

FORELESNINGER  
I  
JORDBUNNSLÆRE

VED  
NORGES LANDBRUKSHØISKOLE

AV  
professor, dr. HANS GLØMME



Forelesninger

i

J O R D B U N N S L Æ R E

ved

Norges Landbrukshøiskole

av

professor, dr. Hans Glømme.



### Forord.

Siden jeg i 1923 begynte å forelese jordbunnslære ved Landbrukshøiskolen, har jeg mottatt tallrike anmodninger om å mangfoldiggjøre forelesningene. Jordbunnslæren har imidlertid vært i så rivende utvikling at jeg lenge anså det lite heldig å etterkomme anmodningene. Høsten 1933 hadde jeg allikevel av forskjellige grunner bestemt mig for å utgi forelesningene i kontratrykk; men da arbeidet med revisjon av mine manuskripter vel var kommet i gang, blev jeg syk og arbeidet måtte utstå. Da jeg heller ikke senere selv har vært i stand til å foreta en så gjennomgripende revisjon som jeg kunde ha ønsket, har assistent Gunnar Semb påtatt sig det vanskelige arbeide å lese gjennom og foreta de nødvendigste forandringer i manuskriptet. Han har også helt omarbeidet et par avsnitt, nemlig den almindelige del om jordprofilene og om jordens innhold av næringsstoffer.

Fra år til år vil det bli betydelige forandringer i forelesningene i jordbunnslære, og kontratrykket får derfor ikke betraktes som det absolutte pensum i faget.

Norges Landbrukshøiskole oktober 1935.

Hans Glømme.



Innholdsfortegnelse .

Side

A.	Jorden, dens opprinnelsesmateriale og klassifisering.	
I.	Jord og jordbunnsleire.	1
II.	De løse avleiringers opprinnelse, og dettes innflytelse på jordsmonnet.	2
III.	De uorganiske næringstoffers frigjørelse ved forvitring og betydning for jordsmonnet.	
	1. Kalkens betydning.	5
	2. Fosforsyrens betydning.	7
	3. Berggrunnens innflytelse på jordens kaliinnhold.	7
IV.	Geologisk klassifisering av jordartene.	9
V.	Klassifisering av jordmaterialet etter kornstørrelsen.	10
B.	Jordens bestanddeler og deres egenskaper.	
I.	Løsmaterialet	12
	1. Innledning	
	2. Forvitringen av løsmaterialet.	13
	3. Jordens viktigste mineralmateriale. Kjemiske undersøkelser.	14
	4. Lerpartiklene. Systemet lere vann. Perikinetisk sammenflokning. Ortokinetisk sammenflokning.	17
	5. De kjemiske egenskaper hos lere.	21
	6. Leres baseutbytning. Utbytningskapasiteten. Leresyreens styrke.	
	7. Forsøk på syntetisk fremstilling av lere.	24
	8. Leres fysiske egenskaper.	
	9. Er lere det eneste mineral-kolloid i jorden?	25
	10. Løsmaterialets virkning på jordens fruktbarhet.	25
	11. Lere med ulike kationer.	
II.	Jordens organiske materiale	
	1. Innledning.	27
	2. Fremstilling av humus.	30
	3. Viktigere egenskaper hos humusen som er bestemmende for jordens tilstand.	30
	4. Dispersjon. Sammenflokning. Buffervirkning. Absorpsjon i humus. Lere + humus. Absorpsjonen i jorden.	
	5. Omdannelsen av det organiske materialet i jorden	34
	6. Faktorer som påvirker omdannelsen av det organiske materiale.. Temperaturen. Fuktigheten. Mineral- og næringsinnholdets betydning for omdannelsen. Plantematerialet.	36
III.	Jordens plantenæringsstoffer.	39
	Kvelstoffet. Fosforsyren. Kalsium, magnesium, natrium- og kaliumforbindelser i jorden. Opløselig Fe, Al og Mn i jorden.	
IV.	Jordvannet.	
	1. Inndeling og egenskaper. Hygroskopisk vann. Jordens hygroskopiske kapasitet. Det kapillære vann. Bestemmelse av mengden av kapillært vann. Fuktighetsekvivalenten. Kapillær bevegelse av vannet i jorden.	43
	2. Jordvannets forhold til planteveksten. Plantenes vannbehov. Det kritiske vanninnhold eller plantenes visningspunkt.	52
	3. Vannetap fra jorden. Overflatevann. Sigevannstøpet. Fordunstningstøpet.	56
	4. Kulturinngrepenes betydning for vannforholdene i jorden. Orøftningens innflytelse på jordens vannhusholdning. Høstkultiveringens innflytelse på jordens vanninnhold. Vårbearbeidningens innflytelse på vannbevegelsen.	58



	Vedlikehold av et løsedekke utover sommeren. Stenedekke. Tromlingens innflytelse. Husdyrgjødselens innflytelse på jordens vanninnhold.	63
5.	Jordopløsningen	63
	Metoder for studium av jordopløsningen. Absorpsjonen og jordopløsningen. Jordopløsningens sammensetning. Årstidenes og plantevækstens innflytelse på jordvesken. Jordopløsningen og jordens ydedyktighet.	65
6.	Bortførsel av næring fra jorden	65
	Sigevannets sammensetning. Næringstap med avlingen. Samlet næringsbortførsel ved utvaskning og høstning av avling. Muligheter for utpining av jorden.	
V.	Jordluften	
	1. Innledning	69
	2. Jordluftens sammensetning.	69
	3. Jordluftens kullsyre.	70
	4. Kullsyrens virkning i jorden.	71
	5. Surstoffets rolle i jorden	71
	6. Oksydasjonens innvirkning på jordluften	72
	7. Jordkulturens innflytelse på jordluften.	72
IV.	Jordens kolloide bestanddeler, deres egenskaper og virkning i jorden.	73
	Kolloidene i jorden. Jordkolloidenes viktigste egenskaper. Innflytelse av kolloid materiale på jorden. Bestemmelse av "ultraclay".	
C.	Viktige egenskaper og prosesser i jordsmonnet.	
I.	Jordarternes konsistens.	80
	Det plastiske konsistensområde. Det flytende konsistensområde. Det faste konsistensområde.	
II.	Jordmaterialets strukturforhold.	83
	Årsaker til at gryn-strukturen opstår og ødelegges.	87
III.	Jordens absorpsjonsevne.	87
	Absorpsjon av fofater. Absorpsjon av kolloider.	
IV.	Jordens forhold til varme.	89
	Varme kilder. Solenergiens absorpsjon i jordoverflaten. Jordens varmesluk. Varmens forplantning i jorden. Varmens bevegelse ved strømming i gass eller veske. Tap av varme fra jorden. Temperaturforandringene i jorden under tempererte forhold.	
V.	Reaksjonsforholdene i jorden.	97
	1. Surjord. pH-verdien.	97
	Aktuell reaksjon. Betydningen av å kjenne puffer-virkningen. Potensiell reaksjon.	
	2. Plantenes forhold til jordens reaksjon.	100
	3. Årsaker til at reaksjonen har betydning for jordens tilstand og planteveksten.	102
	4. Jordens syrer, jordens metningsgrad.	103
	Jordens metningskapasitet	
VI.	Luftvekslingen i jorden som økologisk faktor.	
	1. Innledning.	104
	2. Luftvekslingene som økologisk faktor	105
	3. Tilbakeblikk og skoglig betydningsfulle resultater	107
VII.	Stofftransporten i jorden under våre forhold og dens betydning for gjødsel og kalkbehov.	
	1. Grunnvannsbevegelsen, dens relasjon til jordens fruktbarhet og gjødselbehov.	
	Innledning. Grunnvannet og grunnvannstrømmene. Virkningene av bevegelig grunnvann på jordsmonnets utvikling. Det bevegelige grunnvanns virkning på plantevæksten og gjødselbehovet.	
	2. Den vertikale transport av næringsstoffer i jorden.	112
	en. Sigevannet og den kapillare vannbevegelse i jorden. Utvaskningen av verdistoffer. Den opadgående kapillare stofftransport. Stofftransportens generelle virkninger på den ville plantevekst.	
	3. Den vertikale stofftransport. Stofftransportens	



	betydning for k�alk- og gjødselbehovet og bedømmelsen herav i praksis. Stofftransporten og gjødselbehovet. Bedømmelsen av stofftransportens betydning for gjødslingen.	116
VII.	Bestemmelse av jordens gjødselbehov ved kjemiske og andre analyser.	
	1. Bestem. av gjødselbehovet ved kjemisk anal. av avlingen	121
	2. Bestemmelse av gjødselbehovet ved jordanalyser.	122
	3. Kortvarige vegetasjonsfors�k og undersøkelser av plantene.	125
D.	Oversikt over det naturlige jordsmonn under ulike klimastr�k.	
I.	1. For�ndringene i jordsmonnets mineralsammensetning	128
	1. Innledning.	
	2. Utvaskning. Kalsium og vannstoffjord.	128
	3. Jordsmonn dannet under humide forhold med stor utlutning. Podsolering.	129
	4. Jordsmonnet i arid klima. Liten eller ingen utvaskning. Kasteniejord og �rkenijord. Saltjorden.	134
	5. Jordsmonnet på overgangen mellom humid og arid klima. Svertjorden, tschernosem. Brunjorden eller den brune skogjord.	136
	6. L�teritt..	138
	Resume.	140
II.	Råhumus.	
	Ulike planters og skogtypers evne til å danne råhumus. Tamm's undersøkelser i det nordsvenske barskog-området. Ki�rs r�humusstudier. Råhumusens omdannelse. Råhumusens innflytelse på podsoleringen (profildannelsen). Være naturlig humustyper. Planteresamfundene og humustypene.	149
III.	A. Aurhelledannelsen ( ortstein - �hl)	
	Autokton og Allohton aurhelle. Podsoleringens innflytelse på aurhelledannelsen. Aurhelle i furuskoger. "Hardpan" dannelser. Andre sammenkitninger.	154
IV.	Jordsmonnstyper innen Fennoskandia.	
E.	Jordens mikroorganismer.	
	1. Virkning på mineralmaterialet.	161
	2. Det organiske materiales omdannelse.	161
	3. Litt om jordens kvelstoffomsetning.	162
	Nitrifikasjon. Sammenhengen mellom N-omsetningen og jordens reaksjon. N-omsetningen og mengden av organisk stoff. Mykorrhiza. Binding og luftens kvelstoff. Denitrifikasjon.	
	4. Andre �kologisk viktige omsetninger i jorden.	167
	5. Mikroorganismenes forhold t�l jordens saltinnhold og til klimatiske faktorer.	167
	Saltinnholdet i jorden. Virkning av rotutsondring. Virkning av vanninnhold og temperatur. Virkning og frysning og partiell sterilisering. Perodisiteten i jordorganismenes virksomhet.	
F.	Om jordarter og jordsmonn i Norge.	
	Avsmeltningstidens avsetninger.	171
	1. Fremrykningsmorener, endemorener.	172
	2. Avsmeltningmorener.	
	Egenskaper og betydning fra praktisk synspunkt. Terreng forholdenes innflytelse på morenejordens egenskaper.	
	3. Spesielle morenetyper.	176
	Morenejord av sparagmitt og skifer i de lavere strøk i Mj�straktene. Saltbitterjorden i Gudbrandsdalen. Morenejord av tykk sanddekket morene.	
	Forvitring og profildannelse.	
	4. Breelvenes avsetninger og deres egenskaper.	181



- Egenskaper fra praktisk synspunkt. Profildannelse og forvitring.
5. Lerjorden.  
Lerjordens praktisk viktige egenskaper. Lerjordens forvitring og profildannelse. Spesielle lerjordtyper.
6. Mojord, sand og grusjord. 193  
Mojordgruppens viktigste egenskaper. Sand og grusjordens egenskaper. Profildannelsen. Sandjordtyper som er beskrevet.
7. Myrenes skikkethet for utnyttelse i planteproduksjonens tjeneste og bedømmelse herav. 199  
Myrjordens fysiske forhold. Myrens næringsinnhold. Klimæets betydning. Egenskaper ved myrjorden som er bestemmende for avgrøftningen, særlig for skogproduksjon. Myrunderlagets forhold til avvanningen. Dyrkningsverdien av ulike myr.



## A. Jorden, dens opprinnelsesmateriale og klassifikasjon.

### I. Jord og jordbunnsføre.

Jorden er ophævet til alt liv såvel i plante- som i dyreverdenen.

De løse mineralske avleiringer er opstått av fast fjell ved smuldring og omdannelse som følge av kjemisk og mekanisk forvitring. Forvittringsproduktene er blandet med senere tilkommet organisk materiale, vesentlig fra den plantevekst som etter hvert har innvandret. Det øvre skikt av løsmaterialet påvirkes dessuten videre av forvittringskreftene. Det får derved en annen sammensetning enn det underliggende uforvitrede materiale. Hvad de fysikalske forhold angår, så er det øverste lag løst og porøst med større og mindre hulrum, som enten er fylt med vann eller luft eller begge deler.

Definisjonene av begrepet jord er noget forskjellige. I den geologiske jordbunnsføre betrakter man den øverste løse forvitringssone som jord og holder forholdet til planteveksten utenfor. I den anvendte jordbunnsføre, den agronomiske og forstlige, er det nettop forholdet mellom jord og plantevekst som behandles.

Med jord forstår man her den øverste del av jordskorpen, som er mer eller mindre løs og åpen, gjennomtrengt av luft og vann, hvor jordens mikroorganismer holder til og hvor våre kulturplanter og skogstrær finner tjenlig vokseplass.

Buckman og Lyon definerte jord som: en blanding av opsmuldrede og forvitrede mineralpartikler og organiske rester som dekker jorden i tynt lag og som skaffer plantene understøttelse og helt eller delvis forsyner dem med næring.

I den senere tid har den klimatologiske retning innen jordbunnsføren gjort sig gjeldende. Man har derfor nu begynt å skille mellom materiale som er upåvirket etter avsetningen og materiale som er påvirket av forvitringen etter avleiringen.

Ut fra denne betraktningssmåte har N. J. F.'s komite for nomenklatur i jordbunnsføren foreslått følgende definisjoner:

"Jord er en løs av organiske og uorganiske bestanddeler sammensatt masse." Jord er altså et stoffbegrep for løse masser i motsetning til bergart.

"Jordart er en bestemt geologisk avleiring med løs struktur."

"Jordsmonn = den del av løsmaterialet som er forandret gjennom klimatiske, biologiske og andre prosesser, så det avviker fra underlaget i kjemiske og fysiske egenskaper."

"Undergrunn: den del av avleiringene som ligger under jordsmonnet og er upåvirket av forvitringen."

"Jordbunn er den av atmosfæren direkte berørte del av en jordart, hvor vegetasjonen har eller kan ha sitt feste."

Jordbunnsføren eller jordføren - pedologien - er læren om de løse avleiringers dannelse, forandring til jordsmonn og jordsmonnets egenskaper. Skal man skaffe sig kjennskap til alle jordens egenskaper, er det ikke nok å undersøke bare jords-



monnet. Det er nødvendig å undersøke hele jordprofilen - jordsmonn + undergrunn. For jordbunns læren er det nødvendig å kjenne de mineraler og bergarter som bygger opp den faste jordskorpe, og deres forhold til forvitringen. Lösmaterialet oppstår ved forvitring av fast fjell, som granitt, gneis, sandsten, skifer, kalksten o.s.v. Som vi skal se senere er jordens beskaffenhet mer eller mindre tydelig påvirket av opprinnelsesbergarten, i hvert fall på steder hvor kjemisk forvitring foregår langsomt og de løse avleiringer er av ung alder. De kjemiske og fysiske forhold i jorden er også av den aller største betydning for jorden som vokseplass for plantene og som leverandør av plantenæringsstoffer. Det er derfor meget viktig å få kjennskap til disse forhold. Mikroorganismene som lever i jorden, utfører et overordentlig viktig arbeide - omdanner det organiske avfall, påvirker forvitringen og de fysiske forhold. Kjennskapet til mikroorganismene i jorden er derfor nødvendig for å kunne bedømme jordens skikkethet som vokseplass for plantene.

Forvitringen og jorddannelsen er i høi grad påvirket av de klimatiske forhold, derfor blir også jordens egenskaper mer eller mindre sterkt preget av klimaet. Vi kjenner den store forskjell i jordsmonndannelsen i aride og humide strøk. De forskjellige jordbunnsregioner eller jordbunns soner faller stort sett sammen med kontinentenes klimasoner. Men vi skal også være oppmerksom på at innenfor disse soner kan bergartsmaterialet, grunnvannet, terrengforholdene m.v. innenfor små områder føre til høist forskjellige jordbunns typer.

Det er klart at jordbunns læren må bygge på en rekke av de andre naturvidenskaper. De viktigste av disse er geologi, kjemi, fysikk, botanikk, bakteriologi og klimatologi. Jordbunns læren er en ung videnskap. Utforskningen av jordbunnen støtter seg på de nevnte rene naturvidenskaper, og utviklingen vil derfor komme etter utviklingen av disse.

Jordbunns læren pleier man ofte dele i 2 avdelinger, nemlig: den almindelige eller videnskapelige del - en ren videnskap som har videnskapelige oppgaver å løse - og den spesielle eller teknologiske jordbunns lære, som har til oppgave å nyttiggjøre resultatene i praksis. I vår gjennomgåelse vil vi ikke oprettholde en slik deling, idet det alltid skal være vår oppgave å peke på de praktiske resultater i forbindelse med de videnskapelige.

## II. De løse avleiringers opprinnelse og dets innflytelse på jordsmonnet.

De løse avleiringer skriver seg dels fra fjellgrunnen dels fra organisk materiale. Vi skal i dette avsnitt behandle det materiale som er dannet av fjellgrunnen.

Fjellgrunnen i vårt land er for størstedelen oppstått i den eldste arkeiske tid. De virksomme krefter ved denne fjelldannelse skrev seg fra jordens indre. De betegnes derfor som endogene virkninger.

Disse eldste bergarter eller grunnfjellet utgjør ca. 44 % av vårt lands overflate. Grunnfjellet består mest av granitt og gneis, dessuten en del skifer (hornblendeskifer og glimmer-skifer). Grunnfjellet er tungt forvitterlig; men det har naturligvis ikke kunnet motstå de nedbrytende krefter under det uhyre tidsrum som er forløpet fra den arkeiske tid til nutiden. Forvitringen har tvertimot gjort seg sterkt gjeldende. Grunn-



fjellet er for en stor del smuldret op til løse avleiringer, som er ført vekk og senere sammenkittet og herdnet til konglomerater sandsten og skifer o.s.v. På denne måte er en stor del av grunnfjellet forsvunnet, og de arkeiske bergarter man oftest nu finner, er derfor dypbergarter. De er blottlagt ved at denudasjonen har gjort det av med ikke bare de øvre lag av grunnfjellet, men også de senere avsatte bergarter, som skrev sig fra grunnfjellets forvitring.

Skifer, sandstener og kalkstener, som blev dannet under prekambrisk og silurisk tid, er altså for en stor del forsvunnet. Men vi finner i vårt land også betydelige arealer, som er dekket av disse bergarter. Omvandlede ordoviciske og siluriske lag av lerglimmerskifer o.lign., fyllittformasjonen, utgjør således ca. 30 % av landets overflate. Denne formasjon optrer især langs den norske fjellkjede fra Stavangerfjorden over Trøndelag og Nordland til Lyngen og de vestre deler av Svalbard. Bergartene er ofte ganske sterkt omvandet. Lerskifrene er glinsende med fine, nydannede glimmerskjell. I Nordland danner de ofte rene glimmerskifre. Sandstenene er blitt tette - kvartsitt- eller kvartsskiferlignende. Kalkstenene er blitt til marmor.

Når man undtar kvartsitt og kvartsskifer, må fyllittformasjonens bergarter sies å være forholdsvis lett forvitterlige.

Siluren i Oslofeltet består for en stor del av lett forvitterlig skifer og kalksten. Innen dette strøk har man derfor adskillig forvittringsjord, som optrer sparsomt de fleste andre steder i vårt land.

Sparagmittformasjonen i Gudbrandsdalen og Østerdalen utgjør 5 % av landets overflate. Den viktigste bergart i denne formasjon er sparagmitten - en feltspatførende sandsten. Dessuten forekommer det skiferlag i forskjellig mengde, konglomerater og kalksten. I den mørke sparagmitt i Søndre Gudbrandsdalen optrer det lag av lerskifer. Den grå og røde sparagmitt i Nordre Gudbrandsdalen er derimot fattig på skifer.

Sparagmitten forvitrer ganske vanskelig. Jorden som er oppstått av sparagmitt, er forskjellig efter skiferinnholdet. Således er sparagmittjorden i den søndre del av Gudbrandsdalen og Mjøstraktene betydelig mere lerrik og fruktbar enn jord som er dannet av den langt skiferfattigere bergart i Østerdalen og Nordre Gudbrandsdalen. Feltspaten i sparagmitt er gjerne kalifeltspat og således kaliførende.

Hvor sparagmitten inneholder kalklag, setter dette strøks sitt preg på vegetasjonen. Den blir artsrikere og får preg av kalkrik jord.

Lignende sandsten optrer i store mengder i Finnmark. Devonisk sandsten forekommer i spredte felter ved Oslofjorden, på Ringerike, i Brumunddal, hist og her langs vestkysten (Sogn og Fjordane mellom Sognefjord og Nordfjord). I Sogn, Voss, Hardanger og østenfor fjellkjeden i Valdres optrer yngre sparagmitt.

Disse sandstensforekomster forholder sig med hensyn til jorddannelsen omtrent som sparagmitt.

Eruptive bergarter som yngre granitt, gabbroer og porfyrer utgjør 5 % av landets overflate. De finnes i Oslofeltet som granitter, syenitter og porfyrer. Det største felt av yngre eruptiver finnes i de vestre deler av det centrale Norge. Her finnes gabbroer, granitter og gneislignende bergarter. Et lignende mindre felt av yngre eruptiver har man på de søndre deler av Hardangervidda og i de indre deler av Ryfylke.

Disse yngre eruptiver er likesom grunnfjellet tungt forvitterlige. Derfor er det lite av egentlig forvittringsjord. Morene-



jord av dette oprinnelsesmateriale kan være en god jord. Gabbroene pleier å være rike på fosforsyre, og de danner også et frodig jordsmonn. Gabbrovarietetet labradorsten er meget fattig på plantenæring. Hvor denne bergart optrer, blir landskapet ufruktbart og får et goldt utseende. Et større labradorstensfelt finnes på kysten mellom Lindesnes og Egersundstraktens.

Grunnfjellet og glimmerskifer - fyllittformasjonen dekker altså 3/4 av landets samlede overflate. Det er derfor mest disse bergarter den mineralske del av våre jordarter er dannet av.

Opsmuldringen og dannelsen av våre løse avleiringer har foregått under og etter den siste istid. Det opknuste fjell har vært gjenstand for flytning og avsetning på nye steder. Da den siste istid ikke ligger så svært langt tilbake i tiden, er heller ikke våre jordarter av særlig høi alder. Man antar nu på grunnlag av den svenske geolog de Geers undersøkelser at det er en 12 - 15000 år siden isen begynte å smelte bort fra de sydlige deler av Sverige, og ca. 3000 år senere stod isranden ved ræne, de ytre endemorener i den sydlige del av vårt land. Slutningen av istiden er man tilbøielig til å regne ca. 8000 år tilbake i tiden. Våre jordarter blir derfor ganske unge dannelser - bare høist ca. 12000 år. Forvitringen har altså hatt tid til å gjøre sig gjeldende relativt kort tid. Hertil kommer at de kjemiske forvittringskrefter under våre klimatiske forhold er lite intense sammenlignet med sydligere, varmere strøk, og fjellgrunnen hos oss består for en stor del av tungt forvitterlige bergarter. Det er derfor lett å forstå at oprinnelsesbergartene må ha stor innflytelse på jordartene våre. Kjenner vi oprinnelsesmateriale, har vi da også et ganske godt holdepunkt for bedømmelse av vår jord både fra praktisk og videnskapelig synspunkt. Sikre slutninger på dette grunnlag kan vi dra bare når bergartene er ensartet. Er bergartene innen et distrikt uensartet, faller bedømmelsen av jordarten vanskeligere, da jo isen har rotet alt løsmateriale om under sin bevegelse.

For det grovere materiale i jorden kan vi ved bergartsbestemmelse finne dets art og verdi. For de mere finkornete er dette vanskeligere. Mineralbestemmelse i lere er vanskelig og krever gjerne lang øvelse.

Bergartene består av forskjellige mineraler, som inneholder de uorganiske næringsstoffer plantene trenger. Ved forvitringen blir disse næringsstoffer overført i oppløselig form og tilgjengelige for plantene. De viktigste av disse næringsstoffer er kalk, kali og fosforsyre.

Med hensyn til forvitringen spiller bergartenes kjemiske og fysiske beskaffenhet stor rolle. Stort sett kan man si at forvitringen foregår vanskeligere jo tettere og mere kiselsyrerik bergarten er. Grovkornete, kiselsyrefattige bergarter forvittrer lettere. Lettest forvittrer bergarter, som er rike på kalk bundet som karbonat. Jernrike mineraler forvittrer også lett.

Berggrunnens virkning på de løse avleiringer kommer således til å bestå i hvor lett den avgir plantenæring ved forvitringen og ved at den danner underlag for de løse avleiringer. Underlagets betydning er stor, når jordlaget er tynt og terrenget skrånende. I skråningene opstår det grunnvannsbevegelser, og dette bevegelige grunnvann inneholder både næringsstoffer og surstoff. Er terrenget flatt og jordlaget tykt (over 2 m.), har underlaget mindre betydning. Man kan forutsette at det underliggende fjell da ikke över annen innflytelse enn ved sin større eller mindre evne til å avlede grunnvannet.

Den største innflytelse bergarten över på jorden og planteveksten, står i forbindelse med avgivelse av plantenæring gjennom forvitring.



### III. De uorganiske næringsstoffers frigjørelse ved forvitringen og betydning for jordsmonnet.

#### 1. Kalkens betydning.

Av de næringsemner som frigjøres ved forvitringen, spiller kalken en meget fremtredende rolle. Den forekommer i forskjellige forbindelser som silikat, karbonat, fosfat, til dels også bundet til andre syrer. Ved disse mineralers forvitring frigjøres kalken som oppløselig salt, særlig som surt karbonat  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . I denne form er kalken tilgjengelig for plantene.

Foruten som plantenæringsstoff spiller kalken en overordentlig stor rolle ved de omdannelsesprosesser som foregår i jorden. Kalken nøytraliserer sure stoffer og fremkaller dessuten gunstige fysiske forhold i jorden.

Livsvilkårene for mikroorganismene blir ved rikelig kalk bedre, og humusdannelsen tar en gunstig retning. Er det rikelig med kalk i jorden, vil omdannelsen av det organiske materiale foregå raskt og den næring det inneholder, bli tilgjengelig for plantene, f.eks. kvelstoffet.

Andre baser, f.eks. K, kan også tjene til å nøytralisere sure stoffer i jorden; men kalken er den base som utøver den mest radikale virkning i jorden, både med hensyn til reaksjon og struktur, og opviser dessuten de største variasjoner i oppløselighet og mengde. På grunnlag av svenske undersøkelser er det derfor berettiget å vurdere bergartenes betydning, iallfall for naturlig jordsmonn, etter avgivelsen av oppløselige kalkforbindelser. Man snakker om bergartenes kalkvirkning. Den svenske jordbunnsforsker O. Tamm har inndelt bergartenes etter det.

Den største kalkvirkning har kalksten, kalkrike skifre og kalksandstener. I disse bergarter er kalken bundet som karbonat, og ved forvitringen avgis det tilstrekkelig oppløselig kalk for alle vekster. Kalking er nødvendig på jord opstått av slike bergarter. Kalkrike bergarter, og som følge derav kalkrike jordarter, forekommer hos oss særlig innen Oslofeltets silur.

Adskillig mindre kalkvirkning enn kalkstenene har de mørke bergarter, diabaser, hyperitter og baserike gabbroer. Kalkvirkningen hos disse bergarter angis å være bedre jo mere grovkornet de er. (Tamm 1928 s. 20.) Etter Tamm får man i Värmland podsolering, når hyperitt optrer med ca. 10 % av løsmaterialet. Er det over 10 %, dennes brunjord.

Betydelig mindre kalkvirkning viser granitt og gneis. Tamm sier at disse bergarter har normal kalkvirkning. Denne betegnelse er anvendt, fordi disse bergarter utgjør en vesentlig del av fjellgrunnen i Sverige. Også hos oss optar de bortimot halvparten av landets overflate. Granittens og gneisens kalkvirkning vil derfor komme til å prege jordartene over store områder av landet. Det er derfor også en almindelig foreteelse at vår jord er forholdsvis kalkfattig og kalktrengende.

Den minste kalkvirkning viser porfyrer, kvartsitter og kalkfrie sandstener. Dette skyldes dels den sterke utvaskning disse bergarter har vært utsatt for under dannelsen, dels deres kiselsyrerike sammensetning og derav følgende store motstandsevne mot forvitring.

Når man skal bedømme mineralgrunnens beskaffenhet og betydning for jordsmonnet innen et visst område, må man være klar over at selv en ganske liten innblanding av en bergart med stor kalkvirkning kan vise stor virkning. Bare et par prosent av en kalkrik bergart i f.eks. en morene av granittiske bergarter kan fremkalle kalkelskende vegetasjon og gi jorden preg av kalkrik-



dom. Denne sterke virkning av kalkinnblanding henger sammen med at det lett oppløselige materiale i jorden lett kommer til å prege jordvannets sammensetning og virkning på planteveksten. Kalkinnblanding vil særlig gjøre sig gjeldende i skråninger, hvor man har bevegelig grunnvann parallelt med jordoverflaten. (Se senere.)

Det blir de lettest forvitterlige bergarter som preger jordvannets sammensetning og dermed vegetasjonen.

På den annen side må en tungt forvitterlig bergart være helt dominerende, om den skal sette sitt preg på jorden. Eksempler på det har vi innenfor og syd for sparagmittformasjonen. En innblanding av skifer eller kalksten i sparagmittmorenen setter hurtig preg på jorden og vegetasjonen. I den nordre del av Østerdalen, hvor jorden til dels består av bare sparagmitt, er podsoleringen utpreget og vegetasjonen kummerlig.

Den ville vegetasjon er sterkt avhengig av bergartenes kalkinnhold. Tamm har således påvist at hvor de kalkfattige bergarter optrer såvel i det faste fjell som i løsmaterialet, har man gjerne en senvoksen furuskog med bunnvegetasjon av lyngarter. (røsslyng, blåbær og tyttebær), moser og laver. Jorden er sterkt podsolert og meget kalkfattig med ned til 0,3 % totalalkali. Gressmark med løvskog (løvenger) eller rene gressmarker optrer sjelden.

Hvor gneis og granitt optrer i fjellgrunnen og dominerer i løsmaterialet, har man middels gode jorder. De varierer imidlertid sterkt etter klima, topografi, jordens dybde, fuktighetsforhold og etter beskaffenheten av den opptredende gneis og granitt. Granen er det almindelige skogstre på moreneområdene. På gunstige steder innvandrer løvtrær. Podsolering er almindelig; men brunjord optrer i skråninger og langs bekkefar med bevegelig grunnvann.

I Värmlands hyperittstrøk har Tamm drevet detaljundersøkelser. (O. Tamm: Om berggrundens inverkan på skogsmarken. Medd. från Statens Skogsförsöksanstalt. H. 18, nr. 3. 1921.) Fjellgrunnen innen dette område består dels av ren hyperitt, dels rene grunnfjellsbergarter, og jorden danner alle mulige blandinger av disse. Hvor det forekommer ca. 10 % hyperitt i jorden, finner man almindelig i Värmland podsolering; men blekjorden er svakt utviklet og noget muldblandet. Bunnvegetasjonen i granskogen er gjerne *Oxalis acetosella*, *Majantemum bifolium* og *Vacc. myrtillus*. Optrer det større mengder av hyperitt eller den hyperittholdige jord forekommer i skråninger, utvikles oftest brunjord med 4 - 5 cm. god muld. Bunnvegetasjonen er mere urterik. *Anemone hepatica* og *Hylocomium triquetrum* er hyppige. Granen vokser godt, dog ikke videre bedre enn på foregående jordslag.

På steile skrenter i hyperittbergene finner man 20 - 30 cm. muld, som ligner god havejord. Vegetasjonen består her av løvskog med urter.

Hvor hyperitten danner gressganger, er jorden gått tilbake. Granen vokser godt, men gresset dårlig. Skogen danner på grunn av kalkens virkning en god humus, som holder på vannet og beskytter bunnen. På gressmark derimot vil omsetningen av det organiske materiale gå for raskt, og ifølge Tamms undersøkelser inntreder det podsolering på disse gressarealer.

Hvor kalkrike, siluriske og ordoviciske bergarter optrer, finner man i regelen en frodig vegetasjon, hvis det ikke er for tørt. Kalken fremmer i høi grad utviklingen av muld og brunjord.

Selv høit over havet og langt mot nord, hvor betingelsene for podsolering er de beste, formår kalken i hvert fall i skrå-



ningene å frembringe brunjord med fin muld og den yppigste vegetasjon. På horisontal mark kan kalken derimot være utvasket og derfor nu gjøre sig lite gjeldende. Morenejord med noget innblanding av kalksten hører til de gunstigste jordarter. Kalken fremkaller en rask omsetning av det organiske materiale til muld. Derved frigjøres plantenæring, og utvaskningen hemmes.

## 2. Fosforsyrens betydning for jordsmonnet.

Fosforsyren i jorden har en mindre allsidig oppgave, idet den vesentlig skal tjene som næringsemne. Den forekommer gjerne som trebasisk kalsiumfosfat i mineralet apatitt, som finnes innsprengt i små mengder i de almindelige bergarter. Man regner at fosforsyren beregnet som  $P_2O_5$  utgjør bare 0,3 % i gjennomsnitt av bergartene. De eruptive bergarter er rikest på fosforsyre, de sedimentære er meget fattige på dette stoff. Goldschmidt angir bare 0,15 % i gjennomsnitt for disse.

Våre kambrosiluriske lag er meget fattige på fosforsyre; som gjennomsnitt av de utførte analyser for den hele lagrekke angis 0,126 %  $P_2O_5$ .

I jorden kan fosforsyren også opptre som jern- og aluminiumforbindelser.

De opptredende mengder av fosforsyre i jorden og jordvannet er små; men det later til at den naturlige vegetasjon sjelden lider av fosforsyremangel. Kulturvekstene må derimot regelmessig tilføres dette stoff for å gi maksimal avling.

Da apatitt er et relativt lett oppløselig mineral, er det sannsynlig at et stort apatittinnhold vil virke heldig på jordsmonn og vegetasjon.

## 3. Berggrunnens innflytelse på jordens kaliinnhold.

Over dette spørsmål er det ved Statens Råstoffkomite utført en undersøkelse, hvis resultater er fremlagt av V. M. Goldschmidt og Erling Johnson i Glimmermineralernes betydning som kalikilde for plantene. (Råst. Kom. Publ. no. 8. Kr. a 1922.)

Den almindelige oppfatning har tidligere vært at kalifeltspaten har vært den viktigste kalikilde for vegetasjonen.

1. Kalifeltspat opptre i meget stor mengde. Det antas (Goldschmidt 1922) at meget over halvparten av jordens kaliforråd er bundet som kalifeltspat. Den overveiende mengde av dette mineral er noget urent med innblanding av netronfeltspat, og innholdet av  $K_2O$  utgjør derfor bare 10 - 12 %. (Teoret. 17 % av formelen  $KAlSi_3O_8$ .) De granittiske bergarter inneholder ca. 70 % feltspat og altså omkring 7 %  $K_2O$ .
2. Nefelin ( $NaAlSi_3O_8$ ) inneholder som regel 4 - 10 %  $K_2O$ , oftest ca. 5 %. Den forvitrer lett. Forekomsten er rent lokal i Lågendalen, ved Langesundsfjorden og Ulefoss.
3. Muskovitt ( $H_2KAl_3Si_3O_{12}$  er i almindelighet formelen) er meget utbredt i vårt land, dels som underordnet bestanddel i granitter og gneiser, dels som hovedbestanddel i fyllitt og glimmerskifer, hvor den utgjør 50 - 60 % av bergarten. 9 - 11 %  $K_2O$ .
4. Biotitten (sammensetningen i almindelighet  $H_2KAl_3Si_3O_{12}$  + ca. 3  $Mg_2SiO_4$ ) har næst kalifeltspaten den største utbredelse av kalimineralene. Den finnes som primær bestanddel i



eruptive bergarter og som nydannelse i tallrike metamorfoserte bergarter. Kaliinnhold 8 - 9 %. De fleste analyser viser dog lavere tall. Dette skyldes at analysemateriale har vært en del forvitret.

5. Kaliholdig lersubstans (kolloid efter Goldschmidt 1922) i lerskifer og lere. Lerskifer og lere inneholder gjerne 3 - 6 %  $K_2O$ . Dette kali kan dels skrive sig fra fine mineralpartikler, dels være absorbert i lerkolloidene.

Søker vi nu å skaffe oss en oversikt over mengden av de viktigste kaliførende bergarter i vår fjellgrunn, kommer vi delvis til andre resultater enn for andre strøk av jorden. Den gjennomsnittlige kalimengde i den faste jordskorpe, litosfæren, er anslått til 3 vekts %. I de uforandrede eruptivbergarter er det meste kali bundet som kalifeltspat, bare en mindre del som biotitt og ennu mindre som muskovitt. Clarke angir det gjennomsnittlige biotittinnhold i eruptivbergartene til 3,8 %. Efter hans beregning er ca. 12 % av kaliet bundet som biotitt, resten overveiende som kalifeltspat (minst 80 %).

Norges bergarter er imidlertid for en stor del metamorfoserte. Metamorfosen fører i de aller fleste tilfelle til omdannelse til glimmerminerale på bekostning av kalifeltspat. Men også av de uforandrede eruptivbergarter optrer hos oss adskillige biotittrike typer. (Goldschmidt 1922.)

Man må også være opmerksom på at det i vårt land finnes betydelige områder, hvor glimmerminerale er rent dominerende. Store arealer av fyllitt og glimmerskifer inneholder næsten ikke kalifeltspat. Strøk som Gauldal ovenfor Støren, størstedelen av Selbu og Vestlandets fyllittområder inneholder 30 - 50 % glimmerminerale, men bare 0 - 2 % kalifeltspat. I det hele kan man si at glimmerminerale er dominerende i hele fyllitt- og glimmerskiferstrøket fra Stavangerfjorden til Finnmarken.

I de uomvendlede skifre i Oslofeltet optrer kaliet i lersubstansen i lerskiferen.

I granitt og spargmitt er kalifeltspat dominerende. Endelig inneholder grunnfjellsgneisene og gabbroide bergarter omtrent like meget av kalifeltspat og glimmerminerale.

Goldschmidt har søkt å beregne mengden av kalimineraler i den norske fjellgrunn og kommet til at muskovitt utgjør 5 %, biotitt 10 % og kalifeltspat 15 %.

Altså er mengden av glimmerminerale omtrent lik med mengder av kalifeltspat. Da nu glimmerminerale lettere avgir sitt kali enn feltspaten, skulde glimmerminerale være av større betydning for jordbunnens kaliinnhold enn feltspaten.

Nu må man naturligvis være opmerksom på at vår jord ofte er transportert kortere eller lengere strekninger. Man kan derfor ikke bedømme jordens kaliinnhold efter den faste fjellgrunn på stedet. Dog må denne særlig i skråninger og hvor jordlagene er tynne, indirekte komme til å gjøre sig gjeldende. Og har man rede på isbevegelsens retning eller man foretar en mineralanalyse, har man gode holdepunkter for bedømmelse av kaliinnholdet i jorden.

Med hensyn til glimmerminerale og kalifeltspatens forvitring er Goldschmidt kommet til det resultat at glimmerminerale langt lettere avgir sitt kali enn feltspaten. Dette synes også å fremgå av tidligere undersøkelser. På grunnlag av disse undersøkelser hevder Goldschmidt for det første at glimmerminerale er den viktigste kalikilde for plantene under våre forhold, og dernæst at det vesentlig er glimmer og plagioklas som har avgitt materiale til de hydrolyttiske spaltnings-



produkter eller kolloidene i den nordiske lere.

O. Tamm hevder at også kalifeltspaten undergår forvitring under de forhold som har vært rådende under dannelsen av våre løse avleiringer. Tamm har vist at kalifeltspat som ristes i kaldt (2 - 3°C), kullsyreholdig vann, danner lere og avgir kali. Goldschmidts avvikende resultat mener Tamm skyldes at hans oppløsningsmidler har vært sterkt sure, mens dannelsen av leren i naturen har foregått ved en langt mindre surhet.

#### IV. Geologisk klassifikasjon av jordartene.

Efter dannelsesmåten har man opstillet nedenstående klassifikasjon av jorden.

##### I. Uflyttede jordarter.

###### A. Forvittringsjorder.

Forvittringsjord av eruptive bergarter.

" " sedimentære "

" " krystallinske skifre og gneiser.

###### B. Organiske jordarter.

Muldjord.

Torvjord.

Ferskvannsskjellmasser.

Marine skjellmasser.

##### II. Flyttede jordarter.

###### C. Morenejord.

Moreneler.

Marint moreneler.

Innlandets moreneler.

Morenesand og grus.

###### D. Sedimentære jordarter (flyttet av vann).

Havler (postglacialt ler, glacialt ler).

Ferskvannsler og sand.

Elvesand og grus.

Marin sand og grus.

###### E. Flyvesandsjord (flyttet av vind).

Almindelig flyvesand.

Marin flyvesand.

Ferskvannsflyvesand.

Glacial flyvesand.

Lössdannelser.

###### F. Skredjord.

På denne geologiske inndeling kunde man bygge den egentlige jordklassifikasjon, idet man lar profilets beskaffenhet og teksturen være bestemmende for typeinndelingen. Det er den geologiske bestemmelse og klassifikasjon av jord som faller lettest.



## V. Klassifikasjon av jordmaterialet efter kornstørrelsen.

Det var ganske naturlig at man forsøkte å klassifisere jorden efter kornstørrelsen. For det første var det utvilsomt at jordens egenskaper i høi grad var avhengig av kornstørrelsen eller den mekaniske sammensetning, og dernæst var det mulig å bestemme denne egenskap temmelig eksakt. Den mekaniske sammensetning kunde uttrykkes nøiaktig ved tall.

Jordens inndeling efter kornstørrelsen har man kalt den petrografiske klassifikasjon. I virkeligheten er det denne inndeling som fra gammel tid er anvendt i praksis og som har ført til de almindelig brukte gruppenavn som stensjord, grusjord, sandjord, mojord og lerjord.

Ved den petrografiske inndeling går man ut fra de enkelte jordbestanddeler. Deres mengdeforhold bestemmes ved den mekaniske analyse.

For adskillelse av de større jordartsgrupper har man søkt å fastslå som regel at den jordbestanddel som optrer som den overveiende eller i større mengde enn nogen av de andre, må gi gruppensnavnet eller jordartens hovednavn. Som grunnlag for den petrografiske klassifikasjon må man benytte en kornstørrelses-skala. Den som almindelig anvendes i de nordiske land, er Atterbergs, hvor:

Kornstørrelsen	> 20,0 cm.	kalles	blokker.
"	20 - 2 cm.	"	sten.
"	20 - 2 mm.	"	grus.
"	2 - 0,2 mm.	"	grovsand.
"	0,2 - 0,02 mm.	"	finsand.
"	0,02 - 0,002 mm.	"	grovler.
"	< 0,002 mm.	"	finler.

Grovler kalles på svensk "lättilera".

Man kan da efter Atterbergs kornstørrelsesgrupper opstille nogen få petrografiske hovedgrupper. Hvor mange er man ikke helt enige om. I vårt land har man i den foreliggende sparsomme litteratur anvendt delingen i: Stensjord, grusjord, sandjord, mojord og lerjord.

I det internordiske samarbeide på dette område har det ennå ikke lyktes å komme til enighet. De fleste holder på følgende inndeling, idet man bortser fra stensjord: Grusjord, grovsandjord, sandjord, finsandjord, mojord (eller mjele) og lerjord.

Definisjonen av den første gruppe, grusjorden, er: Jordarter som består overveiende av grus og som har meget liten ka-pillaritet og er lett gjennemtregelig for vann.

På lignende vis defineres de andre grupper: Grovsand består overveiende av grov sand (kornstørrelse 2,0 - 0,6 mm.). Sandjord består av vanlig sand (kornstørrelse 0,6 - 0,2 mm.). Finsand består vesentlig av fin sand (kornstørrelse 0,2 - 0,06 mm.).

Finsanden har man i Sverige også kalt mojord, mens man i vårt land og i Finland med denne betegnelse mener mere finkornet materiale. I Norge har begrepet mojord vært anvendt om jord som er finere enn finsand; man var derved i overensstemmelse med A. G. Högbom, som først foreslo dette jordartsnavn og at det skulde anvendes om jord hvis karakteristiske bestanddel var kornstørrelsen 0,05 - 0,01 mm. Mojorden blir altså å betrakte som en overgangsform mellem sand og lere.

I Finland er mo eller mojord et videre begrep. Det omfatter jordarter, som overveiende består av så fint materiale at de



enkelte korn ikke kan adskilles med det blotte öie, men samtidig så grovt at jordarten mangler plastisitet. I Sverige betegner man oftest slikt fint materiale som lättlera. Dette kjenne- tegnes av fysikalske egenskaper, som nærmer sig lerens; men lerinnholdet er ikke så höit at jorden blir plastisk.

Man har også foreslått gruppen mjøle, der defineres som stövfin jord, overveiende sammensatt av kornstørrelsen 0,06 - 0,002 mm. Jorden mangler plastisitet.

Lerjord defineres nu av de fleste nordiske jordbunnforskere som jord der er plastisk og hvis fysikalske egenskaper bestemmes av mineralsubstans av kolloidal natur. Denne definisjon foreligger som forslag fra N. J. F.'s komite for nomenklatur i jordbunnslæren.

De nevnte hovedgrupper kan inneholde tilblandinger av andre kornstørrelser. Denne tilblending kan da uttrykkes ved adjektiver, som varieres med betegnelsene sterkt og svakt. F.eks. en jord som består av grus og sand, men hvor grusen er overveiende, får hovednavnet grusjord. Den annen bestanddel uttrykkes ved adjektivet sandblandet. Efter sandens mengde kunde jorden betegnes svakt sandblandet (1 - 25 % sand) eller sterkt sandblandet (25 - 50 % sand). Består jorden av like meget grus og sand, fikk man en jevnt blandet sand- og grusjord.

Ellers kan de forskjellige petrografiske hovedgrupper deles på höist forskjellig vis. For grusjordens vedkommende har man f.eks. foreslått inndeling i:

Utvasket grusjord uten finpartikler (rullestensgrus, elvegrus, strandgrus, åsgrus).

Morenegrus med større eller mindre mengder av finpartikler. Dette kan igjen deles i sandrikt og lerrikt morenegrus.

Man har også foreslått betegnelsen lös grusjord (åsgrus) og tett grus eller morenegrus.

Angående inndeling av de andre petrografiske hovedgrupper er det foreslått forskjellige inndelinger. Særlig gjelder dette lerjorden. Eksempelvis kan nevnes inndelingen i: Skjør lerjord, middels stiv lerjord og stiv lerjord. (Bjørlykke.)

En lignende inndeling er: Lettlerer, mellemlerer og stive eller tunge lerer. (Frosterus.)

Videre kan nevnes inndelingen i: Sandlerer (molere eller mjølere), mellemlere og stiv lere eller seig lere. (Johansson.)

Ingen av disse underavdelinger under lerjordgruppen kan sies å være bestemt definert.

I det hele kan vi si at klassifiseringen ennu ikke har antatt faste, almindelig anerkjente former i de nordiske land.



B. Jordens bestanddeler og deres egenskaper.

Utsættelse av jordens bestanddeler.

I. Lermaterialet.

1. Innledning.

Som vi har sett i det foregående er mineralmaterialet i jorden opstått ved forvitring av det faste fjell. Det opsmuldrede og oppløste materiale er ofte ført langt vekk fra det sted hvor forvitringen har foregått. I tidens løp kan materialet ha nådd betydelig mektighet. Forvitningsproduktenes øvre lag er blitt blandet med og påvirket av levende organismer. Når disse avleiringer er utsatt for luftens påvirkning, begynner omsetningene og omvandlingen på ny å gjøre sig gjeldende. Luft, vann, frost o.s.v. fremkaller forvitring. Gjennem lange tider har jordpartiklene vært utsatt for forvitringens påvirkning, og at de har kunnet motstå påvirkningen, viser at de har vært meget motstandsdyktige. Partiklene i jordoverflaten, som har vært utsatt for omvandlingen siden løsmaterialet blev avleiret, viser dog under våre forhold ikke egentlig stor avvikelse fra den uforvitrede undergrunn, som har vært beskyttet mot atmosfæriens påvirkning.

Det foregår dog merkbare forandringer. Regnvannet med sin oppløste kullsyre virker på jordmaterialet om enn svakt. Jordvannet inneholder derfor alltid oppløst småmengde Ca- og Mg-forbindelser, kiseltsyre og en rekke andre stoffer. Hver individuell partikkel mister bare en liten stoffmengde til vannet, og dens "levetid" er derfor overordentlig lang. Forvitringen foregår stadig, og jord som i meget lange tidsrum har vært utsatt for denne forvitring, er derfor blitt ganske sterkt forandret. Det har foregått en ophopning av de motstandsdyktige mineraler, mens de lett forvitterlige er forsvunnet. Kolloid materiale i overflate-lagene blir under humide forhold transportert nedover og utfelt i dypere lag. Store forandringer kan herved inntre.

Disse forskjellige forandringer påvirkes i høi grad av den tilstede værende kalk.

Hvor nedbør- og temperaturforholdene tillater det, vil jorden bare vegetasjon. Selv det bare fjell er ikke uten plantevekst. Den første vegetasjon må ha hentet sin næring fra det materiale som er oppløst av mineralpartiklene. Men når plantemassen selv blev omsatt, blev alt det optatte returnert til jorden, så den følgende vegetasjon kunde opta næring fra to kilder: fra jordens mineralpartikler (og luften) og fra plantematerialet. Under naturlige forhold og hvor materialet i det hele ikke fjernes, kan mineralnæringen anvendes i et stadig krets-løp.

Den døde vegetasjon kan enten bli liggende på mineraljordens overflate under omsetningen og danne torv, eller den kan bli blandet med de øvre lag av mineraljorden og danne muld. Det siste er i det hele det mest almindelige, og det er bare denne humusdannelse som skal behandles i dette avsnitt.

Restene av den døde vegetasjon gir tilbake til jorden mere enn de levende planter har optatt fra den. Under sitt liv har nemlig plantene dannet stivelse, cellulose, protein og andre kompliserte forbindelser. Dette organiske materiale fremkaller fundamentale forandringer i jorden. Det inneholder nemlig næring for mikroorganismene. Forskjellen mellom jord med dette tilskudd av organisk materiale og det rene mineralmateriale er de stoffer som er dannet ved energi fra solstrålene. På grunn av dette energiinnhold innvandrer mikroorganismer, som tar sin næring fra det organiske materiale og fremkaller en rekke viktige omsetninger og forandringer. Resultatet av disse omsetninger



er dannelsen av humus og frigjørelse av næring.

I henhold til foregående kommer det man kaller jord til å bestå av fem bestanddeler:

1. Mineralmaterialet opstått av det faste fjell. Det danner jordens skjelett og er i det vesentlige uforanderlig i kortere tidsperioder, men inneholder en del aktive omsetningsprodukter.
2. Kalsiumkarbonat og kalsiumfosfat samt organisk materiale fra marine og andre organismer avsatt samtidig med jorden.
3. Jordvannet, en tynn oppløsning av kullsyre som inneholder små mengder av alle jordens oppløselige bestanddeler.
4. Rester fra planteveksten bestående av emner optatt fra mineralgrunnen og dessuten kompliserte organiske stoffer, som plantene har dannet. Dette siste er mikroorganismenes energikilde og kan betraktes som det der skiller jorden fra annet materiale.
5. Jordluften, der fyller den del av åpningene mellom jordpartiklene som ikke er fylt av vann.

## 2. Forvitringen av løsmaterialet.

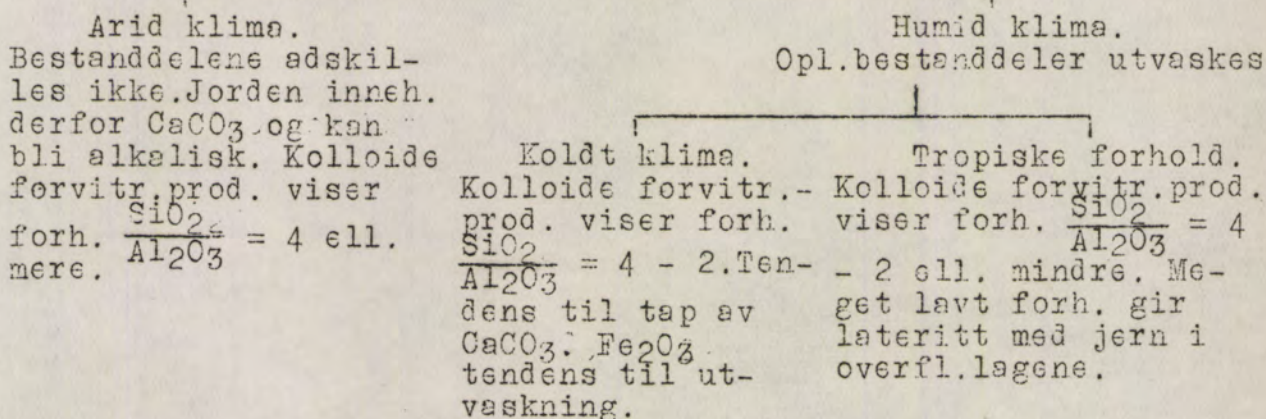
Mineralpartiklene er for det meste kompliserte aluminiumsilikater. Ved innvirkning av vann og kullsyre undergår dette mineralmateriale en langsom omvandling, hvorved det dannes en alkalisk oppløsning inneholdende bl.a. K-, Na-, Ca- og Mg-karbonater og silikater, tungtopløselige silikater og fri kiseltsyre. I aride strøk kan alle disse stoffer forbli i jordens forvitringsskikt, og dette blir alkalisk. I humide strøk derimot blir den alkaliske oppløsning vasket vekk, og forvitringsskiktene berøves alkaliske forvitningsprodukter. Jordreaksjonen, som er forskjellig under ulike klimatiske forhold, har stor innflytelse på forløpet av forvitringen. Under humide forhold vil jordreaksjonen i almindelighet være sur i kolde strøk; men reaksjonen i tropiske områder vil nærme sig nøytralt punktet. Dette er lett å forklare. Forvitringen i tropene er meget intens. Det dannes store mengder av sterke baser. Det organiske materiale brytes raskt ned til kullsyre og vann, mens det i koldere strøk dannes humussyrer som er sterkere. Reaksjonen i forvitringsskiktet holder sig derfor nøytral til svak alkalisk i tropene, til tross for den sterke utvaskning. Al og Fe binder under slike forhold lite  $\text{SiO}_2$ ; i den basiske hydrolyse som foregår, vaskes  $\text{SiO}_2$  bort sammen med store mengder av sterke baser. Når denne utvaskning av  $\text{SiO}_2$  er tilstrekkelig langt fremskreden, forandrer forvitningsproduktet fullstendig karakter. Det nye produkt kalles lateritt. (Se senere.)

I kolde strøk foregår forvitringen langsomt, og det er små mengder av baser som utløses i et bestemt tidsrum. Det organiske materiale omdannes til humussyrer, reaksjonen blir surere, og Fe og Al binder større mengder  $\text{SiO}_2$ ; så man skulde vente større verdier av brøken  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ Al}_2\text{O}_3}$ . Undersøkelser fra U. S. A. viser at  $\text{SiO}_2$ -innholdet tiltar jevnt fra laterittjorden i de sydlige stater til podsoljorden i de nordlige.



De forskjellige forvitringstrin kan efter Russell skjematisk fremstilles slik:

Kompl. bergartssilikater  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 6$  ell. deromkr.  
 $\text{Na}_2\text{CO}_3, \text{K}_2\text{CO}_3, \text{CaCO}_3, \text{MgCO}_3$ ; silikater av disse baser,  $\text{SiO}_2$  og kompl. silikater.



E. M. Crowther har funnet at øket nedbørsmenge senker forholdet  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ . Stigende temperatur virker motsatt. Forskjellen betinges ikke av regnmengden, men av mengden av vann som siprer nedover i jorden; og denne vannmengde avtar med stigende temperatur, idet fordunstningen økes. Fra Amerika foreligger undersøkelser som viser at en gjennomsnittlig temperaturstigning på  $1^\circ$  motvirker 40 mm. årlig nedbør. Når derfor nedbør og temperatur stiger samtidig, kan forholdet  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  forbli uforandret.

Denne innvirkning av temperatur og nedbør på forvitringen gjør at forholdene tildels kan arte sig likeartet under ulike himmelstrøk. Eksempelvis kan nevnes at J. van Baren har funnet at forvitring av kalksten foregår på lignende vis i Holland som i India.

Når det forvitrede materiale med vannet transporteres og det foregår utfelninger, kan der foregå omsetninger, hvorved forholdet  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  øker. Meget  $\text{SiO}_2$  i forhold til  $\text{Al}_2\text{O}_3$  kan således skyldes liten nedbør, men kan også skyldes omsetninger i vannet under transport og utfelning.

Lavt forholdstall mellom  $\text{SiO}_2$  og  $\text{Al}_2\text{O}_3$  skyldes stor nedbør, forutsatt at temperaturen ikke samtidig er høi. Det er altså nøie sammenheng mellom nedbør og temperatur og utvaskning. I forskjellige deler av England har man således forskjellige forhold mellom  $\text{SiO}_2$  og  $\text{Al}_2\text{O}_3$  efter klimaforholdene.

Jernet blir under forvitringen omdannet slik at det under humide forhold transporteres med vannet nedover i jorden. Hvor temperaturen er høi, utfelles jernet nær overflaten og gir det røde jordsmonn, som er karakteristisk for varme strøk. I koldt klima vaskes jernet dypere nedover i jorden og danner rustjord-skikter til dels sammenkitninger - aurhelle.

### 3. Jordens viktigste mineralmateriale.

Ved studiet av jordens ulike bestanddeler har man benyttet sig av tre forskjellige analysemetoder, nemlig: kjemiske analyser av den hele jordmasse, mineralogiske analyser for bestemmelse av de enkelte opptredende mineraler og fysiske analyser for bestemmelse av de ulike kornstørrelsesgrupper.

Lang tid gav disse forskjellige metoder motstridende resul-



tater, nu derimot supplerer de hinannen.

Kjemiske undersøkelser. De eldre kjemikere drev med totalanalyser av gjennemsnittsprøver av jorden. Herved håpet man å få midler til å bedømme jordens forhold til planteveksten. Det viste sig dog snart at totalanalysene var lite verdifulle i denne retning. Man blev efter hvert klar over at ikke bare den kjemiske sammensetning, men vel så meget andre egenskaper ved jorden var av betydning for plantenes vekst og trivsel. Videre blev man også klar over at det totale innhold av næringsstoffer ikke stod i lovmessig forhold til hvad plantene kunde utnytte. I en klassisk undersøkelse viste Daubeny i 1845 at en del av jordens næringsstoffer var aktive, mens resten var bundet og utilgjengelige. Nogen år senere viste Way (1852) at jordens silikater kunde opdeles i to grupper, nemlig de som var reaksjonsdyktige og de som var uvirksomme ved omsetninger. Ways opdagelse hadde sitt utspring fra en praktisk erfaring, nemlig at jord kunde opta ammoniakk. Ved undersøkelse av dette spørsmål fant han at den absorberte ammoniakk fortrenget ekvivalente mengder kalsium. Han betraktet omsetningen som en ordinær kjemisk prosess og søkte å bringe på det rene hvilken bestanddel i jorden som var virksom ved omsetningen. Han fant at det hverken var kalsiumkarbonatet, sanden eller det uomdannede bergartsmateriale, selv om dette var fint pulverisert, heller ikke det organiske materiale. At dette siste var en feiltagelse, blev forøvrig snart etterpå vist av König. Den aktive bestanddel var derimot efter Ways undersøkelser lerpartiklene, og de mistet sin spesielle fastholdningsevne ved glødning. Ingen av de kjente, enkle silikater viste sådanne egenskaper; men Way fremstilte dobbeltsilikater av kalk og aluminium, som hadde lermaterialets egenskaper. Way antok da uten videre at jordens absorberende evne skyldtes dobbeltsilikater.

Dette arbeide blev utviklet i tre retninger:

For det første søkte man nærmere å bringe på det rene hvordan absorpsjonen foregikk. Way betraktet den som en ordinær kjemisk omsetning. Liebig og van Bemmelen derimot mente absorpsjonen var av fysisk art, av samme natur som absorpsjon av ammoniakk i kull. Dette syn blev støttet av en rekke undersøkelser, som blev publisert 1907 - 1915 av Cameron, Patten og Perker ved Bureau of Soils i U. S. A. og andre. Disse forskere viste at mengden av base som blev frigjort fra jorden, ikke alltid var ekvivalent med den absorberte basemengde. Vekten av dette argument blev imidlertid svekket, da man opdaget at H-jonene deltar i omsetningen og blir næsten alltid fortrenget så vel som metalliske katjoner. Når det tas hensyn til dette, er de fortrengete joner ekvivalent med de absorberte. Gedroiz, Hissink og andre har derfor nærmest sluttet sig til Ways kjemiske hypotese. Forskjellen mellem fysisk og kjemisk absorpsjon er forresten nu uvesentlig, idet man tolker begge som elektriske fenomener.

For det annet har man søkt å finne den ved absorpsjonen aktive bestanddel av jorden. Way hadde ikke påvist at de dobbeltsilikater som han antok var absorpsjonens sete, forekommer i jorden. Man fant at seolittene, en gruppe vannholdige silikater som dannes ved omvandling av feltspat fra basiske, eruptive bergarter, kunde absorbere baser. Det blev derfor antatt at disse fantes i jorden og var skyld i absorpsjonen. Men seolittenes optreden og nærmere forhold i jorden blev ikke gransket, og den hele antagelse om seolittenes betydning for absorpsjonen blev unødvendig efter Lembergs påvisning av at mange andre silikatmineraller ved siden av seolittene har evne til baseutbytning i saltopløsninger. Det blev videre også ganske tidlig vist at humusstoffene var virksomme i denne retning. Det nuværende syn på disse ting er at de to viktigste absorberende bestanddeler i jorden er lerpartiklene og humusen.

For det tredje har man undersøkt de absorberte og utbytt-



bare basers betydning for plantenes ernæring. Way antok at det absorbtivt bundne materiale var den virkelige planteernæring, og dette syn blev videre utviklet av Knop (1871), som hevdet at den totale mengde av absorberte baser var et mål for jordens fruktbarhet. Han uttrykte den totale absorpsjon som ammoniakk og bestemte denne direkte ved å undersøke hvor meget det blev absorbert fra en 0,5 % oppløsning av ammoniumklorid. Denne mengde blev da regnet ekvivalent med den totale mengde utbyttbare baser. Denne metode har senere i forskjellige modifikasjoner blitt meget anvendt for å bestemme absorbtivt bundne kationer.

Disse undersøkelser har i det hele vist at en del av jordens basemateriale skiller sig fra det øvrige ved å kunne utbyttes mot andre kationer uten at jorden permanent forandres.

I mellomtiden var viktige undersøkelser utført av van Bemmelen, som særlig arbeidet med lateritt og dens forvitring.

Han begynte med å undersøke silikatmineralenes forvitring og omvandling til jord, og han delte silikatene i to grupper:

1. Den uforvitrede del, der optrer også i lere som krystaller, hvis sammensetning nøiaktig kan angis.
2. Den forvitrede del, som inneholdt to grupper av silikater:  
Silikat A, oppløses fullstendig ved kokning med koncentrert saltsyre og hvor  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 3 - 6$ . Basene er løst fastholdt. Bemmelen antok at de nærmest var absorbtivt bundet. Disse silikater er av kolloid beskaffenhet.  
Silikat B, påvirkes ikke av saltsyre, men spaltes derimot av het, koncentrert svovelsyre.  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 2 - 3$ . Basene er kraftig fastholdt. Dette silikat har liten innflytelse på jordens fruktbarhet.

Van Bemmelen fremholder at det er de forvitrede silikater eller, for å bruke hans egne ord, "de amorfe seolittiske silikater som opstår ved forvitringen" som er bestemmende for jordens egenskaper. De kan bringes til å fnokke sig sammen, de kan tørkes til en hård, kompakt masse, de absorberer forskjellige stoffer fra oppløsninger. Van Bemmelen's analyse av de forvitrede silikater viste at silikat A var det reaksjonsdyktige materiale, som fremkalte de absorpsjonsfenomener Way hadde konstatert. Det samme materiale var det også delvis som fremkalte jordens kolloide egenskaper. Denne oppfatning blev almindelig godtatt, og saltsyre blev derfor brukt for bestemmelse av de seolittiske eller reaksjonsdyktige baser i jorden.

Geđrois viste imidlertid i et arbeide, som blev publisert i 1916, at van Bemmelen's A-silikat ikke bestod bare av reaksjonsdyktig materiale. Ved behandlingen av jorden med saltsyre får man uttrukket større mengder base enn det som kan bli fordrevet ved behandling med saltoppløsninger, f.eks. ammoniumkloridoppløsning. Videre fikk man ved hjelp av saltsyre uttrukket kiseltsyre og aluminiumsforbindelser, hvilket ikke er tilfelle ved saltbehandling. Og hvad der er meget viktig, saltsyrebehandlingen forårsaket irreversible forandringer i jorden. Når jern, aluminium og kiseltsyre er uttrukket fra jorden, kan de ikke tilbakesføres så jorden kommer i sin oprinnelige tilstand.

Beljakova har undersøkt forholdet mellem den totale basemengde og den som oppløses i saltsyre i ulike lerfraksjoner fra podsol, steppejord og solonietz (en saltjord). Ontrent alt jern og kalsium i de finere lerfraksjoner og det meste av aluminiumet er oppløselig i saltsyren. Derimot oppløstes bare ca. 60 % av silisium og magnesia. Van Bemmelen's A-silikat skulde således bestå av det meste av det finere lermateriale med undtagelse av noget silisium og magnesia.



Fordelingen av utbyttbare og syreopløselige baser av silikat A i hollandsk jord efter Hissink:

Base	% av		Sum	% utbyttbare baser av total basem.	pr. 100 deler baser optrer		Totalmængde
	Utbyttbare baser	Syreopl. baser			I utbyttbar form	I syreopl.	
CaO	0,834	0,251	1,085	76,9	84,2	8,8	28,2
MgO	0,080	1,340	1,420	5,6	11,3	65,5	51,6
K <sub>2</sub> O	0,024	0,826	0,850	2,8	1,4	17,2	13,1
Nä <sub>2</sub> O	0,033	0,270	0,303	10,9	3,1	8,5	7,1

#### 4. Lerpartiklene.

Betegnelsen lerpartikler brukes almindelig i jordbunns læren om partikler under 0,002 mm's diameter. Fra teknisk synspunkt betraktes, i henhold til Russell, lere som materiale, hvis kornstørrelse ligger under 0,01 mm. og som består av mineraler med bestemte egenskaper. Kaolinit Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2 SiO<sub>2</sub>, 2 H<sub>2</sub>O betraktes som disse mineralers typiske representant.

Lermaterialet er en av de mest karakteristiske bestanddeler av jorden. Til forskjell fra de grovere partikler er lermaterialet reaksjonsdyktig, og dets kjemiske egenskaper ligner saltenes, idet det fremkaller omsetninger av lignende art. De fysiske egenskaper er også helt anderledes enn hos det grovere materiale, idet leren på mange vis har de elektronegative kolloidens egenskaper. Disse spesielle leregenskaper optrer imidlertid bare når leren inneholder tilstrekkelig vann, og tapes når materialet glødes. Man antar derfor at de beror på spesielle strukturforhold.

Inntil ganske nylig trodde man lermaterialet var amorf. Man har nu påvist at det er krystallinsk. Dette resultat er man kommet til ad to forskjellige veier, nemlig ved röntgenundersøkelse og ved bestemmelse av materialets lysbrytning.

Ved hjelp av röntgenundersøkelsene har amerikanske forskere opdelt lermineralene i tre grupper:

1. Kaolinitgruppen, hvori inngår:  
Halloysitt (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, 2 H<sub>2</sub>O)  
Anauxitt (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3 SiO<sub>2</sub>, 2 H<sub>2</sub>O)  
Beidellitt (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3 eller flere SiO<sub>2</sub>, omtrent 4 H<sub>2</sub>O)  
ofte inneholdende Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> som delvis inntar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'s plass. Det kan også være tilblending av andre bestanddeler.
2. Montmorillonitt (Ca, Mg)O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3, 4 eller 5, oftest 4 SiO<sub>2</sub> og omtrent 5 H<sub>2</sub>O.
3. Kaliførende lere i metamorfosert bentonitt. Denne gruppe er ikke sikker, idet dens spesielle forhold overfor röntgenstrålene også kan være fremkalt av en blanding av kvarts med montmorillonittgruppens mineraler.

Av disse mineraler angis beidellitt og montmorillonitt å være de almindeligste i jorden.

Systemet lere-vann. Når lerpartiklene opslemmes i vann, holder de sig flytende længe tider. Det fineste materiale synker praktisk talt ikke. Partiklene er riktignok 2 - 3 ganger så tunge som vann; men de synker allikevel ikke, da de er i stadig bevegelse (den Brownske bevegelse). De små lerpartikler består av en ultramikron omgitt av sine baser; men systemet er når det er elektrisk nøytralt omgitt av et Helmholtz elektrisk dobbelt-







Lere fra	Koncentrasjon %	2-1 $\mu$	1-0,5 $\mu$	500-200 $\mu\mu$	200-100 $\mu\mu$	100-50 $\mu\mu$	100- < 50 $\mu\mu$
Rothemsted	0,5	15,2	12,1	18,7	14,3	10,3	29,4
Putnam	0,5	7,8	6,6	10,8	11,6	21,3	40,9
Nå-bentonitt	0,5	15,1	18,7	20,9	10,1	7,9	27,3
Kaolin	0,2	66,0	21,0	7,0	6,0	-	-

Tabellen viser betydelig forskjell mellom kaolin og det øvrige materiale. Kaolinets partikler ligger for størstedelen over 0,001 mm., mens de undersøkte lerprøver viser jevnt fordelt kornstørrelse og mindre partikler.

De enkelte lerpertikler er ikke konstante med hensyn til størrelsen. Det er forholdsvis lett å gjøre dem mindre. Bradford og Joseph var således i stand til å frembringe stadig mindre partikler ved kontinuerlig å opslemme dem i vann og la dem passere en centrifuge. Behandling med en oppløsning vannstoffsuperoksyd virker også på lignende vis, sannsynligvis ved å fjerne organisk materiale som har virket cementerende.

Det synes imidlertid å være noget spesielt ved lerpertiklernes størrelse. Marshall har vist at dispergeringen av forskjellig lerjord, hvor en bestemt art katjoner er dominerende, er forskjellig etter katjonens art. Hvis Li var dominerende jon, var dispergeringen mest utpreget. Mindre er den ved Na. Og den øvter videre i følgende orden: Na, K, NH<sub>4</sub>, H, Ca. Ca forårsaker således den minste dispersjon. To forskjellige fenomener optrer ved den større eller mindre dispersjon av partiklene, nemlig for det første sammenføringen av de enkelte småpartikler, altså de enkelte minsteenheter, hvorav lerpertiklene består. Dette er en prosess som muligens er nogenlunde analog med krystalldannelsen. For det annet sammenføringen av lerpertiklene slik de optrer i merken til større aggregater eller fnokk ved tilstedeværelse av elektrolytter.

Sammenfnokningen av lerpertiklene til større aggregater er av meget stor betydning for jordens strukturforhold og har derfor vært gjenstand for omfattende undersøkelser. Den enkleste måte hvorved sammenfnokning fremkalles er å tilsette en elektrolytt til en leropslemning. Partiklene kan da i løpet av kort tid bli bunnfelt, og opslemningen blir klar. Årsakene til denne bunnfelling har vist sig å være nokså kompliserte. To helt forskjellige virkninger gjør sig her gjeldende. For det første den kjemiske reaksjon mellom lerpertiklene og den tilførte elektrolytt. Herved frembringes en lere med nye egenskaper. Dernest optrer bestemte elektriske fenomener, som bringer de små lerpertikler til å danne fnokk og derved bunnfelles. Sammenfnokningen kan i det hele være komplisert, og den deles av Wiegner i to slags, nemlig:

Perikinetisk sammenfnokning, der inntreer som følge av partiklernes kollisjon under den Brownske molekylarbevegelse.

Ortokinetisk sammenfnokning, der optrer som følge av bevegelse av en gruppe partikler i forhold til en annen, f.eks. når større partikler faller igjennem en opslemning av mindre partikler under tyngdekraftens virkning i et polydisperst system (partiklene er av forskjellig størrelse).

Hver av disse sammenfnokningsmåter kan igjen deles i to underavdelinger, nemlig:

Orientert sammenfnokning, hvor materialet langsomt utfelles som ved krystallisasjon.

Tilfeldig ("Random") sammenfnokning, hvor prosessen går raskt, og hvor det, såvidt man vet, ikke optrer krefter som



dirigerer partiklene i bestemte retninger. Disse fenomener er blitt studert inngående av kolloidkjemikere, særlig av Wiegner og hans medarbeidere. Fire metoder for undersøkelse kan her nyttes:

1. Den eldste og den som ennå er almindeligst, er å iaktta forandringene i en kolloid oppløsning efter tilsetning av en elektrolytt.
2. Telling av antallet av partikler (ved hjelp av ultramikroskop) i et bestemt volum av suspensjonen og ved bestemte tidsrum efter tilsetning av en elektrolytt. Dette er antagelig den beste metode; men den er arbeidskrevende.
3. Måling av forandringen i viskositet med et Ostwald viskosimeter.
4. Måling av hastigheten av bevegelsen under innflytelse av en elektromotorisk kraft.

Selv om partiklene er i elektrisk likevekt i forhold til hinannen, optrer stadig dissosiasjon, slik at de får en negativ ladning, som bevirker at suspensjonen blir stabil, idet ens ladede partikler frastöter hinannen. Så snart partiklenes elektriske ladning er nøytralisert, kan de komme i berøring med hinannen og henge sammen. Slik nøytralisering kan fremkalles ved tilsetning av en elektrolytt. Suspensjonens stabilitet beror både på den sure og den basiske del av leren. Hvor lett sammenfnokningen finner sted, influeres således av forholdet  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$ .

Jo høiere tell man får ved utregning av denne brøk, jo større konsentrasjon av elektrolytter skal til for felning. Videre beror sammenfnokningen på den basiske del av leren. Hvis den opptredende base er Na, trenges de største elektrolyttmengder for felning, noget mindre krever K og enda mindre Ca og H. Denne rekkefølge er dog komplisert, idet baseutveksling optrer.

Som utfelningsmiddel er H-joner mest virksomme, dernæst de trivalente joner, efter disse kommer de divalente. Blandt disse er rekkefølgen  $\text{Ba} > \text{Ca} > \text{Mg}$ . De enverdige baser har mindre utfelningsevne. Rekkefølgen angis å være  $\text{K} > \text{Na} > \text{Li}$ , den siste virker svakest utfellende av alle joner.

For de treverdige joner er sammenfnokningsevnen komplisert: Efter sammenfnokning kan de bringe partiklene i opslemning igjen, og på ny kan sammenfnokning finne sted.

Alkaliske hydroksyder kan i enkelte tilfelle motvirke sammenfnokning. Men deres virkning er meget innviklet. De kan fortrengte H-joner og andre katjoner. Når pH-verdien stiger, angripes til slutt partiklene, hvorved Si og Al går i oppløsning. Videre kan hydroksyder av Mg, Ca, Ba og Sr danne uopløselige salter på partiklenes overflate og derved radikalt forandre deres egenskaper.

Når en saltoppløsning tilsettes til en lersuspensjon i et alkalisk medium, foregår sammenfnokningen langt raskere og mere fullstendig enn i et nøytralt medium. Dette merkelige fenomen er mest utpreget når det opstår uopløselig hydroksyd, f.eks.  $\text{MgCl}_2 + 2 \text{NaOH} = 2 \text{NaCl} + \text{Mg}(\text{OH})_2$ . Dette spørsmål er efter at Gedroiz først gjorde oppmerksom på det, blitt meget studert. Tuorila har fremsatt en forklaring av fenomenet: Det uopløselige hydroksyd vil, enten det optrer som særskilte partikler eller det omgir lerpartiklene, bli positivt elektrisk ladet, når reaksjonen er alkalisk, d.v.s. det får den motsatte ladning av lerpartiklene, og sammenfnokninger skjer da raskt.

Et annet merkelig fenomen blev iaktatt av Joseph og Oakley.



Blandinger av NaOH + NaCl eller Ca(OH)<sub>2</sub> + CaCl<sub>2</sub> i bestemte forhold bringer en sur lere (H-lerer) til sammenfnokning ved bestemte konsentrasjonsgrenser: men ved høiere konsentrasjon virker blandingen dispergerende. Ved enda høiere konsentrasjon fremkalles igjen sammenfnokning. Den første sammenfnokning er normal. Den påfølgende dispergerende virkning skyldes at det sammenfnokkede, sure ler blir omdannet til Ca- eller Na-lerer, som vanskeligere sammenfnokkes enn H-leren og derfor fortsetter å dispergeres. Den annen sammenfnokning er sammenfnokning av den nye lere, når konsentrasjonen av elektrolytter blir tilstrekkelig stor.

### 5. De kjemiske egenskaper hos lere.

Den sure eller asidoide del av leren er en aluminiumkisel-syre, som almindelig inneholder jern og ofte dertil små mengder Mn, Mg og K, men som regel ikke Ca. Lerasidoidet er ganske stabilt overfor salter, og det bestemmer mange av lerens egenskaper. Det kan reagere med saltopløsninger og danner da en rekke forskjellige lerer; men reaksjonene er reversible, så den oprinnelige lere kan man få igjen ved dertil egnet behandling. Overfor syrer og alkalier er asidoidet ustabilit, det angripes av disse og avgir Al, Fe og Si og kan da ikke tilbakeføres til sin oprinnelige tilstand ved noget nu kjent middel. Sammensetningen av asidoidet er komplisert; men den viktigste del synes å være aluminiumkisel-syren, og mange av lerens egenskaper følger variasjonene i forholdet SiO<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. De typiske leregenskaper klebrighet, skrumpning og de kolloide egenskaper i det hele optrer ikke når det nevnte forhold er 2 eller mindre. De blir på den annen side mer og mer fremtredende når forholdet stiger til 5 eller 6. Det må allikevél være en grense for disse forandringer i egenskaper, siden SiO<sub>2</sub> alene ikke viser særlig utpregede leregenskaper. Evnen til baseutbytning og absorpsjon av vann og ammonium øker ved stigende forholdstall mellem SiO<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Se tabellen nedenfor.

Forholdet mellem  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  og joneutvekslingen efter Mattson.

$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	Utbytn. i milli-ekvivalenter pr. gr. naturlig jordkolloid.
0,55	0,164
1,63	0,207
1,89	0,331
2,82	0,671
3,18	0,796
3,82	0,947

Bentonitt er det stoff som viser de største tall for brøken  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ . Det er derfor blitt meget benyttet av dem som har studert jordkolloidene. Det optrer i U. S. A. og Kanada og er endeproduktet ved reaksjonen mellem vulkansk aske og sjøvann som asken bunnfelles i. I dette stoff er forholdet  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  omkring 6. Materiale som viser forholdet  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 2$  eller mindre, nærmer sig lateritt i egenskaper. Den fruktbare jord i det sydøstlige England viser forholdet 4,2, i mindre fruktbar jord 2,8.

Forholdet mellem SiO<sub>2</sub> og Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bestemmes delvis av jordens oprinnelse og delvis av de klimatiske forhold hvorunder jordens forvitring har foregått. Ved å sammenstille analyser av amerikansk jord har engländeren Crowther (1930) vist at forskjellen efter oprinnelsen kan være betydelig.

Tidligere studerte man ofte forholdet  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ , som



man almindelig skrev  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{K}_2\text{O}_3}$ . Forholdet  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  antas nu å være vel så oplysende, og det er det man nu undersøker. I forbindelse hermed kan også nevnes at jernets forhold i leren er lite kjent. Det kan muligens optre som del av lerens anjon, som jern-kiselsyre tilsvarende aluminium-kiselsyren, som jernsilikat eller som tilblandet ferrioksyd. Det optrer imidlertid ikke blandt de utbyttbare baser, heller ikke oppløses det av de svake oppløsningsmidler, som brukes for å uttrekke disse utbyttbare joner. De utbyttbare katjoner i leren i naturlig tilstand er vanlig: Ca, Mg, K, Na og H. Det er ikke noget klart bevis for at Mn, Fe eller Al optrer. Katjonene faller i to hovedgrupper, nemlig de som lett utbyttes og de som vanskelig utbyttes. Ca hører til den første gruppe, mens Mg og K delvis er utbyttbare dels ikke. Det blev tidligere antatt å være fundamental forskjell i fastholdningen av jonene; men Kelly, Dore og Brown (1931) har nylig fremsatt den hypotese at katjonene er fastholdt på samme måte som i krystallgitteret; men at noen er på innsiden av gitteret, andre på utsiden. Bare de på utsiden er utbyttbare. De på innsiden utbyttes ikke, idet gitteret ikke er tilstrekkelig åpent til at nye joner kan komme inn eller til at de som er der, kan slippe ut. Som bevis herfor anføres at betydelig større mengder Mg-, K- og Na-joner blir utbyttbare ved tilstrekkelig finmaling.

Virkningen av finmaling på mengden av utbyttbare katjoner i lere.  
Efter Kelly, Dore og Brown.  
Milli-ekvivalenter pr. 100 gr. jord.

Ca			Mg			K			Na		
Utbyttbart		Total.	Utbyttbart		Total.	Utbyttbart		Total.	Utbyttbart		Total.
Grovt materiale.	Efter fin kvernsving.		Grovt materiale.	Efter fine kvernsving.		Grovt materiale.	Efter fine kvernsving.		Grovt materiale.	Efter fine kvernsving.	
58,1	60,4	80	6,1	109,3	142	0,3	29,0	22	1,1	5,4	22
54,7	59,9	58	2,5	71,2	68	-	25,3	20	-	-	11
54,0	57,3	60	2,7	21,0	38	1,0	19,3	25	1,4	13,6	15
32,8	41,7	101	2,3	27,3	155	-	26,0	33	1,0	-	22
14,2	14,0	14	-	6,8	20	0,2	7,3	7	3,9	6,0	7

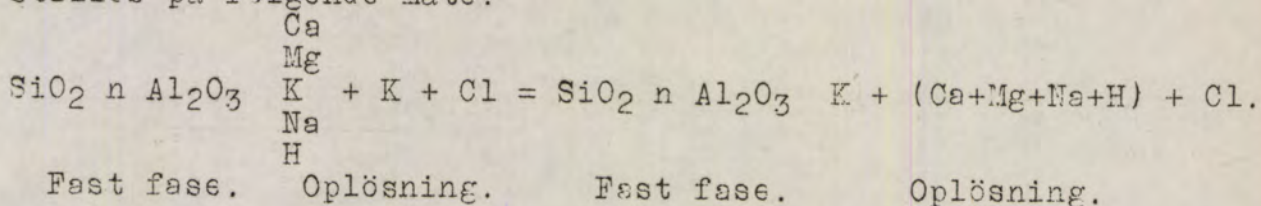
Denne hypotese kan muligens forklare forskjelligheter i baseutbytning i jord på den ene side og permutitt på den annen. I permutitten, som det har vært eksperimentert meget med, synes krystallgitteret å være mere åpent, så en indre utbytning så vel som en ytre er mulig, så lenge katjonene ikke er for store.

Den totale mengde av katjoner er forskjellig. Alle de almindelige katjoner optrer i en normal jord; men en bestemt slags dominerer og gir leren et bestemt preg. I fruktbar jord er Ca den dominerende katjon og pleier utgjøre en ekvivalentmengde svarende til ca. 80 % av den hele katjonmengde. I mange distrikter, særlig under arid klima, er Na dominerende.

Lerens baseutbytning. Med baseutbytning eller rettere joneombytning forstår man reaksjoner hvorved jonene i den ytre jonesvermen helt eller delvis erstattes av joner fra den oppløsning som omgir partiklene. På laboratoriet kan man lett utdrive alle utbyttbare joner i en jordprøve ved å utvaske prøven med en væske, som inneholder en annen slags joner. Kalsium vannstoff- eller natriumlere kan fremstilles ved å la en oppløsning av kalsiumsalt, en syre eller natriumsalt sipre gjennom leren. Utbytningen foregår meget raskt i motsetning til reaksjonen mellom fæste stoffer og væske, hvor i almindelighet



likevekt først nåes efter flere dagers behandling. Man mener derfor at baseutvekslingen mellem lere og væske beror på overflætefenomener. Den mest tilfredsstillende forklaring er at det finner sted en slags kjemisk omsetning mellem opløsningens katjoner og katjonene på lerpartiklernes overflate. Dette kan fremstilles på følgende måte:



Lerkomplekset tar ingen direkte del i omsetningen, det gjør heller ikke de katjoner som er innesluttet i kolloidpartiklene.

Ikke alle joner blir like sterkt absorbert. Absorbsjonen er innen likeverdige joneserier, f.eks. alkalimetallene eller de toverdige jordalkalier, omvendt proporsjonal med hydratiseringen. Det vil si at de lette joner med liten jonediameter som Li og Na som er sterkt hydratisert, ikke blir så sterkt absorbert som de tyngre og mindre hydratiserte joner K og Rb. Absorbsjonen stiger videre raskt med den elektriske ladning. De toverdige Ca, Mg og Mn absorberes således trots sin relativt sterke hydratisering i omtrent samme grad eller til og med sterkere enn alkalimetallene. For en lere mettet med en bestemt katjon fant Gedroiz at evnen til å utdrive andre katjoner for alkalimetallene øket med atomvekten. K-joner var mere virkningsfulle enn Na-joner. Det samme gjelder også for jordalkaliene. Disse har en betydelig større fortrengningsevne, d.v.s. de blir sterkere absorbert enn alkalimetallene. I almindelighet finner man at joner som absorberes sterkt, også er best beskyttet mot utdrivning. Men det behøver ikke alltid å være slik at joner som absorberes sterkt, er best beskyttet mot utvaskning. Eksempelvis blir av lere mettet med bare en slags joner Ca raskere og kraftigere absorbert enn Mg; men Ca blir lettere utdrevet. På samme vis blir Ba kraftigere absorbert enn Ca, men også lettere utdrevet. Wiegner og Jenny opnådde samme resultat med permutitt; de viste at alkalikatjonene forholdt sig anderledes enn jordalkaliene. (Permutitt = vannholdig natriumaluminiumsilikat.) For alkalijonene er forholdet det at såvel absorbsjonen i permutitt som motstanden mot utdrivning tiltar med stigende atomvekt. For jordalkaliene er forholdet derimot et annet. Absorbsjonen av disse stoffer tiltar visstnok i serien Mg > Ca > Sr > Ba i overensstemmelse med regelen for alkalimetallene - med stigende atomvekt; men ved utbytning av ren Mg-, Ca-, Sr- eller Ba-permutitt viser det sig at Ba er løsest bundet og Mg sterkest. Dette forklares av Wiegner således at bare absorbsjonen - innbytningen - bestemmes av jonesenes totalvolum, mens de joner som allerede befinner sig i jonesvermen, dessuten også påvirkes av særskilte krefter mellem de indre og ytre jonelag. Disse krefter, som motvirker avgivelse av joner fra den ytre jonesvermen, beror på OH-joner som er til stede i den indre jonesvermen og er sterkere jo mere tungt oppløselig vedkommende jons hydroksyd er. Som bekjent er Mg(OH)<sub>2</sub> den minst oppløselige og Ba(OH)<sub>2</sub> den lettest oppløselige av disse metallers hydroksyder, og på den måten forklarer man hvorfor Mg er vanskeligst og Ba lettest å drive ut av henholdsvis Mg- og Ba-permutitt.

To viktige joner viser spesielle egenskaper med hensyn til fastholdningen til kolloidenes overflate, nemlig NH<sub>4</sub>- og H-jonene. NH<sub>4</sub>-jonene kommer her mellem K og Na: H-joner blir kraftigere absorbert enn nogen av de andre joner og blir også bedre fastholdt. Videre kan H-jonene efter å ha drevet ut en viss del av de andre katjoner angripe selve lerkolloidet.

Utbytningskapasiteten. Lerens syre har ingen bestemt og uforanderlig utbytningskapasitet. Det er ikke mulig å gi bestem-



te verdier for dens ekvivalentvekt eller metningskapasitet, idet dette må variere med pH-verdien. Under bestemte forhold har man opnådd verdier, som iallfall kan være av interesse ved sammenligning med andre lignende stoffer. (Hissink 1225 (med yttergrensene 1033 og 1450), Turner 4100. Verdiene kan ikke sammenlignes, da de er bestemt på forskjellig vis; men de har sin interesse ved sammenligning med verdiene for humus.)

Lersyrens styrke. Lerens syre er svak, og som alle svake syrer rekker den ved titrering nøytralpunktet, mens den ennå inneholder vannstoff. Ifølge Hissinks undersøkelser var det igjen over 50 % av vannstoffet, da pH-verdien var 7,1. Bradfield har vist at selv ved pH 10 - 11 var ikke alt vannstoff utdrevet.

Ved elektrodialyse fikk Bradfield fremstillet lere med pH 3,0 - 3,5.

## 6. Forsøk på syntesisk fremstilling av lere.

Det billede av lerpartiklene som foran er beskrevet, kan ikke bli fullt stadfestet, før man kan fremstille leren i laboratoriet. Dette er ennå ikke gjort. Syntese av seolitter vil ikke være tilstrekkelig, idet det er en viss forskjell, muligen bare gradsforskjell, mellom seolitter og lere. Med hensyn til lersyntesen er lite fremskritt gjort siden Ways tidligere omtalte forsøk.

