

Jordens permeabilitet for luft og vand i relation til jordtype samt nedmuldning og afbrænding af halm

Soil permeability by air and water as influenced by soil type and incorporation of straw

Per Schjønning

Resumé

I perioden 1981–84 blev der gennemført et måleprogram til bestemmelse af permeabilitetsforholdene i pløjelaget på 3 jordtyper, herunder indflydelsen af mangeårig nedmuldning og afbrænding af halm.

I laboratoriet bestemtes volumen af porer større og mindre end $30 \mu\text{m}$ samt permeabilitet ved vandtransportmålinger i mættet jord og lufttransportmålinger i jord afdrænet til -100 hPa vandpotential.

I marken måltes vandinfiltrationskapacitet i det tidlige forår.

Ved laboratoriemålinger fandtes et gennemsnitligt volumen af porer over $30 \mu\text{m}$ på 12,8 vol. % på en sandblandet lerjord, mens en lerblandet sandjord og en grovsandet jord havde hhv. 20,1 og 22,6 vol. % grovporer. Disse forskelle afspejledes i permeabiliteten i jordene. For såvel luft- som vandtransportbestemt permeabilitet fandtes en eksponentiel afhængighed af volumen af porer større end $30 \mu\text{m}$. Den empiriske Kozeny-Carman-model for luftpermeabilitetens afhængighed af luftfyldt porevolumen havde ringe forklaringsgrad, men påviste den stigende grad af sekundær strukturdannelse med stigende indhold af ler i jorden.

Den medium-uafhængige permeabilitet i hele poresystemet, som blev bestemt ved vandtransportmålingerne, fandtes at svare til permeabiliteten alene i grovporesystemet ved høje værdier for grovporevolumen, men var en faktor 10–100 mindre ved meget tætte prøver. Fænomenet var jordtypeuafhængigt og blev tolket som forskelle i de store porers funktion som transportvej ved de 2 transportprocesser.

En model til beskrivelse af relationen mellem permeabilitet i grovporesystemet og i hele poresystemet kunne forklare 82,8% af variationen i materialet. Ved hjælp af denne model er det muligt at beregne mættet hydraulisk ledningsevne fra måling af luftpermeabilitet ved -100 hPa vandpotential.

Laboratoriemålingerne påviste kun ubetydelig effekt af afbrænding og nedmuldning af halm. På en grovsandet jord fandtes dog svagt øget porøsitet og permeabilitet for vand efter nedmuldning i forhold til fjernelse af halm.

Ved infiltrationsmålinger i marken fandtes ligeledes tendens til bedre ledningsevne for vand efter nedmuldning af halm netop på sandjorden.

Nøgleord: Permeabilitet, hydraulisk ledningsevne, porøsitet, halmnedmuldning.

Summary

Investigations in topsoil porosities and permeabilities for air and water were carried out for 4 years on 3 soil types. Measurements were applied to field trials with burning and incorporation of straw.

Soil in undisturbed condition was sampled each year and analyzed for volume of pores larger and smaller than 30 μm equivalent diameter. Air permeability was measured at -100 hPa water potential with succeeding water saturation and determination of hydraulic conductivity.

Water infiltration capacity was measured in the field in early spring.

A sandy loam had 12.8 vol. % of pores larger than 30 μm , while the coarse pores occupied 20.1 and 22.6 vol. % in a loamy sand and a coarse sand, respectively. These soil type differences were reflected in air- as well as water permeability. An exponential relation between permeability and volume of coarse pores was revealed for all soils and both types of permeability. The empirical Kozeny-Carman model relating air permeability and airfilled pore volume pointed out soil type differences in soil structure, although only a small part of the variation in permeability for each soil could be explained by the model.

The medium-independent permeability, which was calculated from the water-flow measurements equaled the permeability estimated from air-flow measurements in samples with a high volume of coarse pores. With increasing density of samples, however, an increasing discrepancy occurred, the total pore system-permeability amounting only a tenth to a hundredth the permeability in the coarse pores in very dense soil. A double-logarithmic model explained 82.8% of the variation in data and allows calculation of saturated hydraulic conductivity from air permeability measurements.

No significant differences were detected between straw disposal methods. However, a tendency appeared of a higher water permeability due to incorporation of straw in the sandy soil.

Key words: Permeability, hydraulic conductivity, porosity, incorporation of straw.

Indledning

I landbrugsjordens rodzone foregår en vigtig transport af luft, vand og næringsstoffer. I vækstsæsonen sker til stadighed en udskiftning af jordluften forårsaget af bl. a. planterøddernes respiration, mens næringsstoffer transporteres til røddernes overflade opløst i jordvæsken. Disse processer forløber i størst udstrækning ved diffusion; det vil sige, at transporten forårsages af koncentrationsgradienter.

Luft kan dog også transporteres ved forskelle i luftens totaltryk. Vand transporteres ligeledes ved en sådan massestrømning (engelsk: *mass flow*). Jordens gennemtrængelighed ved denne form for transport benævnes permeabilitet og har især betydning for transport af vand i mættet jord. I dårligt strukturerede lerjorde eller jorde, der har været udsat for pakning, kan permeabiliteten være så dårlig, at afdræning af overskudsvand bliver et problem. Det har derfor betydning at kende de forhold, som bestemmer en jords permeabilitet samt mulighederne for at påvirke dem.

I nærværende beretning fremlægges resultaterne af 4 års målinger af porøsitet- og permeabilitetsforhold på 3 jordtyper. Undersøgelsen er gennemført som led i et forskningsprojekt vedrørende nedmuldning af halm, og resultaterne belyser derfor såvel jordtypeforskelle som effekten af afbrænding og nedmuldning af halm.

Jordtyper og analyseprogram

I 1966 blev der på 3 af statens forsøgsstationer anlagt et forsøg til belysning af fodsygdomme i korn i relation til afbrænding og nedmuldning af halm. Det pågældende forsøg gennemføres fastliggende med ensidig vårbygdyrkning. Tekstur, geologisk oprindelse samt jordtypebenævnelse (3) for de 3 jorde fremgår af tabel 1.

Den aktuelle undersøgelse koncentrerede sig om forsøgsled med fjernelse, afbrænding og nedmuldning af halm, hvor dyrkningspraksis i øvrigt var helt normal med årlig pløjning til 20 cm dybde i december måned.

I perioden 1981–84 blev der hvert år umiddelbart efter høst udtaget jordprøver i naturlig lej-

Tabel 1. Lokaltitet, geologisk jordart, jordtype og tekstur 0–20 cm for de undersøgte jorde.
Location, geological origin, soil type (Danish classification) (3) and texture 0–20 cm for soils in investigation.

