

d

Sättningsegenskaper i lös lera på grund av geologisk avsättning och "åldring"

Rolf Larsson
Göran Sällfors

April 1995



Statens geotekniska institut
Swedish Geotechnical Institute

S-581 93 Linköping, Sweden
Tel. 013-11 51 00, Int. +46 13 11 51 00
Fax. 013-13 16 96, Int +46 13 13 16 96

ISSN 1100-6692

Sättningsegenskaper i lös lera på grund av geologisk avsättning och "åldring".

Rolf Larsson, forskare vid Statens geotekniska institut, adj. professor vid Chalmers tekniska högskola

Göran Sällfors, professor i geoteknik vid Chalmers tekniska högskola



Introduktion

De lösa finkorniga jordarna i Sverige har i huvudsak avsatts under relativt sen tid ur ett geologiskt tidsperspektiv. Isavsmältningen vid slutet av den senaste istiden startade för cirka 20 000 år sedan, varvid varviga glaciala leror började bildas vid isälvarnas deltan. Efter att isen dragit sig tillbaka kom dessa sediment ofta att överlagras av postglaciala leror i topografiskt lågt liggande områden. Landisens retirerande front passerade Västsverige för 14000 - 10000 år sedan och Stockholmstrakten för cirka 10000 år sedan. Därefter har de postglaciala sedimenten bildats i de lägre liggande områdena, där lermäktigheter av 10 till 20 m är vanliga men tjockleken kan i en del fall på Västkusten överstiga 100 m. Den underliggande glaciala leran, liksom den undre delen av de postglaciala sedimenten, innehåller ofta sand och siltskikt och är som regel grövre med en lägre plasticitet än ovanliggande lerlager. De överliggande och senare avsatta sedimenten är ofta successivt finkornigare och har ett ökande inslag av organiskt material och får därmed en successivt ökande plasticitet mot markytan. I grundare områden kom ofta det organiska inslaget att öka så mycket att de övre jordlagren består av organisk lera, lerig gyttja eller gyttja. De postglaciala lerorna har således på Västkusten bildats under de senaste 14 000 åren, i Stockholmstrakten och i Mälardalen under de senaste 10000 åren och de överliggande organiska sedimenten är som regel ännu yngre.

Vissa skillnader till denna generella modell finns i form av t.ex. mäktigare lager av glacialera som gradvis blir finkornigare mot ytan men som sedan övergår till varvig siltig postglacial lera. Denna blir dock som regel åter finkornigare, mer organisk och mer höglplastisk mot ytan. På Västkusten inträffade ett par större händelser som påverkat avsättningsbilden, dels avtappningen av den baltiska issjön för cirka 10000 år sedan, dels den s.k. transgressionen mellan 9000 och 7000 år sedan, varvid havsytan steg och sedimentationsförhållandena kraftigt förändrades. Dessa händelser medförde också en anomalier i jordlagerföljden, där tidigare avsatt men eroderat och utsvallat material avsattes på nytt med en tillfällig ökning i siltinnehåll i leran och en sänkning av plasticiteten. Därefter återupptogs den normala avsättningsprofilen i princip tills landet höjts ovan havsytan. Andra mindre avvikelser kan också finnas, men i huvudsak gäller den generella modellen.

Efter att isen dragit sig tillbaka har landet höjt sig och efter att marken stigit över havsytan nivå har sedimentationen upphört, utom i sjöar och andra inneslutna bassänger. Landhöjningen pågår ännu. De lägst liggande kustpartierna har således endast nyligen kommit

över havsytan och stora lågt liggande områden har endast befunnit sig över havsytan de senaste 1000 åren eller ännu kortare tid. Landhöjningen har dessutom medfört att grundvattenytan sänkts under markytan, vilket i sin tur medfört en mindre effektivspänningsökning utöver den successiva effektivspänningsökning som pågått under hela sedimentationsperioden. Har inga andra förändringar i form av erosion eller mänskliga ingrepp inträffat, kan de lösa lerorna i Sverige betraktas som "normalkonsoliderade" i den bemärkelsen att de aldrig tidigare varit utsatta för någon större effektiv vertikalspänning än den som råder i dag, σ'_{v0} . Den tid de varit utsatta för nuvarande spänningsnivå är också avsevärt kortare än deras geologiska ålder räknad från tiden för avsättningen.

Icke desto mindre har noggranna undersökningar visat att samtliga av dessa profiler uppvisar deformationsegenskaper som motsvarar de som skulle ha erhållits om materialet för en viss tid varit utsatt för en högre belastning och sedan avlastats till de rådande spänningarna. Leran uppträder således vid belastning som om den vore svagt **överkonsoliderad** och därmed kan uppta en viss tilläggslast upp till ett visst **förkonsolideringstryck**, σ'_{c0} , vilket är högre än det rådande effektiva vertikaltrycket, utan att större sättningar uppstår inom ett ur geologisk synpunkt begränsat tidsperspektiv. Detta förkonsolideringstryck, som således inte kan relateras till en viss tidigare överlast, kallas ofta ett kvasi-förkonsolideringstryck och det fenomen som skapat det kallas **åldring** (aging). Begreppet åldring har fått sitt namn på grund av att dessa effekter är tidsberoende och ökar ju längre jorden fått ligga med konstanta spänningar.

Den **överkonsolideringsgrad**, förhållandet mellan förkonsolideringstryck och rådande effektivt vertikaltryck, som normalt uppmäts varierar med jordprofilens ålder, dräneringsförhållandena i jordprofilen och om jorden nyligen (ur geologisk synvinkel) utsatts för något ingrepp, t.ex. en utlagd fyllning. I den mån inga ingrepp utförts uppmäts endast i undantagsfall överkonsolideringsgrader som är lägre än 1,2. De lägsta värdena erhålls i de yngsta leravlagringarna i t.ex. Stockholmstrakten och i de sent avsatta organiska jordarna. I Göteborgstrakten är motsvarande värde cirka 1,3 i lerprofilerna. Överkonsolideringsgraden ökar i närheten av dräneringsgränser, dels på grund av att sättningar kan utbildas friare med mindre hydrodynamiskt strömningsmotstånd, dels på grund av inverkan av fluktuationer i vattentrycken vid dessa gränser. I de övre jordlagren uppstår dessutom överkonsolideringseffekter på grund av uttorkning från växrötter samt oxidation och andra kemiska förändringar (torrskorpebildning eller weathering).

De större sättningar som uppstår då förkonsolideringstrycken överskrids beror på jordens kompressibilitet, vilken minskar med dels den naturliga vattenkvoten (egentligen **portalet**) som är ett mått på den del av jordens volym som kan komprimeras, dels med ökande effektivt överlagringstryck, σ'_{v0} . Kompressionsmodulen M , som är den inverterade kompressibiliteten, kan oftast skrivas som en funktion av effektivspänningsnivån $M=f(\sigma'_{v0})$. Dessa faktorer medför att kompressibiliteten normalt avtar starkt med djupet under den av torrskorpebildningen influerade zonen, dels på grund av den gradvisa förändringen i jordens sammansättning, dels på grund av den gradvis ökande effektivspänningsnivån.

Kompressionsegenskaperna i jord är dessutom tidsberoende på så vis att jorden fortsätter att komprimeras under mycket lång tid efter att belastningen påförts, om än med en avtagande hastighet. Detta sker även efter att en eventuell hydrodynamisk fördröjning på grund av

strömningsmotstånd vid utpressning av erforderlig vattenmängd ur den som regel vattenmättade jorden upphört. Fenomenet, som ofta kallas krypning, tidsberoende deformationer, sekundär konsolidering, tidsmotstånd m.m. pågår också under den tid den hydrodynamiska fördröjningen verkar och påverkar då portrycksutjämningsförloppet och sättningshastigheten. Krypbenägenheten minskar med minskande naturlig vattenkvot (portal) och den minskar också kraftigt med ökande överkonsolideringsgrad, vilket medför att om jorden har en tillräckligt stor överkonsolidering i förhållande till rådande vertikalspänning och pålagd tillskottslast uppstår inga större krypdeformationer. I normala lerprofiler innebär detta att tendenserna till krypning normalt avtar med djupet, speciellt om lastökningen är måttlig, belastningsytan är begränsad och i närheten av dränerande skikt.

Dessa effekter av den geologiska bildningen och påföljande åldrande måste beaktas om de sättningar som utbildas vid en lastförändring skall kunna prognostiseras med god träffsäkerhet.

Tidsberoende hos jords egenskaper

Att jords egenskaper är tidsberoende tar sig många uttryck och beaktas i många sammanhang. Dels finns ett tidsberoende i ett kortare tidsperspektiv där t.ex. högre odränerade skjuvhållfastheter kan påräknas vid mycket kortvariga belastningar av kohesionsjord inom det korta tidsperspektiv där jorden kan betraktas som helt odränerad. Hållfastheten för belastningar som endast verkar under någon eller några minuter är således betydligt högre än den hållfasthet som oftast normalt används och främst avser belastningstider av någon vecka och längre. Efter en viss tid börjar jordens hållfasthetsegenskaper att få en påtaglig effekt av konsolideringen för den pålagda lasten. Om konsolideringen medför utjämning av porövertryck och ökande effektivtryck ökar hållfastheten då åter. Denna ökning pågår under mycket lång tid och också efter att de porövertryck som uppstod vid lastpåföringen utjämnats. Den senare delen av hållfasthetsökningen kan hänföras till åldringsfenomenen och dessa är mycket påtagliga i många sammanhang.