Lerens fysiske egenskaper. De viktigste fysiske leregenskaper, som er bestemmende for jordens forhold til planteveksten, er lerens vannholdningsevne, klebrigheten, motstanden mot planterottenes og redskapenes fremtredning i jorden, utvidelsen ved vannoptagelse og skrumpningen ved tørkning og evnen til å sammenbinde jordpartiklene. Disse egenskaper er dårlig definert og meget kompliserte. De er undersøkt av jordbunnsfysikere, og man har gått over til å benytte almindelige fysiske betegnelser som kohesjon, plastisitet o.s.v. Alle de fysiske egenskaper beror i høi grad på tilstedeværelsen av vann. Fuktig lerjord er relativt seig og sammenhengende, tørr jord relativt skjør; men det er umulig å si hvor seigheten opphører og skjørheten begynner. Atterberg, som utførte omfattende undersøkelser over lerjordens fasthet, mente at det var en skarp grense med hensyn til sammenhengskraften, som kom til uttrykk ved et skarpt knekk i fasthetskurvene. Ved senere undersøkelser er dette ikke blitt bekreftet. For klebrigheten synes det derimot å være en skarpere grense: Tørr jord er ikke klebende; men når det tilsettes mer og mer vann, kommer man til en grense, hvor klebrighet plutselig optrer. Enkelte forskere betrakter dette som det punkt da jordkolloidene har absorbert det vann de kan, så det nu kan optre vann på partiklenes overflate, hvorved partiklene kan glide i forhold til hinannen. Dette syn er dog ikke godtatt overalt.

Den negative elektriske ladning som lerpartiklene får ved tilstedeværelse av vann, leder ellers til adskillige interessante resultater. Den forårsaker at partiklene blir avsatt ved anoden, når en elektrisk strøm sendes gjennom en leropslemning. Denne egenskap kan anvendes til å rense ler. På lignende vis vil vann bli ført til katoden, når en elektrisk strøm sendes gjennom lere. Ved Rothamsted har man benyttet sig av dette for å redusere trekkraften ved pløining. Strømmen tas fra en traktor, veltefjelen er katode og "smøres" da stadig av det avsatte vann. (Goldschmidts resultater, se under norsk lere.)

Lerens forhold til vann er forskjellig og bestemmes ifølge de foreliggende undersøkelser for en stor del av forholdet mellom  $\text{SiO}_2$  og  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . De typiske leregenskaper plastisitet, klebrighet, utslenning, skrumpning, sammenbinding, varmeutvikling



ved fuktning og absorpsjonsevne öker efter hvert som  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  stiger fra 2 til 6 eller 7. Katjonene viser intet enkelt forhold til leregenskapene. For absorpsjon og varmeavgivelse ved fuktning fant M. S. Anderson at ulike kationer virket forskjellig. Ca- og Mg-joner virket sterkere enn Na-joner og H-joner sterkere enn K-joner. For utsvelning, fuktighetsekvivalent og H-jonekoncentrasjon ved utslemning i vann var rekkefølgen  $\text{Na} > \text{K} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{H}$ . Joseph og Oakley fant følgende rekkefølge for virkning på:

Plastisitet:  $\text{Li} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{K}, \text{NH}_4 > \text{H}$ .  
Skrimpning:  $\text{Li} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca}, \text{H} > \text{NH}_4 > \text{K}$ .  
Fuktighetsekvivalent og imbibisjonsvann:  $\text{Na} > \text{Li} > \text{Mg}, \text{H} > \text{Ca} > \text{K}$ .

Rekkefølgen varierer imidlertid eftersom man går ut fra tørt eller fuktig materiale.

Stabiliteten av grynstruktur i lere viser rekkefølgen  $\text{Ca} > \text{H} > \text{Na}$ . I almindelighet har kalsiumlere de gunstigste egenskaper overfor plenteveksten. Når vi betrakter jordens godhet eller fruktbarhet, kan kalsiumlere ansees som den normale fruktbare lere og anvendes som sammenligningsgrunnlag for de andre lerarter. De forskjellige lerarters egenskaper behandles senere.

#### 7. Er lere det eneste mineralkolloid i jorden?

Mange forskere antar at lerfraksjonen og det kolloide mineralmateriale er det samme. Om det forholder sig slik, er man ikke enig om. Man har til dels vært inne på at mineralpartiklene er omgitt av kolloider og at de derfor til en viss grad får kolloide egenskaper. Eksperimenter viser, som man kunde vente, at sand- og grus-fraksjonene på tross herav viser lite av kolloide egenskaper. Det meste av de kolloide egenskaper i jorden må derfor tilskrives lerpartiklene og det organiske materiale. Vanskeligere er det å avgjøre om det bare er den finere del av lerpartiklene som viser kolloide egenskaper eller om også grovere lermateriale er i besiddelse av disse. Gedroiz mener de kolloide egenskaper er knyttet til materiale under  $0,25\mu$ . Imidlertid har det vist sig at lerpartiklene lett ved behandling deles op i mindre partikler, så den nevnte grense vanskelig kan opprettholdes.

En annen antagelse er at den absorpsjonsevne som det uorganiske materiale besidder, skyldes lerfraksjonen. Dette synes også å være riktig, idet materiale grovere enn lere i regelen ikke viser videre absorpsjonsevne.

#### 8. Lermaterialets virkning på jordens fruktbarhet.

Lerpartiklene er av meget stor betydning for jordens fruktbarhet; ingen jordbestanddel er nødvendigere i passende mengde, ingen er heller mer skadelig når de optrer i overskudd. Passende lermengder virker gunstig på jordens forhold til den kapillære bevegelse og vannholdningsevne. Store mengder av lerpartikler derimot hemmer vannbevegelsen, hvorved tørke kan inntre i tørre perioder og fremkaller for stor fuktighet i regnrrike tider. hvorved luften stenges ute og temperaturen senkes. Passende mengder lere fremmer gryndannelsen og grynstrukturen. For store mengder gjør imidlertid jorden for sterkt sammenhengende og tung å arbeide. I fuktig tilstand kan strukturen i en sådan jord helt ödelegges ved at materialet bakes sammen i tette klumper. En annen virkning av for meget lere er at jorden skrumper sterkt ved tørkning, slik at store sprekker dannes i tørt vær; ved fuktning sveller den igjen ut. Disse virkninger reduseres ved kalkning, ökning av det organiske materiale og andre

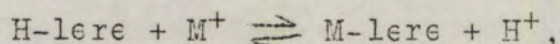


inngrep, som fremmer utviklingen av grynstruktur. Tilførsel av større mengder av Na-forbindelser ødelegger grynstrukturen, idet Na-forbindelsen virker dispergerende på lerkolloidene. Videre absorberer lermaterialet ammonium og andre baser, der tilføres som gjødsel. Engelske jordbunnsforskere angir at man der anser 8 - 16 % lermateriale som mest fordelaktig, når nedbøren er 20 - 30 inches (500 - 800 mm.). Ved stor nedbør er leren u-stabil. Jorden i regnrrike strøk inneholder derfor sjelden meget ler. Under aride forhold bevares leren.

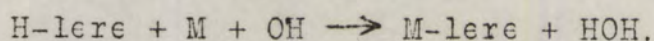
### 9. Lere med ulike katjoner.

Kalsiumlere er for en vesentlig del mettet med Ca-joner. Dette er som før nevnt den normale, fruktbare lere i humide, tempererte strøk. Dens pH-verdi angis å ligge i nærheten av nøytralpunktet, 6,5 - 8,5, varierende etter mengden av kullsyre og kalsium bikarbonat som er til stede. Den er stabil, og dens fysiske egenskaper er heldige for planteveksten. Den danner lett grynstruktur ved frysning eller tørring, og denne struktur ødelegges ikke så lett. Den fastholder mere vann i tørre perioder enn lere mettet med andre katjoner og slipper vannet lettere gjennom sig i fuktige perioder. Den kan arbeides ved mer varierende vanninnhold, er mindre klebende, mer gjennomtrengelig og blir derfor ikke så lett overfylt med vann. Dens humus blir lite sur, hvilket ytterligere fremmer de gunstige fysiske egenskaper og øker tilgangen på næring. Kalsiumleren danner et gunstig voksesubstrat for plantene med gunstig luft- og vanninnhold.

Vannstofflere eller sur lere optrer almindelig i fuktige strøk med liten fordunstning og oppstår ved at basene i høi grad utvaskes fra den oprinnelige leravleiring av det gjennemsiprende jordvann. Prosessen foregår lett, idet nedbørvannet inneholder H-joner som eneste katjon, og H-jonene har stor evne til å fortrenge andre katjoner og blir selv kraftig fastholdt til kolloidpartiklens overflate. Wiegner mener H-jonene fastholdes 50 ganger bedre enn Na-joner og 35 til 45 ganger bedre enn de toverdige katjoner. Gedroiz angir henholdsvis 17 og 4 ganger bedre. H-jonene absorberes altså lett fra vannet og fordrives vanskelig. Vannstoffjorden er sur, ofte sterkt sur, og inneholder sur humus, som er ugunstigere enn nøytral både når det gjelder jordens fysiske forhold og næringsavgivelsen. De fysiske egenskaper er ikke så gunstige som i kalsiumlere. Riktignok dannes lett grynstruktur ved frysning; men denne er mindre stabil enn i kalsiumlere. Den er mer klebende og mindre gjennomtrengelig for vann og luft enn foregående type og danner derfor en mindre gunstig vokseplass for kulturplantene. I praksis vil man søke å omdanne den sure lere til Ca-lere ved kalkning og mergling. Derved blir jorden mere fruktbar og samtidig lettere å bearbeide. Man bør tilføre kalken i form av karbonat. Tilførsel av kalken i form av klorid eller sulfat, er det vanskelig å få utdrevet H-jonene, da reaksjonen er reversibel så lenge det er frie H-joner i oppløsningen:



hvor M er en katjon. Tilsetter man derimot kalken i forbindelse hvis anjoner enten som hydroksyd eller karbonat kan fjerne H-jonene fra oppløsningen ved å danne lite dissosierte forbindelser, blir utdrivningen av H-jonene mere intens. Reaksjonen forløper da efter ligningen:



En sur jord er også karakterisert ved lite innhold av kalsium og somme tider ved opptreden av oppløselig Fe- og Al-salter, som kan virke skadelig på planteveksten.



Na-lerer hydrolyseres lett, hvorved det opstår alkalisk reaksjon, som er ugunstig for de fleste planter. Ved påvirkning av nogenlunde rent vann oppløser grynene sig i sine enkelte partikler, og det opstår en meget ugunstig fysisk tilstand. Jorden blir sterkt klebende, ugjennemtregelig og danner ved tørkning hårde klumper. Den er derfor vanskelig å arbeide og danner et ugunstig voksesubstrat for plantene. Hvis derimot vannet inneholder nok salt til å holde materialet sammenfnokket, blir de fysiske egenskaper meget bedre, idet den da blir mere gjennemtregelig og får bedre struktur. Hvis vannet ikke er så alkalisk at det virker giftig, kan jorden være en nogenlunde vokseplass for mange plantearter.

## II. Jordens organiske materiale.

### 1. Innledning.

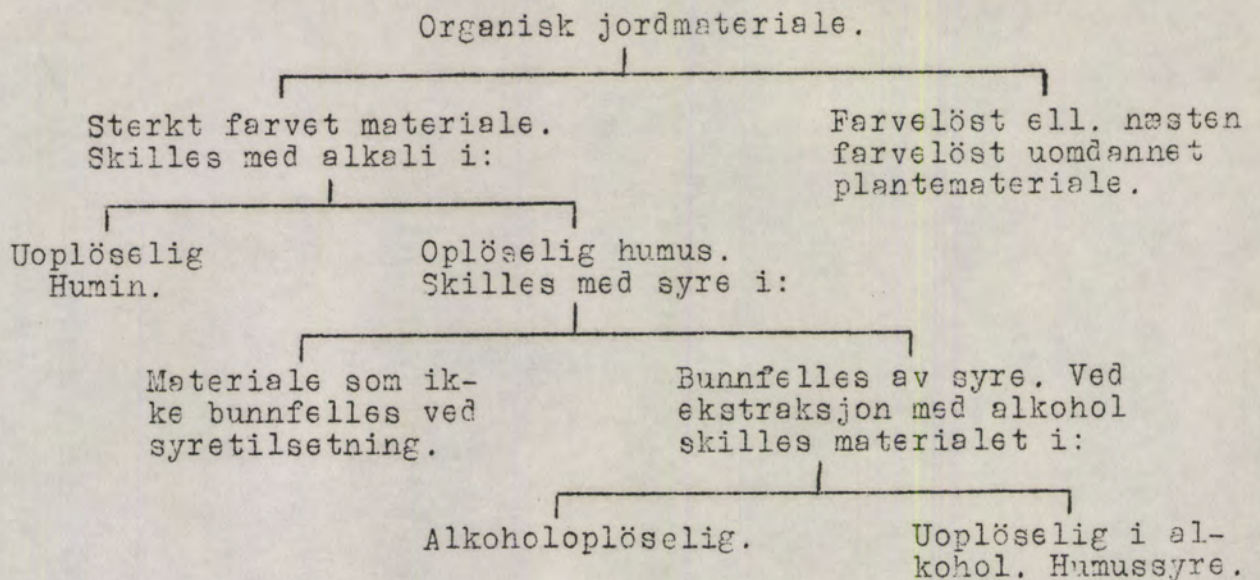
Begrepet humus har vært anvendt i forskjellig betydning. I engelsk og amerikansk jordbunns litteratur finner man oftest humus definert som den mørke eller svarte substans, som opstår ved omvandling av det organiske materiale. Andre forstår med humus den del av det organiske jordmateriale som oppløses i alkaliske væsker. Atter andre begrenser humusbegrepet til den del av det alkaliske jordekstrakt som bunnfelles ved tilsetning av syrer. For mange, kanskje særlig nordeuropeiske forskere, betyr imidlertid humus den totale mengde av organisk materiale i jorden. I overenstemmelse hermed er da også det forslag N. J. F.'s komite for nomenklatur i jordbunns læren har avgitt, nemlig: "Humus: Kollektivbenevnelse for de i en jord forekommende rester av planter og til dels dyr." I denne utvidede mening vil humusbegrepet bli anvendt i det følgende.

Dette organiske materiale i jorden skriver sig næsten utelukkende fra planter og mikroorganismer. Bestanddelene omfatter fra plantemateriale, som inneholder de samme bestanddeler som de levende planter, til gammelt materiale som kan ha sin opprinnelse fra den tid da den bergart jorden er oppstått av, blev avleiret. Det optrer en rekke ulike organiske forbindelser. Mange av disse stoffer optrer bare i små mengder og blir almindelig oversett ved jordbunnsundersøkelser.

En del av det organiske jordmateriale har imidlertid tiltrukket sig stor oppmerksomhet, nemlig de mørke, kolloide bestanddeler, representerende humusstoffene i snevrere forstand. De kjemiske undersøkelser av dette materiale begynte allerede for ca. 150 år siden. Viktige resultater oppnådde den tyske forsker Sprengel, som i 1826 adskilte "sur humus", som opptrådte hvor det var lite baser, og "mild humus", hvor det var rikelig av baser. Han viste også at den sure humus var motstandsdyktigere mot omvandling enn den milde. Sprengel fremstilte også humussyre ved å ekstrahere myrjord med tynn saltsyre med efterfølgende utvaskning med vann og behandling med ammoniakopløsning. Den oppløste humussyre blev så utfelt med saltsyre. Humussyren blev ikke utfelt ren. Den inneholdt både lere og jernhydroksyd. Den blev derfor underkastet rensningsprosesser og viste sig da å bli næsten fri for aske. Den var sur, og når den var fri for tilsatt syre, var den svakt oppløselig i vann. Videre var den negativt elektrisk ladet. Den dannet salter med baser; alkaliske saltene var oppløselige, mens jordalkaliene og de tunge metaller dannet tungtopløselige salter. Den frigjorte kullsyre fra silikater, forbandt sig med lere og jernoksyd. Ved tørkning blev den skinnende sort, lot sig lett pulverisere, optok store mengder vann, men var nu uopløselig i vann. Et lignende materiale kunde fremstilles av plantemateriale ved behandling med kalilut under lufttilgang.

Mulder stadfestet noget senere disse resultater; men det blev forbeholdt senere tiders forskere å føre spørsmålet videre. Man opdeler nu det organiske materiale på følgende vis:





Ingen av disse fraksjoner er imidlertid et enkelt stoff. Gjennem langvarige undersøkelser ved Bureau of Soils, vesentlig utført av Schreiner og Shorey, har man vært i stand til å isolere en hel rekke bestemte stoffer fra jordens organiske materiale.

Odén viste ved benyttelse av moderne fysisk-kjemiske metoder at den uopløselige humussyre viste en syres egenskaper. pH-verdien var 3,87 - 4,5. Han betrakter dette materiale som et enkelt bestemt stoff, fritt for kvelstoff, firebasisk, molekylarvekt omkring 1350 og ekvivalent 310. Formelen antokes å være  $C_{60}H_{32}O_{24}(COOH)_4$ . Andre forskere antar dette stoff er en blanding.

Det har vært meget diskusjon om humussyren inneholder N. Odén mente, som det vil fremgå av hans formel, at det ikke optrådte N. Page og hans medarbeidere var ikke i stand til å få fjernet alt N ved vanlig behandling med dette formål for öie. Ontrent 5 % blev igjen og betraktes av disse forskere som en viktig bestanddel av humussyren. Ved hydrolyse opstår de samme stoffer som ved omvandling av planteprotein, og forholdet mellem de forskjellige stoffer er ikke meget forskjellig i de to tilfelle.

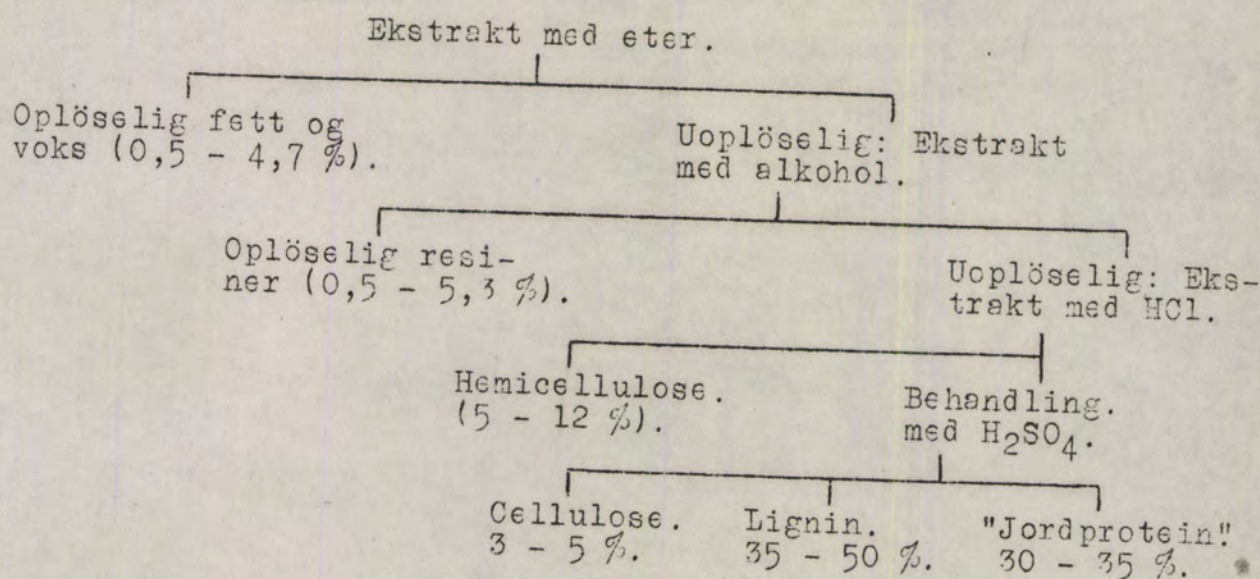
Det er nu almindelig anerkjent at de mørke humusstoffer inneholder en kvelstoffri og en kvelstoffholdig del. Page antar at "humusen" er en forbindelse av kvelstoffri humussyre og protein som er amfolytisk og kan optre som base. Forbindelsen er overordentlig stabil, og fæstholdningen må derfor være fastere enn vanlig mellem syre og base. Den nærmeste analoge forbindelse engis å være protein og tanin (garvesyre) i lær, en av de mest stabile kvelstoffforbindelser som kjennes.

W. Mc Lean fant at oksydasjonen av organisk jordmateriale med vannstoffsperoksyd forløper i to trin. Herefter kan man dele dette materiale i tre grupper:

1. Oksyderbart i 3 %  $H_2O_2$  som inneholder N (ca. 10 C : 1 N) og representerer ca. 85 % av jordens kullstoff og N. Tilsynelatende oppbygget som et proteinkompleks og et kullhydratkompleks.
2. En mere motstandsdyktig gruppe oksyderbar i 6 %  $H_2O_2$ , fri for N, muligens av celluloseartet karakter.
3. Motstandsdyktig, kvelstoffholdig materiale, som ikke angripes ved gjentagen behandling med 6 %  $H_2O_2$ .



Waksman foreslår følgende fraksjonering av det organiske jordmateriale:



Ved disse behandlingsmåter fikk man klassifisert 90 - 95 % av jordens kullstoffinnhold. Metoden er dog ennå ikke tilstrekkelig undersøkt og sammenlignet med andre.

Kjemiske analyser viser at jordens organiske materiale er en meget komplisert blanding, og for tiden er det nytteløst å forsøke å angi hvilke stoffer som optrer.

Det bør derimot påpekes at reaksjonsforholdene i naturlig humus er høist forskjellige. Dette har man søkt å føre tilbake til det ulike opprinnelsesmateriale, som viser forskjellig baseinnhold. Holder man sig til vel omdannet humus, slik som man finner den hvor jorden i lengere tid har vært kultivert, skal det ifølge Russell, bortsett fra den ulike metning med baser, ikke være så særlig stor forskjell på det organiske jordmateriale fra jord til jord. Det viser tvertimot adskillig ensartethet, hvilket ikke er forbausende, når man erindrer at humusen i all jord har nokså ensartet opprinnelse, nemlig cellulose, lignin, protein og andre viktige plantebestanddeler. Og disse stoffer omvandles av likeartede grupper av mikroorganismer. Som et bevis for denne ensartethet angir Russell at humusen fra Broadbalk field, som er husdyrgjødslet hvert år i lange tider, inneholder mere humus enn Barnfield, som ikke har fått husdyrgjødsel; men det er ingen vesentlig forskjell på humusen fra disse to felter. Både i sammensetning og egenskaper erter den sig i mange retninger som humusen var en enkelt homogen substans. Eksempelvis nevnes at:

1. Forholdet mellom C : N almindelig dreier sig om ca. 10.
2. Det organiske materiale inneholder omtrent 58 % kullstoff.
3. Det organiske materiale fra forskjellige jord viser de samme kolloide egenskaper.

På grunn av denne likhet i vesentlige retninger har man funnet det berettiget å studere humusens egenskaper uten hensyn til at den i virkeligheten er en blanding av mange substanser.

Humusundersøkelsene kan ellers sies å falle i to hovedgrupper, nemlig forsøk på fremstilling av humus kunstig fra organisk materiale av kjent sammensetning og studium av den naturlige humus' egenskaper.



## 2. Fremstilling av humus.

De første forsøk på å fremstille humus var ved behandling av sukker med sterke syrer. Derved fikk man en mørk, tett substans, som viste et annet kullstoffinnhold og andre egenskaper enn naturlig humus. Senere fremstilte Maillard (1912-17) humuslignende produkt ved kondensasjon av sukker med aminosyrer og polypeptider. Videre har H. Fisher og H. Schrader søkt å fremstille humus ved oksydasjon av lignin i svak alkalisk tilstand. Derved fikk han en mørk substans, som sterkt ligner humus.

De nevnte to fremgangsmåter synes for tiden å være de beste for kunstig fremstilling av humus. Ved Rothamsted har man sammenlignet humus fra forskjellige produkter.

% C og H samt N i humus av forskjellig materiale.

	C.	H.	N.
Humus fra jord	56,0	5,1	5,36
" " råtnet strå	56,2	5,5	2,56
" " kondensasjon av sukker med aminosyrer og polypeptider	53,1	5,2	5,46
" " oksydasjon av lignin	60,2	5,9	
" " cellulose	58,1	5,5	
" " furfurool	61,1	5,9	
Rørsukker	58,7	5,3	
Doppleritt x)	50,8	5,4	2,37

Maillards produkt og humus fremstillet ved oksydasjon av lignin hadde syreegenskaper. Humus fra furfurool og sukker derimot ikke.

## 3. Viktigere egenskaper hos humusen som er bestemmende for jordens tilstand.

Det viser sig at humusen utøver bestemte virkninger i jorden. Disse virkninger er særlig følgende:

1. Den gir jorden mørk farve.
2. Den øker jordens evne til å absorbere stoffer på lignende måte som lere.
3. Når baseinnholdet er lite, vil humusen danne en kolloid oppløsning og kan da med sigevannet føres nedover i jorden. Er det derimot tilstrekkelig av kalsiumkarbonat eller utbyttable kalsium i jorden, sammenfnokkes humuskolloidene og vil da ikke utvaskes. (Se senere om forskjellen på humusen i brunjord- og podsolprofiler.)
4. På strukturforhold og porevolum har humusen avgjørende virkning i gunstig retning. Eksempel på dette har man fra de langvarige forsøk ved Rothamsted. Jord som ikke har fått naturgjødning og som derfor inneholder mindre delvis omdannet organisk materiale enn naturgjødning jord, har fått en ugunstig struktur, så de unge planter har vanskeligheter, selv om rikelig næring tilføres. De husdyrgjødslede felter viser sig langt gunstigere. Men den åpne struktur humusen

x) Doppleritt er et brunt stoff som finnes i myrer. I frisk tilstand er det seigt, men hardner når det tørker.



gir jorden, kan gå for vidt, og det berettes fra England at dette kan skape adskillige vanskeligheter i gamle haver, som lenge er blitt sterkt husdyrgjødslet.

5. Humusen øker jordens vannholdende evne. Eksempler på dette har man også fra Rothamsted. Felter som gjennom lange tider har fått husdyrgjødsel, viser i regelen 3 - 4 % mere vann enn tilsvarende felter som ikke har fått husdyrgjødsel og som derfor inneholder mindre av organisk materiale. Ellers viser det sig at variasjonene i jordens vanninnhold, under ellers like forhold, nøie følger muldinnholdet. Så fremtredende er disse humusens virkninger på jordens fysiske forhold at når jorden inneholder 15 - 20 % organisk materiale, ophører andre faktorer å gjøre sig gjeldende, og forskjellen mellem sand, grus og lere forsvinner. Eksempelvis kan nevnes at mineralmaterialet i Red Riverdalens jord tilsvarende en ganske ufruktbar jord; men ca. 26 % organisk stoff ophever fullstendig virkningen av det op tredende uheldig virkende lermateriale.
6. Humusen sveller ut når den fuktes. Enkelte typer av humus viser denne egenskap i fremtredende grad. Og det kan forekomme at myrjord efter sterke regnfall kan utvide sig så meget at den kan presses ut over tilgrensende områder. Efter grøftning følger omdannelse og voluminskning, så myrjorden synker sterkt sammen.
7. Humus er mellemprodukter under omvandlingen av organisk stoff; men den forsvinner dog langsomt fra jorden. Den forsvinner raskere fra kalkrik jord og sandholdig jord enn fra finkornet og kalkfattig.
8. Biologisk aktivitet i jorden stimuleres av organisk materiale. De nevnte forhold virker sterkt på jordens fruktbarhet. Det er derfor viktig at jorden inneholder tilstrekkelige mengder humus.

Humusen er blitt studert på lignende vis som lermaterialet, men modifisert av den omstendighet at det ikke lær sig gjøre å skille humuskolloidene fra jorden og spesielt ikke fra leren ved nogen mekanisk prosess. Ved kjemiske metoder, oppløsning og utfølning kan humusstoffer utskilles; men man vet ikke hvor meget materialet herunder endrer sine egenskaper.

Dispersjon. De mørke humusstoffer blir fullstendig dispergert i natriumopløsninger, likeså i kalium og ammoniumhydroksyde og danner derved næsten en oppløsning. Denne kan filtreres gjennom et fint ultrafilter. Fraksjoner som man fikk ved gjentatt filtrering, viste mindre og mindre C og N og mer og mer H og O. Dette tyder på at de finere fraksjoner er mere hydrert enn de grovere. Den procentiske sammensetning i på hinannen følgende fraksjoner var:

	C %	H %	O %	N %
Ufiltrert	56,6	5,7	34,4	4,25
1ste filtrat (grovt)	-	-	-	4,18
4de " (finere)	-	-	-	3,7
9de " (finest)	36,7	7,2	52,6	3,5

Dispersjoner av humus i alkaliopløsninger viser en viss likhet med dispersjoner av såpe og kongorødt.

Calciumhumus dispergerer langt vanskeligere enn humus mettet med H, NH<sub>4</sub> og Na.

Sammenfnokning. To grupper av sammenfnokningsfenomener er studert.



1. Sammenfnokning av humussuspensjoner i vann. Det materiale som er brukt, er almindelig "humussyre" uttrukket av jorden.
2. Sammenfnokning i selve jorden, materialet er altså de naturlige humus.

Odén studerte sammenfnokningen av humussyre utvannet av myrjord og viste at humussyrepartiklene oppløst i vann var negativt elektrisk ladet og at partiklene hadde en diameter av omtrent  $0,02 \mu$  samt at de kunde sammenfnokkes omtrent som lerpartikler, men at de krever større konsentrasjoner av elektrolytter enn disse. Kalsiumsalt var særlig effektivt hertil. Slike undersøkelser angående humusens sammenfnokning er vanskeligere enn for leres vedkommende og har heller ikke ført til så opplysende resultater. Uten å ha tilstrekkelig materiale å holde sig til antar man dog at systemet lere-vann og humus-vann er av lignende karakter, og man mener at humuspartiklene likesom lerpartiklene er omgitt av et elektrisk dobbeltskikt.

Schloesing oppdaget at lere ikke blev sammenfnokket så lett som ellers når det var humus til stede. Dette fenomen skyldes at humus virker som beskyttelseskolloid overfor lere og er først undersøkt fullstendig av E. Fickendey. Ehrenberg antar:

1. At sammenfnokkede lerpartikler kan dispergeres av humus.
2. Lerpartiklene blir derved belagt med humus, hvorved de oppfører sig som om det var humus og forlanger den høie elektrolyttkonsentrasjon som er karakteristisk for denne.

Buffervirkningen av humus er meget fremtredende, og det viser sig at ulike typer av humus har en høist forskjellig buffervirkning. Den første som undersøkte disse forhold, var Hesselman (1926). Han utførte omfattende undersøkelser over buffervirkningen og fant at denne varierte meget sterkt i forskjellige slags materiale.

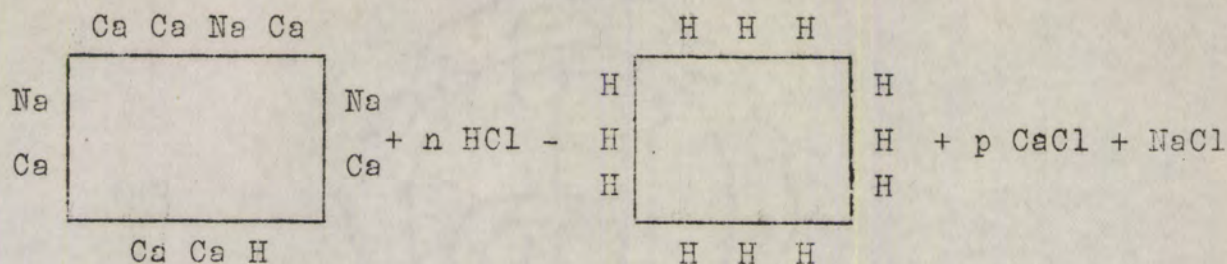
Videre har man funnet at buffervirkningen forandres ved fremadskridende omvandling av plantematerialet. Det fremgår herav at f.eks. tremateriale har meget lite innhold av bufferemner. Materiale fra bartrær inneholder dog noget av basebindende emner. Uomdannet materiale av einstape, bjerkeløv, bøkblade og oreblade viste betydelig syrebindingsevne, mens innholdet av basebindende stoffer var meget liten.

For dette materiale viser det sig at syrebindingsevnen avtar efter hvert som omvandlingen skrider frem, mens basebindingsevnen øker meget sterkt. Denne avtagende syrebinding og tiltagende basebinding kan i henhold til utførte analyser ikke skyldes utvaskning av baser og må derfor stå i forbindelse med forbruk eller omdannelse av syrebindende og produksjon av basebindende stoffer under omvandlingen av det organiske materiale.

Det store innhold av basebindende stoffer er imidlertid karakteristisk bare for det ufullstendig omdannede materiale. Når omdannelsen skrider videre frem og materialet blir muldartet, forsvinner en stor del av de basebindende stoffer.

Absorpsjon i humus. Humusstoffenes absorpsjon er blitt meget undersøkt. I det store og hele kan den sammenlignes med lermaterialets absorpsjon. Det er i første rekke katjoner som absorberes, og prosessen er en katjonutveksling. Fenomenet kan forklares ved å betrakte de mørke humusstoffer som en komplisert uopløselig syre, som i normal, henimot nøytral jord er bundet til Ca og delvis andre baser. Alle disse baser kan bli utbyttet mot H-joner.





Såvidt man vet er humus ikke krystallinsk. Dens evne til å fæstholde katjoner er både pr. vektenhet og regnet efter ekvivalentvekt større enn for lere. Mc George fant således en nøie sammenheng mellem utbytningskapasiteten og jordens C-innhold, hvilket altså viser at humusen må ha større betydning for bæsebindingen enn lere. For hvert 10 gr. C i jorden øket utbytningssevnen med 35 mg.ekvivalenter. Dette gir en verdi av 240 mg.ekvivalenter pr. 100 gr. humuskolloid. For humussyre fremstillet som tidligere beskrevet opnådde Mc George verdien 370. Videre påviste han at utbytningskapasiteten var nøie knyttet til ligninkullstoffet, derimot ikke til hemicellulosens og celluloseens kullstoff. Turner, som arbeidet med 56 tropiske jordarter, angir utbytningskapasiteten for både organisk materiale og lere. Verdien for organisk stoff var 151 mg.ekvivalenter pr. 100 gr, mens leren bare rakk 24 d.v.s. bare omtrent syvendeparten. Ved samme fremgangsmåte fant Turner verdien 140 for det organiske stoff i en sandholdig jord fra Holland, idet han gikk ut fra Hissinks analytiske data.

Den absolutte verdi av utbytnings- eller absorpsjonsevnen er vel varierende: men det synes efter de foreliggende data å være rimelig å gå ut fra at de mørke humusemner er 6 - 7 ganger så virksomme ved absorpsjon som lermaterialet.

Lere + humus. Denne absorpsjonsevne overfor katjoner er ikke den eneste tendens humusen har til å danne forbindelser. Den forbinder sig også lett til lere. Det er ikke bragt på det rene om det er den enes katjoner som tiltrekker den annens katjoner eller det er noget annet som er årsaken. Fenomenet har lenge vært iaktatt. Schloesing behandlet humus-lerer med ammoniumopløsning og tilsatte efterpå ammoniumklorid. Derav fikk han utfelt leren, men ikke humusen. Han fant også at mengden av klorid som var nødvendig for utfelning av leren, øket med mengden av humus. I hvilken grad lere og humus kan forbinde sig med hinannen beror på pH-verdien og mengden av utbyttbare baser, særlig kalsium. Forbindelsen lettes ved høi pH.

Absorpsjonen i jorden. Som det vil fremgå av foregående er det absorberende materiale i jorden lere og humus. Av disse er det humusen som uten sammenligning er den mest virkningsfulle (se foran). Det er ennå ikke klart om ler-humuskomplekset er skyld i all baseabsorpsjon i jorden; men for tiden går man mest ut fra dette. Man antar at det grovere materiale har liten absorpsjonsevne, og den det har, kan muligens særlig skyldes kolloidhinner omkring partiklene.

Efter Turner kan man uttrykke jordens absorpsjon på følgende måte:  $A = a + bC + cH$ .

A = absorpsjonen pr. 100 deler jord.

b = absorpsjonen av lere.

C = % lere.

c = absorpsjonen av humus.

H = % humus.

a = absorpsjonen av resten av jorden.

Er alle disse verdier bestemt, kan absorpsjonen regnes ut.

Absorpsjonen av oppløselige stoffer omfatter baseutbytningen som er behandlet foran. Videre utfelning av uopløselige forbindelser, som dannes ved hjelp av bestemte bestanddeler i jorden, og endelig andre omsetninger som gjør at oppløst materiale eller



kolloider tilbakeholdes i jorden.

Katjoner kan ta del i hver av de første omsetninger (base-utbytninger); men i den siste kan også anjoner være virksomme. Vi skal se på det i et senere avsnitt - spesielt fosforsyrens forhold.

#### 4. Omdannelsen av det organiske materiale i jorden.

Plantemateriale som tilføres jorden, kan li en høist forskjellig skjebne efter at det er visnet og dødt. Den kjente kjemiker J. von Liebig (1830-40) var en av de første som undersøkte omdannelsen av plantematerialet. Han trodde at omdannelsen var kjemiske prosesser og skilte mellem omdannelse med og uten surstofftilgang.

I første tilfelle mente han det var en kjemisk oksydasjon som førte til stadig enklere forbindelser, til slutt til så enkle forbindelser som de plantene hadde optatt fra jorden. Når luften var utestengt, mente Liebig at det foregikk omsetninger mellem planterestene innbyrdes og at dette vesentlig var reduksjonsprosesser. Ved disse prosesser vilde det skje en ophopning av kullstoff.

Efter hvert som man utover i 1860-årene fikk mere greie på mikroorganismenes liv og virksomhet, skjönnte man at en vesentlig del av omdannelsen måtte tilskrives disse. Forat mikroorganismene skulde kunne utfolde sin virksomhet, trengtes det passende temperatur, fuktighet og lufttilgang. Under slike forhold trådte den kjemiske omdannelse helt i bakgrunnen for den biologiske. Den mikrobiologiske omdannelse er kalt humifisering eller formuldning. Og for å angi hvor langt denne er fremskreden snakker man om forskjellig formuldningsgrad.

Utestenges luften eller temperatur og fuktighetsforholdene er ugunstige, foregår omdannelsen langsomt. Anaerobe mikroorganismer spiller i dette tilfelle en stor rolle; men under slike forhold gjør også kjemiske prosesser sig mere gjeldende. Sluttproduktet ved den slags omdannelser er oksyderbart. Materialet kalles torv.

Som ovenfor nevnt er omdannelsen i jorden - formuldningen - i hovedsaken oksydasjon forårsaket av mikroorganismer. Hovedproduktene ved denne omdannelse er  $\text{CO}_2$  og  $\text{NO}_3$  og humus. Ved denne prosess optas  $\text{O}_2$  og omtrent tilsvarende mengder av  $\text{CO}_2$  avgis. Den mengde  $\text{O}_2$  som jorden optar, er målt på forskjellig måte. På Rothamsted har man stilt op en fullstendig balanse for det organiske kullstoff i jorden for en rekke år og derav beregnet hvor stort kullstofftapet fra jorden er. I gjennomsnitt for året har man funnet at det optas 2 l.  $\text{O}_2/\text{m}^2$  daglig. Det tilsvarende en avgivelse av ca. 4 gr.  $\text{CO}_2/\text{m}^2$  daglig. Lignende undersøkelser av andre har gitt større verdier, således i august 10 - 20 l.  $\text{O}_2$  optatt og 20 - 50 gr.  $\text{CO}_2$  avgitt  $/\text{m}^2/\text{dag}$ .

Ved oksydasjonen frigjøres energi. I forsøkene på Broadbalk field Rothamsted fant man at det blev utviklet 10 cal/ $\text{m}^2/\text{dag}$ . Omdannelsen av det organiske materiale er altså omvendt av den prosess som foregår i planten ved opbygning av organisk stoff.

Det er ikke bare oksydasjon av organisk materiale som foregår, det skjer også en resyntese av organisk stoff i det mikroorganismenes bygger op sin egen kroppsmasse.

Ved omdannelsen angripes først forbindelser som inneholder minst av kullstoff som sukker, stivelse og cellulose, og kullstoffet oksyderes raskere enn kvelstoffet. Humusen, som blir igjen, er derfor rikere både på C og N enn det oprinnelige materiale.



Omdannelsen av C og N henger intimt sammen. N oksyderes til  $\text{NO}_3$  bare når forholdet mellom C og N ligger innenfor bestemte grenser - i almindelighet ved forholdet  $\text{C} : \text{N} = 12$  eller mindre. Er det mere C, avgis  $\text{CO}_2$ , og N blir tilbake som protein-kompleks, og om det skulde være noget  $\text{NO}_3$  eller  $\text{NH}_3$  til stede, blir også dette omdannet til protein. Er det på den annen side mere N enn det der svarer til forholdet  $\text{C} : \text{N} = 12$ , dannes nitrat. Dette brukes av plantene eller føres bort på annen måte. I tempererte strøk vil derfor alltid forholdet  $\text{C} : \text{N}$  dreie sig omkring 10 - 12.

Den nøie sammenheng mellom C og N skriver sig fra at omdannelsen av det organiske stoff foretas av mikroorganismer. Kullhydratene skaffer dem energi og næring, men også en del N. P og andre stoffer er nødvendige. Disse stoffer assimileres og bygger op mikroorganismenes kroppsmasse. N som assimileres av mikroorganismene, omdannes fra planteprotein til mikrobiologisk protein.

Flere undersøkelser bl.a. av Jensen (1929) viser at omdannelsen av planterester i jorden er ledsaget av en stabilitet i forholdet mellom C og N. I nøytral jord 1 del N til 20 - 25 deler C og i sur jord 1 del N til 13 - 18 deler C. Bare når det var mere N enn disse forhold angir, blev det dannet nitrat.

Det er gjort mange forsøk på å følge omdannelsen av det organiske materiale. Du Toit ved Rothamsted blandet planterester med jord, og efter 6 måneder undersøkte han tapet av de forskjellige stoffer og det som var igjen i humusen. Det viste sig at furfurollignende stoffer forsvant fullstendig. Cellulose og lignin i meget mindre grad. 2,5 deler lignin dannet 1 del humus. Det stemmer godt overens med den kunstige humus man får ved å behandle lignin med alkali.

Waksman og Tenney har undersøkt den procentiske sammensetning av friskt plantemateriale og organisk materiale i jorden.

	Plantemateriale	Org. materiale i jord.
Cellulose	20 - 40	3 - 5
Hemicellulose	15 - 20	5 - 8
Lignin	10 - 30	40 - 50
Protein	2 - 10	30 - 35
Vannopl. protein	15 - 30	0

Tabellen viser at det organiske materiale i jorden vesentlig består av lignin og protein, mens derimot forbindelser som cellulose og hemicellulose omdannes raskt i jorden.

A. G. Norman (1931) studerte forråtnelsesprosessene inne på laboratoriet. Han undersøkte omdannelsen av halm og fant at de viktigste prosesser var:

1. Syntese av mikrobiologisk protein fra  $\text{NH}_3$  eller  $\text{NO}_3$  som blev tilsatt.
2. En rask omdannelse av cellulose og hemicellulose. Cellulosen blev fullstendig omdannet undtagen når den var beskyttet av motstandsdyktig lignin. Proteinene blev nedbrutt, men igjen oppbygget til mikrobiologisk protoplasma. Hemicellulosen blev delvis nedbrutt. Ligninet blev ikke fullstendig nedbrutt, men forandret sig og blev sort.

Av disse undersøkelser får man et godt bilde av hvad humusen for største delen består av og hvordan den dannes. De bekrefter alle den nære sammenheng som det må være mellom humus og lignin.



Det er også påvist at lignin og protein inngår en meget fast forbindelse.

Waksman har påvist at en del av det organiske materiale er mikrobiologisk protoplasma. Dette er N-rikt, og en stor del av humusens N mener Waksman skriver sig fra protoplasma av mikroorganismer.

Page fremholder i en oversikt at humus er en kombinasjon av omdannet lignin og protein, analog med kombinasjonen garvesyre og proteinet i lær.

Vi skulde altså kunne si at:

Humus er en ophopning av lignin i mer eller mindre omdannet tilstand som består av fett og voksarter + en del cellulose og hemicellulose, mikrobiologisk protoplasma og en del spesielle, mindre kjente N-holdige forbindelser.

#### 5. Faktorer som påvirker omdannelsen av det organiske materiale.

Selv om man kjenner lite til selve omdannelsesprosessene, så kjenner man en rekke faktorer som påvirker disse. De klimatiske forhold var noget av det første man festet sig ved, særlig da temperaturen og fuktigheten.

Temperaturen. Siden det i det vesentligste er levende organismer som foretar omdannelsen, er det klart at det må en viss minste temperatur til for at disse organismer kan leve og utfølge sin virksomhet. Ved stigende temperatur öker omdannelsen inntil en viss optimumstemperatur for så å avta. Over optimumstemperaturen begynner kjemiske omsetninger å gjøre sig sterkt gjeldende, da disse jo tilter jevnt med stigende temperatur. (van't Hoff's regel 2 - 3 ganger større reaksjonshastighet for hver 10° temperaturstigning.)

Wollny undersøkte hvor meget CO<sub>2</sub> det blev utviklet i kompost ved forskjellig temperatur.

Temperatur.	CO <sub>2</sub> produksjon.
10° C	1 (satt til 1)
20° "	5,5
30° "	13,0
40° "	15,2
50° "	27,3

Resultatet er som man kunde vente. Ved stigende temperatur gjør kjemiske prosesser sig også mere gjeldende.

Også fra naturlig jordsmonn kjenner man til at temperaturen har meget å si for omdannelsen. Hos oss er temperaturen lav, og det gir anledning til ophopning av organisk materiale.

Statistisk kan man påvise at myrdannelse og råhumusdannelse tilter mot nord og med tiltagende höide over havet. I tropiske strök og humid klima er det så rask omdannelse at noget strödekke finnes det ikke i skogen. For en del skyldes det at det er bare lövtrær som vokser der og deres avfall omdannes raskere enn bartrærnes. Lateritt, som jorden i tropiske strök kalles, inneholder meget lite av organisk stoff.

Hos oss er temperaturen en minimumsfaktor for omdannelsen av det organiske materiale, og for å öke omsetningene kan det bli tale om å heve temperaturen. I skogjord kan man gjøre det ved tynning og snauhugst og ved å fjerne bunnvegetasjonen, så



solen når jorden, derved stiger temperaturen og man får en raske-  
re omsetning av organisk materiale.

Fuktigheten spiller også en stor rolle for omdannelsen av  
organisk materiale. I likhet med en optimumstemperatur er det  
også en optimumsfuktighet for mikroorganismene.

Wollny har undersøkt fuktighetens innflytelse på samme må-  
te som temperaturens. Han undersøkte CO<sub>2</sub> utviklingen i 3 serier  
kompostjord ved forskjellig vanninnhold.

Kompostjord med:	6,8 %	26,8 %	46,8 % vann.
CO <sub>2</sub> utvikling ved 10°C.	1,0	9,1	17,2
20°C.	1,6	26,7	30,6
30°C.	3,6	31,0	40,5

Ved for høit vanninnhold vil omsetningene avta på grunn av  
luftmangel.

Ute i naturen ser man også lett hvilken innflytelse fuktig-  
hetsforholdene har på omsetningen av planteavfall. Ved uttørk-  
ning vil omsetningen hemmes og det vil dannes råhumus på tørre  
moer - furumoene.

Samme forhold kan lett ettervises på laboratoriet. Man kan  
legge tørt løv, gress eller lignende i en haug under en trekt  
og påvise CO<sub>2</sub> utvikling. Økes fuktigheten, tiltar CO<sub>2</sub> utviklin-  
gen. For stor fuktighet hemmer omvandlingen. Det henger sammen  
med at stort vanninnhold stenger luften ute og nedsetter også  
temperaturen.

Mange steder hvor det er tørt, kan man få slike dekker av  
lite omdannet materiale. For eksempel under frittstående trær  
med stort nålefall eller i skogkantene. På slike steder opho-  
pes materialet, og det dannes råhumus.

De klimatiske faktorer har som nevnt stor innflytelse på  
humusdannelsen og kommer derved til å sette sitt preg på humus-  
typene.

I kaldt og temperert klima med stor nedbør dannes karakter-  
istisk råhumus. Jordvannet er på slike steder næringsfattig med  
lite innhold av elektrolytter, humusen er derfor umettet og i  
den tilstand oppløselig i jordvannet og kan følge dette på van-  
dringene i jorden. Da vannbevegelsen under slike humide for-  
hold er nedadgående, vil store mengder av humuskolloidene fø-  
res nedover. (Humuspodsolprofil.) Braadlies undersøkelser av el-  
vevann i Trøndelag viser at organiske N-forbindelser føres i  
stor utstrekning bort med elvevannet. De oppløste sure humuskol-  
loider virker som beskyttelseskolloider på de oppløste mineral-  
bestanddeler og bidrar på den måten til å øke utvaskningen av  
de andre stoffer i jorden.

I varme strøk har jordvannet en annen karakter. På grunn  
av den sterke forvitring blir vannet rikere på oppløste stoffer  
katjoner og humusen mere mettet. Den er derfor tyngre oppløse-  
lig - utvaskes ikke så lett, men har tendens til å fnokke sig  
sammen.

Farven på humusen står også for en stor del i forbindelse  
med klimatiske forhold. Humusen i svartjorden i Russland er  
næsten svart. (Stor nedbør, særlig om vinteren. Periodevis,  
ypig gressvekst i regntidene. Rask omdannelse når det er varmt  
ophopning av svart humus.) Op mot svartjordsonen tørrere klima.  
brunlig humus.

Mineral- og næringsinnholdets betydning for omdannelsen.  
Rikelig tilgang på mineralnæring stimulerer mikroorganismenes



virksomhet. Er jorden derfor næringsrik, foregår omdannelsen raskt. I næringsfattig jord langsom omdannelse. Wollny har vist dette eksperimentelt. Han lutet ut en jordprøve med destillert vann og fant at CO<sub>2</sub>-produksjon øvteok sterkt etterpå. Ved å tilsette næring tiltok CO<sub>2</sub>-utviklingen.

Det er ulike organismer som foretar omsetningene i næringsrik jord og i næringsfattig. I skogjorden er det for en stor del sopper som besørger omsetningen av det næringsfattige materialet. Mens det i næringsrikere jord er vesentlig bakterier.

Hos oss er det særlig kalken som har stor betydning for mikroorganismenes virksomhet. Jo større kalkinnholdet er, jo raskere omdannes planteavfallet. Angående nitratdannelsen i humus har Glömme ved sine undersøkelser funnet stigning helt op til en kalkinnblanding på 3 % av hele jordmassen.

Utvaskning spiller også en rolle, idet den nedsetter formuldningshastigheten. Humus opstått på kalkrik jord er muldartet. Kalken forårsaker sammenfnokning og hindrer oppløsning og utvaskning. Humus på næringsfattig, kalkfattig bunn under humide forhold blir råhumus.

Store mengder kalk medfører rask omdannelse, så jorden blir humusfattig. Mindre utvaskning i skråninger enn på flat mark fører til bedre humustyper.

Plantematerialet. Da det er planteavfallet som tjener som mikroorganismenes næring, er det rimelig at dettes sammensetning i høi grad har innflytelse på omdannelsen. Materiale som er rikt på N og CaO, omdannes raskere enn næringsfattig, treaktig og hårdt materiale, som vanskelig engripes av mikroorganismer. Man finner derfor en god sammenheng mellom plantesamfundene og de humustyper som dannes. I gress og urterik skog dannes det en bedre humus, mere omdannet og bedre blandet med mineralmateriale enn i skog hvor lyng og lavarter utgjør bunnvegetasjonen.

### III. Jordens plantenæringsstoffer.

Ved plantefysiologiske forsøk blev man efter hvert (omkr. 1860) klar over hvilke grunnstoffer er nødvendige for plantene. De viktigste av disse foruten C, H og O er N, P, K, Ca, Mg og Fe og dertil en del stoffer som optas i meget små mengder, nemlig Mn, B, Cu og Zn. Hvordan disse stoffer forekommer i jorden og hvorledes de blir tilgjengelige for plantene skal her kort omtales.

Kvelstoffet i jorden skriver sig vesentlig fra proteinet i plante- og dyrerester, som omvandles i jorden. En del av dette kvelstoff optrer i jorden som uorganiske forbindelser, en annen del danner organiske, sammensatte, delvis ukjente forbindelser, sannsynligvis av proteinlignende natur. De organiske forbindelser kan deles i:

1. Gammelt materiale fra den tid jordmaterialet opstod og blev avleiret. Det oprinnelige avfall fra plante- eller dyreriket er sterkt omdannet og er meget motstandsdyktig overfor kjemisk og biologisk påvirkning.
2. Proteinlignende forbindelser av nyere oprinnelse, meget stabilt materiale i forbindelse med humus.
3. Protein i høiere planter og mikroorganismer som lett om-



dannes

Den totale kvelstoffmengde i kulturjord angis av Russell for engelsk jord å ligge ved ca. 0,15 %, for jord fra beiter angis kvelstoffmengden derimot å ligge dobbelt så høit. Enda større mengder optrer i muldrike jordarter. Det kan her bemerkes at jorden i vårt land gjennomgående er temmelig muldrik, derfor er den også rik på kvelstoff.

De høiere planter kan ikke nyttegjøre sig fritt kvelstoff eller kvelstoff i organiske forbindelser.<sup>x)</sup> Forat kvelstoffet skal kunne optas av plantene, må det foreligge i mineraliserte forbindelser enten som ammoniakk eller nitrat. En del planter f.eks. belgplantene og enkelte andre lever riktignok i symbiose med bakterier som har evne til å binde luftens frie kvelstoff. Slike vekster er derfor lite avhengig av tilgjengelige kvelstoff forbindelser i jorden.

Det kvelstoffholdige, organiske materiale i jorden må omdannes til  $\text{NH}_3$  eller  $\text{NO}_3$ , for plantene kan opta det. Denne omdannelse foregår ved hjelp av mikroorganismene (se under omdannelsen av organisk materiale), og plantenes tilgang på tilgjengelig kvelstoff vil derfor for en stor del være avhengig av hvor rask denne omdannelse foregår. Den totale mengde av  $\text{NH}_3$  i almindelig kulturjord er meget liten, i almindelighet bare nogen prøille. Men i humusrikere jord - særlig skogjord - kan det være betydelig mer. Av nitratkvelstoff optrer høist forskjellige mengder. Sigevannet og planteveksten likesom også befruktningens for nitrifikasjon forårsaker store variasjoner. Produksjonen er mest intensiv om våren og fortsetter utover sommeren og delvis høsten, mens forbruk og bortførsel er mest fremtredende om sommeren og høsten og der hvor jorden ikke fryser til, også om vinteren. Mengden av nitrat i en jord hvor avlingen høstes, vil således være størst om våren, avtar utover sommeren, øker ofte noget om høsten, men faller senere. På brakket jord i England var ophopningen av nitrat i sommertiden større enn hvor det vokser planter. Ellers vil variasjonene være betydelige etter værforholdene, slik at forholdene kan arte sig høist forskjellige ulike steder. (Se under det organiske materiales omvandling.) I almindelighet regnes at ammonium og nitratkvelstoff tilsammen ikke utgjør mere enn 1 % av den totale kvelstoffmengde i jorden. Nitratkvelstoffet vil i sin helhet optre i jordopløsningen, idet det ikke absorberes av jordkolloidene. Det kan derfor lett vaskes ut med sigevannet eller det kan assimileres av mikroorganismer særlig hvis jorden er rik på kullhydrater. Nitratet er jo også lett tilgjengelig for de høiere planter. Nye mengder produseres ved mikroorganismenes virksomhet, når forholdene ligger til rette for det.

Ammoniakk-kvelstoffet, hvor kvelstoffet optrer som + ammoniumjon, fastholdes av de negativt ladede jordpartikler og utvaskes derfor ikke så lett. Det assimileres sterkt av mikroorganismene, likesom også de høiere planter kan opta ammoniakk.

Fosforsyren i jorden skriver sig vesentlig fra apatitt. I baserik nærved nøytral jord er den uorganiske fosforsyre bundet til kalsium som hyderoksyapatitt:  $(\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8)_2 \cdot 3 \text{Ca}(\text{OH})_2$ . Denne forbindelse er stabil ved svakt sur til alkalisk reaksjon. Fosfater som tilføres jorden, f.eks. superfosfat, angis å bli omdannet i retning av hyderoksyapatitt.

Når jorden er sterkt sur, blir fosforsyren bundet som jern- og aluminiumfosfat. Jernfosfat (vivianitt) optrer også ophopet enkelte steder, f.eks. i myrer. Det er hvitt av farve, men blir i luften blått. Tilførsel av kalk til sur jord øker fosforsyrens oppløselighet, og man mener almindelig at kalken overfører både jern- og aluminiumfosfat til kalkfosfat.

<sup>x)</sup> I det senere er det påvist at plantene kan opta enkelte organiske N-forbindelser.



En del av fosforsyren i jorden optrer i organisk materiale i form av rester etter vegetasjon og mikroorganismer. Til dels har man funnet at ganske meget av den totale fosforsyre i jorden optrer på denne måte (eks. 1/3). Man vet lite om disse fosforholdige forbindelser; men det ser ut til at iallfall en del av dem hurtig nedbrytes, slik at det dannes uorganiske fosfater.

En tredje del av fosforsyren i jorden optrer i stabile forbindelser avsatt samtidig med jordmaterialet.

Fosforsyren optrer i det hele i meget små mengder i jorden. For de eruptive bergarter angis som middel 0,3 %. Sedimentære bergarter inneholder ofte enda meget mindre. Ved undersøkelser anstillet av Råstoffkomiteen fant man at våre silurbergarter oftest er meget fattige på fosforsyre, som gjennomsnitt for tallrike analyser av de undre lag op til og med etasje 4 b angis 0,307 %  $P_2O_5$ . For lagene fra etasje 4 b til og med etasje 9 derimot bare 0,073 %. Tas det hensyn til lagenes mektighet og analysenes antall, kan man for hele den kambrosiluriske lagrekke beregne et middelinnhold av 0,126 %.

Ved forvitringen av mineralfosfatene og nedbrytningen av de organiske fosforforbindelser frigjøres til slutt fosforet som oppløselig fosfat. Og først i den form kan det optas av planter og mikroorganismer. Meget lite av fosforsyren oppløses i jorden. Jordopløsningen inneholder derfor meget lite fosforsyre, i almindelighet bare ca. 0,02 til et par mg.  $P_2O_5$  pr. liter. Imidlertid kan plantene opta fosforsyre fra meget svake oppløsninger. Den svake oppløsning kan imidlertid skaffe plantene den nødvendige mengde fosforsyre bare når den hurtig fornyes. Da konsentrasjonen ikke varierer med vanninnholdet i jorden, antas det at jordopløsningen alltid er mettet når fosforsyreforbindelser er til stede i tilstrekkelig mengde. Fornyelsen av jordopløsningens fosforsyreinnhold avhenger delvis av jorden. I sandjord med liten absorpsjonsevne fornyes den ifølge Wrangel fortære enn i lerjord.

Når bergartene jorden er dannet av, er meget fosforsyrefattige, vil jorden og den plantevekst som vokser der, inneholde lite av dette stoff. Planteveksten blir fosforsyrefattig og får en uheldig mineralsammensetning, som kan være årsak til forskjellige sykdommer på husdyrene som lever av slikt for. Som vi skal se senere, kan fosforsyren også bindes så sterkt i jorden at det kan bli mangel på fosforsyre for planteveksten. Eksempler på slik fosforsyrefattig jord hvor beitevegetasjonen inneholder lite fosforsyre, har man i Australia, Syd-Afrika og i Det britiske imperium. (Se J. B. Orr: Minerals in Pastures.) Hos oss har vi også eksempel på fosforsyrefattig vegetasjon på den jord som er opstått av labradorsten, f.eks. innen Egersundsfeltet.

Kalsium-, magnesium-, natrium- og kaliumforbindelser i jorden. Av disse er kalsium viktigst og optrer almindelig i størst mengde. Kalsium er en almindelig bestanddel i bergartene, særlig forekommer Ca almindelig i kalkstener og alle basiske bergarter. Da kalk er et viktig næringsstoff for planter og mikroorganismer samtidig som den över en gunstig innflytelse på jordens struktur og de omsetninger som foregår i jorden, vil bergartenes og jordmaterialets evne til å avgi oppløselig kalk komme til å sette sitt preg på det jordsmonn som opstår. Kalkens innflytelse på jordsmonnet er tidligere behandlet, hvorfor det henvises til dette avsnitt. Kalsiumforbindelsene i jorden kan efter Russell inndeles i 5 grupper:

1. Kalsiumkarbonat, overordentlig viktig bestanddel i jorden. Det nøytraliserer surhet og metter lerkolloider og humus med Ca-joner. Derved fremkalles gunstig struktur og heldige biologiske forhold i jorden.



2. Andre enkle salter. Kalsiumnitrat optrer almindelig i meget små mengder i jorden, men er meget viktig som den viktigste kvælstofforbindelse for plantene. Kalsiumfosfat, den viktigste fosforsyreforbindelse hvorfra fosfatgjødsel fremstilles. Kalsiumsulfat. Mengdene av de to sistnevnte salter i jorden er små.
3. Utbyttbar kalsium som er fastholdt av humus- eller lerkolloider. Dette utbyttes lett mot andre katjoner.
4. Syreopløselig kalsium bundet til silikater oppløses lett ved kokning med HCl, men reagerer ikke med katjoner.
5. Stabile uopløselige kalsiumsilikater.

Amerikanske forskere fant følgende kalsiumholdige mineraler i jord fra U. S. A.:

Hyppig optrådte hornblende, særlig  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$  med  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$  og  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Al}, \text{Fe})_4\text{Si}_2\text{O}_{12}$ .  
Plagioklas blandinger av  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  og  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ .  
Epidot  $\text{Ca}_2\text{H}(\text{Al}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$ .  
Mere tilfeldig optrådte kalkspat  $\text{CaCO}_3$ .  
Titanitt  $\text{CaTiSiO}_5$ .  
Granat  $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_3(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Cr}, \text{Ti})_2(\text{SiO}_4)_3$ .  
Sjelden fantes dolomitt  $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3$ .  
Augitt  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  med  $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{SiO}_6$ .  
Gips  $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ .

Undersøkelser av mineralinnholdet i norsk lere iverksatt av Goldschmidt viser bl.a. at plagioklas optrer i stor mengde særlig i kornstørrelsesgruppen 0,01 - 0,002 mm. Hornblende optrådte i leren nogenlunde likt fordelt på alle kornstørrelsesgrupper og angis å være temmelig stabil mot kjemisk, men lite motstandsdyktig mot fysisk forvitring. Apatitt har vært vanskelig å påvise ved mikroskopets hjelp, men må i henhold til de kjemiske analyser forekomme omtrent likt fordelt på alle kornstørrelsesgrupper av lere. Epidotmineraler optrer som omvendningsprodukter av plagioklas og finnes alltid i leren.

Da kalsium kan optre i høist forskjellige mineraler, er oppløseligheten av dette stoff vidt forskjellig. Ca er tilgjengelig for plantene som nitrat, karbonat og som utbyttbart Ca.

Magnesiumforbindelser optrer gjerne i betydelige mengder i jorden og forholder sig på lignende vis som kalsium. Også magnesium finnes i utbyttbar form, som syreopløselig og uopløselig. Lerjorden i Trøndelag som er opstått av metamorfe sedimentbergarter, tuffer og eruptiver med store mengder magnesiumrike mineraler, viser større innhold av Mg enn lere fra Østlandet. Undersøkelser av Goldschmidt viste mengdeforholdet  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{MgO}$ .

32	lerprøver fra Trøndelag, Romsdal og Nordland	3,6.
15	" " Sørlandet og Vestlandet	5,7
31	" " Østlandet	6,1.

Kalium og natrium optrer i utbyttbar, syreopløselig og uopløselig tilstand. Kalium absorberes bedre i jorden enn natrium. Under aride forhold kan sulfater og karbonater av kalium og natrium samt magnesium ophopes i så store mengder at det virker skadelig på plantene. Slik jord kalles saltjord (se senere). I humide strøk føres saltene vekk med sigevannet. Muligens kan dog ophopning skje under visse humide forhold til enkelte årstider.

De viktigste kaliumforbindelser i jorden er silikater, og disse avgir, ifølge Russell, kalium lettere jo mere finkornet de er. Det er ellers almindelig mening at det utbyttbare kalium



i humus og lere skaffer plantene den nødvendige kalinæring; men også lett spaltbare kalimineraler bidrar til kaliforsyningen. Dette blev først påpekt av Liebig i 1863 og senere videre utformet av Knapp, som antok at jorden absorberte baser ved fysiske prosesser og at det derved opstod kompliserte forbindelser med kiseltsyre eller aluminium. Fra disse kunde basene avgis og optas av plantene. Men søkte derfor å måle jordens utbytningsevne. Imidlertid overså man en tid de utbyttbare baser, inntil Ramann gjenoptok spørsmålet om de utbyttbare baser.

Ifølge norske undersøkelser avgir glimmerartene og spesielt biotitt lett sitt kali ved joneutveksling og bidrar under våre forhold sikkert for en stor del til å forsyne plantene med kali. (Se Råstoffkomiteens publ. nr. 8. Kristiania 1922.)

Opløselig Fe, Al og Mn i jorden. I jord som er nærved nøytral, er Fe, Al og Mn uopløselig og viser ingen spesiell virkning på planteveksten. Når jorden derimot blir sur eller alkalisk, går de i oppløsning og kan da virke skadelig på plantene. Det angis at aluminium er lite oppløselig mellom pH 4,2 og 10,2, minst oppløselighet ved pH ca. 6,3. Fe oppløses bare i små mengder mellom pH 5,5 og 9,0. Mn er lite oppløselig mellom pH 7,0 og 9,0.

Efter Magistads undersøkelser angis oppløseligheten av  $Al_2O_3$  ved ulike pH-verdier:

pH	4,87	5,14	5,30	5,50	6,90	9,01
$Al_2O_3$ i dele pr. mill. oppløsn.	1,2	2,0	0,7	0,3	0,7	31,0

Ferriksyd kan optre i jorden hvor som helst, dels i gul dels i rødlig tilstand. Den gule form er almindelig i kolde, fuktige strøk, hvor det er den lettest oppløselige av alle jernholdige mineraler. Det rødlige ferriksyd skulde være almindelig i humide tropiske og subtropiske strøk og har vært betraktet som et karakteristisk forvitningsprodukt under slike klimatiske forhold. Dette synes ifølge nyere undersøkelser ikke å være riktig. Men har funnet at rød jord også kan optre i kolde og fuktige nordlige strøk, og gul jord kan finnes i de varme soner. Til dels har man antatt at den gule jord representerer et mindre fremskredent forvitningsstadium enn den røde. Opprinnelsesbergarten ser ellers ut til å ha stor innflytelse på jordens farge. Den gule farge synes å være mest almindelig i jord opstått av sedimentære bergarter, mens den røde ofte skrives fra krystallinske bergarter og særlig granitt. Bare en liten del av jernet optrer i form av fri oksyden; men disse koncentrerer i lerfraksjonen.

Aluminiumhydroksyd har vært vanskelig å skille fra lett oppløselige silikater. Tamm, Mattson og Hardy har imidlertid i det senere angitt metoder hvorved aluminiumhydroksydet skulde kunne bestemmes. Amerikanske forskere (eks. Marbut) mener at dette stoff ikke opstår uten ved forholdsvis høi temperatur. I U. S. A. optrer det ikke i større mengde i strøk som er kolde enn Syd-Karolina.

Selv i jord fra tropene finner man ofte bare små mengder aluminium. Bare i lere av bauxitt optrer større mengder. Lerfraksjonen inneholdt mindre enn det grovere materiale.

Mangan er sannsynligvis til stede i jorden som dioksyd eller det hydratiserte oksyd  $Mn_2O_3 \cdot H_2O$ . Manganet er antagelig årsak til en del av de katalyttiske prosesser i jorden som f.eks. den hurtige spaltning av vannstoffsperoksyd og likeledes spaltningen av fenol.

I meget kalkrik eller sterkt kalket jord, særlig sandjord, bindes Mn meget sterkt. Plantene vil under slike forhold li av



manganmangel, hvilket gir sig utslag i forskjellige sykelige fenomener, f.eks. gråflekksyke på havre.

#### IV. Jordvannet.

##### 1. Inndeling og egenskaper.

For at en jord skal være i stand til å underholde planteveksten, må den inneholde en viss mengde vann. Dette vann har en allsidig funksjon. Det fremmer den kjemiske og biologiske aktivitet i jorden, det virker som oppløsnings- og transportmiddel for næringsstoffene og er selv et næringsstoff. Det er derfor klart at såvel mengden som beskaffenheten og reguleringen av jordens vanninnhold er av den aller største betydning for dens forhold til plantene. Jordens produktivitet er i de fleste tilfelle sterkere avhengig av fuktighetsforholdene enn noget annet.

Former av jordvann. Jordens porer er fylt av luft og vann, eller i ekstreme tilfelle av bare en av delene. Antar vi at porerne er omtrent helt fylt med vann, altså at jorden er vannmettet, optrer der i vedkommende jord tre slags vann, nemlig hygroskopisk, kapillært og hydrostatisk vann. Disse ulike former av vann er dog ikke skarpt adskilt, men går jevnt over i hinannen.

Hygroskopisk vann, er det vann som jorden optar fra luften. Ethvert legeme besidder en større eller mindre evne til å opta vanddamp fra en vanddampholdig luft. Særlig utpreget er dette når den vannoptagende gjenstand har lavere temperatur enn den omgivende luft (kondensvann). Det hygroskopiske vann er dog helt forskjellig fra vann kondensert på grunn av en sådan temperaturforskjell. Man vil nemlig i et sådant tilfelle hurtig få overskredet grensen for hygroskopisk vann, og vannet utfelles som dugg. Optagelsen av hygroskopisk vann er særlig knyttet til det kolloide materiale. Dette kan absorbere store mengder vann, enten dette optrer som damp eller som væske. Denne evne hos kolloid materiale skriver sig fra dets overordentlig store overflate.

Når en hygroskopisk mett jord tørkes ved å anbringes i en forholdsvis tørr luft, avgis en del av det hygroskopiske vann ved fordunstning. For å utdrive resten av det hygroskopiske vann må jorden opvarmes. Man har antatt at når jorden ophetes til  $110^{\circ}$  i 4 - 5 timer, skulde alt hygroskopisk vann utdrives. Dette synes imidlertid ikke å holde stikk. En del av vannet som er i den mest intime forbindelse med det kolloide materiale, vil fremdeles være igjen. Den energimengde som er nødvendig for å utdrive det hygroskopiske vann, er temmelig stor. På den annen side ligger det da også nær å anta at der må frigjøres varme ved optagelsen av det hygroskopiske vann. Dette har da også vist sig å være tilfelle. Undersøkelser av Patten. B. of S. og Bouyoucos (Mich.) viser følgende resultater:

Varme utviklet ved fuktning av jord tørket ved  $110^{\circ}$ .

Kalorier pr. l. kg. tørr jord.

Kvarts sand	0	gr.	kal.
Nordfolk sand	347	"	"
Silt loam (sandh. lerjord)	1742	"	"
Muldjord	6413	"	"
Mose	22185	"	"



Den største mengde hygroskopisk vann uttrykt i procent av den tørre jord kaller man den hygroskopiske koeffisient. Prinsippet for bestemmelsen herav er enkelt: Jorden anbringes i et tynt lag og utsettes for luft av en bestemt fuktighet, konstant temperatur og trykk. Veies. Derefter opvarmes prøven ved 100 - 110° i 4 - 5 timer og tøpet betegnes da som hygroskopisk vann. Man kan naturligvis også gå den omvendte vei, så man først foretar tørringen og derpå utsetter prøven for luft.

Vanskelighetene ved bestemmelsen består deri at det ikke er lett å holde den rette luftfuktighet og at der lett vil kunne dannes en del kapillært vann i jordens porer, før den hygroskopiske kapasitet er nådd. Hvor lang tid prøven skal henstå til hygroskopisk metning, er heller ikke bestemt fastslått. Den kan altså bli gjenstand for nogen skjønsmessighet.

En metode for bestemmelse av jordens hygroskopisitet er utarbeidet av Rodewald og Mitscherlich. De bestemmer jordens hygroskopisitet  $\gamma$ : den vannmengde i % pr. tørrsubstans som jorden inneholder når den har stått til full metning i en vannmettet luft over 10 % H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> i vakuum 15 - 20 m/m Hg. ved værelsestemperatur. (Metoden er forbedret av Gunnar Ekström.)

Ifølge Rodewald og Mitscherlich er hygroskopisiteten et mål for jordens finhetsgrad eller for den totale overflate av jordpartiklene. Jo finere de enkelte jordpartikler er, jo større er jordens finhetsgrad og dermed hygroskopisiteten. Den blir derfor størst i gytje, muldjord og meget stiv lerjord på grunn av disse jordarters store innhold av ler og humuskolloider.

Teoretisk antar man efter Ehrenberg at det hygroskopiske vann skulde dekke jordpartiklenes overflate med 10 molekylskikter vann. I overensstemmelse med dette har man beregnet at overflatearealet i et gr. jord uttrykt i m<sup>2</sup> skulde være lik 4 gange hygroskopisitetstallet. Ifølge Mitscherlich blir hygroskopisitetallet for sandjord for stort på grunn av kondensasjon. Selv om hygroskopisiteten ikke er noget virkelig mål for overflaten for forskjellige jordarter, så er den som klassifikasjonsmetode fullt brukbar til f.eks. å bestemme forskjellige lerjorders finhetsgrad og spesielt innholdet av kolloidler. Men metoden har sin begrensning, idet jordarter med samme hygroskopisitet kan ha forskjellige fysiske egenskaper, som følge av at evnen til å oppta hygroskopisk vann er knyttet særlig til ler og humus, og hvilken av disse bestanddeler utgjør hovedmengden, er bestemmende for jordens karakter.

Jordens hygroskopiske kapasitet. Den mengde hygroskopisk vann jorden kan oppta, beror for det første på teksturen. Under ellers like forhold vil den finkornete jord med den største mengde kolloider ha den største hygroskopiske kapasitet. Undersøkelser ved Bureau of Soils har gitt følgende holdepunkt:

	% Clay 0,005 mm.	Hygr. koeffisient.
Grov sand	1,6	0,5
Fin sand	3,9	1,5
Sandig lere	7,5	3,5
Lere	14,4	9,6
Tung lere	32,5	13,2

Også det organiske stoff har overordentlig stor innflytelse på den hygroskopiske kapasitet. Ved stigende mengder organisk stoff øker den mengde vann jorden kan holde hygroskopisk. Humusjordene har den største hygroskopiske kapasitet av alle jordarter.

Av ytre faktorer som over innflytelse på mengden av hygroskopisk vann i jorden, har vi for det første:



Luftfuktigheten. Jo større luftfuktighet, jo mere hygroskopisk vann vil jorden under ellers like forhold kunne opta. En lufttørret jord vil derfor innholde mindre vann i en tørr atmosfære enn i en fuktig. Når jorden er blottstillet i en luft mettet med vanddamp, vil den kunne opta den maksimale mengde hygroskopisk vann - altså det som svarer til den hygroskopiske koeffisient. Jordluften vil i regelen, undtatt det aller øverste skikt og under sterk tørke, være vannmettet, og jorden vil da også i regelen i naturlig beliggenhet være mettet med hygroskopisk vann.

Den annen ytre faktor der har innflytelse på den hygroskopiske kapasitet, er:

Temperaturen. Stigning i temperaturen i en mettet atmosfære synes å øke den hygroskopiske kapasitet til å begynne med. Er imidlertid luften kun delvis vannmettet, synes virkningen å være motsatt. Ellers vil mengden av hygroskopisk vann som kan fastholdes, økte med stigende temperatur.

Man vil altså se at de bestemmende faktorer for den hygroskopiske koeffisient særlig er det kolloide materiale og det organiske stoff. Der kan optre store variasjoner fra næsten intet til en 14 - 15 % i fastmarksjord. For muldjord kan man undertiden komme op i 40 - 60 %.

Man må dog i forbindelse med foranstående være opmerksom på at der ikke finnes nogen helt skarp naturlig grense mellom hygroskopisk vann og det man kaller kapillært vann.

Det kapillære vann. Det vann som jorden formår å fastholde efter at den er mettet med hygroskopisk vann, kaller man det kapillære vann. I nyere jordbunns litteratur skiller man mellom det indre og det ytre kapillære vann. Det første er meget lite bevegelig i jorden, det annet er derimot gjenstand for kapillær bevegelse. Dette er naturligvis ikke slik å forstå at der er en plutselig og skarp overgang mellom kapillært ubevegelig og kapillært bevegelig vann. Overgangen er jevn. Det første vann som jorden optar, altså for det første det hygroskopiske, men også en del av det kapillære, fastholdes sterkt til jordpartiklene. Tiltrekningen mellom jordpartiklene og vannet gjør sig sterkest gjeldende; men efter hvert som vannmengden øker, kommer overflatespenningen til å gjøre sig mer og mer gjeldende, idet tiltrekningen mellom vann og jord øftar.

Det vanninnhold ved hvilket den kapillære bevegelse såvidt begynner, har man til dels kalt lentokapillariteten, som betyr langsom kapillær bevegelse. Dette skulde da danne grensen mellom det indre og det ytre kapillære vann. Dette siste fastholdes vesentlig ved vannets overflatespenning. Dels vil vannet danne skikter omkring jordpartiklene, dels vil det tvinges ut i hjørnene mellom disse. Tenker vi oss en tilnærmet rund jordpartikkel med et vannlag omkring, vil vi i dette vannlag ha en innadrettet overflatespenning. Dette kommer ganske enkelt derav at det lag av vannmolekyler som danner vannhyllets overflate, tiltrekkes av de øvrige vannmolekyler. De blir altså ensidig tiltrukket innover. Derav følger at vannets overflate kommer til å optre som en hinne i likhet med en opblåst gummi-ballong. Hinnen vil naturligvis da alltid komme til å tilstrebe den minst mulige overflate.

Støter nu flere sådanne vanddekkede jordpartikler sammen, vil der i vinkelen mellom to sammenstøtende partikler optre en utadrettet overflatespenning. Denne vil tvinge vann ut i vinklene eller hjørnene mellom partiklene.

Dette såkalte ytre kapillære vann holdes ganske løst til jordpartiklene og beveges fra sted til sted når likevekten i overflatespenningen forstyrres.



Bestemmelse av mengden av kapillært vann. Ved denne bestemmelse kan man enten bestemme den mengde vann som jorden i öieblikket holder i naturlig tilstand ute i marken, eller den mengde den i det hele formår å holde. Den første bestemmelse har interesse kun i spesielle tilfelle, idet den jo vil variere temmelig sterkt efter årstid og værforholdene. Større interesse har det å bestemme den kapillære kapasitet, d.v.s. den største mengde vann jorden formår å holde kapillært. Man kan til bestemmelsen anvende en Kopeckys cylinder som rummer 100 cc. Denne cylinder drives da inn i det jordlag man vil undersøke, og fylles derved med jord. Cylinderen anbringes så i vann, hvor jorden da opsuger det vann den kan holde. Det hensettes en kort tid, så eventuelt hydrostatisk vann kan rinne vekk, og veies, hvorefter vannet tørkes bort i tørkeskap ved  $110^{\circ}$  til konstant vekt. Forskjellen i vekten før og efter tørkningen omfatter både det kapillære og det hygroskopiske vann. Det sistnevnte må da bestemmes særskilt og trekkes fra.

Man pleier også bestemme den maksimale kapillære vannkapasitet i pulverisert jord. Det gjøres på forskjellig vis, men vil alltid ha det til felles at bestemmelsen for den finkornete jord gir for høie resultater sammenlignet med den kapillære vannkapasitet i naturlig tilstand. For sandjord blir derimot resultatene mindre avvikende.

Den kapillære kapasitet av jord påvirkes av mange faktorer. Disse er dog særlig følgende fire: Overflatespenning, tekstur, struktur, organisk stoff.

Alt som har innflytelse på overflatespenningen, vil selvsagt påvirke mengden av det vann som kan holdes kapillært, d.v.s. holdes ved hjelp av overflatespenningen.

En stigning i temperaturen vil minske overflatespenningen. Hvis jorden er kapillært vannmettet, vil en del av vannet på grunn av temperaturstigningen gå over til hydrostatisk vann. Senkning av temperaturen vil fremkalle den motsatte virkning. Der vil i det hele inntre ganske påtagelige forandringer i mengden av kapillært vann ved temperaturforandringer. Wollny har påvist forandringer fra 0,65 - 3,7 % minkning i det kapillære vann ved  $20^{\circ}$  temperaturhevning. Det er dog neppe sannsynlig at den hele forandring skriver sig fra forandring i overflatespenningen. Volumforandringer kan også gjøre sig gjeldende.

Overflatespenningen kan forandres betydelig ved tilstedeværelse av salt i væsken. De fleste salter som tilføres gjennom kunstgjødsel, øker vannets overflatespenning. Den almindelige mening synes dog å være at dette har liten betydning for den kapillære bevegelse. På den annen side kan en rekke oppløste organiske stoffer senke jordvannets overflatespenning. Hvilken betydning dette kan ha, er ikke nærmere fastslått.

Jo finere tekstur jorden har, jo større kapillær vannkapasitet. Dette skyldes den større rikdom på kapillære rør og kanaler i den finkornete jord samt den større overflate de fine partikler representerer. Den samlede overflate i en finlerjord kan være uendelig meget større enn i en grov, sandig jord.

Strukturen har også stor betydning for den kapillære kapasitet, men enda større innflytelse har den for den del av det kapillære vann som er gjenstand for kapillær bevegelse. Når en tett finkornet jord antar grynstruktur, blir der sterk økning i de porer og kanaler som formår å transportere vannet på kapillær vis, og både mengden av vann som kan holdes kapillært, og den kapillære ledningsevne tiltar. For en grovkornet jord vil man ofte kunne øke den kapillære kapasitet ved å presse sanden sammen, idet de store åpninger da blir mindre,



så de formår å holde vann kapillært. Ved fortsatt sammenpressing kan resultatet bli omvendt.

Organisk stoff påvirker vannkapasiteten på grunn av sin egen store vannholdende evne og fordi det fremmer en grynnet struktur. Rent organisk materiale kan ha en vannkapasitet av 3 å 400 % av sitt tørrstoff, hvilket jo er det mangedobbelte av mineralbestanddelenes vannholdende evne. I det organiske stoff holdes vannet ikke alene på overflaten og i mellomrummene; men det suges også inn i selve humusmassen. Herved sveller humusen op. Dette kan ha stor betydning for strukturdannelsen.

Som eksempel på jordens kapillære vannkapasitet og teksturen og det organiske stoffs innflytelse på vannkapasiteten anføres nedenstående tabell:

Jord	% Org.stoff	% Hygr.koeff.	I marken. Kapil.kap.	Kapil.kap. Labr.metode.
Sand	-	1,1	11,7	37
Sand	-	1,7	12,8	27
Sandig jord	1,22	3,3	19,6	34
Sandh. grovlerer	1,07	10,0	31,5	49
Löss	1,55	10,1	31,3	57
Löss	4,93	10,2	39,2	61
Grovlerer	2,22	12,9	47,3	60

Der optrer altså store forskjelligheter med hensyn til vannkapasiteten i grovkornet jord sammenlignet med finkornet. Innflytelsen av organisk stoff vises av de to løssjorder.

Videre viser tabellen at det er stor forskjell på den mengde vann jorden kan holde i naturlig tilstand og efter at den er pulverisert.

Ifølge denne tabell skulde vi altså kunne si at den almindelige mineraljords vannkapasitet i naturlig beliggenhet varierer mellem 10 og 50 % av jordens tørrvekt. Økes muldinnholdet, vil også vannkapasiteten stige. For rene humusjorder kan den komme op i 200 - 400 %. Noget mindre radikal er stigningen med økende mengder lerpartikler.

Endelig er mengden av kapillært vann i jorden under ellers like forhold avhengig av den dybde hvori det optrer, sådan at mengden tiltar noget ovenfra og nedover mot grunnvannsspeilet. Dette skyldes tyngdekraftens virkning på det ytre kapillære vann. Forholdet kan forklares på følgende vis: Hvis jordpartikler, der har et vannhulle så tykt som de enkeltvis er i stand til å holde det, anbringes ovenpå hinannen, så vil der, idet partiklene støter mot hinannen, avgis noget vann nedover. På berøringsflaten vil nemlig vannet presses vekk. Det vil bevege sig nedover til de øvrige partikler. Hvis de krefter som fastholder vannet, var de samme i den øverste partikkel og de nedenfor liggende, vilde vannhyllene bli av samme tykkelse, men der er nogen forskjell. I den øverste partikkel i kolonnen fastholdes vannet bare ved partiklens egen tiltrekningskraft og den innadrettede overflatespenning i vannskiktet. I den underliggende partikkel derimot påvirkes vannskiktet dessuten også av den utadrettede kraft ved overgangen mellem disse to partikler. Vannet omkring den derunder følgende partikkel fastholdes foruten av partiklens egen tiltrekningskraft og den innadrettede overflatespenning også av overflatespenningen der hvor partiklen støter sammen med den overliggende partikkel og er også influert av spenningen mellem de fjernere liggende partikler. Herav følger at de lavere deler av kolonnen har evne til å holde mere vann enn de høiere. Til slutt vil disse krefter dog overvinnes av tyngdekraften, og vann drypper vekk til likevekt nåes. På grunn av disse for-



hold kan de dypere lag i jorden inneholde betydelig mere kapillært vann enn de øvre, og man har derfor skilt mellom den minste vannkapasitet i de øvre jordlag og den største vannkapasitet dypere i jorden. Imidlertid vil mengden av kapillært vann i forskjellig dybde kunne veksle sterkt på grunn av regn og fordampning. Man finner derfor at mengden av kapillært vann kan være størst nær overflaten til enkelte tider (etter regn), til andre tider størst dypere nede. Uttrykkene største og minste vannkapasitet har man derfor i stor utstrekning forlatt.

Fuktighetsekvivalenten. I de senere år har man bestrebet sig på å bestemme det tilgjengelige vann i jorden. Derved er der innført et nytt begrep i avsnittet om jordvannet, nemlig fuktighetsekvivalenten. Denne betød oprinnelig den vannmengde en jord formår å fastholde når den utsettes for en centrifugal kraft 3000 ganger tyngdekraften. Fuktighetsekvivalenten avhenger av teksturen og organisk stoff, og man har funnet at den står i et bestemt forhold til flere angivelser og bestemmelser

$$\begin{aligned} \text{Fuktighetsekvivalent} &= \text{Hygr.koeff.} \times 2,71. \\ &= \text{Visningspunkt} \times 1,84. \\ &= (0,02 \text{ sand}) + (0,22 \text{ silt}) + \\ &\quad (1,05 \times \text{clay}).^x \end{aligned}$$

Fuktighetsekvivalenten varierer innen vide grenser, 1 - 38 % og mere. Ved å la jorden bli påvirket av en sterkere centrifugalkraft, opnåes sikrere resultat.

Kapillær bevegelse av vannet i jorden. Den kapillære bevegelse av jordvannet foregår etter det eldre betraktningssett gjennom de tynne kapillære kanaler. Den nyere opfatning er imidlertid at bevegelsen foregår i vannhyllene omkring jordpartiklene og skyldes adhesjon og overflatespenning. I et kapillært rør stiger vannet på grunn av at tiltrekningen mellom rørets vegger og vannet er sterkere enn mellom vannmolekylene innbyrdes, og denne forskjell fremkaller en spenning som kan overvinne tyngdekraften, der virker mot bevegelsen av vannet. Når rørene blir større, vil tyngden øke, så man til slutt når en grense, hvor bevegelsen ikke lenger kommer i stand.

I jordpartiklenes vannhyller kommer vannbevegelsen i stand ved at likevekten i overflatespenningen forstyrres. Hvis vannhyllene er av forskjellig tykkelse, vil vinklene mellom sammenstøtende partiklers vannhyller bli forskjellig, og den utadrettede spenning som optrer her, er større jo skarpere krumningen blir. Der vil trekkes vann til, inntil likevekt opnåes. Og vannet vil naturligvis trekkes fra de tykkeste vannhyller som er løsest holdt. Virkningen forplanter sig fra den ene partikkel til den annen. Det er denne forstyrrelse av likevekten i overflatespenningen som er årsak til det vesentlige av vannbevegelsen i jorden.

Denne vannbevegelse kan foregå i alle retninger; men oftest foregår den dog vesentlig i vertikal retning. Dette skyldes fordunstningen og vannoptagelsen av plantene. Derved vil jordpartiklenes vannskikter i jordens øvre lag reduseres i tykkelse; likevekten er forstyrret, og vannet trekkes opover for at likevekten kan gjenoprettes. På denne måte kan store mengder vann fordunste vekk, idet der tilføres nye mengder nedenfra.

Efter regn vil den øvre del av jorden være rikest på vann, og det kapillære vann vil da jevne sig ut ved å vandre nedover. Bevegelsen vil da påskyndes av tyngdekraften og det hydrostatiske vanns nedsivning i jorden.

x) Silt partikler mellom 0,04 - 0,01 mm., fin silt 0,01 - 0,002 mm. Clay partikler < 0,002 mm.



Ellers gjelder den regel for bevegelsen av det kapillære vann at det beveger sig fra de fuktigste til de tørrere deler av jorden.

Man trodde tidligere av den kapillære vannbevegelse kunde gjøre sig gjeldende over store distanser. Nyere undersøkelser spesielt ved Rothamsted tyder imidlertid på at når vannet en gang er kommet ned i undergrunnsjorden, kommer det vanskelig tilbake tilstrekkelig raskt til å bli av større betydning for planteveksten. Endog i meget tørre perioder forvunster der meget lite fuktighet fra jordens dypere skikter undtagen når temperaturen er høi nok til at fordunstning finner sted innen selve jorden. Bevegelsen av vannet kan i høi grad hindres av kolloid materiale, og den kan fullstendig stoppes av tørre lag.