Lokalitet <i>Location</i>	Geologisk jordart <i>Geological origin</i>	Jordtype <i>Soil type</i>	Tekstur, vægtprocent – <i>Texture, % by weight</i>				
			org. stof <i>org. matter</i>	ler <2 μm <i>clay</i>	silt 2–20 μm <i>silt</i>	finsand 20–200 μm <i>fine sand</i>	grovsand 200–2000 μm <i>coarse sand</i>
Studsgård	Morænesand, Riss	Grovsandet jord	3,7	4,3	8,2	31,9	51,9
Ødum	Moræneler, Würm	Fin lerblandet sandjord	2,4	9,3	16,2	44,5	27,6
Rønhave	Moræneler, Würm	Grov sandblandet lerjord	2,0	13,4	18,6	38,6	27,4

ring i dybden 5–10 cm. Der blev anvendt 100 cm³ ringe med 61 mm indre diameter. Hvert år udto- ges 3 prøver pr. parcel i samtlige af forsøgets 4 blokke (1981 dog kun 3 blokke). I alt behandle- des således 135 prøver pr. forsøgssted.

På samtlige prøver bestemtes vandretention ved et potential på –100 hPa (pF 2) med metodik

beskrevet i et tidligere arbejde (10) samt luftper- meabilitet ved dette vandindhold med en metode af Grover (5). Dernæst vandmættes prøverne atter med efterfølgende bestemmelse af mættet hydraulisk ledningsevne med apparatur beskrevet af Rasmussen (9).

Porøsitet blev beregnet fra tør volumenvægt

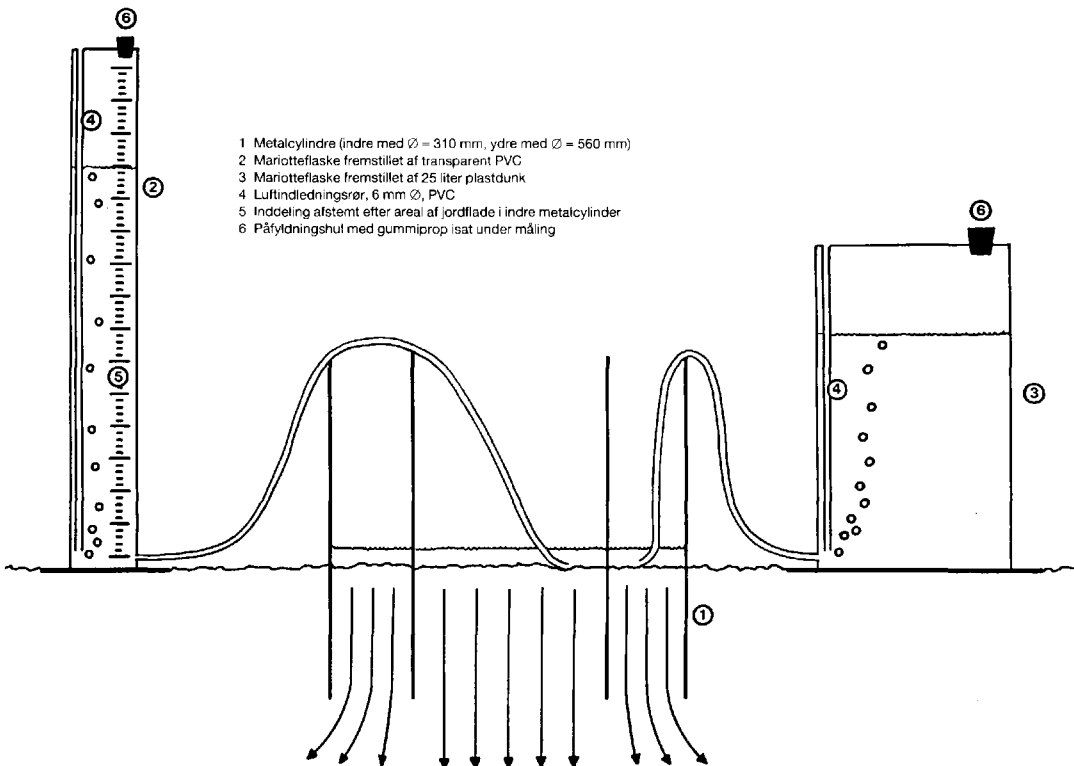


Fig. 1. Måleprincip ved infiltrationsmålinger i marken.
Principle in determination of water infiltration capacity in the field.

samt værdier for reel massefylde, som blev bestemt på gennemsnitsprøver fra hvert forsøgsled på alle jorde.

I marken blev der i 1981, 1982 og 1983 foretaget infiltrationsmålinger. Disse udførtes på ubehandlet plovfure omkring 1. april, umiddelbart før jorden var tjenlig til den første opharvning. På målestedet planeredes jorden forsigtigt forud for målingen. Ved hjælp af en specielt konstrueret Mariotteflaske blev vand ledt til den inderste af 2 metalcylindre, som blev nedhamret i jorden til ca. 20 cm dybde. Vandtilledningen gennemførtes i et tidsrum på 20 minutter. Infiltrationen blev bestemt som nedsivet væskemængde i den sidste halvdel af denne periode. Jordfladen mellem inderste (310 mm Ø) og yderste (560 mm Ø) cylinder blev ligeledes tilført vand gennem en Mariotteflaske. Brugen af Mariotteflaske ved væsketilledningen medfører en konstant vandhøjde i infiltrationsringene under målingerne, hvilket giver sammenlignelige resultater. Princippet er skitseret i fig. 1.

Markmålingerne gennemførtes i forsøgsled med og uden halm på alle 3 jorde. Måleproceduren er meget tidskrævende og er derfor af kapacitetsmæssige årsager alene gennemført i 2 eller 3 blokke pr. forsøgssted pr. år.

Infiltrationskapaciteten bestemt som skitseret herover er et empirisk mål for vandledningsevnen og er ikke nødvendigvis identisk med den teoretisk bedre funderede hydrauliske ledningsevne.

Terminologi

Permeabilitet

For en væskes strømning gennem et stabilt porøst materiale gælder Darcys lov. Denne udtrykker, at middelhastigheden i strømmingen er proportional med den drivende trykgradient. Dette gælder under isoterme forhold (ens temperatur i hele systemet) og for laminar strømning (ingen strømhvirvler). En væske kan i denne forbindelse også være luft.

Trykforskellen over det væskeledende element (jordprøven) kan udtrykkes ved en egentlig tryk- enhed, Δp , eller som væskehøjde, Δh (f.eks. cm vandsøjle).

De to størrelser er således relateret

$$\Delta P = \rho \cdot g \cdot \Delta h, \quad (1)$$

hvor ρ = massefylde af væsken [ML^{-3}]
 g = tyngdeaccelerationen [LT^{-2}]

Betegnelsen mellem de firkantede parenteser [] angiver *dimensionen* (L = længde, M = masse, T = tid) for de respektive størrelser.

Den drivende trykgradient, p , er defineret som trykforskel pr. længdeenhed i transportretningen

$$p = \frac{\Delta p}{1} = \frac{\rho \cdot g \cdot \Delta h}{1} = \rho \cdot g \cdot \frac{\Delta h}{1}, \quad (2)$$

hvor 1 = jordprøvehøjde [L].

