AALBORG UNIVERSITET

Indsivning af uvedkommende vand i afløbssystemer Numerisk og eksperimentel bestemmelse



Forfattere: Benjamin Terndrup Hedevang Frederik Bang Sørensen

Vejledere: Per Møldrup Søren Liedtke Thorndahl Rasmus Vest Nielsen

9. juni 2023



Title: Infiltration of unwanted water into sewage systems - Numerical and experimental quantification Project: Master thesis Period: September 2022 - June 2023

Supervisors:

Per Møldrup Søren Liedtke Thorndahl Rasmus Vest Nielsen

Authors: Benjamin Terndrup Hedevang Frederik Bang Sørensen

Pages: 46 Appendix: 29

Department of the Built Environment

Water and Environmental Engineering Thomas Manns Vej 23 9220 Aalborg Ø https://www.en.build.aau.dk/

Synopsis:

Danish water distribution companies experience issues regarding unwanted water in the sewage system, which results in increased operating costs at the wastewater treatment plants. The VUDP project 'Ternært Vand' aims to identify the directional origin of unwanted water, based on three working hypotheses. This project's work is based on the hypothesis of unwanted water originating from below the pipe and sets up and uses a numerical model based on Moldrup et al. [1989], to estimate the amount of unwanted water in a sewage system, while comparing it to a sandbox experiment. Basic soil properties i.e. saturated hydraulic conductivity, air-entry and Campbell b are needed in order to run the model. The soil properties are determined from soil samples collected at Store Restrup Fælled.

The experimental setup simulates a system where a leaky pipe is the cause of unwanted water. In order to simulate this a drainage pipe is laid in a box filled with compressed soil and rain is added on top of the soil. The water flow through the unsaturated soil is then observed. The experiment concludes that water passes the pipe without infiltrating in the unsaturated zone, and that infiltration only occurs when the groundwater rises above the leak. The model describes this behavior in agreement with the sandbox, but overestimates the volumetric amount, because the horizontal flows are neglected.

The model is sensitive to adjustments in the saturated hydraulic conductivity and the dry bulk density in a local high compressed layer.

The model is an easy accessible tool used to assess unwanted water, as long as the soil properties are known. Dette afgangsprojekt er udarbejdet på 3.-4. semester på kandidaten i "Water and Environmental Engineering" under vejledning af Per Møldrup, Professor ved Institut for Byggeri, By og Miljø, Søren Liedtke Thorndahl, Lektor ved Institut for Byggeri, By og Miljø og Rasmus Vest Nielsen, Adjunkt ved Institut for Byggeri, By og Miljø. Der skal lyde en stor tak til vejlederne for deres kyndige samarbejde under hele projektperioden. Tak til AAU BUILDs behjælpelige personale. Stor tak til Anette Næslund Pedersen, Bygningskonstruktør ved Institut for Byggeri, By og Miljø, for vejledning vedrørende feltforsøg og eksperimentel parameterbestemmelse. Også stor tak til Henrik Koch, Ingeniørassistent, Institut for Byggeri, By og Miljø, for hjælp til det praktiske, der gjorde det muligt at lave forsøget i sandboksen.

Læsevejledning

Dette projekt fokuserer på hvor uvedkommende vand i afløbssystemet stammer fra. I projektet er der udviklet en numerisk model baseret på Moldrup et al. [1989] i softwaren Python 3.11, hvis opgave er at undersøge den vertikale vandstrømning i den umættede zone. Figurerne i projektet er produceret i Python, AutoCAD og QGIS. Den numeriske model og relaterede dokumenter kan findes på GitHub¹. Baggrundskortene, der er brugt til at lave figurerne i QGIS, er fra Styrelsen for Dataforsyning og Effektivisering [2022].

 $^{^{1}} https://github.com/BenjaminTHedevang/Speciale$

Kapitel 1 Indledning	6
Kapitel 2 Problemformulering	9
Kapitel 3 Numerisk model 3.1 Moving Mean Slope modellen 3.2 Randbetingelser	11 11 15
Kapitel 4 Jordparametre 4.1 Tre-trins procedure for bestemmelse af retentionskurve 4.2 Jordens hydrauliske ledningsevne 4.3 Kompakteringens indflydelse på den hydrauliske ledningsevne Kapitel 5 Kapillær stighøjde forsøg	18 18 23 24 26
Kapitel 6 Sandboks-forsøget 6.1 Forsøgsresultater 6.2 Modifikation af den numeriske model 6.3 Modelresultater fra den numeriske model	28 28 31 34
Kapitel 7 Sensivitetsanalyse	35
Kapitel 8 Konklusion	41
Kapitel 9 Perspektivering	42
Litteratur	44
Bilag A Valg af infiltrationsmodel	Ι
Bilag B Suction Box	\mathbf{V}
Bilag C Tørvægtsbestemmelse	\mathbf{VI}
Bilag D Bestemmelse af mættet hydraulisk konduktivitet	VII
Bilag E Kompakteringsgrad og indflydelse af hydraulisk ledningsevne	IX
Bilag F Stighøjde	XIV

Bilag G	Sandboksen	XIX
Bilag H	Modellering af indsivning	XXV
Bilag I	Sigteanalyse	XXVII

Indledning

Afløbssystemet i Danmark er en essentiel del af byers infrastruktur. Det anvendes til håndtering af regn- og spildevand, og reducerer byernes sårbarhed overfor regnhændelser. Der kan opstå problemer når uventede vandmængder fra regnhændelser finder vej til afløbssystemet. Dette har konsekvenser i form af en større belastning hos renseanlæggene, recipienterne eller risiko for vand på terræn. Vandcenter Syd og Herning Vand A/S oplever at indsivning udgør 80-85 % af den samlede mængde uvedkommende vand, hvor det erfaringsmæssigt er høj grundvandsstand og gamle afløbsrør der giver største bidrag af uvedkommende vand [Andersen & Getreuer, 2018]. Hos forsyningensselskabet Aarhus Vand A/S observeres også uvedkommende vand, da hydrografer viser en større vandmængde i afløbssystemet end forventet. Dette er tilfældet for hele Aarhus Vand A/S' forsyningsområde, men særligt Viby Renseanlæg er under pres, og derfor undersøges bidraget fra de forskellige deloplande til dette, herunder Beder [Bassø et al., 2021].

Hertil kommer at fremtidens menneskeskabte klimaforandringer, som blandt andet stigende verdenshave, øget temperatur og ændrede nedbørsmønstre, lægger et endnu større pres på renseanlæggene. Konsekvenserne af klimaforandringerne er svære at forudsige, men ved hjælp af forskellige modeller og klimascenarier undersøger forskere fra FN's klimapanel (IPCC) hvordan fremtiden påvirkes [IPCC, 2013]. Generelt vil ændringen af regnhændelserne i Danmark være sæsonbetonet, da mængden af nedbør vil stige om foråret, efteråret og vinteren, mens nedbørsmængden forventes uændret eller faldende i sommerperioden [Olesen et al., 2014]. I sommerperioden vil der forekomme færre, men kraftigere regnhændelser. På figur 1.1 ses den fremtidige ændring i årsnedbør for Danmark.

Udsigten til en generel stigning i nedbør og kraftigere regnhændelser, sætter større krav til håndtering af regnvand i Danmark. Derfor undersøges problemstillingen om det uvedkommende vand nærmere i VUDP-projektet 'Ternært Vand', hvor man har opstillet tre hypoteser, som undersøger hvilke hydrologiske processer der skaber de langsomme afstrømningsbidrag.

- Vandet kommer oppefra og infiltrerer direkte i afløbsrørene
- Vandet kommer fra siden grundet underjordiske strømninger fra omkringliggende vandløb
- Vandet kommer nedefra når grundvandet stiger op til afløbsrørene eller ved lokale grundvandsmagasineringer



Figur 1.1. Fremskrivning af årlige nedbørsændringer i forhold til referencenedbøren (sort), for henholdsvis RCP2.6 (blå), RCP8.5 (rød), samt CRES-modellen for samme scenarier som blå og rød (grøn og orange) [Olesen et al., 2014].

Det er en generel opfattelse at uvedkommende vand i et utæt afløbssystem stammer fra direkte transport i den umættede zone efter regnhændelser, når vandfronten rammer utætheden [Assens Kommune, nd]. Der er begrænset litteratur, der understøtter denne forståelse, da fokus primært ligger på infiltration af grundvand, når rørsystemet ligger i den mættede zone, svarende til en infiltration nedefra. For bedre forståelse af mekanismerne i den mættede zone er der opstillet analytiske og numeriske modeller til at beskrive denne infiltration i afløbssystemet, så det er lettere at forudsige, hvordan et system bliver påvirket af en regnhændelse [Karpf & Krebs, 2013; Tang et al., 2018; Baiamonte, 2020].

Vandtransport er styret af trykgradienter, hvor jordens sug i den umættede zone holder på vandet, og der kommer derfor kun små vandmængder i afløbssystemet af vandtransporten fra oven eller fra siden. Det er først når jorden er vandmættet og der opstår et overtryk i porerummet, at vandet indsiver i utætte dele af afløbssystemet (Figur 1.2) [Loll & Moldrup, 2000].

I tilfælde af et højtstående grundvandsspejl, er der risiko for at afløbssystemet står i en næsten vandmættet zone, grundet den kapillære stighøjde. I dette scenario kan selv en lille vandmængde fra oven eller fra siden resultere i en vandmættet jordmatrix, hvor grundvandetsspejlet stiger og indsivning forekommer (Figur 1.3).



(a) Røret ligger i den kapillære zone, som næsten er vandmættet. Suget i jordmatricen holder på vandet og der sker ingen indsivning.



(b) Efter en regnhændelse mættes den kapillære zone, og overtrykket i den mættede zone resulterer i indsivning.

Figur~1.2. Risikoen for indsivning af uvedkommende vand ved afløbssystemer tæt på grundvandsspejlet ved forskellige trykpotentialer (P).



Figur 1.3. Principskitse af afløbsystem lokaliseret nær grundvandsspejlet.

I dette afgangsprojekt er fokuspunktet at finde frem til og formidle teorien bag uvedkommende vand i afløbssystemet med hypotesen om at vandet infiltrerer nedefra, da det er trykgradienterne i jordmatricen der er styrende for vandtransporten.

Problemformulering

Formålet med dette projekt er at undersøge, hvilke underjordiske strømninger der bidrager til indsivning i et afløbssystem og forsøge at beskrive mekanismerne baseret på kendt jordfysik. Det leder til følgende problemformulering.

Hvordan kan en numerisk model anvendes som vurderingsredskab, i samspil med eksperimentelle forsøg, til analyse af uvedkommende vand i afløbssystemet.

For at besvare problemformulering opsættes et sandboks-eksperiment sammen med en numerisk model. Sandboks-eksperimentet er opbygget af en kasse med kompakteret sand og et indbygget filterrør, som skal simulere en del af et afløbssystem. Hensigten med eksperimentet er at undersøge de underjordiske strømninger, og hvilken belastning de har på afløbssystemet under forskellige scenarier. Når en numerisk model opbygges, er det vigtigt at have forståelse for systemet, så modellen simpelt kan beskrive relevante processer, uden unødvendig kompleksitet.

Kapitel 3 præsenterer den numeriske model og hvilke styrende ligninger den regner ud fra. Herunder hvordan den regner vandtransporten fra oven, fra siden og fra neden. Til sidst præsenteres randbetingelserne som benyttes til at beskrive sandboks-forsøget.

Kapitel 4 præsenterer jordens fysiske egenskaber i form af en jordretentionskurve, den mættede hydrauliske ledningsevne og hvilken betydning en øget kompaktering har på den hydrauliske ledningsevne.

I kapitel 5 anvendes jordens fysiske egenskaber til at sammenholde empiriske resultater fra kapillær stighøjde-forsøget med en analytisk løsning og numeriske løsninger fra modellen.

Kapitel 6 præsenterer hvilke resultater sandboks-forsøget giver ved forskellige simulerede regnhændelser. Desuden videreudvikles den numeriske model, hvor fysikken fra kapitel 3 og 4 implementeres. Yderligere tilføjes randbetingelser og der testes for stabilitet. Betingelser for indsivningen af det uvedkommende vand defineres også. Kapitlet sluttes af med modelresultater.

Kapitel 7 består af en sensitivitetsanalyse, hvor parametrene i modellen justeres for at se der indflydelse på indsivning af uvedkommende vand. Resultaterne fra projektet og konkluderes i kapitel 8 og i kapitel 9 beskrives hvilke problemstillinger og ideer der er mulighed for at arbejde videre med i 'Ternært Vand' og for fremtidige projektgrupper.



Figur 2.1. Visuel illustration af rapportens opbygning.

Numerisk model

Den numeriske model skal regne vandbevægelser fra oven, fra siden og fra neden. Den er baseret på Moving Mean Slope (MMS) modellen af Moldrup et al. [1989], som er en numerisk model, der tager udgangspunkt i Wind & van Doorne [1975] og Richter [1980].

3.1 Moving Mean Slope modellen

For at analysere vandbevægelserne i jorden kræver det kendskab til jordretentionskurven og den umættede hydrauliske konduktivitet, der kan fremskrives efter Campbell [1974] ved brug af ligning (3.1) og ligning (3.2).

$$\psi = \psi_e \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{-b} \tag{3.1}$$

$$K(\theta) = K_s \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3} \tag{3.2}$$

Hvor ψ [cm] repræsenterer jordens porevandstryk, θ [cm^3/cm^3] er jordens volumetriske vandindhold og K [cm/time] svarer til den hydrauliske konduktivitet og b [-] er et empirisk udtryk for fordelingen af porestørrelse i jorden.



(a) Jordretentionskurve efter Campbell, hvor stregerne fra pF3,2 - 4,2 - 6,0 - 6,9 er lineær interpolation.

(b) Kurve for hydraulisk konduktivitet afhængigt af vandindhold.

