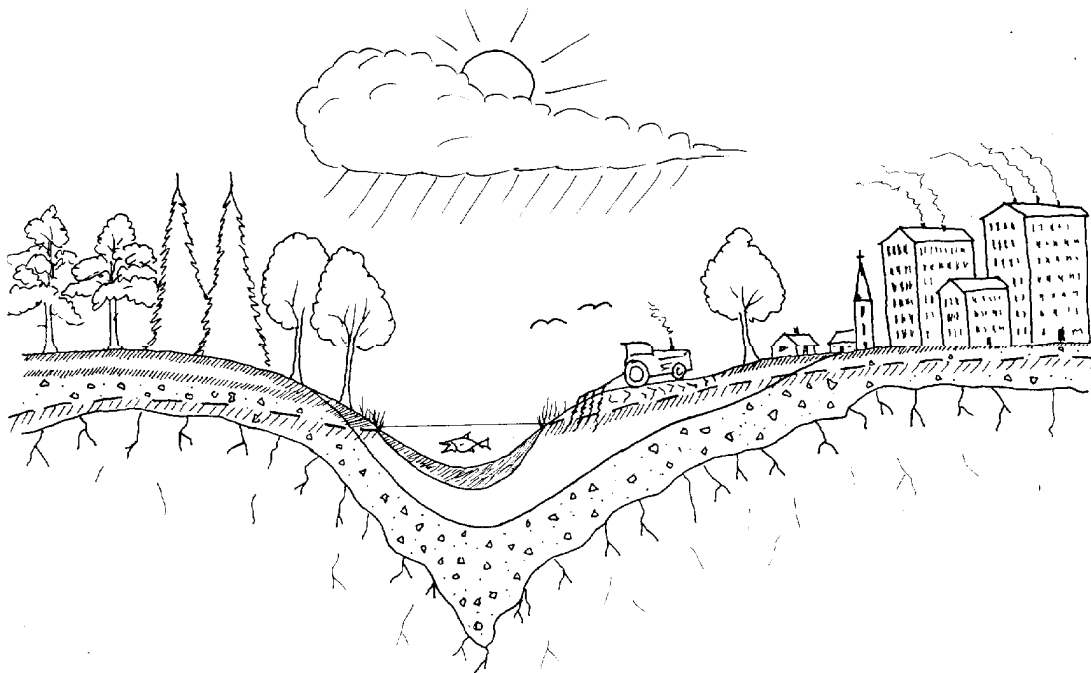




Institutionen för mark och miljö

# Kompendium i markvetenskap laborationer, övningar och komplementlitteratur

för kursen Markvetenskap och geoteknik



*Soil may not be  
beautiful but  
it does beautiful things*

Okänd tänkare

Kompendium i markvetenskap kursen Markvetenskap och geoteknik  
© 2011 Institutionen för mark och miljö, SLU  
Box 7014  
750 07 UPPSALA  
Tryck: SLU Service/Repro, Uppsala 2011



## Innehåll

Kompendiet innehåller övningar i både markfysik, markkemi och markbiologi samt komplementlitteratur. Markfysikövningarna kallas ”Mfö” plus ett nummer, markkemilaborationerna kallas ”Mkö” plus ett nummer; numreringen överensstämmer med den som förekommer i schemat över kursen. Markbiologiövningarna och komplementlitteraturen ligger sist i kompendiet med en egna innehållsförteckningar.

### Markfysikövningar

Mfö 1. Volymsrelationer i jord .....	5
Mfö 2. Vattenhaltsjämvikter och vattenrörelser i jord.....	9
Mfö 3. Konstruktion av bindingskaraktäristika .....	13
Mfö 4. Porstorleksanalys .....	21
Mfö 5. Konstruktion av tensions- och dräneringskurvor.....	23
Mfö 6. Bestämning av vattnets infiltrationshastighet och nedträngning i jord - Demonstrationslaborationen .....	33
Mfö 7. Räkneuppgifter: vattnets rörelse i mark.....	39
Appendix 1. Sammanställning av formler .....	45
Mkö 1. Laborariearbetet.....	49
Mkö 2. Redovisning av laborationer och räkneövningen på markkemin.....	53
Mkö 4. Preparering av generalprov .....	55
Mkö 5. Torrsubstansfaktor och halt av organiskt material (mullhalt).....	57
Mkö 6. Texturanalys (mekanisk analys) .....	62
Mkö 10. pH-bestämning .....	79
Mkö 11. Kalkbehov och titrerbar aciditet .....	81
Mkö 12. Bestämning av utbytbara katjoner .....	87
Appendix 2: Hur man använder begreppet mol laddningar.....	92

**Markbiologiövningar** (har egen sidnumrering och innehållsförteckning)...(40 sidor)

**Komplementlitteratur** (har egen sidnumrering och innehållsförteckning)...(39 sidor)



# Mfö 1. Volymsrelationer i jord

---

## Syfte

Avsikten med övningen är att bearbeta några grundläggande markfysikaliska begrepp och termer.

## Utrustning

160 g grus, kornstorlek 2-4 mm  
Sprutflaska med färgat vatten  
2 st mätglas (100 ml), varav det ena med gummipropp i botten  
Tratt

## Utförande

Häll allt grus i mätglaset med gummipropp i botten. Packa gruset genom att knacka lätt på mätglaset. Volymen ska bli exakt 100 ml.

Fyll det tomma mätglaset med 100 ml vatten från sprutflaskan.

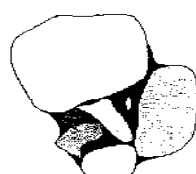
Fyll porerna i gruset med vatten från det vattenfyllda mätglaset. Håll mätglaset med grus något snett så att vattnet kan rinna längs ena sidan. På så sätt kan luften lättare drivas ut. När den fria vattenytan når delstrecket för 100 ml är alla porer i gruset vattenfyllda och inget mer vatten ska fyllas på. Notera hur mycket vatten som gick åt för att fylla porerna i gruset.

Försök att mycket försiktigt hålla av vatten ur mätglaset med grus genom att sakta luta glaset åt sidan. Studera vad som händer!

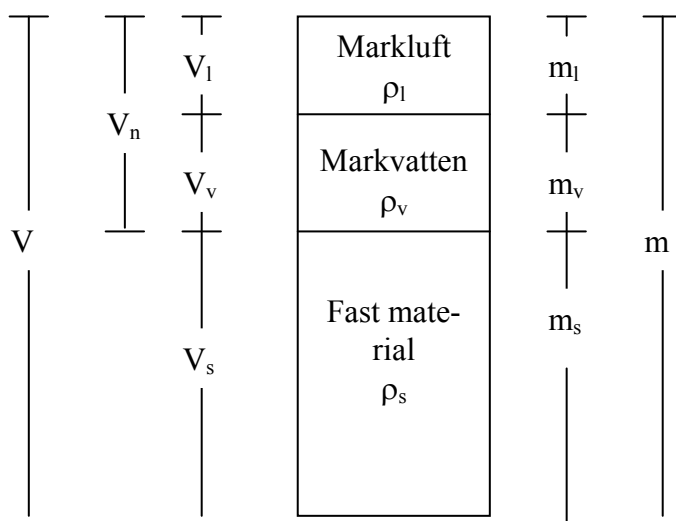
Sätt tratten på det vattenfyllda mätglaset och håll mätglaset med grus ovanför. Dra sedan ut gummiproppen ur det grusfyllda mätglaset. Det *dränerbara vattnet* rinner nu av och vattennivån stiger i det undre mätglaset. Det vatten som finns kvar i gruset är *kapillärt och adsorptivt bundet* i detta.

Läs av vattenmängden i det vattenfyllda mätglaset. Mät höjden på *kapillärvattenzonen* i det grusfyllda mätglaset, dvs höjden till vilken porerna i gruset förblir fyllda med vatten.

Blås i mätglaset med grus så att det *kapillärt bundna vattnet* drivs ut och rinner ner i det undre mätglaset. Avläs vattenmängden i det vattenfyllda mätglaset.



## Volym- och massrelationer i mark



$V$	skrymvolym, jordvolym, markvolym	$m_s$	massa torr jord
$V_n$	porvolym	$m_v$	massa vatten
$V_s$	kompaktvolym	$m_l$	massa luft
$V_v$	markvattenvolym	$\rho_l$	markluftens densitet
$V_l$	markluftvolym	$\rho_v$	markvattnets densitet
		$\rho_s$	kompaktdensitet

Kompaktdensitet  $\rho_s = m_s/V_s$   $\text{g/cm}^3$

Skrymdensitet  $\rho = m/V = (m_s+m_v)/V$   $\text{g/cm}^3$

Torr skrymdensitet  $\rho_b = m_s/V$   $\text{g/cm}^3$

Porositet  $n = (V_n/V)*100 = (1 - \rho_b/\rho_s)*100$  %

Materialitet  $ma = (V_s/V)*100 = (\rho_b/\rho_s)*100$  %

Vattenkvot, vikts-%  $w = (m_v/m_s)*100$

Vattenhalt volyms-%  $\theta = (V_v/V)*100 = w*\rho_b$

## Uppgifter

1. Beräkna: a) skrymvolym  $V$  b) porvolym  $V_n$  c) kompaktvolym  $V_s$
2. Beräkna: a) kompaktdensitet (korndensitet)  $\rho_s$  b) skrymdensitet  $\rho$  c) torr skrymdensitet (torrdensitet)  $\rho_b$
3. Beräkna porositeten i gruset.
4. Beräkna dels vattenkvoten,  $w$ , dels vattenhalten i volymsprocent,  $\theta$ , a) när gruset är vattenfyllt b) när det dränerbara vattnet har dränerats bort.
5. Ju finkornigare en jord är desto större är betydelsen av det adsorptivt bundna vattnet eftersom partikelytan per volymsenhet jord ökar. Beräkna mineralpartiklarnas totala yta i ett kilogram jord om alla partiklar antas vara sfäriska och ha diametern:
  - a)  $2 \cdot 10^{-3}$  m (minsta gruspartikeln)
  - b)  $2 \cdot 10^{-5}$  m (största mjälapartikeln)
  - c)  $2 \cdot 10^{-7}$  m (största finlerpartikeln)I samtliga fall är mineralmaterialets kompaktdensitet,  $\rho_s = 2,65 \text{ g/cm}^3$  ( $2,65 \text{ Mg/m}^3$ ). För en sfär gäller följande samband mellan arean  $A$  och radien  $r$  respektive volymen  $V$  och radien  $r$  :

$$A = 4 \pi r^2$$

$$V = (4\pi r^3)/3$$

6. Inom en yta som är avsedd att bli ett grönområde lägger man på ett 20 cm tjockt skikt med mullrik sand ovanpå den befintliga jorden.
  - a) Hur stor mängd jord ska läggas på per  $\text{m}^2$  om den torra skrymdensiteten  $\rho_b$  efter påläggning är  $1,10 \text{ ton/m}^3$  ?
  - b) Hur stor är porositeten  $n$  i den pålagda jorden, om dess kompaktdensitet  $\rho_s$  är  $2,50 \text{ ton/m}^3$  ?
7. Hur stor kan vattenkvoten  $w$  (vattenhalten uttryckt i viktprocent) maximalt bli i en jord med porositeten  $n = 60 \%$ 
  - a) om kompaktdensiteten  $\rho_s$  är  $2,60 \text{ g/cm}^3$  (mineraljord)?
  - b) om kompaktdensiteten  $\rho_s$  är  $1,30 \text{ g/cm}^3$  (ren mulljord)?
8. En blandning ska enligt vissa föreskrifter bestå av 95 viktsprocent mineraljord och 5 viktsprocent torv. Jordblandningens torra skrymdensitet,  $\rho_b$ , är  $1,5 \text{ g/cm}^3$  och torvens torra skrymdensitet,  $\rho_b$ , är  $0,3 \text{ g/cm}^3$ . Hur stor volym torv behöver du till en 20 cm djup växtbädd i en rabatt som är  $10 \text{ m}^2$  stor?

## Svar och lösningar: Volymsrelationer i Jord (2006 03 02 LP)

Utnyttja formler och beteckningar på sidan: ”Volyms- och massrelationer för mark”

- 1. Skrymvolym (= totalvolym):**  $100 \text{ ml} = 100 \text{ cm}^3$   
Porvolym: Den volym som kunde fyllas med vatten: ca. 40 ml (kan variera +/- 2 ml).  
Kompaktvolym (fasta materialets volym):  $100 - 40 = 60 \text{ ml}$  (ca.)
- 2. Kompaktdensitet:**  $m_s / V_s = 160 / 60 = 2,67 \text{ g/cm}^3$ . Massan fast material fanns angiven i handledningens början. Skrymdensitet:  $(m_s + m_v) / V$ . Ex. 1 vid vattenmättnad:  $(160 + 40) / 100 = 2,00 \text{ g/cm}^3$ . Ex. 2 efter dränering:  $(160 + 10) / 100 = 1,70 \text{ g/cm}^3$ . Torr skrymdensitet (skrymdensiteten när jorden är torr d.v.s.  $m_v = 0$ ):  $160 / 100 = 1,60 \text{ g/cm}^3$ .
- 3. Porvolym ( $V_n$ ) = markvattenvolym ( $V_v$ ) vid vattenmättnad.** Här är den  $40 \text{ cm}^3$ .  
Porositeten ( $n$ ) =  $(V_n / V) * 100 = (40 / 100) * 100 = 40 \text{ vol-}\%$ .
- 4. Vattenhalt vikt-% är ett äldre begrepp som inte är språkligt adekvat.** Trots det användes uttrycket flitigt. Vattenkvot är det rätta namnet eftersom man alltid räknar % av  $m_s$  d.v.s. massan torrt material. ( Vattenhalt vikt-%  $(m_v / (m_v + m_s)) * 100$  användes för växtmaterial och livsmedel men aldrig för jord).  
 $m_v$  i gram =  $V_v$  i  $\text{cm}^3$  eftersom vattens densitet är  $1 \text{ g/cm}^3$ .  
Vid vattenmättnad:  $w = (40 / 160) * 100 = 25 \text{ vikt-}\%$ ;  $\theta = (40 / 100) * 100 = 40 \text{ volym-}\%$   
Efter dränering:  $w = (10 / 160) * 100 = 6,25 \text{ vikt-}\%$ ;  $\theta = (10 / 100) * 100 = 10 \text{ volym-}\%$
- 5. Beräkna area och volym ( $V_s$ ) för en partikel.** Beräkna massan för en partikel med formeln för kompaktdensitet:  $m_s = \rho_s * V_s$ . Dela 1 kilogram med  $m_s$  för en partikel med resp. storlek så fås antalet partiklar. Multiplicera antalet partiklar med partikelarean så fås partiklarnas totala yta.
  - a.**  $A = 4 * \pi * (1 * 10^{-3})^2 = 1,26 * 10^{-5} \text{ m}^2$  ;  
 $V = (4 * \pi * (1 * 10^{-3})^3) / 3 = 4,19 * 10^{-9} \text{ m}^3 = 4,19 * 10^{-3} \text{ cm}^3$   
 $m_s = 2,65 * 4,19 * 10^{-3} = 1,11 * 10^{-2} \text{ g}$  ; Antal partiklar =  $1000 / 1,11 * 10^{-2} = 9,01 * 10^4 \text{ st.}$   
Total area =  $1,26 * 10^{-5} * 9,01 * 10^4 = 1,14 \text{ m}^2$
  - b.**  $A = 4 * \pi * (1 * 10^{-5})^2 = 1,26 * 10^{-9} \text{ m}^2$  ;  
 $V = (4 * \pi * (1 * 10^{-5})^3) / 3 = 4,19 * 10^{-15} \text{ m}^3 = 4,19 * 10^{-9} \text{ cm}^3$   
 $m_s = 2,65 * 4,19 * 10^{-9} = 1,11 * 10^{-8} \text{ g}$  ; Antal partiklar =  $1000 / 1,11 * 10^{-8} = 9,01 * 10^{10} \text{ st.}$   
Total area =  $1,26 * 10^{-9} * 9,01 * 10^{10} = 114 \text{ m}^2$
  - c.**  $A = 4 * \pi * (1 * 10^{-7})^2 = 1,26 * 10^{-13} \text{ m}^2$  ;  
 $V = (4 * \pi * (1 * 10^{-7})^3) / 3 = 4,19 * 10^{-21} \text{ m}^3 = 4,19 * 10^{-15} \text{ cm}^3$   
 $m_s = 2,65 * 4,19 * 10^{-15} = 1,11 * 10^{-14} \text{ g}$  ; Antal partiklar =  $1000 / 1,11 * 10^{-14} = 9,01 * 10^{16} \text{ st.}$   
Total area =  $1,26 * 10^{-13} * 9,01 * 10^{16} = 11400 \text{ m}^2$
- 6. a.**  $m_s = 0,22 \text{ ton}$   
**b.**  $n = 56\%$
- 7. a.**  $w = 57,7 \%$   
**b.**  $w = 115,4 \%$
- 8.**  $0,5 \text{ m}^3$

## Mfö 2. Vattenhaltsjämvikter och vattenrörelser i jord

---

### Syfte

Övningen ska åskådliggöra hur grundvattenytans läge påverkar vattnets rörelse och fördelning i markprofilen, samt visa hur olika vattenhaltsjämvikter ställer in sig i marken.

### Utrustning

Sandblock  
Plastbalja med vatten  
Stativ  
Sprutflaska med vatten

### Utförande och uppgifter

Sänk sakta ned sandblocket i vattenbadet. För att inte luft skall bli innesluten, börja med att sänka ned ena kortsidan. Sänk därefter successivt ned hela blocket så att alla porer blir vattenfyllda. Lyft sedan upp blocket och håll det horisontellt med den breda sidan uppåt. Studera vad som händer.

Montera blocket i stativet så att det ligger horisontellt. Rinner något vatten av? Förklara!

1. Besvara följande frågor:
  - a) På vilket djup ligger grundvattenytan?
  - b) Vilka är de krafter som håller kvar vattnet i blocket efter det att ett jämviktssläge har ställt in sig?
  - c) Hur stora porer kan hålla kvar sitt vatten vid blockets övre yta vid denna jämvikt?

Vrid blocket så att det hänger vertikalt. Vad händer till att börja med? Vad händer efter 5 minuter?

2. Besvara följande frågor när ett jämviktssläge har ställt in sig i blocket:
  - a) Hur stor är lägespotentialen vid 5 cm djup respektive 45 cm djup, om referensnivån ligger vid grundvattenytan?
  - b) Hur stor är tryckpotentialen i porerna uttryckt i m, dels på 5 cm djup och dels på 45 cm djup?
  - c) Hur stor är den totala potentialen vid 5 cm respektive 45 cm djup?
  - d) Hur stora porer förmår hålla kvar sitt vatten vid den övre ytan, dvs där tryckpotentialen är  $-0,5$  m?

Spruta vatten på 5, 15, 25, 35 och 45 cm djup under övre ytan när blocket fortfarande hänger vertikalt. Låt eventuellt överskottsvatten rinna av mellan varje sprutning. Vid

vilket djup går gränsen för att vattnet ska sugas in i porerna i blocket och inte rinna av?

3. Rita in gravitationspotentialen (=lägespotentialen) och tryckpotentialen i diagrammet nedan, där potentialen anges i J/kg, kPa, m.v.p. respektive m.

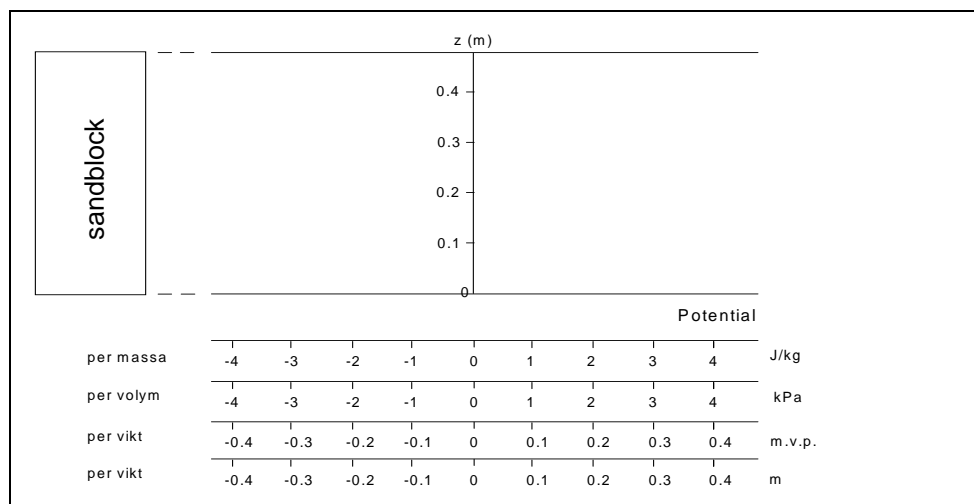
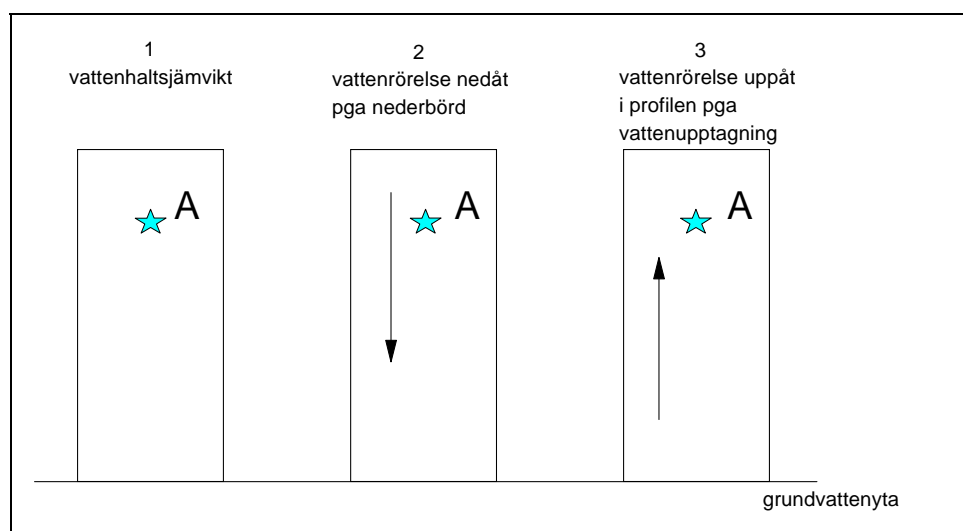


Diagram 1. Uttryck för läges- och tryckpotentialer i sandblocket.

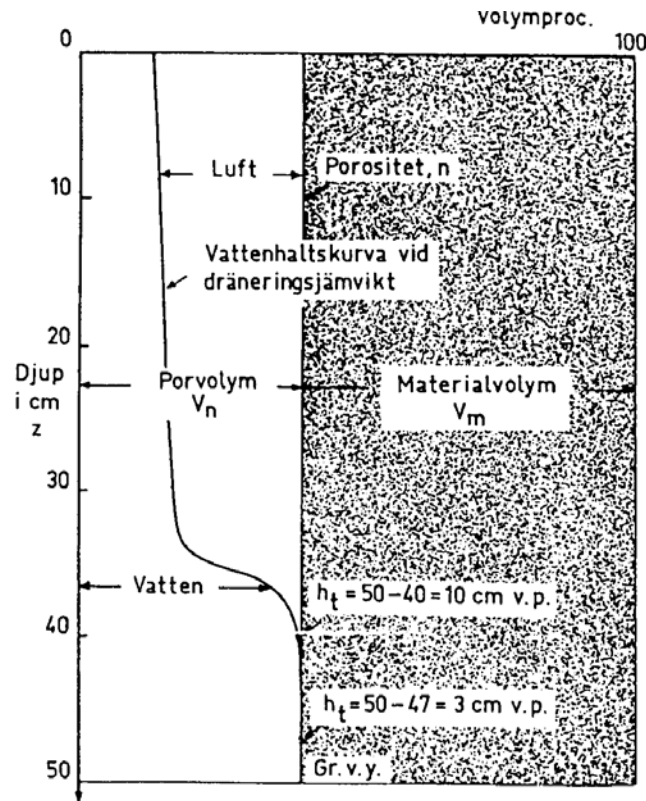
4. Nedan visas en homogen markprofil, dels vid dräneringsjämvikt (1), dels vid vattentransport uppåt (3) och nedåt (2) i profilen. Grundvattenytan är vald som referensnivå. Det innebär att tryckpotentialen och lägespotentialen vid grundvattenytan är noll och därmed är även totalpotential vid grundvattenytan noll. Punkten A ligger 0,5 m ovanför grundvattenytan.
- Ange tryck-, läges- och totalpotential vid punkten A då jämvikt råder (1).
  - Hur skiljer sig tryck-, läges- och totalpotential då vattenrörelse sker nedåt (2) respektive uppåt (3), i jämförelse med jämviktstillståndet (1)?



Figur 1. Vattentransport i markprofil.



5. Sandblocket väger i torrt tillstånd 1955 g och i vattenmättat tillstånd 2555 g. Volymen på blocket är 1500 cm<sup>3</sup>. Beräkna sandblockets porositet.
6. Studera figur 2 och svara på följande frågor.
- Mellan vilka tryckpotentialer avgår största mängden vatten?
  - Vilka porstorlekar dominerar alltså i sandblocket?



Figur 2. Volymdiagram med porositets- och dräneringskurva för sandblocket

Mellan den kapillära stighöjden  $h_t$  och motsvarande ekvivalensporrdiameter  $d_v$  råder följande samband:

$$h_t(m) = \frac{3 \cdot 10^{-5}}{d_v(m)}$$

7. Antag att grundvattenytan är på 1 m djup i en markprofil. Vilka är de porstorlekar som genom dränering kan hållas luftförande i 0-10 cm skiktet av matjorden?

## Svar och lösningar: Vattenhaltsjämvikter och vattenrörelser i Jord (2006 03 02 LP)

**1a.** Grundvattenytan ligger i nivå med den yta som för tillfället befinner sig neråt. Det är den enda nivå där vattnet i porerna har atmosfärstryck. Egentligen är det en imaginär grundvattenyta eftersom det inte finns vatten under denna nivå, men tryckvillkoret är uppfyllt.

**1b.** Ytspänningskrafter i porerna. De är mer eller mindre riktade uppåt. Per ytenhet kan de beskrivas med undertryck eller tryckpotentialer, som är negativa på alla höjder över en grundvattenyta eller annan fri vattenyta.

**1c.** Blockets övre yta befinner sig 10 cm högre än grundvattenytan, när blocket befinner sig i detta läge.  $h_t = 10$  cm vattenpelare (cm v.p.). Största pordiameter som förmår hålla vatten vid blockets övre yta fås ur:  $d_v = 3 \cdot 10^{-5} / h_t$  ( $d_v$  och  $h_t$  måste vara i meter).  
 $d_v = 3 \cdot 10^{-5} / 0,1 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ m} = 0,3 \text{ mm}$ .

**2a.** Med djup menas vanligen djup under markytan. Tryckpotentialen räknas alltid från grundvattenytan. Lägespotentialen från en vald referenshöjd. Det underlättar i de flesta fall om man väljer grundvattenytan som referensnivå för lägespotentialen.

Lägespotential ( $z$ ): 5 cm under markytan motsvarar 45 cm över gr.v.y och 45 cm under markytan motsvarar 5cm över gr.v.y. Alternativt 0,45 resp 0,05 m.

**2b.** Tryckpotentialen ( $\psi$ ) är alltid negativ på höjder över gr.v.y. På 5 cm djup är den -0,45 m och på 45 cm djup är den -0,05 m.

**2c.** Totala potentialen ( $\Phi$ ) =  $\psi + z$ .  $\Phi = -0,45 + 0,45 = 0$  m på 5 cm djup.  $\Phi = -0,05 + 0,05 = 0$  m på 45 cm djup. Differenser i totalpotential mellan två punkter utgör drivkrafter för vattenrörelse. När differensen är 0 som här råder jämvikt d.v.s. vattnet står stilla.

**3.** Båda kurvorna är raka linjer som skär diagrammets origo (vid gr.v.y. är  $z = 0$  och  $\psi = 0$ ).

Lägespotentialen ( $z$ ) har värdet + 0,5 m vid blockets övre yta och tryckpotentialen ( $\psi$ ) är -0,5m på denna nivå.

m.vp. och m är de viktigaste enheterna. Det är oftast svårt att bestämma massan vatten eller volymen vatten i en omättad jord för att kunna utnyttja J/kg.

**4.** I alla tre situationerna är  $z = +0,5$  m i punkten A,  $z = 0$  vid gr.v.y,  $\psi = 0$  vid gr.v.y. och därmed  $\Phi = 0$  vid gr.v.y.

**a.**  $\psi = -0,5$  m,  $z = +0,5$  m och  $\Phi = \psi + z = 0$ . Vid jämvikt måste  $\Delta\Phi$  (skillnaden i totalpotential mellan två punkter, i detta fall mellan punkten A och grundvattenytan) vara = 0.

**b.** Alla potentialerna = 0 vid gr.v.y. Vid punkten A är  $z = +0,5$  m eftersom dess höjdläge inte ändras.

$\Phi_A > \Phi_{\text{gr.v.y}}$  och  $\psi_A > -0,5$  m då vattnet rör sig neråt.

$\Phi_A < \Phi_{\text{gr.v.y}}$  och  $\psi_A < -0,5$  m då vattnet rör sig uppåt.

**5.**  $m_v = 2555 - 1955 = 600$  g;  $V_v = V_n = 600 \text{ cm}^3$ ; Porositeten ( $n$ ) =  $(V_n / V) \cdot 100 = (600/1500) \cdot 100 = 40 \%$

**6a.** Största mängden vatten avgår på den höjd över gr.v.y. där vattenhalten minskar kraftigt vid en liten höjddökning. Enligt figuren sker detta 10 - 15 cm över gr.v.y.  $\psi$  är då -0,10 resp. - 0,15 m.

**b.** Använd formeln  $d_v = 3 \cdot 10^{-5} / h_t$ . De flesta porerna finns alltså mellan 0,3 och 0,2 mm diameter.

**7.** Man räknar ofta med medelvärden för 10 cm tjocka skikt inom markfysiken. Tjockare skikt än så ger otillräcklig upplysning och kan till och med vara direkt missvisande. Skiktet 0 - 10 cm ligger då i medeltal 0,95 m över gr.v.y.  $d_v = 3 \cdot 10^{-5} / h_t$  ger  $3,2 \cdot 10^{-5} \text{ m} = 0,032 \text{ mm}$ . Luftförande porer måste då vara  $> 0,032 \text{ mm}$ . (Vid ytan är porer  $> 0,03 \text{ mm}$  luftförande. På 10 cm djup är porer  $> 0,033 \text{ mm}$  luftförande.)

## Mfö 3. Konstruktion av bindningskaraktäristika

### Teori

#### DefinITION

Bindningskaraktäristikan eller bindningskurvan för ett jordprov visar sambandet mellan bindningstrycket (undertrycket i förhållande till atmosfärstrycket)  $h_t$  och vattenhalten  $\theta$  i jordprovet vid jämvikt. Kurvan ger oss en beskrivning av jordprovets vattenhållande egenskaper och porstorleksfördelning och ritas i ett speciellt diagram, kallat bindnings- eller pF-diagram (Figur 1).

#### Bindningsdiagrammet

Bindningsdiagrammets horisontella axel visar vattenhalten  $\theta$  i volymprocent. Den vertikala axeln är logaritmisk och visar bindningstrycket (undertrycket i förhållande till atmosfärstrycket)  $h_t$  (indexet t syftar här på tension, spänning) i meter vattenpelare (m vp), pF och ekvivalentpordiametern  $d_v$  i  $\mu\text{m}$ .

Med ekvivalentpordiameter menas, diametern hos en tänkt cirkulärt begränsad por eller poröppning som kapillärt just förmår uppta det angivna kapillära bindningstrycket  $h_t$ . Skalan för porstorleken  $d_v$  grundar sig på sambandet  $h_t = 3 \cdot 10^{-5} / d_v$  ( $h_t$  och  $d_v$  uttryckta i m vp resp. m) (se vidare i Mfö 4). pF-skalan spelar stor roll i internationell litteratur. Anges bindningstrycket  $h_t$  i cm vp gäller sambandet  $pF = \log h_t$ .

#### Att rita bindningskaraktäristikan

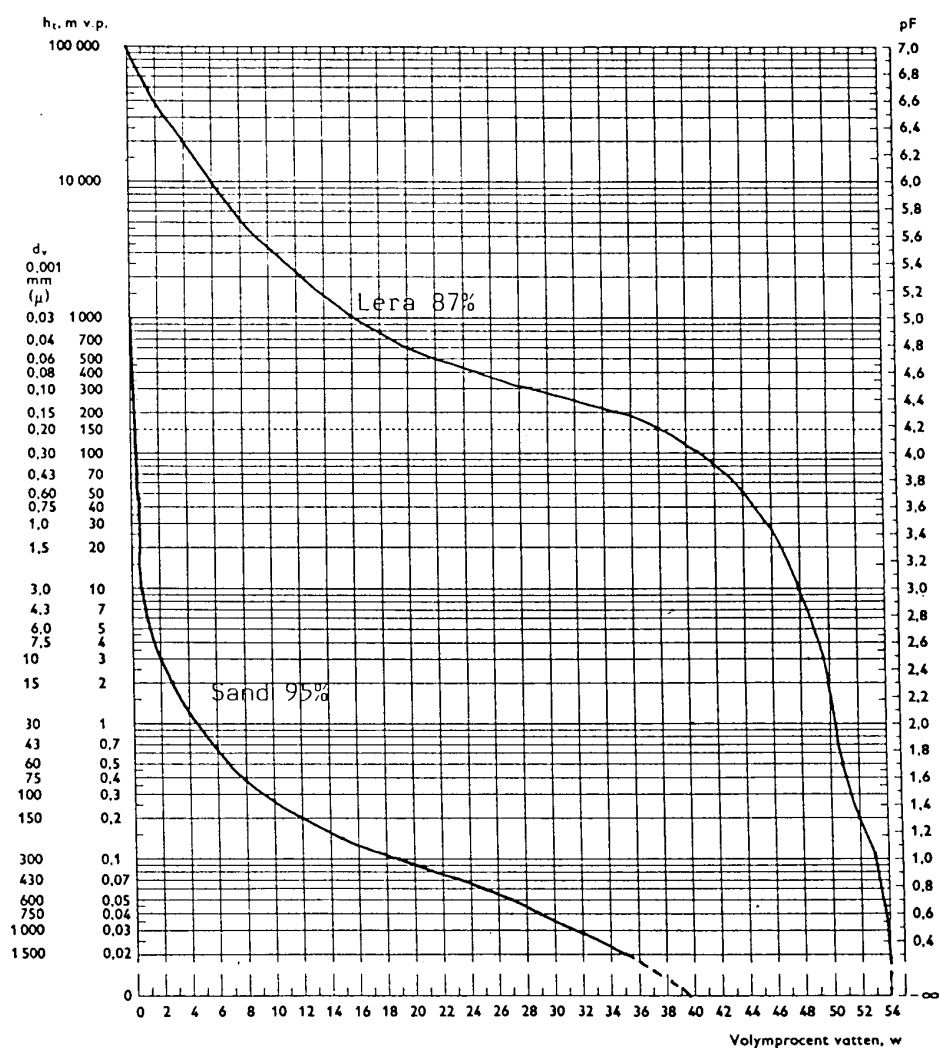
Genom att bestämma ett antal sammanhörande värden på vattenhalten  $\theta$  och bindningstrycket  $h_t$  kan vi erhålla en bindningskaraktäristika för det givna jordprovet (jfr. utdelad labdata). Värdena på  $\theta$  och  $h_t$  får vi när jordprovet stegvis utsätts för allt större undertryck i förhållande till atmosfärstrycket och jämvikt får inställa sig i provet. Provet vägs och vattenhalten bestäms efter varje steg. Vattenhalten bestäms i vikt-%  $w$  och räknas sedan om till volym-%  $\theta$  (se Uppgift 5). De värden som erhålls på  $\theta$  och  $h_t$  prickas in i bindningsdiagrammet och sammanbinds till en s.k. bindningskurva eller bindningskaraktäristika. Vi tittar nu på bindningskurvan nerifrån,  $h_t = 0$  och upp,  $h_t = 100\,000$  m vp (Fig. 1).

#### Porositeten

Vattenhalten ( $\theta$ ) när alla porer är vattenfyllda (jordens maximala vattenkapacitet) motsvarar jordprovets porositet  $n$  (bestämning av porositeten beskrivs i Appendix, sid 21). I bindningskurvan förutsätts att vattnet vid detta tillstånd varken står under övertryck eller undertryck i förhållande till atmosfärstrycket, alltså att  $h_t = 0$ . Genom att bestämma  $n$  får vi den första punkten på bindningskurvan. De logaritmiska y-axlarna i Fig. 1 ( $h_t$  och pF) har ju egentligen ingen noll-punkt, men av konvention läggs en x-axel ( $\theta$ ) längst ner för att få med jordens maximala vattenkapacitet. Har vi ett jordprov med porositeten 50 % kommer detta vid full vattenmättnad dvs då  $h_t = 0$  att innehålla 50 volym-% vatten ( $\theta = 50$  volym-%).

### Bindningsområdet 0 - 6 m vp

Inom detta bindningsområde bestäms sambandet mellan  $h_t$  och  $\theta$  med tryckkammare. Bestämningen utförs på ostörda jordprover, dvs prov med naturlig struktur, som ställs på porösa plattor för att erhålla respektive jämvikt. Undertryck i förhållande till atmosfärstrycket åstadkoms med hjälp av en inställbar vattenyta (hängande vattenpelare) eller med pump.



Figur 1. Bindningskurvor för sand (95 %) och lera (87 %). Observera att symbolen för x-axeln ska vara  $\theta$  (volymprocent vatten) enligt de beteckningar vi använder i detta kompendium.

### Bindningsområdet 6 - 150 m vp

Bestämningen sker här med s.k. övertryckkammare och utförs som regel på störda dvs malda jordprover. Ett övertryck i förhållande till atmosfärstrycket tillförs på provets ovansida och trycker ut vatten till önskad jämvikt.

## Vissningsgränsen

Vissningsgränsen utgör gränsen mellan växttillgängligt och icke växttillgängligt vatten i jorden. Teoretiskt ligger denna gräns vid bindningstrycket,  $h_t = 150$  m vp eftersom detta  $h_t$  -värde normalt motsvarar det maximala undertryck i förhållande till atmosfärstrycket som växtrötterna kan utveckla. I praktiken ligger vissningsgränsen i en jord ofta vid en högre vattenhalt än den som motsvaras av  $h_t = 150$  m vp. Detta kan bero på att växterna inte kommer åt allt vatten p.g.a. en rotspärr betingad av låga pH-värden, hög saltkoncentration, täta lager mm, eller p.g.a. att växterna har dålig total rotgenomvävnad etc.

Den texturella eller fysikaliskt bestämda vissningsgränsen  $\theta_{t,150}$  (som samtidigt är en punkt på bindningskurvan) bestäms med övertryckkamarteknik. Den vissningsgräns som också beror på andra faktorer än texturen, kallad den odlade vissningsgränsen eller den biologiskt bestämda vissningsgränsen  $\theta_v$ , bestäms av odling i jordprover. Exempel på metoder för bestämning genom odling av vissningsgränsen är vete- och solrosmetoderna. En metod att indirekt bestämma vissningsgränsen från kornstorleksfördelningen beskrivs i Appendix, sid 21.

## Bindningsområdet över 150 m vp

Över ett jordprov som inte är vattenmättat, råder ett lägre ångtryck än över en fri vattenyta vid samma temperatur. Eftersom  $\varphi/100 = p/p_0$ , där  $\varphi$  = relativa fuktigheten i %,  $p_0$  = vattenångans tryck över en fri vattenyta och  $p$  = vattenångans tryck i rummet över jordprovet, blir relativa fuktigheten över provet lägre än över en fri vattenyta med samma temperatur som provet. Bestämningar inom bindningsområdet över 150 m vp grundar sig på det samband som råder mellan vattenhalten i jordprovet och den relativa fuktigheten i rummet över provet. Mellan bindningstrycket  $h_t$  m vp och den relativa luftfuktigheten gäller vid 20° C:

$$h_t \text{ (m vp)} = 3,17 * 10^4 \log (100/\varphi)$$

Bestämningen sker med s.k. fuktkamarteknik. Sådana bestämningar görs inte rutinemässigt.

## Gruppuppgifter rörande kursjordarna

I labdata om de olika kursjordarna som delats ut under övningen finns en sammanställning över sambandet mellan vattenhalt  $\theta$  och det kapillära bindningstrycket  $h_t$ . I tabellen finns också data om porositeten  $n$  och vissningsgränsen, ofta både den fysikaliska  $\theta_{t,150}$  och odlade  $\theta_v$ .  $\theta_{t,150}$  är det värde på vissningsgränsen som brukar anges som en punkt på bindningskurvan. Bestämningarna har gjorts på jordprover från ett antal horisonter.

1. Använd värdena i tabellen över sambandet mellan vattenhalten  $\theta$  och bindningstrycket  $h_t$ . Gör inom gruppen en bindningskaraktäristika för varje nivå i jorden. Dela lämpligen upp nivåerna så att varje person gör 2-3 bindningskurvor. Kurvorna ritas på bindningsdiagram som delas ut under övningen. OBS! Spara samtliga bindningsdiagram, de behövs i kommande övningar.

2. Välj inom gruppen ut minst tre för jorden intressanta bindningskaraktäristikor. Motivera valet. Ange eller beskriv för de utvalda bindningskaraktäristikorna:
  - a) Porositeten  $n$
  - b) Vattenhalten vid den fysikaliska vissningsgränsen  $\theta_{t,150}$ . Jämför värdena på  $\theta_{t,150}$  och den biologiska vissningsgränsen  $\theta_v$  (om det finns data på båda). Är det någon skillnad? Försök förklara varför.
  - c) Kurvornas form. Försök att förklara formen med utgångspunkt från jordens textur, struktur och därav dess porstorleksfördelning (se också uppgifter i Mfö 4).
3. Förbered en kort presentation (5 min.) av de tre utvalda bindningskurvorna. Utgå från svaren i uppgift 2.

### Övriga uppgifter (räkneexempel)

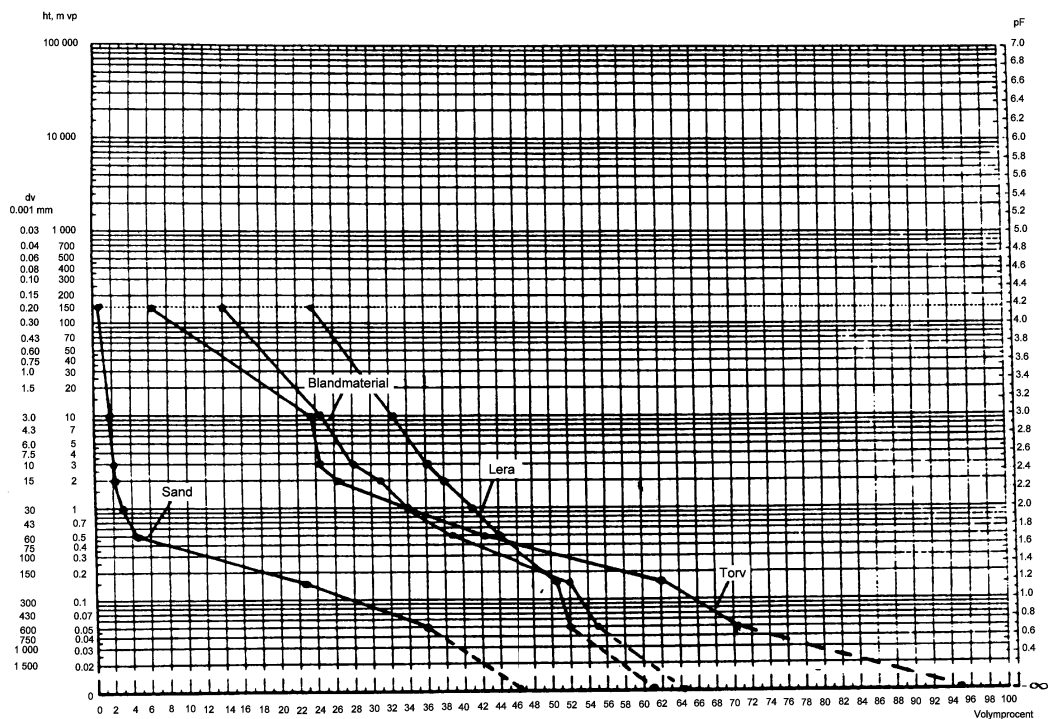
4. Porositeten  $n$  beräknas utifrån kända värden på jordens kompaktdensitet  $\rho_s$  och torra skrymdensiteten  $\rho_b$ . Se appendix! Visa med hjälp av volyms- och massrelationer hur man kommer fram till detta samband. Beräkna porositeten  $n$  för  $\rho_s = 2,75 \text{ g/cm}^3$  och  $\rho_b = 1,43 \text{ g/cm}^3$ .
5. Vid bestämning av vattenhalten  $\theta$  vid olika undertryck i förhållande till atmosfärstrycket  $h_t$  åstadkomna med hjälp av tryckkammartekniken, får vi vid vägning av provet veta vattenkvoten i viktprocent  $w$ . Vattenkvoten i viktprocent  $w$  räknas sedan om till volymprocent  $\theta$  med hjälp av sambandet  $\theta = \rho_b * w$  där  $\rho_b$  är den torra skrymdensiteten. Visa hur man kommer fram till detta samband.
 

Skatta, om viktprocenten vatten  $w$  i båda fallen är 10 %, volymprocenten vatten  $\theta$  i

  - a) en lera med  $\rho_s = 2,7 \text{ g/cm}^3$ ,  $n = 50 \%$  och
  - b) en torvjord med  $\rho_s = 1,6 \text{ g/cm}^3$ ,  $n = 90 \%$ .
6. De standardcylindrar som används för provtagning i fält har en inre diameter av 72 mm och en höjd av 100 mm. Vid en provtagning användes en cylinder med taravikten (vikten på cylinder utan jord) 383 g. Fylld med naturfuktig jord vägde cylindern 1055 g, efter laboratorieproceduren att först vattnenmättas och sedan varit utsatt för ett undertryck på 0,05 m vp vägde den 1102 g, och efter torkning vid 105°C 925 g.
  - a) Beräkna porositeten  $n$ , torra skrymdensiteten  $\rho_b$  och skrymdensiteten  $\rho$  i naturfuktig jord. Kompaktdensiteten  $\rho_s$  i jordprovet är  $2,65 \text{ g/cm}^3$ .
  - b) Beräkna vattenhalten i naturfuktig jord och vattenhalten efter att provet varit utsatt för ett undertryck på 0,05 m vp. Ange vattenhalten i volymprocent.
7. Hur stor kan vattenkvoten uttryckt i viktprocent  $w$  maximalt bli i en jord med porositeten  $n = 60\%$ 
  - a) om kompaktdensiteten är  $2,60 \text{ g/cm}^3$  (mineraljord)
  - b) om kompaktdensiteten är  $1,30 \text{ g/cm}^3$  (ren mulljord)
8. 1,00 g torv kan i fullständig vattenmättat tillstånd hålla 15 g vatten och får då volymen  $15,667 \text{ cm}^3$ . Porositeten  $n = 96 \%$ . I fullständigt vattenmättad jord är vattenhal-

ten i volymprocent  $\theta$  lika stor som porositeten  $n$ . Beräkna vattenkvoten i viktprocent  $w$ .

9. Kornstorleksfördelningen i en markprofil definieras enligt följande: Glödförlust 3%, Sa 1%, Gmo 3%, Fmo 5%, GMj 17%, FMj 38% och L 33%. Den torra skrymdensiteten  $\rho_b$  är  $1,52 \text{ g/cm}^3$ . Beräkna vattenhalten vid vissningsgränsen. Ange vattenhalten i både vikt- och volymprocent (ledning: se Appendix under Indirekta metoder för bestämning av vissningsgränsen).
10. Vid blandning av sand, lera och torv har man funnit att slutblandningens kompaktvolymer är lika med de ingående delarnas sammanlagda kompaktvolymer. Beräkna blandningens kompaktdensitet  $\rho_s$  när 50 g sand, 25 g ler och 25 g torv blandas. Kompaktdensiteten  $\rho_s$  är för sand =  $2,68 \text{ g/cm}^3$ , för ler =  $2,75 \text{ g/cm}^3$  och för torv  $1,60 \text{ g/cm}^3$ .
11. a) Vilken mullhalt får en jord som består av lika volymdelar sand och torv? Torra skrymdensiteten  $\rho_b$  för sand är  $1,364 \text{ g/cm}^3$  och för torv  $0,136 \text{ g/cm}^3$ .  
b) Hur förändras mullhalten om mängden torv halveras?
12. Man blandar sand, lera och torv i volymproportionerna 25% sand, 50% ler och 25% torv. De rena materialens vattenhållande förmåga  $d_v$  s sammanhörande värden på vattenhalten  $\theta$  och det kapillära bindstrycket  $h_t$  i m vp, är kända och kan avläsas i fig. 3. Man antar att blandningens vattenhållande förmåga är additivt sammansatt av de rena materialens. Beräkna blandningens vattenhalt i volymprocent vid  $h_t = 1,0 \text{ m vp}$  och jämför det med vattenhalten för det färdiga blandmaterialet och förklara skillnader.



Figur 3. Bindningsdiagram för sand, lera torv och blandmaterial i uppgift 12.