Darcys lov kan med de indførte betegnelser udtrykkes

$$v = \frac{K}{\eta} \cdot p = \frac{K}{\eta} \cdot \frac{\Delta p}{1} = \frac{K \cdot \rho \cdot g}{\eta} \cdot \frac{\Delta h}{1}, \quad (3)$$

hvor

v = strømmingens middelhastighed [LT^{-1}]
 η = væskens dynamiske viskositet [$ML^{-1}T^{-1}$]
 K = permeabilitet [L^2]

Idet den samlede væskemængde Q , der i tidsrummet t strømmer gennem prøven med tværsnitsarealet A , er relateret til hastigheden v med $Q = v A t$, kan permeabiliteten K udtrykkes ved

$$K = \frac{Q \cdot \eta \cdot 1}{A \cdot t \cdot \Delta p} \quad (4)$$

eller

$$K = \frac{Q \cdot \eta \cdot 1}{\rho \cdot g \cdot A \cdot t \cdot \Delta h} \quad (5)$$

Med det i undersøgelsen anvendte apparatur er permeabiliteten, K , beregnet fra ligning (4) ved luftpermeabilitetsmålingerne og fra ligning (5)

ved vandpermeabilitetsmålingerne. Det er dog vigtigt at fremhæve, at K er en parameter, som er uafhængig af anvendt væske (luft/vand) og alene er et udtryk for materialets (jordens) egenskaber, som påpeget og diskuteret i detaljer af *Andersson* (2).

I denne beretning vil K blive anført med enheden μm^2 , som er ækvivalent med SI-enheden $\text{m}^2 \cdot 10^{-12}$.

Ledningsevne

For vandstrømning i jord er det relevant at betragte transporten med henblik på kvantificering af vandmængden. Der er her brug for en omskrivning af ligning (3)

$$v = \frac{K \cdot \rho \cdot g}{\eta} \cdot \frac{\Delta h}{l} = k \cdot I. \quad (6)$$

Den dimensionsløse kvotient $\Delta h/l$, her kaldt I , benævnes den hydrauliske gradient (1). Ligning (6) udtrykker Darcys princip om forholdet mellem strømningshastighed og trykgradient med den empiriske og væskeafhængige proportionalitetskonstant k . Når der er tale om vandstrømning, benævnes k den hydrauliske ledningsevne,

som får dimensionen LT^{-1} (længde pr. tidsenhed).

I henhold til ligning (6) bør k opfattes som strømningshastigheden, når $I = 1$. Man kan dog også betragte k som den væskemængde, der pr. tidsenhed passerer jorden, når gradienten er 1. Heri består den direkte praktiske anvendelighed for den hydrauliske ledningsevne.

Ledningsevnen k kan beregnes fra permeabiliteten K efter ligning (6)

$$k = \frac{K \cdot \rho \cdot g}{\eta} \quad (7)$$

For målinger ved 20°C (som i denne undersøgelse) bliver relationen

$$k = 9,78 \cdot 10^6 \cdot K \quad (\text{k i m/s; K i m}^2) \quad (8)$$

eller

$$k = 3,52 \cdot 10^{13} \cdot K \quad (\text{k i mm/time; K i m}^2) \quad (9)$$

Resultater og diskussion

Permeabilitet og jordtyper

Jordens permeabilitet, som den findes ved vandtransportmålingerne i denne undersøgelse, er et udtryk for hele poresystemets permeabilitet.

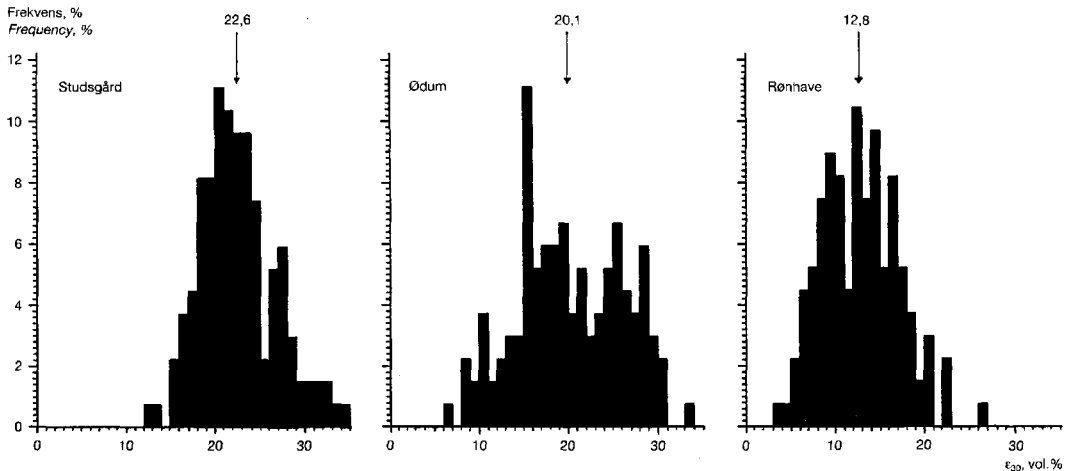


Fig. 2. Porer $> 30 \mu\text{m}$, ϵ_{30} , for 3 jordtyper. Relativ hyppighed af observationer samt aritmetisk gennemsnit (pil).
Pores $> 30 \mu\text{m}$, ϵ_{30} , in 3 soil types. Frequency of observations and arithmetical mean (pil).

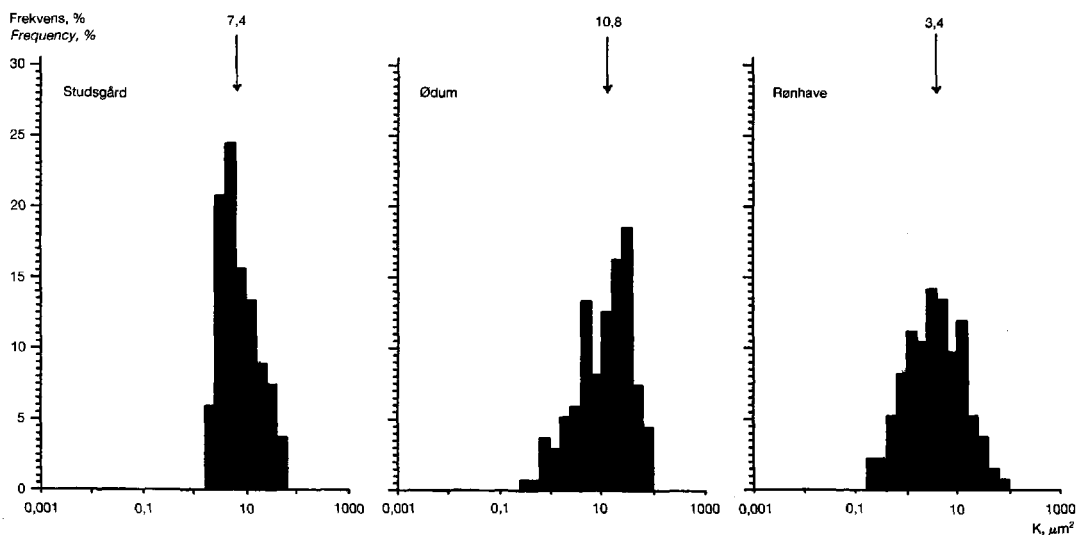


Fig. 3. Permeabilitet, K , i poresystemet større end $30 \mu\text{m}$, beregnet fra lufttransportmålinger. Relativ hyppighed af observationer samt geometrisk gennemsnit (pil). I alt 135 prøver fra hver jordtype.
Permeability, K , in pores $> 30 \mu\text{m}$, calculated from measurements of air flow. Frequency of observations and geometric mean (arrow). A total of 135 samples from each soil type.