Ur hållfasthetssynpunkt beaktas t.ex. att mantelburna pålars brottlast ökar med tiden i såväl kohesionsjord som friktionsjord och detta långt efter att eventuella porövertryck utjämnats, (Åstedt et al 1994). Likaså beaktas att den odränerade skjuvhållfastheten under bankar och fyllningar ökar med tiden och också efter portrycksutjämning (Osterman 1960).

Styvheten, (kompressionsmodulen), hos packade fyllningar ökar med tiden (Jendeby 1992). Styvheten hos friktions- och kohesionsjord i form av initiell skjuvmodul ökar också med tiden på ett sätt som gör att de i naturen geologisk skapade egenskaperna är mycket svåra att återskapa i laboratoriet, varför in-situ försök på naturlig jord rekommenderas för bestämning av denna typ av parameter (Andréasson 1979).

Andra exempel på hållfasthets- och styvhetstillväxt med tiden som börjat utnyttjas är t.ex. att motståndet mot liquefaction i fyllningar ökar med tiden. Olika exempel på åldringseffekter i jord har beskrivits av bl.a. Schmertmann (1991).

Att kompressionsegenskaperna i friktionsjord är tidsberoende beaktas allmänt genom att beräkna sättningarna för en viss tidpunkt t_1 och att sedan korrigera dessa med procentuella tillskott av $a \log(t/t_1)$ för andra tidpunkter.

Att kompressionsegenskaperna i kohesionsjord är tidsberoende har också varit känt sedan mycket länge. Detta kunde man dock under en lång tid inte ta hänsyn till, eftersom de matematiska lösningarna och verktygen för att beräkna detta saknades. Den enda starkt förenklade form av tidsberoende som då kunde beaktas, och i många fall togs med i beräkningarna, var att sekundär konsolidering adderades till sättningarna efter att porövertrycken utjämnats. Under seklets första hälft var också möjligheterna till ostörda provtagningar och undersökningar i fält begränsade, varför mer noggranna bestämmingar av förkonsolideringstryck och konsolideringsförlopp inte lät sig göras. Detta har förändrats med den forskning och utveckling som skett därefter och det är nu ett etablerat faktum att såväl förkonsolideringstrycket som jordens övriga kompressionsegenskaper är starkt tidsberoende. Parallellt med att denna kunskap vuxit fram har också beräkningsmetoder som tar hänsyn härtill utvecklats.

Förkonsolideringseffekter på grund av åldring

Att jords deformationsegenskaper är tidsberoende och att olika relationer mellan pålagd effektivspänning och kompression erhålls beroende på vilket tidsperspektiv efter pålastning som avses har som nämnts varit känt sedan lång tid, (t.ex. Buisman 1936, Taylor 1942, Suklje 1957 m.fl.). Något förenklat kan egenskaperna uttryckas som att om en vertikalspänningsökning sker kommer jorden, efter en initieil "omedelbar" sammantryckning och eventuell hydrodynamisk fördröjning, att under mycket lång tid komprimeras med en hastighet som styrs av dess kryptbenägenhet. Denna kan uttryckas genom koefficienten för sekundär kompression α_s där

$$\Delta \varepsilon = \alpha_s \log \frac{t}{t_1}$$

TID . logskala

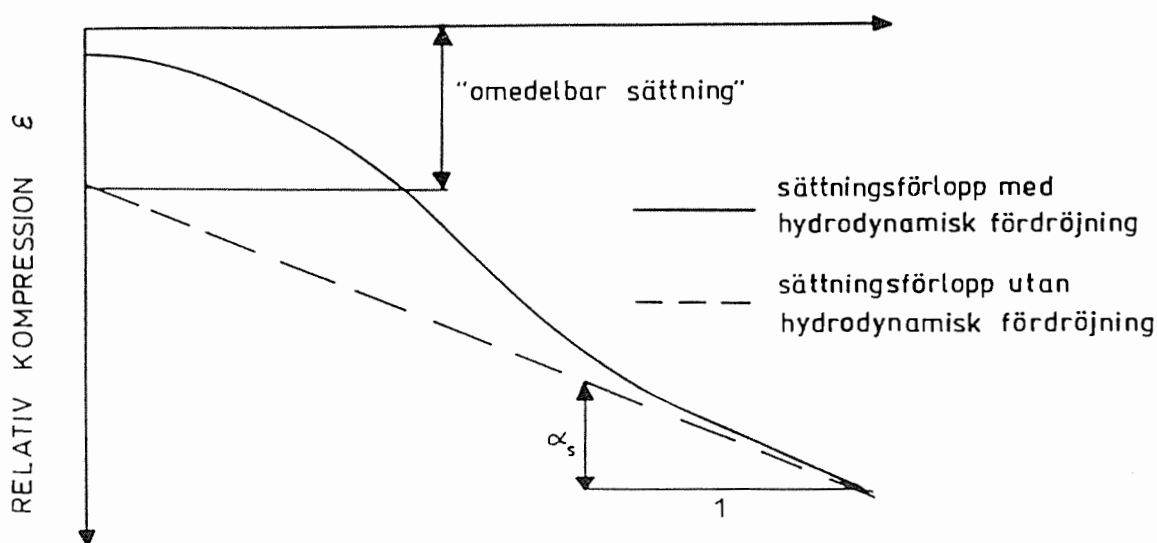


Fig. 1. Principskiss för sättning mot tid med och utan hydrodynamisk fördröjning (Efter Bjerrum 1967).

Som ett resultat av dessa tidsberoende kompressionsegenskaper erhålls för samma konstanta last en större kompression (lägre portal) ju längre tidsperspektiv som beaktas, Fig. 2. Alternativt kan detta uttryckas som att motsvarande större kompressioner erhålls ju lägre deformationshastigheter som beaktas.

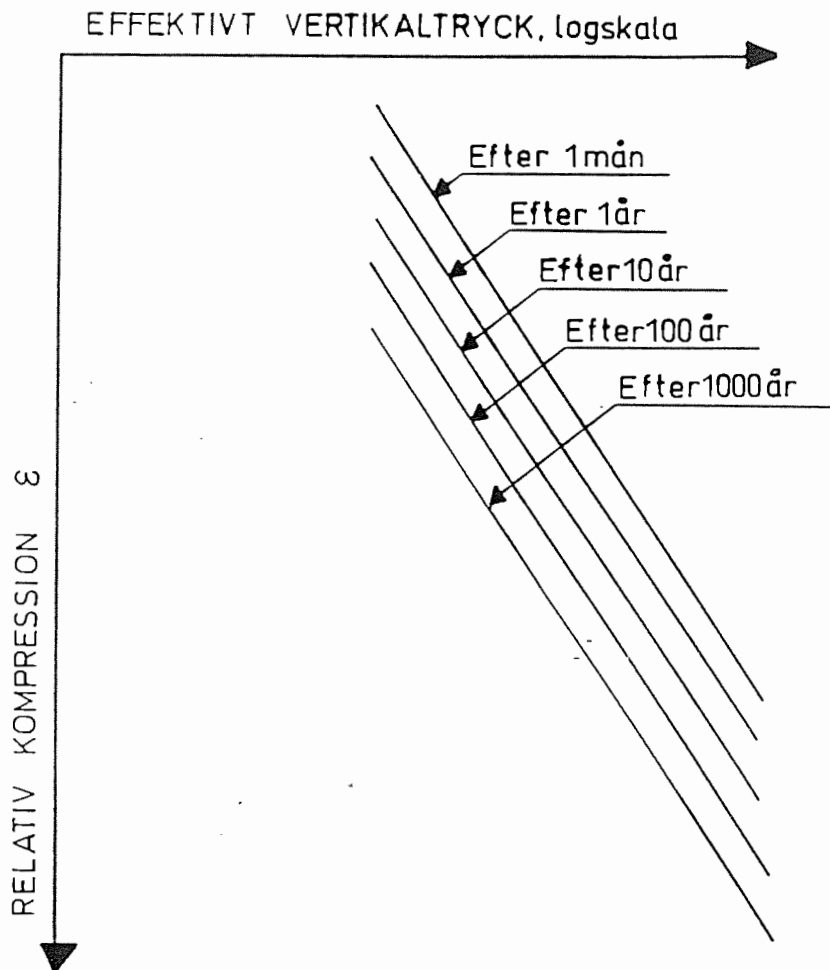


Fig. 2. Spännings-kompressionssamband efter olika tid under förutsättning att eventuell hydrodynamisk fördröjning upphört (Efter Taylor 1942).

