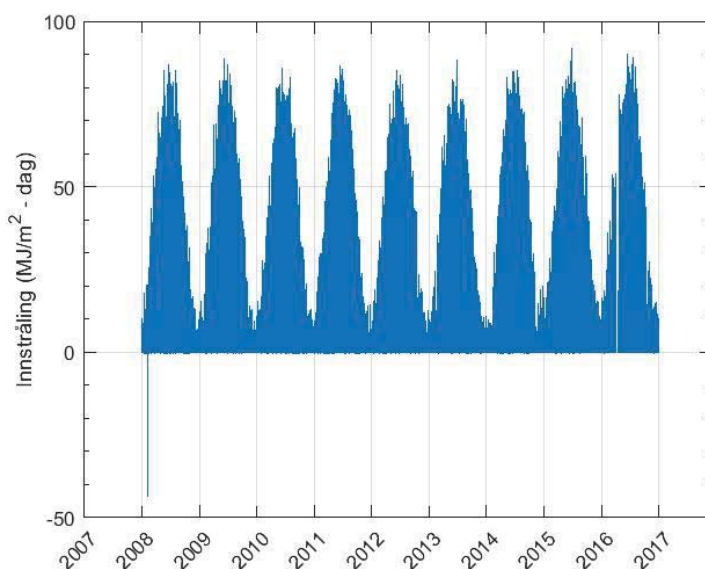
Korrigeringen av de negative verdiene har hatt liten effekt på snittet, se Tabell 5, noe som kan indikere at endringen ikke er med på å påvirke beregnet ET i for stor grad. Totalt ble 101 192 negative verdier endret til null. Hullene i datasettet er ikke erstattet da disse, på lik linje med relativ luftfuktighet, er jevnt fordelt i perioden, og dermed ikke har skapt sammenhengende perioder på over et døgn.

Tabell 5: Beskrivelse av original rådata og endret rådata for netto utgående langbølget stråling i perioden 2008-2016.

	Original	Endret
Maks	47	47
Min	- 1.09	0
Median	0.09	0.09
Snitt	2.59	2.6
Hull i datasett	21 486	21 486
Negative verdier	101 192	-

Solinnstråling

Solinnstrålingen, netto innkommende kortbølget solinnstråling (R_{inn}) ble, på lik linje med reflektert stråling, loggført i W/m^2 og måtte derfor omgjøres til $MJ/m^2 \cdot dag$. Oppløsningen er i 10 minutter fra 2008 til og med 2016. Figur 12 viser rådataene, og det observeres loggføringsfeil i starten av 2008 og i 2016. Disse årene er derfor utelatt. Negative loggførte verdier for stråling er også å finne i solinnstrålingen. Totalt er det registrert tilnærmet 160 000 negative verdier hvorav 99 015 befinner seg i perioden 2009-2014, se Tabell 6. I 2014 alene, var det 17 153 negative verdier. Med unntak i 2008, har de negative verdiene en nedre grense på ca. $-1 MJ/m^2 \cdot døg$ n. Negative verdier forekommer på natten, og regnes for å være loggføringsfeil. For å rette opp i dette er samtlige negative verdier satt til å være null. Det er sannsynlig at solinnstrålingen på nattestid er null, og ikke negativ.



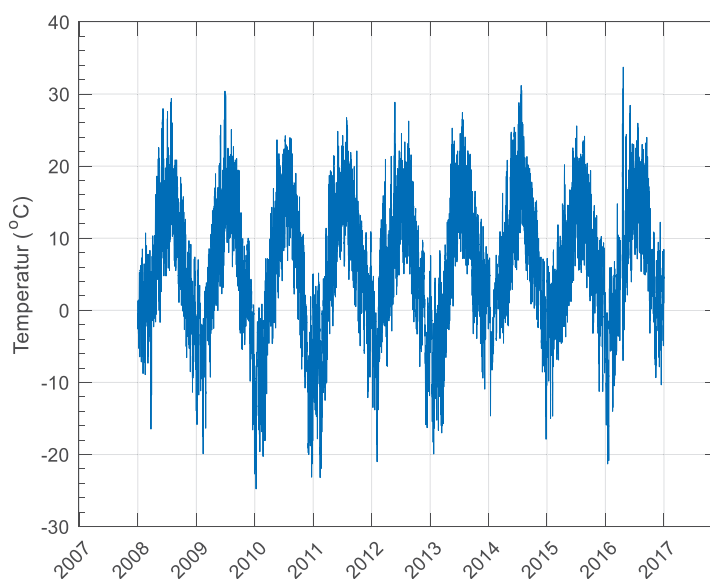
Figur 12: Loggført rådata av innstråling i 10 min oppløsning, for perioden 2008-2016.

Tabell 6: Beskrivelse av original rådata endret rådata for netto innkommende kortbølget solinnstråling i perioden 2008-2016.

	Original	Endret
Maks	91.69	91.67
Min	-43.5	0
Median	0.3	0.3
Snitt	9.3	9.3
Hull i datasett	2 290	2 290
Negative verdier	159 547	-

Temperatur

De loggførte dataene for temperatur er målt i celsius – °C med 10 minutters oppløsning. På bakgrunn av høy datakvalitet, er det ikke utført noen form for korrigering. Figur 13 viser at den loggførte temperaturen har naturlige årlige svingninger, med topp og bunnpunkt i henholdsvis sommer – og vinterhalvår. Svingningene er også gjentakende for hvert loggførte år, 2008 til og med 2016. Maksimal temperatur ble registrert i 2016, og lå på 33.7 °C. Den laveste temperaturen lå på -24.8 i 2010, se Figur 13 og Tabell 7.



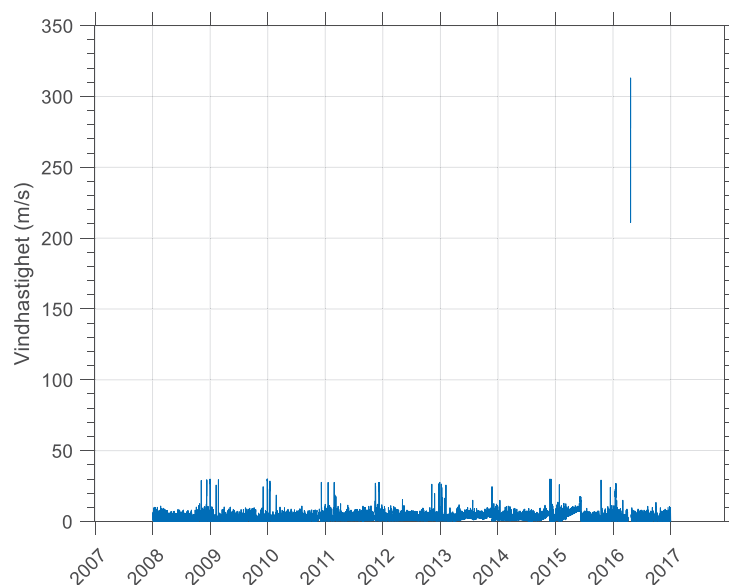
Figur 13: Loggført rådata av temperatur i 10 min oppløsning, for perioden 2008-2016.

Tabell 7: Beskrivelse av original rådata for temperatur i perioden 2008-2016.

	Original	Endret
Maks	33.7	-
Min	-24.8	-
Median	6.4	-
Snitt	6.3	-
Hull i datasett	2 263	-

Vindhastighet

Loggføringen av vindhastighet har vært god med unntak av 2015 og 2016. I første halvdel av 2015 er det observert en økning i minimum vindhastighet, før målingene faller tilbake til normalen, se Figur 14. I denne perioden kan det se ut som at vindhastigheten har en jevn stigning, noe som skaper det hvite området under grafen. For å sørge for en mest mulig korrekt modellering av ET, er det valgt å ikke inkludere 2015 og 2016. I 2016 er det en liten periode i februar/mars hvor den høyeste vindhastigheten er registrert (313 m/s) se Tabell 8. Denne verdien er usannsynlig, og er derfor ikke inkludert i modelleringen. Ved å utelate disse to årene har det ikke vært behov for korrigering av dataene for vindhastighet.



Figur 14: Loggført rådata av vindhastighet i 10 min oppløsning, for perioden 2008-2016.

Tabell 8: Beskrivelse av original rådata for vindhastighet i perioden 2008-2016.

	Original	Endret
Maks	313,1	-
Min	0	-
Median	2.6	-
Snitt	3.1	-
Hull i datasett	4 276	-

3.2. Avlingsfaktor

I estimeringen av avlings-evapotranspirasjon under standardforhold (ET_c) er det behov for å bestemme avlingsfaktoren (K_c) for Skuterudfeltet, Formel 9. Fremgangsmåten for valg av K_c er beskrevet nedenfor.

K_c for dyrket mark har fått større vekt enn K_c for skog, på bakgrunn av deres arealstørrelse på henholdsvis 61 og 29 %, Tabell 1 (kapittel 3). De resterende 10 % av nedbørsfeltet, representert i form av boligfelt, gårdstun, veier og myr, er ikke inkludert i gjennomsnittlig K_c . Valget på å utelate disse arealtypene kan anses å ha relativ liten effekt på snittverdien, da de ville ha blitt vektet med bare 10 %.

K_c varierer som nevnt med avlingstype. På Skuterudfeltet dyrkes det bygg, havre og hvete, hvor sistnevnte deles inn i vår – og høst hvete. Ifølge FAO-56 går høsthvete under deres kategori for vinterhvete, da definisjonen er dyrking av hvete uten frost. Av den totale dyrkingen av hvete, står vårhvete for ca. 75 %. K_c for vårhvete får derfor en større påvirkningskraft enn høsthvete på gjennomsnittlig K_c , se Tabell 9. Andelen bygg, havre og hvete er kjent for året 2015 og beregningen av gjennomsnittlig K_c er derfor basert på dette året (Deelstra 2017). Da hver av avlingstypene (bygg, havre og hvete) benytter relativ lik andel av den dyrkbare jorden, er K_c verdiene for de ulike avlingstypene satt til å vektes like mye (33,3 %), se Tabell 10.

Tabell 9: Månedlig avlingsfaktor (K_c) for hvete fordelt på vår – og vinter hvete.

	Vår hvete (75 %)	Vinter hvete (25 %)	Snitt hvete
Januar	0	0	0
Februar	0	0	0
Mars	0	0	0
April	0	0	0
Mai	0,3	0,7	0,4
Juni	0,58	0,85	0,65
Juli	0,87	1	0,9
August	1,15	1,15	1,15
September	1,15	1,15	1,15
Oktober	0,3	0,3	0,3
November	0	0	0
Desember	0	0	0

K_c verdiene for bygg, havre og hvete er presentert i Tabell 10. Verdiene i november-april er satt lik null, da det antas å ikke være avling i denne perioden. Verdiene for i periodene mai, august/september og oktober er satt etter FAO-56 sin anbefaling, og representerer første vekststadiet, midt-sesong og sen-sesong. K_c verdien i perioden juni/juli er lineærintegrert. Lineærintegrasjon mellom mai og august er utført for å få frem den økte ET verdien etter hvert som avlingen vokser.

Tabell 10: Månedlig avlingsfaktor (K_c) for hvete, havre, bygg og gjennomsnitt for dyrket mark.

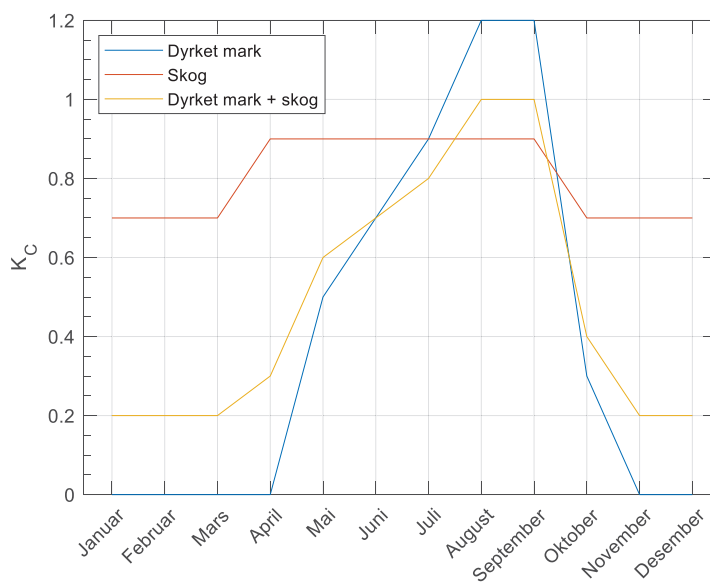
	Snitt hvete (33,3 %)	Havre (33,3 %)	Bygg (33,3 %)	Gjennomsnittlig K_c for dyrket mark
Januar	0	0	0	0
Februar	0	0	0	0
Mars	0	0	0	0
April	0	0	0	0
Mai	0.4	0,3	0,7	0.5
Juni	0.65	0.58	0.87	0.7
Juli	0.9	0.87	1.03	0.9
August	1.15	1.15	1.2	1.2
September	1.15	1.15	1.2	1.2
Oktober	0.3	0.25	0.5	0.3
November	0	0	0	0
Desember	0	0	0	0

I underkant av 30 % av Skuterudfeltet er dekket avskog, og K_c for denne arealtypen er inkludert i snittverdien for K_c . Et studie på faktisk evapotranspirasjon utført i Belgia på flamsk skog, viser til en K_c på under 1, med unntak av poppelslekten eksempelvis osp (Verstraeten et al. 2005). Artene med høyest sammenligningsgrunnlag med et norsk østlandsk klima var furu, bøk, eik og ask. For disse lå K_c mellom 0.7 og 0.9, i henholdsvis vinter – og sommerperiode. Variasjonen mellom de ulike tresortene anses å være minimal. I et tilsvarende studium utført i en douglasgranskog i Nederland av Schaap et al. (1997), ble det benyttet en avlingsfaktor på 0.75 og 1 ved henholdsvis før og etter budbrudd (når knoppene begynner å utvikle seg). Douglasgran finnes i Norge, men da i hovedsak på vestlandet. Til tross for dette er K_c representativ, som følge av at den er relativ lik verdiene for furu, bøk, eik og ask fra studiet til Verstraeten et al. (2005). Den valgte K_c faktoren for arealtypen skog, er i dette studiet basert på Verstraeten et al. (2005) sin artikkel. Verdien er satt til 0.7 på vinteren (oktober-mars) og 0.9 på sommeren (april-september), se Tabell 11. Til sammenligning har hvete, havre og bygg verdier over 1, ved tilsvarende optimale klimatiske forhold (G. Allan et al. 1998). K_c for kornsortene har i tillegg en større årlig variasjon, og kan tidvis være så lav som 0.3.

Tabell 11: Gjennomsnittlig månedlig avlingsfaktor (K_c) for dyrket mark, skog og samlet dyrkbar mark + skog. Sistnevnte benyttes i estimering av avlings-evapotranspirasjon under standardforhold (ET_c).

	Gjennomsnittlig K_c for dyrket mark (61 %)	Skog (29 %)	Gjennomsnittlig K_c (Hele Skuterud)
Januar	0	0.7	0.2
Februar	0	0.7	0.2
Mars	0	0.7	0.2
April	0	0.9	0.3
Mai	0.5	0.9	0.5
Juni	0.7	0.9	0.7
Juli	0.9	0.9	0.9
August	1.2	0.9	1.2
September	1.2	0.9	1.2
Oktober	0.3	0.7	0.4
November	0	0.7	0.2
Desember	0	0.7	0.2

I Figur 15 presenteres K_c benyttet for estimering av ET_c i Skuterudfeltet, hvor grafen "Dyrket mark + skog" (gult) er den gjennomsnittlige K_c . Grafen for dyrket mark (blått) er gjennomsnittet av K_c verdiene til vår hvete, høst hvete, havre og bygg



Figur 15: Estimert månedlig gjennomsnittlig evlingsfaktor (K_c) for arealtypene dyrket mark (blått), skog (rødt), og samlet dyrket mark og skog (gult) ved Skuterudfeltet. Samlet K_c for dyrket mark og skog (gult) benyttes som gjennomsnittlig K_c i beregningene av avlings-evapotranspirasjon under standardforhold (ET_c)

4. Resultat

Resultatkapittelet presenterer modelleringen av ET med FAO-56 sin anbefalte Penman-Monteith. ET_0 , ET_C og $ET_{C_{just}}$ blir vurdert, før man går i dybden på ET_0 ved å se på effekten av 10 minutters oppløsning og eventuelle negative estimerte verdier. Deretter presenteres resultatene fra Priestley-Taylor (DDD-modellen), for så å vurdere disse opp mot Penman-Monteith.

4.1. Feltnmålinger

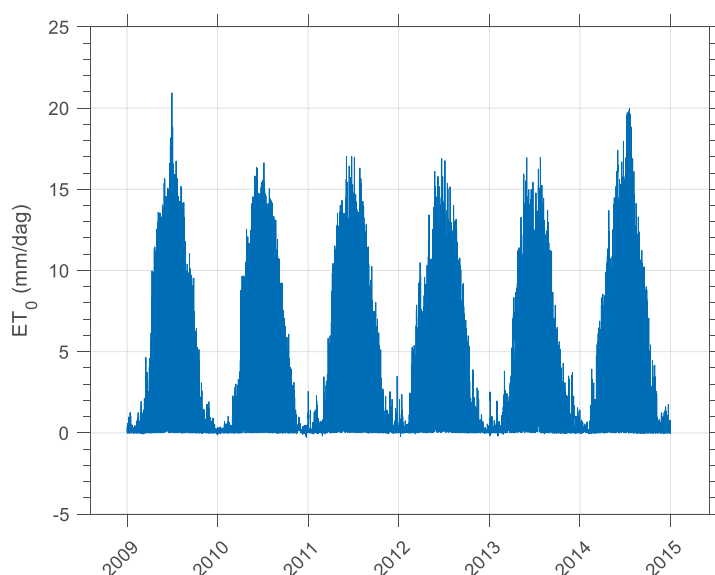
De loggførte dataene, med unntak av temperatur og vindhastighet, har vært igjennom en form for korrigering. Dette har ført til at unaturlige hendelser i datasettet har blitt luket ut og erstattet. I Vedlegg A er datagrunnlaget benyttet til modellering av Penman-Monteith fremstilt i figurer. Tidsperioden er 2009-2014 med en tidsoppløsning på 10 minutter. I vedlegget får man inntrykk av at korrigeringen av rådataene for luftfuktighet, stråling, lufttrykk og temperatur er gode med ingen tydelige avvik mellom de ulike årene. For disse klimavariablene er det ikke registrert noen gjenværende ekstremverdier og perioder med verdier som ikke følger trender. Vindhastighet kan anses å ha noe rar oppførsel i perioden 2011-2014, da det ikke er registrert verdier lik 0 m/s.

4.2. Penman-Monteith

Resultatene fra estimeringen av evapotranspirasjon med metoden Penman-Monteith er utført i Matlab og presentert i delkapittel 4.2. Modelleringen av referanse og avlings evapotranspirasjon er utført i perioden 2009-2014. Resultatene for evapotranspirasjon hvor man har inkludert metning i jordprofil, er utført for 2014.

