DET NATURVIDENSKABELIGE FAKULTET
KØBENHAVNS UNIVERSITET

Kandidatspeciale

Mette Bakmand-Mikalski

Anvendelse af temperatur og isotopdata til kalibrering af en model for umættet vandstrømning ved Jyndevad i Sønderjylland, Danmark.

Vejleder: Karsten H. Jensen
Anette E. Rosenbom
Majken C. L. Zibar
Flemming Larsen

Afleveret den: 05/10/11

Resumé

I den moderne verden er det vigtigt at sikre forsyningen af rent drikkevand. At forstå transporten af vand i den umættede zone er derfor vigtig for at kunne beskytte grundvandet mod udbredelse af forurening. Nedsivningsprocesser i den umættede zone er svære at bestemme grundet mediets varierende mætningsgrad. Denne opgave vil vise brugen af temperatur- og isotopanalyser fra Jyndevad i Sønderjylland, der er en del af det aktive projekt V*arslingssystem for udvaskning af pesticider til grundvand* (VAP), i forhold til kalibrering af en strømningsmodel. Til at bestemme den termiske transport gennem den variabelt mættede zone, er en kalibreret strømningsmodel anvendt. Ved ændringer i den mættede hydrauliske ledningsevne (i forhold til den kalibrerede strømningsmodel), fremgår det at den termiske transport gennem den variabelt mættede zone ikke er påvirket af den hydrauliske ledningsevne. Dette skyldes at den primære transport forekommer ved konduktion. Isotopsammensætningen af vand fra jorden, indeholder information om hvornår vandet er faldet som nedbør. Ideelt kan denne information bruges til at bestemme den hydrauliske konduktivitet i jorden, men dette har ikke været muligt ud fra det tilgængelige data.

Nøgleord: Isotoper; Umættede zone; Sønderjylland; Termisk transport; HYDRUS-1D.

Abstract

Securing the supply of clean water is an important issue in our modern world. Understanding the transport of water in the vadose zone is crucial in protecting the groundwater from pollution. Infiltration processes in the vadose zone is difficult to determine due to variation in saturation of the porous medium. This thesis will demonstrate the use of temperature and isotope analysis from a test site at Jyndevad in Jutland, when calibrating a flow model of the vadose zone. The test site was established for The Danish Pesticide Leaching Assessment Programme. The calibrated flow model is used to determine the thermal transport through the vadose zone. When changing the saturated hydraulic conductivity (compared to the calibrated flow model), it is evident that the thermal transport is not affected by the saturated hydraulic conductivity. This is because the primary transport occurs by conduction. The isotopically compostion of water in the soil contains information about the time it fell as precipitation. This information can ideally be used to determine the hydraulic conductivity in the soil all though this has not been possible with the current data.

Key words: Isotopes; Vadose zone; Jutland; Thermal transport; HYDRUS-1D

Indhold

1. Formål 5

2. Indledning 5

2.1 Opbygning af specialet 6

3. Teori 7

3.1 Strømning i den umættede zone 9

3.2 Temperatur i den umættede zone 13

3.3 Stabile miljøisotoper 15

4. Lokalitetsbeskrivelse 22

4.1 VAP projektet 22

4.2 Geologi 25

4.3 Hydrologi 31

4.4 Meteorologi 33

5. Metoder 36

5.1 Feltarbejde 36

5.2 Laboratoriearbejde 41

5.3 Strømningsmodel 43

6. Resultater 61

6.1 Kornstørrelsesanalyse 61

6.2 Termiske parametre 66

6.3 Strømningsmodel 70

6.4 Recharge 82

6.5 Isotopanalyser 84

6.6 Dybdeprofil 87

7. Diskussion 88

7.1 Geologi 88

7. 2 Strømning i den umættede zone 90

7.3 Vandbalance 92

7.4 Temperatur i den umættede zone 94

7.5 Isotopanalyse 95

7.6 Dybdeprofil 101

8. Konklusion 102

8.1 Fremtidigt arbejde 102

9. Tak til 104

10. Referencer 105

11. Bilag 108

1. Formål

Formålet med dette speciale er at undersøge, om temperatur og isotopanalyser kan bruges til at kalibrere en strømningsmodel for den umættede zone ved lokaliteten Jyndevad i Sønderjylland. Til dette er der indsamlet prøver fra Jyndevad i april 2011, der er sammenholdt med data indsamlet af Lindhardt et al. (2001) og Rosenbom et al. (2010) fra samme område. Prøverne er analyseret for vandindhold, kornstørrelse, termiske parametre, porøsitet samt isotopsammensætning.

2. Indledning

Denne afhandling er lavet i samarbejde med Institut for Geografi og Geologi ved Københavns Universitet (IGG, KU) og De Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland (GEUS), og dataindsamling er ligeledes foretaget i samarbejde med GEUS. Der er udtaget en borekerne samt udgravet et profil i medio april 2011. Prøver og måleresultater herfra er analyseret på henholdsvis IGG, GEUS og Niels Bohr Instituttet (KU). Forsøgsmarken i Jyndevad er en af fem aktive marker, i forbindelse med projektet *Varslingssystem for udvaskning af pesticider til grundvand* (VAP). Projektet forvaltes af GEUS, Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultet (Aarhus Universitet), Nationalt Center for Miljø og Energi (DMU), samt Miljøministeriet.

Den moderne verden er blevet opmærksom at menneskets aktivitet har indflydelse på naturen og dermed grundvandet. Da rene vandforsyninger – som er livsvigtige for menneskets overlevelse – er truet, både i ulande såvel som ilande, af bl.a. forurening, er forståelsen af strømning i den umættede zone vigtigt. Den umættede zone forbinder atmosfæriske og hydrologiske processer, ved overfladen, sammen med grundvandet. Processer i den umættede zone bestemmer kvaliteten og kvantiteten af det vand der rammer grundvandet. Derfor forskes der hele tiden i nye, lettere og billigere metoder til at bestemme strømningen i den umættede zone.

Her undersøges brugen af temperatur- og isotopanalyser, til kalibrering af en strømningsmodel. Til udvikling af nye metoder er det vigtigt at have et godt sammenligningsgrundlag. Dette er muliggjort af data fra VAP-projektet (Lindhardt et al.,

2001; Rosenbom et al. 2010), da der heri findes data fra mere end ti år for temperatur, grundvandsspejlets placering og vandindhold i udvalgte dybder, samt kvalitetssikrede meteorologiske målinger.

2.1 Opbygning af specialet

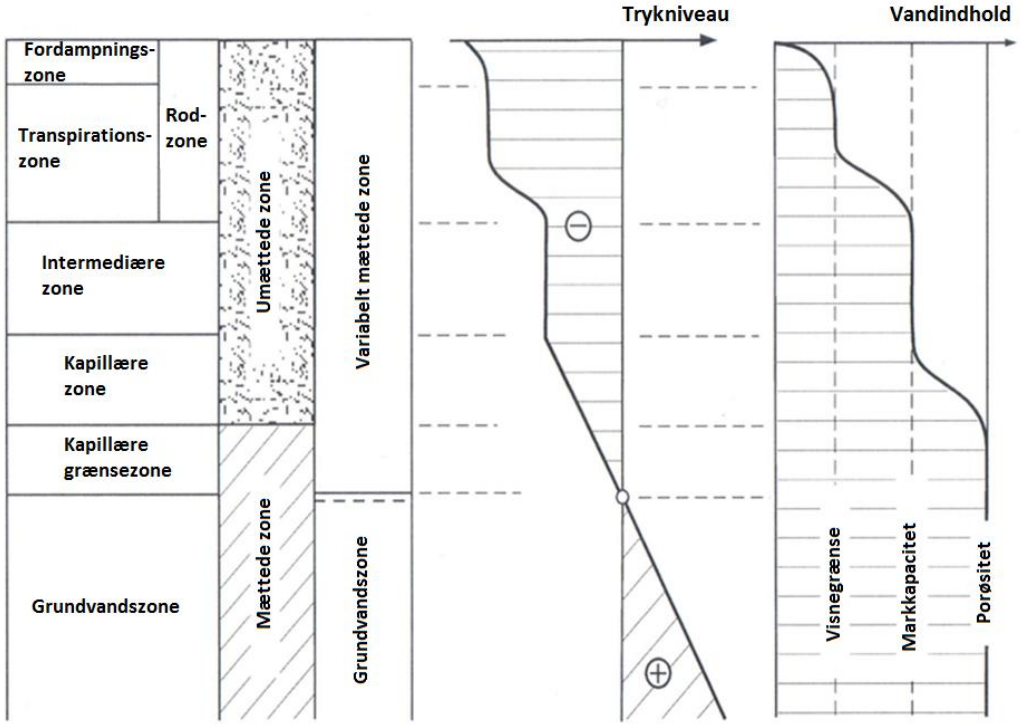
Kapitel 3 giver en beskrivelse af teorien bag strømning og temperatur i den umættede zone og isotopers opførsel generelt samt for danske forhold. Kapitel 4 beskriver etableringen af de tekniske installationer i Jyndevad og geologiske, hydrologiske og meteorologiske forhold for området. Kapitel 5 præsenterer udtagelsen af prøver og analysen af disse, samt opsætning og kalibrering af strømningsmodellen. Resultatet findes i Kapitel 6, mens Kapitel 7 sammenholder resultater fra dette speciale med tidligere undersøgelser og diskuterer muligheden for brug af temperatur og isotopdata til kalibrering af en strømningsmodel for den umættede zone. Afslutningsvis gives en konklusion i Kapitel 8.

3. Teori

Den variabelt mættede zone er defineret som den del af jorden, der ligger mellem jordoverfladen og grundvandsspejlet hvor porevandstrykket er lig med det atmosfæriske tryk (figur 3. 1). Vand i den variabelt mættede zone har lavere tryk end det atmosfæriske tryk og er fastholdt pga. adhæsion og kapillære kræfter. Porerummene i denne zone er variabelt mættede afhængig af nedbørsmængder, fordampning og transpiration.

Rodzonen strækker sig fra jordens overflade til det yderste af rodsystemet. Denne zone kan inddeles i en øvre fordampningszone og en nedre transpirationszone. Her forekommer al transport af vand fra jorden tilbage til atmosfæren via transpiration.

Den intermediære zone strækker sig mellem rodzonen og den kapillære zone. Den kapillære zone er defineret den højde over grundvandsspejlet, som vandet maksimalt kan stige til via kapillære kræfter. Den intermediære zones vandindhold varierer mellem markkapaciteten og fuld vandmætning. Den kapillære grænsezone er fuld vandmættet, men har et negativt trykniveau i forhold til det atmosfæriske tryk. Den variabelt mættede zone kaldes i daglig tale for den umættede zone, hvilken betegnelse der vil blive benyttet i det følgende.



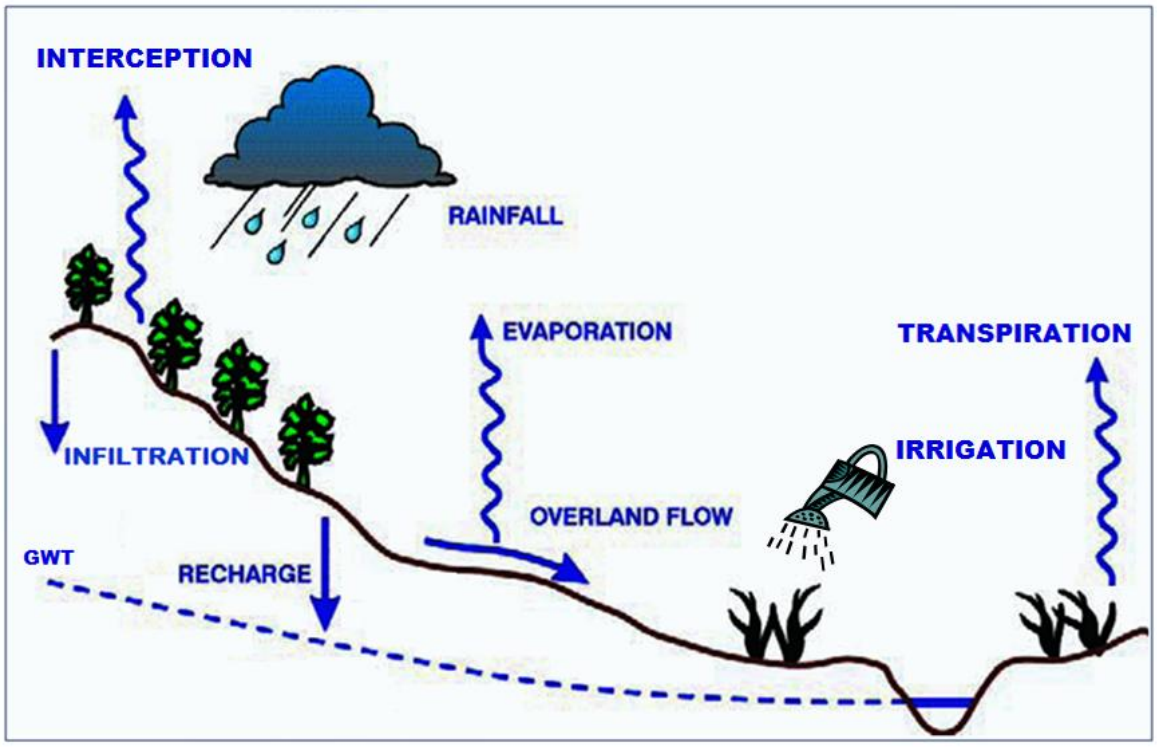
figur 3. 1: Inddeling af jordprofil på baggrund af vandmætningsgraden af sedimentet (Modificeret fra Jensen, 2004).

Vandstrømning i den umættede zone forekommer som varierende over tid afhængig af hvor meget vand der infiltrere gennem zonen, og dermed afhængigt af nedbørsmængden og den aktuelle transpiration.figur 3. 2 viser en generel skitse over den hydrologiske cyklisitet for et givet område. Vand, der infiltrerer ved jordens overflade, stammer som oftest fra nedbør eller kunstvanding. Nedbør forekommer, når vanddamp afkøles og dermed fortætter (pga. adiabatisk ekspansion), når varm luft stiger mod lavere tryk eller ved radiativt varmetab. Når luftfugtigheden overstiger dugpunktet (fugtighed=100 %) vil vandet kondensere for at opretholde termodynamisk ligevægt, og der opstår nedbør. Noget af vandet returnerer til atmosfæren som interception fra planterne.

Hvis intensiteten af nedbør eller kunstvanding overstiger infiltrationskapaciteten i jorden, vil vandet blive fjernet via overfladeafstrømning eller oplagre sig på jordens overflade, indtil det fordamper eller kan infiltrere ned i jorden. Dele af det vand, der infiltrerer gennem jorden vil returnere til atmosfæren via fordampning og transpiration. I tempererede klimabælter, som Danmark ligger i, forekommer der tilnærmelsesvis ingen fordampning, dvs. at infiltreret vand returnerer til atmosfæren pga. transpiration. Fast nedbør som sne medfører forsinkelser i infiltrationen, og nedbøren inkorporeres først i jordens infiltrations og fordampningsprocesser, når det smelter. Hvis vandspejlets placering ligger tæt på jordoverfladen, kan vand fra vandspejlet bevæge sig gennem rodzonen og op til jordens overflade, og derefter transpirere til atmosfæren pga. de kapillære kræfter (Lehmann & Or, 2009). De processer, der dominerer i den hydrologiske cyklus, varierer fra område til område og afhænger blandt andet af klimaet.

Temperaturen i jorden varierer over dagen og året. Dagstemperaturer vil være højere end nattemperaturer. På den nordlige halvkugle vil temperaturerne være højere i sommermånederne juni, juli og august og lavere i vintermånederne december, januar og februar. Dette skyldes variationer i lufttemperaturen og solarradiationen. Temperaturer transporteres - som vand - ned gennem jorden og vil dæmpes med dybden, da temperaturen i nedbøren blandes med den temperatur, som jorden har i forvejen. Med tiden vil temperaturen i jorden, opnå samme temperatur som den gennemsnitlige atmosfæriske temperatur.

Den omstændighed, at der i Danmark primært forekommer transpiration, har lille betydning for den hydrologiske vandbalance. Dette har derimod stor betydning for isotopsammensætningen af vand, da der ikke forekommer fraktionering af isotoperne i vandet, når vand bevæger sig fra jorden til rødderne. Dette medfører, at infiltrationsvand har samme isotopsammensætning som nedbøren. (Clark & Fritz, 1997; Gat & Airey, 2006; Radcliffe, 2010).



figur 3. 2: Skitse over en generel hydrologisk cyklisitet for et givent område (Modificeret fra Jensen, 2010).

3.1 Strømning i den umættede zone

Transport af vand i den umættede zone i én dimension, kan beskrives ved en empirisk sammenhæng mellem konduktivitet, hydraulisk trykniveau over en givet længde og strømning:

$$q = -K(\theta)\frac{dh}{dz}$$

ligning 3. 1

hvor q er den specifikke discharge (udledning af vand) [L/T], K(θ) er den hydrauliske ledningsevne ved varierende vandindhold [L/T], dh [L] er forskellen i hydraulisk trykniveau ved det givne vandindhold, og dz [L] er afstanden mellem de steder, hvor h [L] er målt. Den mættede hydrauliske konduktivitet afhænger – ud over mætningsgraden af sedimentet – af porerumsfordelingen og dermed kornstørrelsesfordelingen af et medie. Mætningsgraden af et medie og den hydrauliske konduktivitet har en ikke lineær sammenhæng, når vandindhold mindskes, vil vandvejens netværk blive mere snoet, da tværsnittet af strømningskanalen også mindskes. Dvs. lavere vandindhold medfører lavere værdier af hydraulisk konduktivitet og omvendt.

Den mættede hydrauliske konduktivitet kan ydermere bestemmes ud fra empiriske formler med udgangspunkt i kornstørrelsesanalyser så som Korzeny-Carmens ligning (Fitts, 2002):

$$K = \left(\frac{\rho_w g}{\mu}\right)\left(\frac{\phi^3}{(1-\phi)^2}\right)\left(\frac{d_{50}^2}{180}\right)$$

ligning 3. 2

hvor ρ_w er densiteten af vand, g er tyngdeaccelerationen, μ er vandets viskositet, ϕ er porøsitet, og d_{50} er kornstørrelsen ved vægtprocent 50 %, dvs. den kornstørrelse, som halvdelen af prøven er mindre end.

Vandindholdet i en prøve kan enten bestemmes direkte ved at bestemme den våde og tørre vægt af en jordprøve af en kendt volumen eller ved indirekte målinger med f.eks. en Time Domain Reflectometry sonde (TDR). Princippet bag TDR-målinger er, at forholdet mellem den dielektriske konstant og vandindhold er tilnærmelsesvis konstant for et stort udvalg af sedimentklasser. Sonden bestående af to parallelle ”metalnåle”, af kendt længde, sættes i et fast punkt i mediet, hvorfra der udsendes en elektromagnetisk puls. Ved at måle transporttiden af denne puls langs ”nålene” kan den dielektriske konstant bestemmes og derefter omsættes til vandindhold. For at observere ændringer over tid gøres dette automatisk for den ønskede periode (Jensen, 2004).

Det volumetriske vandindhold [L^3/L^3] er givet ved:

$$\theta = \frac{V_v}{V_t}$$

ligning 3. 3

hvor V_v er volumen af vand i prøven og V_t er total volumen af prøven. Mætningsgraden af sedimentet varierer mellem 0 og 1, hvor 1 er fuld vandmætning til den respektive prøves porøsitet.

Porøsiteten er givet som forholdet af porerum i en volumen jord:

$$\phi = \frac{V_l + V_v}{V_t}$$

ligning 3. 4

hvor V_l er volumen af luft i prøven. Kornstørrelsen og sorteringsgraden af et sediment bestemmer porøsiteten, og derfor vil et dårligt sorteret sediment, hvor kornene kan pakkes tæt, have en lavere porøsitet end et godt sorteret sediment, ligesom et groft sediment (store partikler) vil give større porerum og dermed højere porøsitet end et finere sediment (små partikler) (Fitts, 2002). Porøsiteten er konstant med tid, dog vil porøsiteten mindskes med dybden grundet kompaktering og fraværet af makropore dannelse nær overfladen pga. biologisk aktivitet.

For at beskrive strømningen i den umættede zone bruges her programmet HYDRUS-1D (Šimůnek, 2009), der bruger en modificeret form af Richards ligning til at bestemme strømningen i en dimension:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dz}\left[K\left(\frac{dh}{dx} + \cos\alpha\right)\right] - S$$

ligning 3. 5

hvor t er tiden [T], S er en sænkningsfaktor [L^3/L^3T], der tager højde for røddernes vandoptag og α er vinklen mellem strømningsretningen og den vertikale akse (hvor α=0˚ svarer til vertikal strømning, og α=90˚ svarer til horisontal strømning).

Forskellige modeller kan vælges til at bestemme de hydrauliske egenskaber (retentionsegenskaberne samt den hydrauliske konduktivitet) for mediet. Her bruges van

Genuchten-Mualem model (van Genuchten, 1980), der bestemmer den hydrauliske konduktivitet (K) i den umættede zone fra retentionsfunktionen θ(h):

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \dfrac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases}$$

ligning 3. 6

$$K = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{l/m}\right)^m\right]^2$$

ligning 3. 7

hvor

$$m = 1 - \frac{1}{n}, \quad n > 1$$

ligning 3. 8

θ_s og θ_r [L^3/L^3] er henholdsvis fuldt vandmættet medium (hvilket er ækvivalent med porøsiteten) og residual vandindhold; α og n er retentionsparametre der henholdsvis bestemmer, hvornår dræning indtræffer og formen af retentionskurven. K_s er den mættede hydrauliske konduktivitet; l er tortuositeten (estimeret til gennemsnitlig at være 0,5 for mange sedimenter), og S_e er den effektive mætning givet ved

$$S_e = \frac{S - S_r}{1 - S_r}$$

ligning 3. 9

hvor S er vandmætningen af sedimentet, og S_r er den residuale vandmætning, når mediet tilnærmelsesvis ikke drænes længere (Jensen, 2004; Šimůnek, 2009).

Retention er egenskaben til at tilbageholde vand i den umættede zone pga. kapilærkræfter og adhæsion. Kapilærkraft er vandmolekylers evne til at tiltrække hinanden, mens adhæsion er partikeloverfladens egenskab til at tilbageholde vand. I et porerum bestående af vand og luft vil vand have tendens til at "klæbe" sig til partiklernes overflade, mens luften vil fanges i midten af porerummet.

Som alternativ til at måle hydrauliske parametre kan disse estimeres ved at benytte invers modellering, der er en form for modelkalibrering/optimering. Det kræver et sæt af observerede data, såsom vandindhold, temperaturer eller trykniveau som de valgte parametre kan kalibreres efter.

En anden metode til at bestemme de hydrauliske parametre er ved brug af Programmet ROSETTA (Schaap et al., 2001), der implementerer Pedotransfer-funktionen (PTF) til at bestemme van Genuchtens (1980) retentionsparametre (α og n), den mættede hydrauliske konduktivitet, samt porøsiteten og residualvandindholdet i jorden. Dette bestemmes ved brug af f.eks. den procentvise kornstørrelsesfordeling og massedensiteten. For at bestemme de hydrauliske parametre ud fra kornstørrelsesfordelingen og massedensiteten bruger ROSETTA en model der er baseret på neural network-analyse (Schaap et al., 1998), der anvender supplerende inputvariabler med en stigende grad af nøjagtighed. Denne metode er mindre præcis end direkte målinger, men metoden gør det muligt at bestemme de hydrauliske parametre ud fra mere lettilgængelige og billigere metoder.

3.2 Temperatur i den umættede zone

Temperaturvariationer over dagen og året kan beskrives med en sinuskurve givet ved

$$T = T_A + A\,sin(\omega t + \varphi)$$

ligning 3. 10

$$\omega = \frac{2\pi}{\tau}$$

ligning 3. 11

hvor T [˚C] er jordtemperaturen for den valgte dybde til tiden t [T], T_A [˚C] er middeltemperaturen af den valgte dybde, A er amplituden [˚C], φ er forskydningsfaktoren, ω [T^{-1}] er perioden for en bølgelængde og τ [T] er tiden, det tager for bølgen at fuldende en cyklus.

Varme vil transportere sig mod områder af lavere temperatur og dermed bevæge sig mod termisk ligevægt. Termisk transport i et medie forekommer på to måder, grundet konduktion og konvektion. Konduktion er overførsel af termisk energi mellem materialer

pga. temperaturgradienten. Konduktion foregår i alle former for materiale (faste, flydende eller gasser), men uden at der forekommer bevægelse af materialets masse. I fast materiale forekommer konduktion grundet kombinationen af vibrationer fra molekyler og energien transporteret af frie elektroner. Konvektion er overførsel af varme pga. bevægelse af et flydende materiales masse. For de fleste sedimenter domineres den termiske transport af konduktion. Dette skyldes, at den termiske transport for vandmættet jord er meget højere end for vand, samt at bevægelse af vand i et tørt sediment vil forekomme langsomt. Termisk transport i et transient medie er givet ved:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

ligning 3. 12

hvor T er temperaturen [grader], t er tiden [T], z er dybden [L] og D [L^2/T] er jordens termiske diffusivitet givet ved:

$$D = \frac{\lambda}{C}$$

ligning 3. 13

hvor λ [ML/T^3°C]er jordens termiske konduktivitet og C [M/LT^2K]er den volumetriske varmekapacitet for det porøse medie. C er givet ved de Vries' (1963) ligning:

$$C = C_s f(C_s) + C_o f(C_o) + C_a f(C_a) + C_w f(C_w)$$

ligning 3. 14

hvor C (sænket s, o, a, w) er den volumetriske specifikke varmekapacitet for henholdsvis den faste, organiske, gasformige og flydende fase, og hvor f angiver fraktionen af faserne.

Til at bestemme termisk transport i den umættede zone er programmet HYDRUS-1D brugt. HYDRUS-1D løser en modificeret form af den termiske transportsligning, der yderligere inkluderer konvektion:

$$C\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda\frac{\partial T}{\partial z}\right) - C_v J_v \frac{\partial T}{\partial z}$$

ligning 3. 15

hvor J_v er Darcian strømning af vand [L/T], og λ er den termiske konduktivitet der er givet ved Chung & Hortons (1987) ligning:

$$\lambda = b_1 + b_2\theta + b_3\theta^{0,5}$$

ligning 3. 16

hvor b_1, b_2 og b_3 er empiriske parametre [ML/T^{3}°C] og θ er vandindhold for den respektive termiske konduktivitet (Radcliffe, 2010; Šimůnek et al., 2009).

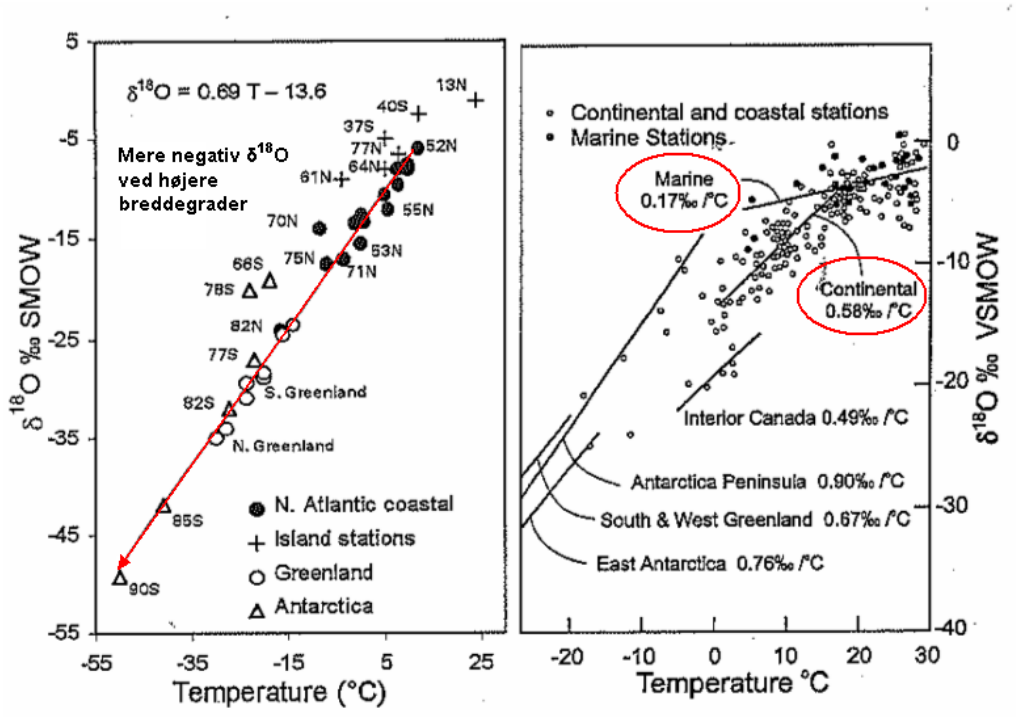
3.3 Stabile miljøisotoper

Isotopanalyse af nedbør, infiltrationsvand og grundvand kan benyttes til at bestemme transportvejen og opholdstiden i den umættede zone. Til dette anvendes ofte miljøisotoper, der er isotoper af de elementer, der er naturligt forekommende og hyppigt optræder i vores miljø såsom: hydrogen (H), karbon (C), nitrogen (N), oxygen (O) og svovl (S). Ustabile isotoper af disse elementer bruges til at bestemme alderen af vandet fra henfaldsraten, mens koncentrationen af de stabile isotoper bruges som sporingsstof og kan bidrage til bestemmelses af transportvejen og hastigheden.

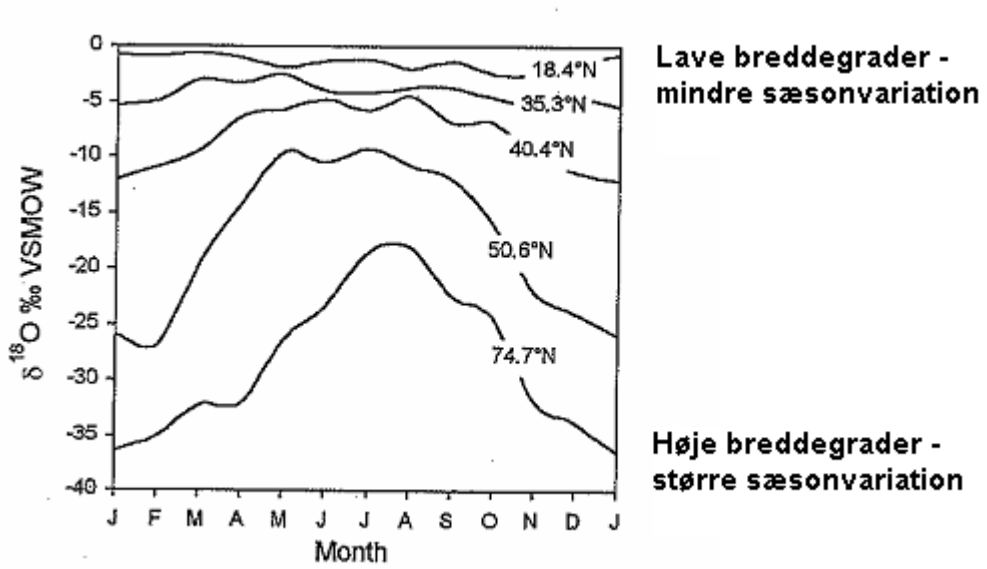
Her er fokuseret på de stabile isotoper af hydrogen (^{1}H og ^{2}H) og oxygen (^{16}O og ^{18}O). Forholdet mellem disse isotoper forbliver konstant under infiltration, såfremt der ikke forekommer faseskift eller fraktionering. Fraktionering forekommer ved termodynamiske reaktioner grundet forskellen i reaktionshastigheder for forskellige molekylearter. Isotoper af samme element har forskellige reaktionshastigheder, da de tungeste isotoper i en kemisk forbindelse har stærkere bindinger end de lette og derfor kræver mere energi for at adskille sig. Dette medfører, at lette isotoper adskiller sig hurtigere end tunge og derfor vil tunge isotoper fortrinsvis ophobe sig i vandfasen i en reaktion mellem gas og væske og i isfasen i en reaktion mellem væske og fast stof.

Isotopsammensætningen i nedbøren og det vand, der infiltrerer gennem den umættede zone, er påvirket af meteorologiske processor, hvilket giver vandet et karakteristisk signal. Naturlige indflydelser på nedbørens isotopsammensætning er højde, temperatur og geografisk beliggenhed. Det er ikke muligt at sammenligne absolutte isotopværdier globalt i forhold til regionalt da isotopfordelingen i nedbør er afhængig af, hvor vandet er fordampet

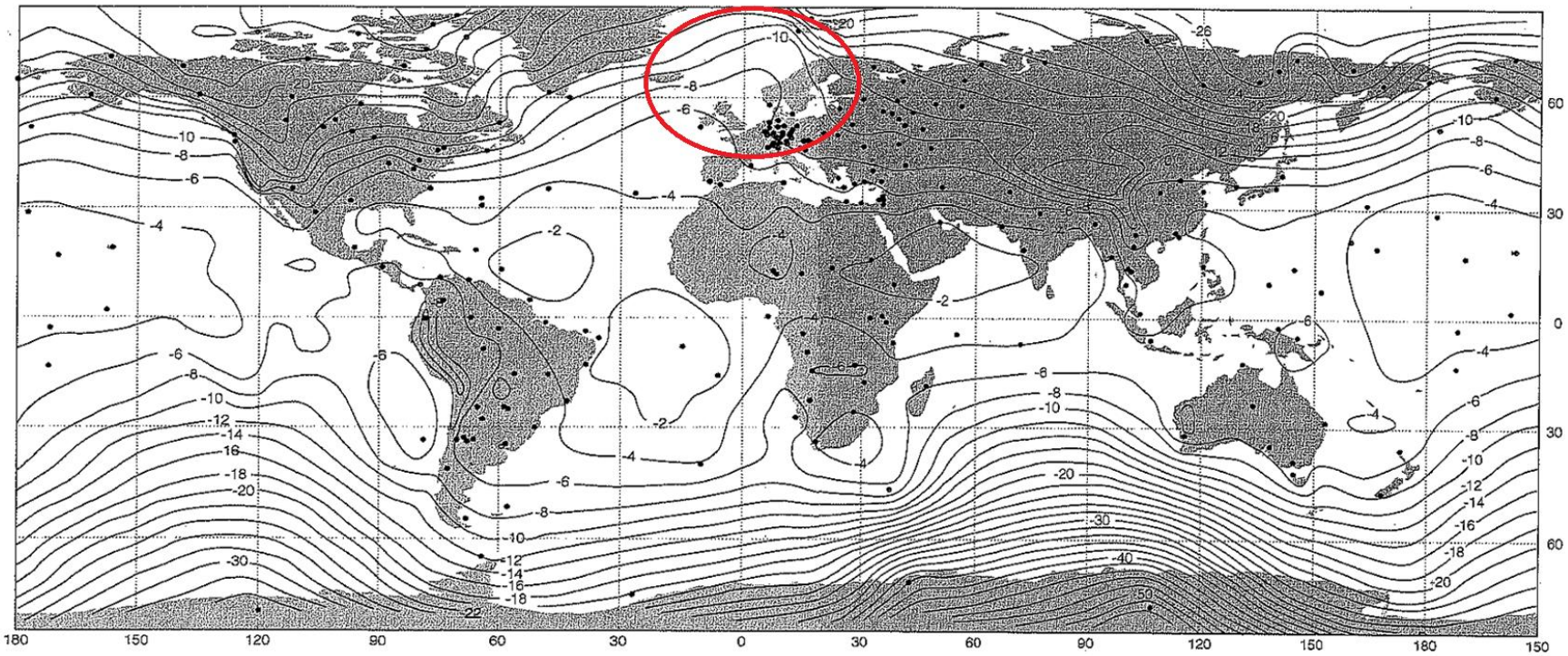
fra og hvor langt vanddampene har rejst samt årstiden. Dog forekommer de samme tendenser for isotopsammensætningen globalt og regionalt. $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ forarmes ved stigende breddegrad, pga. temperaturens store indflydelse på fraktioneringsprocesserne. Yderligere er isotopforholdet også påvirket af havstrømme og kontinentaleffekten (figur 3. 3). Nedbør i områder tæt på varme havstrømme beriges relativt i de tungere isotoper sammenlignet med nedbøren i områder ved samme breddegrad uden varme havstrømme (figur 3. 5). Samtidig vil nedbør på de indre kontinentale områder være mere forarmet i $\delta^{18}O$ end det vil være tilfældet ved kystområderne (på grund af havets relativ stabile temperatur). Grundet kontinenternes varierende topografi og ekstreme variationer i temperaturen vil isotopsammensætningen af vanddampe, der bevæger sig over kontinenter ændre sig markant over afstand. Nedbør ved højere altitude vil være relativt mere forarmet i de tungere isotoper, fordi gennemsnitstemperaturen falder med højden. Mængden af ^{18}O falder mellem -0,15 og -0,5 ‰ per 100 meters højde, mens ^{2}H aftager mellem -1 og -4 ‰ per 100 m. Globalt set forekommer der mindre variation af $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i nedbøren over året ved lavere breddegrader end ved højere (figur 3. 4). Dette skyldes, at temperaturforskellen mellem sommer og vinter er højere ved polerne end ved ækvator (Clark & Fritz, 1997).



figur 3. 3: Globale temperatur- og $\delta^{18}O$-forhold for nedbør. Temperaturen er den gennemsnitlige årlige lufttemperatur for de udvalgte stationer (venstre). Forskellen mellem marine og kontinentale stationers temperatur- og $\delta^{18}O$-forhold (højre) (Clark og Fritz, 1997).

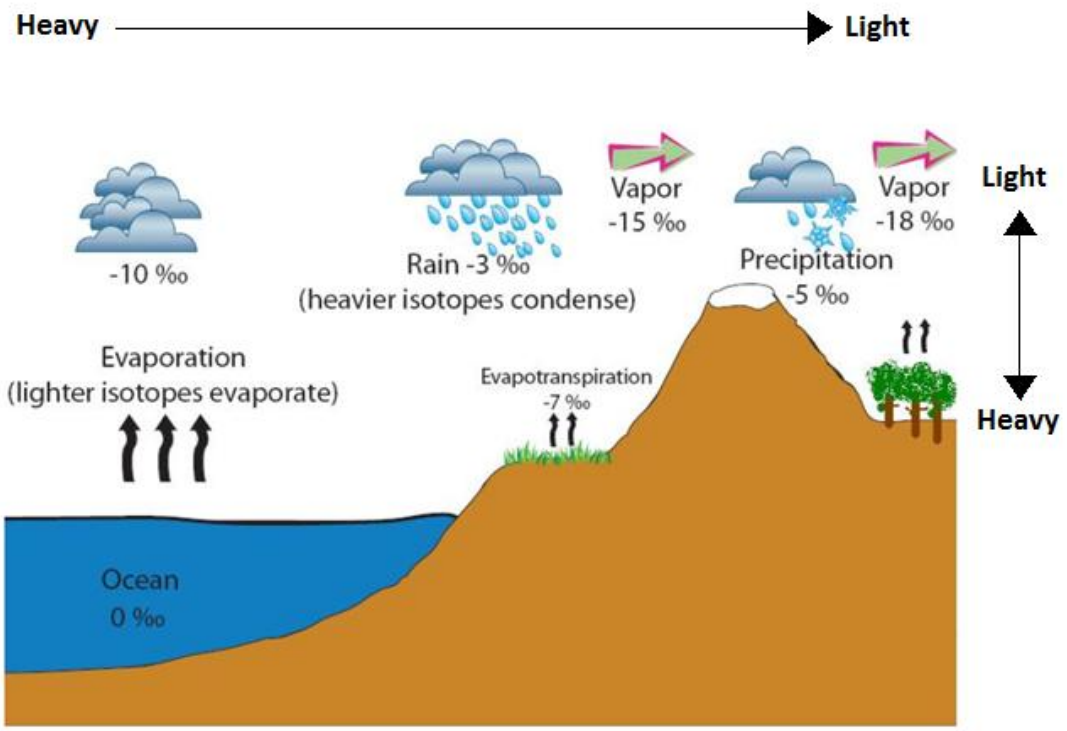


figur 3. 4: Sæsonvariationen af $\delta^{18}O$ i nedbør for stationer fra lave til høje breddegrader i Nordamerika (Clark og Fritz, 1997).



figur 3. 5: Fordelingen af $\delta^{18}O$ globalt set. I den røde cirkel ses, hvordan $\delta^{18}O$-konturen er forskudt mod nord, hvilket skyldes Golfstrømmens varmetilførsel (Clark & Fritz, 1997).