Krypbenägenheten i jorden kan, liksom kompressibiliteten relateras till jordens portal. Ett lågt portal (vattenkvot) medför en låg kompressibilitet (hög kompressionsmodul) och en låg krypbenägenhet (låg koefficient för sekundär kompression). Enligt Janbu (1970) kan kompressionsmodulen i lera i princip uttryckas som $M = m \sigma'$, där modultalet m ökar med minskande vattenkvot. Fig. 3. Enligt Mesri (1987) kan krypbenägenheten uttryckas som att förhållandet C_α/C_c är konstant, där $C_\alpha = \alpha_s(1+e_0)$ och C_c är kompressionsindex. Detta kan också uttryckas som att förhållandet mellan α_s och $1/M$ är ungefär konstant. I Sverige har empiriska relationer för hur α_s i stället kan relateras till vattenkvot eller portal byggts upp (Larsson 1986, 1990).

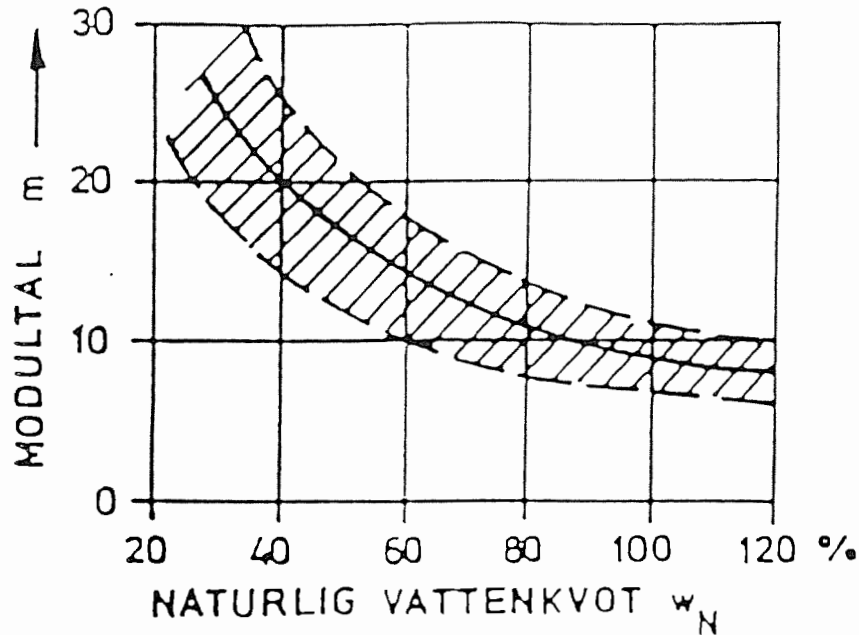


Fig. 3. Kompressionsmodultalet m som funktion av vattenkvot i lera (Janbu 1970).

Bjerrum presenterade 1967 en modell för hur dessa krypeffekter skapar pågående deformationer under mycket lång tid (tusentals år) och hur dessa ackumulerade krypsättningar skapar kvasi-förkonsolideringstryck som kan utnyttjas vid byggande på marken, Fig. 4.

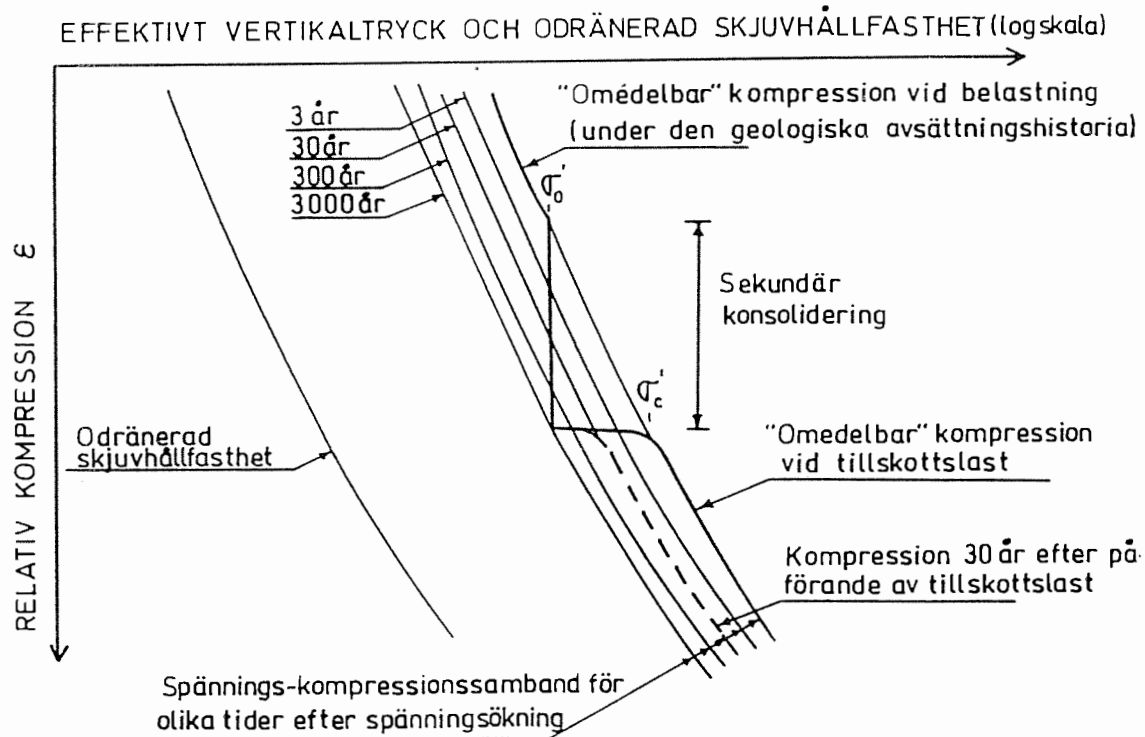


Fig. 4. Bjerrums modell för utveckling av kvasi-förkonsolideringstryck och hållfasthetsökning på grund av krypdeformationer under lång tid (Bjerrum 1967).

Bjerrums modell illustrerar också att en lastökning i sig skapar ett nytt krypsättningsförlopp som i det långa tidsperspektivet (hundratals till tusentals år) till stor del eliminerar effekterna av den av tidigare krypsättningar skapade överkonsolideringen. Detta gäller i princip också måttliga överkonsolideringar som skapats av temporära överlastar. För de tidsperspektiv som normalt beaktas i samband med olika konstruktioner, säg 20 till 100 år, har denna verkliga eller kvasi-förkonsolidering dock stor betydelse för de sättningar som uppstår under dess projekterade livstid och om överkonsolideringen är tillräckligt stor uppstår inga krypsättningar av betydelse.

Modellen baseras på det allmänna uppträdande hos jord som kunnat observeras i laboratorieförsök runt om i världen och på de förkonsolideringstryck som efter utveckling av provtagningsutrustningen kunde observeras i naturlig jord i Drammen. Jorden var här geologiskt normalkonsoliderad i den bemärkelsen att den aldrig varit utsatt för någon högre spänning än den rådande men trots detta erhöles ur laboratorieförsöken överkonsolideringsgrader mellan 1,4 och 1,6 i en stor del av jordprofilen. I ett lägre liggande lager med lågplastisk lera uppmättes en överkonsolideringsgrad av 1,15. Senare undersökningar med nya blockprovtagare i norska leror (Lacasse et al 1989) antyder att överkonsolideringsgraden i detta lager troligen är något högre. Bjerrums modell baserades dessutom på omfattande uppföljningar av sättningar under byggnader i området.

Modellen visade också hur den odränerade skjuvhållfastheten ökar med tiden på grund av jordens kompression.

Att kvasi-förkonsolideringstryck skapas på grund av krypsättningar, att det tidsberoende som observeras i laboratoriet går att överföra till fältförhållanden och att hållfastheten utvecklas i enlighet med Bjerrums modell har senare i stort kunnat verifieras genom omfattande undersökningar i fält och laboratorium vid bl. a. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées i Paris (t.ex. Magnan et al 1987), Université Laval i Quebec (t.ex. Tavenas och Leroueil 1987, Leroueil 1988) och Statens geotekniska institut i Linköping (t.ex. Larsson 1986, Bergenståhl et al 1988, Rogbeck 1989). Modellen har dessutom utvecklats med avseende på vad som händer under det korta och medellånga tidsperspektivet, där utvecklingen av sättningarna i hög grad styrs av jordens permeabilitet och dräneringsvägarna. Bjerrums modell tar inte hänsyn till detta utan gäller i princip vad som skulle kunna förväntas om den hydrodynamiska fördröjningen av sättningsförloppet inte fanns. I denna framställning används den dock genomgående på grund av dess illustrativa enkelhet.

Modeller för hur kvasi-förkonsolideringstryck utvecklas har föreslagits av bl.a. Mesri (1987) och detta erhålls också ur beräkningarna med de modeller och beräkningsprogram för konsolideringsförlopp som utvecklats av bl.a. Magnan et al (1979) och Larsson et al (1993). I dessa beräkningar beaktas också den hydrodynamiska fördröjningen av sättningarnas och förkonsolideringstryckens utveckling.