4.2.1. Referanse-evapotranspirasjon – ET_0

I Figur 16 er modelleringen av referanse-evapotranspirasjon (ET_0) presentert i mm/dag med en oppløsning på 10 minutter. Figuren viser til like trender mellom hvert av de seks modellerte årene. Maksimumsverdien ligger på 21 mm/dag, og var gjeldende for 2009, se Tabell 12. Totalt er det 3 128 negative verdier, hvorav den laveste verdien er -0.27 mm/dag. Av de totalt 315 713 verdiene som er modellert, står de negative verdiene for i underkant av 1 %. Den gjennomsnittlige ET_0 er 1.8 mm/dag.



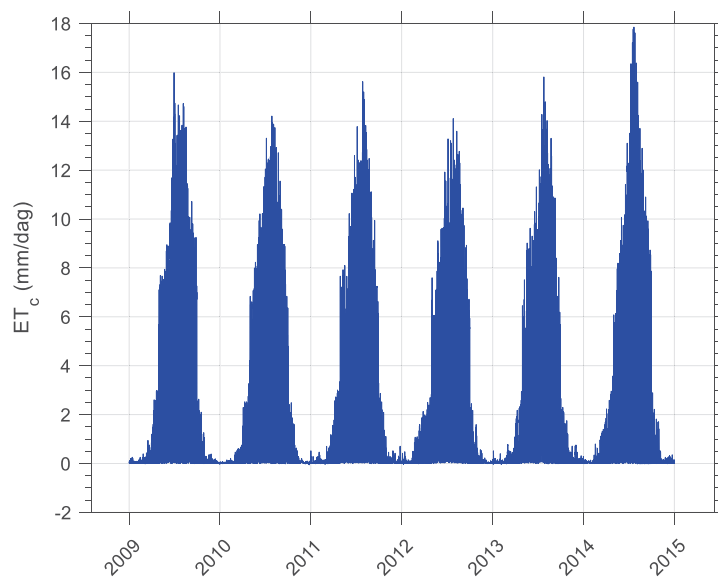
Figur 16: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med datagrunnlag i 10 min oppløsning for perioden 2009-2014.

Tabell 12: Verdier fra estimering av referanse-evapotranspirasjon (ET_0) med Penman-Monteith i mm//dag med datagrunnlag i 10 min oppløsning for perioden 2009-2014.

	Verdi	Enhet
Maks	21	mm/dag
Min	-0.27	mm/dag
Snitt	1.8	mm/dag
Negative verdier	3 128	-
Totalt antall verdier	315 713	-

4.2.2. Avlings-evapotranspirasjon under standardforhold – ET_c

Justeringen av ET_0 i forhold til avling med FAO-56 sin avlingskoeffisient (K_c) gav en avlings-evapotranspirasjon (ET_c) presentert i Figur 17. Maksimal – og minimumsverdien er henholdsvis ca. 17 og -0.05 mm/dag. Andelen negative verdier for perioden 2009-2014 er tilsvarende som for ET_0 , i underkant av 1 %. Gjennomsnittsverdien er derimot 1.3 mm/dag. Den årlige variasjonen kan på lik linje med ET_0 anses å være lik, da det ikke er noe særlig årlig endring.

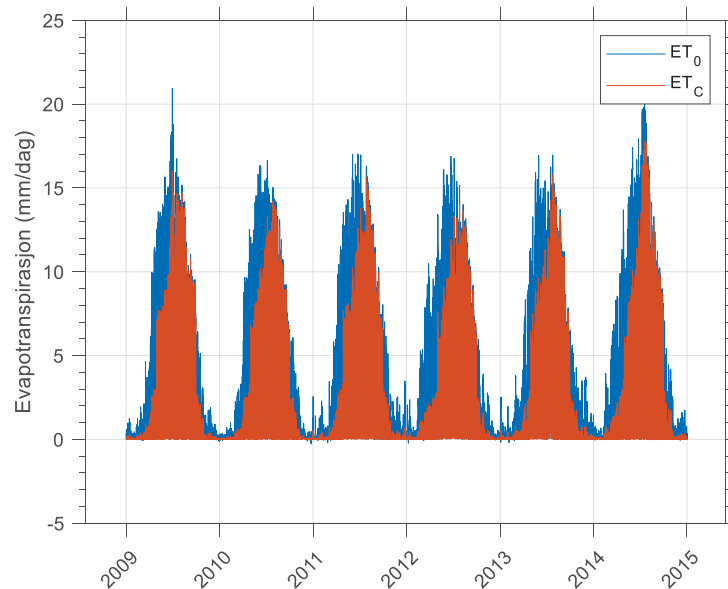


Figur 17: Avlings-evapotranspirasjon under standardforhold (ET_c) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med datagrunnlag i 10 min oppløsning for perioden 2009-2014.

Tabell 13: Verdier fra estimering av avlings-evapotranspirasjon under standardforhold (ET_c) med Penman-Monteith i mm//dag med datagrunnlag i 10 min oppløsning for perioden 2009-2014

	Verdi	Enhet
Maks	17	mm/dag
Min	-0.05	mm/dag
Snitt	1.3	mm/dag
Negative verdier	3 128	-
Totalt antall verdier	315 713	-

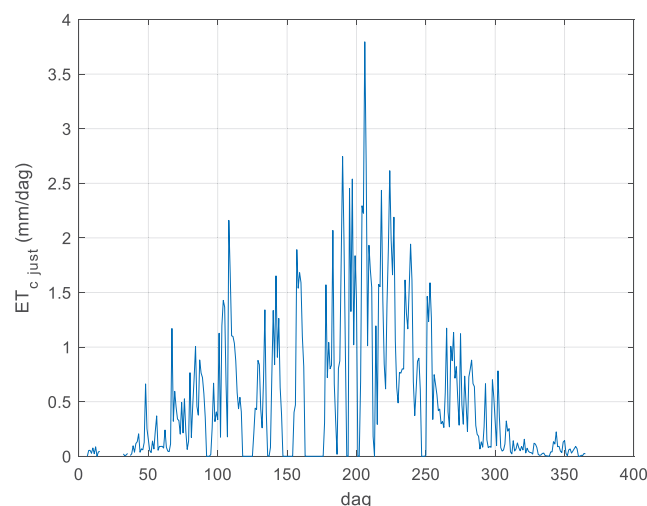
For å kunne sammenligne og få et bilde på differansen mellom ET_0 og ET_c , er resultatet fra modelleringene presentert i Figur 18. Figuren viser tydelig forskjellen mellom maksimalverdiene for referanse- og avlings-evapotranspirasjon, vist med henholdsvis blå og orange kurve. Nedgangen i evapotranspirasjon for ET_c er størst på våren, men også tydelig i vintermånedene. Evapotranspirasjonene er derimot noe likere fra midten av juni og frem til oktober/november.



Figur 18: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0) og avlings-evapotranspirasjon under standardforhold (ET_c) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med datagrunnlag i 10 min oppløsning for perioden 2009-2014.

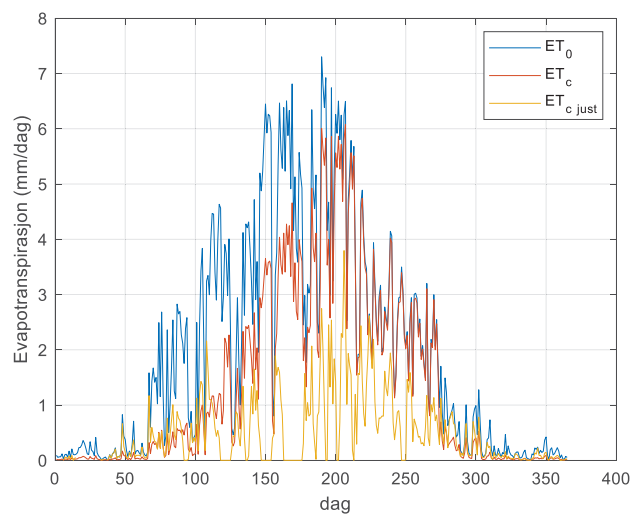
4.2.3. Avlings-evapotranspirasjon under ikke-standardforhold – $ET_{c\text{just}}$

Evapotranspirasjonen som tar i betraktning metning i jordprofil ($ET_{c\text{just}}$) er presentert i Figur 19. Figuren viser en relativ lav $ET_{c\text{just}}$ i vintermånedene, og en økning på sommeren med en maksimalverdi på 3.7 mm/dag. I visse perioder fra januar til juli oppstår det tilfeller med ingen evapotranspirasjon. Dette foregår over flere dager (5-20 døgn) og er markert der kurven faller på null. Figuren viser hyppig endring mellom de ulike døgnene på året. Gjennomsnittsverdien for 2014 lå på 0.52 mm/dag.



Figur 19: Avlings-evapotranspirasjon under ikke standard-forhold ($ET_{c\text{just}}$) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med datagrunnlag i 10 min oppløsning fra 1.januar til 31.desember 2014. $ET_{c\text{just}}$ er oppgitt i døgnverdier, da metning i jordprofil for 2014 er hentet ut fra DDD-modellen i døgnverdier.

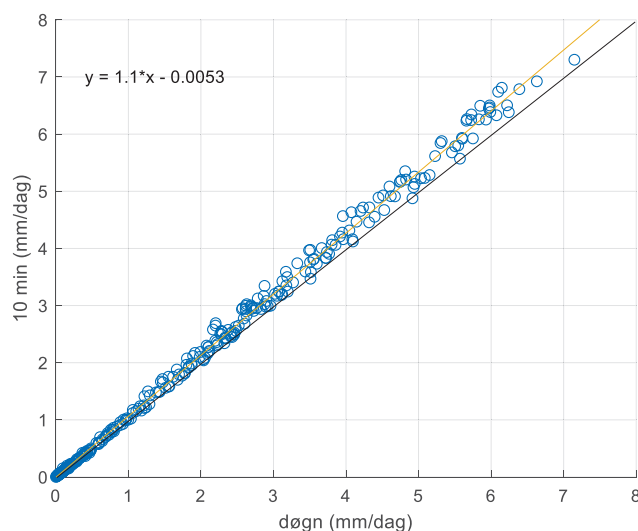
Figur 20 viser en fremstilling av ET_0 , ET_c , og $ET_{c\text{ just}}$, markert med henholdsvis blå, orange og gul graf. Ut fra figuren ser man at ET_0 har den største evapotranspirasjonen (mm/dag) gjennom hele 2014. Når det gjelder ET_c , og $ET_{c\text{ just}}$, kan det se ut som at årstiden er med på å avgjøre hvem som har størst evapotranspirasjon. I vintermånedene er evapotranspirasjonen relativt jevn, men $ET_{c\text{ just}}$ kan tidvis observeres å ha en noe høyere evapotranspirasjon. Fra våren og utover høsten er det derimot større avvik mellom ET_c , og $ET_{c\text{ just}}$, hvor ET_c har den høyeste evapotranspirasjonen. Gjennomsnittsverdiene for ET_0 , ET_c og $ET_{c\text{ just}}$ i 2014 lå på henholdsvis 1.96, 1.33 og 0.52 mm/dag.



Figur 20: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0), avlings evapotranspirasjon under standardforhold (ET_c) og avlings-evapotranspirasjon under ikke standard-forhold ($ET_{c\text{ just}}$) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med datagrunnlag i 10 min oppløsning fra 1.januar til 31.desember 2014. Verdiene i figuren er oppgitt i gjennomsnittlige døgnverdier.

4.2.4. 10 minutters oppløsning med Penman-Monteith

I dette avsnittet er estimering av Penman-Monteith med 10 minutter oppløsning satt opp mot tilsvarende estimering med døgnoppløsning for året 2014. Resultatene for analysen viser en høy lineær likhet, se Figur 21. R^2 ble beregnet til å ligge på 0.99, hvor gjennomsnittsverdiene for 10 minutters og døgnoppløsning lå på henholdsvis, 1.96 og 1.84 mm/dag. Svart lineær trendlinje markerer område hvor plottene potensielt skulle ha vært hvis det hadde eksistert perfekt forhold mellom ET_0 i 10 minutters og døgnoppløsning.

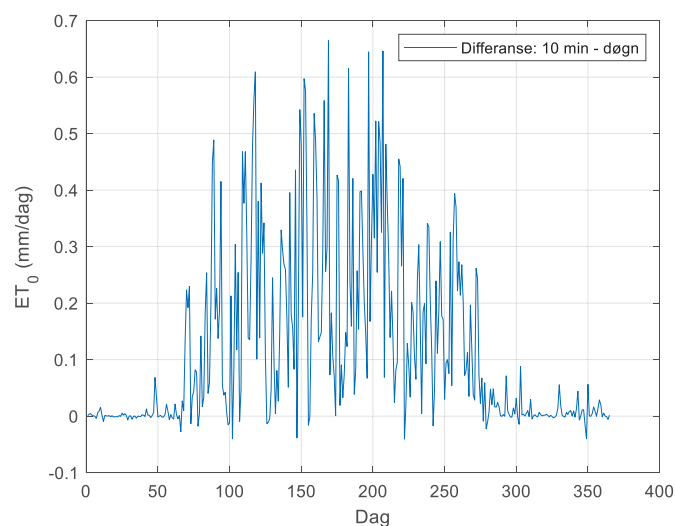


Figur 21: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med 10 min og døgnoppløsning for 2014. ET_0 estimert med datagrunnlag i 10 min oppløsning er omgjort til døgn. Gul linje er reell lineær trendlinje mellom 10 min og døgnoppløsning. Svart linje er lineær trendlinje ved "perfekt" forhold mellom ET_0 i 10 min og døgnoppløsning. Lineær funksjon tilhører reell trendlinje.

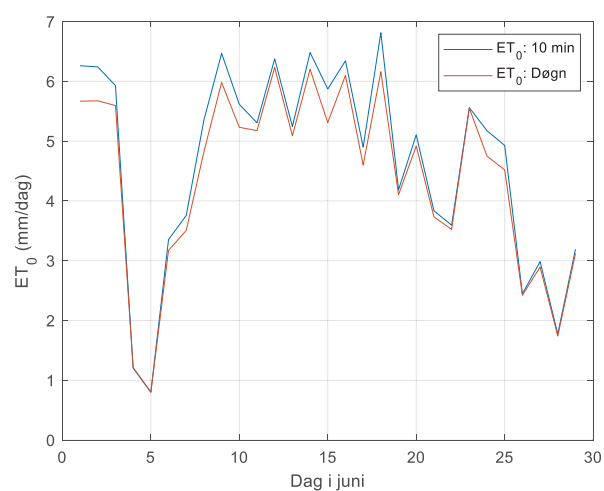
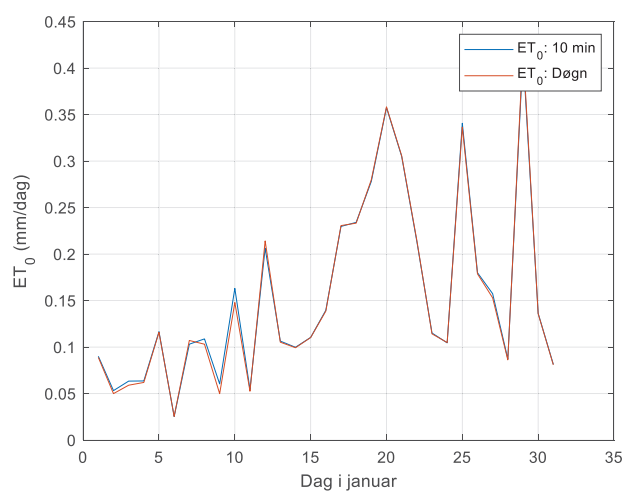
Tabell 14: Verdier fra sammenligning av referanse-evapotranspirasjon (ET_0) i 10 min og døgnoppløsning for 2014. ET_0 estimert med 10 min oppløsning er omgjort til 365 døgnverdier for å skape et sammenligningsgrunnlag.

		10 min	Døgn	Enhet
Snitt	-	1.96	1.84	mm/dag
R^2	0.99	-	-	-
Totalt antall verdier	-	365 (52 560)	365	-

Til tross for at Figur 21 antyder en lineær likhet mellom 10 min og døgnoppløsning, viser Figur 22 at likheten varierer med året. I høst og vintermånedene oktober-februar (fra dag 270 til 60) er differansen minst, mens i sommerperioden mars-september (fra dag 60 til 270) er differansen størst. Dette kommer tydelig frem i Figur 23, hvor grafene for ET_0 med 10 min og døgnoppløsning korrelerer bedre i januar enn i juni, henholdsvis t.v og t.h i figuren. Når modelleringen utføres i 10 min oppløsning beregnes ET_0 i snitt for 2014, til å være 0.12 mm/dag mer enn ved døgnoppløsning, se Tabell 15. For januar og juni er estimeringen med 10 min oppløsning henholdsvis, < 0.00 og 0.25 mm/dag mer enn ved døgnoppløsning.



Figur 22: Differansen mellom referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med 10 min og døgnoppløsning fra 1.januar til 31.desember 2014. Differansen er ET_0 i 10 min oppløsning trukket fra ET_0 i døgnoppløsning.



Figur 23: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med 10 min og døgnoppløsning for 2014. T.v estimering utført fra 1-31 januar og t.h estimering utført fra 1-30 juni.

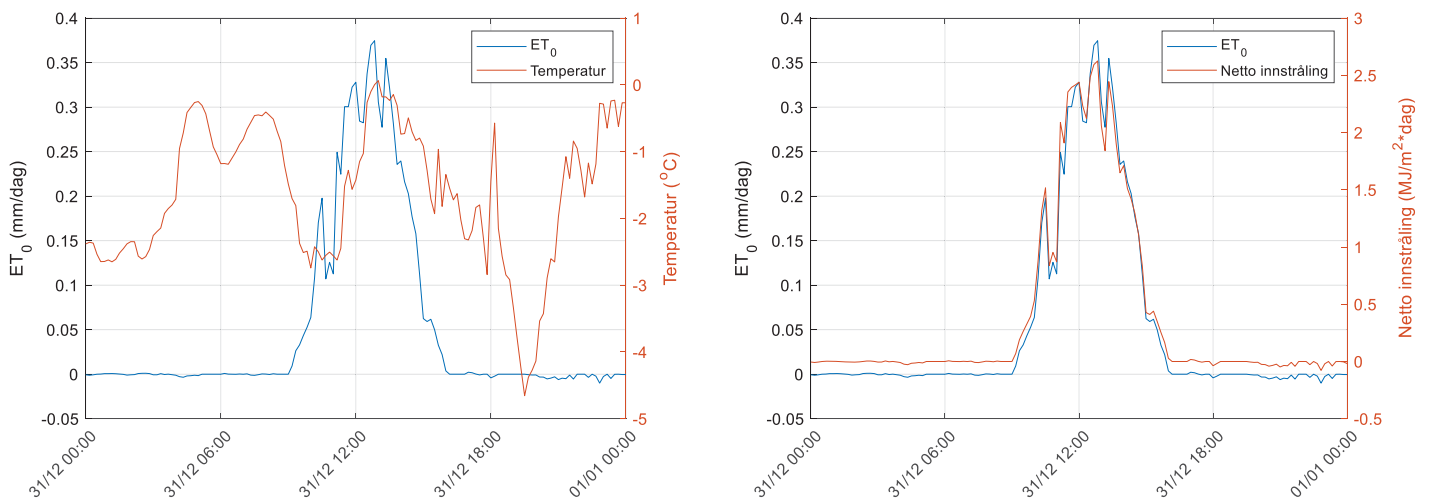
Tabell 15: Differanse i gjennomsnittlig referanse-evapotranspirasjon (ET_0) i mm/dag beregnet med 10 min og døgnoppløsning for januar, juni og hele 2014.

