



Det här verket har digitaliserats vid Göteborgs universitetsbibliotek och är fritt att använda. Alla tryckta texter är OCR-tolkade till maskinläsbar text. Det betyder att du kan söka och kopiera texten från dokumentet. Vissa äldre dokument med dåligt tryck kan vara svåra att OCR-tolka korrekt vilket medför att den OCR-tolkade texten kan innehålla fel och därför bör man visuellt jämföra med verkets bilder för att avgöra vad som är riktigt.

This work has been digitized at Gothenburg University Library and is free to use. All printed texts have been OCR-processed and converted to machine readable text. This means that you can search and copy text from the document. Some early printed books are hard to OCR-process correctly and the text may contain errors, so one should always visually compare it with the images to determine what is correct.



Varierande konsoliderings- egenskaper i lerjord

Exemplifierat med en geoteknisk —
geologisk studie av förhållanden i
Lidköping

Bo Alte
Benneth Dennegård
Per Gunnar Larsson

R
9/11

INSTITUTET FÖR BYGGDOKUMENTATION	
Accnr	
Plac	Ser

R22:1988

VARIERANDE KONSOLIDERINGSEGENSKAPER I LERJORD

Exemplifierat med en geoteknisk - geologisk
studie av förhållanden i Lidköping

Bo Alte
Benneth Dennegård
Per Gunnar Larsson

Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 810414-4
från Statens råd för byggnadsforskning till Civilingenjör
Bo Alte AB, Göteborg.

REFERAT

Leran inom Lidköping varierar starkt i fasthet, vilket bevisas av att lätta envåningshus erhållit sättningar inom vissa områden medan tunga fler-våningshus är sättning fria inom andra. Undersökningen inom Askeslättsområdet visar dessutom att lerans överkonsolidering även varierar i djupled.

Underst finns en relativt starkt överkonsoliderad lera, i ett mellanskikt är leran normalkonsoliderad och överst är leran svagt överkonsoliderad. Dessa lager har olika geologiska bildningsmiljöer.

Såväl geologiska som geotekniska förklaringar har studerats i utredningen. Några geologiska bildningsmodeller har skisserats för att förklara de konsolideringsförhållanden som mätts. Sådana modeller kan vara en kraftig regression efter istiden i kombination med grundvattensänkning eller möjligen en framstöt av landisen.

En annan möjlig förklaring har sökts i kemisk påverkan och strukturförändring i leran utvecklad under tusentals år. En parallell härtill är lerors varierande sensitivitet som också anses bero på kemisk påverkan. Tre väsentliga faktorer diskuteras i utredningen nämligen krypning, jonbyte och cementeringseffekt.

Utredningens praktiska värde är främst att öka förståelsen för lerors olika karaktär i avsikt att på sikt kunna bestämma säkrare jordparametrar. Utredningen visar också på nödvändigheten av att lerors geologi och kemi sammanlänkas med de geotekniska egenskaperna.

I Byggforskningsrådets rapportserie redovisar forskaren sitt anslagsprojekt. Publiceringen innebär inte att rådet tagit ställning till åsikter, slutsatser och resultat.

Denna skrift är tryckt på miljövänligt, oblekt papper.

R22:1988

ISBN 91-540-4860-5

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

Svenskt Tryck Stockholm 1988

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

FÖRORD	5	
SAMMANFATTNING	7	
1	INLEDNING	9
1.1	Bakgrund	9
1.2	Målsättning	10
1.3	Områdesbeskrivning	12
1.4	Regional kvartärgeologisk översikt	15
2	RESULTAT AV FÄLT- OCH LABORATORIEUNDERSÖKNINGAR OCH DISKUSSION AV METODIK	21
2.1	Jordlagrens uppbyggnad	21
2.2	Fältundersökning	23
2.2.1	Totaltrycksöndring	23
2.2.2	Vingprovning	23
2.2.3	Grundvattenobservation	26
2.2.4	Upptagning av ostörda jordprover	28
2.2.5	Horisontaltrycksmätning	28
2.3	Geotekniska laboratorieunder- sökningar	29
2.3.1	Rutinundersökning	29
2.3.2	Speciella undersökningar	35
2.3.3	Kompressionsförsök i ödometer.	37
2.3.4	Skjuvförsök	41
2.4	Geologiska laboratorieunder- sökningar	42
2.4.1	Kornstorleksanalys	43
2.4.2	Foraminiferanalys	45
2.4.3	Pollenanalys	46
2.4.4	Kompletterande observationer..	48
3	TOLKNING AV SEDIMENTENS UPP- BYGGNAD SAMT GEOLOGISKA OCH GEOTEKNISKA EGENSKAPER	49
3.1	Lager A	50
3.2	Lager B	52
3.3	Lager C	55
3.4	Siltlagret	57
4	OLIKA TEORIER FÖR LERSEDIMENTS KONSOLIDERING	59
4.1	Totaltryck, portryck, effektiv- tryck och förkonsolideringstryck	59
4.2	Överkonsolidering orsakad av överbelastning och/eller grund- vattensänkning	60
4.3	Överkonsolidering orsakad av krypning, kemisk påverkan och cementering	62
4.3.1	Krypning	64
4.3.2	Kemisk påverkan	65
4.3.3	Cementering	67

5	UTVÄRDERING AVSEENDE SEDIMENTENS AVSÄTTNING OCH KONSOLIDERING .	69
5.1	Konventionell modell	70
5.2	Belastning och erosion av is .	73
5.3	Grundvattensänkning - erosion.	75
5.4	Krypning, kemisk påverkan, cementerig	79
APPENDIX		
	UNDERSÖKNINGSMETODER	83
1	Fältundersökning	83
1.1	Totaltrycksondering	83
1.2	Vingprovning	84
1.3	Grundvattenobservation	84
1.4	Upptagning av ostörda jordprover	85
1.5	Horisontaltrycksmätning	85
2	Geotekniska laboratorieunder- sökningar	86
2.1	Rutinundersökning	86
2.2	Speciella undersökningar	87
2.3	Kompressionsförsök i ödometer..	88
2.4	Skjuvförsök	89
3	Geologiska laboratorieunder- sökningar	90
3.1	Kornstorleksanalys	90
3.2	Foraminiferanalys	90
3.3	Pollenanalys	91
3.4	Kompletterande observationer ..	91
BILAGA A	Kompressionsförsök i standard- ödometer, "täta"-laststeg	93
BILAGA B	Kompressionsförsök i ödometer, CRS-försök	102
BILAGA C	Kompressionsförsök i standard- ödometer, horisontell belastning	104
BILAGA D	Geotekniska laboratorieresultat från huvudlagerföljden i borrhål 9	105
BILAGA E	Kornstorleksfördelning från huvudlagerföljden i borrhål 9..	108
BILAGA F	Geologiska laboratorie- resultat	109
BILAGA G	Statistiska parametrar	113
BILAGA H	Kompressionsförsök i standard- ödometer, där kompressionen redovisas relativt lerprovets vattenkvot	114
REFERENSER	124
PLASTFICKA	(se Förord: anmärkning)	

FÖRORD

Inom Lidköpingsområdet har man under lång tid varit förvånad över varierande grundläggningsförhållanden hos lerjorden. Tunga byggnader har uppförts på vissa platser utan att några sättningar uppkommit medan lätta envåningshus erhållit allvarliga sättningsskador på andra platser.

I samband med planeringen av Askeslättsområdet väster om Lidköpings centrum visade de geotekniska undersökningarna att lerans överkonsolidering varierade även i vertikalled. Andra geotekniska egenskaper såsom sensitivitet och artesiskt vattentryck var också extrema. Det var därför nödvändigt att utföra en förhållandevis omfattande geoteknisk undersökning och i detta sammanhang erhöles även forskningsanslag från Statens råd för byggnadsforskning dels för vissa kompletterande undersökningar och dels för att publicera och om möjligt förklara resultaten. En värdefull utvidgning av arbetet erhöles genom kontakten med geologi, doktor Benneth Dennegård, som vid detta tillfälle studerade Vänerbäckenets kvartärgeologi. Vissa delar av Askeslättsutredningen har också inarbetats i Dennegårds doktorsavhandling 1984 samtidigt som Dennegård aktivt medverkat i detta forskningsprojekt.

I samband med projektets genomförande har stort intresse visats från Lidköpings kommun. Det geotekniska arbetet har utförts av personal från Bo Alte AB och granskning av manus har gjorts av Tord Olsson. De geologiska laboratorieundersökningarna har utförts av Sven Erik Sundevall vid Geologiska institutionen på Chalmers. Vi riktar ett tack till alla dessa som på ett mycket värdefullt sätt deltagit i arbetet.

Bo Alte

Benneth Dennegård

Per Gunnar Larsson

ANMÄRKNING

Av praktiska skäl har ritningarna nr 1 och 2 ej inlagts i plastfickan. Dessa ritningar kan beställas från Bo Alte AB telefon 031-550080.

SAMMANFATTNING

Undersökningen inom Askeslätt har varit mycket inspirerande att genomföra och utvärdera. Bland annat har det omfattande materialet av laboratorieundersökningar och vingprovningar kunnat sammanställas och jordlagerföljden inom området bestämmas med ovanligt stor noggrannhet. Men undersökningen har också visat att många problemställningar ännu inte är möjliga att på ett acceptabelt sätt förklara. Genom bidrag från BFR har undersökningen för Askeslättsområdet kunnat utökas med speciella provningar. Bland annat har ett intimt samarbete etablerats med Institutionen för geologi på Chalmers, varvid en geologisk - geoteknisk utvärdering kunnat göras på ett sätt som är relativt ovanlig.

Lidköping är trots sin mycket lugna topografi en plats med högst varierande leregenskaper. Det har länge varit känt att leran inom vissa delar av Lidköping är betydligt starkare än normalt och inom andra delar svagare. Tidigare undersökningar har visat att överkonsolideringen varierar i plan men Askeslättsundersökningen visar dessutom tydligt att lerans konsolideringsförhållanden även varierar i vertikalled. Detta är något som tidigare inte observerats och det var denna omständighet som främst gjorde att en utökad undersökning av Askeslätt bedömdes värdefull.

Resultatet av undersökningen visar att det inom en stor del av Askeslättsområdet finns tre olika lerlager med olika förkonsolideringsgrad och dessutom med olika geologiska förutsättningar.

- o underst ett lager (A) med relativt stark överkonsolidering. Denna lera är bildad i tidig glacial miljö med marint vatten och stort vattendjup,
- o mellanskiktet (B) är oftast normalkonsoliderat och bildat i lågsalint vatten med sannolikt stort djup,
- o det överstalagret (C) är svagt överkonsoliderat. Leran har avsatts i lågsalint och grunt vatten.

Dessa förhållanden får anses vara både ovanliga och svårförklarliga. Speciellt är det svårt att med gängse teorier förklara varför det understa lerlagret har ett förkonsolideringstryck som avsevärt överskrider nuvarande effektivtryck i jorden.

Olika förklaringar har lagts fram i utredningen. I första hand föll det sig naturligt att försöka finna geologiska skäl. Den konventionella modellen för jordlagrens bildningssätt kan emellertid inte förklara överkonsolideringen. Några mera ovanliga men ändå möjliga geologiska modeller har skisserats. En kraftig regression efter istiden i kombination med en grundvattensänkning skulle kunna ge de konsolideringsför-

hållanden som uppmätts. För närvarande föreligger dock inte resultat angående strandförskjutningen som helt stödjer denna hypotes. En framstöt av landisen, som belastat det understa lerlagret, kan också vara möjlig men ger inte upphov till riktigt samma konsolideringsbild som ödometerförsöken visar. Därför har förklaringen av konsolideringsförhållandena också fått sökas i kemisk påverkan och texturförändring i leran utvecklad under tusentals år. Tre väsentliga diskussionsuppslag utgör krypning, kemisk påverkan och främst då jonbyte samt cementeringseffekt i lerskelettet.

Förutsättningarna för dessa teorier diskuteras. Den kemiska påverkan på lera, som kan pågå under årtusenden, är ofta förbisedd vid bedömning av lerans förkonsolideringstryck och därmed även skjuvhållfasthet. Däremot förklarar man som regel lerans varierande sensitivitet som ett kemiskt fenomen.

Vi utesluter inte heller att förklaringen till konsolideringsförhållandena, som återfinns i Lidköpingsområdet, är att söka i en kombination av de utvecklingsmodeller som presenterats.

Det praktiska värdet av dessa undersökningar är främst att öka förståelsen för lerors olika karaktär så att en säkrare bestämning av jordparametrarna kan göras. Detta innebär att vi bättre kan utnyttja lerans bärformåga för en säkrare och ofta billigare grundläggning. Dessutom ger bättre kunskap om leran större möjlighet att förutsäga risken för skred av t ex Tuve-typ. På samma sätt som sensitiviteten alltid varit en viktig faktor vid skredundersökningar kan också motsvarande kemiska påverkan ge upphov till lokala skillnader i förkonsolideringstryck, skjuvhållfasthet och sprödhet.

Några viktiga frågeställningar som speciellt uppmärksammas i samband med utredningsarbetet är följande

- o studiet av lera måste ges en mera tvärvetenskaplig inriktning. Lerans geologi och kemi måste sammanlänkas med de geotekniska egenskaperna
- o provningstekniken vid ödometerförsök bör utredas ytterligare. Tidsberoendet har bl a stor betydelse. Kurvans form kan ge värdefull information
- o relevanta jordparametrar bör sökas som på ett praktiskt sätt återspeglar olika leregenskaper.

Lerans varierande egenskaper både regionalt och med djupet har länge varit föremål för studier och forskning inom och utom Sverige ännu dock utan att tillfredsställande förklaringar alltid kunnat ges. Förhållandena inom Askeslätt är mycket ovanliga med starkt varierande lerkaraktär såväl i plan som på olika djup i lerlagren. Därför är ett mera detaljerat studium av de olika egenskaperna mycket värdefullt samtidigt som det vore synnerligen intressant om en trolig förklaring till de olika leregenskaperna kunde ges. Det synes också ha en väsentlig betydelse att med en kombinerad geologisk-geoteknisk utredning belysa de komplexa jordlagerförhållanden som råder inom delar av den så kallade Mellansvenska ändmoränzonen.

Rapporten har avsiktligt utformats så att geotekniker, geologer och även icke ämnesföreträdare skall kunna tillgodogöra sig information i den presenterade utredningen. Detta med förhoppning att de uppnådda resultaten och dess betydelse, över hela ämnesregistret, skall tillgodogöras. Avsikten har även varit att ge publicitet till den mängd basdata som framkommit inom de olika faserna av undersökningarna.

1.1 Bakgrund

Inom Askeslätt - Silverbyområdet som är beläget omedelbart väster om Lidköping, utförde Bo Alte AB under 1978 till 1980 relativt omfattande geotekniska undersökningar. Undersökningarna utfördes på uppdrag av Lidköpings kommun med avsikt att utgöra underlag för planering av den framtida bebyggelsen inom området.

Askeslätt - Silverbyområdet är i stort sett plant med silt-sand närmast markytan ner till mellan ca 2-5 m djup och därunder lera till max 30 m djup. Under lerlagren finns mycket mäktiga lager av isälvsmaterial. Det visade sig vid undersökningarna att lerans tekniska egenskaper varierar ovanligt mycket i såväl plan som djupled. Vid grundläggning av byggnader är lerans konsolideringsegenskaper (sättningssegenskaper) oftast helt avgörande. Inom området varierar leran från starkt överkonsoliderad (dvs leran tål ytterligare belastning utan att konsolideringssättningar uppkommer) till normalkonsoliderad (dvs leran tål ej ytterligare belastning utan att konsolideringssättningar utbildas). Hos den starkt överkonsoliderade leran varierar överkonsolideringen mellan ca 40-140 kPa. En jords konsolideringsförhållanden anses bl a bero på dess belastningshistoria, varvid en överkonsoliderad jord tidigare har varit belastad av exempelvis jordlager, som senare eroderats bort, som utsatts för grundvattensänkning eller dylikt. Inom det undersökta området konstaterades att ett i stort sett normalkonsoliderat lerlager finns mellan två överkonsoliderade lerlager, vilket är mycket svårförklarligt med avseende på lerlagrens belastningshistoria.

Vid tolkningen av undersökningsresultaten erhöjls inte heller entydiga samband mellan lerans förkonsolideringsegenskaper och övriga parametrar.

Den geologiska delen av undersökningarna i Askeslätt initierades av att det vid den geotekniska undersökningen påvisades svårtolkade resultat. Ett behov förelåg att komplettera den geotekniska undersökningen med en geologisk-stratigrafisk utredning, som förhoppningsvis kunde upplysa om de förhållanden som rått vid sedimentens avsättning. Förhållandet att ett normalkonsoliderat sediment är över- respektive underlagrat av överkonsoliderade sediment i delar av området var en av huvudfrågorna i detta skede. I andra delar av området saknas denna sekvens eller konsolideringsgraden varierar på ett än mer komplicerat sätt.

Vid de inledande diskussionerna om Askeslättsområdet kunde ett flertal teorier om sedimentlagrens avsättning uppställas. Vissa lager kan vara överkörda vid en isframstöt i samband med deglaciationen. Skred kan ha inträffat i området eller skredmassor kan tänkas finnas bland sedimentlagren. Om den konventionella teorin om Baltiska Issjöns tappning accepteras kan de vattenmassor, som dränerades över denna del av Sverige ha åstadkommit erosion av de innan tappningen avsatta lerlagren. Vidare kan sedimentlagren vara mer eller mindre kontinuerligt avsatta och inga mer dramatiska händelser påverkat stratigrafin i området.

Ett stort behov fanns alltså att ge ytterligare klarhet åt dessa mycket svårtolkade geotekniska-geologiska förhållanden. Vi ansåg det även viktigt att de resultat som framkommit fick en vidare spridning.

1.2 Målsättning

Projektets huvudmålsättning har varit att bearbeta och sammanställa befintligt material inklusive viss komplettering och utifrån detta om möjligt finna en förklaring till de komplexa jordlagerförhållanden som råder inom området. Utredningen har i första hand inriktats på att

- o fastställa hur lerans konsolideringsegenskaper varierar såväl i djupled som i plan
- o påvisa huruvida lerans geotekniska egenskaper kan hänföras till skilda sedimenttyper
- o med underlag av de erhållna resultaten analysera orsakerna till lerans varierande konsolidering och hållfasthet.

För att kunna göra en fördjupad geoteknisk-geologisk tolkning av områdets stratigrafi utfördes en kompletterande provtagning i en tidigare provtagningspunkt (bh 9), där sekvensen med en normalkonsoliderad lera under- respektive överlagrad av en överkonsoliderad

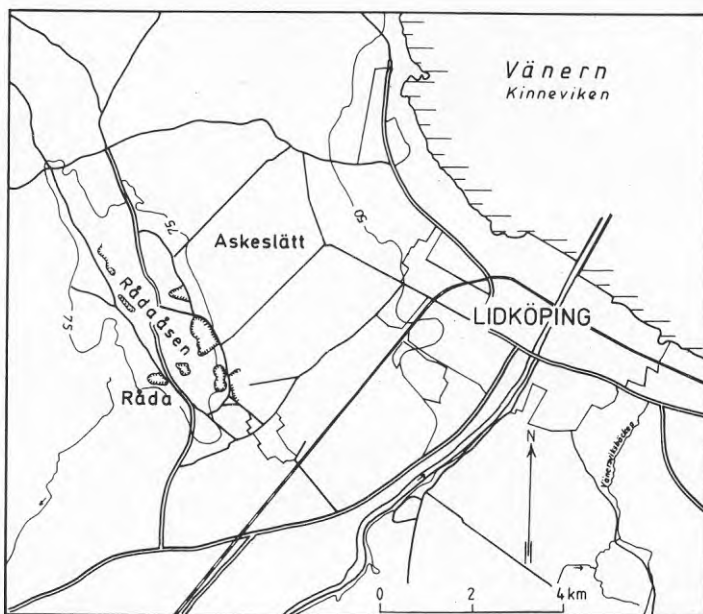
lera, var påvisad. Den kompletterande provtagnings huvudsyfte har varit att erhålla en så komplett referensjordlagerföljd som möjligt och utifrån denna skapa bättre förutsättningar att "interpolera" mellan övriga provtagningspunkter.

Den geotekniska utredningen bestod i ett första steg av att utföra detaljerade laboratorieundersökningar på referensjordlagerföljden. Stor vikt lades vid lerans konsolideringsegenskaper och ett mycket stort antal kompressionsförsök utfördes. I ett andra steg har samband sökts mellan såväl olika geotekniska parametrar som mellan geotekniska och geologiska parametrar. Målsättningen har varit att finna en eller flera möjliga förklaringar till de komplicerade jordlagerförhållandena.

Den geologiska utredningen bestod i att i en första del stratigrafiskt indela de provtagna sedimentlagerföljderna. Detta så att man såväl vertikalt som horisontellt kunde få en uppfattning om de olika sedimentlagrens utredning i området. För detta ändamål undersöktes huvudlagerföljden (bh 9). Denna lagerföljd undersöktes så detaljerat att, med en befintlig stratigrafisk indelning, man med mer spridda analyser kunde återfinna korresponderade stratigrafiska enheter i de andra jordlagerföljderna i undersökningsområdet. På detta sätt skulle de geotekniska resultat, som erhållits från de provtagna lagerföljderna, kunna relateras till i vilken sedimenttyp de var uppmätta. Vidare avsågs att med de resultat som erhöles från de stratigrafiska studierna ge en geologisk tolkning av hur lerlagren kunde vara avsatta.

1.3 Områdesbeskrivning

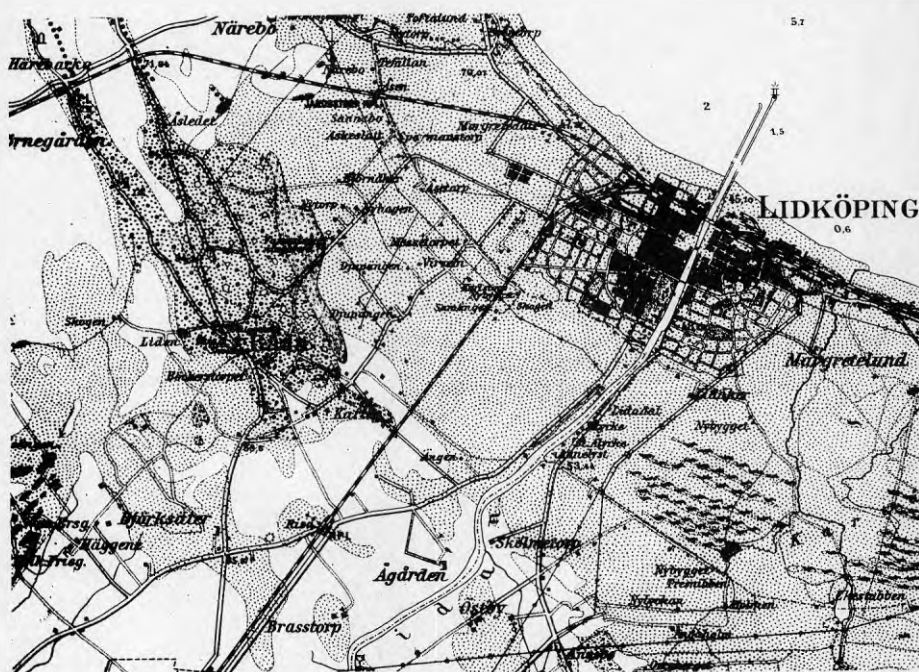
Askeslättsområdet är beläget strax väster om Lidköping, se orienteringsplan nedan (figur 1.1).



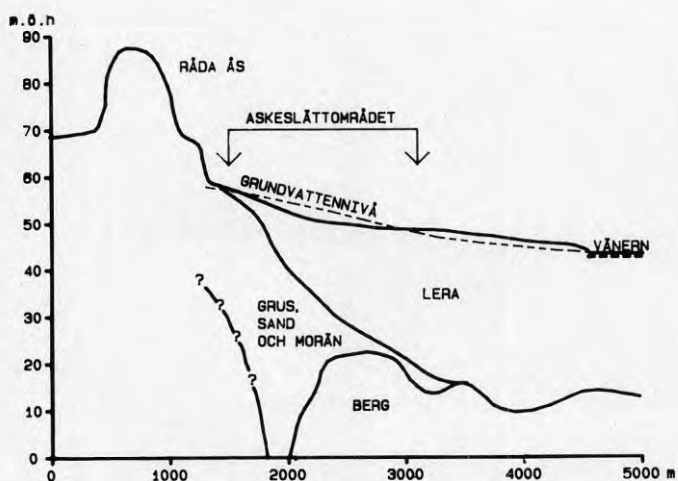
Figur 1.1 Askeslättsområdet med omgivningar

Området utgör ett mot Vänern svagt sluttande plan, cirka 50 meter över havet och cirka 5 meter över Vänerns recenta medelnivå. Som framgår av den geologiska kartan (figur 1.2) är silt den dominerande ytliga jordarten. I anslutning till undersökningsområdet sträcker sig i den sydvästra delen, Rådaåsen, en i huvudsak av morän och sorterade sediment uppbyggd randås. Rådaåsen, vilken tillhör de Mellansvenska randbildningarna, den så kallade Skövde-moränen, når en höjd av cirka 90 meter över havet. En principsektion genom jordlagren framgår av figur 1.3, som också visar att höga artesiska vattentryck förekommer inom området.

Lidan, som mynnar i Vänern inom Lidköpings stad, utgör ett mer betydande vattendrag i regionen, vars förändrade lopp i postglacial tid kan ha påverkat jordlagren i Askeslättsområdet.

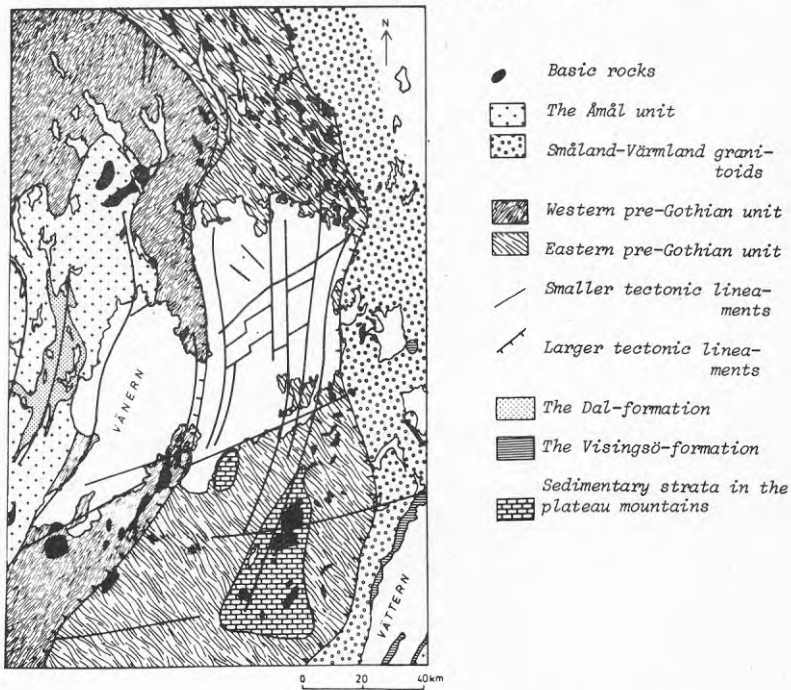


Figur 1.2 Geologiska kartan över Askeslättsområdet med omgivningar, efter Johansson m fl (1943)



Figur 1.3 Principsektion genom jordlagren vid Askeslättsområdet, figurunderlag SGU (1975)

Ett i området betydande berggrundsliniment skär igenom Askesslättsområdet (och Rådaåsen) och sträcker sig vidare genom en stor del av Mellansverige och skiljer den västra och östra pregotiska enheten i den Sydvästsvenska gnejsregionen (figur 1.4).

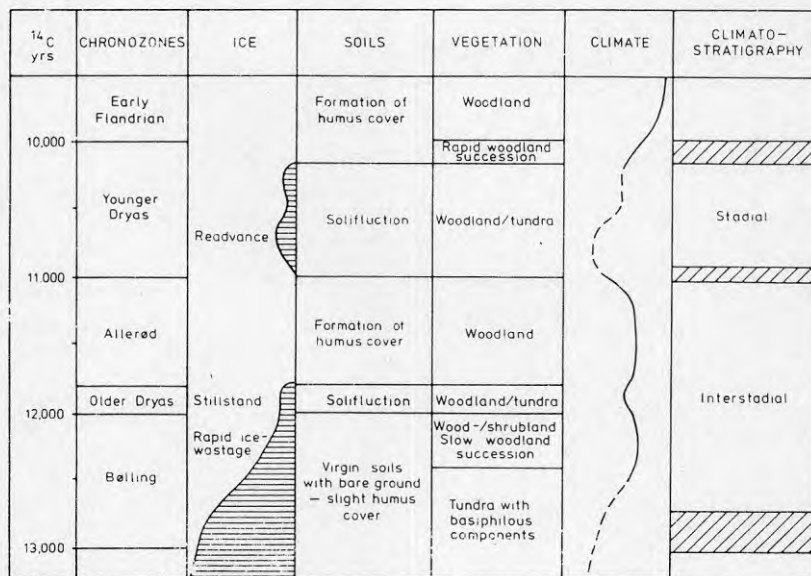


Figur 1.4 Berggrundskarta med de tektoniska linimenten generaliserat inlagda. Efter Lind m fl (i Håkansson m fl 1978)

1.4 Regional kvartärgeologisk översikt

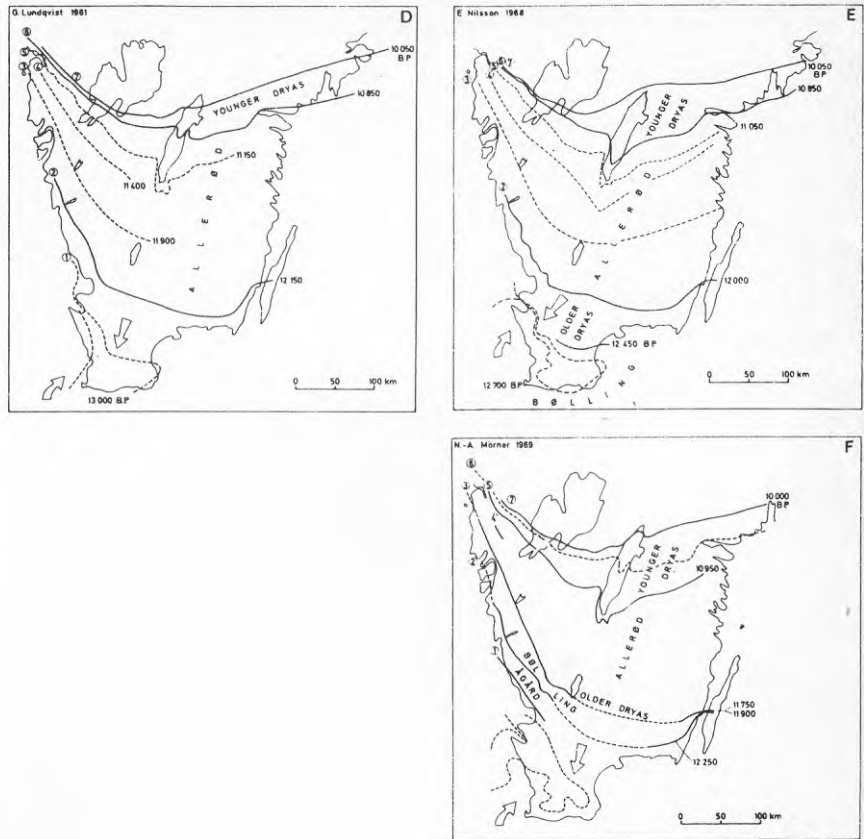
Ambitionen i detta kapitel är att ge en synopsis av den kvartärgeologiska uppfattningen om utvecklingen vid och efter undersökningsområdets deglaciation.

En för det aktuella området gällande generell syntes av miljöförändringar relaterat till klimat och deglaciationsförlopp presenterades av Berglund (1979), (figur 1.5).



Figur 1.5 Syntes av miljöförändringar i Sydsverige relaterat till kronostratigrafien efter Berglund (1979)

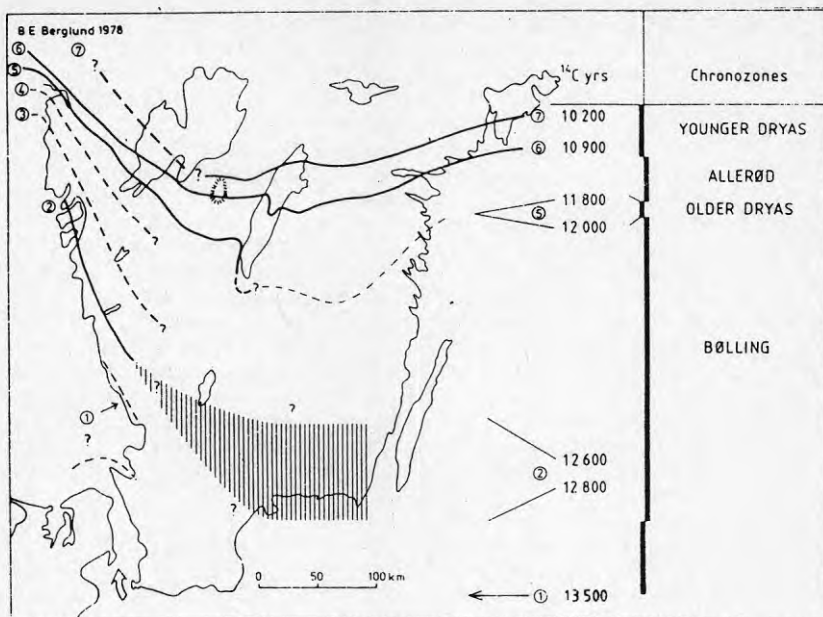
Den dåtida uppfattningen om avsmältningen av den sista landisen och stagnationslägen utbildade över Mellansverige, summerades av G Lundqvist (1961). Enligt denna uppfattning avsmälte landisen över Syd- och Mellansverige i en period av betydlig klimatförbättring. Under kortare kallare perioder, då landisens tillbakaryckning stagnerade, utbildades längs isranden en ansamling av morän och sediment. Ett flertal sådana randbildningar går att identifiera som mer eller mindre sammanhängande linjer (figur 1.6). De två nordligaste av dessa randbildningar, Skövde-moränen respektive Billingenmoränen, skulle i enlighet med ovanstående utbildats under en distinkt klimatförsämring. Denna period, även kronozon (Mangerud et al. 1974), är benämnd Yngre Dryas efter *Dryas octopetala* (fjällsippa) som är en karaktärsväxt för perioden. Askeslättsområdet är beläget strax norr om Rådaåsen som ingår i Skövde-moränen med delar av Billingenmoränen belägen strax norr härom.



Figur 1.6 Deglaciationsförlopp och randlinjernas utsträckning enligt Lundqvist (1961), Nilsson (1968) och Mörner (1969)

De arbeten som presenterades efter G Lundqvists sammanfattning anslöt sig, under den följande tioårsperioden, i huvudsak till Lundqvists uppfattning. Nilssons (1968), Hillefors (1969), Mörners (1969, 1970) uppfattning avvek i stort enbart vad avser tidsställningen för Mellansvenska randzonens sydliga delar. På grundval av nya biostratigrafiska indicier och C-14 daterade sediment anförde Berglund (1976, 1979) att en något snabbare och tidigare avsmältning över Syd- och Mellansverige ägt rum (figur 1.7). I huvudsak innebar Berglunds revision att tidsskalan delvis försköts, men att mekanismen vid landisens avsmältning och bildningen av randstråk i huvudsak var i enlighet med den tidigare uppfattningen.

En mer omvälvande revision av utvecklingsförloppet vid deglaciationen presenterades av Björck & Digerfeldt (1984). Enligt deras uppfattning, efter undersökningar i Billingenområdet, skulle landisen dragit sig tillbaka längre norrut i Vänerbäckenet under den förhållandevis varmare Allerödperioden än enligt



Figur 1.7 Tidsställning för randstråkens utbildning enligt Berglund (1979), angett i ^{14}C år B.P. (före 1950)
 Nr 5 Levenemoränen
 Nr 6 Skövdemoränen
 Nr 7 Billingenmoränen

tidigare uppfattningar. Under den följande (kalla) Yngre Dryas perioden avancerade isfronten söderut, eventuellt så långt som till Skara-Skövde regionen. Detta skulle innebära att tidigare, under Alleröd, avsatta sediment överkördes, inbakades eller ihopkördes vid landisens front. Således skulle Yngre Dryas (Kronozon) ej enbart innefatta en stagnationsfas i landisens tillbakaryckning, utan ha resulterat i en större regional framryckning. Avsmältningsförloppet under Alleröd blir således annorlunda exempelvis så att delar av Skövdemoränen ej nödvändigtvis utbildades i ett kallskede utan stagnationen och utbildningen av Skövdemoränen har eventuellt en annan orsak. Skövdemoränen skulle således kunna innefatta delar avsatta under Alleröd och en senare påbyggnad under tidig Yngre Dryas.

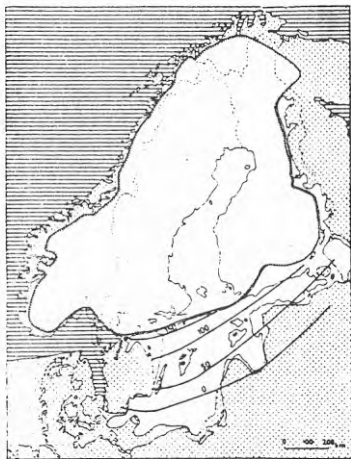
En av effekterna av denna utveckling skulle således vara att hela regionen från ett område i en linje norr om Billingen t o m en sydlig linje Skara-Skövde innehar en komplex stratigrafi. Åtminstone inom delar av detta område skulle överkörda, eroderade (avhyvlade) och av landisen kompakterade sedimentmaktigheter kunna återfinnas. I enlighet med Björck & Digerfeldts uppfattning skulle också kallfasen i Yngre Dryas avbrytas något tidigare än enligt konven-

tionell uppfattning. Vid ungefär 10 400 - 10 500 före nutid skulle en markant klimatförbättring innebära landisens successiva och slutliga tillbakadragande över Mellansverige.

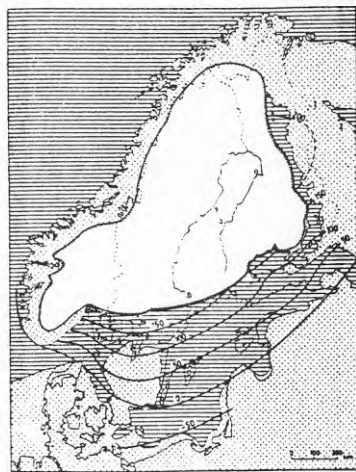
Vid undersökningar avseende bl a Vänerbäckens stratiografi och paleohydrografiska utveckling har resultat (Dennegård 1984) framkommit som kan passa in i den av Björck & Digerfeldt skisserade utvecklingen. Ävenledes andra forskare t ex Strömberg (1984) har påvisat resultat som inte utesluter en tidig tillbakaryckning och senare framryckning av landisen. Även tolkningar av äldre undersökningar i området, Johansson m fl (1943), Munthe (1940) har inbegripit idéer som i väsentlig grad liknar Björck & Digerfeldts. Även resultat presenterade av Thune (1978) styrker teorin om isfrontsframryckningar, detta på grundval av överkörda sediment i Ranstadsområdet. Thune förlägger emellertid dessa framryckningar till ett senare tidskede.

