



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.



Rapport

R72:1984

En teori om bildning av över- konsoliderad lera

Gösta Bjurström

INSTITUTET FÖR
BYGGDOKUMENTATION

Accnr

Plac

Ser

*K
Ant*

Byggeforskningsrådet

R72:1984

EN TEORI OM BILDNING AV ÖVER-
KONSOLIDERAD LERA

Gösta Bjurström

Denna rapport hänför sig till forskningsanslag
830433-1 från Statens råd för byggnadsforskning
till Tyréns Företagsgrupp AB, Stockholm.

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

R72:1984

ISBN 91-540-4145-7

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

Liber Tryck Stockholm 1984

FÖRORD

SUMMARY

1.	MÅLSÄTTNING OCH BAKGRUND	1
1.1	Målsättning	1
1.2	Bakgrund och bakgrundsmaterial	1
2.	INLEDNING	3
3.	DEFINITIONER AV VISSA GRUNDLÄGGANDE TERMER	5
4.	LERANS KONSOLIDERING	6
5.	METODER FÖR BESTÄMNING AV LERANS KOMPRESSIONS- EGENSKAPER	9
5.1	Försöksmetoder	9
5.2	Grafisk redovisning och tolkning av några skilda konsolideringsfall	11
5.3	Tolkning av försöksresultat	15
6.	GEOLOGISKA OCH NATURGEOGRAFISKA MILJÖ- FAKTORER SOM PÅVERKAR LERANS KONSOLIDERING	16
6.1	Klimatutveckling under senkvartär tid	16
6.1.1	Metoder för datering	16
6.1.2	Metoder för bestämning av paleoklimat	17
6.1.3	Klimatutveckling under tiden ca 13000 år f Kr - nutid	17
6.2	Förändringar av grundvattenytans nivå	25
6.2.1	Metoder för bestämning av grundvattenytans förändringar	27
6.2.2	Förändring av vattenytan i sjöar	27
6.2.2.1	Sjön Järnlunden	27
6.2.2.2	Ranviken i sjön Immeln samt Växjösjön	28
6.2.2.3	Växjösjön	29
6.2.3	Torvmossarnas vittnesbörd om grundvatten- ytans nivåförändringar	31
6.2.4	Grundvattenytans förändringar enligt kompressionsförsök	32
6.3	Strandförskjutningens förlopp	33
6.4	Isostasi och eustasi	33
6.5	Avsmältning och landhöjning	34
6.6	Strandförskjutningskurvor	36
6.7	Kortfattad analys av landhöjningsförloppet	41
7.	ORSAKER TILL BILDNING AV ÖVERKONSOLIDERAD LERA	43
7.1	Förändring av klimat	43
7.1.1	Värme	44
7.1.2	Kyla	48

	sid	
7.2	Förändringar av land, hav och grundvatten	53
7.2.1	Avsnitt 1 - Kustområdet Haparanda-Gävle	58
7.2.2	Avsnitt 2 - Kustområden där strandlinjen under viss tid i stort sett varit konstant	59
7.2.3	Avsnitt 3 - Kustområdet mellan Linköping och Kalmar-Borgholm	61
7.2.4	Avsnitt 4 - Kustområdet mellan Mönsterås och Simrishamn	61
7.2.5	Avsnitt 5 - Kustområdet mellan Simrishamn och Malmö	62
7.2.6	Avsnitt 6 - Kustområdet mellan Malmö och Varberg	63
7.2.7	Avsnitt 7 - Kustområdet mellan Varberg och Svinesund	64
7.3	Belastning	65
7.3.1	Erosion	65
7.3.2	Skred	66
7.3.3	Växtlighet	66
7.3.4	Förlastning	67
8.	BESTÄMNING AV LERANS ÅLDER GENOM MÄTNING AV PORVATTENÖVERTRYCK	68
9.	UNDERSÖKNING AV LERANS ÖVERKONSOLIDERING I OLIKA OMRÅDEN I SVERIGE - EXEMPEL	76
9.1	Området Boden - Luleå	81
9.1.1	Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid	81
9.1.2	Planerad väg Boden - Börjelslandet	85
9.1.3	Luleå - Stålverk 80-området	94
9.2	Skellefteå	100
9.2.1	Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid	100
9.2.2	Kv Mercurius	104
9.2.3	Väg 372, delsträcka 8/000 - 10/000	105
9.2.4	Ett område vid Degerbyn	111
9.3	Umeåtrakten	115
9.3.1	Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid	115
9.3.2	Rödängsområdet	117
9.3.3	Belastningsförsök på K4-området	120
9.3.4	Väg 363, delen Kvarnfors - Sand	121
9.3.5	Kompressibla jordar i Norrland	127
9.4	Stockholmsområdet	128
9.4.1	Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid	128
9.4.2	Norra Jordbro, Haninge kommun	131
9.4.3	Provb belastningsförsök i Norra Jordbro	137
9.4.4	Hemmestavik, Värmdö kommun	142
9.5	Linköpingsområdet	144
9.5.1	Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid	144
9.5.2	Delområde väster om Stångåns mynning i Roxen	147
9.5.3	Andra delområden i Linköpingstrakten	149

	sid	
9.6	Kalmar och Kalmarsund	152
9.6.1	Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid	152
9.6.2	Torrskorpa i lera under sjöbotten i Kalmarsund	157
9.6.3	Området för planerat centrallasarett	161
9.7	Halmstadsområdet med Falkenberg	163
9.7.1	Halmstadsområdets geologiska utveckling under senkvartär tid	163
9.7.2	Stadsplaneområdet Kårarp - Norra Utmarken	169
9.7.3	Submarin torrskorpa i lera	171
9.7.4	Falkenberg	171
9.8	Uddevalla	177
9.8.1	Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid	177
9.8.2	Herrestad - Källdal	180
9.9	Säffleområdet	192
9.9.1	Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid	192
9.9.2	Området Sund	195
9.10	Västeråsområdet	202
9.10.1	Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid	202
9.10.2	Radhusområde vid Rönaby	204
9.11	Sammanfattning avseende analyser av kompressionsförsök	207
10.	APPENDIX	210
10.1	Appendix I	210
10.2	Appendix II Begrepp och definitioner	216
10.2.1	Kompression och kompressibilitet	216
10.2.2	Kompressionens eller konsolideringens tidsförlopp	220
11.	LITTERATUR	223
12.	UTREDNINGSUUNDERLAG	228
12.1	Geotekniska undersökningar utförda av Bjurströms Geotekniska Byrå	228
12.2	Geotekniska undersökningar utförda av K-Konsult	230
12.3	Geotekniska undersökningar utförda av Statens Geotekniska Institut (SGI)	230
12.4	Geotekniska undersökningar utförda av TYRENS	230

FÖRORD

Jordars geotekniska egenskaper hänger nära samman med dess bildnings- och miljöhistoria. Det är därför i princip möjligt att på basis av ett områdes geologi och kunskap om sambandet geologi-geoteknik förstå och prognostisera markens tekniska egenskaper. Föreliggande forskningsarbete redovisar tankar och observationer beträffande bildning och förekomst av överkonsoliderad lera.

Mitt intresse för den överkonsoliderade lerans bildning som hänger samman med landhöjning och klimatvariationer väcktes på allvar i början på 70-talet då jag arbetade med grundläggning av ett småhusområde på en mosse i Haninge kommun. Här förekom helt oväntat överkonsoliderad lera, varför småhusen enkelt kunde grundläggas direkt på leran. Sedermera har det visat sig att överkonsoliderad lera (av motsvarande typ) förekommer inom ett stort antal lokaler med lämpliga naturgeografiska betingelser.

Alltsedan Haninge-fallet har jag intresserat mig för de geologiska orsakerna bakom överkonsoliderad leras förekomst och arbetat med att förklara dessa förhållanden i form av en teori.

För att verifiera min teori har jag nyttjat relevanta delar av det rikhaltiga geotekniska arkivmaterial, ca 10000 ärenden, som idag finns samlat hos Bjurströms Geotekniska Byrå/TYRENS.

Under arbetets gång har jag haft värdefull hjälp av kollegor och arbetskamrater. Min vän och medarbetare sedan många år, Laimonis Lakka, har varit mig behjälplig på många sätt vid insamling och bearbetning av material, exempel, bilder m m. Avseende material med geologisk anknytning vill jag särskilt tacka min vän geolog Jan-Erik Andersson.

Med professor Bengt B Broms har jag haft stimulerande diskussioner och han har också varit vänlig nog att genomläsa manuskriptet och därvid givit värdefulla kommentarer. Professor Björn E Berglund har bidragit med viktiga synpunkter och förslag speciellt när det gällt de geologiska frågeställningarna.

Utan stöd och tillmötesgående från konsultföretaget TYRENS hade denna skrift ej kunnat tagas fram. En lång rad medarbetare inom TYRENS har intresserat och engagerat bidragit på olika sätt; Rosemarie Ekblom och Marianne Lundquist har tålmodigt skrivit ut och ändrat de många manuskriptsidorna; Kerstin Ahlqvist och Ann Dalén har ritat det omfattande bildmaterialet. Ett särskilt tack är jag skyldig marksektionens chef, civ ing Sven-Erik Köhlin, vars omtanke och personliga engagemang mycket bidragit till skriftens förverkligande.

Slutligen vill jag tacka min hustru Randi som under många år stöttat och uppmuntrat mig i arbetet. Min familj har under det senaste årets sjukdomstid varit ett ovärderligt stöd som gjort det möjligt för mig att fullfölja uppgiften.

Jag är klart medveten om behovet av fortsatt forskning för att vidareutveckla teorin och till fullo bekräfta den genom studium och dokumentation av förhållandena vid områden där överkonsoliderad lera förekommer. Det är min förhoppning att mina tankar skall stimulera till en sådan fortsatt diskussion och forskning.

Lidingö i december 1982

Gösta Bjurström

SUMMARY

Large parts of Sweden are covered below the highest coast line (marine limit) by soft normally consolidated or slightly overconsolidated clays. These clays are mainly found along the coast where many of the large cities such as Stockholm and Gothenburg are located. The preconsolidation of the clays has made it possible to construct structures on spread footings and rafts rather than piles with a substantial saving in the construction costs.

In the report a theory is presented which makes it possible in principle to predict where overconsolidated clays can be found. This theory is based on glacio-isostatic uplift and changes of the climate that have taken place since the latest glaciation. Relevant parts of about 10000 investigations carried out under more than thirty years by Bjurströms Geotekniska Byrå AB and by TYRENS have been reviewed and analyzed. However, additional studies are required as discussed in Chapters 1 and 2 of areas where overconsolidated clays occur before the theory is fully verified.

Certain terms that are used in the report are defined in Chapter 3 such as effective stress, degree of consolidation, overconsolidation ratio and coefficient of compressibility.

The settlements of buildings constructed on soft clay depend to a large extent on the maximum effective stress, the preconsolidation pressure, to which the clay has been subjected to since deposition as discussed in Chapter 4. The settlements will in general be small if the preconsolidation pressure is not exceeded. The investigations reviewed in this report show that overconsolidated clays are relatively common in Sweden. Often slightly overconsolidated clays have been regarded as normally consolidated because there has not been any apparent reason for the observed preloading. The theory presented in this report suggests that the preconsolidation has been caused by a temporary lowering

of the ground-water level due to the glacio-isostatic uplift and changes in sea and lake levels during glacial and post glacial time. Changes of the climatic conditions have also been a contributing factor. The temperature in large parts of Sweden was at the post glacial climatic optimum 2 to 3 degrees higher than at present (1982).

At the beginning of the project the author expected that it would be relatively simple to locate areas with preconsolidated clays by studying the combined effects of isostatic uplift, lowering of the ground-water level, temperature changes and surface erosion as discussed in Chapter 4. This has not been the case. The proposed theory seems to be valid for most cases but a number of exceptions were found which resulted from the complexity of the geological conditions.

The coefficient of compressibility and the preconsolidation pressure of clays are normally determined in Sweden by oedometer tests. The soil can be loaded either in steps (standard method) or at a constant deformation rate (constant rate of strain). The preconsolidation pressure can also be determined from the undrained shear strength as determined for example by fall-cone tests or field vane tests. In general the shear strength increases with increasing preconsolidation pressure. The preconsolidation pressure determined by these methods may vary considerably with depth since several factors can contribute to the observed overconsolidation. The clay can, for example, have been subjected to one or several warm periods where it has been successively dried out as discussed in Chapter 5.

In Chapters 6 and 7 the different factors that can contribute to the overconsolidation of soils are reviewed. The climatic conditions have changed considerably during post glacial times. The average temperature was considerably higher than at present from about 9500 B.P. to 2500 B.P.

The highest temperature at the post glacial climatic optimum was 18°C to 19°C. During this period the evaporation increased and the clay dried out above the ground-water table. The thickness of the resulting dry crust gradually increased. Also the vegetation caused a lowering of the ground-water level. The daily evaporation from a large poplar, elm or birch tree can be up to 1 m³/day. Overconsolidation can also be caused by freezing of the soil especially during the late glacial period when the climate was arctic. There are indications of permafrost in the southern parts of Sweden where, for example, remnants of ice-wedges have been observed.

Also other factors but the glacio-isostatic uplift may have contributed to a lowering of the ground-water level including changes of sea and lake levels. The variation of the water level in several peat bogs and in three lakes (Järnlunden, Immeln and Våxjösjö) located in the southern part of Sweden has been found to be large.

The coast line of Sweden has changed considerably due to the isostatic uplift and changes of the sea level. Primarily the relatively wide coastal plane along the Bothnian Sea has been affected. The change of the coast line can be determined by means of net shorelevel displacement curves where the total isostatic uplift has been corrected for changes of the sea level. Differences exist between the curves proposed by different investigators since the accuracy of the time determinations varies considerably. Several net shorelevel displacement curves are presented in the report for different parts of Sweden.

The author has suggested a new method to illustrate the changes of the location of the shore line that have taken place. From the net shorelevel displacement curve it is also possible to determine the sequence of deposition and the approximate thickness of the different strata. From the surface the following sequence is expected: Litorina clay,

Ancylus clay, Yoldia clay and Baltic glacial clay. The last two are in general varved since they have been deposited in fresh or brackish water. Furthermore, the net shorelevel displacement curves indicate the elevations where slides likely have occurred during the sudden lowering by about 28 m of the Baltic Ice Lake at about 10000 B.P. and the location of the clays which have been affected by the post glacial warm period.

North of a line through Sweden between Gävle and Svinesund no transgressions have occurred. The coast line has continuously advanced towards the present coast line. The rate of the resulting regression has gradually decreased. In Västerbotten the landupheavel was about 10 m/100 years up to about 7000 B.P. compared with about 1 m/100 years at present.

The shore line along the East Coast has been affected to a considerable extent by the sudden lowering of the Baltic Ice Lake mentioned above and by the Ancylus and Litorina transgressions. The marine limit is located at El. +140 m at Västervik and at El. +70 at Karlshamn. At the southern tip of Sweden the marine limit is located at El. +20 m, while at Helsingborg and Torekov the elevation is +38 m and +52 m, respectively. Along the East Coast south of Kalmar and along the West Coast south of Varberg the present sea bottom was exposed beyond the present shore line during the regression that occurred 10000 to 9000 B.P. Thereafter the sea level rose and reached a maximum at about 6500 B.P.

The coast of Sweden has been divided into seven different sections (1 through 7) with respect to the regressions and transgressions that have occurred during glacial and post glacial time.

Section 1 - Haparanda-Gävle

In this section there has been a continuous regression since the Litorina transgression affected only the apparent rate of the net landupheavel. The thickness of the dry surface crust that was formed when the sediments emerged has resulted from a lowering of the ground-water level due to high evaporation during the post glacial warm period. The thickness of the dry crust and the overconsolidation of the soil are expected to be the largest close to the marine limit.

Section 2 - Gävle-Linköping

The location of the shore line remained approximately constant over a relatively long time period. It has, however, been affected by the Litorina and Ancylus transgressions. During the Litorina transgression the climate was considerably warmer than at present. The elevation of the coast line decreased from about El. +80 m to El. +60 m during this period. There was also a corresponding decrease of the lake levels.

Section 3 - Linköping-Kalmar and Borgholm

For this section the magnitude of the Ancylus and Litorina transgressions increased from north to south. The overconsolidation of the calys is thus expected to increase from north to south. The shoreline before the Litorina transgression correspond approximately to the present line.

Section 4 - Borgholm-Simrishamn

Prior to the Litorina and the Ancylus transgressions the sea level was lower than at present. The ground-water level was in general low and the clay became overconsolidated when the ground-water level again rose. The level of the Ancylus Lake was so low at about 9500 B.P. that the islands of Öland and Gotland were connected with the mainland. The clay within the emerged areas is thus expected to be overconsolidated.

Section 5 - Simrishamn-Malmö

This part of the coast was not submerged during the Ancylus transgression. The overconsolidation of the clay in this area should be high as the sea level was up to 20 m lower than that at present.

Section 6 - Malmö-Varberg

At the time of the Ancylus regression the sea level was considerably lower than at present. At Malmö the coast line corresponded to El. -30 m while at Varberg the shore line did not extend beyond the present shore line. It is thus expected that the clay within this section of the coast should be overconsolidated because of the regressions and the temperature increase during the warm period 9500 B.P. to 2500 B.P. Test results indicate that the clays within this section are in general heavily overconsolidated. Also permafrost may have been a contributing factor.

Section 7 - Varberg-Svinesund

The shore line has not advanced beyond the present shore line during post glacial times. The sea reached its highest level (the Tapes limit) about 6500 B.P. Overconsolidation is thus only expected within the areas where the ground-water level was lower than the present level before the transgression.

In Chapter 8 is described how the time of a lowering of the ground-water level can be estimated by measuring the remaining excess pore water pressures. The dissipation of the excess pore water pressures in a clay layer takes place gradually. A relatively high excess pore water pressure may remain even after 1000 years. The consolidation rate depends mainly on the coefficient of consolidation of the clay and on the thickness of the clay layer. Long periods of time will be required if the clay layer is thick and the permeability of the clay is low. However, the accuracy of the method is affected by the secondary consolidation. In order to use the method, it is necessary to know the

drainage conditions in detail and that the clay layer is relatively thick. The method should preferably be combined with other methods.

The geological and climatic conditions of ten areas in Sweden have been investigated in Chapter 9. The net shorelevel displacement curve mentioned previously have been used in the study. The preconsolidation pressures of the investigated clays have been determined from oedometer tests and from the undrained shear strength of the soil.

Boden-Luleå

The continental glacier retreated relatively late from this area. The ice front was located at Luleå about 8800 B.P. and was replaced by Ancylus Lake. There are extensive deposits within the area of organic silty clay with sulphides which is locally known as "svartmocka". This soil is entirely black due to the high sulphide content. Peat bogs are also common. Some overconsolidation of the organic silty clay and of the peat probably caused by evaporation and by frost has been observed especially close to the ground surface. An overconsolidation of the bottom sediments in the Bothnian Sea (organic clay) has also been observed close to Luleå. It is possible that the overconsolidation has been caused by frost when the water level was low. Also leaching of salt may have been a contributing factor.

Skellefteå

The ice retreated from this area at about the same time as at Boden-Luleå. The landupheavel has been large. The marine limit is located at about El. +235 m with respect to the present sea level. The sediments close to the Skellefteå River which flows through the city consist from the ground surface of sand, silt, organic silty clay, a thin sand or gravel layer and of till. The investigated silty clays were overconsolidated below the sandy or silty surface layers. This overconsolidation has most likely been caused

by a lowering of the ground-water level in combination with drying. Local erosion has also been a contributing factor.

Umeå

The continental glacier retreated from the area between 9000 and 8900 B.P. Terminal moraines are not as common as further north. The same net shorelevel displacement curves as for the middle of Västerbotten can be used to predict the location of the shore line at different times. Extensive areas with overconsolidated organic silty clay were found here. The overconsolidation which has probably been caused by desiccation can be high close to the ground surface. The degree of overconsolidation varied with depth. At some locations the overconsolidation decreased rapidly with depth. Results from a test fill are available for this location. The clay was slightly overconsolidated and the settlements occurred rapidly, the largest part taking place within six months.

Stockholm

The ice front was located at Södertälje-Sandhamn 10100 B.P. The Baltic Ice Lake was drained when the front reached Järna-Dalarö and the Yoldia Sea was formed. Thus, Baltic glacial clay can only be found south of this line. Deglaciation increased after Younger Dryas and during the following 100 years, the ice front moved to north of Uppsala. A number of shorelevel displacement curves have been proposed for Stockholm from which the location of the shore line can be determined. The overconsolidation of the clay in the area is generally high within the dry surface crust. Some overconsolidation has also been observed in the underlying soft soil, probably caused by a temporary lowering of the ground-water level due to a change of the climatic conditions. A 1.6 m high test fill indicated that the soil at the site was overconsolidated since the settlements were small. The settlements increased considerably when the height was increased to 3.3 m. Two additional test fills gave similar results.

Linköping

The glacier retreated from the area at about 10800 B.P. in the beginning of the Younger Dryas. The water depth was at least 120 m. The overconsolidation of the brown-grey to blue soft clays found in the area generally decreased. The settlements of 3 m high test fills were only 12 to 21 mm which indicate that the clay is overconsolidated at this site. The conditions in Linköping are, however, very variable and it is difficult to draw any definite conclusions about the overconsolidation of the clays.

Kalmar and Kalmarsund

The ice retreated from the area at about 12200 B.P. The level of the Baltic Ice Lake that covered the area was about 100 m higher than the present sea level. The shore line advanced when the Baltic Ice Lake was drained and the Ancylus Lake was formed. Several transgressions and regressions have occurred. Large parts of Kalmarsund between Öland and the mainland was above the sea level. A surface crust was formed when the soft sediments emerged and dried. The underlying soft clay was also affected. At the site of the planned general hospital in Kalmar the clay was found to be heavily overconsolidated near the ground surface. The whole clay layer was overconsolidated to a greater depth and extent than in Kalmarsund.

Halmstad

The ice front retreated from the area 13000 to 12200 B.P. and the area emerged from the sea at about 11925 B.P. when the climate was relatively warm. The climate gradually became tundra-like and the ground was probably affected by permafrost for about 700 to 800 years. The clay became heavily overconsolidated because of the resulting reduction of the water content. A thick dry crust was formed when the temperature and the evaporation increased during the post glacial warm period. At that time the landupheavel was approximately 2 m/100 years. During the regression which lasted up to 9500 B.P. the shore line corresponded to

El. -16 m to -20 m with respect to the present sea level. As a result the clays within the area are heavily overconsolidated over the full depth. Also the clays outside the present shore line are overconsolidated down to a water depth of about 20 m.

Falkenberg

The geological history of Falkenberg is similar to that of Halmstad. The sea level was about 10 m lower than the present level before the post glacial transgression about 6500 B.P. The clays within the area are often heavily overconsolidated but the overconsolidation varies considerably.

Uddevalla

The ice retreated from this area at about 11800 B.P. The sea level just before the post glacial transgression was located at El. +30 m which represents the lower limit of the clays affected by the post glacial warm period. The marine limit is located at El. +150 m. The overconsolidation of the surface dry crust is high. It decreases gradually with depth although the thickness of the overconsolidated zone varies.

Säffle

Sedimentation started when the ice retreated from the area. The depth of the Yoldia Sea which covered the area at that time was about 100 m. The rate of sedimentation was greatly reduced when Great Vänern was formed by the isostatic uplift at Vänersborg. The net landupheavel has been small because the elevation of Great Vänern increased at about the same rate as the gross isostatic uplift. The sensitivity of the clays in this region is often very high because of leaching of salt. The clays are heavily overconsolidated within the surface crust which was formed during the post glacial warm period. Large variations of the degree of overconsolidation were observed, but are generally in agreement with those expected from the geological and climatic conditions during the late Quaternary time period.

Västerås

The ice retreated from the area about 9900 to 9800 B.P. It has not been possible to determine in detail the retreat of the ice front because the clays are normally not varved. The present rate of landupheavel is about 0.46 m/100 years. Because the area is very level, large parts have been affected by the landupheavel within a relatively short time period. The overconsolidation of the clay which decreases rapidly with increasing depth has probably been caused by desiccation and by a temporary lowering of the ground-water level.

There are two appendices in the report. In Appendix I the Terzaghi equation of consolidation has been derived. The consolidation rate is governed by the permeability and the coefficient of compressibility of the soil. A long period of time is normally required for the consolidation of the clays that are found in Sweden because of the low coefficient of consolidation (c_v) which typically is about 10^{-8} m²/s (3.15 m²/year). About 350 years will be required to reach 60% consolidation of a 20 m thick clay layer.

Certain terms used in the report which are concerned with the coefficient of compressibility and the consolidation of primarily soft clays are defined in Appendix II.

EN TEORI OM BILDNING AV ÖVERKONSOLIDERAD LERA

1. MÅLSÄTTNING OCH BAKGRUND

1.1 Målsättning

I stora delar i Sverige är leran överkonsoliderad. I föreliggande skrift redogörs för en teori om orsaken till denna överkonsolidering. Teorin bygger främst på geologi och närliggande vetenskaper, exempelvis hydrogeologi och klimatologi. En väsentlig faktor skall redan här nämnas, nämligen klimatets stora betydelse.

Målsättningen för skriften är att ange hur man på grundval av den framförda teorin kan förutsäga om en lera är överkonsoliderad eller ej på vilken plats som helst i Sverige. En serie fält- och laboratorieundersökningar har sammanställts för att kontrollera teorins riktighet.

Någon tidigare forskning som berör bildningen av överkonsoliderad lera, som följd av främst de värmeperioder som rått under postglacial tid har mig veterligen inte förekommit.

De bärande byggstenarna i teorin är främst:

- o klimatförändringar under senkvartär tid
- o nivåförändringar hos land, hav och grundvattenyta
- o ändringar av belastning av jorden.

1.2 Bakgrund och bakgrundsmaterial

Vid en geologisk-geoteknisk undersökning som utfördes 1972 i ett mossområde i Södra Jordbro i Haninge kommun (BGB G7275) för småhusbebyggelse visade det sig att leran under torven var överkonsoliderad. Detta var märkligt eftersom den upp till 10 m mäktiga leran nästan helt var täckt av vattenmättad torv. Mossen avbördas över en nedsprängd bergtröskel som bestämmer grundvattennivån. Detta innebär att större delen av det vatten som tillförs mossen bildar grundvatten.

Till en början var det svårt att finna någon rimlig anledning till att leran skulle vara överkonsoliderad. Så småningom uppkom emellertid tanken att överkonsolideringen kunde bero på att mossen under tidigare geologiska skeden har varit uttorkad när klimatet under lång tid var väsentligt varmare än det nu rådande samtidigt som grundvattenytan kraftigt hade sjunkit. Detta medförde en ökning av överlagringstrycket i leran. När sedan klimatförhållandena ändrades och grundvattennivån steg reducerades effektivspänningen. Leran blev då överkonsoliderad. Detta innebar i princip att leran kunde belastas utan stora sättningar innan den maximala effektivspänningen (förkonsoliderings-spänning), som leran tidigare hade varit utsatt för överskreds.

Denna ekonomiskt viktiga observation ledde fram till tanken att man från den geologiska och klimatologiska utvecklingen i Sverige under glacial och postglacial tid skulle kunna förutsäga var överkonsoliderad lera förekommer. Författaren avsåg att genom en serie fältförsök i Sverige praktiskt påvisa tankens eller teorins riktighet. På grund av brist på medel har sådana försök ej kunnat genomföras. Istället har resultat från en serie geotekniska rutinundersökningar utförda främst av Bjurströms Geotekniska Byrå AB och Tyréns Företagsgrupp AB använts som fältmaterial. Flertalet av dessa undersökningar har inte utförts med någon särskild tanke på bildningen av överkonsoliderad lera. Vissa undersökningsmoment saknas därför som självfallet skulle ha ingått om det gällt direkt målinriktade fält- och laboratorieförsök. Författaren har således fått nöja sig med att främst från utförda ödometerförsök konstatera om den undersökta leran är överkonsoliderad eller ej och om provtagningsplatsen i så fall har de betingelser som förutsätts.

Till slut må framhållas att ämnet är alldeles för omfattande för ett djuplodande av endast en person. För en allsidig, inträngande belysning erfordras omfattande specialistarbeten.

2. INLEDNING

Inledningsvis har angivits ett område i Haninge kommun där leran är överkonsoliderad. Vid ett fortsatt studium av skilda lerområden i Sverige har det visat sig att Haningefallet inte är unikt. Överallt där de naturgeografiska betingelserna finns för att leran bör vara överkonsoliderad har det också visat sig att så har varit fallet. Detta förhållande visar att man kan göra en prognos över i vad mån en lera på ett visst område i Sverige är eller kan vara överkonsoliderad. Detta har stor ekonomisk betydelse från grundläggningssynpunkt, särskilt när det gäller småhus, samt anläggningar av skilda slag exempelvis vägar och ledningar.

Vid grundläggning av en byggnad eller en anläggning uppstår sättningar, vilkas storlek och hastighet varierar. Vid grundläggning på friktionsjord blir sättningarna som regel små och sker i stort sett när jorden belastas. Vid kohe-sionsjord - vanligen lera - kan sättningarna däremot bli stora och långvariga på grund av att det normalt tar lång tid att pressa ut en del av porvattnet från leran.

Sättningarnas storlek är bl a beroende av den s k förkonso-lideringsspänningen, dvs den största vertikala effektivspän-ning som leran tidigare varit utsatt för. Ifall denna är större än nu rådande är leran överkonsoliderad. Om denna förkonso-lideringsspänning ej överskrids blir sättningarna små.

Genom de undersökningar som redovisas i denna skrift framgår att överkonsoliderad lera förekommer i Sverige i relativt stor omfattning och att dess utbredning tidigare har under-skattats. Bl a har en bristande tilltro till resultat från kompressionsförsök medfört att svagt överkonsoliderad lera ofta har bedömts som normalkonsoliderad. Denna försiktiga tolkning beror dels på att geotekniska undersökningar ej utförts i erforderlig omfattning, dels på att laboratorie-undersökningar ej utförts i direkt syfte att utreda kon-

solideringsförhållandena. Först under senare år har undersökningsrutiner ändrats och teknik utvecklats, så att det blivit möjligt att mera exakt klarlägga konsolideringsförhållandena.

I denna skrift framläggs en teori om hur en stor del av den överkonsoliderade lera som finns i vårt land och som tidigare ej uppmärksammas har bildats. Enligt denna kan man på grundval av geologiska eller allmänna naturgeografiska indicier med stor säkerhet förutsäga var överkonsoliderad lera finns i Sverige. I stora drag har förkonsolideringen skett i samband med den grundvattensänkning som inträffade vid landhöjningen under glacial och tidig postglacial tid. Förkonsolideringen förstärktes under den postglaciala värmepåverkan, då temperaturen i stora delar av Sverige var ca 2° - 3° C högre än vad den är idag (1982).

Endast en del av den mycket omfattande litteratur, som berör området anförs. Detta sker i de sammanhang där den är aktuell. Den geologiska litteraturen är ytterst omfattande och mångfacetterad, medan den geotekniska företrädesvis behandlar hur man laboratoriemässigt bestämmer förkonsolideringspåverkan och kompressibilitet.

Författaren hade förväntat att man genom att kombinera inverkan av landhöjning, grundvattensänkning och ökad temperatur på ett enkelt och generellt sätt geografiskt skulle kunna lokalisera överkonsoliderad lera. Så har emellertid inte varit fallet.

Allmänt sett synes den framlagda teorin vara riktig. Den inrymmer dock en serie undantag. Detta beror främst på att de geologiska förhållandena varierar och att naturens komplexitet är stor. Detta medför vissa "störningar" i den generella bilden.

3. DEFINITIONER AV VISSA GRUNDLÄGGANDE TERMER

I det följande definieras vissa i skriften förekommande termer, främst de som berör lerans konsolidering.

- o Konsolidering innebär en reduktion av vattenkvoten och en volymminskning företrädesvis hos kohesionsjord - till följd av att effektivspänningen ökar och porvattenöverttrycket minskar.
- o Effektivspänning eller effektivtryck ($\bar{\sigma}$) är den del av totalspänningen som överförs i kornskelettet genom direktkontakt mellan de enskilda jordpartiklarna eller kornen.
- o Konsolideringsgrad (U) är kvoten mellan en jords genomsnittliga konsolidering vid viss tidpunkt och den i sluttilståndet.
- o Överkonsoliderad jord är jord som tidigare varit belastad till en högre effektivspänning än den nu rådande.
- o Överkonsolideringskvot (OCR) definieras genom förhållandet $\bar{\sigma}_c / \bar{\sigma}_0$ där $\bar{\sigma}_c$ är förkonsolideringsspanningen och $\bar{\sigma}_0$ det rådande överlagringstrycket.
- o Kompressibilitet (m_v) är kvoten mellan relativ volymminskning och motsvarande ändring av effektiv normalspänning vid ödometerförsök med förhindrad sidoutvidgning. (ϵ_2 är kompressionsindex mätt som relativ höjdminskning vid en fördubbling av den vertikala normalspänningen. För normalkonsoliderade leror motsvarar ϵ_2 den relativa hoptryckningen vid en ökning av effektivspänningen från $\bar{\sigma}_0$ till $2\bar{\sigma}_0$).

I de definitioner där ordet spänning ingår kan detta uttryck utbytas mot tryck utan att definitionen ändras. Ordet spänning används som regel i denna avhandling. Övriga termer definieras där de förekommer.

4 LERANS KONSOLIDERING

Lera kan vara:

- o underkonsoliderad
- o normalkonsoliderad
- o överkonsoliderad
- o starkt överkonsoliderad eller
- o mycket starkt överkonsoliderad.

Konsolideringsförhållandena i ett lerlager kan åskådliggöras med följande diagram, fig 4:1.

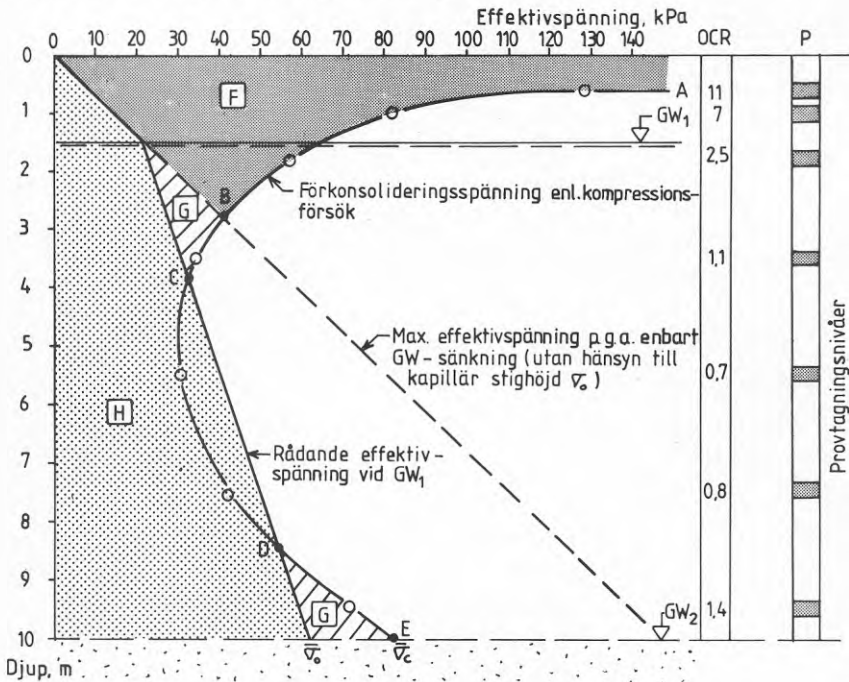


Fig 4:1 Diagram visande spänningsförändring mot djupet, där $\bar{\sigma}_0$ är rådande effektivspänning (överlagringstryck) vid GW₁ och $\bar{\sigma}_c$ är förkonsolideringsspänning enligt ödometerförsök med ostörda lerprov, som upptagits på djup enligt borrhålet till höger om figuren. I kolumnen OCR anges rådande överkonsolideringskvot (OCR) vid de olika provtagningsnivåerna enligt kolumn P.

