

Rapporten kan bestilles hos:



**Norsk senter for  
økologisk landbruk**

6630 TINGVOLL tlf: 71 53 13 42 faks: 71 53 13 39

E-post: [norsok@norsok.no](mailto:norsok@norsok.no)

Internettisider: [www.norsok.no](http://www.norsok.no)

*Norsk senter for økologisk landbruk, NORSØK ligger i Tingvoll kommune på Nordmøre og er et forskningsinstitutt og et nasjonalt kompetansesenter innen økologisk landbruk*

ISBN 82-7687-079-1

# KALIUM SOM PLANTENÆRINGSSTOFF



**Anne-Kristin Løes**  
Norsk senter for økologisk landbruk,  
NORSØK

ISBN 82-7687-079-1

*Bildet på første side viser kaliummangel på rødkløver. Gult, visnende vev langs den ytterste kanten på bladene. Foto: Anne-Kristin Løes*

Ansvarlig for rapporten: Anne- Kristin Løes  
Norsk senter for økologisk landbruk, NORSØK 1999  
ISBN 82-7687-079-1

## Forord

Denne rapporten er skrevet som en del av et hovedfag i jordkjemi som inngår i dr.scient-studiet til undertegnede. Mye av stoffet i rapporten er hentet fra Munson (ed.) 1985, Scheffer & Schachtschabel 1982, Mutscher 1995, Barber 1995 og Marschner 1995. Se litteraturoversikten bak i heftet. Kalium er et viktig plantenæringsstoff, og det foreligger kolossale mengder litteratur om plantenes kaliumforsyning, kaliumfrigjøring i jord og hvordan ulike kaliumfraksjoner i jorda kan analyseres. Denne rapporten gir på ingen måte noen fullstendig oversikt over dette.

Først og fremst er den skrevet av hensyn til min egen læringsprosess. Men den kan kanskje være nyttig for flere med interesse for plantenes næringsforsyning, og derfor er den gitt ut som en rapport fra Norsk senter for økologisk landbruk (NORSØK). Jeg har prøvd å gi en oversikt over kalium sine funksjoner som plantenæringsstoff, hvilke mineraler som inneholder kalium og hvordan dette mineralet kan frigjøres over tid ved forvitring, hvordan kaliumtransport og opptak i plantene foregår og hvordan vi kan måle de ulike kaliumfraksjonene i jorda med kjemiske eller enkelte andre analysemetoder. Til slutt er det et kapittel som kort berører enkelte aspekter ved kaliumforsyningen til noen viktige jordbruksvekster, og nevner hvilke kaliumgjødselslag det er tilgang på i Norge. Dette kapittelet er mer overflattisk enn rapporten for øvrig, men jeg har likevel valgt å ta det med.

Flere personer har gitt nyttige opplysninger underveis, bl a Leif Ruud i Hydro Agri, Anne Falk Øgaard og Tore Krogstad ved IJVF. Takk til dere, og til Sissel Hansen og Anita Land ved NORSØK som har bidratt med faglig og teknisk hjelp til rapporten.

Tingvoll desember 1999

*Anne-Kristin Løes*

Anne-Kristin Løes

## Innhold

<b>1. Kalium som grunnstoff, i jordskorpa og i plantemateriale</b> .....	3
<b>2. Kalium sine funksjoner i plantene</b> .....	4
2.1 Regulering av osmotisk potensiale .....	4
2.2 Balanse mellom kationer og anioner.....	5
2.3 Regulering av pH .....	5
2.4 Aktivisering av enzymer.....	5
2.5 Konsekvenser av K-mangel .....	6
2.6 Kan andre kation erstatte K?.....	6
<b>3. Kalium i primærmineral og leirmineral</b> .....	7
3.1 Oppbygging av K-holdige primærmineraler.....	7
3.2 Oppbygging av leirmineraler .....	9
3.3 De viktigste leirmineralene .....	10
3.4 Litt mer om forvitring og omdanning av mineraler .....	13
3.4.1 Fysisk forvitring.....	13
3.4.2 Kjemisk forvitring.....	13
3.4.2.1 Oppløsning.....	14
3.4.2.2 Hydrolyse og protolyse.....	14
3.4.2.3 Kompleksdannelse .....	15
3.4.2.4 Oksydasjon.....	16
3.4.2.5 Protonisering.....	16
3.4.3 Biologisk forvitring.....	16
3.4.5 Sekundær dannelse av mineraler i sedimenter .....	19
3.4.6 Jordsmonnets forvittringsgrad.....	19
<b>4. Frigjøring og transport av kalium fra jord til plante</b> .....	20
4.1 Bindingsplasser for ioner i jorda.....	20
4.2 Kalium i jord – fire fraksjoner .....	21
4.3 Kornstørrelsens betydning for kaliumfrigjøringen .....	24
4.4 Prosesser som påvirker kaliuminnholdet i jorda.....	25
4.5 Kaliumtransport i jord: Vannstrømning, diffusjon, rotkontakt .....	26
og opptak i røtter.....	26
<b>5. Analysemetoder for kalium i jord</b> .....	29
5.1 Måling av $K_{lab}$ basert på ekstraksjon eller måling i jordvæske .....	29
5.1.1 Måling av $K_s$ .....	29
5.1.2 Måling av $K_{ads}$ .....	30

5.1.2.1 Standardmetode for måling av $K_{ex}$ .....	30
5.1.2.2 Andre ekstraksjonsmetoder for måling av $K_{ex}$ .....	31
5.1.2.3 Q/I analyse .....	32
5.2 Måling av $K_{lab}$ som ikke er basert på ekstraksjon .....	35
5.3 Måling av $K_{ier}$ .....	36
5.3.1 Utvaskingsmålinger .....	36
5.3.2 Felling med NaTPB .....	36
5.3.3 Resinmålinger .....	37
5.3.4 Varmerbehandling.....	37
5.4 Måling av $K_{str}$ .....	38
5.5 Måling av total-K.....	38
5.6 Måling av K-fiksering.....	39
5.7 En bemerkning om K-opptak i potteforsøk.....	40
<b>6. Litt om kaliumforsyning til viktige jordbruksvekster</b> .....	40
6.1 Korn .....	40
6.2 Gras og belgvekster.....	41
6.3 Kaliumgjødsling.....	42
<b>7. Litteratur</b> .....	44

## 1. Kalium som grunnstoff, i jordkorpa og i plantemateriale

Kalium tilhører alkalimetallene (gruppe 1A) i det periodiske system, sammen med H, Li, Na, Rb og Cs. Ionet har en sfærisk form, og er relativt polariserbart. Polariserbarheten er større enn hos f eks Li, Ca, Mg og Na, men mindre enn hos  $\text{NH}_4^+$ , Cs, Rb og Ba (Sparks & Huang 1985). Ion med sterk polariserbarhet foretrekkes i kjemiske bindinger sammenliknet med mindre polariserbare ion. På grunn av den relativt høye polariserbarheten inngår kalium hovedsakelig ionebindinger. Enkelte chelater<sup>1</sup>, der K inngår, kan imidlertid ha en kovalent bindingsform (Clarkson & Hanson 1980). I ikke-hydratisert form er kalium det største av de mineralske kationene som trengs til plantevekst, men i hydratisert tilstand er både Ca, Mg og Na større enn K (Sparks & Huang 1985). Bindingen mellom et kation og oksygen blir svakere jo større kationet er, under ellers like forhold. Siden ikke-hydratisert K er større enn Ca og Mg, og enda større enn Si og Al, øker bindingsstyrken mellom disse ionene og oksygen i følgende rekkefølge: K-O, Ca-O, Mg-O, Al-O, Si-O (Schroeder 1978). Tan (1986) presenterer den samme rekkefølgen for økende bindingsstyrke ut fra den energimengden som trengs for å danne de respektive bindingene. Ytterpunktene utgjøres av K-O med 1253 J per mol og Si-O med 13165 J per mol av kationet.

Kalium er et vanlig forekommende grunnstoff i jord, fjell og vann, men finnes aldri i ren form siden det reagerer svært lett med andre elementer. I gjennomsnitt inneholder lithosfæren (dvs den faste delen av jordkorpa) 2,3 %  $\text{K}_2\text{O}$ , og til sammenlikning 0,22 %  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 3,9 % MgO, 7,0 % CaO, 15,3 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  og 57,6 %  $\text{SiO}_2$  (Ronov & Yaroshevsky 1969, referert i Scheffer & Schachtschabel 1982). I mineraljord varierer det totale kaliuminnholdet mellom 0,4 og 29 g per kg, et vanlig innhold i åkerjord er 10-20 g per kg, dvs 1-2% (Jackson 1964, referert i Sparks & Huang 1985). Kalium er et viktig plantenæringsstoff, som trengs i omtrent like store mengder som nitrogen. Kalium sirkulerer i jord, planter og vann, som beskrevet i følgende sitat:

"Because of the prevalence of its minerals in the lithosphere, of its readily soluble nature, of its readiness to become insoluble and inexchangeable from the colloid, of its movement from vegetation to the soil through leaching from the tops or exchange from the roots, and of its reserve in the silt and sand minerals to buffer the clay, potassium is so nomadic that its performances in any particular situation are difficult to interpret". (Albrecht 1943, sitert i Sparks & Huang 1985).

N, P, K, Ca, Mg og S er de seks makronæringsstoffene, dvs stoff som plantene trenger i relativt store mengder for å vokse, i tillegg til C, H og O. I viktige jordbruksvekster som gras, korn, belgvekster og rotvekster utgjør N og K som regel 2-4 % av tørrstoffet, mens innholdet av Mg og P er vesentlig lavere, typisk 0,2-0,5 %. Ca-innholdet varierer en del (fra ca 0,3 til 2 %), og er høyere i rødkløver, gulrot og potet (tofrøbladete vekster) enn i gras og kornvekster (enfrøbladete) (Bergmann 1993).

<sup>1</sup> Et kompleks består av et positivt ladet sentralt atom, omgitt av negativt ladde partikler som kalles ligander. Ligander som binder mer enn en positiv ladning på sentralatomet, kalles chelaterende forbindelser, og kompleks dannet av slike ligander kalles chelater.

## 2. Kalium sine funksjoner i plantene

$\text{K}^+$  er det vanligste kationet i planteceller, og dette ionet er svært mobilt i planten. Kalium regulerer det osmotiske potensialet (turgortrykket) i cellene, nøytraliserer organiske anioner og bidrar til pH-regulering i cellene. Dessuten stimulerer kalium aktiviteten til ulike enzymer (Marschner 1995). Kalium bygges imidlertid ikke inn i plantens bestanddeler, så vi finner lite K i plantens organiske forbindelser. Det viktigste lagringsstedet for kalium i plantecellene er i vakuolene. Kaliumkonsentrasjonen i cytoplasma (cellesaft inklusive membraner og organeller) er gjerne 100-200 mM. I vakuolene varierer K-innholdet mye mer, men bortsett fra i lukkeceller blir det sjelden >200 mM.

### 2.1 Regulering av osmotisk potensiale

Både strekningsvekst og ulike typer bevegelse hos planter er avhengig av at celler kan utvide seg, evt også trekke seg sammen igjen. Den viktigste bevegelsen som planteceller utfører er å åpne og stenge spalteåpningene i bladene, der karbondioksyd tas inn i planten for så å omformes til organisk materiale. En annen viktig bevegelse er at bladoverflaten vender seg mot, eller vekk fra sollyset. Nesten alle fullt utviklede planteceller inneholder en vakuole, som ofte fyller mesteparten av cellevolumet. Både vekst og midlertidig utvidelse (bevegelse) skjer ved at vakuolene fylles med tilstrekkelig mye vann. Dessuten må selvsagt celleveggene være elastiske. Kalium (fulgt av organiske anioner, og/eller "i bytte" med  $\text{H}^+$ ) akkumuleres i celler i vekst, og øker det osmotiske potensialet slik at mer vann trenger inn i vakuolene. Avhengig av plantart og K-tilgang kan også ulike sukkerarter bidra til å regulere det osmotiske potensialet i cellene, og i røtter som gulrot og sukkerbeter erstattes kalium og organiske syrer med sukker mot slutten av vekstperioden.

God K-tilgang gjør at plantene kan regulere størrelsen på spalteåpningene (ved å åpne eller stenge lukkecellene) mer effektivt. Figur 1 viser hvordan planter med tilstrekkelig (adequate) K-tilgang nesten umiddelbart reduserte transpirasjonen ved tørkestress, mens planter med K-mangel økte transpirasjonen kraftig i lang tid før de klarte å redusere den.

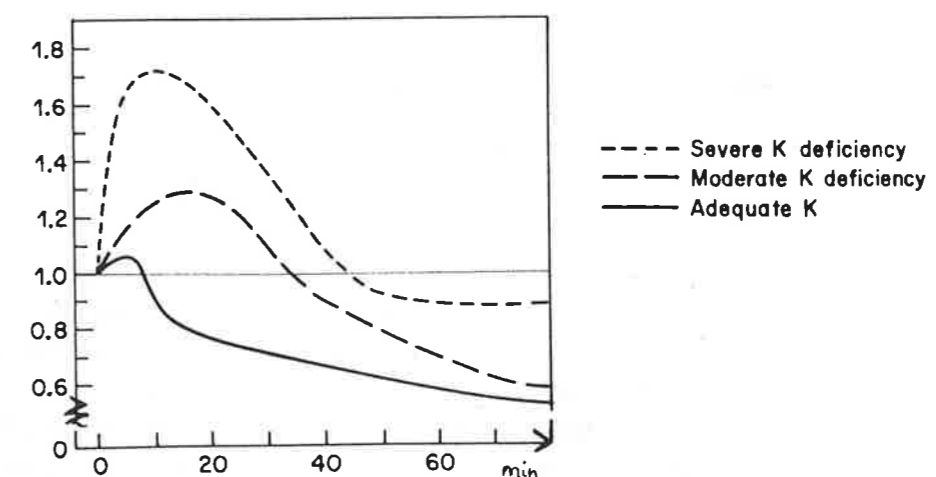


Fig. 1. Vannforbruket hos hveteplanter med ulik grad av K-mangel (deficiency), når plantene ble utsatt for tørkestress (høy temperatur og lufthastighet). På x-aksen vises tiden plantene var utsatt for tørkestresset (minutter). På y-aksen vises transpirasjonshastigheten relativt til transpirasjonen når plantene ikke var utsatt for tørkestress, som er satt til 1. Skogley 1976 referert i Beaton & Sekhon 1985.

## 2.2 Balanse mellom kationer og anioner

Kaliumionene bidrar til å nøytralisere den store overvekten av organiske anioner i forhold til kationer i cytoplasma. Overvekten av anioner skyldes dissosierte organiske syrer, særlig eplesyre (malic acid) med anionet malat. De organiske syrene inngår i plantens metabolisme. Motsatt har plantene mulighet til å utlikne et eventuelt overskudd av kaliumioner ved å produsere organiske syrer og skille ut hydrogenionene. For å beholde elektrisk likevekt (likt antall positive og negative ladninger), skiller plantene ofte ut hydrogenioner eller protoner,  $H^+$  parallelt med opptak av  $K^+$  eller andre kation. Det kan skje både lokalt, gjennom en membran i en celle, og i større skala gjennom røttene.  $K^+$  er også viktig for effektiv transport av anioner gjennom membraner.

## 2.3 Regulering av pH

Kalium bidrar til å regulere pH i de ulike områdene av celler og vev. For eksempel trengs det høy pH i phloemet (silvevet) for å kunne overføre sukrose dit og få en effektiv transport i planten. Kalium regulerer pH ved å erstatte  $H^+$  når pH skal økes. Reduksjon av pH skjer gjennom produksjon av organiske syrer, som nevnt i avsnitt 2.2. Ladningsmessig er  $K^+$  og  $H^+$  like effektive til å nøytralisere anioner, men i motsetning til hydrogenionene har ikke kaliumionene noen forsurende virkning. En interessant del av K-dynamikken i plantene er at kalium og nitrater (eventuelt ladede aminosyrer) transporteres sammen fra rot til skudd i xylemet, men i bladene reduseres nitrat til ammonium (og videre til protein). Kaliumionene som blir "til overs", nøytraliseres av organiske anioner som planten produserer, og transporteres tilbake til røttene igjen.

## 2.4 Aktivering av enzymer

En tilstrekkelig høy kaliumkonsentrasjon er viktig for å aktivere en rekke enzymer. Ved K-konsentrasjoner på 100-200 mM er det elektriske dobbeltlaget som opptrer rundt alle store molekyler (som alltid er hydratisert), maksimalt sammenpresset, og dermed er molekylene (for eksempel enzymer) lettere utsatt for strukturendringer (konformasjonsendringer). Manglende stimulering av enzymer som overfører sukkerarter til stivelse kan være en årsak til at K-mangel kan føre til akkumulering av lett-løselige karbohydrater, men nedgang i stivelsesinnholdet i plantene. Akkumulering av sukker er antakelig hovedårsaken til at planter med K-mangel er mer utsatt for soppsjukdommer. Det er påvist at planter med liten tilgang på K lettere blir angrepet av sopp, både fakultative (som lever på døende plantevev) og obligate (som lever av assimilater produsert av levende planteceller). Vi skal imidlertid være oppmerksom på at mange undersøkelser av hvordan økt K-tilgang kan redusere soppangrep er utført med KCl som gjødselkilde. I en diskusjon om sammenhengen mellom K-tilgang og soppangrep refererer Beaton & Sekhon (1985) flere forfattere som diskuterer om økt tilgang på  $Cl^-$  kan ha vel så stor betydning som  $K^+$  for reduksjonen i soppangrep.  $K^+$  er også viktig for proteinproduksjonen, og i planter med lite tilgang på K, men rikelig tilgang på N kan aminosyrer, amid og nitrat hope seg opp fordi proteinsyntesen hemmes. Forklaringen er sannsynligvis også her at viktige enzymer ikke stimuleres tilstrekkelig.

## 2.5 Konsekvenser av K-mangel

Ved K-mangel hemmes planteveksten, og kalium vil overføres til områder med aktiv vekst fra eldre vev, slik at eldre blad får lyse flekker eller visner. Det er viktig at plantene får tilstrekkelig tilgang på kalium relativt tidlig i vekstsesongen, mens veksten er kraftigst. K-mangel hemmer lignifisering av støttevev og gir fysisk svakere planter. Planter med liten tilgang på K kan bli mer utsatt for frostskafer, antakelig fordi de lettere tørker ut når vannet krystalliserer til is. For planter med voluminøse overlevelsesorganer, som poteter og de fleste grønnsaker, har K-tilgangen mye å si for avlingsnivået. Planter med mer konsentrerte overlevelsesorganer (frø) har et relativt konstant K-innhold i frøene hvis ikke K-tilgangen blir svært dårlig, og i slike vekster er ikke den salgbare avlingen like avhengig av kaliumgjødningen. Kalium trengs i relativt store mengder, og følger til en viss grad væskestrømmen i plantene (transpirasjonen). Planter med liten tilgang på K takler tørkestress dårligere enn planter med god tilgang (jfr figur 1). K-mangel reduserer fotosyntesen generelt, sannsynligvis både via dårligere regulering av spalteåpningene og via mindre effektiv enzymstimulering.

Vi skal ellers være oppmerksom på plantenes evne til å ta opp vesentlig mer K fra jorda enn de trenger for optimal vekst (luksusopptak), som kan hemme opptaket av andre viktige næringsstoff som Ca og Mg.

## 2.6 Kan andre kation erstatte K?

Man kan spørre seg om hvilke kjemiske egenskaper som er med på å gjøre akkurat kalium til et essensielt plantenæringsstoff. Plantene har behov for et lett tilgjengelig og vanlig forekommende enverdig kation til å nøytralisere syrer og anioner og holde det osmotiske potensialet oppe. Dette ionet må passere lett gjennom membraner, og ikke konkurrere nevneverdig med toverdige kation om bindingssteder på enzymer som er tilpasset toverdige ioner. Kalium tilfredsstiller alle disse kravene (Clarkson & Hanson 1980), men hvorfor kunne ikke plantene like gjerne bruke Na som også er et vanlig grunnstoff i de fleste jordtyper? Kalium er ikke like spesifikt i sine funksjoner i planter som fosfor, og både  $NH_4^+$  og  $Rb^+$  kan erstatte kalium til en viss grad som enzym-aktivatorer og bidragsyttere til osmotisk potensial. Disse ionene har om lag samme (hydratiserte) ioneradius som  $K^+$ .  $Na^+$  har en større hydratasjonsenergi og noe større hydratisert ioneradius og kan også erstatte kalium til en viss grad, men dette ionet holder mer på hydratasjonsvannet enn kaliumionene gjør. En mulig forklaring på at Na ikke kan erstatte K er at i komplekser der K er sentralatom blir O-holdige ligander (f eks karboksylat, eter eller alkoholgrupper) lettere substituert med  $H_2O$ -holdige, enn i tilsvarende komplekser med Na som sentralatom. Komplekser med  $H_2O$ -holdige ligander slipper sannsynligvis lettere gjennom membraner enn O-holdige (Clarkson & Hanson 1980).

### 3. Kalium i primærmineral og leirmineral

Kalium finnes i jord fordi jorda inneholder kaliumholdige mineraler. De viktigste kaliumholdige mineralene er ulike typer feltspat, glimmer og leirmineraler. Siden kalium ikke inngår i organiske forbindelser i nevneverdig grad, inneholder myrjord lite kalium. Kaliuminnholdet i de viktigste/vanligste mineralene i jorda, som inneholder K, er vist i tabell 1.

Tabell 1. Kaliuminnholdet i utvalgte primær- og leirmineral, avrundet til hele verdier. Verdier for primærmineral fra Rösler & Lange 1966 referert i Scheffer & Schachtschabel 1982, verdier for leirmineral fra Scheffer & Schachtschabel 1982.

<u>Mineral</u>	<u>% K<sub>2</sub>O</u>
Kaliumfeltspat	3-16
Muskovitt	7-14
Biotitt	6-11
Illitt	4-7
Vermikulitt	0-2
Smektitt	0-0,5
Kloritt	0-1
Kaolinitt	0

Det er ikke bare kaliumandelen i et mineral som avgjør om plantene kan få tak i dette næringsstoffet. Kalium inngår i krystallstrukturen på ulike måter i ulike mineraler, og kan dessuten bindes på overflaten av leirmineralene. Derfor er det nødvendig å vite litt om hvordan de ulike mineralene er bygget opp for å forstå hvordan kalium kan frigjøres ved ulike typer forvitring. Når kaliumet er frigjort ved forvitring, kan det tas opp gjennom planterøttene.