I forbindelse med disse undersøkelser skal man være opmerksom på hvordan plantenes røtter kan søke nedover i jorden til de vannholdende skikter. Fra Sudan angis at bomull blir sådd ved avslutningen av en fuktig periode i en jord som da er mettet med vann. Enda der ikke kommer regn gjennom hele vekstperioden, greier plantene sig, og dette muliggjøres ved at røttene vokser dypere og dypere nedover efter hvert som de øvre lag blir tørre. For lucerne angis at plantene når de er kommet i vekst, er næsten uavhengig av nedbøren. De sender sine røtter nedover, under gunstige forhold til mange meters dybde.

Vi skal se litt nærmere på de faktorer som bestemmer den kapillære ledning:

Overflatespenning og viskositet. Da overflatespenningen er i så høi grad bestemmende for den kapillære bevegelse av jordvannet, må et hvert forhold som forandrer overflatespenningen, også påvirke denne bevegelse. Teoretisk skulde den innflytelse temperaturforandringer utøver på overflatespenningen og saltinnholdets virkning, gå i samme retning (økning i temperatur og saltmengde nedsetter overflatespenningen); men i almindelighet vil dog disse forhold ha relativt liten praktisk betydning.

Viskositeten har derimot større betydning. Den forandrer sig betydelig med temperaturen - med økende temperatur blir vannet mere lettflytende. Dette forklarer at den kapillære bevegelse tiltar med stigende temperatur.

Vannhyllets tykkelse. Jo mindre vann jorden inneholder, jo langsommere foregår den kapillære bevegelse. Det vil si at når vannhyllene omkring jordpartiklene blir tynne, vil bevegelsen vanskeliggjøres mere og mere efter hvert som vannhyllets tykkelse avtar. Når vannhyllet blir meget tynt, så dets overflate ligger temmelig nær jordpartiklens egen overflate, har man nådd det punkt som betegnes som lento-kapillariteten.<sup>x)</sup> Ved dette vanninnhold foregår liten kapillær vannbevegelse.

Et utslag av den avtagende bevegelse av det kapillære vann med avtagende tykkelse av vannskiktet har man også i det forhold at en kort kapillær kolonne eller med andre ord når den kapillære bevegelse foregår et kort stykke, er bevegelsen langt raskere enn om den vei vannet har å tilbakelegge på kapillær vis, er lang. I det siste tilfelle vil vannhyllene om de øverste partikler bli tynne, mens de ellers vil bli forholdsvis tykke. Ved forsøk har man funnet at en 15 cm. lang kapillær søile transporterte 6 ganger så meget vann til sin øverste ende som en 75 cm. lang søile under ellers tilsvarende forhold.

For at kapillær bevegelse kan komme i stand, er det nødvendig at vannhyllene omkring jordpartiklene har en viss tykkelse.

---

x) av lanten = langsom (lento).



För det kan bli något vidare fart i kapillärbevegelsen, må grensen for den såkalte lentokapillaritet passeres, og efter hvert som den kapillære vannmengde öker - vannhyllenes tykkelse tiltar, öker til en viss grense intensiteten av den kapillære bevegelse.

Kornstörrelsens innflytelse. I en finkornet jord er den samlede overflate stor, og da partiklene er små, blir krumningen av de omgivende vannhinner sterk. De krefter som vesentlig bevirker den kapillære ledning, blir derfor langt større i en finkornet jord enn i en mere grovkornet. Men nettopp denne store overflate og det ökede press öker også friksjonen mot vannbevegelsen. Derfor blir vannbevegelsen i finkornet jord langsom, og den blir langsommere jo mere finkornet jorden er. Til gjengjeld kan den finkornete jord före vannet til så meget større höide. Den höide hvortil vannet kan löftes kapillært, avhenger av antallet av beröringspunkter mellem jordpartiklene, idet det er her de drivende krefter for den kapillære vannbevegelse optrer. I en finkornet jord vil da disse virksomme hjørner optre i störst antall. Som eksempel på teksturens innflytelse på hastigheten og höiden av den kapillære vannbevegelse hitsettes nogen tyske undersøkelser:

Tid	Stövsand 0,01-0,07 mm.	Finsand 0,25-0,5 mm.	Grovsand 1-2 mm.	Humus	Ler
Efter $\frac{1}{2}$ time	18,5 cm.	9,5 cm.	3,0 cm.	6,0 cm.	2,0 cm.
" 3 timer	43,9 "	11,9 "	3,4 "	14,0 "	5,3 "
" 1 dögn	89,0 "	15,0 "	4,4 "	27,8 "	15,0 "
" 8 "	99,5 "	17,9 "	5,6 "	45,0 "	39,0 "

Strukturen har innflytelse både på hastigheten av den kapillære bevegelse og den höide hvortil vannet kan löftes. Når man gir en lerjord lösere struktur og når man pakker bedre sammen en grovkornet sand, opnår man i begge tilfelle å gjøre de krefter som motvirker den kapillære bevegelse, mindre, samtidig som de krefter der frembringer bevegelsen blir större. Bestemt å fastslå hvordan strukturen skal være for at den kapillære bevegelse skal foregå på beste vis, er umulig uten å prøve sig frem i så å si hvert enkelt tilfelle. Men henimot den gunstigste kapillære bevegelse kommer i stand under sådanne strukturforhold, som også i andre retninger er den heldigste for plantene. Bearbeidning, gröftning, tilförsel av kalk og organisk stoff påvirker den kapillære vannledning gjennom sin innflytelse på strukturen. På for lös og åpen jord vil rulling og sammenpakning bringe de samme gunstige resultater, mens innflytelsen på jorden ellers går i motsatt retning.

På grunn av den stadige tilförsel til jordoverflaten av nye vannmengder kan det tap av vann som opstår ved fordunstning, bli meget stort. Den utvei man har til å hindre dette tap av verdifullt vann, er å hindre tilförselen helt op til overflaten. Dette kan da som bekjent gjøres ved å frembringe et löst, åpent dekke på jordoverflaten.

Hydrostatisk vann. Efter at jorden er kapillært vannmettet, kan den fremdeles rumme en del vann. Dette vann vil fylle de store, ikke kapillære åpninger og fastholdes ikke i jorden, men rinner ved tyngdekraftens påvirkning vekk, hvis avløpet er fritt. Den hastighet hvormed dette såkalte hydrostatiske vann beveger sig nedover i jorden, er vesentlig avhengig av: Trykket (lufttrykk + vannets vekt). temperaturen, teksturen og strukturen.

Hvad trykkets innflytelse angår, er det klart at et öket trykk på vannet vil öke gjennemsivningen. Forandringer i det



trykk som hviler på det hydrostatiske vann i jorden, skriver sig fra forandringer i lufttrykket og fra vannmengden i jorden. Når lufttrykket stiger, blir mere luft presset inn i jorden, og trykket på jordvannet öker. Også vekten av vannet, d.v.s. det hydrostatiske vannlags höide, har en del betydning. Det har imidlertid ved forsök (King, Welitschkowsky) vist sig at hverken lufttrykket eller vanntrykket har særlig stor betydning under almindelige forhold, skjönt begges innflytelse dog er merkbar nok til å kunne påvises.

Temperaturstigning vil forandre forholdet mellem kapillært og hydrostatisk vann. Vannets lettflytbarhet öker, herved ökes det hydrostatiske vanns bevegelse nedover. I samme retning virker jordluftens utvidelse ved stigning i temperaturen. På den annen side vil den utsvelning en del kolloider undergår ved stigende temperatur og öket vanntilgang, motvirke vannets bevegelse, idet veiene stoppes til eller avtar i størrelse, så de kapillære krefter gjør sig gjeldende. Av disse grunner kan temperaturstigning i en finkornet, kolloidrik jord nedsette gjennemsivningen betydelig.

Langt større betydning for det hydrostatiske vanns nedtrengen i jorden enn temperatur og trykk har tekstur og struktur. Jo grovere tekstur, jo hurtigere rinner vannet igjennem. De finkornete og tette lerjorder er praktisk talt ugjennemtregelige. Her vil da strukturen spille en stor rolle for gjennemtregningen; jo løsere struktur, jo lettere vil den gjennemtreges av det hydrostatiske vann. I meget finkornete jorder vil dog bevegelsen nedover av hydrostatisk vann i de ordinære porer foregå langsomt. Når vannet allikevel hurtig slipper bort, skyldes det at der gjerne optrer en del større kanaler efter planterötter, jordormer, sprekke dannelse o. lign. Disse åpninger opstår ved frysning og tining, fuktning og törkning, kalkning, bearbeidning, planterötters og dyrs virksomhet o.s.v. Det hydrostatiske vann gjør kun skade i jorden. Det fyller jordporene helt og trenger luften ut. Det er derfor heldig å bli av med det. Når det rinner vekk, vil det före med sig oplöst plantenæring.

Det vann som ikke fordunster og som ikke blir fastholdt av jorden eller optatt av plantene, siver som hydrostatisk vann mot dybden. Dette hydrostatiske vann, som er på vandring nedover, kaller man sigevann (se stofftransporten). Mengden av sigevann er meget forskjellig i de forskjellige egne, efter de ulike klimatiske forhold, jordens beskaffenhet, planteveksten o.s.v.

Sigevannet förer med sig store mengder av næring fra jorden. Vi skal i et senere kapitel komme nærmere inn på disse forhold. Sigevannets mengde, bortførsel av næring og övrige forhold kan studeres på forskjellig vis. For det förste kan slike studier utföres ved et gröftningssystem fra et avgrenset område. Her vil man da kunne måle sigevannets mengde og vekslinger, og ved kjemiske analyser kan man bringe på det rene hvor meget næring som tapes. Å angripe problemet på denne måte har sine fordeler. For det förste har man her jord som befinner sig i naturlig leie. Dernäst er det her lett å studere forskjellig bearbeidning og andre inngreps innflytelse på mengden og sammensetningen av sigevannet.

Den annen og almindeligste metode til å studere disse forhold er ved anvendelsen av såkalte lysimetre. De best kjente lysimetre er de ved Rothamsted i England og Cornell i Nord-Amerika. På det förstnevnte sted har man ved gravning av kanaler og på annet vis isolert jordprismer med en overflate av 1/1000 acre. Disse jordprismer er så omgitt av vegger og en bunn med avlöp, så sigevannet kan måles og undersökas. Ved disse lysimetre har man altså beholdt jordens naturlige struktur.

Ved Cornell er der stöpt en rekke cementbeholdere med av-



løp fra bunnen. Disse avløp munner ut i en dyp kanal mellem to rekker av cementbeholdere. I beholderne fylles jord. Denne må ligge nogen år og sette sig, før de virkelige målinger kan begynne.

Sådanne lysimeterforsøk er arbeidskrevende og må vedlikeholdes i lange årrekker. Fordelen ved lysimetereksperimentene er at de er lettere kontrollerbare og krever mindre arbeide enn grøftesystemer anvendt med de samme undersøkelser som mål.

Sigevannets forhold eller med andre ord det hydrostatiske vanns bevegelse er også viktig å kjenne til ved planleggelse av grøftning.

Bevegelse av jordvannet i dampform innen jorden selv er av forholdsvis liten betydning, idet jordluften i regelen er mettet med vanddamp. Der vil altså ikke under almindelige forhold kunne avgis videre damp fra jordvannet til jordluften. Den største bevegelse av vann i dampform viser sandjorden; men det er også her lite og kan neppe påvises i de dypere lag.

Det er fra jordoverflaten til atmosfæren at vannbevegelse i dampform foregår i stor utstrekning, og denne fordunstning har overordentlig stor betydning, idet der ved den kan tapes meget store mengder av vann. I jordoverflaten blir vannet utsatt for solens og vindens innflytelse, og fordunstningen kan da foregå temmelig raskt. Først når det ut over det kapillære vann; men også en del av det hygroskopiske vann kan dunste vekk. Ikke bare overflatelagets vanninnhold forsvinner; men der tilføres nytt vann nedenfra ved kapillær bevegelse. Fra en bar jord har man målt fordunstningstap, der har kommet op i omtrent halvparten av nedbøren på vedkommende sted. Det er derfor ofte overmåte viktig å redusere dette store vanntap, og den moderne jordbearbeidning næsten hele verden over ser en av sine viktigste oppgaver nettopp i å bevare jordråmen.

## 2. Jordvannets forhold til planteveksten.

Jordvannet er av den største betydning for plantenes vekst og utvikling. Spørsmålet om plantenes forhold til vann blev inngående undersøkt av Hellriegel for 60 - 70 år siden.

Han arbeidet med bygg, som han dyrket i kvartssand. Han gav stigende vannmengder, helt til kvartssanden var mettet. Planteveksten tiltok, eftersom vannmengden øket inntil en viss grense, for så å avta, når vannmengden blev for stor.

Hellriegel undersøkte hvordan de over- og underjordiske deler av plantene så ut ved forskjellig vanninnhold.

Når vanninnholdet var lite, blev plantene små og forkrøp-let. Bladene blev små og tykke for best mulig å spare på vannet. Farven blev blålig eller grålig, og plantene satte tidlig frø og frukt. Eftersom vanninnholdet tiltok, fikk bladene normal utseende både hvad farve og størrelse angikk, og fruktdannelsen blev normal. Ved videre økning av vannmengden blev vevene svampige og løse, og modningen blev betydelig forsinket.

Samtidig foregikk det også betydelige forandringer med røttens utvikling. Ved for lite vann blev røttene lite forgrenet, små og skrøpelige. Når vanntilgangen blev rikere, blev røttene normalt utviklet med grener og rothår. Ved for meget vann blev det bare nogen korte rotstumper med få grener og rothår. Med disse ytre forskjelligheter følger det også forandringer i det kjemiske innhold. Proteininnholdet i kornartenes kjerne avtok ved for stort vanninnhold, og plantene blev lite motstandsdyktige mot sykdomsangrep. Dette har man dels satt i forbindelse med forandring i vevenes fysiske beskaffenhet, dels i forbindelse med forandring i den kjemiske sammensetning.



Tilgangen på vann er i høi grad bestemmende for hvilke plantesamfund som kan optræ på et sted. Den naturlige tilgang på vann er også bestemmende for hvilke kulturplanter man kan dyrke.

Man kan for kulturplantenes vedkommende regulere vanntilførselen en del, f.eks. ved hensiktsmessig bearbejdning og ved tilførsel av vann. Men på tross herav spiller det naturlige vannforråd den største rolle.

Man har drevet adskillige eksperimenter med tomater - særlig i England, hvor tomatdyrking under glass spiller en stor rolle. Man er kommet til det resultat at man må være forsiktig med å tilføre vann til å begynne med, da for meget vann gir lange, spinkle planter, som setter lite blomster. Under og efter blomstringen kan man øke vanntilførselen og næringstilgangen. Man kan altså påvirke planteveksten meget ved vanntilførselen.

Plantenes vannbehov. Den friske plantemasse inneholder 80 - 90 % vann. Dette blir allikevel lite sammenlignet med det vann plantene forbruker i løpet av veksttiden. Man pleier å uttrykke plantenes vannbehov ved å angi det antall kg. vann som er nødvendig for å produsere 1 kg. tørrstoff. Dette tall kalles man også transpirasjonskoeffisienten.

Bestemmelsen av transpirasjonskoeffisienten er nokså vanskelig og usikker. Den utføres ved hjelp av korforsøk. Man dyrker planter i kår med parafinert overflate, slik at fordunstning fra jordoverflaten i karet hindres. Når man da vanner så forsiktig at det ikke renner noget vekk, blir det bare gjennom transpirasjon at det kan skje noget vanntap. Man kan også undlate parafineringen og bestemme fordunstningen fra jordoverflaten ved hjelp av et kår uten planter.

Begge metoder er ufullkomne. Mot den førstnevnte måte kan man innvende at parafineringen gjør forholdene i jorden unormale; mot den annen at fordunstningen fra en bar jordoverflate ikke blir den samme som fra en som bærer planter. Plantenes beskygning spiller inn og planterøttens vannoptagelse likeså.

De data som angis med hensyn til plantens vannforbruk, må derfor ikke opfattes som absolutt riktige; men de gir dog fingerpek om hvilke mengder man tilnærmelsesvis har å regne med.

Undersøker vi i litteraturen det vannbehov som finnes angitt for samme planteslag, finner vi temmelig varierende tall:

Vannbehov for forskjellige vekster.

Planteslag	Lawes. Rothamsted.	Wollny. München.	Hellriegel. Tyskland.	King. Wisconsin.	Leather. India.	Briggs. Shantz. Colorado
Bygg	258	774	310	464	468	534
Bønner	209	-	282	-	-	736
Boghvete	-	646	363	-	-	578
Kløver	269	-	310	576	-	797
Mais	-	233	-	271	337	368
Havre	-	665	376	503	469	597
Erter	259	416	273	477	563	788
Poteter	-	-	-	385	-	536
Rug	-	-	253	-	-	685
Hvete	247	-	338	-	544	513

At resultatene er varierende, måtte man også vente. En rekke faktorer påvirker nemlig transpirasjonen. Størst betydning har de klimatiske forhold. Og som en almindelig regel gjelder at jo større regnmengde og jo større luftfuktighet, jo mere vil



transpirasjonen nedsettes. Man har således ved å øke luftens relative fuktighet fra 42 til 65 fått nedsatt vannbehovet fra 340 til 191. Vi kan altså fastslå at i eride strøk med liten luftfuktighet blir transpirasjon og vannbehov betydelig større enn i humide områder.

Stigning i temperaturen øker vannforbruket. Vind fremmer også vanntøpet fra plantene.

Også planteslaget har adskillig innflytelse på vannbehovet eller transpirasjonskoeffisienten. Dette skyldes ulikheter hos plantene, hvorav forskjellig bladmasse eksempelvis kan spille en stor rolle. Ellers er det påvist at forskjellige varieteter av det samme planteslag kan være nokså forskjellig med hensyn til sitt vannforbruk. Der skulde altså være muligheter for ved planteforedling å frembringe planter skikket for tørt klima. Dette arbeide pågår da også f.eks. i Australia og de tørre strøk av Amerika.

Fra jordbunnssynspunkt er det forhold ved jorden selv som kan tenkes å påvirke vannforbruket, som har størst interesse, idet man ved forskjellige inngrep kan forandre disse forhold og derved nedsette transpirasjonen.

Økning i jordens vanninnhold inntil en viss grad medfører under ellers like forhold en øket transpirasjon. Som eksempel herpå hitsettes noen tyske og amerikanske forsøk.

Tyske forsøk med bygg.		Amerikanske forsøk med mais.	
Vanninnhold i % av maks. kapil. kap.	Vannforbruk pr. kg. tørrstoff.	Vanninnhold i % av total kapasitet.	Vannforbruk.
80	277	100	290
60	240	80	262
40	216	60	239
30	223	45	229
20	168	35	252
10	180		

Også jordens hevdstilstand har stor betydning for vannforbruket. Jo bedre hevdstilstand jorden er i, jo mindre vann brukes pr. produsert kg. tørrstoff. Et av de beste midler mot tørke er å bringe jorden i god hevd. Dette er en almindelig erfaring, som også er eftervist ved forsøk bl.a. i Nebraska:

Hevdstilstand	Tørrvekt av pl. i gr.		Vannforbruk pr. kg. produsert tørrstoff.	
	Gjødslet	Ugjødslet	Gjødslet	Ugjødslet
Dårlig	376	113	350	549
Middels	413	184	341	479
God	472	270	346	392

Årsaken er en raskere vekst av plantene om våren, så vannforrådet i jorden blir bedre utnyttet. I jord i god hevd er næringskonsentrasjonen i jordvæsken større, så plantene behøver ikke å opta så store vannmengder for å tilfredsstille sitt næringsbehov.

Ved å gå ut fra gjennomsnittlige avlinger og et bestemt vannforbruk pr. kg. tørrstoff kan man anstille beregninger over den regnmengde som vil forbrukes av de forskjellige planter, når man ser bort fra fordunstningen fra jordoverflaten. Går man f.eks. ut fra en potetsavling på 400 kg. tørrstoff pr. mål og et vannforbruk av 350 kg. pr. kg. produsert tørrstoff, får man at der pr. mål brukes  $400 \times 350 = 140.000$  kg. vann, hvilket



svarer til 140 mm. nedbör. Dette omfatter ikke fordunstnings-  
tapet fra jordoverflaten, der kan komme til å utgjøre likeså  
meget. Videre tapes der også vann ved at overflatevann og sig-  
vann rinner vekk unyttet.

Det kritiske vanninnhold eller plantenes visningspunkt. Når  
plantene visner, er det ikke fordi alt vann innen vekstskiktet  
er opbrukt, men fordi vannet ikke kan optas i sådanne mengder  
at transpiresjonstapet kan opveies. Den egentlige årsak er av-  
tagende vannmengde i jorden med derav følgende stadig kraftige-  
re fastholdning av vannet. Til slutt nåes et punkt, hvor den  
tilførte vannmengde er for liten til å holde plantens omset-  
ninger og livsvirksomhet oppe.

Visningen inntreffer for alt det kapillære vann er opbrukt.  
Den indre del av det kapillære vann er nemlig kraftig fastholdt  
av jordmaterialet. Det hygroskopiske vann er helt utilgjengelig  
for plantene, det samme er også tilfelle med en del av det  
kapillære vann. Det foreligger dog en del forsök (Alway: Ne-  
braska 1913), som tyder på at plantene under enkelte forhold  
kan opta alt kapillært vann.

Det vanninnhold i jorden ved hvilket en plante visner så  
den ikke senere kan friskne til igjen ved vanntilførsel, har  
man kalt visningskoeffisienten eller det kritiske vanninnhold.  
Denne ligger altså noget höiere enn den hygroskopiske koeffi-  
sient. Det ligger nær å anta at denne visningskoeffisient skul-  
de være forskjellig for forskjellige planter. Det har jo lenge  
vart kjent at de ulike planter har forskjellig evne til å tåle  
törke. På tross av den ulike motstand plantene viser mot törke,  
viser undersøkelser utfört ved Bureau of Soils at visnings-  
koeffisienten er omtrent den samme for alle planter på samme  
jord under humide forhold. Og man forklarer dette ved å anta  
at de forhold ved selve jorden som bestemmer visningspunktet,  
er så rent dominerende at de helt overskygger plantenes forskjel-  
ligheter.

Av de forhold ved jorden selv som har avgjørende innfly-  
telse på visningspunktet, er kornstörrelsen viktigst. Det fore-  
ligger en rekke undersøkelser herover, hvorfra nedenstående  
amerikanske resultater gjengis.

Jord	Hygr.koeff.	Visn.koeff.
Grov sand	0,5	0,9
Fin sand	1,5	2,6
Sandholdig lere	3,5	4,8
Grov lere	7,8	10,3
Tung lere	11,4	16,3

Andre undersøkelser går i samme retning.

Visningskoeffisienten står i bestemt forhold til andre  
vannkonstanter, f.eks. til den hygroskopiske koeffisient.

$$\text{Visningskoeffisienten} = \frac{\text{Hygr.koeff.}}{0,68}$$

Metoden for bestemmelse av visningspunktet er enkel. I et  
lite glasskar som rummer 250 cc. jord, såes frö av de planter  
man vil anvende. Derpå dekkes godt med parafin. Fröene spirer  
op gjennom parafindekket og vokser; men efter hvert avtar fuk-  
tigheten, som til å begynne med var optimal, og veksten stan-  
ser: til slutt visner planten. Vanninnholdet i jorden blir så  
bestemt, angitt i %, og representerer visningskoeffisienten.

Av det som tidligere er sagt, vil det fremgå at ikke alt  
vann i jorden er tilgjengelig for plantene. Man kan innde-  
le vannet i tre grupper: utilgjengelig, tilgjengelig og overflödig.



Det utilgjengelige vann omfatter for det første det hygroskopiske vann, dernæst også det indre kapillære vann, som er forholdsvis godt fastholdt til jordpartiklene. Såvel den samlede mengde av utilgjengelig vann som mengden av utilgjengelig kapillært vann er størst hos den finkornete jord. Dette vil fremgå av foranstående tabell. For en sandjord utgjør utilgjengelig kapillært vann 1,1 %, for lere 4,9 %. Den samlede mengde utilgjengelig vann henholdsvis 2,6 og 16,3.

Den del av det kapillære vann som ligger ovenfor det kritiske vanninnhold eller visningskoeffisienten, er tilgjengelig for plantege; men når man kommer op i nærheten av den øvre kapillære grense, gjør økede vannmengder ingen nytte, tvertimot begynner de å få uheldig innflytelse ved å stenge luften ute. Jo mere vannmengden øker, jo skadeligere blir dette forhold. Giftige forbindelser kan opstå under slike omstendigheter, planterøttens ånding nedsettes og bakterievirkningen avtar; der ved nedsettes frigjørelsen av næring.

Som et eksempel på sandig og lerholdig jord med hensyn til forskjellige vannbestemmelser hitsettes nedenstående tabell:

	Sandig jord.	Lerrik jord.
Hygroskopisk koeffisient	1,00	10,00
Visningspunkt (kritisk vanninnh.)	1,47	14,70
Maks. kapillær kapasitet	14,00	44,00
Utilgjengelig vann	1,47	14,70
Tilgjengelig vann	13,53	29,30

Av forangående vil fremgå at den fuktighet som er den gunstigste for planteveksten, må omfatte den midtre del av det kapillære vann. Dette heldigste vanninnhold spenner altså over et visst område og betegnes optimumsfuktigheten.

Strukturen, kornstørrelsen og det organiske stoff har meget å si for at det optimale vanninnhold kan strekke sig over et vidt område. En grynnet struktur er heldigst i denne retning. Tilstrekkelige mengder organisk stoff og passende mengder finpartikler er likeledes viktig.

### 3. Vanntap fra jorden.

Jordvannet tapes som vi har vært inne på i det foregående, ved plantenes vannoptagelse og transpirasjon: men dessuten tapes store mengder vann direkte fra jorden dels som overflatevann dels som sigevann og endelig ved fordunstning fra jordoverflaten.

Vi skal nu først se på hvordan vanntapet foregår, dernæst på hvordan man søker å forebygge det.

Overflatevann. Hvor terrenget er hellende og der kommer meget regn på kort tid, vil vann rinne vekk på overflaten, særlig hvis jorden er tett og hård. På denne måte taper man ikke bare vann som planteveksten muligens senere kunde hatt bruk for: men overflatestrømmene kan grave sig ned og forårsake adskillig skade. Mange steder i utlandet med voldsomt styrtregn kan der på denne vis anrettes veldige ødeleggelser! I vårt land er vi heldigvis relativt lite utsatt for slikt.

De vannmengder som tapes gjennom overflatevann, er høist varierende. I aride strøk er det naturligvis næsten intet. Det samme kan også være tilfelle innen humide strøk, når bare regnet kommer langsomt og litt om gangen. Andre steder, hvor nedbøren optrer stötvis, kan tapet gå op i 50 % eller mere.

Mengden av vann som kan trenge ned i jorden i en bestemt



tid, avhenger av jordens fysiske forhold. Er jorden løs og åpen, trenger vannet lett ned. Er den tett og hård, rinner vannet lett vekk på overflaten. Det viktigste middel til å hindre tap ved overflatevann blir derfor å skaffe jorden den best mulige struktur.

Sigevannstapet. Når regnmengden er så stor at jorden ikke formår å holde det vann den mottar, vil en del sive nedover i jorden. Hvor meget dette blir, vil bero på regnets fordeling over året og på jordens evne til å oppta nedbøren. Det gjelder å redusere tapet av to grunner; for det første fordi vannet ofte til andre tider kan optre i knapp mengde i jorden, og dernest fordi det vaskes vekk næringsstoffer med sigevannet.

Ved Rothamsted i England har lysimetereksperimenter vært i gang helt fra 1871. Resultater herfra viser for perioden 1871 - 1913 følgende tap: (Bar jord.)

Periode	Regnmengde inches	Sigevann inches	Sigevannet utgjør % av regnmengden
Desbr.-Febr.	6,77	5,58	82,4
Mars - Mai	5,96	2,11	35,4
Juni - Aug.	7,83	1,82	23,2
Sept.- Novbr.	8,29	4,50	54,2

Det viser sig altså at sigevannstapet i England er langt mindre om sommeren enn om vinteren. Jorden er her sjelden tilfrosset om vinteren. Gjennomsnittlig er ca. 50 % av regnet tapt som sigevann fra bar jord. Undersøkelser i Tyskland og Sveits viser lignende i regelen litt lavere tap (ca. 40 %).

I vårt land har Braadlie i 1930 publisert resultatene av omfattende undersøkelser av drenvannet fra et grøftesystem på Voll ved Trondheim og fra Mæresmyren i Sparbu. Feltet på Voll ligger på havler. Den målte avløpsmengde utgjorde 80 % av den samlede nedbør. Det år observasjonene foregikk, var imidlertid røtt og kaldt. Allikevel synes sigevannsmengden å være så stor at det er sannsynlig at det har vært en del tilstrømning fra steder utenfor grøftfeltet.

Nedbør- og sigevannsmengde har fulgt hinannen ganske godt. Dette viser at det må være sprekker og kanaler i jorden, hvor vannet hurtig får avløp til grøftene.

I tiden fra 1/5.1932 til 1/5.1933 blev det foretatt nye undersøkelser av drenvannet på Voll. Nedbøren i perioden var noget over normal. Varmesummen for året normal. Avløpsmengden i denne periode utgjorde 76 % av nedbøren.

Feltet på myrjord (Mæresmyren 1930) viste at 75 % av nedbøren søkte avløp gjennom grøftene. Også her synes avløpet, selv om det er målt et kaldt år, å være forbausende stort.

Resultatene av slike målinger må naturligvis ellers bli høist varierende efter de ulike forhold. Men for våre humide strøk kan man nok anta at det som overflatevann og sigevann vil tapes minst halvdelen av regnmengden.

Sigevannstapet påvirkes altså i første rekke av regnmengden og dennes fordeling over året. Men fordunstningen, jordens beskaffenhet og avlingen virker også. Med økende regnmengde vil selvsagt sigevannsmengden øke. Den vil altså være adskillig større på Vestlandet enn på Østlandet.

Fordunstningen har ganske stor innflytelse på sigevannstapet, jo større fordunstning, jo mindre sigevann. Grovkornet jord viser større tap av sigevann enn mere finkornet jord. Slett jord gir bedre betingelser for sigevannsdannelse enn skrånende o.s.v. En bar jord taper mere enn en bevokset, idet



plantene optar og fæstholder adskillig vann.

Det er heldig at sigevannet fjernes, ellers vil det stenge luften ute. Men samtidig med at vannet siger vekk, fjernes også store mengder næringsstoff. Ved Cornell-lysimetrene taptes gjennomsnittlig pr. år (gj.sn. av 10 år) 8 kg. N, 50 kg. CaO og 9 kg. K<sub>2</sub>O pr. mål svarende til 52 kg. NaNO<sub>3</sub>, 125 kg. CaCO<sub>3</sub> og 17 kg. KCl. Dette er mere enn en gjennomsnittsavling bortfører.

Fordunstningstapet. Tap av vann gjennom fordunstning foregår almindelig fra jordoverflaten. Undertiden kan dog fordunstningen foregå fra større dybde gjennom sprekker og åpninger. Dette tap gjennom fordunstning kan være meget stort, og da det går ut over det vann som ellers vilde være tilgjengelig for plantene, vil det ofte bevirke en senkning av avlingsutbyttet.

Ved de foran nevnte lysimeterundersøkelser ved Rothamsted blev halvparten av regnvannet tapt som sigevann. Og da jorden ingen avling bær og det ikke optrer overflatevann, må altså den annen halvdel være tapt ved fordunstning.

Fordunstningstapet er naturligvis størst under den varmeste årstid, og gikk da ved Rothamsted op til ca. 75 %. På lignende vis finner man naturligvis også at de varme strøk lider et større fordunstningstap enn de koldere og mere humide trakter. Men endog her kan fordunstningen, særlig i tørre perioder, som bekjent i høi grad nedsette avlingsutbyttet.

Mens tapet gjennom overflatevann og sigevann kan sies stort sett å være proporsjonalt med regnmengden, beror fordunstningen mindre herpå. Sigevannstapet beror direkte på den regnmengde som kommer efter at jorden er vannmettet. Når regnmengden et år er større enn vanlig, er også sigevannsmengden over det normale.

Fordunstningen derimot beror vesentlig på hvor lang tid jordens overflate er fuktig, og dette vil variere mindre fra år til år enn regnmengden. Lysimeterforsøk ved Rothamsted viser dette:

Nedbør, sigevann og fordunstning.  
Gjennomsnitt maksima og minima Rothamsted 1871 - 1912.

	Regnmengde inches	Sigevann inches	Fordunstning inches
Maksimum nedbør 1903	38,69	24,23	14,46
Gj.sn. nedbør for 42 år	28,75	13,93	15,32
Minimum nedbør 1898	20,49	7,69	12,80

De frie kilder til tap av jordvann er altså: transpirasjon, sigevann, overflatevann og fordunstning. Forholdet mellem disse tap vil bli forskjellig efter de ulike forhold. Under klimatiske betingelser lik Englands, hvor de eldste og mest omfattende undersøkelser av vanntapet er utført, stiller forholdet på en lerjord sig slik:  $\frac{1}{2}$ -parten av nedbøren er tapt som overflatevann og sigevann, mens  $\frac{1}{4}$ -parten taptes gjennom plantenes transpirasjon og den siste  $\frac{1}{4}$ -part ved fordunstning fra jordoverflaten.

#### 4. Kulturinngrepenes betydning for vannforholdene i jorden.

Efterat vi nu har sett litt på de forskjellige måter hvorpå vannet fra jorden kan opstå og omfanget av dette tap, skal vi undersøke hvilken innflytelse bearbeidningen har i denne retning.

Grøftningens innflytelse på jordens vannhusholdning. Når jorden av en eller annen grunn inneholder for store vannmengder,



stenges luften ute, og jorden blir på mange vis ugunstig overfor planteveksten. Grøftning er da påkrevet. Herved vil man fjerne det overflødige eller skadelige vann, som stenger luften ute. Man vil derved opnå at heldige omsetninger kommer i gang. Med hensyn til vannet vil man efter grøftningen opnå at en større del av den årlige regnmengde vil kunne utnyttes av plantene.

Den rasjonelle grøftning må bygge på inngående kjennskap til jordbunnsforholdene. Det er i mange tilfelle umulig å kunne utføre grøftningen på billigste og mest effektive vis uten å være klar over jordens legningsforhold og egenskaper overfor vann. Disse ting blir behandlet i jordkulturen, og vi skal derfor her innskrenke oss til ganske summarisk å se på de forandringer grøftningen fremkaller i jorden.

Grøftningens gunstige virkning beror på at grunnvannet blir senket, så det istedenfor det stillestående vann kommer i stand en skiftning og stadig bevegelse av såvel vann som luft i jordens vekstskikt. Derved blir et tykkere jordlag levende og aktivt, mens det når det er fullt av vann, er dødt og uvirksomt. Planterøttene kan ikke vokse uten surstoff, og de kan altså i en vannsyk jord hvor grunnvannet står høit, kun utbre sig i det eller øverste jordskikt. Etter grøftningen trenger de dypere nedover, så langt som det er lufttilgang. Samtidig vil de for planteveksten fundamentale kjemiske og biologiske prosesser komme i gang på grunn av surstofftilgangen, som er nødvendig for at de skal kunne foregå. Endelig gjør grøftningen jorden langt mere motstandsdyktig mot tørke, idet røttene kan trenge så meget dypere og i det hele utvikle sig rikere. I en ugrøftet jord hvor grunnvannet står høit, er røttene utbredt bare i det øverste skikt, hvor der er lufttilgang. Når da grunnvannet under tørke senkes, vil det opstå sprekkeannelser, og den kapillære tilførsel nedenfra vil i tett jord foregå så langsomt at plantene snart vil komme til å li av vannmangel.

Grøftningen fører til bedre struktur i jorden. Ved lufttilgangen, tørkning og fuktning som inntre på drenert jord, vil det skje fnokkdannelse og smuldring i den finkornete jord. Røtter og jordormer vil komme til å utøve sin virksomhet til større dybde, hvorved strukturen forandres. Dette vil lette det overflødige vann i å komme vekk. Ved den gjennomvaskning av vann som hyppig inntre i drenert jord, vil oppløste salter komme til å øve innflytelse på jordens kolloider.

Av andre fremtredende virkninger grøftningen har på jorden, kan nevnes at jorden blir varmere, både fordi det tapes mindre varme ved fordunstning og fordi den spesifikke varme eller varmesluket i en tørrere jord er langt mindre enn hvor vanninnholdet er stort. Den grøftede jord blir altså tidligere ferdig til behandling om våren og driver vekstene hurtigere til modning.

Høstkultiveringens innflytelse på jordens vanninnhold. Ved å foreta en høstbearbeidning av jorden, f.eks. pløining, vil man påvirke strukturen og øke dens evne til å opta vann. Men vil så å si derved kunne lagre en del av høstregnet i jorden vinteren over til bruk under kommende vekstperiode. Amerikanske forsøk (King) viser at det er betydelig mere vann om våren i en høstpløid jord enn i en ubehandlet. Forskjellen var under ellers like forhold 2,3 % i det øvre 1 m. tykke lag. Dette vil svare til ca. 27 tonn vann pr. mål. Forsøk i England går i samme retning.

Høstpløiningen har også, som bekjent, betydning i andre retninger enn ved å spare på vannet. Her skal nevnes at den klimatiske innvirkning vil bli mere effektiv, strukturen blir bedre og forvitringen, hvorved planterøring frigjøres, stimuleres.



Vårbearbeidningens innflytelse på vannbevegelsen. Når jorden har ligget vinteren over utsatt dels for regn og dels for sne-dekkets trykk, er den i nogen grad igjen blitt sammenpakkert. Derved vil det kapillære vann bevege sig helt op mot overflaten og om våren hurtig forsvinne fra jorden gjennom fordunstning. Hvis man så tidlig som jorden er nogenlunde bekvem om våren, foretar en smuldring av overflatelaget, har det vist sig at man kan spare på vannet. Det vann som herved spares, er av overordentlig stor betydning såvel for at jorden kan bringes i en smuldren bekvem tilstand ved den senere bearbeidning for såningen, og dernæst vil også de planter som skal vokse på vedkommende jord, ha større tilgang på vann.

Man kunde kanskje tenke at mengden av vann som tapes fra overflaten, er forholdsvis ubetydelig; men målinger viser at det tvertimot dreier sig om store mengder. King fant således at det i Wisconsin taptes ca. 5 mm. vannhøide daglig fra en jord, hvor vannet måtte transporteres op fra 4 - 5 fots dybde. Denne evne til å bringe vannet op fra dybden så det fordunster, er forskjellig hos forskjellig jord. Iakttagelser og undersøkelser synes å vise at det er den meget fine sandjord som har den største evne til å bringe vannet op fra dypere lag. Denne jord er derfor den mest motstandsdyktige mot tørke. Bevegelsen foregår raskt. Der er ikke den store friksjon som i den kolloidrike jord. Lerjorden kommer betydelig efter den fine sand med hensyn til å tåle tørke. Leren kan inneholde meget vann; men ved tørke vil dette vann efter hvert forsvinne, og det blir forsyningen nedenfra det kommer an på. Denne vil da i de uhyre fine porer ofte foregå for langsomt til å tilfredsstille behovet - og tørkevirkninger inntrer.

Den grovkornete sand og grus er den mest tørkesvake, fordi den inneholder så lite vann, og forsyningen nedenfra kan kun foregå når veien til grunnvannet er ganske kort.

Det er fra undergrunnen plantenes vanntilgang reguleres. Den optar det vann som overflatelaget ikke kan holde, og avgir vann, når vann forsvinner gjennom transpirasjon og fordunstning. Det vil av dette fremgå at det er meget viktig å konservere undergrunnens vannforråd. Dette skjer særlig ved hjelp av et løsdekke i jordoverflaten.

Det er utført en del undersøkelser over hvor store vannmengder man kan spare ved å foreta en smuldring av jorden tidlig på sommeren. Resultatet av Kings undersøkelser i U. S. A. gjengis:

		Pund vann pr. kubikkfot.				
		Dybde:	1ste	2nen	3dje	4de
Jordens innhold	29. april		14,1	20,1	18,0	16,6
"	"	6. mai pløid	13,9	20,7	18,3	16,0
"	"	6. mai upløid	10,6	18,0	17,3	13,9

Man vil se at den bearbeidede jord har tapt meget lite vann sammenlignet med den ubehandlede. En rekke andre undersøkelser går i samme retning.

Vedlikehold av et løsdekke ut over sommeren. På samme vis som man kan spare vann i jorden ved et løst dekke i jordoverflaten om våren kan man naturligvis nå det samme resultat ut over sommeren ved såvidt det lar sig gjøre å vedlikeholde et slikt løst lag ut over i veksttiden. Det blir da særlig ved vekster som dyrkes i rader og kan bearbeides i veksttiden, at dette blir mulig. Når jorden har ligget ubearbeidet nogen tid, vil den falle sammen, særlig ved regnets påvirkning, og vannet kommer ikke plantene til gode i ønskelig utstrekning. Det er derfor nødvendig å fornye løslaget fra tid til annen i løpet av sommeren.



Den vannmengde som kan spares på denne vis, har man almindelig antatt å være ganske betydelig. King fant at vanntapet på to felter under like forhold, men hvorav det ene hadde løsdække det annet ikke, var henholdsvis 3,5 og 4,4 tonns pr. mål pr. dag. Forsøket varte 49 dager, og det spartes ved løsdekket 45 mm. nedbørhøide.

En lignende sparing av vann kan opnås ved å benytte et løsdække av et eller annet fremmed materiale. Det er særlig anvendt i havebruket.

På grunnlag av de i det foregående nevnte og lignende forsøk i Tyskland har man næsten over hele verden uten forbehold anbefalt et løsdække i jordoverflaten for å spare på jordens vannforråd. I den senere tid er det imidlertid offentliggjort undersøkelser som tyder på at løsdekket ikke under alle forhold sparer vann. Dette forklares da på følgende vis: Løsdekket vil tape sitt vanninnhold, nettop derved blir det i stand til å beskytte det underliggende skikt mot fordunstning. Det vil da komme an på om det vann som tapes fra selve løslaget, er mindre enn det som spares i de dypere lag. Dette vil ifølge tallrike forsøk ofte være tilfelle: men det kan også være undtagelser. Hvis det f.eks. faller regn ofte og lite om gangen, vil en uforholdsmessig stor del av den samlede regnmengde gå med til å fukte løsdekket uten å rekke videre ned i jorden. Og løsdekkets vann tørker hurtig vekk uten å komme plantene til gode.

Man skal også være opmerksom på at mange av de forsøk som har vist at vann kan spares ved løsdække, er utført på ubevokset jord. På bevokset jord vil forholdene bli noget anderledes, idet planterøttene vil oppta vann og derved hindre en del av vannet i å komme op i overflaten og fordunste.

Det vil vel også, iallfall på de lettere jordarter, danne sig et beskyttende dekke i overflaten, uten at man egentlig tilstreber dette ved spesielle inngrep.

Når man frembringer et løsdække i jordoverflaten, vil man samtidig ødelegge ugresset, som ellers i høi grad vil konkurrere med kulturplantene om såvel vann som næring. Det er ikke usannsynlig at en del av de gunstige virkninger man har iaktatt av et løsdække, skriver sig fra utryddelsen av ugresset.

Av det som foreligger på dette område, synes det å være berettiget å si at et løsdække i jordoverflaten nok oftest vil spare vann, særlig da på steder hvor regnmengden er liten og hvor det er relativt lenge mellom hver gang det faller regn. I et humid klima derimot med hyppig regn kan det inntreffe at vannfordunstningen blir øket ved anvendelse av løsdække.

Stendekke. Et stendekke kan sies å ha en lignende innflytelse som et løsdække, når det dekker grunnen helt. Man vil lett kunne iakttå at grunnen ofte er fuktig under stenen.

Langs Rhinen er ofte jorden i vingårdene dekket av sten, og det er den som gjør at den ikke tørker helt ut, da den fra naturens hånd er meget tørr og åpen.

Tromlingens innflytelse. For å få frø til å spire eller unge planter til å vokse kan det være nødvendig å presse jorden sammen, så den kapillære vannbevegelse kan foregå helt op i jordoverflaten, hvor frøet eller de unge planters røtter finnes. Det er dette man opnår ved tromling. Særlig er dette arbeide nødvendig på løs, lett jord, hvor overflatelaget lett tørker helt ut og man først et stykke nedi finner fuktighet. Ved sammenpressningen kan da vannet løftes op i overflaten og gi det for spiring og vekst nødvendige vann. Men samtidig vil tapet av vann gjennom fordunstning økes. Man foretar derfor tromling kun i de tilfelle det gjelder å få frø til å spire



eller unge planter som har sine røtter utbredt kun i det øverste jordskikt, til å vokse. Så snart veksten er kommet i gang og røttene et stykke nedover i jorden, pleier man, hvor det er adgang til det, foreta en overflatesmuldring.

Ved pløiningen og i enkelte tilfelle ved opfrysning kan det hende at den kapillære ledning blir avbrutt et stykke nede i jorden. Dette vil naturligvis være til skade for planteveksten: og man har da for å presse jorden sammen og gjenoprette den kapillære ledning benyttet tunge såkalte undergrunns-pakkere. Etterpå smuldrer man gjerne overflaten for å nedsette forgunstningen.

Det hender av og til på visse jordslag at gressroten fryser op. Man har i slike tilfelle anbefalt rulling for å bringe jord og røtter i kontakt igjen. Men denne rulling må kun foretas når jorden er tørr, ellers kan strukturen særlig på fin-kornet jord ødelegges.

Også på løs mosemyr har rulling med tunge tromler vist god virkning. Det samme er tilfelle med tråkk av beitedyrene. Årsaken er at den løse jord derved blir i stand til å suge vannet op til overflaten til det skikt hvor planterøttene er utbredt.

Brakkingens innflytelse på jordens vanninnhold. Hovedhensikten med brakking er å ødelegge ugress, men til dels også å gi jorden en bedre struktur. Med utryddelsen av ugresset forsvinner dets konkurranse om vannet, og ved en bedre struktur vil i almindelighet en større vannmengde kunne holdes kapillært og området for jordens optimumsfuktighet utvides.

Hertil kommer også at når jorden ligger bar, kan intet vann tapes gjennom transpirasjon. Riktignok øker tapene på annet vis (sigevann, forgunstning) en del: men en rekke undersøkelser viser at en brakket jord inneholder mere vann enn en ubrakket.

For den avling som følger etter brakken, skulde det altså stå større vannmengder til rådighet enn om brakking ikke hadde vært utført. Og en del av den økning i avlingen man opnår etter brakking, skyldes dette; men en stor del av økningen skyldes andre forhold, som f.eks. den frigjørelse av næringsstoffer som foregår under brakkingen dels ved forvitringen og dels ved bakterievirkosheten. (Nærmere herom i jordkulturen.) Det blir da steder med liten nedbørmengde i veksttiden at det særlig skulde ha betydning å lagre vann i jorden fra en annen årstid til bruk i vekstsesongen. Ved Rothamsted har man da også vist at det er i de regnfattige år man har hatt den vesentligste nytte av brakken. I en 31 års periode fra 1870 - 1901 viser 15 år med regnmengde og sigevannsmengde over normalen 8 % økning av avlingen etter brakk, 16 år under normalen en økning av 48 %. Dette skyldes dog delvis også utvaskning av næringsstoffene i de regnrige år.

Husdyrgjødselens innflytelse på jordens vanninnhold. Fra Rothamsted foreligger det også undersøkelser som viser at jord som i lengere tid har vært gjødslet med husdyrgjødsel, inneholdt betydelig mere vann enn den samme jord ugjødslet eller gjødslet med kunstgjødsel. Ved tilførsel av tilstrekkelig store mengder husdyrgjødsel vil det dels som følge av strukturforandring dels som følge av gjødselstoffenes store vannkapasitet kunne holdes større mengder vann. Dernæst vil regnvannet sige langsommere nedover og bevirke at matjordlagets vanninnhold blir større enn hvor husdyrgjødsel ikke er anvendt.

Ved overgjødsling kan husdyrgjødselen virke som et løsedekke og ha gunstig innflytelse på jordens vannhusholdning.



## 5. Jordopløsningen.

I en normal jord inneholdes adskillig vann som tynne hyl-ler omkring jordpartiklene og i mellomrummene mellom disse. Vannet i jorden virker naturligvis oppløsende på jordmaterialet og jordluften. Jordvannet blir altså en oppløsning, og det er fra denne plantens optar sin næring.

Metoder for studium av jordopløsningen. Studiet av jordopløsningen byr på visse vanskeligheter, idet det ennå ikke er funnet noget middel hvorved man kan være sikker på å få jordopløsningen ut av jorden slik som den eksisterer i denne. Der er gjennom årene benyttet mange forskjellige fremgangsmåter for å få brukbare prøver av jordopløsningen. Som eksempel kan nevnes at enkelte har søkt å trekke ut jordopløsning ved å utsette en jord der var kapillært vannmettet, for en sterk centrifugalkraft. En annen metode består i å drive en uglassert porselenstube - et Pasteur Chamberlandfilter - ned i jorden og forbinde denne tube med en sugepumpe. Videre har man søkt å presse vannet ut av jorden ved hydrauliske presser.

Mot alle disse metoder anføres imidlertid at man neppe får nogen gjennemsnittsprøve av jordopløsningen. De inngrep som iverksettes, kan i større eller mindre grad forandre jordopløsningen. Og videre må det antas at jordopløsningen ikke er helt igjennom ensartet, således at man måtte trekke alt ut for å få en gjennemsnittsprøve.

Den metode som har vært mest anvendt for å erholde jordopløsning til undersøkelse, er ekstrahering av jorden med vann. Jord og vann i forholdet 1 : 5 ristes i 3 min., derpå får det stå stille i 20 min. Væsken som da står over jordmaterialet, blir så suget gjennom tette filtre. Det klare filtrat anvendes så til analyse. Skjønt man selvsagt ved denne metode ikke får den virkelige jordopløsning, men kun et vandig ekstrakt av jorden, har man på dette vis åpenbart kommet til verdifulle resultater med hensyn til jordopløsningens forskjellige forhold. Særlig gjelder dette nitratene i jordvæsken. Disse absorberes jo langt mindre enn de øvrige bestanddeler, og ekstraktets innhold av nitrater er derfor på et vis et ganske godt mål også for selve jordopløsningens innhold herav.

Absorpsjonen og jordopløsningen. Absorpsjonen har meget å si for jordopløsningens sammensetning og konsentrasjon. På den ene side har man jordvannets oppløsende virkning på jordpartiklene og på den annen kolloidenes absorpsjon av de oppløste stoffer. En brøkket jord, hvor der ikke foregår fordunstning, utvaskning eller andre likevektsforstyrrende faktorer, vil oppløsningens konsentrasjon bestemmes av den oppløsning som foregår, og absorpsjonen. De stoffer som går i oppløsning, vil dels bli absorbert og dels vil de forbli i jordvannet og øke dets konsentrasjon.

I naturlig jordbunn vil mange faktorer virke forstyrrende. Oppløsningens intensitet vil variere og likeså de kolloide stoffers egenskaper og dermed også deres absorpsjon. Likeså vil vannmengden variere efter regnmengde, fordunstning, sigevann og optagelse av plantene. En lignende variasjon vil da også saltmengden undergå ved plantenes stoffoptagelse og utvaskning av oppløst materiale med sigevannet. Dertil kommer også gjødseltilførselen, kalkningen og bakterievirksomheten, hvorved særlig salpetersyre dannes.

Jordopløsningen må derfor nødvendigvis bli av temmelig varierende beskaffenhet både kvalitativt og kvantitativt. Den regulerende faktor for jordopløsningen er som nevnt absorpsjonen. Når oppløsningen av en eller annen grunn tilter i konsentrasjon, øker absorpsjonen, og når oppløsningen fortynnes, trer en del av det absorberte materiale ut i oppløsningen. Herved



holdes selve jordvæskens saltinnhold innen rimelige grenser, hvilket er av stor betydning for planteveksten.

Jordopløsningens sammensetning. Fra de tallrike analyser av jordekstrakt som er utført, viser det sig at jordopløsningen inneholder et stort antall forskjellige stoffer, og disse stoffer forekommer almindelig i jonetilstand.

Mengden av de forskjellige stoffer i jordopløsningen er naturligvis temmelig varierende både i forskjellig jord og i samme jord til forskjellig tid. Eksempelvis kan nevnes at vannmengden naturligvis her spiller en stor rolle, således at konsentrasjonen tiltar med avtagende vannmengde og omvendt. Av de data som er offentliggjort angående jordvæskens sammensetning i almindelig kulturjord, fremgår at:

K-jonene	kan variere	fra 4	- 180	dele pr. mill. dele tørrjord
PO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	"	"	" 0,2- 4,6	" " " " "
Ca-	"	"	" 6 -1000	" " " " "
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	"	"	" spor- 150	" " " " "

Vi ser altså at fosfatjonene ikke alene optrer i den minste mengde, men også er gjenstand for den minste variasjon. De øvrige av næringsstoffene varierer innen meget vide grenser.

Den største konsentrasjon viser jordopløsningen i aride trakter, hvor den til sine tider blir mett. Tynneste oppløsning har man i de regnrige, humide strøk. I almindelighet må man betegne jordvæskene som en meget svak oppløsning. Almindelig optrer brøkkdeler av 1 %. Rent undtagelsesvis rekker den op i et saltinnhold på en 2 - 3 %.

Årstidens og plantevekstens innflytelse på jordvæskene. Hovedårsakene til de store variasjoner i jordvæskens sammensetning er årstiden og planteveksten.

Både bar jord og jord der bærer avling, viser store forskjelligheter i jordopløsningen etter årstiden, vesentlig beroende på regnmengden og fordunstningen. Den bare jord viste større næringskonsentrasjon i jordvæskene enn den som bærer avling. Der optrådte en påtagelig forskjell mellom forskjellige jordtyper. Jord av god beskaffenhet og i god hevd viste en sterkere jordopløsning enn dårligere jord.

På den jord som bærer avling, var jordvæskens konsentrasjon mere lik i forskjellige jordtyper. Fra Hoaglands undersøkelser av jordopløsningen gjengis nedenstående tall:

		Koncentrasjon i dele pr. mill. dele oppløsning.			
		God jord		Dårlig jord	
		Brakk	Med avling	Brakk	Med avling
Juli	10.	2000	1200	1100	600
"	24.	1700	500	800	200
Aug.	21.	1800	700	1300	400
Okt.	23.	4300	1900	2900	900
Des.	13.	3400	1500	1800	1000
Febr.	12.	4200	1900	2700	1300
Mai	7.	6700	3800	6300	3700

En rekke faktorer som står i forbindelse med årstidenes vekslings, har innflytelse på jordopløsningen. Således temperaturen. Når denne stiger om våren, kommer etter hvert diverse reaksjoner i gang, hvorved stoffer går i oppløsning og konsentrasjonen tiltar.

Forandringer i jordens vannmengde er som tidligere nevnt en av de viktigere faktorer, der gjør at jordopløsningen varie-



rer med årstiden. Ved regnvannet fortynnes jordopløsningen, samtidig som dog den oppløsende evne tiltar, hvorved likevekt efter hvert inntreer. Hvis vanninnholdet stiger og rekker over jordens kapillære kapasitet, vil vann si seg vekk og medføre oppløste stoffer.

Bearbeidning og tilførsel av gjødselsalter har også en merkbar innflytelse på jordopløsningen. Begge dele fører, særlig i den varme årstid, til øket konsentrasjon. At bearbeidningen har denne virkning, skyldes at den fører til et mere intenst bakterieliv. Bedre struktur fremkalles ved bearbeidningen, og dette virker heldig ikke bare på bakteriene, men stimulerer også de forvitrende og oppløsende prosesser.

Jordopløsningen og jordens ydedyktighet. Det ligger nær å tenke at jordopløsningen i en velgjødslet, frukbar jord må være mere koncentrert enn i en dårlig jord. For en del år siden mente imidlertid Whitney, lederen av Bureau of Soils i Amerika, å kunne vise at der ikke var videre forskjell i denne retning og at jordvæsken både i rik og fattig jord var en mettet oppløsning. Undersøkelser fra de siste 15 - 20 år har imidlertid på det nærmeste gjort det av med denne Whitneys opfatning. Undersøkelser fra mange forskjellige land har vist at den fruktbare jords næringsopløsning i regelen er betydelig mere koncentrert enn den næringsfattige jords.

Den mest omfattende undersøkelse over disse ting er utført ved Rothamsted. Man har her analysert jordekstrakt fra forskjellige gjødslet jord, der gav høist ulik avling, og har funnet betydelig forskjell. Dette vil fremgå av følgende tabell:

Gjødsling	Avling pr. acre på.	Totalanalyse		Vannekstrakt	
		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	K <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> p.p.m.	K <sub>2</sub> O p.p.m.
Uggjødslet	1276	0,099	0,183	0,525	3,40
N + K <sub>2</sub> O.	2985	0,102	0,257	0,808	30,30
N + P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3972	0,173	0,248	3,900	3,88
N + K <sub>2</sub> O + P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	5087	0,182	0,326	4,025	24,03
Husdyrgjødsel	6184	0,176	0,167	4,463	26,45

Man vil se at der er påtagelig forskjell, og lignende resultater foreligger der mange av.

I aride trakter blir jordopløsningen ved fordunstningen sterkt koncentrert og salter felles ut. Denne sterke konsentrasjon av jordvæsken kan virke skadelig eller drepende på planteveksten.

## 6. Bortførsel av næring fra jorden.

Vi skal først se på næringstapet gjennom sigevannet.

Sigevannets sammensetning. Teoretisk sett skulde sigevannet ha samme sammensetning som jordopløsningen. Det vil si at man i sigevannet skulde finne en lang rekke såvel baser som syreradikaler, i det hele alle de stoffer som finnes i jorden; men på grunn av jordens absorpsjon optrer mange av disse stoffer i sigevannet i så liten mengde at når det er tale om å anslå tapet, kan en del settes ut av betraktning. Således pleier ofte f.eks. fosfatjonens optre bare som spor i sigevannet. De viktigste baser som tapes ved utvaskning med sigevannet, er Ca, Mg, K og Na, og de viktigste syreradikaler som optrer i videre mengde, er salpetersyrens, saltsyrens, svovelsyrens og kullsyrens.

Som man kunde vente, er sigevannets sammensetning meget varierende, for det første i ulike jorder, men dernest også i



samme jord til forskjellig tid. Således kan f.eks. fosfat bli utvasket fra en del jorder i merkbare mengder, mens sådant tap omtrent ikke finner sted fra andre jorder.

Salpetersyre og salpetersure salter pleier å utgjøre en viktig del av sigevannets næringsinnhold, særlig om sommeren og fra bar jord. I den kaldere årstid, når bakterievirkningen foregår mindre livlig, blir der betydelig mindre salpetersyre i sigevannet.

Jordens behandling, gjødsling, kalkning og lignende har også adskillig innflytelse på sigevannets innhold av oppløste salter.

Med hensyn til den kvantitative sammensetning av sigevannet kan merkes at sigevannet er langt mindre koncentrert enn jordopløsningen og likeså langt mindre variabelt. Dette er jo bare det man måtte vente, idet sigevann kun optrer når vannmengden i jorden blir forholdsvis stor. Denne store vannmengde vil da fortynne oppløsningen. Det er i det hele vesentlig vannmengden som bestemmer sigevannets konsentrasjon: naturligvis vil også en rekke andre faktorer ha en del innflytelse.

Den totale konsentrasjon av sigevannet overstiger sjelden 500 dele pr. mill., d.v.s. 0,05 %, mens jordopløsningen nok like almindelig rekker bortimot det 10-dobbelte.

Ved Rothamsted og en hel rekke andre steder har man undersøkt sigevann fra lerjord der har fått forskjellig slags gjødsel. Det viste sig for det første at der var temmelig små mengder av  $\text{NH}_4$  og fosfat i sigevannet. Ca var det stoff som taptes i størst mengde. Dernæst kom sulfat (beregnet som  $\text{SO}_3$ ). Også nitratkvelstoff og K optrådte i betydelige, men sterkt varierende mengder.

Den ulike gjødsling viser særlig utslag i mengden av nitratkvelstoff, kalk og sulfat i sigevannet. Tilførsel av husdyrgjødsel øket således utvaskning av alle disse stoffer og dessuten også av K, Na og Cl.

Tilførsel av chilesalpeter ( $\text{NaNO}_3$ ) øket tapet av nitrat N, Ca, Na og K. Ca og K er sannsynligvis frigjort ved baseutveksling ( $\text{NaNO}_3 + \text{Ca} + \text{jord} = \text{Na} + \text{jord} + \text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ ).

Mange slags kunstgjødsel har ved Rothamstedforsøkene øket utvaskningen av Ca. Dette antas å bero på at der i mange tilfelle etterlates syrerester i jorden av gjødselen. Det typiske eksempel er  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ , hvor svovelsyrens radikal blir igjen i jorden.

I det hele kan man si at jo større gjødseltilførsel og likeså jo fruktbarere jord, jo mere vil der kunne tapes i sigevannet.

Der kan dog finnes undtagelser fra denne regel. Tyskeren Gerlach, Bromberg, meddeler således at tapet fra 5 felter med fruktbar, velgjødslet jord, der gav utmerket avling, var mindre enn fra mindre fruktbare felter. Her hadde altså plantene ved de gunstigere betingelser de hadde, utviklet sig kraftig og lagt beslag på næringen og hindret den fra å løpe vekk med sigevann.

Det alvorligste næringstap gjennom sigevannet er tapet av N og Ca og S. Tapet av disse stoffer er så å si uundgåelige og følger gjerne hinannen. N tapes som nitrat, Ca som bikarbonat og nitrat. Tapene av disse stoffer foregår til alle tider, når der er fuktighet nok til at sigevann opstår; men størst er tapet for alles vedkommende i den varme årstid, når der produseres de største mengder salpetersyre, forutsatt at der da ikke eksisterer en plantevekst som efter hvert kan opta salpetersy-



ren. Dette er da i grunnen også det eneste effektive middel til å hindre tapene i sommertiden.

De totale mengder av de ulike næringsstoffer som årlig tapes med sivevannet, er som det vil fremgå av foregående, høist varierende. Som et holdepunkt gjengis tapet ved Cornell, der her et klima som ligner noget vårt sydlige østlands: Gjennemsnitt for 10 år kg. pr. mål: (Sandh. lere.)

	Kg. pr. mål pr. år.				
	N	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	SO <sub>3</sub>
Bær jord	8,6	-	10,8	69	16,0
Omløp vesentlig med kornarter	1,0	-	8,5	43	13,5
Permanent eng.	0,4	-	9,0	45	14,0

Næringstap med avlingen. Med avlingene bortføres store mengder næring og naturligvis mere jo større avling der opnåes; men ellers varierer også mengden ganske sterkt med ulike planteslag.

Bortførsel av næring pr. mål (norske forsøksavlinger).

	Kg. pr. mål pr. år.			
	N	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO
Kornarter	4 - 7	2 - 3,5	6 - 7	1,5 - 2,25
Erter	10	3	8	6
Poteter	9	3,7	17	2,6
Neper	16	6,5	22,5	11,2
Kløver	12	3,3	11	15
Enghøi	9	2,7	12	60

Det er almindelig kjent at nogen planteslag har en spesiell evne til å forsyne sig av jordens næringsstoffer, mens andre optar langt mindre. Bortsett fra det faktum at ikke alle avlinger trenger de samme næringsmengder for å nå sin normale utvikling, antas denne forskjell i næringsoptagelsen å skyldes for det første et forskjellig utviklet rotsystem og for det annet en ulik evne til å opta næringen.

Optagelse av elektrolytter kan i høi grad influeres ved tilstedeværelsen av andre joner. Således har man iaktatt at K-joners optagelse er sterkt influert av Ca-joner. Det er et samspill eller balanseforhold mellem de enkelte joner, som visstnok er lite kjent; men som synes å spille en ganske betydelig rolle, særlig i sur jord hvor der er lite av aktivt Ca.

Med hensyn til de mengder av næring de viktigere kulturvekster optar, henvises til foranstående tabell, som viser at kornartene i det hele er forholdsvis beskjedne i sitt næringskrav, særlig optar de forholdsvis små kalkmengder. Erter optar noget mere, særlig av Ca og N. Av det siste tar de imidlertid som bekjent store deler fra luften. Kløver krever store mengder av kali og særlig av kalk. Rotvekstene optar store næringsmengder.

Optagelsen av næring, som finner sted ved plantedyrkning, representerer et stadig tap for jorden, som er under landbruksmessig utnyttelse, idet avlingen høstes og føres bort. Under naturlige forhold derimot blir tapet lite eller intet. Plantene faller hen og råtner, hvorved askebestanddelene gis tilbake til jorden. Og der blir ofte et + av N og av organisk materiale. Under naturlige forhold viker jorden ofte i næringsinnhold, til en likevektstilstand nås.

Når jorden blir dyrket, blir forholdet helt anderledes. Avlingene optar større næringsmengder årlig, og en stor del av denne næring berøves jorden. Hvis denne næring ikke på den ene



eller den annen måte erstattes, vil jorden før eller senere bli utpint.

Samlet næringsbortførsel ved utvaskning og høstning av avling. Etter at vi nu har sett litt på næringsbortførselen både ved utvaskning og med avlingen, kunde det ha sin interesse å se på hvor store næringsmengder der tapes fra jorden tilsammen ved utvaskning og avling. Vi kunde da legge sammen de i det foregående refererte tap; men siden der fra de kjente lysimetre ved Cornell foreligger en samlet forsøksserie over disse ting, vil vi heller meddele resultatene av disse. Forsøkene er utført på sandholdig lere:

	Totalt tap (utvaskning og avling) i kg. pr. mål.				
	N	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	SO <sub>3</sub>
Bær jord	8,6	-	10,8	69	16,0
Sedskifte vesentl. med kornarter	10,0	5,5	22,0	47	18,0
Permanent eng	7,0	3,6	19,7	48	17,5

Det mest bemerkelsesverdige ved denne tabell er de veldige kalkmengder som tapes, og det aller vesentligste av dette tap skyldes utvaskning. Videre vil man legge merke til at tapet av kalk på den bare jord er større enn det samlede utvasknings- og avlingstap når jorden bærer planter. Også tapet av N er omtrent det samme fra en bar jord som fra en som bærer planter. Av P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> er der praktisk talt intet tapt fra bar jord. Av N og kalk tapes det altså fra en bar jord ved utvaskning alene enten like meget eller mere enn ved utvaskning og avling tilsammen fra jord som bærer planter.

Vil man videre sammenligne de ulike næringsstoffers tap ved utvaskningen og gjennom avlingen, så har tapet av Ca, N og SO<sub>3</sub> vært størst ved utvaskning, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> størst gjennom avlingen. K<sub>2</sub>O er tapt i omtrent samme mengde ved utvaskning og gjennom avlingen.

Muligheten for utpining av jorden. Med utgangspunkt i det foregående kunde man anstille en del betraktninger over muligheten av jordens utpining for næringsstoffer. Hvis vi går ut fra de tap ved utvaskning og bortførsel med avlingen som lysimeterforsøkene ved Cornell viser, og gjennomsnittsanalyser av jorden, kan vi opstille følgende tabell:

	Kg. til 1 m's dybde pr. mål.	Årlig bortførsel.	Års varighet.
SO <sub>3</sub>	1490	10,5 <sup>x)</sup>	142
CaO	11500	46	229
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2000	5,5	367
N	1760	5,8 <sup>x)</sup>	303
K <sub>2</sub> O	31570	22	1435

Visstnok hviler denne beregning i nogen grad på bristende forutsetninger; men den gir dog en del fingerpek.

For det første vil naturligvis avlingene avta når næringsinnholdet er redusert; men på den annen side vil heller ikke alle næringsstoffer i jorden nogensinde kunne utnyttes helt. Videre kunde bemerkes at en del næring vil kunne hentes fra større dyp enn 1 m. og at der kan tilføres noget med vannsig i jordlagene.

<sup>x)</sup> Den N-mengde og SO<sub>3</sub>-mengde som tilføres med regnvann, er fratrukket henholdsvis ca. 4 og 8 kg. pr. mål og år.



## V. Jordluften.

### 1. Innledning.

Jordens porer er fylt dels med luft og dels med vann. Mengdeforholdet mellom luft og vann varierer stadig. Man regner at når jorden er i gunstig tilstand, vil luften i den utgjøre bortimot 1/4 av det samlede volum. Men ellers vil jordluftens mengde i høi grad bero på den mengde vann jorden inneholder. På en vannsyk jord kan alle jordporene være vannfylt, og der blir ingen annen jordluft enn det lille som inneholdes i vannet. Når grunnvannet synker i jorden, følger luften naturligvis etter; når det stiger, presses jordluft ut i luftatmosfæren.

Videre vil mengden av luft i jorden bero på jordens evne til å fastholde vann hygroskopisk og kapillært og vil derfor også bero på tekstur, struktur og det organiske stoff. Jo finere tekstur, jo løsere struktur, og jo mere organisk stoff, jo større porevolum vil en jord ha. I tørr tilstand vil hele porevolumet være optatt av luft; men etter hvert som der optas vann, vil dette fortrenge luft. Når jorden har nådd optimumsfuktighet, inneholder den gjerne en vannmengde svarende til halvparten av det porene kan rumme. Følgelig vil da de jorder som har det største porevolum, også ved optimumsfuktighet inneholde den største luftmengde. Man kan beregne det rumfang jordluft inntar i en jord, når man kjenner dens porevolum, prosentiske vanninnhold og volumvekt:

$$\text{Jordluft} = \text{porevolum} - (\% \text{ H}_2\text{O} \cdot \text{volumvekt}).$$

Ved denne beregning vil dog ikke den luft som finnes oppløst i jordvannet, komme med.

### 2. Jordluftens sammensetning.

Jordluften skiller sig fra den atmosfæriske luft derved at den inneholder betydelig mere vanddamp og CO<sub>2</sub>, men mindre surstoff. Jordluften inneholder også større mengder NH<sub>3</sub>, metan, svovelvannstoff og lignende gasser, der skrives fra det organiske stoffs omdannelse. N-mengden er derimot omtrent den samme som i den atmosfæriske luft. Nedenfor gjengis jordluftens sammensetning:

Sted.	CO <sub>2</sub>	Volum %	
		O <sub>2</sub>	N (+ andre gasser)
Jordluft. Tyskland	0,20	20,60	79,20
" Iowa	0,20	20,40	79,40
" England	0,25	20,65	79,20
Alm. luft. "	0,03	20,97	79,00

Alle andre gasser som ikke er opført i tabellen, går sammen med kvelstoffet.

Russell og Appleyard har utført omfattende studier av jordluften og har funnet at jordluften kan deles i to slags. Den første slags optar den del av jordporene som ikke optas av vann. Denne jordluft er lett bevegelig gjennom jordens kanaler og er mettet med vanddamp. Det er den luft man almindelig tenker på når der snakkes om jordluft. Men foruten denne finnes der også en annen slags jordluft, som kan suges ut av jorden, efter at den førstnevnte er fjernet. Det man først suger ut, inneholder



adskillig surstoff; men efter hvert blir den fattigere på dette, for til slutt å bestå næsten bare av CO<sub>2</sub>. Mengden av denne slags jordluft öker med vannmengden og antas derfor å holdes absorbert eller oplöst i jordvannet.

Jordluften er temmelig variabel i forskjellige jorder, og likeså er den forskjellig i samme jord til forskjellige tider. Denne variabilitet vil naturligvis gjøre sig mest gjeldende i den jordluft som fyller jordporene; men også den som er oplöst i jordvannet, undergår forandringer. Variasjonene i jordluftens sammensetning skyldes vesentlig produksjon av kullsyre og oksidasjon. På disse forhold skal vi da se litt nærmere.

### 3. Jordluftens kullsyre.

Jordluftens kullsyre kan i nogen grad skrive sig fra den atmosfæriske lufts innhold herav. Når atmosfærisk luft kommer inn i jordens porer, følger der med 0,03 % CO<sub>2</sub>. Dessuten er kullsyren tyngre enn de andre luftbestanddeler, og en del kunde derfor tenkes likesom å felles ut og derved havne i jorden.

Videre kan jordens kullsyre ha en ren kjemisk opprinnelse. Ved absorpsjon av karbonaters og bikarbonaters baser vil CO<sub>2</sub> bli fri. Det vil dog neppe bli i nogen større utstrekning dette foregår uten ved tilførsel av kalk. Flere forskere har vist at kalkning öker jordens kullsyreinhold, og dette antar man iallfall delvis skyldes rent kjemiske omsetninger.

Det er dog særlig ved biologiske prosesser i jorden at kullsyre utvikles, og disse kullsyrefrigjørende prosesser i jorden er da dels bakterievirkomheten og dels planterøttens kullsyreutskillelse. Om det er bakteriene eller planterøttene som spiller den største rolle for kullsyreproduksjonen, er det delte meninger om. Snart synes bakteriene å ha produsert mest, snart planterøttene. Det er vel også naturlig at dette vil variere fra sted til sted efter jordens bakterierikdom, mengde av organisk stoff, planteslag etc.

Det som er mest avgjørende for den mengde kullsyre som produseres, er under ellers like forhold temperatur og regnmengde. I den kolde årstid er det naturligvis temperaturen som virker mest dominerende, mens det i den varme årstid mest kommer an på fuktigheten.

Forskjellige inngrep har innflytelse på kullsyreutviklingen i jorden. Således bearbeidning, kalkning, grøftning og gjødsling. Størst innflytelse har tilførsel av organisk stoff gjennom husdyrgjødselen eller på annet vis.

Ved Rothemsted har man undersøkt CO<sub>2</sub>-innholdet i en jord, som i en årrekke har fått husdyrgjødsel, og en annen jord av nöiaktig samme slag, som ikke er blitt gjødslet med husdyrgjødsel:

	Volum % av CO <sub>2</sub> .				
	15.mai	25.mai	10.juni	7.juli	27.juli
Husdyrgjødslet jord	0,22	0,32	0,17	0,36	0,35
Ugjødslet jord.	0,10	0,07	0,08	0,08	0,09

Selv om gjødsling med husdyrgjødsel og tilførsel av organisk stoff i høi grad kan öke produksjonen av kullsyre, er dog naturligvis produksjonen herav ikke proporsjonal med mengden av organisk materiale. Det er omdannelsen av dette materiale det kommer an på, og denne omdannelse kan hindres på forskjellig vis (myr, skogjord). Under omdannelsen vil der også gjen-



nem kullsyreutviklingen og ophopningen efter hvert finne sted en nedsettelse av de kullsyreproduserende organismers virksomhet.

#### 4. Kullsyrens virkning i jorden.

Den viktigste virkning av kullsyren i jorden er dens oppløsende evne. Skjønt kullsyren er en meget svak syre, er dens evne til å oppløse jordmineralenes næringsinnhold temmelig stor. At jordens mineralnæring blir tilgjengelig for plantene, skyldes i regelen direkte eller indirekte kullsyren. Den gjør kaliet i ortoklas, fosforet i trikalsiumfosfat og kalken i kalksten oppløselig.

Stoklosa har sammenlignet jordens kullsyreinnhold med utvaskningen av  $P_2O_5$  og funnet at denne utvaskning var større jo mere  $CO_2$  der fantes i jorden. Kullsyren gjør fosfatet oppløselig.

På den biologiske virksomhet har kullsyren innvirkning derved at den fortynner surstoffmengden. Når kullsyren optrer i så stor mengde at det blir for lite igjen av surstoff, vil bare anaerobe bakterier kunne trives, og kullsyren virker da på samme vis som andre uvirksomme gasser, f.eks. kvelstoff. Kullsyren har ingen skadelig virkning rent fysiologisk.

#### 5. Surstoffets rolle i jorden.

Surstoffet kan sies å være den viktigste del av jordluften. Det er surstoffet som gjør at forvitring kan foregå og oppløsning kan komme i stand. Oksydasjoner må foregå i jorden ikke bare for å istandbringe kjemisk forvitring og næringsfrigjørelse; men også for at de biologiske funksjoner kan foregå. Ved disse biologiske omsetninger blir organisk stoff omdannet og avgir næring, mens det ellers vilde ophopes og umuliggjøre all plantevekst. O er nødvendig både direkte og indirekte for de organismer som besørger planterestenes omdannelse. Ved denne omdannelse dannes kullsyre, som oppløser mineralmateriale og gjør det deri inneholdte stoff tilgjengelig for plantene.

Surstoff er jo også nødvendig for spiringen av frø og planterøttens vekst.

#### 6. Oksydasjonenes innvirkning på jordluftens sammensetning.

Oksydasjonsprosessene i jorden er av to slags, nemlig de rene kjemiske oksydasjoner og de biokjemiske oksydasjoner eller omdannelser hvorved  $O_2$  bindes.

De kjemiske oksydasjoner foregår ved mineralenes forvitring. Særlig har de som fører jern, lett for å opta surstoff. Ved sådanne omsetninger bindes da O, og jordluftens innhold herav vil altså avta.

Det er dog de biokjemiske oksydasjoner som spiller den største rolle for jordens surstoffinnhold. Bakteriene forbruger surstoff under sin virksomhet, dels til sin egen vekst og utvikling, dels til de produkter de fremstiller. Bakteriene vil altså både ved sitt forbruk av surstoff og sin produksjon av kullsyre endre jordluftens sammensetning i samme retning.

#### 7. Jordluftens bevegelse.

Jordluften synes å være i omtrent stadig, men langsam be-



vegelse. Der er stadig tendens til å jevne ut ulikheten i sammensetning både innen jordluften selv og mellom jordluft og atmosfærisk luft.

De forhold som över störst innflytelse på disse jordluftens bevegelser, er vanninnholdet i jorden og temperaturforandringene. Videre spiller diffusjon og forandringer i lufttrykket samt vind en viss rolle.

Jordvannet optar en del av jordens porevolum. Hvis nu en del av dette vann forsvinner fra jorden, vil luft opta det rum som vannet för optok. Der vil altså med variasjon i vannmengden skje en tilsvarende bevegelse i jordluften.

Når der faller regn og regnvannet beveger sig nedover i jorden, fremkaller det en bevegelse i jordluften. En del av denne presses foran vannet nedover i jordporene, mens på samme tid frisk forsyning av luft følger efter vannet. Denne bevegelse vil foregå ned til grunnvannet. Det antas at omkring 25 % av jordluften kan bli fornyet ved en normal gjennemfuktning av jorden. Romell hevder at dette spiller liten rolle for luftvekslingen i jorden.

Kapillær vannbevegelse og i det hele enhver bevegelse og forandring i jordens fuktighet förer med sig tilsvarende bevegelser og endringer i jordluften.

Temperaturvekslingenes betydning for jordluftens bevegelse har man vært tilbøielig til å anta spilte en forholdsvis liten rolle. Bouyoucos har imidlertid for nogen år siden foretatt undersøkelser over jordluftens bevegelse forårsaket av temperaturforandringer, og disse undersøkelser tyder på at den bevegelse som temperaturforandringene fremkaller, er langt større enn man teoretisk kan beregne av jordluftens utvidelseskoeffisient. Det viste sig også at forskjellen mellom den teoretisk beregnede og den virkelig utdrevne luftmengde tiltok med stigende temperatur. Dette at utvidelsen eller utdrivelsen av luft blir større enn beregnet, skyldes utvidelsen av jordluftens vandampinnhold og at gasser, som er absorbert i vannet eller til dels også av selve jorden, utdrives.

Efter disse undersøkelser må man da anta at temperaturforandringenes betydning for jordluftens bevegelse og fornyelse er av ganske stor betydning. Som eksempel kan anføres at hvis matjordlagets temperatur forandres fra 5 - 20° C, så vil omtrent 10 % av jordluften bli utdrevet. Og disse temperaturvariasjoner inntreffer jo daglig om enn i forskjellig omfang.

Også diffusjonsfenomener har betydning for jordluftens bevegelse. Efter Romell har diffusjonen avgjørende betydning. Diffusjonen foregår såvel innen selve jordluften som mellom jordluften og den fri atmosfære.

Vinden fremkaller sugning og er på vindåpne steder av adskillig betydning for jordens luftveksling.

## 8. Jordkulturens innflytelse på jordluften.

Bearbeidningen över adskillig innflytelse på luftvekslingen i jorden. Ved den bringes nye deler av jorden i direkte beröring med atmosfærisk luft, og jordstrukturen forandres. En av bearbeidningens nyttevirksomheter er nettopp denne innflytelse på jordluften. Det vil særlig være i humide trakter og tung jord, hvor det kniper med luften i jorden, at denne virkning av bearbeidningen vil gjøre sig gjeldende.

Forsøksleder Glærum, som har foretatt undersøkelser over luftbevegelsen i jorden, mener at jordluften kommer i bevegelse-



se ved det trykk og press som öves mot jorden under bearbeidningen, ikke bare i det jordskikt som bearbeides, men også dyper nedover. Som eksempel anfører han at på en gressbevokset lerjord kunde trykkvirkningen av en menneskefot tydelig måles i 1 m's avstand. Virkningene skulde altså være merkbare i en sirkel av 2 m's diameter og til minst 20 - 30 cm. dybde. Endog så svake trykk som kan utöves med en finger, sette jordluften i bevegelse. På Møresmyren fant man at trykket av en fot virket over en flate av 4 m's diameter og av en traktor og tunge ruller 8 m.

Husdyrgjødsel, kalk og organisk stoff gjør gjerne jordens struktur bedre og letter derved luftvekslingen. Samtidig ökes også den biologiske omsetning og forvitringen, som frembringer ökede kullsyremengder og mindre surstoff i jorden.

Gröftning har stor innflytelse på jordluften. Grunnvannspeilet senkes, luftmengden ökes og omsetninger, som forbruker O og produserer CO<sub>2</sub>, kommer i gang. Der foregår en ganske intens sirkulasjon av luft i gröftene. Her i landet er dette vist av forsøksleder Glærum. Han har målt luftbevegelsen i gröftene på Voll pr. Trondheim og funnet at bevegelsen til sine tider kan være temmelig sterk. Den kan gå begge veier.

Vanning vil virke omtrent som regn. De vekslende vannmengder vil fremkalle en tilsvarende veksling i luftmengden.

Planteröttene, som trenger nedover i jorden, vil, når de råtner, danne vann- og luftveier. Likeså vil optagelsen av vann av planteröttene gjøre at luft kommer efter og inntar vannets plass.

## VI. Jordens kolloide bestanddeler, deres egenskaper og virkning på jorden.

Vi har tidligere, særlig under ler- og humusmaterialet, behandlet jordens kolloider; men skal her gi en samlet oversikt over dette spørsmål.

Ordet kolloid blev innført i den kjemiske litteratur av den engelske kjemiker Graham i 1861. Til å begynne med opfattet man de kolloide stoffer som en bestemt stoffgruppe til forskjell fra de krystalloide stoffer. Denne opfatning er nu forlatt. Kolloidene representerer ikke en bestemt stoffgruppe, men en bestemt tilstandsform, nemlig den at et stoff er fint fordelt i et annet. Et kolloid er altså en intim blanding av to stoffer. Men ikke alle stoffblandinger er kolloider. De er en avdeling innen det såkalte disperse system. Herved forstår man at et stoff er fordelt i et annet, slik at grenseflaten mellem de to stoffer er overordentlig stor. Det stoff som er opdelt i smådeler, kaller man den disperse fase, mens det stoff hvori partiklene er fordelt, kalles dispersjonsmidlet eller det dispersive medium. Et disperst system kan ha forskjellig dispersitetsgrad. D.v.s. den disperse fase kan bestå av finere eller grovere partikler. Tellmessig uttrykker man dette ved å angi hvor mange cm<sup>2</sup> samlet overflate en cm<sup>3</sup> av partiklene utgjör. Denne angivelse forutsetter da at partiklene er kubiske.

Hvis vi holder oss til de disperse systemer, hvor dispersjonsmidlet er flytende, har man følgende avdelinger:

1. Grovdisperse dispersjoner med partikkelstörrelse større enn 0,1  $\mu$ .



2. Kolloiddisperse dispersjoner med partikkelstørrelse  $0,1 - 0,003 \mu$ . (Kolloide oppløsninger.)
3. Molekylardispersjoner med partikkelstørrelse  $0,003 \mu$  og nedover. (Alm. oppløsninger.)

I henhold til foregående kan vi nu nøyaktigere definere begrepet kolloid som (et kolloiddisperst system) dispers fase + dispersjonsmiddel, hvor den disperse fase er så finfordelt at partikkelstørrelsen ligger mellom  $1 \mu - 300 \mu \mu = 0,000003 - 0,001$  mm.

Kolloidene i jorden. Jordkolloidene er dels av organisk dels av uorganisk opprinnelse. De første skriver sig vesentlig fra planteveksten. Både det uomdannede plantemateriale og det mere eller mindre humifiserte organiske vev er for en del av kolloid beskaffenhet. Det var den hollandske botaniker van Bemmelen som omkring 1890 påviste dette. Men vårt kjennskap til de organiske jordkolloider er fremdeles meget mangelfullt. Vi vet imidlertid at det må optre en rekke forskjellige organiske kolloider i jorden og at de stadig er gjenstand for omdannelser og forandringer. De kan ha temmelig forskjellige egenskaper, således forholder de sig vidt forskjellig med hensyn til oppløsning og utfelling av en kolloid oppløsning. Derimot synes de alle å utmerke sig ved en stor absorpsjonsevne overfor såvel gasser som væsker og baser.

Av spesiell betydning er det at humuskolloidene ofte opptrer som kolloide oppløsninger. De danner et såkalt sol. I denne tilstand kan de virke som beskyttelseskolloid for andre av jordbunnens kolloider og hindre at disse utfelles i gelltilstand. Dette har man forsøkt å forklare derved at det finnes kolloider som er meget ømfintlige for elektrolytttilsetning. De fnokker sig ved tilsetning lett sammen. Men det er andre som ikke er ømfintlige i denne retning. Til de første hører f.eks. lerkolloider samt jern- og aluminiumhydroksyder; til de siste derimot humuskolloider, de koagulerer vanskeligere. Koaguleringen henger sammen med partiklens elektriske ladning. Finnes nu begge slags kolloider i samme oppløsning, antas det at de elektrolyttømfintliges egenskaper overføres også til de andre. Den elektriske ladning overføres, hvorved forholdet til elektrolytter endres. Denne beskyttelseskolloidvirkning spiller en meget stor rolle i jordbunnen, f.eks. ved utvasking og profil dannelse. For det første medfører humuskolloidenes evne til å gå i kolloid oppløsning (sol) at det med sigevannet føres vekk store mengder humusstoffer. Dernest medfører det også at en rekke av de andre jordkolloider som f.eks.  $Al(OH)_3$  og  $Fe(OH)_3$  holder sig svevende i jordvannet og utvaskes. Humussolens beskyttelsesvirkning er en i høi grad medvirkende faktor ved jordens podsolering eller utvikling av podsolprofilene. Det er dog særlig hvor det organiske jordmateriale er lite omdannet og surt samt hvor jorden i det hele er fattig på baser som Ca og Mg at denne sterke utvasking av stoffer i kolloid oppløsning finner sted. Inneholder derimot jorden rikelig baser, skjer det sammenfnokning av humuskolloidene og da naturligvis også av de mere elektrolyttømfintlige kolloider. Det oppstår geler.

De uorganiske kolloider skriver sig fra jordens mineralmateriale. Etter hvert som forvitringen av dette skrider frem, frigjøres en rekke stoffer. En del av disse danner jonedisperse oppløsninger eller almindelige oppløsninger. Det er f.eks. tilfelle med salter eller hydroksyder av K, Na, Ca og Mg. Andre danner kolloide oppløsninger direkte eller indirekte. Det dannes f.eks. ved forvitringen jern- og aluminiumsalter. Disse vil omsette sig med vann. Det foregår en hydrolyse. Fe- eller Al-jonene reagerer med vann. Det dannes  $Fe(OH)_3$  eller  $Al(OH)_3$ , og tilbake blir frie H-joner. Disse vil diffundere vekk og utvaskes. Disse Fe- og Al-hydroksydkolloider kan enten falle ut i gelltilstand eller holde sig oppløst i jordvannet.



Videre vil det f.eks. ved forvitringen av ortoklas under påvirkning av H<sub>2</sub>O og CO<sub>2</sub> frigjøres kaolin, kalikarbonat og kisel-syre eller komplekse kolloide, vannholdige Al-silikater.

Efter dette skulde da de viktigste jordkolloider være: Humuskolloidene eller de organiske kolloider, kolloid kisel-syre, vannholdige Al-silikater, jernhydroksyd og aluminiumhydroksyd.

Disse er de viktigste jordkolloider. Herunder kommer også lerer. Lerer er å betrakte som et salt av kompliserte Al-silikater. Det er også en del av lermaterialet som ikke er i den kolloide tilstand. Særlig er dette tilfelle med en stor del av de nordiske lerer.

Jordkolloidenes viktigste egenskaper. Kolloidene er i besiddelse av en rekke spesielle egenskaper, som står i forbindelse med de kolloide partiklers fine fordeling. Som følge derav får de nemlig en overordentlig stor overflate.

Rører vi ut en fin lere i vann, vil vi kunne iaktta at det groveste materiale synker til bunns forholdsvis hurtig; men efter som partikkelstørrelsen avtar, avtar også synkehastigheten. Anvender vi en vannsøile på 10 cm., vil det ifølge G. Wiegner ta:

18 min. og 32 sek.	å synke for part. av størrelsen	10	$\mu$
30 timer og 53 min.	" " " " " "	1	"
128 døgn og 17 timer	" " " " " "	0,1	"
35 år og 97 døgn	" " " " " "	0,01	"

Når partiklene blir 0,1 $\mu$  eller mindre, synker de praktisk talt ikke, men holder sig svevende i væsken. En slik leropslemning er et godt eksempel på en kolloid oppløsning.

Undersöker vi nu en lerutslemning med mikroskop, viser det sig at partiklene er i stadig bevegelse. Denne bevegelse kan iakttas for partikler op til 5 $\mu$ 's størrelse; men for disse er den ganske svak. For de finere partikler er den langt livligere, og livligere jo mindre partiklene er. Denne bevegelse er kjent under navn av den Brownske bevegelse. Det er en saksakformet bevegelse, som i høi grad hemmer tyngdekraftens virkning på partiklene.