Under landisens tyngd, vid sin största mäktighet 2-3 km tjock, nedpressades den yttre delen av jordskorpan. Landisens avsmältning innebar höjning av jordskorpan då denna strävade att återta jämviktsläge, dvs berggrunden höjde sig. Denna process, styrd av flera samverkande faktorer, gick dock så långsamt att stora landområden låg under den dåvarande havsytans nivå, trots att i ett globalt perspektiv stora vattenmängder var bundna i de fortfarande glacialtäckta landområdena.

I en stor del av Vänersänkan och Mellansverige utbreddes sig ett dåtida estuarie ("havsvik") med en ungefärlig sträckning enligt figur 1.8.



Figur 1.8
Baltiska Issjön uppdämd vid Billingen under Yngre Dryas. Baltiska Issjöns högsta nivå 150 m ö h. Den samtida Västerhavsvikens nivå uppskattas till 126-135 m ö h.



Figur 1.9
Inlandsisen har retirerat norrut i Vänerområdet. Det s k Yoldiahavet har sin största utbredning under Preboreal tid. Magnusson et al. (1963).

Öster om Billingen skulle enligt gängse uppfattning (bl a Munthe 1910, 1928a, 1928b; Nilsson 1968, Strömberg 1974, 1977; Björck 1979, 1981; Fredén 1982) en Baltisk Issjö vara uppdämd och denna skulle avtappas/sänkas till havets nivå när isranden drog sig norr om Billingen. Ett av bevisen för en sådan tappning är, enligt traditionell uppfattning, att den sk högsta kustlinjen (havets högsta nådda nivå) är cirka 25 meter lägre på Billingens västsida, jämfört med den östra sidan beroende på att ishavet hade lägre nivå än Baltiska Issjön. En förutsättning för en Baltisk Issjö enligt denna modell är också att förbindelsen vid utloppet i Öresund och de danska bälten genom den dåtida landhöjningen var höjda över havets nivå.

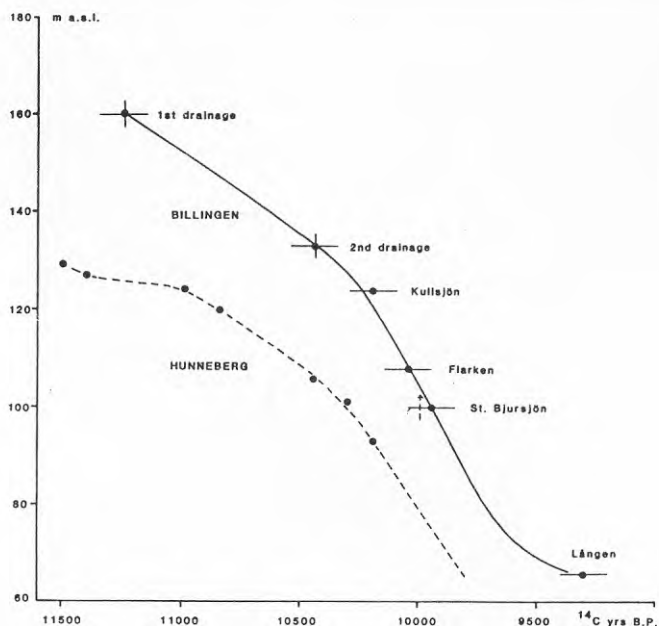
Med denna syn på en Baltisk Issjö skulle, enligt Björck & Digerfeldts deglaciationsmodell, en första tappning redan i slutet av Alleröd vara möjlig. Denna deglaciationsmodell innefattar två tillbakaryckningar förbi Billingen varvid en senare tappning sker i Yngre Dryas vid den slutliga avsmältningen av landisen. Dessa tappningar skulle enligt konventionell modell vara av mer eller mindre katastrofalt slag, alltså en mer eller mindre momentan sänkning av Baltiska Issjöns yta till havets nivå t ex Björck (1979). Således skulle enorma mängder glacialt smältvatten, uppdämt i Östersjöbäckenet ha strömmat ut i Vänersänkan.

Det finns emellertid oklarheter om den Baltiska Issjöns utbildning och tappningsförloppet. Exempelvis kan de låga värdena på den Högsta kustlinjen på Billingens västsida ifrågasättas. En enkel plottning av de längre söderut angivna HK-värdena synes ge en anomali av nivån vid Billingen, åtminstone under förutsättning av ett likartat isostatiskt förlopp.

Bland annat Mörner (1979) anger tektoniska processer som en möjlig förklaring till de olika HK-beloppen på Billingen. Johansson (1982) jämför skillnader i HK-värden i Billingensområdet med resultat från sitt eget undersökningsområde (Bohuslän och södra Dalsland). En fortgående landhöjning när landisens tillbakaryckning stagnerar (eller framrycker) under Yngre Dryas presenteras av Johansson som en möjlig förklaring till anomalierna. Senare undersökningar av Björck & Digerfeldt (1986) på Billingen (figur 1.10) indikerar att HK på Billingen skulle kunna vara av samma belopp på öst- respektive västsidan.

Vid undersökningar i Göta älvdalen har Svedhage (1985) erhållit resultat angående strandförskjutningen vars tillämpning i Östersjöbäckenet kan ifrågasätta den konventionella uppfattningen om Baltiska Issjöns utbildning.

Det synes alltså finnas tveksamheter om relationen Baltiska Issjön - Västerhavet i anslutning till bl a Billingen och Vänerområdet. Det måste dock understrykas att en regional paleogeografisk rekonstruk-



Figur 1.10 Strandförskjutningskurva gällande området strax väst Billingen (Björck & Digerfeldt 1986). En kurva från Hunneberg är inlagd som jämförelse

tion, med bl a strandlinje-diagram styrker existensen av en Baltisk Issjö. Detta bl a med tanke på strandförskjutningen i Öresundsområdet, det södra tröskelområdet, som synes höja denna tröskel över havets nivå. Oavsett tappningar eller ej, synes någon tveksamhet ej vara befogad vad avser att en havsförbindelse etableras mellan Vänersänkan och Östersjö-sänkan när landisen, en eller flera gånger, drar sig förbi Billingens nordspets (se figur 1.9). Det synes också för närvarande otvetydigt att en sådan förbindelse existerat i cirka 1 000 år efter landisens slutliga tillbakadragande i slutet av Yngre Dryas. Genom denna förbindelse dränerades enorma smältvattenmängder från Östersjö-sänkan vidare ut i havet. Denna förbindelse avsnördes successivt genom landhöjningen och Vänersänkan avskiljdes från både Västerhavet och Östersjöbäckenet. Väners övergång till insjöstadiet beräknas ha inträffat cirka 9 000 år före nutid (von Post 1928, Munthe 1928, Nilsson 1968, Fredén 1982, Dennegård 1984).

Under detta tidsskede har troligen Vänern en avsevärd större utbredning i det norra området än den närvarande. Successivt höjdes detta område under postglacial tid och Väners nutida utbredning etablerades.

2 RESULTAT AV FÄLT- OCH LABORATORIEUNDERSÖKNINGAR OCH DISKUSSION AV METODIK

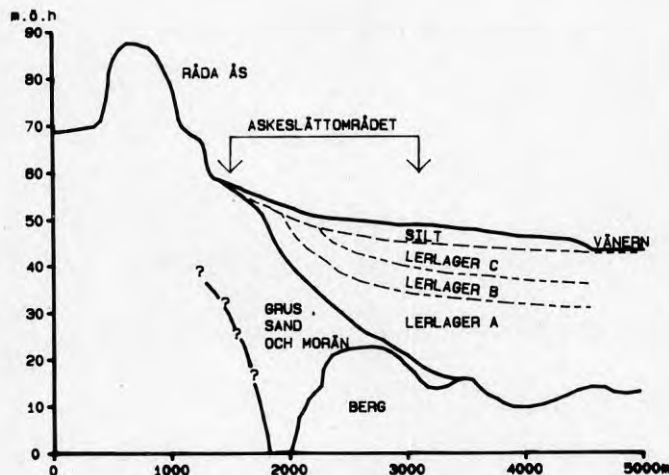
I detta kapitel redogöres dels för omfattningen och dels för de direkta mätresultat som erhålles av de utförda fält- och laboratiemätningarna. Vissa tolkningar görs även av exempelvis skjuvhållfasthet, förkonsolideringstryck, stratigrafiska enheter med hänsyn till kornstorleksfördelningen, foraminiferer m m. Den mera övergripande tolkningen av jordlagrens geologiska - geotekniska uppbyggnad görs i kapitel 3.

2.1 Jordlagrens uppbyggnad

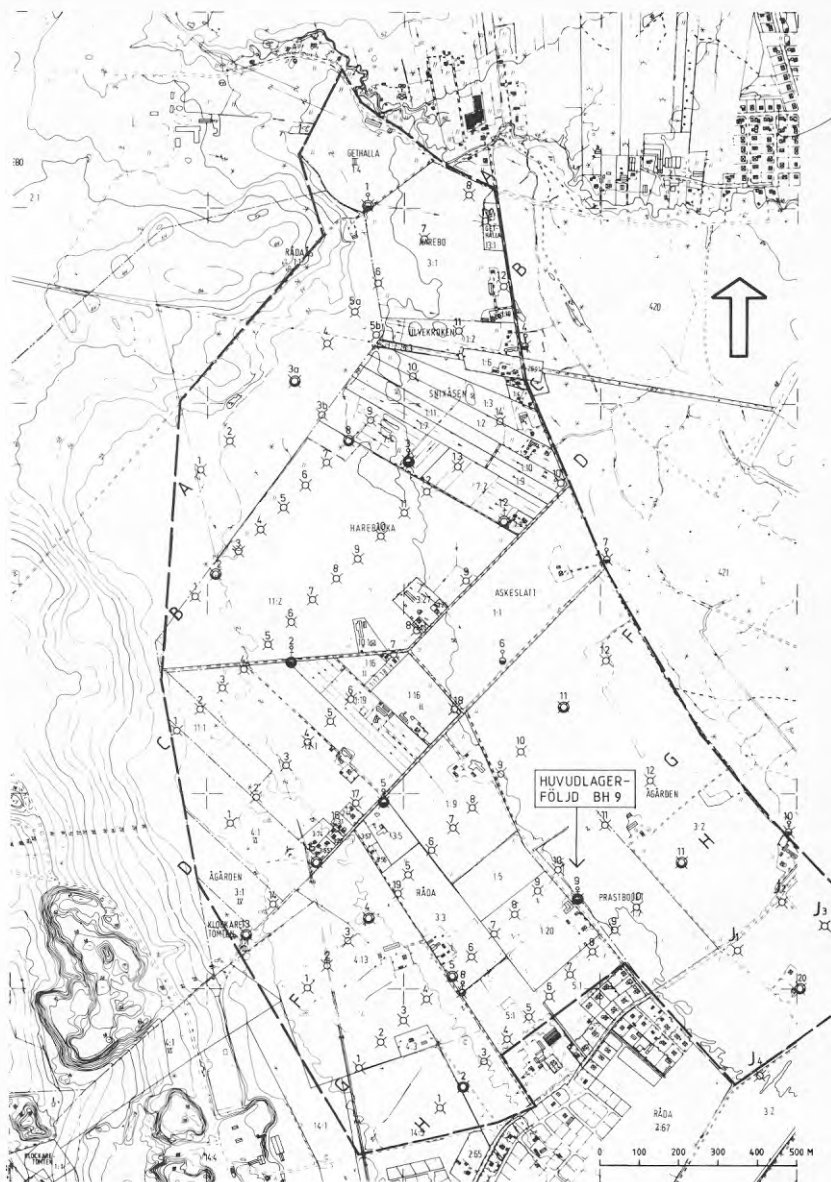
Jordlagren inom Askeslättsområdet består från den underst belägna berggrunden i princip av

- o grus, sand och/eller morän
- o lera, som i sin tur på grund av geologiska och geotekniska skillnader kunnat indelas i stratigrafiska enheter
- o silt

Resultatet av de geotekniska och geologiska laboratorieundersökningarna visar att lerlagren kan indelas i tre stratigrafiska enheter: lerlager A, B och C. Av figur 2.1 nedan framgår en principsektion genom jordlagren från Råda ås ner till Väneren.



Figur 2.1 Principsektion genom jordlagren vid Askeslättsområdet (efter SGU 1975)



Figur 2.2 Borrplan

Förklaringar

- Totaltrycksondering
- Vingprovning
- Grundvattenobservation, långtids-
observation, öppet system
- ⊕ Portryckmätning
- ⊙ Uptagning av ostörda jordprover

2.2 Fältundersökning

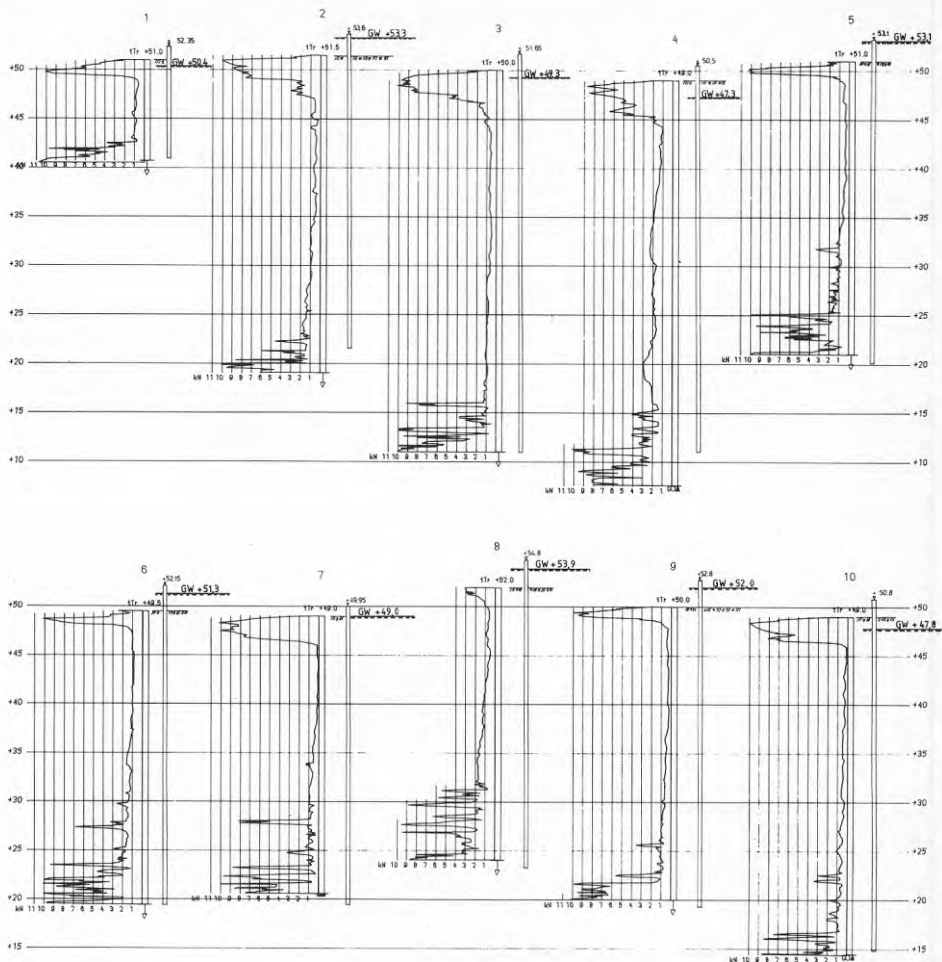
Normalt brukar huvuddelen av en geoteknisk fältundersökning omfatta sonderingar i ett relativt stort antal punkter och provtagningar i ett begränsat antal punkter. På grund av de stora jordlagervariationerna inom Askeslättsområdet ger "normala" undersökningsmetoder ej tillfredsställande resultat. Önskvärt hade varit att få kartlägga området (såväl geotekniskt som geologiskt) med hjälp av ett stort antal provtagningspunkter, men eftersom provtagningar inklusive laboratorieundersökningar är förhållandevis dyra har undersökningen baserats på vingprovningar som kompletterats med provtagningar där lerans karaktär bedömts variera. Lerans skjuvhållfasthet (som mäts med vingprovning) ger en relativt god uppfattning om lerans förkonsolideringsförhållanden, se kap 1.2 Vingprovning i Appendix.

2.2.1 Totaltrycksondering

Totaltrycksondering har enbart utförts i 10 punkter. Anledningen till att så få trycksonderingar utförts är dels att andra undersökningsmetoder bedömts lämpligare och dels att förhindra att lerlagret "punkteras" i ett stort antal punkter. Trycksonderingar genom leran ner till det underliggande isälvs materialet medför på grund av de artesiska vattentryck som råder inom större delen av området att lerlagret kan punkteras så att vatten strömmar upp till markytan. Eftersom en sänkning av den undre grundvattenytan skulle medföra sättningar har undersökningsmetoder som riskerar att punktera lerlagret i möjligaste mån undvikits. Trycksonderingarna som utförts ungefär jämnt fördelade över området är nummerade 1 till 10, se figur 2.2, och är ej belägna i vingprovningssektionerna A, B, C osv. Trycksonderingsdiagrammen finns redovisade i figur 2.3. Diagrammen visar att det övre siltlagret varierar från 1 à 2 m till 4 à 5 m. Lerans mäktighet är störst inom områdets nordöstra del, där lera finns till ca 35 m djup under markytan. I friktionsjorden under leran har totaltrycksonderingen i de flesta punkterna avbrutits. Sonderingsdiagrammen visar även att leran är kraftigt siltskiktad i sin undre del samt att övergången mellan lera och underliggande friktionjord sker successivt. Borrningar, som utförts i samband med tidigare geohydrologiska undersökningar, utförda av SGU 1975, har inom vissa delar av området drivits ner till 70 à 80 m djup under markytan utan att nå berg.

2.2.2 Vingprovning

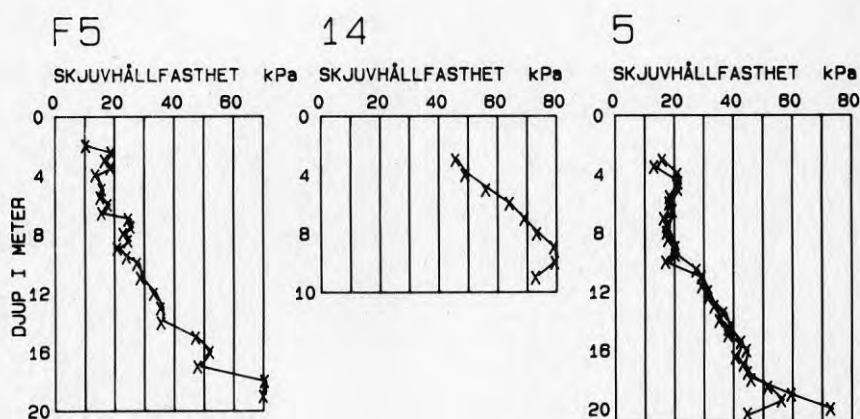
Vingprovning har varit den undersökningsmetod som använts för att kartlägga de olika lertypernas variationer såväl i plan som i djupled. Med ledning av resultaten från vingprovningarna har sedan provtagningspunkternas lägen bestämts. Vid den slutliga tolkningen av lerans konsolideringsförhållanden har vingprovningresultatet använts för att interpolera och extrapolera mellan provtagningspunkterna.



Figur 2.3 Totaltrycksondering och grundvattenobservation i öppna rör. Den redovisade grundvattennivån visar representativt värde för mätperioden juni -78 till sept -80 (ca 15 mätningstillfällen)

Inom undersökningsområdet har totalt 108 vingprovningar utförts. Dessa har i princip utförts i 8 sektioner (A, B, C osv) med ett avstånd av ca 200 m mellan sektionerna och normalt 50-100 m mellan provningarna i sektionerna. Vingprovningarnas läge i plan framgår av figur 2.2. På ritning 1 (se plastfickan längst bak i rapporten) finns samtliga vingprovningar sektionsredovisade.

I kapitel 1.2 Vingprovning i Appendix har beskrivits att lerans skjuvhållfasthetstillväxt mot djupet ofta skrivs som $\tau_{fu} = \tau_0 + a \cdot d$, där τ_0 är ett startvärde, a en konstant och d djupet i meter. Inom Askeslättsområdet ger $\tau_{fu} = 5 + 2.0$ à $2.5 d$, där d är djupet under markytan, den bästa överensstämmelsen med vingprovningarna. I figur 2.4, punkt F5 redovisas en för Askeslättsområdet "typisk" skjuvhållfasthetskurva. Det förekommer dock partier där hållfasthetstillväxten mot djupet är betydligt större resp mindre. I figur 2.4, punkt 14 visas ett av de vingprovningssdiagram som har den största hållfasthetstillväxten 5 à 6 d. I figur 2.4, punkt 5 visas däremot ett diagram där skjuvhållfastheten inom ett intervall inte ökar mot djupet över huvud taget.



Figur 2.4 Exempel på vingprovningresultat

Av vingprovningresultaten framgår att inom en stor del av undersökningsområdet förekommer i princip tre olika typer av lerlager. Det översta lerlagret har normalt förhållandevis hög skjuvhållfasthet medan hållfastheten är jämförelsevis lägre i det mellersta lagret för att återigen öka i det understa lagret (jfr figur 2.4, punkt F5 och 5). Mot Rådaåsen i väster är skjuvhållfastheten och framförallt tillväxten mot djupet betydligt större (jfr figur 2.4, punkt 14).

Lerans skjuvhållfasthetstillväxt mot djupet antages ofta vara en funktion av effektivtryck, totaltryck, flytgräns, plasticitetsindex m m. Ett i Sverige för normalkonsoliderade leror ibland använt samband är $\tau_{fu} = 0.45 \cdot w_L \cdot \sigma'_v$ (Hansbo 1957), där w_L är stötflytgränsen och σ'_v det effektiva överlagringstrycket. Om leran är överkonsoliderad ersättes τ'_v med σ'_c som är förkonsolideringstrycket. Med $\tau_{fu} = 0.45 \cdot w_L \cdot \sigma'_c$ erhålles inom större delen av Askeslättsområdet mycket dålig överensstämmelse. Med detta samband fås exempelvis inom det övre och undre lerlagret i borrhål 9 hållfasthetsvärden som i medeltal endast är 50 å 60% av de med vingsond uppmätta värdena. I det mellersta lerlagret är däremot överensstämmelsen bättre och motsvarande procentsats är här 70 å 90%. Den dåliga överensstämmelsen som erhålls i det övre och undre lerlagret beror främst på att leran här är lågplastisk och att det använda sambandet gäller för mer plastiska leror. Även med samband som Bjerrum (1954) satt upp mellan plasticitetsindex I_p och τ_{fu} / τ'_v samt mellan flytindex I_L och τ_{fu} / z fås mycket dålig överensstämmelse. Normalt erhålls med de samband Bjerrum angivit skjuvhållfasthetsvärden som endast är 1/3 till 1/2 av de uppmätta värdena.

2.2.3 Grundvattenobservation

Mätning av grundvattentrycket i friktionsjorden under leran har gjorts i 10 punkter (samma punkter 1-10 som totaltrycksonderingarna), ungefär jämnt fördelat inom området (se figur 2.2). Mätningarna har utförts vid 15 å 20 olika tillfällen under tidsperioden juni 1978 till september 1980. Portrycket i leran har vid två tillfällen (juni 1978 och juni 1980) uppmätts på 3 å 4 nivåer i 7 av de provtagningspunkter där ostörda jordprover tagits upp.

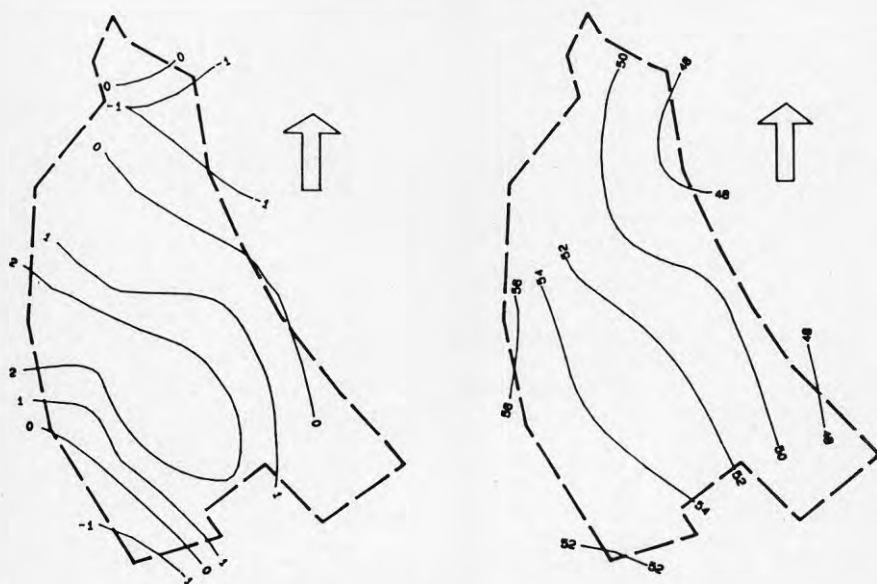
Vattenståndsrören som satts ner genom lerlagren till den underliggande friktionsjorden visar att artesiska vattentryck råder inom områdets centrala delar. I borrhänsorna 2, 5, 6, 8 och 9 har trycknivåer kring 2 m över markytan konstaterats. Efter det att vattenståndsnivåerna stabiliserats gäller för samtliga mätserier att fluktuationerna har varit små och med maximala avvikelser på + 0.2 å 0.4 m från de i figur 2.3 redovisade grundvattennivåerna. I figur 2.5 finns redovisat dels nivån på grundvattentrycket i friktionsjorden under leran och dels denna nivåes läge i förhållande till markytans nivå.

I de övre jordlagren närmast markytan ligger troligen grundvattennivån 1 å 2 m under markytan beroende på befintliga dräneringsförhållanden.

Portryckmätningarna i leran finns inlagda i diagrammen som visar lerans konsolideringsförhållanden på ritning 2 (se plastfickan längst bak i rapporten). Av mätresultaten framgår att tryckskillnaden mellan de höga artesiska vattentrycken i friktionsjorden under

leran och den lägre grundvattennivån i de övre jordlagren (max tryckskillnad ca 4 m) ej förändras kontinuerligt genom lerlagren. Den allra största tryckförändringen sker i det tidigare beskrivna (se figur 2.1) mellersta lerlagret B. Orsaken till detta är att det mellersta lerlagret har betydligt lägre permeabilitet än det övre respektive undre lerlagret.

I diagrammen som visar lerans konsolideringsförhållanden på ritning 2 har som jämförelse även ett effektivtryck lagts in som motsvarar ett hydrostatiskt grundvatten-tryck 2 m under markytan.



A Grundvattentrycknivå i friktionsjorden under leran

B Den undre grundvattennivåns läge i förhållande till markytan (anges i meter, positivt värde är över markytan)

Figur 2.5 Undre grundvattennivå

2.2.4 Upptagning av ostörda jordprover

Ostörda jordprover har tagits upp med kolvprovtagare St II från 17 olika punkter ungefär jämnt fördelade inom undersökningsområdet, se figur 2.2.

Inom den ursprungliga fältundersökningen, som utfördes som ett konsultuppdrag åt Lidköpings kommun, togs i de 17 olika provtagningspunkterna ostörda prover från totalt 162 provtagningsnivåer till ett djup av mellan 7 - 23 m.

De inom BFR-projektet kompletterande provtagningarna i borrhål 9 utfördes för att få en mer kontinuerlig bild av jordlagren. Provtagningar gjordes på varje hel meter från markytan ner till 29 m djup. Dessutom utfördes en provtagningsserie på varje halvmeter mellan 7 till 15 m djup (7.5 m, 8.5 m osv t o m 14.5 m). Totalt upptogs ostörda jordprover från 35 olika provtagningsnivåer.

Leran inom Askeslättsområdet är ofta lättstörd (rapid) och mycket sensitiv. Provtagningen är därför svår att genomföra och de "ostörda" proverna blir ofta mer eller mindre störda. Detta framgår om man jämför konskjuvhållfastheten med ving-skjuvhållfastheten.

2.2.5 Horisontaltrycksmätning

Horisontaltrycksmätningar har utförts (med en modifierad Glötzlcell) på fyra olika nivåer i både borrhunkt 9 och 15. Mätningarna, som utförts av institutionen för geoteknik vid Chalmers, gav följande resultat:

<u>Borrhunkt 9</u>		<u>Borrhunkt 15</u>	
Djup	K_o -värde	Djup	K_o -värde
8.0 m	0.33	5.0 m	1.00
10.0 m	0.43	8.0 m	1.02
12.0 m	0.46	10.0 m	0.90
15.0 m	0.39	12.0 m	1.13

Resultaten finns även inlagda tillsammans med övriga provtagningsresultat på ritning 2 (se plastfickan längst bak i rapporten).

I borrhunkt 9 är leran på 8 och 15 m djup överkonsoliderad med 20 å 40 kPa respektive 60 å 80 kPa, medan den på 10 och 12 m djup är normalkonsoliderad eller svagt överkonsoliderad (max 10 å 20 kPa). De erhållna K_o -värdena kring 0.35 å 0.45 är ovanligt låga och stämmer dåligt med det normala förhållandet att man vid en överkonsoliderad lera brukar erhålla högre K_o -värden (kring 1.0 eller högre) än vid en normalkonsoliderad lera (mellan 0.4 å 0.8). De låga K_o -värdena kan tyda på att överkonsolideringen orsakats av exempelvis kemiska bindningar.

I borrhpunkt 15 är leran kraftigt överkonsoliderad (mellan 60 och 120 kPa) och de uppmätta förkonsolideringstrycken följer i stort sett lerans totaltrycks-kurva. K_0 -värdena som här varierar kring 1.0 tyder alltså på att överkonsolideringen kan ha orsakats av en tidigare överlast.

2.3 Geotekniska laboratorieundersökningar

Nedan redogöres allmänt för resultaten av laboratorieundersökningarna och vissa tolkningar görs även med inriktning på speciellt lerans konsolideringsförhållanden.

2.3.1 Rutinundersökning

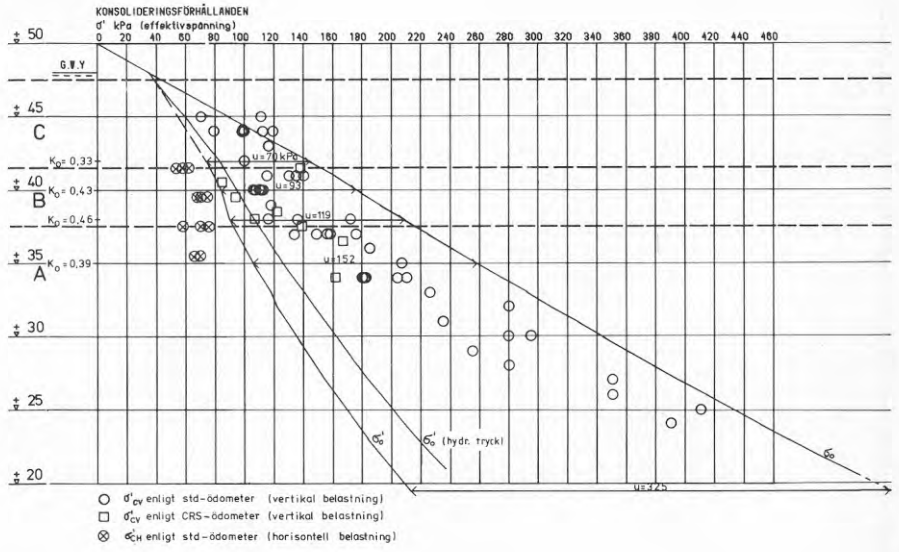
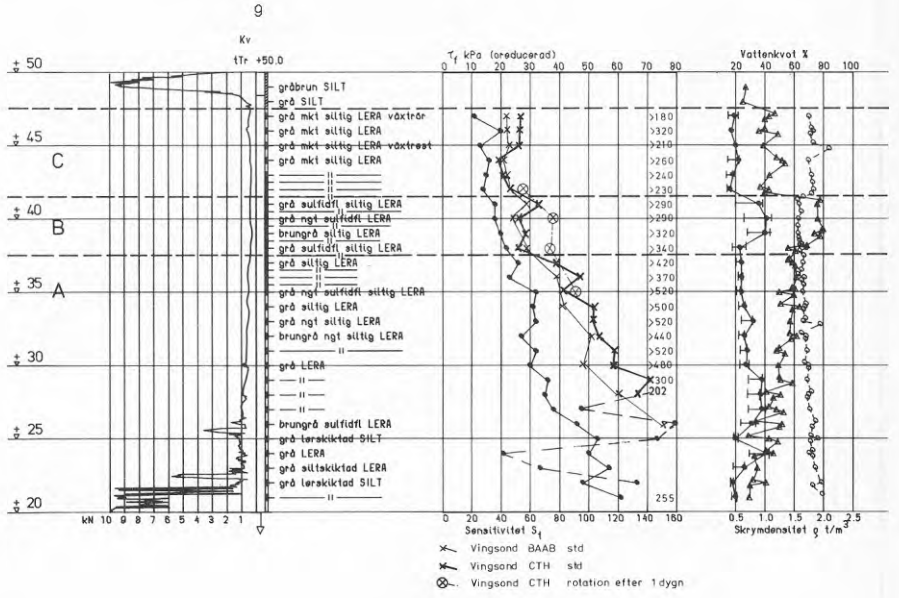
Totalt har ostörda jordprover från ca 200 provtagningsnivåer rutinundersökts, varvid följande parametrar bestämts:

o	jordart				
o	vattenkvot	w (%)	i diagrammen Δ	---	
o	skrymdensitet	ρ (kN/m ³)	"	o-	-
o	skjuvhållfasthet	τ_{fu} (kPa)	"	●	—
o	sensitivitet	S_t (-)	"	●	-
o	konflytgräns	w_F (%)	"	●	—

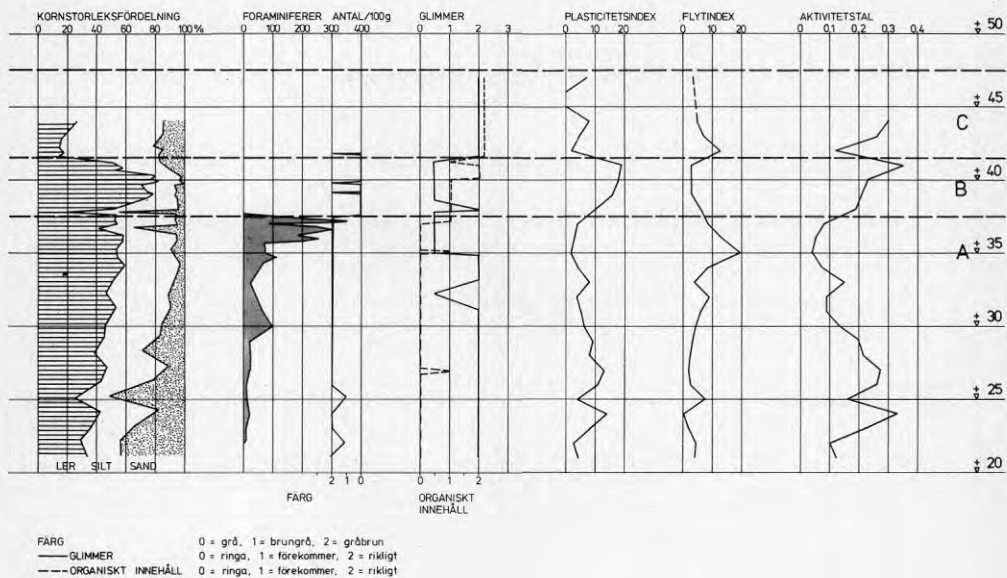
Resultaten finns redovisade dels på ritning 2 (se plastfickan längst bak i rapporten) och dels i figur 2.6. De på ritning 2 redovisade resultaten härrör från det ursprungliga konsultuppdraget åt Lidköpings kommun, medan resultaten i figur 2.6 är från den huvudlagerföljd i borrhål 9 som togs upp inom BFR-projektet. Samtliga parametrar från borrhål 9 finns även redovisade i tabellform i bilaga D.

Sensitivitetsbestämning på Askeslättsleran har i många fall ej kunnat utföras eftersom leran efter omrörning blir så lös att konintrycket med 10 grams konen är större än 20 mm (konens höjd är 20 mm) och något värde på den omrörda skjuvhållfastheten kan därför ej bestämmas. Med hjälp av den ostörda skjuvhållfastheten och det faktum att den omrörda skjuvhållfastheten är lägre än 0.06 kPa (20 mm konintryck med 10 grams konen) kan dock anges att sensitiviteten är större än ett visst värde.

Konflytgränsen bestäms också genom konförsök på omrörda lerprover. Om bestämning på den högsensitiva leran utförs vid den naturliga vattenkvoten, med enpunktmetoden, fås därför inga (vid konintryck över 20 mm med 10 grams konen) eller icke representativa värden. Samtliga på ritning 2 redovisade konflytgränser har bestämts på den naturliga vattenkvoten med enpunktmetoden. Det gör därför observeras att dessa värden ofta ej är representativa. De i figur 2.6 (huvudlagerföljden i borrhål 9) redovisade konflytgränserna har på varje prov bestämts för 2 ä 3 olika vattenkvoter som legat i närheten av konflytgränsvattenkvoten. Lerprover har alltså delvis torkats innan provningen.



Figur 2.6 Laboratorieresultat, borrhål 9



POLLEN	KRONOZONER	ÅLDER	KLIMAT OCH VEGETATION	
	P R E	>9000	Förbättrat klimat och snabb isavsmältning. Snabb skogsomväxling.	± 50
Tall Hassel Malört	B O R E A L		Björk-, tall- och hasselskogar ersätter den arktisk-alpina vegetationen på den arktiska tundran.	± 45 C
Björk Malört Krdkris	YNGRE DRYAS	-9600/10000 -10400/11000	Tidig Yngre Dryas är en period med klimattför-sämring och en stagnation i isavsmältningen eller isframryckning. Arktisk tundra med glesa skogsbestånd.	± 40 B
Ej ana-lyserat	A L E R O D (?)		En distinkt klimattförbättring under Alleröd ger upphov till snabb isavsmältning. Den arktiska tundran minskar till förmån för tall- björkskogar.	± 35 A
				± 30
				± 25
				± 20

~11300?
(Before Present) BP
(fore 1950)

Figur 2.6 (forts)

I den fortsatta redogörelsen presenteras resultaten från rutinundersökningarna för respektive lager (lager A, B och C). För att ge en mer komplett bild av jordlagerförhållandena har även medtagits kortare beskrivningar av den under leran liggande friktionsjorden (grus, sand och/eller morän) och det översta siltlagret. Av figur 2.1 framgår en principsektion genom jordlagren från Rådaåsen ner till Vänern.

Gruset, sanden och/eller moränen som vilar direkt på berggrunden har mycket varierande mäktighet. Invid Rådaåsen inom undersökningsområdets västra delar finns de mäktigaste lagren. I samband med grundvatten-täcktsundersökningar (VIAK 1973 och SGU 1975) har här borrningar drivits mer än 40 m i grus/sandlager utan att nå berg. Inom undersökningsområdets östra delar tunnar det undre friktionsjordlagret ut till endast någon å några meters tjocklek. Någon provtagning har ej utförts av oss.

Lerans mäktighet varierar från 0 å 5 m inom undersökningensområdets nordligaste och västra delar till som mest ca 30 m inom området nordöstra del.