2014	Differanse [mm/dag]
Januar	< 0.00
Juni	0.25
Totalt	0.12

4.2.5. Negative verdier av referanse-evapotranspirasjon?

For å finne årsaken til eventuelle negative ET_0 verdier i perioden 2009-2014, ble tatt en nærmere titt på enkelttilfeller i året 2014. Utgangspunktet var å finne en eventuell relasjon mellom negativ temperatur og negativ ET_0 .

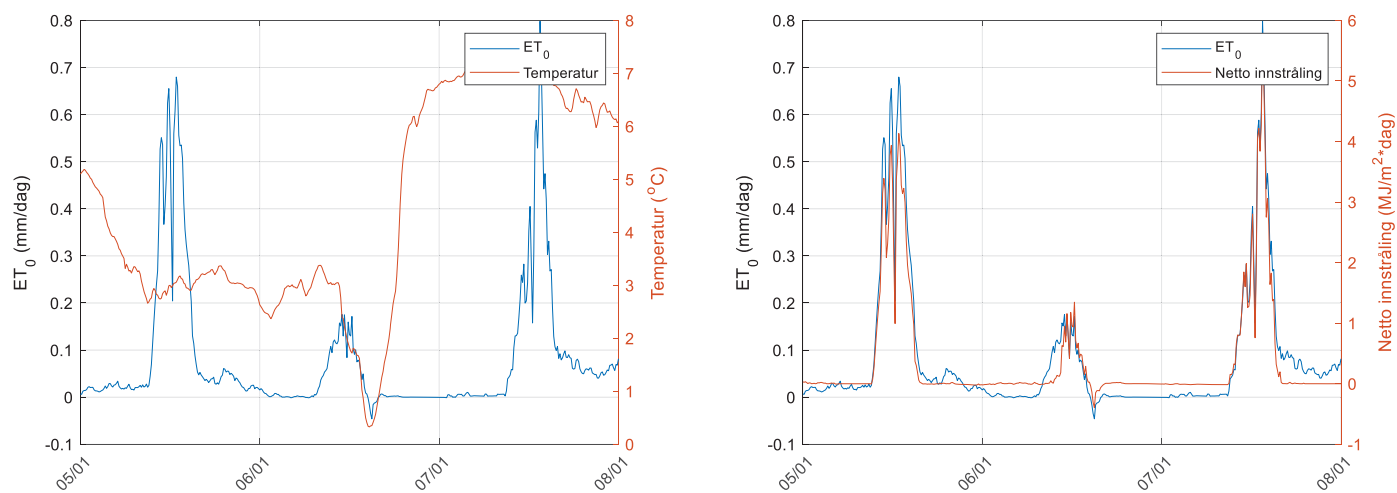
Resultatene viser at det er estimert totalt 3 128 negative verdier av ET_0 i perioden 2009-2014, noe som tilsvarer i underkant av 1 %. I Figur 24 ser man ET_0 , temperatur og netto innstråling for det valgte døgnet 31 desember 2014. Grafen t.v i Figur 24 viser at de negative verdiene av ET_0 oppstår på natten/kvelden/morgenen. Dette har vist seg være en fellesnevner for alle de negative verdiene. Temperaturen for denne perioden er negativ for hele døgnet, også på dagtid når ET_0 er positiv. T.h i Figur 24 ser man hvordan netto innstråling har variert gjennom det aktuelle døgnet. Figuren viser at de negative verdiene for ET_0 uten unntak, oppstår når netto innstråling er negativ. Variasjonen i ET_0 ser også ut til å følge variasjonen i netto innstråling.



Figur 24: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med 10 min oppløsning for 31. desember 2014. T.v. ET_0 og temperatur. T.h. ET_0 og netto innstråling.

For å undersøke om negativ temperatur er en reell fellesnevner for de negative ET_0 verdiene, ble det valgt å se på en periode med positive temperaturer og negative verdier for netto innstråling. 6. januar 2014 var et slikt tilfelle, se t.v i Figur 25. Temperaturen for dette døgnet går aldri under null, men det kan observeres et fall i temperaturen rundt klokken 18:00 den 6. januar. Ved samme tidspunkt blir ET_0 negativ. T.h i Figur 25 ser man hvordan netto innstråling er tilnærmet null på natterstid og stiger på dagen. Ved samme tidspunkt som ET_0 er negativ, er netto innstråling tilsvarende negativ. I det øyeblikket netto innstråling stiger, blir også ET_0 positiv.

I 3 015 av de estimerte negative verdiene for ET_0 er det observert en relativ luftfuktighet på over 99 %. Luften er med andre ord enten helt mettet, eller tilnærmet mettet der ET_0 er negativ. Netto innstråling er negativ i alle de 3 015 tilfellene av negativ ET_0 .



Figur 25: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med 10 min oppløsning fra 6 januar kl:00:00 til og med 7 januar kl:23:59 2014. T.v. ET_0 og temperatur. T.h. ET_0 og netto innstråling.

4.2.6. Sensitivitetsanalyse av referanse-evapotranspirasjon

En enkel sensitivitetsanalyse ble utført på ET_0 for året 2014. Resultatene for det årlige gjennomsnittet er presentert i Figur 26. I tillegg ble det utført sensitivitetsanalyse for snittverdiene i henholdsvis januar og juni måned. Resultatene fra januar og juni ligger i Vedlegg C.

I Tabell 16 er gjennomsnittsverdiene for rådataene i 2014 presentert, med en økning og reduksjon på +/- 5 %. Tilsvarende gjennomsnittsverdier for januar og juni 2014 er presentert i Vedlegg E. Persentilene for rådataene i 2014 er presentert i Tabell 17.

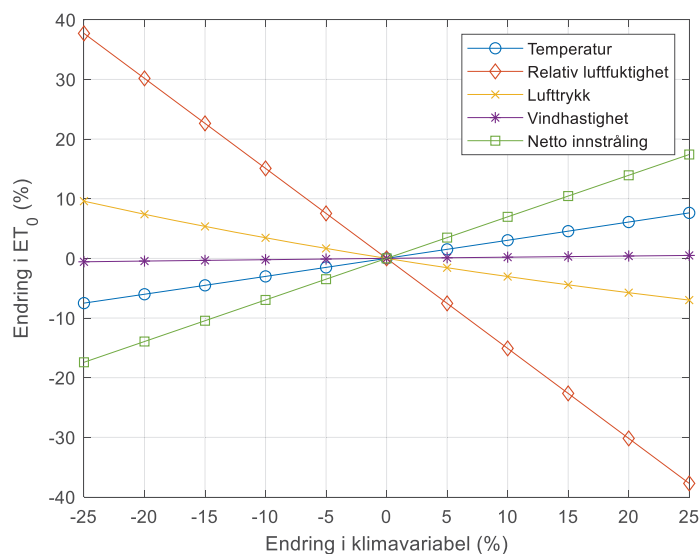
Tabell 16: Prosentvis endring av gjennomsnittlig rådata benyttet i sensitivitetsanalysen for 2014. Verdiene ved 0 % er de originale gjennomsnittsverdiene. Gjennomsnittlig relativ luftfuktighet med en økning på 25 % er fjernet da den overstiger 100 %.

	Netto innstråling [MJ/m ² *dag]	Lufttemperatur [°C]	Relativ luftfuktighet [%]	Vindhastighet [m/s]	Lufttrykk [kPa]
-25 %	5,32	5,81	62,45	2,42	75,01
-20 %	5,67	6,20	66,61	2,58	80,01
-15 %	6,02	6,59	70,77	2,74	85,01
-10 %	6,38	6,98	74,94	2,90	90,01
-5 %	6,73	7,37	79,10	3,06	95,01
0 %	7,09	7,75	83,26	3,22	100,01
5 %	7,44	8,14	87,42	3,38	105,01
10 %	7,80	8,53	91,59	3,54	110,01
15 %	8,15	8,92	95,75	3,70	115,01
20 %	8,50	9,30	99,91	3,86	120,01
25 %	8,86	9,69	-	4,03	125,01

Tabell 17: Persentiler for klimaparameterne benyttet i sensitivitetsanalysen for 2014. Maks og min er henholdsvis 100 og 0 %.

	Netto innstråling [MJ/m ² *dag]	Lufttemperatur [°C]	Relativ luftfuktighet [%]	Vindhastighet [m/s]	Lufttrykk [kPa]
Maks	69.30	31.18	100	30	102.39
75	7.88	13.72	98.40	4.29	100.81
50	0.12	7.20	92	2.88	100.18
25	0	1.93	72.20	1.73	99.32
min	-11.66	-17.88	16.73	0.05	92.06

Analysen for gjennomsnittet i år 2014 basert på Figur 26 viser at en prosentvis endring i relativ fuktighet har størst innvirkning på ET_0 . I snitt vil en økning i relative fuktighet på 5 %, føre til en reduksjon i ET_0 på ca. 8 %. Lufttrykk er den andre parameteren som ved økning, gir en reduksjon i ET_0 . Endringen er derimot særdeles lavere enn for relativ luftfuktighet. De resterende parameterne, netto innstråling, temperatur og vindhastighet, har alle en positiv effekt på ET_0 hvis de selv opplever en økning. I Figur 26 kan det observeres at prosentvis økning i netto innstråling, medfører størst økning i ET_0 . Prosentvis økning i temperatur vil gi noe lavere prosentvis økning i ET_0 , mens endring i vindhastighet har liten effekt på ET_0 .



Figur 26: Sensitivitetsanalyse av referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med 10 min oppløsning for 2014. Y-aksen representerer prosentvis endring i ET_0 med hensyn på en prosentvisendring i ett spesifikt klimaparameter representert ved x-aksen.

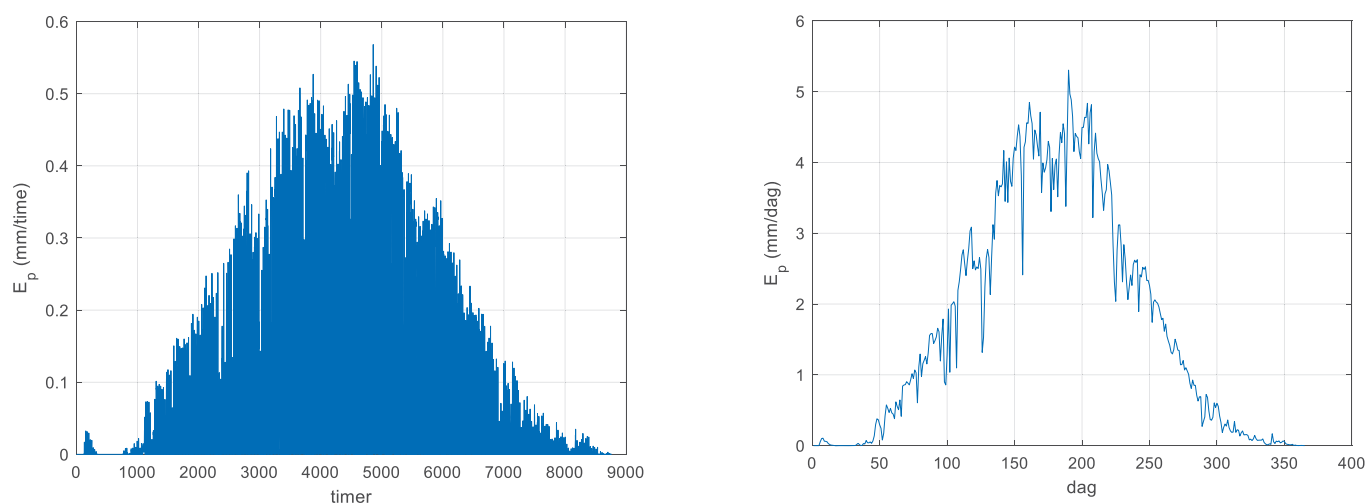
ET_0 sin sensitivitet til variasjon i klimaparametere varierer med årstiden. Det kommer tydelig frem i resultatene fra sensitivitetsanalysen utført for januar og juni, se Vedlegg C. I januar vil prosentvis endring i relativ luftfuktighet ha størst effekt. Dette er også det eneste klimaparametere i januar som ved økning, medfører en nedgang i ET_0 , se Figur 49. Vindhastighet er den faktoren som ved økning har størst positiv effekt på ET_0 , mens de resterende har tilsvarende lik effekt. I juni har derimot en økning i relativ luftfuktighet og lufttrykk en negativ effekt på ET_0 , se Figur 50. Faktoren med størst effekt er netto innstråling, mens temperatur gir ved prosentvis økning en noe lavere økning i ET_0 . Effekten av prosentvis endret vindhastighet er relativ lav.

4.3. Priestley-Taylor

Under delkapittel 4.3 presenteres resultatene fra modelleringen av evapotranspirasjon med metoden Priestley-Taylor. Modelleringen er utført i DDD-modellen (Skaugen et al. 2015), og har gitt potensiell og faktisk evapotranspirasjon for året 2014.

4.3.1. Potensiell evapotranspirasjon

Modelleringen av potensiell evapotranspirasjon (E_p) med Priestley-Taylor gav timesbaserte verdier for 2014 presentert i Figur 27. Figuren t.v, viser stor timesvariasjon i E_p , med en maksimal – og minimumsverdi på henholdsvis 0.56 og 0 mm/time. Med tanke på sesongvariasjon er E_p lavest i vinterhalvåret og størst på sommerstid. Det kan observeres t.v i Figur 27 at E_p er tilsvarende null i januar måned. At figuren er heldekkende, kommer av at E_p er lik null i timene på natten. T.h i Figur 27 er timesverdiene omgjort til døgnverdier, og man får da et tydeligere bilde på døgnvariasjon gjennom et helt år. Den maksimale døgnbaserte E_p er modellert til å være 5.4 mm/dag. Man ser en tydelig økende trend fra februar måned til mai (fra døgn 45 til 150), og en tilsvarende nedadgående trend fra slutten av juli til desember (fra døgn 210 til 365). Gjennomsnittsverdien er 0.07 mm/time og 1.71 mm/dag, se Tabell 18.



Figur 27: Potensiell evapotranspirasjon (E_p) estimert med Priestley-Taylor med timesoppløsning fra 1.januar til 31.desember 2014. T.v E_p presentert i mm/time og t.h E_p presentert i mm/dag.

Tabell 18: Maksimum, minimum og gjennomsnittsverdien fra estimering av potensiell evapotranspirasjon (E_p) med Priestley-Taylor i mm/time og mm/dag, med datagrunnlag i timesoppløsning for 2014.

	Verdi (mm/time)	Verdi (mm/dag)
Maks	0.56	5.31
Min	0	0
Snitt	0.07	1.71

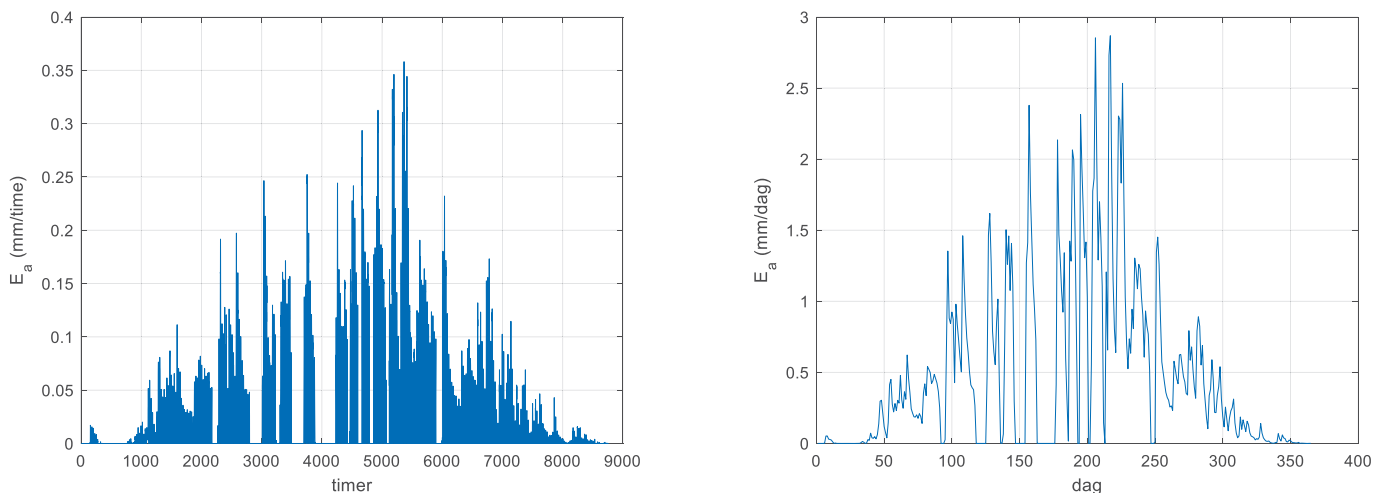
4.3.2. Faktisk evapotranspirasjon

Den faktiske evapotranspirasjonen (E_a) modellert med Priestley-Taylor for 2014, er presentert med en oppløsning på timesverdier t.v i Figur 28. En konvertering til døgnerverdier er utført og presentert t.h i Figur 28 for å få et bilde på hvordan E_a varierer gjennom året. Timesverdiene t.v i Figur 28 har på lik linje med E_p , stor variasjon, både i løpet av ett døgn og et helt år. Maksimum og minimumsverdiene i timesoppløsning lå på 0.35 og 0 mm/time. For døgnoptpløsning var maksimumsverdien 2.9 mm/dag. Tabell 19. Gjennomsnittsverdien lå på 0.02 mm/time og 0.48 mm/dag.

Tabell 19: Maksimum, minimum og gjennomsnittsverdien fra estimering av faktisk evapotranspirasjon (E_a) med Priestley-Taylor i mm/time og mm/dag, med datagrunnlag i timesoppløsning for 2014.

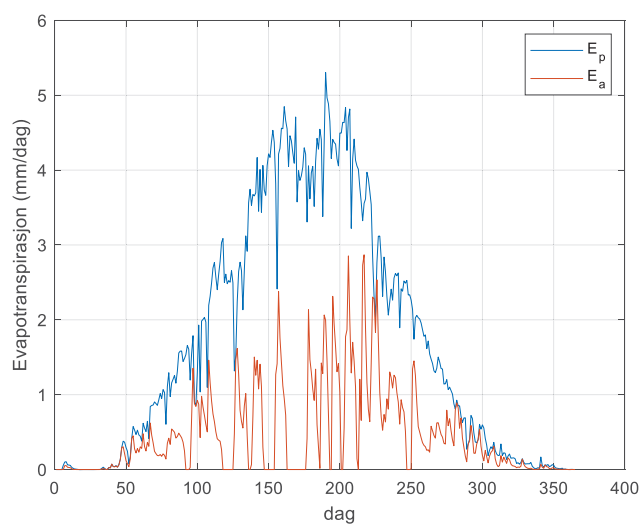
	Verdi (mm/time)	Verdi (mm/dag)
Maks	0.35	2.9
Min	0	0
Snitt	0.02	0.48

Det er viktig å merke seg langvarige perioder der E_a er null. Dette er perioder over flere dager, hvor modelleringen har estimert at det ikke eksisterer noen form for evapotranspirasjon.