For at sammenligne isotopværdier direkte skal man ned på lokalt niveau. Lokale variationer i nedbør og det infiltrerede vand kan skyldes temperaturændringer, f.eks. i form af sæsonvariation, afstand fra vådområder og landskabets topografi. Sæsonvariationer i isotopsammensætningen af nedbør forekommer, fordi nedbøren forarmes relativt i de tungere isotoper af elementerne ved lavere temperatur. Dvs. at nedbøren om vinteren er mere forarmet i ^{18}O og ^{2}H end om sommeren (figur 3. 4). Når oceaniske luftmasser bevæger sig over landområder og dermed fjernes fra kilden af vand, vil vandet i disse luftmasser blive relativt forarmet i de tunge isotoper når det regner. Jo længere luftmassen bevæger sig fra vandkilden, des mere forarmet vil vandet i denne blive. Hvis luftmassen bevæger sig over terrestriske kilder af vand, vil denne blive beriget med de lettere isotoper og derved vil $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i luftmassen blive mere negativt (da forskellen mellem mængden af ^{18}O og ^{16}O samt ^{2}H og ^{1}H vil være større). Andre ændringer i isotopsammensætningen på land kan være resultat af opblanding med andre vandmasser (Gat & Airey, 2006).



figur 3. 6: Fraktionering af tunge isotoper i den hydrologiske cyklus. Værdierne, der er hypotetiske viser hvordan forholdet af $\delta^{18}O$ ændres over afstand. Generelt bliver nedbøren beriget i lette isotoper jo længere fra vandkilden den forekommer. Desuden vil skyer være beriget i lette isotoper, mens nedbør vil være forarmet i lette isotoper i forhold til skyen hvorfra den fortættede (men ikke i forhold til skyens kilde) (Modificeret fra Micorbial Life, 2009).

Ved smeltning af sne forekommer der fraktionering af isotoperne. Under forårets tøvejr forekommer to primære processer der modificerer fordelingen af isotoper i den smeltende sne. Den ene udveksling forekommer ved sublimation (når den faste sne og vanddamp skifter faser med hinanden, uden at den mellemliggende vandfase forekommer). Den anden udveksling er mellem sneen og smeltevandet når det infiltrere fra overfladen af snemassen til bunden af snemassen. Den første sne, der smelter, vil grundet fraktionering være mere forarmet i $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ end nedbøren, og derfor vil det sidste smeltevand være beriget i $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i forhold til det første smeltevand. Samlet set vil det vand der stammer fra sne grundet sublimation ved sneens overflade, være mere forarmet i $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ end den nedbør, der har dannet sne (Clark & Fritz, 1997; Gurney & Lawrence, 2004).

Til at beregne mængden af $^{18}O/^{16}O$ og $^{2}H/^{1}H$ i smeltevandet bruges Rayleighs destillationsligning (Clark & Fritz 1997):

$$R = R_0 f^{(\alpha-1)}$$

ligning 3. 17

Hvor R er mængden af $^{18}O/^{16}O$ og $^{2}H/^{1}H$ i det aftagende reservoir, R_0 er den initiale isotopforhold i reservoiret, og f er den resterende fraktion af reservoiret, og α er faktoren af ligevægtsfraktioneringen for reaktionen.

Stabile miljøisotoper måles som forholdet mellem de to mest hyppige isotoper af et element. For oxygen er dette isotoperne ^{18}O og ^{16}O, der har en naturlig forekomst på jorden på henholdsvis 0,205 % og 99,757 %, mens hydrogenisotoperne ^{1}H og ^{2}H har en naturlig forekomst på henholdsvis 99,9885 % og 0,0115 % (Haynes, 2011). Derfor er det naturlige forhold mellem $^{18}O/^{16}O$ og $^{2}H/^{1}H$ på jorden henholdsvis 0,00205 og 0,000150.

Isotopkoncentrationer angives ofte i forhold til en reference som en δ-værdi, da det er kompliceret at måle det absolutte forhold af isotoper og besværligt at sammenligne data fra forskellige laboratorier. Ved at måle koncentrationen af isotoper i forhold til en international standardreference såsom VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) på samme tid og på samme maskine, kan man eliminere den usikkerhed, der forekommer mellem forskellige

maskiner på forskellige laboratorier. δ-værdier, der er det relative forhold mellem prøve og referencen VSMOW, er givet ved:

$$\delta^{18}O_{prøve} = \left(\frac{(^{18}O/^{16}O)_{prøve}}{(^{18}O/^{16}O)_{reference}} - 1\right) x1000‰\ VSMOW$$

ligning 3. 18

eller

$$\delta^{2}H_{prøve} = \left(\frac{(^{2}H/^{1}H)_{prøve}}{(^{2}H/^{1}H)_{reference}} - 1\right) x1000‰\ VSMOW$$

ligning 3. 19

Hvis den resulterende δ- værdi er positiv betyder det, at prøven indeholder mere ^{18}O eller ^{2}H end referencen, dvs. prøven er beriget i ^{18}O eller ^{2}H i forhold til VSMOW og omvendt. Er prøven derimod negativ betyder det, prøven er forarmet i ^{18}O eller ^{2}H i forhold til VSMOW. Forholdet mellem $^{2}H/^{1}H$ i VSMOW er $1{,}5575*10^{-4}$, mens det for $^{18}O/^{16}O$ er $2{,}0052*10^{-3}$.

Forholdet mellem $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i nedbør er givet ved denne lineære ligning:

$$\delta^{2}H = m\delta^{18}O + b$$

ligning 3. 20

hvor m er hældningen, og b er skæringspunktet (Clark & Fritz, 1997; Gurney & Lawrence, 2004).

4. Lokalitetsbeskrivelse

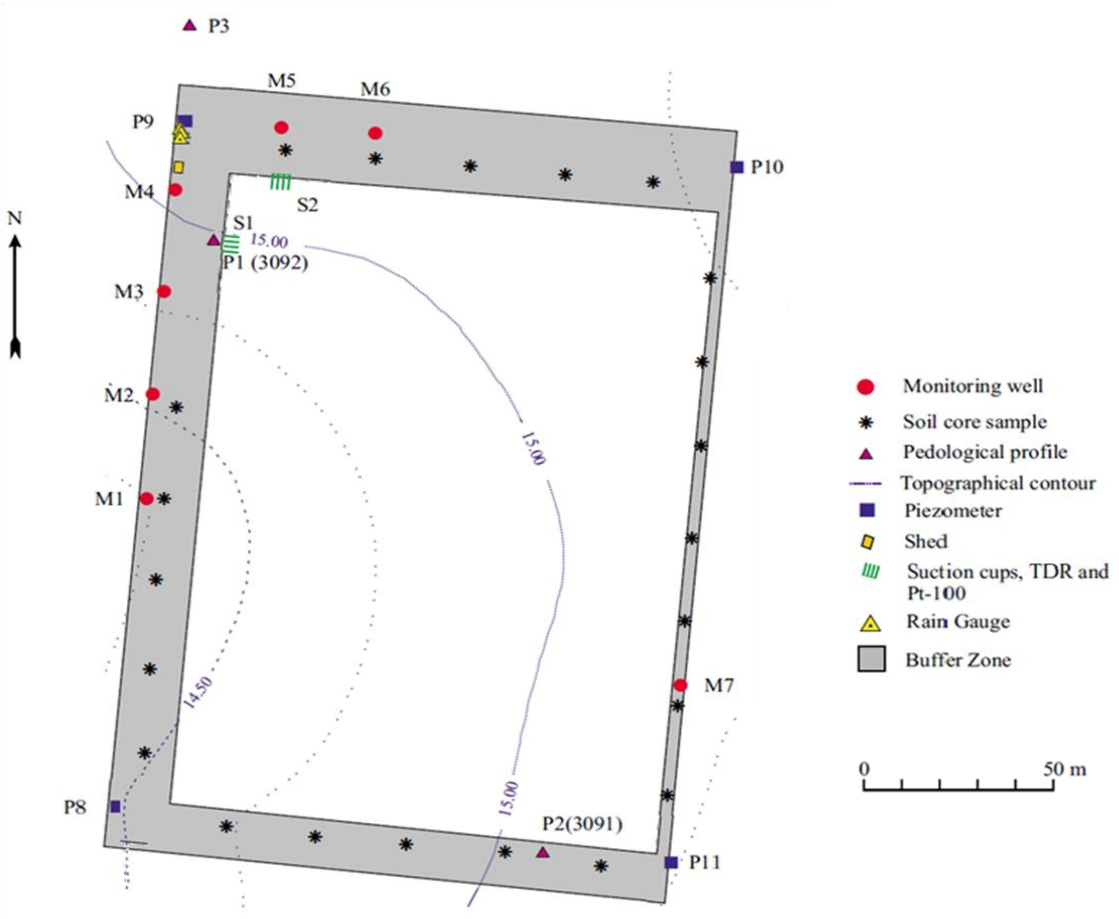
4.1 VAP projektet

Forsøgsstationen Jyndevad, der ligger i Sønderjylland (figur 4. 1), er en af seks forsøgsmarker, der er oprettet mellem maj 1999 og april 2000 i forbindelse med projektet *Varslingssystem for udvaskning af pesticider til grundvand* (VAP). Forsøgsmarken Slaeggerup er efterfølgende taget ud af brug. Formålet med projektet er at overvåge om pesticider eller pesticidernes nedbrydningsprodukt infiltrerer til grundvandet under almindelige landbrugsvilkår. Markerne er udvalgt for at repræsentere de mest dominerende jordtyper og klimatiske variationer i Danmark, da jordtype og nedbør er de parametre, der dominerer pesticidinfiltration i Danmark.

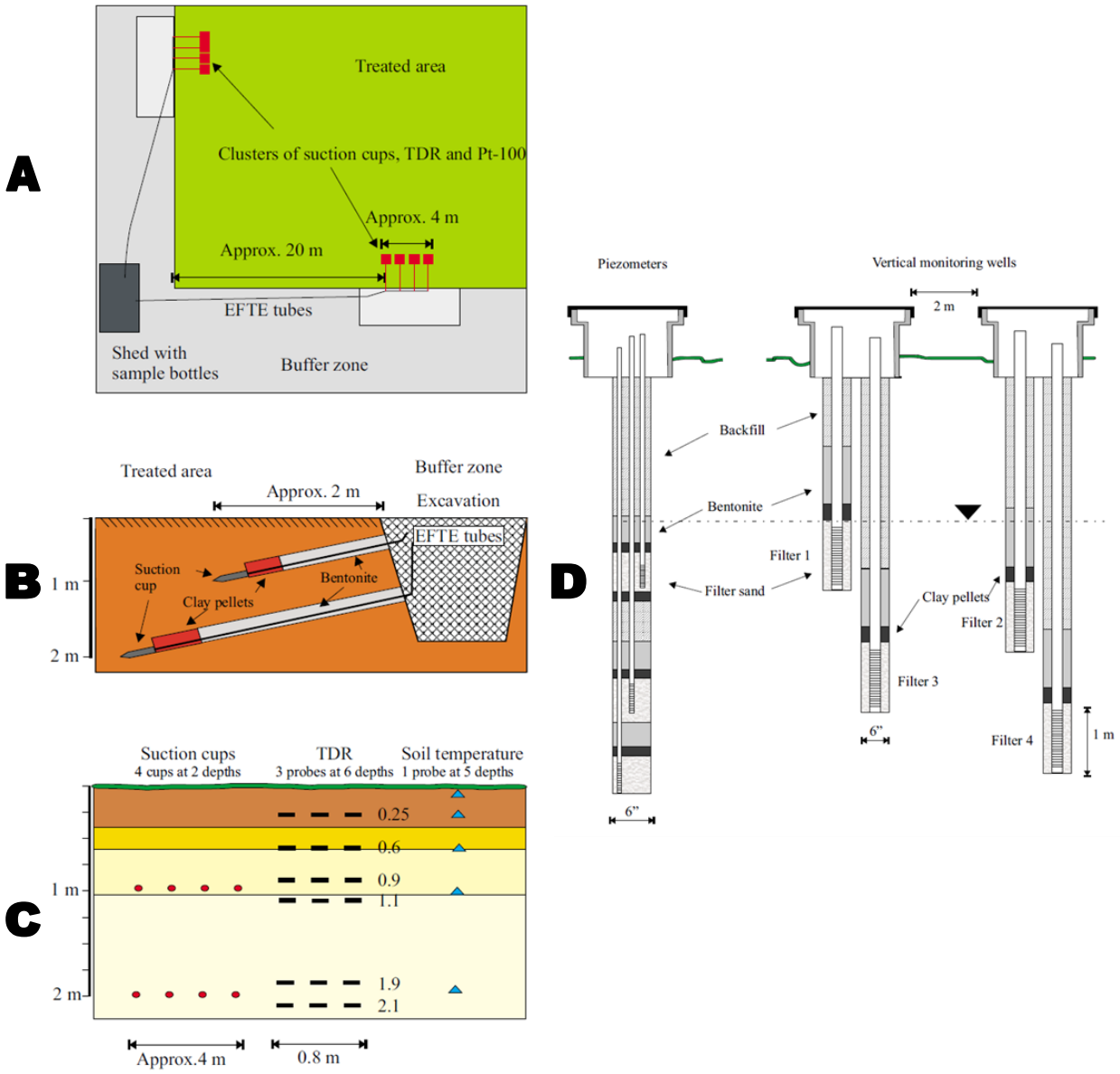
figur 4. 1: Kort over VAP markernes placering. Den røde cirkel markerer Jyndevad, som her er brugt som undersøgelsesmark (Modificeret fra Lindhardt et al., 2001).

Forsøgsmarken ved Jyndevad er 2,39 ha stor med en bufferzone, der varierer i bredde fra 24 m, 16 m, 14 m og 3 m ved henholdsvis den nordlige, vestlige, sydlige og østlige grænse. Mod øst agerer et læhegn supplerende bufferzone. På figur 4. 2 ses en skitse over forsøgsmarken, dens bufferzone og installationer (th). I hvert hjørne af bufferzonen er der lavet et borehul med piezometre med filter i tre forskellige niveauer. Ved P9 er vandspejlet målt hver time ved at bruge en differentiel tryktransducer forbundet til en Campbell datalogger. Udover at måle vandspejlet automatisk i P9 er vandspejlet også pejlet manuelt i alle piezometrene hver gang der er indsamlet prøver. Ydermere blev der installeret syv vertikale prøvetagningsbrønde til at indsamle vandprøver fra grundvandet, ved hjælp af en Whale pumpe. Hver brønd består af fire filtre, der dækker de øverste fire meter af grundvandet og for at forhindre vertikal bevægelse af vandet langs med forerøret, er filtrene placeret i separate borehuller. På marken er der installeret to automatiske regnmålere, som indsamler data automatisk hvert minut og lagrer data på timebasis. I de grønt skraverede områder på selve testområdet foretages indsamling af porevandsprøver fra den umættede zone ved hjælp af sugekopper, målinger af jordtemperatur samt målinger af vandindhold ved brug af TDR-sonder. figur 4. 3 viser installationernes indbyrdes placering set ovenfra (A), set i tværsnit (C), opsætningen af sugekopper (B), samt opsætningen af piezometre- og prøvetagningsbrønde (D). (Lindhardt et al. 2001; Rosenbom et al. 2010).

For at imitere naturlige landbrugsforhold og praksis har marken været sået med forskellige afgrøder i perioden 2000-2009 på følgende måde: Vinterrug, majs, kartofler, vårbyg, ærter, vinterhvede, vårbyg, triticale, vinterhvede, vårbyg (Lindhardt et al., 2001; Rosenbom et al., 2010).



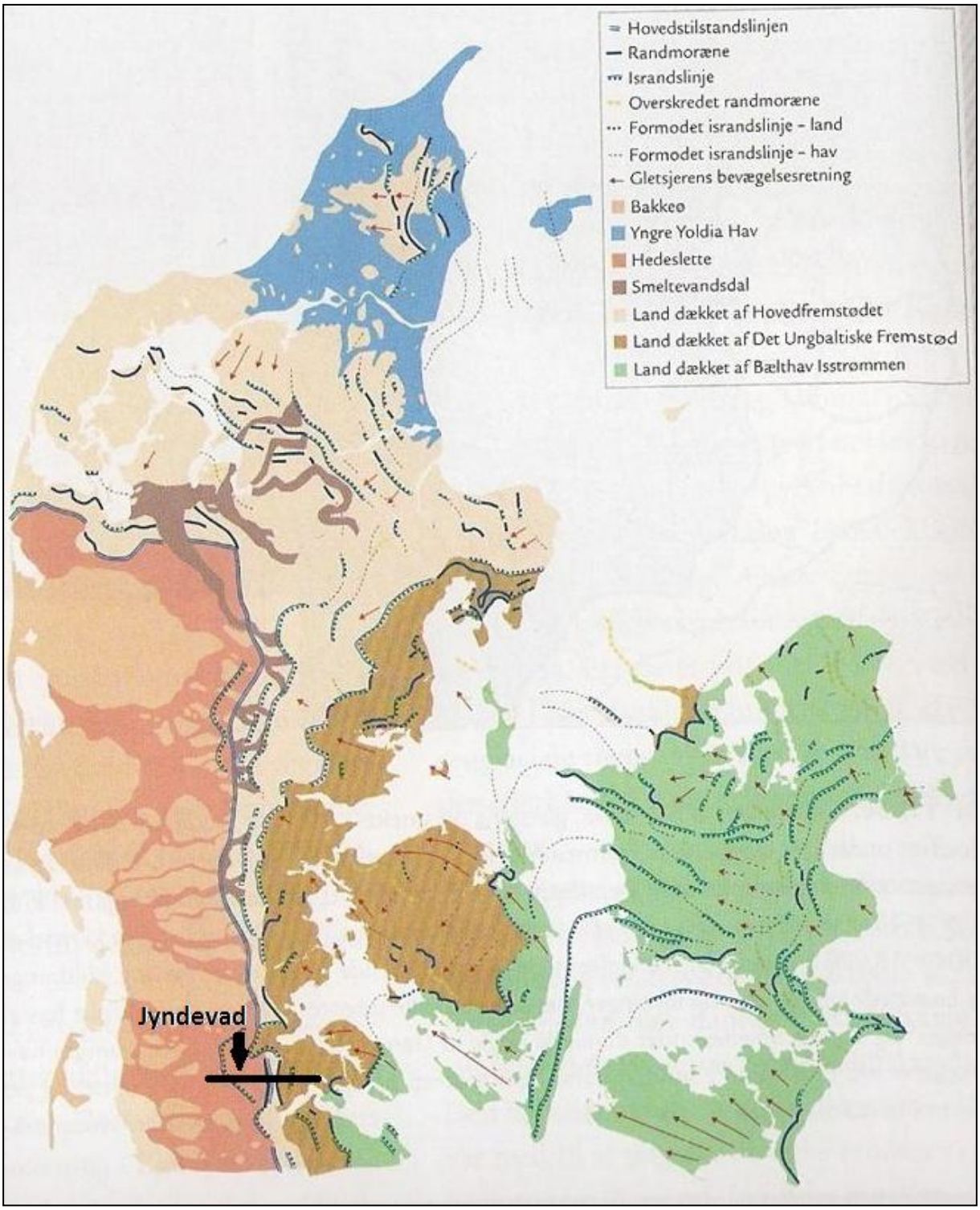
figur 4. 2: Skitse over topografi og placering af diverse installationer på forsøgsmarken Jyndevad (Modificeret fra Lindhardt et al., 2001).



figur 4. 3: A) Placering af sugekopper, TDR sonder samt jordtemperatursonder på Jyndevad. B) Tværsnit over opsætningen af sugekopperne. C) Skitse over placeringerne af sugekopper, TDR sonder samt jordtemperatursonder set som tværsnit. D) Skitse over etablering af multi-niveau piezometer (tv) og vertikale prøvetagningsbrønde, hvor to brønde hver indeholder to filtre som tilsammen dækker over fire dybder (th) (Lindhardt et al., 2001).

4.2 Geologi

Forsøgsstationen Jyndevad ligger vest for hovedstilstandslinjen, der markerer den vestligste udbredelse af Weichsels isskjold, og består af smeltevandsaflejringer fra afsmeltningen af isskjoldet (figur 4. 4). Området domineres af bakkeøer, der er morænelandskab fra næstsidste istid, Saale, samt smeltevandssletter fra Weichsel (Sand-Jensen, 2006).



figur 4. 4: Kort over israndsforløb og landskabsformer i Danmark, disse knytter sig til forskellige stadier af isens afsmeltning i Sen Weichsel (Sand-Jensen, 2006). Den sorte streg repræsenterer placering af tværsnitsprofilet, der ses i figur 4. 5.

4.2.1 Regionalt

Landskabsudviklingen i Sønderjylland ses i fem tværsnit fra øst mod vest på figur 4. 5. Profil A er umiddelbart efter næstsidste istid Saale, der herskede for mellem 380.000 og 130.000 år siden. I Danmark har Saale efterladt spor af tre større isfremstød afbrudt af isfrie perioder. Mod vest blev randmoræner opbygget af sammenskubbede flager af prækvartære og kvartære lag, med smeltevandsslette foran og bakket dødismorænelandskab med lavninger, moser og søer dannet under isens afsmeltning bagved. Dette udgør det indre af de mange jyske bakkeøer. Længere mod øst ophører det bakkede dødislandskab og afløses af en jævn moræneflade, der er aflejret på en tidligere smeltevandsslette. Videre mod øst ses en fjord med marint aflejrede sedimenter samt en bølget bundmoræne og endnu en randmoræne, der er dannet under isens afsmeltning pga. mindre genfremstød.

Saale blev afløst af mellemistiden Eem, der startede for 130.000 år siden og sluttede for 117.000 år siden. Eem var lidt varmere end det nutidige klima, og havniveauet var nogle meter over det nuværende.

Profil B, C og D afbilleder situationen under sidste istid Weichsel, der sluttede for 11.500 år siden og havde seks større fremstød, der nåede Danmark i løbet istidens periode på 105.500 år. I tidlig Weichsel var Danmark præget af tundralandskab, der er kendetegnet af sparsom vegetation såsom urter og lave buske. Samtidig fandtes der dyr som blandt andet mammutter, uldhåret næsehorn og kæmpehjorte.

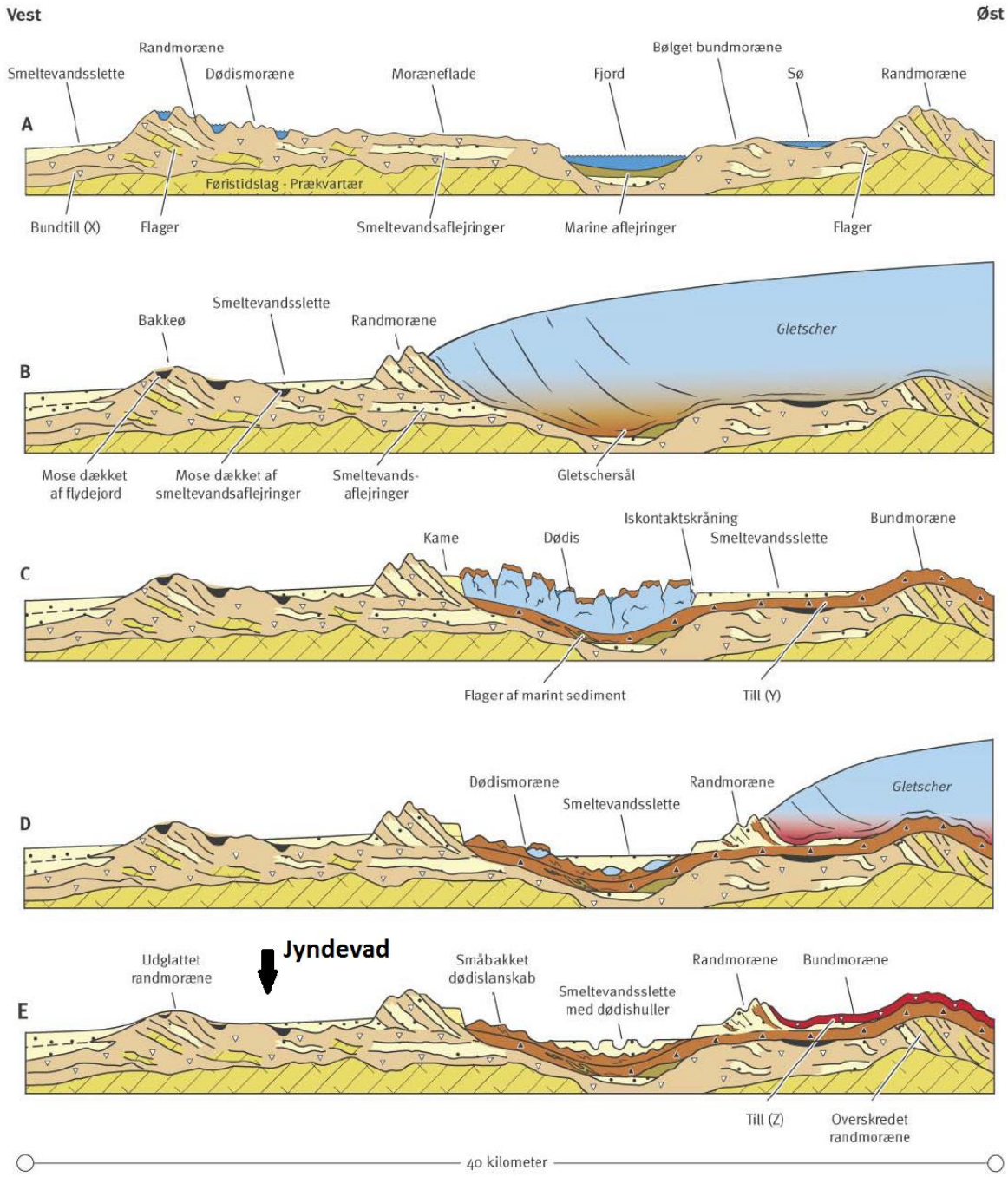
Profil B viser, hvordan isen fra øst udglatter det gamle landskab og fjerner toppen af randmorænen mod øst. Foran isen bliver jordmasser presset op som en ny randmoræne. Mod vest dannes en smeltevandsslette da lavtliggende dele af det ældre landskab dækkes af sand og grus aflejret af floder fra isen. Det meste af året var jorden frosset til i mange meters dybde, men i de korte sommerperioder nåede de allerøverste lag af jorden at tø op. Dette medførte jordflydning, der udglattede det reliefrige istidslandskab fra Saale, som ikke var berørt af gletsjeren.

Profil C viser landskabet efter isen er smeltet så langt tilbage, at området er blevet frit for aktiv is. Gletsjeren har afsat en bundtill, der indeholder flager af marine sedimenter fra den tidligere fjord. Store mængder dødis er efterladt, fordi dele af den tidligere gletsjeroverflade

dækkes af sediment, der beskytter isen mod solens stråler. Mellem dødisen og randmorænen mod øst (dannet under Saale) har smeltevandet fra isens tilbagetrækning skabt en smeltevandsslette.

Hovedstilstandslinjen i Midtjylland markerer randen af Det Skandinaviske Isskjold, der trængte ind over Danmark fra nordøst for 23.000 til 20.000 år siden. Under dette fremstød blev de nord- og østjyske tunneldale dannet. Profil D viser forekomsten af genfremstød af isen, hvor den gamle randmoræne mod øst overlejres af endnu en gletsjer. Dele af smeltevandsletten presses op af isen og danner endnu en randmoræne. Under isen aflejres en bundtill, mens smeltevandsedimenter dækker det sidste dødislandskab.

Profil E viser nutidens landskab, der viser spor af bakkeøer og randmoræner på trods af udjævning pga. jordflydning. Det småbakkede landskab øst for den ældste randmoræne vidner om et bortsmeltet dødislandskab. Samtidig har bortsmeltningen af begravet dødis under smeltevandssletten skabt dødishuller i det nuværende landskab. Øst for den yngste randmoræne ses et bundmorænelandskab, der følger det tidligere underlags form (Geoviden, 2005; Sand-Jensen, 2006).



figur 4. 5: Skitseret tværsnit af landskabsudviklingen på tværs af Sønderjylland (Geoviden, 2005).

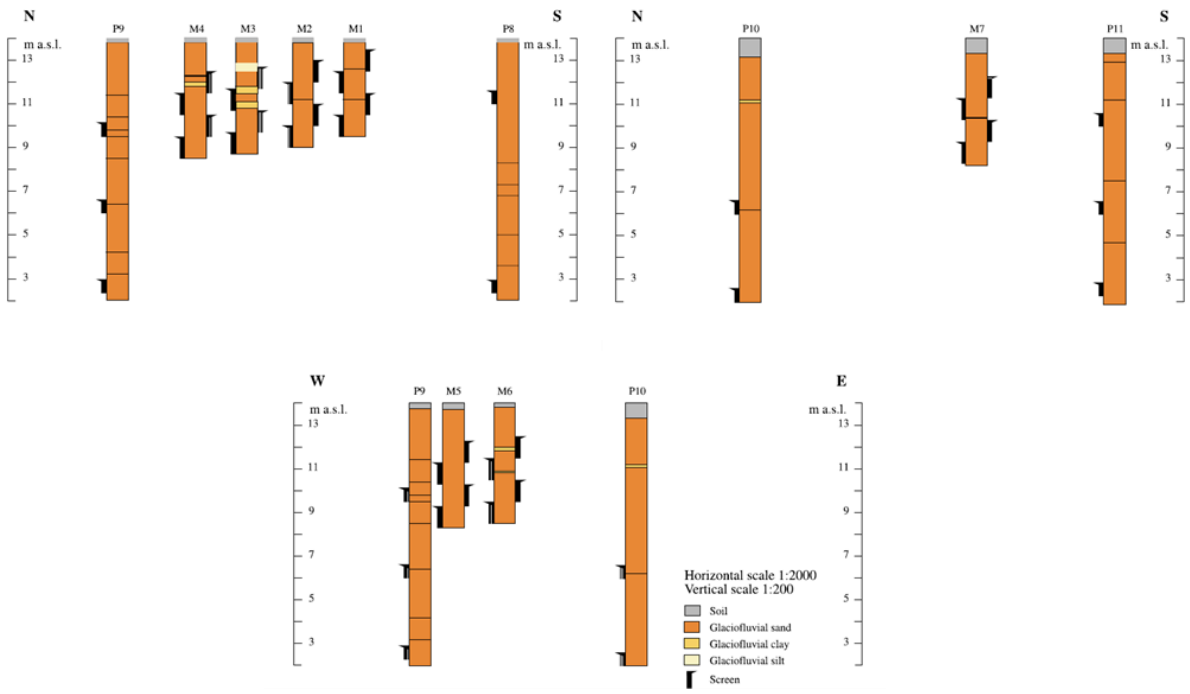
4.2.2 Lokalt

De øverste 12 m ved Jyndevad er beskrevet fra boring af piezometer (P8-P11) og monteringsbrønde (M1-M7) (figur 4. 6) samt fra tre udgravede profiler (P1, P2 og P3). Sedimentet er domineret af fint til groft sand med tynde lokale indslag af ler og silt på 2-30 cm. Under det sorte toplag af muld skifter farven på sedimentet med dybden fra mørkt gul-

brunt sediment til mere brun-gult sediment, og de dybeste sedimenter er lyse gul-brune eller lyse brun-grå i farven.

Forsøgsområdet ligger mellem 14-15 m.o.h. (figur 4. 2) med en gennemsnitlig hældning på 1:1000 mod vestsydvest. Sedimenterne i området er aflejret i et fluvialt miljø foran en gletsjer, hvor sandaflejringerne - sommetider med indslag af grus - repræsenterer kanaludfyldninger og bankeaflejringer, der dannes under forhold med høj energi. Modsat repræsenterer silt- og lerindslagene forhold med lav energi grundet lavere strøm i floden.

Pedologisk set kan Jyndevad inddeles i tre horisonter (en A-, B- og C-horisont), hvor lagenes tykkelser varierer mellem 30-33 cm, 54-89 cm og 30-76 cm. A-horisonten består af muld, der er nedbrudt organisk materiale, B-horisonten består af sandede sedimenter med et moderat til lavt indhold af muld alt afhængig af dybden. Derudover forekommer der rødder i B-horisonten, hvilket adskiller B-horisonten fra C-horisonten, der hovedsaligt består af sandet sediment med få forekomster af muld (Lindhardt et al., 2001).

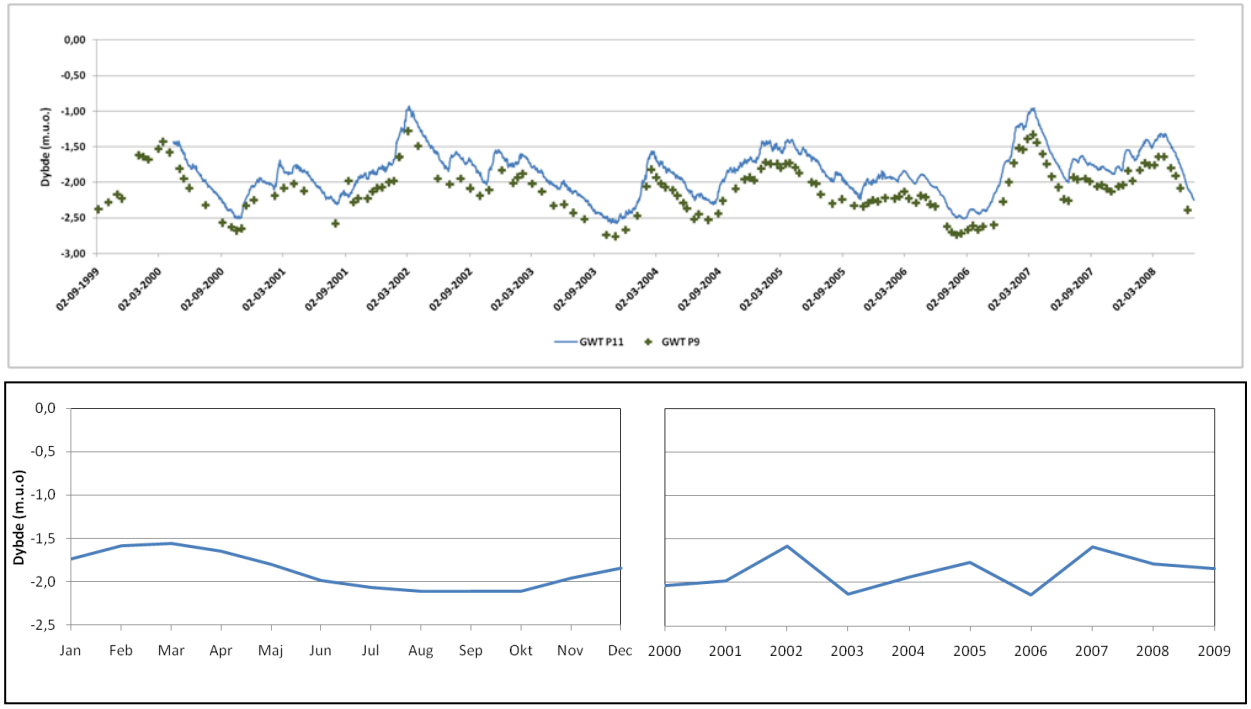


figur 4. 6: Tværsnit af piezometer- og monteringsbrønde ved Jyndevad. Brøndenes indbyrdes placering ses på figur 4. 2 (Modificeret fra Lindhardt et al., 2001).

4.3 Hydrologi

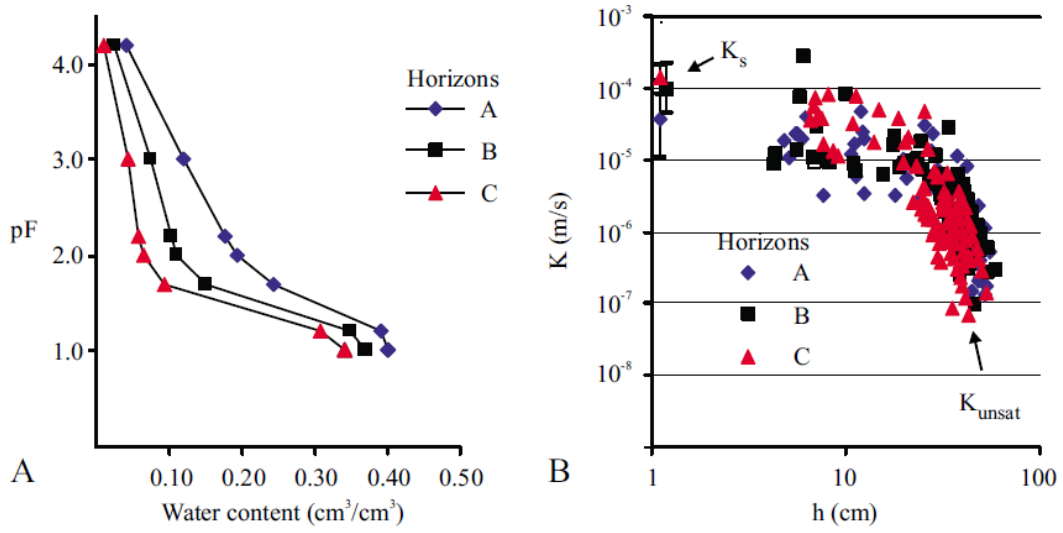
figur 4. 7 viser grundvandsspejlets placering i september 1999 for forsøgsmarken og området omkring. Vandspejlet falder ca. 30 cm fra den sydøstlige til den nordvestlige del af forsøgsmarken. Denne tendens ses også på figur 4. 8, der viser grundvandsspejlets placering fra 1999-2009 i P9 og P11, der ligger i henholdsvis det nordvestlige og sydøstlige hjørne af forsøgsmarken. Grundvandsspejlet i P9 (grønne krydser) ligger i snit 0,27 m lavere end i P11 (blå linje). P9 er afbildet med punkter, da grundvandsspejlet er pejlet manuelt, mens det i P11 er pejlet automatisk. Nederst på figur 4. 8 ses, at grundvandsspejlets placering generelt ligger højere om vinteren end om sommeren (tv.), ligesom grundvandspejlets variation er gennem årene er indtegnet (th.).

figur 4. 7: Potentielt trykniveau (m.o.h.) målt i september 1999. Den sorte pil angiver retningen af grundvandsstrømningen (modificeret fra Lindhardt et al., 2001).



figur 4. 8: Øverst ses grundvandsspejlets placering i piezometrebrøndene P11 og P9. Grundvandsspejlet er målt automatisk i P11, mens målinger i P9 er foretaget manuelt. Nederst ses Grundvandspejlets variation på måneds- og årsbasis (henholdsvis til venstre og til højre). Målinger af grundvandsspejlet starter d. 14. april 2000, derfor repræsenterer år 2000 ikke et gennemsnit for hele året.