De kolloide partikler kan ved bestemte påvirkninger bringes til å fnokke sig sammen eller koagulere. En slik sammenfnokning kan komme i stand ved tilsetning av en elektrolytt til den kolloide oppløsning. Setter vi f.eks. kalkvann til en leropslemning, bringes lerpertiklene straks til å balle sig sammen. Det må altså være en bestemt vekselvirkning mellem de kolloide partikler og elektrolyttens joner. Forholdet kan forklares på følgende måte:

De kolloide partikler er elektrisk ladet. Det kan lett vises ved å lede elektrisk strøm gjennom en kolloid oppløsning. Er den elektriske ladning ens for alle partikler, vil de frastöte hinannen. Dette er en av betingelsene for at en kolloid oppløsning skal være stabil. Når det ikke lenger optrer frastötende krefter, vil partiklene på grunn av den Brownske bevegelse stöte mot hinannen og henge sammen.

Hvilken ladning de kolloide partikler får, avhenger til dels av deres kjemiske sammensetning. Oftest er de kolloide partikler negativt ladet i den vandige kolloide oppløsning. Men basene Al og Fe er dog i kolloid tilstand positivt ladet. Omkring hver negativ partikkel ute i væsken befinner sig da positive joner og frembringer nöitralitet. Man vil herav skjönne at det består en meget viktig vekselvirkning mellem jonene i oppløsningen og de kolloide partikler. Det er derfor å vente at tilsetning av et eller annet salt lett forstyrrer likevekts-



forholdene mellem joner og partikler. Det er da også tilfelle. Meget små mængder av elektrolytter kan bringe de kolloide partikler til utfelning. Årsaken til utfelningen beror altså på en vekselvirkning mellem de elektrisk ladede kolloider og de forskjellige elektrolytters joner. Er disse av motsatt ladning, tiltrekker de hinannen, derved nøytraliseres partiklene. Det blir ikke lenger nogen frastötende krefter, som holder partiklene fra hinannen. De støter sammen og blir hengende sammen i større og større klumper og faller til bunns. Kalkning har tendens til en sådan virkning.

Det kan også opstå lignende vekselvirkninger mellem de forskjellige kolloider. Det kan således i den samme kolloide oppløsning være både positive og negative kolloide partikler. De kolloide kiselsyrepartikler er negative, mens jern- og aluminiumhydroksydene er positive. Partikler av kiselsyre og Al- eller Fe-hydroksyd vil da tiltrekke hinannen og balle sig sammen. Et kolloid kan altså bringe et annet til å koagulere.

Det omvendte er at et kolloid hindrer et annet i å utfelles. Også det antas å bero på overføring av de elektriske ladninger fra det elektrolyttuömfintlige kolloid til det ömfintlige. Dette kaller man beskyttelseskolloidvirkning.

Ved at de kolloide partikler i en kolloid oppløsning eller et sol fnokkes sammen, opstår et gel. Denne geldannelse spiller en overordentlig stor rolle i jordbunnen. Eksempelvis kan nevnes at det er ved geldannelse at de fra humusskikt og kvitmjellelaget dannede kolloide forvitningsprodukter utfelles i anrikningsskiktet. Likeledes er det ved geldannelsen at kolloidene utfelles omkring jordens mineralpartikler for övrig.

Stoffer som befinner sig i almindelig oppløsning, har evne til å diffundere. De vandrer fra det sted hvor konsentrasjonen er størst, til den mindre konsentrasjon. Kolloidene har derimot liten diffusjonsevne.

I nær forbindelse med den ringe diffusjonsevne står også det forhold at de praktisk talt ikke formår å trenge igjennem semipermeable hinner, som det finnes så rikelig av i naturen. Man sier at kolloidene ikke kan dialysere. En oppløsning kan derimot passere slike hinner. Dette forhold benytter man sig av for å påvise kolloider. Man anbringer stoffet i en svineblære eller pergamenthylse og omgir den med vann; er det almindelig opplöst materiale, trenger det gjennom hinnen, ellers ikke.

Innflytelse av kolloid materiale på jorden. Mengden av kolloid materiale i jorden er sterkt varierende, fra næsten intet i sandjord til ganske store mængder i lerjorder.

Det synes ikke for tiden å eksistere nogen tilfredsstillende metode for bestemmelse av jordkolloidenes mængde.

Bestemmelsene bygger på visse utslag av de kolloide egenskaper og kan derfor ikke sies å være eksakte - de bestemmer mængden indirekte.

Ashleys metode beror på kolloidenes absorpsjon av visse farvestoffer. Imidlertid har forskjellige kolloider forskjellig absorpsjonsevne for farver. Det er også vanskeligheter med å velge de beste farver og den beste konsentrasjon.

Mitscherlich anvender jordens absorpsjonsevne for vanddamp som indikator for mængden av kolloider. Han bestemmer med andre ord jordens evne til å holde hygroskopisk vann og beregner på dette grunnlag kolloidmængden.

Bestemmelse av "ultraclay". I Amerika er det i de senere år utført omfattende undersøkelser over jordkolloidene eller rettere det såkalte "ultraclay". Dette isoleres fra jorden på följende



gende måte:

12 kg. jord ristes sammen med 60 l. vann i en tønnekjerne i flere timer. Derpå henstår massen til bunnfelning et døgn. Det grove materiale bunnfelles, mens kolloidene holder sig svevende. Denne væske inneholdende oppløste stoffer og kolloider passerer en Sharples centrifuge, som gis en slik hastighet og tilførsel at hver del av væsken i minst 5 min. blir utsatt for en kraft 17500 ganger tyngdekraften. Væsken som kommer ut av centrifugens indre rør, inneholder kolloidene, mens de grovere partikler blir skilt fra. For å skille de oppløste stoffer fra betjener man sig av filtre med semipermeable vegger. Væsken suges gjennom med de oppløste stoffer, mens ultraclay blir liggende igjen utenpå filtertubene.

Dette ultraclay er fordelt i jorden som et belegg omkring jordpartiklene. Det gir jorden plastisitet, når den er fuktig, og hårdhet, når den er tørr. Det danner også setet for absorpsjonen såvel av væske som av gasser og oppløste faste stoffer. I fysisk retning er det, hevder Whitney, analogt til dyrenes muskler og sener, som tillater sementtrekninger og utvidelser - bevegelser av skjelettet. Kjemisk og fysiologisk er det analogt med dyrenes opsugende epitellev i mave og tarm.

Med hensyn til kjemisk sammensetning har det vist sig at ultraclay vesentlig består av vannholdige Al- og jernsilikater; men det optrer også varierende mengder av jernhydroksyd, kisel-syre, organiske kolloider og muligens Al-hydroksyd. Det er også alltid til stede små, men varierende mengder av Ca, Mg, K og Na; men om disse stoffer danner bestanddeler av kolloidene eller de bare er absorbert av den kolloide masse, er ennå ikke avgjort.

Ultraclay har en høit utviklet absorpsjonsevne. I tørr tilstand kunde dette stoff absorbere 200 ganger sitt eget volum ammoniakk-gass, 20 - 40 % av sin vekt av vanddamp. I våt tilstand absorberer det 10 - 30 % av sin egen vekt av bestemte farvestoffer.

Ved å ophete ultraclay til ca. 1000° C, blev denne absorpsjonsevne fullstendig ødelagt. På grunnlag derav har man utarbeidet en metode for bestemmelse av ultraclay i jorden.

Av andre viktige egenskaper, som ultraclay besidder, har man undersøkt den sammenbindende evne. Ultraclay binder sandkornene sammen like fast som cement; men når det tilføres vann, avtar bindeevnen raskt. Også bindeevnen tapes ved op-hetning til 1000° og gjenvinnes ikke ved avkjøling.

De kolloide stoffers innflytelse på jorden er av overordentlig stor betydning og ytrer sig i mange retninger modifierende på de fysiske, kjemiske og biologiske prosesser i jorden.

En viktig egenskap som det kolloide materiale gir jorden, er absorpsjonsevnen, evnen til å fastholde vann, salter og gasser. Jordens evne til å absorbere vanddamp er et fenomen, som er knyttet til partiklenes overflate og avhenger derfor vesentlig av det kolloide materiale. Absorpsjonen av næring er likeledes knyttet til de kolloide stoffer. Både syreradikaler og baser absorberes, men de siste sterkest. Denne næringsabsorpsjon er meget viktig, idet den må være i høi grad bestemmende for gjødselstoffenes anvendelse og tap av næring fra jorden.

Kolloidene kan også optre som katalysatorer, idet de kan befordre reaksjoner, som ellers vil forløpe meget langsomt. Alle prosesser som beror på overflatefenomener, fremmes av kolloidene.



Kolloidene er også bestemmende for sammensetningen av jordopløsningen, idet det vil inntre en likevektstilstand mellom jordens kolloider og jordopløsningen. (Se jordopløsningen.)

De kolloide stoffer har evne til en utvelgende eller selektiv absorpsjon. Hvis man f.eks. tilfører svovelsur  $\text{NH}_3$ , vil  $\text{NH}_3$  absorberes langt sterkere enn svovelsyreradikalet, som altså vil ophopes i jordopløsningen og vil ved fortsatt anvendelse av dette stoff på jord der inneholder lite av aktive baser, etter hvert øke surheten eller fremkalle sur reaksjon. Også dette er av betydning og må tas hensyn til ved gjødslingen.

Bevegelsen av vann og luft i jorden influeres i høi grad av kolloidene. I en finkornet jord, hvor åpningene mellom jordpartiklene er små, kan det kolloide stoff i høi grad hindre luftens og vannets bevegelse og adgang. (Ved opsvelling.) Ved bearbeidningen og kalkning motvirkes disse uheldige virkninger av det kolloide materiale.

Plastisitet og sammenhengskraft skriver sig fra det kolloide materiale. Under ellers like forhold vil økning av bestemte slags kolloider øke jordens plastisitet. Dette er en ulempe når plastisiteten blir for sterkt utviklet. Utviklingen av plastisiteten skyldes uorganiske kolloider. Disse vil bevirke at de enkelte partikler kan forskyves i forhold til hinannen, uten at hele massen brytes i stykker.

I almindelighet er sammenhengskraften i tørr tilstand større jo mere plastisk jorden er i fuktig tilstand. Den store sammenhengskraft som kolloidene gir jorden, er likesom den store plastisitet uheldig, idet det gjør jorden ubekvem å behandle. Smuldringen av en slik jord er sterkt avhengig av at jorden har et passe vanninnhold.

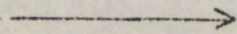
I den mere grovkornete jord er derimot også disse kolloiders egenskaper meget heldige. De binder den løse, lette jord sammen, fremmer i det hele en gunstigere fysisk tilstand og hindrer tap av næringsstoffer. Det er altså bare i finkornet jord at store mengder kolloider virker skadelig, og årsaken til de uheldige virkninger her er plastisitet, kohesjon og til dels selektiv absorpsjon; hvorved surhet kan fremkalles.

Tilførsel av organisk stoff vil motvirke de nevnte uheldige virkninger.



Egenskaper beroende på dispersiteten (andre faktorer like).

(Efter Wiegensr).



Avtagende dispersitet.

Høi dispersitet. Midlere dispersitet. Liten dispersitet.  
(Finlere) (Grovlere, finsand) (Fin- og grovsand)

Stor vannkapasitet, dårlig vanncirkulasjon.	→ ←	Liten vannkapasitet, god vanncirkulasjon.
Stor sammenhengskraft.	→ ←	Liten sammenhengskraft.
Høit næringsinnhold.	→ ←	Lite næringsinnhold.
Gode kjemiske, dårlige fysikalske egenskaper.	→ ←	Dårlige kjemiske, gode fysikalske egenskaper.
Kold, sen, tung å bear- beide, næringsrik jord, lite utvasket.	→ ←	Varm, drivende, lett å bearbeide, næringsfat- tig jord, lett utvaskbar

Eng- og beitejord.

Åkerjord.

Skogsjord.

→  
Gode fysiske egenskaper.

←  
Gode kjemiske egenskaper.



C. Viktigere egenskåper og prosesser i jordsmonnet.

II. Jordartenes konsistens.

Jordens konsistens er sterkt vekslende. Uttørkede lerer er stenhårde, våte lerer grøtsktige. Tørre sandjorder er løse, våte, finkornete sandjorder kan derimot være temmelig faste.

På konsistensforholdene har vannmengden avgjørende innflytelse. Allerede det hygroskopiske vann innvirker sterkt og større vanninnhold enn mere. Ved tilstrekkelig vann går f.eks. en lere over fra å være fast til deigartet plastisk, og til slutt blir den helt flytende.

I naturen forekommer alle disse ulike konsistensformer og spiller stor praktisk rolle. Det gjelder således å bearbeide en lere når den har den gunstigste konsistens, d.v.s. når den lettest lar sig smuldre. Det gjelder videre å avverge utglidninger ved å forebygge overgang i de deigartede og flytende konsistensformer. Et studium av konsistensegenskapene har derfor sin store interesse særlig for lerjorden.

Atterberg, som har levert grunnleggende arbeider på dette område, har for de stivere lerer opstillet følgende konsistensformer:

	Konsistensgrenser.
I. Flytende.	
1. Den lettflytende konsistensform	Lettflytbarhetsgrensen.
2. " tykkflytende ell. vellingartede	Tykkflytbarhetsgrensen.
3. " tungtflytende ell. grøtartede	
II. Plastiske.	Flytegrensen.
4. Den deigartede eller plastiske	
III. Faste.	Utrullingsgrensen.
5. Den faste	

Disse konsistensområder begrenses av de såkalte konsistensgrensene, som betegner det vanninnhold uttrykt i % av den tørre jord (tørket ved 100°) ved hvilket jorden går over fra den ene konsistensform til den annen. Overgangen mellom det faste og plastiske konsistensområde betegnes som utrullingsgrensen; mellom det plastiske og det flytende område kalles overgangen flytegrensen. Dette er de to viktigste konsistensgrenser, og bestemmelsen av dem utføres på følgende måte:

Utrullingsgrensen bestemmes ved at man tar en plastisk lermasse og ruller ut mellom håndflatene. Herunder avgis vann, og plastisiteten avtar efter hvert, til slutt smuldrer leren op, d.v.s. den ophører å være plastisk. Det vanninnhold leren nu viser, er dens utrullingsgrense.

Flytegrensen bestemmes ved å gå ut fra flytende lermasse og



tilsette lerpulver, som eltes godt inn i massen. Dette fortsetter man med, inntil lergröten blir så tykk at et 1cm.tykt lag, når det deles med en spatel, så det får en V-formet fure til bunns, ikke flyter sammen igjen ved stöt av skålen mot håndflaten. Vanninnholdet ved denne konsistens er flytegrensen.

Utrullingsgrensen ligger ifölge Atterbergs undersøkelser for mineraljord mellem 17 og 56, flytegrensen mellem 11 og 80 % vann beregnet på törr jord.

Flytegrensen synes å være den mest karakteristiske av alle konsistensgrenser. De höieste tall finnes hos de muldrike jordslag; ganske höie er de også for de stive lerer. Blandt disse er det de kaolinrike som viser de höieste tall. De laveste (flytegrensen 11) finnes hos fin sandjord - mojord.

Det plastiske konsistensområde. Ikke alle jordarter er plastiske. Det er bare de ganske finkornete, altså bare lerjordder, som har den egenskap at de er formbare. Og lerjordder er plastiske kun ved det vanninnhold som ligger mellem utrullingsgrensen og flytegrensen. Derfor kalles da også disse grenser plastisitetensgrensene. Hvis disse ligger hinannen nær, så taper jorden lett sin plastisitet ved forändring i vanninnholdet, f.eks. uttörkning. Og hvis de to grenser ligger ved samme vanninnhold, er jorden i det hele ikke plastisk.

Avstanden mellem utrullingsgrensen og flytegrensen er karakteriserende for vedkommende jord, og denne avstand har Atterberg kalt plastisitetstallet. Ligger f.eks. flytegrensen ved 60 og utrullingsgrensen ved 35, blir plastisitetstallet = 25.

Efter plastisitetstallets størrelse har Atterberg opstillet fölgende plastisitetssklasser:

Lerer med plast.tall	14 eller derover	tilh.	1ste	plast.klasse.
" " " "	7 - 14	"	2nen	" "
" " " "	1 - 7	"	3dje	" "

En ekstra plastisitetssklasse opstilles for lerer fra varme strök som viser plastisitetstall på 40 og derover.

De lerer som tilhörer 1ste plastisitetssklasse, kan blandes med sin dobbelte vektmenge sand uten å miste sin formbarhet, Lere tilhörende 2nen plastisitetssklasse kan blandes med sin egen vektmenge sand og være formbare, mens 3dje klasse taper formbarheten ved en slik tilblending.

Den ekstra plastisitetssklasse kan blandes med sin 4-dobbelte vektmenge sand og enda beholde formbarheten.

Videre er lerer tilhörende 1ste plastisitetssklasse og den ekstra plastisitetssklasse sterkt klebende i plastisk tilstand og krymper sterkt ved uttörkning. Ved teknisk användelse har man derfor måttet blande dem sterkt med sand.

Lerer tilhörende 2nen og 3dje plastisitetssklasse er derimot lite klebende; muldblandede lerer kleber ikke om de er plastiske, og kommer sjelden op i 1ste plastisitetssklasse.

Det vanninnhold ved hvilket lerjorden ophörer å være klebende, betegner Atterberg som klebegrensen. Ved vanninnhold höiere enn klebegrensen er lerer klebende, ved lavere vanninnhold er de ikke klebende. Denne grense bestemmes ved å röre ut lerpulver i vann, til man får en sådan blanding at leren ikke henger ved en glatt stölspatel som strykes mot den, spatelen skal kunne strykes fri "med nogen svärighet". Vanninnholdet ved denne konsistens er klebegrensen.

Jo stivere leren er, jo mere nærmer klebegrensen sig utrull-



lingsgrensen. Hos mindre plastiske lerer derimot ligger ofte klebegrensen utenom plastisitetsområdet.

Ved Statens Råstoffkomite bestemtes "normalkonsistensen". Den bestemmes på den måte at man ruller plastisk lere mellom hendene. Leren vil da avgi vann, og vanninnholdet på det tidspunkt da leren løsner fra håndflaten, betegnes som normalkonsistensen. Den kan bestemmes ganske nøyaktig.

Det flytende konsistensområde. Ulike jordslag går i naturen med forskjellig letthet over til den flytende konsistensform. Lettest skjer denne overgang for de jordarter som består av grovere lerpartikler eller fin sand. Det er slike jordarter som går under navn av "siglere", kvikksand, jåslera etc., nettop fordi de så lett flyter ut ved grøftegravning o.lign.

De virkelige lerjorder går ikke så lett over fra fast til flytende. Men det bør merkes at en del av disse lerer ennå ikke har nådd fast konsistens. I litt dybde befinner den fine, plastiske lere sig i halvflytende tilstand, slik som den blev avsatt av havet. Over grunnvannsnivået tørker den derimot ut og herdner mere eller mindre. Ved gravning under det dypeste grunnvannsnivå i plastisk lere skjer selvfølgelig lett utglidninger. De mere grovkornete sandslag går vanskeligere over i flytende tilstand, fordi vannet lettere beveger sig mellom sandkornene og henger langt mindre ved disse enn kornene i de plastiske jordslag.

Det faste konsistensområde. Når plastisk jord inneholder mindre vann enn utrullingsgrensen, er den fast. For ikke plastiske jordarter har man imidlertid ingen utrullingsgrense, idet denne faller sammen med flytegrensen. Det vanninnhold hvorved jorden går over til fast konsistens, kan ifølge Atterberg veksle mellom 11 og 80 deler vann pr. 100 deler tørr jord.

Ved flytegrensen eller utrullingsgrensen er jordens fasthet liten, ved avtagende vanninnhold er den stadig tiltagende. Atterberg måler fastheten ved den belastning i kg. som skal til for å kløve jordprismer som er 2 x 2 cm. i tverrsnitt i et apparat forsynt med en jernegg, hvis flater danner 15° med hinannen. Denne belastning kan for lerjord veksle mellom 1,5 - 2 kg. ved utrullingsgrensen til 90--100 ved jord der er tørket ved 100°.

Da fastheten vekslet så sterkt, valgte Atterberg å bestemme den for tørket jord, og det antall kg. som trengtes for å kløve et jordprisme tørket ved 100°, kalte han fasthetstallet. Ved prismets støpning skulde lerpulveret blandes med den minste vannmengde som krevdes for god formning. Fasthetstallet anså Atterberg for meget karakteriserende for jorden, og han oppstillet en inndeling av jorden derefter:

Fasthetstall over 40.	Meget stive lerer.
" 30 - 40.	Middels stive lerer.
" 15 - 30.	Mindre stive jordarter.
" 8 - 15.	Lette jordslag.
" 0 - 8.	Løse jordslag.

Senere har Atterbergs mangeårige assistent, Simon Johanson, gått over til å konstruere fasthetskurer, d.v.s. at det gjøres en rekke bestemmelser av fastheten ved forskjellig vanninnhold. Ved å fremstille vanninnhold og fasthet grafisk i forhold til hinannen er det man får en fasthetskurve.

De fasthetskurer som blev bestemt av Atterberg og Simon Johanson, viste et knepunkt, som blev kalt omslagspunktet. Man mente at dette knepunkt falt sammen med omslag i en rekke fysiske egenskaper. Således ophørte jorden å skrumpe, plastisiteten var borte og jorden var fullkommen sprø ved vanninnhold



omkring knepunktet. Senere forskere mener at et slikt knepunkt ikke eksisterer. Kurvene gir allikevel opplysning om jordens egenskaper overfor bearbeidning. Jo steilere kurven er, jo lettere forandres fæstheten ved variasjon i vanninnholdet. Jo slakkere kurven er, jo bedre er det, idet man da er mindre avhengig av tiden for bearbeidning.

## II. Jordmaterialets strukturforhold.

Med jordens struktur forstår man hvordan de enkelte jordpartikler er leiret i forhold til hinannen. Denne leiringen kan være høist forskjellig; den kan være løs og åpen, og den kan være tett og hård.

Fra lang tid tilbake har man skilt mellom den såkalte enkeltkornstruktur på den ene side og grynstruktur eller dobbeltkornstruktur på den annen.

I en jord med enkeltkornstruktur optrer jordpartiklene på en måte hver for sig. De er ikke sammensluttet til partikkelaggregater, men ligger leiret korn ved korn til en forholdsvis ensartet masse. Dette er den enklest mulige strukturform. Teoretisk kan man tenke sig forskjellige typer av enkeltkornstruktur. Men snakker således om den tetteste og løseste enkeltkornstruktur. Tenker vi oss at jordpartiklene hadde kuleform og alle var like store, og disse kulerunde partikler anbringes rett over hinannen, får vi det størst mulige porevolum i massen, nemlig 47,64 %. Anbringes derimot de kuleformede partikler i mellomrummene mellom hinannen, blir porevolumet langt mindre, nemlig 25,95 %. Der kan også tenkes en rekke andre kombinasjoner.

Denne teoretiske betraktning viser oss de yttergrenser som porevolumet i en enskornet sandjord må befinne sig innenfor. For finkornet sand fra sjøbunn og under myr har man da også ofte funnet at det teoretisk beregnede porevolum stemmer med det man har bestemt ved forsøk.

Når jorden, slik som oftest er tilfelle, ikke består av like store korn, men av ulike partikkelstørrelser, vil små korn leires inn i mellomrummene mellom de større. Herved blir da porevolumet mindre.

Det er særlig i de grovkornete, muldfrie eller muldfattige sandjorder at man finner den rene enkeltkornstruktur. Det som her er den vesentlige ulempe, er at de enkelte åpninger mellom partiklene er for store til å besørge den kapillære ledning av vannet på gunstig vis. Vannkapasiteten blir også liten. Forandring til det bedre kan fremkalles ved sammenpakning av jorden, hvorved åpningene blir mindre og bedre vannledende. Dermed kan struktur, kapillær ledningsevne og kapillær kapasitet forandres betydelig ved tilførsel av organisk materiale.

Også i mere finkornet jord kan ofte enkeltkornstrukturen være den dominerende. Og her kan den være skjebnesvanger for planteveksten. En finkornet lere med enkeltkornstruktur er helt uskikket for plantene. En sådan jord vil ha en stor sammenhengskraft. Denne beror foruten på kornstørrelsen og partiklenes form også for en vesentlig del på strukturen. Jo tettere partiklene er leiret, jo flere berøringspunkter blir der og jo større blir berøringsflaten, og jo mere gjør kohesjonskreftene sig gjeldende. Da nu kohesjonen avhenger av berøringsflatens størrelse, vil også partiklenes form få adskillig betydning. Eksempelvis kan nevnes at kvarts, som i regelen har uregelmessige korn, har liten sammenhengskraft sammenlignet med f.eks.



kaolin, som er av blandet beskaffenhet.

En finkornet jord med tett struktur blir i tørr tilstand hård og fast, i fuktig tilstand blir den plastisk. Den er derfor vanskelig å bearbeide.

En lerjord med enkeltkornstruktur blir tett. Porene blir små. Det vil derfor ofte bli for lite luft i en sådan jord, og den kapillære ledning av vannet foregår langsomt. Botemidlet mot disse og andre uheldige forhold, som følger med enkeltkornstrukturen, er å fremkalle den grynete struktur.

Ved dette begrep forstår man at de enkelte jordpartikler har sluttet sig sammen i større eller mindre aggregater. I en jord med grynstruktur får man altså to slags porer. Nogen som er små, nemlig de som optrer mellom de enkelte korn i den sammenflokkede partikkel, men også nogen større, som dannes av partikkelaggregatene.

Også grynstrukturen kan være mere eller mindre tett. Leiringen av de enkelte partikler i aggregatene kan nærme sig den tetteste mulige lagring, svarende til at partiklene ligger i mellomrummene mellom hinannen. På den annen side kan de danne store porer, de kan nærme sig den åpne struktur, svarende til at partiklene ligger rett over hinannen. Også selve partikkelaggregatene kan ved sin form eller leiring gi anledning til en struktur av ulik tetthet.

Grynstrukturen er i finkornet jord betingelsen for at planter kan vokse. Atterberg har således vist at rothår av gressarter har meget vanskelig for å trengre sig frem i den finkornete jord med enkeltkornstruktur. Dobbeltstrukturen eller grynstrukturen fører til en påtagelig forendring i gunstig retning av jordens fysikalske forhold. Jorden blir løsere og mere åpen, så røttene lett kan bre sig ut.

For jordens forhold til vann er grynstrukturen av overordentlig stor betydning. Den gjør f.eks. at nedbørsvannet i regnperioder kan sive vekk, så luften ikke stenges ute; i tørkeperioder hindrer den tap av vannet, idet det øverste skikt forholdsvis hurtig tørrer ut og avbryter den kapillære ledning nedenfra.

Temperaturforholdene i jorden reguleres. Porevolumet öker, luftmengden i jorden stiger, og som følge derav hindres en altfor sterk oppvarming når det er varmt, men også en for sterk avkjöling når temperaturen faller.

Denne utjevningen av temperaturen er gunstig for kulturplantenes rotvirksomhet og vekst i det hele og danner sammen med den gode gjennemluftning og den midlere jordfuktighet som fremkalles, gode betingelser både for den mineralske forvitring og de organiske stoffers omdannelse.

Grynstrukturen beskytter også mot utvaskning av jordens opplöselige salter. Nedbørsvannet vil nemlig ganske hurtig sive vekk, og det vil da få mindre anledning til å opplöse materialet enn om det får anledning til å virke en lengere tid. I tørre perioder hindrer grynstrukturen utfelning og ansamling av salter i jordoverflaten, idet fordunstningen fra overflaten hemmes ved at de kapillære ledninger avbrytes. Dette har særlig betydning i aride strök.

Årsaker til at grynstrukturen opstår og ödelegges. En rekke faktorer er medvirkende såvel ved utviklingen som ved ödeleggelsen av grynstrukturen.

I mekanisk retning virker frosten til å frembringe grynstruktur. Ved de volumforandringer som inntreer ved frysning og tining, smuldres jorden.



Som annet materiale vil også jorden være utsatt for volumforandringer ved avkjøling og frysning. Jorden inneholder foruten det faste materiale også hulrum fylt med luft eller vann. Da vannet ved frysningen utvider sig ca. 10 %, vil de vannfylte porer utvides. Vannet som fastholdes i jorden, finnes i de fine porer og åpninger og i vannlagene omkring de enkelte jordpartikler. Den volumforandring som ledsager frysningen, gjør sig derfor gjeldende inn i de fineste sprekker og åpninger. Spesielt på finkornet jord har frysningen en gjennomgripende innvirkning på strukturforholdene. Kolloidene i lermaterialet herdner og fnokker sig sammen ved frysningen, så jorden blir mere løs og åpen. Jorden vil derfor efter god gjennomfrysning om vinteren være lettere å arbeide og slipper vannet lettere igjennem sig. Den store forskjell det er på å bearbeide jorden om våren efter vintrer med god tele og teleløse vintrer, er vel kjent i praksis.

Som eksempel på at frysningen gjør jorden mere løs og åpen så vannet lettere siger ned gjennom jordlagene om våren efter teleløsningen enn efter lengere nedbørsperioder om høsten, hitsettes resultatet av nogen gjennemtregelighetsundersøkelser som H. Flodkvist i Sverige har utført på lerjord.

Sammenstilling av resultater av gjennemtregelighetsforsøk i jord med naturlig lagring.

Forsøksfelt på Lind i gj.snitt	Efter lengere nedbørsperiode		Straks efter telen var gått ut av jorden	
	1928	l/min/m <sup>2</sup>	1929	l/min/m <sup>2</sup>
Nov.	0,08		Mai	0,29
"	0,04		"	0,12
"	0,03		"	0,55
"	0,24		"	2,34
"	0,07		"	1,44
"	0,06		"	0,09

Som det fremgår av denne sammenstilling, er jordens gjennemtregelighet øket betydelig på grunn av frostvirkningen. Men samtidig vil jorden på grunn av de mange fine hulrum som er opstått under frysningen, være i stand til å holde mere vann, som senere kan komme plantene til gode. For at frostens gunstige innflytelse på strukturforholdene i jorden skal bli så stor som mulig, bør jorden pløies om høsten.

Av lignende art, men ikke fullt så utpreget, er virkningen av uttørkning og fuktning.

Videre har elektrolyttene stor betydning for utviklingen av grynstrukturen. De bringer de kolloide partikler til å fnokke sig sammen. Således virker alle de sterke mineralsyrer, men også kullsyre til å koagulere kolloidene. Videre klorider, sulfater, nitrater og fosfater. De i jorden hyppig forekommende, negativt ladede kolloider koaguleres av de positivt ladede joner. Og virkningen er sterkere, jo mere dissosiert vedkommende elektrolytt er. Kalsiumkarbonatene synes å innta en særstilling. Kalsium- og magnesiumbikarbonat vil lett kunne avgi kullsyre, hvorved der opstår normale karbonater. Den avgitte kullsyre skulde da i nogen grad virke koagulerende, likesom også de metalljoner som opstår ved at litt av Ca- og Mg-karbonatene oppløses, skulde virke i samme retning. Imidlertid viser forsøk at i allfall virkningen av den kullsure kalk er meget svak.

Noget kraftigere utfellende virker kalsiumhydroksyd. Virkningen er her av en spesiell art og antas å bero på den kjemiske omdannelse som kalsiumhydroksydet lett undergår, når det er utsatt for luftens påvirkning. Det har nemlig ved forsøk



vist sig at når kalsiumhydroksyd tilsettes en leropslemning og luften utestenges, inntreer ingen felning. Dette er derimot tilfelle ved luftadgang. Og man antar da at årsaken hertil er at kalsiumhydroksydet omdannes. Der opstår forholdsvis tungt oppløselig kalsiumkarbonat, hvis utfelning synes å ha stor innflytelse på kolloidenes strukturforhold.

Der er altså en hel rekke stoffer som har betydning for det kolloide materiales struktur, og virkningen er ikke innskrenket bare til kolloidene. Også de noget grovere partikler påvirkes.

De av elektrolyttene sammenfnokkede aggregater er lite bestandige. Men ved forskjellige stoffers innvirkning blir de fastere og mere motstandsdyktige mot ytre påvirkning. En slik sammenkittende virkning kan kolloidene selv utøve; men også alkalisilikater kan her spille en rolle.

Tilstedeværelse av salter i jorden spiller i det hele en stor rolle for jordens strukturforhold. Et bevis herfor har man deri at avleiringer i saltrikt vann får en betydelig mere åpen struktur enn avleiringer i saltfattig vann. Likeså viser det saltrike vann sig å være klart og fattig på kolloide partikler, mens det saltfattige inneholder betydelig større mengder av kolloid materiale.

Videre er det også påvist at de utvaskede, saltfattige skikter i skogbunnsjord har en struktur der nærmer sig enkeltkornstrukturen, mens de saltrikere viser grynstruktur.

Biologiske virkninger. Også planterøttene bidrar til å frembringe grynstruktur, dels ved den mekaniske virkning de utøver, dels ved sine utsondringer og dels ved det organiske materiale de tilfører jorden.

Metemarken og andre gravende organismer spiller en overordentlig stor rolle for grynstrukturens utvikling.

Metemarken lever i god jord, i all kulturjord særlig i høvejord, men også i god skogjord som løvskogjord og ellers hvor man har et gunstig jordsmonn. Den lever av halvårets plantedeler, som den trekker ned i jorden, likesom den også sluker store mengder jord. Den bidrar derfor i høi grad til å blande materialet i jorden. Den mineralblandede humus og den jevne overgang mellom humus og mineraljord som er karakteristisk for brunjordprofiler, skyldes for en stor del metemarkens arbeide. I jordsmonn hvor det ikke lever metemark, f.eks. i typiske podsolprofiler, ligger det organiske materiale for sig selv ovenpå mineraljorden og er lite blandet med den.

Ved de ganger som metemarken etterlater sig, bidrar den i høi grad til å lette gjennomluftningen, vannbevegelsen og planterøttenes nedtrengen i jorden. Særlig har dette stor betydning på stiv og tett jord. I det hele er metemarken av uhyre stor betydning, når det gjelder å fremkalle og vedlikeholde en god struktur i jorden.

Det organiske stoffs avgjørende betydning for strukturen er vel kjent.

Bearbeidningen har til hensikt å fremkalle en bedre struktur i jorden. For de finkornete jordarter er dette av overordentlig stor betydning; men skal hensikten nås, må man være omhyggelig med å foreta bearbeidningen ved den rette fuktighetsgrad. Er jorden for fuktig, ødelegges strukturen lett; partiklene bakes sammen til en tett masse. Er på den annen side jorden for tørr, blir der bare klumper. Jo mere finkornet og muldfattig en jord er, jo snevrere er det vanninnhold ved hvilket jorden lar sig smuldre, og jo mere aktpågivende må man være.

Ødeleggelse av grynstrukturen kan fremkalles av en rekke



forskjellige forhold. Eksempelvis kan nevnes utlutning av oppløselige salter. Jo fettigere jorden blir på salter, jo vanskeligere har grynstrukturen for å holde sig. Denne utvaskning fremmes når der finnes sur humus som både kan virke oppløsende og dessuten kan optre som beskyttelseskolloid og muliggjøre utvaskning såvel av finpartikler som andre bestanddeler.

Videre finnes en del stoffer, elektrolytter, som bidrar til å hindre kolloidenes koagulering. Det er f.eks. tilfelle med alkaliske hydroksyder, nøytrale karbonater og oppløselige silikater (alkalisilikater).

Vel kjent er det at chilesalpeter har en ugunstig virkning på jordens struktur bl.a. ved å bidra til dannelsen av en fast skorpe i overflaten. Dette skyldes ikke chilesalpeteret direkte, men er en indirekte virkning. Chilesalpeteret, som er salpetersurt natrium ( $\text{NaNO}_3$ ), gir nemlig anledning til dannelsen av natriumkarbonat ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ). Dette salt motvirker i høi grad kolloidenes sammenfnokning.

Almindelig kjent er det vel også at der efter sterkt regn lett danner sig skorpe på de tunge jordarter. Regnet bringer for det første partikkelaggregatene i en sådan tilstand at en ganske svak mekanisk påvirkning vil fremkalle enkeltkornstruktur. Ja, regndråpenes slag mot jordoverflaten kan være nok. Regnvannet er meget fattig på oppløst materiale, og dette er i høi grad medvirkende under den strukturforandring som regnet kan fremkalle.

På lignende vis har man også iættatt at snedekke kan virke ødeleggende på strukturen. Dette er jo meget naturlig når man får et tykt snedekke på ufrossen jord. Det mekaniske trykk som sneen utøver på jorden, vil presse den sammen, helst når den på forhånd er gjennombløtt. Men ellers henger sneens virkning på strukturen sammen med det elektrolyttfattige smeltvann. Dette kan føre til dannelsen av en skorpe med enkeltkornstruktur; men det kan også ved hurtig avsmeltning og hvor betingelsene for store sigevannsmengder ellers er til stede, føre til utvaskning av finpartikler.

### III. Jordens absorpsjonsevne.

Vi har i tidligere avsnitt beskrevet lermaterialets og humusemnenes absorpsjon. Det vil derav fremgå at de absorberende stoffer i jorden er lermateriale og humus. Regnet efter vekt har humusen betydelig større absorpsjonsevne enn leren. Det er dog ikke kjent om ler-humuskompleksene er ansvarlig for all absorpsjon av baser i jorden; men for tiden går man almindeligst ut fra at iøllfall andre stoffer spiller en helt ubetydelig rolle. Det grovere jordmateriale har meget liten absorpsjonsevne, og den som finnes, kan skrive sig fra kolloidhinner som omgir partiklene.

Jordens absorpsjon av oppløst materiale omfatter:

1. Baseutbytning som vi i det foregående har behandlet.
2. Utfelning av stoffer som danner uopløselige forbindelser med nogen av jordens bestanddeler.
3. Andre virkninger som fremkaller fastholdning av oppløst materiale eller kolloider i oppløsning.



Katjoner kan delta i både utbytning og utfelning, mens anjoner bare kan utfelles.

Hverken  $\text{NO}_3$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$  eller  $\text{OOC.CH}_3$  absorberes, de utvaskes derfor lett fra jorden og optrer i forholdsvis store mengder i sigevannet.

Absorpsjon av fosfater. Fosforsyrens anjon absorberes av jorden, og dette er av stor betydning for plantenes forsyning med dette næringsstoff. Når et oppløselig fosfat tilføres jorden, blir  $\text{PO}_4$ -jonen absorbert og kan da ikke lenger føres nedover med sigevannet, den kan heller ikke lett optas av plantene eller oppløses i svakere syrer. Det ved absorpsjonen virksomme stoff fjernes ved behandling med kokende  $\text{HCl}$ . Russell og Prescott har vist at fosforsyre absorberes, selv når jorden rystes med en sur fosfatopløsning.

Av de uorganiske jordbestanddeler er det særlig  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Al}$  og  $\text{Fe}$  som feller fosforsyren. De forskjellige muligheter for oppløsning og utfelning er undersøkt av Gaarder ved Bergens Museum.

Av hans undersøkelser fremgår at når der i en vandig oppløsning er til stede jern, aluminium, kalsium eller magnesium i ekvivalente mengder i forhold til den optrædende fosforsyre, vil denne være oppløst i ganske betydelige mengder.

Anderledes stiller det sig når der er til stede et overskudd i oppløsningen av en eller flere av de nevnte baser. Selv ved et lite overskudd vil fosforsyren bindes sterkt ved alle pH-verdier over 2,9. Ved et stort overskudd av jern og aluminium bindes praktisk talt all fosforsyre i pH-området 4,0 - 7,5. Da kulturjordens pH-verdi i vårt land mest ligger innen disse reaksjonsgrenser og der i regelen er til stede et overskudd av jern og aluminium, til dels også kalsium og magnesium i forhold til fosforsyre, vil fosforsyren i vår jord gjennomgående være lite oppløselig. Men forholdene kan dog arte sig nokså forskjellig dels efter pH-verdien, men særlig efter mengden og arten av jordens baser, kolloider og syrer. Der kan efter disse forhold komme til å optræ forskjellige maksima av oppløst fosforsyre, der muligens kan gi forklaring på at enkelte planter har vist to vekstoptima i pH-skalsen.

Det store innhold av jern og aluminium kan ofte binde fosforsyren så sterkt at kulturplantenes tilgang på dette næringsstoff blir utilstrekkelig. Det gjelder da å nøytralisere jordens utpregede bindingsevne overfor fosforsyren. Og hvis jern og aluminium ikke optrer i alt for stort overskudd, kan nøytraliseringen skje ved kalkning; men er overskuddet stort, vil kalkning ikke være tilstrekkelig. Derimot har det ved forsøk vist sig at tilsetning av kolloid kiselsyre har en utpreget evne til å fremme fosforsyrens oppløselighet ved pH-verdier over 3,7. Virkningen blir mere fremtredende jo større overskuddet av kiselsyre er i forhold til mengden av jern- og aluminiumoksyd. Ved tilstrekkelige mengder kiselsyre går adskillig fosforsyre i oppløsning ved alle pH-verdier av praktisk betydning. Den kolloide kiselsyre har altså en utpreget evne til å nøytralisere jernets og aluminiumets fosforsyrebinding.

Er jorden kalkrik eller den tilføres så meget kalk at det blir et større overskudd derav, kan også kalken binde fosforsyren meget sterkt ved pH-verdier som ligger over 4,5. Kolloid kiselsyre vil også i dette tilfelle bevirke at betydelige mengder fosforsyre går i oppløsning ved alle pH-verdier lavere enn 7,0.

I henhold til disse resultater skulde jordens evne til å avgi vannopløselig fosforsyre og derved dens evne til å forsyne planteveksten med den nødvendige mengde av dette stoff, bli



avhengig av mengdeforholdet mellom jordens aktive baser (jern, aluminium, kalsium og magnesium) og syrer (kiseltsyre, humus og kullsyre).

Sur humus antas å kunne fremme avgivelsen av fosforsyre på lignende vis som kolloid kiseltsyre.

C. A. Roszmann har funnet at lermaterialets evne til å absorbere  $PO_4$ -jonen ved tilstedeværelse av Ca- og Na-joner er størst ved pH 3 - 4 og avtar til sitt minimum ved pH 9. Det organiske stoff har evne til å absorbere eller forbinde sig med fosfatene. Men om hele fosfatmolekylet absorberes eller bare  $PO_4$ -jonen, er ennå ukjent.

Absorpsjon av kolloider. Dette spørsmål er særlig studert for farvestoffers vedkommende. Farvestoffers absorpsjon er blitt brukt til bestemmelse av jordens kolloidmengde. Denne absorpsjon betraktes imidlertid nu som en baseutveksling. Det er nemlig öiensynlig bare de basiske farvestoffer som absorberes. Muligens kan det komme til å vise sig at også annen absorpsjon av kolloider er baseutveksling eller utfelninger. Man vet ennå ikke hvordan fastholdningen egentlig fremkalles. Lerens evne til å fastholde humus er av meget stor betydning. Tidligere er påpekt hvilken innflytelse lerens absorpsjon av humus har på sammenfnokning og struktur. Videre kan nevnes betydningen av å holde det organiske materiale i jordens övre skikt, og dette skjer fyldest så lenge det er tilstrekkelig Ca til stede. Ved Rothamsted fant man således at selv ved sterk årlig anvendelse av husdyrgjødsel optrådte der ikke anrikning av kvelstoff i undergrunnen i løpet av 50 år. Forurenset vann, kloakkvann o. lign. befries for sitt organiske materiale ved å passere gjennom jord

#### IV. Jordens forhold til varme.

Jordens temperatur avhenger av en hel rekke forhold, som dels knytter sig til beliggenhet og klima, dels står i forbindelse med jordens beskaffenhet.

Det er ikke bare direkte ved å skaffe den for veksten nødvendige temperatur at varmekforholdene i jorden har betydning. Også indirekte spiller de en stor rolle. De gunstige biologiske omsetninger, som skyldes bakterienes virksomhet, er også beroende på varmegraden. De ophører praktisk talt ved  $0^{\circ}$  og öker i aktivitet med stigende temperatur, inntil optimumstemperaturen er nådd. Ved denne temperatur foregår formuldning, frigjørelse av næring, N-binding ved bakterier etc. mest intenst.

Også de kjemiske omsetninger foregår i liten utstrekning ved lav temperatur og ökes ved stigende varmegrad. Derfor er også den kjemiske forvitring i de varme egne langt mere fremskreden enn i de koldere. Og i disse siste strök foregår den kjemiske forvitring vesentlig om sommeren.

Videre har varmekforholdene i jorden innflytelse på en rekke fysiske forhold. Som eksempel kan nevnes frysningens, optiningens og tørkningens betydning for strukturen og dermed gjennemluftningen; temperaturvariasjonene har betydning for vannets bevegelse såvel kapillært som hydrostatisk, luftvekslingen, opplösningsevnen hos jordvannet, osmotiske forhold, overflatespenning etc. Permeabiliteten öker til det dobbelte ved temperaturstigning fra  $10^{\circ}$  til  $30^{\circ}$ .

Varmekilder. Jorden mottar størstedelen av sin varme fra solen ved dennes utstråling. Man har sökt å beregne hvor meget



solenergi jorden mottar og har funnet at den gjennomsnittlig mottar ca. 2 kalorier varme pr. minutt pr.  $\text{cm}^2$ . Dette er den energimengde som rekke den ytre grense av atmosfæren og kalles solarkonstanten. (Se Wærenskiöld: Fysisk Geografi.)

Før solstrålene treffer jordoverflaten, må de passere jordens atmosfære. Herunder antas det at gjennomsnittlig omtrent  $\frac{3}{4}$  av strålenes energi tapes ved absorpsjon, brytning og refleksjon i atmosfærens vanddamp og støv. Skyene har som bekjent overordentlig stor innflytelse på den varmemengde som tilføres jorden innen et bestemt distrikt.

De stråler som rekke jordens overflate, blir til dels med det samme reflektert tilbake til atmosfæren. Man har antatt at jorden skulde kunne tilføres noget energi ved omdannelsen av organisk stoff. I ælmindelighet vil dog dette neppe spille nogen større rolle. Det blir kun når organisk stoff tilføres i meget store mengder at utslaget blir videre merkbart. Wollny har dog påvist at temperaturen i en husdyrgjødslet jord lå  $0,1 - 0,4^\circ$  høiere enn i den samme jord ugjødslet. Virkningen avtok jævnt, men kunde spores i 4 - 12 uker efter gjødslingen. Det er dog rimelig at en del av denne varmeøkning skyldes gjødselens virkning på jordens strukturforhold.

Med regnet har man også ment at en del varme skulde kunne tilføres jorden. Dette er dog i regelen slett ikke tilfelle. Oftest er regnet kaldere enn den jord hvori det faller. Det kan dog være enkelte undtagelser; men at den på dette vis tilførte varme merkbart kan øke jordtemperaturen i jordens overflate, er lite sannsynlig.

I jordens indre råder en meget høi temperatur. (Se geologien.) Jordens temperatur tiltar fra ca. 20 m's dybde med ca.  $1^\circ$  pr. 30 - 35 m. man går nedover. Denne varme fra jordens indre gjør sig dog neppe gjeldende i overflaten.

Solenergiens absorpsjon i jordoverflaten. Den del av solenergien som rekke jordoverflaten og ikke blir reflektert derfra, kan li en noget forskjellig skjebne. Den kan bli absorbert av plantene, den kan fremskynde kjemiske og biologiske prosesser og bindes derved, og den kan endelig bringe jordens temperatur til å stige; i denne form spiller solstrålenes energi overordentlig stor rolle for virksomheten i jorden.

Den varmemengde som blir absorbert av jorden, er forskjellig og avhenger, foruten av egenskaper ved jordmaterialet selv, også av beliggenheten og helningen samt planteveksten.

Av jordegenskaper som har innflytelse på absorpsjon av varme, kan nevnes jordens farve. En mørk jordoverflate absorberer mere varme enn en lys. Dette skyldes at den lyse jord reflekterer mere av strålene enn en mørk. At en svart eller mørk jord virkelig enter en høiere temperatur enn en lysere, er påvist av flere forskere. Wollny fant således at den svarte jord ikke alene antok den høieste temperatur, men at den også viste den største variasjon i temperaturen. Minimumstemperaturen på den svarte jord var den samme som på den lyse. Forskjellen i temperatur avtok raskt med dybden.

Den annen faktor der er bestemmende for jordens varmeabsorpsjon, er helningen eller med andre ord det areal en bestemt strålebunt blir spredt over. Når strålene faller inn vinkelrett på jordflaten, vil der tilføres den største energimengde pr. flateenhet. Jo mere skrå strålene faller, jo mindre energi tilføres pr. flateenhet. Langt mot nord og langt mot syd vil solstrålene stort sett falle inn på skrå i forhold til jordoverflaten og vil dessuten få lengere vei å passere gjennom atmosfæren. Varmetilførselen til jordoverflaten vil derved senkes. På den nordlige halvkule vil altså sydhelninger motta



den meste stråleenergi, på den sydlige vil det bli nordhelninger. Forholdene kan for øvrig arte sig noget forskjellig til ulike tider, særlig efter skydekkets fordeling. Ved Rothamsted fønt man følgende temperaturforskjell mellem nord- og sydskråning, hvor helningen i begge tilfelle var 1 : 12:

1,5 inches dypt: nordhelning 4,0° C., sydhelning 12,4° C.  
 3 " " " 3,2° C., " " 8,6° C.

Opper i de høiere luftlag synker temperaturen med ca. 0,6° C. for hver 100 m. man kommer oppover. Vannansamlinger bidrar til å utjevne temperaturen. Dette skyldes vannets store varmesluk, men også det store innhold av vanddamp i luften i nærheten av vannsamlinger.

Videre har hav- og luftstrømmer innflytelse på temperaturforholdene. Disse ting behandles i den fysiske geografi.

I et nylig utkommet arbeide om temperaturen som foryngelsesfaktor i de nordtrönderske skoger har Mork redegjort for en rekke temperaturmålinger i jorden i Nord-Tröndelag. Målingene er utført i juni - august i en rekke år (1928-1931). Resultatene går i korthet ut på følgende:

Jordbunnens dagmiddeltemperatur i vegetasjonsperioden er alltid høiere på snauflater enn i skog. Forskjellen i det övre skikt har solskinnsdager gått helt op i 9° C. Selv i 20 cm's dybde har forskjellen enkelte dager vært 4,5°. På lignende vis stiger jordtemperaturen når skogbestandet gjøres mere glissent.

Ved markberedning på snøflate har man hevet spireskiktets månedsmiddeltemperatur med op til 1,4°. Enkelte dager har forskjellen vært op til 3,5°. Markberedning i skog har derimot ikke medført videre stigning i temperaturen.

På forhøininger, vindfall, stubber o.lign. ligger temperaturen høiere enn i selve marken. Dagmidlet har vært inntil 6° høiere på snøflate.

Som følge av den varme jorden mottar fra solen, vil jorden oppvarmes. I hvilken grad temperaturstigningen foregår i det övre jordlag, vil bero på flere forhold, hvorav de viktigste er:

1. Jordens varmesluk.
2. Jordens varmeledningsevne eller jordens evne til å fordele varmen.
3. Tap av varme til atmosfæren.

Jordens varmesluk. Jordens varmesluk er den varmemengde som kreves for å oppvarme et rumfang jord 1° C. sammenlignet med den varme som trenges til å oppvarme det samme rumfang vann 1° C.

For den tørre jord er varmesluket forholdsvis lite og ligger i almindelighet mellem 0,1 og 0,3, idet man går ut fra vannets varmekapasitet som enhet. Wollny har opstillet følgende tabell for ulike jordbestanddelers varmesluk:

Jordart	Törr jord	% av maks. vannkapasitet.			
		20	40	60	80
Kvartssand	0,29	0,37	0,44	0,52	0,60
Ler	0,23	0,36	0,48	0,60	0,72
Muld	0,16	0,32	0,48	0,63	0,79



I tørr tilstand har altså kvartssand den største og muld den minste varmekapasitet, fin tekstur og økning av det organiske stoff senker altså i tørr tilstand varmekapasiteten; men i naturlig tilstand blir forholdet omvendt, idet vannets høie varmekapasitet da vil gjøre sig gjeldende, således at de jordarter der inneholder den største vannmengde, også vil ha den største varmekapasitet. Jordens vanninnhold har den mest dominerende innflytelse på jordens varmekapasitet i naturlig tilstand. Indirekte får derved også de forhold som bestemmer jordens vannkapasitet, innflytelse på varmekapasiteten.

En finkornet jord vil ha stor varmekapasitet på grunn av den store vannholdende evne. En lerjord vil altså oppvarmes sent. En mere grovkornet jord, som holder mindre vannmengder, vil oppvarmes raskere på grunn av det mindre varmesluk.

Det organiske stoffs virkning på jordens varmekapasitet står også i nøie forbindelse med den vannholdende evne. Både er det organiske materiales vannholdende evne stor, og dets innflytelse på strukturen øker ofte jordens vannkapasitet; begge deler gir øket varmesluk.

Men vil altså se at tekstur og organisk stoff i tørr tilstand og under naturlige forhold virker på motsatt vis.

De jorder som har den største varmekapasitet (ler, muld), er de seneste til å fryse til om høsten, men også de siste som tiner om våren, mens de lette jorder blir tidlig ferdig for plantevekst. De varmes lett op, og dette er en av de vesentligste årsaker til de lette sandjorders verdi, hvor det gjelder å produsere tidlig modne avlinger for tidlig torvføring.

Ellers har grøftningen adskillig å si med hensyn til varmekapasiteten. En avgrøftning av vannsyk jord gjør den straks varmere.

Også andre inngrep kan virke på varmekapasiteten. Således vil alt som gjør jorden løs og smuldren, når det ikke samtidig fører til et større vanninnhold, senke varmekapasiteten. Bearbeidning og tilførsel av kalk vil virke i denne retning.

Varmens forplantning i jorden. Temperaturstigningen i jordoverflaten er videre avhengig av varmens fordeling. Varmens forplantning i jorden foregår vesentlig ved ledning, men i nogen grad også ved strømminger av gass og væsker. Denne forplantning av varmen er av betydning ved å bringe varmen nedover til dypere jordlag, hvorved biologisk virksomhet kan komme i stand her, og også derved at varmen på et vis herved vil kunne magasineres i de dypere jordlag og senere avgis når overflatelaget avkjøles.

Varmeledningen antas som bekjent å foregå på det vis at stoffets molekyler eller atomer ved tilførsel på det ene eller annet vis av varme bringes i bevegelse. Herunder vil de molekylene støte mot sine nabomolekyler og øke disses bevegelse. Bevegelsen og derved varmen vil forplante sig utover til sidene fra det punkt hvor varmen tilføres. De forskjellige stoffer har en ulik evne til på dette vis å lede varmen. Faste stoffer er bedre varmeledere enn væsker, og disse igjen er bedre enn gassarter.

Jorden er en blanding av faste, flytende og gassformige stoffer. Ved jordens varmeledning får vi altså å gjøre med ledningen gjennom alle disse stoffer. Også den motstand mot ledningen som oppstår ved passasjen fra et stoff til et annet, har adskillig betydning for varmeledningen.

Jordens varmeledningsevne bestemmes av en rekke forskjellige faktorer, hvorav de viktigste er: kornstørrelsen, struktur, organisk stoff og vanninnhold.



Med hensyn til kornstørrelsens innflytelse på varmeledningen kan man si at jo finere jorden er, jo mindre er varmeledningsevnen. Dette skyldes ikke at selve materialet har videre forskjellig evne til å lede varmen; forskjellen beror derpå at den finkornete jord inneholder mere luft, der har mindre ledningsevne enn jordpartiklene.

En jord med tett struktur skulde ha større varmeledningsevne enn en med løsere struktur. Ved å presse jorden sammen skulde man altså kunne øke varmeledningen. Bearbeidningen, som gir jorden en løsere og mere åpen struktur, vil altså bidra til å nedsette ledningsevnen.

Organisk stoff har liten varmeledningsevne. Wollny fant således at når han satte kvartssandens ledningsevne til 100, var muldens lik 80,6 (lere 84,6). Både denne lave ledningsevne og muldens innflytelse på strukturen vil bidra til å senke jordens varmeledningsevne. En tørr myrjord lir lettere av frost enn en fuktig, idet det på grunn av den dårligere ledning magasineres varme bare i overflaten. Denne avgis hurtig. I fuktig myr ledes varmen lenger nedover og erstatter senere tapet fra overflaten.

Det som har den mest dominerende virkning på jordens varmeledningsevne, er dog vanninnholdet. Med stigende vanninnhold tiltar jordens varmeledning temmelig raskt. Dette skyldes at vannet utdriver luften av jordens porer, og vannets varmeledningsevne er ca. 30 ganger større enn luftens.

Når det finnes så store vannmengder i jorden at partiklene forbindes av vann, vil dog ytterligere vanntilførsel ha liten innflytelse på varmeledningen. Jorden har omtrent nådd sin største varmeledningsevne når den har optimumsfuktighet for plantevekst.

Jordvarmens bevegelse ved strømming i gass eller væske. Foruten ved ledning kan jordvarmen fordeles også ved strømminger. Når jorden oppvarmes, oppvarmes også de i jordporene inneholdte flytende og gassformige stoffer. Derved utvider disse stoffer sig, og strømminger kommer i stand.

Disse strømminger antas å ha en del betydning i jorden, for det første derved at de utjevner jordtemperaturen.

Dernæst kan det undslippe varme fra jorden til atmosfæren, idet de oppvarmede luftstrømmer kan gå over i den fri luft. Det blir dog ikke særlig store mengder det dreier sig om.

Videre kan varme føres nedover ved at vann beveger sig i jordlagene. Hvilken betydning dette har, er ikke bragt på det rene; men man kan vel gjette at det neppe er av nogen stor viktighet.

Tap av varme fra jorden. Endelig er jordens oppvarming ved solstrålene avhengig av varmetapet fra jorden. Den aller største del av den varme som tapes fra jorden, tapes til atmosfæren; små mengder kan vel også med sigevannet føres nedover til grunnvannet.

Varmetapet fra jorden til atmosfæren foregår på tre forskjellige vis, nemlig ved ledning, stråling og fordunstning.

Det egentlige varmetap til atmosfæren foregår ved stråling. Det vil alltid foregå en sådan utstråling til luften fra legemer som er varmere enn denne, og utstrålingens intensitet vil bero på temperaturforskjellen mellom det utstrålende legeme og luften.

Tekstur og struktur har liten innflytelse på strålingen. Vanninnholdet har derimot nogen betydning, idet vann har en



større utstrålingsevne enn jord, og følgelig vil man ved økende vanninnhold få nogen økning i utstrålingen. Et løsdække i jordoverflaten med røk eller damp beskytter mot utstrålingen og forebygger frost. Dette er en velkjent metode, som i det senere er blitt nærmere undersøkt. Ved røkningsforsøk på forsøksgården Løken i Valdres fant Foss at lufttemperaturen nær jorden kunde holdes  $1,5^{\circ}$  C. høiere ved røkdekke enn uten. Temperaturen i plantene er ikke målt; men det kan antas at forskjellen her ligger litt høiere. Ved forsøkene er røken fremstillet dels ved miler av ved, mose og torv, dels ved kjemiske stoffer.

Ved senere utførte røkningsforsøk på Mæresmyren har man hindret fall i temperaturen med  $1 - 1,5^{\circ}$ .

Andre midler mot nattefrost vil bli behandlet i jordkulturen. Her skal bare nevnes at man ved opdemning av vannet i grøftene i sommertiden kan motvirke nattefrost ved at jorden derved absorberer mere varme, som avgis igjen ut over natten. Ellers motvirkes nattefrost ved å hindre den kolde, tunge luft i å samle sig over dyrkede områder. Skydekket over også en stor innflytelse. Det kan ofte hindre frost, som ellers vilde ha inntrådt. Også snedekket har en utpreget beskyttende virkning og kan hindre jorden i å fryse til under sig.

Varmeledningsevnenes betydning for varmetapet er vesentlig at varmen ved ledning føres op mot jordoverflaten efter hvert som den stråler ut derfra og tapes.

Da opvarmingen av atmosfæren vesentlig skjer fra jorden, er det klart at det dreier sig om overordentlig store varmetap fra jorden ved stråling og ledning. Stort sett er det ingen videre innflytelse menneskene kan øve på dette varmetap. Det blir bare i det små og rent lokalt.

Varme tapes også ved fordunstning, idet varme bindes ved denne prosess. Dette varmetap er dog betydelig mindre enn det som fremkalles ved stråling og ledning. Jo større fordunstningen er, jo mere varme vil det tapes. Varmetapet økes altså med jordens vanninnhold og kapillære ledningsevne og er dessuten avhengig av lufttemperaturen, luftens relative fuktighet og av vinden. Lebeller og lignende, som beskytter mot vind, har vist sig å ha betydelig innflytelse på fordunstningen og derved på jordtemperaturen.

En fuktig jord blir en kald jord, dels på grunn av det store varmesluk, dels på grunn av fordunstningen. Det foreligger en rekke undersøkelser over temperaturforskjellen mellom en vannsyk jord og samme slags jord i grøftet tilstand, som viser at denne forskjell kan gå op i en  $5 - 6^{\circ}$ . Wollny antar at den temperaturnedsettende virkning av fordunstning stort sett er proporsjonal med vannmengden i jorden. Indirekte får altså kornstørrelse, struktur og organisk stoff innflytelse på varmebindingen ved fordunstning gjennom den store innflytelse disse egenskaper har på vannkapasiteten.

Varmetapet ved fordunstning kan i høiere grad påvirkes av menneskene enn varmetapet ved stråling og ledning. King har ved beskyttelse, særlig mot vinden, opnådd en nedsettelse av fordunstningen med ca. 25 %. Dette betyr både sparing av varme og vann. Ved grøftning nedsetter man jordens varmesluk og likeså varmetapet ved fordunstning. Herved vil man få en hurtigere opvarming av jorden og høiere varmegrad.

Å senke jordens temperatur kan ofte være ønskelig i varme strøk i tørre perioder. Dette opnåes ved hjelp av et løst dekke i jordoverflaten. Dette er en dårlig varmeleder, og det hindrer derved de underliggende lag å tilføres varme ved ledning fra overflaten.



Den daglige og årlige temperaturkurve i jorden. Når jordens overflate opvarmes ved solens stråler, opstår det en temperaturforskjell mellem de øvre og de underliggende lag. Opvarmingen nedover skjer forholdsvis langsomt, slik at de daglige temperatursvingninger ikke rekker dypere enn omtrent 1 m. Om natten blir jordens overflateskikt avkjølet, og det avgis varme fra de dypere lag. Vi får således en daglig temperaturveksling, som gjør sig mest gjeldende i overflaten og blir mindre og mindre merkbar nedover. På lignende vis avkjøles jorden om høsten og vinteren, mens den opvarmes om sommeren. Vi får dermed en årlig temperaturkurve, som man regner rekker ned til ca. 15 m.s dybde. Beskaffenheten av disse temperaturkurver er studert ved Oxford. Her har man undersøkt de gjennomsnittlige månedstemperaturer på forskjellig dyp i en grusjord med gressvegetasjon. Resultatene viser for det første at den årlige temperaturveksling avtar med stigende dybde. For det annet viser det sig at jorden i overflaten er koldest i februar, og jorden blir da varmere etter hvert nedover. Varme avgis opover. De øvre jordlag begynner å opvarmes i mars; men de dypere lag avkjøles fremdeles. Opvarmingen fortsetter i april, og avkjølingen i de dypere lag ophører. Opvarmingen i de øvre lag og avgivelse av varme nedover fortsetter til i august, og jordmassen i det hele rekker da sin høieste temperatur. Avkjøling begynner så i de øvre lag; men i de dypere lag har varmen ennå ikke rukket maksimum. I høsttiden tiltar avkjølingen i alle jordlag. I november går varmeavgivelsen utelukkende opover, og den laveste temperatur i de øvre lag ned till m.s dybde rekkes i februar.

Den daglige temperaturkurve er analog med den årlige, bare i sterkt redusert skala.

I henhold til foregående bør man ikke snakke om jordens temperatur uten å angi tiden og dybden hvori bestemmelsene er utført. Det er videre også klart at temperaturbestemmelser ved en gangs avlesninger pr. dag er ufullstendige, man må helst ha temperaturens svingninger med. Dette fremgår tydelig av målingen i Kairo, som viser at svingningene over døgnet hurtig avtar med dybden. Denne langsomme forpløtning av varmen nedover i jorden vises også derav at maksimums- og minimumstemperaturen i jord rekkes betydelig senere enn i luften. I overflaten begynte ved de foran nevnte undersøkelser temperaturen å stige kl. 6 fm., men i 20 cm.s dybde derimot først ved 12-tiden.

Temperaturforandringene i jorden under tempererte forhold. Dette er undersøkt av Keen og Russell ved Rothamsted. Resultatene kan betraktes som typiske i nordlige, tempererte strøk på stiv lerjord, som ikke bearbeides og er fri for vegetasjon. Om vinteren er jordens temperatur forholdsvis sjelden videre under 0°. Selv om lufttemperaturen om natten kommer adskillig under frysepunktet, blir det oftest bare de øvre lag som fryser til. Undtøgelser forekommer under perioder med intens kulde. Det viste sig således under temperaturmålingene på Rothamsted at selv om lufttemperaturen var under 0°, kom jordtemperaturen i ca. 10 cm.s dybde kun langsomt ned mot nullpunktet, men holdt sig da lavt en tid efter at lufttemperaturen hadde steget. Bortsett fra frostperioder holdt jordtemperaturen i 10 cm.s dybde sig ganske jevn med variasjoner op til ca. 2° omkring en middelverdi på ca. 4°. Årsakene til den lave vintertemperatur og de små fluktuasjoner er følgende:

1. Liten innstråling.
2. Stort vanninnhold i jorden og derfor høiere varmesluk.
3. Øket utstråling fra jorden i kolde, klare vinternetter.

Om våren blir innstrålingen av varme større enn utstrålingen, og temperaturen stiger. Variasjonene blir betydelig større enn om vinteren. Man får en daglig temperatursvingning. I mars har man ved Rothamsted i 10 cm.s dybde hatt en minimumstemperatur på 4,0 og en maksimumstemperatur på 7,0° C., i



april henholdsvis 8,0 og 11,5° C. I det hele öker gjennemsnittstemperaturen fremover; men det optrer avvikelser i forändringene som fölge av spesielt vær.

Forholdene om våren med stigende gjennemsnittstemperatur skyldes:

1. Öket innstråling fra solen.
2. Redusert varmesluk fordi vann fordunster.
3. Vann damp og skydekke om natten som hindrer utstråling.

Om sommeren har jordtemperaturen ved Rothamsted rukket noen og tyve grader i 10 cm's dybde, mens minimumtemperaturen har dreiet sig om 17°. Når jorden er uttørket til en viss grense, begynner ledningsevnen å avta, slik at varmen vanskeligere føres nedover. Derfor kan overflateskiktet være meget varmt; men nedover avtar temperaturen raskt. Ut over eftersommeren faller jordtemperaturen. Varmeinnstrålingen avtar, vannmengden i jorden öker og varmesluket tiltar. De daglige temperaturvariasjoner avtar. Jordtemperaturen kan falle temmelig langsomt. Jo større varmesluket er, jo langsommere faller temperaturen. Med de første kolde, klare netter om hösten faller jordtemperaturen mot vinterverdiene.

Variasjonene i jordtemperaturen gjennom sommeren og ut over hösten skyldes:

1. Ökning i innstrålingen og fordunstningen, hvorved jorden får mindre varmesluk.
2. Avtagende ledningsevne med avtagende vanninnhold.
3. På eftersommeren avtar innstrålingen, vanninnholdet i jorden öker, hvorved varmesluket tiltar. Vekslingene i temperaturen avtar derfor utover hösten.

Efter jordens ulike forhold til varme snakker man om tidlige og sene jorder. Disse begreper faller sammen med varme og kolde jorder.

De tidlige eller varme jorder er slike som er godt drenert og har en lös, grynet struktur. De inneholder lite vann. En slik jord vil hurtig bli varm om våren og derfor tidligere kunne bearbeides og bli i stand til å underholde plantevekst. Slike jorder har naturligvis også sine ulemper. De kan li av nattefrost, spesielt om våren, og de kan videre li av tørke.

De sene eller kolde jorder er slike som holder meget vann. De blir senere oppvarmet om våren, men avkjöles også senere om hösten enn de tidlige jorder. De skaffer senere moden avling, men tåler gjerne bedre tørke enn de varme jorder, og kvaliteten av avlingen kan ofte bli bedre. I allfall fant Hall at epler på lerjord i England hadde en finere aroma, inneholdt mere sukker og syre enn epler fra sandjord. Hvete blev av bedre kvalitet på den sene jord. Med bygg var det derimot omvendt. Det blev finere, rikere på kullhydrater og fattigere på N-forbindelser på den tidlige varme jord.

Den påvirkning man kan öve på jordens varmeforhold, består vesentlig i å redusere fordunstningen og det derved fremkalte varmetap, frembringe lös, grynet struktur og foreta gröftning om det er nødvendig for derved å nedsette varmesluket og begunstige varmeledningen; ökning av muldinnholdet gjør jordoverflaten mørkere, hvorved absorpsjonen öker. Et lösdekke i jordoverflaten vil påvirke varmeforholdene foruten ved å nedsette fordunstningen også ved å nedsette strålingen fra jorden. Dette lösdekke gir dårlig varmeledning og kan derved bidra til å senke jordtemperaturen.

Man vil altså se at en god struktur og passende vannmengdet i jorden også vil frembringe de gunstigste varmeforhold.



## V. Reaksjonsforholdene i jorden.

### 1. Sur jord, pH-verdien.

Det har fra lang tid tilbake vært tale om sur jord; men opfatningen av surheten i jorden har vært forskjellig og er det til dels ennu. Blandt praktiske jordbrukere har man med sur jord forstått en rå, kald jord, hvor omdannelsen av det organiske materiale foregår langsomt, i det hele en jord som er ugunstig for planteveksten.

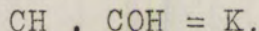
I eldre engelske og amerikanske håndbøker har sur jord vært definert som en rå og kald jord, som mangler baser. Forholdet kan rettes ved tilførsel av baser, særlig kalk.

I den senere tid er en kjemisk-videnskapelig opfatning av surheten blitt almindelig. Denne omfatter ikke bare surheten, men reaksjonsforholdene i det hele. Etter denne opfatning beror surheten i jorden på konsentrasjonen av H-joner og OH-joner i jordopløsningen. Jorden er sur når det er overskudd av H-joner, og alkalisk om OH-jonene optrer i størst mengde. Når H-joner og OH-joner holder hinannen i likevekt, er jorden nøytral.

Tidligere avgjorde man ofte om jorden var sur eller alkalisk ved hjelp av lakmuspapir. Nu har man mere eksakte metoder til bestemmelse av surhetsgraden. Som ovenfor nevnt beror reaksjonen på forholdet mellom H-joner og OH-joner i oppløsningen. Konsentrasjonen av disse kunde angis i %. I kjemien bruker man normalitet, d.v.s. man angir H-jonekonsentrasjonen i forhold til ekvivalentvekten. (Ekvivalentvekt = molekylvekten : antall H-joner.) En oppløsning er 1 n når den inneholder 1 gr. ekvivalent pr. liter, f.eks. HCl gr. pr. l.  $\frac{1}{2}$  H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> gr. pr. l. Dette svarer til 1,008 gr. H pr. l. 0,1, 0,01, 0,001 n-oppløsning inneholder 1/10, 1/100, 1/1000 o.s.v. herav.

Rent vann er nøytralt; men det leder den elektriske strøm og må derfor være dissosiert i H<sup>+</sup> og OH<sup>-</sup>, således at det er like mange av hver. Man har funnet at rent vann ved 22° C. er 10<sup>-7</sup> n, d.v.s. 10 mill. liter inneholder 1 gr. molekyl dissosiert. Det inneholder 10<sup>-7</sup> gr. H og ekvivalent mengde OH, eller 10 mill. liter inneholder 1 gr. H<sup>+</sup> og 17 gr. OH.

Videre vet man at i enhver vandig oppløsning er det til stede både H-joner og OH-joner. Mellom disse på den ene side og vannmolekylene på den annen består det et likevektsforhold, som er bestemt av ligningen:



Altså konsentrasjonen av H-joner multiplisert med konsentrasjonen av OH-joner er konstant. Konstanten K kalles vannets dissosiasjonskonstant. Ved 22° har den en verdi av 10<sup>-14</sup>.

Når en oppløsning inneholder mere H-joner enn rent vann, er den sur. Den inneholder da tilsvarende mindre OH-joner, da produktet (H<sup>+</sup>) · (OH<sup>-</sup>) er konstant. Konsentrasjonen av OH<sup>-</sup> og H<sup>+</sup> varierer altså i omvendt orden. Når man derfor kjenner H-jonekonsentrasjonen, kan man lett regne ut konsentrasjonen av OH-joner.

Konsentrasjonen av H-joner og OH-joner kan angis i normalitet; men det blir ubekvemme tall å operere med. Man har derfor efter forslag av dansken S. P. L. Sørensen gått over til å anvende pH-verdien, som er lik logaritmen til H-jonekoncen-



trasjonen med ombyttet fortegn.  $pH = - \log. CH$ , idet H-jone-koncentrasjonen =  $CH = 10^{-pH}$ . Ved denne forenkling får man en reaksjonsskala, som for oppløsninger fra normal H-joneopløsning til normal OH-oppløsning går fra 0 - 14.

pH	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
CH	$10^0$	$10^{-1}$	$10^{-2}$	$10^{-3}$	o.s.v.			$10^{-7}$				$10^{-14}$			

$\frac{n}{1}$	$\frac{n}{10}$	$\frac{n}{100}$	$\frac{n}{1000}$
---------------	----------------	-----------------	------------------

Ved pH	0	inneholder	1 l.	1 l.	1 gr. H <sup>+</sup> .
"	"	1	"	10 "	" " "
"	"	2	"	100 "	" " "
"	"	3	"	1000 "	" " "
"	"	4	"	10000 "	" " "
o.s.v.					

For hver enhet man går frem i skalaen fra 0 mot 14, avtar H-jonekoncentrasjonen til tiendeparten.

pH = 7 betegner nøytral reaksjon, høiere tall alkalisk reaksjon og lavere tall sur reaksjon.

- Området 2 - 4 kan betegnes meget sterkt sur reaksjon.
- " 4 - 5 sterkt sur.
- " 5 - 6 middels sur.
- " 6 - 7 svakt sur.
- " 7 nøytral.
- " 7 - 8 svakt alkalisk.

Tallene i reaksjonsskalaen kalte man oprinnelig H-jone-eksponenten. Senere har man gått over til betegnelsen pH-verdi. Reaksjonstallet har også vært foreslått og anvendt.

Selve bestemmelsen av pH-verdien kan skje enten elektrometrisk eller kolorimetrisk.

Prinsippet for den elektrometriske bestemmelse er at man bestemmer spenningsforskjellen mellom en væske med kjent H-jonekoncentrasjon og den hvis pH-verdi man vil undersøke. Av spenningsforskjellen kan man så regne ut pH-verdien. Apparater for bestemmelse av pH er det konstruert en mengde av med forskjellig kapasitet og nøiaktighet.

Den kolorimetriske metode bygger på det forhold at bestemte fargestoffer ved bestemte pH-verdier viser karakteristiske farvenyanser. Av disse fargestoffer - indikatorer - har man en hel rekke. Det er utarbeidet forskjellige metoder for kolorimetrisk bestemmelse av pH-verdien. Gillespies er en av de mest brukte. (Gjennomgås på øvelsene.) Det er også laget en rekke enkle apparater som kan brukes ute i marken. Men etter som de blir enklere, avtar nøiaktigheten. For de fleste tilfelle har en liten variasjon mindre betydning; forskjell på 0,1 til 0,2 pH-enheter spiller ofte ingen rolle.

Aktuell reaksjon. Når man bestemmer H-jonekoncentrasjonen i et jorduttrekk, får man bestemt jordens aktuelle reaksjon, d.v.s. den herskende koncentrasjon av H-joner i øieblikket. Reaksjonen i jorden er imidlertid ikke konstant. Den kan forandres ved gjødsling og kalking og ellers ved de omsetninger som foregår i jorden.

Reaksjonen har en viss betydning for planteveksten, og det er derfor av adskillig interesse å undersøke hvor lett den forandres. Dette gjør man ved å tilsette bestemte syre- eller



basemengder til bestemte jordporsjoner og bestemme reaksjonen etter tilsetningen.

Resultatet fremstilles grafisk i form av en titreringskurve. Ved dette får man greie på jordens evne til å binde syrer (H-joner) og baser (OH-joner).

Den del av kurven som fremkommer ved tilsetning av syre, angir jordens innhold av baser og kalles derfor basegrenen. Den del som fremkommer ved basetilsetning, angir jordens basebindingsevne, altså jordens syreinnhold. Denne del av kurven kalles derfor syregrenen.

Som syre brukes i almindelighet 1/10 n HCl og som base 1/10 n NaOH eller  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ . (NaOH har den ulempe at den oppløser humusstoffene, så ekstraktet har lett for å bli uklart. Av  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  er det vanskelig å opnå sterk nok konsentrasjon. Den blir sjelden over 1/20 normal.)

Gjennom titreringskurven får man greie på jordens evne til å binde  $\text{H}^+$  og  $\text{OH}^-$ . Denne evne til å motstå reaksjonsforandring kaller man buffervirkning, puffervirkning eller støtputevirkning.

Undersøker man titreringskurvene fra forskjellig jord, viser de et høist ulikt forløp. For noen går kurven henimot horisontalt. De har altså stor evne til å motstå reaksjonsforandring. Andre viser steile kurver svarende til liten motstand. Jordens evne til å motstå reaksjonsforandring er et verdifullt middel til å karakterisere vedkommende jord. I regelen viser jord som er rik på humus eller finmateriale, den største motstandsevne mot reaksjonsforandringer eller, som man sier, sin største pufferevne eller støtputevirkning. De grove, utvaskede sandjorder har liten pufferevne. Det samme er også tilfelle med kvitmjelelaget i podsolprofilet. Næringsfattig jord viser likeledes mindre pufferevne enn næringsrik jord.

I det hele er der forholdsvis lite man vet om pufferevnen. Visstnok er forholdene ganske enkle, så lenge man har med et begrenset antall enkle stoffer å gjøre; men i jorden hvor så mange stoffer optrer og så mange faktorer er virksomme, blir det straks verre.

Som et eksempel på et enkelt tilfelle av pufferevne kan nevnes følgende:

Destillert vann reagerer nøytralt; men da det ikke inneholder noen pufferstoffer, forandrer det lett sin reaksjon ved å opta kullsyre fra luften. Herved vil reaksjonen gå ned i pH ca. 5,7. Hvis vannet blir mettet med kullsyre, f.eks. ved at man blåser utåndingsluft ned i et reagensglass med destillert vann, får man reaksjonen ned i pH 4,0. Tilsetter man til destillert vann så meget HCl at det blir 1/100 n med hensyn til saltsyre, forandres reaksjonen til pH 2,0.

Tilsetter man derimot på forhånd eddiksyre og natriumacetat, så blandingen blir 1/10 med hensyn til hver av disse stoffer, blir reaksjonen pH = 4,75. Denne blanding vil gjøre reaksjonen stabil overfor H-joner. Tilsetter man saltsyre i samme mengde som ovenfor nevnt, der forandret reaksjonen fra pH 7 til 2, får vi nu bare en forandring fra pH 4,75 til 4,65. Forklaringen på dette er at acetatjonene ikke kan bestå som sådanne når det tilsettes saltsyre, men vil forene sig med H-joner og danne udisosiert eddiksyre. Så lenge derfor blandingene inneholder acetatjoner, det er eddiksyrt salt, vil de tilførte H-joner nøytraliseres, idet det dannes eddiksyre. Eddiksyren disosieres lite og påvirker ikke reaksjonen videre.

I det hele viser salter av en svak syre stor pufferevne innen bestemte områder av pH-skalaen. Det samme er tilfelle med



salter av svake baser. Disse salter av svake baser og svake syrer har meget å si for jordens puffervirkning. Absorbsjonsforholdene har selvsagt også meget å si for puffervirkningen.

Tilsetter man syre til jorden, forandres jordvæskens. Den reagerer med jonesvermen omkring de kolloide partikler. En del H-joner absorberes, og basejoner går ut i oppløsningen. Forandringen i pH-verdien ved syretilsetning motvirkes altså ved absorpsjonen.

Betydningen av å kjenne puffervirkningen. Pufferevnen er en karakteristisk egenskap ved jorden, og det er derfor av betydning å kjenne den.

Stort innhold av syrebindende stoffer, d.v.s. stort innhold av baser, er gunstig.

Stor basebindende evne er ugunstig. Det tyder på dårlig omdannelse av det organiske materiale - ophopning av råhumus.

Er pufferevnen liten, kan pH-verdien lett forandres. Det er særlig grovkornet, humusfattig og næringsfattig jord som har liten puffervirkning.

Titreringskurvene kan også gi oss noen veiledning med hensyn til de kalkmengder som må tilføres for å forandre reaksjonen til en bestemt pH-verdi. Det er utarbeidet metoder for dette öiemed. Men det viser sig å være dårlig overensstemmelse mellom de kalkmengder man finner ved laboratorieforsök, og virkningen av kalken ute i marken.

Potensiell reaksjon. Med den potensielle reaksjon forstår man den gjennom titreringskurven funne syre- og basebindende evne. Den potensielle reaksjon er altså et uttrykk for hvor mange H-joner eller OH-joner jorden formår å mobilisere for å nöitralisere en bestemt mengde tilsatt syre eller base. Den omfatter derfor såvel de frie joner som de joner jorden kan avspelte ved bestemt behandling. Av særlig interesse er det å kjenne hvor store mengder H-joner jorden kan frembringe ved basetilsetning.

## 2. Plantenes forhold til jordens reaksjon.

Det foreligger en rekke undersøkelser fra forskjellige land over jordreaksjonens forhold til planteveksten og betydningen for plantenes utbredelse i naturen.

Disse undersøkelser er dels utfört for viltvoksende planter, dels for kulturplanter. De ville planters forhold til jordreaksjonen har man undersøkt på den måten at man har bestemt reaksjonen i humusskiktet under ulike vegetasjonsforhold. Den reaksjon man har funnet der en bestemt planteart optrer i yppig utvikling, har man betraktet som den gunstigste for vedkommende planteslag. Forutsetningen måtte da være at reaksjonen er konstant. Senere års undersøkelser har imidlertid vist at reaksjonen forandrer sig ganske raskt med forandring i vegetasjonen, belysningsforhold m.v. Det optrer i det hele en vekselvirkning mellom jordreaksjonen og planteveksten.

For kulturplantenes vedkommende har man undersøkt deres forhold til reaksjonen i karforsök. Man har forandret reaksjonen ved tilsetning av syre og lut; men dette kan medføre forandringer i jordens kjemiske og biologiske prosesser. Så den forandring man får i planteveksten ved forandring i pH-verdien, behöver ikke å være noget utslag av reaksjonen.

Ved disse undersøkelser har man funnet ut at plantenes utbredelse er begrenset til steder hvor reaksjonen ligger innenfor bestemte karakteristiske grenser for hvert slag. Innenfor



disse er det et snevrere optimumsområde, hvor plantene opnår den beste utvikling. Dette forhold kan skyldes at plantene foretrekker en bestemt pH eller at planteveksten påvirker jordens reaksjon.

Man har lenge kjent til at enkelte planter er kalkelskende, andre kalksky. En del planter har utpregede krav i denne retning, andre en mindre nøieregnende. I siste tilfelle kan det bli vanskelig å avgjøre om den reaksjon man finner, er årsak til at en planteassosiasjon optrer eller om det er planteassosiasjonen som har fremkalt reaksjonen.

I begynnelsen av 1920-årene blev det utført en rekke undersøkelser, som blev tolket derhen at jordreaksjonen var av dominerende betydning for plantefordelingen i naturen.

Imidlertid er det forskjellige forhold ved disse forsøk som tyder på at reaksjonen ikke er så dominerende som man har villet ha den til. Vekstkurvene som man har fått frem, er noget uregelmessige. De spenner over et vidt område, til dels har de vist to optimumsreaksjoner, og forskjellige forskere har fått forskjellige resultater med samme planteslag.

Jordvæsken inneholder jo mange slags joner, og det er lite rimelig at konsentrasjonen bare av det ene slags skulde være så helt dominerende. Det er rimeligere å anta at også konsentrasjonen av de andre har betydning for næringsoptagelsen og planteveksten. Dette kan da også være årsaken til at man for samme plantearter har funnet to optimumsreaksjoner.

Ved forandring av næringsopløsningen har man kunnet forandre plantenes optimumsreaksjon. Ved tilsetning av små mengder kalk har man uten å forandre pH-verdien oppnådd en påtagelig bedring i planteveksten. Det samme er tilfelle ved tilsetning av fosforsyre. (Pranischnikov, Lundegårdh.) Gærder har ved sine undersøkelser vist at fosforsyrens oppløselighet er avhengig av pH-verdien og mengdeforholdet mellom  $PO_4$  og Fe, Al og Ca i jorden. Det kan også være årsak til at samme plantearter viser forskjellig optimumsreaksjon.

Alfred Åslander i Sverige har utført en rekke undersøkelser over pH-verdien i forhold til næringsopløsningens sammensetning. Han har funnet at en plante som bygg, der har vært ansett for å være meget fordringsfull med hensyn til reaksjonen, har vokset utmerket ved pH 5,2 og på myrjord ved pH 4,0, bare næringstilgangen har vært tilstrekkelig. Åslander hevder at plantene ikke stiller bestemte krav til reaksjonen; men de forlanger en viss kulturtilstand i jorden. De sure jordarter er ofte fra naturens side også næringsfattige, og man har derfor ofte forvekslet næringskravet og reaksjonskravet.

Klimaet synes å ha innflytelse på plantenes optimumsreaksjon. Odén er kommet til det resultat at jo tørrere klimaet er og jo høiere middeltemperaturen er, desto høiere synes optimumsreaksjonen for planteveksten å ligge.

Dette stemmer utmerket med at på muld og myrjord greier plantene sig ved betydelig lavere pH enn på fastmarksjord. Lende Njå var den første som drøftet dette. Senere har N. C. Nielsen i Danmark fremlagt materiale som viser at jo humusriker jorden er, jo lavere kan pH-verdien ligge uten å skade plantene.

Man kan således ikke stille op en bestemt reaksjon eller et snevert reaksjonsområde som det absolutt gunstigste for et bestemt planteslag. Grensene for den heldigste reaksjon forskyves med jordartenes muldinnehald og næringsinnhold, klima, gjødsel m.v. Erfaringer fra praksis tyder på at det virkelig er slik. Det er nok av eksempler på utmerkede avlinger, selv om reaksjonen har vært sterkt sur.



Betydningen av reaksjonen har sikkert vært overdrevet; men like sikkert er det at den er en vekstfaktor, som i mange tilfelle har stor betydning for planteveksten. De forskjellige kulturplanter stiller noget forskjellige krav til reaksjonen. De forskjellige planteslags forhold til jordreaksjon og gjødsling blir behandlet andre steder.

Stort sett kan man si at en jord med svak eller midlere surhet i almindelighet er et bedre voksested for plantene enn en sterkt sur jord. Dette skyldes kanskje like meget den indirekte virkning, nemlig reaksjonens virkning på mikroorganismene i jorden.

### 3. Årsaker til at reaksjonen har betydning for jordens tilstand og planteveksten.

Den mikrobiologiske tilstand i jorden er avhengig av jordens reaksjon. De fleste nyttige mikroorganismer trives best ved en forholdsvis høi pH, bl.a. azotobakter. *Azotobacter croococum* trives ikke ved pH under 5,8. Andre frittlevende, kvelstoffsemlende bakterier kan leve ved noget lavere pH. Men ved pH 5 er bindingen av N rent ubetydelig.

De N-samlende mikroorganismer som lever i symbiose med høiere planter, trives best ved pH mellem 5 og 7. Enkelte kan optre ved pH ned til 3,2; men de er lite virksomme.

Nitrifikasjonsbakteriene synes å trives best ved svakt sur reaksjon. Man har iaktatt nitrifikasjon ned til under pH 4,0; men den foregår livligere ved høiere pH. Ammoniakkdannelsen er derimot lite avhengig av reaksjonen; men pH-verdien har innflytelse på ophopningen av  $\text{NH}_3$ . Ved høi pH vil ammoniakken omdannes til salpetersyre.

Det finnes også bakterier som trives ved sterkt sur reaksjon, f.eks. svovelbakteriene, som har optimumsreaksjon ved pH 2,6. Ved blanding av jord og svovel har man fått forandret pH-verdien fra omkring 10 til 1,0.

Foruten bakteriene er også soppene av stor betydning for omsetningene i jorden. Spesiell betydning tillegges man strålesoppene - actinomyces. De optrer i stor mengde når det er betingelser for dem. De forholder sig til reaksjonen som de fleste bakterier, idet de trives best ved svak sur reaksjon og innstiller virksomheten ved pH under 4,8.

De mykorrhizadannende sopper, som er av stor betydning for skogen, trives best ved pH 4 - 5, helst nær pH 5,0.

En del sopper trives best ved sterk sur reaksjon. Enkelte gjærsopper viser normal vekst ved pH omkring 2,0.

Wexsman har undersøkt antallet og arten av mikroorganismer i jorden ved forskjellige pH-verdier. Han har funnet at antallet av mikroorganismer avtar raskt med økende surhet. Med tiltagende surhet avtar mengden av bakterier og strålesopp. Andre sopper tiltar i mengde med avtagende pH. Efter hvert som surheten tiltar, avtar den mikrobiologiske virksomhet i jorden, og det foregår en endring i mikrofloraen. Bakterier og strålesopper avtar i antall, og de surhetselskende sopper tiltar.

I overensstemmelse hermed viser det sig at våre sure råhumustyper inneholder lite bakterier og strålesopper, lite mikroorganismer i det hele.

Foruten de nevnte mikroorganismer tilhørende planteriket finnes det i jorden også protozoer. Disse er relativt lite avhengig av reaksjonen.



Metemarken optrer også rikeligst på lite sur jord.

Reaksjonen har også innflytelse på jordens absorpsjonsevne og på utvaskningen. Eksperimenter viste at en kiselregel absorberte 6,55 mg.  $\text{KH}_2\text{PO}_4$ , når pH er 7,69, men bare 1,74 mg. ved pH 6,08. Sure oppløsninger har større oppløsningsevne enn mindre sure. I sammenheng hermed vil regnvann som siger ned gjennom et surt råhumusdekke, bli surt og får større oppløsningsevne. Lenger nede i jorden blir baseinnholdet større, og det skjer utfelning.