Figur 3.1. Fremskrivning af Campbell både som jordretentionskurve og som den umættede hydrauliske konduktivitet.

Benyttede værdier: $K_s = 19,61 \text{ cm/time } \psi_e = -2,19 \text{ cm}, \ \theta_s = 0,434 \text{ cm}^3 / \text{ cm}^3, \ b = 2,28, \ \theta_{pF4,2} = 0,0167 \text{ cm}^3 / \text{ cm}^3, \ \theta_{pF6} = 0,00283 \text{ cm}^3 / \text{ cm}^3, \ \theta_{pF6,9} = 0 \text{ cm}^3 / \text{ cm}^3.$

Figur 3.1 viser en jordretentionskurve og den hydrauliske konduktivitet som funktioner af jordens volumetriske vandindhold. Ligning (3.1) substitueres ind i ligning (3.2) og man kan derved beskrive den hydrauliske konduktivitet som en funktion af porevandstrykket (ligning 3.3).

$$K(\psi) = K_s \cdot \left(\frac{\psi_e}{\psi}\right)^{2+3/b} \tag{3.3}$$

Den hydrauliske konduktivitet og porevandstrykket i umættet jord er ikke-lineær fremskrevet, når mætningsgraden af jorden ændres. Dette betyder den kan være svær at visualisere, hvis man ikke laver en semi-logaritmisk illustration, til at beskrive ændringen. Figur 3.2a viser den ikke-lineære tendens, hvorimod figur 3.2b viser den naturlige logaritme af den hydrauliske konduktivitet, som en funktion af porevandstrykket.



(a) Kurve for hydraulisk konduktivitet som funktion af poretryk.

(b) Semilogaritmisk kurve for hydraulisk konduktivitet som funktion af poretryk.

Figur 3.2. Beskrivelse af den hydrauliske konduktivitet, som funktion af poretrykket på hhv. lineær skala og semilogaritmisk skala. Benyttede værdier: $K_s = 19,61 \text{ cm/time}, \psi_e = -2,19 \text{ cm}, \theta_s = 0,434 \text{ cm}^3/\text{ cm}^3, \text{ b} = 2,28.$

Moldrup et al. [1989] estimerer at lokale hældninger på figur 3.2b er gyldig i et lille psi-interval af den hydrauliske konduktivitetskurve efter ligning (3.4), som er udledt af Gardner [1958].

$$K(\psi) = -K_{L,i} \cdot e^{\alpha_{L,i}\psi_i} \quad el. \quad ln(K(\psi)) = ln(K_{L,i}) + \alpha_{L,i} \cdot \psi_i \tag{3.4}$$

Efter jordens egenskaber er kendte, kan de beskrives og analyseres med MMS-modellen. MMS-modellen inddeler det undersøgte system i modelceller, hvor vandindholdet i cellerne ændres over tid.

MMS-modellen regner ændringen af vandindhold numerisk i modelcellerne via ligning (3.5), hvor fluxen ind og ud af modelcellerne er antaget konstant i det givne tidsskridt.

Fluxen regnes som en stedslig integration af Darcys lov for umættede strømninger efter ligning (3.6).

$$\theta_i^{t+\Delta t} = \theta_i^t - \left(v_{i+1/2}^t - v_{i-1/2}^t\right) \cdot \frac{\Delta t}{\Delta z} \quad (3.5) \qquad \qquad v = -K\left(\frac{\partial\psi}{\partial z} + \vec{g}\right) \tag{3.6}$$

Her er \vec{g} en retningsbestemt gravitationsvektor med værdien -1 for vertikale nedadgående strømninger, 0 for horisontale strømninger og 1 for vertikale opadgående strømninger, hvor løsningen på den stedslige integration og substitution af Gardner [1958] giver ligning (3.7)-(3.9).

$$v_{i+1/2, \downarrow} = -\frac{K_N e^{\alpha_N \psi_{i+1}} - K_N e^{\alpha_N \psi_i}}{e^{\alpha_N \Delta z} - 1} + K_N e^{\alpha_N \psi_i}$$
(3.7)

$$v_{i+1/2, \rightarrow} = -\frac{K_N e^{\alpha_N \psi_{i+1}} - K_N e^{\alpha_N \psi_i}}{\alpha_N \Delta z}$$
(3.8)

$$v_{i+1/2,\uparrow} = \frac{K_N e^{\alpha_N \psi_{i+1}} - K_N e^{\alpha_N \psi_i}}{e^{\alpha_N \Delta z} - 1} - K_N e^{\alpha_N \psi_i}$$
(3.9)

Hvor K_N og α_N er en aritmetisk middelværdi af henholdsvis K_L og α_L mellem modelcelle *i* og *i* + 1, mens K_L og α_L er fundet i modellens knudepunkter fra den hydrauliske konduktivitetskurve efter ligning (3.10) og (3.11).

$$\alpha_{L,i} = \frac{2+3/b}{-\psi_i}$$
(3.10) $K_{L,i} = K(\psi_i)e^{-\alpha_{L,i}\psi_i}$ (3.11)

Modellen kan nu regne jordprofilens ændring af vandindholdet over tid med den ønskede gravitationsvektor, når rand- og initialbetingelser er kendte.

Ved at sætte initialbetingelsen for vandindhold til markkapacitet, kan der laves tre retningssimuleringer for MMS-modellen. De viser forskellig udbredelseshastigheder for vandfronten, da vandtransporten sker henholdsvis med, mod og uden gravitation. Den øvre flux sættes til 2 cm/time for strømningerne ned og horisontalt, mens strømningerne op suger fra et permanent grundvand (Figur 3.3 - 3.5).

De øvrige parametre er K_s = 19,61 cm/time, ψ_e = -2,19 cm, θ_s = 0,434 cm³/cm³, b = 2,28.



Figur 3.3. Vandtransport med gravitation (fra oven).



Figur 3.4. Vandtransport uden gravitation (fra siden).



Figur 3.5. Vandtransport mod gravitation (fra neden).

For at teste modellen er den opstillet og kvalitetssikret i den vertikale retning med gravitationen mellem tre specialegrupper efter identiske rand- og initialbetingelser. Kvalitetssikringen resulterede i næsten identiske resultater i henholdsvis Python, MATLAB og Excel, hvor der først er observeret afvigelse i modellerne ved 6. decimal på grund af afrunding.

Den numeriske models funktionalitet afviger fra de andre specialegrupper, da dens primære funktion er bestemmelse af indsivning fra jordmatricen og ind i et afløbssystem baseret på trykgradienter. Modellen skal forsøge at beskrive virkeligheden, dog med nogle systemgrænser og forsimplinger, for at undgå en kompleks model, der kræver for lang tid at simulere. Modellen tilpasses et system der beskriver den vertikale transport og hvordan strømningernes interaktion med et grundvandsspejl har betydning på indsivning i afløbssystemet. Modellen verificeres senere hen mod kontinuitetsligningen, for at redegøre for vandmængderne i modellen.

Til modellen og dens beskrivelse er benyttet følgende notationer:

- $dz \mid$ vertikal cellestørrelse [cm]
- dt | tidsskridtets størrelse [min]
- i cellens index [-]
- t tidsskridt [-]

3.2 Randbetingelser

Modellen har både en forberedende opsætning til bestemmelse af det kapillære vandspejl og en modelbaseret opsætning. Den forberedende opsætning benyttes for at simulere et kapillært grundvandsspejl, der skal benyttes som initialbetingelse i den modelbaserede opsætning. Når den nye initialbetingelse er bestemt, justeres randbetingelserne til den modelbaserede opsætning. Modellen er endimensionel og fokuserer på den vertikale strømning. Derfor har den en no-flux rand i den horisontale retning for begge modelopsætninger.

Modelforberedende randbetingelser

De modelforberedende randbetingelser er når jorden skal opnå en steady-state tilstand, som funktion af det kapillære grundvandspejl. Den øvre rand er en nul-flux rand, hvor jorden ikke modtager nogen infiltration fra nedbør. Den nedre rand sættes til en flux mellem nederste kasse og et tryk på 0, for at indikere et konstant grundvandsspejl, hvor cellen suger vand fra beskrevet ved ligning (3.12).

$$v_{nedre} = \begin{cases} -\frac{(K_i - K_s)}{\ln\left(\frac{K_i}{K_s}\right)} \cdot \left(\frac{-\psi_i}{dz} - 1\right), & \text{hvis } K_i < K_s \\ v_{i-\frac{1}{2}}, & K_i = K_s \end{cases}$$
(3.12)

Når nederste modelcelle er vandmættet, vil den dræne, men for at undgå en oscillerende effekt, hvor cellen hele tiden dræner og suger, sættes nedre rand til samme flux som kontroloverfladen mellem næstnederste og nederste modelcelle.

Initialbetingelserne sættes til markkapacitet, og modellen kører til det kapillære vandspejl har nået en ligevægt, som vist på figur 3.6.



Resultat af den modelforberende randbetingelse

Figur 3.6. Resultat af den modelforberedende simulering, hvor vandprofilen i jorden ændrer sig fra markkapacitet til et system i ligevægt med henblik på det kapillære vandspejl. Anvendte værdier: $K_s = 19,61 \text{ cm/time}, \psi_e = -2,19 \text{ cm}, \theta_s = 0,434 \text{ cm}^3/\text{cm}^3, b = 2,28.$

Efter det kapillære vandspejl har opnået ligevægt, kan den nye vandprofil benyttes i modellen som initialbetingelse. Randbetingelserne justeres tilsvarende, så modellens grundvandsspejl kan stige.

Modelbaseret randbetingelser

Den øvre randbetingelse i modellen sikrer vand infiltrerer fra oven og ind i jordmatricen. Der er overvejet forskellige infiltrationsmodeller (Bilag A), hvor Holtan & Lopez [1971]s infiltrationsmodel er valgt og ligning (3.13) implementeres i modellen.

$$v_{infiltration} = GI \cdot a \cdot ((\theta_s - \theta) \cdot dz)^{1.4} + K_s \tag{3.13}$$

Hvor GI repræsenterer vækstindekset for den undersøgte vegetation i intervallet [0,09;1], mens a $[cm/(time \cdot cm^{1,4})]$ er et forhold mellem overfladebetingelserne og planterodsdensiteten [Parnas et al., 2021]. Modellen er valgt da den udregner en infiltration baseret på det tilgængelige hulrum i øverste modelcelle. Konceptet efter den sæsonmæssige variation i infiltrationen illustreret på figur 3.7.



Figur 3.7. Principskitse for infiltration efter Holtan & Lopez [1971], hvor infiltrationsmængden både afhænger af sæson og hulrumskapacitet.

Den nedre rand beskrives ved ligning (3.14), for at skabe et stigende grundvandsspejl, når vandet strømmer igennem den umættede zone og tilsvarende sikre sig kapillært vand stadig kan komme ind, hvis modellen ikke er helt i ligevægt.

$$v_{nedre} = \begin{cases} 0 & \text{hvis } v_{i-\frac{1}{2}} >= 0\\ v_{i-\frac{1}{2}}, & v_{i-\frac{1}{2}} \end{cases}$$
(3.14)

Det initiale vandindhold i modellen, sættes til ligevægtsvandindholdet regnet med de modelforberedende randbetingelser.

For at modellen kan sammenlignes med sandboksen, skal det jord der benyttes i sandboksen undersøges for hydrauliske og strukturelle egenskaber, som herefter indsættes som parametre i modellen.

Jordparametre 4

Projektlokaliteten i Beder har ikke været fastlagt forud dette projekt, og der er i stedet indsamlet jordprøver til parameterbestemmelser og løsjord til sandboksen fra en lokalitet i Store Restrup Fælled (Figur 4.1). Store Restrup Fælled er valgt grundet tidligere erfaringer og mulighed for et større eksperimentel datagrundlag med sideløbende specialegrupper.



Figur 4.1. Lokation for indsamling af prøver til parameterbestemmelse og sand til forsøget.

4.1 Tre-trins procedure for bestemmelse af retentionskurve

En jordretentionskurve beskriver forholdet mellem vandindholdet og porevandstrykket og specificerer det volumetriske vandindhold for et givent sug, ved en bestemt jordtype (Figur 4.2).



Figur 4.2. Jordretentionskurver for forskellige jorde fra det danske jordkartotek efter Hansen [1976]. Silstrup repræsenterer en siltjord, Tylstrup repræsenterer en finsandet jord, Borris en mellemsandet jord, mens Jyndevad er en grovsandet jord.

Datapunkter til retentionskurven findes eksperimentelt ved benyttelse af en 'suction box', hvor intaktprøver udsættes for stigende sug (Bilag B).

4.1.1 Bestemmelse af Campbells retentionskurve fra sugedata

Til bestemmelse af jordretentionskurven efter Campbell [1974], plottes et $(\log \theta, pF)$ plot, hvor hældningen svarer til Campbell b. Herefter findes trykpotentialet ved luftindtrængning (ψ_e) , som giver laveste RMSE-værdi (Tabel 4.1).

Intaktprøve	Campbell b [-]	$\psi_e [{\rm cm}]$	RMSE [-]
1	5.77	$-1.06 \cdot 10^{-4}$	0.21
2	5.71	$-5.09 \cdot 10^{-4}$	0.18
3	8.55	$-5.93 \cdot 10^{-6}$	0.21

 Tabel 4.1. Bestemmelse af parametre til Campbell modellen

Konstanterne Campbell b og ψ_e kan nu benyttes til at lave en jordretentionskurve efter Campbell-modellen (Ligning 3.1).



Figur 4.3. Jordretentionskurve for intaktprøverne, fremskrevet efter Campbell [1974].

Figur 4.3 har et lavt trykpotentiale ved luftindtrænging, hvilket viser en svaghed for Campbells model ved sandede lavorganiske jorde, hvor retentionskurven har en skarp krumning [Loll & Moldrup, 2000]. For at beskrive krumningen af retentionskurven benyttes van Genuchten [1980], som har flere frihedsgrader til at ændre krumningen.