### Svar på Övriga uppgifter (räkneexempel) Mfö 3

4.  $n = 48,0 \text{ vol.-%}$
5. Ler:  $\theta = 13,5 \text{ vol.-%}$   
Torv:  $\theta = 1,6 \text{ vol.-%}$
6. a)  $n = 49,7 \text{ vol.-%}$   
 $\rho_b = 1,33 \text{ g/cm}^3$   
 $\rho = 1,65 \text{ g/cm}^3$   
  
b)  $\theta = 31,9 \text{ vol.-%}$   
 $\theta = 43,5 \text{ vol.-%}$
7. a)  $w = 57,7 \text{ vikt.-%}$   
b)  $w = 115,4 \text{ vikt.-%}$
8.  $w = 1504,0 \text{ alt. } 1500,0 \text{ vikt.-%}$
9.  $w = 15,3 \text{ vikt.-%}$   
 $\theta = 23,3 \text{ vol.-%}$
10.  $\rho_s \text{ för blandmaterialet} = 2,31 \text{ g/cm}^3$
11. a) Mullhalten =  $9,1 \text{ vikt.-%}$   
b) Mullhalten =  $4,8 \text{ vikt.-%}$
12.  $\theta = 29,8 \text{ vol.-%}$



## Appendix

### **Bestämning av porositeten**

Markens porvolym  $V_n$  uttryckt i procent av markens totala volym  $V$  kallas markens porositet  $n$ .

$$n = (V_n/V) * 100$$

Porositeten i ett jordprov beräknas utifrån kända värden på provets kompaktdensitet  $\rho_s$  och torra skrymdensiteten  $\rho_b$ . Jämför med de labdata som delats ut.

$$n = (1 - (\rho_b/\rho_s)) * 100$$

### **Jordens kompaktdensitet $\rho_s$**

Kompaktdensiteten  $\rho_s$  dvs. den genomsnittliga densiteten hos det fasta materialet, anger förhållandet mellan den fasta fasens (jordpartiklarnas) massa  $m_s$  och dess volym  $V_s$ .

$$\rho_s = m_s/V_s$$

Värdet på kompaktdensiteten  $\rho_s$  för en mineraljord (utan större mängd ler) är omkring 2,7 g/cm<sup>3</sup>. För en organogen jord är kompaktdensiteten  $\rho_s$  betydligt lägre och varierar ofta mellan 1,2 - 1,7 g/cm<sup>3</sup>.

### **Jordens torra skrymdensitet $\rho_b$**

Jordmaterialets torra skrymdensitet anger förhållandet mellan den fasta fasens massa  $m_s$  och jordens totala volym  $V$ .

$$\rho_b = m_s/V$$

Uttagna cylinderprov torkas vid 105°C och vägs varefter  $m_s$  erhålls. Med cylinderdata beräknas cylinderns volym  $V$ .  $\rho_b$  beräknas enligt  $\rho_b = m_s/V$ .

Den torra skrymdensiteten visar till skillnad från kompaktdensiteten större variation mellan olika jordar. Torra skrymdensiteten  $\rho_b$  är för följande jordar:

Organogena jordar	0,2 - 1,3 g/cm <sup>3</sup>
Lerjordar	1,1 - 1,7 g/cm <sup>3</sup>
Sandjordar	1,3 - 1,7 g/cm <sup>3</sup>
Mojordar	1,5 - 2,0 g/cm <sup>3</sup>

### **Indirekta metoder för bestämning av vissningsgränsen**

Här nämns endast en indirekt metod, där sambandet mellan vissningsgräns och kornstorleksfördelning (textur) utnyttjas. Man har empiriskt funnit att vattenhalten vid vissningsgränsen för många jordar i Sverige kan beräknas enligt sambandet:

$$w_{t,150} \pm 2,5 = 0,32 L + 0,10 FMj + 0,02 \text{ Rest.}$$

Mängderna ler (L), finmjäla (FMj) och resterande korngrupper (Rest.) anges i vikt-%. Formeln gäller inte för matjordsprover där glödgningsförlusten är hög. Om glödgningsförlust finns i alvprovet fördelas den proportionellt på de olika kornstorleksfraktionerna innan vattenhalten vid vissningsgränsen bestäms.

*Vem vördar daggmasken,  
odlaren djupt under gräset i jordens mull.  
Han håller jorden i förvandling.  
Han arbetar helt fylld av mull, stum av mull och blind.  
Han är den undre, den nedre bonden  
Där åkrarna klädas till skörd.  
Vem vördar honom, den djupe, den lugne odlaren,  
den evige grå lille bonden i jordens mull.*

/Harry Martinsson

## Mfö 4. Porstorleksanalys

---

### Teori

På samma sätt som markens mineralpartiklar graderas i olika kornstorlekar kan också dess porsystem delas in i olika stora porer (jfr Atterbergs korngruppskala). Upplýsingar om porernas storleksfördelning får vi genom att utgå från bindningskaraktistikan / -kurvan dvs. från sambandet mellan bindningstrycket  $h_t$  och vattenhalten  $\theta$ .

Vid bestämning av porstorlekarna ur ett bindningsdiagram utnyttjar vi lagarna för kapillaritet och formeln för kapillär stigning i ett kapillärrör;  $h_t = 3 \cdot 10^{-5} / d_v$ .

Enligt ekvationen svarar mot varje givet bindningstryck (undertryck i förhållande till atmosfärstrycket)  $h_t$  en bestämd ekvivalentpordiameter  $d_v$ . Den mängd vatten som finns i jordprovet då jämvikt råder med ett visst åstadkommet undertryck  $h_t$  kan alltså sägas vara bundet av kapillära menisker i porer vilkas diameter är  $\leq d_v$ . Vid jämvikt är alltså det kapillära bindningstrycket i porerna lika med det pålagda undertrycket. Vattenhalten i volymprocent  $\theta$  vid ett visst åstadkommet undertryck  $h_t$  motsvarar alltså volymandelen av de porer som är mindre eller lika med motsvarande ekvivalentpordiameter  $d_v$ .

Genom att använda formeln  $h_t = 3 \cdot 10^{-5} / d_v$  för jord tillskrivs hela det aktuella bindningstrycket kapillärt spända menisker. I mycket finkorniga jordar kommer detta att leda till en allt större approximation ju större det aktuella bindningstrycket är. Generellt kan dock lagarna för kapillaritet anses gälla ned till porstorlekar om  $10^{-8}$  m dvs, ett  $h_t$  -värde på 3000 m vp.

### Uppgifter rörande kursjordarna

1. Tolka porstorleksfördelningen i de utvalda bindningskaraktistikorna i Mfö 3: Vilken storleksfördelning har porerna? Är porerna huvudsakligen texturella eller strukturella? Finns det en stor eller liten andel stora porer (makroporer kan definieras som porer  $> 30 \mu\text{m}$ ). Motivera detta med utgångspunkt från bindningskaraktistikan, kornstorleksanalysen i utdelade data och utseendet/strukturen i markprofilen (se ”profillådan”).
2. Är porstorleksfördelningen i ditt jordprov gynnsam med tanke på rotutveckling, vatten- och lufthushållning (se tabell nedan och tensions-/porstorlekskurvorna som görs i Mfö 5)? Hur skulle porstorleksfördelningen och den totala porvolymen förändras vid eventuell packning?

Rotdiametern hos några vanliga nyttoväxter är ungefär följande:

gräs/spannmål	70-410 $\mu\text{m}$
raps	130-400 $\mu\text{m}$
klöver	250-440 $\mu\text{m}$
ärter	510-715 $\mu\text{m}$

rothårens diameter är ca. 10-15  $\mu\text{m}$

## Övriga uppgifter (räkneexempel)

3. I de diagramunderlag för bindningskurvor, som används inom avdelningen för hydroteknik, finns vertikala skalor för bindningstrycket  $h_t$  och ekvivalentpordiametern  $d_v$ . Mellan  $h_t$  och  $d_v$  råder ett bestämt samband. (Bindningstrycket förutsätts helt kunna tillskrivas kapillärt spända menisker)
- Ange detta samband för  $h_t$  i m vp och  $d_v$  i m. Från vilken formel har detta samband sitt ursprung?
  - Beräkna  $d_v$  vid bindningstrycket för den fysikaliskt bestämda vissningsgränsen.
4. Från undersökningar av tre jordarter sand, lera, torv erhöles resultat enligt tabell 1, 2 och 3 nedan.
- Konstuera bindningsdiagram för de tre jordarna.
  - Analysera bindningskurvorna utifrån frågeställningarna i Uppgift 1 och 2 ovan

Tabell 1. Kornstorleksfördelning

Vikt.% av fraktionen,mm	0,002	0,002-0,006	0,006-0,02	0,02-0,06	0,06-0,2	0,2-0,6	0,6-1,0	1-2	> 2	Glödförl.%
Sand	-	-	-	0,4	2,1	68,3	20,0	8,9	0,3	0
Lera	65,3	19,7	7,7	2,2	2,2	0,3	-	-	-	4,8
Torv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	99

Tabell 3. Värden över sambandet mellan vattenhalt (vol.-%) och bindningstryck (m vp).

m vp	0,05	0,15	0,50	1,00	2,00	3,00	10,0	150	400	1000	10000
Sand	36,5	22,1	4,6	3,6	2,9	2,4	2,3	1,0	0,5	0,4	0,3
Lera	52,3	51,1	44,6	41,4	38,6	36,2	33,3	24,1	10,8	7,1	1,8
Torv	70,3	62,1	42,6	34,0	28,8	25,3	23,9	6,8	3,5	2,8	1,2

## Svar till Övriga uppgifter (räkneexempel) Mfö 4

3 a)  $h_t = \frac{3 \cdot 10^{-5}}{d_v}$  från sambandet  $h = \frac{\sigma \cdot 2}{\rho \cdot g \cdot r}$

b)  $d_v = 2 \cdot 10^{-4} \text{ mm}$

## Mfö 5. Konstruktion av tensions- och dräneringskurvor

---

*Intet under Himlen är mjukare än vatten;  
dock är intet starkare i kampen  
mot det hårda.  
Intet kan taga dess plats.*

*Kina, Lao-Tse (300 f.Kr.)*

### Teori

#### Allmänt

I ett volymdiagram är den horisontella axeln graderad i volymprocent av den totala jordvolymen. Den vertikala axeln är graderad i cm djup i markprofilen. Sammanhörande värden på porositet och djup, vattenhalt och djup etc. kan alltså avsättas i diagrammet och sammanbindas till kurvor eller räta linjer (Fig. 1 och 2).

Kurvan för **porositeten**  $n$  delar volymdiagrammets yta i två delar. Den högra motsvarande materialvolymen  $V_s$  och den vänstra motsvarande porvolymen  $V_n$  (Fig. 1 och 2).

I volymdiagrammen läggs också vattenhalten vid **vissningsgräns**  $\theta_v$  och / eller  $\theta_{t,150}$  in.

#### Volymdiagram med tensionskurvor (porstorlekskurvor)

**Tensionskurvorna**  $\theta_{t,h}$  i figur 1 visar hur mycket vatten som binds eller kan hållas kvar i porerna i olika markskikt vid bestämda undertryck i förhållande till atmosfärstrycket. (Mot ett visst undertryck svarar vid uppnådd jämvikt ett lika stort bindningstryck i markens porer). Varje kurva är en sammanbindning av punkterna för vattenhalten  $\theta$  vid ett visst bindningstryck  $h_t$  i respektive skikt.

Mot varje bindningstryck  $h_t$  svarar en bestämd ekvivalentpordiameter  $d_v$  ( $h_t = 3 \cdot 10^{-5} / d_v$ ). Varje tensionskurva i figur 1 delar därför upp porvolymen i ekvivalentporer som är större än (till höger om kurvan) respektive mindre än (till vänster om kurvan) en viss ekvivalentpordiameter  $d_v$ . Kurvan för  $\theta_{t,0,5}$  svarar mot  $d_v = 60 \mu\text{m}$ , kurvan  $\theta_{t,1,0}$  mot  $d_v = 30 \mu\text{m}$  etc. En tensionskurva kan alltså ses och betecknas som en porstorlekskurva. Flera sådana kurvor ger tillsammans en bild av porernas storleksfördelning i markprofilen.

Värdena för tensionskurvorna kan fås direkt från experimentella bestämningar (se exempel i tabell 1) eller direkt från bindningskurvorna från varje markskikt.

### **Volymdiagram med dräneringskurvor**

Dräneringskurvorna eller vattenhaltskurvorna vid **dräneringsjämvikt**  $\theta_{dr,h}$  i figur 2 visar hur mycket vatten som kan hållas kvar i olika skikt vid dräneringsjämvikt mot olika grundvattennivåer. En dräneringskurva är sammanbindning av punkter för närliggande markskiktets vattenhalter  $\theta$  vid olika bindningstryck  $h_t$  som beror på skiktets höjd över grundvattenytan. Bindningstrycket  $h_t$  för ett markskikt relativt grundvattennivån, uttryckt i m vp, är lika med höjddifferensen mellan grundvattennivån och det betraktade skiktet  $z$ , se exemplet på konstruktion av tensions- och dräneringskurvor nedan.

Kurvan  $\theta_{dr,1,0}$  visar alltså den vattenhållande kapaciteten i olika delar av markprofilen när grundvattenytan ligger 1,0 m under markytan. Undertrycket  $h_t$  i förhållande till atmosfärstrycket i profilens olika nivåer är alltså beroende av grundvattenytans djup  $z$ . I mitten av skiktet 0 - 10 cm blir undertrycket  $h_t = 0,95$  m vp, i mitten av skiktet 10 - 20 cm blir  $h_t = 0,85$  m vp etc. Se punkt 1 i exemplet på konstruktion av tensions- och dräneringskurvor. Vid dräneringsjämvikt är undertrycket i förhållande till atmosfärstrycket = det kapillära bindningstrycket i markskiktets porer.

Avståndet mellan en porositetskurva och en dräneringskurva samt mellan olika dräneringskurvor ger upplysningar om hur den vattenhållande kapaciteten och däremot svävande luftvolym i markprofilen påverkas av grundvattendjupet.

Värdena för uppritning av dräneringskurvor kan bestämmas direkt från primärdata (tabell 1) eller från bindningskurvor. I de flesta fall interpolerar man utifrån de experimentellt bestämda bindningstrycken  $h_t$  och motsvarande vattenhalter  $\theta$ . Se punkt 1 och 2 i exemplet nedan.

Dräneringskurvor kan tas fram för varje önskat grundvattendjup. Ju fler experimentella värden de kan baseras på, desto bättre representerar de förhållanden i fält. I övningen görs bestämningar för 0,5 m, 1,0 m och 3,0 m grundvattendjup.

Vatteninnehållet  $V_{dr,h}$  uttryckt i mm i ett större skikt eller i en profil vid dräneringsjämvikt erhålls genom summering av de ingående skiktens vattenhalter  $\theta$  vid dräneringsjämvikten i fråga. Summeringen kan göras direkt med framräknade värden eller grafiskt bedömas från volymdiagrammen med dräneringskurvor. För varje dm-skikt (100 mm) gäller att mängden vatten, material eller luft uttryckt i volymprocent är lika med antalet mm vatten, material respektive luft. 11 vol-% vatten motsvarar alltså 11 mm vatten per dm. Vatten och luftinnehållet i hela markprofilen kan alltså erhållas genom summering av vol-%-värden från enskilda dm-skikt.

### **Exempel på konstruktion av tensions- och dräneringskurvor**

I tabell 1 nedan redovisas primärdata för en markprofil som undersökts beträffande vattenhalt  $\theta$  vid olika bindningstryck  $h_t$  (undertryck i förhållande till atmosfärstrycket). Jämför detta med de labdata för kursjordarna som ni fick under övningen "konstruktion av bindningskaraktäristika".

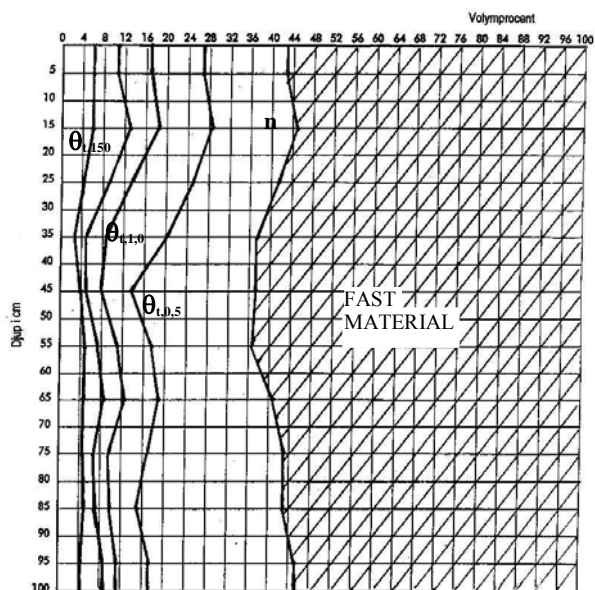
### **Tensionskurvor**

Genom att direkt använda data ur tabell 1 kan vi konstruera tensionskurvorna  $\theta_{t,0,05}$ ,  $\theta_{t,0,5}$ ,  $\theta_{t,1,0}$ ,  $\theta_{t,3,0}$  och  $\theta_{t,6,0}$ . Dessa kurvor visar alltså vattenhalten i markprofilen vid

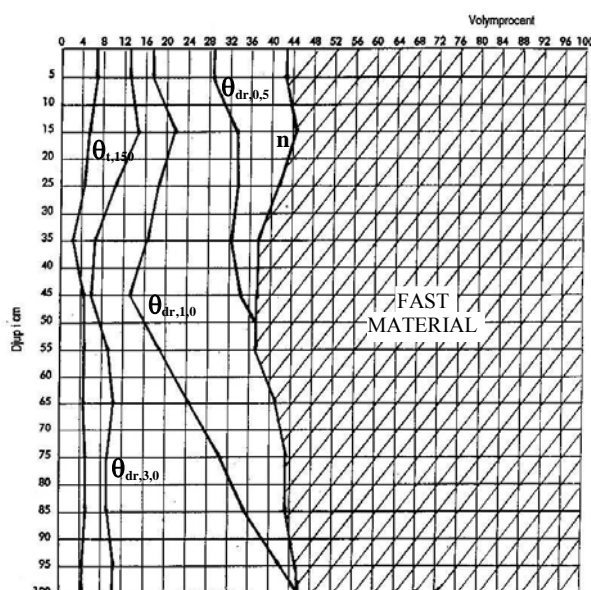
bindningstrycken 0,05, 0,5, 1,0, 3,0 respektive 6,0 m vp, och på samma gång andelen porer med diametrarna 600, 60, 30, 10 respektive 5  $\mu\text{m}$ . I figur 1 har tre tensionskurvor samt kurvan för vissningsgränsen  $\theta_{t,150}$ , som också är en tensionskurva, lagts in. Vi kan där se att andelen stora porer (makroporer) är mycket stor.

### Dräneringskurvor

Med hjälp av data ur tabell 1 kan vi beräkna dräneringsjämvikterna  $\theta_{dr,0,5}$ ,  $\theta_{dr,1,0}$  och  $\theta_{dr,3,0}$ . Dessa kommer alltså att visa vattenhalten  $\theta$  på olika nivåer i profilen då grundvattenytan ligger på 0,5, 1,0, respektive 3,0 m djup.



Figur 1. Volymdiagram med tensionskurvor.



Figur 2. Volymdiagram med dräneringskurvor.

Tabell 1. Primärdata för en markprofil

Djup (cm)	Porositet (%)	Vattenhalt i vol-% vid respektive bindningstryck i m vp.					
		0,05	0,5	1,0	3,0	6,0	150
0-10	43,3	42,3	26,6	16,7	12,6	11,0	6,6
10-20	44,4	42,9	28,6	18,9	14,1	12,6	5,9
20-30	41,6	40,9	25,1	13,1	10,1	8,9	4,1
30-40	37,7	35,8	20,0	8,4	5,9	4,7	3,4
40-50	38,0	34,3	14,0	8,0	6,1	4,9	4,3
50-60	37,2	34,2	17,4	11,1	8,5	7,6	4,4
60-70	40,8	36,6	18,8	12,3	9,8	8,4	4,3
70-80	43,8	40,9	17,0	10,3	7,7	6,5	5,0
80-90	43,7	41,5	15,7	10,2	8,4	7,3	5,1
90-100	45,1	42,4	17,2	11,8	9,5	8,5	4,3

Nedan ges ett exempel på hur  $\theta_{dr,1,0}$  kan beräknas utifrån data ur tabell 1.

1. Beroende på en markhorisonts nivå över grundvattenytans (referensytans) läge i profilen kan vi räkna ut vilket bindningstryck (undertryck i förhållande till atmosfärstrycket) som råder i olika markhorisonter i profilen. I mitten av horisonten 0-10 cm är  $h_t = 0.95$  mvp då grundvattenytan (referensnivån) ligger på 1 m djup, i mitten av horisonten 10-20 cm är  $h_t = 0.85$  mvp osv. Se tabell 2.
2. Vattenhalten  $\theta$ , vid respektive bindningstryck  $h_t$ , i profilens olika nivåer kan vi beräkna på två olika sätt:
  - a) Vi kan rita en bindningskurva för varje 10 - cm nivå och ur dessa avläsa vattenhalten  $\theta$  vid önskade bindningstryck  $h_t$ .
  - b) Vi kan interpolera fram värden på vattenhalten  $\theta$  vid önskade bindningstryck  $h_t$  med hjälp av data ur tabell 1. Interpolering sker enligt formeln:

$$\frac{h_{t,2} - h_{t,1}}{\theta_2 - \theta_1} = \frac{h_{t,x} - h_{t,1}}{\theta_x - \theta_1}$$

Exempel:	För nivå 0 - 10 cm vill vi veta $\theta$ vid $h_t = 0,95$ m vp. Ur tabell 1 kan vi hämta värden på $\theta$ vid $h_t = 0,5$ m vp och $h_t = 1,0$ m vp. Utifrån dessa värden interpolerar vi sedan fram ett värde på $\theta$ vid $h_t = 0,95$ m vp.		
$h_t$ (m vp)	0,5	0,95	1,0
	o-----o-----o--		
$\theta$ (vol-%)	26,6	X	16,7
$\Rightarrow$	$\frac{1,0 - 0,5}{16,7 - 26,6} = \frac{0,95 - 0,5}{X - 26,6}$		

På samma sätt som ovan kan värden för vattenhalten  $\theta$  interpoleras fram för samtliga nivåer i markprofilen. I tabell 2 anges också värdena  $\theta_{dr,0,5}$  och  $\theta_{dr,3,0}$  vilka beräknats på samma sätt som  $\theta_{dr,1,0}$  i exemplet ovan.



3. Vattenhalten  $\theta$  i profilens olika nivåer vid ett visst dränerings- eller grundvattendjup prickas in i ett volymdiagram och sammanbinds till en dräneringskurva. Kurvorna för porositet och vissningsgränsen läggs också in i diagrammet. Data till dessa tas direkt ur tabell 1. Se figur 2.

Tabell 2. Beräknade värden på  $\theta_{dr,h}$  för  $h = 0,5, 1,0, \text{ respektive } 3,0 \text{ m}$

Horisontdjup (cm)	$h_t$ i m vp grv.ytan = 0,5 m	$\theta_{dr,0,5}$ vol-%	$h_t$ i m vp då grv.ytan = 1 m	$\theta_{dr,1,0}$ vol-%	$h_t$ i m vp för grv.ytan = 3,0 m	$\theta_{dr,3,0}$ vol-%
0-10	0,45	28,3	0,95	17,7	2,95	12,7
10-20	0,35	33,4	0,85	21,8	2,85	14,5
20-30	0,25	33,9	0,75	19,1	2,75	10,5
30-40	0,15	32,3	0,65	16,5	2,65	6,3
40-50	0,05	34,3	0,55	13,4	2,55	6,5
50-60			0,45	19,3	2,45	9,2
60-70			0,35	24,7	2,35	10,6
70-80			0,25	30,3	2,25	8,7
80-90			0,15	35,8	2,15	9,2
90-100			0,05	42,4	2,05	10,6

## Gruppuppgifter rörande kursjordarna

För att lösa uppgifterna nedan ska du använda de labdata som delades ut under övningen "konstruktion av bindningskaraktäristika".

- Konstruera ett volymdiagram med dräneringskurvor samt porositeten och vissningsgränsen för gruppens speciella jord. Börja med att beräkna vattenhalten  $\theta$  i varje 10 cm nivå i profilen för dräneringsjämvikter med grundvattennivån på djupen 0,5m, 1,0m, och 3,0 m Genomför beräkningarna som i exemplet ovan. Lägg därefter in dräneringskurvorna  $\theta_{dr,0,5}$ ,  $\theta_{dr,1,0}$ ,  $\theta_{dr,3,0}$ , porositeten  $n$  och kurvan för vissningsgränsen ( $\theta_{t,150}$  och/eller biologiskt bestämda vissningsgränsen) i ett volymdiagram. Diagramunderlag att rita på delas ut under övningen.
- Beräkna mängden från fysikalisk synpunkt tillgängligt vatten i profilen 0 - 100 cm vid de tre olika dräneringsjämvikterna. Mängd vatten omvandlas från  $\theta$  till mm för varje horisont enligt: mängd H<sub>2</sub>O i mm = horisontdjup i mm \*  $\theta/100$ . Beräkna mängden växttillgängligt vatten ur fysikalisk synpunkt (=  $\theta_{dr,h} - \theta_{t,150}$ ) för varje horisont och summera sedan ihop värdena för att få mängd växttillgängligt vatten för hela profilen.
- Är de beräknade mängderna tillgängligt vatten i uppgift 2 åtkomliga för växterna? Om inte - beräkna mängden för växterna åtkomligt vatten vid de tre dräneringsjämvikterna. Ta hänsyn till pH-värden, mekaniskt motstånd mm som kan påverka rotdjupet och därmed växtens vattenupptagning och vattenförsörjning.
- Beräkna hur många dygn mängden tillgängligt vatten i rotzonen vid de olika dräneringsjämvikterna räcker för ett växande bestånd. Ett rimligt medelvärde på evapotranspirationen kan vara 3 mm / dygn.

- Utgå från dräneringskurvorna i uppgift 1. Bestäm det dräneringsdjup som passar bäst på er jord med tanke på vatten- och luftförsörjning. Motivera förslaget!
- Förbered en kort presentation ( ca 10 min ) om er jords vattenhushållning. Utgå ifrån de besvarade frågorna.

### Övriga uppgifter (räkneexempel)

- Följande data finns för en markprofil som undersökts beträffande vattenhalt  $\theta$  vid olika bindningstryck  $h_t$ .

Tabell 3. Primärdata för en markprofil

Djup (cm)	Porositet (%)	Vattenhalt i vol-% vid respektive bindningstryck i m vp.						Vissn. gräns
		0,1	0,3	0,5	1,0	3,0	6,0	
0-10	45,2	45,2	34,4	29,1	22,6	17,4	12,6	7,4
10-20	38,4	36,3	31,8	27,6	23,4	18,5	14,4	7,4
20-30	40,6	39,4	30,6	25,9	14,3	11,5	10,1	5,2
30-40	40,3	39,1	33,8	28,4	8,6	6,1	5,0	2,3
40-50	39,1	37,5	30,5	25,7	7,5	5,5	4,2	1,9
50-60	40,8	36,8	31,0	25,6	8,0	6,0	4,9	2,0

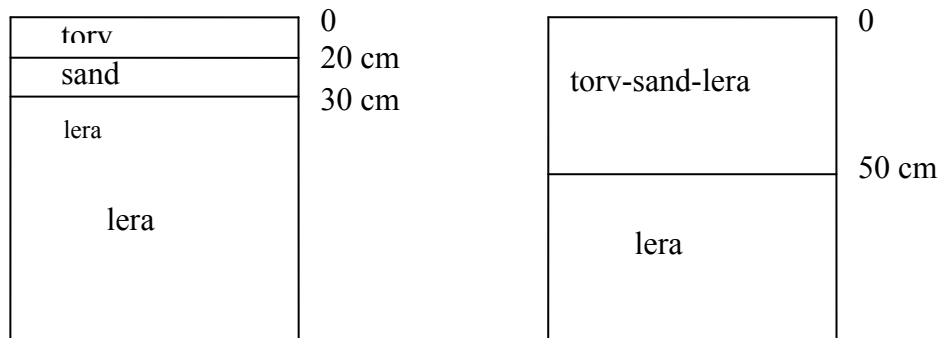
Konstruera dräneringsjämvikterna  $\theta_{dr,0,5}$  och  $\theta_{dr,3,0}$  till 0,6 m djup. Beräkna därefter för nivån 0 - 60 cm den maximala mängden vatten och växttillgängligt vatten, i mm, vid respektive dräneringsdjup.

- Ett nytt bostadsområde har anlagts på åkermark som inte var särskilt högt avkastande. Under torra år torkade skörden bort medan det under regniga år blev normala skördar. Vid grävning i marken visade det sig finnas lera på 30 cm djup. Leran var överlagrad av sand och torv så som illustreras i figur 3 (vänstra delen). Egenskaperna hos jordarterna i de olika lagren finns i tabell 4.

Tabell 4. Värden över sambandet mellan vattenhalt (vol.-%) och bindningstryck (m vp).

m vp	0	0,05	0,15	0,50	1,00	2,00	3,00	10,0	150	400
	porositet									
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Sand	46,6	36,5	22,1	4,6	3,6	2,9	2,4	2,3	1,0	0,5
Lera	61,5	52,3	51,1	44,6	41,4	38,6	36,2	33,3	24,1	10,8
Torv	94,9	70,3	62,1	42,6	34,0	28,8	25,3	23,9	6,8	3,5

När ett grönområde skulle anläggas i anslutning till bostadsområdet fanns bara de ursprungliga materialen att tillgå. För att få en tålig och föga torkkänslig gräsmatta blandades torv, sand och lera ner till 50 cm djup så att en homogen blandning erhöles (fig. 3).



Figur 3.

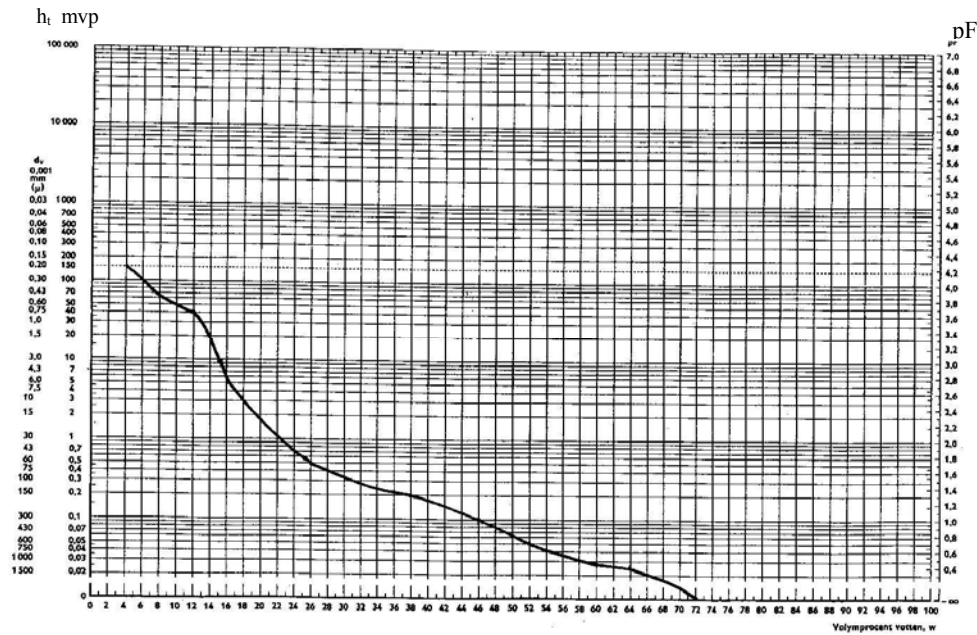
För att studera den vattenhållande kapaciteten hos blandmaterialet togs cylinderprov på varje dm ner till 1/2 m djup. Porositeten var 71,9 vol-% i blandmaterialet i den övre halvmeteren av profilen.

Resultaten nedan erhöles när bestämningar gjordes av vattenhalten  $\theta$  vid följande bindningstryck  $h_t$  på prover från den omblandade markprofilen.

$h_t$ (m vp)	0,05	0,15	0,50	1,00	2,00	3,00	10,0	150	400
$\theta$ (vol-%)	56,3	49,7	35,8	30,9	27,5	25,1	23,3	12,6	5,8

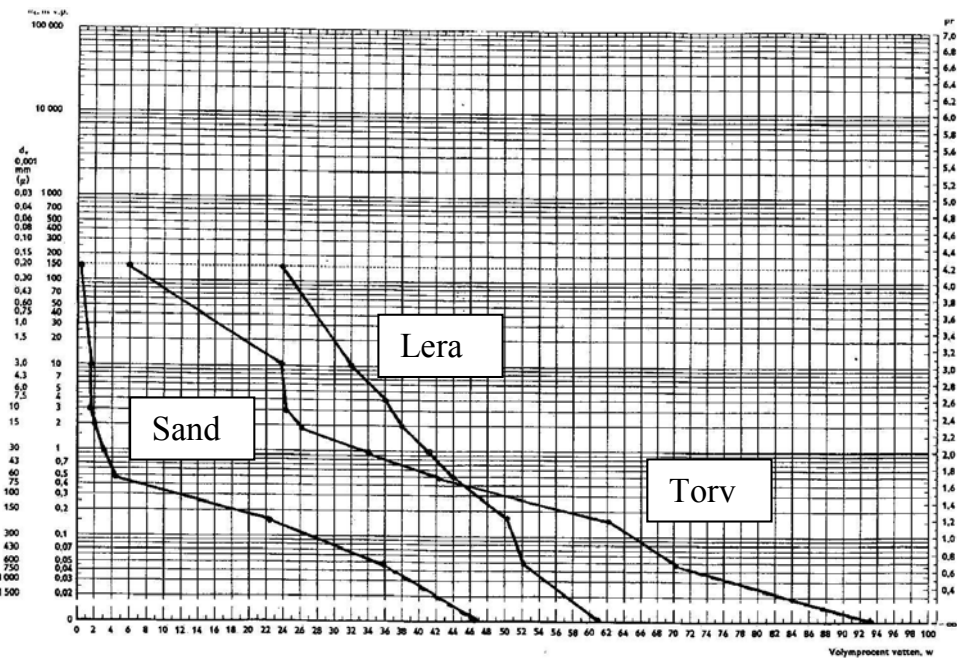
Konstruera två olika volymdiagram ett för profilen före och ett för profilen efter omblandningen.

- Lägg in tensionskurvorna  $\theta_{t,1,0}$  och  $\theta_{t,150}$  i respektive diagram.
  - Lägg in kurvan för dräneringsjämvikten  $\theta_{dr,1,0}$  i respektive diagram. Beräkna vatteninnehållet  $V_{dr,1,0}$  i mm samt mängden från fysikalisk synpunkt upptagbart vatten till 1 m djup i respektive profil.
  - Hur mycket vatten avgår från respektive profil när grundvattenytan sänks till 1 m djup från det att jorden varit vattenmättad?
  - Anser du att omblandningen var fördelaktig? Motivera!
- Den aktuella vattenkvoten i en lerjord var vid ett visst tillfälle 22,0 vikt-% i hela övre metern. Beräkna det totala vatteninnehållet i mm om den torra skrymdensiteten  $\rho_b$  är 1,25 g/cm<sup>3</sup> i matjorden (0 - 20 cm) och 1,50 g/cm<sup>3</sup> i alven (20 - 100 cm). Hur mycket av detta vatten kan maximalt tas upp av växterna, om vattenhalten vid vissningsgränsen är 24,0 vol-% i matjorden och 22,0 vol-% i alven?
  - Figur 4 visar bindningskurvan för en blomjord. Beräkna mängden växttillgängligt vatten i jorden då den fyller en 10-cm hög blomkruka och står i jämvikt med "grundvattenytan" på blomfatet. Rötterna antas genomväva hela jordvolymen. Hur stor andel luft finns i jorden vid dräneringsjämvikten?



Figur 4. Bindningsdiagram för blomjorden i uppgift 10. Observera att symbolen för x-axeln ska vara  $\theta$  (volymprocent vatten) enligt de beteckningar vi använder i detta kompendium.

11. En sandjord är dränerad till 0,5 m djup, dvs. grundvattenytan ligger 50 cm under markytan. För att öka den vattenhållande kapaciteten hos profilen tillför man lera respektive torv. På en yta bredds ett 25 cm tjockt lager lera och på en annan yta bredds 25 cm torv ut. Grundvattenytans läge under markytan blir då 75 cm. Hur stor mängd vatten kan magasineras i ler- respektive torvlagret? Hur många mm av denna är växttillgänglig? Utnyttja bindningskurvorna i figur 5.



Figur 5. Bindningsdiagram för sand, lera och torv i uppgift 11. Observera att symbolen för x-axeln ska vara  $\theta$  (volymprocent vatten) enligt de beteckningar vi använder i detta kompendium.

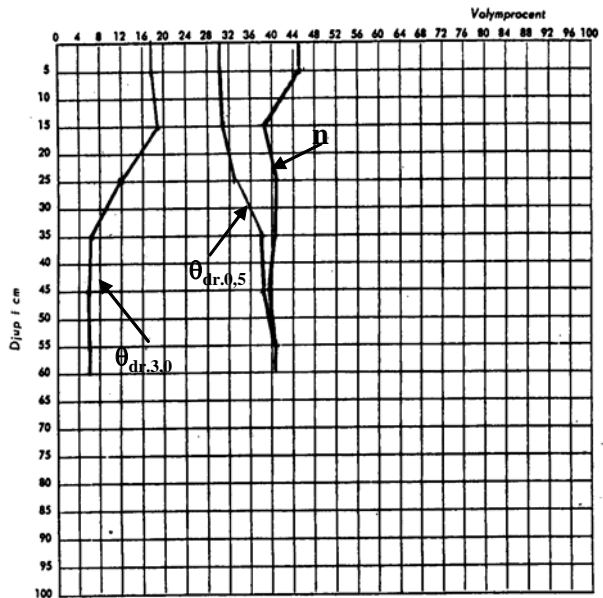
## Svar till Övriga uppgifter (räkneexempel) Mfö 5

1. Totalt vatteninnehåll:

$$V_{dr,0,5} = 211 \text{ mm}, V_{dr,3,0} = 67 \text{ mm}$$

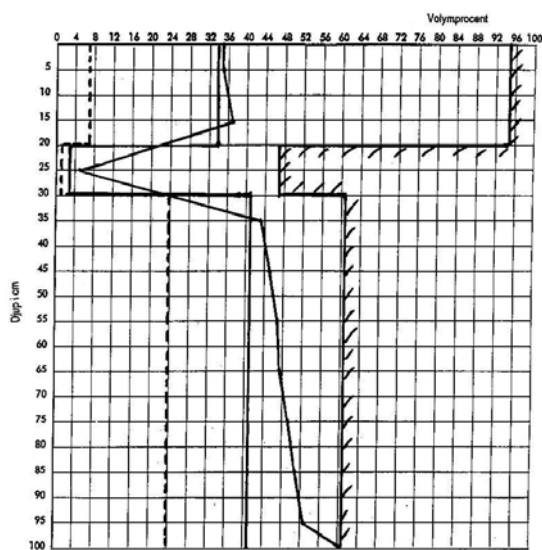
Växttillgängligt vatten:

$$V_{dr,0,5} = 185 \text{ mm}, V_{dr,3,0} = 41 \text{ mm}$$

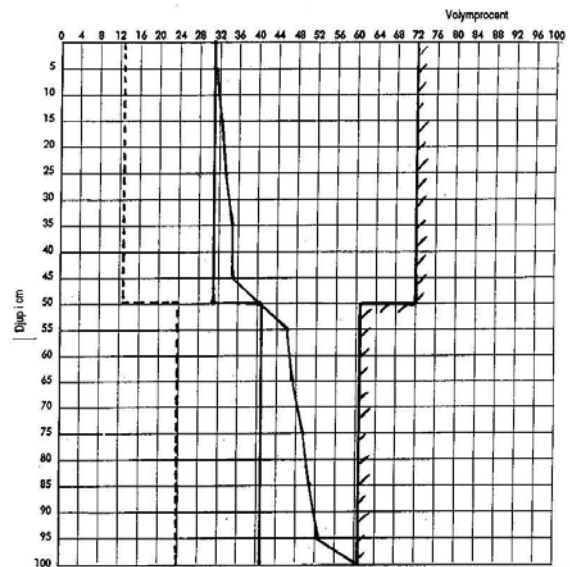


8. b) Oblandad profil:  $V_{dr, 1,0} = 409 \text{ mm}$   
 mängd upptagbart vatten = 226 mm  
 Blandad profil:  $V_{dr, 1,0} = 413 \text{ mm}$   
 mängd upptagbart vatten = 229 mm

- c) Dränerbart vatten: oblandad profil = 258 mm  
 blandad profil = 254 mm



Oblandad profil



Blandad profil

9.  $V_v$  i matjorden = 55 mm     $V_{\text{upptagbart}}$  i matjorden = 7mm  
 $V_v$  i alven = 264 mm     $V_{\text{upptagbart}}$  i alven = 88 mm

10. Om man räknar på mitten av krukans som medelvärde :  
 $V_{\text{upptagbart}} = 48$  mm,    Andel luft = 20 mm

Om man räknar på höjderna 10-5 ; 5-2,5 ; 2,5-0 cm i blomkrukan :  
 $V_{\text{upptagbart}} = 52$  mm,    Andel luft = 17 mm

11. Lera:     $V_{\text{dr},0,75} = 108$  mm    Torv:  $V_{\text{dr},0,75} = 98$  mm  
 $V_{\text{upptagbart}} = 48$  mm     $V_{\text{upptagbart}} = 82$  mm

## Mfö 6. Bestämning av vattnets infiltrationshastighet och nedträngning i jord - Demonstrationslaborationen

---

### Syfte

Övningen skall ge erfarenhet om tidsförloppet vid vattens infiltration och våtfrontens nedträngning i torr homogen jord av olika sammansättning och i torra jordprofiler uppbyggda av skikt med olika material. Den skall vidare belysa vad som händer, eller kan hända när våtfronten når gränsen mellan två jordmaterial med olika vattenbindande egenskaper och genomsläpplighet.

### Teori

Infiltrationshastigheten ( $v$ ) i en given situation är en produkt av ledningsförmågan, hydrauliska konduktiviteten ( $K$ ), för vatten ovanför våtfronten och av potentialgradienten ( $d\phi/dz$ ) från markytan till våtfronten, enligt Darcy's lag. Den hydrauliska konduktiviteten beror av porsystemets utformning och av vattenhalten. Gradientens storlek bestäms av det fysikaliska bindningstrycket, den kapillära tensionen, vid våtfronten och av djupet till våtfronten samt av djupet på förekommande ytvatten. Antag att referensnivån för lägespotentialen sätts vid våtfrontens djup  $z$ . Potentialgradienten mellan markyta och våtfront kan då tecknas:

$$\frac{\Delta\phi}{\Delta z} = \frac{\phi_z - \phi_0}{z_z - z_0} = \frac{(\psi_z + z_z) - (\psi_0 + z_0)}{z - 0} = \frac{(-h_c + 0) - (h_0 + z)}{z} = -\frac{h_c + h_0 + z}{z} \quad (1)$$

Infiltrationshastigheten följer då enligt Darcy's lag:

$$q = K \frac{h_c + h_0 + z}{z} \quad (2)$$

Om infiltrerad mängd vatten mäts i en markprofil med tvärsnittsarea  $A$  ( $m^2$ ) som funktion av tiden kan följande samband sättas upp för infiltrerbarheten:

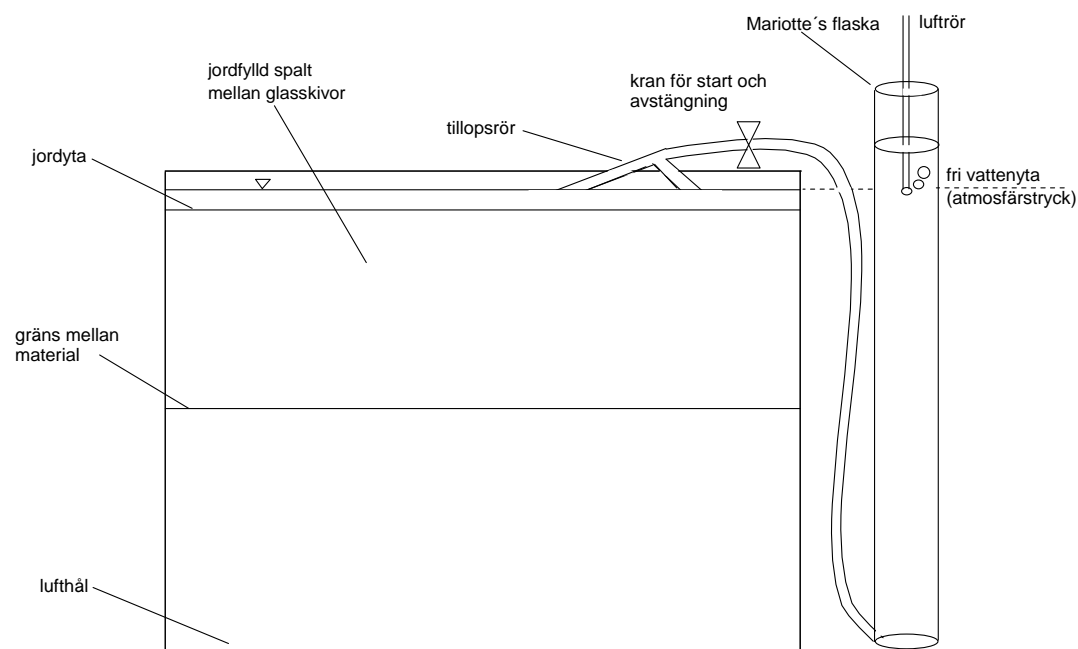
$$i = \frac{1}{A} \frac{\Delta I}{\Delta t} = K \frac{h_c + h_0 + z}{z} \quad (3)$$

där  $\Delta I$  betecknar infiltrerad mängd vatten under tidsintervall  $\Delta t$ . Gränsvärdet för potentialgradienten när våtfrontens djup  $z$  går mot oändligheten är  $-1$  (Ekv. 1). Detta innebär att infiltrerbarheten med tiden asymptotiskt närmar sig värdet på jordens eller profilens hydrauliska konduktivitet.

Om inget ytvatten förekommer reduceras gradienten till  $(z + h_c)/z$  (Ekv. 1-3). Tillföres då ej vatten till markytan i takt med vad som kan infiltreras blir den aktuella infiltrationshastigheten lägre än infiltrerbarheten. Så är ofta fallet vid regn. Vid bevattning bör infiltrerbarheten inte överskridas. Infiltrerbarheten är proportionell mot ledningsförmågan för vatten ovanför våtfronten. Varje förändring av ledningsförmågan i en profil medför således en förändring i infiltrerbarheten.

Tillslamning i ytan och packning medför lägre infiltrerbarhet. Uppluckring och strukturförbättring medför högre infiltrerbarhet.

## Utrustning



Figur 1: Utrustning för infiltrationsförsök.

Jord har i förväg fyllts i och packats i en spalt mellan två glasskivor. I övningen användes en sand-mofraktion och en mofraktion (tabell 1). Dessa fraktioner benämns i fortsättningen grovt respektive fint material. Demonstrationen omfattar två spalter med antingen grovt material i övre halvan och fint i undre eller omvänt. Mätdata från tidigare infiltrationsexperiment tillhandahålls av handledaren efter demonstrationen.

Tabell 1. Data om jordmaterial.

Beteckning	Färg	Partikel-diameter (mm)	Övre kapillär höjd vid stigning $-h_{c,2}$ (cm)
Baskarp 7 (grovt)	gul	0,3-0,1	20
Fyle 4 (fint)	grå	0,2-0,02	60



## Utförande

- Vertikal infiltration i två olika markprofilerna demonstreras av handledaren.
  - Mariotte's flaska och de två markprofilerna presenteras kort.
  - Mätningar av våtfrontens nedträngningsdjup och infiltrerad mängd vatten visas principiellt med utföres icke under demonstrationen (markering av våtfrontens läge på overheadpapper fäst mot spalten respektive avläsning på Mariotte's flaska).
  - Försöket startas genom att kranen för start och avstängning (fig 1) öppnas helt.
  - Nivån på den fria vatten ytan måste hållas konstant under hela försöket.
- Gör iakttagelser av våtfrontens nedträngande:
  - Hur förändras hastigheten av våtfrontens nedträngande med djupet?
  - Vad händer när våtfronten når en gräns mellan olika material?
  - I vilken av markprofilerna sker infiltrationen snabbast?

## Uppgifter

Mätningar av infiltrerad mängd vatten ( $I$ ) och våtfrontens läge ( $z$ ) vid olika tidpunkter ( $t$ ), samt spaltarea ( $A$ ) och ytvattendjup ( $h_0$ ) tillhandahålls för båda markprofilerna i ett Excel dokument (infiltration.xls).

- Fem delvärden på våtfrontens djup har noterats för varje tidpunkt. Gör ett medelvärde av dessa.
- Beräkna  $\Delta t$  (min) och  $\Delta I$  ( $\text{cm}^3$ ) för varje mätintervall och beräkna  $i(t)$  ( $\text{cm}/\text{min}$ ) enligt Ekvation 3.
- Presentera resultaten för båda profilerna i samma diagram:
  - våtfrontens nedträngningsdjup ( $z$ ) som funktion av tiden
  - infiltrerbarheten ( $i$ ) som funktion av tiden.