Derimod er permeabiliteten beregnet fra luftmålingerne udtryk for transportbetingelserne alene i porer med rør-ækvivalent diameter større end ca. $30 \mu\text{m}$, idet mindre porer er vandfyldte ved et vandpotential på -100 hPa . Poiseuilles lov udtrykker, at en væskes strømning gennem et rør er proportional med rørradius i 4. potens. Det kan derfor forventes, at permeabiliteten for vand også vil være stærkt afhængig af mængden af store porer i jorden.

Fordelingen af porevolumen på forskellige størrelsesklasser af porer er jordtypeafhængig (11). For den grovsandede jord ved Studsgård er der som gennemsnit af de 4 år og alle forsøgsbehandlinger fundet et volumen af porer over $30 \mu\text{m}$ på 22,6% af jordprøvevolumenet. Lerjorden ved Rønhave har derimod kun gennemsnitligt 12,8 vol.% store porer, mens den lerblandede sandjord ved Ødum indtager en mellemposition med 20,1 vol.%. Disse tal fremgår af fig. 2 (tallene over pilene), som desuden viser, hvor hyppigt der i jordene findes prøver med afvigende grovporevolumen. Det fremgår, at frekvensfunktionerne med rimelighed kan beskrives med en

normalfordeling. Når spredningen på parameteren i denne (og de 2 følgende) figur(er) vurderes, bør erindres, at der er tale om 4 års målinger, hvorved årsforskelle fremkaldt af bl.a. klima og jordbearbejdning indgår i materialet. De fundne gennemsnitstal kan i øvrigt af denne grund betragtes som meget gode jordtype-estimer.

Frekvensfunktionen for permeabiliteten beregnet fra luftmålingerne og fra vandmålingerne er vist i hhv. fig. 3 og 4. Bemærk, at der her er anvendt logaritmisk gruppeinddeling. De omtrent normalfordelte frekvensfunktioner, der fremkommer ved denne fremstillingsform, er udtryk for et stort antal prøver med en lille permeabilitet og få med meget stor permeabilitet. Dette er en naturlig følge af permeabilitetens eksponentielle afhængighed af porestørrelsen.

Tallene og pilene over søjlerne angiver det geometriske gennemsnit, der beregnes som antilogarithmen til det aritmetiske gennemsnit af logarithmen til enkeltobservationerne. Denne form for gennemsnitsværdi er øjensynligt et godt estimat for tyngdepunktet i observationerne.

Af fig. 3 og 4 fremgår endvidere, at sprednin-

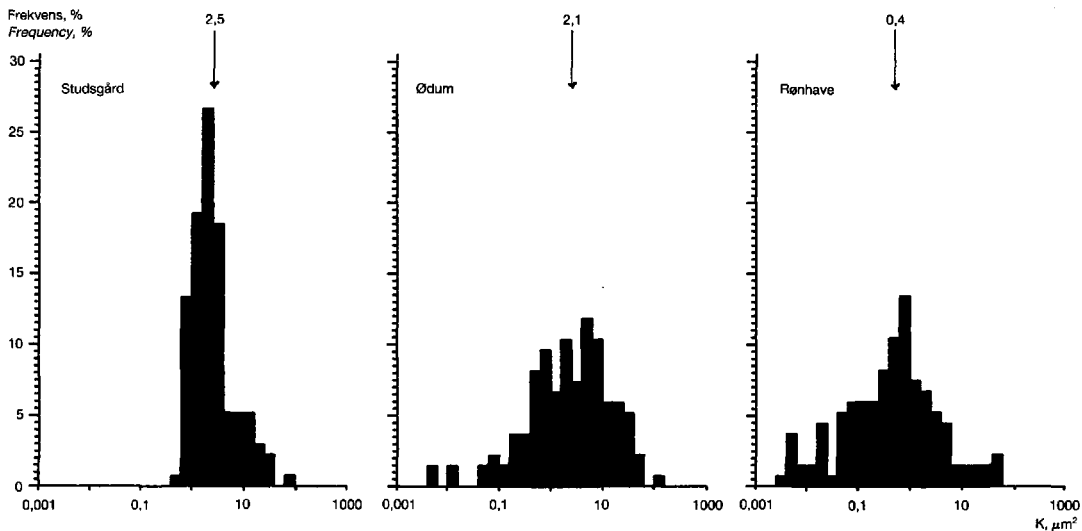


Fig. 4. Permeabilitet, K , i hele poresystemet, beregnet fra vandtransportmålinger. Relativ hyppighed af observationer samt geometrisk gennemsnit (pil). I alt 135 prøver fra hver jordtype.
Permeability, K , in total pore system, calculated from measurements of water flow. Frequency of observations and geometric mean (arrow). A total of 135 samples from each soil type.

gen for permeabilitetsparameteren er langt større for de lerholdige jorde med sekundær strukturdannelse (aggregatdannelse) end for den sandede jord ved Studsgård, hvor det formodentlig er en nedre grænse for porøsitet ved sandkornenes

maksimal pakningsgrad, der bevirker, at permeabiliteten praktisk taget aldrig ligger under $1 \mu\text{m}^2$.

Permeabilitet i enkeltprøver er i fig. 5 og 6 afbildet mod tilsvarende volumenandel porer