4.1.2 Bestemmelse af van Genuchtens retentionskurve

van Genuchten [1980] beskriver jordretentionskurven efter følgende formel.

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + (\alpha \cdot |\psi|)^n)^m}$$
(4.1)

Hvor:

 θ volumetrisk vandindhold $[cm^3/cm^3]$

 θ_s volumetrisk vandindhold ved vandmætning $[cm^3/cm^3]$

- θ_r residuale vandindhold $[cm^3/cm^3]$
- α Det inverse af bøjningspunktet $[cm^{-1}]$
- $|\psi|$ Trykpotentialet [cm]
- n konstant [-]
- $m \mid \text{konstant: } 1 1/n \mid -1$

De målte data fra forsøget (Tabel B.1) benyttes til at bestemme konstanterne og derved funktionsforskriften for van Genuchtens model. Det residuale volumetriske vandindhold er målt på lufttørrede jordprøver (pF 6,0) til 0,0027 cm³/cm³.

Intaktprøve	$ heta_r$	θ_s	α	n
1	0.0027	$0,\!428$	$0,\!152$	1,777
2	0.0027	$0,\!434$	0,165	$1,\!675$
3	0.0027	$0,\!439$	0,201	$1,\!573$

Tabel 4.2. van Genuchten konstanter ud fra suction box målingerne af intaktprøverne.

Jordretentionskurverne ved fremskrivning af van Genuchten [1980] modellen benyttes nu (Figur 4.4).



Figur 4.4. Jordretentionskurve for intaktprøverne, med måledata fra suction box og fremskrivning efter van Genuchten [1980].

Efter retentionskurvens krumning er tilpasset efter van Genuchten, kan der laves en parameteromskrivning til Campbells retentionsmodel.

4.1.3 Parameteromskrivning til Campbells retentionskurve

Sommer & Stöckle [2010] har beskrevet en metode til parameteromskrivning fra van Genuchtens retentionsmodel til Campbells retentionsmodel. Parameteromskrivningen benytter formel (4.2) og (4.3).

$$b = 0,4183 + 1,008 \cdot \frac{1 - m}{m(1 - 0, 5^{1/m})} \cdot \frac{1}{1 - \frac{\theta_r}{0.5(\theta_r + \theta_s)}}$$
(4.2)

$$\psi_e = -0,1576 + 0,7617 \cdot \frac{1}{\alpha} \cdot \left(\frac{\theta_r}{2\theta_s} + 0,5\right)^b \cdot (0,5^{-1/m} - 1)^{1-m}$$
(4.3)

Tabel 4.3 viser de nye Campbell b og ψ_e værdier efter parameteromskrivning.

Tabel 4.3. Parametrene i Campbell modellen efter at have udført tre-trins proceduren.

	Trin 1		Trin 1 Trin 3		
Intaktprøve	Campbell b [-]	$\psi_e [{\rm cm}]$	Campbell b [-]	$\psi_e [\mathrm{cm}]$	
1	5.77	$-1,06\cdot 10^{-4}$	2,07	-2,42	
2	5.71	$-5,09 \cdot 10^{-4}$	2,26	-2,27	
3	8.55	$-5,93 \cdot 10^{-6}$	2,51	-1,88	
Gennemsnit	6,68	$-2,07 \cdot 10^{-4}$	2,28	-2,19	

De nye parametre for Campbell har en lidt lavere b-værdi, men til gengæld et højere trykpotentiale for luftindtrængning i forhold til den initiale bestemmelse.



Figur 4.5. Sammenligning af de målte data, van Genuchten fremskrivningen og Campbells korrigerede jordretentionsmodel.

Figur 4.5 viser en samling af graferne, hvor tretrinsbestemmelsen af jordretentionskurven ved benyttelse af Campbell - van Genuchten - Campbell ender ud med en Campbell retentionsmodel der er god til at beskrive sandede lavorganiske jorde.

4.2 Jordens hydrauliske ledningsevne

Den hydrauliske ledningsevne i jord er ofte beskrevet som en funktion af jordens vandindhold. For at finde den mættede hydrauliske ledningsevne er der udført eksperimentelle forsøg, hvor ledningsevnen er bestemt til 19,61 cm/time efter Darcys lov (Appendiks D). Den mættede hydrauliske ledningsevne kan bruges til at beskrive den umættede hydrauliske ledningsevne efter Campbell [1974] og van Genuchten [1980].

Campbell [1974] beskriver den hydrauliske konduktivitet ved en umættet jord efter ligning (3.2). Campbells model er god til at beskrive sammenhængen mellem det volumetriske vandindhold og pF-værdier i intervallet 1 - 3,2 for de fleste jorde [Loll & Moldrup, 2000]. Jorde med et større sug end pF 3,2 er typisk udenfor Campbells gyldighedsområde, og denne sammenholdes med van Genuchten [1980], som er beskrevet ved ligning (4.4).

$$K(\theta) = K_s \cdot \sqrt{S_e} \cdot \left(\left(1 - \left(1 - S_e^{1/m}\right)^m\right)^2 \right)$$
(4.4)

Hvor S_e er den effektive vandmætningsgrad, som er et udtryk for at vandindholdet i et naturligt system aldrig bliver tørre end det residuale vandindhold. Eftersom van Genuchten [1980] havde flere frihedsgrader til at beskrive jordretentionen, sammenholdes ligning (3.2) med ligning (4.4).



Figur 4.6. Sammenligning mellem van Genuchten og Campbell modellerne, hvor det stiplede stykke svarer til vandindholdet ved pF 3,2 - 4,2 efter Campbells retentionskurve. $K_s = 19,61 \text{ cm/time}, \theta_s = 0.434 \text{ cm}^3/\text{cm}^3, \theta_r = 0.0027 \text{ cm}^3/\text{cm}^3, n = 1,675, b = 2,28, \psi_e = -2,19 \text{ cm}.$

Som det fremgår af figur 4.6 ligger kurverne tæt på hinanden og med en omskrivning til $K(\psi)$ kan Campbells fremskrivning benyttes i modellen.

Foruden den hydrauliske ledningsevne undersøges betydningen af en kompakteret jord også, for at se på betydningen af en øget kompakteret under et afløbsrør i modellen.

4.3 Kompakteringens indflydelse på den hydrauliske ledningsevne

En øget kompaktering reducerer porøsiteten og vandets transportveje gennem jordmatricen. Den øgede kompaktering har en indflydelse på den mættede hydrauliske ledningsevne. Rahimi et al. [2011] har sammenlignet forskellige modeller til forudsigelse af den mættede hydrauliske ledningsevne for pløjede og ikke pløjede jorde.

Ligning (4.5) viser sammenhængen mellem den hydrauliske ledningsevne og ændringen i tørvægtsdensiteten, hvor jordens karakteristik i form af Campbell b beskriver kurvens krumning [Campbell, 1985].

$$\frac{K_s}{K_{s,ref}} = \left(\frac{\rho_{b,ref}}{\rho_b}\right)^{1,3b} \tag{4.5}$$

Hvor $K_{s,ref}$ og $\rho_{b,ref}$ henholdsvis er den mættede hydrauliske ledninsevne og tørvægtsdensiteten for den mindst kompakterede prøve

En anden fremskrivning af kompakteringens betydning på den hydrauliske ledningsevne er ligning (4.6), som er baseret på Kozeny-Carman og Poiseulles lov [Assouline, 2006].

$$\frac{K_s}{K_{s,ref}} = \left(\frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_s - \rho_{b,ref}}\right)^3 \left(\frac{\rho_b}{\rho_{b,ref}}\right)^{\delta-7} \tag{4.6}$$

Hvor δ har en værdi på 2-4 for lerblandede jorde og 4-6 for sande, mens en værdi på 7 også anbefales [Assouline, 2006; Rahimi et al., 2011].

For at finde den bedste sammenhæng, pakkes jorden fra Store Restrup ved forskellige tørvægtsdensiteter, for at analysere kompakteringens betydning på den hydrauliske ledningsevne (Bilag E). Forsøget viste indikationer på kollapsede jordprøver ved lavere kompakteringer, hvorfor tendensen først er beskrevet fra en kompakteringsgrad på 1,55, som reference (Figur 4.7).



Figur 4.7. Modelfit af de gennemsnitlige målinger ved brug af ligning (4.5) og (4.6), hvor Campbell b er gennemsnittet efter trin tre fra tabel 4.3, svarende til 2.28.

Figur 4.7 viser den bedste tendens ved brug af ligning (4.6) og en δ på 5, hvor denne fremskrivning vil blive brugt i modellen til at beskrive en øget kompaktering.

Parametrene fundet i dette kapitel danner fremadrettet grundlag, når analytiske og numeriske modeller bruges til at beskrive det virkelige system.

Jordens evne til at suge vand op gennem jordmatricen kendetegnes som kapillær stighøjde. Op til denne højde findes den kapillære zone, hvor jordmatricen er tæt på vandmættet. Det er nødvendigt at kende den kapillære stighøjde, som danner beslutningsgrundlag for hvor filterrøret skal placeres. Det samme er gældende for hvilken højde vandspejlet skal indstilles til, for at filterrøret står delvist eller helt under det kapillære vandspejl.

Stighøjden bestemmes eksperimentelt ved at pakke et rør med sand, som sættes i en beholder med vand, således bunden af sandet har kontakt med vandoverfladen. Herefter vil poretrykket i jordmatricen suge vandet op, indtil det indstiller sig i ligevægt. Vandfrontens bevægelse aflæses løbende både visuelt på selve røret og med et termisk kamera (Bilag F).



Figur 5.1. Termisk fotografi af forsøgsopstillingen efter 60 min for initialt vandindhold på henholdsvis 3,56 og 6,41 vægt%. Sort streg viser hvor vandfrontens termiske udbredelse stoppede. Hvid streg viser vandfrontens visuelle udbredelse.

Der er observeret en tydelig forskel i stighøjde ved sammenligning af de termiske billeder og den visuelle aflæsning (Figur 5.1). Forskellen skyldes at det termiske kamera aflæser temperaturen på overfladen af objektet. Det betyder at vandet først skal nedkøle røret inden det kan opfanges på kameraet, hvilket resulterer i en forsinket observation af vandfrontens bevægelse.

Philips ligning (5.1) kan anvendes modsat gravitationen til at beskrive infiltrationen

(stighøjden) i røret. Middelværdien for Campbell
b(2,28)anvendes til at finde sorptiviteten efter Clapp & Hornberger [1978] (Ligning 5.2) og for
K_s benyttes middelværdien (0,327 cm/min).

$$I_{acc} = S \cdot \sqrt{t} - K_s \cdot t \qquad (5.1) \qquad \qquad b = \frac{5.12}{\sqrt{S}} \tag{5.2}$$

Ligeledes kan den numeriske model modsat gravitationen også anvendes til at beskrive stighøjden. Sammenligningen af det empiriske data, den analytiske løsning og den numerisk model ses på figur 5.2.



Figur 5.2. Infiltration som funktion af tiden sammenlignet mellem aflæste værdier, Philips ligning og den numeriske fremskrivning.

Dette resulterer i en fornuftig sammenhæng mellem den visuelt aflæste infiltration og infiltrationen ved Philips ligning. Den numeriske model reagerer lidt langsommere med infiltrationen, men overestimerer i forhold til det aflæste og Philips.

Forsøget viser at stighøjden for pakket sand fra Store Restrup Fælled, med en kompakteringsgraden på 1,5 er omkring 20 cm. Ud fra dette resultat er det muligt at fastlægge placeringen af røret i den kapillære zone.

Formålet med sandboksforsøget er at eftervise hypotesen om, at vandet kommer nedefra, altså at der ikke sker indsivning til afløbssystemet før der opstår et overtryk i sandets porerum, selvom vandet strømmer direkte forbi røret. Dette testes ved at nedgrave et utæt rør og derefter koble en kunstig regn på sandboksen.

Forsøgsopstillingen, implementering af måleudstyr, simulering af regn og pakningen af sandboksen er beskrevet i bilag G.

6.1 Forsøgsresultater

6.1.1 Forsøg 0

Første forsøg startes med en blid regnintensitet på 10 mm/time, for både at teste indsivning oppefra og vådte jorden. Fordelt på dugens $4800~{\rm cm^3}$ svarer det til en vandføring på 80 ml/min.

Sandet starter ud med et vandindhold på 6,52 vægt%, svarende til ligevægtsvandindholdet ved opbevaring i et kølerum. Der observeres derfor ikke en hurtig reaktion af vertikale bevægelser på vandfronten, da vandet der tilføjes først vandmætter jorden. Den lave regnintensitet og det tørre sand danner optimale rammer for horisontal bevægelse. Det tørre sand har et større sug og derfor ses tydelige horisontale bevægelser, da pukkeldannelsen fra vandfronten er meget langsom og næsten horisontal (Figur 6.1).



 $Figur \ 6.1$. Udviklingen af tryknive
auet i sandboksen ved forsøg 0. Nederste streg er to timer efter forsøgets start.

Det termiske kamera testes ved forsøget og resultatet er at vandfronten ikke kan følges. Flere faktorer har indflydelse på dette. Først og fremmest er akrylglasset reflektivt, hvilket betyder kameraet aflæser varmen fra genstande der reflekteres i akrylglasset. Overfladen skal derfor tapes til for at undgå reflektion af infrarød stråling. Dernæst bliver nedbøren tilføjet i midten af sandboksen, hvor det med det samme afkøles. Når vandet rammer akrylglasset er temperaturgradienten ikke særlig stor, og derfor er tykkelsen på akrylglasset også et problem.

Normalt skærmes den side af sandboksen, som skal optages, og på den anden side følges trykniveauet i stigrørene, men grundet pladsmangel var dette ikke muligt. Vandfrontens udbredelse prioriteres ved afmærkning af trykniveau i stigrørene over tid og det termiske kamera benyttes ikke i det efterfølgende forsøg.