Om du hinner:

- Uppskatta porositeten ( $\theta_{\text{sat}}$ ) i det översta lagren (ledning: antag att det hela översta skiktet är mättat precis då våtfronten tränger igenom skiktgränsen).
- Uppskatta mättade konduktiviteten ( $K_{\text{sat}}$ ) i det översta lagret (ledning: Green & Ampt's (1911) berömda förenkling av infiltration leder fram till Ekvation 3, där

$$\frac{1}{A} \frac{\Delta I}{\Delta t} = \theta_{\text{sat}} \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (4)$$

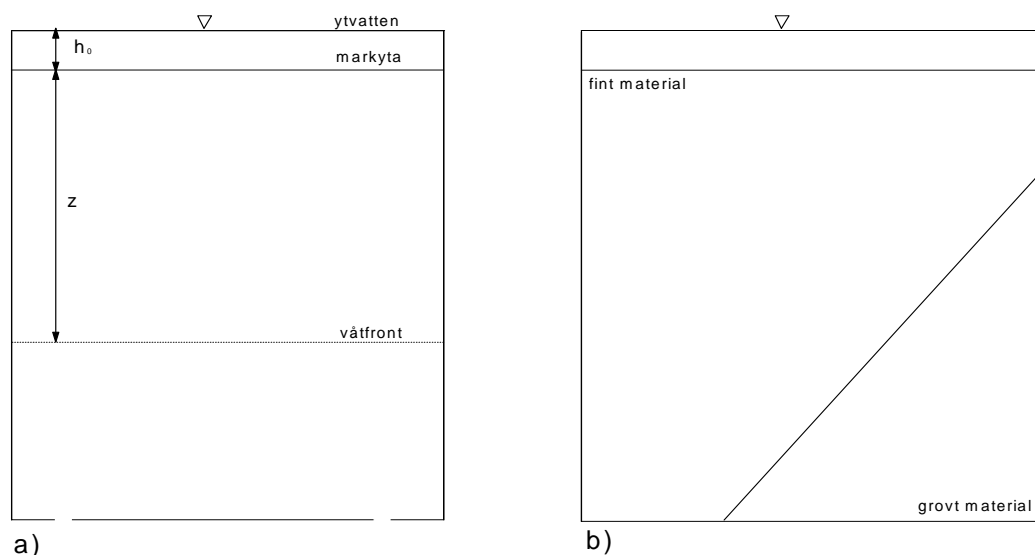
Lösningen på differentialekvationen blir efter variabelseparation:

$$t = \frac{\theta_s}{K_{\text{sat}}} \left\{ z - (h_0 + h_c) \cdot \ln \left[ 1 + \frac{z}{(h_0 + h_c)} \right] \right\} \quad (5)$$

Anpassa en teoretiska kurvan för våtfrontens djup som funktion av tiden enligt (5) till mätdata genom att ”skruva” på  $K_{sat}$ ).

### Detta ska du svara på efter övningen

1. Vilka krafter driver på våtfrontens nedträngning?
2. Vilka krafter bromsar infiltrationen?
3. Vad orsakar vattenflöden enligt Darcy's lag?
4. Varför avtar infiltrationshastigheten när våtfrontens djup ökar?
5. Vad händer när våtfronten kommer fram till ett
  - a) finkornigare material?
  - b) grovkornigare material?
6. Skriv ut tryckpotential, lägespotential och total vattenpotential vid markytan och våtfronten i figur 2a. Teckna sedan ett uttryck för infiltrationshastigheten enligt Darcy's lag. Gör ytterligare antaganden om du behöver.
7. Beskriv med några kurvor som visar våtfrontens läge vid olika tidpunkter, hur ett infiltrationsförlopp bör se ut i figur 2b?



Figur 2:

Tabell 2: Definition av begrepp och symboler vid vertikal infiltration av vatten i mark.

Symbol	Enhet*	Storhet	Betydelse
		infiltration	vattnets genomträngande vid markytan
$v$	cm/s (m/s)	infiltrationshastighet	flödeshastighet av vatten genom markytan ner i jordprofilen
$i$	cm/s (m/s)	infiltrerbarhet, markinfiltrerbarhet, infiltrationskapacitet	definierat som infiltrationshastigheten då tryckpotentialen vid markytan är noll, vilket i praktiska experiment innebär då ytvattendjupet är försumbart litet
$z$	m	våtfront, våtfrontens aktuella djup	aktuell gräns för vattnets nedträngning i en profil vid infiltration. $z=0$ vid markytan och ökar positivt nedåt i profilen.
$\phi$	cm (m)	total potential	vattnets energitillstånd relativt rent, fritt vatten vid atmosfäriskt tryck
		hydraulisk potential	
$\psi$	cm (m)	tryckpotential	
$z$	cm (m)	lägespotential	
$K$	cm/s (m/s)	hydraulisk konduktivitet	markens vattenledande förmåga
$h_0$	cm (m)	ytvattendjup	
$h_c$	cm (m)	kapillär tension vid våtfronten	(motsvarar kapillär stighöjd i materialet)
$I$	$\text{cm}^3/\text{s}$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	infiltrerad volym	vattenvolym per tidsenhet
$\theta$	$\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )	vattenkvot	volym vatten/totalvolym $\theta * 100 = \text{volym-\%}$
$\text{Index}_{\text{sat}}$			anger vattenmättade förhållanden

\*Enheterna är de som används i laborationen - motsvarande SI-enheter anges inom parantes.



## Mfö 7. Räkneuppgifter: vattnets rörelse i mark

---

Lave Persson

- I Darcy's lag ingår genomsläpplighets- eller permeabilitetskoefficienten  $K$ .
  - Ange minnesformeln för sambandet mellan jordfraktioners  $K$ -värde för vatten och partikeldiametern  $d_p$ .
  - Gör med hjälp av denna formel upp en tabell för  $K$ -värdet i sand, mo och mjåla.
- I en 15 x 25 m stor filtreringsbassäng i ett reningsverk måste 500 m<sup>3</sup> vatten kunna renas varje timma. Vattnet sprids jämnt över ytan och får sjunka rakt ner genom det filtrerande materialet. Hydrauliska gradienten kan i detta fall sättas till 1. Förutsättningen för att anta gradienten = 1 är att marken är vattenmättad och strömningen går vertikalt nedåt.
  - Vilken fraktionsklass (i Atterbergsskalan) måste användas för att genomsläppligheten skall räcka till och ytvatten ej bildas vid vattenbegjutningen?
  - Den valda fraktionen klarar mera än 500 m<sup>3</sup>/h. Hur mycket kan infiltreras om markbäddens kapacitet utnyttjas maximalt?
- I markfysiklaboratorierna på Markvetenskap mäts genomsläpplighetskoefficienten ( $K$ ) för vatten i en permeameter med konstant tryckhöjd. Apparaten är så utformad att gradienten ( $d\Phi/dx$ ) = 1. Vid en mätning rann 15 cm<sup>3</sup> vatten igenom provet på 5 minuter. Provets area var 40,7 cm<sup>2</sup>. Beräkna  $K$ .
- Ett horisontellt liggande grundvattenförande grovmolager med tjockleken 30 cm ligger instängt mellan ogenomsläppliga lager av lera. Två tryckrör (grundvattenståndsrör) nedsätts i lagret. Avståndet mellan rören i grundvattenströmmens riktning är 100 m. Höjdskillnaden i vattenståndet är 0,2 m.  $K$ -värdet har mätts upp till  $5 \cdot 10^{-3}$  cm/s. Beräkna grundvattenströmmens storlek i l/h hänförd till 100 m bredd av det grundvattenförande lagret.
- Efter ett häftigt regn är markytan täckt av stora vattenpölar med djupet 4,0 cm. Gradienten kan i detta fall antas vara = 1. Hur lång tid tar det innan ytvattnet sjunkit undan på en:
  - sandjord där  $K = 8,0 \cdot 10^{-3}$  cm/s?
  - väl aggregerad lerjord där  $K = 2,4 \cdot 10^{-3}$  cm/s?
  - mjällera där  $K = 1,8 \cdot 10^{-4}$  cm/s?

**6.** Bostadsrättsföreningen där du antas bo har beställt renovering av grönytorna av en entreprenör. Vid besiktningen efteråt uppstod oenigheter om markens genomsläpplighet vid vattenmättade förhållanden. Eftersom styrelsen visste om dina kunskaper om mark, kallade de in dig som expert för att snabbt (samma dag) lösa tvisten. Föreningen hade beställt en jordprofil med följande sammansättning och krav på funktioner:

0 - 0,1 m djup: mullrik sandjord, K-värde > 4 cm/h

0,1 - 0,6 m djup: fukthållande lager, K-värde > 0,87 cm/h

En väl fungerande dränering på 0,6 m djup

Fukthållande lager är markbyggarnas benämning på jord med stora möjligheter att magasinera växttillgängligt vatten. Det brukar vara en vanlig lerjord. Anläggningsfirman hade råkat i tidsnöd inför uppgjort datum då grönytan skulle vara klar och sådde gräs direkt på den befintliga jorden, som visade sig vara en mojord. Firman hävdade att genomsläppligheten för vatten var minst lika god i denna profil. Dräneringen på 0,6 m djup bedömdes vara acceptabel.

**a.** Beräkna hur många mm regn per timma som kunde infiltrera i den beställda profilen vid vattenmättade förhållanden. Använd ekvationen:

$$K_{\text{tot}} = \frac{4}{\frac{1}{K_1} + \frac{1}{K_2} + \frac{1}{K_3} + \frac{1}{K_4}}$$

Se också teori om vattenströmning i en horisontellt skiktad jordprofil i avsnittet Mätad hydraulisk ledningsförmåga i Litteraturkompendiet i markvetenskap.

**b.** Uppfyllde den färdiga anläggningen de uppställda kraven? Skatta den levererade profilens K-värde med hjälp av en minnesformel.

**c.** Hur kunde du (på någon timma) verifiera dina påståenden på ett övertygande sätt med de hjälpmedel, som normalt finns hos en fastighetsskötare?

**7 a.** På ett fält, där man överväger att bevattna underifrån, finns ett grusskikt på 0,8 - 0,9 m djup över en svår genomsläpplig lera. Hur mycket vatten kan vid grundvattenströmning (vattenmättade förhållanden) transporteras horisontellt per timma per en meters bredd i gruslagret om den hydrauliska gradienten är 0,005? Skatta genomsläpplighetskoefficienten med hjälp av den under kursen givna minnesformeln.

**b.** Hur stor är medelhastigheten hos vattnet i grusets porsystem, om porositeten är 45 %?

**8.** För att bygga dammvallar runt en kräftodling på åkermark använde man fältets matjord (m mh lerjord) som makades ihop och packades. Dammvallarna är 1,7 m höga och vattendjupet innanför dem är 1,5 m. Utanför vallarna finns inget vatten. Dammvallarnas bredd (vinkelrätt mot vallarnas längdriktning) är i genomsnitt 4,6 m (de är givetvis smalare upptill och bredare nertill, men vi räknar med ett medelvärde. Likaså räknar vi med ett medelvattentryck vid halva vattendjupet). Vallarnas sammanlagda längd är 860 m och det använda materialets K-värde är  $2 \cdot 10^{-5}$  m/s. Hur

många  $\text{m}^3$  vatten per dygn läcker ut tvärs igenom dammvallarna totalt? Botten (även under vallarna) anses helt tät och fältet helt plant och horisontellt.

**9a.** Antag att grundvattenytan ligger på 1,5 m djup i en jordprofil. Vilken diameter (ekvivalentdiameter) har den minsta por som kan hållas luftfylld i nivån 0,3 m under markytan vid dräneringsjämvikt?

**b.** Vilken diameter har den största por på 0,9 m djup i ovanstående profil som kan hållas vattenfylld vid dräneringsjämvikt?

**10.** Ett horisontellt grusskikt i en i övrigt mycket svårgenomsläpplig mark skall leda vatten längs en 25 m lång sträcka till en dräneringsledning. Gruslagret är 0,1 m tjockt och 14 m brett. Vattennivån i inströmningsändan hålls konstant 0,2 m högre än dräneringsledningen. Hur många  $\text{m}^3$  vatten per dygn kan maximalt transporteras i grusskiktet om dess genomsläpplighetskoefficient är 0,2 m/s?

**11.** Beräkna med hjälp av Darcy's lag hur stor volym vatten som per  $\text{m}^2$  och timma kan strömma genom ett vattenmättat skikt av finmo då gradienten är = 1. Skatta genomsläpplighetskoefficienten för vatten med hjälp av den under kursen givna minnesformeln.

### **Svar till räkneuppgifter: vattnets rörelse i mark**

**1a.**  $K = 500 * d_p^2$  där  $d_p = \sqrt{d_{p,max} * d_{p,min}}$  för en fraktionsklass

eller  $K = 500 * d_{p,max} * d_{p,min}$

Observera att allt skall vara i SI-enheter d.v.s. K i m/s och  $d_p$  i m.

**1b.** K för sand =  $2 * 10^{-4}$  m/s

K för mo =  $2 * 10^{-6}$  m/s

K för mjäla =  $2 * 10^{-8}$  m/s

**2a.** Grovsandfraktionen ( $2,0 \text{ mm} > d_p > 0,6 \text{ mm}$ , medelkorndiameter = 1,1 mm)

**b.**  $810 \text{ m}^3/\text{h}$

**3.**  $K = 1,2 * 10^{-5}$  m/s

**4.**  $10,8 \text{ l/h}$

**5a.**  $500\text{s} = 8\text{min } 20\text{s}$

**b.**  $1667\text{s} = 27\text{min } 47\text{s}$

**c.**  $22222\text{s} = 6\text{h } 10\text{min } 22\text{s}$

6 a. 
$$K_{\text{tot}} = \frac{6}{\frac{1}{4} + \frac{1}{0,87} + \frac{1}{0,87} + \frac{1}{0,87} + \frac{1}{0,87} + \frac{1}{0,87} + \frac{1}{0,87}} = \frac{6}{\frac{1}{4} + \frac{5}{0,87}} =$$
  
 $= 1,0004 \text{ cm/h}$  eller ungefär 10 mm/h.

b. Kornstorlek för mo: 0,2 - 0,02 mm eller  $2 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-5} \text{ m}$ .  
 $K = 500 \cdot d_{p,\text{max}} \cdot d_{p,\text{min}} = 500 \cdot 2 \cdot 10^{-4} \cdot 2 \cdot 10^{-5} = 2 \cdot 10^{-6} \text{ m/s} = 7,2 \text{ mm/h}$ . Det räcker alltså inte till!

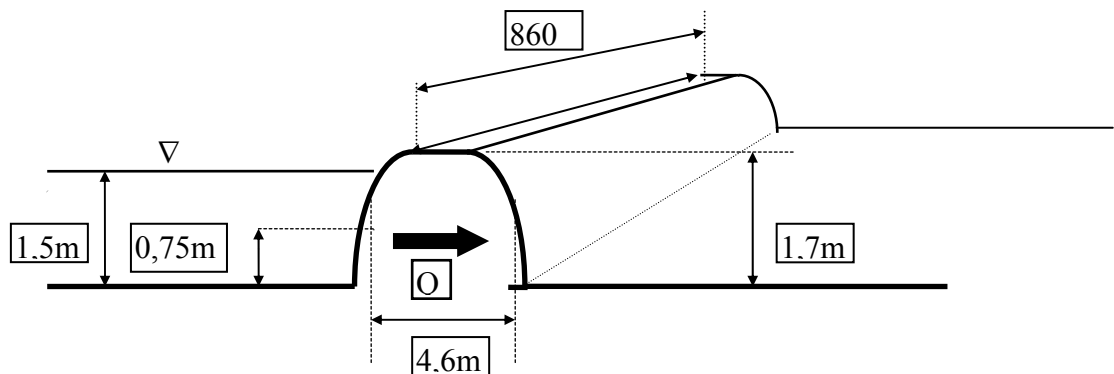
c. K-värdet är ju Darcy-hastigheten när gradienten är = 1. Darcy räknar som om hela arean är vatten. Det är den ju också i en vattenpöl på markytan. Pölens vattenyta sjunker med just Darcy-hastigheten när vattnet infiltrerar i en vattmättad jord. OBS att gradienten inte är = 1 om vattendjupet är stort eller om jorden inte är vattmättad eller om vattnet skall rinna i en annan riktning än rakt ner.

Ett mycket övertygande bevis om markens K-värde får man om man gräver en liten grop med godtycklig area och slår i en hink vatten. Man får låta vattnet i gropen infiltrera en stund för att komma ifrån de höga initialhastigheterna vid infiltration i torr jord. Efter andra eller tredje hinken vatten sjunker vattenytan med K-värdets hastighet. Metoden är utvecklad för markbesiktningsmän och d:o kvinnor av en landskapsarkitekt som heter Eivor Bucht.

7a.  $K = 500 \cdot d_p^2$ ;  $d_p$  för grus är 0,02 - 0,002 m.  
 $K = 500 \cdot 0,02 \cdot 0,002 = 0,02 \text{ m/s} = 72 \text{ m/h}$ .  
 Använd Darcy's lag och sätt in värdena:  $K = 72 \text{ m/h}$ ;  $A = 0,1 \text{ m}^2$ ;  $d\Phi/dx = 0,005$ .  
 $Q = 72 \cdot 0,1 \cdot 0,005 = 0,036 \text{ m}^3/\text{h} = 36 \text{ l/h}$ .

b. Om porositeten är 45 %, så deltar ju bara  $0,45 \cdot A$  i vattentransporten. Ingen hänsyn skall tas till att vattnet rör sig olika fort i olika delar av porsystemet, när man räknar på en medelhastighet.  
 Medelhastigheten blir:  $v = Q / (A \cdot n) = 0,036 / (0,1 \cdot 0,45) = 0,80 \text{ m/h}$ .  
 (Darcy-hastigheten ( $v_D$ ) =  $Q / A = 0,036 / 0,1 = 0,36 \text{ m/h}$ )

8.



Vattnet rinner horisontellt tvärs igenom vallen. En ren tillämpning av Darcy's lag.



$$K = 2 \cdot 10^{-5} \text{ m/s } (= 1,73 \text{ m/dygn})$$

$$A = 1,5 \cdot 860 = 1290 \text{ m}^2 \text{ (våt yta på vallens insida)}$$

$$d\Phi = 1,5 / 2 = 0,75 \text{ m (vattentryck = 0 vid vattenytan och 1,5 m.vp. vid botten. Här räknar vi med ett medelvärde)}$$

$$dx = 4,6 \text{ m (vattnets väg genom vallen)}$$

$$d\Phi/dx \text{ (gradienten)} = 0,75 / 4,6 = 0,163 \text{ (man kan räkna med att vallen är vattenmättad eftersom läckaget pågått sedan dammen fylldes. Inga tillskott till gradienten från kapillaritet e.d.)}$$

$$Q = 2 \cdot 10^{-5} \cdot 1290 \cdot 0,75 / 4,6 = 4,21 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s} = 363,44 \text{ m}^3/\text{dygn}$$

En pump med en kapacitet av 253 l/min vid 1,5 m lyfthöjd klarar av jobbet att ersätta förlusten. Den är inte större än att den går att driva från ett vanligt vägguttag.

Om man inte ersätter förlusten skulle dammen tömmas på 192 dygn (mera än ett halvt år). Man måste byta vatten mycket oftare än så, eftersom vattnet förorenas av foderrester och gödsel. Kräfter trivs bäst i rent vatten. Å andra sidan kan man ta ut ett betydligt högre kilopris för kräfter än för det vete som odlades här tidigare. Med en läckande dammvall filtreras och renas avloppsvattnet så att miljön skonas. Mycket av föroreningarna stannar i vallen. Utsläppen från en fisk- eller kräftodling kan jämföras med avloppsutsläppen från en medelstor stad.

$$9a. \quad d_v = 3 \cdot 10^{-5} / h_t = 3 \cdot 10^{-5} / (1,5 - 0,3) = 2,5 \cdot 10^{-5} \text{ m} = 0,025 \text{ mm}$$

$$b. \quad d_v = 3 \cdot 10^{-5} / h_t = 3 \cdot 10^{-5} / (1,5 - 0,9) = 5 \cdot 10^{-5} \text{ m} = 0,05 \text{ mm}$$

$$10. \quad \text{Darcy's lag: } Q = -K \cdot A \cdot d\Phi/dx = 0,2 \cdot 0,1 \cdot 14 \cdot 0,2 / 25 = 2,24 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s} = 2,24 \cdot 10^{-3} \cdot 3600 \cdot 24 = 193,5 \text{ m}^3/\text{dygn}$$

$$11. \quad \text{Kornstorleken } (d_p) \text{ för finmo är } 0,06 - 0,02 \text{ mm} = 6 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-5} \text{ m. } K = 500 \cdot 6 \cdot 10^{-5} \cdot 2 \cdot 10^{-5} = 6 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$$

Enligt Darcy's lag är  $Q = 6 \cdot 10^{-7} \cdot 1 \cdot 1 = 6 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s} = 6 \cdot 10^{-7} \cdot 3600 = 2,16 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{h} = 2,16 \text{ l/h}$ .



## Appendix 1. Sammanställning av formler

---

Kompaktdensitet <i>Solid particle density</i>	$\rho_s = \frac{m_s}{V_s}$	$m_s$ = massa torr jord $V_s$ = kompaktvolyum
Skrymdensitet <i>Bulk density</i>	$\rho = \frac{m}{V}$	$m$ = massa torr jord + massa vatten $V$ = skrymvolyum
Torr skrymdensitet <i>Dry bulk density</i>	$\rho_b = \frac{m_s}{V}$	
Materialitet (%)	$ma = \left(\frac{V_s}{V}\right) \cdot 100 = \left(\frac{\rho_b}{\rho_s}\right) \cdot 100$	$V_s$ = kompaktvolyum $V$ = skrymvolyum $\rho_b$ = torr skrymdensitet $\rho_s$ = kompaktdensitet
Porositet (%)	$n = \left(\frac{V_n}{V}\right) \cdot 100 = \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}\right) \cdot 100$	$V_n$ = porvolyum
Vattenkvot (vikt%) <i>Gravimetric water content</i>	$w = \left(\frac{m_v}{m_s}\right) \cdot 100$	$m_v$ = massa vatten
Vattenhalt (volym%) <i>Volumetric water content</i>	$\theta = \left(\frac{V_v}{V}\right) \cdot 100 = w \cdot \rho_b$	$V_v$ = volym vatten
Vattenmängd (mm) <i>Water storage</i>	$S = \frac{\theta}{100} \cdot (z_2 - z_1)$	$(z_2 - z_1)$ = skiktjocklek i mm
Totalpotential (m) <i>Total potential</i>	$\phi = \psi + z$	$\psi$ = tryck- eller bindningspotential  (m), <i>pressure potential</i> beteckningen $h_t$ eller $h$ kan förekomma.  $z$ = läges- eller gravitationspotential (m), <i>gravity potential</i>

Samband bindningstryck och porstorlek:

$$h_t = \frac{3 \cdot 10^{-5}}{d}$$

$h_t$  = bindningstryck (m)

$d$  = pordiameter (m)

Darcy hastighet (m/s)

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

$v$  = vattnets hastighet (m/s)

$Q$  = volymflöde av vatten (m<sup>3</sup>/s)

$A$  = tvärsnittsarean hos det betraktade markskiktet (m<sup>2</sup>)

Darcys lag

$$v = -K \cdot \frac{d\phi}{dx}$$

$K$  = jordens hydrauliska konduktivitet/ledningsförmåga (m/s)

$\phi$  = vattnets totala potential (m)

$x$  = mätsträcka (m)

$$Q = -K \cdot A \cdot \frac{d\phi}{dx}$$

$\frac{d\phi}{dx}$  = ändring i totalpotential per

längdenhet, potentialgradient

Empiriskt samband mellan hydraulisk konduktivitet och korndiameter:

$$K = 500 \cdot d_p^2$$

$K$  = hydraulisk konduktivitet (m/s)

$$K = 500 \cdot d_{p, max} \cdot d_{p, min}$$

$d_p$  = medelkorndiameter (m)

$d_{p, max}$ ,  $d_{p, min}$  = största och minsta diametern för en kornstorlek (m)

Hydraulisk konduktivitet för skiktad jordprofil:

- Vattenflöde vinkelrätt mot skiktgränser:

$$K_v = \frac{x}{\sum_{i=1}^n \frac{x_i}{K_i}}$$

$K_v$  = hela profilens K-värde

$x$  = hela profilens tjocklek

$x_i$  = skiktjocklek

$K_i$  = hydraulisk konduktivitet hos skikt  $i$

- Vattenflöde parallellt med skiktgränser:

$$K_p = \frac{1}{x} \cdot \sum_{i=1}^n (K_i \cdot x_i)$$

$K_p$  = hela profilens K-värde

Energibalans vid markytan :  $R_{ns} = LE_s + H_s + q_h$

$R_{ns}$  = nettostrålning

$LE_s$  = energi som åtgår vid avdunstning eller frigörs vid kondensation (latent energiflöde till atmosfären)

$H_s$  = energi för uppvärmning/avkylning av luft (sensibelt värmeflöde till atmosfären)

$q_h$  = konduktivt värmeflöde till marken

Konduktivt värmeflöde (Fouriers lag):

$$q_h = -k_h \cdot \frac{dT}{dz}$$

$q_h$  = värmeflöde (W/m<sup>2</sup>)

$k_h$  = termisk konduktivitet (W/m °C)

$\frac{dT}{dz}$  = temperaturgradient (°C/m)

Termisk diffusivitet (m<sup>2</sup>/s)  $D = \frac{k_h}{C}$

$C$  = värmekapacitet (J/m<sup>3</sup> °C)

Molmassa (g/mol)  $M = \frac{m}{n}$

$m$  = massa (g)

$n$  = antal mol

Koncentration :

• Molaritet (M, mol/dm<sup>3</sup>)  $c = \frac{n}{V}$

$V$  = volym (dm<sup>3</sup>)

Katjonbyteskapacitet (enhet cmol<sub>c</sub>/kg eller mekv/ 100 g ts):

*Cation-exchange capacity*

• Vid jordens pH

$CEC_{eff} = \text{utbytbara baskatjoner} + \text{utbytbar aciditet}$

• Vid pH 7

$CEC_{pH7} = \text{utbytbara baskatjoner} + \text{titrerbar aciditet}$

Basmättnadsgrad (%)  $BS = \frac{\text{utbytbara baskatjoner}}{CEC_{pH7}} \cdot 100$

Mättnadsgrad för enskild baskatjon (%)  $= \frac{\text{utbytbar baskatjon}}{CEC_{pH7}} \cdot 100$



# Mkö 1. Laboratoriearbetet

---

Du har kanske begränsad erfarenhet av laboratoriearbete. Detta kapitel är till för att göra ditt arbete säkrare, både för att dina resultat ska bli mera tillförlitliga och för att du själv ska undvika olyckor.

## **Personssäkerhet**

För din egen och andras säkerhet är det viktigt att du arbetar lugnt och metodiskt när du är i laboratoriet. Läs alltid igenom laborationshandledningen dagen innan och tänk igenom hur den ska genomföras. Försök att bibehålla ordningen i laboratoriet, det innebär att du alltid bör avlägsna spill av kemikalier, glasskärvor etc, om olyckan varit framme. Släng jord och glaskross i därför avsedda behållare.

För din egen säkerhet bör du använda skyddsrock för att skydda dina kläder från spill och stänk. Använd också skyddsglasögon och skyddshandskar när du arbetar med starka syror, alkalier eller andra frätande kemikalier. Skulle du ändå utsättas för stänk så skölj noggrant i närmaste vask eller dusch. Hudskador spolas med stora mängder vatten. Ögonskador måste också spolas med stora mängder vatten. Se till att det skadade ögat hålls öppet så att spolningen får effekt, eventuellt får man tvinga upp ögonlocket med handen. Sök alltid läkare efter en ögonskada!

Utnyttja dragskåpet så fort du jobbar med kemikalier som avger gaser! Dragskåpet ska vara inställt på forcerad ventilering vid användning.

Sug aldrig upp lösningar i pipett med munnen. Använd alltid pelesboll eller pipettsug. Håll i pipetten så nära dess övre ände (motsatt spetsen) som möjligt då du applicerar pelesboll eller pipettsug, annars är det lätt hänt att du bryter pipetten.

Se till att du vet var förbandslåda, ögondusch, nöddusch, brandfilt och brandsläckare finns innan du börjar laborera!

## **Mätsäkerhet**

En viktig faktor för att få tillförlitliga resultat, förutom diskning, är att man mäter upp exakta volymer. För detta använder man volumetriskt glas. Volumetriskt glas finns i olika modeller:

*Mätkolvar* är kalibrerade så att de vid 20°C innehåller den angivna volymen när meniskens nedre del ligger på graderingsstrecket. Mätkolvar används för att preparera noggranna lösningar med en bestämd koncentration. Även *mätglas* är märkta så att glaset innehåller den angivna volymen när meniskens nedre del ligger på aktuellt mätstreck. Mätglas är opålitliga vid noggrann preparering av lösningar eftersom graderingen av delvolymerna görs maskinellt utan hänsyn till eventuella ojämnheter i glaset. Mätglasen används därför framförallt vid preparering av reagenslösningar och mindre noggranna spädningar.

*Vollpipetter* och mätpipetter är kalibrerade så att den angivna volymen kommer ur dem då man tömmer dem. Vollpipetten är graderad med stor noggrannhet och används vid noggranna spädningar. Samma princip som när man fyller mätglas och mätkolvar gäller när man fyller pipetterna, meniskens nedre del ska ligga på graderingsstrecket. Kom ihåg att du aldrig använder munnen när du suger upp lösningar i pipetten - använd alltid pelesboll eller pipettsug.

*Byretter* är liksom pipetter kalibrerade så att den angivna mängden lösning kommer ur dem när man tömmer dem långsamt. Vid snabb tömning stannar en avsevärd mängd vätska kvar på byrettväggen, vilket orsakar titrerfel. Cirka 2-5 droppar per sekund är lagom takt för en 20 ml byrett.

I många fall kommer du att kunna använda *snabbpipett* (sprutor). När du suger upp med snabbpipett trycker du ned kolven ett hack. Därefter för du ned pipettspetsen i vätskan som ska mätas och släpper försiktigt upp kolven. När du tömmer sprutan trycker du två hack, och den inställda mängden töms ut. Snabbpipetten bör ge den inställda volymen, men ibland kan den behöva kalibreras. De pipetter som används på kursen är redan kalibrerade av institutionens personal.

Då du pipetterar kan du använda samma vollpipett eller samma snabbpipettspets flera gånger om du sköljer med avjonat vatten mellan proverna. Om du har tillräcklig mängd provlösning är det lämpligt att skölja pipetten med provlösning en gång innan den riktiga pipetteringen. Då du pipetterar upp standardlösningar kan du använda samma pipett för hela serien om du börjar att pipettera den svagaste lösningen först, sedan den näst svagaste etc. På detta sätt kan du också spara på engångspetsar till snabbpipetterna.

## Ordning

Då kursen börjar tilldelas du ett nummer som du ska använda när du märker flaskor, kolvar, burkar och deglar som du utnyttjar. Märk med ditt nummer och laborationsnumret, och notera noggrant i dina anteckningar vilka extrakt du har och vilka spädningar du har gjort. Markera glas och plast med spritpenna. Deglar märker du på undersidan med blyerts.

Då laborationen är slut och du har bearbetat dina resultat och sett att de stämmer kan du hälla ut alla extrakt i vasken. Jord kastas i särskild hink. Diska den materiel du använt efter varje laboration. Ta bort märkningen på glas och burkar med aceton. Burkar och glas som du bara haft spädda extrakt i räcker det om du sköljer ur noggrant med avjonat vatten. Glas och burkar som innehållit blöt jord, jordsuspensioner eller utspädda extrakt bör du diska ur med borste i varmt vatten. Om ytan är fet (märks genom att det bildas vattendroppar) kan du använda diskmedel för att rengöra den. Skölj därefter noggrant med avjonat vatten.

Innan du går hem, se till att:

- torr disk är inplockad
- allting du använt under dagen, och som inte innehåller något som skall sparas, är diskat
- det inte är något glassplitter i vasken



- bänken är avtorkad
- elektriska apparater är avstängda
- vågarna är avstängda och avtorkade
- pH-elektroden står i buffertlösningen med proppen i lufthålet
- dragskåp är stängda och att den forcerade ventilationen är avstängd



## Mkö 2. Redovisning av laborationer och räkneövningen på markkemin

---

Laborationerna på markkemin är upplagda så att varje grupp studenter jobbar med varsin markprofil. Inom profilgrupperna fördelar vi horisonterna så, att två personer arbetar med en horisont ur profilen, två andra arbetar med nästa horisont o.s.v. Det laborerande paret ansvarar för att skriva och lämna in en labbrapport på varje laboration enligt anvisningarna nedan.

### Rapportering

Inom en vecka efter avslutad laboration ska ni lämna in en rapport på laborationerna; den får vara skriven för hand eller med ordbehandlare. Rapporten ska vara snygg och tydlig, så att läraren lätt kan kontrollera att beräkningarna är korrekt utförda, och så att ni själva vid en senare tidpunkt ska kunna gå tillbaka till rapporten och förstå vad ni gjort, bl.a. med tanke på den sammanställning av profildata som ni ska göra mot slutet av kursen.

Följande laborationer ska redovisas i labbrapporten:

- Mkö 5, torrsustansfaktor och halt av organiskt material (mullhalt)
- Mkö 6, texturanalys
- Mkö 10, pH-bestämning – här förekommer inga beräkningar, rapportera bara era värden

Labbrapporten ska innehålla följande:

- *Försättsblad* med kurs, år, era namn, kursjord och horisont (cm).
- *Beräkningar*, som ska vara renskrivna och möjliga att följa från början till slut.
- *Resultat* från beräkningarna sammanställda i en tabell. Ställ upp resultaten så att de frågor och uppgifter som anges i laborationskompendiet besvaras i tur och ordning!

Följande räkneövningar behöver bara rapporteras om de ej hinner slutföras under den avsatta schematiden.

- Mkö 11, kalkbehov och titrerbar aciditet
- Mkö 12, bestämning av utbytbara katjoner

### Sammanställning av profildata

Mot slutet av kursen sammanställer varje grupp alla data för sin markprofil – både data som ni själva laborerat fram och data som delats ut på övningarna i markfysik och markkemi – och skriver en rapport med figurer, tabeller och löpande text. Rapporterna kommer att tryckas och spridas mellan grupperna, så att samtliga kursdeltagare får en inblick i hur uppmätta variabler varierar mellan och inom kursens markprofiler.



## **Mkö 4. Preparering av generalprov**

---

### **Bakgrund**

Det generalprov som tas vid fältprovtagningen torkas vid hemkomsten, så snabbt som möjligt, vid 30 - 40 °C (=s. k. lufttorkning). Därigenom minimeras kemisk och mikrobiell aktivitet, som kan leda till förändring av provet. Detta är redan gjort då kursen börjar.

Den fortsatta behandlingen av provet består i nedkrossning av större aggregat, homogenisering och siktnings av provet genom en 2 mm sikt. Detta görs med en speciell jordkvarn eller genom att man mortlar med en träpistill och siktar jorden genom en 2 mm sikt. Träpistill används eftersom man vill krossa aggregat, men inte mineralpartiklar.

Moränleror bör före eventuell behandling i jordkvarn siktas genom en grövre sikt (ex. 2 cm), för att få bort stenar som annars kan försvåra arbetet och skada kvarnen. Vid hög sten- och grushalt måste provet malas för hand i mortel. Eventuella rotrester plockas också bort. Även sorterade lerjordar som torkat till stora hårda aggregat bör förbehandlas genom att aggregaten krossas till lämplig storlek för hand. Sorterade sand- och mojordar kan i regel handsiktas genom 2 mm sikt utan förbehandling.

Den jordfraktion som passerar en 2 mm sikt kallas finjord. Sten och grus som inte går igenom kallas grovjord eller skelettjord. De flesta analyser som görs i de kommande laborationerna utförs på finjorden och resultaten anges i relation till denna.

Vissa resultat, t.ex. kornstorleksfördelningen, skall anges i relation till ursprungsprovet. Efter malningen vägs därför grovjord och finjord var för sig. Kom ihåg att väga finjorden innan prov för andra analyser tas ut. Efter preparering förvaras jorden torrt och vid rumstemperatur.

### **Genomförande**

#### ***Materiel***

Mortel  
Träpistill  
siktar (2 mm, 2 cm)  
Våg  
Förvaringsburk

#### ***Uppgift***

Preparera ditt jordprov enligt anvisningarna ovan, väg grovjord och finjord var för sig och anteckna vikterna.



## Mkö 5. Torrsubstansfaktor och halt av organiskt material (mullhalt)

---

### Torrsubstansfaktor

De flesta analyser sker på prover, som invägts lufttorra. Även ett lufttorrt prov innehåller dock några procent vatten. Det lufttorra provets vattenhalt är beroende av jordarten, men också i hög grad av hur det har preparerats och förvarats. Därför brukar man ofta för jämförbarhet mellan olika jordar räkna om analysvärdena från mängd lufttorrt jord till mängd torrsubstans. För omräkning till torrsubstans ( $t_s$ ) används den s.k. torrsubstansfaktorn ( $f_{ts}$ ) som är det tal varmed en viss invägd mängd lufttorrt eller fuktigt prov skall multipliceras för att den ingående mängden torrsubstans skall erhållas. Således är:

$$f_{ts} * l_s = t_s$$

där  $l_s$  (lufttorrt substans) = massa lufttorrt eller fuktigt jord

$$\text{Då } l_s = m_s + m_w$$

( $m_s$  = massa torrt prov och  $m_w$  = massa vatten)

och  $t_s = m_s$

$$\text{får man att } f_{ts} = \frac{m_s}{m_s + m_w} = \frac{t_s}{l_s} = \frac{\text{mängd torkat prov}}{\text{mängd lufttorrt prov}}$$

$f_{ts}$  är alltid mindre än 1.

### Utförande

Väg på en analysvåg in ett *representativt* prov på cirka 5 g (ange exakt vikt med 3 decimaler) finjord i en glödgad och vägd, låg, planbottnad degel av porslin. Eftersom provet i nästa steg ska användas för bestämning av glödgningsförlust ska degeln märkas på undersidan med blyerts (tusch etc. bränns bort). Jordlagrets tjocklek i skålen bör inte vara mer än ca 1 cm och skålen ska inte vara fylld mer än till hälften. Torka vid 105° C i minst 6 timmar eller helst över natten. Låt svalna i minst en halvtimme i exsickator försedd med ett effektivt torkmedel såsom fosforpentoxid eller blågel. Väg med tre decimalers noggrannhet (helst på samma våg som första gången)! På detta prov ska sedan glödgningsförlust bestämmas enligt (se Metod för bestämning av glödgningsförlust och humushalt nedan).

### Uppgift

Beräkna torrsubstansfaktorn enligt formeln ovan!

### Halt av organiskt material (mullhalt)

När man bestämmer halten av organiskt material i ett jordprov ingår humusämnen, eventuellt osönderdelat förnamaterial och jordens mikroflora och mikrofauna. Det

finns många beteckningar för detta organiska material. Beteckningen ”halt av organiskt material” är korrekt, men är språkligt lite klumpig. Ofta används begreppet humushalt även om inte allt organiskt material är humus. I mineraljordar med väl omsatt material är dock andelen ej humifierat organiskt material nästan försumbart. När det gäller matjord använder man ofta begreppet mullhalt.

Det organiska materialet i marken har stor betydelse för växterna. I den organiska marksubstansen ackumuleras de näringsämnen, som utgör viktiga byggstenar i de organiska föreningarna. Den blir därför en viktig reservoar av framför allt kväve, fosfor och svavel, vilka frigörs när det organiska materialet bryts ned av markorganismerna. Genom sin närvaro utövar humusen ett gynnsamt inflytande på markens kolloidkemiska och fysikaliska egenskaper. Humusen har hög katjonbyteskapacitet och ökar jordens buffringsförmåga. Andra viktiga funktioner är att den bidrar till en gynnsam aggregatbildning, och därigenom förbättrar genomluftning och vattenhållning.

Jordar som används i växtbäddar för planteringar och gräsmattor baseras på minero- gent material, medan planteringsjordar för krukor och odlingslådor etc. huvudsakligen består av nedmalen torv. Som beskrivs mer utförligt i Mkö 6 har de relativt grovkorniga jordarter som används i växtbäddar inte alltid riktigt optimala egenskaper ur växtsynpunkt. Denna brist motverkas dock av att man också i sådana jordblandningar tillför organiskt material i form av torv, stallgödsel, kompost etc. I de sandiga växtbäddsjordarna bidrar det organiska materialet framförallt med vattenhållande och näringshållande förmåga. Om man anlägger planteringar i befintliga finkorniga jordar är det ofta fördelaktigt att tillföra organiskt materialet för att skapa struktur i mjåla och att luckra upp och skapa en mer lättbearbetad struktur i en lera.

Metoder för bestämning av humushalt som beskrivs i detta labkompendium är glödgningsförlust och totalelementaranalys av kol. De flesta metoder grundar sig antingen på uppsamling och vägning av den koldioxid som bildas vid våt eller torr förbränning, eller på mätning av jordens förmåga att reducera något oxiderande ämne som tillsätts. Man antar då att det organiskt bundna kolet är det viktigaste reducerande ämnet i marken. Humushalten kan beräknas utifrån mängden kol, då humus antas innehålla 58 % kol.

Syftet med denna laboration är att få en insikt i de vanligaste metoderna för att bestämma halten organiskt material i olika jordar och att bestämma hur mycket organiskt material era kursjordar innehåller.

## **Metod för bestämning av glödgningsförlust och humushalt**

En enkel metod för att bestämma mullhalten är glödgning av jordprovet vid 500°C varvid allt organiskt material oxideras till CO<sub>2</sub> och H<sub>2</sub>O. Viktminskningen vid glödgning, *glödgningsförlusten*, kan därför säga en del om jordprovets mullhalt. Vid glödgningen avgår dock även kristallbundet och adsorberat vatten. För sandjordar och andra grovkorniga jordar spelar detta dock inte så stor roll, men ju högre lerhalten är, desto mer av viktminskningen utgörs av adsorberat vatten som avgått från provet. Därför har Ekström (1926) utarbetat korrektionstal som baserar sig på en kvalitativ



bedömning av texturen, se tabell 5:1. Eftersom man som korrektionsfaktor för varje jordart använder ett medeltal blir mullhaltsbestämningen enligt denna metod relativt grov men för jordartsklassifikationen oftast tillräckligt noggrann. För humusfattiga lerjordar kan man med denna metod få ett negativt värde på mullhalten. Sätt då mullhalten till 0! Ibland kan det vara mer korrekt att bara ange glödgningsförlust och textur då

man vill beskriva en jord. Då får den som tar del av data bilda sig en egen uppfattning om mullhalten. För organogena jordar ger glödgningsförlust ett bra värde på halten organiskt material.

*Tabell 5:1. Korrektionstal för omräkning av glödgningsförlust till mullhalt.  
Mullhalt = glödgningsförlust i % av ts minus korrektionstal.*

Jordart	Korrektionstal varierar mellan	Korrektionstal, ungefärligt medeltal
Sandartade jordar (sandmjåla, moränmo)	0,4-1,2	1
Lättlera	1,4-2,2	2
Mellanlera	2,0-2,9	2,5
Styv lera	2,9-4,4	3,5
Mycket styv lera	3,9-5,3	4,5

### **Utförande/uppgift**

Bestämning av glödgningsförlust görs på samma prov som använts för bestämning av torrsubstansfaktorn. Glödgningen utförs i en laboratorieugn. Provet placeras i ugnen, som sätts på med temperaturen inställd på 500° C (följ lärarens instruktioner för praktiskt genomförande av glödgningen!). Provet glödgas i 3 timmar från det att temperaturen 500° C har uppnåtts. Efter avsvälning i exsickator vägs degel med prov (3 decimaler, helst samma våg som tidigare). Bestäm glödgningsförlusten i % av jordens ts. Beräkna mullhalt i % av ts med hjälp av korrektionstalen i tabell 5:1 sedan jordarten bestämts genom Mkö 6, texturanalys.

## **Totalelementaranalys av C och N**

Med en elementaranalysator kan det totala innehållet av C och N, d.v.s. summan av organiska och oorganiska former, i jordprovet bestämmas. Metoden grundar sig på förbränning av jordprovet med analys av förbränningsprodukterna (CO<sub>2</sub> och N<sub>2</sub>). Förbränningsprodukterna mäts med infraröddetektor (IR-detektor) och värmeledningsdetektor. Om provet innehåller karbonatkol finns metoder för att skilja detta från det organiska kolet. Det krävs högre temperatur för att sönderdela karbonat än för att oxidera organiskt kol till CO<sub>2</sub>. Karbonathaltiga prover upphettas därför först till 550 °C för att bestämma mängden organisk kol och därefter till en temperatur på t.ex. 1 250 °C för att sönderdela karbonaten. Alternativt kan man bestämma kol vid hög temperatur på ett obehandlat delprov och på ett annat delprov som behandlats med saltsyra (HCl) för att sönderdela karbonaten.

### **Uppgift**

Elementaranalys är redan gjord på kursjordarna. Rådata delas ut av läraren. Beräkna jordprovets humushalt i procent av ts under antagandet att humus innehåller 58 % kol!

Beräkna även kvoten mellan *organiskt* kol och kväve den s.k. C/N-kvoten!

## **Litteratur**

Ekström, G. 1926. Klassifikation av Svenska Åkerjordar. SGU Ser C Nr 345, 161 s.

Svensson, H. I. 1984. Bestämning av hygroskopicitet och glödningsförlust i jord, samt approximativ beräkning av lerhalt, mullhalt och katjonbyeskapacitet ("T-värde"). SLL Rapport Nr 36, 10 s.



## **Mkö 6. Texturanalys (mekanisk analys)**

---

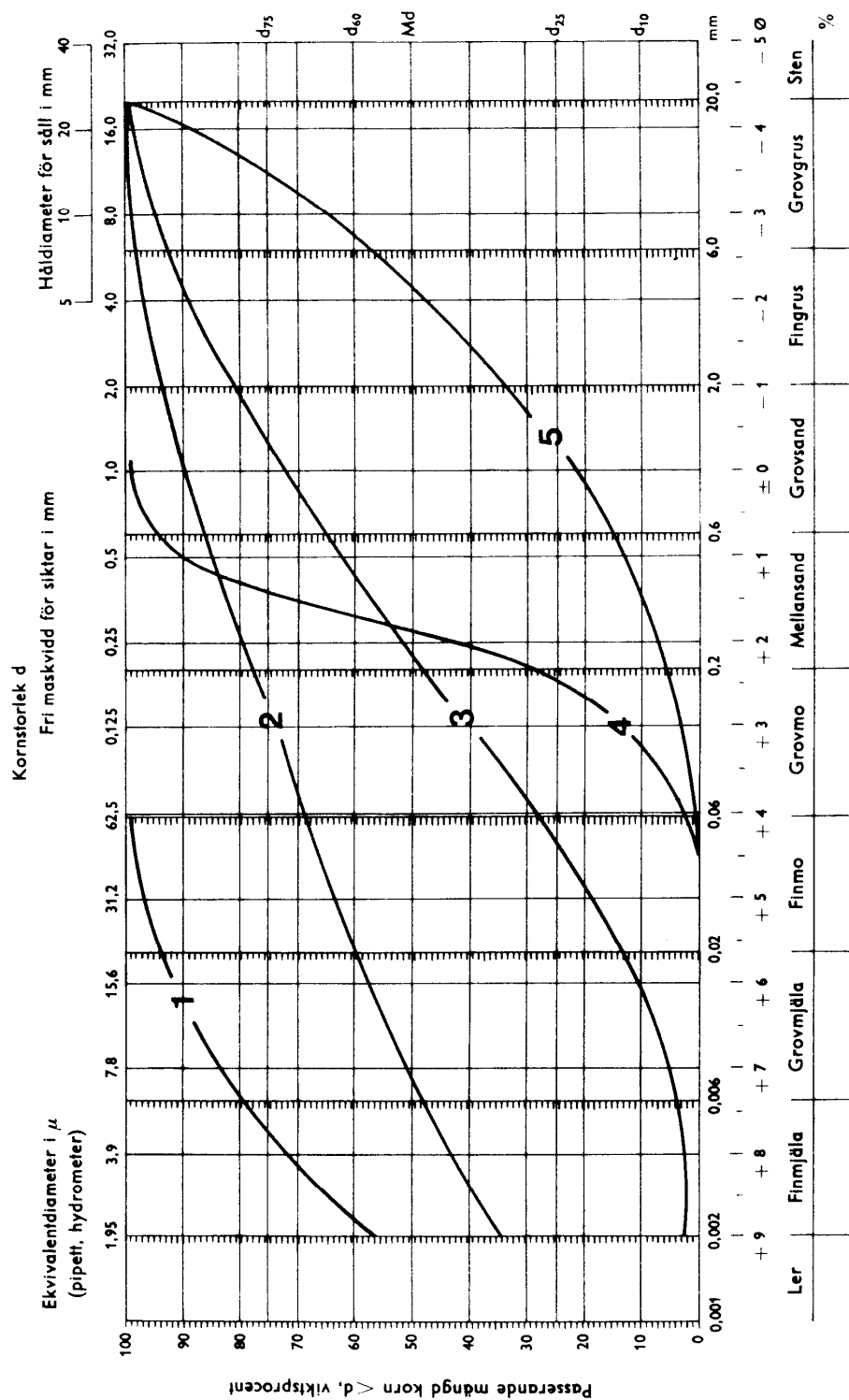
### **Bakgrund, syfte**

I de flesta naturliga jordar och även i de jordar som blandas till för att användas i växtbäddar är minerogent jordmaterial den dominerande beståndsdelens rent mängdmässigt. Vilken kornstorleksfördelning denna jordart har får stor betydelse för dess egenskaper som växtplats. Kornstorleksfördelningen och om den domineras av större eller av mindre partiklar bestämmer egenskaper som vattenhållande förmåga, dränerbarhet, naturligt innehåll av växtnäringsämnen, förmåga att hålla kvar näringsämnen som tillförs genom gödning och markens motståndskraft mot försurning. I tillverkade växtbäddsjordar dominerar oftast sandigt och moigt material eftersom det gör jorden lätt-dränerad och lätt att sprida ut eftersom den inte kladdar även om det är blött när den sprids. I ytskiktet på gräsytor är grovkorniga jordarter också fördelaktiga eftersom de är relativt trampåliga. Ur växtsynpunkt är dock grovkorniga jordarter egentligen inte riktigt optimala för mer krävande växter eftersom de har dåliga vattenhållande egenskaper och inte heller är så näringsrika. Detta motverkas delvis genom inblandning av organiskt material (se vidare Mkö 4). Finmo- och mjälajordar är svårhanterliga eftersom de har dålig struktur och är mycket vattenhållande. Detta kan ge problem som syrebrist för rötterna, uppfrysning av fleråriga växter och flytjordsegenskaper i blött tillstånd. Lera har goda vatten- och näringshållande egenskaper och har förmåga att bygga bra struktur i naturligt tillstånd. I anlagda växtbäddar är den dock problematisk eftersom den packas och kladdar om man kör på den och den är också svår att sprida ut om den är för blöt eller om den har så dålig struktur att den torkat ihop till kokor. Att bygga på lera är också problematiskt eftersom det lätt uppstår sättningar.