Figur 28: Faktisk evapotranspirasjon (E_a) estimert med Priestley-Taylor med time oppløsning fra 1.januar til 31.desember 2014. T.v E_a presentert i mm/time og t.h E_a presentert i mm/dag.

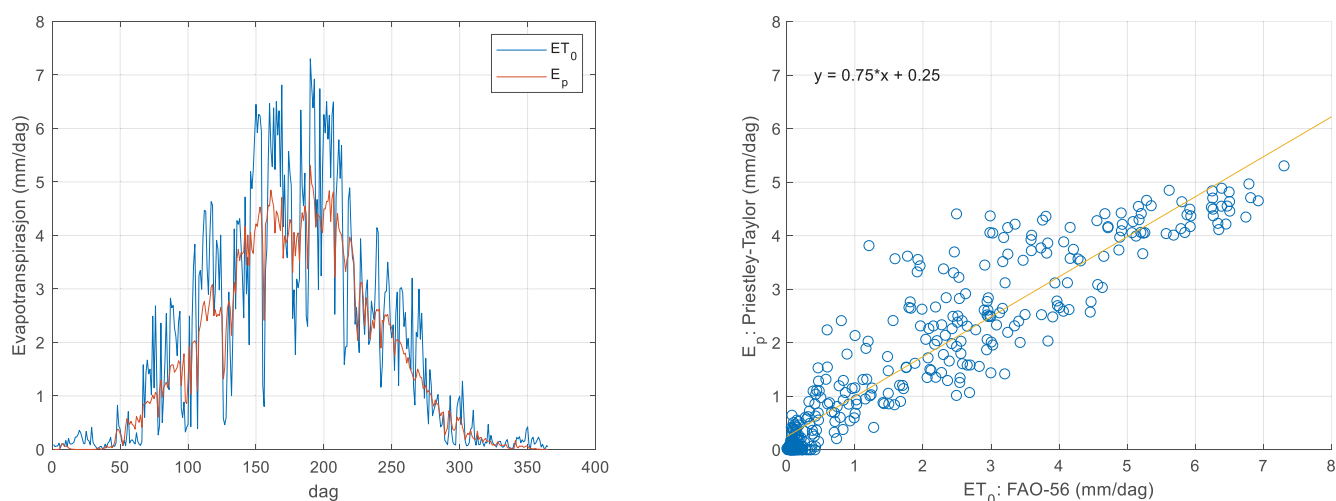
I Figur 29 er potensiell og faktisk evapotranspirasjon presentert for å få et bilde på størrelsesforholdet. Figuren viser at E_p er større enn E_a gjennom hele 2014. Differansen er størst på sommeren og avtar på høsten og vinteren.



Figur 29: Potensiell evapotranspirasjon (E_p) og faktisk evapotranspirasjon (E_a) estimert med Priestley-Taylor i timesoppløsning fra 1.januar til 31.desember 2014 og presentert i mm/dag.

4.4. Sammenligning av Penman-Monteith og Priestley-Taylor

I Figur 30 er referanse-evapotranspirasjonen (ET_0) fra Penman-Monteith og den potensielle evapotranspirasjonen (E_p) fra Priestley-Taylor presentert. Spredningsplottet t.h i figuren viser en trend, hvor begge estimeringene har en økning som følger hverandre. En R^2 ble estimert til å være 0.86, noe som indikerer at det kan være en lineær likhet mellom resultatene. Til tross for dette, er det noe spredning i plottet, som indikerer at ET_0 og E_p kan variere. Dette kommer tydelig frem t.v i Figur 30 hvor man ser at ET_0 har en mye større variasjon i evapotranspirasjon enn E_p . Til tross for dette følger grafene hverandre gjennom året. Gjennomsnittsverdiene for ET_0 og E_p viser at Priestley-Taylor i snitt estimerer en lavere E_p enn Penman-Monteith sin ET_0 , se Tabell 20. Stigningstallet i lineærfunksjonen til E_p og ET_0 , viser til at E_p estimerer en lavere evapotranspirasjon, t.h i Figur 30.



Figur 30: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith og potensiell evapotranspirasjon (E_p) estimert med Priestley-Taylor for 2014 presentert i mm/dag. T.v daglig variasjon i ET_0 og E_p fra 1.januar til 31.desember. T.h fordelingsplott mellom ET_0 og E_p med tilhørende lineær trendlinje og lineærfunksjon som viser en lavere estimering av E_p .

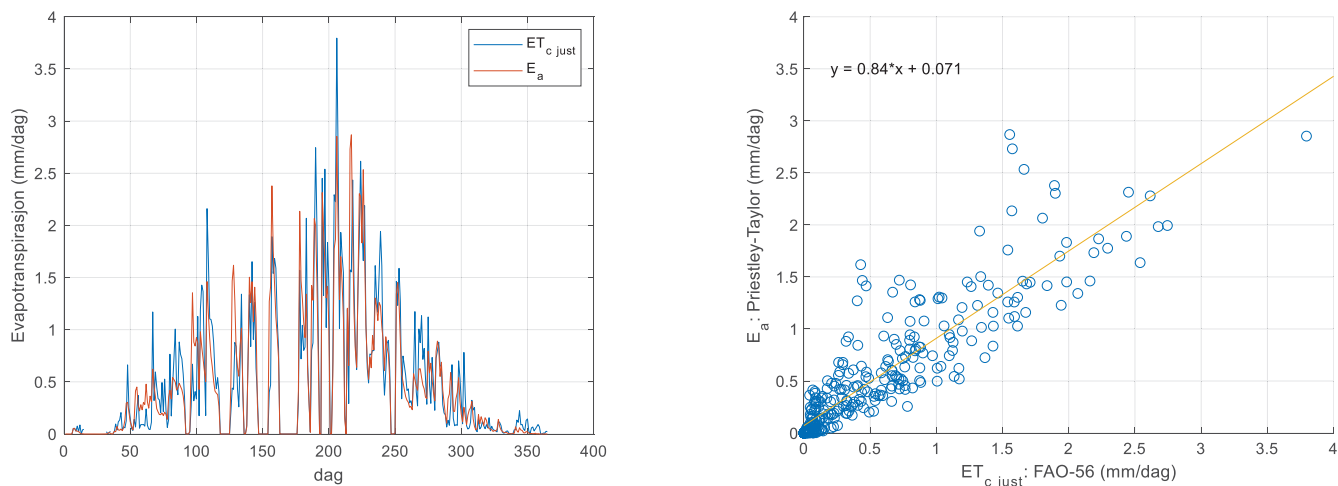
Tabell 20: Maksimum, minimum og gjennomsnittsverdien fra estimering av referanse-evapotranspirasjon (ET_0) med Penman-Monteith og potensiell evapotranspirasjon (E_p) med Priestley-Taylor presentert i døgnerverdier (mm/dag). ET_0 og E_p er estimert med henholdsvis 10 min og timesverdier for 2014.

	Penman-Monteith (ET_0)	Priestley-Taylor (E_p)	Enhet
Maks	7.3	5.31	mm/dag
Min	0.002	0	mm/dag
Snitt	1.96	1.71	mm/dag

En sammenstilling av $ET_{C_{just}}$ og E_a for 2014, er presentert i Figur 31. Fordelingsplottet t.h i Figur 31 og en R^2 på 0.8, indikerer at det kan være en trend mellom $ET_{C_{just}}$ og E_a . Det kan observeres at E_a og $ET_{C_{just}}$ ikke har en perfekt lineær likhet. T.v i figuren ser man variasjonen til grafene gjennom ett år. Grafene er relativt like, med noen unntak jevnt fordelt gjennom året. Stigningstallet i lineærfunksjonen for

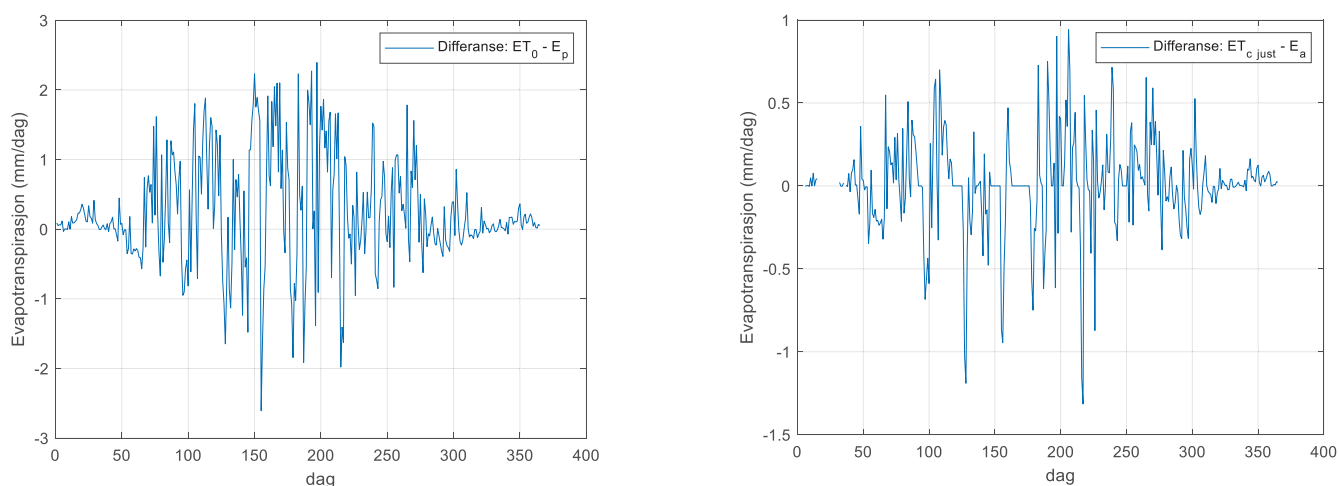
forholdet mellom $E_{C\text{ just}}$ og E_a viser at E_a estimerer en lavere evapotranspirasjon i forhold til $E_{C\text{ just}}$, t.h i

Figur 31.



Figur 31: Avlings-evapotranspirasjon under ikke-standardforhold ($ET_{C\text{ just}}$) estimert med Penman-Monteith og fuktighetsgrad hetet fra DDD-modellen. Faktisk evapotranspirasjon (E_a) estimert med Priestley-Taylor. Estimatenes utført for 2014 presentert i mm/dag. T.v daglig variasjon i $ET_{C\text{ just}}$ og E_a fra 1.januar til 31.desember. T.h fordelingsplott mellom $ET_{C\text{ just}}$ og E_a med tilhørende lineær trendlinje og lineærfunksjon som viser en lavere estimering av E_a .

Differansen mellom ET_0 og E_p er presentert t.v i Figur 32. Figuren viser til en lav differanse på vinteren, som gradvis øker frem til sommeren, hvor den er på sitt største. Spriket mellom de ulike modellene er aldri større enn 2.6 mm/dag, og er tidvis like. Tilsvarende trend er å observere for differansen mellom $ET_{C\text{ just}}$ og E_a vist t.h i Figur 32. For disse evapotranspirasjonene er derimot differansen aldri større enn 1.3 mm/dag.



Figur 32: Differansen i evapotranspirasjon fra 1.januar til 31.desember 2014 presentert i mm/dag. Differanse = Penman-Monteith – Priestley-Taylor. T.v differansen mellom referanse-evapotranspirasjon (ET_0) og potensiell evapotranspirasjon (E_p). T.h differansen mellom avlings-evapotranspirasjon under ikke-standardforhold ($ET_{C\text{ just}}$) og faktisk evapotranspirasjon (E_a). Positiv evapotranspirasjon betyr at Penman-Monteith estimerer en høyere verdi.

5. Diskusjon

I diskusjonskapittelet går man gjennom resultatene som er funnet for modelleringen av FAO-56. Modellering av ET_0 i 10 minutter og døgnoppløsning vurderes, før resultatene sammenlignes med Priestley-Taylor metoden som benyttes i DDD-modellen. De utførte analysene har begrensninger, og det er dermed essensielt å se resultatene i lys av disse. Dette gjøres for å kunne vurdere i hvilken grad resultatene er pålitelige, eller om de bare gir en indikasjon på en forventet generell oppførsel ved gitte forutsetninger.

5.1. Datagrunnlag og feilkilder

Kvaliteten på datagrunnlaget som er benyttet i analysen kan anses å være godt, da det ikke er oppdaget noen tydelige grove feil. De eventuelle avvikene som er oppdaget har blitt endret, med hensikt å få en så korrekt estimering av evapotranspirasjon som mulig. Eventuelle feil som er knyttet opp mot datagrunnlaget kan kobles til systematiske feil, tilfeldige feil og menneskelige feil. Systematiske feil går på faktorer som sensorkalibrering og sensorregistrering, mens tilfeldige feil og menneskelige feil, er knyttet opp mot eksempelvis støy og sensorplassering. For rådataene kan det tenkes at avvikene i lufttrykk, relativ luftfuktighet og stråling er knyttet opp mot mekanisk/elektronisk støy. Systematiske feil utelukkes som følge av at det bare er noen få uregelmessige tilfeller hvor målingene er tydelig feil. Tydelige feil har også forenklet prosessen rundt eventuell redigering. Menneskelig feil knyttet til styring og håndtering av miljøet ved måleapparatet kan også tenkes å være en medvirkende faktor.

Når man utfører beregninger av evapotranspirasjon på ett bestemt område, og får datagrunnlaget fra et annet, kan det oppstå visse avvik. Det er naturlig å tenke at dette også er gjeldende for denne modelleringen. En optimal situasjon hadde vært å få datagrunnlaget fra det analyserte området. Til tross for dette er det sannsynlig at rådataene og modelleringen er relativt like, på bakgrunn av nærhet og likhet, når det kommer til plassering, miljø og klima. Målestasjonen ligger i nærheten av det modellerte nedbørsfeltet (3.7 km i luftlinje), tilsvarende samme høydenivå over havet, og lik vegetasjon/arealbruk.

Når det kommer til håndteringen av datagrunnlaget, kan det ha oppstått feil både under redigering av rådata og modellering av evapotranspirasjon. For å redusere denne type feil, har man testet beregningene av evapotranspirasjon ved å utføre beregninger med penn og papir. Denne metoden har gjort det enklere å oppdage eventuelle beregningsfeil, slik at man kunne rette opp i disse.

5.2. Penman-Monteith

Referanse-evapotranspirasjon – ET_0

Estimeringen av ET_0 ble utført i henhold til FAO-56 sine retningslinjer. Resultatene for perioden 2009-2014 viser til ingen unormale sesongvariasjoner, noe som styrker troverdigheten til datagrunnlaget og de endringene som er utført. Når det kommer til den store variasjonen fra døgn til døgn, så kan årsaken tenkes å være knyttet opp mot 10 minutters oppløsningen. Ved å benytte datagrunnlag med 10 minutters oppløsning istedenfor døgn, får en registrert variasjoner gjennom et døgn. Netto solinnstråling er større på dagen, når solen er oppe, og dermed naturligvis lavere på natten når solen har gått ned. Denne type variasjoner vil i en modellering med døgnoppløsning komme til uttrykk i form av en gjennomsnittlig netto solinnstråling. Modellering av ET_0 med 10 minutters oppløsning vil derfor ha større variasjon sammenlignet med døgnoppløsning. Dette kommer tydelig frem i estimeringen av ET_0 , hvor maksimumsverdien for 2014 i døgn – og 10 minutters verdier er på henholdsvis 7.4 og 20 mm/dag, se Figur 20 for døgnverdier og Figur 16 for 10 minutters verdier.

Avviket fra FAO-56 sin anbefalte tilnærming til ET_0 og metoden benyttet i denne modelleringen er jordvarmefluksen (G). Å utelate denne verdien skal ifølge FAO-56 ikke ha noen effekt på ET_0 , når man ser på gjennomsnittsverdier over et døgn. Sammenligningen mellom metodene skal derfor ikke ha blitt påvirket av å ekskludere jordvarmefluksen. Det er derimot sannsynlig at estimeringen av ET_0 i 10 minutters oppløsning har blitt noe større som følge av ekskluderingen. Årsaken ligger i at jordvarmefluksen har en reduserende effekt i forhold til netto innstråling (R_n) (Formel 1 kapittel 2.2.1.1). Den store døgnvariasjonen i ET_0 kan derfor tenkes å være noe høyere enn den ville ha blitt, hvis man hadde inkludert jordvarmefluksen. Ved inkludering av jordvarmefluks i henhold til FAO-56 sin anbefaling, hadde R_n på dagtid blitt halvert, ($R_n - (R_n * 0.5)$), (kapittel 2.2.1.1). Den utførte sensitivitetsanalysen for årlig gjennomsnitt har ikke utført en halvering av R_n . Analysen viser derimot til en ET_0 reduksjon på 17 %, hvis R_n reduseres med -25 % (Figur 26 kapittel 4.2.6). At den estimerte ET_0 er noe høyere i 10 minutters oppløsning, som følge av å ha ekskludert jordvarmefluksen, blir også styrket av Varmaghani et al. (2018). De viser til at mindre komponenter av energi, deriblant jordvarmefluksen, kan ha større innvirkning på ET_0 enn først antatt. Jordvarmefluksen bør derfor inkluderes ved modellering med høyere oppløsning enn døgn.

Avlings-evapotranspirasjon under standardforhold – ET_c

Beregning av avlings-evapotranspirasjon (ET_c) ble utført med hensikt å komme nærmere den virkelige ET. Avlingsfaktoren (K_c) som er benyttet er generell, og vil i virkeligheten ha større svingninger som følge av varierende avlingsvekst, skogtype, myrlandskap, veier, bygninger og generell menneskelig aktivitet. Andelen avlingstype, tiden på året man sår/høster og valgt avlingsfaktor for de ulike arealtypene, vil også kunne avvike fra de avgjørelsene som her ligger til grunn for den gjennomsnittlige K_c . Til tross for at den valgte avlingsfaktoren ikke nødvendigvis gjenspeiler virkeligheten på en helt korrekt måte, vil modelleringen av ET_c gi et bilde på en ET-verdi som sannsynligvis er nærmere den virkelige ET, enn ET_0 .

Ved å sammenligne ET_0 og ET_c , er det observert at sistnevnte er redusert som følge av K_c , (Figur 18 kapittel 4.2.2). Årsaken til at evapotranspirasjonen reduseres er som følge av at planter og trær benytter seg av det tilgjengelige vannet, som potensielt ville ha evapotranspirert. At reduksjonen er størst på våren er også logisk da dette er vekstperioden når plantenes behov for vann er størst.

Avlings evapotranspirasjon under ikke-standardforhold – $ET_{c\text{just}}$

Da det ikke var tilstrekkelig med data for beregning av evapotranspirasjon som tar i betraktning metning i jordprofil ($ET_{c\text{just}}$), ble det valgt å benytte en alternativ metode med utgangspunkt i beregnet metningsgrad fra DDD-modellen. Ved å benytte denne metoden fikk man på lik linje med Priestley-Taylor sin E_a , lange perioder med ingen $ET_{c\text{just}}$. Faktoren for metningsgrad har i disse periodene vært null, noe som betyr at det ikke har vært noe plantetilgjengelig vann. At det har oppstått flere sammenhengende dager (5-20 dager) med ingen $ET_{c\text{just}}$ er lite sannsynlig, da det potensielt antyder plantedød. $ET_{c\text{just}}$ kan på bakgrunn av dette anses å ikke være korrekt. Dette diskuteres videre i kapittel 5.3: "Priestley-Taylor". I tillegg er det lite sannsynlig at $ET_{c\text{just}}$ er tidvis større enn ET_c på våren og høsten, da $ET_{c\text{just}}$ tar i betraktning jordens metningsgrad i tillegg til K_c (Formel 10 kapittel 2.2.1.3). Optimalt ville ha vært å utføre test med lysimeter, eventuelt utføre målinger av jordens metningsgrad, da det sistnevnte antas å være årsaken til feilen i modelleringen av $ET_{c\text{just}}$.