Størst blir utvaskningen hvor pH-verdien er lav og baseinnholdet lite. Kalkrike bergarter hemmer podsoleringen.

I nær forbindelse med absorpsjon og podsolering står pH-verdiens betydning for visse basejoner i jorden. Størst oppmerksomhet knytter sig til jern og aluminium. Jernet er meget viktig. Ved for lite jern optrer klorose. Klorose optrer undertiden på kalkrik jord og i næringsoppløsninger med høi pH. Det er sannsynlig at jernet felles ut ved nøytral eller alkalisk reaksjon og blir utilgjengelig for plantene. For store jernmengder kan være skadelige. Dette kan forekomme ved sterkt sur reaksjon.

Aluminium oppløses ved lav pH. Ved salttilførsel skjer det en baseutveksling, og aluminium går i oppløsning. Når Al utgjør 0,001 %, er oppløsningen giftig. Giftvirkningen av Al er ofte iaktatt i næringsoppløsninger. På den annen side har små konsentrasjoner stimulerende virkning.

#### 4. Jordens syrer, jordens metningsgrad.

Det har lenge vært kjent at jord nokså almindelig reagerte surt overfor lakmuspapir, men blev nøytral ved tilførsel av kalk. Man gikk da ut fra at denne jord inneholdt syre, som man antok var av organisk art og identisk med den som optrådte i myrjord og som skrev sig fra omvendling av planterester ved dårlig gjennemluftning og stort vanninnhold.

Imidlertid fant man at en del av den sure jord var fattig på organisk materiale samt vel drenert og gjennemluftet. Det blev derfor nødvendig å gå ut fra at surheten i denne slags jord skyldtes en mineralsyre, slik som en komplisert aluminiumkiseltsyre.

Det lyktes ikke å isolere en sådan syre fra jorden som kunde forklare surheten, og i begynnelsen av inneværende århundre hellet mange til den anskuelse at surheten var et resultat av fysiske fenomener. Det optrådte selektiv absorpsjon av base, slik som kolloidene almindelig viser. Den basiske del blev absorbert fra lakmuspapiret, og den sure del blev igjen, hvorved rød farvning fremkom.

Utviklingen av sur reaksjon, når en saltoppløsning blev tilført en sur jord, blev likeledes forklart ved selektiv absorpsjon av base, idet man hevdet at syrene i jorden var så svake at de neppe kunde utdrive syre fra nøytralsalter. Endelig blev det fremholdt at spaltningen ikke fulgte de almindelige stökiometriske lover. Baumann og Gully fremholdt dette syn for myrjordens vedkommende; Cameron, Parker og Harris hevdet at det samme gjaldt mineraljord.

Da det blev vist at de ovenfor nevnte fenomener er av kjemisk natur, blev det imidlertid unödvendig å anta fysisk absorpsjon. Deikuhara fant at omsetningen mellom en sur jord og et nøytralsalt ikke var en enkel absorpsjon. Al blev avgitt fra jorden i omtrent ekvivalente mengder til den absorberte base, og siden Al-saltet farver blått lakmuspapir rött, viste



ganske naturlig oppløsningen sig på dette vis som en syre. Truog viste at omsetningen følger de ordinære stökiometriske lover; men fenomenene kan bli kompliserte ved sekundære reaksjoner.

Senere er det utfört et stort arbeide angående lermaterialet, det organiske stoff og baseutbytningen. Det har da vist sig at jorden inneholder to typer av syrer, nemlig de organiske humussyrer og de uorganiske "lersyrer". Disse besidder alle de vanlige sure egenskaper, med modifikasjoner som skyldes den spesielle karakter av den kompliserte anjon. (Om reaksjonen se foran.)

Jordens metningskapasitet. Gedroiz har målt graden av umettethet i jord ved å titrere ekstraktet, som han fikk ved å utvaske en jordpröve med normalt bariumklorid. Analogien mellom jorden og svake syrer blev derved fört videre, og forsök blev gjort på å bestemme de utbyttbare vannstoffjoner ved å måle absorpsjonen av baser fra alkaliske oppløsninger. Hissink utförte titreringer av jord med bariumhydroksyd og beregnet derav umettetheten. Ved å legge mengden av utbyttbare baser (S) sammen med den målte umettethet, fikk man et uttrykk for metningskapasiteten (T), og man kunde da uttrykke metningsgraden som blir lik  $\frac{S}{T}$ .

Ved disse undersökelser er funnet at de höieste verdier for metningsgrad innen humide strök ligger ved ca. 55 %, selv om jorden inneholder kalsiumkarbonat. Altså optrer omtrent 45 % H-joner blandt de absorberte, men utbyttbare katjoner.

Mange andre metoder for bestemmelse av metningskapasiteten er blitt foreslått. Kelly utvasker en alkalisk jord eller en som er gjort alkalisk, ved tilsetning av bariumhydroksyd med nöittralt ammoniumacetat, fjerner overskuddet ved metylalkohol og bestemmer totalmengden av ammonium som blev tilbake i jorden. Dette blir da ekvivalent til metningskapasiteten. Graden av umettethet får man da ved å trekke mengden av utbyttbare baser fra metningskapasiteten. Page og Williams har foreslått tilsetning til jorden av overskudd av kalsiumkarbonat. Derpå ekstrahering med n NaCl. Kalsiuminnholdet gir da metningskapasiteten. Overskuddet av Ca over mengden av utbyttbar Ca i jorden för behandlingen gir metningsgraden.

Disse metoder gir et hensiktsmessig supplement til bestemmelsen av utbyttbare baser.

## VI. Luftvekslingen i jorden som ökologisk faktor.

### 1. Innledning.

Lars-Gunnar Romell har i et större arbeide i 1922, publisert av Statens Skogsförsöksanstalt, Sverige, redegjort for undersökelser over hvorvidt en manglende luftveksling i jorden kan före til for meget kullsyre og for lite surstoff, slik at dette får ökologisk betydning.

Der er utfört er rekke analyser av jordluft fra jord med naturlig leiring. Av det foreliggende tallmateriale kan sluttes at surstoffinnholdet synker og CO<sub>2</sub>-innholdet stiger med stigende dybde under jordoverflaten. Ved analyseserier gjennom året har man funnet minimum av O<sub>2</sub> og maksimum av CO<sub>2</sub> ved höisommer eller sensommer og det omvendte i den kolde årstid. Under andre klimatiske forhold kan dette stille sig anderle-



des. Surstoffinnholdet holder sig oftest ved 18 - 20 volum %. CO<sub>2</sub>-innholdet er alltid meget høiere i jorden enn i atmosfæren, men overstiger sjelden 1 - 2 volum %. Et høit kullsyreinnhold følges av lavt surstoffinnhold.

Variasjonene i jordluftens sammensetning er dels de regelmessige årlige, dels uregelmessige, stedlige variasjoner og variasjon med dybden under jordoverflaten. Årsakene til disse variasjoner har man sett i forbindelse med surstofforbruket i jorden, produksjonen av kullsyre og særlig den forskjellige luftveksling.

Kullsyreproduksjonen i akerjord er ofte stor, og man har ofte funnet at luftens kullsyreinnhold tiltar over en bevokset aker om sommeren, på tross av den livlige CO<sub>2</sub>-assimilasjon som finner sted. Produksjonen av CO<sub>2</sub> overskrider altså forbruket. Produksjonen av kullsyre pr. m<sup>2</sup> jordflate angis til 7 - 10,5 l. pr. dag ved 15° C. efter beregning på grunnlag av Sjöströms produksjonstall. Stoklasa og Ernest angir 13,5 gr. CO<sub>2</sub> pr. dag og m<sup>2</sup>, hvilket sverer til den laveste av de førnevnte tall.

For skogjord fant Stoklasa og Ernest i Mellemeuropa høiere tall enn for akerjord. I Sverige fant Lundegårdh i lövskog 2 - 5 l. pr. dag ved 15° C. Romell har med en forbedret metode bestemt minimalverdien for kullsyreproduksjon i bøkeskog på Hallands Väderö til 5,2 gr. = 2,8 l. pr. dag og m<sup>2</sup>.

Utbygningen mellom jordluft og atmosfærisk luft er søkt belyst ved bestemmelse av kullsyreproduksjonen og forrådet av kullsyre i jorden. Beregninger viser at i en normal akerjord avgis pr. time midt på sommeren så meget kullsyre som svarer til forrådet herav til 20 cm's dybde. Denne kullsyreavgivelse betegnes av Romell normalgjennemluftningen. For skogbunnsjord fåes ved lignende beregning en avgivelse pr. time svarende til kullsyreforrådet til 19 cm's dybde. At en sådan livlig kullsyreavgivelse til luften foregår ganske almindelig, ansees sannsynlig. At man har funnet en tydelig økning av de nedre luftlags kullsyre med økende kullsyreproduksjon i jorden, taler for det. Den samme forutsetning ligger også til grunn for kullsyregjødsling ved innblanding av kullsyreavgivende stoffer i jorden.

## 2. Luftvekslingen som økologisk faktor.

Planterøttene ånder og forbruker derved surstoff. Dette påvistes allerede av Saussure for snart 100 år siden. Man fant også tidlig at store mengder kullsyre virket skadelig, ikke bare ved å fortrenge surstoff, men også på annet vis (giftvirkninger). Spørsmålet blir så om surstoffmangel eller kullsyreoverskudd, som kan optre i jorden, har betydning for organismenes utvikling og vekst. Og videre om plantene viser forskjelligheter overfor forekommende forandringer i disse forhold.

De surstoff- og kullsyremengder som angis som kritisk for plantene, er sammenstillet av Romell. Tallene er sterkt varierende. Men den generelle slutning blir at en variasjon i kullsyreinnholdet av et par pct. neppe er farlig (Romell).

Fysiologiske forsøk har videre vist at med avtagende surstofftrykk avtar åndingsintensiteten og går til slutt over i såkalte intermolekylær ånding, hvorved alkohol o. lign. produkter opstår. Ifølge Russell og Appleyards undersøkelser (se jordluften) har man to slags jordluft, en surstoffrik og en surstoffattig, men kullsyrerik, som er opløst og absorbert i jorden. Også i godt gjennemluftet jord kan det optre centrer med surstoffmangel, hvilket bevises av anerober bakteriers fore-



komst.

En rekke forsök viser at forskjellige planter reagerer forskjellig overfor dårlig gjennemluftning og som følge derav overskudd av kullsyre og underskudd av surstoff. Påfallende er naturligvis forskjellen mellem vann- og landplanter. Røttenes vannoptagelse såvel ved filtrasjon som ved aktiv opugning hemmes sterkt ved surstoffmangel. Også en for sterk konsentrasjon av CO<sub>2</sub> vanskeliggjør stofftransporten.

At landplanter ofte ikke trives godt i vannkulturer, antar Romell skyldes for liten tilgang på surstoff, og den gunstige virkning av hyppig fornyelse av næringsvæsken kan iallfall delvis skyldes øket tilførsel av surstoff. Produksjon av giftstoffer i voksesubstratet eller plantene kan skyldes surstoffmangel. Sådanne giftproduksjon kan foregå også i naturlig jordbunn.

Ved fysiologiske forsök har man fastslått at planterötter som vokser i vann, kan utskille organiske syrer, mens sådanne ikke er sikkert påvist når surstofftilgangen var normal. Forklaringen på disse fenomener er gitt av Stoklasa og Ernest 1908. Ved normal surstofftilgang produserte alle undersøkte planterötter bare CO<sub>2</sub> og muligens noget H. I en atmosfære med 6 % O<sub>2</sub> derimot myresyre, acetaldehyd og aceton, i enkelte tilfelle også eddiksyre og oksalsyre. Av disse er flere sterke plantegift.

Giftstoffer i jorden er i de senere år blitt studert i Amerika. Slike er funnet i myrvann og ekstrakt av myrjord. Den uheldige virkning av myrvann tør direkte skyldes surstoffmangel og stort innhold av CO<sub>2</sub>. Ved opbevaring i åpne beholdere og gjennemluftning opheves skadevirkninger delvis. Men andre giftstoffer må også til dels optre. De har ikke kunnet uskadeliggjøres ved kokning og inndampning, men derimot ved fint delt kull og utfelning med ammoniumsulfat. Denne forekomst av gift settes i forbindelse med dårlig gjennemluftning. En av de isolerte giftstoffer er dihydroksystearinsyre. Den forsvinner ved normal surstofftilgang.

Det fremgår herav at plantene viser forskjellig evne til å tåle surstoffmangel og at luftvekslingen derfor er en viktig økologisk faktor.

På grunnlag av gjennomgåelse av litteraturen angående luftvekslingen i jorden kommer Romell til det resultat at hvor man har sikre opplysninger om skadevirkning av for dårlig gjennemluftning, dreier det sig om jord som er for rå og vannholdende. Videre foreligger lignende erfaringer for meget lerrike jordarter. En lang rekke forfattere hevder at råhumusen har dårlig luftveksling. For nærmere å studere skogjordens gjennemluftning har Romell utført en rekke jordluftanalyser, særlig i råhumus fra Nord-Sverige. Prøver av jordluften er utsuget av jorden og analysert ved hjelp av et Krogs mikroanalyseapparat.

De variasjoner som er funnet i jordluftens surstoffinnhold fra 1920 til 1921 og til forskjellige tider på året, forklares ved at jorden har inneholdt forskjellige mengder vann.

Forandringen i surstoff- og kullsyreinnhold med dybden i en "normaldrenert" (vel drenert) jord er ganske langsom. I andre tilfelle kan økningen i CO<sub>2</sub> skje raskere mot dybden, og det står da gjerne i forbindelse med vanninnholdet.

Med hensyn til jordtypers forhold til gjennemluftningen viser analysene at ingen av de undersøkte råhumustyper har nogen dårlig gjennemluftning. I vannmettet råhumus er gjennemluftningen dårlig som i annen våt mark. Best er forholdene



studert i övre Norrland. Det viser sig at morener med normal drenering har tilfredsstillende luftveksling. I forsumpet skog er gjennemluftningen derimot, endog under tørrperioder, mange steder dårlig. Selv på liten dybde kan finnes så lavt surstoffinnhold som 1 %.

På furumoer er luftvekslingen god. I råhumus fra bökeskog på Høllandsås var luftvekslingen god, endog under en fuktig periode. På dårlige lyngheier var luftvekslingen forskjellig; men den dårlige gjennemluftning optrådte dog bare på noget større dyp. På gode skogplantede heier var gjennemluftningen god. På myrer kan luftvekslingen være bra over grunnvannet. I lerjord har luften i sprekker og kanaler atmosfærens sammensetning.

Det fremgår altså av disse undersøkelser at den ugunstige beskaffenhet av råhumusen ikke skyldes dårlig gjennemluftning.

Hvor jorden er forsumpet eller vannrik, er dog luftvekslingen dårlig, så mangel på surstoff optrer, og dette er da medbestemmende for denne jords ugunstige tilstand.

### 3. Tilbakeblikk og skoglig betydningsfulle resultater.

Surstoffets avtagen i jorden er uheldig. Faren herfor skyldes for stort vanninnhold. Undtagelser gjelder når vannet er i bevegelse. Det inneholder da rikelig surstoff. Diffusjonen er avgjørende for luftvekslingen i skogjorden, og diffusjonen forløper med samme hastighet, undtagen i meget finkornet og kompakt jord, men går ytterst langsomt i vann. Det blir derfor luftmengden i jorden som blir avgjørende for luftvekslingen. Når vanninnholdet ikke er for stort, er luftvekslingen i jorden ifølge de svenske undersøkelser fullt tilfredsstillende.

Råhumusens uheldige egenskaper står ikke i forbindelse med dårlig gjennemluftning. Råhumusen hindrer tvertimot jordens tilslemning ved regn og kan derved hindre en dårlig gjennemluftning.

I forsumpet jord er der dårlig gjennemluftning. I henhold hertil er den eneste måte å skaffe øket surstoffmengde å grøfte vekk overflødig vann. Å smuldre jorden i skogen for å skaffe mere luft er unødvendig. For kulturjord er derimot dette effektivt og nødvendig.

## VII. Stofftransporten i jorden under våre forhold og dens betydning for gjødsel- og kalkbehov.

### 1. Grunnvannsbevegelsen, dens relasjon til jordens fruktbarhet og gjødselbehov.

Innledning. Når jord og plantevekst er overlatt til sig selv, er plantene henvist til å greie sig med den næring som kan optas fra jorden eller luften. Det viser sig under slike forhold at jordens evne til å forsyne planteveksten med næring er høist varierende. Enkelte steder er veksten yppig, mens den andre steder er kummerlig. Selv om dette ikke alltid skyldes varierende innhold av tilgjengelig næring, så er i hvert fall forsyningen hermed en medvirkende årsak til den ulike vekst. Hvor der vokser godt, må iallfall næringstilgangen være god.



Den ulike evne som jorden således har til å forsyne plantene med den nødvendige næring, kan ha forskjellige årsaker. Jorden kan f.eks. bestå av næringsrikt materiale. Der kan finnes forholdsvis store forråd av tilgjengelig næring i jorden eller jordens mineralmateriale kan lett ved forvitringen avgi oppløselig næring. De apatittrike gabbroer skulde således gi en jord som skulde ha evne til å forsyne planteveksten med rikelige mengder fosforsyre. De glimmerrike bergarter, som fyltitt og biotittrike eruptiver, skulde lett avgi kali. Og muldrik jord eller myr som er i god omsetning, avgir betydelige mengder kvelstoff. Forrådet av oppløselig materiale transporteres i jorden med jordvannet. Og denne transport er av stor betydning for plantenes forsyning med næring.

Stofftransporten kan dels foregå vertikalt nedover, dels oppover mot overflaten og dels sidelangs med grunnvannsstrømmer nedover skråninger eller hvor vannet i det hele lettest slipper frem i jordmaterialet. Fra praktisk synspunkt har denne stofftransport stor betydning, særlig derved at den er viktig for jordens gjødsel- og kalkbehov. Dette skal vi for grunnvannsstrømmenes vedkommende søke å belyse i det følgende. For å belyse grunnvannsbevegelsens betydning vil vi i ganske stor utstrekning benytte resultater fra undersøkelser av naturlig jordsmonn. Dette er berettiget for det første ut fra det faktum at vår dyrkede jord for kortere eller lengere tid siden har vært udyrket, og dernæst vil jorden også etter opdyrkning vise en lignende stofftransport som den der før gjorde sig gjeldende.

Stofftransportens virkning på kalk- og gjødselbehovet vil vi, i mangel av direkte undersøkelser, søke å belyse ved undersøkelser angående jordens innflytelse på den naturlige plantevekst samt ved terrengforholdenes og grunnvannets virkning på viktigere egenskaper ved jorden.

Grunnvannet og grunnvannsstrømmene. Når sigevannet på sin vei nedover i jorden treffer et jordlag som er mindre gjennomtrengelig enn det overliggende, vil det stemmes op. Der oppstår da en form av jordvann, som almindelig kalles grunnvann. Dette vil nu på grunn av tyngdekraften i likhet med vann på jordoverflaten bevege sig i den retning hvor den minste motstand finnes. Man får derved grunnvannsstrømmer. Disse følger Darcys lov. De vil komme i gang desto lettere jo sterkere helning det vannstansende lag eller grunnvannsspeilet har og jo mere løst og åpent det materiale er hvori vannstrømmen går. Vannets temperatur vil også spille en rolle, idet lettflytetheten tilter med stigende temperatur. Slike grunnvannsstrømmer er lette å iakttas ute i marken i kupert terreng. Hesselman og andre har ofte påpekt disse grunnvannsstrømmer som årsak til fenomener i forbindelse med jordsmonn og plantevekst. Man har også metoder til å konstatere grunnvannsstrømmene og til å måle deres hastighet. De grunnvannsstrømmene følger Darcys formel, og de størrelser som inngår i den, er høist varierende, må de komme til å arte sig høist forskjellig. I almindelighet er grunnvannsstrømmenes hastighet meget liten. Den svenske forsker Rickert angir tall som ligger mellem 0,5 og 2,2 m. pr. døgn svarende til ca. 200 - 800 m. pr. år. Sederholm angir for vannbevegelsen i finske åsdannelser (rullestensasåser) nogenlunde tilsvarende tall. I Sverige har man undersøkt grunnvannsbevegelsen i moreneskråninger. Hastigheten var i Rokliden i Vesterbotn temmelig liten (1,5 og 2,4 cm. pr. døgn, svarende til 5,48 - 8,76 m. pr. år). Ved andre forsøk på Svartberget i samme trakt lyktes det ikke å konstatere grunnvannsstrøm; men salt som blev tilsatt grunnvannsbrønner, forsvant relativt hurtig. Vannets bevegelse foregikk altså dypere enn grunnvannsbrønnene rakk. Ototsky angir for områder hørende til de russiske stepper, hvor jorden er flat og ganske tett, en grunnvannsbevegelse av 20 m. pr. år.



Hvordan vil så disse grunnvannsstrømmer stille sig under våre forhold?

Innen moreneområdet, hvor terrenget ofte er sterkt kupert og de løse avleiringers mektighet oftest er liten, vil fjellgrunnen virke som et vannstansende lag og tvinge vannet til å bevege sig i selve jordmassen nedover skråningene. Jo mindre dybde morenen har, jo mer merkbar vil vannbevegelsen bli.

Imidlertid vil det vanlige, lerholdige morenemateriale, som representerer bunnmorene og har vært utsatt for trykket av veldige ismasser, være temmelig tett og lite gjennomtrengelig. Den svenske hydrolog Rickert uttaler således at morenematerialet, særlig bunnmorenen, er meget lite gjennomtrengelig, mens overflatemorenen inneholder mere utvaskede og porøse partier. En annen svensk forsker A. G. Högborn uttaler sig i lignende retning om de i svensk Norrland forekommende moreneavleiringers gjennomtrengelighet. Anderledes forholder det sig med de øvre lag av morenen, som dels kan representere materiale som er falt ned fra ismassen under avsmeltingen, eller som senere er utvasket og som endelig er påvirket av jordsmonndannelsen. Det synes å være en vanlig foreteelse at i hvert fall de øverste 50 - 80 cm. tykke lag av morenen, som av de løse avleiringer i det hele, ved plantevekstens og forvittringskreftenes påvirkning er betydelig løsere og lettere gjennomtrengelige enn det dypereliggende materiale. Dette illustreres av en rekke undersøkelser fra vårt land, som viser temmelig forskjellig porevolum i forskjellig dybde. Tettheten tiltar mot dybden. Den uforvitrede undergrunn vil derfor i nogen grad komme til å virke som et vannstansende lag og fremkalle en vannbevegelse parallelt med overflaten i skråninger.

Den ulike vannbevegelse i morenens forskjellige deler illustreres også av Tamm's forsøk med å utsuge vann fra jorden ved hjelp av kvikksølvpumpe. Fra morenens forvitrede skikter avgas vannet lett; men fra de dypere, uforvitrede lag av morenen og like under 50 cm. tykke torvlag var det vanskelig å få vannet suget ut. Dette siste tyder på at det ikke alltid er betingelser for strømming av vann i de øvre lag av mineraljorden. På grunnlag av et overordentlig stort antall undersøkelser i Nord-Sverige uttaler Tamm at mineraljorden like under 50 cm. tykke torvlag er impregnert med humussubstans. Grenselaget mellom humus og mineraljord virker tørt, da fritt, hydrostatisk vann mangler. Et sådant skikt er omtrent ugjennomtrengelig for strømmende vann.

Hvor morenematerialet i overflatelagene er utvasket for finpartikler etter avsetningen (f.eks. nær den marine grense, langs bekker og elver) og terrenget samtidig er skrånende, kommer livlig grunnvannsbevegelse i stand. Eksempler på slike terrenger er beskrevet av Tamm fra Vesterbotten og i Målartrakten.

Av det som foran er nevnt om vannbevegelsen i jordlagene, vil fremgå at hvor man har sand eller grus ovenpå lere eller annet tett materiale, vil vannbevegelse lett komme i stand. Likeså i morene- og forvittringsjord som optrer i skråninger og danner relativt tynne lag. Grunnvannstilsiget minsker her i høi grad faren for tørke. I lerjorden vanskeliggjøres nok bevegelsen. Den blir i det hele tregere og tregere jo mere fin-kornet jorden er. Dog vil også i lerjord tilsiget av vann til de nedre deler av skråningene gjøre sig gjeldende. Lerens øvre lag er ofte gjennemsatt av sprekker, dessuten finnes kanaler efter planterøtter og metemark, som danner veier for vannet. Grunnvannsstrømmer må i det hele under våre jordbunns- og terrengforhold være en meget almindelig foreteelse. Man kan visse-lig fastslå at mer eller mindre livlige grunnvannsstrømmer op-trer overalt hvor terrenget er skrånende, og særlig hvor de øvre jordlag er lett gjennomtrengelige og hvor man har et tett



lag et stykke under overflaten.

Virkingen av bevegelig grunnvann på jordsmonnets utvikling. Tallrike undersøkelser i vårt eget land og andre nordiske strøk har vist at grunnvannsbevegelsen har en dominerende innflytelse på humusdannelsen. Hvis mengden av vann som siger nedover skråningene, blir for stor, blir jorden forsumpet. Omsetningen av det organiske avfall foregår relativt langsomt, og man kan selv i skrånende terreng få utviklet myrjord. Så lenge vannet er i bevegelse, blir plantematerialet dog så sterkt omdannet at man ikke kan gjenkjenne plantestrukturen. Når vannet derimot blir stagnerende, dannes mere torvartet materiale. I forsenkninger langs med bekkefar og den nedre del av skråninger, hvor mengden av bevegelig grunnvann ikke er så stor at forsumpning fremkalles, finner man næsten uten undtagelse at det organiske materiale er godt omdannet og godt blandet med mineraljorden. Muldinnholdet strekker sig ofte til stor dybde, ikke sjelden 40 - 50 cm. Men ophopningen av organisk stoff er sjelden særlig sterk, idet omsetningen går raskt. At der foregår en gunstig humusdannelse under innvirkning av bevegelig grunnvann, er et generelt fenomen, som fremgår av tallrike undersøkelser ikke bare i Norge, men også i en rekke andre land. Den primære årsak til den gunstige humusdannelse, hvor der opptrer grunnvannsbevegelse, er for det første den jevne og rikelige fuktighet. Denne fuktighet viser sig også å være rik på næringsstoffer og surstoff. Elektrolyttinnholdet er i regelen langt større enn for stagnerende grunnvann, og enda større forskjell er der for surstoffets vedkommende.

Dette surstoff- og næringsrike vann har utpreget tendens til å fremkalle en fordringsfull urte- og gressrik vegetasjon. Ofte får man en overordentlig yppig plantevekst, selv høit over havet og langt mot nord, hvor grunnvannsbevegelsen i de øvre jordlag er livlig. Bredbladede fordringsfulle urter, som lushatt, storkenebb, bregner o. lign., kan bli mannshøie. Eksempler på dette finner man i vårt kupert terreng ganske almindelig. Mest utpreget er det hvor der er tilsig fra ovenfor liggende strøk med baserike bergarter eller jordarter; men fenomenet er også tydelig nok andre steder.

Den frodige vegetasjon som lett innvandrer ved tilsig av frisk fuktighet, må nødvendigvis være gunstig for humusdannelsen. De urteaktige planter omdannes lett. Deres røtter trenger dypere ned enn de typiske råhumusdanneres og bringer organisk materiale nedover til ganske stor dybde. De helt forskjellige ernæringsbetingelser på jord med tilsig av næringsrikt vann og uten sådant vil sannsynligvis gi anledning til at forskjellige grupper av mikroorganismer vil optre. Det er nemlig en kjent sak i mikrobiologien at de forskjellige organismer stiller forskjellige krav til næringssubstratet. Det kvelstoff- og kalkrike avfall av gress og urter vil videre tilfredsstille de mest fordringsfulle mikroorganismer. Det er derfor sannsynlig at materialet vil angripes av et stort antall ulike organismer. Til denne mikroorganismenes trivsel bidrar også den rikelige og fremfor alt jevne tilgang på vann.

Ved utallige undersøkelser har det vist sig at humus som er påvirket av bevegelig grunnvann, viser livlig nitratdannelse og gunstige reaksjonsforhold. I vårt eget land synes undersøkelsene å vise overordentlig stor forskjell i de nevnte retninger mellom jord med grunnvannsbevegelse og uten sådan. Nitrat produseres praktisk talt overalt hvor der er bevegelig grunnvann, og pH-verdien ligger høiere, ofte 1 - 2 pH-enheter over omgivende strøk. Videre er det nu en kjent sak at grunnvannsbevegelsen i høi grad motvirker utvaskningen. Dette er også naturlig. For det første vil nemlig den gunstige humus avgi langt mindre av sure stoffer som virker oppløsende på jordens bestanddeler. Dernæst vil den opadgående stofftransport som følge av jevnere vanninnhold bli større. Det viser sig at selv innen de mest utpregede pødsolstrøk får man utviklet



brunjord i godt drenerte dældrag og skråninger, hvor grunnvannsbevegelsen er livlig uten å fremkalle forsumpning.

Strukturforholdene i humusskiktet påvirkes også overordentlig gunstig av det bevegelige grunnvann. Den nærmestliggende årsak hertil er den sammenfnokkende virkning av de optredende elektrolytter, den gode omdannelse av det organiske avfall og den intensive blanding av organisk og uorganisk materiale.

Det bevegelige grunnvanns virkning på planteveksten og gjødselbehovet. Så stor forskjell som det bevegelige grunnvann fremkaller i jordens egenskaper, må man vente en påtagelig virkning både indirekte og direkte på planteveksten. Indirekte må jordsmonnets gunstige omsetningsforhold, humusdekkets muldrikdom, store dybde og overordentlig grynede struktur virke. Direkte gjør særlig den jevne fuktighet og jordvæskens relativt store næringsinnhold samt de gunstige omsetningsforhold sig gjeldende. I skogen er det rent påfallende hvor meget bedre det vokser i skrånende terreng og i vel drenerte dalsøkk enn andre steder. Slike dældrag med bekker kaller man i Sverige "lunddælder". Nåleskogen rekker på sådanne steder enestående frodighet, der er tendens til innvædring av fordringsfulle løvtrær, og bunnvegetasjonen er gjerne, hvis lysforholdene tillater det, meget yppig og består av fordringsfulle gress og urter. På beiter er forholdet like fremtredende. Mens der på jevne flåter og særlig forhøininger ofte optrer en sparsom gressvekst, finner man hvor grunnvannsbevegelsen gjør sig gjeldende, særlig i den nedre del av skråningene og i vel drenerte dalsøkk, en frodig vekst av søttig beitegress. Veksten viser sig også å være temmelig uavhengig av tørkeperioder, som ganske hyppig inntreffer over store deler av vårt land.

Også for kulturjordens vedkommende legger man lett merke til det samme. De fleste gårdbrukere er sikkert opmerksom på hvordan man enkelte steder år efter år kan høste bra avlinger selv med meget liten gjødselanvendelse. Derimot er det kanskje de færreste som har gjort sig op et klart bilde av årsaken til dette. Med vårt nuværende kjennskap til grunnvannsstrømmenes optreden og egenskaper kan den utpregede fruktbarhet i den nedre del av skråninger og i dalsøkkene forklares. Den skyldes utvilsomt i de fleste tilfelle den jevne fuktighet og den tilførsel av næringsstoffer fra de ovenforliggende strøk som grunnvannssiget medfører. Bevis for at det virkelig forholder sig slik, er at de fruktbare, lite gjødselkrevende områder særlig finnes hvor man efter terrengets, de geologiske forholds og jordmaterialets beskaffenhet må vente livlig grunnvannsbevegelse. Under visse forhold kan det stille sig slik med det strømmende grunnvann at tilstanden minner om forsøkskar med stadig gjennomstrømning av næringsopløsning.

Nogen bevisst forsøksmessig belysning av det strømmende grunnvanns betydning for gjødselbehovet er ennå av gode grunner ikke utført. Men fra gjødslingsforsøkene har man en del eksempler på lite eller intet utslag av den tilførte gjødsel. Det er overveiende sannsynlig at disse unøtagelsestilfelle ofte står i forbindelse med strømmende grunnvann.

Ved gjødslingsforsøk er det naturligvis overordentlig viktig å være opmerksom på det bevegelige grunnvanns virkning. Områder med og uten grunnvannsbevegelse må undersøkes hver for sig, før man kan få den fyldest mulige rede på jordens gjødselbehov. Men allerede på det nuværende tidspunkt kan det fastslås at man ved gjødslingen må ha sin opmerksomhet henvendt på dalsøkkene, den nedre del av skråningene og andre steder, hvor man kan vente sig strømmende grunnvann. Det er fullt berettiget å tære på denne fruktbarhet, d.v.s. å innskrenke gjødselanvendelsen på slike steder til fordel for andre områder som er fattigere fra naturens hånd.



## 2. Den vertikale transport av næringsstoffer i jorden.

Sigevannet og den kapillære vannbevegelse i jorden. Nedbørs-  
vannet som treffer løse avleiringer, vil dels straks fordunste  
fra overflaten, dels vil det søke avløp som overflatevann og  
dels trenger det ned i jorden. En del av det vann som trenger  
ned i jorden, omslutter jordpartiklene som tynne hinner og ut-  
fyller de små kapillære åpninger i jordmassen. Dette vann fast-  
holdes ved adhesjon og overflatespenning. Disse krefter hin-  
drer tyngdekraften i å føre vannet nedover i jorden og gjør at  
det kan bevege sig så å si uavhengig av sin tyngde. Den almin-  
delige lov for denne såkalte kapillære vannbevegelse er at be-  
vegelsen foregår fra de fuktigere til de tørrere steder, idet  
overflatespenningen i partiklenes vannhinner øker med avtagen-  
de vannmengde. Da vannforbruket i jordens overflateskikt på  
grunn av fordunstning og plantenes optagelse er stort, vil jor-  
den almindelig være fuktigere i de dypere lag enn i overflate-  
skiktene. Man vil derfor i regelen få en opødstigende kapillær  
vannstrøm.

Når jorden mottar vann etterat den er kapillært vannmettet,  
fylles helt eller delvis de større, hydrostatiske åpninger,  
hvor vannet ved tyngdekraftens påvirkning føres nedover. Dette  
vann kalles sigevann. Det siger nedover i jorden, hvor den min-  
ste motstand er å finne, og mengden kan måles ved såkalte ly-  
simetre eller et drensytstem fra et avgrenset område.

Utvaskningen av verdistoffer. Av spesiell interesse når  
det gjelder spørsmålet om jorden og gjødslingen, er den utvask-  
ning av næringsstoffer som under humide forhold finner sted.  
De forskjellige verdistoffer utvaskes ikke like lett:

Kalken hører til de stoffer som lett utvaskes i store  
mengder. Kalsiumkarbonat kan, når jordvannet er surt og sig-  
evannsmengden er stor, således som særlig Tamm (1920) har på-  
vist, helt forsvinne fra de øvre jordskikt. Også kalk i  
form av apatitt utvaskes under slike forhold meget lett. Det  
samme er tilfelle med absorbtivt bundet kalk, idet Ca-jonene  
lett ombyttes mot den sure jordvæskes H-joner. Kalk som er  
bundet i form av silikat, angripes derimot vanskeligere.

Den kalk som på forskjellig vis berøves de øvre jordlag,  
er meget lett transportabel. Det synes vanskelig å komme til  
utfelling i jordsmonnet. Man finner ingen ophopning av kalk  
i de sterkt utvaskede profilens rustjordskikt (Tamm 1920).  
Kalken føres med sigevann og grunnvannsstrømmer til elver og  
bekker, og disses vann viser derfor alltid et større eller  
mindre kalkinnhold. Braedlie (1930) fant således i elvene  
som løper ut i Trondheimsfjorden, gjennomsnittlig for året  
5,83 - 12,36 mg. CaO pr. liter. I en rekke svenske elver fant  
Hoffmann-Bang (1904) 3,27 - 67,76 CaO pr. liter. At utvasknin-  
gen av kalk også foregår fra dyrket jord, fremgår av tallrike  
lysimeterforsøk fra humide trakter. Man har funnet store meng-  
der kalk i sigevannet. Ved lysimeterforsøkene på Experimental-  
fältet ved Stockholm, hvor middelnedbøren er ca. 500 - 600 mm.,  
blev der således ifølge Franck (1928) fra en kalket lerjord  
bortvasket fra 7,6 - 56 kg. CaO pr. år og mål.

Kvelstoffet transporteres også lett med vannet i jorden.  
En interessant undersøkelse av salpeterets vandring i  
jorden er utført av Simon Johansson (1910) på forsøksfeltene  
ved Ultuna. Det viste sig at i den tid da fordunstningen fra  
jordoverflaten var sterkest, optrådte de største salpetermeng-  
der på brakket jord i det øverste 10 cm. tykke jordskikt. Ef-  
ter regn fant man derimot de største mengder dypere nede. Det-  
te er også hvad man måtte vente. Salpetersyrens anjon ( $\text{NO}_3$ )  
absorberes ikke i jorden. Den følger derfor lett jordvannet på  
dets vandring. Lysimeterforsøkene viser da også stor bort-



førsel av nitratkvelstoff med sigevannet. Ved de tidligere nevnte forsök ved Experimentalfeltet taptes således 6,5 - 9,2 kg. pr. år og mål fra lerjord under kultur. I henhold hertil skulde man da også vente å finne adskillig nitratkvelstoff i elvevannet. De foreliggende undersøkelser viser dog ganske små mengder. For vårt eget lands vedkommende kan nevnes at Braedlie i elvene i Trøndelag fant høist 0,10 mg. pr. liter gjennemsnittlig for året. Lignende resultater fremgår av Hoffmann-Bangs (1904) undersøkelser i Sverige. Undersøkelsene i Trøndelag tyder på at kvelstoffet under de forhold som der er herskende, i vesentlig grad vandrer som organiske kvelstofforbindelser. Av disse optrådte ca. 5 - 7 ganger så meget som av nitratkvelstoffet, nemlig 0,524 - 0,705 mg. pr. liter. I denne forbindelse bør nevnes at Weis (1929) ved undersøkelse av danske hedejorder har funnet at de lettopløselige humusemner som trenger dypest ned i jorden, nettopp er de som inneholder mest kvelstoff.

Kalimineralenes forvitring og kaliets utvaskning er under våre forhold av spesiell interesse. Goldschmidt (1922) har ved undersøkelser og beregninger funnet at den norske fjellgrunn er usedvanlig glimmerrik. Dette skyldes dels at våre bergarter i høi grad har vært utsatt for metamorfose, hvorved der er foregått en nydannelse av glimmer på bekostning av kalifeltspat. Dels har våre eruptive bergarter allerede fra begynnelsen vært glimmerrike typer. Med hensyn til de viktigste kaliførende mineralers optreden i den norske fjellgrunn angir Goldschmidt at

Kalifeltspat utgjör	15	vektspct.
Biotitt	10	"
Muskovitt	5	"

Det viser sig nu videre ved undersøkelser av Rinne, Blanck, Goldschmidt o.a. (Goldschmidt 1922) at glimmer, og særlig biotitt, forholdsvis lett avgir sitt kali. Dette skjer uten nogen større forandring i glimmerets utseende. Og omsetningen antas å være av lignende natur som den der foregår i seolitter. Der foregår en utveksling av katjoner. Det sure jordvanns H-joner kan således erstatte K-jonene i glimmeret. At glimmerminerale- ne under naturlige forhold så vel som i kunstige voksesubstrater (vann og sand) virkelig avgir betydelige mengder kali, fremgår av de tallrike vegetasjonsforsök med glimmer som kalikilde. Slike forsök er blandt andre steder utfört ved Landbrukshöiskolens botaniske institutt av Hansteen Cranner, og markforsök med kaliholdige mineraler er utfört forskjellige steder i vårt land, ved samarbeide mellem Statens Råstoffkomite og Landbrukshöiskolens jordkulturforsök (Solberg 1928). Både ved disse og andre forsök har man fått betydelig kalivirkning av glimmer, spesielt av biotitt og flogopitt.

Kaliet i feltspat avgis vanskeligere. Således angir Tamm (1920) at den kaliholdige feltspat mikroklinnæst kvarts forvitrer vanskeligst av de viktigere, jorddannende mineraler. Imidlertid har dog Tamm vist at det fineste lermateriale undergår kjemiske omdannelser, og ved rystning av grovpulverisert kalifeltspat med kullsyreholdig vann har han påvist at der dannes lere, og kali avgis. Men at denne kaliavgivelse fra feltspat dog under våre forhold må være betydelig mindre enn for glimmerartene, fremgår av tallrike forsök med feltspatpulver som kalikilde. Man har ikke fått nogen videre kalivirkning av feltspatpulveret hverken ved karforsök, som bl.a. er utfört av Sebelien ved det herværende kjemiske laboratorium, eller ved de tidligere nevnte markforsök med kaliholdige mineraler som kaligjödsel. Omfattende forsök av Hj. v. Feilitzen viser det samme.

Det kali som er gått i opplösning, transporteres likesom kalken lett med jordvannet. Man har ikke kunnet påvise nogen



sikker ophopning av kali i de utvaskede profilens rustjord- eller anrikningsskikter (Tamm 1920). Kali inngår derfor som en betydelig bestanddel av sigevannet fra lysimetre og i elvevannet. Ved Experimentalfältet ved Stockholm (Franck 1928) bortførtes således ved lysimeterforsøkene fra en lerjord 1,3 - 6,1 kg.  $K_2O$  pr. år og mål. I Trondheimsfjordens elver fant Braadlie 0,45 - 1,23 mg. pr. liter. Hoffmann-Bang (1904) fant i svenske elver noget større mengder, nemlig fra 1,2 - 4,8 mg. pr. liter.

Fosforsyren, som oprinnelig skriver sig fra mineralet apatitt, forvitrer og utvaskes lett under podsoleringsprosessen, slik som disse har artet sig ved Tamms og andre forskeres undersøkelser innen det nordsvenske barskogområde. Imidlertid viser det sig at fosforsyren ikke er så lett transportabel som de foran behandlede stoffer. Den kommer ofte til avsetning i rustjordskiktet. Men den kan også til dels føres videre med det hydrostatiske vann. En del av Tamms analyser (1920) viser således mindre fosforsyre i rustjorden enn i uforvitret undergrunn. Og fra gammel tid vet man at fosforsyre gjerne avsettes sammen med myrmalm.

I sigevannet fra lysimetre og elvevann optrer i regelen fosforsyren kun som spor.

Den opadgående kapillære stofftransport. I det foregående er den nedadgående stofftransport behandlet. Imidlertid vil man også de fleste steder ha en mer eller mindre livlig opadgående stofftransport. Denne skyldes dels den kapillære vannbevegelse og dels planteveksten.

Når vanninnholdet i de øvre jordskikter blir mindre enn dypere nede, vil overflatespenningen i jordpartikkelens vannhyller i de øvre jordlag øke og kapillært vann suges op mot overflaten. Dette opadgående vann vil vel under våre forhold ha en mindre forvitrende evne enn sigevannet. Men det opadstigende vann beveger sig i de fine kapillære åpninger og kommer derfor i mere intim kontakt med jorden enn sigevannet, som fortrinnsvis beveger sig i de større, hydrostatiske åpninger. Den opadgående vannstrøm får derfor stor evne til å ta med sig oppløselig materiale. Når det kapillære vann rekker overflaten, vil det, vesentlig på grunn av fordunstningen, bli mere koncentrert. Derved vil likevekten mellom de absorberende jordkomplekser og jordvæskene være forstyrret, og mere oppløst materiale vil optas og fastholdes av jordkolloidene. Der kan også komme i stand utkrystallisering av salter i jordoverflaten, eller utfelling kan foregå i bestemte skikter på grunn av luftens påvirkning. Profilutformningen og stoffenes fordeling i jordlagene vil bestemmes av forholdet mellom den ned- og opadgående stofftransport. Etter hvert som sigevannsmengden blir mindre og den opadgående vanntransport større, vil under ellers like forhold utvaskningen avta. Og til slutt rekket en grense, da den op- og nedadgående stofftransport stort sett holder hinanden i likevekt. Hvis sigevannsmengden ytterligere avtar eller vanntransporten til overflaten øker, får den opadgående stofftransport overvekt over den nedadgående. Vi får da en større eller mindre ophopning av salter i jordens overflateskikter. Også når det gjelder den opadgående stofftransport går det ut over plantenæringsstoffene. Hilgard har således på grunnlag av henved 800 analyser av jord, dels fra humide og dels fra aride strøk i Amerika, funnet at angjeldende aride jord inneholdt 12 ganger så meget kalk og 3 - 4 ganger så meget kali som jorden fra humide strøk. Analyser fra vårt eget land viser for øvrig en lignende forskjell mellom de nedbørsfattige og nedbørsrike strøk. 16 analyser av saltbitterjord i Gudbrandsdalen viste således gjennomsnittlig 0,12 %  $P_2O_5$ , 0,40 %  $K_2O$  og 0,82 %  $CaO$ . 17 analyser fra Kvam i Hordalens amt viste derimot bare 0,04 %  $P_2O_5$ , 0,06 %  $K_2O$  og 0,08 %  $CaO$ .



Plantenes stofftransport. I forbindelse med den opadgående salttransport, som fremkalles ved fordunstningen fra jorden, må nevnes at planteveksten også bidrar til å trekke næringsstoffene opover mot jordoverflaten. Næringen optas ikke bare fra de øvre, men også fra de noget dypere jordskikter. Til dels trenger planterøttene ned i disse, dels fremkalles ved røttenes vannoptagelse en kapillær vannbevegelse nedenfra. De stoffer som på denne måte optas, brukes vesentlig i plantenes overjordiske organer, som enten avleires på jordoverflaten eller bortføres. Ifølge undersøkelser av Lawes, Wollny, Hellriegel, King, Leather, Brigs og Schantz og andre bruker forskjellige kulturplanter fra 299 - 797 kg. vann pr. kg. produsert tørrstoff. Herav vil fremgå at plantenes stofftransport må være av stor betydning. Den store forskjell mellom nåleskog og løvskog med hensyn til vanntransporten i jorden er almindelig kjent.

Stofftransportens generelle virkninger på den ville plantevekst. Før vi går over til å behandle den vertikale stofftransportens betydning for gjødslingen, skal vi merke oss noen generelle resultater av denne stofftransport. For det første at jorden hvor sigevannsmengdene blir forholdsvis små, viser et ganske stort innhold av lettopløselig næring i de øvre skikter, mens innholdet avtar nedover mot uforvitret undergrunn. Jorden i strøk hvor der opstår meget sigevann, viser derimot det omvendte forhold. De øvre skikter er mer eller mindre utvasket for oppløselig materiale; næringsinnholdet tiltar nedover mot uforvitret undergrunn.

For det annet skal vi i forbindelse med spørsmålet om den vertikale stofftransport merke oss at det er lettopløselig materiale som ophopes hvor den opadgående transport er i overvekt, og det er likeledes lettopløselige stoffer som forsvinner hvor utvaskningen er i overvekt. Stofftransporten har også stor betydning for jordens reaksjonsforhold. Utvaskningen trekker reaksjonen i sur retning, den opadgående stofftransport trekker i alkalisk retning. Forholdet overfor vann påvirkes også, idet vannholdende, kolloid materiale utvaskes. På grunn av basematerialets utvaskning påvirkes også strukturforholdene. I det hele blir det en vesentlig forskjell mellom jord hvor der stadig foregår utvaskning, og jord hvor den op- og nedadgående transport holder hinannen i likevekt eller hvor ophopning av stoffer finner sted i overflatelagene. Av disse og andre grunner får man en vidt forskjellig plantevekst på utvaskede og ikke utvaskede jorder. På førstnevnte jord får man under naturlige forhold fortrinnsvis nøisomme planter som *Aira flexuosa*, *Festuca ovina*, *Molinia coerulea*, *Pyrola*-arter, *Majanthemum bifolium*, *Trientalis europea* o. lign. Dessuten moser av artene *Hypnum*, *Hylocomium*, *Polytrichum* og til dels *Sphagnum*. Endelig hører lyngarter med til karakterplantene og på tørre steder også lavarter. Disse planter bidrar til utviklingen av et ugunstig råhumusdekke, som i sin tur fremmer utvaskningen.

Jord som er lite eller ikke utvasket, eller hvor den opadgående næringstransport er i overvekt, er med hensyn til næringstilgang, reaksjon og struktur under våre forhold langt gunstigere enn utvasket jord. En allsidigere og fordringsfullere, mere kalkelskende vegetasjon optrer (Hilgard 1914, Lundegårdh 1925), og ved tilfredsstillende tilgang på vann hører det saltanrikede jordsmonn til den beste jord som finnes. Det er derfor ingen tilfeldighet at det nettop er der hvor sådan jord optrer, de eldste kulturstater har utviklet sig. Den knappe tilgang på vann kan dog ofte hindre utnyttelsen av jordens næringsforråd, og til dels er saltkoncentrasjonen så stor at det virker skadelig på planteveksten.



### 3. Den vertikale stofftransports betydning for kalk- og gjødselbehovet og bedømmelsen herav i praksis.

I foregående avsnitt blev der gitt en kort oversikt over den vertikale stofftransport og dens virkninger på jordsmonnet og den ville plantevekst. Vi skal nu betrakte denne stofftransports betydning for jordens kalk- og gjødselbehov. Videre skal vi undersøke hvordan stofftransporten arter sig under ulike forhold i vårt land.

Stofftransporten og gjødselbehovet. Da stofftransporten går ut over de lettopløselige og altså tilgjengelige planteneringsstoffer i jorden, ligger det nær å tenke at den må ha stor betydning for jordens evne til å forsyne plantene med næring og følgelig også for gjødselbehovet. Hertil kommer også den virkning stofftransporten har for jordens og særlig humusdekkets egenskaper i fysisk og biologisk retning.

Efter hvert som den nedadgående stofftransport blir mer og mer intens, må gjødsel- og kalkbehovet øke. Og på den annen side må der kreves mindre og mindre gjødsel og kalk efter hvert som den opadgående næringstransport eller tilstrømmingen av næringsrikt grunnvann blir rikeligere og rikeligere. Til slutt må man rekke et sådant forhold mellem den op- og nedadgående stofftransport at konsentrasjonen av næringsstoffer er tilstrekkelig stor. Det er da også en kjent sak at innen de aride strøk trer gjødselspørsmålet i bakgrunnen. I Gudbrandsdalen gjelder det også som almindelig regel at saltbitterjorden er fruktbar i fuktige år. Men der må efter all sannsynlighet være en påtagelig forskjell mellem de sterkt utvaskede podsoljorder på den ene side og brunjordene og de svakt saltanrikede jorder på den annen side. Dette skulde fra teoretisk synspunkt synes å være selvfølgelig; men det er dog en kjennsgjerning at det ennu er blitt meget lite påaktet, så vel i praksis som ved den forsøksmessige undersøkelse av vår jords gjødselbehov.

Der foreligger imidlertid en del forsøk, som kan tjene til å belyse spørsmålet. Ingv. Grande (1918) har således ved å foreta jordbunnsundersøkelser på eldre forsøksfelter i Trøndelag søkt å bringe på det rene hvordan de enkelte verdistoffer har virket på sterkt forvitret, altså sterkt utvasket lere, sammenlignet med svakt forvitret, altså lite utvasket lere.

Overskudd over tosidig gjødsling ved tilskudd av:

	N	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O
1. Svakt utvasket lere	75	142	42
2. Sterkt " "	149	61	100

Som det vil fremgå av hosstående tabell, er der ikke så liten forskjell mellem virkningen av de forskjellige gjødselstoffer på de to grupper av lerjorder. Kali- og kvelstoffgjødslingen har således gitt det største utslag på den sterkest utvaskede eller forvitrede lere. Fosforsyregjødselen har derimot gitt det beste utslag på den svakt forvitrede lere.

I samarbeide med forsøksvesenet utførte Selskapet for Norges Vels jordbunnsutvalg fra 1911 og en del år utover en rekke kalkningsforsøk på ulike jordarter. Resultatet av disse undersøkelser er offentliggjort i Jordbunnsutvalgets småskrift nr. 10, Om kalkning, som utkom i 1920 (Glømme 1920). Dette arbeide inneholder også en oversikt over de eldre kalkningsforsøk i vårt land. Sammenholder vi nu resultatene av disse for-



sök, finner vi følgende:

Jorden innen silurområdet er i almindelighet lite kalktrengende. Dette har man ment skulde ha sin årsak utelukkende i silurmaterialets kalkholdighet. Det er imidlertid all grunn til å anta at også den relativt sterke opadgående salttransport, som er påvist å finne sted innen store deler av silurområdet, bidrer til å nedsette kalkbehovet.

Videre fremgår det av kalkningsforsøkene på sterkt forvitret, altså sterkt utvasket lere i Østfold, Trøndelag og Sørlandet at denne jord gir utmerket kalkvirkning. Det synes også å være en almindelig praktisk erfaring at skurveler, knoppler o.lign. forvitrede lerer trenger kalktilførsel. Alle holdepunkter vi har, tyder på utpreget kalktrang hos de utvaskede lertyper.

På lite forvitret og lite utvasket lere synes, ifølge de foreliggende forsøk, kalktrangspørsmålet å stille sig noget anderledes. Visstnok har også de lite forvitrede lerer gitt utslag for kalktilførsel, men kalkbehovet synes å være mindre og virkningen uregelmessigere enn hvor forvitringen og utvaskningen har gjort sig mere gjeldende. I denne forbindelse bør også påpekes at volljorden (lave sandterrasser) i Gudbrandsdalen har gitt uregelmessig utslag for kalk. Selskapet for Norges Vels seter- og beiteutvalg har også på beitefelter i N. Gudbrandsdalen fått liten kalkvirkning (Ødelien 1928). Samtidig utførte kalkningsforsøk i Østfold har derimot gitt regelmessig og godt utslag for kalken.

Våren 1921 påbegynte forsøksleder O. Glærum (1927) en undersøkelse av kalibehovet for visse jordarter på Oplandene. "Forsøkene er utført med bygg og efterfølgende 2 - 3 enghøstninger. Dessuten med neper, samt et nepfelt med efterfølgende to kjerneavlinger, og endelig et felt med to på hinannen følgende kornavlinger, dessuten som overgjødsling på eng. Alle felter er anlagt med 5 parallellruter." Forsøkene er utført på Möistad i Vang, Jönsberg i Romedal og Storhove i Fåberg. Det fremgår av disse forsøk at den lerrike morenesand på Möistad og Jönsberg behöver forholdsvis lite kali. En gjennomsnittlig tilførsel av 1,8 kg.  $K_2O$  pr. da. og år synes å være nok. Dette tilsværer 4,5 kg. 40 % kaligjødsling pr. da. årlig.

Forklaringen på det ringe kalibehov hos jorden på Möistad og Jönsberg må utvilsomt, som Glærum påpeker, sökes i de resultatene jordundersökelsene på Möistad har gitt. Den opadgående næringstransport i jordprofilet på disse steder er i overvekt over den nedadgående. At dette virkelig er tilfelle, fremgår av tallrike analyser og stöttes kraftig av de faktum at det omtrent er et årvisst fenomen om sommeren at der på myrer i forsenkninger kan iakttas utfelling av salter i overflaten (Glömme 1925).

Selv om de kalimengder som gjennom denne stofftransport tilføres de övre jordlag, er små, må det huskes at de er lettoplöselige og derfor lett tilgjengelige. Procentisk blir det heller ikke store mengder kali men tilfører med en vanlig gjødsling, men som bekjent kan den ofte ha stor virkning.

På sand- og muldjord på Storhove viser kalibehovet sig ødskillig større. Feltene ligger her nede på sletten mot Hovemoen. Innen det skogklødde område av Hovemoen er der foretatt jordbunnsundersökelsener. Det vieste sig at jorden her var sterkt utvasket med typiske podsolprofiler. At en så pass utvaskning kan foregå på Hovemoen, hvor nedbøren er forholdsvis liten, står særlig i forbindelse med at jorden er grovkornet og lett gjennemtregelig og forsynt med et råhumusdekke. Årsaken til den større kalkvirkning på Hove enn på de andre felter bör således være det næringsfattige oprinnelsesmateriale og den ster-



kere nedadgående stofftransport. Innen det skrånende terreng har man næringsrikere morene og liten eller ingen utvaskning.

Senere har forsøksleder Glærum (1929) offentliggjort resultatene av 7-årige gjødslingsforsøk på Möistad, Jönsberg, Hove og Valle. For alle de nevnte forsøkssteder, som ligger innen de lavere Mjöstrakter, viser jorden en påfallende evne til å holde avlingen oppe uten gjødsling. Omregner man avlingene til byggverdier, har ugjødslet jord som gjennomsnitt for den 7-årige forsøksperiode gitt fra 281 - 344 byggverdier pr. år og mål. Almindelig kunstgjødsling har gitt fra 319 - 373 byggverdier pr. år og mål. Almindelig husdyrgjødsling 300 - 385 byggverdier pr. år og mål. En overordentlig sterk gjødsling har gitt 345 - 391 byggverdier pr. år og mål.

Et annet forhold som tydelig fremgår av disse forsøk, er det også all grunn til å merke sig i denne forbindelse, nemlig den påfallende periodisitet i gjødselvirkningen som ofte opptrer. Om virkningen uteblir et år eller to, kommer den igjen senere. Jorden i disse strøk har, som forsøksleder Glærum uttrykker det, en utpreget evne til å gjemme på de stoffer den mottar. Årsaken såvel til de store avlinger gjennom lengere tid på ugjødslet jord som jordens evne til å bevare mottatt næring, er utvilsomt den opadgående næringstransports overvekt over den nedadgående.

Bedømmelsen av stofftransportens betydning for gjødslingen. Holdepunkter for bedømmelsen av spørsmålet om utvaskningen og dens betydning for gjødslingen får man ved å studere jordsmonnets utvikling. Avgjørende for denne er særlig forholdet mellom nedbør og fordunstning. Dette vil i vesentlig grad bestemme vannbevegelsen og vannforholdene samt stofftransporten i jorden. Et begrep om den vannmengde som siver gjennom jordlagene, kan man få når man kjenner avløpsmengden fra et bestemt nedslagsområde og nedbørmengden innen dette. Nedbør i mm. minus avløp omregnet i mm. nedbørshøide for nedslagsområdet gir da tilnærmet den vannmengde som forsvinner til luften; resten er det som forsvinner i form av overflate- og sigevann. I Sverige og Finnland angis gjerne for de lavere liggende strøk at ca. 50 % av nedbøren søker avløp ovenpå eller gjennom jorden. For Norges vedkommende angis at avløpsprocenten for de større vassdrag ligger mellom 30 og 80 %. En stor del av nedbøren i vårt land søker altså avløp ovenpå eller gjennom jorden.

Rich. Lang (1920) har søkt å skaffe et uttrykk for klimaets virkning på jordsmonnet ved den såkalte regnfaktor. Denne får man ved å dividere den midlere årsnedbør med et tall som fremkommer ved å dividere summen av de månedlige middeltemp. over med antall måneder i året. Lang angir at regnfaktoren 40 danner grensen mellom arid og humid klima, og ved en regnfaktor av 160 og derover skulde råhumus og utvasket jord eller podsoljord være klimatisk betinget. Man har beregnet regnfaktoren for en del steder i Norge. For regnfattige strøk ligger den i henhold hertil under 100 (Liset, Gudbrandsdal 71, Tynset 87, Hamar 82, Kautokeino 98). For innlandsstrøket kommer regnfaktoren noget over 100 (Halden 104, Ås 126, Eidsvoll 132, Notodden 124, Lillehammer 107, Syd-Varanger 124). For kyststrøket ligger den temmelig høit, iallfall over 160 (Egersund 192, Bergen 200, Kristiansund 188, Svolver 343).

Norges klima kan ellers for større strøk betegnes som et utpreget skogklima. Skogen inntar store områder. Den dyrkede jord har i regelen for vårt skog, og hvis jorden blev overlatt til sig selv, vilde den i stor utstrekning gro til med skog.

Det foran beskrevne klima gjør at det aller meste av vårt land viser podsolert eller utvasket jord. Over store områder er utvaskningen sterk. Blekjorden rekker til dels en tykkelse av 50 cm., i regelen dog bare 3 - 15 cm. Anrikningsskiktet er



oftest löst; men hårde surhellelag kan også optre. Under naturlige forhold er dette utvaskede jordsmonn lett å kjenne på den gråhvite blekjord like under humusdekket. Når jorden dyrkes, blandes de øverste jordskikter med hinannen og utvaskningen blir også mindre sterk. Den utlutede karskter kan dog erkjennes ved at der optrer revvaskede mineralkorn i de øvre jordlag, og analyser viser at utvaskning har funnet sted.

Podsoljorden eller det utvaskede jordsmonn er dominerende over det meste av Østlandet, Sørlandet, Vestlandet, Trøndelag og det nordlige Norge. Men innen dette veldige område er dog utvaskningsgraden høist forskjellig. Den fremmes av stor nedbør, sur humus, næringsfattig, grovkornet jordmateriale, horisontalt terreng og særlig av små forsengkninger. Hemmende på utvaskningen virker på den annen side øvtagende nedbør, skrånende terreng, base- og næringsrik jord, muldartet, lite sur humus, stor kapillær ledningsevne og stor vannholdende evne hos jorden o.s.v. Av disse grunner kan man innen små arealer finne høist forskjellige trin av utvaskning.

I henhold til foregående må den utvaskede jord være mere gjødselkrevende enn den som ikke er utvasket, og gjødselbehovet må være større jo mere fremtredende utvaskningen er. For bedømmelse av dette spørsmål bør man ikke bare studere kulturjordens utvaskning, men også hvordan forholdene arter sig på likeartet jord under naturlige forhold.

En interessant avvikelse fra det vi skulde vente, har vi i de sterkt humide strøk på Vestlandet. Efter de foreliggende resultater fra andre kanter skulde man her vente en meget sterk utvaskning med mektige blekjordskikter. Analyser av salt-syreopløselige næringsstoffer av jordprofiler fra Vestlandet viser visstnok også i almindelighet meget sterk utvaskning; men et tydelig blekjordsskikt angis ofte å mangle. Også ellers viser denne landsdels jordsmonn avvikende forhold. Humusskiktet er gjennomgående tykt og forholdsvis godt omdannet. Dette tykke humusdekke er for en vesentlig del betinget av den store nedbør som trekker i retning av torvdannelse. Ellers er det sannsynlig at podsolprofilet på Vestlandet ofte ikke kommer til utvikling på grunn av terrengets sterke helning. Gjødsel- og kalkbehovet er på grunn av den sterke borttransport av oppløst materiale utpreget, undtagen hvor utvaskningen hemmes av sterk grunnvannsbevegelse.

Såkalt brunjord optrer i vårt land i ganske betydelig utstrekning; men bare de færreste steder kan den sies å være klimatisk betinget. Brunjorden skiller sig fra podsoljorden ved å være lite utvasket. Den kjennetegnes ved muldartet humusdekke av høist forskjellig tykkelse. Dette går jevnt over i mineraljorden, hvis øvre skikt er av brunlig farge. Det brunlige skikt kan i visse tilfelle være grålig. Det brunlige eller grå skikt går jevnt over i uforvitret undergrunn. Da brunjorden er lite utvasket, skulde vi vente å finne den hvor utvaskningen hemmes. De foreliggende undersøkelser viser da også at denne jordsmonntype for det første særlig optrer i kalkrike strøk og hvor nedbøren er liten i forhold til fordunstningen. De hittil utførte undersøkelser tyder på at brunjorden overensstemmende hermed hyppig optrer innen visse deler av Oslofeltet; den synes videre å være almindelig i en stripe sydover langs kysten nedover til Kristiansand. I de noget høiere liggende strøk, såvel innen Oslofeltet som videre sydover, avløses brunjorden av utvasket jord. Foruten i dette store, nogenlunde sammenhengende strøk finner vi brunjorden hist og her over hele landet, selv innen de mest utpregede podsolstrøk. Disse spredte forekomster av brunjord optrer under naturlige forhold på gunstige steder, d.v.s. hvor der er bevegelig grunnvann (se foran) og en mulddannende vegetasjon. Det blir altså fortrinnsvis i skrånende terreng, særlig den nedre del av skråningene og i daldrag, som fra naturens hånd er godt drenert, man har størst utsikt til å treffe brunjorden. På slike lokaliteter viser den sig å være temmelig almindelig. Ved opdyrkingen trek-



kes profildannelsen ennu mer i retning av brunjorddannelse. Brunjorden hører til v re gunstigste jordsmonntyper. Næringsinnholdet er h iere, strukturen bedre, surheten mindre enn i utvasket jord, og de gunstigere nærings- og reaksjonsforhold har lettere for å holde sig. Gjødselbehovet er i henhold her- til i det lange løp betydelig mindre enn hvor man har utvasket jord.

Gudbrandsdalen er Fennoskandias nedb rfattigste str k. Den normale årlige nedbørsmengde går i Skjåk helt ned til 259 mm., ellers er den liten, omkring 300 mm. i hele den øvre del av Gudbrandsdalen (Dovre, Lesja, Vågå og Lom). I sommertiden er temperaturen temmelig høi. Området tilh rer utvilsomt den aride klimatype, og der optrer til dels jord karakteristisk for sådanne str k. Den opsg ende vannbevegelse er stor i forhold til den nedsg ende. Der foregår derfor ophopning av salter i jordens overflateskikter. Periodevis kan ophopningen bli så stor at det virker skadelig eller drepende på planteveksten. De nødvendige plantenæringsstoffer optrer under sådanne forhold i rikelige mengder, og gjødselbehovet er derfor langt mindre enn for tidligere nevnte jordsmonntyper.

Innen de deler av vårt land som utgj r de lavere Mjøs- og Randsfjordstr kter, har vi en jordmonnutvikling, som også, iallfall delvis, må sies å være klimatisk betinget. Nedbøren dreier sig om 5 - 600 mm., og den er slik fordelt over året at det blir lite sigevann. Temperaturen er ganske høi. Ved detaljerte undersøkelser av forsøksgården M istad i Vang viste det sig at den saltsyreopløselige mengde, spesielt av kali og kalk, var betydelig større i overflateskiktene enn dypere nede. Og utfelling av salter i overflaten kan i tørre perioder ofte iakttas på lavtliggende steder. Også senere utførte analyser fra tilgrensende områder viser lignende resultater, eller i hvert fall manglende utv skning. Et ganske stort antall kalkanalyser fra Hadelandsbygdene og Vardal tyder på at også disse str k karakteriseres ved manglende utv skning eller svak saltophopning i overflateskiktene. Både på dyrket jord og skogbunnsjord med muld viser morenejorden og forvittringsjorden på Hadeland næsten uten undtagelse mere kalk i de øvre skikter enn i de dypere.

På lavtliggende jord med god kapillær ledningsevne og forholdsvis høitstående grunnvann kan der optre en lignende anrikning av lettopløselig næring i overflateskiktene, selv om nedb ren rekker 600 - 700 mm. pr.  r. Gjødselbehovet er på jord med saltophopning mindre enn det som er vanlig i vårt land med utvasket jord som dominerende jordsmonntype.

I lerjordene vil vannbevegelsen og dermed profilutviklingen hemmes. Svenske og finske undersøkelser viser dog at sandholdig lere ofte er adskillig utvasket. Undersøkelsene fra vårt eget land viser høist forskjellig forvitring og utv skning av leren etter beliggenheten. I de øverste lerterrasser er utv skningen oftest sterk, men avtar etter hvert som man kommer nedover mot de lavtliggende flater og ferskn nger med høitstående grunnvann. Studiet av jordsmonndannelsen på lere kompliseres for øvrig derved at en vesentlig del av den er dyrket, derved opstår muld, de øvre jordlag blandes og utv skningen hemmes på mange vis. De lavere liggende lerflater er også av ung alder og derfor lite forvitret og utvasket. Både fors k og praktisk erfaring tyder på at leren som annen jord er mere kalk- og gj dseltrengende jo mere utvasket den er.

Ved høitstående grunnvann avsettes gjerne jernutfelninger fra dette, idet de lavt oksyderte forbindelser i jordvannet oksyderes ved luftens påvirkning. Man får da på finkornet jord utviklet et såkalt gleiskikt. Jordsmonn med gleiskikt utskilles til dels som egen type. Gleiskikt er almindelig innen det meste av v rt lerterrang utenom de laveste og h ieste områder. Gleijorden som viser store mengder rustflekker like op under



matjordsskiktet, er gjerne fuktig og bør grøftes. Gjødselebehovet er midlere.

Humuspoðsol som utmerker sig ved humusophopning under blekjorden, antas også i almindelighet å være betinget av høit grunnvann eller forsumpning. Utvaskningen i de øvre skikter er meget sterk og kalk- og gjødselebehovet stort. Står grunnvannet konstant op i overflaten, hindres forvitringen og der dannes ekte grunnvannsjord. Denne er oftest forholdsvis næringsrik. Første betingelse for kultivering er god avgrøftning.

### VIII. Bestemmelse av jordens gjødselebehov ved kjemiske og andre analyser.

Hvad slags og hvor meget gjødsele man skal tilføre jorden avhenger av plantenes næringsstoffbehov, og hvor store næringsmengder i tilgjengelig form jorden inneholder eller som den efter hvert under plantenes vekst kan frigjøre. Forskjellen mellem jordens tilgjengelige næringsstoffer og det som plantene behøver for å frembringe en ønsket avling, må tilføres. Men spørsmålet er dessverre ikke så ganske enkelt. Visstnok vet vi hvor store mengder en avling opter av de forskjellige stoffer; men jordens for plantene tilgjengelige næringsstoffer har ennå ingen greid å bestemme. Mengden er forresten også sterkt varierende fra tid til annen. I hvert fall er det for jordbrukerne ingen annen råd enn å foreta gjødslingen skjønnsmessig, uten i hvert enkelt tilfelle å ha nøiaktig beskjed om det virkelige behov. Herunder må man de utnytte sine erfaringer best mulig, og man må videre ha kjennskap til de utførte gjødslingsforsøk og de resultater disse har gitt. De forholdene imidlertid er høist forskjellige fra sted til sted, risikerer man stadig feilgrep. Er man så forsiktig å anvende rikelig og allsidig gjødsling, vil man skaffe plantene næring nok, og hvis de øvrige vekstfaktorer er i orden, skulde man opnå bra avlinger; men det kan hende man sløser med gjødsele. Kanskje har man tilført mere enn nødvendig av et eller flere stoffer, og følgen er at gjødslingens lønnsomhet avtar. Det har derfor fremstillet sig som et meget viktig problem å bestemme jordens behov for gjødsele. Man har her gått forskjellige veier.

#### 1. Bestemmelse av gjødselebehovet ved kjemisk analyse av avlingen.

Da man omkring midten av forrige århundre i store trekk var blitt klar over spørsmålet om plantenes mineralnæring - påvist at plantene trengte bestemte næringsalter - og at disse blev optatt fra jorden, satte man store forhåpninger til den kjemiske analyse. Liebig mente at man ved askeanalyser av plantene skulde kunne bestemme hvor meget plantenæring der burde tilføres. Han gikk nemlig ut fra at det som blev tatt vekk, måtte føres tilbake for at jordens fruktbarhet skulde holdes vedlike. Men forsøkene ved Rothamsted viste imidlertid snart at askeanalysene allikevel ikke gav synderlig veiledning med hensyn til gjødselebehovet.

Hellriegel var også i 1860-årene inne på dette spørsmål. Han fant at byggplanter, som blev dyrket i kvartssand, øket i kaliinnhold med stigende mengder av kaligjødsele, og at man således fra plantenes kaliinnhold kunde slutte sig til jordens innhold av det samme stoff i tilgjengelig form.



Atterberg optok dette spørsmål til videre behandling. Han fant at ved normalt utviklede havreplanter bør næringsstoffholdet være: N i korn 100, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> i korn 55, K<sub>2</sub>O i halm 96. Steg fosforsyremengden i forhold til kvelstoff betydelig over 60, antyder dette at der er mangel på kvelstoff i jorden; synker derimot fosforsyremengden betydelig under 50 pr. 100 deler kvelstoff, antyder dette fosforsyremangel. Også en rekke andre forskere har vært inne på noget lignende. Wagner (1926) har således nylig angitt at når kaliinnholdet i enghøi ligger over 2 %, har jordens kaliforråd vært tilstrekkelig. Når kaliinnholdet derimot ligger under 1,2 %, er der kalimangel i jorden. For fosforsyrens vedkommende har tilgangen vært tilfredsstillende når høiet inneholder 0,65 %. Kommer høiets innhold vesentlig lavere, trenges fosforsyretilførsel, og mere jo mindre innholdet er.

Det kan imidlertid fastslås at man ikke har vært i stand til å løse spørsmålet om jordens gjødselkrav på dette vis. De grensetall man oppstiller for mengden av de ulike stoffer, kan neppe betraktes som almenlydige. Forholdene er ennå for lite undersøkt. Man vet ennå ikke hvordan plantenes "normale" innhold er under ulike jordbunns- og klimaforhold. At de klimatiske forhold i høi grad påvirker plantenes sammensetning, fremgår av en rekke forsøk. Heselhoff har ved eksperimenter på Harleshausen i Tyskland vist at man ved å øke jordens vanninnhold fra 45 til 75 % av dens hele vannkapasitet har fått en stigning i avlingens (hestebønner) kaliinnhold fra 0,94 til 1,34 %. På lignende vis fant man at en eng som i lengere tid var gjødslet med tomasfosfat og kaligjødsel, gav et høi med 2,47 % kali. Etter Wagners resultater skulde der altså ikke trenges kali for opnåelse av maksimal avling. På tross herav gav en fordobling av kaligjødselen en sterk avlingsøkning, og kaliinnholdet steg til 2,943 %.

## 2. Bestemmelse av gjødselbehovet ved jordanalyser.

Senere mente man ved kjemiske jordanalyser å kunne bestemme jordens fruktbarhet og dens behov for det ene eller det annet næringsstoff. Det varte imidlertid ikke lenge før man innså at totalanalyser ikke førte til målet. Man gikk så over til anvendelse av forskjellige ekstraksjonsmidler og bestemte den næringsmengde som oppløstes i disse. Dels brukte man sterke syrer, dels svake syrer, begge slags i forskjellige konsentrasjoner. Man har også benyttet destillert vann med eller uten kullsyre og en rekke andre svake oppløsningsmidler. Men mest har man brukt 10 % saltsyre. Dette er blitt den almindelige kjemiske jordanalyse, i hvert fall i vårt land og også i mange andre. Disse analyser har vært interessante nok og av stor betydning for utforskning av jordens egenskaper; men de har vist sig lite skikket til å bestemme gjødselbehovet. Helt uten betydning er de dog heller ikke i denne retning. Man kan f.eks. ved almindelig kjemisk analyse påvise forekomst av plantegift. Videre kan der i enkelte tilfelle påvises usedvanlig store mengder av et eller flere næringsstoffer, eller på den annen side usedvanlig lite. I disse tilfelle kan den almindelige kjemiske analyse gi gode fingerpek om de nødvendige inngrep. Men undtatt disse ekstreme tilfelle gir de kjemiske analyser liten eller ingen veiledning i direkte praktisk retning.

Heller ikke for kalkens vedkommende gir den kjemiske analyse under almindelige forhold særlig pålitelige opplysninger om behovet for tilførsel. For fastmarksjordens vedkommende gjelder omtrent det samme som for de øvrige næringsstoffer, mens man for myrjorden holder på at den kjemiske analyse er et brukbart middel til bestemmelse av kalktrengen. Når myrens totale innhold av kalk er mindre enn 3 - 400 kg. pr. mål til 20 cm. dybde, mener man den bør kalkes. Inneholder den vesentlig mere, skulde kalkning være unødvendig.



Med hensyn til bestemmelse av kalkbehovet er de vanlige kjemiske analyser som bekjent avløst av reaksjonsbestemmelser. Vi skal ikke her komme nærmere inn på dette spørsmål, kun skal bemerkes at også i dette tilfelle synes det å gjelde at det vesentlig er i ekstreme tilfelle opplysningene er nogenlunde sikre.

Det er mange forhold som gjør at en kjemisk analyse av jorden vanskelig kan gi sikre opplysninger om vedkommende jords gjødselbehov. I denne forbindelse har det neppe interesse å gå i detalj angående dette spørsmål. Bare noen få omstendigheter skal vi merke oss:

De oppløsningsmidler som virker i jorden, er av meget komplisert art, og dessuten under forskjellige forhold og til ulike tider av meget varierende beskaffenhet. Å etterligne dette oppløsningsmiddel faller derfor vanskelig. Men selv om dette i og for sig umulige lyktes, vilde innvirkningstiden komme til å skape vanskeligheter. Jordvæskene virker stadig under varierende konsentrasjons- og temperaturforhold. De kunstige ekstraksjonsmidler virker i kort tid og under andre forhold. Hertil kommer den høist forskjellige evne forskjellige plantearter har til å opta og utnytte jordens naturlige næringsforråd. Ved å dyrke erter og bygg i opknust stenmateriale, som ingen tilsetning av gjødsel fikk, fant således Haselhoff at ertene optok 0,67 g. CaO, 0,31 g. K<sub>2</sub>O og 0,32 g. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; bygget optok 0,02 g. CaO, 0,03 g. K<sub>2</sub>O og 0,02 g. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Forskjellen er altså overordentlig stor, og denne forskjell kommer ikke til uttrykk i de kjemiske bestemmelser av jordens gjødselbehov.

For de svake oppløsningsmidlers vedkommende som særlig har tiltrukket sig oppmerksomhet, spesielt i den senere tid, vil jordens evne til å binde vedkommende oppløsningsmiddel gjøre sig sterkt gjeldende. Derfor har det også vært anbefalt å bestemme vedkommende jords bindingsevne overfor det svake oppløsningsmiddel som ønskes benyttet, og innrette mengden av ekstraksjonsmiddel derefter.

Nogen av disse enkle kjemiske metoder som anvender svake oppløsningsmidler, har i det senere tiltrukket sig stor oppmerksomhet.

To sådanne hurtigmetoder for bestemmelse av fosforsyrebehovet, nemlig Egnér's laktatmetode og Arrhenius' citronsyremetode er i Sverige prøvet i forbindelse med hele 818 feltforsøk. Begge metoder er meget lettvinne, og angis å kunne utføres for 10 - 20 öre stykket. Begge metoder bestemmer mengden av fosforsyre i 100 g. jord. Egnér bruker som ekstraksjonsmiddel en blanding av 0,02 n kalsiumlaktat og 0,01 n saltsyre. Arrhenius bruker 2 % citronsyre.

For begge metoder har de ved Centralanstalten utførte undersøkelser vist at der bør tas hensyn til matjordlaget's dybde. Er matjorden grunn, må tallverdiene for det nødvendige fosforsyreinnhold settes høiere enn når det er dypt. Der må videre også tas hensyn til jordlaget. Jo mindre lermateriale jorden inneholder, jo større må fosforsyretallene være for at der ikke skal være behov for tilførsel av fosforsyre. Blandt mineraljordene skulde altså de grovkornete grus- og sandjordarter trenge det største fosforsyreinnhold angitt ved disse metoder. De organiske jordarter som har liten volumvekt, viser enda høiere grenseverdier for fosforsyrebehov.

Mellem de ulike avlinger viser derimot det foreliggende materiale ingen større forskjell med hensyn til den nødvendige fosforsyremengde.

Angående laktatmetoden har man ved disse undersøkelser funnet meget god overensstemmelse med feltforsøkene. Om man



bare søker å avgjøre om der trenges tilførsel av fosforsyre eller ikke, er treffprocenten 90. Man får også ganske god opplysning om hvor store mengder fosfat det er nødvendig å tilføre. Det fremholdes dog at disse resultater ennå må opfattes som foreløbige. Man anser det nødvendig å belyse spørsmålet ved ennå større materiale enn de vel 800 forsøk som hittil har stått til rådighet.

Imidlertid har denne undersøkelse gitt anledning til at man fra nu av vil gjennomføre laktatmetoden ved siden av jordklassifisering og bestemmelse av pH-verdien på alle de forsøk Centralenstaltens jordbruksavdeling igangsetter. I det hele synes man å stille meget store forventninger til laktatmetoden.

Arrhenius' citronsyre metode meddeles å være laktatmetoden betydelig underlegen når det gjelder bestemmelse av fosforbehovet. Og angående opplysningene citronsyre metoden gir om den mengde fosfat som bør anvendes, angis at man ikke får nogen veiledning.

Et annet oppløsningsmiddel som har vært adskillig benyttet, er salpetersyre i sterkt fortynnet tilstand. Med dette ekstraksjonsmiddel har dansken Bondorff arbeidet adskillig i de senere år. Han anvender 0,1 n salpetersyre, som tilsettes jorden i en sådan mengde at jordsuspensjonens pH blir 2,5, og i dette ekstrakt bestemmes så fosforsyren. Det angis at fosforsyren bestemt på denne måte viser god overensstemmelse med jordens virkelige behov for fosforyregjødsel. Og i Danmark gir man nu veiledning med hensyn til fosforyregjødsling på grunnlag av slike analyser. Der er dog såvidt mig bekjent ikke ennå offentliggjort nogen omfattende prøvning av metoden bedømt ved sammenligning med gjødslingsforsøk. Metoden hviler altså ennå vesentlig på teoretisk grunnlag, som for øvrig er ganske grundig utredet.

Ganske nylig har den svenske forsker Lundegårdh foreslått en kjemisk-fysiologisk metode til bedømmelse av jordens gjødselbehov. Grunnlaget for denne er den lovmessighet som antas å bestå mellom innholdet i plantenes levende og voksende deler og konsentrasjonen av den tilgjengelige næring i jorden og forholdet mellom de ulike bestanddeler. Lundegårdh hevder at den foreslåtte kjemisk-plantefysiologiske metode synes å kunne gi en sikrere bedømmelse av jordens beskaffenhet med hensyn til gjødselbehovet enn de tidligere forsøkte kjemiske metoder og likeså bedre enn de fysiologiske metoder representert ved kimplantemetoden og Mitscherlichmetoden. Særlig fremheves at næringsbalansen ikke blir klarlagt ved noen annen metode enn den kjemisk-vekstfysiologiske. Den hittil foretatte undersøkelse av metoden har karakteren av en teoretisk prøvning uten omfattende direkte sammenligning med gjødslingsforsøk. Den nye metode består i at man utfører analyser av K, Ca, Mg,  $PO_4$  og Mn samt pH i matjorden, det øvre av undergrunnen og i avlingens blader av K, Ca, Mg,  $PO_4$ , eventuelt Mn. Disse analyser vilde ved vanlige metoder bli så dyre at metoden blev ubrukelig. Men ved anvendelse av spektralanalyser blir utgiftene rimelige. Jorden ekstraheres med 1 % citronsyre.

Lundegårdh fremholder at man aldri kan vente å finne en metode som i hvert enkelt tilfelle nøyaktig kan angi den absolutt riktige eller fordelaktigste gjødselmengde. De varierende værforhold vil umuliggjøre en helt eksakt angivelse. Det eneste mulige er å skaffe veiledning om gjødselbehovet, d.v.s. hvor meget jordens leveringsevne av næringsstoffer er i underskudd i forhold til det som under gode klimatiske betingelser er nødvendig for en fullgod avling. Når man får samlet et tilstrekkelig stort iakttagelsesmateriale fra en del normaltyper på god åkerjord, hvorved også de ulike veksters krav iakttas, bør man fra et fåtall prøver og analyser fra et felt kunne avgjøre om næringsmangel eller uheldig næringsbalanse opptrer, og hvilke inngrep som vil være nødvendige. Det skulde synes å ligge innen mulighetens grenser å foreta en gradering av gjødselbehovet i 3 eller 4 grader. Det viktigste ved bedømmelsen av jordens gjødselbehov på grunnlag av prøver hevdes å bli balansen mellom næringsstoffene. I denne mest all-



sidige og på plantefysiologi byggede bedømmelse av jordbeskaffenhet og gjødselbehov ligger det nye i den foreslåtte metode.

Bestemmelse av absorbtivt bundne katjoner. Den moderne anskuelse angående optagelsen og fastholdelsen av katjoner i jorden er at disse på et eller annet vis tiltrekkes av de kolloide jordkomplekser. Katjonene fastholdes av disse enten ved en fysisk tiltrekning mellom de negativt ladede, kolloide jordpartikler eller ved at der opstår en saltlignende forbindelse mellom katjoner og jordkolloider. Man er tilbøielig til å anta at katjonene danner en sverm like utenom eller på overflaten av de negative kolloide jordpartikler. Disse katjoner forholder sig anderledes enn de som inngår i vanlige kjemiske forbindelser. De avgis forholdsvis lett. Ved gjentagen utvasking med svake oppløsningsmidler kan de absorbtivt bundne joner fordrives og erstattes i jordkolloidkomplekset av de katjoner som oppløsningsmidlet inneholder. Fortrengningen av katjonene kan også foregå ved elektrodialyse, idet man ved en elektrisk strøm får transportert de joner som optrer i det medium som utsettes for strømmen til hver sin pol. Disse absorbtivt bundne joner er det sannsynligvis plantene forsyner sig av. Men om bestemmelsen av mengden av disse joner kan gi et pålitelig uttrykk for jordens gjødselbehov, er ennu lite undersøkt. Også mot denne metode til bestemmelse av jordens gjødselbehov kan en stor del av de før nevnte innvendinger gjøres gjeldende; men at man ved å kjenne mengden av de absorbtivt bundne joner kan få visse holdepunkter for bedømmelsen av gjødselsproblemet er ikke usannsynlig. For å få den nødvendige oversikt over dette spørsmål må imidlertid et stort antall undersøkelser i forbindelse med gjødslingsforsøk utføres.

### 3. Kortvarige vegetasjonsforsøk og undersøkelser av plantene.

Ved De forenede staters Bureau of Soils i Amerika drev man for en del år siden undersøkelser for å finne en metode til bestemmelse av jordens fruktbarhet og gjødselbehov. Resultatet av disse undersøkelser var den såkalte "Wire basket"-metode. Man dyrket planter i små kurver av netting, hvis huller var tettet ved å dypes ned i smeltet parafin. Man nærer til å begynne med store forventninger til denne metode; men det blev efter hvert stille omkring den, og den er nu for lengst ute av sagaen.

I de senere år er denne metode gjenopstått i forandret skikkelse i form av Neubauers kimplantemetode. Ved denne såes 100 rugkorn av høivektig, spiredyktig vare i 13 cm. vide og 7 cm. høie glassbeholdere, hvori man har 100 g. av den jord (lufttørr) som skal undersøkes, og dertil 300 g. glassand. Der fuktet passende, og efter 18 dager blir plantene høstet og forasket, hvorefter innholdet av kali og fosforsyre bestemmes. For å kunne sammenligne og beregne de næringsmengder plantene har optatt fra jorden, utføres samtidig forsøk med ren næringsfri sand. Man har nu tidligere funnet at rugplantene for å rekke normal utvikling optar en viss minstemengde av kali og fosforsyre fra jorden. Den mengde næringsstoff plantene har optatt fra de 100 g. jord, kan nu omregnes på forholdene ute i marken. Denne omregning fører til det resultat at for hvert mg. næring optatt fra 100 g. jord skulde der stå til rådighet omtrent 3 kg. pr. mål til 20 cm's dybde. Ved å multiplisere mg. næringsstoff optatt fra 100 g. tørr jord med 3 vil man altså finne antall kg. av vedkommende stoff pr. mål. Men det har vist sig at optagelsen skjer vanskeligere ute i marken enn fra de 100 g. forsøksjord i glasskåler. Neubauer antar at der ute i marken bare optas  $\frac{1}{5}$  av det som kan optas ved kimplanteforsøkene. Det foran nevnte produkt må altså divideres med 5. Der blir altså pr. mg. næringsstoff optatt av plantene i forsøket 0,6 kg. tilgjengelig næring pr. mål jord ute i marken.



Sammenholder man nu de erholdte tall fra kimplantemetoden med de man får ved å regne ut innholdet i en avling av den størrelse man tilstreber, kan man herav beregne den nødvendige gjødseltilførsel. Til det samme mål kan man komme ved å angi hvor mange mg. optagbare næringsstoffer (bestemt ved kimplantemetoden) jorden må inneholde for å gi tilfredsstillende avlinger.

Neubauer angir følgende verdier:

	6 mg. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	14 mg. K <sub>2</sub> O.
Bygg	6 "	17 "
Havre	6 "	17 "
Hvete	8 "	15 "
Rug	8 "	17 "
Rödklärer	8 "	25 "
Poteter	9 "	37 "
Sukkerroer	10 "	33 "
Forbeter	12 "	47 "
Raps	15 "	18 "
Lucerne	15 "	35 "

Det som mangler, finnes ved å trekke den ved kimplanteforsøkene optatte næringsmengde fra disse tall. Forskjellen må da tilføres. Disse verdier betraktes dog vesentlig som holdepunkter; de er vel forskjellige efter jordens egenskaper og kan ikke anvendes som nogen ufeilbar gjødslingsresept, selv om man ellers anerkjenner kimplantemetodens brukbarhet. Neubaueranalysen kommer ifølge svenske opgaver selv ved masseundersøkelser på ca. 10 kr. stykket. Når spektroskopiske analyser blir almindelige, vil de vel bli noget billigere; men de vil nok alltid bli så pass dyre at deres anvendelse i større utstrekning vanskeligjøres.

For å prøve om metoden er brukbar har man undersøkt prøver av jord som gjennom lengere tid har vært iaktatt med hensyn til gjødselbehovet. Ved undersøkelse av 60 prøver fra sådanne steder fant Neubauer at man hadde bedømt gjødselbehovet riktig (Neubauer 1926) i det overveiende antall tilfelle.

Sammenligninger med gjødsselforsøk er i stort omfang anstillet av professor, dr. Roemer, Halle, (1926). Herav fremgår at i nogen og åtti procent av de undersøkte tilfelle hadde kimplantemetoden gitt riktige resultater.

Metoden er også prøvet i Sverige med ganske bra resultat. Dog angis at den ikke kan brukes ved særlig nøiaktige gjødslingsangivelser. For almindelig orientering angående fosforsyrebehovet besidder dog metoden en viss verdi. I 67,5 % av de undersøkte felter har man fått nogenlunde sikker opplysning om fosforsyrebehovet. For kalietts vedkommende har man derimot fått sikker beskjed om behovet i bare 40 % av de undersøkte tilfelle.