De hydrauliske egenskaber i området er bestemt af Lindhardt et al. (2001), ved at udtage sedimentprøver i henholdsvis A-, B- og C-horisonter. Retentionskurver for de tre horisonter viser, at sediment ved pF=2,0 er drænet for det meste af vandet. Dræning forekommer for alle tre kurver samtidig, hvilket indikerer, at kornstørrelsen i de tre horisonter er ens. Sedimentet er dog bedret sorteret med dybden, da A-horisontens kurve er stejlere end B- og C-horisonternes kurver. B-horisontens kurve er derudover mere stejl end C-horisontens. Den mættede hydrauliske konduktivitet er lavest i den muldede A-horisont, hvor den ligger mellem 10^{-5} og 10^{-4} m/s, mens den i B- og C-horisonterne ligger omkring 10^{-4} m/s - dog med en lidt højere konduktivitet i C-horisonten. Den umættede konduktivitet er målt som funktion af potentialet af vandet i jorden og det ses at den hydrauliske konduktivitet falder drastisk ved jordvandspotentiale på omkring -30 cm H_2O. Den gennemsnitlige porøsitet i de tre horisonter er 0,47, 0,45 og 0,43 i henholdsvis A-, B- og C-horisonten (Lindhardt et al, 2001).



figur 4. 9: A) Retentionskurver målt for de tre horisonter A, B og C. B) Den variabelt mættede (K_{unsat}) og mættede (K_s) hydrauliske konduktivitet for de tre horisonter A, B og C (Lindhardt et al., 2001).

4.4 Meteorologi

Danmark ligger i et tempereret klimabælte, hvilket medfører lille eller ingen fordampning men derimod en primær tilbageførsel af vand til atmosfæren gennem transpiration. Infiltration til grundvandsspejlet forekommer primært om foråret og efteråret grundet lave temperaturer og inaktiv vegetation. De høje temperaturer om sommeren medfører, at nedbøren hurtigt transpirerer tilbage til atmosfæren, mens de lave temperaturer om vinteren medfører frost, der forhindrer vandet i at infiltrere gennem jorden.

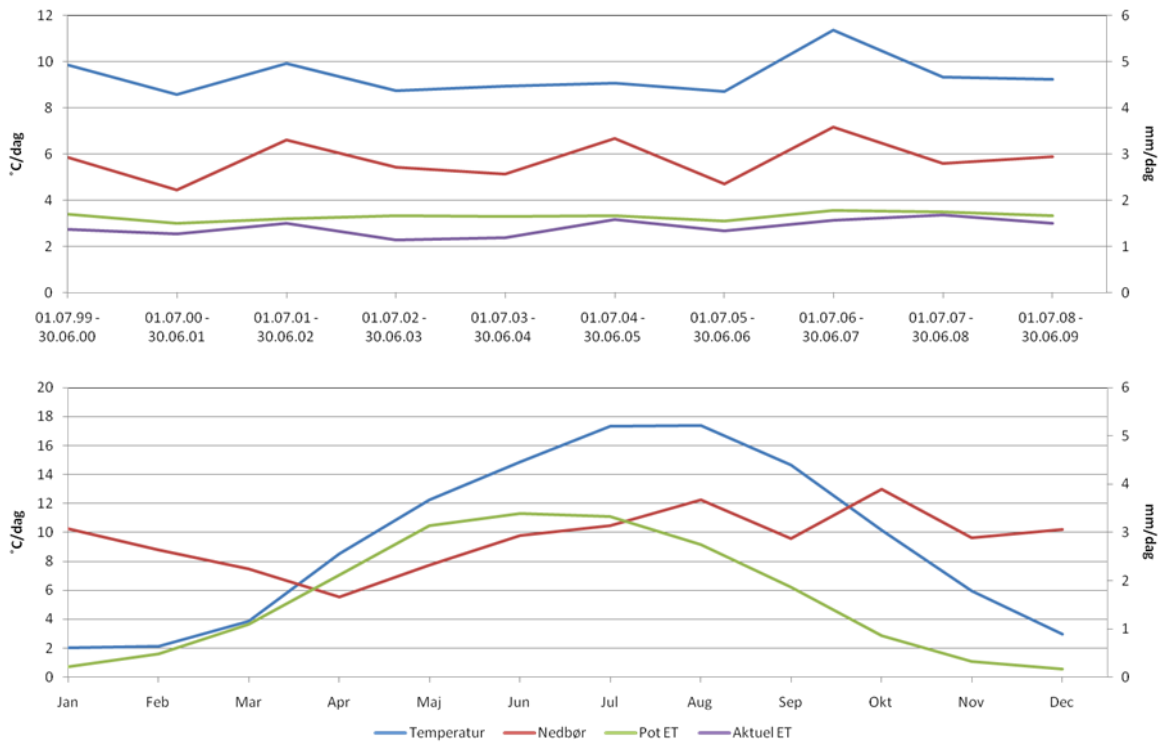
Nedbør, kunstvanding, aktuel evapotranspiration, potentiel evapotranspiration og *recharge* er målt og bestemt i forbindelse med VAP-projektet. I tabel 4. 1 ses hvordan vandbalancen fordeler sig over de forskellige år ved Jyndevad. figur 4. 10 viser en grafisk fremstilling af variationen af nedbør, temperatur og potentiel evapotranspiration for området på henholdsvis årsbasis (øverst) og månedsbasis (nederst). Det ses, at den potentielle evapotranspiration tilnærmelsesvis ikke ændrer sig, mens den aktuelle evapotranspiration variere en smule over årene. Nedbøren varierer max 1 mm/dag over året, mens temperaturen varierer mellem 2 og 4 ˚C/dag. Det ses, at den aktuelle evapotranspiration topper de år, der er højere temperatur eller mere nedbør. Dette er forventeligt da højere temperaturer medfører mere fordampning, og mere nedbør medfører mere vand, der potentielt kan fordampe. På månedsbasis ses, at om foråret og starten af sommeren er

nedbørsraten lav, samt at temperatur og potentiel evapotranspiration er højest om sommeren. At den potentielle evapotranspiration er højest om sommeren, skyldes de højere temperaturer, samt at der om sommeren er flere planter og blade, som vandet kan transpirere fra, end om vinteren.

tabel 4. 1: Årlig vandbalance for Jyndevad [mm/år] (Rosenbom et al., 2010).

	Normal Nedbør [1)]	Nedbør[2)]	Kunstvanding	Aktuel ET	Potentiel ET	Recharge[3)]
01.07.99-30.06.00	995	1073	29	500	623	602
01.07.00-30.06.01	995	810	0	461	547	349
01.07.01-30.06.02	995	1204	81	545	581	740
01.07.02-30.06.03	995	991	51	415	606	627
01.07.03-30.06.04	995	937	27	432	601	531
01.07.04-30.06.05	995	1218	87	578	608	727
01.07.05-30.06.06	995	857	117	490	563	484
01.07.06-30.06.07	995	1304	114	571	650	847
01.07.07-30.06.08	995	1023	196	613	640	605
01.07.08-30.06.09 [4)]	995	1075	114	547	605	642

1) Normalnedbøren er baseret på nedbør i perioden 1961-1990
2) Korrigeret i forhold til metoden fra Madsen (1991).
3) Grundvands recharge er beregnet som nedbør + kunstvanding - aktuel evapotranspiration
4) Her skal det gøres opmærksomt på at der er korrigeret i nedbøren for perioden 01.07.07 – 30.06.08 efter konsultation med Annette Rosenbom, GEUS, da værdien oplyst i Rosenbom et al. (2010) er forkert. Hvilket der yderligere er taget højde for i recharge.



figur 4. 10: Årlig (øverst) og månedlig (nederst) variation i middel temperatur [˚C/dag], nedbør [mm/dag], potentiel evapotranspiration (Pot ET) [mm/dag] og aktuel evapotranspiration (aktuelt ET) [mm/dag]. Den aktuelle evapotranspiration er ikke afbilledet på månedsbasis.

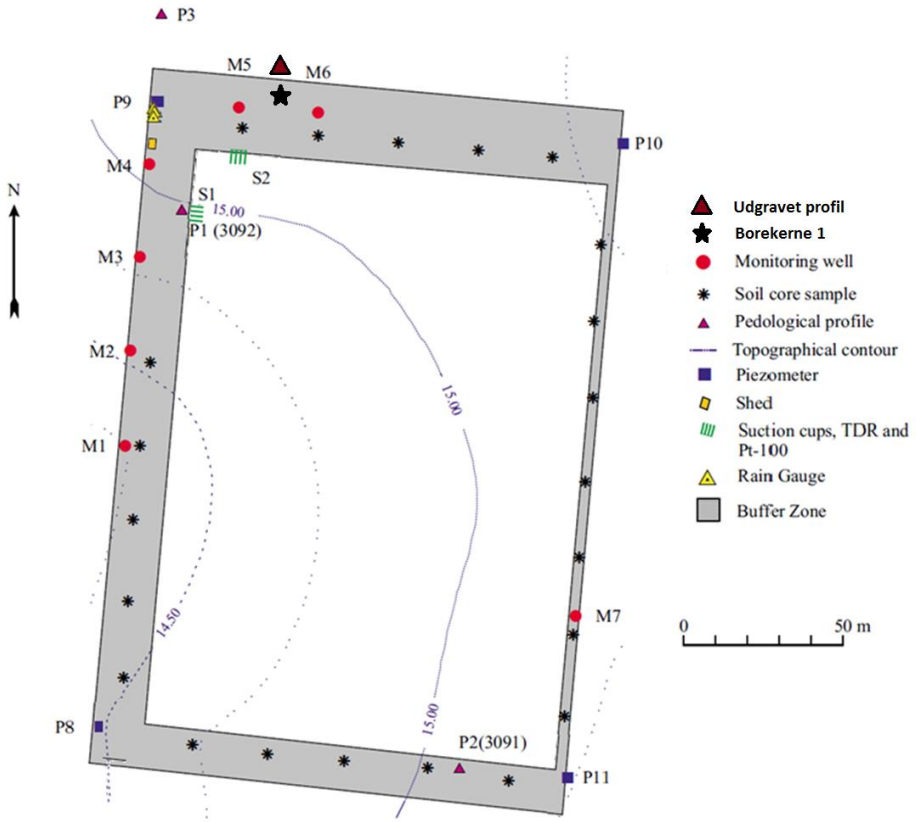
5. Metoder

5.1 Feltarbejde

På forsøgsstationen Jyndevad (figur 5. 1) blev der den 11. og 12. april 2011:

- Udtaget to borekerner (hvoraf den ene er analyseret her)
- Udgravet et profil, hvorfra der blev udtaget store og små sedimentprover i udvalgte dybder, samt målt termisk konduktivitet og volumetrisk varmekapacitet.

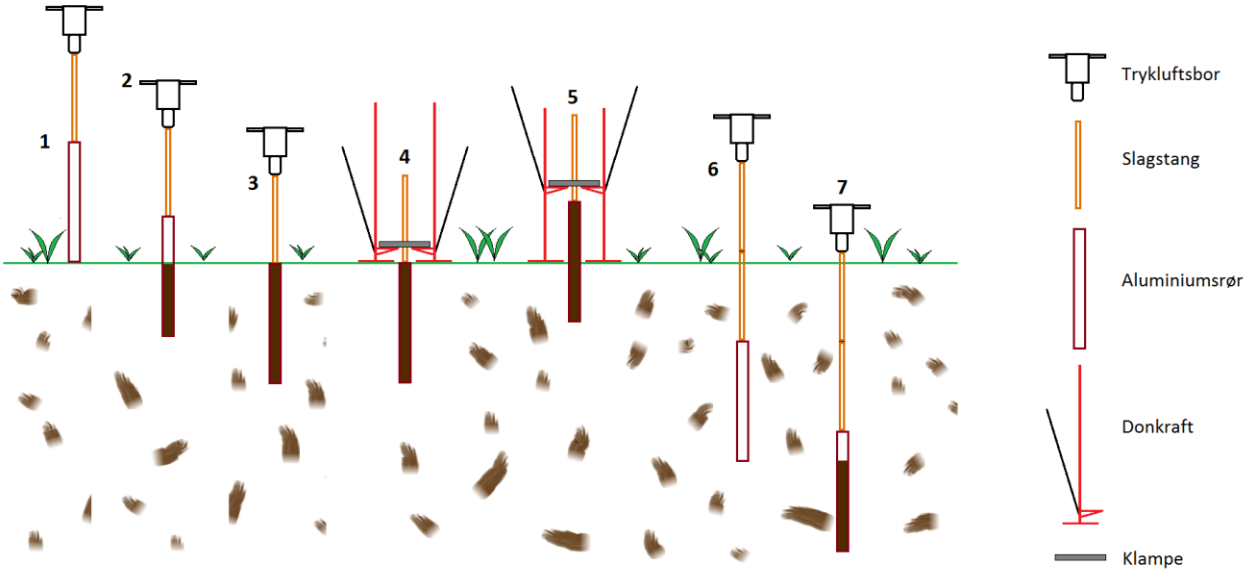
Formålet er at anvende kornstørrelsesanalysen af borekernen og de målte værdier for den termiske konduktivitet og den volumetriske varmekapacitet i strømningsmodellen for at præcisere denne. Samtidig ønskes indvirkningen på temperaturens bevægelse undersøgt ved at brug af værdier målt direkte på lokaliteten frem for ved brug af strømningsmodellens standardværdier. Ydermere ønskes den variabelt mættede konduktiviteten bestemt ud fra isotopanalyse.



figur 5. 1: Placering af borekerne 1 og det udgravede profil på forsøgsmarken ved Jyndevad (Modificeret fra Lindhardt et al. 2001).

5.1.1 Borekerne

De to borekerner blev udtaget ved at banke et aluminiumsrør ned i jorden med en trykluftshammer. På figur 5. 2 ses en illustration over udtagelsen af en borekerne 1. Aluminiumsrøret kobles sammen med en slagstang, og trykluftsboret bruges til at banke røret ned i jorden, hvorefter sedimentet bliver skubbet ind i røret (2 og 3). For at få røret med sedimentet op, sættes en klampe rundt om slagstangen, og to donkrafte bruges til at hive røret op af jorden (4 og 5). Ved udtagelse af flere kerner i samme hul, tilkobles endnu en slagstang, og røret føres ned i det forhenværende hul (6), hvorefter røret på ny bankes ned i jorden (7). Som før hives kernen op ved hjælp af en klampe og to donkrafte.



figur 5. 2: Borekerneudtagning ved forsøgsmarken Jyndevad.

Der blev lavet to boringer på ca. 2,18 m (Boring 1) og 1,80 m (Boring 2). I Boring 1 blev der udtaget to kerner bestående af sedimenter fra henholdsvis 0 – 0,97 m under overfladen (herefter m u.o.) (Kerne 1) og 0,97 – 2,18 m u.o. (Kerne 2). Derefter blev der udtaget én lang kerne på 1,80 m fra Boring 2.

De to kerner fra Boring 1 var simple at banke i og hive op på grund af rørets korte længde, mens det var en større udfordring med den lange kerne fra Boring 2 (figur 5. 3). Kernerne fra Boring 1 vil fremover blive omtalt som borekerne 1 eller borekernen. Efter udtagelsen skæres det overskydende rør af, så porøsiteten og isotopsammensætningen i sedimentet

bibeholdes, og der sættes d.b.i.-dutter (propper) på begge ender af røret. Samlingen mellem d.b.i.-dut og rør forsegles med tape. Røret blev lagt vandret ned under transport og opbevaring for at forhindre vandet i at blive transporteret vertikalt i kernen. Kernerne blev opbevaret på frost indtil behandling i laboratoriet.

figur 5. 3: (A) Den lange kerne bankes ned i jorden fra logvognens tag. (B) Boltene har "boret" sig gennem aluminiumsrøret. (C) Alternativ "klampe" af træ og holdt sammen af skruetvinger (C).

5.1.2 Profil

Ved forsøgsstationen Jyndevad blev der gravet et profil på lidt over 2 m, hvorfra der blev udtaget 18 mindre sedimentprøver, 7 større sedimentprøver samt målt termiske parametre atten gange fordelt på seks horisonter og tre profiler (figur 5. 4).

Først blev der målt termiske parametre i dybderne 10, 25, 60, 100, 150 og 200 cm u.o. i henholdsvis profil A, B og C. Til at måle de termiske parametre blev der brugt et KD2 Pro måleapparat, der består af en betjeningsenhed og en sensor. Her blev brugt en *30 mm dual-*

needle (SH-1) som sensor. Sensoren består af to "nåle", der er 1,3 mm i diameter, 30 mm lang og placeret med en afstand på 6 mm.

Carslaw & Jaeger (1959) har modelleret temperaturen omkring en vedvarende varmekilde med konstant varmeoutput og ingen masse i et grænseløst medium. Når en varmepuls (Q [J/m]) tilsættes varmekilden, er temperaturvariationen over afstand (r [m]) fra varmekilde givet ved

$$\Delta T = \frac{Q}{4\pi\lambda t}\exp\left(\frac{-r^2}{4Dt}\right)$$

ligning 5. 1

λ er den termiske konduktivitet [W/mK], *D* er den termiske diffusivitet [m^2/s], og *t* er tiden [s]. Hvis der derimod tilføres en konstant varmemængde til en varmekilde uden masse over en periode af tid (frem for en øjeblikspuls), er temperaturvariationen:

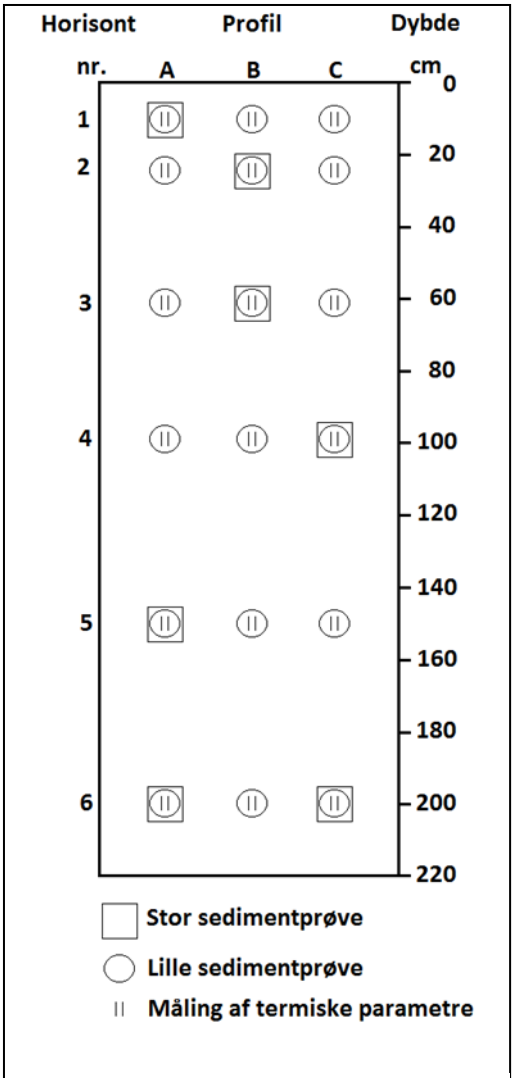
$$\Delta T = -\frac{q}{4\pi\lambda} Ei\left(\frac{-r^2}{4Dt}\right), \qquad 0 < t \leq t_1$$

ligning 5. 2

hvor *q* er mængden af varmetab [W/m], t_1 er perioden, hvor der tilføres ekstra varme til varmekilden, og *Ei* er den eksponentielle integral. Efter varmetilførslen fjernes, er temperaturvariationen:

$$\Delta T = -\frac{q}{4\pi\lambda}\left[-Ei\left(\frac{-r^2}{4Dt}\right) + Ei\left(\frac{-r^2}{4Dt}\right)\right], \qquad t > t_1$$

ligning 5. 3



figur 5. 4: Skitse over prøveudtagning og måling af termiske parametre i udgravet profil ved Jyndevad.

Sensoren bestemmer den termiske konduktivitet samt diffusiviteten ved at tilpasse tidsserien af temperaturdata under opvarmning til ligning 5. 2 og under afkøling til ligning 5. 3. Den volumetriske varmekapacitet (C) [MJ/m^3K] og resistivitet (R) [mK/W] er beregnet fra den termiske konduktivitet og diffusivitet. Da Kelvin og Celsius er på samme temperaturskala, er enheden [MJ/m^3K] og [MJ/m^3°C] det samme.

$$C = \frac{\lambda}{D}$$

ligning 5. 4

$$R = \frac{1}{\lambda}$$

ligning 5. 5

Dual-needle sensorens måleinterval og -usikkerhed for de termiske parametre ses i henholdsvis tabel 5. 1 og tabel 5. 2.

tabel 5. 1: Måleinterval for de termiske parametre målt med *dual-needle*.

Måle-interval	λ	R	D	C
	[W/m˚C]	[m˚C/W]	[mm^2/s]	[MJ/m^3˚C]
Min.	0,02	0,5	0,1	0,5
Maks.	2,00	50	1	4

tabel 5. 2: Måleusikkerhed for de termiske parametre målt med *dual-needle*.

	Måleusikkerhedsinterval for konduktivitetsværdier	Måleusikkerhed
λ	0,02-0,2 [W/m˚C]	± 0,01 [W/m˚C]
	0,2-2 [W/m˚C]	± 5 %
D	Over 0,1 [W/m˚C]	± 5 %
C	Over 0,1 [W/m˚C]	± 7 %

Udover at måle de termiske parametre måles starttemperaturen inden sensoren foretager opvarmning eller afkøling. Ydermere oplyses den kvadrede korrelationskoefficienten (r^2), der udtrykker, hvor godt data passer med modellen. Hvis data og model passer perfekt er r^2=1,0000. Hvis r^2>0,9990 er data acceptable, hvis r^2<0,9990 bør målingen tages om. Ved gentagne målinger er det vigtigt at vente 15 min så mediet kan ”nulstille” sig.

Der blev derudover indsamlet små sedimentprøver de atten steder, der blev målt termiske parametre, med en metalring med en volumen på 100,14 cm^3. Disse prøver bruges til at bestemme porøsitet og aktuelt vandindhold, da de termiske parametre er et udtryk for det aktuelle vandindhold, der er i mediet. Prøverne blev forseglet i plastikposer og vejet med det samme ude i felten for at tage højde for fordampning af vand under transport.

Der blev også udtaget syv store sedimentprøver til brug for måling af termiske parametre ved vandindhold på 0. Disse prøver blev indsamlet med skovl og puttet i spande. Der blev udtaget en for hver horisont (i horisont 6 blev der dog udtaget to, da sedimenttypen ændrede sig markant fra profil A til C).

5.2 Laboratoriearbejde

I laboratoriet blev der bestemt vandindhold, porøsitet, kornstørrelse, samt målt termiske parametre på indsamlet materiale fra forsøgsstationen Jyndevad. Derudover blev vand fra prøverne analyseret på Niels Bohr og GEUS for isotopforholdet mellem $^{18}O/^{16}O$ og $^{2}H/^{1}H$ i forhold til VSMOW.

5.2.1 Borekerne

De to boringer blev lagt på frost, og derefter blev de to kerner i Boring 1 skåret op i mindre prøver ved brug af en vinkelsliber. De mindre prøver blev derefter forseglet med d.b.i.-dutter i begge ender samt tape og lagt på køl for at bevare isotopsammensætningen af vandet i prøverne. Da prøverne var tøet op blev der målt termiske parametre i toppen af alle prøverne. Efterfølgende blev prøverne centrifugeret for at få vandet ud af prøverne, så isotopsammensætning af vandet fra prøverne kunne måles. Til slut blev prøverne tørret og det aktuelle vandindhold og porøsitet bestemt.

De to frosne borekerne blev skåret op i prøver med en længde på ca. 10 cm, vejet og sat på køl. Måling af de termiske parametre blev foretaget i et køleskab, da sensor og prøve helst skal have samme temperatur. Derefter blev prøverne flyttet over i en centrifugebeholder (figur 5. 5), der består af en prøvebeholder, et låg og en vandopsamler. Der centrifugeredes fire prøver af gangen, og vægten af de fire fyldte centrifugebeholdere må ikke afvige mere en 2,0 gram i vægt i forhold til hinanden på grund af den høje hastighed, de blev centrifugeret ved. Prøverne blev centrifugeret i 30 min ved en hastighed på 3500 rotationer per min. Derefter blev vandopsamleren taget af, og vandet blev overført til en prøvebeholder ved brug af en pipette for at mindske opsamling af det sediment, der evt. var i vandopsamleren. Vandprøverne blev sat tilbage på køl indtil de skulle analyseres for isotopsammensætning. Analysen af isotopsammensætningen blev foretaget af Niels Bohr Instituttet og GEUS på 21 prøver, da prøven fra 126,8 til 136,8 cm u.o. ikke indeholdt

tilstrækkelig med vand til at foretage en isotopanalyse. Det centrifugerede sediment samt det resterende sediment, der ikke blev centrifugeret, blev puttet i aluminiumsbakker og tørret i 24-48 timer ved 105˚C for at fjerne det sidste vand. Derefter vejedes det tørre sediment, og det aktuelle vandindhold blev bestemt.

figur 5. 5: Til venstre ses prøvebeholder (grå) og vandopsamler (hvid). Midtfor ses centrifugebeholderen samlet og til højre ses centrifugebeholderne placeret i centrifugen.

Ydermere blev der foretaget kornstørrelsesanalyse på prøver fra laboratoriet på IGG. Til kornstørrelsesanalysen blev benyttet laserdiffraktion, der bestemmer størrelsen af partikler ud fra sammenhængen mellem kornstørrelsen og den vinkel, hvori lyset bliver spredt, når partiklen passerer laserstrålen. Når partikelstørrelsen mindskes, forøges spredningsvinklen logaritmisk. Intensiteten af det spredte lys afhænger af formen på partiklen, fordi store partikler vil sprede lyset ved lavere vinkler men med højere intensitet, hvorimod små partikler spreder lyset ved høje vinkler men med lav intensitet. Med denne metode er det muligt at måle partikler fra 0,2 µm til 1400 µm med en nøjagtighed på $\pm$ 1 % på median kornstørrelsen (d_{50}).

5.2.2 Profil

De 18 små sedimentprøver, der blev vejet i felten, blev puttet i aluminiumsbakker og sat i tørreskab i 24-48 timer ved 105˚C. Derefter blev prøverne vejet igen, og vandindhold samt porøsitet blev bestemt. De 7 store sedimentprøver blev tørret i 24-48 timer i tørreskab ved 105˚C, pakket til prøvens respektive porøsitet for dernæst at få målt termiske parametre. De store sedimentprøvers porøsitet er fundet ud fra de små sedimentprøver fra samme horisont.

5.3 Strømningsmodel

Programmet HYDRUS-1D blev benyttet til at simulere vandtransport og temperaturstrømning i den umættede zone. Programmet løser Richards ligning numerisk i én dimension for homogene lag med varierende grad af vandmætning.

Først blev en strømningsmodel for vandet sat op med udgangspunkt i modellen der blev brugt til VAP-projektet af Rosenbom et al. (2010). For at optimere strømningsmodellen er modellen forfinet i form af flere lag samt forskellige lagtykkelser. Modellen er derudover kalibreret på vegetation og de hydrauliske parametre: residualt vandindhold, porøsitet, mættet hydraulisk konduktivitet samt retentionsparametrene α og n ved det aktuelle vandindhold i de seks dybder 25, 60, 93, 110, 150 og 200 cm u.o. Den kalibrerede strømningsmodel Sim 2.4 er udelukkende kalibreret i forhold til vandindhold og derfor vil følsomhedsanalysen tage udgangspunkt i, hvordan ændringer af ovennævnte parametrene påvirker vandindholdet i forhold til den kalibrede model. Desuden er der foretaget optimering af retentionsparametrene og den mættede hydrauliske konduktivitet med invers simulering. Endelig er der foretaget en følsomhedsanalyse af, hvordan ændringer i de hydrauliske egenskaber påvirker temperaturen.

Indflydelsen af hydrauliske og termiske parametre - samt en empirisk lagdeling fundet fra feltobservationer på den kalibrerede model Sim 2.4 - vil blive præsenteret i resultatafsnittet. Værdier for de hydrauliske og termiske parametre, samt fraktionen af luft, sediment og organisk materiale ses i bilag 1.

5.3.1 Modelopsætning

Som udgangspunkt simulerer modellerne vandstrømning, termisk transport og vandoptag for rødder, og modellerne er 500 cm i dybden med en dybdediskretisering på 0,5 cm, medmindre andet er angivet ovenfor (model 4 og 5). Tidsdiskretiseringen varierer for den enkelte model og kan ses i beskrivelsen af modellerne (ovenfor). Der blev valgt en fin diskretisering for at kunne indsætte observationspunkter, der stemte overens med data fra felten. Der er i alt indsat ti observationspunkter i modellerne for at sammenligne simuleret vandindhold og temperatur i udvalgte dybder med data fra felten. Til at sammenligne med temperaturdata er der indsat observationspunkter i dybderne 0, 10, 25, 60, 100 og 200 cm

u.o., og for at sammenligne med vandindholdsdata er der indsat observationspunkter for 25, 60, 90, 110, 190 og 210 cm u.o. Et observationspunkt i dybden 0 cm u.o. er indsat for at kunne validere simuleringen ved at sammenholde temperaturinput i toppen af modellen med det simulerede resultat.

Den øvre og nedre randbetingelse for vandstrømning er henholdsvis atmosfæriske data (nedbør [cm/dag] og transpiration [cm/dag]) med mulighed for overfladeafstrømning og varierende trykniveau i forhold til grundvandsspejlets placering med trykniveau på -50 cm som startbetingelse for hele søjlen.

Til at simulere vandstrømning og vandoptag for rødderne er henholdsvis van Genuchten-Mualems enkelporøsitetsmodel og Feddes model (med græs) brugt som standardvegetation med et lineært vandoptag fra rødderne fra 1-0 i de øverste 50 cm af modellerne. Desuden er der brugt majs og hvede som vegetation for at undersøge, hvilken indflydelse vegetationen har på modellen.

For at simulere den termiske transport i den umættede zone bruges som standardværdier fra HYDRUS – medmindre andet er angivet i bilag 1 – for den termiske konduktivitet (λ) og den volumetriske varmekapacitet (C). Den øvre og nedre randbetingelse for termisk transport er temperatur, hvor den øvre randbetingelse er den atmosfæriske temperatur [˚C]. Den nedre randbetingelses konstant er sat til 9,34˚C, som er den gennemsnitlige atmosfæriske temperatur for området i perioden 14-04-2000 til 13-04-2009.

Følgende modelopsætninger er blevet foretaget under specialet:

Model 1 GWT P11

Model 2 GWT Korrigeret

Model 3 GWT Korrigeret med ny lagdeling

Model 4 Invers model

Model 5 Model uden vandbevægelse

Model 1: Nedre randbetingelse er variabelt trykniveau i form af grundvandsspejlets placering i boring P11. Simuleringer i denne model varierer i antal lag, hvor Sim 1.1 er baseret på modelopsætning fra Rosenbom et al. (2010). Lagdeling og parametrisering er vurderet ud fra sammenligning af simuleringernes vandindhold i udvalgte dybder med vandindholdet i jorden i samme dybder. Tidsdiskretiseringen er 3730 dage svarende til perioden 14-04-2000 til 30-06-2010.

Model 2: Nedre randbetingelse er variabelt trykniveau i form af korrigeret grundvandspejl. Simuleringer i denne model har fem lag, der er vurderet ud fra sammenligning af simuleringernes vandindhold i udvalgte dybder med vandindholdet i jorden i samme dybder. Tidsdiskretiseringen er 3730 dage svarende til perioden 14-04-2000 til 30-06-2010.

Model 3: Modellen er opsat med samme parametrisering af de fem lag samt tidsdiskretiseringen, som den kalibrerede model Sim 2.4. Lagdelingen her bestemt empirisk fra kornstørrelsesanalysen af prøver fra den udtagne borekerne.

Model 4: Modellen er invers optimering af hydrauliske parametre K_s, α og n på en optimeret tre lags model (i forhold til Sim 1.1), for perioden 14-04-2000 til 31-12-2004. Dybdediskretiseringen for den inverse optimering af parametre er 5 cm.

Model 5: Modellen er opsat uden vandbevægelse for perioden 14-04-2000 til 30-06-2010. Her er der intet nedbørs- eller transpirationsinput. Modellens lagdeling og parametrisering er baseret på den kalibrerede model (Sim 2.4).

Model 6: Modellen er op som Sim 2.4 med en tidsdiskretisering på 4095 svarende til perioden 14-04-2000 til 30-06-2011. Denne model kalibreret på de første 3730 dage og valideret af de sidste 365 dage.

I bilag 1 vises en oversigtsforklaring over de forskellige simuleringer samt en tabel med tilhørende værdier for de hydrauliske og termiske parametre samt fraktionen af luft, sediment og organisk materiale.

5.3.2 Modelkalibrering

Først er modellen sat op ifølge Rosenbom et al. (2010) og sammenholdt med observationsdata for udvalgte dybder (figur 5. 6). Det er tydeligt at de fire nederste lag stemmer dårligt overens, derfor er en finere inddeling af lagene samt en justering af de hydrauliske parametre foretaget (figur 5. 7). Dog forekom stadig variationer mellem simuleret vandindhold og observeret vandindhold og især de to peaks i april i årene 2000 og 2007 i henholdsvis 1,1 m u.o. og 0,9 m u.o., skiller sig ud. Dette skyldes den nedre randbetingelse (grundvandsspejlets niveau), der i disse perioder står i 1 m u.o. Det automatisk målte grundvandsspejl er målt i boring P11, der er lokaliseret i det sydøstlige hjørne af forsøgsmarken, mens vandindholdsmålinger i jorden er målt i området S1, der ligger i det nordvestlige hjørne af forsøgsmarken, hvor der kun er manuelle målinger af grundvandsspejlet fra boring P9 (figur 4. 2). Af figur 4. 7 ses, at grundvandsspejlet falder ca. 30 cm fra det sydøstlige hjørne til det nordvestlige hjørne af forsøgsmarken. Derfor er grundvandsspejlet korrigeret ved at tage den gennemsnitlige forskel mellem det manuelt pejlede og det automatisk målte grundvandsspejl i perioden 31-05-1999 til 01-07-2009. Denne gennemsnitlige forskel er trukket fra det automatisk målte grundvandsspejl.

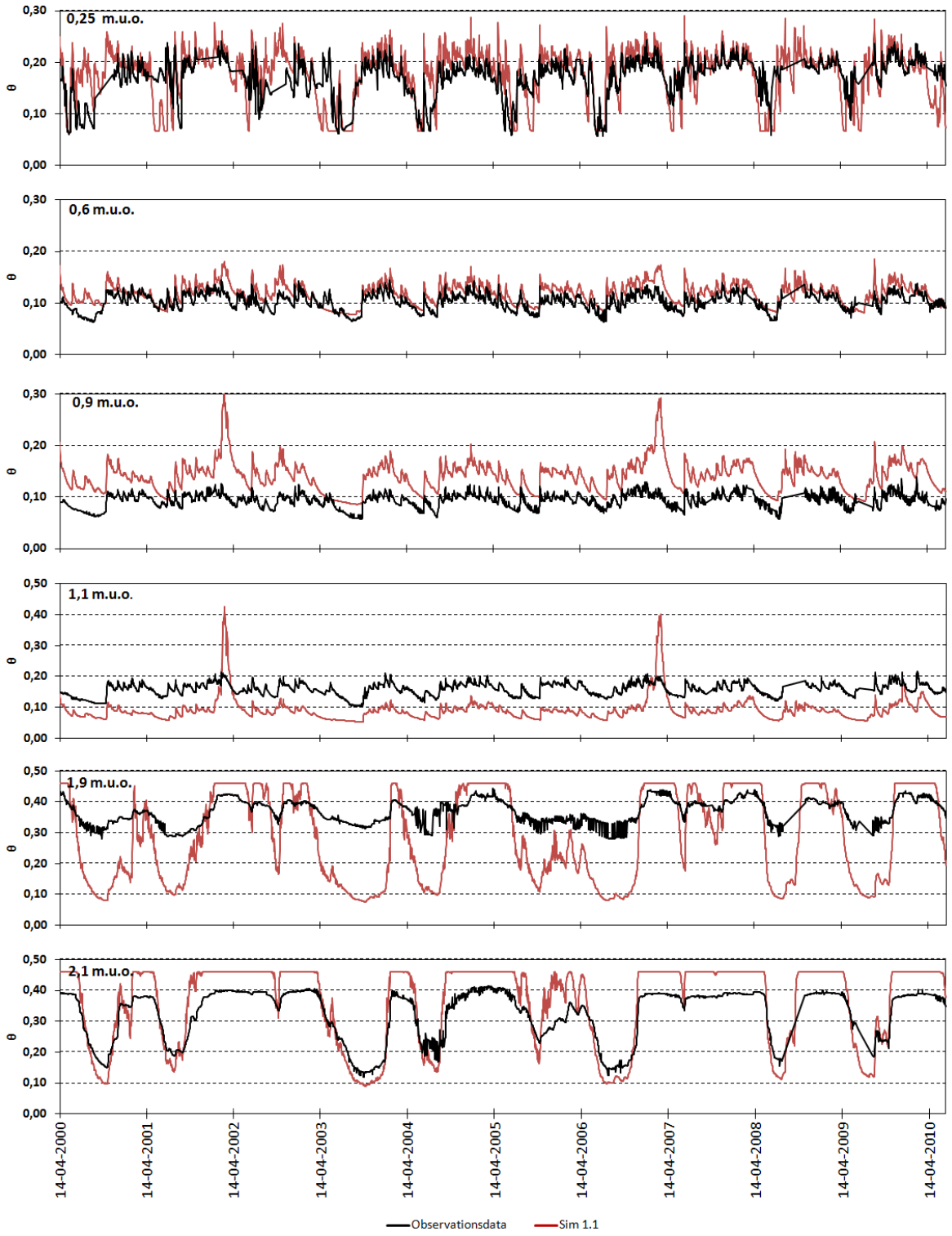
figur 5. 8 og figur 5. 9 viser resultatet af den kalibrerede model (Sim 2.4) for henholdsvis vandindhold og temperatur sammenholdt med observeret data. På figuren over vandindhold ses nederst grundvandspejlet for henholdsvis boring P11 og P9 samt det korrigerede. Det ses, at det korrigerede grundvandsspejl stemmer godt overens med målinger fra P9, hvilket godtgøre brugen af det korrigerede grundvandsspejl som nedre randbetingelse. Som kvalitetskontrol af modellen er den atmosfæriske middeltemperatur sammenholdt med temperatur i modellen for 0 m u.o. (figur 5. 9).