Nøyaktighet til Penman-Monteith

At FAO har gått ut og anbefalt en standardisert Penman-Monteith metode som en god estimering av ET_0 uavhengig av lokasjon, er i seg selv en sterk indikasjon på at dette er en god metode. Bogawski og Bednorz (2014) er en av flere som benytter FAO-56 som referansemodell når de sammenligner estimeringer av ET_0 , både med andre modeller som Priestley-Taylor og forenklete utgaver av FAO-56. Tiltroen til FAO-56 er med andre ord sterk, noe som antyder at metoden er godt egnet. Til tross for at noen benytter FAO-56 som en fasit for andre modeller, er det viktig vite at dette er en modell som

prøver å fremstille virkeligheten. Det er med andre ord ikke en fasit, men heller en modellering av hvordan virkeligheten kan se ut. En mer korrekt tilnærming vil da være å sammenligne ulike modeller med faktiske målinger fra eksempelvis et lysimeter. Mendonça et al. (2003) utførte denne type sammenligning for et område i Rio de Janeiro i Brasil. Resultatene fra analysen viste at FAO-56 gav gode resultater av ET_0 (mm/måned). Et annet tilsvarende studie ble utført av López-Urrea et al. (2006) i et semi-tørt klima mellom Barrax og Albacete i Spania. I likhet med Mendonça et al. (2003), viste FAO-56 seg å være godt egnet for estimering av ET_0 (mm/dag). Berengena et al. (2001) utførte en tilsvarende studie i Guadalquivir i Spania på ET_0 , hvor FAO-56 ble satt opp mot lysimeterdata i times- og døgnoppløsning. Tilsvarende konklusjon ble trukket i denne artikkelen, FAO-56 gir et godt estimat av ET_0 . FAO-56 sin anbefaling å benytte Penman-Monteith, kan på bakgrunn av tidligere forskning anses å være en god. Anbefaling av FAO at metoden for ET_0 kan benyttes uavhengig av lokasjon, styrker også sannsynligheten for at metoden kan benyttes i Norge.

Estimeringen av ET i henhold til FAO-56, er som presentert i artiklene ovenfor utført i en oppløsning fra time til måned. I henhold til FAO-56, henvises det også til at ET_0 bør estimeres innenfor dette tidsintervallet (G. Allan et al. 1998). Nøyaktigheten til FAO-56 med 10 minutters oppløsning, som utført i denne oppgaven, er derfor ukjent.

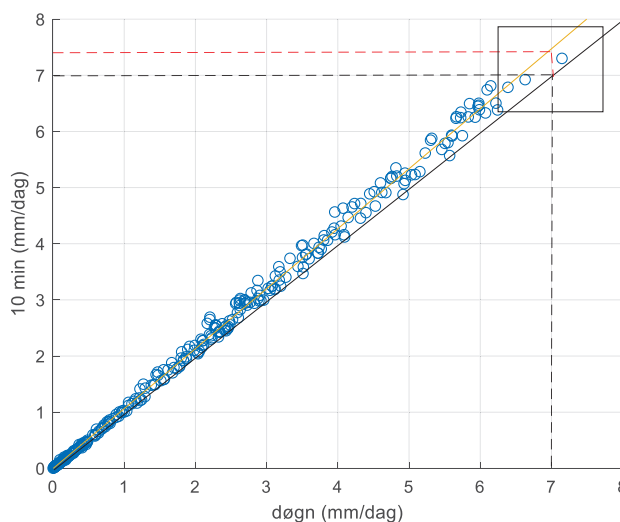
5.2.1. 10 minutters oppløsning med Penman-Monteith

Resultatene fra sammenligningen av ET_0 med rådata i 10 minutters og døgnoppløsning, viser at tidsoppløsningen har en effekt på resultatene, men at forskjellen er relativ liten, Figur 33.

Til tross for at verdiene for ET_0 med rådata i 10 min og døgnoppløsning er relativt like ($R^2 = 0.998$), så ser man en tydelig forskjell i differansen, avhengig av tid på året, (Figur 22 kapittel 4.2.4). ET_0 med 10 min oppløsning er størst gjennom hele året, men differansen er lavere på vinteren enn på sommeren. Yıldırım et al. (2004) utførte en liknende undersøkelse med Penman-Monteith i Koruklu, Tyrkia. Der ble det gjort en sammenligning mellom ET_0 estimert fra times- og døgnoppløsning i perioden mai-september 2001-2002. Resultatene fra undersøkelsen viste at det var en lineær sammenheng og at ET_0 fra døgnoppløsning gav en tydelig høyere estimering enn ET_0 med timesoppløsning. Der resultatene i denne oppgaven viser til at høyere oppløsning gir høyere ET_0 , viser resultatene til Yıldırım et al. (2004) motsatt effekt. Et annet tilsvarende studie utført i de halvtørre/halvfuktige områdene Senegal, Gambia og Guinea, av Djaman et al. (2017a) viser imidlertid til at den oppløsning som estimerer størst ET_0 kan variere. Resultatene viste en god sammenheng mellom ET_0 med times- og døgnoppløsning, og døgnoppløsningen gav i gjennomsnitt en høyere ET_0 . Allikevel ble det konkludert med at overestimeringen med døgnoppløsning var avhengig av plassering og sesong. Timesoppløsning gav nemlig høyere ET_0 på vinteren og lavere på sommeren i Senegal og Gambia. For Guinea gav derimot

estimeringen med døgnoppløsning størst ET_0 uavhengig av årstid. Selv om R^2 verdien for disse områdene aldri var lavere enn 0.87, så viser Djaman et al. (2017a) at effekten av oppløsningen for beregning av ET_0 er avhengig av plassering. Dette kan være en indikasjon på at resultatene fra denne oppgaven, som viser til en høyere estimering av ET_0 ved økt oppløsning, ikke nødvendigvis trenger å være feil til tross for at Yıldırım et al. (2004) viser til det motsatte. Treder og Klamkowski (2017) utførte en ET_0 sammenligning mellom døgn og time i Polen. Dette landet har et klima som representerer Norge i større grad enn de overnevnte. De kom frem til at timesdataene estimerte en høyere ET_0 , på i gjennomsnitt 11 %. For å verifisere hvilken oppløsning som gav best resultat, benyttet de lysimeter. Sammenligningen viste at timesoppløsningen gav bedre estimering av virkeligheten.

Ulikheten i gjennomsnittlig ET_0 med 10 min og døgnoppløsning i denne oppgaven, henholdsvis 1.96 og 1.84 mm/dag, indikerer at det er et lite avvik. Oppløsningen kan derfor tenkes å ha en viss innvirkning på ET_0 til tross for høy R^2 verdi. Dette kommer tydelig frem i Figur 33 hvor man ser at den estimerte lineære trendlinjen i gult, har en høyere stigning enn den svarte trendlinjen, som markerer det tenkte perfekte forholdet. Hvis oppløsningen var irrelevant ville ET_0 ha vært lik for både 10 min og døgnoppløsning, markert med svart trendlinje. I realiteten viser resultatene at 10 min oppløsning estimerer en noe høyere ET_0 , se rød stiplet linje i Figur 33.

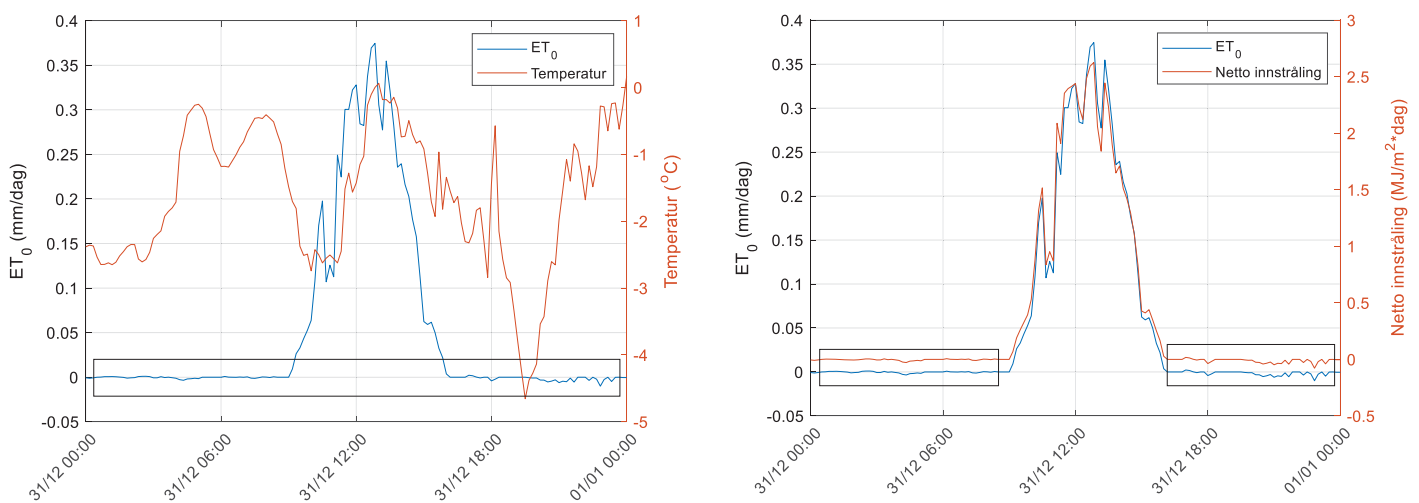


Figur 33: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith med 10 min og døgnoppløsning for 2014. ET_0 estimert med 10 min data er omgjort til døgn. Gul heltrukken linje er reell lineær trendlinje mellom 10 min og døgnoppløsning. Svart heltrukken linje er lineær trendlinje ved "perfekt" forhold. Y-akse: rød stiplet linje markerer estimert ET_0 med 10 min oppløsning, mens svart stiplet linje henviser til estimert ET_0 med 10 min oppløsning ved perfekt forhold.

Under vurderingen av ulikheten i ET_0 basert på 10 min og døgnoopløsning, ble økt spredning i rådataene, ved 10 min oppløsning, tenkt som en mulig årsak. Hypotesen var at modellen utfører noen unøyaktige beregninger som kommer tydeligere frem ved økt oppløsning. Konsekvensen av dette er en ET_0 som varierer med oppløsning. I estimeringen av mettet vanndamptrykk (e_s) benyttes det en formel som har svakheter ved lave temperaturer. Når man estimerer e_s i 10 min oppløsning vil det kunne oppstå flere situasjoner med lav temperatur, noe som vil kunne gi et lite avvik fra virkeligheten for hver eneste estimering (10 minutt). Når disse 10 minutters verdiene legges sammen til et døgngjennomsnitt, vil hvert lille avvik multipliseres. Døgnoopløsning vil kunne luke ut ekstremverdier, på bakgrunn av døgngjennomsnitt, slik at estimering med lav oppløsning ikke utsettes for like mange lave temperaturer. Når ET_0 med 10 min oppløsning deretter sammenlignes med døgnoopløsning, vil det da kunne oppstå et avvik. I lys av dette kunne man ha benyttet Murray (1967) sin alternative Teten's likning for estimering av e_s ved negative temperaturer, for å redusere avviket. Denne hypotesen blir derimot svekket av Treder og Klamkowski (2017), som viste til en økt nøyaktighet av ET_0 i Polen, da man gikk fra døgno- til timesoppløsning. Resultatene fra døgno- og timesoppløsning ble sammenlignet med lysimetermålinger, og viste til en høyere estimering (mm/dag) og økt nøyaktighet, ved høyere oppløsning. På bakgrunn av at Treder og Klamkowski (2017) utførte forskningen sin i Polen, et klima som er sammenlignbart med Norge, og viser til de gitte resultatene, så styrkes troverdigheten til estimeringene i denne oppgaven. For å bekrefte at den benyttede formelen ikke påvirker estimeringen av ET_0 , kunne man ha utført en tilsvarende beregning, der man benytter Teten's alternative likning for negative temperaturer.

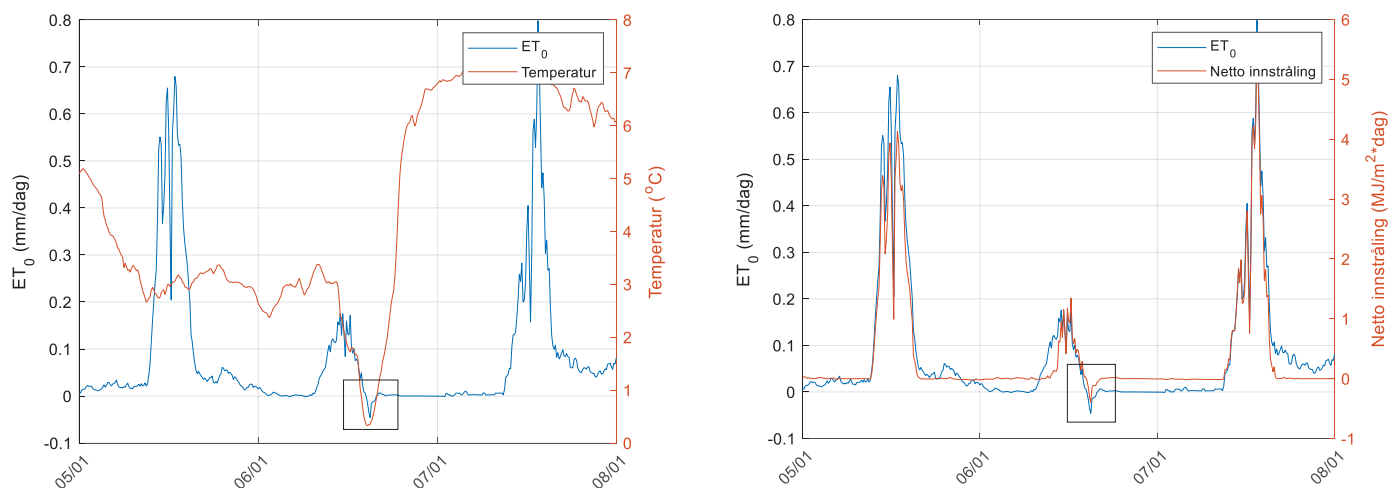
5.2.2. Negative verdier av referanse-evapotranspirasjon?

Det ble oppdaget 3 128 negative evapotranspirasjonsverdier i perioden 2009-2014 (underkant av 1 % av ET_0), men hva kunne dette komme av? Hypotesen var at Penman-Monteith ikke er like stødig på negative temperaturer. Dette ble undersøkt nærmere, og i Figur 34 er det valgt ut et døgn (31. desember 2014) hvor ET_0 er negativ. Grafen t.v. i Figur 34 viser at de negative verdiene oppstår på natten/kvelden/morgenen. Dette er en fellesnevner for alle de negative verdiene. Teorien om at negative temperaturer er en årsak, blir ikke mindre reell ut fra resultatene nedenfor. Når man derimot ser t.h. i Figur 34, kan det i tillegg tenkes å være en sammenheng mellom de negative verdiene for netto innstråling og ET_0 .



Figur 34: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med 10 min oppløsning for 31. desember 2014. T.v. ET_0 og temperatur. T.h. ET_0 og netto innstråling. Rektangel markerer tilfeller med negativ ET_0 .

For å teste dette ytterligere ble det valgt å se på et tilfelle hvor temperaturen ikke var negativ, og 6. januar 2014 var et slikt døgn, se Figur 35. T.v. i figuren kan det observeres en negativ ET_0 idet temperaturen faller. Dette kan derimot ikke anses som en generell årsak, da dette ikke var tilfellet for 31. desember, se figuren ovenfor. I tidsperioden 2009-2014 er det i tillegg observert flere tilfeller med negativ temperatur og positiv ET_0 . T.h. i Figur 35. ser man at negative verdier for netto innstråling oppstår nøyaktig samtidig som for ET_0 . Dette samsvarer med de negative tilfellene for 31. desember 2014. Etter å ha gått gjennom hele perioden 2009-2014, viser det seg at de negative verdiene for ET_0 , uten unntak har oppstått når netto innstråling er negativ. Negativ netto innstråling er dermed en fellesnevner til negativ ET_0 . Til tross for dette kan man ikke trekke konklusjonen at negativ netto innstråling alene er årsaken til negativ ET_0 . Observasjoner av negativ netto innstråling og positiv ET_0 i perioden 2009-2014, bryter denne hypotesen.



Figur 35: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med 10 min oppløsning fra 6 januar kl:00:00 til og med 7 januar kl:23:59 2014. T.v. ET_0 og temperatur. T.h. ET_0 og netto innstråling. Rektangel markerer tilfeller med negativ ET_0 .

Av de totalt 3 128 negative verdiene (2009-2014) ble det funnet en mulig sammenheng med relativ luftfuktighet. I 3 015 av de negative tilfellene viste det seg at den relative luftfuktigheten var over 99 %. I situasjoner hvor den relative luftfuktigheten er 100 % vil det ikke være plass til ytterligere fordamping i luften, og evapotranspirasjonen vil stanse. I disse periodene har det ikke vært nok vindenergi til å skifte ut den mettede luften. De negative ET_0 -verdiene kan med andre ord være en kombinasjon av høy relativ luftfuktighet og negativ netto innstråling. Det motsatte av fordamping er kondensasjon, og det kan tenkes at de negative verdiene er et uttrykk for kondensasjon.

Zahidul Islam (2013) forklarer i sin rapport "Evaporation and Evapotranspiration: Methods and Application in Alberta" at negative verdier for ET_0 kan oppstå på vinterstid i noen lokasjoner. Kriteriene er at den langbølgede strålingen fra jordoverflaten må være størst og at det mettede gassundertrykket er lite. Forhold som dette vil kunne føre til netto kondensasjon av vann fra atmosfæren. Det nevnes i artikkelen at estimeringer av ET_0 på nattetid, til tider vil kunne oppleve denne type situasjoner. Dette er med på å forklare hvorfor negative verdier av ET_0 har oppstått i denne modelleringen med FAO-56.

Når man utfører en analyse og ønsker å se på gjennomsnittlige døgnverdier, kan det tenkes at man ønsker å fjerne de negative verdiene (10 min eller 1 times). Hvis det imidlertid viser seg at de negative verdiene indikerer kondensasjon i form av dugg, så vil det bli feil å fjerne disse verdiene. En mer korrekt tilnærming vil være å beholde disse.

5.2.3. Sensitivitetsanalyse av referanse-evapotranspirasjon

Sensitivitetsanalyse er viktig i forståelsen av effekten de ulike klimaparameterne har på variasjonen i ET. Den estimerte variasjonen i ET_0 viser til naturlige sesongvariasjoner i Norge, med størst ET_0 på sommeren når forholdene er mer humide, og lav ET_0 på vinteren når temperaturen faller og klimaet blir tørrere (Vedlegg B). Årsaken til dette er at etterspørselen etter ET_0 er høy i varmt klima, som følge av luftens evne til å holde på vann og mengden av tilgjengelig energi i form av netto innstråling. Under denne typen klimatiske forhold, kan store mengder vann lagres i luften, samtidig som vinden står for transport av fuktig luft, og dermed tillater mer vanngass å bli tatt opp. På vinteren er derimot den tilgjengelige energien samt luftens evne til å holde på vann lavere. Dette fører til en ET_0 som er lavere på vinteren.