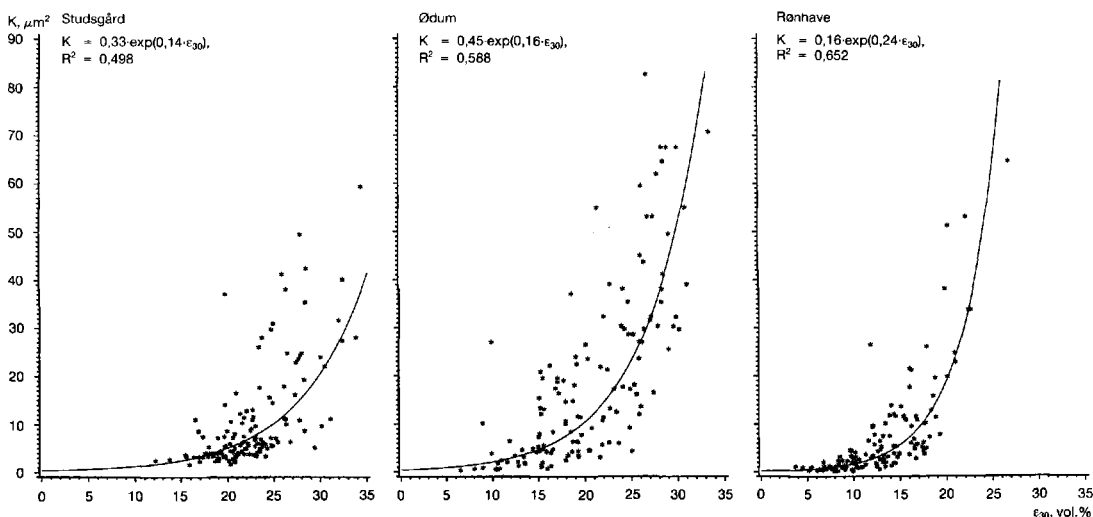


Fig. 5. Permeabilitet, K , i poresystemet større end $30 \mu\text{m}$ som funktion af volumen af porer over $30 \mu\text{m}$, ϵ_{30} .
Permeability, K , in pores $> 30 \mu\text{m}$ in relation to volume of pores greater than $30 \mu\text{m}$, ϵ_{30} .

større end $30 \mu\text{m}$, ϵ_{30} . Den tidligere nævnte eksponentielle afhængighed af grovporevolumen er tydelig for alle jorde og for både luft- og vandtransportbestemt permeabilitet.

I figurerne er vist en model for denne sammenhæng, som blev fundet ved lineær regression af modellen $\ln K = a + b \cdot \epsilon_{30}$ efterfulgt af transformation til $K = \exp(a + b \cdot \epsilon_{30}) = \exp(a) \cdot \exp(b \cdot \epsilon_{30})$. Der er betydelige afvigelser fra modellen for alle jordtyper; forklaringsgraden R^2 i den lineære model for $\ln K$ er således kun på ca. 50–65%. Dette skyldes givetvis forekomsten af enkelte meget store porer (f.eks. regnormegange) i nogle af jordprøverne, hvorved permeabiliteten stiger kraftigt, jf. Poiseuilles lov. En model til sikker forudsigelse af permeabiliteten i jord bør betjene sig af integration af porevolumen med mange porerestørrelsesklasser og ikke som her, hvor porevolumen af kun en enkelt størrelsesklasse af porer ($> 30 \mu\text{m}$) er anvendt.

Den eksponentielle afhængighed mellem permeabilitet og grovporevolumen bliver stærkere (»hurtigere« stigning) med stigende lerindhold i jorden, se jordtypeforskellene i fig. 5 og 6. Dette skyldes formodentlig, at et stort grovporevolumen i en lerholdig jord kan henføres til store og

kontinuerte interaggregatporer, dvs. porer forårsaget af den sekundære strukturdannelse – evt. bioporer (rod- og regnormegange), som netop er mere persistente i aggregeret jord. En stor gennemsnitlig diameter af porer over $30 \mu\text{m}$ i aggregeret jord er også fundet i en anden undersøgelse af porøsitetsforhold (11).

Fra ældre undersøgelser af luftpermeabilitet i porøse medier foreligger en empirisk model til beregning af permeabilitet fra porøsiteten (8, 4). De generelle lovmæssigheder fra disse arbejder er også søgt anvendt til beskrivelse af permeabilitetsforholdene i jord (7, 13).

I forenklet form formulerer den såkaldte Kozeny-Carman-ligning følgende relation mellem permeabilitet K og luftfyldt porevolumen c_a

$$K = C \cdot \frac{c_a^3}{(1-c_a)^2} = C \cdot E, \quad (10)$$

hvor C er en jordtypeafhængig konstant,

$$\text{og } E = \frac{c_a^3}{(1-c_a)^2} \text{ benævnes Kozeny-faktoren.}$$

Ifølge ovennævnte oprindelige arbejder er parameteren C omvendt proportional med kvadra-

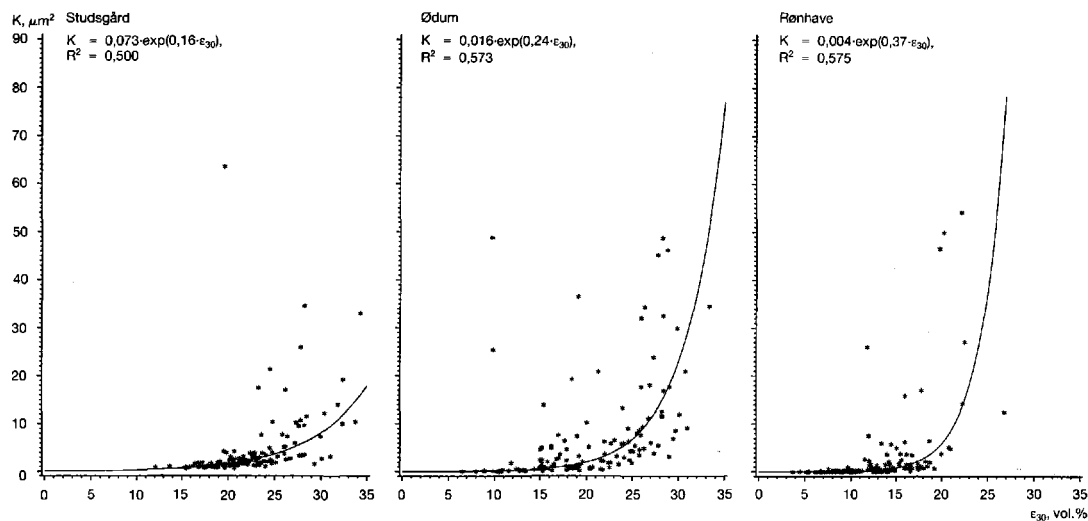


Fig. 6. Permeabilitet, K , i hele poresystemet som funktion af volumen af porer over $30 \mu\text{m}$, ϵ_{30} .
Permeability, K , in total pore system in relation to volume of pores greater than $30 \mu\text{m}$, ϵ_{30} .