Efter den manuelle kalibrering af modellen er den mættede hydrauliske konduktivitet og retentionsparametrene α og n inverst forsøgt optimeret ved en simplere tre lags-model med en dybdediskretisering på 5 cm. Optimeringen er foretaget i forhold til observeret vandindhold i dybderne 25, 60, 90, 110, 190 og 200 cm u.o. for perioden 14-04-2000 til 21-12-2004. Inputparametriseringen af de tre lag ses i bilag 1, hvor også resultatet af den inverse optimering er oplistet. Efterfølgende er de optimerede parametre fundet ved inverst modellering indsat i fem lags-modellen (Sim 2.4), på følgende måde:

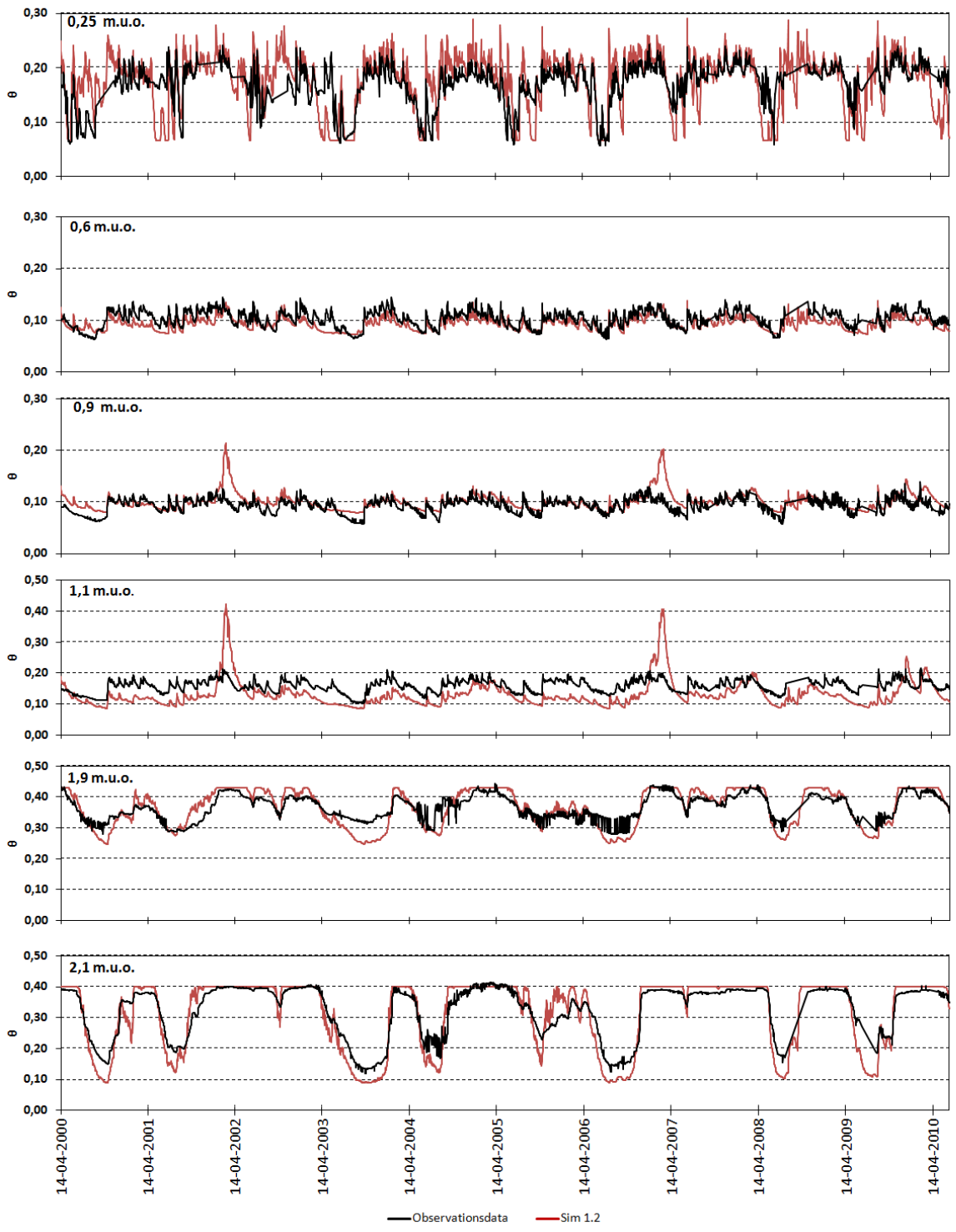
tabel 5. 3: Relationen mellem lag i fem og tre lags modellen.

Model med fem lags	Inverse tre lag
1	1
2	1
3	3
4	2
5	2

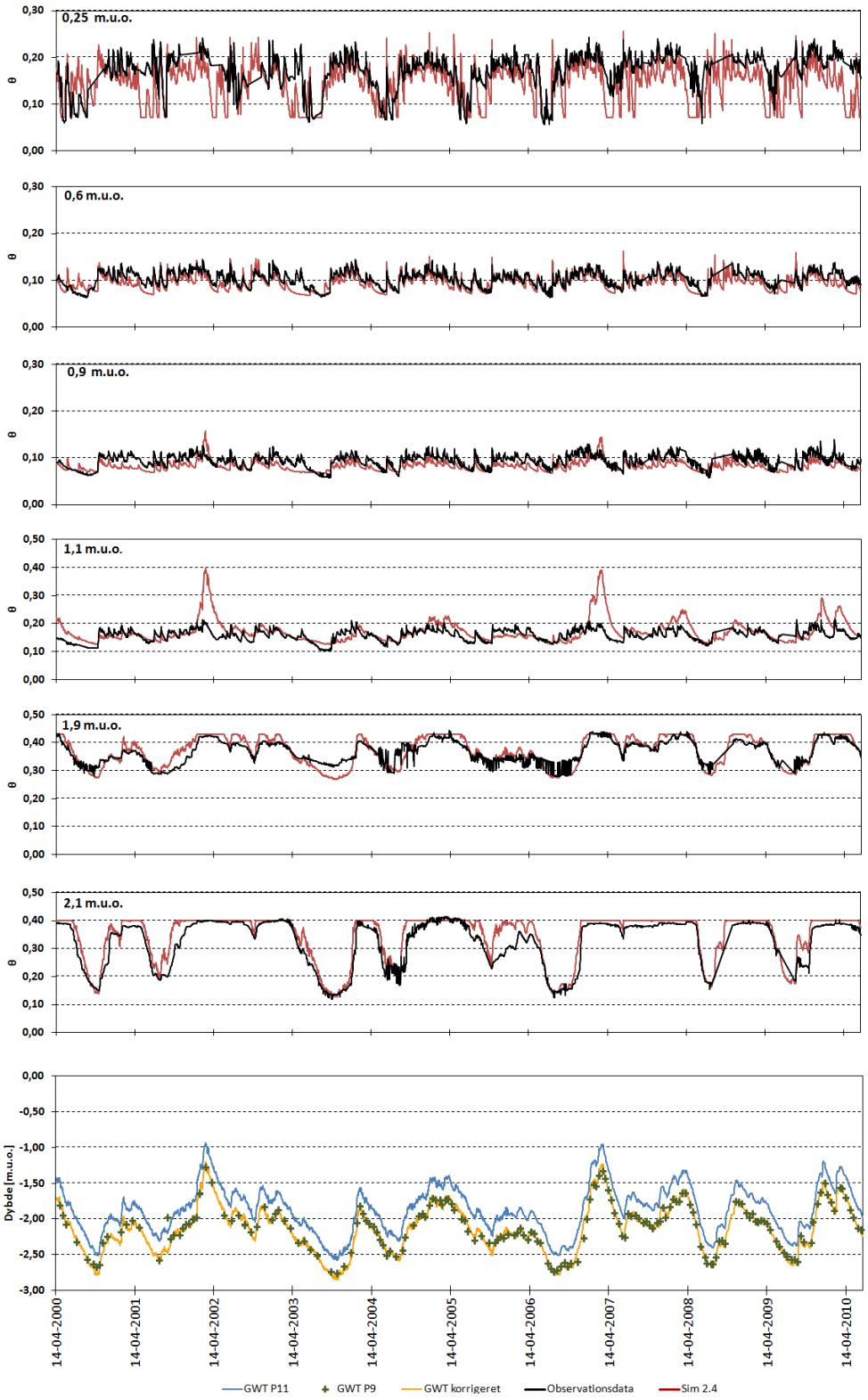
Parametre fra lag 1 i den inverse model svarer til lag 1 og 2 i fem lags-modellen, lag 3 i den inverse model svarer til lag 3 i fem lags-modellen og lag 2 i den inverse model svarer til lag 4 og 5 i modellen med fem lag. figur 5. 10 viser resultatet efter optimeringen af den mættede hydrauliske ledningsevne og retentionsparametrene.



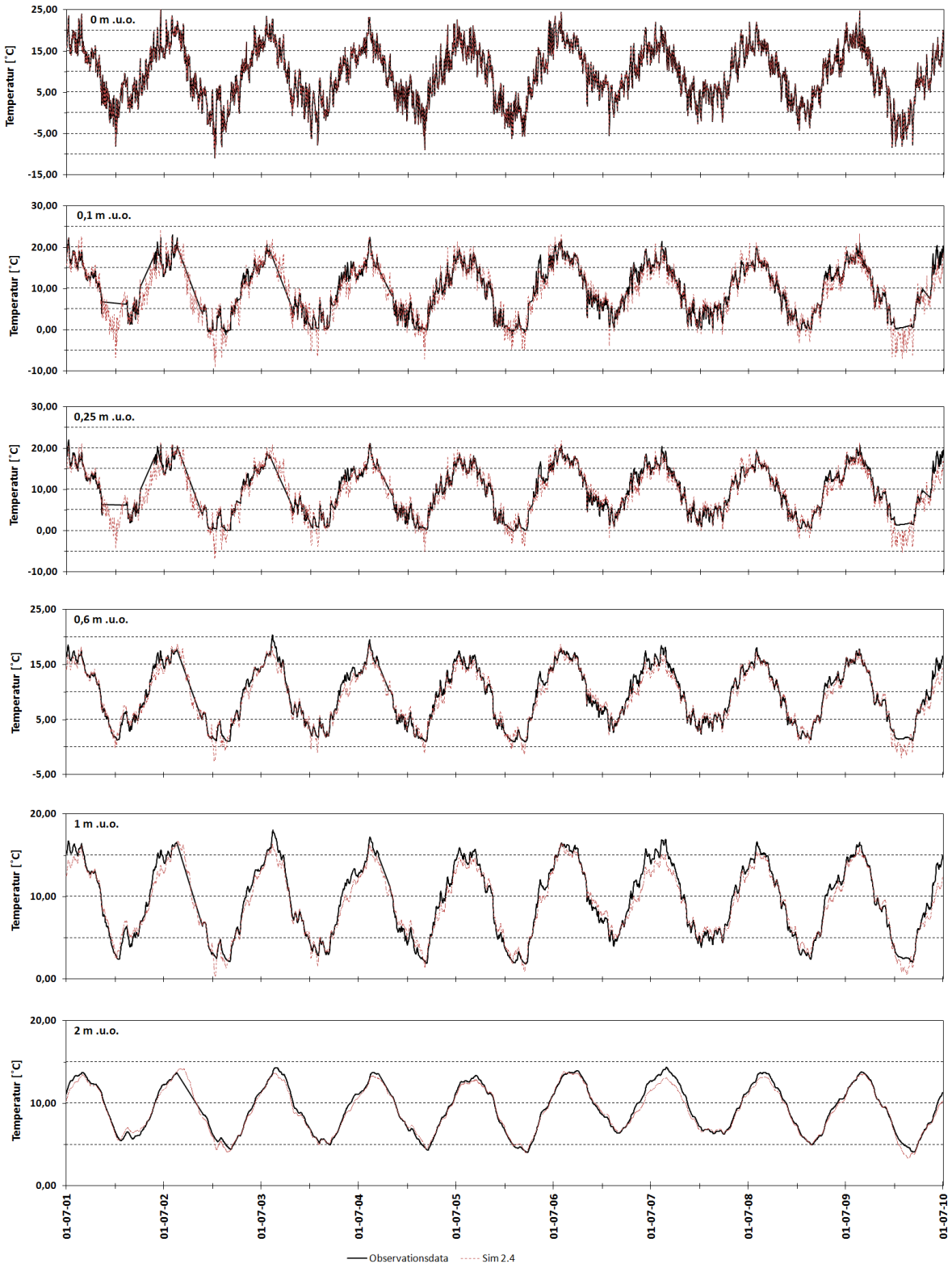
figur 5. 6: Vandindhold i udvalgte dybder for Sim 1.1, der er opsat efter strømningsmodellen brugt i Rosenbom et al. (2010), sammenholdt med observeret vandindhold fra Rosenbom et al. (2010).



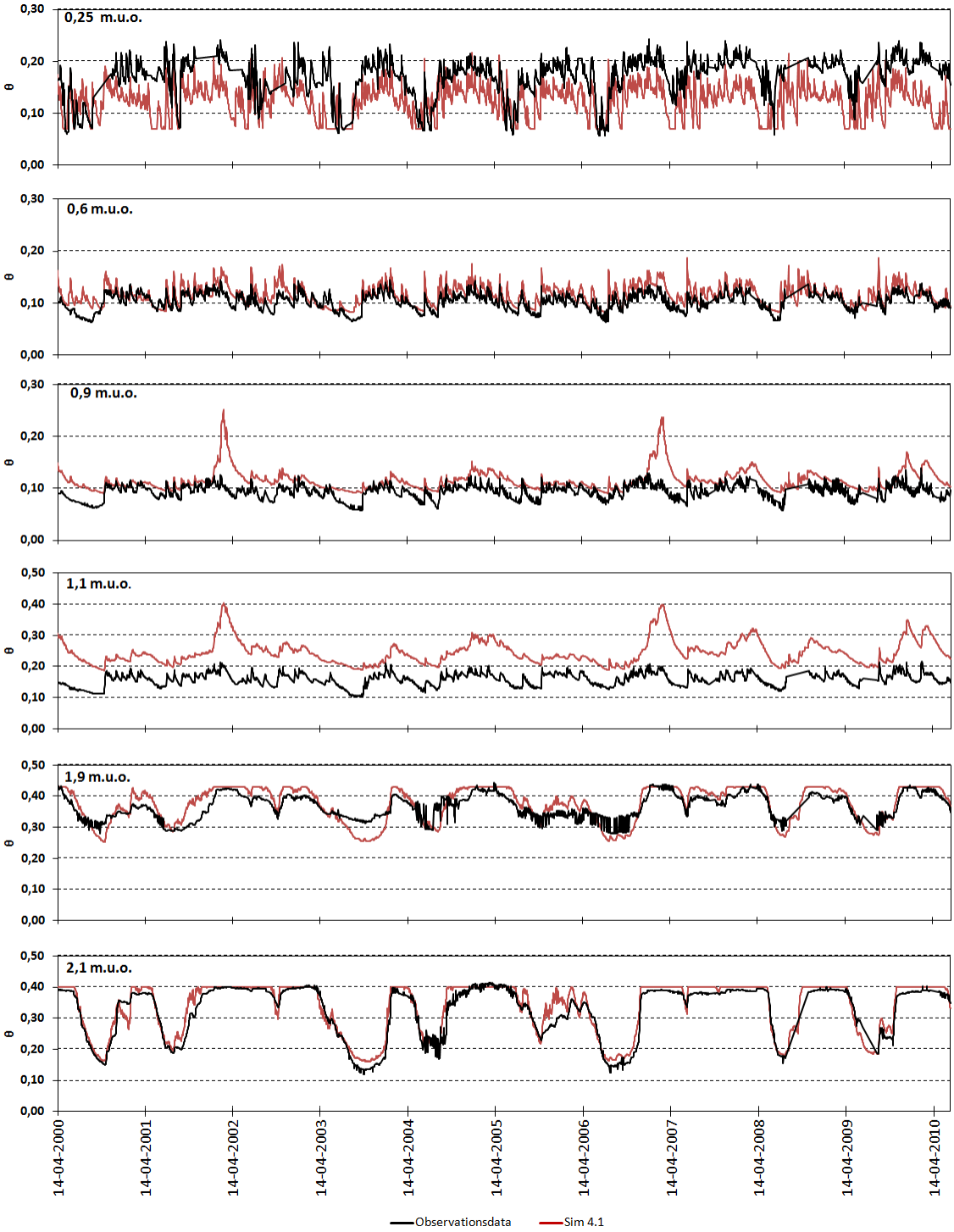
figur 5. 7: Vandindhold i udvalgte dybder med finere inddeling af lag i forhold til grundmodellen fra Rosenbom et al. (2010), samt kalibrering af de hydrauliske parametre. Vandindholdet er sammenholdt med observeret vandindhold af Rosenbom et al. (2010).



figur 5. 8: Vandindhold i udvalgte dybder for den kalibrerede model, sammenholdt med observationsdata fra Rosenbom et al. (2010). Nederst ses grundvandsspejlets placering. Til kalibrering af modellen er GWT korrigeret brugt som nedre randbetingelse.



figur 5. 9: Temperatur i udvalgte dybder for den kalibrerede model sammenholdt med observationsdata fra Rosenbom et al. (2010).



figur 5. 10: Invers optimering af strømningsmodellen, sammenholdt med observeret vandindhold fra Rosenbom et al. (2010).

5.3.3 Følsomhedsanalyse

Følsomhedsanalyserne er lavet i forhold til den kalibrerede model (Sim 2.4). I analysen i forhold til vandindhold er α, n og K_s ændret med en faktor på henholdsvis 2, 1,5 og 10 højere og lavere i forhold til den pågældende parameter i Sim 2.4 (henholdsvis figur 5. 11, figur 5. 12 og figur 5. 13). Derudover er der simuleret med vegetationstyperne majs og hvede (figur 5. 15).

Ændringer af den mættede hydrauliske ledningsevne har størst indflydelse på de øvre lag i modellen (figur 5. 11). Dette skyldes bl.a., at K_s i disse lag i den kalibrerede model er lavere end i de nedre lag. Desuden er vandindhold i de nedre lag styret af vandspejlets placering. Den største indflydelse på vandindholdet forekommer med en K_s-værdi, der er lavere end den kalibrerede model. I de lag, hvor ændringer i K_s har en indflydelse på vandindholdet forekommer der tilnærmelsesvis forskydning af hele vandindholdskurven, fordi K_s bestemmer, hvor hurtigt vandet kan transportere sig gennem det givne materiale. Årsagen til de dal- eller topværdier, hvor der ikke forekommer forskydning, skal findes i, at materialet enten har ramt modellens residuale vandindhold (dalværdi) eller fulde vandmætning (topværdi) for det givne lag.

Retentionsparameteren α har indflydelse på, hvornår tilstrømningen eller dræningen forekommer i laget (figur 5. 12). Denne effekt er størst i de nedre lag, og ved en højere værdi forekommer tilstrømningen tidligere og dræningen senere i modsætning til en lavere værdi, hvor tilstrømningen forekommer senere og dræningen tidligere. Derudover forekommer der lavere vandindhold, når værdien for α er høj (mere dræning af laget), mens en lavere værdi medfører ophobning af vand i laget og dermed et højere vandindhold. Variation i vandindhold er lavere over året ved en lav værdi af α, og højere ved en høj værdi af α.

Hvor værdier for α primært har indflydelse på, hvornår vandet tilføres eller drænes fra et lag, har værdien af retentionsparameter n indflydelse på hældningen af dal- og topværdier (figur 5. 13). Ved lave n-værdier ophobes vand i laget, mens højere n-værdier dræner laget for vand. Til forskel for α har n ingen indflydelse på hvornår, tilførsel eller afstrømning af vand i et lag forekommer, men n har derimod indflydelse på hvor meget vand, der ophobes eller drænes i laget. I de øvre lag har en høj n-værdi mindre effekt end en lav n-værdi, hvilket

skyldes, at laget når sit residuale vandindhold og dermed ikke kan drænes mere. I de nedre lag udlignes variationen i vandindhold ved en lav n-værdi, hvilket dette at lagene rammer deres fulde vandmætning.

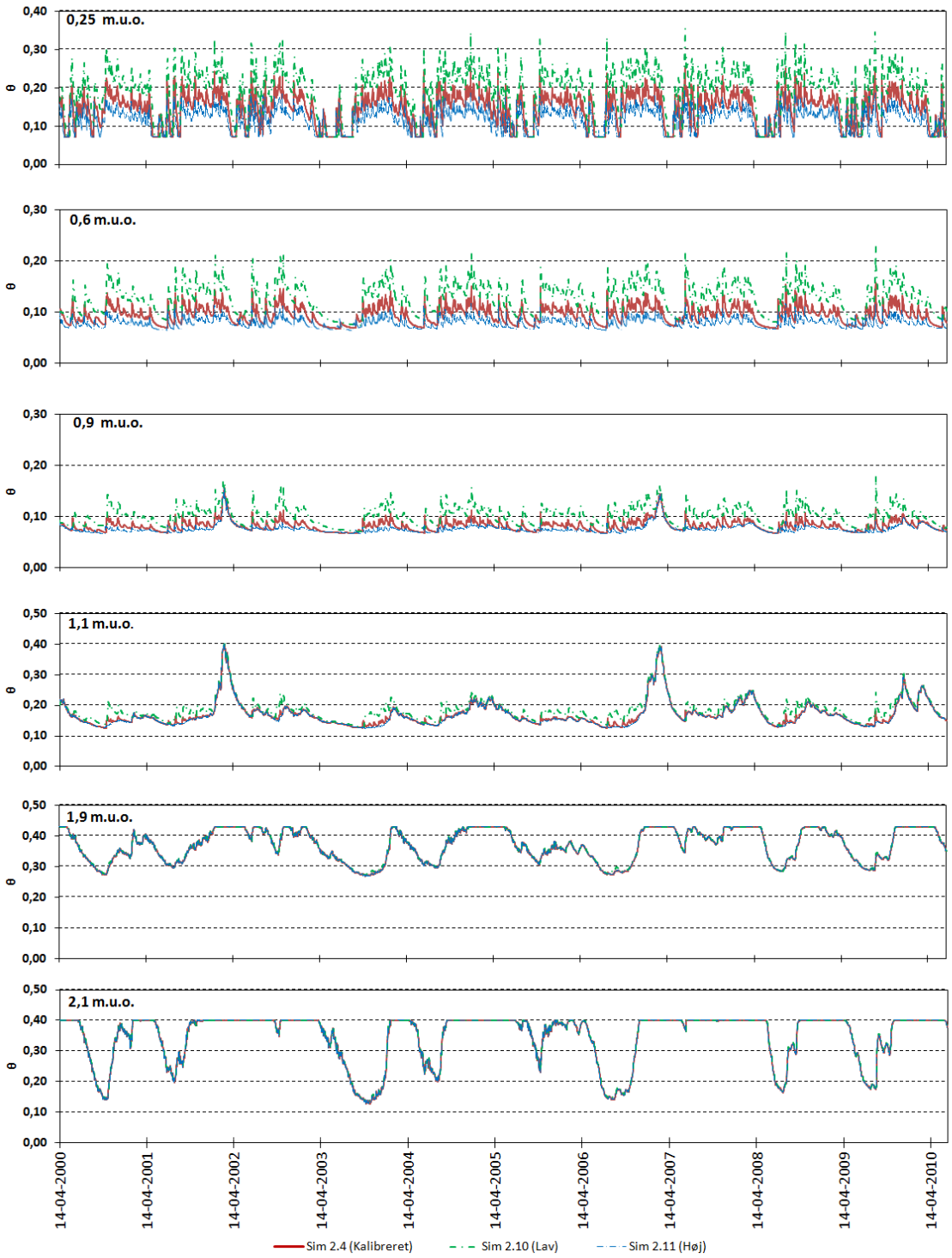
Grunden til at værdien af de to peaks i laget i 1,1 m u.o. i henholdsvis april 2002 og 2007 er uændret, skyldes at grundvandspejlets niveau står højere end 1,1 m u.o. i disse perioder og derfor medfører fuldvandmætning af laget. Grundvandsspejlets niveau har også indflydelse på vandindholdet i laget 0,9 m u.o. i de to perioder, men da vandindholdet her ændres betyder det, at niveauet af grundvandspejlet er lavere end 0,9 m u.o. Derfor kan det konkluderes, at niveauet af grundvandsspejlet ligger mellem 1,1 m u.o. og 0,9 m u.o. i april 2002 og 2007. Niveauet af grundvandsspejlet har også indflydelse på hvorfor en høj n-værdi ikke dræner de nedre lag over hele perioden. Det har i disse lag været muligt at bestemme porøsiteten af lagene ud fra vandmætningen alene, da flade toppe over en længere periode indikerer, at sedimentet har opnået fuld vandmætning.

Porøsiteten har indflydelse på hvor meget vand, der kan være i jorden. Derfor er ændringer i denne størst i de nederste lag, hvor vandmætningen af sedimentet er højest, og en højere porøsitet betyder, at der potentielt kan være mere vand i lagene og omvendt (figur 5. 14).

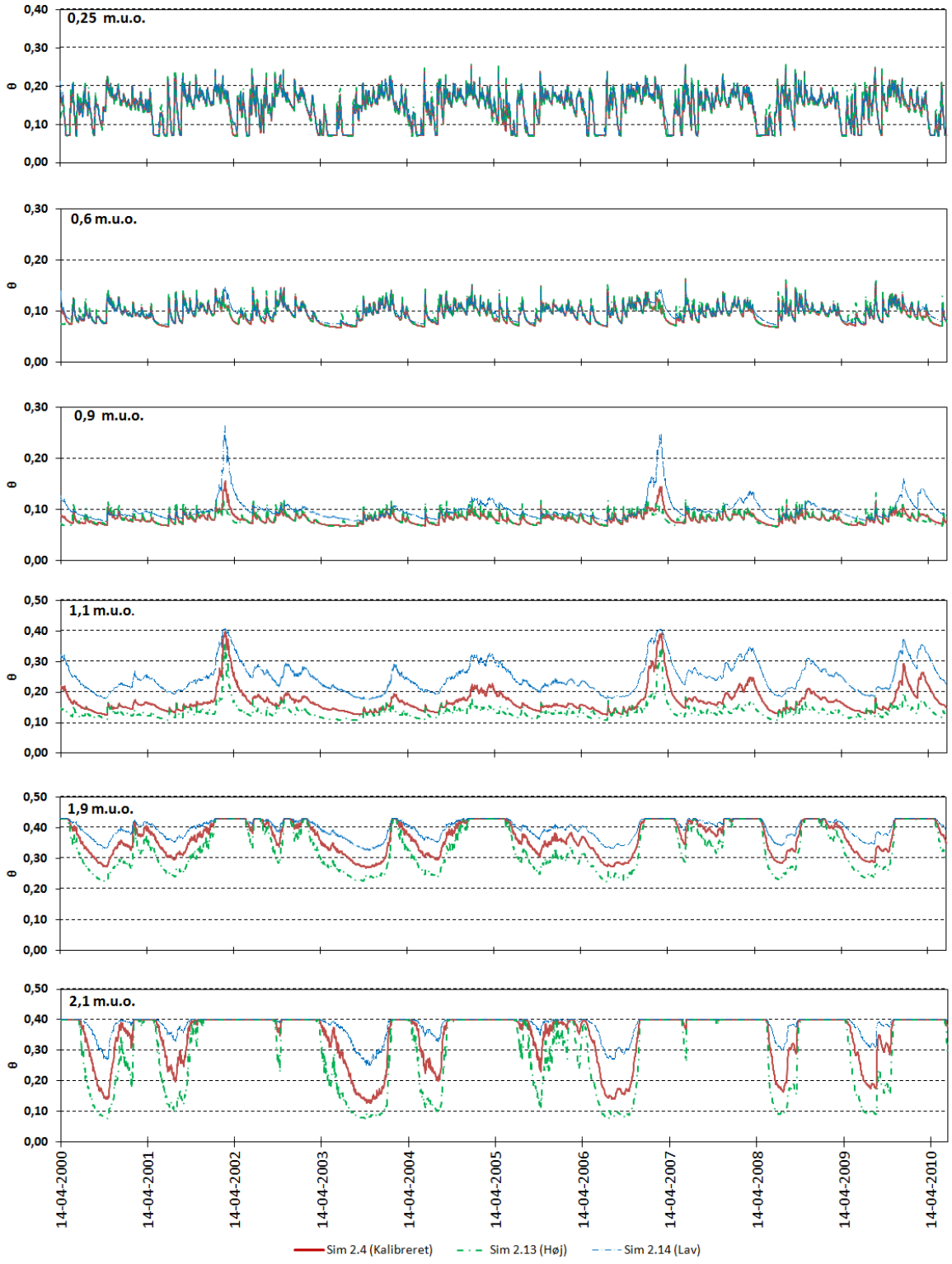
Ved at ændre vegetationstypen fra græs til henholdsvis majs eller hvede forekommer der ingen påvirkning af vandindholdet i modellen (figur 5. 15). Da græs, hvede og majs er de afgrøder med størst variation i indbyrdes roddybde i forhold til oplysninger om afgrøder på forsøgsmarken Jyndevad, er der ikke forsøgt simuleret med andre typer afgrøder for at se hvilke, der evt. kunne have en effekt på vandindholdet. Da der ikke er defineret en vækstperiode for afgrøderne manuelt og ej heller tilføjet forskellige vegetationer over tid, kan dette have en indflydelse på modellen i forholdt Rosenbom et al. (2010).

Modellen er kalibreret på 14-04-2000 til 30-06-2010 uden at inkludere kunstvanding. figur 5. 16 viser simulering af vandindhold for perioden 30-06-2010 til 30-06-2011, hvor Sim 6.1 er opsat på samme måde som den kalibrerede model Sim 2.4, bare med et ekstra år, der kan bruges som validering af den kalibrerede model. Sim 6.2 har inkluderet kunstvanding som beskrevet i afsnit 6.4. Af dette ses, at kunstvanding har lille indflydelse på vandindholdet i de to øverste profiler. Da resultater fra Rosenbom et al. (2010) har inkluderet kunstvanding, vil

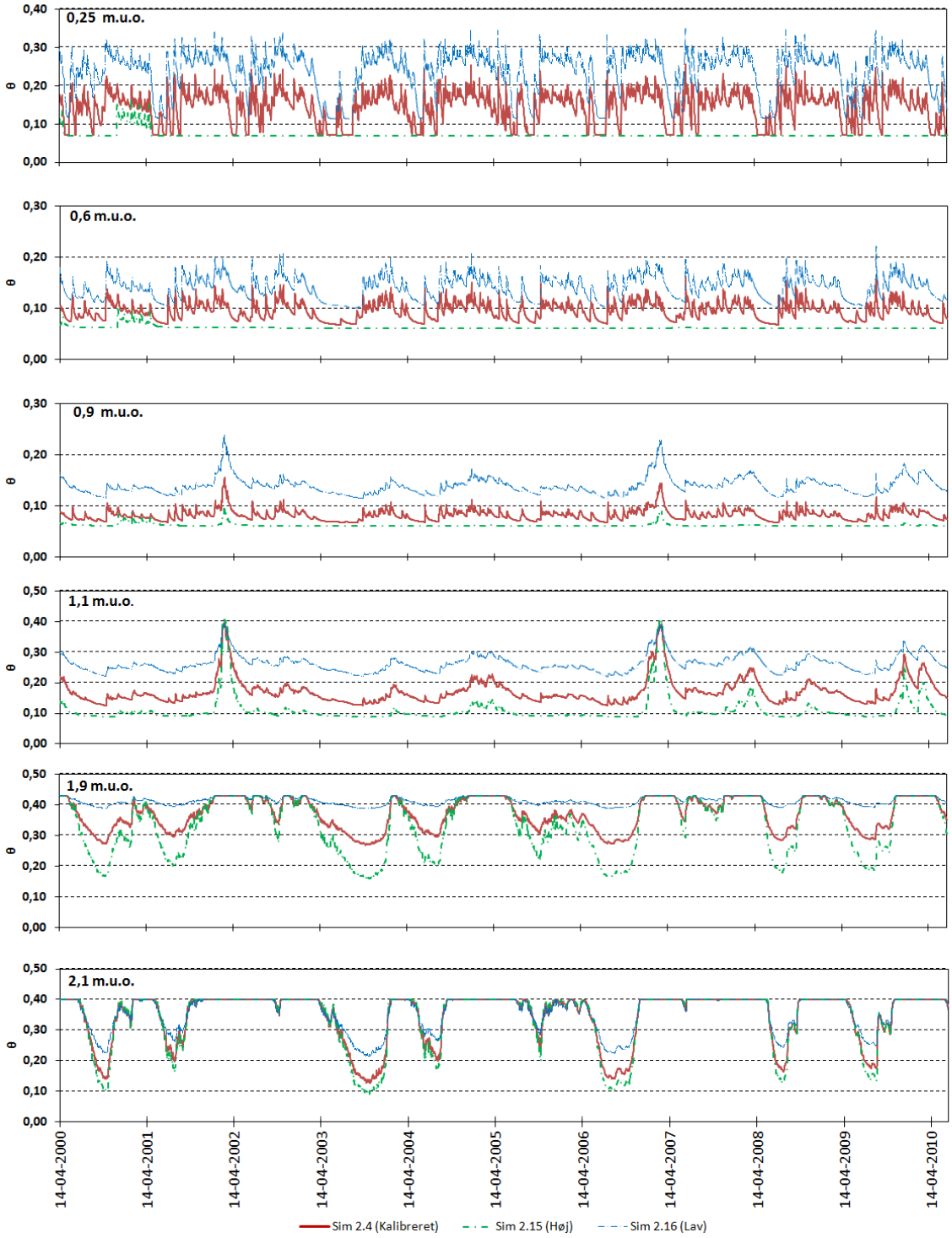
dette være inkluderet i modellen fremover, men da forskellen på vandindhold er lille er kalibreringsresultatet af de hydrauliske parametre benyttet fra Sim 2.4. Dog vil enkelte data være sammenholdt med Sim 2.4 fremfor Sim 6.2.



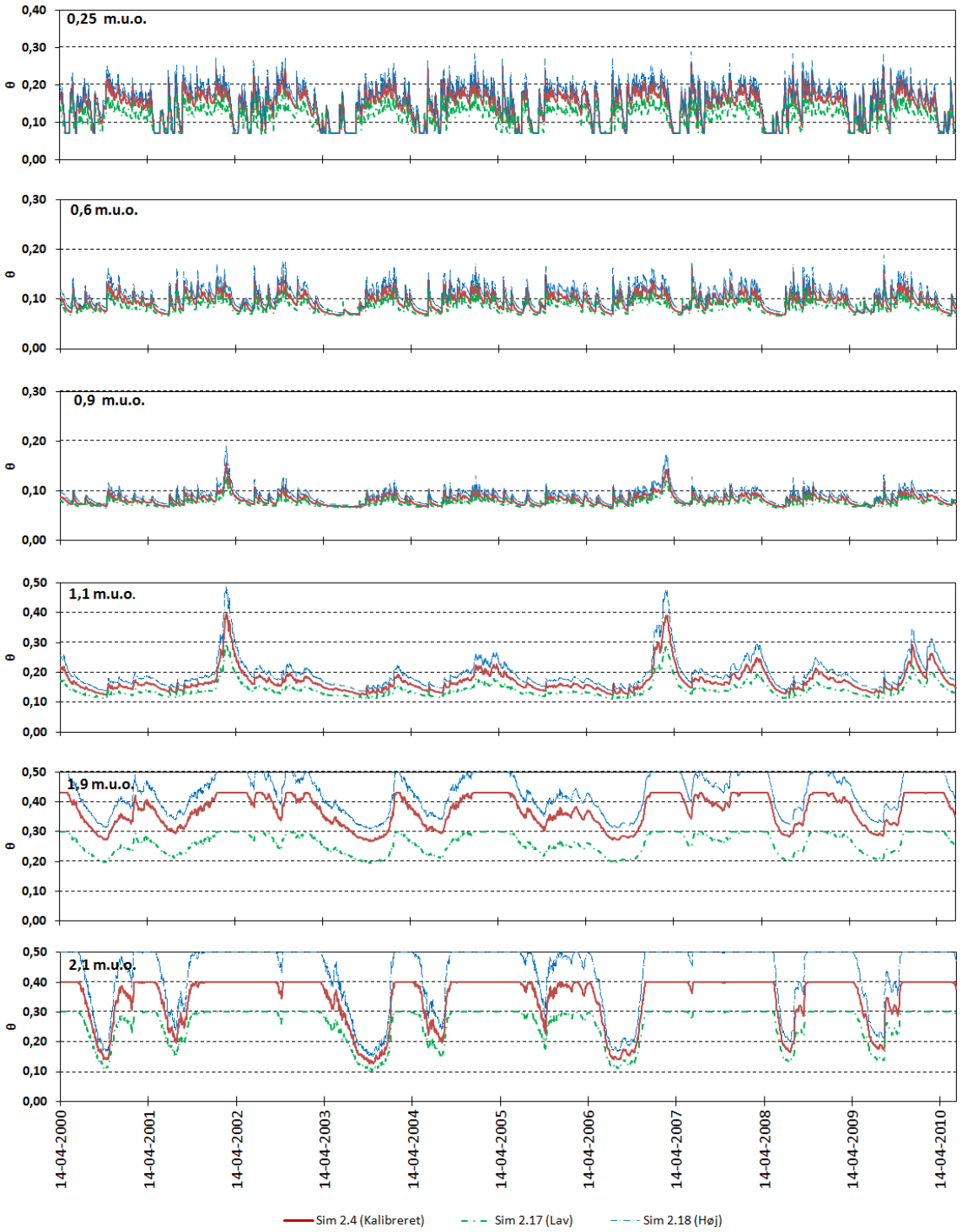
figur 5. 11: Vandindhold i udvalgte dybder for værdier af den mættede hydrauliske konduktivitet, der er en faktor 10 højere og lavere end værdier i den kalibrerede strømningsmodel.



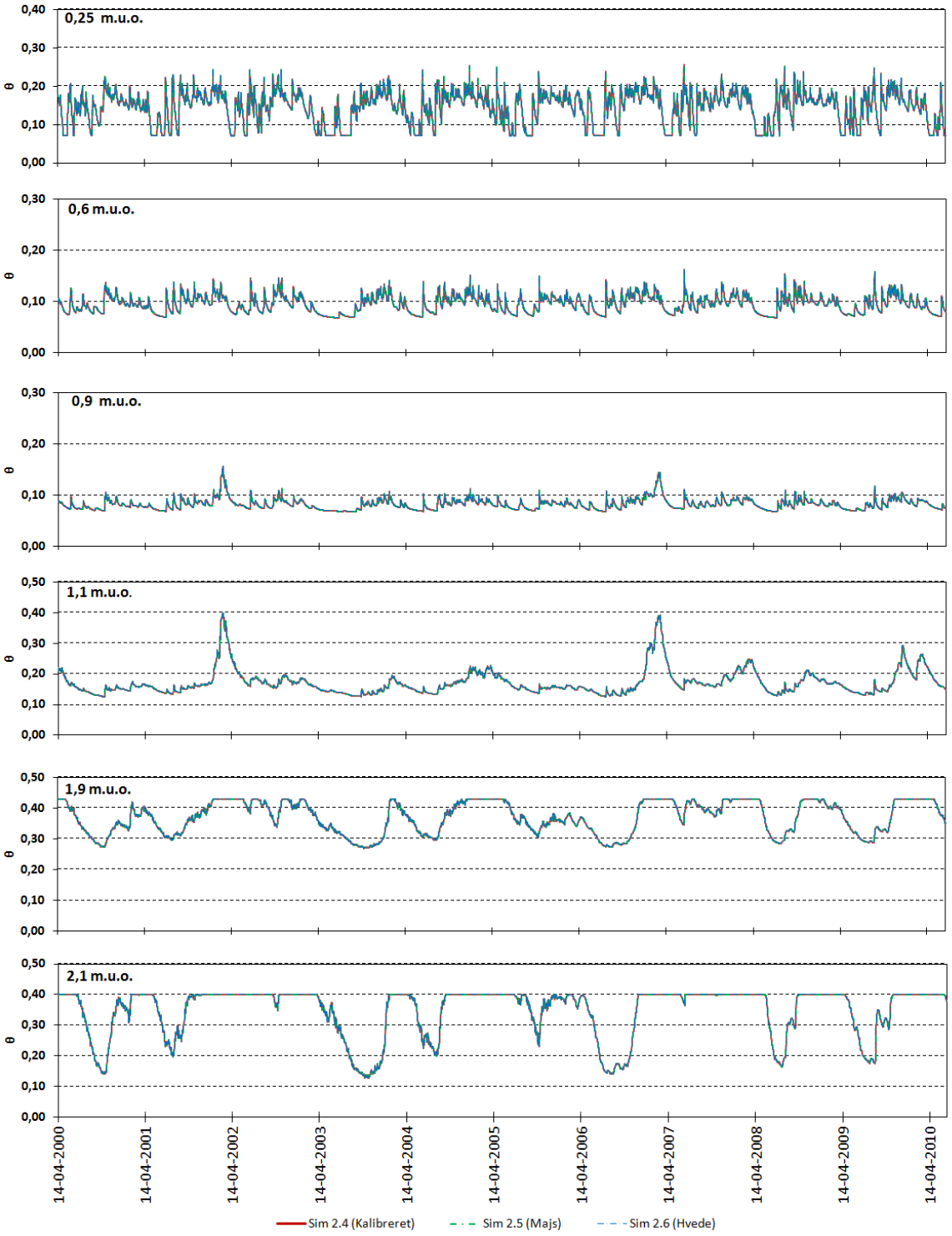
figur 5. 12: Vandindhold i udvalgte dybder for α-værdier, der er en faktor 2 højere og lavere end værdier i den kalibrerede strømningsmodel.