#### 3.1 Oppbygging av K-holdige primærmineraler

Primærmineraler kaller vi partikler som består av ett enkelt mineral, f.eks. ulike typer feltspat eller glimmer. Kaliumholdige primærmineraler finnes i både sedimentære, eruptive og metamorfe bergarter. De kaliumholdige primærmineralene er Al-holdige silikater eller silikatmineraler. Alle silikater er bygget opp av tetraedre og oktaedre av Al og Si-ioner (sentralatom) som er omgitt av O- eller OH-ioner som vist i figur 2. Tetraedrene består av et kation omgitt av oksygenioner, mens oktaedrene består av et kation omgitt av både oksygen- og hydroksydion (OH).



Figur 2. Si-tetraeder (SiO<sub>4</sub>), til venstre og Al-oktaeder (Al(O,OH)<sub>6</sub>). Disse molekylene er byggesteiner i primære alumosilikater (mineraler) og leirmineraler. Scheffer & Schachtschabel 1982.

Tetraedrene og oktaedrene henger sammen i ulike typer tredimensjonale strukturer ved at O- eller OH-ionene deltar i mer enn ett tetraeder (oktaeder). Ren silisiumdioksyd (kvarts) er ladningsnøytral, men når en del av silisiumionene (Si<sup>4+</sup>) er erstattet med Al (Al<sup>3+</sup>), oppstår det et overskudd av negativ ladning som kompenseres ved at ulike kation (heretter kalt kompensasjonsion) bygges inn i mineralstrukturen.

Feltspat er silikater med et massivt tredimensjonalt tetraedergitter (tektosilikater), der Ca, Na og K i varierende mengde og blandingsforhold er de viktigste kompensasjonsionene. Ren ortoklas har formelen KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>, albitt NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> og anortitt CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>, men i praksis er det svært sjelden at vi finner mineraler med så "ren" sammensetning. Overgangsformer mellom ortoklas og albitt kalles alkalifeltspater, og når K-innholdet er vesentlig større enn Na-innholdet, kaliumfeltspat. Vi skiller mellom monoklin og triklin kaliumfeltspat avhengig av om Al-ionene er fordelt mellom Si-ionene på en tilfeldig (monoklin) eller systematisk (triklin) måte. Brytningsvinkelen på en lysstråle som rettes mot mineralet brukes til å skille sanidin fra øvrig ortoklas (begge er monokline). Mikroklin er en triklin kaliumfeltspat. Ved forstørrelse blir den systematiske fordelingen av Al synlig som et rutemønster i krystalloverflaten. Mikroklin er krystallisert ut ved lavere temperatur enn ortoklas, og er den vanligste kaliumfeltspaten i pegmatittganger. Stivning ved lav temperatur gir større krystaller. Ortoklas er den vanligste kaliumfeltspaten i vulkanske bergarter, og ved metamorfose kan mikroklin gå over til ortoklas. En spesialutgave av kaliumfeltspat er adularia, som kan være både triklin og monoklin, men utmerker seg ved at den har stivnet ved lave temperaturer i sprekker og ganger. Den generelle kjemiske formelen for både ortoklas, sanidin, mikroklin og adularia er KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>. Na-holdige spesialutgaver av alkalifeltspat er anortoklas (K,Na)AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> og nefelin (Na,K)AlSiO<sub>4</sub>. Spesielt K-rikt er mineralet leucitt, med formelen KAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, som inneholder opptil 18 % kalium (Schroeder 1978). Både leucitt og nefelin finnes mest i basiske vulkanske bergarter (Scheffer & Schachtschabel 1982), og er derfor ikke så utbredt i Norge. Alkalifeltspat inneholder ofte ekstra Na-rike områder, eller albitt-lameller, og kalles da pertitt (Sparks & Huang 1985).

Overgangsformer mellom albitt og anortitt kalles plagioklaser. Mellom ulike plagioklaser er det glidende overganger fordi Ca og Na lett erstatter hverandre siden disse ionene i ikke-hydratisert tilstand er omtrent like store. Ikke-hydratiserte kaliumioner er derimot vesentlig

større enn ikke-hydratiserte Na og Ca-ion, og derfor er det mer trinnvise overganger i alkalifeltspat-gruppen (Scheffer & Schachtschabel 1982).

De noe mindre vanlige mineralene hornblende (amfibol) og pyroksen består også av tetraedre, men her er disse ordnet i kjeder som holdes sammen av toverdige kompensasjon som Ca, Fe og Mg. Slike kjeder er mindre motstandsdyktige mot forvitring enn den mer massive feltspatstrukturen. Pyroksen inneholder ikke kalium, men i hornblende kan det være inntil 1,7 % K (Scheffer & Schachtschabel 1982). Enda noe lettere enn kjedesilikatene forvitrer bladsilikatene (phyllosilikatene), glimmermineralene som er bygget opp av tynne flak eller sjikt som er relativt lette å spalte fra hverandre. Mineralstrukturen i glimmer er svært lik den vi finner i leirmineralene (illitt) og består av vekslende lag med oktaedre og tetraedre. De to vanligste typene glimmer er biotitt, med formelen  $K(Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+})_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$  og muskovitt, med formelen  $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ . Nære "slektninger" er Na-holdig paragonitt og Mg-holdig flogopitt. (Scheffer & Schachtschabel 1982).

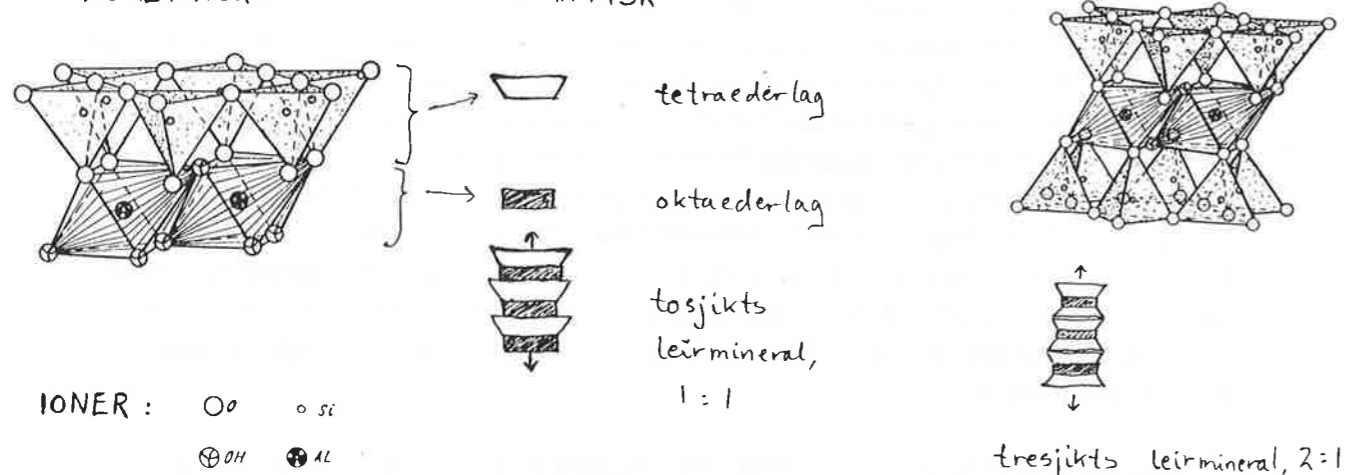
### 3.2 Oppbygging av leirmineraler

Ved fysisk og kjemisk forvitring av primærmineralene dannes sekundærmineraler, og en viktig gruppe av disse er leirmineralene. Andre viktige sekundære mineral er Si, Al, Fe og Mn oksyder og -hydroksyder, men disse inneholder ikke nevneverdig kalium. Sammenliknet med primærmineralene har sekundærmineralene en mindre tydelig krystallstruktur, de er sterkere hydratisert og mer finkornet og den negative ladningen på sjiktpakkene er lavere jo mer forvitret mineralene er (Scheffer & Schachtschabel 1982).

Leirmineralene er OH-holdige silikater, som regel med en lagdelt struktur (phyllosilikater) slik vi kjenner det hos glimmer. Den lagdelte strukturen som vi finner både hos glimmer og hos ulike leirmineraler skyldes at tetraedrene og oktaedrene her danner sammenhengende sjikt, fordi kreftene som holder ionene sammen er mye sterkere i horisontalretningen (parallelt med sjiktene) enn i vertikalretningen. Oktaeder- og tetraederlag veksler i en bestemt rekkefølge hos ulike leirmineral, og er med på å danne grunnlaget for å klassifisere disse mineralene. Vi skiller mellom 1:1 mineraler der tetraeder og oktaedersjikt veksler annen hver gang, og 2:1 mineraler som består av "pakker" med to tetraedersjikt på hver side av et oktaedersjikt. Se figur 3.

GEOMETRISK

SKJEMATISK



Figur 3. Tosjikts og tresjikts leirmineraler. Et utsnitt med ett tetraeder og ett oktaederlag, evt to tetraederlag med et oktaederlag i midten, kalles en sjiktpakke. Omarbeidet etter Scheffer & Schachtschabel 1982.

I tetraederlagene er alle sentralatom-posisjonene fylt opp, men i oktaederlagene kan det være enkelte ubesatte plasser. Vi skiller mellom trioktaedriske lag, der alle posisjonene er fylt opp, og dioktaedriske der 1/3 av sentralatom-posisjonene står åpne. Men, som ellers, er det ikke alltid naturen følger "fasiten" 100 %, så det finnes overgangsformer mellom disse to typene tetraederlag.

Det er 2:1, eller tresjiktsmineralene, som inneholder kalium. Kaliumionene er omtrent like store som O- og OH-ionene, dvs svært store sammenliknet med metallionene som danner sentrum i tetraedrene (oktaedrene). Derfor inngår ikke K i selve krystallstrukturen i tresjiktsmineralene, men K-ionene bindes mellom sjiktpakkene og bidrar til å holde disse sammen. Siden tetraederlagene består av kation omgitt av oksygenion, og 2:1 mineralene har tetraederlagene ut mot "overflaten" av hver sjiktpakke, vil overflaten på 2:1 mineralene bestå av et lag med oksygenioner, med "groper" mellom ionene der kation kan bindes.

Som nevnt i avsnittet om kvarts og feltspat, kan sentralatomene i både tetraedre og oktaedre erstattes med ion med samme størrelse, men ulik ladning. I tetraederlagene er det særlig Al som substituerer Si, mens i oktaederlagene er det vanlig at  $Mg^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$  og  $Fe^{2+}$  substituerer Al. Når ion med omtrent samme størrelse, men ulik ladning erstatter hverandre kalles det isomorft ionebytte. Slikt ionebytte kan resultere i overskudd av negativ så vel som positiv ladning. Det finnes også nøytrale leirmineral som talk og pyrofyllitt, men disse er lite vanlige i jord. Oftest finner vi et overskudd av negativ ladning hos leirmineralene. Den negative ladningen nøytraliseres med et lag av uorganiske eller organiske kationer på overflaten av partiklene, ved at kation bygges inn mellom sjiktpakkene, eller ved at det bygges inn et positivt ladd hydroksydsjikt mellom sjiktpakkene (som hos kloritt). Ionene som bygges inn mellom sjiktpakkene vil ha en viss evne til å tiltrekke seg vannmolekyler (hydratisering). Når dette skjer, vil sjiktpakkene gli noe fra hverandre, og leirmineralet sveller. Men jo sterkere den negative ladningen på sjiktpakkene er, jo sterkere vil sjiktpakkene være bundet sammen, slik at hydratiseringen blir vanskelig. Ulike ion har også ulik grad av polariserbarhet, dvs hvor reaktive de er, og hvor sterkt de bindes i en ionebinding. Kalium er f eks relativt polariserbart, men hydratiseres svakere enn f eks Ca og Mg, og bidrar derfor til å holde sjiktpakker tettere og sterkere sammen enn andre ion. Hydroksydsjikt sveller ikke, og dette er et av kjennetegnene på kloritt når man skal analysere sammensetningen av leirmineral i en jordprøve.

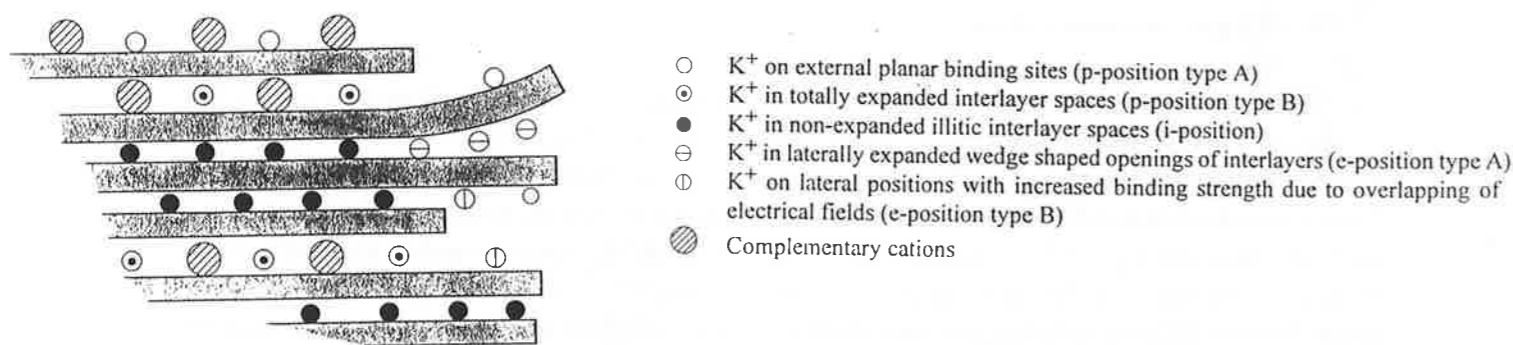
### 3.3 De viktigste leirmineralene

De viktigste 1:1 mineralene i jord er kaolinitt og haloysitt, som har omtrent samme kjemiske formel:  $Al_2Si_2O_5(OH)_4$  for kaolinitt,  $Al_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot 2H_2O$  for haloysitt. Forskjellen er altså at det er et lag av vann mellom silikat-sjiktpakkene i haloysitten. Dette viser seg ved at basisavstanden (avstanden fra toppen av en sjiktpakke til toppen av neste) er 7,2 Å for kaolinitt, men om lag 10 Å for haloysitt som ikke er tørket ut. Basisavstanden kan måles ved hjelp av røntgenstråler. En liten del av Al er erstattet med  $Fe^{3+}$  i oktaederlagene, og en liten del av Si med Al i tetraederlagene, men dette er så små mengder at den negative ladningen og dermed evnen til å binde kationer mellom sjiktpakkene er svært liten hos disse leirmineralene. Serpentin er et Mg-holdig leirmineral som ligner kaolinitt, og som også forekommer i jord. Kaolinitt er hovedbestanddelen i kaolin, en type leire som er mye brukt til keramiske formål.

Det er flere ulike typer 2:1 mineraler, og variasjonen mellom dem er i stor grad avhengig av hvor sterkt de er forvitret, dvs endret fra utgangsmaterialet. En stor gruppe av 2:1

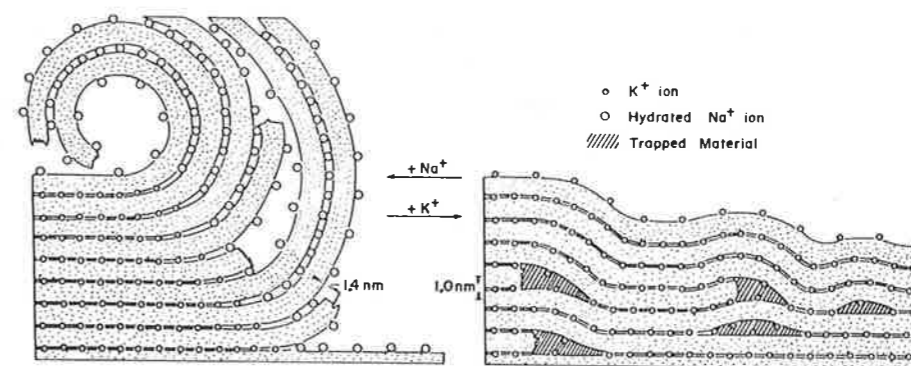
leirmineralene er forvitningsprodukter av glimmer, og den minst forvitrede typen kalles illitt. Selv om biotitt og muskovitt (glimmer) hører til primærmineralene, tar vi likevel med noe mer om oppbygningen av disse her, fordi disse mineralene har så mye til felles med tresjikts leirmineraler. Muskovitt er et dioktaedrisk mineral, mens biotitt er trioktaedrisk. Felles for begge er at den negative ladningen på sjiktpakkene er relativt sterk på grunn av isomorft ionebytte. Felles er også at det er kalium som holder sjiktpakkene sammen. Kalium er et stort ion sammenliknet med Al, Si, Fe og Mg, men det passer svært godt i størrelse i de gropene som dannes mellom oksygenionene på overflaten av et tetraederlag. Når oktaederlaget er 3/3 fylt, slik som hos biotitt, blir det en noe svakere binding mellom K- og O-ioner, og en kortere avstand mellom K og H-ioner (som inngår i OH-ionene), enn i en dioktaedrisk mineralstruktur. Dermed frigis kalium vesentlig lettere fra biotitt enn fra muskovitt. Hvis H-ionene fra OH-gruppene i oktaederlaget fjernes, f eks ved oppvarming, vil K-frigjøringsevnen fra biotitt avta (Scheffer & Schachtschabel 1982). På samme måte vil oksyderende forhold virke i retning av redusert K-frigjøring fra biotitt, mens reduserende forhold vil øke K-frigjøringen. Dette skyldes at når treverdig jern reduseres til toverdig, avtar bindingsstyrken mellom K og O på grunn av endringer i molekylstrukturen som skyldes endringer i ladningsforholdene (Sparks & Huang 1985).

Illitt er mer finkornet og dårligere krystallisert enn glimmer, og K-innholdet er lavere og mer variabelt pga forvitring og utvasking. Figur 4 viser et tresjikts leirmineral skjematisk framstilt, f eks en illittkrystall. Lagene med mørkfargede K-ion er illittiske, dvs de er som i den opprinnelige glimmerkrystallen. K-ionene med en horisontal eller vertikal strek over hører til i lag som er utvidet fra siden og innover i partikkelen (wedge shaped openings). Der sjiktpakkene ikke er like store vil et kation kunne påvirkes av elektriske ladninger fra mer enn en sjiktpakke og dermed bindes hardere (vertikal strek på K-ionet). I mellomsjikt som er under utvidelse på denne måten, blir kaliumionene gradvis utbyttable, dvs tilgjengelige for utvasking eller opptak i planterøtter. Lagene med blanding av K-ioner med en prikk inni, og andre kation (skraverte og større enn K-ionene) er fullstendig utvidet og her kan alle kaliumionene lett frigis. På overflaten av partikkelen er K-ionene vist som åpne sirkler, og disse er lett tilgjengelige. I figur 4 er forvitringen framstilt som en prosess som starter fra siden av lagene, men like viktig er forvitring via sprekker i overflaten på krystallene som får lagene til å rulle seg opp slik vi kan se det i stor skala hos kråkesølv (glimmer). Dette er illustrert i figur 5.



Figur 4. Tresjikts leirmineral med illittiske lag (upåvirket) med mørkfargede K-ion, delvis utvidede lag med K-ion markert med horisontal eller vertikal strek, fullstendig utvidede lag med K-ion markert med en prikk inni og bindingsplasser på overflaten der K-ion er markert med åpne sirkler. Store sirkler med skravur er andre kation. Mutscher 1995.

Når kaliumionene erstattes med andre ion, som vist i de utvidede lagene i figur 4, kalles det vermikulittisering. Når flere sjiktpakker er vermikulittisert, dannes det vi kaller blandsjiktmineraler, der områder med illittlag veksler med smektitt eller vermikulittlag. Lagene som er fullstendig utvidet har evnen til å svulle (pga hydratisering av ionene), mens lagene som ikke er utvidet, ikke sveller, og dermed heller ikke faller sammen ved oppvarming. Hvis det tilføres rikelig med kalium til en jord som inneholder vermikulittisert illitt eller vermikulitt, kan kaliumioner finne tilbake til oksygenporene på tetraederoverflatene, og lagene kan lukke seg helt eller delvis igjen. Dette kalles kaliumfiksering. Et hydratisert Ca-ion er mye større enn et ikke-hydratisert K-ion, og dermed kan et hydratisert Ca-ion ytterst i et ionelag mellom to sjiktpakker stenge for videre K-frigjøring fra dette laget.



Figur 5. Bruddsonen i en glimmerpartikkel krøller seg når hydratiserte Na-ion bytter ut K-ion (til venstre i figuren), og retter seg ut igjen ved den omvendte reaksjonen (til høyre). Ved slike reaksjoner kan annet materiale bli liggende igjen mellom sjiktpakkene (trapped material). Figuren er basert på bilder i elektronmikroskop. Raman & Jackson 1964 referert i Sparks & Huang 1985.

I figur 5 får hydratiserte Na-ion sjiktpakkene til å svulle og gli fra hverandre, men tilførsel av K kan få partikkelen til å lukke seg igjen. Ved slik K-fiksering kan også annet materiale bli "fanget" i partikkelen (trapped material). Soner mellom sjiktpakkene som er utvidet pga ionebytte kalles "wedge zones", og utformingen av disse er viktige for kaliumfiksering og -frigjøring. Er sonene plassert nær kanten, øker muligheten til å både fikse og frigjøre K. Er sonene plassert midt inne i krystallen, er de vanskeligere tilgjengelig for ionebytte, men samtidig kan de med en slik posisjon skape større spenninger i mineralstrukturen, som igjen kan forårsake at nye områder av krystallen blir tilgjengelige for ionebytte så det kan dannes en ny utvidet sone (Sparks & Huang 1985).

Som kjennetegn på vermikulitt brukes en basisavstand på om lag 14 Å for Mg-mettede mineral (dvs Mg har byttet ut kalium mellom sjiktpakkene der dette lar seg gjøre, slik at sjiktene utvider seg), evt 15 Å etter behandling av vermikulitten i vann, og at basisavstanden reduseres til om lag 10 Å når mineralet tilføres rikelig med K.