Konsolideringsförhållandena i leran har bestämts med ödometerförsök på ostörda lerprover som upptagits på de djup som anges i borrhålet till höger i figur 4:1. De erhållna värdena på förkonsolideringsspänning (\bar{v}_c - bestämt exempelvis enligt Casagrandes metod redovisad i Appendix II, fig 10.3) har avsatts och sammanbundits till en kurva A-E. På delen A-B är leran starkt överkonsoliderad, på delarna B-C och D-E är den överkonsoliderad, medan den på delen C-D är underkonsoliderad. I fältet F är leran starkt överkonsoliderad, i G är den överkonsoliderad, medan den i H är underkonsoliderad.

Om grundvattennivån sjunker till GW_2 under tillräckligt lång tid, blir hela lerlagret överkonsoliderat eller starkt överkonsoliderat när grundvattennivån sedan stiger. Med avseende på den rådande effektivspänningen \bar{v}_0 är leran överkonsoliderad ned till nivå C. Diagrammet visar även att grundvattennivån tidigare legat minst vid nivå B, om inte någon annan process har förekommit, som kan ha förorsakat en motsvarande förbelastningseffekt.

Angående utvärderingen av överkonsolideringsgraden bör nämnas att Foott och Ladd (1981) i sitt förslag till beräkning av initialsättningar sätter gränsen för lätt överkonsoliderade leror vid $OCR=1,5$. För överkonsoliderade leror varierar OCR mellan 1,5 och 10,0. Leror med OCR större än 10 är starkt eller mycket starkt överkonsoliderade.

I tabell 4:1 har sammanfattats överkonsolideringens omfattning och orsak i ett lerlager.

Konsolideringsförhållanden	Överkonsolideringens omfattning	Sammanfattande orsaker
Mycket starkt överkonsoliderad lera	Torrrskorpelera	Överkonsolideringen huvudsakligen orsakad av uttorkning. Leran är uppsprucken. Luft har främst genom sprickor trängt in i leran. I översta delen påverkas leran av klimatiska faktorer (exv tjäle).
Starkt överkonsoliderad lera	Sekundär torrrskorpa	Vattenavdunstning har även reducerat lerans vattenhalt under den primära torrrskorpan. En sekundär torrrskorpa har bildats. Vid den sekundära torrrskorpans undre gräns råder balans mellan den vattenmängd som bortförs uppåt och den som tillförs underifrån. Skjuvhållfastheten har ofta sitt lägsta värde vid denna gräns.
Överkonsoliderad lera	Lera direkt under primär torrrskorpa och ev sekundär torrrskorpa	Grundvattennivån har tidvis varit belägen under torrrskorpelernas undersida.
Svagt överkonsoliderad lera	Lera med sjunkande överkonsolideringskvot under den primära torrrskorpan och ev sekundär torrrskorpa	Grundvattennivån har tidvis varit belägen under torrrskorpans undersida under så kort tid, att leran inte helt hunnit bli fullt konsoliderad för den sänkta grundvattennivån. Lokala topografiska och hydrogeologiska förhållanden påverkar konsolideringsgraden. I regel minskar överkonsolideringsgraden med ökat avstånd under den primära resp sekundära torrrskorpan.

Tabell 4:1 Förslag till definitioner.

Anm. Pågående forskning om torrrskorpebildning enligt programutredning (Johansson B et al 1978) kan framöver ge ytterligare underlag för definitioner.

5. METODER FÖR BESTÄMNING AV LERAS KOMPRESSIONSEGENSKAPER

För fullständighetens skull behandlas här några grundläggande fakta kring leras kompressionsegenskaper och hur förkonsolideringsspänning kan bestämmas.

5.1 Försöksmetoder

Som regel bestäms lerans kompressionsegenskaper i laboratorium med ödometerförsök. Bestämningar kan också utföras in situ genom fältförsök.

Vid ödometerförsök används vanligen lerprov med 20 mm höjd och 50 mm diameter. Med tanke på provets ringa volym är det av utomordentligt stor vikt att provet upptas och monteras i provningsapparaten med så oförändrad struktur som möjligt. Tyvärr är det ej möjligt att erhålla ett fullständigt ostört prov.

Belastningen påförs stegvis eller kontinuerligt vid konstant deformationshastighet. Den stegvisa metoden benämns vanligen "standardmetoden" och den kontinuerliga "CRS-metoden" (Constant Rate of Strain).

Vid standardmetoden, som hittills har varit den vanligaste undersökningsmetoden fördubblas belastningen varje dygn exempelvis så att spänningen ökar enligt modellen 10, 20, 40, 80, 160 kPa etc. Sammanpressningen mäts vid varje belastningssteg. Resultaten av de enskilda belastningsstegen redovisas i ett tid-sättningsdiagram. "Slutsättningarna" vid de olika belastningsstegen redovisas i ett spännings-kompressionsdiagram. Belastningen avsätts normalt i logskala och kompressionen i aritmetisk skala.

Vanligen finner man att lutningen hos den uppmätta spännings-kompressionskurvan vid en viss spänning börjar öka kraftigt och närmar sig ett konstant värde. Kurvan har en "knyck" vid den största effektivspänningen, den s k förkonsolideringsspänningen som leran tidigare varit utsatt för.

Emellertid kan det vara svårt att bestämma förkonsolideringsspänningen bl a på grund av att kurvdragningen i närheten av förkonsolideringsspänningen är mer eller mindre subjektiv. För att kunna bedöma överkonsolideringens storlek är det nödvändigt att korrekt bestämma förkonsolideringsspänningen. Man har därför börjat att vid undersökning enligt standardmetoden reducera laststegen - särskilt inom "knyck"-zonen. Nackdelar med metoden är dock att viss osäkerheter fortfarande kvarstår. Att tiden för varje laststeg, när belastningen är högre än förkonsolideringsspänningen, måste vara så pass lång som ca 1 dygn beror på lerans ringa vattengenomsläpplighet (permeabilitet).

Genom datateknikens och den tekniska utvecklingen i övrigt har den s k CRS-metoden kunnat utvecklas. Enligt denna metod sammanpressas provet med konstant deformationshastighet samtidigt som man mäter sambandet mellan spänning och sammantryckning. Vid CRS-försöken liksom vid standardmetoden kan man även bestämma lerans kompressionsmodul, konsolideringskoefficient och permeabilitet.

Med hjälp av den framtagna konsolideringskoefficienten c_v (se Appendix I) kan sättningarnas tidsförlopp sedan beräknas. Man har emellertid ofta konstaterat att överensstämmelsen mellan beräknat och verkligt tidsförlopp är mindre god, främst beroende på svårigheter att bestämma dräneringsförhållandena. Bättre överensstämmelse har man uppnått i fall då konsolideringskoefficienten har bestämts in situ. Resultat från sådana försök har redovisats av bl a Hartlén et al (1975).

Från uppgifter avseende jordens densitet, avståndet under markytan och porvattentrycket kan man beräkna effektivspänningens (\bar{v}_0) fördelning i ett snitt. Denna effektivspänning kan sedan jämföras med den förkonsoliderings-
spänning (\bar{v}_c) som bestämts på laboratoriet med ödometerförsök. För en normalkonsoliderad lera bör \bar{v}_0 och \bar{v}_c sammanfalla. Så är emellertid sällan fallet, vilket kan bero på en serie olika faktorer. Huvudorsaken är de olika geologiska och naturgeografiska betingelser som rått under lerans bildning fram till våra dagar. I det följande görs en grafisk redovisning och tolkning av några olika konsolideringsfall.

5.2 Grafisk redovisning och tolkning av några skilda konsolideringsfall

Vid det vanligaste fallet, som visas i fig 5:1 är grundvattenytan (GW_1) belägen vid torrskorpans undersida. Ovan denna är leran uttorkad och överkonsoliderad. Den rådande effektivspänningen representeras av linjen ABC. På delen BC sammanfaller förkonsolideringsspänningarna enligt exempelvis ödometerförsök med effektivspänningen. Leran under torrskorpan är således normalkonsoliderad. Linjen BD representerar den maximala effektivspänningen, bortsett från kapilläreffekter, som kan uppnås när grundvattennivån motsvarar sandytan under leran. Uttorkning av leran medför att denna blir överkonsoliderad. Konsolidering och uttorkning sker successivt.

En tid efter det att grundvattennivån har sjunkit representeras spänningen av kurvan F_1-B_1-D . Vid denna tidpunkt är leran över punkt B_1 överkonsoliderad. Därunder är den underkonsoliderad, dvs en utjämnning av det rådande porvattenövertrycket i leran pågår under B_1 . Efter ytterligare en tid representeras förkonsolideringsspänningen av kurvan F_2B_2D . Då porvattenövertrycket är helt utjämnat representeras förkonsolideringsspänningen av kurvan F_3D .

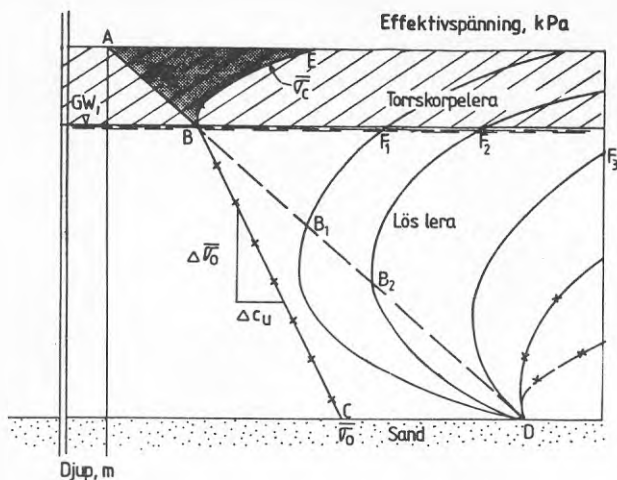


Fig 5.1 Grundvattennivån ligger vid torrskorpans undersida

Lerans odränerade skjuvhållfasthet ökar med ökad effektivspänning. Kvoten $\Delta c_u / \Delta \bar{v}_0$, där Δc_u är ökningen av skjuvhållfastheten och $\Delta \bar{v}_0$ är motsvarande ökning av effektivspänningen, ökar normalt med lerans flytgräns. Denna kvot kan uppskattas ur det empiriska uttrycket

$$\Delta c_u / \Delta \bar{v}_0 = 0,45 w_F \quad (\text{Hansbo 1957})$$

där w_F är konflytgränsen (finlekstalet) bestämt med konförsök. Denna kvot är ungefär lika med 0,35 för de oorganiska leror som förekommer i Sverige (Karlsson och Viberg 1968). Detta värde på kvoten kan användas för att uppskatta en leras förkonsolideringsspänning från skjuvhållfastheten, eftersom variationen hos värdet är relativt liten. I det visade fallet skall förkonsolideringsspänningen, som beräknas med ledning av lerans skjuvhållfasthet motsvara den effektivspänning som svarar mot den observerade grundvattennivån, eftersom leran under grundvattennivån i detta fall är normalkonsoliderad.

Denna lägsta grundvattennivå (GW_2) markeras av skärningspunkten mellan den experimentellt funna kurvan FGH och linjen BD. Avståndet CH representerar överkonsolideringens storlek i leran under GW_2 .

I fig 5.3 visas ett fall där grundvattnet är artesiskt. Tryckskillnaden a kPa (som motsvarar $GW_2 - GW_1$) representerar det artesiska tryckets storlek.

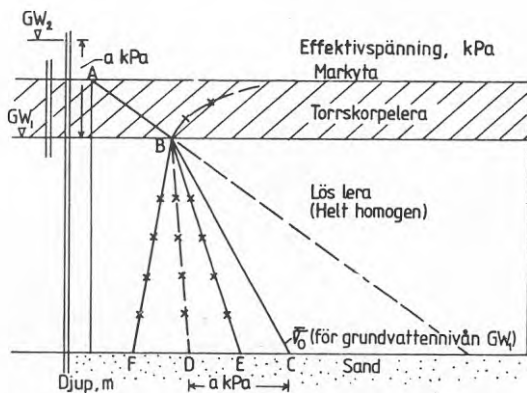


Fig 5.3 Grundvattnet är artesiskt

Leran är normalkonsoliderad om kurvan avseende förkonsolideringsspänningarna exempelvis vid ödometerförsök i stort sammanfaller med "kurvan" BD. Om provningsresultaten bildar kurvan BF, är leran underkonsoliderad. För BE är den överkonsoliderad. Kurvorna BF, BD och BE är i verkligheten praktiskt taget aldrig rätta linjer. Utgångskurvan för beräkning av lerans konsolideringsgrad är kurvan BD (inte BC).

I fig 5.4 visas hur överkonsolidering kan uppstå genom exempelvis erosion. Den förbelastningseffekt som förorsakas av det borteroaderade materialet kvarstår på grund av att svällningen när leran avlastas är låg och ändringen av vattenkvoten och skjuvhållfastheten är liten.

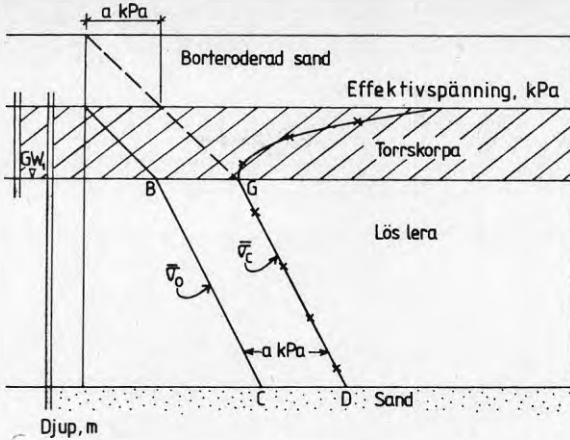


Fig 5.4 Överkonsolidering förorsakad av erosion

Överkonsolideringen är i detta fall a kPa. Genom konstruktionen av BC och GD kan man beräkna belastningen från det borteroserade materialet.

5.3 Tolkning av försöksresultat

Vid en granskning - kapitel 9 - kan man finna fall som motsvarar något av de anförda fyra grundfallen. Man kan då ange orsaken till en leras överkonsolidering.

Emellertid ger förkonsolideringsspänningen bestämd med ödometerförsök sällan regelbundet formade kurvor. Detta kan bero på att lerans sammansättning växlar med djupet eller att ett lerlager under bildnings- och konsolideringstiden har genomgått skeden som kan vara karakteristiska för flera av de nämnda fallen. Således kan exempelvis en erosionsfas ha föregåtts av en eller flera värmeperioder, varunder en uttorkning av leran kan ha skett. Det är ej heller något som hindrar att en värmeperiod (under en följd av år) framkallat en så kraftig avdunstning att den påverkat leran avsevärt djupare än vanligt. Detta är känt från många platser på jorden - i Sverige t o m i modern tid.

6. GEOLOGISKA OCH NATURGEOGRAFISKA MILJÖFAKTORER SOM PÅVERKAR LERANS KONSOLIDERING

För att förstå orsakerna till att lera kan bli överkonsoliderad måste man känna de grundläggande geologiska och naturgeografiska faktorerna med avseende på lerans utvecklingshistoria under senkvartär tid. Dessa faktorer är främst:

- o klimatutveckling
- o förändringar i grundvattenytans nivå
- o strandförskjutningar.

Dessa faktorer redovisas här översiktligt.

6.1 Klimatutveckling under senkvartär tid

Lera har bildats under olika tidsskeden och under skilda sedimenteringsbetingelser. Härvid har olika lertyper utformats. Både där leran har legat under vatten och där den genom landhöjning eller havsregression kommit ovan vattenytan har den direkt eller indirekt påverkats av klimatet. Förhållandena under och efter avsättningen har haft avgörande betydelse för lerans konsolidering och konsolideringsgrad. Bestämningen av dessa förhållanden har främst grundats på:

- o metoder för datering
- o metoder för bestämning av paleoklimat, dvs klimat under senkvartär tid
- o klimatutveckling under tiden ca 13000 år f Kr - nutid.

6.1.1 Metoder för datering

En serie metoder finns för bestämning av en leras ålder. I det följande anges några av dessa. De grundar sig bl a på:

- o pollenanalys
- o analys av varvig lera
- o C14-bestämningar
- o arkeologiska tidsbestämningar.

Metoderna är väl kända. För studium hänvisas till standardverk och läroböcker i kvartärgeologi, exempelvis G Lundqvist (1963a) och J Lundqvist (1964).

6.1.2 Metoder för bestämning av paleoklimat

Metoder för bestämning av paleoklimatet finns beskrivna i standardverk och läroböcker av bl a Liljequist (1970), G Lundqvist (1963a) och J Lundqvist (1964).

6.1.3 Klimatutveckling under tiden ca 13000 år f Kr - nutid

Klimatutvecklingen under denna tid har behandlats av flera forskare. Vid bestämning av klimatet och dess variationer har använts främst biologiska men även fysikaliska metoder. I det följande behandlas kortfattat några av dessa.

Redan 1876 uppmärksammade Blytt sambandet mellan klimatet och florans invandring i Norge. Sernander har sedan tilllämpat Blytts teori på svenska förhållanden och indelat sen- och postglacial tid i sex perioder, varav fyra tillhör den postglaciala tiden. Indelningen grundar sig på pollenanalys och gränshorisonter i profiler genom torvmossar. Granlund (1932) observerade att högmossar innehåller en serie sådana gränshorisonter, för vilka han införde benämningen rekurrensytor. Sjörs (1956) har redovisat en översikt (sammansälld och omritat efter Iversen, von Post och Fromm) över utbredningen av en serie skogbildande trädslag i Danmark och Sverige under olika tidsperioder enligt fig 6.1. Trädslagen återspeglar klimatet under dessa perioder.

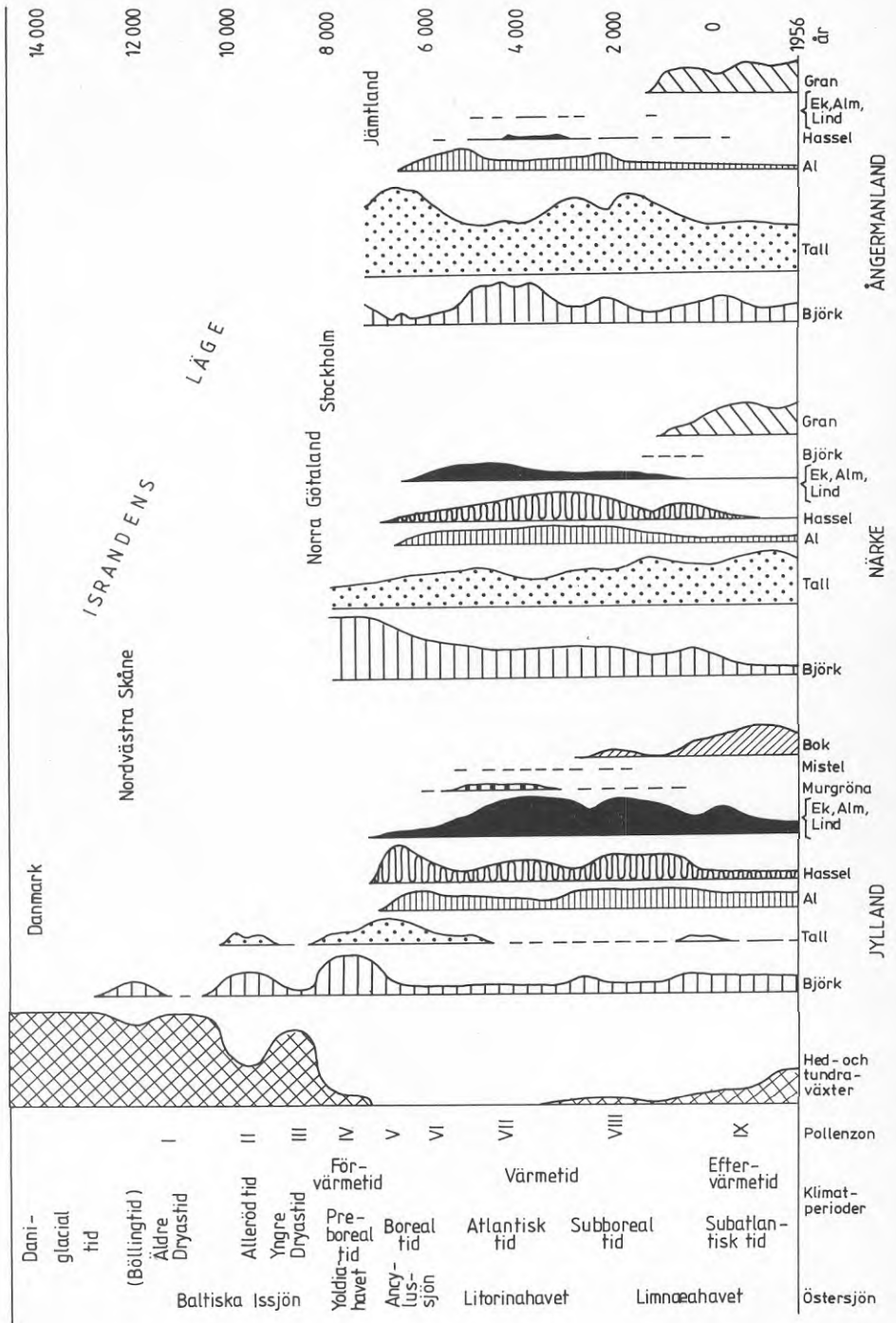


Fig. 6.1 Utbredningen av våra vanliga skogbildande trädslag vid olika tidsskeden inom områden i Skandinavien från Danmark upp till Ångermanland. Sammanställt av Sjörs (1956) efter Iversen, von Post och Fromm.

Direkta temperaturangivelser från vissa bestämda områden under senkvartär tid har angivits av Berglund (1968) och Mörner och Wallin (1977). I detta sammanhang må också nämnas de undersökningar som utförts av T Nilsson (1964) av Ageröds mosse i Skåne samt allmänna undersökningar, som utförts av Granlund (1943) och G Lundqvist (1959).

För att bestämma klimatets inverkan på en leras konsolideringsförhållanden upprättas enligt författarens metod ett temperaturutvecklingsdiagram för varje undersökningsplats. Den modell som angivits av Berglund lämpar sig väl för detta p g a att temperaturutvecklingen är lokaliserad till ett visst bestämt område. Detsamma gäller Mörner och Wallins diagram. Dessa metoder berörs ingående i det följande.

I en skrift av Berglund (1968) redogörs översiktligt för vegetationens invandring i Skandinavien under senkvartär tid. I fig 6.2 som har omarbetats något i förhållande till Berglunds diagram visas bl a temperaturen i Skåne och Danmark under juli månad sedan 13000 år f Kr. Man finner att temperaturen från ca 7500 år f Kr fram till ca 500 år e Kr ständigt har varit högre än idag. Den högsta medeltemperaturen nåddes under en ca 3000 år lång period. Medeltemperaturen var ca 18° till 19°C omkring 4000 år f Kr.

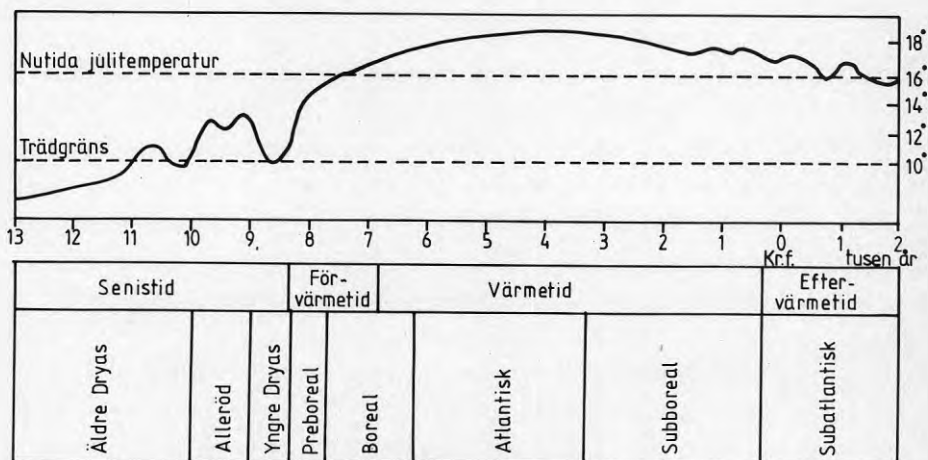


Fig 6.2 Temperaturutveckling under senkvartär tid i Skåne jämförd med den nutida medeltemperaturen under juli månad (Berglund 1968)

För att kunna bedöma klimatets inverkan måste landisens avsmältningförlopp och landhöjning beaktas såsom illustreras för tre lokaler i Sverige på fig 6.3. Av figuren framgår exempelvis att då isranden låg vid Stockholm hade områden vid Ronneby varit isfria redan ca 2200 år. Dessa områden som nu (1982) ligger över havets nivå har påverkats före värmetiden av kallare tidsperioder under sista delen av Äldre Dryas (Dr 2) och Yngre Dryas (Dr 3).

Lufttemperaturen i de markområden som låg över vatten framför isranden var sannolikt lägre än de i Skåne och började stiga successivt då isranden drog sig norrut. Då isranden låg vid Stockholm började perioden benämnd "förvärmningen" under vilken medeltemperaturen i juli de första 1000 åren steg ca 6° enligt Berglunds kurva. Isranden nådde Umeå ca 7000 år f Kr vid början av den postglaciala värmetiden. Att temperaturen i allmänhet då var högre än när isranden låg vid Stockholm medförde att lufttemperaturen utanför isranden vid Umeå steg snabbare än temperaturen utanför isranden vid Stockholm ca 8000 år f Kr.

För att bedöma klimatets utveckling då isranden låg nära en utvald plats, får man förutsätta att temperaturen var lägre än den som Berglund visar för Skåne och Danmark. Liljequist (1970) i ett diagram efter Ångström (fig 7.2) visar att juli-temperaturer i Stockholmstrakten är högre idag (1982) än i vissa områden i Skåne. Uppgifter av Berglund för Skåne och uppgifter som visas i fig 7.1 resp 7.2 längre fram är emellertid icke tillräckliga för att konstruera noggranna temperaturutvecklingsdiagram för varje plats i Sverige. Redan vid försök att konstruera diagram för Stockholm i fig 6.3 upptäcktes att det är svårt att förutse skärningspunkten mellan Stockholms och Skånes diagram om man förutsätter att temperaturen i juli i Stockholm är högre än i Skåne. Mycket omfattande litteraturstudier och forskning erfordras för en detaljerad konstruktion av ett temperaturutvecklingsdiagram. Schematiskt konstruerade diagram för isens avsmältning, landhöjningen och den allmänna temperaturutvecklingen är fullt tillräcklig för att bedöma klimatets inverkan på en leras överkonsolidering inom ett valt delområde.

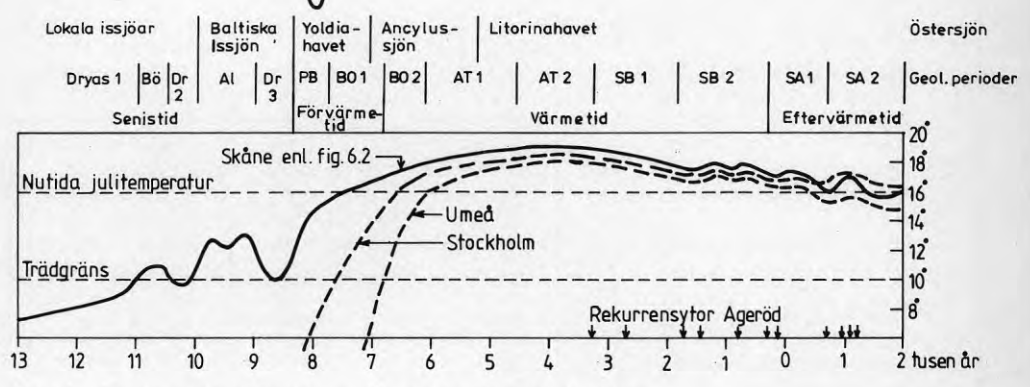
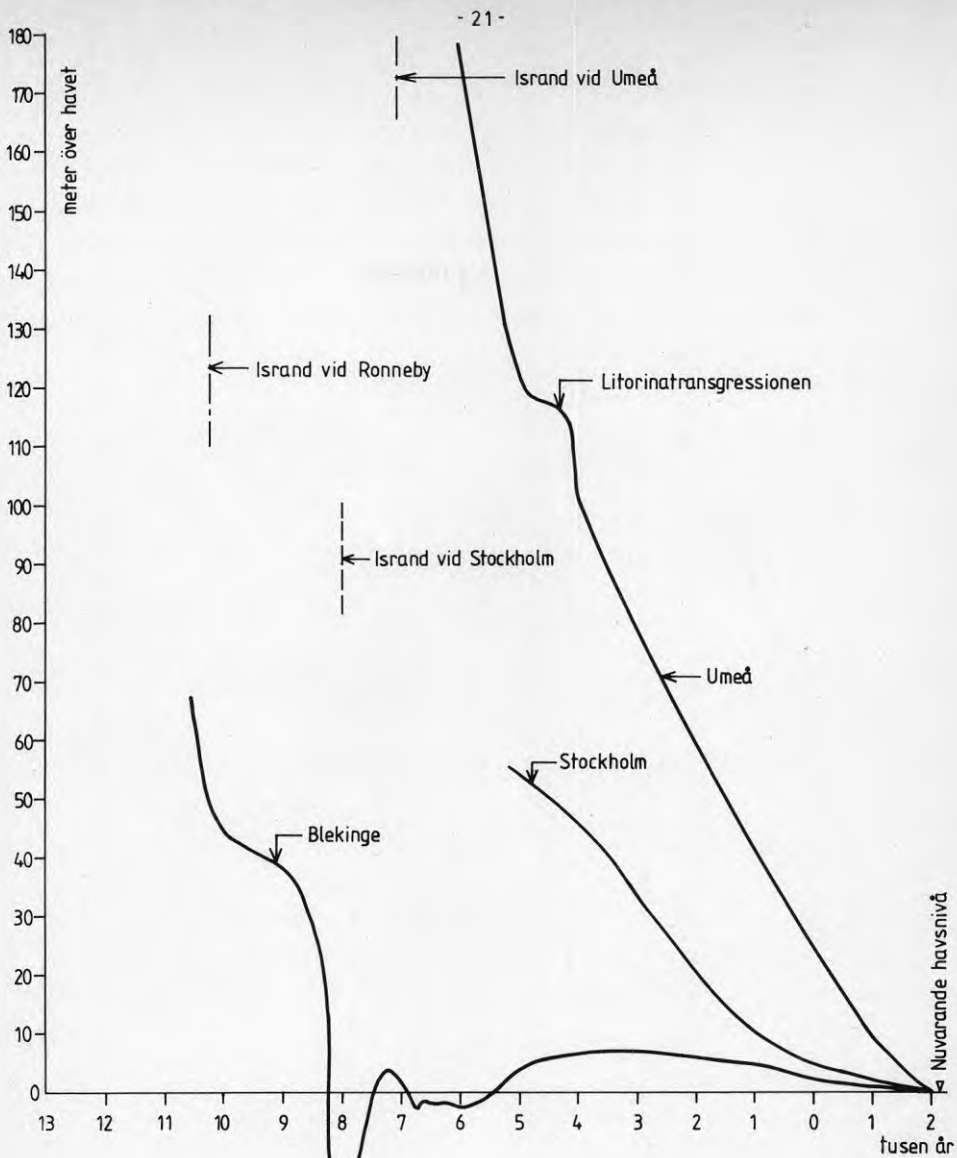


Fig. 6.3. Temperaturutvecklingskurva. (Samband mellan isavsmältning, landhöjning och temperatur.)

I en serie kartor som omfattar Äldre Dryas (11000 år f Kr), Yngre Dryas (8500 år f Kr), Preboreal tid (7700 år f Kr), Boreal tid (6700 år f Kr), Atlantisk tid (4500 år f Kr) och Subatlantisk tid (1000 år e Kr) visar Berglund (1968) hur vegetationen och de geografiska förhållandena ändrades under senkvartär tid. I fig 6.4 till 6.7 visas Yngre Dryas, Boreal tid, Atlantisk tid och Subatlantisk tid med Berglunds text till dessa kartor.

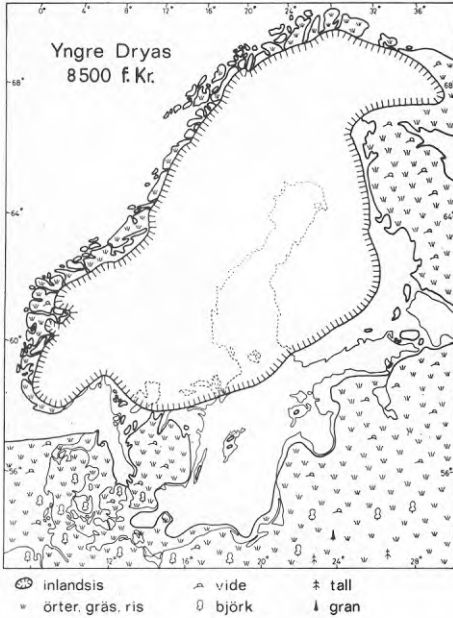


Fig 6.4 Sen tundratid eller Yngre Dryastid (9000–8300 f Kr). Efter Allerödtidens relativt varma klimat (10000–9000 f Kr) med snabb isavsmältning följde en klimatförsämring, då klimatet åter blev delvis arktiskt och isframryckningar följde, Yngre Dryas-tiden. Baltiska issjön i sänkan framför isen var ännu isolerad från Västerhavet. I Norden var skoglös tundra-vegetation dominerande, men i Skåne och Danmark existerade troligen en park-tundra.

Efter Berglund (1968).

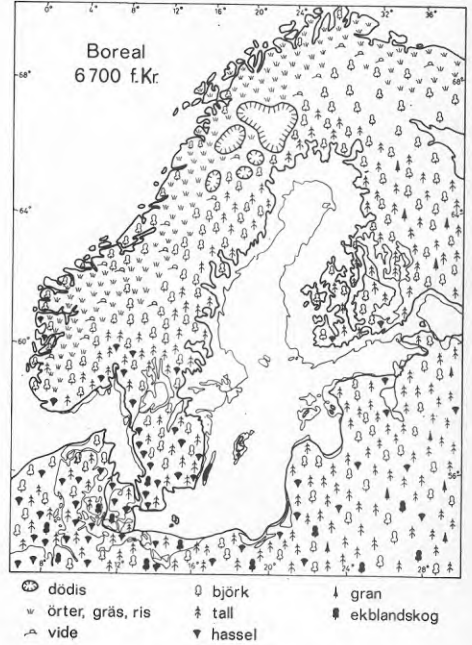


Fig 6.5 Boreal tid: tall-hassel-skogarnas tid (7500–6000 år f Kr). Temperaturen fortsatte att stiga under den Boreala tiden; det var varmare än nu, åtminstone i södra Norden. Isen avsmälte raskt och vid periodens slut fanns det möjligen endast en del dödis kvar i Lappland. Genom landhöjningen hade förbindelsen med Västerhavet brutits, Ancylussjön hade uppstått. Den Boreala tiden innebär en kamp mellan de ljuskrävande trädslagen björk och tall och de skuggtoleranta ädellövträden i ekblandskogen (ek, lind, alm, ask och lönn). Hasseln spred sig snabbt norrut. Efter Berglund (1968).



Fig 6.6 Atlantisk tid: ek-, lind-, almskogarnas tid (6000-3000 f Kr). Det postglaciala värmeoptimet inföll under senare delen av den Atlantiska tiden. Sommarens medeltemperatur var då 2-3°C högre än nu. Sannolikt förekom under denna tid ingen landis i Norden. Östersjön stod i förbindelse med Västerhavet via Bälten och Öresund, Litorinahavet. I Skåne och Danmark dominerade de ädla lövträden helt. I västra och södra Norge, i södra Sverige norr om Skåne, i Mellansverige, i södra Norrlands kustområden samt i södra Finland förekom alla lövträden på de bördigaste markerna, medan tallen var vanlig på mindre bördiga. I Norge nådde hasseln upp till Trondheimstrakten, möjligen ända till polcirkeln, i Sverige nådde den Jämtland-Ångermanland. I fjälltrakterna vann tallen terräng på björkens bekostnad. Trädgränsen låg högre än nu. Efter Berglund (1968).