Lager A

Jordart	Lager A består i sin understa del av ett kraftigt skiktat och isnära avsatt sediment och utgörs omväxlande av grå silt-skiktad LERA resp grå lerskiktad SILT. Siltskikten och siltinnehållet i leran avtar successivt uppåt och övre delen av lager A utgörs av en i huvudsak grå (ev något siltig) LERA. Prover med varvighet, sulfidfärgning och även skiftningar i brunt har observerats.
Vattenkvot	Inom lager A:s understa del varierar vattenkvoten kring 30 å 40% och ökar successivt till värden kring 60% inom lagrets översta del.
Skrymdensitet:	De högsta ₃ skrymdensiteterna, 19 å 20 kN/m ³ , finns inom lager A:s understa del. Skrymdensiteten sjunker ₃ successivt till 16 å 17 kN/m ³ inom lagrets översta del.

Skjuvhållfasthet: Konskjuvhållfastheten kan där lager A överlagras av minst 10 à 15 m sediment (större delen av undersökningsområdet) i stort sett sägas följa kurvan $\tau_{fu} = 0 + 1.8 d$ kPa, där d är djupet i meter under markytan. Inom områdets västra delar, invid Rådaåsen, är lager A:s överyta ofta belägen endast ca 5 m från markytan och lager C saknas oftast helt. Skjuvhållfastheten är här betydligt högre och den ovan beskrivna skjuvhållfasthetstillväxtkurvan måste parallellförskjutas 20 à 40 kPa för att överensstämmelse skall erhållas.

Skjuvhållfastheten som uppmätts genom konprovningen ligger mellan 20 till 60 kPa lägre än den som uppmätts med vingprovning.

Sensitivitet: Värdet större än 400 à 500 är vanliga inom hela området. Den lägsta sensitiviteten, kring 20 à 30, har påträffats i några enstaka punkter inom områdets västra delar.

Konflytgräns: Inom de delar av området där representativa värden erhållits (huvudlagerföljden i borrhål 9 och inom de delar där sensitiviteten varit måttlig) har konflytgränsen varierat mellan 20-50%. Konflytgränsen varierar i borrhål 9 på ett märkligt sätt och variationer på samma nivåer kan ej spåras i övriga parametrar.

Lager B

Jordart: Jordarten inom lager B utgörs av en vanligen grå LERA som ibland är siltig. Sulfidfärgningar och skiftningar i brunt förekommer på flera prover.

Vattenkvot: De högsta vattenkvoterna, ofta mellan 70 och 80% återfinns i detta lager. Det förekommer dock både högre och lägre värden. Inom områdets västra delar där lager C saknas ovanpå lager B är vattenkvoten lägre och varierar normalt kring 50 à 60%.

- Skrymdensitet: Skrymdensiteten är inom detta lager oftast kring 16 kN/m^3 , men både 15 kN/m^3 och 17 kN/m^3 förekommer.
- Skjuvhållfasthet: Lager B är inom större delen av området beläget mellan 10 och 15 m under markytan och konskjuvhållfastheten varierar inom dessa delar oftast kring 20 kPa. Vid borrhpunkt 5 är lager B beläget mellan 5 och 10 m under markytan och här har de lägsta hållfasthetsvärdena uppmätts, kring 10 kPa. Inom områdets västra delar där lager C saknas helt har i några borrhpunkter extrema hållfasthetstillväxter mot djupet konstaterats. I exempelvis borrhpunkt 15 kan konskjuvhållfastheten skrivas som $\tau_{fu} = 0 + 4 d$, där d är djupet under markytan. Skjuvhållfastheten uppmätt genom vingprovning är vanligtvis 10 à 20 kPa högre än den som uppmätts genom konprovning.
- Sensitivitet: Sensitiviteten är normalt något lägre inom detta lager jämfört med lager A och C. Variationen är dock mycket stor och värden från 20 till mer än 300 à 400 förekommer.
- Konflytgräns: Inom de delar av området där representativa värden tagits fram (huvudlagerföljden i borrhål 9 och inom de delar där sensitiviteten varit måttlig) har konflytgränsen oftast varierat kring 40%. De lägsta värdena har uppmätts kring 30% och de högsta kring 70%.
- Lager C
- Jordart: Lager C består av en grå siltig eller mycket siltig LERA som ofta är siltskiktad. I några av proverna har leran varit sulfidfärgad.
- Vattenkvot: Vattenkvoten varierar normalt kring 40 à 50%.
- Skrymdensitet: Densiteterna varierar normalt mellan 17 till 18 kN/m^3 .

- Skjuvhållfasthet: Enligt konprovningen varierar normalt skjuvhållfastheten mellan 10 - 20 kPa, men inom de delar där lager C har stor mäktighet ökar hållfasthetsvärdena till max ca 30 kPa (jfr borrhål 3). I borrhål 3 och B8 där lager C:s mäktighet är 10 à 15 m kan skjuvhållfasthetstillväxten mot djupet skrivas som $f_u = 10 + 1.0 d$ kPa, där d är djupet under markytan. I övriga provtagningspunkter är lager C:s tjocklek max ca 5 m och skjuvhållfastheten kan här ej sägas följa någon bestämd kurva. Skjuvhållfastheten, som uppmätts genom konprovning, ligger normalt 10 à 20 kPa lägre än den som uppmätts med vingprovning.
- Sensitivitet: Värden på sensitiviteten större än 300 à 400 är vanligt. Inom norra delen av undersökningsområdet förekommer de lägsta sensitiviteterna, kring 50 à 60.
- Konflytgräns: Representativa värden på konflytgränsen har erhållits endast i ett fåtal borrhål och där vanligtvis varierat mellan 20 till 40%.

Silt förekommer med tjocklekar till 5 à 6 m. Intill Rådaåsen i väster saknas ibland siltlagret helt. Silten är i övre delen brun och övergår mot djupet till grått. Vattenkvoten varierar kring 20 à 30%.

2.3.2 Speciella undersökningar

De speciella laboratorieundersökningar som utförts är framtagande av ytterligare två konsistensgränser, nämligen

- o stötflytgränsen w_L (%); i diagrammet —
- o plasticitetsgränsen w_p (%); — — — — —

Dessa undersökningar har enbart utförts på huvudlagerföljen i borrhål 9 och resultaten finns redovisade i figur 2.6.

Stötflytgränsen och konflytgränsen är två alternativa sätt att bestämma flytgränsen och av resultaten i figur 2.6 framgår också att mycket likvärdiga resultat erhållits. Beträffande flytgränsens variation i jordlagerprofilen hänvisas till tidigare beskrivningar under respektive lager A, B och C i kapitel 2.3.1.

Plasticitetsgränsen är den vattenkvot vid vilken leran övergår från plastisk till sönderfallande konsistens. Inom större delen av lager A varierar plasticitetsgränsen kring 20%. Mellan 20 och 25 m djup under markytan antar den dock värden kring 30%. Inom lager B varierar plasticitetsgränsen mellan 20 och 30%. Inom lager C antar den de lägsta värdena, kring 15%.

Utifrån stötflytgränsen (w_L), plasticitetsgränsen (w_p), vattenkvot (w) och %ler har följande parametrar beräknats:

- o plasticitetsindex $I_p = \frac{w_L - w_p}{w - w_p}$
- o flytindex $I_L = \frac{w - w_p}{I_p}$
- o aktivitetstal $a_c = \frac{I_p}{\%ler}$

I figur 2.6 finns ovanstående parametrar inlagda i diagramform.

Plasticitetsindexen visar att leran i lager A och C är lågplastisk och att leran i lager B är mellanplastisk. Inom lager A:s undre del finns några provtagningsnivåer där leran är mellanplastisk ($I_p > 10$).

Flytindexen är i samtliga tre lager höga och varierar normalt från 2 å 3 upp till 10. När flytindexen är större än 1 ligger vattenkvoten i det flytande området, vilket är vanligt för kvickleror.

Aktivitetstalet är ett mått på lerans kolloidala aktivitet. Ju högre aktivitetstalet är desto större är mineralens vattenbindningsförmåga. Skempton (1953) har uppgett aktiviteten för följande mineral:

Kvarts	~ 0
Kalkspat	0.18
Glimmer	0.23
Kaolin	0.33 - 0.40
Illit	0.90
Ca - montmorillonit	1.5
Na - montmorillonit	7.2

Skempton (1953) föreslog även följande indelning efter aktiviteten:

Aktiv	> 1.25
Medelaktiv	0.75 - 1.25
Lågaktiv	< 0.75

Av resultaten i figur 2.6 framgår att Askeslättsleran genomgående är lågaktiv, med värden på aktiviteten mellan 0.05 till 0.35. Något samband mellan den okulärt bedömda glimmerförekomsten och aktivitetstalet går ej direkt att se.

2.3.3 Kompressionsförsök i ödometer

Kompressionsförsök har utförts dels i standardödometer med "täta" laststeg, 20 å 40 kPa, och dels som CRS-försök.

I samband med det ursprungliga konsultuppdraget åt Lidköpings kommun utfördes 97 standard-ödometerförsök och 4 CRS-försök. Ödometerförsöken utfördes på prover från de 17 provtagningspunkterna, 4 till 8 olika försök per provtagningspunkt. Resultaten, såväl kompressionskurvor som utvärderade förkonsolideringstryck, finns redovisade på ritning 2 (se plastfickan längst bak i rapporten).

På proverna från borrhål 9 (huvudlagerföljden) har utförts 58 standardödometerförsök och 6 CRS-försök samt dessutom 11 ödometerförsök varvid leran belastats horisontellt. Kompressionskurvorna finns redovisade i bilaga A, B och C. De utvärderade förkonsolideringstrycken finns inlagda i effektivtrycksdiagrammet i figur 2.6.

Nedan följer en översiktlig beskrivning av lerans konsolideringsförhållanden i de tre tidigare beskrivna lagren A, B och C.

Lager A

Leran är normalt kraftigt överkonsoliderad inom detta lager. Överkonsolideringen varierar vanligtvis från 50 till 100 kPa. I de borrhål där ett större antal ödometerförsök utförts inom lager A, se exempelvis borrhål 9 i figur 2.6, kan man se att förkonsolideringstryckskurvan i stort sett följer samma lutning som totaltryckskurvan.

Lager B

Inom allra största delen av området är lager B beläget mellan 5 och 15 m under markytan och leran är här normalkonsoliderad eller svagt överkonsoliderad. Inom områdets västra delar där lager C saknas helt och lager B följaktligen är beläget direkt under siltlagret, endast några meter under markytan, är leran överkonsoliderad. Förkonsolideringstrycket tycks här följa den nuvarande totaltryckskurvan eller eventuellt ligga något högre.

Lerans kompressibilitet är oftast större inom lager B än inom lager A respektive C.

Lager C

Leran är vanligtvis överkonsoliderad med 20 å 40 kPa inom detta lager. I vissa borrhål, speciellt där lager C har stor tjocklek, tycks leran vara i stort sett normalkonsoliderad (jfr exempelvis borrhål 3). Normalt har leran lägre kompressibilitet jämfört med lager A och B, vilket i huvudsak beror på det större siltinnehållet.

I kapitel 4 kommer att redogöras för olika modeller och teorier för hur Askeslättslerans överkonsolidering kan ha tillkommit beträffande dels borteroderad jord och grundvattensänkningar och dels krypning, jonbyte och cementering.

En viktig fråga vid den fortsatta utvärderingen är om felaktiga förkonsolideringstryck kan erhållas vid ödometerprovning. Felaktiga förkonsolideringstryck skulle kunna erhållas på grund av olika typer av störning i samband med provtagnings- och laboratoriearbeten samt dessutom mät- och metodfel vid själva ödometerförsöken.

I borrhål 9 (huvudlagerföljden) har på några provtagningsnivåer utförts ett flertal ödometerförsök. Om man studerar dessa ödometerkurvor i bilaga A är det mycket anmärkningsvärt vilken stor spridning som kan erhållas på vissa nivåer, se exempelvis ödometerförsöken från 6, 12 och 16 m djup (Figur A:4, A:10, A:14). Det olyckligaste vore om de förkonsolideringstryck som utvärderas är för höga och att den överkonsolidering som man trott sig finna ej existerar. För höga förkonsolideringstryck kan erhållas beroende på lerans och ödometerstämpelns friktion (kohesion) mot ödometercylindern (Sällfors, 1975). Normalt brukar denna friktion anses vara så låg att den kan försummas men vid bland annat höga belastningar, vissa lertyper och felaktig försöksutrustning är det vår uppfattning att den ej är försumbar. I samband med ödometerförsöken på Askeslättsleran började vi därför mäta den last som erfordras för att trycka ut leran och stämpeln ur cylindern, omedelbart efter det att hela ödometerförsöket avslutats. Det finns många invändningar att göra mot detta enkla sätt att mäta friktionen, nedan följer några

- o friktionen mäts efter det att hela ödometerförsöket avslutats, alltså ofta efter det att provet belastats till en betydligt högre last än förkonsolideringstrycket, vilket kan ge för höga värden på friktionen
- o provet avlastas helt vilket medför att provet sväller, skjuvspänningarna vänder m m, vilket kan ge för låga värden på friktionen
- o om hela eller delar av den uppmätta friktionen skall "dras bort" är mycket svårt att bedöma och detta beror till stor del på hur friktionen (kohesionen) mot cylindern utbildas. Friktionen kan tänkas fördela sig på ett flertal olika sätt, se figur 2.7 kurva 1 - 3.

Inom detta projekt har på några av proverna från borrhål 9 friktionen uppmätts enligt ovan beskrivna sätt. I bilaga A har i de fall friktionen uppmätts angivits den belastning omräknad till spänning, som erfordras för att trycka ut leran och stämpeln ur ödometercylindern.

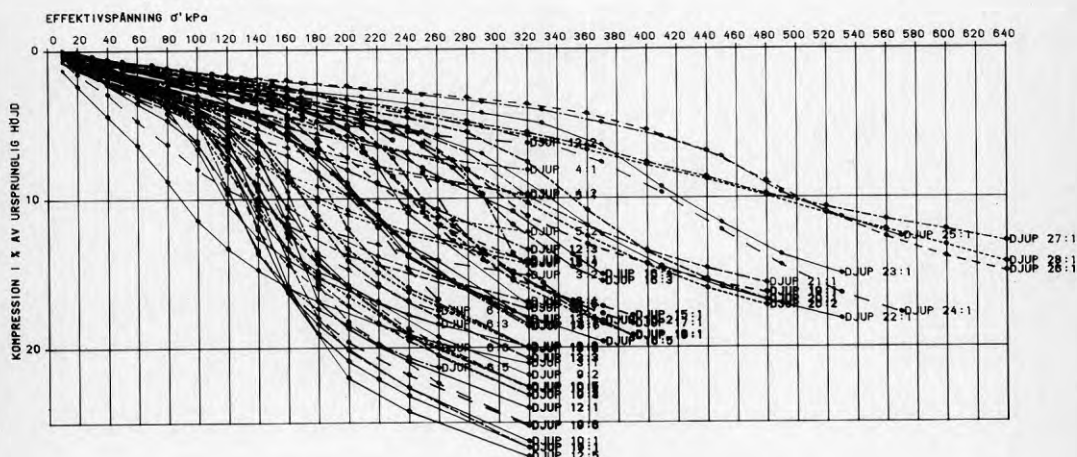


Figur 2.7 Friktion mot ödometercylinder

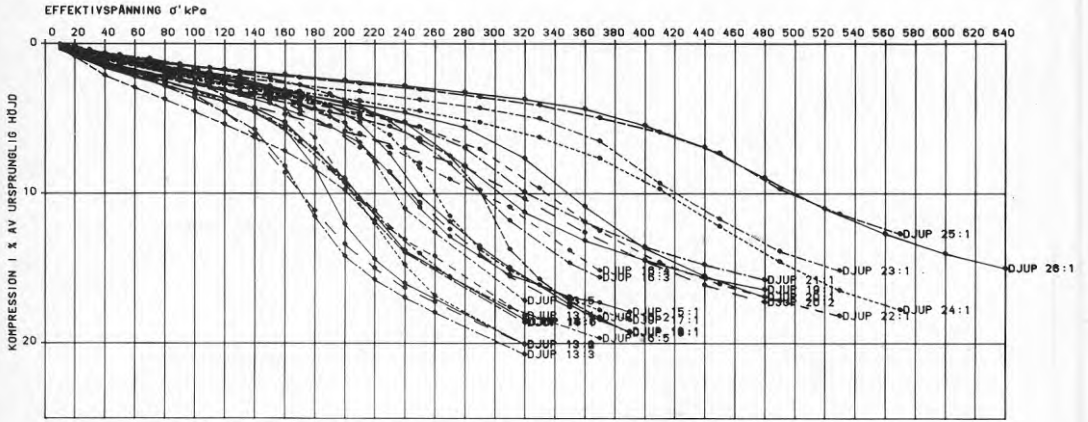
Vår sammantagna bedömning är dock att den spridning som erhållits i försöksresultaten endast till viss del, dock ej försumbar, beror på friktionsförluster och störningar. De stora skillnader i kompressions-egenskaper som Askeslättsleran uppvisar på flera av provtagningsnivåerna får troligtvis sökas i andra mer "naturliga" orsaker som kommer att behandlas i kapitel 4 och 5.

Vi har efter det att undersökningen av Askeslättsleran avslutats (1981) fortsatt att mäta friktionen vid ödometerförsök på leror från andra platser och vår erfarenhet idag (1985) är att framförallt olika typer av lera ger olika friktion och att det är av största vikt att främst ödometercylindern är i perfekt skick.

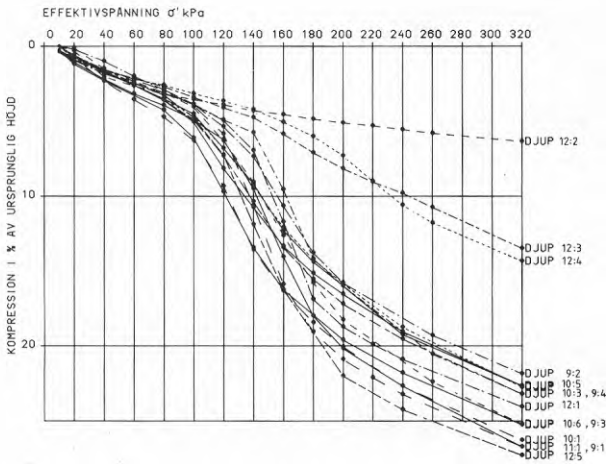
I figur 2.8 har samtliga kompressionskurvor från huvudlagerföljden i borrhål 9 sammanställts i ett och samma diagram och i figurerna 2.9, 2.10 och 2.11 visas samma kompressionskurvor, men uppdelade i lager A, B och C.



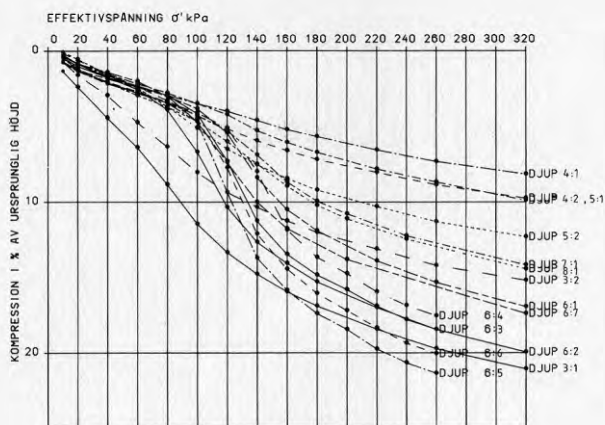
Figur 2.8 Samtliga kompressionskurvor från huvudlagerföljden i borrhål 9



Figur 2.9 Kompressionskurvor från lager A i borrhål 9



Figur 2.10 Kompressionskurvor från lager B i borrhål 9



Figur 2.11 Kompressionskurvor från lager C i borrhål 9

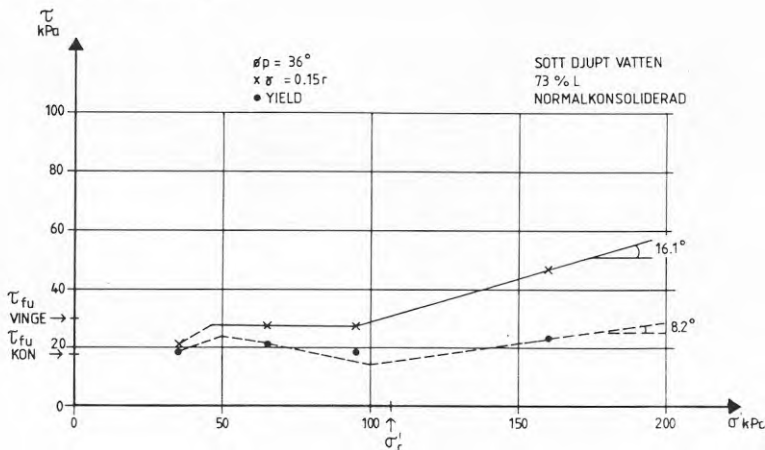
CRS-försöken ger normalt god överensstämmelse med standardödometerförsöken. Inom lager B i borrhål 9 tycks dock förkonsolideringstrycken utvärderade ur CRS-försöken ligga något lägre än standardödometerförsöken. I bilaga B redovisas de 6 CRS-försök som utförts på prover från borrhål 9. På ritning 2 återfinns de 4 första CRS-försöken som utfördes i samband med det ursprungliga konsultuppdraget.

Kompressionsförsök varvid leran belastas horisontellt har enbart utförts på lera från fyra nivåer i borrhål 9. Kompressionskurvorna finns redovisade i bilaga C och de utvärderade förkonsolideringstrycken i figur 2.6. Av resultaten kan speciellt observeras att de horisontella förkonsolideringstrycken i förhållande till de vertikala förkonsolideringstrycken är betydligt högre inom lager B jämfört med lager A och C.

2.3.4 Skjuvförsök

Dränerade direkta skjuvförsök har utförts av Statens Geotekniska Institut på fyra utvalda prover. Leran från 12 m djup i borrhål 9 (se figur 2.12) är normalkonsoliderad, medan övriga försök utförts på lera med 50 å 100 kPa överkonsolidering. Av försöken framgår relativt varierande resultat och att leran i vissa fall tycks spröd och högsensitiv.

BORRHÅL 9 12 M



Figur 2.12 Direkta dränerade skjuvförsök, typ SGI

2.4 Geologiska laboratorieundersökningar

Nedan redogöres allmänt för resultaten av laboratorieundersökningarna och vissa tolkningar görs även av sedimentationsmiljön, ålder m m. Diskussionen kring varje enskild analysparameter förs kring en uppdelning i olika lager. När de sammantagna analysresultaten utvärderats har diskussionen överförs till en indelning i 3 stratigrafiska lager. Dessa lager A, B och C har en indelningsgrund som baserar sig på samtliga gjorda analyser och observationer.

En stratigrafisk beskrivning av huvudlagerföljden i borrhål 9 med underlag av observationer vid okulärbesiktning vid de geologiska laboratoriearbetet presenteras i tabell 2.1.

Tabell 2.1 Strafigrafisk beskrivning av bh 9

Djup under
markytan (m)

2.5 - 8.75	lerig SILT, grå, homogen, sulfidfläckig
9.0 - 12.10	LERA, brun-grå, diffusa band, sulfidfläckig
12.10 - 12.25	SILT-siltig LERA, grå
12.25 - 14.0	siltig LERA, grå, homogen, sulfidlaminerad
14.0 - 18.0	siltig LERA, grå, diffusa band
18.0 - 19.0	siltig LERA, brungrå-grå, diffusa band, skalfragment (marina mollusker), sulfidlaminerad
19.0 - 24.0	siltig LERA, grå diffusa band, skalfragment, sulfidlaminerad
24.0 - 27.0	siltig LERA-SILT, bandad med siltlinser (0.5-2 cm) sulfidfläckig
27.0 - 29.0	SILT, grå, bandad med lerlinser (0.5-1 cm) sulfidfläckig

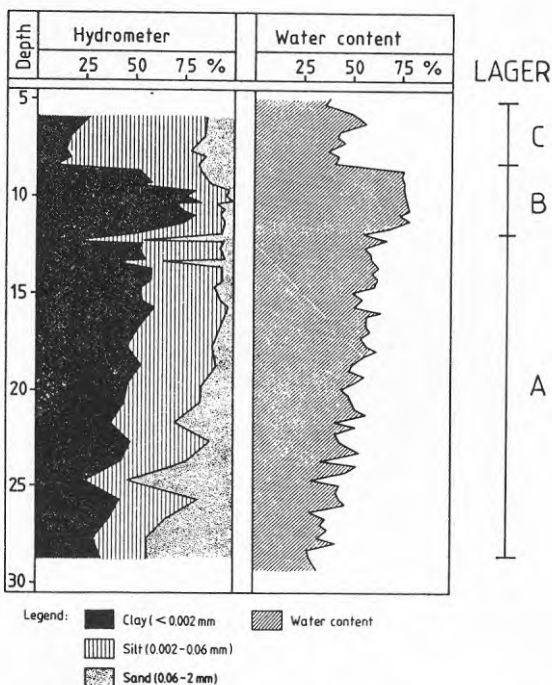
2.4.1 Kornstorleksanalys

Redan med de detaljerade analyserna av kornstorleksfördelningen och vattenkvot i bh 9 (figur 2.13) kan en indelning i 3 stratigrafiska lager utföras.

A Detta lager återfinns som en understa sekvens i lagerföljderna. I de understa analyserade nivåerna påträffas silt som successivt uppåt övergår i en siltig lera. Som framgår av figur 2.13 påvisas, en uppåt i lagerföljen, stigande lerhalt och minskat innehåll av sand. I den översta delen av lagret påvisas ett sediment med en distinkt förändrad kornstorleksfördelning. I anslutning till detta sediment med låg lerhalt och högre innehåll av silt har lager A:s övre gräns placerats. Det bör dock speciellt observeras att inte i någon analys några fraktioner > 2 mm påvisats i den översta delen av lagret.

B Lager B uppträder i bh 9 som en mellersta sekvens. I gränsen mot lager A påträffas sediment där siltfraktionen dominerar, men förutom denna korta sekvens, når i den undre delen av lager B lerfraktionen höga procenttal (> 70%). I den övre delen av lager B minskar lerinslaget successivt och här återfinns ett sediment med distinkt förändrad kornstorleksfördelning - lerig silt. Gränsen till det överlagrande lager C har förlagts där inslaget av silt kulminerar.

- C Detta lager domineras av ett högt inslag av silt, som i flertalet analyser överstiger 50%.



Figur 2.13 Kornstorlek och vattenkvot från huvudlagerföljden i borrhål 9

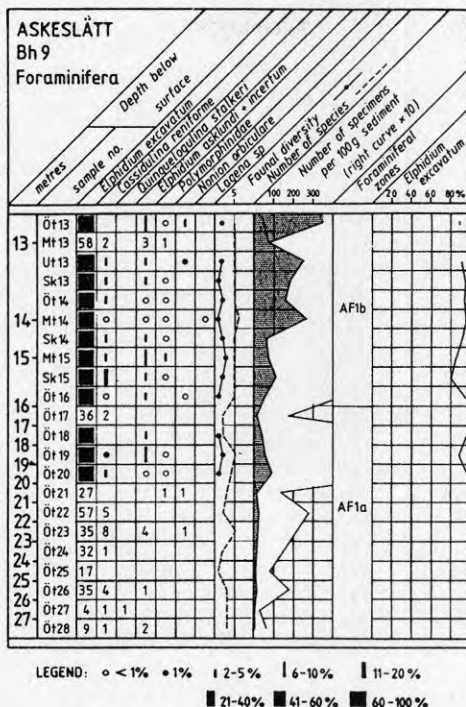
Resultaten från analyserna av kornstorleksfördelning i bh 9 ger en bild som gör det möjligt att särskilja de karaktäriserade enheterna - lagren. Den tämligen distinkt skilda kornstorleksfördelningen i dessa lager utgör således en god grund för att med komplementlagerföljder upprätta en stratigrafi både i vertikal och horisontell led i området.

Enklast är lagerindelningen i komplementlagerföljderna när samtliga lager är påvisade och när således lagerföljden är mer eller mindre komplett. I vissa lagerföljder där enbart ett fåtal analyser utförts och något av lagren ej är påvisbart kan en indelning vara mer tveksam. En analys kan ju exempelvis också penetrera övergången mellan två zoner och försvåra gränsdragningen.

I bilaga E är samtliga resultat tabellerade med en indelning i sand-silt-ler.

2.4.2 Foraminiferanalys

De bentiska (bottenlevande) foraminiferer som påträffats i bh 9 har indelats i 2 lokala foraminiferzoner (LFAZ), se figur 2.14.



Figur 2.14 Foraminiferer från huvudlagerföljden i borrhål 9

I den undre zonen är *Elphidium excavatum* forma *clavata* den dominerande arten, andra med mindre frekvens förekommande arter är *Cassidulina reniforme* och *Elphidium asklundi*. Faunan i AF1a är av arktisk typ och förmodligen avsatt i en för foraminiferer tämligen extrem miljö. Det mycket låga individantalet per volym sediment påvisar en hög ackumulationstakt av sediment, speciellt i zon AF1a:s undre del. I den övre zonen (AF1b) dominerar samma arter som i zon AF1a, men några få extra arter är mer vanliga. Zonen skiljer sig från AF1a genom ett högre individantal per volym sediment. Liksom i AF1a är faunan i AF1b arktisk, det högre individantalet avspeglar förmodligen en något stabilare depositions miljö och lägre sedimentackumulationstakt.

Foraminiferer förekommer i bh 9 i prover under nivån 13 m (öt 13), men inte en enstaka individ har påträffats i proverna mellan 5 och 15 m.

I bh 9 liksom i övriga lagerföljer i området påträffas foraminiferer i sekvenser som korresponderar med lager A enligt kornstorleksklassificeringen. Foraminiferernas förekomst i övriga lagerföljder redovisas i bilaga F. Den foraminiferinnehållande, definitivt marina leran, är säkerligen, delvis, avsatt som en första isnära deposition av sediment. I detta skede kan alltså en bottenström av salint havsvatten intränga i Vänerbäckenet och nå till israndens närhet. Förmodligen är detta salina vatten i isfrontens närhet skilt genom en haloklin från ett sedimentmättat glacialt smältvatten i den övre delen av vattenmassan. I undersökningar i Oslofjorden har Feyling-Hanssen (1964) diskuterat att ett salint bottenvatten kan intränga alldeles inpå och t o m in under en is (shelf). Det synes också i Askeslättsområdet som att den första sedimentsekvensen (med foraminiferer) är avsatt mycket nära landisens front och den närmaste tiden under dess nordliga reträtt.

2.4.3 Pollenanalys

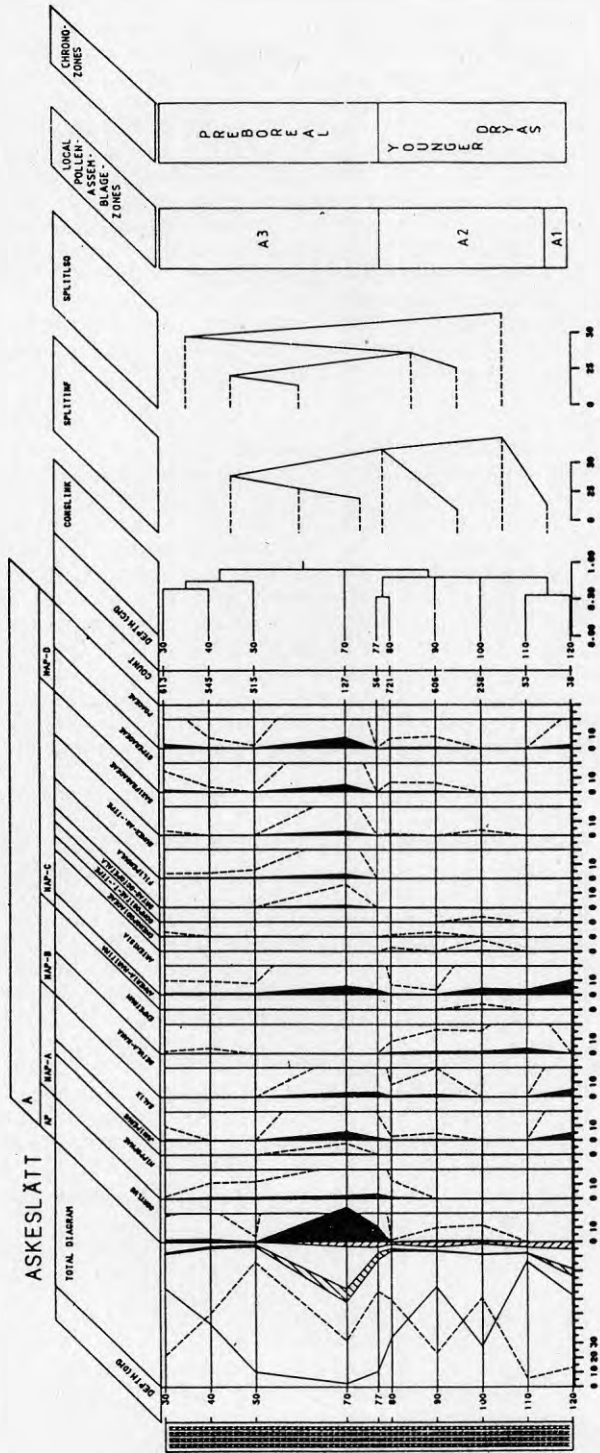
De i bh 9 analyserade pollenproverna gav ett tämligen magert resultat, innehållet av pollen var i flera prover lågt. Det presenterade pollendiagrammet har därför vissa brister vad avser statistiskt underlag. I prover under 12 m återfanns endast enstaka pollen av tall (Pinus) och björk (Betula) och det redovisade pollendiagrammet omfattar därför endast sekvensen 3 - 12 m. Pollendiagrammet (figur 2.15) indelades i 2 lokala pollenzoner (LPAZ), AP 1 och AP 2. Grundat på den representerade floran har följande indelning/tolkning utförts:

Zon AP 1 omfattar den senare delen av Yngre Dryas Kronozon, möjligen 10 000 - 10 400 BP. Denna tolkning grundar sig på förekomsten av pollen från en arktisk-alpin flora; av träd enbart björk och tall och örter som Artemisia (malört, gråbo), Empetrum nigrum (kråkbär) och Chenopodiaceae (mållor).

Zon AP 2 har tolkats som representerande Preboreal Kronozon, alltså yngre än 10 000 BP men förmodligen är zon AP 2:s yngsta del ej yngre än 9 000 BP.

Möjligen existerar också en hiatus-lagerföljdslucka i gränsen AP 1 och AP 2 av storleksordningen 300-500 år. Tolkningen av en möjlig lagerföljdslucka grundar sig på det abrupta uppträddandet av Corylus avellana (hassel) i AP 2. Corylus immigrerade i Mellansverige cirka 9 700 BP (Digerfeldt 1977), däremot är ej Alnus (al) representerat i pollenanalyserna. Alnus beräknas ha invandrat i Mellansverige cirka 8 600 BP.

Med hjälp av pollendiagrammet kan också slutsatsen dras att sekvensen i bh 9 >12 muy (lager A) är äldre än 10 000 BP, möjligen äldre än 10 400 BP. Lager B har en ålder mellan 10 000 - 10 400 BP, lager C mellan 3 - 8 muy i bh 9, är yngre än 10 000 BP och möjligen enbart omfattande tiden 9 000 - 9 600 BP.



Figur 2.15 Pollendiagram från huvudlagerföljden i borrhål 9

2.4.4 Kompletterande observationer

De utförda diatomanalyserna påvisar endast enstaka diatomeer som förekommer i lager C. De identifierade diatomeerna är ekologiskt klassificerade som sötvattenarter (Miller 1964). Enbart enstaka exemplar av Melosira granulata är med säkerhet påvisade och artbestämda.

De slutsatser som kan dras av de identifierade diatomeerna är naturligtvis mycket begränsande. Möjligen kan en snabb sedimentackumulation vara en orsak till ett lågt individantal. Angående sedimentationsmiljön i lager C kan åtminstone slutsatsen dras att en influens av sötvatten är dominerande. En låg ljusgenomsläpplighet orsakad av ett med finsediment mättat glacialt smältvatten kan vara en ytterligare faktor förorsakande en för diatomeer ogynnsam miljö.

Den subjektiva värderingen av färg, glimmerinnehåll, organiskt innehåll och dispergering återges avseende bh 9 i figur 2.6 och för övriga lagerföljder i tabell i bilaga F.

Lager C har generellt en grå färg, medan lager A i huvudsak återger en gråbrun färg, lager B har varierande färgnyanser mellan grå och gråbrun. Det organiska innehållet är rikligt i lager C och organiskt material förekommer också i enhet B, men organiska innehållet är mycket ringa i lager B.

Innehållet av glimmer är rikligt i lager A och C medan det i lager B är ringa.

Bedömning av dispergering visar att där lagerföljderna är relativt mäktiga är det möjligt att särskilja lager A-B-C. Lager A är generellt svårt till mycket svårt att dispergera. Lager C är i huvudsak lätt att dispergera, medan lager B intar en mellanställning mellan A och C och är lätt till medelsvårt att dispergera. Vid de tillfällena lagerföljderna har en liten mäktighet och när ytnära skikt uppstår dock undantag från presenterad indelning och exempelvis lager C och B kan då också vara svårdispergerade.

Med underlag av de kompletterande observationerna har indelningen grundad på kornstorleksfördelning och innehåll av foraminiferer kunnat styrkas. Detta har således gett ett ytterligare stöd åt presenterad indelning i lager A, B och C och påvisar att dessa lager skiljer sig från varandra i ett flertal hänseenden.

3 TOLKNING AV SEDIMENTENS UPPBYGGNAD SAMT
GEOLOGISKA OCH GEOTEKNISKA EGENSKAPER

Inom större delen av Askeslättsområdet består jordlagren från den underst belägna berggrunden i princip av

- o glaciofluviala sediment och/eller morän
- o finsediment av i huvudsak lera med 3 väl åtskiljbara stratigrafiska enheter
- o silt - sandlager

Av figur 2.1 (sid 21) framgår en principsektion genom jordlagren från Rådaåsen ner till Vänern.

Detta kapitel kommer i huvudsak att behandla tolkningen och uppbyggnaden av de 3 olika stratigrafiska enheterna som finsedimenten indelats i, nedan kallade lager A, B och C, samt även det ytliga silt-sandlagret.

Lager A som är den enhet som uppträder underst i sedimentlagren, i kontakt med det underlagrande glaciofluviala sedimentet och moränen, består av en glaciomarin lera, som flerstädes i området är kraftigt överkonsoliderad.

Lager B uppträder där lagerföljden är fullständig, mellan enhet A och C. Denna lera har förhållandevis hög lerhalt och har avsatts i en miljö som inte kan påvisas vara marin. Lager B är, där den ej uppträder i ytnära partier, normalkonsoliderad.

Lager C återfinns inom huvuddelen av området mellan lager B och det ytliga silt-sandlagret. Finsedimentet inom lager C har ett högt innehåll av silt och utgörs klassificeringsmässigt ställvis av en mycket siltig lera, lerig silt respektive lerig sandig silt. Lager C har avsatts i en utsötad miljö och förmodligen vid ett mindre vattendjup än lagren A och B. En svag överkonsolidering förekommer inom detta lager möjligen som en effekt av en postglacial - recent grundvattensänkning.

Silt-sandlagret förekommer med varierande tjocklek och har troligen utbildats genom en deltabildning av Lidan eller som ett svallsediment från Rådaåsen.