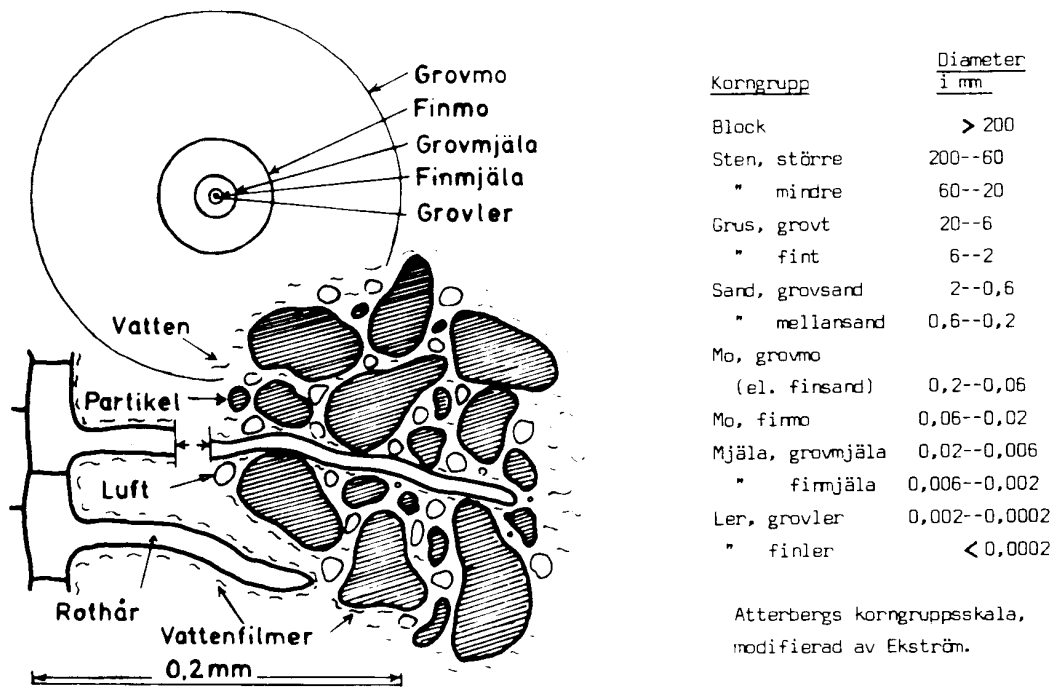
Om man lämnar in ett jordprov för jordartsanalys får man ofta resultatet i form av en så kallad kornstorleksfördelningskurva (Fig. 6:1). Kurvans form och lutning visar vilken typ av jordart det är. Ur kurvan kan man också läsa ut hur mycket det finns av de olika kornstorleksfraktionerna (ex hur många procent ler, mjäla, mo eller sand). I den manual som används vid projektering finns rekommendationer för vilka jordarter som är lämpliga för olika typer av växtbäddar. Där anges ett intervall inom vilket kornstorleksfördelningen för den jordblandning man tänker använda bör hålla sig. Syftet med denna laboration är ta fram kornstorleksfördelningskurvor för era kursjordar för att förstå hur en sådan kurva ska tolkas och för att ta fram vilken jordart er jord har och att jämföra den med de kornstorleksfördelningar som föreskrivs för växtbäddsjordar.

### **Grundläggande begrepp**

Den mekaniska analysen benämns även texturanalys och innebär en bestämning av kornstorleksfördelningen, d.v.s. frekvensen eller andelen primärpartiklar inom vissa givna storleksintervall. Indelningen i storleksintervallen följer ofta Atterbergs korngruppskala och andelen partiklar inom varje intervall anges i procent av hela provets mineralsubstans. Många av jordprovets/markens egenskaper är kopplade till denna s.k. kornstorleksfördelning.



Figur 6:1. Kumulativ kornstorleksfördelning för: 1. Styv lera, 2. Moränlera, 3. Sandig moig morän, 4. Grovmoig mellansand (flygsand), 5. Sandigt grus (svallgrus). Ur *Kvartärgeologi, kompendium 1978, Kvartärgeologiska avdelningen, Uppsala Universitet.*



Figur 6:2. En schematisk bild av storleksförhållanden i mark. Efter S. Andersson.

Kännedom om markens kornstorlekssammansättning är en förutsättning för en noggrann klassifikation av jordarter. Ett stort antal metoder för texturanalys finns utarbetade. Vanligen separeras partiklarna dels genom siktning, dels genom sedimentation i efter uppslammning i vatten. Siktning används vanligen för fraktioner större än mo (>0,2 mm). För sedimentationsanalysen brukar pipettmetoden eller hydrometernmetoden användas. Metoderna anses i stort sett likvärdiga.

Sedimentationsanalysen bygger på att partiklarna i en jordsuspension sjunker olika snabbt beroende på förhållandet mellan deras yta och tyngd. Beräkning av partiklarnas sedimentationshastighet grundar sig på Stokes' lag:

$$v = \frac{2 \cdot r^2 (\rho_s - \rho_l) \cdot g}{9 \cdot \eta} \quad (1)$$

$v$  = den konstanta fallhastigheten ( $\text{cm s}^{-1}$ )

$r$  = partikelns ekvivalentradie (cm)

$\rho_s$  = partikelns täthet ( $\text{g cm}^{-3}$ )

$\rho_l$  = vätskans täthet ( $\text{g cm}^{-3}$ )

$g$  = tyngdaccelerationen ( $\text{cm s}^{-2}$ )

$\eta$  = vätskans viskositet ( $\text{g cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ ), poise

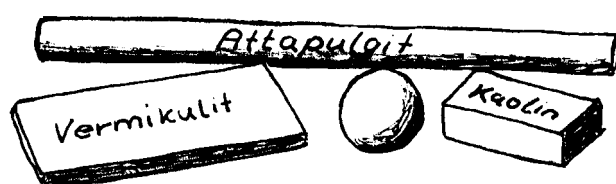
Då vattnets viskositet vid 20° C är ca 0,01 poise och jordpartiklarnas täthet ca 2,7  $\text{g cm}^{-3}$  blir  $v = 37000 \cdot r^2 \text{ cm s}^{-1}$  vid sedimentation i vatten.

Om  $v = 37000 \cdot r^2$  så blir sedimentationshastigheten för de minsta mjälapartiklarna ( $r = 0,0001 \text{ cm}$ )  $37000 \cdot 0,0001^2 = 0,00037 \text{ cm s}^{-1}$ . För de minsta mjälapartiklarna åtgår sålunda följande tid att falla 10 cm:

$$\frac{10}{0,00037 \cdot 60 \cdot 60} = 7,5 \text{ tim}$$

Ovan angivna formler gäller emellertid strängt endast för sfäriska partiklar.

Då jordpartiklar i allmänhet inte är sfäriska har man infört begreppet ekvivalentdiameter. Denna definieras som diametern av en sfär av samma material och med samma fallhastighet som jordpartikeln.



Figur 6:3. Schematiserad partikelform för kaolin, vermikulit och attapulgit. Den  $8 \mu\text{m}$  stora ekvivalentpartikeln representeras av sfären (efter Odén, 1959).

Genom en internationell överenskommelse har det fastställts att en partikel med ekvivalentdiametern  $0,002 \text{ mm}$  (minsta mjälapartikeln) skall anses falla  $10 \text{ cm}$  i tjugogradigt vatten på  $8 \text{ tim}$  (International Society of Soil Science, 1927). Fallhastigheten för partiklar av annan storlek skall beräknas ur detta antagna värde enligt följande:

$$v = k \cdot r^2$$

Överenskommelsen om minsta mjälapartikeln ( $r = 0,001 \text{ mm}$ ) ger följande värde på  $k$ :

$$k = \frac{v}{r^2} = \frac{10 \text{ cm}}{8 \cdot 3600 \text{ s} \cdot (0,001 \text{ mm})^2} = 347,2 \text{ cm mm}^{-2} \text{ s}^{-1}$$

För en partikel med  $r = 0,001 \text{ cm}$  (minsta mopartikeln) blir då, med den sist beräknade konstanten, falltiden för  $10 \text{ cm}$   $4 \text{ min}$  och  $48 \text{ sek}$ , d.v.s.  $1/100$  av  $8 \text{ tim}$ . Falltider för övriga partiklar kan beräknas ur:

$$v = \frac{h}{t} = k \cdot r^2 \text{ d.v.s. } t = \frac{h}{k \cdot r^2}$$

Om  $h$  och  $t$  är kända och partikeldiametern söks sätts  $r = \frac{d_p}{2}$  in och formeln skrivs

$$d_p = \sqrt{\frac{4h}{t \cdot k}} \quad (2)$$

## Analyser

### Grovjorden

De jordprov ni får ut på kursen innehåller bara jordpartiklar mindre än 2 mm (finjord). Kemiska analyser görs normalt på finjord. Det ursprungliga generalprovet har preparerats enligt beskrivningen i Mkö 4. Jordpartiklar större än 2 mm (grovjord) har sikats ifrån medan större aggregat som är uppbyggda av finjord har krossats ned så att de gått igenom sikten.

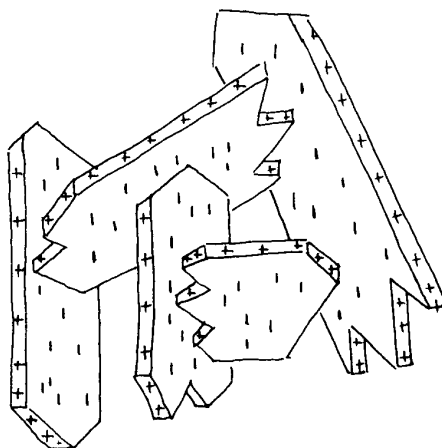
När ni på denna laboration ska bestämma jordarten ska dock också grovjorden, som består av grus, tas med i beräkningen om jorden innehåller sådant material. Vi har därför vägt både grusfraktionen och finjorden i samband med provprepareringen. Dessa viktsdata delas ut av lärarna och används sedan vid framräkningen av den kompletta jordartens kornstorleksfördelning.

### Finjorden

Då primärpartiklarna i de flesta fall är sammankittade till aggregat, jorden befinner sig vanligen i aggregatstruktur, måste åtgärder vidtas för att överföra jorden i enkelkornstruktur. Processen kallas dispergering. Det gäller att förstöra aggregatstrukturen genom att upphäva de aggregerande krafterna så att de individuella primärpartiklarna blir fria. Detta bör ske skonsamt så att primärpartiklarna angrips så litet som möjligt. Det är huvudsakligen organiskt material, seskvioxider och kalciumkarbonat som verkar sammankittande på partiklarna.

En första grov sönderdelning av jorden görs vid prepareringen av jordprovet (Mkö 4). Om den inte är mycket grovkornig har dock jorden fortfarande till övervägande del aggregatstruktur.

Genom behandling med väteperoxid avlägsnas det organiska materialet och genom saltsyrebehandling löses bl.a. karbonater och seskvioxider. Dessutom tillsätts Napolofosfat för att göra jorden Na-mättad (adsorberade katjoner, motjoner, är då  $\text{Na}^+$ ). Partiklarna kommer då att repelleras varandra. Detta i förening med mekanisk bearbetning i form av skakning eller snabbomröring med eldriven propelleromrörare gör att de aggregerande ytkrafterna upphävs och primärpartiklarna blir fria från varandra.



Figur 6:4. Gelstrukturen hos utflockad skikt-silikat (schematiskt).

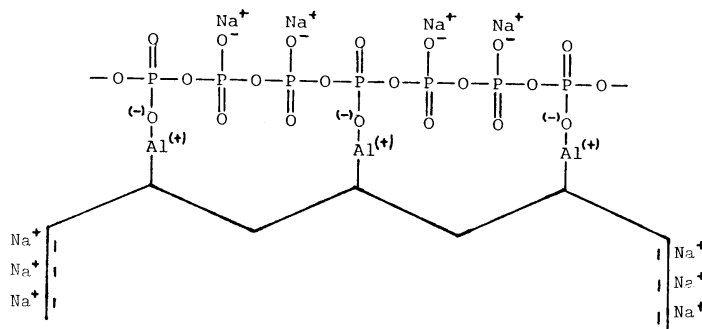


Natriumpolyfosfatets verkan består i att utflockande katjoner (Fe, Al, Ca, Mg) inaktiveras genom bildning av vattenlösliga polyfosfatkomplex och i att saltet dispergerar lerkolloiderna, vilket förklaras enligt följande:

Lerpartiklarna har en negativ nettoladdning knuten till basalplanet, medan en positiv laddning uppkommer vid lerpartiklarnas kanter. Den positiva laddningen är knuten till Al-jonerna i lerkristallernas oktaederskikt. Lerkolloider i en suspension utan natriumpolyfosfat flockar därför lätt ut genom att de positiva laddningarna på kanterna binds till de negativa laddningarna i basalplanet. Laminära lerpartiklar bildar en korthusliknande struktur enligt fig. 6:4.

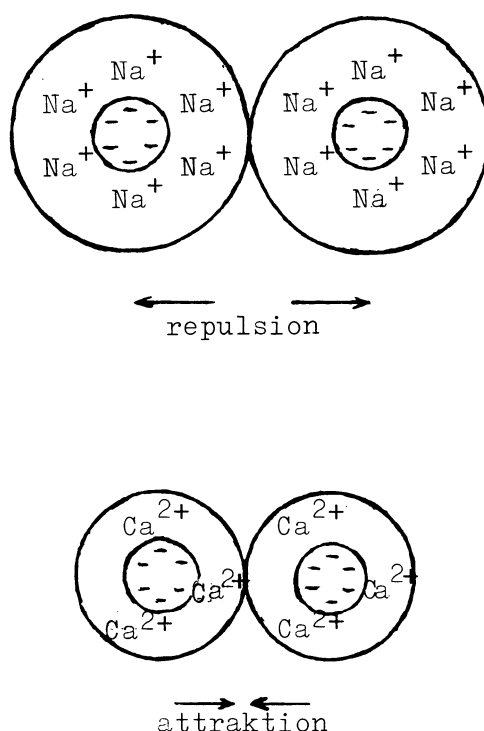
När natriumpolyfosfaten tillsätts kommer de negativa polyfosfatjonerna att bindas till lerkolloidernas positiva bindningsställen och ge ökad negativ nettoladdning (fig. 6:5). Ökningen av den negativa laddningen leder till att bindning kant mot plan sida upphör och leret dispergerar.

Natriumjonerna i polyfosfatet kommer, när de tillsätts i stor mängd, att förtränga andra joner (t.ex.  $\text{Ca}^{2+}$ ) från de negativa bindningsställena på lerpartiklarna. Till Na-jonerna är bundet s.k. hydrationsvatten, som gör att jonens effektiva radie blir stor. När den hydratiserade Na-jonen adsorberas till lerpartikeln kommer storleken på det s.k. diffusa dubbelskiktet att öka. Detta beror på att de envärda Na-jonerna binds svagare till partikelytan än en tvåvärd jon som Ca, som normalt dominerar bland motjonerna. Na-jonerna blir därför rörligare i förhållande till partikelytan samtidigt som det behövs dubbelt så många envärda joner för att balansera partikelladdningen. Detta ger diffusa dubbelskiktet större utsträckning och innerlösningen en större volym (fig. 6:6). Avståndet mellan partiklarna ökar därvid, vilket leder till en bättre dispergering av lerpartiklarna och en stabilare suspension.



Figur 6:5. Bindning av Na-polyfosfatpolymerer till lerkolloidernas positiva bindningsställen (efter van Olphen).

Om jorden innehåller mycket karbonatcalcium kommer lerpartiklarna att flocka ut trots natriumpolyfosfattillsats. Detta beror på att upplösning av karbonatet vid saltsyra-behandlingen leder till förhöjd salthalt och för stor andel utbytbar Ca. Fria salter verkar utflockande på suspensionen och materialet förblir delvis Ca-mättat. Även peroxidbehandling av mycket humusrika prov kan ha en liknande effekt. Diffusa dubbelskiktet förblir därför tunt och lerpartiklarna kan lätt närma sig varandra varvid utflockning sker (fig. 6:6). Överskottet av Ca-joner måste då avlägsnas som framgår av metodbeskrivningen.



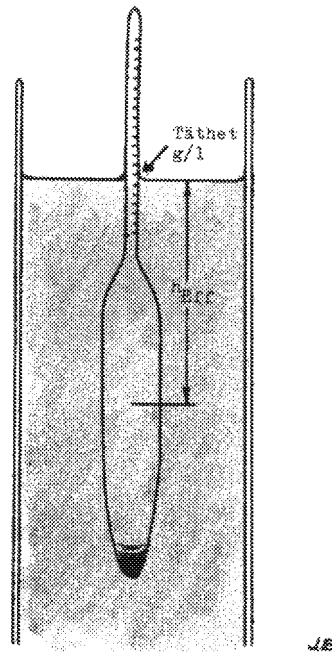
Figur 6:6. Betydelsen av dubbelskiktets jonsammansättning för den elektrostatiske interaktionen mellan lerkolloider.

Natriumpolyfosfatlösningen innehåller också natriumkarbonat. Karbonatens funktion är att höja lösningens pH. Ökat pH innebär att markpartiklarnas negativa nettoladdning ökar, vilket gynnar de repellerande krafterna mellan dem.

## Hydrometern metoden

Ett snabbt sätt att erhålla den mekaniska sammansättningen hos en jord är att använda hydrometern metoden. Metoden baseras på mätning av jordsuspensionens täthet efter olika sedimentationstider med hjälp av en hydrometer (fig. 6:7). Hydrometern är kalibrerad för en kompaktdensitet av  $2,65 \text{ g/cm}^3$  och en temperatur hos suspensionen av  $20^\circ \text{ C}$ . Den är graderad så att den direkt ger jordsuspensionens täthet i g partiklar per liter.

Efter ordentlig omrörning antas tätheten vara lika i alla delar av jordsuspensionen. Under sedimentationens gång kommer tätheten (g partiklar per liter suspension) vid en viss given nivå att minska med tiden, eftersom allt fler partiklar sedimenterar och försvinner från denna nivå. Med en hydrometer registrerar man vid upprepade tillfällen tätheten, som kan hänföras till det djup under vätskeytan, det så kallade effektiva djupet ( $h_{\text{eff}}$ ), som sammanfaller med djupläget hos hydrometerns volymsmässiga "tyngdpunkt". Eftersom hydrometern sjunker allt djupare ned i suspensionen, i takt med att dess täthet avtar med tiden, kommer  $h_{\text{eff}}$  att öka under analysens gång. Det effektiva djupet är detsamma som  $h$  i formel (2). Genom att dels mäta suspensionens täthet, dels hålla reda på vid vilket djup man för tillfället mäter (fås ur en tabell för



Figur 6:7. Mätning av en jordsuspensions täthet med hydrometer.

aktuella hydrometern), får man från varje mättillfälle dels ett värde på massan av de partiklar man för tillfället mäter, dels vilka storleksfraktioner som ingår i den mätta massan.

### **Materiel**

800 ml bägare  
 Glasstav  
 Urglas  
 Sedimentationscylinder, 1 l  
 Sikt, 0,2 mm  
 Porslinsdegel  
 indikatorpapper, pH  
 Hydrometer

### **Reagens**

Saltsyra, HCl, 1 M  
 Väteperoxid, H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 35 %  
 Natriumpolyfosfat, (NaPO<sub>3</sub>)<sub>n</sub>, 3,3 % + natriumkarbonat, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, 0,7 %  
 Magnesiumklorid, MgCl<sub>2</sub>, 0,25 M

### **Utförande**

#### **Sönderdelning av organiskt material och upplösning av karbonat**

Väg in 20,0–50,0 g jord i en 800 ml bägare (provsvikt enligt handledarens anvisningar). Den invägda mängden anpassas så att den blir mindre ju högre den förväntade lerhalten är. Jorden fuktas med avjonat vatten och några droppar 1 M HCl tillsätts för surgörning. I den sura miljön blir behandlingen med väteperoxid effektivare. Om jorden fräser vid tillsats av HCl visar det att jorden innehåller karbonat. Innehåller

jorden mycket karbonat blir skumbildningen ofta besvärande vid väteperoxidbehandlingen. Karbonatet måste då först sönderdelas genom behandling med 1 M HCl tills fräsningen upphör. Först därefter påbörjas väteperoxidbehandlingen. Var noga med att inte tillsätta för mycket saltsyra, som då kan lösa upp det finaste leret.

Under urglas tillsätts 10 ml 35 % väteperoxid. Var försiktig så att du inte spiller på hud eller kläder! Rör om med glasstav. Låt stå med urglas på ångbad, rör om ofta och spola ned partiklar som fastnat på väggarna och låt ej skumma över. Tenderar provet att "koka" över kan reaktionen dämpas genom att spruta vatten på suspensionen med en sprutflaska. När skumbildningen upphört tillsätts ytterligare 10 ml 35 % väteperoxid, varefter provet behandlas som förut. Upprepas till skumbildning inte längre sker, vilket betyder att den organiska substansen är oxiderad. *För jordar med låg mullhalt räcker det med två tillsatser.* Kyl. Vänta minst 20 minuter mellan väteperoxidtillsatserna. Om ingen skumbildning sker vid tillsats för att allt oxiderat material är förbrukat måste överskottet av väteperoxid sönderdelas genom kokning i ca 20 minuter.

### **Dispergering**

Jordsuspensionen späds med avjonat vatten till ca 400 ml och under omrörning tillsätts 25 ml natriumpolyfosfat+natriumkarbonat. Suspensionens därefter dispergeras med en mixerstav i cirka 10 min.

Om jorden innehåller för mycket kalciumkarbonat kan suspensionen flocka ut även efter dispergeringen beroende på Ca-jonens starkt flockande förmåga. Låt därför suspensionen vila i ett par minuter efter dispergeringen och kontrollera sedan flockning tillsammans med handledaren. Om jorden flockar ut måste Ca-jonerna frångiljas genom centrifugering. Överför jordsuspensionen till en 1 l centrifugflaska. Tillsätt 5 ml 0,25 M MgCl<sub>2</sub> och centrifugera vid 2 000 varv per minut i 20 minuter. Efter centrifugeringen avhålls supernatanten (i vilken huvuddelen av Ca-jonerna är lösta) försiktigt, utan att någon jord medföljer. Därefter återupprepas dispergeringen enligt ovanstående förfarande.

### **Bestämning av mängden sand**

Suspensionen hålls efter dispergeringen genom en sikt med 0,2 mm maskor ned i en 1000 ml sedimentationscylinder. Den i sikten kvarvarande jorden spolas med vatten (sprutflaska) och bearbetas med hjälp av en glasstav tills dess inga fler partiklar passerar sikten. Sanden i sikten innehåller fortfarande en del vidhäftande mopartiklar. Därför spolas den med vatten över till vägd porslinsdegel. Vattnet avhålls varefter sanden torkas i värmeskåp innan den ställs in i ugnen för bortglödning av rotrester. Efter glödning 1 timme och avsvälning torrsiktas mopartiklarna ner i cylindern. Den kvarblivna sanden förs tillbaka till degeln och vägs.

När frångilningen av sanden är klar rörs suspensionen om och dess pH kontrolleras med indikatorpapper. Om pH är lägre än 7 justeras lösningens pH med tillsats av 1M NaOH tills pH är ca 8-9 (rör om igen innan pH testas). När pH justerats späds suspensionen till strax under 1 000 ml. Cylindern ställs sedan över natten i konstantrum eller helst i ett termostatreglerat vattenbad för temperering till 20°.

## **Avläsning**

Hydrometern tas upp ur sitt fodral och torkas av med rent hushållspapper. Suspensionen omrörs noga med omrörare försedd med perforerad platta så att allt material befinner sig svävande. Se till att du får upp bottensatsen ordentligt vid omrörningen. pH justeras åter till 8-9 om det har sjunkit under natten. Därefter späds suspensionen till exakt 1000 ml och omrörs ordentligt en sista gång. Hydrometern nedsänks **försiktigt** ca 30 s före varje avläsning. Första avläsningen sker efter 1/2 min och sedan enligt de tider som framgår av protokollet på s. 67 Efter de tre första avläsningarna tas hydrometern **försiktigt** upp, spolats med avjonat vatten och ställs i cylindern med blanklösning (avjonat vatten + 25 ml Na-polyfosfat+Na-karbonat). Ta därefter upp hydrometern efter varje avläsning. Det gör inget om du inte hinner läsa av exakt den tid som anges bara du noterar exakt vilken tid det blev istället.

För att underlätta nedförandet av hydrometern till rätt nivå i suspensionen är det lämpligt att göra ett orienterande försök genom att röra om den ordentligt och placera hydrometern i suspensionen och göra ett par provavläsningar. Rör sedan om på nytt och påbörja de verkliga mätningarna. Suspensionens täthet betecknas R. Om man under sedimentationens gång upptäcker att mätningarna under de första minuterna ej blev bra är det enkelt att göra om dem efter 24-timmarsavläsningen. Sedimentationen startas då om genom en ny kraftig omrörning.

## **Bearbetning av mätresultaten**

### **Mineralsubstans**

Kornstorleksfraktionernas andelar skall bestämmas som procent av den s.k. **mineralsubstansen**. Mineralsubstansen är den invägda finjordens torrsbstans minskad med organisk substans (använd den som beräknats från halt organiskt kol) och eventuell kalciumkarbonat plus, i förekommande fall, den massa grovjord (2–20 mm) som motsvarar den invägda finjorden. Mineraljordens 100 % kommer definitionsmässigt att utgöras av fraktionerna ler, mjåla, mo, sand och grus. Använd kvoten mellan grovjord och finjord från Mkö 4, preparering av generalprov, för att beräkna hur mycket grovjord som motsvarar den finjord som vägdes in för texturanalys. I beräkningen antar man att grovjorden är fri från vatten, humus och kalciumkarbonat och alltså endast innehåller mineralsubstans.

### **Sand och grus**

De procentuella andelarna av grus respektive sand beräknas genom att man dividerar den mot provet svarande massan grovjord, respektive den i texturanalysen frånsiktade sanden, med provets mineralsubstans.

### **Mindre kornstorlekar**

För de mindre kornstorleksfraktionerna använder man värden från hydrometeravläsningarna. Varje avläsningstillfälle svarar mot en **partikelstorlek**, som beräknas med formel (2). Det aktuella mätdjupet,  $h_{\text{eff}}$ , utläses ur tabellen som hör till hydrometern och är en direkt funktion av det (okorrigerade) avläsningsvärdet, R (g/l). Det finns en specifik tabell för varje hydrometer. Med  $h_{\text{eff}}$  och sedimentationstiden, t, kända kan den största diametern ( $d_p$ ) hos de partiklar som ännu ej sedimenterat förbi mätnivån ( $h_{\text{eff}}$ ) beräknas med hjälp av formel (2).

$$d_p = \sqrt{\frac{4 \cdot h_{\text{eff}}}{t \cdot k}} \quad (2)$$

Värdet på  $k$  är  $347,2 \text{ cm mm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ; om  $h_{\text{eff}}$  anges i cm och  $t$  i sekunder, erhålls  $d_p$  i mm. Nu återstår att för varje avläsning beräkna hur stor andel av provets mineralsubstans som utgörs av partiklar med diametern  $d_p$  eller mindre. De uppmätta värdena på suspensionens täthet,  $\mathbf{R}$ , **måste korrigeras** för dispergeringsmedlets (Na-polyfosfatet-Na-karbonat) bidrag till suspensionens densitet. Korrektionstalet,  $R_L$  (positivt eller negativt värde som varierar från hydrometer till hydrometer), mäts i en blanklösning innehållande endast vatten och Na-polyfosfat-Na-karbonat i samma koncentration som i jordsuspensionen. Den korrigerade avläsningen fås som  $\mathbf{R}_{\text{kor}} = \mathbf{R} - \mathbf{R}_L$ . Enheten på  $R_{\text{kor}}$  är g partiklar per liter suspension; om suspensionens volym är en liter, motsvarar värdet direkt g partiklar i provet.  $R_{\text{kor}}$  divideras med provets massa mineralsubstans, för att ge den procentuella andelen (kumulativa halten i %) partiklar som har  $d_p$  enligt formel (2) eller mindre.

### **Kornstorleksfördelningskurva**

Plotta dina data kornstorleksdiagram (diagramunderlag delas ut) som i figur 6:1. Kurvan är kumulativ, vilket innebär att om man följer den från vänster till höger, lägger man först på de finaste partiklarna, sedan allt grövre, tills man uppnår mineralsubstansens 100 %. Eftersom mineralsubstansen definitionsmässigt består av fraktionerna ler, mjäla, mo, sand och grus, börjar man med att sätta en punkt vid 100 % för  $d_p = 20 \text{ mm}$ . Om sedan mineralsubstansen exempelvis innehåller 10 % grus, återstår 90 % sedan man "tagit bort" den fraktionen; alltså sätter man i så fall en punkt vid 90 % för  $d_p = 2 \text{ mm}$ . Om mineralsubstansen dessutom har 5 % sand, sätter man en punkt vid 85 % för  $d_p = 0,2 \text{ mm}$ . Värdena från hydrometeravläsningarna, bearbetade enligt ovan, anger redan hur många procent av mineralsubstansen som består av partiklar med en viss  $d_p$  eller mindre, och är därför färdiga att prickas in i diagrammet.

Fraktioner finare än sand avläses ur kornstorleksfördelningskurvan på följande sätt: Lerfraktionens andel fås direkt där kurvan skär gränsen mellan ler och mjäla. Mjälans andel fås som differensen mellan procentvärdena vid (1) mjäla/mo-gränsen och (2) ler/mjäla-gränsen o.s.v. Rita ett **histogram** ("stapeldiagram") över procentandelarna ler, mjäla, mo, sand och grus i mineralsubstansen. I labrapporten ska du också redovisa hur mycket finmo respektive grovmo som jorden innehåller. Detta görs genom att du till vänster om kornstorleksfördelningsdiagrammets y-axel skriver in procenten grus, sand, grovmo, finmo, mjäla och ler när du ändå läser ut det för att bestämma jordarten.

### **Klassifikation av jordarten**

Klassificera mineralsubstansens jordart enligt riktlinjerna i Markläroboken, s. 22–26. För matjord (A-horisont) ska en mullhaltsklass (tabell 2.4 i boken) ingå i namnet; för övriga horisonter ska detta inte ingå. Klassificera också jordarten enligt texturtriangeln i figur 2.3. Sand i triangeln är sand+grovmo, silt är finmo+mjäla medan clay är samma som ler. Texturtriangeln innefattar dock bara finjorden. Om ditt jordprov innehåller grus måste siffrorna räknas om så att de tre kornstorleksklasserna i triangeln summerar till 100 %. Räkna ut kvoten "finjordens vikt/(finjordens vikt+grusets vikt)" och dividera varje värde på de tre kornstorleksklasserna med denna kvot. Ex. om kvoten är 0.83 och sand+grovmo är 33 %, blir den sandhalt som ska användas i

texturtriangeln  $33/0.83 = 40 \%$ . På samma sätt räknas halterna av silt (finmo+mjåla) och lera upp. Om summan av det tre kornstorleksklasserna blir 100 % (eller 99-101 % om det blir avrundningsfel) har du räknat rätt.

### **Mätningarna i sammanfattning**

1. Avläs hydrometerutslag (korrektionstal) i blanklösningen ( $R_L$  g/l).
2. Gör hydrometeravläsning ( $R$ , g/l) på föreskriven tid. Använd samma hydrometer vid varje avläsning. Anteckna det avlästa mätvärdet i analysprotokollet nedan.
3. Avläs det effektiva djupet ( $h_{eff}$ , cm), som gäller för den hydrometer du använder (se tabell för aktuell hydrometer).
4. Beräkna partikeldiametern med formel (2). Värdet på  $k = 347,2 \text{ cm mm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ; om  $h_{eff}$  anges i cm och  $t$  i sekunder, erhålls  $d_p$  i mm.
5. Beräkna korrigerad täthet,  $R_{korr} = R - R_L$ .
6. Beräkna kumulativa %:  $\text{kum \%} = \frac{R_{korr} \cdot 100}{m}$ ,  $m$  = mineralsubstans.
7. Gör en texturkurva genom pricka in värdena för  $d_p$  och kumulativa procent i ett diagramunderlag för detta.
8. Rita även in kornstorleksfördelningen i ett histogram.
9. Klassificera jordarten enligt ovan!

### **Analysprotokoll**

Invägd finjord:

Motsvarande massa grovjord:

Mineralsubstans:

Grovjord i % av mineralsubstansen:

Mängd sand erhållen genom siktning:

Sand i % av mineralsubstansen:

$R_L$ :

Klockslag då sedimentationen startas ( $t_0$ ):

Sedimentations-tid (min)	Klockslag vid avläsn.	t (s)	R (g/l)	$h_{eff}$ (cm)	$d_p$ (mm)	$R_{korr}$ (g/l)	% (kum.)
0,5							
1							
2							
5							
15							
45							
120 (2 tim)							
300 (5 tim)							
1440 (24 tim)							

## **Litteratur**

Day, P.R., 1965. Particle fractionation and particle-size analysis, Methods of soil analysis, Part 1, Agronomy N:o 9. Amer. Soc. of Agron., Inc., Publisher Madison, Wisc., USA 1965, s. 545-567.

Hansen, L., 1961. Hydrometermetoden til bestemmelse af jordens tekstur, Grundföbättring, nr. 3, s. 177-188.

ISRIC, International Soil Reference and Information Centre. 1993. Procedures for Soil Analysis, Particle size analysis, p 3:1-3:12.

van Olphen, H., 1963. Clay Colloid Chemistry New York s. 111-115.



## Räkneexempel: texturanalys med hydrometernmetoden

Du har samlat in jord för att bestämma dess textur. Efter torkning har 510 g jord sikats genom en 2 mm sikt. Siktningen gav följande resultat: 10 g jord stannade på sikten (grovjord) medan resten av provet (finjorden) gick igenom sikten. Analys av *finjorden* (<2 mm) gav sedan följande data:

Torrsubstansfaktor: 0,968  
 Humushalt: 2,6 % av TS  
 CaCO<sub>3</sub>-halt: 1,5 % av TS

Grovjorden (>2 mm), däremot, antas vara vatten-, humus- och karbonatfri. Bestäm jordens textur, inklusive grovjord, med hjälp av denna information och protokollet nedan!

1. Avläs det effektiva djupet ( $h_{\text{eff}}$ , cm) i tabell (se baksidan)
2. Beräkna partikeldiametern:  $d_p \text{ (mm)} = \sqrt{\frac{4 \cdot h_{\text{eff}}}{t \cdot 347,2}}$ ;  $h_{\text{eff}}$ , se tabell på nästa sida!
3. Beräkna korrigerad täthet:  $R_{\text{kor}} = R - R_L$
4. Beräkna kumulativa %:  $\text{kum \%} = \frac{R_{\text{kor}} \cdot 100}{m}$ ,  $m$  = invägd massa mineralsubstans korrigerad för vattenhalt mullhalt, karbonathalt och eventuellt grovjord.
5. Pricka in värdena för  $d_p$  och kum. % i texturdiagrammet.
6. Rita in kornstorleksfördelningen i ett histogram.

### Analysprotokoll

Invägd provmängd: 50,0 g  
 Motsvarande mängd grovjord:  
 Mängd mineralsubstans (inklusive grovjord):  
 Mängd sand erhållen genom siktning: 2,36 g  
 Sand i % av mineralsubstansen:  
 Grus i % av mineralsubstansen:

$R_L$ : 1,5 g/l

Klockslag då sedimentationen startas ( $t_0$ ): 09:30:00

Sedimentations-tid (min)	Klockslag vid avläsn.	t (s)	R (g/l)	$h_{\text{eff}}$ (cm)	$d_p$ (mm)	$R_{\text{kor}}$ (g/l)	% (kum.)
0,5	09:30:30		34,0				
1	09:31:00		33,0				
2	09:32:00		30,5				
5	09:35:00		28,0				
15	09:45		25,0				
45	10:15		19,5				
120 (2 tim)	11:30		16,0				
300 (5 tim)	14:30		13,0				
1440 (24 tim)	09:03		10,0				

Hydrometertabell för räkneexemplet ovan; observera att det är R som ska användas här (*inte*  $R_{\text{korr}}$ )

Hydrometer- avläsning, R (g/l)	Effektiva djupet, $h_{\text{eff}}$ (cm)
0	15,10
1	14,95
2	14,80
3	14,65
4	14,50
5	14,35
6	14,20
7	14,05
8	13,90
9	13,75
10	13,60
11	13,45
12	13,30
13	13,15
14	13,00
15	12,65
16	12,70
17	12,55
18	12,40
19	12,25
20	12,10
21	11,95
22	11,80
23	11,65
24	11,50
25	11,35
26	11,20
27	11,05
28	10,90
29	10,75
30	10,60
31	10,45
32	10,30
33	10,15
34	10,00
35	9,85
36	9,70
37	9,55
38	9,40
39	9,25
40	9,10
41	8,95
42	8,80
43	8,65
44	8,50
45	8,35
46	8,20
47	8,05
48	7,90
49	7,75
50	7,60

## Facit till räkneexemplet "texturanalys med hydrometermetoden"

### Provpreparering

Provprepareringen gav följande mängder finjord och grovjord:

grovjord: 10 g  
finjord: 500 g

### Beräkning av mineralsubstansen

Finjordens beståndsdelar och tillhörande grovjord i texturanalysen:

invägd finjord: 50 g  
finjord, TS:  $0,968 \times 50 \text{ g} = 48,4 \text{ g}$   
humus:  $0,026 \times 48,4 \text{ g} = 1,26 \text{ g}$   
CaCO<sub>3</sub>:  $0,015 \times 48,4 \text{ g} = 0,726 \text{ g}$   
beräkning av tillhörande mängd grovjord:

$$\frac{\text{grovjord}}{\text{fin}} = \frac{x}{50 \text{ g}} = \frac{10 \text{ g}}{500 \text{ g}} \Rightarrow x = \frac{50 \times 10 \text{ g}}{500} \text{ g} = 1,00 \text{ g}$$

Mineralsubstans = finjord TS – humus – CaCO<sub>3</sub> + grovjord =  
 $48,4 - 1,26 - 0,726 + 1,00 \text{ g} = 47,4 \text{ g}$

Grovjordens innehåll av vatten, humus och CaCO<sub>3</sub> antas alltså vara försumbart. 47,4 g är texturanalysens 100%.

### Analysprotokoll

Invägd provmängd: 50,0 g  
Motsvarande mängd grovjord: 1,00 g  
Mängd mineralsubstans (inklusive grovjord): 47,4 g  
Mängd sand erhållen genom siktning: 2,36 g  
Sand i % av mineralsubstansen: 5,0%  
Grus i % av mineralsubstansen: 2,1%

R<sub>L</sub>: 1,5 g/l

Klockslag då sedimentationen startas (t<sub>0</sub>): 09:30:00

Sedimentationstid (min)	Klockslag vid avläsn.	t (s)	R (g/l)	h <sub>eff</sub> (cm)	d <sub>p</sub> (mm)	R <sub>korrt</sub> (g/l)	% (kum.)
0,5	09:30:30	30	34,0	10,00	0,0620	32,5	68,6
1	09:31:00	60	33,0	10,15	0,0441	31,5	66,5
2	09:32:00	120	30,5	10,52	0,0318	29,0	61,2
5	09:35:00	300	28,0	10,90	0,0205	26,5	55,9
15	09:45	900	25,0	11,35	0,0121	23,5	49,6
45	10:15	2 700	19,5	12,17	0,0072	18,0	38,0
120 (2 tim)	11:30	7 200	16,0	12,70	0,0045	14,5	30,6
300 (5 tim)	14:30	18 000	13,0	13,15	0,0029	11,5	24,3
1440 (24 tim)	09:03	86 400	10,0	13,60	0,0013	8,5	17,9



# Mkö 10. pH-bestämning

---

## Teori

En av de faktorer som har mycket stor betydelse för markens kemiska, biologiska och fysikaliska egenskaper är surhetsgraden. Surhetsgraden beror av markens fria vätejoner och mäts vanligen genom pH-bestämning i en jordsuspension,  $\text{pH} = -\log\{\text{H}^+\}$ . En mark har inte ett bestämt pH-värde utan snarare ett pH-intervall inom vilket pH varierar med årstiden och mellan olika punkter. Variationer upp till en pH-enhet har konstaterats men vanligen är det betydligt mindre. Årstidsvariationerna beror bl.a. på att relationen mellan näringsupptag och mineralisering varierar över året. Vid växternas näringsupptag frigörs vätejoner medan vätejoner förbrukas vid mineralisering.

Jordens pH bestäms vanligen elektrometriskt med en kombinationselektrod. Vid mindre noggranna analyser kan kolorimetriska metoder som indikatorpapper användas.

Jordens pH mäts antingen i en suspension av jord i vatten, eller i en suspension av jord i saltlösning. De saltlösningar som normalt används är 1 M KCl eller 0,01 M CaCl<sub>2</sub>. Den senare motiveras av att kalciumkoncentrationen blir i samma storleksordning som i marklösningen. Genom att jonerna i saltlösningen påverkar jonbalansen mellan inner- och ytterlösning i jordsuspensionen blir pH-värden uppmätta i saltlösning vanligen lägre än i vatten. Den aciditet som förträngs från markpartiklarna av den tillsatta saltlösningen kallas *utbytesaciditet*.

Förbehandlingen av jordprovet påverkar också mätresultatet. Ett torkat prov ger ofta ett annat pH-värde än ett färskt prov. Vidare varierar mätvärdet med relationen mellan jord/vätska vid låg utspädning av jordsuspensionen. Vid rutinanalyser använder man vanligen relationen 1 volymdel jord och 5 volymdelar vätska. Vid denna utspädning är pH-värdet relativt konstant och ytterligare utspädning av suspensionen medför bara en liten ändring av värdet.

## Genomförande

### **Materiel och reagens**

2 plastkapslar med lock, 60 ml  
Avjonat vatten.  
Saltlösningar enligt tabell nedan

### **Utförande**

För pH-bestämningen tas 5 ml finjord ut med skedmått (struket mått) till plastkapslarna. Tillsätt 25 ml lösning enligt schemat nedan och stäng kapslarna. Skaka suspensionen kraftigt för hand i 5 min och låt sedan stå i minst 2 timmar, men högst 24 timmar. Skaka suspensionen grundligt före pH-mätningen och mät pH direkt i plastkapseln. Se till att elektroden doppas så djupt att den yttre referenselektrodens saltbrygga (keramikpluggen) kommer ned i suspensionen, men inte så djupt att glaselek-

troden stöter i botten. Referenselektroden har kontakt med suspensionen genom en keramikplatta på elektrodens sida strax ovanför insnörningen som bildar övergång till glaselektroden.

De moderna pH-metrarna i kurslab är normalt inställda så att de själva indikerar när pH är stabilt. Om så inte är fallet väntar man med avläsningen tills utslaget på pH-metern är någorlunda stabilt. Endast om man har en mycket elektrolytsvag lösning bör man vänta mer än 2 minuter.

Rör nr	Lösning		Uppmätt pH
1.	5 ml finjord	25 ml avjonat vatten	
2.	5 ml finjord	25 ml 0,01 M CaCl <sub>2</sub>	

### **Uppgift**

Utför pH-bestämningen enligt anvisningarna. Jämför pH-värdena. Förklara skillnaderna.

### **Litteratur**

Svensk standard SS-ISO 10 390. 1994. Markundersökningar - Bestämning av pH.

## **Mkö 11. Kalkbehov och titrerbar aciditet**

---

### **Försurning av mark**

Grunden till all försurning är att vätejoner tillförs marksystemet och ersätter baskatjoner som i sin tur utlakas eller bortförs i grödorna, varvid man får en pH-sänkning i marken. Vätejoner kan tillföras marken genom olika processer. Viktigt i våra jordar är dissociation av kolsyra som producerats vid markandningen. Även växternas katjonupptag producerar vätejoner. Det samtidiga anjonupptaget torde dock i viss mån motverka denna effekt. Troligen skiljer sig olika arter åt i detta avseende. I jordar med förekomst av reducerat S, Fe och Mn, leder oxidation av dessa föreningar till försurning, exempelvis vid torrläggning. Under senare tid har markförsurningen ökat i omfattning genom mänskliga aktiviteter. Dessa består bl.a. i utsläpp av försurande luftföroreningar som svavel och kväve. Vid regn tränger dessa sura föroreningar ner i marken och försurar densamma.

Bland mänskliga aktiviteter bör också gödsling av jorden med olika handelsgödselmedel nämnas. Bland dessa finns såväl sådana med sur verkan (t.ex. ammoniumhaltiga kvävegödselmedel) som sådana med basisk verkan (t.ex. nitrathaltiga kvävegödselmedel). Man anser dock att nettoeffekten av handelsgödselanvändningen är försurande. Fosforgödselmedel (superfosfat) har oftast ej någon direkt försurande verkan, men kräver gott kalktillstånd för att fosfor ej skall bindas i icke växttillgänglig form (Fe- och Al-fosfater).

Naturliga processer som bidrar till att motverka försurning är bland annat vittring av markens mineral, upplösning av karbonat samt tillförsel av basiskt verkande ämnen från luften. I mineraljordar ökar motståndskraften mot försurning med ökad finkornighet och ökat innehåll av vittringsbenägna mineral.

### **Kalkverkan och kalkning**

Kalkning är en sedan gammalt känd metod att höja pH-värdet hos försurade jordar. Genom den åstadkomna pH-höjningen förändras markens kemiska, biologiska och fysikaliska egenskaper oftast i en för växterna gynnsam riktning. Markens produktionsförmåga ökar därför. Kalksten ( $\text{CaCO}_3$ ), bränd kalk ( $\text{CaO}$ ), dolomit ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), olivin, Ca-silikat och aska kan användas som kalkningsmedel. Då det finns ett antal produkter med olika sammansättning och kalkverkan har man valt att ange kalkverkan som ton CaO och kalkbehovet som ton CaO/ha. För att ge samma kalkverkan som 1 ton CaO krävs t.ex. 2 ton  $\text{CaCO}_3$ .

Den viktigaste effekten har pH-höjningen på växtnäringsämnenas tillgänglighet, både direkt och indirekt. Många växtnäringsämnen, bl.a. fosfor, har sin största löslighet vid pH 6,0–6,5. Den indirekta effekten består i ökad mikroorganismaktivitet, vilket leder till snabbare mineralisering av markens organiska material, varvid den däri bundna växtnäringsämnen frigörs. En annan viktig effekt är neutralisering och utfällning av aluminium, som är lösligt vid låga pH-värden men har sin lägsta löslighet i pH-intervallet 6–7 (se reaktioner längre fram i detta kapitel). Många växter är känsliga mot för höga halter lösligt och utbytbart aluminium i marken.

Växtnäringseffekten av det kalcium som tillförs med kalken är oftast liten, eftersom kalciuminnehållet i jorden normalt är mer än tillräckligt för växternas behov. Till de fysikaliska effekterna av kalkning kan nämnas den strukturförbättring som sker, dels genom att kalken i sig har strukturbildande effekt, dels genom den ökade mikrobiella verksamheten i marken. Även en del växtsjukdomar påverkas av markens pH. Kalkning kan dock ha både positiv och negativ effekt beroende på vilken sjukdom det är frågan om.

I svenska åkerjordar eftersträvar man i de flesta fall ett pH-värde på 6,0–6,5. Detta motsvarar en basmättnadsgrad på 70–80 % av  $CEC_{pH7}$ . Även i trädgårdskulturer och anlagda växtbäddar anses ett pH i samma intervall ofta som optimalt. I gräsbevuxna ytor håller man dock ett lite lägre pH, kring 5,5, eftersom det anses hålla tillbaka svampsjukdomar. Lägre pH sägs också gynna de förädlade grässorterna och missgynna oönskad vitgröe. En del växtarter är också anpassade till, och trivs bättre, på surare jordar (*Azalea*, *Rhododendron*, *Camelia*, *Hortensia* och *Hydrangea*).

Det rekommenderade pH-värdet beror även på jordarten. Ju mera mullrik jorden är, desto lägre pH kan man tolerera, och tvärtom. Detta har med aluminiumrisken att göra. Aluminium komplexbinds hårt till organiskt material och blir därmed mindre skadligt, även vid lägre pH, om jorden är mullrik. En annan orsak till att vara försiktig med kalkning av mullrika jordar är att pH-höjningen stimulerar mikrobiell mineralisering; man får en ökad bortodling av matjorden och risk för kväveutlakning.

På senare år har också kalkning i skogsmark börjat diskuteras. Forskarna är ännu oeniga om nödvändigheten av att kalka skogsmark, men ett argument för kalkning har varit att man då fyller på förrådet av baskatjoner i marken, som utarmats p.g.a. försurning, och därmed höjer kvoten mellan baskatjoner och aluminium. Argument emot kalkning av skogsmark har bl.a. varit att man då höjer pH och därmed ökar nitrifikationen och risken för nitratutlakning. De givror man talar om i samband med skogskalkning är 2–3 ton dolomitkalk per ha.