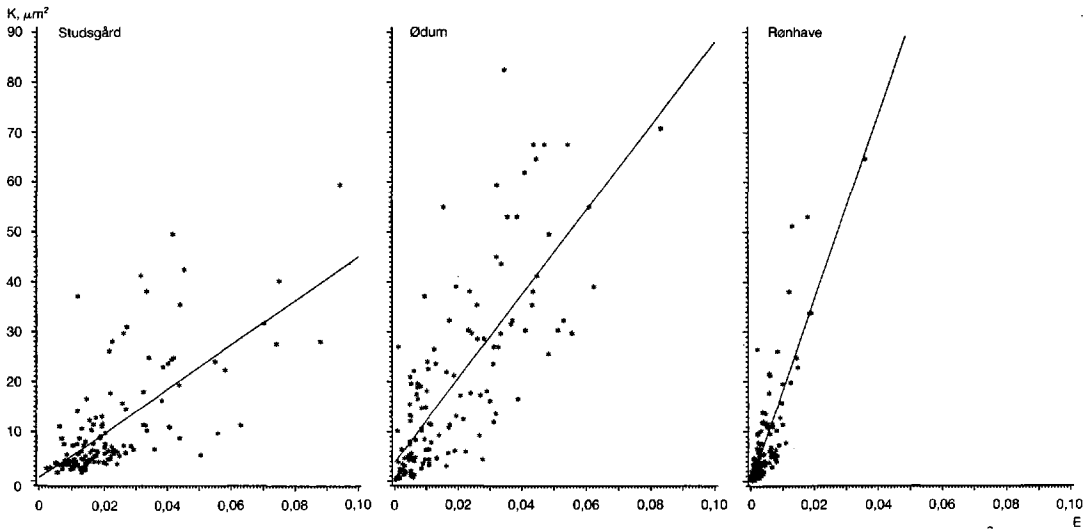


Fig. 7. Permeabilitet, K , i poresystemet større end $30 \mu\text{m}$ som funktion af Kozeny-faktoren $E = \frac{\epsilon_{30}^3}{(1-\epsilon_{30})^2}$

$$\text{Permeability, } K, \text{ in pores } > 30 \mu\text{m in relation to the Kozeny-factor } E = \frac{\epsilon_{30}^3}{(1-\epsilon_{30})^2}$$

tet på jordens specifikke overflade. Ved luftmålinger i delvis vandfyldt jord kan de vandfyldte porer i denne forbindelse opfattes som fast stof. Derved bliver den specifikke overflade en strukturafhængig parameter med lave værdier som udtryk for høj grad af strukturdannelse, hvor hele aggregater bliver »fast stof« med lille overflade mod store luftledende inter-aggregatporer. Jf. ovennævnte relation mellem parameteren C og den specifikke overflade må altså forventes høje C -værdier i jord med sekundær strukturdannelse.

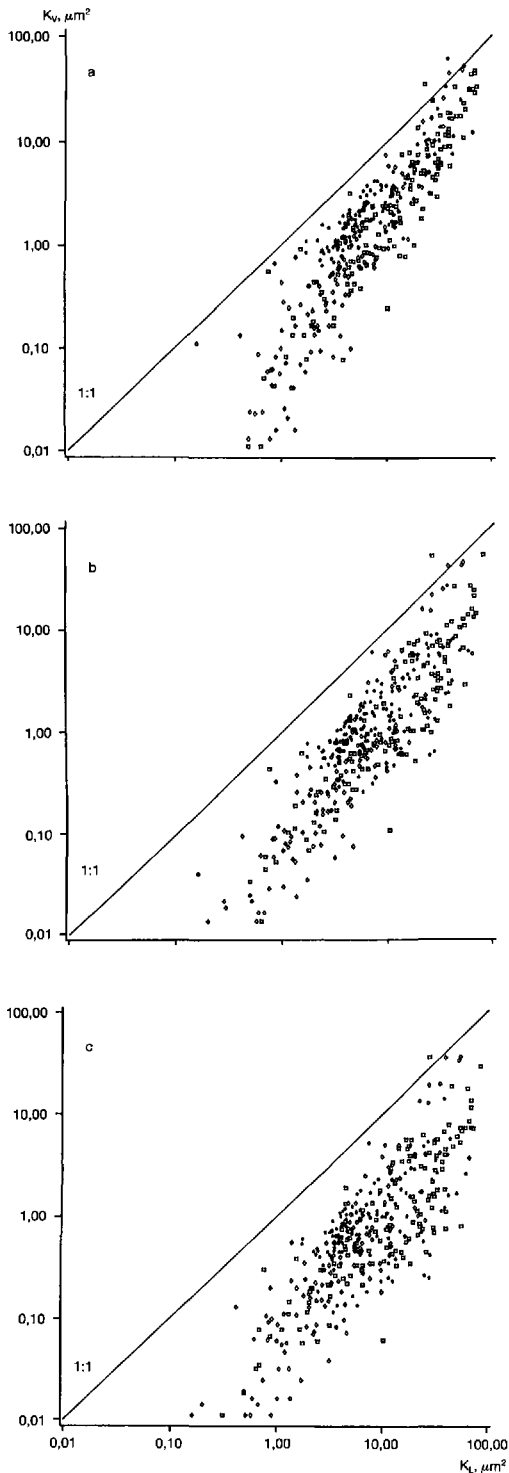
I fig. 7 er permeabilitet fra luftmålingerne afbildet mod Kozeny-faktoren for de 3 jorde. Den stigende hældningskoefficient C ved stigende lerindhold i jordene påpeger den stærkere grad af sekundær strukturdannelse i de lerholdige jorde ved Ødum og især Rønhave.

Variansanalytiske beregninger viste, at de undersøgte halmbehandlinger ikke påvirkede strukturparameteren C .

I fig. 8 er vist en dobbeltlogaritmisk afbildning af permeabilitet beregnet efter de 2 målemetoder. Samtlige 405 enkeltprøver fra alle 3 jordtyper er medtaget. I fig. 8a er anvendt vandtrans-

port-bestemt permeabilitet fra måling af opsamlet vandmængde i de første 30 minutters gennemstrømning af prøverne. Det er disse værdier for vandpermeabilitet, der er anvendt ved samtlige øvrige vurderinger i dette arbejde. Vandtransport-bestemt permeabilitet i fig. 8b og 8c er beregnet efter opsamlet vandmængde i en 30-minutters periode med start hhv. $3 \frac{1}{2}$ og $7 \frac{1}{4}$ time efter påbegyndt kontinuerlig gennemstrømning.

Af fig. 8a fremgår, at der er fundet stigende afvigelse mellem luft- og vandbestemt permeabilitet ved faldende permeabilitet, hvilket svarer til små værdier af grovporevolumen, jf. fig. 5 og 6. Ved en høj permeabilitet omkring $100 \mu\text{m}^2$ er denne næsten udelukkende bestemt af grovporene, idet der fås næsten identiske estimater for permeabilitet med de 2 metoder, se fig. 8a. Ved faldende permeabilitet øges afvigelsen og udgør en faktor 10 til 100 ved meget tætte prøver. Samme billede er fundet af *Gullich* og *Werner* (6) ved tilsvarende analyser på en tysk løss-jord. Nævnte forfattere forventede overensstemmende permeabilitet med de 2 forskellige målemetoder og henfører afvigelsen ved små værdier



af grovporevolumen til luftbobleblokering af vandstrømningen, altså en målefejl forårsaget af ufuldstændig vandmætning af jordprøverne forud for vandtransportmålingen. Denne fejlkilde kan heller ikke elimineres i nærværende undersøgelse, selv om opfugtning er foretaget med omhu (10). Forholdet kan dog muligvis også bero på, at det luftfyldte grovporesystem efter afdræning af prøven til -100 hPa vandpotential har kontinuitetsegenskaber, der giver større medium-uafhængig permeabilitet, end hvor samme grovporesystem er forbundet med de mindre porer i transportprocessen for vand.