Med økende forvitring avtar som nevnt den negative ladningen på sjiktpakkene ytterligere. Hvis ladningen i en glimmer-sjiktpakke settes til 1, er den hos vermikulitt redusert til 0,6-0,9, og hos smektitter til 0,2-0,6. Dermed er svellingsevnen enda sterkere enn hos vermikulitt, og basisavstanden etter Mg-metning øker til ca 20 Å. Na har enda sterkere hydratiseringsevne enn Ca og Mg, og en smektitt som tilføres Na kan swelle så sterkt at sjiktpakkene glir helt fra hverandre og jordstrukturen kollapser. Vi skiller mellom Mg-holdig montmorillonitt, Al-holdig beidelitt og Fe-holdig nontronitt. Smektitt er hovedbestanddelen i bentonitt, en type leire som er mye brukt til blant annet slipemiddel.

Kloritt er et vanlig mineral i metamorfe bergarter, og skiller seg fra øvrige 2:1 mineral ved at den negative ladningen er utliknet med et positivt ladd hydrokysyd sjikt mellom sjiktpakkene. Som nevnt mangler kloritt evnen til å swelle, og basisavstanden er 14 Å.

Vi skiller mellom primær kloritt, dvs dannet i "urtiden" på samme måte som øvrige primærmineral, og sekundær kloritt – et forvittringsprodukt som dannes i sur jord (pH 4-5) ved at hydrokysyd sjikt bygger seg opp mellom sjiktpakker i leirmineraler med utvidede lag (klorittisering). Oppbyggingen av et slikt hydrokysyd sjikt starter gjerne med at det dannes øyer av Al-hydrokysyd mellom to sjiktpakker. Aluminiumionene er vasket ut av mineralstrukturen pga det sure miljøet dette foregår i. Hydrokysyd sjiktet kan i første omgang øke mineralets evne til K-fiksering, fordi det blir lettere for kaliumionene å trenge inn mellom sjiktpakkene når hydrokysyd molekylene danner bæresøyler som presser sjiktpakkene litt fra hverandre. Men ved sterkere klorittisering blir svellingsevnen blir borte slik at basisavstanden er konstant på ca 14 Å. Da vil også mineralet miste evnen til K-fiksering, og ionebyttekapasiteten avtar.

Kalking kan motvirke en begynnende klorittisering ved at OH<sup>-</sup> ionene danner komplekser med Al<sup>3+</sup> ionene slik at de ikke bindes like lett til de negativt ladde sjiktpakkene. Organisk materiale i jorda kan også binde Al-komplekser og dermed hindre klorittisering eller hydrokysyddannelse mellom sjiktpakker (Scheffer & Schachtschabel 1982). Både primær og sekundær kloritt er selvsagt også utsatt for forvitring, ved at hydrokysyd sjiktene brytes ned av hydrogenioner slik at det dannes svellende lag (vermikulittisering).

### 3.4 Litt mer om forvitring og omdanning av mineraler

#### 3.4.1 Fysisk forvitring

I fysisk forvitring er frost og temperaturendringer de viktigste fysiske kreftene som bidrar, og både glimmer og feltspat kan findeles til både silt og leirpartikler gjennom frostpåvirkning (Schroeder 1978). Følgende faktorer er viktige for hvor lett kaliumfeltspat forvitrer (Sparks & Huang 1985): Mengdeforholdet mellom Al og Si i feltspatkrystallen, i hvilken grad fordelingen mellom disse ionene i krystallen er regelmessig eller uregelmessig, ved hvilken temperatur krystalliseringen skjedde og dermed hvor finkornet krystallene er, og graden av innblanding av Na-feltspat, albitt (pertittisering). Kjemisk sammensetning og strukturegenskaper ved krystallen vil avgjøre motstandsdyktigheten mot nedbrytning også hos glimmerpartikler.

#### 3.4.2 Kjemisk forvitring

Fysisk forvitring øker mineralpartiklenes spesifikke overflate (areal per vekt enhet), og dermed øker betydningen av den kjemiske forvitringen. Her er de viktigste prosessene oppløsning i vann, hydrolyse og protolyse, men kompleksdannelse, oksydasjon og overflatereaksjoner på

negativt ladde partikler er også av betydning. Kjemisk forvitring (se formel i avsnitt 3.4.2.2) kan betraktes som likevektsreaksjoner. Det betyr at hvis reaksjonsproduktene (på høyre side i likningene) fjernes, vil reaksjonen fortsette. Dvs at hvis frigjorte ioner fjernes ved utvasking eller opptak i planter, eller felles ut i oksyder eller komplekser på overflaten, stimulerer dette til økt forvitring.

#### 3.4.2.1 Oppløsning

Den enkleste formen for kjemisk forvitring er vannets evne til å løse kjemiske forbindelser ved å hydratisere de ionene som inngår i disse forbindelsene slik at de går over fra fast form til løsning. Et eksempel er oppløsningen av vanlig koksalt, NaCl, i Na<sup>+</sup> og Cl<sup>-</sup> ioner. Denne prosessen er viktigst for enkle salter som f eks KCl tilført i handelsgjødsel (Scheffer & Schachtschabel 1982).

#### 3.4.2.2 Hydrolyse og protolyse

Vann vil være delvis dissosiert i H<sub>3</sub>O<sup>+</sup> ioner med syrekarakter, og OH<sup>-</sup> ioner med basekarakter, og både hydrogen- og hydrokysydioner virker oppløsende på kjemiske bindinger. Forvitring som skyldes et forhøyet innhold av hydrogenioner sammenliknet med rent vann, kalles protolyse. I jord finner vi både karbonsyre, H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, ulike organiske syrer og videre kan uorganiske syrer som HNO<sub>3</sub> og H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> produseres ved nedbrytning av organisk materiale. Utskilling av hydrogenion gjennom røttene er også en viktig prosess. Forvitringen kan øke betydelig i rotsonen der pH kan være ca 2 enheter lavere enn i jorda for øvrig ("bulk soil") (Marschner 1995). Hydrogenionene (eller rettere sagt, hydroksoniumionene, H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>) angriper mineraloverflaten, og K eller andre kompensasjon ioner kan byttes ut med H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>. En skjematisk framstilling av hva som skjer er vist med ortoklas som eksempel i følgende formel (Schroeder 1978):



Vi må her forestille oss at vannet er dissosiert som vist ovenfor, eller at det er overskudd av H-ioner (lav pH). Som vi ser, dannes det OH<sup>-</sup> ioner i trinn 1, og fortsetter vi den skjematiske framstillingen, kan disse virke forvitrende ved å angripe Si-O bindinger slik at oksygenatomene erstattes av OH-grupper, Si-OH (Schroeder 1978). Men det er også mulig at hydrokysydionet reagerer med et H-ion (hvis løsningen er sur) og danner et vannmolekyl. Et forsøk med å riste kaolinitt og montmorillonitt med vann tilsatt fulvo- eller huminsyre ved pH 5 og 9 viste at ved økende pH ble det frigitt økende mengder Si, men ikke i samme grad økende mengder Al (Tan 1986). Forfatteren foreslår mekanismen med at OH<sup>-</sup> ioner angriper Si-O bindingene som en rimelig forklaring på dette. Men nøyaktig hva som foregår på en mineraloverflate i det et hydrogenion "angriper", er svært vanskelig å undersøke. Som vist i avsnitt 1 er K-O bindingen mer utsatt for kjemisk forvitring enn Al-O og Si-O bindinger. Fersk findelt feltspat vil derfor gi fra seg kalium før det frigis Al og Si (inkongruent forvitring), men ved fortsatt syrebehandling vil kaliumleveransen stanse fordi det danner seg en beskyttende hinne av Si-Al oksyder på mineraloverflaten (Schroeder 1978). Dette vises i trinn 2 i formelen. Slike utfellinger kan vokse til sekundære mineral, og beskytter primærmineralet mot ytterligere nedbrytning.

Et ionebytte tar forsvinnende liten tid, så det som skaper tidsforbruket i en kjemisk reaksjon, er den tiden det tar for ionene å komme så nær hverandre at de kan bytte plass. Hvis ikke andre fysiske krefter beveger ionene, er ionetransporten dominert av diffusjon (transport fra et sted med høyere til et sted med lavere konsentrasjon). Diffusjon foregår i væsker og faste stoffer, men betydelig saktere i fast stoff enn i væske. I et fast stoff kan ionene bare forflytte seg fra den posisjonen de hadde i det bindingen ble løst, til en ledig naboposisjon. På den måten kan de vandre gjennom, og eventuelt ut av, krystallgitteret.

### 3.4.2.3 Kompleksdannelse

En beskyttende hinne, eller diffusjonsbarriere, dannes også når den kjemiske forvitringen skyldes organiske syrer. Dels skyldes det at det blir en skorpe av Al- og Si-tetraedre der kalium og andre kompensasjon er vasket ut, på samme måte som ved "ren" hydrolyse. Men humussyrene (humin- og fulvosyrer) har også god evne til å danne komplekser (Tan 1986), og det er ikke usannsynlig at Al-organiske kompleks inngår i de beskyttende hinnene på mineraloverflatene som dannes etter forvitring med humussyrer. I et forsøk med finmalt glimmer og feltspat, som ble tilsatt humussyre og fulvosyre, ble det frigjort både Al, Si og K, særlig ved lav pH (2,5). Huminsyre frigjorde generelt en større mengde kationer enn fulvosyre. Men der mol-forholdet mellom Al og Si i ekstraktet var ca 0,8 etter 885 timers risting av mikroklin i fulvosyre, var det ca 2,2 i huminsyreekstraktet. Dette viser at ulike organiske syrer kan ha ulik evne til å frigjøre ulike kation. Mol-forholdet mellom Si og Al i mikroklin var ca 1,1. Effekten av kompleksdannelsen av humussyre ble tydeliggjort ved at vann med pH 2,5 ikke frigjorde like mye kationer som fulvosyre, se figur 6 (Tan 1980).

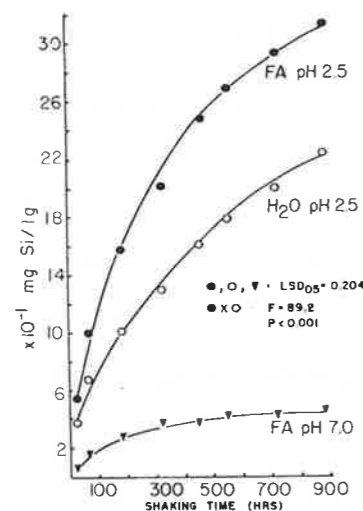


Fig. 6. Si-konsentrasjoner i fulvosyre og vann (H<sub>2</sub>O) ved ulike pH med økende ristetid (shaking time). Tan 1980.

Organiske komplekser kan være mer eller mindre løselige, avhengig av bl a forholdet mellom metallkation og organiske ligander i kompleksene. I løselig form er kompleksene sterkt hydratisert, men når de felles ut, forsvinner hydratasjonsvannet og partiklene blir hydrofobe (Stevenson & Fitch 1986). Lite metall i forhold til organisk materiale gir løselige kompleks, som kan fraktes med vann f eks nedover i et jordprofil. Når forholdet mellom metall og organisk materiale øker (f eks ved at komplekset kommer til et område der det er bedre tilgang på metallion enn der det kom fra), felles komplekset ut. Dette er en viktig jordsmonndannende prosess, som bidrar til dannelsen av podsolprofil. Den generelle oppfatningen er at det dannes humussyrer i råhumuslaget øverst i profilet, som frigjør Fe og Al fra silikater i utvaskingssjiktet (Ae). Al og Fe fraktes nedover som løselige komplekser til

de felles ut i B-horisonten. Men denne teorien er omdiskutert, og Stevenson & Fitch (1986) referer noen alternative forklaringsmodeller.

### 3.4.2.4 Oksydasjon

Mineraler som inneholder Fe og/eller Mn er utsatt for kjemisk og mikrobiologisk oksydasjon (frigivelse av elektroner, f eks  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+} + \text{e}^-$ ). Når disse kationene oksyderes skaper det ustabilitet i krystallgitteret, og dette stimulerer frigjøring av kation (enten det som ble oksydert, eller andre). Oksyderte kation som frigjøres vil lett felles ut på overflaten av forvitrende mineral, og gi dem en rødbrun farge hvis det er Fe-ioner som dominerer, og svart hvis det er Mn som dominerer. Oksydasjon bidrar til å øke intensiteten av de andre kjemiske forvitningsprosessene, og dette er med på å forklare hvorfor Fe-holdige mineral som biotitt i mange tilfeller forvitrer raskere enn andre (Scheffer & Schachtschabel 1982).

### 3.4.2.5 Protonisering

Protonisering er en overflatereaksjonen som kan ha stor betydning for ionebytingen på overflaten av negativt ladde partikler. Protonisering innebærer at hydrogenioner overføres til f eks organiske partikler som i utgangspunktet var nøytrale, men får en positiv ladning når de "overtar" hydrogenionet. Hydrogenionene kan være  $\text{H}_3\text{O}^+$  som er bundet til overflaten, men de kan også dannes ved at hydratiserte flerverdige kation midlertidig mister en valens til et proton slik at hydratasjonsvannet danner et  $\text{H}_3\text{O}^+$  ion (nedenfor "forkortet" til  $\text{H}^+$ ):



M står her for et kation, f eks Al. Små ion med høy valens vil ha en sterkere evne til å danne protoner på denne måten. Den evnen et ion har til å danne protoner som beskrevet her, kalles Brønstedts aciditet (Mortland 1986). Et forsøk med smektitt med varierende vanninnhold viste at leirmineralets evne til å avgi protoner økte med avtakende vanninnhold. Sparks og Huang (1985) referer arbeidet til Rosenqvist (1963), som beskriver hvordan hydrogenion meget raskt kan forflytte seg i en hydratisert mineralpartikkel og dermed komme i posisjon til å bytte ut andre kation, som beveger seg saktere. Begge disse forholdene ved hydrogenionet vil ha betydning for ionebytteegenskapene og overflatereaksjonene til en gitt leirpartikkel.

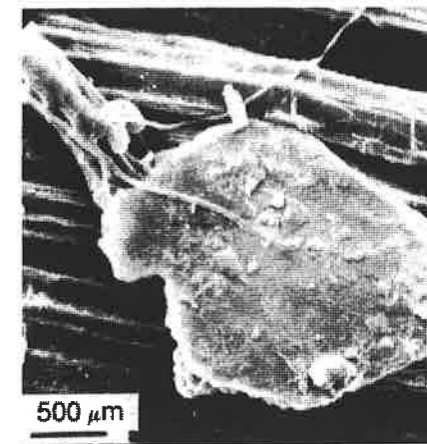
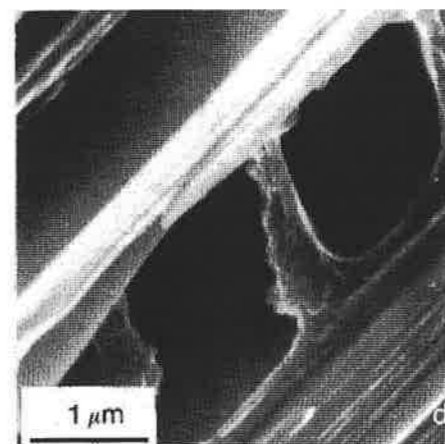
### 3.4.3 Biologisk forvitring

Levende organismer som planter, sopp, alger, bakterier og jordboende dyr bidrar både til fysisk nedbrytning av mineralpartikler, frigjøring av næringsstoffer i jorda og til nydannelse av mineraler og amorf materiale i jorda. Jordlivets betydning for aggregering, og dermed jordstruktur, vannhusholdning med mer er også vel kjent. Robert & Berthelin (1986) har sammenfattet virkningene av biologisk forvitring på denne måten:

- Forvitringen opptrer i avgrensede, små områder (microsites) der det er nær kontakt mellom organisme og mineraloverflate.
- Kontaktflaten er ofte styrket ved en viskøs gel av polysakkarider som organismen skiller ut. Denne inneholder gjerne store mengder vann, og kan være sur.

- Vanlige sekreter fra organismene er enkle organiske syrer som sitronsyre og oksalsyre. Lokalt kan pH bli svært lav.
- Stress-situasjoner (for eksempel næringsmangel) vil påvirke likevekten i de kjemiske reaksjonene.
- De viktigste prosessene i biologisk forvitring er tett kontakt, evt gjennomtrengning, oppdeling av partikler i mindre partikler og oppløsning (mineralisering, frigjøring av de ulike elementene i mineralet).
- For nydannelse av mineraler er saltutfelling som karbonat eller organiske salt (oksalat) viktig, i tillegg til oksydufelling som er omtalt ovenfor. Ca og Si er vanlige kationer som kan felles ut.
- Organisk materiale kan danne komplekser med metallionene som gjør at utfellingen forsinkes eller forflyttes.

Vi skiller mellom biokjemisk forvitring, som skyldes sekreter som levende organismer skiller ut, og biologisk forvitring som omfatter de øvrige forvitringsprosessene som de levende organismene står for. Sekreter fra levende organismer er f.eks avrenning fra vegetasjonen (canopy drip), roteksudater og mikrobiologiske fordøyelsesprodukter (metabolitter) fra nedbrytning av organisk materiale (Robert & Berthelin 1986). Annen biologisk forvitring kan for eksempel bestå i at lav påvirker underlaget ved å svulle og krympe i takt med tilgjengelig fuktighet. Dette bidrar til å løsne partikler fra underlaget. Generelt er kontaktflaten mellom en levende organisme og mineralpartikler i denne organismens nærmiljø, veldig tett. Holder vi oss fortsatt til lav, finner vi et interessant samspill mellom kjemisk og fysisk påvirkning, i det laven skiller ut oksalsyre som mineraliserer næringsstoff fra underlaget. Restene etter denne kjemiske forvitringen kan iakttas som små krystaller av kalsiumoksalat på mineralpartiklene som er løsnet fra underlaget. Både små kvartskrystaller felt ut på overflaten av lav på underlag av kvarts eller feltspat (granitt) er også kjent (Robert & Berthelin 1986). Vel så aktuell for prosessene i jordbruksjord er kontaktflaten mellom sopphyfer og mineralpartikler, og mellom røtter (evt rothår) og mineralpartikler. Som vi ser på figur 7 kan sopphyfene trenge inn i mineralpartikler, til og med inn mellom sjiktpakkene i en biotittkrystall. Og til høyre i samme figur ser vi hvordan en rot av rhododendron er klistret fast til en biotittpartikkel. Både planter, sopp, alger og bakterier skiller ut en gel av polysakkarider som bidrar til den tette kontakten.



Figur 7. Til venstre: Sopphyfer fra en lav har trent seg inn mellom sjiktpakkene i en biotittkrystall. Man ser celleveggene i soppen mellom glimmerlagene. (I originalpublikasjon: Foto 12.2.d). Til høyre: Tett kontakt mellom rotsonen på en rhododendronplante og en muskovittpartikkel (I originalpublikasjon: Foto 12.3.d). Robert & Berthelin 1986.

Som beskrevet for humussyrer ovenfor, består den biokjemiske forvitringen dels av syreeffekt, dels av kompleksdannelse. Nydannelsen av mineraler er særlig viktig for Fe-oksyder, og flere typer bakterier skaffer seg energi ved å redusere treverdig jern til toverdig. Når bakteriene dør, frigjøres  $Fe^{2+}$  ionene og kan felles ut som jernhydroksyd/oksyd, evt i kompleksdannelse med organisk materiale. Andre bakterier kan bidra direkte til mineraldannelsen ved at de oksyderer toverdig jern til treverdig slik at jernet felles ut. Utnyttelse av Fe-holdige komplekser som transportmedium, og utfelling av treverdig jern i rotsonen, er for øvrig et fenomen som er kjent fra flere planter (for noen referanser, se Løes 1999).

#### 3.4.4 Et eksempel på kjemisk forvitring ved plantevekst

Under våre klimaforhold, der nedbøren på årsbasis overstiger plantenes vannforbruk og temperaturen er lav, skjer den mest intensive forvitringen øverst i jorda og det er her vi vil finne leirmineral med svellende sjikt (vermikulittiserte), klorittisering med mer. Ved forsøk, for eksempel med gjentatt dyrking i pottes med jord uten tilførsel av K, kan endringer i mineralstruktur provoseres fram i løpet av noen måneder. Finmalt biotitt ble brukt som eneste K-kilde til fire omganger med hvete i pottes med kvartssand i løpet av ett år (Mortland et al 1959). Kaliuminnholdet i jorda avtok i løpet av forsøket. Dessuten avtok den negative ladningen på leirmineralene (vermikulittisering). Det var tegn til at andelen biotitt som ble omdannet til vermikulitt økte med minkende mengde biotitt-tilsetning og dermed økende K-mangel, men til kvantitative undersøkelser må røtgenundersøkelser brukes med stor forsiktighet. Uansett ble det demonstrert at etter fire omganger med hvete var en betydelig del av biotitten forandret til vermikulitt, og dette ble tilskrevet plantenes evne til å påvirke jorda. Forfatterne hevder at det er lite sannsynlig å finne biotitt i kultivert jord, fordi plantedyrkingen vil ha endret dette mineralet.

### 3.4.5 Sekundær dannelse av mineraler i sedimenter

Som nevnt kan frigjorte ioner bli fraktet vekk med vann, og felles ut når endringer i miljøet tilsier det. Forholdet mellom K og Na er ca 0,37 i ferskvann og 0,04 i sjøvann (Scheffer & Schachtschabel 1982). Dette er et eksempel på en endring i betingelser som kan få løste ion til å felles ut slik at det dannes sekundære mineral der ferskvann renner ut i havet (glaukonitt, illitt). Når illitt dannes på denne måten, bindes det store mengder kalium, og mye av illitten i våre marine avsetninger (tidligere havbunn som er kommet opp i dagen etter landhevingen) er sannsynligvis dannet på denne måten (Låg 1955). Som nevnt blir også findelt, K-utvasket glimmer til illitt, så dette leirmineralet kan ha flere opprinnelser.

### 3.4.6 Jordsmonnets forvittringsgrad

Både primærmineral og leirmineral forandrer seg langsomt over tid, og til dels er forandringene reversible. De to viktigste faktorene som avgjør forvittringsgraden, og dermed dynamikken mellom de ulike mineralene, er nedbørsoverskuddet (årsnedbør minus evapotranspirasjon), og hvor lang tid jordsmonndannelsen har foregått (Bertsch & Thomas 1985). Mesteparten av jorda i Norge er avsatt under siste istid og dermed ikke utsatt for forvitring mer enn ca 10.000 år. Temperaturen er også lav så langt mot nord. Dermed er jordsmonnet her i landet generelt ungt og lite forvitret, og mineralinnholdet gjenspeiler til en stor grad mineralinnholdet i opphavsmaterialet. Mye av den norske berggrunnen består av gneis og granitt, som gir opphav til illit. Berggrunnen i Norge inneholder relativt lite feltspat, men mye glimmer sammenliknet med andre land. Låg (1955) viser til geologiske undersøkelser der det samlede innholdet av kaliumfeltspat oppgis til 15 %, biotitt 10 % og muskovitt 5 % av den norske berggrunnen. Sedimentære avsetninger vil være anrikt på glimmermineral både fordi glimmer anrikes i de fineste fraksjonene, og fordi sekundære mineral (blant annet illitt) felles ut i brakkvannssonen. Metamorfe bergarter (f eks skifer) inneholder mye kloritt. Vermikulittiseringen av illitt så vel som av kloritt er avhengig av utvasking og andre naturlige faktorer, og ikke minst av hvordan jorda har vært brukt.