Når Neubauer og hans tilhengere mener man kan bestemme behovet for fosforsyre og kali ved kimplantemetoden, grunner det sig for det første på at de unge planter under den første del av sin utvikling ikke ernærer sig bare av oplagsnæringen i frøet, men tvertimot at de straks og kraftig benytter enhver liten fremstrakt rot til optagelse av næringsstoffer fra jorden. Stilles da en liten jordmengde til rådighet, vil plantene i løpet av kort tid uttømme denne for næring. Dette skulde da gi oss midler i hende til å bestemme den tilgjengelige plantennæring jorden inneholder, hvilket er den første og viktigste oppgave, når man vil bestemme jordens gjødselbehov. Det man dernæst må fastslå, er hvor meget tilgjengelig plantennæring den ønskede avling trenger.

En del forskere i Tyskland og til dels andre steder hevder at kimplantemetoden, selv om den ikke er fullkommen, dog



er det beste middel til bestemmelse av jordens gjødselbehov man for tiden har. De fleste synes dog å være av den mening at det ennå er for tidlig å uttale sig om metodens praktiske brukbarhet.

Der kan gjøres mange innvendinger også mot kimplantemetoden. Man anvender som nevnt rug ved vekstforsøkene. Og rugplantene kan neppe forutsettes å utnytte eller opta næringsstoffene nøiaktig like sterkt som de forskjellige øvrige kulturplanter. Tvertimot er de ulike planter meget forskjellige i denne retning.

Den forskjellige jordbeskaffenhet kommer ved kimplantemetoden ikke på langt nær tilstrekkelig til uttrykk. Den stadige transport av stoffer som finner sted under naturlige forhold og undergrunnens betydning for øvrig, sjøltes ved kimplantemetoden fullstendig ut. Den ringe jordmengde som anvendes, nemlig 100 g., har for det første den ulempe at det har sine vanskeligheter å få en god gjennemsnittsprøve. Dessuten vil denne lille jordmengde ved kimplantemetoden bli ganske anderledes gjennomvevet av planterøtter enn under naturlige forhold. Ved kimplanteforsøkene vil derfor næringen optas fullstendigere enn ute i marken. Derfor regner man da også med bare femteparten så stor optagelse ute; men at dette forholdstall nettop er det rette i alle tilfelle, har man neppe tilstrekkelig sikkerhet for.

Den korte tid forsøkene varer, og som er en av denne metodes viktigste fordeler, medfører den vesentlige ulempe at man ikke får nogen rede på de næringsstoffer som litt efter litt under vekstperioden frigjøres i jorden og blir tilgjengelig for plantene.

Av disse og andre grunner synes det å være grunn til å anta at kimplantemetoden hverken er eller har utsikt til å bli noget tryllemiddel med hensyn til bedømmelsen av jordens gjødselbehov. Man får nok efter all sannsynlighet være fornøid om den kan gi et fingerpek ved avgjørelsen av dette vanskelige spørsmål.



D. Oversikt over det naturlige jordsmonn  
under ulike klimaströk.

I. Forandringene i jordsmonnets mineralsammensetning.

1. Innledning.

Ved forvitringen av bergartsmineralene opstår for det meste lerjordssilikater, kalsiumkarbonat og -sulfat og mere lettopløselige salter hovedsakelig av natrium. Det er bare i aride strök at alle disse blir i jorden. Under andre klimatiske forhold vil det foregå en utskillelse, som medfører forandringer i mineralsammensetningen.

Regnvannet virker på den måten at det fører bort oppløste stoffer, og dispergerte kolloider transporteres nedover i jorden, inntil de blir utfelt.

Det er ikke egentlig nedbørmengden som er den virksomme faktor, men det vann som synker ned gjennom jordlagene - sigevannet. Sigevannet er den del av nedbøren som blir igjen, når tapet av vann gjennom overflatevann, fordunstning og transpirasjon er dekket. Da fordunstningen stiger med stigende temperatur, vil de to klimatiske faktorer temperatur og nedbør virke i motsatt retning.

Følgende tre tilfelle av jordsmonndannelsen kan utskilles:

- I. Overveiende utvaskning. Det er almindelig i kolde, nedbørrike strök med liten fordunstning. (Humide forhold.)
- II. De oppløste stoffer blir ført tilbake til de övre jordlag. Dette er karakteristisk for varme, tørre områder med liten nedbör og stor fordunstning. (Aride forhold.)
- III. Mellom disse to ekstreme jordsmonntyper forekommer jordsmonn hvor oppløste salter vaskes ut. Men utvaskningen er liten og forandringene lite merkbare. Efter de spesielle klimatiske forhold, jordmaterialelets kalkinnhold, er dette jordsmonn enten utviklet som svartjord eller som brunjord.

2. Utvaskning. Kalsium- og vannstoffjord.

I nedbørrikt, kolät klima med liten fordunstning blir næsten alt Na vasket ut av jorden. Det gjelder også utbyttbart Na i lere og humus. Natrium vaskes fullstendig ut av jorden og føres med ellevannet til havet, hvor det er den almindeligste katjon. Ca bortføres også, men langsommere og ikke så fullstendig.  $\text{CaSO}_4$  utlutes lettest,  $\text{CaCO}_3$  först efter at den er omdannet til  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Av anjoner kan  $\text{NO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ , Cl og  $\text{HCO}_3$  bortføres lett. Disse fire sammen med Na og Ca utgjör hovedbestanddelen av oppløste stoffer i drevannet.



Sammensetningen av drenvannet fra lysimeter. Aberdeen.

	Deler pr. mill. i drenvann.			Lb. pr. acre pr. år.		
	Ugjødslet	Fullst. gjødslet		Ugjødslet	Fullst. gjødslet	
		Ukalket	Kalket		Ukalket	Kalket
CaO	19,3	21,0	29,9	76,1	83,0	111,5
MgO	7,8	7,9	9,4	30,7	31,9	35,3
K <sub>2</sub> O	3,2	2,9	3,6	12,8	12,3	11,5
Na <sub>2</sub> O	16,5	17,0	22,2	66,7	70,3	70,5
Cl	13,7	14,9	15,3	59,5	65,9	66,2
SO <sub>3</sub>	17,0	24,4	28,9	67,1	98,9	113,1
SiO <sub>2</sub>	26,0	23,5	21,9	106,8	103,1	94,01
N	3,7	3,6	4,5	12,4	12,2	14,1

Den store mengde Na i drenvannet er av stor interesse, særlig når man tar hensyn til at av de utbyttbare baser i jorden er ca. 85 % CaO, mens Na<sub>2</sub>O utgjør bare 4,7 %.

Så lenge det er CaCO<sub>3</sub> igjen i jorden, foregår det ingen større forandringer. Leren og humusen forandres ikke. Når elektrolyttene fjernes, blir de sammenfnokkede kolloider mindre stabile i vann; men forandringene er ikke større enn at de lett føres tilbake til den oprinnelige tilstand igjen. Når reserven av CaCO<sub>3</sub> er opbrukt, vil H<sup>+</sup> i jordvannet bytte plass med Ca i humus og lere. Det oppstår en ny jord med karakteristiske egenskaper, som blir mere fremtredende eftersom utbytningen tiltar og pH-verdien faller.

Undersøkelser av amerikansk jord viser at forholdet mellom SiO<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> er avhengig av klimaet. Ved stigende temperatur tiltar mengden av SiO<sub>2</sub> i forhold til Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, mens stigende nedbør virker omvendt. En temperaturstigning på 1° F. oppveies av en økning i regnmengden tilsvarende 0,88 inches i midlere årsnedbør.

Ca-innholdet varierer med klimaet. En temperaturstigning på 1° F. midlere årstemperatur øker Ca-innholdet med samme verdi som en stigning i årsnedbøren på 0,80 inches vilde senke det. Temperaturstigning og stigning i nedbørmengden virker altså i motsatt retning. Det kommer av at det ikke er nedbøren, men mengden av vann som siger nedover i jorden, som har innflytelse på utlutningen. Ved Rothamsted har man funnet at en temperaturstigning på 1° F. nedsetter mengden av sigevann med en verdi som tilsvarer en midlere årsnedbør på 0,75 inches.

3. Jordsmonn dannet under humide forhold med stor utlutning.

Podsolering.

Ved utlutningen foregår det to forandringer i jordmaterialet:

1. Elektrolytter bortføres fra jorden.
2. Sigevannet vil derfor bli surt, og basene i humus og lere blir erstattet med vannstoff.

En følge av denne siste forandring er at leren blir mindre stabil. Når nedbrytningen av bergartematerialet foregår i en sur oppløsning, vil det dannes jern- og aluminiumhydroksyd og kolloid SiO<sub>2</sub>, som er sterkt dispergert.



Den sure humus er også dispergert og lett bevegelig med jordvannet. Når den med dette føres nedover, blandes den med de kolloide produkter av lere og beskytter dem mot sammenfnokning. Disse kolloide oppløsninger føres videre nedover til de utfelles. Aarnio (1915) mente at denne koagulering skyldtes stigning av konsentrasjonen i de lavere jordlag. Er det elektrolytter til stede, kan disse også bevirke koagulering, og når først koaguleringen begynt, vil de koagulerte kolloider absorbere kolloidmateriale som føres nedover.

Jernet utfelles i almindelighet innen et ganske begrenset område, mens kiseltsyre og aluminium utfelles innen et meget videre område. Jorden får derved et skiktet utseende.

Det øverste lag benevnes i almindelighet  $A_0$  og består av delvis omdannet humus, som har mistet en del av sitt basemateriale, er sur og i almindelighet brun eller sort.

De neste lag kalles  $A_1$  og  $A_2$ . Av disse er  $A_2$  det underste. Det er i almindelighet lysere av farge enn skiktene over og under (det kalles kvitmjeler, blekjord, blysand). Fargen er gjerne lysegrå på grunn av utvaskning av jernforbindelser. (Den øverste del av blekjorden kan være noget farvet av humus -  $A_1$ .)

Nedenfor  $A_2$  kommer B-skiktet - anrikningsskiktet - rustjorden. Det er mørkere og inneholder nogen av de stoffer som er ført nedover fra de øvre skikter.

B-skiktet går over i undergrunnen, som benevnes C. Detaljene i profilet beror på oprinnelsesmaterialet, vegetasjonen, jordens porøsitet og grunnvannstanden. Hvis jorden er lett gjennemtregelig, grunnvannet står lavt og humusdekket er tynt, dannes det "jernpodsol". (Frosterus 1914.)

Karakteristisk for denne profiltipe er et tynt humusdekke - sjelden over 8 cm.,  $A_2$  ofte mektig, spesielt på sandjord. (Hos oss er iaktatt blekjord på 50 cm. i sandjord opstått av spragmitt i Østerdalen.)

Anrikningsskiktet B er rødbrunt av farge og inneholder sjelden mere enn omkring 3 % humus. I sandjord kan det ofte i den øverste del av anrikningsskiktet utvikles en hård aurhelle ved sammenkitning av jern og humusstoffer.

Hvis på den annen side jorden ikke er så vel drenert eller hvis grunnvannet til enkelte tider (men ikke hele året igjennem) står nær overflaten, utvikles et humuspodsolprofil.

Humusdekket i denne profiltipe er tykkere - op til 20 cm. Blekjorden er grålig, men inneholder edskillig humus. Anrikningsskiktet er mørkebrunt, i enkelte tilfelle helt svart øverst på grunn av den store mengde humus som er utfelt.

Efter hvert som humusdekket blir tykkere, vil  $A_2$  bli mørkere, B-skiktet ikke så tydelig, og utvaskningen blir nu mindre. Blir humuslaget over 50 cm. tykt, vil det ikke skje nogen videre utlutning i det hele tatt.

Virkingen av humusen på profiltypen er meget merkbar, således at:

1. Når det er lite humus, går podsoleringen relativt langsomt, og resultatet er jernpodsol.
2. Ved mere humus går utvaskningen raskere; men sluttresultatet er omtrent det samme.
3. Ved stigende mengder humus utvikles en annen type, nemlig humuspodsol.



4. Ved tilstrekkelig tykt humusdekke vil det ikke foregå nogen utlutning, og der utvikles ikke noget tydelig podsolprofil.

I tung jord er de øvre deler av profilet ganske godt utviklet. Under humusen er det et lysere skikt; men utfelningene i anrikningsskiktet forekommer som hinner omkring mineralpartiklene eller utviklet som små isolerte konkresjoner i den uforendrede lere. Hvor grunnvannsspeilet er nær overflaten, foregår det en forendring nedenfra. Grønnblå streker viser sig i den våte masse, til å begynne med først omkring gamle rötter. Når disse tørker, blir farven rød eller brun. Jorden får et stripet - prikket utseende. Dette lag kalles for gleiskiktet.

De kjemiske forhold ved podsoleringen er ikke helt klarlagt. Det sure jordvannet fremkaller hydrolyse av leren og annen mineralsubstans. De utskilte produkter ved hydrolysen føres nedover sammen med sur humus.

Tamm har vist at blekjorden inneholder de samme mineraler som oprinnelsesmaterialet, men i et annet forhold, idet forskjellige mineraler forholder sig forskjellig overfor forvitring og utvaskning. (O. Tamm: En snabbmetod för mineralogisk jordartsgranskning. Svenska Skogsvårdsföreningens Tidskrift 1924. H. I-II.)

Skjønt det optrer en del organisk materiale i blekjorden, kunde Tamm ikke finne noget bevis for at det foregikk en opphopning av enkelte av omsetningsproduktene.

Jernholdige mineraler forvitrer først og vaskes ut. Al og Si flyttes bare efter at podsolering har foregått en lengere tid.

Den kjemiske sammensetning av de forskjellige skikter i et podsolprofil på sandjord. Gammel skog med blåbærlyng. Humuslag 5 - 10 cm. tykt. (Tamm 1920.)

Skikt og dybde	A <sub>2</sub> 10-15 cm.	B <sub>1</sub> 15-25 cm.	B <sub>2</sub> 50 cm.	C 100 cm.
Humus	3,64	2,82	0,54	0,25
H <sub>2</sub> O	1,30	3,20	1,93	1,38
SiO <sub>2</sub>	76,93	68,95	73,30	74,44
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,52	0,56	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,68	12,31	11,59	11,84
Sil. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> x)	1,33	3,77	3,67	3,22
Lim. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,93	0,38	0,08
Mn <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,037	0,045	0,049	0,053
CaO	1,80	2,04	2,03	2,01
MgO	0,62	1,30	1,42	1,28
Na <sub>2</sub> O	1,69	1,59	1,73	2,12
K <sub>2</sub> O	2,38	2,65	2,49	2,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,04	0,11	0,12
SO <sub>3</sub>	0,024	0,029	0,029	0,032
	100,18	100,20	99,82	100,16

x) Limonittisk jern er den del av jernet som er opløselig i surt kaliumoksalat og benyttes som uttrykk for det kolloide jern. Den uopløselige del kalles silikatjern.



Hvis det ikke er nogen gleihorisont og det ikke har foregått andre forandringer forårsaket av grunnvannet, vil B-skiktet (anrikningsskiktet) bestå av uforandret oprinnelsesmateriale sammen med forvittringsprodukter som er vasket ned fra blekjorden.

I det øverste lag av B-skiktet er det mest av jern og humus utfelt, mens aluminium og kiseltsyre er mere jevnt fordelt. Noget av  $\text{SiO}_2$  vaskes vekk og føres øvsted med elvevannet.

Podsoljorden er sur i de øverste lag (pH ned til 3,8).  $\text{A}_2$  gjerne ennu surere enn humusen på grunn av utvaskning av finpartikler. B-skiktet mindre surt enn de 2 øvre. Leren i  $\text{A}_2$  er meget umettet, i B-skiktet betydelig mere mettet og i de lavere lag i B til dels omtrent fullstendig mettet med baser. En analyse utført av Gedroiz over mengden av utbyttbare baser i et podsolprofil vil vise det.

Mengden av utbyttbare baser i et podsolprofil.

Dybde i cm.	Absorbsjonskapasitet i mg. ekv. pr. 100 g. jord	% sammensetn. av utbyttb. baser.		
		Ca	Mg	H
10 - 15	12,1	13,9	7,5	78,5
15 - 20	4,6	20,8	8,4	70,8
20 - 25	1,8	40,5	20,1	39,4
30 - 35	4,3	50,1	43,7	6,2
50 - 55	11,9	49,5	46,9	3,6
100 - 105	12,4	54,6	41,5	3,9

Profilen er et jernpodsolprofil. De forskjellige skikter kan lett adskilles med øiet og kan også med letthet tas ut av analysene. Med andre ord de kjemiske og morfologiske skikter er identiske.

Når det utfelles store mengder av humus i de lavere lag, er podsoleringen en del forskjellig. Frosterus har vist at når et jernpodsolprofil går over til et humuspodsolprofil, blir det mindre ophopning av jern i B-skiktet, men større mengder av aluminium og humus.

Ved at humus siger nedover i blekjorden vil en del av humusen utfelles, særlig i den øvre del av denne, og i den nedre del av  $\text{A}_2$  skjer det en utfelning av brunlig svart humus, så at blekjordskiktet i virkeligheten er tykkere enn det ser ut for. Humuspodsolprofil forekommer ofte ovenpå et grunnvannprofil.

Zevalishin har vist at grunnvannet sjelden er meget surt, på sumpige steder kan det til og med være alkalisk. Siden det er omtrent fritt for surstoff, vil det kjemisk virke reduserende: redusere ferri- til ferrofornbindelser.

Senkning av grunnvannsspeilet vil medføre stort tap av jern og organisk stoff fra gleiskiktet, fordi toverdige jernforbindelser, selv om de ikke er oppløselige i vann, synes å være lett bevegelige. De absorberende komplekser i gleiskiktet er mere eller mindre mettet og inneholder ofte en overraskende stor del utbyttbar Mg i forhold til Ca, hvis det har foregått nogen videre forandring av komplekset. Ofte er imidlertid sammensetningen av gleiskiktet temmelig lik oprinnelsesmateriale med undtagelse av at det er rikere på jern og ofte inneholder en del kolloid kiseltsyre. Mere komplisert blir forholdene hvor gleihorisonten og B-horisonten faller sammen, fordi grunnvannsspeilet varierer. Det utvikles da en horisont, hvor det avvekslende foregår oksydasjon og reduksjon.



Vegetasjonen påvirker også profilet. Den typiske vegetasjon på podsoljord er barskog, i enkelte tilfelle også bøkeskog.

Tamm har foretatt detaljundersøkelser av en rekke podsolprofiler fra skogjord i Nord-Sverige. Han har funnet at podsoleringen ikke bare er avhengig av skogen, men at også bunnvegetasjonen har meget å si. Podsoleringen foregår raskere når bunnvegetasjonen består av lyngvekster (*Vacc. myrtillus* og *Calluna*) enn når urter optrer i større mengder (f.eks. *Oxalis acetosella*), og enn senere om gråmoser utgjør bunnvegetasjonen, idet disse danner meget lite humus.

Det første tegn på podsolering er en grå stripe under humusen og på et ennå tidligere stadium bare enkelte blankvaskede mineralkorn like under humusen. I kjemisk henseende er dette skikt utlutet og skiller sig skarpt fra skiktene over og under. Det utvaskede laget optrer som et tynt skikt, mens anrikningen er fordelt på et betydelig tykkere lag. Eftersom utlutningen fortsetter, tiltar blekjordskiktet ( $A_2$ ) i mektighet nedover.  $B_1$ , som først var et anrikningsskikt, utsettes for oppløsning og utvaskning.

Alkalis og jordalkalier er de lettest bevegelige stoffer i jorden, og de utfelles ikke i de undre skikter i det hele tatt.  $SiO_2$  er litt mindre bevegelig, men sammenfnokkes ikke i sterkt surt jordvann, så at den heller ikke utfelles i B-horisonten, og en del blir helt bortført gjennom ellevannet til havet.

Sesquioxidene blir derimot lett utfelt, jern i forskjellig grad, fordi det optrer i forskjellige forbindelser. Det optrer som  $Fe^{++}$ ,  $Fe^{+++}$  og som organiske jernforbindelser. En hel del utfelles sammen med eller under det organiske materiale; men en del følger også vannet og utfelles i vannansamlinger som en rød, slimet masse. Mangan forholder sig som jern. Aluminium derimot er mindre bevegelig og utfelles så å si bare i anrikningsskiktet. Meget av fosforsyren utfelles sammen med sesquioxidene.

Betegnelsene podsol og podsolering brukes om alt jordsmonn som er utvasket. De ulike typer kan inndeles på forskjellig vis, f.eks. efter podsoleringsgraden.

Efter fuktighetsforholdene inndeler O. Tamm podsolprofilene i flere typer, nemlig:

#### Skarpmarkspodsol.

$A_1$  1 - 2 cm. råhumus av lavarter. 2 - 3 cm. blekjord. Rustjorden svakt farvet. Forekommer på sand- og grusrike avleiringer i lavrik furuskog.

#### Törrmarkspodsol.

Noget tykkere råhumus og blekjord. Anrikningsskiktet 4 - 6 cm. Forekommer på tørr sandjord og av og til på mojord. Furuskog hvor en del lavarter og moser er den almindelig vegetasjon. På finkornet jord kan profildannelsen bli noget forstyrt ved opfrysning.

#### Friskmarkspodsol = jernpodsol.

Råhumusen 5 - 10 cm., blekjorden 11 - 15 cm., rustjorden rustgul, rød eller brun, av og til med aurhelle. Almindelig jordsmonn i granskog i forskjellige varianter.

#### Jernhumuspodsol.

Humusdekket og blekjorden mektigere enn i jernpodsolprofilet. Rustjorden har mørk stripe, humusutfelninger. Ofte er den øverste del av anrikningsskiktet utviklet som en mørkebrun stripe. Grunnvannsspeilet står så høit at det har inn-



flytelse på rustjorden. Jernhumuspodsol er å betrakte som en overgangstype mellom jernpodsol og humuspodsol.

Humuspodsol.

Et mektig humusdekke, skiddet grålig blekjord og et mørkt svart anrikningsskikt er karakteristisk for denne profiltipe. Anrikningsskiktet er rikt på utfelte humusstoffer, ofte med tydelig surhelle. Forekommer på fuktige steder mere eller mindre typisk utviklet.

#### 4. Jordsmonnet i arid klima. Liten eller ingen utvaskning.

Under aride forhold vil regnvannet bare gå et lite stykke ned i jorden, og virkningen av det vil være at det fører oppløste salter fra overflaten et stykke nedover. De forandringer som foregår i jordsmonnet, skyldes den mekaniske smuldring av jordpartiklene ved frost og vind og en mekanisk transport av de oppløste bestanddeler ved vind- og vannerosjon.

Grunnvannet kan ha større innflytelse på jordsmonnet enn under humide forhold, idet det fra grunnvannet kan føres oppløste salter til de øvre jordlag og derved fremkalle store forandringer.

Jordsmonnet som dannes under aride forhold, kan deles i to hovedklasser, nemlig:

- a. Jord hvor det ikke samles noget overflatevann og hvor grunnvannsspeilet ligger for dypt til å kunne ha nogen innflytelse på de øvre jordlag. Til denne jordtype hører den russiske kastanjejord og örkenjorden.
- b. Jord hvor der optrer overflatevann eller hvor grunnvannet ikke står dypere enn at det kan føres oppløste salter til overflaten ved kapillær ledning. Denne type omfatter saltjord, alkalijord og andre.

Kastanjejord og örkenjord. Ingen virkning av grunnvannet. I almindelighet inneholder disse jordtyper lite humus, men meget  $\text{CaCO}_3$ , og hvis klimaet er utpreget arid, også  $\text{CaSO}_4$  og små mengder alkalisalter. I undergrunnen foregår det en ophopning av lettopløselige salter, vesentlig gips. Calcium optrer i størst mengde av katjonens. Ved moderat nedbør er farven på overflatelagene mørkebrun. Farven på jorden ned gjennom profilet er som opprinnelsesmaterialet.

De kjemiske forhold ved dannelsen av denne slags jord er ikke helt klarlagt. Wiegner og Stebutt mener at det i almindelighet er en opedgående transport av salter og sesquioxyder fra undergrunnen til overflaten.

De øvre jordlag inneholder ofte mere ler enn undergrunnen; men dette kan jo skyldes sterkere mekanisk forvitring og ikke kjemisk omdannelse.

Saltjorden. Virkning av grunnvannet. Saltjorden er meget karakteristisk i aride strøk. Den finnes på samme steder som marsk og myrjorden i humide strøk, overalt hvor grunnvannsspeilet ligger nær overflaten. Den utvikles typisk på lavt liggende elvterrasser og på lavt liggende strandflater langs innsjøer.

Grunnvannet inneholder oppløste salter, som føres oppover ved kapillærkraftene og utfelles i de øvre lag når vannet fordunster. Saltjorden vil fortrinnsvis utvikles i forsenkninger, hvor grunnvannet ikke har noget utløp.

Årsnedbøren er liten, og når den faller, er det stötvis, så en hel del renner bort som overflatevann, og en relativt



liten del synker ned igjennem jorden. Overflatevannet graver ofte dype renner i jorden og fører jorden med sig til forsenkningene. I forsenkningene samlar også vannet sig, og når det fordunster, utfelles saltene som av en mettete saltopløsning.

De almindelige salter er klorider og sulfater av natrium og kalium, kalsium og magnesium. Ofte, men ikke alltid, er det tilstrekkelig natrium til å fremkalle typisk natriumjord. Saltjord kan også utvikles under vanning, når ikke dreneringen er tilstrekkelig. I uforandret tilstand kalles slik saltjord for solonschaks.

Profilet er enkelt, har ingen bestemte horisonter. De øverste jordlag har i tørre perioder krystaller og kruster av salter, vesentlig klorider og sulfater av Na og Ca, men også en del K og Mg.

Humusinnholdet avtar nedover i profilet. Det er ingen horisont med anrikning.

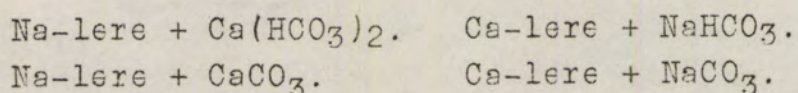
I fuktig vær blir saltene fordelt utover hele profilet. Vegetasjonen er sparsom, består av enkelte planter som tåler høi saltkonentrasjon.

Saltjorden kan ved utvaskning forandres på forskjellig måte, hvorved det utvikles karakteristiske jordtyper.

Er jorden kalkrik, vil den ved utvaskning forandres i retning av kystenjord eller svartjord.

Utvaskningen av en saltjord, som inneholder lite Ca, foreløper i 3 stadier: Først dannes det sort alkalijord, neste stadium er typisk solonietz og det tredje solod.

Når saltene i en saltjord føres vekk ved utlutning, går det først ut over klorider og sulfater og til slutt karbonater. Når det bare er karbonater igjen, vil sigevannet inneholde spor av  $\text{CaCO}_3$ , dette vil reagere med utbyttbart Na i lerer og danne  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ .



Natriumkarbonatet vil blande sig med humusen, som blir sterkt dispergert og i tørr tilstand gir jorden svart farve. Jorden blir sterkt alkalisk.  $\text{NaCO}_3$  er ikke bare plantegift; men det dispergerer jorden, så den blir umulig å bearbeide. Slik jord kan utvikles ved vanning.

Ved fortsatt utvaskning av alkalijorden oppstår den type som i Russland kalles solonietz.

I typisk solonietz er det tilstrekkelig natrium til stede, så jorden holder sig alkalisk; men ikke så meget at det dannes natriumkarbonat. I profilet kan man skille ut forskjellige skikter.

A<sub>1</sub> er skiveformet lagdelt, A<sub>2</sub> er grynet eller klumpet. B-skiktet er skarpt utskilt, hard, grå sammenkitning, som når den tørker, sprekker op i vertikale søiler med rund topp. Opprinnelig har søilene en skarp topp. I Russland kalles dette prismatisk struktur. Når lerer er natriumlerer, vil den ikke være stabil i vann, og toppene blir avrundet. Horisontalt brykkes søilene op i skarpkantete klumper, tilnærmet kubiske, av størrelse som hasselnötter.

De kjemiske omsetninger som foregår, består i at alkalisk sigevann oppløser Na-lerer og fører sesquioxydene og humusen



nedover til B-laget, mens amorf  $\text{SiO}_2$  blir igjen i A-skiktet. Saltene i B-skiktet utfelles i rekkefølge, først  $\text{CaCO}_3$ , så  $\text{CaSO}_4$  og lenger ned Na-salter. Grunnvannet inneholder store mengder salt og blir ubrukbart både som drikkevann og som vanningsvann.

Av disse to første stadier kan jorden inneholde en del oppløste salter, som kan bevirke sammenfnokning og gi jorden nogenlunde god struktur; men strukturen er lite holdbar - ødelegges av regn. Ved vanning med saltrikt vann kan man få en mere stabil struktur.

Solod er det siste stadium i utviklingen av en saltjord. Den kan utvikles ved f.eks. senkning av grunnvannet eller på høie terrasser som var elveterasser straks efter istiden og hvor det tidligere var utviklet saltjord. Profilet i solod utviklet på kalkfattig jord ligner av utseende meget podsolprofilet. Det øverste laget er mørkt, laget derunder er svart med mange fine rötter, går så over i et grått lag, som blir lysere efter hvert som utfelning av  $\text{SiO}_2$  blir mere fremtredende. Strukturen er småklumpet. Videre nedover ligner profilet det som er karakteristisk for solonietz, først en brunlig horisont med prismatisk struktur og derunder utfelning av salter,  $\text{CaCO}_3$  og  $\text{CaSO}_4$ .

Jorden i de øvre lag i slik jord kan være svakt sur, skjönt undergrunnen først er nøytral og lenger nede alkalisk. Det karakteristiske trekk ved den slags jord er den store mengde av oppløselig  $\text{SiO}_2$  i det øverste lag.

Solodjord er mere fruktbar enn solonietz, fordi den ikke har den saltrike, utilgjengelige B-horisont like under overflaten. Røttene kan derfor trenge dypere nedover.

Saltjord er meget ømfintlig for små forandringer i vannbevegelsen. Således finner man forskjellige typer utviklet innen et forholdsvis ensartet område bare på grunn av små forandringer i terrenget, forskjellig innhold av  $\text{CaCO}_3$ , ler eller andre små ulikheter.

Det er særlig de russiske forskere Gedroiz og Vilensky som har beskrevet de forskjellige typer og studert forholdene hvorunder de optrer.

De jordtyper som foran er beskrevet, er almindelige i de semiaride strøk i Russland og Central-Asia, i Vest- og Syd-Afrika, i den semiaride sone i Australia og i de vestlige stater i U. S. A.

Den naturlige vegetasjon er en fattig steppevegetasjon. Planteveksten er sparsom enten som følge av vannmangel eller på grunn av saltoverskuddet.

Ved vanning vil slik jord bli meget fruktbar, så lenge den er tilstrekkelig grøftet og beskyttet mot ophopning av salter.

##### 5. Jordsmonnet på overgangen mellom humid og arid klima.

Jordsmonnet i arid klima er karakterisert ved et lavt humusinnhold og ved ophopning av salter, vesentlig  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$  og i ekstreme tilfelle også alkaliserter nær overflaten. I humid klima foregår der en transport nedover av de forskjellige bestanddeler i jorden. Jordtyper som står på overgangen mellom disse to, er representert ved svartjorden - eller tchernosem som den kalles i Russland - og av brunjorden. Begge disse typer inneholder tilstrekkelig store mengder utbyttbart Ca til å holde reaksjonen nøytral eller svakt sur, og



begge inneholder store mengder nøytral humus. I svartjordområdene vil det på grunn av de spesielle klimatiske forhold være liten utvaskning og langsom nedbrytning av det organiske materiale. I brunjorden vil det heller ikke foregå noen større utvaskning med sigevannet, skjønt omsetningen av det organiske materiale foregår relativt raskt. Både svartjord og brunjord er karakteristiske for bestemte klimatiske forhold; men de kan også forekomme under andre forhold, likesom andre jordtyper kan opptre under forhold hvor det normalt vilde utvikles en av de to nevnte. Således kan tchernosem opptre i forsenkninger i aride steppesområder, hvor regnvannet samler sig, og på den annen side hvor opprinnelsesmaterialet er kalkrikt. Ved forandring av vegetasjonen, f.eks. ved å plante barskog på steppene eller i løvskogen i brunjordregionen, vil utvaskningen tilta og jordsmonnet vise tegn på podsolering. Jorden i de øvre lag taper sin grynstruktur, blir tett og lagdelt. B-skiktet vil vise tegn på anrikning av jern og aluminium.

Både i brunjorden og i svartjorden finnes en rekke graven- de organismer, som bidrar til å blande mineraljorden med humusen. Regnormene er karakteristiske for brunjorden, og i svartjorden er det særlig jordrotter som er virksomme.

Svartjorden - tchernosem. Det karakteristiske for forholdene hvorunder svartjorden dannes, er følgende:

1. Tørre, temmelig varme somre og kolde vintre.
2. Rik gressvekst som produserer store mengder humus.
3. Trær eller annen vegetasjon, som kan beskytte jorden mot det ekstreme klima, mangler.

Slike forhold har man i et belte gjennom Vest-Sibiria, Russland, Ungarn og Tsjekko-Slovakiet. I Kanada og U. S. A. fra nord til syd gjennom statene Manitoba, Alberta, Dakota, Iowa til Kansas.

Landskapet er gjerne en trebar, bølgeformig steppe, godt skikket for jordbruk. En stor del av verdensforsyningen av hvete produseres på svartjorden.

Opprinnelsesmaterialet i Russland og Europa er løss, rik på  $\text{CaCO}_3$ . I Nord-Amerika består undergrunnen av glaciale dannelser, som er fattigere på  $\text{CaCO}_3$ . Derav kommer forskjellen mellom disse to slags svartjord.

I Russland og Europa er nedbøren liten; men temperaturen er ikke høy nok, så der har foregått en utvaskning av natriumsalter og gips. Kalsiumkarbonat vaskes bare et lite stykke nedover, tre-fire fot, og utfelles der som hvite kruster. Skiktet hvor det foregår utfelling, kan lett bestemmes ved fortynnet saltsyre. Jorden er for tørr til at vannstoff i noen større utstrekning kan erstatte Ca i ler og humusen. Høst- og vinter nedbøren kommer som sne og forsvinner som smeltvann vesentlig på frossen mark. Kolloidene er rike på Ca, lite dispergert og derfor stabile. Reaksjonen er nøytral eller svakt sur. Det er karakteristisk for jorden at den er så stabil. Om sommeren er det for tørt til at det kan foregå noen videre forandringer, og om vinteren er jorden frossen. At jorden er gjennomsatt av små røtter av gressarter, bevirker også en gunstig struktur. Det foregår altså ingen transport av kolloider ovenfra og nedover. Jordprofilen viser en gradvis forandring fra de svarte overflate lag med 4 - 18 % humus til lysere lag under.

Brunjorden eller den brune skogjord. Brunjorden forekommer i temperert klima med midlere nedbør og temperatur. Den opptrer på vel drenerte steder, særlig i bakkeskråninger, i motsetning til podsol og steppejord, som opptrer på flat mark.



Humusen i brunjordprofilen er muldarten nøytral eller svakt sur i motsetning til den sure råhumus i podsolprofilen.

Den typiske vegetasjon på slik jord er løvskog med gress og blomsterplanter som bunnvegetasjon. En slik vegetasjon trenger store mengder mineralnæring, særlig Ca, Mg, K og  $PO_4$ . Planterøttene fører disse stoffer oppover fra undergrunnen, og når vegetasjonen dør eller løvet faller, vil disse mineralstoffer bli ophøpet i overflaten. Disse stoffene er således i en stadig sirkulasjon, og det vil motvirke utvaskningen.

Den viktigste av disse joner er Ca. Gjennom avfallet fra vegetasjonen blir den ført tilbake til jorden i form av kalsiumoksalat, som raskt omdannes til kalsiumkarbonat. Jorden i overflaten blir derfor nær nøytral som kalsiumjord. Slik jord er ikke bare stabil; men den skaffer også gunstige betingelser for planteveksten, regnormene og mikroorganismene.

Tamm og Stebutt m.fl. har diskutert de forhold som betinger utviklingen av brunjord på steder hvor de klimatiske forhold skulde tilsi en annen profiltipe. De har funnet at når jordmaterialet inneholder meget Ca enten som karbonat eller andre lett forvittet mineraler og jorden er vel drenert som i bakkeskråninger, vil det lett utvikles brunjord.

Hvis man får bjerk til å trives på podsolert jord, vil den etter hvert forandres i retning av brunjord, mens barskog og bøkeskog på kalkfattig brunjord kan fremkalle posolering på grunn av deres evne til å produsere sur humus.

Humusen i brunjordprofilen er for det meste bortimot nøytral, pH omtrentlig mellom 5 - 7. Under muldjorden kommer et brunfarget lag med god struktur til omkring 50 cm's dybde, Dette laget går over til uforandret undergrunn.

Det er ingen skarpt adskilte horisonter i brunjordprofilen.  $CaCO_3$  og andre lett oppløselige stoffer kan være vasket ut fra de øvre lagene.

Jordvannet er surt nok til å spalte jordpartiklene i de tre primære produkter jern-, aluminiumhydroksyd og kiseltsyre; men det er ikke surt nok og det finnes heller ikke nok av dispergert sur humus til å transportere disse kolloidene nedover i jorden. De vil derfor forbinde sig med hverandre og danne lere.

Lundblad har brukt Tamms oksalatmetode til å vise at mengden av de uorganiske kolloidene er jevnt fordelt over de øverste 50 cm. i jordprofilen, derunder avtar mengden meget raskt til en konstant lavere verdi for undergrunnen.

Brunjordens fruktbarhet og forhold til planteveksten er i høi grad avhengig av oprinnelsesmaterialet. Særlig er virkningen av Ca dominerende. Er det passende mengde Ca i jorden, vil forholdene være gunstige. Blir det for meget, er jorden ofte fattig på annen plantenæring, særlig kalium.

## 6. Lateritt.

I tropisk klima med stor nedbør og høi temperatur foregår det en intens kjemisk forvitring. Jern-, aluminium- og manganoksyder er ikke så lett bevegelige som de andre baser og kiseltsyren, så det blir en ophopning av dem. Jernforbindelsene inneholder forskjellige mengder vann. Aluminium forekommer i form av gipsitt,  $Al_2O_3 + 3 H_2O$ . Forholdet mellom  $SiO_2$  og  $Al_2O_3$  faller derfor til under den verdi det har hos jord i temperert klima. Når forholdet er kommet under en viss verdi, får jorden nye karakteristiske egenskaper og kalles lateritt. Ordet lateritt brukes med noget forskjellig betydning. Geologene be-



trakter innholdet av jern som den karakteristiske bestanddel. Hvis det er bare litt jernoksyd, kaller de det for bauxitt. Jordbunnsforskerne anser derimot aluminium for den mest karakteristiske bestanddel.

Betingelsene for at lateritt skal dannes, er rikelig nedbør og høy temperatur. Selve forløpet av de kjemiske omsetninger som fører til dannelse av lateritt, kjenner man ikke helt i detalj ennå. Tidligere mente man at bergartsmaterialet først blev omdannet til kaolin og videre til lateritt; men kaolindannelse er dog neppe nødvendig. Den forutsetter alkalisk jordvann; men jordvannet i de tropiske skogene, hvor man har lateritt, er ikke alkalisk - tvertimot surt.

Sammenlignet med fjellgrunnen er lateritten fattig på kiseltsyre, og kalken er utvasket. Den er rik på aluminium og jern.

Analyser av Martin og Doyne av prøver fra Sierra Leone.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Gløde- tap	Molekyl SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Lateritt	17,9	26,0	37,9	spor	14,6	1,17
Mellemprodukt	28,3	28,7	21,6	"	20,9	1,66
Bergart noritt	44,3	26,9	19,2	8,6	0,2	2,8

Lateritten kan være gjenstand for forskjellige omdannelser som følge av beliggenhet og klima. Man skiller i almindelighet mellem:

1. Lateritt som er resultatet av primære forandringer av mineralmaterialet. Det karakteristiske er at den inneholder fri aluminium vesentlig som gibsitt og mangler sekundært dannet kaolinitt.
2. Laterittlignende rød jord resultat av sekundære forandringer. Inneholder sekundært dannet kaolinitt, men mangler videre fritt aluminium.

Lateritten er i almindelighet en grunn, meget porøs, ikke plastisk - jord, mindre utsatt for erosjon enn jord hvor forholdet SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> er større.

Laterittens forhold til vann og mangel på sammenhengskraft er karakteristisk.

Basene er utvasket, kalk og kali mangler. Innholdet av fritt aluminium og jernoksyd bevirker stor absorpsjon av P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. pH ligger i almindelighet mellem 4 - 6.

Jorden inneholder meget bundet vann, 10 - 25 %. Den trenger god gjødsling, særlig heldig virker organisk materiale eller grønn-gjødsling. Den er lett å bearbeide.

Rødjorden (Terra rossa) er dypere og mere fruktbar. Den karakteristiske bestanddel er jernoksyd, derav skriver farven sig. Jernet forekommer i forskjellig hydrerte forbindelser, som limonitt og turgitt eller også som hæmatitt. Den ligner lateritten deri at den er meget porøs. Vannet slipper lett gjennom, og jorden kan bearbeides selv kort tid efter sterkt regnfall.

#### Resumé.

De klimatiske jordsmonntyper er vesentlig undersøkt med hensyn til mengden av vann som siger ned gjennom jorden. I



strök hvor store mengder vann trenger ned gjennom jorden og ledes bort, blir oppløselige salter og baser ført nedover til dypere lag i jorden eller vekk med elvevannet, og jorden blir sur. Crowther har vist at ved en bestemt bortledning av vann fra jorden vil jordtypen være avhengig av temperaturen. Hvis temperaturen er lav, vil det utvikles podsolert jordsmonn karakterisert ved et surt humusdekke og transport av sesquiosyder og andre jordbestanddeler fra det øverste skikt av mineraljorden til et anrikningsskikt, B. Stiger temperaturen, utvikles brunt eller grått skogjordprofil, som er karakteristisk ved et ganske dypt lag av nøytral eller svakt sur, vel omdannet humus med jevn overgang nedover til undergrunnen.

Når temperaturen er høy, utvikles rød og gul jord og lateritt med lite humusinnhold og utvaskning av kiseltsyre fra de øvre jordlag.

Når sigevannsmengden avtar, blir jorden nøytral, da basene og saltene ikke fjernes. Humusinnholdet stiger og går til stor dybde. Typer på slik jord er prairiejorden i Nord-Amerika og tchernosem i Russland. Er nedbøren liten, får man jord av ørkentype eller semiørkentype. Nedbøren kan være tilstrekkelig til å vaske ned lettopløselige salter fra overflatelagene. I slik jord foregår det til enkelte tider transport av stoffer opover fra undergrunnen til overflatelagene.

Ved siden av disse klimatiske betingede jordsmonntyper er det også en rekke jordtyper hvor ikke bare de klimatiske forhold er tilstrekkelige til å utforme jordprofilene. Akklimatiske kalles de.

Det kan være grunnvannet som kan bevirke utviklingen av spesielle jordtyper, f.eks. myrjorden i humid klima og saltjorden i arid klima. Oprinnelsesmateriale kan føre til dannelse av rendzina og brunjord, hvor de klimatiske betingelser skulde tilsi en annen jordsmonntype. På samme måte kan vegetasjonen også forandre profiltypen. (Om terrengforholdenes og grunnvannsbevegelsens innflytelse på jordsmonnet se foran.)

## II. Råhumus.

Når de organiske rester av planteveksten ophopes på det tørre uten å undergå en normal formlidningsprosess, dannes råhumus. Råhumusdannelsen er altså en slags fortorvning.

Definisjonene av begrepet råhumus har vært noget forskjellige. Ramann (1911) foreslår at ordet råhumus skal betegne organisk materiale som er ophopet ovenpå mineraljorden uten å være blandet med denne og som ennå ikke har undergått større omdannelse enn at den organiske struktur kan gjenkjennes. Hvis dannelsen var av torvaktig beskaffenhet, kunde man anvende betegnelsen tørr torv, og hvis den var mere opsmuldret og omdannet, skulde betegnelsen "Moder" anvendes.

I et senere arbeide 1918 betegner Ramann råhumus som en avleiring av planterester på mineraljordens overflate i et fast, sammenhengende dekke.

Den svenske jordbunnsforsker Olof Tamm gir i sitt store arbeide "Markstudier i det nordsvenske barskogsområdet", der utkom i 1920, følgende definisjon av råhumus: "En sen humusform, som består av muldnende avfall fra trærne og bunnvegetasjonen, hvori den oprinnelige strukturen ennå kan iakttas. Det hele er sammenvevd til en masse, som delvis kan løftes oppi



sammenhengende partier." Senere har Tamm sammen med Hesselman opstillet en noget kortere definisjon, nemlig: "Svakt omvandlet humus blandet med skogsströ, av svamptråder sammenvevd til en matte, som ligger ovenpå mineraljorden."

Endelig har N. J. F.'s komite for nomenklatur i jordbunns-læren foreslått følgende definisjon: "Med blotte öie kjennbare, mer eller mindre humifiserte vekstrester (torvsubstans), hvilke er tett sammenvevd til en av svamptråder og vekstrester gjennemsatt matte, som skarpt skilles fra den underliggende mineraljord."

Råmateriale for humusdannelsen i skogen er dels nedfall fra trærne, dels rester av bunnvegetasjonen. Trærnes rötter skaffer lite humus, fordi de varer så lenge. Bunnvegetasjonens rötter derimot bidrar til humusdannelsen; men de holder sig, iallfall under noget ugunstige forhold, almindelig i overflaten, slik at humus og undergrunn i skogen oftest er meget skarpt adskilt.

Det organiske materiale, som fra den ene eller den annen av de nevnte kilder samler sig på jordoverflaten, kan bli utsatt for en höist ulik skjebne. Under gunstige forhold undergår det en forholdsvis rask omdannelse og danner muld, hvor den organiske struktur er forsvunnet og hvor betingelsene for plantevekst er god. Dette vil være tilfelle når der er luft og varme nok og passende fuktighet. Men kniper det med nogen av disse faktorer, hemmes formuldingen, og dette kan også inntruffe som følge av andre forhold, der virker hemmende på formuldingsbakterienes virksomhet. Man pleier å opstille følgende som almindelige årsaker til at formuldingen foregår på ugunstig vis:

1. Mangel på næringsstoffer i meget fattige, utvaskede jorder.
2. Utestengning av luft (ved dekning av vann).
3. For store vannmengder med derav følgende lav temperatur, særlig hvor nedbøren er stor og den relative luftfuktighet höi (höifjell, kyster).
4. For lav temperatur (höifjellet, langt mot nord).
5. Ved vannmangel.

Hver av disse forhold vil kunne bevirke at de organiske rester ophopes i lite omdannet tilstand. Det danner da gjerne et trevlet, sammenvevd, tett dekke, som ikke i minste måte blander sig med mineraljorden, men ligger ovenpå denne. Plantestrukturen er tydelig.

Råhumusdannelsen skyldes altså i første rekke klimatiske faktorer, og i almindelighet vil man finne et utsiktene til at råhumus opstår, tiltar efter hvert som nedbøren öker og temperaturen synker. Altså efter som nedbøren blir stor i forhold til temperaturen.

Den tyske jordbunnsforsker Rich. Lang har innfört begrepet regnfaktoren for å bestemme hvor råhumus og andre klimatiske jordbunnstyper kan ventes å optre. Regnfaktoren fremkommer ved å dividere den årlige middelnedbör med et tall som fremkommer ved å dividere summen av månedlige middeltemperaturer over 0° med 12. Hvor regnfaktoren ligger over 160, vil der lett opstå råhumus. Det blir da hos oss særlig kystströket og de noget höiere liggende strök, hvor regnfaktoren ligger over den nevnte grense.

Naturligvis kan der også dannes råhumus andre steder, idet en hel rekke faktorer jo kan tre til og hindre omdannelsen av



de organiske rester. Regnfaktoren nevnes vesentlig for å pointere at de klimatiske faktorer er grunnbetingelsen for råhumusdannelsen under normale forhold.

Råhumusen består av to skikter. Överst hvad Ramann betegner som ekte torv; planterestene har i höi grad beholdt sin struktur og danner en tett matte, hvor mere formuldede rester holdes sammen av stengler og rötter. Det dypere skikt inneholder mindre av kjennbare plantedeler; men den humöse substans er trevlet, av mörk farve og gjennomvevd av rötter. I mange tilfelle er dog det övre skikt lite utviklet, i andre tilfelle er det mektig og da ganske torvaktig. Det er særlig i kolde, fuktige trakter slike dannelser har lett for å opstå.

Foruten de nevnte to skikter er råhumusen som skogbunnsjord i almindelighet forsynt med et strödekke, eller "förna" som det kalles på svensk. Strödekket på råhumus er gjerne tett leiret.

Ulike planters og skogtypers evne til å danne råhumus.  
Forskjellig skogbestand viser ulik råhumus.

Bökeskogens råhumus er således gjerne av gråsort farve. I det övre skikt optrer ekte torv, i det undre tettere, mere humusaktig materiale, som er gjennomvevd av bökerötter. I det övre lag sees bladrester; lengere nede er de omdannet. Råhumus i bökeskog dannes fortrinsvis under nedbörrike eller forsumpede forhold, således nær kyster og hvor det er forholdsvis kjölig.

Ek danner sjelden råhumus.

Granskog danner lett råhumus i rikelig mengde allerede i unge bestand. Grønnålene og annet nedfall fra trærne er meget motstandsdyktig mot formuldingen, og disse rester kan da lett iakttas i råhumusen. Granskogens råhumus har ord for å være ugunstig; dens farve er varierende fra gulbrun til svartbrun, mest mörkebrun.

Furu i tette sluttende bestand har liten evne til å danne råhumus. Men ved höiere bestandsalder blir furuen glissen, d. v. s. dekker ikke jorden, der kommer en mer eller mindre rikelig bunnvegetasjon inn, og denne får da den avgjørende innflytelse på råhumusdannelsen.

For bunnvegetasjonen angir Ramann at rösslyng er den mest utpregede råhumusdanner. Dernæst følger blåbærriset og andre Vacciniumarter. Videre følger moser, særlig de teppedannende arter.

Rösslyngens råhumus er gjerne mörk, næsten svart. Den er så gjennemsatt av rötter og stengler, at den danner matter, der ofte kan løftes op i store sammenhengende flak. Rösslyngens råhumus gjelder for en av de mest ugunstige råhumusformer.

Blåbærrisets råhumus er ikke fullt så fast leiret som foregående. Farven er oftest dyp brun, trevlet, men forholdsvis löst lagret.

Tyttebærlyng danner tettere, ofte sterkt sammenhengende råhumus. Farven er oftest lys, grå, gullig, brun, sjelden mörk. Tyttebærlyngens råhumus gjelder for å være en meget varierende, men i regelen ugunstig råhumus.

Videre angis at forskjellige alperoser danner lett råhumus, hvor de optrer i større mengde i höifjellet. Likeså Aseliarter. Også Carexartene er råhumusdannere. Under visse forhold kan der dannes råhumus næsten av hvilken som helst planteart.



Oftest er det ikke en enkelt, men flere plantearter som danner råhumusen. Man får da blandede dannelser, der i regelen er mindre tette og lettere undergår omdannelse enn avleiringer fra en enkelt planteart. Råhumusdannelsen antar altså ikke så ugunstige former i blandede plantesamfund som i ensartede.

Tamm's undersøkelser indet nordsvenske barskogområdet. I 1920 offentliggjorde Tamm sine markstudier i nordsvenske barskogområdet (Meddelanden från Statens Skogsförsöksanstalt 1920). Han har her foretatt en undersøkelse av ulike skogtypers evne til å danne råhumus. De svenske skoger kan efter Cajander inndeles efter bunnvegetasjonen i fire grupper:

1. Oxalis-Majantemumtypen.
2. Myrtillustypen.
3. Vacciniumtypen.
4. Callunatypen.

Tamm har da undersøkt råhumusdannelsen i disse og lignende skogtyper i det nordsvenske barskogområde. Han fant at i Oxalis-Majantemumtypen, som gjerne også var rik på blåbærriis, var råhumusdekket 5 - 7 cm. tykt. Den viste sig videre å være lite utpreget, stående på grensen til muldartede humusformer. Men efter som blåbærriiset tilter i mengde, blir humuslaget mektigere og får mere typiske råhumusegenskaper. Oxalis-Majantemumtypen er altså fra humussympunkt en overgangsform.

I Myrtillustypen opstår den mest utpregede råhumus. Råhumusdekket viste sig ved Tamm's undersøkelser i denne type 5 - 12 cm. tykt. De øverste 1 - 2 cm. utgjordes av strødekke eller "fôrna", mens resten var en seig, sammenvevd råhumus. Myrtillustypen er den almindeligste skogtype i det nordsvenske barskogområde. Typen omfatter med hensyn til råhumusens mektighet og egenskaper flere underavdelinger.

Enkelte steder, hvor skogen står tett, optrer blåbærriiset forholdsvis sparsomt, og man får hvad man har kalt en risfattig, moserik barskog. Her dannes dog også et forholdsvis mektig råhumusdekke (4 - 10 cm.); men det er av skjørere og gunstigere beskaffenhet enn i den almindelige Myrtillustype.

Vacciniumtypen utvikler under forholdene i det nordsvenske barskogområde et mindre mektig råhumusdekke, særlig er det meget tørrere. Normalt viste det sig på sandterrasser å bestå av 1,5 cm. fôrna og ca. 3,5 cm. ganske tørr råhumus. En mektighet av 4 - 6 cm., skogsstrøet iberegnet, syntes å være det normale i Vacciniumtypen, som oftest er utviklet i furuskog. Mange steder går Vacciniumtypen (likesom Myrtillustypen) over i mosrike, risfattede typer og skilles fra lignende typer oppstått av Myrtillustypen ved sin tørrere råhumus.

I furuskogen har forholdene ved Tamm's undersøkelser vist sig å være høist forskjelligemed hensyn til råhumusdannelse. Den rösslyngrike (Callunarike) type har vist kraftig råhumusdannelse av 5 - 8 cm.'s tykkelse, bestående vesentlig av en seig, sømmenfiltret matte. På noget fuktigere furumarker finnes ofte mektigere råhumusdannelse. Disse furumarker optrer på morenejord, som vilde være skikket for gran. At furuen og rösslyngen behersker marken her, antas å komme av jordens utpregede fattigdom på næring, hvorved gran og blåbærriis vanskelig har kunnet konkurrere om plassen med furu og rösslyng.

I Myrtillusrike furumarker har man iaktatt et råhumusdekke på 3 - 8 cm. ganske tørt, omtrent som i Vacciniumtypen.

På tørre sandmoer har man levrike furuskoger. Her produseres et meget tynt (1 - 2 cm. tykt) råhumusdekke, hvor "fôrnan" ikke kan utskilles. Hvor lyng kommer inn, blir råhumusdekket snart mektigere.

Av foregående skulde da fremgå at de nevnte skogtyper i



sin råhumusdannende evne avtar i følgende orden:

Myrtillustypen (moserik)	5 - 12 cm.
Callunatypen	5 - 8 "
Oxalis-Majantemumtypen	5 - 7 "
Vacciniumtypen	4 - 6 "
Myrtillus-furumarker	3 - 8 "
Lavrike furumoer	1 - 2 "

For råhumusdannelsen vil det selvsagt spille en rolle hvor lett de ulike skogtyper forandres; men dette kan vi ikke komme inn på.

Kiær's råhumusstudier. Kiær drev i ca. 10 år en privat skogforsøksstasjon på Solberg i Løten. Blandt de problemer som han her optok til undersøkelse, var råhumusdannelsen og dens forhold til skogens foryngelse innen det østlandske granskogområdet. Hertil henregner Kiær den største del av de store østlandske skogfylker. Innen dette område antar Kiær at 1/5 i større eller mindre grad lir av råhumus. Denne antagelse beror dels på mange års iakttagelser, dels på konstatering av råhumusarealene efter linjetakseringsmetoden innen et skogområde på 60.000 ha., der antas å danne et godt billede av forholdene innen det østlandske granskogområde.

Den råhumus Kiær har iakttatt innen det østlandske granskogområde, deler han i to slags. Det ene er den almindelige eller typiske råhumus, hvis vesentlige bestanddel er et tett, sammenfiltret dekke av vekstrester, hvori disse (kongleskjell, barnåler, moser og bærris) lett kan gjenkjennes. Det er en ugunstig, lite omdannet humusform med sur reaksjon, rik på humussyrer, kompakt, rå og død. Man finner her et rikt utviklet skikt av blåbærris med et bunndekke av tette mosemat-ter. Karaktervekster er for det første blåbærriset, dernæst *Trientalis europæa* (skogstjerne) og *Majantemum bifolium* (mai-blomst).

Foruten denne almindelige råhumus finnes også en annen, som Kiær betegner som tørrhumus eller tørr råhumus. Det er en råhumus uten rötter, altså en mere omdannet, løsere og gunstiger form, som særlig optrer i tette bestand. Marken mangler her ethvert levende markdekke; men strødekket danner et fast, hårdt 5 - 10 cm. tykt lag, hvori foruten barnåler, kongleskjell o.lign. finnes tallrike typer av et sortbrunt mysel. Også denne form er ugunstig; men den omdannes langt lettere til muld enn annen råhumus.

Kiær's tørrhumus er det samme som man tidligere har betegnet som en muldartet råhumus eller en tørrere, mere lokker form av råhumus. P. E. Müller kaller i 1887 slik råhumus for råhumus uten rötter.

Med hensyn til råhumusens skadevirkning søker Kiær å vise at den i høi grad hindrer foryngelsen. Derimot synes den ikke å skade et eldre skogbestand vesentlig uten ved å hemme jordens omsetninger og dermed næringsfrigjørelsen, hvorved produksjonen i høi grad kan nedsettes.

Hvad årsakene til råhumusdannelsen angår, hevder Kiær at de først og fremst er av klimatisk beskeffenhet. Et fuktig, kjølig klima begunstiger råhumusdannelsen. Jo større forskjellen mellem nedbør og fordunstning blir, jo lettere vil råhumus opstå. Derfor tilter råhumusmengden fra lavlandet op mot fjellet. Men foruten de klimatiske betingelser er der også andre vesentlige årsaker.

Den uten sammenligning viktigste av de råhumusdannende vekster i det østlandske granområde er ifølge Kiær blåbærriset (*Vaccinium myrtillus*). Dette er en halvskyggevekst, som lett innfinner sig når et skogbestand blir så pass åpnet at jordbunnen befinner sig i halvskygge. Foruten å være det østlandske skogområdes karakterplante eller indikator for råhumus-



mark, hevder Kiær at den er en hovedårsak til råhumusdannelsen, idet den danner en tett sammenfiltret matte, som kun meget ufullstendig omdannes. Dette råhumusdekke antas i høi grad å hemme luftcirkulasjonen i jorden, hvilket igjen direkte og indirekte hindrer omsetningen i jorden og skogens foryngelse.

Dimensjonshugsten antas å være grunnen til at blåbærriset tar overhånd, og dermed til råhumusdannelsen. Ved dimensjonshugsten er den lystilgang som blåbærriset krever for sin vekst, skaffet. Og ved fortsatt anvendelse av denne hugstmåte utbreides blåbærriset og lignende vekster videre, og etterveksten hindres totalt.

I forbindelse hermed hevdes at råhumusen i sine nuværende former varierende fra svakere til sterkere utvikling neppe er eldre enn 50 - 60 år.

En del av de synspunkter som Kiær gjør sig til talsmann for og som foran er referert, er blitt kritisert av Hagem i Bergen. For det første er Hagem uenig i at den verste skadevirkning av råhumusen skulde være at den hindrer lufttilgangen til jorden. Hagem hevder at gjennomluftningen av de øvre jordlag på råhumusmark ikke er så dårlig; men visstnok kan så tette råhumuslag optre at lufttilgangen vanskeliggjøres. Efter Hagem's mening er årsaken til den dårlige foryngelse på råhumusmark i første rekke N-mangel, idet dette næringsstoff ikke frigjøres i råhumus. Bakteriene kan ikke trives på grunn av den sure reaksjon og andre uheldige forhold. Hagem's opfatning av gjennomluftningen på råhumusmark støttes av Romells senere undersøkelser.

Videre kritiserer Hagem den opfatning at blåbærriset er årsaken til råhumusdannelsen. Blåbærriset er en karakterplante eller en indikator for råhumusmark; men dermed er det ikke avgjort at den er dens årsak. Råhumusdannelsen er en innviklet prosess, hvor kjemiske og biologiske prosesser griper inn i hinannen; men disse prosessers rolle er ennå ikke utredet og forstått. De karakteristiske av råhumusmarkenes planter er merker på hvor langt råhumusdannelsen er kommet og hvilken retning den har tatt; men en enkelt av dem er neppe årsaken til dannelsen. At blåbærriset dominerer på råhumusmark, antar Hagem skyldes denne jordbunnsforms sterke surhet. Han støtter sig her til Carsten Ølsens undersøkelser, som har vist at blåbærriset var karakterplante på meget sur jord (pH < 4,0).

Råhumusens omdannelse. Råhumusdannelse foregår næsten bare i skogen og på lyngheier; lav temperatur og ugunstige fuktighetsforhold er den almindelige årsak. Blir skogen tynnet ut, så lyset slipper inn, stiger snart jordtemperaturen betraktelig, og de lavere organismer, særlig bakteriene, får gunstiger livsvilkår, hvorved de organiske stoffer begynner å omdannes. På dette vis kan råhumusen omdannes til muld, og denne omdannelse kan gå ganske raskt. Man har eksempler på at 5 - 7 cm. tykke råhumuslag i løpet av nogen få år er blitt helt omvendt, så naturlig foryngelse av skogen lett har kunnet foregå.

I sterkt gjennomhugne skogbestand og i løvskog kan enkelte gressarter optre som råhumusomdannere. De tallrike fintforgrenede røtter som disse gressarter har, utøver ifølge Ramann en smuldrende virkning på råhumusen, når de ved øket lystilgang vinner innpass der.

De viktigste av disse råhumusomvandlende gressarter er *Aira flexuosa* (bunke), som ofte innvandrer i tette bestand i skog hvor lystilgangen er nogenlunde rikelig. Ramann hevder at råhumusen på nogen få år kan omvandles av denne vekst og gå over til en skjør, finkornet, mørkfærvet humusdannelse.

Av andre gressarter, som har den samme evne til å omvandle



råhumusen, kan nevnes blåtopp, som særlig optrer på fuktig mark. Videre nevnes en rekke andre, som *Festuca ovina*, *Agrostis vulgaris*.

Det kan dog også inntre at råhumusen er så mektig og livsvilkårene der så ugunstige at de nevnte planter ikke formår i videre grad å gjennomtrengre humusen med sine røtter. De kan da selv komme til å danne råhumus.

Det kunde kanskje her ligge nær å anta at de nevnte gressarter som Ramann hevder omvandler råhumusen, er indikatorer på at råhumusens omdannelse har begynt, istedenfor å være selve årsaken til omdannelsen.

#### Råhumusens innflytelse på podsoleringen (profildannelsen).

Hvor råhumus optrer, finner man gjerne at jorden er sterkt forvitret eller med andre ord at podsoleringen er langt fremskredet. Under humusdekket optrer hyppig et avbleket lag, den såkalte blekjord eller kvitmjele. Under dette finnes et gult eller brunlig skikt av varierende tykkelse, der nedad avtar i farveintensitet og går jevnt over i den uforvitrede undergrunn. Opkomsten av et sådant profil skyldes råhumusen eller befordres iallfall i høi grad av den. Det oppløste humusmateriale har nemlig for det første evne til å oppløse jordens mineralpartikler, dessuten har det såkalte humussol også den egenskap, at det kan virke som beskyttelseskolloid og altså hindre utfelningen av uorganiske kolloider som hydroksydene av Fe og Al. Disse kan ellers holde sig i salttilstand kun i små konsentrasjoner. Er der tilstrekkelig av humussol til stede, kan de nevnte hydroksyder holdes oppløst og med jordvannet føres nedover i jordlagene, hvor de efter hvert vil komme til utfelning ved elektrolyttovermetning eller andre innvirkninger av anrikningsskiktets salter. Særlig har humussolet stor innflytelse på utvaskningen av jern, idet det for dettes vedkommende bare kreves en konsentrasjon av humussolet lik 3 ganger konsentrasjonen av jernkolloidene for at utfelning kan hindres. For Al kreves betydelig sterkere konsentrasjon av humussolet for at utfelningen kan hindres. Altså vil Fe lett utvaskes, mens Al utfelles, hvis der ikke er særlig meget av humussolet.

Det lyse lag like under humuslaget representerer altså et utlutet skikt, hvorfra jernet og en hel rekke andre stoffer delvis er utlutet. Disse stoffer er så for en del kommet til utfelning i det underliggende jordlag, der altså er et skikt som er blitt beriket på stoffer. En del av det fra blysandlaget eller blekjordlaget utvaskede følger naturligvis sivevannet uten å komme til utfelning i det forvitrede jordskikt. Jern kommer som bekjent ofte til utfelning i tjern og lignende og finnes på bunnen av myrer som myrmalm.

#### Våre naturlige humustyper.

#### Plantefamfundene og humustypene.

En lang rekke undersøkelser, særlig i de nordiske land, har vist at der er en nøie sammenheng mellem planteveksten, eller kanskje rettere, plantefamfundene og humustypenes art og egenskaper. Ved å betrakte vegetasjonen kan man altså trekke vidtrekkende slutninger om humustypens beskaffenhet. Noget av det første som på dette område blev grundig undersøkt, var sammenhengen mellem plantevekst og pH. Man kom efter hvert her til å se spørsmålet noget ensidig, og det hovedresultat man utledet av disse undersøkelser, var at planteveksten var begrenset i sin utbredelse til steder hvor reaksjonen ligger innenfor bestemte verdier, karakteristiske for hver art. Innen det reaksjonsområde hvor plantene kan optræ, var der et ganske snevert område, hvor vedkommende planteart nådde sin høieste utvikling. Dette behøver imidlertid ikke, som man fra først av var tilbøielig til å anta, bare stå i forbindelse med plantenes reaksjonskrav, men også, som senere undersøkelser har vist,



skyldes plantevekstens virkning på jordens og spesielt humusdekkets reaksjon. I det hele synes det nu å være grunn til å anta at plantevekstens virkning på humusens reaksjon under våre forhold er av langt større betydning enn pH-verdiens virkning på plantenes fordeling. Men der optrer ellers her en utpreget vekselvirkning. Og denne vekselvirkning gjelder ikke bare reaksjonsforholdene, men humusens egenskaper i det hele i forhold til planteveksten. Denne sterke avhengighet mellom humusens egenskaper og planteveksten modifiseres av en rekke faktorer, hvorav vi i det foregående har behandlet en del. Det ligger nær å beskrive humustypene etter plantesamfundene. På dette grunnlag er følgende humustyper undersøkt og beskrevet i vårt land:

Et tett granbestand uten bunnvegetasjon eller med et mose-  
teppe av Hyloconium- og Hypnumarter gir en skjør humus. I  
sterkt skrånende terreng blir den, iallfall for skogens for-  
yngelse og vekst, forholdsvis gunstig. Omdannelsen går raskt,  
humusdekket blir derfor tynt, almindelig 1 - 4 cm., og er i re-  
gelen adskillig blandet med mineralmateriale. pH-verdien lig-  
ger forholdsvis høit, spesielt i bratte skråninger og hvor der  
optrer silurisk materiale i jorden. Her er verdier på 5 - 6  
nokså almindelige. Nitrifikasjon kommer lett i gang. Det lo-  
kale innhold av organisk stoff er dog for lite til å gjøre  
denne humus egentlig god som dyrknings- eller beitejord. På ho-  
risontal mark og hvor nålefallet er stort, eller hvor det er  
tendens til forsumpning, kan derimot tykk, dårlig omvandlet  
humus ophopes i de samme skogbestand. Omsetningsforholdene  
blir noget trege og surheten stor. For skogen er denne humus  
ugunstig. Ved de radikale inngrep som opdyrking krever, kan  
den derimot bli bra.

Moserike barskoger med store mengder blåbærlyng viser  
næsten alltid en seig, dårlig omdannet, utpreget sur råhumus  
uten innblanding av mineralmateriale. Karakteristisk for denne  
humustype er den sterke sammenfiltrering av blåbærrisets friske  
eller delvis omdannede stengler og rotmasse. Jo rikligere  
lyngartene optrer, jo seigere og mektigere er råhumusen. Ter-  
rengforholdene gjør sig, som tidligere nevnt, også her gjel-  
dende, idet man finner et tynnere og bedre omdannet humusdek-  
ke i sterke skråninger enn på horisontal mark og svake skrånin-  
ger.

pH-verdien varierer mellom 3,5 og 4,7. For skogen er dette  
en ytterst uheldig humustype. Den er også ugunstig til beite  
og nydyrking; men man har en ganske betydelig ophopning av or-  
ganisk stoff, og ved bearbeidning, kalkning o.lign. kan om-  
setningen komme i gang og næring frigjøres samtidig som de fy-  
siske forhold bedres.

Hvor rösslyng optrer som bunnvegetasjon i et skogbestand,  
har man en lignende humustype som foregående. På rösslyng-  
heiene arter det sig noget anderledes. Innblandingen av mine-  
ralmateriale öker og surheten avtar en del; men humusen er  
fremdeles treg og ugunstig, og det tar lang tid för ordentlig  
omsetning kommer i gang.

Barskoger med gressarter som dominerende bunnvegetasjon  
viser et humusdekke som er sterkt varierende; men det skiller  
sig dog sterkt ut fra foregående typer ved å være bedre om-  
dannet og mere muldartet. Hvor den gressrike barskog forholds-  
vis nylig er utviklet fra tett barskog med moser uten bunn-  
vegetasjon eller fra lyngrik skog, ligger humusdekket ennu  
som en matte ovenpå mineraljorden. Hvor derimot gresset lenge  
har vært dominerende bunnvegetasjon, finner man et humusdekke  
som ikke bare er godt omdannet, men også med jevn overgang til  
den underliggende mineraljord.

Det organiske materiale optrer gjerne i liten totalmengde,  
men strekker sig ofte ganske dypt. Fra dyrkningssynspunkt er



dette en bra humus, hvis ikke jorden er for tørr. Humusen er allerede i naturlig tilstand gunstig og er lett å bringe i kultur. Enkelte steder har pH-verdien vist sig å være lav med verdier helt ned til 3,9. Dette er særlig tilfelle hvor *Aira flexuosa* optrer dominerende. Jo mere dominerende gressartene optrer og jo fordringsfullere de er, jo bedre er humusen. Det bør her fremheves at dette er en ganske annen gunstig humus å arbeide med til beite og kulturjord enn de tidligere nevnte typer.

Bærskoger med urter som dominerende bunnvegetasjon er også sterkt varierende hvad humus angår. Det blir gunstigere etter hvert som urtene öker i mengde og frodighet og etter hvert som stadig mere av fordringsfulle planter optrer. Denne humus, hvor der er urte- og gressrik vegetasjon, er meget gunstig, den ligner den man finner på kulturjord, og er meget velskikket til dyrkning. Den lar sig lett og raskt bringe i kultur og er rimelig i sine vedlikeholds krav. Men den frodige vegetasjon kan være farlig for skogens foryngelse. Aller mest utpreget og gunstig er denne humus i den nedre del av bækkeskråninger og langs vel drenerte dældreg. Her finner man den fruktbarste naturlige humus som i det hele forekommer i vårt land. Som tidligere påvist, spiller det bevegelige grunnvann her en stor rolle for humusens utvikling og egenskaper. Man vil lett skjönne at dette er den beste dyrkningshumus som kan tenkes. Den har lite krav til bearbeidning og gjödsling, men også til kalkning, idet surheten er lite utpreget med pH på 5 - 6. Har man valg ved nydyrkning, blir det slike gress- og urterike dældreg og bækkeskråninger man först og fremst bör ta fatt på.

I lavrike furuskoger, som man gjerne finner på tørre moer og røtter, optrer et meget karakteristisk humusdekke. Det består av lavrester samt nedfall fra furuskogen. Det ligger som en tynn, 2 - 5 cm. tykk, matte ovenpå mineraljorden. Omsetningsforholdene er overordentlig trege, surheten er utpreget med pH-verdier ned til 3,5. Man har her en av de eller tarveligste humustyper som finnes. Til dyrkning eller beitekultivering er den ganske uskikket også av den grunn at den optrer i forbindelse med en grovkornet lite vannholdende mineraljord. Den eneste produksjon som kan foregå med en slik humus, er furutömmen; men foryngelses kan til dels falle vanskelig.

En lignende fattig humustype forekommer også på tørre røtter og bækker med vegetasjon av tørkesterke gress og andre tørkesterke planter. Det organiske materiale er dog her bedre om-dannet og blandet med mineralmateriale. Men også denne humus er mager og fattig og optrer i forbindelse med grovkornet, fattig mineraljord. Den hörer til de humustyper man såvidt mulig bör undgå ved nydyrkning. Til beite er den også dårlig, men kan vel til dels gi et tidlig beitegress.

I lövskogbestand er humusen, selv om bunnvegetasjonen er den samme, noget gunstigere enn i bærskog. Men også i lövskog, f.eks. bjerk, kan der optre utpreget sur og seig råhumus, når lyng og lav er dominerende bunnvegetasjon. Mens blåbærrike bjerkeskoger, som gjerne er å finne höit over havet, viser råhumus og mager jord, viser de gress- og urterike bjerkeskoger en muldartet gunstig humus skikket for dyrkning og beitekultur.

I edle lövskogbestand er næsten alltid humusen gunstig og muldartet. En undtagelse danner bökeskogen, som ofte viser råhumus under våre forhold. Öreskog optrer på godartet mineralgrunn og viser i regelen en grynet gunstig muld velskikket til kultivering.

I lövskogholt med gressflekker innimellem er humusen sterkt varierende mest etter mineralgrunnen og fuktighetsforholdene. Hvis det er tørr mineralgrunn, har man en mager, fattig humus.



Er fuktigheten gunstig, får man en godartet muld. Er fuktigheten for stor, kommer man over i myrartet terreng, som ved grøftning blir meget velskikket både til dyrkning og beite.

### III. Aurhelledannelser (ortstein, ahl).

Aurhelledannelse eller ortstein er i videste betydning et i en viss dybde under overflaten sammenkittet og mer eller mindre herdnet jordskikt.

Den enkleste form for aurhelledannelse eller tillöp til såden er den herdning som i nogen grad kan foregå i plogbunnslaget i dyrket jord. Med sivevannet vil en del av finmaterialet føres nedover i jorden. Disse finpartikler vil gjerne avsettes i det øverste undergrunnslag og kytte dette noget sammen. En sådan nedvaskning og sammenkitning vil lettest kunne foregå i jord av noget blandet mekanisk sammensetning, hvor det er finmateriale, men hvor samtidig åpningene mellem mineralcornene er forholdsvis store.

Plöining motvirker avsetning av finmateriale i plogbunnslaget, idet det finmateriale som befinner sig på vandring nedover ved plöiningen, blir bragt op igjen; men på den annen side vil også plogsålens trykk mot undergrunnen bidra til å gjøre det øverste lag av denne tettere og fastere.

Planter med dyptgående rötter motvirker herdningen, idet de gjerne trenger noget ned i undergrunnen.

For skogbunnsjordens vedkommende har P. E. Müller i Danmark beskrevet en noget lignende dannelse under navn av lerortstein eller hvit ortstein. Denne danner et ofte temelig sterkt herdnet lag i den øverste del av undergrunnen under en porøs skoghumus. Lerortsteinen skulde da være opstått vesentlig ved en nedvaskning av finpartikler og lerkolloider og avsetning i et bestemt skikt med derav følgende sammenkitning. Betingelsene for lerortsteinens utvikling skulde være en løs, porøs humus og mangel på kalk. Den løse humus gir betingelser for finpartiklernes transport nedover, og mangel på kalk gjør at finpartiklene ikke sammenfnokkes.

Leraurhellen kan ifølge Müller være en ganske betydelig ulempe for skogveksten, idet den hindrer röttens i å trenge nedover i jorden.

Beslektet med leraurhellen er en del dannelser som under forskjellige navn er beskrevet fra Mellemeuropa.

Vanskeligere er det å forklare hvordan den egentlige aurhelle opstår. Almindelig har man gått ut fra at den skyldes en intens forvitring, som gjerne inntreer i strök hvor det er rikelig av råhumus og hvor nedbøren er stor. Vannet som siger ned gjennem jordlagene, fører opløst materiale med sig fra de øvre skikter og avsetter det lengere nede. Ved denne podsolering har man da ment at når anrikningsskiktet blev tilstrekkelig rikt på jern eller utfelte humusstoffer, skulde det på et eller annet vis, som ikke blev fullt forklart, opstå en herdning og sammenkitning vesentlig ved humøse bestanddeler. Efter dette skulde altså aurhelledannelsen nærmest være et ledd i eller en vidtdreven podsolering.

Den første betingelse for at aurhelle skal kunne dannes, er altså et surt humusdekke. Denne leverer kullsyre til jordluft og jordvann. Herved vil utvaskning innledes, idet det



lett opstår karbonater, f.eks. av Ca, Mg, Fe, Mn, som efter hvert bortføres. Disse forbindelser forsvinner fra det øvre og ophopes i dypere skikter. Elektrolyttinnholdet i de øvre skikter avtar, hvorved kolloide stoffer fra dette skikt vil kunne holdes svevende i vannet og føres nedover med dette. I det dypere elektrolyttrike skikt koaguleres og utfelles kolloidene.

Med fremøskridende utvaskning av det øvre jordlag vil dette bli mere og mere surt, og humusen vil da delvis oppløses i vannet, og i oppløst tilstand vil den kunne virke som beskyttelseskolloid, hvorved utvaskningen av visse kolloider økes.

Grunnleggende for forståelsen av dette stadium av surhelledannelsen er humuskolloidenes utfelning ved elektrolyttene i anrikningsskiktet. Herved spiller kalken en stor rolle. Den er ofte i ganske store mengder avsatt i anrikningsskiktet, til dels som hyller omkring jordpartiklene. Den feller lett humuskolloidene og likeså jernhydroksydet. Med denne utfelning av humussalt opphører selvsagt også disses virkning som beskyttelseskolloider, hvorved en rekke forskjellige kolloider, som nettop ved denne beskyttelsesvirkning har holdt sig svevende, utfelles (lerpartikler, hydroksyder av Fe, Al o.s.v.). For øvrig er det så å si ingen grense for alle de omsetninger som kan komme i stand, hvor så mange stoffer optrer og så mange varierende faktorer griper inn.

Enderesultatet er imidlertid at det mellom de faste jordpartikler i anrikningsskiktet utfelles en hel del kolloider av forskjellig beskaffenhet. Ved inntørkning vil de bli hårde.

Ifølge Ramann skulde surhellen i hovedsaken være en av humøse stoffer sammenkittet sandsten, altså en humussandsten av lysebrun til mørkebrun farge.

Det er dog ikke bare humus- og jernkolloider der kan virke sammenkittende på jordpartiklene. Tamm har vist at det også utfelles andre kolloider, således Al- og kiseltsyre; imidlertid er humus- og Fe-kolloidene karakteriserende for den hele kolloidmengde, slik at når det er meget av disse, er det også meget av andre kolloider.

Som resultat av en omfattende kjemisk undersøkelse av surhelle i Sverige har Tamm funnet at mengden av utfelte kolloider i surhellen varierer innen samme grenser som kolloidmengden i rustjordskiktet og lignende løse dannelser. Herav må man da slutte at det ikke er mengden av kolloider det kommer an på om der utvikles surhelle eller ikke. Følgelig kan den almindelige antagelse at surhelledannelse er en særlig intens rustjorddannelse, ikke være riktig, hevder Tamm. Rustjorddannelsen kan fortsette ubegrenset, uten å gi ophav til surhelle. Imidlertid har det ikke lyktes Tamm å gi noget tilfredsstillende svar på hvad der forårsaker surhellens hårdhet.

I almindelighet inndeles surhellen i:

1. Lersurhelle dannet ved nedvaskning av kolloide lerpartikler og sammenbinding av disse.
2. Humusaurhelle som er meget rik på humus og derfor mørkfarvet. Den inneholder også betydelige mengder av jernforbindelser.
3. Jernaurhelle gulbrun altså lysere enn humusaurhelle. Også i jernaurhellen er det betydelig humusstoffer.

Nogen skarp grense mellom humus- og jernaurhelle er det ikke; de går jevnt over i hinannen. Det er heller ikke sjelden at det i samme surhellelag optrer både humus- og jernaurhelle.



Aurhellens mektighet og den dybde hvori den optrer, er høist vekslende.

Den skadevirkning aurhellen forårsaker, kan ifølge danske og tyske undersøkelser være stor og består deri at planterøttene ikke kan trenge nedover i jorden og dessuten i at vannets bevegelse både op- og nedover hindres. I den senere tid er opfatningen noget forandret.

Når aurhelle bringes op i overflaten eller blottlegges så den utsettes for luftens påvirkning, smuldrer den til et brunt pulver, som ved det organiske materiales omdannelse blir av en mer blekgrå farge, Frost påskynder smuldringen. Den humusrike aurhelle omdannes meget lett, gjerne på et år, mens humusfattige, lyse dannelser trenger 2 - 4 år for å smuldre under luftadgang og frost.

På steder hvor aurhellen gjennembrytes så vannet får avløp, blir jorden sterkt utvasket, og nye aurhellelag kan dannes dypere nede - ofte som vertikale stolper.

Humusaurhellen kan kjennes på at den lett oppløses ved kokning med fortynnet  $\text{NH}_3$ . Væsken blir svartbrun. De humusfattige smuldrer lite ved slik behandling.

Aurhellens mekaniske og fysiske egenskaper varierer i nogen grad med bindemidlets natur. Humusaurhellen er ofte ganske løs. Ofte er den skivet og kan da forholdsvis lett falle fra hinannen i skiver; i andre tilfelle har de en klumpformig struktur. Som nevnt smuldrer den ved kokning med  $\text{NH}_3$ . Den jernrike aurhelle er hårdere. Imidlertid kan både de humusrike og jernrike dannelser være av høist vekslende hårdhet fra en sandstens, som bare går i stykker ved bruk av hammer, til løse klumper som kan smuldres med hendene. For hårdheten synes den oprinnelige avleiring å ha størst betydning. Er denne fra begynnelsen fast pakket, blir også aurhellen hard.

Strukturen ligner ellers en sandstens. Den beholder det oprinnelige materiales skiktning. Er det lite bindemiddel, nærmer aurhellen sig opprinnelsesmaterialet.

Med hensyn til aurhellens optreden kan merkes at den lettest opstår i morene- og sandavleiringer. I lerjord finner man visstnok bare leraurhelle, derimot ikke humus- og jernaurhelle. Disse siste synes også å være sjeldne i mjele.

Autokton og allokton aurhelle. Tamm har på grunnlag av undersøkelser i det nordsvenske bærskogområde inndelt aurhelledannelsene i to avdelinger efter dannelsesmåten. Den opphopning av stoffer, særlig kolloider, som er nødvendig for at aurhelle kan opstå, fremkalles som bekjent ved vannets bevegelser i jorden. Overalt hvor jordvannet bringes til å utfelle sine oppløste bestanddeler, særlig humus- og Fe, er det muligheter for aurhelledannelse. Det er da efter karakteren av vannets bevegelse Tamm oppstiller sin inndeling i autokton og allokton aurhelle.

Autokton kaller man den aurhelle som er opstått ved vann som beveger sig rett nedover i jorden. Altså nedbør som faller på stedet, siver nedover i jordlagene. Den motsvarer det normale rustjordskikt og finnes i et normalt podsolert profil.

Allokton aurhelle derimot opstår ved utfelninger fra vann som først har beveget sig kortere eller lengere vei i horisontal eller tilnærmet horisontal retning. Denne alloktone aurhelle kan igjen opstå på to vis. Enten kan vannet ha samlet sig og strømmet på jordoverflaten for så å sive ned i jorden. Det kan da opstå et overordentlig sterkt podsolert profil med mektig aurhelle. Videre kan sammenkittningsmaterialet skrive sig fra vann som strømmer frem dypere ned i marken. Det dan



nes da rustskikter (eller flekker). En slik dannelse kalles en gleidannelse. Disse sistnevnte dannelser, alloktion aurhelle, optrer da gjerne kun lokalt, mens autokton aurhelle derimot kan ha stor utbredelse - over store sammenhengende områder - dog gjerne i avbrutte felter. Begge slags aurhelle kan utvikles både som humus- og jernaurhelle. Humusaurhelle opstår alltid på fuktige steder med torv- eller humusdekke. En alloktion dannelse er ofte sterkt humusholdig inntil en myr, men blir mere jernholdig efter som avstanden fra myren tiltar. Den alloktone aurhelle optrer helst i lett gjennemtregelig jord, hvor grunnvannsstrømmene lett kan foregå.

Podsoleringens innflytelse på aurhelledannelsen. For den autoktone aurhelle gjelder det at den er almindeligst i sterkt posolert jord med mektig blekjorddannelse. Herav følger da også at aurhelle hyppigst optrer der hvor råhumusdekket er rikeligst utviklet. På den annen side kan der opetre sterkt podsolert mark uten at der finnes aurhelle.

Av de foreliggende undersøkelser ser det ut til at det tar temmelig lang tid å utvikle et profil med aurhelle. Men ifølge Ramann kan det lett dannes aurhelle igjen når den blir gjenembrutt på en eller annen måte. Den dannes da gjerne i dypere lag.

Skogtypene över innflytelse på aurhelledannelsen ved sin ulike evne til å danne råhumus. Jo større denne evne er, jo større evne har de også til å danne eller påskynde aurhelledannelse.

Myrtillustypen skulde altså være den verste. Her er aurhellen gjerne mørkbrun til lysbrun, særlig innen moserik Myrtillusrik granskog. Det optrer sjelden større sammenhengende heller; oftest mindre felter med åpninger, hvor vann og rötter uhindret kan passere. Dette henger på morenejord i nogen grad sammen med overflateforholdene og vannets avløp (små forsinkinger viser ofte aurhelle).

Almindelig forekommer aurhelle nær under blekjorden.

Ifølge Tamm skal aurhelle som forekommer i spredte partier, ikke ha videre skadelig innvirkning på skogen. Han finner at det i blekjordskiktet, hvor en intens forvittrings- og næringsfrigjørelse foregår, er næring nok for skogen, og vannet får avløp gjennom åpningene. Men det er fortrinnsvis på arealer med dårlig skogvekst man finner aurhelle, og både aurhellen og den dårlige vekst, mener Tamm, skyldes det samme, nemlig et mektig råhumusdekke.

Man har ment at aurhelle skulde bidra til markens forsumping, det synes oftest ikke å være tilfelle. Den aurhelle som finnes i forsumpede områder, er nemlig forholdsvis løs og gjennemtregelig.

Aurhelle i furuskoger. I de svakt podsolerte furuskoger med tynt råhumusdekke, tynn blekjord og lite utpreget rustjord fant Tamm ingen aurhelle. I de sterkt podsolerte, lyngrike furumarker optrådte den derimot ikke sjelden. Vanlig 10 - 20 cm. tykke, linseformede partier på 1 - 2 m's utstrekning. Ofte finner man i de sterkt podsolerte overgangssonene mellom furumarker og fuktigere områder rikelig aurhelle. I det hele var aurhelle i furumarken hyppigst og mektigst der råhumusdekket var tykkest. I furuskog synes aurhelle ifølge Tamm å dannes litt dypere i rustjordlaget og over et litt tykkere område.

Man kunde tenke sig at aurhellen på disse furumarker kunde være skadelig f.eks. for foryngelsen. Dette finner Tamm ingen beviser for.

Skade på eldre bestand synes heller ikke å være vesentlig, det overskygges helt av markdekkets beskafterhet. Derimot har aurhellen innflytelse på röttenes utformning, idet furuen hvor



aurhelle finnes, ikke utvikler pelerot, men gruntgående siderötter. Disse viste sig dog ved Tamms undersøkelser i Sverige kraftige, og trærne var trivelige. Tilvekstmålinger er dog ikke foretatt.

Innflytelsene på fuktigheten på tørre furumoer må, hvis den overhodet eksisterer, være gunstig. Men det er vanskelig å si om de sterkt opstykkede aurhellepartier man ved undersøkelser har funnet på slike steder, har nogen større innflytelse på vannets bevegelse.

Allokton aurhelle kan, som tidligere nevnt, opstå ved lokal sterk podsolering ved at store vannmengder søker avløp nedover på et lite område eller ved avsetning fra grunnvann. Omkring myrer kan man ofte finne veldige aurhelledannelser i forbindelse med sterk podsolering. Særlig hvor jorden omkring myrene består av lett gjennemtregelig materiale. Her kan aurhellen nå usedvanlig stor mektighet, inntil 1 m.

Da disse aurhelledannelser optrer i skarp sand, antas det at aurhellen har en gunstig innflytelse på markfuktigheten. At trærnes rötter hindres i å komme ned i de dypere jordlag, antas å ha mindre betydning enn at markfuktigheten blir heldig. Blekjorden er visstnok mager; men den intense forvitring skulde frigjøre tilstrekkelig næring. I det hele antar Tamm at allokton aurhelle er gunstig for skogen, idet den öker den vannholdende evne i den grove sand og grus, hvor denne slags aurhelle fortrinsvis optrer.

Fra Tyskland og Danmark foreligger det fra tidligere undersøkelser opplysninger om utpregét skadevirkning av aurhelledannelser. Forskjellen kan bero på at blekjorden i Sverige er langt næringsrikere og at skogen normalt har eller kan utvikle gruntgående rötter. Men også i de to nevnte land og det övrige utland begynner man å anse aurhelle som mindre skadelig enn för, iallfell er det undtagelser fra den tidligere almindelige regel om skadevirkningen.

"Hardpan"-dannelser. I aride strök optrer en slags aurhelle, hvor jordpartiklene er sammenkittet av kallsur kalk. I Nord-Amerika, hvor slike dannelser optrer i store distrikter, går de under navn av hardpan. Regnvannet i de aride strök forsvinner bare i liten utstrekning som sigevann. Det trekkes opp igjen mot overflaten og fordunster; herunder vil da de stoffer som det har opplöst på sin vei, igjen komme til utfelling, gjerne i bestemte nivåer, hvor da det utkrystalliserte materiale kan kytte jordpartiklene sammen. Ofte dannes der temmelig hårde skikter, hvor man ikke sjelden i grove dannelser kan se saltet som lyse gårer mellom jordpartiklene.