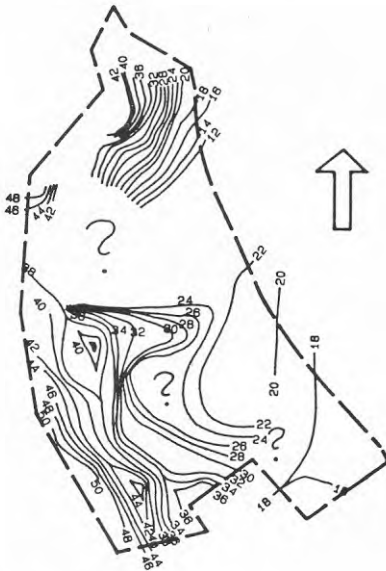
Nedan kommer att i detalj redogöras för de olika lagrens utbredning både i vertikal och horisontal riktning inom området. Tolkningen har byggts upp kring provtagningsresultaten (se ritning 1 i plastfickan längst bak i rapporten) och då speciellt huvudlagerföljden i borrhål 9 (se figur 2.6). Med resultaten från provtagningarna som utgångspunkt och med hjälp av vingprovningarna har de olika lagergränserna sedan interpolerats och extrapolerats fram, så att en slutgiltig tolkning av lagrens utbredning erhållits (se ritning 2 i plastfickan längst bak i rapporten). För

att ytterligare åskådliggöra de olika lagrens utbredning såväl i plan som i djupled redovisas nedan tolkningarna i form av nivåkurvor. Vid varje lagerbeskrivning finns tre figurer som visar dels lagrets överyta respektive underyta med nivån i meter över havet och dels lagrets tjocklek i meter. I lagergränserna är naturligtvis det ena lagrets överyta lika med det överliggande lagrets underyta och i dessa fall finns alltså "samma" figur med på två ställen.

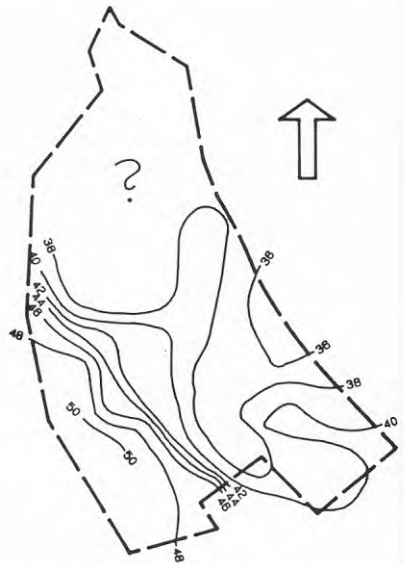
3.1 Lager A

Av de nedanstående figurerna 3.1, 3.2 och 3.3 framgår lager A:s underyta, överyta och tjocklek.

Inom de delar av området där lager A:s under- respektive överyta är belägen djupare än 20 m under markytan saknas ofta uppgifter, eftersom de flesta borrhningar och provtagningar avbrutits på 20 m djup med hänsyn till det artesiska vattentrycket. Dessa partier av området har markerats med frågetecken i figurerna.



Figur 3.1
Lager A:s underyta
Nivåerna i meter över havet



Figur 3.2
Lager A:s överyta
Nivåerna i meter över havet



Figur 3.3
Lager A:s tjocklek i meter

Nivåkurvorna i figur 3.1, som visar lager A:s underyta, är även lika med det underliggande glaciofluviala materialets överyta. Inom Askeslättsområdets nordligaste del saknas lager A helt, se vingprovningssktion A på ritning 2. De nivåkurvor, som i figur 3.1 finns inom detta området, visar därför ej lager A:s underyta utan enbart det glaciofluviala sedimentets överyta.

Lager A:s underyta och överyta varierar inom de delar av området där de kunnat bestämmas mellan nivåerna +18 till +50 respektive +40 till +50. Lager A:s tjocklek har inom dessa delar varierat mellan 0 till 14 m. Den största mäktigheten har lager A i områdets nordöstra respektive sydöstra delar.

Den undre delen av detta lager har säkerligen utformats när landisens front retirerar från Rådaåsen. De underliggande glaciofluviala sedimenten och moränen representerar alltså den omedelbara närkontakten med inlandsisen medan lager A synes utgöra ett sediment som avspeglar en successivt avtagande energi i depositions-miljön. Detta torde avspegla en minskad strömhastighet och förmodligen avtagande närhet till en isfront. En möjlig tolkning är att åtminstone nedre delen av denna sekvens är avsatt när isranden retirerar från Askeslättsområdet och vidare norrut. En ställvis påvisad bandning i detta sediment indikerar också en möjlig årlig fluktuation i strömhastigheten. Det tämligen distinkt uppträdande sedimentet i den övre

delen, med högre innehåll av sand och låg lerhalt avslutar lager A. Förklaringen till detta sediments uppträdande synes antingen vara en högre intensitet i strömningshastighet och/eller erosion.

Det inslag av foraminiferer som påträffats i detta lager påvisar i sin helhet en marin depositionsmiljö. Denna fauna och dess variation styrker intrycket av att detta lager utbildats (initialt) vid en isnära deposition av sediment med hög ackumulationstakt och därefter vid en successivt mer distalt präglad arktisk miljö, dock säkerligen med landisen på inte alltför stort avstånd norr om södra Kinnevikens.

Den markant förändrade stratigrafien i lager A:s övre del kan ha en förklaring som är att härleda till ett komplext orsakssammanhang, detta diskuteras i kapitel 4. Det är dock uppenbart att det är en markant förändrad situation som uppträder avseende depositionsmiljön i lager A:s översta del. Förklaringen kan vara såväl en förändrad sedimentationsmiljö som ett erosionssskede och därmed utbildad "lagerföljdslucka" (hiatus).

Skjuvhållfastheten och då speciellt tillväxten mot djupet är i detta lager hög. Sensitiviteten är ofta hög. Leran är normalt kraftigt överkonsoliderad och de uppmätta förkonsolideringstrycken följer i stort sett samma lutning som totaltryckskurvan. Konsolideringsbilden tyder på att leran möjligen varit utsatt för en omfattande grundvattensänkning. Detta kommer att diskuteras vidare i kapitel 4.

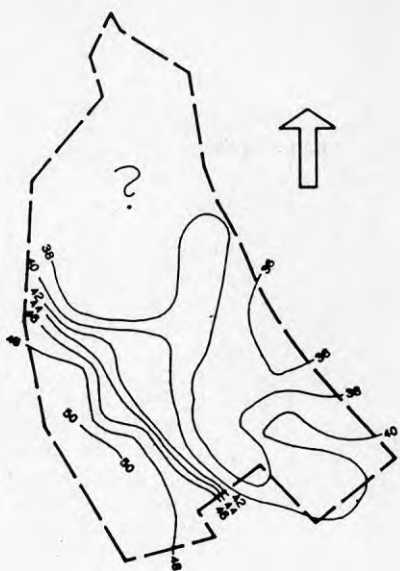
Tiden för lager A:s avsättning kan ej helt fastställas. Förmodligen representerar lager A en bildning som är äldre än 10 200 BP. Det är ej heller uteslutet att det tidigast avsatta sedimentet i detta lager är äldre än 11 000 BP, alltså avsatt under slutet av Alleröd Kronozon.

3.2 Lager B

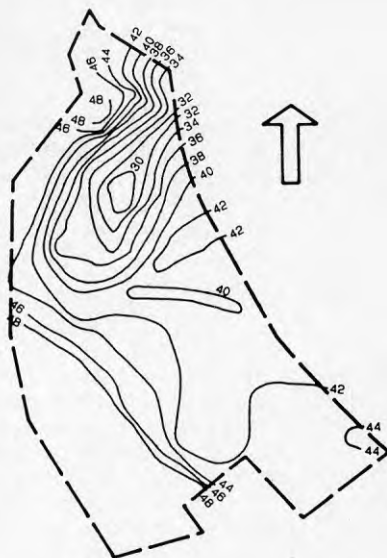
Av nedanstående figurer 3.4, 3.5 och 3.6 framgår lager B:s underyta, överyta och tjocklek.

Inom områdets norra del har de flesta borrhningar och provtagningar avbrutits innan lager B:s underyta kunnat lokaliseras och i figur 3.4 finns därför ett frågetecken inom denna del. Lager B:s underyta varierar i södra och mellersta delen av området mellan +36 och +50 m ö h.

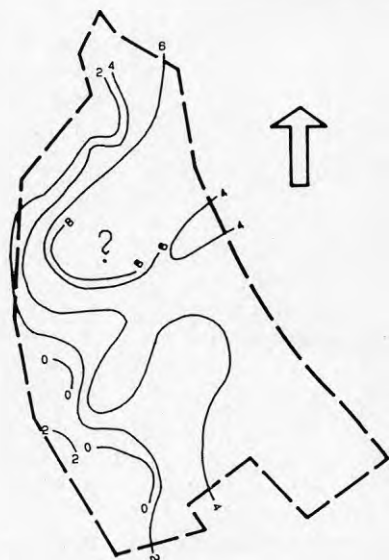
Lager B:s överyta har kunnat bestämmas inom så gott som hela området. Det är anmärkningsvärt vilken "grop" som lager B:s överyta bildar inom områdets norra del, se figur 3.5. Botten i denna "grop" ligger på nivån +30 och de angränsande sidorna stiger i nordväst och sydväst till nivåer kring +48, dvs 18 m nivåskillnad. Denna form kan tänkas ha uppkommit genom ett skred, som då troligen skett när enbart lager A utbildats.



Figur 3.4
Lager B:s underyta
Nivåerna i meter över havet



Figur 3.5
Lager B:s överyta
Nivåerna i meter över havet



Figur 3.6
Lager B:s tjocklek i meter

Lager B har därefter sedimenterat som ett tunnare skikt ovanpå lager A:s överyta. Att ett eventuellt skred skulle inträffat och utbildat "gropen" efter det att lager B avsatts är ej troligt med tanke på konfigurationen hos lager B:s överyta. Den beskrivna fördämningen kan även tänkas ha bildats genom en naturlig sedimentation av lager A och B, under förutsättning att i det underliggande glaciofluviala materialet (initialt) funnits en möjligen än mer markant försänkning.

Lager B har mindre tjocklek än lagren A och C. Tjockleken varierar inom de delar där den kunna bestämmas mellan 0 och 8 m.

I delar av lager B ger det ringa inslaget av grövre fraktioner, silt och sand, ett intryck av att bottentransporterat material är av liten omfattning. Det följaktligen höga innehållet av ler, skulle då kunna återspegla att ingen högintensiv energisituation rått vid deposition av detta sediment. Således skulle lager B delvis kunna utgöra ett lager som bildats vid deposition under relativt låg strömhastighet. Isfronten kan under detta skede vara distalt belägen och influensen av och dess generering av grövre fraktioner är starkt reducerad. I kombination med ett fortfarande relativt stort vattendjup (>25 m ?) kan detta vara en trolig tolkning av depositions miljön under avsättning av lager B. Möjligen kan det höga lerinslaget ge en något missvisande indikation om låg strömhastighet. De höga lerinslagen kan alternativt representera ett skede då området i ett distalt läge tillföres ett med finsediment kraftigt mättat glacialt smältvatten. Även om en lågsalin miljö kan förutsättas, skulle en kraftig sedimentation av lerpartiklar kunna ske genom flockulering.

Den övre delen av lagret är dock - oberoende av tidigare förlopp - möjlig att tolka som en situation med ökande strömningshastighet och även med en intensitet som kan innefatta ett skede med erosion, eller mycket ringa deposition.

Lagret i sin helhet har inga bevis för en marin avsättningsmiljö. Avsaknaden av marina indikationer motbevisar dock inte att en lågsalin miljö varit befintlig.

Resonemanget kring kornstorleksfördelningen kan också utvidgas till att omfatta depositions miljön. Under förutsättning att ett med finsediment kraftigt mättat glacialt smältvatten förekommit, kan en låg transparans av vattnet förutsättas.

Detta skulle kunna förklara avsaknaden av både marina som lakustrina (söttvatten) mikrofossil i lagret B. Det är inte heller uteslutet att en kraftig skiktning mellan en övre och undre vattenmassa uppstår i detta skede vilket skulle ge upphov till en reducerande miljö i bottenvattnet. Något tydligt bevis för detta, exempelvis genom kraftig sulfidbandning, har ej påvisats vid okulär besiktning av lager motsvarande lager B.

Lager B är inom större delen av området belägen mellan 10 och 15 m under markytan och skjuvhållfastheten varierar oftast mellan 20 och 30 kPa. I gränserna mot lager A och C förekommer ofta språngvisa förändringar av skjuvhållfastheten. Invid Rådaåsen i väster, där lager B är mer ytligt beläget, har extrema hållfasthetstillväxter mot djuper uppmätts. Sensitiviteten är normalt något lägre inom detta lager jämfört med lager A och C. Lerlager B är inom allra största delen av området normalkonsoliderad eller svagt överkonsoliderad. Invid Rådaåsen i väster är dock leran överkonsoliderad och förkonsolideringstrycken tycks här följa den nuvarande totaltryckskurvan eller eventuellt ligga något högre. Ett större innehåll av ler och därmed också högre vattenkvot medför att leran oftast har högre kompressibilitet i lager B jämfört med de två övriga lagren A och C.

Tidsinställningen för lager B:s avsättning kan fixeras till slutet av Yngre Dryas Kronozon och möjligen tidigaste Holocen. Det är ej uteslutet att lager B endast representerar några hundra år i Yngre Dryas senare del. Den översta sekvensen av lager B där lerinslaget markant och successivt ökar synes utgöra en fortlöpande förhöjd energisituation. Förmodligen har detta sin förklaring i en snabbt och successivt sänkt havsnivå (Björk & Digerfeldt, 1986). En således markant minskad tvärsnittsareal i området kan ge upphov till en flaskhalseffekt som i kombination med stora vattenmassor dränerade från Baltiska Bäcknet förklarar den höjda energinivån.

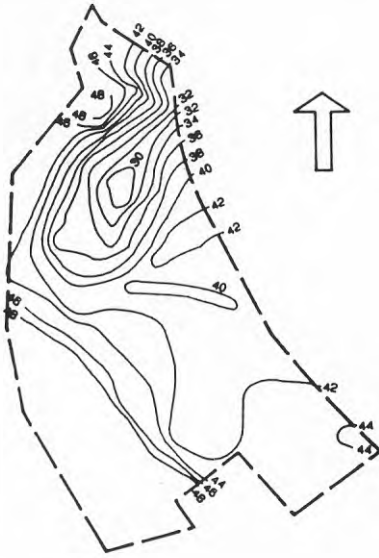
Det är således inte uteslutet, att gränsen - övergången mellan lager B och C betingas av ett erosionsskede eller åtminstone en lagerföljdslucka (hiatus).

3.3 Lager C

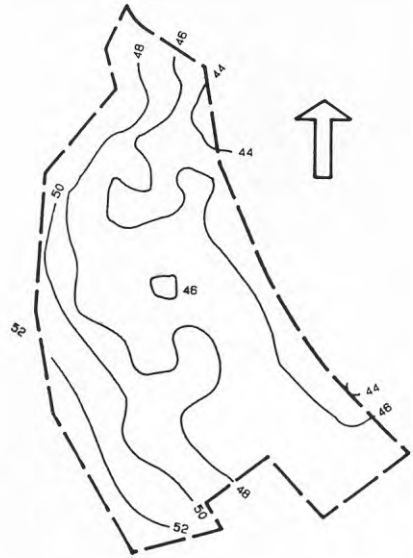
Av nedanstående figurer 3.7, 3.8 och 3.9 framgår lager C:s underyta, överyta och tjocklek.

Såväl lager C:s underyta som överyta har kunnat bestämmas inom så gott som hela området. Lager C fyller igen den tidigare beskrivna "gropen" inom områdets norra del och får följaktligen här sin största mäktighet kring 16 m. Överytan på lager C är inom hela området förhållandevis jämn med nivåer mellan +44 och +52. Inom områdets sydvästra delar saknas lager C helt.

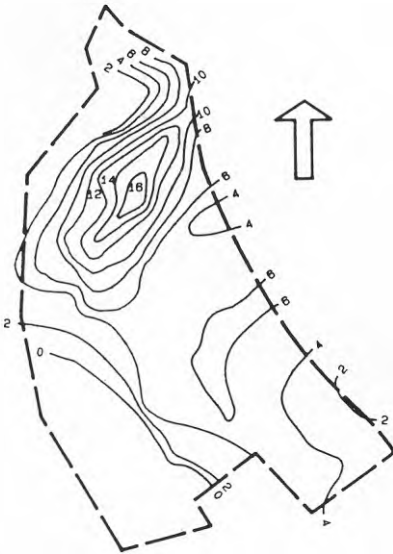
Även lager C torde vara avsatt under en tämligen högintensiv energisituation. Här kan en influens av litet vattendjup och möjligen också tillförsel av sediment lokalt genom strandprocesser från den närbelägna Rådaåsen, förklara det höga inslaget av silt.



Figur 3.7
Lager C:s underlyta
Nivåerna i meter över havet



Figur 3.8
Lager C:s överyta
Nivåerna i meter över havet



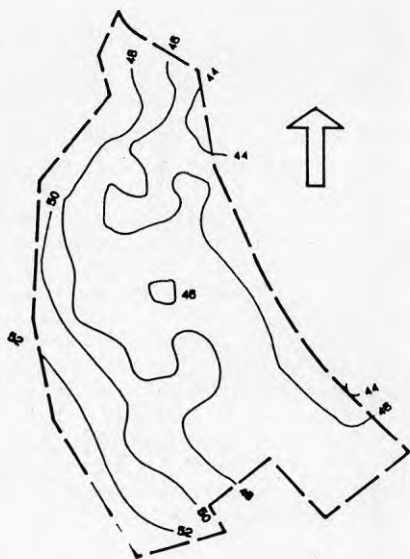
Figur 3.9
Lager C:s tjocklek i meter

Skjuvhållfastheten varierar inom de delar av området där lager C har 2 till 4 à 6 m tjocklek (större delen av området) mellan ca 20 - 30 kPa. Inom områdets norra del, där lager C:s tjocklek ökar till max ca 16 m ökar även hållfastheten mot djupet till värden kring 40 à 50 kPa. Sensitiviteten är vanligtvis hög. Leran är normalt överkonsoliderad men där lager C har stor mäktighet tycks leran ofta vara normalkonsoliderad eller svagt överkonsoliderad.

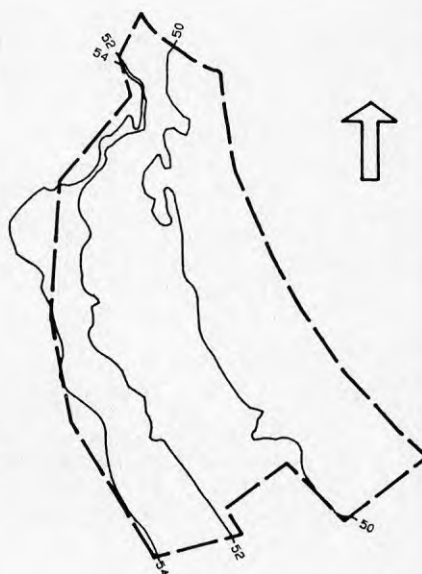
Det synes otvetydigt att lager C är avsatt under tidig Holocen, möjligen enbart under Preboreal Kronozon. Lager C är alltså avsatt i anslutning till Vänerbäckens isolering från havet och utbildning till insjö. Lager C har också ett diatoméinslag som påvisar att en starkt utsötad depositions miljö förhärskat.

3.4 Siltlagret

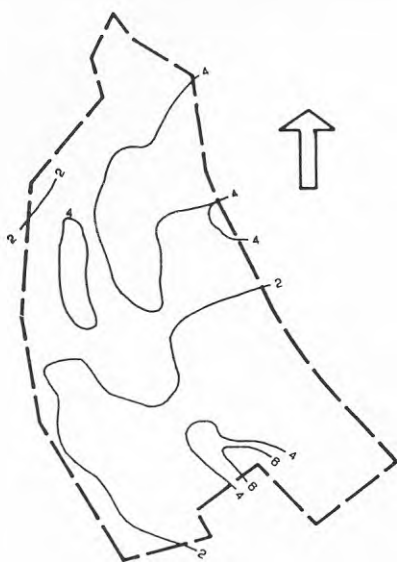
Av nedanstående Figurer 3.10, 3.11 och 3.12 framgår siltlagrets underyta, överyta (markytan) och tjocklek.



Figur 3.10
Siltens underyta
Nivåerna i meter över havet



Figur 3.11
Siltens överyta (markytan)
Nivåerna i meter över havet



Figur 3.12
Siltens tjocklek

Det i området ytligt förekommande siltlagret, ställvis 2 - 5 m mäktighet, har av Johansson m fl (1943) tolkats som början till en deltabildning av Lidan. Detta synes vara en rimlig förklaring då detta siltlager förekommer i delar av södra Kinnevikens, i anslutning till Lidans mynning i Väneren. Det har i centrala Lidköping påträffats (Fredén muntlig uppgift) kranierester av vildsvin och organiska lager under siltlagret. Tidsställningen för dessa fynd är ungefär 7 000 BP enligt utförd C-14 datering. Denna lagerföljd kan påvisa att siltlagret, åtminstone delvis, har bildats under en vattenståndshöjning efter en tidigare regression-torrläggning. Dock är det ej otänkbart att kranierester m m skulle ha kunnat inbäddats i en igenfylld fåra av Lidan vid dess förändring av sitt lopp i postglacial tid.

Det synes dock ej orimligt att anta att siltlagrets uppkomst, där det observerats i anslutning till Rådaåsen i Askeslättsområdet, enbart skulle kunna förklaras genom strandprocesser. Alltså att vågabration och materialselektering, i en lågvattenssituation i Askeslättsområdet, gett upphov till avsättning av siltlagret. Ett tillgängligt ursprungsmaterial har funnits i anslutning till den närbelägna norra sluttningen på Rådaåsen.

4 OLIKA TEORIER FÖR LERSSEDIMENTS KONSOLIDERING

Ur geoteknisk synpunkt kan man förklara överkonsolidering hos lerjord på flera olika sätt. En utbredd uppfattning är att överkonsolidering orsakas av att lera tidigare har varit utsatt för en större effektiv belastning än den har idag. Orsaken till lastökningen är då antingen en direkt överbelastning eller grundvattensänkning.

Andra orsaker, som också kan förklara den varierande överkonsolideringen som erhållits inom Askeslättområdet är en tidsberoende krypning i lerskelettet, en kemisk påverkan genom jonförändring i leran eller en cementering i kontaktpunkterna mellan lerpartiklarna.

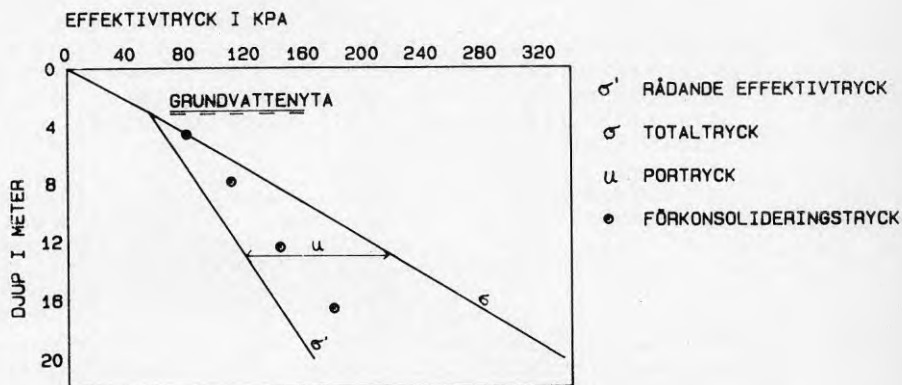
Nedan redogöres för dessa geotekniska modeller.

4.1 Totaltryck, portryck, effektivtryck och förkonsolideringstryck

Mycket förenklat kan en jord sägas bestå av mineralkorn och porer som normalt är vattenfyllda. Totaltrycket i ett vattenmättat sediment upptas dels som tryck i själva kornskelettet och dels som porvattentryck. De parametrar som relativt enkelt går att bestämma i samband med geotekniska undersökningar är jordens densitet och porvattentryck, se Appendix 2.1 och 1.3. När sedimentens olika densiteter är kända kan totaltrycksfördelningen enkelt beräknas. Därefter beräknas effektivtrycket som differensen mellan totaltryck och portryck:

$$\sigma' = \sigma - u, \text{ där } \begin{array}{l} \sigma' = \text{effektivtryck} \\ \sigma = \text{totaltryck} \\ u = \text{portryck} \end{array}$$

De rådande total- och effektivtrycken brukar åskådliggöras med ett diagram enligt figur 4.1.



Figur 4.1 Diagram visande total- och effektivtryck

Genom att jämföra de rådande effektivtrycken med de förkonsolideringstryck som bestämts i ödometer kan man sedan bedöma om leran är normalkonsoliderad, överkonsoliderad eller eventuellt underkonsoliderad.

Man säger att leran är normalkonsoliderad om de uppmätta förkonsolideringstrycken är lika med de rådande effektiva överlagringstrycken, dvs leran tål ej ytterligare belastningar utan att konsolideringssättningar utbildas.

Om de uppmätta förkonsolideringstrycken är högre än de rådande effektiva överlagringstrycken säger man att leran är överkonsoliderad, dvs leran tål ytterligare belastningar utan att konsolideringssättningar inträffar.

En lera som är underkonsoliderad är ännu ej färdigkonsoliderad, dvs sättningar pågår. De uppmätta förkonsolideringstrycken är då lägre än de rådande effektiva överlagringstrycken.

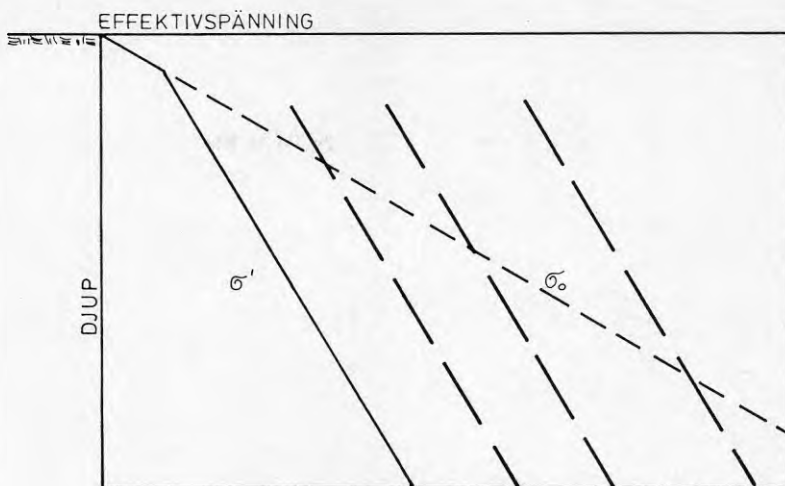
4.2 Överkonsolidering orsakad av överbelastning och/eller grundvattensänkning

En lera som tidigare varit utsatt för ett större effektivtryck bibehåller en bärförmåga i lerskelettet som helt eller till stor del motsvarar tidigare belastning. Detta finner man ofta vid undersökningar i raviner, som uteroderats av bäckar eller älvar. De förhållanden som kan ha varit rådande inom hela Askeslättområdet är att leran belastats antingen av ett utbrett jordlager som eroderats bort eller av landisen som kan ha gjort en framryckning och lagt sig på nyligen sederterad lera.

Lerlagren kan också ha belastats av vågtryck. Genom att kraften från vågorna ökar snabbt hinner inte portrycksändring ske i lerlagren och därmed ger varje våg en lastökning i leran och med ett stort antal vågor kan en kompression ske i leran. Förutsättningen är att vattendjupet är relativt stort och att fritt vatten förekommer så att större vågor kan utbildas. En annan orsak till ökat effektivtryck i leran kan vara att grundvattentrycket i jorden minskas. Detta kan ske genom att grundvattenytan sänks t ex i samband med landhöjningen och/eller varmare klimat, att leran utsättes för frysning eller att vatten sugs ur leran av växters rötter.

Vid en överkonsolidering som orsakats av en tidigare belastning av exempelvis sediment som borteroderats eller landis bör förkonsolideringstrycken följa en ungefär parallell lutning till effektivtryckskurvan, se figur 4.2.

Överkonsolidering som orsakats av en grundvattensänkning medför att förkonsolideringstrycken följer totaltryckskurvan. Genom att kombinera grundvattensänkning med tidigare belastningar kan relativt komplexa konsolideringsbilder konstrueras.



Figur 4.2 Exempel på konsolidering som orsakats av tidigare belastningar

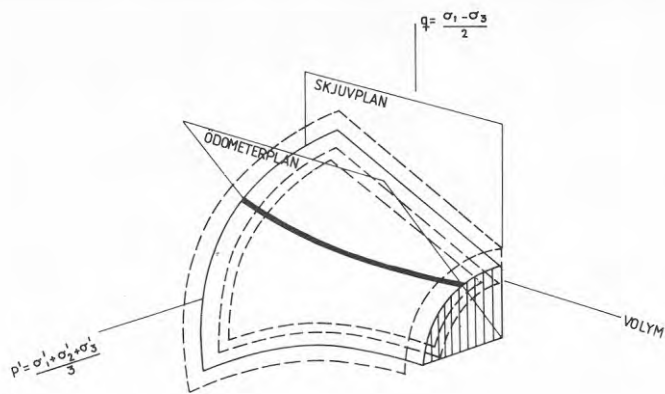
Vad som sker i leran i samband med belastning kan grafiskt framställas enligt figur 4.3. Där redovisas i två diagram sambandet mellan effektivtryck resp odränerad skjuvhållfasthet och lerans volym. Såväl effektivtryck som odränerad skjuvhållfasthet ökar när volymen minskar, dvs när leran komprimeras. När leran bildas och överlagras av sediment komprimeras leran i takt med ökat effektivtryck. Om effektivtrycket uppritas som funktion av volymen fås en kurva som kan benämnas jungfrukurva.

I figur 4.3 visas också en tredimensionell bild av sambandet volym - medelspänning - skjuvspänning hos leran. Spänningsfiguren beskrivs i detalj av Sällfors (1975). I princip kan sägas att figuren visar en s k flytyta. När spänningarna i leran når denna yta sker en strukturförändring i leran motsvarande någon typ av brottillstånd.

Man har skurit två plan genom flytytan som representerar dels skjuvspänning - volym och dels vertikalt effektivtryck - volym, dvs de samband som visas i de två diagrammen nedanför.

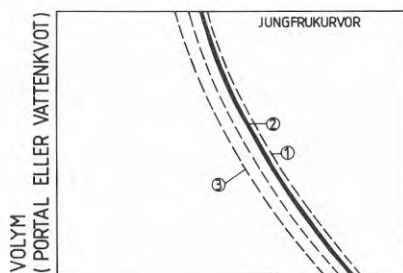
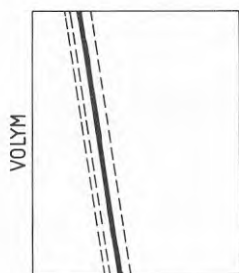
Lera är emellertid ett material där belastningshastigheten har stor betydelse. Man kan beskriva detta i den tredimensionella bilden som flera flytytor som ligger parallellt med varandra och representerar olika belastningshastigheter.

Ännu har vi inte tillräcklig kunskap för att bestämma dessa flytytor i absoluta tal men det är värdefullt att vid utvärdering av undersökningsresultatet försöka att se sambandet mellan olika uppmätta värden.



ODRÄNERAD
SKJUVHÅLLFASTHET

EFFEKTIVT VERTIKALTRYCK σ'

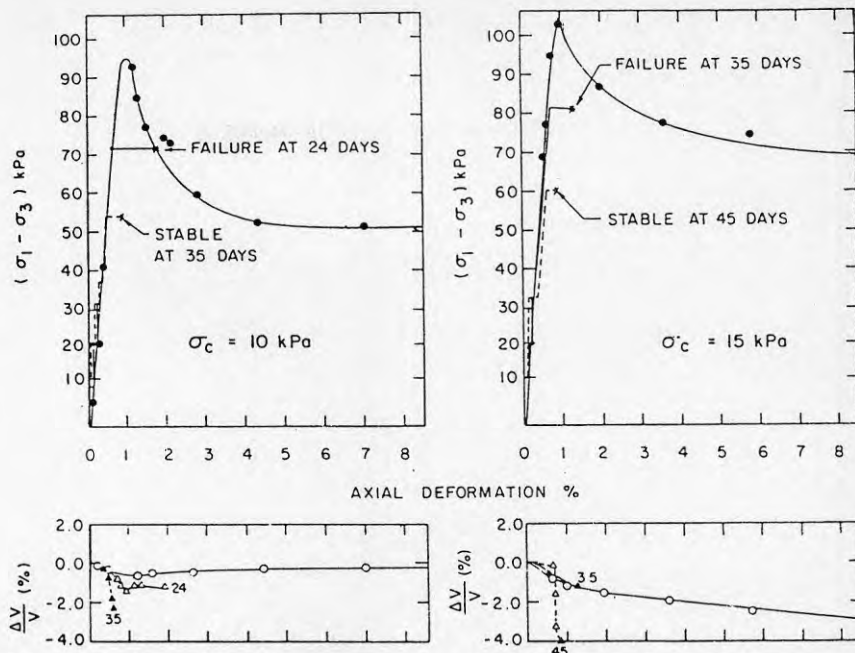


- ①-③ VISAR JUNGFRUKURVOR VID OLIKA BELASTNINGSHASTIGHET
 ① ODOMETERFÖRSÖK
 ② NATURLIG SEDIMENTERING
 ③ BELASTNING UNDER TUSENTALS ÅR

Figur 4.3 Spänningsmodell i lera. Överst 3-dimensionellt visande olika "flytytor" för olika belastningshastigheter. Underst visas "jungfrukurvor" i skjuvplanet och ödometerplanet. Heldragen kurva anger naturlig sedimenteringshastighet

4.3 Överkonsolidering orsakad av krypning, kemisk påverkan och cementering

Innan effekten på förkonsolideringstrycket av krypning, kemisk påverkan och cementering beskrivs kan det vara värdefullt att erinra sig att även lerans skjuvhållfasthet är tidsberoende. Olika belastningshastigheter ger olika brottskjuvhållfastheter. I detta sammanhang hänvisas till en intressant studie av G Lefebvre (1981) där stabiliteten hos den uppmätta skjuvhållfasthetskurvan undersöks, se figur 4.4.



Figur 4.4 Jämförelse mellan krypförsök och konventionellt triaxialförsök (deformationshastighet 2% per dygn) (efter G Lefebvre, 1981)

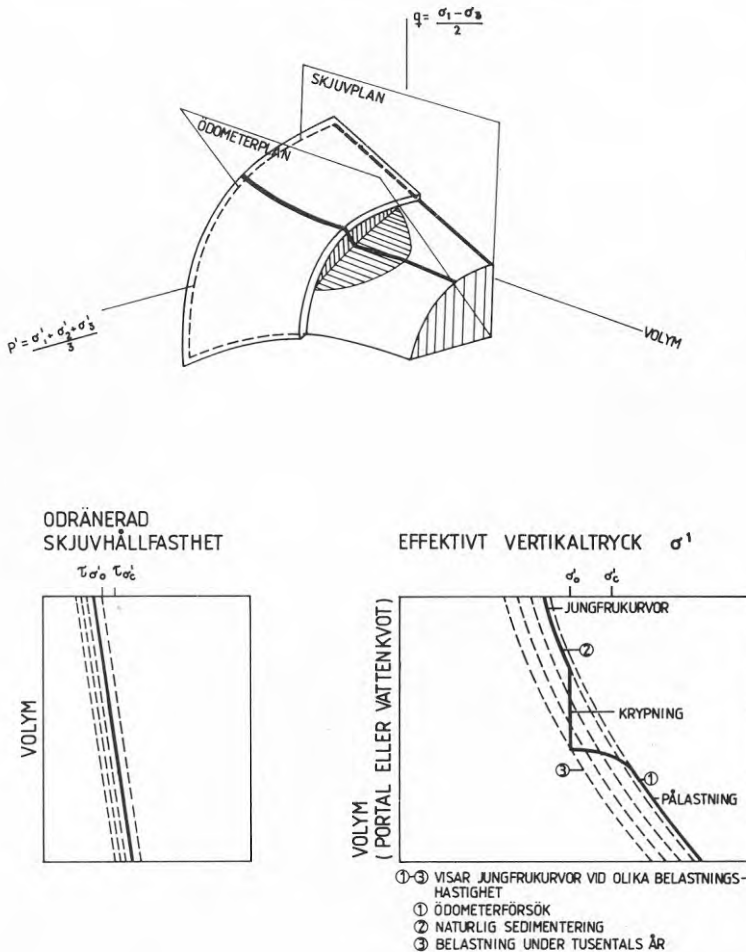
Den kraftiga ändringen av kompressionsmodulen omkring förkonsolideringstrycket σ'_c motsvarar givetvis en brottsituation i lerskelettet och kan jämföras med skjuvbrott vid triaxialförsök eller i skjuvbox. I Lefebvres utredning redovisas dels brottskjuvhållfastheten (peak value) och dels skjuvhållfastheten (post-peak value) vid 8% axial deformation. I figur 4.4 visas resultatet av triaxialförsök på två lerprover där skjuvhållfastheten bestämts vid en axial deformation av 2% per dygn. Dessutom har man gjort krypförsök då lasten varit konstant under relativt lång tid (24-45 dygn). Figuren visar att leran går till brott efter 24 resp 35 dygn vid en skjuvspänning mellan "peak value" och "post-peak value". Skjuvspänningar under "post-peak value" är däremot stabila. Vid lösning av praktiska problem innebär detta att man normalt inte skall över-skrida "post-peak value".

På motsvarande sätt skulle den överkonsolidering, som erhålls vid ödometerförsöket, kunna vara tidsberoende så att en del av eller hela överkonsolideringen inte kan användas vid dimensionering av t ex byggnader beroende på att pålastningen vid ödometerförsöket sker så snabbt. De ödometerförsök, som utförts i samband med denna utredning har normalt tagit 10-20 dygn (förutom CRS-försöken som utförts på 1 dygn), vilket skall jämföras med en byggnads livslängd av minst 50 år.

Frågan om förkonsolideringstryckets stabilitet med tiden är synnerligen viktig vid den praktiska användningen och det är värdefullt att ha denna problemställning i minnet när man bedömer förkonsolideringstryck orsakade av krypning, kemisk påverkan och cementering.

4.3.1 Krypning

Att leran är tidsberoende så som beskrivits i 4.2 ovan innebär att en punkt med ett visst spänningstillstånd i den tredimensionella bilden, se figur 4.5 kan med tiden förflytta sig från en flytyta till en annan.



Figur 4.5 Spänningsmodell i lera enligt figur 4.3 Heldragna kurvor visar effekten av krypning

Detta förhållande beskriver Bjerrum i Seventh Rankine Lecture 1967 som ett krypningsfenomen eller ett åldrande. Vid krypningen minskar leran i volym, dvs vatten pressas ur leran dock utan porttryckshöjning. I takt med volymminskningen ökar lerans odränerade skjuvhållfasthet.

Om denna lera utsättes för en ökad belastning vandrar den upp till en ovanför liggande flytyta representerande en snabbare kryphastighet. Spänningsvägen visas av den heldragna kurvan i figur 4.5 och vid ökad belastning av leran uppfattar man att leran är överkonsoliderad - speciellt om belastningen utföres som ett ödometerförsök, dvs med förhållandevis mycket snabb pålastning.