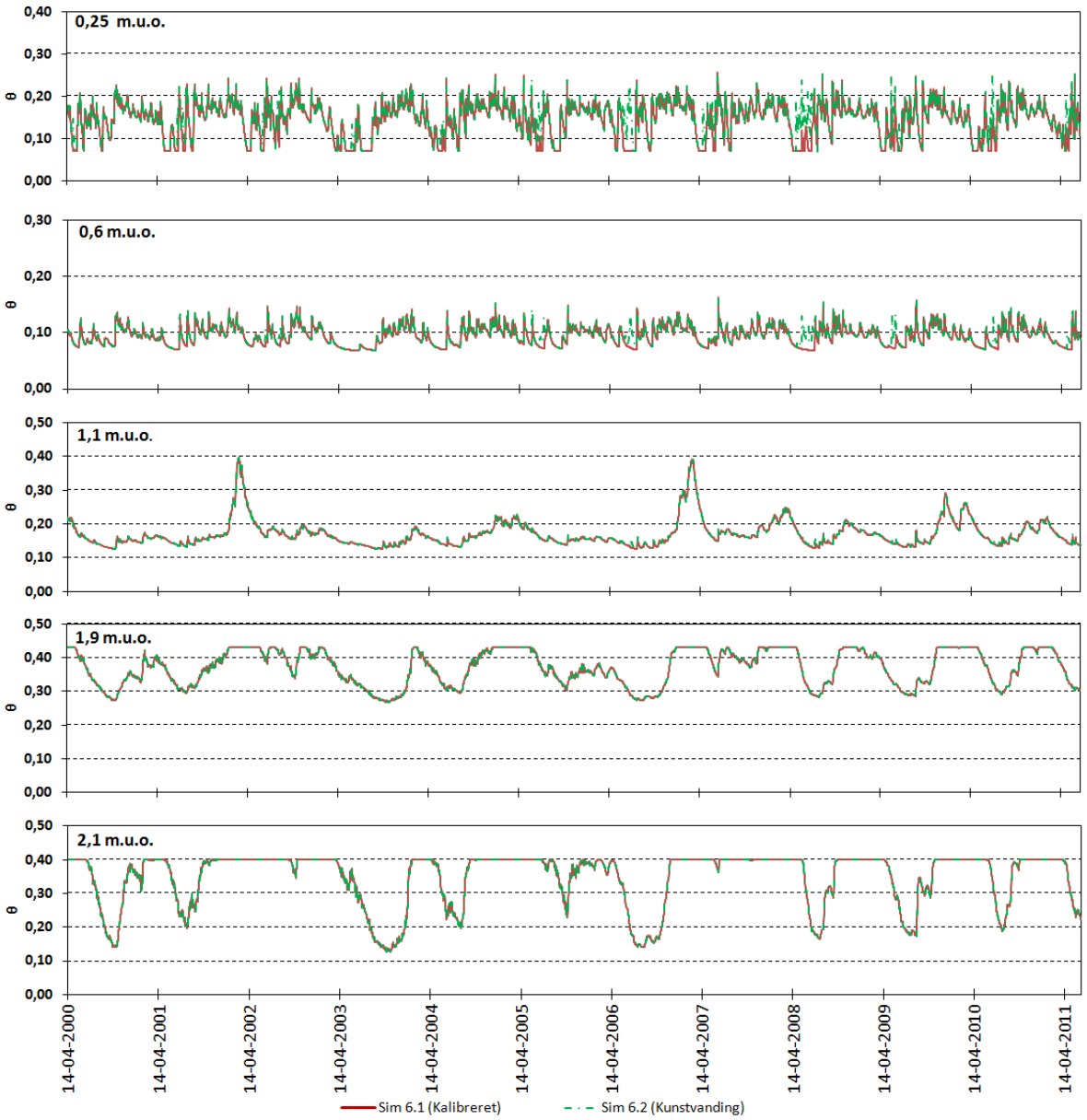
figur 5. 13: Vandindhold i udvalgte dybder for n-værdier der er en faktor 1,5 højere og lavere end værdier i den kalibrerede strømningsmodel.



figur 5. 14: Vandindhold i udvalgte dybder for det øvre (høje) og nedre (lave) interval af porøsitet i sand af Fitts (2002), sammenholdt med vandindhold for den kalibrerede strømningsmodel.



figur 5. 15: Vandindhold i udvalgte dybder med forskellige typer vegetation (græs, majs og hvede). Det fremgår af figuren at kurverne er sammenfaldende.



figur 5. 16: Vandindhold i udvalgte dybder for den kalibrerede strømningsmodel, over en periode på 11 år, med og uden input af kunstvanding.

6. Resultater

I dette afsnit præsenteres først resultater og resultatbehandling af kornstørrelsesanalysen og de termiske parametre, der senere anvendes i strømningsmodellen. Dernæst præsenteres resultater for strømningsmodellerne og til sidst isotopanalysen. I bilag 2 ses dybdeprofiler af kornstørrelsesanalysen, porøsiteten, termisk konduktivitet, volumetrisk varmekapacitet, vandindhold, temperatur og isotopmålinger af oxygen og hydrogen. Der vises både data fra HYDRUS-1D modellen og målte værdier fra feltarbejdet i april. For at sammenligne data direkte er data fra modellen udtrukket for den dag hvor den respektive værdi fra feltarbejdet er målt.

6.1 Kornstørrelsesanalyse

Kornstørrelsesfordelingen af de 22 prøver som borekernen er inddelt i, ses i bilag 3, der viser fordelingen mellem ler, silt, fint sand, medium sand, groft sand og grus. Størrelsesintervallet af partikelinddelingen fremgår af tabel 6. 1. I figur 6. 1 ses kornstørrelsesfordelingen af sedimentet fra borekernen i de fem lag fra den kalibrerede model. Fra kornstørrelsesfordelingen er det muligt at beskrive sedimentets sorteringsgrad og kornstørrelse. Det ses at det øverste lag indeholder mere ler og silt end resten, samt at den overordnede kornstørrelse i lagene er mellem 0,1-1 mm (svarende til sand).

tabel 6. 1: Kornstørrelsesinterval efter Blott (2000).

Sedimenttype	Størrelsesinterval [mm]
Ler	<0,002
Silt	0,002-0,063
Fint sand	0,063-0,25
Medium sand	0,25-0,5
Groft sand	0,5-2,0
Grus	2,0-64,0
Sten	64,0<

Bilag 4 viser, hvordan fordelingen mellem ler, silt og sand er i prøverne, ligesom prøvernes massedensitet og porøsitet fremgår. figur 6. 2 viser hvordan prøverne plotter i henholdsvis et Sand-Silt-Ler-diagram (tv) og et Grus-Sand-Mudder diagram (th).

tabel 6. 2 viser den gennemsnitlige fordeling af sand, silt og ler samt prøvernes massedensitet (BD) for de fem lag i den kalibrerede strømningsmodel (Sim 2.4), ligesom tabellen også viser den mættede hydrauliske konduktivitet beregnet fra Kozeny-Carmens ligning 3. 2**.** Ved at indsætte porøsiteten og kornstørrelsen ved en vægtprocenten på 50 %, der er fundet ved kornstørrelsesanalyse af prøverne fra borekernen, er den mættede hydrauliske konduktivitet beregnet, hvor ρ_v er 1000 kg/m^3, g er 9,81 m/s^2 og μ ved 20˚C er 1001,6*10^{-6} kg/ms. Resultater for de enkelte prøver ses i bilag 5.

tabel 6. 2: Den gennemsnitlige fordeling af ler, silt og sand samt massedensiteten og den hydrauliske konduktivitet fundet fra borekernens prøver, opsummeret i fem lag med samme inddeling som den kalibrerede strømningsmodel.

Dybde	**ler**	**silt**	**Sand**	**sum**	**BD**	**K (Kozeny-Carmen)**
cm u.o.	**%**	**%**	**%**	**%**	**g/cm^3**	**cm/dag**
0-31	0,82	8,34	90,84	100,00	1,52	18,97*10^3
31-95	0,04	0,59	99,36	100,00	1,62	18,15*10^3
95-150	0,00	0,37	99,63	100,00	1,59	15,52*10^3
150-200	0,38	0,81	98,80	100,00	1,57	7,38*10^2
200-500	0,39	2,68	96,88	99,96	1,48	18,80*10^3

Retentionsparametrene (α og n), den mættede hydrauliske konduktivitet samt porøsiteten og residualvandindholdet i jorden er beregnet fra Pedotransfer-funktionen ved at indsætte den procentvise fordeling af ler, silt og sand, samt massedensiteten for de fem lag i programmet ROSETTA. Resultatet for de fem lag i model 2 ses i tabel 6. 3.

tabel 6. 3: Hydrauliske parametre bestemt ved Pedotransfer-funktion genreret fra data i tabel 6. 2.

Dybde	**Residuale vandindhold**	**Porøsitet**	**α**	**n**	**Ks**
cm u.o.	**[-]**	**[-]**	**cm^{-1}**	**[-]**	**cm/dag**
0-31	0,045	0,38	0,037	2,94	470,32
31-95	0,052	0,35	0,031	4,35	1204,21

95-150	0,052	0,36	0,031	4,49	1323,33
150-200	0,053	0,36	0,031	4,33	1218,93
200-500	0,052	0,39	0,033	4,00	1109,57

Empirisk lagdeling fra kornstørrelsesanalysen af strømningsmodellen er følgende:

1 0-45 cm u.o.

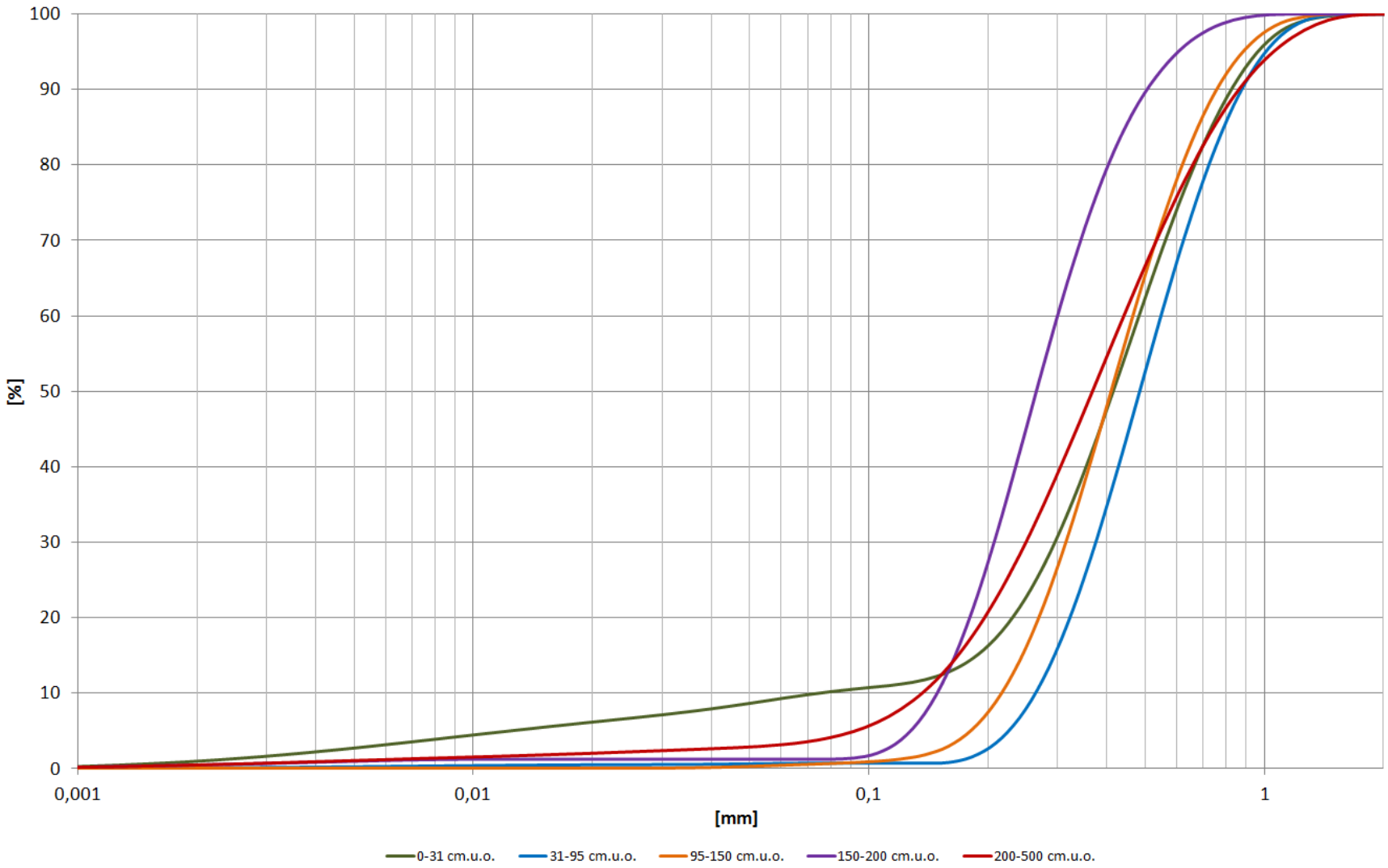
2 45-95 cm u.o.

3 95-150 cm u.o.

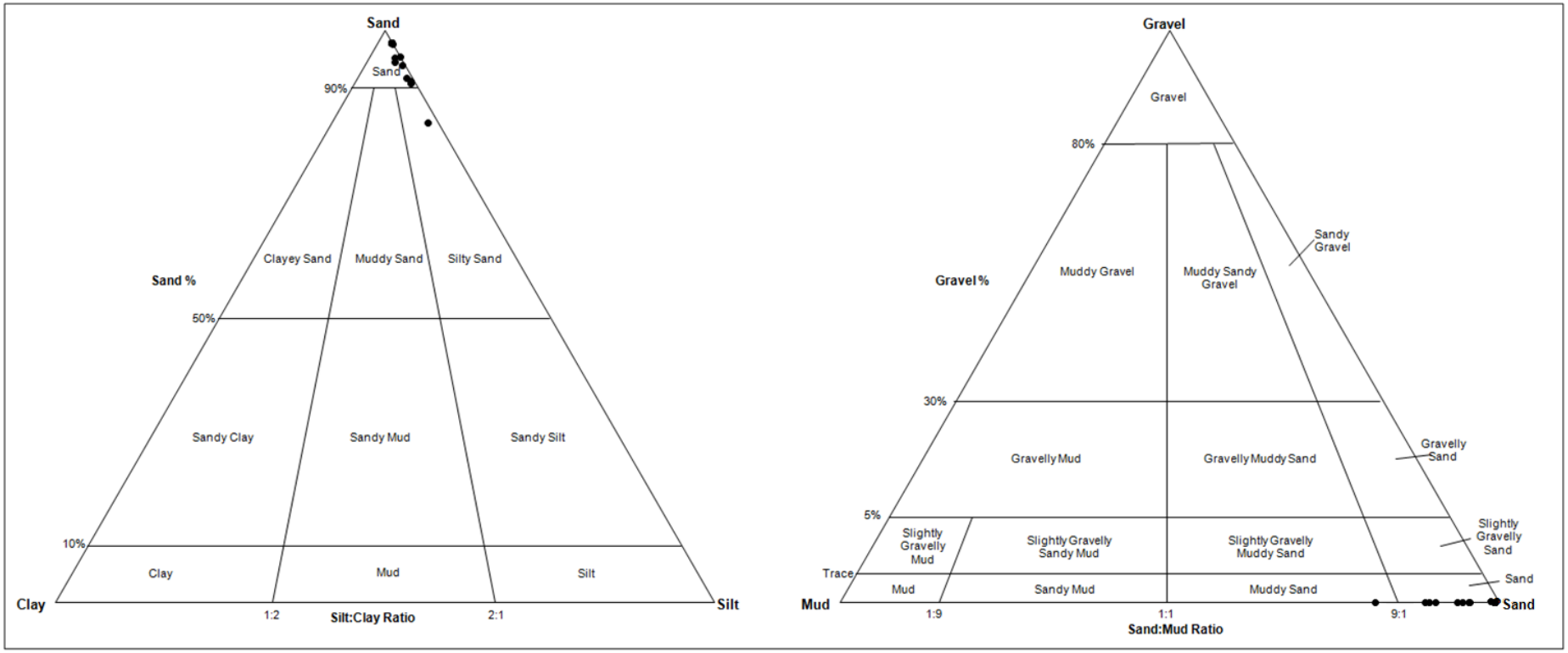
4 150-197 cm u.o.

5 197-500 cm u.o.

Resultatet af den empiriske lagdeling og Pedotransfer-funktionen samt den mættede hydrauliske ledningsevnes (fundet fra Kozeny-Carmens ligning) betydning for strømningsmodellen vil blive præsenteret i afsnit 6.3.



figur 6. 1: Kurve over kornstørrelsesfordelingen i borekernen opsummeret i fem lag med samme inddeling som den kalibrerede strømningsmodel.



figur 6. 2: Plot af prøverne fra borekernen i et Sand-Silt-Ler diagram (tv) og et Grus-Sand-Mudder diagram (th), efter Blott (2000).

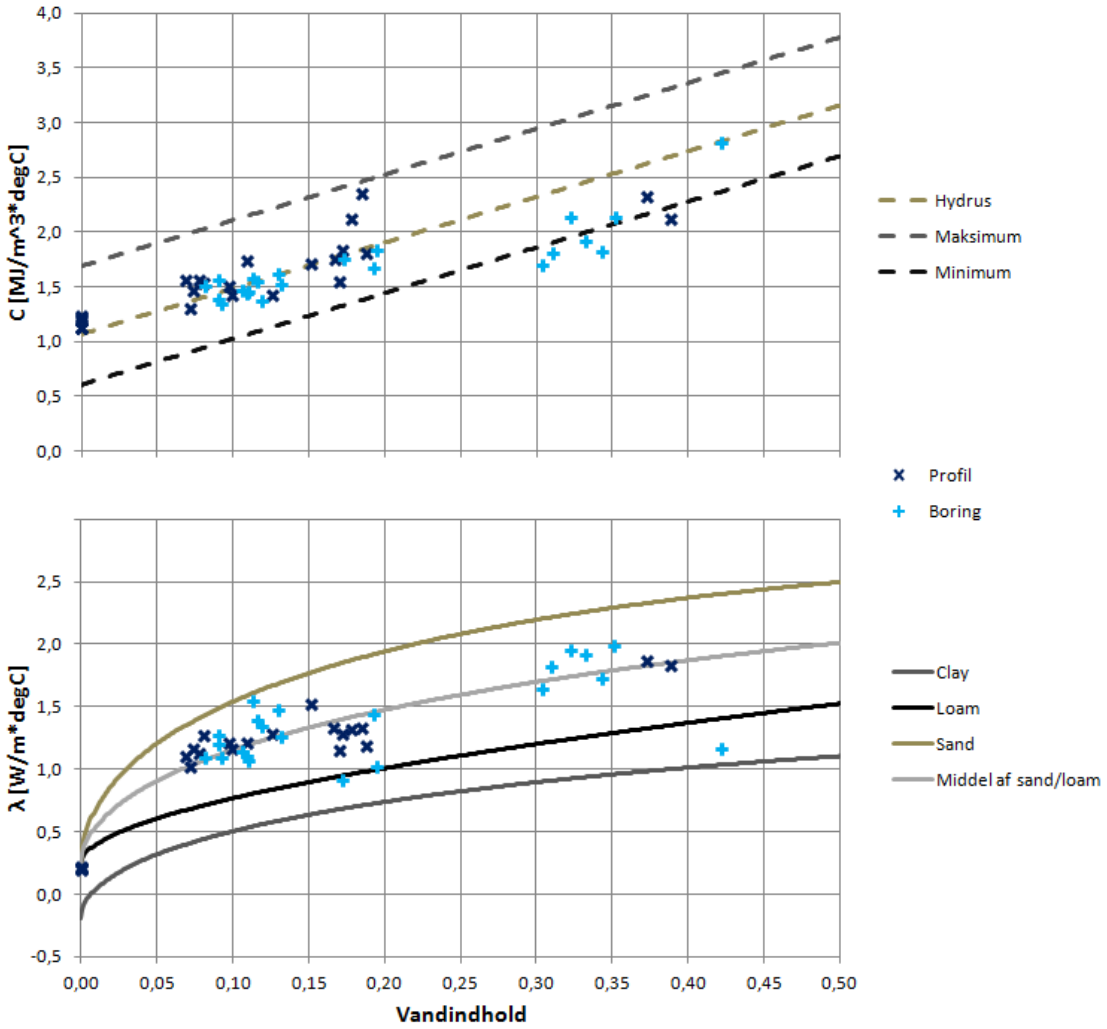
6.2 Termiske parametre

Der er målt termiske parametre på 22 prøver fra borekernen, 18 steder i udgravet profil (figur 5. 4) direkte i felten samt på 7 tørre prøver (bilag 6 og bilag 7). På figur 6. 3 ses øverst den volumetriske varmekapacitet (C), mens der nederst ses den termiske konduktivitet (λ). Maksimums- og minimumslinjerne af de volumetriske varmekapaciteter for sand med vandindhold mellem 0 - 0,25 (kg/kg) og med en densitet fra 1,2 – 1,4 g/cm^3 for sand er bestemt af Abu-Hamdeh (2003). HYDRUS er den standardværdi, som programmet HYDRUS-1D opgiver for sand. Clay-, loam- (et blandet sediment af ler, silt og sand), sand- og middel af sand/loam-kurverne repræsenterer standardværdier fra HYDRUS-1D, hvor middel af sand/loam-kurven er et gennemsnit af kurverne for sand og loam. Disse er beregnet fra ligning 3. 16.

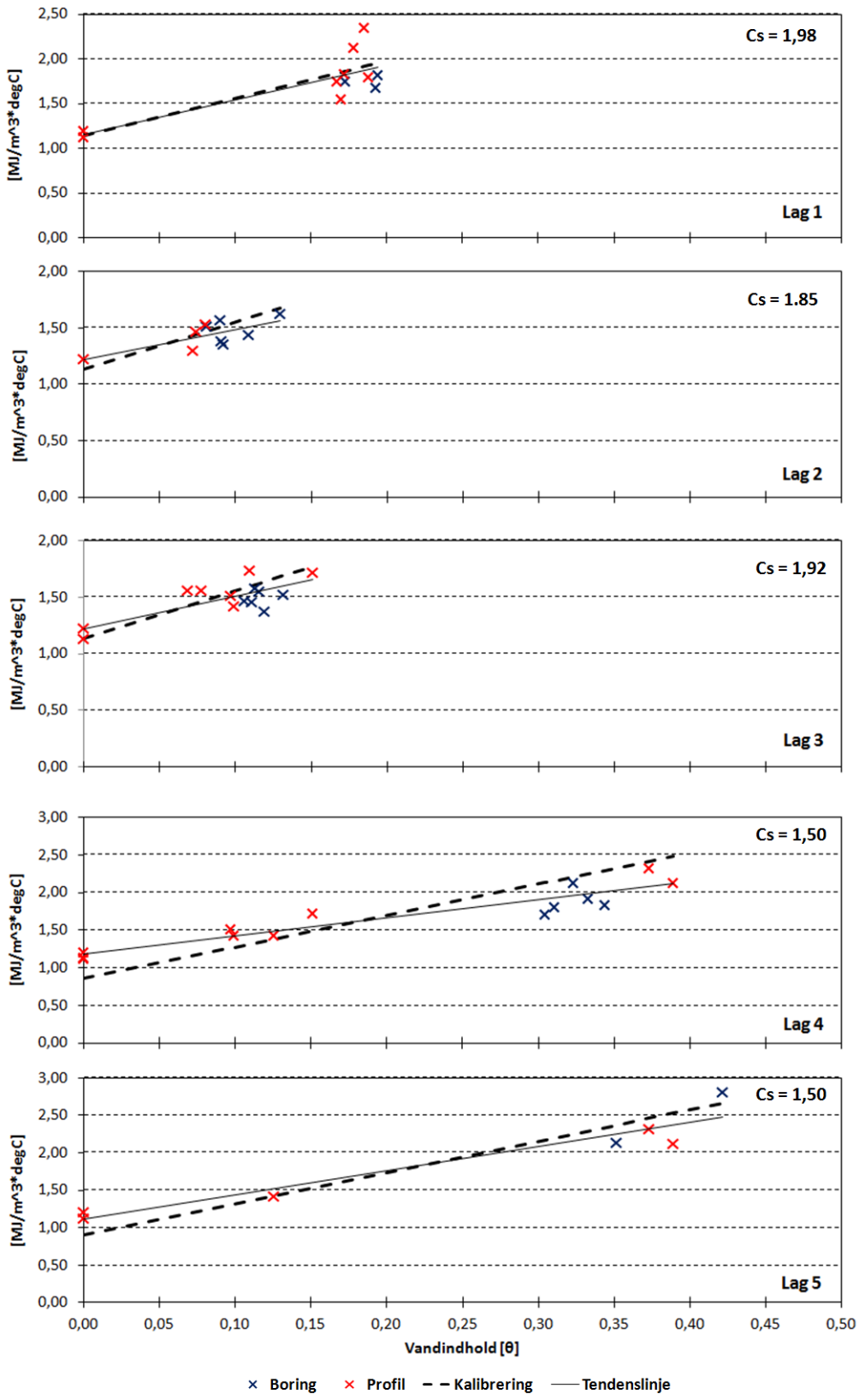
På figur 6. 4 og figur 6. 5 ses kalibrering af henholdsvis den volumetriske varmekapacitet for sedimentet i forhold til målte værdier for den volumetriske varmekapacitet for mediet og parametrene b1 og b3 i forhold til de målte termiske konduktivitetsværdier for de fem lag i model 2. Tendenslinjen på figur 6. 4 er den bedste rette linje for de målte termiske konduktivitetsværdier for de fem lag i model 2. Denne linje er det manuelt forsøgt at kalibrere efter ved at ændre på værdien for C_s. Fraktionen af organisk materiale er lav for de fem lag i modellerne. Ændringer i C_o lille eller ingen påvirkning på C, mens fraktionen af luft udgår af ligning 3. 14, da C_a tilnærmelsesvis er 0 (Haynes, 2011). C_w for ferskvand varierer mellem 4,22 MJ/m^3°C og 4,16 MJ/m^3°C for temperaturer mellem 0,01˚C og 30˚C. Da denne variation tilnærmelsesvis ingen betydning har for den volumetriske varmekapacitet af materialet, bruges derfor HYDRUS-1S standardværdi for C_w på 4,18 MJ/m^3°C, der repræsenterer den specifikke varmekapacitet for vand ved 25˚C. Som følge heraf er C_s-fraktionen af porerum og sediment de faktorer, der har indflydelse på varmekapaciteten, men da fraktionerne af porerum og sediment er kalibreret ud fra det aktuelle vandindhold i jorden, antages C_s at være den eneste variabel i ligning 3. 14.

Resultatet af de kalibrerede værdier ses i grafen for hvert lag. For den termiske konduktivitet ses yderligere r^2, da disse er bestemt via Microsoft® Excel-funktionen ”Problemløsning”,

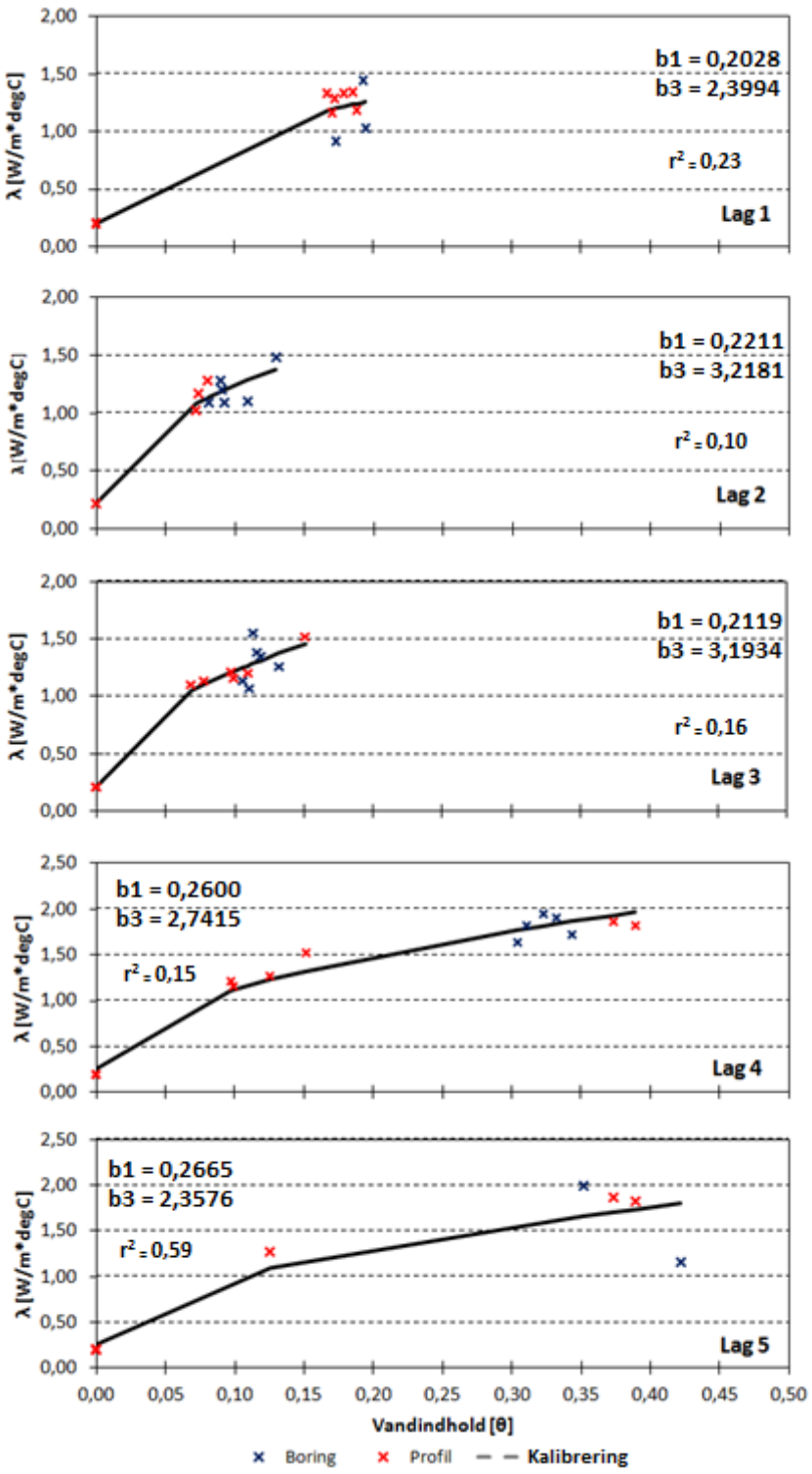
hvor r^2=0 er bedst (100 % tilpasset). Parameteren b2 er sat til 0 for at simplificere kalibreringen af den termiske konduktivitet.



figur 6. 3: Øverst ses værdier for den specifikke varmekapacitet fundet fra borekernen og det udgravede profil. Disse er sammenholdt med værdier fra Abu-Hamdeh (2003) for et medie bestående af sand, samt standardværdien fra HYDRUS for sand. Værdier fra Abu-Hamdeh repræsenterer det øver og nedre interval for et sandet medie ved et vandindhold på maks. 0,25 og en massedensitet mellem 1,2 – 1,4 g/cm^3. Nederst ses værdier for termisk konduktivitet sammenholdt med værdier for et medie bestående af forskellige sedimenttyper efter Šimůnek (2009).



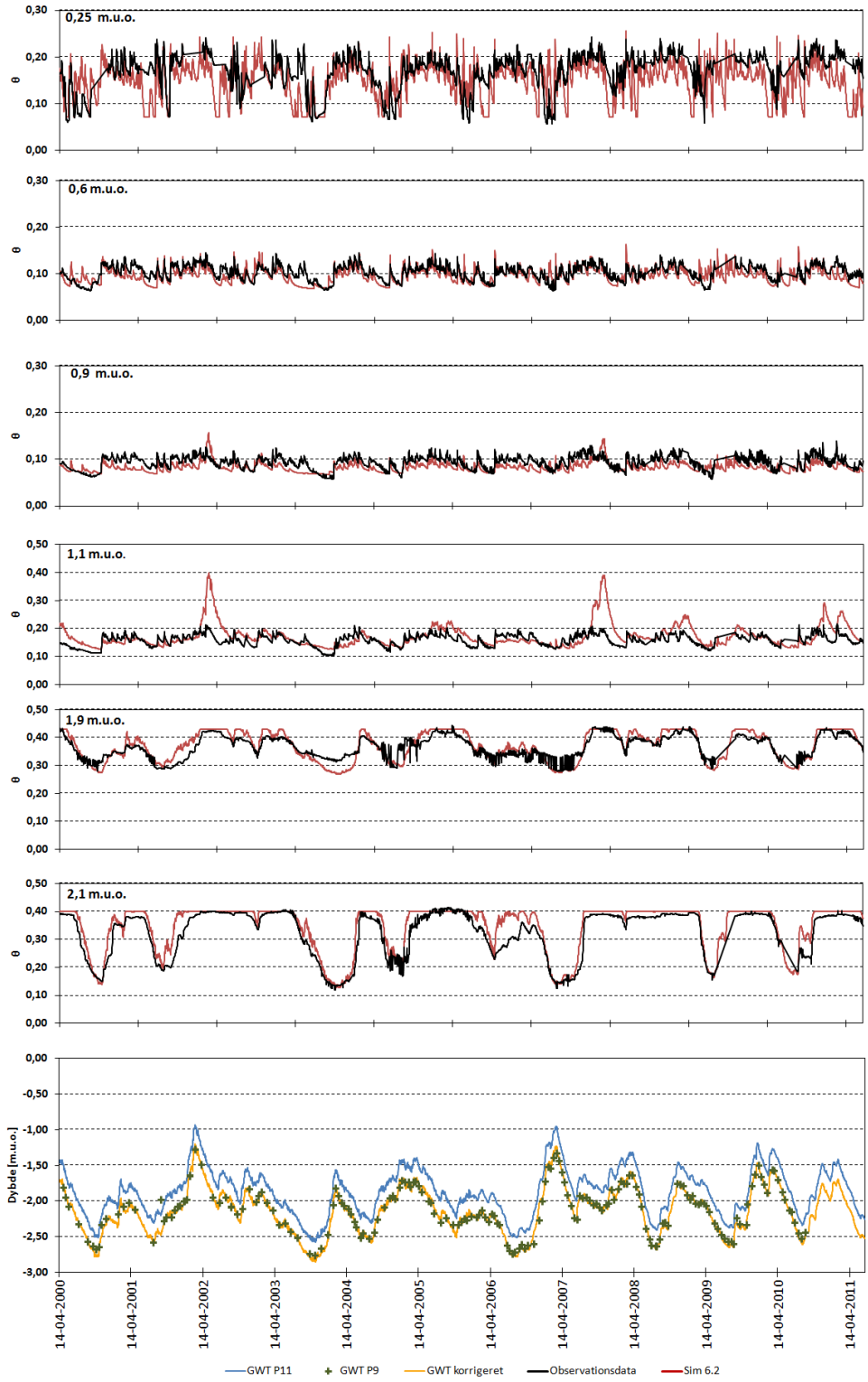
figur 6. 4: Kalibrering af den volumetrisk varmekapacitet for den kalibrerede strømningsmodels fem lag. Det er forsøgt at tilpasse til tendenslinjen for alle prøverne, ved at ændre den specifikke varmekapacitet for den faste fase (sedimentet). Resultatet af kalibrering ses i øverste højre hjørne.



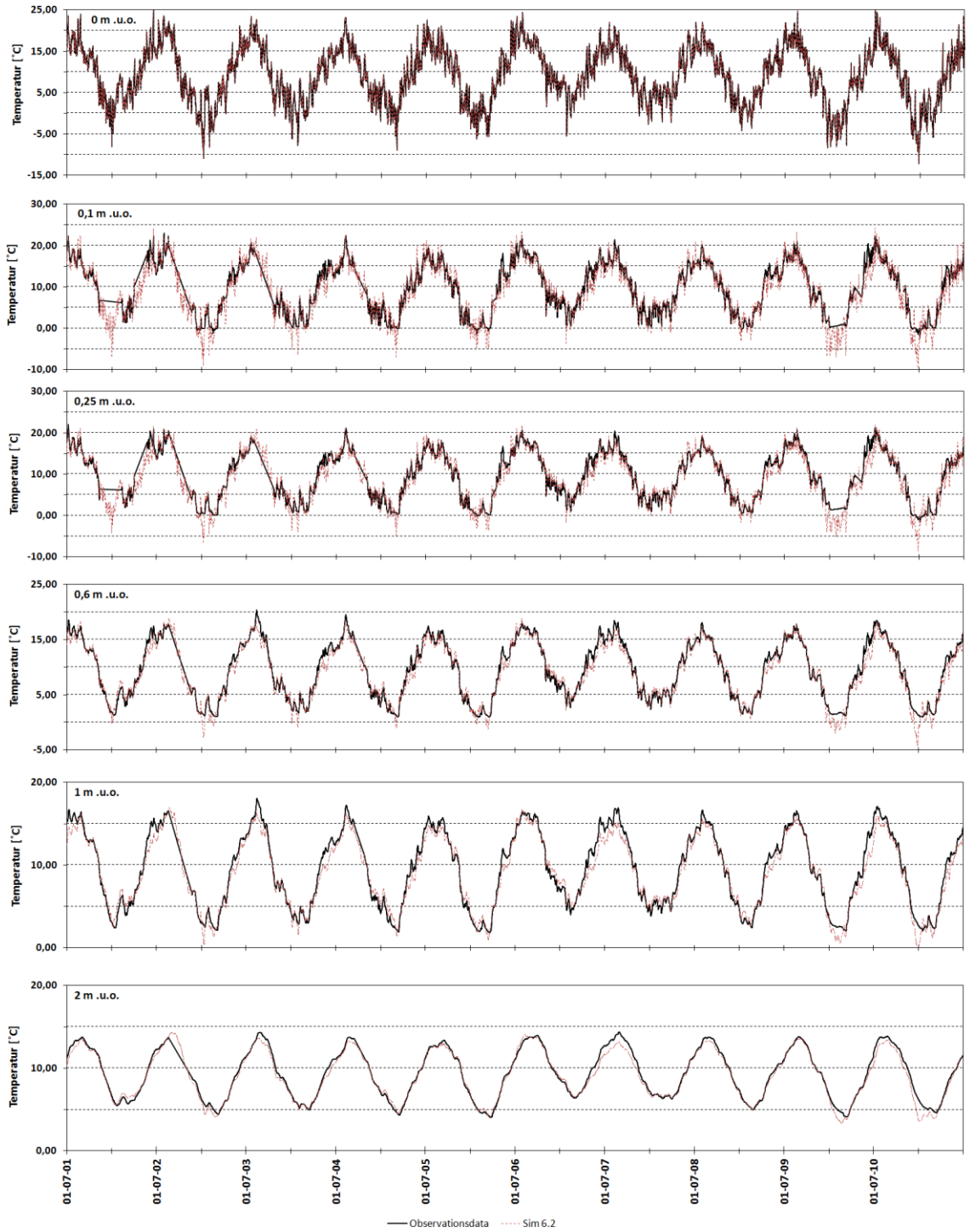
figur 6. 5: Kalibrering af den termiske konduktivitet for den kalibrerede strømningsmodels fem lag. Her er det forsøgt at få r^2=0, ved at kalibrere på de empiriske parametre b1 og b2.