Fig 6.7 Subatlantisk tid: bok-, granskogarnas tid (500 år f Kr - nutiden). Tiden efter det postglaciala värmeoptimet fram till klimatförsämringen ca 500 år f Kr ("fimbulvintern") betecknas Subboreal tid. Den karakteriserades av något svalare och fuktigare klimat än tidigare. Klimatet efter "fimbulvintern" och fram till nutiden, den Subatlantiska tiden, har varit relativt svalt och fuktigt; klimatfluktuationer har dock förekommit. Inledningsskedet karakteriserades av en kraftig utbredning av myrmarkerna och en tillbakagång av ädellövskogen. Däremot spridde boken och blev dominerande trädslag i Skåne och Danmark; den utvandrade därifrån till andra lokaler, bl a till Oslofjorden och Mellansverige. Granen vandrade söderut över Skandinavien. Vegetationsutvecklingen bestämdes under denna tid därjämte i hög grad av människans ingrepp i naturen bl a uppkom vid denna tid hedar eller en "kulturstäpp" i sydvästra Skandinavien. Efter Berglund (1968).

Avlagringar av bleke kan ge upplysningar om det klimat under vilket bleken bildades. Bleke bildas då kransalger upptar koldioxid från kalkrikt vatten. Eftersom processen sker sommartid, kommer det syre som ingår i bleken att få en isotopsammansättning, som motsvarar den temperatur som rådde i träsket under sedimentationen. Genom att i blekeavlagringar bestämma andelen av syreisotopen O_{18} i förhållande till O_{16} kan man uppskatta den temperatur som rådde i vattnet när bleken bildades.

I Tingstäde träsk på Gotland har man funnit upp till sex meter tjocka lager av bleke. Det understa lagret bildades ca 9000 år f Kr. Temperaturkurvan från Tingstäde träsk anses vara den bäst kända och mest detaljerade som finns, bl a av den orsaken att den anger temperaturen i grader. Fig 6.8 visar sommarterperaturerna i Tingstäde träsk sedan ca 9000 år f Kr enligt framställning av Mörner och Wallin (1977).

Tidskalibrering har gjorts med hjälp av C_{14} -metoden och genom att mäta orienteringen av järnhaltiga partiklar i sedimenten. Denna jämförs sedan med tidsdaterade förändringar i magnetfält i andra avlagringar. Undersökningarna har visat att klimatet var varmare ca 4000 år f Kr samt att temperaturen sedan sjunkit fram till idag. Minskningen var särskilt markant ca 600 år f Kr.

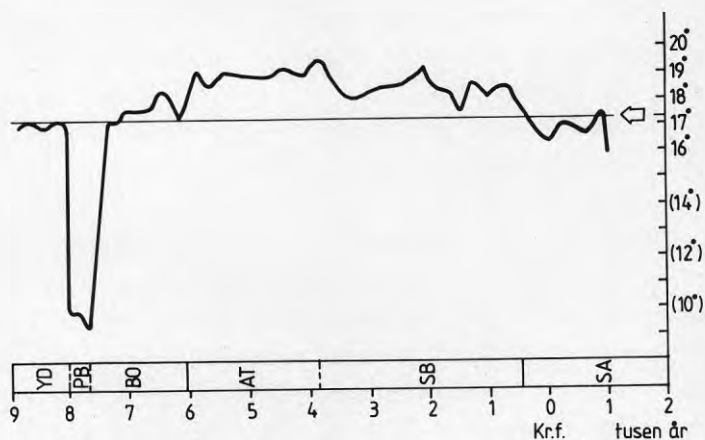


Fig 6.8 Temperaturkurva under nästan 11000 år från Tingstäde träsk. Den nutida medelsommartemperaturen hos vattenet i sjön (markerat av pilen t h) är ca $17,0^{\circ}$ till $17,5^{\circ}$ Mörner och Wallin (1977)

Bleke finns på flera platser i vårt land. Dessa avsättningar är i de flesta fall av samma ålder som blekeförekomsten i Tingstäde träsk. Det vore därför från dateringssynpunkt av värde att undersöka några av dessa blekeförekomster, bl a med hänsyn till halten av O18 i förhållande till O16 för en tidskonnektion med blekelagren i Tingstäde.

6.2 Förändringar av grundvattennivå

Under senkvartär tid har grundvattennivån ständigt förändrats. Detta har stor betydelse för konsolideringsteorin, bl a på grund av att i stort sett varje grundvattensänkning har medfört en ökning av förkonsolideringsspänningen i leran. En senare höjning av grundvattennivån har inte minskat den tidigare förkonsolideringseffekten.

Grundvattennivåns förändringar är i många fall en följd av den allmänna landhöjningen och landskapets topografi. Storleken av en grundvattenförändring beror emellertid inte bara på nivåskillnaden mellan en leravlagring och havsytan utan även på avståndet till angränsande recipienter, exempelvis sjöar, myrar, mossar, träsk och vattendrag.

Sjöar och försumpad terräng var i många fall först havsvikar, som avsnördes från havet genom landhöjningen. Dessa har ofta inte påverkats av den fortsatta landhöjningen, eftersom de fungerar som recipient för ytvatten och grundvatten. Man kan knappast förvänta någon märkbar grundvattensänkning intill en sådan recipient vid en fortsatt landhöjning. Både recipient och angränsande terräng höjer sig med i stort sett samma hastighet. I långa sjöar, som är orienterade så att en skillnad i landhöjning är märkbar mellan de båda ändarna, exempelvis Vänern och Vättern, kan på sikt en ändring av grundvattenytans nivå ske.

Man skulle kunna dra den slutsatsen att förutsättningar för en stark grundvattenförändring endast finns där

- o nivåskillnaden mellan hav och lerlager har varit stor
- o sjöbotten utanför nuvarande kust har kommit i dagen vid en stark havsregression
- o klimatet har varit gynnsamt
- o leran kan dräneras genom underliggande lager med grus, sand eller silt som har kontakt med ett hav eller ett vattendrag.

Förutsättningarna för uppkomsten av överkonsoliderad lera har varit speciellt gynnsamma inom områden som har påverkats av en stark grundvattensänkning och ett ovanligt varmt kli-

mat, och där avdunstningen från leran har varit större än normalt.

6.2.1 Metoder för bestämning av grundvattenytans förändringar

Bestämningen av senkvartära förändringar av grundvattenytan bygger på bl a stratigrafiska studier av sjöar, torvmossar eller myrmarker samt på undersökning av lerans förkonsolideringsspanning. Vanligen undersöks anomalier i stratigrafien eller speciella lager, som avviker från den normala lagerföljden.

Eftersom både torvmarker och sjöar och i viss omfattning även lera finns praktiskt taget överallt i Sverige, kan man få en god uppfattning om grundvattenytans nivåer i praktiskt taget alla delar av landet. Man kan även få information om både regionala och lokala förändringar.

6.2.2 Förändringar av vattenytan i sjöar

I geologisk litteratur finns redovisningar över bottensedimenten i sjöar och stratigrafien i mossar, som kan användas för bedömning av klimat och därigenom även av grundvattenförhållandena.

Här berörs endast undersökningar utförda av Digerfeldt avseende vattennivåförändringar i Ranviken i sjön Immeln (1974) och i Växjösjön (1975) samt en äldre undersökning av Sundelin (1917).

6.2.2.1 Sjön Järnlunden

I en äldre avhandling om Stångåns vattenområde av Sundelin (1917) har bl a diskuterats vissa sjöars lagunstadier, som sammanfaller med tiden för sjöarnas isolering. I ett diagram fig 6.9 visar Sundelin lågvattenståndets sekulära växlingar i sjön Järnlunden, ca 5 mil norr om Vimmerby.

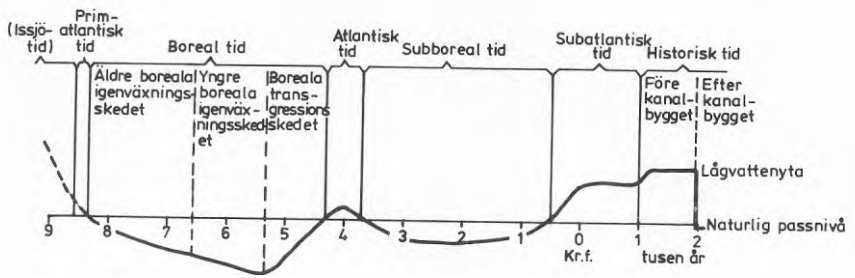


Fig 6.9 Diagram över lågvattenståndets sekulära växlingar i Järnlunden och den därpå grundade indelningen enligt Sundelin (1917)

Lägsta vattenståndet representeras av den heldragna kurvan i fig 6.9 och passnivåplanet av en horisontell linje. Gränserna mellan fuktiga och torra perioder sammanfaller med skärningpunkterna med den horisontella linjen. Detta innebär bl a att en torr period under Boreal tid ca 8300 - 4200 år f Kr avlöstes av en fuktig period under Atlantisk tid ca 4200 - 3700 år f Kr. Därefter följer igen en torrperiod - Subboreal tid, som varar fram till ca 500 år f Kr, då fuktigheten stiger starkt. Vid jämförelse med motsvarande diagram från Ageröds mosse, fig 6.12, finner man stora likheter.

6.2.2.2 Ranviken i sjön Immeln samt Växjösjön

Digerfeldt (1974 och 1975) har undersökt bottensedimenten i Ranviken i sjön Immeln och i Växjösjön. Sjön Immeln som ligger 81 m över havet är belägen ca 25 km norr om Kristianstad. Den ca 275 x 325 m stora Ranviken i sjön har en mycket brant strand. Vattendjupet är maximalt ca 1,7 m. Isen vek tillbaka från området ca 10100 till 10050 år f Kr (Nilsson E 1968), dvs vid tidsgränsen mellan Äldre Dryas och Alleröd. Digerfeldt har genom pollenanalys av prover från tre lokaler i sjön kunnat konstatera förändringar av vattenytan samt att dessa beror på klimatiska förändringar. Dateringarna av förändringarna är baserade på C14-undersökningar. Digerfeldt har också bestämt sedimenteringshastigheten.

Den största sänkningen av vattenytan skedde under tidig Boreal tid, dvs ca 7250 år f Kr (BO 1). En senare sänkning skedde under övergången mellan tidig och sen Subboreal tid, (SB1-SB2), dvs ca 1800 år f Kr. Den maximala sedimenteringshastigheten i sjön har varit ca 0,8 à 0,9 mm/år.

Från klimatisk synpunkt är det känt att en förändring av vattenytans nivå påverkas bl a av förändringar av nederbörd, luftfuktighet och temperatur. De två observerade sänkningarna av vattenytan indikerar två långvariga perioder med ett relativt torrt klimat. De höjningar av vattenytan som följt efter varje sänkning tyder på existensen av två perioder, då klimatet varit relativt fuktigt och nederbördsrikt. Undersökningar av bottensediment i andra sjöar har emellertid visat, att det har skett ett antal mindre fluktuationer, som har kunnat modifiera de större förändringarna av klimatet.

Likartade observationer har Digerfeldt (1972) gjort i sjön Trummen, som ligger ca 90 km nordnordost om Immeln.

6.2.2.3 Växjösjön

Digerfeldt (1975) har även undersökt bottensedimenten i Växjösjön, som är ca 1700 m lång och ca 600 m bred. Den ligger ca 161 m över havsytan. Djupet är maximalt ca 4,5 m. I den undersökta sektionen består sjöbotten av sand och grus upp till ca 110 m från stranden och av enbart sand fram till ca 120 m från stranden. Vattendjupet är här ca 4 m. Utanför denna zon är sjöbotten i stort sett plan och består huvudsakligen av gyttja ned till ca 4 m djup i den undersökta sektionen. Under gyttjan följer sannolikt lera, sand och grus. I gyttjan finns fyra tunna lager av sandig gyttja eller gyttjig sand, varav det understa sträcker sig längst ut från stranden. Gyttjesedimenten undersöktes genom pollenanalys. De fyra sandlagren i gyttjan markerar i stora drag fyra nivåer hos sjöns yta. Ett tvärsnitt av bottenlagren framgår av fig 6.10 och 6.11.

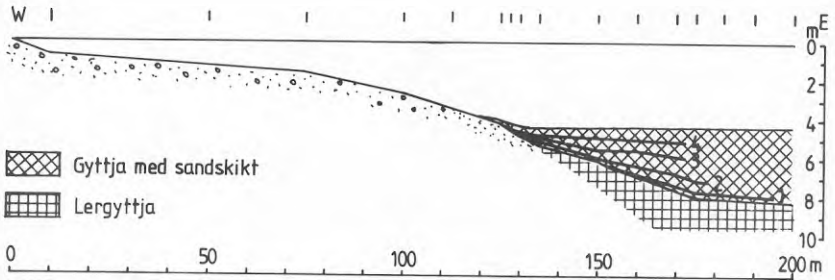


Fig. 6.10 Undersökt sektion 0-200 m från västra stranden av Växjösjön, Digerfeldt (1975)

I - ovan vattenytan (0 m) markerar undersökt profil.

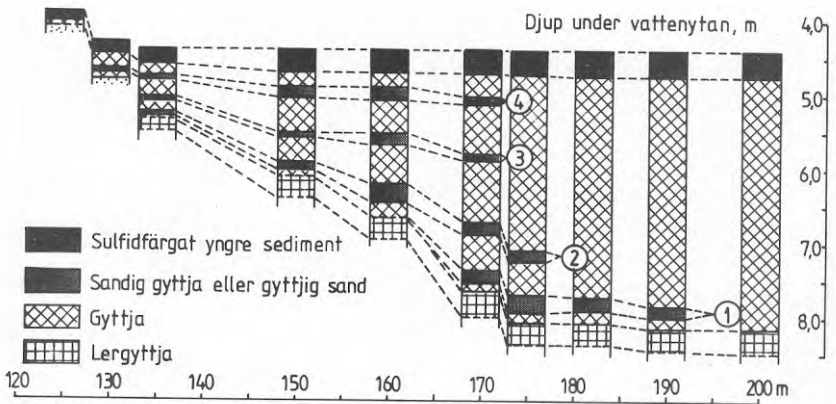


Fig. 6.11 Den yttre delen, 120-200 m, av den undersökta sektionen enligt fig. 6.10 med resultat från undersökta profiler. Digerfeldt (1975)

De paleolimnologiska undersökningarna visar att minst två stora och långvariga förändringar av vattenytan har skett. Dessa förändringar är en följd av klimatiska förändringar. Förändringar av humiditeten förorsakas dels av förändringar av nederbörden, dels av en förändringar av temperaturen. En ökning av nederbörden samtidigt med en sänkning av temperaturen förorsakar en maximal höjning av vattenytan, medan en minskning av nederbörden samtidigt med en höjning av temperaturen förorsakar en maximal avsänkning.

Undersökningen av Växjösjön visar att Lager 1 - det understa lagret - svarar mot den äldsta stora vattensänkning, som bl a har observerats i Ranviken. Kulmineringen skedde vid övergången mellan Preboreal och tidig Boreal tid, (PB och B01), dvs ca 7250 år f Kr. Denna sänkning anses vara den största av de två stora sänkningarna. Den vattensänkning som indikeras av Lager 3 korresponderar väl med den andra stora sänkning och kulminerade under senare delen av tidig Subboreal tid (SB2 - SB1), dvs ca 1800 år f Kr.

Lagren 2 och 4 indikerar mindre förändringar i vattennivån. Sänkning vid Lager 4 kulminerade under Subatlantisk tid (SA 1), dvs ca 500 år e Kr.

6.2.3 Torvmossarnas vittnesbörd om grundvattenytans nivåförändringar

Torvmossar kan ge information om klimatiska förändringar och därmed om de förändringar som skett av grundvattennivån och i den geografiska miljö kring mossarna såsom berörts tidigare.

Eftersom förändringarna i grundvattennivån är beroende av de klimatiska förhållandena och därför har betydelse för bildningen av överkonsoliderad lera, berörs de här något mer ingående.

Som tidigare nämnts har ett mycket stort antal mossar undersökts i Sverige. I ett samlingsverk "De svenska högmossarna geologi", har Granlund (1932) sammanfattat resultaten av den torvinventering som gjorts inom SGU (Sveriges Geologiska Undersökning) samtidigt som vissa kompletterande fältundersökningar har utförts. Här har införts stora delar av den terminologi som nu är den gängse vid torvmarksundersökningar.

I en undersökning av Ageröds mosse har T Nilsson (1964) re-
dovisat postglaciala vattenståndsförändringar i mossen. Endast relativa förändringar anges. Dessa sammanhänger givetvis intimt med klimatförändringarna på platsen.

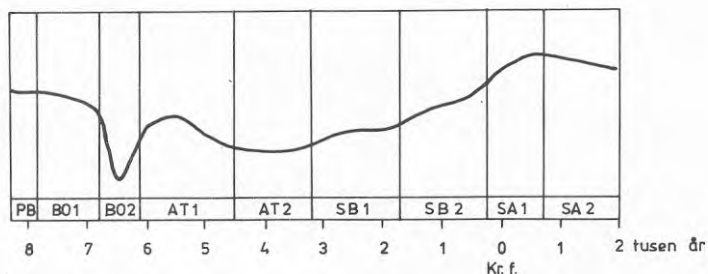


Fig 6.12 Hypotetisk kurva över de väsentliga vattenståndsförändringarna i Ageröd-bäckenet. Ett försök till rekonstruktion av grundvattenytförändringarna utan nivåangivelse. De olika pollenzonerna anges längs abskissan.

6.2.4 Grundvattenytans förändringar enligt kompressionsförsök

I fig 4.1 visas den nuvarande grundvattenytan GW_1 , i ett lersnitt. Vid mätningar observerades att grundvattenytan låg ca 1,5 m under markytan. Kompressionsförsök av upptagna ostörda jordprover visade emellertid att kurvan ABCDE för konstaterad förkonsolideringsspanning ($\bar{\sigma}_c$ -kurvan) skär effektivspänningskurvan för enbart grundvattensänkning

(den streckade linjen i diagrammet) vid B, dvs på ca 2,8 m djup under markytan. Slutsatsen är att grundvattennivån en gång i tiden legat minst på detta djup, dvs minst 1,3 m djupare än nu. Även andra orsaker finns varför kurvan skär effektivspänningskurvan - punkt B - på lägre nivå än GW.

6.3 Strandförskjutningens förlopp

Isens avsmältning och landets höjning i förhållande till havsytan har medfört att strandens läge ständigt har förändrats mellan HK (högsta kustlinjen) och nuvarande strandlinje eller legat utanför denna. För vissa delar av Sverige, framförallt de nordliga, gäller normalt att stranden förskjutits mot havet (regression). För andra delar gäller att regressionen avbrutits av en transgression då havet åter har stigit över tidigare torrlagda områden. Förloppen har beskrivits av exempelvis av G Lundqvist (1963a) samt J Lundqvist (1964). Ett mycket stort antal specialstudier bl a av Mörner (1969) har utförts avseende strandförskjutningsförloppet i olika delar av Sverige.

Strandförskjutningsförloppet kan åskådliggöras med strandförskjutningskurvor. Sådana kurvor har konstruerats för delar av Sveriges kustområden och insjöar. Ett antal sådana kurvor ingår i denna skrift.

Vid bestämning av HK och gamla strandlinjer ingår bl a identifiering av strandvallar, deltaavlagringar, isoleringsnivåer för sjösediment, spolningszoner i morän, kalottbildningar på berg som under HK-tiden nått över vattenytan etc. Även forna boplatser är hållpunkter för äldre strandlinjer. För detaljstudier hänvisas till G Lundqvist (1963a) och J Lundqvist (1964).

6.4 Isostasi och eustasi

Den upp till ca 3000 m mäktiga landisen rubbade den isostatiska jämvikten och jordskorpan pressades ned. Nedpress-

ningen blev störst där isen var mäktigast. Här är också landhöjningen och landhöjningshastigheten störst. I stora drag gäller att isen dels förorsakade en mer eller mindre elastisk sammanpressning av jordskorpan, dels en undanpressning av den underliggande magman (epirogenetiska rörelser).

Den elastiska sammanpressningen bör i stort sett ha återgått i takt med isavsmältningen. Den epirogenetiska rörelsen går väsentligt långsammare på grund av magmans låga viskositet. Detta medför att det fortfarande - mer än ca 8000 år sedan isen smält bort - sker en avsevärd årlig landhöjning i stora delar av Sverige.

6.5 Avsmältning och landhöjning

Isens avsmältning från Sverige skedde under komplicerade förhållanden. I stort drog sig isranden tillbaka från Skåne ca 12000 år f Kr. De sista isresterna smälte bort i inre Lappland ca 6000 år f Kr.

Här skall icke närmare beröras själva avsmältningsförloppet. Enligt vissa forskare stagnerade avsmältningen under vissa tider. Framförallt skedde detta mellan 8900 till 8100 f Kr, varvid de mellansvenska ändmoränzonerna bildades.

Landhöjning och vattenståndets variationer i Östersjön och Västerhavet under senkvartär tid har avsevärt påverkat strandlinjen längs Sveriges kust. Under tidigare tidsperioder har stranden praktiskt taget överallt längs kusten legat väsentligt högre än den nuvarande.

Bestämningen av de relativa nivåförändringarna mellan land och hav i Östersjöns kustområden kompliceras i hög grad av lokala förändringar i Östersjön under senkvartär tid.

För närvarande pågår landhöjning i övervägande delen av Sverige med undantag för Skåne, där landet sänker sig något söder om en linje mellan Hanöbukten och Kullen. På grund av vissa sjöars stora utsträckning i norr-söder, exempelvis Vänern och Vättern, sker en långsam transgression vid sjöarnas södra stränder som påverkar grundvattenförhållandena.

På senare tid har man uppställt matematiska modeller för beräkning av landhöjningens hastighet. Det är emellertid inte helt självklart att landhöjningen har skett kontinuerligt och att hastigheten har avtagit med tiden. Jordskorpans återgång till sin "ursprungliga" form - sedan belastningen från isen försvunnit - har ibland skett språngvis, beroende på det höga horisontaltryck, som uppstått i berggrunden när denna trycktes ner av isen. En flera mil lång förkastning (J Lundqvist och Lagerbäck 1976) har bl a observerats i Lappland. Det är ingenting som utesluter att likartade förkastningar kan ha förekommit på andra områden i Sverige. Några sådana har ännu ej observerats.

I "Glacial and Periglacial Geomorphology", (Embleton och King, 1969), anförs att den isostatiska nedpressningen i de centrala delarna av Fennoscandia har varit ca 800 m. Erfarenheten från andra nedisade områden visar att den totala nedpressningen motsvarar ca 20 till 30% av isens maximala tjocklek. Härav framgår att isen bör ha haft en maximal tjocklek av ca 2600 m.

G Lundqvist (1961) beskriver landisens avsmältning och visar avsmältningförloppet på kartblad i skala 1:1000000 utgivna av SGU (ser Ba nr 18). Kartan, som är i tre blad, visar bl a den nuvarande kustlinjen, HK, dvs gräns för områden som aldrig varit täckta av hav, land som varit täckt av Baltiska Issjön, vars sänkning skedde då isranden nådde Billingsens nordspets, samt land som varit täckt av hav under senkvartär tid, dvs ca 8000 till 300 år f Kr.

Från geoteknisk synpunkt har HK stor betydelse, därför att den bildar gränsen för hur långt in i landet som lera kan förekomma. Detta gäller lera avsatt i hav. Leriga sediment och lera kan förekomma även i tidigare av isen uppdämda is-sjöar.

Ca 8000 år f Kr var det den Baltiska Issjön som bestämde högsta kustlinjen i Östersjöbäckenet söder om linjen mellan Billingens nordspets och Södertälje. Issjöns gräns mot norr utgjordes av den något hundratal meter höga isvägg, som bildade den tillbakavikande isfronten. Gränsen mot väster var det sydsvenska höglandet. När isranden vek norrut från Billingen öppnades ett sund mellan Billingens nordspets och iskanten. Genom detta sund, som vidgades i takt med att isen drog sig tillbaka sänktes issjöns vattenyta ca 30 m. Åt norr borde HK därför ha förskjutits mot lägre nivåer. Trots detta påträffas HK mot norr på långt högre nivåer beroende på landhöjningen. Kring Skuleberget i Ångermanland, där landhöjningen är störst i Sverige, nådde HK ca 295 m över nuvarande havsyta.

6.6 Strandförskjutningskurvor

Strandförskjutningen åskådliggörs vanligen genom strandförskjutningskurvor. Hur kurvorna konstrueras finns beskrivet i SGU:s kartbladsbeskrivningar samt i arbeten av en rad olika forskare.

Det bör emellertid redan här anmärkas att de kurvor som konstruerats av olika forskare över samma områden kan avvika märkbart från varandra. Man skulle kunna tro att de kurvor som konstruerats med hjälp av moderna hjälpmedel, t ex C14-metoden skulle vara de mest tillförlitliga. Så syns dock inte alltid vara fallet. Det finns nämligen ett stort antal parametrar som påverkar bestämningen, t ex fel vid provtagningen etc.

För lokalisering av överkonsoliderad lera är det naturligtvis viktigt att strandförskjutningskurvan för en viss plats är så korrekt som möjligt. Detta gäller speciellt områden där landhöjningen är och har varit liten. Bland geologer av facket finns en viss försiktighet med avseende på strandförskjutningskurvor. I äldre kartbladsbeskrivningar (SGU) finner man ofta strandförskjutningskurvor. Så är inte fallet i beskrivningarna till de nyare kartbladen.

På fig 6.13 visas en konventionell strandförskjutningskurva för Valdemarsvik. Denna visar att vattendjupet var ca 135 m ca 9400 år f Kr. När isen vek tillbaka avsattes olika sediment på havsbotten, som vid avsättningens början normalt bestod av morän eller berg. Sedimenten är sammansatta vanligen underifrån räknat av grus, sand, silt och lera. På fig 6.14 visas ett nytt sätt att schematiskt framställa sedimentationsförloppet för området mellan HK vid Överrum och Valdemarsvik vid Östersjön under olika perioder av Östersjöns utveckling. Landets nivå har fixerats till den nivå landet har idag, medan vattenytans nivå visas för några karakteristiska skeden i Östersjöns utveckling.

Landkonturen har idealiserats med ett jämnt lutande plan, som följer de dalgångar i naturen, där jorden till övervägande del består av lera. Därigenom blir det enkelt att följa sedimentationsförloppet på grund av att det är direkt geografiskt bundet till lätt identifierbara platser på en topografisk karta. Figuren visar de nivåer, till vilka olika leror kan ha sträckt sig in i landet. Dessa leror är i en lagerföljd uppifrån räknat litorinlera, ancyluslera, yoldialera samt underst baltisk issjölera. Glacialleran (baltisk issjölera och yoldialera) är varvig om den avsattes i sött eller bräckt vatten. Den är diffus eller icke varvig om den avsattes i salt vatten. I Östersjöområdet bör alltså i princip finnas varvig glaciallera och i Västerhavsområdet icke varvig glaciallera. Med ökad salthalt i Yoldiahavet borde varven i yoldialeran bli mer diffusa högre upp i lagerserien, dvs mot den överlagrande postglaciala leran. Denna lera, som

avsattes då landisens rester icke nådde havet, är homogen och innehåller ofta organiskt material. I princip har sedimentationen av ancycluslera skett i sött och av litorinalera i salt vatten.

Av diagrammet på fig 6.14 framgår även de nivåer där strandvallar kan förekomma, likaså var man kan söka spår efter skred som kan ha skett främst i lera vid den Baltiska Issjöns tappning. Det framgår exempelvis att strandlinjen låg på nivå ca +31 m ca 3000 år f Kr samt vilka leror som kan ha berörts av en stark grundvattensänkning samt av värmeperioder.

Norr om det visade terrängblocket har landhöjningen skett snabbare än den som är angiven, medan söder därom landhöjningen har skett långsammare. Skillnaden i nivåer är inom ett ca 10 km brett avsnitt längs kusten inte större, än att landhöjnings- och sedimentationsförloppet där kan anses gälla för hela avsnittet i stora drag.

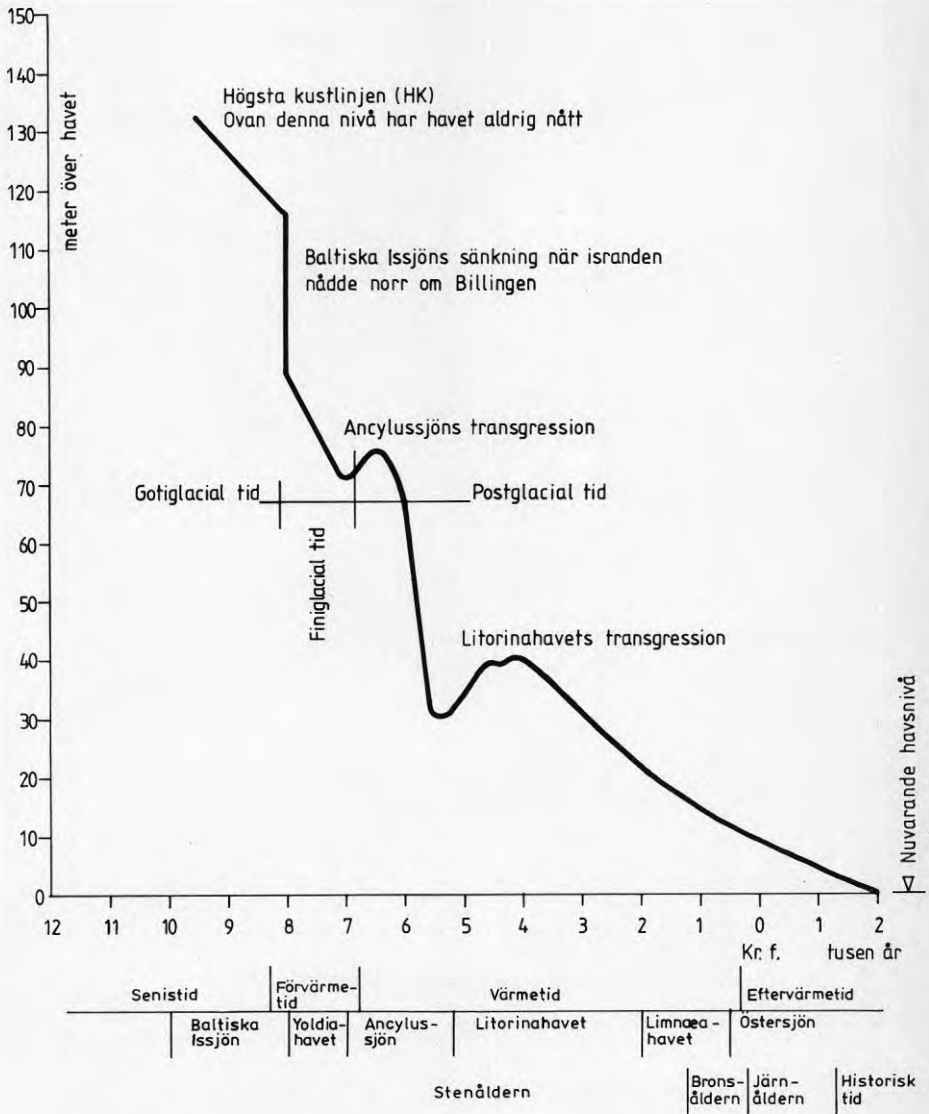


Fig. 6.13 Strandförsjutningskurva över trakten vid Valdemarsvik.

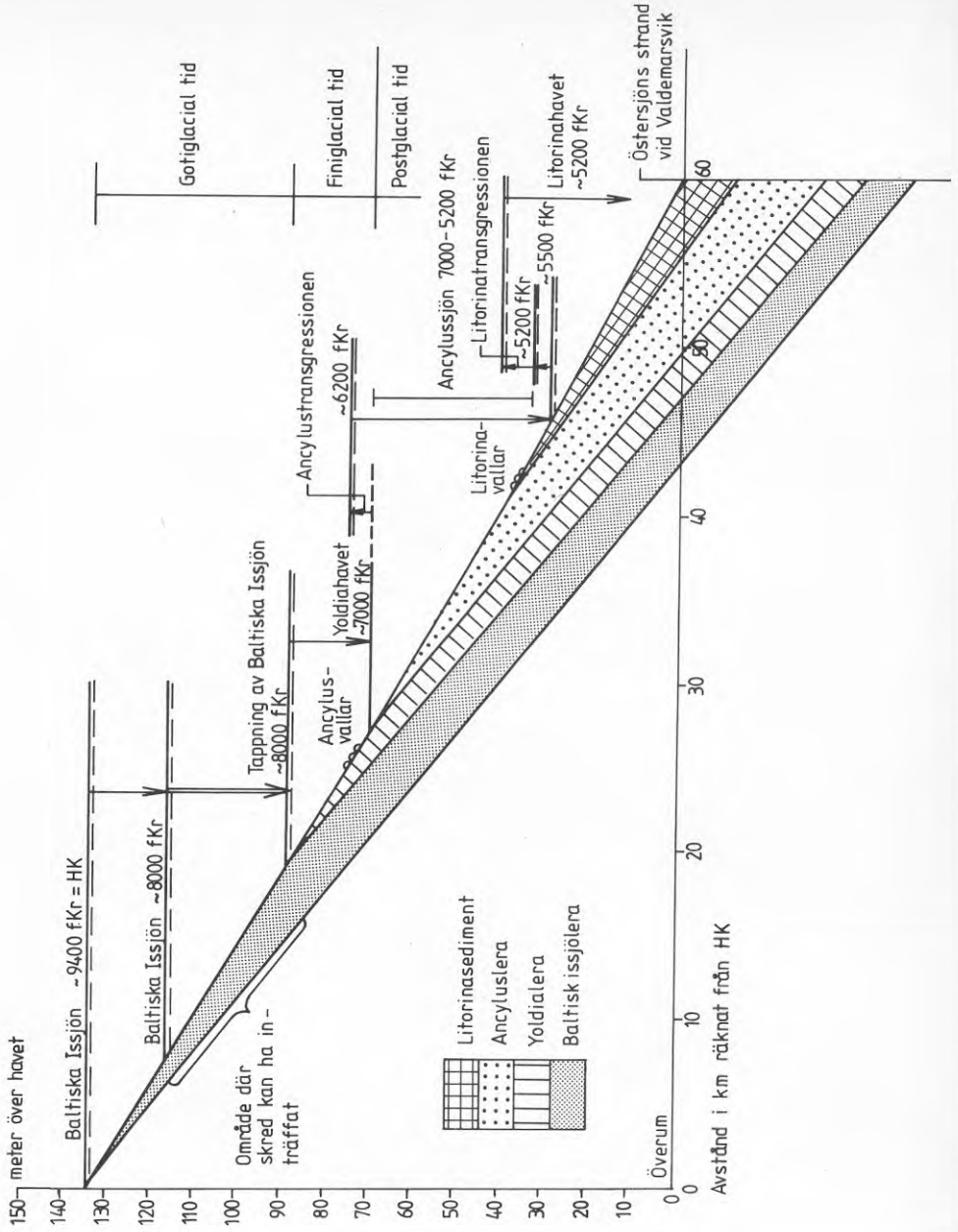


Fig. 6.14 Schematiskt diagram över sedimentationsförutsättningar i terräng belägen utefter en linje från HK vid Överum till Östersjöns nuvarande strand utanför Valdemarsvik.

6.7 Kortfattad analys av landhöjningsförloppet

Huvuddelen av de sedimentära jordarterna bildades sedan isranden runt Sveriges kustland vikit tillbaka i sådan omfattning att isen fått kontakt med havsbotten. Detta skedde under vitt skilda betingelser i olika delar av Sverige. En ananlys av strandförskjutningen visar att man kan skilja mellan tre olika förlopp.