Ett stort antal forskningsprojekt som innefattat ostörd provtagning och bestämning av förkonsolideringstryck i olika profiler med kohesionsjord har utförts i Sverige under senare tid. En sammanställning av resultaten visar att jorden i de olika profilerna genomgående är överkonsoliderad. Överkonsolideringsgraden varierar något med djupet och är hög i torrskorpan och i zonen närmast därunder. Därefter erhålls som regel en nära nog konstant

överkonsolideringsgrad ned till ett stycke ovanför den undre dräneringsgränsen, där den åter ökar. Denna sista ökning av överkonsolideringsgraden är svår att fastställa i många profiler eftersom den ofta sammanfaller med en övergång till ett siltigare och varvigare material där svårigheten att erhålla ostörda prover ökar, men kan klart observeras i andra profiler där dessa problem inte förelegat.

I de profiler med lera från Västsverige som studerats har överkonsolideringsgraden normalt inte varit lägre än 1,3, Fig. 5.

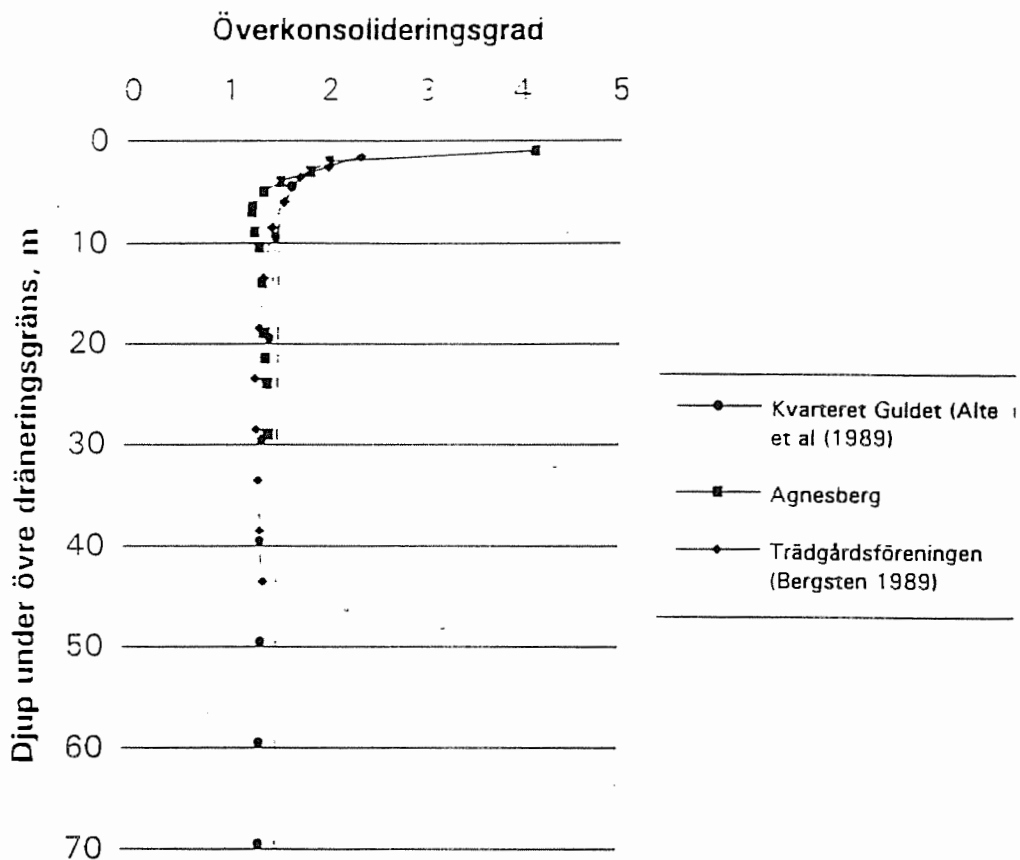


Fig. 5. Uppmätt överkonsolideringsgrad i tre djupa lerprofiler från Västsverige (Göteborgsområdet). Med övre dräneringsgräns avses underkanten av den uppspruckna delen av torrskorpan.

Motsvarande värde för lerprofiler i Stockholmstrakten och Norrköping är 1,2, Fig. 6. Lerorna i dessa profiler har bedömts ha ungefär samma geologiska ålder.

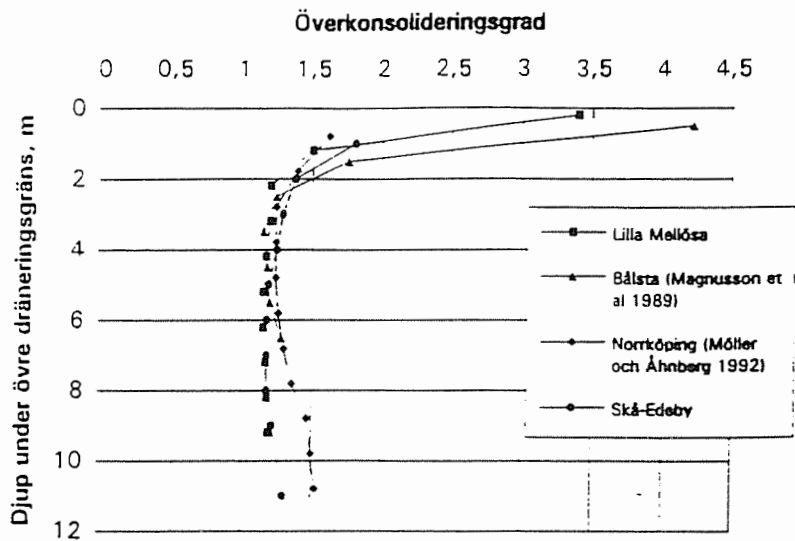


Fig. 6. Uppmätt överkonsolideringsgrad i "normalkonsoliderade" lerprofiler i östra Sverige.

Också i profiler med organisk jord erhålls normalt ett minimivärde för överkonsolideringsgraden av 1,2, Fig. 7.

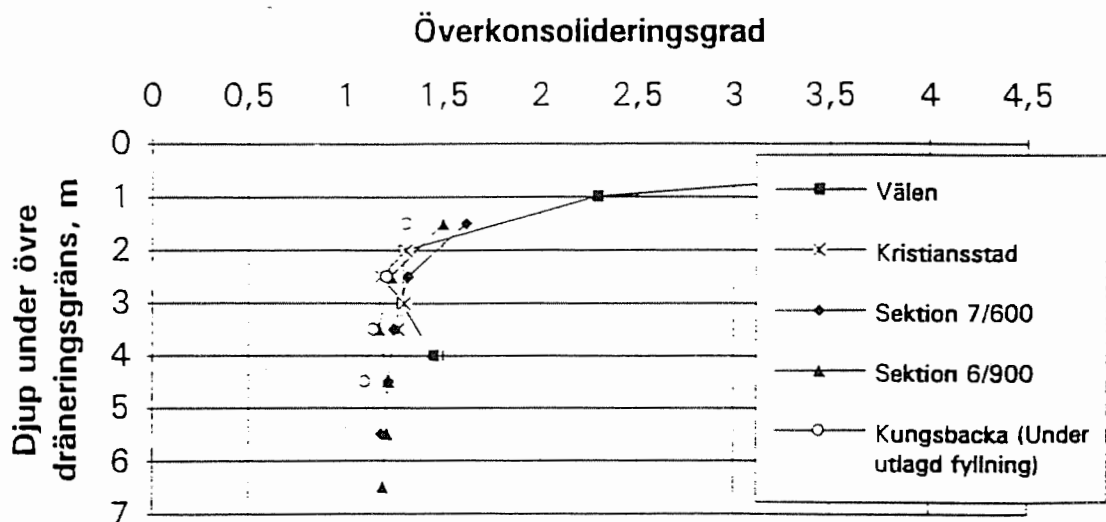


Fig. 7. Uppmätt överkonsolideringsgrad i profiler med organisk jord.

Undantagen från ovanstående normala överkonsolideringsgrader är profiler där något slag av belastning påförts marken under relativt sen tid. Effekten av detta kan ses i resultaten från Agnesberg och Kungsbacka där mindre fyllningar (0,5 till 1,0 m) lagts ut över markytan och där överkonsolideringsgraderna är något lägre. Överkonsolideringsgrader som endast är strax över 1,0 har också kunnat uppmätas under olika provbankar under pågående konsolidering.

Enligt Bjerrum (1967) skulle effekten av åldrande vara mest uttalad i högplastisk jord. Något sådant samband har inte kunnat observeras i de svenska profilerna. En högre plasticitet (och vattenkvot) medför visserligen större krypbenägenhet och större krypdeformationer än i lågplastisk jord, men å andra sidan är kompressionsmodulen proportionellt högre i den senare och de kompressioner som erfordras för att skapa motsvarande överkonsolidering (och hållfasthet) motsvarande lägre. Ett signifikant samband mellan plasticitet och överkonsolideringsgrad på grund av åldring är därför inte särskilt troligt, utan åldringsfenomenen kan betraktas som generella och storleken av överkonsolideringsgraden torde främst kunna relateras till ålder och dräneringsförhållanden i jorden.