I sensitivitetsanalysen er alle parameterne endret i intervallet $\pm 25\%$ for januar, juni og snittet i 2014. Svakheten med denne metoden er at størrelsen på klimaparameterne har innvirkning på hvor stor en prosentvis endring vil medføre for parameteret. I Vedlegg B ser man at netto innstråling er større på sommeren (juni) enn på vinteren (januar). Med andre ord vil en endring på 5% i netto innstråling på sommeren, stå for en større endring ($\text{MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{dag}$), enn på vinteren når netto innstråling er lavere. Denne ulikheten fører til at man må være kritisk når man sammenligner effekten av 5% endring på sommeren og vinteren. Tilsvarende uønsket effekt kan sees å være gjeldende for relativ luftfuktighet.

Klimaparameterne med 10 min oppløsning er ikke normalfordelte, og gjennomsnittsverdiene er derfor forskjellig fra median verdien (50% persentilen), (Tabell 17 kapittel 2.5). Persentiler gir derfor et mer representativt bilde enn gjennomsnittsverdier og kunne vært benyttet i sensitivitetsanalysen som alternativ til gjennomsnittsverdiene. 50% persentilen for netto innstråling ($0.12 \text{ MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{dag}$) ligger langt unna gjennomsnittsverdien ($7.09 \text{ MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{dag}$). Gjennomsnittsverdien ligger derimot nærmere 75% persentilen ($7.88 \text{ MJ}/\text{m}^2 \cdot \text{dag}$). Lufttemperatur, relativ luftfuktighet, vindhastighet og lufttrykk sine gjennomsnittsverdier ligger på en annen side nærmere 50% persentilen. Når det gjelder forskjellen mellom 75% og 25% persentilene for netto innstråling og temperatur, så blir disse ganske store i forhold til $\pm 25\%$ av gjennomsnittet. For relativ luftfuktighet, vindhastighet og lufttrykk er forskjellen derimot motsatt. Lufttrykket og relativ luftfuktighet i sensitivitetsanalysen overstiger i tillegg de observerte verdiene. At lufttrykket som er observert mellom 92 og 102 kPa, i sensitivitetsanalysen vurderes fra 75 til 125 kPa gir et dårlig sammenligningsgrunnlag med de andre klimaparameterne. Tilsvarende er også gjeldende for relativ luftfuktighet. Denne verdien kan ikke overstige 100% , men i sensitivitetsanalysen ved $+25\%$, er denne grensen oversteget. De observerte maks og min verdiene bør ha vært tatt i betraktning i sensitivitetsanalysen.

Et annet viktig punkt er at analysen ikke belyser interaksjonen mellom de ulike parameterne. Ved å endre ett bestemt parameter, mens de andre holdes konstante, så analyseres ikke naturen på en optimal måte. Et godt eksempel på dette er hvordan interaksjonen mellom relativ luftfuktighet og vindhastighet påvirker ET. Ved 100 % relativ luftfuktighet vil det ikke foregå noen ET (kapittel 2.1.1). Hvis vindhastigheten i en slik situasjon øker, vil det få en direkte konsekvens på ET, ved at den relative luftfuktigheten for det spesifikke området reduseres. I sensitivitetsanalysen holdes den relative luftfuktigheten konstant for de valgte periodene til tross for situasjoner med endring i vindhastighet. Ved mettet luft på et bestemt tidspunkt, så er størrelsen på vindhastigheten i praksis irrelevant for ET i det bestemte tidspunktet. Derimot vil størrelsen på vindhastigheten ha effekt på den relative luftfuktigheten og ET ved et senere tidspunkt. Når det er sagt så inngår vindhastigheten i funksjonen Penman-Monteith med hensikt å påvirke ET. Gjennomsnittsverdien på vindhastigheten i januar og juni er tilsvarende lik. Til tross for dette viser sensitivitetsanalysen at vindhastigheten har større effekt på ET_0 i januar. Dette kan knyttes til den relative luftfuktigheten, da den er større i januar (91 %) enn i juni (68 %).

I gjennomsnitt for 2014 viser analyse at ET_0 er mest følsom for endring i den relative luftfuktigheten. Deretter kommer netto innstråling, temperatur og lufttrykk, hvor de to førstnevnte bidrar til en positiv økning i ET_0 , hvis de selv opplever en positiv endring. Vindhastighet medfører på sin side en minimal endring i ET_0 . Årsaken til at ET_0 i dette tilfellet har liten sensitivitet for vindhastighet, kan knyttes opp mot den relative luftfuktigheten på 83 %. Som følge av at luften ikke er mettet, så fungerer ikke den relative luftfuktigheten som en begrensende faktor. I tillegg tilsvarer 5 % endring i vindhastighet en svært lav endring i m/s (0.16 m/s). Der relativ luftfuktighet endres med 20,8 % (ved 25 % endring av gjennomsnittsverdien), så endres vindhastigheten med 0.8 m/s. Til tross for at begge endres med 25 %, er verdiendringen for relativ luftfuktighet høyere i forhold til maks og min persentilene. Dette vil være med på å påvirke sammenligningsgrunnlaget for sensitiviteten til vindhastighet og relativ luftfuktighet, sett i lys av virkelige observasjoner.

I etterkant er det observert at analysen burde ha tatt i betraktning sannsynligheten for at de ulike verdiene faktisk oppstår. Estimerte verdier, +/- 25 % av gjennomsnittet, som ligger utenfor det observerte maks og min persentilene er en konsekvens av dette. At avstanden fra de faktiske målte verdiene varierer mellom parameterne, svekker sensitivitetsanalysen.

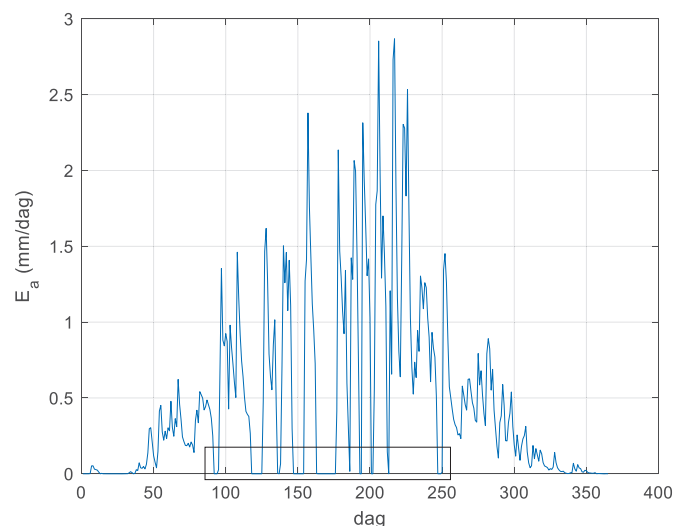
Gong et al. (2006) har påpekt at klimaparameterne har ulike dimensjoner og variasjon i observerte verdier. Dette er også observert i sensitivitetsanalysen, og utgjør et problem når det kommer til sammenligningen av klimaparameterne. Gong et al. (2006) løste dette ved hjelp av en "ikke-dimensjonal relativ sensitivitetskoeffisient". Ut fra en slik sensitivitetskoeffisient kan hver

klimaparameter vektes opp mot hverandre, hvor høy verdi betyr at klimaparameteret har en høy effekt på ET. En annen aktuell metode utført av blant annet Vicente-Serrano et al. (2014), er "Mann-Kendall tau rank" korrelasjonskoeffisient (Kendall 1948). Denne metoden tar ikke utgangspunkt i normalfordeling, og vurderer hvor avhengig ET er til de ulike klimaparameterne. Ulempen med metoden er at den ikke tar for seg i hvor stor grad ET endres. Begge metodene nevnt ovenfor kan potensielt være gode alternativer til den utførte enkle sensitivitetsanalysen. En god sensitivitetsanalyse kunne ha bidratt i diskusjonen rundt Penman-Monteith sin relevans i et klima som Norge.

5.3. Priestley-Taylor

Estimering av evapotranspirasjon med Priestley-Taylor krever data på netto innstråling og temperatur, kapittel 2.2.2. Ved å utføre modelleringen med DDD-modellen, som krever nedbør og temperatur, ble rådata på netto innstråling ikke implementert. Denne verdien ble derimot estimert i DDD-modellen, og man kan på bakgrunn av dette ikke garantere at verdiene for netto innstråling stemmer med virkeligheten. Til tross for dette er den estimerte E_p i samme område som FAO-56 sin ET_0 , men med noe lavere døgnvariasjon. I henhold til dette, kan det tenkes at den estimerte strålingen ikke ligger langt unna de loggførte verdiene på Skuterudfeltet. Alternativt, kan FAO-56 være mer følsom for klimaparameterne som er benyttet, og på bakgrunn av dette ha fått høyere døgnvariasjon. Hvis dette er tilfellet, kan den estimerte strålingen i DDD-modellen være tilnærmet lik den loggførte. Bortsett fra den estimerte strålingen, så er modelleringen av Priestley-Taylor sin E_p i DDD-modellen uendret fra den originale metoden.

I estimeringen av E_a oppstod det flere situasjoner hvor evapotranspirasjonen er lik null. Denne type situasjoner oppstod i perioden mars – august. I Figur 36 er det markert 10 tydelige tilfeller hvor evapotranspirasjonen faller til null. Årsaken til dette kan knyttes til fuktighetsleddet i E_a formelen (Formel 12), da E_p har vært større enn null i tilsvarende periode. DDD-modellen har med andre ord estimert vannmagasinet i Skuterudfeltet til å være tomt. Et jordsmonn uten fuktighet betyr at det ikke er noe plantetilgjengelig vann, som over en lengre periode implisitt tilsvarer plantedød. De lengste periodene med ingen E_a er på over 20 sammenhengende dager. Avlingene på Skuterudfeltet ville ikke ha overlevd gjentatte perioder på 5 til 20 sammenhengende dager uten vann. Alternativt kan det tenkes at eieren av jordbruksområdet har drevet med vanning, men dette ville ha fått utslag i modellen i form av evapotranspirasjon.



Figur 36: Faktisk evapotranspirasjon (E_a) estimert med Priestley-Taylor i timesoppløsning fra 1.januar til 31.desember 2014 presentert i døgnerverdier mm/dag. Rektangel markerer område med ingen evapotranspirasjon.

En JOVA rapport for Skuterudfeltet for året 2014 (Deelstra 2016) viser til en årsnedbør på 987 mm, dermed høyere enn normalen på 785 mm. Tilgjengeligheten på vann kan på bakgrunn av dette, tenkes å ikke ha vært en begrensende faktor. Det er heller ikke nevnt dårlig avling, men derimot en økning i fordamping sammenlignet med 2010-2013. At denne rapporten ikke har gitt noen antydning til et år med dårlig avling, kan bety at DDD-modellens estimering av E_a er feil. Fuktighetsleddet i modellen kan tenkes å være årsaken til en eventuell feilestimering av E_a , da Priestley-Taylor sin E_p ikke oppleves å ha tilsvarende unormale svingninger.

Det kan i tillegg observeres null E_a i januar, men dette kan tenkes å ikke være knyttet opp til fuktighetsleddet. Det kommer av at både E_p og E_a er estimert til null, noe som betyr at fuktighetsleddet alene, ikke er årsaken til null E_a i den gitte perioden.

Nøyaktighet til Priestley-Taylor

I 1997 fant Van Kraalingen og Stol ut at Priestley-Taylor ikke var egnet for beregning av E_p i vintermånedene i Nederland. De konkluderte med at en modell basert på netto innstråling ikke var egnet, da verdiene for netto innstråling ofte er negative på vinterstid. Når verdien var negativ, så de at modellen beregnet dannelsen av dugg, til tross for at E_p i utgangspunktet skulle ha vært positiv.

I et område med mer fuktig klima kan det derimot virke som at Priestley-Taylor oppfører seg annerledes. Irmak et al. (2003) kjørte en kalibrering av Priestley-Taylor opp mot FAO-56 for Florida i USA. De månedlige E_p verdiene hadde en stor sesongvariasjon utenom de naturlige variasjonene. Resultatene viste at Priestley-Taylor underestimerte E_p i vintermånedene og overestimerer på sommeren. Forfatterne konkluderte med at Priestley-Taylor er en praktisk metode for estimering av E_p i situasjoner hvor FAO-56 ikke kan benyttes, som følge av mangelfulle eller lite troverdige klimadata.

Et tilsvarende studie i Georgia i USA utført av Suleiman og Hoogenboom (2007) kunne bekrefte konklusjonen til Irmak et al. (2003).

Et annet studie på Priestley-Taylor, utført på skog i Wales og England, viste markant underestimering av evapotranspirasjon for våt-skog, og signifikant overestimering for tør-skog med opptil 20 % (Shuttleworth & R. Calder 1979).

Berengena og Gavilán (2005) fant i sin forskning på evapotranspirasjon sør i Spania, at Priestley-Taylor har en tendens til å underestimere E_p under konvekktive forhold. I snitt lå underestimeringen på 23 %. Deres konklusjon var at modellen er sensitiv til adveksjon, og at lokal kalibrering av Priestley-Taylor koeffisienten (α) ikke sørger for en akseptabel nøyaktig estimering.

Alle de overnevnte artiklene antyder at Priestley-Taylor ikke er den beste metoden for estimering av E_p , men at den er en akseptabel for områder med mangelfulle klimadata. Forskningsartiklene ovenfor setter spørsmål rundt effektiviteten til Priestley-Taylor under vintermånedene. På bakgrunn av dette settes det spørsmål ved Priestley-Taylor sin egnethet for områder med høy breddegrad, eksempelvis Skuterudfeltet i Norge.

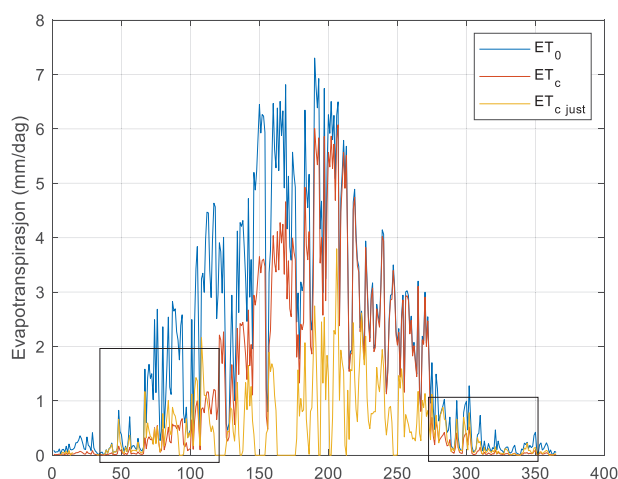
5.4. Sammenligning av Penman-Monteith og Priestley-Taylor

I diskusjonskapitlet 5.3: Priestley-Taylor er det trukket frem flere forskningsartikler som antyder at Priestley-Taylor sin E_p ikke er egnet for nordlige områder som Norge. FAO-56 sin referanse-evapotranspirasjon (ET_0) er på sin side bekreftet å være relativ nøyaktig og konsistent i områder med både tørt og fuktig klima (G. Allan et al. 1998). Mistanken om at Priestley-Taylor underestimerer evapotranspirasjonen kan antydes å være korrekt, også for Skuterudfeltet. Resultatene fra modelleringen viser nemlig til en gjennomsnittlig lavere potensiell evapotranspirasjon (E_p) enn ET_0 for 2014, henholdsvis 1.71 og 1.96 mm/dag. ET_0 har tydelige større svingninger, men ligger i snitt på et høyere nivå enn E_p , (Figur 30 kapittel 4.4). Tar man utgangspunkt i vurderingen av Priestley-Taylor i diskusjonskapittel 5.3 og FAO sin anbefaling av Penman-Monteith, kan det vurderes dithen at FAO-56 sin metode er mer egnet.

At FAO-56 metoden i dette studiet benytter flere meteorologiske observasjoner enn Priestley-Taylor, har både sine fordeler og ulemper. Ved å benytte få klimaparametere stilles det lavere krav til målestasjoner, noe som betyr at metoden kan benyttes flere steder i verden. På en annen side er evapotranspirasjon en kompleks hydrologisk prosess som påvirkes av flere faktorer enn bare temperatur og netto innstråling (G. Allan et al. 1998; Hendriks 2010). FAO-56 sin Priestley-Taylor inkluderer flere av disse parameterne, og vil på den måten i større grad modellere effektene disse får på evapotranspirasjon.

Det at både ET_0 og E_p har trender gjennom året 2014 som følger hverandre (Figur 30), viser til at begge modellene gir resultater som ligger i samme område. R^2 verdien på 0.86 forteller i tillegg at det kan være en lineær likhet mellom modellenes resultater. Når det kommer til differansen mellom ET_0 og E_p , så er denne størst på sommeren, se t.v i Figur 32. Da evapotranspirasjonen er størst på sommeren, er det også naturlig at eventuelle ulikheter kommer tydeligere til uttrykk i denne perioden. Tilsvarende er å se for $ET_{C\text{ just}}$ og E_a , og årsaken til dette er knyttet til jordens fuktighetsledd. Modelleringen av $ET_{C\text{ just}}$ har benyttet samme verdi for metning i jordprofil, som estimert med DDD-modellen for E_a . Når ET_0 og E_p har like trender og ligger nogen lunde på samme nivå, er det da naturlig at disse også kommer til uttrykk i $ET_{C\text{ just}}$ og E_a .

Modellenes referanse/potensielle evapotranspirasjon, ET_0 og E_p , skal i teorien estimere den maksimale mulige evapotranspirasjonen som kan oppstå. Verdiene skal med andre ord være like, ved likt referansegress. Tilsvarende er gjeldende for den faktiske evapotranspirasjonen, $ET_{C\text{ just}}$ og E_a . For FAO-56 er differansen mellom ET_0 og $ET_{C\text{ just}}$, avlingsfaktoren (K_c) og fuktighetsfaktoren (K_s), se Formel 10. For Priestley-Taylor er derimot differansen bestemt av ett ledd, nemlig fuktighetsleddet, se Formel 12. Fuktighetsleddet i Priestley-Taylor inneholder dermed begge faktorene som i henhold til FAO-56 skal benyttes i deres anbefalte Penman-Monteith. Verdiene for $ET_{C\text{ just}}$ må derfor være lavere enn ET_C , da sistnevnte bare har benyttet avlingsfaktoren, se Formel 9. I Figur 37 for året 2014 ser man imidlertid at dette ikke er tilfellet, marker med rektangler. Dette er en indikasjon på at modelleringen av ET_C og eller $ET_{C\text{ just}}$ ikke er korrekt. Da NVE v. Thomas Skaugen i tillegg har stilt spørsmål rundt nøyaktigheten til fuktighetsleddet, nærmere bestemt magasin størrelsen (M), er det sannsynlig å konkludere med at feilen ligger der.



Figur 37: Referanse-evapotranspirasjon (ET_0), avlings evapotranspirasjon under standardforhold (ET_C) og avlings evapotranspirasjon under ikke-standardforhold ($ET_{C\text{ just}}$) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med datagrunnlag i 10 min oppløsning fra 1.januar til 31.desember 2014. Verdiene i figuren er oppgitt i gjennomsnittlige døgnerverdier. Rektangel markerer område hvor $ET_{C\text{ just}}$ estimerer en høyere evapotranspirasjon enn ET_C .