6.3 Strømningsmodel

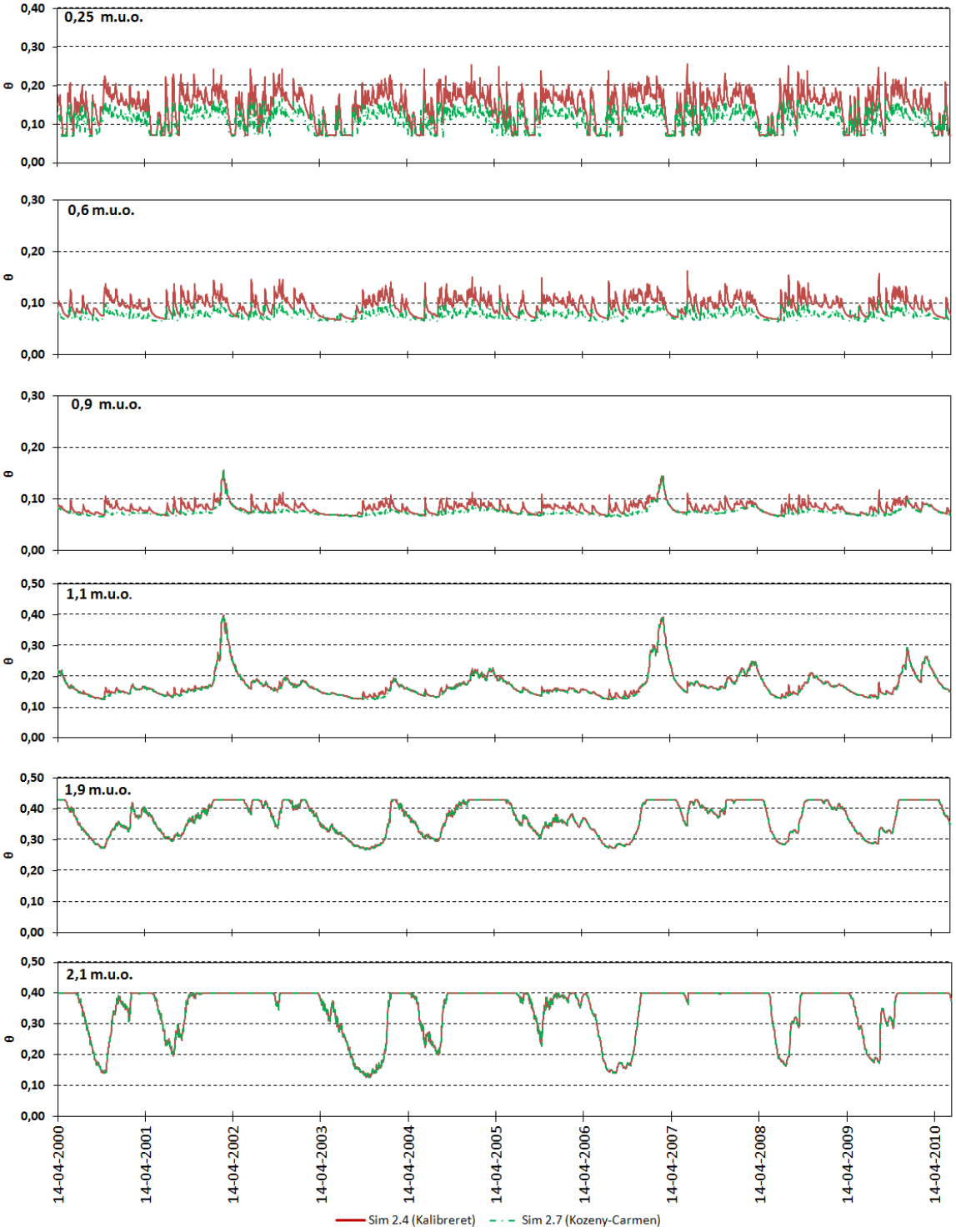
På figur 6. 6 og figur 6. 7, ses resultatet af henholdsvis vandindhold og temperatur i den umættede zone i udvalgte dybder for perioden 14-04-2000 til 30-06-2011 (temperaturen vises for perioden 01-07-2001 til 30-07-2011), sammenholdt med målte data for forsøgsmarken Jyndevad i samme udvalgte dybder (Sim 6.2). Observationsdata er markeret med sort streg, mens simuleret vandindhold og temperatur er markeret med henholdsvis en rød og rød-stiplet streg. Nederst på figur 6. 6 ses grundvandsspejlets placering for henholdsvis manuelle pejlinger (P9), automatiske pejlinger (P11) og det korrigerede grundvandsspejl. Data for parametrene mættede hydraulisk konduktivitet, vegetationstype, α, n, porøsitet, organisk fraktion, sedimentfraktion, residual vandindhold samt parametrene b1, b2, b3, C_s, C_o og C_w (der bruges til at beregne den volumetriske varmekapacitet og termiske konduktivitet) er opgivet i bilag 1. Derudover er der i bilaget oplyst om lagdelingen og vegetationstype. Resultatet af vandindhold i profilet for hydrauliske egenskaber fundet ved Kozeny-Carmens ligning og Pedotransfer-funktionen samt lagdeling fra kornstørrelsesanalysen ses på figur 6. 8, figur 6. 9 og figur 6. 10. Resultatet af temperaturændringer gennem profilet ved værdier for de termiske parametre fundet fra analyse af borekerne og profil ses på figur 6. 15.



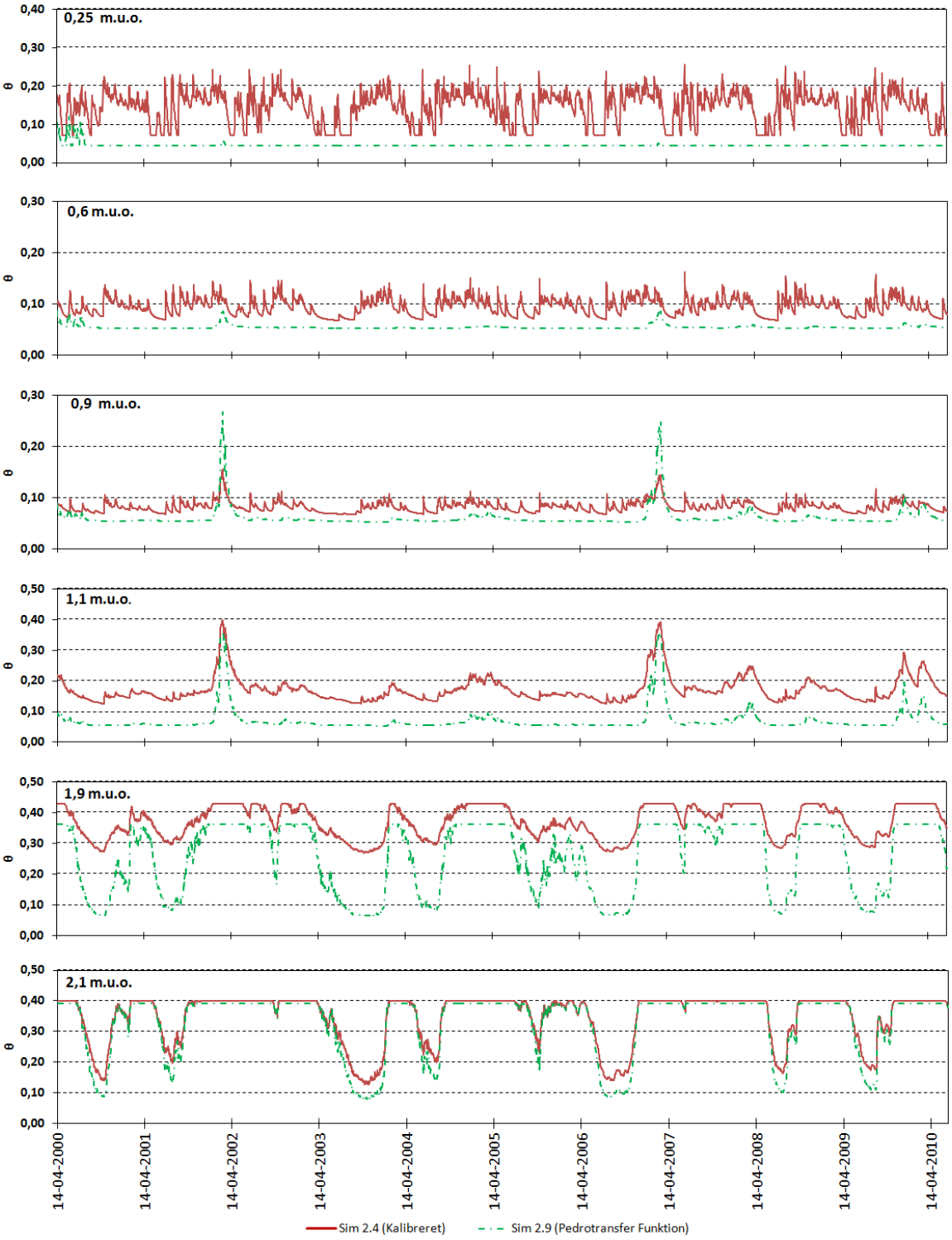
figur 6. 6: Vandindhold i udvalgte dybder, sammenholdt med observationsdata af Rosenbom et al. (2010). Nederst ses grundvandsspejlets placering i henholdsvis brønd P11 (blå kurve) og P9 (grønne krydser), samt det korrigeret grundvandsspejl (orange kurve).



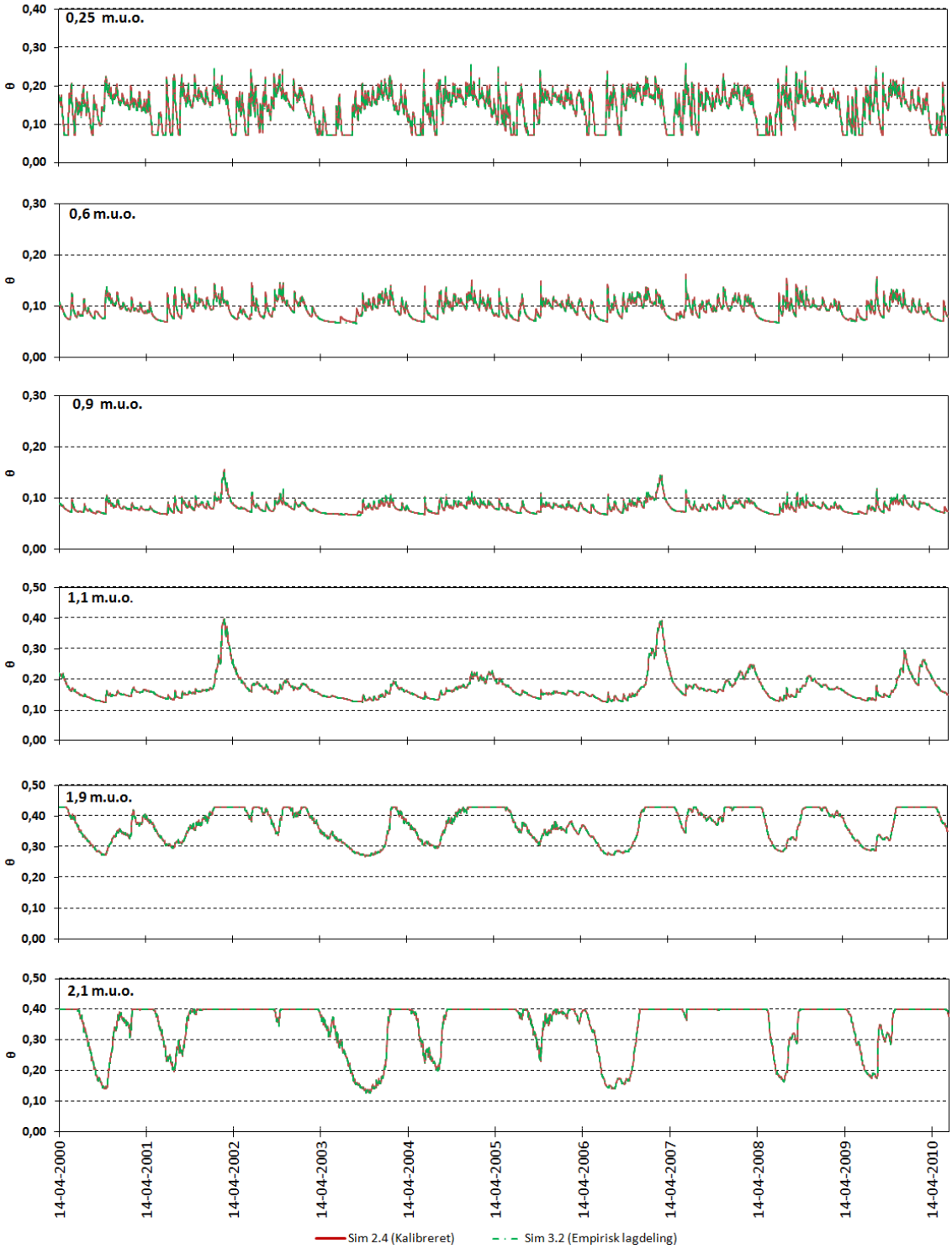
figur 6. 7: Temperaturprofil i udvalgte dybder, sammenholdt med observationsdata fra Rosenbom et al. (2010). Observerede data i 0 m u.o. er den atmosfæriske middeltemperatur.



figur 6. 8: Vandindhold i udvalgte dybder for strømningsmodellen hvor den mættede hydrauliske konduktivitet er beregnet ved Kozeny-Carmens ligning, sammenholdt med den kalibrerede model.



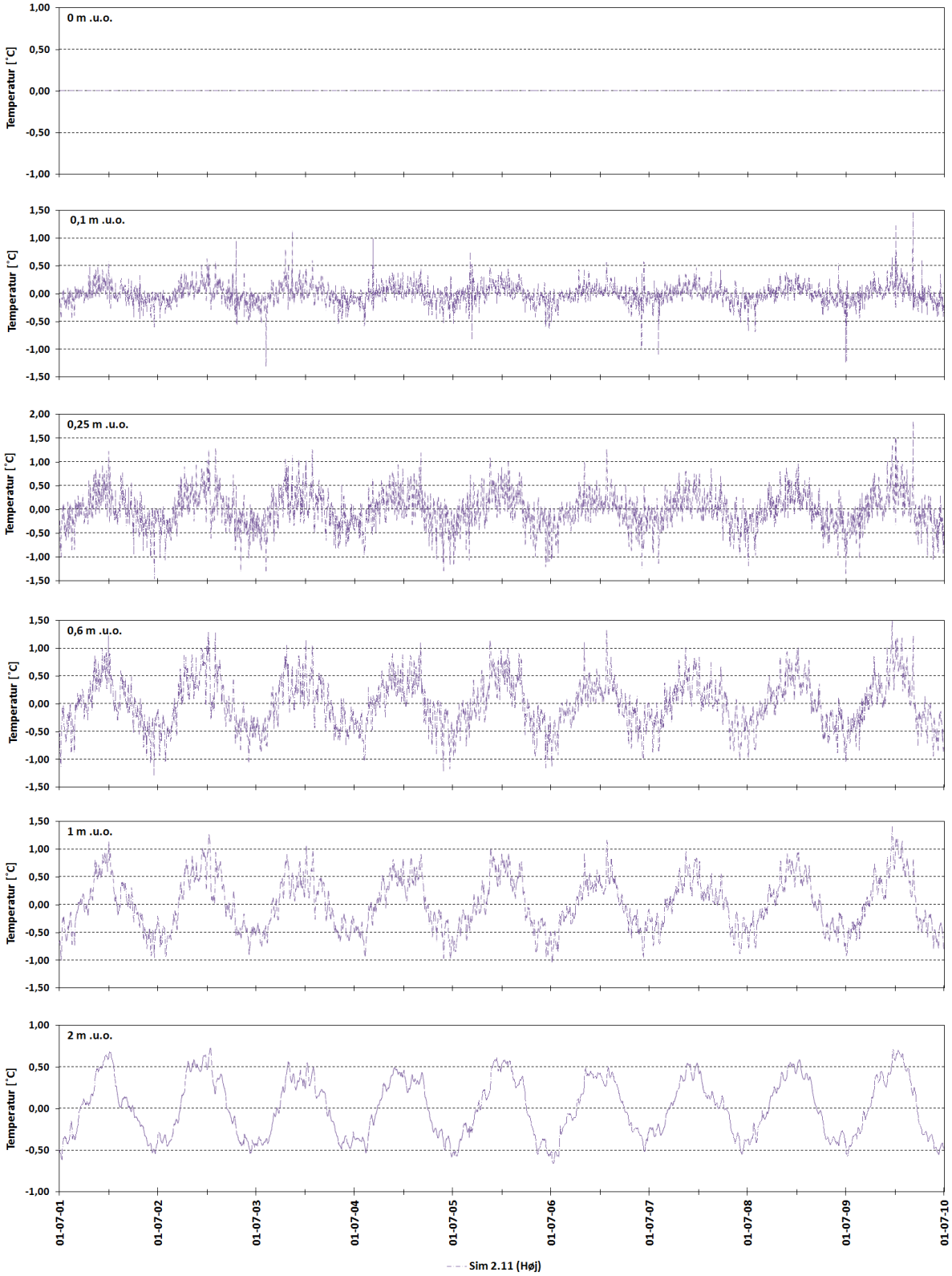
figur 6. 9: Vandindhold i udvalgte dybder for strømningsmodellen hvor de hydrauliske parametre er bestemt ved Pedotransfer funktionen. Denne er sammenholdt med den kalibrerede strømningsmodel.



figur 6. 10: Vandindhold i udvalgte dybder for strømningsmodellen hvor lagdeling er fundet empirisk fra kornstørrelsesanalysen. Denne er sammenholdt med den kalibrerede strømningsmodel.

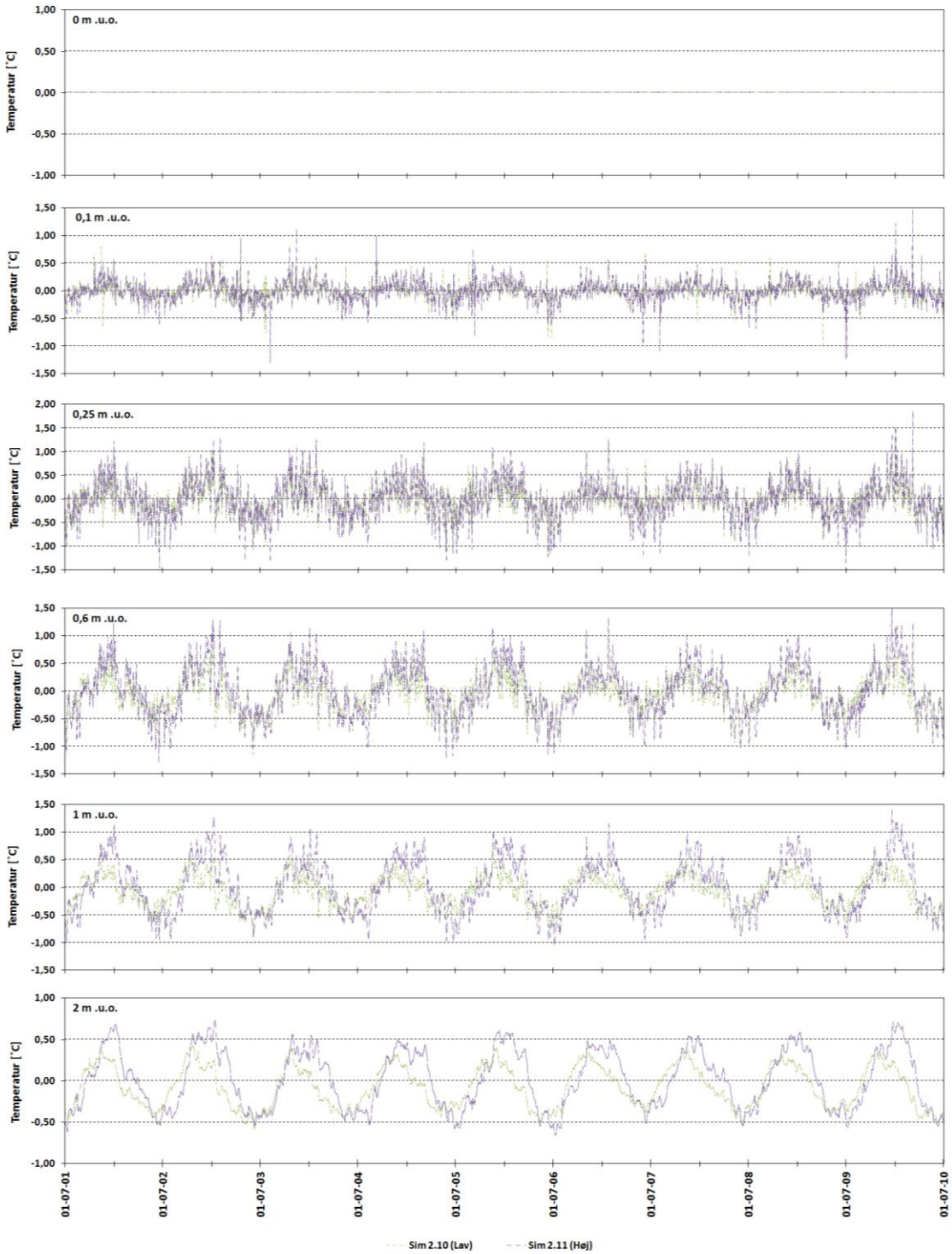
Ændringer i temperaturen Sim 2.11 og Sim 2.10 (henholdsvis for en K_s-værdi, der er en faktor 10 højere og lavere) i forhold til den kalibrerede model er fremstillet grafisk som forskellen mellem Sim 2.11 og Sim 2.4 samt forskellen mellem Sim 2.10 og Sim 2.4 (figur 6. 11 og figur 6. 12). Dette er gjort for at kunne skelne forskellen i temperaturen, da variationer med Sim 2.11 og Sim 2.10 er lave i forhold til den kalibrerede model. Ved en ændring af K_s på henholdsvis en faktor 10 højere og lavere end den kalibrerede model påvirkes temperaturen med ca. 1 grad over året. Det følger heraf at en højere K_s giver større variation end en lavere K_s. På figur 6. 13 ses, at både en lavere og højere værdi af K_s (end den kalibrerede model) giver højere temperaturer om vinteren og lavere temperaturer om sommeren. Dog begynder temperaturen at aftage tidligere på året for den når K_s er lavere.

I figur 6. 14 ses resultatet af en model uden vandbevægelse til brug for at sammenligning med hvordan temperaturen bevæger sig gennem jorden når der ikke forekommer strømning af vand i jorden.

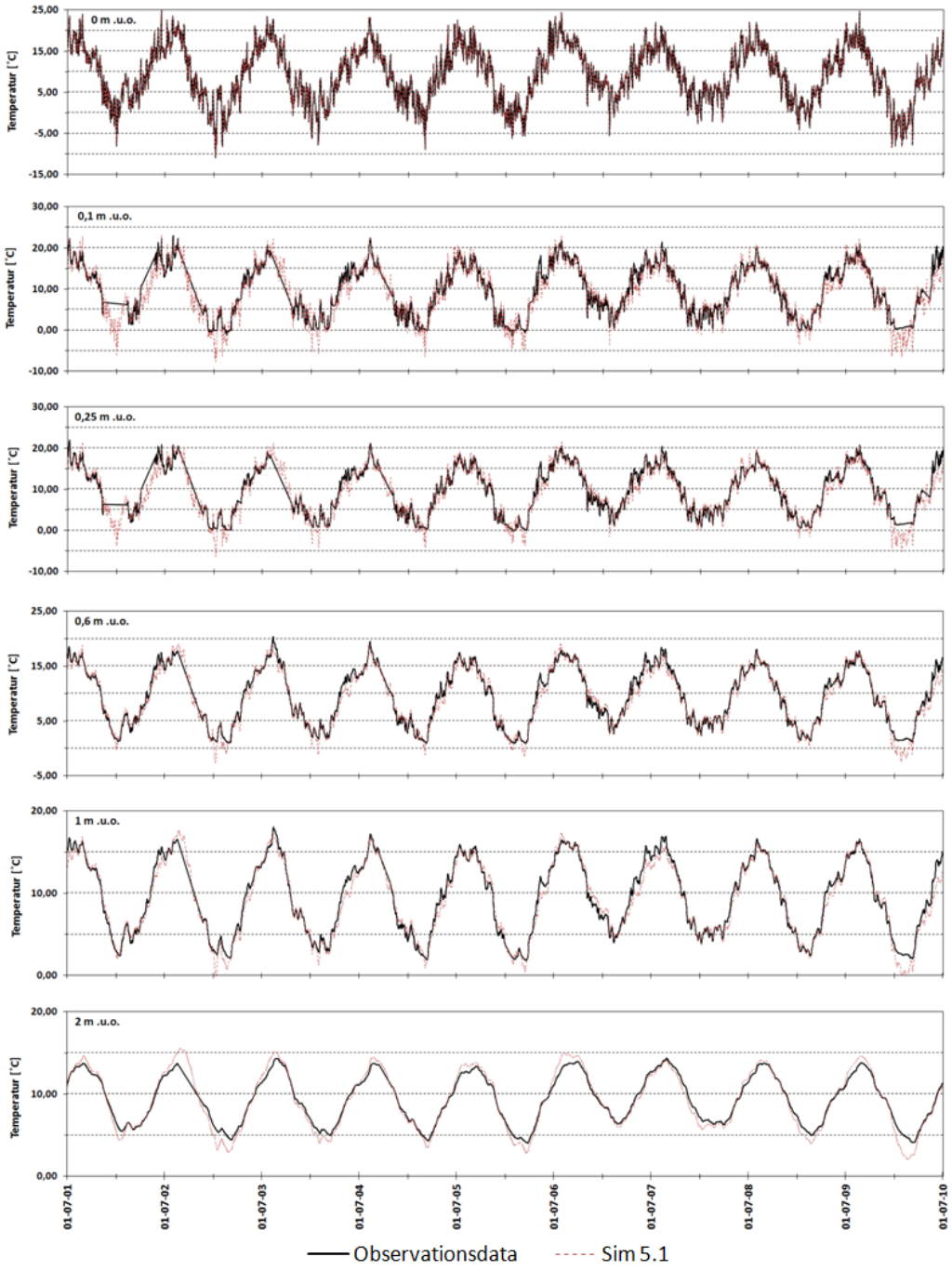


figur 6. 11: Forskel i temperatur mellem strømningsmodel Sim 2.11 og den kalibrede model. Sim 2.11 er en strømningsmodel, hvor den mættede hydrauliske konduktivitet for lagene er en faktor 10 højere end den kalibrerede model.

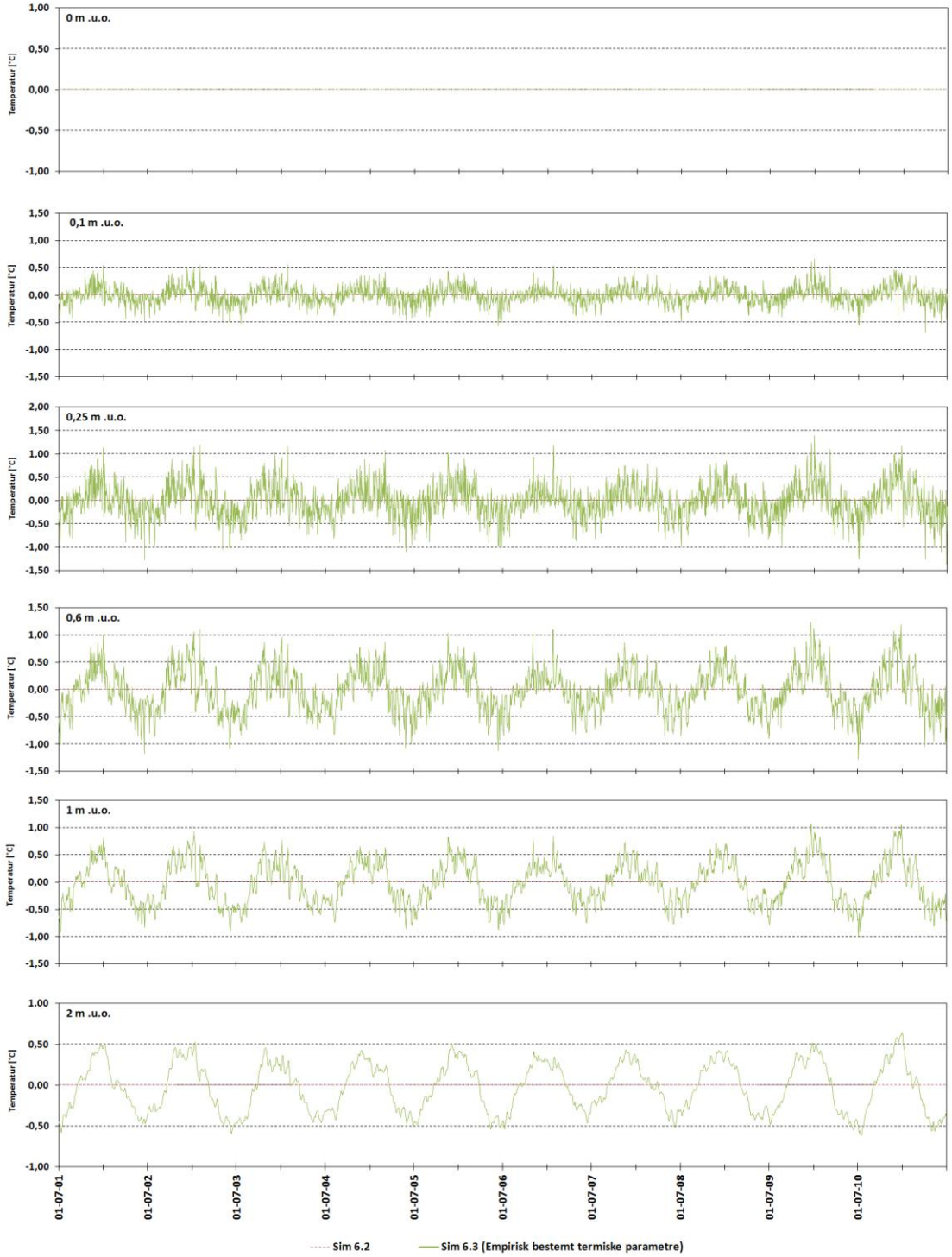
figur 6. 12: Forskel i temperatur mellem strømningsmodel Sim 2.12 og den kalibrede model. Sim 2.12 er en strømningsmodel, hvor den mættede hydrauliske konduktivitet for lagene er en faktor 10 lavere end den kalibrerede model.



figur 6. 13: Forskel i temperaturen mellem strømningsmodeller, hvor den mættede hydrauliske konduktivitet er henholdsvis en faktor 10 højere og lavere i forhold til den kalibrerede model Sim 2.4.



figur 6. 14: Temperatur i udvalgte dybder for modellen uden vandstrømning, sammenholdt med observerede data fra Rosenbom et al. (2010).



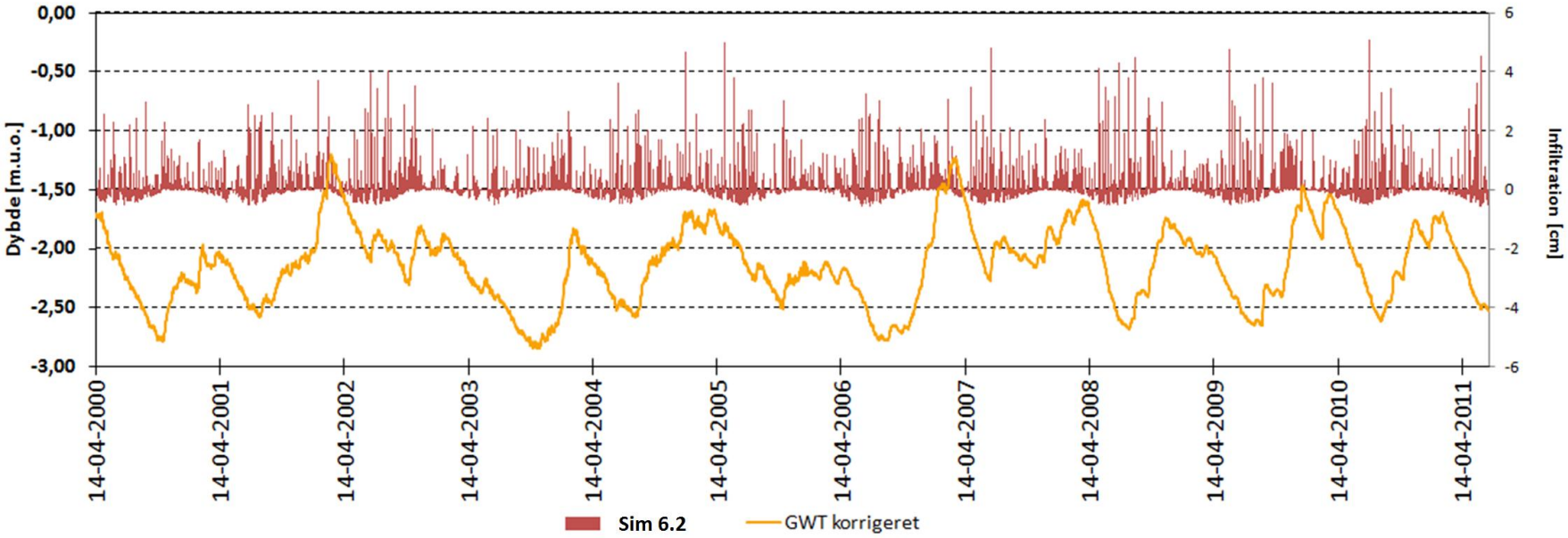
figur 6. 15: Temperaturforskel for strømningsmodellen med termiske parametre bestemt empirisk fra feltarbejde i forhold til den kalibrerede model. Termiske parametre i den kalibrerede strømningsmodel er standardværdier fra Šimůnek (2009).

6.4 Recharge

Den årlige mængde vand, der tilføres grundvandet, er beregnet ud fra nedbør tillagt eventuel kunstvanding og derefter fratrukket den aktuelle transpiration. I tabel 6. 4 ses resultatet af recharge for perioden 01.07.00 til 30.06.11 for de enkelte hydrologiske år. Nedbør, kunstvanding og Potentiel evapotranspiration er efter data fra Rosenbom et al. (2010), mens den aktuelle evapotranspiration er fra henholdsvis Sim 6.1 og Sim 6.2. Forskellen er, at der i Sim 6.2 er taget højde for kunstvanding i modellen. Data fra perioden 01.07.10 - 30.06.11 har ikke undergået et grundigt kvalitetstjek, dog forekom der syv tydelige uregelmæssigheder i nedbørsdata, hvilke uregelmæssigheder der er taget højde for ved et simpelt kvalitetstjek af forfatteren. På figur 6. 16 ses vandinfiltrationen over 11 år ved Jyndevad beregnet ud fra differencen mellem vandinput (nedbør og vanding) og den aktuelle transpiration fra Sim 6.2. Det ses, at der i de varmere sommerperioder forekommer negativ infiltration, dvs. vandet forsvinder fra jorden, hvilket yderligere ses som et forsinket fald i grundvandsspejlet. Omvendt ses også en forsinket stigning i grundvandsspejlet ved positiv infiltration, der afspejler vandtilførsel til jorden.

tabel 6. 4: Årlig vandbalance for Jyndevad [mm/år]. Aktuel transpiration (Akt T.) er beregnet fra modellerne Sim 6.1 og Sim 6.2. Mens data om nedbør, Kunstvanding og potentiel evapotranspiration (Pot. ET) er fra Rosenbom et al. (2010).

				Med vanding (Sim 6.2)		Uden Kunstvanding (Sim 6.1)		Difference
Periode	**Pot. ET**	**Nedbør**	**Vanding**	**Akt T.**	**Recharge**	**Akt. T**	**Recharge**	**Recharge**
01.07.00-30.06.01	547	810	0	447	362	447	362	0
01.07.01-30.06.02	581	1204	81	528	676	472	732	56
01.07.02-30.06.03	606	991	51	452	539	421	570	31
01.07.03-30.06.04	601	937	27	424	512	396	541	29
01.07.04-30.06.05	608	1218	87	574	644	546	672	28
01.07.05-30.06.06	563	857	114	488	369	404	453	84
01.07.06-30.06.07	650	1305	114	553	752	469	836	84
01.07.07-30.06.08	640	1023	196	599	424	483	541	117
01.07.08-30.06.09	605	1075	114	525	550	492	583	33
01.07.09-30.06.10	590	1090	50	530	559	485	605	46
01.07.10-30.06.11	607	1196	92	585	610	544	651	41



figur 6. 16: De røde søjler viser hvor meget vand, der infiltreres [cm/dag], sammenholdt med grundvandsspejlets placering. Negativ infiltration repræsenterer transpiration. Det ses, at infiltrationen og transpiration har indflydelse på grundvandsspejlets placering.

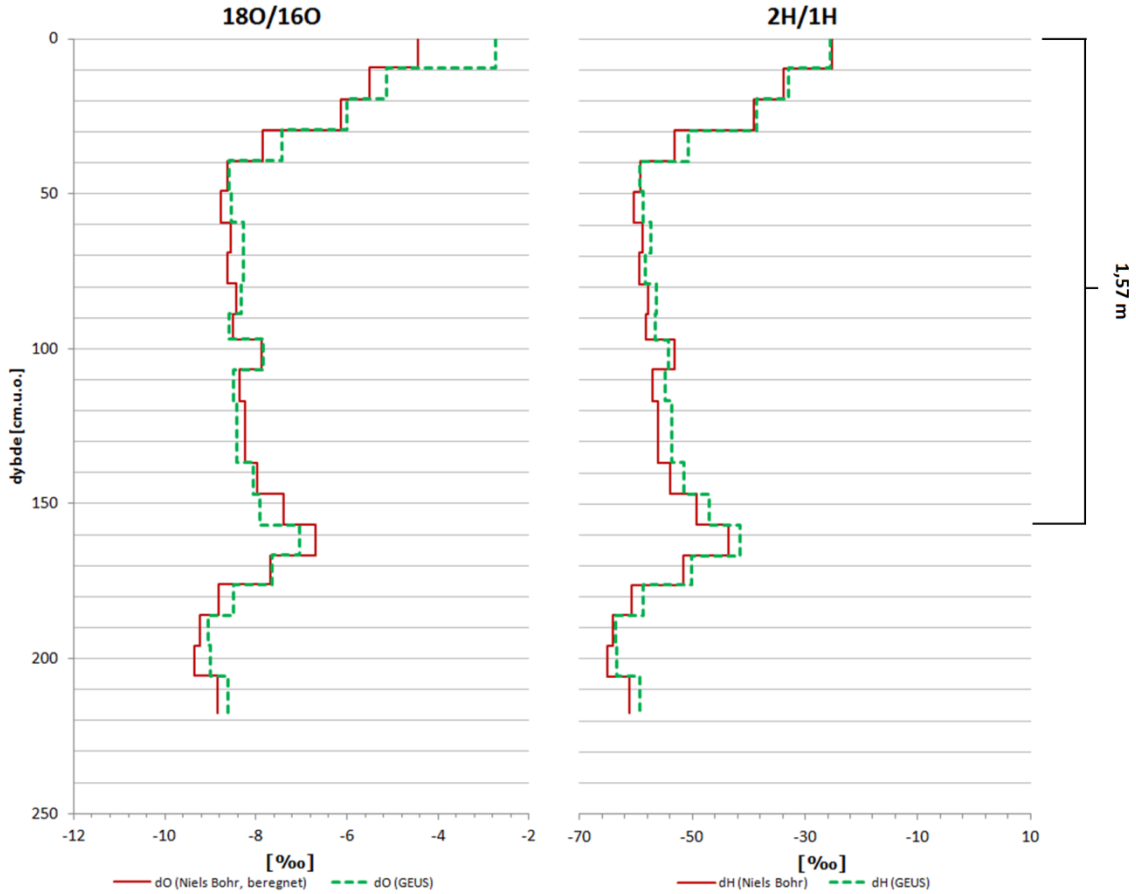
6.5 Isotopanalyser

Resultatet for $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i de 21 prøver fra borekernen ses i bilag 8 samt figur 6. 17. Da det ikke var muligt at analysere prøverne for $\delta^{18}O$ på Niels Bohr er denne beregnet fra

$$\delta^{18}O = \frac{\delta^{2}H - 10,8}{8,13}$$

ligning 6. 1

Hvis de to peaks på isotopprofilet i henholdsvis 0 m u.o. og 1,57 m u.o. repræsenterer afslutningen af to sneafsmeltningsperioder er recharge 211 mm/år. Dette er beregnet ud fra det målte vandindhold i prøverne (bilag 2) ved antagelse at der er 365 dage mellem de to peaks.