Efter seks timers konstant regn direkte over røret, er der ikke observeret nogen infiltration til røret og forsøget stoppes.

6.1.2 Forsøg 1

Den blide nedbør ved forsøg 0 har hævet vandindholdet gennem hele sandboksen. Derfor skal vandet i endekamrene fra forsøg 0 tømmes løbende, indtil vandspejlet er konstant ved 5 cm, inden forsøg 1 startes. Da der ikke er mulighed for fri vertikal dræning af sandet, antages det at vandindholdet ved start af forsøg 1 er højere end markkapaciteten.

Nedbørsintensiteten ved forsøg 1 øges til 350 ml/min. Den høje intensitet og det højere vandindhold gør, at vandfrontens udbredelse domineres af vertikale bevægelser, hvilket ses ud fra aktiveringen af temperatursensorerne i sandboksen (Figur 6.2). Der observeres en temperaturændring i den horisontale retning i det øverste lag. Dette skyldes en kombination af de horisontale strømninger og en ophobning af vand på filtdugen, der infiltrerer vertikalt over sensorerne. Ved bunden ses der en langsom temperaturændring, da det varme vand udgør en lille fraktion af sandets vandindhold.



Figur~6.2. Tid for observeret temperaturændring på +0,1 C° i sensorområdet efter forsøgets start.

Selv med en meget høj nedbørsintensitet direkte over filterrøret sker der ingen indsivning, men intensiteten gør at der hurtigt udvikles et højt vandspejl (Figur 6.3) og efter cirka 20 minutter står det i niveau med filterrørets slidser, og der observeres i samme øjeblik en infiltration af uvedkommende vand.



Figur 6.3. Udviklingen af trykniveauet i sandboksen ved forsøg 1.

Der slukkes for simuleringen af nedbør efter infiltrationen af det uvedkommende vand observeres, og herefter drypper det resterende vand fra nedbørsbakken af. Vægten ved endekammeret har målt masseændringen per tid (Figur 6.4).



Figur 6.4. Målte værdier for vandføringen ved udløbet.

6.2 Modifikation af den numeriske model

Den numeriske model modificeres til en pseudo 2D-model, som kvantificerer indsivning i et afløbsrør for at beskrive sandboksforsøget (Figur 6.5).



Figur 6.5. Konceptuel tegning af pseudo 2D-modellen, hvor der er implementeret et afløbsrør og et kompakteret jordlag under røret.

Da der ikke er afstrømning over jorden implementeres et numerisk topreservoir, som kan holde på vandet, således øverste celle ikke oplever kapacitetsproblemer ved for store vandmængder. Den øvre rand fastsættes som den mindste værdi af Holtans flux og fluxen af det tilgængelige vand.

Modellen har en dybde på 35 cm ned til vandspejlet, tilsvarende med sandboksen, hvor den stedslige diskretisering er 0,25 cm. Modelcellernes tværsnitsareal (A_m) er 30 cm², for at kunne modellere det relative slidseareal til jordareal, da rørets diameter er 5 cm, og slidserne har en periodisk inddeling hver 6. cm. Det relative slidseareal er beskrevet efter ligning (6.1).

$$A = \frac{r \cdot \pi \cdot B \cdot n}{A_m} \tag{6.1}$$

Hvor A $[cm^2/cm^2]$ svarer til det relative slidseareal, beregnet på baggrund af en radius (r) på 2,5 cm, slidsebredde (B) på 0,08 cm og antallet af slidser (n) på 12 pr. periodisk gentagelse. Eftersom der vil ske en gradvis indsivning i røret, baseret på trykgradienterne, er indsivningsmængden beregnet på baggrund af påvirkningsgraden på røret, hvor påvirkningsgraden er vist på figur 6.5 og beregnet efter ligning (6.2).

$$A_s = \frac{\arccos(1 - (2 \cdot y \cdot d^{-1})) - 90^{\circ}}{90^{\circ}}$$
(6.2)

Hvor y [cm] er dybden af vandspejlet, svarende til dybden for de vandmættede jordceller fra rørets bund, og d er rørets diameter på 5 cm.

Efter påvirkningsgraden og det relative slidseareal er defineret kan indsivningsmængden implementeres på baggrund af ligning (6.3), som tager udgangspunkt i Darcys lov (Bilag H).

$$v_{infiltration} = K_s \cdot A \cdot A_s \tag{6.3}$$

Slidserne implementeres fra modelcelle 41 og 10 modelceller op, hvilket er baseret på slidsernes placering (bund af slidserne nedstrøms 12,5 cm dybt), hældning (2 %) og afstand hen til det modellerede udsnit (112,5 cm), mens den øgede kompaktering (1,7 g/cm³) under røret starter i celle 61 og 10 celler ned, baseret på rørets bundkote ved endekammeret (Figur 6.6).

Ved at modificere modellen efter ovenstående valg, tilsvarende med brug af jordens bestemte parametre i kapitel 4 og de anvendte initial- og randbetingelser i kapitel 3 opnås en model med følgende egenskaber (Tabel 6.1).

 $Tabel\ 6.1.$ Modelin
puts i form af randbetingelser, tilsvarende med modellens egenskaber og placering af de forskellige til
pasninger.

Parameter	Værdi	Enhed	
Diskretisering			
dz	0,25	cm	
dt	1/240	\min	
Antal modelceller (n)	140	-	
Dybde	35	cm	
Simuleringstid	120	\min	
	Nedbør		
Intensitet	0,7	m cm/min	
Varighed	20	\min	
	Randbetingelser		
Øwne rend	$\lim_{s \to \infty} \int (0, 6 \cdot (\theta_s - \theta) \cdot dz)^{1,4} + K_s$	am /min	
Øvie fand	111111 $v_{tilgængelig}$	CIII/IIIII	
Nedre rand	0 hvis $v_{n-1/2} \ge 0$ ellers $v_{n-1/2}$	m cm/min	
	Jordegenskaber		
$\overline{K_s}$	0,327	m cm/min	
ψ_e	-2,19	cm	
b	2,28	-	
$ heta_s$	0,434	${ m cm^3/~cm^3}$	
$ ho_{b,ref}$	1,50	$ m g/cm^3$	
$ ho_{b,kompakteret}$	1,70	$ m g/cm^3$	
$K_{s,kompakteret}$	0,143	m cm/min	
Rørplacering			
Startindex kompakteringscelle	61	-	
Slutindex kompakteringscelle	70	-	
Startindex indsivningscelle	41	-	
Slutindex indsivningscelle	32	-	



Figur 6.6. Skitse af modellens start- og slutindex for kompakterings- og indsivningsceller i forhold til placeringen ved endekammeret nedstrøms i sandboksen. Rørets hældning er 2° .

Udover de indsatte parametre i modellen er der også en initialbetingelse for det kapillære vandspejl, hvor vandindholdet er varierende ned gennem jordmatricen (Figur 6.7).



Initialbetingelse for vandindholdet ned gennem modellen

 $Figur \ 6.7.$ Startvandindholdet ned gennem modellen, efter den forberedende ligevægt er indtruffet.

Efter modellen er modificeret og tilpasset med inkluderingen af et afløbsrør kvantificeres vandindsivningen til afløbsrøret og sammenholdes med den målte vandføring.

6.3 Modelresultater fra den numeriske model

For at sikre en funktionsdygtig model laves der først en test af massebevarelsen opskaleret til regnfordelerens areal (500 cm²), for at sikre der ikke bliver produceret eller forbrugt vand, som der ikke kan redegøres for (Tabel 6.2).

Oprindelse	Massebalance [cm ³]
Nedbør	7.000
Kapillær infiltration	1,32
sum	7.001,32
Magasineringsændring	3.643,34
Indsivning rør	$3.357,\!98$
sum	7.001,32
masseafvigelse	$-1,51 \cdot 10^{-10}$

Tabel 6.2. Massebalancen for modellen, når den er opskaleret til regnfordelerens areal

Efter det er bekræftet at kontinuitetsligningen stemmer overens, sammenlignes det modellerede med det målte sandkasseeksperimentet.



(a) Kvantificering af den akkumulerede indsivning, både målt og modelleret



(b) Andel af den endelige akkumulerede indsivning for måling og modellering.

 $Figur\ 6.8.$ Sammenligning mellem den målte og modellerede vandføring, både med henblik på kvantificering og indsivningsperiode.

Der er ikke en stor afvigelse på starttidspunktet af indsivningen, til gengæld ses en forskel i mængden af vand i røret (Figur 6.8a) og varigheden af indsivningen (Figur 6.8b). Modellen har en længerevarende indsivningsperiode, og en belastning på røret der er fem gange større end den målte vandføring, grundet modelmæssig negligering af horisontale strømninger. For at teste modellens sensitivitet i forhold til de forskellige modelparametre, foretages der justeringer af diverse parametre og hvordan disse påvirker indsivningsmængden tilsvarende med perioden for indsivning.

Sensivitetsanalyse

Modellens forskellige parametre justeres for at undersøge hvilken betydning det har på indsivningen af vand i afløbssystemet. Ved at skrue på parametrene kan modeljusteringerne enten være globale eller lokale, afhængig af hvor stor en del af modellen der påvirkes. De globale parametre er ændringer i K_s, Campbell b, trykpotentialet for luftindtrængning (ψ_e), mens en ændring af kompakteringsgraden under røret vil påvirke K_s og porøsiteten lokalt. Eftersom regnintensiteten er højere end K_s i modellen bliver sensitiviten for kompaktering, ψ_e og Campbell b udført med henblik på en lavere intensitet (0,2 cm/min) og længere regnvarighed (50 min), så parametrene vurderes på baggrund af en umættet jord, mens der stadig tilføres nok vand til indsivning indtræffer.

Justering af den mættede hydrauliske konduktivitet

Ved at skrue på K_s , ændrer man både indsivningsfluxen og hvor høj fluxen kan blive i systemet. I forbindelse med sensitiviteten af K_s , fremskrives den også med Poulsen et al. [1999], der empirisk beskriver at vandtransporten dominerer i makroporerne (Ligning 7.1).

$$\log(K_s) = 2,8 \cdot \log(\epsilon_{100}) + 4.3 \tag{7.1}$$

Hvor ϵ_{100} er porerummet mellem pF2 og totalporøsiteten og K_s er regnet i cm/dag.



Sensitivitet ved ændring af mættede hydrauliske konduktivitet

Figur 7.1. Sensitivitet ved ændring af den mættede hydrauliske ledningsevne. Venstre graf viser den akkumulerede indsivning, mens højre graf viser den procentvise andel af indsivningen over tid. Regnintensiteten er 0.7 cm/min og regnvarighed er 20 min.

Figur 7.1 viser modellens følsomhed overfor ændringer af K_s , hvor den overordnede tendens er at systemet reagerer hurtigere og at indsivningen sker hurtigere ved større K_s . Den hurtigste reaktion for indsivning i røret sker for fremskrivelsen af K_s ved Poulsen et al. [1999], til trods for denne værdi ikke er den højeste.

For at beskrive denne uventede tendens betragtes jorden til forskellige tidspunkter af simuleringsperioden, for at fastlægge hvordan en lavere K_s skaber en hurtigere respons med røret. Der vurderes efter henholdsvis syv og ti minutter, da det er her fremskrivningen med Poulsen et al. [1999] begynder at indsive i systemet (Figur 7.1).



Figur 7.2. Jordens effektive mætningsgrad ved forskellige tidspunkter i modellen

Som det fremgår af figur 7.2 har vandfronten efter 7 minutter passeret kompakteringslaget, for de høje K^s-værdier, mens Poulsen er kommet til laget, med en vandfront der næsten vandmætter modelcellerne. Efter 10 min ses det hvordan den store vandfront ved Poulsen ikke når at passere kompakteringslaget, hvorefter systemet vandmættes op mod røret og derfor indtræffer indsivningen tidligere. Det er også interessant at se på hvordan fluxen og porevandstrykket ser ud for jorden til de givne tidspunkter, da kompakteringslagets indflydelse på vandindholdet også påvirker fluxen og porevandstrykket. Den bløde vandfront efter syv minutter på figur 7.3 viser hvordan de høje K_s-værdier, der er fem og ti gange større end referencen fra modellen, er tilpas høje til at ledningsevnen i kompakteringslaget ikke er begrænsende. Vandfronten for K_s på 3,268 cm/min indikerer at være samme sted efter henholdsvis 7 og 10 min, men sammenligning med figur 7.2 viser tydeligt at vandfronten efter syv minutter er nedadgående, mens det efter ti minutter er opadgående, fordi grundvandet stiger.


Figur~7.3. Fluxen som funktion af dybden ved forskellige tidspunkter i modellen. Regnintensiteten er $0.7~{\rm cm/min}$ i 20 minutter.

Porevandstrykket som funktion af dybden viser den forventede tendens, hvor K_s styrer vandfronten og hvordan trykgradienten igennem jorden går mod 0 ved kontinuerlig tilførelse af vand (Figur 7.4).



Figur 7.4. Porevandstrykket som funktion af dybden ved forskellige tidspunkter i modellen. Regnintensiteten er 0.7 cm/min i 20 minutter.

Efter at have ændret på K_s, hvor de uventede tendenser er beskrevet og der er en klar indikation af stor følsomhed ved jordens hydrauliske ledningsevne, undersøges parametrene for jordretentionskurven. Ved modificering af jordretentionskurven justeres Campbell b og ψ_e , for at give modellens jord andre egenskaber og derved afgøre hvilken effekt det har på indsivningen til røret.

Justering af Campbell b

For grovsandede jorde er b-værdien typisk i intervallet 1-5, svarende til den benyttede b-værdi i modellen [Loll & Moldrup, 2000]. Ved at øge b-værdien beskriver modellen en finere tekstur, hvilket skaber indikation af ler og organisk materiale i jorden, som hjælper til at holde på vandet.



Figur 7.5. Sensitivitet ved ændring af Campbell b, hvor venstre graf viser den totale akkumulerede indsivning, mens højre viser andelen af det totale akkumulerede.