Enligt Bjerrum (1972) skall överkonsolideringsgraden i homogena lager av naturliga obelastade "normalkonsoliderade" och åldrade leror vara någorlunda konstant under den av torrskorpeeffekter påverkade zonen. Detta bekräftas i stort av de svenska undersökningarna och uppmätta avvikelser finns främst i närheten av dränerande skikt.

En annan observation som kunnat göras i samband med långtidsobservationer i olika provfält, och som tidigare varit känt genom andra observationer, är att också den naturliga obelastade marken sätter sig med tiden. I Bäckebo norr om Göteborg kunde observeras en årlig sättning av några millimeter per år i de cirka 40 m tjocka lerlagren och i Skå-Edeby väster om Stockholm är den årliga sättningen cirka 2 mm vid en lermäktighet av 12 - 15 m. Dessa rörelser är relativt små och observeras normalt inte. De är dock mycket signifikanta om man vill prognostisera och förstå vad som sker under hundratals och tusentals år. I detta fall bör också den pågående landhöjningen, som kan vara ännu större, behöva beaktas.

Dessa långsamma naturliga krypsättningar kan behöva beaktas också i andra sammanhang, som t.ex. vid bedömning av mobilisering av negativ mantelfriktion mot långa pålar, där det behövs mycket små rörelser för att mobilisera krafterna. (t.ex. Bjerin 1977).

Sättningar vid belastning

Då jorden efter att ha erhållit en viss överkonsolidering utsätts för en lastökning uppstår nya sättningar. För spänningar upp till förkonsolideringstrycket är de "momentana" sättningarna små även efter att porövertrycken utjämnats. Vid överskridande av förkonsolideringstrycket uppstår stora deformationer, även om dessa för en tid fördröjs av strömningsmotståndet vid vattenutpressningen. I tillskott till dessa "momentana" sättningar uppstår krypdeformationer, vilka om förkonsolideringstrycket tangeras eller överskrids startar omedelbart och med maximal kryphastighet. Under förkonsolideringstrycket sker också krypning men med en hastighet som snabbt avtar ju längre ifrån förkonsolideringstrycket de effektiva spänningarna ligger.

Enligt Bjerrums modell, se Fig. 4, förskjuts sambandet mellan spänning och kompression med tiden så att en och samma spänning med ökande tid ger större kompression eller alternativt att en och samma kompression med ökande tid erhålls för allt lägre spänningar. Enligt modellen skulle en lastökning som resulterar i spänningar under förkonsolideringstrycket först ge en mindre momentan kompression och sedan skulle ingenting hända förrän så lång tid gått efter lastökningen att spänningskompressionssambandet förskjutits så långt mot lägre spänningar att det sammanfaller med den aktuella spänningen och deformationen. Vid denna tidpunkt skulle krypsättningarna starta och följa samma samband för spänning, tid och deformation som vid första gångsbelastning av normalkonsoliderad jord. Om man beaktar att en konstruktion har en viss projekterad livslängd finns således enligt modellen ett tröskelvärde för överkonsolideringsgraden där man för spänningar under detta (högre överkonsolideringsgrader) inte får några krypsättningar under konstruktionens livstid. Går spänningarna över detta tröskelvärde uppstår däremot påtagliga krypdeformationer med tiden. Tröskelvärdet varierar något med den projekterade livslängden men variationen är måttlig inom normala livstider för konstruktioner. Skulle man däremot räkna på geologiska tidsperspektiv (många hundra eller tusentals år) uppstår alltid krypsättningar såvida inte jorden är kraftigt överkonsoliderad på grund av verklig tidigare överlast, torrskorpeeffekter eller liknande.

Den jordmodell som används i SGI:s beräkningsprogram (Larsson et al 1993) och som baseras på erfarenheter från svenska jordar överensstämmer i stora drag med Bjerrums modell. Den största skillnaden består i att man vid beräkningarna tar hänsyn till den hydrodynamiska fördröjningen av sättningarnas utveckling. Detta gäller såväl det som Bjerrum betecknar som "omedelbara" sättningar som krypdeformationer. Skillnaden blir att sättningarna under en konstruktions livstid beräknade på detta vis blir mindre på grund av fördröjningen. Krypsättningarna inom det överkonsoliderade området modelleras något annorlunda. I stället för ett med tiden varierande tröskelvärde används ett fast tröskelvärde som motsvarar 80 % av förkonsolideringstrycket. För spänningar under detta tröskelvärde är krypsättningarna så små att de ur alla för tidsperspektiv av intresse för konstruktioner kan antas vara försumbara. Någon motsvarande tidsförskjutning innan krypsättningarna startar finns inte men å andra sidan ökar kryphastigheten endast gradvis från noll vid tröskelvärdet till full kryphastighet först vid förkonsolideringstrycket. Detta ger jämnare deformationsförlopp som är mer i överensstämmelse med de verkliga observerade, men i stora drag blir resultaten ungefär desamma som om krypfunktionen i Bjerrums modell använts.

Effekter av antaganden om förkonsolidering på beräknade sättningar

Rent definitionsmässigt har jord alltid ett förkonsolideringstryck som är minst lika med det rådande effektiva vertikalktrycket. Med begreppet "**underkonsoliderad jord**" avses att de porövertryck som uppstått vid en pålastning (alternativt grundvattensänkning) inte hunnit utjämnas. Rådande effektiva vertikalktryck och eventuellt också förkonsolideringstrycken är då lägre än de effektiva vertikalktryck som kommer att råda i framtiden när dessa porövertryck utjämnats. Tidigare, då möjligheterna att erhålla helt ostörda prover för bestämning av kompressionsegenskaperna i laboratoriet var mer begränsade, erhöles ofta en relativt stor spridning i utvärderade förkonsolideringstryck och ofta indikationer på att jorden skulle vara underkonsoliderad. Om inte detta kunde styrkas genom känd belastningshistoria och/eller

portrycksmätningar antogs jorden vara minst normalkonsoliderad av rent logiska skäl. Ett antagande om underkonsolidering skulle medföra att man vid sättningsberäkningarna för en tillskottslast adderade de sättningar som skulle uppstå vid jordens anpassning till ett normalkonsoliderat tillstånd före laständringen till de sättningar som beräknades för själva tillskottslasten.

Innan Bjerrums modell presenterats och vunnit en vidare acceptans var man också mycket försiktig vid utnyttjande av eventuella uppmätta överkonsolideringar, eftersom dessa i de geologiskt "normalkonsoliderade" jordarna var svåra att förklara. Generellt var man mycket försiktig vid antaganden om förkonsolideringstryck och jorden antogs ofta schablonmässigt vara normalkonsoliderad. Med den metod för sättningsberäkning som då användes

$$\Delta \varepsilon = f \log\left(\frac{\sigma'_{v'}}{\sigma'_c}\right)$$

betydde en reduktion av förkonsolideringstrycket också att ökningen av de beräknade sättningarna procentuellt blev större än motsvarande reduktionen i överkonsolidering. Trots att man i dessa beräkningar bortsåg från krypdeformationer blev de beräknade sättningarna således ofta betydligt större än vad jordens verkliga förkonsolidering och icke tidskorrigerade kompressionsegenskaper skulle ge, Fig. 8.

