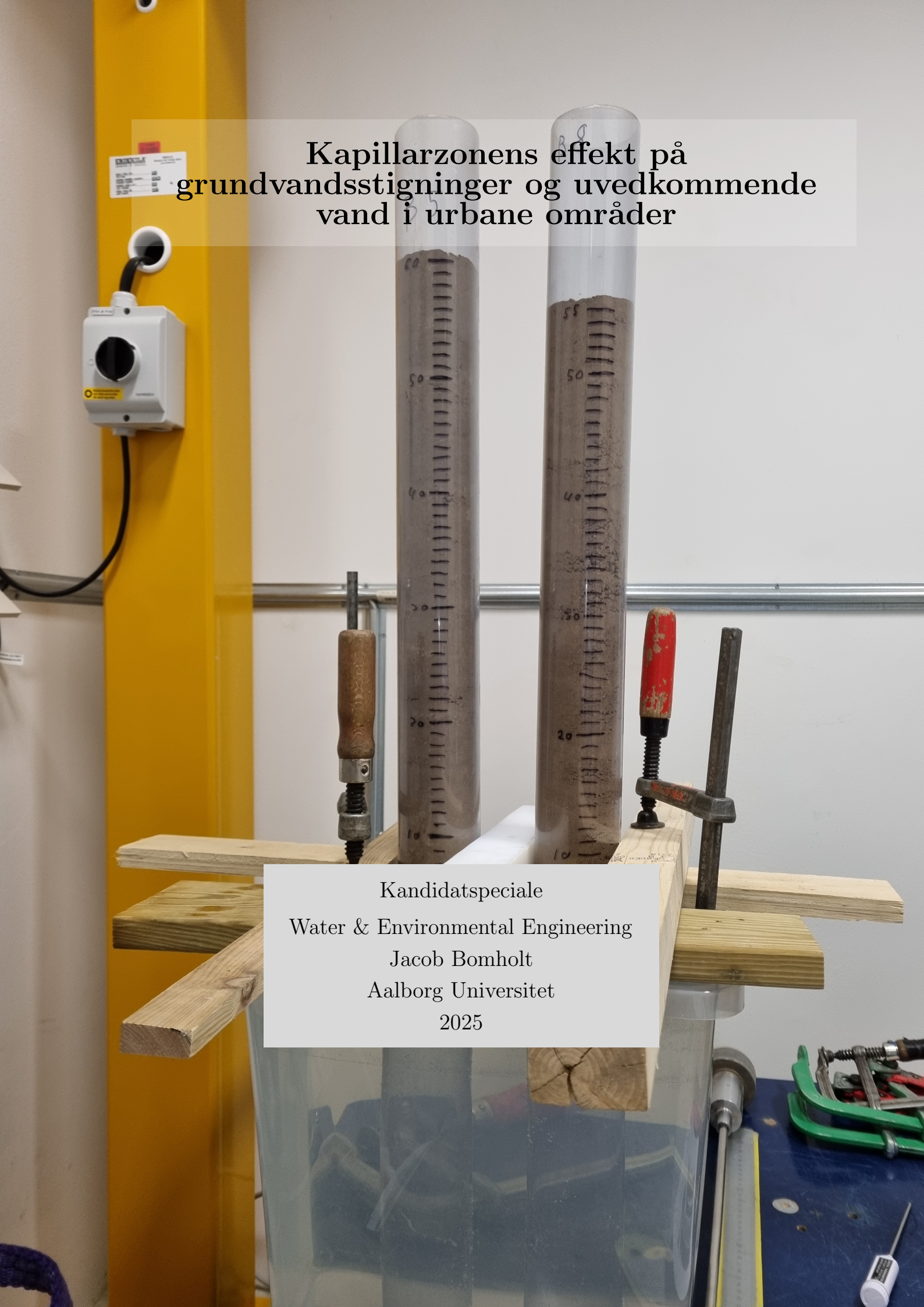


Kapillarzonens effekt på grundvandsstigninger og uvedkommende vand i urbane områder

Kandidatspeciale

Water & Environmental Engineering

Jacob Bomholt

Aalborg Universitet

2025

AALBORG UNIVERSITET
STUDENTERRAPPORT

Department of the Built Environment
Water & Environmental Engineering
Thomas Manns Vej 23
9220 Aalborg Ø
http://www.build.aau.dk

Titel:

Kapillarzonens effekt på grundvandsstigninger og uvedkommende vand i urbane områder.

Title:

The effect of the capillary fringe on groundwater rise and extraneous water in urban areas.

Projekt:

Kandidatspeciale

Projektperiode:

September 2024 - Oktober 2025

Udarbejdet af:

Jacob Bomholt

Vejledere:

Søren Liedtke Thorndahl
Per Møldrup

Synopsis:

I takt med stigende vinternedbør og klimaforandringer oplever danske byområder øget forekomst af terrænnært grundvand, hvilket medfører infiltration af uvedkommende vand i kloaksystemer og skader på infrastruktur. Dette speciale undersøger kapillarzonens rolle i disse hydrologiske fænomener med fokus på byområderne Beder og Kærby.
Ved hjælp af feltdata, laboratorieforsøg og numerisk modellering analyseres jordens hydrauliske egenskaber og deres indflydelse på kapillær stighøjde og grundvandsdynamik. Der anvendes både Campbell- og van Genuchten-modeller til at beskrive vandretentionskurver og hydraulisk ledningsevne for forskellige jordtyper. En 1D numerisk model baseret på Moving Mean Slope-model anvendes til at simulere kapillær stigning og vandindholdsprofiler over tid.
Resultaterne viser at både jordens tekstur, lagdeling og kompaktion har stor indflydelse på kapillarzonen og den kapillære stighøjde.
Specialet konkluderer, at kapillarzonen er en kritisk faktor i forståelsen af grundvandsstigninger i urbane områder, og at detaljeret jordkarakterisering er nødvendig for præcis modellering og risikovurdering af uvedkommende vand.

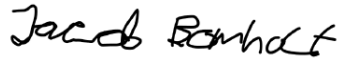
Sidetal: 111
Bilag: 20
Afsluttet: 2025-10-20

Forord

Dette afgangsprojekt er udarbejdet på 3.-4. semester på kandidaten i "Water and Environmental Engineering", Aalborg Universitet af Jacob Bomholt. Der skal lyde en stor tak til vejlederne Per Møldrup, Professor ved Institut for Byggeri, By og Miljø, og Søren Liedtke Thorndahl, Lektor ved Institut for Byggeri, By og Miljø for deres kyndige vejledning og støtte i hele projektperioden. Der skal også gives en stor tak til Anette Næslund Pedersen, Bygningskonstruktør ved Institut for Byggeri, By og Miljø, for vejledning af forsøgsopstillinger og udførsel. Også tak til Niels Claes fra Aarhus Vand for hans hjælp med indsamlingen af jordprøverne i Beder. Og en stor tak til de to studerende fra geografi Henriette Lyhne og Lars Lunders Schüsler for samarbejdet med indsamlingen af jordprøver, parameter bestemmelse og udførsel af forsøg på de indsamlede prøver.

Læsevejledning

Dette speciale har undersøgt kapillarzonens betydning for grundvandsstigninger og infiltration af uvedkommende vand. I projektet er der udviklet en numerisk 1D model baseret på Moving Mean slope modellen udviklet af [Moldrup et al., 1989] i MATLAB® / Simulink® til at finde de kapillære stighøjder og vandindholdsprofilerne mm. Kildehenvisninger anvender Harvard-metoden, hvor forfatter og årstal vises: [Efternavn, årstal]. Forskellige software programmer er blevet anvendt til at lave diverse figurer herunder MATLAB® / Simulink®, QGIS og PowerPoint. Udarbejdet laboratorie data er uploadet i et excel dokument. Generativ AI er anvendt i løbet af projektperioden til at assistere med kodning i MATLAB® / Simulink® og til udformningen af egne sproglige formuleringer.



Jacob Bomholt

Abstract

As winter precipitation increases due to climate change, Danish urban areas are experiencing rising groundwater levels, leading to infiltration of extraneous water into sewer systems and damage to infrastructure. This thesis investigates the role of the capillary fringe in these hydrological phenomena, focusing on the urban areas of Beder and Kærby.

Through field data, laboratory experiments, and numerical modeling, the study analyzes soil hydraulic properties and their influence on capillary rise and groundwater dynamics. Both Campbell and van Genuchten models are used to describe soil water retention and hydraulic conductivity across different soil types. A 1D numerical model based on the Moving Mean Slope model is applied to simulate capillary rise and water content profiles over time.

The results show that both soil texture, layering and compaction have a major influence on the capillary fringe and the capillary rise.

The thesis concludes that the capillary fringe is a critical factor in understanding shallow groundwater behavior in urban areas, and that detailed soil characterization is essential for accurate modeling and risk assessment of extraneous water.

Indholdsfortegnelse

1 Indledning **1**
1.1 Problemformulering . . . 3

2 Kapillarzonen **5**
2.1 Kapillaritet . . . 5
2.1.1 Kapillær-loven . . . 6
2.2 Eksperimentelle bestemmelser af den kapillære stighøjde . . . 8
2.3 Uforholdsmæssige stigninger af terrænnære grundvandsspejl som følge af kapillarzonen . . . 9
2.3.1 Lisse effekten . . . 10
2.3.2 Omvendt Wieringermeer-effekt . . . 11

3 Tidligere studier om overfladenært grundvand **12**

4 Numerisk modellering af flow i den umættede zone **14**
4.1 Moving Mean Slope modellen . . . 14
4.1.1 Fluxmodellen . . . 16
4.1.2 Kontinuitetsligningen . . . 17
4.2 Numerisk instabilitet og modeldiskretisering . . . 18

5 Jordens vandretentionskurve og hydraulisk ledningsevne **19**
5.1 Jordvandspotentialet . . . 19
5.2 Vandretentionskurven . . . 20
5.2.1 Hysterese i jordens vandretentionskurve . . . 21
5.2.2 Modellering af Vandretentionskurven . . . 23
5.3 Hydraulisk ledningsevne . . . 25
5.3.1 Modellering af den hydrauliske ledningsevne . . . 25

6 Hydrauliske funktioner for sandet, siltet og leret jord **27**
6.1 Vandretentionskurver . . . 27
6.1.1 Sammenligning af Campbell og van Genuchten . . . 29
6.2 Hydrauliske ledningsevner . . . 30
6.2.1 Sammenligning af Campbell og van Genuchten . . . 32

7 Sammenlignede parameter følsomhedsanalyser for Campbell og van Genuchten **34**
7.1 Følsomheden af b og n . . . 34
7.2 Følsomheden af ψ_e og α . . . 38
7.3 Modificering af van Genuchten modellen . . . 41

8 Effekter af funktioner og parametre på modellerede vandindholdsprofiler **44**

8.1 Modellering af stationære vandindholdsprofiler 44
8.1.1 Forskellen mellem Campbell og van Genuchten 47
8.2 Modelleret kapillære stighøjder 47

9 Fokusområder og prøvetagning i Beder og Kærby 49

10 Jordbundsforhold og hydrauliske parametre i Beder og Kærby 51
10.1 Tekstur og organisk materiale 51
10.1.1 Kornkurver 51
10.1.2 Organisk materiale 53
10.1.3 Partikeldensitet 54
10.2 Kompaktering og vandretention 54
10.2.1 Volumenvægt 54
10.2.2 Vandretention og porøsitet 56
10.3 Mættet hydraulisk ledningsevne og effektiv porøsitet 59
10.4 Kapillær stighøjde som funktion af tiden 59
10.5 Estimerede Campbell og van Genuchten funktioner 61
10.6 Modellering af Kapillære stighøjder 64
10.6.1 Initialforhold 64
10.6.2 Model opsætning 65
10.6.3 Sammenligning mellem modelleret og målte værdier 66

11 Modellering af vandindholdsprofiler under og efter skybrud 70
11.1 Hydrologi i den urbane umættede zone 70
11.2 van Genuchten funktioner 70
11.3 Antaget homogene jordprofiler for Beder og Kærby 70
11.3.1 Etablering af kapillarzonen 70
11.3.2 Skybrud 72
11.3.3 Dræning 75
11.4 Lagdelt jordprofil og effekten af kompaktering for Beder B5 76
11.4.1 Etablering af kapillarzonen 76
11.4.2 Skybrud 77
11.4.3 Dræning 79
11.5 Dynamisk modellering af monitorerede vandspejl i Beder for monitoreringsboring B5 81
11.5.1 Etablering af kapillarzonen 83
11.5.2 Sammenligning af modelleret og monitoreret vandspejl 84
11.6 Diskussion 85

12 Konklusion 87

Litteratur 88

A Hydrauliske ledningsevner for Jyndevad, Ødum og Roskilde. 93

B Retentionskurver for yderligere n-værdier 94

C Analyse af begrænsningen af n-parameteren for Ødum og Roskilde 95

D Modelleret vandindholdsprofiller for Jyndevad og Roskilde **98**

E Jordbundsforhold i Beder og Kærby **100**
E.1 Kornkurver 100
E.2 Retentionskurver og data 101
E.3 Bestemelse af Campbell værdier 103
E.4 Campbell retentionskurver 105

F Retentionskurver og hydrauliske ledningsevne kurver for Beder **108**
F.1 Retentionskurver 108
F.2 Hydraulisk ledningsevne 110

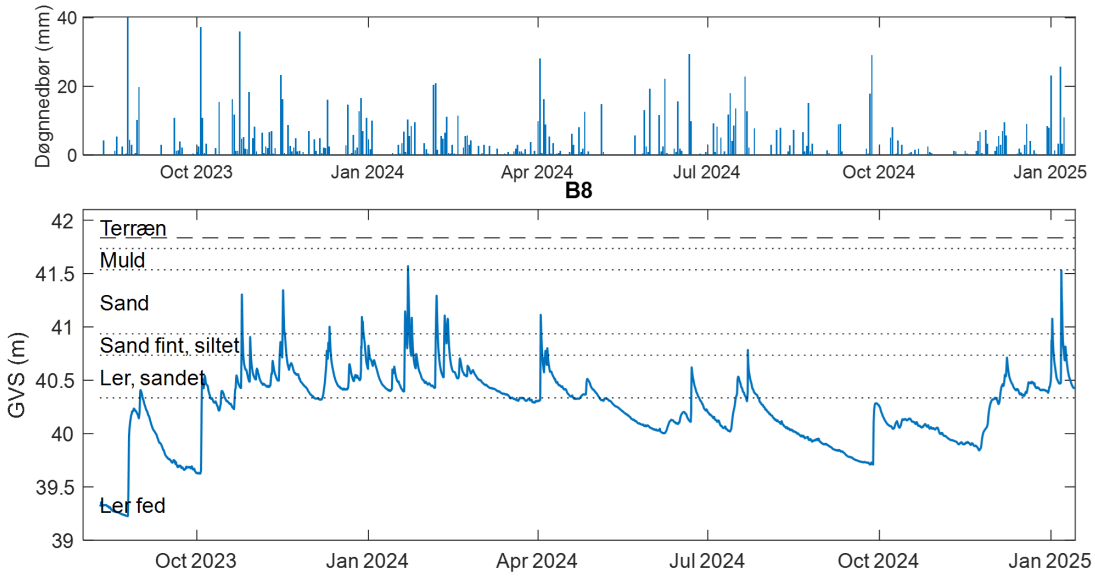
Indledning 1

I Danmark står grundvandsspejlet generelt meget højt, specielt om vinteren og foråret, for mange områder blot et par meter under overfladen [Rasmussen et al., 2023]. Dette er et voksende problem i de danske byer og bynære områder og ser ud til kun at blive værre i fremtiden som følge af klimaforandringerne. Modeller udarbejdet af GEUS (De Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland) [vand der keur and Henriksen, 2022], viser at det gennemsnitlige terrænnære grundvandsspejl landet over vil stige med 25-35 cm frem mod år 2100. Der er dog en stor geografisk variation, dele af landet kan opleve en stigning på helt op til 75 cm. Andre hydrologiske modelberegninger udarbejdet af GEUS viser en gennemsnitlig stigning på 10 cm frem mod år 2100, ved et mellemhøjt scenarie, hvor verden fastholder de nuværende reduktionsplaner for udledningen af drivhusgasser. I tilfældet af et højt udledningsscenarie viser modelberegningerne en forventet gennemsnitlig grundvandsstigning på 27 cm. Modellerne viser altså forskellige scenarier, da de er bygget på forskellige datagrundlag, men viser begge en stigning af det terrænnære grundvandsspejl, som en følge af den stigende vinternedbør. Ifølge DMI's Klimaatlas forventes det, at nedbøren om efteråret vil stige med 6 procent og med 12 procent om vinteren ifølge med et mellemhøjt scenarie [Schneider, 2024]. Disse grundvandsstigninger kan føre til problemer med indtrængning af vand i kældre, skader på infrastruktur som fx vejkasser og jernbaner eller vand på terræn. Et andet problem forekommer når grundvandet stiger op over utætte rørledninger, dette leder til infiltration af uvedkommende vand i rørerene og giver en forøgelse af spildevandsudledningen, samt forøger omkostninger af spildevandsrensningen [Rasmussen et al., 2023].

En undersøgelse udført af miljøstyrelsen [Andersen and Jensen, 2018], viser ud fra vandbalanceligninger opstillet af de kommuner, der har deltaget i undersøgelsen, at omkring 25-30 % af den samlede vandmængde, der bliver ledt til renseanlæg på nationalt plan, stammer fra uvedkommende vand, svarende til 150-200 mil. m^3/årligt. I forbindelse med undersøgelsen er udgivet et spørgeskema til udvalgte forsyninger, herigennem viser det at indsivning er den største kilde til uvedkommende vand i afløbssystemet, svarende til henholdsvis 80 og 85 % for de to forsyninger, som havde kendskab til kildefordelingen (Herning vand og Vandcenter syd). I denne forbindelse er det vist, at områder hvor grundvandsspejlet står højt og ledningssystemet er gammelt erfaringsmæssigt fører til de største mængder uvedkommende vand [Andersen and Jensen, 2018].

Aarhus Vand A/S estimerer, at 30 % af den årlige vandmængde de modtager, kommer fra uvedkommende vand [Andersen and Jensen, 2018]. Et af de opland, som hører under Aarhus Vand er Viby-oplandet, hvor de oplever problemer med uvedkommende vand i det separate spildevandssystem. Store dele af det uvedkommende vand kommer fra delområdet Beder [Bassø et al., 2021]. Her er der i forbindelse med Ternært Vand projektet [VUDP, 2025] opsat 7 boringer som monitorerer grundvandsspejlets udvikling. Data fra

disse boringer viser hurtige grundvands stigninger som følge af nedbør. Et udklip af en af disse monitoreringer kan ses på figur 1.1. Den 3. oktober 2023 kan der ses en stigning af grundvandsspejlet på 87 cm som følge af regnhændelse på 37 mm. Fra d. 21-22 januar 2024 kan der ses en stigning på 75 cm som følge af 11 mm regn. Dette svarer til en stigning på mere end 20 gange sammenlignet med, hvor meget regn der er faldet og denne forskel er endnu større for perioden i januar. Det skal pointeres, at den store forskel i stigningen sammenlignet med nedbørsmængden for de to eksempler formentligt skyldes forskellen på jordforholdene. Stigningen i oktober sker fra et dybere jordlag bestående af ler og sand, hvor der for januar sker stigningen fra et højere jordlag bestående af fint sand og silt. Selvom denne monitoreringsboring ikke viser vand på terræn, viser to af de andre boringer (B6 og B5) vand på terræn i vinterperioderne. Denne høje vandstigning kan føre til problemer med indtrængning af vand i utætte rør og vand på terræn.



Figur 1.1. Stigning og fald af grundvandsspejlet (GVS) som funktion af nedbør, for monitoreringsboringen B8 i Beder [Thorndal, 2025].

Flere felt- og laboratorieundersøgelser har vist lignende effekter, hvor det terrænnære grundvandsspejl stiger uforholdsmæssigt i respons til nedbør [Meyboom, 1967, Gillham, 1984, Abdul and Gillham, 1984]. Det er blevet vist af flere studier, at denne effekt kan være stærkt påvirket af tilstedeværelsen af den kapillære zone [Gillham, 1984, Abdul and Gillham, 1984, Novakowski and Gillham, 1988].

Et andet område, som oplever problemer grundet terrænnært grundvand er Kærby. Her har beboerne problemer med fugtige kældre og oversvømmede græsplæner [Niras, 2020]. Denne rapport vil derfor analysere effekterne af terrænnært grundvand, tykkelsen af den kapillære zone og lagdelt/kompakteret jords betydning for risikoen for vand på terræn og uønsket vand i byen. Analysen vil tage udgangspunkt i de to områder Beder og Kærby med hovedfokus på Beder. Placering af de to case områder kan ses på figur 1.2.

Figur 1.2. Placeringen af de to case områder Beder og Kærby.

1.1 Problemformulering

Problemer med terrænnært grundvand opleves flere steder i Danmark, og står til kun at blive et større problem som følge af øgede mængder nedbør. Problemer med uønsket vand i kloaksystemer og vand på terræn, kan være en følge af terrænnært grundvand. Aarhus Vand A/S oplever problemer med indtrængningen af store mængder af uvedkommende vand i deres kloaksystem og estimerer at 30 % af den årlige vandmængde de modtager på spildevandsanlægget stammer herfra. I den forbindelse blev 'Ternært Vand' projektet startet i 2022, med fokus på at opbygge en viden og forståelse for "de hydrologiske processer, der foregår i jordmatricen mellem terræn og grundvandsspejl, samt hvordan disse processer bidrager til afstrømningen i afløbssystemer."[VUDP, 2025]. Med et fokusområde på byen Beder, er der blevet opsat monitoreringsboringer af grundvandsstigningerne som følge af nedbør.

To masterprojekter har tidligere arbejdet med Beder som projektlokation, i den forbindelse afkræftede [Hedevang and Sørensen, 2023], en af Ternært Vand projektets hypoteser om, at vandet indtrænger fra oven, og bekræftede at indtrængningen sker fra bunden i det grundvandsspejlet når afløbsrørene. Hypotesen om, at indtrængningen sker fra bunden, arbejdede [Pedersen et al., 2024] videre med. Udviklingen af en 1D numerisk model, der kunne eftervise indflydelsen af den kapillære zones betydning for disse problemer blev yderligere undersøgt af de to projekter. Dette masterprojekt vil derfor arbejde videre med nogle af disse problemstillinger og med fokus på hvordan jordforholdene i Beder hænger sammen med den målte hurtige (og langsomt faldende) stigning af grundvandsspejlet. Som

flere studier har vist, at den kapillære zone har indflydelse på. Jordforholdene i Kærby vil derfor også blive undersøgt som sammenligningsgrundlag for at få en bedre ide om jordforholdenes betydning for tykkelsen af den kapillære zone og herved dens betydning for grundvandsstigningerne. Dette leder til følgende problemformulering:

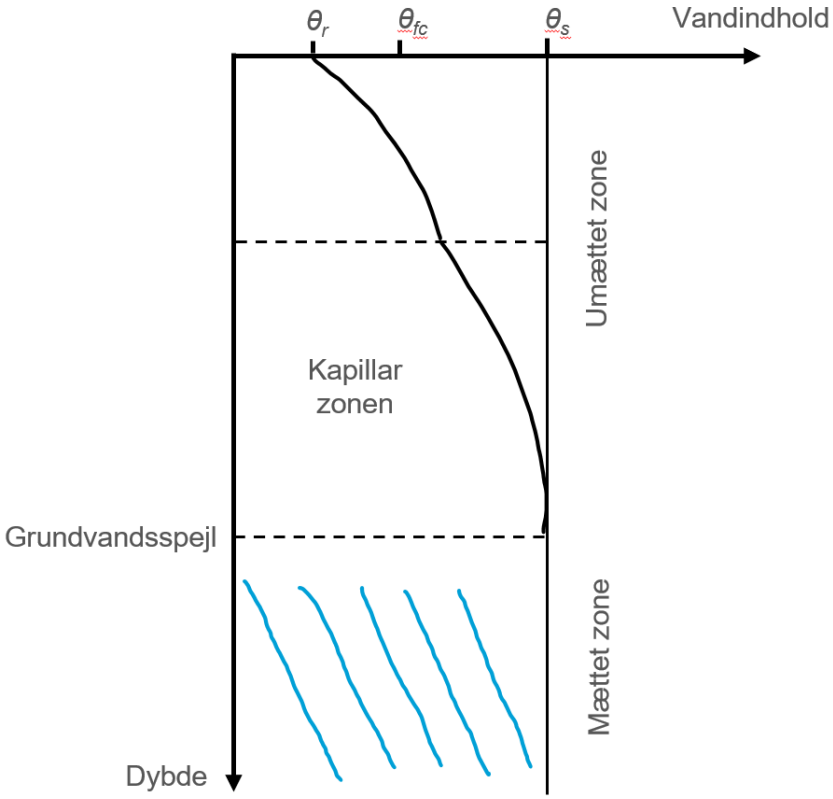
Hvilke fysiske og hydrauliske parametre i umættet zone, kapillarzonen og grundvandszonen er væsentlige at inddrage til modellering af grundvandsstigning og uønsket vand i urbane områder med højtliggende grundvand?

Følgende underspørgsmål vil i denne forbindelse blive undersøgt:

- Hvilken betydning har valget mellem Campbells og van Genuchtens hydrauliske kurver for simuleringen af kapillarzonen over et højtliggende grundvandsspejl?
- Hvordan er de fysiske og hydrauliske parametre i Beder tæt ved de to monitoreringsboringer B5 og B8?
- Kan vi korrekt modellere dynamikken i kapillarzonen (målt i søjleforsøg) med en numerisk 1D-model?
- I hvilket omfang kan en numerisk 1D-model simulere dynamikken af det stigende og faldende grundvandsspejl under og efter nedbør i Beder?

Kapillarzonen 2

Figur 2.1 viser en typisk opdeling af en jordmatrice bestående af den mættede og umættede zone. Grundvandsspejlet definerer den øvre del af den mættede zone og fluktuerer i forbindelse med nedbør (stigning) eller evapotranspiration (fald) og indflydelsen af disse afhænger af sæsonen [Lissard, 2017]. Vandet i den umættede zone forekommer som fugtfilm omkring jordpartiklerne, her bliver vandmolekylerne fastholdt, hvilket begrænser deres bevægelse. Som vandindholdet i jorden falder, vil det resterende vand blive holdt strammere i tyndere fugtfilm. Der skal derfor tilføres energi for, at vandet kan bevæge sig gennem jordmatricen eller frigøres fra partiklerne [Loll and Moldrup, 2000].



Figur 2.1. Skitse af opdelingen af mættet og umættet zone, samt placeringen af kapillarzonen.

2.1 Kapillaritet

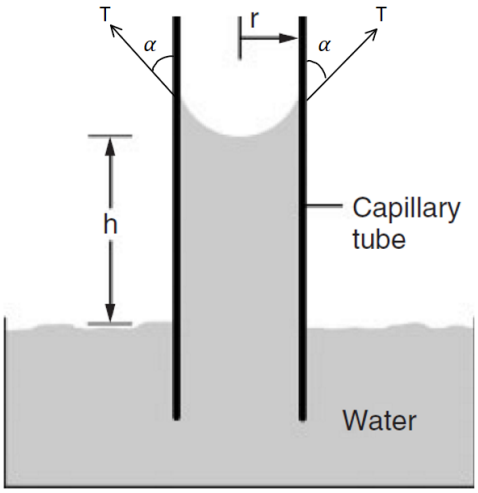
Kapillaritet, også kaldet kapillarstigning, beskriver fænomenet, hvor porevand bevæger sig fra grundvandsspejlet op i den umættede zone. Bevægelsen drives af forskelle i det hydrauliske potentiale [Lu and Likos, 2004a]. Zonen lige over grundvandsspejlet, hvor jorden er tæt på vandmætning, kaldes kapillarzonen, se figur 2.1. Denne zone strækker sig fra et matrixpotentiale på nul ved grundvandsspejlet til et matrixpotentiale svarende

til air-entry værdien. Air-entry værdien beskriver det matrixpotentiale, hvor de største porer i jorden begynder at dræne. Over denne zone vil mindre og mindre porer langsomt begynde at dræne som matrixpotentialet stiger [Nimmo, 2005, Gillham, 1984]. Højden af kapillarzonen afhænger af porernes størrelse. Kapillarzonen vil derfor være mindre for grovkornede jorde end for finkornede jorde, da de største porer i grovkornede jorde vil være større end de tilsvarende største porer for finkornede jorde. Hvilket medfører at air-entry værdien for grovkornede jorde er lavere end for finkornede jorde.

2.1.1 Kapillær-loven

For bedre at kunne beskrive kapillarstigningen, kan porerne mellem jordpartiklerne sammenlignes med kapillarrør med små diametre, se figur 2.2, idet porerne er indbyrdes forbundet og danner kanal lignende strukturer. Selvom disse kanaler ikke har et cirkulært tværsnit som kapillarrøret, kan denne analogi stadig være nyttig til at beskrive de kapillære kræfter, som får vandet til at stige i kapillarrøret. Man kan dog komme tættere på virkeligheden, hvis kapillarrørets radius repræsenteres af den effektive poreradius [Nimmo, 2005]. Hvis det nu antages at kapillarrøret er nedsænket i vand og diameteren er meget lille, vil en vandstigning kunne observeres. I de punkter, hvor vandmolekylerne møder rørets molekyler, opstår der en molekylær tiltrækning mellem dem. Tiltrækningen mellem disse forskellige partikler kaldes adhæsionskraften. Som følge af adhæsionskraften trækkes vandet op og danner en menisk. Den molekylære tiltrækning mellem identiske partikler kaldes for kohæsionskraften. Vandets overfladespænding skyldes kohæsionskraften, og som følge af kohæsionskraften trækker vandmolekylerne hinanden op i røreret. Adhæsions- og kohæsionskrafterne vil trække vandet i røret op til højden h_c, og denne højde betegnes den kapillære stighøjde. Da overfladespændingen trækker vandsøjlen op igennem røret samtidigt med at vandets egen vægt trækker den ned, vil vandsøjlen i røret være under spænding. Det betyder at det tryk der påvirker vandsøjlen er negativt, idet det er lavere end det atmosfæriske tryk, som findes ved vandoverfladen [Enginering, 2025].

Overfladespændingen, T, der trækker vandsøjlen op, virker langs rørets omkreds i en vinkel α, der betegnes som kontaktvinklen. Kontaktvinklen er vinklen mellem luft-vand-grænsefladen og luft-faststof-grænsefladen, målt gennem vandet. Størrelsen af vinklen afhænger af de givne materialer. Hvis det faste stofs tiltrækning til væsken er betydeligt større end til luften, er det faste stof meget fugtbart og kontaktvinklen vil essentielt være nul. Hvis det faste stof har en langt større tiltrækning til luften er det faste stof ikke fugtbart og kontaktvinklen vil være tæt på 180 grader [Nimmo, 2005]. Figur 2.2 viser en model af vandsøjlen i kapillarrøret.



Figur 2.2. Model af den kapillære stighøjde i et cirkulært kapillarrør [Nimmo, 2005] (Modificeret).

Ud fra ligevægten mellem den opad virkende overfladespænding og den nedad virkende tyngdekraft af vandsøjlens egen vægt kan den kapillære stighøjde bestemmes som:

$$h_c = \frac{2 \cdot T \cdot cos(\alpha)}{\rho_w \cdot g \cdot r} \tag{2.1}$$

Hvor:

h_c	Er den kapillære stighøjde i kapillarrøret [m]
T	Er vandets overfladespænding [N/m]
α	Er kontaktvinklen mellem glasset og vandet [°]
ρ_w	Vandets densitet [g/m^3]
g	Tyngdeaccelerationen [m/s^2]
r	Radius af kapillarrøret [m]

Ligning 2.1, også kendt som Young–Laplace ligningen, beskriver den højde som vandet i et kapillarrør med en lille diameter vil rejse sig til. Ud fra ligningen kan det ses, at den kapillære stighøjde er omvendt proportional med diameteren af røret eller den gennemsnitlige porestørrelse i det porøse medium [Lissard, 2017]. Hvis det antages at kontaktvinklen mellem vandet og kapillarrøret er 0, og at vandet har en temperatur på 20 °C, vil cos(α) = 1, T = 0,0728 N/m, ρ_w = 1000 kg/m^3 og g = 9,81 m/s^2, herved kan ligning 2.1, forkortes til:

$$h_c = \frac{0{,}15}{r\ [cm]} \tag{2.2}$$

Selvom ligning 2.1 og 2.2 ikke kan anvendes til direkte at bestemme den kapillære stighøjde for jorden, da de bygger på kapillarrør, er analogien til poreradius stadig nyttig. Ligning 2.2 viser direkte, at den kapillære stighøjde stiger som poreradius falder eller omvendt. Derfor vil finkornede jorde typisk have en større stighøjde end grovkornede jorde, da de finkornede jorde vil have mindre porestørrelser [Loll and Moldrup, 2000].

Air-entry værdien bestemmer højden af den næsten vandmættede kapillære zone, mens porestørrelsesfordelingen styrer størrelsen af den kapillære stighøjde. Jordtypen har derfor stor betydning for, hvor højt vandet kan stige i jorden.

2.2 Eksperimentelle bestemmelser af den kapillære stighøjde

Analytiske bestemmelser af den kapillære stighøjde er yderst vanskelige, grundet den rigtige jords komplekse struktur og pakning, hvor korn og porestørrelser er stærkt varierende. Der er derfor blevet udviklet empiriske ligninger, men for disse ligninger er hystereseeffekterne generelt ikke taget i betragtning. Den mest pålidelige metode til at bestemme den kapillære stighøjde er dog sandsynligvis ved laboratorieundersøgelser [Lu and Likos, 2004b].

Et studie udarbejdet af [Salim, 2016], undersøgte den kapillære stighøjde for en middelkornet sand, en finkornet sand og en silt jord. Målet for undersøgelsen var at finde ligninger for den kapillære stighøjde, som angav værdier, der var tæt på værdierne målt i laboratoriet. Der blev anvendt to ligninger, Young-Laplace (se ligning 2.1) og en ligning udarbejdet af Polubarinova-Kochina (se ligning 2.3).

$$h_c = 0{,}45((1-n)/n)/d_{10} \tag{2.3}$$

Hvor:

n	Porøsiteten [cm^3 cm^{-3}]
d_{10}	10 % fraktilen [mm]

Salim fandt frem til at begge ligninger nogenlunde kunne beskrive den målte kapillære stighøjde for de to sandede jorde, men gav værdier, der var lavere end den målte for siltjorden. Resultaterne fra laboratorieundersøgelserne og de beregnede resultater for de to ligninger kan ses i tabel 2.1. Resultaterne fra tabellen efterviser problemet som de empiriske ligninger ofte har, de er kun gode til at forudsige stighøjden for grov og finkornede sande og ikke for mere finkornede jorde [Salim, 2016].

Tabel 2.1. Sammenligning af målte værdier med værdier bestemt af ligninger. [Salim, 2016]

Sediment type	Gennemsnitlig højde af det fugtige sediment [cm]	Forventet højde af det fugtige sediment [cm] Polubarinova Kochina	Forventet højde af det fugtige sediment [cm] Young Laplace
Medium Sand	19,6	14,8	12,2
Fint sand	21	19	15,8
Silt	Mindst 310	181	140

Værdien for silt på mindst 310 skyldes, at den kapillære højde nåede toppen af forsøgsrørene og det var derfor ikke muligt at forudsige om dette var den største højde for silten [Salim, 2016].

Eksperimenter udført af [Lane and Washburn, 1947] undersøgte den kapillære stighøjde for 8 forskellige jorde, fire grusede, tre sandende og en siltet jord. Den kapillære stighøjde blev bestemt ud fra to forskellige metoder, en hurtig metode, hvor højden blev bestemt ved brug af et capillarimeter. Den anden metode var en langsom metode, hvor stighøjden blev bestemt ud fra søjleforsøg. Her var de 8 forskellige jorde fyldt i rør med en diameter på henholdsvis 5 og 10 cm. Prøverne var lufttørret inden de blev komprimeret i rørene, her blev det forsøgt at opnå samme kompaktionsgrad, som anvendt ved capillarimeter testene, for at få den bedste sammenligning. Alle jordene viste en højere kapillær stighøjde for søjleforsøgene end den målte med capillarimeteret. Jo finere jorden var, desto større var forskellen mellem de to testmetoder. De målte højder samt jordparametrene fra forsøgene kan ses i tabel 2.2. Her kan det observeres, at jo finere jorden er, jo større var den målte kapillære stighøjde, hvilket hænger godt sammen med den tidligere omtalte Young-Laplace ligning [Lane and Washburn, 1947].

De målte værdier fra capillarimeteret betragtes som den passive kapillære stigning, denne stigning kontrolleres primært af jordens store porer, hvor kapillarspændingen er lav og vandet i disse porer frigives derfor først. Metoden med søjleforsøgene, bestemmer den aktive kapillære stigning, som påvirkes af alle porerne i jorden. Her er kapillarspændingen langt større, da den også styres af de mindre porer og fører herved til en langt højere stigning [Lane and Washburn, 1947].

For de ensartede jorde, prøverne 6 og 8, viste forsøget at vandindholdet generelt var højt og konstant op til en vis højde, hvorefter det gradvist aftog. For de velgraderede jorde, prøverne 5 og 7, viste forsøget, at det gradvise fald af vandindholdet dækkede en langt større del af den kapillære stighøjde. Dette skyldes formentligt en langt større uregelmæssig porefordeling i disse velgraderede jorde end i de ensartede jorde [Lane and Washburn, 1947].

Tabel 2.2. Resultater fra forsøgene [Lane and Washburn, 1947].

Prøve nr.	Fraktil d_{10} [mm]	Kapillarimeter test			Åben rør test		
		Poretal	Tør densitet [kg/m^3]	Kapillær stighøjde [cm]	Poretal	Tør densitet [kg/m^3]	Kapillær stighøjde [cm]
1	0,82	0,27	2117	6	0,27	2117	5,4
2	0,20	0,45	1839	20	0,45	1823	28,4
3	0,3	0,29	2086	20	0,29	2086	19,5
4	0,06	0,45	1865	68	0,45	1865	106
5	0,11	0,27	2114	60	0,27	2118	82
6	0,02	0,48	1860	120	0,66	1655	239,6
7	0,03	0,36	2030	112	0,36	2026	165,6
8	0,006	0,95	1414	180	0,93	1430	359,2

2.3 Uforholdsmæssige stigninger af terrænnære grundvandsspejl som følge af kapillarzonen

Flere studier har vist en hurtig og uforholdsmæssig stigning af vandspejlet som følge af regnhændelser for områder, hvor grundvandsspejlet ligger højt [Khaled et al., 2011]. Det vil sige, at størrelsen af stigningen generelt er langt større, end hvad der vil være

forventeligt ud fra magasintallet (the specific yield) for det givne geologiske materiale [Novakowski and Gillham, 1988]. Magasintallet er defineret som "det vandvolumen, der frigøres fra en søjle med tværsnitsarealet 1 m^2 gennem hele det vandførende lag, når grundvandsspejlet sænkes 1 m [Karlsen and Sørensen, 2014]". Denne respons er af flere forskningsprojekter forklaret som følge af en af to fænomener, Lisse-effekten eller den omvendte Wieringermeer-effekt som begge skyldes kapillarzonen [Khaled et al., 2011].

Ud fra feltforsøg udført på sandede jorde påviste [Gillham, 1984],
[Novakowski and Gillham, 1988] og [Jaber et al., 2005] dette fænomen. Feltundersøgelsen udført af [Gillham, 1984] på en fin homogen sand, viste en hurtig og uforholdsmæssig stigning af grundvandsspejlet. Her så han en stigning af grundvandsspejlet på 30 cm inden for 15 sekunder efter tilføjelsen af 3 mm vand, svarende til et magasintal på 0,01. Det beregnede magasintal for sandet var 0,3, for at kunne opnå den samme stigning som den målte for dette magasintal vil det svare til at tilføre 90 mm vand i stedet, altså 30 gange så meget vand som egentligt blev tilføjet. Dette påviser tydeligt upålideligheden af at anvende magasintalsmetoden til bestemmelse af grundvandsstigningen for områder med højtliggende grundvand. Feltundersøgelserne udført af [Novakowski and Gillham, 1988], viste en stigning på 14 cm ved tilførslen af 5,3 mm regn og [Jaber et al., 2005], viste en stigning på 6,71 cm som følge af tilførslen af 1,6 mm regn. Alle disse hurtige og uforholdsmæssige stigninger af grundvandsspejlet, skyldes effekten af den omvendte Wieringermeer-effekt [Gillham, 1984, Novakowski and Gillham, 1988, Jaber et al., 2005].

Laboratorieforsøg udført af [Khaled et al., 2011] og [Abdul and Gillham, 1984] viste lignende resultater, hvor blot en lille tilførsel af vand kan forårsage en hurtig og langt større stigning, end forventeligt ud fra normale magasintal for en sandet jord. Undersøgelsen udført af [Khaled et al., 2011] på en sandet jord (kornstørrelser mellem 20-300 μm med en gennemsnitsværdi på 125 μm) og en leret jord (procentvis fordeling på 52,8/20,7/26,5 af henholdsvis sand/silt/ler), viste en stigning af den sandede jord på omkring 12 cm ved tilførslen af 1 mm vand, hvor de første 5 cm stigning skete over de første 10 sekunder. En lidt langsommere og lavere stigning for lerjorden var observeret på omkring 5,4 cm stigning med en stigning på 3 cm efter de første 20 sekunder, for den samme vandtilførsel. Forsøgene påviste herved effekten af den omvendte Wieringermeer-effekt for jorde med et højt grundvandsspejl [Khaled et al., 2011, Abdul and Gillham, 1984].

Data fra monitoreringsboringerne opsat i forbindelse med Ternært Vand projektet [VUDP, 2025] i Beder, viser fluktuerende grundvandsspejl med en maks dybde på 1-3,5 m under terræn for den målte periode (2023-2025). Som nævnt tidligere i afsnit 1 er der observeret store grundvandsstigninger som følge af nedbørhændelser. For eksempel sås en stigning på 87 cm som følge af 37 mm regn d. 3. oktober 2023 og en stigning på 75 cm som følge af 11 mm regn d. 21.-22. januar 2024. Disse høje og hurtige grundvandsstigninger skyldes formentligt en af de to omtalte fænomener Lisse-effekten eller den omvendte Wieringermeer-effekt.

2.3.1 Lisse effekten

Lisse effekten opstår når infiltration, forårsaget af kraftig regn, forsegler jordoverfladen og stopper luft fra at trænge igennem. Dette resulterer i at luften i den umættede zone

fanges, komprimeres og derved får trykket til at stige. Det øgede tryk fører til en meget hurtig vandstigning i en observationsbrønd, til trods for at grundvandsspejlet stort set ikke bliver påvirket, reduktionen af vandstanden kan tage flere timer til dage [Weeks, 2002]. Vandstigningen afhænger af det øgede tryk, da denne vil stige indtil trykket er udlignet [Miyazaki et al., 2012].

Grundet små ujævnheder i jordoverfladen, den typiske forekomst af makroporer og effekterne af en ustabil fugtfront, vil Lisse effekten ikke være observerbar under de fleste feltforhold. De små ujævnheder i jordoverfladen resulterer i en ujævn fugtfront, som tillader luft at slippe ud hvor fugtfronten er tyndest. Jordens makroporer (så som ormehuller, rodhuller og revner [Nimmo, 2005]) strækker sig ofte til jordoverfladen i den umættede zone og fungerer her som luftveje, efter de finere porers luftveje er blevet forseglet af fugtfronten. Derfor forekommer Lisse effekten sandsynligvis kun under så ideelle forhold, at de sjældent opstår i naturen [Weeks, 2002].

2.3.2 Omvendt Wieringermeer-effekt

Den omvendte Wieringermeer-effekt forekommer når kapillarzonen strækker sig fra grundvandsspejlet næsten helt op til jordoverfladen. Under disse forhold vil magasintallet være begrænset eller nul i zonen mellem grundvandsspejlet og terræn og magasintallet vil herved nærme sig nul. Under disse forhold vil blot en lille tilførsel af vand fylde de resterende luftfyldte porer i kapillarzonen med vand. Dette vil resultere i en hurtigt og betydelig stigning af grundvandsspejlet til en højde tæt på eller helt op til terræn. Denne effekt kan både forekomme under svag og kraftig nedbør og er kendetegnet ved hurtig stigning af vandspejlet efterfulgt af et lige så hurtigt fald [Miyazaki et al., 2012, Khaled et al., 2011].

Tidligere studier om overfladenært grundvand 3

Betydningen af overfladenært grundvand er blevet studeret i mange år. Flere af de tidligere nævnte studier [Gillham, 1984, Jaber et al., 2005, Khaled et al., 2011, Abdul and Gillham, 1984, Novakowski and Gillham, 1988] har undersøgt betydningen af kapillarzonen i områder med overfladenært grundvand, enten som feltforsøg eller laboratorie forsøg. Alle studierne var enige om, at kapillarzonen har stor betydning for den umættede zones kapacitet til optagelse af nyt vand, specielt i områder med overfladenært grundvand. Mange af studierne observerede en hurtig og uforholdsmæssig stigning af grundvandsspejlet og mente at denne stigning skyldtes den omvendte Wieringermeer-effekt.

[Thorndahl and Nielsen, 2024] undersøgte klimaforandringernes og implementeringen af forskellige dræningsløsningers betydning for højden af det lokale grundvandsspejl for det bymæssige boligkvarter Kærby i Aalborg. Dette blev undersøgt ved brug af en grundvandsmodel, som simulerede tredimensionelle grundvandsstrømninger i den mættede zone samt et endimensionelt tilløb af drænvand. Det blev herudfra vist at det nuværende grundvandsspejl i Kærby er meget højt og kun vil stige i fremtiden som følge af klimaforandringer, og en evt. fornyelse af det nuværende utætte kloaksystem. Af de undersøgte løsningsforslag, blev det konkluderet at den bedste løsning til at reducere indflydelse af det stigende grundvandsspejl, vil være at indsætte horisontale dræn i samme højde som det nuværende kloaksystem [Thorndahl and Nielsen, 2024].

Et studie udført af [LaBianca et al., 2023], undersøgte effekten af den menneskeskabte urbane geologi og horisontal diskretisering for simuleringer af terrænnært grundvand på byniveau. Studiet tog udgangspunkt i Odense. Effekten blev undersøgt ved at ændre den anvendte geologiske model samt den horisontale diskretisering. Dette blev gjort for tre forskellige geologiske modeller af stigende detaljegrad og for to forskellige horisontale diskretiseringer, den anvendte hydrologiske model forblev dog uændret. Studiet fandt frem til, at den horisontale diskretisering ikke påvirkede den overordnede højde af grundvandet, men påvirkede de lokale højder, samt grundvandets strømningsveje. Det blev yderligere vist at detaljegraden af den urbane geologi ikke havde stor indflydelse på højden af det terrænnære grundvandsspejl, men påvirkede strømningsvejene og opholdstiden. Den underjordiske infrastruktur som afløbsinstallationer og vej- og jernbanernes byggematerialer havde den største indflydelse på simuleringen af det terrænnære grundvand, da disse fungerede som foretrukne veje for grundvandet [LaBianca et al., 2023].