Figur 7.5 viser ikke en stor effekt på modellen ved at ændre Campbell b-værdien. En våd jord er mindre følsom overfor ændringer i b-værdien end en tør jord, hvilket forklarer den lave følsomhed. Den øgede indsivning for højere b-værdier skyldes den nedre rand, hvor den har et højere kapillært sug, som skaber en større magasinering i modellen, hvorved mere vand er tilgængeligt for indsivning.

Siden b-værdien ikke har den store følsomhed ved en våd jord, undersøges hvordan ændringer i ψ_e påvirker modellen.

Justering af porevandstryk ved luftindtrængning

Luftindtrængningen beskriver det sug der skal til før jordens største porer begynder at dræne af. Luftindtrængningen for jorde er ofte -10 cm, men kan ofte vise sig at være lavere for mere grovsandede jorde. Ved at øge værdien for luftindtrængningen, kan jorden suge vandet fra den nedre rand længere op i systemet. Figur 7.6 viser netop dette, da den

akkumulerede indsivning stiger, når luftindtrængningen forøges. Dette skyldes at regnen som førhen fyldte cellerne, i stedet kan indsive i røret.



Sensitivitet ved ændring af porevandstrykket for luftindtrængning

Figur 7.6. Modellens sensitivitet for ændring af luftindtrængning ved en regnintensitet på 0,2 cm/min i 50 minutter.

Justering af kompaktering under røret

Under røret er der lavet et kompakteringslag for at simulere, hvordan jorden under røret bliver kompakteret i anlægsfasen af et rørsystem. Derfor justeres kompakteringsgraden for at se hvilken indflydelse det har på indsivningen i røret (Figur 7.7).



Figur7.7. Sensitivitet ved ændring af kompakteringsgraden af laget under røret. Regnintensitet på 0,2 cm/min i 50 minutter.

Ved en kompakteringsgrad på 2,1 forekommer der en langt større akkumuleret infiltration til røret i forhold til resten af værdierne, hvor en forøgelse af kompakteringsgraden primært resulterer i en tidligere indsivning. Derfor undersøges jordprofilens effektive vandmætningsgrad ved forskellige tidsskridt, for at se hvorfor den akkumulerede indsivning er omkring 70 % højere (Figur 7.8).



Figur7.8. Vandfrontens udbredelse ved forskellige kompakteringer og en regnintensitet på 0,2 cm/min i 50 minutter.

Det ses at den større mængde indsivning ved en kompakteringsgrad på 2,1 skyldes, at vandfronten rammer et næsten impermeabelt kompakteringslag og cellerne under laget bliver ikke vandmættet. Dette er tilfældet, da det lokale kompakteringslags hydrauliske ledningsevne er 18 gange mindre end K_s grundet fremskrivningen efter Assouline [2006]. Dette viser blandt andet at kraftig kompaktering med tunge maskiner i anlægsfasen af et afløbssystem øger risikoen for impermeable lag, der kan få en homogen jord til at fremstå heterogen.

De mest følsomme parametre er K_s og kompakteringsgraden, mens Campbell
b og ψ_e i større grad afhænger af jordens vandmætningsgrad.

Konklusion 8

Dette speciale har fokuseret på indsivning af vand i et afløbssystem gennem eksperimentel og numerisk analyse. Den eksperimentelle del fokuserede på at eftervise hypoteserne for indsivning af uvedkommende vand. Dette blev gjort ved først at øge vandmætningsgraden i jorden (forsøg 0), samtidig med at indsivning testes fra oven ved tilførsel af 27,2 L vand i en periode på 340 minutter. Forsøg 0 viste at indsivningen ikke sker fra oven, selvom vandet strømmer direkte forbi røret. Indsivningen når ikke at ske fra neden, da vandspejlet aldrig når røret på grund af de horisontale trykgradienter.

Ved forsøg 1 blev intensiteten øget for at overkomme de horisontale trykgradienter. Indsivningen skete tilsvarende ikke fra oven, men først da vandspejlet steg op til slidserne i røret, svarende til at indsivningen sker fra neden. Dette bekræfter den initiale hypotese, om at trykgradienterne er styrende og en umættet jord har tilpas sug til at holde på vandet.

Den numeriske model er 1D i vertikal retning, mens indsivning i røret anvendes som et pseudo 2D-element. Dette resulterer i at den indsivende vandmængde overestimeres, da modelcellerne ikke aflastes af den omkringliggende jord. Dette ses tydeligt ved sammenligning af målt- og modelleret vandføring, da den modellerede vandføring er omtrent 5 gange større. Hvis systemet skulle ligne modellen, ville det derfor være nødvendigt at pakke en blokade af lavpermeabelt jord omkring en søjle i sandboksen, hvis formål ville være at begrænse de horisontale strømninger i sandboksen.

Som vurderingsredskab er det oplagt at anvende modellen som et lettilgængeligt værktøj til at estimere uvedkommende vand i simple afløbssystemer ud fra kendskab til jordens fysiske egenskaber, som relativt nemt kan estimeres ud fra eksperimentelle forsøg med intaktprøver.

Modellen beskriver de samme tendenser for indsivningsstarten og afslutter med en langsom aftagende vandføring, svarende til hvad der observeres hos Aarhus Vand A/S. Den mættede hydrauliske ledningsevne har den største effekt på modellen, da den ændrer den indsivende vandmængde efter Darcys lov. Ydermere giver kompakteringslaget mulighed for at modellen kan beskrive en heterogen geologisk jordprofil.

Perspektivering 9

Modellen beskriver, hvordan en stor mængde vand bliver fordelt over en impermeabel flade og akkumuleres i en utæthed, hvor der sker en vertikal strømning, som eksempelvis et hul i en asfalteret vej, uden at tage højde for de horisontale strømninger (Figur 9.1).



Figur 9.1. Skitse af det system som modellen beskriver.

Projektet kan tages til et nyt niveau, ved blandt andet at opstille scenarier og teste de horisontale strømninger, med udgangspunkt i det omkringliggende opland og grundvandsstrømningerne (Figur 9.2).



Figur 9.2. Skitse af et system som udsættes for horisontale strømninger.

Et lavtliggende system, hvor grundvandet samler sig ved horisontale strømninger, har en større risiko for indsivning end et system med højt trykpotentiale, hvor vandet strømmer fra. Dette giver mulighed for at risikovurdere, hvor man forventer øget indsivning og derved træffe beslutninger hvad angår anlægsfase og vedligeholdelse.

Udover at ændre systemet til horisontale strømninger, kan modellen udvides til flere dimensioner, enten ved at tilføre dimensionerne i modelscriptet eller ved at benytte kommercial software som f.eks. COMSOL.

Ydermere kan projektet tage en teoretisk vinkel ved udelukkende at fokusere på modellering, hvor modellen opskaleres ved anvendelse af GEUS' nationale boringsdatabase (Jupiter) til at beskrive en heterogen geologi, suppleret med nedbørsdata fra det valgte område. Modelparametrene kan benyttes ved at anvende og vægte jordegenskaberne beskrevet i det danske jordkartotek [Hansen, 1976].

Projektets hovedformål var at kvantificere og estimere hvilken retning uvedkommende vand i afløbssystemer kommer fra. Denne problemstilling kan imidlertid vendes til noget positivt, da modellen også kan anvendes til at beskrive ønsket indsivning i afløbssystemer. Herunder kan modellen anvendes til at beskrive hvilken indflydelse et drænsystem har, ved for eksempel anvendelse i landbrugssektoren, hvor man ønsker at dræne jorden for at skabe optimale vækstbetingelser for afgrøder.

- Andersen, S. H. & Getreuer, D. (2018). Bedre viden om uvedkommende vand. Teknisk rapport, Miljøstyrelsen.
- Assens Kommune (n.d.). Spildevandsplan 2018 2027: Uvedkommende vand. https: //spildevand.assens.dk/plan/kloakerede-omraader/uvedkommende-vand/, Tilgået 15. maj 2023.
- Assouline, S. (2006). Modeling the Relationship between Soil Bulk Density and the Hydraulic Conductivity Function. *Vadose Zone Journal*, 5(2):697–705.
- Baiamonte, G. (2020). Analytical Solution of the Richards Equation under Gravity-Driven Infiltration and Constant Rainfall Intensity. *Journal of Hydrologic Engineering*, 25(7):04020031.
- Bassø, L., Rasmussen, M., Lindberg, S., Bak, D. K., Pjengaard, O. H., Pourmoayed, R., Schou, C., Simonsen, P. D., Kraglund, L. L., & Ploug, S. B. (2021). DRAINMAN -Uvedkommende vand og det intelligente spildevandssystem. Teknisk rapport, Miljøstyrelsen.
- Brorsen, M. & Larsen, T. (2009). *Lærebog i hydraulik*, 2. udgave. Aalborg Universitetsforlag.
- Campbell, G. S. (1974). A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117(6):311–314.
- Campbell, G. S. (1985). Soil Physics with BASIC: Transport Models for Soil-Plant Systems. Elsevier.
- Clapp, R. B. & Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. Water Resources Research, 14(4):601–604.
- Fetter, C. W. (1994). Applied Hydrygeology, 3. udgave. Prentice-Hall.
- Gardner, W. R. (1958). Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with an application to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85(4):228–232.
- Green, W. H. & Ampt, G. A. (1911). Studies in soil physics. Part I. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4(1):11–24.
- Hansen, L. (1976). Soil types at the danish state experimental stations. *Tidsskrift for planteavl*, 80:742–758.

- Harremoës, P., Ovesen, N. K., & Jacobsen, H. M. (1974). *Lærebog i geoteknik*. Polyteknisk Forlag.
- Holtan, H. & Lopez, N. (1971). USDAHL-70 Model of Watershed Hydrology. United States Department of Agriculture.
- Horton, R. E. (1941). An Approach Toward a Physical Interpretation of Infiltration-Capacity. Soil Science Society of America Journal, 5:399–417.
- IPCC (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex og P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom og New York, NY, USA. 1535 pp.
- Kale, R. V. & Sahoo, B. (2011). Green-Ampt Infiltration Models for Varied Field Conditions. Water Resources Management, 25:3505–3536.
- Karpf, C., Franz, T., & Krebs, P. (2007). Fractionation of infiltration and inflow (I/I) in urban sewer systems with regression analysis. *NOVATECH 2007*, page 1227–1234.
- Karpf, C. & Krebs, P. (2013). Modelling of groundwater infiltration into sewer systems. Urban Water Journal, 10(4):221–229.
- Loll, P. & Moldrup, P. (2000). Soil Characterization and Polluted Soil Assessment. Aalborg University.
- Moldrup, P., Rolston, D. E., & Hansen, J. A. (1989). Rapid and numerically stable simulation of one-dimensional, transient water flow in unsaturated, layered soils. *Soil Science*, 148(3):219–226.
- Olesen, M., Madsen, K. S., Ludwigsen, C. A., Boberg, F., Christensen, T., Cappelen, J., Bøssing Christensen, O., Andersen, K. K., & Christensen, J. H. (2014). Fremtidige klimaforandringer i Danmark. Dansk Meteorologisk Institut, DMI.
- Parnas, F. E. Å., Abdalla, E. M. H., & Muthanna, T. M. (2021). Evaluating three commonly used infiltration methods for permeable surfaces in urban areas using the SWMM and STORM. *Hydrology Research*, 52(1):160–175.
- Philip, J. (1957). The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. Soil Science, 83(5):345–358.
- Poulsen, T., Møldrup, P., Yamaguchi, T., & Jacobsen, O. (1999). Predicting saturated and unsaturated hydraulic conductivity in undisturbed soils from soil-water characteristics. *Soil Science*, 164(12):877–887.

- Rahimi, A. A., Sepaskhah, A. R., & Ahmadi, S. H. (2011). Evaluation of different methods for the prediction of saturated hydraulic conductivity in tilled and untilled soils. Archives of Agronomy and Soil Science, 57(8):899–914.
- Richter, J. (1980). A simple numerical solution for the vertical flow equation of water through unsaturated soils. *Soil Science*, 129(3):138–144.
- Sommer, R. & Stöckle, C. (2010). Correspondence between the Campbell and van Genuchten Soil-Water-Retention Models. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 136(8):559–562.
- Styrelsen for Dataforsyning og Effektivisering (2022). *Dataforsyningen*. https://dataforsyningen.dk/.
- Tang, Y., Chan, D. H., Zhu, D. Z., & Guo, S. (2018). An analytical solution for steady seepage into a defective pipe. Water Supply, 18(3):926–935.
- van Genuchten, M. T. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. Soil Science Society of America Journal, 44:892–898.
- Wind, G. P. & van Doorne, W. (1975). A numerical model for the simulation of unsaturated vertical flow of moisture in soils. *Journal of Hydrology*, 24(1):1–20.

Valg af infiltrationsmodel

Vandets overgang fra jordoverfladen til jordmatricen er initieret af infiltrationen gennem jordoverfladen og ned i jordens hulrum, hvorfra den underjordiske vandtransport forløber. Jordens evne til at optage den infiltrerende vandmængde kan beskrives ved forskellige modeller, af blandt andet Green & Ampt [1911], Horton [1941] og Holtan & Lopez [1971].

Green og Ampt

Infiltrationsmodellen fremskrevet af Green & Ampt [1911] simplificerer Richards ligningen til at bestemme fluxen og derved infiltrationsraten til den umættede jord [Kale & Sahoo, 2011]. Modellen beskriver vandfronten og opererer enten med vandmættede eller initiale betingelser for jordfugtigheden (Figur A.1).



 $Figur \ A.1.$ Principskitse over vandprofilen ned gennem jordmatricen, for Green & Ampt og den aktuelle profil.