Norr om en linje mellan Gävle och Svinesund har landet alltid höjts - bortsett från vissa stagnationer - i förhållande till Västerhavet eller Östersjön i dess olika utvecklingsstadier. Detta innebär att strandlinjen ständigt förskjutits mot den i dag befintliga stranden. Hastigheten har emellertid avtagit. I Västerbotten, där HK legat på nivå ca +250 m omkring 7000 år f Kr var landhöjningen fram till ca 5000 år f Kr ca 10 m per 100 år. Idag (1982) är den ca 1 m per 100 år.

Längs Norrlandskusten sjunker nivån för HK mot söder. In- till Gävle synes HK ligga på nivån ca +200 m. Härifrån bildade HK en ytterst sönderskuren kustremsa med sydänden i höjd med Karlskoga, där HK är belägen på nivån ca +160 m. Sedan följer den Storvänerens flikiga kust mot väster. Söder om det mäktiga sundet mellan Östersjön ooh Västerhavet, som uppkom när isranden ca 8200 år f Kr vikit mot norr från Billingen, låg ett isfritt område, som främst upptogs av det småländska höglandet med perifera delar jämte delar av Skåne.

Den geologiska utvecklingen var olika på den östra och västra sidan av detta mäktiga område. De delar av området i öster, som ligger under HK, kom att få en speciell utveckling genom tappningen av Baltiska Issjön och genom Ancylus- och Litorinatransgressionerna. Innanför Västervik nådde HK nivån ca +140 m, vid Karlshamn ca +70 m och norr om Osby ca +125 m. Vid Skånes sydkust är nivån ca +20 m, vid Helsingborg ca +38 m och vid Torekov ca +52 m.

Från Kalmar, runt Skåne och längs Västkusten fram till Varberg, är förhållandena åter annorlunda. Där har tidigare (ca 7000 - 8000 år f Kr) rått en regression som torrlade havsbotten långt utanför den nuvarande stranden. Därefter har havet stigit till den postglaciala transgressionsgränsen (PG) som nåddes ca 4500 år f Kr. Därefter fick stranden så småningom sitt nuvarande läge bortsett från en mindre transgression.

Vid analys av strandförskjutningskurvor från olika delar av Sverige finner man att landhöjningen som regel skett hastigt under vanligen de första ett å två tusen åren sedan isen vikit tillbaka.

7. ORSAKER TILL BILDNING AV ÖVERKONSOLIDERAD LERA

Överkonsoliderad lera kan påträffas på vitt skilda lokaler i Sverige. Orsakerna till överkonsolideringen är många. I det följande har gjorts ett försök att finna några få huvudorsaker, så att ett system kan byggas upp. Forskningen har visat att överkonsoliderad lera främst har bildats på grund av senkvartära förändringar av

- o klimat
- o nivåer hos land, hav och grundvatten
- o belastning av jorden.

Vid en ingående analys har det emellertid visat sig, att ovanstående indelning inte är helt invändningsfri. Detta gäller framförallt förändringar av klimatet, som är starkt bundet till den överkonsolidering, som uppstått pga nivåförändringar hos land och hav. Detta gäller även grundvattennivån. Det finns dock så pass entydiga orsaker till bildandet av överkonsoliderad lera inbyggda i de tre huvudpunkterna, att författaren stannat inför den angivna indelningen. Klimatiska orsaker till överkonsolidering kan således förekomma även under de andra punkterna.

7.1 Förändringar av klimat

Det klimat (temperatur- och nederbördsförhållanden) som rått i Sverige alltifrån ca 13000 år f Kr fram till nutid har direkt eller indirekt påverkat lerans konsolideringsgrad. Man kan klarlägga lerans konsolideringsförhållanden i den mån de olika klimatperioderna tidsmässigt och geografiskt kan bestämmas. Till de klimatiska faktorerna hör främst

- o värme
- o kyla

i kombination med någon speciell nederbördstyp. Ur nederbördssynpunkt skiljer man mellan humida, semiarida och arida klimat. Dessa olika nederbördstyper har existerat under nå-

gon del och på något område i Sverige under senkvartär tid. Hit hör också den nivala nederbördstypen, under vilken en glaciär eller en inlandsis bildades. Benämningen på de vedertagna paleoklimatologiska perioderna har först förts fram av Jessen (1935) och framgår av Berglunds temperaturutvecklingsdiagram fig 6.2.

7.1.1 Värme

Värme har medfört överkonsolidering av lera bl a p g a

- o evaporation
- o biologiska processer.

Vid evaporation minskar lerans vattenkvot främst närmast markytan. Detta uttorkade ytlager, som kallas "torrskorpa", består av starkt överkonsoliderad lera. Leran spricker upp som regel då den torkar och vattenkvoten reduceras. Denna överkonsolideringseffekt kvartstår även när klimatet senare förändras.

Den postglaciala värmepågången, då evaporationen var väsentligt starkare än vanligt, ledde till att lerområden torkade ut till stort djup och blev överkonsoliderade. Senare perioder med humida (fuktiga) klimat påverkade inte den uppnådda överkonsolideringseffekten. Under varje värmeperiod, även om denna endast råkade under en kortare tidsperiod skedde som regel en ny uttorkning som adderades till de föregående. Torrskorpan ökade gradvis i tjocklek och fick så småningom den tjocklek den har idag. Nivån för torrskorpans undersida har normalt inget direkt samband med den nuvarande ytliga grundvattennivån, dvs den som motsvarar vattenytan exempelvis i ett spadborrhål.

Avdunstningen växlar starkt med landskapets karaktär. Den genomsnittliga avdunstningen i Sverige vid latituder mellan 55° och 65°, är idag (1982) ca 25 å 40 cm/år. Medeltemperaturen i Sverige i januari och juli under åren 1901-1930 framgår av fig 7.1 och 7.2 (Liljequist 1970 efter Ångström).

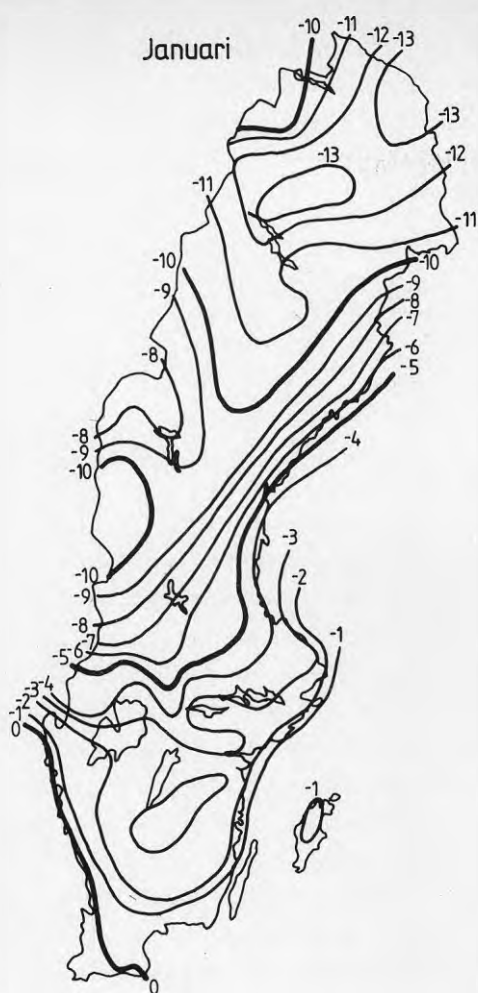


Fig. 7.1 Medeltemperaturen ($^{\circ}\text{C}$) i Sverige i januari, period 1901-30. Värdena är inte reducerade till havsytans nivå. Lågg märke till havets mildrande inverkan och de låga temperaturerna på läsidan av fjällkedjan. Temperaturen längs norska kusten är ca 0°C . Liljeqvist (1970) efter Ångström.

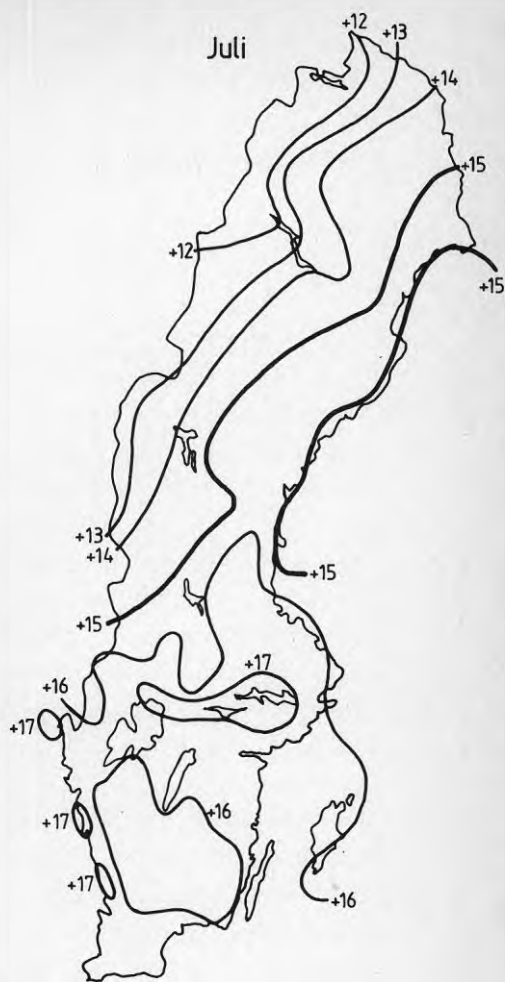


Fig. 7.2 Medeltemperaturen ($^{\circ}\text{C}$) i Sverige i juli, period 1901-30. Värdena är inte reducerade till havsytans nivå. Märk den obetydliga skillnaden i temperatur mellan landets norra och södra delar, utom nära fjällen. Liljeqvist (1970) efter Ångström.

När evaporationen ökar kan vattenytan i sjöar sjunka under förutsättning att tillrinningen till sjön blir tillräckligt låg. Samtidigt sjunker grundvattennivån omkring sjön. I lera sker därvid en konsolidering. Fenomenet framgår av fig 7.3.

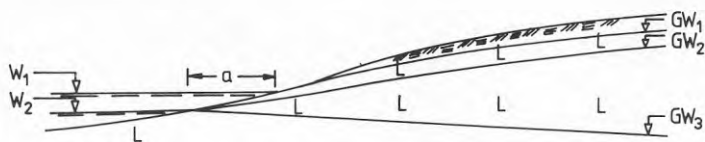


Fig 7.3 Grundvattenytans ändring pga ändring av den fria vattenytan. (L = lera)

När den fria vattenytan sjunker pga evaporation från W_1 till W_2 , sjunker även grundvattennivån. Detta medför att en del av leran blir överkonsoliderad ovan strandlinjen allteftersom en torrskorpa utbildas. Om evaporationen får pågå under tillräckligt lång tid, når grundvattennivån så småningom ett maximalt djup GW_2 . Om sedan den fria vattenytan så småningom - genom minskad evaporation eller genom ökad nederbörd - åter når sin ursprungliga nivå eller högre, kvarstår effekten av förkonsolideringen. Leran har blivit överkonsoliderad. Det märkliga är att leran även utanför nuvarande stranden inom en remsa med bredden a har blivit överkonsoliderad, då ju grundvattennivån även där har sänkts.

Inom områden med arida (torra) klimat och där evaporationen är mycket hög, kan det under vissa förhållanden t o m inträffa att grundvattennivån blir lägre (sjunker till nivå GW_3 enligt fig 7.3) än den fria vattenytan. Så är exempelvis förhållandet i vissa ökenområden.

En intressant fråga är hur länge avdunstningen har pågått och vilken effekt som den har vid olika temperaturförhållanden. Evaporationen från en vattenyta upphör när den ovan-

liggande luften är vattenmättad. Ett sådant tillstånd erhålls emellertid mycket sällan. Den vattenmättade luften förs normalt bort genom vind eller konvektionsströmmar. Evaporation är således en i stort sett ständigt pågående process. Den är dock relativt låg vid låg temperatur. Detta kan ha betydelse för konsolideringsförloppet hos lera, där tundraklimatet råder eller har rått.

Biologiska processer i naturen kan även orsaka överkonsolidering av lera. Förändringar av de biologiska förhållandena påverkar grundvattennivån och porvattentrycket i jorden. Nyttillkommen växtlighet suger upp vatten från jorden genom rötterna, varvid grundvattennivån sjunker. Härvid ökar torrskorpans tjocklek samtidigt som effektivspänningen ökar. Om växtligheten tas bort, stiger grundvattennivån som regel. Däremot förändras inte den maximala förkonsolideringsspanning som erhöles vid sänkningen.

Vattenuppsugning genom rotsystemen förorsakar ett porvattenundertryck i leran. Vissa träd, exempelvis poplar, almar och björkar, har mycket stor vattenuppsugningsförmåga. Vattenuppsugningen för ett enstaka träd kan uppgå till ca $1 \text{ m}^3/\text{dygn}$. Observationer har visat att sammanpressningen vid lös lera kan sträcka sig till ett avstånd från ett träd, som ungefär motsvarar trädets höjd.

Ovanstående utgör till stor del den teoretiska bakgrunden till den grundvattensänkning och överkonsolidering som skett i lera under senkvartär tid. Under en avsevärd del av denna tid var bl a enligt Berglund (1968) och Sjörs (1956) Sverige bevuxet med främst lövskog. Ca 4000 till 2000 år f Kr, då jorden började odlas, röjdes skogen. Dessförinnan hade trädens rötter sugit upp vatten från leran, varvid vattenkvoten har reducerats ned till det djup som rötterna nådde. Leran blev då överkonsoliderad.

Skogens invandring skedde i södra Sverige ca 7000 år f Kr, varför lerans konsolidering kan ha pågått maximalt ca 5000 år.

Det finns inga väsentliga rotresten kvar av denna skog p g a att rotsystemen hann förruttna innan grundvattenytan åter steg. I torvmossar däremot finns ofta ett flertal stubbhorisonter. Stubbarna har som regel blivit kvar p g a sitt läge i en syrefattig vattenmiljö.

När grundvattennivån började stiga sedan rotsystemet förruttnat kvarstår idag endast den konsolidering som uppsugningen medförde. Leran har blivit överkonsoliderad för en belastning som svarar mot porvattenundertrycket i lera, upp till ca 1500 kPa. Det må till slut framhållas att de biologiska processerna i stort sett endast sker när träden är lövklädda, dvs under den varma delen av året.

7.1.2 Kyla

Kyla medför överkonsolidering av lera p g a

- o uttorkning
- o solifluktion
- o permafrost.

Vid bildning av islinser i leran uttorkas denna. Denna tjälning kan ge en förkonsolideringsspanning av storleksordningen 1000 till 1500 kPa.

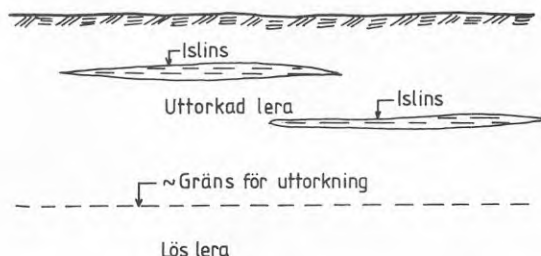


Fig 7.4 Islinsbildning i lera medför en mycket stark överkonsolidering

Sedan jorden tinat har den blivit överkonsoliderad till det djup som motsvarar det maximala tjäldjupet

Solifluktion - långsam rörelse av lös jord utför sluttningar - uppträder i samband med erosion och tjällossning längs stränder och dalgångar. Vid upptining flyter jorden (främst silt) utför sluttningen. Slänterna blir då överkonsoliderade pga den avlastning som sker. Fenomenet är vanligt i "fossila" dalgångar i södra Sverige, där permafrost har rått.

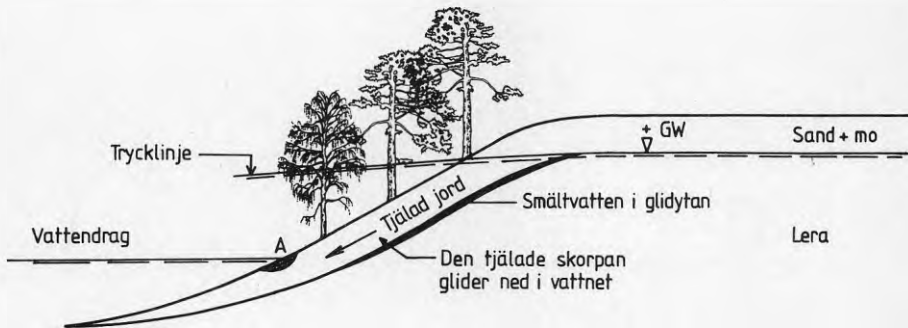


Fig 7.5 Under den tjälade slänten intränger smältvatten i kontakten mot underliggande lera. Liquefaction uppstår i kontaktytan och släntskred sker, ofta underlättad av erosion i strandkanten (A) av vatten eller is.

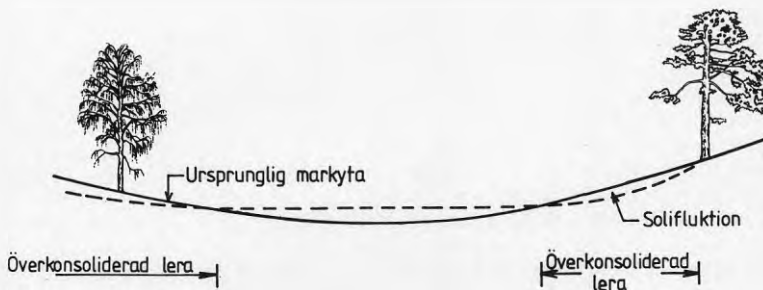


Fig 7.6 Jord flyter ned mot dalmitt när tjälen smälter. Denna typ av jordflytning har främst förekommit vid fossila dalgångar med permafrost.

Under seneglacial tid när arktiskt klimat rådde inom delar av södra Sverige förekom inom landområden permafrost. Fossila kilar är en indikation på att permafrost har rått i samband med inlandsisens reträtt från Skåne så långt som till sydgränsen för den mellansvenska ändmoränzonen vid Skövde. Lera i områden med permafrost är vanligen starkt överkonsoliderad.

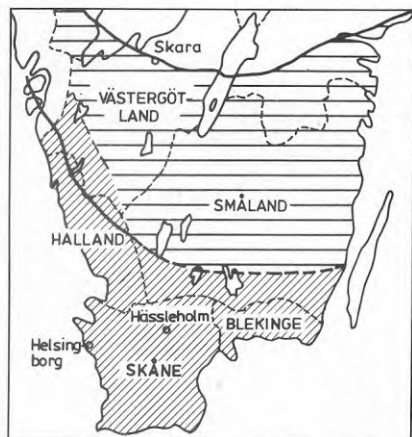


Fig 7.7 Ungefärlig omfattning av de fossila iskilarnas utbredning i södra Sverige. På det snedsträckade området har iskilförekomsten varit relativt riklig och iskilsdjupen 1,5-6 m. På det horisontalstreckade området har observerats enstaka iskilar med djupen 1-2 m. Den heldragna linjen i NV markerar Göteborgsmoränen och bildar gränsen mellan områden där isen smält bort mellan Pre-Bölling och Bölling. Området mellan Göteborgsmoränen och de centrala svenska moränerna, den heldragna linjen genom Skara representerar den varma Böllingetiden, den kalla Äldre Dryas och den varma Alleröd. Än har inga fossila iskilar observerats norr om det centrala svenska moränområdet. (Efter Johnsson 1981).

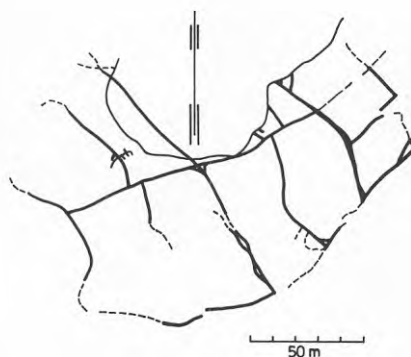


Fig 7.8 Ett fossilt iskilsmönster ca 4 km ONO om Hässleholm. (Efter Johnsson 1981).

Avstånd mellan ändmoränen markerar isavsmältningens hastighet och således rådande klimatförhållanden, i första hand temperatur.

Berglund (1979) visar i en sammanställning de sju hittills kända ändmoränzonerna med den halländska kustmoränzonen som nr 1 och Billings morän som nr 7. I samband härmed har de för permafrostens utbredning så viktiga geografiska gränserna för främst Bölling, Äldre Dryas, Alleröd och Yngre Dryas bestämts. För att få en översikt över landområden söder om de nämnda gränserna har det varit önskvärt att de olika perioderna visades med de strandlinjer som då gällde.

Eftersom permafrost kan antas ha varit en väsentlig orsak till bildning av överkonsoliderad lera berörs fenomenet här relativt ingående.

Landisen och dess avkylande inverkan på omgivning och underlag borde ha spelat en stor roll för bildningen av permafrost. Undersökningar utförda av Büdels (1959) visar emellertid att själva landisen ej hade någon större betydelse. Klimatet har istället varit avgörande. Frosttundran har främst varit permafrostens huvudområde. De tidsperioder under vilka permafrost har kunnat förekomma i Sverige under senkvartär tid är Äldre Dryas (före 10000 år f Kr) samt Yngre Dryas (9000 till ca 8500 år f Kr). Under den däremellan liggande Alleröd-perioden (ca 10000 à 9000 år f Kr) har klimatet varit väsentligt varmare.

Idag påträffas permafrost endast inom mindre områden i fjällregionen i norra Sverige. Vid byggande av Norgevägen vid Torneträsk påträffades permafrost på en några hundra meter lång sträcka. Den ca 10 m tjocka jorden var frusen liksom det underliggande berget. Fenomenet har beskrivits av Knutsson (1980). Permafrostfenomen i fjällen i form av exempelvis jordtuvor, jordvallar, palsar, blockrutor, blocknät, blockringar, stenströmmar och stengropar har bl a behandlats av J Lundqvist (1962).

Enligt Svensson (1976) som speciellt diskuterat fossila permafrostfenomen är iskilar en typisk strukturform för områden där permafrost har förekommit under senkvartär tid i Sverige, liksom polygonmönstret på ytan. Isbildningen har först förklarats av Leffingwell (1919), som studerat ett område i norra Alaska. Han fann att iskilspolygonerna var orsakade av en sammandragning av den frusna jorden vid låg temperatur. Härvid uppkom omfattande sprickbildningar. I sprickorna bildades tunna vertikala isskikt, vars antal och totala bredd ökade vinter efter vinter. Black (1973) har med utgångspunkt från iskilarnas totala bredd beräknat antalet skikt och därmed åldern. I Sverige har påträffats lämningar efter iskilar. Vid permafrostens smältning fylldes hålen efter iskilarna med vanligen sand och silt, vars form i stora drag är en avgjutning av de tidigare aktiva iskilarna. Iskilar kan således användas som en paleoklimatisk indikator, eftersom dessa anger att området under någon period under senkvartär tid haft permafrost. Brown (1967) anger att gränsen för bildning av permafrost sammanfaller med årsisotermen för -1°C .

Den rikliga förekomsten av fossila iskilar i sydvästra Sverige tyder enligt Johnsson (1981) på att permafrost existerade kontinuerligt under inlandsisens reträtt upp till Göteborgsmoränen, som markerar gränsen mellan Pre-Bölling och Bölling. Johnsson antar att det stora antalet iskilar, som påträffats i sydvästligaste Sverige tyder på en årlig medeltemperatur av -6° till -8°C under isavsmältningen. Vida och djupa iskilar indikerar att klimatet har varit kallare än vid smala och grunda iskilar. Det ligger enligt författarens mening nära till hands att jämföra polygonuppsprickningen av jordytan vid stark uttorkning och vid stark kyla. I båda fallen medverkar det höga porvattenundertrycket i jorden till att sprickorna vidgas.

För att lokalisera de lerområden där permafrost har rått kan följande resonemang ligga till grund. Permafrost bör ha

uppträtt först upp till gränsen för isens utbredning vid slutet av Äldre Dryas, dvs vid ca år 10000 f Kr. Denna gräns når upp till Ljungby och sträcker sig mot öster till Oskarshamn och mot väster till en punkt mellan Lysekil och Uddevalla. Området begränsas i öster och väster av kustlinjerna ca 10000 år f Kr. Dessa låg då ungefär mitt emellan HK och nuvarande strandlinjen. Under isens reträtt från Ljungby upp till den södra gränsen för det central-svenska moränområdet, ca 9000 år f Kr, var klimatet relativt varmt. Permafrost borde i stort sett endast ha funnits inom en smal remsa söder om själva isranden. Det blev emellertid sannolikt aldrig så varmt att permafrosten helt försvann söder om en linje söder om Ljungby. Mellan ca 9000 och 8500 år f Kr (Yngre Dryas) blev det åter kallt söder om isranden och permafrost kan ha uppträtt inom hela det område, som höjts ur havet fram till ca 8500 år f Kr. Detta innebär att remsan mellan HK och nuvarande strandlinje, som nu stigit upp ur vattnet blev tjälad. Gränsen kom att ligga närmare den nuvarande stranden än för den tidigare remsan. Den tidigare bildade polygonmarken kunde utvecklas vidare samtidigt som ytterligare mark utanför den äldre remsan tjälade.

Ca 8500 år f Kr steg temperaturen åter - förvämetiden - och klimatet på de redan frilagda områdena blev mildare. Området med permafrosten minskade och försvann så småningom helt. Tecken på permafrost finns dock kvar.

7.2 Förändringar av land, hav och grundvatten

Förändringar genom regression och transgression samt förändringar av grundvattennivån, har praktiskt taget ständigt pågått och bl a visat sig i att Sveriges kustlinje kontinuerligt har ändrat läge under senkvartär tid. Den mycket breda kustremsan har varit utsatt för skilda klimatiska förhållanden under hela denna tid. Detta har i många fall medfört, att lerans konsolideringsgrad förändrats. Leran har blivit överkonsoliderad. Härvid har trans- och regressionsförhållandena längs kusten haft mycket stor betydelse.

Grundvattnets strömningshastighet i jorden påverkas främst av strömningsgradienten och av jordens vattengenomsläpplighet (permeabilitet). Strömningen påverkas av terrängens lutning mot havet eller närmaste recipient och av havets nivåförändringar. Grundvattenytan sjunker som regel vid regression och endast i mindre omfattning ändrar nivån när ingen landhöjning sker. Vid en transgression höjs grundvattenytans nivå i takt med att landet översvämmas.

Den överkonsolidering som sker i ett lerlagers hela tvärsnitt på grund av en sänkning av grundvattenståndet är beroende bl a av lerans tjocklek, geologiska-geotekniska egenskaper samt av dräneringsförhållandena. Om leran är konsoliderad för rådande belastningar vid sänkt grundvattennivå resulterar en höjning av grundvattenytan vid en transgression i en överkonsolidering som motsvarar skillnaden i belastningsförhållandena. Vid en efterföljande regression är leran överkonsoliderad fram till den tidpunkt då grundvattenytan sjunkit till den nivå (räknat från markytan) som rådde före transgressionen. Förändringar i klimatet kan medföra att denna tidpunkt ligger långt senare än den tidpunkt då havet nådde samma nivå som före transgressionen. Det kan finnas platser där grundvattenytan ligger högre än före transgressionen såsom illustreras schematiskt i fig 7.9.

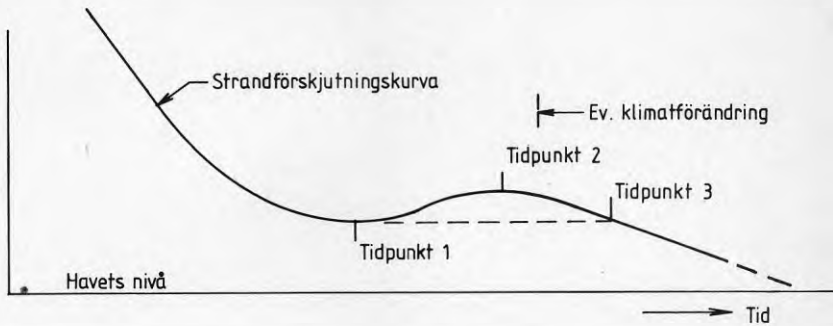


Fig 7.9 Transgression som orsak till överkonsolidering. Under regressionen fram till tidpunkt 1 i fig 7.9 är de isostatiska rörelserna större än de eustatiska och grundvattennivån sjunker i förhållande till den frilagda markytan. Vid denna tidpunkt börjar en transgression. En del av de frilagda landområdena dränks och grundvattenströmmen däms upp. Detta pågår fram till tidpunkt 2 då transgressionen når ett maximum och en ny regression börjar. Havsytan eller den fria vattenytan i en recipient har vid tidpunkt 3 samma läge som före transgressionen. Vid tidpunkt 3 ligger grundvattennivån närmare markytan än vid tidpunkt 1. Leran är fortfarande överkonsoliderad trots att havsytan nått sitt gamla läge. Överkonsolideringen består tills grundvattennivån blir lägre än vid tidpunkt 1.

I det följande analyseras strandlinjens förändringar längs landets kust under senkvartär tid. En ansats görs att förklara hur lerans konsolideringskvot härvid har förändrats främst med hänsyn till klimatiska förändringar. Med hänsyn till de konstaterade varierande förändringarna av nivåer hos land, hav och grundvatten har kusten från Haparanda till Strömstad indelats i sju avsnitt enligt fig 7.10. Mellan vissa av dessa är gränserna osäkra.

Typiska strandförskjutningskurvor för vissa avsnitt visas i fig 7.11. Uppgifterna är hämtade från geologisk litteratur. I några fall har vissa förenklingar gjorts. Källmaterialet, från vilket uppgifterna är hämtade, anges i beskrivningen av de enskilda avsnitten.

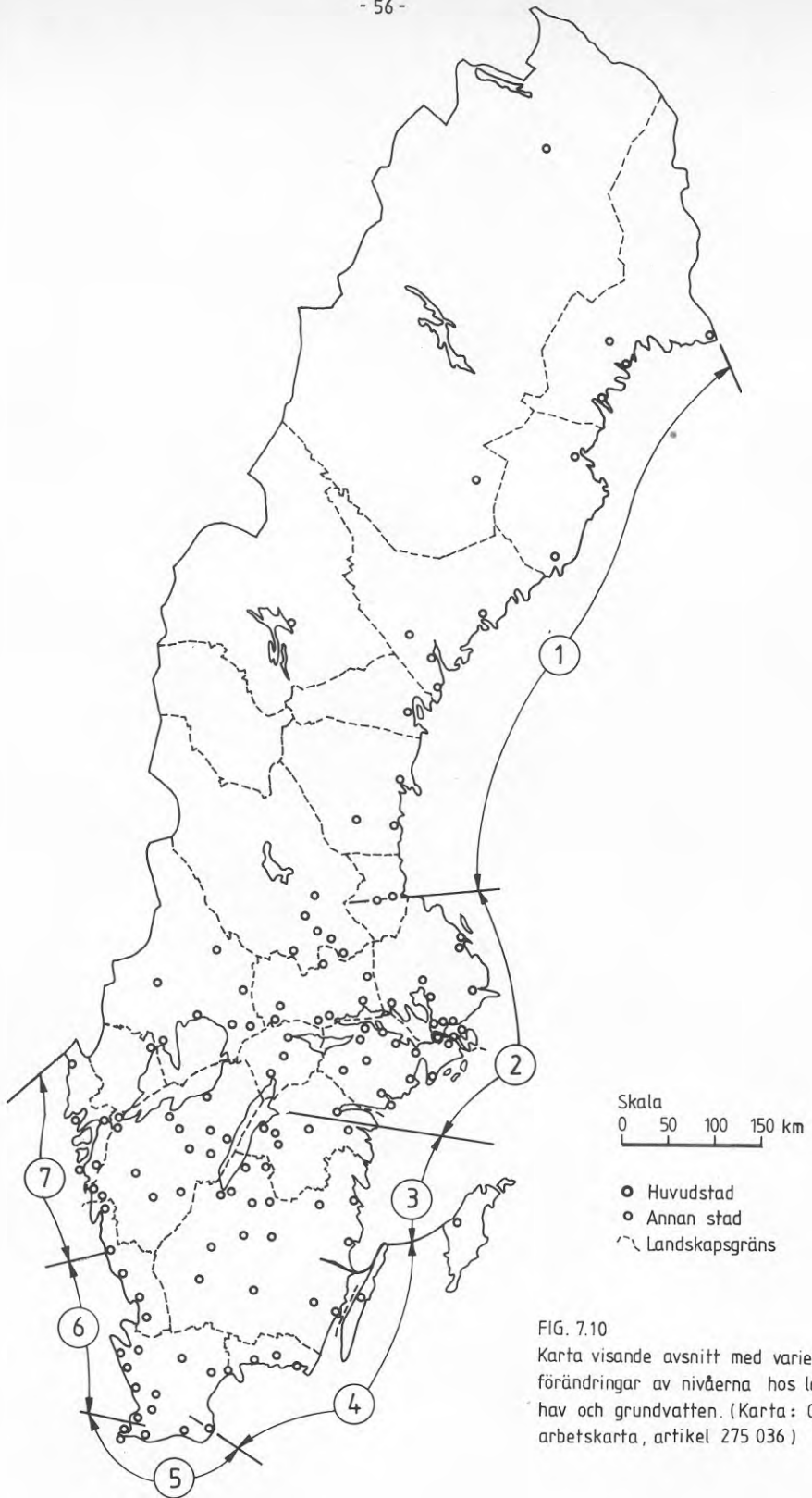
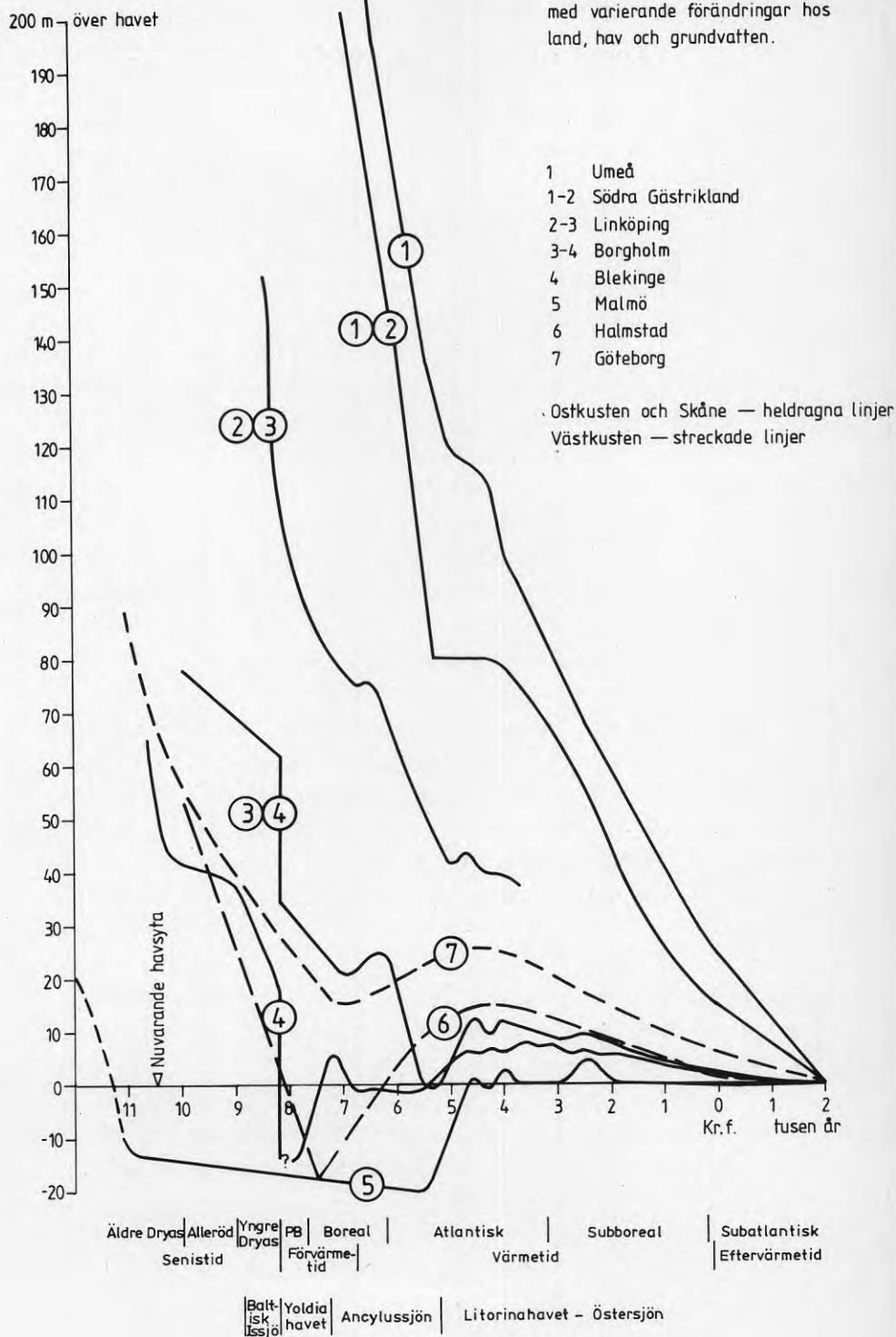


FIG. 7.10
Karta visande avsnitt med varierande
förändringar av nivåerna hos land,
hav och grundvatten. (Karta: GLA
arbetskarta, artikel 275 036)

Fig. 7.11 Karaktäristiska strandförskjutningskurvor för avsnitt och gränser mellan avsnitt - se fig. 7.10 - med varierande förändringar hos land, hav och grundvatten.