Den uppmätta överkonsolideringen är i och för sig verklig men vid bedömning av dess praktiska betydelse måste man ta hänsyn till hur lång tid belastningen skall verka på leran. Vid en tillfällig belastning kan hela överkonsolideringen utnyttjas men vid långtidslast t ex en byggnad, kan endast en del av överkonsolideringen användas. Bjerrum (1967) anger att för Drammenlera bör högst ca 50% av överkonsolideringen utnyttjas. Vår kunskap medger inte ännu att bestämma de inbördes flytytornas avstånd sinsemellan. Bjerrums uppfattning är t ex att avståndet mellan flytytorna ökar med ökat effektivt vertikalktryck. Det är också vår erfarenhet både från Askeslätt och andra lokaler att överkonsolideringen ökar med djupet, dvs med ökat vertikalktryck. Det finns dock även flera andra orsaker som kan förklara detta förhållande.

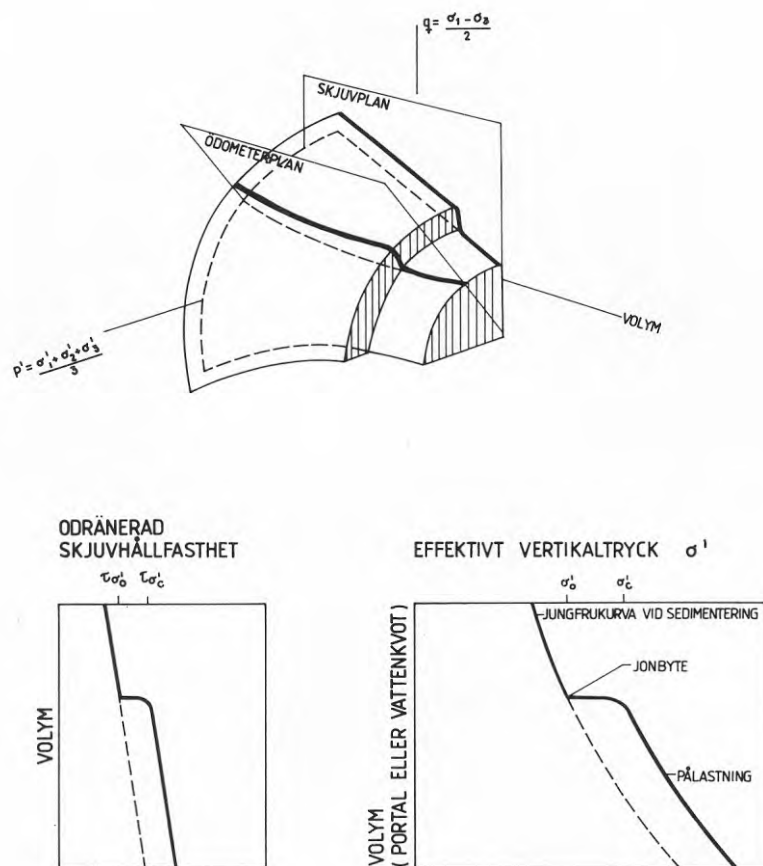
4.3.2 Kemisk påverkan

Leror bildas naturligtvis i olika miljöer. Mineralpartiklarna kan vara olika, vattnets salthalt vid sedimentation varierar. Efter sedimentation har leran - mer eller mindre - utsatts för utbyte av porvatten som kan påverka leran. I vissa fall tycks lerans egenskaper kraftigt förändras och detta visar sig också i sambandet effektivtryck/skjuvhållfasthet och volym. Bjerrum (1967) bedömer på egna och andras forskning att den kemiska förändringen hos en lera har stor betydelse och pekar på jonbyte som en viktig orsak.

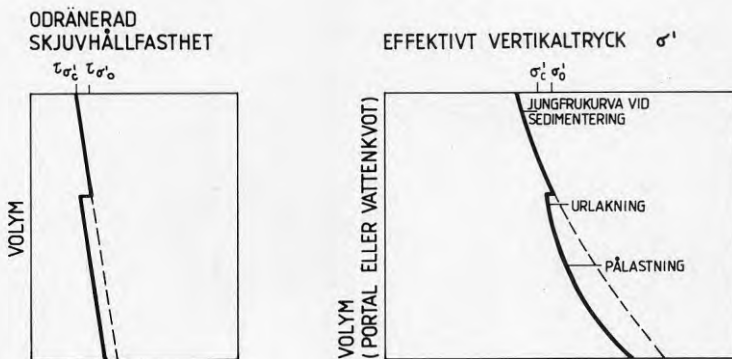
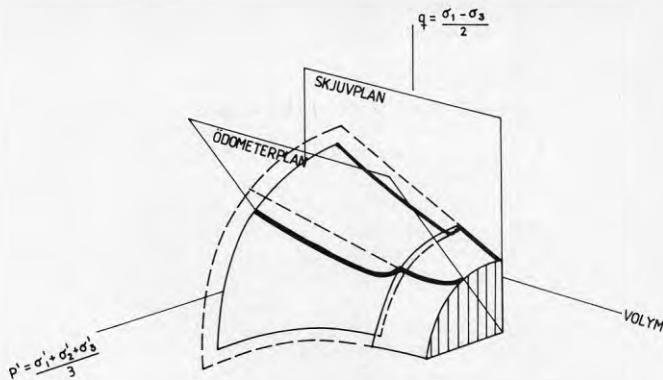
I figurerna 4.6 och 4.7 skisseras två tänkbara situationer där leran dels blir starkare och dels svagare genom kemisk påverkan t ex jonbyte, urlakning. För närvarande kan endast preliminära riktlinjer ges beträffande effekten av en kemisk påverkan. Man vet att hög sensitivitet orsakas av kemisk påverkan - salturlakning. Ofta innebär sensitivitetsökningen en minskning av skjuvhållfastheten i princip enligt figur 4.7 men vid andra tillfällen som t ex Askeslätt, uppvisar leran en extremt hög sensitivitet samtidigt som odränerad skjuvhållfasthet och överkonsolidering är högre än normalt. Bjerrum (1967)

framhåller också dessa förhållanden och anger som en trolig orsak en förändring av sambandet mellan K- och Na-joner (figur 4.6). En ökning av K-joner förstärker leran enligt Bjerrum men experiment utförda av G Nilsson (1984) vid SGI visar att också motsatt förhållanden kan förekomma.

Inverkan av en kemisk påverkan är således osäker men det kan kanske vara naturligt att antaga att leran påverkas så att i princip en ny lertyp erhålles. I figurerna 4.6 och 4.7 har därför antagits att den "nya" leran har parallellt förskjutna flytytor jämfört med den ursprungliga leran.



Figur 4.6 Spänningsmodell i lera enligt figur 4.3 Heldragna kurvor visar förstärkning av leran orsakad av kemisk påverkan (jonbyte)



Figur 4.7 Spänningsmodell i lera enligt figur 4.3
Heldragna kurvor visar försvagning av leran orsakad av kemisk påverkan (jonbyte)

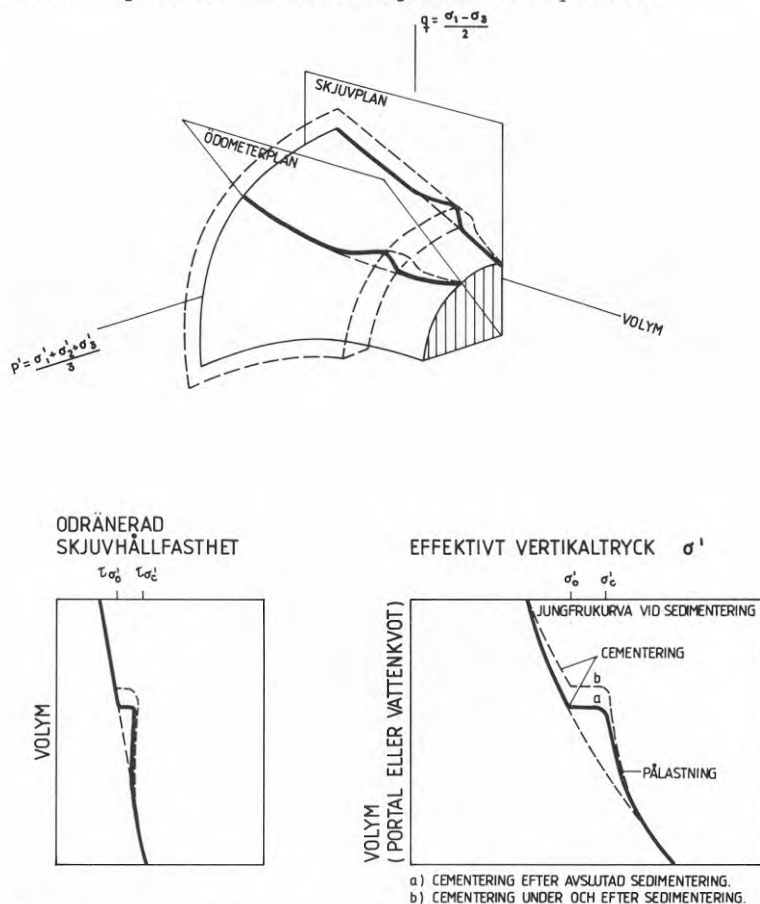
4.3.3 Cementeering

Ytterligare en orsak till att leran ökar i styrka kan vara att en cementeeringseffekt erhålles i lerskelettet antingen som ett åldringsfenomen eller genom kemisk påverkan. Undersökningar utförda i Lilla Edet gav Bjerrum (1960) anledning antaga att leran erhållit en cementeering i kontaktpunkterna mellan lerpartiklarna.

Dessa och liknande kemiska förhållanden har studerats av bl a T C Kenney, Canada, I Th Rosenqvist, Norge och R Söderblom, Sverige. Det ligger inte inom ramen för detta arbete att värdera dessa forskningar men det kan antagas vara troligt att effekten av en cementeering av lerskelettet ger upphov till en mycket spröd lera. I figur 4.8 har skisserats hur cementeeringen kan påverka leran. Enligt den heldragna kurvan

sker cementeringen efter sedimentationen och medför en förstärkning av leran utan volymförändring. Spänningspunkten kommer upp på en högre liggande flytyta men denna yta är inte stabil utan vid ökad belastning återgår spänningarna snabbt till den tidigare flytytan vilket samtidigt innebär en snabb och stor volymändring. Den streckade linjen i diagrammen avser att visa en lera där cementeringen startat redan under sedimentationen, vilket ökar effekten och skapar en lera med stor volym (hög vattenkvot) och högt förkonsolideringstryck resp stor odränerad skjuvhållfasthet.

Denna cementerade lera bör således vara instabil och relativt spröd till sin karaktär, vilket har mycket stor betydelse vid lösning av praktiska problem både när det gäller stabilitet och sättningar. Bernander & Olofsson (1977) presenterar en ny beräkningsmetod för större jordskred, bl a Tuve och i denna beräkning har lerans sprödhet en helt avgörande betydelse.



Figur 4.8

Spänningsmodell i lera enligt figur 4.3
Heldragna kurvor visar effekten av
cementering i lerskelettet

5 UTVÄRDERING AVSEENDE SEDIMENTENS AVSÄTTNING
OCH KONSOLIDERING

De erhållna resultaten från undersökningen i Askeslätt låter sig inte enkelt förklaras med gängse uppfattningar om lerors bildningssätt och tekniska egenskaper. Intressant är att jordlagren med olika bildningssätt har olika tekniska egenskaper. Svårigheten är emellertid att finna entydiga samband mellan de olika geologiska - geotekniska parametrarna. Försök att relatera geologi och geoteknik har tyvärr utförts i alltför liten omfattning trots att sådana arbetsinsatser säkert skulle vara värdefulla för båda vetenskaperna.

Vid arbetet med att utvärdera och redovisa undersökningen i Askeslätt har stora ansträngningar gjorts för att finna ett samband mellan bildningssätt, miljö, yttre påverkan och tekniska egenskaper. Man finner dock att problemet är mycket komplicerat och att ett flertal mer eller mindre sannolika teorier kan uppställas. Det är uppenbart att vi idag saknar viktiga parametrar - både geologiskt och geotekniskt - för en säkrare utvärdering.

Nedan redogörs för fyra olika modeller som beskriver sedimentens avsättning - belastningshistoria och som hänförs till de olika teorier för lersediments konsolidering som behandlats i kapitel 4.

Följande fyra modeller beskrivs

- o konventionell modell
- o isframstöt
- o grundvattensänkning - erosion
- o krypning, kemisk påverkan, cementering

Dessa fyra modeller är inte de enda tänkbara orsakerna till lerans konsolideringsförhållanden i Askeslättområdet. Tidigare har omnämnts att större vågor kan påverka leran och orsaka överkonsolidering. Större skred skulle mycket väl ha kunnat inträffa inom ett sådant terrängparti som Askeslätt, vilket givetvis också skulle ge upphov till högst varierande och omtiverade konsolideringsförhållanden. Ingen av dessa orsaker synes dock kunna förklara förhållandena i Askeslätt och i varje fall saknar vi möjlighet att kvantifiera dessa modellers inverkan på lerans konsolidering.

Varierande störningsgrad hos de upptagna jordproverna skulle kunna vara en orsak till osäkerhet vid utvärderingen. Eftersom överkonsolidering uppmätts bör dock störningen vara liten och inte påverka resultatet i stort.

5.1 Konventionell modell

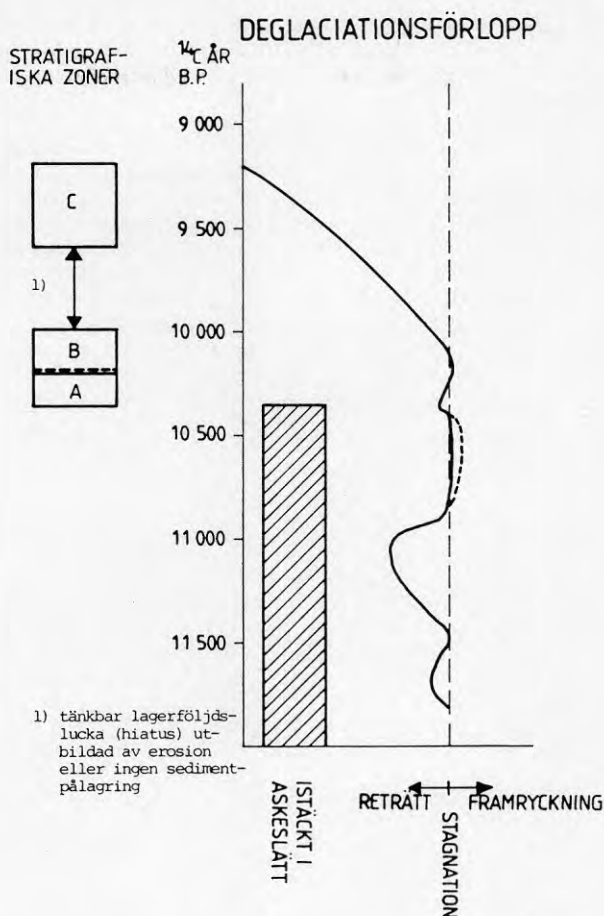
I samtliga undersökta lagerföljder (Dennegård 1984) i sydvästra Vänerregionen återfinns en marin sekvens som återspeglar avsättning under en successiv deglaciation från SV mot NO i Vänersänkan. Denna, underst i lerstratigrafin uppträdande enheten, motsvaras av lager A i Askeslättsområdet. I ett flertal lagerföljder påvisas, likaledes som i Askeslättsområdet, en utslagning av foraminiferfaunan i kontakt med en (litostratigrafiskt) avvikande överlagrande enhet. Det är dock markant i Askeslättsområdet att förändringarna i lager A:s övre del - bl a foraminiferernas abrupta försvinnande - är särdeles markant. Ävenledes kan i Vänerbäckenet en eller två stratigrafiska lager utskiljas där ett marint inslag inte är påvisbart.

En deglaciation av Vänerområdet enligt Lundqvist (1961), Hillefors (1969), Mörner (1969), se figur 1.6 (sid 16) och 1.7 (sid 17), skulle avseende Vänerområdet vara ungefär enligt följande:

Under Yngre Dryas drar sig isfronten tillbaka till Skövdemoränen, möjligen är mindre isoscillationer tänkbara i samband med Skövdemoränens utbildning. Enligt Johansson m fl (1943) innebär dock detta att sediment som avsatts strax norr om Rådaåsen, vid en kort tillbakaryckning, i sin helhet upptas av isen vid en framstöt. Johansson m fl tolkar alltså inte utvecklingen så att sediment överkörs på Skövdemoränens nordsida i Askeslättsområdet. Lager A skulle således vara avsatt vid isfrontens definitiva tillbakaryckning i mitten av Yngre Dryas. Vidare skulle Billingemoränen utbildas vid en kort stagnationsfas ca 10 200 BP. Under tiden för iskantens tillbakaryckning från Skövdemoränen (Rådaåsen) till Billingens nordspets, enligt skisserad modell, avsätts lager A. Vid isfrontens tillbakaryckning norr om Billingen sker enligt konventionell uppfattning, en momentan tappning av den Baltiska Issjön (figur 1.8).

Isfrontens position i tid och tänkt deglaciationsförlopp i förhållande till jordlager A, B och C:s avsättning presenteras i figur 5.1.

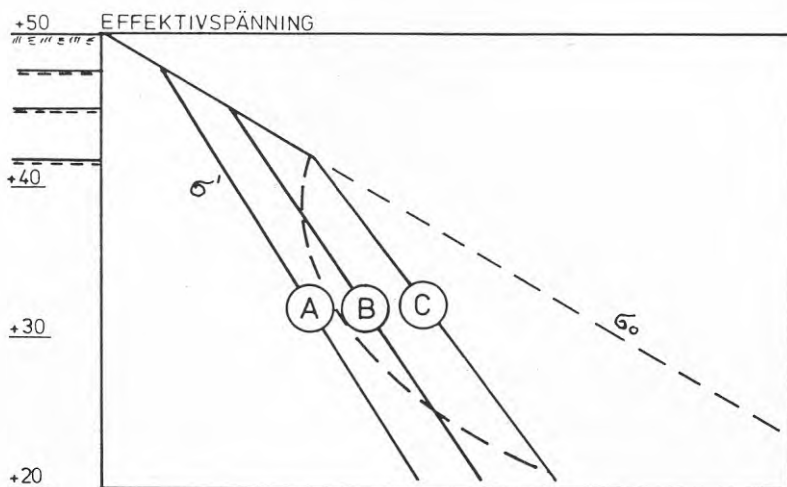
Vad som under denna, skisserade, utveckling kan ha påverkat sedimenten i Askeslättsområdet är alltså i första hand tappningen vid Billingen och den efterföljande dräneringen av enorma glaciala smältvattenmängder från det Baltiska bäckenet över Vänerområdet och vidare mot Västkusten. Anpassningen av den skisserade modellen till utvecklingen i Askeslättsområdet ger en möjlig erosionsfas under och efter öppningen mellan Baltiska bäckenet och Vänerbassängen. Det kan alltså tänkas att lager A, i första hand, skulle utsättas för erosion i detta skede. Mängden kohesiva finsediment som skulle kunna ha eroderats är förmodligen begränsat. Det synes ej troligt att denna erosion skulle kunna vara av t ex storleksordningen 20-30 m i Askeslättsområdet.



Figur 5.1 Avsättning av jordlager - stratigrafiska zoner A, B och C i Askeslätt under "konventionellt" deglaciationsförlopp

Senare skulle sedimenten i lager B kunna avsättas genom flockulering av lerpartiklar då ett med sediment mättat glacialt smältvatten transporteras över Askeslättsområdet. Denna mera stabila hydrografiska situation etableras efter initialskedet vid öppningen av passagen vid Billingen. Möjligen representerar gränsen lager B/C regressionsmaximum i området. Lager C synes deponeras i en relativt grund miljö, förmodligen med relativt hög energinivå i depositions miljön. Även lokalt material (silt-sand) tillförs förmodligen i detta skede.

Det ovan beskrivna successiva deglaciationsförloppet skulle innebära att jordlagren ej utsatts för större belastningar av t ex jord, is, grundvattensänknningar m m. Lägre grundvattenstånd än de idag uppmätta kan dock tänkas ha inträffat i samband med torr- och värmeperioder i postglacial tid. I figur 5.2 visas en principskiss av de idag rådande effektivtrycken (kurva A) och exempel på två olika effektivtryck som erhålls vid lägre grundvattennivåer (kurva B och C). Kortvariga grundvattensänkningar (mindre än 50 år) skulle dock innebära att lerlagrets mellersta delar ej hinner konsolidera färdigt och att förkonsolideringen därför även kan tänkas variera enligt exempelvis den streckade linjen i figur 5.2.



Figur 5.2 Exempel på olika effektivtrycksfördelningar (= förkonsolidering)

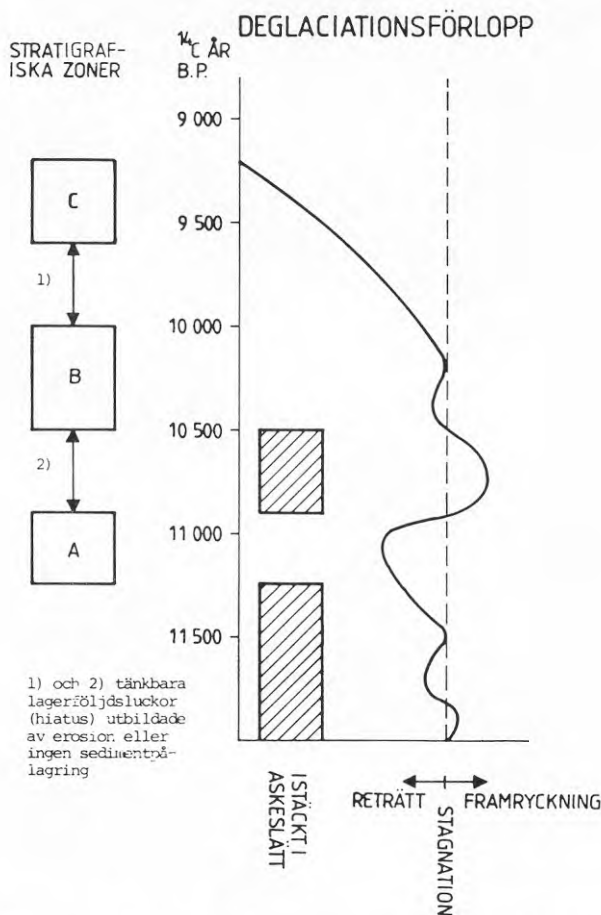
Den konsolideringsbild som lerlagren inom Askeslättsområdet uppvisar avviker dock klart från de som skisserats i figur 5.2, jämför figur 2.6 och ritning 2 (se platsfickan längst bak i rapporten). I exempelvis huvudlagerföljden i borrhål 9 (figur 2.6) följer de uppmätta förkonsolideringstrycken i lager A ungefär samma lutning som totaltryckskurvan, dock förskjutna 40 å 60 kPa. Dessa konsolideringsförhållanden kan med belastningshistoria endast åstadkommas genom en mycket kraftig grundvattensänkning i kombination med en markyta som är belägen på en lägre nivå än idag. Dylika händelseförlopp passar ej in i det ovan beskrivna deglaciationsförloppet och orsaken till konsolideringsbilden inom Askeslättsområdet går alltså ej att förklara med en "konventionell geologisk modell".

5.2 Belastning och erosion av is

Stratigrafin i Rådaåsen; inslag av moränlera och bäddar av lera, vilka överlagras mer siltig-sandig morän och grusbäddar, indikerar en isocillation (Johansson m fl, 1943). De resultat som erhållits och tolkats av Björck och Digerfeldt (1984) påvisar en större regional framryckning av isfronten under Yngre Dryas i Vänerområdet. Således skulle lager A kunna vara avsatt i slutet av Alleröd när isfronten under denna varma period drar sig tillbaka norrut i Kinnevik. Enligt Björck och Digerfeldt skulle också en tappning av den Baltiska Issjön inträffa under detta skede. Ett salint bottenvatten kan influera sedimentationsmiljön intill detta skede, men en markant hydrografisk förändring skulle inträffa i området (i denna tolkningsmodell) när iskanten drar sig förbi Billings nordliga del och stora glaciala smältvattenmängder uppdammas i det Baltiska bäckenet strömmar ut i Vänersänkan.

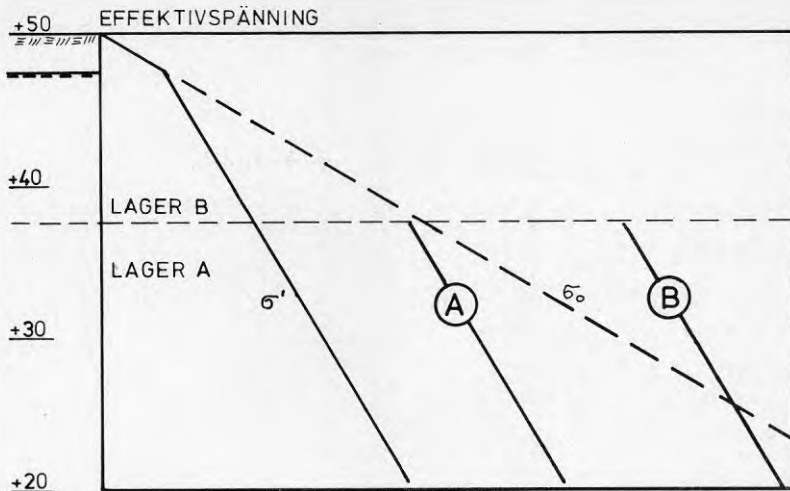
När klimatet förändras i övergången till (kallperioden) Yngre Dryas, avancerar isfronten i Kinnevik och i Vänerområdet i övrigt. Under denna - förutsatta - situation kan isen erodera - avhyvla - och framför sig uppskjutna de tidigare avlagrade sedimenten. Alltså skulle sedimenten i enhet A bli utsatt för en islast när isfronten når Rådaåsen och dessutom möjligen eroderad i en tidig fas under Yngre Dryas. Detta händelseförlopp skulle innebära att isen når Rådaåsen 10 900 - 10 800 BP och vid en klimatförbättring cirka 10 600 - 10 500 BP, slutligen, retierar norrut i Kinnevik.

Den presenterade tolkningen med utgångspunkt från Björck och Digerfeldts modell återges i figur 5.3 och ger således en möjlig förklaring till att lager A skulle vara överkonsoliderat. De konsolideringsförhållanden som konstaterats inom Askeslättsområdet stämmer dock ej med den konsolideringsbild som är att förvänta av en isbelastning, se vidare nedan. Dessutom saknas i Askeslättsområdet, mellan lager A och B, stratigrafiska bevis-indicier för att en "överkörning" av en is ägt rum. Ett indicium skulle, exempelvis, ha varit om grövre sorterat material återfunnits mellan lager A och B. Ett sådant material har ej återfunnits i någon av de undersökta lagerföljderna. Men möjligheten finns att, i lokala delområden, ett av isen vid sin framryckning-avsmältning, deponerat material saknas. Den över, i huvudsak, tidigare avsatta lersediment avancerade isen skulle eventuellt enbart verka eroderande, eller redeponera lera som ej tillförts någon större mängd grövre material. Dock är ett större frågetecken avsaknaden av materialdeponering vid isens slutliga tillbakaryckning.



Figur 5.3 Avsättning av respektive jordlager - stratigrafiska zoner i relation till tänkt deglaciationsförlopp

Tolkningen att en isframstöt under Yngre Dryas nått Rådaåsen och isen glidit upp över de redan avsatta lersedimenten (lager A) skulle innebära att den belastning isen då orsakar ger upphov till en överkonsolidering i lersedimenten. Om området var vattentäckt vid isframstöten innebär dock isbelastningen att konsolideringsbilden borde blivit en helt annan än den som konstaterats inom Askeslättsområdet. I figur 5.4 visas en principskiss av de idag rådande effektivtotaltrycken och exempel på två olika effektivtryck (kurva A och B) som en isbelastning kan tänkas ge upphov till. De idag uppmätta förkonsolideringstrycken borde alltså, om isen orsakat överkonsolideringen, följa en, ungefär, parallell lutning till rådande effektivtryckskurva.



Figur 5.4 Exempel på olika effektivtrycksfördelningar (= förkonsolidering) som en isbelastning kan ha orsakat

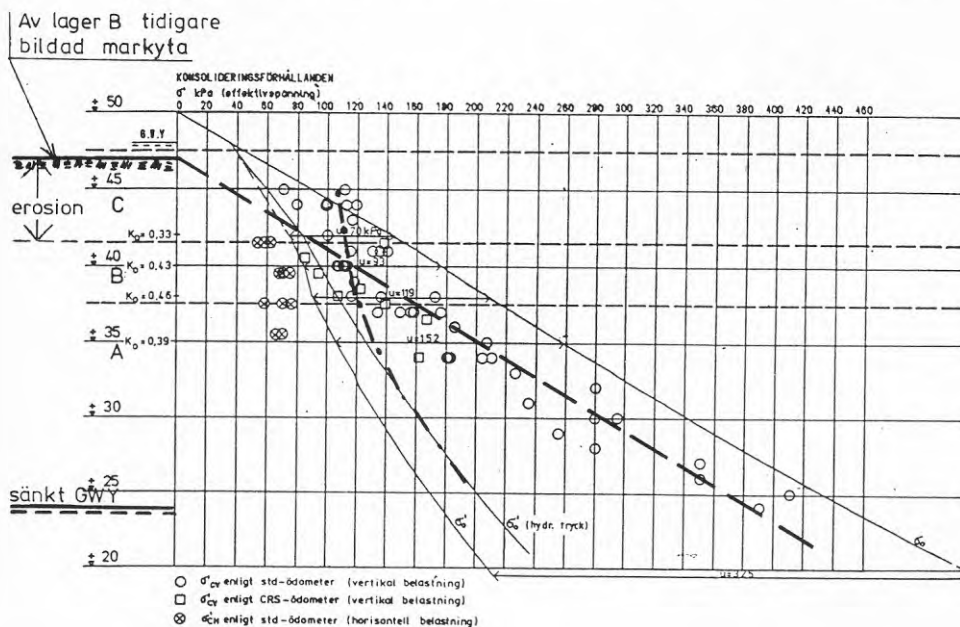
I lager A, som alltså skulle blivit "överkört" enligt den ovan skisserade modellen, följer de uppmätta förkonsolideringstrycken samma lutning som totaltryckskurvan (jämför exempelvis figur 2.6) och alltså ej någon effektivtryckskurva enligt figur 5.4. Den konsolideringsbild som lerlagren inom Askeslätt uppvisar tyder alltså ej på att en isframstöt orsakat den konstaterade överkonsolideringen.

5.3 Grundvattensänkning - erosion

Förklaringarna till en jords nuvarande konsolideringsförhållanden försöker man oftast förklara med jordens tidigare belastningshistoria. I en idag överkonsoliderad jord antages därför tidigare ha rått ett större effektivtryck än det nu rådande. Nedan redogörs för ett händelseförlopp som genom en kombination av grundvattensänkning och erosion kan förklara de inom Askeslätt rådande konsolideringsförhållandena.

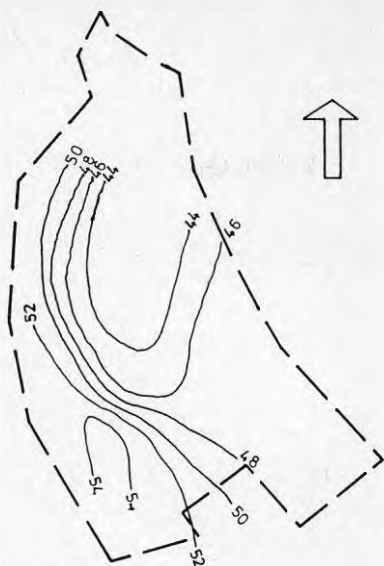
- o lager A sedimenterar
- o lager B sedimenterar, dock med mellan 0-7 m större mäktighet än idag
- o regression och en grundvattensänkning till nivån +25 eller lägre. Leran konsoliderar för de då rådande effektivtrycken (=totaltrycken)
- o transgression och erosion av lager B med mellan 0-7 m
- o lager C sedimenterar
- o siltlagret utbildas
- o en ytlig grundvattensänkning inträffar som påverkar i huvudsak lager C

För att åskådliggöra hur det ovan beskrivna händelseförloppet påverkar lerans förkonsolideringstryck finns i figur 5.5 ett exempel från huvudlagerföljden i borrhål 9.

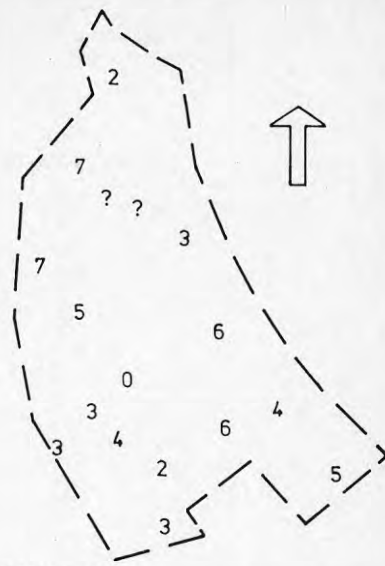


Figur 5.5 Konsolideringsförhållanden vid huvudlagerföljden i borrhål 9 med de effektivtryck inlagda som ovan skisserade händelseförlopp orsakar

I figur 5.5 som visar lerans nuvarande konsolideringsförhållanden har lagts in den av lager B tidigare bildade markytan och de effektivtryck (streckad linje) som utbildats vid en grundvattensänkning till nivån ca +25. De högre effektivtryck som orsakats av en yttlig grundvattensänkning i framförallt lager C finns även redovisade (streckprickad linje). Den "tidigare" markytan, lager B:s ursprungliga överyta, har på motsvarande sätt kunnat tolkas i nästan samtliga punkter där lerans konsolideringsförhållanden bestämts genom kompressionsförsök. I två av de totalt 17 provtagningspunkterna har den dock ej kunnat bestämmas eftersom provtagningarna endast utförts inom lager C. Inom områdets västra delar, närmast Rådaåsen, har i ett par av punkterna även något svårtolkade resultat erhållits. I figur 5.6 redovisas nivåkurvor för denna "tidigare markyta" och i figur 5.7 den erosion som lager B senare utsatts för.



Figur 5.6
Lager B:s ursprungliga
överyta (tidigare markyta)
Nivåerna i meter över havet

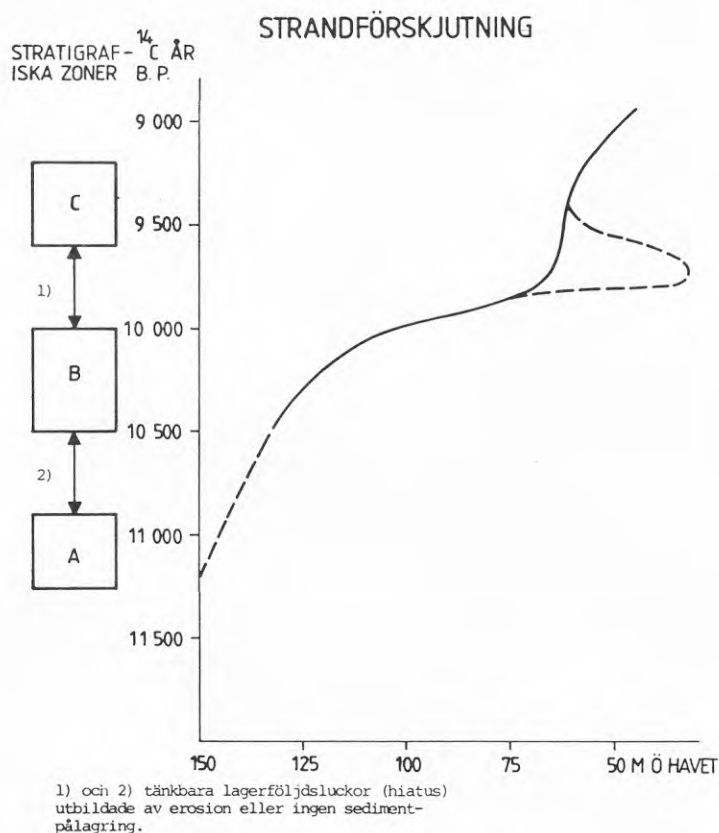


Figur 5.7
Erosion av lager B i meter

Överkonsolidering som orsakats av en grundvattensänkning medför att förkonsolideringstrycken följer totaltryckskurvan. Genom att kombinera grundvattensänkning med tidigare belastningar kan relativt komplexa konsolideringsbilder konstrueras.

Att förklara en grundvattensänkning motsvarande en nivå på Vänerens vattenyta av +25 m ö h eller lägre synes däremot strida mot den tillgängliga kunskapen om strandförskjutningen i området. En sådan tolkning skulle kräva en övergripande omvärdering av nivåförändringen i Vänerområdet under tidig postglacial tid. En teoretisk geologisk modell skulle dock kunna skisseras enligt följande. Redan en sänkning av Vänerens yta under ca +45 m ö h innebär att tröskeln vid Vargön inte längre reglerar Vänerens nivå. Om i stället en nordvästlig förbindelse med havet uppkommer strax efter det norra områdets deglaciation skulle regressionen kunna fortsätta i det södra området under Vargö-tröskelns nivå. Detta skulle då kunna innebära torrläggning av det södra Vänerområdet inklusive Askeslätt. Följaktligen skulle denna torrläggning fortgå så länge regressionen i norr ej når den nordliga tröskelnivån. Avsnörning av en sådan nordlig förbindelse innebär också att en transgression mycket snabbt följer i det södra området, alltså att tröskeln vid Vargön blir bestämmande för Vänerens nivå och att det södra Vänerområdet "översvämmas" upp till denna nivå. Med tanke på att, enligt de erhållna pollenanalyserna, lager C i en sådan modell skulle vara avsatt i transgressionsskedet måste den skisserade utvecklingen ha skett mellan ungefär 10 000 - 9 500 BP.

En sådan utveckling är presenterad i figur 5.8, där avsättningen av respektive jordlager är relaterat till tid och havets nivå. Den heldragna kurvan representerar en mer eller mindre konventionell uppfattning om strandförskjutningen i området. Strandförskjutningskurvens streckade partier återger tolkningen av spekulativ karaktär.



Figur 5.8 Sedimentens avsättning relaterat till strandförskjutningen i området

Som en tankehypotes synes alltså en sådan utveckling delvis möjlig även om med nuvarande kunskap, en empirisk bevisföring ej är möjlig i alla detaljer. Denna tolkningsmodell innebär att våld får göras på ett antal resultat angående strandförskjutningen som presenterats i och utanför Vänerområdet. Tidsskedet 10 000 - 9 500 BP innefattar dock enligt flera nya undersökningar en period av snabb regression i och i anslutning till Vänerområdet, Björk & Digerfeldt (1986) och Svedhage (1985).