Även aska, från biobränsle, har provats som kalkningsmedel i framförallt skogsmark. Det är då mer fråga om att återföra baskatjoner, genom tillförsel av aska från förbränning av skogsavfall, som marken förlorat genom skördeuttaget. Askan har kalkverkan, eftersom den består av basiska oxider, och innehåller också kalium och annan växtnäring, till skillnad från andra kalkningsmedel.

## **Bestämning av kalkbehov ur pH, ler- och mullhalt**

Vid bestämning av kalkbehovet utgår man vanligen från nuvarande pH, önskat pH och jordarten. Jordens lerhalt och mullhalt, d.v.s. jordarten, bestämmer nämligen i hög grad buffringsförmågan och mängden kalk som går åt för att höja pH ett visst antal enheter. Tabell 11:1 visar de riklinjer för kalkbehov som ofta används i trädgårdodling och för anlagda växtbäddar.

*Tabell 11:1 Mängd kalkstensmjöl (kg  $CaCO_3$  per 100 m<sup>2</sup>) som behöver tillföras för att höja pH en enhet i olika jordarter och vid olika mullhalter (riktvärden som tagits fram på Hässelby-Skälby Trädgårdslaboratorium 1955–1985).*



Jordart	Mullhalt (vikts-%)		
	2-6	6-20	>20
Sand	8	15	20
Mo (Silt)	10	20	30
Leriga jordar (5-15 %)	15	30	40
Lättlera (15-25 %)	20	40	50
Mellanlera (25-40%)	30	50	60
Styv-mycket styv lera (>40%)	40	70*	75*

\*Högst 60 kg per gång

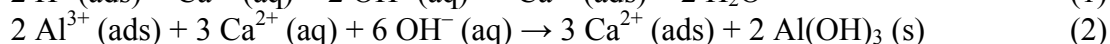
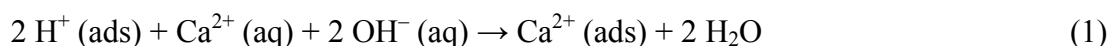
För kalkning av skogsmark finns inga allmänt accepterade rekommendationer för hur mycket kalk som ska tillföras. Staaf m fl (1996) anger dock att man bör eftersträva ett pH på 5,0–5,5 i mårskiktet och de översta 20 cm i mineraljorden.

## Bestämning av kalkbehov utifrån jordens titrerkurva

Kalkbehovet kan också bestämmas genom syra-bastitrering av jorden till pH 7. Titringen går till så att man väger in några gram jord i ett provrör. Därefter tillsätter man en vattenlösning som innehåller en känd mängd bas i form av  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ , låter jord och vätska jämvikta sig över natten, samt mäter slutligen pH i jord-vätskeblandningen. Genom att för varje jord göra i ordning en serie provrör med stigande tillsatser av  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ , kan man se hur mycket bas som går åt för att uppnå ett visst pH. Ibland vill man istället sätta till syra, t.ex.  $\text{HCl}$ , för att se hur mycket syra jorden tål, innan pH sjunker till ett visst värde.

När basen sätts till jorden, neutraliseras sura katjoner,  $\text{H}^+$  och  $\text{Al}^{3+}$ , som dittills suttit bundna till negativa laddningsställen på lermineral och humuspartiklar i jorden. De sitter som utbytbara katjoner eller bundna direkt till olika grupper i jorden (t.ex.  $\text{COOH}$  i humus). Vätejoner reagerar med  $\text{OH}^-$  och bildar  $\text{H}_2\text{O}$ , och  $\text{Ca}^{2+}$  (från den tillsatta kalciumhydroxiden) tar plats på markpartiklarna där  $\text{H}^+$  förut suttit (reaktion 1 nedan; se också figur 12:4 i nästa kapitel). Aluminiumjoner som satt på markpartiklarna fälls ut som aluminiumhydroxid; även här sätter sig  $\text{Ca}^{2+}$  på partiklarna i aluminiums ställe (reaktion 2).

Exempel på förträngning och neutralisering av bundet ("ads")  $\text{H}^+$  och  $\text{Al}^{3+}$ :



Den mängd  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  som går åt för att höja pH till 7 motsvarar jordens *titrerbara aciditet*. Den titrerbara aciditeten används vid beräkning av katjonbyteskapaciteten (kap. 12).

Jonbytesprocesserna, spelar en viktig roll vid titreringen. De är mest omfattande i jordar med gott om laddade lermineral och humuspartiklar, d.v.s. i jordar som är finkorniga och/eller humusrik. Man kan generellt säga att om kurvan blir flack, d.v.s. pH förändras endast långsamt då (syra eller) bas tillsätts, är jorden motståndskraftig mot pH-förändringar. Om kurvan stiger brant har jorden liten buffrande förmåga. En

starkt buffrande jord är motståndskraftig mot försurning och mot försök att med kalkning höja jordens pH.

I realiteten blir kalkbehovet, på grund av bland annat ofullständig inblandning, ungefär dubbelt så stort som det från den titrerbara aciditeten framräknade värdet. Kalkbehovet enligt titreringsmetoden brukar därför bli avsevärt lägre än det man kan utläsa ur tabell 11:2.

## **Uppgifter**

### **Uppgift 1**

Labbandledaren delar ut data från en titrering med den aktuella jorden. Data visar tillsatt mängd HCl och Ca(OH)<sub>2</sub>, angiven som cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup> ts (d.v.s. cmol H<sup>+</sup> respektive OH<sup>-</sup> per kg ts jord) och det pH-värde som blev resultatet i jämviktslösningen. Rita en titrerkurva med pH som ordinata (*y*-axel) och tillsatt mängd OH<sup>-</sup> i cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup> ts som abscissa (*x*-axel). Låt *y*-axeln korsa *x*-axeln vid 0 cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup> ts. Ange hydroxidjontillsatsen som positiva värden på *x*-axeln och vätejontillsatser som negativa. Anpassa en böjd kurva till mätpunkterna.

### **Uppgift 2**

Avläs mängd bas (cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup>) som åtgår för att höja pH från jordens naturliga värde (pH i rör 5) till pH 7. Detta motsvarar den *titrerbara aciditeten* och används vidare i Mkö 12.

### **Uppgift 3**

Räkna endast på det alternativ som passar för din jord.

**Alternativ 1)** Om din jord har ett **pH lägre än 6,0**: Beräkna med hjälp av titrerkurvan och jordens torra skrymdensitet hur mycket kalk i kg CaCO<sub>3</sub> per 100 m<sup>2</sup> som går åt för att höja pH till 6,5 i din horisont. Jämför det ur titrerkurvan beräknade kalkbehovet med det värde du får fram ur tabell 11:1. Diskutera eventuella avvikelser!

**Alternativ 2)** Om din jord redan har ett **pH på 6,0 eller högre** är den inte i omedelbart behov av kalkning. Beräkna istället med hjälp av titrerkurvan och jordens torra skrymdensitet hur mycket syra som skulle gå åt för att sänka pH med en halv enhet och hur stor kalkförlust i kg CaCO<sub>3</sub> per 100 m<sup>2</sup> detta motsvarar. Räkna sen ut hur många års försurning detta motsvarar. Försurningen i en växtbädd där inga växtrester förs bort motsvarar en kalkförlust på ungefär 1,5 kg CaCO<sub>3</sub> per 100 m<sup>2</sup> och år.

## **Litteratur**

Staaf, H., Andersson, F., Hallbäcken, L., Nihlgård, B., Nilsson, S.I., Persson, T., Rosén, K. och Sverdrup, H. 1996. Hur uppskattar man åtgärdsbehovet? I: Staaf, H., Persson, T. och Bertills, U. (red.) Skogsmarkskalkning. Resultat och slutsatser från Naturvårdsverkets försöksverksamhet. Naturvårdsverket, Rapport 4559.

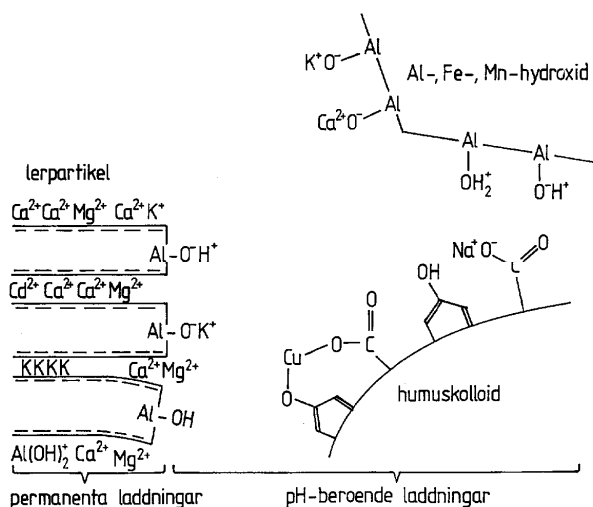


# Mkö 12. Bestämning av utbytbara katjoner

## Teori

### Jordens negativa laddningar

En av de viktigaste kemiska egenskaperna hos jord är att vissa partikelytor har elektriska laddningar. Laddningarna uppkommer dels genom s.k. isomorf substitution i lermineralen, dels genom protonering och deprotonering av vissa funktionella grupper (fig. 12:1). Den isomorfa substitutionen ger upphov till permanenta negativa laddningar medan de funktionella gruppernas laddning är pH-beroende och därför variabel. Hos lermineral av 2:1-typ (illit, vermiculit, smektit) dominerar de permanenta laddningarna, även om det finns en del variabla laddningar även där. Humus och seskvioxider (Al- och Fe-(hydr)oxider), å andra sidan, har endast variabla laddningar. De pH-beroende funktionella grupperna är av olika slag hos olika markpartiklar. Hos humuskolloiderna är det karboxyl-, fenol- och aminogrudder som är verksamma. Hos skikt-silikater och fria seskvioxider utgörs de av bl.a. hydroxylgrupper i partikelns kantpartier. Nettoladdningen hos humus och 2:1-lermineral är under markförhållanden alltid negativ, medan seskvioxiderna vanligen har en positiv nettoladdning. Manganoxider har negativ, pH-beroende laddning.



Figur 12.1. De negativa laddningsställena hos några olika markkolloider.

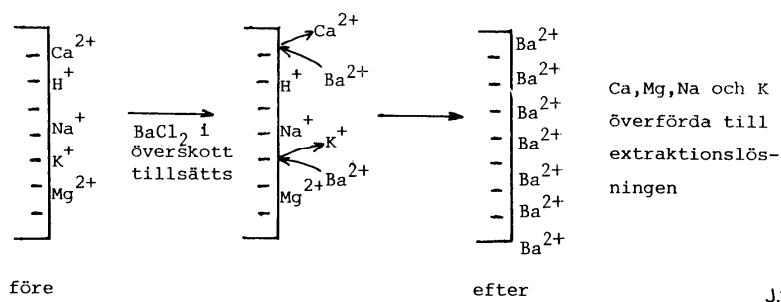
Humus och lermineral av 2:1-typ är de kvantitativt viktigaste laddade partiklarna i de flesta svenska jordar. Där dominerar alltså de negativa laddningarna. På grund av de variabla laddningarna varierar den totala laddningen med pH; ju högre pH, desto större negativ laddning. I en sur jord är således det organiska materialets pH-beroende laddningsställen till stor del neutraliserade genom protonering. I en neutral jord är de istället negativt laddade. 2:1-lermineralens permanenta laddningarna är alltid negativa.

Negativt laddade partiklars nettoladdning balanseras av en svärm av katjoner, motjoner, i det s.k. diffusa skiktet nära partikelytan. På grund av att bindningen till ytan inte är specifik, kan de lätt bytas ut av andra katjoner. Dessa katjoner benämns därför

utbytbara och det rör sig främst om  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  och  $\text{Na}^+$ , de s.k. *baskatjonerna*, samt  $\text{Al}^{3+}$  och  $\text{H}^+$ , de s.k. *sura katjonerna*. Även om utbytbara katjoner binds ickespecifikt, har flervärda katjoner lättare att bindas, och tenderar därför att dominera.

Partiklarnas laddning varierar alltså med pH, och det gör även slaget av utbytbara katjoner. Vid neutralt och högt pH utgörs de nästan enbart av baskatjoner. Vanligen dominerar  $\text{Ca}^{2+}$  på grund av sin högre laddning och förekomsten av kalciumrika mineral i modern materialet. Den sura aluminiumjonen,  $\text{Al}^{3+}$ , är till skillnad från baskatjonerna svårslöslig vid neutrala pH-värden och faller istället ut som sekundära mineral, t.ex.  $\text{Al}(\text{OH})_3(\text{s})$ , i samma takt som den frigörs i primärmineralvittringen. I en sur jord, däremot, är  $\text{Al}^{3+}$  mycket lösligare; aluminium utgör därför en stor andel av den sura jordens utbytbara katjoner. Dess höga laddning gör att den konkurrerar ut baskatjonerna från jonbytare. Vätejonen,  $\text{H}^+$ , utgör ingen stor del av de utbytbara katjonerna ens i en sur jord – åtminstone inte om mineralpartiklar finns närvarande. Genom vittringsreaktioner konsumeras vätejoner under frigörelse av  $\text{Al}^{3+}$ , som tar plats på jonbytare.

Jordens kvantitativa förmåga att binda utbytbara katjoner kallas *katjonbyteskapacitet* (*cation exchange capacity*, CEC) och anges i centimol laddningar per kilogram torrsubstans ( $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1} \text{ TS}$ ; det nedsänkta c står för *charges*). Sorten skrivs ibland också som  $\text{cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ . En gammal sort som numera frångåtts är milliekvivalenter (me) per 100 g;  $1 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1} = 1 \text{ me per } 100 \text{ g}$ . Katjonbyteskapaciteten är viktig, eftersom den bestämmer jordens förmåga att på kort sikt buffra mot pH-förändringar. Flera av de utbytbara katjonerna är dessutom växtnäringsämnen. De lätt kan bytas ut mot  $\text{H}^+$  som avsöndras av växterna varpå de utbytta katjonerna kan tas upp. Med lämplig sammansättning hos de utbytbara katjonerna innebär därför en hög katjonbyteskapacitet att marken har ett stort förråd av lättillgängliga näringskatjoner. En bunden jon skyddas från utlakning, tills någon annan jon tar dess plats och tvingar ut den i marklösningen.

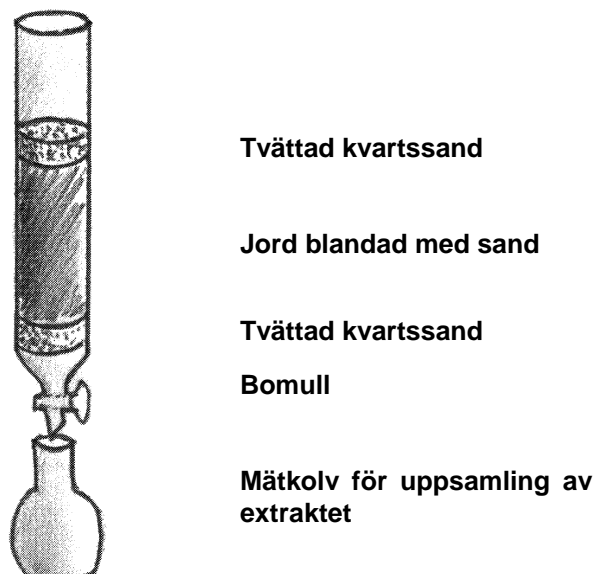


Figur 12.2. Förträngning av utbytbara katjoner med bariumklorid.

### Bestämning av katjonbyteskapaciteten vid pH 7, $\text{CEC}_{\text{pH7}}$

Katjonbyteskapaciteten kan mätas på olika sätt. Det vanligaste hos oss är att man använder den s.k. *additionsmetoden*. Den innebär att man tillsätter en relativt stor mängd av en katjon, vars halt i marken man för ögonblicket inte är intresserad av, t.ex. barium ( $\text{Ba}^{2+}$ ). De tillsatta bariumjonerna förtränger markens egna utbytbara katjoner (fig. 12.2). Man kan t.ex. väga in jord i en kolonn och laka med 0,1 M  $\text{BaCl}_2$ -lösning (fig. 12.3). Ett alternativ är att blanda jord och en känd volym  $\text{BaCl}_2$ -lösning i en centrifugflaska, och efter någon timmes jämviktning på skakmaskin avskilja ex-

traktet från jordpartiklarna genom att centrifugera och/eller filtrera. Oavsett extraktionsmetod bestämmer man därefter koncentrationen av baskatjoner ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  och  $\text{Na}^+$ ) i extraktet och räknar om till  $\text{cmol}_c$  per kg invägd torrsubstans.



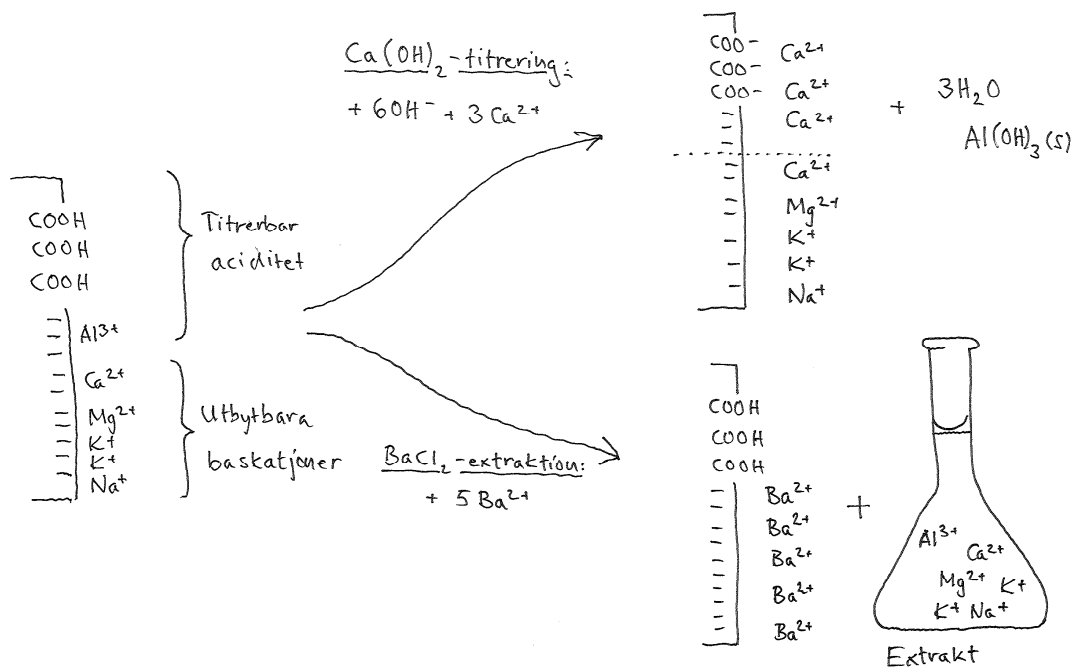
Figur 12.3. Kolonn arrangerad för extraktion av utbytbara katjoner.

Nu vill vi veta jordens sammanlagda negativa laddningar, d.v.s. dess *katjonbyteskapacitet* (CEC). Eftersom jordens laddningar varierar med pH, vill man ofta ange dem vid ett standardiserat pH-värde; oftast väljer man pH 7. Jordens katjonbyteskapacitet vid detta pH brukar förkortas  $\text{CEC}_{\text{pH}7}$ . Vi har alltså i utgångsläget negativa laddningar, som binder baskatjonerna  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  och  $\text{Na}^+$  samt den sura katjonen  $\text{Al}^{3+}$  (för enkelhets skull antar vi att det inte finns några utbytbara  $\text{H}^+$ ). Vi tänker oss nu att vi har en jord med pH en bit under 7. Om vi nu höjer pH till 7 kommer det att skapas nya negativa laddningar, CEC ökar, när pH-beroende laddningar (t.ex.  $\text{COOH}$ ) avger  $\text{H}^+$  och blir negativt laddade (t.ex.  $\text{COO}^-$ ). Här kommer den *titrerbara aciditeten* från Mkö 11 in i bilden.

Baskatjonerna kunde vi mäta i katjonbytesextraktet enligt ovan. När vi tillsätter bas går en del  $\text{OH}^-$  åt till att neutralisera  $\text{Al}^{3+}$ ; resten går åt till att öka laddningarna på pH-beroende laddningsställen (bl.a.  $\text{COOH}$  i humus) till den laddning de har vid pH 7.  $\text{CEC}_{\text{pH}7}$  kan därför beräknas enligt denna formel:

$$\text{CEC}_{\text{pH}7} = \text{utbytbara baskatjoner} + \text{titrerbar aciditet (cmol}_c \text{ kg}^{-1})$$

Det vill säga, jordens negativa laddning vid pH 7 motsvarar den mängd baskatjoner vi kan få ut ur jorden med en katjonbytesextraktion + jordens innehåll av  $\text{Al}^{3+}$  och nyskapade negativa laddningar. De båda sistnämnda ingår i den titrerbara aciditeten. Förhållandena mellan utbytbara baskatjoner, titrerbar aciditet och  $\text{CEC}_{\text{pH}7}$  framgår av figur 12:4.



Figur 12 :4.  $CEC_{pH7}$  definieras som summan av utbytbara baskatjoner och titrerbar aciditet. Baskatjonerna  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$  och  $Na^+$  mäts i ett katjonbytesextrakt; den titrerbara aciditeten genom en titrering av jorden till pH 7.

### Basmättnadsgrad

En annan viktig egenskap hos jorden är *basmättnadsgraden*:

$$\text{Basmättnadsgrad} = \frac{\sum \text{baskatjoner}}{CEC_{pH7}}$$

Den anges i procent. Basmättnadsgraden styr marklösningens pH-värde (ju högre basmättnadsgrad, desto högre pH) och har därför betydelse för markens egenskaper som växtplats. I en odlingsjord strävar man vanligen efter att nå en basmättnadsgrad på ca 70 %. Största delen av dessa 70 % utgörs då normalt av  $Ca^{2+}$ .

### Uppgifter

På kursen kommer ni att bestämma katjonbyteskapaciteten i form av en räkneövning: Ni kommer att få utdelat mätvärden på utbytbara baskatjoner; den titrerbara aciditeten, däremot, bestämmer ni utifrån utlämnade data i övningen *Jordens titrerkurva* (Mkö 11). Utför sedan följande uppgifter (resultaten från Mkö 11 behövs alltså för några av dem):

1. Beräkna katjonbyteskapaciteten vid pH 7,  $CEC_{pH7}$ , i  $cmol_c \text{ kg}^{-1} \text{ ts}$ !
2. Beräkna basmättnadsgraden, som procent  $CEC_{pH7}$ !
3. Baskatjonerna  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$  och  $Na^+$  är viktiga näringsämnen för växter och/eller djur. Beräkna hur mycket av varje baskatjon det finns i din horisont i  $kg/100 \text{ m}^2$ ! Använd utlämnat värde på torr skrymdensitet!



4. Hur är tillgången av utbytbara katjoner, i din horisont, jämfört med växternas årliga upptag? Beräkna hur många årsupptag som det utbytbara förrådet motsvarar förutsatt växtupptag enligt tabellen nedan! Vilket ämne är mest begränsande?

På en golfbana får man näringsämnesförluster genom att man för bort gräsklippet. I en skog binds näringsämnena upp i biomassan och en del av detta förs bort när skogen avverkas. Använda följande siffror som gäller ett yngre granbestånd i Skogaby utanför Halmstad (genomsnittsupptag 1988–1993; planterades 1966) för att beräkna storleksordningen på det totala upptaget. Observera att en del ämnen minskade i vissa delar av träden p.g.a. omfördelning inom träden. Börja med att beräkna nettopupptaget för hela beståndet

	Upptag för växtens olika delar, g/(100 m <sup>2</sup> ×år)		
	Ca	Mg	K
Gräsklipp, golfbana	45	45	450
Skog: barr	-12	-0,3	-11
Skog: ved	34	10	51
Skog: rötter	8	2	0

## Litteratur

International standard, ISO, 11260. 1994. Soil quality - Determination of effective cation exchange capacity and base saturation level using barium chloride solution.

## Appendix 2: Hur man använder begreppet mol laddningar

Vid olika beräkningar i kemin anger man ofta mängden av ett ämne som antalet mol av ämnet ifråga. En mol är  $6,023 \times 10^{23}$  atomer/molekyler av ämnet. I markkemin är jonbytesprocesser viktiga och när man beskriver dessa är det oftast mest ändamålsenligt att ange mängder som antal mol laddningar. Tidigare använde man begrepp som ekvivalenter, ekvivalentvikt och normalitet i detta sammanhang. Dessa begrepp har dock utmönstrats på senare år i och med införandet av SI-systemet. Antalet laddningar hos markkolloiderna eller mängden av en utbytbar jon anges numera som centimol laddningar per kg ( $\text{cmol}_c/\text{kg}$ ). När en jords katjonbyteskapacitet anges används ofta också sorten  $\text{cmol}(+)/\text{kg}$ , där plustecknet symboliserar de katjoner som binds. Att man använder  $\text{cmol}/\text{kg}$  och inte  $\text{millimol}/\text{kg}$  har historiska orsaker. Eftersom 1  $\text{cmol}_c/\text{kg}$  enligt det nya systemet är detsamma som 1 milliekvivalent (me) per 100 g enligt det gamla, är gamla och nya värden på t.ex. CEC numeriskt lika.

Följande exempel visar sambandet mellan mol kemiska formelenheter och mol laddningar:

- 1 mol HCl innehåller 1  $\text{mol}_c$  vätejoner
- 1 mol  $\text{H}_2\text{SO}_4$  innehåller 2  $\text{mol}_c$  vätejoner
- 1 mol  $\text{Na}^+ = 1 \text{mol}_c \text{Na}^+$
- 1 mol  $\text{Ca}^{2+} = 2 \text{mol}_c \text{Ca}^{2+}$
- 1 mol  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$  innehåller 6  $\text{mol}_c$  Al-joner

OBS! Syrorna och saltet ovan innehåller naturligtvis också lika många  $\text{mol}_c$  anjoner som den angivna mängden katjoner.

### Exempel

Nedan visas hur man kan räkna om rådata över halter av t ex baskatjoner i en extraktionslösning till mängder i  $\text{cmol}_c$  per kg jord.

Anta att vi har en extraktionslösning där halterna 100 mg/l och 35 mg/l uppmätts av  $\text{Mg}^{2+}$  respektive  $\text{Na}^+$ . Lösningens totalvolym var 50 ml och den extraherades ur 10 g jord med en torrsubstanshalt på 97 %. Hur många  $\text{cmol}_c$  per kg av de båda jonslagen innehåller jorden?

Mängden Mg i extraktionslösningen är  $100 \text{ mg/l} \times 0,05 \text{ l} = 5 \text{ mg}$

Denna mängd har extraherats ur  $10 \text{ g} \times 0,97 = 9,7 \text{ g torr jord} = 0,0097 \text{ kg torr jord}$

Halten extraherbart Mg i jorden är  $5 \text{ mg}/0,0097 \text{ kg ts} = 515 \text{ mg/kg ts}$

Molvikten för Mg är 24,32

Jorden innehåller alltså  $515 \text{ mg}/(24,32 \text{ mg/mmol})$  per kg ts = 21,2 mmol Mg/kg ts

Varje Mg-jon har dock 2 enhetsladdningar. Mängden Mg uttryckt som laddningar blir:

jonkoncentration x jonens laddning

dvs i detta fall  $21,2 \text{ mmol/kg ts} \times 2 \text{ mmol}_c/\text{mmol} = 42,4 \text{ mmol}_c/\text{kg ts}$

Eftersom  $1 \text{ mmol} = 0,1 \text{ cmol}$  är  $42,4 \text{ mmol}_c/\text{kg ts} = 42,4 \text{ mmol}_c/\text{kg ts} \times 0,1 \text{ cmol}_c/\text{mmol}_c = 4,2 \text{ cmol}_c/\text{kg ts}$

Mängden Na i extraktionslösningen är  $35 \text{ mg/l} \times 0,05 \text{ l} = 1,75 \text{ mg}$

Halten extraherbart Na i jorden är  $1,75 \text{ mg}/0,0097 \text{ kg ts} = 180 \text{ mg/kg ts}$

Molvikten för Na är 23,0

Jorden innehåller alltså  $180 \text{ mg}/23,0 \text{ mmol/mg Na per kg ts} = 7,8 \text{ mmol Na/kg ts}$

Eftersom varje Na-jon bara har en laddning blir mängden Na uttryckt som laddningar  $7,8 \text{ mmol}_c/\text{kg ts}$

Detta motsvarar i sin tur  $0,78 \text{ cmol}_c/\text{kg ts}$

Jorden innehåller  $4,2 \text{ cmol}_c \text{ Mg}^{2+}$  och  $0,78 \text{ cmol Na}^+$  per kg ts

### **Molvikter (g/mol)**

H 1,01

O 12,01

C 16,00

Na 22,99

Mg 24,31

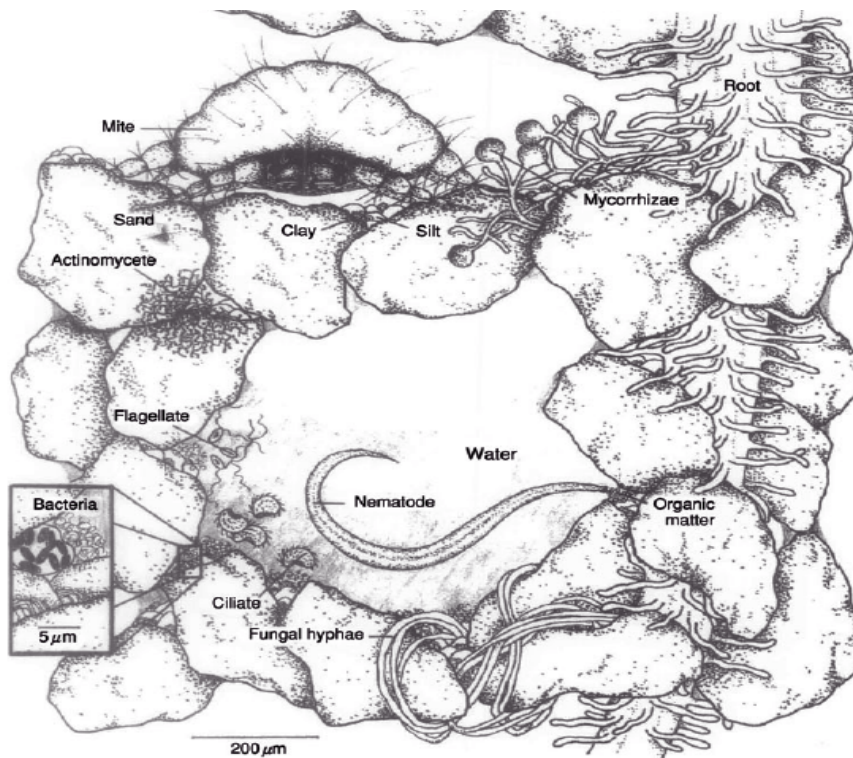
Al 26,98

K 39,10

Ca 40,08



# Övningar i Markbiologi



Efter Hartel PG, 2005,  
Univ. Georgia, USA



## Innehåll

<b>Övning</b>	<b>Sida</b>
Räkneövning: Nedbrytning: Kol- och kävedynamik	5
Övning: Kolflöden i agroekosystem	7
Virtuella laborationer	13
Llaboration 1	14
Llaboration 2	16
Llaboration 3	18
Llaboration 4	20
Llaboration 5	22
Llaboration 6	24
Llaboration 7	26
Llaboration 8	28
Llaboration 9	30
Llaboration 10	32
Appendix 1	35
Appendix 2	37





## Räkneövning. Nedbrytning av organiskt material i marken – kol och kvävedynamik

Antag att två substrat med olika initiala kvävekoncentrationer (N1 och N2) bryts ner med samma nedbrytningshastighet.

Förutsättningar:

Bruttonedbrytningshastigheten är 10% per månad.

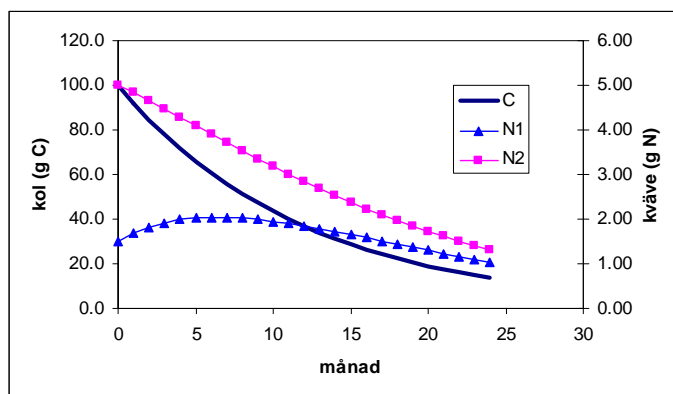
Mikrobiell effektivitet, dvs. andelen av det konsumerade materialet som används för mikrobiell tillväxt, är 0,2 (dvs. 20%). Detta innebär att resten (80%) av det konsumerade materialet respireras bort under varje tidsintervall.

C/N-kvot i den mikrobiella biomassan = 6 (ett rimligt värde för bakterier)

Vi försummar stabiliseringen (humifiering) av materialet i marken (förenkling)

Organismerna dör med samma hastighet som substratet bryts ner (förenkling)

Nedbrytning sker enligt första ordningens kinetik, dvs. samma procentuella andel bryts ner under varje tidsintervall.



*Dynamiken av kol och kväve i de båda substraten under nedbrytningsprocessen*

Uppgift: Räkna och fyll i de tomma rutorna!

Månad	C (g C)	N1 (g N)	N2 (g N)
0	100	1.50	5.00
1	92.0	1.68	4.83
2	84.6	1.82	4.66
3			
4	71.6	1.99	4.29
5	65.9	2.03	4.10
6	60.6	2.05	3.91
7	55.8	2.04	3.72
8	51.3	2.02	3.53
9	47.2	1.99	3.35

Månad	C (g C)	N1 (g N)	N2 (g N)
10	43.4	1.95	3.17
11	40.0	1.90	3.00
12	36.8	1.84	2.83
13	33.8	1.78	2.67
14	31.1	1.72	2.52
15	28.6	1.65	2.37
16	26.3	1.58	2.23
17			
18	22.3	1.44	1.96



## Övning: Kolflöden i agroekosystem

### Inledning

I den systemekologiska forskningen studerar man ofta kolflöden mellan olika trofiska näringsnivåer. Kolflöden kan användas som ekvivalent till energi eftersom både kol- och energiinnehållet i organiskt material är tämligen konstant. Allt kol är inte av samma kvalitet för organismer som utnyttjar det, dvs energiinnehållet i organiskt material skiljer en del (t ex. med ungefär faktor två mellan ved och fett). Mycket förenklat kan man räkna med ett genomsnittligt energiinnehåll på 21 MJ per kg torrsvikt biomassa och en kolkoncentration i biomassan av 45% så hamnar man ganska rätt.

Genom att studera kolets kretslopp i ett ekosystem kan vi kvantitativt beskriva trofiska relationer i ett ekosystem. Vi får reda på vilka organismgrupper som står för de största flödena. Den viktigaste egenskapen hos organismerna är deras förmåga att utnyttja (=effektivitet) kolet/energin i det organiska materialet för att bygga upp sin egen biomassa. Heterotrofa organismer är beroende av organiskt material till sin energiförsörjning. En del av C i 'maten' (konsumtion, K) används till respiration (R), en del används för tillväxt och reproduktion (produktion; P) och en del utsöndras som osmältbara rester (egestion, E):

$$K = P + R + E$$

Förhållandet mellan R, P och E skiljer sig mellan arterna. Om vi antar att alla organismer befinner sig i dynamisk jämvikt, dvs. deras biomassa förändras ej mellan åren, så konsumeras hela produktionen på en trofisk nivå av organismerna på nivån ovanför. Kvoterna R/K, E/K och P/K visar andelen av det konsumerade kolet som används till R, E och P.

Eftersom humushalten är mycket viktig för markens bördighet är det av stort intresse att veta om dess mängd ökar eller minskar på sikt. Markens kolbalans är också en aktuell fråga i samband med växthuseffekten. Man vill veta hur odlingsmetoder och odlingsystem påverkar markens kolbalans – är marken en källa eller en sänka för atmosfärisk koldioxid?

Materialet i denna övning är tagen ifrån projektet 'Åkermarkens ekologi' – ett mycket omfattande fältexperiment i norra Uppland där fyra odlingsystem jämfördes under fem år. Organismerna har aggregerats i ett antal trofiska grupper.

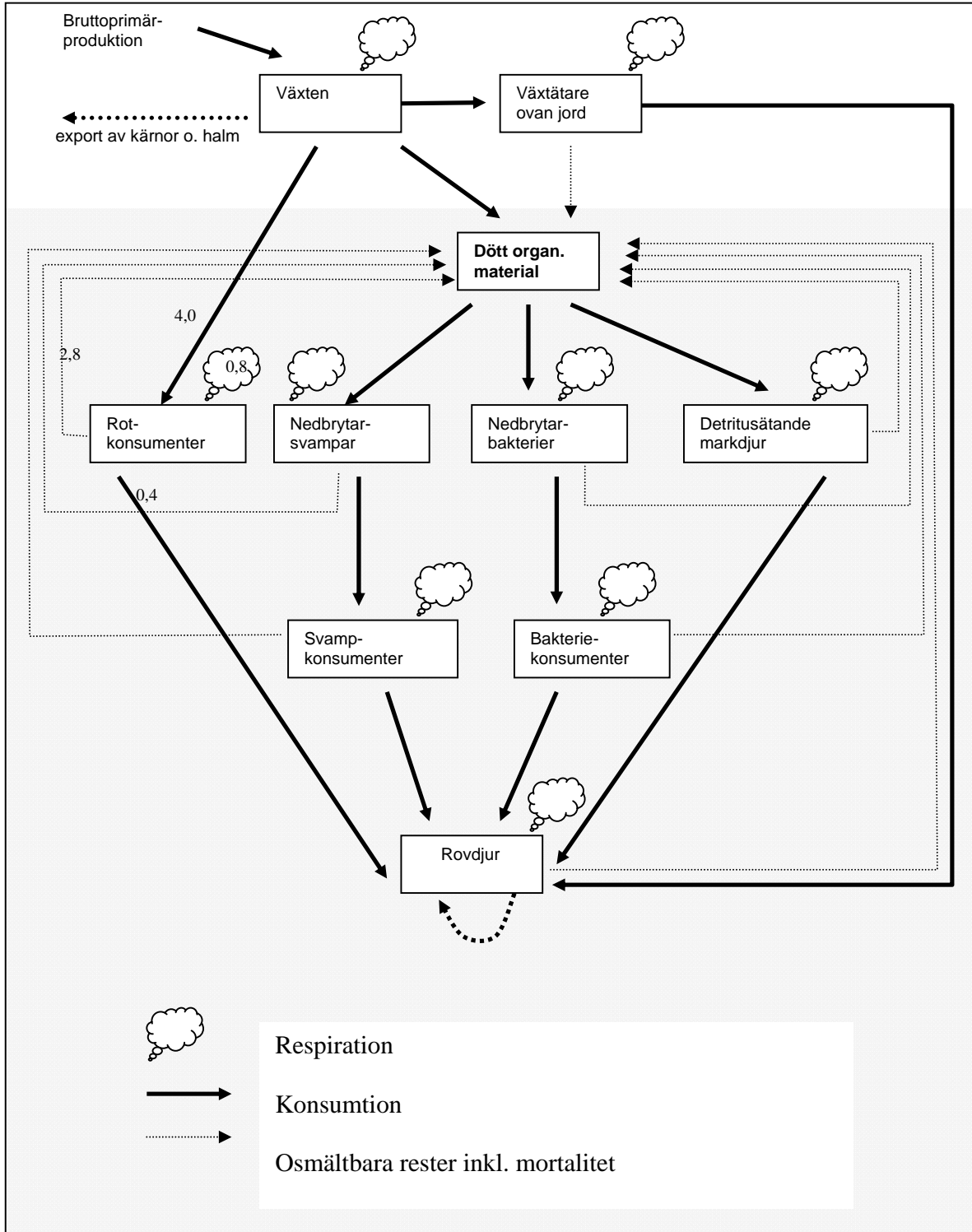
### ***Uppgifter del 1***

Beräkna med hjälp av uppgifterna i de båda tabellerna alla flöden i figuren nedan (en siffra för varje pil i figuren).

1. Hur stor är nettoprimärproduktionen (dvs. bruttoprimärproduktion minus autotrof respiration)?
2. Ökar eller minskar markens kolförråd (du skall beräkna skillnaden mellan alla in- och utflöden till/från 'dött organiskt material')?
3. Antag att halm och kärnor konsumeras av kor med följande effektivitetstal:  $R/K=0.4$ ;  $E/K=0.5$ ;  $P/K=0.1$ . Mängden gödsel som alstras blir ett tillskott till 'dött organiskt material'. I stället för att räkna igenom näringsväven i marken igen (vilket skulle innebära att alla flöden i näringsväven skulle ändras pga. detta extratillskott av "föda" till markorganismerna), så anges här följande värden för hela markecosystemet:  $R/K=0.7$  och  $E/K=0.3$ ;  $P/K$  försummas. Detta innebär att 70% av gödseln respireras bort under ett år i marken och 30% blir ett nettotillskott till 'dött organiskt material' som bör adderas till balansen som du räknade fram enligt fråga 2. Beräkna hur marksystemets kolbalans påverkas genom denna tillförsel av gödsel?

**Kolflöden i odlingsystemet B0, dvs. ogödslat korn i monokultur ( $\text{g C m}^{-2} \text{år}^{-1}$ ).**

Alla uppgifter som du behöver för att fylla i kolflöden i figuren (dvs. alla pilar i figuren) finns i de medföljande två tabellerna. Ett exempel för 'växtätare ovan jord' finns inritat i figuren nedan. Näringsväven nedan är mycket förenklad.



Information som behövs för att beräkna kolflöden ( $\text{g C m}^{-2} \text{år}^{-1}$ ) i figuren ovan.

Bruttoprimärproduktion	510
Växternas respiration	248
Export av kärnor och halm	beräkna
Genom stubb och rötter till marken tillfört dött material	142

### **Markkorgansimernans konsumtion (K) och effektivitet**

Beräkna med hjälp av de följande effektivitetstalen mängden C som konsumerades av en viss trofisk grupp av organismer, samt mängden kol som användes till respiration (R), för tillväxt och reproduktion (P) och osmältbara rester (E). Fyll i värden i figuren ovan (varje 'moln' och varje pil – heldragna och streckade – skall förses med en siffra). Vi antar att alla organismer befinner sig i dynamisk jämvikt, dvs. deras biomassa förändras ej mellan åren. Detta innebär att hela produktionen konsumeras av organismer i den trofiska nivån ovanför.

	Konsumtion, K $\text{g C m}^{-2} \text{år}^{-1}$	R/K <sup>§</sup>	E/K	P/K
Ovanjordiska herbivorer (växtätare)	1	0.3	0.6	0.1
Underjordiska herbivorer (rotkonsumenter)	4	0.2	0.7	0.1
Detritusätande markdjur	18	0.1	0.8	0.1
Nedbrytarsvampar	105	0.6	0.3	0.1
Nedbrytarbakterier	140	0.6	0.2	0.2
Svampätare	beräkna	0.2	0.7	0.1
Bakterieätare	beräkna	0.2	0.7	0.1
Rovdjur	beräkna	0.8	0.2	*

<sup>§</sup>OBS en kvot (tex. R/K=0.3) betyder att 30% av kolet respireras av organismgruppen.

\*rovdjur äts upp av andra rovdjur. Hänsyn till detta har tagits i beräkningen av R och E.

Det finns få projekt där man kunde genomföra en så detaljerad inventering och analys av markkorgansimernans ekologi. Näringsväven som du studerade ovan visar huvudvägen för energiflöden genom systemet. Det ger dock en statisk bild av det som händer i marken – en bild utan minne. Markens döda organiska material som konsumeras har bara delvis bildats av tillförsel under samma år – en del kommer ifrån tidigare års tillförsel. När vi intresserar oss för tidsaspekten av kolbalanser så behövs det en dynamisk ansats som har ett minne för tidigare tillstånd.

När man vill studera kolbalanser och hur dessa påverkas av olika odlingssystem i ett längre perspektiv är det i de flesta fall tillräckligt att studera systemet med hjälp av en mycket grövre ansats, där alla organismer klumpas ihop. I det följande presenteras en sådan ansats som har används för att beräkna kolbalanser i svensk jordbruksmark.

Markens anses befinna sig i två olika tillstånd, dvs. en mindre del är lättillgänglig för organismerna och en stor del är svårtillgänglig (se figuren nedan).

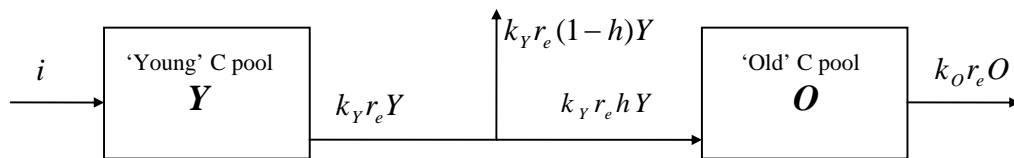
Organiskt material som tillförs marken (växtrester, rötter och deras utsöndringar etc.) bryts ner, men inte fullständigt. En viss andel av deras kol, eller snarare de kolföreningar som bildas under nedbrytningsprocessen, stabiliseras, dvs. det bildas mycket svårnedbrytbara kolföreningar, vilka ofta betecknas som humus eller mull. Så småningom nås en jämvikt mellan tillförsel och nedbrytning vid en viss kolhalt som beror på platsens förutsättningar (främst klimat, markens textur, mineralogi och hydrologiska förhållanden).

Det används många olika modeller för att beräkna vid vilken kolhalt en sådan jämvikt (steady state) kommer att inställa sig. Det som skiljer dessa modeller åt är främst deras dynamiska förlopp, dvs. hur fort en ny jämvikt nås när förutsättningarna förändras (t.ex. markanvändning, gödsling, dränering, klimat). Dessa kolmodeller är relevanta t.ex. för att förutsäga förändringar i markens bördighet, där markens kolhalt utgör en viktig variabel (fundera varför!), och för att svara på frågan om marken är en källa eller sänka för atmosfärisk koldioxid.

En enkel kolmodell som testats under svenska förhållanden är följande:

$$dY/dt = i - k_y r_e Y \quad \text{Eq. 1}$$

$$dO/dt = h k_y r_e Y - k_o r_e O \quad \text{Eq. 2}$$



$i$  = årlig tillförsel av kol till marken (skörderester, rötter, stallgödsel etc.)

$k_y$  och  $k_o$  = första ordningens nedbrytningshastigheter (år<sup>-1</sup>)

$h$  = humifieringskoefficient, dvs. andelen av det tillförda materialet som stabiliseras i marken

$r_e$  = faktor som bestäms av nedbrytningsmiljön (t.ex. fukt, temperatur, pH)

Summan av  $Y$  och  $O$ , som kan beräknas utifrån Eq. 1 och 2 genom integration, beskriver massan av det organiska kolet i marken som en explicit funktion av tiden. Du behöver inte göra detta här. I denna övning koncentrerar vi oss på de årliga förändringarna i  $Y$  och  $O$  ( $dY/dt$  och  $dO/dt$ ) och jämviktsvärdena (*steady-state-värden*; *SS-värden*).

I näringsväven (uppgift 1) beräknade du mängden kol som tillfördes fältet under ett år i 'ogödslat korn': Det var 1,47 ton C som togs om hand av markorganismerna. Du beräknade också att markens kolförråd minskade med 0.155 ton C per hektar och år. Nu vill vi veta hur markens kolförråd ändras om vi fortsätter att odla på samma sätt, dvs. kolinflödet till marken är lika som den är idag.

## Uppgifter del 2

Beräkna den totala mängden kol i matjorden efter att man har odlat samma gröda under mycket lång tid, dvs. när inflöde och utflöde av kol är i dynamisk jämvikt, steady-state (SS). Kolmängden förändras inte längre, dvs. förändringen  $dY/dt$  respektive  $dO/dt$  (ekvationer 1 och 2 enligt ovan) är lika med noll. SS blir då:

$$SS = \frac{i}{k_y r_e} + h \frac{i}{k_o r_e} = \frac{i}{r_e} \left( \frac{1}{k_y} + \frac{h}{k_o} \right)$$

Siffrorna (mängder i ton C ha<sup>-1</sup>) är realistiska och är tagna från ett mycket omfattande fältexperiment i norra Uppland (Åkermarkens ekologi).

Behandling	$i$	$r_e$	$h$	$k_y$	$k_o$	$Y_o$	$O_o$	SS
Ogödslat korn	1.47	1.0	0.13	0.8	0.007	1.86	50.9	.....
Gödslat korn	1.82	0.9	0.13	0.8	0.007	1.86	50.9	.....
Gräsvall	3.52	0.8	0.11	0.8	0.007	1.86	50.9	.....
Lucernvall	4.06	0.8	0.09	0.8	0.007	1.86	50.9	.....