Masterspecialet af [Hedevang and Sørensen, 2023] undersøgte indsivning af uvedkommende vand i et afløbssystem. Ud fra eksperimentelle analyser fandt de frem til, at grundvandet trænger ind i afløbsrørene når vandspejlet er steget op til afløbsrørets infiltrationsområde. Der blev yderligere lavet en 1D model baseret på Moving Mean Slope modellen, der

kunne beregne inflowet ind i røret. Sammenligningen mellem modellen og et eksperimentelt sandboksforsøg viste, at den indsivede vandmængde i røret var væsentligt højere i modellen end for eksperimentet. Specialet udført af [Pedersen et al., 2024], byggede videre på viden fra [Hedevang and Sørensen, 2023]. De undersøgte ligeledes indtrængning af grundvand i utætte kloaksystemer, med fokus på byen Beder ved Aarhus. De udførte fem sandboksforsøg og kunne herfra eftervise, at et højtliggende grundvandsspejl kan lede til uforholdsmæssige stigninger af grundvand. Det var dog ikke muligt ud fra de udførte forsøg at bekræfte antagelsen af, at det infiltrerede vand i afløbsrør kun skyldes nedefra kommende vand, som ellers bekræftet af [Hedevang and Sørensen, 2023].

De fandt yderlige ud af, at en 1D numerisk model baseret på Moving Mean Slope modellen kunne eftervise stigningen af grundvandsspejlet målt i deres sandboksforsøg. Samt at en 2D model baseret på samme model yderlige kunne eftervise vandmængden, der blev drænet af det nedsatte rør i sandboksen. De fandt dog også frem til at 1D modellen overestimerede højden af grundvandsspejlet, når resultaterne blev sammenlignet med målte data fra Beder. Den anvendte jordtype, blev antaget at være en sandet leret muldjord. 1D modellen blev yderligere anvendt i et screeningsværktøj til bestemmelse af risikoen for infiltrering af grundvand i Beders kloaksystem. De anvendte jordtyper til screeningsværktøjet, blev antaget at være den samme som topjorden og blev modelleret som værende homogen. Selvom screeningsværktøjet var stærkt afhængigt af jordtypen og det initiale grundvandsspejls højde til bestemmelsen af vurderingen af risikoen, blev det konkluderet at værktøjet vil kunne anvendes til en risikovurdering af infiltrering af grundvand i Beders kloaksystem. Det skal noteres at jordparametrene anvendt for de forskellige jordtyper kommer fra [Clapp and Hornberger, 1978] og en sandet jord taget fra en anden projektlokation (St. Restrup Fælled) [Pedersen et al., 2024].

Dette projekt vil derfor undersøge jordparametrene i Beder ud fra jordprøver og tage lagdelingen i betragtning, ved udarbejdelsen af en 1D-model, til eftervisning af det stigende og faldene grundvandsspejl, observeret i Beder.

Numerisk modellering af flow i den umættede zone 4

I dette kapitel vil den numeriske model, der anvendes til at modellere vanddynamikken og kapillarzonen, blive beskrevet.

Grundet den stærke ikke-lineære sammenhæng af jordens vandretention og de hydrauliske egenskaber for umættede strømninger, kan den generelle strømningsligning ikke løses analytisk for andet end meget simple scenarier. Numeriske modeller anvendes derfor ofte til at bestemme tilnærmede løsninger. De fleste af disse modeller bygger på tre komponenter, (1) jordens vandretentionskurve, (2) den hydrauliske ledningsevnekurve og (3) en kombination af Darcy's lov for flow i den umættede zone 4.1 samt kontinuitetsligningen 4.2 [Loll and Moldrup, 2000].

$$v = -K\frac{\delta H}{\delta z} = -K\frac{\partial \psi}{\partial z} + K\frac{\partial z}{\partial z} \qquad (4.1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial z} \qquad (4.2)$$

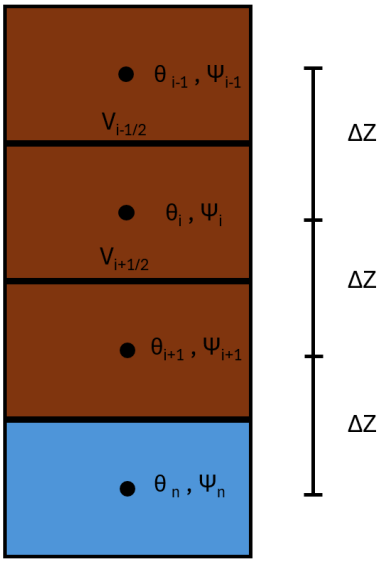
Hvor:

v	Darcy flux [cm/min]
K	Den umættede hydrauliske konduktivitet (en funktion af enten θ eller ψ) [cm/min]
ψ	trykpotentialet [cm H_2O]
z	Gravitationspotentialet [cm H_2O]
θ	Det volumetriske vandindhold [cm^3/cm^3]
t	tiden [min]

4.1 Moving Mean Slope modellen

Moving Mean Slope (MMS) modellen, er udviklet af [Moldrup et al., 1989], og bygger på den teoretiske udvikling af [Wind and van Doorne, 1975] samt [Richter, 1980] og tager udgangspunkt i en analyse af den hydrauliske konduktivitetskurve. Modellen kan simulere transiente flow (flow hvor både fluxen og trykket ændres over tid) i både homogen og heterogen jord for alle jordvandsindhold [Loll and Moldrup, 2000]. Ligningerne der indgår i MMS-modellen samt ideen bag modellen vil blive beskrevet i dette afsnit .

Da MMS-modellen bygger på en eksplicit finite difference metode vil jordprofilet under undersøgelse blive opdelt i diskrete tids- og rumintervaller. Det lodrette jordprofil vil derfor opdeles i et antal bokse, n, fra jordoverfladen til den ønskede dybde, som i dette projekt vil være grundvandsspejlet. Hver boks antages at være homogen med hensyn til jordfysiske parametre og vandindhold samt porevandstryk og har højden Δz [Loll and Moldrup, 2000]. Opdelingen af jordsøjlen kan ses på figur 4.1.

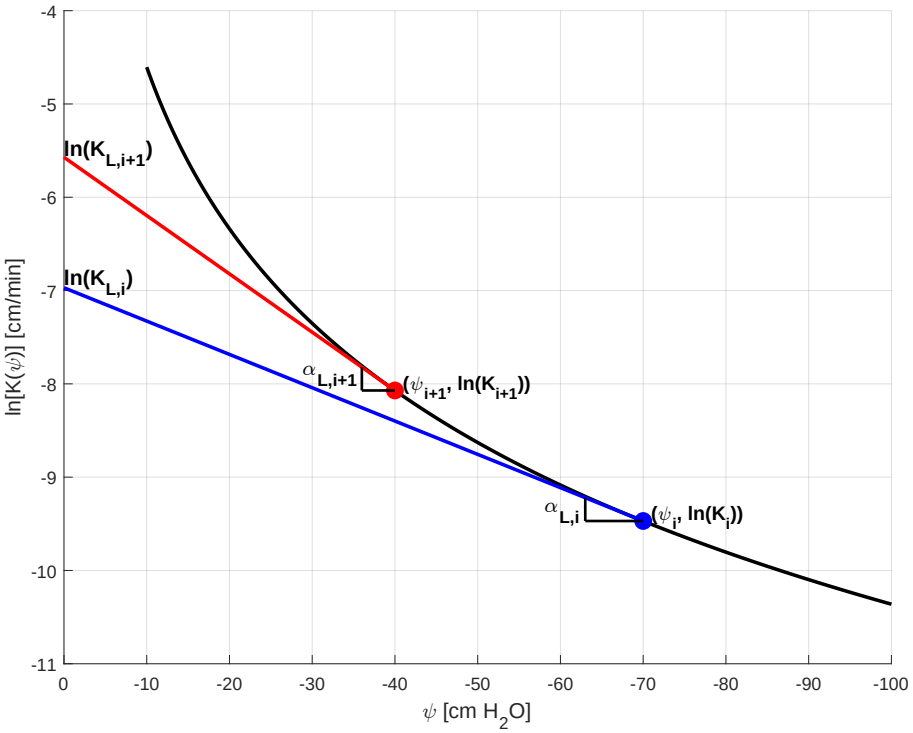


Figur 4.1. Diskretisering af jordsøjlen

Ved at antage at Gardners [Gardner, 1958] hydrauliske ledningsevnemodel kan anvendes lokalt i små intervaller omkring de forekommende ψ-værdier i jordsøjlen, fås:

$$K(\psi) = -K_{L,i} e^{\alpha_{L,i}\psi_i} \tag{4.3}$$

Hvor K_L og α_L er lokale parametre for den hydrauliske ledningsevnekurve omkring et givent porevandstryk ψ_i i noden i. K_L er skæringspunktet mellem K-ψ-kurven og K-aksen i et ln(K)-ψ koordinatsystem og repræsenterer den lokale mættede hydrauliske ledningsevne. α_L er hældningen af tangenten, der går fra K_L til kurvens værdi ved ψ_i, og repræsenterer herved den lokale hældning af den hydrauliske ledningsevne kurve i et semi-logaritmisk plot [Moldrup et al., 1989, Loll and Moldrup, 2000], Se figur 4.2.



Figur 4.2. Semi-logaritmisk plot af den hydrauliske ledningsevnekurve for en hypotetisk jord og lokale Gardner approksimationer for to følgende noder, i og i+1 [Loll and Moldrup, 2000].

4.1.1 Fluxmodellen

Darcy fluxen mellem to følgende noder (i og i_{+1}), kan findes ved brug af ligning 4.4. Ligningen er udviklet af [Richter, 1980] og kan anvendes for både tørre og våde jorde. Ligningen antager at Darcy fluxen mellem to følgende noder (i og i_{+1}) er konstant for det givne tidsskridt [Moldrup et al., 1989].

$$v_{i+1/2} = \frac{K_N e^{\alpha_N \psi_i + 1} - K_N e^{\alpha_N \psi_i}}{e^{\alpha_N \Delta z} - 1} + K_N e^{\alpha_N \psi_i} \tag{4.4}$$

Hvor:

$v_{i+1/2}$	Darcy fluxen på grænsen mellem boks nr. i og i+1
K_N	Den gennemsnitlige værdi af K_L mellem to følgende noder [cm/min]
α_N	Den gennemsnitlige værdi af α_L mellem to følgende noder [-]

Til bestemmelse af K_N anvendes ligning 4.5 og α_N bestemmes ved brug af ligning 4.6 [Moldrup et al., 1989].

$$K_N = \frac{K_{L,i} + K_{L,i+1}}{2} \tag{4.5}$$

$$\alpha_N = \frac{\alpha_{L,i} + \alpha_{L,i+1}}{2} \tag{4.6}$$

Som nævnt tidligere er α_L den lokale hældning af den hydrauliske ledningsevnekurve i et semi-logaritmisk plot, og kan approksimeres ud fra ligning 4.7.

$$\alpha_{L,i} = \frac{ln[K(\psi_i + 1/2\Delta\psi] - ln[K(\psi_i - 1/2\Delta\psi]}{\Delta\psi} \tag{4.7}$$

Hvor $\Delta\psi$ er et lille ψ-interval centreret omkring ψ_{i}, en værdi mellem 0,2-3 cm H_2O er anbefalet [Loll and Moldrup, 2000].

Hvis Campbells [Campbell, 1974] ledningsevnemodel anvendes kan $\alpha_{\mathrm{L,i}}$ bestemmes ud fra ligning 4.8.

$$\alpha_{L,i} = \frac{2 + 3/b}{-\psi_i} \tag{4.8}$$

De hydrauliske ledningsevne kurver, der vil blive anvendt til at bestemme de hydrauliske ledningsevner for de givne porevandstryk ($\mathrm{K}(\psi_{\mathrm{i}})$), vil blive vist og beskrevet i afsnit 5.3.1.

Når $\alpha_{L,i}$ værdien er bestemt kan $\mathrm{K_{L,i}}$ udregnes, ud fra ligning 4.9.

$$K_{L,i} = K(\psi_i)e^{-\alpha_{L,i}\psi_i} \tag{4.9}$$

4.1.2 Kontinuitetsligningen

Ud fra en simpel eksplicit finite difference approksimation af kontinuitets ligning 4.2, kan det volumetriske vandindhold θ for tiden t+Δt for hver beregningsboks bestemmes. Darcy fluxen antages konstant over hele tidsrummet Δt [Moldrup et al., 1989].

$$\theta_i^{t+\Delta t} = \theta_i - (v_{i+1/2}^t - v_{i-1/2}^t)\frac{\Delta t}{\Delta z} \tag{4.10}$$

Hvor:

Δt	Er tidsskridtet [min]
θ_i	Er det volumetriske vandindhold for det nuværende tidsskridt [cm^3/cm^3]
$\theta_i^{t+\Delta t}$	Er det volumetriske vandindhold for det næste tidsskridt [cm^3/cm^3]

Så ideen er, at for hver boks til tiden 0 er enten vandindholdet (θ) eller porevandstrykket (ψ) kendt. Hvis vandindholdene er kendt starter vi med at anvende disse vandindhold til at bestemme porevandstrykkene ved brug af en jordvandretentions model, i dette projekt enten Campbell eller van Genuchten. Ud fra de nu kendte porevandstryk kan ligning 4.7 og 4.9 anvendes til at beregne $\alpha_{\mathrm{L,i}}$ og $\mathrm{K_{L,i}}$ for hver boks. Herfra anvendes ligning 4.5 og 4.6 til at bestemme α_{N} og $\mathrm{K_N}$, gældende ved boksenes grænseflader. Darcy fluxen mellem boksene kan herved bestemmes ud fra ligning 4.4 og til sidste kan de nye θ-værdier for hver boks beregnes ud fra ligning 4.10. Disse θ-værdier anvendes så til at beregne de nye porevandstryk (ψ) ud fra den givne vandretentionskurve (enten Campbell eller van Genuchten beskrevet i afsnit 5.2.2) og processen gentages indtil den ønskede tid er nået [Loll and Moldrup, 2000].

4.2 Numerisk instabilitet og modeldiskretisering

For laboratoriemålte data er hældningen af K-ψ kurverne ofte enten meget lav eller nul tæt på vandmætningspunktet, da de anvendte jordprøver ofte er homogeniserede. Dette medfører at α_{L}-værdierne nær vandmætningspunktet vil være lave eller 0, hvilket giver numeriske problemer grundet nævneren i ligning 4.4. En lille negativ ψ-værdi bør derfor anvendes ved vandmætning [Moldrup et al., 1989].

Hvis forøgelsen af dybden (Δz) bliver for stor vil modellen få problemer med simuleringen af den meget store initiale infiltration, som opstår når vandet infiltrerer i en tør jord. I feltsituationer kan dette i de fleste situationer løses ved at anvende en fluxbetingelse som den øvre grænse [Moldrup et al., 1989].

Ligning 4.11 udarbejdet af [Wind and van Doorne, 1975], er udviklet som et kriterium for valget af det maksimale tidsskridt, der kan anvendes i beregningerne for at undgå numerisk instabilitet. Ligning 4.11 kan anvendes hertil, hvis diskretiseringen af dybden Δz er valgt [Moldrup et al., 1989].

$$\Delta t < \frac{\theta_{i+1} - \theta_i}{K(\psi_{i+1}) - K(\psi_i)} \cdot \frac{e^{\alpha_N \Delta z} - 1}{e^{\alpha_N \Delta z} + 1} \cdot \Delta z \tag{4.11}$$

Det maksimale tidsskridt beregnes for alle grænseflader og den mindste af disse værdier anvendes som tidsskridt for alle bokse [Moldrup et al., 1989].

Jordens vandretentionskurve og hydraulisk ledningsevne

5

De jordegenskaber, der har betydning for vandets bevægelse i den umættede zone er porestørrelsesfordelingen, jordens vandretentionskurve og den hydrauliske ledningsevnekurve. I dette afsnit vil jordens vandretentionskurve og den hydrauliske ledningsevnekurve for to forskellige modeller blive beskrevet.

5.1 Jordvandspotentialet

Jordvandspotentialet er mængden af potentiel energi for jordvandet, relativt til det potentielle energiniveau for rent vand under standard temperatur og tryk. Jordvandspotentialet består af tre potentialer: det gravitationelle potentiale, trykpotentialet og det osmotiske potentiale.

Det gravitationelle potentiale stammer fra gravitationsfeltet.
Trykpotentialet kan enten være positivt eller negativt, for vand under den frie vandoverflade vil potentialet være positivt, da det hydrostatiske tryk vil være større end det atmosfæriske tryk og beskrives ved den hydrostatiske trykfordeling. For vand der er steget over den frie vandoverflade, vil potentialet være negativt og beskrives ved matrixpotentialet, som er en kombination af jordens kapillære og adsorptive kræfter. Adsorptionskraften stammer fra vandmolekylernes tiltrækning til den negativt ladede jordoverflade, her vil vandmolekylerne adsorbere til jordmolekylerne. Da trykpotentialet for umættede jorde altid er negativt, kræver det energi at få jorden til at dræne. Trykpotentialet for umættede jorde omtales derfor ofte som et sug.
Det osmotiske potentiale, skyldes en forskel i potentiel energi mellem jordvandet og rent frit vand. Indholdet af opløste mineraler og næringsstoffer i jordvandet, medfører at dets energiniveau er lavere end det for rent frit vand.

Det osmotiske potentiale ses der ofte bort fra i diskussioner om vandets bevægelse gennem jorden og grundvandet. De tilbageværende potentialer, der er med til at forårsage vandets bevægelse gennem jorden er det gravitationelle potentiale og trykpotentialet. Hvis de to potentialer angives i cm vandsøjle, fås:

$$H = \psi - z$$

Hvor:

H	Er det totale jordvandspotentiale [cm H_2O]
ψ	Er trykpotentialet [cm H_2O]
z	Er det gravitationelle potentiale [cm H_2O]

Da ψ varierer over et stort interval i umættede jorde, med meget høje negative værdier for meget tørre finkornede jorde, anvendes pF-skalaen ofte.

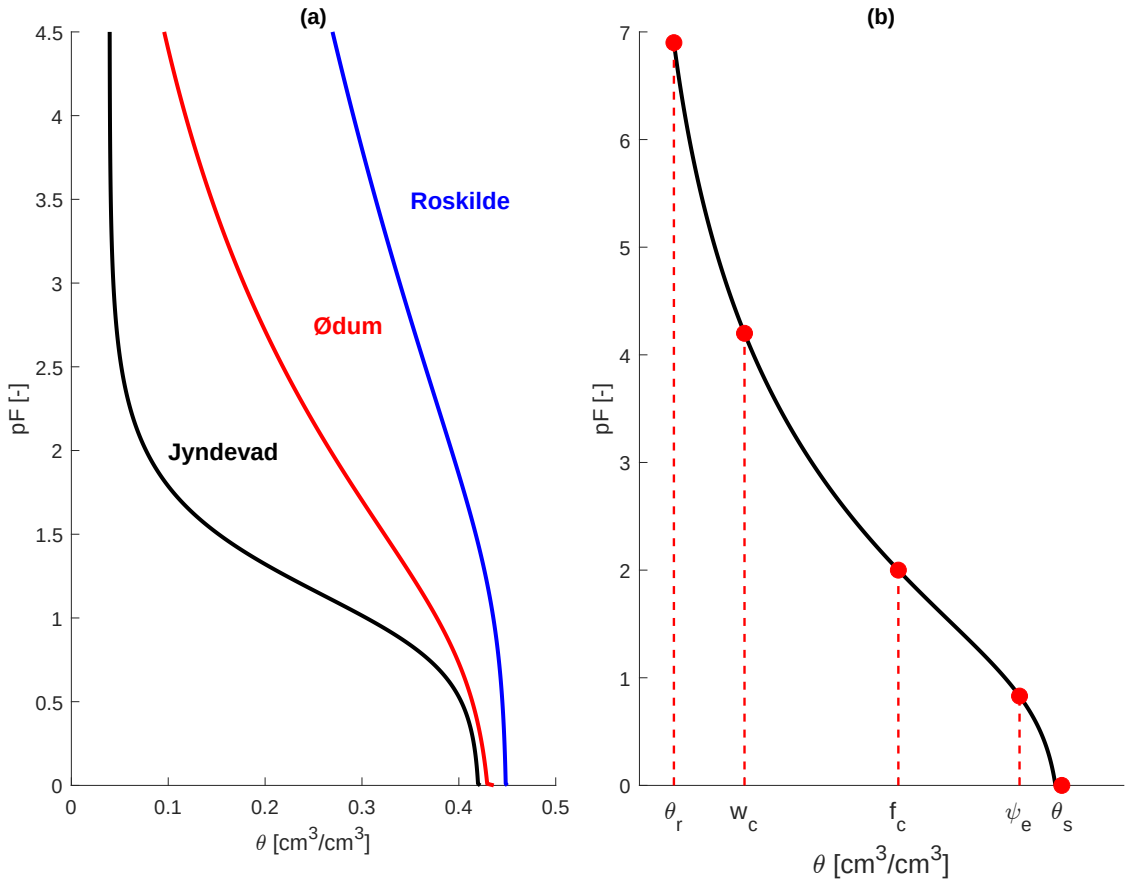
$$pF = log10(-\psi)$$

5.2 Vandretentionskurven

Vandretentionskurven beskriver mængden af vand, der tilbageholdes i jordens porer (udtrykt som masse- eller volumenvandindhold, θ_m eller θ_v) under ligevægt ved et givent matrixpotentiale. Denne sammenhæng er karakteristisk for hver jordtype og bestemmes eksperimentelt. Vandretentionskurven afhænger af størrelsen og sammenhængen af porerummene og er derfor stærkt påvirket af jordens tekstur og struktur [Tuller and Or, 2004]. Ved et matrixpotentiale på nul, vil jorden være fuldt mættet (θ_s), og vandindholdet vil omtrent svare til jordens porøsitet. For et stigende sug vil jorden forblive mættet indtil det påførte sug når air-entry værdien og de største porer begynder at dræne. Som suget øges, vil mindre og mindre porer gradvist dræne, indtil et øget sug ikke længere resulterer i dræning af flere porer. Vandindholdet hvor dette opstår er kendt som det residuale vandindhold (θ_r). Her vil det resterende vand primært forekomme som vandfilm omkring kornene [Loll and Moldrup, 2000, Novakowski and Gillham, 1988]. For sug mindre end en atmosfære (pF $\simeq$ 3) afhænger den tilbageholdte vandmængde primært af kapillareffekterne og porestørrelsesfordelingen, hvor for højere sug skyldes tilbageholdelsen i højere grad adsorption [Loll and Moldrup, 2000].

En jord med mange store porer vil have en retentionskurve, der hurtigt falder til et lavt vandindhold for et højt matrixpotentiale. Hvor en jord med mange fine porer kan tilbageholde meget vand selv for lave matrixpotentialer og vil derfor have en stejlere retentionskurve [Nimmo, 2005].

Figur 5.1(a) viser vandretentionskurven for tre danske jorde, den grovsandede jord Jyndevad, den siltede jord Ødum og den lerede jord Roskilde [Hansen, 1976].



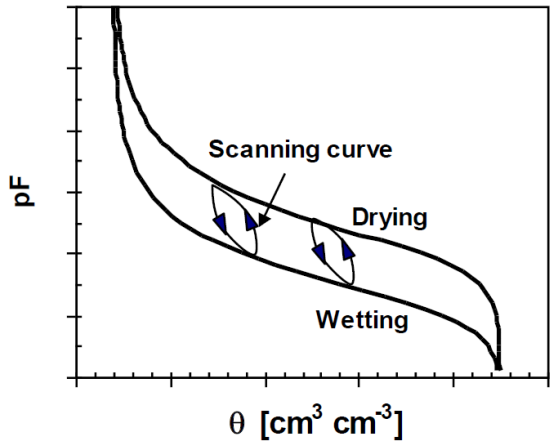
Figur 5.1. Vandretentionskurven for den grovsandet Jyndevad, den siltet Ødum og den leret Roskilde (a) og karakteristiske punkter på vandretentionskurven (b).

På figur 5.1(b) kan det mættede vandindhold (θ_s), air-entry værdien (ψ_e), det residuale vandindhold (θ_r), vandindholdet ved markkapacitet (field capacity = f_c) og vandindholdet for visnekapaciteten (w_c) ses. Markkapaciteten defineres som det vandindhold, hvor fri dræning som følge af tyngdekraften er ubetydelig, for danske standarder sættes denne ofte til et trykpotentiale på - 100 cm vandsøjle svarende til en pF-værdi på 2. Visnekapaciteten defineres som det vandindhold, hvor planter ikke længere kan optage vand fra jorden og sættes ofte til et trykpotentiale på omkring -15.000 cm vandsøjle svarende til en pF-værdi på 4,2 [Loll and Moldrup, 2000].

5.2.1 Hysterese i jordens vandretentionskurve

Der er to måder hvorpå forholdet mellem jordvandspotentialet og vandindholdet kan bestemmes, den ene er ved en tørringsproces og den anden er ved en fugtningsproces. For tørringsprocessen tages en oprindeligt mættet jordprøve og udsættes for et gradvist øget sug så prøven langsomt drænes og herved tørres ud. For fugtningsprocessen tages en oprindeligt tør jordprøve, som gradvist fugtes ved en trinvis reduktion af suget. For begge metoder vil man vente på, at der indstiller sig en ligevægt mellem vandindholdet og suget, disse vandindhold vil så noteres for det påførte sug. Begge metoder giver kontinuerte kurver, disse kurver vil dog generelt ikke være identiske, da vandindholdet der indstiller sig ved et givent påført sug, vil være større for tørringskurven end for fugtningskurven. Forskellen i vandindhold mellem de to processer ved samme påførte sug kaldes for hysterese. Kurverne

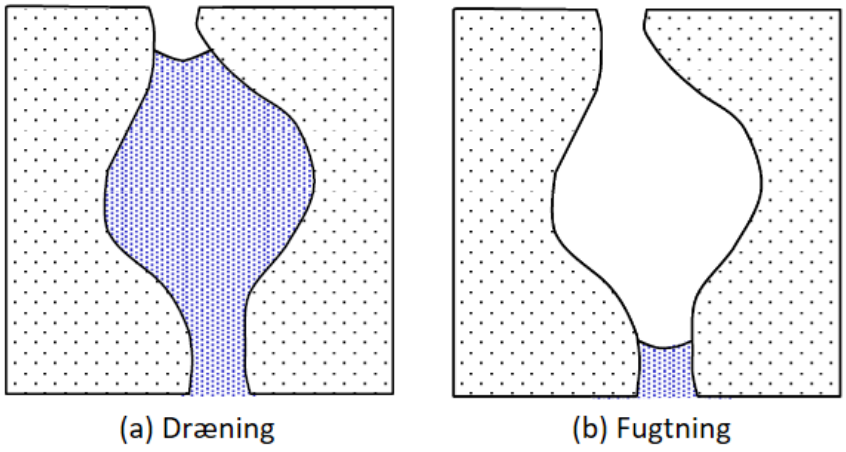
der kan dannes ud fra de to processer kaldes for henholdsvis den primære tørringskurve og den primære fugtningskurve. Hvis en delvist fugtet jord begynder at dræne eller en delvist tør jord begynder at fugtes, vil disse processer følge en kurve der ligger mellem de to primære kurver, disse kurver kaldes for scanningskurver. Under feltforhold følger jorden ofte en blanding af tørringskurver og fugtningskurver som jorden tørres og fugtes under forskellige forhold. Ændringen mellem disse kurver danner løkker mellem de to primære kurver. Dette er illustreret på figur 5.2. I numeriske undersøgelser og i numeriske simulationer er det normalt ikke at tage højde for hysterese. Så selvom hysterese er vigtigt, negligeres effekten i de fleste tilfælde [Loll and Moldrup, 2000].



Figur 5.2. Den primære tørrings og fugtningskurve og tilhørende scanningskurver.

"Ink bottle"effekten

Der er flere årsager til at hysterese opstår, "ink bottle"effekten er dog set som den vigtigste. "Ink bottle"skyldes effekten af smalle porehalse højere oppe i jordprofillet, der under dræning (under tørring) vil holde de nedre store porer delvist fyldt med vand, se figur 5.3a. Da der skal et større sug til for at dræne den smalle porehals. Under fugtning vil den smalle porehals nu holde vandet fra at fylde de store porer, se figur 5.3 b.



Figur 5.3. Illustration af "ink bottle"effekten. Figur a viser dræningsscenariet og figur b viser fugtningsscenariet [Loll and Moldrup, 2000].

En undersøgelse udført af [Khaled et al., 2011] på søjlepakket jord viste, at ved at tage højde for hystereseeffekten i deres numeriske simuleringer, fik de resultater, der fulgte de eksperimentelle målinger langt bedre, end hvis de ikke tog højde for hystereseeffekten.

I dette projekt ses der bort fra effekten af hysterese, da der arbejdes med byjord, som typisk er kompakteret. Kompakteringen reducerer andelen af store porer, og porestørrelsesfordelingen vil derfor være domineret af mikroporer. Herved mindskes bl.a. betydningen af "ink bottle"effekten, idet der vil være færre porestrukturer med smalle porehalse i forlængelse af store porevolumener.

5.2.2 Modellering af Vandretentionskurven

Bestemmelsen af vandretentionskurven for et bredt interval af sug er en lang og tidskrævende proces. Det er derfor en fordel at kunne beskrive vandretentionskurven på en matematisk kontinuerlig form. Flere tilgange kan anvendes til at repræsentere en kontinuerlig vandretentionskurve. I dette projekt vil der dog kun anvendes empiriske modeller. De to modeller, der vil blive anvendt, er henholdsvis Campbell modellen [Campbell, 1974] og van Genuchten modellen [van Genuchten, 1980]. De er begge empiriske kurvetilpasningsfunktioner, med frie modelparametre [Tuller and Or, 2004].

Campbell

Sammenhængen mellem vandindholdet og jordvandspotentialet blev beskrevet af Campbell som:

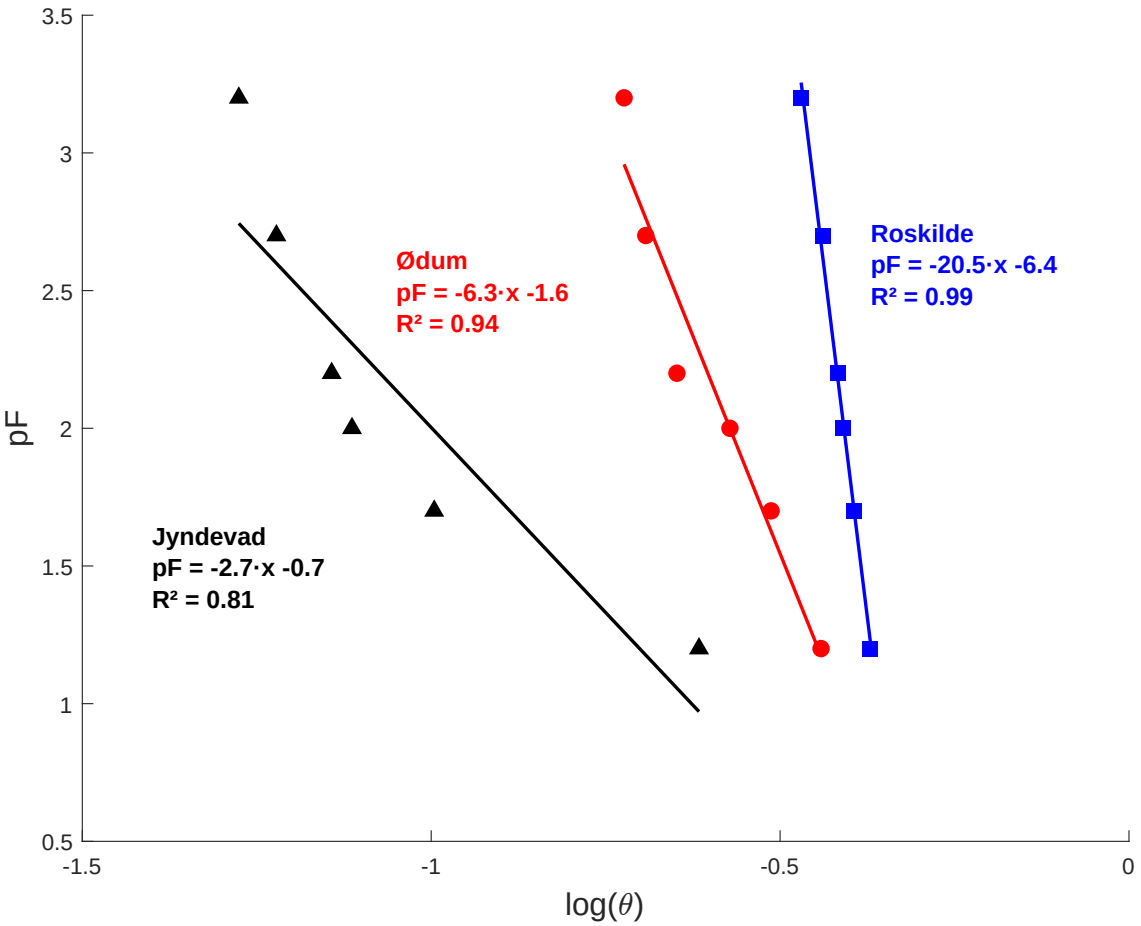
$$\theta = \theta_s \cdot \left(\frac{\psi_e}{\psi}\right)^{\frac{1}{b}} \qquad \text{eller} \qquad \psi = \psi_e \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{-b} \tag{5.1}$$

Hvor:

θ	Er det volumetriske vandindhold [cm^3/cm^3]
ψ_e	Er jordvandspotentiale ved luftindtrængning (air-entry værdien) [cm H_2O]
b	empirisk konstant [-]

Konstanten b, er relateret til porestørrelsesfordelingen og kan bestemmes som den negative hældning af den bedste rette linje i et log-log plot af jordvandspotentialet (ψ) og det volumetriske vandindhold (θ). Målte datasæt følger dog ofte ikke ligning 5.1 og giver derfor ikke en ret linje for alle målte pF-værdier. En rimelig god tilpasning kan dog findes i intervallet fra pF = 1 til pF = 3,2 for de fleste jorde. En undtagelse er grovsandede jorde grundet den snævre partikelstørrelsesfordeling. Typiske værdier for b ligger mellem 1-5 for sande med en grov tekstur, 4-14 for jorde med en mellem tekstur og 10-20 for mere lerede jorde [Loll and Moldrup, 2000].

De bestemte b-værdier for Jyndevad, Ødum og Roskilde kan ses på figur 5.4, de anvendte data punkter kan ses i tabel 6.1. Ud fra figuren kan det ses, at den grovsandede Jyndevad, har betydeligt sværere ved at beskrive den lineære sammenhæng end de to mere finkornede jorde, Ødum og Roskilde.



Figur 5.4. Bestemmelse af Campbell b for Jyndevad (b = 2,7), Ødum (b = 6,3) og Roskilde (20,5). Alle jorde er blevet fittet for data i et pF område mellem 1,2 til 3,2.

van Genuchten

van Genuchten foreslog en fire-parametre lukket interval model til beskrivelse af vandretentionskurven [Lu and Likos, 2004b]. Modellen bygger på ligninger udlet af [Mualem, 1976].

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha \cdot \psi)^n]^m} \qquad \text{eller} \qquad \Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + (\alpha \cdot \psi)^n}\right]^m \tag{5.2}$$

Hvor:

ψ	Er matrixpotentialet antaget positivt [cm H_2O]
α	Empirisk konstant [cm^-1]
n	Empirisk konstant [-]
m	Empirisk konstant [-]
Θ	Er den effektive mætning [-]

For Mualem modellen som anvendes her, er m = 1-1/n og ligning 5.2 indeholder derfor fire uafhængige parametre (θ_s, θ_r, α og n), som skal estimeres ud fra observerede jord-vandretentionsdata. Det mættede volumetriske vandindhold (θ_s), kan oftest nemt bestemmes

ud fra laboratorie forsøg. De andre tre parametre kan bestemmes ved anvendelsen af en mindste kvadraters kurvetilpasning [van Genuchten, 1980]. n parameteren er relateret til porestørrelsesfordelingen og α er relateret til air-entry værdien, α = -1/ψ_e. Grovkornede jorde vil typisk have høje n og α værdier, hvor mere finkornede jorde vil have lavere værdier [Loll and Moldrup, 2000].

pF-værdien (afhængende af det volumetriske vandindhold) kan bestemmes ud fra ligning 5.3 [Groenevelt and Grant, 2004].

$$\mathrm{pF}(\theta) = \frac{1}{n}\log_{10}\left\{\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r}\right)^{\frac{1}{m}} - 1\right\} - \log_{10}(\alpha) \tag{5.3}$$

5.3 Hydraulisk ledningsevne

Den hydrauliske ledningsevne beskriver, hvor let en væske har ved at bevæge sig igennem jorden og afhænger både af væsken og jordmatricens egenskaber, herunder kornstørrelsesfordeling og porøsiteten, samt væskens viskositet og densitet [Pojmark, 2011]. For umættede jorde falder den hydrauliske ledningsevne hurtigt som vandindholdet mindskes og kan beskrives som en funktion af vandindholdet eller trykpotentialet [Loll and Moldrup, 2000]. Dette hurtige fald skyldes, at som vandindholdet falder, vil de største porer tømmes først og vandet vil blive efterladt til kun at strømme i de mindre porer, hvor strømningsvejene er mindre og mere snoede. Den hydrauliske ledningsevne kan derfor falde flere størrelsesordner som jordens vandindhold, eller trykpotentialet mindskes [Nimmo, 2005]. Sandjorde viser et større fald i hydrauliske ledningsevne som vandindholdet falder end lerjorde, da sandjorde indeholder en større andel af store porer som hurtigt drænes. Ved mætning vil den hydrauliske ledningsevne dog være større for sandede jorde end for de mere lerede jorde grundet den større andel af store velforbundne porer [Loll and Moldrup, 2000].

5.3.1 Modellering af den hydrauliske ledningsevne

En række matematiske modeller er blevet udviklet til at beskrive den umættede hydrauliske ledningsevne som funktion af vandindholdet eller suget. Disse modeller bygger enten på begrænsede eksperimentelle datasæt eller på grundlæggende funktioner, oftest vandretentionskurven [Lu and Likos, 2004b]. Her vil to af disse modeller blive beskrevet Campbell ([Campbell, 1974]) og van Genuchten ([van Genuchten, 1980]).

Campbell

[Campbell, 1974] udviklede en metode, der kan bestemme den umættede hydrauliske ledningsevne ud fra vandindholdet. Modellen bygger på antagelserne: (1) at vandstrømmen i jorden er kontrolleret af den mindste af to porer i en sekvens, (2) kun porer i en direkte sekvens bidrager til den samlede hydrauliske ledningsevne og (3) jordporer passer tilfældigt sammen. Det skal noteres, at hvis data punkterne fra log-log plottet tidligere anvendt til bestemmelsen af Campbell b ikke giver en ret linje, kan den følgende ligning ikke forventes at give pålidelige resultater for den umættede hydrauliske ledningsevne [Campbell, 1974].

$$K(\theta) = K_s \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3} \tag{5.4}$$

Hvor:

K	Umættede hydrauliske ledningsevne [cm/min]
K_s	Mættede hydrauliske ledningsevne [cm/min]

Ved at kombinere ligning 5.4 med ligning 5.1, fås en model for den umættede hydrauliske ledningsevne som funktion af trykpotentialet [Loll and Moldrup, 2000].

$$K(\psi) = K_s \cdot \left(\frac{\psi_e}{\psi}\right)^{2+3/b} \tag{5.5}$$

van Genuchten

[Mualem, 1976] lavede en model, der kunne forudsige den hydrauliske ledningsevne ud fra jordens vandretentionskurve og ledningsevnen ved mætning (K_s). Ud fra denne model og van Genuchtens model for jordens vandretentionskurve udviklede han en lukket analytisk ligning til bestemmelsen af den umættede hydrauliske ledningsevne [van Genuchten, 1980]:

$$K(\theta) = K_s \cdot \Theta^{1/2} \left[1 - (1 - \Theta^{1/m})^m\right]^2 \tag{5.6}$$

Den umættede hydrauliske ledningsevne kan også beskrives som funktion af trykpotentialet ved at kombinere ligning 5.6 med ligning 5.2:

$$K(\psi) = K_s \cdot \frac{\left(1 - (\alpha \cdot \psi)^{n-1} \cdot \left[1 + (\alpha \cdot \psi)^n\right]^{-m}\right)^2}{\left[1 + (\alpha \cdot \psi)^n\right]^{m/2}} \tag{5.7}$$

Da begge ligninger bygger på Mualem modellen antages det at m = 1 - 1/n og ψ antages at være positiv.

Hydrauliske funktioner for sandet, siltet og leret jord

6

I dette kapitel vil vandretentionskurver og hydrauliske ledningsevnekurver for tre forskellige danske jorde modelleres ved brug af både Campbell og van Genuchtens retentionsmodeller. De tre jorde Jyndevad, Ødum og Roskilde stammer fra det danske jordkartotek [Hansen, 1976] og repræsenterer tre forskellige jordtyper. De to retentionsmodeller vil herefter blive sammenlignet. Retentionspunkterne (Vandindholdet i forhold til suget) for de tre jorde kan ses i tabel 6.1.

Tabel 6.1. Retentionsværdier for udvalgte danske jorde [Hansen, 1976].

ψ [cm H_2O]	0	2,5	16	50	100	150	500	1500	15000
pF [-]	0,0	0,4	1,2	1,7	2,0	2,2	2,7	3,2	4,2
Jyndevad 75-100 (θ) [cm^3/cm^3]	0,422	-	0,242	0,101	0,077	0,072	0,06	0,053	0,016
Ødum 0-40 (θ) [cm^3/cm^3]	0,436	0,409	0,362	0,307	0,268	0,225	0,203	0,189	0,093
Roskilde 80-100 (θ) [cm^3/cm^3]	0,45	0,436	0,426	0,404	0,389	0,383	0,364	0,339	0,271

Jyndevad er en grovkornet sandjord, Ødum er en sandet muldjord og vil repræsentere siltet jord og Roskilde er en leret jord. De valgte dybder (75-100, 0-40 og 80-100) er valgt da jordprøverne i disse dybder bedst repræsenterer de givne jordklasser.

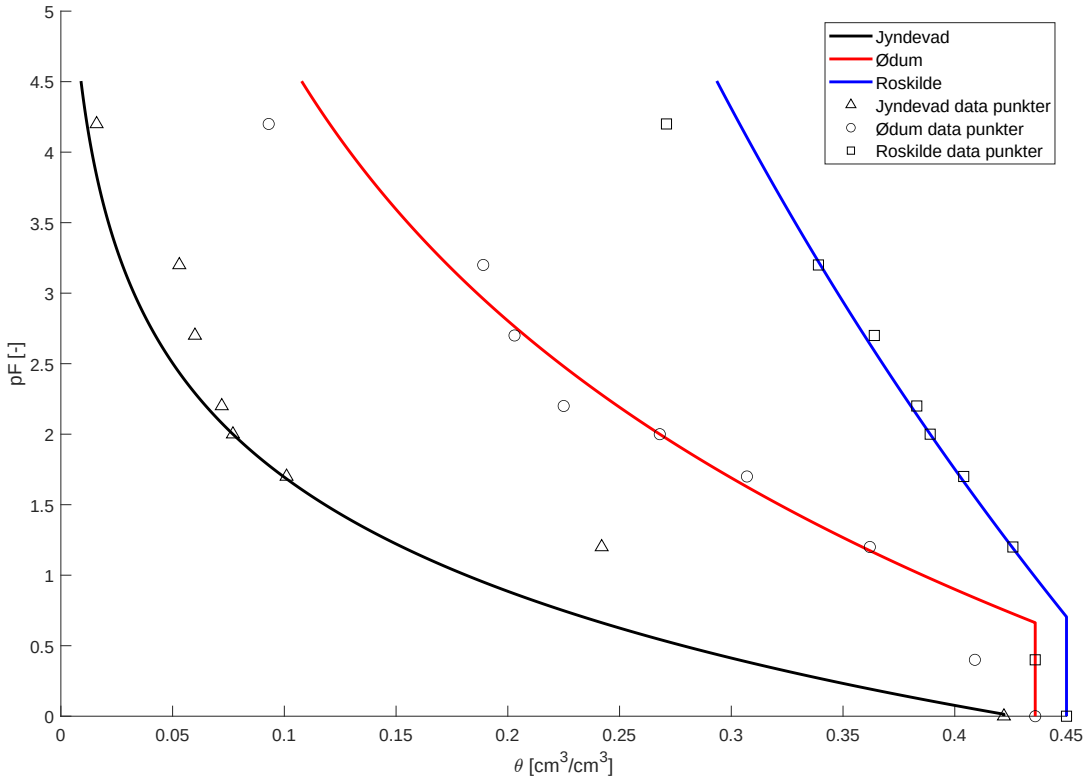
6.1 Vandretentionskurver

For de modellerede vandretentionskurver negligeres effekten af indespærret luft ved vandmætning, og det volumetriske vandindhold ved vandmætning θ_s antages derfor at være lig med jordens porøsitet ϕ. Det vil derfor antages, at det mættede vandindhold θ_s for de tre jorde svarer til vandindholdet ved et tilført sug (ψ) på nul, svarende til henholdsvis 0,422, 0,436 og 0,45 cm^3/cm^3 for Jyndevad, Ødum og Roskilde.