5.4 Krypning, kemisk påverkan, cementering

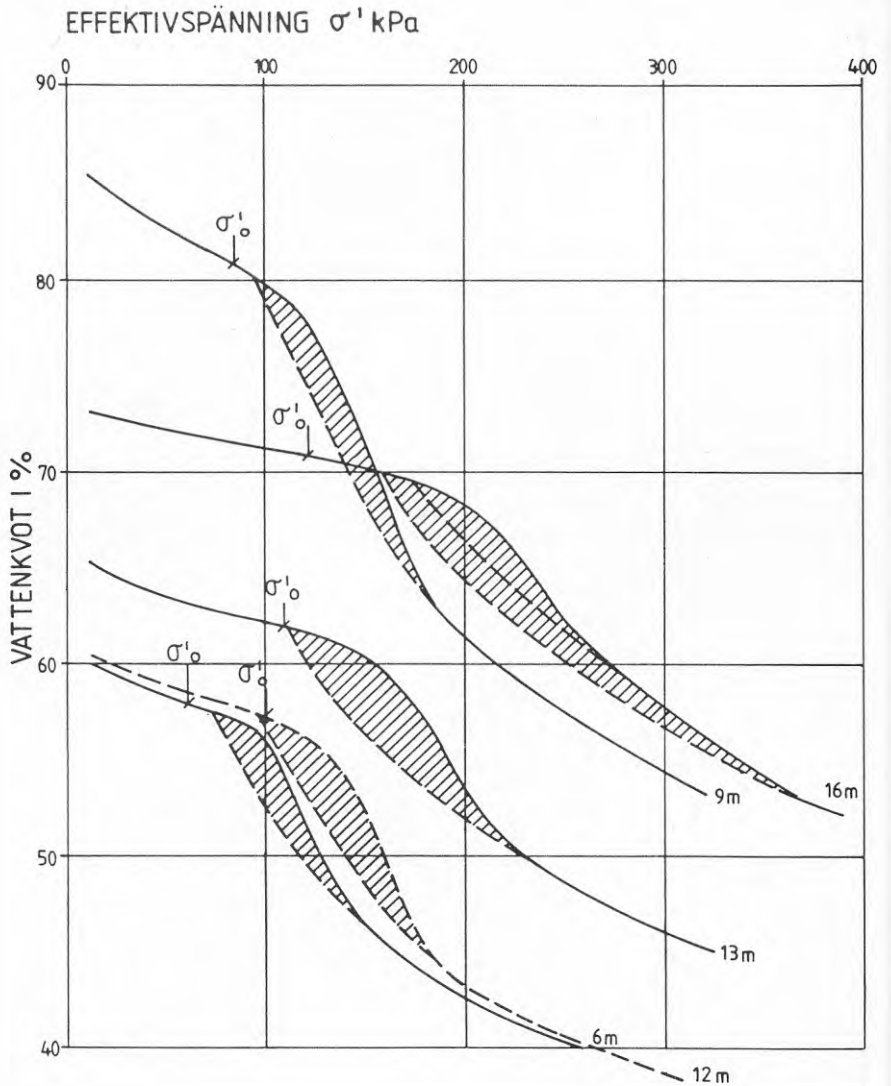
Dessa tre modeller kan vara förklaringar till de varierande överkonsolideringar som uppmätts i Askeslätt. Innan en närmare analys kan göras bör dock ödometerförsöken transformeras om så att kompressionen kan avläsas som en volymminskning i vattenkvot och inte som sammantryckning i procent. I bilaga H visas ett antal figurer där ödometerkurvorna redovisas med axlarna effektivspänning och vattenkvot. Ett studium av dessa kurvor kan till viss del verka förbryllande men ger som regel en bättre förståelse för hur resultatet bör tolkas. Om alla kurvorna från borrhål 9 ritas i ett diagram, bilaga H 1, erhålles en mycket stor spridning (jfr figur 2.8). Dessa kurvor bör dock representera någon typ av jungfrukurva enligt figurerna 4.3 och 4.5-4.8. Så är sannolikt också fallet men det är tydligt att jungfrukurvan varierar starkt för olika lertyper - vilket väl också är ganska naturligt. Om kurvorna delas upp i de olika jordlagren A - C visas i bilaga H 2 prover från djupen 3 - 8 m där kurvorna ganska väl sammanfaller - vattenkvoten är förhållandevis låg och kompressibiliteten är liten. Lera från djupen 8.5 - 12 m (bilagor H 2 och 3) visar en helt annan karaktär med relativt hög vattenkvot och följdriktigt hög kompressibilitet. Proven från lager A djup 13 - 28 m (bilaga H 4) visar en kurvska med vattenkvot och kompressibilitet ungefär mellan kurvorna från lager B och C.

Ödometerkurvans form borde kunna ge en uppfattning om hur konsolideringen upp till förkonsolideringstrycket har skett. Bland annat skulle en cementering i kornskelettet kunna visa sig genom kraftig kompression strax över förkonsolideringstrycket - och vissa kurvor har en sådan tendens. Att kunna bedöma om leran utsatts för kemisk påverkan kräver sannolikt uppgifter om lerans kemiska egenskaper men möjligen kan ödometerkurvans form ge en viss vägledning. En lera, som utsatts för krypning under lång tid, bör ha en vattenkvot som är låg jämfört med lerhalt, mineralinnehåll eller dylikt. De förhållanden som kan påverka lerans kompressibilitet och skjuvhållfasthet är många och vi saknar idag underlag för att göra kvalificerade utvärderingar. Undersökningarna i Askeslätt kan ingalunda ge acceptabla förklaringar men kan kanske sammanställda med andra erfarenheter så småningom öka vår kunskap.

Några iakttagelser bör framhållas i detta sammanhang:

Flera ödometerförsök har gjorts från samma provtagningsnivå för att undersöka spridningen och resultatet har uppritats i bilaga H bilderna 5 - 10. På flera nivåer har spridningen varit rimlig som t ex 6, 9 och 13 m djup (se H 5, H 6 och H 8). Vattenkvot och kurvorna är här relativt lika. Speciellt på 12 m djup (se H 7) är dock spridningen mycket stor beroende på att jordlagren här skiftar karaktär mycket snabbt med stora skillnader i vattenkvot. Uppritning av ödometerkurvorna

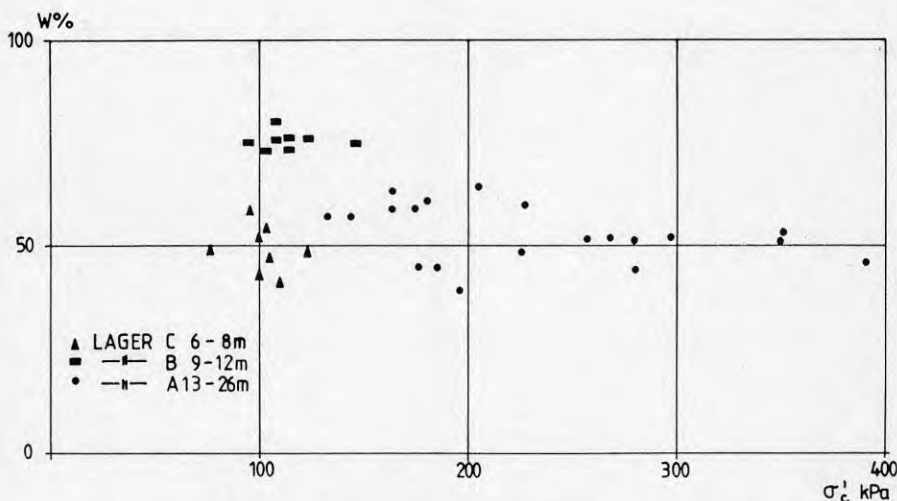
med axlarna effektivspänning - vattenkvot kan ofta ge en åskådlig förklaring till kurvans utseende; jfr H 7 med A 10. Detta sätt att rita ödometerkurvor borde alltid användas i samband med att lerans kompressionsförhållanden utreds.



Figur 5.9 Några typiska kurvor från djupen 6-16 m med troliga jungfrukurvor inlagda

Ödometerkurvans form är för Askeslättsleran som regel brant för laster över förkonsolideringstrycket. För att åskådliggöra detta har en kurva från vardera djupen i bilaga H 5 - 9 inritats i Figur 5.9. Därefter har inritats troliga "jungfrukurvor", vilka har utvärderats från ett antal ödometerförsök på leror inte bara från Askeslätt utan även från andra platser i västra Sverige och främst Göteborg. Det verkar högst troligt att den överkonsolidering som leran i Askeslätt uppvisar beror på en cementeringseffekt i lerstrukturen enligt 4.3.3 ovan. Lerans höga sensitivitet antyder också att den har påverkats kemiskt efter sedimentationen.

Den "puckel" på ödometerkurvorna som i figur 5.9 markerats med en skuggning, antyder att leran erhållit en förändring som inte beror på sedimentation och ökad belastning. Den förstärkning leran erhållit tycks också vara lätt att bryta ner. Vid en relativt liten lastökning återgår lerans kompression till jungfrukurvan. Ödometerkurvan är spröd till sin karaktär och det finns anledning att ifrågasätta hur stabil kurvan är t ex vid belastning under lång tid.



Figur 5.10 Sambandet mellan förkonsolideringstryck och naturlig vattenkvot

Ett annat skäl till att överbelastning, grundvattensänkning, liksom även vågbelastning är mindre sannolika orsaker till överkonsolideringen i lager A är att lerans naturliga vattenkvot är i stort sett konstant och oberoende av förkonsolideringstrycket, se figur 5.10. Om förkonsolideringstrycket orsakats av belastning borde vattenkvoten ha minskat mera med ökat förkonso-

lidingstryck i princip enligt figur 4.3. I lager A borde vattenkvotsminskningen vara speciellt stor eftersom lerhalten minskar med djupet, dvs även med ökat förkonsolideringstryck. Om en fastlåsning av lerskelettet däremot sker genom cementering kan förkonsolideringstrycket öka utan att vattenkvoten minskar.

A P P E N D I X

UNDERSÖKNINGSMETODER

Detta kapitel beskriver de undersökningsmetoder som använts och innehåller även en del grundläggande begrepp och förklaringar. Dessa grundläggande kunskaper har medtagits för att förhoppningsvis öka förståelsen hos bl a de geotekniker och geologer som saknar kunskaper inom respektive kollegas område.

Önskas ytterligare kunskaper beträffande de geotekniska undersökningsmetoderna hänvisas i första hand till Hansbo (1975) och Handboken Bygg, Geoteknik (1984).

Önskas ytterligare kunskaper beträffande de geologiska undersökningsmetoderna återfinns referenser inom respektive delkapitel och i referensförteckningen.

1 Fältundersökning

Geotekniska fältundersökningar har av Bo Alte AB utförts vid olika tillfällen under tiden maj 1978 till juni 1980 och i augusti 1981. De första undersökningarna utfördes som konsultuppdrag i syfte att klarlägga områdets lämplighet för framtida bebyggelse. Den i augusti 1981 kompletterande provtagningen i borrhål 9 utfördes inom BFR-projektets ram för att erhålla en mera komplett och kontinuerlig provtagningsserie av jordlagren. Avsikten har varit att använda borrhål 9 som en referenspunkt vid den geologiska-geotekniska tolkningen av området.

1.1 Totaltrycksondering

Trycksondering är tillsammans med viktsondering de i dag vanligaste (geotekniska) metoderna för att få en uppfattning om jordlagrens mäktighet och relativa fasthet. Ur sonderingsresultaten kan man normalt skilja på exempelvis friktionsjord och lera. Vid totaltrycksondering mäts den totala vertikala kraft som erfordras för att driva ner ett med spets försett sondstål.

Totaltrycksonderingen, inom Askeslättsområdet, har utförts med en hydraulisk borrarutrustning monterad på jeep. Vid sonderingen, som utförts med borrhål \varnothing 36 mm, registreras den totala vertikala tryckkraften samtidigt som borrarstången vrides med samma hasighet som neddrivningshastigheten. Maximal vertikal tryckkraft med den använda utrustningen är 25 kN. Beträffande undersökningsmetoden se BAAB:s rapport R118:1983.

1.2 Vingprovning

Vingprovning, ofta även kallad vingsondering, är en metod för att bestämma lerans skjuvhållfasthet in situ. Fördelen med skjuvhållfasthetsbestämning direkt i jorden är att provningen då sker i mer ostört material än vid laboratorieprovning. Ytterligare en fördel är att man till samma kostnad kan få betydligt fler hållfasthetsbestämningar än om motsvarande prover skulle tagits upp och laboratorieundersökts.

Lerans skjuvhållfasthet används inom geotekniken för att beräkna bärigheter, stabilitet m men även ofta för att bedöma lerjordens konsolideringsförhållanden. I en homogen lera ökar normalt skjuvhållfastheten linjärt mot djupet och man brukar ofta beskriva skjuvhållfasthetstillväxten som $\tau = a + b \cdot d$, där a och b är konstanter och d är djupet. Konstanterna a och b är främst beroende på konsolideringsförhållanden och lertyp. Genom att jämföra vingprovningarna med en skjuvhållfasthetskurva för normalkonsoliderad lera som man bedömt med hänsyn till lertyp, rådande belastningar m kan man i många fall bedöma om leran är överkonsoliderad. Om man utför vingprovningar och kompressionsförsök på leran i samma borrhål får man en god uppfattning om skjuvhållfasthetskurvans relation till lerans konsolideringsförhållanden.

En vingprovning tillgår på så sätt att ett vingdon (två korsställda ihopsvetsade plåtar) neddrives i leran med hjälp av sondstål. Därefter roteras vingdonet i leran så att ett skjuvbrott i form av en cylinder åstadkommes. Samtidigt som vingdonet roteras mätes vridmomentet med ett registrerande instrument. Vid standardförsök påbörjas rotationen direkt efter det att vingdonet neddrivits till den aktuella nivån. I samband med neddrivningen störs ibland leran så att för låga skjuvhållfasthetsvärden uppmätes. Störningsgraden är framför allt beroende på lertypen. För att få en uppfattning om störningsgraden kan vingdonet drivas ner till provningsnivån ett dygn innan rotationen utföres. Leran hinner då rekonsolidera ("läka") under det dygn som vingen står stilla. Eftersom en dylik vingsondering är mycket tidskrävande (1 dygn per provningsnivå) utföres den sällan.

Inom Askeslättområdet har standardvingprovning typ Nilcon AB, utförts i ett stort antal punkter. Dessutom har vingprovning med rotation av vingen ett dygn efter installationen utförts i några punkter.

1.3 Grundvattenobservation

Grundvattentryck i lerlagren uppmätes framför allt för att kunna beräkna de rådande effektivtrycken i leran. Genom att jämföra de förkonsolideringstryck som erhålles från kompressionsförsöken med de rådande effektivtrycken kan lerans eventuella överkonsolidering bestämmas.

Grundvattentrycket har inom Askeslättsområdet uppmätts dels i friktionsjorden under leran och dels i leran. Vid mätningen av grundvattentrycket i friktionsjorden under leran har öppna 1" rör använts. Vid mätningen av portrycken i leran har ett slutet system med filterspets och tryckgivare, typ CTH, använts.

1.4 Upptagning av ostörda jordprover

Jordprovtagning är oftast, såväl vid geologiska som geotekniska fältundersökningar, den viktigaste metoden för att klarlägga jordlagerföljder och jordlageregenskaper. Flera av de geotekniska parametrar som genom laboratorieundersökningar mäts och utvärderas kräver att jordproverna är så ostörda som möjligt. Under kapitlen 2.2 Geotekniska laboratorieundersökningar och 2.3 Geologiska laboratorieundersökningar redogöres för de olika geotekniska och geologiska parametrar som utvärderas från de upptagna jordproverna.

Upptagningen av de ostörda jordproverna inom Askeslättsområdet har utförts med en standardkolvborr St II. Provtagaren utgöres av en yttercylinder som är förskjutbar i förhållande till en inre fixerbar kolv. Kolven tillsluter provtagaren under neddrivningen. Provtagningen som sker intermittent ger prover med en diameter på 50 mm och en total provlängd på 700 mm.

1.5 Horisontaltrycksmätning

Mätningar av jordens horisontaltryck utföres mycket sällan vid konsultuppdrag och göres nästan enbart vid speciella forskningsuppdrag.

Mätningen tillgår oftast på så sätt att en jordtrycks-cell trycks ner till det djup där mätningen skall utföras. Efter några dagar då trycket har stabiliserats uppmättes det horisontella trycket. Vid mätningen erhålles det totala horisontella jordtrycket, dvs inklusive porvattentryck. För att kunna beräkna det effektiva horisontaltrycket måste därför även portrycken mätas på samma nivå. Det effektiva horisontaltrycket användes ofta för att beräkna K_0 -värdet som anger kvoten mellan jordens horisontella och vertikala effektivtryck ($K_0 = \sigma'_h / \sigma'_v$), jfr R Larsson (1975). K_0 -värdena i en normalt konsoliderad lera, varierar normalt mellan 0,5 och 0,8. I en överkonsoliderad lera, där överkonsolideringen beror på tidigare förbelastning finner man ofta K_0 -värden kring 1 eller däröver. K_0 -värdena kan alltså ge en indikation på om lerans överkonsolidering har orsakats av en överlast eller på något annat sätt, ex kemisk påverkan.

Inom Askeslättsområdet har horisontaltrycksmätningar utförts i leran med en modifierad Glötzl-cell.

2 Geotekniska laboratorieundersökningar

Nedan görs en kort redogörelse för de olika laboratorieundersökningar som utförts. De synpunkter som lämnas beträffande vad som kan utvärderas och tolkas av de olika laboratorieresultatet har inriktats på, framför allt, lerans konsolideringsförhållanden.

2.1 Rutinundersökning

En geoteknisk rutinundersökning av ostörda lerprover brukar normalt omfatta bestämning av följande parametrar.

- o jordart
- o vattenkvot
- o skrymdensitet
- o skjuvhållfasthet
- o sensitivitet
- o konflytgräns

Jordarten bedöms okulärt, varvid förutom jordartsbenämning och färg även eventuell förekomst av varvighet, silt, sand, skal, organiskt material m m noteras.

Vattenkvoten betecknar kvoten mellan vattnets vikt och provets torrsvikt. Den bestäms genom att ett prov vägs före och efter torkning i ett dygn vid 105°C.

Vattenkvoten ger i kombination med skrymdensiteten en uppfattning om eventuellt organiskt innehåll. Till sammans med skjuvhållfasthet och skrymdensitet ger vattenkvoten även en uppfattning om lerans kompressionsegenskaper. I leror med lågt organiskt innehåll ger vattenkvoten även en god indikation om kornstorleksfördelningen.

Skrymdensiteten anger förhållandet mellan jordens totala massa och totala volym.

För att beräkna effektivspänningar i jordprofilen krävs kännedom om skrymdensiteten.

Skjuvhållfastheten i lera kan mätas på många olika sätt. Under kap 1.2 Vingprovning har ett sätt att mäta skjuvhållfastheten i fält beskrivits. Det vanligaste sättet att mäta skjuvhållfastheten i laboratorium har under lång tid varit att utföra konförsök. Försöket tillgår på så sätt att spetsen på en stålkon ansättes mot en plan yta av jordprovet. Konen får sedan falla fritt och konintrycket mäts. Genom att använda koner med bestämda spetsvinklar och vikter kan skjuvhållfastheten därefter bestämmas ur det erhållna konintrycket. Försöket som från början var en rent empirisk metod ger lerans odränerade skjuvhållfasthet, dvs någon vattenavgång sker ej under försökets gång.

Lerans skjuvhållfasthet används ofta, som tidigare nämnts under kap 2.1.2 Vingprovning, för att bedöma lerans konsolideringsförhållanden. Flera olika relationer finns uppställda mellan främst skjuvhållfasthet och flytgräns för tolkning av lerans förkonsolideringsstryck. Den i Sverige vanligast använda är "Hansbo's formel" $\sigma'_c = \tau_{fu} / 0,45w_F$, där σ'_c är det beräknade förkonsolideringsstrycket, τ_{fu} den odränerade skjuvhållfastheten och w_F konflytgränsen.

Sensitiviteten är kvoten mellan den ostörda skjuvhållfastheten och hållfastheten efter kraftig omrörning.

Om en lera har hög sensitivitet är den ofta även "lätt-störd" och därmed även svår att ta bra prover i. Detta påverkar skjuvhållfasthetsvärden och förkonsolideringsstryck (som utvärderas från ödometerförsök) så att för låga värden erhålles.

Konflytgränsen definieras som den vattenkvot vid vilken leran övergår från flytande till plastisk konsistens. Flytgränsen bestäms genom att spetsen på en stålkon ansätts mot en avplanad yta av ett omrört jordprov. Konen får sedan falla fritt och konintrycket mäts. Den vattenkvot vid vilken ett 10 mm konintryck erhålles med en 60 g kon och spetsvinkeln 60° definieras som konflytgränsen. Konflytgränsen bestäms normalt med en enpunktsmetod som innebär att konintrycken bestäms för endast en vattenkvot (oftast den naturliga vattenkvoten). För att erhålla ett noggrannare värde på konflytgränsen kan konintryck för olika vattenkvoter bestämmas.

Inom Askeslättsområdet, bh 9, har konintrycken bestämts för ett flertal vattenkvoter på varje prov, medan enpunktsmetoden använts i övriga provtagningspunkter.

2.2 Speciella undersökningar

Vid undersökning av ostörda jordprover utförs i Sverige normalt endast de ovan beskrivna rutinundersökningarna. Utomlands och ibland även i Sverige bestäms dock ofta ytterligare några parametrar. Inom detta projekt har därför även följande parametrar bestämts:

- o stötflytgräns
- o plasticitetsgräns

Utifrån stötflytgräns, plasticitetsgräns, vattenkvot och % ler kan ytterligare parametrar beräknas som t ex plasticitetsindex, flytindex, konsistensindex och aktivitetstal.

Stötflytgränsen är utomlands den vanligaste metoden att bestämma flytgränsen med. I Sverige används oftast den under rutinundersökningar beskrivna konmetoden. Stötflytgränsen bestäms med Casagrandes skakapparat.

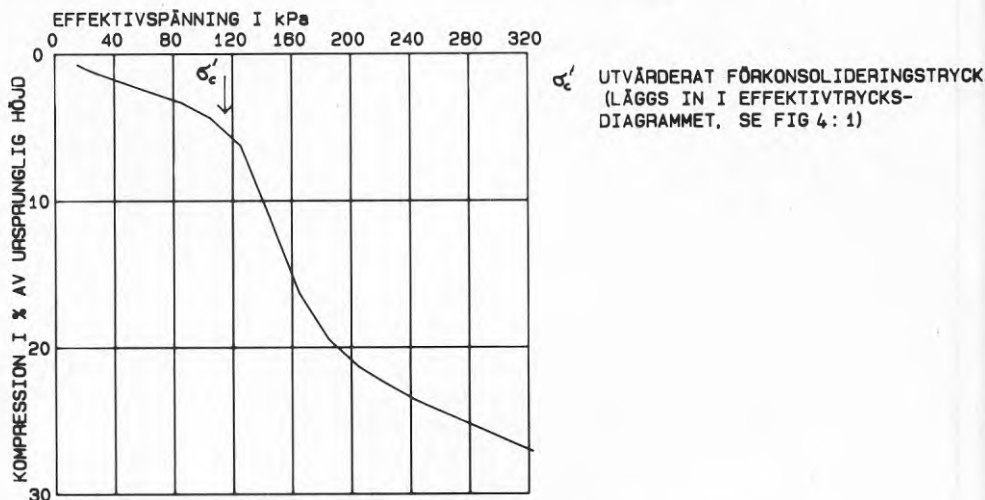
Plasticitetsgränsen eller som den även kallas utrullningsgränsen är den vattenkvot vid vilken leran övergår från plastisk till sönderfallande konsistens. Plasticitetsgränsen definieras som den lägsta vattenkvot vid vilken ett prov kan rullas ut till en 3 mm tjock tråd utan att falla sönder.

2.3 Kompressionsförsök i ödometer

Kompressionsförsök i ödometer är belastningsförsök som utförs för att bestämma bl a lerans förkonsolideringstryck. Förkonsolideringstrycket motsvarar den vertikala belastning som leran kan bära utan att konsolideringssättningar inträffar. Genom att jämföra de erhållna förkonsolideringstrycken med de rådande effektiva överlagringstrycken kan man bedöma om leran är normalkonsoliderad, överkonsoliderad eller eventuellt underkonsoliderad, se kap 4.1.

Ödometerförsök utförs genom att ett lerprov belastas så att det effektiva överlagringstrycket gradvis får öka. Deformationen blir liten för belastningar under förkonsolideringstrycket. När förkonsolideringstrycket överskrids ökar deformationerna drastiskt.

I figur 1 visas en typisk "ödometerkurva".



Figur 1 Belastning - deformationskurva (ödometerkurva)

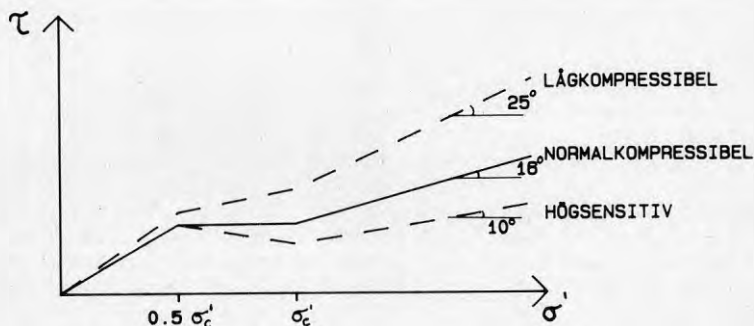
Ödometerförsök har hittills som regel utförts enligt internationell praxis som tillgår på följande sätt. Första lasten väljes till 10 eller 20 kPa och därefter fördubblas lasten varje dygn (dvs 40, 80, 160 osv) så långt som erfordras. Varje laststeg får verka till konsolideringssättningarna avslutats, dvs ca 1 dygn. Denna metod ger speciellt vid höga förkonsoliderings-

tryck osäkerheter vid utvärderingen eftersom laststegsintervallen ökar med ökande last. Under senare år har därför ödometerförsöken ibland utförts med "korta" laststegsintervall (20 kPa eller max 40 kPa) tills dess att förkonsolideringstrycket med säkerhet passerats. Ödometerförsök enligt dessa metoder kräver en försökstid på en vecka eller mer. Detta förhållandevis "långsamma" ödometerförsök bör ge något lägre förkonsolideringstryck jämfört med den så kallade standardmetoden. Ödometerförsök med korta lastintervall har använts vid undersökningarna inom Askeslätt.

Numera utförs ofta ödometerförsöken med konstant deformationshastighet (constant rate of strain test; CRS) Sällfors (1975). Ödometerförsök enligt denna metod innebär att kompressionskurvan blir kontinuerlig och att försöket kan genomföras på ett dygn. Under försökets gång registreras deformation, belastning och portryck.

2.4 Skjuvförsök

Lerans dränerade skjuvhållfasthetsparametrar kan bestämmas genom dränerade direkta skjuvförsök, varvid sambandet mellan skjuvspänning och vinkeländring erhålles. Försöket som utförs med skjuvapparat modell SGI kan delas in i två steg. Först får provet konsolidera för det vertikalktryck vid vilket skjuvningen skall utföras. Därvid fungerar skjuvapparaten som en vanlig ödometer. I det andra steget påföres provet stegvis en horisontalkraft samtidigt som den vertikala belastningen bibehålles. Ur ett skjuvförsök erhålles på så sätt ett maximalt skjuvhållfasthetsvärde för det valda vertikalktrycket. Dessa värden kan sedan läggas in i ett skjuvhållfasthets-vertikalktrycksdiagram och när skjuvförsök utförts för ett flertal olika vertikalktryck kan värdena bindas samman till en kurva. Enligt R Larsson (1977) kommer dessa kurvor att erhålla olika karakteristiska utseenden beroende på lertypen. I figur 2 finns redovisat tre sådana typiska kurvor.



Figur 2 Generaliserad dränerad skjuvhållfasthet

3 Geologiska laboratorieundersökningar

Materialet som disponerats för den geologiska undersökningen är från provtagningar med standardkolvprovtagare St II. Proverna har erhållits förvarade i tuber eller delvis i plastpåsar som restmaterial från de geotekniska laboratorieanalyserna. På grund av att materialet på detta sätt varit uppstyckat eller bearbetat har någon komplett, okulär besiktning av proverna ej varit möjlig. Hos de prover, som bearbetats och erhållits i plastpåsar, har därför eventuell bandning eller varvighet inte varit möjlig att upptäcka.

Prover för analyser har i huvudsak uttagits från över-, mellan- eller undertub; i några fall har även material från korthylsa och "skär" utnyttjats.

3.1 Kornstorleksanalys

Kornstorleksanalyser har utförts för att bl a stratigrafiskt kunna särskilja olika sedimenttyper. Merparten av kornstorleksanalyserna har utförts med hydrometer enligt konventionell metodik (Gandahl 1952). Förbehandling för avlägsning av organiskt material har ej utförts. Inslag av organiskt material, som avsevärt skulle förändra resultatet av kornstorleksanalyserna, bedöms ej ha förekommit. Samtliga analyserade prover har siktats för att påvisa material > 2 mm. Dessutom erhålls parallellt en uppfattning om kornstorleksfördelningen, då samtliga foraminiferprov siktats på 1 mm respektive 0.125 mm sikt. På utvalda prover har också kornstorleksfördelningen undersökts med pipettanalys (Krumbein & Pettijohn 1938) och på dessa analyser har några selekterade statistiska parametrar (Folk & Ward 1957) beräknats. Dessa och plottning på normalfördelningspapper presenteras i bilaga G.

3.2 Foraminiferanalys

Förekomsten av foraminiferer (en form av små skal-amöbor) har studerats i sedimentlagren. Då dessa "djurs" levnadsbetingelser är begränsade till en marin miljö avslöjar de alltså bl a sedimentationsmiljö.

Proverna undersökta på innehåll av bentiska foraminiferer har preparerats enligt laboratoriemetodik, beskriven av Feyling-Hansen m fl (1971) och av Meldgaard och Knudsen (1979). Normalt används ca 100 g torkat utgångsmaterial för foraminiferanalys i leriga, kvartära sediment. Då foraminiferfaunan i Askeslättsområdet är extremt utarmad och samtliga prover innehåller få foraminiferer har utgångsmaterialet utökats till 150-300 g i merparten av proverna.

Preparatframställning genomförs i korthet enligt följande: Det i 105°C torkade provet sönderdelas och dispergeras i 10%-ig väteperoxid. Härefter siktas provet genom 1.0 mm respektive 0.125 mm sikt. Det på 0.125 mm sikten kvarliggande materialet tyngdsepareras i koltetra-klorid (ca 1.75 g/cm³). Här erhålls i det avskilda provet (< 1.75 g/cm³) i huvudsak foraminiferer, glimmer och organiskt material i fraktionen 0.125 - 1 mm.

De i proverna ingående foraminifererna har samtliga artbestämts och räknats under stereomikroskop.

3.3 Pollenanalys

Pollenanalys av vissa lager i borrhål 9 har utförts för att om möjligt få en upplysning om tidsställningen för deras avsättning. I korthet kan sägas, att florans utveckling och tidpunkt för vissa trädslags invandring i Sverige efter deglaciationen är väl känd. Då pollen av exempelvis hassel förekommer över en viss procent i ett sediment kan man, med en osäkerhet av några hundra år, bestämma tidpunkten för sedimentets avsättning.

Standardmetodik för att anrika pollen ur leriga sediment har tidigare bestått i att med flourvätesyra försöka upplösa den oorganiska delen, varefter acetolys använts för den organiska delen (Faegri & Iversen 1975; Erdtman 1934). På detta sätt erhålls i leriga sediment med lågt polleninnehåll avsatta i sen-glacial tid oftast ett mycket dåligt resultat. Lerinslaget brukar ej helt gå att eliminera med flourvätesyra och proverna kan svårligen mikroskopieras. De prover som frampreparerats i Askeslätt har behandlats med en teknik, som genom filtrering avskiljer en stor del av lerfraktionen (Påsse 1985). Förfarandet tillgår så att ett med natriumpyrofosfat uppdispergerat prov genom omvänd filtrering genomsuges i ett bomullsfilter. Bomullsfiltret genomsläpper lerfraktionen medan pollen, organiskt material och oorganiskt material i fraktioner större än ler kvarstannar. Det i bomullsfiltret resterande materialet ursköljes och centrifugeras till en bottensats, varefter det tyngdsepareras med tetrabrometan eller zinkbromid (ca 2.3 g/cm³). Det avskilda dekanterade materialet (< 2.3 g/cm³) kan vidare bearbetas med acetolys.

3.4 Kompletterande observationer

Diatomēanalys:

Totalt har 5 provnivåer undersökts med avseende på innehåll av diatomeer (kiselalger) enligt metodik beskriven av bl a Miller (1964).

Sedimentfärg:

Färgnyanser i skalan grått-brunt har bedömts dels direkt på proverna i de fall de förvarats i tuber, dels på de uppdispergerade lerproverna till hydrometeranalyserna. På proverna från borrhål 9 har en rent subjektiv bedömning gjorts, där skalan graderats grått-0, brungrå-1, gråbrun-2, brun-3. Färgförändring i skalan grått till brunt är beroende av oxidationsfasen hos järnjonerna i sedimentet och det organiska innehållet. Dessa faktorer styrs också av ackumulationstakten. Observera att proven utsätts för oxidation efter provtagning.

Innehåll av glimmer:

En varierande förekomst av glimmer har iakttagits i preparaten, som undersökts på innehåll av foraminiferer. Detta är anrikade prover, där fraktioner < 0.125 mm och > 1 mm avskiljts. En subjektiv bedömning av glimmerinnehållet har utförts med gradering i en skala från 0-3. Exempelvis kan en anrikning ske, om glimmer följer samma sedimentationsförlopp som silt. Eventuellt kan även en indikation av ursprunglig mineralogisk sammansättning erhållas.

Organiskt innehåll:

Det organiska innehållet har liksom glimmerinnehållet bedömts vid foraminiferanalyserna. En motsvarande subjektiv skala från 0-3 har upprättats.

Dispergering av sedimentprover:

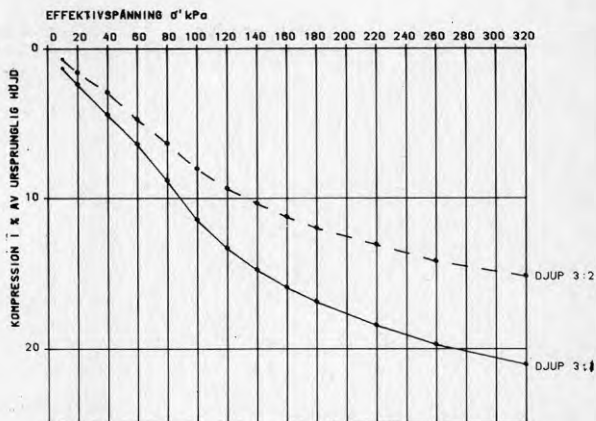
Vid dispergering av proverna för foraminifer- och kornstorleksanalyserna har markanta skillnader observerats av den energi som erfordras för att uppdispergera proverna. De olika proverna har alltså varit alltifrån lätta till mycket svåra att uppdispergera med natriumpyrofosfat och väteperoxid. Detta kan då påvisa olika grad av konsolidering som subjektivt kan bedömas. Naturligtvis innebär detta inget mått på över- eller normalkonsolidering, då bedömningen inte tar hänsyn till från vilken nivå i lagerföljden provet härrör.

BILAGA A. Kompressionsförsök i standard-ödometer ("täta" laststeg).

Den friktion som anges i en del figurer (jfr figur A:4) avser den belastning som erfordras för att trycka ut lerprovet ur ödometercylindern efter avslutat kompressionsförsök.

Figur A:1 Djup 3.0 m

Förkonsolideringstryck har ej utvärderats.

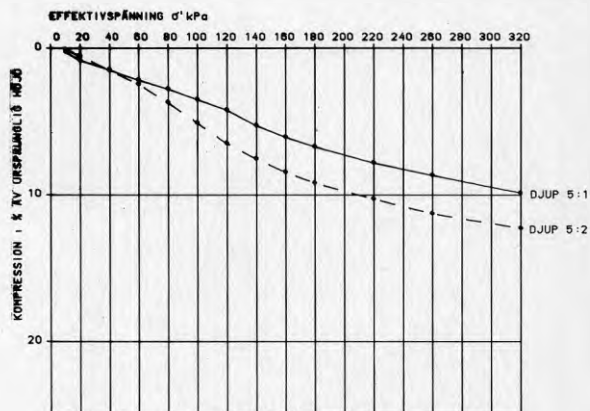


Figur A:2 Djup 4.0 m

Förkonsolideringstryck har ej utvärderats.