7.2.1 Avsnitt 1 - Kustområdet Haparanda - Gävle

Enligt en strandförskjutningskurva för Umeåområdet av Granlund (1943) - kurva 1 på fig 7.11 - framgår att regression ständigt pågått inom detta avsnitt. Litorinatransgressionen ändrar endast temporärt landhöjningens hastighet, dvs lutningen hos kurvan. Denna strandförskjutningskurva kan anses vara representativ för Norrlandskusten ned till Gävle. Minskningen av landhöjningens hastighet med hänsyn till att den eustatiska rörelsen är praktiskt taget lika stor längs hela kusten är direkt beroende av de isostatiska rörelserna. Dessa är större vid Umeå än de eustatiska under Litorinatransgressionen. De minskar söder om Hörnefors. Vid Gävle är de under en tid lika stora. Detta framgår av strandförskjutningskurvan för södra Gästrikland av Sandegren (1938) - kurva 1-2 på fig 7.11. Någon transgression som kan ha förorsakat en överkonsolidering av leran har ej inträffat. Emellertid har torrskorpans tjocklek ändrats genom evaporation, såsom tidigare påpekats. Man kan förvänta att förändringarna har varit störst inom de lerområden som ligger närmast HK och speciellt stora har denna inverkan varit inom lerområdena som påverkats av de torra perioderna under varmetiden.

Om man exempelvis betraktar Luleåområdet (mera detaljerat beskrivet i kapitel 9) kom de högst belägna delarna av leran i dagen ca 6900 år f Kr då varmetiden började. Den egentliga varmetiden avklingade ca 3000 år f Kr. Kustlinjen låg då vid nuvarande nivå ca +60 m. Man har anledning anta att torrskorpans tjocklek successivt ökar mot HK över +60 m.

När det nuvarande klimatet började bli förhärskande och grundvattennivån ökade kvarstod den konsolidering leran fått under de varmare perioderna. Leran är därför idag överkonsoliderad. Detta hindrar icke - som berörs i andra sammanhang - att leran även vid kusttrakterna kan vara överkonsoliderad. Under landhöjningen uppstod stora nivåskillnader i terrängen främst genom erosion kring vatten-

drag. Härvid ändrades konsolideringsförhållandena i leran såsom behandlas i avsnitt 7.3.

7.2.2 Avsnitt 2 - Kustområden där strandlinjen under viss tid i stort sett varit konstant

Litorinatransgressionen är omnämnd i Avsnitt 1. Delområden intill nuvarande Östersjön påverkades före Litorinatransgressionen även av Ancylustransgressionen. Vid den nivåförändring som medförde att Yoldiahavet avsnördes från Västerhavet övergick Yoldiahavet i Ancylussjön. Pasströskeln mellan Ancylussjön i öster och Västerhavet kom att ligga mellan Värmland, Närke och Västergötland. Ancylussjön, vars yta enligt E Nilsson (1968) låg 32 m över havets yta, avbördades genom "Svea älv" vid Degerfors till Storvänern, vars yta låg ca 4 m över Västerhavets nivå. Uppdämningen öster om passet medförde att Ancylussjön täckte avsevärda delar av nuvarande östra Mellansverige. Med den fortsatta landhöjningen steg med tiden en skärgård upp ur Ancylussjön. Stranden försköts mot nuvarande kustlinje. Landhöjningen medförde även att Svea älv sinade och Ancylussjön växlade avlopp från Degerfors till Öresund. Redan i Avsnitt 1 konstateras att strandförskjutningskurvan för södra Gästrikland av Sandegren (1938) - kurva 1-2 på fig 7.11 - visar att stranden under Litorinatransgressionen mellan ca 5000 och 4000 år f Kr legat på samma nivå. Transgressioner kan inte med säkerhet påvisas söder om Gästrikland förrän i Södermanland och i norra Östergötland.

Florin (1948) har studerat de senkvartära strandförskjutningarna söder om Hjälmarenen och Mälarbäckenet från Degerfors i väster till Nyköping i öster. Diagrammen bygger förutom på sedvanliga metoder framförallt på arkeologiska undersökningar genom s k fosfatanalys samt analys av främst redskap under mesolitisk och neolitisk tid.

Florins diagram börjar ca 8000 år f Kr och sträcker sig fram till 1000 år f Kr. Diagrammet är alltför omfattande för att återges här. Han visar emellertid att det under varmetiden

har förekommit inte mindre än sju transgressioner och regressioner. Florins undersökning visar även att fullt märkbara transgressioner har inträffat bl a under Litorinatid längs Sveriges ostkust så långt norrut som några mil norr om Nyköping.

Fromm (1976) anger i en strandförskjutningskurva för trakten av Linköping - kurva 2-3 på fig 7.11 - en märkbar transgression under Litorinatid ca 5000 år f Kr samt en klart iakttagbar transgression under Ancylustid ca 6750 år f Kr. Enligt Fromm är dock Litorinatransgressionen något osäker. De något divergerande uppgifterna om Litorinatransgressionen mellan Florin och Fromm inbjuder möjligen till det försiktiga uttalandet att de isostatiska och eustatiska rörelserna under Litorinatransgressionen resulterat i att strandlinjen under denna tid varit oförändrad från Gävle till Linköping.

Pollenanalys tyder på att klimatet under tiden för Litorinatransgressionen var varmare än nu. Under det varmare klimatet försköts stranden från nivån ca +80 m ned till ca +60 m över den nuvarande havsytan. Under ett tidskede före år 600 f Kr var klimatet torrt. Sjöarnas vattenstånd var då lågt. Fynd av tallstubbar, som påträffats på den forna sjöbotten i exempelvis Skarvsjön i Hille socken (Sandegren et al 1939) tyder på detta. Ett kraftigt omslag från ett torrt till ett fuktigt klimat skedde ca 600 år f Kr. Den gränshorisont - rekurensyta III - som då utbildades och som indikerar att medeltemperaturen då var lägre än nu har påträffats ända nere i Tyskland. Den låga medeltemperaturen tyder på att tjälen kunde tränga ner i jorden djupare än nu, särskilt intill stränder. Den överkonsolidering i leran som konstateras i detta avsnitt har icke främst orsakats genom transgression.

Avseende strandlinjens läge före Ancylus- och Litorinatransgressionen i förhållande till nuvarande havsytan för detta avsnitt gäller att båda ligger innanför den nuvarande stranden med Ancylusgränsen vid Linköping ca 33 m över Litorinagränsen.

7.2.3 Avsnitt 3 - Kustområdet mellan Linköping och Kalmar-Borgholm

Avsnitt 3 omfattar området från trakten söder om Linköping ner till Mönsterås, eventuellt Kalmar-Borgholm.

Både Ancyclus- och Litorinatransgressionerna ökar söderut i storlek söder om Linköping. Strandlinjerna före transgressionerna närmar sig den nuvarande havsnivån. Strandförskjutningskurvan för Borgholm enligt G Lundqvist (1963a) efter Granlund visar att stranden före Litorinatransgressionen låg på samma relativa nivå som nuvarande strandlinje. Den nu pågående regressionen har här således endast återställt förhållandena mellan land och hav.

Under förutsättning att grundvattennivån före Litorinatransgressionen låg lägre än nu och att leran var konsoliderad för rådande förhållanden är leran nu överkonsoliderad och överkonsolideringsgraden ökar mot söder. Om däremot grundvattenytan ligger på samma nivå som före Litorinatransgressionen saknas anledning till att leran skulle vara överkonsoliderad på grund av transgressions/regressionsrörelser.

Strandförskjutningskurvan för Borgholm (gränskurva 3-4) enligt fig 7.11 visar att havets nivå före Litorinatransgressionen låg lägre än före Ancylostansgressionen. Högbom (1919) visar för Kalmar det motsatta förhållandet. E Nilssons (1968) karta över Ancylostansjöns lägsta nivå visar att Kalmarsund då var torrlagt och att strandlinjen låg vid Mönsterås. Om detta är riktigt, vilket även egna undersökningar antyder, bör södra gränsen för område 3 flyttas till Mönsterås.

7.2.4 Avsnitt 4 - Kustområdet mellan Mönsterås och Simrishamn

På avsnitt 4 som omfattar delen mellan Mönsterås alternativt Borgholm och Simrishamn har havet före Litorina- och Ancylostansgressionerna legat lägre än nuvarande havsyta.

Detta framgår bl a av strandförskjutningskurvan för Blekinge av Berglund och Björck (1971) - kurva 4 i fig 7.11. Mer eller mindre breda zoner har således före transgressionen varit torrlagda utanför nuvarande strand. Torrläggningens djup under nuvarande havsyta ökar mot söder. I förhållande till den nuvarande havsytan minskar nivåerna för de högsta vattenstånden vid Ancyclus- och Litorinatransgressionerna. Enligt kartbilder av E Nilsson (1968) över Ancylussjöns och Litorinahavets utbredning vid maximal nivå ligger gränsen för de högsta vattenstånden i anslutning till nuvarande strandlinje vid Simrishamn. Havet har således icke nått sin lägsta nivå före Ancyclus- och Litorinatransgressionerna. Detta medför att grundvattenytan idag ligger högre än före transgressionerna och att leran är överkonsoliderad med hänsyn till nuvarande belastningsförhållanden.

Enligt E Nilsson (1968) var torrläggningen av Östersjön vid Ancylussjöns lägsta nivå - ca 7500 år f Kr - så omfattande att landförbindelse existerade mellan fastlandet, Öland och Gotland. Vid Ancylussjöns högsta läge ca 6500 år f Kr hade vattnet stigit och stora delar av Öland och Gotland låg under vatten, liksom en avsevärd remsa av fastlandet väster om Öland. Leran inom de under tidig Ancylostid torrlagda områdena bör vara överkonsoliderad. En avsevärd del av denna lera inom södra delen av nuvarande Östersjön ligger idag som regel djupt under havets yta.

7.2.5 Avsnitt 5 - Kustområdet mellan Simrishamn och Malmö

Inom avsnitt 5 som i stora drag ligger längs kusten mellan Simrishamn och Malmö har terrängen över det nuvarande strandområdet icke legat under vatten vid Ancylostustransgressionen som det framgår av strandförskjutningskurva för Malmö enligt G Lundqvist (1963a) efter Granlund - kurva 5 på fig 7.11. Leran är överkonsoliderad för den grundvattensänkning som rådde före transgressionerna. Överkonsolideringen kan ha varit avsevärd bl a med hänsyn till att havsytan före Litorinatransgressionen låg upp till ca 20 m lägre än nuvarande strandlinje.

Få områden inom Sverige har undersökts geologiskt så intensivt och detaljrikt som Skåne. Alla undersökningar visar emellertid att den senkvartära utvecklingen här är ytterst komplicerad. För att i stort illustrera förutsättningarna för transgression och regression måste man beakta dels alla detaljer i nivåförändringarna hos Baltiska Issjön dels förekommande transgressioner exempelvis under gånggrifttid, som i litteraturen även har kallats Ramsays stenålderstransgression. Under denna tid dränktes kustremsan vid Malmö upp till nuvarande nivå ca +4 m, vilken icke nämnvärt påverkades av Litorinatransgressionen ca 4500 år f Kr.

7.2.6 Avsnitt 6 - Kustområdet mellan Malmö och Varberg

Inom avsnitt 6, som omfattar sträckan mellan Malmö och Varberg, låg vattenytan lägst samtidigt med Ancylustiden i Östersjön. En omfattande havsregression torrlade kuststräckan till ett maximalt djup av ca 30 m utanför Malmö, ca 20 m utanför Halmstad för att sjunka till ca 0 m vid Varberg. Omfattande utredningar av strandförskjutningar har utförts av Mörner (1969). I Mörners avhandling visas strandförskjutningsdiagram för varje 30 km inom en 180 km lång sträcka längs Västkusten. Såsom referenslinje - läget hos 0-km linjen använder Mörner läget hos "the Ancient Lake" Veselången som ligger i Viskandalen några km norr om Varberg. Enligt Mörner har stranden norr om referenslinjen aldrig legat utanför nuvarande strandlinje. Vid 0-km linjen har "status quo" rått och söder därom har strandlinjen alltid förr i tiden legat utanför den nuvarande strandlinjen. Kurvorna är av mycket stort värde när det gäller att förklara den stora överkonsolideringen av leran längs Västkusten både innanför och utanför den nuvarande strandlinjen.

Enligt Mörners kurvor var nuvarande havsbotten under tiden ca 7700-7300 år f Kr i höjd med Malmö torrlagd ned till ca 43 m under nuvarande havsyta. Motsvarande värden för Helsingborg var ca 38 m, för Landskrona ca 30 m, för Ängelholm ca 25 m och för Halmstad ca 15 m.

För detta avsnitt visas en schematisk strandförskjutningskurva för Halmstad - kurva 6 på fig 7.11 - som har upprättats av E Nilsson (1968). I denna del av Sverige torde finnas de bästa förutsättningarna för bildning av överkonsoliderad lera på grund av varmetiden i kombination med transgression och regression samt grundvattenytans förändringar. Erfarenheter från utförda undersökningar visar också att leran här är starkt överkonsoliderad. Om man dessutom beaktar Berglunds temperaturutvecklingsdiagram för Skåne (fig 6.2) finner man också att frosten under de kallare perioderna Äldre Dryas och Yngre Dryas har haft en stark inverkan på stora delar av de områden, som nådde över havsytan fram till slutet av Yngre Dryas ca 8500 år f Kr. På dessa områden kan den starkt konsoliderande inverkan på leran av permafrost icke försummas.

7.2.7 Avsnitt 7 - Kustområdet mellan Varberg och Svinesund

På detta avsnitt har strandlinjen under senkvartär tid aldrig legat utanför nuvarande strandlinje. En strandförskjutningskurva för Göteborg upprättad av Sandegren (1931) visas som kurva 7 på fig 7.11. Efter Västerhavets inbrott i Östersjöbäckenet, då Litorinahavet bildades, nådde Västerhavets nivå sitt maximum ca 4500 år f Kr. Denna transgression längs Västkusten benämns den postglaciala transgressionen och dess högsta nivå Tapesgränsen. Samtidigt nådde Litorinatransgressionen sin högsta nivå i Östersjöbäckenet.

Den postglaciala transgressionen har förorsakat en överkonsolidering av leran endast inom delområden där grundvattenytan före transgressionen låg djupare under markytan än nu.

Enligt Berglund (1976) kan ytterligare transgression spåras i Göteborgstrakten vid HK, dvs kort tid efter det att isen lämnat området. Förutsättningarna för att grundvatten före denna transgression låg lägre än idag är dock ringa.

7.3 Belastning

Överkonsolidering kan ha förorsakats av förändringar av belastningen bl a på grund av:

- o erosion
- o skred
- o växtlighet
- o förbelastning.

7.3.1 Erosion

Spår av erosion finns praktiskt taget överallt i markytan.

Erosion kan orsakas av bl a:

- o strömmande vatten
- o nederbörd
- o vind.

Strömmande vatten - från älvar till små vattendrag - har under tidernas lopp bl a på grund av landhöjningen eroderat tidigare avlagrade sediment. Botten i många vattendrag fördjupas i takt med landhöjningen. Erosionen förorsakar i många fall skred längs stränderna som kan vara mycket höga exempelvis i Norrland. Strandplanen består ofta av sand och mo som under lång tid har belastat den underliggande leran. När sedan strandplanet har sänkts på grund av erosion eller andra krafter har den underliggande leran blivit överkonsoliderad. Ett talande exempel på hur stor överkonsolideringen kan vara framgår av Umeå kyrka (1894), som ligger nära älven. Sättningarna har varit små. Inga synliga spår finns trots den stora viktskillnaden mellan det höga tornet och kyrkorummet. Endast något hundratal meter från älvfåran tunnar sanden ut. Jorden består där enbart av normalkonsoliderad lera eller silt vanligen till stort djup.

Nederbörd - i regel i form av regn - förorsakar ofta raviner. Normalt sänks grundvattennivån intill en ravin, vilket medför en överkonsolidering hos leran allteftersom den torkar ovanför grundvattennivån.

Vid vinderosion sker en jordförflyttning. Avsevärda jordmassor kan transporteras från en plats till en annan. Den resulterande dynbildningen är speciellt framträdande längs Västkustens strandområden, där leran ofta är täckt av främst finsand, vars tjocklek stundom kan vara avsevärd. När dynerna har förflyttats har den underliggande leran blivit överkonsoliderad på grund av reduktionen av belastningen. Någon nämnvärd sättning sker icke i leran förrän belastningen från en konstruktion (byggnad etc) eller uppfyllning blir större än belastningen från den borteroederade dynen.

En annan form av jordflykt uppstår när frilagd "matjord" ofta i form av jorddrivor förflyttar sig från en plats till en annan. Dessa jordförflyttningar är ofta till förfång för jordbruket men påverkar även den underliggande lerans konsolideringsförhållanden.

7.3.2 Skred

När ett skred har inträffat blir den kvarliggande leran inom skredområdet överkonsoliderad på grund av avlastning. Överkonsolideringen storlek beror således på den resulterande nivåskillnaden. Skredområden finns framförallt vid stränderna av vattendrag. Skred bör ha inträffat särskilt inom de nya strandområden som bildades vid den Baltiska Issjöns tappning.

7.3.3 Växtlighet

Under kapitel 7.1.1 har berörts hur växtligheten främst träd sänker grundvattenytan, varvid en konsolidering sker av den underliggande leran. När skogen röjs och grundvattennivån åter stiger blir leran överkonsoliderad med avseende på den nya grundvattennivån. Före röjning av skogen kan även belastningen från tyngre träd bidra till en viss överkonsolidering av leran.

7.3.4 Förbelastning

Vid grundläggning av småhus på lera som är normalkonsoliderad kan skadliga sättningar uppstå. Dessa sättningar kan reduceras genom att man förbelastar området med exempelvis sand - stundom kombinerat med vertikaldränering. Belastningen skall helst vara större än belastningen från de planerade husen eller anläggningarna (främst vägar). Man mäter därvid sättningarna. Sanden tas bort när sättningarna blivit så stora att de motsvarar den beräknade slutsättningen under husen om någon förbelastning icke utförts.

8. BESTÄMNING AV LERAS ÅLDER GENOM MÄTNING AV PORVATTENÖVERTRYCK

Porerna i en lera är under grundvattennivån som regel fyllda med vatten, s k porvatten. När sättningarna i ett lerlager har avstannat motsvarar trycket i porvattnet grundvattennivån. Ökar belastningen på leran ökar porvattentrycket, varvid vatten pressas ut ur leran. Denna utpressning pågår - vilket innebär sättningar i leran - till dess att porvattenövertrycket har utjämnats. På grund av lerans låga permeabilitet tar det lång tid för att porvattenövertrycket fullständigt skall utjämnas, särskilt om lerlagret är tjockt.

Genom att mäta det porvattenövertryck som kvarstår i ett tjockt lerlager är det i princip möjligt att bestämma den tidpunkt när ett lerlager kommit ovanför havsytan vid exempelvis en landhöjning eller en hastig sänkning av havsytans nivå.

I fig 8.1 visas fördelningen av porvattentrycket en viss tid efter det att ett lerlager kommit ovan havsytan. Porvattentrycket mitt i lerlagret kommer då att vara högre än vad som svarar mot grundvattennivån i den uppspruckna torrskorpan eller i ett befintligt permeabelt bottenlager. Det är denna eftersläpning av utjämnningen av porvattentrycket som utnyttjas vid åldersbestämningen. Metoder för beräkning och mätning av portrycksförändringar har bl a angivits av Hansbo (1973) och Torstensson (1975).

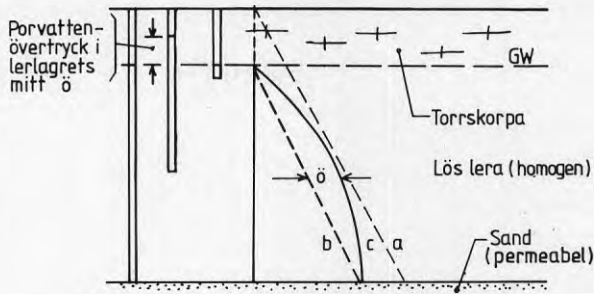
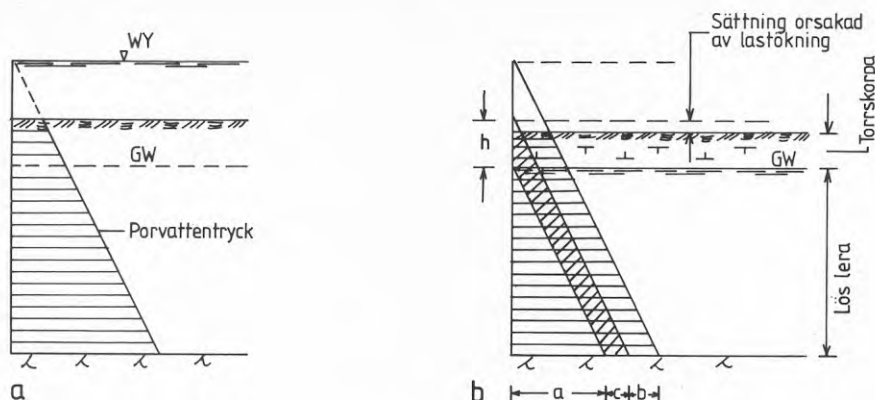


Fig 8.1 Fördelning av porvattentryck i ett tjockt lerlager där a är porvattentrycket när lerlagrets överyta når havsytan, b är det utjämnade porvattentrycket för GW, c är porvattentryck enligt mätningar och ö är det uppmätta porvattenövertrycket

När lera avsätts på havsbotten sker en gradvis konsolidering av leran allteftersom sedimenten byggs upp. Om sedimentationen av ett finkornigt material sker mycket hastigt mätt med geologiska tidsmått, kan ett relativt högt porvattenövertryck uppstå i leran under sedimenteringen. Detta är exempelvis fallet i Mississippiflodens delta i södra USA (Henkel 1970). Normalt sker dock sedimentationen så långsamt att porvattenövertrycket i leran i stort utjämnas under själva sedimentationen. Detta är normalt fallet för de lersediment som förekommer i Sverige.

När lerans yta når över havsytan i samband med att landet höjer sig eller att havsytans nivå sjunker, uppstår ett porvattenövertryck (u_g) i leran som motsvarar $h \varphi_w g$ där h är havsytans eller grundvattensytans nya nivå i förhållande till markytan såsom illustreras i fig 8.2 och φ_w är vattnets densitet.



- a = hydrostatiskt tryck för GW
 b = porvattenövertryck (över hydrostatiskt tryck) som utjämnas momentant.
 c = porvattenövertryck på grund av vattenytans sjunkning under f.d. sjöbotten (markytan) $c = h_{g_w} g = u_0$

Fig 8.2 Porvattenövertryck i ett lerlager vid en plötslig sänkning av havsytans nivå

Allteftersom leran över grundvattennivån närmast markytan torkar och vattenhalten minskar spricker leran. I leran uppstår ett system med främst vertikala och horisontala sprickor som fungerar som ett dräneringssystem. Även växtlighet och främst träd samt maskar bidrar till att dränera den ytliga sprickzonen.

Vid konsolidering av lerlagret utjämnas först det kvarstående porvattenövertrycket u_0 närmast den uppspruckna torrskorpan som bildas under markytan. Om leran underlagras av exempelvis sand och grus sker en snabb utjämning av porvattenövertrycket i lerlagret även intill sanden och gruset.

Med tiden kommer även porvattenövertrycket mitt i lerlagret att påverkas. Efter lång tid - upp till flera tusen år om lerlagret är mycket tjockt - kommer porvattenövertrycket att vara fullständigt utjämnat och porvattentrycket i hela lerlagret kommer att svara mot grundvattennivån, under förutsättning att ingen ytterligare ändring av grundvattennivån sker. Detta fall behandlas i det följande.

Teorin för beräkning av den successiva utjämnningen av porvattenövertrycket behandlas i Appendix I. Den teoretiskt beräknade fördelningen av porvattenövertrycket i ett lerlager med tjockleken H visas i fig 8.3, som funktion av en dimensionslös tidsfaktor T_v , där $T_v = c_v t/H^2$. c_v är konsolieringskoefficienten bestämd enligt ödometerförsök och t är tiden. Vid enkelsidig dränering av ett lerlager är H lika med lerlagrets tjocklek. Vid dubbelsidig dränering motsvarar H halva lerlagrets tjocklek.

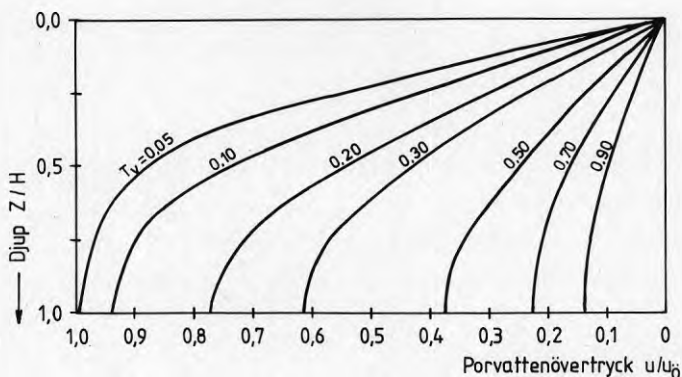


Fig 8.3 Porvattenövertrycksfördelning i ett lerlager vid enkelsidig dränering

Man kan se att utjämnningen av porvattenövertrycket sker snabbast överst intill det dränerande ytskiktet och att utjämnningen sprider sig snabbt nedåt mot lerlagrets undersida. För ett dubbelsidigt dränerat lerlager med tjockleken $2H$ gäller porvattentryckfördelningen enligt fig 8.3 ned till lerlagrets mitt. För delen under lerlagrets mitt skall figuren spegelvändas och får då utseendet enligt fig 8.4.

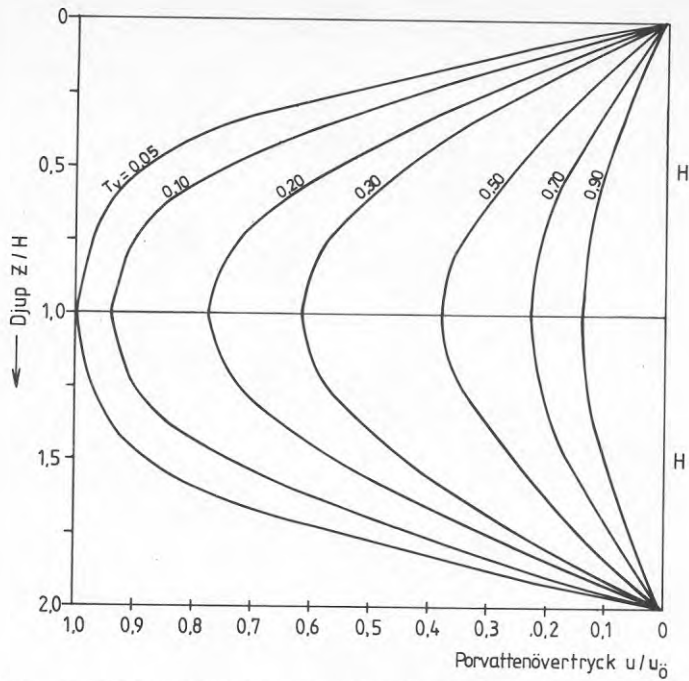


Fig 8.4 Porvattenövertrycksfördelning i ett lerlager med tjockleken $2H$ vid dubbelsidig dränering

I fig 8.5 visas förändringen av porvattenövertrycket mitt i ett lerlager och i fjärdedelspunkterna vid dubbelsidig dränering. Vid enkelsidig dränering motsvarar lerlagrets undersida mittpunkten medan lerlagrets mitt vid enkelsidig dränering motsvarar fjärdedelspunkterna vid dubbelsidig dränering.

Porvattenövertrycket mitt i lerlagret vid dubbelsidig dränering påverkas till en början endast i mycket ringa utsträckning av konsolideringen, medan porvattenövertrycket i fjärdedelspunkterna påverkas kraftigt. När $T_v > 0,25$ är ändringen av porvattenövertrycket större mitt i lerlagret jämfört med fjärdedelspunkterna. Vid åldersbestämning av ett lerlager är det således bättre att mäta porvattenövertrycket i fjärdedelspunkterna när $T_v < 0,25$. När $T_v > 0,25$, vilket normalt är fallet, är det däremot fördelaktigt att mäta porvattenövertrycket mitt i lerlagret vid dubbelsidig dränering eller vid lerlagrets undersida vid enkelsidig dränering.

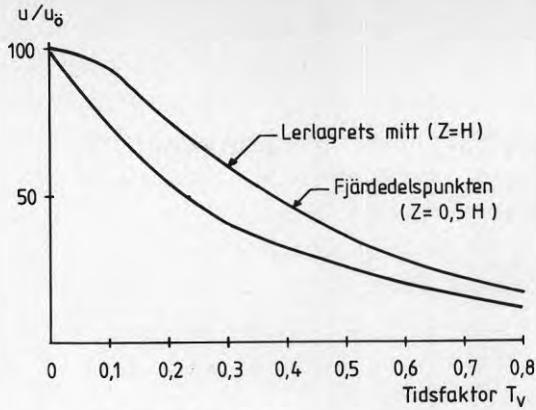


Fig 8.5 Porvattenövertrycket i lerlagrets mitt eller fjärdedelspunkt vid dubbelsidig dränering som en funktion av tidsfaktorn T_v

Till en början går konsolideringen och utjämnigen av porvattenövertrycket relativt snabbt. Efter hand reduceras hastigheten för konsolideringen och utjämnigen av porvattenövertrycket.

I fig 8.6 visas grafiskt sambandet mellan T_v och den genomsnittliga konsolideringsgraden \bar{U} för hela lerlagret. Vid exempelvis $T_v = 1$ är \bar{U} ca 0,95, dvs endast ca 5% av primärsättningen kvarstår.

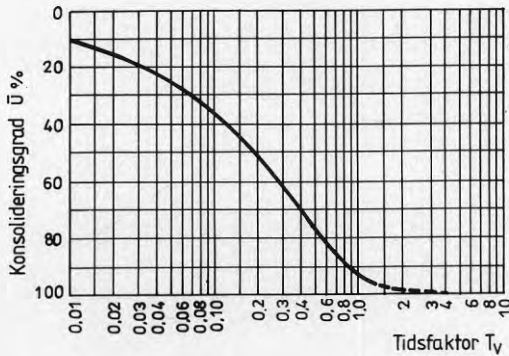


Fig 8.6 Diagram över det teoretiska förhållandet mellan konsolideringsgraden \bar{U} och tidsfaktorn T_v

I fig 8.7 visas den tidsmässiga förändringen av porvattenövertrycket mitt i ett 60 m tjockt lerlager för de första tusen åren som leran nått över havsytans nivå. Grundvattennivån har antagits vara konstant och belägen 1 m under markytans nivå. Lerlagret är dränerat dels vid vattennivån i den utbildade torrskorpans undersida, dels i lerlagrets undersida (dubbelsidig dränering). Lerlagrets effektiva tjocklek (H) blir i ett sådant fall 30 m. Porvattenövertrycket i lerlagrets mitt är beräknat enligt den formel som redovisas i Appendix I, för ett c_v -värde av $10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$.

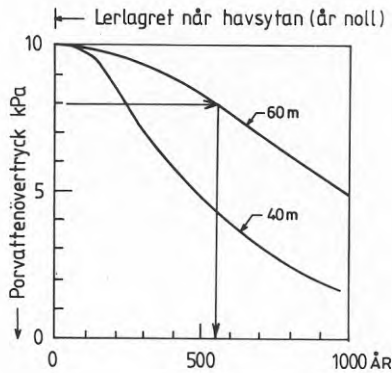


Fig 8.7 Porvattenövertryck mitt i ett lerlager med tjockleken 60 m resp 40 m vid dubbelsidig dränering

Man kan direkt avläsa åldern för en grundvattensänkning ur fig 8.7 om man har mätt porvattenövertrycket. Vid exempelvis ett porvattenövertryck av 8 kPa blir tiden 550 år. Vid enkelsidig dränering blir tiden fyra gånger längre, dvs 2200 år.

Man kan se i fig 8.7 att ett betydande porvattenövertryck kvarstår mitt i lerlagret även 1000 år efter det att lerlagret kommit ovanför havsytan. I figuren har även lagts in det beräknade porvattenövertrycket i ett 40 m tjockt lerlager vid dubbelsidig dränering. Porvattenövertrycket är i detta fall betydligt lägre än i det föregående fallet när lerlagret var 60 m tjockt.

Genom att mäta det kvarstående porvattenövertrycket mitt i ett lerlager skulle det således vara möjligt att bestämma när en grundvattensänkning har skett och när lerlagret kommit över havsytans nivå. En förutsättning för en sådan åldersbestämning är att man använder sig av mycket känsliga porvattentrycksmätare så att även små porvattenövertryck kan registreras. Dessutom fordras att lerlagret är relativt tjockt (> 30 à 40 m) så att det kvarstående porvattenövertrycket blir relativt högt (mätbart) och att mätningarna utförs mitt i lerlagret vid dubbelsidig dränering. Dräneringsförhållandena måste således bestämmas i detalj. Befinner sig ett dränerande lager nära intill den punkt där porvattenövertrycket mäts, så påverkas det uppmätta porvattenövertrycket och åldersbestämningen.

En ytterligare faktor som kan ha stor inverkan på åldersbestämningen är sekundärkonsolideringen som i organiska jordar kan blir stor. Sekundärkonsolideringen förorsakas av plastiska deformationer i jorden. Sekundärsättningarnas hastighet avtar emellertid med tiden. För ett 40 m tjockt lerlager med oorganisk lera i Göta älvs dalgång kan sekundärsättningarna vara av storleksordningen 1 mm/år.

Sammanfattningsvis kan sägas att det är teoretiskt möjligt att bestämma när ett lerlager kommit ovanför havsytan genom att mäta det kvarstående porvattenövertrycket mitt i lerlagret. Emellertid kan felet i åldersbestämningen bli betydande, eftersom konsolideringsförloppet och utjämningen av porvattenövertrycket påverkas av dräneringsförhållandena och av sekundärsättningarna. Förutsättningarna för att metoden skall vara framgångsrik är att dräneringsförhållandena i leran är kända i detalj, att lerlagret är relativt tjockt (>30 à 40 m), att sänkningen av havsnivån har skett relativt snabbt, att sekundärsättningarna är små och att leran är normalkonsoliderad. Det är relativt få fall där alla dessa krav samtidigt är uppfyllda. Åldersbestämning genom mätning av det kvarstående porvattenövertrycket bör därför kombineras med andra metoder.