Som det fremgår af Figur A.1 er vandfronten i Green & Ampt [1911] beskrevet som et plugflow, ned gennem jordprofilen, hvor der ikke sker en dispersiv spredning af vandfronten. Til fremskrivningen af infiltrationsmodellen, benyttes følgende formler:

$$f(t) = K_s \cdot \left(\frac{\psi \cdot \theta_d}{F} + 1\right) \tag{A.1}$$

$$F(t) = K_s \cdot t + \psi \cdot \theta_d \cdot \ln\left(1 + \frac{F}{\psi \cdot \theta_d}\right)$$
(A.2)

Hvor:

f(t) | Infiltrationshastighed [cm/s]

F Akkumulerede infiltration [cm]

 θ_d Tab af jordfugtighed $[cm^3/cm^3]$

Eftersom Green & Ampt [1911] er baseret på en mættet vandfront som passerer ned gennem matricen, er modellen kun gyldig for vandmættede betingelser [Parnas et al., 2021].

Horton

I modsætning til Green & Ampt er Hortons infiltrationsmodel baseret på en empirisk beskrivelse [Parnas et al., 2021]. Horton [1941] kigger på infiltrationskapaciteten som værende bestemt af en initierende infiltration ved begyndelsen af en regnhændelse, hvorefter den er eksponentiel aftagende indtil en defineret kritisk infiltrationsrate indtræffer (Figur A.2).



Figur A.2. Principskitse over Hortons Infiltrationsmodel, hvor en nedbørsintensitet større end infiltrationenskapaciteten, medfører en overfladeafstrømning.

Når nedbørsintensiteten er højere end infiltrationskapaciteten, vil overskydende vand afstrømme, mens en kontinuerlig regn med højere intensitet end den kritiske infiltration, får infiltrationsraten til at gå mod den kritiske infiltrationsrate for den analyserede jord. Horton [1941] er beskrevet efter følgende formel.

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-kt}$$
(A.3)

Hortons infiltrationsmodel tager ikke højde for evapotranspiration, men bruger i stedet en anden henfaldskonstant, baseret på jordens egenskaber, når jorden drænes mod markkapacitet.

Holtan

Holtans infiltrationsmodel er videreudviklet fra Hortons infiltrationsmodel, hvor modellen inkluderer jordens egenskaber og indflydelse fra forskellige vegetationstyper og er beskrevet efter (A.4) [Holtan & Lopez, 1971].

$$f_p = GI \cdot \alpha \cdot ((\theta_s - \theta) \cdot d)^{1.4} + f_c \tag{A.4}$$

Hvor:

GI | Vegetationstypens vækstindeks af fuldt udvokset

 α overfladeforbundne porøsitet [cm/min \cdot cm^{1.4}]

d dybden af den organiske zone [cm]

Holtan & Lopez [1971] har bestemt vegetationsparametrene ud fra feltundersøgelser, for forskellige typer af vegetation og deres sæsonudvikling.

Foruden at inkludere jordens egenskaber, bestemmes en evapotranspiration også i modellen, hvilket medvirker til at Holtans infiltrationsmodel er mere realistisk end infiltrationsmodellerne af Green & Ampt og Horton [Parnas et al., 2021].

Figur A.3 viser sæsonmæssig variation af en forventet infiltrationskapacitet, for en brakmark. Som det fremgår af figuren, forventes en højere infiltration om sommeren, da planterne har et højere vækstindeks og derved kan optage mere vand.

Eftersom MMS-modellen beregner cellernes vandindhold til hvert tidsskridt, benyttes den mest realistiske Holtan model, da infiltrationskapaciteten blandt andet også er baseret på topcellens vandindhold.



Figur A.3. Principskitse for infiltration efter Holtan & Lopez [1971], hvor den forventede infiltration svarer til en jordfugtighed mellem markkapacitet og visnegrænsen.

Suction Box B

En suction box benyttes til at bestemme vandindholdet af en intaktprøve ved forskellige trykpotentialer. Boksen indstilles til et givet sug og når massen af jordprøven er konstant, kan der reguleres på suget.



Figur B.1. Principskitse af en suction box. Intaktprøverne placeres på kaolin-ler, der ikke kan drænes mellem pF2-3, og det indstillede sug i boksen påvirker kun intaktprøverne.

Figur B.1 viser hvordan et fastsat sug dræner intaktprøven for vand. Hvis det indstillede sug er kraftigere end suget i de største porer, drænes porerne indtil kun porerum med samme eller kraftigere sug er vandmættede. Når en ligevægt er stabiliseret, øges suget, for at dræne jorden yderligere. De opnåede resultater for intaktprøverne ved forskellige sug, kan ses i Tabel B.1.

Tabel B.1. Volumetrisk vandindhold (θ [cm³/cm³]) for intaktprøverne, ved forskellige trykpotentialer

	IP1	IP2	IP3
pF		θ	
0	0.428	0.434	0.439
2.02	0.050	0.063	0.067
2.11	0.039	0.051	0.065
2.50	0.030	0.039	0.053
2.90	0.022	0.030	0.044

De bestemte vandindhold med dertilhørende trykpotentiale kan derefter benyttes til at bestemme en jordretentionskurve. Porøsitet og bestemmelse af det volumetriske vandindhold ved pF2.9 ses i Tabel C.1 for intaktprøverne.

Tørvægtsbestemmelse

Tørvægtsbestemmelse er en metode, hvorpå jordens egenskaber kan bestemmes ud fra et kendt volumen og jordens dertilhørende tørvægt. Jorden i en intaktprøve på 100 cm³ vejes og tørres i en 105 °C ovn i mindst 24 timer. Prøven vejes herefter igen og tørvægtsdensitet, porøsitet og vandindholdet ved prøvetagningen kan kategoriseres efter følgende formler.

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t} \tag{C.1}$$

$$\phi = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \tag{C.2}$$

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \tag{C.3} \qquad e = \frac{\phi}{1 - \phi} \tag{C.4}$$

 $\begin{array}{c|c|c|c|c|c|c|c|c|} \rho_b & \text{Dry Bulk Density} \left[\frac{g}{\text{cm}^3}\right] & \theta & \text{Volumetrisk vandindhold} \left[\text{cm}^3/\text{cm}^3\right] \\ \hline M_s & \text{Masse af tor jord [g]} & V_w & \text{Volumen af vand [cm}^3] \\ \hline V_t & \text{Total volumen af proven [cm}^3] & \phi & \text{Porositet [cm}^3/\text{cm}^3] \\ \hline \rho_s & \text{Densitet af jord [g/cm}^3] & e & \text{poretal [-]} \\ \end{array}$

Intaktprøverne bliver brugt til Darcy eksperimentet (Bilag D), suction box (Bilag B) eller direkte tørring og bestemmelse af totalporøsitet og vandindhold (Tabel C.1).

Tabel C.1. Værdier for de forskellige intaktprøver efter tørring. D svarer til prøver på Darcy og S svarer til prøver i Suction Box. Prøve D2 gik i stykker og er derfor ikke registreret.

prøve	Våd jord [g]	Tør jord [g]	Vol. Vandindhold $[\rm cm^3/cm^3]$	Dry Bulk Density $[g/cm^3]$	$\frac{\rm Por \not ositet}{\rm [cm^3/cm^3]}$	Poretal [-]
1	$165,\!68$	$158,\!65$	0.0703	1.5865	0.40132	0.67034
2	156,76	$148,\!63$	0,0813	$1,\!4863$	$0,\!43913$	0,78295
D1	-	$135,\!48$	-	$1,\!3548$	$0,\!48876$	$0,\!95601$
D3	-	$151,\!12$	-	1,5112	$0,\!42974$	0,75357
D4	-	146, 14	-	$1,\!4614$	$0,\!44853$	0,81333
S1	$153,\!93$	151,71	0,0222	1,5171	$0,\!42751$	0,74675
S2	$152,\!93$	$149,\!89$	0,0304	$1,\!4989$	$0,\!43438$	0,76796
S3	$152,\!98$	$148,\!54$	0,0444	$1,\!4854$	$0,\!43947$	0,78403

Bestemmelse af mættet hydraulisk konduktivitet

Den vandmættede hydrauliske ledningsevne kan bestemmes ved analyse af en jordprøve i et Darcy-eksperiment ved konstant tryk (Constant head Darcy experiment). Forsøget udføres ved at placere en intaktprøve i en forsøgsopstilling, som tilføjer vand til toppen af intaktprøven med et konstant tryk (Figur D.1). Vandets strømningshastighed gennem jordprøven måles som masse per tid, og måles hvert 30. sekund indtil 500g vand er strømmet igennem prøven (Tabel D.1). Den hydrauliske ledningsevne af intaktprøven kan herefter beregnes ved Darcys lov, beskrevet ved ligning (D.1), ud fra strømningshastigheden og det anvendte tryk.

$$v = -K_s \frac{\Delta h}{\Delta x} \tag{D.1}$$

v Darcy flux [m/s]

 K_s | Vandmættet hydraulisk ledningsevne [m/s]

 Δh | Trykforskel [m]

 Δx | Prøvelængde [m]

For at Darcy's ligning er gyldig for forsøgsopstillingen, antages det at ændringen af vandniveau i reservoiret er så marginal, at det ikke giver anledning til en ændring af trykniveauet. Darcy fluxen findes ud fra flowet gennem prøvens tværsnitsareal.

$$v = \frac{Q}{A}$$

Q flow $[m^3/s]$

 $A \mid \text{Tværsnitsareal} [\text{m}^2]$

Ved at indsætte dette udtryk i Darcys ligning, findes et udtryk for den vandmættede hydrauliske ledningsevne ud fra strømningshastigheden.

$$K_s = \frac{-Q}{A} \cdot \frac{\Delta x}{\Delta h}$$



Figur D.1. Principskitse af Darcy eksperimentet med konstant tryk.

Forsøget blev udført på fire forskellige intaktprøver, dog gik en af prøverne (IP2) i stykker under forsøget. Prøverne er udtaget fra forskellige dybder under den organiske zone.

		IP1			IP3			IP4	
Tid	Vægt	$\mathbf{Q} \cdot 10^{-6}$	K _s	Vægt	Q $\cdot 10^{-6}$	Ks	Vægt	Q $\cdot 10^{-6}$	Ks
$[\mathbf{S}]$	[g]	$[\mathrm{m}^3/\mathrm{s}]$	$[\mu m/s]$	[g]	$[\mathrm{m}^3/\mathrm{s}]$	$[\mu m/s]$	[g]	$[\mathrm{m^3/s}]$	$[\mu m/s]$
30	94,52	$3,\!15$	$55,\!15$	95,17	$3,\!17$	$65,\!55$	$62,\!37$	$2,\!07$	$43,\!58$
60	189,5	$3,\!17$	$55,\!41$	190,53	$3,\!18$	$65,\!68$	$124,\!39$	$2,\!07$	$43,\!34$
90	283,18	$3,\!12$	$54,\!66$	$285,\!87$	$3,\!17$	$65,\!67$	$186,\!45$	$2,\!07$	$43,\!37$
120	380,14	$3,\!23$	$56,\!57$	$380,\!67$	$3,\!16$	$65,\!30$	$248,\!41$	$2,\!07$	$43,\!30$
150	472,14	$3,\!07$	$53,\!68$	475,5	$3,\!16$	65,32	$310,\!25$	2,06	$43,\!21$
180	502,74	3,06	$53,\!56$				371,81	$2,\!05$	43,02
210							$433,\!03$	2,04	42,78
240							$493,\!91$	2,02	$42,\!54$

Tabel D.1. Resultater fra Darcy eksperiment med konstant tryk.

Tabel D.2. Middelværdier for den vandmættede hydrauliske konduktivitet.

	IP1	IP3	IP4	Middel
$K_s \ [\mu m/s]$	54,83	65,5	43,14	54,49

Kompakteringsgrad og indflydelse af hydraulisk ledningsevne

Forsøget tager udgangspunkt i Rahimi et al. [2011], der sammenligner, hvad forskellig kompakteringsgrad betyder for den mættede hydrauliske ledningsevne. Intaktprøverørene (100 cm³) er pakket efter følgende procedure: Vandindholdet bestemmes tre gange på en *Mettler Toledo Halogen Moisture Analyzer HE73* ved små delprøver taget fra jorden, hvorefter gennemsnittet af disse tre vandindhold benyttes til at pakke rørene. De tomme rør vejes og pakkes til toppen med en kompakteringsgrad på 1,3-1,7, begge inklusive og med et interval på 0,1 mellem de forskellige kompakteringsgrader og dobbeltbestemmelse til et total på 10 prøver. Prøverne vejes igen, så det eksakte indhold af jorden er kendt og et estimat af tørvægtsdensiteten er kendt. Efter intaktprøverne er pakket, er der forsøgt med to forskellige vådningsmetoder. Den første vådningsmetode benytter sig af vakuum, hvor vand suges op i prøven, indtil der ikke kommer flere luftbobler, mens den anden metode gør brug af en vådningskasse indeholdende kaolin-ler, hvor prøverne ved hjælp af et Darcy-setup (Bilag D).

Prøver vandmættet med vakuum

De tre bestemmelser af vandindhold har givet et gennemsnit på 6,12 vægt%, som prøverne pakkes efter, hvor intaktprøve 2 og 9 senere gik i stykker ved klargøring til Darcy-eksperimentet. De er blevet pakket igen til deres respektive kompakteringsgrader, dog med et gennemsnitligt vandindhold på 5,48 vægt% (Tabel E.1).

Den hydrauliske ledningsevne, for prøverne vandmættet ved hjælp af vakuum, indikerede et kollaps og dannelse af forbundne porer igennem prøven, således jordens modstand blev negligeret.

Intaktprøverør	Masse	Kompakteringsgrad	Hydraulisk Ledningsevne
	[g]	$[m g/cm^3]$	$[\mu m/s]$
1	137,740	1,298	13,55
2^{*}	136,785	$1,\!297$	11,38
3	148,130	$1,\!396$	12,65
4	148,445	$1,\!399$	14,71
5	$158,\!950$	$1,\!498$	16,20
6	$158,\!955$	$1,\!498$	13,53
7	$169,\!655$	1,599	18,90
8	169,715	1,599	22,92
9^{*}	176,405	$1,\!672$	$16,\!56$
10	$179,\!025$	$1,\!687$	16,24

Tabel E.1. Pakning af intaktrør der senere vandmættes ved brug af et vakuum. *Vandindhold på 5,48 vægt%

Prøver vandmættet i vådningskasse.