Campbell b værdierne for de tre jorde er tidligere i afsnit 5.2.2, bestemt til 2,7, 6,3 og 20,5 for henholdsvis Jyndevad, Ødum og Roskilde. Air-entry værdien ψ_e, bestemmes ud fra en omskrivning af ligning 5.1.

$$\psi_e = \frac{\psi}{\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{-b}} \tag{6.1}$$

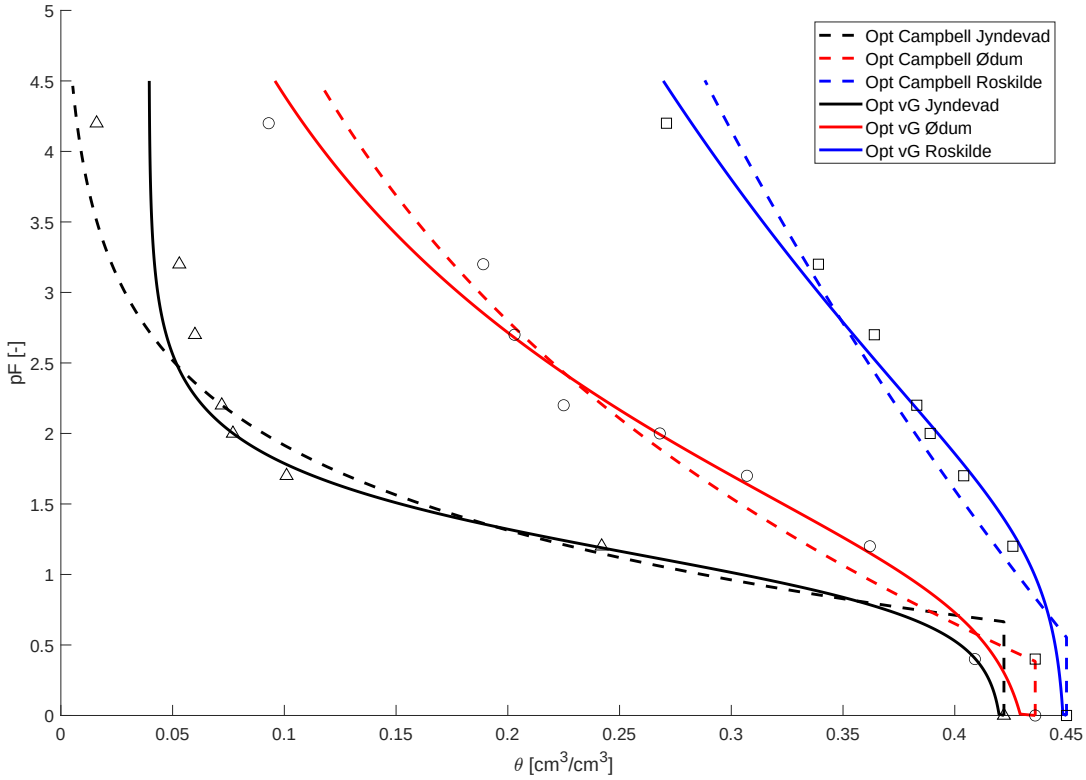
Her indsættes vandindholdet svarende til et jordvandspotentiale på -100 cm H_2O, og air-entry værdien for Jyndevad, Ødum og Roskilde kan bestemmes til henholdsvis: -1,03, -4,61 og -5,07 cm H_2O. Ud fra de kendte b og ψ_e værdier kan Campbell retentionskurven modelleres, og sammenlignes med de målte retentionspunkter.



Jordtype	θ_s	b	ψ_e	R^2
Jyndevad	0,422	2,69	-1,03	0,930
Ødum	0,436	6,44	-4,60	0,933
Roskilde	0,450	20,47	-5,07	0,919

Figur 6.1. Campbell retentionskurver for de tre danske jorde.

Ud fra figur 6.1, kan det ses, at de nuværende retentionskurver følger retentionspunkterne godt, men der er mulighed for optimering. Derfor optimeres parametrene b og ψ_e, ved hjælp af mindste kvadraters metode, så retentionskurven følger de målte datapunkter bedst muligt. Denne metode vil også anvendes til at bestemme de tre van Genuchten parametre θ_r, n og α. De optimerede parametre og retentionskurver for de to modeller kan ses på figur 6.2.



Jord	θ_s	b	ψ_e	R^2 (Campbell)	θ_r	α_{vG}	n	R^2 (vG)
Jyndevad	0,422	2,00	-4,62	0,981	0,039	0,105	1,99	0,992
Ødum	0,436	7,13	-2,42	0,965	0,00	0,148	1,18	0,985
Roskilde	0,450	20,41	-3,58	0,933	0,00	0,070	1,07	0,981

Figur 6.2. Optimeret Campbell og van Genuchten retentionskurver for de tre danske jorde.

Forklaringsgraden (R^2) er blevet bedre for alle tre Campbell kurver efter optimeringen af parametrene, de højeste forklaringsgrader og derved den bedste sammenhæng mellem retentionspunkterne og kurverne opnås dog ved brug af van Genuchten's retentionsmodel.

Retentionskurverne for de tre jorde, viser en tydelig forskel i jordklasser og porestørrelsesfordelinger. Jyndevads retentionskurve viser et hurtigt fald i volumetrisk vandindhold som suget stiger. Dette fald skyldes den store del af makroporer (typisk for grovkornede sande), som begynder at dræne ved små sug. Jyndevad-jorden har derfor en lav evne til at tilbageholde vand. Den mellemkornede jord fra Ødum, viser en mere flad kurve, som både tilbageholder mere vand og gør det over et større spænd af sug. Dette skyldes den større andel af mindre porer som øger jordens evne til at tilbageholde vand. Den lerede Roskilde-jord viser den højeste retentionsevne, med en stor mængde af tilbageholdt vand selv for høje sug, og har derfor en flad kurveform. Dette skyldes jordens store andel af mikroporer. Kurverne illustrerer således, hvordan jordtekstur og porestørrelsesfordeling styrer jordens evne til at tilbageholde vand. Grove sandjorder dræner hurtigt og har en lav retentionsevne, mens finkornede lerjorde kan fastholde vand selv ved høje matrixpotentialer.

6.1.1 Sammenligning af Campbell og van Genuchten

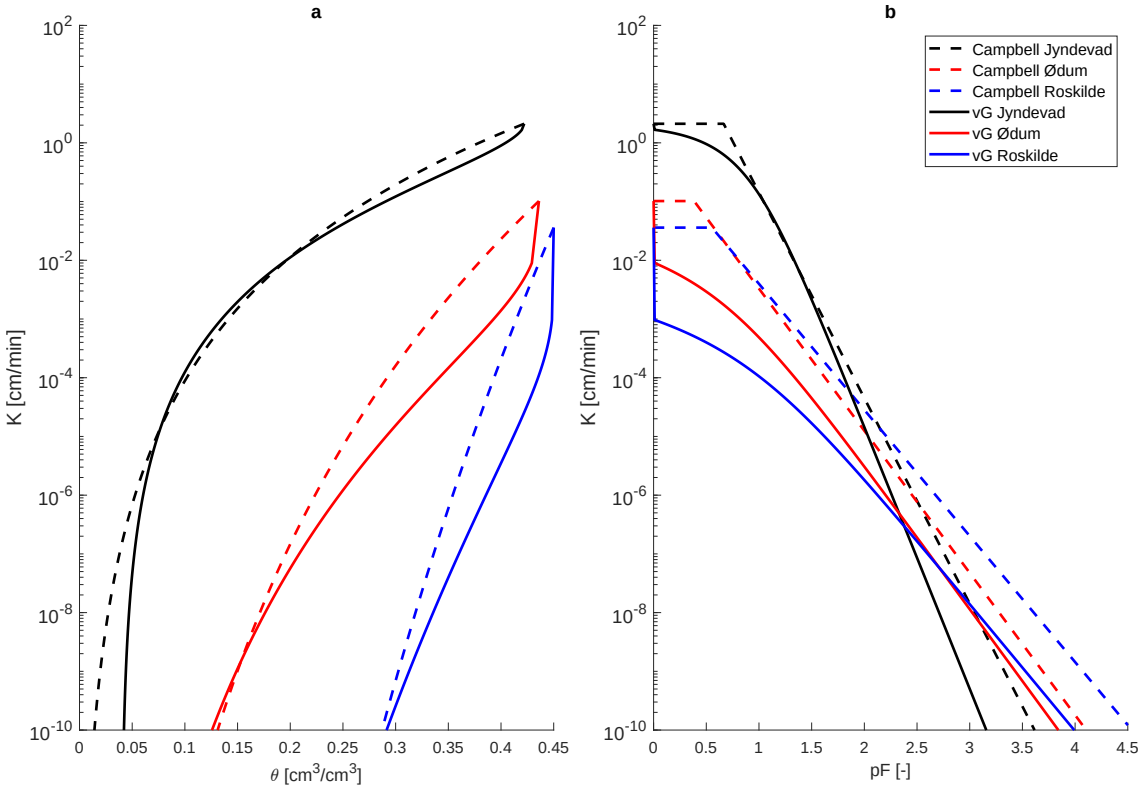
Begge modeller giver retentionskurver, som giver et godt fit mellem kurveformen og de målte retentioner. van Genuchten kurverne giver dog gennemgående et bedre fit for alle

tre jorde, hvilket især er tydeligt for den meget stejle kurve for Roskilde-jorden. Den bedre tilpasning skyldes, at modellen indeholder flere parametre, som giver modellen en høj fleksibilitet til at kunne beskrive både det våde område tæt på mætning og det tørre område ved høje pF-værdier. Resultatet bliver en mere glat, karakteristisk S-formet kurve. Campbell kurverne er derimod ikke ligeså glatte som van Genuchten kurverne, da modellen kun har få parametre og er fastlagt ud fra air-entry værdien. Dette betyder, at den ikke er ligeså god til at beskrive de observerede data, som kan ses ud fra forklaringsgraderne, dette er specielt tydeligt for den finkornede Roskilde-jord. I det våde område tæt på mætning kan Campbell modellen ikke gengive den glatte overgang, og i det tørre område bliver kurven ofte enten for stejl eller for flad.

Samlet set giver van Genuchten kurven et bedre fit for hele det målte område og viser bedre den glatte overgang fra vandmætningen, men har også flere parametre, der skal bestemmes end den mere simple Campbell model.

6.2 Hydrauliske ledningsevner

Ud fra de optimerede parametre, kan de hydrauliske ledningsevnekurver bestemmes både som funktion af det volumetriske vandindhold og som funktion af porevandstrykket se figur 6.3. De mættede hydrauliske ledningsevner for de tre jorde er bestemt til 2,112; 0,102 og 0,036 cm/min for henholdsvis Jyndevad, Ødum og Roskilde [Hansen, 1976].



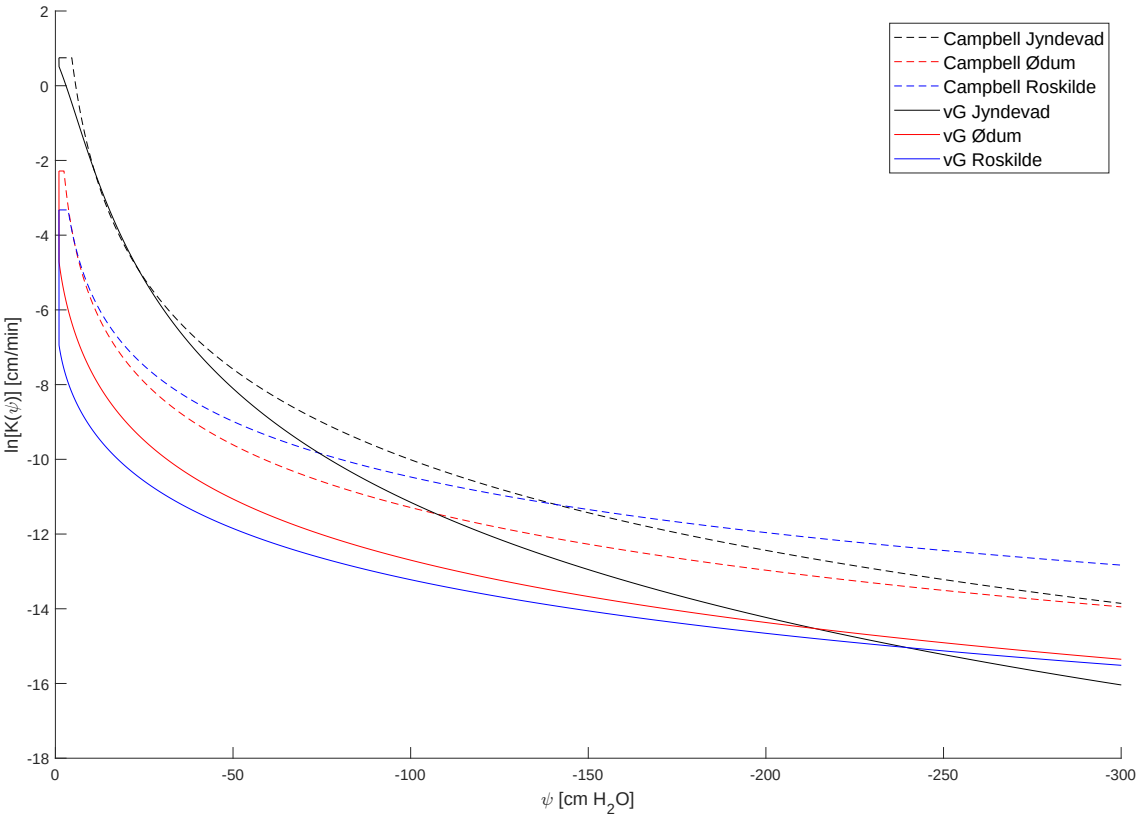
Jord	θ_s	b	ψ_e	θ_r	α	n	K_s
Jyndevad	0,422	2,00	-4,62	0,039	0,105	1,99	2,112
Ødum	0,436	7,13	-2,42	0,00	0,148	1,18	0,102
Roskilde	0,45	20,41	-3,58	0,00	0,07	1,07	0,036

Figur 6.3. De hydrauliske ledningsevnekurver for de tre danske jorde som funktion af vandindholdet (θ) (a) og som funktion af porevandstrykket (pF) (b). For figur (a) er den hydrauliske ledningsevne blevet begrænset til 10^{-10}.

De hydrauliske ledningsevnekurver for de tre jorde afspejler tydeligt både forskelle i porestørrelsesfordelingen og den matematiske beskrivelse fra de to modeller. Jyndevad har den største mættede hydrauliske ledningsevne, da den er domineret af makroporer, som giver meget effektive vandveje, og herved høje ledningsevner tæt på mætning. Som suget stiger og vandindholdet falder, drænes disse store porer hurtigt, og kun mindre porer forbliver mættet. Herved bliver vandvejene smallere og dårligere forbundne, hvilket får ledningsevnen til at falde kraftigt. Kurven er derfor meget stejl med høje K-værdier tæt på mætning og et stort fald allerede ved relativt lave sug. Ødum, med sin bredere fordeling af porer, viser et mere gradvist fald i den hydrauliske ledningsevne, fordi de mange mellemstore porer forbliver mættet og danner mere sammenhængende vandveje. Dette resulterer i en mindre stejl kurve, hvor K-værdierne forbliver relativt høje ved stigende sug sammenlignet med den grovkornede Jyndevad-jord. Roskilde-jorden, som er domineret af mikroporer, har den laveste hydrauliske ledningsevne tæt ved mætning, da de små porer ikke danner effektive strømningsveje. Mikroporerne giver dog en høj retentionsevne, hvilket betyder, at ledningsevnen falder mere gradvist med stigende sug end i de to andre jorde og dermed resulterer i en fladere kurve.

For den hydrauliske ledningsevnekurve som funktion af vandindholdet og ψ for alle værdier op til pF 4,5, se bilag A, figur A.1.

Den naturlige logaritme af den hydrauliske ledningsevne ln(K), som funktion af porevandstrykket er yderlige modelleret. Dette skyldes at middelværdien mellem lokale hældninger for denne kurve anvendes til at estimere α_N, som er en af de styrende parametre for MMS-modellen og anvendes til at bestemme Darcy fluxen. MMS-modellen vil anvendes til at beregne vandindholdsprofilerne for de tre kurver i afsnit 8. Forskellen mellem disse kurver vil derfor være med til at give en ide om, hvordan disse profiler vil adskille sig fra hinanden.



Jord	θ_s	b	ψ_e	θ_r	α	n	K_s
Jyndevad	0,422	2,00	-4,62	0,039	0,105	1,99	2,112
Ødum	0,436	7,13	-2,42	0,00	0,148	1,18	0,102
Roskilde	0,45	20,41	-3,58	0,00	0,07	1,07	0,036

Figur 6.4. Semilogaritmisk plot for de hydraulisk ledningsevnekurver for de tre danske jorde som funktion af porevandstrykket.

Jyndevad viser den højeste hydrauliske ledningsevne i den våde del af kurven og den største α_N værdi. Dermed ses også det største fald i ledningsevne, som suget stiger. Roskilde har derimod den laveste ledningsevne nær mætning og de mindste α_N værdier, idet det er den fladeste kurve. Ledningsevnen falder derfor mere gradvist med stigende sug. Ødum placerer sig som forventet mellem disse to.

6.2.1 Sammenligning af Campbell og van Genuchten

van Genuchten modellen indeholder flere parametre og kan derfor som regel bedre tilpasse sig hele forløbet både i den våde og den tørre del af kurven. For Ødum og Roskilde ses der dog et markant fald i hydraulisk ledningsevne umiddelbart efter mætning, hvor K falder med en faktor på over 100 for Ødum og endnu mere for Roskilde. Dette fald er langt større,

end hvad man ville forvente alene fra dræningen af makroporer, som i øvrigt udgør en meget lille andel i disse jorde, og må derfor tilskrives modellens struktur. Den mere simple Campbell model kan have udfordringer i det tørre område, hvor kurven ofte enten bliver for stejl eller for flad. Til gengæld viser Campbell modellen ikke det samme kraftige fald i ledningsevne lige efter mætning som van Genuchten modellen.

Sammenfattende kan man sige, at selvom van Genuchten generelt er mere fleksibel og bedre kan beskrive jordens porestørrelsesfordeling over et bredt interval af vandindhold og sug, kan modellen, afhængigt af parametervalg, resultere i urealistisk store fald i hydraulisk ledningsevne tæt på mætning, som ikke afspejler de faktiske fysiske egenskaber.

Sammenligningen mellem Campbell modellen og van Genuchten modellen for den logaritmiske ledningsevnekurve viser en relativt stejl hældning nær mætning for Campbell modellen, men som hurtigt flader ud som suget stiger. α_N værdierne er derfor høje lige omkring mætning, men aftager hurtigt og stabiliserer sig omkring en næsten konstant værdi. van Genuchten modellen viser derimod et meget kraftigt fald i hydraulisk ledningsevne lige efter mætning, hvilket fører til meget høje α_N værdier. Herefter forbliver kurverne forholdsvis stejle, men flader gradvist ud med stigende sug. De hydrauliske ledningsevner er generelt lavere for van Genuchten modellen.

Følsomheden af udvalgte parametre i de to modeller vil derfor blive undersøgt og sammenlignet med hensyn til deres indflydelse på både vandretention og hydraulisk ledningsevne.

Sammenlignede parameter følsomhedsanalyser for Campbell og van Genuchten

7

I dette kapitel vil følsomheden af parametrene for Campbell og van Genuchten undersøges. Dette gøres for at bestemme den enkelte modelparameters betydning for kurveformen af jordvandretentionskurven og den tilhørende hydrauliske ledningsevnekurve. Der tages udgangspunkt i Ødum-jorden for de følgende parametre: b og n samt ψ_e og α.

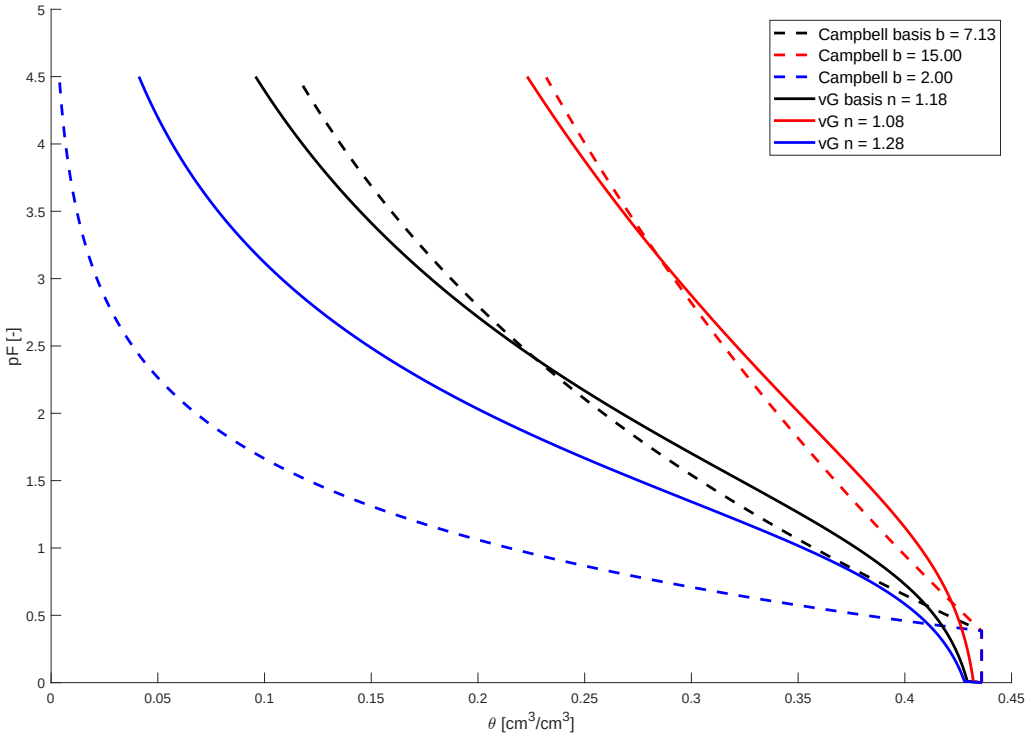
Modelparametrene ændres en ad gangen for at gøre det tydeligt, hvilken indflydelse hver parameter har for kurvens udseende og vil blive sammenlignet med en basiskurve. Basiskurven vil bruge de optimerede parametre fra tidligere kapitel og de kan ses i tabellen nedenfor.

Tabel 7.1. Parameterværdier for basiskurven for Ødum-jorden.

Jord	θ_s	b	ψ	θ_r	α	n	K_s
Ødum	0,436	7,13	-2,42	0,00	0,148	1,18	0,102

7.1 Følsomheden af b og n

Først vil betydningen af de to parametre relateret til porestørrelsesfordelingen b og n undersøges i forhold til deres betydning for retentionskurverne. Forøgelsen og formindskelsen af parametrene fremgår af figuren nedenfor:

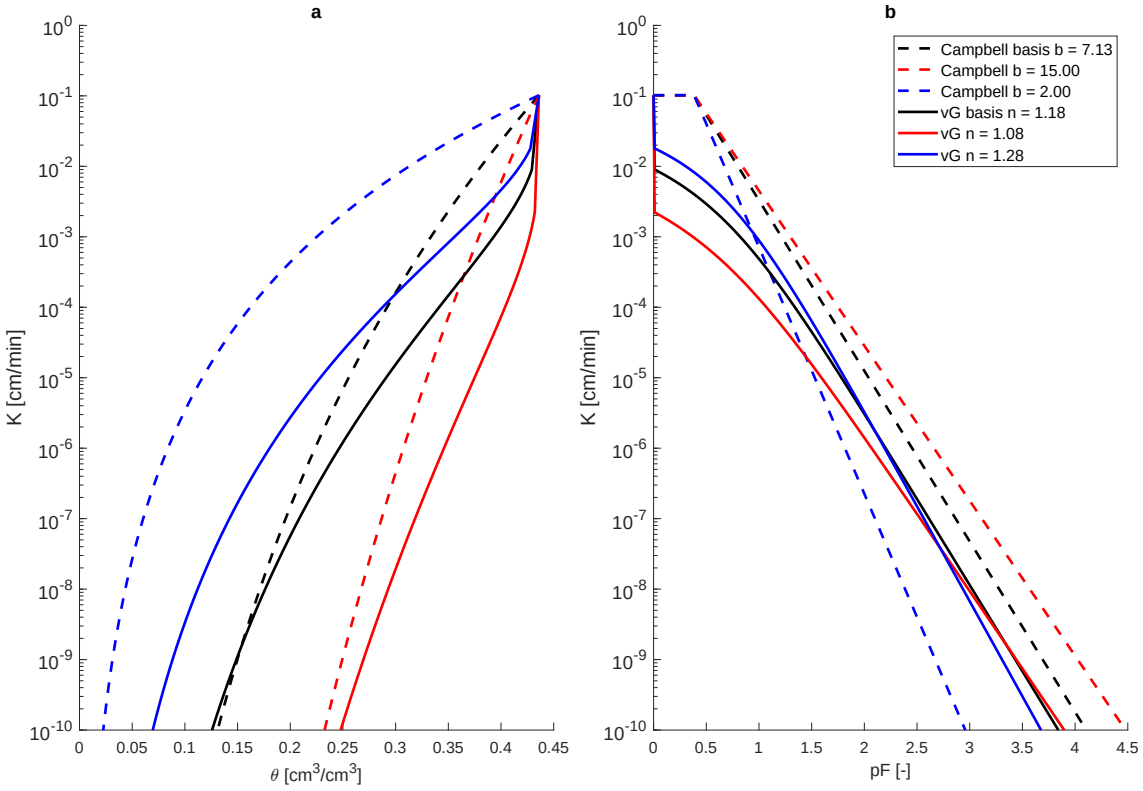


θ_s	ψ	θ_r	α
0,436	-2,42	0,00	0,148

Figur 7.1. Retentionskurver for forskellige Campbell b og van Genuchten n værdier

Ud fra figur 7.1 ses det, at både Campbell parameteren b og van Genuchten parameteren n påvirker porestørrelsesfordelingen. En forøgelse af b eller en formindskelse af n giver en stejlere kurve, hvilket svarer til en større andel af mikroporer og dermed en højere vandretention. Omvendt vil en mindskning af b eller en forøgelse af n resultere i en fladere kurve, svarende til en større andel af makroporer, hvor porevandet drænes hurtigere og retentionsevnen reduceres. Mindskningen af b giver en markant større ændring end forøgelsen, da en øget andel af makroporer vil få jorden til at dræne hurtigere selv ved små ændringer i sug. Dette er dog omvendt for n, her vil mindskningen af n have den største indflydelse, idet værdier tæt på n = 1 fører til en meget stejl kurve og dermed en markant øget retention.

For retentionskurverne for de andre n-værdier, der vil blive anvendt til at danne de hydrauliske retentionskurver senere i afsnittet se bilag B figur B.1.

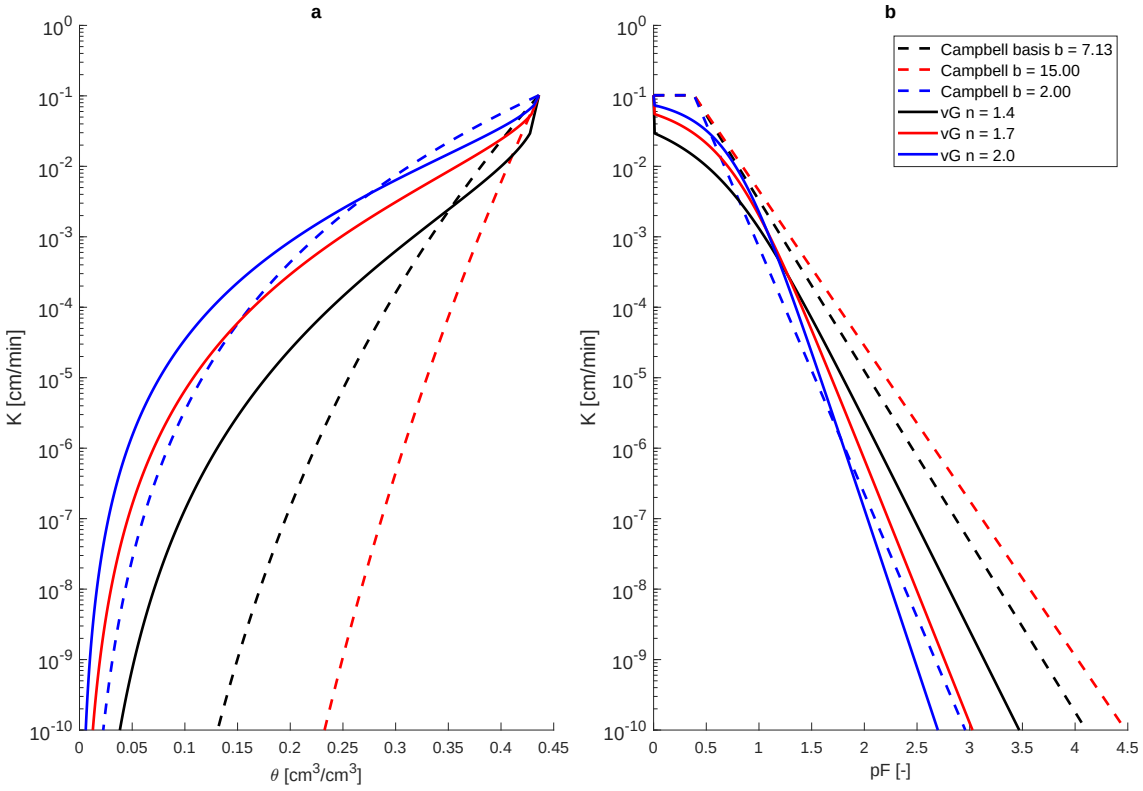


θ_s	ψ	θ_r	α	K_s
0,436	-2,42	0,00	0,148	0,102

Figur 7.2. Hydraulisk ledningsevne kurver for forskellige b og n værdier, som funktion af vandindholdet (θ) (a) og som funktion af porevandstrykket (pF) (b).

Ud fra figur 7.2 ses effekten af parametrene b og n på den hydrauliske ledningsevne. For Campbell ses det, at for den lave b-værdi vil ledningsevnen være markant højere for de høje vandindhold, men ledningsevnen falder hurtigere som vandindholdet falder. Dette skyldes, at en lav b værdi repræsenterer en jord med en stor andel af makroporer. En forøgelse af b-værdien giver derimod en fladere kurve, hvor ledningsevnen er lavere for de høje vandindhold, men aftager langsommere, svarende til en jord med flere mikroporer. Det omvendte kan ses for figur b, her vil ledningsevnen for den lave b-værdi være mindre selv for meget små sug, da den store andel af makroporer drænes hurtigt selv for små sug. Den forøgede b-værdi viser en fladere kurve og højere ledningsevner for de højere pF-værdier sammenlignet med kurven for den mindskede b-værdi.

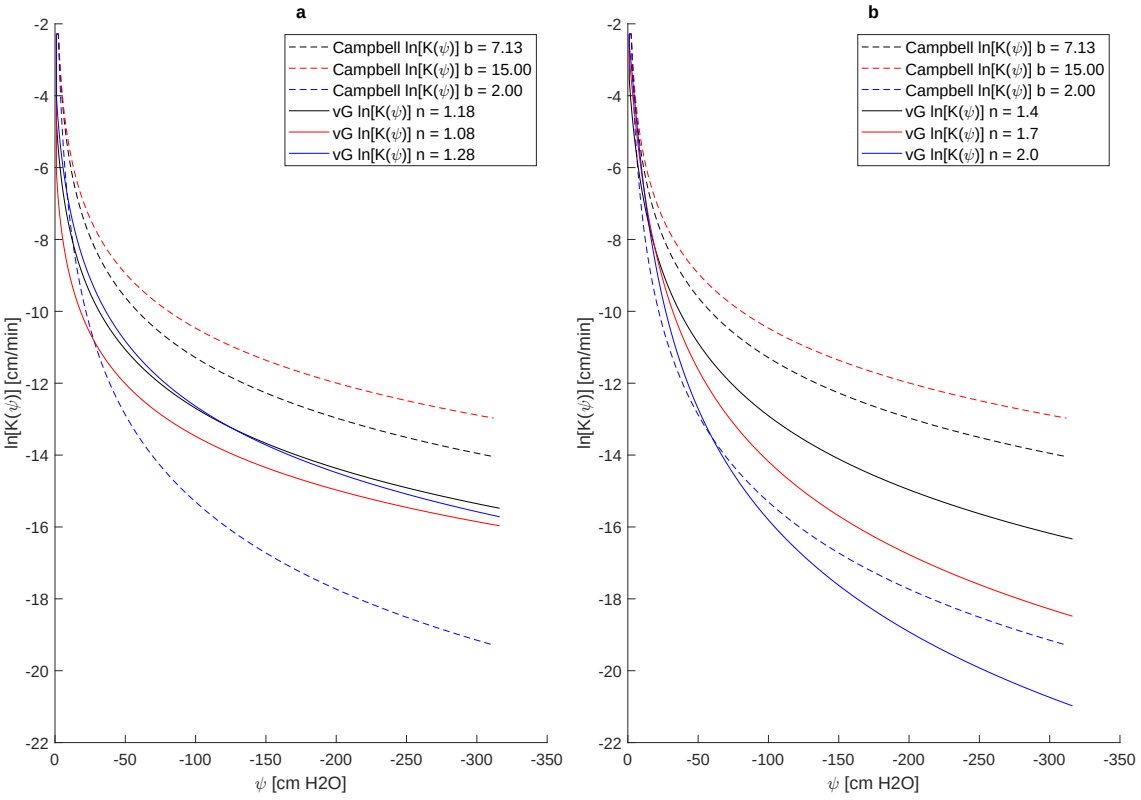
For van Genuchten parameteren n ses det, at en forøgelse af n gør, at det unaturlige høje fald i ledningsevne lige efter mætning mindskes. Dette gælder både for ledningsevnen som funktion af vandindholdet og porevandstrykket. Herefter følger kurverne samme princip som for Campbell, hvor en forøgelse af n giver en stejlere kurve og mindskningen af n giver en fladere kurve for både figur a og b. Da n-værdien har den største indflydelse på det store fald i ledningsevnen lige efter mætning (følsomhedsanalysen af α taget i betragtning), inkluderes en ekstra figur af ledningsevnekurverne for yderligere øget n-værdier, for at få en bedre forståelse af, for hvilket interval dette gør sig gældende, se figur 7.3.



θ_s	ψ_e	θ_r	α	K_s
0,436	-2,42	0,00	0,148	0,102

Figur 7.3. Hydraulisk ledningsevne kurver for yderligere n-værdier og samme b-værdier, som funktion af vandindholdet (θ) (a) og som funktion af porevandstrykket (pF) (b).

Ud fra figur 7.3 kan det ses, at faldet i hydraulisk ledningsevne lige efter mætning stadig er til stede for en n-værdi på 2,0, men er blevet betydeligt mindre. Dette fald vil derfor forekomme for en stor del af de finkornede jorde (siltet og lerede jorde), som også er tydeligt for både Ødum og Roskilde-jordene.



θ_s	ψ	θ_r	α	K_s
0,436	-2,42	0,00	0,148	0,102

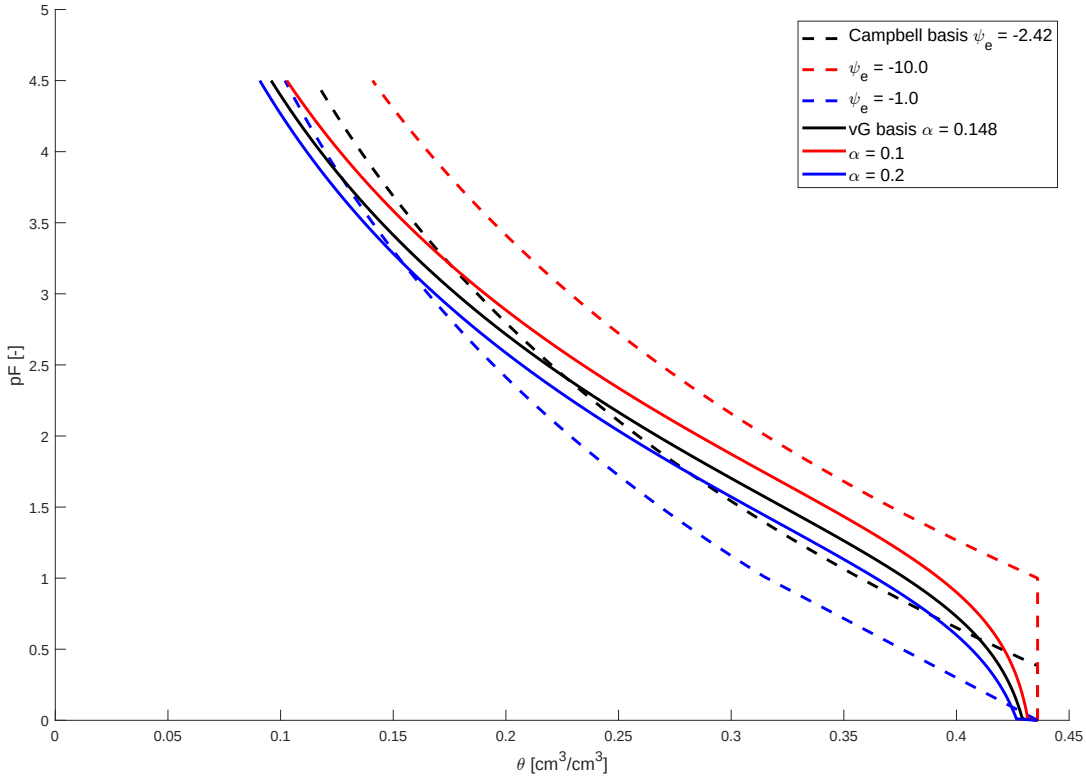
Figur 7.4. Semilogaritmisk plot for de hydrauliske ledningsevner for forskellige b og n værdier. Figur (a) viser kurverne for de første b og n værdier, figur (b) viser kurverne for de ekstra n værdier og de samme b værdier.

Betydningen af parametrene b og n for den naturlige logaritmiske ledningsevnekurve som funktion af porevandstrykket kan ses ud fra figur 7.4. For Campbell modellen vil en forøgelse af b få α_N værdierne til at falde omkring mætning, idet kurven bliver fladere. Omvendt vil en mindskning af b gøre kurven stejlere og få α_N værdierne til at stige. Den største forskel ses for den lavere b-værdi.

For van Genuchten-kurverne ses det meget kraftige fald i ledningsevne lige efter mætning for alle anvendte n-værdier. Faldet er dog væsentligt mindre for n = 2,0. En stigning i n gør kurven stejlere og øger α_N mens en mindskning af n flader kurven ud og mindsker α_N.

7.2 Følsomheden af ψ_e og α

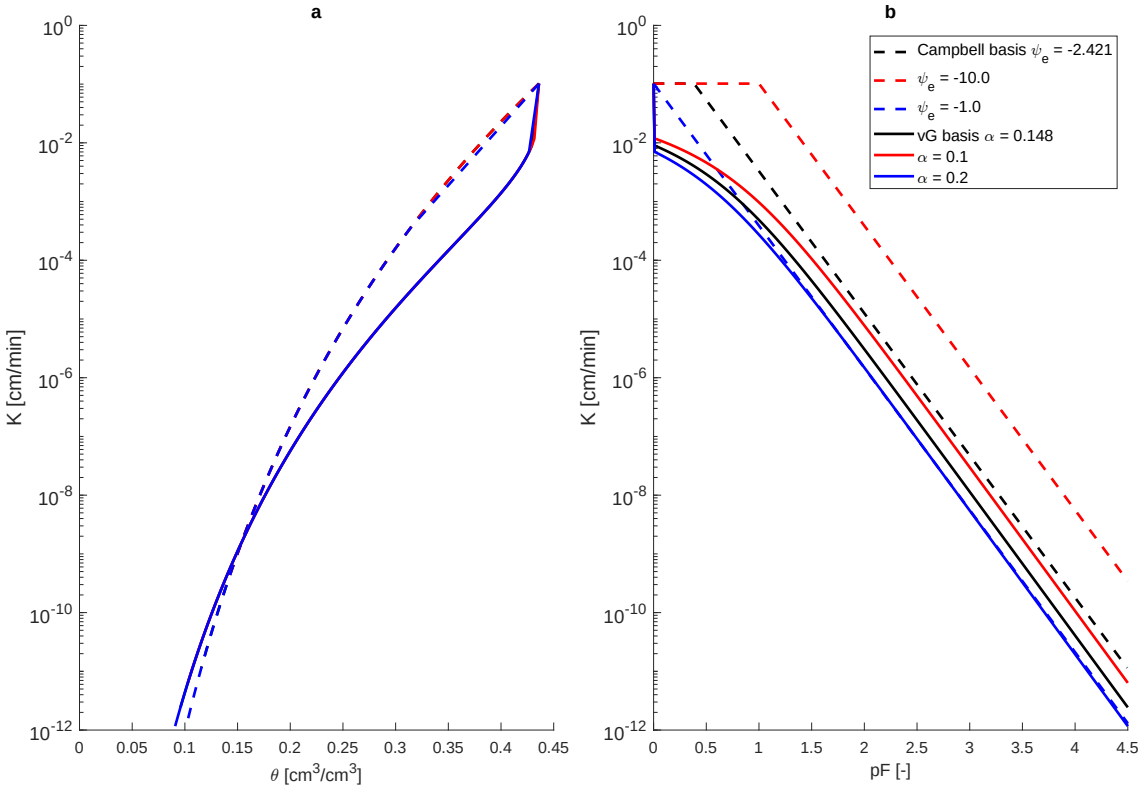
Nu vil betydningen for retentionskurven af de to parametre ψ_e (beskriver air-entry værdien) og α (den inverse af air-entry værdien) analyseres:



θ_s	b	θ_r	n
0,436	7,13	0,00	1,18

Figur 7.5. Retentionskurver for forskellige ψ_e og α værdier.

En forøgelse af ψ_e, løfter kurven op til et højere startpotentiale, hvilket betyder at jorden først begynder at dræne ved et større sug. Dette medfører, at jordens retentionsevne øges, og jorden kan herved fastholde mere vand ved et givet sug. Fysisk svarer dette til, at jordens største porer er mindre. Omvendt vil en mindskning af ψ_e sænke kurven til et lavere startpotentiale, så jorden begynder at dræne tidligere. Herved reduceres jordens retentionsevne, og jorden afgiver vand hurtigere, svarende til, at størrelsen af jordens største porer øges. En forøgelse af α forskyder kurven mod venstre, hvilket resulterer i et lavere vandindhold ved et givet sug og dermed en reduceret retentionsevne. Omvendt vil en mindskning af α forskyde kurven mod højre, førerende til en øget retentionsevne.

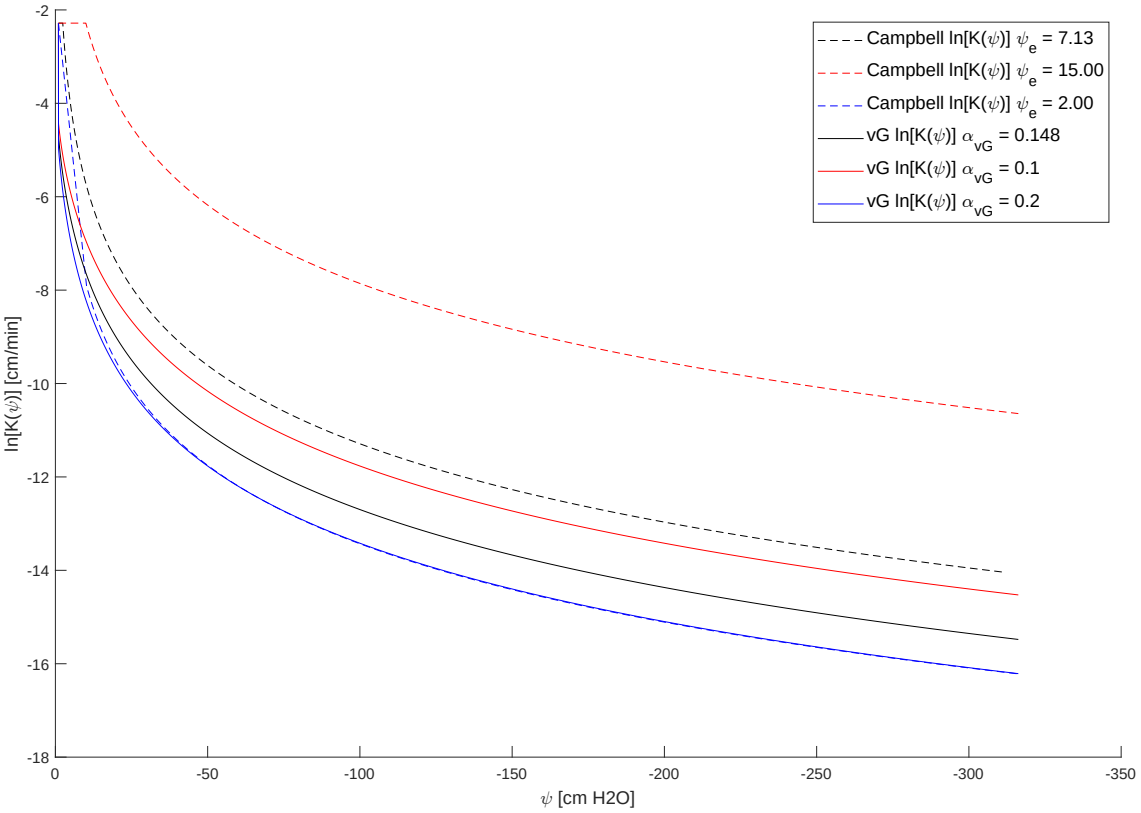


θ_s	b	θ_r	n	K_s
0,436	7,13	0,00	1,18	0,102

Figur 7.6. Hydrauliske ledningsevne kurver for forskellige ψ_e og α værdier, som funktion af vandindholdet (θ), figur a og som funktion af porevandstrykket (pF), figur b.

Figur 7.6 viser, at en forøgelse eller formindskelse af ψ_e, kun giver en minimal forskel for de hydrauliske ledningsevnekurver, når de vises som funktion af vandindholdet. Dette skyldes, at ψ_e ikke indgår i det analytiske udtryk for disse kurver, se ligning 5.4, og vil derfor ikke påvirke kurverne. Det samme gælder for parameteren α i van Genuchten modellen, se ligning 5.6.

For ledningsevne kurverne som funktion af porevandstrykket (figur b) ses der dog en tydelig forskel. En forøgelse af ψ_e, forskyder punktet, hvor den hydrauliske ledningsevne begynder at falde, mod et højere porevandstryk, hvor en mindskelse af ψ_e forskyder punktet mod et lavere porevandstryk. En forøgelse af ψ_e, resulterer herved i en større ledningsevne ved samme sug, mens en formindskning af ψ_e giver en lavere ledningsevne.
van Genuchten modellens α parameter påvirker størrelsen af faldet i ledningsevne lige efter mætning, hvor en stigning i α medfører et større fald i ledningsevne og lavere ledningsevner umiddelbart efter mætning, mens en lavere α-værdi vil medføre et mindre fald og resulterer i højere ledningsevner ved samme sug.



θ_s	b	θ_r	n	K_s
0,436	7,13	0,00	1,18	0,102

Figur 7.7. Semilogaritmisk plot for de hydrauliske ledningsevner for forskellige ψ_e og α værdier.

Ud fra figur 7.7 kan det ses, at en ændring i ψ_e ændrer punktet, hvor ledningsevnen begynder at falde. En lavere ψ_e betyder, at faldet starter ved et lavere sug, mens for en højere ψ_e-værdi forekommer dette punkt ved et højere sug. Dette medfører, at ledningsevnen ved samme sug vil være større, svarende til at dræningen af porerne først sker ved et større sug. Det samme gør sig gældende for van Genuchten kurverne, her vil en højere α-værdi resultere i lavere ledningsevner for et givet sug, hvor en lavere α-værdi giver højere ledningsevner for det samme sug. For begge modeller vil hældningen af kurverne ikke ændres og α_N værdierne vil derfor heller ikke ændres.

Det kan konkluderes, at små n-værdier kan medføre markante fald i den hydrauliske ledningsevne tæt på mætning, hvilket kan skabe udfordringer i numeriske simuleringer. I det næste afsnit vil n-parameteren for Ødum og Roskildes van Genuchten modeller undersøges, ved at begrænse hvor små disse n-værdier kan blive.