Ved en sterkt fremskreden forvitring, f eks i tropiske områder med høy temperatur og lav pH, vil selve mineralstrukturen bli angrepet også i leirmineralene slik at de begynner å miste silisium og andre ioner. Da kan tresjiktmineral bli omdannet til 1:1 mineral, og "endestasjonen" for desilifisering er gibbsitt, ren aluminiumhydroksyd ( $\text{Al}_2(\text{OH})_6$ ). Ved tilførsel av Si, kan prosessen reverseres. Ved forvitring kan det også dannes ikke-krystallinske eller amorfe silikater, som vi kaller allofan. Slikt materiale består av usammenhengende Si-tetraedre og Al-oktaedre uten noen ordnet struktur. Immogolitt og zeolitt har en viss struktur, men regnes likevel med til allofanene. En viktig egenskap ved disse enkle silikatene er at de er negativt ladet og binder kationer (se avsnitt 4.1), og de har en forkjærlighet for kalium. Allofan finnes ofte som tynne hinner på leirmineralene i jorda (Schroeder 1978).

## 4. Frigjøring og transport av kalium fra jord til plante

### 4.1 Bindingsplasser for ioner i jorda

De viktigste bindingsplassene for kationer og anioner i jorda finner vi på overflaten av partikler med negativ eller positiv ladning, først og fremst organisk materiale, leirmineraler og oksyder/hydroksyder. Vi skiller mellom permanente ladninger, som skyldes isomorft ionebytte (overveiende negative ladninger på leirmineralene), og variable eller pH-avhengige ladninger, som dominerer i organisk materiale og oksyder/hydroksyder.

Sjiktbutikkene i leirmineralene er negativt ladet og holdes sammen av kationer eller positivt ladde hydroksydsjikt (kloritt). På overflaten av en leirmineralkrystall vil det være negative ladninger som ikke er utliknet, slik at kation kan bindes. I tillegg vil det være pH-avhengige ladninger på sidene av leirmineralkrystallene, pga OH-grupper som "stikker ut" fra oktaedrene. OH-gruppen kan få en positiv ladning ved lav pH:  $\text{OH}^{2+}$ , eller negativ ved høyere pH:  $\text{O}^-$ . Videre er det rikelig med bindingsplasser (pH-avhengige) på organisk materiale i jorda. På organiske partikler er det hovedsakelig karboksylgrupper ( $-\text{COOH}/\text{COO}^-$ ) og fenolgrupper ( $-\text{OH}/\text{O}^-$ ) som bidrar til de negative ladningene. I praksis er det vesentlig kationer som bindes til organiske partikler, fordi positive overskuddsladninger først forekommer i vesentlig grad ved  $\text{pH} < 3$ , som vi sjelden finner i jord (White 1979). Bindingsplassene på organisk materiale er svært følsomme for pH-endringer sammenliknet med bindingsplassene på mineraloverflater. Med økende pH øker kationbindingsevnen på de organiske partiklene.

Sekundære mineral som oksyder og hydroksyder har også pH-avhengige ladninger og kan dermed binde ioner. Et fellesnavn for Fe- og Al-oksyder i jord er sesquioksyder, men Mn-oksyder er også vanlige i jord. For pH-avhengige ladninger vil det være slik at ved en viss pH er ladningen nøytralisert. Ved høyere pH enn dette nullpunktet får partiklene negativ ladning, ved lavere pH får de positiv ladning. For organisk materiale ligger dette nullpunktet som nevnt om lag ved  $\text{pH} = 3$ . For oksyder og hydroksyder varierer det mye ved hvilken pH verdi ladningen er nøytralisert, og mange vanlige oksyder i jord har nullpunkt ved  $\text{pH} 8-9$  (White 1979). Derfor er det ofte positive ladninger på oksydene/hydroksydene som vi finner i jorda. Oksydene kan være selvstendige partikler, men like vanlig er det å finne dem som belegg på andre mineral eller som sammenkittende materiale i mikroaggregater (Scheffer & Schachtschabel 1982). De positive ladningene på oksydene påvirker de negative ladningene på leirmineralene og dermed jordas kationbindingskapasitet. Positivt ladde partikler har bindingsevne for anioner, men generelt vil det være et overskudd av negative bindingsplasser i jord i temperert klima, og dermed vil kationbindingskapasiteten være en viktigere egenskap ved jorda enn anionbindingskapasiteten. I jord med lav pH og mye oksyder og kaolinit (tropisk sterkt forvitret jord) kan anionbindingsevnen bli betydelig.

Det at ioner som tilsettes jorda, f eks i form av gjødsel, eller frigjøres ved forvitring eller nedbrytning av organisk materiale, kan bindes til slike bindingsplasser, kaller vi jordas ionebyttekapasitet. Bindingsplassene har ulik grad av selektivitet for ulike ion, avhengig av blant annet ionets størrelse og hydratisering, og aktivitetsforholdet mellom ulike ioner. For kalium er selektiviteten størst på bindingsplassene mellom sjiktbutikkene, der kalium passer spesielt godt inn i oksygen-"gropene" pga sin størrelse og svake hydratisering. Noe lavere selektivitet for K har bindingsplassene langs sidene av leirmineralkrystallene, og i ytterkanten av lag som er på vei til å åpne seg. Lavest K-selektivitet har bindingsplassene på overflaten av

leirmineralene, og de pH avhengige ladningene på oksyder og organisk materiale. pH-avhengige ladninger har en sterk affinitet for hydrogenioner, og det er først og fremst når hydrogenioner produsert f eks ved hydrolyse eller organiske syrer i jorda bytter ut metallioner, at K og andre næringsstoff frigjøres fra disse bindingsplassene. På organisk materiale vil toverdige kation bindes sterkere enn enverdige, slik at ved ionebytte med hydrogenion vil K frigis lettere enn f eks Mg til plantevekst – eller utvasking.

Ammoniumionet,  $\text{NH}_4^+$ , har mange likheter med K-ion (ionestørrelse, ladning osv) og kan konkurrere med kalium om bindingsplasser selv der disse er K-selektive.

#### 4.2 Kalium i jord – fire fraksjoner

Vi skiller mellom fire fraksjoner av kalium i jorda:

- Kalium løst i jordvæsken
- Kalium på bindingsplasser med så lav bindingsenergi at de står i (rask!) likevekt med jordløsningen
- Kalium på bindingsplasser med høyere bindingsenergi som står i likevekt (langsom) med de to foregående fraksjonene
- Kalium som inngår i krystallstrukturen i mineraler.

Også den siste fraksjonen vil stå i et likevektsforhold til de øvrige fraksjonene. Men reaksjonene foregår her så langsomt at likevekten aldri vil rekke å innstille seg i jord med biologisk aktivitet. Transformasjonene mellom de ulike fraksjonene kaller vi jordas kaliumdynamikk. Hver jord har sin egen K-dynamikk, der faktorer som mineralsammensetning, kornfordeling og ikke minst forvitningsgraden av mineralmaterialet, avgjør hvor fort kalium kan frigis til jordvæsken ved plantevekst, hvor mye kalium som kan fikseres på bindingsplasser med høy bindingsenergi etc. Inndelingen i fire fraksjoner er basert på at bindingsplassene i jorda har ulik kaliumselektivitet, som beskrevet i kapittel 3 og 4.1. I praksis er det imidlertid svært vanskelig å stadfeste at K som måles ved en kjemisk analyse av jord stammer fra en bestemt fraksjon. Likevel er kunnskapen vi har om jordas kaliumdynamikk i stor grad basert på kjemiske ekstraksjoner, og dermed har det etablert seg et begrepsapparat der en kaliumfraksjon som strengt tatt representerer en analysemetode er brukt om en av de fire fraksjonene som er nevnt ovenfor. F eks er fraksjon B i norsk litteratur ofte kalt ombyttbart K, og fraksjon C kaliumreserve. Det tradisjonelle begrepsapparatet er godt illustrert i figur 8, der K i jordløsningen (fraksjon A) står i likevekt med ombyttbart (fraksjon B) så vel som ikke-ombyttbart K (fraksjon C), og K i krystallstrukturen (fraksjon D) langsomt overføres til ikke-ombyttbare posisjoner.

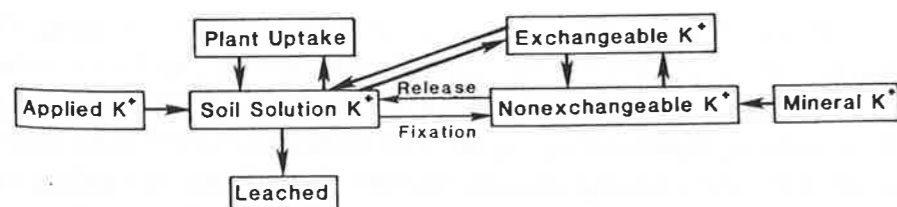


Fig. 8. Dynamikken mellom ulike K-fraksjoner i jorda. Bertsch & Thomas 1985.

Mutscher (1995) har presentert et godt forslag til begreper som til sammen kan beskrive jordas kaliumdynamikk på en presis måte. De analysebaserte K-fraksjonene er gitt egne betegnelser. I det videre er Mutschers begrep presentert og sammenholdt med begrep som har vært vanlig i øvrig litteratur om kalium. Se også figur 9.

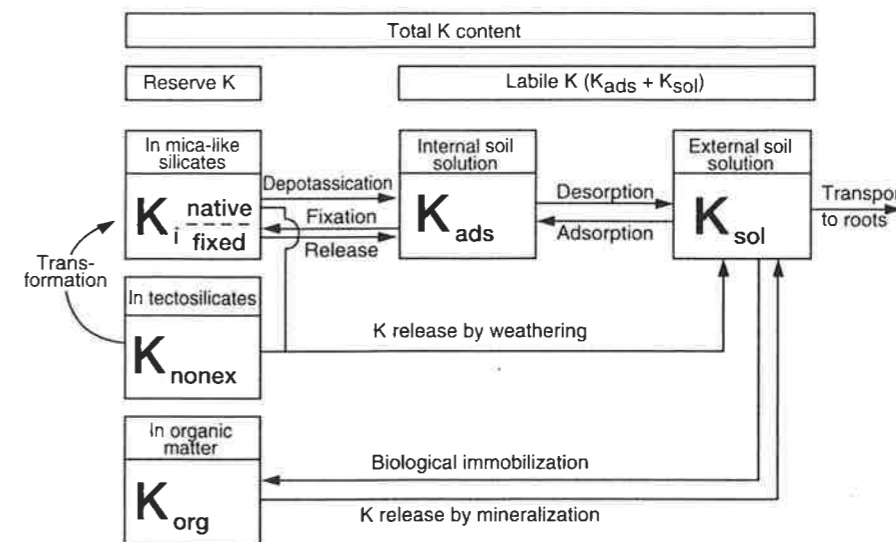


Fig. 9. Skjematisk framstilling av de ulike K-fraksjonene som til sammen utgjør jordas K-system, og transformasjonene mellom dem. Mutscher 1995.

Jordas totale kaliuminnhold,  $K_t$ , deles inn i to hovedfraksjoner: labilt kalium, som er lett tilgjengelig for plantene, og reserve-kalium. Labilt kalium,  $K_{lab}$ , er summen av kalium oppløst i jordvæsken (soluble K,  $K_{sol}$  eller  $K_s$ ) og kalium adsorbert til overflaten av mineralpartikler og organiske partikler (adsorbed K,  $K_{ads}$ ). Ofte har det vært satt likhetstegn mellom  $K_{ads}$  og ombyttbart kalium (exchangeable K,  $K_{ex}$ ), men  $K_{ex}$  er basert på en kjemisk ekstraksjon og vil variere med analysemetoden som brukes (se kapittel 5).  $K_{ads}$  er derimot en endelig størrelse, som det ikke er mulig å bestemme med noen analysemetode.  $K_{ex}$  kan være et godt estimat for  $K_{ads}$ , men uttrykket  $K_{ex}$  må ikke brukes når det egentlig er  $K_{ads}$  man skal betegne. Mutscher (1995) definerer  $K_{ex}$  som en fraksjon av  $K_{ads}$ .

Reserve-K består i følge Mutscher (1995) av kalium bundet mellom sjiktpakkene i glimmer og leirmineraler (interlayer K,  $K_i$ ), videre av K bundet til organiske partikler,  $K_{org}$ , og K bundet til krystallgitteret i feltspatmineraler. Denne siste fraksjonen kaller Mutscher  $K_{nonex}$ , og det er uvant fordi ikke-ombyttbart K tradisjonelt har vært brukt som betegnelse på alt tungt tilgjengelig K eller K reserve, slik som i figur 8. Men "ikke ombyttbart" er forvirrende på samme måte som begrepet "ombyttbart K" fordi fraksjonen da gjerne knyttes til en bestemt analysemetode, f eks ekstraksjon med  $\text{HNO}_3$ . Videre er det strengt tatt knapt noe kalium i jorda som ikke er ombyttbart før eller siden. Ombyttingen skjer langsomere for  $K_i$  enn for  $K_{ads}$ , og for de kaliumionene som inngår i krystallstrukturen i feltspat går ombyttingen enda mye saktere. Dette er begrunnelsen for at Mutscher (1995) har valgt å avgrense betegnelsen  $K_{nonex}$  til denne fraksjonen. Kalium som inngår i krystallstrukturen i mineralpartikler kaller Mutscher for "structural K",  $K_{str}$ . Denne betegnelsen er ikke vist på figur 9, men  $K_{str}$  vil være en sum av  $K_{nonex}$  og  $K_i$ . Den lettest tilgjengelige fraksjonen av  $K_i$  kaller Mutscher "easily releasable K",  $K_{icr}$  (ikke vist på figur 9). Kalium fiksert mellom sjiktpakkene,  $K_{fix}$  er definert som kalium som ikke opprinnelig befant seg mellom sjiktpakkene, men er bundet til disse

plassene etter at det opprinnelige kaliumet (kalt native K på figur 9) er fjernet.  $K_{fix}$  kan ifølge Mutscher (1995) ikke ekstraheres med  $K_{ex}$  metoder, men  $K_{fix}$  kan inngå i  $K_{ier}$ . Det vil si at  $K_{fix}$  antas å være lettere tilgjengelig enn det opprinnelige  $K_i$  var. Summen av  $K_{ads}$  og  $K_{ier}$  kalles "K-stock", eller lett tilgjengelig reserve.

Figur 9 framstiller transformasjonene som avgrenset til å skje bare mellom "nabofraksjoner", f.eks. fra  $K_{str}$  til  $K_i$ , videre fra  $K_i$  til  $K_{ads}$  osv. Men kalium som flyttes fra  $K_{ads}$  til  $K_{fix}$ , kan forflytte seg via jordvæsken, og kaliumioner som frigjøres fra  $K_{nonex}$ , løses antakelig ut i jordvæsken før de evt. fikseres og inngår i  $K_{fix}$ . Figuren bør altså ikke oppfattes som et fullstendig bilde av kaliumdynamikken i jorda.

I samspill med faktorer som vanninnhold, plantevekst og gjødsling vil jordas kaliumdynamikk avgjøre hvor mye av den samlede kaliummengden som til enhver tid er til stede i de ulike kaliumfraksjonene. I forsøk med jord (evt. rene mineraler) og væske kan vi studere likevektsreaksjoner mellom  $K_{sol}$  og  $K_{ads}$ , og mellom  $K_i$  og  $K_{lab}$ . Overgangen fra  $K_{sol}$  til  $K_{ads}$  kalles adsorpsjon, mens den motsatte prosessen er desorpsjon. Ved tilsetning av K til en jordvæskeblanding vil en ny likevekt innstille seg ganske raskt (tidsramme minutter - timer). Det som da foregår, er et ionebytte som i liten grad er begrenset av diffusjonshastigheter. Gjennom risting sørger man for god kontakt mellom jord og væske, og andelen væske i forhold til jord er svært stor sammenliknet med det som vanligvis er tilfelle i jord. I jorda vil også likevektsreaksjonene mellom  $K_s$  og  $K_{ads}$  foregå raskt sammenliknet med likevektsreaksjonene mellom  $K_{ads}$  og  $K_i$ , men hastigheten vil avhenge av den tiden det tar for K-ionene å komme seg bort til posisjoner der ionebytte kan foregå. Denne transporten foregår ved diffusjon, og tar lang tid sammenliknet med selve ionebyttingen, som tar så kort tid at det ikke betyr noe for reaksjonshastigheten (en liten brøkdel av et sekund). Diffusjon i jord foregår dels i vannfilmer og dels i fast stoff. I vannfilmer går diffusjonen vesentlig raskere enn i fast stoff, der ionene må gi fra seg hydratiseringsvannet sitt for å kunne vandre. Nær overflaten på partikler med elektrisk ladning bremser diffusjonen. Tykkere vannfilmer gjør det mulig for ionene å vandre raskere fordi de påvirkes mindre av elektriske ladninger. Dessuten blir avstandene ionene må vandre, kortere når vanninnholdet i jorda øker, fordi vannfilmene da blir grovere og mindre "krokete" (jordas tortoisitet avtar).

Flere forsøk har vist lavere desorpsjons- enn adsorpsjonshastighet for samme jord. Dette skyldes antakelig at noe av det adsorberte kaliumet bindes som  $K_i$  i stedet for  $K_{ads}$  (Sparks & Huang 1985). Kaliumioner som er adsorberte som  $K_i$ , har da fått sjiktgitterpakkene til å trekke seg sammen, slik at frigjøringen (desorpsjonen) tar lenger tid enn adsorpsjonen gjorde. Et slikt misforhold mellom adsorpsjons- og desorpsjonshastighet finner vi særlig i jord med vermikulitt (jfr. tre ulike K-selektivitetsnivå i leirmineral som omtalt i avsnitt 4.1).

Overgangen fra  $K_{ads}$  til  $K_i$  (eller rettere sagt  $K_{fix}$ ) kalles fiksering, og omvendt K-frigjøring (Sparks & Huang 1985). Reversibel forvitring er også en god karakteristikk av disse to prosessene (Øgaard 1999). Mutscher (1995) har brukt uttrykket "depotassication" for å betegne K-frigjøring fra opprinnelig ("native") K,  $K_i$  til forskjell fra K-frigjøring, som betegner frigjøring fra  $K_{fix}$ . Fiksering og frigjøring er avhengig av at kaliumioner transporteres til og fra aktuelle bindingsplasser, og i jorda er reaksjonshastighetene begrenset av diffusjonshastigheter som beskrevet for likevekten  $K_{ads} \leftrightarrow K_s$ . Siden avstandene ionene må vandre er større, og en større andel av diffusjonen foregår nær overflater med elektrisk ladning eller i fast stoff, tar likevektsreaksjonene mellom  $K_{ads}$  og  $K_i$  vesentlig lenger tid.

Teoretisk eksisterer nok også likevektsreaksjoner mellom  $K_i$  og  $K_{str}$ , men her tar det så lang tid før likevekten innstiller seg at dette er vanskelig å undersøke. Forvittringsforsøk (syrebehandling av mineraler) og forsøk på syntetisk framstilling av mineraler kan gi opplysninger om henholdsvis mineralisering (K-frigjøring) og immobilisering (K bygges inn i krystallstrukturen). Diffusjon, både i vannfilmer og i fast stoff er en viktig del også av disse prosessene.

Man kan innvende mot figur 9 at det ikke gir et riktig bilde av plantenes næringsopptak å skissere at plantene kun tar opp kalium fra jordvæsken, for kontakten mellom planterot og mineralpartikkel er i mange tilfeller så tett at ioner kan komme direkte fra mineralpartikkelen og inn i plantecellene. På den andre siden er kationer i jorda som regel hydratisert, og plantecellene dekket med en film av vann i alle fall i rotas indre. Dermed er det kanskje via "jordvæsken" at opptaket av K foregår likevel. Et annet forhold som burde vært tatt hensyn til i figuren, er at plantene ikke bare tar opp K fra jorda, men også fører noe K tilbake. Planterester inneholder K som frigjøres når det organiske materialet brytes ned, og enkelte planter (spesielt kornplantene) inneholder mer K ved skyting enn ved gulmodning. Den K-mengden som er tatt opp i "overskudd" returneres antakelig til jorda ved at K vaskes ut fra visnende blad, eller at K skilles ut via røttene (se kap. 6.1). Både ettårige og flerårige vekster kan ta opp K fra dype jordlag og legge det ut gjennom bladene slik at plantene bidrar til en omfordeling av kalium i jordprofilen (Vilela & Ritchey 1985).

Det at kalium i de ulike fraksjonene står i et likevektsforhold til hverandre, kan også demonstreres ved å dyrke planter i jord og måle hvordan innholdet av kalium i de ulike fraksjonene varierer over tid. Ved gjentatt dyrking av planter i samme jord uten ekstra K-tilførsel, har det ofte vist seg at plantene kan ta opp betydelig mer K enn det som opprinnelig var til stede i  $K_{lab}$ . Det som da har foregått, er at  $K_{ier}$ , og evt. også noe av det tyngre tilgjengelige  $K_i$ , er løst ut i jordvæsken fordi  $K_{sol}$  og  $K_{ads}$  har sunket til et så lavt nivå at det har skapt et "sug" etter kaliumioner.

Ved gjentatte ekstraksjoner vil det bli frigjort en gradvis mindre og mindre mengde  $K_{ex}$  fra en viss jordmengde. Etter et visst antall ekstraksjoner vil  $K_{ex}$  ha omtrent samme verdi fra gang til gang, som kan betraktes som et likevektsnivå for  $K_{ex}$ . Likevektsnivået vil variere fra jord til jord, og er et uttrykk for jordas evne til å forsyne plantene med kalium på lang sikt. I enkelte jordtyper, f.eks. i jord med mye glimmer som er lite forvitret, kan dette bidraget bli så stort at kaliumgjødslinga bør reduseres eller utelates. I andre jordtyper er nivået så lavt at det vil hemme planteveksten veldig hvis man ikke tilfører noe kaliumgjødsel.