Af fig. 3 og 4 fremgår, at hele poresystemets permeabilitet (vandmålingerne) udgør fra ca. $1/3$ ($2,4 \mu\text{m}^2/17,4 \mu\text{m}^2$, Studsgård) til ca. $1/8$ ($0,4 \mu\text{m}^2/3,4 \mu\text{m}^2$, Rønhave) af grovporesystemets permeabilitet (luftmålingerne). Med ovennævnte betragtninger in mente kan disse jordtypeforskelle forklares ved det forskellige forhold mellem andel af store og små porer i jordene. Samstemmende med dette fremtræder der i fig. 8 ikke tydelige forskelle mellem jordtyper i det generelle billede. Sandjordsprøverne synes dog systematisk at have den ringeste afvigelse mellem luft- og vandbestemt permeabilitet. Ignorerer denne tendens, kan der ved lineær regression i den dobbeltlogaritmiske afbildning i fig. 8a fås en jordtypeuafhængig model, efter hvilken permeabilitet i hele poresystemet kan beregnes fra permeabilitet i grovporesystemet. Ved en sådan beregning med modellen $\ln K_V = a + b \ln K_L$ og transformation til $K_V = \exp(a + b \ln K_L) = \exp(a) \cdot \exp(b \ln K_L) = c \cdot K_L^b$

Fig. 8. Permeabilitet i grovporesystemet, K_L (luftmålinger), i relation til permeabilitet i hele poresystemet, beregnet efter 0 (a), 3 1/2 (b) og 7 1/4 (c) timers initial vandgennemstrømning, K_V (vandmålinger). * Studsgård, □ Ødum, ◇ Rønhave.

Permeability in airfilled pores greater than $30 \mu\text{m}$, K_L , related to permeability in total pore system, calculated from measurements at 0 (a), 3 1/2 (b) and 7 1/4 (c) hours of initial water percolation, K_V . * Studsgård, □ Ødum, ◇ Rønhave.

er fundet sammenhængen

$$K_V = 0,094 \cdot K_L^{1,41}, \quad (11)$$

hvor K_V og K_L betegner vand- hhv. lufttransportbestemt permeabilitet. Modellen redegør for 82,8% af variationen og er fundet stærkt signifikant.

Kombineres ligning 9 og 11, fås et udtryk til beregning af mættet hydraulisk ledningsevne ud fra måling af luftpermeabilitet ved -100 hPa vandpotential:

$$k = 3,31 \cdot 10^{12} \cdot K_L^{1,41} \quad (k \text{ i mm/time; } K_L \text{ i m}^2). \quad (12)$$

Den stigende afvigelse fra 1:1-linien i rækkefølgen fig. 8a-b-c er udtryk for et fald i permeabiliteten under den vedvarende vandgennemstrømning i de i alt 7 ¾ timer, vandtransporten følges.

Især prøver med høje værdier for den initiale permeabilitet påvirkes, hvilket er udtryk for en relativt svagere strukturstabilitet i disse prøver.

Ledningsevne og halm

I tabel 2 er resultaterne fra laboratoriemålinger opdelt på forsøgsled med halmhåndtering. Det fremgår af kolonnen med LSD-værdier, at der på trods af det forholdsvis store måleprogram stort set ikke er konstateret sikre effekter af halmbehandlingerne.

Den eneste virkning, som fremtræder med normal statistisk sikkerhed, er en forøgelse af rumfang af porer mindre end 30 μm i lerjorden ved Rønhave, se tabellen. Effekten er i overensstemmelse med en mere detaljeret undersøgelse af halmens indflydelse på porestørrelsesfordelingen (12), hvor der i netop dette forsøg blev registreret

Tabel 2. Porøsitets- og permeabilitetsparametre i relation til halmhåndtering. K_L angiver permeabilitet for poresystemet over 30 μm , og k angiver mættet hydraulisk ledningsevne. Gennemsnit 1981-84.

Pore- and permeability characteristics in relation to straw disposal method. K_L denotes permeability in airfilled pore system at -100 hPa while k equals the saturated hydraulic conductivity. Average 1981-84.

Lokalitet <i>Location</i>	Parameter <i>Parameter</i>	Halm - Straw			LSD
		fjernet <i>removed</i>	afbrændt <i>burned</i>	nedmuldet <i>incorporated</i>	
Studsgård	Porer < 30 μm , vol. % <i>Pores < 30 μm, vol. %</i>	22,9	22,5	23,9	n.s.
	Porer > 30 μm , vol. % <i>Pores > 30 μm, vol. %</i>	22,0	22,8	22,9	n.s.
	Porer i alt, vol. % <i>Total pores, vol. %</i>	44,9	45,3	46,8	n.s.
	K_L , μm^2	6,3	8,1	8,1	n.s.
	k , mm/time <i>k, mm/hour</i>	69,8	92,4	108,4	n.s.
Ødum	Porer < 30 μm , vol. %	26,2	26,2	26,5	n.s.
	Porer > 30 μm , vol. %	20,7	20,0	19,7	n.s.
	Porer i alt, vol. %	46,9	46,2	46,2	n.s.
	K_L , μm^2	12,6	10,2	9,9	n.s.
	k , mm/time	98,0	61,8	68,5	n.s.
Rønhave	Porer < 30 μm , vol. %	25,6	25,6	26,5	0,7
	Porer > 30 μm , vol. %	13,1	12,5	12,9	n.s.
	Porer i alt, vol. %	38,7	38,1	39,4	n.s.
	K_L , μm^2	3,7	3,4	3,4	n.s.
	k , mm/time	16,2	14,0	15,4	n.s.

tendens til en effekt af halm på mængden af plantetilgængeligt vand. Generelt fandtes i ovennævnte undersøgelse på en række jordtyper, at afbrænding og nedmuldning af halm ikke påvirker mængden af plantetilgængeligt vand.

I den omtalte undersøgelse fandtes på de fleste jorde en tendens til en forøget porøsitet efter nedmuldning af halm. Denne effekt kommer til udtryk på sandjorden ved Studsgård, hvor forskellen på 1,9 vol.-%-enheder porøsitet, se tabel 2, er afdækket med svag signifikans ($P \sim 90\%$). Derimod er der fundet afvigende, dog små og ikke signifikante, udslag på de lerholdige jorde.

Permeabiliteten for poresystemet større end 30 μm , K_L , samt den hydrauliske ledningsevne, k , påvirkes heller ikke sikkert af halmhåndteringen, se tabellen. Det fremgår dog, at der netop ved Studsgård, hvor den halmforårsagede stigning i porøsiteten gav sig til kende, er en tendens til forøget hydraulisk ledningsevne efter nedmuldning af halm.