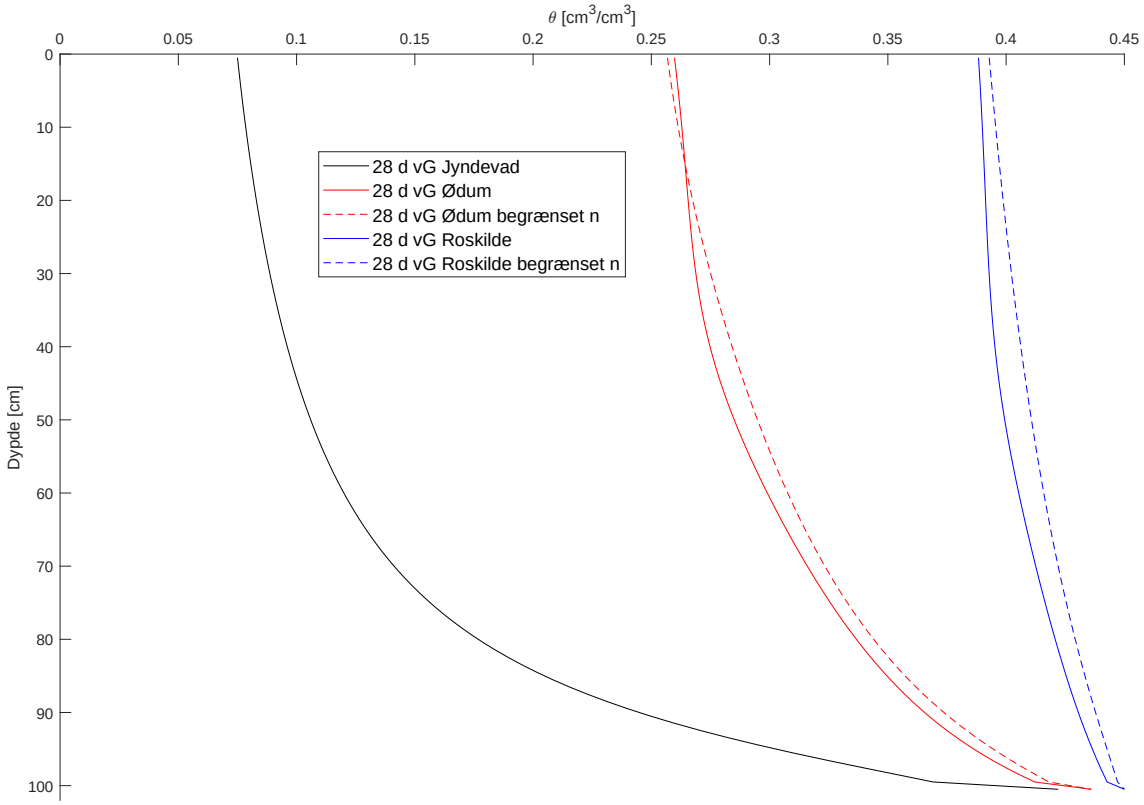
7.3 Modificering af van Genuchten modellen

Andre studier har også vist usikkerheden af anvendelsen af van Genuchten modellen til bestemmelse af den hydrauliske ledningsevne for jorde hvor n-værdien er meget lav. For eksempel viste [Vogel et al., 2001], at ledningsevner beregnet ud fra van Genuchten modellen, kan være særligt følsomme over for formen af jordens vandretentionskurve nær mætning, især for n-værdier under 2, hvilket kan give problemer for numeriske løsninger.

Undersøgelsen af begrænsningen af n-parameteren for Ødum og Roskilde, se bilag C har dog vist, at en begrænsning af n-parametrene vil ændre de andre van Genuchten parametre i så stor en grad, at det ikke giver mening at begrænse n-parameteren. Specielt parameteren θ_r, har stor indflydelse på hvordan MMS-modellen bestemmer vandindholdsprofilerne, se figur 7.8. Dette skyldes, at en ændring af θ_r, vil ændre måden hvorpå de nye porevandstryk (ψ) bestemmes, se ligningen nedenfor:

$$\mathrm{pF}(\theta) = \frac{1}{n}\log_{10}\left\{\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r}\right)^{\frac{1}{m}} - 1\right\} - \log_{10}(\alpha)$$

En stigning af θ_r fører til højere pF-værdier og porevandstrykket vil derfor være højere ved samme vandindhold, som for de uændrede værdier. En forøgelse af θ_r, som der følger af begrænsningen af n-parameteren betyder derfor, at vandindholdet for de samme modellerede dybder vil være højere.



Jord	Model	θ_s	n	α	θ_r
Jyndevad	vG	0,422	1,99	0,105	0,039
Ødum	vG	0,436	1,18	0,148	0,00
Ødum	vG begrænset n	0,436	1,25	0,103	0,054
Roskilde	vG	0,450	1,07	0,07	0,00
Roskilde	vG begrænset n	0,450	1,20	0,035	0,223

Figur 7.8. Vandindholdsprofiler for van Genuchten og van Genuchten med begrænsede n-værdier efter 28 dage.

De begrænsede n-parametre og hertil hørende van Genuchten parametre vil derfor ikke anvendes til modelleringen af vandindholdsprofilerne. De optimerede Campbell og van

Genuchten parametre for Jyndevad, Ødum og Roskilde vil således anvendes i det følgende afsnit til at simulere jordenes stationære vandindholdsprofiler. Dette gøres selvom de hydrauliske ledningsevner for van Genuchten falder markant lige efter mætning, da et forsøg på at rette dette kun vil give anledning til større problematikker. Modelleringen udføres ved hjælp af den numeriske 1D-model Moving Mean Slope under forudsætning af, at profilerne udelukkende påvirkes af jordens kapillære kræfter i ligevægt med tyngdekraften.

Effekter af funktioner og parametre på modellerede vandindholdsprofiler

8

I dette kapitel vil de to forskellige funktioners betydning for modelleringen af vandindholdsprofiler undersøges.

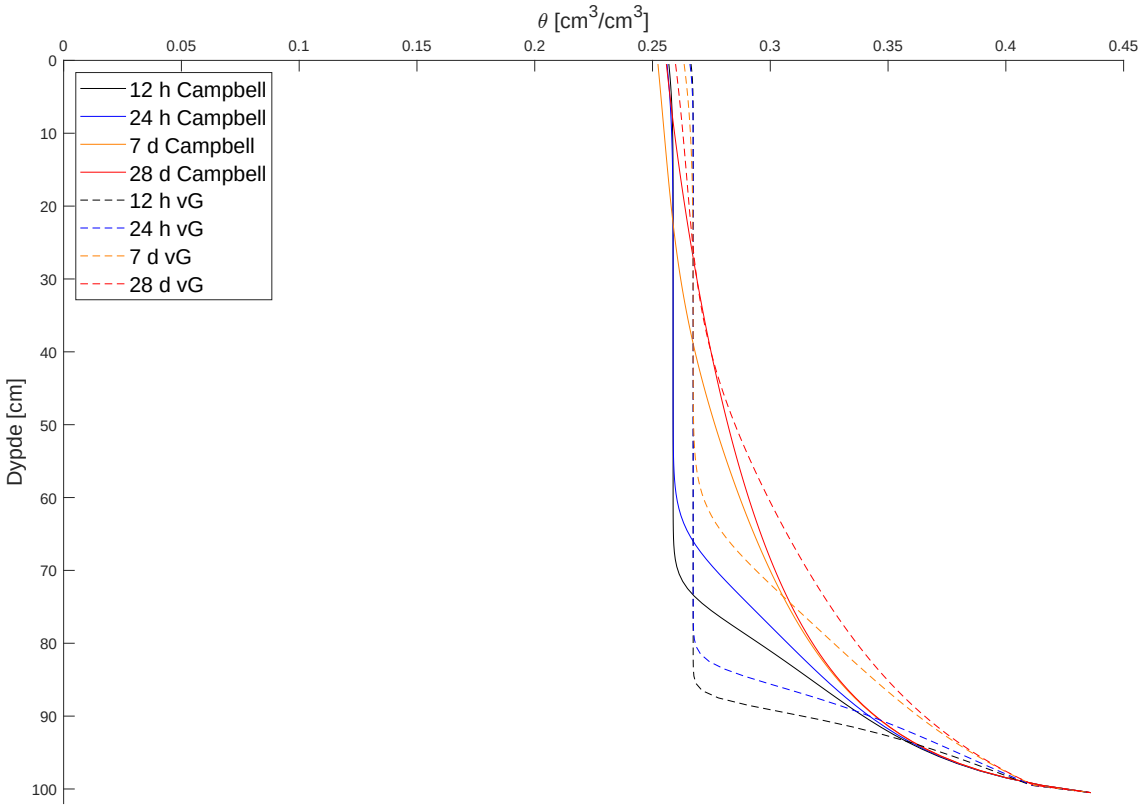
8.1 Modellering af stationære vandindholdsprofiler

I dette afsnit anvendes MMS-modellen til at modellere udviklingen af det kapillære vandspejl over tid, illustreret som vandindholdsprofiler. Både Campbell og van Genuchten funktionerne vil blive anvendt. I modellen antages at grundvandsspejlet forekommer 1 meter under terræn.

Den øvre randbetingelse defineres som en nul-flux rand, da jorden ikke modtager infiltration fra nedbør. Dette gør det muligt, kun at analysere udviklingen af kapillarzonen og den kapillære stighøjde som funktion af tiden. For at repræsentere et konstant grundvandsspejl indføres en ekstra celle under den nederste celle i modellen, som fastholdes vandmættet.

Cellernes højde er sat til 1 cm for at kunne beskrive variationen i vandindholdet rimeligt præcist. Som initialbetingelse sættes porevandstrykket i alle celler til markkapacitet (ψ = -100). Modellen køres herefter, indtil det kapillære vandspejl når et ligevægtsscenarie. Tidskridtet beregnes ud fra ligning 4.11, og multipliceres med en faktor 0,95 for at sikre numerisk stabilitet.

Vandindholdsprofilerne for udvalgte tidspunkter for Ødum og ved anvendelse af både Campbell og van Genuchten funktionerne, kan ses på figur 8.1. Tilsvarende resultater for Jyndevad- og Roskilde-jordene fremgår kan ses i bilag D.



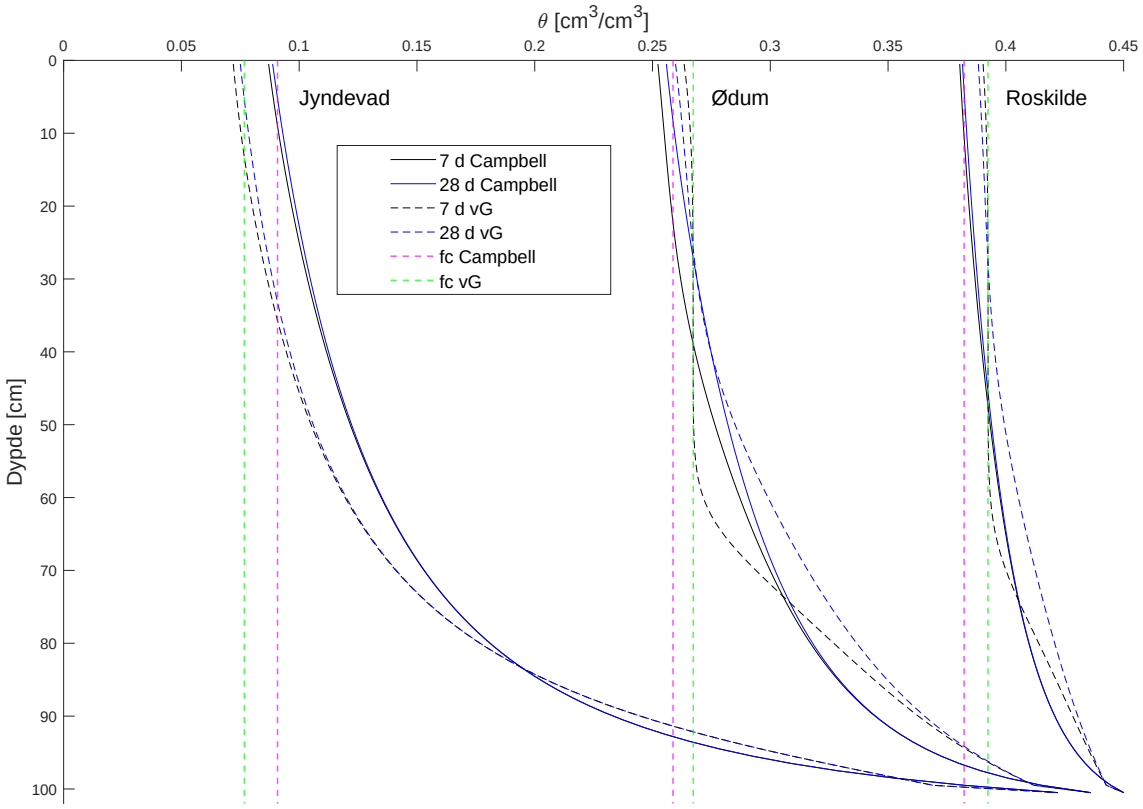
	θ_s	b	ψ_e	θ_r	α	n	K_s
Ødum	0,436	7,13	-2,42	0,00	0,148	1,18	0,102

Figur 8.1. Vandindholdsprofiler for Ødum for udvalgte tidspunkter for både Campbell og van Genuchten funktionerne.

Figuren viser udviklingen af vandindholdsprofilerne over tid for Ødum-jorden, beregnet med både Campbell- og van Genuchten-funktionerne. Den nederste celle holdes konstant vandmættet og fungerer som et grundvandsspejl, der forsyner de overliggende lag med vand ved en kapillær stigning. Vandindholdet i jordsøjlen ændres her gradvist som følge af den kapillære stigning.

I starten observeres en markant stigning i vandindholdet, da trykforskellen mellem den mættede bundcelle og de overliggende celler ved markkapacitet er stor. Dette medfører en hurtig opadgående vandbevægelse. Efterhånden som de nederste lag fugtes og vandindholdet stiger, bliver ændringerne gradvist langsommere, da forskellen i porevandstryk mindskes og vandet skal bevæge sig længere gennem profilet.

Efter 7 og 28 dage kan der tydeligt ses en udvikling af den kapillære zone, eftersom vandet har bevæget sig op igennem jordsøjlen og gradvist øget vandindholdet i de overliggende lag. Efter 28 dage er ændringerne i vandindholdet meget små og det antages at der er opnået ligevægt mellem de kapillære kræfter og det gravitationelle potentiale.



Jord	θ_s	b	ψ_e	θ_r	α	n	K_s
Jyndevad	0,422	2,00	-4,62	0,039	0,105	1,99	2,112
Ødum	0,436	7,13	-2,42	0,00	0,148	1,18	0,102
Roskilde	0,45	20,41	-3,58	0,00	0,07	1,07	0,036

Figur 8.2. Vanindholdsprofiler for Jyndevad-, Ødum- og Roskilde-jordene efter 7 og 28 dage. Beregnet ved brug af både Campbell og van Genuchten funktioner.

Udviklingen af kapillarzonen over tid for de tre danske jorde, kan ses på figur 8.2. For alle profiler kan der ses en markant stigning i vandindhold i de dybere lag og et gradvist fald i de øverste 20 cm som ligevægten indstilles.

For Jyndevad-jorden er vandindholdet generelt lavt og profilerne fremstår meget flade. Dette stemmer overens med retentionskurverne, hvor jorden viser et lavt vandindhold selv ved små porevandstryk. Da jorden domineres af makroporer, vil den kapillære zone være relativt lille og kun de nederste jordlag viser en tydelig stigning i vandindhold. Forskellen mellem 7 og 28 dage er lille, hvilket indikerer, at jorden hurtigt opnår en næsten stationær tilstand.

Den mellemkornede Ødum-jord viser et højere vandindhold og en stejlere kurve, hvilket viser en mere jævn fordeling af porestørrelser. Udviklingen af den kapillære zone er tydelig, specielt for van Genuchten-kurverne, hvor forskellen mellem 7 og 28 dage er markant. Dette tyder på, at den kapillære stigning fortsætter over længere tid, før der opnås ligevægt. Den større kapillære zone sammenlignet med Jyndevad skyldes de øgede kapillarkræfter.

Roskilde-jorden viser det højeste vandindhold og den højeste kapillarzone. Den store andel af mikroporer giver en høj vandtilbageholdelsesevne og en stor kapillær stigning, hvor

vandet når langt op i profilet, og vandindholdet i de dybeste lag er højt. Dette stemmer overens med retentionskurven, hvor Roskilde-jorden viser det højeste vandindhold ved alle porevandstryk.

8.1.1 Forskellen mellem Campbell og van Genuchten

Der kan ses en tydelige forskel mellem Campbell og van Genuchen kurverne, selvom de beskriver den samme proces. van Genuchtens retentionskurver tilbageholder en større mængde vand ved samme porevandstryk. Dette kan tydeligt observeres ud fra vandindholdsprofilerne, hvor vandindholdet er højere for van Genuchten. Den eneste undtagelse her, er for Jyndevad, hvor vandindholdet for Campbell opnår et større vandindhold indtil en dybde omkring 85 cm. Ud fra retentionskurverne kan der også ses en forskel for det vandindhold, der forekommer ved 85 cm, hvor Campbell kurven begynder at tilbageholde en større mængde vand end van Genuchthen.

Den simple Campbell funktion giver en skarpere og mere direkte ændring i vandindholdet som jordsøjlen fugtes, hvor den mere fleksible van Genuchten funktion resulterer i mere glatte og gradvist stigende kurver og er altså bedre til at fange den gradvise stigning i vandindhold over tiden. Begge funktioner viser dog stadig den samme generelle udvikling for jordene, hvor den nederste del af profilet opnår vandindhold tæt på vandmætning og vandet bevæger sig op igennem søjlen som følge af de kapillære kræfter, indtil en ligevægt opnås. De lave hydrauliske ledningsevner for van Genuchten funktionen omkring mætning for Ødum og Roskilde, resulterer i en langsommere opadgående vandbevægelse og den kapillære zone udvikles derfor langsommere over tid.

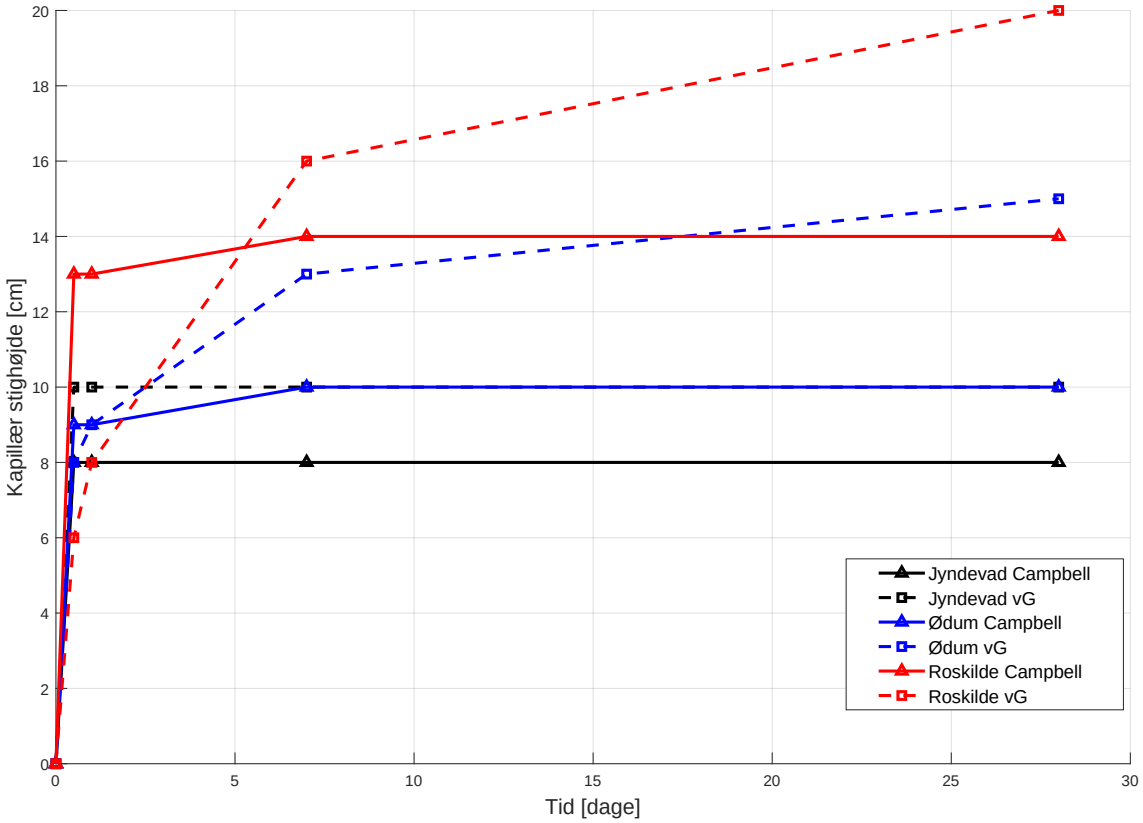
Den større forskel mellem 7 og 28 dages profilerne for van Genuchten for Ødum og Roskilde, skyldes både modellens større fleksibilitet og herved bedre evne til at beskrive ændringerne af vandindhold og den langsommere vandbevægelse grundet de lavere hydrauliske ledningsevner nær mætning.

8.2 Modelleret kapillære stighøjder

Den kapillære stighøjde for hver af de tre jorde og for både Campbell og van Genuchten fremgår af figur 8.3. De kapillære stighøjder modelleres som vandindholdet halvvejs mellem det initiale og mættet vandindhold, og beregnes som:

$$\theta^* = \frac{\theta_s - \theta_{start}}{2} \tag{8.1}$$

Det initiale vandindhold (θ_{start}) vil i dette tilfælde være vandindholdet ved markkapacitet.



Jord	θ_s	b	ψ_e	θ_r	α	n	K_s
Jyndevad	0,422	2,00	-4,62	0,039	0,105	1,99	2,112
Ødum	0,436	7,13	-2,42	0,00	0,148	1,18	0,102
Roskilde	0,45	20,41	-3,58	0,00	0,07	1,07	0,036

Figur 8.3. Kapillære stighøjder for Jyndevad, Ødum og Roskilde jordene, som funktion af tiden i dage, for både Campbell og van Genuchten.

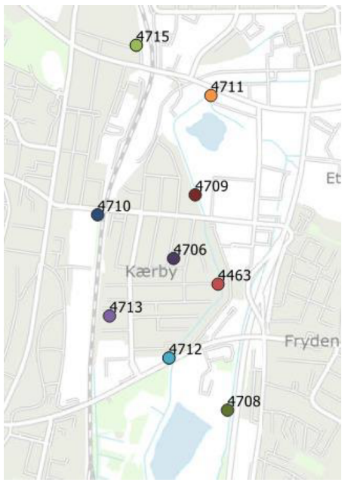
Som tidligere beskrevet i afsnit 2.1 ligning 2.2, afhænger den kapillære stighøjde af poreradius. Jyndevad viser som forventet den laveste kapillære stighøjde og når relativt hurtigt en ligevægt. Efter ca. 12 timer ændres højden ikke yderligere, da vandindholdet i jordsøjlen ikke længere stiger nok til, at der ud fra definitionen sker en målbar ændring. Roskilde viser derimod den største kapillære stighøjde, hvilket skyldes den høje andel af fine porer med lille radius, mens Ødum ligger imellem disse to.

Forskellen mellem Campbell- og van Genuchten-funktionerne fremgår ligeledes af figuren. Ved anvendelse af van Genuchten-funktionerne opnås større kapillære stighøjder, hvilket hænger sammen med det større vandindhold for van Genuchten kurverne i de lavere dybder.

Fokusområder og prøvetagning i Beder og Kærby 9

I Beder er der tidligere nævnt opsat 7 monitoreringsboringer, placeringen af disse kan ses på figur 9.1. I Kærby er der opsat en række automatiske vandstandsloggere se figur 9.2. Tæt på nogle af disse monitoreringsboringer og vandstandsloggere er der blevet taget jordprøver i forskellige dybder. Jordprøverne fra Kærby blev taget tæt på de tre loggere, 4713, 4712 og 4708 og er taget, undersøgt og analyseret af Nima [Rajabi, 2024]. Som led i dette projekt (i samarbejde med to studerende fra geografi, Henriette Lyhne og Lars Lunders Schüsler), er der taget jordprøver i varierende dybder omkring de to monitoreringsboringer B5 og B8 i Beder.

Figur 9.1. Placeringen af monitoreringsboringerne i Beder [Niras, 2023].



Figur 9.2. Placering af vandstandsloggere i og omkring Kærby [Niras, 2024].

Jordprøverne fra Beder blevet taget fra en jordgrav i varierende dybder, se tabel 9.1. Der blev taget både intakt- og løsprøver og alle intaktprøver blev taget ved brug af prøvecylindere. De meget dybe intaktprøver blev taget ved brug af et håndbor. Løsprøverne blev taget for hver dybde og en ekstra blevet taget for B8 i et dybdeinterval på 79-98 cm.

Tabel 9.1. Prøvedybder for intaktprøver.

B5 Intaktprøve nummer	Dybde interval [cm]	Metode	B8 Intaktprøve nummer	Dybde interval	Metode
Prøve 1-3	0-5	Jordgrav	Prøve 1-3	0-5	Jordgrav
Prøve 1-3	30-35	Jordgrav	Prøve 1-3	30-35	Jordgrav
Prøve 1-3	60-65	Jordgrav	Prøve 1-3	60-65	Jordgrav
Prøve 1	77-82	Prøvetagnings bor	Prøve 1	87-92	Prøvetagnings bor
Prøve 2	83-88	Prøvetagnings bor	Prøve 2	105-110	Prøvetagnings bor
Prøve 3	81-86	Prøvetagnings bor	Prøve 3	98-103	Prøvetagnings bor

Jordbundsforhold og hydrauliske parametre i Beder og Kærby

10

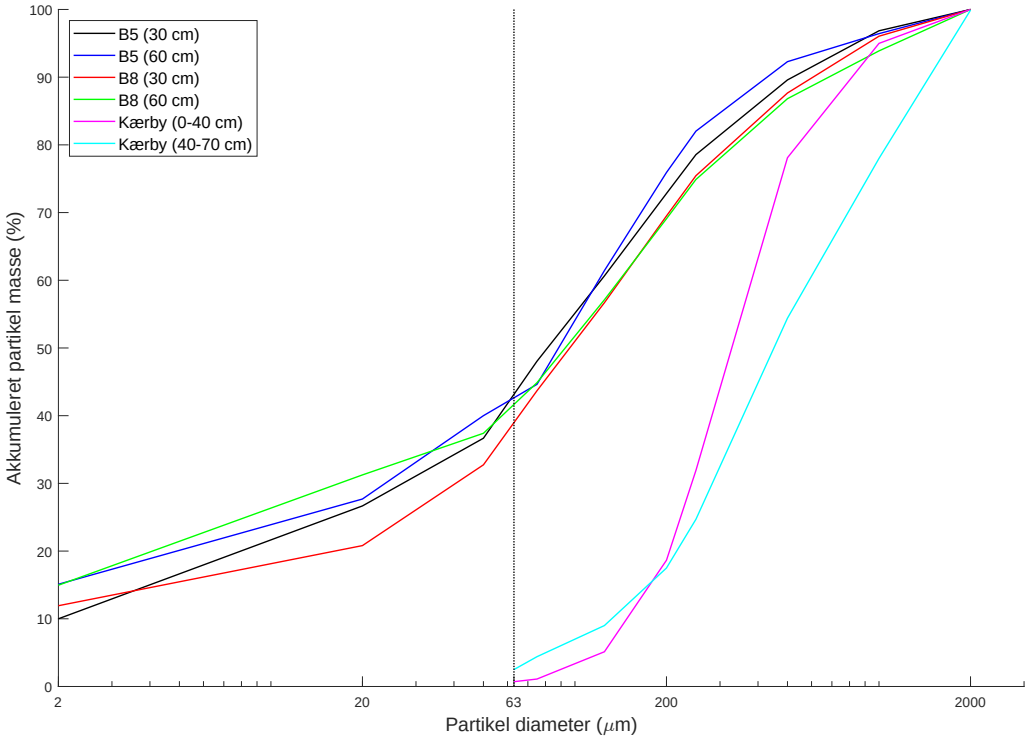
I dette kapitel beskrives jordbundsforholdene og de hydrauliske parametre, bestemt ud fra analyser af de indsamlede intakt- og løsprøver fra Beder. Alle disse nye analyser er lavet som en del af dette projekt. I det omfang det er muligt sammenlignes de med tilsvarende analyser fra jorden i Kærby.

10.1 Tekstur og organisk materiale

I dette afsnit vil jordens tekstur og kornkurver blive vist for alle dybder, hvor der er foretaget løsprøver, disse sammenlignes med kornkurverne fra Kærby. Hvordan mængden af organisk materiale og partikeldensiteten fordeler sig ned igennem dybden for de to områder, vil også blive belyst.

10.1.1 Kornkurver

For at kunne bestemme kornkurverne for de forskellige dybder, er der foretaget sigteanalyser af alle jordene. Da en stor del af jorden fra Beder har en kornstørrelse mindre end 63 μm, blev der her yderligere foretaget hydrometer test. Kornkurverne for B5, B8 kan ses i bilag E, figur E.1 og E.2. Sammenligningen mellem topjorden og underjorden for Beder og Kærby kan ses på figur 10.1.



Figur 10.1. Kornkurver for Beder B5 og B8 samt Kærby. Bemærk x-aksen er logaritmisk.

Kornkurverne viser, at prøverne fra Beder (B5 og B8) har en mere flad hældning og repræsenterer herved en velgraderet jord med en stor spredning i kornstørrelser. Ligeledes kan det ses at andelen af finkornet materiale er relativt højt, omkring 40 % for de dybere lag. Prøverne fra Kærby viser derimod stejlere kurver og repræsenterer en velsorteret grovsandet jord, hvor indholdet af finkornet materiale er meget lavt. Der er således stor forskel mellem jordene fra de to områder.

Ud fra kornkurverne kan teksturfordelingerne bestemmes. Disse fordelinger bygger på "the international soil science society (ISSS)"standard for tekstur klassifikationer. Jorden deles op i fire klasser efter kornfraktionerne: grovsand (2-0,2 mm), finsand (0,2-0,02 mm), silt (0,02-0,002 mm) og ler (0,002-0,0001 mm). Fordelingen af disse teksturklasser som følge af dybden ses for Beder i tabel 10.1 og for Kærby i tabel 10.2.

Tabel 10.1. Teksturfordelingen for Beder B5 og B8 for forskellige dybder, alle værdier er i % w/w.

Kornfraktion	**0 cm**	**30 cm**	**60 cm**
Grovsand	32,11	27,18	24,08
Finsand	48,67	46,15	48,23
Silt	9,47	16,67	12,59
Ler	9,75	10,00	15,10

B5

Kornfraktion	**0 cm**	**30 cm**	**60 cm**	**79+ cm**
Grovsand	30,31	30,50	30,91	25,62
Finsand	40,72	48,70	37,84	40,80
Silt	12,03	8,88	16,30	8,19
Ler	16,95	11,93	14,96	25,39

B8

Tabel 10.2. Tekstur fordeling for Kærby for forskellige dybder, alle værdier er i % w/w.

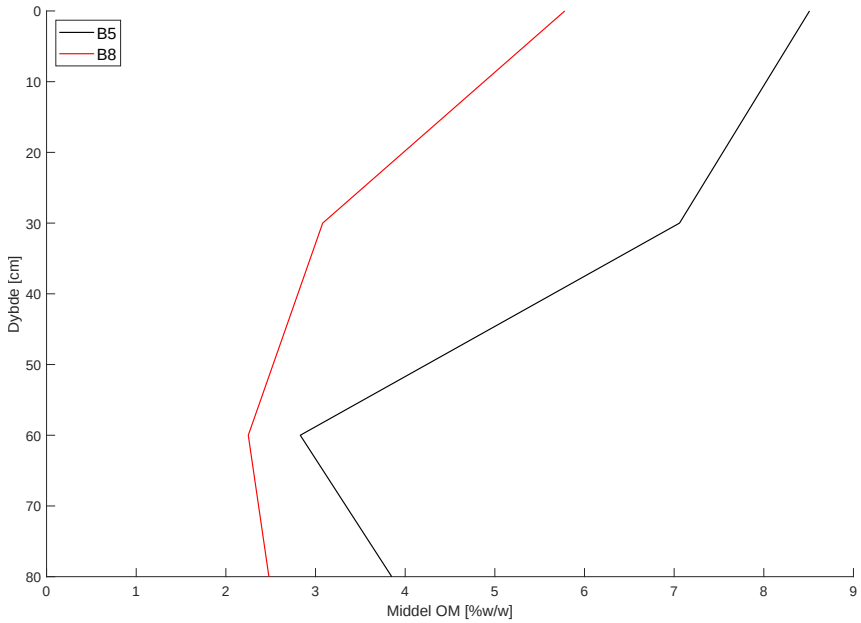
Kornfraktion	**0-40 cm**	**40-70 cm**
Grovsand	81,34	82,40
Finsand	18,18	15,83
Silt	0,24	0,83
Ler	0,24	0,83

Kærby

Jordprøverne fra Beder (B5 og B8) viser generelt et markant højere indhold af ler og silt sammenlignet med prøverne fra Kærby. Der ses desuden en generel tendens til at lerindholdet stiger med dybden.

10.1.2 Organisk materiale

Organisk materiale består primært af delvist nedbrudt plante- og dyreaffald og forekommer som små partikler eller kolloider. Dets evne til at tilbageholde vand er derfor meget stor, op til 4–5 gange så stor som for ler på vægtbasis. Det organiske materiale anvendes også sammen med ler, sand og silt til at bestemme jordens partikeldensitet [Loll and Moldrup, 2000]. Det organiske materiale blev bestemt for alle prøverne ud fra et glødetabsforsøg. Det gennemsnitlige organiske indhold som følge af dybden kan ses på figur 10.2, middelværdierne, standard afvigelse og intervallet mellem prøverne kan findes i tabel 10.3.



Figur 10.2. Middelværdien af det organiske materiale i forhold til dybden

Topjordens høje indhold af organisk materiale skyldes det høje indhold af rødder, planterester og dyreaffald. Det højere indhold i B5 kan skyldes placeringen på en græsfyldt legeplads sammenlignet med B8, som ligger i et mere tørt og mindre bevokset område. Indholdet falder med dybden, formentligt fordi den tilgængelige mængde af organisk materiale bliver mindre. Det højere lerindhold i B5 kan yderligere bidrage, da leret fastholder det organiske materiale.

Tabel 10.3. Organisk materiale (OM) målt for forskellige dybder for de to boringers områder.

Dybde [cm]	Middel OM	SD	Interval
0	8,51	0,71	7,80–9,65
30	7,06	1,27	5,04–8,56
60	2,83	0,87	2,08–3,8
79+	3,85	1,75	2,71–5,87

B5

Dybde [cm]	Middel OM	SD	Interval
0	5,78	0,35	5,33–6,17
30	3,08	0,18	2,90–3,33
60	2,25	0,21	2,01–2,49
79+	2,48	0,47	1,90–3,01

B8

10.1.3 Partikeldensitet

Partikeldensiteten er defineret ud fra:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$$

og angiver massen af partikler per volumen af partikler. Denne værdi til typisk være mellem 2,6-2,7 g/cm^3 for de fleste jorde og lidt mindre, hvis indholdet af organisk materiale er højt, da dette har en lavere densitet. Til bestemmelsen af partikeldensiteterne er en værdi på 2,65 g/cm^3 anvendt for partiklerne sand + silt, en værdi på 2,7 g/cm^3 for ler og en værdi på 1,3 g/cm^3 for organisk materiale. Andelen af sand, silt, ler og organisk materiale samt middel-densiteten kan ses i tabel 10.4.

Tabel 10.4. Partikeldensiteter i forskellige dybder for de to boringsområder.

Dybde [cm]	Sand og silt [w/w]	Ler [w/w]	OM [w/w]	ρ_s [g/cm^3]
0	0,826	0,089	0,085	2,54
30	0,836	0,093	0,071	2,56
60	0,825	0,071	0,028	2,62

B5

Dybde [cm]	Sand og silt [w/w]	Ler [w/w]	OM [w/w]	ρ_s [g/cm^3]
0	0,783	0,160	0,058	2,58
30	0,854	0,116	0,031	2,61
60	0,831	0,146	0,023	2,63
79+	0,728	0,248	0,025	2,63

B8

Det kan ses at partikeldensiteterne er lidt lavere for B5, grundet det højere indhold af organisk materiale.

10.2 Kompaktering og vandretention

I dette afsnit vil kompakteringen af jordprøverne fra Beder undersøges i form af volumenvægten og jordprøverne fra Beder og Kærbys vandretentionsevne vil bestemmes.

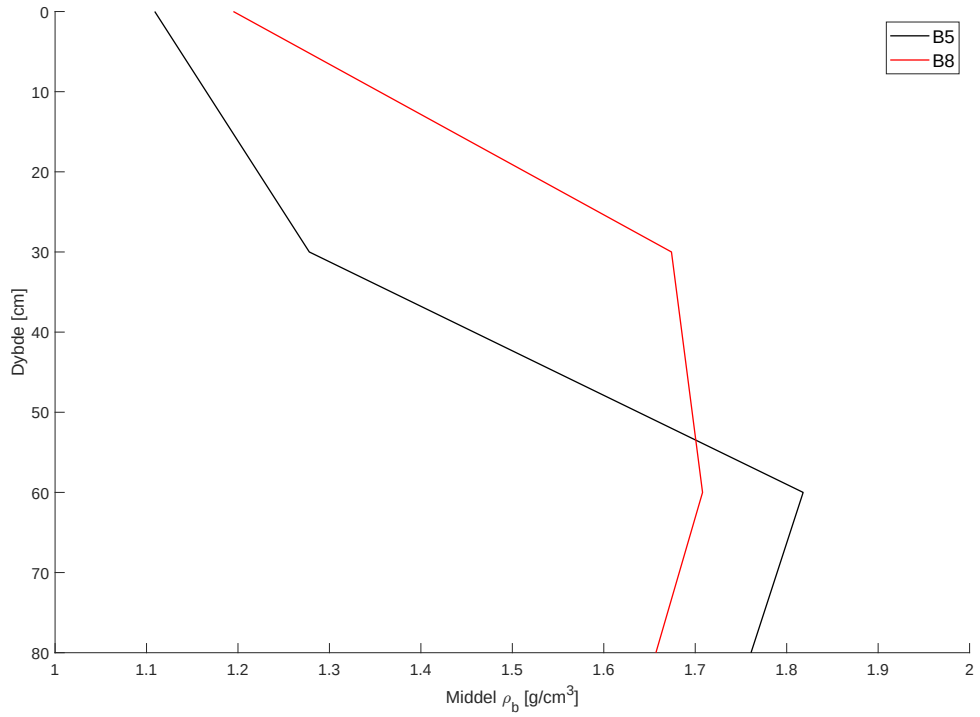
10.2.1 Volumenvægt

Volumenvægten, ρ_b udtrykker forholdet mellem massen af den tørrede jord og det samlede jordvolumen og beregnes som:

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t}$$

Typiske værdier af volumenvægten for forskellige jorde ligger mellem 1,4-1,7 g/cm^3. Den beskriver jordens komprimeringsgrad og stiger derfor typisk med dybden som følge af øget tryk og komprimering [Loll and Moldrup, 2000].

Volumenvægten for Beder er bestemt som et gennemsnit for de tre intaktprøver for hver dybde. Volumenvægten som funktion af dybden kan ses på figur 10.3, de anvendte middelværdier og standardafvigelsen heraf kan ses i tabel 10.5.



Figur 10.3. Middel-volumenvægten i forhold til dybden for de to lokationer i Beder (B5 og B8). Vær opmærksom på, at kurven starter fra 1,0.

Volumenvægten stiger som forventet med dybden, hvilket afspejler en øget komprimering af jorden. For B8 ses en markant stigning ved 30 cm, som formodentlig skyldes en traktosetilstand. Da begge lokaliteter ligger i urbane områder, er det sandsynligt, at en tilsvarende tilstand også forekommer for B5 omkring samme dybde, men dette fremgår ikke tydeligt af prøverne. For B5 ses derimod en tydelig stigning ved 60 cm, hvilket tyder på, at jorden her er påvirket af traktose. Faldet i volumenvægten under denne dybde tyder på, at påvirkningen ikke strækker sig længere ned i profilet. Den øgede komprimering med dybden medfører generelt lavere porøsitet og dermed en reducering af den hydrauliske ledningsevne i de dybere jordlag.

Tabel 10.5. Middel-volumenvægten for lokationerne B5 og B8 i Beder. Bemærk at dybden 79+ cm kun bygger på to prøver.

Dybde [cm]	ρ_b [g/cm^3]	SD
0	1,109	0,041
30	1,278	0,069
60	1,818	0,007
79+	1,761	0,083

B5

Dybde [cm]	ρ_b [g/cm^3]	SD
0	1,195	0,074
30	1,674	0,037
60	1,708	0,031
79+	1,657	0,120

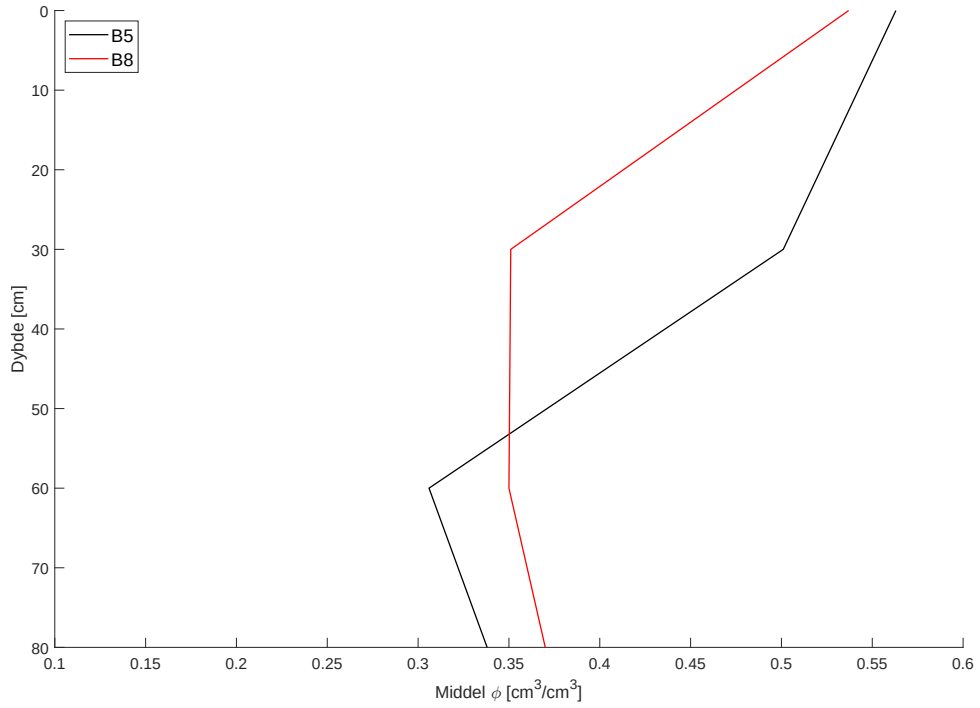
B8

10.2.2 Vandretention og porøsitet

Porøsiteten beskriver hvor stor en andel af jordens samlede volumen, der udgøres af porevolumen og beregnes ud fra:

$$\phi = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}$$

Porøsiteten ligger generelt mellem 0,4-0,6 cm^3cm^{-3}, hvor de højere porøsiteter generelt forekommer i finkornede jordarter [Loll and Moldrup, 2000]. Porøsiteten i forhold til dybden kan ses på figur 10.4, middelværdierne og standardafvigelsen kan ses i tabel 10.6. Det er antaget at partikeldensiteten for B5 79+ cm er den samme som den beregnede for B8 79+, og denne værdi er derfor anvendt til bestemmelsen af Porøsiteten for B5 79+ cm.



Figur 10.4. Middel-porøsitet i forhold til dybden for de to lokationer i Beder (B5 og B8). Bemærk at dybden 79+ cm kun bygger på to prøver.

Porøsiteten følger samme tendens som volumenvægten. I de øverste 30 cm har B8 den laveste porøsitet, hvorefter tendensen ændres, og fra omkring 60 cm har B5 den laveste porøsitet. Som beskrevet for volumenvægten kan B5's porøsitet dog være betydeligt lavere blot få centimeter under de 30 cm, hvor prøverne er udtaget, som følge af den formodede traktose.

Tabel 10.6. Middel-porøsiteten for lokationerne B5 og B8 i Beder. Bemærk at dybden 79+ cm kun bygger på to prøver.

Dybde [cm]	ϕ [cm^3/cm^3]	SD
0	0,563	0,016
30	0,501	0,026
60	0,306	0,003
79+	0,338	0,020

B5

Dybde [cm]	ϕ [cm^3/cm^3]	SD
0	0,537	0,029
30	0,351	0,014
60	0,350	0,012
79+	0,370	0,026

B8

Vandretention

Vandindholdet for jordprøverne fra Beder er bestemt ved seks forskellige sug, mens der for Kærby er udført en ekstra bestemmelse ved et syvende sug. De anvendte sug og tilhørende vandindhold fremgår af tabel 10.7.

Tabel 10.7. Vandindhold (θ) ved forskellige sug (pF-værdier) for Beder (B5 og B8) og Kærby. Lerindholdet for B8 79+ cm er anvendt for vandindholdet for pF 4,2 for B5 79+ cm, det lufttørret vandindhold er yderligere antaget ens.

	B5 θ [cm^{3}cm^{-3}]				B8 θ [cm^{3}cm^{-3}]				Kærby θ [cm^{3}cm^{-3}]			
pF	0 cm	30 cm	60 cm	79+ cm	0 cm	30 cm	60 cm	79+ cm	14 cm	16 cm	22 cm	30 cm
0	0,563	0,501	0,306	0,338	0,537	0,351	0,350	0,370	0,292	0,415	0,354	0,318
2	0,464	0,322	0,255	0,274	0,373	0,246	0,231	0,260	0,112	0,129	0,113	0,116
2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,049	0,097	0,060	0,104
2,9	0,422	0,260	0,226	0,251	0,334	0,208	0,200	0,239	0,010	0,073	0,027	0,090
4,2	0,116	0,121	0,150	0,223	0,133	0,121	0,132	0,196	0,007	0,021	0,023	0,024
6,0	0,019	0,020	0,025	0,026	0,017	0,019	0,019	0,025	0,002	0,017	0,019	0,019
6,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Vandindholdet ved mætning, svarende til et tilført sug på 0 cm antages at være lig med prøvernes porøsitet.

Vandindholdene ved pF 2,0, 2,5 og 2,9 er bestemt ved hjælp af en "Suction Box". Efter mætning øges suget gradvist i boksen, indtil det ønskede niveau er nået. Herefter dræner prøverne langsomt, indtil der opnås ligevægt, og vandindholdet bestemmes ud fra prøvernes vægttab.

Vandindholdet ved visnegrænsen (pF 4,2) er beregnet ud fra ligning 10.1 fra [Hansen, 1976], mens vandindholdet ved lufttørring anvendes for pF 6,0. Ved det højeste sug (pF 6,9) forventes der at være meget lidt eller intet vand tilbage, og vandindholdet er derfor sat til 0.