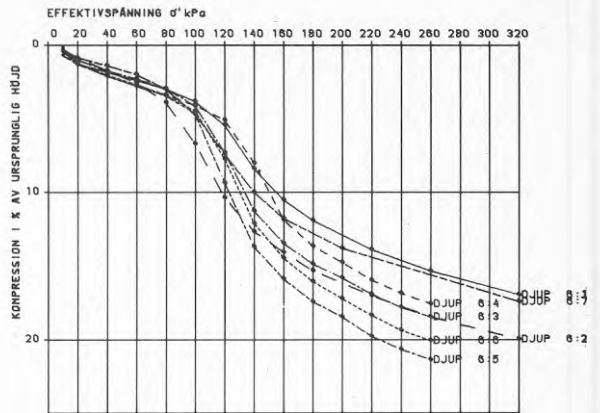


Figur A:3 Djup 5.0 m

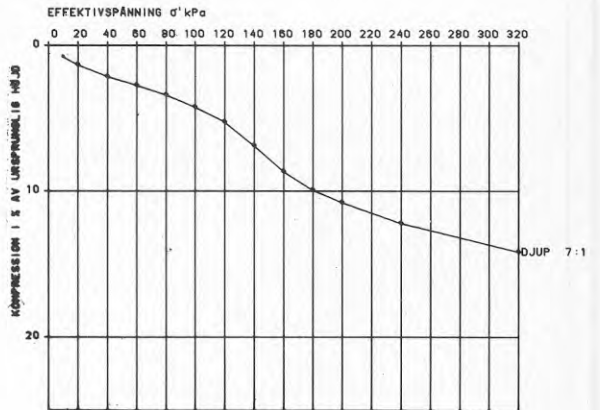


Figur A:4 Djup 6.0 m

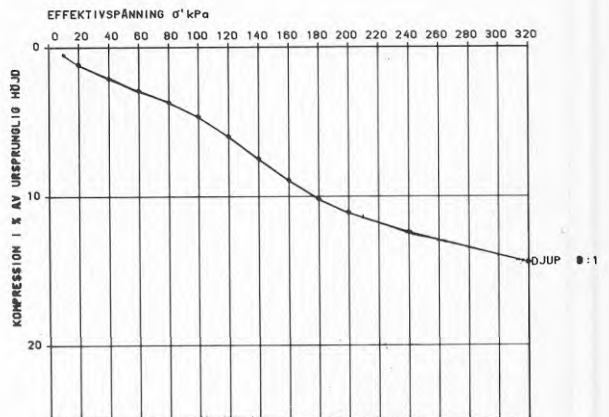
Kurva	Friktion(kPa)
6.3	20
6:4	30
6:5	20
6:6	20



Figur A:5 Djup 7.0 m

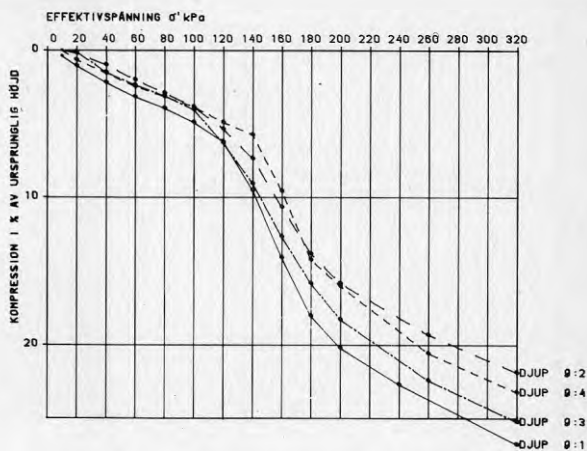


Figur A:6 Djup 8.0 m



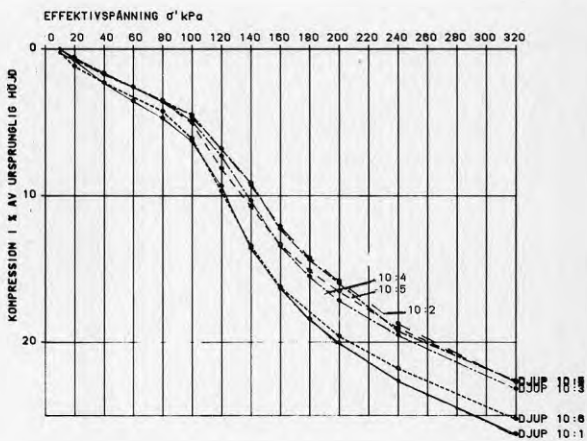
Figur A:7 Djup 9.0 m

Kurva	Friktion (kPa)
9:1	50
9:2	100
9:3	50
9:4	30

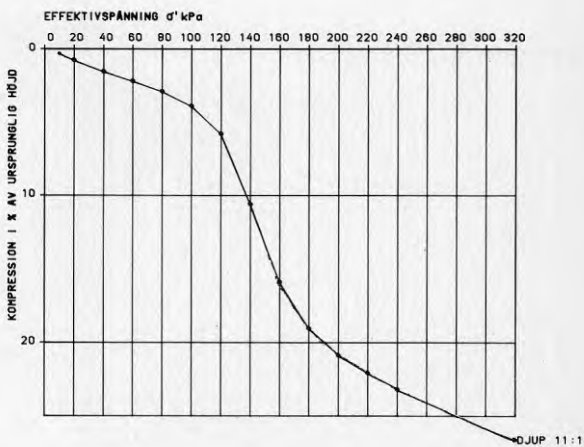


Figur A:8 Djup 10.0 m

Kurva	Friktion (kPa)
10:2	20
10:3	10
10:4	10
10:5	10



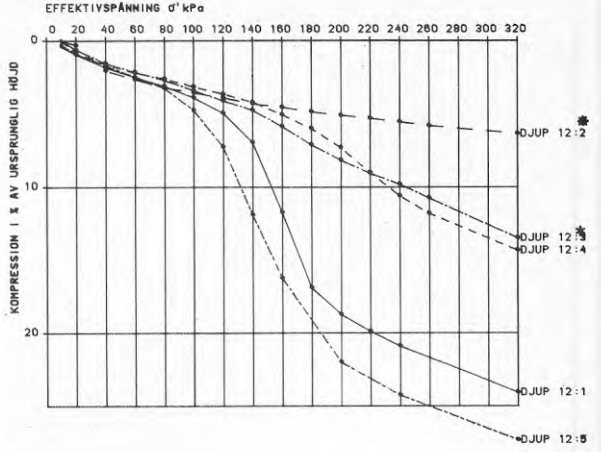
Figur A:9 Djup 11.0 m



Figur A:10 Djup 12.0 m

Förkonsolideringstryck
har ej utvärderats
från kurva 2 och 3
(markerat med *)

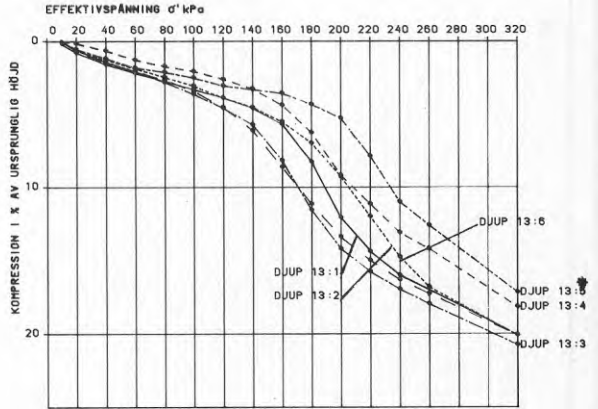
Kurva	Friktion (kPa)
12:2	50
12:3	40
12:4	50



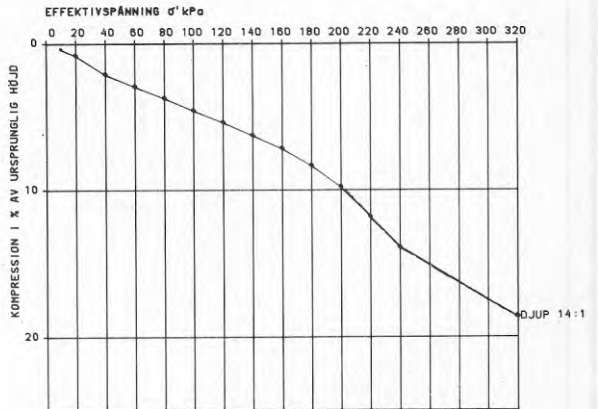
Figur A:11 Djup 13.0 m

Förkonsolideringstryck
har ej utvärderats
från kurva 5
(markerat med *)

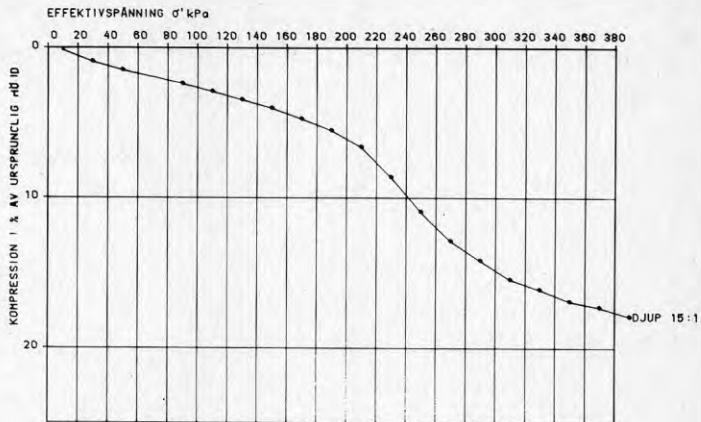
Kurva	Friktion (kPa)
13:2	20
13:3	20
13:4	30
13:5	80
13:6	20



Figur A:12 Djup 14.0 m

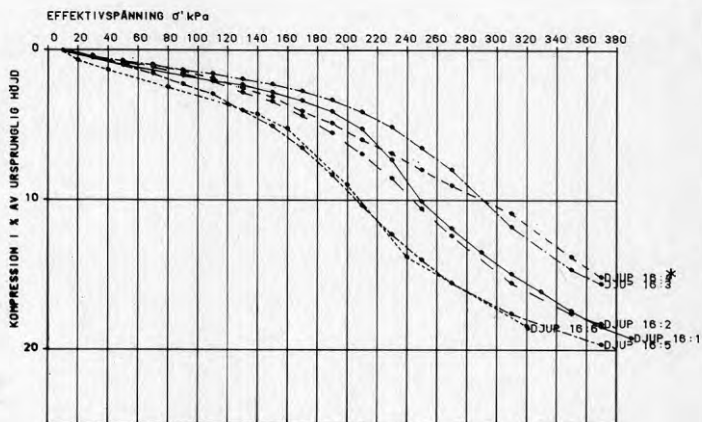


Figur A:13 Djup 15.0 m

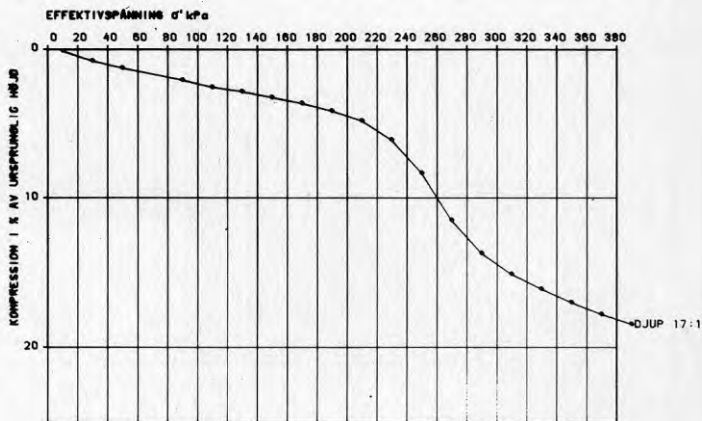


Figur A:14 Djup 16.0 m
Förkonsolideringstryck har ej utvärderats från kurva 4 (markerat med *)

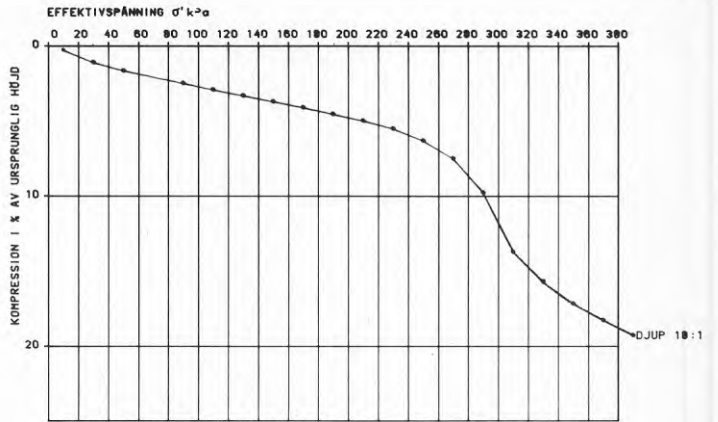
Kurva	Friktion (kPa)
16:2	30
16:3	50
16:4	50
16:5	30



Figur A:15 Djup 17.0 m



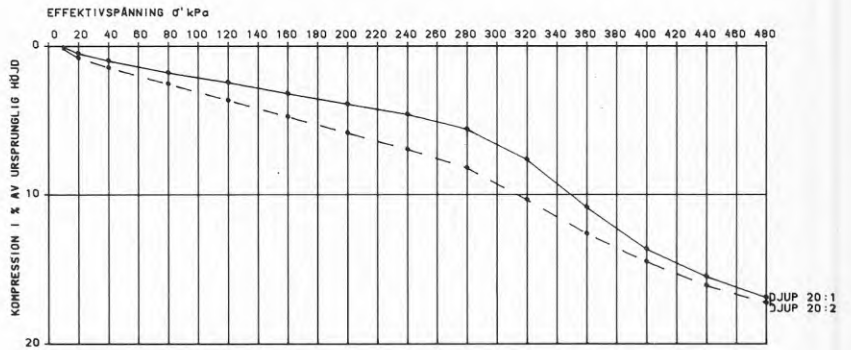
Figur A:16
Djup 18.0 m



Figur A:17
Djup 19.0 m

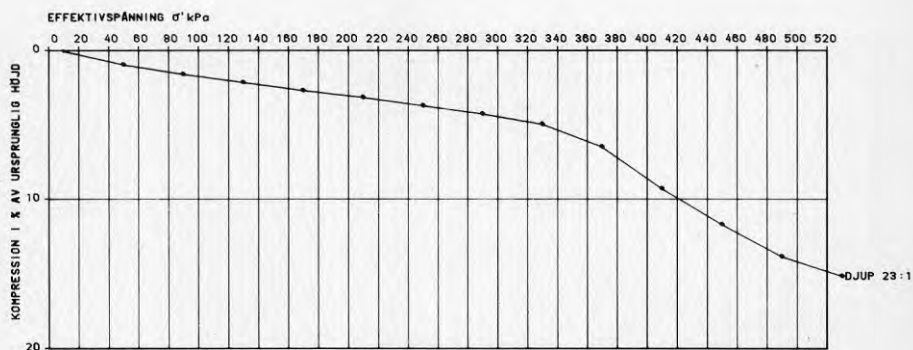


Figur A:18
Djup 20.0 m



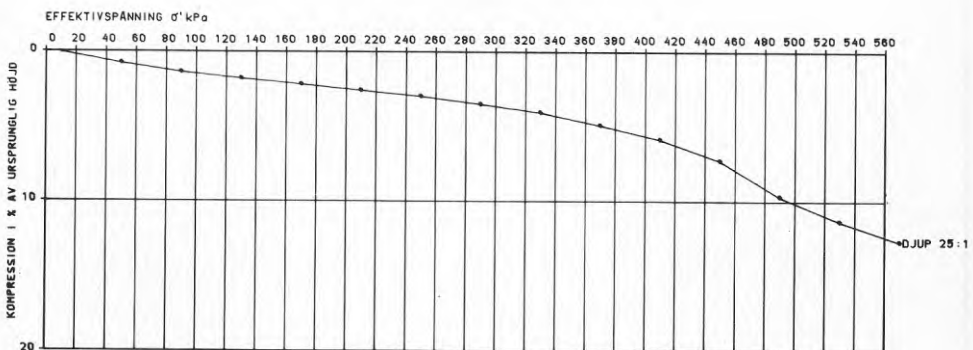


Figur A:19 Djup 21.0 m

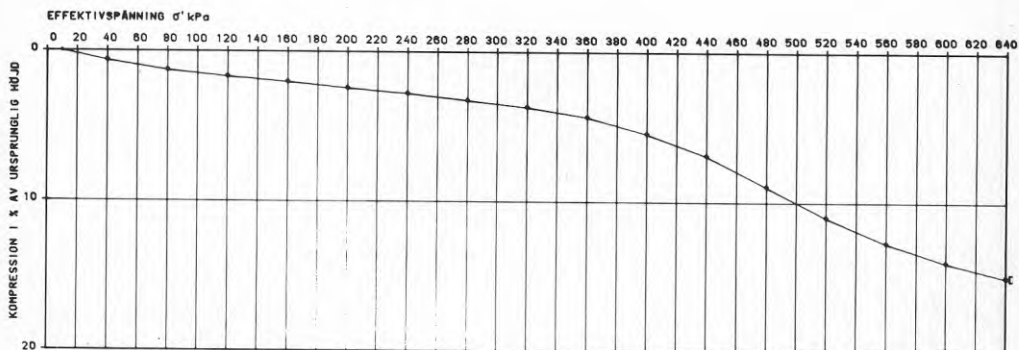
Figur A:20 Djup 22.0 m
Friktion 20 kPaFigur A:21 Djup 23.0 m
Friktion 40 kPa



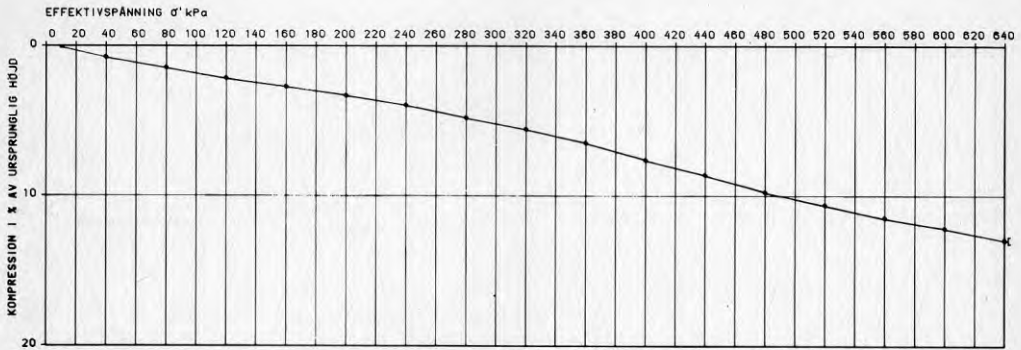
Figur A:22 Djup 24.0 m
Friktion 40 kPa



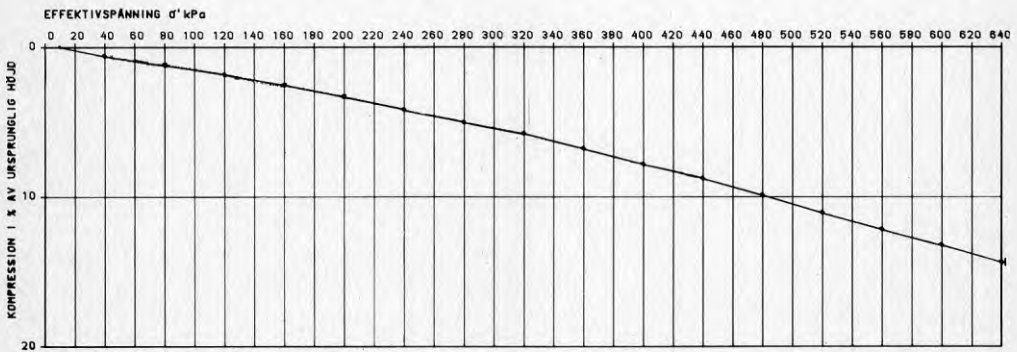
Figur A:23 Djup 25.0 m
Friktion 50 kPa



Figur A:24 Djup 26.0 m
Friktion 40 kPa



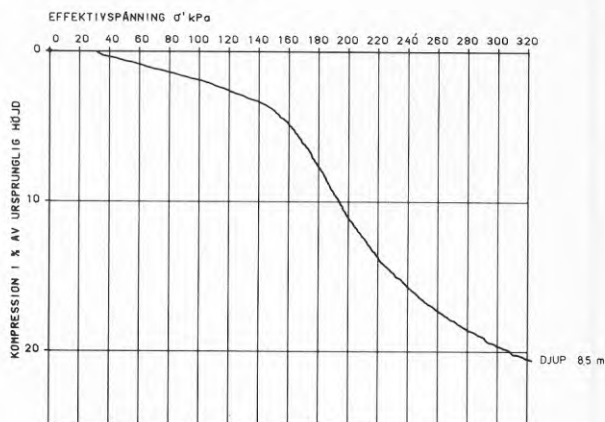
Figur A:25 Djup 27.0 m
Förkonsolideringstryck har ej utvärderats.
Friktion 40 kPa



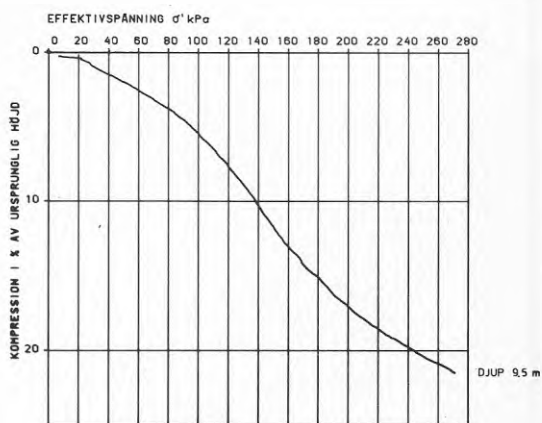
Figur A:26 Djup 28.0 m
Förkonsolideringstryck har ej utvärderats.
Friktion 40 kPa

BILAGA B. Kompressionsförsök i ödometer, CRS-försök.

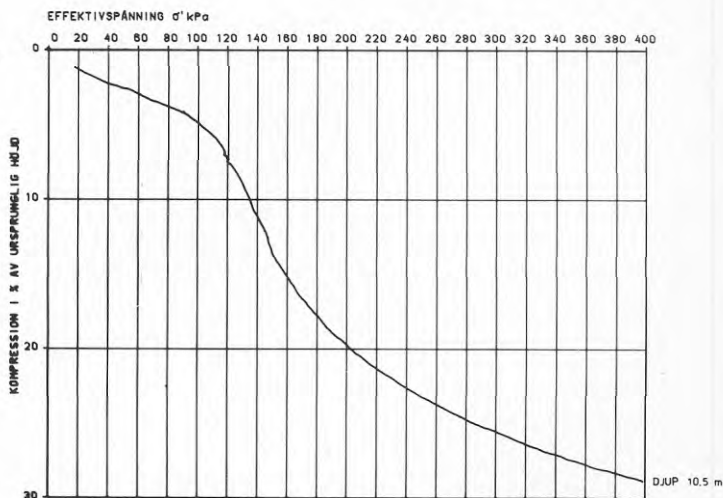
Figur B:1 Djup 8.5 m



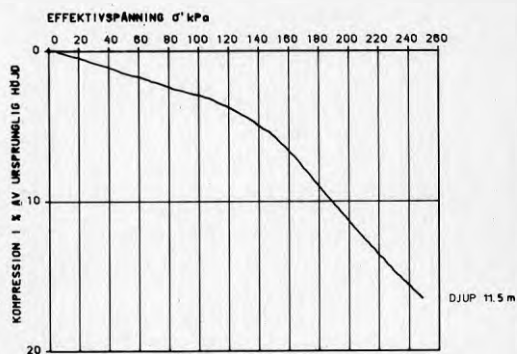
Figur B:2 Djup 9.5 m



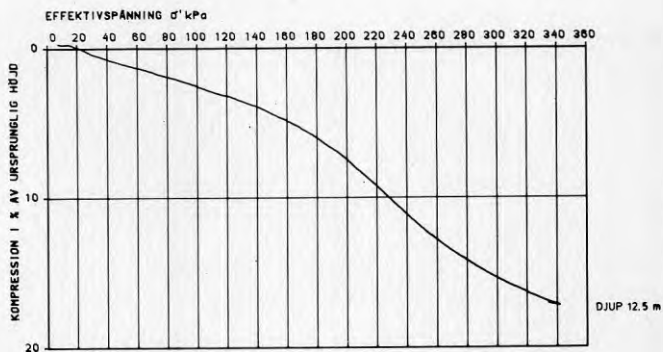
Figur B:3 Djup 10.5 m



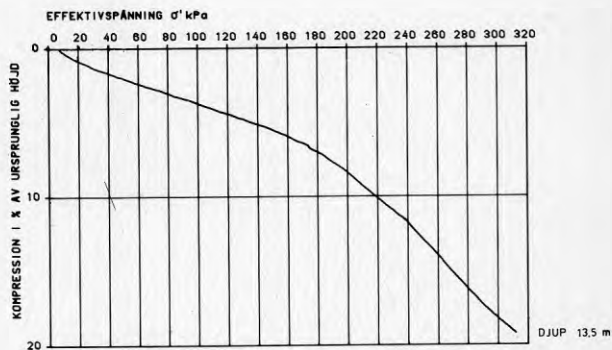
Figur B:4 Djup 11.5 m



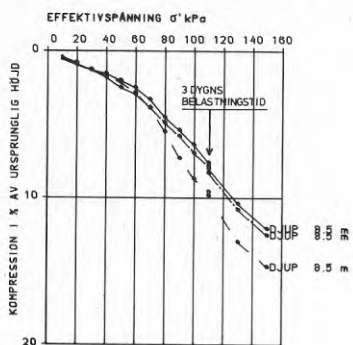
Figur B:5 Djup 12.5 m



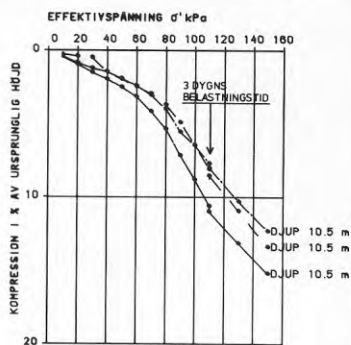
Figur B:6 Djup 13.5 m



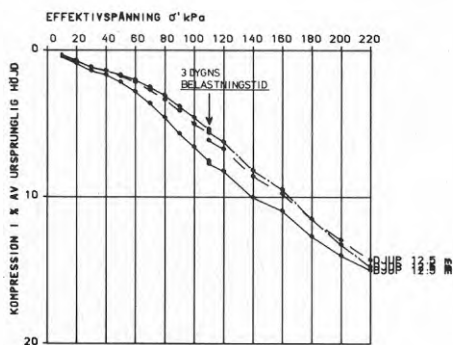
BILAGA C. Kompressionsförsök i standard-ödometer. Horisontell belastning.



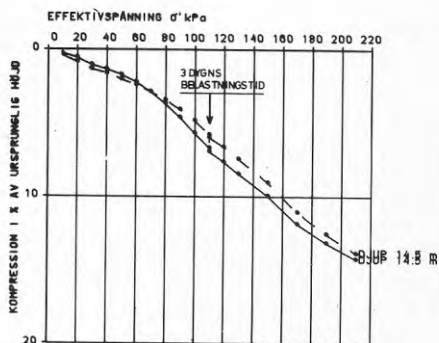
Figur C:1 Djupe 8.5 m



Figur C:2 Djupe 10.5 m



Figur C:3 Djupe 12.5 m



Figur C:4 Djupe 14.5 m

BILAGA D. Geotekniska laboratorieresultat från huvudlagerföljden i borrhål 9.

Djup	Tub	ρ t/m ³	τ kPa	w %	w _F %	w _L %	w _P %	St	I _P	I _L	a _C
3.0	öt	1.76	-	47	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.76	-	48/38	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.75	11	44/36	19	22	15	>180	7	3.5	-
4.0	öt	1.80	-	40	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.83	-	37/36	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.78	20	45/52	17	16	16	>320	0	-	-
5.0	öt	1.83	-	40	-	-	-	-	-	-	-
	mt	-	-	38/38	-	-	-	-	-	-	-
	ut	2.10	13	36/43	20	-	-	>210	-	-	-
6.0	öt	1.73	-	48	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.76	-	47/49/52	-	-	-	-	-	-	-
	ut	-	16	49/58/54 57/50	22	23	15	>260	8	5	0.30
7.0	öt	1.81	-	43	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.80	-	42	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.79	15	44/46	18	18	13	>240	4.5	7	0.26
7.5	öt	1.83	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.82	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.80	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8.0	öt	1.84	-	37	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.83	-	43	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.84	14	41/38	16	16	14	>230	2	13	0.12
8.5	öt	1.80	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.66	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.56	-	76/80/79/77	-	-	-	-	-	-	-
9.0	öt	1.59	-	76	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.58	-	75	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.58	18	79/78/76 76/76/75	36	38	19	>290	19	3	0,35
9.5	öt	1.62	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.64	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.62	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10.0	öt	1.57	-	76	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.58	-	77	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.58	18	78/75/76 73/75/80	41	44	26	>290	18	3	0.23
10.5	öt	1.58	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.57	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.55	-	80/82/77/82	-	-	-	-	-	-	-
11.0	öt	1.57	-	79	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.58	-	74	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.56	20	78/79	40	44	28	>320	16	3	0.21
11.5	öt	1.58	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.59	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.63	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12.0	öt	1.60	-	69	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.71	-	56	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.60	22	68/85/29 41/45	23	28	18	>350	0	6	0.19

BILAGA D. (forts)

<u>Djup</u>	<u>Tub</u>	ρ_3	ζ	w	w_F	w_L	w_P	St	I_P	I_L	a_c
		t/m ³	kPa	%	%	%	%				
12.5	öt	1.67	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.66	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.68	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13.0	öt	1.67	-	56	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.65	-	59	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.64	26	59/50/60 64/63/60/59	24	25	21	>420	4	8.5	0.08
13.5	öt	1.63	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.63	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.63	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14.0	öt	1.57	-	63	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.68	-	60	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.63	23	63/60	24	25	22	>370	3	13	0.05
14.5	öt	1.67	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.67	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.66	-	58/56/61	-	-	-	-	-	-	-
15.0	öt	1.64	-	61	-	-	-	-	-	-	-
	mt	-	-	50	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.66	32	55/65	24	23	21	>520	2	19.5	0.04
16.0	öt	1.71	-	51	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.69	-	64	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.66	31	54/57/61 64/58/57	26	26	22	>500	4	8.5	0.07
17.0	öt	1.70	-	57	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.66	-	59	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.95	32	58/54	32	32	24	>520	8	4	0.15
18.0	öt	1.63	-	57	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.71	-	62	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.70	27	55/60	26	26	22	>440	4	9	0.09
19.0	öt	1.72	-	50	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.71	-	48	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.74	32	56/52	28	28	23	>520	5	6	0.09
20.0	öt	1.68	-	50	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.75	-	52/44	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.75	30	53/48	27	29	23	>480	6	4.5	0.13
21.0	öt	1.74	-	50	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.70	-	51	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.73	36	61/57	38	38	29	300	9	3.5	0.20
22.0	öt	1.80	-	41	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.75	-	51	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.73	35	41/51	37	36	28	202	8	2.5	0.21
23.0	öt	1.79	-	43	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.75	-	48	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.78	38	53/53	38	41	28	95	13	2	0.27
24.0	öt	1.87	-	34	-	-	-	-	-	-	-
	mt	-	-	52	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.81	46	47/52	31	34	23	159	11	2.5	0,26
25.0	öt	1.79	-	29	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.91	-	43	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.78	53	56/41	20	22	18	147	4	7.5	0.16

BILAGA D. (forts)

Djup	Tub	ρ t/m ³	τ kPa	w %	w _F %	w _L %	w _P %	St	I _P	I _L	a _C
26.0	öt	1.82	-	41	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.76	-	46	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.82	50	28/37	41	44	30	42	14	0.5	0.33
27.0	öt	-	-	36	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.87	-	34	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.86	57	33/37	26	27	19	67	8	2	0.22
28.0	öt	-	-	37	-	-	-	-	-	-	-
	mt	1.97	-	41	-	-	-	-	-	-	-
	ut	1.82	48	32/27	18	19	16	133	3	4.5	0.10
29.0	öt	1.98	-	28	-	-	-	-	-	-	-
	mt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ut	-	61	32/30	20	20	16	254	4	4	0.12

Förklaringar

öt	övertub
mt	mellantub
ut	undertub
ρ	skrymdensitet
τ	skjuvhållfasthet
w	vattenkvot
w _F	konflytgräns
w _L	stötflytgräns
w _P	plasticitetsgräns
St	sensitivitet
I _P	plasticitetsindex
I _L	flytindex
a _C	aktivitetstal

BILAGA E. Kornstorleksfördelning från huvudlagerföljden i borrhål 9.

Djup	Tub	Ler (%)	Silt (%)				Sand (%)	Jordart
			fin	medium	grov			
		-2	2-6	6-20	20-60	2-60	0.06-2	
		um	um	um	um	um	mm	
6.0	mt	27	14	23	23	60	13	(sa) si Le
7.0	mt	16	14	25	30	69	15	(sa) le Si
8.0	öt	15	10	20	34	64	21	(sa) le Si
	mt	18	11	26	30	67	15	(sa) le Si
	sk	14	11	25	32	68	18	(sa) le Si
9.0	öt	52	13	9	9	31	17	(si) (sa) Le
	ut	58	16	9	4	29	13	"
	sk	52	18	10	8	36	12	"
10.0	öt	80	8	5	3	16	4	Le
	mt	76	9	6	5	20	4	Le
	ut	83	10	5	2	17	0	Le
11.0	sk	70	12	8	2	22	8	(si) (sa) Le
	öt	85	9	2	1	12	3	Le
	mt	80	9	3	1	13	7	sa Le
12.0	sk	85	9	2	1	12	3	Le
	mt	50	9	13	21	43	7	(si) (sa) Le
	ut	19	2	5	33	40	41	le sa Si
13.0	sk	55	14	16	10	40	5	(si) Le
	öt	52	15	13	13	41	7	(si) (sa) Le
	ut	55	13	13	14	40	5	(si) Le
14.0	sk	40	9	8	7	24	36	(si) sa Le
	öt	58	14	12	10	36	6	(si) Le
	sk	53	14	11	10	35	7	(si) (sa) Le
15.0	öt	53	14	12	11	37	10	"
	sk	54	15	12	12	39	7	"
16.0	öt	60	15	12	9	36	4	(si) Le
17.0	öt	52	13	14	15	42	6	"
18.0	öt	47	15	13	14	42	11	(si) (sa) Le
19.0	öt	53	13	13	11	37	10	"
20.0	öt	46	11	11	16	38	16	(sa) si Le
21.0	öt	45	10	10	18	38	17	"
22.0	öt	38	7	8	17	32	30	(si) sa Le
23.0	öt	48	13	12	15	40	12	(si) (sa) Le
24.0	öt	43	12	8	13	33	24	"
25.0	öt	25	5	5	10	20	55	(si) le Sa
26.0	öt	43	13	11	15	39	18	(sa) si Le
27.0	öt	38	7	7	12	26	36	(si) sa Le
28.0	öt	28	8	6	12	26	46	le sa Si
29.0	öt	33	9	4	8	21	46	(si) sa Le

Förklaringar

öt	övertub
mt	mellantub
ut	undertub
sk	skär

BILAGA F. Geologiska laboratorieresultat.

Lagerföljd: 1

Nivå	Foramini- ferer	Kornstorlek % ler-silt-sand	Färg	Dispergering	Glimmer	Organiskt innehåll	Stratigra- fisk zon
Mt4m	0	19-58-23	brungrå	lätt	2	2	C
Mt5m	0	75-23-2	grå	medel	1	1	B
Mt8m	2	31-23-46	gråbrun	medel-svår	1	0	A

Lagerföljd: 2

Öt5m	0	-	-	-	-	2	C
Mt5m	0	-	-	-	-	2	C
Ut5m	0	-	-	-	-	2	C
Ut6m	0	-	-	-	-	2	C
Öt7m	0	-	-	-	-	2	C
Mt7m	0	-	-	-	-	2	C
Ut7m	0	-	-	-	-	2	C
Öt8m	0	-	-	-	-	2	C
Mt8m	0	-	-	-	-	2	C
Ut8m	0	-	-	-	-	2	C
Öt9m	0	-	-	-	-	2	C
Mt9m	0	-	-	-	-	2	C
Ut9m	0	-	-	-	-	2	C
Öt10m	0	-	-	-	-	2	C
Ut10m	0	-	-	-	-	2	C
Mt11m	0	-	-	-	-	2	C
Öt11m	0	-	-	-	-	2	C
Mt11m	0	-	-	-	-	2	C
Ut11m	0	-	-	-	-	2	C
Mt12m	0	-	-	-	-	0	C
Ut12m	0	-	-	-	-	0	B
Mt13m	0	-	-	-	-	0	B
Ut13m	0	-	-	-	-	0	B
Öt14m	0	-	-	-	-	0	B
Öt15m	0	-	-	-	-	0	B
Mt15m	0	-	-	-	-	0	B
Ut15m	0	-	-	-	-	0	B
Öt16m	0	-	-	-	-	0	B
Mt16m	0	-	-	-	-	0	B
Ut16m	0	-	-	-	-	0	B
Öt17m	0	-	-	-	-	0	B
Mt17m	0	-	-	-	-	1	B
Ut17m	0	-	-	-	-	1	B
Öt18m förekommer	-	-	-	-	-	0	A
Ut18m förekommer	-	-	-	-	-	0	A
Öt20m förekommer	-	-	-	-	-	0	A
Mt20m förekommer	-	-	-	-	-	0	A
Ut20m förekommer	-	-	-	-	-	0	A

Lagerföljd: 9

Mt3m	0	-	grå	-	2	2	C
Mt4m	0	-	grå	-	2	2	C
Mt5m	0	-	grå	-	2	2	C
Mt6m	0	27-59-14	grå	-	2	2	C
Mt7m	0	17-68-15	grå	-	2	2	C
Öt8m	0	15-63-22	gråbrun	-	2	2	C
Mt8m	0	18-67-15	grå	-	2	2	C
Sk8m	0	14-68-18	grå	-	2	2	C
Öt9m	0	52-31-17	grå	-	1	1	B

Nivå Foramini- Kornstorlek% Färg Dispergering Glimmer Organiskt Stratigra-
ferer ler-silt-sand innehåll fisk zon

Lagerföljd: 9 (forts)

Mt9m	0	-	grå	-	<1	2	B
Ut9m	0	58-30-12	grå	-	<1	2	B
Sk9m	0	52-36-12	grå	-	<1	2	B
Öt10m	0	80-17-3	grå	-	<1	2	B
Mt10m	0	76-20-4	grå	-	<1	1	B
Ut10m	0	83-17-0	gråbrun	-	<1	1	B
Sk10m	0	70-21-19	grå	-	<1	1	B
Öt11m	0	74-21-5	gråbrun	-	<1	1	B
Mt11m	0	80-13-7	gråbrun	-	<1	1	B
Sk11m	0	74-21-5	grå	-	<1	1	B
Öt12m	0	-	grå	-	<1	1	B
Mt12m	0	50-44-6	grå	-	2	1	B
Ut12m	0	19-36-35	grå	-	<1	1	B
Sk12m	0	54-41-5	gråbrun	-	<1	1	B
Öt13m	350	52-41-7	gråbrun	-	<1	1	A
Mt13m	79	-	gråbrun	-	<1	0	A
Ut13m	249	55-40-5	gråbrun	-	<1	0	A
Sk13m	298	40-24-36	gråbrun	-	<1	0	A
Öt14m	159	58-36-6	gråbrun	-	<1	0	A
Mt14m	257	-	gråbrun	-	<1	0	A
Sk14m	61	58-36-6	gråbrun	-	<1	0	A
Öt15m	-	53-37-10	gråbrun	-	<1	1	A
Mt15m	74	-	gråbrun	-	<1	0	A
Sk15m	113	54-39-7	gråbrun	-	2	0	A
Öt16m	ca 54	60-37-3	gråbrun	-	2	0	A
Öt17m	ca 17	52-41-7	gråbrun	-	2	0	A
Öt18m	ca 47	46-43-11	gråbrun	-	<1	0	A
Öt19m	ca 60	53-38-9	gråbrun	-	2	0	A
Öt20m	ca 90	46-38-16	gråbrun	-	2	0	A
Öt21m	ca 13	45-38-17	gråbrun	-	2	0	A
Öt22m	ca 28	38-32-30	gråbrun	-	2	0	A
Öt23m	ca 22	48-40-12	gråbrun	-	2	1	A
Öt24m	ca 15	43-33-24	gråbrun	-	2	0	A
Öt25m	ca 8	25-21-54	brungrå	-	2	0	A
Öt26m	ca 18	43-39-18	gråbrun	-	2	0	A
Öt27m	ca 3	37-28-35	gråbrun	-	2	0	A
Öt28m	ca 6	29-27-44	brungrå	-	2	0	A
Öt29m	0	33-23-44	gråbrun	-	2	0	A

Lagerföljd: 12

Mt6m	0	33-57-10	grå	lätt	2	1	C
Mt8m	<1	76-20-4	grå	lätt	1	1	B
Mt12m	83	-	-	medelsvår	0	0	A
Mt18m	10	62-35-3	-	mycket svår	2	0	A

Lagerföljd: 13

Mt3m	0	48-39-12	gråbrun	medel	1	2	C
Mt4m	0	55-35-10 (grus)	brungrå	medel	1	1	C
Mt6m	39	56-36-8	brungrå	medel	1	2	A

Lagerföljd: 15

Öt2m	0	-	-	-	-	2	C
Mt2m	0	-	-	-	-	2	C
Ut2m	0	-	-	-	-	2	C
Öt3m	0	-	-	-	-	2	C

Nivå	Foramini- ferer	Kornstorlek% ler-silt-sand	Färg	Dispergering	Glimmer	Organiskt innehåll	Stratigra- fisk zon
------	--------------------	-------------------------------	------	--------------	---------	-----------------------	------------------------

Lagerföljd: 15 (forts)

Mt3m	0	-	-	-	-	2	C
Ut3m	0	-	-	-	-	2	C
Öt4m	0	-	-	-	-	2	C
Mt4m	0	-	-	-	-	2	C
Ut4m	0	-	-	-	-	2	C
Öt5m	0	-	-	-	-	2	C
Mt5m	0	-	-	-	-	2	C
Ut5m	0	-	-	-	-	2	C
Öt6m	0	-	-	-	-	2	C
Öt7m	0	-	-	-	-	2	C
Mt7m	förekommer	-	-	-	-	1	A
Ut7m	förekommer	-	-	-	-	0	A
Öt8m	förekommer	-	-	-	-	0	A
Mt8m	förekommer	-	-	-	-	0	A
Ut8m	förekommer	-	-	-	-	0	A
Öt10m	förekommer	-	-	-	-	0	A
Mt10m	förekommer	-	-	-	-	0	A
Ut10m	förekommer	-	-	-	-	0	A
Öt11m	förekommer	-	-	-	-	0	A
Mt11m	förekommer	-	-	-	-	0	A
Ut11m	förekommer	-	-	-	-	0	A