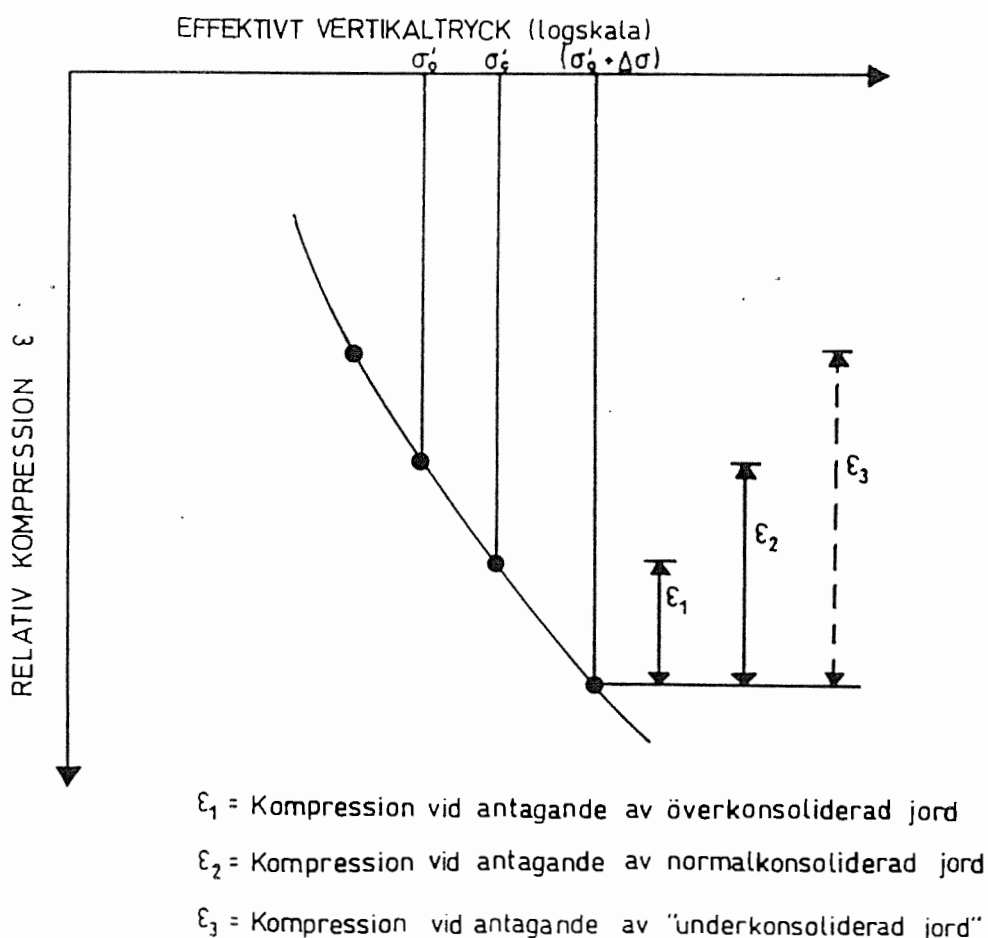


Fig. 8. Principskiss för sättningar vid olika antaganden om förkonsolidering beräknade enligt äldre modell.

Detta faktum gjorde att man med en lycklig kombination av verklig överkonsolidering, tillskottslast och beräkningstid kunde få likartade resultat i fråga om totalsättningen från dessa tidigare beräkningar med antagande av normalkonsoliderad jord och från senare beräkningar där såväl överkonsolidering som krypsättningar beaktas, Fig. 9.

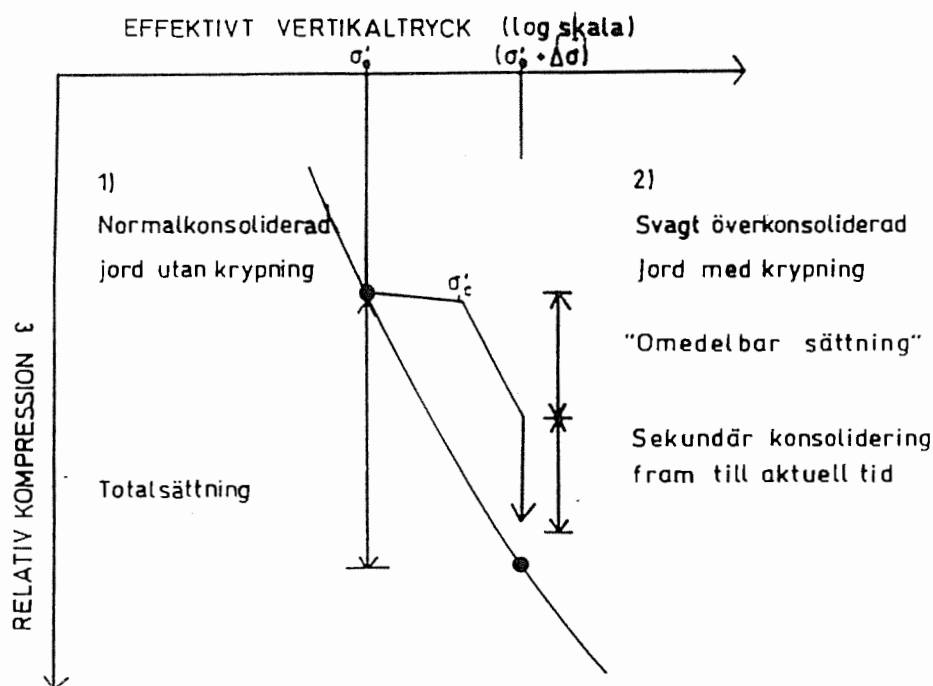


Fig. 9. Förenklad principskiss för jämförelse av olika beräkningsmetoder

Efter att ha jämfört med tidigare norsk praxis drog Bjerrum (1973) slutsatsen att detta var anledningen att man klarat sig hjälpligt med de äldre beräkningsmetoderna. Svenska jordförhållanden och dåvarande praxis var mycket likartade.

Denna lyckliga slump var dock på intet sätt generell utan vid mindre eller större laster, kortare eller längre belastningstider samt andra överkonsolideringsgrader uppstår större skillnader. En eventuell samstämmighet gäller också endast totalsättningen vid en viss tidpunkt. Sättningsförlopp, portrycksutjämningsförlopp och sättningarnas fördelning mot djupet blir alltid annorlunda för de olika beräkningsmetoderna.

Vid användande av de nya jord- och beräkningsmodellerna gäller andra kriterier för rimliga antaganden om förkonsolideringstrycken. Enligt dessa modeller skall en viss överkonsolidering ha utvecklats i jorden under den tid den legat på plats och konsoliderat för egenvikten och eventuella andra laster. Bortser man från denna överkonsolidering kommer krypsättningarna vid beräkningarna att starta omedelbart och med maximal hastighet för minsta tillskottsbelastning. Beräkningarna kommer därpå att söka skapa en logisk överkonsolidering i överensstämmelse med jordens tidsberoende egenskaper. De sättningar som beräknas på detta vis kommer i tillskott till de som skulle beräknas för en tillskottslast på en från början normalt överkonsoliderad profil. Att anta en normalkonsoliderad jordprofil i de nya beräkningsmetoderna är således i princip analogt med att anta underkonsolidering i de äldre metoderna, Fig. 10.

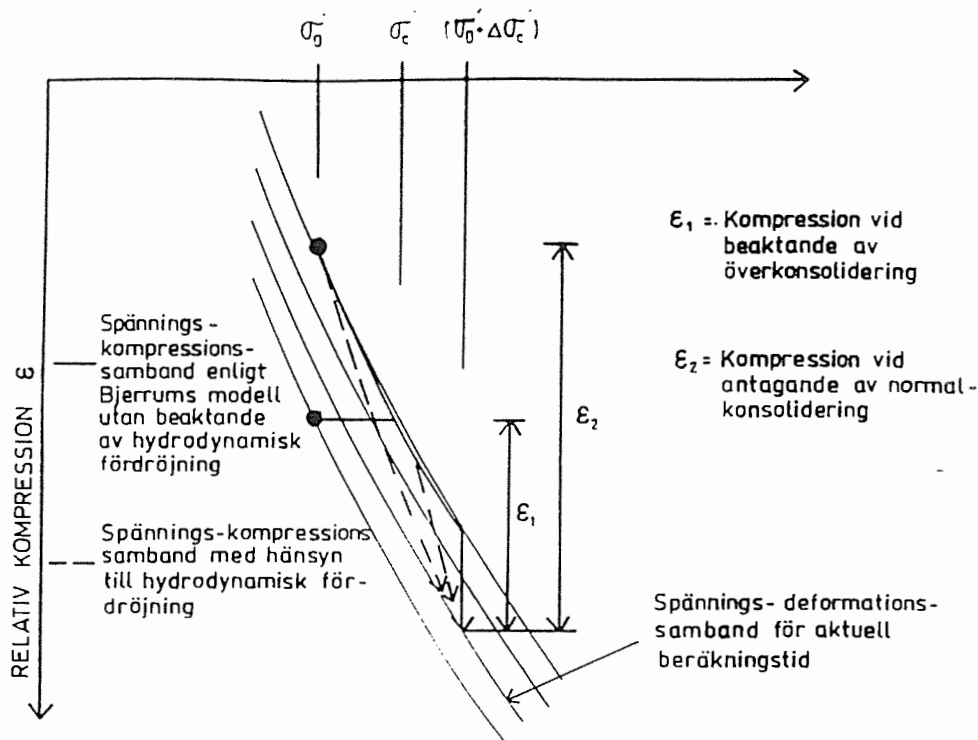


Fig. 10. Principskiss för beräknad kompression med och utan beaktande av överkonsolidering

För att inga påtagliga krypdeformationer skall uppstå vid marginella belastningar erfordras enligt SGI:s beräkningsmodell att överkonsolideringsgraden är minst 1,25. Många geologiskt unga profiler har något lägre överkonsolideringsgrader, men i dessa pågår också en påtaglig krypdeformation även utan tillskottslaster. Ett överskridande av 80 % av förkonsolideringstrycket medför inte några dramatiska förändringar i deformationerna utan endast att krypprocesserna börjar komma igång och sedan accentueras allteftersom spänningarna närmar sig förkonsolideringstrycket.

Krypprocesserna fördröjs av strömningsmotståndet i jorden och är normalt betydligt långsammare än vad Bjerrums modell anger under den tidsrymd som beaktas. Undantagen är främst de delar av jordprofilen som gränsar till dränerande skikt och lager. Här finns inte motsvarande fördröjning, varför det är extra viktigt att överkonsolideringen beaktas till fullo för att inte krypsättningarna skall överskattas i beräkningarna.