6. Konklusjon

Ut fra modelleringen av referanse-evapotranspirasjon (ET_0) med FAO-56 i 10 min oppløsning, kan det konkluderes med at høyere oppløsning har gitt relativt like estimeringer som ved døgnoppløsning. Allikevel er det noe variasjon, som er en indikasjon på at modellen ikke presterer likt ved ulik oppløsning i rådata. R^2 verdi på 0.86 antyder en noe lineær likhet mellom ET_0 i døgn og 10 min oppløsning. Ulikhetene mellom oppløsningene kommer mer til uttrykk på sommeren når ET_0 er størst. Det er naturlig å tenke at økt oppløsning gir et bedre bilde på variasjon i evapotranspirasjon (ET) over et døgn, da økt oppløsning inkluderer klimavariablenes døgnvariasjon. Hvilken oppløsning som estimerer virkeligheten best mulig, er derimot ukjent da det ikke er utført sammenligning med faktiske ET-målinger.

FAO-56 sin ET_0 er fra tidligere forskning bekreftet å være relativ nøyaktig og konsistent i områder med både tørt og fuktig klima. Tidligere forskning viser også til en underestimering av evapotranspirasjon fra Priestley-Taylor i nordlige strøk. Antakelsen at DDD-modellen underestimerer ET i områder som Norge, blir ikke mindre reell etter denne oppgavens modellerte sammenligning. Resultatene fra modelleringen viser til en gjennomsnittlig lavere estimering med Priestley-Taylor (E_P) enn FAO-56 (ET_0) for 2014, henholdsvis 1.71 og 1.96 mm/dag. Differansen er størst på sommeren, perioden med størst beregnet evapotranspirasjon.

I DDD-modellens estimeringen av faktisk evapotranspirasjon (E_a) med Priestley-Taylor for 2014, har det oppstått flere perioder på 5-20 dager med null E_a . Da E_P ikke har tilsvarende trender, er årsaken knyttet opp til det estimerte fuktighetsleddet. Fuktighetsleddet er i disse periodene null, noe som fører til plantedød. Rapportering for 2014 fra Skuterudfeltet opplyser om økt nedbør og evapotranspirasjon sammenlignet med normalår. Fuktighet i jorden har dermed i realiteten ikke vært en begrensende faktor for E_a . Dette er en indikasjon på at DDD-modellen feilestimerer fuktighetsleddet.

FAO-56 har tydelige større svingninger gjennom året, noe som kan tenkes å være knyttet opp mot at modellen benytter flere klimaparametere, enn til sammenligning Priestley-Taylor. Ved ønske om en så nøyaktig estimering av ET som overhodet mulig, kan det anbefales å benytte FAO-56. Hvis det derimot er snakk om å benytte modellen i områder med begrenset loggført klimadata, kan Priestley-Taylor anses å være et godt alternativ.

6.1. Videre arbeid

For videre arbeid er det av interesse å utføre en estimering med FAO-56 i 10 min oppløsning som inkluderer varmekraften i bakken (G), i tillegg til FAO sin estimering av fuktighetskoeffisienten (K_s). Ved å utføre dette vil estimeringen av ET_0 og $ET_{C_{just}}$ i større grad ha fulgt FAO sin anbefaling. Resultatene vil ifølge FAO ligge nærmere de virkelige verdiene. Estimeringsmetoden til fuktighetsleddet i DDD-modellen bør i tillegg endres, da resultatene i denne oppgaven antyder at leddet ikke stemmer med virkeligheten.

Å teste Teten's alternative formel for negative temperaturer er også av interesse, da disse resultatene vil kunne gi et bilde på hvor mye ET påvirkes av valgt formel for mettet vanndamptrykk.

For å kunne vurdere hvilken tidsoppløsning i FAO-56 som gir de beste estimatene av ET_0 og $ET_{C_{just}}$, er det anbefalt å utføre estimeringene i et nedbørsfelt med faktiske målinger av ET. Dette vil også muliggjøre sammenligning med andre beregningsmetoder, for å komme frem til den metoden som er å foretrekke i Norge.

En ordentlig utført sensitivitetsanalyse for et norskt klima er av interesse, da dette vil kunne gi en indikasjon på hvilke klimaparametere som har størst innvirkning på ET. Tilsvarende studier i andre land viser nemlig til at viktigheten ved de ulike parameterne varierer med lokasjon og sesong.

Referanser

- Bakhtiari, B., Ghahreman, N., Liaghat, A. & Hoogenboom, G. (2011). *Evaluation of Reference Evapotranspiration Models for a Semiarid Environment Using Lysimeter Measurements*, b. 13.
- Berengena, J., Gavilán, P. & Márquez, F. (2001). *Precisión de las estimaciones de la ETo en un ambiente advectivo*.
- Berengena, J. & Gavilán, P. (2005). *Reference Evapotranspiration Estimation in a Highly Advective Semiarid Environment*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 131 (2): 147-163. doi: doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:2(147).
- Bogawski, P. & Bednorz, E. (2014). *Comparison and Validation of Selected Evapotranspiration Models for Conditions in Poland (Central Europe)*. Water Resources Management, 28 (14): 5021-5038. doi: 10.1007/s11269-014-0787-8.
- Bormann, H. (2011). *Sensitivity analysis of 18 different potential evapotranspiration models to observed climatic change at German climate stations*. Climatic Change, 104 (3): 729-753. doi: 10.1007/s10584-010-9869-7.
- Bruin, H. A. R. D. & Keijman, J. Q. (1979). *The Priestley-Taylor Evaporation Model Applied to a Large, Shallow Lake in the Netherlands*. Journal of Applied Meteorology, 18 (7): 898-903. doi: 10.1175/1520-0450(1979)018<0898:Tptema>2.0.Co;2.
- Córdova, M., Carrillo-Rojas, G., Crespo, P., Wilcox, B. & Célleri, R. (2015). *Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56 PM) Method for Calculating Reference Evapotranspiration Using Limited Data. Application to the Wet Páramo of Southern Ecuador*, b. 35.
- Costa, M. H., Biajoli, M. C., Sanches, L., Malhado, A. C. M., Hutyra, L. R., da Rocha, H. R., Aguiar, R. G. & de Araújo, A. C. (2010). *Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different?* Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 115 (G4). doi: 10.1029/2009jg001179.
- D. Valiantzas, J. (2013). *Simple ETo Forms of Penman's Equation without Wind and/or Humidity Data. II: Comparisons with Reduced Set-FAO and Other Methodologies*, b. 139.
- Dalton, J. (1802). *Experimental essays on the constitution of mixed gases on the force of steam or vapour from water and other liquids in different temperatures, both in a Torricellian vacuum and in air on*. Memoirs of the Libery and Philosophical Society of Manchester: 602.
- Deelstra, J. (2016). *Feltrapport fra JOVA-programmet for Skuterudfeltet 2014*.
- Deelstra, J. (2017). *Feltrapport fra JOVA-programmet for Skuterudfeltet 2015*.
- Di Paolo, E. & Rinaldi, M. (2008). *Yield response of corn to irrigation and nitrogen fertilization in a Mediterranean environment*. Field Crops Research, 105 (3): 202-210. doi: <https://doi.org/10.1016/j.fcr.2007.10.004>.

- Djaman, K., Irmak, S., Sall, M., Sow, A. & Kabenge, I. (2017a). *Comparison of Sum-of-hourly and daily time step standardized ASCE Penman-Monteith reference evapotranspiration*.
- Djaman, K., Rudnick, D., Mel, V., Mutibwa, Diop, L., Sall, M., Kabenge, I., Bodian, A., Tabari, H. & Irmak, S. (2017b). *Evaluation of Valiantzas' Simplified Forms of the FAO-56 Penman-Monteith Reference Evapotranspiration Model in a Humid Climate*, b. 143.
- Engstrom, R. N., Hope, A. S., Stow, D. A., Vourlitis, G. L. & Oechel, W. C. (2002). *Priestley-Taylor Alpha Coefficient: Variability and relationship to NDVI in arctic tundra Landscapes*. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 38 (6): 1647-1659. doi: 10.1111/j.1752-1688.2002.tb04371.x.
- Enku, T. & Melesse, A. M. (2014). *A simple temperature method for the estimation of evapotranspiration*. Hydrological processes, 28 (6): 2945-2960.
- G. Allan, R., Pereira, L., Raes, D. & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56*, b. 56.
- Gash, J., H. C. & Shuttleworth, W., James. (2007). *Evaporation*, b. No.2. University of Arizona: International Association of Hydrological Sciences.
- Gavilán, P., Berengena, J. & Allen, R. G. (2007). *Measuring versus estimating net radiation and soil heat flux: Impact on Penman–Monteith reference ET estimates in semiarid regions*. Agricultural Water Management, 89 (3): 275-286. doi: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2007.01.014>.
- Gebler, S., Hendricks Franssen, H. J., Pütz, T., Post, H., Schmidt, M. & Vereecken, H. (2015). *Actual evapotranspiration and precipitation measured by lysimeters: a comparison with eddy covariance and tipping bucket*. Hydrol. Earth Syst. Sci., 19 (5): 2145-2161. doi: 10.5194/hess-19-2145-2015.
- Gong, L., Xu, C.-y., Chen, D., Halldin, S. & Chen, Y. D. (2006). *Sensitivity of the Penman–Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin*. Journal of Hydrology, 329 (3): 620-629. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.027>.
- Gotardo, J. T., Rodrigues, L. N. & Gomes, B. M. (2016). *Comparison of methods for estimating reference evapotranspiration: An approach to the management of water resources within an experimental basin in the Brazilian Cerrado*. Engenharia Agrícola, 36: 1016-1026.
- Goyal, M. R. & Harmsen, E. W. (2013). *Evapotranspiration: principles and applications for water management*: CRC Press.
- Halley, E. (1694). *A new, exact and easy method of finding the roots of equations generally and that without any previous reduction*. Philos. Trans. Roy. Soc. London, 18 (1694): 136-148.

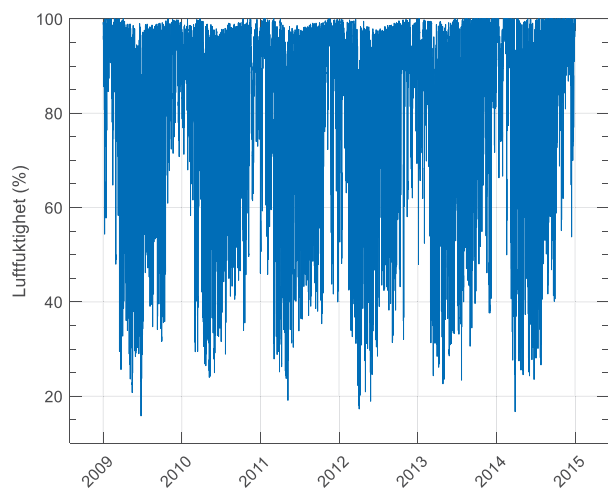
- Hanson, R. L. (1991). *Evapotranspiration and droughts*. US Geological Survey Water-Supply Paper, 2375: 99-104.
- Hargreaves, G. H. & Samani, Z. A. (1985). *Reference crop evapotranspiration from temperature*. Applied engineering in agriculture, 1 (2): 96-99.
- Hendriks, M. (2010). *Introduction to physical hydrology*: Oxford University Press.
- Holmqvist, E. (2013). *Beregning av energitilsig basert på HBV-modeller*: NVE.
- Howell, D., Rogier, M., Yzerbyt, V. & Bestgen, Y. (1998). *Statistical methods in human sciences*. New York: Wadsworth.
- Irmak, S., Irmak, A., G. Allen, R. & Jones, J. (2003). *Solar and Net Radiation-Based Equations to Estimate Reference Evapotranspiration in Humid Climates*, b. 129.
- Irmak, S. & Haman, D. (2018). *Evapotranspiration: Potential or Reference*. Florida: University of Florida. Tilgjengelig fra: <https://edis.ifas.ufl.edu/ae256> (lest 2. april).
- Islam, Z. (2013). *Evaporation and Evapotranspiration: Methods and Application in Alberta*.
- Jones, E. F. (1992). *Evaporation of water with emphasis on applications and measurements*, b. 1 st Edition. Boca Raton.
- Kendall, M. G. (1948). *Rank correlation methods*. Rank correlation methods. Oxford, England: Griffin.
- L. Penman, H. (1948). *Natural Evaporation From Open Water, Bare Soil and Grass*, b. 193.
- Labeledzki, L., Kanecka-Geszke, E., Bąk, B. & Słowińska, S. (2011). *Estimation of Reference Evapotranspiration using the FAO Penman-Monteith Method for Climatic Conditions of Poland*. I.
- López-Urrea, R., Martín de Santa Olalla, F., Fabeiro, C. & Moratalla, A. (2006). *Testing evapotranspiration equations using lysimeter observations in a semiarid climate*. Agricultural Water Management, 85 (1): 15-26. doi: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2006.03.014>.
- Ludwig, F., Kabat, P., Van Schaik, H. & Van Der Valk, M. (2012). *Climate change adaptation in the water sector*: Routledge.
- Lye, L. (2017). A simple doe-based replacement model for Penman's evapotranspiration equation.
- Mendonça, J. C., Sousa, E. F. d., Bernardo, S., Dias, G. P. & Grippa, S. (2003). *Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) na região Norte Fluminense, RJ*. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, 7: 275-279.
- Monteith, J. L. (1965). *Evaporation and environment*. Symposia of the Society for Experimental Biology, 19: 205-234.
- Murray, F. W. (1967). *On the Computation of Saturation Vapor Pressure*. Journal of Applied Meteorology, 6 (1): 203-204. doi: 10.1175/1520-0450(1967)006<0203:Otcosv>2.0.Co;2.
- NIBIO. (2019). *Landbruksmeteorologisk tjeneste* Ås. Tilgjengelig fra: <https://lmt.nibio.no/> (lest 3. februar).

- Novák, V. (2012). *Evapotranspiration in the Soil-plant-atmosphere System*: Springer Science & Business Media.
- Nyborg, Å. A. (2008). *Jordsmonn utviklet i marin leire i Østfold-egenskaper, opptreden og utbredelse*.
- Nyborg, Å. A., Solbakken, E., Svendgård-Stokke, S., Lågbu, R. & Klakegg, O. M. (2008). *Jordsmonn på dyrka mark i Østfold. Klassifikasjon, egenskaper og utbredelser*.
- Oki, T. & Kanae, S. (2006). *Global Hydrological Cycles and World Water Resources*. Science, 313 (5790): 1068-1072. doi: 10.1126/science.1128845.
- Pereira, L. S., Allen, R. G., Smith, M. & Raes, D. (2015). *Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Past and future*. Agricultural Water Management, 147: 4-20. doi: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2014.07.031>.
- Popova, Z., Kercheva, M. & Pereira, L. S. (2006). *Validation of the FAO methodology for computing ETo with limited data. Application to south Bulgaria*. Irrigation and Drainage, 55 (2): 201-215. doi: 10.1002/ird.228.
- Priestley, C. H. B. & Taylor, R. (1972). *On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters*. Monthly weather review, 100 (2): 81-92.
- Schaap, M. G., Bouten, W. & Verstraten, J. M. (1997). *Forest floor water content dynamics in a Douglas fir stand*. Journal of Hydrology, 201 (1): 367-383. doi: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00047-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00047-4).
- Shuttleworth, W. & R. Calder, I. (1979). *Has the Priestley-Taylor Equation Any Relevance to Forest Evaporation?*, b. 18.
- Singh, R. K. & Bala, A. (2012). *Monitoring of evapotranspiration in major districts of Haryana using Penman Monteith method*. International Journal of Engineering Science and Technology, 4 (7).
- Skaugen, T. & Onof, C. (2014). *A rainfall-runoff model parameterized from GIS and runoff data*, b. 28.
- Skaugen, T., Peerebom, I. O. & Nilsson, A. (2015). *Use of a parsimonious rainfall-run-off model for predicting hydrological response in ungauged basins*. Hydrological Processes, 29 (8): 1999-2013. doi: 10.1002/hyp.10315.
- Suleiman, A. & Hoogenboom, G. (2007). *Comparison of Priestley-Taylor and FAO56 Penman-Monteith for Daily Reference Evapotranspiration Estimation in Georgia*, b. 133.
- Sveistrup, T. E. (1984). *Retningslinjer for beskrivelse av jordprofil*.
- Sælthun, N. R. (1996). *The Nordic HBV model: Description and documentation of the model version developed for the project Climate Change and Energy Production*. Norwegian Water Resources and Energy Administration: 28.
- Todorovic, M. (2006). *Crop Evapotranspiration*. I, s. 571-578.

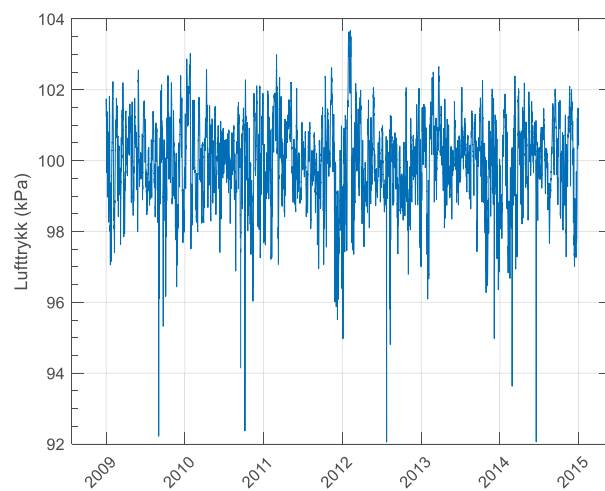
- Trajkovic, S. & Kolakovic, S. (2009). *Estimating Reference Evapotranspiration Using Limited Weather Data*, b. 135.
- Trajkovic, S. & Kolakovic, S. J. W. R. M. (2009). *Evaluation of reference evapotranspiration equations under humid conditions*. 23 (14): 3057.
- Treder, W. & Klamkowski, K. (2017). *An hourly reference evapotranspiration model as a tool for estimating plant water requirements*. Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich.
- Van Kraalingen, D. & Stol, W. (1997). *Evapotranspiration modules for crop growth simulation. Implementation of the algorithms from Penman, Makkink and Priestley-Taylor*: AB-DLO.
- Varmaghani, A., Eichinger, W. E. & Prueger, J. H. (2018). *Modification of FAO Penman–Monteith equation for minor components of energy*. Hydrology Research, 50 (2): 607-615. doi: 10.2166/nh.2018.093.
- Verstraeten, W., Muys, B., Feyen, J., Veroustraete, F., Minnaert, M., Meiresonne, L. & De Schrijver, A. (2005). *Comparative Analysis of the Actual Evapotranspiration of Flemish Forest and Cropland, Using the Soil Water Balance Model WAVE*.
- Vicente-Serrano, S. M., Azorin-Molina, C., Sanchez-Lorenzo, A., Revuelto, J., Morán-Tejeda, E., López-Moreno, J. I. & Espejo, F. (2014). *Sensitivity of reference evapotranspiration to changes in meteorological parameters in Spain (1961–2011)*. Water Resources Research, 50 (11): 8458-8480.
- Viswanadham, Y., Silva Filho, V. P. & André, R. G. B. (1991). *The Priestley-Taylor parameter α for the Amazon forest*. Forest Ecology and Management, 38 (3): 211-225. doi: [https://doi.org/10.1016/0378-1127\(91\)90143-J](https://doi.org/10.1016/0378-1127(91)90143-J).
- Weiß, M. (2009). *Modelling of global change impacts on hydrology with focus on Europe and Africa*: kassel university press GmbH.
- Xu, C. Y. & Singh, V. P. (2005). *Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions*. Journal of Hydrology, 308 (1): 105-121. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.10.024>.
- Yates, D. N. (1997). *Approaches to continental scale runoff for integrated assessment models*. Journal of Hydrology, 201 (1): 289-310. doi: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00044-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00044-9).
- Yıldırım, Y., Cakmak, B. & Tamer, K. (2004). *Comparison of Hourly and Daily Reference Evapotranspiration Values for GAP Project Area*, b. 4.
- Yoder, R., Odhiambo, L. O. & Wright, W. C. J. A. e. i. a. (2005). *Evaluation of methods for estimating daily reference crop evapotranspiration at a site in the humid southeast United States*. 21 (2): 197-202.