### 4.3 Kornstørrelsens betydning for kaliumfrigjøringen

Betydningen av mineralogi og forvitring for K-dynamikken ble drøftet i kapittel 3, men kornfordelingen ble lite drøftet der. I Norge deler vi inn den fineste delen av jorda (partikler med diameter < 2mm) i sand (2-0,06 mm), silt (0,06-0,002 mm) og leire (< 0,002 mm). Sand og silt deles videre inn i fin- mellom- og grovfraksjoner. Andelen sand, silt og leire i en jordprøve kalles kornfordeling eller tekstur. Generelt anrikes de mineralene som forvitrer lettest (glimmer, leirmineraler) i mest finkornede fraksjonene i jorda (leire og silt), mens mineraler som er mer motstandsdyktige mot forvitring (kvarts, feltspat) anrikes i de grovere fraksjonene (sand). Når det er brukt såpass mye plass på å gjennomgå leirmineralogi her skyldes det selvsagt at leirinnhold og -mineralogi er en viktig faktor for jordas evne til å forsyne plantene med K. Det er imidlertid ikke bare leirfraksjonen som forsyner plantene med

kalium. Flere undersøkelser har vist at vesentlige bidrag kan komme også fra siltfraksjonen, og til og med fra sandpartikler. I et forsøk med fire jordtyper med ulik kornfordeling som ble fraksjonert i sand, silt og leire, fant Munn et al (1976) at både sand- og siltfraksjonen ga fra seg betydelige mengder kalium ved ekstraksjon med 0,01 M CaCl<sub>2</sub>. Selv i en jord med 50 % leire bidro siltfraksjonen med 24 % av K-mengden, mens i en siltig leirleire (leirinnhold 16 %) bidro sandfraksjonen med 17 % og siltfraksjonen med 53 %. Generelt var det en sammenheng mellom K-innholdet i de ulike fraksjonene, evt innholdet av K-holdige mineraler der dette kunne måles (sikrest i sandfraksjonen ved telling i mikroskop) og den K-mengden som ble ekstrahert. Men betydningen av forvitring og krystallisering ble også demonstrert, spesielt i leirfraksjonen. Her ble det frigitt mer K fra en leire som inneholdt bare 1/3 av glimmermengden sammenliknet med en annen leirfraksjon. Leira med mer glimmer i var mindre forvitret enn den leira som frigjorde mer K, og dette ble brukt som forklaring på hvorfor K ikke ble frigitt. Kanskje var glimmeret i leira som frigjorde minst K, mer krystallinsk, og dermed mindre utsatt for forvitring. Liten K-frigjøring fra finkornet illitt sammenliknet med mer grovkornet kan også forklares med at i grovere partikler vil f eks Ca ioner som bytter ut K forårsake større endringer i strukturen, fordi endringer i lagtykkelse akkumuleres fra sjikt til sjikt og totalt sett kan ionebyttingen forårsake at lag bøyes og/eller splittes opp. I mindre partikler skjer splittingen antakelig i større grad langs hele lag, og de små partiklene som blir igjen, holder svært godt på kaliumet (Sparks & Huang 1985).

I en annen undersøkelse ble opptaket i raigras i 14 ulike typer løss-jord (siltig leirleire) sammenliknet med opptaket fra silt- og sandfraksjonen i de samme 14 jordtypene (Mengel et al 1998). Leirfraksjonen ble fjernet ved utvasking med vann i flere omganger. Selv om K-opptaket var lavere i planter som vokste i silt-sand enn i jord der leira ikke var vasket ut, var det tilstrekkelig kalium til raigraset også i silt-sand fraksjonen. Avlingsnivået var sammenliknbart i jord med leirinnholdet intakt og i silt-sand både ved første og annen høsting, men ved andre høsting var avlingsnivået i begge jordtypene om lag halvdelen av ved første høsting, og det var lavere K-innhold (underoptimalt nivå) i plantene som vokste i silt-sand. Det er mye glimmer i siltfraksjonen i løss-jord, og kaliumet plantene tok opp, stammer sannsynligvis fra K<sub>i</sub> (av forfatterne kalt interlayer K). Mengel et al (1998) konkluderer med at i jord med mye K<sub>i</sub> vil det være dårlig sammenheng mellom K<sub>ex</sub> og K-opptak i planter, spesielt i gras og korn som lettere tar opp K fra K<sub>i</sub>-fraksjonen, enn det tofrøbladede planter klarer. De anbefaler EUF-metoden for å karakterisere hastigheten som K<sub>i</sub> kan avgis med, og presiserer at denne hastigheten har mer å si for K-opptaket enn det totale K<sub>i</sub> innholdet.

#### 4.4 Prosesser som påvirker kaliuminnholdet i jorda

Utvasking, erosjon, gjødsling, kalking, opptak i planter og omfordeling av kaliuminnholdet i jorda gjennom planteveksten er viktige prosesser eller tiltak som er med på å avgjøre K-status i jorda. Kalium kan tapes ved utvasking, særlig på lett jord som holder lite både på vann og næringsstoffer. I praksis er tapene sjelden store fra dyrka jord der K-gjødslingen er balansert i forhold til K-opptaket i plantene og jordas K-frigjøring, men brakklagt eller for kraftig gjødslet jord kan tape store mengder K ved utvasking i perioder med nedbørsoverskudd. Som for andre næringsstoff vil hovedtyngden av eventuelle K-tap ved utvasking foregå som enkelte episoder, ikke som et jevnlig tap. Det samme gjelder erosjon og overflateavrenning. Kalium vaskes lett ut av visent og/eller frossent plantemateriale, og kan dermed tapes både ved erosjon av jordpartikler og fra engstubb og annet plantemateriale som ligger på jorda om vinteren, særlig i områder med ustabil vinterklimate og mye nedbør. Kalium som tilsettes i

gjødsel, bindes raskt til ledige bindingsplasser og kan frigis i takt med plantenes behov, men ved ubalansert K-gjødsling kan det være fare for å tape kalium. På jord som er utarmet på kalium, kan vi risikere at deler av tilført K fikseres og blir vanskelig tilgjengelig for plantene. Som nevnt i avsnitt 3.3 kan klorittisering både bidra til å holde sjiktpakkene fra hverandre så kaliumion lettere kan vandre inn til fiksering eller ut til frigjøring, men også til å stenge inne kaliumion som ellers kunne blitt frigitt over tid.

Kalking skjer ved tilførsel av CaCO<sub>3</sub> (evt Mg CO<sub>3</sub>) eller Ca(OH)<sub>2</sub> evt CaO, og påvirker jorda både ved pH-endring og ved endrede aktivitetsforhold pga store mengder Ca-ioner (evt også Mg-ioner). De pH-avhengige bindingsplassene vil bli sterkere negativt ladd (for oksyder: mindre positivt), og dette er med på å øke preferansen for Ca sammenliknet med K fordi ion med større valens foretrekkes framfor ion med lavere valens på bindingsplassene. Hvis en relativt stor andel av bindingsplassene var fylt opp med K før kalkingen, kan kalkingen føre til at K frigjøres og K-innholdet i jordvæsken øker. På den andre siden vil økningen i kationbindingsevne som pH-økningen medfører, spesielt for det organiske materialet, bidra til at bindingsevnen for ioner generelt økes i jorda slik at K kan bindes hardere i jorda etter kalkingen. Ved lave pH-verdier er en viktig prosess i forbindelse med kalkingen at Al-ioner hydratiseres ved tilførsel av OH-ioner: Al<sup>3+</sup> → Al(OH)<sup>2+</sup>, evt Al(OH)<sub>2</sub><sup>+</sup>. Dermed reduseres ladningen på Al-ion som er bundet til negative bindingsplasser, og K og Ca kan lettere konkurrere med Al om disse bindingsplassene. Dette kan være særlig aktuelt der Al-ion har dannet hydroksyd-propper (klorittisering) som kalkingen løser opp slik at bindingsplasser med sterk K-selektivitet blir tilgjengelige (van Diest 1978). Kalking kan dermed føre til økt binding av K i jord med høyt innhold av Al-ioner.

Plantene kan ta opp næringsstoff fra dype jordlag, hvis ikke rotveksten hindres. Planterester, og næring som vaskes ut fra dødt eller visnende plantemateriale, akkumuleres på eller nær overflaten, selv om jordboende dyr, spesielt meitemark, og jordarbeiding bidrar til å jevne ut forholdene igjen. Denne transporten av næring fra dype jordlag opp til overflaten (nutrient recycling) kan være med på å forklare hvorfor innholdet av ombyttbart K i det øverste jordlaget ofte er vesentlig høyere enn i dypere jordlag, og hvorfor det var en klar sammenheng mellom leirinnhold og "minimumsnivå" av ombyttbart K i matjordlaget, men ikke i undergrunnsjorda i en undersøkelse av 14 jordprøver (Tabatabai & Hanway 1969).

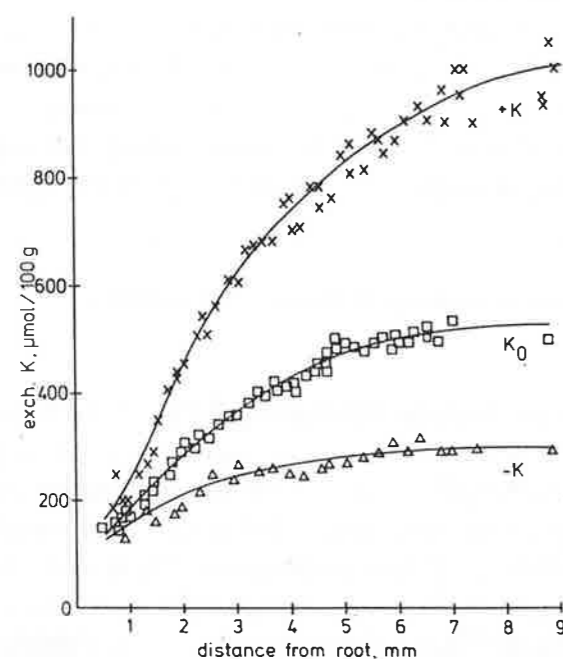
#### 4.5 Kaliumtransport i jord: Vannstrømning, diffusjon, rotkontakt og opptak i røtter

En interessant gjennomgang av synet på plantenes næringstilgang gjennom tidene, er gitt av van Diest (1978). Da landbruksforskerne på 1800-tallet ble oppmerksomme på plantenes behov for mineraler, fokuserte de på innholdet av ioner i jordvæsken. Ved århundreskiftet kom plantenes evne til å forsure rotsonen gjennom utskillelse av CO<sub>2</sub> og dermed dannelse av H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, i fokus. Svake syrer som sitronsyre og vann anrikt med CO<sub>2</sub> ble tatt i bruk for å måle mengden av plantetilgjengelige næringsstoffer i jorda. Oppfatningen av at plantenes egen aktivitet var essensiell for næringsopptaket nådde et høydepunkt i og med arbeidene til Jenny og Overstreet rundt 1940. De hevdet at planter kunne skaffe seg næring ved å bytte ut kation på jordpartikler med hydrogenioner, uten å gå veien om jordvæsken. Et avgjørende innspill i debatten om hvordan plantene får tak i næringsstoffene, ble gitt av Brady i 1954. Han fokuserte på at problemet for plantene i mange tilfeller ikke var selve næringsinnholdet i jorda, men hvor raskt plantene kunne klare å få tak i denne næringen. Begrepet

næringsstoffmobilitet ble introdusert, og har siden da vært svært viktig i forståelsen av næringsdynamikken i jorda. For referanser, se van Diest (1978).

Når plantene tar opp næring fra jorda, skiller vi mellom "mass flow", diffusjon og rotkontakt (root interception). Mass flow er et begrep fra fysikken. Transport av ioner, evt andre stoff, eller varme, som skyldes at vann eller en annen masse (f eks luft) beveger seg, kalles mass flow. Den næringen som følger med i det vannet plantene tar opp fordi de fordamper vann (transpirasjon) er altså mass flow, heretter kalt vannstrømning. Denne næringstilgangen er vel den som er lettest å forestille seg, og planter i drivhus med røttene i sirkulerende næringsløsning trenger ingen annen form for næringstransport. Planter som vokser ute i det fri har ikke like god tilgang på næring via jordvæsken. Når opptaket i plantene er større enn innholdet av ioner i jordvæsken, dannes det en konsentrasjons- eller aktivitetsgradient der ioneaktiviteten avtar kraftig inn mot rota, som vist i figur 10. Denne gradienten forårsaker et "sug" etter nye ion, og er drivkraften for diffusjon. Diffusjon er en utjevning av konsentrasjonsforskjeller, og for stoff som ikke forekommer i gassform kan dette foregå både i vann og på overflaten av faste partikler. Ulike ion har ulik diffusjonshastighet, men generelt går diffusjonen mye saktere i tørr enn i fuktig jord. Alle faste partikler i jorda (som ikke er vannavstøtende) vil være hydratisert, dvs dekket med en tynn vannhinne, men dette laget kan bli svært tynt i helt tørr jord. Diffusjonshastigheten avtar med avtakende vanninnhold som nevnt i avsnitt 4.2. Som vi ser av figur 10 klarer ikke plantene (unge rapsplanter) å ta opp alt  $K_{ex}$  i løpet av 7 dager. "Minimumsnivået" for opptak er likt uavhengig av hvor mye K-gjødsel jorda er tilført (+K) eller hvor utarmet den var på forhånd (gjennom maisdyrking, -K).

"Utarmingssonen" for  $K_{ex}$  strekker seg lenger vekk fra rotoverflaten jo mer  $K_{ex}$  som er til stede i jorda. Dette tyder på at økt  $K_{ex}$  (dvs økt nivå på  $K_{ads}$  og  $K_s$  på grunn av gjødsling) gir økt mobilitet av K-ion.



Figur 10. Mengde ombyttbart K,  $K_{ex}$  i rotsonen hos unge rapsplanter dyrket ved tre ulike K-nivå i jorda (+K, K<sub>0</sub>, -K). Opptak målt i ulik avstand fra rota (mm) etter 7 dager. Kuchenchuch 1987.

Men diffusjonsgradienten går ikke alltid i retning av planterøttene. Enkelte stoff som Al, Fe og Ca kan være til stede i jordvæsken i større mengder enn plantene tar opp, og da anrikes disse i rotsonen slik at diffusjonsgradienten vil gå motsatt vei av det den vanligvis gjør for næringsstoff som P og K, som ikke er så rikelig tilstede i jordvæsken.

K-opptaket er i mange tilfeller så stort at vannstrømningen ikke kan dekke plantenes behov, og man har da gått ut fra at diffusjon og rotkontakt sørger for resten av K-opptaket. Mc Lean og Watson (1985) diskuterer om innholdet av K i jordvæsken kan anrikes inn mot planterota pga at toverdige ion som Ca og Mg vanligvis er til stede i mye større omfang enn K i jordvæsken. Dermed kan Ca og Mg kanskje bytte ut K på bindingsplasser som er lite K-selektive i det jordvæsken "strømmer" forbi. En slik prosess er kanskje enklest å forestille seg når jorda vannes eller det kommer nedbør etter en tørr periode, slik at det er stor forskjell på ioneinnholdet i vannet som plutselig kommer ned i jorda, og jordvæsken som allerede er der. Anrikning av  $K_s$  pga utbytting med toverdige ioner vil bidra til at vannstrømningen spiller en relativt større rolle for plantenes K-forsyning.

Den tredje mekanismen, rotkontakt, er det forholdet som Overstreet og Jenny la så sterk vekt på: plantenes evne til å absorbere næring direkte fra jordpartikler (f eks Jenny & Grossenbacher, 1963). En viktig del av dette er selvsagt rotas morfologi, hvor raskt rotsystemet vokser og forgreiner seg og hvor findelt og/eller tett besatt med rothår rotsystemet er.

Selve opptaket av kalium inn i rotcellene skal vi ikke gå grundig inn på her. Men for å komme inn i plantene må alle næringsstoff passere membranen som dekker rotcellene innvendig. Vi skiller mellom transport med vannstrømning, evt diffusjon i det mediet som dannes av celleveggene, apoplast, og transport fra celle til celle via plasmodesmene (små kanaler som forbinder cellene med hverandre). For å komme gjennom endodermis og inn i ledningsvevet (xylem) må næringsstoffene før eller siden bevege seg fra apoplast over i symplast. Gjennom membranen transporteres kalium av et bæreremolekyl, og opptaket er energikrevende. Det er omdiskutert om dette skyldes en ATP-drevet hydrogenpumpe som pumper ut H-ioner i bytte med K, eller om mekanismene er mer sammensatte.



## 5. Analysemetoder for kalium i jord

De fire kaliumfraksjonene som ble beskrevet i avsnitt 4.1, tilsvarer ulike bindingsmåter for kalium i jorda, og dermed også ulik grad av tilgjengelighet av kalium for plantene. For å kunne påvise kalium fra en av de fire fraksjonene er vi avhengige av kjemiske analyser. Det er imidlertid vanskelig å finne analysemetoder som fullstendig tilsvarer de fire fraksjonene, og i mange tilfeller er det dårlig sammenheng mellom  $K_{ex}$ , som regnes for å være lett tilgjengelig for plantene, og det reelle K-opptaket. Det brukes noe ulike analysemetoder for ulike kaliumfraksjoner i ulike land og verdensdeler, dels grunnet ulike forhold i jorda, men også mye på grunn av ulike tradisjoner.

Felles for de fleste analysene som er nevnt i dette kapitlet, er at kaliummengden måles i et ekstrakt. Det gjør man ved å sammenlikne K-innholdet i ekstraktet med innholdet i standardløsninger, ved hjelp av flammefotometri, atomabsorpsjon eller plasmaemisjon, ICP (inductively coupled plasma). Prinsippet for alle disse analysene er at ekstraktet forbrennes i en gassflamme med høy temperatur, 1700-2300 °C for flammefotometri og 8-10 000 °C for ICP. Væsken fordampes, og en liten andel (ca 1 %) av ionene i saltet som blir igjen, eksiteres. Flammefotometeret og ICP utnytter det fenomenet at eksiterte atomer sender ut et lys med en bølgelengde som er karakteristisk for hvert kjemisk stoff. Lyset blir sterkere jo større konsentrasjonen av vedkommende stoff er i ekstraktet. Atomabsorpsjonsspektrometeret utnytter det motsatte fenomenet, nemlig at de ikke-eksiterte ionene absorberer lys med en viss bølgelengde avhengig av hvilket stoff det er snakk om, og jo mer lys som absorberes, jo mer av vedkommende stoff er det i ekstraktet (Øien & Krogstad 1989).

### 5.1 Måling av $K_{lab}$ basert på ekstraksjon eller måling i jordvæske

Estimater av den labile kaliummengden i jorda gir et godt grunnlag for å vurdere gjødslingsbehovet til ulike vekster. Selv om det ikke alltid er samsvar mellom estimat av  $K_{lab}$  og opptaket i planter, er  $K_{lab}$  målinger i mange tilfeller nyttige, særlig der man har tilleggsinformasjon om jordas evne til å supplere  $K_{lab}$  med kalium fra tyngre tilgjengelige fraksjoner, først og fremst  $K_{ier}$ . Som nevnt i kapittel 4 er  $K_{lab}$  summen av  $K_s$  og  $K_{ads}$ .

#### 5.1.1 Måling av $K_s$

Det er komplisert å samle prøver for å analysere K-innholdet i jordvæsken,  $K_s$ . Keramiske sugeskopper har vært brukt, men både forurensning av prøvene og selektiv tilbakeholdelse av enkelte ioner skaper problemer. Å erstatte jordvæsken med en annen væske er også både arbeidskrevende og usikkert. Den beste måten å samle jordvæske på er å sentrifugere fuktig jord. Videre er  $K_s$  sterkt avhengig av vanninnholdet i jorda, og det er nødvendig å standardisere forholdet mellom jord og væske, som  $K_s$  måles ved, for å få sammenliknbare data. Vannløselig K (som tilsvarer  $K_s$ ) er av flere forfattere definert som K-innholdet i jordvæsken ved metning (Knudsen et al 1982). Med vakuumpumpe filtreres det ut et ekstrakt av en vannmettet jordpasta ("saturation extract", "saturated soil paste"). Pastaen lages av lufttørr jord som er tilsatt akkurat så mye vann at det ikke dannes overflatevann når pastaen står urørt over natten (Rhoades 1982). Vanligvis vil det være svært lite K i et slikt ekstrakt sammenliknet med  $K_{ex}$ , men i saltholdig jord kan det være riktig å måle dette K-innholdet og trekke det fra  $K_{ex}$ . Vannløselig K målt i mettet ekstrakt er sjelden høyere enn noen få ppm (parts per million, tilsvarer f eks en mikroliter per liter eller et milligram per kg). Pagel et al

(1982), referert i Mutscher (1995) har foreslått et klassifikasjonssystem for  $K_s$  ved metning: svært lavt innhold < 2 mg K per liter, lavt 2-4, middels 4-20, høyt 20-40 og svært høyt > 40 mg K per liter av metningsekstraktet. I jordvæske, som sentrifugeres ut av jorda, regnes et  $K_s$  nivå opp til 4 mg per liter for å være begrensende for plantevekst, mens verdier fra 4 til 40 mg per liter regnes som normal og tilstrekkelig K-forsyning. Enkelte K-krevende vekster, evt vekster med svakt utviklede rotsystem kan kreve et K-innhold over 40 mg per liter. Det kan også gjelde ved dyrking under svært tørre forhold (Mutscher 1995).

Når andelen vann i forhold til jord øker, vil mer av  $K_{ads}$  gå over til  $K_s$ . Når vannmengden overstiger det som kan være aktuelt under naturlige forhold, vil det ikke lenger være riktig å bruke K-mengden i ekstraktet som et uttrykk for  $K_s$ , men for den lettest ombyttbare andelen av  $K_{ads}$ . I Sveits er vannløselig K en standardanalyse for å vurdere K-tilgangen. Det er da  $CO_2$ -mettet vann som brukes som ekstraksjonsmiddel, i et forhold på 30 g jord til 75 ml vann, dvs ca 1:2,5 (Hort 1999, Hort et al 1998). Suspensjonen ristes en time før K-innholdet måles i ekstraktet.

Siden mengdeforholdet mellom væske og jord har mye å si for hvor mye K som desorberes til ekstraktet, er det viktig å standardisere væskemengden ved alle K-ekstraksjoner.