Denne hardpan skal lettest opstå i forholdsvis finkornet jord, sjelden i grov sand; men også her kan den dog forekomme.

Lignende hardpandannelser er iaktatt i Tolga i Österdalen - langt inne på fjellet ved Brathaug - og Storöisetrene. Sammenkitningene skal her optre i en grus- eller sandrygg (åsdannelse). Også ved Röros er lignende konkresjoner iaktatt. Disse sammenkitninger er et slags kalkstenstener og skyldes det aride klima på samme vis som de amerikanske hardpandannelser.

Andre sammenkitninger. Det kan også opstå sammenkitninger ved andre stoffer, f.eks. kolloid kiselsyre. I alkalijord, som er rik på soda, vil det opstå adskillig kolloid kiselsyre, som utfelles, og ved senere herdning får man sammenkitninger av stor hardhet.

Undertiden finner man ruströr, som er sammenkittet av jernhydroksyd avsatt omkring planterötter. Roten er så omsider råtnet vekk, mens röret holder sig lengere eller kortere tid. Man kan ifölge P. Ehrenberg forestille sig dannelsen av slike ruströr ved at jordvannet optas av planteröttene likesom næ-



ringsstoffer. Men av det ganske rikelige jerninnhold jordvannet ofte fører, blir det meget tilbake, som da utfelles rundt roten, til dels i nokså store mengder.

I spalter i jorden kan en lignende utfelning av jernhydroksyd inntreffe ved forunstningen.

Ofte finner man små sammenkitninger av jernhydroksyd i jorden. Disse små klumper kan inneholde opptil 80 % jernoksyd, men oftest betydelig mindre.

Årsaken til dannelsen er lite undersøkt. Jernet antas å skrive sig fra grunnvann eller kildevann. Dette avsetter da sitt jern ved oksydasjon, muligens ved innvirkning av jernbakterier.

#### IV. Jordsmonnstyper innen Fennoskandia.

Fennoskandia omfatter den Skandinaviske halvø, Finnland, Kolahalvøen og russisk Karelen. Dette område danner en i geologisk henseende vel avgrenset del av Nord-Europa. Fjellgrunnen innen det fennoskandiske område er karakteristisk ved for størstedelen å være av prekambrisk alder. Den skiller sig der ved ut fra det tilgrensende strøk både i øst og syd, hvor et dekke av yngre bergartsdannelser finnes ovenpå de eldre. Fennoskandias gamle bergarter består for det meste av eruptivernes sure ledd med granitter og gneiser som dominerende bestanddel, dessuten krystallinske skifre, og for vårt lands vedkommende optrer et betydelig område omvandlede siluriske bergarter.

De løse avleiringer eller jordartene innen Fennoskandia utmerker sig ved å være dannet under den siste (baltiske) istid. Jorden består vesentlig av morenemateriale og utsorteringer fra dette, som i form av ler, sand og grus er avsatt i det hav eller de bredemte sjøer som efter istiden dekket en stor del av Finnland og Sverige, men også noget av vårt land. Jord som er dannet på stedet ved forvitring av det underliggende fjell, finner vi derimot lite av. Der er nemlig gått for kort tid efter isens bortsmeltning til at de tungt forvittrelige bergarter som er dominerende innen området, har kunnet forvitte videre under de herskende klimaforhold. Bare hvor man har ordoviciske og siluriske bergarter, er en del forvittringsjord opstått. Men antar nu på grunnlag av de Geers bekjente undersøkelser at det bare er en 14 - 15000 år siden isen smeltet vekk fra det sydlige Sverige. Og efter hvert som man kommer lengere nord og høiere eller rettere lengere bort fra isens maksimale utbredelse, blir jorden stort sett yngre og yngre.

Da jorden er opstått ved lav temperatur, er det vesentlig den fysiske forvitring som har gjort sig gjeldende. Våre jordarter består i motsetning til sydligere lands vesentlig av mekanisk opknust materiale, som stort sett har oprinnelsesmaterialets sammensetning. Bare de fine lerpartikler er i henhold til Tamms undersøkelser i nogen grad kjemisk omdannet, slik at de får en noget annen sammensetning enn materialet hvorav det er dannet. Denne forskjell gir sig særlig tilkjenne ved et overskudd av Al og et underskudd av Si i forhold til oprinnelsesmaterialet.

Klimaet innen Fennoskandia er for det meste mere eller mindre humid. Der faller mere nedbør enn forunstningen formår å fjerne, slik at der blir et overskudd av vann, som må søke avløp ovenpå eller gjennom jordmassene. I de høiere og



nordlig beliggende strøk antar klimaet efter hvert en mere arktisk karakter, for det meste med rikelig nedbør.

Den midlere årstemperatur i den nordlige del av den Skandinaviske halvö og Finnland kommer helt ned i 1 - 3° C. Temperaturen stiger naturligvis efter hvert sydover og fra de höiere liggende strøk mot lavlandet. I de sydlige deler av Finnland har man en midlere årstemperatur av omkring 5°, mens de sydlige deler av den Skandinaviske halvö kommer op i 7°. Störstedelen av områdets produktive strøk har en middeltemperatur av 4 - 6°.

Nedbörsmengden viser overordentlig store variasjoner med tall som svinger mellem 258 til over 3000. Som det vil fremgå av nedbörskartet, har vi de fleste steder innen Fennoskandia over 500 mm. nedbör, som Hilgard, visstnok med rette, angir som grensen mellem aride og humide strøk. For Norges vedkommende har Björlykke (1916) pleid å skille mellem de regnfattige strøk med under 500 mm. nedbör og hvor grensen nedad rekker 258 mm. i Skjåk, innlandsstrøkene med 500 - 1000 mm. og kyststrøket med over 1000 mm. til over 3000 mm. Også i Sverige er nedbörstallene sterkt varierende med 3 - 400 mm. enkelte steder i svensk Lappland til over 1800 mm. i nord og vest på grensen mot Norge, hvor avstanden til havet er liten. På sydvestkysten er også nedbören stor. Finnland viser langt mindre variasjon, nemlig fra 3 - 400 mm. i finsk Lappland til 750 på kysten og öene i syd.

En meget viktig klimatisk forskjell med hensyn til jordsmonndannelsen mellem Fennoskandias nordlige og sydlige deler er sommerens varighet. Kolahalvöens nordlige halvpart danner tundra med ubetydelig varme selv i sommertiden. For svensk Lappland angis at midlere dagstemperatur på 10° rekkes 80 av årets dager, og i 7 måneder er dagsmiddelet under 0°. I det sydlige Sverige angis at vinteren angitt på denne måte varer 2½ måned og sommeren 5 måneder. Det er klart at jo lengere temperaturen holder sig forholdsvis höi, jo lengere tid får de kjemiske og biologiske prosesser virke i jorden.

For jordsmonndannelsen spiller videre forholdet mellem nedbör og fordunstning en stor rolle. Dette vil i vesentlig grad bestemme vannbevegelsen og vannforholdene i jorden. Imidlertid foreligger der lite av direkte undersøkelser over fordunstningen fra jorden under ulike forhold. Men et begrep om den vannmengde som fordunster og forbrukes av plantene, kan man få når man kjenner avløpsmengden fra et bestemt nedslagsområde og nedbörsmengden innen dette. Nedbör i mm. ÷ avløp omregnet til mm. nedbörshöide for nedslagsområdet gir da tilnærmet den vannmengde som forsvinner til luften.

Homén angir gjennom sådanne beregninger vannavlöp og sannsynlig fordunstning fra Päijannes store nedslagsområde i de centrale sydlige deler av Finnland (60° 58' - 63° 36' n.b.). For 20-årsperioden 1891 - 1910 hadde man innen dette område et vannavlöp som utgjorde 48 % og altså en fordunstning av 52 % av nedbören.

For Umeå nedslagsområde som utgjör 20.000 km<sup>2</sup> og ligger noget lengere nord enn foregående (65° 52' - 65° 42' n.b.), er på lignende vis funnet en avløpsmengde der utgjör 64 %, fordunstning 36 %. Hesselman (1924) har beregnet avløpsmengden for en del elver i Sverige tilhørende det egentlige skogområde og som ikke förer vann fra store sjöer. Denne beregning viste at:

5	elver i det midtre og nordl. Sverige gav en avløpsprocent av	52,3
7	" " " sydöstlige	47,4
8	" " " sydvestlige	53,8

For Norges vedkommende angis at avløpsprocenten for de större vassdrag ligger mellem 30 og 80 % (Styri: Forelesnin-



ger i vannbygning). A. Holmsen beregnet i 1917 avløpsmengdene for en rekke norske vassdrag. Han fant eksempelvis at den gjennomsnittlige avløpsprocent for nedenstående vassdrag var:

Tistedalsvassdraget	for årene 1896-1904	avløpspct.	65,5
Glåma ved Sarpsborg	" "	1896-1915	" 90,0
Gaula	" "	1908-1915	" vel 100
Snarumselven ved Kröderen	" "	1896-1909	" " 100
Akerselven	" "	1892-1907	" 72

De anførte tall både for disse og en rekke andre elver viser så store avløpstall at de selvsagt er gale. Dette må vel skyldes at man her regnet med for små nedbørstall.

De anførte avløpstall viser imidlertid at en stor del av nedbøren innen det fennoskandiske område søker avløp ovenpå eller gjennom jorden.

Rich. Løng (1920) har søkt å skaffe et uttrykk for klimaets humiditet ved den såkalte regnfaktor. (Se foran.) Løng angir at regnfaktoren 40 danner grensen mellom arid og humid klima, og ved en regnfaktor av 160 eller derover skulde råhumus og podsol være klimatisk betinget. Bjørlykke har angitt regnfaktoren for en del steder i Norge. For regnfattige strøk ligger regnfaktoren i henhold hertil under 100 (Liset, Gudbrandsdal, 71. Tynset 87, Hamar 82, Kautokeino 98). For innlandsstrøket kommer regnfaktoren noget over 100 (Halden 104, Ås 126, Eidsvoll 132, Notodden 124, Lillehammer 107, Sør-Varanger 124). For kyststrøket ligger regnfaktoren temmelig høit, iallfall over 160 (Egersund 192, Bergen 290, Kristiansund 188, Svolvær 343).

For Sveriges vedkommende er regnfaktoren beregnet for en rekke stasjoner av Hesselman. De funne tall svinger mellom 60 for det nedbørfattige strøk ved Kalmar til 120 - 130 for de nedbørrike og kaldere strøk lenger nord (Umeå 120, Gällivare 120, Ulrechehamn 130). For de typiske råhumusstrøk kommer således regnfaktoren under 160 i de nordiske lænd. Videre kan man også benytte luftens fuktighetsgrad eller egentlig mangel på metning som mål for humiditeten.

På grunnlag av beregninger efter de her nevnte almindelig brukte metoder er man i Sverige kommet til det resultat at klimaet innen store deler av landet ikke er særlig utpreget humid. Det samme gjelder også store deler av det norske østland, hvor vi for øvrig i de øvre deler av Gudbrandsdalen også har et virkelig arid klima. Kyststrøkene, spesielt på Vestlandet, er derimot sterkt humide.

Fennoskandias klima kan for større strøks vedkommende betegnes som et utpreget skogklima. Skogen inntar store områder. Den dyrkede jord har i regelen for vært skog, og hvis jorden blev overlatt til sig selv, vilde den i stor utstrekning gro til med skog. I de sydlige deler av Sverige har man løvskog som tilhører den mellemeuropeiske løvskogregion. Ellers tilhører Fennoskandias skoger den nordeuropeiske løvskogregion, med et belte av bjerk op mot fjellet og ut mot havet.

Det sigevann som under humide forhold synker nedover i jorden, angriper jordmaterialet og fremkaller efter hvert utvaskning. Og denne utvaskning vil under ellers like forhold være større jo mere sigevann der optrer. Men det relativt rene nedbørsvannet vil under våre klimatiske forhold ha en liten oppløsende og hydrolyserende evne. Først ved de egenskaper vannet får ved å passere det øvre jordskikt, bestemmes dets forvitrende og utvaskende evne. Humusen er det verktøi hvorved klimaet påvirker profildannelsen. For vi går videre, må vi derfor se litt på humusdannelsen under nordiske forhold. Denne står i den nøieste forbindelse med vegetasjonen og betingelsene for det organiske avfalls omsetning. Er nedbøren stor i forhold til fordunstningen, har det lett for å inntre forsumpning, luften



stenges ute, hvorved omdannelsen hemmes, organisk materiale ophopes. De klimatiske forhold innen Fennoskandia ligger vel til rette for sådan torvdannelse. Derfor har vi her langt mere myr enn i sydligere land. Og det er også en foreteelse som står i forbindelse med klimaet at myrarealene stort sett tiltar efter hvert som vi kommer lenger nord innen vårt område. For Norges vedkommende angir således Landsskogtakseringen fra vel 2 til vel 5 % myrareal for de fleste østlandsfylker. Hedmark kommer dog op i 10 %, Trøndelag har 12 % myr. For Sverige angir Hessemann at man syd i landet har omkring 10 % myr, mens man i nord innen store arealer kommer op i 30 %. Frosterus (1924) angir at myrene i det nordlige Finnland til dels kan utgjøre 50 %. Som gjennemsnitt for landet angis 20 %.

De samme klimatiske forhold som under visse forutsetninger fremkaller forsumpning og myrdannelse, gjør at der også i nåleskogene, selv om de ikke er forsumpet, foregår en langsom omsetning av det organiske avfall. Temperaturen er for lav, fuktigheten ofte for stor eller ujevn, mineralnæringen utvaskes og selve råmaterialet for humusdannelsen, som skriver sig fra trærne og den artsfattige bunnvegetasjon av lyng, moser, laver o.lign., er ugunstig. Under slike forhold utvikles råhumus, der er karakteristisk ved at den er lite omvandlet og ligger for sig selv som en sammenfiltret matte ovenpå mineraljorden. Denne råhumus er utpreget sur og inneholder svære mengder av sure bufferstoffer.

En av de fornemste årsaker til surheten er ifølge nyere undersøkelser at utgangsmaterialet også er utpreget surt. Betrakter man årsaken til surheten fra moderne kjemisk synspunkt, kan man overensstemmende med Page og Michaelis betrakte råmaterialet for humusdannelsen å ha asidoid karakter, hvor de metalliske katjoner kan utvaskes og erstattes av vannstoffjoner. Dette forhindrer imidlertid ikke at virkelige syrer dannes. En hel del mikroorganismer frembringer sure stoffskifteprodukter, og surheten må iallfall for en del antas å stå i forbindelse hermed, og, som Hesselmann påpeker, kan temperaturen her spille en stor rolle ved å påskynde omsetningen, mens man ved lav temperatur får langsom omsetning og ophopning av sure stoffer. I det hele synes humusdekket med stigende temperatur stort sett å endres i heldig retning. Dets beskaffenhet står ellers i den nøieste forbindelse med vegetasjon, terreng og fuktighetsforhold.

Allerede i 1887 var Müller inne på den store betydning humusen hadde for profildannelsen. Tamm har behandlet dette spørsmål inngående ved undersøkelser innen det nordsvenske barskogområde. Han kommer til det resultat at der er en nøie forbindelse mellom råhumusdannelsen og utvaskningen. I svensk Norrland fant således Tamm at utvaskningen var betydelig mindre på sandjord enn morene. Dette kunde han føre tilbake til at der på furumoene blev dannet lite humus. På morenejorden med sin yppigere vegetasjon dannedes mere humus, og utvaskningen blev sterkere.

Årsaken til humusdekkets innflytelse på utvaskningen. En del av råhumusmaterialet er oppløselig i jordvannet og føres med sigevannet nedover i jorden, hvor det er av dominerende betydning for forvitringen, dels ved i høi grad å øke vannets oppløsende evne, dels ved å danne et flytende dispersoid med jordvannet, et sol. Dette kan virke som beskyttelseskolloid overfor kolloid jern- og aluminiumhydroksyder, som opstår under forvitringen. Aarnio har undersøkt denne beskyttelseskolloidvirkning og angitt grenseverdiene for den. For at humusdekket skal hindre utfelning av jern, må der optre tre ganger så meget humus som jern. Hvis beskyttelseskolloidvirkningen skal gjøre sig gjeldende overfor Al, må der være 30 ganger så meget humus som Al (regnet med vektsproporsjoner). Jernet utvaskes overensstemmende hermed langt lettere enn Al.



På grunn av den sterke forvitrende og utvaskende evne jordvannet får ved å passere råhumusdekket, angripes de øvre mineraljordlag sterkt, og der oppstår et avbleket skikt, som almindelig kalles blekjord. Denne utmerker sig foruten ved sin avblekede farve ved at adskillig av mineralbestanddelene er oppløst og ført vekk. Men man finner ifølge Tamms analyser ikke nogen ved kjemisk forvitring nydannede omvandlingsprodukter. Dette fremgår også av Frosterus' undersøkelser. Blekjorden består derfor vesentlig av samme mineraler som den uforvitrede undergrunn; men en del av dem er oppløst og ført vekk. Sterkest angripes materiale av kullsur kalk og apatitt. Dernæst går det ut over jern- og magnesiummineralene. Mindre angripes plagioklaser og ennå mindre kalifeltspat. Kvarter er mest motstandsdyktig. Tamms analyser viser en bortvaskning som almindelig utgjør 10 - 20 % av den oprinnelige masse. Blekjorden er således under nordiske forhold ikke uttømt for materiale som kan forvitte. Den forvitrer fremdeles og er å betrakte som jordens egentlige forvittringsskikt.

Det materielle jordvannet har bragt i oppløsning i de øvre skikter, utfelles delvis dypere nede, hvorved der oppstår et anriknings- eller rustjordskikt. Men også fra dette skikt kan en del materiale av lettopløselig karakter forsvinne. Eksempelvis kan nevnes apatitt. I det hele antas at der i rustjordskiktet foregår en stadig vekselvirkning mellom utfelning og oppløsning, idet kolloidenes utfelning ifølge Aarnio beror på jordvæskens konsentrasjonsforhold. Og disse må stadig forandre sig. De emner som særlig utfelles i rustjordskiktet, er vesentlig forskjellige kolloider av humus, kiseltsyre, Al og Fe. Tamms analyser viser derimot liten forskjell på K, Ca, Na, Mg i rustskikt og uforvitret undergrunn.

Den aller vesentligste del av Fennoskandia har podsolert jord. Over store deler er podsoleringen sterk. Blekjorden reker dog sjelden mere enn 8 - 15 cm. Anrikningsskiktet er oftest løst; men undertiden forekommer surhelle. Ifølge undersøkelser i svensk Norrland danner den sjelden større sammenhengende flak. (Se om surhelle.)

I den sydlige og vestlige del av Finland, den østlige del av Melle- og Syd-Sverige angis jordsmonnet å være midlere podsolert. Det samme angis også for store deler av Østlandet, Trøndelag, det indre av Nordland, Lofotstrøkene og store deler av Finnmark.

For Sveriges midlere podsolerte strøk foreligger en del opplysninger. Klimaset er temperert med forholdsvis liten nedbør. Humusen er ofte muldartet; men råhumus kan også forekomme på ugunstigere steder. Podsoleringen er oftest varierende. Med hensyn til vårt land bør bemerkes at de undersøkelser som foreligger publisert, tyder på at råhumus er helt almindelig i skogen, og podsoleringen er tydelig, til dels sterk. Undtagelser forekommer hvor terreng, kalkrikdom etc. trekker i gunstig retning.

I Finland er antagelig den midlere podsolerte sone betinget av den høiere temperatur og jordarten.

Höifjellsregionen, som inntar en stor del av Norge, mindre i Sverige og enda mindre i Finland, utmerker sig ved lav temperatur og for det meste ganske stor nedbør. Jordsmonnet kjennetegnes derfor gjennom mekanisk forvitring. Solifluksjon forekommer hyppig i skrånende terreng. Dette i forbindelse med sparsom plantevekst og den korte tid forvitringen har hatt anledning til å gjøre sig gjeldende, og den korte sommer gjør at jordprofiler ofte ikke er utviklet. Hvor man på flat eller svakt hellende mark finner et vegetasjonsteppe utviklet, er podsoleringen begynt. Forholdene vil antagelig innen det fennoskandiske höifjellsområde erte sig omtrent som på Svalbard, hvor man har vist at jorden til dels kan være noget utvasket, til dels ikke.



I forbindelse med høifjellsstrøket bør nevnes at den nordøstligste del av Fennoskandia, nemlig den nordlige del av Kola halvøen, danner tundra. Jorden er alltid frossen i de dype- re lag. Vegetasjonen består av nøisomme, hardføre planter som moser og laver. Produksjonen av organisk stoff går langsomt; men enda langsommere går omsetningen. Man får derfor utviklet torv eller råhumus. Den sterke frostforvitring fremkaller omleiringer av materialet, og profilutviklingen hemmes.

En interessant avvikelse fra det man skulde vente, har vi innen de sterkt humide strøk på Vestlandet. Etter de foreliggende resultater fra andre kanter skulde man her vente en meget sterk podsolering. Analyser av saltsyreopløselige næringsstoffer i de forskjellige skikter av profiler fra Vestlandet viser visstnok også i almindelighet sterk utvaskning; men et tydelig blekjordskikt angis ofte å mangle. Også Hagem og Gaarders undersøkelser i disse trakter viser avvikende forhold. Humus-skiktet er gjennomgående tykt og forholdsviss vel omsatt. Dette tykke humusskikt må være betinget av den store nedbør, som trekker i retning av torvdannelse. Stremme antyder i sine bemerkninger til jordbunnskartet over Europa at podsolprofilen ikke kommer til utvikling på grunn av terrengets sterke helning. Innen de nedbørrike trakter langs Sveriges sydvestkyst opover mot Norge minner jordsmonnsforholdene noget om de man finner på Vestlandet. Forholdene er også langs Sveriges sydvestkyst sterkt varierende, ofte med mektig humusdannelse, som Tamm setter i forbindelse med den store nedbør. Lite utvasket jord forekommer særlig i løvskog og under gunstige forhold ellers; men podsolprofilen er dog dominerende også i bøkeskog.

I det sydlige Sverige er brunjorden klimatisk betinget. Man har her løvskog tilhørende den mellemeuropeiske løvskog-sone. De klimatiske forhold bevirker at der blir mindre nedadgående vannbevegelse i jorden enn lengere nord. Løvskogen bidrar i samme retning, idet den fremkaller en langt sterkere opadgående vann- og næringsstoffbevegelse enn barskogen. Der oppstår muld, som ikke påskynder utvaskningen i samme grad som råhumus. Også brunjorden pleier å være noget utvasket på lett- oppløselige bestanddeler og henføres av den grunn av Stremme og Aernio (1924) til podsolgruppen. Lundblad (1924) har behandlet brunjorden i det sydlige Sverige og særlig påpekt dens degenerasjon ved at løvskogen erstattes med nåleskog.

Gudbrandsdalen er Fennoskandias mest nedbørfattige strøk. Den normale årlige nedbørmengde går i Skjåk helt ned i 258 mm., ellers er den liten, omkring 300 mm., i hele den øvre del av Gudbrandsdalen (Dovre, Lesja, Vågå og Lom). I sommertiden er temperaturen temmelig høy. Området tilhører utvilsomt den aride klimatype, og der opptrer jord karakteristisk for sådanne strøk. Den opadgående vannbevegelse er like stor som den nedadgående. Der foregår derfor en ophopning av salter i jordens overflateskikter. Periodevis kan ophopningen bli så sterk at det virker skadelig eller drepende på planteveksten. Den mest utførlige undersøkelse vi har av saltbitterjorden i Gudbrandsdalen, er utført av Ingebr. Fjell (1911). Det fremgår herav at de utfelte salter vesentlig består av gips, svovelsur natrium, svovelsur magnesia og til dels klorider, en del karbonater og nitrater opptrer også.

Innen de deler av vårt land som utgjør de lavere Mjøs- og Randsfjordstrakter, har vi en jordsmonnsutvikling, som også iallfall delvis må sies å være klimatisk betinget. Nedbøren dreier sig om 5 - 600 mm., og den er slik fordelt over året at det blir lite sigevann. Ved detaljerte undersøkelser av forsøksgården Møistad (Glømme 1925, 1926) viste det sig at den saltsyreopløselige mengde spesielt av kali og kalk var betydelig større i overflateskiktene enn dypere nede. Og utfelning av salter i overflaten kan ofte iakttas på lavtliggende steder. Også senere utførte analyser fra tilsvarende områder viser lignende resultater eller i hvert fall ingen utvaskning



(Björlykke 1927). Et ganske stort antall kalkanalyser fra Hadelandsbygdene tyder på at også disse karakteriseres ved manglende utvaskning eller svak saltophopning i overflateskiktene. Både på dyrket jord og skogbunnsjord med muld finner man næsten uten undtagelse på morenejorden i finmaterialet mere kalk i de øvre skikter enn i de dypere.

Videre er der en rekke forhold som modifierer klimæets virkning på jordsmonndannelsen. I forbindelse dermed har man opstillet aklimatiske jordsmonntyper. I lerjordene vil således vannbevegelsen og dermed profilutviklingen hemmes. Tamm meddeler at podsoleringen av leren i Sverige er forholdsvis svak. For Finnlands vedkommende har man innført betegnelsen gleipodsol. Denne er karakterisert ved å være utvasket og ved at forvittringsprodukter særlig av jern utfelles i åpninger og kanaler. Man taler i Finland også om grå lerpodsol. Videre har Aarnio beskrevet alvtyper i lerjord og påvist at man like under kulturskiktet har en påtagelig utvaskning, hvor man har molere eller lere i høi beliggenhet. Saltanriket alv forekommer i den saltrike litorinalere (saltgleialv), mens jernutfelninger forekommer hvor grunnvannet står høit (jerngleialv).

Undersøkelsene fra vårt eget land (Björlykke 1924, Grande 1917, Glömme 1922 o.s.) viser en høist forskjellig forvitring og utvaskning av leren efter beliggenheten. (Se senere.) I de øverste lerterrasser er utvaskningen oftest sterk, men avtar efter hvert som man kommer nedover mot de lavtliggende flater og forsenkninger med høitstående grunnvann. Studiet av jordsmonndannelsen i lere kompliseres derved at en vesentlig del av den er dyrket, derved opstår muld, de øvre jordlag blandes og utvaskningen hemmes på mange vis.

Ved høitstående grunnvann avsettes gjerne jernutfelninger fra dette, idet de lavt oksyderte forbindelser i jordvannet oksyderes ved luftens påvirkning. Gleijord utskilles til dels som egen type. Humuspodsol, som utmerker sig ved et humusanrikt skikt under blekjorden, antas også i almindelighet å være betinget av høit grunnvann eller forsumpning. Står grunnvannet konstant op i overflaten, hindres forvitringen, og der dannes ekte grunnvannsjord, som er beskrevet av Frosterus (1914) og Tamm (1926, 1927). Bevegelig grunnvann, urterik vegetasjon, kalkrikhet og løvskog trekker profildannelsen i gunstig retning, slik at man i skråninger og gunstige strøk ellers kan finne brunjordartede profiltyper innen de mest utpregede podsoldistrikter. En av de viktigere årsaker hertil synes å være at de nevnte forhold fremmer mulddannelsen. Men også en rekke andre forhold trekker i samme retning. En interessant foreteelse i denne forbindelse er at kalken ved sterkt humid klima gjør sig lite gjeldende på horisontal mark, den merkes derimot nedover skråningene.



## E. Jordens mikroorganismer.

Mikrobiologi foreleses her ved Höiskolen som særskilt fag. Vi skal derfor bare gi en meget kort oversikt over de viktigste sider ved jordens mikrobiologiske forhold.

At mikroorganismene er av fundamental betydning for jordens egenskaper overfor de höiere planter, er almindelig kjent.

### 1. Virkning på mineralmaterialet.

Forvitringen av mineralmaterialet er i ikke liten grad avhengig av bakterievirkningen. Eksempelvis kan nevnes at fosforsyren i jorden optrer i tungt tilgjengelige forbindelser (apatitt, jernfosfat). Enkelte bakterier produserer sterke syrer som salpetersyre og svovelsyre. Disse syrer oppløser de tungt oppløselige fosfater. Russell og hans medarbeidere angir at i en kompost blandet med svovel og uopløselig fosfat vil *Thiospirillum* og andre bakterier oksydere svovel til svovelsyre som bringer fosfatet i oppløsning.

Ellers produserer bakteriene svære mengder kullsyre. Denne understøtter og betinger i höi grad mineralforvitringen. Ca, Mg og Fe går over til bikarbonater og blir derved tilgjengelige for plantene. Lundegårdh hevder at den kullsyre som skrives fra mikroorganismene, utgjör störsteparten av jordens kullsyre. Omkring planteröttene produseres meget kullsyre, dels fordi disse avgir kullsyre, men ifölge Lundegårdh like meget fordi der i röttenes nærmeste omgivelser foregår en livlig bakterievirkning.

### 2. Det organiske materiales omdannelse.

Mikroorganismenes viktigste oppgave er omsetningen av organisk materiale, d.v.s. dannelsen av humus. Humus er ingen konstant bestanddel av jorden som f.eks. kvartskornene. Humusstoffene er mellemprodukter ved det organiske materiales omdannelse fra plantevevet til de enkle endeprodukter kullsyre, vann, nitrat, ammoniakk o.s.v. Humusen forsvinner altså uopphörlig, men nydannes likeledes uavbrutt. Mengden av humus kommer da til å bero på mengden av utgangsmateriale og den hurtighet hvorved omsetningen foregår.

Hovedbestanddelen av plantematerialet er cellulose. De cellulosespaltende organismer kommer derfor til å spille en vesentlig rolle ved planteavfallets omdannelse. Hvor disse bakterier mangler, ophopes materialet i lite omdannet tilstand.

Vårt kjennskap til cellulosebakteriene er meget ufullstendig. Omelianski har påvist anærobe bakterier som omdanner cellulose under utvikling av H og metan. I almindelig jord, hvor der er lufttilgang, spiller disse bakterier ingen större rolle. Men foruten de anærobe cellulosebakterier er der også beskrevet et stort antall aerobe. Sannsynligvis finnes der også sopper der deltar i cellulosespaltingen.

Cellulosebakteriene fremkaller ingen fullstendig nedbrytning. Omdannelsen stanser ved forskjellige intermediære produkter, mest av syreartet karakter. Disse stoffer blir da av andre bakterier angrepet og videre omdannet. Denne trinvis omvandling av de organiske stoffer er karakteristisk for alle prosesser fremkalt av mikroorganismer.

Omsetningen av cellulose foregår i jorden meget raskt.



Som bevis herfor kan nevnes at forholdet mellom  $\frac{C}{N}$  i de fleste planter er lik 40 (belgplanter 25). I jorden er almindelig dette forholdstall forandret til ca. 10. Cellulosens kullstoff forsvinner som kullsyre til luften og tjener som viktig næringskilde for plantene. Der foregår i jorden en storslagen frigjørelse av kullsyre. Dette er også nødvendig for å vedlikeholde forrådet og forsyne plantene med dette stoff, hvorav så kolossale mengder optas. Luftens forråd er lite og vilde uten fornyelser snart være opbrukt.

### 3. Litt om jordens kvelstoffomsetning.

Jordens forhold til de høiere planters vekst er i stor utstrekning avhengig av hvordan kvelstoffomsetningen forløper. Plantenes forsyning med N avhenger helt og holdent av mikroorganismenes virksomhet. Hverken atmosfærisk N eller det N-holdige organiske materiale kan utnyttes direkte av de høiere planter.

Nedbrytning av proteinstoffene er derfor meget viktig. Proteinstoffene forgjøres og omdannes til aminosyrer. Disse omdannes videre til ammoniakk og kullsyre. De bakterier der produserer  $NH_3$ , kan også forgjøre kullhydrater. Derfor synker  $NH_3$ -dannelsen ved tilstedeværelse av kullhydrater (eks. sukker). Halm kan således likesom andre uomdannede organiske stoffer nedsette  $NH_3$ -produksjonen.

Også forskjellige sopparter synes å kunne produsere  $NH_3$  av N-holdig organisk stoff.

Nitrifikasjon. Den dannede ammoniakk bindes straks i jorden som karbonat og danner råmaterialet for salpeterdannelsen. Denne salpeterdannelselse eller nitrifikasjon foregår som alle vet i to trin, idet der først av nitritbakteriene eller nitrosomonas dannes salpetersyrling, der bindes som nitritter, og videre oksyderer nitratbakteriene eller nitrobakter nitritene til nitrat.

Nitratdannelsen foregår omtrent samtidig med nitritdannelsen, så man i jorden i almindelighet kun finner spor av nitritter. Nitrifikasjonen synes å være av stor betydning for planteveksten. Tidligere mente man at det bare var i kulturjorden der foregikk videre nitrifikasjon. Nyere undersøkelser bl.a. av Weis, Hesselman, Hagem, Gaarder, Aaltonen m.fl. har dog vist at der også i skogbunnsjord kan foregå en livlig nitrifikasjon. Den ekte muldjord i løvskog kan ifølge de nevnte undersøkelser produsere like meget salpetersyre som kulturjord. I blandings-skoger av edle løvtrær har man funnet de største salpetermengder. Hesselmans løvenger, d.v.s. enger med løvskogkratt, viser betydelig nitrifikasjon.

Bjerkeskogen viser ifølge Hagem og Gaarder en betydelig, i enkelte tilfelle op til middels kraftig nitrifikasjon. Barskogens nitrifikasjon er grundigst undersøkt av Hesselman og Aaltonen. Disse undersøkelser viser at det bare er de barskoger hvor der optrer muld, og det vil i almindelighet si de urterike, hvor der foregår nitrifikasjon. Hvor der er typisk råhumus, og podsolprofil, foregår ingen nitratdannelselse. I skoger uten bunnvegetasjon og med rent mosedekke er kvelstoffet dog ikke fest bundet. Det er lett å få nitrifikasjon i gang ved lagring av jordprøver og infeksjon ved bakterieholdig jord. Ellers synes nitrifisering å være sterkt avhengig av jordens kalkinnhold. Med stigende kalkmengder tiltar nitrifikasjonen. Og alt annet som trekker reaksjonen i alkalisk retning, synes også samtidig å begunstige nitrifikasjonen. Mellom pH-verdi og nitrifikasjon er der dog bare i store trekk sammenheng. Den kan foregå ifølge Olsen og Weis endog ved så sterk surhet som pH 4. Men optimumsreaksjonen ligger dog ved 5,5 - 6,9. For  $NH_3$ -dannelsen synes optimumsreaksjonen å ligge ved 4,5 - 5,0.



Aaltonen angir som hovedresultat av sine undersøkelser at jo høiere pH-verdier, jo bedre skogtype og jo høiere jordens kvelstoffinnhold er, jo større procent av det samlede N optrer i mineralisert tilstand. En av årsakene til manglende nitrifikasjon i sure råhumusjorder tør være det ringe saltinnhold. Der mangler baser til å nøytralisere den ved nitrifikasjonen produserte syre. Det kan også være for lite mineralnæring til å tilfredsstille nitrifikasjonsbakterienes behov.

Nitrifikasjonsbakteriene tåler ifølge Lundegårdh en stor kullsyrekonentrasjon, men er ømfintlige for O-mangel. Nitrifikasjonen blir derfor i høi grad begunstiget ved god gjennomluftning. Ved bearbeidning av jorden påskyndes derfor salpeter-syredannelsen i høi grad.

I humide trakter synes grunnvannets innhold av O å ha meget å si for nitrifikasjonen. Således kan man finne nitrifikasjon endog i torv og mose, hvis der finnes bevegelig O-rikt grunnvann. Også i høifjellet finner man nitrifikasjon på steder hvor der er tilsig av surstoffrikt vann (langs bekker og tilsig fra breer).

Der foreligger en rekke undersøkelser også fra vårt eget land over N-omsetningen i jorden. Disse undersøkelser er gjerne foretatt på den måte at man har undersøkt humus fra bestemte skogtyper og bestemt innholdet av  $\text{NH}_3$  og  $\text{NO}_3$  ved innsamlingen. Materialet er så lagret gjerne 3 måneder under forhold som skulde være gunstige for mikroorganismene, og innholdet av de samme stoffer er etter bestemt.

Resultatene er i korthet følgende:

$\text{NH}_3$ -dannelsen har vært betydelig i de fleste prøver.

1. Særlig har ophopningen av  $\text{NH}_3$  vært stor i humus fra barskog uten bunnvegetasjon og med rent mosedekke.
2. Mere påfallende er det at det samme er tilfelle med lyngrike skogtyper, hvor man har den ugunstigste råhumus.
3. I gress- og urterik skog er det også betydelig produksjon av  $\text{NH}_3$ ; men ophopningen av  $\text{NH}_3$  er ikke alltid så stor, idet  $\text{NH}_3$  i humus fra denne skogtype omdannes til  $\text{NO}_3$ .
4. Humus fra furuskog med lavrik bunnvegetasjon viser mindre  $\text{NH}_3$ -produksjon enn de andre typer.

Salpeterdannelsen er langt mere varierende efter humustypen enn  $\text{NH}_3$ -dannelsen.

1. Humus fra lyng- og lavrike skoger viser ingen nitratdannelsen, selv ikke efter at prøvene er opbevart i 3 måneder under gunstige forhold for omsetningen. Men når man tilsetter nitrifiserende jord, kommer i almindelighet nitrifikasjonen i gang. I prøver som skriver sig fra et tykt, lite omdannet humusdekke fra horisontal mark, er selv ikke ved denne behandlingsmåte nitrifikasjon kommet i gang.
2. Barskog uten bunnvegetasjon og med rent mosedekke viser i naturlig tilstand liten nitrifikasjon hvor jorden er opstått av grunnfjellsbergarter eller annet basefattig bergartsmateriale. Efter lagring i 3 måneder er  $\text{NO}_3$  påvist i alle prøver. Nogen få prøver fra denne skogtype viser livlig nitrifikasjon ved innsamlingen. Denne humus skriver sig fra sterke skråninger, helst hvor baserikt mineralmateriale optrer, eller fra steder som tidligere har vært dyrket. Ved tilsetning av nitrifiserende jord er nitrifikasjon alltid inntrådt i disse humustyper.



3. Skog med gress og urter viser gjennemgående livlig N-omsetning. Oftest forekommer nitrat i prøvene ved innsamlingen i betydelige mengder. Og efter 3 måneder er det produsert store mengder. I enkelte tilfelle er  $\text{NO}_3$ -mengden liten, særlig hvor smylebunke og mose optrer i stor mengde.
4. Lövskogbestand viser ofte stor nitratproduksjon. Men det finnes undtagelser representert ved prøver fra blåbærrik bjerkeskog fra 400 - 600 m.o.h. I den slags humus er nitratdannelsen uteblitt selv ved opbevaring under gunstige forhold i 3 måneder.
5. Humus fra foryngelsesåpninger og snauflater viser at det er en tydelig sammenheng mellom humusdekkets omvandling og nitratdannelsen. På større, eldre åpninger, hvor formuldingen er kommet i gang, foregår nitratdannelsen. På mindre og yngre åpninger derimot foregår nitrifikasjonen bare hvor humusen allerede før åpningen av bestandet har vært relativt gunstig.

Sammenhengen mellom N-omsetningen og jordens reaksjon. Undersøkelser viser at sammenhengen mellom  $\text{NH}_3$ -dannelsen og jordens reaksjon er liten.  $\text{NH}_3$  er produsert og ophopet i store mengder ved pH helt ned til 3,5. Mellom denne verdi og pH 5,0 har ophopning av  $\text{NH}_3$  ofte vært meget stor. Også ved høiere pH har  $\text{NH}_3$ -produksjonen ofte vært stor, men ophopningen oftest liten på grunn av nitratdannelsen.

Salpetersyre er dannet ved pH helt ned til 3,9; men stort sett kan man si at  $\text{NO}_3$ -dannelsen er tiltagende med øvtagende surhet. Forholdene er noget uregelmessige, således kan det fremkomme livlig  $\text{NO}_3$ -dannelsen ved pH ca. 4,0, mens på den annen side nitrifikasjon kan utebli ved høie pH-verdier.

Den noget uregelmessige sammenheng mellom jordekstraktets reaksjon og nitratdannelsen kan forklares på forskjellig vis.

1. Det er sannsynlig at mikroorganismenes optimumsreaksjon kan forandres ved variasjon i de andre vekstfaktorer, f. eks. jordens næringsinnhold, således som en rekke forskere har påvist for høiere planters vedkommende.
2. Hagem og Gaarder har fremholdt at det kan eksistere forskjellige stammer av nitrifikasjonsbakterier med forskjellig krav til reaksjonen.
3. Reaksjonen i en jord er ikke ensartet. Omkring en rekke forskjellige mineralpartikler vil det danne sig svakt sure eller alkaliske centrer, hvor nitrifikasjonen muligens kan foregå.

N-omsetningen og mengden av organisk stoff. Det ligger nær å tenke at det er en sammenheng mellom mengden av organisk materiale i jorden og N-omsetningen.

Store mengder av organisk stoff i jorden er tegn på en langsom omsetning. Undersøker man forholdet nærmere, viser det sig at  $\text{NH}_3$ -dannelsen foregår uavhengig av mengden av organisk stoff. Stor produksjon og ophopning av  $\text{NH}_3$  er påvist selv i de lite omdannede humusrike typer, som Vaccinumrik barskog og i moserike skoger med stor ophopning av organisk materiale; men  $\text{NH}_3$ -dannelsen er også påvist i mere omdannet mineralrik humus.

Ser vi på nitrifikasjonen og mengden av organisk stoff, finner vi en tydelig sammenheng. Stort sett er nitrifikasjonen livligere jo bedre omdannet og mineralrik humusen er.

I humus med  $> 70\%$  organisk stoff foregår det liten eller



ingen  $\text{NO}_3$ -dannelse. Ved bearbeidning kan man i slik muldrik jord efter hvert opheve minimumsfaktorene for nitratdannelsen.

Grovkornet, næringsfattig, tørkesvak jord gir en humus med treg N-omsetning.

En næringsrik, råmekraftig jord betinger en humus med gode omsetningsforhold. Den største nitratdannelse har man fått i en muldartet, mineralrik humus med  $< 25\%$  organisk stoff.

Baserikt mineralmateriale påskynder N-omsetningen. Baserike silurbergarter betinger større nitratdannelse enn basefattige grunnfjellsbergarter. Kalkinnholdet i jorden likesom tilført kalk er av dominerende betydning for humusens omsetning. Hvor jorden er kalkrik, er det livlig nitratdannelse og gunstig humus. Tilførsel av kalk virker selvfølgelig også heldig; men virkningen står i nøie sammenheng med humusens kvalitet. Kalktilsetning til naturlige humustyper av en midlere kvalitet har fremmet nitratdannelsen meget sterkt under 4 måneders lagring ved gunstig temperatur og fuktighet. Kalktilsetning har fremmet  $\text{NO}_3$ -dannelsen i kulturjord, selv hvor pH før kalkningen var 6,0. Derimot har ikke kalktilsetning formådd å fremkalle  $\text{NO}_3$ -dannelse i ugunstig råhumus i løpet av 4 måneders lagring under gunstige forhold. Heller ikke i den gunstigste humus er  $\text{NO}_3$ -dannelsen stimulert ved kalkning, idet jorden på forhånd har vært kalkrik nok for livlig nitrifikasjon. Glimmermineralene, som lett avgir kali, har ved laboratorieforsøkene stimulert nitratdannelsen i midlere og noget forsumpede humustyper. Herav kan man slutte at glimmerrik fjellgrunn og jordmateriale sannsynligvis begunstiger omsetningen av humusen.

Skråninger og daldrag, hvor det ikke foregår nogen forsumpning, har en muldartet humus med livlig nitratdannelse.

Et tilbakeblikk på N-omsetningen i skogjorden viser:

1. En gunstig N-omsetning i løvskog med gress og urter i bunnvegetasjonen.
2. En gunstig omsetning er lett å få i gang i tette barskoger. Nitrifikasjon opstår her raskt selv ved små åpninger.
3. I lyng- og løvrik barskog er en gunstig N-omsetning vanskelig å få i gang.
4. I skrånende terreng og særlig hvor baserike bergarter opptrer, trekkes omsetningen i gunstig retning.

Mykorrhiza. På jord med god nitrifikasjon forekommer meget sjeldnere mykorrhiza enn hvor nitrifikasjon mangler. Mykorrhizadannelser forekommer hyppig på trærnes røtter, der hvor man har råhumus. Det har vært hevdet at de mykorrhizadannende sopper skulde kunne binde luftens frie N. Dette spørsmål er imidlertid ennå uavgjort. Sikkert er det dog at unge planter av bartrær ved hjelp av mykorrhizadannelsen kan greie sig med organiske N-forbindelser. (Melin.) Den mulighet foreligger også at soppen kan samle salter til vertsplanten. Soppmyselet gjenemvever nemlig det hele humusdekke, og med sine stoffskifteprodukter har myselet sikkert en stor oppløsningsevne.

Binding av luftens kvelstoff. Av frittlevende, N-bindende bakterier er der nu beskrevet adskillige. Best kjent av disse er vel azotobakter. Denne er utbredt over hele jorden. Azotobakter er imidlertid en fordringsfull bakterie. Den er således meget ømfintlig for sur reaksjon. I sur jord trives den ikke. Også overfor mangelfull gjennomluftning er den ømtålelig. I sammenheng dermed avtar N-bindingen raskt med tiltagende dybde. Det synes å være en nær sammenheng mellom jordens N-binding og forekomsten av azotobakter. Dens betydning for N-bindingen må derfor være stor.



Videre forlanger azotobakter rikelig med kalk og organisk næring. Den forbruker ved N-bindingen store energimengder og produserer store mengder kullsyre. Endelig forlanges en ganske høi temperatur. N-binding synes iallfall ikke å foregå under 70° C. På grunn av denne fordringsfullhet synes det bare å være i de bedre muldjordtyper at azotobakter og lignende organismer kan utfolde sin virksomhet med større intensitet. Men hvor sådanne muldtyper optrer, finnes den også over hele verden.

I magre jorder eller i det hele i jord hvor azotobakter ingen levelige vilkår finner, er det mulig at sopper og alger i nogen grad kan assimilere luftens frie N. Allikevel ser det ut til at N-mangel gjør sig gjeldende på den slags jord.

Overordentlig viktig for planteveksten er det nu så velkjente symbioseforhold mellem *Bacillus radicicola* og belgplantene. Derved kan disse planter innvandre på humusfattige (N-fattige) jorder, når disse bare inneholder tilstrekkelig av andre næringsstoffer. Plantegeografisk og for jordens N-balans er dette av meget stor betydning.

Man antar også at dette symbioseforhold forbereder N-bindingen ved frittlevende organismer.

De høiere planters utnyttelse av det gjennom bakterievirkosheten bunne N foregår sannsynligvis ved nedbrytning av bakteriemassen gjennom  $\text{NH}_3$ . På dette område foreligger dog bare sparsomt med undersøkelser.

Denitrifikasjon. Omsetninger hvorved der opstår fritt N, foregår særlig hvor der optrer store kvelstoffmengder. Sådanne prosesser kan finne sted i gjødselhauger. Betingelsene for at en sådan N-omsetning kan komme i gang, er imidlertid ennå nokså ufullstendig kjent. Videre kan der foregå omsetninger hvorved N-forbindelser med høi næringsverdi omdannes til forbindelser med mindre næringsverdi. Således kan der av nitrater opstå nitriter og ammoniakk. I disse omsetninger skal såvel bakteriene som sopper kunne delta, og omsetningen foregår helst ved dårlig luftveksling. Foruten nitrit og ammoniakk kan der også opstå fritt N, kvelstoffoksyd o.s.v. Den dannede  $\text{NH}_3$  kan da igjen komme til nytte; den undviker delvis til luften og tilbakestøres med regnet, riktignok på andre steder enn hvor den er utviklet. Undersøkelser av A. Meyer viser at ca. 2 kg. N i form av  $\text{NH}_3$  tilføres jorden pr. år og ha. med regnet. Også salpetersyre tilføres med regnet og skriver sig, likesom også en del av  $\text{NH}_3$ , fra elektrokjemiske omsetninger i atmosfærens øvre skikter.

Om nitraternes i en normal jord kan denitrifiseres er uvisst. Mange, bl.a. Russell, synes å gå ut fra at denitrifikasjon ikke i nevneverdig utstrekning foregår i vel drenerte, vel gjenneluftede jorder. Derimot kan denne omsetning lett inntre på vannsyk jord. Undersøkelser fra Vestlandet tyder på det samme. De ved de kvelstoffholdige stoffers omsetning opståtte produkter er under humide forhold i høi grad utsatt for utvaskning. Størst er naturligvis denne utvaskning på jord som ingen plantevekst bærer. Er der vekstkræftige planter til stede, vil disse opta de lettopløselige N-forbindelser. Men vår og høst, før og efter veksttiden, tapes store næringsmengder. Til å avverge tapet virker en stor absorpsjonsevne hos jorden. Men også jordens innhold av mikroorganismer spiller en rolle. Bakterier, sopper og alger kan opta det lettopløselige materiale, for siden, når disse organismer dør, igjen å avgi det. Men også i veksttiden optar mikroorganismene næring og må da antas å konkurrere med de høiere planter om næringsstoffene.



#### 4. Andre økologisk viktige omsetninger i jorden.

De i det foregående omtalte omsetninger hvorved lettopløselig plantenæring opstår, foregår bare ved rikelig lufttilgang. Hvor jorden er vannfylt så surstoffet utestenges, tar omsetningen helt andre veier. De aerobe organismer utelukkes og spesielle produkter dannes, ofte er de av intermedier karakter. Der inntreer fortorvning med frigjørelse av stoffer som indol og skatol o.lign. Av de svovelholdige eggehvitestoffer opstår svovelvannstoff, av de fosforholdige fosforvannstoff, kullhydratene leverer metan, vannstoff o.s.v. Kort sagt, den fullstendige omdannelse som foregår ved rikelig lufttilgang, erstattes av reduksjonsprosesser. Og de opståtte reduksjonsprodukter er for en stor del plantegift.

Således vil svovelvannstoff, som under luftmangel ofte utvikles, bidra til å forhøie H-jonkonentrasjonen, og det virker også direkte som gift overfor en del planter. Amerikanske forskere har beskrevet såkalte "bogtoxins" eller myrgiftstoffer. Disse er muligens i mange tilfelle sure reduksjonsprodukter. Schreiner og hans medarbeidere har isolert og beskrevet flere giftige organiske stoffer, bl.a. dioksyhydrostearinsyre. Denne virker selv i så svak konsentrasjon som 5 : 100.000 tydelig giftig på hvete. Ved surstofftilgang ophører denne skadevirkning, idet der da foregår oksydesjoner.

Myrvann viser sig ofte giftig. Dette skyldes sannsynligvis tilstedeværelse av reduksjonsprodukter. Man har for øvrig også søkt å vise at myrvannet hemmer vannoptagelsen hos en rekke planter, dog ikke hos de virkelige myrplanter. Videre har det også vært hevdet at myrvannets giftvirkning overfor plantene skulde bero på visse anaerobe bakteriers tilstedeværelse. (Dochowski 1912.)

Giftvirkningen i en vannsyk, surstoffattig jord kan også skyldes en selvforgiftning, idet der ved plantenes ånding i et surstoffattig substrat kan opstå azetaldehyd, azeton o.lign.

Optreden av giftige reduksjonsprodukter kan sies å være det eldste og mest utpregede stadium ved dårlig gjennomluftning. Først vil der av avtagende gjennomluftning inntre kullsyreophopning, som kan fremkalle kullsyreforgiftning. Etter hvert som kullsyremengden tiltar, avtar surstoffmengden, og reduksjonsprosesser inntreer.

Ved surstoffmangel blir jorden fattig på nitrater. Men også sulfatene reduseres (av *Nikrospira desulfuricans*) til svovelvannstoff. Denne sulfatreduksjon foregår almindelig i sumper og på bunnen av vann.  $H_2S$  stiger op og blir av svovelbakteriene oksydert og bindes som sulfater.

I det hele ser det ut til at alle reduksjonsprodukter der opstår ved surstoffmangel, blir oksydert og uskadeliggjort ved surstofftilførsel. Denne kan da skje enten gjennom tilstrømning av friskt vann eller ved luftstrømning eller luftveksling. Der finnes ingen organiske stoffer som jordbakteriene ikke kan omdanne.

#### 5. Mikroorganismenes forhold til jordens saltinnhold og til klimatiske faktorer.

Liksom andre organismer stiller også mikroorganismene visse krav til de ytre vilkår.

Saltinnholdet i jorden har således stor virkning på mikro-



organismenes virksomhet. Lettopløselige fosfater og kalisaltrer begunstiger i regelen bakterievirksomheten. Nitrater skal stimulere ammoniakkdannelsen. (Caleman, Soil Science 1917.) Lettopløselige salter virker i høi grad stimulerende på cellulosebakteriene og cellulosespaltningen i det hele.

På bakteriene virker tilstedeværelse av rikelig lettopløselig Ca meget heldig. Dette skyldes til dels virkningen på jordens reaksjon.

Al-joner i passende mengde skal ifølge Dennison virke stimulerende på ammoniakkdannelsen, derimot hemmende på nitrifikasjonen. Det viser sig da også at det er i sure jorder Al-joner særlig forekommer. Her finner man i regelen lite nitrat og meget  $\text{NH}_3$ . Dog kan der også i temmelig sur jord foregå nitratproduksjon.

De nevnte salters og joners gunstige virkning på jordorganismene kan da skyldes irritasjon og stimulanse, men visstnok vesentlig at de nevnte stoffer danner næring for organismene. Sannsynligvis spiller det også en rolle at saltinnholdet bestemmer permeabilitetsforholdene.

Stort sett kan man si at i økologisk retning forholder de lavere organismer sig på lignende vis som de høiere planter overfor joneinnholdet i jorden. Et rikelig innhold av lettopløselig næring i jorden begunstiger mikroorganismene på samme vis som de høiere planter. Omsetningen av organisk materiale vil derfor foregå raskere på næringsrik enn næringsfattig jord. Dette er også fastslått ved eksperimenter. Wollny og Ramann har målt kullsyreproduksjon i organisk stoff med og uten gjødseltilførsel og påvist sterk økning efter tilførsel av næringsalter. Herunder viste det sig at en tilsetning av 3 mg. salt til 100 gr. jord øket kullsyreproduksjonen med 20 - 120 %. Dette viser at de små variasjoner som den naturlige jordopløsning undergår, har den aller største betydning for humusdannelsen. Det skulde derfor være gode grunner for Hesselmanns teori om at tilsig av næringsrikt vann i bakkeskråninger og langs med bekkefar er en viktig årsak til den muldarterede humus som finnes på slike steder.

Om man enn kan si at et rikelig saltinnhold i jorden begunstiger bakterievirksomheten, er det dog utvilsomt at ulike organismer forholder sig noget forskjellig overfor salttilførsel. De forskjellige organismer har sikkert et forskjellig krav til jordens joneinnhold, og deres utvikling og trivsel vil være bestemt bl.a. derav. Dette bidrar til den ulike humusdannelsen på saltfattig og saltrik jord. På grunn av ulikt næringsinnhold blir visse organismer hemmet eller utelukket, mens andre som får sine krav tilfredsstillet, dominerer. Enkelte steder kan soppene bli enerådende, og omdannelser tar spesielle veier.

For høi saltkonentrasjon virker skadelig på de høiere planter, og det samme er tilfelle med mikroorganismene. Også her er der forskjell mellem ulike arter. Således skal  $\text{MgCl}_2$  hemme nitrifikasjonen langt tidligere enn ammoniakkdannelsen. Slike forskjelligheter kan da være viktige for det organiske stoffs omsetning i aride strøk.

Virkning av rotutsøndringer. Også organiske stoffer kan virke forskjellig på mikroorganismene.

Av ganske stor betydning er den virkning de høiere planters rotutsøndringer øver på bakteriene. Denne virkning er visstnok stort sett en stimulering av bakterielivet.

Således har man iaktatt at *Bacterium fluorescens*, Azotobakter og denitrifikasjonsbakterier blev stimulert av rotut-



sondringer. Andre har funnet at bakterielivet i det hele blev stimulert på denne måte. Melin fant at den mykorrhizadannende sopp *Boletus variegatus* og andre sopper stimulertes av stoffer som utskiltes under spiring av furu og gran.

De stimulerende stoffer skulde da muligens være fosfatider. Også pektinsubstans og dødt cellevev vil være næringsstoff for mikroorganismene. Omkring røttene i rhizosfæren er bakterievirkningen livlig på grunn av rotutsondringene.

Utsondringer av salter skal også finne sted på planterøttene til visse tider.

Virkning av vanninnhold og temperatur. Mellem bakterienes avhengighet av vann og deres forhold til oppløselige salter synes det å være en viss sammenheng. Bakteriene optrer på jordpartikkelens overflate i intim kontakt med disse. Det antas derfor at det først blir ved meget sterk uttørkning de lir av egentlig mangel på vann. Den sterke innvirkning vannforholdene i jorden allikevel har på bakterievirkningen, turde derfor for en stor del skyldes forandringer i saltkonentrasjonen. Ved fortsatt uttørkning tiltar konsentrasjonen og blir til slutt for høi. I for fuktig jord vil surstoffmengel kunne gjøre sig gjeldende. I alle tilfelle får man ved stigende vanninnhold øket bakterievirkning inntil et optimumsområde, hvorefter man igjen får avtagende intensitet i bakterienes livsutføelse.

Som andre levende organismer er naturligvis også mikroorganismene avhengig av temperaturen. Azotobakter har således en minimumstemperatur for sin virksomhet på 7° C. For andre bakterier ligger minimumstemperaturen lavere. Med stigende temperatur tiltar bakterievirkningen. Nitrifikasjonen øker således med stigende temperatur; men flere forskere fremholder at man ikke har kunnet faststille den ventede økning i bakterieantallet. Sikkert er det imidlertid at omsetningshastigheten tiltar. Dette er da også årsaken til det ringe humusinnhold i jord fra tropiske, humide strøk.

I jordoverflaten kan temperaturen rekke så høit at det hemmer bakterievirkningen.

Virkning av frysning og partiell sterilisering. Efter frysning og optining av jorden utfolder bakteriene en påfallende livlig virksomhet. Også en forbigående uttørkning viser efter fuktning en lignende stimulerende virkning. Det samme er tilfelle med en partiell sterilisering ved ophetning eller behandling med visse kjemikalier.

Russell og Hutchinson mener dette beror på at der i jorden foruten bakterier også finnes lavtstående dyr, nemlig protosoer. Disse skal vesentlig leve av bakterier. Protosoene er mere ømfintlige mot ytre innvirkninger enn bakteriene. De drepes således eller hemmes iallfall sterkt i sin virkning ved ophetning eller av giftstoffer. Efterpå kan da bakteriene som tåler denne påvirkning, utvikle sig så meget kreftigere.

Denne teori støttes av en rekke undersøkelser. Det har f. eks. vist sig at bakterieantallet gjerne varierer omvendt med protosomengden. Er det meget av protosoer, er der lite bakterier og omvendt. Imidlertid kan man si at der på dette område ennu trenges nye undersøkelser.

I veksthus har man undertiden iaktatt en voldsom utvikling av protosoer i den sterkt naturgjødslaede jord. På grunn av den store mengde protosoer har jorden gitt dårlig vekst. Ved partiell sterilisering er forholdet ifølge Russell forandret.



Periodisiteten i jordorganismenes virksomhet. Det er en gammel erfaring at jordorganismene når maksimum i sin virksomhet to ganger i året, nemlig om våren og høsten. En almindelig korrelasjon med temperaturkurver optrer ikke. Også protozoantallet viser periodisitet. Det samme er tilfelle med vannorganismer. Å forklare denne periodisitet helt ut lar sig for nærværende neppe gjøre.

For de høiere planter har vårmaksimummet i jordaktiviteten stor betydning, idet rikelige mengder av nitrat og andre oppløselige salter da er tilgjengelige. De ved høstmaksimummet frigjorte stoffer derimot blir for en stor del utvasket og kommer vannorganismene til gode og forklarer disses høstmaksimum. Disse organismers livlige vekst om våren står vel også for en del i forbindelse med tilførsel av lettopløselige næringsstoffer.

Også soppene viser en lignende periodisitet som bakteriene. Men da soppene er vanskelige å iakttas, er forholdene for deres vedkommende mindre kjent. Overfor næringstilgangen synes de å forholde sig anderledes enn bakteriene. Visse salter be-  
gunstiger soppenes vekst, andre hemmer den, likeså kan forholdet til pH-verdien være årsak til at soppene dominerer i visse jorder, mens de i andre forsvinner til fordel for bakteriene. Naturlig gjødsel og sur gjødsel øket ifølge Wahsman antallet av sopper sterkt. Kalk virket omvendt.



## F. Om jordarter og jordsmonn i Norge.

Kvartærtiden eller pleistocentiden (halocentiden) strekker sig fra tertiærtiden til nutiden.

Kvartærtidens dannelser utmerker sig ved å være løse, jordaktige; der har ikke foregått nogen egentlig sammenkitning. Det er løse dannelser som sand, grus, ler etc. man har å gjøre med.

De kvartære dannelser i vårt land er mest landdannelser eller kontinentale dannelser, idet lite av landet har vært dekket av hav i kvartærtiden.

Det er de glaciale avleiringer, avsetninger i innsjøer og rinnende vann, forvittringsjorder og organiske avleiringer som er det viktigste.

De glaciale avleiringer er de eldste i vårt land. Det er man nu enige om. Hvordan disse avleiringer har opstått, var det lenge før man fikk rede på. Imidlertid kan man si at de sakkundige omtrent fra 1880-årene har vært enige om at vårt land har gjennomløpet flere istider. Hvor mange er man ikke enige om; men den siste istid som interesserer oss mest i denne forbindelse, er den siste istid. Det er under denne og under dens avsmelting det meste av våre løse avleiringer blev dannet. Om de kvartærgeologiske forhold i vårt land før denne tid vet vi lite. På Jæren mener man å ha påvist eldre jordlag, som skulde skrive sig fra den siste interglacialtid. Her har man ved boringer truffet på store messer av skiktet sand og grus under typisk morene. I disse skiktede lag forekommer skjell av boreal-arktisk type og bergarter fra Oslotrakten, Dalarna og Ålandsöene.

Av andre rester fra kvartærtiden før den siste istid har man funnet skjelettdeler av utdøde hvirveldyr - moskusokse og mammut. Den gang disse dyr levde her, må isen ha vært sterkt avsmeltet - altså en interglacialtid. Öyen antar at de skriver sig fra en langt yngre tid.

Under den siste istid har vårt land vært praktisk talt helt nediset. Muligens har nogen öer og fjell, særlig i Nord-Norge, stukket op over isen som nunatakker.

### Avsmelningstidens avsetninger.

Isen har omsider smeltet vekk, og israndens tilbakerykning fra den baltiske istids maksimale utbredelse til den fullstendige avsmelting kan følges ved hjelp av moreneavsetningene. Hvor der har vært en stans i tilbakerykningen, er det ophøpet særlig store grusrygger, såkalte randmorener eller endemorener. I virkeligheten har det foregått en rekke små fremstöt av isen også under avsmeltingen, og randmorenene svarer da til en rekke av slike fremstöt. Av denne grunn anvendes også uttrykket endemorener. Efter morenenes optrøden er den siste istids avsmeltningsperiode delt i en rekke stødier eller trin. Öyen hevder at det optrer en lovmessig todeling av randmorenedragene. Særlig er forholdene i Oslo- og Trondheimstraktene vel kjent. I Oslotrakten har man morenerekker kun fra den yngre del av avsmeltingen, men i Trondheimsfeltet også de eldre. Man har efter de foreliggende undersøkelser følgende trin:



Osloområdet:

Røstødiøt.  
Ås "  
Aker "  
Romerikstødiøt med  
Skedsmørekkenø.

Trøndheimsområdet:

Ørløndstødiøt.  
Agønenes "  
Rissø "  
Stødsbygd "  
Heimdal "  
Gøuldal "  
Eknes "  
Beitstød "  
Steinkjøl "  
Sunnan "

1. Fremrykningsmørene, endemørene.

Såvel røene som de senere fremrykningsmørene ved Oslofjorden, på Romerike, på Vestlandet, i Trøndelag og i det nordlige Norges kyststrøk er avsatt under vann - i høvet. De har derfor en opbygning som endemørene avsatt på land ikke har, de er utvasket og lagdelt. Sandlag veksler med gruslag. Oftest ligger lagene skrått med vekslende vinkler utøver fra den kant isen er kommet. Hvor lagdelingen og utvaskningen er best, kan den ikke skilles fra øeltaskiktningen. I andre er skiktningen øårligere, lagstillingen er vekslende og mere skråstillet. Undertiden finnes almindelig usortert mørenemasse eller lerklumper med skjell presset inn i mørenen.

I øverflaten viser kystmørenen at høvet har virket på den øfter øvsetningen. I forsenkninger mellom mørenerygger kan der ofte finnes lerlag avsatt øv fjordvannets lerslam før mørenen kom på det tørrø. En del lere har sannsynligvis øgså mange steder vært avsatt på mørenens sider og topp, men er senere øv øølgene vasket vekk. øølgene tok øgså fatt på selve mørenen og vasket finmaterialet vekk. Ofte finner man at mørenematerialet er ømleiret til 1 - 2 m. ø dybde med skiktning parallelt øverflaten. ømleiringen går øypest nedøver økråningene.

Kystmørenen når mange steder øtør mektighet. Røene i Vestfold og østfold høver sig ikke øjelden til 40 - 60 m. øver det ømgivende terrang, øg ønda øtørre tykkelse har de i øølene. Svelvikmørenen går således til øt øyp øv 120 m. ønder fjordnivået øg 50 m. øver, tilsammen 170 m. Lignende mektighet synes øn del øv Vestlandets endemørene ø ha.

Øverfor den marine grense har fremrykningsmørene øn ønne opbygning. De er øsortert med materiale øv ølle øtørrelser. øskøffenheten er i høi grad øvhengig øv det fjell som har øvgitt materiale til jøden. Hvor jøden således er øpstøtt øv øparagmitt, ønneholdes lite øv fine partikler. øparagmitten gir øerimøt meget sand øg grus. ølokkene øeles forholdsvis lett øp, så mørenen blir ikke så øtørstenet som ofte er tilfelle når materialet består øv grunnfjellsbergarter.

Innen fyllittformasjønø øg øørlig ønnen siluren øerimøt finnes endemørene med rikelig finpartikler øg lite ønhøld øv ølokker.

Vi ser øltså at de ytre øjennøtegn på disse endemørene er at de danner ørhøininger i landskapet, mer øller mindre regelmessig ryggførmige. De øptrer på tvers øv isens øvegeløseøretning, ø.v.s. tvers øver øølene.

Øtbredelse. Det er øørlig i Osloøtrakten øg Trøndheimsområdet endemørene øtbredelse er øndersøkt. øgså langs Vestlandets øg Nord-Norges kyst øjønner man ødskillige endemørene, mens det i det øndre øv landet er øtført få øndersøkelser øver endemørene øtbredelse.



Fra geologien vil dere kjenne Røtrinets, Ås-, Aker- og Romerikstrinets forløp. Men foruten disse finnes det mere og mindre tydelige endemorener spredt over hele vårt land. Det samlede areal blir dog forholdsvis lite.

Egenskaper fra praktisk synspunkt. Det er som man kunde vente, stor forskjell på endemorenenes egenskaper. Stort sett kan de ordnes i to hovedgrupper, nemlig de som er avsatt under vann og de som er avsatt på det tørre. De førstnevnte er å finne i forholdsvis lav beliggenhet, de siste over den marine grense.

De utvaskede endemorener har størst økonomisk betydning ved sin brukbarhet i teknisk öiemed. De gir en fortrinlig støpesand både til bygningsarbeider og til diverse cementvarer. Videre har de stor anvendelse til jernbane- og veigrus.

Som kulturjord er den utvaskede morene öftest mindre god; den er for törr og skarp, samtidig som den er meget næringsfattig.

Som eksempel på den mekaniske sammensetning gjengis nedenstående analyser:

	Avslomb. deler	Stövsand	Fin sand	Sand	Grus og sten
	< 0,01 mm.	0,01-0,05 mm.	0,05-0,1 mm.	0,1-2,0 mm.	> 2,0 mm.
	%	%	%	%	%
Moreneryggen foran Spirillen	0,6	2,3	8,6	39,4	49,1
Svelvikmorenens topp ved hovedveien	9,9	5,6	11,3	51,8	28,4

Ofte finner man at disse dalbunnmorener er helt fri for finmateriale. Det er imidlertid særlig tilfelle når man kommer 1 - 2 m. inn i morenen. I overflaten er den mekaniske sammensetning mere vekslende. Undertiden er innholdet av finpartikler ikke så lite. Det er f.eks. tilfelle på det sted av Svelvikmorenen hvorfra ovenstående analyse skriver sig. Her var jorden dyrket og var en nogenlunde brukbar kulturjord - dog noget tørkesvak og gjödselkrevende. Det samme er tilfelle med Eggemorenen i Lier, også her er en del dyrket, og jorden viser sig her velskikket til tidlige kulturer.

De lavere og flattere endemorener er ofte forsynt med rikelig finpartikler i de övre skikter og danner bra kulturjord. Store deler av ræene er således vel dyrket, drivende jord.

Analyser av de utvaskede endemorener ved uttrekk i 10 % HCl viser temmelig små næringsmengder.

	Glödetap	N	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> opl. i varm k onc. HCl
	%	%	%	%	%	%
Matjord	7,49	0,176	0,075	0,018	0,122	1,21
Undergrunn	1,38	-	0,145	0,019	0,027	1,77

Særlig er kali- og kalkinnholdet meget lite. Denne slags jord må gjödsles ofte.

Profildannelsen. Det foreligger ikke systematiske undersøkelser over profildannelsen i de utvaskede endemorener; men av de spredte iakttagelser som er gjort, fremgår at hvor man har med naturlige profiler å gjöre, har man enten brunjordprofil eller pödsolprofil. Det förste er tilfelle hvor man har



lövtrevegetasjon, særlig or. Det siste profil finnes almindelig i nåleskog. Dog finnes det gress- og urterik nåleskog på utvasket morene, hvor man har brunjordprofil. F.eks. her i Ås og på ræene. Typiske podsolprofiler er iaktatt på endemorenen ved Mjøndalen i furuskog. Her fantes et tydelig skarpt begrenset kvitmjeleskikt.

Ennu almindeligere enn dette typiske podsolprofil er et podsolprofil hvor utvaskningen gir sig til kjenne ved en del lyse, renavskede mineral Korn på overgangen mellem det humusholdige skikt (og til dels i dette) og den underliggende mineraljord.

Karakteristisk for profilet i alle disse utvaskede morenerygger er videre at man alltid har et gult til brunt anrikningsskikt. De sterkeste farver finnes almindelig på moreneryggens topp, mens den avtar noget nedover sidene, hvor den nærmer sig gulgrått. Endemorener avsatt på det tørre ligner efterfølgende gruppe.

## 2. Avsmeltningsmorener.

Når en isbre smelter, vil en del av dens materiale av slam og grus bortføres av breelver, mens en annen del avleires på stedet efter hvert som isen forsvinner.

Mellem isbreen og bergunderlaget danner det sig et jordlag som man kaller bunnmorene. Dette er da breisens dypeste og almindeligst forekommende avleiring.

Bunnmorenematerialet danner gjerne et forholdsvis tynt lag, ofte bare 1 - 2 m. Op mot fremstikkende fjell kiler det ut. I forsenkninger kan lagene være temmelig tykke og er der ofte myrdekket.

Bunnmorenens egenskaper er i høi grad avhengig av den bergart hvorav den er opstått. Dette materiale er jo nemlig mer eller mindre opknust bergartsmateriale. Nogen særlig gjennomgripende kjemisk forvitring har ikke foregått. Bare det aller fineste materiale er noget omvandlet.

Egenskaper og betydning fra praktisk synspunkt. Avsmeltningsmorenens egenskaper kan være høist varierende, idet man kan finne morene der består næsten bare av sten og blokker, mens man på den annen side også har lerrike, stenfattige jorder innen denne gruppe. Likeså varierende kan beliggenhet og terrengforhold og opprinnelsesmateriale være.

Imidlertid er det meste av vår morenejord en sten-, grus- og lerholdig morenesand. Hvor den representerer bunnmorene, er den gjerne fast sammenpakket og derfor hård og fast. Ved gravninger i den må det brukes hakke. Gjennemtregeligheten for vann er ofte liten, særlig når det er meget av lerpartikler. I forsenkninger synes morenematerialet ofte å være mere finkornet enn i skråninger og forhøininger, og forsenkningene er ofte forsumpet av tilsiget, som ikke hurtig nok siger vekk. Overflatemorenen er løsere og mere åpen.

For den naturlige plantevekst danner den usorterte morene en god grobunn. Den blandede sammensetning er heldig for plantene. Jorden blir passende åpen og gunstig med hensyn til luft- og vanninnhold. Innholdet av sten gjør jorden varm, bl.a. ved å hindre fordunstningen, hvorved jorden også holder den nødvendige fuktighet. Tørkesvake planter kan derfor greie sig godt på morenejord. Og da jorden hurtig oppvarmes, blir den drivende, så kulturplantene utvikler sig og rekker modning på kort tid. Morenejord danner jordbunnen i våre beste skoger, men også store vidder med tarvelig vekst. Også innen mange av



våre bedre jordbruksbygder er morenejorden rådende (Mjöstraktene).

Den mekaniske sammensetning er varierende fra sted til sted; men over de største arealer finner man som nevnt sten-, grus- og lerholdig sand. Den gjennomsnittlige sammensetning av 10 sådanne morenejorder fra Hallingdal viste:

12,5 % slam	<	0,01 mm.
9,4 " stövsand	0,01 - 0,05	"
10,4 " finsand	0,05 - 0,1	"
36,4 " sand	0,1 - 2	"
31,5 " sten og grus	>	2 "

Med hensyn til næringsinnhold viser disse morenejorder sig meget gunstige. De er ikke på langt nær så gjödselkrevende som elveavleiringene.

#### Terrengforholdenes innflytelse på morenejordens egenskaper.

Morenejorden har vi over den marine grense. Et bakket, uregelmessig kupert landskap er karakteristisk for moreneområdene. Morenejorden dekker dalskråningene og skogliene og optrer videre innover åsene og fjellviddene.

Terrengforholdene har stor innflytelse på vannforholdene i jorden. Det gjelder all slags jord, men er særlig fremtredende for morenejordens vedkommende, og disse har stor betydning for planteveksten og omdannelsen av det organiske materiale.

På dyrket jord tiltar muldinnholdet fra forhøininger nedover mot forsenkningene. På forhøininger og i bratte bakker er jorden muldfattig, inneholder ofte bare 3 - 4 % organisk stoff, og muldinnholdet strekker sig til liten dybde. Nedover i skråningene tiltar muldinnholdet, og i forsenkningene er det dyp matjord eller myr. Undtagelser fra denne regel har man hvor det er vanntilsig, omkring dette vil det opstå et muldrikere jordsmonn.

I det naturlige jordsmonn - skogjorden - er forholdene noget anderledes. I de nedre deler av bratte skråninger finner man hyppig mulddannelse, det samme er også tilfelle i forsenkninger, der disse ikke er forsumpet, f.eks. i dældrag, langs elver og bekker.

Mulddannelsen synes å stå i forbindelse med tilsig av surstoff og næringsrikt vann, som fremkaller en frodig, urte-rik vegetasjon. Disse vekster sender røttene dypt nedover i mineraljorden, hvorved det skjer tilførsel av organisk stoff til stor dybde. De produserer også store mengder av organisk materiale, så det blir store mengder humus. Omdannelsen av disse urteaktige planterester foregår lett, og den humus som dannes, er muldartet og av gunstig beskaffenhet.

På forhøininger og horisontal mark er vegetasjonen mere nøisom, består vesentlig av lyng, moser og laver. Restene av denne vegetasjon er meget motstandsdyktig mot omdannelse, og det ophopes ofte store mengder av organisk materiale som råhumus.

På lignende måte er det sammenheng mellom terrengforholdene og forvittringsgraden og profildannelsen. Over forhøininger og bakkekammer er det i almindelighet utviklet typisk podsolprofil med brunt eller gulfarvet anrikningsskikt. Nedover i skråningen blir farven på anrikningsskiktet mere grågul. Og i forsenkningene er det ofte utviklet et gleiskikt - et rustfarvet skikt - i mineraljorden.

Årsaken til at farven på anrikningsskiktet varierer med terrenget, er at tilgangen på luft er større over forhøininger



enn i forsenkningene, så jernet lettere oksyderes. På forhøininger vil jernforbindelsene vaskes ut fra de øvre deler av mineraljorden, så det opstår et blekjordskikt. I forsenkningene, hvor grunnvannet står høit og jorden er tett, vil det i mineraljorden opstå et rustflekke skikt. Jordprofiler med et slikt rustflekke skikt kalles et gleiprofil.

Rustutfelningene foregår fortrinsvis i åpninger og kanaler etter planterøtter. Mineralmaterialet mellom rustflekkeene er øverst noget forvitret - gjerne grålig av farge, blir nedover mere blågrått og mere lik uforvitret lere og går til slutt over i blålere, samtidig som rustutfelningene avtar nedover.

Det viser sig også ofte å være en sammenheng mellom terrengforholdene og innholdet av finpartikler i mineraljorden. Over forhøininger og bratte bakker er innholdet av finpartikler mindre enn i forsenkninger. Som en nærliggende årsak til dette kan man peke på at de høiere strøk har vært mere påvirket av vannet under og etter avsetningen, idet de lett utvaskes av overflatevann og sigevann. Det kan forekomme undtagelser fra denne regel. Undertiden finner man lite finmateriale i avleiringene nede i dalbunnen langs elven. (F.eks. Gol i Hallingdal og nord og syd for Harestua.) Årsaken til dette må være at elven har vasket ut finmaterialet i de nedre deler og litt oppe i skråningen, mens avleiringen høiere oppe har undgått utvaskningen. På slike utvaskede steder har man ofte furu nedst i dalbunnen og gran lenger oppe, f.eks. ved Harestua.

### 3. Spesielle morenetyper.

Morenejord av sparagmitt og skifer i de lavere strøk i Mjöstrektene. Sparagmitten utgjør som tidligere nevnt 5 % av landets overflate, og innenfor sparagmittområdet og sønnenfor i Mjöstrektene har vi morenejord av sparagmitt.

Den rene sparagmitt består av kvarts og feltspat og skulde således ikke være noget særlig næringsrikt materiale. Men en del av den, særlig den mørke sparagmitt fra søndre Gudbrandsdalen, inneholder skifer, og det gjør at jorden som opstår av den, blir bedre.

Isbevegelsen har foregått parallelt med dalførene, og i traktene omkring Mjøsas nordende er jorden opstått av mørk sparagmitt og skifer. Undersøkelse av undergrunnen viser at hovedbestanddelen er sparagmitt, større og mindre mengder av skifer og hist og her også bruddstykker av kalksten. Skiferen skriver sig fra sparagmittformasjonens skiferlag og dels fra Mjöstrektenes silur, hvorfra også kalkstenen er kommet. Under søker man undergrunnen i sparagmittmorenen, legger man merke til at den er langt fattigere på blokker og sten enn morenejord fra grunnfjellsområdet. Sand og grus er de mest dominerende kornstørrelser; men mengden av finpartikler kan også være temmelig stor, det er avhengig av skiferinnblandingen. Morenejorden i disse strøk er for det meste en tett sammenpakket bunnmorene.

Næringsinnholdet er lite, særlig av  $K_2O$  og  $P_2O_5$ , men temmelig varierende, mest er det der det er meget av lerpartikler. Lite innhold av fosforsyre står i forbindelse med oprinnelsesmaterialets fosforsyreinnhold, idet sparagmitten er betydelig fattigere på fosforsyre enn grunnfjellsbergartene.

Jordsmonnets egenskaper. Mengden av finpartikler for de ulike skikter i profilet er tiltagende ovenfra og nedover. Behandles prøvene grundig, viser det sig dog at det ikke er så stor forskjell. Forvitringen etter at jorden er avsatt, har medført sammenfnokning av finpartiklene, så forskjellen er mere



tilsynelatende enn virkelig.

Materialet er løsere og mere åpent i de øvre lag enn i de dypere. Porevolumet er størst i det øverste, muldholdige skikt. Det henger sammen med innblandingen av organiske emner og av at frosten og forvitringen har gjort sig sterkest gjeldende i de øverste lag.

Bruddstykker av kalk og skifer er mere almindelige i de dypere lag, hvor jorden er bedre beskyttet mot forvitringen. Dette vil dog ikke si at skifer og kalk er forsvunnet fra de øvre skikter. Kalk og skifer er opsmuldret. Det mest karakteristiske for jordsmonnet i de lavere Mjöstrakter er en opphopning av lettopløselige salter i overflaten. Det gjelder ikke bare morenejord av sparagmitt, men også andre jordarter innen dette strøk. Det er en almindelig egenskap ved jordsmonnet i de lavere Mjöstrakter. Analyser av de forskjellige skikter viser 2 - 4 ganger større innhold av CaO og K<sub>2</sub>O i overflateskiktet enn i undergrunnen. Som regel avtar mengden av disse stoffer jevnt nedover. Man har søkt å forklare dette forhold på forskjellig måte. Man kunde tenke sig at det stod i forbindelse med gjødslingen, at det er tilført et overskudd ut over det plantene bruker. En enkel beregning vil imidlertid vise at hvis de store mengder av kalk og kali i matjorden skyldes gjødslingen, måtte den ha vært overordentlig sterk. Særlig sterk gjødsling er ikke anvendt her. Kalk er knapt nogen gang tilført på fastmarksjord. Jord som aldri har fått gjødsel av noget slag, viser også anrikning av kali. Man må altså ty til en annen forklaring.

De angitte mengder av kalk og kali er ikke totalmengden, men det som er oppløselig i 10 % HCl, det er derfor mulig at de høiere verdier for de nevnte stoffer i matjorden og i det hele økningen nedenfra og opover skyldes forvitringen. Ved forvitringen kan det ha inntrådt forandringer og omsetninger, så oppløseligheten har tiltatt.

Man må også anta at planteveksten i nogen grad bidrar til flytning av næringsstoffer opover i jordprofilen. Planterøttene vil suge vann og næring fra de dypere jordlag op mot overflaten, hvor en del av disse stoffer efterlates i røtter og planteavfall ovenpå jorden.

Det er også en annen forklaring på at mengden av kali og kalk tiltar mot overflaten, nemlig at stoffene er tilført nedenfra med det kapillære vann og ved fordunstning av dette utfelt i overflaten. Senere er de så ved nedbørvannet fordelt over et tykkere eller tynnere jordskikt. At det relativt store næringsinnhold i matjordlaget for en stor del er tilført med det kapillære vann, synes å være meget sannsynlig. Nedbøren er forholdsvis liten, nemlig 500 mm. En stor del faller på tilfrossen mark som sne. Snesmeltningen foregår raskt, og en stor del av smeltevannet vil rinne vekk som overflatevann. Om våren og sommeren er nedbøren så liten at det blir lite sigevann. Først ut på høsten, når fordunstningen og plantenes vannforbruk er avtatt, gjør sigevannet sig en kort tid gjeldende. Det er en kjent sak at vannet har større evne til å oppløse og transportere stoffer på sin vei opover i jordprofilen enn nedover. Årsaken til det er at vannet når det siger nedover i jorden, fortrinnsvis følger de store åpninger. Mens det når det beveger sig opover, fortrinnsvis følger de fine kapillære åpninger og kommer derved i en mere intim berøring med en langt større jordmasse, og oppløsningen blir derved mere intens.

Som forholdene er i de lavere Mjöstrakter med liten sigevannsmengde, er det meget sannsynlig at transporten opover har vært sterkere enn utvaskningen eller transporten nedover. Det viser sig da også at det i forsøkninger i tørre perioder foregår en livlig utfelning av salter i overflaten. Fenomenet er



lett å iaktta, idet den svarte myrmuld som er almindelig i forsenkninger og dalsökk, efter hvert dekkes av et hvitt belegg av utkrystalliserte salter. Den sterke utfelning av salter i overflaten som foregår i tørkeperioder på lavtliggende områder, skyldes for en vesentlig del at grunnvannet her står temmelig høit, så vannet som fordunster fra overflaten, lett kan erstattes herfra. Men også på tilstötende arealer er det sannsynlig at det foregår utfelning av salter i overflaten, selv om utfelningen her er mindre intens og strekker sig over kortere perioder.

Slik saltutfelning i jordoverflaten kjenner man også fra andre steder i vårt land. Utfelningen kan bli så sterk at det virker skadelig på planteveksten. Jorden kalles da alkalijord.

I de lavere Mjöstrakter er saltanrikningen i overflaten en gunstig egenskap og skader ikke planteveksten.

De lettopløselige salter i overflaten forsyner plantene med næring. Og dette forhold er utvilsomt en av de viktigste årsaker til Hedmarkjordens store fruktbarhet - særlig kalkrikdom. (Glærum: Beretning fra Möistad 1925-26.)

Det er ikke bare på morene av sparagmitt og skifer man finner ophopning av lettopløselige salter i overflaten. Det gjelder også annen jord innen disse og tilgrensende strök. Analyser av jord fra Vang, Furnes, Helgöen og Romedal videre fra de lavere strök omkring Randsfjorden innen storparten av silurområdet på Hadeland og Toten viser lignende forhold.

Sparagmittmorenen i de höiere strök har en helt annen karakter. Den er utvasket, og podsolprofil er almindelig i skogen, f.eks. i Ringsaker Åsmark 400 - 600 m.o.h. Det henger sammen med større nedbör i de höiere strök og lavere temperatur. Fordunstningen blir også mindre i skogjorden enn fra dyrket jord. Den sure humustype i skog vil også fremme utvaskningen.

Der jorden har god kapillær ledningsevne, kan man finne saltanrikning i overflaten, selv om nedbören er relativt stor. I våre dalförer finner vi ofte fin sand med god kapillær ledningsevne. På steder hvor grunnvannet står høit og jorden ligger utsatt for vind, blir fordunstningen stor, så transporten av næringsstoffer opover kan bli større enn nedover. Det er iaktatt enkelte steder i Hallingdal og Österdalen.

Saltbitterjorden i Gudbrandsdalen. I de nedbörfattigste distrikter i nordre Gudbrandsdalen, særlig i bygdene Skjåk, Vågå, Lesja og litt i Dovre er den årlige nedbör bare ca. 300 mm. Innen disse distrikter forekommer det enkelte steder et jordsmonn som kalles for saltbitterjord.

Saltbitterjorden er jord som er dannet på samme måte som det saltanrikede jordsmonn i de lavere Mjöstrakter; men i Gudbrandsdalen er ophopningen så stor at det virker skadelig på plantene.

Lignende jord er kjent mange steder i utlandet, f.eks. i Egypten, Syd-Russland, Nord-Amerika, hvor den er kalt alkalijord. Denne betegnelse er internasjonalt anvendt. Saltjord eller alkalijord er karakteristisk for aride strök, og det er forsåvidt merkelig at man skal finne den så langt mot nord som hos oss.

Saltbitterjorden i Gudbrandsdalen er ikke knyttet til bestemte jordarter. Den optrer på morenejord, sedimentær jord og til dels også på forvittringsjord. Det er særlig på forholdsvis finkornet jord med god kapillær ledningsevne at saltutfelningene forekommer. Ifölge de undersøkelser som er fore-



tatt, kan saltbitterjorden forekomme såvel nede i dalbunnen som oppe i dalskråningene. Den forekommer helst som flekker, sjelden som større sammenhengende partier.

Ved siden av den lave nedbør er det særlig jordens fysiske forhold og grunnvannets stilling som betinger et slikt jordsmonn. Derfor finner man også innen de samme distrikter utviklet podsolprofil, hvor terrengforholdene tilsier et dypt grunnvannsnivå, og på jordarter som er lett gjennomtrengelige for vann, men med liten evne til å suge op vann kapillært fra grunnvannet. På grov elvegrus i bunnen av dalførene er det ofte podsolprofiler.

Det som i kjemisk henseende er karakteristisk for saltbitterjorden, er et stort innhold av lettoppløselige næringsstoffer i de øvre jordskikter. Profilene av saltbitterjord viser en alkalisk eller svakt sur reaksjon. Det er særlig i tørre år at saltbitterjordens uheldige egenskaper kommer til syne. Da dør planteveksten bort flekkevis. På grunn av liten nedbør og stor fordunstning foregår det en transport av oppløste salter med vannet oppover til overflaten, hvor de utfelles enten som en skorpe eller som ertestore klumper eller sammenhengende saltkruster.

Skadevirkningen på plantene beror på at saltkonentrasjonen blir så sterk at det virker etsende og fremkaller plasmolyse. Skorpen vil hindre luftvekslingen i jorden, og rent mekanisk kan den hindre plantenes utvikling. Skorpen kan være så sterk at plantespirene ikke formår å bryte igjennom.

Saltene som utfelles, består vesentlig av gips og magnesiumsulfat, dessuten alkalisulfater og klorider. De farligste av disse salter er natriumforbindelsene  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  og  $\text{NaCl}$  og hvor de forekommer,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  og  $\text{K}_2\text{CO}_3$ .

Det er bare i tørre år at saltbitterjorden viser uheldige egenskaper. I regnrrike år er den en meget fruktbar jord. Kontrasjonen av næringsstoffene nedsettes da, og man får store avlinger. Saltbitterjorden er rik på plantenæring, og i fuktige år når saltkontrasjonen avtar, gir den store avlinger uten eller med lite gjødsel.

Det som bestemmer dannelsen av saltbitterjord, er forholdet mellom den opadgående og den nedadgående vann- og stofftransport, med andre ord fordunstningen og mengden av lettoppløselige stoffer. I de andre nedbørfattige strøk i vårt land, f.eks. i Østerdalen og i Opdal, er det mulig det kan forekomme jord av lignende beskaffenhet, om ikke så utpreget som i Gudbrandsdalen. Men jordsmonnet i disse strøk er ikke nærmere undersøkt.

Ute ved kysten kan man vente noget lignende, selv om nedbøren er stor. Det kan der skje en ophopning av sjøsalter, særlig  $\text{NaCl}$ . Slik jord kalles natriumjord.

(Saltbitterjorden i Gudbrandsdalen er beskrevet av: Ingebrigt Fjerve i Jordb.beskr. nr.5: Om saltbitterjorden i nordre Gudbrandsdalen dens egenskaper og bruk. H. Bjørlykke: Analyser av jordprofiler fra nordre Gudbrandsdal. N. Geol. tidsskr. Bd.VIII. 1933.)