Markmålinger

Resultatet fra infiltrationsmålingerne i marken er sammenfattet i fig. 9 for alle 3 jorde. Bemærk den logaritmiske inddeling, som vidner om meget stor variation. De i alt 46 observationer er i figuren sammenstillet parvis som infiltrationskapacitet i jord uden og med halmnedmuldning i et givet år, på en given jordtype og i en specifik blok i marken. Endvidere er indlagt linien 1:1. Det fremgår, at der i 18 ud af de 23 tilfælde er registreret større infiltrationskapacitet, hvor halmen er nedmuldet, end hvor den er fjernet. Analyseres tal-materialet efter en forenklet statistisk model for hver jordtype, findes dog, at halmeffekten kun er signifikant ($P > 90\%$) ved Studsgård med gennemsnitligt 3,5 gange større infiltration efter nedmuldning end efter fjernelse af halm (geometriske gennemsnit). De tilsvarende (ikke signifikante) kvotienter ved Ødum og Rønhave er hhv. 1,1 og 2,0. Det her fundne er i overensstemmelse med laboratoriemålinger, jf. diskussionen i foregående afsnit.

Konklusion

Ved hjælp af såvel luft- som vandtransportmålinger på prøver af jord i naturlig lejring er det muligt at bestemme en medium-uafhængig permeabilitet, som er bestemt af poresystemets karakteristika og dermed et anvendeligt mål for jordstrukturen.

Permeabiliteten er stærkt afhængig af porestørrelse. Det større volumen af porer over 30 μm i sandjorde end i lerholdige jorde medfører derfor en højere permeabilitet i sandjorde end i lerjorde, idet permeabiliteten stiger eksponentielt med volumenandel grovporer. Stigningstakten er størst på lerjorde, hvilket hænger sammen med stor diameter af forekommende interaggregat-porer i jord med sekundær strukturdannelse. Derved bliver forskellen mellem jordtyper mindre, end der umiddelbart kunne forventes ud fra forskelle i volumenandel grovporer.

I jord med et stort grovporevolumen er permeabiliteten i de store porer alene af samme størrelsesorden som i hele poresystemet. Ved tættere prøver estimeres der en ringere mediumafhæn-

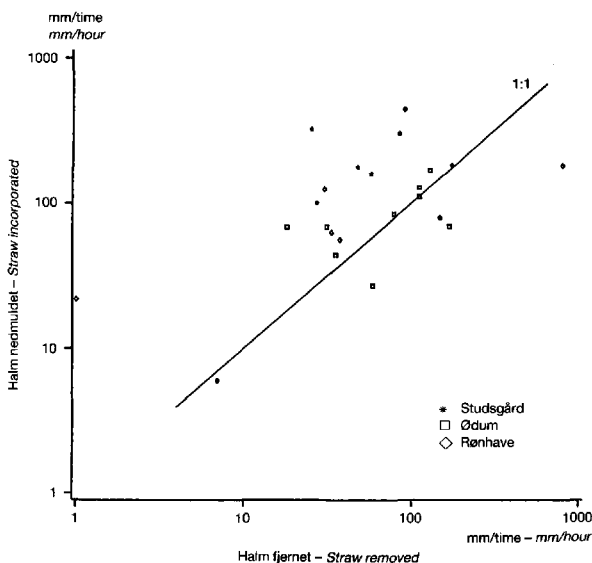


Fig. 9. Samhørende værdier for infiltrationskapacitet ved feltmålinger i jord uden og med halmnedmuldning. *Corresponding registrations of infiltration capacity in the field in soil with removal and with incorporation of straw.*

gig permeabilitet i hele poresystemet (vandtransportmålinger) end i det af vandfyldte porer afgrænsede luftfyldte grovporesystem (lufttransportmålinger). Fænomenet kan hidrøre fra markante forskelle i transportvejens stereometri under de 2 transportprocesser.

Uanset årsagssammenhænge kan det konkluderes, at permeabiliteten (K_v) for hele poresystemet og dermed den mættede hydrauliske ledningsevne kan beregnes fra lufttransportestimeret permeabilitet (K_L) i jord afdrænet til -100 hPa med den jordtypeuafhængige formel $K_v = 0,094 \cdot K_L^{1,41}$.

4 års prøveudtagninger og permeabilitetsmålinger på 3 jordtyper påviste en svag tendens til øget porøsitet og permeabilitet i jorden efter nedmuldning i forhold til fjernelse af halm på en grovsandet jord, mens forholdene var upåvirkede på en lerblandet sandjord og en sandblandet lerjord. Der fandtes ingen effekt af halmafbrænding på nogen af jordtyperne.

Ved infiltrationsmålinger i marken fandtes en tendens til bedret ledningsevne i jorden efter nedmuldning af halm, ligeledes mest tydelig på sandjorden.

Litteratur

1. *Andersson, S.* 1953. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord. II. Om markens permeabilitet. Grundförbättring 6, 28–45.

2. *Andersson, S.* 1969. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord. XIX. Teoretiska modellstudier av kapillära systems k-værdien som funktioner av porstorleksfördelning, bindningstryck och vattenhalt. Grundförbättring 22, 143–154.
3. *Anonym* 1976. Teknisk redegørelse. Den danske jordklassificering. Landbrugsministeriet, Sekretariat for Jordbundsclassificering.
4. *Carman, P. C.* 1956. Flow of gases through porous media. New York, Academic Press, Inc.
5. *Grover, B. L.* 1955. Simplified air permeameters for soil in place. Proc. Soil Sci. Soc. Am. 19, 414–418.
6. *Gullich, P. & Werner, D.* 1984. Korrelative Beziehungen zwischen Porosität und Durchlässigkeit in einem primärverdichteten und gelockerten Löß-Unterboden. Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenk. 28, 511–518.
7. *Janse, A. R. P. & Bolt, G. H.* 1960. The determination of the air-permeability of soils. Neth. J. Agric. Sci. 8, 124–131.
8. *Kozeny, J.* 1933. Über Bodendurchlässigkeit. Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk. A28, 54–66.
9. *Rasmussen, K. J.* 1976. Jordpakning ved færdsel om foråret. II. Jordfysiske målinger. Tidsskr. Planteavl 80, 835–856.
10. *Schjøning, P.* 1985. Udstyr til afdræning af jordprøver for jordfysiske analyser. Tidsskr. Planteavl 89, 30. Beretning nr. S 1762, 25 pp.
11. *Schjøning, P.* 1985. Porøsitetsforhold i landbrugsjord. I. Modeller og jordtypeforskelle. Tidsskr. Planteavl 89, 411–423.
12. *Schjøning, P.* 1985. Porøsitetsforhold i landbrugsjord. II. Effekt af halmnedmuldning og jordbearbejdning. Tidsskr. Planteavl 89, 425–433.
13. *Thente, B.* 1968. Luftpermeabilitetsmåtning som markfysikalisk undersøkningsmetode. Rapport nr. 9 fra Jordbearbetningsafdelningen, Sveriges Lantbruksuniversitet.

Manuskript modtaget den 21. maj 1986.