Effekt av provtagnings- och provningskvalitet

Överkonsolideringseffekterna i de norska lerorna kunde fastställas först efter att provtagningsutrustningen förbättrats och även därefter kan vissa frågetecken resas om kvaliteten på de mest svårtagna jordproverna. Den svenska standardkolvborren kom 1961 (SGF:s kommitté för kolvprovtagning) och har visat sig kunna ge prover av mycket hög kvalitet i de homogena hög- och mellanplastiska lerorna. Senare jämförelser med större och/eller mer avancerade provtagare har inte påvisat någon påtaglig skillnad i provkvalitet i dessa jordar. Samtidigt är det ett faktum att prover som tagits i heterogen jord, mycket siltig jord och skiktad jord oftast är mer eller mindre störda.

Överkonsolideringsgraden i homogen jord kan därför ofta bestämmas noggrant med resultat som ger samstämmiga trender, vilket bl.a. de olika forskningsprojekten visat. Detta förutsätter dock att såväl provtagning, transport och förvaring av prover samt laboratorieprovningen utförs på rätt sätt. I forskningsprojekten har standardiserad utrustning och rekommenderade förfaranden följts i detalj med gott resultat. Vid en nyligen genomförd undersökning av vad som kan förväntas i form av kvalitet från kommersiellt utförda undersökningar med motsvarande utrustningar och provningsmetoder blev resultaten ofta betydligt sämre, (Magnusson et al 1989).

Även i forskningsprojekten var det ofta svårt att utvärdera överkonsolideringseffekterna i delar av jordprofilerna som innehöll grövre och skiktad jord på grund av att proverna var mer eller mindre störda. I forskningssammanhang har man ibland möjlighet att ta prover i en sådan omfattning att man med hjälp av enstaka mindre störda prover kan utvärdera överkonsolideringen också i dessa zoner, men för praktiskt bruk är man som regel hänvisad till att göra vissa bedömningar.

Med tanke på vad som visat sig om normal provkvalitet i vanliga undersökningar finns anledning att göra en bedömning av alla resultat från denna typ av undersökning. Provtagningens och laboratorieprovningens omfattning är dessutom ofta så begränsad att ytterligare bedömningar av egenskapernas variationer i profilen erfordras. Vid denna bedömning kan redovisade normala överkonsolideringsgrader användas med beaktande av typ av jord, avsättningshistoria och eventuella lastförändringar. Hänsyn bör tas till närheten till dränerande skikt. Kompletterande resultat från CPT-sondering, dilatometerförsök och vingförsök i fält kan användas som stöd för en kvalitativ bedömning av förkonsolideringens variation med djupet. I detta fall måste också eventuella problem med störning vid respektive försökstyp i olika jordar observeras.

Vid bedömning av de enskilda ödometerförsökens relevans bör hänsyn tas till normal störning vid provtagning i den aktuella jordtypen, indikationer på störning som observerats okulärt i fält och i laboratoriet eller i form av ett påtagligt mjukt material med stora deformationer upp till förkonsolideringstrycket etc. Vidare bör ödometerkurvan studeras med avseende på indikationer på friktion i ödometern eller, vid CRS-försök, alltför höga portryck under försöket. Generellt kan sägas att om ingen onormal friktion uppstått, apparaturen inte är felkalibrerad eller alltför höga deformationshastigheter använts så medför felkällorna vid provtagning, transport och provning mycket liten risk för att förkonsolideringstrycken i kohesionsjord skall överskattas i någon större grad. Risken för att de skall underskattas är däremot påtaglig.

För att ett relevant konsolideringstillstånd i jorden skall kunna bedömas erfordras således en omfattande provtagning och provning av mycket hög kvalitet kombinerad med vissa bedömningar eller, alternativt, ett mindre antal undersökningar av hög kvalitet kombinerade med ett omfattande bedömningsarbete med utnyttjande av alla tillgängliga provnings- och erfarenhetsdata.

Effekt av jordlagerföljd och överlagringstryck på deformationsparametrarna

Utöver förkonsolideringstrycket styrs deformationerna i ett sättningförlopp av jordens kompressionsmodul och krypbenägenhet samt, under normala tidsperspektiv, av dess permeabilitet.

Jordens kompressibilitet vid ett överskridande av förkonsolideringstrycket styrs i princip av dess portal (alternativt vattenkvot vid vattenmättad jord) eftersom det är porerna i jorden som kan pressas samman. Detta är dock ingen rätlinjig funktion, bland annat på grund av att inte alla porer kan tryckas samman utan kohesionsjord kan betraktas som inkompressibel redan vid ett portal som ungefär motsvarar dess krympgräns. Kompressibiliteten varierar vidare med en rad faktorer som kornfördelning, mineralsammansättning, inträffade kemiska processer m.m. men kompressionsmodulen för spänningar över förkonsolideringstrycket kan i stora drag beskrivas som en funktion av portal (naturlig vattenkvot) och effektivt vertikalt tryck, $M = m\sigma'_v$, där m är en funktion av den naturliga vattenkvoten (ökande med minskande vattenkvot, se Fig. 3.). Något olika formuleringar för kompressionsmodulen används i olika modeller och beräkningsprogram men principen att modulen ökar med ökande vertikalt tryck och minskande vattenkvot är generell.

På motsvarande sätt är krypbenägenheten beroende av portalet. Koefficienten α_s kan som tidigare nämnts i stora drag relateras till $1/M$, men krypbenägenheten förefaller att avta något hastigare med portalet och praktiskt taget upphöra vid ett portal som ungefär motsvarar plasticitetsgränsen.

Kompressionsmodulen för spänningar upp till förkonsolideringstrycket uppskattas ofta ur empiriska relationer. Denna modul ökar empiriskt med minskande plasticitet och ökande förkonsolideringstryck i jorden.

Vid modellering av egenskaperna i en jordprofil, där endast ett begränsat antal bestämningar av kompressionsegenskaperna utförts, kan man således använda sig av den naturliga vattenkvotens, flytgränsens och förkonsolideringstryckets variation för att modellera kompressionsegenskapernas variation med djupet. Vid normala jordprofiler, där vattenkvoten och flytgränsen avtar mot djupet samtidigt som förkonsolideringstrycken gradvis ökar, ökar kompressionsmodulerna kraftigt mot djupet samtidigt som krypbenägenheten i form av α_s minskar. Detta är mycket viktigt att beakta, speciellt i profiler där provtagning och kompressionsförsök endast utförts till begränsat djup men också i skiktade jordar med kraftigt varierande sammansättningar och portal. Ett exempel på hur jordens egenskaper kan variera i en profil är skisserat i Fig. 11.