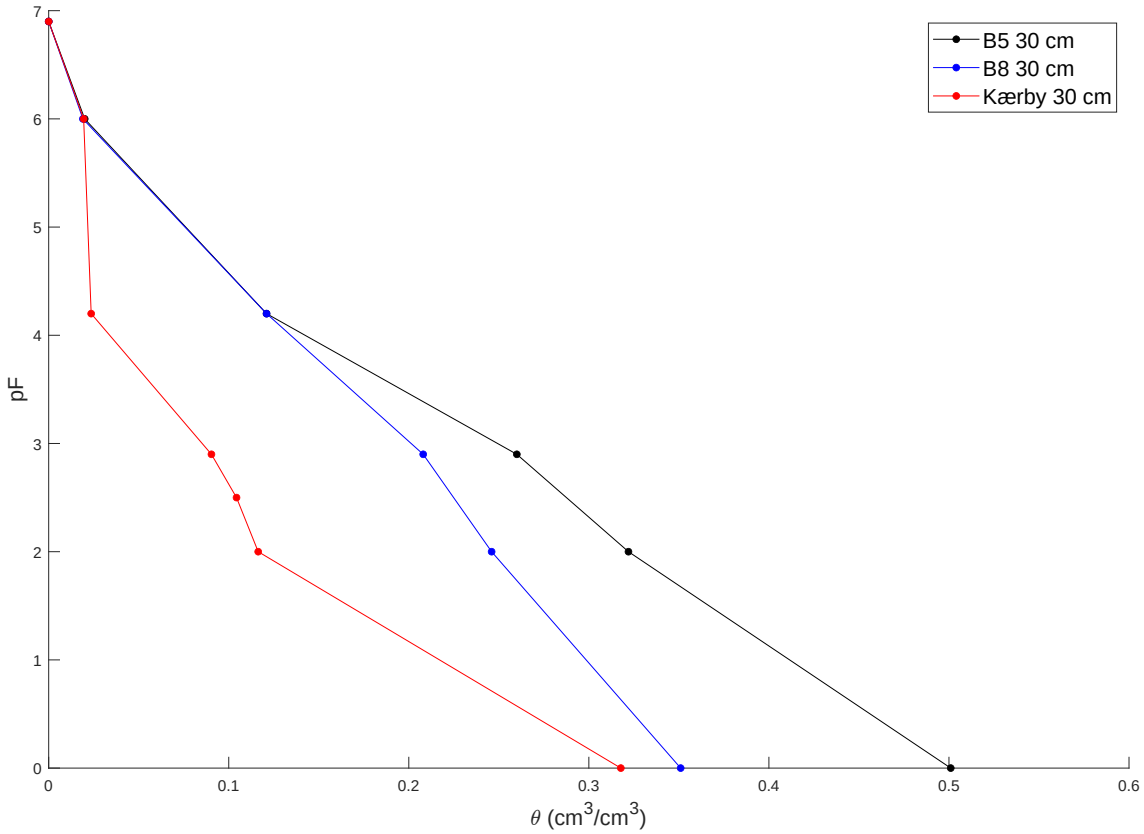
$$W_{150} = 0{,}365 \cdot L + 0{,}729 \cdot H + 0{,}630 \tag{10.1}$$

Hvor:

W_{150}	Vægtprocent af ved pF 4,2
L	Vægtprocenten af ler
H	Vægtprocent af organisk materiale

Værdierne anvendt til at bestemme retentionspunkterne for Kærby over pF 2.9, kan ses i bilag E tabel E.1.

Vandretentionskurverne ud fra punkterne kan ses i bilag E, en sammenligning af kurverne for 30 cm kan ses på figur 10.5.



Figur 10.5. Retentionskurver for 30 cm for de tre jorde.

Vandretentionskurverne for de tre lokaliteter viser tydelige forskelle i jordens evne til at tilbageholde vand. B5 har det højeste vandindhold ved mætning og fastholder generelt mest vand ved alle sug op til pF 4,2. Dette skyldes det høje indhold af fine partikler samt den lave komprimeringsgrad.

B8 har et betydeligt lavere vandindhold ved mætning, men den relative ændring i vandindholdet med stigende sug er mindre. Den højere komprimering har reduceret mængden af makroporer, hvilket har øget andelen af fine porer. Dette medfører, at vandet fastholdes bedre ved højere sug. Ved pF-værdier over 4 nærmer kurven sig dog B5's, hvilket afspejler, jordenes lignende indhold af fine partikler.

Kærby adskiller sig markant fra de to øvrige lokaliteter, hvilket tydeligt viser forskellen mellem jordtyperne. Kurven er væsentligt stejlere, hvilket indikerer, at porerne drænes hurtigt, og at jorden kun kan tilbageholde små mængder vand. Dette er karakteristisk for en grovsandet og kompakt jord som Kærby, hvor makroporer dominerer og vandet derfor drænes hurtigt.

10.3 Mættet hydraulisk ledningsevne og effektiv porøsitet

Mættet hydraulisk ledningsevne

Den mættede hydrauliske ledningsevne for hver dybde er bestemt ud fra et Constant Head Darcy eksperiment for genpakkede prøver fra de indsamlede løsprøver. Det har derfor ikke været muligt at pakke alle prøverne til den eksakte kompakteringsgrad, som målt for intaktprøverne. Forsøget bygger på en omskrivning af Darcy's lov, under forsøget antages trykforskellen konstant:

$$Q = K_s \cdot \frac{\Delta h}{\Delta x} \cdot A \qquad (10.2)$$

$$K_s = \frac{Q}{A} \cdot \frac{\Delta x}{\Delta h} \qquad (10.3)$$

Hvor:

Q	Darcy flow [cm^3/s]
A	Tværsnitarealet af prøven [m^2]
Δx	Højden af prøven [m]
Δh	Højden af vandet [m]

Forsøget er som udgangspunkt udført for to jordprøver fra hver dybde og gennemsnittet heraf kan ses i tabellen nedenfor. Den mættede hydrauliske ledningsevne for B5 i dybden 79+ cm har ikke kunnet bestemmes eksperimentelt på grund af mangel på løsjord. Det antages derfor, at værdien svarer til den målte ledningsevne for B8 i samme dybde.

Tabel 10.8. Middel mættet hydrauliske ledningsevner (K_s) for lokationerne B5 og B8 i Beder. Dybder uden standardafvigelse skyldes at ledningsevnen kun bygger på en prøve.

Dybde [cm]	K_s [μm/s]	SD
0	7,069	1,057
30	2,286	0,320
60	0,243	-
79+	0,273	0,008

B5

Dybde [cm]	K_s [μm/s]	SD
0	2,964	-
30	0,178	0,137
60	0,274	0,006
79+	0,273	0,008

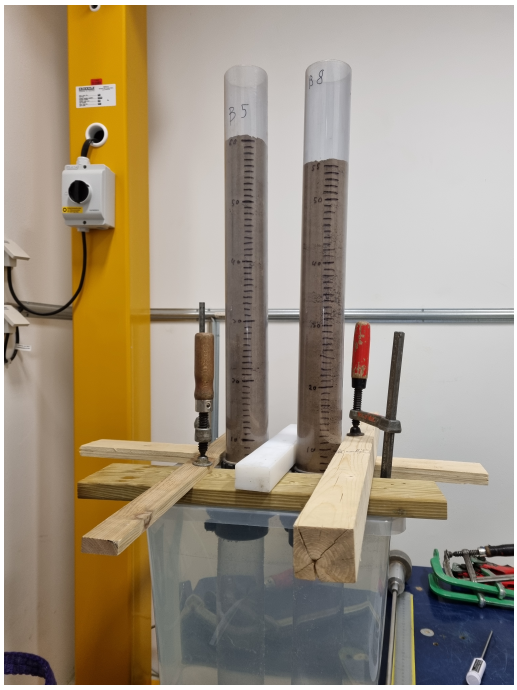
B8

Ud fra forsøgene kan det ses, at den mættede hydrauliske ledningsevne falder med dybden og følger kompakteringsgraden.

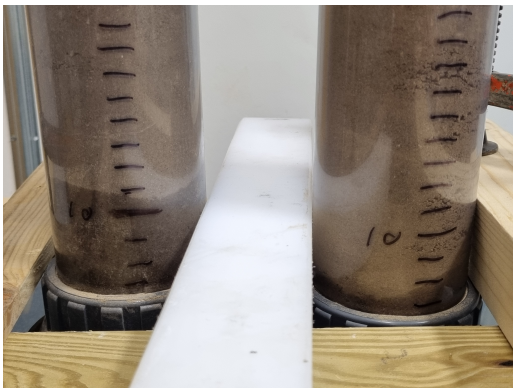
Den mættede hydrauliske ledningsevne for Kærby er bestemt i felten ved brug af et dobbelt ring infiltrometer til 5,2 μm/s.

10.4 Kapillær stighøjde som funktion af tiden

For både Beder og Kærby er den kapillære stighøjde blevet bestemt eksperimentelt. Analysedata for Beder er lavet i forbindelse med nærværende projekt, mens data fra Kærby, kommer fra et tidligere projekt på Aalborg Universitet. For Beder er der anvendt indsamlet løst jord i et dybdeinterval på 60-70 cm for både B5 og B8. Dybden for Kærby er ukendt. Forsøgsopstillingen for Beder-prøverne, kan ses på figur 10.6a.



(a) Forsøgsopstilling for måling af den kapillære stighøjde.

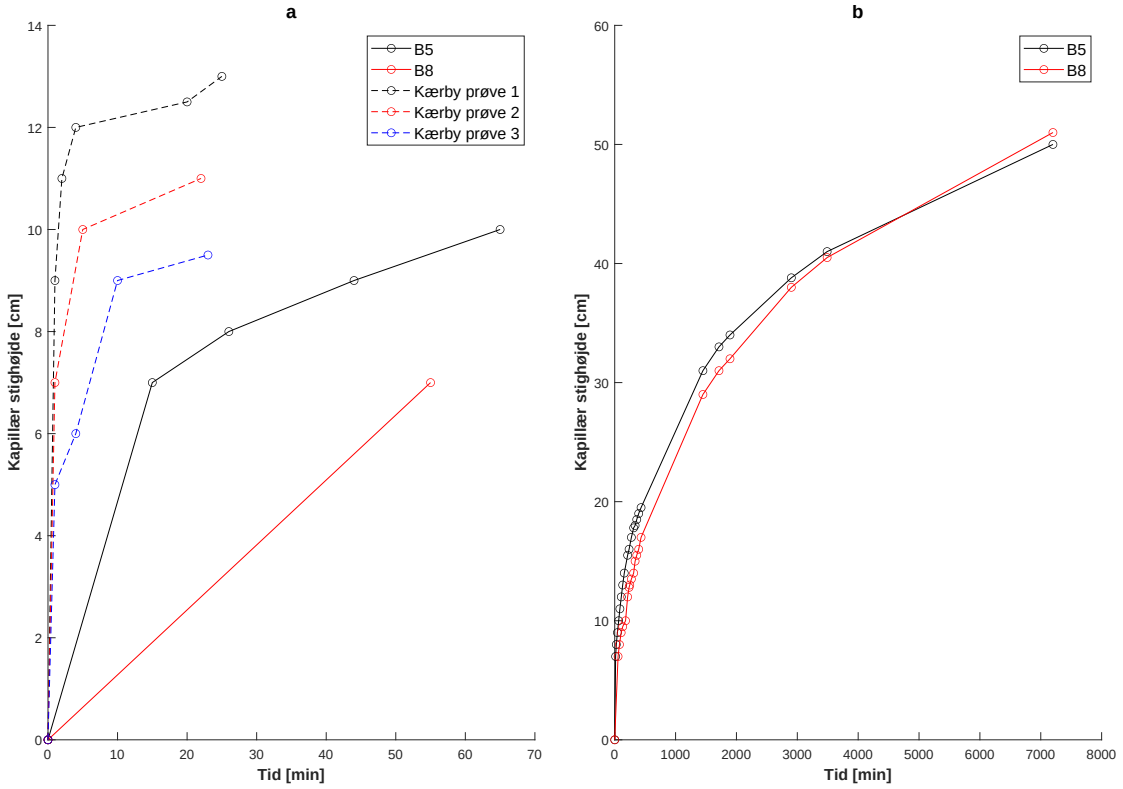


(b) Visuel bestemmelse af den kapillære stighøjde, markeret som en tydelige farveændring af jordlaget, som fremgår af venstre søjle.

Figur 10.6. Forsøgsopstilling for måling af den kapillære stighøjde og bestemmelse af den kapillære stighøjde.

Ved forsøgets start noteres starttidspunktet, hvorefter stighøjden løbende registreres. I begyndelsen af forsøget noteres tiden for hver stigning på 1 cm, da det forventes, at ændringen i stighøjde her sker hurtigst. Den første stigning kan dog først observeres efter ca. 7 cm, hvilket skyldes forsøgsopstillingen (rørets fastspænding). Efter de første centimeters stigning blev stighøjden registreret med omtrent 30 minutters mellemrum og herefter med gradvist længere intervaller i takt med, at hastigheden af ændringen aftog. Stighøjden defineres som den højde, hvor jordlaget tydeligt fremstår fugtigt og har ændret farve, som illustreret på figur 10.6b.

De målte stighøjder som funktion af tiden kan ses på figur 10.7.



Figur 10.7. Målt kapillær stighøjde for Kærby og Beder. Figur (a) viser sammenligning mellem de kortvarige kapillære stighøjder (b) viser den fulde målte stighøjde for B5 og B8. Vær opmærksom på at x-aksen på figur b er logaritmisk.

Den markant hurtigere kapillære stighøjde i Kærby sammenlignet med Beder-jordene, skyldes sandsynligvis den højere mættede hydrauliske ledningsevne i sandjorden. De større porer i sandjorden gør, at vandet kan bevæge sig hurtigere, hvilket giver en hurtigere initial stigning, selvom den maksimale kapillære stighøjde typisk vil være lavere end i finere jord med mindre porer. Da stighøjden for Kærby kun er målt over op til 25 minutter, kan denne forskel i maksimal stigning dog ikke observeres fra forsøgene.

For de to Beder-jorde ses, at B5 har en hurtigere initial stigning end B8, men den endelige kapillære stighøjde bliver højere i B8. Dette tyder på, at B8 indeholder en større andel fine partikler, hvilket øger kapillarkraften og dermed den endelige stigning.

10.5 Estimerede Campbell og van Genuchten funktioner

Ud fra de målte retentionspunkter vil Campbell og van Genuchten parametrene estimeres og anvendes til at bestemme retentionskurverne og de hydrauliske ledningsevnekurver for de målte dybder.

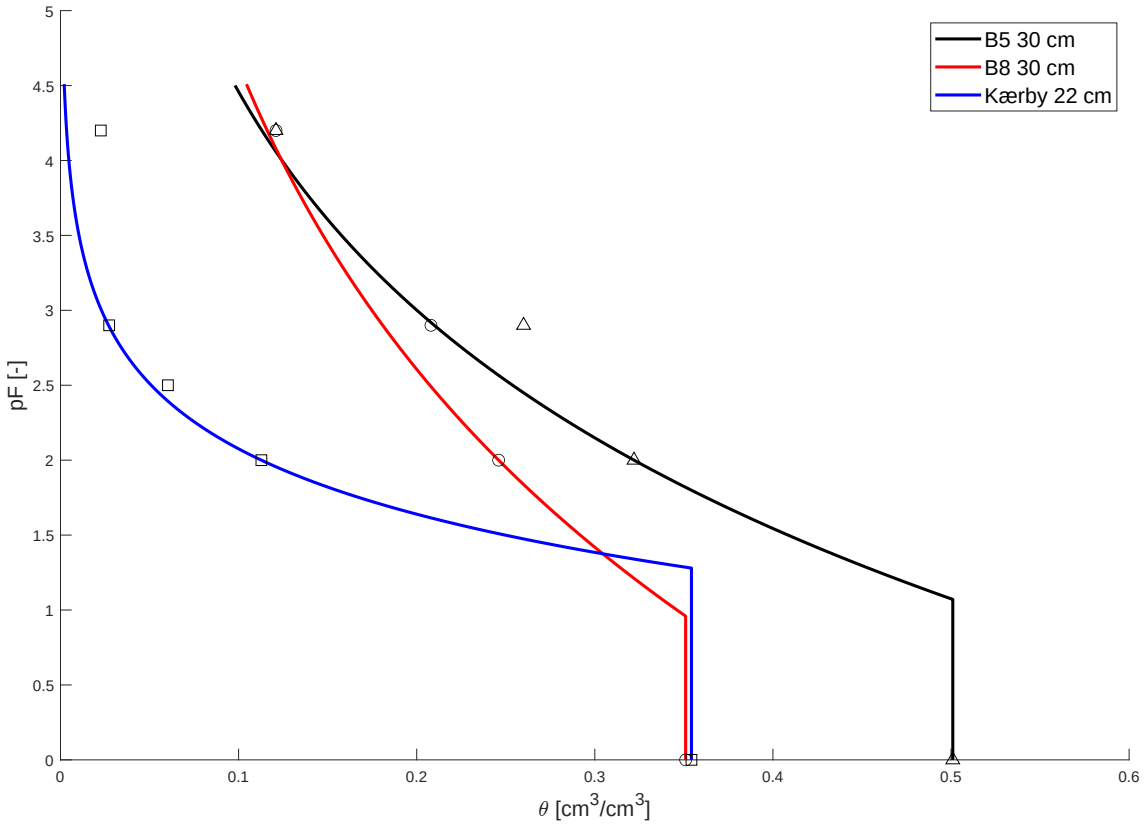
Konstanten b fra Campbell-funktionen bestemmes som den bedste rette linje i et log-log plot for retentionspunkterne fra pF 2,0-4,2 for Beder og 2,0-2,9 for Kærby. Disse b parametre vil herefter anvendes til at bestemme air-entry værdierne ud fra ligning 6.1 for vandindholdet ved et jordvandspotentiale på - 100 cm H_2O. De rette linjer til bestemmelse af b-værdierne kan ses i bilag E, de to parametre b og ψ_e kan ses i nedenstående tabel.

Tabel 10.9. b og ψ_e værdier bestemt ud fra retentionspunkterne målt for Beder og Kærby jordprøverne.

B5			B8			Kærby		
Dybde	b	ψ_e [cm H_2O]	Dybde	b	ψ_e [cm H_2O]	Dybde	b	ψ_e [cm H_2O]
0 cm	3,08	-55,12	0 cm	4,27	-21,11	14 cm	0,83	-45,10
30 cm	4,84	-11,77	30 cm	6,74	-9,10	16 cm	3,65	-3
60 cm	8,97	-19,47	60 cm	8,64	-3	22 cm	1,45	-19,05
79 cm	24,63	-3	79 cm	17,42	-3	30 cm	8,12	-3

For beregningerne af air-entry-værdierne opnås der meget små og fysisk urealistiske værdier. For at opnå mere realistiske værdier, sættes den mindste air-entry-værdi til –3, svarende til en maksimal porediameter på ca. 1 mm. For Kærby i dybden på 30 cm, opnås en meget høj b-værdi (8,12), som også er væsentligt højere, end hvad der vil være forventet for en grovsandet jord. Dette skyldes det meget lille fald i vandindhold i intervallet mellem pF 2,0-2,9, som anvendes til at bestemme b-værdien og giver en meget flad linje. Retentionspunkterne for denne dybde vil derfor ikke anvendes yderligere.

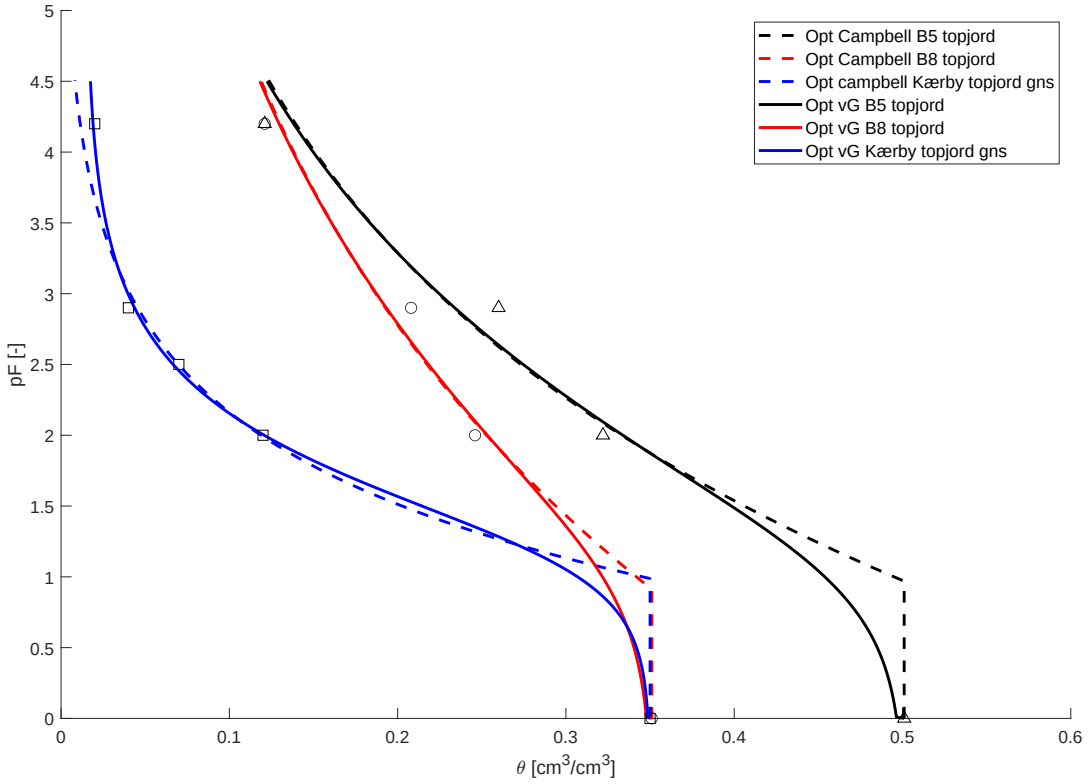
Campbell retentionskurverne for dybden på henholdsvis 30 cm og 22 cm kan ses på figur 10.8, retentionskurverne for resten af dybderne kan ses i bilag E, figur E.9, E.10, E.11.



Jord	θ_s	b	ψ_e	R^2
B5	0,501	4,84	-11,77	0,965
B8	0,351	6,44	-9,1	0,972
Kærby	0,354	1,45	-19,05	0,994

Figur 10.8. Sammenligning af Campbell retentionskurver for Beder og Kærby.

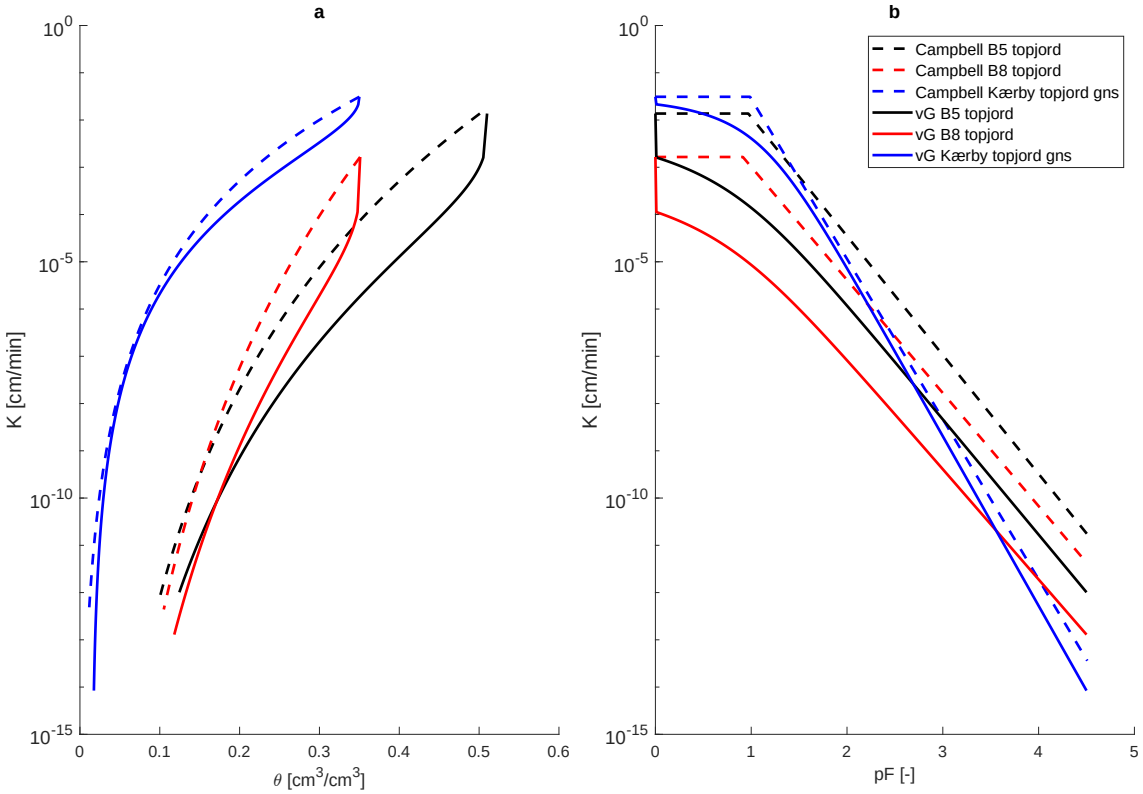
Retentionskurverne viser, at den grovsandende jord fra Kærby drænes hurtigt, hvor jordene fra Beder tilbageholder en større mængde vand og forskellen mellem B5 og B8 skyldes kompakteringen af B8 i denne dybde. Ud fra retentionskurverne kan det ses, at der er mulighed for at optimere Campbell parametrene så retentionskurverne bedre følger de målte retentionspunkter, disse parametre vil derfor optimeres ved brug af mindste kvadraters metode. Denne samme metode anvendes til at bestemme van Genuchten parametrene. For Kærby vil der anvendes et gennemsnit af de målte retentionspunkter, som en repræsentation af hele dybden, hvor jordprøverne er taget. De optimerede parametre og tilhørende retentionskurver for dybden på 30 cm og gennemsnitsjorden fra Kærby kan ses på figur 10.9. Retentionskurverne for de andre dybder og de tilhørende optimerede parametre kan ses i bilag F.



Jord	θ_s	b	ψ_e	R^2 (Campbell)	θ_r	α_{vG}	n	R^2 (vG)
B5	0,501	5,81	-9,32	0,984	0,00	0,095	1,18	0,985
B8	0,351	7,63	-8,18	0,987	0,00	0,108	1,13	0,987
Kærby	0,350	2,16	-9,73	0,999	0,015	0,059	1,64	1,00

Figur 10.9. Optimeret Campbell og van Genuchten retentionskurver for topjorden fra Beder og Kærby.

De optimerede parametre kan nu anvendes til at bestemme de hydrauliske ledningsevnekurver som funktion af vandindholdet (θ) og porevandstrykket (ψ). De hydrauliske retentionskurver for topjordene (30 cm) for Beder og Kærby kan ses på figur 10.10. Ledningsevnekurverne for de andre dybder kan ses i bilag F.



Jord	θ_s	b	ψ_e	θ_r	α	n	K_s
B5	0,501	5,81	-9,32	0,09	0,095	1,18	0,0137
B8	0,351	7,63	-8,18	0,00	0,108	1,13	0,0017
Kærby	0,350	2,16	-9,73	0,015	0,059	1,64	0,031

Figur 10.10. De hydrauliske ledningsevnekurver for topjorden fra Beder og Kærby som funktion af vandindholdet (θ) (a) og som funktion af porevandstrykket (pF) (b). For figur (a) er den hydrauliske ledningsevne blevet begrænset til 10^{-10}.

Det kraftige fald i ledningsevne for van Genuchten kurverne, som tidligere observeret for de to finkornede jorde Ødum og Roskilde, fremkommer ligeledes for de finkornede jorde fra Beder. Dette er at forvente grundet de lave n-værdier, men da et forsøg på at begrænse n-værdierne til en højere værdi, kan lede til problemer med meget højere residuale vandindhold, vil n-værdierne ikke begrænses.

10.6 Modellering af Kapillære stighøjder

I dette afsnit vil det undersøges, hvorvidt det er muligt at modellere den kapillære stighøjde målt i søjleforsøgene ved brug af den numeriske 1-D model MMS-modellen.

10.6.1 Initialforhold

For at kunne sætte modellen op, er det nødvendigt at kende jordsøjlernes initiale forhold. De målte initialforhold vil derfor præsenteres i dette afsnit.

Det gravimetriske vandindhold for jorden anvendt til Beder-forsøgene blev målt ved brug af en fugtanalysator til 3,3 % for B5 og 3,8 % for B8. Begge søjler blev pakket til en volumenvægt på 1,38 g/cm^3. Sammen med de tidligere bestemte partikeldensiteter kan

porøsiteten, som antages at være lig med det mættede vandindhold bestemmes. For Kærby-jordene er der antaget et startvandindhold på 3,5 % og en volumenvægt på 1,7 g/cm^3. Det volumetriske startvandindhold er bestemt ud fra:

$$\theta = w \cdot \rho_b$$

De anvendte initialforhold kan ses i tabel 10.10.

Tabel 10.10. Initialforholdene for den kapillære stighøjde forsøg

Jord	w [%]	ρ_b [g/cm^3]	ρ_s [g/cm^3]	ϕ [cm^3/cm^3]	θ [cm^3/cm^3]
B5	3,3	1,38	2,62	0,47	0,046
B8	3,8	1,38	2,63	0,47	0,052
Kærby	3,5	1,7	2,63	0,36	0,06

10.6.2 Model opsætning

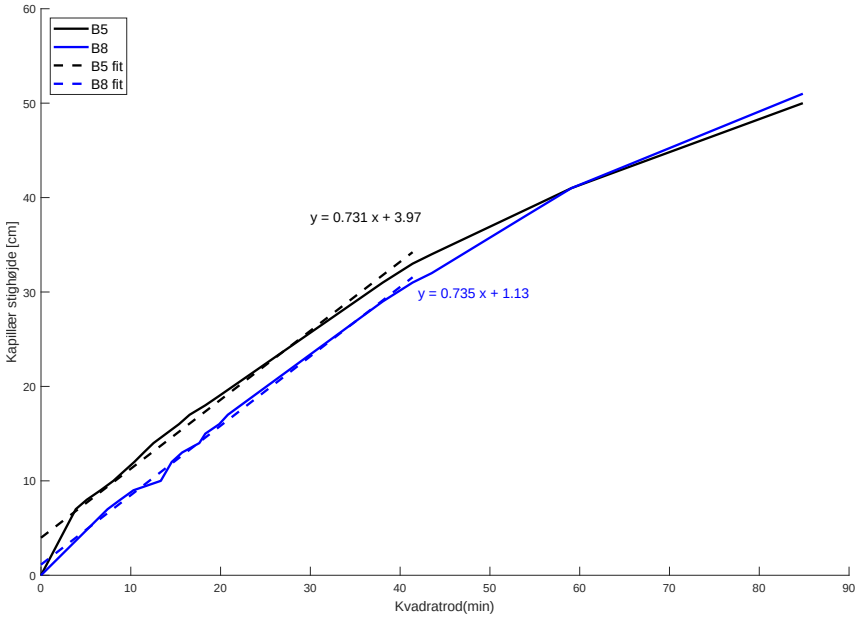
For bedst muligt at kunne modellere den målte kapillære stighøjde, vil modellen tilpasses de faktiske forsøgsforhold. Det antages, at de nederste to centimeter af jorden var mættet ved forsøgets start, og modellen er derfor justeret herefter. For Beder-jordene anvendes retentionskurverne fra B5 (30 cm) og B8 (0 cm), da deres volumenvægte og porøsiteter stemmer overens med de værdier, der blev anvendt i laboratorieforsøgene, bedre end de målinger, der er bestemt for 60 cm dybden. Retentionskurverne for 60 cm indgår derfor ikke i modelleringen, selvom jorden er udtaget fra en dybde mellem 60–70 cm, da de ikke repræsenterer, de anvendte fysiske forhold lige så godt. For Kærby anvendes den gennemsnitlige retentionskurve, dybden for den anvendte jord ikke kendes.

Grundet de meget tørre initiale forhold og det kraftige fald i hydraulisk ledningsevne tæt på mætning, har det ikke været muligt at anvende van Genuchten-funktionerne til at modellere de kapillære stighøjder for Beder-jorden. De anvendte Campbell og van Genuchten parametre kan ses i nedenstående tabel:

Tabel 10.11. Parametre til modellering af den kapillære stighøjde.

Jord	θ_s	b	ψ	θ_r	α	n	K_s
B5	0,47	5,81	-9,321	-	-	-	0,0137
B8	0,47	5,98	-16,097	-	-	-	0,0177
Kærby	0,36	2,16	-9,727	0,015	0,059	1,64	0,031

Da det kapillære forsøg også kan betragtes som et omvendt sorptionsforsøg, kan de anvendte Campbell b-værdier sammenlignes med de forventede b-værdier udledt fra sorptiviteten. Sorptiviteten bestemmes som hældningen på den bedste rette linje gennem datapunkterne i et plot af kapillær stighøjde mod kvadratroden af tiden (se figur 10.11). Ved bestemmelsen af sorptiviteten er kun punkterne op til ca. 40 $\sqrt{\text{min}}$ medtaget, da kurvens hældning herefter ændres, hvilket indikerer, at tyngdekraftens indflydelse begynder at dominere.



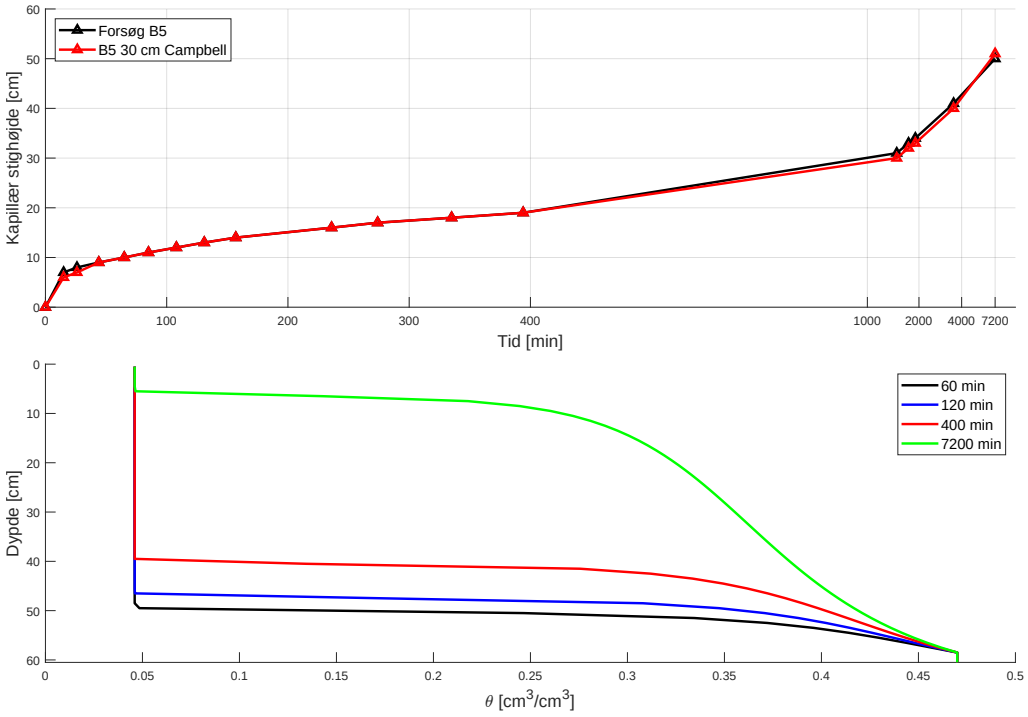
Figur 10.11. Bestemmelsen af sorptiviteten for Beder jorden.

Her bestemmes en sorptivitet på henholdsvis 0,731 og 0,735 for B5 og B8. Det amerikanske jordkartotek ([Clapp and Hornberger, 1978]) angiver sammenhørende værdier af sorptivitet (S) og Campbell-b. En sorptivitet på 0,693 svarer ifølge tabellen til en Campbell-b-værdi på 5,39 (SD: 1,87), og karakteriserer en ler-muldjord (loam). De anvendte Campbell b-værdier til modelleringen af den kapillære stighøjde ligger inden for standardafvigelsen af Campbell b-værdien og understøtter derfor anvendelsen af de valgte retentionskurver.

10.6.3 Sammenligning mellem modelleret og målte værdier

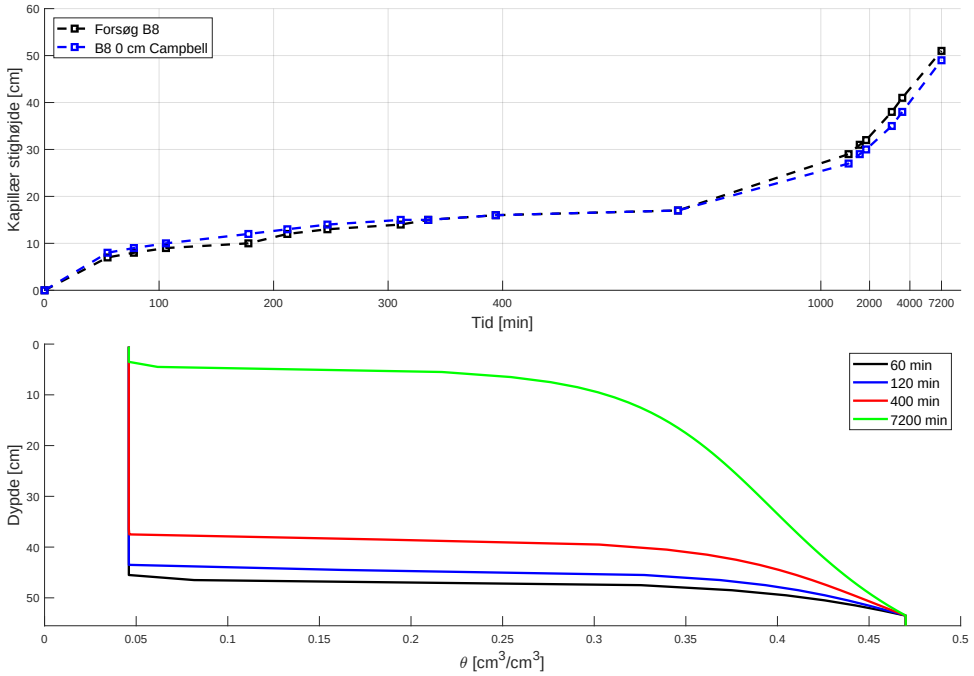
Den kapillære stigning, bestemt som en tydelig farveændring af jorden, antages som tidligere at kunne blive beskrevet som vandindholdet halvvejs mellem det initiale og mættet vandindhold og beregnes ved brug af 8.1

Ud fra denne definition af den kapillære stighøjde, kan sammenligningen mellem de modellerede og målte kapillære stighøjder for Beder ses på figur 10.12 og 10.13.



θ_s	b	ψ_e	K_s [cm/min]	Forøget k_s (2,5)
0,47	5,813	-9,321	0,0137	0,0343

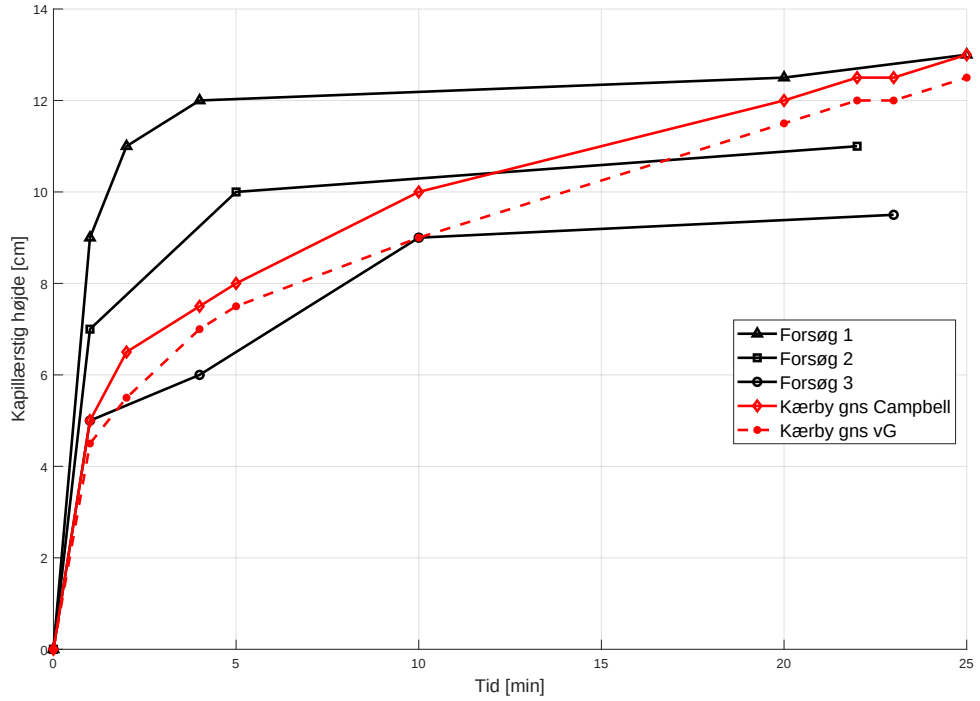
Figur 10.12. Sammenligning af den målte kapillære stighøjde og den modellerede for B5 og sammenhørende vandindholdsprofil for udvalgte tidspunkter.



θ_s	b	ψ_e	K_s [cm/min]	Mindsket k_s (0,6)
0,47	5,9798	-16,0973	0,0177	0,0106

Figur 10.13. Sammenligning af den målte kapillære stighøjde og den modellerede for B8 og sammenhørende vandindholdsprofil for udvalgte tidspunkter.

Da de eksperimentelle hydrauliske ledningsevner ikke er kendte, er disse værdier tilpasset, så de modellerede kapillære stighøjder bedst muligt fulgte de målte. Udgangspunktet og ændringen af disse ledningsevner fremgår af tabellen under figurerne. Vandindholdsprofilerne for udvalgte tidspunkter fremgår ligeledes af figuren. Ud fra de ændrede mættede hydrauliske ledningsevner, kan det ses, at de modellerede kapillære stighøjder følger de målte punkter perfekt inden for en usikkerhed på et par cm. De modellerede kapillære stighøjder for Kærby og tilhørende parametre samt forøgede K_{sat}-værdier kan ses i nedenstående figur og tabel.



θ_s	b	ψ_e	θ_r	α	n	K_s [cm/min]	$K_s \cdot 12$ (Camp)	$K_s \cdot 7$ (vG)
0,36	2,16	-9,727	0,015	0,059	1,64	0,031	0,37	0,22

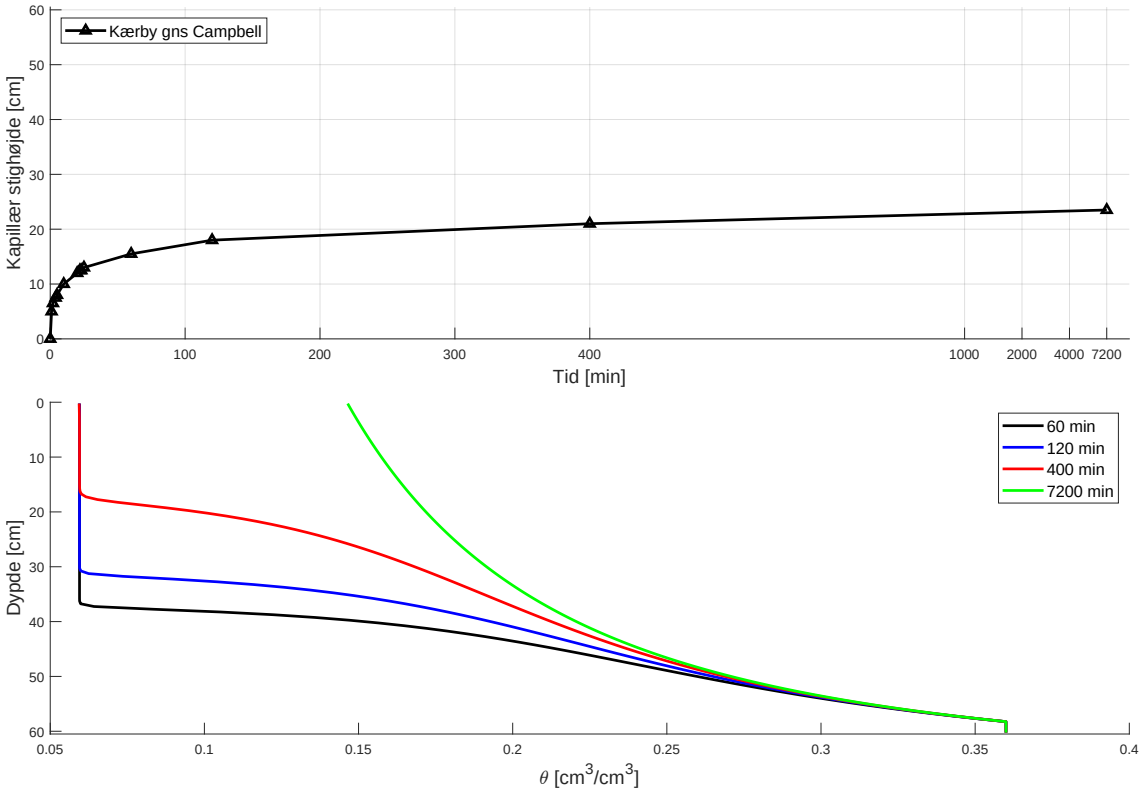
Figur 10.14. Sammenligning af den målte kapillære stighøjde og den modellerede for Kærby.

De modellerede stighøjder for både Campbell og van Genuchten kurverne ligger et sted mellem de tre målte retentionskurver for Kærby.

Det kan derfor ud fra disse modeller og eksperimenter konkluderes, at den 1-D numeriske MMS-model kan modellere de kapillære stighøjder over tid meget præcist, for både fin- og grovkornede jorde. En absolut konklusion kan dog ikke drages, da den modellerede kapillære stighøjde ikke med sikkerhed kan vides rigtig. For at få et fuldt proof of concept, kunne der have være installeret prober til måling af vandindhold, så de målte værdier fra proberne kunne sammenlignes med de modellerede og herved fuldt bekræfte modellens evne til at modellere de kapillære stighøjder.

Da vi stoler på at modellen angiver de kapillære stighøjder tilstrækkeligt korrekt, undersøges de kapillære stighøjder og vandindholdsprofiler for Kærby-jorden yderlige ud til samme tid, som de målte for Beder (dog vil van Genuchten kurven ikke udvides). Dette gøres for at sammenligne de langtidsvarende kapillære stighøjder mellem den sandede Kærby-jord

og de mere lerede jorde fra Beder. Resultatet heraf kan ses af figur 10.15.



θ_s	b	ψ_e	K_s [cm/min]	Forøget k_s (12)
0,36	2,16	-9,727	0,031	0,37

Figur 10.15. Kapillær stighøjde for yderligere punkter for Kærby og sammenhørende vandindholdsprofil.