### Fundera och räkna:

- Beräkna SS-värden för de 4 systemen.
- Resonera (du behöver inte räkna) varför  $r_e$  och  $h$  inte är lika i alla fyra odlingsystem?
- I näringsväven beräknade du att markens kolförråd minskade med 0.155 ton C ha<sup>-1</sup> år<sup>-1</sup>. Är den årliga minskningen lika stor, större eller mindre efter 30 år? (Du behöver inte räkna – bara tänka!)
- Vilka grödor bygger upp markens C och vilka tär på markens C-förråd?
- I detta exempel fördes halmen bort när korn odlades. Bara stubb och rötter (inklusive lösliga kolföreningar som utsöndras av rötterna) tillfördes marken. En realistisk halmskörd i ett ogödslat odlingsled av korn är ca. 1 ton C ha<sup>-1</sup> och i gödslat kornled 1.8 ton C. Hur skulle markens kolmängd vid steady-state för kornleden förändras om man skulle plöja ner all halm, dvs.  $i$  skulle öka med motsvarande C-mängd?
- Om man, istället för att plöja ner halmen tillförde stallgödsel till det ogödslade kornledet – hur skulle SS för denna behandling se ut? Antagande för stallgödsel:  $i = 0.8$  ton C ha<sup>-1</sup> år<sup>-1</sup> (motsvarar en realistisk stallgödselgiva),  $k_y$  och  $r_e$  har samma värde som ovan, men  $h = 0.35$ . Beakta:  $h$  måste viktas för andelen av stallgödsel resp. rötter/halm, dvs. i vårt exempel:  $h = (1.47 \cdot 0.13 + 0.8 \cdot 0.35) / 2.27 = 0.21$ .



## Virtuella laborationer

Syftet med dessa laborationer är du får en förståelse för hur man mäter markandning and mineralkvävemängden i ett jordprov. Det viktigaste är dock att du lär dig att diskutera försöksresultaten utifrån bakomliggande teorier som presenteras under föreläsningar och i kurslitteraturen.

### Allmän information

Alla laborationer utförs i grupp. Varje grupp genomför en av följande laborationer och redovisar och diskuterar resultaten skriftligen.

Nr.	Laboration	Sida
1	Långsamverkande kvävegödselmedel	14
2	Anläggning av en näringsfattig äng	16
3	Effekten av markens vattenhalt på kol- och kväve mineralisering	18
4	Långsiktig effekt av jordförbättringsmedel	20
5	Nedbrytning av torv, cellulosa och lignin	22
6	Nedbrytning av gräs, protein och hemicellulosa	24
7	Koppars effekt på biologisk aktivitet i marken	26
8	Effekten av temperatur på kol- och kväveomsättning i marken	28
9	Nedbrytning av olika substrat med samma C/N-kvot	30
10	Effekten av kvävegödsling på omsättningen av stärkelse	32
App.1	Bestämning av mängden C and N som har mineraliserats	35
App.2	Facit uträkningar	37

### Skriftlig redovisning

Laborationen sammanställs i form av en kort rapport som skall innehålla:

- Namn
- Uträkningar
- Figurer
- Svar på frågorna

Bakgrund och material/metoder finns beskrivna här och behöver inte upprepas i rapporten.

## Laboration 1. Långsamverkande kvävegödselmedel

### Bakgrund

Mineralgödselmedel som används i Sverige innehåller oftast kväve som ammonium ( $\text{NH}_4^+$ ) eller nitrat ( $\text{NO}_3^-$ ). Dessa kväveformer tas snabbt upp av växten. Om man eftersträvar en jämn kväveverkan över en längre tid måste man därför tillföra N med täta intervall. Man kan dock även använda långsamverkande kvävegödselmedel. Organiska gödselmedel (den organiska fraktionen i stallgödsel etc.) är långsamverkande, men passar oftast inte för t.ex. sportplatser och golfbanor. Det finns emellertid långsamverkande, industriellt framställda gödselmedel, som bygger på urea  $\text{CO}(\text{NH}_2)_2$ . Genom att koppla ihop flera ureamolekyler eller genom metylering kommer hydrolysen (nedbrytningen) att fördröjas. Ju fler molekyler man kopplar ihop desto längre tid tar hydrolysen. Hydrolysen är en enzymatisk process och det är mikroorganismer som producerar och utsöndrar enzymer (läs mera om hydrolysen i litteraturkompendiet).

### Syfte

Att jämföra urea, metylurea och ammoniumsulfat beträffande tiden som krävs för hydrolys och att kvävet ska bli växttillgängligt.

### Material

- Åkerjord (matjord Pustnäs): 1,3 % organiskt-C; 0,12 % organiskt-N; 100% vattenhållande förmåga (water holding capacity; WHC) motsvarar 38 g vatten per 100 g lufttorr jord.
- Metylurea,  $[\text{CH}_3\text{NHNH}_2\text{CO}]$ , 38 % N
- Urea,  $[\text{CO}(\text{NH}_2)_2]$
- Ammoniumsulfat  $[(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4]$

Begreppsförklaring WHC: Maximala mängden vatten som ett jordprov kan hålla efter fri drängering.

### Försöksplan

För varje försöksled (A,B och C) invägs 50 g jord. Man tillsätter följande lösningar i de tre behandlingarna:

- A. Metylurea (löst i 11,4 ml vatten motsvarande 10 mg N)
- B. Urea (löst i 11,4 ml vatten motsvarande 10 mg N)
- C.  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  (löst i 11,4 ml vatten motsvarande 10 mg N)

### Metoder

Man mäter markandningen (mängden respirerad koldioxid som utvecklats under en viss period i gastäta burkar) och mängden mineralkväve (ammonium och nitrat) vid olika tidpunkter under försökets gång (som är 3 veckor här). Alla försöksled upprepas i vanliga fall ett antal gånger för att kunna jämföra försöksleden med statistiska metoder. I denna övning redovisas dock bara medelvärden. Metoderna och beräkningsstegen finns beskrivna i Appendix 1. Facit finns i Appendix 2.

## Analysresultat

lab	behandling	tid	jord	Vätska*	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin**	CO2***
nr.		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N / kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
1	metylurea	0	50	200			2	3	8	12	20	0
1	metylurea	2	50	211,4	4,95	4,64	8,36	3,56				
1	metylurea	9	50	211,4	4,95	3,79	23,2	6,66				
1	metylurea	21	50	211,4	4,95	2,83	33,02	12,15				
1	NH4	0	50	200			2	3	8	12	20	0
1	NH4	2	50	211,4	4,95	4,85	48,61	3,62				
1	NH4	9	50	211,4	4,95	4,52	46,02	6,86				
1	NH4	21	50	211,4	4,95	3,99	41,57	12,42				
1	urea	0	50	200			2	3	8	12	20	0
1	urea	2	50	211,4	4,95	4,65	14,3	3,58				
1	urea	9	50	211,4	4,95	3,97	34,92	6,76				
1	urea	21	50	211,4	4,95	3,3	40,04	12,3				

\*avser mängden vatten i jordprovet plus 200ml saltlösning som tillsattes för extraktion (se Appendix)

\*\*Nmin står för mineralkväve, dvs. summan av  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NO}_3^-$ .

\*\*\*Ackumulerad mängd  $\text{CO}_2$

## Rapport

Beräkna (enligt Appendix) och diskutera bl.a. följande

- 1) Beräkna mängden ammoniumkväve och nitratkväve och fyll i tabellen ovan.
- 2) Åskådliggör mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 3) Beräkna mängden kol som har respirerats och fyll i tabellen ovan.
- 4) Åskådliggör  $\text{CO}_2$ -C- och mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 5) Beräkna vattenhalten (uttryckt i % WHC) i proven.
- 6) På vilket sätt skiljer sig urea-baserade kvävegödselmedel från andra organiska och oorganiska gödselmedel (se litteraturkompendiet)
- 7) Hur stor andel C mineraliserades från jorden och hur mycket hydrolyserades från urea respektive metylurea?
- 8) Diskutera kvävet mineralisering, immobilisering och nitrifikation i försöksleden.
- 9) Fungerar urean som energisubstrat åt mikroorganismerna? (se litteraturkompendiet)

– lämna in en kort rapport

## Laboration 2. Anläggning av en näringsfattig äng

### Bakgrund

I ett landskapslaboratorium vill man etablera en näringsfattig äng. Man vill skapa förutsättningar som gynnar örter på bekostnad av gräs. Som grundmaterial används en ren sand som är fri från organsikt material. För att skapa en gynnsam fysikalisk markmiljö tillsattes *Sphagnum*-torv. *Sphagnum*-torv är ett näringsfattigt substrat. För att växter ska kunna växa måste en "lagom" mängd näring tillsättas. Man valde här att tillföra växtmaterial (gräsklipp och klöver) som näringskälla. Det som man vill åstadkomma är att hitta lämpliga blandningsförhållanden av torv, gräs och klöver som kommer att leverera en lagom mängd växtnäring (nettomineralisering) under nedbrytningsprocessen.

### Syfte

Att jämföra effekten av tre olika substrat på mikrobiologisk aktivitet, N-nettomineralisering och nitrifikation

### Material

Sand	0 % C,	0 % N
Torv	45 % C,	0,7 % N
Gräsklipp	40 % C,	1,6 % N
Klöverklipp	40 % C,	2,5 % N

Jordsuspension: Skaka upp några skedar jord med vatten, filtrera

### Försöksplan

- A. 20 g sand + 0,5 g torv + 4 ml jordsuspension
- B. 20 g sand + 0,5 g torv + 4 ml jordsuspension + 0,2 g gräs
- C. 20 g sand + 0,5 g torv + 4 ml jordsuspension + 0,2 g klöver

### Metoder

Man mäter markandningen (mängden respirerad koldioxid som utvecklats under en viss period i gastäta burkar) och mängden mineralkväve (ammonium och nitrat) vid olika tidpunkter under försökets gång (som är 3 veckor här). Alla försöksled upprepas i vanliga fall ett antal gånger för att kunna jämföra försöksleden med statistiska metoder. I denna övning redovisas dock bara medelvärden. Metoderna och beräkningsstegen finns beskrivna i Appendix 1. Facit finns i Appendix 2.

## Analysresultat

lab	behandling	tid	jord	Vätska*	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin**	CO2***
nr.		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N / kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
2	torv	0	20.5	200			0.82	1.23	8.0	12.0	20.0	0
2	torv	2	20.5	204	4.95	4.89	0.69	1.24				
2	torv	9	20.5	204	4.95	4.70	0.42	1.23				
2	torv	21	20.5	204	4.95	4.37	0.18	1.00				
2	torv+gra	0	20.7	200			0.83	1.24	8.0	12.0	20.0	0
2	torv+gra	2	20.7	204	4.95	4.46	0.63	1.35				
2	torv+gra	9	20.7	204	4.95	3.11	0.41	1.52				
2	torv+gra	21	20.7	204	4.95	1.39	0.36	1.27				
2	torv+klo	0	20.7	200			0.83	1.24	8.0	12.0	20.0	0
2	torv+klo	2	20.7	204	4.95	4.35	0.81	1.49				
2	torv+klo	9	20.7	204	4.95	2.82	0.88	2.45				
2	torv+klo	21	20.7	204	4.95	1.05	0.46	4.00				

\*avser mängden vatten i jordprovet plus 200ml saltlösning som tillsattes för extraktion (se Appendix)

\*\*Nmin står för mineralkväve, dvs. summan av  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NO}_3^-$ .

\*\*\*Ackumulerad mängd  $\text{CO}_2$

## Rapport

Beräkna (enligt Appendix) och diskutera bl.a. följande

- 1) Beräkna mängden ammoniumkväve och nitratkväve och fyll i tabellen ovan.
- 2) Åskådliggör mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 3) Beräkna mängden kol som har respirerats och fyll i tabellen ovan.
- 4) Åskådliggör  $\text{CO}_2\text{-C}$  över tiden i en figur.
- 5) Hur stor andel C mineraliserades från jorden, torven, gräset och klöver?
- 6) Diskutera kvävet mineralisering, immobilisering och nitrifikation i försöksleden.

lämna in en kort rapport

## **Laboration 3. Effekten av markens vattenhalt på kol- och kvävemineralisering**

### Bakgrund

Markens vattenhalt är en av de viktigaste faktorer som styr markens biologiska aktivitet. Nedbrytningshastigheten av organiskt material ökar med markens vattenhalt till en kritisk punkt varefter den avtar igen när marken blir för blöt. När marken blir vattenmättad minskar gasdiffusionen och anaeroba förhållanden kommer att dominera. Vissa anaeroba mikroorganismer använder nitrat istället för syre för andningen. Nitrat reduceras då till kvävgas och en mindre mängd lustgas. Processen kallas denitrifikation. Vattenhalten i marken är en mycket viktig faktor som påverkar denitrifikationen.

### Syfte

Att undersöka hur kol- och kvävemineralisering påverkas av markens vattenhalt.

### Material

- Åkerjord (matjord Pustnäs): 1,3 % organiskt-C; 0,12 % organiskt-N; 100% vattenhållande förmåga (water holding capacity; WHC) motsvarar 38 g vatten per 100 g lufttorr jord.
- Gräs som innehåller 38% C och 1,5% N

Begreppsförklaring WHC: Maximala mängden vatten som ett jordprov kan hålla efter fri dränering.

### Försöksplan

30 g åkerjord inkuberas vid

- A) 30% WHC
- B) 65% WHC
- C) 100% WHC
- D) 100% WHC + 100 mg gräs

### Metoder

Man mäter markandningen (mängden respirerad koldioxid som utvecklats under en viss period i gastäta burkar) och mängden mineralkväve (ammonium och nitrat) vid olika tidpunkter under försökets gång (som är 3 veckor här). Alla försöksled upprepas i vanliga fall ett antal gånger för att kunna jämföra försöksleden med statistiska metoder. I denna övning redovisas dock bara medelvärden. Metoderna och beräkningsstegen finns beskrivna i Appendix 1. Facit finns i Appendix 2.

## Analysresultat

lab	behandling	tid	jord	Vätska*	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin**	CO2***
nr.		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N / kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
3	whc100	0	30	200			1,2	1,8	8	12	20	0
3	whc100	2	30	211,4	4,95	4,9	1,36	1,56				
3	whc100	9	30	211,4	4,95	4,75	1,63	1,1				
3	whc100	21	30	211,4	4,95	4,51	1,74	0,6				
3	whc100+g	0	30	200			1,2	1,8	8	12	20	0
3	whc100+g	2	30	211,4	4,95	4,72	1,09	1,7				
3	whc100+g	9	30	211,4	4,95	4,07	2,07	0,03				
3	whc100+g	21	30	211,4	4,95	3,3	0,91	0				
3	whc30	0	30	200			1,2	1,8	8	12	20	0
3	whc30	2	30	203,4	4,95	4,94	0,82	2,15				
3	whc30	9	30	203,4	4,95	4,89	0,09	2,96				
3	whc30	21	30	203,4	4,95	4,82	0,02	3,17				
3	whc65	0	30	200			1,2	1,8	8	12	20	0
3	whc65	2	30	207,4	4,95	4,9	0,87	2,11				
3	whc65	9	30	207,4	4,95	4,73	0,24	3,07				
3	whc65	21	30	207,4	4,95	4,46	0,1	3,72				

\*avser mängden vatten i jordprovet plus 200ml saltlösning som tillsattes för extraktion (se Appendix)

\*\*Nmin står för mineralkväve, dvs. summan av  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NO}_3^-$ .

\*\*\*Ackumulerad mängd  $\text{CO}_2$

## Rapport

Beräkna (enligt Appendix) och diskutera bl.a. följande

- 1) Beräkna mängden ammoniumkväve och nitratkväve och fyll i tabellen ovan.
- 2) Åskådliggör mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 3) Beräkna mängden kol som har respirerats och fyll i tabellen ovan.
- 4) Åskådliggör  $\text{CO}_2$ -C- och mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 5) Hur stor andel C mineraliserades från jorden vid olika vattenhalt?
- 6) Hur stor andel C mineraliserades från gräset?
- 7) Illustrera sambandet mellan vattenhalt och C- och N-mineralisering i en figur.
- 8) Diskutera kvävet mineralisering, immobilisering, nitrifikation och denitrifikation i försöksleden.

lämna in en kort rapport

## Laboration 4. Långsiktig effekt av jordförbättringsmedel

### Bakgrund

För att bygga upp eller förbättra en växtbädd används ofta organiska jordförbättringsmedel. Beroende på substratets art kan de markbiologiska egenskaperna variera mycket. Två viktiga egenskaper hos ett jordförbättringsmedel är hur det påverkar den biologiska aktiviteten och den kväve mineraliserande förmågan. Dessa två egenskaper ska prövas hos några jordar som påförts samma mängd jordförbättringsmedel årligen sedan 1990. Grönsaker av olika slag har odlats på platsen. Under åren 1993-2000 var den genomsnittliga avkastningen i torvbehandlingen ungefär 40% lägre än i kontrollen. I behandlingen där gräsklipp tillfördes var den ungefär 60% högre.

### Syfte

Att jämföra den långsiktiga effekter av tre olika jordförbättringsmedel på den markbiologiska aktiviteten och nettomineralisering av kväve.

### Material

3 jordar

WHC = water holding capacity

- A) Kontroll, 1,85% C, 0,18% N, 100% WHC motsvarar 45 g vatten per 100g jord
  - B) Torv, 2,22% C, 0,18% N, 100% WHC motsvarar 48 g vatten per 100g jord
  - C) Gräsklipp, 1,92% C, 0,19% N, 100% WHC motsvarar 46 g vatten per 100g jord
  - D) Stallgödsel, 2,05% C, 0,20% N, 100% WHC motsvarar 47 g vatten per 100g jord
- Inkubation vid 60% WHC = water holding capacity

Begreppsförklaring WHC: Maximala mängden vatten som ett jordprov kan hålla efter fri drängering.

### Försöksplan

50 g jord av jordarna A, B och C inkuberas vid 60% WHC och 20 °C, 3 paralleller och blankprov (se Appendix 1). Glöm inte att märka alla burkar med gruppens nummer och försöksled.

### Metoder

Man mäter markandningen (mängden respirerad koldioxid som utvecklats under en viss period i gastäta burkar) och mängden mineralkväve (ammonium och nitrat) vid olika tidpunkter under försökets gång (som är 3 veckor här). Alla försöksled upprepas i vanliga fall ett antal gånger för att kunna jämföra försöksleden med statistiska metoder. I denna övning redovisas dock bara medelvärden. Metoderna och beräkningsstegen finns beskrivna i Appendix 1. Facit finns i Appendix 2.



## Analysresultat

lab	behandling	tid	jord	Vätska*	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin**	CO2***
nr.		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N / kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
4	gräs	0	50	200			2	3	8	12	20	0
4	gräs	2	50	213,8	4,95	4,77	1,63	3,66				
4	gräs	9	50	213,8	4,95	4,15	0,69	5,18				
4	gräs	21	50	213,8	4,95	3,18	0,37	7,06				
4	kontroll	0	50	200			2	3	8	12	20	0
4	kontroll	2	50	213,5	4,95	4,88	1,31	3,42				
4	kontroll	9	50	213,5	4,95	4,63	0,17	4,72				
4	kontroll	21	50	213,5	4,95	4,24	0,06	5,15				
4	stallg	0	50	200			2	3	8	12	20	0
4	stallg	2	50	214,1	4,95	4,8	1,34	3,41				
4	stallg	9	50	214,1	4,95	4,32	0,24	4,8				
4	stallg	21	50	214,1	4,95	3,54	0,1	5,46				
4	torv	0	50	200			2	3	8	12	20	0
4	torv	2	50	214,4	4,95	4,85	1,27	3,4				
4	torv	9	50	214,4	4,95	4,52	0,09	4,6				
4	torv	21	50	214,4	4,95	3,94	0,01	4,73				

\*avser mängden vatten i jordprovet plus 200ml saltlösning som tillsattes för extraktion (se Appendix)

\*\*Nmin står för mineralkväve, dvs. summan av  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NO}_3^-$ .

\*\*\*Ackumulerad mängd  $\text{CO}_2$

## Rapport

Beräkna (enligt Appendix) och diskutera bl.a. följande

- 1) Beräkna mängden ammoniumkväve och nitratkväve och fyll i tabellen ovan.
- 2) Åskådliggör mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 3) Beräkna mängden kol som har respirerats och fyll i tabellen ovan.
- 4) Åskådliggör  $\text{CO}_2$ -C- och mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 5) Hur stor andel C mineraliserades från jorden i försöksleden?
- 6) Diskutera kvävet mineralisering, immobilisering och nitrifikation i försöksleden
- 7) Vilken jord har störst WHC och varför?
- 8) Vad kan man säga om den långsiktiga effekten av dessa jordförbättringsmedel på makrens mullkapital?
- 9) Förklara varför gräsklipp och torv påverkade växtproduktionen (se Bakgrund)?

lämna in en kort rapport

## **Laboration 5. Nedbrytning av torv, cellulosa och lignin**

### Bakgrund och syfte

Två viktiga beståndsdelar i växten är cellulosa och lignin. Dessa substanser är energisubstrat för mikroorganismer under nedbrytningsprocessen. Den mikrobiella nedbrytningshastigheten styrs av de kemiska bindningarna i substratet. I denna laboration studeras omsättningen av dessa substrat i ren form och jämförs med torv, som delvis består av cellulosa och lignin.

### Material

- Åkerjord (matjord Pustnäs): 1,3 % organiskt-C; 0,12 % organiskt-N; 100% vattenhållande förmåga (water holding capacity; WHC) motsvarar 38 g vatten per 100 g lufttorr jord.
- Cellulosa: 42,0% C; 0% N
- Torv : 45 % C; 0,7 % N
- Lignin: 57% C; 1,1% N

### Försöksplan

- A) 20 g jord (enbart)
- B) 20 g jord + 40 mg torv-C
- C) 20 g jord + 40 mg cellulosa-C
- D) 20 g jord + 40 mg lignin-C

inkuberas vid 60% WHC och 20 °C.

Begreppsförklaring WHC: Maximala mängden vatten som ett jordprov kan hålla efter fri drängering.

### Metoder

Man mäter markandningen (mängden respirerad koldioxid som utvecklats under en viss period i gastäta burkar) och mängden mineralväve (ammonium och nitrat) vid olika tidpunkter under försökets gång (som är 3 veckor här). Alla försöksled upprepas i vanliga fall ett antal gånger för att kunna jämföra försöksleden med statistiska metoder. I denna övning redovisas dock bara medelvärden. Metoderna och beräkningsstegen finns beskrivna i Appendix 1. Facit finns i Appendix 2.

## Analysresultat

lab	behandling	tid	jord	Vätska*	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin**	CO2***
nr.		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N / kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
5	cellul	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
5	cellul	2	20	204,6	4,95	4,86	0,51	1,42				
5	cellul	9	20	204,6	4,95	4,56	0,08	1,78				
5	cellul	21	20	204,6	4,95	4,07	0,03	1,74				
5	kontroll	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
5	kontroll	2	20	204,6	4,95	4,91	0,61	1,43				
5	kontroll	9	20	204,6	4,95	4,78	0,2	2,11				
5	kontroll	21	20	204,6	4,95	4,56	0,09	2,67				
5	lignin	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
5	lignin	2	20	204,6	4,95	4,91	0,6	1,43				
5	lignin	9	20	204,6	4,95	4,75	0,19	2,09				
5	lignin	21	20	204,6	4,95	4,51	0,08	2,61				
5	torv	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
5	torv	2	20	204,6	4,95	4,9	0,59	1,43				
5	torv	9	20	204,6	4,95	4,73	0,17	2,08				
5	torv	21	20	204,6	4,95	4,46	0,07	2,54				

\*avser mängden vatten i jordprovet plus 200ml saltlösning som tillsattes för extraktion (se Appendix)

\*\*Nmin står för mineralkväve, dvs. summan av  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NO}_3^-$ .

\*\*\*Ackumulerad mängd  $\text{CO}_2$

## Rapport

Beräkna (enligt Appendix) och diskutera bl.a. följande

- 1) Beräkna mängden ammoniumkväve och nitratkväve och fyll i tabellen ovan.
- 2) Åskådliggör mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 3) Beräkna mängden kol som har respirerats och fyll i tabellen ovan.
- 4) Åskådliggör  $\text{CO}_2$ -C- och mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 5) Hur stor andel C mineraliserades från jorden, cellulosan, ligninet och torven?
- 6) Diskutera kvävet mineralisering, immobilisering och nitrifikation i försöksleden.

lämna in en kort rapport

## **Laboration 6. Nedbrytning av gräs, protein och hemicellulosa**

### Bakgrund och syfte

Protein och hemicellulosa är viktiga beståndsdelar i växter. Dessa substanser är energisubstrat för mikroorganismer under nedbrytningsprocessen. Den mikrobiella nedbrytningshastigheten styrs av de kemiska bindningarna i substratet. I denna laboration studeras omsättningen av protein och hemicellulosa och jämförs med den av gräs som delvis består av dessa komponenter.

### Material

- Åkerjord (matjord Pustnäs): 1,3 % organiskt-C; 0,12 % organiskt-N; 100% vattenhållande förmåga (water holding capacity; WHC) motsvarar 38 g vatten per 100 g lufttorr jord.
- Protein : Casein 50 % C; 12,8 % N
- Hemicellulosa: 42,0% C; 0% N
- Gräs: 43 % C; 1,08 % N

Begreppsförklaring WHC: Maximala mängden vatten som ett jordprov kan hålla efter fri dränering.

### Försöksplan

- A) 20 g jord (enbart)
- B) 20 g jord + 40 mg gräs-C
- C) 20 g jord + 40 mg hemicellulosa-C
- D) 20 g jord + 4 mg protein-C

inkuberas vid 60% WHC och 20 °C.

### Metoder

Man mäter markandningen (mängden respirerad koldioxid som utvecklats under en viss period i gastäta burkar) och mängden mineralkväve (ammonium och nitrat) vid olika tidpunkter under försökets gång (som är 3 veckor här). Alla försöksled upprepas i vanliga fall ett antal gånger för att kunna jämföra försöksleden med statistiska metoder. I denna övning redovisas dock bara medelvärden. Metoderna och beräkningsstegen finns beskrivna i Appendix 1. Facit finns i Appendix 2.

## Analysresultat

lab	behandling	tid	jord	Vätska*	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin**	CO2***
nr.		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N / kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
6	gräs	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
6	gräs	2	20	204,6	4,95	4,72	0,43	1,42				
6	gräs	9	20	204,6	4,95	4,04	0,01	1,76				
6	gräs	21	20	204,6	4,95	3,15	0,02	1,85				
6	hemic	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
6	hemic	2	20	204,6	4,95	4,81	0,4	1,42				
6	hemic	9	20	204,6	4,95	4,32	0,06	1,34				
6	hemic	21	20	204,6	4,95	3,57	0,02	0,84				
6	kontroll	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
6	kontroll	2	20	204,6	4,95	4,91	0,61	1,43				
6	kontroll	9	20	204,6	4,95	4,78	0,2	2,11				
6	kontroll	21	20	204,6	4,95	4,56	0,09	2,67				
6	protein	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
6	protein	2	20	204,6	4,95	4,72	2,21	1,46				
6	protein	9	20	204,6	4,95	4,29	3,67	2,67				
6	protein	21	20	204,6	4,95	3,99	2,69	4,77				

\*avser mängden vatten i jordprovet plus 200ml saltlösning som tillsattes för extraktion (se Appendix)

\*\*Nmin står för mineralkväve, dvs. summan av  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NO}_3^-$ .

\*\*\*Ackumulerad mängd  $\text{CO}_2$

## Rapport

Beräkna (enligt Appendix) och diskutera bl.a. följande

- 1) Beräkna mängden ammoniumkväve och nitratkväve och fyll i tabellen ovan.
- 2) Åskådliggör mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 3) Beräkna mängden kol som har respirerats och fyll i tabellen ovan.
- 4) Åskådliggör  $\text{CO}_2$ -C- och mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 5) Hur stor andel C mineraliserades från jorden och substraten?
- 6) Diskutera kvävet mineralisering, immobilisering och nitrifikation i försöksleden.

lämna in en kort rapport

## Laboration 7. Koppars effekt på biologisk aktivitet i marken

### Bakgrund

Matjordens koncentration av koppar ligger ofta kring 14 mg kg<sup>-1</sup>. Koppar är ett mikronäringsämne och för låga halter i marken kan ge kopparbrist i växter (<7 mg kg<sup>-1</sup>). Vid höga halter är koppar toxisk. Gränsvärdet för koppar i marken (40 mg kg<sup>-1</sup>) är satt med en säkerhetsmarginal och är 2-3 gånger lägre än det lägsta värdet där skadliga effekter kunnat konstateras. I åkermarken i Sverige är för låga halter ett större problem än för höga. Lokalt kan dock en kraftig ackumulering i marken ha skett genom utsläpp från smält- och legeringsverk och genom tillförsel av avloppsslam.

### Syfte

Att undersöks toxiciteten av koppar på markmikroorganismer i marken.

### Metoder

Till åkerjord tillförs en lättlöslig kopparförening. Basrespirationen, som är mikroorganismernas normala aktivitet utan extra näringstillförsel, och kvävemineralisering mäts under 3 veckor

### Material

- Åkerjord (matjord Pustnäs): 1,3 % organiskt-C; 0,12 % organiskt-N; 100% vattenhållande förmåga (water holding capacity; WHC) motsvarar 38 g vatten per 100 g lufttorr jord.
- Kopparsulfatlösning

### Försöksplan

- A) 20 g jord (kontroll, utan tillsats)
- B) 20 g jord + 100 mg Cu kg<sup>-1</sup>
- C) 20 g jord + 500 mg Cu kg<sup>-1</sup>
- D) 20 g jord + 5000 mg Cu kg<sup>-1</sup>

inkuberas vid 60% WHC i 20 °C

Begreppsförklaring WHC: Maximala mängden vatten som ett jordprov kan hålla efter fri dränering.

### Metoder

Man mäter markandningen (mängden respirerad koldioxid som utvecklats under en viss period i gastäta burkar) och mängden mineralkväve (ammonium och nitrat) vid olika tidpunkter under försökets gång (som är 3 veckor här). Alla försöksled upprepas i vanliga fall ett antal gånger för att kunna jämföra försöksleden med statistiska metoder. I denna övning redovisas dock bara medelvärden. Metoderna och beräkningsstegen finns beskrivna i Appendix 1. Facit finns i Appendix 2.

## Analysresultat

lab	behandling	tid	jord	Vätska*	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin**	CO2***
nr.		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N / kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
7	kontroll	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
7	kontroll	2	20	204,6	4,95	4,91	0,61	1,43				
7	kontroll	9	20	204,6	4,95	4,78	0,2	2,11				
7	kontroll	21	20	204,6	4,95	4,56	0,09	2,67				
7	100Cu	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
7	100Cu	2	20	204,6	4,95	4,91	0,61	1,43				
7	100Cu	9	20	204,6	4,95	4,78	0,2	2,1				
7	100Cu	21	20	204,6	4,95	4,57	0,09	2,66				
7	500Cu	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
7	500Cu	2	20	204,6	4,95	4,91	0,82	1,21				
7	500Cu	9	20	204,6	4,95	4,78	0,94	1,35				
7	500Cu	21	20	204,6	4,95	4,58	1,14	1,58				
7	5000Cu	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
7	5000Cu	2	20	204,6	4,95	4,92	0,84	1,17				
7	5000Cu	9	20	204,6	4,95	4,82	1,05	1,17				
7	5000Cu	21	20	204,6	4,95	4,65	1,39	1,17				

\*avser mängden vatten i jordprovet plus 200ml saltlösning som tillsattes för extraktion (se Appendix)

\*\*Nmin står för mineralkväve, dvs. summan av  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NO}_3^-$ .

\*\*\*Ackumulerad mängd  $\text{CO}_2$

## Rapport

Beräkna (enligt Appendix) och diskutera bl.a. följande

- 1) Beräkna mängden ammoniumkväve och nitratkväve och fyll i tabellen ovan.
- 2) Åskådliggör mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 3) Beräkna mängden kol som har respirerats och fyll i tabellen ovan.
- 4) Åskådliggör  $\text{CO}_2$ -C- och mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 5) Hur stor andel C mineraliserades från jorden?
- 6) Diskutera kvävetts mineralisering, immobilisering och nitrifikation i försöksleden.

lämna in en kort rapport

## **Laboration 8. Effekten av temperatur på kol- och kväveomsättning i marken**

### Bakgrund

Mikroorganismerna i marken är anpassade till vissa temperaturintervall. Den sammantagna aktiviteten av hela markekosystemet ökar med temperaturen upp till den övre gräns varefter aktiviteten avtar igen. I denna laboration skall vi kvantifiera effekten av några temperaturer inom ett naturligt förekommande intervall på markandning och kväveomsättning. Markandningen som här mäts som koldioxidavgång är ett mått på den totala biologiska aktiviteten i marken.

### Syfte

Att kvantifiera temperaturen effekt på kol- och kväveomsättning i marken.

### Material

- Åkerjord (matjord Pustnäs): 1,3 % organiskt-C; 0,12 % organiskt-N; 100% vattenhållande förmåga (water holding capacity; WHC) motsvarar 38 g vatten per 100 g lufttorr jord.
- $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  lösning

Begreppsförklaring WHC: Maximala mängden vatten som ett jordprov kan hålla efter fri dränering.

### Försöksplan

20 g åkerjord inkuberas vid 60% WHC i

- A) 0 °C
- B) 8 °C
- C) 20 °C
- A) 35 °C

### Metoder

Man mäter markandningen (mängden respirerad koldioxid som utvecklats under en viss period i gastäta burkar) och mängden mineralkväve (ammonium och nitrat) vid olika tidpunkter under försökets gång (som är 3 veckor här). Alla försöksled upprepas i vanliga fall ett antal gånger för att kunna jämföra försöksleden med statistiska metoder. I denna övning redovisas dock bara medelvärden. Metoderna och beräkningsstegen finns beskrivna i Appendix 1. Facit finns i Appendix 2.



## Analysresultat

lab	behandling	tid	jord	Vätska*	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin**	CO2***
nr.		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N / kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
8	0 °C	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
8	0 °C	2	20	204,6	4,950	4,947	0,76	1,21				
8	0 °C	9	20	204,6	4,950	4,944	0,76	1,22				
8	0 °C	21	20	204,6	4,950	4,938	0,76	1,23				
8	8 °C	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
8	8 °C	2	20	204,6	4,95	4,95	0,79	1,18				
8	8 °C	9	20	204,6	4,95	4,93	0,8	1,19				
8	8 °C	21	20	204,6	4,95	4,9	0,83	1,22				
8	20 °C	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
8	20 °C	2	20	204,6	4,95	4,93	0,57	1,43				
8	20 °C	9	20	204,6	4,95	4,86	0,11	2,02				
8	20 °C	21	20	204,6	4,95	4,75	0,04	2,32				
8	35 °C	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
8	35 °C	2	20	204,6	4,95	4,9	0,62	1,44				
8	35 °C	9	20	204,6	4,95	4,72	0,38	2,04				
8	35 °C	21	20	204,6	4,95	4,46	0,66	2,35				

\*avser mängden vatten i jordprovet plus 200ml saltlösning som tillsattes för extraktion (se Appendix)

\*\*Nmin står för mineralkväve, dvs. summan av  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NO}_3^-$ .

\*\*\*Ackumulerad mängd  $\text{CO}_2$

## Rapport

Beräkna (enligt Appendix) och diskutera bl.a. följande

- 1) Beräkna mängden ammoniumkväve och nitratkväve och fyll i tabellen ovan.
- 2) Åskådliggör mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 3) Beräkna mängden kol som har respirerats och fyll i tabellen ovan.
- 4) Åskådliggör  $\text{CO}_2$ -C- och mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 5) Hur stor andel C mineraliserades från jorden?
- 6) Diskutera kvävetts mineralisering, immobilisering och nitrifikation i försöksleden.
- 7) Visa beroendet av C- och N-mineraliseringen på temperaturen i en figur.

lämna in en kort rapport

## Laboration 9. Nedbrytning av olika substrat med samma C/N-kvot

### Bakgrund

Kol/kväve-kvoten är en indikator för att kunna förutsäga om ett material vid nedbrytning i marken kommer att leda till en nettomineralisering eller nettoimmobilisering av kväve. Tumregeln att material med en lägre kvot än ca. 20-25 kommer att leda till nettomineralisering stämmer ofta i ett lite längre tidsperspektiv (en växtsäsong). Vad som händer under de första dagarna eller veckorna styrs av materialets kemiska sammansättning. Innehåller materialet mycket socker som bryts ner väldigt snabbt kan kvävebrist uppstå även om resten av materialet är mycket kväverikt. Vi skall här studera kol- och kvävedynamiken i tre material (gräs, lucern och trädgårdskompost) under nedbrytningsprocessen som alla har samma C/N-kvot (=16).

### Syfte

Att förstå sambanden mellan materialets kemiska sammansättning och kol/kvävedynamiken i marken.

### Material

- Åkerjord (matjord Pustnäs): 1,3 % organiskt-C; 0,12 % organiskt-N; 100% vattenhållande förmåga (water holding capacity; WHC) motsvarar 38 g vatten per 100 g lufttorr jord.
- Gräsklipp: 43 % C, 2,69 % N,
- Lucernblad: 41,0% , 2,56% N
- Kompost: 49 % C, 3,09 % N

Begreppsförklaring WHC: Maximala mängden vatten som ett jordprov kan hålla efter fri drängering.

### Försöksplan

- A) 50 g jord (Kontroll – inga tillsatser)
- B) 50 g jord + 50 mg gräs-C, 10% lättomsättbara kolhydrater och proteiner
- C) 50 g jord + 50 mg lucern-C, 5% lättomsättbara kolhydrater och proteiner
- D) 50 g jord + 50 mg kompost-C, 2% lättomsättbara kolhydrater och proteiner

### Metoder

Man mäter markandningen (mängden respirerad koldioxid som utvecklats under en viss period i gastäta burkar) och mängden mineralkväve (ammonium och nitrat) vid olika tidpunkter under försökets gång (som är 3 veckor här). Alla försöksled upprepas i vanliga fall ett antal gånger för att kunna jämföra försöksleden med statistiska metoder. I denna övning redovisas dock bara medelvärden. Metoderna och beräkningsstegen finns beskrivna i Appendix 1. Facit finns i Appendix 2.

## Analysresultat

lab	behandling	tid	jord	Vätska*	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin**	CO2***
nr.		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N / kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
9	gräs	0	50	200			2	3	8	12	20	0
9	gräs	2	50	211,4	4,95	4,52	1,39	3,45				
9	gräs	9	50	211,4	4,95	3,36	0,72	5,15				
9	gräs	21	50	211,4	4,95	1,95	0,52	7,36				
9	kompost	0	50	200			2	3	8	12	20	0
9	kompost	2	50	211,4	4,95	4,73	1,77	3,47				
9	kompost	9	50	211,4	4,95	4,02	0,75	5,35				
9	kompost	21	50	211,4	4,95	2,98	0,29	7,13				
9	kontroll	0	50	200			2	3	8	12	20	0
9	kontroll	2	50	211,4	4,95	4,85	1,47	3,46				
9	kontroll	9	50	211,4	4,95	4,52	0,49	5,1				
9	kontroll	21	50	211,4	4,95	3,99	0,23	6,46				
9	lucern	0	50	200			2	3	8	12	20	0
9	lucern	2	50	211,4	4,95	4,61	1,53	3,46				
9	lucern	9	50	211,4	4,95	3,6	0,81	5,27				
9	lucern	21	50	211,4	4,95	2,22	0,47	7,47				

\*avser mängden vatten i jordprovet plus 200ml saltlösning som tillsattes för extraktion (se Appendix)

\*\*Nmin står för mineralkväve, dvs. summan av  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NO}_3^-$ .

\*\*\*Ackumulerad mängd  $\text{CO}_2$

## Rapport

Beräkna (enligt Appendix) och diskutera bl.a. följande

- 1) Beräkna mängden ammoniumkväve och nitratkväve och fyll i tabellen ovan.
- 2) Åskådliggör mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 3) Beräkna mängden kol som har respirerats och fyll i tabellen ovan.
- 4) Åskådliggör  $\text{CO}_2$ -C- och mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 5) Hur stor andel C mineraliserades från jorden, gräset, lucernbladen och komposten?
- 6) Diskutera kvävet mineralisering, immobilisering och nitrifikation i försöksleden.

lämna in en kort rapport

## **Laboration 10. Effekten av kvävegödsling på omsättningen av stärkelse**

### Bakgrund

Organismerna i marken behöver både en energikälla och närsalter för att kunna växa. När man tillför stora mängden energirikt material med lågt näringsinnehåll kan nedbrytningshastigheten bromsas av näringsbrist.

### Syfte

Att undersöka om en gödsling med kväve påverkar nedbrytningshastigheten av stärkelse (en beståndsdel i växtmaterial).

### Material

- Åkerjord (matjord Pustnäs): 1,3 % organiskt-C; 0,12 % organiskt-N; 100% vattenhållande förmåga (water holding capacity; WHC) motsvarar 38 g vatten per 100 g lufttorr jord.
- Stärkelse
- Ammoniumsulfatlösning,  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$

Begreppsförklaring WHC: Maximala mängden vatten som ett jordprov kan hålla efter fri drängering.

### Försöksplan

A) 20 g åkerjord

B) 20 g åkerjord + 20 mg stärkelse-C

C) 20 g åkerjord + 20 mg stärkelse-C +  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  motsvarande 0,5 mg N

inkuberas vid 60% WHC i 20 °C

### Metoder

Man mäter markandningen (mängden respirerad koldioxid som utvecklats under en viss period i gastäta burkar) och mängden mineralkväve (ammonium och nitrat) vid olika tidpunkter under försökets gång (som är 3 veckor här). Alla försöksled upprepas i vanliga fall ett antal gånger för att kunna jämföra försöksleden med statistiska metoder. I denna övning redovisas dock bara medelvärden. Metoderna och beräkningsstegen finns beskrivna i Appendix 1. Facit finns i Appendix 2.

## Analysresultat

lab	behandling	tid	jord	Vätska*	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin**	CO2***
nr.		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N / kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
10	kontroll	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
10	kontroll	2	20	204,6	4,95	4,91	0,61	1,43				
10	kontroll	9	20	204,6	4,95	4,78	0,2	2,11				
10	kontroll	21	20	204,6	4,95	4,56	0,09	2,67				
10	stärkelse	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
10	stärkelse	2	20	204,6	4,95	4,03	0,1	0,47				
10	stärkelse	9	20	204,6	4,95	2,61	0,1	0,11				
10	stärkelse	21	20	204,6	4,95	1,86	0,68	0,35				
10	stärk+N	0	20	200			0,8	1,2	8	12	20	0
10	stärk+N	2	20	204,6	4,95	3,95	1,36	1,47				
10	stärk+N	9	20	204,6	4,95	2,36	0,33	2,21				
10	stärk+N	21	20	204,6	4,95	1,71	0,35	3,42				

\*avser mängden vatten i jordprovet plus 200ml saltlösning som tillsattes för extraktion (se Appendix)

\*\*Nmin står för mineralkväve, dvs. summan av  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NO}_3^-$ .

\*\*\*Ackumulerad mängd  $\text{CO}_2$

## Rapport

Beräkna (enligt Appendix) och diskutera bl.a. följande

- 1) Beräkna mängden ammoniumkväve och nitratkväve och fyll i tabellen ovan.
- 2) Åskådliggör mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 3) Beräkna mängden kol som har respirerats och fyll i tabellen ovan.
- 4) Åskådliggör  $\text{CO}_2$ -C- och mineralkväveutvecklingen över tiden i en figur.
- 5) Hur stor andel C mineraliserades från jorden och från stärkelsen i leden B och C?
- 6) Diskutera kvävet mineralisering, immobilisering och nitrifikation i försöksleden.

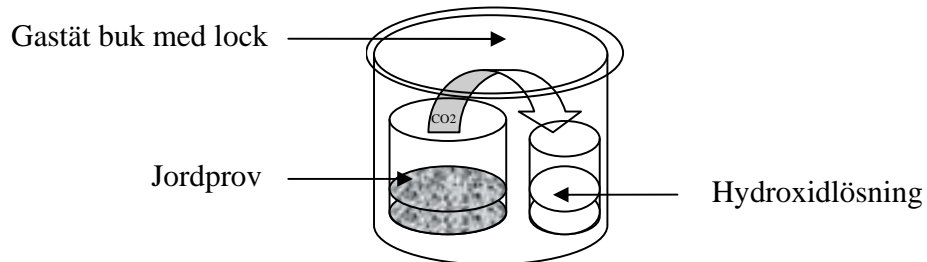
lämna in en kort rapport



## Appendix 1

### **Bestämning av mängden C and N som har mineraliserats**

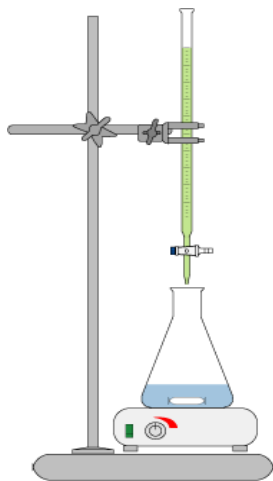
Hur mäter man markandringen (markrespirationen, kolmineralisering)?



### ***Bestämning av CO<sub>2</sub>-C***

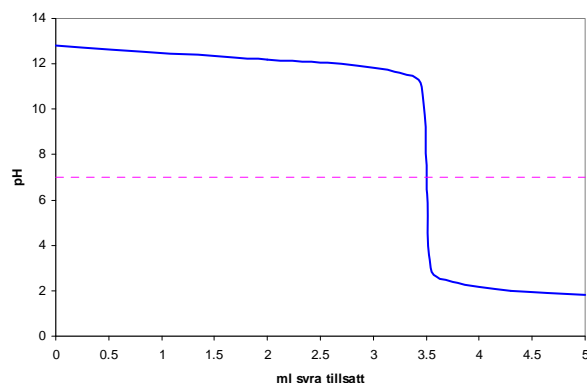
Koldioxiden som produceras i jordprovet fångas upp i CO<sub>2</sub>-fällor (10 ml 0.5 M NaOH) som byts ett antal gånger under försökets gång (t.ex. efter 2, 9 och 21 dagar). Mängden kol som respireras som CO<sub>2</sub> reagerar med hydroxiden i fällorna och mängden hydroxid som inte har förbrukats bestäms genom **titrering** med 0.1 M HCl. När all kvarvarande OH<sup>-</sup> har neutraliserats av syran så observeras ett färgomslag i lösningen. Det är dock inte hela mängden CO<sub>2</sub> som finns i burken som kommer från jordprovet eftersom det finns en viss mängd CO<sub>2</sub> i luften i början på försöket. Därför måste mätningarna korrigeras för luftens CO<sub>2</sub>. Man inkuberar därför även burkar utan jord för att bestämma luftens CO<sub>2</sub>. Dessa prov kallas för ”blankprov”.

Titrationen går till enligt följande:

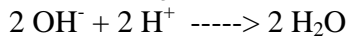
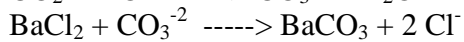
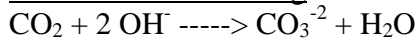


bestämningar.

Tag ut 1 ml NaOH ur CO<sub>2</sub>-fällan för titreringen. Tillsätt 2 ml BaCl<sub>2</sub> samt phenolftalin (en pH-beroende färgindikator som förlorar sin färg när pH blir neutralt – streckat linje i figuren nedan). Titrera med 0.1 M HCl till färgomslag. Gör 2



### Reaktionen vid titrering



CO<sub>2</sub> reagerar med hydroxid till karbonat

Fällning med bariumklorid till bariumkarbonat

Titration (bestämning av hydroxidöverskottet)

Mängden CO<sub>2</sub>-C som respirerades beräknas enligt följande:

$$\text{mg CO}_2\text{-C} = (\text{ml HCl i blank} - \text{ml HCl i provet}) \times 0.1 \times 12/2 \times 10$$

(faktor 10 pga. man tog ut bara 1 ml utav 10 ml i hydroxidfällan) med enheter:

$$\text{mgC} = (\text{mlHCl}_{\text{blank}} - \text{mlHCl}_{\text{prov}}) \times \frac{0.1 \text{mmolHCl}}{\text{ml}} \times \frac{12 \text{mgC}}{\text{mmolC}} \times \frac{\text{mmolC}}{2 \text{mmolHCl}} \times 10$$

### Exempel

Du får följande analysvärden:

Mängden HCl som har förbrukats i blankprov: 4,9 ml

Mängden HCl som har förbrukats i jordprov: 3,7 ml

Mängden CO<sub>2</sub>-C i jordprovet blir då: (4,9-3,7) x 6 = 7,2 mg C per Xg torr jord.

Om mängden jord (X) var 50g så har det utvecklats 7,2/0,05 = 144g CO<sub>2</sub>-C per kg torr jord.

### ***Bestämning av mineralkväve (ammonium och nitrat inkl. små mängder nitrit)***

Man tillsätter KCl till jordprovet i överskott. Ett överskott av K kommer att förtränga de ammoniumjoner (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) som är adsorberade på partikelytorna och ett överskott av klorid kommer att förtränga adsorberade nitratjoner (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>).

Jorden skakas med 200 ml KCl i två timmar. Extraktet avskiljs genom centrifugering och filtrering. Filtratet lämnas in till analys av NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N och NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N.

Analysresultaten som presenteras är en koncentration i lösningen (i mg N per liter lösning). För att beräkna mängden NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N eller NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N i ditt jordprov måste du multiplicera koncentrationen i lösningen med mängden vätska som totalt har tillförts jordprovet (alltså 200 ml KCl plus mängden vatten som eventuellt fanns i jordprovet).

Exempel:

Du har vägt in 50g torr jord och har tillsatt 10 ml vatten. Efter en viss tid vill du bestämma mängden ammonium i jordprovet och tillsätter 200 ml KCl enligt ovan. Analysresultatet visar 20 mg per liter. Mängden ammonium i 50g torr jord blir då:

$$20 \frac{\text{mg}}{1000 \text{ml}} \times 210 \text{ml} = 4,2 \text{mg per } 50 \text{g torr jord}$$

som kan divideras med 0,05 kg jord för att få 4,2/0,05 = 84 mg NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N per kg torr jord.