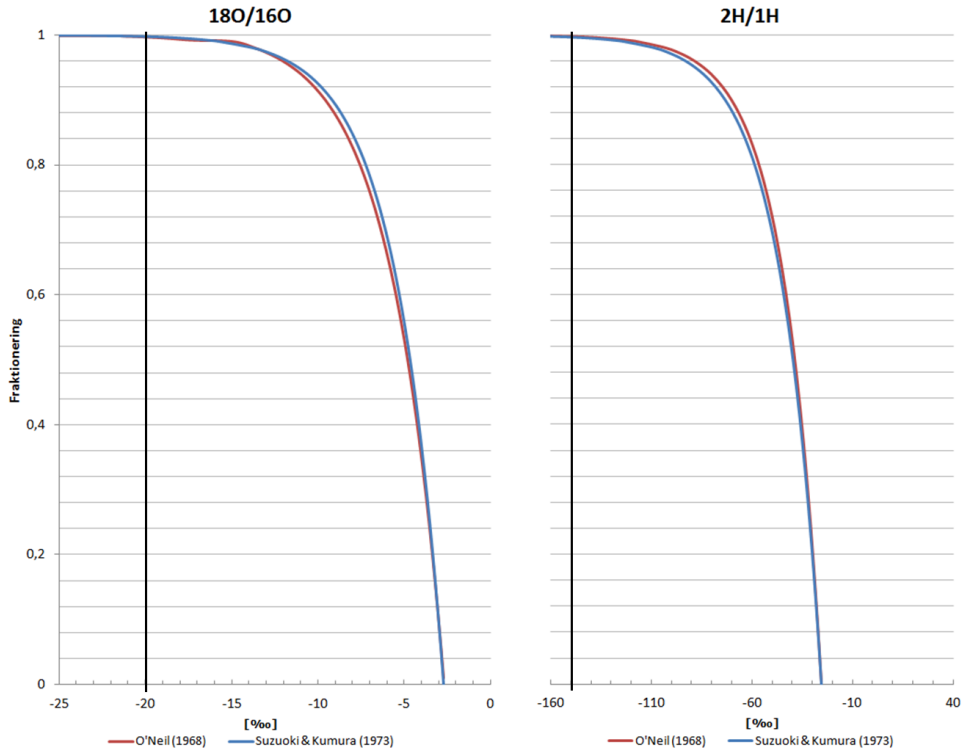


figur 6. 17. Profil over $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ for analyser foretaget af GEUS og Niels Bohr Instituttet i den umættede zone ved Jyndevad. Afstanden mellem toppen af de to berigelser i $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ er 1,57 m.

Da det initiale forhold af $^{18}O/^{16}O$ og $^{2}H/^{1}H$ ikke kendes, er dette forsøgt beregnet. Rayleighs destallationsligning anvendes til at beregne mængden af $^{18}O/^{16}O$ og $^{2}H/^{1}H$ i sne ved at antage, at vandet i prøven fra 0 til 9,35 cm u.o. er isotopsammensætningen af det sidste smeltevand, dvs. det vand, hvor fraktioneringen af is er 0. Derfor er smeltevandet her det aftagende reservoir, mens sneen er det tiltagende. Efterfølgende er mængden af $^{18}O/^{16}O$ og $^{2}H/^{1}H$ omregnet til en δ-værdi i forhold til VSMOW. I tabel 6. 5 ses $10^3\ln(\alpha)$, der er brugt til at beregne fraktioneringen. På figur 6. 18 ses, at initiale $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ indhold i sneen er ca. -20 ‰ og -160 ‰.

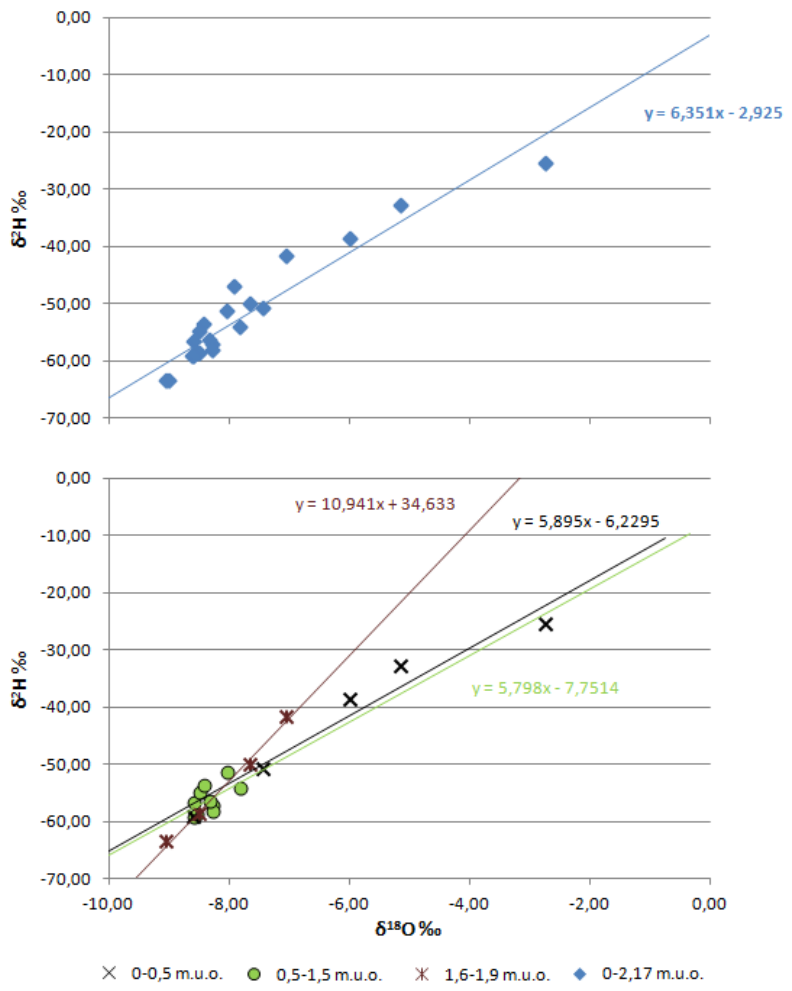
tabel 6. 5: Tabel over $10^3\ln(\alpha)$ fra henholdsvis O'Neil (1968) og Suzuoki & Kumura (1973).

	Oxygen		Hydrogen	
	O'Neil (1968)	Suzuoki & Kumura (1973)	O'Neil (1968)	Suzuoki & Kumura (1973)
$10^3\ln(\alpha)$	3,1	2,8	19,3	20,6



figur 6. 18: Mængde af $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i vand ved fraktionering af sne. Den sorte streg repræsenterer startforholdet af $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i det første smeltevand fra sneen.

Ved at plotte værdien af δ^2H og $\delta^{18}O$ for prøverne er det muligt at se forholdet mellem δ^2H og $\delta^{18}O$, i prøverne. figur 6. 19 viser hvordan forholdet mellem alle prøverne fra borekernen (0-2,17 m u.o., blå), prøver der repræsentere den øvre berigelse (0-0,5 m u.o., sort) og den nedre berigelse (1,6-1,9 m u.o., rød) af δ^2H og $\delta^{18}O$ samt prøver fra perioden mellem de to peaks, der forventes at repræsentere nedbør mellem to afsmeltningsperioder (0,5-1,6 m u.o., grøn). Som det fremgår af ligningen fra tendenslinjen, er forholdet mellem δ^2H og $\delta^{18}O$ væsentlig højere mellem prøverne fra den nedre berigelse end forholdet fra alle prøverne. Forholdet i den øvre berigelse er derimod lavere end forholdet fra alle prøverne, og perioden mellem de to peaks har tilnærmelsesvis samme forhold som vandet i det øvre peak.



figur 6. 19: Forholdet mellem δ^2H og $\delta^{18}O$ for henholdsvis alle prøverne (blå ruder), prøverne i det øverste peak (sorte kryds) og prøverne fra det nederst peak (røde stjerner), samt prøverne mellem de to peaks, hvor $\delta^{18}O$- og δ^2H-forholdet er stabilt og antages at være nedbørsværdier (grønne cirkler). Endvidere er de respektive tendenslinjer og ligninger indtegnet (blå, sort, rød og grøn).

6.6 Dybdeprofil

I bilag 2 ses, en sammenholdte data målt af Rosenbom et al. (2010), målinger fra felten d. 11.04.2011 og 12.04.2012, resultater fra strømningsmodellen og grundvandsspejlets niveau for d. 11.04.2011. Fra kornstørrelsesfordelingen ses, hvordan der er et højere indhold af ler og silt i de øverste 40 cm af profilet, samt i 90, 160 og 210 cm u.o. Fra 120 cm u.o. bliver sedimentet generelt mere finkornet end de øverste 120 cm af profilet og omkring 150 cm u.o. er der kun en lille fraktionen af sediment med en kornstørrelse højere end 0,5 mm.

Porøsiteten varierer omkring 0,41 med en lidt højere porøsitet i toppen af profilet samt i 100 og 210 cm u.o. Vandmætningen af sedimentet er højere i de øverste 30 cm af profilet og stigende fra 150 cm u.o. og ned til grundvandsspejlet der er placeret i 210 cm u.o.

Den termiske konduktivitet (λ) stiger lineært fra 150 til 207 cm u.o. for at falde markant lige over grundvandsspejlet. Som med den termiske konduktivitet stiger den volumetriske varmekapacitet (C) også fra 150 til 207 cm u.o., men i stedet for at falde stiger den markant lige over grundvandsspejlet. Temperaturen falder med dybden og bliver tilnærmelsesvis stabil fra 140 cm u.o.

Som nævnt tidligere forekommer der to distinkte perioder med berigelse i $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ fra 0 til 50 cm u.o. og fra 160 til 200 cm u.o. samt en mindre berigelse omkring 100 m u.o.

7. Diskussion

Som det fremgår af afsnit 5.3.2 har været muligt manuelt at kalibrere en strømningsmodel i HYDRUS-1D for Jyndevad, der stemmer godt overens med vandindhold og temperatur observeret af Rosenbom et al. (2010) (figur 6. 6 og figur 6. 7). For at illustrere forskellen af vandindhold mellem den kalibrerede model og modeller med brug af hydrauliske parametre fundet fra andre metoder er resultater af vandindhold fra andre modeller sammenholdt med den kalibrerede model (figur 6. 8, figur 6. 9 og figur 6. 10). Mens forskellen i temperatur ved ændringer i den mættet hydrauliske konduktivitet fremgår af figur 6. 11, figur 6. 12, figur 6. 13 og figur 6. 14. Forskellen i temperatur mellem den kalibrerede model – hvor termiske parametre er standardværdier fra programmet – og modellen hvor de termiske parametre er bestemt empirisk (figur 6. 15).

I dette afsnit vil de geologiske parametre indledningsvist blive sammenholdt. Derefter vil vandstrømning i den umættede zone med hydrauliske med parametre fra forskellige metoder samt disses indflydelse på rechargen i området blive behandlet. Endeligt vil det blive undersøgt om det er muligt at bruge termiske egenskaber eller isotopanalyser til at kalibrere en strømningsmodel for området.

7.1 Geologi

I tabel 7. 1 ses kornstørrelsesfordelingen fra borekernen (B1) og det pedologiske profil P1 fra Lindhardt et al. (2001), der ligger 40 m sydvest fra B1 (figur 5. 1). Generelt er der et lavere indhold af finere partikler i P1 end i B1, mens der er et væsentlig højere indhold af groft sand i B1 end i P1. Forskellen kan skyldes analysemetoden, da der ved laserdiffraktion er højere usikkerhed på partikler mindre end 0,002 mm og større end 1,4 mm. Dette kan forklare den lave forekomst af ler i analysen fra B1, men det forklarer den højere forekomst af groft sand. Denne forekomst kan dog helt enkelt skyldes, at prøverne er foretaget forskellige steder på marken, og at analysen af B1 kun er fra et lille område, mens analyse af P1 er over et større areal, da et større areal vil give en mere generel tendens af kornstørrelsesfordelingen. Dog ses det fra begge analyser, at hovedbestanddelen af sedimentet i området består af medium til groft sand, samt at forekomsten af partikler, der er større end 2,0 mm. er mellem 0-5 %. Dette stemmer også overens med placeringen af prøverne fra de to trekantsdiagrammer på

figur 6. 2 samt kornstørrelsesfordelingskurverne på figur 6. 1, der derudover illustrerer, at B1 består af velsorteret sediment.

tabel 7. 1: Kornstørrelsesanalyse fra det pedologiske profil P1 (Lindhardt et al., 2001) og borekerne B1.

Dybde cm u.o.	Kornstørrrelse (mm) %							Sum %
	<0,002	0,002 – 0,02	0,02 – 0,063	0,063 – 0,125	0,125 – 0,2	0,2 – 0,5	0,5 – 2	
17 – 27*	5,3	3,2	1,0	5,0	9,9	55,1	18,3	97,8
33 – 95*	4,8	1,2	1,0	2,9	19,4	55,2	14,8	99,5
97 - 150*	6,3	0,7	1,0	3,3	22,6	62,3	3,7	99,9
0 – 31**	0,9	5,3	3,1	1,9	3,3	42,4	40,3	97,2
31 – 95**	0,0	0,4	0,2	0,0	0,8	45,9	50,7	98,2
95 – 150**	0,0	0,0	0,4	0,8	3,9	53,6	37,6	96,3
150 – 200**	0,4	0,8	0,0	2,6	17,1	57,5	11,8	90,1
200 – 500**	0,4	1,6	1,1	4,7	9,6	42,0	35,5	95,0

* Efter Lindhardt et al. (2001)

** Fra borekerne (B1)

I tabel 7. 2 ses porøsiteten i de fem lag som strømningsmodellen er inddelt i. Porøsiteten er bestemt ud fra kalibrering af strømningsmodellen og Pedotransfer-funktionen samt ud fra prøver af det udgravede profil og borekernen (B1). Værdierne stemmer indbyrdes godt overens, hvilket betyder at alle fire metoder er rimelige at bruge til at bestemme porøsiteten. I forhold til typiske værdier for et sandet sediment fra Fitts (2002) og Šimůnek (2009), der er på henholdsvis 0,3 – 0,5 og 0,43, passer porøsitetsværdierne godt. Porøsiteten i det nedre lag bestemt via kalibrering er en smule lavere end porøsiteten bestemt fra det udgravede profil og borekernen. Dog er det tydeligt ud fra vandindholdsdata fra Rosenbom et al. (2010), at porøsiteten i 2,1 m u.o. er 0,4, da der flere gange i løbet af kalibreringsperioden forekommer plateauer i vandindholdet, der angiver, at sedimentet er fuldt vandmættet (og dermed ligeledes angiver porøsiteten). Værdier bestemt fra Pedotransfer-funktionen er lavere end fra de andre metoder.

tabel 7. 2: Porøsiteten bestemt fra kalibrering, udgravet profil, borekerne og Pedotransfer-funktion.

Dybde	ϕ			
cm u.o.	Kalibreret	Profil	Boring	Pedotransfer funktion
0-31	0,43	0,43	0,43	0,38
31-95	0,39	0,42	0,39	0,35
95-150	0,41	0,43	0,40	0,36
150-200	0,43	0,44	0,41	0,36
200-500	0,40	0,44	0,44	0,39

Der forekommer ingen forskel mellem den kalibrerede og empiriske lagdeling på strømningsmodellen (figur 6. 10). Da kalibreringen af modellen er foretaget før data fra kornstørrelsesanalysen blev indhentet, er resultater fra denne benyttet.

7. 2 Strømning i den umættede zone

Den mættede hydrauliske ledningsevne for sand kan variere op til en faktor 10.000 afhængig af sorteringsgraden, hvor dårligt sorteret sand har en højere konduktivitet end velsorteret sand. tabel 7. 3 viser typiske værdier for den mættede hydrauliske konduktivitet af Šimůnek (2009) og Fitts (2002). Sammenholdt med værdierne fra tabel 7. 4 ses det, at værdier for den mættede hydrauliske ledningsevne – bestemt fra henholdsvis kornstørrelsesanalysen (Pedotransfer funktion og Kozeny-Carmens ligning) og strømningsmodellen (manuel kalibrering og invers optimering) – passer med de typiske værdier for sand. Værdier beregnet ved Kozeny-Carmens ligning ligger en faktor 10 højere end værdier bestemt fra strømningsmodellen, mens værdier bestemt ved Pedotransfer-funktionen ligger en faktor 1,5 – 2 højere end værdier bestemt fra strømningsmodellen. Værdier fundet fra manuel kalibrering og invers optimering stemmer godt overens. Sammenholdt med værdier for den mættede hydrauliske ledningsevne fra Lindhardt et al. (2001), der ligger i størrelsesordenen $8{,}64*10^1$ – $8{,}64*10^2$ for Jyndevad, stemmer værdier fundet fra strømningsmodellen og Pedotransfer-funktionen godt overens. Værdier beregnet fra Kozeny-Carmens ligning er dog for høje.

Det ses, at den høje konduktivitet beregnet fra Kozeny-Carmens ligning har en indflydelse på vandindholdet i de øvre lag (figur 6. 8). Dette skyldes, at forskellen i de øvre lag i forhold til den kalibrerede model er højere end i de nedre lag og at vandindholdet i det nedre lag er påvirket af grundvandsspejlet. Derfor er værdier for den mættede hydrauliske konduktivitet beregnet fra Kozeny-Carmens ligning acceptable for Jyndevad.

Ved brug af de mættede hydrauliske parametre fundet fra Pedotransfer-funktionen i strømningsmodellen, påvirkes vandindholdet i jorden meget. Det ses, at der generelt forekommer lavere vandindhold i alle lagene, hvor det i de øvre lag er konstant over hele året i et niveau svarende til det residuale vandindhold. Variationen i vandindholdet i de nedre lag er styret af grundvandsspejlets niveau. I de perioder, hvor grundvandsspejlet ikke afgør vandindholdet, rammes det residuale vandindholdsniveau også i de nedre lag. Derfor er Pedotransfer-funktionen ikke anvendelig til at bestemme retentionsparametre i dette område.

tabel 7. 3: Typiske værdier for α, n og den mættede hydrauliske konduktivitet (Fitts, 2002; Šimůnek, 2009).

	Šimůnek (2009)			Fitts (2002)
	α [cm^{-1}]	**n [-]**	**K_s [cm/dag]**	**K_s [cm/dag]**
Sand	0,145	2,68	$0{,}71*10^3$	$8{,}64 - 8{,}64*10^4$
Siltet sand	0,075 – 0,124	1,89 – 2,28	$0{,}11*10^3 – 0{,}35 *10^3$	$8{,}64*10^{-1} - 8{,}64*10^3$
Silt	0,016	1,37	$0{,}006*10^3$	$8{,}64*10^{-3} - 8{,}64*10^1$

tabel 7. 4: Værdier for Ks bestemt fra kornstørrelsesanalysen (Pedotransfer og Kozeny-Carmen), samt via strømningsmodellen (Manuel kalibrering og Inverst).

Dybde	**Pedotransfer funktion**	**Kozeny-Carmen**	**Kalibrering (Sim 2.4)**	**Invers (Sim 4.1)**
cm u.o.	**cm/dag**	**cm/dag**	**cm/dag**	**cm/dag**
0-31	$0{,}47*10^3$	$1{,}90*10^4$	$0{,}28*10^3$	$0{,}2*10^3$
31-95	$1{,}20*10^3$	$1{,}82*10^4$	$0{,}88*10^3$	$0{,}2*10^3$
95-150	$1{,}32*10^3$	$1{,}55*10^4$	$1{,}0*10^3$	$1{,}5*10^3$
150-200	$1{,}22*10^3$	$0{,}74*10^3$	$1{,}0*10^3$	$1{,}5*10^3$
200-500	$1{,}11*10^3$	$1{,}88*10^4$	$1{,}13*10^3$	$1{,}13*10^3$

tabel 7. 5 Værdier for α og n bestemt fra Pedotransfer funktionen, samt strømningsmodellen (manuel kalibrering og Inverst).

	Pedotransfer funktion		Kalibrering (Sim 2.4)		Invers (Sim 4.1)	
Dybde	**α**	**n**	**α**	**n**	**α**	**n**
cm u.o.	**[cm^{-1}]**	**[-]**	**[cm^{-1}]**	**[-]**	**[cm^{-1}]**	**[-]**
0-31	0,037	2,9	0,07	2	0,05	2,09
31-95	0,031	4,3	0,08	2,5	0,05	2,09
95-150	0,031	4,5	0,03	2,3	0,02	1,94
150-200	0,031	4,3	0,03	1,5	0,02	1,94
200-500	0,033	4,0	0,03	2,7	0,05	1,86

Værdier for n bestemt både fra manuel kalibrering og invers optimering passer med et sandet til siltet-sandet sediment. α-værdierne i de øvre lag er for lave i forhold til et sediment, der hovedsageligt består af sand, og værdierne passer bedre for et sediment af sand og silt. Værdierne for de nederste lag ligger mellem typiske værdier af silt og siltet sand. Fra følsomhedsanalysen af strømningsmodellen ses, at når α hæves med en faktor 2 (så værdierne bedre med værdier fra standardværdier fra HYDRUS), vil vandindholdet i nedre lag påvirkes i form af for lavt vandindhold i forhold til data fra Lindhardt et al. (2001). Værdier bestemt ved Pedotransfer-funktionen er en faktor op til en faktor 1-1,5, højere end værdier fra HYDRUS. Når det tages i betragtning, at værdierne fra HYDRUS er en generel værdi for sand, siltet sand (loamy sand og sandy loam) og silt, der ikke tager højde for de mange variationer, der forekommer inden for den enkelte sedimenttype, stemmer værdier for retentionsparametre fra HYDRUS overens med retentionsparametrene bestemt ved Pedotransfer-funktionen, den manuelle kalibrering og den inverse optimering.

7.3 Vandbalance

Recharge fra strømningsmodellen med og uden kunstvanding ses i tabel 6. 4. I tabel 7. 6 ses hvor stor en procentdel af vandingen der bidrager til grundvandet. Det fremgår, at der er stor variation fra år til år i hvor meget af vandingen der infiltrere gennem jorden og

transpirerer. Da kunstvanding foretages for at tilføje planterne vand, kan vanding på forsøgsmarken Jyndevad optimeres ifølge resultatet af strømningsmodellen.

tabel 7. 6: Difference i recharge [mm/år] mellem strømningsmodellerne med og uden kunstvanding (Sim 6.1 og Sim 6.2), samt hvor stor en del af vandet fra kunstvanding der bidrager til recharge.

Periode	Vanding	Difference	Procent vanding der infiltrerer
01.07.00-30.06.01	0	0	-
01.07.01-30.06.02	81	56	69
01.07.02-30.06.03	51	31	61
01.07.03-30.06.04	27	29	107
01.07.04-30.06.05	87	28	32
01.07.05-30.06.06	114	84	74
01.07.06-30.06.07	114	84	74
01.07.07-30.06.08	196	117	60
01.07.08-30.06.09	114	33	29
01.07.09-30.06.10	50	46	92
01.07.10-30.06.11	92	41	45

I forhold til recharge fra Rosenbom et al. (2010) er forskellen i recharge fra strømningsmodellen med kunstvanding listet i tabel 7. 7. Forskellen i recharge er sammenholdt med vandinput (nedbør og vanding) for at undersøge, om en stor forskel er forbundet med højere vandinput. Som det fremgår af tabel 7. 7 er dette er ikke tilfældet, og forskellene kan i stedet begrundes med, at der er tale om resultater fra forskellige strømningsmodeller (med forskellig opsætninger). Modellen fra Rosenbom et al. (2010) har f.eks. inkorporeret mere detaljeret plantevækst samt variation i afgrøder. Dette kan også være forklaringen på at en stor del af vanding fra Sim 6.2 infiltrerer i stedet for at transpirere.

tabel 7. 7: Nedbør og vanding, samt recharge fra Rosenbom et al. (2010) og Sim 6.2 i [mm/år]

	Nedbør og vanding	Recharge		Difference
	Rosenbom et al., 2010		*Sim 6.2*	-
01.07.00-30.06.01	810	349	362	-13
01.07.01-30.06.02	1285	740	676	64
01.07.02-30.06.03	1042	627	539	88
01.07.03-30.06.04	964	531	512	19
01.07.04-30.06.05	1305	727	644	83
01.07.05-30.06.06	974	484	369	115
01.07.06-30.06.07	1418	847	752	95
01.07.07-30.06.08	1219	605	424	181
01.07.08-30.06.09	1189	642	550	104

På figur 6. 16 ses en tydelig tendens i lavere grundvandsniveau, når der forekommer transpiration (negativ infiltration) samt en tydelig forsinkelse i grundvandsstigning ved høj infiltration.

7.4 Temperatur i den umættede zone

figur 6. 3 viser de termiske parametre målt i forbindelse med feltarbejdet i medio april 2011 sammenholdt med typiske værdier. Heraf fremgår, at værdierne for termisk konduktivitet stemmer overens med sandet til siltet sediment, hvilket stemmer overens med resultatet af kornstørrelsesanalysen. Den specifikke varmekapacitet for sand af Abu-Hamdeh (2003) er sammenholdt med værdier fra HYDRUS og den målte værdier fra felten. Det kan på baggrund heraf konstateres, at værdier fra borekernen og det udgravede profil er på linje med værdier fra HYDRUS ved et vandindhold på mellem 0 og 0,20. Prøver med et vandindhold mere end 0,30 falder dog lavere end værdier fra HYDRUS, men prøverne falder dog inden for intervallet af den volumetriske varmekapacitet af Abu-Hamdeh (2003). Når det derudover tages i betragtning, at værdier fra Abu-Hamdeh (2003) er for et vandindhold mellem 0-0,25, kan dette forklare afvigelsen af prøver med et højere vandindhold. På figur 6. 13 ses forskellen i temperaturen ved at bruge standardværdier for sand fra HYDRUS, fra

parametre kalibreret i forhold til værdier fra borekernen og det udgravede profil. Der forekommer en lille variation, men overordnet giver termiske parametre fra HYDRUS det samme resultat.

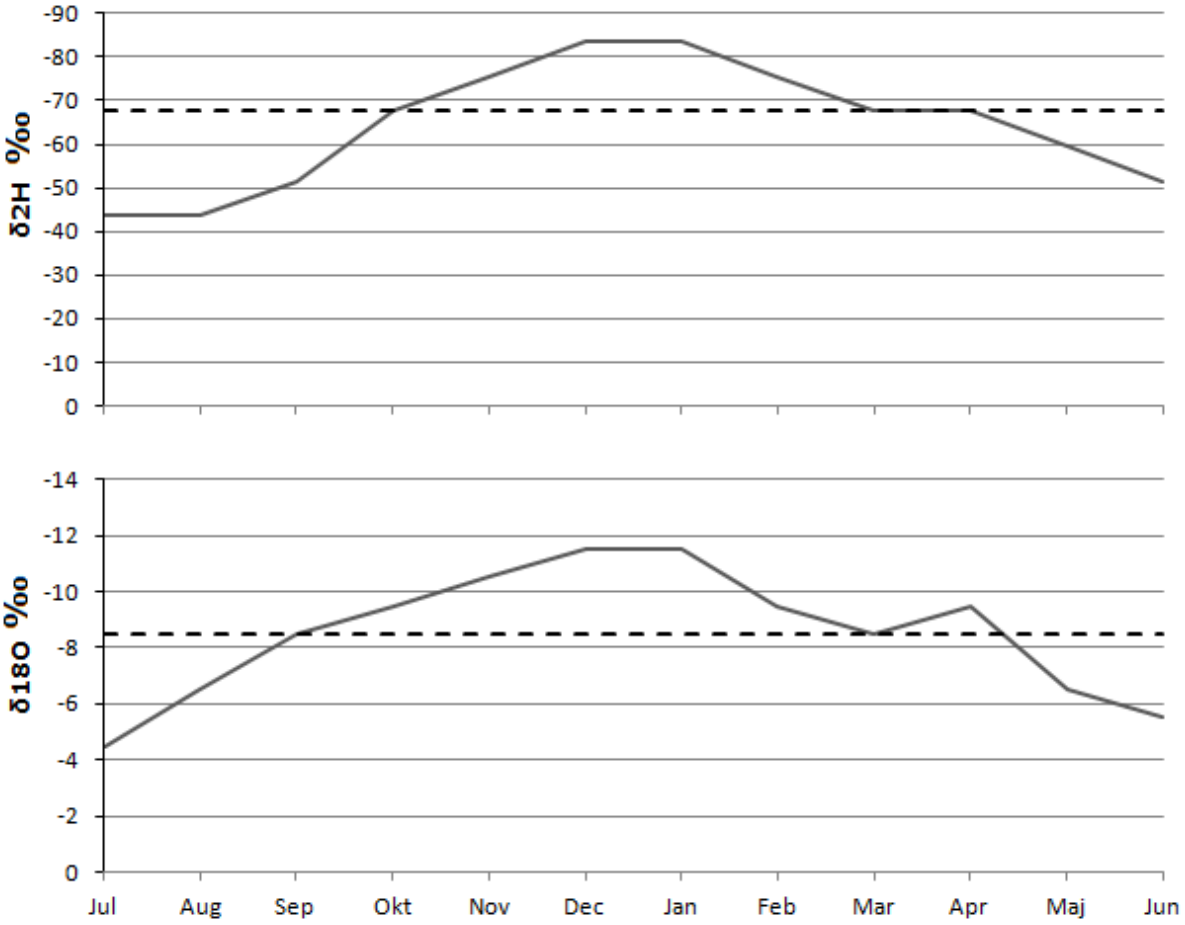
Temperaturdata fra den kalibrerede model sammenholdt med data fra Rosenbom et al. (2010) stemmer godt overens (figur 6. 7), da en ændring af den mættede hydrauliske konduktivitet med en faktor 10 medfører en ændring på maksimalt 1˚C fra den kalibrerede model. Det var forventeligt at forskelle i temperaturen ved en højere og lavere mættet hydraulisk konduktivitet ville være modsat hinanden, hvis temperaturen primært er afhængig af vandets konduktivitet (konvektion). Dette er ikke tilfældet, men der ses en tendens i, at forskellen i temperaturen mellem høj og lav mættet hydraulisk konduktivitet forskydes med dybden. Det kan derfor ikke udelukkes, at den modsatte effekt vil forekomme med dybden.

Denne lille variation i temperaturen ved ændret mættet hydraulisk konduktivitet gør, at det ikke er muligt at bruge temperaturobservationer i jorden til at kalibrere strømningsmodellen. Dette bekræftes også af figur 6. 14, der viser, hvordan temperaturen i jorden bevæger sig i et miljø uden vandbevægelse. Overordnet fås det samme resultat som fra den kalibrerede model, da det er konduktion der har den største indflydelse på transporten af temperaturen, mens de hydrauliske egenskaber har lille eller ingen indflydelse på temperaturen i den umættede zone.

7.5 Isotopanalyse

På figur 7. 1 fremgår $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i nedbøren for Danmark over året (streg) samt det gennemsnitlige forhold (stiplet linje) efter data fra Bowen (2011) illustreret. Heraf fremgår, at $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ er højere om vinteren og lavere om sommeren, samt at difference fra middelværdien er højere om sommeren end om vinteren. Dette skyldes, at der forekommer mere nedbør om vinteren. $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ fra Bowen (2011) er baseret på målestationer. Placeringen af disse ses i Bowen (2011), og da der ikke ligger målestationer i Danmark, stammer målingerne fra stationer fra omkringliggende land. Dette giver en usikkerhed i forhold til at sammenligne absolutte værdier med data fra Danmark. Dog forekommer ændringer i tendensen af $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ lineært. Sammenholdes Bowen (2011) med den årlige

variation i temperaturen for Jyndevad (figur 4. 10) ses, at lavere temperaturer medfører forarmning i $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$, hvilket er forventet.



figur 7. 1: $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i nedbøren for Danmark over et år (fuldt optrukket streg), samt det årlige gennemsnit (stiplet linje) fra Bowen (2011).

Generelt ligger $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i borekernen på henholdsvis -8 ‰ og -60 ‰ (bilag 2), hvilket er på linje med værdier fra Bowen (2011) samt figur 3. 5. I bilag 2 ses en berigelse af $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i fra 0 – 0,5 m u.o. på henholdsvis -2,6 ‰ og -26 ‰ og fra 1,6 – 2,0 m u.o. på henholdsvis -6,2 ‰ og -42 ‰. Hvis disse værdier repræsenterer nedbør fra april, hvor borekernen er udtaget, skulle værdierne være væsentligt mere negative ifølge Bowen (2011) samt forarmet i forhold til den gennemsnitlige sammensætning af nedbøren (i stedet for beriget). Derfor kan en forklaring på disse berigelser være, at vandet er afsmeltning fra sne, og repræsenterer afslutningen af to vinterperioder. Hvis afstanden mellem de to berigelser repræsenterer ét år, svarer det til en recharge på 211 mm/år, hvilket ifølge recharge i afsnit

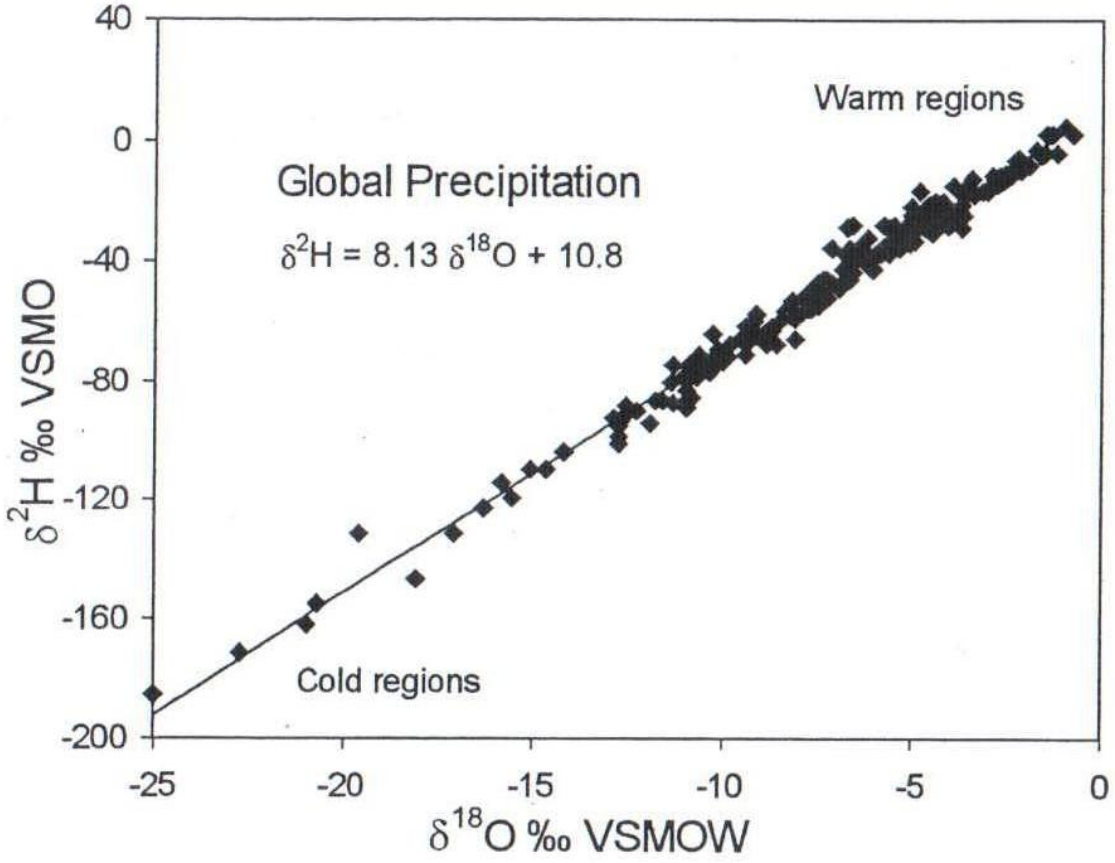
7.3 er tre gange lavere end rechargen fra strømningsmodellen. Selv om data fra 01.07.2010 - 30.06.2011 ikke er kvalitetstjekket og derfor kan være misvisende er rechargen ifølge isotopprofilet stadig tre gange lavere end den gennemsnitlige recharge i området ifølge Rosenbom et al. (2010) og den kalibrerede strømningsmodel. Derudover ses det, at forholdet mellem δ^2H og $\delta^{18}O$ på figur 6. 19 er væsentligt højere i det nederste peak (rød), i forhold til det øverste peak (sort), data mellem de to peaks (grøn) og forholdet for alle prøverne (blå).

Forholdet mellem δ^2H og $\delta^{18}O$ i det øvre peak er lidt lavere end forholdet for alle prøverne og forholdet af prøverne mellem de to peaks. Dette fald i hældningen af smeltevand stemmer overens med observationer af Gurney & Lawrence (2004) fra det nordlige Norge. Hvis det øvre peak repræsenterer en afsmeltningsperiode, og det antages, at den øverste prøve i profilet afspejler sammensætningen af det sidste smeltevand, vil mængden af δ^2H og $\delta^{18}O$ i det første vand, der afsmelter, være henholdsvis -150 ‰ og -20 ‰. Da der forekommer fordampning af sneen, vil mængden af $\delta^{18}O$ og δ^2H i det første smeltevand ikke repræsentere sammensætningen i nedbøren, der dannede sneen, men være højere. Dog er mængden af δ^2H meget højere end data ifølge Bowen (2011), mens mængden af $\delta^{18}O$ er mere rimelig. Unnikrishna et al. (2002) vurderede mængden af $\delta^{18}O$ i smeltevand fra Sierra Nevada, USA i perioden december 1991 til april 1992, til at ligge mellem -15,30 og -8,05 ‰. Hvor værdier for nedbøren og sneen fra Sierra Nevada henholdsvis er mellem -21,35 og -4,25 ‰ og -22,25 og -6,25 ‰ for undersøgelsesperioden.

Fra vandindholdsprofilet vides det, at der ved i 1,6 – 1,9 m u.o. er blevet transporteret 221 – 339 mm vand siden udtagelsen af borekernen. Sammenholdt med recharge skal vand fra denne periode derfor stamme fra nedbør i oktober 2010, hvilket svarer til en transport af vand på 0,15 cm/dag. Ved at undersøge meteorologiske data fra denne periode (figur 7. 4) ses, at der forekommer et fald i temperaturen, men ikke noget i størrelsesordnen af at der skulle forekomme en berigelse pga. kulde, eller være faldet sne. Den hydrauliske ledningsevne for variabelt mættet sediment efter Lindhardt et al. (2001) ligger generelt mellem 0,86 cm/dag og 864 cm/dag for sediment med henholdsvis en lav og høj mætningsgrad. Sedimentets vandmætning varierer mellem 20 – 60 % afhængigt af laget, og

trykket er maksimalt -30 cm (figur 7. 3). Dette giver en forskel i den hydrauliske ledningsevne for variabelt mættet sediment på en faktor 5 – 500 i forhold til Lindhardts et al. (2001).

Sammenholdes forholdet mellem δ^2H og $\delta^{18}O$ for alle prøverne med det globale forhold (figur 7. 2) fremgår det at den globale tendens er højere end tendens fra Jyndevad. Dette kan skyldes at prøverne fra Jyndevad ikke repræsenterer et helt år samt at der sammenlignes med globale tendenser.