Ud fra figuren ses det, som forventet, at den kapillære stighøjde for Kærby er markant lavere end for Beder. Dette skyldes, at de store porer i den sandede Kærby-jord medfører en lav kapillarkraft, hvilket begrænser vandets evne til at stige i røret. I modsætning hertil har den finkornede Beder-jord mange små porer, som giver en højere kapillarkraft og dermed en større kapillær stighøjde.

Selvom den maksimale stighøjde er lavere for Kærby, ses det, at det samlede vandindhold i jordprofilet er højere. Dette kan skyldes den højere mættede hydrauliske ledningsevne, som gør det muligt for vandet at transporteres hurtigere fra vandreservoiret op gennem jordprofilen. Den lerede Beder-jord trækker derimod mere vand op i profilet, men transporten gennem profilet er langsommere.

Modellering af vandindholdsprofiler under og efter skybrud 11

11.1 Hydrologi i den urbane umættede zone

Data fra Beder viser, at selv små regnmængder kan føre til hurtige og store stigninger i grundvandet. Den urbane umættede zone er ofte præget af kompakteret jord. Kompakteringen vil få jordens rumvægt til at stige, porøsiteten bliver mindre og porestørrelsesfordelingen ændres. Herved vil retentionsevnen stige og den mættede og umættede hydrauliske ledningsevne vil falde og infiltrationsevnen vil herved blive mindre [Gregory et al., 2006]. Dette fører til langsommere dræning og længerevarende vandmætning og øger dermed risikoen for vand på terræn og infiltration i utætte kloaksystemer. Forståelsen af disse processer er afgørende for at kunne modellere og forudsige grundvandsstigninger i byområder med højtliggende grundvand.

11.2 van Genuchten funktioner

van Genuchten-funktionerne anvendes ikke til modellering af vandindholdsprofilerne i de efterfølgende afsnit. De meget lave hydrauliske ledningsevner umiddelbart efter mætning, gør det umuligt at modellere infiltrationen af nedbør på realistisk vis. For resten af kapitel 11 anvendes derfor udelukkende Campbell-funktionerne.

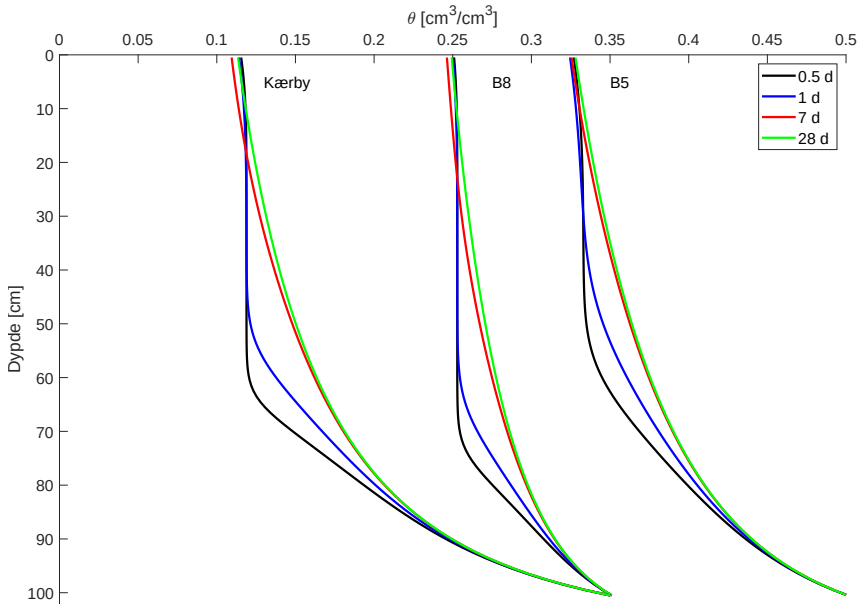
11.3 Antaget homogene jordprofiler for Beder og Kærby

I dette afsnit vil indflydelsen af jordtypen og kompakteringsgraden undersøges for udviklingen af den kapillære zone og ændringen af vandindholdet i jorden under og efter skybrud. Dette gøres for de to toplag for Beder B5 30 cm og B8 30 cm, samt gennemsnitsjorden fra Kærby. Kærby repræsenterer en kompakteret sandjord, B5 en leret sandjord og B8 en kompakteret leret sandjord. Alle profilerne vil blive antaget homogene, og dybden til grundvandsspejlet sættes til en meter.

11.3.1 Etablering af kapillarzonen

Udviklingen af kapillarzonen for de tre jorde vil først blive modelleret. De givne vandindholdsprofiler efter 28 dage vil antages som de initiale forhold. Det antages ligeledes, at der en meter til grundvandsspejlet og cellehøjden sættes til 1 cm. Som initial betingelse for udviklingen af zonerne, sættes porevandstrykket i alle celler (udover grundvandscellen) til markkapacitet (ψ = -100). Udviklingen af kapillarzonen for de tre jorde kan ses på

figur 11.1. Da der er en væsentlig usikkerhed forbundet med målingerne af de hydrauliske ledningsevner, vil disse forøges med en faktor 2,5 eftersom det var denne værdi, der passede bedst til de modellerede stighøjder for Beder-jorden B5. Ledningsevnen for B8 vil dog forøges med en faktor 4, da ledningsevnen for den stærkt kompakterede jord er meget lav og kan give problemer med modelleringen. De anvendte parametre og øgede ledningsevner kan ses i nedenstående tabel.



Jord	θ_s	b	ψ_e	K_s
Kærby	0,35	2,16	-9,72	0,0775
B8	0,351	7,63	- 8,18	0,0066
B5	0,501	5,81	- 9,32	0,0343

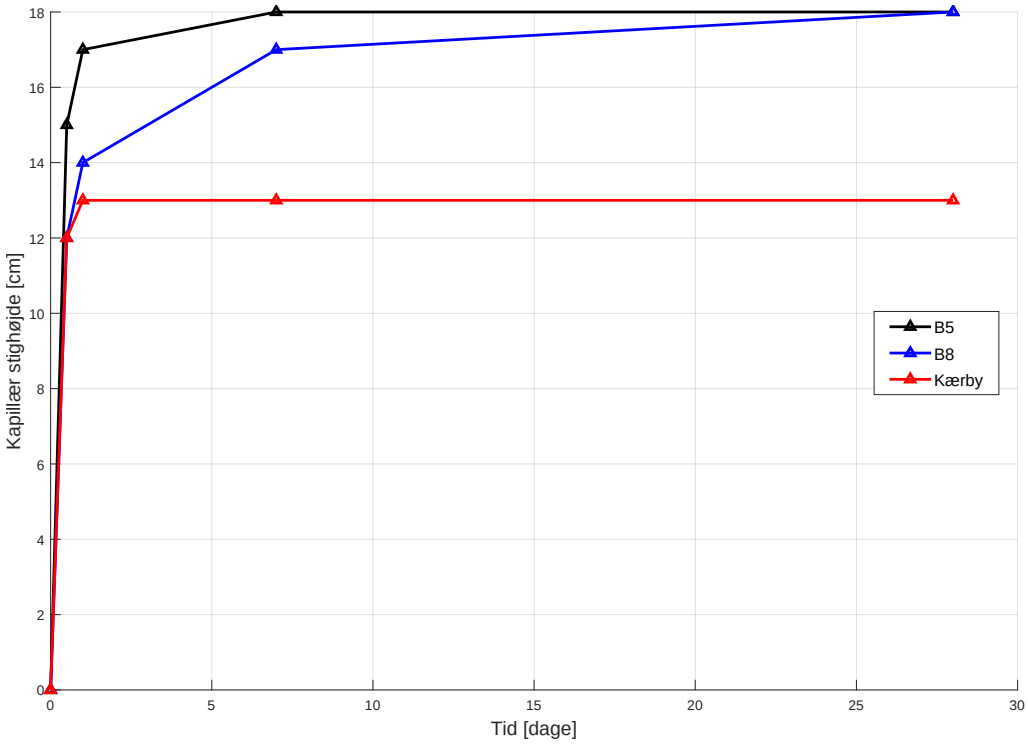
Figur 11.1. Udviklingen af kapillarzonen, vist som vandindholdsprofilerne for B5 (jordprøver fra 30 cm), B8 (jordprøver fra 30 cm) og Kærby (gennemsnit af jordprøver).

For Kærby ses et relativt hurtigt fald i vandindholdet som dybden mindskes, hvilket afspejler den lave vandretention i denne grove sandjord. Dette medfører en begrænset kapillarzone og en lav kapillær stighøjde. B8 viser derimod en markant større vandtilbageholdelse og dermed højere vandindhold som funktion af dybden. Dette resulterer i en større kapillarzone og en høj kapillær stighøjde. Den mindre kompakterede finkornede jord B5 viser en vis vandtilbageholdelse, men kurverne er generelt lidt fladere end for B8, hvilket indikerer en mere moderat kappilarzone.

Overordnet ses tydeligt, hvordan kompaktering og tekstur påvirker opbygningen af kapillarzonen. Grovere jorde som Kærby har en lavere kapillarzone og en et hurtigt fald i vandindhold med stigende højde over grundvandet, mens finere, kompakterede jorde som B8 udviser en større udbredelse af kapillarzonen med høje vandindhold selv i de øvre jordlag.

Modellerede kapillære stighøjder

Ud fra vandindholdsprofilerne er de kapillære stighøjder modelleret og kan ses på nedenstående figur.



Jord	θ_s	b	ψ_e	K_s
Kærby	0,35	2,16	-9,72	0,0775
B8	0,351	7,63	- 8,18	0,0066
B5	0,501	5,81	- 9,32	0,0343

Figur 11.2. Modellerede kapillære stighøjder for de tre antagede homogene jorde Kærby, B5 og B8.

Jordene fra Beder (B5 og B8) opnår samme kapillære stighøjde. På grund af B5-jordens væsentligt højere hydrauliske ledningsevne sker stigningen dog hurtigere end for B8. Kærby-jorden har den laveste kapillære stighøjde, men når ligevægt hurtigst, hvilket hænger sammen med dens grovere tekstur, større porer og højere ledningsevne.

11.3.2 Skybrud

Udviklingen af vandindholdet som funktion af dybden, under en kraftig regnhændelse (30 mm over en time) vil for de tre jorde undersøges. Det antages at nedbøren forekommer med samme intensitet fordelt ud over hele perioden svarende til en intensitet på 0,05 cm/min.

Øvre randbetingelse

Regnen tilføres modellen gennem et topreservoir placeret over den øverste celle. Ved hvert tidsstep tilføjes den aktuelle regnintensitet til dette reservoir. Herefter beregnes infiltrationshastigheden og dermed vandtilførslen til den øverste celle ud fra Darcy's lov, 11.1, [Guymon, 1994].

$$v = -K\frac{\delta H}{\delta z} \tag{11.1}$$

Hvor det totale jordvandspotentiale δH = ψ-z. Ved anvendelse af modellens diskretisering kan infiltrationen beregnes som:

$$v = K(\frac{\psi_s - \psi_1}{\Delta z/2} - 1)$$

Hvor ψ_s er trykpotentialet for overfladen sat til 0 og ψ_1 er porevandstrykket for den øverste celle. Da porevandstrykket beregnes ud fra midten af cellen, vil δz svare til halvdelen af cellehøjden (Δz/2) og -1 vil være bidraget fra tyngdekraften.

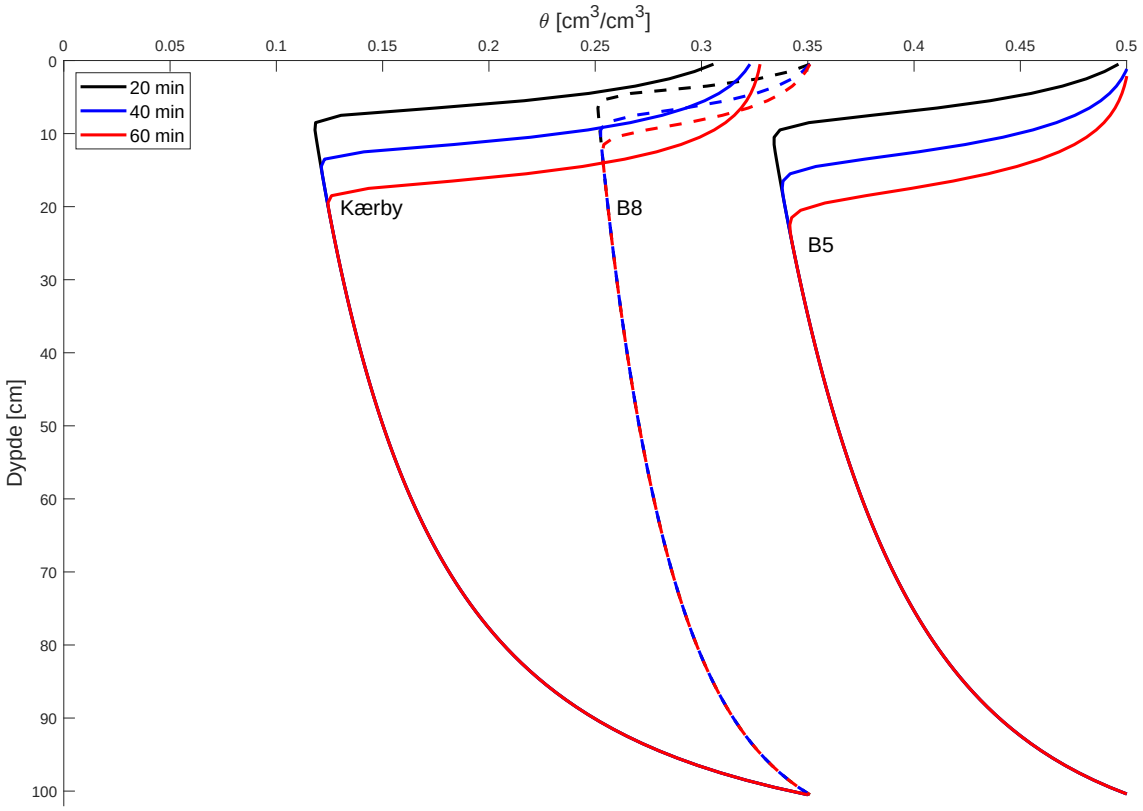
For at sikre, at der ikke infiltreres mere vand i jorden, end der tilføres gennem regnen, anvendes den mindste værdi af regnintensiteten og den beregnede infiltration. Alt vand, der ikke kan infiltrere, forbliver i reservoiret og overføres til næste tidsstep.

Nedre randbetingelse

Den nedre rand betragtes som et grundvandsspejl og holdes derfor vandmættet. For at simulere eksfiltration fra jordsøjlen, tillades den nederste celle at dræne i tilfælde, hvor den overliggende celle vil tilføre vand til den. Eksfiltrationshastigheden beregnes på samme måde som infiltrationshastigheden, baseret på forskellen i porevandstryk mellem de to celler.

Numerisk instabilitet For at undgå numerisk instabilitet i de tilfælde, hvor cellerne bliver overmættede ($\theta > \theta_s$), indsættes et udtryk, der efter hvert tidsstep kontrollerer for overmættede celler. Hvis en celle viser sig at være overmættet, flyttes den overskydende vandmængde til den overliggende celle. Denne proces gentages, indtil der ikke længere forekommer overmættede celler. Hvis den øverste celle bliver overmættet, tilføres den overskydende vandmængde i stedet til reservoiret.

Vandindholdet for hver af de tre jorde efter 20, 40 og 60 min regn fremgår af nedenstående figur.



Jord	θ_s	b	ψ_e	K_s
Kærby	0,35	2,16	-9,72	0,0775
B8	0,351	7,63	- 8,18	0,0066
B5	0,501	5,81	- 9,32	0,0343

Figur 11.3. Vandindholdsprofiler under kraftig regn, for de tre antagede homogene jorde Kærby, Beder B5 og B8.

Efter 20 minutter ses en tydelig stigning i vandindholdet nær overfladen for alle tre jorde. For Kærby ses det, at al regnen efter 20 min er infiltreret. Topcellernes vandindhold vil dog stige som tiden går, i det de nedre celler modtager mere vand. Efter en større del af de øverste celler har modtaget en større vandmængde, vil trykforskellen mellem cellerne falde og Darcy fluxen mellem cellerne vil også falde.

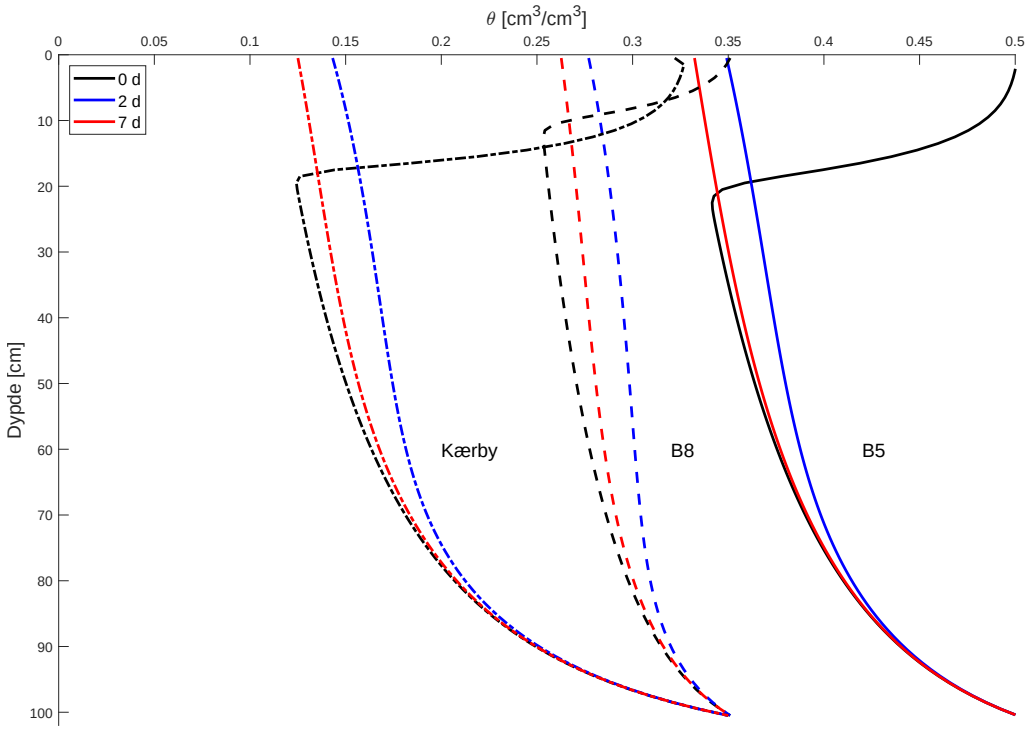
Store mængder af nedbøren kan ikke infiltrere i B8 jorden, og vil derfor samles på terræn, topcellen forbliver derfor vandmættet over hele perioden. Dette skyldes den meget lille mættede hydrauliske ledningsevne. Da denne er væsentlig mindre end regnintensiteten, vil der over hele perioden akkumuleres en større og større mængde vand i det overliggende reservoir og simulere vand på terræn. Vandmængden der infiltrerer, er herved væsentligt mindre og bevæger sig langsommere sammenlignet med de to andre jorde.

I de første 20 min infiltrerer alt vandet i B5-jorden, men som vandindholdet for de øverste celler stiger og fluxen mellem dem falder vil vandindholdet stige. Herved kan al regnen ikke længere infiltrere og den øverste celle forbliver mættet.

Samlet set kan indflydelsen af jordteksturen og kompaktionsgraden for infiltrationen ses.

11.3.3 Dræning

Vandindholdet som funktion af dybden, som jorden dræner efter regnhændelsen fremgår af figur 11.4.



Jord	θ_s	b	ψ_e	K_s
Kærby	0,35	2,16	-9,72	0,0775
B8	0,351	7,63	- 8,18	0,0066
B5	0,501	5,81	- 9,32	0,0343

Figur 11.4. Vandindholdsprofiler ved dræning af jorden efter regnhændelse for de tre antagede homogene jordprofiler Kærby, Beder B5 og B8.

I starten af dræningsperioden vil det overskydende vand i reservoiret begynde at infiltrere, da det antages at alt vandet fra regnhændelsen vil infiltrere. For alle jordene ses en markant dræning af toplagene inden for de første to døgn, hvorefter vandindholdet bliver mere jævnt fordelt i profilen. Efter en uge er størstedelen af det tilførte vand afdrænet og vandindholdet nærmer sig de initielle forhold. B5-jorden dræner hurtigst efter regnhændelsen. At den dræner hurtigere end Kærby kan skyldes, at den hydrauliske ledningsevne som funktion af vandindhold falder kraftigere i sandjorden fra Kærby ved lave vandindhold, mens den finkornede Beder-jord bevarer en relativt højere ledningsevne under disse tørre forhold. Den langsomste dræning observeres for B8, som med en lav hydraulisk ledningsevne og store mængder tilbageværende vand efter regnen resulterer i, at en betydelig andel af vandet stadig er til stede efter de 7 døgn.

Selvom det ikke har været muligt at vise den forventede grundvandstigning, kan effekten af kapillarzonen tydeligt observeres. Efter en nedbørshændelse på 30 mm er effekten af regnen stadig synlig efter syv dage. Effekten er særligt markant for den stærkt kompakterede B8-jord, som efter en uge fortsat indeholder en betydelig mængde vand gennem hele profilet. Dette indikerer en langsom dræning og en effektiv vandtilbageholdelse. Hvis der forekommer

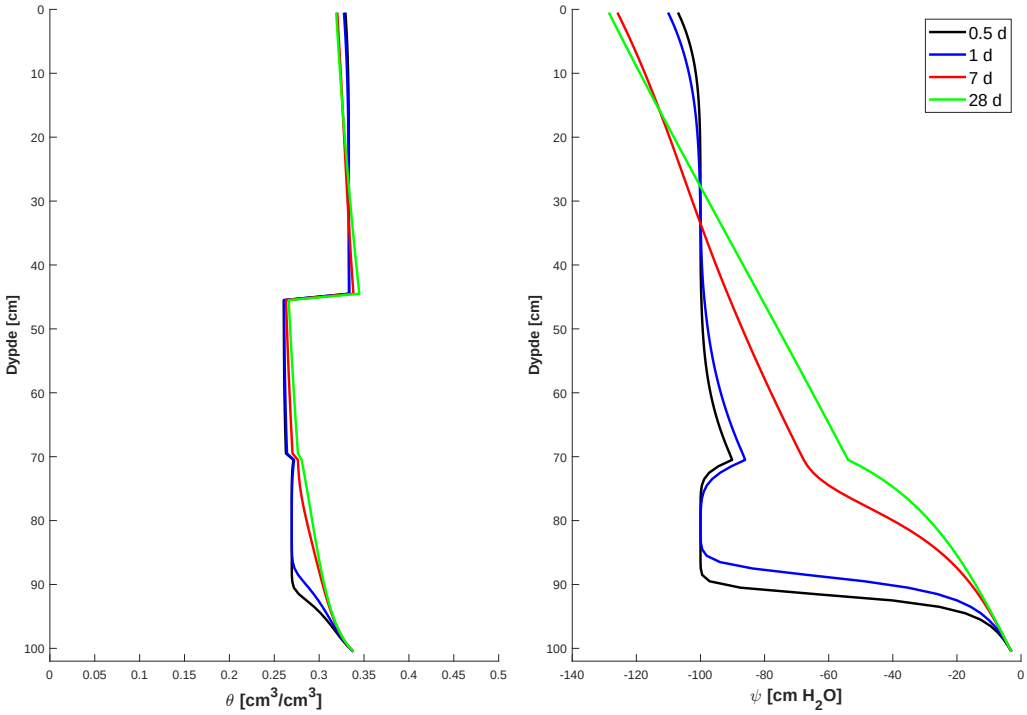
flere sammenhængende regnhændelser, kan det derfor forventes, at en grundvandstigning vil kunne observeres, grundet de langsomme fald i vandindhold.

11.4 Lagdelt jordprofil og effekten af kompaktering for Beder B5

I dette afsnit vil effekten af lagdelingen for udviklingen af kapillarzonen undersøges, samt dens betydning for jordens vandindholdsprofiler under og efter skybrud. Dette gøres med udgangspunkt i jordprøverne taget fra boring B5 i Beder.

11.4.1 Etablering af kapillarzonen

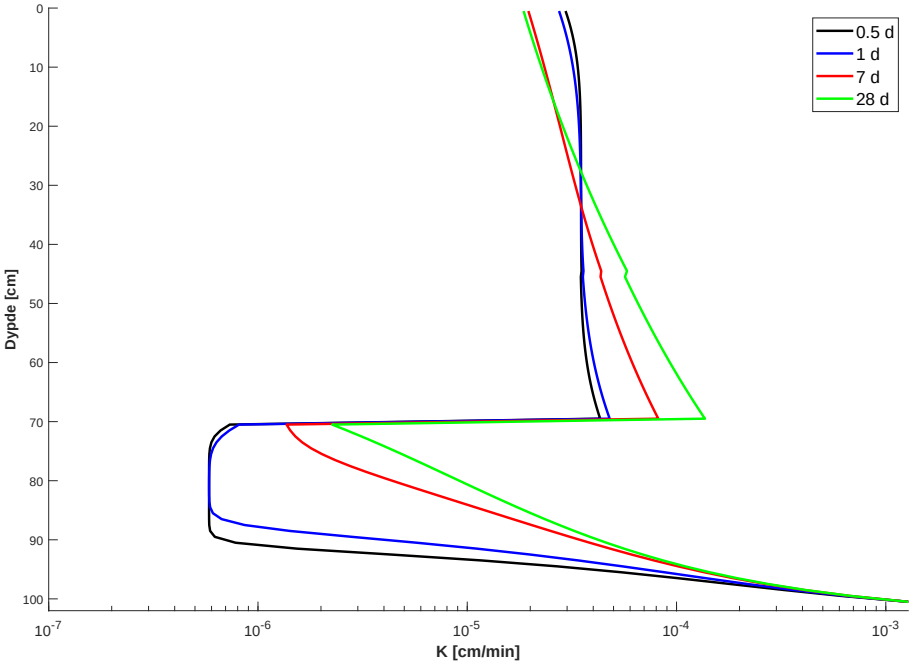
Modellen vil køres uden regn for at etablere de initiale forhold samt størrelsen og udformningen af kapillarzonen. Der vil her anvendes de samme initiale forhold som anvendt for de homogene profiler. Den følgende opdeling af jordlagene er anvendt for alle faser af modelleringen: terræn (0 cm) -45 cm er B5, 30 cm Campbell-parametrene anvendt, fra 45-70 cm er B5, 60 cm Campbell-parametrene anvendt og fra 70-grundvandsspejl (100 cm) er B5, 79+ cm Campbell-parametrene anvendt. Størrelsen af parametrene samt de hydrauliske ledningsevner fremgår af tabellen under nedenstående figur. Figuren viser etableringen af kappilarzonen i form af vandindholdsprofiler, og de tilhørende porevandstryk.



Dybde [cm]	θ_s	b	ψ_e	K_s
30	0,501	5,81	-9,32	0,0137
60	0,306	10,13	- 19,62	0,0015
79	0,338	15,48	- 3	0,0013

Figur 11.5. Vandindholdsprofiler under indflydelse af kapillarkræfter og gravitation for udvalgte tidspunkter for lagdelingen af Beder B5-jorden. Samt tilhørende porevandstryk i forhold til dybden.

Det kan tydeligt ses, hvordan vandindholdet langsomt stiger op igennem lagdelingen som kapillarzonen indstilles. Det samme fremgår af porevandstrykkene, her stiger porevandstrykket op gennem lagdelingen som vandindholdet stiger og porevandstryksfordelingen bliver mere lineær.



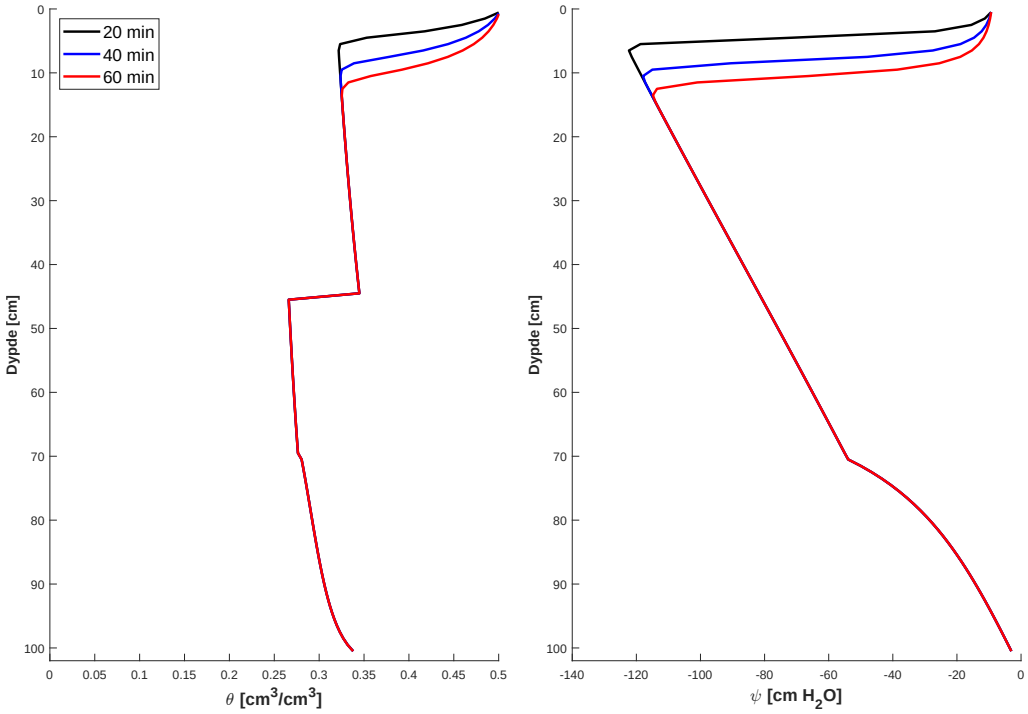
Dybde [cm]	θ_s	b	ψ_e	K_s
30	0,501	5,81	-9,32	0,0137
60	0,306	10,13	- 19,62	0,0015
79	0,338	15,48	- 3	0,0013

Figur 11.6. Hydrauliske ledningsevner i forhold til dybden, som den kapillære zone etableres, for den lagdelte jord fra Beder B5.

Ud fra figur 11.6, kan de tilsvarende hydrauliske ledningsevner for lagene ses. Her kan en lignende sammenhæng observeres, hvor de hydrauliske ledningsevner stiger, sammen med vandindholdet og lagdelingen gennem jordsøjlen er også her meget tydelig.

11.4.2 Skybrud

Udviklingen af vandindholdet som funktion af dybden under en kraftig regnhændelse vil undersøges. Den samme regnmængde på 30 mm over en time, anvendt for de homogene jordprofiller, vil ligeledes anvendes her. Resultat af modelleringen kan ses ud fra nedenstående figur:

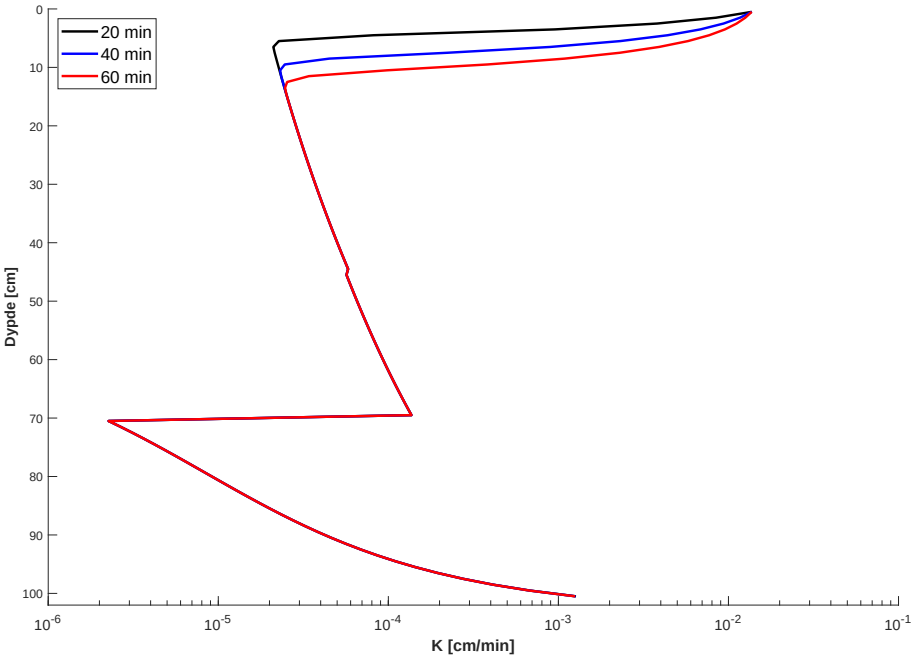


Dybde [cm]	θ_s	b	ψ_e	K_s
30	0,501	5,81	-9,32	0,0137
60	0,306	10,13	- 19,62	0,0015
79	0,338	15,48	- 3	0,0013

Figur 11.7. Vandindholdsprofiler og tilhørende porevandstryk i forhold til dybden under en kraftig renghændelse for den lagdelte Beder B5-jord.

Eftersom den mættede hydrauliske ledningsevne for toplaget (0,0137 cm/min) er mindre end regnintensiteten (0,05 cm/min) vil det øverste lag forblive mættet under hele regnhændelsen, og der vil samles vand på terræn. Som tiden går, vil vandindholdet i de øvre jordlag stige efterhånden som mere vand infiltrerer og vandet bevæger sig ned gennem jordsøjlen. Da vandet ikke når at infiltrere i de dybere jordlag er effekten af lagdelingen ikke tydelig.

Sammenlignes med porevandstrykket kan den samme udvikling ses, som vandindholdet stiger ned igennem søjlen, vil porevandstrykket ligeledes stige.



Dybde [cm]	θ_s	b	ψ_e	K_s
30	0,501	5,81	-9,32	0,0137
60	0,306	10,13	- 19,62	0,0015
79	0,338	15,48	- 3	0,0013

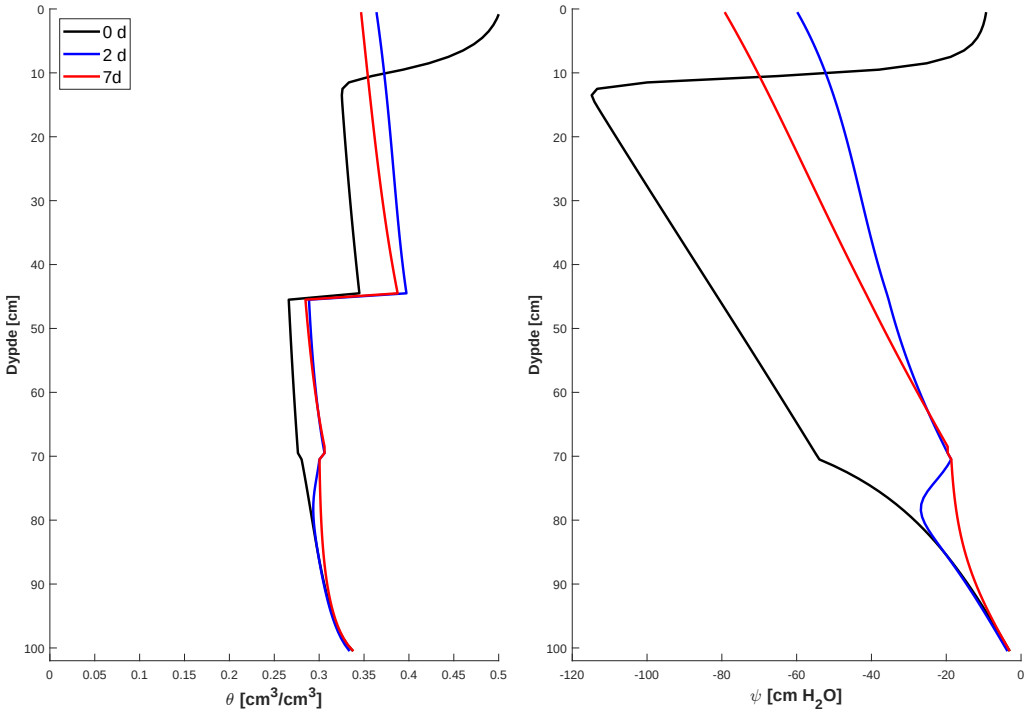
Figur 11.8. Den hydrauliske ledningsevne i forhold til dybden under kraftig regnhændelse for den lagdelte jord fra Beder B5.

Eftersom den hydrauliske ledningsevne beregnes som funktion af porevandstrykkene vil den samme sammenhæng også kunne ses, hvor den hydrauliske ledningsevne stiger som vandindholdet stiger og porevandstrykket falder.

Effekten af lagdelingen kan altså ikke ses under regnhændelsen, da vandet ikke når at infiltrere til de nedre jordlag over denne periode.

11.4.3 Dræning

Vandindholdet og porevandstrykket som funktion af dybden efterhånden som jorden dræner efter regnhændelsen, kan observeres ud fra figur 11.9, og de sammenhørende hydrauliske ledningsevner kan ses på figur 11.10.

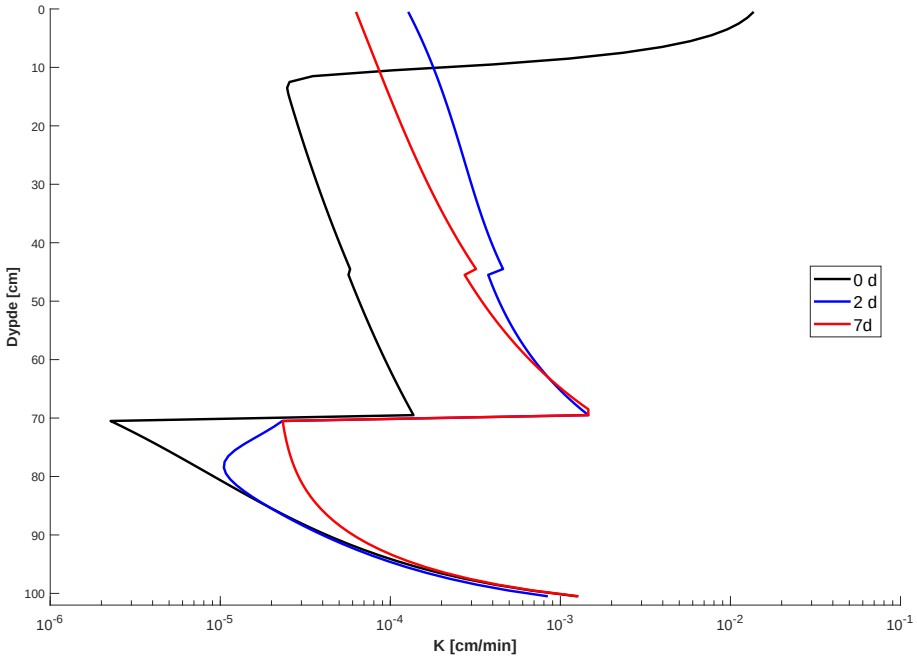


Dybde [cm]	θ_s	b	ψ_e	K_s
30	0,501	5,81	-9,32	0,0137
60	0,306	10,13	- 19,62	0,0015
79	0,338	15,48	- 3	0,0013

Figur 11.9. Vandindholdsprofiler og tilhørende porevandstryk i forhold til dybden som jorden drænes efter regnhændelsen for det lagdelte jordprofil Beder B5.

Som vandet begynder at falde i det øvre jordlag, kan det ses, at de nedre jordlag begynder at modtage vand, og vandets bevægelse ned igennem jordsøjlen kan herved ses, som jorden drænes. Efter to dages dræning har regnvandet nået den første centimeter af det nederste lag og efter syv dage, kan en tydelig stigning af vandindholdet ses. Der sker en meget stor ændring i vandindholdet for det øverste lag efter de to første dage, (fra den sorte til den blå kurve), men dræningshastigheden falder markant idet regnvandet når de nedre mere kompakte lag, hvor infiltrationshastigheden er betydeligt mindre. Disse lag virker som en stopklods for det øvre lag og ændringen af vandindholdet bliver derfor væsentligt mindre, (forskellen mellem den blå og røde kurve).

Ud fra porevandstrykket kan det tydeligt ses, at vandindholdet efter to dage når det nederste og når en dybde på lidt under 80 cm, ud fra stigning af porevandstrykket i dette lag.



Dybde [cm]	θ_s	b	ψ_e	K_s
30	0,501	5,81	-9,32	0,0137
60	0,306	10,13	- 19,62	0,0015
79	0,338	15,48	- 3	0,0013

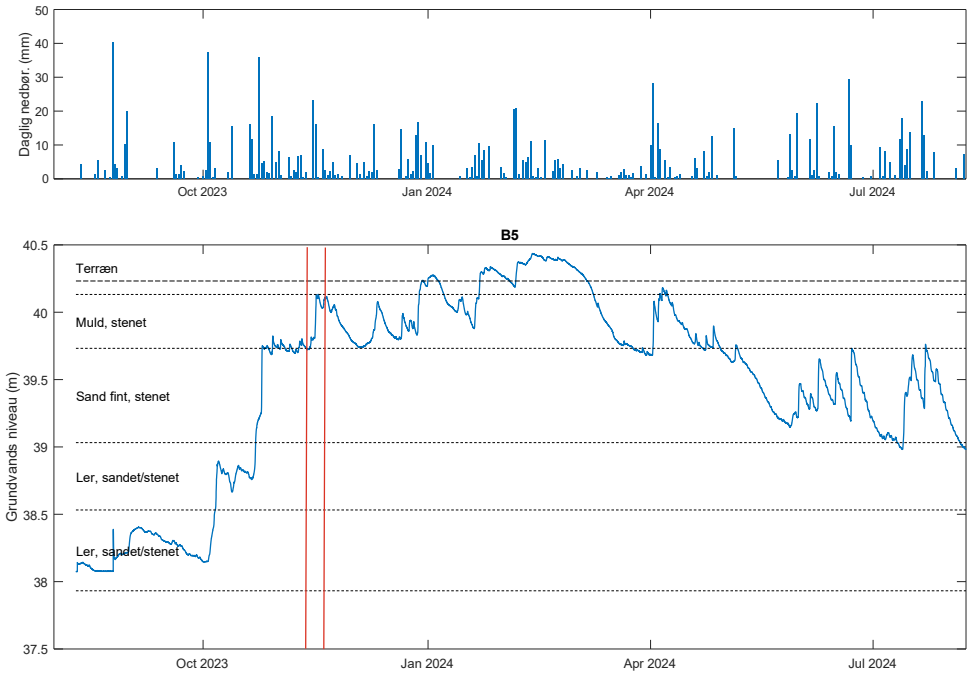
Figur 11.10. Den hydrauliske ledningsevne i forhold til dybden efter endt regnhændelse for det lagdelte jordprofil Beder B5.

Effekten af den større kompaktion af de nedre lag står tydeligt frem af figur 11.10. Her ses et markant fald i den hydrauliske ledningsevne ved lagændringen i dybden på 70 cm, hvor der sker et fald med en faktor tæt på 100, for kun en lille ændring i vandindholdet. Som porevandstrykket igen bliver mindre vil ledningsevnen her også falde. Det er dette fald i hydrauliske ledningsevne, der påvirker dræningshastigheden.

Det kan derfor konkluderes, at lagdelingen kan have en effekt på etableringen af kapillarzonen og dræningen efter nedbør. For de givne parametre kunne der dog ikke ses nogen effekt af lagdelingen under regnhændelsen.

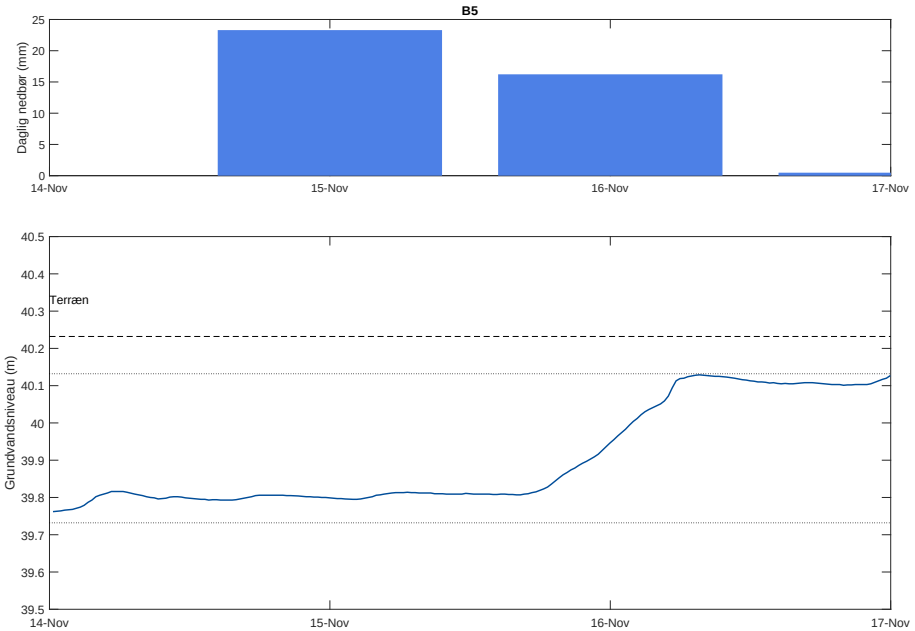
11.5 Dynamisk modellering af monitorerede vandspejl i Beder for monitoreringsboring B5

I dette afsnit vil det ud fra de målte jordparametre fra jordprøverne omkring boring B5 i Beder forsøges at modellere den store stigning i grundvandsspejlet, som set ud fra monitoreringsdata fra B5. Monitoreringsdata fra august 2023-august 2024 kan ses i figur 11.11.



Figur 11.11. Monitoreringsdata fra målestation B5 i Beder.

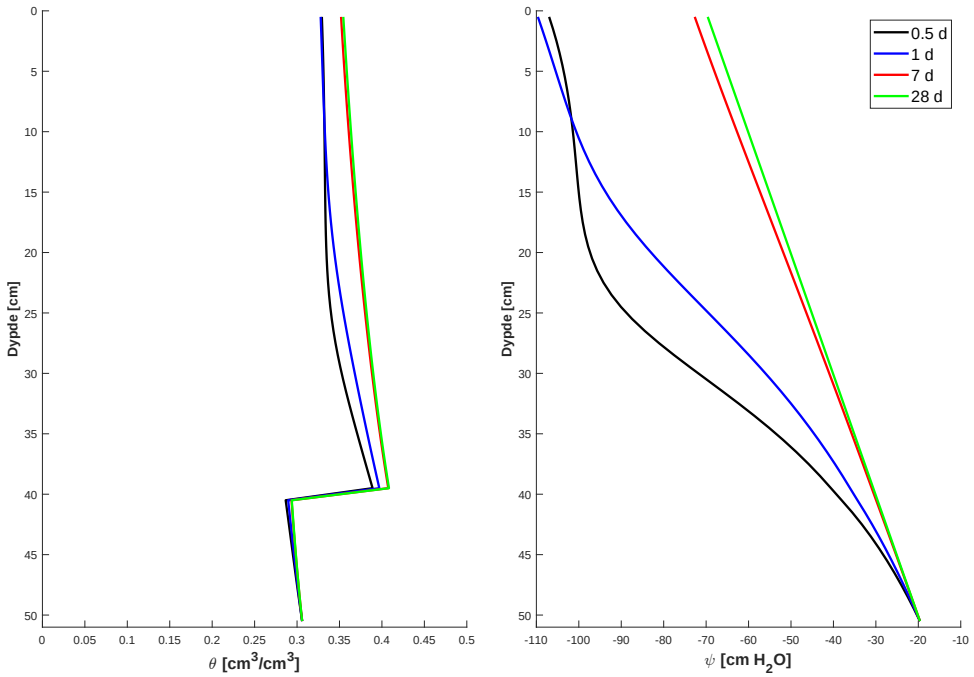
I en periode midt i november 2023 var der en meget høj stigning af grundvandsspejlet som følge af to tætliggende regnvandshændelser, perioden er markeret med de røde streger i figur 11.11. På nedenstående figur er der zoomet ind på de to regnhændelser og den følgende grundvandsstigning.