Litteratur: Glømme: "Om jordsmonnet på forsøksgården Møistad, Hedmark fylke." "Jordprofilens dannelsen på sparagmittisk morene i Mjöstraktene." "Om jordbunnsforholdene på Hadeland."

Morenejord av fyllitt er beskrevet fra flere kanter av landet. Således finnes den i Hardanger, i Valdres og i det nordlige Norge. Den optrer i det hele i større eller mindre mengde innen og i nærheten av fyllittstrøkene. Også fyllittmorenen



er gjerne temmelig rik på finmateriale og fattig på større ste-  
ner. Den danner derfor en god kulturjord, der er lettere å bry-  
te og bruke enn morenejord av grunnfjellsbergarter. Den er gjer-  
ne også næringsrik.

En spesiell morenetype, som optrer i Numedal, går under  
navn av "lersyster". Betegnelsen angir at det er en nær slekt-  
ning av leren (dens søster). Typen finnes ikke så sjelden un-  
der det forvitrede jordlag; men hist og her finner man den og-  
så umiddelbart under møtjorden, særlig i forsenkninger og langs  
bekkefar. Her er den gjerne dekket av myrlag. Farven er grå-  
hvit. Det er en slamrik eller leraktig sand eller en sandrik  
lere med en og annen sten. Den minner noget om kvikksand eller  
siggsand, men skiller sig fra denne foruten ved steinnholdet  
også ved andre egenskaper. Således har "lersysteren" liten  
tendens til å gli ut. I bekkefarene finner man hyppig at van-  
net graver sig innunder, så jorden danner broer og bremmer ut-  
over vannet.

"Lersysteren" er å betrakte som en stenfattig morenelere.  
Det er en temmelig tett jord, som ikke sjelden er vannsyk.

Sanddekket morene. Langs bekker, elver og innsjøer samt på  
overgangen mellom de flate dalbunnsetninger og moreneskrå-  
ningene finner man ofte en morenejord som er dekket helt el-  
ler flekkevis av tynne sandlag på fra noen få til 20 cm. Når  
sanddekningen ikke rekker større tykkelse, har jorden enno ke-  
rakter av morene, idet dennes stener og blokker stikker op el-  
ler merkes i hvert fall under brytning og bearbeidning. Det kan  
være stor variasjon såvel i de dekkende sandlags som selve mo-  
renens mekaniske sammensetning, og herav er de egenskapene i  
høi grad avhengig. Likeså kan oprinnelsesmaterialet være veks-  
lende. Men disse jorder utmerker sig ved sin lave og horison-  
tale eller svakt skrånende beliggenhet. Videre ved å være no-  
get stenfattigere i de øvre lag på grunn av sanddekningen. Av  
disse grunner er den sanddekkede morene en velsett kulturjord.  
Den er noget lettere å bryte og bruke enn morenen ellers, og  
den tåler også som regel tørken like godt.

Innen silurstrøkene forekommer flekkevis en blanding av  
morenejord og forvittringsjord. Denne er opstått på det vis at  
det på siluren over forhøiningene er blitt liggende igjen et  
nogen få tommer tykt morenedekke. Dette har ikke vært nok til  
å hindre forvitring av det underliggende lett forvitterlige  
fjell. Det har efter hvert dannet sig noget forvittringsjord  
under morenematerialet.

Slik blanding av morene og forvittringsjord finnes ganske  
almindelig i silurstrøkene, oftest bare flekkevis og langs  
høiderygger og knauser, hvor fjellet trer op mot overflaten.  
Det er gjerne en noget grunn jord som ofte er tilvokset med  
løvskog og kratt.

Forvitring og profildannelse. Det almindeligste naturlige  
profil i morenejorden i vårt land hører til podsoltypen. Ty-  
piske podsolprofiler med tydelig utviklet kvitmjeleskikt fin-  
ner man næsten overalt i litt høiere beliggenhet. I noget la-  
vere beliggenhet og sydover finnes almindelig podsolprofiler  
med utydelig utvaskningskikt: men utvaskningen gir sig al-  
likevel til kjenne ved blanke mineralkorn på overgangen mellom  
det humusholdige skikt og mineraljorden. Flekkevis finner man  
også brunjordprofil. Det er helst i bakkeskråninger, hvor man  
har løvskog, særlig or, og i de sydlige deler av vårt land.

Dessuten øver også oprinnelsesmaterialet stor innflytelse  
på profildannelsen. Av kalkholdig materiale opstår ikke på  
langt nær så lett podsolprofil som når jordmaterialet er op-  
stått av kalkfattig grunnfjell.



Utvaskningen eller podsoleringen tiltar med stigende regnmengde og inntil en viss grad med avtagende temperatur. Dette henger sammen med de økede mengder sigevann som derved opstår, samt med dannelsen av råhumus og de sure humusstoffers virkning som beskyttelseskolloider overfor mineralkolloider der opstår under forvitringen.

I Trøndelag, over store deler av Östlandet og i det nordlige av vårt land finner man ofte en vidtdreven podsolering, i hvert fall på de steder hvor jorden er dannet av kalkfattig materiale.

#### 4. Breelvenes avsetninger og deres egenskaper.

Smeltevannet fra breene førte med sig slam, sand og grus, ja også en del av stenene. Både i innlandet og langs kysten i morenene finner man derfor steder hvor bare sten og blokker er tilbake, mens det finere materiale er vasket vekk av breelvene.

Breelvenes avsetninger er vasket og rullet. Det kan derfor lett skilles fra bregruset; men derimot er det vanskelig å skille det fra almindelig elvegrus. Man bruker derfor en fellesbetegnelse for de to slags avleiringer - rullestensgrus.

Breelvavsetningene finnes i de glaciële elvefar. De er utviklet som åser og egger, som moer foran morener og som deltadannelser i bredemte sjøer og i havet.

Åsene er ryggformige dannelser av sand, grus og sten avsatt på sprekker i isen av breelvene. Åsene har sin lengdestrekning parallelt med isens bevegelsesretning. De er temmelig almindelig utbredt i vårt land.

Israndterrasser kaller vi de flate avleiringer av sand, grus og rullesten som dekker store arealer på Östlandet foran de store innsjøer. Under sin avsmelting var isranden i disse områder opdelt i en rekke bretunger, som gikk ut i grunne fjordarmer. Smeltevannet fra breelvene gjorde sig sterkt gjeldende nær breranden, her er terrenget kupert. Lenger vekk avsettes finere materiale, og terrenget er her jevnere.

På Vestlandet ligger det ene delta over det andre i skarpt adskilte trin. Det øverste av disse er restene av et mektig breelvdelta. Terrasserestene langs dalsiden skyldes elvenes utgravning under landets stigning.

I innlandet har vi også rester av breelvdeltaer avsatt på steder hvor det har vært bredemte sjøer.

Breelvenes grove avleiringer ligger ifølge sin oprinnelse langs daler og forsengkninger. De dekker relativt store arealer av vårt land. Regner man med de arealer hvortil elver og bekker i senere tid har ført iselvgrus og sand, inntar det meste parten av våre dalførers bunn.

Egenskaper fra praktisk synspunkt. Fra vårt neboland Sverige, hvor åsdannelser synes å ha adskillig større utbredelse enn hos oss, har disse avleiringer hatt betydning for trafikken. Vsiene er i stor utstrekning lagt på åsryggene.

Dernæst fremholdes det at åsene har betydning som dreneringssystemer for omgivelsene. Åsdannelsene går gjerne dypt under overflaten. Ved passasjen gjennom gruset blir vannet renset, og brønner nede ved åsens fot gir det aller beste drikkevann. Disse egenskaper har gjort at bebyggelsen i Sverige flere steder har sømlet sig langs åsene.



Videre danner såvel åsdannelser som israndterrasser et utmerket vei- og jernbanegrus, likesom det er utmerket til støpning av cementvarer og betong.

Som dyrkningsjord er en stor del av breelvenes avsetninger altfor grove og tørkesvake. De fine partikler er nemlig under avsetningen skyllet vekk. Den forholdsvise høie beliggenhet i forhold til omgivelsene bidrar også til å øke faren for tørke. Mange steder i Norge har bebyggelsen gått utenom de tørre moer, som er breelvenes verk, og trukket sig opover moreneskråningene. Som skogjord er de tørre breelvmoer ganske bra. Riktignok trives bare furuen som vårt nøisomste treslag her; men den kan utvikle sig upåklagelig og gi god kvalitet og formfine trær.

Undersøker man den mekaniske sammensetning, viser det sig ofte at man hverken finner lerpartikler eller noget av den fineste sand, men derimot store mengder grov sand, grus og rullestener.

Utvasket breelvavsetning ved Spirillen:

0,6 %	<	0,01 mm.
2,3 "	0,01 - 0,05	"
8,6 "	0,05 - 0,1	"
39,4 "	0,1 - 2,0	"
49,1 "	>	2,0 "

Det kjemiske innhold viser lignende ugunstig tilhøve. Denne jord er næsten fri for lettopløselige næringsstoffer. Og dertil kommer dens næsten absolutte mangel på absorpsjonsevne både for næringsstoffer og vann.

Det er imidlertid ikke overalt breelvavsetningene er så grovkornet og lite brukbare som kulturjord. Det er kornstørrelsen som er det avgjørende; efter hvert som avleiringene inneholder mere og mere finere materiale, blir den gunstigere i sitt forhold til vann, får bedre absorpsjonsevne og selv et større innhold lettopløselig næring. Disse dannelser skal behandles i følgende avsnitt.

Profildannelse og forvitring. I de grove avleiringer det her er tale om, siver vannet hurtig ned. Under ellers like forhold blir det større mengder av sigevann her enn på tettere jord. Dertil kommer at dette grove, næringsfattige materiale er lett å berøve den smule næring som det inneholder. Man finner derfor i slike avleiringer naturlige jordprofiler med tykt kvitmjeleskikt, altså et karakteristisk podsolprofil. Selv ned i lavlandet, hvor man ellers har lite av egentlige podsolprofiler, er disse almindelige i de grove grusterrasser. I de sydlige deler av landet finner man dog til dels jernpodsol med utydelig kvitmjeleskikt.

Det er ikke ennu undersøkt og beskrevet spesielle typer. Ofte går iselvgruset under navn av rausur, rausand, rausgrus o.lign. Moggjord anvendes også.

## 5. Lerjorden.

Nær utløpet avsatte breelvene sitt grovere materiale, mens det finere blev ført lenger utover og avsatt på dypt vann. Gruset blev avløst av sand, sanden av mojord og mojorden smått om senn av lere. Breelvenes avsetning i større avstand fra breen er således å betrakte som en fortsettelse av de grove avleiringer nær breranden.

Leren som kom til avsetning i havet utenfor breen, blev



gjerne lagdelt på grunn av den ulike vannføring sommer og vinter. Karakteristisk for den lere som tidligst blev avsatt, er at den inneholder betydelige mengder av sand, grus og sten. Den inneholder derimot lite av muslinger, og de arter som opptrer, er slike som kunde leve i kaldt vann. Mest karakteristisk er ishavsmuslingen *Yoldia arctica*. Da avsetningen foregikk i et ishav, kaller man dette ler for ishavsler. Det er avsatt i store mengder utenfor de store endemorener i Oslostrakten og i Trøndelag. Det inntar store arealer innen lerterrenget. Men mange steder er det dekket av yngre dannelser. I de øvre lerterrasser og i dalfurer, hvor de overliggende lag er bortført, trer det frem i dagen.

Ishavsleret blev avsatt langs våre kyster, inntil landet begynte å heve sig, altså inntil havet nådde sin høieste stand efter istiden, betegnet ved den marine grense. Da landet begynte å stige, kom en del av de øvre leravleiringer på det tørre. De blev derved utsatt for elvers, bekkers og i strandkanten av bølgenes påvirkning. En del av dette lermateriale blev således skyllet ut i havet og fjordene og avsatt på nytt. Dette ler blev renere enn ishavsleret. Grus, sand og stener er skilt fra. Da dette ler er utskyllet fra tidligere avsatt lere, kaller man det til dels for utskylningsler. Det omfatter det ler som blev avsatt under landets stigning i sen-glacial tid, og ølt det postglaciale ler.

Utskylningsleret er naturligvis ikke alltid skarpt avgrenset fra ishavsleret; men stort sett skulde det gå an å adskille de to lerslag. Det man har å holde sig til, er at utskylningsleret mangler den skiktede opbygning og det store innhold av grovt materiale som er karakteristisk for ishavsleret. Videre skulde utskylningsleret være langt rikere på muslinger enn ishavsleret, og de arter som forekommer, er for det meste slike som fremdeles lever ved våre kyster. Imidlertid kan begge lerslag være fri for skjell.

Leravsetningene har stor utbredelse i de lavere liggende bygder på Østlandet og i Trøndelag og finnes dessuten i større og mindre mengder langs kysten.

Ved Universitetets mineralogiske institutt og Råstoffkomiteen er der gjennom en årrekke utført omfattende undersøkelser over norske lerarters sammensetning og egenskaper, dels fra mineralogisk-geologisk synspunkt, dels med henblikk på lerenes tekniske egenskaper ved anvendelse i teglverksindustrien, til byggetekniske formål o. lign.

En oversikt over resultatene blev av V. M. Goldschmidt fremlagt på N.J.F.'s 3. kongress i Oslo 1926 (trykt i Beretn. om N.J.F.'s 3. kongress 1926).

Et stort antall totalanalyser av norsk lere er utført. Efter det resultat disse analyser har gitt, kan man adskille forskjellige lertyper. Alle er kaolinfattige; de består av pulverisert mineralmateriale fra fjellgrunnen, hvorfra jordmaterialet skriver sig. Lerens sammensetning er derfor i første rekke avhengig av opprinnelsesbergartens beskaeffenhet. Mengdeforholdet mellem  $Al_2O_3$  og  $MgO$  er således forskjellig:

I 32 lerer fra Trøndelag, Romsdal og Nordland var forholdet	3,66
" 15 " " Sørlandet og Vestlandet	5,77
" 31 " " Østlandet	6,1

$Mg$ -innholdet er altså betydelig større i Trøndelagslerene enn i lerene fra andre strøk i vårt land. Mineralinnhold og farve varierer også efter opprinnelsesmaterialet.

De optredende mineraler i norsk lere kan inndeles i tre grupper, nemlig blødlige, stenglige og kornete. Mengdeforhol-



det mellem disse er av vesentlig betydning for lerens egenskaper.

Bestemmelse av lerens mineralinnhold ved röntgeninterferensmetoden (röntgenanalyse) har støtt på store eksperimentelle vanskeligheter, særlig fordi de nordiske kvartarlerers sammensetning er så komplisert og fordi de viktigste lermineraler som f.eks. glimmer, kloritt og feltspat på grunn av sin lave krystallsymmetri gir relativt svake röntgeninterferensvirkninger, mens kvarts, som optrer i all mineraljord, med sin høie krystallsymmetri dominerer interferensbilledene. Disse vanskeligheter håper man dog å overvinne.

Videre har man studert slemningsanalysen ved å undersøke fallhastighetens avhengighet av den spesifikke vekt, partikkelnes form og vannets temperatur. Der er konstruert et såkalt pelometer for mekanisk analyse.

Undersøkelser over mineralenes fordeling i de forskjellige kornstørrelsesgrupper av lere er utført, dels ad mikroskopisk, dels ad kjemisk vei. Det viser sig at bladlige mineraler, spesielt kloritt og glimmer, er ophøpet i det fineste lermaterialet. Mineralenes anordning i leren er studert i tynnslipte lerpreparater, som er fremstillet ved brenning av leren ved en temperatur av 500 - 550°. Disse undersøkelser viser at glimmerbladene under sedimentasjonen orienteres meget nær innbyrdes parallelt. De bladlige mineraler antas å være bestemmende for lerens fysiske egenskaper, for dens plastisitet, klebrighet og forhold til vann. En lere behøver ikke å inneholde kaolin eller kolloid for å vise typiske leregenskaper. De bladlige mineralers betydning for lerens fysiske egenskaper kan forklares ut fra læren om atomenes ordning i krystalliserte stoffer. Bladlige mineraler med en enkelt god spaltbarhet synes i de fleste tilfelle å være bygget efter et generelt skjema, som kalles skiktgitterstrukturen. Her optrer parallelle lag av positive og negative joner. Den gode spaltbarhet går parallelt med disse joneskikter, således at hver spalteflate utad har et lag lett polariserbare joner av samme fortegn. Disse joner vil derfor utøve en ganske sterk elektrisk feltvirkning utad. Finnes der nu, utenfor de lag hvorfra den elektriske feltvirkning utgår, atomgrupper eller molekyler som har lokaliserte elektriske ladningspar (dipoler), så vil disse atomgrupper eller molekyler orienteres av det elektriske felt. Nettop dette foregår i blandinger av lere og vann. Vannmolekylet er i elektrisk henseende usymmetrisk bygget, det har dipolegenskaper. I det elektriske felt som utgår fra et mineral av skiktgittergruppen, vil vannmolekylene orienteres på en bestemt måte. Dette elektrisk orienterte, polariserte vann fremkaller de leraktige, fysiske egenskaper. Det er derfor av stor betydning at de bladlige mineraler optrer i stor mengde i de finere kornstørrelser.

Mån kan sammenligne en blanding av mineraler og vann med en blanding av små magneter og jernfilspån. De lerdannende mineraler er magnetene, jernfilspånet er vannet.

I henhold til disse forhold kommer Goldschmidt til det resultat at den mest karakteristiske bestanddel av lere, den som er viktigst, den som er til stede i alle naturlige lerarter uansett opprinnelse og sammensetning, det er det polariserte vann.

En rekke petrografiske undersøkelser av norsk lere er også utført ved Universitetets mineralogiske institutt. Arbeidet er utført av amerikaneren Olaf N. Rove, der arbeidet som stipendiat hos V. M. Goldschmidt. Resultatene er offentliggjort som publikasjon nr. 23 fra Statens Råstoffkomite.

Mineralinnholdet i leren blev vesentlig undersøkt ved mi-



kroskopiske bestemmelser av et meget stort antall prøver fra forskjellige deler av landet. Herved har man fått en oversikt over mineralinnholdet i den norske lere:

1. Biotitt i frisk tilstand forekommer i lere i de grovere bestanddeler; med avtagende kornstørrelse blir biotitten klorittisert, og ved kornstørrelse under 0,01 mm. er den ukjennelig.
2. Kwarts optrer mest i de grove kornstørrelser, men er omtrent like hyppig i alle kornstørrelser over 0,01 mm. Under denne avtar kvartsen raskt med avtagende kornstørrelse.
3. Feltspat. Plagioklas optrer i stor mengde, omtrent som kvarts i de grove kornstørrelser, men dominerer i størrelsesgruppen 0,01 - 0,002 mm. Når plagioklasen optrer meget finpulverisert, gjør den kjemiske forvitring sig gjeldende, så friske korn ikke optrer. Kalifeltspat og de albittrike plagioklaser forvitrer i leren til glimmerartede mineraler. Saussurittisering av de basiske plagioklaser kan ikke regnes til den egentlige forvitringsprosess.
4. Muskovitt er en av de viktigste bestanddeler av lere. Mest finnes av dette mineral blandt de fineste bestanddeler, mens det avtar sterkt med stigende kornstørrelse.
5. Epidot-soisittgruppens mineraler er temmelig like. De er omvandlingsprodukter særlig av plagioklas og er meget motstandsdyktige mot videre omvandling. De optrer derfor alltid i leren.
6. Kloritt optrer i alle lere kornstørrelser, men er mest anriket i de fineste fraksjoner og angis å være en viktig bestanddel av norsk lere.
7. Hornblende optrer i leren nogenlunde likt fordelt på alle kornstørrelsesfraksjoner og angis å være temmelig stabil mot kjemisk, men lite motstandsdyktig mot fysisk forvitring.
8. Apatitt er vanskelig å påvise ved mikroskopets hjelp, men må i henhold til de kjemiske analyser forekomme omtrent likt i alle kornstørrelser av lere. Opløseligheten angis å være forskjellig under forskjellige forhold; ved nærværende undersøkelser synes apatitten å være ganske motstandsdyktig mot omdannelse.

Rutil, titenitt, ilmenitt, magnetitt, limonitt, kalk, turmalin, granat, kalkspat og dolomitt er også påvist.

Efter mineralsammensetningen kan de undersøkte lerer deles i 5 grupper, som står i nøie forbindelse med oprinnelsesbergartens beskaffenhet:

1. Østlandslerene fra Akershus, Østfold, Vestfold, Buskerud og Hedmark. Disse inneholder forholdsvis store mengder kalifeltspat i forhold til plagioklas, relativt lite muskovitt og klorittmineraler. Karakteristiske mineraler fra Oslofeltets eruptiver og likeså bruddstykker fra siluren forekommer. Jernet forekommer særlig som  $Fe_2O_3$ .
2. Sørlandslerene omfatter lerer fra Telemark, Aust-Agder og Vest-Agder. Oprinnelsesmateriale skriver sig fra den sydligste del av det centrale Norge. Disse lerer fører meget kalifeltspat og frisk plagioklas. Innholdet av kloritt og andre jernrike mineraler er lite. Utpreget mineralogisk karakter mangler.



3. Vestlænderne har kun materiale fra Vestlandets bergarter. De omfatter lere fra Rogaland, Hordaland og Sogn og Fjordane. Deres innhold av kali er forholdsvis mere bundet i muskovitt (serisitt) enn kalifeltspat, skjönt også denne optrer i betydelig mengde. Dessuten optrer adskillig saussurittisert plagioklas. Fra dette mineral skriver sig det store natriuminnhold. Fra fyllitten skriver sig et stort innhold av kloritt, som gir et overskudd av  $\text{FeO}$  over  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .
4. Trøndelagslerene er opstått av metamorfe sedimentbergarter, tuffer og eruptiver, der inneholder store mengder magnesiarike, basiske mineraler, men forholdsvis lite kalifeltspat. Kaliinnholdet er lite, og det som finnes, er mest bundet i muskovitt og serisitt. Klorittinnholdet er stort og skriver sig fra grønnstener og grønne skifre og dels fra samme bergarter som muskovitten. Kvartsen inneslutter magnetittkorn av 0,001 - 0,002 mm.'s størrelse.
5. Nordlænderer skriver sig fra høikrystallinske bergarter, særlig glimmerskifer-marmorformasjonen, og kaledonske eruptiver. De karakteriseres ved forekomsten av klastisk dolomitt og frisk feltspat. Rutilnåler optrer hyppig.

Lerkornenes form er visstnok varierende, men i det hele lite avrundet. Fraksjonen under 0,002 mm. er noget mere avrundet enn det grovere materiale.

Med hensyn til de forskjellige mineralers forekomst i ulike kornstørrelsesgrupper er man også kommet til interessante resultater:

Kornstørrelse over 0,01 mm. utgjøres vesentlig av kvarts og feltspat tilblandet litt hornblende, muskovitt, biotitt, epidot, kloritt etc.

Fraksjonen 0,1 - 0,05 mm. er vesentlig lik foregående, bare med litt større mengde accessoriske mineraler.

I fraksjonen 0,05 - 0,01 mm. er der økning av muskovitt, mens kvarts og feltspat er gått noget ned.

I fraksjonen 0,01 - 0,002 mm. synker kvartsinnholdet, mens muskovitt øker, likeså øker til dels feltspatmengden.

I fraksjonen under 0,002 mm. er der sterk økning i muskovittinnholdet, så mengden herav kan gå op i 40 - 50 %. Kvarts og feltspat avtar og kan gå ned i 10 - 15 %.

Lerjordens praktisk viktige egenskaper. Lerjordene er fra jordbrukssynspunkt de viktigste av de avleiringer som foran er omtalt. For denne jordartsgruppe har N.J.F.'s komite for nomenklatur foreslått følgende definisjon: "Lerjord er en plastisk jordart, hvis fysikalske egenskaper bestemmes av mineralsubstans av kolloid størrelse." Ellers har definisjonene vært noget forskjellige. Man har f.eks. definert begrepet lere som jord hvis vesentligste bestanddel er slam ( $< 0,01$  mm.) eller jord som inneholder halvparten eller mere av lerpartikler ( $< 0,02$  mm.). Videre har man også betraktet en jord som henger sammen i klumper i tørr tilstand, som lere. Leren utmerker sig ved å være plastisk i fuktig tilstand, så den kan ruller mellem hendene; i tørr tilstand er den hård og stiv. Den kan utslemmes i vann, og en del av de fineste partikler holder sig svevende lange tider, ja en del synker overhodet ikke. Disse overordentlig fine mineraler sier man befinner sig i kolloid tilstand. Disse kolloide partiklers nedre størrelsesgrense antar man er  $0,1\mu = 1\mu\mu$  eller  $0,00001$  mm. Den øvre er  $0,003\mu$  eller  $0,00003$  mm.



De kolloide partikler er det som er bestemmende for en hel del av lerens mest karakteristiske egenskaper. Lerens plastisitet er således helt og holdent avhengig av kolloidinnholdet. Ved plastisitet forstås lerens evne til opblandet med vann å la sig forme til en masse, som ved tørkning undergår volumminskning (krympning), uten at formen derved tapes. På denne egenskap beror da også det forhold at lerene sprekker op ved uttørkning. Som regel vil sprekke-dannelsen være større jo mere finkornet og kolloidrik leren er.

Ved uttørkningen blir lerene hårde og fester, hvilket likesledes beror på kolloidene og de øvrige fine partikler. Lerene optar meget vann; men det skjer langsomt, likesom også bevegelsen av vannet foregår langsomt. I tørre perioder kan de derfor ofte li av tørke. Vannet tilføres ikke hurtig nok, likesom også sprekke-dannelsen forstyrrer røttene og minsker deres evne til å opta vannet.

Da leren i almindelighet er rik på vann og leder dette høit, blir fordunstningen stor, varmekapasiteten likeså, og følgen er at leren blir en kald jordart, kaldere enn andre jordarter under tilsvarende forhold.

Lerens tetthet og store vanninnhold gjør at luftinnholdet blir lite, så planterøttenes ånding lett hemmes. Av samme grunn omdannes de organiske rester langsomt. Lerjordene er derfor gjerne rikere på organisk materiale enn sandjordene, som har rikere lufttilgang.

En annen overordentlig viktig egenskap ved lerjorden er dens store absorpsjonsevne (se foran). Også denne er knyttet til de kolloide partikler, til hvis overflate næringsstoffene fastholdes. Dels på grunn herav og dels på grunn av den mineralogiske sammensetning er lerene langt rikere på plantenæring enn de mere grovkornete jordslag. Angående lerens kjemiske forhold har forskjellige opfatninger gjort sig gjeldende. Undersøkelser fra sydligere strøk, hvor den kjemiske forvitring er intens, viste at lerene her for en vesentlig del bestod av kaolin. Disse resultater blev straks overført også på den nordiske lere. Imidlertid viste undersøkelser av Atterberg og Widman at den svenske lere inneholdt store mengder av glimmer og feltspat, og den herskende opfatning blev da efter hvert at de nordiske lerer bestod av opsmuldet bergartsmateriale, som var lite påvirket av kjemisk forvitring, men med anrikning av lettforvitterlige, lett knusbare mineraler. Våre kvartære lerer skulde da på det vis være en motsetning til lerer utenfor det store nedslagsområde, hvor lerene hovedsakelig består av kjemiske forvitningsprodukter opkommet gjennom atmosfærisk forvitring og siden omlagret i vann eller i enkelte tilfelle er dannet på stedet.

I de senere år har Tamms undersøkelser bragt nytt lys over de nordiske lerjorders kjemiske egenskaper. Han har sammenlignet lerens totale innhold av forskjellige stoffer med innholdet av den bergart hvorev leren er opstått. Denne sammenligning har vist at det er vesentlige forskjelligheter mellem oprinnelsesmaterialets og den derav dannede leres sammensetning. Viktigst er det store overskudd på aluminium i leren. En sådan anrikning viser både de svenske og finske lerjorder.

Det er også foretatt sammenligning mellem en lerjord opstått av lerskifer med lerskiferens sammensetning. Det viser sig da at også disse siluriske lerer har den samme kjemiske konstitusjon som lerer av grunnfjellsbergarter. Aluminiumoverskuddet er 3 - 11 %.

Odén og Reuterskiöld o. s. har analysert forskjellige kornstørrelsesfraksjoner av lere og funnet tydelig avtagen i kisel-syreinnhold og natriuminnhold, men tiltøgende aluminiuminnhold



med avtagande kornstörrelse.

Av disse resultater slutter Tamm at den kjemiske sammensetning mest beror på materialets kornstörrelse, mindre på dets oprinnelse (bergart). Videre at de nordiske lerer har en sammensetning som skarpt adskiller sig fra pulverisert mineralmateriale, de har, som Tamm uttrykker det, lersammensetning i motsetning til de grovere jordarter, som i sammensetning sterkt nærmer sig den bergart hvorav de er dannet. Lersammensetningen utmerker sig da ved overskudd på Al og i det hele ved at de i nogen grad nærmer sig utlandets kaolinlerer og eldre formasjoners lerskifer.

Dette forklares ved at det foregår en meget hurtig kaolinisering av det aller fineste materiale hvor det forekommer. Mellom mekanisk opsmuldret granittmateriale og kvartære lerer av samme bergart er det store ulikheter i sammensetning. Man må derfor ifølge Tamm anta at det foregår hurtige forvitningsprosesser i det fineste materiale i retning av kaolin. Denne omdannelse må ha foregått allerede før lermaterialets avsetning. Hadde omdannelsen funnet sted senere, skulde det ha opstått betydelige mengder av alkalikarbonater, som måtte gjøre sig gjeldende ved analysene.

Grensen for lersammensetning og bergartens sammensetning hos jordartene angis å ligge mellom mjøle og lere. Jord grovere enn mjøle har likeartet sammensetning, mens finere partiklers sammensetning i høi grad beror på kornstörrelsen.

Lerjordenes forvitring og profildannelse. Det er ikke ennå utført særlig inngående og systematiske undersøkelser over jordsmonndannelse i avleiring av lere. Vi har vesentlig kun spredte resultater og iakttagelser å holde oss til.

En av de ting vi med bestemthet vet angående lerjordenes forvitring, er at denne er lengst fremskreden i høi beliggenhet. I de øvre lerterrasser straks nedenfor den marine grense finner man i de aller fleste tilfelle en grålig - gul - hvit, sterkt forvitret lere. Under det grå, gule eller hvite skikt treffes ikke sjelden en rustflekkt horisont, som ofte kan strekke sig dypt nedover, dog med avtagende innhold av rustflekker nedover. Når man kommer dypt nok, treffes helt uforvitret grålig eller blålig lere.

At forvitringen er lengst fremskreden i høi beliggenhet, henger antagelig for det første sammen med at det er disse øverste avleiringer som lengst har vært utsatt for forvitringen. Dessuten inneholder disse avleiringer mere sand og grus enn annen lere, og forvitringen vil da ha lettere for å gjøre sig gjeldende, bl.a. fordi vannet lettere slipper igjennem. I høi beliggenhet står grunnvannet dypt og formår ikke å konservere jorden slik som ofte er tilfelle i forsenkninger og lavtliggende områder.

Med hensyn til kjemisk sammensetning utmerker disse høitliggende, sterkt forvitrede lerjorder sig ved i de øvre skikter å være temmelig fattige på kali og kalk. Disse stoffer er dels utvasket, dels kan vel også det lave innhold av dem skrive sig fra lerens rikdom på sand og grus.

Kalknings- og gjødslingsforsøkene på sterkt forvitret lere bekrefter det samme som de kjemiske analyser. Således har alle kalkningsforsøk på denne slags lerjord gitt utmerket kalkvirkning både på Östlandet, Sörlandet og i Trøndelag. Også gjødslingsforsøkene viser at den forvitrede lere er sterkt gjødselkrevende, særlig er tilførsel av N og kali nødvendig.

Med hensyn til de fysikølske forhold viser den høitliggende, sterkt forvitrede lere også spesielle egenskaper.



Som allerede nevnt er innholdet av grus- og sandpartikler betydelig, ofte går det op i 50 % av den hele prøve. Dette gjør at denne lere blir forholdsvis skjør. En egenskap som forvitringen ytterligere fremmer. Ofte er nemlig de fine lerpartikler ved forvitringen kittet sammen i klumper, dels av jernhydroksyd, dels har gelene undergått en herdningsprosess ved atmosfærelienes påvirkning.

Undersöker man denne lerjords konsistensegenskaper, viser det sig at f.eks. flytegrensen (se jordens konsistens) nås ved et lite vanninnhold. Utrullingsgrensen ligger også lavt, og avstanden mellom disse grenser - plastisitetstallet - er lite. Det ligger oftest mellom 1 - 7 og tilhører efter Atterberg de minst plastiske lerjorder. Fasthetstallet er også lite.

I det hele skulde derfor disse jordarter til lere å være være nogenlunde gunstige å bearbeide. Imidlertid vil muldinnholdet her ha ædskillig å si. Er muldinnholdet lite, er jorden straks ugunstigere enn om den inneholder mere muld.

Motsetningen til den foran omtalte, sterkt forvitrede lere finner man i forsenkninger og lave lerterrasser langs elver og sjøer. I det hele på steder med høi grunnvannstand. Her finner man profiler med en muldrik matjord og umiddelbart derunder blålig lere, bare med noen rustflekker hist og her i det øverste skikt langs rotkanaler. Mineraljorden under matjorden er altså her praktisk talt uforvitret.

Denne blålige, uforvitrede lere pleier å være meget plastisk og tett. Men når den allikevel er rimelig i sine krav til bearbeidning, skyldes det at matjorden som regel er muldrik og dyp.

Såvel denne blålige lere som annen lite forvitret og utvasket lere har vist sig å være temmelig næringsrik. Den er på langt nær så gjødselkrevende og kalktrengende som den sterkt forvitrede. Kalkningsforsøkene viser således at uforvitret lere i mange tilfelle ikke har gitt videre utslag for kalkning. De kjemiske analyser viser da også at kalkinnholdet i regelen er temmelig stort - ikke sjelden henimot 0,5 % oppløst i 10 % HCl. Også kaliinnholdet ligger oftest ganske høit.

Mellom disse to yttergrenser - den sterkt forvitrede og den praktisk talt uforvitrede lere - er det da alle mulige overgangsformer. Disse optrer vesentlig i skråninger, terrasser og bakker mellom de øvre lerterrasser og de lavest liggende flater og forsenkninger. Det almindeligste profil her er gleiprofilet eller grunnvannsprofilet, hvor man har en tykke eller tynnere rustflekket horisont under matjorden. Disse rustflekker antas å skrive sig fra grunnvannet. I dette er lavt oksyderte jernforbindelser oppløst. Når grunnvannet efter tørre perioder stiger opover i jordlagene, følger det fortrinsvis rotkanaler og sprekker. Her blir jernet utsatt for luftens innvirkning, oksyderes og utfelles som rust. Forekomsten av grunnvannsprofilet betinges av at grunnvannet står i en midlere dybde. Det må ikke stå så dypt at vannet ikke kan heves mot overflaten kapillært, og det må heller ikke konstant stå helt oppe i overflaten, ellers hindres forvitring og oksydasjon helt og holdent.

De fysikalske forhold i et grunnvannsprofil utmerker sig ved at plastisitet (i fuktig tilstand) og hårdhet (i tørr tilstand) tiltar nedover i profilet. Gelene har i de øvre skikter herdnet og klumpet sig sammen, likesom også en del finmateriale er kittet sammen i korn av jernforbindelser. Hvor man har hatt en oprinnelig ensartet avleiring, kan man sikkerlig gå ut fra at forvitringen har medført en forandring, slik at mengden av finmateriale tiltar noget nedover. Dette kan dels skyldes de nevnte sammenkitninger og herdning av gelene, dels kan-



skje også i de nedbørrike strøk nedvaskning av finmateriale.

Med hensyn til kjemiske forhold er det brøgt på det rene at når man bestemmer næringsstoffene oppløst i 10 % HCl, öker mengden noget nedover. Dette antas å henge sammen med at herdningen av gelene gjør opplöseligheten i overflaten mindre enn lengere nedé, hvor herdningen har gjort sig mindre gjeldende. Jern er anriket i den rustflekkede horisont.

Næringsinnholdet synes ellers å representere midlere mengder. Også forvitringen må antas å ha vært av en midlere styrke. Grunnmassen mellem rustflekkeene kan være lys grålig til grå og gråblå. De lyse farver betegner den sterkeste forvitring; men først når rustflekkeene i det överste skikt er forsvunnet, får vi den sterke forvitring, karakteristisk for de höiest liggende leravleiringer.

Spesielle lerjordtyper. I vårt land er vi ikke kommet langt med undersøkelser av jordsmonnet. Det er vesentlig kun spredte undersøkelser som er foretatt.

I sitt arbeide: Om glacialformasjonen i den sydlige del av Kristiania stift skiller Th. Kjerulf mellem tre slags ler, nemlig: tegller eller sandler, muslingler og mergeller.

Mergelleret var gjerne blålig med tydelig lagning og inneholdt sedvanlig omkring 2 % CaCO<sub>3</sub>. I mergelleret optrådte ofte runde eller avlange knoller eller kuler - mergelboller eller marleiker. Kjerulf antok oprinnelig disse for avdreiede siluriske bergarter.

I mergelleret fant man kun sjelden muslinger, og de som fantes, tilhørte arktiske former, leret var altså avsatt i en kold periode.

Muslingleret var blågrått av farve og mindre tyntflytende enn mergelleret. Det lå over mergelleret i lavere strøk, men gikk ikke så höit som dette.

Teglleret var snart blått, snart brunt, undertiden med begge farver i klumper og striper om hinannen. Det forekom i de lavere egne. Det var gjerne sandholdig og kalkfattig, og man antok at det var avsatt i ferskvann. Derfor skulde det da også være identisk med innlandsleret, som fantes ovenfor den marine grense og altså var avsatt i ferskvann.

Denne Kjerulfs inndeling av leret var nærmest av geologisk natur. Senere er det da innen lerjordgruppen beskrevet nogen få spesielle typer. En av de lertyper som først blev beskrevet, er den såkalte:

Knoppelere, som er beskrevet av Monrad Rom i 1911. Knoppeleren forekommer almindelig på Sörlandet, særlig i de höiere liggende lerterrasser. Farven er grålig til brunlig, og materialet smuldrer op i små skarpkantede knopper. Derav navnet. Ofte finnes konkresjoner sammenkittet av jernforbindelser.

Knoppeleren er en forvittringsform av havler. Den er skjör til lerjord å være. Men har ord for å være en mindre god kulturjord. Den er nemlig utvasket og næringsfattig. Den er derfor både kalktrengende og utpreget gjödselkrevende.

På dybden avlöses knoppeleren av blålig lere, som er næringsrikere. I forsenkninger og mere lavtliggende områder er forvitringen hemmet, og man finner grålig til blålige lertyper, som er lite omdannet ved forvitringen.

Lignende sterkt forvitrede, mindre fruktbare lertyper har gått under navn av skurveler, kvitler, gråler og erteler.



Sammenligner man disse forvittringsformer av lere med den underliggende, uforvitrede leravleiring, finner man en betydelig forskjell:

I fysisk retning er det foregått omdannelser, slik at kolloidene delvis er herdnet og sammenkittet i småklumper, og det øverste skikt av leren viser sig av denne og muligens av andre grunner betydelig skjørere enn den oprinnelig var. Dens plastisitetstall er betydelig mindre, d.v.s. at den er plastisk over et mindre vanninnholdsområde. Til gjengjeld synes den fortære å gå over i klissen, blöt tilstand ved regn. I det hele må man dog anta at de fysiske forhold er bedret ved forvitringen. Jorden er blitt bedre å bearbeide og har også i naturlig tilstand en mere åpen og lös struktur.

I kjemisk retning utmerker disse forvitrede lerjordtyper sig ved å være temmelig utvasket for lettopplöselig næring. Et par analyser vil illustrere dette.

	N	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	Cl opl. CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Glöde- tap
Gulbrunt ler	0,054	0,151	0,350	0,612	0,239	6,32	3,76
Blåler	0,096	0,186	0,335	0,756	0,347	4,87	2,45

Det er ikke alltid godt å bestemme med sikkerhet de forskjellige forvittringsformer av ler. Det finnes naturligvis ingen skarpe grenser, men jevne overganger fra den helt uforvitrede lere til de meget sterkt omdannede.

En begynnende omdannelse representerer stolpeleret. På grunn av skrumpning som følge av vanntap ved fordamningen opstår det loddrette sprekker, som viser sig i skjæringer i liten dybde fra overflaten. Navnet skriver sig fra de vertikale søiler. Nærmere overflaten blir sprekkeannelsen og omdannelsen i det hele mere intens, og vi får de foran nevnte skurveler, kvitler o.s.v. Under stolpeleren optrer ofte blålums, hvorved man forstår det blå, deigartede, seige ler fra dypere liggende lerlag.

Rustler eller pipler er beskrevet fra nordre Vestfold av J. Hundseid 1911 (jordb.skr. nr. 4, s. 21). Navnet rustler skriver sig fra rustfarven, pipler fra at denne rustfarve danner "pipler" gjennom leret. De to navn betegner altså for såvidt det samme, for ved nærmere eftersyn viser rustfarven sig å opetre i striper, rør og flekker.

Rustler optrer ifølge Hundseid særlig hvor jorden er vannsyk, men kan også forekomme hvor den er bedre avgröftet. "Det er beliggenheten og vanntilførselen som skaper rustleret", sier Hundseid. "Utsiget av vann er gjerne størst i erosjonsdaler og i bakkeskråninger, og her finner man hyppigst rustleret." Hundseid oppfatter, uten på forhånd å kjenne til gleiprofilene, rustflekkenes dannelse nogenlunde riktig, idet han går ut fra at de ved oksydasjon er utfelt fra jordvannet.

Rustleren angis å ha ord for å være en dårligere kulturjord enn det rustfrie, mere blålige ler. Men rustleret som annet ler er for övrig som kulturjord sterkt avhengig av beliggenhet og muldinnhold. De svake sydskråninger danner den heldigste beliggenhet. Og et rikelig muldinnhold er særlig nødvendig for at de fysiske forhold skal bli gode. Muldfattig lerjord er alltid meget ubekvem å ha med å gjøre.

Denne beskrivelse av rustleret er den første beskrivelse av grunnvannsprofilet eller gleiprofilet i vårt land. Av de iakttagelser som senere er gjort, synes det å fremgå at det nettop er denne forvitringstype som er den dominerende innen våre lerjordströk.



Foruten Hundseids pipler eller rustler fra Vestfold har det også vært tale om en annen form av pipler, som skulde op-tre i Borge, Onsøy, Skjeberg og Tune i Østfold. Det er et tem-melig stivt ler, som utmerker sig ved at det "piper" op ved frost. Det hever sig i 10 - 20 cm. høie kjegler, som er hule innvendig.

En annen lerjordtype i Onsøy er det såkalte murler. Det er en grus- og sandholdig lerjord, som utmerker sig ved å bli stenhård i tørr tilstand. I fuktig tilstand har det derimot lett for å gli ut. I begge tilfelle er det vanskelig å ha med å gjøre. Ved rikelig gjødsling skal det bli en bra akerjord, hvorimot det egner sig mindre til eng. Kløver går fort ut, hvein innvandrer i stedet.

Mjölleren i Höländ. I Höländ forekommer det en lerjord som kalles mjöllere, fordi den i tørr tilstand er mellignende og skjör. Det gjelder bare de övre skikter.

Møtjordlaget i mjölleren er lysegrått og muldfattig. Un-der møtjordlaget er det et lyst avbleket skikt, som går over i et ensfarvet, brunlig lag og videre over i blålig undergrunn.

Mjölleren blir lett klissen og henger ved redskapene. Med hensyn til fysiske og kjemiske egenskaper står den nær leren i de övre lerterrasser. Jorden er sterkt utvasket og forvitret. Mengden av næringsstoffer og finpartikler tiltar nedover i profilet. Stivhet, plastisitet og hardhet tiltar også nedover mot uforvitret undergrunn. Mjölleren er altså en sterkt for-vitret lertype, som også almindeligst forekommer i de övre lerterrasser. Den skiller sig fra de övrige forvitrede lerty-per ved det ensfarvede, brunlige skikt under blekjordskiktet. Den brune farve skriver sig sannsynligvis fra jernforbindel-ser som er utvasket fra de övre skikter.

Som kulturjord har mjölleren vært dårlig ansett. Den er i stor utstrekning utlagt til beite, og når den blir overlatt til sig selv, gir den liten avkastning. Også når den dyrkes, gir den ofte dårlig utbytte. Den har ord på sig for å tåle tör-ke dårlig, og gjødselvirkningen varer ikke lenge.

Tar man hensyn til mjöllerenes spesielle egenskaper, kan den dog bli en bra kulturjord. Den må gjødsles rikelig og of-te, og fremfor alt må den kalkes. Den må ikke ligge lange ti-der overlatt til sig selv. Strukturen blir da lett ugunstig, av den grunn passer den dårlig til beite. Den må helst arbei-des med forholdsvis korte mellomrum. Som skogbunnsjord er mjölleren ganske bra. Grønnen vokser frodig på mjöllere, når den ikke er vannsyk.

Brunlere. I Höländ forekommer det også en lerjord med jevnt brunt anrikningsskikt. Den kalles brunler.

Profilet i brunleren viser överst et muldrikt møtjordlag, derunder et brunt skikt, som går over i blålig undergrunn.

Brunleren er en tett, stiv lerjord, som i fuktig tilstand blir såpeaktig, klebende og er da umulig å arbeide. Det er bare innen et meget snevert vanninnhold at brunleren smuldrer. Ligger den utsatt for frost, smuldrer den brune masse lett til et fint pulver.

Brunleren har ord for å være en god kulturjord. Den er mindre gjødselkrevende enn mjölleren, men er vanskelig å arbeide.

Svartlere eller beklere er også en lertype som finnes i Höländ. Den forekommer i forsenkninger og dældrag dekket av et tykt muldjordlag. Profilet viser et muldjordlag på 30 - 50 cm. (eller myrlag), derunder et svart anrikningsskikt og



blålumt. Det svarte anrikningsskikt må skyldes utfelning av humusstoffer. Det mørke skikt er tett og lite gjennomtrengelig for vann og planterøtter. Svartleren er en god kulturjord, som krever lite gjødsel. Den egner sig spesielt for engvekster, grønnsaker og rotvekster. Den lirk sjelden av tørke, men er noget rå og kald, så modningen av kornet ofte blir sen.

## 6. Mojord, sand- og grusjord.

En stor del av våre sand- og grusjorder er transportert av elver og bekker og avsatt i disse eller ved vannløpenes munning i innsjøer eller havet. Rinnende vann har alltid større eller mindre evne til å føre med sig jordmateriale. Transportevnen øker med vannets mengde og spesielt med strømhastigheten. Er fallet stort og strømmen stri, rives det med svære mengder av jord. Når strømmen blir svakere, avsettes en del av dette på elvebunnen. Det dannes en dalfylling. Ved mindre vannføring vil elven grave sig ned i denne. Og dalfyllingene blir stående igjen som terrasser på sidene. Opfylling og utgravning kan foregå mange ganger, og det utvikles da en rekke terrassetrin.

Ved elvenes utløp i innsjøer eller havet avsettes deltadannelser. En sådan deltadannelse kalles en öir. Materialet i öirene kan være av høist forskjellig kornstørrelse alt efter strömstyrken ved elveosen. Men felles for alle öirdannelser er at kornstørrelsen avtar utover fra elveutløpet.

Når tilgangen på vann blir mindre, kommer öirdannelsen på det tørre, elven vil begynne å grave, og det utvikles da terrasser i öiren. På Vestlandet har man en rekke slike terrasser i dalsidene. Det överste av disse er restene av det gamle breelvdelta, som er bygget op til vannflaten da havet stod høiest. Da landet steg, er disse avleiringer kommet på det tørre. Stigningen var større inne i landet enn ved kysten, elvene har fått sterkt fall og stor evne til å grave. Den överste dalfylling er gravd ut. Dette materiale sammen med annet som elven har ført med sig, er avsatt lenger nede. Avsetning og utgravning har gjentatt sig flere ganger, og derved er de mange trin og avsatser i Vestlandsdalförene opstått.

Ved kysten, hvor bølgene ruller mot land, foregår det også en flytning og ny avleirning av lösmateriale. På steder hvor stranden ikke er for steil, pleier det å samle sig en del materiale i den höide hvortil bølgene i almindelighet rekker. En sådan ophopning av materiale kalles en strandvoll. Höiden er i almindelighet ikke stor, 0,5 - 1 m. over det omgivende terreng, men kan følges ofte lange strekninger (særlig Tapestrandvollen). Strandvoller kan finnes hvor som helst på en passe skrånende strand mellem nuværende havstand og den marine grense.

Lösmaterialet i stranden vil flyttes av bølgene. Det vil foregå en utfylling og utjevning av terrenget. Strandsanden viser ingen regelmessig lagdeling. Lagenes kornstørrelse er mere ensartet enn ved elveavleiringer.

Jordmateriale kan også transporteres av vind. I vårt land har vi ikke meget flyvesand; men den forekommer hist og her langs kysten. Inne i landet er den sjeldnere. Best kjent er flyvesanden ved Röros. Ved vindtransporten vil sandkornene gnisse mot hverandre. I gammel flyvesand er derfor de lösere mineraler opsmuldret, og det er foregått en anrikning på kvarts, som er mer eller mindre avrundet.

Mojordgruppens viktigste egenskaper. Av de forskjellige vann- og vindavleirede jorder, hvis geologiske forhold vi tid-



ligere har behandlet, inntar mojordene en særstilling. Efter norsk opfatning betegner begrepet mojord en jord som er finere enn sand. Man var derved i overensstemmelse med svensken A. G. Höglom, som først foreslo dette jordartsnavn og at det skulde anvendes om jord hvis karakteristiske bestanddel var kornstørrelsen 0,05 - 0,01 mm.

I Sverige har man til dels anvendt navnet mojord om finsand (0,2 - 0,02 mm), mens mojord i Finland er et videre begrep. Det omfatter jordarter som overveiende består av så fint materiale at de enkelte korn ikke kan adskilles med det blotte öie, men som dog er for grove til å være plastiske.

Mojordene er ikke plastiske, og derved skiller de sig fra lerjorden; men de er i fuktig tilstand mere sammenhengende enn sandjorden. I törr tilstand danner de dels et mellignende pulver, dels er de litt sammenhengende, men lette å presse i stykker med fingrene. Efter finhetsgraden har man skilt mellem: Mossand som henfaller til et pulver i törr tilstand, og moler som i törr tilstand er noget sammenhengende.

Det som mest utmerker mojordene, er deres store vannkapasitet og ringe gjennemtregelighet for vann. De går lett over i flytende tilstand og har lett for å sige ut. Derfor kalles mojorden mange steder kvikksand eller kvikklere.

I naturlig tilstand danner mojorden ofte en vannsyk jord og er da ugunstig såvel for skogen som for kulturplanter. Men ved hensiktsmessig behandling, særlig gröftning, for kulturjordenes vedkommende naturligvis også gjödsling, kalkning og bearbeidning, blir det en bra jord, som særlig utmerker sig ved å greie sig godt i tørre år.

Den viktigste og mest kjente mojordtype som hittil er beskrevet fra vårt land, er mjelen på Romerike. Undersökelsen av mjelen er særlig utfört innen kartbladet Nannestad, hvor denne jordart inntar et samlet område av ca. 216 km<sup>2</sup>.

Mjelen danner her det överste lag over de flate moer, hvor den gamle havbunn har fått ligge urört fra den tid den hevet sig over havets nivå.

Mjelen er avsatt i et bredt, grunt, imesluttet havbasseng. Muligens kan den være tilfört av vind og avsatt i vann. Det almindelige er at mjelen danner 0,5 - 1 m. tykke lag over de flate moer. Som oftest er underlaget lere; men nær elvelöpenene finner man også ofte sandlag mellem leren og mjelen.

På grunn av lerens finkornethet er den sterkt vannholdende og lite gjennemtregelig for vann. Dessuten hviler den de fleste steder på lerlag, og det er derfor rimelig at den lett blir rå og kald, ofte vannsyk. Den naturlige vegetasjon vanntrives. Granskogen får et gulaktig, sykkelig utseende, og naturligvis trives heller ikke furuen. Bunnvegetasjonen består av lyng og moser. Röttene er utbredt i overflaten. Det som det först og fremst gjelder om, er å få vekk det skadelige vann.

Som eksempel på den mekaniske sammensetning gjengis analyse av mjele fra Klöfta:

Grovsand	0,9 %
Finsand (0,5 - 0,05)	16,9 "
Stövsand (0,05 - 0,01)	59,0 "
Slam (< 0,01)	23,2 "

Mjelen har som mojord i almindelighet lett for å gli ut og danner derfor dårlig vei- og byggegrunn. Men med hensyn til bearbeidning stiller den sig langt gunstigere enn de stive.



finkornete lerjorder.

En annen karakteristisk egenskap ved mjelen er at den er meget næringsfattig. Dösen har latt utføre følgende analyser av mjele:

	Pröve 1.	Pröve 2.	Pröve 3.
N	0,229	0,047	0,122
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,058	spor	spor
K <sub>2</sub> O	0,031	0,008	0,010
CaO	0,059	0,019	0,008

Analysene viser at mjelen inneholder lite av plantenæring. Det er også en erfaring man har gjort ved bruk av mjelen som kulturjord og ved de gjødslingsforsøk som er utført på den. Rikelig gjødsling og kalkning er absolutt nødvendig.

Når mjelen avgrøftes, blir den straks bedre skikket for den naturlige vegetasjon, og når den skal opdyrkes, er naturligvis også avgrøftningen det første som må utføres. Blir den så ordentlig arbeidet, gjødslet og kalket, gir den gode avlinger og er meget årssikker, fordi den tåler tørken godt. Lerkjøring av mjelen er fra gammel tid benyttet på Romerike, og med godt resultat. Med leren som tas fra dypere lag, tilføres næringsstoffer, likeså kolloider, hvorved absorpsjonsevnen økes.

(Litteratur: K. O. Björlykke: Jordbunnen på Romerike, jordb. beskr. nr. 14.)

En annen mojordtype er kvabben. Den forekommer innen den lyse sparagmitts område i Österdalen og tilgrensende trakter. Den er å betrakte som et opsmuldringsprodukt av sparagmitten og består vesentlig av fine kvartskorn og noget feltspat. Den er fattig på lerpartikler. En analyse av kvabb viste 3,6 % meget fin sand, 79,2 % støvsand og 17,2 % slam. Kvabben optrer for övrig i to former, nemlig som gruskvabb, som er en morenejord, og finkvabb eller blåkvabb, som er avleiret i vann. Kvabben er mest bekjent for at den så lett går over i flytende tilstand og siger ut. Særlig har utglidninger lett for å finne sted om våren i teleløsningen. Kvabben er altså en meget dårlig byggegrunn og skaffer adskillig vanskeligheter ved veianlegg.

Som kulturjord har den heller ikke hatt noget godt ord på sig; men ved riktig behandling vil den nok på samme vis som mjelen bli brukbar. I det hele har den jo meget til felles med denne jordart.

Lignende jordtyper finnes også i andre strøk av landet. I Hallingdal forekommer det en mojord, som går under navn av kvitkvabb (Flå). En analyse av den viste innhold av 69 % finsand (0,02 - 0,2 mm.). Av denne kvitkvabb er det også utført en kjemisk analyse, som viser følgende resultat (undergr.):

Glødetap	0,91 %
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,308 "
K <sub>2</sub> O	0,099 "
CaO	0,458 "
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96 "

Denne jord er altså rik på fosforsyre og kalk, men forholdsvis fattig på kali.

En lignende mojordtype er koppjorden i Solör. Den optrer i de eldste, høiere liggende terrasser som et 0,5 - 1 m. tykt dekke over mektige sandlag. Koppjorden er sannsynligvis op-



stått ved avsetning i stillestående eller svakt strømmende vann. Der hvor koppjorden danner gressmark, har den lett for å fryse op, så den får en bulet eller koppet overflate. Derav har den fått sitt navn.

Ellers har koppjorden meget til felles med kvabben og de øvrige mojord. Den er sannsynligvis næringsfattig og krever rikelig gjødsling for å gi tilfredsstillende utbytte.

Kjemiske analyser av koppjord.

	Mellen, Grue.		Arneberg, Hoff.	
	Matjord	Undergr.	Matjord	Undergr.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,080	0,064	0,097	0,077
K <sub>2</sub> O	0,034	0,030	0,028	0,024
CaO	0,380	0,298	0,323	0,250
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,23	3,12	2,27	1,28

Den såkalte kleimjord optrer i de lavere liggende terrasser i Solør og er opstått ved bunnfelning av fine partikler under Glommas oversvømmelse om våren. Det er også en mojord av lignende beskaffenhet som de foregående; men den inneholder røtter og stengler av vegetasjonen på den oversvømmede mark, hvor den er utfelt. Denne jordart forekommer også andre steder, som er utsatt for oversvømmelse, f.eks. på Selsmyrene i Gudbrandsdalen.

Analyse av kleimjord.

Stensrud i Grue.

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,078
K <sub>2</sub> O	0,024
CaO	0,328

Mojord av lignende beskaffenhet som de i det foregående nevnte forekommer adskillige steder i vårt land, særlig har de stor utbredelse innen de øvre deler av Gudbrandsdalen og Østerdalen i form av bresjøavleiringer. Mange steder er bresjøavleiringene dog mere grovkornet og må henføres til mosand eller sandjord.

Også i Numedal, Ådal og Hallingdal forekommer flere steder mojord av varierende beskaffenhet. På Vestlandet forekommer flere steder mojord, ofte under navn av evjejord.

Sand- og grusjordens egenskaper. Grusjord har her i landet vært anvendt som betegnelse for jord som overveiende består av grus (20 - 2 mm.). Hertil hører da dels utvaskede grusjorder, som glacial grus, elvegrus, strandgrus og ikke utvaskede grusjorder der er representert av morenegrus.

N.J.F.'s komite for nomenklatur i jordbunns læren har foreslått en lignende definisjon av grusjord, nemlig: "Grusjord er overveiende av grus bestående jordarter, som har en meget stor gjennomtrengelighet og ubetydelig kapillaritet."

Grusjorden består for en stor del av bergartsbruddstykker. I sandjorden er kornstørrelsen 0,2 - 2,0 mm. overveiende, d.v.s. optrer i større mengder enn nogen av de andre. Efter innholdet av andre kornstørrelsesgrupper kan den deles videre op, f.eks. i:

- Sterkt grusholdig sand (25 - 50 % grus).
- Svakt " " (1 - 25 % grus).
- Jernblandet sand og grus (50 % sand og 50 % grus) o.s.v.

Sandjordens består mest av kvartskorn, men inneholder også



i regelen en del korn av andre mineraler som feltspat, hornblende og glimmer.

I sine fysiske egenskaper nærmer de grove grus- og sandjorder sig stenjordene, mens de finkornete nærmer sig mojordene. For all sand- og grusjord gjelder det at sammenhengskraften er liten, og de er derfor lette å bearbeide næsten ved et hvilket som helst vanninnhold.

Den vannholdende evne og kapillariteten er sterkt avhengig av kornstørrelsen. Ren grus har næsten ingen vannholdende evne og er derfor uskikket til kulturjord. Grov sand har også liten evne til å oppta vann og lir derfor lett av tørke, mens den fine og meget fine sand har en tilstrekkelig vannholdende evne og en utmerket kapillær ledningsevne, så den er meget motstandsdyktig mot tørke. Ellers beror vannforholdene i grus- og sandjorden i høi grad på jordens beliggenhet og dybden samt muldinneholdet. Hvis sand- og grusjorden ligger lavt i forhold til omgivelsene, vil gjerne grunnvannet bli stående høit, og da kan selv de grovkornete grusjorder greie sig med vann. Hviler de i forholdsvis tynne lag på lere eller annet tett materiale, kan også fuktighetsforholdene for den grovkornete jord være tilfredsstillende. Likesom også et rikelig muldinnehold virker i denne retning. Oftest vil imidlertid grus- og sandjorden være muldfattig, fordi de organiske rester her omdannes raskt. I forsøkninger og lavtliggende områder ophopes det organiske materiale mere.

Videre er det karakteristisk for grus- og sandjorden at dens kjemiske sammensetning nærmer sig sterkt oprinnelsesmaterialeets. Sand og grus opstått av granitt og gneis viser ifølge Terns undersøkelser et kiselsyreinnhold av 75 - 80 %. Heri skiller disse jordarter i de nordiske land sig fra Mellemeuropas, som viser et betydelig større kiselsyreinnhold, nemlig 90 - 95 %. De nordiske sand- og grusjorder er altså betydelig rikere på verdifulle, næringsførende mineraler enn de sydligere.

Sammenlignet med de finkornete jordslag er sand og grus næringsfattige, og hvis man undersøker innholdet av lettopløselig næring, f.eks. den som oppløses i 10 % HCl, viser det sig almindelig at mengden avtar med tiltagende kornstørrelse. Til dette lave innhold av lettopløselig næring bidrar også det forhold at sandjordene har dårlig absorpsjonsevne. Næringsstoffer, som frigjøres ved forvitringen eller tilføres, vil derfor lett vaskes ut.

I sammenheng med at sand- og grusjordene inneholder lite næring og har dårlig absorpsjonsevne, må de gjødsles hyppig, men forholdsvis lite om gangen. Naturlig gjødsel er å foretrekke. Kalkning er ofte nødvendig. De grovkornete sand- og grusjorder egner sig best som akkerjord og til tørkesterke vekster som rug og poteter. De finkornete sandjorder egner sig ved riktig gjødsling og behandling for alle de almindelige kulturvekster.

Profildannelsen. De grovkornete grus- og sandjorder har lett for å utvaskes, slik at det opstår podsolprofiler. På de flate elveterasser som består av grovkornet materiale, finner man ofte en overordentlig sterk podsolering. I Österdalen i en Cladonia og Calluna furuskog er det iaktatt kvitmjeledannelser på 50 cm.'s tykkelse. På slike steder forekommer ikke sjelden surhelledannelser.

På de mere finkornete sandjorder er podsoleringen mindre fremskreden, og kvitmjele kan ofte mangle der hvor vegetasjonen ikke er råhumusdannende. Anrikningsskiktet har en gulgrå til brunlig farve. På lavtliggende områder optrer undertiden en gleihorisont.



Innen de nedbørfattige strøk av landet med nedbør omkring 500 mm. eller mindre synes det å være et karakteristisk trekk for de noget lavere liggende sandjordstrøk at det har foregått en ophopning av lettopløselig plantenæring i overflaten. Dette henger sammen med den finkornete sands gode kapillære ledningsevne og den høie grunnvannstand. Fordunstningen fra jordoverflaten er derved blitt stor, og utkrystallisasjon av salter i overflaten har inntrådt i tørre perioder.

Som eksempel angis nedenstående analyser:

<u>Hallingdal.</u>					
	Nesbyen.		Børtnes.		
	Matjord	Undergr.	Matjord	Undergr.	
Glødetap	5,54 %	1,60 %	6,68 %	5,17 %	
N	0,197 "	- "	0,167 "	- "	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,243 "	0,132 "	0,186 "	0,124 "	
K <sub>2</sub> O	0,152 "	0,111 "	0,068 "	0,036 "	
CaO	0,508 "	0,271 "	0,446 "	0,271 "	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,21 "	2,79 "	2,96 "	3,38 "	

<u>Østerdalen.</u>					
	Rolstad, Grue.		Borg, Hoff.		
	Matjord	Undergr.	Matjord	Undergr.	
Glødetap	4,71 %	1,62 %	6,13 %	2,29 %	
N	0,202 "	- "	0,207 "	- "	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,085 "	0,092 "	0,184 "	0,34 "	
K <sub>2</sub> O	0,024 "	0,013 "	0,048 "	0,029 "	
CaO	0,343 "	0,233 "	0,446 "	0,171 "	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83 "	1,98 "	2,79 "	3,05 "	

Sandjordtyper som er beskrevet. Det er ikke mange sandjordtyper som er beskrevet fra vårt land.

For Gudbrandsdalens vedkommende er sandavsetningene beskrevet av Ingebr. Five: Ellevollene i Gudbrandsdalen.

I Gudbrandsdalen optrer elveavleiringene i stor mengde og danner lave fløter, der går under navn av ellevoller, og jorden kalles volljord.

Five har ved sin beskrivelse av disse elveavsetninger utskilt høglandt volljord, som ligger så høit at den ikke oversvømmes undtagen ved usædvanlig sterk flom. Den er heller grovkornet (43 % 0,5 - 1,0 mm.).

Typisk volljord er de elveavsetninger som normalt er utsatt for oversvømmelse fra elven. Denne jord er altså temmelig lavtliggende. Grunnvannet står her alltid forholdsvis høit.

Lågvoll som ligger så lavt at elveregulering og senkning måtte til om den skulde kunne dyrkes.

Høideforskjellen mellem disse siste og høglandt volljord varierer ifølge Five fra 3 - 6 m.

Den typiske volljord er betydelig mere finkornet enn den høiere liggende, mens lågvollen er ennu slamrikere (37 - 42 % slam henholdsvis). Disse slamrike volljordtyper er tette og lite gjennemtregelige for vann, men har stor vannkapasitet. Kolde og frostneme. De har en bra kapillær ledningsevne.

I kjemisk henseende utmerker alle undersøkte prøver sig ved å ha det største næringsinnhold i matjordskiktet. En slik anrikning i overflaten er meget rimelig på grunn av det lave ned-



börstall og grunnvannets høie stilling. Imidlertid må det bemerkes at de foreliggende analyser ikke nettop fastslår noget med hensyn til næringsstoffenes fordeling i de forskjellige skikter; men de tyder hen på at forholdene er som ovenfor nevnt.

I Fives nevnte arbeide om volljorden behandles volljordens skikkethet for ulike vekster, gjødsling, bearbeidning etc. De som får med volljord å gjøre, og det blir antagelig mange, for lignende lavlendte elvesvsetninger optrer mange steder, henvises til Fives bok. Jordb.beskr. nr. 17.

Langs Glommas dalføre forekommer dels sandjord dels mojord. Sandjorden i Solördsalføret er beskrevet av K. K. Sortdal (Jordb.beskr. nr. 20), og det fremgår av hans beskrivelse at man her har store vidder med finkornet sand, som har meget gunstige fysiske egenskaper. Særlig holder den bra på vann og leder dette utmerket på kapillær vis. Solørsanden er kalfattig, men inneholder bra mengder av kalk. Den danner i det hele en bra jord såvel til kulturplanter som til skog, når den stelles rasjonelt.

Også i de øvrige deler av landet optrer sandjorden i store mengder. Således er flere sandjordtyper beskrevet fra Buskerud fylke. I de sydøstlige, lavere liggende bygder hviler sandavleiringene på lere. Store sammenhengende sandfelter finner man innen disse trakter i de sydvestre deler av Hurum, Nedre Lier, Sandsver, langs Drammenselven ved Mjøndalen og Hokksund samt i traktene sønnenfor Randsfjorden, Spirillen og Krøderen. Ellers er sanden næsten overalt almindelig langs elveløpene samt ved overgangen til moreneterrenget.

I de ytre deler av Hallingdal og Numedal og i de øvrige dalstrøk utenfor lerterrenget er elvesand omtrent enerådende i dalbunnen. Særlig har sandterrassene stor utbredelse i Flesberg og Svene i Numedal samt i Flå og Nes i Hallingdal, videre nordenfor og sønnenfor Spirillen i Adalen samt mellem Soneren og Solevatn i Simoas dalføre.

Buskerudsanden optrer i alle mulige variasjoner fra grov til grusaktig på den ene side til mojordlignende på den annen.

Av lokale navn som anvendes, kan nevnes rausand. Dette navn brukes almindelig om de forholdsvis grovkornete sandjorder, der utmerker sig ved et sterkt brunlig anrikningsskikt. Mogjord brukes i Numedal for å betegne terrassejorden i dalbunnen.

Også fra en rekke andre steder i vårt land er sandjord beskrevet. Overalt viser sanden sig noget næringsfattig; men er den finkornet eller hvis den optrer i tynde lag over tettere materiale eller i lav beliggenhet, blir den ved gjødsling en fruktbar jord, som er lett å bryte og bruke.

#### 7. Myrenes skikkethet for utnyttelse i planteproduksjonens tjeneste og bedømmelsen herav.

I de kontratrykte forelesninger i geologi er myrformasjonene, torvslagene, myrjordenes lagdeling og klassifikasjon behandlet. Under henvisning til disse avenitt skal her i kortet behandles enkelte egenskaper ved myrjorden, som er av spesiell betydning for utnyttelsen. Med hensyn til utnyttelse med skogproduksjon for öie er omfattende undersøkelser utført ved Statens Skogsförsöksanstalt i Sverige, særlig av Malmström. Hans resultater vil også i det vesentlige passe under våre forhold og skal derfor her kort refereres.



Til en viss grad kan man på forhånd bedømme myrjordens skikkethet for skogproduksjon etter grøftning. Nogen myrer har gunstige jordsmonnforhold og kan lett bringes i produktiv stand ved grøftning. Andre er ugunstige. De kan f.eks. være meget næringsfattige eller ha en slik struktur at de ikke kan tørrlegges uten med store utgifter og etter lang tids forløp.

Nogen myrer ligger innen gunstige varme og nedbørfattige strøk, andre i kolde nedbørrike. Disse klimatiske ulikheter spiller en meget stor rolle for myrenes produksjonsevne etter tørrlegning. Stor nedbør er således alltid ugunstig for myrenes utnyttelse i planteproduksjonens tjeneste, dels på grunn av vanskeligheter med avvanningen, dels ved den uheldige biologiske innflytelse den store nedbør har på myrjorden.

Jordsmonnets virkning på skogens vekst står særlig i forbindelse med:

1. Jordens fysiske egenskaper.
2. " næringsinnhold.
3. Forekomst av skadelige stoffer.

Myrjordens fysiske forhold er av overordentlig stor betydning for dens skikkethet for planteveksten. På de fysiske forhold beror det hvor effektivt myren kan avgrøftes, slik at luft kan komme ned i jorden. Dette er nemlig betingelsen for at planterøttene kan utbre seg og ånde, og likeså for at omsetning og dermed næringsfrigjørelse kan komme i stand. Av denne grunn blir myr med sterk kapillær opptakssevne oftest uskikket for plantevekst og særlig for skog hvor kultiveringskostningene ikke må bli for store. Avvanningen faller vanskelig, så utilstrekkelig luft kommer til. Under sterk og langvarig tørke kan riktignok denne jord bli tørr og gjennomluftet; men ved større nedbør blir den helt vannmettet og fattig på surstoff, idet det lille som finnes, forbrukes i torvmassen. Slik forholder det seg med lite omdannet, hvit mosetorv. Den er skikket til strø og er også brukbar til dyrkning, men er i regelen for kostbar å omdanne til god skogmark.

Myr med vel omdannet torv i overflaten er derimot skikket for skog, idet den formuldete torv ikke fæstholder så meget vann. Tørrlegningen faller da meget lettere. En del myr har en slik struktur at der lett inntreer opfrysning i overflaten. Dette kan i høi grad vanskeliggjøre skogens foryngelse.

Myrens næringsinnhold er også av stor betydning for myrjordens skikkethet for skog etter grøftning. Av spesielt stor betydning er kalk- og kvelstoffinnholdet. Optreter kalk i rikelig mengde, omsettes torven raskt. Mikroorganismenes trivsel beror nemlig i høi grad på kalkinnholdet.

I regelen er gytje samt torv av starr og gress ganske rike på kalk og kvelstoff. Hvitmosen, særlig den lite omdannede, men også den omdannede, er derimot fattig på disse stoffer. Nylig har Malmström offentliggjort en spesialundersøkelse over betydningen av myrjordens mineralinnhold for skogen. Disse undersøkelser viser følgende:

Ved tilførsel av treaske har man i Sverige på næringsfattig myr opnådd å øke skogens trivsel og vekst meget sterkt. Dette tas som bevis for at myrjordens næringsinnhold er av fundamental betydning for skogens trivsel og at næringsforholdene er like viktige for myrens skikkethet for produksjon som avvanningen.

Denne sterke virkning av asken settes i forbindelse med dens allsidige sammensetning. Man antar at ensidige gjødselstoffer vil virke langt mindre enn aske. Treaskens gunstige



virkning på myr har de også lenge vært kjent og utnyttet ved myrdrøking. Den gunstige virkning av aske som opstår ved skogbrand, har også tiltrukket sig oppmerksomhet og har vært behandlet i litteraturen.

Vidnesbyrd om gunstig virkning av allsidig mineralnærings-tilgang har man også deri at myr som har mottatt vanntilsig, særlig fra næringsrike fastmarksområder, er velskikket for skog og annen planteproduksjon. Likeså har kunstig tilførsel av mineraljord vist god virkning på myr.

Visstnok finner man også ofte god virkning av ensidig mineralgjødsling på myr; men dette er først og fremst på bedre, mineralrikere myr.

Betydningen av disse undersøkelser over mineralnæringsinnholdets betydning på myr ligger først og fremst i at det bidrar til belysning av den betydning myrens mineralinnhold har for dens kvalitet og skikket for produksjon, særlig skogproduksjon, etter avgrøftning.

I enkelte tilfelle kan giftige stoffer opptre i myrjorden, f.eks. svovelvannstoff. Oftest opphører dog denne giftvirkning når jorden ved grøftningen blir ordentlig gjennomluftet.

Klimats betydning for myrens produksjonsevne er meget stor. De for planteveksten gunstige forandringer inntreffer lettest og hurtigst innen landets gunstigste klimastrøk, d.v.s. innen de varmeste og nedbørfattigste. Produksjonen blir størst i de beste strøk av landet.

Myrjorden kan ifølge foregående vise store forskjelligheter med hensyn til kvalitet. I praksis er det imidlertid ikke alltid lett å bedømme de ulike myrjorders evne til å underholde planteveksten etter grøftning. Visstnok kan man av den omgivende skog få holdepunkter for bedømmelse av klimats almindelige virkning på skogens vekst eller planteveksten i det hele. Men å bedømme selve myrjordens produksjonsmuligheter er vanskeligere. Adskillige metoder og fremgangsmåter er forsøkt til dette; men ingen er helt tilfredsstillende.

I de fleste tilfelle har man søkt å bedømme jordsmonnets godhet etter vegetasjonen som optrer på myren, til dels har man også tydd til undersøkelse av jordens kjemiske sammensetning, dens botaniske opprinnelse og formulningsgrad. Herved kan man sikkert også få verdifulle holdepunkter; men å slutte sig til myrens skikket for planteveksten utelukkende på grunnlag herav lar sig ikke gjøre. Best opplysning for bedømmelsen gir nok vegetasjonen. Ved bedømmelsen av myrjordens kvalitet etter vegetasjonen har man gått frem på to ulike måter: Enten har man gått ut fra plantesamfundene eller også fra forekomsten av visse ledeplanter og vegetasjonens frodighet. De som har gått ut fra plantesamfundene, har angitt at fursumpede skoger, løvskogmyrer, lyng- og buskrike myrer samt starr- og gressmyrer vidner om gode jordsmonnforhold. Ren starrmyr og furumyr er mindre gode, og lyngmyr, myrull- og bjørneskjeggmyr er dårlige. I vårt land har Thurmann-Moe drevet produksjonsundersøkelser på avgrøftet myr. På grunnlag herav og tidligere foreliggende, utenlandske resultater angir han at myr med or og bjerk er best, også grønmyr kan være ganske bra. Derimot er furumyrene i regelen dårlige og bør ikke grøftes under dårlige klimatiske forhold.

Oftest er vekstsamfundene lagt til grunn ved bedømmelsen av myrjordens kvalitet. Det har dog vist sig at den veiledning som vekstsamfundene gir, ikke er tilstrekkelig for en i alle retninger riktig bedømmelse av myrjordens produksjonsmuligheter etter grøftning. Resultatene man opnår ved denne boniteringsmetode, er visstnok gyldige i almindelighet, men ikke for



hvert enkelt tilfelle. Man må nemlig regne med gode og dårlige varianter av samme botaniske type.

Årsaken til at vekstsamfundene ikke alltid kan brukes for en i alle retninger riktig bonitering, er at de ulike vekstsamfund på myr ikke alltid er strengt bundet til bestemte jordmonntyper, men kan opptre på nokså ulike jordmonn- eller myrkvaliteter.

En sikrere måte til forhåndsbedømmelse av myrens godhet mener Malmström det er å iakttas forekomsten av visse ledeplanter og vegetasjonens frodighet.

Frodigheten, særlig hos trær, busker og lyng, gir ofte meget gode fingerpek om myrjordens biologiske tilstand, det viser om myren er en god eller dårlig variant innen den botaniske type den tilhører. Er myrens vegetasjon frodig, kan man være sikker på at jorden vil reagere gunstig overfor kulturinngrep, hvis ikke tekniske eller klimatiske hindringer er til stede.

Av særlige ledeplanter på myrenes kvalitet kan nevnes først og fremst or. Opptre denne vekst på en naturlig myrjord, kan man være sikker på at den er en god myr, skikket for skogproduksjon etter grøftning. Dette gjelder enten myren tilhører gressmyrer eller mosemyrer eller overgangsformer mellom disse.

Gran og bjerk kan også tas som tegn på at myren etter grøftning har betingelser for å bære skog, særlig er det tilfelle når de nevnte trær er frodige. Hvor furu opptre uten innblanding av andre treslag og furuen er småvoksen og vantreven, er myrjorden i almindelighet dårlig, og blir ofte lite skikket for skogvekst selv etter sterk grøftning.

Vidje, ener og dvergbjerk, som viser frodig vekst, tyder i regelen på at myren er ganske godartet og skikket for påkostning.

Undertiden har man ingen av de foran nevnte planter på myren, enten fordi myren ikke har vært skikket for frembringelse av sådan vegetasjon, eller fordi plantene er ødelagt ved slått eller beiting. Under slike forhold har det vist sig hensiktsmessig å bedømme myrens kvalitet etter de gress og urter som opptre, og etter overflatelagets struktur. Dette gjelder dog særlig myrer i sydligere og lavereliggende deler av landet, idet treløse myrer under mer ugunstige klimaforhold neppe er lønnsomme å grøfte med skogproduksjon for öie.

Finnes der på myrer under noget gunstigere klimaforhold høivoksne starrarter, myrullarter og urter som *Cirsium palustre* og er torven helt op til overflaten godt formuldet, kan man i regelen si at myren er ganske godartet, og man kan vente bra skogvekst etter tilstrekkelig grøftning. Består derimot vegetasjonen vesentlig av myrull og bjørneskjegg og torven er lite formuldet, er myren av dårlig beskaffenhet, og det vil være vanskelig å opnå god plantevekst etter grøftning og annen påkostning.

Efter forekomsten og frodigheten av de foren nevnte ledeplanter har man et godt middel til å bedømme myrens kvalitet og muligheter særlig for skoglig utnyttelse. Men hvor raskt man kan få myren op i produksjon, er sterkt varierende og beror særlig på hvor gunstige de klimatiske betingelser er. Gunstigst arter det sig i de sydligere og lavere liggende deler av vårt land.

Myrenes helning spiller også en stor rolle. Ved god helning blir forholdene bedre enn hvor det er svak skråning eller flatt.



Egenskaper ved myrjorden som er bestemmende for avgrøftningen, særlig for skogproduksjon. Ikke sjelden er avgrøftningsforetagender på myr blitt mislykket gjennom å være for lite effektive eller å bli for dyre. I Sverige har man derfor utført omfattende undersøkelser av myrjordenes opbygning og hydrologiske forhold. Resultatene er publisert av Malmström bl.a. i "Några riktlinjer för torrlegging av Norrlandska torvmarker", Meddelanden från Statens Skogsförsöksanstalt 1925.

Undersøkelsene viser at den sterkt humifiserte torv som har tett struktur, ikke inneholder hydrostatisk vann som kan vekkes ved grøfter. Myrens store vannmengde holdes kjemisk, kolloidkjemisk og kapillært.

Den sterkt humifiserte torv er tett og næsten ugjennemtregelig, før den får grynet struktur. Grunnvannsforholdene i en myr artar sig noget forskjellig efter omgivelsene og myrens overflateforhold, bunnlagets egenskaper, myrens struktur, omvandling etc. Ofte opstår to grunnvannsspeil i myrene. Det er tilfelle hvor man har et lite omvandlet torvlag ovenpå et bedre omvandlet og tettere. Man får et grunnvann som hviler på den tette myrmasse og et annet som hviler på mineralgrunnen. Dette er mange steder konstateret.

Da myren fastholder vannet med stor kraft, må vannbevegelsen foregå langsomt.

Torrlegningen av myrer må i henhold til foregående først og fremst ta sikte på å avskjære tilsiget og overflatevannet. Dette har også lenge vært almindelig erkjent; men de svenske undersøkelser har klarlagt hvorfor dette må til. Dernest må man avtappe grunnvann på slike steder hvor det forekommer i større mengde. Det vil gjerne være hvor myren er lite omdannet eller hvor strukturen er grynet. De grøfter som legges inne på selve myren for å senke grunnvannet, må føres gjennom de minst omdannede eller porøse partier. Innen de sterkt humifiserte partier vil grøftene mest være av verdi ved avledning av overflatevann. Tilsiget må avskjæres hvor vannet siger til langs kantene av myren. Da grunnvannsstrømmer hyppig også går i det øvre av mineraljorden under 20 - 40 cm. tykk torv, må grøftene gå et stykke ned i mineraljorden. Når tilsig og overflatevann samt grunnvann, der det forekommer, er påvirket ved grøftning, blir det fordunstning og transpirasjon som må besørge resten av det overfløidige vann. Det viser sig i henhold til foregående at man ved grøftning av myr må ta hensyn såvel til torvens som til den underliggende mineraljords struktur og hydrologiske forhold.

Myrunderlagets forhold til avvanningen. Som foran nevnt har også myrens mineralske underlag og dets forhold til vann betydning for avvanningsspørsmålet. Mineraljorden er ulike gjennemtregelig. Lere som optrer under litt tykkere myrlag, er tett og ugjennemtregelig til forskjell fra den lere som trer i dagen. I det tilfelle vil man finne at det øvre skikt av lere er uttørket og opsprukket, og gjennom disse sprekker kan hydrostatisk vann synke mot eventuelle grøfter. Den tette lere under 50 cm. tykk eller tykkere torv fører ikke hydrostatisk vann. Det vil derfor ikke nytte å føre grøftene ned i denne lere, hvis det ikke av rent grøftetekniske grunner er ønskelig. Det bør også huskes at leren under torv ofte er så bløt at kantene lett vil sige igjen.

De forskjellige jordarter tilhørende mojordgruppen er også lite gjennemtregelige, om enn ikke fullt så tette som leren. Man opnår heller ikke, når myrunderlaget er mojord, noget større for avvanningen ved å føre grøftene ned i mojorden, hvis det ikke av andre grunner er nødvendig.

Morenejord, som inneholder en del finpartikler og representerer bunnmorene, som er sammenpresset ved isbreenes vekt, er



også tett og lite gjennomtrengelig utenom der hvor torven er tynn, slik at forvitringen har angrepet også det underliggende morenemateriale. Ellers kan man ikke regne med nogen grunnvannstransport i morenen under myr. Og i henhold hertil antas det (Tamm) at under torvlag på over 50 cm. har det fra vannlednings synspunkt ikke nogen betydning å føre grøftene ned i morenen. Dette er dog av andre (grøftetekniske) grunner ofte nødvendig.

Sand, grus og morene, fattig på finpartikler, er lett gjennomtrengelige, og her kan man til dels opnå avvanning ved vannets vekkledning i den gjennomtrengelige undergrunn. Et lite myrareals avvanning kan til dels helt eller delvis baseres på underlaget. I hvert fall vil man med gjennomtrengelig mineralunderlag kunne opnå adskillig ved å føre grøftene ned i denne, der dette kan skje. Det kan da ofte være tilstrekkelig med langt mindre grøfter enn ellers, og det kan være grunn til å utføre grøftningen forsøksvis med få grøfter for derved å spare omkostninger.

Dyrkningsverdien av ulike myr. Der er i årenes løp utført adskillige forsøk på myrjord i vårt land, og på grunnlag av disse kan man til en viss grad bedømme spørsmålet om ulike myrers skikkethet for opdyrking. I en artikkel i Meddelelse fra Det norske Myrselskap (nr. 4, 1935) har nylig landbrukskandidat Aksel Hovd søkt å belyse dette spørsmål ved noen sammenstillinger av forsøksresultater fra 4 ulike myrarter, nemlig: gressmyr, skogmyr, overgangsmyr og hvitmosemyr.

Hver av disse myrslag er egentlig grupper som omfatter mange ulike typer. De kan deles efter planteveksten på myren og efter de planter torven er dannet av (se geologien).

Gress- og skogmyrene anses for de beste dyrkningsmyrer. De er ofte rike på kalk og kvelstoff. Rene gressmyrer opstått av gress og halvgress er lette å dyrke og gir gode avlinger med rimelige utlegg. Aller best er kanskje de mineralrike myrer langs elver og bekker hvor slam og sand er avsatt i betydelig mengde (foor - jordartede myrer). Skogmyrene er tyngre å dyrke på grunn av det arbeide som kreves for å fjerne trær, busker og stubber. Ofte er de dog grunnere, næringsrikere og bedre omdannet enn ren gressmyr og gir bedre avlinger de første årene efter dyrkning. Overgangs- eller blandingsmyr er varierende. De kan nærme sig gress- og skogmyrene, men på den annen side også mosemyrene. Der hvitmose og andre næringsfattige planter som bjørneskjegg og vanlig myrull er herskende, er myren av dårlig dyrkningsverdi, nærmer sig mosemyr. Eller den kan være tett og av søpeartet struktur. Avvanningen blir da vanskelig. Disse brenntorvverte myrer er kanskje de vanskeligste man her med å gjøre ved dyrkning. Med opptreden av mere fordringsfulle vekster får man bedre myr, som mere nærmer sig gressmyr.

Mosemyr er som regel dårlig dyrkningsmyr. Den er alltid næringsfattig, oftest dyp og lett. De fysiske forhold er dårlige, så slik myr trenger jordkjøring og kalkning. Ved kjemisk analyse får man en del fingerpek om myrjordens kvalitet. Særlig gir kalkanalyser opplysning om tilstrekkeligheten av kalk.

Kvelstoffinnholdet veksler sterkt. Det finnes gjerne 1 til 2 % N i mose- og overgangsmyr, men hele 2,5 til 3 % i bedre gressmyr. Høit kvelstoffinnhold viser rask og god omdannelse og er tegn på god dyrkningsmyr. Stort askeinnhold tyder også på god myr. Lavest er askeinnholdet i mosemyr, hvor det kan gå ned i 2 til 3 %. Ren gressmyr inneholder derimot 5 til 10 % aske. Av fosforsyre og kali finnes det lite i myr.

De fysiske forhold og formuldingen i myren er meget viktig. Mosemyr er lett og for lite omdannet. Den blir lett for



törr, idet vannet fastholdes så sterkt at plantene ikke kan få tak i det, og røttene er utbredt bare i det øverste lag. Omdannelsen går sent. da vilkårene for mikroorganismene er dårlige.

Gressmyr og overgangsmyr er meget ulik efter lufttilgangen og omvandlingen. Er lufttilgangen god, vil omdannelsen fremmes, og jorden får en gunstig struktur. Er derimot lufttilgangen dårlig, blir jorden tett og av ugunstig struktur. Myren blir brenntorvartet, og tørrlegningen byr på store vanskeligheter. Først efter lange tider blir strukturen bedre.

Kystströkenees bjørneskjegg - mose- og myrulltorv - er gjerne tett og vanskelig å avvanne. Den formulder sent og er seig og ubekvem å ha med å gjøre. Ved tørke opstår sprekker, og torven blir hård. Ved frosten blir den askelignende og optar etterpå vanskelig vannet. I kystströkene kan slikt tett brenntorvmateriale rekke helt til myrenes overflate, ellers er det gjerne å finne på litt større dyp. Slik myr er dårlig dyrkningsmyr, men har stor verdi til brensel.

Hovd har videre sammenstillet en del forsök på god gressmyr for Östlandet, Tröndelag og Nordland. Utförte analyser av disse myrer viser 0,48 - 3,86 % kalk, 4,9 - 8,4 % aske og 2,36 - 3,63 % N. Avlingen de förste år efter opdyrkingen er ved bra gjödsling 5 - 600 kg. höi pr. mål. Forsökene viser altså i det hele at de gressmyrer som er med i forsökene, er gode dyrkningsmyrer, men naturligvis av nokså ulik beskaffenhet under ulike lokale klimatiske forhold.

En rekke overgangsmyrer er sammenstillet på lignende måte. De viser 0,12 - 0,70 % kalk, 2,31 - 4,97 % aske og 1,13 - 2,55 % N. Avlingsresultatene er her noget mer varierende fra 805 nedover til 155 kg. höi pr. mål. De dårligste avlinger skriver sig fra brenntorvartet overgangsmyr. De fysiske forhold er så dårlige at de hindrer at gode avlinger kan opnås. Kalk har her gitt særlig store utslag, det samme er tilfelle med jordkjöring. De fysiske forhold og omvandlingen er avgjørende for disse myrers dyrkningsverdi. De bedre overgangsmyrer, som er godt omdannet og har antatt porös struktur, er bra dyrkningsmyr. Men de dårlige overgangsmyrer, der hvitnosen er herskende vegetasjon, er dårlige dyrkningsmyrer. Og myrer med brenntorvkarakter er de vanskeligste man har med å gjøre. De er vanskelige å få tørrlagt. Det tar lang tid för strukturen blir så pass åpen at vannet slipper vekk til gröftene. Kostbare inngrep må gjerne til, så dyrkingen blir dyr, og avlingene blir enda små, iallfall de förste årene. Dyrkningsverdien er derfor liten.

Mosemyr er næringsfattig. Ved 22 norske analyser var kalkinnholdet gjennomsnittlig 0,89 %, askeinnholdet 2,94 % og kvelstoffinnholdet 1,10 %. Kvaliteten står også her i forbindelse med formuldingen. Dårligst er de lite omdannede. Mosemyren er kostbar å få i kultur, og vedlikeholdet av kulturen faller også dyrt. Men ved passende avvaning, tilförsel av all næring plantene trenger og ved å bedre de fysiske forhold ved tilförsel av mineraljord kan dog ganske bra avlinger opnås.