9. UTREDNING AVSEENDE LERORS ÖVERKONSOLIDERING I OLIKA
OMRÅDEN I SVERIGE - EXEMPEL

Genom att studera de geologiska förutsättningarna för överkonsolidering i ett speciellt utvalt område och granska resultat från utförda geotekniska undersökningar främst kompressionsförsök, skulle man kunna verifiera metodens tillförlitlighet. Undersökning av konsolideringsförhållandena från en mängd lokaler i Sverige gav till resultat att det på grund av ytterst skiftande förhållanden från plats till plats ej var möjligt att generellt visa förekomst av överkonsoliderad lera på en icke alltför detaljerad karta. Förutsättningarna ändras nämligen från punkt till punkt. Vid exempelvis Norrlandskusten ändras överkonsolideringen med ökat avstånd från stranden, men även avståndet från andra vattendrag har betydelse.

Det erfordras emellertid ett mycket stort antal fältförsök för att framställa en detaljerad karta. Författaren har fått nöja sig med att använda resultaten från ett mindre antal geotekniska undersökningar för analys av de geologiska förutsättningarna och förekomsten av överkonsoliderad lera. I det följande redogörs för analyser av dessa undersökningar, vilka bekräftar att man med kännedom om ett områdes geologiska utveckling kan bestämma en leras konsolideringsförhållanden. De utvalda områdena visas på kartan, fig 9.1

För analys av de klimatologiska förutsättningarna med avseende på överkonsolidering har i regel använts strandförskjutningskurvor - uppställda av skilda forskare - samt nederbörds- och temperaturförändringar under senaste 6000 resp 7000 år enligt en sammanställning av G Lundqvist (1963a).



Skala
0 50 100 150 km

- Huvudstad
- Annan stad
- - - Landskapsgräns
- Utvalda delområden

Fig. 9.1
Kartan visande utvalda delområden för
analys av lerans konsolideringsförhållanden.
(Karta GLA arbetskarta, artikel 275 036)

Angående utvärdering av resultat från kompressionsförsök får det framföras följande:

- a) De geotekniska undersökningar som används för analys har utförts huvudsakligen av Bjurströms Geotekniska Byrå AB och Tyrens Företagsgrupp AB. I beskrivningen av de utvalda områdena hänvisas där så erfordras till nämnda och andra företag enligt nedanstående exempel.
- Undersökning utförd av Bjurströms - BGB G3800:1.
 Undersökning utförd av TYRENS - T40-11575.
 Undersökning utförd av K-konsult - K64020-015-23.
 Undersökning utförd av Statens
 Geotekniska Institut - SGI K4444.
- b) Den nuvarande effektivspänningen i jordprofilen ($\bar{\sigma}_0$) har beräknats från uppgifter i handlingarna avseende jordens densitet och grundvattenytans nivå. Där direkta uppgifter om grundvattennivån saknas har denna bedömts utgående från resultat av viktsondering o d.
- c) Förkonsolideringsspanning ($\bar{\sigma}_c$) har bestämts dels enligt Casagrandes metod (se Appendix II, fig 10.3) dels ur samband $\bar{\sigma}_c = \tau_{fu} / 0,45 w_F$ (Hansbo 1957). På grund av att uppgift om konflytgräns (w_F) saknas i äldre handlingar har förkonsolideringsspanningen icke beräknats vid samtliga redovisade fall. Eftersom konflytgränsen ofta är lika med vattenkvoten (w_0) har denna använts vid beräkning av förkonsolideringsspanningen i vissa fall (se även anmärkning efter e).
- d) Överkonsolideringskvot (OCR), dvs förhållandet $\bar{\sigma}_c / \bar{\sigma}_0$ har beräknats för $\bar{\sigma}_c$ bestämd med båda metoderna enligt punkt c).

e) Vid redovisning av resultaten har följande symboler använts:

- förkonsolideringsspänning ($\bar{\sigma}_c$) bestämd genom analys av diagram (Casagrandes metod)
- förkonsolideringsspänning ($\bar{\sigma}_c$) bestämd enligt formel $\bar{\sigma}_c = \tau_{fu} / 0,45 w_F$ (Hansbo 1957)
- OCR avseende $\bar{\sigma}_c$ med beteckning ●
- OCR avseende $\bar{\sigma}_c$ med beteckning ○

Symbol inom parentes förklaras under respektive figur.

Anmärkning:

Principer för bestämning av förkonsolideringsspänningen från kompressionsförsök utförda enligt CRS-metoden (Constant Rate of Strain) har utarbetats av Sällfors (1975). Resultaten från CRS-försök uppritas i linjär skala och så att en relativ sammanpressning av 10% motsvarar en spänning av 100 kPa. Försök med att använda metoden för kompressionsförsök med stegvis belastning visade att bestämning av förkonsolideringsspänningen enligt Sällfors var mycket osäker. Sambandet mellan deformation och belastning efter det att förkonsolideringsspänningen hade överskridits kunde icke definieras eftersom antalet punkter var alltför få.

I handboken Bygg (fig 173:213c) visar Hansbo (1972) hur kompressionsmodultalet (m) och spänningsexponenten (β) kan bestämmas för friktionsjord. Resultat från kompressionsförsök uppritas i logaritmisk skala och justeras enligt vissa regler. Vid försök att tillämpa uppritning av kompressionsförsök med lera enligt samma princip visade det sig att den räta linjen från försökets början ändrade markant sin lutning efter förmodad förkonsolideringsspänning. Försöken visade att i några fall låg spänningen för skärningspunkten mellan linjerna mycket nära förkonsolideringsspänningen bestämd på annat sätt. Det skall dock anmärkas att bestämningen var i många fall osäker på grund av det ringa antalet punkter efter förmodad förkonsolideringsspänning.

Förkonsolideringsspänning har även beräknats enligt formeln $\bar{\tau}_c = \tau_{fu} / (0,11 + 0,0037 I_p)$ där I_p är plasticitetsindexet (Skempton 1954). Formeln gäller leror i första hand avsatta i salt vatten. Vid geotekniska undersökningar i Sverige bestäms sällan I_p . För klassificering av jord har Casagrande (1947) föreslagit följande samband mellan plasticitetsindex och flytgräns $I_p = 0,73(w_L - 20)$, den s k A-linjen. Bjerrum (1954) har föreslagit för norska marina leror följande samband $I_p = 0,78(w_L - 15)$. Osterman (1960) förordar för leror i Göta älvdalen uttrycket $I_p = 0,82(w_L - 20)$.

Även Hansbo (1957) har konstaterat att Casagrandes A-linje icke helt gäller för svenska leror. Hansbo har föreslagit uttrycket $\bar{\tau}_c = \tau_{fu} / 0,45 w_L$ för beräkning av förkonsolideringsspänningen $\bar{\tau}_c$.

Beräkningar av förkonsolideringsspänningen har även utförts med Skemptions formel varvid plasticitetsindex I_p bestämdes med ovanstående uttryck. Eftersom Bjerrums och Ostermans formler gäller i första hand lokala förhållanden i figurer redovisas enbart förkonsolideringsspänning beräknad enligt Hansbos metod (1957).

Även det av Karlsson och Viberg (1968) föreslagna sambandet $\bar{\tau}_c = \tau_{fu} / 0,30$ har undersökts. De beräknade värdena på förkonsolideringsspänningen enligt Karlsson och Viberg är ofta betydligt lägre än de som erhålls med andra metoder eller med ödometerförsök. Resultaten tyder på att proverna kan ha varit störda.

9.1 Området Boden - Luleå

9.1.1 Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid
Som framgår av figur 9.2 låg isranden år 6900 f Kr utanför det nuvarande fastlandet och skärgården. År 6800 f Kr låg den mellan Boden och Luleå ca 1 mil nordväst om Luleå (G Lundqvist 1961). Hela området låg under Ancylussjöns yta. Vid isens tillbakadragande mot nordväst bildades ett avsevärt antal ändmoräner i området. Delområden, vilka icke var täckta av vatten, förekommer först som öar ca 2 mil sydväst om Boden och mera sammanhängande först ca 4 mil väster därom vid Vidsele.

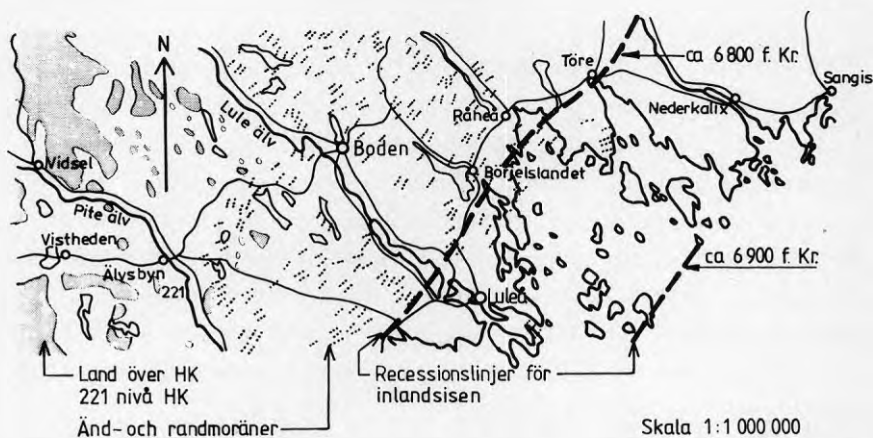


Fig 9.2 Isavsmältningsförlopp och högsta kustlinje inom Boden-Luleåområdet enligt G Lundqvist (1961)

Jordarna i området har bildats och formats under inlandsisen och dess vattenströmmar, främst den isälv som följde Lule älvs dalgång. Isälvsvlagringar längs Lule älvs dalgång är ofta utbildade som omfattande sand- och grusfält. Bl a mynningsområdet vid Lule älv upptas av mycket stora sandfält, t ex vid Kallax och Sandön.

Över de från isen frilagda ytorna bestående av berg, morän och isälvsavlagringar sedimenterades den av vattenströmmen transporterade jorden. Där sedimenten icke är täckta av omlagrade deltabildningar eller i trånga dalgångar från höjder nedspolat material, finns underifrån räknat grus och sand, varvig glacial silt och lera samt postglacial oskiktad lera. De glaciala sedimentens tjocklek är vanligen endast några få meter. Enligt Fromm (1965) kan den svaga utbildningen av de glaciala varviga lerorna och dessas ringa tjocklek bero på att då leran bildades strömmade vattnet söderut längs iskanten. Det glaciala slammet fördes i huvudsak söderut och avlagrades längs mellersta och södra Norrlandskusten.

Allteftersom landet höjde sig och vattnet blev grundare utbildades en skärgård med vikar och lugnare vatten. I dessa lugnvatten avsattes sulfidhaltig, gyttjig lera, vars tjocklek blev störst i de inre, djupare delarna av vikar och skyddande fjärdar. Där lera och silt i postglacial tid avsattes i bräckt vatten, utfälldes svaveljärn i närvaro av mikroorganismer. Svaveljärnet gav jorden en praktiskt taget helt svart färg. Denna jord vars tjocklek varierar förekommer allmänt inom området. Jorden benämns i dagligt tal svartmocka. Namnet är numera även vedertaget av geologer. Så småningom medförde landhöjningen att nuvarande öar och angränsande fastlandsområden började nå över havsytan. Lösa och lättroderbara jordarter som täckte stränderna spolades därvid ut i vattnet. Det utspolade materialet kom att lägga sig som en tunga på tidigare avlagrade sediment. Fig 9.3 visar strandområdet vid Yttre Sandskär där utspolat material med istransporterade block och sten från närbelägen morän eller glacifluvial grusavlagring täcker leran.



Fig 9.3 Strandområde vid Yttre Sandskär
Foto J-E Andersson 1974-10-23

På liknande sätt kom den av Lule älv transporterade silten att lagras över sedimenten på vissa delar av området. Landhöjningen medförde att älvens mynning vek av från HK till nuvarande läge. En omlagring och förflyttning av tidigare avsatta sediment och deltabildningar ägde rum.

I myrar täcker torv den underliggande moränen och sedimenten. Jordartskartan över Norrbottens län av Fromm (1965) visar att områden täckta av torv blir allt vanligare in mot landet. I beskrivningen till ovannämnda jordartskarta framhåller Fromm (1965) att strandförskjutningskurvor icke kan upprättas enbart med pollendiagram som utgångspunkt för åldersbestämning på grund av den växtgeografiskt händelselösa miljön. Med hjälp av vissa uppgifter i Fromms beskrivning och den kända landhöjningen vid Norrlandskusten i allmänhet upprättade författaren 1974 i samband med utredningar och undersökningar för Stålverk 80 i Luleå en starkt förenklad strandförskjutningskurva för Luleå, som visas på fig 9.4 (BGB G7500).

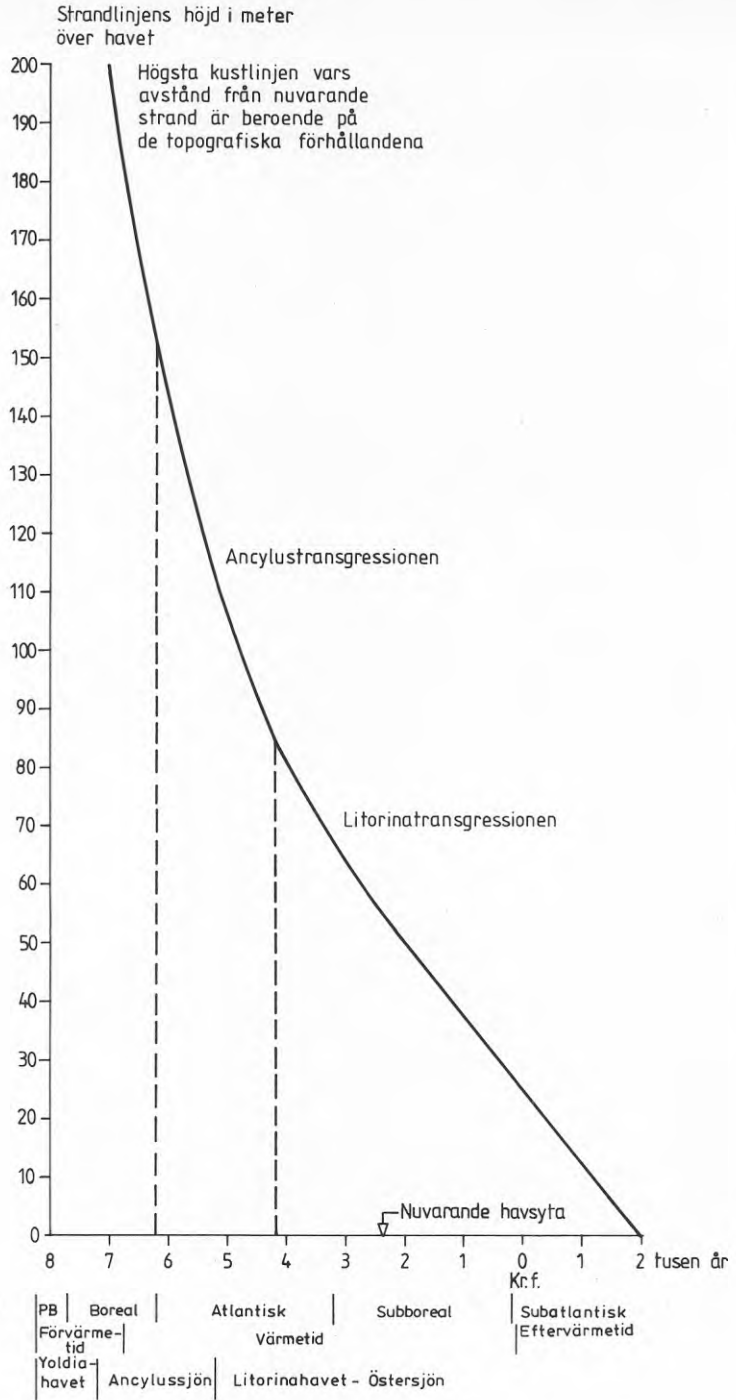


Fig. 9.4 Strandförskjutningskurva för Luleå enligt Bjurström (BGB G 7500)

9.1.2 Planerad väg Boden Börjelslandet

Geotekniska undersökningar utfördes 1959 (BGB G3800:1-4) för en planerad väg mellan Boden och Börjelslandet med del av vägen över Persöfjärden. Undersökningarna omfattade även kompressionsförsök. För en alternativ sträckning av vägen gjordes en ny undersökning 1963 som även inkluderade kompressionsförsök (BGB G5225:1-3). Med hänsyn till den undersökta sträckans längd, ca 12 km, med varierande förutsättningar, analyserades resultat från kompressionsförsök för att konstatera om överkonsoliderad lera förekommer.

Vägen korsar sank myr- och lerområden mellan låglänta moränkullar som här och var bildar smärre ryggar. På den undersökta sträckan växlar markytans nivå mellan ca +18 m och +8 m. Mot Persöfjärden sjunker den till ca +2 m. Vattenytan i den ca 15 km långa Persöfjärden ligger normalt på nivån +1,6 m. Enligt uppgift ligger högvattenytan på nivån +1,8 m och lågvatten på nivån +0,1 m.

Myrområden som är tuviga och mycket vattensjuka under vår och höst täcks av ett ca 0,5 till 1,0 m tjockt torvlager, i regel av starrtorv. Torven underlagras av gyttja och lergyttja. Därunder finns sulfidstrimmig lera, underlagrad av i regel ett tunt siltlager samt sand ovanpå moränen. I vissa horisonter av jordprofilen är jorden helt svart. De lösa jordarterna i myrområdena har en maximal tjocklek av ca 6 m.

I Persöfjärden är vattendjupet maximalt ca 2,5 m. Sjöbotten består överst av dy och gyttja som nedåt övergår i svartmocka. Därunder finns lera, silt, sand och grus på den underliggande moränen. I fjärden är de lösa jordlagrens tjocklek maximalt ca 10-14 meter. Svartmockans största tjocklek är 7 å 8 meter.

På fig 9.5 visas läget av upptagna jordprov för vilka förkonsolideringsspanningen har bestämts med ödometerförsök.



Fig 9.5 Lågen för upptagna jordprover vid undersökning för planerad väg Boden-Börjelslandet inlagda på del av topografisk karta 25 L Boden SO och SV. Proven 1-7 upptagna 1959, proven 8-17 1963 för alternativ sträckning av vägen.

Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning.
Lantmäteriverket 1983-07-08.

De geologiska-klimatologiska förutsättningarna för överkonsolidering av jorden visas på fig 9.6 med avseende på provtagningsspunkternas nivå och strandförskjutningskurvan. Med hjälp av diagrammet kan man avgöra om jordproven har varit utsatta för ett varmare klimat än nu, alternativt minskad nederbörds mängd.

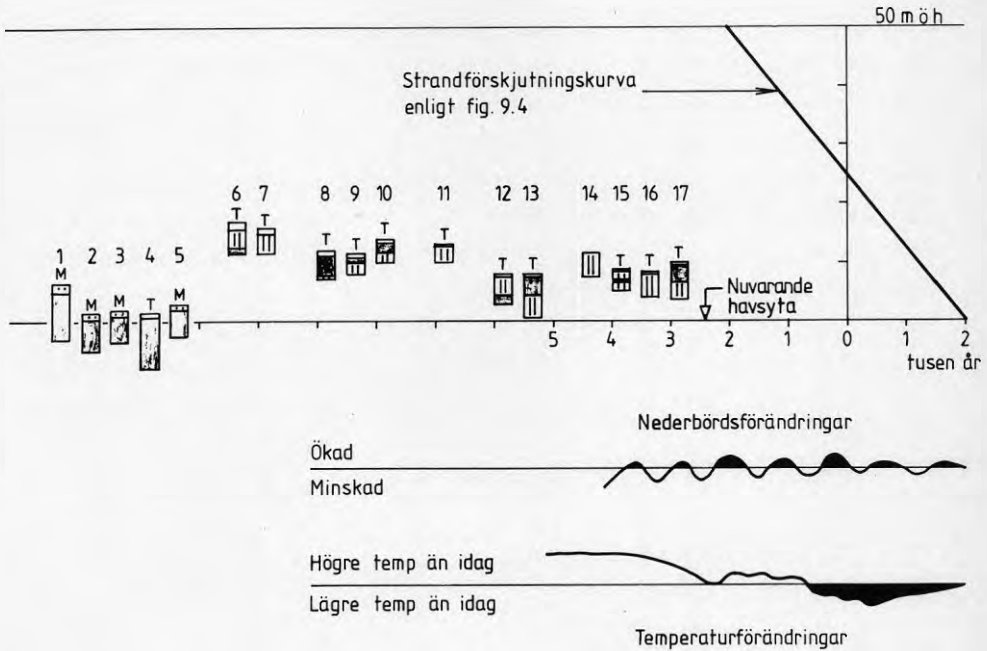


Fig. 9.6 Analys av geologiska-klimatologiska förutsättningar avseende överkonsolidering, prover 1-17.

Beteckningar T—torv vid ytan (M—friktionsjord, mo)

■—svartmokka

▨—lera

▩ ↑ ↓ kompressibel jord

Vattenytan i Persöfjärden ligger över havets nivå. Även om man förutsätter att Persöfjärden är uppdämd genom landhöjning och vattenytan låg på havets nivå då jorden nådde över ytan har markytan för punkterna 2 till 5 kommit över havets nivå tidigast omkring år 1800 e Kr. Temperatur- och nederbördskurvor visar att klimatförhållandena icke kan ha orsakat överkonsolidering i jorden. Under perioden ca 1000 till 1300 år e Kr minskade däremot nederbörds mängden och kan ha orsakat att grundvattnennivån låg lägre än nu i de trånga dalgångarna med i vissa fall dåliga dräneringsförhållanden. En överkonsolidering borde i så fall förväntas hos prover där lerytan ligger över nivån ca +9 m, dvs i punkterna 6 till 11, 14 och 17. Det skall anmärkas att prover från det ytliga torvlagret som sannolikt i de flesta lokaler bildats under de senaste 1000 åren icke har analyserats i avseende på förekomst av rekurensytor, vilka skulle kunna ge upplysningar om nederbördsförhållandena.

Resultat från analys av utförda kompressionsförsök för några av de 17 analyserade lokalerna visas i diagramform, nämligen för punkterna 2, 4, 6, 8, 13 och 16. Resultaten för resterande punkter redovisas i tabell 9.1

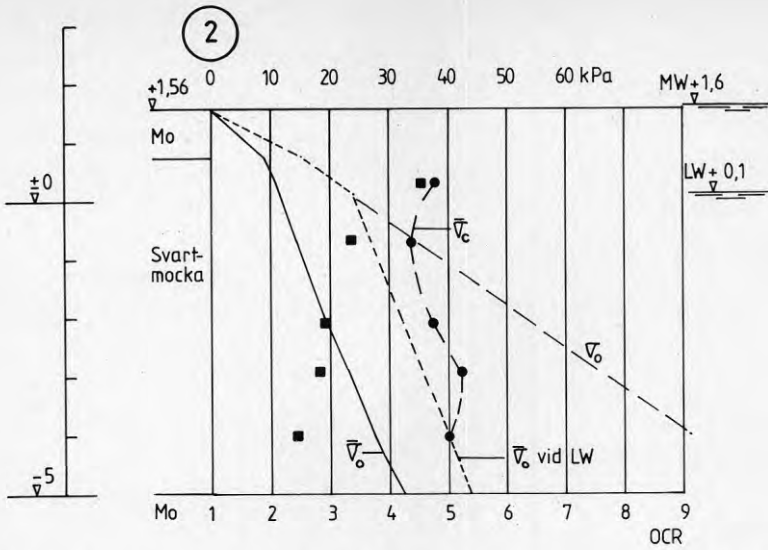


Fig 9.7 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 2 (beteckning 0/300 V40 i BGB G3800:1)

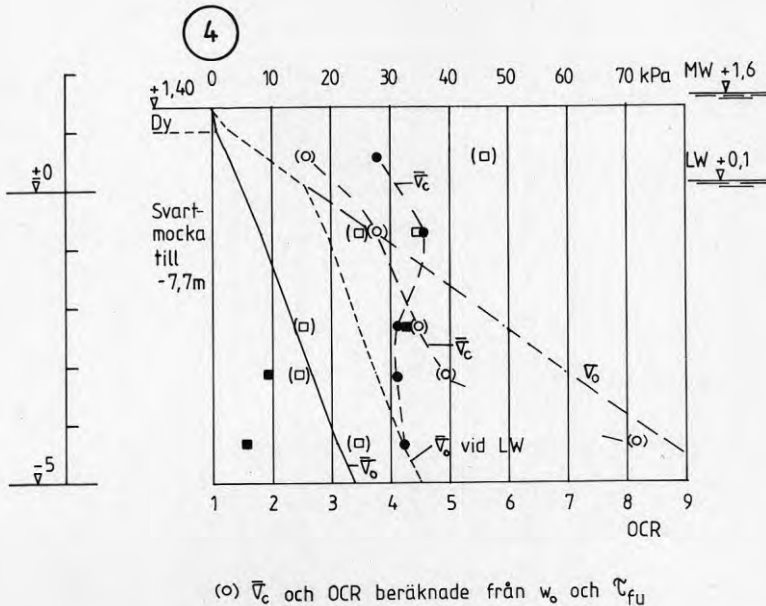


Fig 9.8 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 4 (beteckning 1/700 V240 i BGB G3800:1)

Prover från Persöfjärden - fig 9.7 och 9.8 - visar att jorden närmast under fjärdens botten är starkt överkonsoliderad (uttorkad). Prover belägna mitt i lagret är konsoliderade för en vattennivå som ligger lägre än lågvattennivån i fjärden.

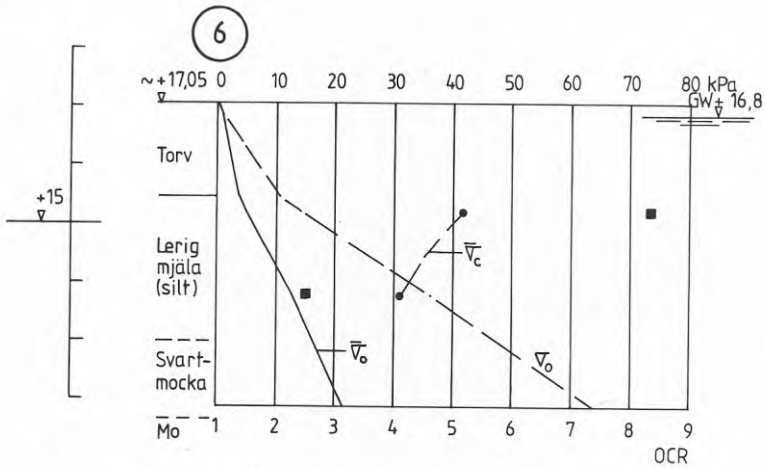
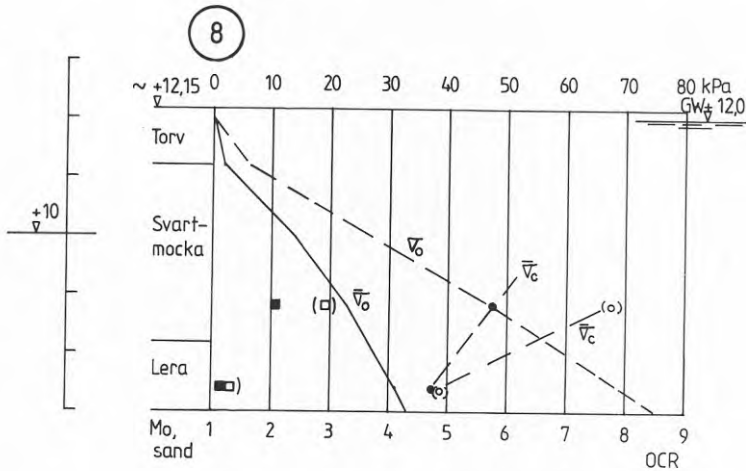


Fig 9.9 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 6 i Flarkmyran (beteckning 7/580 i BGB G3800:3). Vattenytan i Rörträsket öster om myren ligger på +13,8 m, varför temporär uttorkning av myren kan förmodas.



(o) \bar{v}_c och OCR beräknade med w_o och τ_{fu}

Fig 9.10 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 8 väster om Lillträsket (beteckning 4/900 i BGB G5225:1)

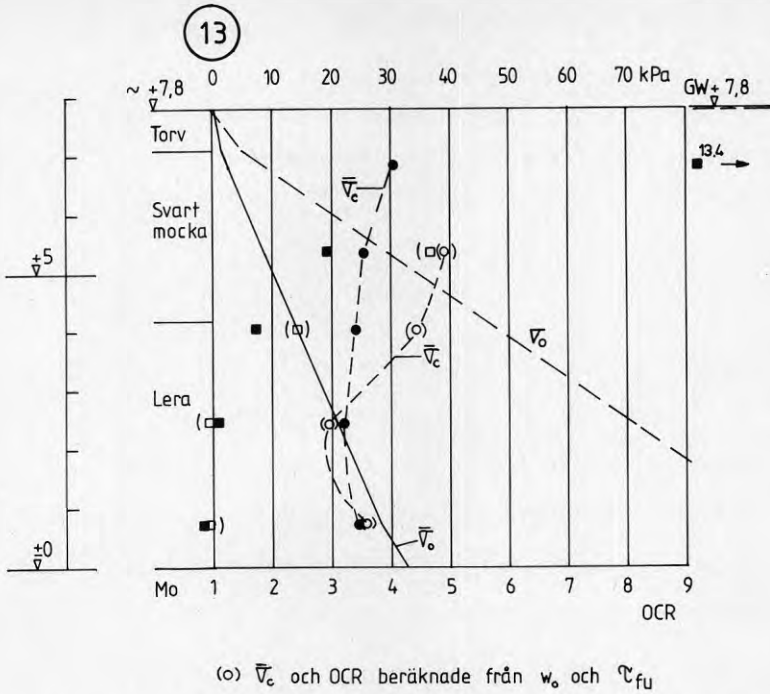


Fig 9.11 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 13 i sankområde nordväst om Höträsket (beteckning 9/180 i BGB G5225:2). Vattennivå i Höträsket +7,5 m

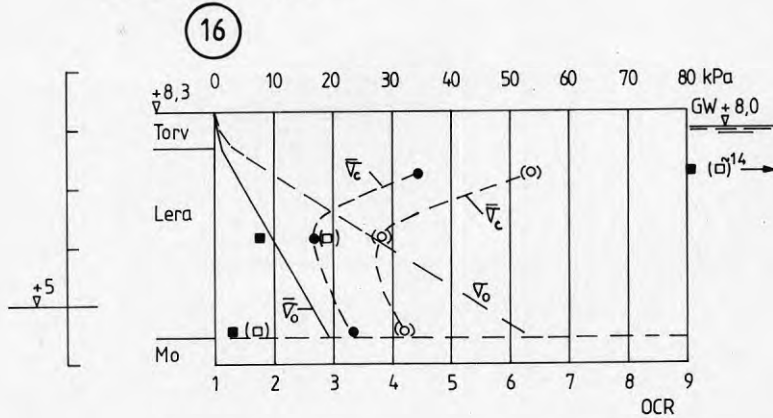


Fig 9.12 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 16 i Gräsmyran nordöst om Höträsket (beteckning 11/000 i BGB G5225:3)

Tabell 9.1

Resultat från analys av kompressionsförsök

Punkt	Urspr beteckn	Mark- nivå m	GW- nivå m	Prov- nivå m	\bar{v}_0 kPa	Enl diagram		Enl beräkn		Arb
						\bar{v}_c	OCR	\bar{v}_c	OCR	
1	0/050 VM	+6,34	+ 4,0	+ 3,59 + 2,09	45,16 50,93	44,4 37,6	0,98 0,74	57,3 68,1	1,27 1,34	1) 1)
3	1/000 H80	+2,11	+ 1,6	+ 0,66 - 0,84 - 2,04	16,56 23,61 29,18	78 75 42,4	4,7 3,2 1,45			
5	1/900 VM	+3,06	+ 2,3	+ 1,51 + 0,11 -1,49	18,76 25,83 33,03	42,0 78 (18,6)	2,2 3,0			2)
7	7/900	+15,95	+15,5	+12,10	17,60	28,2	1,6			
9	5/180	+11,29	+11,1	+ 9,34	10,28	38,8	3,8	21,8	2,1	1)
10	5/480	+13,92	+13,1	+11,07	18,62	27,8	1,5	43,5	2,3	1)
11	8/300	+13,0	+12,6	+11,25 +10,25	10,95 17,45	79 59	7,2 3,4	138 83	13 4,8	1) 1)
12	8/880	+ 8,0	+ 7,8	+ 5,65	8,38	36,2	4,3	14,8	1,8	1), 2)
14	10/260	+11,4	+10,4	+ 9,95 + 8,45 + 7,45	22,15 32,20 38,15	41,0 30,0 65	1,9 0,93 1,7	176 78 97	8,0 2,4 2,5	1) 1) 1)
15	10/620	+ 8,9	+ 8,6	+ 8,05 + 5,25	3,68 16,94	67 24,1	18 1,4	152 29,6	41 1,7	1) 1)
17	11/500	+ 9,9	+ 9,8	+ 9,15 + 5,95 + 4,45	3,55 21,55 30,70	75 (14,2) 41,3	21 1,35			2) 1)

Anmärkningar: 1) \bar{v}_c beräknad från uppmätta värden på w_0 och τ_{fu} .

2) Stört prov.

Resultat från kompressionsförsök visar att jorden är överkonsoliderad och att överkonsolideringskvoten varierar. Att skillnaden mellan förkonsolideringsspänningen från kompressionsdiagramen och den som beräknas från skjuvhållfastheten och vattenkvoten är stor kan bero på att huvudorsaken till överkonsolideringen är uttorkning. En sådan uttorkning kan minska vattenkvoten (w_o) avsevärt så att den blir väsentligt lägre än konflytgränsen (w_F), vilket innebär att den beräknade förkonsolideringsspänningen enligt det tidigare reviderade sambandet (Hansbo 1957) blir för hög. Hos ytliga, starkt uttorkade prover, blir det beräknade värdet mycket högt. Tyvärr har bl a på grund av kostnadsskäl konflytgränsen icke kunnat bestämmas vid äldre undersökningar i önskvärd omfattning.

Inom myrmarken kan emellertid grundvattennivån i det mera genomsläppliga lagret under den täta leran ligga lägre än motsvarande nivå i torven. För att konstatera trycknivån under leran erfordras att filterspetsar drivs ner i det under leran vattenförande lagret. I vissa fall erfordras dessutom att porvattentrycket i leran mäts. Sådana specialundersökningar utförs i regel endast vid kvalificerade undersökningar, exempelvis för broar e d. Tidigare bestämdes porvattentrycket i leran mycket sällan för vägsträckor. En felbedömd grundvattennivå kan dock medföra att de nuvarande effektivspänningarna är större än de som visas i diagram 9.7 till 9.12 och i tabell 9.1. Om så är fallet minskar överkonsolideringens storlek likaså kvoten (OCR).

Av diagram och tabell framgår dock tydligt att jorden närmast markytan är överkonsoliderad och att överkonsolideringskvoten sjunker med ökat djup.

En analys av de klimatologiska förutsättningarna visade att endast i vissa lokaler kunde nederbördsförändringar ha förorsakat den konstaterade överkonsolideringen.

Den mest troliga orsaken till överkonsolideringen är uttorkning vid låga vattennivåer eller tjäle då vattenområden och myrmarker bottenfryser. Konsolideringen av lera kan ske snabbt och en ökning av förkonsolideringsspänningen är märkbar redan kort tid efter ökningen av belastningen, vilket en analys av vissa prover från området för Stålverk 80 i Luleå visar.

9.1.3 Luleå - Stålverk 80-området

I samband med planeringen av Stålverk 80 i Luleå utfördes omfattande geologiska och geotekniska undersökningar främst i vattenområdena men även på land och öar omedelbart öster om Luleå. Den undersökta arealen (fig 9.13) omfattar inte mindre än ca 10,5 km². Området omfattar delar av Hertsölandet samt några öar, nämligen Inre och Yttre Sandskäret samt Gräsören.