### ***Bestämning av markens vattenhållandeförmåga:***

<http://www.geocities.com/CapeCanaveral/Hall/1410/lab-Soil-06.html>



## Appendix 2

### Facit: Bestämning av mängden C and N som har mineraliserats

lab	behandling	tid	jord	Vätska*	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin**	CO2***
		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
1	metyl	0	50	200			2	3	8.0	12.0	20.0	0
1	metyl	2	50	211.4	4.95	4.64	8.36	3.56	35.3	15.1	50.4	37
1	metyl	9	50	211.4	4.95	3.79	23.2	6.66	98.1	28.2	126.2	139
1	metyl	21	50	211.4	4.95	2.83	33.02	12.15	139.6	51.4	191.0	254
1	nh4	0	50	200			2	3	8.0	12.0	20.0	0
1	nh4	2	50	211.4	4.95	4.85	48.61	3.62	205.5	15.3	220.8	12
1	nh4	9	50	211.4	4.95	4.52	46.02	6.86	194.6	29.0	223.6	52
1	nh4	21	50	211.4	4.95	3.99	41.57	12.42	175.8	52.5	228.3	115
1	urea	0	50	200			2	3	8.0	12.0	20.0	0
1	urea	2	50	211.4	4.95	4.65	14.3	3.58	60.5	15.1	75.6	36
1	urea	9	50	211.4	4.95	3.97	34.92	6.76	147.6	28.6	176.2	118
1	urea	21	50	211.4	4.95	3.3	40.04	12.3	169.3	52.0	221.3	198
2	torv	0	20.5	200			0.82	1.23	8.0	12.0	20.0	0
2	torv	2	20.5	204	4.95	4.89	0.69	1.24	6.9	12.3	19.2	16
2	torv	9	20.5	204	4.95	4.70	0.42	1.23	4.2	12.2	16.4	73
2	torv	21	20.5	204	4.95	4.37	0.18	1.00	1.8	10.0	11.8	169
2	torv+gra	0	20.7	200			0.83	1.24	8.0	12.0	20.0	0
2	torv+gra	2	20.7	204	4.95	4.46	0.63	1.35	6.2	13.3	19.5	142
2	torv+gra	9	20.7	204	4.95	3.11	0.41	1.52	4.0	15.0	19.0	533
2	torv+gra	21	20.7	204	4.95	1.39	0.36	1.27	3.5	12.6	16.1	1033
2	torv+klo	0	20.7	200			0.83	1.24	8.0	12.0	20.0	0
2	torv+klo	2	20.7	204	4.95	4.35	0.81	1.49	8.0	14.7	22.6	173
2	torv+klo	9	20.7	204	4.95	2.82	0.88	2.45	8.7	24.2	32.9	618
2	torv+klo	21	20.7	204	4.95	1.05	0.46	4.00	4.6	39.4	44.0	1131
3	whc100	0	30	200			1.2	1.8	8.0	12.0	20.0	0
3	whc100	2	30	211.4	4.95	4.9	1.36	1.56	9.6	11.0	20.6	10
3	whc100	9	30	211.4	4.95	4.75	1.63	1.1	11.5	7.8	19.2	40
3	whc100	21	30	211.4	4.95	4.51	1.74	0.6	12.3	4.2	16.5	88
3	whc100+g	0	30	200			1.2	1.8	8.0	12.0	20.0	0
3	whc100+g	2	30	211.4	4.95	4.72	1.09	1.7	7.7	12.0	19.7	46
3	whc100+g	9	30	211.4	4.95	4.07	2.07	0.03	14.6	0.2	14.8	176
3	whc100+g	21	30	211.4	4.95	3.3	0.91	0	6.4	0.0	6.4	330
3	whc30	0	30	200			1.2	1.8	8.0	12.0	20.0	0
3	whc30	2	30	203.4	4.95	4.94	0.82	2.15	5.6	14.6	20.1	2
3	whc30	9	30	203.4	4.95	4.89	0.09	2.96	0.6	20.1	20.7	12
3	whc30	21	30	203.4	4.95	4.82	0.02	3.17	0.1	21.5	21.6	26
3	whc65	0	30	200			1.2	1.8	8.0	12.0	20.0	0
3	whc65	2	30	207.4	4.95	4.9	0.87	2.11	6.0	14.6	20.6	10
3	whc65	9	30	207.4	4.95	4.73	0.24	3.07	1.7	21.2	22.9	44
3	whc65	21	30	207.4	4.95	4.46	0.1	3.72	0.7	25.7	26.4	98

lab	behandling	tid	jord	vatten	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin*	CO2
		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
4	gräs	0	50	200			2	3	8.0	12.0	20.0	0
4	gräs	2	50	200	4.95	4.77	1.6	3.7	6.5	14.6	21.1	22
4	gräs	9	50	213.8	4.95	4.15	0.7	5.2	2.9	22.1	25.1	96
4	gräs	21	50	213.8	4.95	3.18	0.4	7.1	1.6	30.2	31.8	212
4	kontroll	0	50	200			2	3	8.0	12.0	20.0	0
4	kontroll	2	50	213.5	4.95	4.88	1.31	3.42	5.6	14.6	20.2	8
4	kontroll	9	50	213.5	4.95	4.63	0.17	4.72	0.7	20.2	20.9	38
4	kontroll	21	50	213.5	4.95	4.24	0.06	5.15	0.3	22.0	22.2	85
4	stallg	0	50	200			2	3	8.0	12.0	20.0	0
4	stallg	2	50	214.1	4.95	4.8	1.34	3.41	5.7	14.6	20.3	18
4	stallg	9	50	214.1	4.95	4.32	0.24	4.8	1.0	20.6	21.6	76
4	stallg	21	50	214.1	4.95	3.54	0.1	5.46	0.4	23.4	23.8	169
4	torv	0	50	200			2	3	8.0	12.0	20.0	0
4	torv	2	50	214.4	4.95	4.85	1.27	3.4	5.4	14.6	20.0	12
4	torv	9	50	214.4	4.95	4.52	0.09	4.6	0.4	19.7	20.1	52
4	torv	21	50	214.4	4.95	3.94	0.01	4.73	0.0	20.3	20.3	121
5	cellul	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
5	cellul	2	20	204.6	4.95	4.86	0.51	1.42	5.2	14.5	19.7	27
5	cellul	9	20	204.6	4.95	4.56	0.08	1.78	0.8	18.2	19.0	117
5	cellul	21	20	204.6	4.95	4.07	0.03	1.74	0.3	17.8	18.1	264
5	kontroll	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
5	kontroll	2	20	204.6	4.95	4.91	0.61	1.43	6.2	14.6	20.9	12
5	kontroll	9	20	204.6	4.95	4.78	0.2	2.11	2.0	21.6	23.6	51
5	kontroll	21	20	204.6	4.95	4.56	0.09	2.67	0.9	27.3	28.2	117
5	lignin	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
5	lignin	2	20	204.6	4.95	4.91	0.6	1.43	6.1	14.6	20.8	12
5	lignin	9	20	204.6	4.95	4.75	0.19	2.09	1.9	21.4	23.3	60
5	lignin	21	20	204.6	4.95	4.51	0.08	2.61	0.8	26.7	27.5	132
5	torv	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
5	torv	2	20	204.6	4.95	4.9	0.59	1.43	6.0	14.6	20.7	15
5	torv	9	20	204.6	4.95	4.73	0.17	2.08	1.7	21.3	23.0	66
5	torv	21	20	204.6	4.95	4.46	0.07	2.54	0.7	26.0	26.7	147
6	gräs	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
6	gräs	2	20	204.6	4.95	4.72	0.43	1.42	4.4	14.5	18.9	69
6	gräs	9	20	204.6	4.95	4.04	0.01	1.76	0.1	18.0	18.1	273
6	gräs	21	20	204.6	4.95	3.15	0.02	1.85	0.2	18.9	19.1	540
6	hemic	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
6	hemic	2	20	204.6	4.95	4.81	0.4	1.42	4.1	14.5	18.6	42
6	hemic	9	20	204.6	4.95	4.32	0.06	1.34	0.6	13.7	14.3	189
6	hemic	21	20	204.6	4.95	3.57	0.02	0.84	0.2	8.6	8.8	414
6	kontroll	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
6	kontroll	2	20	204.6	4.95	4.91	0.61	1.43	6.2	14.6	20.9	12
6	kontroll	9	20	204.6	4.95	4.78	0.2	2.11	2.0	21.6	23.6	51
6	kontroll	21	20	204.6	4.95	4.56	0.09	2.67	0.9	27.3	28.2	117
6	protein	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
6	protein	2	20	204.6	4.95	4.72	2.21	1.46	22.6	14.9	37.5	69
6	protein	9	20	204.6	4.95	4.29	3.67	2.67	37.5	27.3	64.9	198
6	protein	21	20	204.6	4.95	3.99	2.69	4.77	27.5	48.8	76.3	288

lab	behandling	tid	jord	vatten	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin*	CO2
		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
7	kontroll	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
7	kontroll	2	20	204.6	4.95	4.91	0.61	1.43	6.2	14.6	20.9	12
7	kontroll	9	20	204.6	4.95	4.78	0.2	2.11	2.0	21.6	23.6	51
7	kontroll	21	20	204.6	4.95	4.56	0.09	2.67	0.9	27.3	28.2	117
7	100Cu	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
7	100Cu	2	20	204.6	4.95	4.91	0.61	1.43	6.2	14.6	20.9	12
7	100Cu	9	20	204.6	4.95	4.78	0.2	2.1	2.0	21.5	23.5	51
7	100Cu	21	20	204.6	4.95	4.57	0.09	2.66	0.9	27.2	28.1	114
7	500Cu	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
7	500Cu	2	20	204.6	4.95	4.91	0.82	1.21	8.4	12.4	20.8	12
7	500Cu	9	20	204.6	4.95	4.78	0.94	1.35	9.6	13.8	23.4	51
7	500Cu	21	20	204.6	4.95	4.58	1.14	1.58	11.7	16.2	27.8	111
7	5000Cu	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
7	5000Cu	2	20	204.6	4.95	4.92	0.84	1.17	8.6	12.0	20.6	9
7	5000Cu	9	20	204.6	4.95	4.82	1.05	1.17	10.7	12.0	22.7	39
7	5000Cu	21	20	204.6	4.95	4.65	1.39	1.17	14.2	12.0	26.2	90
8	0oC	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
8	0 oC	2	20	204.6	4.950	4.947	0.76	1.20	7.8	12.3	20.1	1
8	0 oC	9	20	204.6	4.950	4.944	0.76	1.22	7.8	12.5	20.3	2
8	0 oC	21	20	204.6	4.950	4.938	0.76	1.23	7.8	12.6	20.4	4
8	8 oC	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
8	8 oC	2	20	204.6	4.95	4.95	0.79	1.18	8.1	12.1	20.2	0
8	8 oC	9	20	204.6	4.95	4.93	0.8	1.19	8.2	12.2	20.4	6
8	8 oC	21	20	204.6	4.95	4.9	0.83	1.22	8.5	12.5	21.0	15
8	20 oC	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
8	20 oC	2	20	204.6	4.95	4.93	0.57	1.43	5.8	14.6	20.5	6
8	20 oC	9	20	204.6	4.95	4.86	0.11	2.02	1.1	20.7	21.8	27
8	20 oC	21	20	204.6	4.95	4.75	0.04	2.32	0.4	23.7	24.1	60
8	35 oC	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
8	35 oC	2	20	204.6	4.95	4.9	0.62	1.44	6.3	14.7	21.1	15
8	35 oC	9	20	204.6	4.95	4.72	0.38	2.04	3.9	20.9	24.8	69
8	35 oC	21	20	204.6	4.95	4.46	0.66	2.35	6.8	24.0	30.8	147
9	gräs	0	50	200			2	3	8.0	12.0	20.0	0
9	gräs	2	50	211.4	4.95	4.52	1.39	3.45	5.9	14.6	20.5	52
9	gräs	9	50	211.4	4.95	3.36	0.72	5.15	3.0	21.8	24.8	191
9	gräs	21	50	211.4	4.95	1.95	0.52	7.36	2.2	31.1	33.3	360
9	kompost	0	50	200			2	3	8.0	12.0	20.0	0
9	kompost	2	50	211.4	4.95	4.73	1.77	3.47	7.5	14.7	22.2	26
9	kompost	9	50	211.4	4.95	4.02	0.75	5.35	3.2	22.6	25.8	112
9	kompost	21	50	211.4	4.95	2.98	0.29	7.13	1.2	30.1	31.4	236
9	kontroll	0	50	200			2	3	8.0	12.0	20.0	0
9	kontroll	2	50	211.4	4.95	4.85	1.47	3.46	6.2	14.6	20.8	12
9	kontroll	9	50	211.4	4.95	4.52	0.49	5.1	2.1	21.6	23.6	52
9	kontroll	21	50	211.4	4.95	3.99	0.23	6.46	1.0	27.3	28.3	115
9	lucern	0	50	200			2	3	8.0	12.0	20.0	0
9	lucern	2	50	211.4	4.95	4.61	1.53	3.46	6.5	14.6	21.1	41
9	lucern	9	50	211.4	4.95	3.6	0.81	5.27	3.4	22.3	25.7	162
9	lucern	21	50	211.4	4.95	2.22	0.47	7.47	2.0	31.6	33.6	328

lab	behandling	tid	jord	vatten	HCl_blank	HCl_prov	NH4	NO3	NH4	NO3	Nmin*	CO2
		dag	g	ml	ml	ml	mg N /liter	mg N /liter	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg N /kg jord	mg C /kg jord
10	kontroll	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
10	kontroll	2	20	204.6	4.95	4.91	0.61	1.43	6.2	14.6	20.9	12
10	kontroll	9	20	204.6	4.95	4.78	0.2	2.11	2.0	21.6	23.6	51
10	kontroll	21	20	204.6	4.95	4.56	0.09	2.67	0.9	27.3	28.2	117
10	stärkelse	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
10	stärkelse	2	20	204.6	4.95	4.03	0.1	0.47	1.0	4.8	5.8	276
10	stärkelse	9	20	204.6	4.95	2.61	0.1	0.11	1.0	1.1	2.1	702
10	stärkelse	21	20	204.6	4.95	1.86	0.68	0.35	7.0	3.6	10.5	927
10	stärk+N	0	20	200			0.8	1.2	8.0	12.0	20.0	0
10	stärk+N	2	20	204.6	4.95	3.95	1.36	1.47	13.9	15.0	29.0	300
10	stärk+N	9	20	204.6	4.95	2.36	0.33	2.21	3.4	22.6	26.0	777
10	stärk+N	21	20	204.6	4.95	1.71	0.35	3.42	3.6	35.0	38.6	972

\*avser mängden vatten i jordprovet plus 200ml saltlösning som tillsattes för extraktion (se Appendix)

\*\*Nmin står för mineralkväve, dvs. summan av  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NO}_3^-$ .

\*\*\*Ackumulerad mängd  $\text{CO}_2$



Institutionen för mark och miljö

# Litteraturkompendium i markvetenskap

för kursen Markvetenskap och geoteknik

## Innehåll

<b>Markkemi</b>	<b>Sida</b>
Markemins grunder av Jan Eriksson.	3
<b>Markfysik</b>	
Mättad hydraulisk ledningsförmåga i jord	11
Markens gasomsättning av Per-Erik Jansson	15
Tjäle av Per-Erik Jansson	27
Water movement in soils av Walter H. Gardner	35

Litteraturkompendium för kursen Markvetenskap och geoteknik  
© 2011 Institutionen för mark och miljö, SLU  
Box 7014  
750 07 UPPSALA

# Markkemins grunder

Sammanställt av Jan Eriksson

Detta är en kort repetition av delar av den grundläggande kemin som ni lärt er på gymnasiet och som är viktiga för att förstå markkemin. För mer ingående förklaringar hänvisas till gymnasiets kursböcker i kemi.

## Molvikter och mol

Massan av ett kemiskt ämne kan med ett viktsmått (ex g, kg). Substansmängden anges i *mol*. Mol är ett mått på antalet ingående atomer, molekyler etc. i en viss substansmängd. Eftersom atomer är väldigt små innehåller några gram av ett ämne ett ofattbart stort antal atomer.

När man beskriver grundämnen utgår man från den vanligaste formen av kol (C) som innehåller 6 protoner (nr 6 i periodiska systemet) och 6 neutroner i kärnan. Denna form av kol skrivs  $^{12}\text{C}$  där 12 står för antalet protoner + neutroner. När man daterar ålder hos organiskt material är en annan isotop av kol,  $^{14}\text{C}$ , som faller sönder radioaktivt intressant (kol-14-metoden). Den har två extra neutroner, medan antalet protoner är detsamma. Det är alltid antalet protoner som bestämmer vilket grundämne det är fråga om.

Man har bestämt att en mol motsvarar antalet kolatomer i 12 g av  $^{12}\text{C}$ . Detta antal är  $6,023 \times 10^{23}$  (siffran kallas för Avogadros tal). Detta innebär att molvikten (molmassan) för  $^{12}\text{C}$  är 12 g. Molvikten för C är dock 12,011 g eftersom kol i naturen innehåller små mängder av de tyngre isotoperna  $^{13}\text{C}$  och  $^{14}\text{C}$ . Den vanligaste formen av väte består bara av en proton, men det finns också en variant där kärnan också innehåller en neutron och molvikten för väte blir därför 1,008 g.

När grundämnen slår sig ihop och bildar en molekyl blir dennas molvikt lika med summan av de ingående atomernas molvikter. Vatten ( $\text{H}_2\text{O}$ ) som består av två väteatomer och en syreatom (molvikt = 15,999) har exempelvis molvikten  $1,008 + 1,008 + 15,999 = 18,001$ .

Att ta reda på massan av ett ämne gör man lätt genom att väga det. Ofta måste man veta hur många mol detta motsvarar. Först måste man då ta reda på molvikten för ämnet och sedan kan man beräkna antalet mol genom att dividera massan (vikten) i gram med molvikten i gram.

### Omräkning från viktsenhet till mol:

$$\text{antal mol} = \frac{\text{massan i gram}}{\text{molvikten}} \quad (n = m/M)$$

Om man istället har en mängd given i mol och vill räkna om till gram får man stuva om formeln ovan och räkna så här:

### Omräkning från mol till viktsenhet:

$$\text{massan i gram} = \text{antal mol} \cdot \text{molvikten} \quad (m = n \cdot M)$$

## pH

	pH-skala					
pH	4	5	6	7	8	9
H <sup>+</sup> -konc (mol/l)	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-8</sup>	10 <sup>-9</sup>
OH <sup>-</sup> -konc (mol/l)	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-9</sup>	10 <sup>-8</sup>	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-5</sup>

Markens pH är ett mått på koncentrationen vätejoner i den fria marklösningen (ytterlösningen). pH definieras så här:

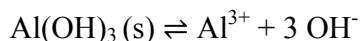
$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+] \quad (= -\log [\text{H}_3\text{O}^+])$$

I en vattenlösning binds vätejoner till vattenmolekyler och bildar oxoniumjoner H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>. På kursen talar vi dock oftast förenklat om vätejoner, H<sup>+</sup>.

## Kemiska jämvikter

Hur olika ämnen reagerar med varandra eller sönderfaller i enklare beståndsdelar brukar beskrivas med kemiska reaktionsformler. Dessa beskriver vilka ämnen som deltar i reaktionen och mängdförhållandena (stökiometrin) mellan dem.

En typisk kemisk reaktion i marken är upplösning/utfällning av aluminiumhydroxid.



Vi ser att formeln är balanserad i så motto att det är lika många Al, O, respektive H på varje sida i reaktionsformeln. Summan av positivt och negativt laddade reaktanter är också lika (i detta fall = 0) på båda sidor.

Aluminium- och hydroxidjonerna förekommer lösta i markvätskan medan aluminiumhydroxiden fälls ut i fast fas, vilket indikeras av (s) (s=solid). Om vi läser reaktionen från vänster till höger visar den *upplösning* av aluminiumhydroxid. Åt andra hållet visar den *utfällning* av aluminiumhydroxid.

Reaktionen ovan är liksom många kemiska reaktioner en dynamisk jämviktsreaktion. Det betyder att i varje ögonblick slår ett antal Al<sup>3+</sup> sig ihop med 3 OH<sup>-</sup> till Al(OH)<sub>3</sub> samtidigt som ett antal Al(OH)<sub>3</sub> löses upp i Al<sup>3+</sup> och OH<sup>-</sup>. Man säger att reaktionen är reversibel (omvändbar) vilket framgår av de dubbelriktade pilarna. När systemet är i jämvikt är antalet Al(OH)<sub>3</sub> som bildas per tidsenhet lika många som upplöses, och koncentrationerna av de ingående komponenterna är konstant. Det ser statiskt ut, men eftersom det hela tiden sker en reaktion åt båda hållen har man ett *dynamiskt* tillstånd.



Hur mycket  $\text{Al}^{3+}$  och  $\text{OH}^-$  som finns i löslig form bestäms av den s.k. jämviktskonstanten (se ruta). Den maximala mängden i löslig form är produkten av koncentrationerna av varje ämne =  $[\text{Al}^{3+}] * [\text{OH}^-]^3$  (aluminiumhydroxiden som bildar fast fas ges alltid värdet 1). Om vi tillför  $\text{Al}^{3+}$  eller  $\text{OH}^-$  eller båda i löst form kommer produkten av högerledets joner att överskrida det maximala värdet vid jämvikt och mer  $\text{Al}(\text{OH})_3$  kommer att fällas ut tills produkten av koncentrationerna återgått till det värde som bestäms av jämviktskonstanten. På motsvarande sätt löses  $\text{Al}(\text{OH})_3$  upp om koncentrationen av ett eller båda av de lösta ämnena minskar.

### Massverkans lag-jämviktskonstanten

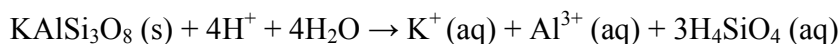
En kemisk jämviktsreaktion kan matematiskt beskrivas enligt massverkans lag. Massverkans lag bygger i grunden på sannolikheten för att de olika ingående ämnena ska slå sig ihop eller falla isär. För upplösning av aluminiumhydroxid ställer man upp det så här:

$$\frac{(\text{Al}^{3+})(\text{OH}^-)^3}{(\text{Al}(\text{OH})_3)} = K$$

På vänster sida har vi aktiviteter ( $\approx$  koncentrationer i mol/l) och till höger den s.k. jämviktskonstanten.

I marken är mängden lösligt  $\text{Al}^{3+}$  försumbar vid pH 7 eftersom det då finns tillräckligt mycket  $\text{OH}^-$  för att driva jämviktsreaktionen åt vänster så långt att nästan allt  $\text{Al}^{3+}$  är uppbundet i  $\text{Al}(\text{OH})_3$ . Om pH är 4-5 är koncentrationen av  $\text{OH}^-$  1000-100 ggr lägre (jämför pH-skalan) och  $\text{Al}(\text{OH})_3$  löses upp vilket kan ge så höga  $\text{Al}^{3+}$ -koncentrationer att det får toxisk effekt på känsliga växter och markorganismer.

Många reaktioner är av olika skäl i praktiken inte reversibla. Ett viktigt exempel på icke-reversibla reaktioner i marksammanhang är vittring av primära silikatmineral. Det beror på att dessa mineral bildats nere i jordskorpan under helt andra betingelser än de på jordytan. Det handlar om högt tryck och temperatur och frånvaro av syrgas ( $\text{O}_2$ ) och vatten. Vittring av kalifältspat kan skrivas så här:



### Kemiska bindningar

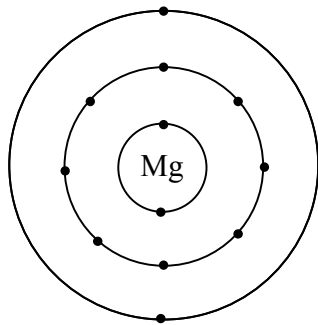
#### Jonbindning

En jon är ett grundämne eller en molekyl som har ett positivt eller negativt laddningsunderskott beroende på att det tagit upp eller avgivit elektroner

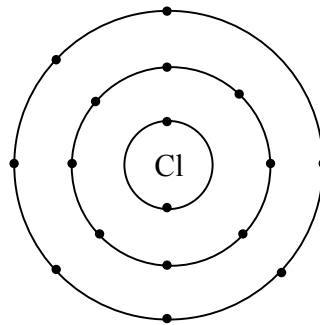
För att illustrera både hur en jon uppkommer och vad jonbindning är kan vi ta saltet  $\text{MgCl}_2$  som exempel.

Så här ser elektronfördelningen ut i grundämnena.

Mg - atomnummer 12

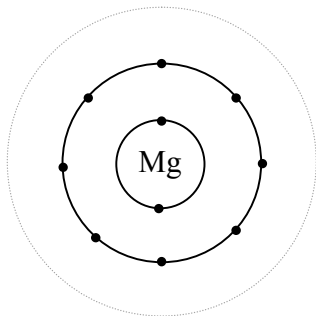


Cl - atomnummer 17

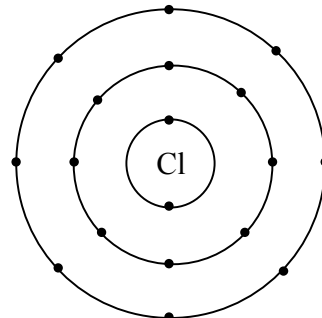


Fyllda elektronskal (med 8 elektroner) är stabila. Magnesiumatomen har bara två elektroner i sitt yttre skal och avger därför lätt dessa och förekommer ofta som tvåvärd magnesiumjon,  $Mg^{2+}$ . Kloratomen har 7 elektroner i det yttre skalet, men tar lätt upp en till så att skalet blir komplett och förekommer därför ofta som kloridjon,  $Cl^-$ . I magnesiumkloridsalt hålls jonerna ihop genom den ömsesidiga attraktionen mellan joner av olika laddning och denna typ av bindning kallas jonbindning.

$Mg^{2+}$ -jon



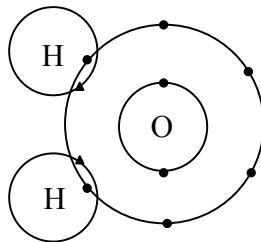
$Cl^-$ -jon



elektrisk  
attraktion

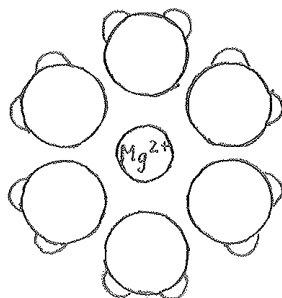
### Kovalent bindning

I detta fall kan vi ta vatten,  $\text{H}_2\text{O}$ , som exempel. Vatten innehåller väte med atomnummer 1 som saknar en elektron till fullt elektronskal (det innersta skalet är fyllt när det har 2 elektroner) och syre med atomnummer 8 som saknar två elektroner till fullt elektronskal. I vattenmolekylen kompletterar väte och syre sina elektronskal genom att dela några av sina elektroner med varandra. Inget av ämnena har alltså fullständigt tagit upp eller avgivit elektroner. Denna typ av bindning kallas kovalent.



### Jon-dipolbindning

Även om syre och väte delar elektroner i vatten så finns det på grund av syrets stora förmåga att attrahera elektroner en förskjutning av de gemensamma elektronerna mot syret. Detta gör att vattnets syredel blir en aning negativt laddad medan vätedelen blir positivt laddad. Vattnet är en s.k. dipol. Det är dipolegenskaperna och den elektriska attraktion mellan vattenmolekyler som det ger som ligger bakom fenomen som exempelvis vattnets ytspänning. När en jon löses i vatten kommer den att dra till sig vattenmolekyler och ordna dem i ett skal omkring sig. En magnesiumjon som är positivt laddad drar förstas till sig vattnets negativa syredel enligt nedan och en jon-dipolbindning uppstår. Detta fenomen har stor betydelse för laddade ämnens löslighet i vatten.

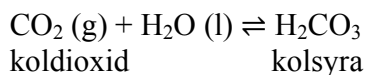


## Syror och baser

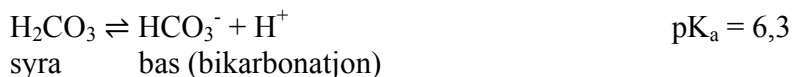
En syra är ett ämne som kan avge en proton (vätjon) och en bas är ett ämne som upptar en proton.

Eftersom reaktionerna är reversibla motsvaras varje syra av en bas och tvärtom. Man talar om ett syra-bas-par. Ett viktigt syra-bas-system i marken är kolsyrasystemet:

Kolsyra bildas från koldioxid. I markvattnet tillförs koldioxid från växtrötternas och mikroorganismernas "andning". Koldioxiden bildar kolsyra med vatten.



Kolsyran kan avge en vätejon enligt följande:



Bikarbonat kan i sin tur fungera både som bas och som svag syra:



Ju högre pH är, desto större andel av kolsyramolekylerna kommer att avge  $\text{H}^+$  och övergå till basformen,  $\text{HCO}_3^-$ . Bikarbonat är dock en mycket svag syra som bara avger vätejoner i en redan basisk lösning (när pH ligger runt  $\text{pK}_a$ -värdet).

$K_a$  är samma jämviktskonstant som beskrivs i rutan i avsnittet om kemiska jämvikter ovan, men för syra-bas-reaktioner kallas den "syra-konstant" (det lilla a står för "acid").  $\text{pK}_a$  betecknar den negativa logaritmen av värdet på syra-konstanten (analogt med pH som beteckning för vätejon-koncentrationen). När  $\text{pH} = \text{pK}_a$ -värdet är koncentrationen av en syra och dess motsvarande bas lika stora. Med hjälp av  $\text{pK}_a$ -värdet kan man därigenom bilda sig en uppfattning om vid vilken pH-nivå reaktionen spelar en roll i marken (jfr resonemang om bikarbonatjonens syrastyrka ovan)

I marken finns många syra-bas-system, både fria syror och baser i marklösningen och syra-basgrupper som sitter på (är en del av) markpartiklarna.

## Oxidation och reduktion

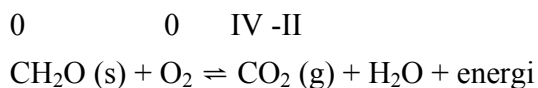
Oxidation = avgivande av elektroner

Reduktion = upptagande av elektroner

Också här kan vatten användas som exempel. När vatten bildas från syrgas och vätgas sker som beskrivits ovan en förskjutning av elektroner från väteatomerna till syreatomen. Varje väte "tappar" en elektron till syret och får oxidationstalet +I (man skriver dock oftast inte ut plustecknet). Syret "tar upp" två elektroner och får oxidationstalet -II. OBS! elektroner behöver alltså inte flyttas över helt för att oxidationstalet ska ändras.

Väte avger gärna sin elektron och har nästan alltid oxidationstal I när det ingår i molekyler. Syre upptar gärna elektroner och har på motsvarande sätt nästan alltid oxidationstal -II. I sin grundform har de som alla ämnen oxidationstalet 0.

En klassisk redox-reaktion är den som sker vid nedbrytning av organiskt material (här betecknas organiskt material förenklat med formeln  $\text{CH}_2\text{O}$ ):



4 elektroner går över från kol till syre  
Kolet oxideras ( $0 \rightarrow \text{IV}$ ), syret reduceras ( $0 \rightarrow -\text{II}$ )

Observera att en oxidation av ett grundämne alltid är kopplad till en reduktion av ett annat! Grundbetydelsen av begreppet oxidation är alltså att något oxiderar (i exemplet ovan kolet i det organiska materialet) i närvaro av syre som självt reduceras. Oxidation/nedbrytning av organiskt material kan dock ske även i miljöer utan syre. Om syre saknas måste elektronerna föras över till andra s. k. elektronacceptorer ex. kväve i nitrat ( $\text{NO}_3^-$ ) eller svavel i sulfat ( $\text{SO}_4^{2-}$ ). Det är den senare reaktionen som kan leda till anrikning av sulfider (föreningar som innehåller reducerat svavel) när gyttjeleror bildas. När en sådan gyttjelera sedan torrläggs och syre kommer till igen, oxideras svavlet åter och det bildas svavelsyra ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) som kan göra jorden extremt sur. Nitrat reduceras ofta till kvävgas ( $\text{N}_2$ ) eller lustgas ( $\text{N}_2\text{O}$ ) vilket leder till en förlust av kväve om det sker i marken. Lustgas är dessutom en växthusgas.



# Mättad hydraulisk ledningsförmåga i jord.

## Utdrag av teoridelen från en markfysikalisk övning på hydraulisk ledningsförmåga hos modellprofiler.

### Teori

Förmågan hos en vattenfylld jord att leda vatten beror förutom på vattnets egenskaper, viskositet och densitet, samt av porsystemets utformning, dvs av porositet, porstorleksfördelning och porenas kontinuitet. Hydrauliska konduktiviteten (K) är ett hastighetsmått på porsystemets förmåga att leda vatten. Andra vanliga svenska namn på denna hastighet är ledningsförmåga, genomsläpplighetskoefficient, permeabilitetskoefficient eller rätt och slätt K-värde. Eftersom porsystemets utformning bestäms av jordens texturella sammansättning och struktur ger K-värdet även viktiga upplysningar om dessa.

Om strömningshastigheten genom ett vattenfyllt poröst material är konstant och strömningen sker utan virvelbildningar, dvs stationär och laminär strömning gäller sambanden:

$$v = -K \cdot \frac{d\phi}{dx} \quad ; \quad Q = -K \cdot A \cdot \frac{d\phi}{dx} \quad ; \quad -K = \frac{V \cdot dx}{A \cdot t \cdot d\phi}$$

Samtliga tre ekvationer uttrycker **Darcys lag**. Beteckningarna förklaras i tabell 1.

**Tabell 1. Förklaring av de olika variablerna i Darcys lag**

Variabel med förklaring	Enhet
$v =$ vattnets medelhastighet (Darcyhastighet) $= \frac{Q}{A}$	$m \ s^{-1}$
$Q =$ volymflöde av vatten $= \frac{V}{t}$	$m^3 \ s^{-1}$
$V =$ genomrunnen vattenvolym per tidsenhet	$m^3$
$t =$ tid	$s$
$K =$ hydraulisk konduktivitet = hydraulisk ledningsförmåga	$m \ s^{-1}$
$A =$ jordpelarens totala tvärsnittsarea vinkelrätt mot flödet	$m^2$
$\phi =$ vattnets totalpotential	$m$
$x =$ den sträcka genom jordmaterialet längs vilken vattnet strömmar och mätning genomföres = mätsträcka	$m$
$\phi_1 =$ vattnets potential vid mätsträckans början	$m$
$\phi_2 =$ vattnets potential vid mätsträckans slut	$m$
$d\phi = \phi_1 - \phi_2 =$ potentialförlust eller förlusthöjd	$m$
$\frac{d\phi}{dx} =$ ändring i totalpotential per längdenhet = potentialgradient = hydraulisk gradient =	$m \ m^{-1} *$

<sup>\*)</sup> Potentialgradienten är alltså dimensionslös.

Den hydrauliska konduktiviteten (K) varierar med vätskans viskositet och densitet enligt:

$$K = k \frac{\rho \cdot g}{\eta}, \text{ där:}$$

k =	permeabilitetskonstant	m <sup>2</sup>
ρ =	vätskans densitet	kg m <sup>-3</sup>
g =	tyngdaccelerationen	m s <sup>-1</sup>
η =	vätskans dynamiska viskositet	N s m <sup>-2</sup> ; Pa s

k är en för varje material, t.ex. jord, karakteristisk konstant. Densiteten är relativt oberoende av temperaturen medan den dynamiska viskositeten avtar med stigande temperatur och tyngdaccelerationen är konstant för varje lokal. Detta leder till att K-värdet för ett material ökar med temperaturen. Det är exempelvis 1,3 gånger högre vid 20°C än vid 10°C.

Permeabilitetskonstanten (k) har dimensionen längd i kvadrat. Detta visar på att hydrauliska konduktiviteten (K) är proportionell mot kvadraten på någon för porsystemet eller partikelsystemet karakteristisk längd. Hydrauliska konduktiviteten påverkas alltså av porsystemets slingrighet.

## Empirisk uppskattning av hydraulisk konduktivitet

Vid ideala packningsförhållanden finns det ett samband mellan sfäriska partiklars storlek och den porstorlek och -fördelning som bildas mellan dem och därmed också med porsystemets ledningsförmåga. Även under mindre ideala förhållanden, som i mark med enkelkornstruktur, går det att finna ett samband mellan partikelstorlek och hydraulisk konduktivitet.

Det empiriska sambandet

$$K = 500 \times d_p^2$$

där  $d_p$  = någon medelkorndiameter, kan användas för att uppskatta K-värdet för en Atterbergsfraktion eller två närliggande sådana fraktioner i enkelkornstruktur.  $d_p$  måste anges i meter och K-värdet fås då i m s<sup>-1</sup>.

Ekvationen ger en grov uppskattning av enkelkornjordars mättade hydrauliska konduktivitet och den är mycket användbar när man är ute i fält och inte har tillgång till mätutrustning. Ekvationen är inte användbar för aggregerade jordar eftersom den mättade hydrauliska konduktiviteten i dessa främst bestäms av större sprickor och porer mellan aggregaten och alltså inte av porsystemet mellan de enskilda partiklarna.



## Hydraulisk konduktivitet i skiktade profiler

Hydrauliska konduktiviteten för vertikal vattenströmning i en horisontellt skiktad jordprofil ( $K_v$ ), vanligen kallad total vertikal ledningsförmåga eller vertikal ledningsförmåga, kan beräknas med hjälp av  $K$ -värdena för enskilda skikt på följande sätt:

$$K_v = \frac{x}{\sum_{i=1}^n \frac{x_i}{K_i}}$$

där  $n$  = antal skikt samt  $x_i$  = tjockleken och  $K_i$  = hydrauliska konduktiviteten hos skikt nr  $i$ .

Om de  $n$  skikten är lika tjocka förenklas ekvationen genom förkortning till:

$$K_v = \frac{n}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{K_i}}$$

Exempel: För en profil med fyra lika tjocka skikt med  $K$ -värdena  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  resp  $K_4$  är den totala vertikala ledningsförmågan:

$$K_v = \frac{4}{\frac{1}{K_1} + \frac{1}{K_2} + \frac{1}{K_3} + \frac{1}{K_4}}$$



# Markens gasomsättning

Per-Erik Jansson

Institutionen för markvetenskap  
Sveriges Lantbruksuniversitet  
Box 7014  
750 07 Uppsala

## Inledning

Av markens tre faser; fast, vätska och gas är den sistnämnda förmodligen den minst undersökta. Detta förhållande återspeglar dock på intet sätt de olika fasernas betydelse i ekosystemet. Bristerna i våra kunskaper om gasfasen beror istället i första hand på de svårigheter som är förknippade med experimentella undersökningar av gasfasen. Gasfasen präglas normalt av ett mycket intensivt utbyte mellan mark och atmosfär, samtidigt kan märkbara förändringar med tiden i markluftens sammansättning vara relativt små. De mekanismer som reglerar utbytet är komplicerade och därigenom blir det svårt att undersöka omsättningen av gaser även om vi har metoder för att bestämma gasernas sammansättning. Dessutom är frågorna kring gasomsättningen av en tvärvetenskaplig karaktär vilket gjort att olika aspekter av gasomsättningen normalt studeras på olika håll inom olika vetenskapliga discipliner. De processer som styr produktionen eller konsumtionen av gaser studeras normalt av mikrobiologer eller av växtfysiologer. Markfysiker brukar studera de processer som reglerar transporten av gaser medan effekterna av ogynnsamma gasomsättningar i marken främst har studerats av växtodlare och växtfysiologer.

I detta kompendium kommer företrädesvis frågorna som berör transport och omsättning av gaser att beröras. Följande avsnitt ingår:

- 1) Gasutbytets storlek i några vanliga odlingsystem
- 2) Markluftens andel av markens totala volym
- 3) Markluftens normala sammansättning av gaser
- 4) Gasutbyte genom ett massflöde av luft mellan mark och atmosfär
- 5) Gasutbyte genom molekylär diffusion mellan mark och atmosfär
- 6) Metoder att undersöka gasutbytet
- 7) Praktiska tillämpningar och några vanliga problem

### 1 Gasutbytets storlek i några vanliga odlingsystem

Vi mäter och uttrycker omsättningen av olika ämnen på olika sätt vilket gör att vi inte alltid har några klara uppfattningar om de relativa proportionerna mellan de olika ämnena. Vi vet att marken måste tillföras stora mängder av vatten och syre för att en gröda skall kunna utvecklas trots att dessa ämnen till mycket liten del åtgår för direkt upplagring i växten. Det är intressant att jämföra mängderna med ett ämne som kväve som utgör en viktig byggsten i växtmaterialet. En grov skattning av behovet för en mycket produktiv gröda under en hel växtsäsong:

4 000 000	Kg/ha vatten
8 000	Kg/ha syre
300	kg/ha kväve

Betraktar vi istället volymerna för vatten och syrgas blir siffrorna:

4 000	m <sup>3</sup> /ha vatten
10 000	m <sup>3</sup> /ha syrgas

Eftersom atmosfärsluften i stort sett kan betraktas som 80 % kvävgas och 20 % syrgas ser vi att den totala mängden luft som behövs motsvaras av volymen 50 000 m<sup>3</sup>/ha vilket är ca 12 ggr volymen på den erforderliga vattenmängden. Vi kan också jämföra behovet av vatten och syrgas med de förråd som kan finnas lagrade i marken. Om den översta metern av marken kan utnyttjas kan vi ha ett förråd av växttillgängligt vatten av 2 000 m<sup>3</sup>/ha (=200 mm) medans motsvarande luftförråd uppgår till 1 000 m<sup>3</sup>/ha. För att klara grödans behov under hela växtperioden åtgår således 2 förråd av vatten och 50 förråd av luft. Vi ser genom detta grova räkneexempel att markens förråd av syre räcker endast 1-2 dagar vilket tydligt visar behovet av en nära nog kontinuerlig tillförsel.

Variationerna i syrgasförbrukning kan vara mycket stora mellan olika grödor och olika marktyper. Generellt gäller att allt organiskt material såväl dött som levande behöver syrgas för sin omsättning. Ovan markytan uppvägs normalt förbrukningen av syrgas av en betydligt större produktion av syre genom fotosyntes i växtmaterial. Fotosyntesen kan dock ej äga rum under markytan eftersom det nödvändiga solljuset ej förmår att tränga ner i marken.

Syrgasbehovet är speciellt stort för grödor med stor andel rötter och då speciellt finrötter som snabbt omsätts. Motsvarande marktyper med stort syrgasbehov är mulljordar eller mineraljordar med hög humushalt. Tabellen nedan visar exempel på uppmätta skillnader mellan olika grödor och marktyper.

Dyngsbehov av syrgas för några grödor och marktyper

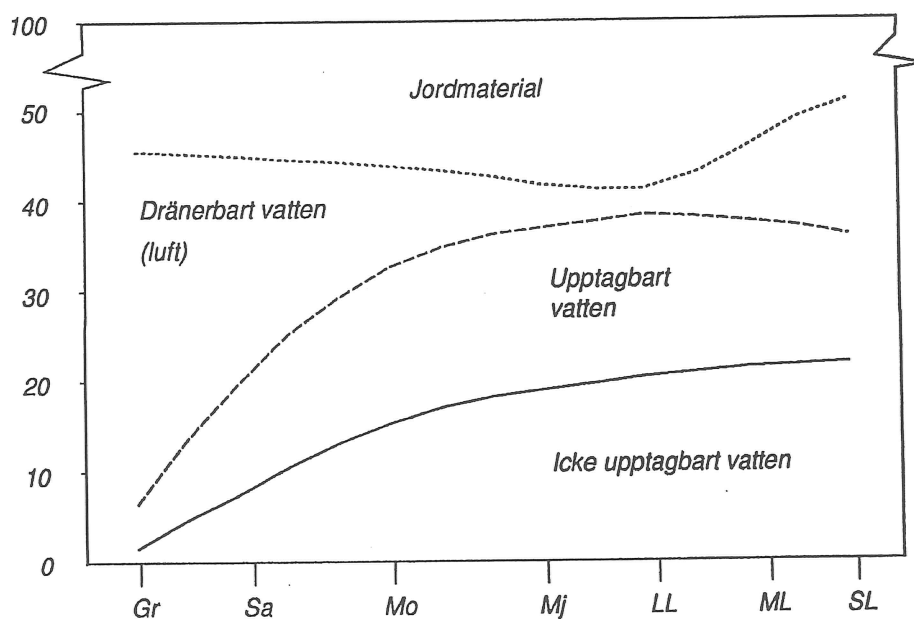
Gröda/jordart	Mängd (liter/m <sup>2</sup> )
Potatis	2.8
Kål	5.6
Tobak	3.0
Sandjord	2.2
Torvmaterial	10.8

Det skall också påpekas att förbrukningen av syrgas är starkt kopplad till omgivningsfaktorer som temperatur och fuktighet. Vid normala temperaturer kan vi förvänta oss att förbrukningen ökar med en faktor 2-3 för varje 10 gradig höjning av marktemperaturen. På motsvarande sätt ökar förbrukningen då markfuktigheten ökar från ett torrt tillstånd till ett fuktigt. Ökningen är dock begränsad till ett intervall och upphör normalt vid en fortsatt ökning av vattenhalten. Vid höga vattenhalter, då syre ej kan tillföras, upphör förbrukningen helt.

## 2 Markluftens andel av markens totala volym

Beroende på jordart och dräneringsförhållanden fås ofta stora skillnader i storleken på markens luftförråd mellan olika marker. De flesta marker som idag kan utnyttjas för intensiv odling dräneras effektivt antingen naturligt eller via dräneringsledning. Den högsta vattenhalten som för någon längre tid kan kvarhållas i en markprofil brukar benämnas fältkapacitet eller dräneringsjämvikt (För en utförlig diskussion av dessa begrepp se hydropärmen). Den porvolym som vid fältkapacitet har tömts på vatten och är luftfylld brukar på motsvarande sätt benämnas luftkapacitet. Då luftkapaciteten överskrider ca 10 vol % i en mark kan vi förvänta oss att luftvolymen är tillräcklig för att ett effektivt gasutbyte skall kunna ske mellan atmosfär och mark.

Luftkapaciteten utgörs av de stora porerna (makroporer) där vatten ej kan kvarhållas genom de kapillära krafterna. I jordar med stor andel sand och mo finns det gott om sådana porer mellande enskilda mineralkornen. I finkornigare jordar så kommer alla porer mellan enskilda mineralkorn att vara vattenfyllda vilket innebär att utbildning av stabila aggregat är av största betydelse för att luftkapaciteten skall bli tillräckligt stor. Problemjordar blir i detta sammanhang sådana som exempelvis mjälör där porerna är små men lerhalten samtidigt för låg för att stabila aggregat skall utvecklas. Figuren nedan åskådliggör luftkapacitetens typiska variationsmönster mellan olika jordarter.



Figur.1 Porvolymens fördelning på fast material, ej växttillgängligt vatten, växttillgängligt vatten och luftkapacitet som funktion av jordart (Efter Odén, 1958).

### 3 Markluftens normala sammansättning

Under normala omständigheter har markluften en sammansättning som mycket liknar atmosfärsluften. Detta innebär att den huvudsakliga uppdelningen på kväve och syre är densamma. Skillnaden i sammansättning åskådliggörs bäst av koldioxidhalten. I atmosfärsluften finns normalt 0,03 % CO<sub>2</sub> medan koncentrationen i markluften kan vara 10 ggr högre utan att den övriga sammansättningen i markluften nämnvärt påverkas. Först då CO<sub>2</sub> halten stiger med en faktor 100 till 3 % kan vi förväntas oss en betydelsefull ändring av syrgashalten. Det är då viktigt att komma ihåg att inte endast bristen på syre utan även överskottet av koldioxid kan varahämmande för växtproduktionen och för flera biologiska processer.

En annan typisk skillnad mellan atmosfärsluft och markluft är halten av vattenånga. I markluften kan vi nästan alltid räkna med att halten av vattenånga motsvaras av det mättnadsångtryck som råder vid den aktuella temperaturen. Det innebär att den relativa fuktigheten är 100 % även i jordar som är starkt uttorkade genom växternas vattenupptagning. Orsaken till detta är att vi alltid kan räkna med att vattenångan är i jämvikt med vattnet i porerna.

Tabellen visar typiska sammansättningar för mark- och atmosfärsluft.

Ämne	mark	atmosfär
N <sub>2</sub>	79.2	79.0
O <sub>2</sub>	20.6	20.9
CO <sub>2</sub>	0.25	0.03

Utbyte av gaser mellan atmosfär och mark kan ske på två principiellt olika sätt. Vi kan dels tänka oss att hela volymer transporteras tillsammans från en punkt till en annan. Denna transportmekanism brukar benämnas som konvektion eller massflöde. Vi kan dessutom tänka oss att transporten sker mellan två punkter genom de enskilda molekylernas egenrörelse och vi benämner detta som molekylär diffusion. En tidvis livlig debatt har förekommit om processers relativa betydelse för gasutbytet mellan mark och atmosfär. Dessa två processer kommer här att diskuteras var för sig.

#### 4 Konvektion eller massflöde

Konvektionen kan matematiskt beskrivas med en ekvationstyp som innebär att flödet är direkt proportionellt mot en gradient i totaltryck.