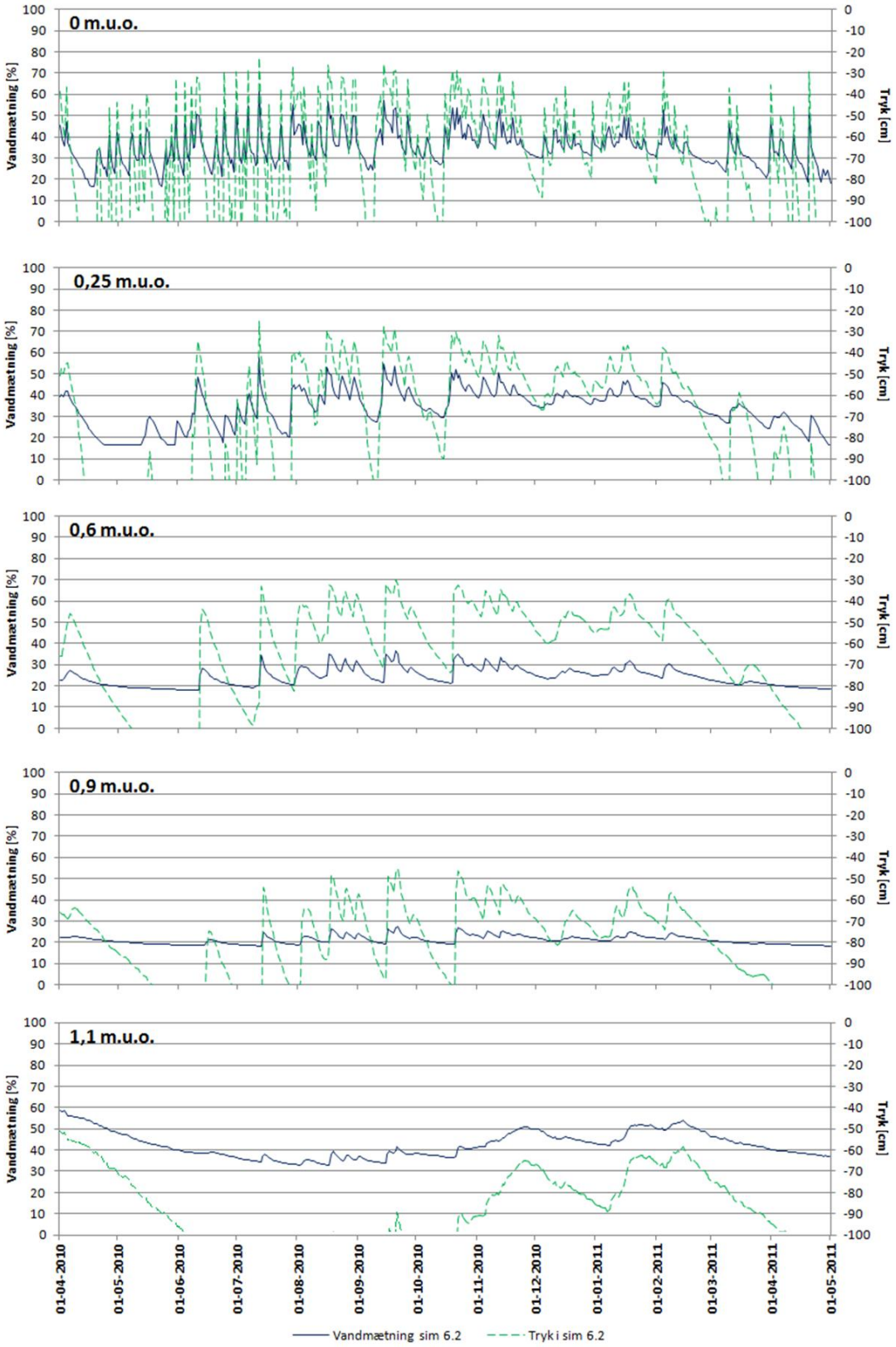
figur 7. 2: Globale forhold mellem δ^2H og $\delta^{18}O$ i nedbør (Clark & Fritz, 1997).

Da berigelsen i det nedre peak ifølge recharge ikke repræsenterer en afsmeltningsperiode ved lineær vandbevægelse, kan forklaringen findes i geologien. Berigelsen forekommer i en zone med væsentligt mere finkornet sediment med siltet og leret indhold. Dette medfører at vandet præferentielt vil strømme i det grovkornede lag. Sammenholdes dette med at laget vil drænes langsommere end de omkringliggende lag, medføre det at berigelsen godt kan repræsentere en afsmeltningsperiode. Dog vil afstanden mellem de to peaks ikke

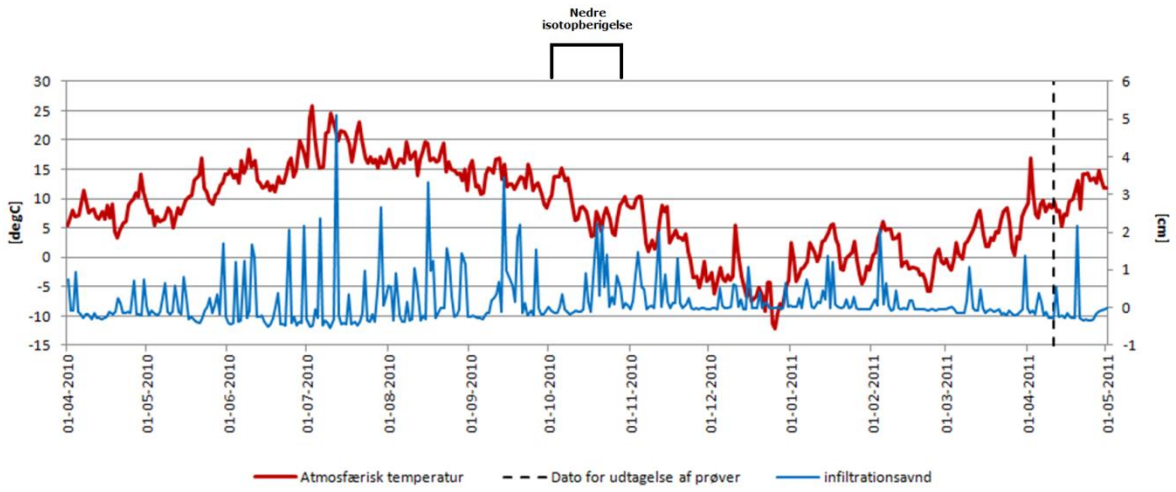
repræsentere den reelle transport hastighed vandet overordnet har i området. Den præferentielle strømning uden om det finkornede lag forstærkes ydermere med at vandspejlet i vandet i perioder står over finkornede lag. Når laget har en høj mætningsgrad vil vand have svært ved at infiltrere det finkornede lag. Samtidig vil det, til tider, høje grundvandsspejl medfører en af nedbør og grundvand og isotopsammensætningen vil som følge heraf blive påvirket.

Dette forklarer dog ikke den høje anomali, der forekommer i forholdet mellem δ^2H og $\delta^{18}O$, da forholdet af δ^2H og $\delta^{18}O$ i nedbøren og grundvandet tilnærmelsesvis vil være det samme. Derfor kan forklaringen på denne anomali findes i lerets egenskaber. Ifølge Stewart (1967) tilbageholder ler ^2H, fordi lerets overflade er negativt ladet, mens ^2H er positivt ladet, hvilket forklare, hvorfor den nedre peak er beriget i δ^2H i forhold til $\delta^{18}O$ frem for i resten af profilet. Dette kan samtidig forklare, hvorfor det første smeltevand har forhøjede værdier af δ^2H i forhold til det forventede. Hvis dette er tilfældet, vil tendenslinjen også være forhøjet i det øvre peak (figur 6. 19). Hvor stor en indflydelse dette har på hældningen vides ikke, så om den reelle tendens stadig passer i forhold til Gurney & Lawrence (2004), kræver yderligere forskning.

Endeligt ses et peak omkring 1 m u.o. der også ligger i et lag af mere finkornet materiale der også indeholder ler, og som der også kan forklares af ovenstående.



figur 7. 3: Vandmætning og tryk i de øverste lag for det sidste år for den kalibrerede model, hvor der er taget højde kunstvanding.



figur 7. 4: infiltration og temperatur for det sidste år med markering af hvornår den nedre isotopberigelse bør forekomme i forhold til vandindhold i borekernen.

7.6 Dybdeprofil

Bilag 2 sammenholder resultater fra feltarbejdet og strømningsmodellen Sim 6.1 fra d. 11. april 2011. Generelt ses en god overensstemmelse mellem data fra felten og strømningsmodellen på nær for temperaturprofilet. På denne ses, at afvigelsen mindskes med dybden, hvilket kan skyldes at den atmosfæriske temperatur der er input i modellen er et gennemsnit at den laveste og højeste dagsværdi mens den observerede temperatur i jorden af et gennemsnit af temperaturmålinger for hver time. I den atmosfæriske temperatur tages der ikke højde for hvor mange timer temperaturen er høj og hvor mange den er lav. Ud fra data bør er temperaturen længere tid høj end lav, hvilket derfor giver simuleret temperatur en for lav værdi i forhold til observationsdata fra Rosenbom et al. (2010).

Af kornstørrelsesfordelingen fremgår, at der i 0,2; 1 og 1,6-1,9 m u.o. forekommer lag med en finere kornstørrelse og indhold af ler. I samme lag ses et øget vandindhold samt en berigelse i δ^2H og $\delta^{18}O$, hvilket er forklaret ovenfor. Stigningen i den termiske konduktivitet og den volumetriske varmekapacitet under 1,6 m u.o. skyldes at disse er afhængige af vandindhold, hvilket fremgår af figur 6. 3.

8. Konklusion

På baggrund af vandindhold i udvalgte dybder er en strømningsmodel for den umættede zone ved Jyndevad kalibreret. Modellerne viser, at ændringer af de hydrauliske egenskaber i den kalibrerede model har lille eller ingen indflydelse på temperaturens bevægelse i jorden. Dette understøttes yderligere af en model uden vandbevægelse, hvor det ses at temperaturen fra modellen følger tendensen af observationsdata. Dette skyldes at konduktion har den største effekt på transport af temperaturer i den umættede zone.

Vandindhold og berigelser i $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ i prøver fra borekernen er benyttet til at bestemme konduktiviteten og nedsivning. Disse data viser tydeligt, at afstanden mellem de to perioder med berigelse af $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$ ikke afspejler et år. Fra den øvre berigelse blev sammensætningen af det første smeltevand beregnet. Værdier af $\delta^{18}O$ i smeltevandet passer med værdier fundet i fra tidligere undersøgelser, mens værdier for $\delta^{2}H$ er for høje, hvilket kan skyldes at $\delta^{2}H$ ophobes i lerede lag. Dog er data i omegnen i Danmark sparsomt og de her opnået resultater er derfor blevet sammenlignet med resultater fra Sierra Nevada i USA. Den nedre berigelse ligger ikke dybt nok i forhold til nedsivningsresultater, og forklaringen på dette skal måske søges i det forøgede vandindhold, der ligeledes ses i denne del af jorden. Ydermere afviger forholdet mellem $\delta^{2}H$ og $\delta^{18}O$ i denne del af jorden i forhold til resten af profilet. Ved at bruge resultatet af nedsivning fra strømningsmodellen blev det estimeret at den nedre berigelse stammede fra nedbør i oktober 2010, men på trods af fald i temperaturen, forklarer dette ikke de ekstremt berigede værdier af $\delta^{18}O$ og $\delta^{2}H$.

Temperaturdata med nuværende modelopsætning kan ikke benyttes til at kalibrere strømningsmodellen for den umættede zone. Ligeledes var det ikke muligt at bestemme den variabelt mættede konduktivitet i området fra isotopanalysen.

8.1 Fremtidigt arbejde

Med nuværende metoder og data er det ikke muligt at bruge temperatur og isotopforhold indsamlet på Jyndevad til kalibrering af strømningsmodel. Det vil derfor være interessant at se nærmere på, hvilken indflydelse den nedre randbetingelse i temperaturen har på modellen. Ligeledes ligger der en mulighed i at benytte isotopanalyser fra en umættet zone der er dybere, samt indhente information om isotopforholdet i nedbør fra Danmark. Ved at

analysere isotopforholdet i nedbøren ligger der en mulighed i at sammenholde isotopsammensætningen fra nedbøren med den i jorden, hvilket måske kan klarlægge hvilke tider vandet i jorden repræsenterer.

9. Tak til

Karsten H. Jensen, Majken, C. L. Zibar, Anette E. Rosenbom og Flemming Larsen, for kyndig vejledning.

Per Jensen og Lasse Gudmundsson for hjælp med indsamling af data på Jyndevad.

Tak til DTU for lån er udstyr og laboratorium.

Eline Haarder, Eline T. Ringgård, Ida Karlsson og Line Eltved for korrekturlæsning af specialet samt moralsk opbakning under forløbet.

10. Referencer

Abu-Hamdeh, N.H. 2003: Thermal properties of soils as affected by density and water content. *Biosystems Engineering, 86: 97-102.*

Blott, S. 2000: GRADISTAT version 4. A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments by sieving or laser granulometer. *Surface Processes and Modern Environments Research Group, Department of Geology, London.*

Bowen, G. 2011: Waterisotopes.org. Hentet d. 1 oktober 2011 fra http://wateriso.eas.purdue.edu/waterisotopes/pages/data_access/figure_pgs/euro.html

Chung, S. –O. and Horton, R. 1987: Soil heat and water flow with partial surface mulch. *Water Resour. Res., 23(12): 2175-2186.*

Lehmann, P. and Or, D. 2009: Evaporation and capillary coupling across vertical textural contrasts in porous media. *Physical Review E 80, 046318.*

de Vries, D.A. 1963: The thermal propertioes of soils. In *Physics of Plant Environment,* ed. van Wijk, R.W. *North Halland, Amsterdam, 210-235.*

Fitts, C.R. 2002: Groundwater science. *Academic Press, London. 450 s.*

Geoviden, geologi og geografi nr. 2 2005. De seneste 150.000 år i Danmark - Istidslandskabet og naturens udvikling.

Gurney, S.D and Lawrence, D.S.L 2004: Seasonal trends in the stable isotopic composition of snow and meltwater runoff in a subarctic catchment at Okstindan, Norway. *Nordic Hydrology 35:119-137.*

Haynes, W. M., ed. 2011: CRC Handbook of Chemistry and Physics, 91st Edition (Internet Version). *CRC Press/Taylor and Francis, Boca Raton, FL.*

Jensen, K.H. 2004: Soil physical processes. Geological Institute. *University of Copenhagen, 98 s.*

Jensen, K.H. 2010: Forelæsningsnoter og data fra water resoruces. KU.

Lindhardt, B., Abildtrup, C., Vosgerau, H., Olsen, P., Torp, S., Iversen, B.V., Jørgensen, J.O.,Plauborg, F., Rasmussen, P. & Gravesen, P. 2001: The Danish Pesticide Leaching Assessment Programme: Site characterization and monitoring design. *Geological Survey of Denmark and Greenland*, 2001, ISBN 87-7871-094-4.

Madsen H., 1991: 'Nedbørsmåler'. Tidsskrift for Planteavls Specialserie. Beretning nr. S 2112 - 'Meteorologiske målemetoder i jordbrugs- og miljøforskningen.

O'Neil, J.R. 1968: Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water. *Journal of Physical Chemistry 72: 3683-3684.*

Radcliffe, D.E. and Šimůnek, J. 2010: Soil physics with HYDRUS - Modeling and Applications. *CRC Press/Taylor and Francis, Boca Raton, FL. 373 s.*

Rosenbom, A.E., Brüsch, W., Juhler, R.K., Ernstsen,V., Gudmundsson, L., Kjær, J., Plauborg, F., Grant, R., Nyegaard, P. & Olsen, O. 2010: The Danish Pesticide Leaching Assessment Programme: Monitoring results May 1999 – June 2009. *Geological Survey of Denmark and Greenland, 129 s.*

Sand-Jensen, K. 2006: Naturen i Danmark – Geologien. *Gyldendal, København. 549 s.*

Schaap, M.G., Leij F.J. and van Genuchten M.Th. 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J. 62:847-855.*

Schaap, M.G., F.J. Leij, and M. Th. van Genuchten. 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology. 251:163-176.*

Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., and van Genuchten, M.Th. 2009: The HYDRUS-1D software package for simulation the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Version 4.08. *Department of Environmental Science. University of California Riverside, 332 s.*

Stewart, G.L. 1967: Fractionation of tritium and deuterium in soil water. *Geophysical Monograph Series 11: 159-168.*

Suzuoki, T. and Kumura, T. 1973: D/H and $^{18}O/^{16}O$ fractionation in ice-water systems. *Mass Spectroscopy 21: 229-233.*

Unnikrishna, P.D., McDonell, J.J. and Kendall, C. 2002: Isotope variations in a Sierra Nevada snowpack and their relation to meltwater. *Journal of Hydrology 260: 38-57.*

van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Am. J. 44:892-898.

11. Bilag

Bilag 1: Modelopsætning

Bilag 2: Dybdeprofil

Bilag 3: Resultat af kornstørrelsesanalyse

Bilag 4: Restulat af Ler-Silt-Sand fordelingen

Bilag 5: Resultat af den mættede hydrauliske konduktivtet beregnet fra Kozeny-Carmens ligning.

Bilag 6: Resultat af termiske parametre målt på prøver fra borekernen

Bilag 7: Resultat af termiske parametre målt i udgravet profil

Bilag 8: Resultat af isotopanalysen

11. Bilag

Bilag 1

Skema over modelopsætningen

Sim 1.1	Model opsætning fra Rosenbom et al. 2010
Sim 1.2	Ændret lagdeling og værdier for de hydrauliske parametre.
Sim 2.4	Kalibreret model
Sim 2.5	Ændret vegetationstypen til majs
Sim 2.6	Ændret vegetationstypen til hvede
Sim 2.7	K_s beregnet fra Kozeny-Carmens ligning
Sim 2.8	Empiriske værdier for termiske parametre fundet fra feltarbejde
Sim 2.9	Hydrauliske parametre vurderet fra Pedotransfer Funktion
Sim 2.10	Værdier af termiske parametre fundet fra feltarbejde, samt en faktor 10 lavere K_s værdi end kalibrerede model (sim 2.4)
Sim 2.11	Værdier af termiske parametre fundet fra feltarbejde, samt en faktor 10 højere K_s værdi end sim 2.4
Sim 2.13	Værdi for α er en faktor 2 højere end i sim 2.4
Sim 2.14	Værdi for α er en faktor 2 lavere end i sim 2.4
Sim 2.15	Værdi for n er en faktor 1,5 højere end i sim 2.4
Sim 2.16	Værdi for n er en faktor 1,5 lavere end i sim 2.4
Sim 2.17	Minimum porøsitet for sandlag; 0,3 i henhold til Fitts (2002)
Sim 2.18	Maksimum porøsitet for sandlag; 0,5 i henhold til Fitts (2002)

Sim 3.2	Lagdeling empirisk bestem ud fra kornstørrelsesanalysen af prøver fra feltarbejde
Sim 4.1	Invers optimering af K_s, α og n i en simplificeret tre lags model.
Sim 5.1	Simulering uden der forekommer vandbevægelse
Sim 6.1	Opsætning som sim 2.4 med en udvidet tidsdiskretisering
Sim 6.2	Opsætning som sim 2.4 med en udvidet tidsdiskretisering, samt input af kunstvanding. For yderligere information om kunstvanding se afsnit 6.4 og Rosenbom et al. (2010).
Sim 6.3	Opsætning som sim 2.4 med en udvidet tidsdiskretisering, samt empirisk termiske parametre som i sim 2.8

		Lagdeling	θ_r	ϕ	Solid	Org. M.	K	α	n	b1	b2	b3	Cn	Co	Cw
		cm.u.o.					cm/dag	cm^{-1}							
Model 1	Sim 1.1	0 - 31	0,060	0,470	0,507	0,023	276,00	0,040	1,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,060	0,450	0,542	0,008	876,00	0,040	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,040	0,460	0,538	0,002	1132,80	0,048	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
	Sim 1.2	0 - 31	0,060	0,470	0,507	0,023	276,00	0,040	1,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,060	0,300	0,692	0,008	876,00	0,040	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,050	0,450	0,542	0,008	1000,00	0,040	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,040	0,430	0,598	0,002	1000,00	0,025	1,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,040	0,400	0,598	0,002	1132,80	0,048	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12

		Lagdeling	θ_r	ϕ	Solid	Org. M.	K	α	n	b1	b2	b3	Cn	Co	Cw
		m.u.o.					cm/dag	cm^{-1}		10^{16}	10^{17}	10^{17}	10^{14}	10^{14}	10^{14}
Model 2	Sim 2.4	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,07	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,08	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,03	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,03	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,03	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
	Sim 2.5	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,07	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,08	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,03	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,03	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,03	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
	Sim 2.6	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,07	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,08	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,09	0,41	0,58	0,008	1000	0,03	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,03	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,03	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12

		Lagdeling	θ_r	ϕ	Solid	Org. M.	K	α	n	b1	b2	b3	Cn	Co	Cw
		m.u.o.					cm/dag	cm^{-1}		10^{16}	10^{17}	10^{17}	10^{14}	10^{14}	10^{14}
Model 2	Sim 2.7	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	18965,2	0,07	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	18154,1	0,08	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,09	0,41	0,58	0,008	7384,5	0,03	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	18799,9	0,03	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	15517,4	0,03	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
	Sim 2.8	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,07	2,00	1,31	0	1,55	1,48	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,08	2,50	1,43	0	2,08	1,38	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,03	2,30	1,72	0	1,52	1,12	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,03	1,50	1,37	0	2,06	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,03	2,70	1,68	0	1,77	1,12	1,87	3,12
	Sim 2.9	0 - 31	0,045	0,377	0,600	0,023	470,3	0,037	2,94	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,052	0,347	0,645	0,008	1204,2	0,031	4,35	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,052	0,356	0,636	0,008	1323,3	0,031	4,49	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,053	0,363	0,635	0,002	1218,9	0,031	4,33	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,052	0,391	0,607	0,002	1109,6	0,033	4,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
	Sim 2.10	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	27,6	0,07	2,00	1,31	0	1,55	1,48	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	87,6	0,08	2,50	1,43	0	2,08	1,38	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	100,0	0,03	2,30	1,72	0	1,52	1,12	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	100,0	0,03	1,50	1,37	0	2,06	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	113,3	0,03	2,70	1,68	0	1,77	1,12	1,87	3,12
	Sim 2.11	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	2760	0,07	2,00	1,31	0	1,55	1,48	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	8760	0,08	2,50	1,43	0	2,08	1,38	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	10000	0,03	2,30	1,72	0	1,52	1,12	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	10000	0,03	1,50	1,37	0	2,06	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	11328	0,03	2,70	1,68	0	1,77	1,12	1,87	3,12

		Lagdeling	θ_r	ϕ	Solid	Org. M.	K	α	n	b1	b2	b3	Cn	Co	Cw
		m.u.o.					cm/dag	cm^{-1}		10^{16}	10^{17}	10^{17}	10^{14}	10^{14}	10^{14}
Model 2	Sim 2.13	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,14	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,16	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,06	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,06	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,06	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
	Sim 2.14	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,035	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,040	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,015	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,015	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,015	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
	Sim 2.15	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,07	3,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,08	3,75	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,03	4,05	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,03	2,25	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,03	3,45	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
	Sim 2.16	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,07	1,33	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,08	1,67	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,03	1,53	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,03	1,10	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,03	1,80	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12

		Lagdeling	θ_r	ϕ	Solid	Org. M.	K	α	n	b1	b2	b3	Cn	Co	Cw
		m.u.o.					cm/dag	cm^{-1}		10^{16}	10^{17}	10^{17}	10^{14}	10^{14}	10^{14}
Model 2	Sim 2.17	0 - 31	0,07	0,3	0,677	0,023	276	0,07	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,3	0,692	0,008	876	0,08	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,3	0,692	0,008	1000	0,03	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,3	0,698	0,002	1000	0,03	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,3	0,698	0,002	1132,8	0,03	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
	Sim 2.18	0 - 31	0,07	0,5	0,477	0,023	276	0,07	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,5	0,492	0,008	876	0,08	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,5	0,492	0,008	1000	0,03	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,5	0,498	0,002	1000	0,03	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,5	0,498	0,002	1132,8	0,03	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12

		Lagdeling	θ_r	ϕ	Solid	Org. M.	K	α	n	b1	b2	b3	Cn	Co	Cw
		m.u.o.					cm/dag	cm^{-1}		10^{16}	10^{17}	10^{17}	10^{14}	10^{14}	10^{14}
Model 3	Sim 3.2	0 - 45	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,07	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		45 - 90	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,08	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		90 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,03	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 197	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,03	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		197 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,03	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12

		Lagdeling	θ_r	ϕ	Solid	Org. M.	K	α	n	b1	b2	b3	Cn	Co	Cw
		m.u.o.					cm/dag	cm^{-1}		10^{16}	10^{17}	10^{17}	10^{14}	10^{14}	10^{14}
Model 4	Sim 4.1	0 - 100	0,06	0,4	0,577	0,023	200	0,04	2,5	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		100 - 200	0,06	0,41	0,582	0,008	1500	0,03	2,0	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,44	0,558	0,002	1132,8	0,048	2,7	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12

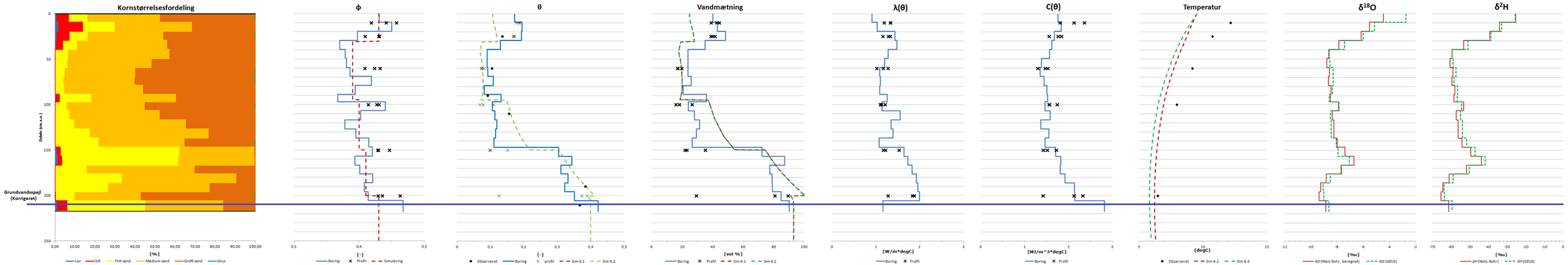
Sim 4.1	Resultat													
Lag	Ks	S.E. Coeff.	Lower (95%)	Upper (95%)	n	S.E. Coeff.	Lower (95%)	Upper (95%)	α	S.E. Coeff.	Lower (95%)	Upper (95%)	**Mass balance error (%)**	0,35
1	634,28	52,13	532,09	736,48	2,09	0,03	2,04	2,15	0,05	0,00	0,05	0,06	**R^2**	0,66
2	150,00	68,72	15,29	284,71	1,94	0,05	1,84	2,05	0,02	0,00	0,01	0,02		
3	544,76	470,28	-377,10	1466,60	1,86	0,05	1,77	1,95	0,05	0,00	0,05	0,05		

		Lagdeling	**θ_r**	**ϕ**	**Solid**	**Org. M.**	**K**	**α**	**n**	**b1**	**b2**	**b3**	**Cn**	**Co**	**Cw**
		m.u.o.					**cm/dag**	**cm^{-1}**		**10^{16}**	**10^{17}**	**10^{17}**	**10^{14}**	**10^{14}**	**10^{14}**
Model 5	**Sim 5.1**	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,07	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,08	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,03	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,03	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,03	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12

		Lagdeling	**θ_r**	**ϕ**	**Solid**	**Org. M.**	**K**	**α**	**n**	**b1**	**b2**	**b3**	**Cn**	**Co**	**Cw**
		m.u.o.					**cm/dag**	**cm^{-1}**		**10^{16}**	**10^{17}**	**10^{17}**	**10^{14}**	**10^{14}**	**10^{14}**
Model 6	**Sim 6.1**	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,07	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,08	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,03	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,03	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,03	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
	Sim 6.2	0 - 31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,07	2,00	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		31 - 95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,08	2,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		95 - 150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,03	2,30	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		150 - 200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,03	1,50	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12
		200 - 500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,03	2,70	1,47	-1,55	3,17	1,43	1,87	3,12

	Sim 6.3	0	-	31	0,07	0,43	0,55	0,023	276	0,07	2,00	1,31	0	1,55	1,48	1,87	3,12
		31	-	95	0,06	0,39	0,60	0,008	876	0,08	2,50	1,43	0	2,08	1,38	1,87	3,12
		95	-	150	0,085	0,41	0,58	0,008	1000	0,03	2,30	1,72	0	1,52	1,12	1,87	3,12
		150	-	200	0,06	0,43	0,57	0,002	1000	0,03	1,50	1,37	0	2,06	1,43	1,87	3,12
		200	-	500	0,04	0,40	0,60	0,002	1132,8	0,03	2,70	1,68	0	1,77	1,12	1,87	3,12

Bilag 2


Kornstørrelsesfordeling
Dybde (m.u.o.)
Grundvandsspejl (Korrigeret)
[%]
Ler
Silt
Fint sand
Medium sand
Groft sand
Grus
ϕ
[-]
Boring
Profil
Simulering
θ
Observeret
Boring
profil
Sim 6.1
Sim 6.2
Vandmætning
[vol %]
Boring
Profil
Sim 6.1
Sim 6.2
λ(θ)
[W/m*degC]
Boring
Profil
C(θ)
[MJ/m^3*degC]
Boring
Profil
Temperatur
[degC]
Observeret
Sim 6.1
Sim 6.3
δ18O
[‰]
dO (Nels Bohr, beregnet)
dO (GEUS)
δ2H
[‰]
dH (Nels Bohr)
dH (GEUS)

Bilag 3

Kornstørrelsesfordelingen af prøverne fra boringen.

			Mudder		Sand			
Prøve	**Dybde**		**Ler**	**Silt**	**Fint**	**Medium**	**Groft**	**Grus**
	m u.o.		**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**
1	0	- 0,09	0,49	6,17	9,39	36,04	47,91	0,003
2	0,09	- 0,19	1,40	12,37	15,73	38,56	31,94	0,000
3	0,19	- 0,29	0,55	6,48	8,93	37,88	46,16	0,006
4	0,29	- 0,39	0,24	3,56	6,99	45,00	44,20	0,000
5	0,39	- 0,49	0,00	0,00	6,26	50,57	43,17	0,000
6	0,49	- 0,59	0,00	0,00	5,94	42,04	52,02	0,000
7	0,59	- 0,69	0,00	0,00	4,66	35,06	60,26	0,027
8	0,69	- 0,79	0,00	0,00	3,96	35,48	60,56	0,001
9	0,79	- 0,89	0,00	0,00	4,46	39,26	56,28	0,000
10	0,89	- 0,97	0,00	2,23	15,74	42,13	39,89	0,000
11	0,97	- 1,07	0,00	0,00	5,81	38,65	55,55	0,001
12	1,07	- 1,17	0,00	0,00	7,06	44,92	48,02	0,000
13	1,17	- 1,27	0,00	0,00	9,30	55,68	35,02	0,000
14	1,27	- 1,37	0,00	0,00	17,11	59,31	23,58	0,000
15	1,37	- 1,47	0,00	0,00	21,51	42,82	35,66	0,009
16	1,47	- 1,57	0,77	1,87	59,16	37,32	0,87	0,000
17	1,57	- 1,67	1,15	2,20	57,97	38,23	0,46	0,000
18	1,67	- 1,76	0,00	0,00	15,58	53,82	30,60	0,000
19	1,76	- 1,86	0,00	0,00	33,10	57,17	9,73	0,000
20	1,86	- 1,96	0,00	0,00	26,27	50,53	23,20	0,000
21	1,96	- 2,06	0,03	0,23	9,17	33,11	57,38	0,089
22	2,06	- 2,17	0,76	5,13	38,89	38,93	16,30	0,000

Bilag 4

Ler-silt-sand fordelingen af prøverne fra boringen, samt massedensiteten (BD), porøsiteten og kornstørrelsen ved vægtprocent 50 % (d_{50}).

Prøve	Dybde			Ler	Silt	Sand	BD	d_{50}	ϕ
	m u.o.			%	%	%	g/cm^3	µm	
1	0	-	0,09	0,49	6,17	93,33	452,30	1,51	0,43
2	0,09	-	0,19	1,40	12,37	86,23	350,74	1,46	0,45
3	0,19	-	0,29	0,55	6,48	92,97	441,50	1,60	0,40
4	0,29	-	0,39	0,24	3,56	96,20	435,29	1,67	0,37
5	0,39	-	0,49	0,00	0,00	100,00	433,47	1,65	0,38
6	0,49	-	0,59	0,00	0,00	100,00	478,49	1,64	0,38
7	0,59	-	0,69	0,00	0,00	99,97	536,00	1,63	0,39
8	0,69	-	0,79	0,00	0,00	100,00	534,41	1,54	0,42
9	0,79	-	0,89	0,00	0,00	100,00	504,03	1,61	0,39
10	0,89	-	0,97	0,00	2,23	97,77	405,02	1,68	0,37
11	0,97	-	1,07	0,00	0,00	100,00	501,74	1,48	0,44
12	1,07	-	1,17	0,00	0,00	100,00	455,87	1,58	0,40
13	1,17	-	1,27	0,00	0,00	100,00	396,67	1,65	0,38
14	1,27	-	1,37	0,00	0,00	100,00	346,78	1,60	0,40
15	1,37	-	1,47	0,00	0,00	99,99	374,30	1,55	0,41
16	1,47	-	1,57	0,77	1,87	97,35	207,10	1,54	0,42
17	1,57	-	1,67	1,15	2,20	96,65	209,38	1,61	0,39
18	1,67	-	1,76	0,00	0,00	100,00	370,38	1,59	0,40
19	1,76	-	1,86	0,00	0,00	100,00	279,77	1,54	0,42
20	1,86	-	1,96	0,00	0,00	100,00	320,05	1,57	0,41
21	1,96	-	2,06	0,03	0,23	99,65	524,20	1,55	0,41
22	2,06	-	2,17	0,76	5,13	94,11	254,64	1,41	0,47

Bilag 5

Hydrauliske konduktivitetsværdier beregnet via Kozeny-Carmens ligning.

Prøve	Dybde			K
	m u.o.			cm/s
1	0	-	0,09	0,274
2	0,09	-	0,19	0,202
3	0,19	-	0,29	0,183
4	0,29	-	0,39	0,132
5	0,39	-	0,49	0,143
6	0,49	-	0,59	0,179
7	0,59	-	0,69	0,239
8	0,69	-	0,79	0,338
9	0,79	-	0,89	0,230
10	0,89	-	0,97	0,110
11	0,97	-	1,07	0,373
12	1,07	-	1,17	0,206
13	1,17	-	1,27	0,119
14	1,27	-	1,37	0,110
15	1,37	-	1,47	0,159
16	1,47	-	1,57	0,052
17	1,57	-	1,67	0,040
18	1,67	-	1,76	0,134
19	1,76	-	1,86	0,095
20	1,86	-	1,96	0,107
21	1,96	-	2,06	0,308
22	2,06	-	2,17	0,127

Bilag 6

Termiske parametre fundet på prøver fra borekerne. Data er udtaget d. 11/4-2011.

Prøve	Dybde			λ	C	θ
	m u.o.			W/m˚C	MJ/m³˚C	
1	0	-	0,09	0,908	1,754	0,17
2	0,09	-	0,19	1,025	1,828	0,19
3	0,19	-	0,29	1,437	1,677	0,19
4	0,29	-	0,39	1,48	1,619	0,13
5	0,39	-	0,49	1,276	1,567	0,09
6	0,49	-	0,59	1,198	1,377	0,09
7	0,59	-	0,69	1,087	1,347	0,09
8	0,69	-	0,79	1,101	1,438	0,11
9	0,79	-	0,89	1,087	1,508	0,08
10	0,89	-	0,97	1,256	1,519	0,13
11	0,97	-	1,07	1,138	1,461	0,11
12	1,07	-	1,17	1,55	1,58	0,11
13	1,17	-	1,27	1,346	1,368	0,12
14	1,27	-	1,37	1,388	1,55	0,12
15	1,37	-	1,47	1,072	1,458	0,11
16	1,47	-	1,57	1,637	1,702	0,30
17	1,57	-	1,67	1,725	1,825	0,34
18	1,67	-	1,76	1,825	1,806	0,31
19	1,76	-	1,86	1,918	1,916	0,33
20	1,86	-	1,96	1,955	2,131	0,32
21	1,96	-	2,06	1,99	2,137	0,35
22	2,06	-	2,17	1,158	2,815	0,42

Bilag 7

Termiske parametre fundet på prøver fra udgravet profil. Data udtaget d. 12/4-2011

			Ved θ angivet i kolonne 3		Ved θ=0	
Prøve	**Dybde**	**θ**	**λ**	**C**	**λ**	**C**
	m.u.o.		**W/m˚C**	**MJ/m^3˚C**	**W/m˚C**	**MJ/m^3˚C**
1A	10	0,19	1,337	2,357	0,208	1,194
1B		0,19	1,188	1,802		
1C		0,18	1,324	2,123		
2A	25	0,17	1,328	1,758		
2B		0,17	1,28	1,832	0,194	1,128
2C		0,17	1,156	1,552		
3A	60	0,08	1,275	1,527		
3B		0,07	1,165	1,465	0,217	1,225
3C		0,07	1,018	1,297		
4A	100	0,11	1,209	1,737		
4B		0,07	1,099	1,555		
4C		0,08	1,131	1,561	0,214	1,228
5A	150	0,15	1,524	1,717	0,207	1,127
5B		0,10	1,162	1,422		
5C		0,10	1,215	1,51		
6A	200	0,37	1,873	2,324	0,205	1,118
6B		0,39	1,829	2,119		
6C		0,13	1,278	1,419	0,206	1,2

Bilag 8

Iisotopanalyser

	GEUS		Niels Bohr	
Dybde	$\delta^2H/^1H$	$\delta^{18}O/^{16}O$	$\delta^2H/^1H$	$\delta^{18}O/^{16}O$ 1)
cm.u.o.	‰	‰	‰	‰
0 - 9,35	-25,60	-2,74	-25,30	-4,44
9,35 - 19,4	-32,91	-5,13	-33,90	-5,50
19,4 - 29,4	-38,65	-5,99	-39,10	-6,14
29,4 - 39,4	-50,81	-7,42	-53,10	-7,86
39,4 - 49,15	-59,25	-8,59	-59,30	-8,62
49,15 - 59,25	-58,82	-8,54	-60,40	-8,76
59,25 - 68,95	-57,29	-8,28	-58,80	-8,56
68,95 - 79	-58,28	-8,28	-59,40	-8,63
79 - 88,7	-56,39	-8,33	-57,80	-8,44
88,7 - 96,95	-56,61	-8,59	-58,30	-8,50
96,95 - 106,65	-54,25	-7,83	-53,20	-7,87
106,65 - 116,8	-54,82	-8,49	-57,10	-8,35
116,8 - 136,75	-53,75	-8,42	-56,10	-8,23
136,75 - 146,85	-51,48	-8,05	-54,00	-7,97
146,85 - 156,85	-46,98	-7,91	-49,30	-7,39
156,85 - 166,65	-41,63	-7,05	-43,60	-6,69
166,65 - 176,15	-50,14	-7,65	-51,60	-7,68
176,15 - 185,95	-58,81	-8,50	-60,90	-8,82
185,95 - 195,8	-63,63	-9,04	-64,20	-9,23
195,8 - 205,6	-63,53	-9,01	-65,20	-9,35
205,6 - 217,45	-59,31	-8,60	-61,10	-8,84

1) Beregnet fra analysen af $\delta^2H/^1H$ lavet på Niels Bohr Instituttet fra ligningen

$$\delta^{18}O = \frac{\delta^2H - 10{,}8}{8{,}13}$$