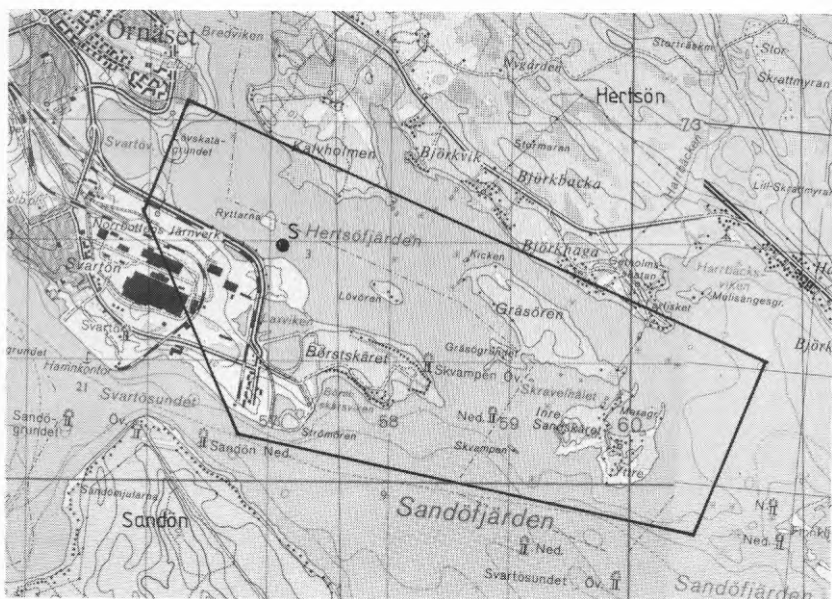


Fig 9.13 Den ungefärliga omfattningen av Stålverk 80-området inlagd på del av topografisk karta 24 L Luleå NO och 24 M Brändön NV Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriverket 1983-07-08.

Terrängen är relativt flack. På öarna och fastlandet går morän i dagen ofta i form av 1 till 2 meter höga ryggar. På Inre och Yttre Sandskäret är moränen till stor del täckt av sand och mo. De lösa kompressibla jordlagrens tjocklek under sjöbotten är förhållandevis liten. I Hertsöfjärdens inre del väster om Gräsören där tjockleken var störst överstiger den inte 5 meter (BGB G7418:1).

Kompressionsförsök har utförts med prover upptagna med kolvprovtagare. Läget för provtagningspunkterna visas på fig 9.14.

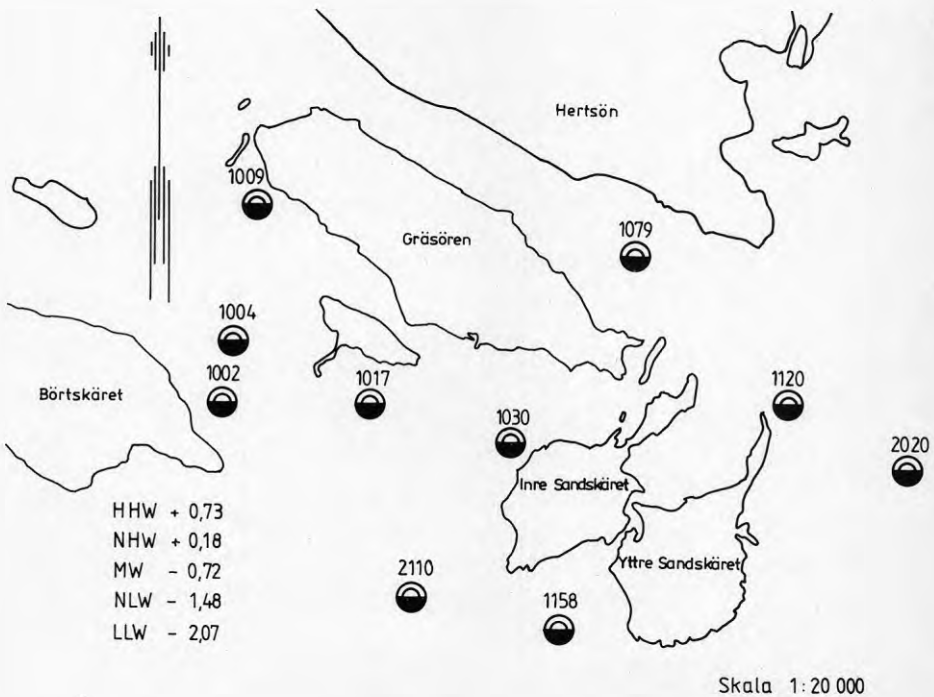


Fig 9.14 Läge för upptagna jordprover i vattenområdet vid undersökning för Stålverk 80, Luleå
 Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning.
 Lantmäteriverket 1983-07-08.

Med hänsyn till den pågående landhöjningen synes det icke möjligt att överkonsolidering skulle förekomma på grund av klimatologiska förhållanden eller genom temporärt sänkt grundvattenyta eftersom sjöbotten i undersökningspunkterna ligger mellan nivåerna -1,6 m och -6,1 m. Bottenfrysning vid mycket låga vattenstånd och anhopning av drivis kan dock ha förekommit i punkterna 1030 (bottennivå -1,6 m), 1079 (-2,3 m) och 1009 (-2,5 m) som kan förorsaka en viss överkonsolidering.

Resultat från analys av utförda kompressionsförsök för punkterna 1004, 1009 och 2020 visas i diagramform i figurerna 9.15 till 9.17. För resterande punkter redovisas resultaten i tabell 9.2

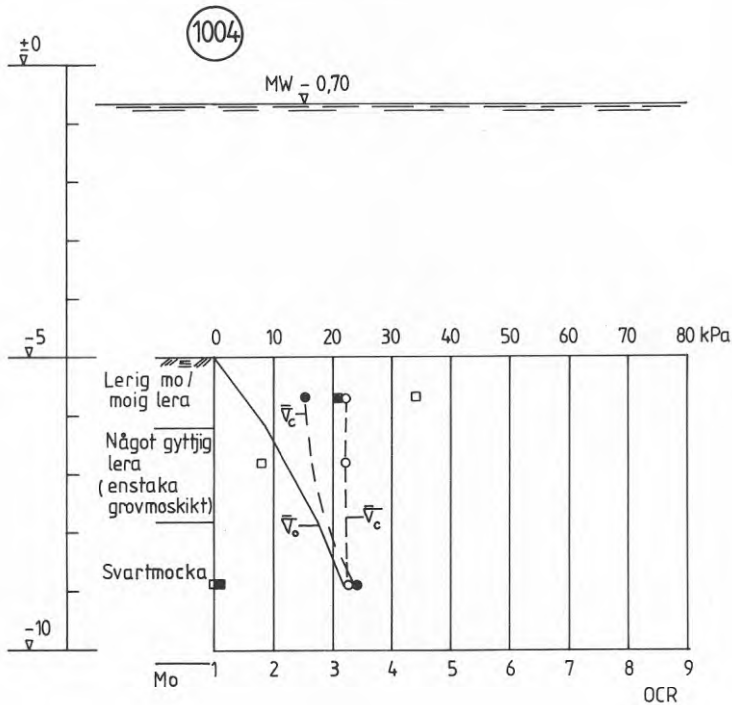


Fig 9.15 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 1004 (BGB G7418:1)

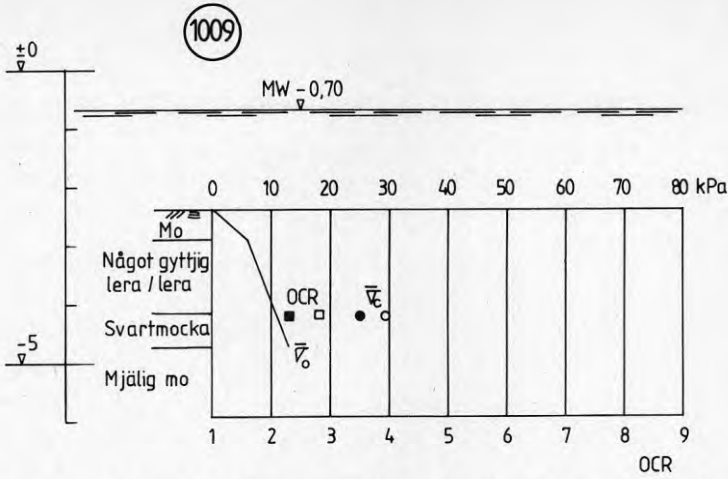


Fig 9.16 Analys av kompressionsförsök med prov från punkt 1009 (BGB G7418:1)

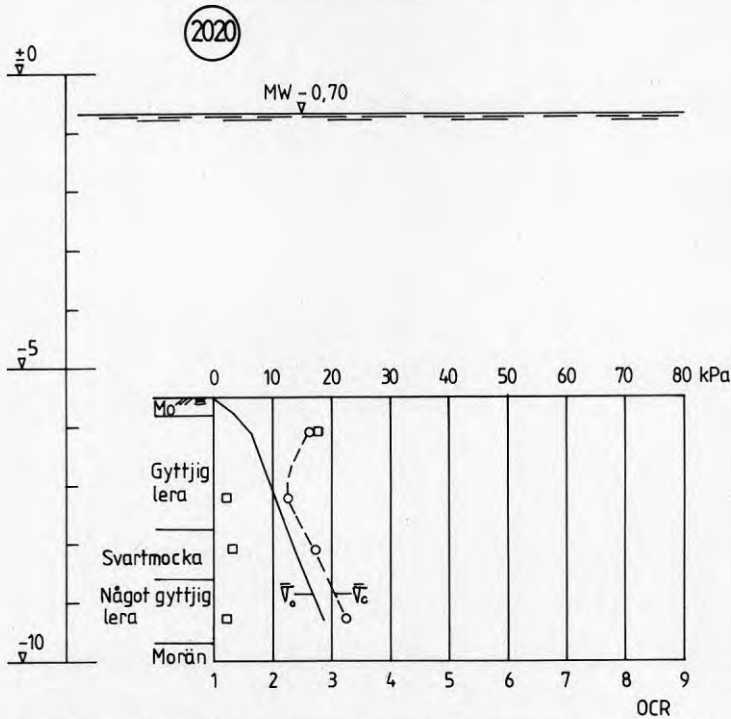


Fig 9.17 Beräknad förkonsolideringsspänning i punkt 2020 (BGB G7418:1)

Tabell 9.2

Resultat från analys av kompressionsförsök

Punkt	Sjöbotten m	Provets nivå m	\bar{v}_0 kPa	Enl diagram		Enl beräkning		Anm
				\bar{v}_c	OCR	\bar{v}_c	OCR	
1002	-3,2	-3,6	4,40	(200)				1) 2)
		-4,9	17,50			20,9	1,2	1)
		-5,5	19,30	49	2,5	24,4	1,25	
1017	-3,8	-4,9	12,10	(500)		59,3	4,9	1)
		-5,1	12,80			11,1	0,85	3)
		-6,8	18,75			19,7	1,05	1)
		-7,6	21,55	(160)				1)
1030	-1,6	-3,4	18,00			214	12	1) 2)
1079	-2,3	-2,5	2,10	25,5	12			
		-3,4	6,15			8,5	1,4	1)
		-3,9	8,40					1)
1120	-4,0	-4,3	1,20			8,5	7,1	3)
		-5,1	3,20	(250)		263	82	1) 2)
1158	-4,6	-4,9	3,00	(250)				1)
		-5,9	9,50			43,7	4,6	3)
2110	-5,9	-7,5	6,40	13,5	2,1	9,8	1,5	1)
		-8,5	16,40	(200)				1) 2)

Anmärkningar:

- Bestämning av \bar{v}_c enligt Casagrandes metod är ej möjlig eller osäker.
- Jorden består främst av silt tidigare benämnd grovmo, mjåla med moskikt e d.
- Kompressionsförsök ej utfört med prov från nivå enligt tabell.

För att utvidga bedömningsgrunderna ytterligare i fig 9.18 redovisas några intressanta resultat från kompressionsförsök som illustrerar sättningarnas tidsförlopp. För en väg väster om en planerad dagvattenbassäng inom området för Stålverk 80 utfylldes en bank av morän och sand. Dagvatten från området väster om banken skulle ledas genom denna till dagvattenbassängen. Vid en undersökning för ledningarna genom banken i september 1976 konstaterades att kohesionsjorden under de utlagda fyllningsmassorna ej helt hade bortmuddrats. För att kontrollera stabilitets- och sättningsförhållanden utfördes kompressionsförsök (BGB G7523:2/74-7510). Det ungefärliga läget för de upptagna proverna har markerats på fig 9.13 med ● S. Resultaten från kompressionsförsöken redovisas i fig 9.18.

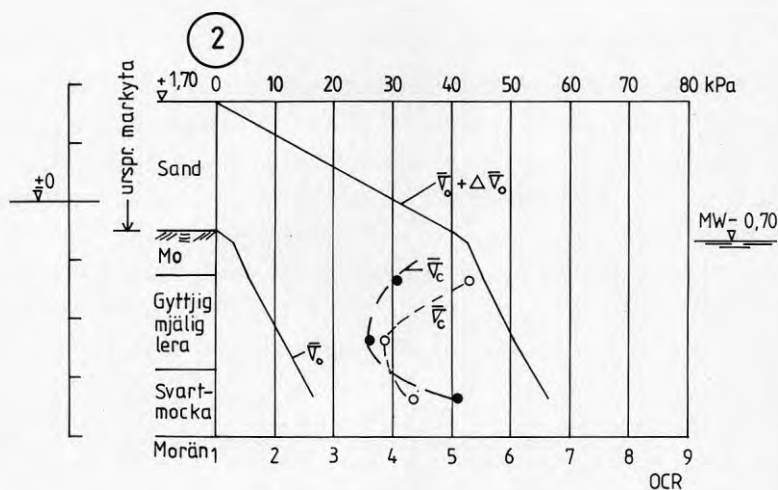


Fig 9.18 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt markerad med ● S på fig 9.13 (BGB G7523:2/74-7510)

Fig 9.15 till 9.17 antyder en viss överkonsolidering närmast sjöbotten. En överkonsolidering borde ha märkts i det kompressibla lagrets nedre del om överkonsolideringen hade orsakats av temporär belastning, exempelvis bortroderat material i det fall lagren under den kompressibla jorden är dränerande. Fig 9.18 visar att förkonsolideringsspanningen efter utfyllning med sand och morän närmar sig den rådande effektivspänningen även vid det kompressibla lagrets under-

sida. Dräneringen har således varit dubbelsidig och sättningsarna har skett mycket snabbt.

Den observerade överkonsolideringen nära den nuvarande sjöbotten har därför icke orsakats av en temporär belastning. Kemiska eller andra förändringar i jorden under sjöbotten kan dock ha förorsakat denna effekt.

9.2 Skellefteå

Analys av kompressionsförsök med prover från Skellefteå och även Umeå visar dels att förhållandena har varit likartade de vid Luleå (trots att avståndet Luleå-Skellefteå och Skellefteå-Umeå är 14 mil) dels att det är nödvändigt att kritiskt granska förhållandena vid analys av jordens konsolidering.

9.2.1 Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid

Den geologiska utvecklingen i Skellefteåområdet är analog med den som beskrivs för Boden-Luleå. Isranden låg enligt G Lundqvist (1961) år 6900 f Kr ca 2,3 mil öster och år 6800 f Kr ca 2,0 mil väster om Skellefteå. Ändmoränområdet är koncentrerat söder om Skellefteå vid Burträsk. Avståndet till HK mellan Klutmark och Burträsk på nivån ca +235 m över nuvarande havsnivå är endast ca 3,5 mil. Den tidigare fjorden i Skellefteälvens dalgång nådde Fromheden ca 6,5 mil väster om staden.

Anmärkningsvärt utöver vad som allmänt framgår av beskrivning för Boden-Luleå är avlagringarna vid Skellefte älv. Älvens mynning låg tidigare långt uppströms den nuvarande. Älven transporterade stora mängder slam, vars grövsta partiklar avsattes i havet närmast mynningen. De finaste partiklarna avsattes längre ut. Vid den fortsatta landhöjningen flyttades kustlinjen och älvmynningen mot sydost. Grövre material kom därvid att överlagra tidigare avsatta finkorniga sediment. Härvid bildades de sand- och siltlager som på

många platser förekommer närmast markeytan. Särskilt är detta fallet vid strandbrinkarna. Den normala lagerserien i ett snitt vinkelrätt mot älven är överst huvudsakligen sand och därunder silt - svartmokka - med tunna lager av lera som vilar på ett tunt sand- och gruslager ovanför moränen. En schematisk bild av lagerserien i stadskärnan på älvens vänstra strand framgår av fig 9.19.

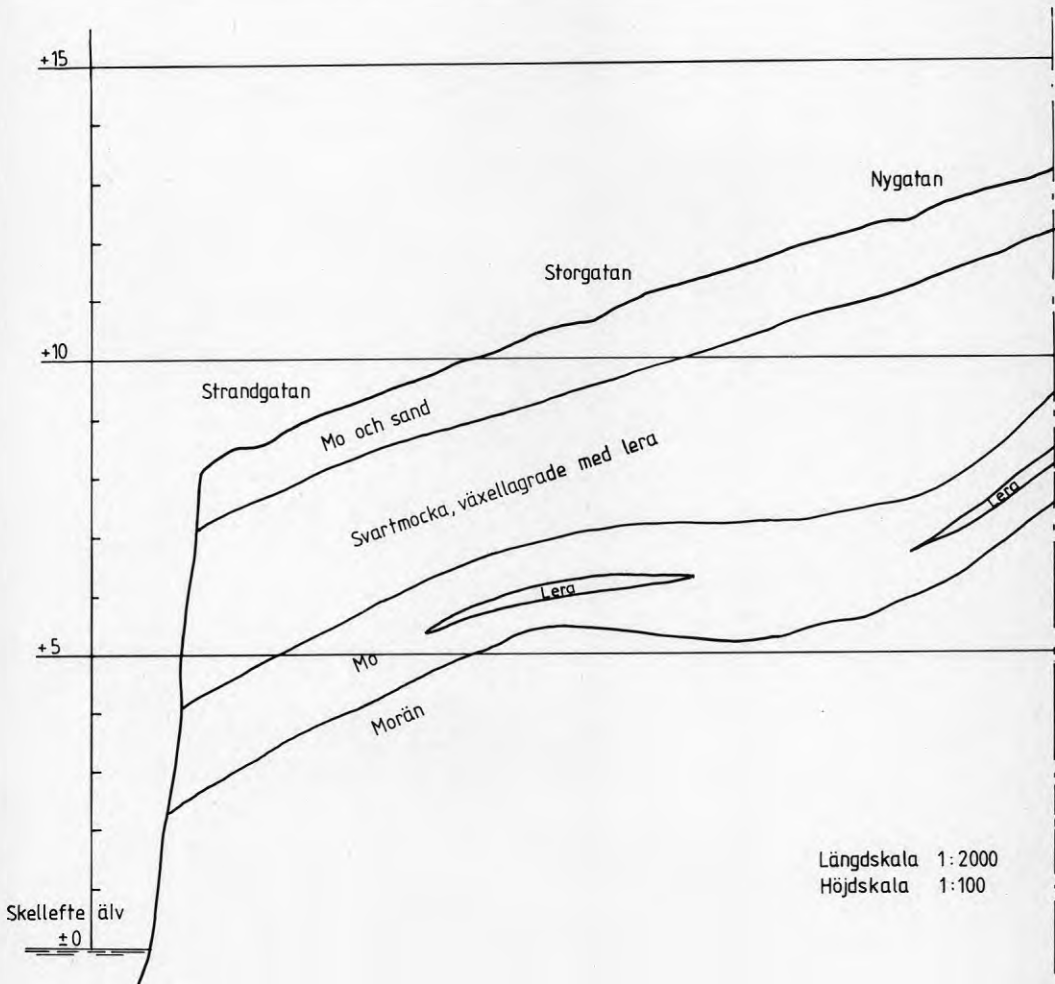


Fig 9.19 Principiell geologisk-geoteknisk profil över norra älvstrandplanet i centrala delen av Skellefteå (BGB G7107)

Strandförskjutningskurvan på fig 9.20 för mellersta delarna av Västerbottens läns kustland enligt Granlund (1943) gäller i stora drag även Skellefteå centralort. För att kunna bestämma de geologiska-klimatologiska förutsättningarna visas även provtagningspunkternas nivåer och den kompressibla jordens mäktighet.

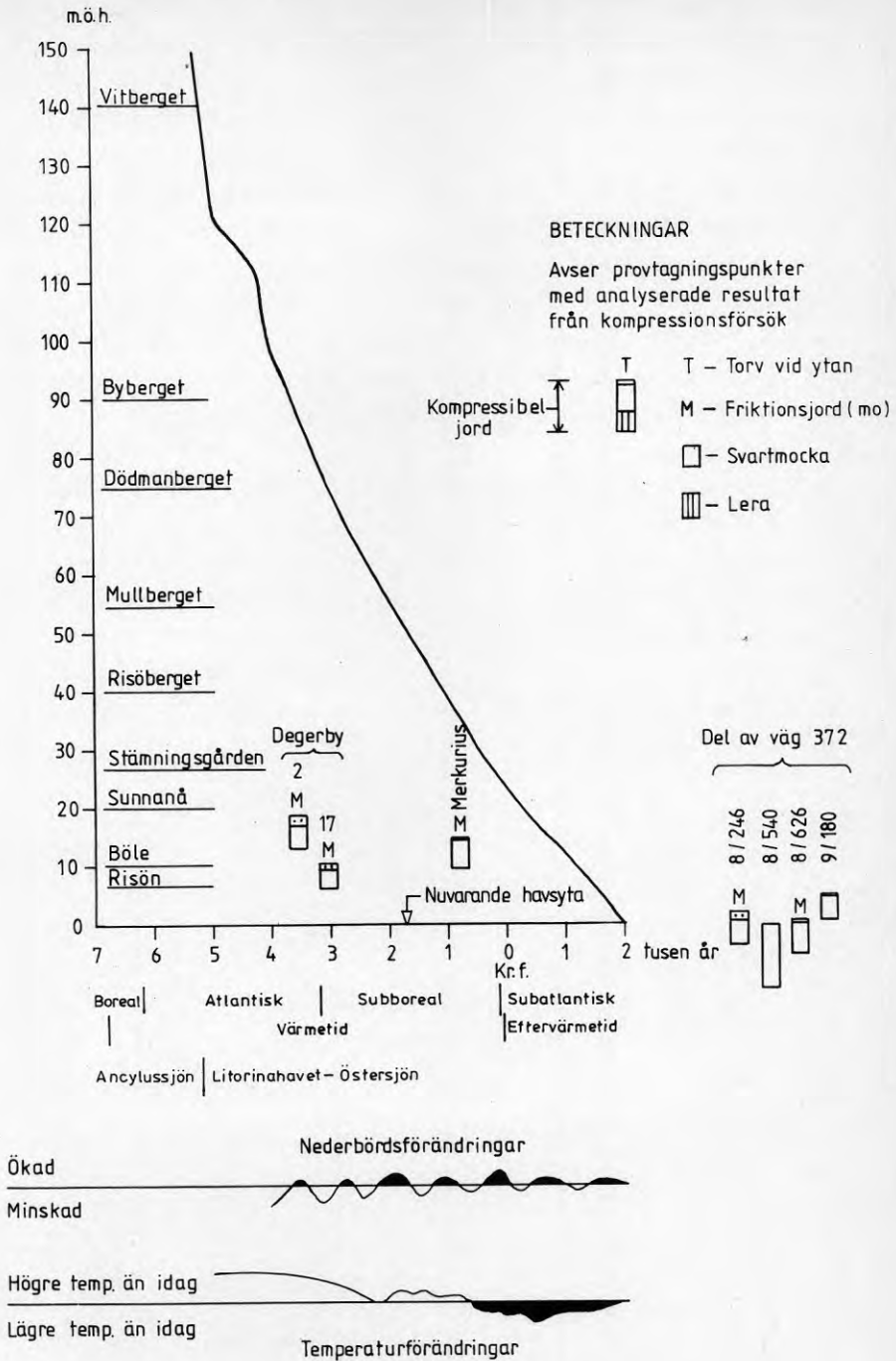


Fig. 9. 20
Strandförskjutningskurva för mellersta delarna av Västerbottens läns kustland enligt Granlund (1943).

9.2.2 Kv Merkurius

Kv Merkurius ligger omedelbart söder om järnvägen Skellefteå-Bastuträsk och direkt söder om Skellefteå lasarett. Undersökningen utfördes 1966 (BGB G6299) och kompletterar tidigare utförda undersökningar. Det undersökta området som består av ängsmark lutar svagt mot sydost. Markytan mitt i området ligger på nivån +14,5 m. Här består jorden överst av ca 0,3 m matjord. Därunder följer ca 0,5 m mo och därunder svartmocka ned till ca 5 m djup. Under svartmockan finns mo som på ca 6 m djup vilar på morän. Viktsönderingsresultatet från 1954 (BGB G2219) tyder på att grundvattennivån låg på ca 0,8 m djup under markytan.

Temperatur och nederbördskurvor visar att endast den låga nederbörds mängden under tidsperioden 1000-1300 år e Kr kan ha orsakat en grundvattensänkning. Med hänsyn till områdets läge i förhållande till älven borde sänkningen av grundvattenytan vara liten.

Resultat från analys av kompressionsförsök visas på fig 9.21.

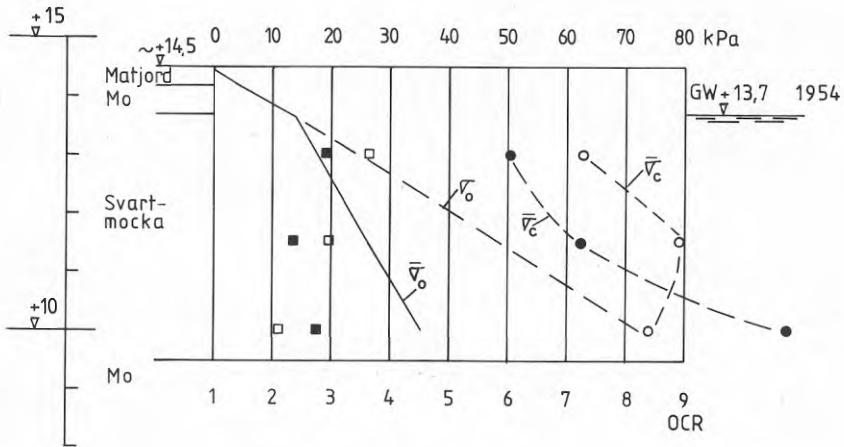


Fig.9.21 Analys av kompressionsförsök med prover från kv Merkurius (BGB G6299)

Av resultat som visas på fig 9.21 framgår att jorden är starkt överkonsoliderad. Förkonsolideringsspänningen ligger t o m över den som skulle motsvara en sänkning av grundvattnets trycknivå under den kompressibla jordens undersida. Uttorkning har således bidragit till överkonsolideringen. Utan att mäta porvattentrycket i eller under svartmockan eller känna till de förändringar i de hydrogeologiska förhållandena i omgivningen finns ingen geologiskt godtagbar förklaring till de konstaterade förhållandena. Ett stort antal geotekniska undersökningar utförda under lång tid av Bjurströms Geotekniska Byrå AB (Bjurström 1976) visar att sanering av den äldre bebyggelsen och fortsatt urbanisering med åtföljande dräneringseffekter har förorsakat en sänkning av grundvattennivån under det kompressibla lagret. Den kontinuerliga grundvattensänkningen be-läggs genom utförda undersökningar i kv Lekatten och avsänkningen av grundvattnets trycknivå under det kompressibla lagret av utförda observationer vid schaktning för det nya stadshuset. Konsolideringen kan således gå snabbt.

9.2.3 Väg 372, delsträcka 8/000 - 10/000

Den undersökta vägdelen ligger 600-1200 m norr om Skellefte älv (BGB G6293). Lös kompressibel jord förekommer på delsträckorna ca 7/900-8/720 och 8/910-9/470.

Den förstnämnda delsträckan korsar Gunsvikens norra försumpade del. I den undersökta punkten består jorden under sjöbottnen överst av 0,3 m gyttja och därunder av svartmocka till ca 11 m djup under sjöbottnen. Svartmockan underlagras av friktionsjord. Den underliggande moränen ligger på ca 14 djup under sjöbottnen. Utanför den försumpade delen består i regel jorden under vegetationslagret av ett tunt lager finsand vilande på svartmocka. Svartmockans tjocklek avtar mot fastmarksområdena. Resultat från undersökningar visar att lerlager förekommer i

friktionsjorden under svartmockan. Gunsviken avbördas över Furunäsviken till Skellefte älv. Bäckens (dikets) mynning är belägen vid vattenverket. Vattenståndsmätningar i älven under åren 1954-1964 visar att vattenståndet i älven vid vattenverket varierar mellan ca +0,70 m och -1,30 m. Enligt uppgift av SMHI (Bergsten 1951) skulle följande vattenstånd i havet gälla år 1966 för Furuögrund (mareografstation) norr om Skellefte älvs mynning.

HHW +0,47 m

NHW +0,12 m

MW -0,61 m

NLW -1,27 m

LLW -1,59 m

Vattenståndsmätningar vid vattenverket visar att vattennivån vid vattenverket i Skellefte älv ligger nära vattennivån i havet.

På fig 9.22 visas lägen för provtagningspunkter med jordprover komprimerade i laboratorium. Resultaten har analyserats med avseende på förekomst av överkonsoliderad lera.

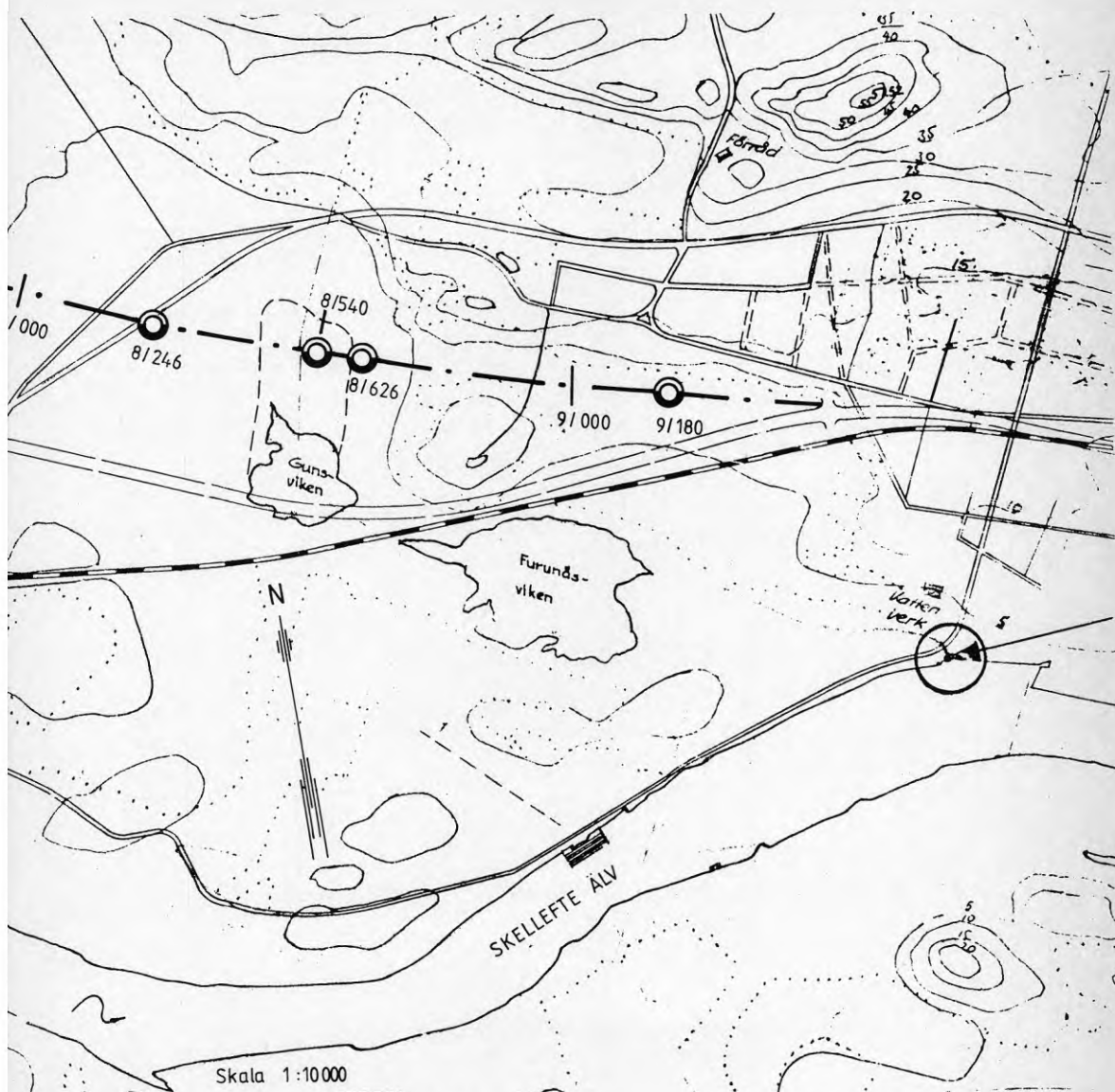
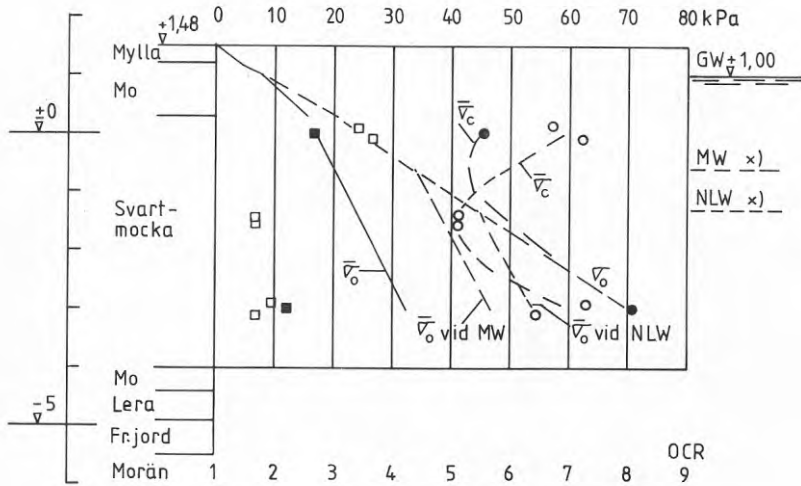


Fig 9.22 Lägen för upptagna jordprover 1966 vid undersökning för väg 372, delsträcka 8/000 - 10/000 (BGB G6293) inlagda på förenklad version av ekonomisk karta 22 L Rönnskär 7a Innervik och 8a Bergsbyn
Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning.
Lantmäteriverket 1983-07-08.

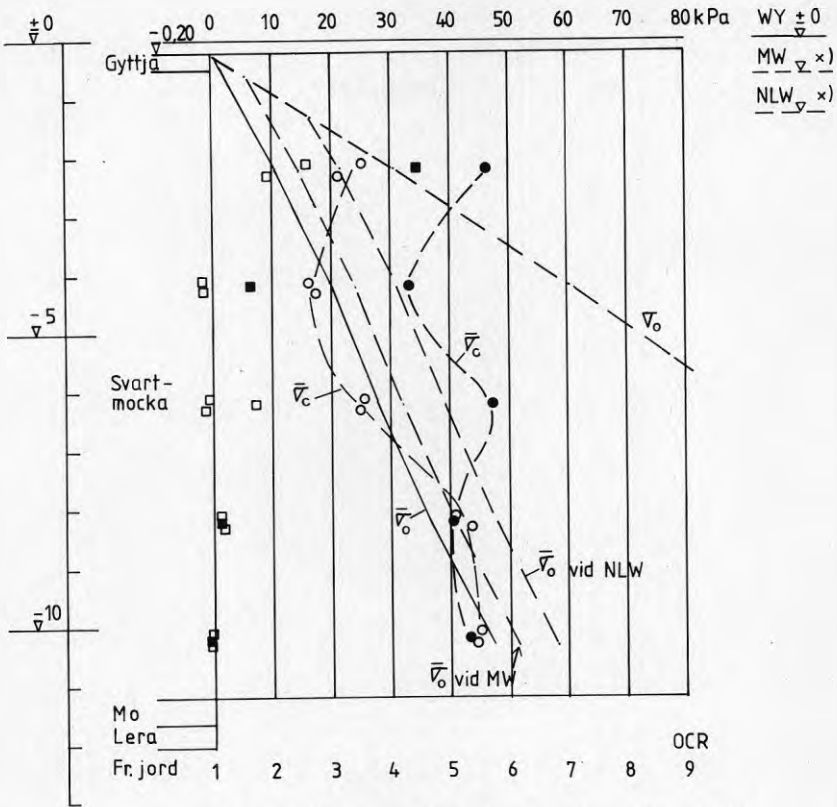
Temperatur- och nederbörds kurvorna på fig 9.20 visar för de undersökta proverna att klimatförhållandena teoretiskt icke kan ha orsakat överkonsolidering i jorden.