Intaktprøverne er pakket med et gennemsnitligt vandindhold på 6,10 vægt% (5,81, 6,10, 6,39). Efter at have pakket og målt den mættede hydrauliske ledningsevne er der foretaget yderligere pakninger. Prøve A-D er pakket med en kompaktering på 1,5, da de oprindelige prøver havde stor afvigelse (hurtigste og langsomste prøve). En større mængde af prøver giver tilsvarende et bedre grundlag for statistik, hvorfor der senere er pakket yderligere 19 prøver i intervallet 1,55 - 1,7, for også at få en kompaktering på 1,55 og 1,65 med. Prøverne A-D havde et gennemsnitligt vandindhold på 7,14 vægt% (7,26, 6,90 og 7,25), mens de 19 intaktprøver havde et gennemsnitligt vandindhold på 6,19 vægt% (6,16, 6,12 og 6,30). Efter vådning af prøverne, blev de kørt igennem Darcy-setuppet for at bestemme den hydrauliske ledningsevne. Forsøgene kørte i seks minutter, hvorefter den hydrauliske ledningsevne blev bestemt efter aflæsninger hvert 10. sekund (Figur E.1).



Figur E.1. Den hydrauliske ledningsevne over tid for intaktprøverne mættet i kaolin-ler.

Tabel E.2. De pakkede intaktprøverør, med den afvejede masse fra et gennemsnits vandindholdpå 6,10 vægt% og volumen af rørene på 100 cm³, med dertilhørende kompakteringsgrad.*Vandindhold på 7,14 vægt%

†Vandindhold på 6,19 vægt
%

Intaktprøverør	Masse	Kompakteringsgrad
	[g]	$[g/cm^3]$
1	137,755	1,298
2	$137,\!815$	1,299
3	$148,\!435$	1,399
4	$148,\!435$	1,399
5	$159,\!420$	1,503
6	$158,\!990$	$1,\!498$
7	168, 365	1,587
8	169,355	1,596
9	179,800	$1,\!695$
10	179,785	$1,\!694$
A^*	160, 140	$1,\!495$
B*	$160,\!630$	$1,\!499$
C^*	160, 115	$1,\!494$
D^*	$160,\!590$	$1,\!499$
2.1^{+}	163,790	1,542
2.2^{+}	$162,\!390$	1,529
2.3^{+}	$164,\!935$	1,553
2.4^{+}	$164,\!690$	1,551
$2.5^{+}_{$	164,790	1,552
2.6^{+}	$164,\!655$	$1,\!551$
2.7^{+}	169,750	1,599
$2.8^{+}_{$	169,700	1,598
2.9^{+}	169,760	1,599
2.10^{+}	169,755	1,599
2.11^{+}	$169,\!675$	1,598
2.12^{+}	$174,\!950$	$1,\!648$
2.13^{+}	$174,\!950$	$1,\!648$
2.14^{+}	$174,\!320$	$1,\!642$
2.15^{+}	$174,\!885$	$1,\!647$
2.16^{+}	$175,\!380$	$1,\!652$
2.17^{+}	$178,\!915$	$1,\!685$
2.18^{+}	179,725	$1,\!692$
2.19^{+}	$179,\!685$	$1,\!692$

Gennemsnittet af de hydrauliske ledningsevner benyttes sammen med den bestemte kompakteringsgrad for intaktprøverne, for at finde en sammenhæng mellem den hydrauliske ledningsevne og kompakteringsgraden (Figur E.2).



Figur E.2. Sammenhæng mellem kompakteringsgraden og den mættede hydrauliske ledningsevne for de pakkede intaktprøver ved forskellige vandmætningsmetoder.

Figur E.2 viser fordelingen ved forskellige vandmætningsmetoder. Ved benyttelse af et vakuum er der indikationer på en ødelagt jordstruktur i intaktrøret, da man ikke ser en forklarlig tendens. For kaolin-leret er tendensen lettere atypisk ved kompakteringsgrad 1,3 - 1,5. Fra kompaktering 1,55 - 1,7 ser tendensen faldende ud, hvorfor punkterne ved 1,55 danner referencegrundlag for den videre analyse.

Til tendensanalysen er tørvægtsdensiteterne grupperet efter afrunding til 2 decimaler. Gennemsnittet for tørvægtsdensiteten og den hydrauliske ledningsevne anvendes, hvor værdier mere ekstreme end ± 1 standardafvigelse er betragtet som outliers og fjernet fra datasættet, hvorefter middel af det nye datasæt og den dertilhørende standardafvigelse er plottet (Figur E.3).



Figur E.3. Forskellige fit til de målte data, hvor referencen er en kompakteringsgrad på 1,55.

Stighøjde **F**

Den kapillære stighøjde bestemmes eksperimentelt ved at placere et sandfyldt rør i en beholder med vand, så bunden af sandet har kontakt med vandspejlet. Poretrykket i jordmatricen suger vandet op til en højde, afhængigt af jordtypen og kompakteringsgraden. Vandfrontens udbredelse aflæses som den kapillære stighøjde (Figur F.1).

Fetter [1994] kan anvendes til en grov vurdering af den kapillære stighøjde ud fra jordens kornstørrelse. Dette er dog på bekostning af, at faktorer såsom kompaktering og organisk stof ikke er inkluderet (Tabel F.1).

Sediment	Kornstørrelse [cm]	Kapillær stighøjde [cm]
Fin silt	0,0008	750
Grov silt	0,0025	300
Meget fin sand	0,0075	100
Fin sand	0,015	50
Mellem sand	0,03	25
Grov sand	0,05	15
Meget grov sand	0,2	4
Fin grus	$0,\!5$	1,5

Tabel F.1. Kornstørrelser og tilsvarende kapillær stighøjde [Fetter, 1994].

Som et led i parametrebestemmelse af jorden fra St. Restrup Fælled er der udført en sigteanalyse (Bilag I), hvor det er vurderet at jorden kan kategoriseres som en mellem til fin sand. Derfor vil et første bud på stighøjden da være 25-50 cm. Resultatet fra sigteanalysen gør det muligt at bestemme kornfordelingen og hvis 10% fraktilen (Tabel I.2) og poretallet (Tabel C.1) er kendt, er det muligt at regne den forventede kapillære stighøjde empirisk [Harremoës et al., 1974].

$$h_c \cdot d_{10} \cdot e = kst \tag{F.1}$$

Hvor

- h_c | Empirisk kapillær stighøjde [cm]
- \mathbf{d}_{10} | Kornstørrelse ved 10% gennemfald [cm]
- e | Poretallet [-]
- kst | Empirisk konstant 0,1 0,5 $[\rm cm^2]$

Ved at bruge yderværdierne for d_{10} og poretallet, beregnes den kapillære stighøjde til at være mellem 9,29 og 72,13 cm, afhængigt af den empiriske konstant. Dette stemmer nogenlunde overens med værdien først antaget ud fra Fetter [1994]. For at få et nøjagtigt resultat af stighøjden for jorden, er det nødvendigt at bestemme det eksperimentelt.

Kapillær stighøjde: Forsøg 0

Søjlerne pakkes med jord, der har et vandindhold på ca. 3-4 vægt% for at sikre jorden kan fastholde sin struktur og derved lette pakningen. Jorden pakkes i lag af cirka 10 cm, som stampes indtil det er komprimeret, og ved at ridse toppen af laget, sikres det at jordlagene er sammenhængende. Søjlerne placeres herefter i beholderen med vand og vandfrontens udbredelse aflæses løbende (Tabel F.2).



Figur F.1. Konceptet bag kapillær stighøjde forsøget. Højden aflæses fra det permanente vandspejl i beholderen til toppen af vandfronten i søjlen.



Figur F.2. St. Restrup Fælled sandets kapillære stighøjde efter en time.

Det kapillære vandspejl indstillede sig ved 25 cm efter en time, hvilket stemmer overens med Fetter [1994] og Harremoës et al. [1974]. Dog blev kompakteringen af sandet ikke udført efter en forudbestemt kompaktering, og det vurderes derfor at forsøget skal gentages med en kompakteringsgrad svarende til tørvægtsbestemmelsen for jorden ($\rho_{\rm b} = \sim 1.5$ g/cm³).

Tid [min]	Søjle 1 [cm]	Søjle 2 $[cm]$
1	8	9
2	9,4	11
3	$10,\!6$	12,5
4	$11,\!9$	$13,\!3$
5	$12,\!9$	$13,\!9$
6	13,7	-
7	$14,\!5$	-
8	15,2	-
9	15,7	-
10	16,4	$15,\!9$
15	17,9	17,7
20	19,3	19,5
25	20,5	20,5
30	21,4	21,2
40	23,2	$22,\!6$
50	25	$23,\!8$
60	25,7	24,3

Tabel F.2. Resultater fra kapillær stighøjde forsøg 0.

Kapillær stighøjde: Forsøg 1

Kompakteringen af sandet ved forsøg 0 blev ikke udført efter en forudbestemt kompakteringsgraden, og derfor gentages forsøget. Sandet pakkes således kompakteringsgraden stemmer overens med tørvægtsbestemmelsen ($\rho_{\rm b} = \sim 1.5 \text{ g/cm}^3$). Dette gøres ved først at bestemme volumenet som sandet skal pakkes ned til. I denne forsøgsopstilling har søjlen en indre diameter på 7,1 cm og der pakkes 10 cm af gangen (395,72 cm³). Sandet havde ved pakningen et vandindhold på henholdsvis 6,41 vægt% og 3,56 vægt%.

$$M = V \cdot \rho_b \cdot (1 + W\%) \tag{F.2}$$

M Vægt [g]

V Volumen [cm³]

 ρ_b | Tørvægt densitet [g/cm³]

W% | Vandindhold vægtprocent [g vand/g jord]

Tabel F.3. Masse af sand til hvert lag.

	S1	S2
WT%	3,56	6,41
Sand per $10 \text{ cm} [g]$	614,71	$631,\!63$

Ved forsøget opstilles også et termisk kamera, som følger vandfrontens udbredelse. For at kunne følge vandfronten er det vigtigt at have en tilpas stor temperaturgradient mellem vandet og det pakkede materiale. I forsøget har søjlerne opnået rumtemperatur (~19 °C) og vandet i beholderen var cirka 5 °C.

Tid [min]	3,56 vægt % [cm]	6,41 vægt % [cm]
5	9,5	11,4
10	$12,\!3$	$13,\!8$
15	14,1	$15,\!3$
20	$15,\!4$	17
25	$16,\!8$	18,1
30	$17,\! 6$	18,1
35	$17,\! 6$	18,1
40	$17,\! 6$	18,1
45	$17,\! 6$	18,1

Tabel F.4. Resultater fra kapillær stighøjde forsøg 1 med $\rho_b = 1,5$.

Når forsøget igangsættes, startes en videooptagelse med det termiske kamera, som følger udviklingen i vandfrontens termiske udbredelse (Figur F.3 & F.4).



Figur F.3. Termisk fotografi af vandfrontens udbredelse efter 5 min.



Figur F.4. Termisk fotografi af vandfrontens udbredelse efter 60 min.

Infiltrationsforsøg til bestemmelse sorptivitet

Infiltrationsforsøget kan udføres med henblik på at estimere Campbell b værdien for jorden, da denne bruges som parametre til bestemmelse af vandindholdet af cellerne i den numeriske model. Ved at bruge målte data for umættede jordparametre, som Clapp & Hornberger [1978] fandt frem til for forskellige jordtyper, er det muligt at finde en sammenhæng mellem Campbell b værdien og kvadratroden af jordtypens sorptivitet (Figur F.5).



Figur F.5. Målte hydrauliske parametre ved umættede forhold for Campbell b og sorptivitet ud fra forsøgsresultater [Clapp & Hornberger, 1978].

$$b = \frac{5.12}{\sqrt{S}} \tag{F.3}$$

På baggrund af Clapp & Hornberger [1978] er det derfor muligt at regne Campbell b for en jordtype såfremt sorptiviteten er kendt eller omvendt. Philip [1957] anvendes til at finde sammenhængen mellem den akkumulerede infiltration og sorptiviteten.

$$I_{acc} = S \cdot \sqrt{t} + K_s \cdot t \tag{F.4}$$

Hvis den kapillære stighøjde betragtes i stedet for infiltration, vil sorptiviteten for den tørre jord forsøge at suge vand op, mens K_s leddet gøres negativ da det er tyngdekraften. Dette skyldes at den betragtede z-akse starter fra grundvandsspejlet og op mod overfladen, i modsætning til infiltration, hvor z-aksen går fra jordoverfladen og ned gennem jordsøjlen.

Opbygning af sandboksen

Sandboksen er en stor beholder på 200 x 40,5 x 60 cm (L x B x H) lavet af akrylglas (Figur G.1). Sandboksen er opdelt i tre kamre, et hovedkammer i midten hvor jorden pakkes og to smalle kamre på hver side af hovedkammeret, der fungerer som vandreservoirer. Kamrene er hver især adskilt af en perforeret plade og en fiberdug, som tillader vandstrømning ud til endekamrene. På den ene side af sandboksen er ni stigrør monteret, hvor vandtrykket inde i sandmatricen kan observeres. Sandboksen pakkes i fire lag af 10 cm sand fra St. Restrup Fælled til en kompakteringsgrad på 1,5. Røret placeres 25 cm over bunden af sandboksen nedstrøms med en hældning på 2%.



 $Figur \ G.1.$ Forsøgsopstilling af sandboksen. Grønt område er endekamrene, blåt område er hovedkammeret og den gule cirkel markerer et af de ni stigrør.