#### 5.1.2 Måling av $K_{ads}$

Til tross for at  $K_{ads}$  som nevnt i avsnitt 4.2 er umulig å måle helt nøyaktig med dagens analysemetoder, er det vanlig å bruke ombyttbart kalium,  $K_{ex}$ , som et estimat for  $K_{ads}$ .  $K_{ex}$  er den mengden kaliumioner som lar seg bytte ut med kationer i saltløsninger eller syrer som tilsettes jorda (desorpsjon). Dermed vil  $K_{ex}$  variere med hvilken ekstraksjonsløsning som brukes. I tillegg til jord-væskforholdet vil type kation, konsentrasjon av kationet, pH i ekstraktet og reaksjonstid påvirke  $K_{ex}$  (Mutscher 1995). Som nevnt i avsnitt 4.1 vil  $K_{ex}$  bestå av en varierende andel av  $K_{ads}$ , i tillegg til  $K_s$ . I en del tilfeller kan også deler av  $K_{str}$  ekstraheres. Ammonium er mye brukt som ombytter for K fordi disse ionene på mange måter er like (ladning, størrelse, polariserbarhet). Men Na, toverdige kationer og hydrogenioner er også mye brukt som ombyttere. Når syrer brukes som ekstraksjonsmiddel for  $K_{ex}$ , vil ekstraksjonen være en kombinasjon av at  $H^+$  bytter ut  $K^+$  og at syren forårsaker protolyse av mineralene (se avsnitt 3.4.2.2).

##### 5.1.2.1 Standardmetode for måling av $K_{ex}$

Standardmetoden for måling av  $K_{ex}$  er å ekstrahere jorda med 1N, nøytral (pH=7)  $NH_4OAc$ -løsning.  $NH_4OAc$  står for ammoniumacetat,  $CH_3COONH_4$ . I denne ekstraksjonen bytter  $NH_4^+$  ionene ut  $K^+$ . Strengt tatt bør  $K_s$  ved metning trekkes fra  $K_{ex}$ , men i praksis er det bare behov for denne korreksjonen i saltholdig jord. Mengden av  $K_{ex}$  i jorda er gjerne i størrelsesorden 100-2000 ppm, som tilsvarer 0,1-20 mg per 100 g jord (Knudsen et al 1982). Ekstraksjon med 1N nøytral  $NH_4OAc$ -løsning kan imidlertid frigjøre en del av  $K_i$  i tillegg til  $K_{ads}$ , i alle fall i visse jordtyper (Grimme & Nemeth 1978).

$K_{ex}$  kan enten måles ved gjentatt ekstraksjon og sentrifugering, eller ved kontinuerlig utvasking. Ved gjentatt ekstraksjon brukes 25 ml  $NH_4OAc$ -løsning til 10 g tørr jord. Etter 10 minutters resting sentrifugeres jordsuspensjonen, og bunnfallet tilsettes ny porsjon med  $NH_4OAc$ -løsning. Så gjentas resting og sentrifugering. Til sammen ekstraheres jorda fire ganger, og ekstraktene slås sammen og fortynnes med  $NH_4OAc$ -løsning til et volum på 100 ml. K-innholdet i dette ekstraktet er standardmålet for ombyttbart kalium. Ved kontinuerlig

utvasking blandes 50 g jord og 200 ml  $\text{NH}_4\text{OAc}$ -løsning, og suspensjonen får stå i ro om lag 2 timer før den filtreres i en Büchner-trakt (med flat bunn). Jorda vaskes ut med mer  $\text{NH}_4\text{OAc}$ -løsning, til volumet som har gått gjennom jord og filter er 500 ml. Dette ekstraktet skal så kokes inn til all væske er fordampet. Bunnfallet i glasset skal så varmes ved  $400^\circ\text{C}$  en halv time for å fjerne organisk materiale i form av utfelt ammoniumacetat. Deretter vaskes det ut av glasset med saltsyre ( $\text{HCl}$ ), og K-innholdet bestemmes i dette ekstraktet (Knudsen et al 1982). K-innholdet kan også måles i ekstraktet uten at det gjennomføres noen innkoking og fjerning av utfelt acetat, men hvis kaliumkonsentrasjonen i ekstraktet er lavt, kan bestemmelsen bli mer nøyaktig når ekstraktet konsentreres.

Begge disse metodene er arbeidskrevende, og både til rutinetesting og forskningsformål brukes ofte en enkel ekstraksjon med 1N nøytral  $\text{NH}_4\text{OAc}$ -løsning. For å kompensere for de fire påfølgende ekstraksjonene økes forholdet mellom væske og jord til 1 g jord og 10 ml væske, i følge Knudsen et al (1982). Både jord/væske forholdet og ristetiden påvirker K-mengden som desorberes. Ristingen er derfor standardisert til 5 minutter med 200-220 oscillasjoner per minutt, eventuelt ett minutt kraftig risting for hånd. Mutscher (1995) oppgir imidlertid standardforholdet mellom jord og væske ved denne ekstraksjonen som 1:20, og ristetiden til en time. I Norge brukes et jord:væskeforhold på 3:25 (v/v) som ristes, får stå til neste dag og ekstraktet vaskes ut til 250 ml før avlesning (Krogstad 1999 pers. medd.).

Når jorda tørker ut mellom prøvetaking og analyse, kan dette føre til K-fiksering i jord med mye ombyttbart K, og K-frigjøring i jord med lite ombyttbart K. Derfor bør man utføre ekstraksjonene med naturlig fuktig jord for å få et riktig bilde av innholdet av ombyttbart K. For å kunne oppgi resultatene i mg K per 100 g tørr jord (standard) bestemmes vanninnholdet i en egen jordprøve (Knudsen et al 1982).

#### 5.1.2.2 Andre ekstraksjonsmetoder for måling av $K_{\text{ex}}$

Den forenklete ekstraksjonen med  $\text{NH}_4\text{OAc}$ -løsning som er beskrevet ovenfor, brukes i mange land, blant annet store deler av USA, som et mål for mengde plantetilgjengelig K i jorda. Men analysemetoden gir ikke alltid godt samsvar mellom  $K_{\text{ex}}$  og K-opptaket i avlingene. Dessuten egner den seg ikke så godt til å estimere innholdet av andre plantetilgjengelige næringsstoff i jorda. Derfor er det utviklet et stort antall alternative ekstraksjoner med ulike saltløsninger, svake syrer og blandinger av slike kjemiske stoff. Her nevnes noen metodene, hvilke stoff som brukes, hvilke jordtyper de egner seg for, og en referanse til metodens opphavsmenn/kvinner der jeg har klart å finne opplysninger om det (Mc Lean & Watson 1985, Goulding 1987, Knudsen et al 1982, Olsen & Sommers 1982):

*Mehlich 1 eller "double acid"*: 0,05 M  $\text{HCl}$  + 0,025 M  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Egnert for sur sandjord med lav kationbyttekapasitet. P-innholdet kan måles i samme ekstrakt (CSTPA 1974).

*Mehlich 2*: 0,2M  $\text{CH}_3\text{COOH}$  (eddiksyre), 0,015 M  $\text{NH}_4\text{F}$ , 0,2 M  $\text{NH}_4\text{Cl}$  og 0,012M  $\text{HCl}$ . Egnert seg til en rekke ulike jordtyper. Både P og andre næringsstoff, samt mikronæringsstoffer, kan måles i ekstraktet.

Ekstraksjon med  $\text{NH}_4\text{HCO}_3$ -DTPA egner seg best for alkalisk jord. Innholdet av P, nitrat og mikronæringsstoff kan måles i tillegg til ombyttbart K (Soltanpour & Schwab 1977)

*Bray P-1*: 0,1N  $\text{NH}_4\text{F}$  + 0,5 N  $\text{HCl}$ . Metoden er egentlig utviklet for å måle fosforinnholdet i jorda, og for dette er den best egnet på sur jord. Men "ombyttbart" K kan også måles i ekstraktet (Bray & Kurtz 1945).

Alle disse metodene hevdes av Mc Lean & Watson (1985) å gi omtrent samme nivå av ombyttbart K som enkel ekstraksjon med  $\text{NH}_4\text{OAc}$ -løsning. Både Mutscher (1995) og Goulding (1987) gir en oversikt over en del andre metoder med referanse til originalpublikasjoner.

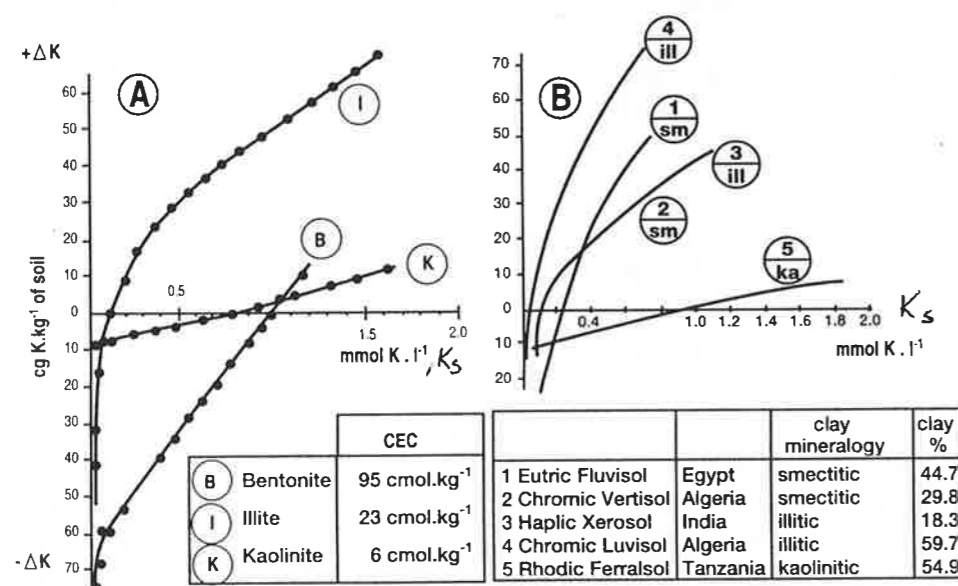
*AL-metoden*: I Norge er AL-metoden standardmetode for bestemmelse av jordas innhold av letttilgjengelige plantenæringsstoff. AL-løsningen inneholder 0,1N  $\text{NH}_4$ -laktat + 0,4 N eddiksyre og har en pH verdi på 3,75. 5 g siktet, lufttørr jord ristes med 100 ml AL-løsning i 4 timer, temperaturen bør ligge mellom 19 og  $21^\circ\text{C}$  (Egnér et al 1960). Ristetiden er endret til 1,5 timer ved rutineanalyser i Norge (Krogstad 1992). Etter risting filtreres prøvene, og innholdet av K, P, Mg, Ca, Na og evt andre næringsstoff i ekstraktet kan måles. AL-metoden er en videreutvikling av den tyske enkelt- og dobbellaktatmetoden (EL, DL), som ga for lave verdier for plantetilgjengelig kalium og til dels for fosfor i stiv leirjord og jord med høy pH. Egnér et al (1960) la vekt på at AL-løsningen har vesentlig bedre bufferevne enn både DL og EL, slik at den vil gi mer realistiske verdier på jord med høy pH. Den K-fraksjonen som måles med AL-metoden, kalte forfatterne for lettøselig K ("eine Methode zur Extraktion des leichtlöslichen Nährstoffanteil des Bodens"), og foreslo en kompletterende metode for å bestemme næringsstoffreservene ("die Nährstoff-reserven"): ekstraksjon med 2N  $\text{HCl}$  i kokende vannbad i 2 timer, prøven ristes hver halve time. Mens AL-metoden er blitt standardanalyse for jordbruksformål i Norge, Sverige og Island, og brukes en del i Tyskland og Nederland (Krogstad 1992), har ikke ekstraksjon med kokende  $\text{HCl}$  blitt noen tilsvarende standardanalyse for næringsreserver.

*Metningsgrad av K*: Kationbyttekapasiteten i en jord, CEC, er et mål for hvor mange ioner som kan adsorberes til bindingsplasser på overflaten av jordpartiklene. Andelen av CEC som er "opptatt" av kaliumion kalles jordas metningsgrad for K, og denne størrelsen kan være et mål for jordas labile K-innhold. Kationbyttekapasiteten måles som regel ved å ekstrahere jorda med et ammoniumsalt, som vist for standardekstraksjon av ombyttbart K i avsnitt 5.1.2.1. Andelen ammoniumioner som "forsvinner" ut av ekstraktet, er et mål for CEC. Metningsgraden av ulike kation bestemmes ved å analysere innholdet av de respektive kationene i ekstraktet, og kan beregnes slik:  $(K_{\text{ex}} / \text{CEC}) \times 100 = \text{metningsgraden av kalium i \%}$ . For jord med stor andel pH-avhengige ladninger bør man bruke CEC ved jordas naturlige pH-verdi som basis for målingene, og man bør bruke saltløsninger med lav bufferevne til ekstraksjonen (dvs ikke nøytral  $\text{NH}_4\text{OAc}$ -løsning). Grimme & Nemeth (1978) oppnådde en vesentlig bedre korrelasjon mellom K tatt opp i planter og metningsgraden av K, enn mellom K-opptak og  $K_{\text{ex}}$ . Som alternativ til CEC kan man bruke leirinnholdet, eller  $K_{\text{ex}}$  kan korrigeres både for leirinnhold, innhold av organisk materiale og pH. Dette gjøres rutinemessig i Nederland (Grimme & Nemeth 1978).

#### 5.1.2.3 Q/I analyse

Siden enkle kjemiske ekstraksjoner i liten grad har vist seg godt egnet til å gi riktige råd om behovet for K-gjødsel til ulike vekster, er det lagt ned mye arbeid i å utvikle analysemetoder som kan gi et mer utfyllende bilde av kaliumdynamikken i jorda. En mye brukt metode for å få et bilde av likevektsforholdet  $K_s \leftrightarrow K_{\text{ads}}$  er Q/I analyse. K-intensiteten i jorda er definert som konsentrasjonen av  $K_s$  i likevekt med  $K_{\text{ads}}$  ved et bestemt vanninnhold (Mutscher 1995).

K-intensiteten er en funksjon av  $K_{ads}$ . Q/I analysen utføres ved å tilsette ulike mengder K i form av et bestemt volum KCl løsning med ulike konsentrasjoner til like store porsjoner av jord suspendert i 0,01 eller 0,02 M  $CaCl_2$ .  $CaCl_2$  løsningen skal gi et ionemiljø i suspensjonen som er mer realistisk for naturlige forhold i jord enn ren KCl-løsning ville gi (Mutscher 1995). Etter en time har det innstilt seg en ny likevekt mellom  $K_{ads}$  og  $K_s$ , og da måles  $K_s$  i ekstraktet som dannes når suspensjonen filtreres. Er denne K-mengden større enn K-innholdet i løsningen som ble tilsatt, er det desorbert K fra  $K_{ads}$ . Er K-mengden mindre, er  $K_s$  adsorbert. Differansen mellom opprinnelig K-innhold i løsningen og  $K_s$  i ekstraktet etter at likevekt har innstilt seg, utgjør y-verdien i dataparet. Nullpunktet på y-aksen er bestemt av jordas faktiske  $K_{ads}$  verdi, målt med standardmetoden for  $K_{ex}$  som beskrevet i avsnitt 5.1.2.1. Intensiteten, eller x-verdien kan enten være aktivitetsforholdet mellom K og Ca + Mg (se nedenfor), eller  $K_s$  i ekstraktet etter at likevekt har innstilt seg. Punktet der kurven krysser x-aksen viser likevektsnivået for  $K_s$ , dvs nivået der det hverken adsorberes eller desorberes K. Vær oppmerksom på at intervallene på x- og y-aksene vil påvirke kurvens form når ulike Q/I diagram skal sammenliknes.



Figur 11. Til venstre: Q/I diagram for tre typer leirmineraler: Smektitt (bentonitt), kaolinit og illitt. Til høyre: Q/I diagram for ulike jordtyper, se omtale av leirmineralogi i figurtabellen. Både jord og leirmineraler var bufret slik at metningsgraden av CEC for K var 3 % (se avsnitt 5.1.2.2). Mutscher 1995.

Tradisjonelt har aktivitetsforholdet vært brukt som intensitetsparameter. Da må man måle aktiviteten av Mg og Ca i ekstraktet for hvert K-nivå. Ca og Mg er valgt fordi de vanligvis er dominerende kation i jordvæsken. Aktivitetsforholdet, AR, mellom disse kationene i jordvæsken beregnes slik:

$$\frac{A_K}{A_{(Ca+Mg)}^{1/2}} = AR$$

Forholdet mellom aktivitet og konsentrasjon av ioner i en løsning er som følger: ved sterke fortyninger vil aktivitet og konsentrasjon være om lag det samme. Men når ionekonsentrasjonen øker, og dessuten mer enn ett ion er tilstede i en løsning, vil ionene påvirke hverandre slik at aktiviteten (= effektiv konsentrasjon) blir lavere enn antall ioner per volum av løsningen skulle tilsi. Enverdige ion har en relativt sterkere aktivitet enn flerverdige, slik at hvis konsentrasjonen av alle enverdige ion i en løsning endres med n, konsentrasjonen av toverdige med n<sup>2</sup> og av treverdige med n<sup>3</sup>, vil den nye løsningen stå i samme likevektsforhold til en viss mengde jord som den opprinnelige løsningen gjorde. Denne sammenhengen kalles Schofields forholdslov (Barber 1995). Hvis f eks innholdet av Ca pluss Mg-ioner i en jordvæske er 16 og K innholdet 2, er AR = 0,5. Hvis Ca-Mg innholdet avtar til 4 er det nok at K-innholdet avtar til 1 for å opprettholde det samme aktivitetsforholdet.

Det er imidlertid omdiskutert om forholdsloven virkelig gjenspeiler de reelle forholdene i jorda, og van Diest (1978) avviser Q/I metoden fordi han mener K konsentrasjonen i jordvæsken er et godt mål for K tilgjengeligheten uavhengig av konsentrasjonen til øvrige ion. Dessuten peker han på den store forekomsten av Al-ioner i jord med lav pH, som det vanligvis ikke tas hensyn til i en Q/I analyse. Mutscher (1995) mener også at det er unødig komplisert å ta hensyn til aktiviteten av Ca og Mg i jordsuspensjonen, siden plantenes K-opptak er nokså uavhengig av innholdet av Ca og Mg i jordvæsken. Han mener at  $K_s$ , etter at likevekt har innstilt seg, er en brukbar intensitetsparameter.

En stor del av Q/I kurven vil være lineær, og helningen på denne linja er et uttrykk for jordas potensielle bufferevne for kalium. Denne størrelsen er igjen proporsjonal med jordas kationbyttekapasitet (Sparks & Huang 1985). Dermed vil finkornet jord generelt gi brattere kurver enn mer grovkornet jord, og ulike leirmineral har ulike kurveforløp som vist i figur 6. Gjødsling med K vil skyve kurven nedover, mens utarming på K vil skyve den oppover, uten at formen endres (Mc Lean & Watson 1985). Ofte vil desorpsjonsdelen av kurven være det området som har størst interesse. For å få denne delen til å bli mer nøyaktig bestemt, kan man utvide antall datapar ved å øke forholdet mellom jord og væske f eks fra 1:10, som er vanlig i Q/I analyser, til 1:50. K-innholdet holdes konstant på 0.

Mutscher (1995) oppgir variasjonsbredden for  $K_s$  ved likevekt (verken adsorpsjon eller desorpsjon av K) til mellom 0,05 og 1,2 mmol K per liter, variasjonsbredden for maksimal adsorpsjon til 10-70 mg K per 100 g jord og variasjonsbredden for desorbert mengde K (fra likevektspunktet og nedover langs kurven) til mellom 1 og 25 mg per 100 g jord. I ekstreme tilfeller kan verdiene falle utenfor variasjonsbredden. Videre har han foreslått et klassifikasjonssystem med fem klasser for parametre som inngår i Q/I analysen.

Q/I analyser egner seg ikke til vurdering av K-dynamikken i jord med høy K-fikseringsevne, fordi endringer i likevekten mellom  $K_{ads}$  og  $K_i$  da vil påvirke likevektsreaksjonene mellom  $K_{ads}$  og  $K_s$ . Metoden er heller ikke egnet i jord der en stor del av kationbyttekapasiteten består av pH-avhengige ladninger, fordi målinger av  $K_{ads}$  ikke gir et klart mål for K-intensiteten i slik jord (Mutscher 1995). I slik jord vil pH endringer påvirke hvor hardt K-ionene er bundet og hvordan de konkurrerer med andre ioner, f eks Al, om bindingsplassene.

## 5.2 Måling av $K_{lab}$ som ikke er basert på ekstraksjon

Radioaktivt kalium ( $^{42}K$ ) som tilsettes i en suspensjon til en jordprøve, kan brukes til å estimere  $K_{lab}$  ved å måle hvor mye konsentrasjonen av den radioaktive isotopen i væskefasen har forandret seg etter en viss tid. Man må ta hensyn til at nedbrytningshastigheten for denne isotopen er kort (halveringstid 12,3 timer).

EUf, elektro-ultra-filtrering, er et alternativ til kjemisk ekstraksjon av kalium. Prinsippet for denne metoden er elektrodialyse, dvs at et elektrisk felt får et kjemisk stoff til å gå i oppløsning. Ved EUf settes jord i suspensjon inn i et elektrisk felt, og dermed vil kationene samles ved katoden (negativt ladet pol) og anionene ved anoden. Kationene filtreres ut, og fjernes fra suspensjonen. Dette skaper et "sug" etter å frigi nye kationer, analogt til plantenes opptak av kationer fra jorda. Med økende feltstyrke vil en større mengde kationer samle seg ved katoden. Nemeth (1970) anbefaler måling av K-konsentrasjonen i filtratet hvert 5. minutt. Suspensjonen står først 5 minutter ved 50 V, deretter 25 minutter ved 200 V og så 5 minutter ved 400 V. Kaliumkonsentrasjonen ved hver måling avmerkes i et diagram som vist i figur 12. Metoden er i bruk som rutineanalyse i flere land, og som figur 12 viser, er det godt samsvar mellom avlingsnivået og kaliummengdene som frigis ved elektrodialyse. I oxisol-jorda (stiplet linje med kryss) var kaliumleveransen stor da forsøket startet, men avtok raskere over tid enn i de to andre jordtypene. Alfisol-jorda med høyest pH ga lavest avlingsnivå ved første høsting og lavest K-leveranse ved de første 3 dialyse-målingene, men over tid hadde denne jorda det høyeste avlingsnivået og frigjorde de største K-mengdene. Det er også interessant å se at til tross for at innholdet av  $K_{ex}$  var ganske likt i disse tre jordprøvene, var mønsteret for frigjøring og opptak i plantene forskjellig. Også andre kationer kan måles med EUf-metoden.