Figur 11.12. Daglig nedbør og det monitorerede grundvand for d. 14.-17. november 2023 for målestationen B5 i Beder.

11.5.1 Etablering af kapillarzonen

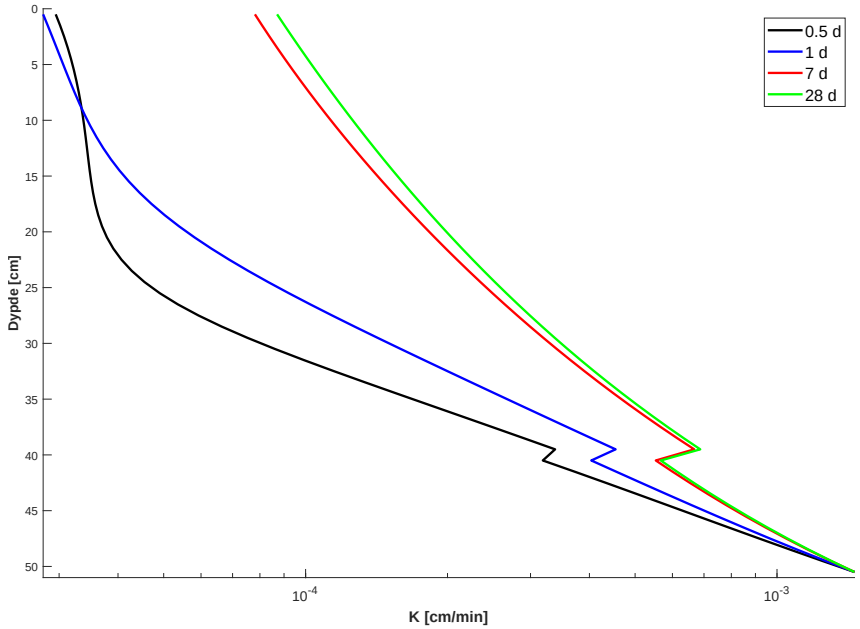
For bedst muligt at kunne modellere det monitorerede grundvandsspejl, anvendes regnserien over de givne dage som regninput og en dybde på 50 cm til terræn, da dette følger de målte data tæt. Da lagdelingen har en væsentlig betydning for modelleringen af kapillarzonen og dræningen af regnvandet, vil der her også anvendes et lagdelt jordprofil. Fra terræn til 35 cm vil jordparametre målt for jordprøverne taget i en dybde på 30 cm for B5 anvendes og fra 35-50 cm vil parametrene målt for jordprøverne taget i en dybde på 60 cm for B5 anvendes. Der vil antages de samme initial betingelser som for de tidligere modeller. Modelleringen af kapillarzonen og porevandstrykket kan ses på nedenstående figur og den hydrauliske ledningsevne kan ses på figur 11.14.



Dybde [cm]	θ_s	b	ψ_e	K_s
30	0,501	5,81	-9,32	0,0137
60	0,306	10,13	- 19,62	0,0015

Figur 11.13. Etableringen af kapillarzonen, vist som vandindholdsprofiler og tilhørende porevandstryk for et lagdelt jordprofil af Beder B5.

Det kan ses, at kapillarzonen indstiller sig rimeligt hurtigt, da forskellen mellem 7 og 28 dage er lille. Den største stigning i vandindhold ses for det øvre lag, hvilket formentligt hænger sammen med den større dybde og højere ledningsevne. Ud fra porevandstrykket kan det også ses, at der næsten ikke sker nogen ændring for det nedre lag mellem 7 og 28 dage, dette lag vil derfor hurtigt have indstillet sig til sin ligevægt.



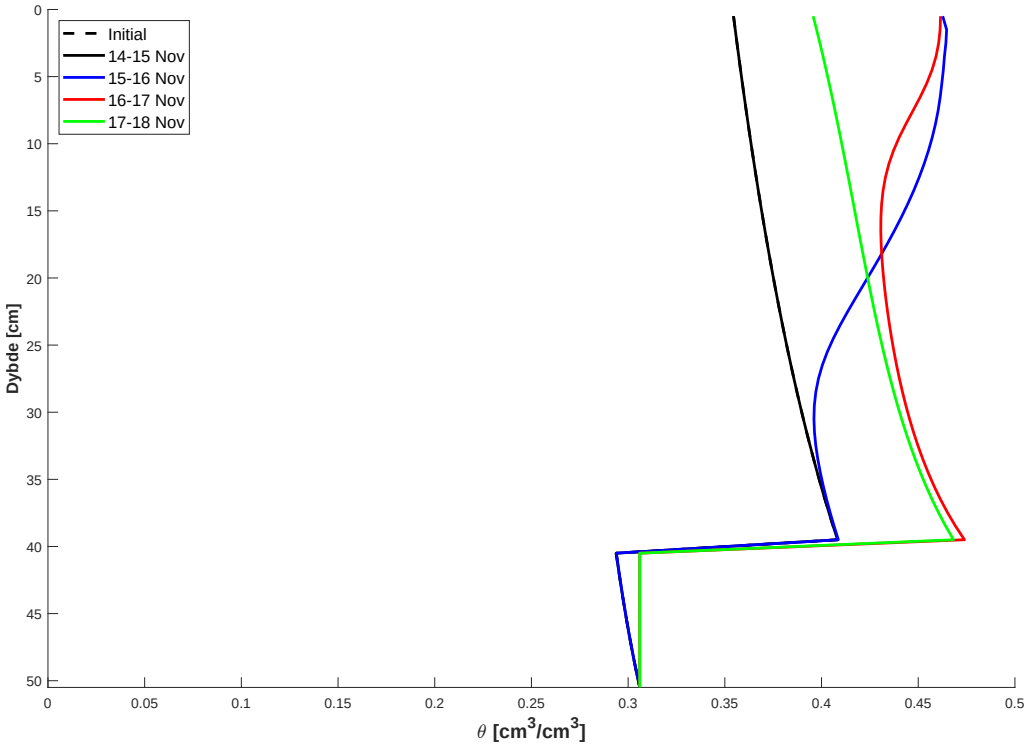
Dybde [cm]	θ_s	b	ψ_e	K_s
30	0,501	5,81	-9,32	0,0137
60	0,306	10,13	- 19,62	0,0015

Figur 11.14. Hydrauliske ledningsevner i forhold til dybden for det initiale porevandstryk for et lagdelt jordprofil af Beder B5.

For de hydrauliske ledningsevner kan forskellen mellem de hydrauliske ledningsevner tydeligt ses. Ved skiftet efter 28 dage, ses en tydelig stigning i ledningsevne lige efter skiftet. Hvilket skyldes det store skift mellem de to dybders hydrauliske ledningsevner, eftersom porevandstrykkende er næsten identiske.

11.5.2 Sammenligning af modelleret og monitoreret vandspejl

Ud fra monitoreringsmålingerne vil der forventes en stigning i grundvandsspejlet på omkring 30 cm mellem d. 15. og 16. november. Som det kan ses ud fra de modellerede vandindholdsprofiler se figur 11.15 har det ikke været muligt at vise denne stigning, da kun det nederste lag vil være fuldt vandmættet.



Dybde [cm]	θ_s	b	ψ_e	K_s
30	0,501	5,81	-9,32	0,0137
60	0,306	10,13	- 19,62	0,0015

Figur 11.15. Modellerede vandindholdsprofiler for Beder B5, for perioden 14.-17. november 2023. Vandindholdet er bestemt ved afslutningen af hver dag.

Der forekommer dog en væsentlig stigning i det overliggende jordlag, men det bliver aldrig stort nok til at blive fuldt vandmættet og der vil derfor stadig ikke ses en stigning af grundvandsspejlet.

11.6 Diskussion

Selvom feltdata fra Beder dokumenterer hurtige og uforholdsmæssige stigninger af grundvandsspejlet efter regnhændelser, lykkedes det ikke at genskabe denne respons i den numeriske 1D-simulering i dette projekt. De modellerede resultater kan skyldes flere forhold:

Der er en vis usikkerhed forbundet med den eksperimentelle bestemmelse af den mættede hydrauliske ledningsevne. Alle forsøg blev udført på genpakkede jordprøver, pakket med løs jord fra hver dybde. Eksperimenterne viste relativt lave værdier, men stadig inden for "normalområdet"for finkornede prøver. Specielt de stærkt kompakte jordlag viste små K_s-værdier, selvom det ikke var muligt at pakke prøverne til de målte kompaktionsgrader.

For at opnå de mest pålidelige og præcise resultater foreslås det derfor at udføre felttests til bestemmelse af den mættede hydrauliske ledningsevne, således at de faktiske forhold kan opfanges.

De anvendte Campbell-parametre er bestemt ud fra kun tre målte retentionspunkter samt et beregnet punkt. Udover nulpunktet (θ_s) er ingen af punkterne målt ved meget lave sug (under pF 2,0). Derfor vil der være en vis usikkerhed forbundet med disse parametre. Det vil mindske usikkerheden, hvis antallet af målte punkter havde været større.

Ud fra den tidligere sammenlignede volumenvægtskurve ses det, at jordprøverne taget tæt på boringen B5 i en dybde på 30 cm har en væsentligt lavere gennemsnitlig kompaktion sammenlignet med prøverne tæt på boringen B8 i samme dybde, selvom de to boringer ikke ligger langt fra hinanden. Dette kan dog skyldes lokale påvirkninger.

Prøverne taget i de dybere jordlag ved B5 viser derimod en væsentligt højere kompaktion, hvilket indikerer en vis usikkerhed omkring de faktiske parametre bestemt på baggrund af jordprøverne taget i denne dybde for B5. Da en stor del af modellen anvender parametre udledt på baggrund af denne dybde, kan dette medføre en vis usikkerhed i modellens resultater.

Samlet set viser resultaterne, at kompaktionsnsgraden, jordstrukturen og den mættede hydrauliske ledningsevne har stor betydning for udformning af kapillarzonen og modelleringen af vandtransporten under og efter regnhændelser.

Konklusion 12

Dette speciale har undersøgt kapillarzonens betydning for grundvandsstigninger i urbane områder med højtliggende grundvand, med fokus på Beder og Kærby. Ved brug af en kombination af teori, laboratorieforsøg og numeriske modelleringer er det gjort tydeligt, at kapillarzonen spiller en vigtig rolle for de observerede hurtige og uforholdsmæssige stigninger af grundvandsspejlet.

Igennem projektet er Campbell og van Genuchten funktionerne blevet anvendt til beskrivelse af både jordens retentionsevne og hydrauliske ledningsevne. Sammenligning mellem de to modeller har vist, at van Genuchten modellen overordnet set bedre kan beskrive retentionskurverne, de hydrauliske ledningsevnekurver og udviklingen af vandindholdet over tid, grundet dens større fleksibilitet og flere parametre. Dog kan den føre til urealistisk lave hydrauliske ledningsevner tæt på mætning for finkornede jorde eller mere kompakteret jord. Dette er uhensigtsmæssigt i den urbane zone, da jorden her oftest vil være kompakteret i høj grad. Den mere simple Campbell model blev derfor anvendt til de dynamiske simuleringer.

Ud fra opsatte søjleforsøg, har det været muligt at vise, at MMS-modellen kan modellere den dynamiske stigning af den kapillære stighøjde med høj præcision for både grovkornede og finkornede jorde. Hvilket bekræfter modellens anvendelse til simuleringer af kapillære processer.

Jordprøverne fra Beder viste, at jorden var domineret af fine partikler, hvilket resulterede i høje retentionsevner og kapillære stighøjder, men lave mættede hydrauliske ledningsevner. Det var forventet, at kompaktionen ville slå ind i de øvre lag grundet den typiske traktose tilstand i urbane områder, dette kunne dog kun ses for B8 jorden, hvor kompaktionen for B5 først kom til stede i lidt dybere lag.

Det har dog ikke være muligt ud fra de målte parametre og den opsatte 1D-model at genskabe de obrserverede hurtige grundvandsstigninger efter nedbør i Beder.

Overordnet set kan det konkluderes, at kapillarzonen og modelleringen af denne, har en afgørende faktor i forståelsen af grundvandstigninger og uvedkommende vand i urbane områder.

Litteratur

[Abdul and Gillham, 1984] Abdul, A. S. and Gillham, R. W. (1984). Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. Water Resources Research, 20.

[Andersen and Jensen, 2018] Andersen, S. H. and Jensen, D. G. (2018). Bedre viden om uvedkommende vand. Grundvand og drikkevand nr. 2. Miljøstyrelsen.

[Bassø et al., 2021] Bassø, L., Rasmussen, M., Lindberg, S., Bak, D. K., Pjengaard, O. H., Pourmoayed, R., Schou, C., Simonsen, P. D., Kraglund, L. L., and Ploug, S. B. (2021). DRAINMAN - Uvedkommende vand og det intelligente spildevandssystem. MUDP Rapport. Miljøstyrelsen.

[Campbell, 1974] Campbell, G. S. (1974). A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Science, Volume 117, 6, 311-314.

[Clapp and Hornberger, 1978] Clapp, R. B. and Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. Water Resources Research, 14, NO 4 / august 1978.

[Enginering, 2025] Enginering, E. (2025). Capillary Rise in Soils. `https://elementaryengineeringlibrary.com/civil-engineering/soil-mechanics/capillary-rise-in-soils/`. Sidst set: 11-08-2025.

[Gardner, 1958] Gardner, W. R. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evporation from a water table. Soil Science, Volume 85, 4, 228-232.

[Gillham, 1984] Gillham, R. (1984). the capillary fringe and its effect on water-table response. Journal of Hydrology, 67.

[Gregory et al., 2006] Gregory, J., Dukes, M., Jones, P., and Miller, G. (2006). Effect of urban soil compaction on infiltration rate. Journal of Soil and Water Conservation, Volume 61. 117-124.

[Groenevelt and Grant, 2004] Groenevelt, P. H. and Grant, C. D. (2004). A new model for the soil-water retention curve that solves the problem of residual water contents. European Journal of Soil Science, Volume 55, 479–485.

[Guymon, 1994] Guymon, G. L. (1994). Unsaturated zone hydrology. Englewood Cliffs, N.J. : Prentice Hall.

[Hansen, 1976] Hansen, L. (1976). Jordtyper ved statens forsøgsstationer. Tidsskrift for Planteavl, pages 742–758.

[Hedevang and Sørensen, 2023] Hedevang, B. T. and Sørensen, F. B. (2023). Indsivning af uvedkommende vand i afløbssystemer - numerisk og eksperimentel bestemmelse. Technical report, Build Institut for Byggeri, By og Miljø, Aalborg universitet.

[Jaber et al., 2005] Jaber, F. H., Shukla, S., and Srivastava, S. (2005). Recharge, upflux and water table response for shallowwater table conditions in southwest florida. Technical report, Agricultural and Biological Engineering Department & Southwest Florida Research and Education Center, University of Florida.

[Karlsen and Sørensen, 2014] Karlsen, E. and Sørensen, I. (2014). Vandforsyning. Nyt Teknisk Forlag, 3 edition.

[Khaled et al., 2011] Khaled, I. M., Tsuyoshi, M., Kohei, N., Taku, N., and Hiromi, I. (2011). Experimental and modeling investigation of shallow water table fluctuations in relation to reverse wieringermeer effect. Open Journal of Soil Science, Volume 1. No.2.

[LaBianca et al., 2023] LaBianca, A., Mortensen, M. H., Sandersen, P., Sonnerborg, T. O., Jensen, K. H., and Kidmose, J. (2023). Impact of urban geology on model simulations of shallow groundwater levels and flow paths. Hydrology and Earth System Sciences, Volume 27, 8.

[Lane and Washburn, 1947] Lane, K. S. and Washburn, D. E. (1947). Capillarity test by capillarimeter and by soil filled tubes. Highway Research Board, Volume 26.

[Lissard, 2017] Lissard, B. J. (2017). Field observations of soil-water tension throughout a capillary fringe in new iberia, louisiana. Technical report, Graduate Faculty of the University of Louisiana.

[Loll and Moldrup, 2000] Loll, P. and Moldrup, P. (2000). Soil Characterization and Polluted Soil Assessment. Aalborg university.

[Lu and Likos, 2004a] Lu, N. and Likos, W. (2004a). Rate of capillary rise in soil. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Volume 130, 6, 646-650.

[Lu and Likos, 2004b] Lu, N. and Likos, W. J. (2004b). Unsaturated Soil Mechanics. Hoboken, N.J. : John Wiley & Sons Inc.

[Meyboom, 1967] Meyboom, P. (1967). Groundwater studies in the assiniboine river drainage basin, part 2, hydrologic characteristics of phreatophytic vegetation, south-central saskatchewan. Geological Survey of Canada, 139.

[Miyazaki et al., 2012] Miyazaki, T., Ibrahimi, M. K., and Nishimura, T. (2012). Shallow groundwater dynamics controlled by lisse and reverse wieringermeer effects. Technical report, Department of Biological and Environmental Engineering, Graduate School of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo.

[Moldrup et al., 1989] Moldrup, P., Rolston, D. E., and Hansen, J. A. (1989). Rapid and numerically stable simulation of one-dimensional, transient water flow in unsaturated, layered soils. Soil Science, Volume 148, 3, 219-226.

[Mualem, 1976] Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resources Research, Volume 12, 3, 513–522.

[Nimmo, 2005] Nimmo, J. R. (2005). Unsaturated zone flow processes. Encyclopedia of Hydrological Sciences, 13.

[Niras, 2020] Niras (2020). Borgere i Kærby skal indsamle data om højtstående grundvand. https://www.niras.dk/projekter/hoejtstaaende-grundvand-i-kaerby/. Sidst set: 08-08-2025.

[Niras, 2023] Niras (2023). Note målestationer beder by vudp - ternært vand. Niras A/S.

[Niras, 2024] Niras (2024). Årsraapport 2023 vandkortet.dk et særligt vådt år, også kærby. Niras A/S.

[Novakowski and Gillham, 1988] Novakowski, K. S. and Gillham, R. W. (1988). Field investigations of the nature of water-table response to precipitation in shallow water-table environments. Journal of Hydrology, 97.

[Pedersen et al., 2024] Pedersen, E. B., Pedersen, G. D., and Nørlund, M. i. D. (2024). Development of a screening tool for risk assessment of groundwater infiltration into sewer systems - including capillary fringe induced rapid groundwater rise during rain, master thesis. Technical report, Build Institut for Byggeri, By og Miljø, Aalborg universitet.

[Pojmark, 2011] Pojmark, P. (2011). Tracing water movement in the capillary fringe - a laboratory study to determine the horizontal water movement in the capillary fringe with resistivity and image analysis. Technical report, Division of Water Resources Engineering, Department of Building and Environmental Technology Lund University.

[Rajabi, 2024] Rajabi, N. (2024). Soil hydraulic investigation at kærby, aalborg: Water infiltrability, retention, and capillary rise. Technical report, Aalborg universitet.

[Rasmussen et al., 2023] Rasmussen, P., Kidmose, J., Kallesøe, A. J., P B.E. Sandersen, R. S., and Sonnenborg, T. O. (2023). Evaluation of adaptation measures to counteract rising groundwater levels in urban areas in response to climate change. Hydrogeology Journal, 31.

[Richter, 1980] Richter, J. (1980). A simple numerical solution for the veritcal flow equation of water through unsaturated soils. Soil Science, Volume 129, 138-144.

[Salim, 2016] Salim, R. L. (2016). Extent of capillary rise in sands and silts. Technical report, Western Michigan University.

[Schneider, 2024] Schneider, R. J. M. (2024). Det terrænnære grundvand er faldet til et normalt niveau. https://www.geus.dk/om-geus/nyheder/nyhedsarkiv/2024/nov/det-terraennaere-grundvand-er-faldet-til-et-normalt-niveau. Sidst set: 08-08-2025.

[Thorndahl and Nielsen, 2024] Thorndahl, S. and Nielsen, R. V. (2024). Modelling of shallow groundwater levels and interaction with drainage system and streams under the impact of climate change. Water Practice & Technology, Volume 19, 12.

[Thorndal, 2025] Thorndal, S. (2025). Statusmøde ternært vand. Aalborg University.

[Tuller and Or, 2004] Tuller, M. and Or, D. (2004). Water retention and characteristic curve. Elsevier Ltd., Oxford, U.K.

[van Genuchten, 1980] van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, Volume 44, 5, 892-898.

[vand der keur and Henriksen, 2022] vand der keur, P. and Henriksen, H. J. (2022). Højtstående grundvand i byer. udredning af vidensniveau og behov vedrørende højtstående grundvand i urbane områder. Technical report, GEUS.

[Vogel et al., 2001] Vogel, T., van Genuchten, M. T., and Cislerova, M. (2001). Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. Advances in Water Resources, Volume 24, 133-144.

[VUDP, 2025] VUDP (2025). Ternært Vand. `https://vudp.dk/projekter/ternaert-vand.aspx`. Sidst set: 08-08-2025.

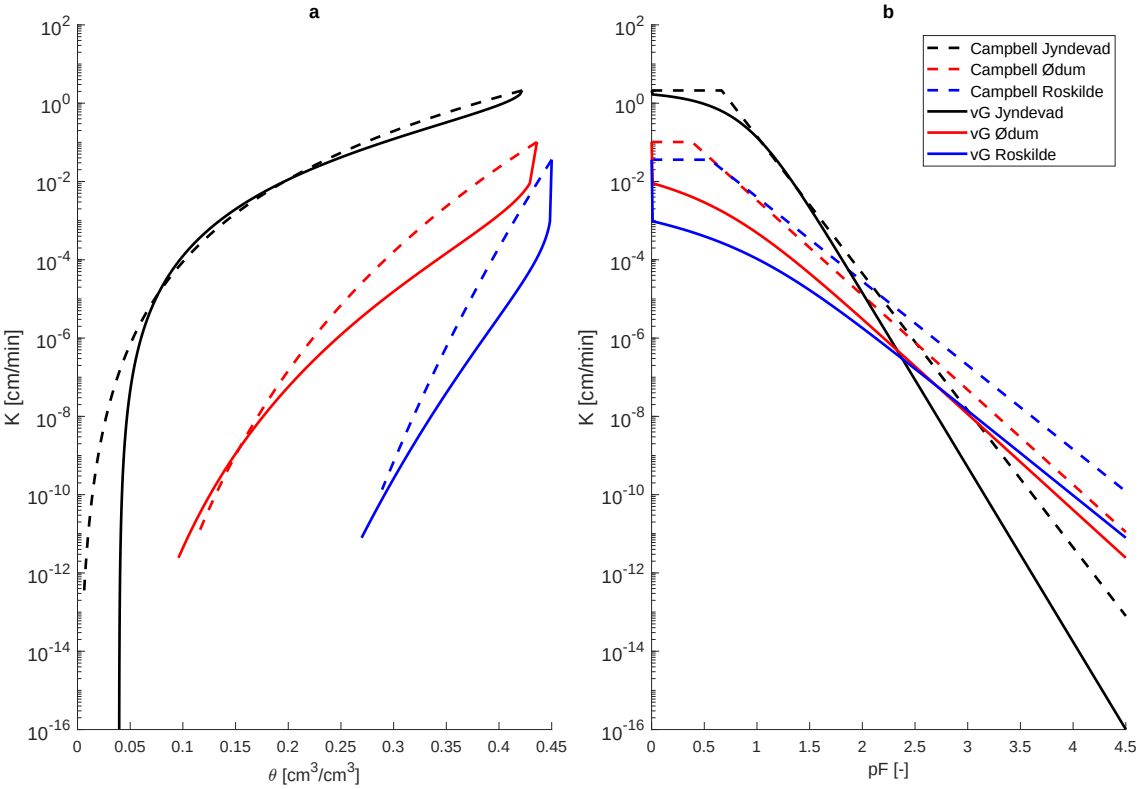
[Weeks, 2002] Weeks, E. P. (2002). The lisse effect revisited. Ground water, Volume 40. No.6.

[Wind and van Doorne, 1975] Wind, G. and van Doorne, W. (1975). A numerical model for the simulation of unsaturated vertical flow of moisture in soils. Journal of Hydrology, Volume 24, 1-20.

Bilag

Hydrauliske ledningsevner for Jyndevad, Ødum og Roskilde.

A

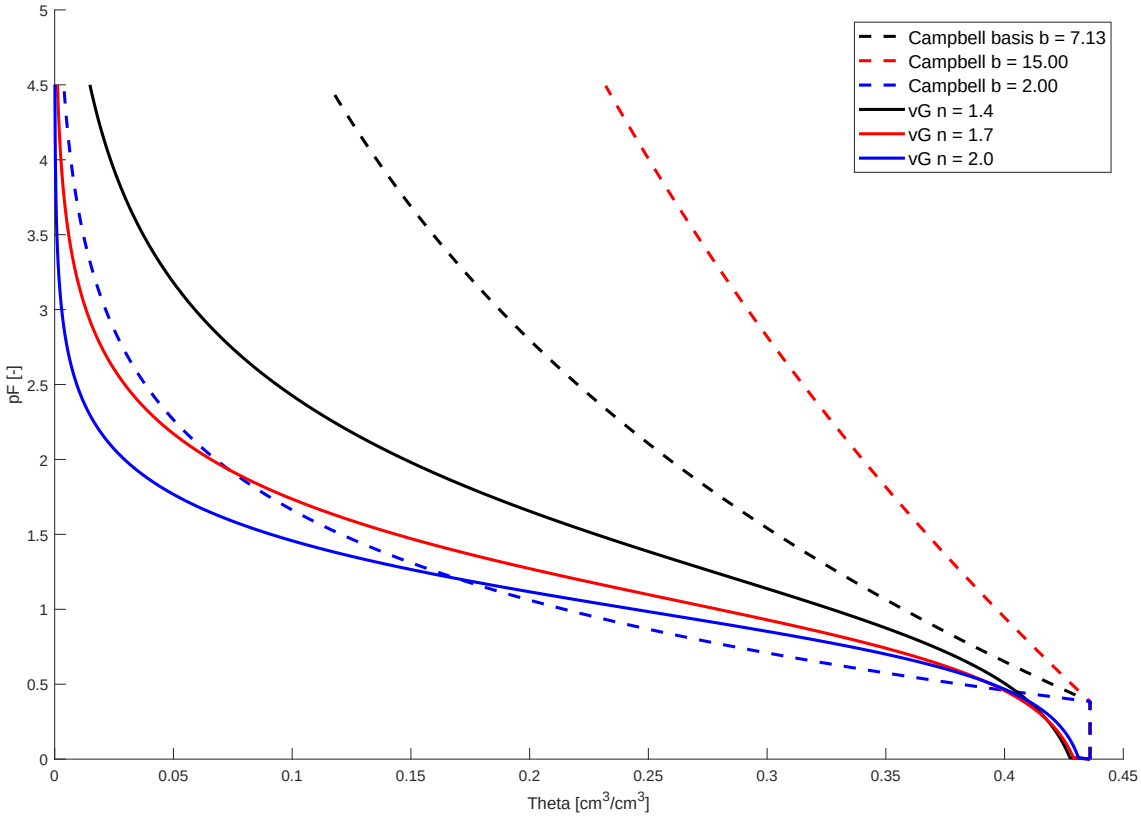


Jord	θ_s	b	ψ_e	θ_r	α	n	K_s
Jyndevad	0,422	2,00	-4,62	0,039	0,105	1,99	2,112
Ødum	0,436	7,13	-2,42	0,00	0,148	1,18	0,102
Roskilde	0,45	20,41	-3,58	0,00	0,07	1,07	0,036

Figur A.1. De hydrauliske ledningsevnekurver for de tre danske jorde som funktion af vandindholdet (θ) (a) og som funktion af porevandstrykket (pF) (b).

Figur A.1 viser de fulde hydrauliske ledningsevner for Jyndevad, Ødum og Roskilde, bestemt ved brug af både Campbell og van Genuchten funktioner.

Retentionskurver for yderligere n-værdier B



θ_s	ψ	θ_r	α
0,436	-2,42	0,00	0,148

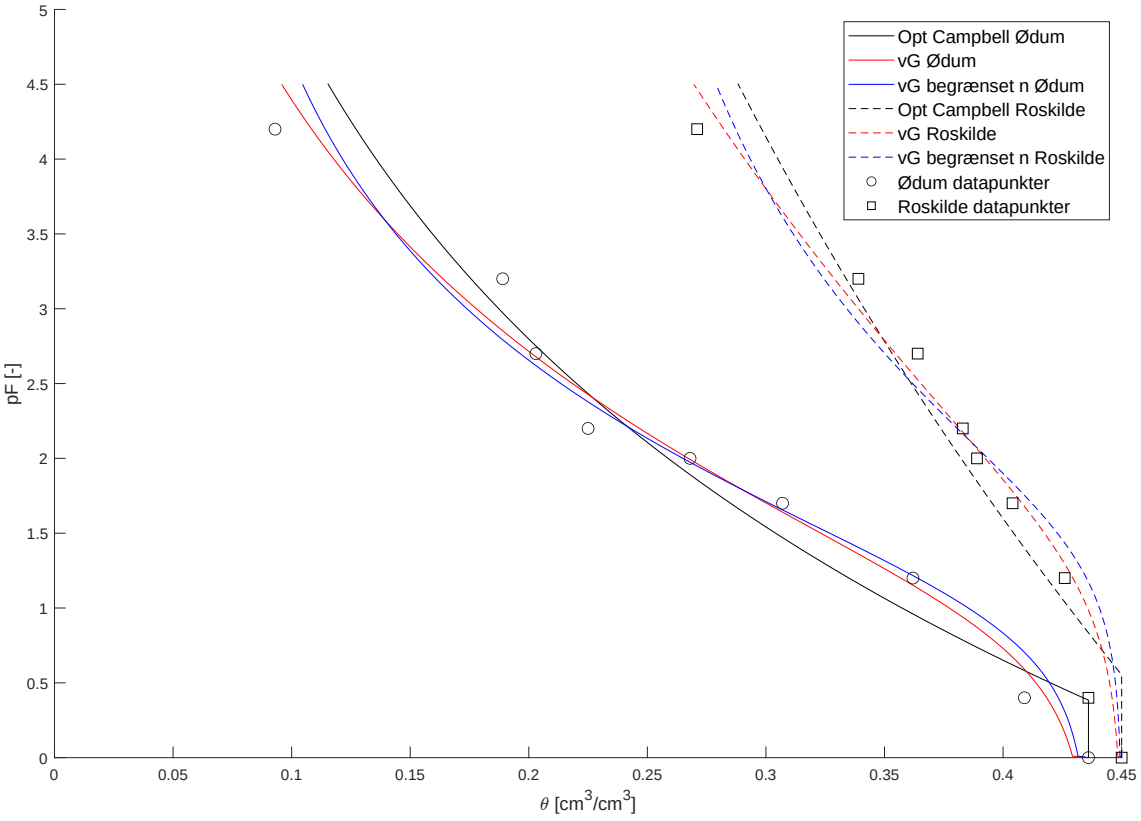
Figur B.1. Retentionskurver for yderligere n-værdier og samme b-værdier.

Figuren viser retentionskurverne for de yderligere n-værdier anvendt til at danne de hydrauliske retentionskurver.

Analyse af begrænsningen af n-parameteren for Ødum og Roskilde

C

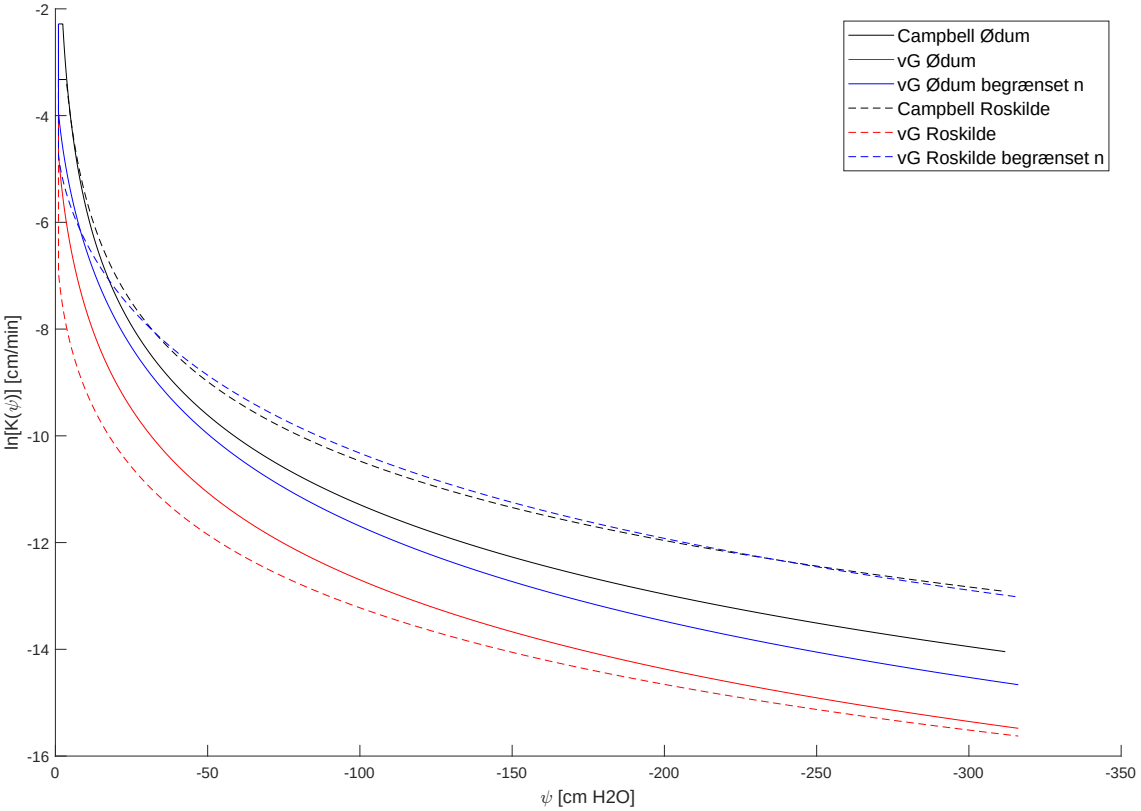
n-parametrene for Ødum- og Roskilde-jordene vil begrænses til højere værdier, for at mindske det store fald i hydrauliske ledningsevner tæt på mætning, som set for de to jorde. Det bedste mulige fit af retentionspunkterne for en begrænset n-værdi på 1,25 og 1,2 for henholdsvis Ødum og Roskilde kan ses i figur C.1. Disse værdier er valgt for at mindske effekten af de små n-værdier uden fuldstændigt at ændre på jordklasserne.



Jord	Model	θ_s	b/n	ψ_e/α	θ_r	R^2
Ødum	Campbell	0,436	7,13	- 2,42	-	0,965
Ødum	vG	0,436	1,18	0,148	0,00	0,985
Ødum	vG begrænset n	0,436	1,25	0,103	0,054	0,981
Roskilde	Campbell	0,450	20,41	- 3,58	-	0,933
Roskilde	vG	0,450	1,07	0,07	0,00	0,981
Roskilde	vG begrænset n	0,450	1,20	0,035	0,223	0,960

Figur C.1. Sammenligning af vandretentionskurver, ud fra Campbell, van Genuchten, og van Genuchten hvor n er begrænset. For Ødum og Roskilde.

Begrænsningen af n-værdien kan medføre markante ændringer af de øvrige van Genuchten-parametre, som det ses i tabellen på figur C.1. For Ødum bliver α-værdien mindre for at kompensere for den øgede n-værdi, og kurven flyttes herved en smule til højre, hvor θ_r stiger en smule. For Roskilde ses derimod væsentlige ændringer: α-værdien halveres og det residuale vandindhold (θ_r) stiger til en meget høj, urealistisk værdi. Det kan derfor diskuteres om begrænsningen af n-parameteren vil hjælpe med den numeriske modellering eller den gør modellen fysisk ubetydelig. Der vil dog stadig arbejdes videre med disse begrænsninger, for at undersøge deres betydning for de modellerede vandindholdsprofiler. For at kunne sammenligne kurveformens indflydelse er det vigtigt at de naturlig logaritmiske ledningsevnekurver (ln(K)) for Campbell og van Genuchten ikke ligger for langt fra hinanden. Betydningen af begrænsningen af n-parameteren for disse kurver kan ses på figur C.2. For ledningsevnekurverne som funktion af vandindholdet og porevandstrykket refereres til figur C.3.

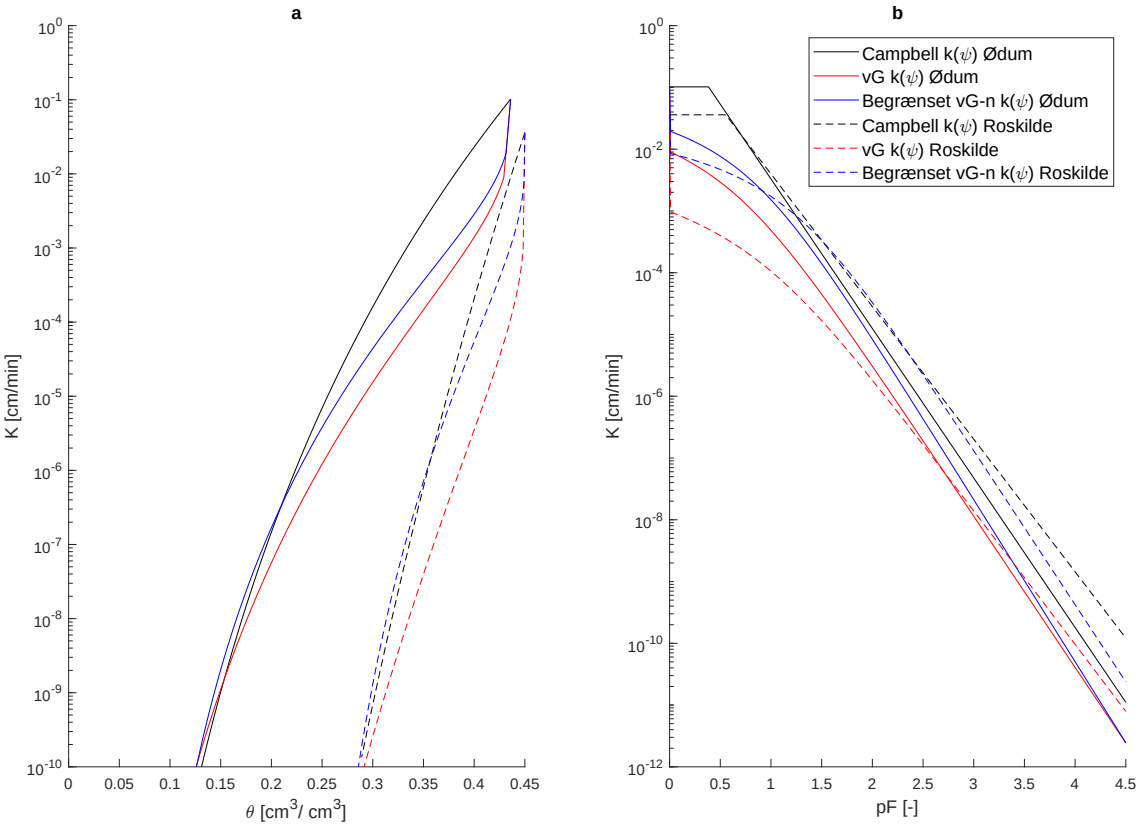


Jord	Model	θ_s	b/n	ψ_e/α	θ_r	K_s
Ødum	Campbell	0,436	7,13	- 2,42	-	0,102
Ødum	vG	0,436	1,18	0,148	0,00	0,102
Ødum	vG begrænset n	0,436	1,25	0,103	0,054	0,102
Roskilde	Campbell	0,450	20,41	- 3,58	-	0,036
Roskilde	vG	0,450	1,07	0,07	0,00	0,036
Roskilde	vG begrænset n	0,450	1,20	0,035	0,223	0,036

Figur C.2. Semilogaritmisk plot for de hydrauliske ledningsevner for Campbell, van Genuchten og van Genuchten med begrænset n.

Ud fra de hydrauliske ledningsevnekurver ses det, at begrænsningen af n-værdierne har fået de hydrauliske ledningsevnekurver for Campbell og van Genuchten til at ligge tæt op ad hinanden. For Ødum sker dette næsten lige efter mætning, hvor de to kurver (Campbell

og van Genuchten med begrænset n) næsten viser samme ledningsevne. For Roskilde indtræffer det lidt senere, omkring et sug svarende til -30 cm H_2O. Her ligger kurverne dog næsten oven i hinanden, hvilket betyder, at de giver næsten identiske ledningsevneværdier ved samme porevandstryk.



Jord	Model	θ_s	b/n	ψ_e/α	θ_r	K_s
Ødum	Campbell	0,436	7,13	- 2,42	-	0,102
Ødum	vG	0,436	1,18	0,148	0,00	0,102
Ødum	vG begrænset n	0,436	1,25	0,103	0,054	0,102
Roskilde	Campbell	0,450	20,41	- 3,58	-	0,036
Roskilde	vG	0,450	1,07	0,07	0,00	0,036
Roskilde	vG begrænset n	0,450	1,20	0,035	0,223	0,036

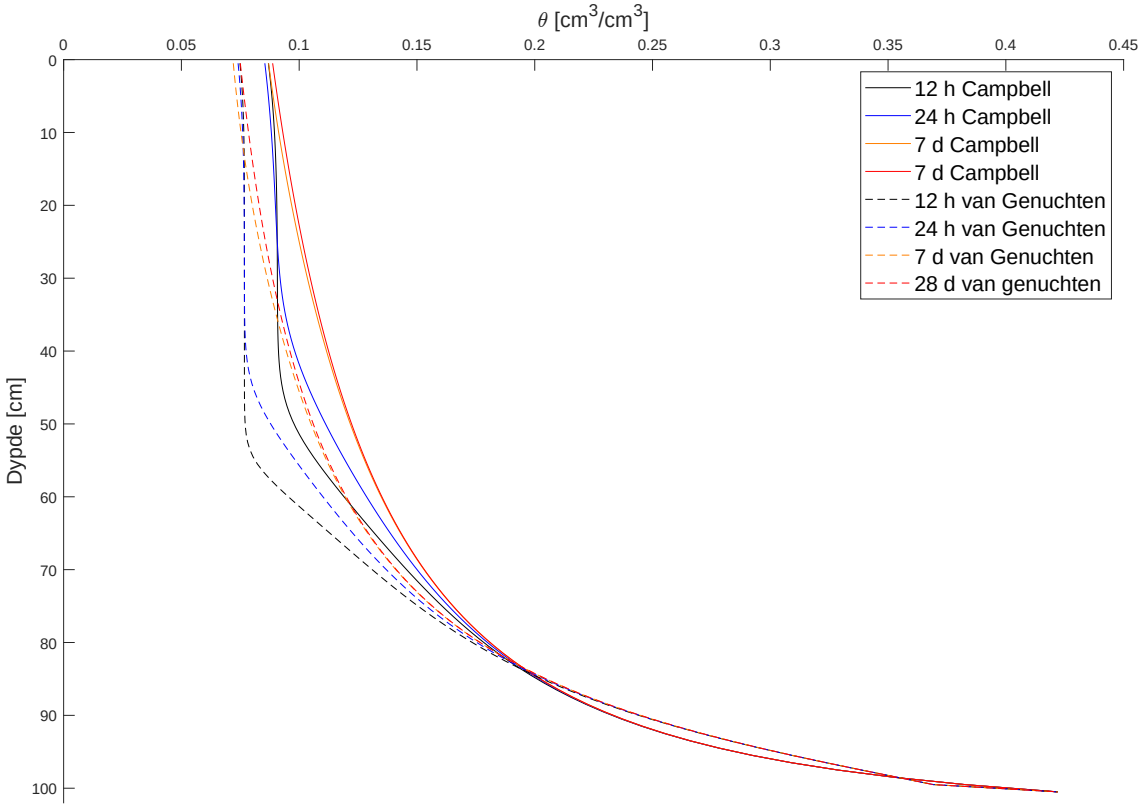
Figur C.3. Hydrauliske ledningsevne kurver som funktion af vandindholdet (θ), figur a og som funktion af porevandstrykket (pF), figur b for Campbell, van Genuchten og van Genuchten med begrænset n.

Ud fra figur C.3 ses det, at begrænsningen af n-parameteren medfører, at faldet i den hydrauliske ledningsevne efter mætning reduceres. Dette ses både for den hydrauliske ledningsevne som funktion af θ, figur (a) og som funktion af ψ, figur (b). Den største forskel observeres for Roskilde-jorden, hvilket stemmer overens med, at n-værdien for denne jord er blevet mest begrænset.

Modelleret vandindholdsprofiller for Jyndevad og Roskilde

D

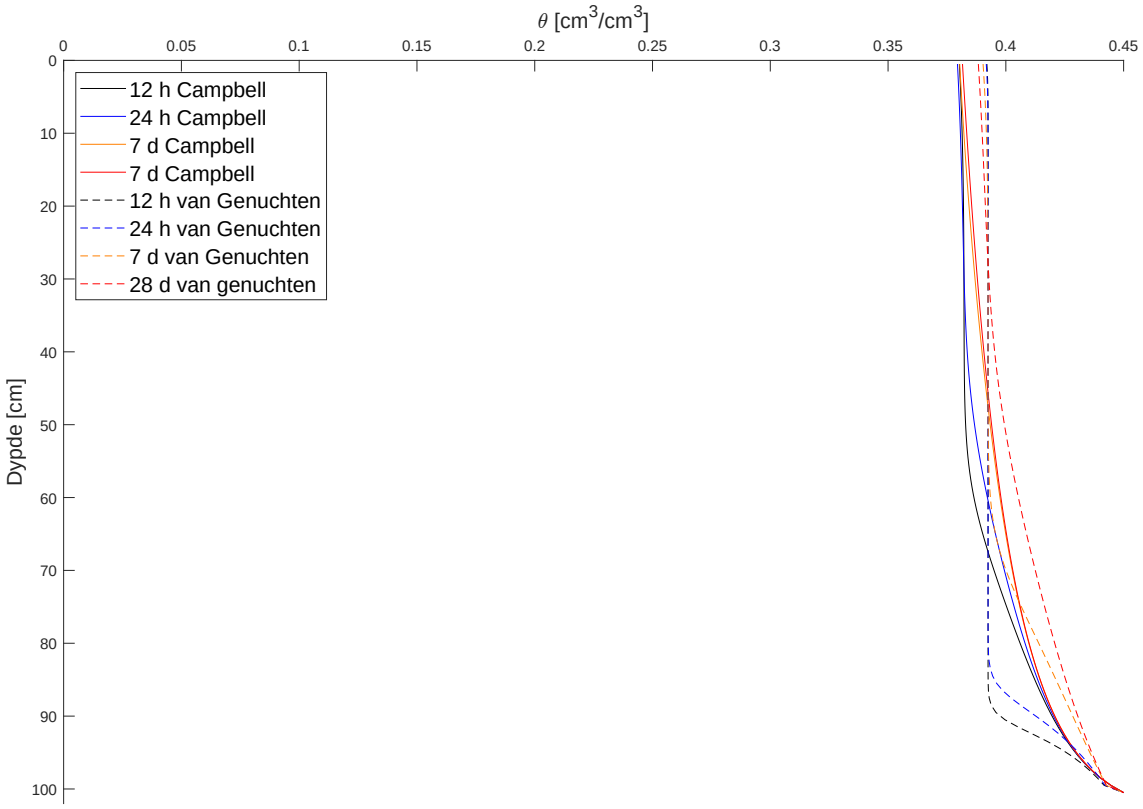
De to vandindholdsprofillet for Jyndevad og Roskilde fremgår af de to figurer.