Måleudstyr

Ved sandboks forsøget er det vigtigt at implementere forskelligt måleudstyr, som kan hjælpe med at danne et korrekt billede af hvad der foregår inde i sandboksen.

.1 Temperatursensorer

For at måle vandfrontens udbredelse nedgraves en række temperatursensorer i sandkassen (Figur G.2). Sensorerne er placeret i seks søjler omkring midten af sandboksen med en opløsning på henholdsvis 10 cm for de yderste søjler og 5 cm for søjlerne i midten. Sensorerne forskydes i midtersøjlen for at mindste indflydelsen på vandets strømning. Bunden af den nederste række af sensorer ligger 5cm over beholderens bund, hvilket er i niveau med det vandspejl der indstilles.



Figur G.2. Placeringen af sensorer og filterrøret i sandboksen. A: set fra siden & B: set fra oven. Alle mål er i mm.

.2 Termisk kamera

Der opstilles et termisk kamera foran sandkassen, som testes ved forsøg 0, for at se om vandfrontens termiske udbredelse kan opfanges.

.3 Afbildning af vandspejl

Efter forsøget igangsættes markeres trykhøjden i stigrørene langs sandboksen løbende, senere forbindes mærkerne med streger på ydersiden af sandboksen. Linjerne mellem stigrørene bruges til at visualisere udviklingen af vandspejlet.

.4 Måling af vandføring

Ved endekammeret nedstrøms har filterrøret sit udløb, og her skal implementeres et system der kan måle vandføringen. Løsningen er at placere en vægt på toppen af endekammeret, og hænge en beholder på krogen fra undersiden af vægten. Den valgte vægt er en Kern PCB 6000-1, som kan kobles til en computer via en RS-232 forbindelse, her kan et simpelt stykke kode sørge for seriel digital datakommunikation, og logge den målte masse til tiden. Masseændringen over tid kan herefter omregnes til en vandføring.

Simularing af nedbør

Nedbøren til sandboksen bliver simuleret ved hjælp af en nedbørsbakke, udspændt 20 cm over toppen af det øverste sandlag (Figur G.3). Selve nedbørsbakken kan fordele nedbøren på 500 cm², men i et forsøg på at forøge arealet lægges en fiberdug under bakken, som er 120 x 40 cm (L x B), hvilket betyder at det effektive areal for nedbøren er 4.800 cm². Udover at fordele nedbøren jævnt, sørger dugen også for at dråberne og eventuel overløb fra bakken ikke forstyrrer jordstrukturen og fungerer dermed som et dæmpende jordlag, der afgiver en blid fladebelastning.



Figur G.3. Nedbørsbakke til simulering af nedbøren, set fra oven. Bakken er 3 cm høj, den har 33 huller med en diameter på 1 mm og har et effektivt fordelingsareal på 500 cm². Alle mål er i mm.



Figur G.4. Placering af nedbørsbakken og fiberdug i forhold til sensorerne. Alle mål er i mm.

Det er vigtigt for forsøget at sikre en stor temperaturgradient mellem nedbøren og vandet i porerummet i sandboksen, så temperatursensorerne aktiveres når vandfronten bevæger sig ned gennem jordmatricen.

Pakning af sandboksen

Sandboksen pakkes til en højde af 40 cm og den pakkes således der opnås en kompakteringsgrad på 1,5. Udover dette skal der også tages højde for at filterrør og temperatursensorer skal pakkes ned løbende. For at kunne sammenligne sandboksforsøget med den numeriske model er det først og fremmest vigtigt, at jorden er så tæt på at være homogen som muligt. Derfor sigtes sandet for at frasortere større leraggregater, grus, sten og andre større partikler.



Figur G.5. Sigtning af sandet med 8mm maskestørrelse.

Erfaringsmæssigt er det fundet at en pakkehøjde på 10 cm er fornuftig. Med denne højde, sandboksens øvrige dimensioner 180 x 40,5 cm (L x B) og vandindholdet i sandet (6,52 vægt%) skal der pakkes cirka 115,8 kg sand ned i hvert lag. Pakningen foregår ved at hælde sandet i boksen, hvorefter det udjævnes og stampes ned til 10cm. Herefter skal temperatursensorerne nedgraves som planlagt (Figur G.2). Dette gøres når sandlaget er stampet, hvorefter der graves 5 cm dybe huller hvori temperatursensorerne placeres.



Figur G.6. Nedgravede temperatursensorer.

Når sensorerne er placeret og dækket til igen, ridses overfladen af sandlaget inden pakningen af det næste lag. Dette gøres for at mindske den bratte overgang mellem sandlagene. Herefter placeres de to sensorer i midterkolonnen ovenpå det ridsede sandlag.



Figur G.7. Sandlaget efter overfladen ridses, set fra oven.



Figur G.8. Sandlaget efter overfladen ridses, set fra siden.

I sandboksen indlægges et filterrør (Figur G.2), som skal fungere som et utæt afløbsrør. Filterrøret har slidser i næsten hele dets omkreds og det er derfor nødvendigt at blokere slidserne i bunden af røret, inden det placeres i sandboksen, hvilket er gjort med gaffatape. Rørets lægges med en hældning på 2% mod udløbskammeret



 $Figur \ G.9.$ Rørets placering i sandboksen. Røret er fastgjort i hullet ved udløbskammeret og sikret med skruetvinger i modsatte ende, så det ikke flytter sig under pakningen.

Til sidst fyldes begge kamre løbende op til 5 cm indtil vandspejlet i sandboksen er konstant. Det er vigtigt at denne proces foregår langsomt, så sandstrukturen i sandboksen ikke bliver ødelagt af en kraftig horisontal vandstrømning.

Sensorresultater

Den observerede tid i de to sandboksforsøg, før sensorerne måler en ændring på 0,1 °C.

C	Tid [min]		
Sensor	Forsøg 0	Forsøg 1	
B1	109,5	101.5	
B2	107,5	96,0	
B3	101.5	116,5	
B4	111,5	104.0	
B5	115,5	423.5	
B6	146,0	2568,0	
B7	108,5	93,5	
B8	143,5	102,5	
M1	68,0	49,5	
M2	74,0	$50,\!5$	
M3	69,5	$52,\!0$	
M4	118,0	$57,\!5$	
M5	249,5	274,5	
M6	368,5	2603,0	
M7	58,0	$36,\!5$	
M8	181,0	$45,\!5$	
T1	31,5	$18,\!0$	
T2	32,5	$15,\!5$	
T3	Ingen regi	istreringer	
T4	82,0	19,0	
T5	347,0	$194,\! 0$	
T6	362,0	1115,0	
T7	26,5	$15,\!0$	
T8	259,5	22,5	
01	14,5	$_{4,0}$	
O2	9,5	2,0	
O3	12,5	5,5	
O4	20,0	$_{3,0}$	
O5	467,5	96,5	
O6	$552,\!5$	$122,\!0$	

Tabel~G.1.Tid før sensorer måler en temperaturafvigelse på 0,1 °C

Modellering af indsivning

Vandføringen fra den regnbetingede indsivning kan beskrives ved en modificeret form af Torricellis teorem for fri udstrømning fra en beholder. Torricellis teorem siger at for samme afstand vil et legeme i frit fald opnå samme hastighed som udstrømningen i udløbet [Brorsen & Larsen, 2009].

$$Q = B \cdot \sqrt{2gh} \tag{H.1}$$

- Q | Vandføring fra regnbetinget indsivning [m³/s]
- B Bredde på utætheden [m]
- g Tyngdeaccelerationen $[m/s^2]$
- h Trykhøjde [m]

For indsivningen antages det at beholderens dimensioner afgrænses af trykhøjden mellem rør og grundvandsspejl og snittet A, som er middelværdien for afstanden mellem utætheder (Figur H.1). Tuden hvor vandet strømmer igennem, snittet B, er utæthedens bredde.



 $Figur \ H.1.$ Konceptet bag implementering af Torricellis teorem for vandføringen af infiltration fra den vandmættede zone til afløbsrøret.

Ved Torricellis teorem er energitabet negligeret, hvilket i praksis giver en overestimering af vandføringen, specielt i tilfælde hvor tilløbet til tuden ikke er afrundet. Utætheder i rørstrækninger kan næppe antages at være afrundet og dette skal der tages forbehold for. Karpf et al. [2007] har ved modellering af indsivning brugt en modificering af ligning (H.1) som redskab til at bestemme infiltration, hvor en koefficient (μ), beskriver formen på utæthedernes åbning (Ligning H.2).

$$Q = \mu \cdot B \cdot \sqrt{2gh} \Rightarrow k_{flood} \cdot \sqrt{h} \tag{H.2}$$

Ved brug af Torricellis teorem er det modstanden ved utætheden, som er styrende for mængden af indsivende vand.

Darcys lov kan også anvendes til at bestemme vandføringen fra infiltrationen. Her tages udgangspunkt i, at området der bidrager til indsivningen i røret, er afgrænset af en søjle svarende til højden af den vandmættede zone og bredden på utætheden. Vandføringen kan da bestemmes ud fra princippet beskrevet i Bilag D. Da trykhøjden er lig "prøvelængden", som vist på figur H.2, reduceres Darcys lov til følgende:



Figur H.2. Konceptet bag implementering af Darcy's ligning for infiltrationen.

Ved anvendelse af Darcys ligning er det modstanden i sandet som er styrende for infiltrationen. Ved at stille de to teorier op mod hinanden og sammenligne med resultatet fra sandboksforsøget, kan det eftervises hvorvidt modstanden ved utætheden eller modstanden i sandet er styrende for infiltrationen i systemet. Med udgangspunkt i jordens modstand er den vigtigste parameter, modelleres indsivningen efter Darcys ligning.

Afløbssystemet er oftest dimensioneret til at være delfyldte, hvor gravitationen er drivkraften i systemet, på grund af rørets hældning. Trykket i disse rør svarer til et atmosfærisk tryk, hvorfor trykgradienten til et rør er omtrent den samme som til et hulrum.
Sigteanalyse

En sigteanalyse er en metode, der anvendes til at adskille og måle de forskellige kornstørrelser i en jordprøve. Dette kan hjælpe med at bestemme jordens sammensætning og give vigtige oplysninger om dets fysiske og kemiske egenskaber.

For at udføre en sigteanalyse tages der først en prøve af jorden, som lufttørres ved stuetemperatur i mindst 24 timer, således jordprøven opnår en pF værdi på 6. Der udtages cirka 200 g jord pr. sigteanalyse, som først grovsigtes gennem en sigte med maskestørrelse på 2 mm. Dette gøres for at frasortere større partikler, der ikke er repræsentative for jorden. Herefter udtages præcis 100 g som skal bruges til sigteanalysen. Prøven skal føres gennem et sigtetårn med forskellige masker, hvor den største maskestørrelse er øverst og den mindste er nederst (Figur I.1).



Figur~I.1. Opbygning af sigtetårnet. Nederst på sigtetårnet er bunden, som fanger kornstørrelser mindre end $63\mu m.$

Sigtetårnet sættes i en rystemaskine i 20 minutter, for at lade kornene passere igennem

Sigtestørrelse [µm]	Sigterest [g]				
	S1.1	S1.2	S2.1	S2.2	S2.3
2000	0	0,02	0	0	0
1000	2,79	2,72	$1,\!62$	$1,\!55$	$2,\!09$
500	$10,\!20$	$9,\!40$	$6,\!80$	7,02	7,03
250	28,73	$29,\!89$	$31,\!52$	38,77	40,70
200	14,77	$15,\!85$	$15,\!59$	$15,\!86$	$16,\!35$
125	$27,\!32$	$28,\!97$	$24,\!47$	$22,\!40$	20,08
75	$14,\!02$	11,81	12,81	$9,\!86$	8,79
63	$1,\!28$	$0,\!64$	$2,\!41$	$1,\!53$	$1,\!88$
Bund	0,74	$0,\!45$	$4,\!43$	$2,\!55$	$2,\!56$
Total	99,85	99,75	$99,\!65$	99,54	99,48

sigtene. Mængden af jord der indsamles i hvert sigte afvejes omhyggeligt (Tabel I.1).

Tabel I.1. Resultater for sigteanalyserne fra to forskellige huller ved Store Restrup.

Hvis der efter vejningen er tabt mindre end 5‰ af materialet kan sigteanalysen godtages. Resultaterne for sigteanalysen kan herefter anvendes til at fremstille en kornkurve for jordprøven (Figur I.2). Ud fra kornkurven er det muligt at bestemme uensformighedstallet ved et procentvist gennemfald (d_{10} og d_{60}) (Tabel I.2).



Figur I.2. Kornkurve for sigteanalyserne fra de to forskellige huller ved Store Restrup Fælled.

Tabel I.2.Bestemmelse af uensformighed stallet ud fra d_{10} og d_{60}

	S1.1	S1.2	S2.1	S2.2	S2.3
d ₁₀ [µm]	103	113	87	105	106
d ₆₀ [μm]	265	268	251	299	312
U	2,57	$2,\!38$	$2,\!87$	$2,\!85$	$2,\!93$

Ud fra USDA's standard for inddeling af partiklers klasser kan jorden fra St. Restrup klassificeres som en mellem-fin sand, da næsten 80% af gennemfaldet sker i intervallet 0,1-0,5 mm, og næsten alle partikler ligger i spændet for sandfraktmenteringen (0,05-2 mm) (Tabel I.3).

Tabel I.3. Fordeling og kategorisering af korndistributionen efter USDA's standard, med gennemsnittet for de respektive sigtekurver.

Kategorisering	Interval [mm]	Andel, S1 [%]	Andel, S2 [%]
Silt og ler	< 0.05	0	2
Meget fin	0,05 - 0,10	9	8
Fin	0,10 - 0,25	49	44
Mellem	0,25 - 0,50	29	37
Grov	0,50 - 1,00	10	7
Meget grovt	1,00 - 2,00	3	2