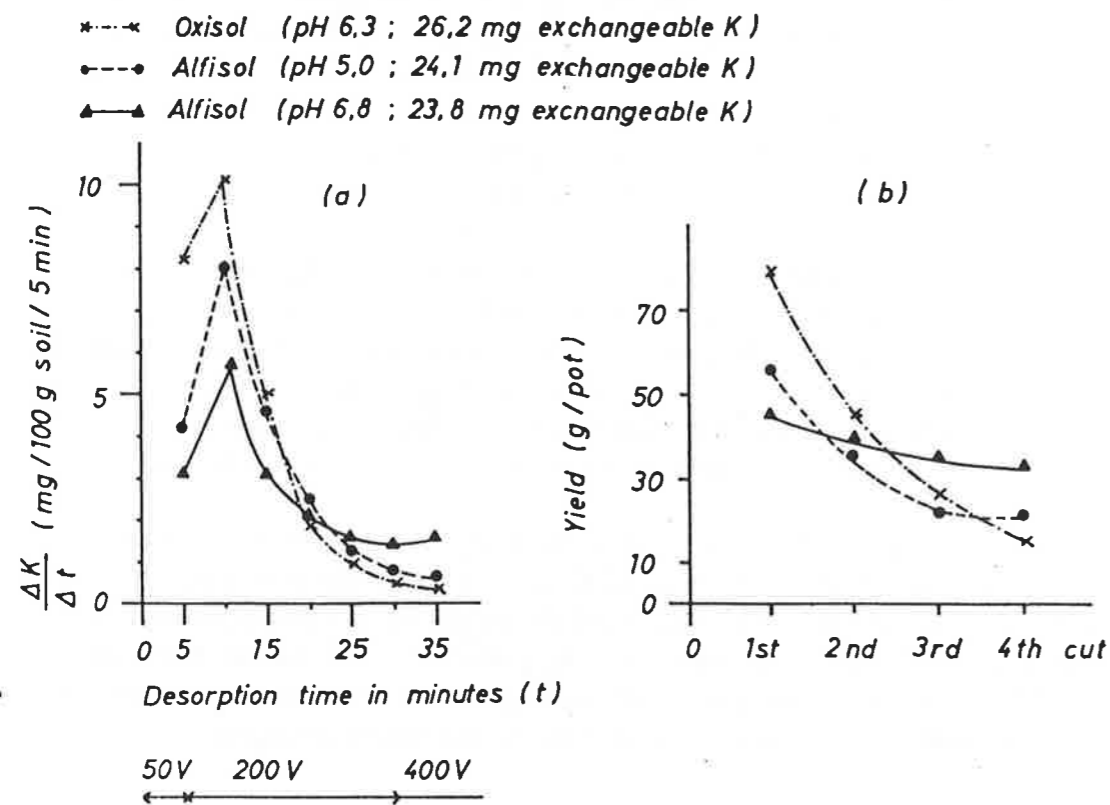


Fig. 12. Sammenlikning mellom K-verdier målt ved EUf over tid (til venstre) og avlingsnivået av raigras etter fire høstinger (til høyre) i tre jordtyper med sammenliknbare nivå for  $K_{ex}$  Grimme & Nemeth 1978.

Mutscher (1995) har oppsummert erfaringene med EUf metoden. 35 minutters ekstraksjon med spenningsnivå som beskrevet ovenfor gir en verdi for  $K_{lab}$  som ofte er en del lavere enn det som ekstraheres med ulike løsninger. Derfor antas det at denne kaliumfraksjonen representerer den andelen av  $K_{ads}$  som er adsorbert til bindingsplassene på de plane overflatene av leirmineralene. Videre er det en sterk korrelasjon mellom verdien målt etter 10 minutter, og innholdet av  $K_s$  ved metning. En EUf-undersøkelse kan derfor brukes til å framstille et Q/I diagram der  $K_{lab}$  etter 10 minutter brukes som intensitetsparameter og forholdet mellom  $K_{lab}$  etter 35 minutter og etter 10 minutter brukes som kvantitetsparameter eller mål for jordas bufferevne for  $K_s$ .

Nemeth (1979) utarbeidet en tabell for anbefalt K-gjødsling til jord med varierende leirinnhold og ulike verdier for  $K_{lab}$  målt etter 35 minutter. Gjødslingen skulle bringe K-innholdet i jorda opp på et nivå som tilfredsstilte kravene til intensiv jordbruksproduksjon. Anbefalingen varierer fra 6 kg per dekar ved en EUf-verdi på 14 mg K per 100 g jord (uavhengig av leirinnhold), til 300 kg per dekar ved en EUf-verdi på 1 mg K per 100 g jord ved et leirinnhold på 30-40 %. Ved denne lave EUf-verdien, men leirinnhold inntil 10 %, ble anbefalt gjødslingsmengde redusert til 60 kg per dekar. Dette viser leirinnholdets store betydning for jordas kaliumdynamikk. Flere land tar hensyn til leirinnholdet i jorda når de klassifiserer ulike estimater for  $K_{lab}$ . Se eksempler i Mutscher (1995).

## 5.3 Måling av $K_{ier}$

$K_s$  står i likevekt med  $K_{ads}$ , som igjen står i likevekt med  $K_{ier}$ . For å få et mål for jordas evne til å supplere  $K_{ads}$  når  $K_s$  fjernes ved plantevekst, er det nyttig å estimere den lettest tilgjengelige K-reserven, "easily releasable interlayer K",  $K_{ier}$ . Det er selvsagt ikke mulig å bestemme nøyaktig hvilken andel av det frigjorte kaliumet som kommer fra  $K_{ier}$ , men det er i alle fall viktig å måle  $K_{lab}$  og trekke denne verdien fra  $K_{ier}$  estimatet, når dette skal presenteres som en egen størrelse. Eventuelt må man gjøre oppmerksom på at dette ikke er gjort når  $K_{ier}$  verdiene presenteres. De fleste metodene som er utviklet for å estimere  $K_{ier}$ , forsøker å etterlikne "suget" etter kationer, spesielt K, som planterøttene skaper i jorda når de tar opp næring.

### 5.3.1 Utvaskingsmålinger

Ved gjentatte ekstraksjoner, evt kontinuerlig utvasking eller ekstraksjon med store mengder vann i forhold til jordmengden, kan vi få et mål for jordas evne til å produsere ny  $K_s$  når likevektsreaksjonen  $K_{ads} \leftrightarrow K_s$  er sterkt forskjøvet mot venstre. Som alternativ til vann kan man bruk svake saltløsninger med Na som kation. Ved regelmessige målinger av K-konsentrasjonen i ekstraktet kan man få en kurve som viser frigjøringsmønsteret over tid. Som regel vil slike kurver vise at det frigjøres relativt mye K til å begynne med, men at denne mengden avtar raskt og stabiliserer seg på et likevektsnivå for  $K_s$  i vedkommende jord.

### 5.3.2 Felling med NaTPB

Når natriumtetrafenylborat (NaTPB) tilsettes en jordsuspensjon, vil det umiddelbart felles ut et bunnfall av KTPB. På denne måten fjernes  $K_s$  fra løsningen og likevekten mellom  $K_{ads}$  og

$K_s$  forskyves, analogt til plantenes opptak av K. Fordelen med å fjerne  $K_s$  på denne måten er at pH i systemet ikke endres. For å øke "suget" etter  $K_s$  kan man tilsette et Na-salt (f eks NaCl) slik at Na bytter ut flere K-ioner, og/eller øke NaTPB konsentrasjonen. For å bestemme K-mengden som er felt ut, må bunnfallet løses opp, f eks med  $HgCl_2$  eller aceton. Hvis man deler opp en jordsuspensjon i mange porsjoner som får stå med NaTPB-tilsetning i ulike lange tidsrom, kan man få et bilde av hvordan frigjøringshastigheten for K avtar over tid. I en jord som inneholdt en del illitt, ble det den første timen etter NaTPB-tilsetning frigjort kalium med en hastighet på 9 g per kg jord per dag, men etter ca en måned var hastigheten nede i 0,03 g per kg jord per dag (Mutscher 1995). Til sammenlikning ble gjennomsnittlig K-opptak i raigras fra denne jorda beregnet til 2 mg K per kg jord per dag fram til første høsting, 0,8 mg til andre høsting og 0,3 mg til tredje høsting (potteforsøk). Det er generelt funnet gode korrelasjoner mellom K-mengden som felles ut med denne metoden, og opptak i planter. Mutscher (1995) har foreslått et klassifikasjonssystem med 5 klasser for mengder av reserve-K målt med 0,05 N NaTPB og 1 N NaCl. Verdier  $< 5$  mg K per 100 g jord regnes som svært lave og verdier  $> 75$  mg som svært høye.

### 5.3.3 Resinmålinger

En syntetisk ionebytter som kommer i kontakt med jord, vil bytte ut "sine" ioner med ionene i jorda slik at det innstiller seg en likevekt mellom de to mediene. Det er vanlig å fylle opp ionebytteren med H-ioner før den tilsettes jorda. Da vil K-ioner bindes til ionebytteren i bytte med  $H^+$ , i første omgang fra  $K_s$  og  $K_{ads}$ , senere fra  $K_i$ . Også denne metoden etterlikner "suget" etter kationer som planterøttene skaper ved næringsopptak (Mutscher 1995). Det er viktig at resinen har en vesentlig mye høyere kationbyttekapasitet enn jorda, så denne undersøkelsen egnert seg ikke så godt til jord med høy CEC. En annen utfordring med metoden er at den sterke konsentrasjonen av H-ioner kan forårsake hydrolyse og nedbrytning av silikater. Da blir ikke lenger K-mengden som frigjøres, et rent estimat for  $K_i$ , for man vet ikke hvor mye K som er frigitt fra  $K_{nonex}$ . Det kan også være krevende å få separert resinen fra jorda når mengden adsorbert K skal analyseres. Ved sikting er det vanskelig å unngå at overflaten av resinpartiklene slites mot jordpartikler så resultatene for K-binding på resinen blir feilaktig lave. Resinen kan legges inn i jorda i en pakke (bag), men da blir det dårligere kontakt mellom jord og resin og lengre vei å diffundere for ionene.

### 5.3.4 Varmebehandling

Ved å riste en jordprøve i  $NH_4OAc$  løsning vil en del av K-ionene mellom sjiktpakkene bli byttet ut med  $NH_4$ . Hvis jordprøven så varmes opp til  $550^\circ C$  vil ammonium fordampe som  $NH_3$ , og avtanden mellom sjiktpakkene øker pga dette. Dermed kan en del K-ioner som ikke tidligere lot seg fjerne ved ekstraksjon, bli tilgjengelige. Eventuelt kan prosessen gjentas, med avtakende mengder  $K_i$  frigitt som  $K_s$  for hver gang. Metoden er usikker, og ikke mye brukt.

## 5.4 Måling av $K_{str}$

Ved ekstraksjon med sterke syrer, eller andre behandlinger av jorda som bryter ned silikater, kan vi få et mål for jordas K-reserver som omfatter mer K enn  $K_{ier}$ -fraksjonen. Ytterpunktet i en rekke av mulige estimat for jordas K-reserver er det totale K-innholdet (se avsnitt 5.5). Ekstraksjon med kokende  $HNO_3$  eller andre sterke syrer gir et estimat for K-reserve som kan være korrelert med K-opptaket i planter. Ved sammenlikning mellom ulike syrer har det vært små forskjeller på evnen til å ekstrahere  $K_{str}$ . Mutscher (1995) gir en god oversikt over ulike ekstraksjonsmetoder som er brukt, med referanse til originalpublikasjoner. Men han er sterkt kritisk til verdien av slike ekstraksjoner. Undersøkelse i mikroskop har demonstrert både forvitring av overflaten på mineralpartikler og irreversible endringer i avstanden mellom sjiktpakker når jorda ekstraheres med sterke syrer (Mc Lean & Watson 1985). Det er ikke mulig å relatere den K-mengden som frigjøres til ulike kornstørrelsesfraksjoner eller mineraler i jorda, så i hvilken grad  $K_{str}$  som måles kommer fra  $K_{ier}$ ,  $K_i$  eller  $K_{nonex}$  kan denne ekstraksjonen ikke gi noen informasjon om. Klassifikasjonssystemer for  $K_{str}$  er som regel basert på variasjonsbredden i analyse materialet, og dette er lite tilfredsstillende.

Enkelte har forsøkt å finne et "likevektsnivå" for K, som kan frigjøres ved ekstraksjon med sterke syrer, på samme måte som for  $K_{ier}$ . Man ekstraherer da samme jordprøve gjentatte ganger med sterk syre, og måler K mengden i ekstraktet. K-reserven ble inndelt i en "step" og en "constant rate" fraksjon. Step fraksjonen var den mengden som ble frigjort i tillegg til den konstante mengden. For noen jordtyper avtok stepfraksjonen raskt, for andre langsommere. Hvilke K-fraksjoner som inngår i "step" og "constant rate" er imidlertid like vanskelig å fastslå som det er for  $K_{str}$  generelt (Mutscher 1995).

Fordelen med å ekstrahere jorda med sterke syrer er at man kan få et mål for jordas K-reserve som er enklere å analysere enn total-K, som krever spesialutstyr og er et risikofylt arbeid. Men verdien vil være like mye et bilde av hva slags jord dette er (mht mineralsammensetning, kornfordeling etc) som et bilde av hvilken K-mengde plantene på sikt kan få tilgang til.

EUF-metoden som ble omtalt i avsnitt 5.1.3 kan også ekstrahere  $K_{str}$  hvis temperaturen og spenningen økes til f eks  $80^\circ C$  og 400 V. Også da kan det innvendes at man ikke vet hvilke K-fraksjoner som ekstraheres.

## 5.5 Måling av total-K

For å bestemme det totale K-innholdet i en jordprøve, må  $K_{str}$  frigjøres gjennom en kjemisk behandling som gjør at silikatene brytes ned. Nedbrytning av silikatene kan skje i en sterk basisk løsning, ved oppløsning i flussyre (HF) evt i kombinasjon med økt trykk, eller ved oppløsning i en blanding av tre sterke syrer,  $HNO_3$ ,  $HCl$  og  $H_2SO_4$ . Den siste metoden gir ikke alltid en fullstendig nedbrytning av silikater, men krever mindre avansert utstyr enn de to første. Fordelen med en  $K_t$ -analyse er at den gir et resultat som er uavhengig av jordas kaliumdynamikk, men det er ikke nødvendigvis noe samsvar mellom denne verdien og jordas evne til å forsyne plantene med K. En  $K_t$ -verdi vil imidlertid være et nyttig grunnlag for å vurdere øvrige kaliumanalyser som gjøres av samme jord.

## 5.6 Måling av K-fiksering

Ved å øke mengden av  $K_s$  i jorda, vil likevektene forskyves slik at det bindes mer kalium som  $K_{ads}$ , og som  $K_{ier}$  (eller  $K_{fix}$  for å holde oss til Mutschers terminologi). Det kan være av interesse å måle K-fikseringsevnen for å bedømme hvordan kaliumgjødning, som tilsettes jorda, vil oppføre seg. Hvis mye av det kaliumet som tilsettes jorda, bindes mellom sjiktpakkene, kan det være behov for å tilføre mer kaliumgjødning enn der kaliumfikseringsevnen er liten. Jord med leirmineraler som er vermikulittisert har gjerne stor kaliumfikseringsevne.

Det finnes ikke noen standard metode for å måle kaliumfiksering. K-tilsetningen kan skje ved å blande tørt K-salt inn i naturlig fuktig jord, og måle K-fikseringen over tid, som ved et inkubasjonsforsøk (Horton 1959). Slike undersøkelser blir forholdsvis realistiske i forhold til det som skjer i praksis når jord gjødsles med kalium, med unntak av temperaturen som blir kunstig høy og jevn. Men de er tidkrevende, og man kan få problemer med biologisk aktivitet i jorda som kanskje påvirker resultatene uten at man registrerer det. Det er mer vanlig å måle kaliumfikseringen i en suspensjon av jord i 0,005 M KCl løsning. En vanlig K tilsetning kan være 1 g K til 1 kg jord. I en suspensjonsundersøkelse er det enklere å standardisere forholdene, slik at resultater av ulike undersøkelser kan sammenliknes. Men med tanke på hvor mye fuktighetsinnholdet i jorda har å si for fiksering og frigjøring av K, gir resultatene av fikseringsundersøkelser i suspensjon et mindre realistisk bilde enn innblanding av salt i naturlig fuktig jord. Dessuten måles bare den K-fikseringen som foregår i løpet av et kort tidsrom, og som skyldes at avstanden mellom sjiktpakkene avtar. Ved innblanding og inkubasjon i naturlig fuktig jord kan mer tidkrevende K-fiksering komme i betraktning. Det kan f.eks. være fiksering på  $K_{nonex}$  posisjoner.

Når jord tørker ut så mye at hydrasjonsvannet rundt ionene forsvinner, bidrar dette til at sjiktpakkene trekker seg tettere sammen, leirmineralene krymper. Temperaturen må opp i 105 °C for å fjerne hydrasjonsvann på kationer som ligger mellom sjiktpakkene. Slik tørking kan gi økt fikseringsevne sammenliknet med hos jord som ikke har vært utsatt for tørking. Ved fikseringsmålinger i suspensjon er det vanlig å måle fikseringsevnen både i jord som ikke er tørket ved 105 °C ("våt fiksering") og i jord som er tørket ved 105 °C ("tørr fiksering").

For å ta hensyn til den mengden  $K_{ads}$  som desorberes uten at det er tilsatt ekstra K til suspensjonen, må jordprøven deles i to porsjoner for å bestemme våt evt tørr fikseringsevne. Den ene porsjonen tilsettes KCl-løsning, den andre like mye vann. Begge porsjoner ristes, og så tilsettes like mye ekstraksjonsvæske til hver suspensjon. Ekstraksjonsvæsken kan være  $NH_4OAc$ , eller Mg acetat for å unngå at ammoniumionene bytter ut K på posisjoner mellom sjiktpakkene.  $K_{ex}$  måles i begge ekstraktene. Fikseringsevnen beregnes som mengde tilsatt kalium minus  $K_{ex}$  i ekstraktet som inneholdt rikelig med K, pluss  $K_{ex}$  i ekstraktet som ikke var tilsatt K.

Fikseringsevnen kan oppgis i forhold til hele jordprøven, eller i forhold til leirfraksjonen. Mutscher (1995) har presentert et forslag til klassifikasjon av verdier for "våt" K-fiksering, inndelt i 7 klasser. Ytterpunktene er ekstremt lave nivå, som er oppgitt til < 5 mg K per 100 g jord eller < 10 mg K per 100 g leire, og ekstremt høye oppgitt til > 75 mg K per 100 g jord eller > 180 mg per 100 g leire.

K-fikseringsevnen målt i suspensjon er som regel større enn den vil være i felt, men gir likevel et godt grunnlag for å sammenlikne ulike jordprøver og vurdere gjødselbehovet.

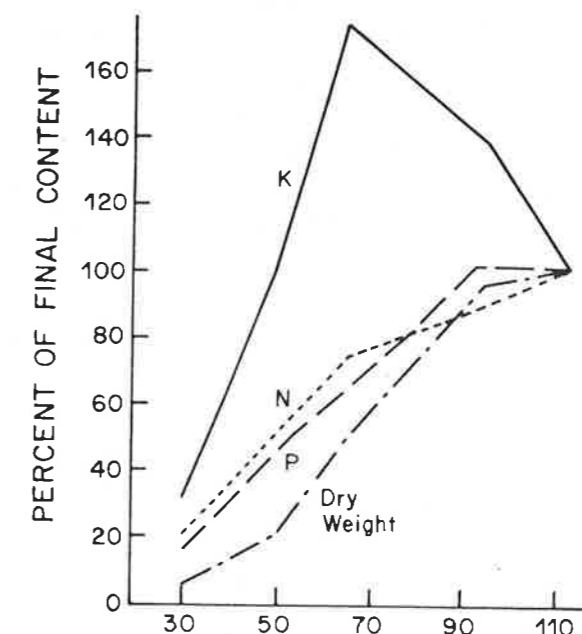
## 5.7 En bemerkning om K-opptak i pottforsøk

K-opptaket i planter måles ofte i pottforsøk, og mais, bygg og raigras er de forsøksvekstene som oftest har vært brukt. Når gras brukes som forsøksvekst, kan det høstes flere ganger, slik at leveringsevnen kan måles på lengre sikt. Ved dyrking i pottes i lengre tid gjennomveves jorda mye tettere av røtter enn det vil være tilfelle i praksis i vanlig dyrkingsjord, og dette kan gi kunstig høye verdier for K-opptaket. Hvis man skal vurdere kaliumleveringsevnen til en jord gjennom pottforsøk, er det nødvendig å ha med et ledd der K-forsyningen gjøres optimal gjennom tilskudd av K-gjødsel. Man skiller mellom pottforsøk og mikrotester, der det brukes små volum av jord, bare 50-500 g per potte.

## 6. Litt om kaliumforsyning til viktige jordbruksvekster

### 6.1 Korn

Kornplantene gjennomfører en utvikling fra vegetativt til generativt stadium i løpet av vekstsesongen, og med hensyn til kaliumforsyningen er det spesielt for disse vekstene at kaliuminnholdet er betydelig høyere i det vegetative stadiet, enn i det ferdige produktet (figur 13). Det kaliumet som var i planten ved skyting, men ikke ved gulmodning, er blitt borte gjennom bladtap, utvasking fra visnende blad og stilk og eventuelt er det lekket ut gjennom røttene.



Figur 13. Endringer i næringsinnhold og tørrstoff i % av innholdet ved høsting, gjennom vekstsesongen hos vårhvete dyrket i felt. Russell & Clarkson 1971 referert i Beaton & Sekhon 1985.

Ved intensiv korndyrking (f.eks. ved avlingsnivå > 500 kg per dekar), må man tilføre en del mer kalium enn det fjernes i avling, hvis ikke jorda har en spesielt god evne til å frigjøre kalium i løpet av vekstsesongen. Til konvensjonelt dyrket bygg anbefaler f.eks. Hydro Agri Norge en K-gjødsling på 8 kg ved et avlingsnivå på 500 kg per dekar, når K-AL nivået er 14 mg per 100 g jord (= middels høyt, på grensen til høyt nivå). I avlingen fjernes bare 2 kg med kornet når K-innholdet settes til 0,4%. Pløyes halmen ned, anbefales det å redusere

kaliumgjødslingen med 2 kg per dekar. K-innholdet i halm er ca 0,8 %, dermed vil en halmavling på 300 kg fjerne ca 2,5 kg K.