	θ_s	b	ψ_e	θ_r	α	n	K_s
Jyndevad	0,422	2,00	-4,62	0,039	0,105	1,99	2,112

Figur D.1. Vandindholdsprofiler for Jyndevad for udvalgte tidspunkter for både Campbell og van Genuchten funktionerne.

Figur D.1 viser udviklingen af vandindholdsprofilerne over tid for Jyndevad-jorden, beregnet med både Campbell- og van Genuchten-funktionerne. Den nederste celle holdes konstant vandmættet og fungerer som et grundvandsspejl, der forsyner de overliggende lag med vand ved en kapillær stigning. Vandindholdet i jordsøjlen ændres her gradvist som følge af den kapillære stigning.



	θ_s	b	ψ_e	θ_r	α	n	K_s
Roskilde	0,45	20,41	-3,58	0,00	0,07	1,07	0,036

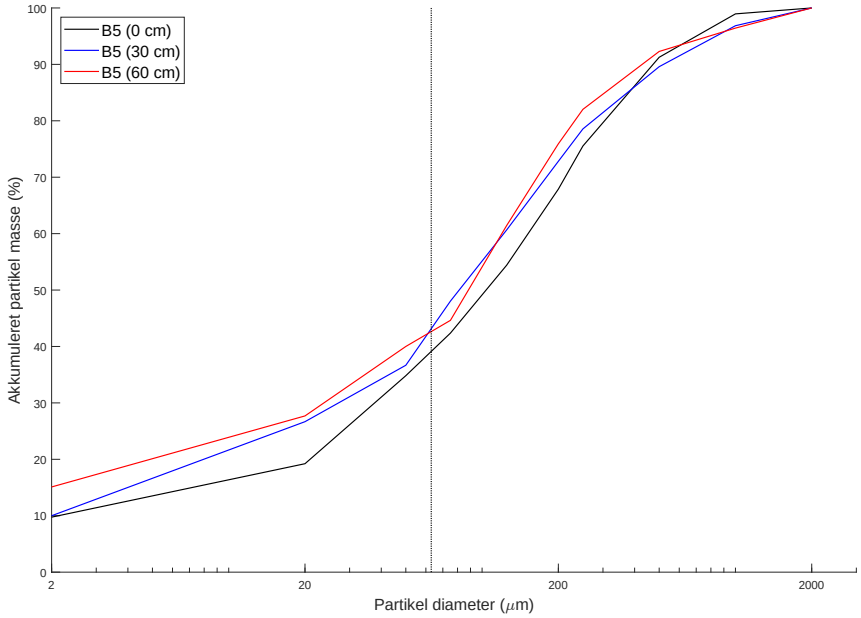
Figur D.2. Vandindholdsprofiler for Roskilde for udvalgte tidspunkter for både Campbell og van Genuchten funktionerne.

Figur D.2 viser viser udviklingen af vandindholdsprofilerne over tid for Roskilde-jorden, beregnet med både Campbell- og van Genuchten-funktionerne. Den nederste celle holdes konstant vandmættet og fungerer som et grundvandsspejl, der forsyner de overliggende lag med vand ved en kapillær stigning. Vandindholdet i jordsøjlen ændres her gradvist som følge af den kapillære stigning.

Jordbundsforhold i Beder og Kærby

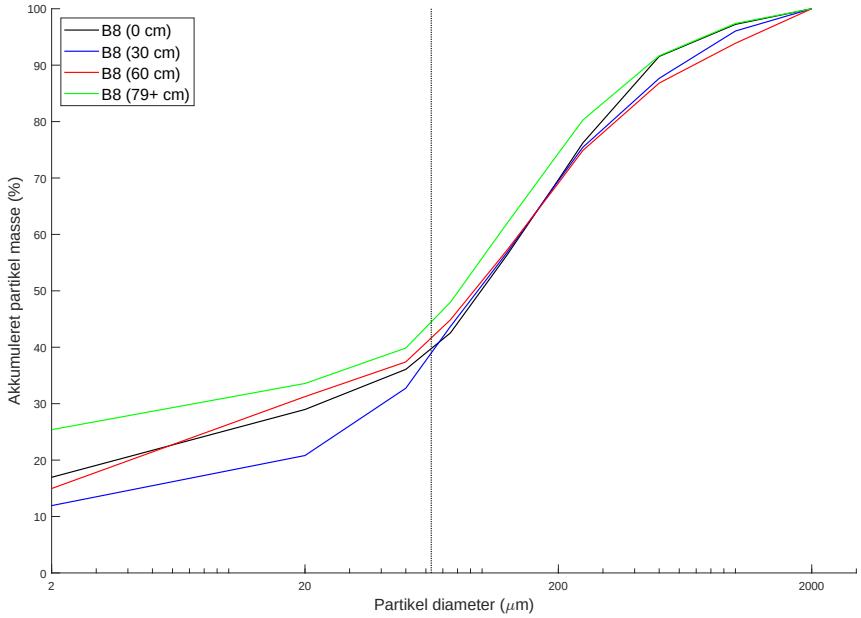
E

E.1 Kornkurver



Figur E.1. Kornkurver for Beder B5, bemærk x-aksen er logaritmisk.

Alle kornkurverne for Beder B5 har en flad hældning og repræsenterer herved en velgraderet jord med en stor spredning i kornstørrelser. Det kan yderligere ses at andelen af finkornet materiale stiger med dybden.



Figur E.2. Kornkurver for Beder B8, bemærk x-aksen er logaritmisk.

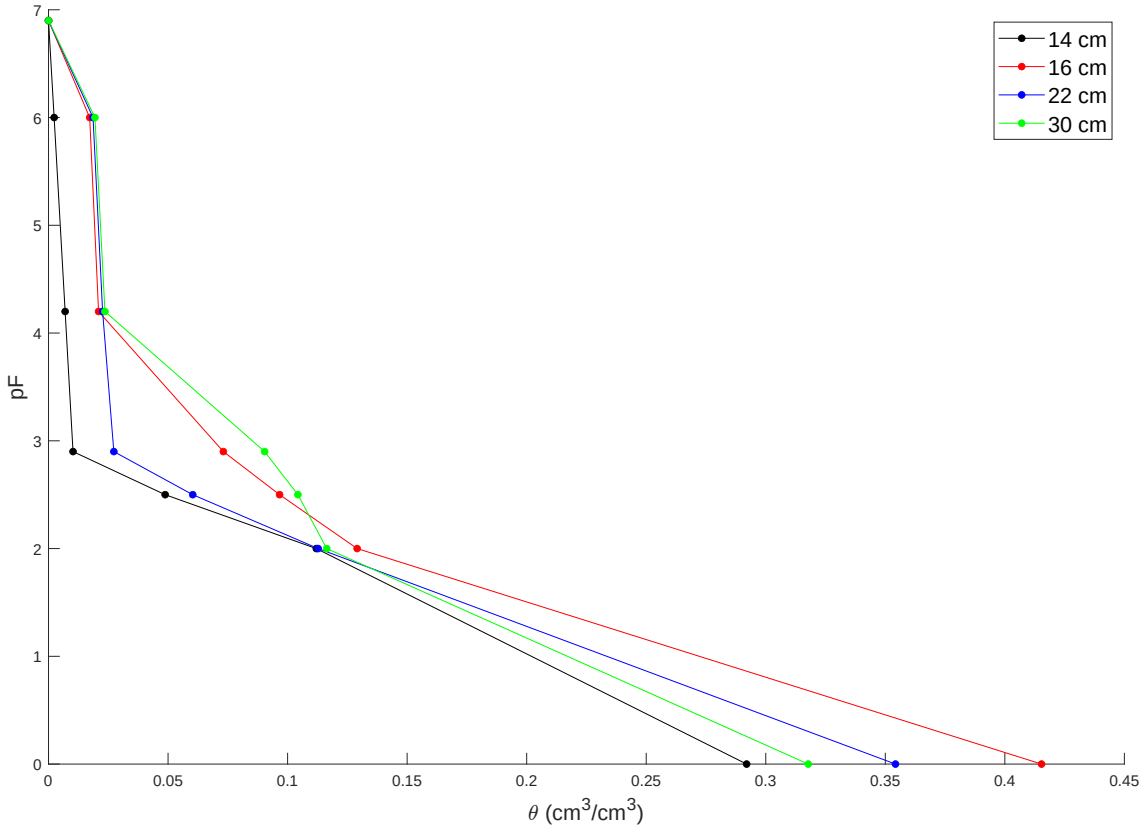
Alle kornkurverne for Beder B8 har en flad hældning og repræsenterer herved en velgraderet jord med en stor spredning i kornstørrelser. Det kan yderligere ses at der er generel tendens til at andelen af finkornet materiale stiger med dybden.

E.2 Retentionskurver og data

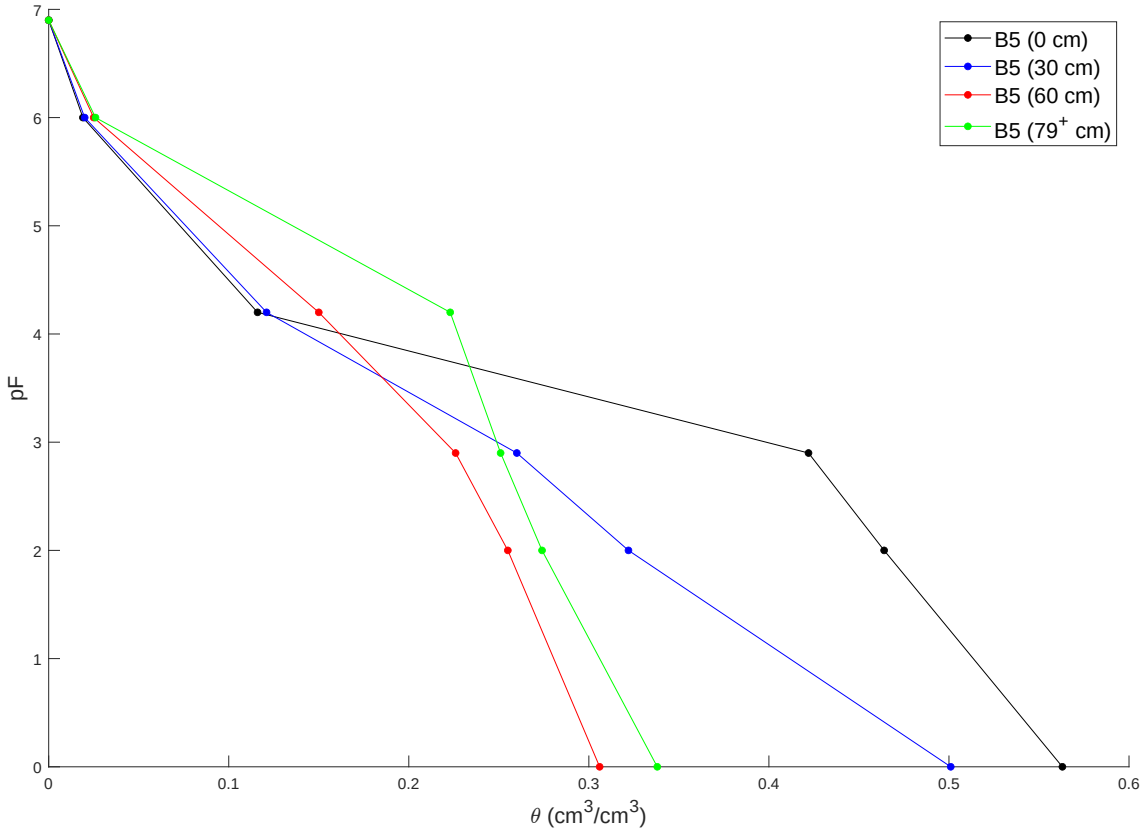
Tabel E.1. Kærby data til beregning af retentionspunkter

Dybde	Vandindhold pF 6.0 [g/g]	rho [g/cm]	OM [% w/w]
14	0,0103	1,99	1,03
16	0,0103	1,67	1,03
22	0,0103	1,80	1,03
30	0,0103	1,88	1,03

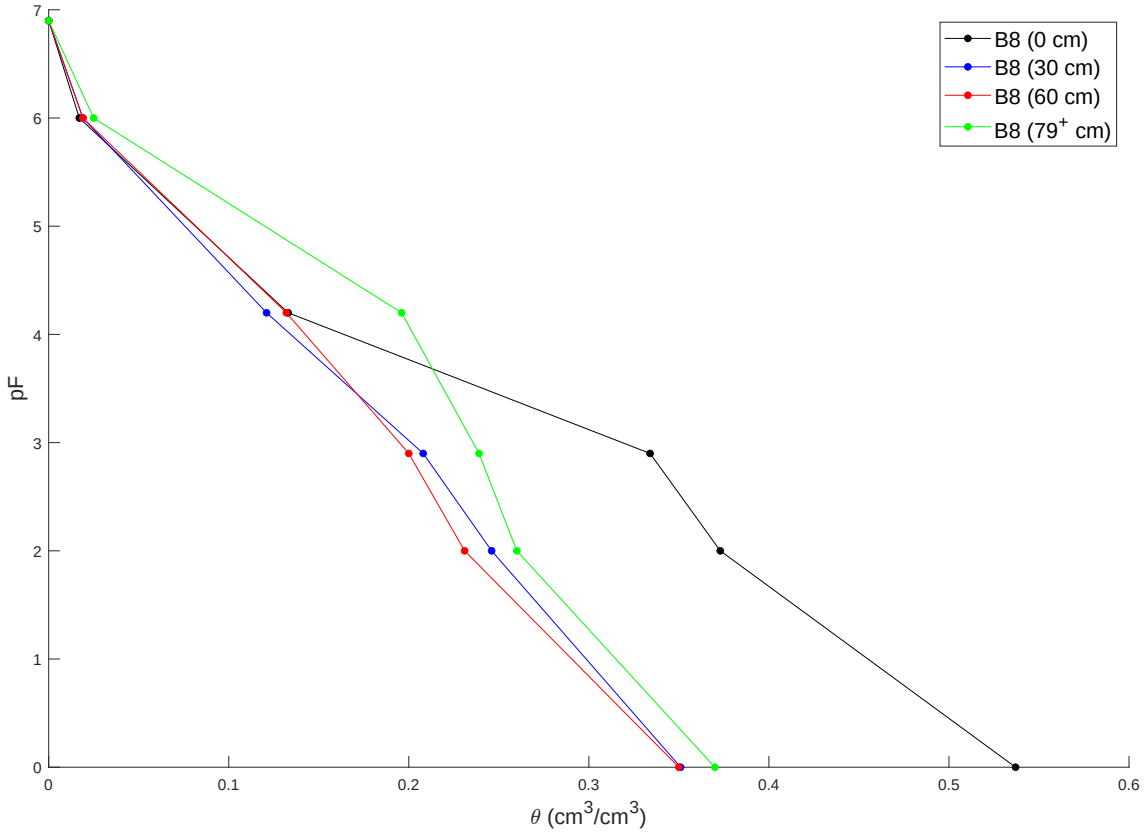
Data anvendt til at bestemme retentionspunkterne for Kærby over pF 2,9 data kommer fra [Rajabi, 2024].



Figur E.3. Retentionskurver for Kærby

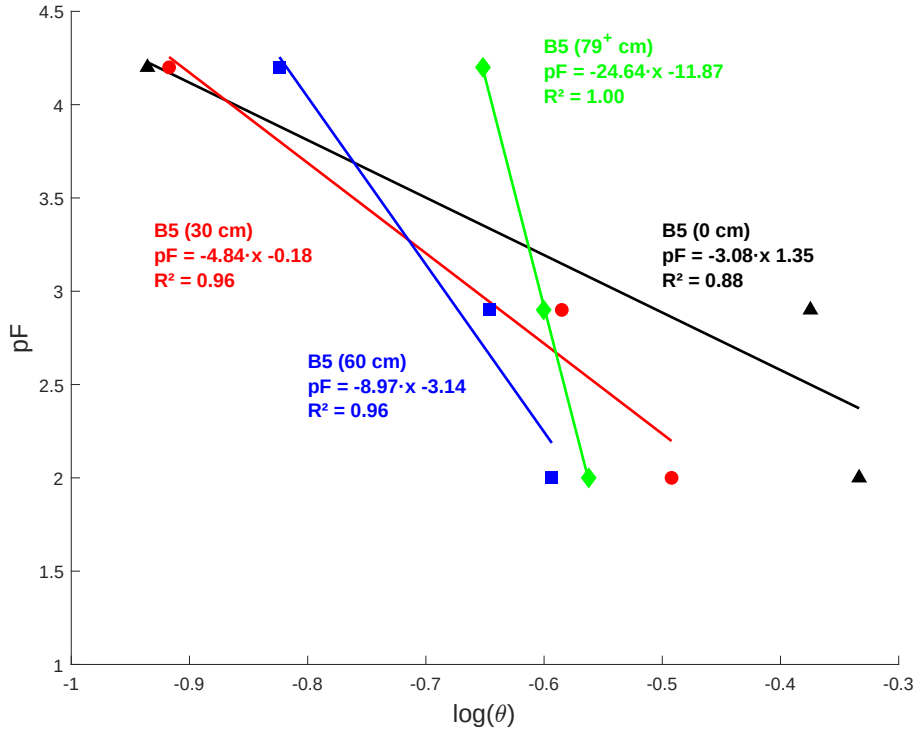


Figur E.4. Retentionskurver for Beder B5

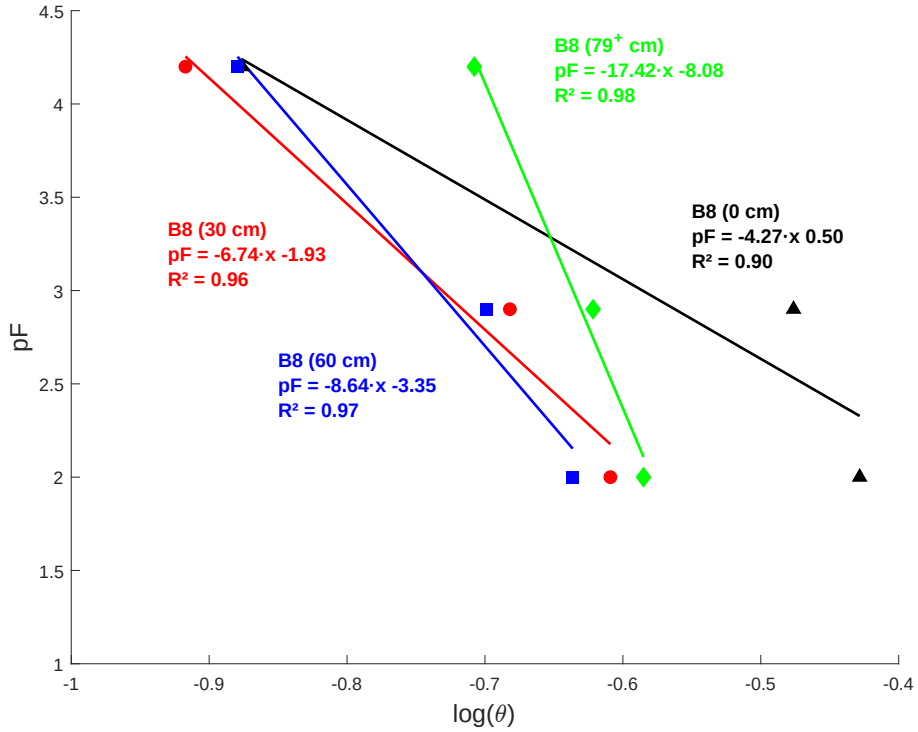


Figur E.5. Retentionskurver for Beder B8

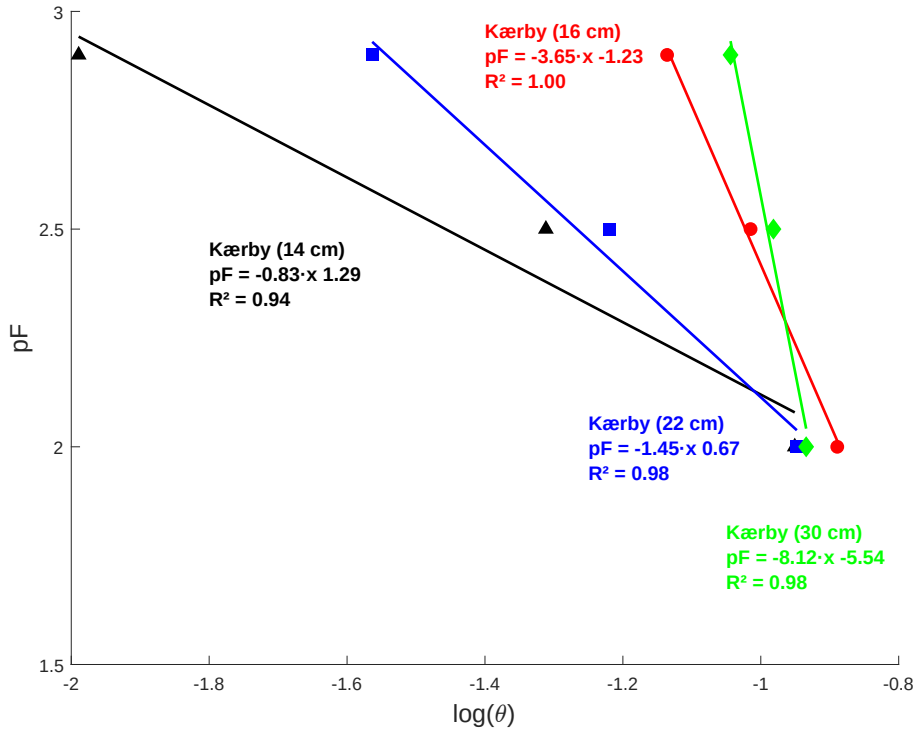
E.3 Bestemelse af Campbell værdier



Figur E.6. Bestemmelse af Campbell b værdier for Beder B5.

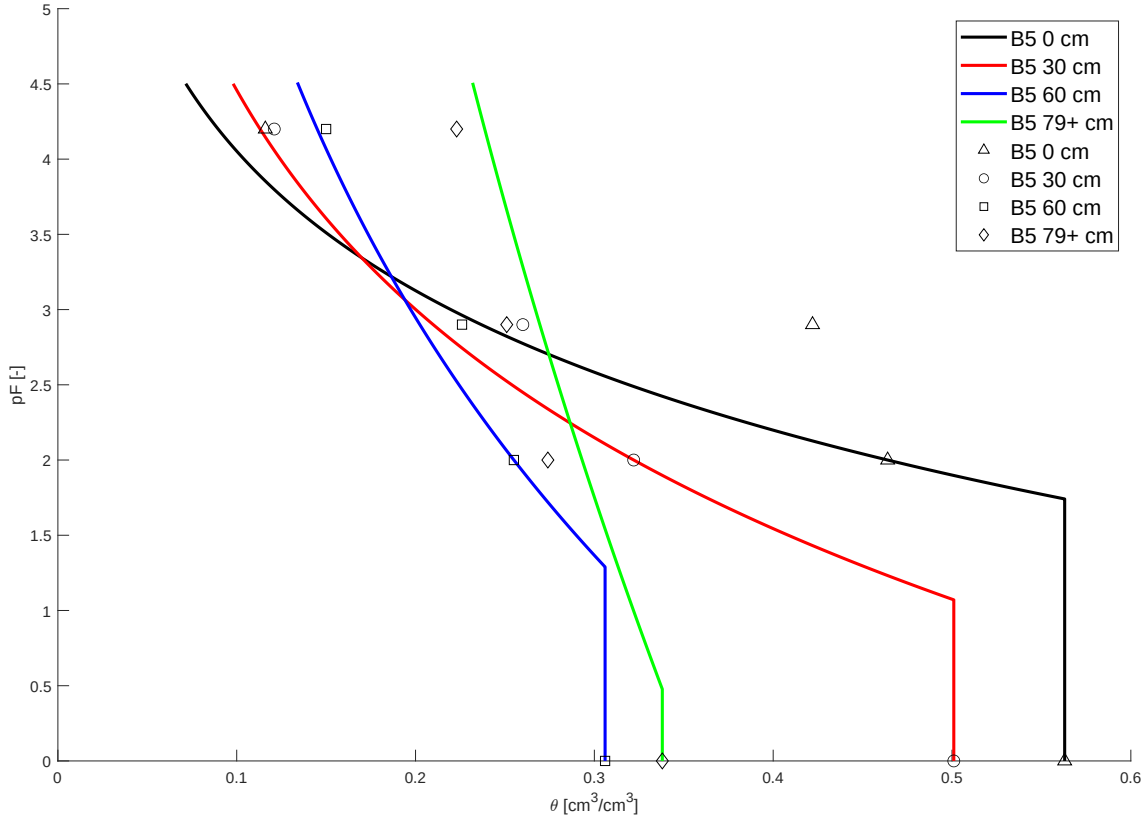


Figur E.7. Bestemmelse af Campbell b værdier for Beder B8.



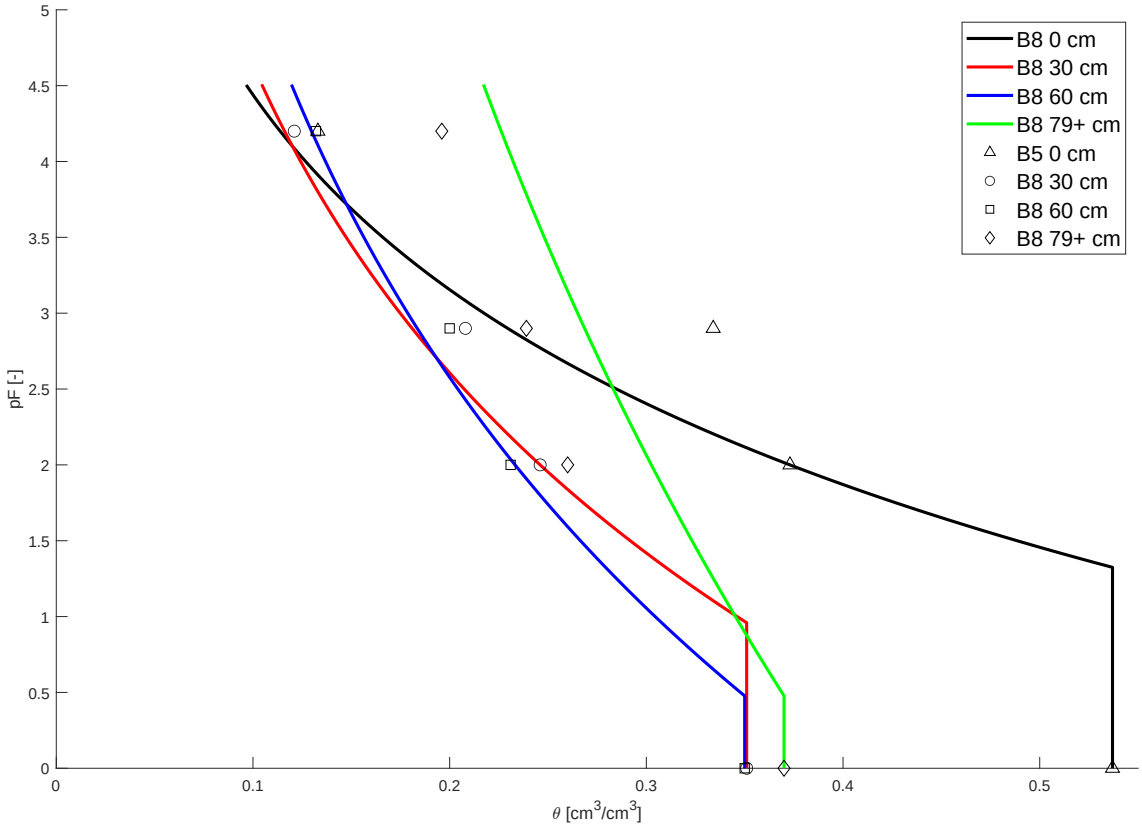
Figur E.8. Bestemmelse af Campbell b værdier for Kærby.

E.4 Campbell retentionskurver



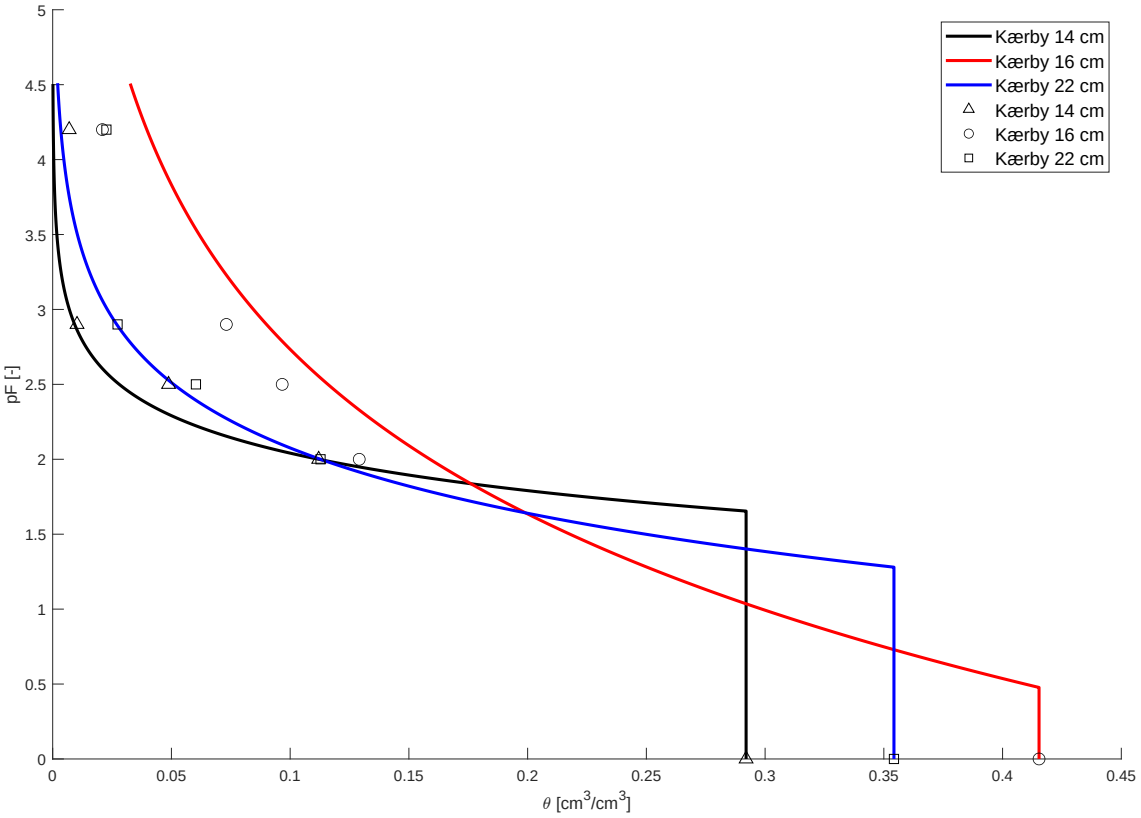
Dybde	θ_s	b	ψ_e	R^2
0	0,563	3,08	-55,12	0,686
30	0,501	4,84	-11,77	0,965
60	0,306	8,97	-19,47	0,954
79+	0,338	24,64	-3	0,867

Figur E.9. Campbell retentionskurver for Beder B5.



Dybde	θ_s	b	ψ_e	R^2
0	0,537	4,27	-21,11	0,864
30	0,351	6,74	-9,1	0,972
60	0,350	8,64	-3	0,989
79+	0,370	17,42	-3	0,782

Figur E.10. Campbell retentionskurver for Beder B8.



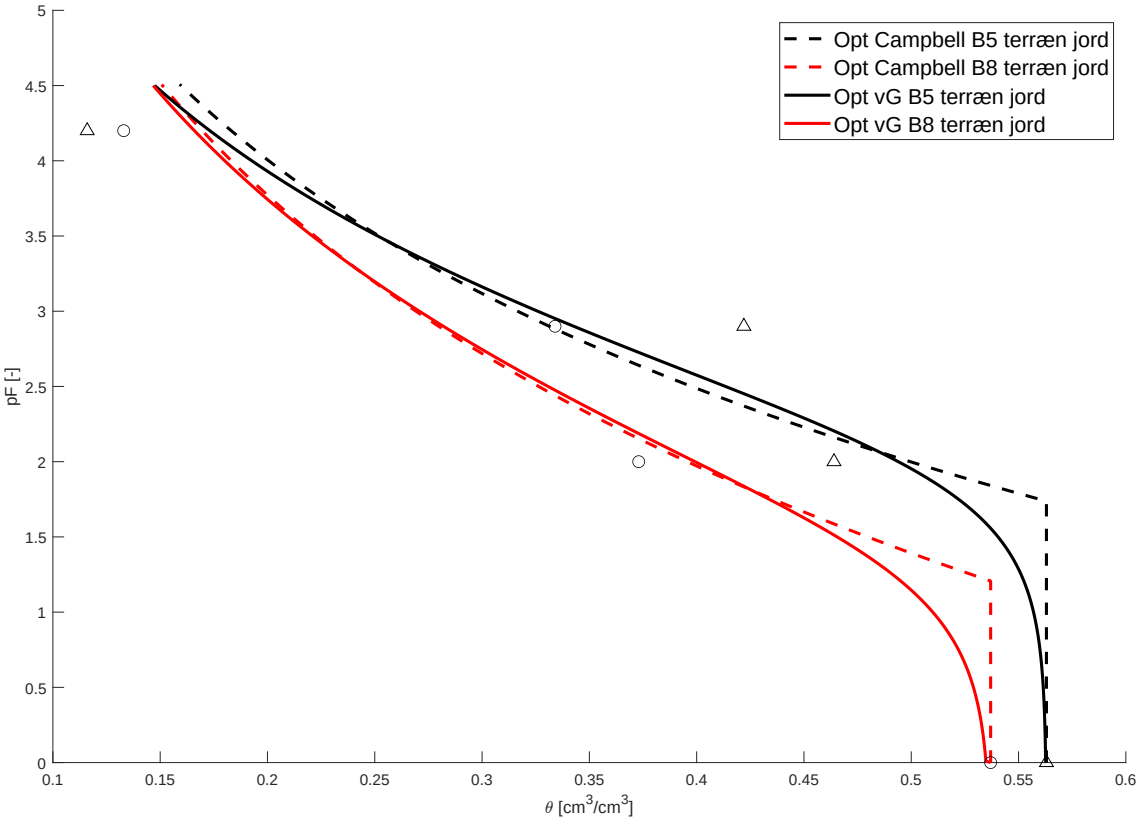
Dybde	θ_s	b	ψ_e	R^2
14	0,292	0,83	-45,1	0,992
16	0,4154	3,65	-3	0,980
22	0,354	1,45	-19,05	0,994

Figur E.11. Campbell retentionskurver for Kærby.

Retentionskurver og hydrauliske ledningsevne kurver for Beder

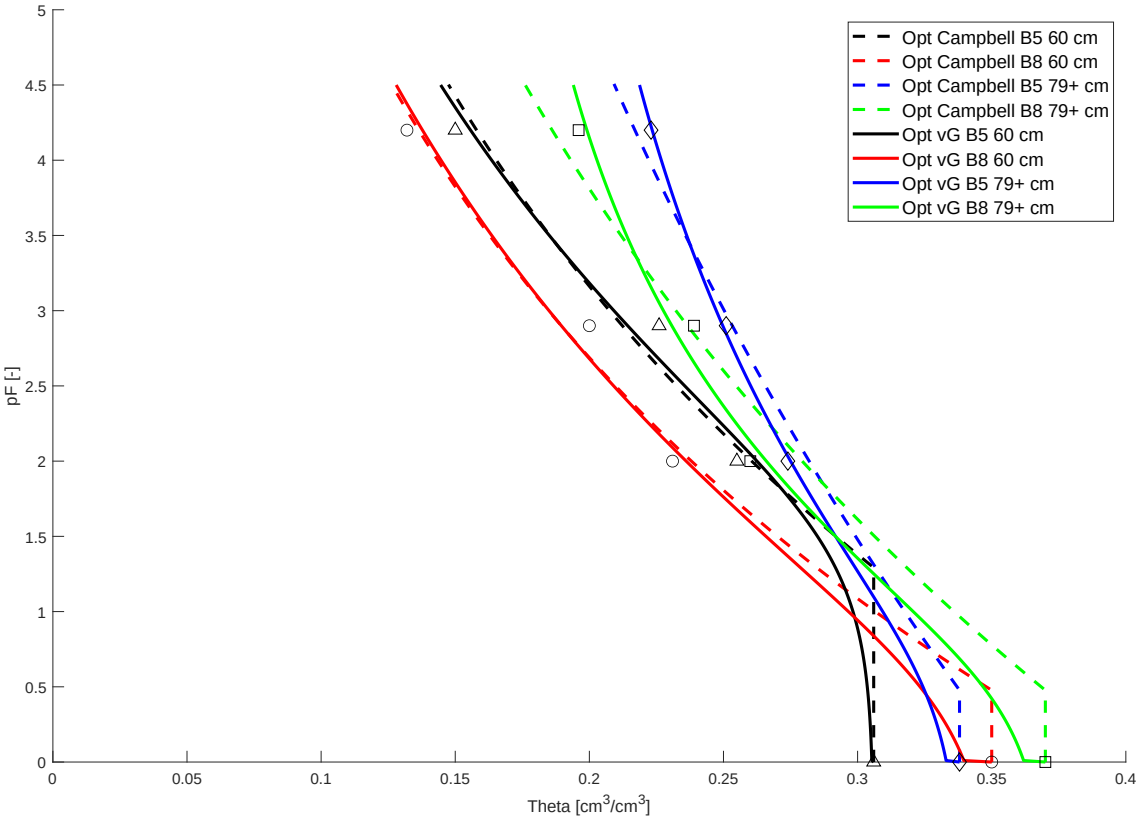
F

F.1 Retentionskurver



Jord	θ_s	b	ψ_e	R^2 (Campbell)	θ_r	α_{vG}	n	R^2 (vG)
B5	0,563	5,05	-54,68	0,875	0,00	0,01	1,23	0,906
B8	0,537	5,98	-16,10	0,942	0,00	0,047	1,18	0,946

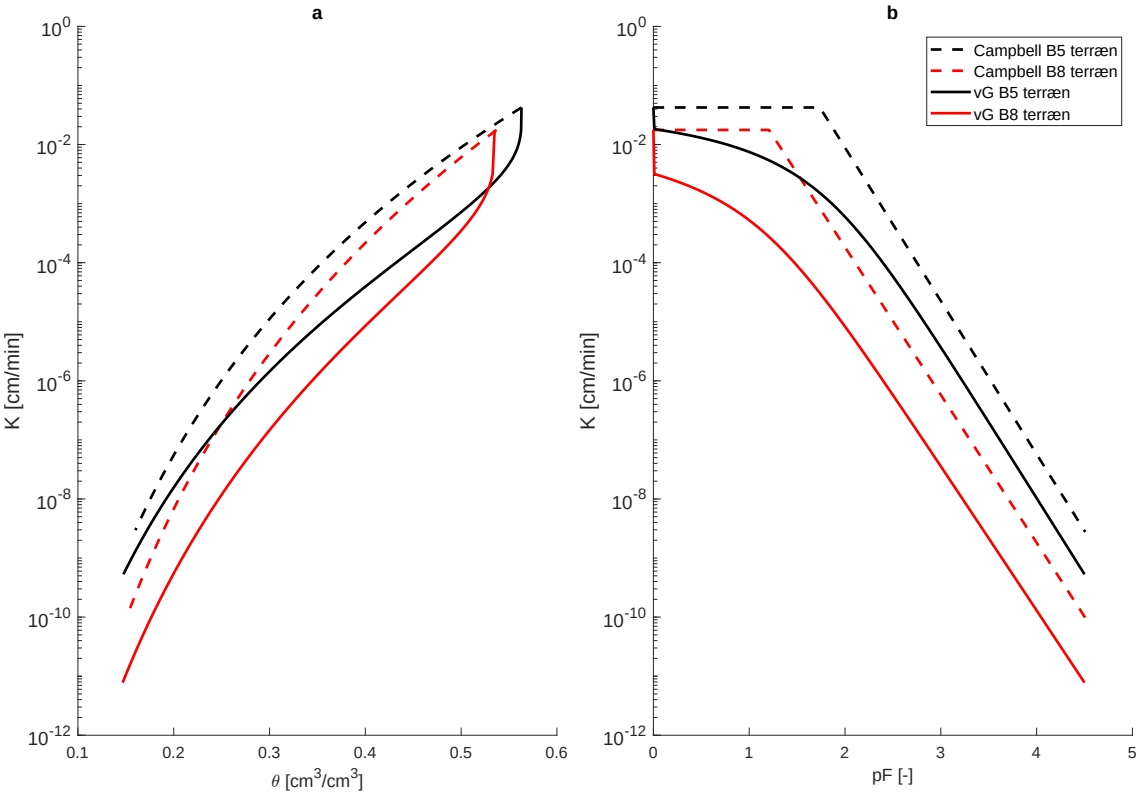
Figur F.1. Optimeret Campbell og van Genuchten retentionskurver for terræn jorden (0 cm)



Jord	θ_s	b	ψ_e	R^2 (Campbell)	θ_r	α_{vG}	n	R^2 (vG)
B5 60	0,306	10,12	-19,62	0,978	0,00	0,034	1,11	0,982
B8 60	0,350	9,10	-3,00	0,993	0,00	0,395	1,11	0,993
B5 79+	0,338	19,34	-3,00	0,985	0,170	0,330	1,13	1,00
B8 79+	0,370	12,48	-3,00	0,971	0,159	0,330	1,19	0,993

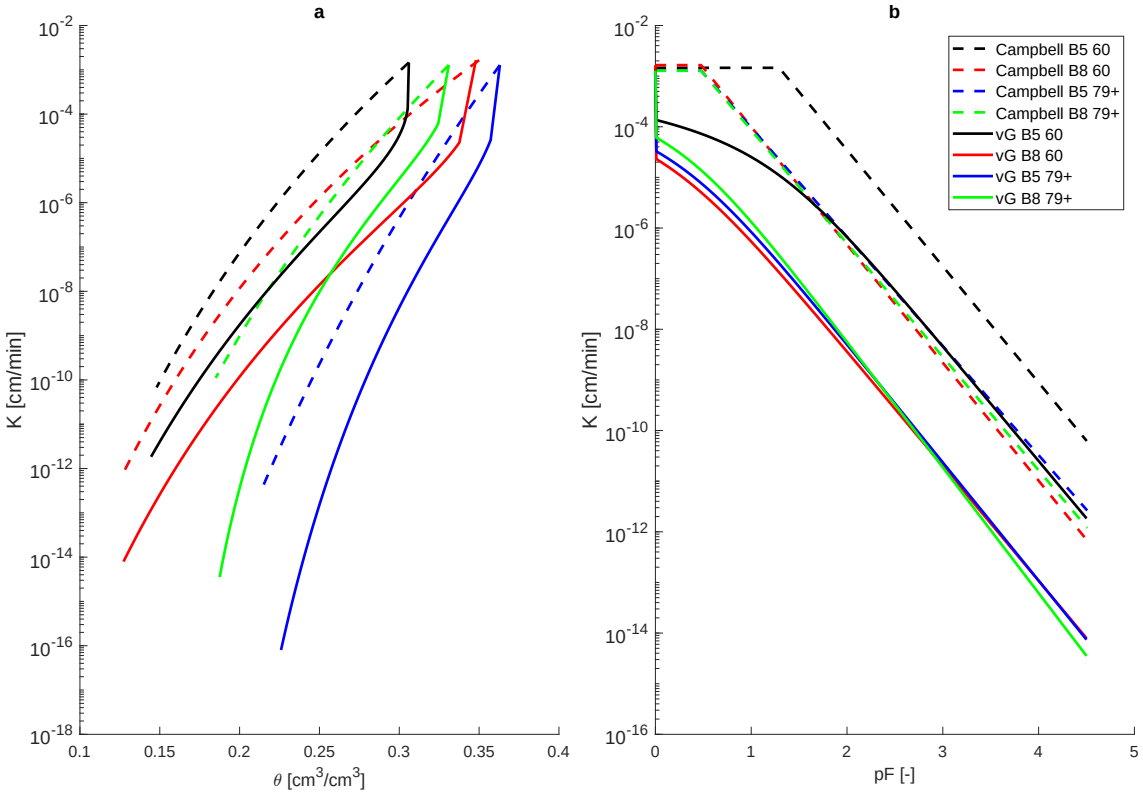
Figur F.2. Optimeret Campbell og van Genuchten retentionskurver for bund jordene (60 cm og 79+ cm)

F.2 Hydraulisk ledningsevne



Figur F.3. De hydrauliske ledningsevnekurver for terræn jorden (0 cm) fra Beder som funktion af vandindholdet (θ) (a) og som funktion af porevandstrykket (pF) (b).

Jord	θ_s	b	ψ_e	θ_r	α_{vG}	n	K_s
B5	0,563	5,05	-54,68	0,00	0,01	1,23	0,042
B8	0,537	5,98	-16,10	0,00	0,047	1,18	0,018



Jord	θ_s	b	ψ_e	θ_r	α_{vG}	n	K_s
B5 60	0,306	10,12	-19,62	0,00	0,034	1,11	0,0015
B8 60	0,350	9,10	-3,00	0,00	0,395	1,11	0,0017
B5 79+	0,338	19,34	-3,00	0,170	0,330	1,13	0,0013
B8 79+	0,370	12,48	-3,00	0,159	0,330	1,19	0,0013

Figur F.4. De hydrauliske ledningsevnekurver for bundjordene (60 og 79+ cm) fra Beder som funktion af vandindholdet (θ) (a) og som funktion af porevandstrykket (pF) (b).