Vedlegg

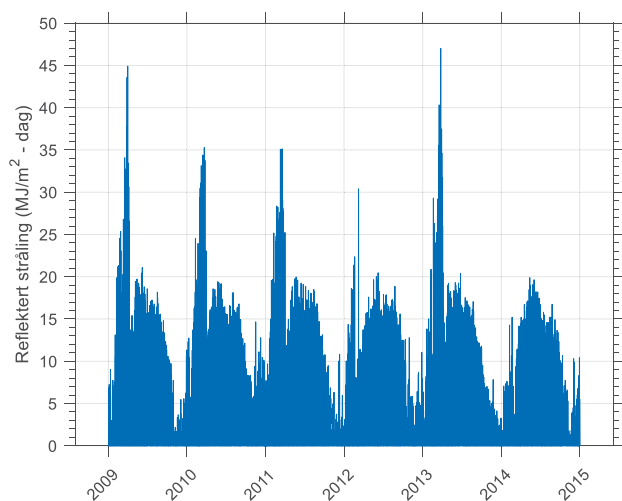
Vedlegg A: Datagrunnlag benyttet i estimeringen av FAO-56



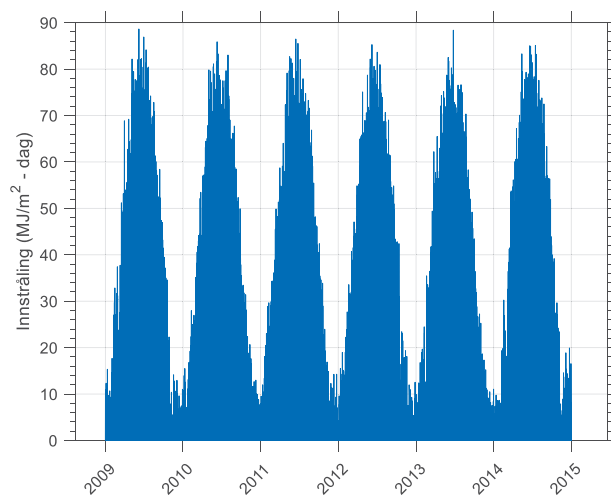
Figur 38: Relativ luftfuktighet, 2009-2014.



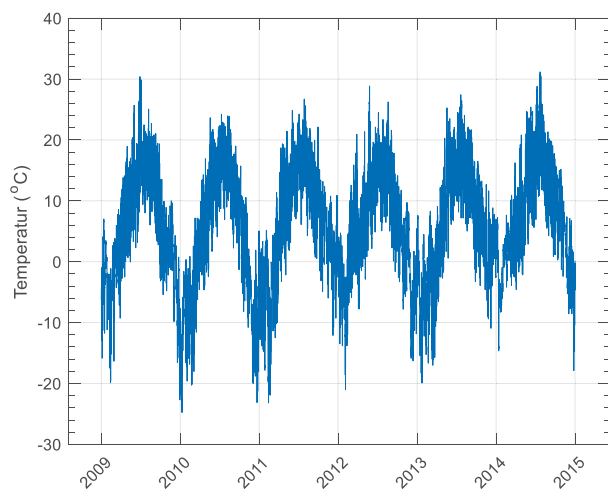
Figur 39: Lufttrykk, 2009-2014.



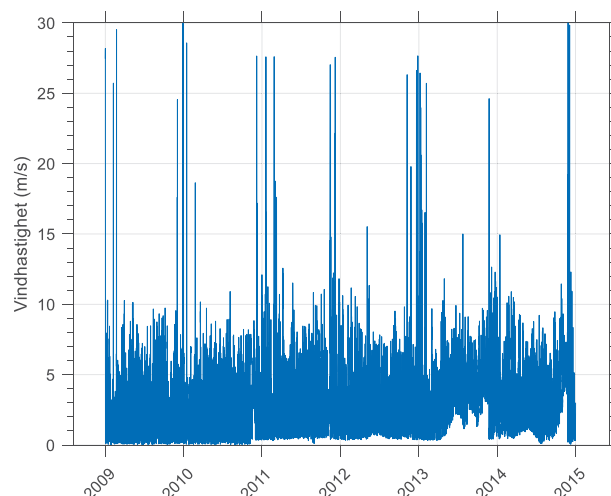
Figur 40: Reflektert stråling, 2009-2014.



Figur 41: Innstråling, 2009-2014.

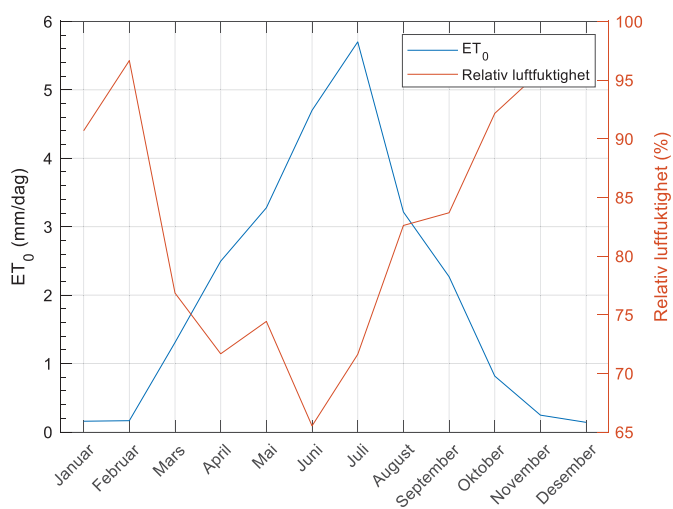


Figur 42: Temperatur, 2009-2014.

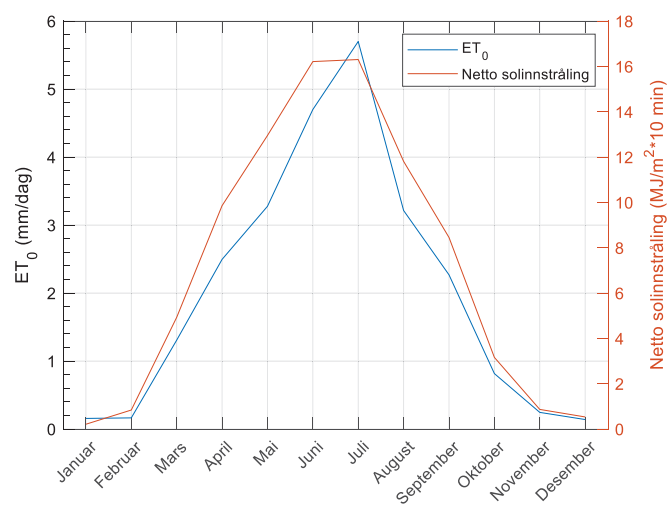


Figur 43: Vindhastighet, 2009-2014.

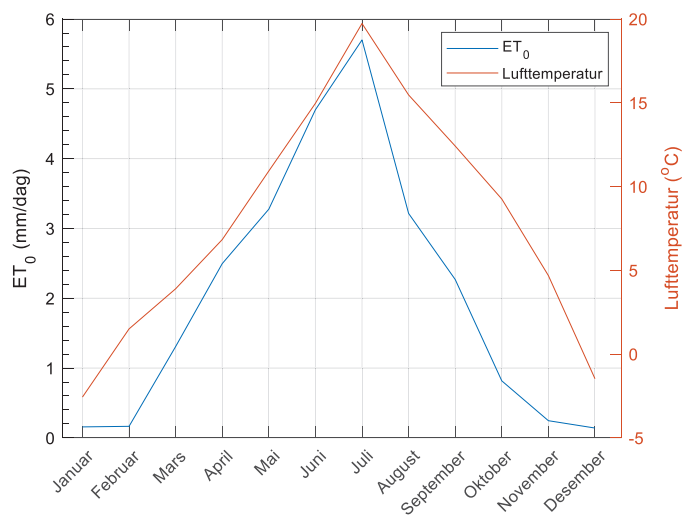
Vedlegg B: Relasjon mellom klimaparametere og ET_0



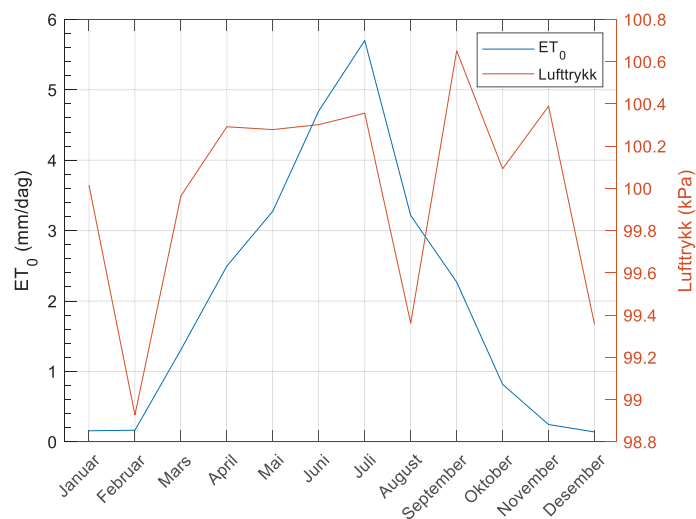
Figur 44: Gjennomsnittlig månedsverdier for relativ luftfuktighet og ET_0 , 2014.



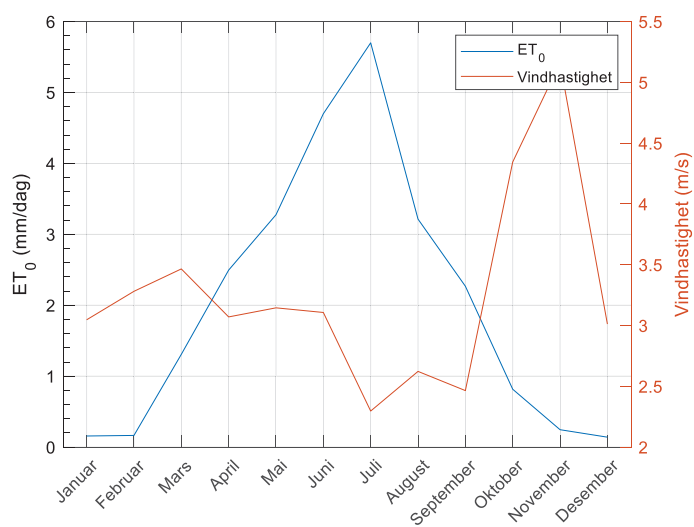
Figur 45: Gjennomsnittlig månedsverdier for netto solinnstråling og ET_0 , 2014.



Figur 46: Gjennomsnittlig månedsverdier for temperatur og ET_0 , 2014.



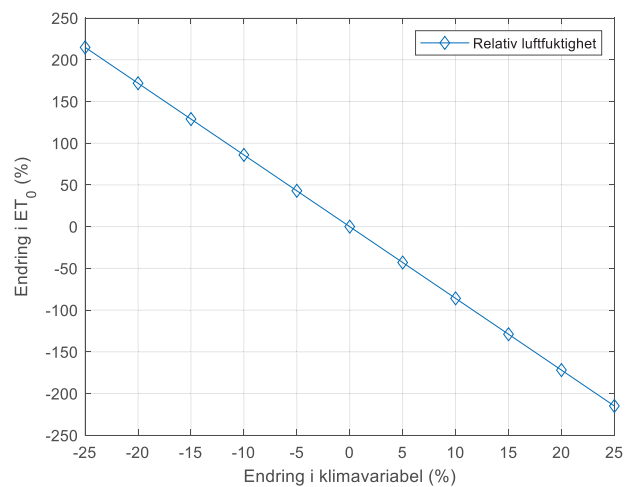
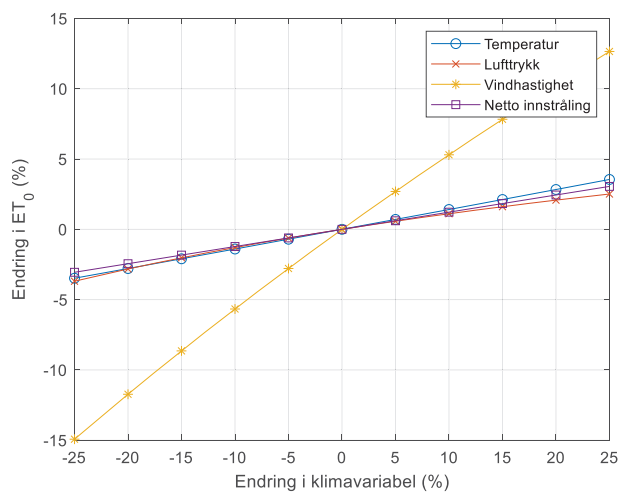
Figur 47: Gjennomsnittlig månedsverdier for lufttrykk og ET_0 , 2014.



Figur 48: Gjennomsnittlig månedsverdier for vindhastighet og ET_0 , 2014.

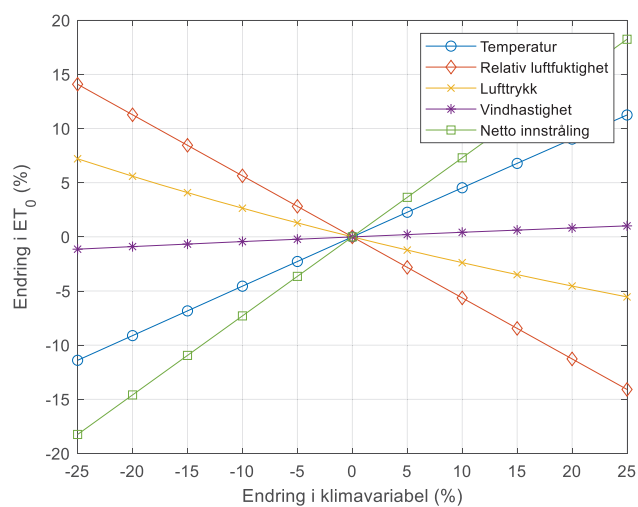
Vedlegg C: Sensitivitetsanalyse av Penman-Monteith

Januar 2014:



Figur 49: Sensitivitetsanalyse av referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med 10 min oppløsning for januar 2014. Y-aksen representerer prosentvis endring i ET_0 med hensyn på en prosentvisendring i ett spesifikt klimaparameter representert ved x-aksen.

Juni 2014:



Figur 50: Sensitivitetsanalyse av referanse-evapotranspirasjon (ET_0) estimert med Penman-Monteith i mm/dag med 10 min oppløsning for juni 2014. Y-aksen representerer prosentvis endring i ET_0 med hensyn på en prosentvisendring i ett spesifikt klimaparameter representert ved x-aksen.

Vedlegg D: Månedlige snittverdier i 2014 for ET_0 og rådata

Tabell 21: Månedlige gjennomsnittsverdier i 2014 for ET_0 og rådata.

	ET_0 [mm/dag]	Netto innstråling [MJ/m ² *dag]	Temperatur [°C]	Relativ luftfuktighet [%]	Vindhastighet [m/s]	Lufttrykk [kPa]
Januar	0,17	0,21	-2,59	90,73	3,03	100,03
Februar	0,17	0,86	1,58	96,77	3,29	98,91
Mars	1,26	5,17	3,90	75,88	3,42	100,01
April	2,32	10,35	6,93	70,55	3,14	100,30
Mai	3,12	13,13	11,58	74,44	3,12	100,28
Juni	4,23	15,79	14,83	67,60	3,04	100,26
Juli	4,96	16,71	20,15	70,23	2,50	100,29
August	2,61	10,48	14,80	84,57	2,40	99,49
September	2,08	8,59	12,12	82,95	2,57	100,70
Oktober	0,61	2,57	8,82	93,39	4,55	100,01
November	0,18	0,66	3,61	96,65	4,94	100,59
Desember	0,12	0,53	-2,70	95,36	2,66	99,28
Snitt	1,82	7,09	7,75	83,26	3,22	100,01

Vedlegg E: Snittverdier i januar og juni 2014 for rådata

Januar:

Tabell 22: Prosentvis endring av gjennomsnittlig rådata benyttet i sensitivitetsanalysen for januar 2014. Verdiene ved 0 % er de originale gjennomsnittsverdiene. Gjennomsnittlig relativ luftfuktighet med en økning på 15-25 % er fjernet da den overstiger 100 %.

	Netto innstråling [MJ/m ² *dag]	Lufttemperatur [°C]	Relativ luftfuktighet [%]	Vindhastighet [m/s]	Lufttrykk [kPa]
-25 %	0,16	-3,24	68,05	2,27	75,02
-20 %	0,17	-3,11	72,59	2,42	80,02
-15 %	0,18	-2,98	77,12	2,58	85,02
-10 %	0,19	-2,85	81,66	2,73	90,02
-5 %	0,20	-2,72	86,20	2,88	95,03
0 %	0,21	-2,59	90,73	3,03	100,03
5 %	0,22	-2,46	95,27	3,18	105,03
10 %	0,23	-2,33	99,81	3,33	110,03
15 %	0,25	-2,20	-	3,49	115,03
20 %	0,26	-2,07	-	3,64	120,03
25 %	0,27	-1,94	-	3,79	125,03

Juni:

Tabell 23: Prosentvis endring av gjennomsnittlig rådata benyttet i sensitivitetsanalysen for juni 2014. Verdiene ved 0 % er de originale gjennomsnittsverdiene.

	Netto innstråling [MJ/m ² *dag]	Lufttemperatur [°C]	Relativ luftfuktighet [%]	Vindhastighet [m/s]	Lufttrykk [kPa]
-25 %	11,84	11,12	50,70	2,28	75,20
-20 %	12,63	11,86	54,08	2,43	80,21
-15 %	13,42	12,60	57,46	2,59	85,22
-10 %	14,21	13,35	60,84	2,74	90,24
-5 %	15,00	14,09	64,22	2,89	95,25
0 %	15,79	14,83	67,60	3,04	100,26
5 %	16,58	15,57	70,98	3,20	105,28
10 %	17,36	16,31	74,36	3,35	110,29
15 %	18,15	17,05	77,74	3,50	115,30
20 %	18,94	17,79	81,12	3,65	120,31
25 %	19,73	18,54	84,50	3,80	125,33



Norges miljø- og biovitenskapelig universitet
Noregs miljø- og biovitenskapelige universitet
Norwegian University of Life Sciences

Postboks 5003
NO-1432 Ås
Norway