Om vi betraktar flödet i djupled, från ytliga till djupare nivåer kan vi skriva ekvationen som

$$q_{l,v}(z) = -k_l \frac{dP}{dz} \quad (1)$$

$$q_{l,v}(z) = \text{flödet av luften} \quad (\text{m}^3 \text{m}^{-2} \text{s}^{-1})$$

$$k_l = \text{luftens konduktivitet} \quad (\text{m}^2 \text{Pa}^{-1} \text{s}^{-1})$$

$$P = \text{totalt lufttryck} \quad (\text{Pa})$$

$$z = \text{djupkoordinat} \quad (\text{m})$$

Luftens konduktivitet beror dels av luftens viskositet ( $\eta$ ) och av storleken och formen på markens porer. Vi kan därigenom uttrycka luftens konduktivitet som:

$$k_l = \frac{k_{il}}{\eta_l} \quad (2)$$

där  $\eta_l$  är luftens viskositet (Pa s) och  $k_{il}$  är markens eget bidrag (eng intrinsic conductivity). Flödet av luft sker liksom flödet av markvatten normalt som laminärt flöde eftersom porerna i marken är små. Vi kan därigenom beräkna konduktiviteten om vi känner till i viskositeten för respektive medier. Markens eget bidrag till konduktiviteten,  $k_{il}$  kan anses vara relativt oberoende av medium, om inte porstorlekarna påverkas av vätning - torkning genom svällning - krympning. Viskositeten för vatten är 50 ggr högre än för luft.

Skall vi uppskatta storleken av konvektionen av luft i en markbehöver vi således dels känna storleken av luftens konduktivitet dels gradienten i lufttryck på en nivå i marken. De flesta försök att uppskatta luftflödet har utgått ifrån möjligheter att markens lufttryck förändras på en nivå i marken och därigenom ger upphov till en lufttrycksgradient. Vi kan då urskilja några olika fenomen som alla ger upphov till förändrat lufttryck och därigenom möjliggör ett konvektivt flöde av luft.



### Temperaturförändringar.

Eftersom markens temperatur hela tiden varierar med tiden, med olika amplituder på olika nivåer i marken skulle detta ge upphov till motsvarande lufttrycksförändringar. (luften kan betraktas som en ideal gas där  $P \cdot V = nRT$  dvs Trycket  $\cdot$  Volymen = antal mol  $\cdot$  gaskonstanten  $\cdot$  temperaturen). Beräkningar visar dock att detta flöde blir relativt litet.

### Vindpåverkan.

Om markytan är ojämn får vi olikstora lufttryck vid ytan beroende på hur den är exponerad mot den rådande vindriktningen. Detta kan ge betydande flöden i exempelvis plöjd mark men saknar helt betydelse då markytan är täckt av vegetation.

### Infiltration av vatten.

Då vatten infiltrerar i marken förändras luftandelen genom en direkt påverkan på lufttrycket. De mängder syrgas som vatten förmår hålla vid atmosfärstryck och normala temperaturer är relativt små (6 ml  $O_2$  per liter vatten).

### Genom vattenupptagning av växtrötter.

För varje volymvatten som tas upp via växternas rötter erhålles en motsvarande volym luft om lufttrycket skall hållas konstant. Detta ger ett kontinuerligt bidrag till gasutbytet med marken men flödets storlek är för litet (se diskussion under gasutbytets storlek ).

Sammanfattningsvis kan sägas att ett konvektivt flöde av luft ej förmår att förklara det stora utbytet av syrgas och koldioxid under några längre tidsperioder. Det kan dock spela en central roll under kortare för grödan kritiska perioder. Flödet är mycket beroende av förekomsten av stora porer eftersom konduktiviteten för en given porvolym är proportionell mot porradien i kvadrat (dvs samma typ av beroende som vattenflödet uppvisar och som uttrycks genom Hagen-Poiseuille's lag). De flesta försök som gjorts att skatta konvektionens relativa betydelse för markens gasomsättning tyder på att konvektionen högst svarar för cirka 10% av den totala omsättningen.

## 5 Gasutbyte genom molekyllär diffusion

Av diskussionen om konvektionens relativa betydelse för gasutbytet mark - atmosfär kan vi dra slutsatsen att diffusionen måste vara den kvantitativt viktigaste transportmekanismen. Diffusion skiljer sig som process från konvektionen dels genom vi här endast betraktar förflyttningen av de enskilda molekylerna dels genom att diffusionen aldrig förändrar gasens totaltryck. Det senare innebär att ett nettoflöde av ett ämne i en riktning alltid balanseras av ett motsvarande nettoflöde av övriga molekyler i motsatt riktning. Matematiskt kan diffusionen uttryckas med en ekvation som är av samma slag som den vi använde för konvektionen. Ekvationen brukar i detta sammanhang kallas för Ficks lag och den skrivs:

$$q_d = -D \frac{dC}{dz} \quad (3)$$

$$q_d = \text{diffusionsflödet av ett ämne} \quad (\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1})$$

$$D = \text{diffusionskonstanter för ämnet} \quad (\text{m}^{-2}\text{s}^{-1})$$

$$C = \text{koncentrationen av ämnet} \quad (\text{gm}^{-3})$$

$$z = \text{djupkoordinat} \quad (\text{m})$$

Problemet att skatta flödet genom diffusion kan således delas upp i två delar nämligen uppskattning av (1) diffusionskoefficienten och (2) gradienten av ämnets koncentration. Gradienten kan tämligen enkelt skattas om vi känner koncentrationen av ett ämne på en nivå i marken och vid markytan. Är djupet i marken litet kan vi ansätta gradienten som:

$$\frac{dC}{dz} = \frac{C_0 - C_1}{z_0 - z_1} \quad (4)$$

$C_0$  är koncentrationen vid nivån  $z_0$

$C_1$  är koncentrationen vid nivån  $z_1$

Den största svårigheten består av problemet att skatta diffusionskoefficienten. Vi känner väl diffusionskoefficienterna för olika ämnen i rena medier som luft eller vatten. Tabellen nedan återger värden för syre och koldioxid.

Diffusionskoefficient ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )		
Ämne	$\text{O}_2$	$\text{CO}_2$
Luft	$2.3 \cdot 10^{-1}$	$1.8 \cdot 10^{-1}$
Vatten	$2.6 \cdot 10^{-5}$	$2.0 \cdot 10^{-5}$

Eftersom molekylerna i tabellen ej skiljer sig nämnvärt åt i storlek blir också diffusionskoefficienterna snarlika. Skillnaden mellan diffusion i vatten och luft blir dock mycket stor eftersom molekylernas egenrörelse kraftigt begränsas i en vätska jämfört med i gas.

Förutsatt att diffusionen i markens porer inte påverkas av deras form och orientering skulle vi förvänta oss att diffusionskoefficienter i luft vatten direkt skulle kunna ges av respektive volymsandelar som

$$D_{l,m} = f_l \cdot D_l \quad (5)$$

$$D_{v,m} = f_v \cdot D_v \quad (6)$$

där  $D_{l,m}$  och  $D_{v,m}$  är diffusionskoefficienter i mark för luft och vatten respektive

$f_l$  och  $f_v$  är respektive fraktioner av luft och vatten

$D_l$  och  $D_v$  är diffusionskoefficienten i rena medier av luft och vatten.

Experimentella undersökningar har emellertid visat att diffusionen i marken alltid blir mindre än vad som ges av ekvationerna enligt ovan. Olika författare har rapporterat något skilda värden men normalt torde den faktiska diffusionskoefficienten ligga mellan 50 och 75 % av vad som anges av ekvationerna (5 och 6). Den främsta anledningen är att porerna i marken aldrig är raka utan vindlade vilket förlänger den faktiska distansen som en molekyl måste förflyttas mellan två punkter.

Till skillnad mot vad som gäller för konduktiviteten som reglerar konvektionen är beroendet av porstorleken i sig ej väsentligt.

## 6 Metoder att undersöka gasutbytet

Som framgick av inledningen saknas billiga och enkla metoder att kunna mäta utbytet av gaser mellan atmosfär och mark. Undersökningar har gjorts där man strävat efter att finna någon egenskapsom kan karaktärisera en jordkapacitet för gasutbyte. Den därvid enklaste ansatsen har varit att bestämma vattenhalten vid "fältkapacitet" och sedan från markens totala porositet försöka skatta luftvolymen. Denna luftvolym har också fått den speciella benämningen luftkapacitet. Under laboratorieförhållanden har man också kunna bestämma konduktiviteter samt diffusionskoefficienten i luft vid olika fyllnadsgrader av vatten i porsystemet. Dessa typer av bestämningar är dock kostsamma och de har främst gjorts i små "ostörda" cylinderprov vilka inte alltid representerar en ändamålsenlig volym. Markens porsystem uppvisar ju som vi vet en stor variabilitet och en enda maskgång kan helt styra resultatet av gasomsättningen i ett litet prov.

Fältmetoder bygger i regel på principen att vi kan mäta hur luftens sammansättning varierar i ett system där vi kan kontrollera in och utflöde av luft till marken. Alternativt kan vi innesluta marken i en behållare och där följa förändringarna av sammansättningen under en kortare period förutsatt att inneslutningen inte påverkade gasutbytet kan flödet till/från markberäknas från de observerade förändringarna i sammansättning.

En alternativ metod har varit att mäta diffusionshastigheten av syrgas till en liten elektrod som kan installeras direkt i marken. Metoden bygger på principen att syret reduceras vid kontakten med elektroden som är av platina och vid denna reduktion alstras en elektrisk ström som är direkt proportionell mot den hastighet som reduktionen sker vid. Elektroden efterliknar därvid en rot som förbrukar syrgas genom respiration. Den uppmätta diffusionshastigheten är således ett integrerat mått av transporten fram till elektroden och inkluderar både luft- och vattenfaser. Liksom roten är elektroden helt innesluten i vatten. Metoden har gett värefull information i mycket fuktiga marker men tyvärr så lämpar den sig inte för mera normala vattenhalter i marken.

Under de senaste åren har framförallt möjligheterna att utföra fältmässiga mätningar av gasutbytet ökat genom att instrumenten blivit mindre, noggrannare och billigare. Idag finns exempelvis gaskromatografer som är bärbara och därvid kan användas direkt i fält för analys av markluftens sammansättning. Tidigare kunde dylika analyser endast genomföras på laboratorier med avancerad instrumentering.

## 7 Praktiska tillämpningar och några vanliga problem.

Det finns mycket starka kopplingar mellan skördeutbytet och markens gasutbyte. Det är dessa samband som varit vägledande för den idag vanligen mycket effektiva dräneringen av våra jordbruksmarker. Problem med en otillräcklig kapacitet för gasutbytet finns främst för de marker som är svåra att dränera. En grupp av jordar med problem är mjåla jordarna där någon struktur med makroporer mellan aggregat ej utbildas. Även om grundvattenytan kan sänkas till djupa nivåer förblir merparten av porerna här vattenfyllda vilket ger en otillräcklig luftvolym. En annan grupp av jordar med problem är de mycket styva lerorna. Problemet är här främst kopplat till svårigheten att utveckla stabila aggregat och makroporer. Vid långvarig hög fuktighet sväller dessa leror och täpper igen de sprickor som bildats efter torrperioder. En gynnsam struktur kan ha bildats genom tjälning under vintern men om halten av organiskt material är låg kan denna goda struktur gå förlorad i samband med långa regnperioder. Detta gäller speciellt om marken samtidigt bearbetas vid en olämplig vattenhalt.



# Tjäle

Per-Erik Jansson

Institutionen för markvetenskap  
Sveriges Lantbruksuniversitet  
Box 7014  
750 07 Uppsala

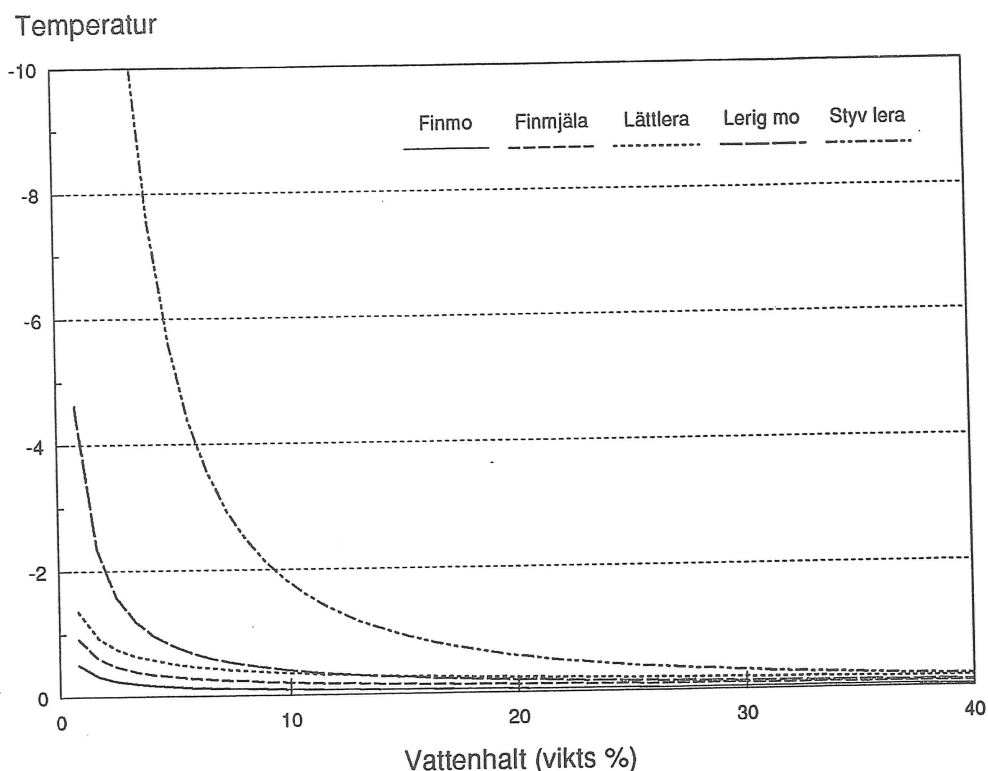
## 1 Inledning

En femtedel av kontinenternas totala yta är utsatta för permafrost, dvs förhållanden som medför att marken aldrig tinar under året. Den zon som alltid är frusen kan variera i mäktighet från någon meter upp till ca 100 meter. Denna permanent frusna zon kan överlagras av ett aktivt ytskikt som tinar under sommaren. Detta skikt med alternerande förhållanden kan vara upp till 4-5 meter i mäktighet beroende på klimat och jordartsförhållanden. I Sverige förekommer endast permafrost mycket lokalt, däremot fryser marken regelbundet under vintern i stort sett i hela landet. Kunskaper om mekanismerna rörande vattnets fasomvandling till is i jord och därtill hörande fenomen har till relativt sent datum, 1930-talet, varit mycket dunkla. Fortfarande finns också en viss osäkerhet om exempelvis vattnets rörelse i och i anslutning till islinser i marken. Studier om tjäle och tjälens natur har främst förekommit vid tekniska institut där byggnadstekniska aspekter har styrt inriktningen. Som exempel kan nämnas vägbyggen där skadlig tjälhävning måste kunna begränsas eller för att ta ett sentida exempel uppförandet av "pipe-lines" för transport av naturgas i Alaska. Inom jordbruksforskning har intresset främst riktats mot skador på rotsystem genom tjälhävning, s k uppfrysning, och mot den förbättring av lerors struktur som blir resultatet av frysning.

## 2 Tre faser med is

I Hillels bok (1982) behandlas marken som ett system bestående av tre faser. En fast fas bestående av mineral och organiskt material och därefter av vattenfas och en luftfas. Alla tre förutsätts som samtidigt och komplementära delar i systemet, men det är endast vatten och luftandelarna som förändras med tiden (i det korta perspektivet). För att förstå tjälens fenomen i marken måste vi komplettera bilden med ytterligare en tidsvariabel andel av den fasta fasen, nämligen isen. Alla komponenter kan förekomma samtidigt och systemet blir därför i bland mycket komplicerat. Förskjutningar i andelarnas storlek styrs av värme- och vattentransport i marken. Samtidigt påverkas jordens termiska och hydrologiska egenskaper av respektive andelarnas storlek.





Figur 1. Frystemperatur som funktion av ofrusen vattenhalt för jordarter. Efter Beskow (1932).

### 3 Fryspunktsnedsättning

Vatten övergår normalt till is vid 0 °C om det är fritt (= vid atmosfärstryck) och ej innehåller någon högre grad av lösta salter. I ett poröst system som mark är vattnet alltid mer eller mindre hårt bundet (genom adsorption kring partiklar och genom ytspänning). Dessutom kan mängden av lösta salter vara hög, speciellt i det s k diffusa dubbeskiktet kring lermineralens kontaktytor. Detta medför att vattnet kommer att frysa i ett intervall från 0 °C till flera minusgrader. Experimentellt har fryspunktsnedsättningen bestämts för olika jordarter, och det har konstaterats att kurvornas form till stora delar stämmer med motsvarande pF-kurvor (Figur 1). Detta bekräftar vad som också har kunnat härledas från termodynamiken, nämligen att det är vattnets bindningspotential som i stort sett helt bestämmer fryspunktsnedsättningen. Skillnaden i energi per massenhet hos vattnet i marken,  $\psi$ , jämfört med vatten vid atmosfärstryck kan uttryckas som:

$$\psi = L \cdot \frac{\Delta T}{T}$$

där  $L$  är latent energi för fasomvandling från vätska till is ( $\text{Jkg}^{-1}$ ),  $\Delta T$  är temperaturskillnaden mellan frystemperatur vid atmosfärstrycket och vid aktuell vattenpotential i mark och  $T$  är temperaturen vid frysning vid atmosfärstryck (i °K). Det råder alltså ett linjärt samband mellan

fryspunktens temperatur och vattnets bindningspotential i marken. Detta förklarar en del av de stora skillnader som vi kan iaktta mellan tjäle i sand, silt och lerjordar.

#### 4 Tjälens struktur

I en grovkornig jordart som sand utbildas ingen egentlig struktur på tjälen, tjälen blir massiv, vilket innebär att zonen med både vätska, is och luft blir mycket begränsad. Nästan allt vatten fryser vid 0 °C, och någon nämnvärd omfördelning av vatten sker ej vid frysningen. Frysningen kan liknas vid en upptorkningsprocess genom att vätskefasen i jorden i bägge fallen minskas. Vid frysning ersätts vätskefasen med is och vid upptorkning genom exempelvis avdunstning ersätts vätskan av luft. I bägge fallen kommer ett tunt vätskeskikt att omgärda partiklarna, mängden motsvaras i stort sett att jordens hygroskopicitet. Eftersom vattnet i de tunna skikten runt partiklarna är mycket hårt bundet jämfört med vatten i ej frysta partier, utvecklas en kraftig vattenpotentialgradient. Denna potentialgradient motsvaras av vad som uppträder mellan ett uttorkat ytskikt och en underliggande fuktig jord vid otjälade förhållanden. I grovkorniga jordar är gränssytan mellan fuktiga och torra skikt mycket skarp, och vattentransporten är obetydlig. Detsamma gäller tjälfrontens utseende och vattentransporten från ofrysta till frysta delar.

I finkorniga jordarter som leror utbildas en israndig tjälstruktur. Tjälen blir ej massiv utan utbildas i stället i skikt av ren is som är omgärdad av jord som ej innehåller is. Tjälens iskristaller tillväxer i intergranulära porer, medan vattnet i de intragranulära porerna förblir ofrusat på grund av den starka bindningen till lermineralens kontaktytor. En omfördelning av vattnet sker dock från de intragranulära porerna i aggregaten till de intergranulära porerna mellan aggregaten. Tillväxten av tjälkroppen sker här inte som i grovkorniga jordar genom att tjälen på bred front successivt tränger djupare ner. Tjälkroppens nedre begränsning vid tillväxt kommer i stället att vara mycket diffus, och nedträngandet blir diskontinuerligt genom att islinserna främst orienteras vinkelrätt mot värmeflödet. Något förenklat kan vi tänka oss tjältillväxten i en stegvis process med konstant värmetransport från jorden enligt nedan:

- 1) När temperaturen i ytskiktet når 0 °C påbörjas isbildning i en intergranulär por där vattnet är löst bundet. En lins utvecklas.
- 2) Istillväxten i den intergranulära poren fortsätter genom att vatten transporteras från de omgivande intragranulära porerna. Linsen tillväxer.
- 3) När den omgivande jorden till linsen är uttorkad och vattentransporten avstannar kommer en snabb avkylning av de omgivande aggregaten att äga rum (värme tillförs ej längre lika snabbt genom fasomvandling vid islinjen). Marken blir underkyld.

- 4) En ny islins kan börja att utvecklas vid noll grader isotermens position, men först då isotermen förflyttats förbi det hårt bundna vattnet i aggregaten och når lösare bundet vatten som inte är utsatt för samma fryspunktsnedsättning, osv. Hur den israndiga tjälen utvecklas i varje enskilt fall är ett komplicerat samspel mellan fryshastigheten och såväl termiska som hydrologiska egenskaper hos marken.

## 5 Tjälskjutning

Då tjäle utbildas i grovkorniga jordar sker som regel ingen volymsutvidgning av jorden som helhet. Vattnets utvidgning från vätska till is motsvarar ca 10 %, och en helt vattenfylld sand med en porositet av 50 volymprocent kan därför maximalt utvidgas med ca 5 %, förutsatt att inte vatten tillförs.

Den tjälskjutning som vi normalt observerar och som kan vålla svåra problem beror alltså inte på vattnets utvidgning vid frysning, utan den är i stället främst kopplad till omfördelning av vattnet i marken i samband med tjälens tillväxt. Tjälskjutningen är direkt kopplad till utvecklandet av islinsler.

Följande faktorer ger upphov till tjälskjutning:

- 1) Goda förutsättningar för kapillär transport i jorden.
- 2) Relativt långsam avkylning som innebär att vattnet hinner med att omfördelas.
- 3) God tillgång på vatten. Vid ytligt och dessutom horisontellt rörligt grundvatten kan vattentillströmningen hela tiden underhålla en istillväxt hos en islins som motsvaras av värmeavgivningen från marken.

De tjälfarligaste jordarna är de som har intermediära egenskaper jämfört med vad som beskrivits under avsnittet tjälens struktur. I mjåla- och finmojordar utbildas linsler som kan få ansevärd dimensioner (1-2 dm) genom att porsystemet normalt vid tjälningens början är välfyllt med vatten, som till skillnad mot situationen för lerorna är lätt rörligt. Samtidigt är porerna så små att fryspunktsnedsättningen ej är helt försumbar som hos de grovkorniga jordarterna.

## 6 Tjäldjup

En vägledning för beräkning av tjäldjupet i olika marker vid olika temperaturförhållanden kan fås genom en enkel betraktelse: Vi antar att temperaturen varierar linjärt från  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  vid det djup där tjälen tillväxer,  $x$ , till ytan där temperaturen är mindre än  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $T$ . Vi kan då förutsätta att konserveringslagarna för energi gäller, vilket innebär att den energi som frigörs när tjälen tillväxer med ett intervall,  $\Delta x$ , under ett tidsintervall,  $\Delta t$ , måste balanseras av den värmetransport som sker genom tjälen mot markytan. Värmetransporten från otjälad jord under tjälfronten kan försummas. För små  $\Delta x$  och  $\Delta t$  fås:

$$k_h \cdot \frac{T_s}{x} = L \cdot \frac{dx}{dt}$$

där  $k_h$  är värmeledningsförmågan för tjälad jord,  $T$  är temperaturen vid markytan,  $x$  är tjäldjupet och  $L$  är latent värme hos porvattnet. Genom omarrangering av termerna och integrering med avseende på tid och djup fås:

$$\frac{k_h}{L} \int T_s dt = \int x dx$$

$$\frac{k_h}{L} \int T_s dt = \frac{x^2}{2}$$

$$x = \sqrt{\frac{2k_h \int T_s dt}{L}}$$

Tjäldjupet kan alltså erhållas som en konstant och roten av en tidsintegral utav markens yttemperatur. Tidsintegralen kan exempelvis uttryckas i summan av alla dagars temperaturer under 0 °C. En experimentell analys av dylikt slag finns redovisad av S Andersson i skriften om tjälens struktur.

$$x = c \sqrt{\sum T}$$

Där har konstanten uppskattats för ett antal vanliga markprofiler. Denna konstant kan alltså också beräknas utgående från en jords termiska konduktivitet vid frusna förhållanden och mängd fruset vatten i tjälen. Den termiska konduktiviteten är i frusna mineraljordar lägre än i motsvarande ofrusna jordar om vattenhalten är låg. Detta förklaras av att kontaktytorna för värmetransport mellan mineralpartiklarna försämrats genom att vattenmeniskerna i porerna blir mycket starkt krökta. I en fuktig eller våt jord kommer dock den termiska konduktiviteten att öka vid frysning genom att is har en konduktivitet av 2,2 Wm<sup>-1</sup>C<sup>-1</sup> medan vatten har en betydligt lägre konduktivitet (0,6 Wm<sup>-1</sup>C<sup>-1</sup>).

## 7 Snötäckets inverkan på tjäldjupet

Om marken är täckt av snö försvåras värmetransporten från tjälfronten till atmosfären avsevärt. Effekten av snötäckets inverkan kan enklast åskådliggöras om vi betraktar värmeflödet från tjälfronten till atmosfären som stationärt, dvs utan någon variation i tiden. Detta innebär att värmeflödet från tjälfronten till markytan måste vara lika stort som flödet från markytan till snöns gränsyta mot atmosfären. Detta kan uttryckas som:

$$q_h = -k_{hs} \frac{T_a - T_y}{h} = -k_h \frac{T_y}{x}$$

- $q_h$  = värmeflödet  
 $k_{hs}$  = termisk konduktivitet hos snö  
 $T_a$  = luftens temperatur vid gränssytan till snön  
 $T_y$  = markytans temperatur  
 $h$  = snötäckets mäktighet  
 $k_h$  = termisk konduktivitet hos frusen mark  
 $x$  = tjälfrontens djup

Markytans temperatur är ej känd utan endast luftens och de bägge konduktiviteterna för snö och tjälad mark. Markytans temperatur,  $T_y$ , kan dock erhållas genom att utveckla ekvationen enligt ovan. Då erhålles:

$$T_y = \frac{T_a}{1 + \frac{k_h \cdot h}{k_{hs} \cdot x}}$$

Då nyfallen snö med en densitet av 0,1 g/cm har en mycket låg konduktivitet av ca 0,1 Wm<sup>-1</sup>C<sup>-1</sup> kommer det dominerade temperaturfallet från luft till tjälfront att ske i snön. Markens konduktivitet kan antas vara minst 10 ggr så stor. Vid en lufttemperatur av exempelvis -10 °C och en 2 dm tjock tjäle täckt med lika mycket lucker snö kommer yttemperaturen att vara kring -0,9 °C, vilket minskar värmeflödet med en faktor 11.



# Water Movement in Soils

by DR. WALTER H. GARDNER  
Professor Emeritus, Washington State University

**A**S A LIQUID or vapor, water is nearly always moving in the soil. It moves downward after rain or irrigation. It moves upward to evaporate from the soil surface. It moves towards and into plant roots, and eventually into the atmosphere through transpiration. And during the night, when transpiration is greatly reduced, water moves from moist soil between roots into soil adjacent to absorbing roots that has dried during the previous day.

Horizontal movement also is important, as, for example, when water moves from an aeration hole. Water movement can be in any direction, depending on conditions.

Water flows through the open pores between soil particles. In an ordinary silt loam, for example, half the soil volume is pore space. Water and air share this pore space. For most plants it must be possible for air from the root zone to exchange with air from the surface. Air from the root zone is laden with carbon dioxide, as a result of metabolism in the roots.

Pores in different soils vary in size and number. Silty and clayey soils



Dr. Walter H. Gardner

generally have smaller but many more pores than sandy soils. Because of the number of pores, silty and clayey soils filled with water contain more total water than sandy soil with all its pores filled.

Some of the water in soils with fine pores is held so tightly the plant can't absorb it. Even so, the amount in these

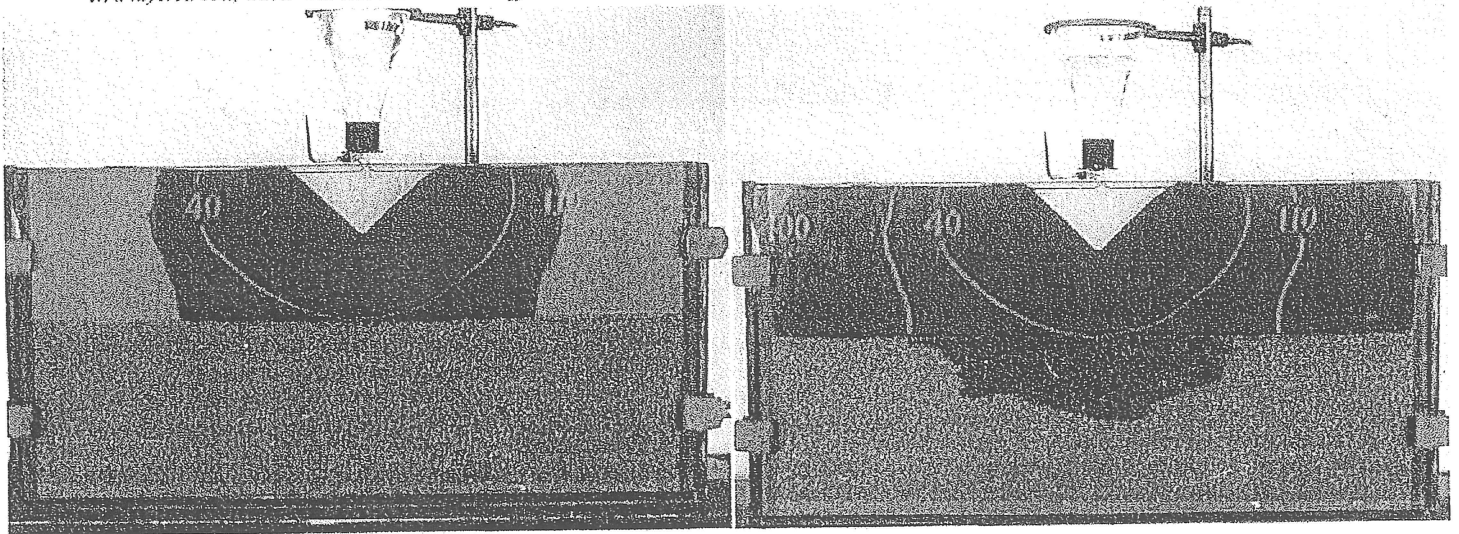
soils is greater than the amount available to the plant in soils with large pores.

Two major forces move liquid water through the soil pores; these forces are gravity and adhesion. The movement of water is entirely different under these two conditions. To understand the differences, let me first tell you about surface tension of liquid water.

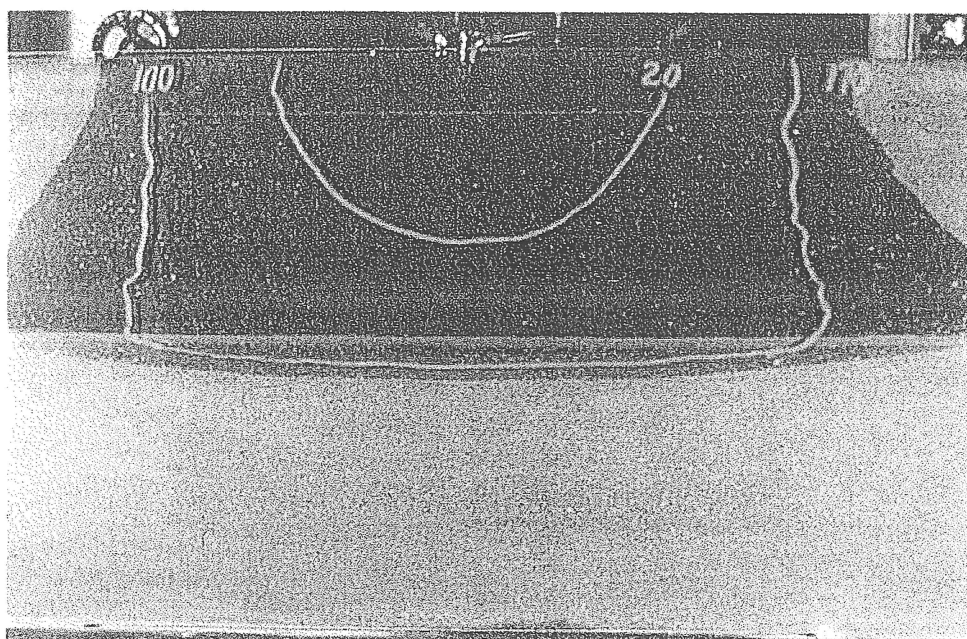
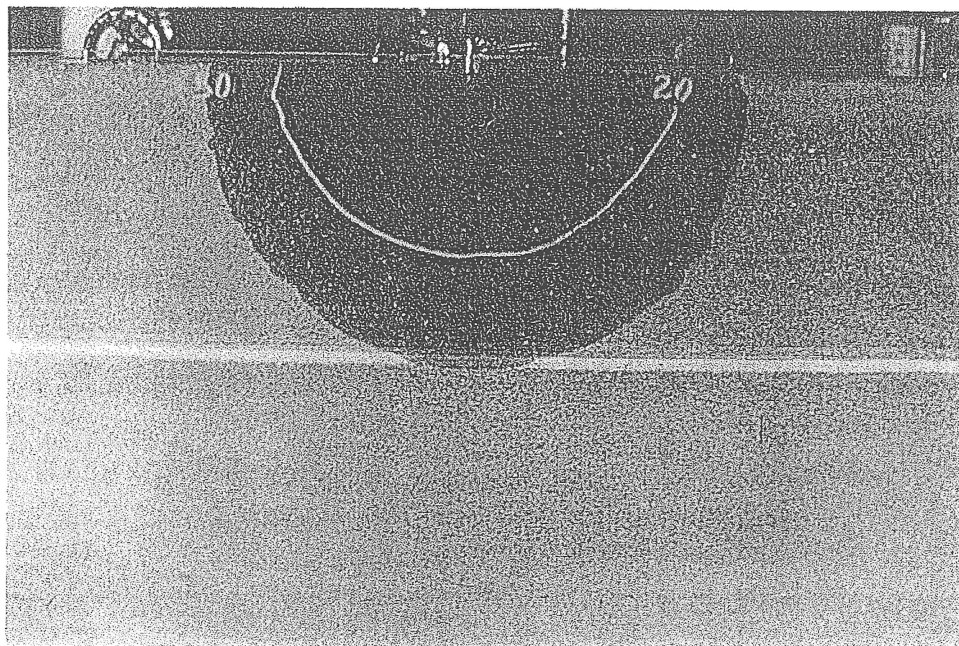
You have seen raindrops or drops from a dripping tap, and you probably noticed they are roughly spherical, with a positive radius of curvature. They are held in this shape by a force called surface tension, which acts at the air-water interface in a somewhat similar manner as a rubber balloon, opposing a positive pressure inside of the droplet. Now, much of the water you see — water from a tap, water in a lake or stream, or water in the cup you drink from — is under positive pressure. This is how most people think of water. Water under positive pressure moves in response to the pressure of a column of water or by gravitational forces.

Now, let me discuss another class of water you ordinarily think of under the term moisture. You are equally familiar with this water, inasmuch as it is the

*In a layered soil, water will not move into a different textured soil until saturation takes place and gravity affects water movement.*







*When water reaches the clay, the very fine pores of this layer resist water flow. Although water does pass through the clay, its penetration is so slow that water tables often build up above the clay. Some hardpans act similarly.*

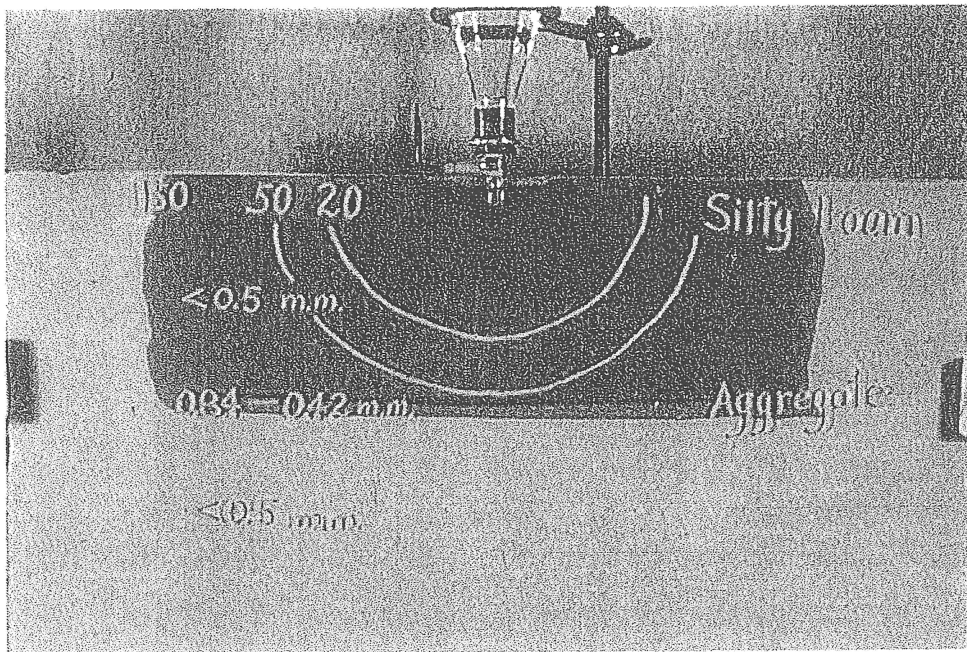
moisture in, for example, a dish-drying towel, material of your shirt when you perspire, and the soil when it is not saturated. It is the water that is said to be absorbed by a porous material, and it is water that exists with a negative curvature in the air-water interface as you would observe it under a high-powered microscope. This water is under negative pressure, contrasted to the water of the raindrop, where the air-water interface is positive and the

pressure is positive. Water in porous materials under negative pressure must be pulled along by attractive forces that exist between water and the walls of the porous material associated with it, and forces in a negative air-water interface that is always present. The best example of capillary water is water pulled upward into a small tube by adsorptive and cohesive forces. The absorptive property of blotting paper is a good illustration. Adhesion — to-

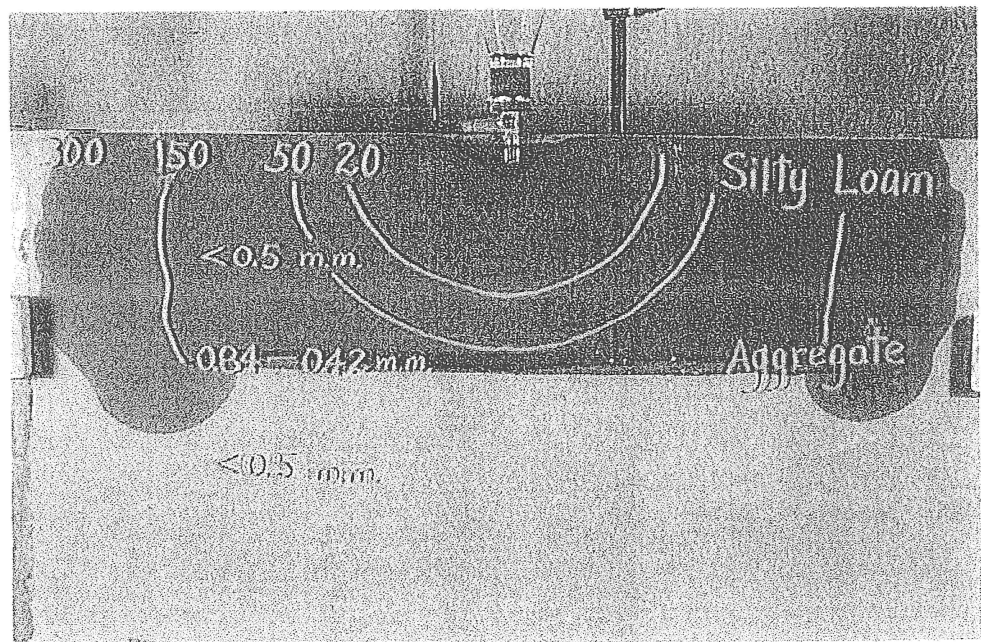
gether with cohesion, which causes water molecules to hang together — makes water move on particle surfaces and through the finer pores.

The differences in the positive and negative forces that move water in the two cases make huge and often dramatic differences in phenomena that involve water. Most phenomena involving water movement under positive pressure take place in pipes and in streams and ditches. Considerable water is usually moved in





Any change in soil porosity encountered by a wetting front affects water movement. In these photographs, a layer of coarse soil aggregates acts much like a layer of sand, with one important difference: water can move through the interior of the aggregates themselves. But the relatively small number of contacts between the aggregates limits the amount of water that actually moves through this layer. Only when the soil is nearly saturated does the water move rapidly through the soil aggregate layer. Saturation was not reached in this test.



this condition. By contrast, movement in porous materials under negative pressure takes place in thin films, and consequently the quantity of water moved with a similar size of moving force is a small fraction of that where a positive pressure exists.

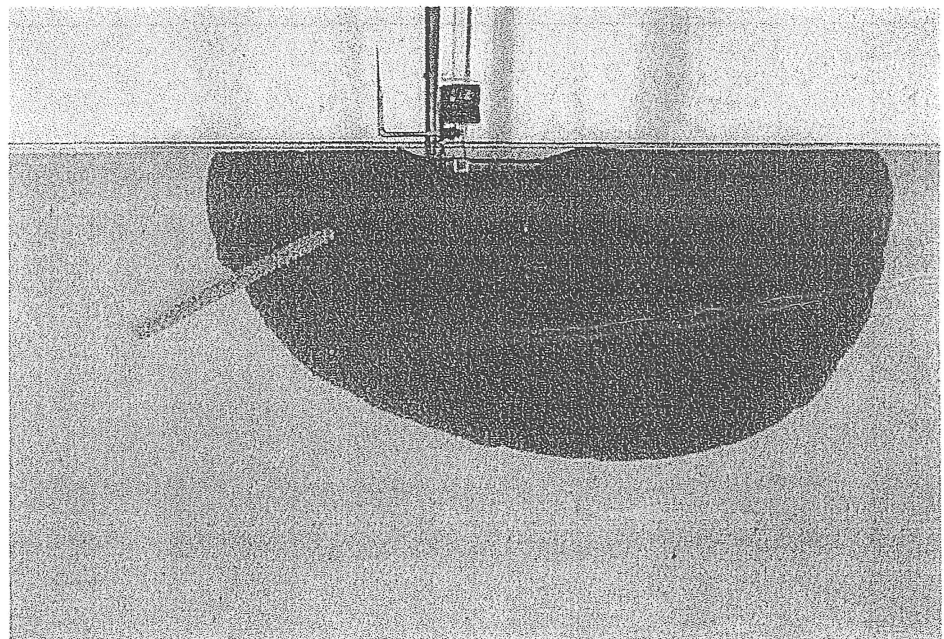
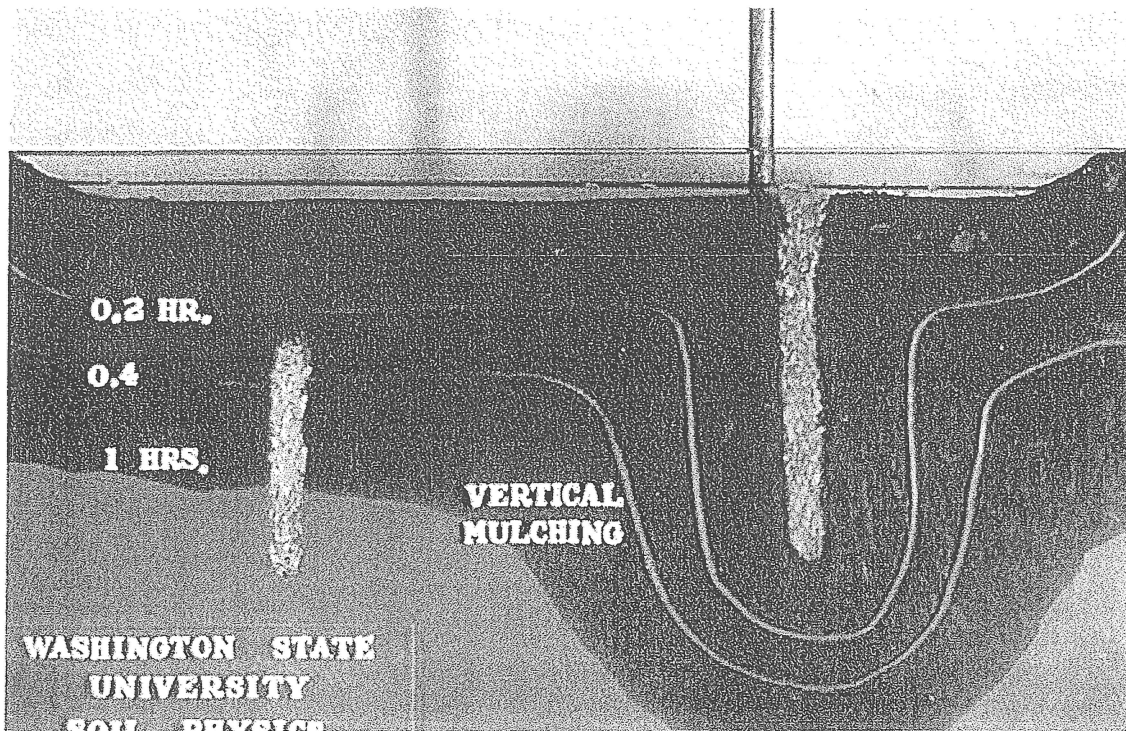
Water moves until the forces balance, at which point the curvature of air-water interfaces is the same, except for some vertical differences that exist because of gravity. If the soil is not uni-

formly homogeneous, the portions of the soil that have the smallest pores retain water most strongly.

In stratified soils — soils with various “layers” such as those recommended in the USGA Green Section Specifications for Putting Green Construction — the size of the pores in the strata affect water flow. If an advancing wetting front encounters fine materials, the resistance in the extremely fine pores may slow the movement. But the water

nevertheless continues to move. If the wetting front encounters coarse materials, water movement stops until the soil becomes nearly saturated.

Stratified soils also tend to hold more water for plant use than uniform soils. Since the different layers slow the movement of water, more remains in the root zone. A sandy, droughty soil can thus be made to hold more water, and yet will drain rapidly when it is saturated.

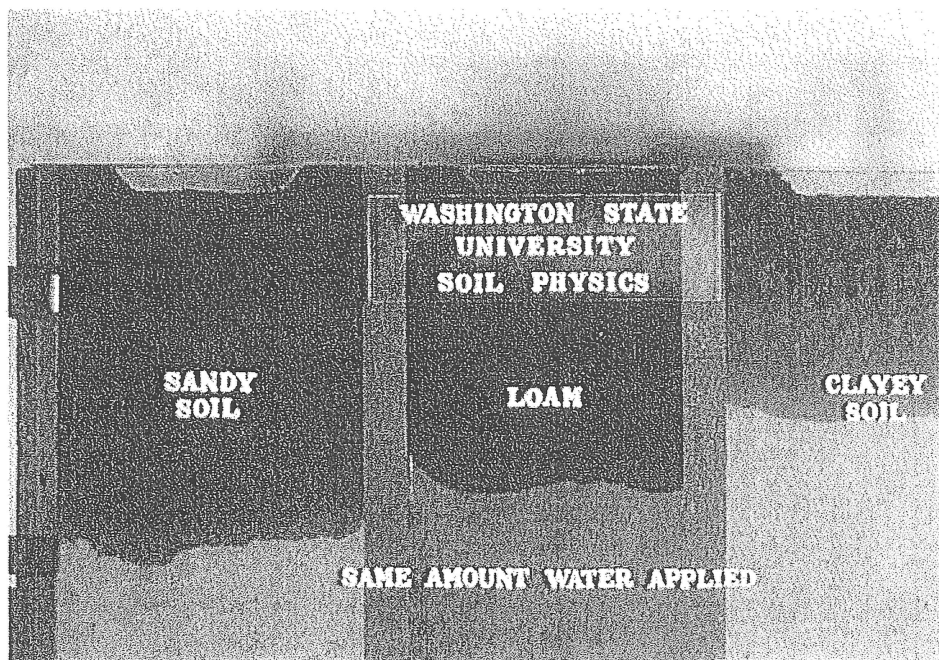


*(Top) Here, deep vertical channels are cut in the soil and filled with coarse material. If the channels remain open to the surface, the large pores in the coarse material take free water from rain or irrigation and transmit it deep into the soil. Then it is absorbed by the soil. If the channels are not open to the soil surface, vertical mulching does little good. Holes left in the soil by angleworms, rodents, or aeration act like vertical mulch channels. If they remain open to the surface and exposed to free water, they carry water readily.*

*(Above) Note channel open to the surface rapidly moved water into the soil. Buried channel has no effect.*



The same amount of water was applied to each of three soils. The clayey soil holds water in a smaller column than loam or sandy soil. This indicates that clay soils can hold more total water than loams or sands. Under irrigation, the poor water-transmitting properties of such soils make them less desirable than sandy soils.



Dye tracers indicate the direction of water movement in soil. Water and soluble fertilizers move almost radially away from the point where water was applied. After the wetting fronts join, the direction of flow changes slightly. Above the water level, the movement is upward toward drier soil. Below the free water level, soluble materials move downward. In addition, evaporation from the soil surface causes an upward movement of soluble materials in the soil solution.

These principles of how water moves in soils have been incorporated in the construction of USGA Green Section greens. The effect on water penetration of such practices as a physical soil analysis, off-site uniform soil mixing, adequate soil depth, a sand and gravel layer, tile lines, mechanical aeration of the putting surface, and the importance of keeping vertical aeration channels

open to the surface through the use of sand cannot be overemphasized.

The knowledge of these principles and their application are essential to proper management of turf areas.

*EDITOR'S NOTE: This article is based on direct excerpts of Dr. Walter Gardner's talk and film presentation during the 1988 USGA Educational Program in*

*Houston and from an American Society of Agronomy 1979 reprint, "How Water Moves In Soil," by Dr. Gardner.*

*For details regarding the 27-minute, 16mm, color, time-lapse, sound motion picture film or video cassette, please contact your regional Green Section office or the Agronomy Club, Department of Agronomy and Soils, Washington State University, Pullman, WA 99164.*