Mange forsøk er gjort med å bruke planteanalyser som mål for hvorvidt K-forsyningen til plantene er tilstrekkelig. Beaton & Sekhon (1985) refererer en rekke undersøkelser av K-innholdet i hvete og bygg på ulike utviklingstrinn, til dels fra forsøk med ulike K-gjødslingsledd. Resultatene viser at forskjeller i K-innhold lett kan framkalles ved å gjødsle med store mengder K, særlig før kornet går over i modningsfasen. Men det er vanskelig å finne noen generell sammenheng mellom K-innhold f eks ved skyting, og det seinere avlingsnivået. Forfatterne viser til DRIS-systemet (Beaufil's diagnosis and recommendation integrated system) der forholdene mellom N, P og K (N/K, N/P osv) brukes som mål for hvor god forsyningen av ulike næringsstoff er til plantene, som en bedre metode enn K-analyser alene.

## 6.2 Gras og belgvekster

Når gras og belgvekster dyrkes til fôr, og ikke til frøproduksjon, høstes (evt beites) hele planten mens den er i vegetativ fase. Mesteparten av kaliumet i disse vekstene befinner seg i de overjordiske delene. Ved fôr dyrking fjernes det derfor mye større mengder kalium per dekar enn ved korndyrking, og Hydro Agri anbefaler f eks 16 kg K per dekar og år til en grasavling på 700 kg tørrstoff per dekar fordelt på to slåtter. Med et K-innhold på 2,3 % i høy (85 % tørrstoff) fjerner en slik avling ca 18 kg K per dekar, så denne K-gjødslingen erstatter ikke fullt ut det som fjernes med mindre det tilføres husdyrgjødsel i tillegg. Generelt vil mekanisk fôr høsting fjerne mer næring enn beiting, fordi mesteparten av kaliumet passerer raskt gjennom dyra og kommer ut igjen i urinen. Hos storfe skiller ca 80 % av opptatt K-mengde ut i urin, og ca 10 % i fast gjødsel. Gjødsel som beitedyra legger igjen er ikke jevnt fordelt, men ved økende antall dyr per arealenhet blir fordelingen av gjødsel jevnere (Robinson 1985).

De fleste gras, og alle engbelgvekster som er aktuelle i norsk fôrproduksjon, er flerårige. Det innebærer at rotsystemet utvikler seg gjennom flere vekstsesonger. Kalium og andre næringsstoff bindes i rotmassen, og frigjøres til ny plantevekst når en del av rotsystemet visner og dør. Rotsystemet er imidlertid svært ulikt hos gras og belgvekster. Mens gras har et knippeformet rotsystem med tynne røtter som gjennomvever jorda, har belgvekstene en pælerot som et noe grovere rotsystem forgreiner seg ut fra. Mengel & Steffens (1985) fant f eks 2608 g røtter per m<sup>2</sup> i 0-25 cm dyp (fersk vekt) av raigras, men bare 1219 g rødkløverrøtter. Disse to artene ble dyrket på samme jordtype, for å studere forskjellene i rotutvikling. Gjennomsnittlig rottykkelse var 0,14 mm hos raigras, og 0,28 mm hos rødkløver. Dessuten hadde graset både lengre rothår, og var tettere besatt med rothår, enn kløveren. Røttenes betydning som kalium-bank er derfor større hos gras enn hos kløverplanter, og rotsystemet er utformet slik at graset kan ta opp store mengder K.

Flerårig vekst innebærer også en større mulighet til å kunne utnytte næringsstoff i dypere jordlag enn det røttene når ned til det første året. Dette kan være aktuelt for flerårige belgvekster som får utvikle et dyptgående rotsystem. Rotdybde på 1,8 m etter første vekstsesong, 3,6 meter etter tredje sesong og totalt mer enn 6 meters rottybde ble f eks registrert i et forsøk med luserne i USA (Lanyon & Smith 1985). Metoden for å registrere jorddybde var her indirekte, ved å måle til hvilket dyp nitraten ble brukt opp. Men vi skal merke oss at i forsøket til Mengel og Steffens (1985), som foregikk på en løss-jord der det

burde være mulig for kløverrøttene å gå dypt ned, var det forsvinnende lite røtter under 25 cm dyp sammenliknet med i det øverste jordlaget. Dette gjaldt vel så mye for kløver som raigras. Fra 25 til 100 cm dyp var det i gjennomsnitt 305 g røtter per m<sup>2</sup> på kløverrutene og 376 g per m<sup>2</sup> på raigrasrutene, etter 118 dagers vekst. I dette forsøket var jorda gjødslet med ca 4 kg N, 2 kg P og 5 kg K per dekar på forhånd og innholdet av letttilgjengelig P og K var lavt fra 50 cm dyp og nedover. Dette kan være en forklaring på at kløverrøttene ikke søkte lenger ned den første vekstsesongen. Men det viser også at man skal være forsiktig med å legge for stor vekt på belgveksternes evne til å utnytte næring fra dype jordlag før dette er nærmere undersøkt for norske/nordiske forhold.

Gras har altså en spesielt god evne til å ta opp mye kalium fra jorda. Mange forsøk har vist at gras tar opp vesentlig større mengder enn det som ble målt som ombyttbart da vekstsesongen startet, spesielt når vekstbetingelsene for øvrig er gode. Se f eks referanser i Robinson (1985). Gode vekstbetingelser for gras innebærer først og fremst rikelig tilgang på vann og nitrogen. Det effektive K-opptaket hos gras skyldes at rotsystemet er effektivt til å gjennomtrengte jorda, og til å akkumulere kalium. Den store produksjonen av organisk materiale som vi finner hos gras i god vekst, skaper et "sug" etter kalium, som igjen forplanter seg ut i jorda så det skapes diffusjonsgradienter som beskrevet i kapittel 4. Det kan ikke utelukkes at gras vil konkurrere mer effektivt enn kløverplantene om kalium, når tilgangen på dette er begrensende for avlingsnivået og disse vekstene dyrkes sammen. Dette kan eventuelt være med på å konkurrere ut kløverplantene fra enga.

På samme måte som for korn kan analyser av plantemateriale være egnet som supplement til jordanalyser for å avgjøre om kaliumforsyningen er tilfredsstillende. For belgvekster må vi være oppmerksomme på at ulike deler av planten har ulikt kaliuminnhold. For eksempel vil det som regel være mer kalium i stengler enn i blad, og ulikt innhold i blad med ulik alder (Lanyon & Smith 1985). For gras vil utviklingstrinnet ha stor betydning for K-innholdet, og K-innholdet avtar med økende utviklingstrinn fram mot modning. For belgvekster er ikke en like klar sammenheng mellom K-innhold og utviklingstrinn. Hvitkløver hadde f eks lavere K-innhold ved begynnende enn ved full blomstring i en undersøkelse referert av Lanyon & Smith (1985). Gras som trives i kjølig klima ("cool season grasses") har vesentlig større krav til K-innholdet i jorda enn gras som dyrkes i varmere områder ("warm season grasses"). Engrapp er i imidlertid et unntak fra denne regelen. Mens strandsvingel, hundegrass og raigras må inneholde mer enn 20 g K per kg for å unngå mangel, ligger kravet for engrapp og de fleste grasarter som dyrkes i varme tempererte områder, på ca 15 g K per kg gras (Robinson 1985). DRIS-systemet (se avsnitt 6.1) er prøvd også i gras, men har ikke gitt like gode resultater der som for andre vekster.

## 6.3 Kaliumgjødsling

Den viktigste kaliumgjødselen i økologisk landbruk er husdyrgjødsel. Ved skilt lagring er landet (urinen) en K-rik gjødselkilde, med et K-innhold på ca 0,7 % (varierer med vanninnblanding). Fast husdyrgjødsel inneholder ca 0,3-0,8 % K avhengig av dyreslag, fôring med mer. Bløtgjødsel av storfe inneholder ca 0,4 % K. En beregning utført ved Norsk senter for økologisk landbruk viser at en økologisk drevet melkeproduksjonsgård uten innkjøp av fôr vil ha ca 0,9 tonn bløtgjødsel til disposisjon per dekar og år, dvs ca 3,6 kg K per dekar og år (Løes et al 1993). Dette er en liten K-mengde sammenliknet med det som er tilgjengelig i egen og innkjøpt gjødsel ved konvensjonell melkeproduksjon. Kalium i husdyrgjødsel er utsatt for utvaskingstap, både under lagring og spredning, og kalium kan også tapes fra

gårdssystemet i form av silosaft som håndteres dårlig, høy som blir utsatt for regn osv. En sammenlikning av næringsbalansen på gårds- og skiftenivå på en økologisk drevet melkeproduksjonsgård viste store interne K-tap, og kompostering av husdyrgjødsel i hauger ute på jordet ble foreslått som en viktig tapspost (Mayer 1997). De små mengdene som er tilgjengelig, sammenholdt med at kalium raskt kan tapes ved en ufornuftig håndtering av både fôr, jord og gjødsel, understreker betydningen av å ta godt vare på næringsstoffene, særlig i økologisk landbruk. I denne driftsformen fokuseres det ikke like sterkt på hvert enkelt næringsstoff som i konvensjonelt landbruk, og til en viss grad er man innstilt på et lavere avlingsnivå og å utnytte de næringsreservene som jorda inneholder. Men enkelte gårdbrukere med økologisk drift har likevel fått dispensasjon til å tilføre K-gjødsel pga at de har et spesielt lavt K-innhold i jorda.

Av ensidige K-gjødselslag er det i Norge tilgang på kaliumklorid, KCl (49 % K) og kaliumsulfat, K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (41 % K). Disse saltene inngår også som K-kilde ved produksjon av f eks Fullgjødsel, NPK 6-5-20 mikro, HYDRO-NK 19-16 og HYDRO-PK 5-17. Kalimagnesia er også et aktuelt K-gjødselslag (24,5 % K og 6 % Mg). Ensidig K-gjødsel omsettes ikke av Hydro Agri, men av Felleskjøpene og andre gjødselgrossister. I følge mineralgjødselstatistikken fra Landbrukstilsynet var forbruket av kaliumklorid 310 tonn, av kaliumsulfat 170 tonn og av kalimagnesia 400 tonn i driftsåret 1997/98. Et aktuelt gjødselslag der det er mangel både på K og S er svoveldekket KCl eller K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, men slik gjødsel er det foreløpig ikke tilgang på i Norge. Rene K-gjødselslag er aktuelt i konvensjonell potetdyrking, og ved nydyrking, i tillegg til ved økologisk drift med dispensasjon fra Debio.

Kaliumsalter til gjødsling og evt andre formål hentes fra gruver i sedimenter fra tidligere saltsjøer. I Hydros gjødselproduksjon kommer en stor del av kaliumsaltene fra Tyskland og Frankrike, men det er tilgjengelige kilder mange steder i verden. Som sedimentære saltavsetninger finner vi en rekke kaliumholdige mineraler, som sylvitt, halitt og langbeinitt. De fleste av disse K-holdige mineralene er ulike blandinger mellom K, Ca, Mg, Cl, SO<sub>4</sub> og vann. Ofte består saltleiene av dobbel- og trippelsalter som raffineres videre til enkeltsalter. Ved fordampning og rensing utvinnes det også kaliumklorid fra nåværende saltsjøer som f eks Dødehavet.

## 7. Litteratur

- Albrecht, W.A. 1943: Potassium in the soil colloid complex and plant nutrition. Soil Sci., vol 55, p 13-21 (ikke sett)
- Barber, S.A. 1995: Soil nutrient bioavailability. A mechanistic approach. 2<sup>nd</sup> ed. John Wiley, New York. 414 p.
- Beaton, J. D. & Sekhon, G.S. 1985: Potassium nutrition of wheat and other small grains. In R. D. Munson [ed.], Potassium in agriculture p 701-752. ASA-CSSA-SSSA.
- Bergmann, W. 1993. Ernährungsstörungen bei Kulturpflanzen. Gustav Fischer Verlag Jena, Stuttgart.
- Bertsch, P. M. & Thomas, G.W. 1985: Potassium state of temperate region soils. In R. D. Munson [ed.]: Potassium in agriculture p 131-162. ASA-CSSA-SSSA.
- Bray, R.H & Kurtz, L.t. 1945: Determination of total, organic, and available forms of phosphorous in soils. Soil Sci. vol 59, p 39-45. (ikke sett)
- Clarkson, D. T. & Hanson J.B. 1980: The Mineral Nutrition of Higher Plants. Annu.Rev.Plant Physiol. vol 31, p 239-298.
- CSTPA (Council on Soil Testing and Plant Analysis) 1974: Handbook on reference methods for soil testing. CSTA Athens, Georgia. (ikke sett)
- van Diest, A. 1978: Factors affecting the availability of potassium in soils. Proceedings of the 11th IPI Congress, K research - review and trends, p 75-97. International Potash Institute.
- Egnér, H., Riehm, H. & Domingo, W.R. 1960: Untersuchungen über die chemische Bodenanalyse als Grundlage für die Beurteilung des Nährstoffzustandes der Böden. II Chemische Extraktionsmethoden zur Phosphor- und Kaliumbestimmung. Kungl.Lantbrukshögskolans annaler vol 26, p 199-215.
- Goulding, K. W. T. 1987: Potassium fixation and release. 20<sup>th</sup> Colloq. Proc. Int. Potash Inst. Methodology in soil-K research, p 137-154. IPI, Bern.
- Grimme, H. & Nemeth, K. 1978: The evaluation of soil K status by means of soil testing. Proceedings of the 11th IPI Congress, K research - review and trends, p 99-109. International Potash Institute.
- Hort, R. 1999: Pers. medd. som supplement til: Hort, R., Gupta, S. & Häni, H. 1998: Methodenbuch für Boden-, Pflanzen und Lysimeterwasseruntersuchungen. Schriftenreihe der FAL (Forschungsanstalt für Agrarökologie und Landbau) 27, 228 s.
- Horton, M. L. 1959: Influence of soil type on potassium fixation. 63 p. Purdue University M Sc Thesis.
- Jackson, M.L. 1964: Chemical composition of soils. p 71-141 in F.E.Bear (ed.): Chemistry of the soil. Van Nostrand Reinold Co., New York (ikke sett)
- Jenny, H. & Grossenbacher, K. 1963: Root-soil boundary zones as seen in the electron microscope. Soil Science Society of America Proceedings vol 27, p 273-277.
- Knudsen, D., Peterson, G.A. & Pratt, P.F. 1982: Lithium, sodium and potassium. In A. L. Page, R. H. Miller, and D. R. Keeney [eds.]: Methods of soil analysis Part 2: Chemical and microbiological properties, p 225-246. ASA, SSSA.



- går  
sr
- : Metoder for jordanalyser. Rapport 6, 32 s. Institutt for jordfag, NLH, Ås.
- Personlig meddelelse. Institutt for jord- og vannfag, NLH, Ås.
- 87: Potassium dynamics in the rhizosphere and potassium availability. 20<sup>th</sup>  
h Inst. Methodology in soil-K research, p 215-234. IPI, Bern.
- L. E. & Smith, F.W. 1985: Potassium nutrition of alfalfa and other forage legumes:  
temperate and tropical. In R. D. Munson [ed.]: Potassium in agriculture, p 861-893. ASA-CSSA-  
SSSA.
- Løes, A.K., Schmidt, K. & Fritsvold, B. 1993: Omlegging til økologisk landbruk. Landbruksforlaget,  
310 s.
- Løes, A.K. 1999: Opptak og funksjon av fosfor og kalium i planter, med eksempler på tilpasninger  
som kan øke opptaket fra jorda. Norsk senter for økologisk landbruk, 34 s.
- Låg, J. 1955: Potassium in the North-European soils. International Potash Institute  
Conference Proceeding p 365-373.
- Marschner, H., Römheld, V. & Ossenberg-Neuhaus, H. 1982: Rapid method for measuring changes in  
pH and reducing processes along roots of intact plants. Zeitschrift für Pflanzenphysiologie und  
Bodenkunde vol 105 p 407-416.
- Marschner, H. 1995: Mineral nutrition of higher plants. 2<sup>nd</sup> ed. Academic Press, 889 p.
- Mayer, J. 1997: Ist die Kaliumversorgung ausreichend und gesichert? Ökologie und Landbau vol 25,  
p 30-33.
- Mc Lean, E. O. & Watson, M.E. 1985: Soil measurements of plant-available potassium. In R. D.  
Munson [ed.]: Potassium in agriculture, p 277-308. ASA-CSSA-SSSA.
- Mengel, K. & Steffens, D. 1985: Potassium uptake of rye-grass (*Lolium perenne*) and red clover  
(*Trifolium pratense*) as related to root parameters. Biol Fertl Soils vol 1, p 53-58.
- Mengel, K., Ramatullah, N.N. & Dou, H. 1998: Release of potassium from the silt and sand fraction  
of loess-derived soils. Soil Science vol 163, p 805-813.
- Mortland, M. M., Lawton, K. & Uehara G. 1959: Alteration of biotite to vermiculite by plant growth.  
Soil Science vol 82 p 477-481.
- Mortland, M. M 1986: Mechanisms of adsorption of nonhumic organic species by clay. In Huang, P.  
M. & Schnitzer, M.(eds): Interactions of soil minerals with natural organics and microbes. Soil  
Science Society of America Special publication no 17 p 59-74.
- Munn, D. A., Wilding, L.P. & Mc Lean, E.O. 1976: Potassium release from sand, silt and clay  
separates. Soil Sci.Soc.Amer.J. vol 40, p 364-366.
- Munson, R. D. 1985 [ed.]: Potassium in agriculture. ASA-CSSA-SSSA, 1223 p.
- Mutscher, H 1995: Measurement and assessment of soil potassium. IPI Research Topics no 4, 102 p.  
International Potash Institute, Basel.
- Nemeth, K. 1970: Mitt. Deutsche Bodenkundl. Gesellsch., vol 10 s 154-157 (ikke sett)
- Nemeth, K. 1979: Adv. Agronomy vol 31 p 155-188 (ikke sett)

- Olsen, S. R. & Sommers, L.E. 1982: Phosphorus. In A. L. Page, R. H. Miller, and D. R. Keeney  
[eds.], Methods of soil analysis Part 2: Chemical and microbiological properties, p 403-430. ASA,  
SSSA.
- Pagel, H., Enzman, J. & Mutscher, H. 1982: Pflanzennährstoffe in tropischen Böden – ihre  
Bestimmung und Bewertung. Berlin (ikke sett)
- Raman, K.V. & Jackson, M. L. 1964: Vermiculite surface morphology. Clays Clay Miner. vol 12, p  
423-429 (ikke sett)
- Rhoades, J.D. 1982: Soluble salts. In A. L. Page, R. H. Miller, and D. R. Keeney [eds.], Methods of  
soil analysis Part 2: Chemical and microbiological properties, p 167-180. ASA, SSSA.
- Robert & Berthelin 1986: Biological factors and mineral weathering. In Huang, P. M. & Schnitzer,  
M.(eds): Interactions of soil minerals with natural organics and microbes. Soil Science Society of  
America Special publication no 17 p 453-496.
- Robinson, D. L. 1985: Potassium nutrition of forage grasses. In R. D. Munson [ed.]: Potassium in  
agriculture, p 895-914. ASA-CSSA-SSSA.
- Ronov, A.B. & Yaroshevsky, A.A. 1969: Chapter in : The earth's crust and upper mantle  
(P. J. Hart, ed.), Amer. Geophys. Union (ikke sett)
- Rosenquist, I. Th. 1963: Studies in position and mobility of the H atoms in hydrous mica. Clays Clay  
Miner. vol 11, p 117-135 (ikke sett)
- Rösler, J.H. & Lange, H. 1966: Geochemische Tabellen. Enke Verlag, Stuttgart (ikke sett)
- Russell, R.S. & Clarkson, D.T. 1971: The uptake and distribution of potassium in crop plants. In:  
Potassium in biochemistry and physiology. Proc. Colloq. Int. Potash Inst. No. 8, p 79-92 (ikke sett).
- Scheffer, F. & Schachtschabel, P. 1982: Lehrbuch der Bodenkunde. 11. Auflage. 442 s. Enke Verlag,  
Stuttgart.
- Schroeder, D. 1978: Structure and weathering of potassium containing minerals. Proceedings of the  
11th IPI Congress, K research - review and trends, p 43-63. International Potash Institute.
- Skogley, E.O. 1976: Potassium in Montana soils and crop requirements. Montana Agric. Exp. Stn.  
Res. Rep. no. 88. (ikke sett)
- Soltanpour, P.N & Schwab, A.P. 1977: A new soil test for simultaneous extraction of macro- and  
micronutrients in alkaline soils. Commun. Soil Sci. Plant Anal. vol 8, p 195-207 (ikke sett).
- Sparks, D. L. & Huang P.M. 1985: Physical chemistry of soil potassium. In R. D. Munson [ed.]:  
Potassium in agriculture, p 201-276. ASA-CSSA-SSSA.
- Stevenson, F. J. & Fitch A. 1986: Chemistry of complexation of metal ions with soil solution  
organics. In Huang, P. M. & Schnitzer, M.(eds): Interactions of soil minerals with natural organics  
and microbes. Soil Science Society of America Special publication no 17 p 29-58.
- Tabatabai, M. A. & Hanway, J.J. 1969: Potassium supplying power of Iowa soils at their "minimal"  
levels of exchangeable potassium. Soil Sci.Soc.Amer.proceedings 33: 105-109.

Tan, K. H. 1980: The release of silicone, aluminium and potassium during decomposition of soil minerals by humic acid. *Soil Science* vol 129 p 5-11.

Tan, K. H. 1986: Degradation of soil minerals by organic acids. In Huang, P. M. & Schnitzer, M.(eds): *Interactions of soil minerals with natural organics and microbes*. Soil Science Society of America Special publication no 17 p 1-28.

Vilela, L. & Ritchey, K.D. 1985: Potassium in intensive cropping systems on highly weathered soils. In R. D. Munson [ed.], *Potassium in agriculture* p 1155-1176. ASA-CSSA-SSSA.

White, R.E. 1979: *Introduction to the principles and practice of soil science*. Halsted Press, 198 p.

Øien, A. & Krogstad, T. 1989: *Jordanalyser. 1. Teori om metoder og apparatur*. 88 s. Institutt for jordfag, Ås-NLH.

Øgaard, A.F. 1999: *Kalium som ressurs i dyrka jord*. Prosjektsøknad til Norges forskningsråd, Institutt for jord- og vannfag, Norges landbrukshøgskole.