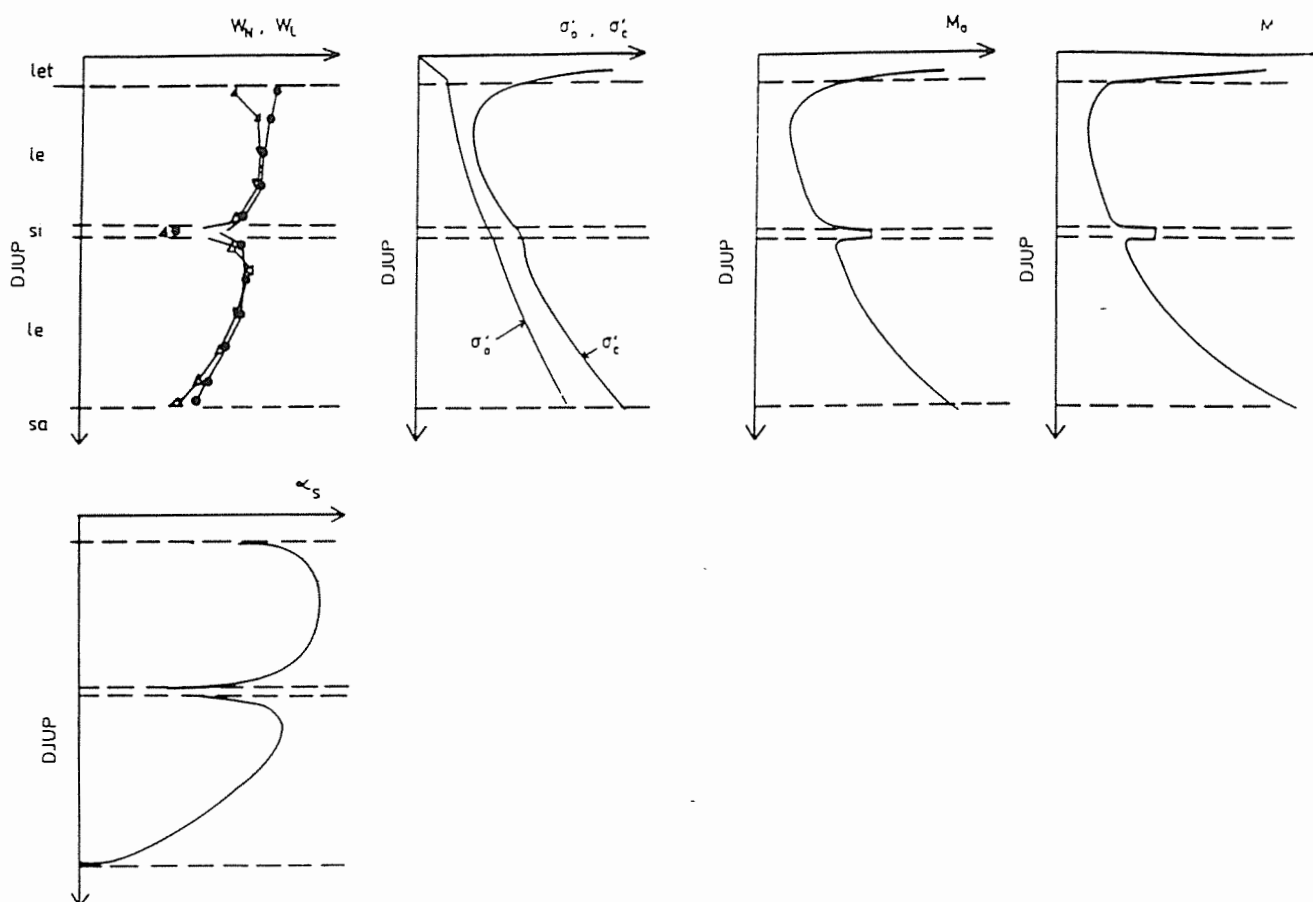


Fig. 11. Principskiss för relativ variation för vattenkvot, flytgräns och kompressionsegenskaper i en lerprofil.

Jordens permeabilitet är också en funktion av dess portal. För en och samma jord kan permeabiliteten direkt relateras till portalet och permeabilitetens variation med sammantryckningen kan uppskattas med empiriska relationer (Tavenas et al 1983, Larsson och Sällfors 1985). Förutom portalet är dock permeabiliteten starkt beroende av kornfördelning, mineralsammansättning, struktur, organiskt innehåll m.m., vilket gör att inga schablonregler för dess normala storlek kunnat uppställas utöver de relativt grova riktlinjer som ges för lera i SGF:s laboratoriekommitté's anvisningar (Fagerström och Wiesel 1972) och för organisk jord i SGI Rapport 38 (Larsson 1990).

Modelleringen av permeabiliteten blir därmed relativt grov om inte tillräckligt underlag finns i form av främst resultat från CRS-försök i laboratoriet och eventuella permeabilitetsförsök i fält. Detta är olyckligt eftersom permeabiliteten tillsammans med dräneringsförhållandena i jordprofilen är styrande för huvuddelen av sättningsförloppen.

Referenser

Alte, B., Olsson, T., Sällfors, G. och Bergsten, H. (1989). Djupdykning i Göteborgsleran - Geologisk-geoteknisk studie av lera från stort djup inom Kv Guldets, Göteborg.
Bo Alte AB/Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg

Andréasson, B. (1979). Deformation Characteristics of Soft, High-Plastic Clays under Dynamic Loading Conditions. Avhandling, Institutionen för geoteknik med grundläggning, Chalmers tekniska högskola, Göteborg.

Bergenståhl, L., Rogbeck, Y. och Eskilsson, S. (1988). Sättningsuppföljningar i lera - Jämförelse mellan beräkningar med och utan krypning. X Nordiske Geoteknikermöte, Artikler og postersammendrag, Oslo.

Bergsten, H. (1989). Stratigraphy of a late Weichselian-Holocene clay sequence at Göteborg, south-western Sweden. Avhandling, Institutionen för geologi, Chalmers tekniska högskola, Publikation A68 1989, Göteborg.

Bjerin, L. (1977). Pähängskrafter på långa betongpålar. Statens geotekniska institut, Rapport Nr. 2. Linköping.

Bjerrum, L. (1967). Engineering geology of Norwegian normally-consolidated marine clays as related to settlements of buildings. 7th Rankine Lecture. Geotechnique, Vol. 17, No. 2. Också i Norges geotekniske institutt, Publikasjon 71, Oslo.

Bjerrum, L. (1972). Embankments on Soft Ground. State-of-the-Art Report. Proceedings, Conference on Earth and Earth-supported Structures, Purdue, Lafayette, Indiana, Vol. 2. Också i Norges geotekniske institutt, Publikasjon 95, Oslo.

Bjerrum, L. (1973). Problems of Soil Mechanics and Construction on Soft Clay and Structurally Unstable Soils. General Report, Proceedings, 8th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol. 3. Moscow.
Också i Norges geotekniske institutt, Publikasjon 100, Oslo.

Buisman, A. S. K. (1936). Results of long duration settlement tests. Proceedings, 1st International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol. 1. Cambridge, Massachusetts.

Fagerström, H. och Wiesel, C.-E. (1972). Permeabilitet och kapillaritet. Förslag till geotekniska laboratorieanvisningar, del 8. Byggforskningens informationsblad B7:1972, Stockholm.

Janbu, N. (1970). Grunnlag i geoteknikk. Tapir Forlag, Trondheim.

Jendeby, L. (1992). Jordförstärkning-Djuppäckning. Byggeforskningsrådet T21:1993, Stockholm.

- Lacasse, S., Berre, T. and Lefebvre, G. (1989).** Block sampling of sensitive clays. Proceedings, 11th International Conference on soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol. 2.
- Larsson, R. (1986).** Consolidation of soft soils. Statens geotekniska institut, Rapport Nr. 29, Linköping.
- Larsson, R. (1990).** Behaviour of Organic Clay and Gyttja. Statens geotekniska institut, Rapport Nr. 38, Linköping.
- Larsson, R. och Sällfors, G. (1985).** Automatic Continuous Consolidation Testing in Sweden. ASTM Symposium on Consolidation of Soils: Testing and Evaluation. Fort Lauderdale. ASTM STP 892: Consolidation Behaviour of Soil.
- Larsson, R., Bengtsson, P. E. och Eriksson, L. (1993).** Sättningsprognoser för bankar på lös finkornig jord. Statens geotekniska institut, Information Nr 13, Linköping.
- Larsson, R., Ottosson, E. och Sällfors, G. (1994).** Agnesbergsskredet. Statens geotekniska institut, Rapport Nr. 44, Linköping.
- Leroueil, S. (1988).** Recent developments in consolidation of natural clays. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 25, No. 1.
- Magnan, J. P., Baghery, S., Brucy, M. and Tavenas, F. (1979).** Etude numerique de la consolidation unidimensionnelle en tenant compte des variations de la perméabilité et de la compressibilité du sol, du fluage et de la non-saturation. Laboratoires des Ponts et Chaussées, Bulletin de Liaison, No. 103, Paris.
- Magnan, J. P., Mieussens, C. and Queypoi, D. (1987).** 10 Years of Observation and Numerical Analyses of Cubzac-Les-Ponts Test Fill B. Proceedings, International Symposium on Geotechnical Engineering of Soft Soils, Mexico City, Vol. 1.
- Magnusson, O., Sällfors, G. och Larsson, R. (1989).** Ödometerförsök enligt CRS-metoden. Byggeforskningsrådet, Rapport R44:1989, Stockholm.
- Mesri, G. (1987).** Fourth law of soil mechanics: The law of compressibility. Proceedings, International Symposium on Geotechnical Engineering of Soft Soils, Mexico City, Vol. 2.
- Möller, B. och Åhnberg, H. (1992).** Övervakningssystem - Släntbeteende - Skredinitiering; Resultat från ett fullskaleförsök i Norrköping. Statens geotekniska institut, Rapport Nr. 41, Linköping.
- Osterman, J. (1960).** Notes on the shearing resistance of soft clays. Acta Polytechnica Scandinavica, No. Ci 2, 263/1959, Stockholm.
- Rogbeck, Y. (1989).** Praktikfall 2 - Vägarbeten. Grundläggningdagen 1989, Svenska geotekniska föreningen, Stockholm.

Schmertmann, J. H. (1991). The Mechanical Aging of Soils. 25th Terzaghi Lecture. ASCE Journal of Geotechnical Engineering, Vol. 117, No. 9.

Suklje, L. (1957). The analysis of consolidation process by the isotaches method. Proceedings, 4th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol. 1, London.

Swedish committee on piston sampling (1961). Standard piston sampling. Statens geotekniska institut, Proceedings Nr. 19, Stockholm.

Tavenas, F. and Leroueil, S. (1987). Laboratory and In-Situ Stress-Strain-Time Behaviour of Soft Clays: A State-of-the-Art. Proceedings, International Symposium on Geotechnical Engineering of Soft Soils, Mexico City, Vol. 2.

Tavenas, F., Leblond, J.P. and Leroueil, S. (1983). The permeability of natural soft clays. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 20, No. 4.

Taylor, D. W. (1942). Research on consolidation of clays. Massachusetts Institute of Technology, Department of Civil and Sanitary Engineering, Serial 82.

Åstedt, B., Weiner, L. och Holm, G. (1994). Friktionspålar - bärförmågans tillväxt med tiden. Ingenjörsvetenskapsakademien, Pålkommisionen, Rapport 91.