Lagerföljd: 20

Mt4m	0	25-65-10	brungrå	medel	2	1	C
Mt8m	0	74-21-5	grå	medel	1	0	B
Mt14m	47	58-39-3	gråbrun	medelsvår	1	0	A

Lagerföljd: A3 a

Ut5m	0	30-59-11	grå	medelsvår	2	2	C
Ut6m	0	34-60-6	grå	lätt	2	2	C
Ut7m	0	35-57-8	grå	lätt	2	2	C
Ut8m	0	20-65-15	grå	lätt	2	2	C
Ut9m	0	18-70-12	gråbrun	lätt	2	2	C
Ut10m	0	78-18-4	gråbrun	medelsvår	<1	<1	B
Ut12m	<1	82-16-2	gråbrun	medelsvår	<1	<1	B

Lagerföljd: B 2

Mt4m	0	22-66-12	gråbrun	medel	2	2	C
Mt6m	0	44-60-6	brungrå	lätt	1	2	C
Mt8m	0	23-63-14	gråbrun	lätt	2	1	C
Mt10m	0	69-18-13	brungrå	medel	0	0	B
Mt14m	38	37-38-25	gråbrun	svår	1	0	A

Lagerföljd: B 8

Öt8m	0	-	-	-	2	2	C
Mt8m	0	-	-	-	2	2	C
Ut8m	0	-	-	lätt	2	2	C
Öt9m	0	40-49-11	grå	lätt	2	2	C
Mt9m	0	34-58-8	grå	lätt	2	2	C
Ut9m	0	36-54-10	grå	lätt	2	2	C
Öt10m	0	40-56-4	grå	lätt	2	2	C
Mt10m	0	37-55-8	grå	medel	2	2	C
Ut10m	0	40-50-10	grå	medelsvår	2	2	C
Öt12m	0	47-53-0	grå	lätt	2	2	C

Nivå	Foramini- ferer	Kornstorlek% ler-silt-sand	Färg	Dispergering	Glimmer	Organiskt innehåll	Stratigra- fisk zon
------	--------------------	-------------------------------	------	--------------	---------	-----------------------	------------------------

Lagerföljd: B 8 (forts)

Mt12m	0	32-57-11	grå	lätt	2	2	C
Mt16m	0	27-58-15	grå	lätt	2	2	C

Lagerföljd: F 4

Mt2m	0	-	-	svår	2	2	B
Öt3m	0	-	-	svår	2	2	B
Öt4m	45	-	-	svår	<1	1	A
Ut5m	64	-	-	svår	<1	1	A
Mt6m	81	-	-	svår	<1	1	A
Ut7m	23	-	-	svår	<1	<1	A
Mt8m	13	-	-	svår	<1	<1	A

Lagerföljd: F 11

Öt7m	0	-	-	-	2	2	C
Mt7m	0	20-71-9	brungrå	lätt	2	2	C
Ut7m	0	-	-	lätt	2	2	C
Öt8m	0	-	-	lätt	2	2	C
Mt8m	0	-	-	lätt	2	2	C
Ut8m	0	32-60-8	grå	lätt	2	2	C
Öt9m	0	-	-	lätt	2	<1	B
Mt9m	0	68-30-2	grå	lätt	<1	0	B
Ut9m	0	-	grå	lätt	1	0	B
Öt10m	0	-	-	lätt	<1	0	B
Mt10m	0	81-19-0	gråbrun	lätt	1	0	B
Ut10m	0	-	-	lätt	<1	0	B
Mt12m	0	54-46-0	brungrå	svår	<1	<1	B
Ut14m	116	51-42-7	gråbrun	svår	<1	0	A
Mt16m	238	56-43-1	gråbrun	svår	<1	0	A

Lagerföljd: G 5

Öt5m	1	56-42-2	gråbrun	mycket svår	0	2	A
Öt10m	128	46-41-13	gråbrun	mycket svår	2	0	A
Öt16m	4	56-35-9	gråbrun	mycket svår	2	0	A

Lagerföljd: H 2

Kh2m	0	60-30-10	brun	lätt	0	1	C ?
Mt4m	3	60-35-5	grå	medel	0	0	A
Mt7m	10	60-37-3	brungrå	medelsvår	1	1	A

Lagerföljd: H 11

Ut4m	0	-	-	lätt	2	2	C
Ut6m	0	-	-	lätt	2	2	C
Mt12m	131	-	-	svår	0	0	A
Mt18m	17	-	-	svår	1	<1	A

Förklaringar

Öt	övertub
Mt	mellantub
Ut	undertub
SK	skör
0	ringa
1	förekommer
2	rikligt

BILAGA G: Statistiska parametrar efter Folk & Ward (1957). (Kornstorleksanalyser)

Djup	$M_{d\phi}$	M_z	σ_1	Sk_1	K_G
6 m (Mt)	7.0	7.35	1.39	0.21	0.63
8 m "	6.55	7.1	2.0	0.16	1.24
14 m	7.6	7.58	2.65	0.014	0.79
18 m	8.0	7.6	2.68	-0.075	0.75
23 m	8.4	7.9	2.48	-0.32	0.82

$M_{d\phi}$ = median

M_z = medeltal

σ_1 = spridning (sortering)

Sk_1 = skevhet

K_G = toppighet

6 m; dåligt sorterad, skev mot grovfraktionen, flack

8 m; " " " " " "

14 m; mycket dåligt sorterad, nästan symmetrisk, "

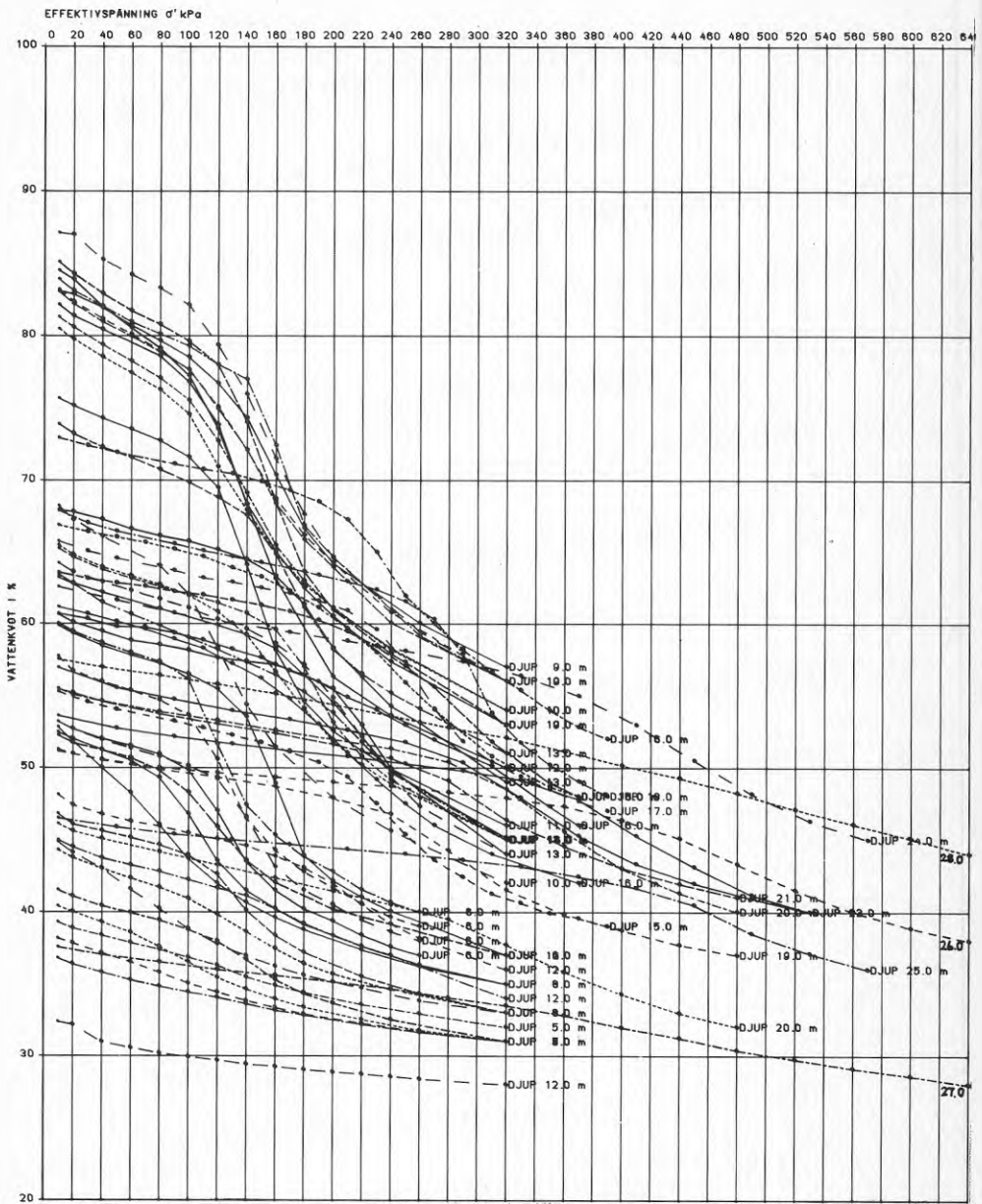
19 m; " " " " " "

23 m; " " " , mycket skev mot grovfraktionen, flack

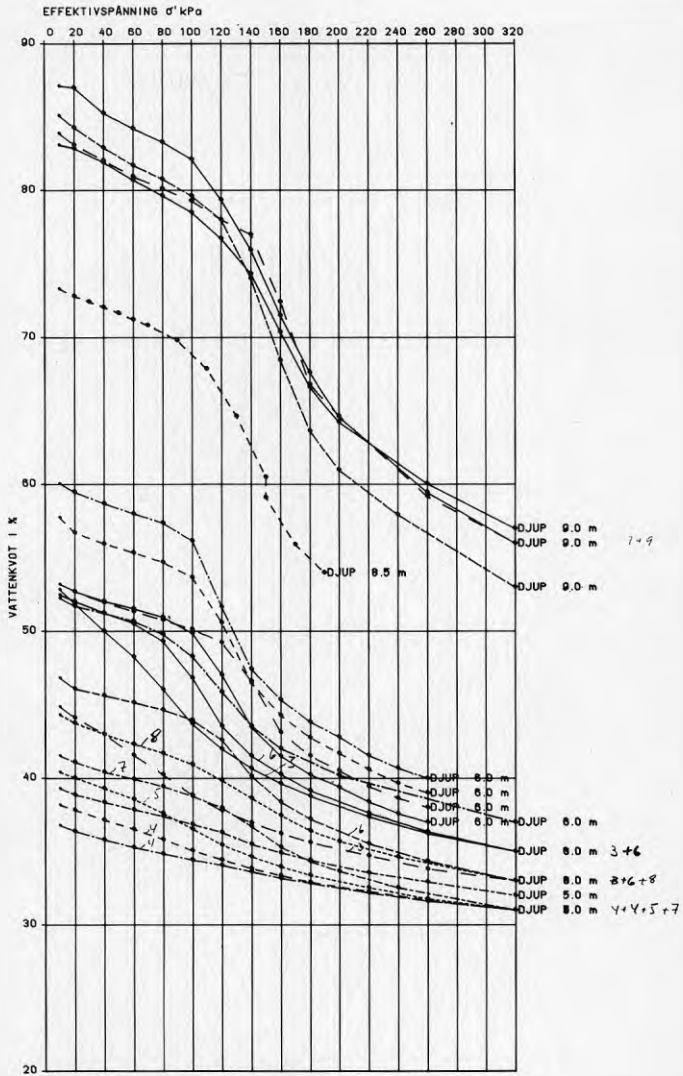


Figur: Kornstorleksfördelning plottad på normalfördelningspapper

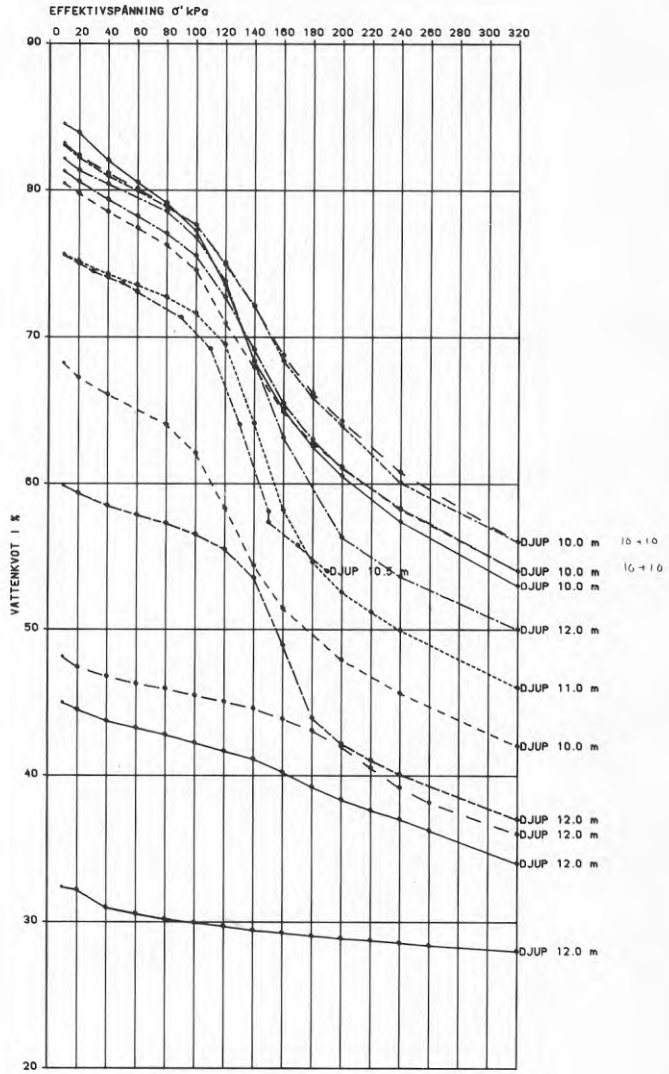
BILAGA H. Kompressionsförsök i standardödometer, där kompressionen redovisas relativt lerprovets vattenkvot.



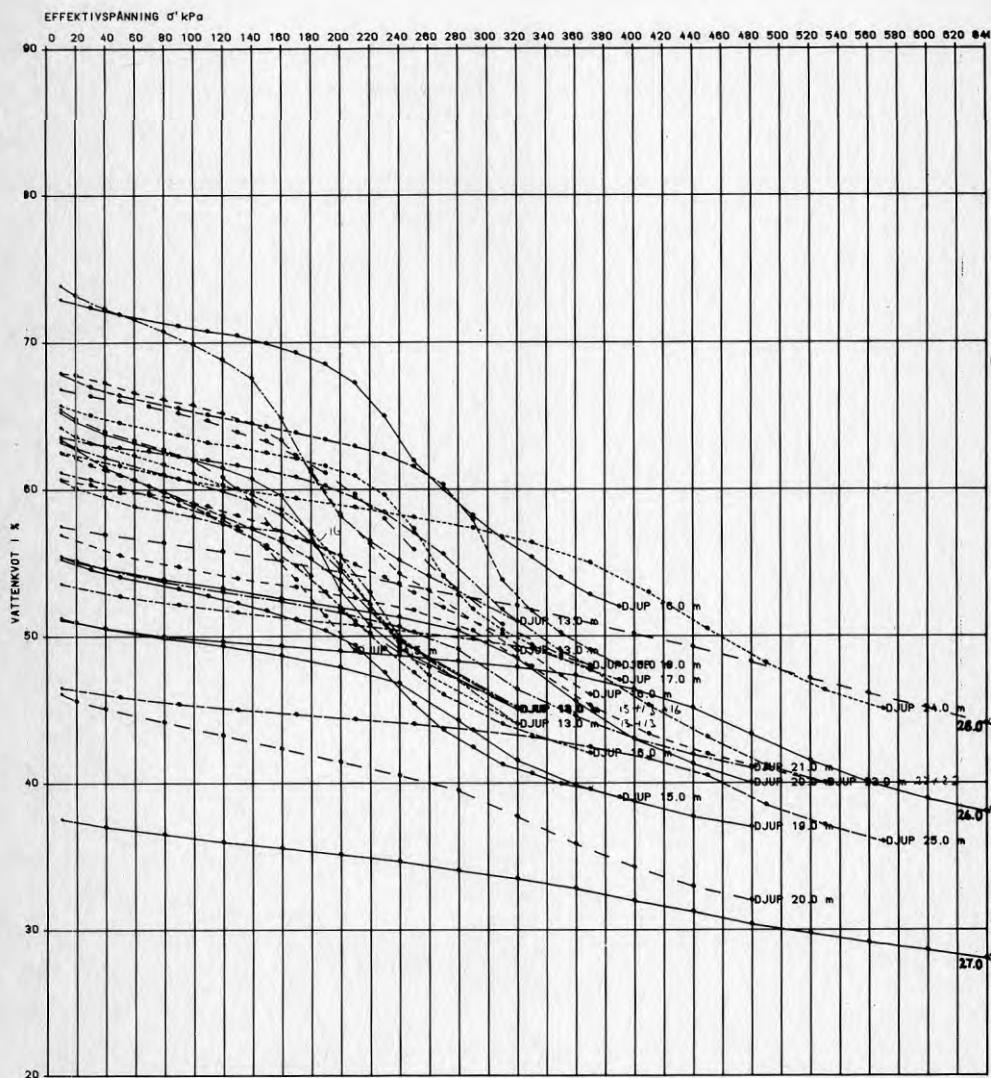
Figur H:1 Samtliga ödometerförsök



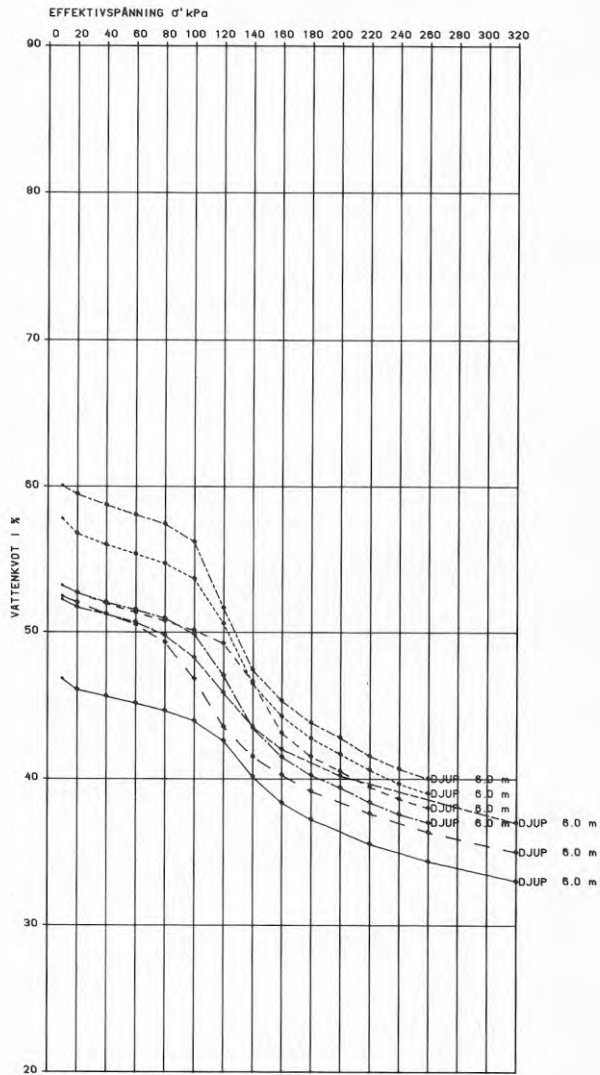
Figur H:2 Ödometerförsök 4 - 9 m



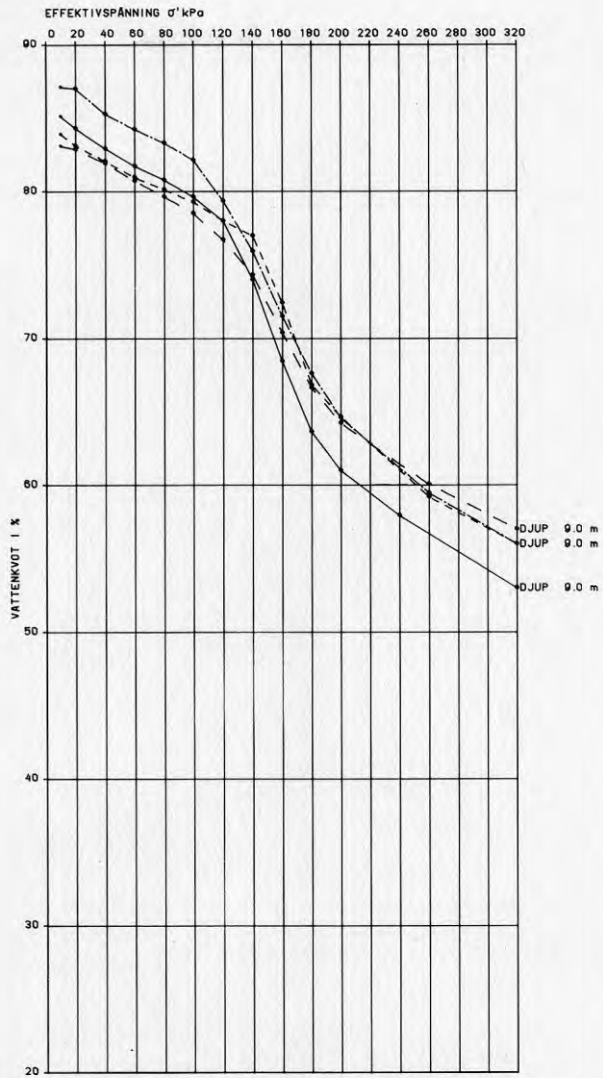
Figur H:3 Ödometerförsök 10 - 12 m



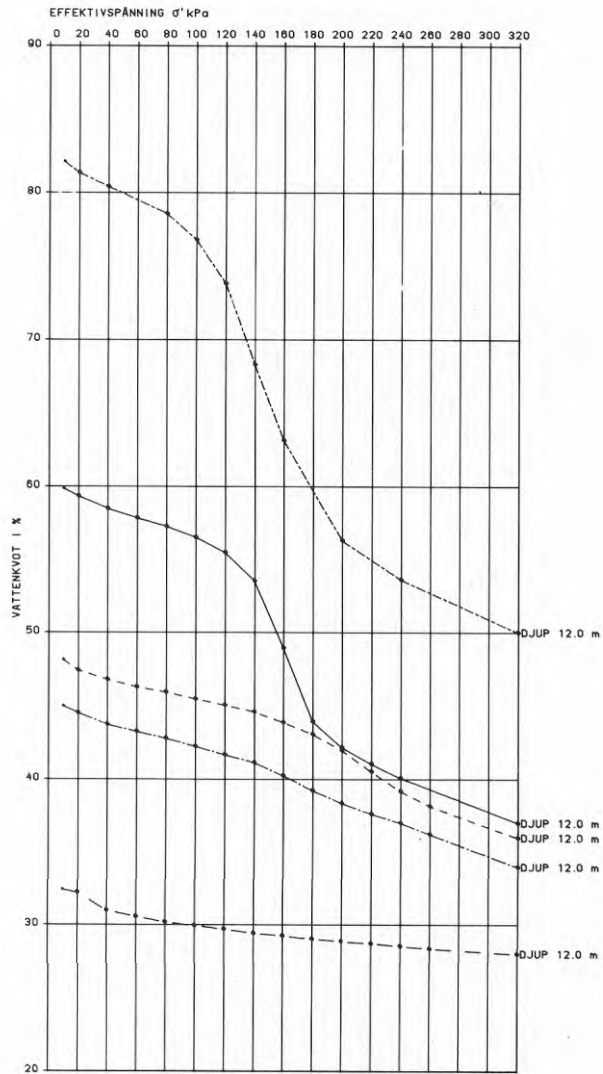
Figur H:4 Ödometerförsök 13 - 28 m



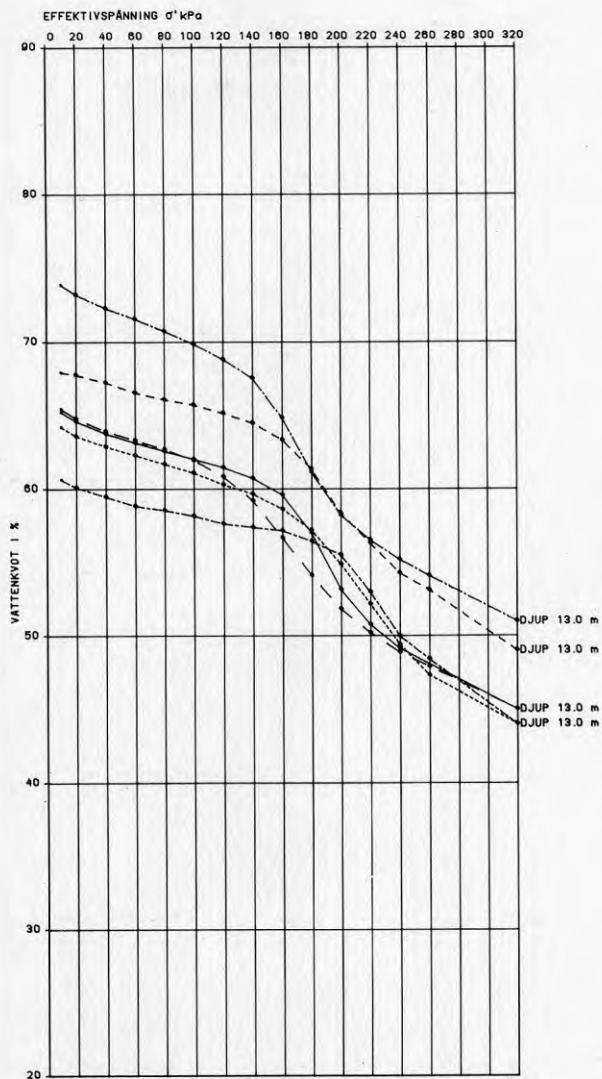
Figur H:5 Ödometerförsök 6 m



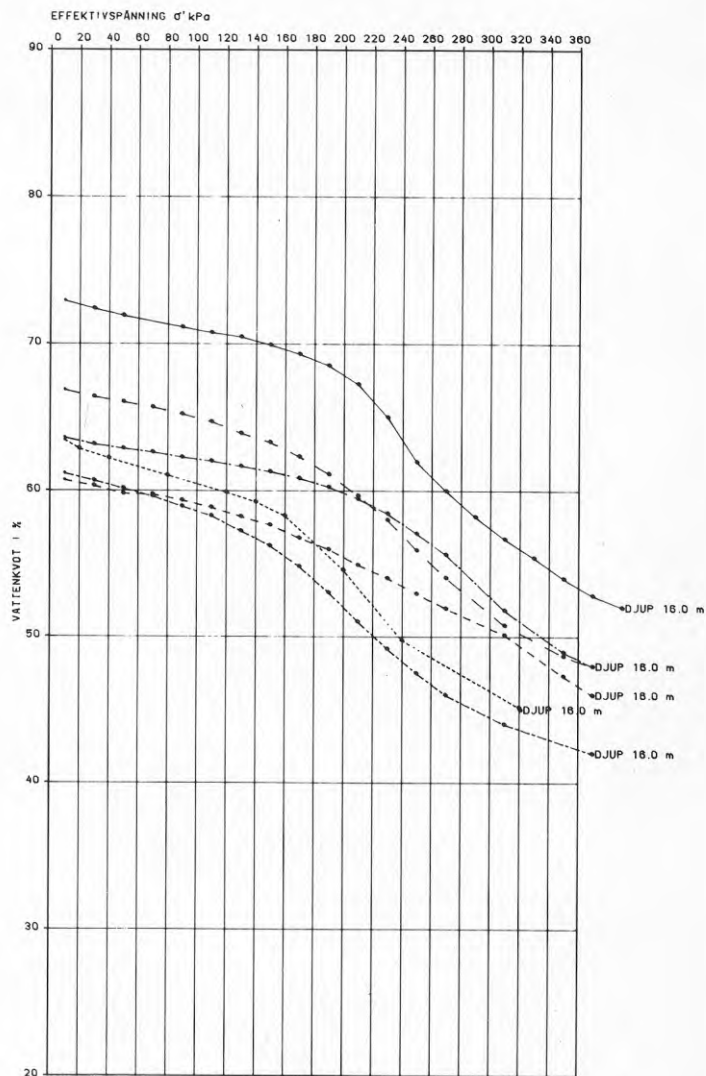
Figur H:6 Ödometerförsök 9 m



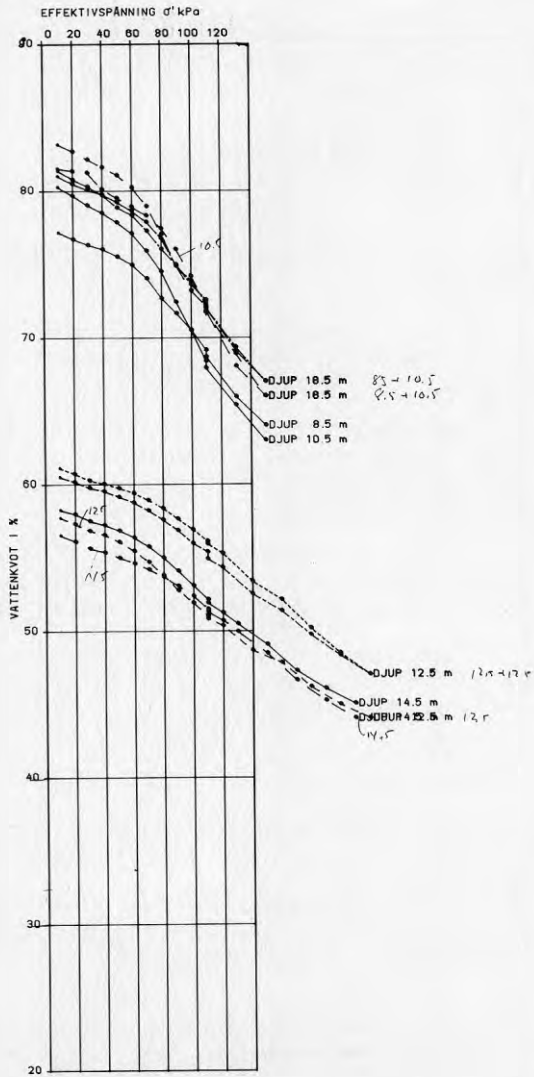
Figur H:7 Ödometerförsök 12 m



Figur H:8 Ödometerförsök 13 m



Figur H:9 Ödometerförsök 16 m



Figur H:10 Ödometerförsök horisontellt i provet

REFERENSER

Geoteknik:

Bernander, S, 1983, Active earth pressure build-up - A trigger mechanism in large landslides in sensitive (quick) clays. Statens geotekniska institut, Rapport No 17. Linköping.

Bernander, S, 1985, Shear strenght and deformation properties of clays in direct shear tests at high strain rates. Proc. 11th ICSMFE, San Francisco.

Bjerrum, L, 1954, Geotechnical properties of Norwegian clays. Geotechnique Vol. 4, p. 49-69.

Bjerrum, L, et al, 1961, Fundamental shear-strength properties of the Lilla Edet clay. Geotechnique 10, p. 101-109.

Bjerrum, L, 1967, Seventh Rankine Lecture, Engineering geology of Norwegian normally-consolidated marine clays related to settlements of building. Geotechnique 17, p. 81-118.

Hansbo, S, 1957, A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-conetest. Proc. no 14, R. Swed. Geotechnical Institute, p. 46.

Lefebvre, G, 1983, Use of post-peak strength in slope stability analyses. Statens Geotekniska Institut, Rapport No 17. Linköping.

Nilsson, G, 1984, Kemisk inverkan på lera. Nordiska Geoteknikermötet 1984, vol. 2. p. 941-956.

Rosengvist, J Th, 1977, A general theory for quick clay properties. European clay conference, no 3. Oslo.

Skempton, A W, 1953, The Post-Glacial Clays of the Thames Estuary at Tilbury and Shellhaven. Proc. 3. Int. Conf. Soil Mech. and Found. Engng., Vol. 1, p. 302-308.

Sällfors, G, 1975, Preconsolidation pressure of soft, high-plastic clays. Geotechnical Dep. Chalmers University of Technology. Gothenburg.

Sällfors, G, 1978, A key to the understanding of the stress/stain behaviour of soft clays. Proc. of the french-polish seminar on applied soil mechanism. Gdansk.

Geologi:

Berglund, B E, 1976, The deglaciation of southern Sweden. Presentation of a research project and a tentative radiocarbon chronology. University of Lund, Departement of Quaternary Geology Report 10, p 67.

Berglund, B E, 1979, The deglaciation of southern Sweden 13.500-10.000 B.P. *Boreas* 8, p. 89-118.

Björck, S, 1979, Late Weichselian stratigraphy of Blekinge, SE Sweden, and water level changes in the Baltic Ice Lake. University of Lund, Department of Quaternary Geology Thesis 7, p. 248.

Björck, S, 1981, A stratigraphic study of Late Weichselian deglaciation, shore displacement and vegetation history in south-eastern Sweden. *Fossils and Strata* 14, p. 93.

Björck, S, & Digerfeldt, G, 1984, Proceedings of the Second Nordic Symp. on climatic changes and related problems. I Mörner, N A, & Karlen, W, (eds.), *Climatic changes on a yearly to millennial basis. Geological, Historical and Instrumental Records*, 37-56. Reidel Publ, Co., Bordrecht.

Björck, B, & Digerfeldt, G, 1986, Late Weichselian - Early Holocene shore displacement west of Mt. Billingen, within the Middle Swedish end-moraine zone. *Boreas*, Vol. 15, p. 1-18.

Dennegård, B, 1984, Late Weichselian and early Holocene stratigraphy in southwestern Sweden with emphasis on the lake Vänern area. Publ. A 48. Dep. of Geology. Chalmers University of Technology/University of Gothenburg.

Digerfeldt, G, 1977, The Flandrian development of lake Flarken. Regional vegetational history and palaeolimnology. Univ. of Lund, Dep. of Quat. Geology Report 13.

Erdtman, O G E, 1934, Über die Verwendung von Essigsäureanhydrid bei Pollenuntersuchungen. *Svensk bot. tidskr.* 28, p.354-358.

Fægri, K & Iversen, J, 1975, *Textbook of pollen analysis*, p. 296. Copenhagen.

Feyling-Hanssen, R W, 1964, Foraminifera in late Quaternary deposits from the Oslofjord area. *Norges geol. Unders.*, 225, p. 283.

Feyling-Hanssen, R W, Jörgenssen, J A, Knudsen, K L, & Andersen, A L L, 1971, Late Quaternary foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes, Norway. *Bull. Geol. Soc., Denmark*, 21, p. 67-317.

Folk, R L, & Ward, W, 1957, Brazos River bar: A Study in the significance of grain size parameters. *J, Sediment. Petrol*, 27, p. 3-26.

Fredén, C, 1982, An outline of the marine stage of the Väner basin. I Olausson, E, (ed.), *The Pleistocene/Holocene boundary in southwestern Sweden*. Sveriges Geologiska Undersökning C 794, p. 288.

Hillefors, Å, 1969, Västsveriges glaciala historia och morfologi. Meddelande från Lunds universitets Geografiska institution. Avhandlingar 60.

Håkanson, L, 1978, Vänerens morfometri och morfologi, en sjömorfometrisk handbok. Naturvårdsverkets rapport.

Johansson, B I, 1982, Deglaciationen av norra Bohuslän och södra Dalsland. Geologiska inst. Chalmers tekniska högskola/Göteborgs Universitet. Publ, A 38.

Johansson, S, 1943, Jordlagren. I Johansson, S, Sundius, N, and Westergård, A H, *Beskrivning till kartbladet Lidköping*. Sveriges Geologiska Undersökningar Aa 182, p. 185.

Lundqvist, G, 1921, Den baltiska issjöns tappning och strandlinjerna vid Billingens nordspets. *Geol. Fören. Stockholm, Förh.* 43, p. 381-385. Stockholm.

Lundqvist, G, 1961, *Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige*. Sveriges Geologiska Undersökning, Serie Ba 18, p. 148.

Magnusson, N H, Thorslund, P, Brotzen, F, Asklund, B & Kulling, O, 1960, Description to accompany the map of the prequaternary rocks of Sweden. With one map on the scale of 1:1 000 000 (1958). Sveriges Geologiska Undersökning, Serie Ba 16. Stockholm

Mangerud, J, Andersen, S T, Berglund, B E, and Donner, J J, 1974, Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, p. 109-128.

Meldgard, S & Knudsen, K L, 1979, Metoder til indsamling og oparbejdning av prøver til foraminiferanalyser. *Dansk Natur Dansk Skole årsskrift*, 1979.

Miller, U, 1964, Diatom floras in the Quaternary of the Göta River Valley. *Sver. Geol. Und.*, Ca 44, p. 67.

Munthe, H, 1910, Studies in the Late-Quaternary history of Southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 32, p. 1197-1293.

Munthe, H, 1928 (a), Kvartärsystemet. I Munthe, H, Westergård, A H, and Lundqvist, G, Beskrivning till kartbladet Skövde, 2nd ed. Sveriges Geologiska Undersökning Aa 121, p. 182.

Munthe, H, 1928 (b), Drag ur den senglaciala utvecklingen av Billingen-Falbygden med omnejd. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 50, p. 233-286.

Munthe, H, 1940, Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. Kungliga Svenska Vetenskapsakademins Handlingar Serie 3, 19, 1, p. 242.

Mörner, N A, 1969, The Late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast: deglaciation, shorelevel displacement, chronology, isostasy and eustasy. Sveriges Geologiska Undersökning C 640, p. 487.

Mörner, N A, 1970, The younger Dryas Stadial. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 92, p. 5-20.

Nilsson, E, 1968, Södra Sveriges senkvartära historia. Kungliga Svenska Vetenskapsakademins Handlingar Serie 4, 12, 1, p. 117.

Olausson, E (ed.), 1982, The Pleistocene/Holocene boundary in south-western Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning C 794, p. 284.

Post, L, von, 1928, Svea älvs geologiska tidsställning. English summary: The Geological Age of the Svea River. Sveriges Geologiska Undersökning C 347, p. 132. Stockholm.

Strömberg, B, 1974, Billingenområdet vid slutet av den senaste istiden. Skaraborgsnatur 11, p. 2-16.

Strömberg, B, 1977, Einige Bemerkungen zum Rückzug des Inlandeises am Billingen (Västergötland, Schweden) und dem Ausbruch des Baltischen Eisstausees. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl., - Bd.27, p. 89-111.

Strömberg, B, 1984, Nya data rörande Baltiska issjön vid Billingen, Västergötland. Abstracts 16:e Nord. Geol. Vinterm. 1984. Medd. Stockholms Univ. Geol. inst. No 255. Stockholm.

Svedhage, K, 1985, Shore displacement during Late Weichselian and Early Holocene in the Risveden area, SW Sweden, Geol. Inst. Publ. A 51.

Thune, T, 1978, Dagbrottet i Ranstad - ett dokument över Yngre Dryas-tiden i Skaraborgs län. Skaraborgs natur.

**Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 810414-4
från Statens råd för byggnadsforskning till Civilingenjör
Bo Alte AB, Göteborg.**

R22: 1988

ISBN 91-540-4860-5

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

Art.nr: 6708022

**Abonnemangsgrupp:
V. Anläggningsteknik**

**Distribution:
Svensk Byggtjänst, Box 7853
103 99 Stockholm**

Cirkapris: 48 kr exkl moms