Resultat från analys av kompressionsförsök med prover från delområdet vid Gunsviken visas i diagramform på fig 9.23 till 9.25 och för prov från punkt 9/180 i tabell 9.3



x) MW, NLW avser Skellefte älv vid vattenverket

Fig 9.23 Analys av kompressionsförsök med prover från sektion 8/246 (BGB G6293)



x) MW, NLW avser Skellefte älv vid vattenverket

Fig 9.24 Analys av kompressionsförsök med prover från sektion 8/540 (BGB G6293)

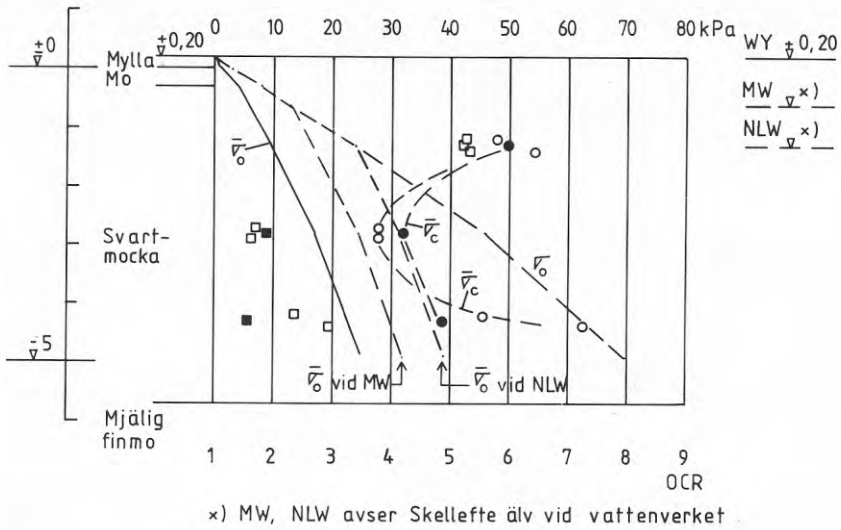


Fig 9.25 Analys av kompressionsförsök med prover från sektion 8/626 (BGB G6293)

Tabell 9.3

Resultat från analys av kompressionsförsök

Punkt	9/180		
Marknivå	+4,24 m		
Grundvattenyta	+3,7 m (8 december 1966)		
Provets nivå	+2,74 m (1,5 m under markytan)		
Enligt diagram	$\bar{v}_0 = 14,90$ kPa	$\bar{v}_c = 61$ kPa	OCR = 4,1
Beräknade värden:			
mittburken	$\bar{v}_0 = 14,36$ kPa	$\bar{v}_c = 101$ kPa	OCR = 6,8
underburken	$\bar{v}_0 = 15,44$ kPa	$\bar{v}_c = 79$ kPa	OCR = 5,1

Resultaten är ej entydiga. Av kompressionsförsök framgår dock att de ytliga jordlagren är starkt överkonsoliderade (uttorkade) ned till ett djup av minst 2 m under markytan resp sjöbotten och att jorden därunder är konsoliderad för en lägre grundvattennivå än den som rådde vid undersökningstillfället. Den mest troliga orsaken till den starka överkonsolideringen i ytlagren är uttorkning vid låga vattennivåer eller genom tjäle. Man får dock icke glömma att området ligger vid åns mynning. Här kan man inte utesluta att eventuella undervattensryggar utplanats genom erosion vid landhöjningen, då jorden kom över vattenytan. Erosion kan exempelvis ha förorsakat överkonsolidering i sektion 8/246.

9.2.4 Ett område vid Degerbyn

Området, som ligger omedelbart väster om Klintforsån och söder om järnvägen Skellefteå - Bastuträsk, består av en platå med nivån ca +20 m à +22 m. Ån är nedskuren ca 8-10 m i sediment, men når här och var ned till den underliggande moränen. I väster finns ett dike, vars botten ligger ca 5 m under omgivande terräng.

En geoteknisk undersökning som inkluderade kompressionsförsök utfördes inom området 1968 (BGB G6552). Enligt resultat från undersökningen går moränen i dagen mitt i området. Här ligger också markytan något högre (ca +22 m) än på övriga delar. Under sedimenten lutar moränens yta relativt brant mot ån. På sedimentområdet består jorden överst av sand, mo och mjåla (silt). Därunder förekommer vanligen svartmocka med en tjocklek av 4 à 5 m. Lagerserien anger att ån bildades efter svartmockans sedimentering. Klntforsån, vars vattenyta vid undersökningen låg på nivån +9,52 m, synes m h t nivån hos angränsande slättområden och strandförskjutningskurvan ha börjat erodera sin bädd några hundra år e Kr.

Lägena för de två provtagningspunkterna visas på fig 9.26.

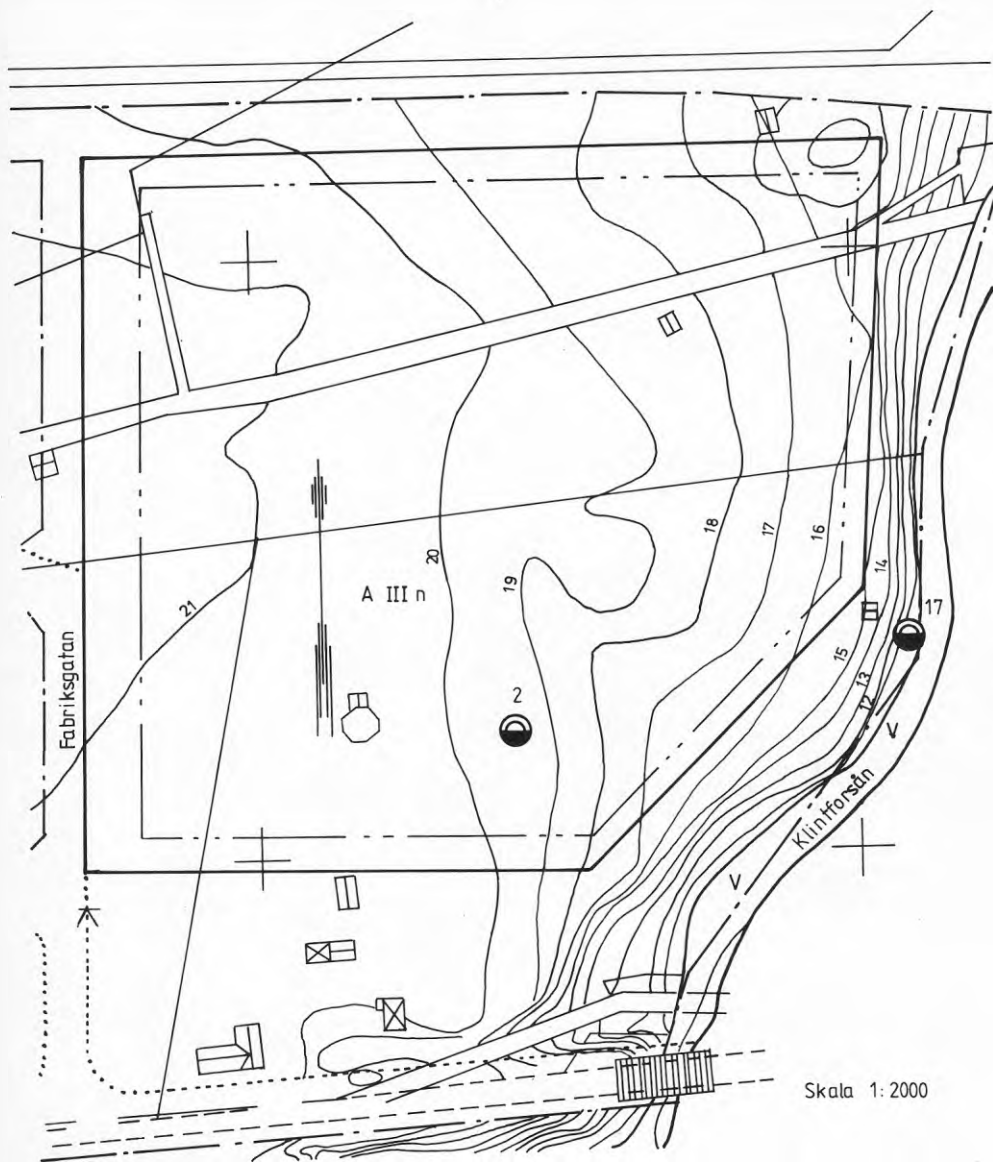


Fig. 9.26 Plantäga för upptagna jordprover 1968 vid undersökning vid Degerbyn (BGB G6552) på del av stadsplan för området Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriverket 1983-07-08

Temperatur- och nederbördskurvor på fig 9.20 visar att ett förhållandevis kallt klimat rådde då området genom landhöjning kom över vattenytan. Någon särskild konsolideringseffekt kunde därför inte uppstå på grund av temperaturens inverkan. För de två perioderna (0-300 år e Kr resp 1000-1300 år e Kr) då nederbörden var mindre än nu kan grundvattennivån ha legat lägre än nu (1982). Detta är dock ej sannolikt eftersom Klintforsån då troligtvis icke hade eroderat ned till nuvarande nivåer. Konsolideringen i svartmockan har troligtvis orsakats av den överliggande silten och den grundvattensänkning som landhöjningen och Klintforsåns erosion har förorsakat. Klimatförhållandena (med en i förhållande till nutiden lägre nivå hos grundvattenytan) kan teoretiskt icke ha orsakat överkonsolidering i svartmockan.

Resultat från analys av utförda kompressionsförsök från den geotekniska undersökningen visas på fig 9.27 och 9.28.

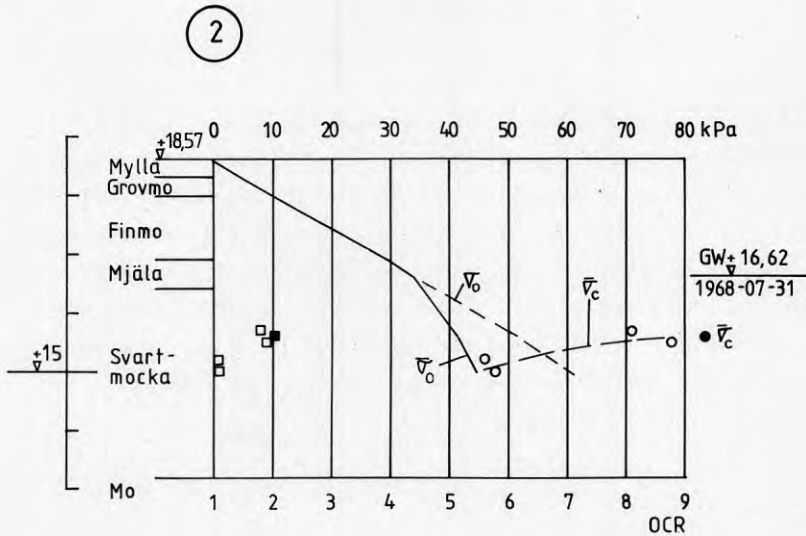


Fig 9.27 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 2 (BGB G6552)

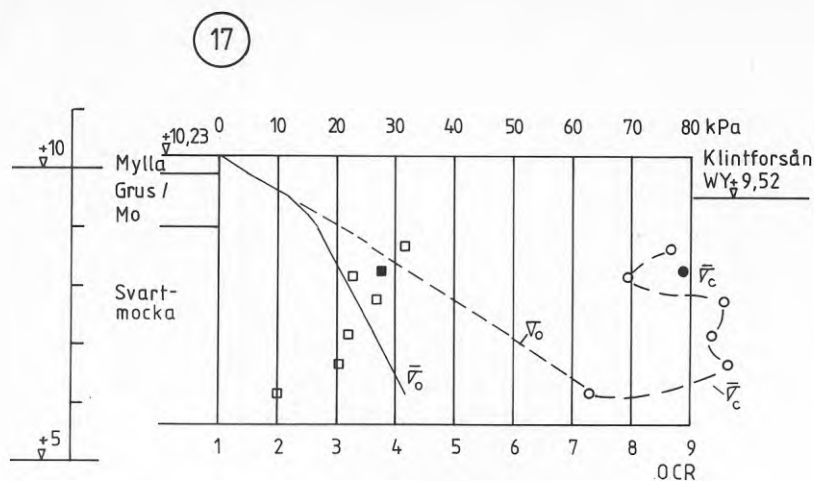


Fig 9.28 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 17 (BGB G6552)

Överkonsolideringen i punkt 2 till ca 3,5 m djup har sannolikt orsakats av uttorkning när grundvattennivån över svartmockan var låg. Med hänsyn till dräneringsförhållandena kan man icke utesluta att vatten (markvatten) temporärt har saknats över svartmockan. Överkonsolideringen i punkt 17 har orsakats av att jordmassor har bortroderats av Klintforsån över nuvarande strandplan. Om man förutsätter att erosionen skedde i takt med landhöjningen har tjockleken hos de bortroderade massorna, silt och sand, varit minst 5 meter. Botten i den bredare fjorden skulle således idag motsvara nivå ca +16 m. Som framgår av figur 9.26 är lutningen mot Klintforsån brantare vid denna nivå. Den nämnda nivån visar erosionens omfattning.

9.3 Umeåtrakten

9.3.1 Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid

Den geologiska utvecklingen i området är likartad den som beskrivs för Boden-Luleå. Vid Ume älv motsvarar utvecklingen den som beskrivs för Skellefte älv i 9.2.1. Isranden låg enligt G Lundqvist (1961) år 7000 f Kr 10 km sydost om Umeå och år 6900 ca 35 km nordväst om staden. Här finns på nivån ca +257 m även de första delområdena, vilka aldrig har legat under vatten. Ändmoränerna vid kusten sydost om Umeå uppträder sparsammare än längre norrut och upphör i stort sett mellan Hörnefors och Nordmaling. Detta kan bero på att vattendjupet vid isranden var djupare vid Nordmaling än längre norrut och att isens randområde delvis flöt på vatten. De årliga oscillationerna bildade ej ändmoräner på grund av att trycket mot havsbotten var begränsat. Riktningen för isens tillbakadragning är avsevärt mer nordlig än den är längre norrut där den är nordvästlig.

En strandförskjutningskurva (fig 9.29) för mellersta delarna av Västerbottens läns kustland enligt Granlund (1943) gäller i stora drag även för Umeåtrakten. För att kunna analysera de geologiska-klimatologiska förutsättningarna avseende jordens överkonsolidering visas även provtagningspunkternas höjdlägen och den kompressibla jordens mäktighet.

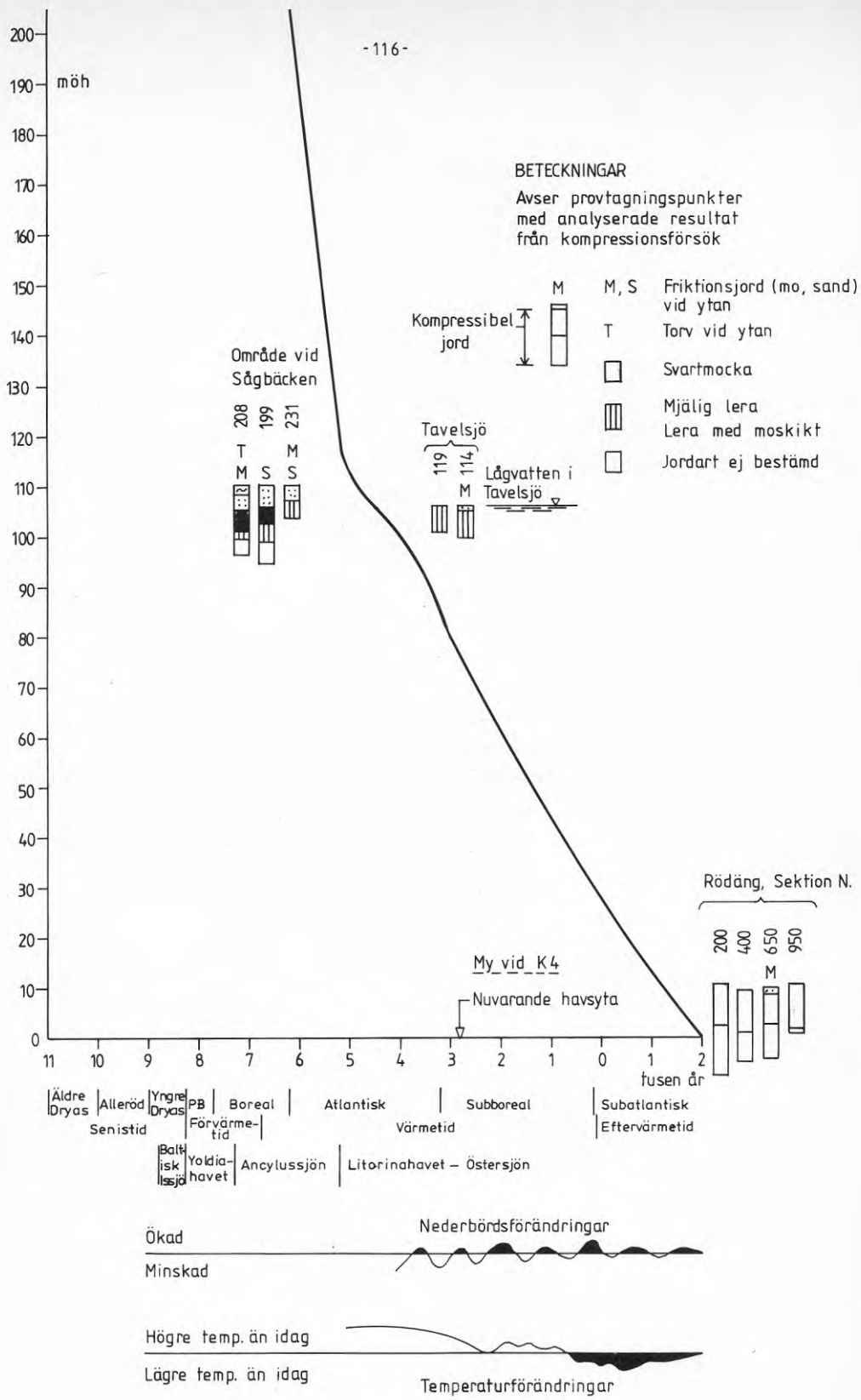


Fig. 9.29 Strandförskjutningskurva för mellersta delarna av Västerbottens läns kustland enligt Granlund (1943).

9.3.2 Rödängsområdet

I samband med Umeå generalplan inventerades och kompletterades de geologiska undersökningarna. Resultaten redovisades på en jordartskarta över hela området i skala 1:25 000 (Umeå generalplan). På fig 9.30 visas en del av området.

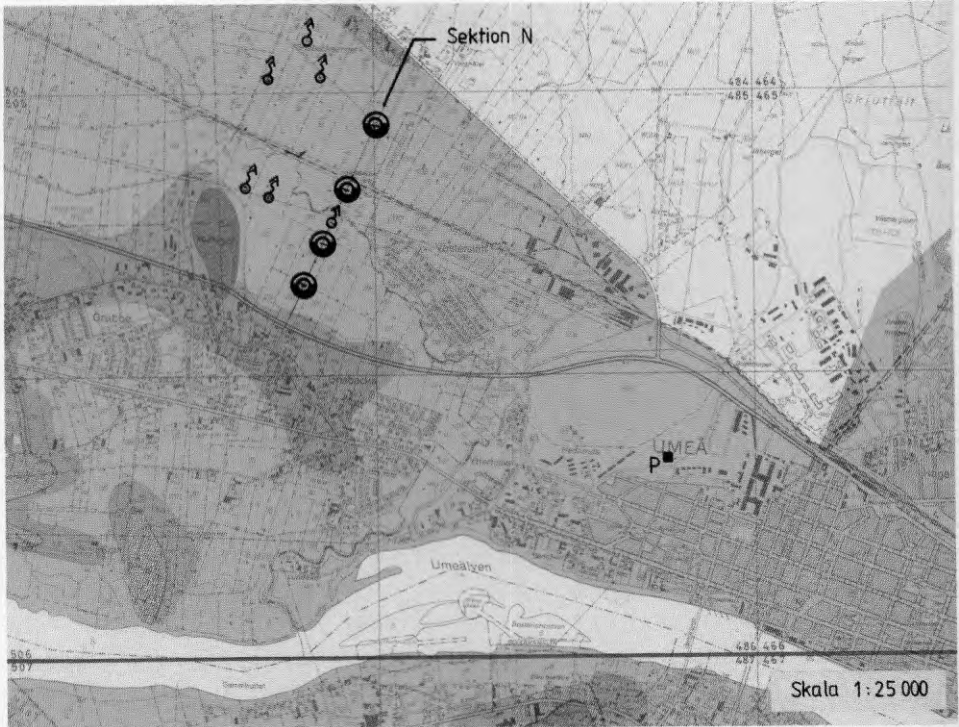


Fig 9.30 Jordartskarta över en viss del av Umeå generalplaneområde enligt plan 1965 (Umeå generalplan) Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriverket 1983-07-08.

Beteckningar: rött fält - berg i dagen
 blått fält - morän i dagen
 mörkgult fält - grus, sand och mo
 gult fält - svartmokka under sand och mo



Provtagningspunkt med analyserat kompressionsförsök



Artesiskt vatten



Provbelastningsyta

Av kartan framgår att i en stor del av det aktuella delområdet finns kompressibel jord. För att analysera jordens överkonsolidering utvaldes kompressionsförsök från en år 1964 utförd översiktlig undersökning för området Rödäng (BGB G5517:1 och G5517:2). Ungefärligt läge för de upptagna proverna i sektion N-N framgår av fig 9.30.

Området ligger i en sedimentfylld dalgång med berg och morän i dagen på sidan om dalgången. Moränen ligger i dagen ofta mer än 5 m över dalgångens botten och Rödbergets högre delar når upp till 40 m över denna.

I dalgångens mitt vid järnvägslinjen Vännäs-Umeå är den jämnkorniga svartmockan nära 10 m tjock under ett ca 1 m tjockt fast ytskikt i den visade sektionen. Kornstorleken i sedimenten avtar först mot djupet för att sedan åter tillta. Det tätaste lagret i serien ligger således i närheten av sedimentlagrets mitt, vilket synes vara av betydelse både för områdets hydrogeologiska förhållanden och överkonsolideringen i leran.

Ytvatten som infiltreras i jorden söker sig till närliggande vattendrag (Tvärån) genom det mera genomsläppliga ytlagret ovan det täta mittskiktet. Vattnet från de högre belägna moränområdena står i kontakt med det mera permeabla lagret under det täta mittskiktet. Under svartmockan är vattentrycket artesiskt. Nära Rödberget var vattenströmmen efter utförd provtagning från lagret under svartmockan så stark att det var svårt att täta hålet. Vattenflödet upphörde först efter ca 1 månad. Enligt uppgift var trycknivån i en lokal längre västerut nära 0,5 m över markytan.

Temperatur- och nederbördskurvor på fig 9.29 visar att klimatförhållandena icke kan ha orsakat överkonsolidering. Resultat från analys av utförda kompressionsförsök visas endast för punkt 400 i sektion N på fig 9.31.

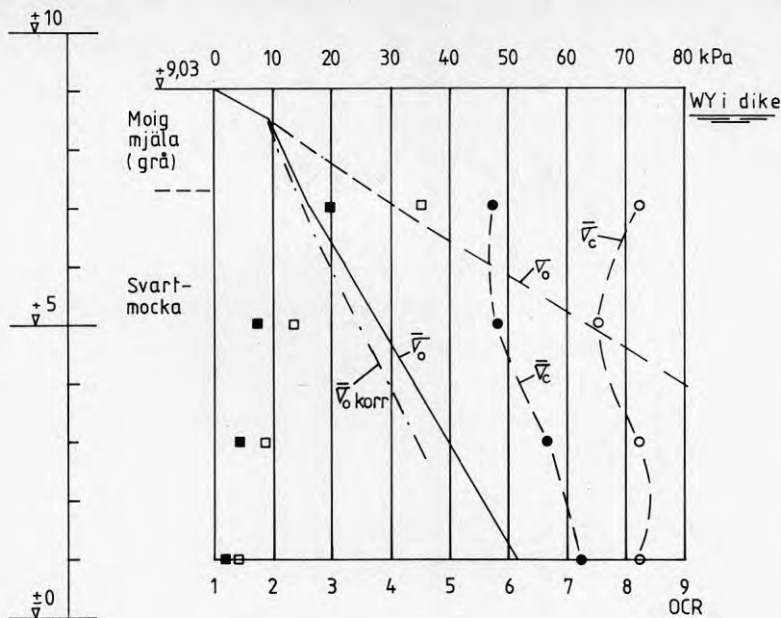


Fig 9.31 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 400 i sektion N (BGB G5517:1). Med $\bar{\sigma}_c$ korrr visas rådande effektivspänning i jordlager under förutsättning att artesiskt vattentryck på ca 10 m djup uppgår till 10 kPa och utjämnas rättlinjigt mot nivån för markvatten (vattenytan i dike).

Resultaten visar att leran är överkonsoliderad. Den gråa färgen i ytlagret kan emellertid indikera att svartmockan är oxiderad. Överkonsolideringen har där troligtvis främst orsakats av uttorkning. Att överkonsolideringen, ca 20 kPa, når så djupt under nuvarande markyta visar att en sänkt grundvattennivå även under geologiskt sett korta tidsperioder kan orsaka överkonsolidering. Kompressionsförsök med prover från övriga punkter i sektion N visar ett likartat förlopp. I enstaka punkter minskade överkonsolideringen snabbt mot svartmockans undersida. Den underliggande leran var normalkonsoliderad.

9.3.3 Belastningsförsök på K4-området

På det s k K4-området utfördes ett belastningsförsök i samband med en geoteknisk undersökning. Försöket avsåg att undersöka sättningarna vid en viss belastning (BGB G5668). Provytans ungefärliga läge visas på fig 9.30.

Försöket har kortfattat beskrivits av författaren i samband med generalplanarbetet för Umeå 1966. På försöksplatsen består jorden överst av ca två meter sand och därunder huvudsakligen av svartmokka ned till ca 10 å 12 meters djup. Därunder följer mo, som mot djupet övergår i sand och grus. Djupet till den underliggande moränen torde vara ca 10 å 20 meter under markytan.

Vid försöket utlades som belastning på jorden en 3 m hög sandfyllning formad som en stympad pyramid. Fyllningens bas- och krönmått var 19 resp 7 meter. Efter 18 månader var sättningarna ca 22 cm mitt under högen. Försöket visade även att största delen av sättningarna skedde redan under de första sex månaderna. Vid slänterna där belastningen var lägre upphörde sättningarna praktiskt taget efter ca 1 år. Sättningshastigheten var lägst under vintern för att sedan öka under våren. Därefter avtog hastigheten. Detta beror sannolikt på de hydrogeologiska och klimatologiska förhållandena.

Området ligger på nivån ca +12,5 m. Temperatur- och nederbördskurvorna tyder på att klimatförhållandena ej kan ha orsakat någon nämnvärd överkonsolidering. Utvärdering av resultat från belastningsförsöken försvåras emellertid genom att spänningen ($\bar{\sigma}_0 + \Delta \bar{\sigma}_0$) åtminstone mitt under högen översteg förkonsolideringsspanningen. De uppmätta sättningarna var dock mindre än de som beräknades i det fall jorden skulle vara normalkonsoliderad. Försöket visar att jorden sannolikt är svagt överkonsoliderad även om överkonsolideringens storlek icke har kunnat bestämmas noggrant.

9.3.4 Väg 363, delen Kvarnfors - Sand

Geotekniska undersökningar för vägen vid Tavelnsjön och norr om Tavelnsjön i närheten av Sågbäcken har utförts av Vägverket och Statens Geotekniska Institut (SGI). Kompressionsförsök är utförda med upptagna prover från två provtagningspunkter vid Tavelnsjön (SGI 50686).

Högsta och lägsta vattennivån i sjön är +106,6 m respektive +106,0 m.

Jorden bestod överst av moig lera med växtrester. Den underlagras av grå lera med moskikt. Mohalten ökar med djupet. På ca 5,5 till 6,5 m djup består jorden av mo med lerskikt. Resultat från viktsondering visar att torrskorpan endast är 0,8 å 1,0 m tjock. Vidare kan man konstatera att skikt förekommer i leran där motståndet är så stort att vridning erfordras för att driva ner sonden.

Av temperatur- och nederbördskurvan på fig 9.29 framgår att hög temperatur och låg nederbörd kan ha orsakat en vattensänkning av nivån i sjön och en överkonsolidering av jorden.

Resultat från analys av utförda kompressionsförsök är sammanställda i tabell 9.4. Den nu rådande effektivspänningen (\bar{V}_0) har beräknats för en grundvattennivå som motsvarar lågvattennivån i sjön.

Tabell 9.4

Resultat från analys av kompressionsförsök

Punkt		Mark-nivå m	Provets nivå m	$\bar{\sigma}_0$ kPa	Enl diagram		Enl beräkning		Anm
Nr	Sektions-beteckn				$\bar{\sigma}_c$	OCR	$\bar{\sigma}_c$	OCR	
114	19/828 H22	+106,2	+105,2	9,44	40,4	2,6	68,2	7,2	2) 3)
			+104,2	15,79			61,0	3,9	
			+103,2	23,24			(54,2)	(2,3)	2) 3) 4)
			+102,2	31,39			80	2,6	3)
			+101,2	39,24			(40,9) (1,05)(97)	(2,5)	1) 4)
			+100,2	46,94			80	1,7	3)
			+ 99,2	54,99			(151)	2,7	2) 3)
119	19/908 HB	+106,1	+105,1	9,09	89	5,1	260	29	3)
			+104,1	17,49			92	5,3	1)
			+103,1	25,54			57,9	2,3	3)
			+102,1	33,14			63,4	1,9	3)
			+101,1	41,34			104	2,5	130

Anmärkningar:

- 1) Kompressionskurvans krökning är obetydlig, varför en bestämning av förkonsolideringsspanningen ($\bar{\sigma}_c$) enligt Casagrandes metod blir osäker.
- 2) Jordprovet består huvudsakligen av silt.
- 3) Kompressionsförsöket är ej utfört med prov från nivån enligt tabell.
- 4) Stört prov.

Resultaten visar att jorden är överkonsoliderad samt att överkonsolideringens storlek varierar. Det kan icke uteslutas att en noggrann åldersdatering av de olika lerlagren skulle visa att en del av jorden är sedimenterad efter värmetiden. Detta kan vara orsaken till att överkonsolideringens storlek varierar. Reduktionen av vattenkvoten på grund av en sänkning av grundvattennivån är sannolikt huvudorsak till överkonsolideringen.

På delsträckan 23/460 till 23/620 i Sågbäckens dalgång ligger markytan mellan +109,6 m och +110,2 m i de tre analyserade punkterna. Vid slutet av delsträckan finns överst torvjord med ca 1,6 m tjocklek. I övrigt består jorden under vegetationstäcket och torven av fast lagrad mo och sand ned till 3,5 à 4,9 m djup. Den fasta jorden underlagras av mjällig lera vid sträckans början och längre fram av svartmocka. Tjockleken hos svartmockan är ca 5 m i sektion 23/620 där den underlagras av grå mjällig lera. I den mjälliga leran finns mot djupet lerskikt. Den mjälliga leran underlagras av mo. Grundvattenytan i det sandiga lagret lutar mot Sågbäcken. Exakta uppgifter om vattennivån i bäcken föreligger ej.

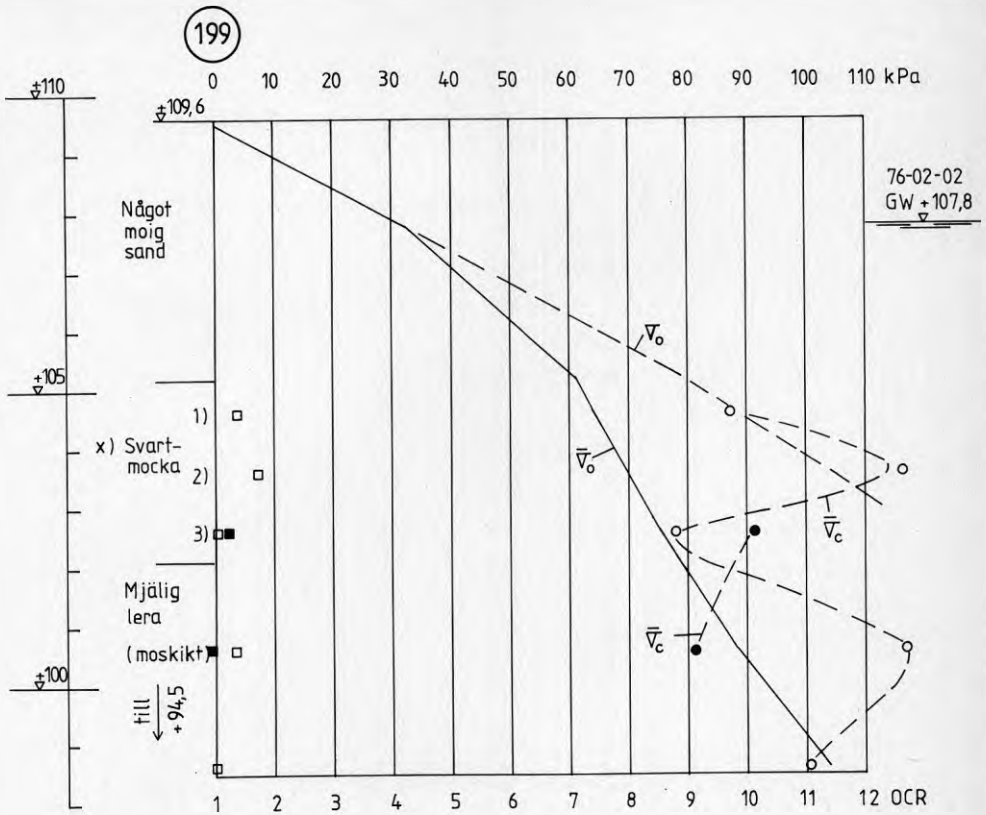
På den aktuella platsen korsar Sågbäcken en åsrygg och har i denna uteroderat en smal dalgång mot Tavelnsjön. Höjdområdena söder om bäcken når t o m över högsta kustlinjen som ca 10 km norr om platsen enligt G Lundqvist (1961) ligger på nivån +257 m.

Det fasta materialet under sedimenten bildar en gryta norr om bäcken och väster om åsen. I denna gryta har lera varvat med mo avlagrats då området låg djupt under vattenytan.

Ovanpå dessa varviga sediment avsattes svartmockan. Den överlagrande sanden som är uteroderad från åsen nordväst om området bildade en deltabildning då Tavelnsjön utgjorde en fjord i havet eller t o m var avstörd från detta. Bäcken har sedan fortsatt att erodera i deltat och åsen. Det skall anmärkas att provtagningen avser ett vägprojekt, varför torven icke analyserats avseende förekommande rekurensytor.

Av temperatur- och nederbörds kurvorna på fig 9.29 framgår att klimatförhållandena skulle kunna orsaka en överkonsolidering oavsett om sedimentering av sand har skett före eller i samband med landets höjning över vattenytan.

Resultat från analys av utförda kompressionsförsök med prover från punkt 199 (sektion 23/520 V10) redovisas i diagramform på fig 9.32. Resultat från sektionerna 23/480 och 23/620 (punkterna 231 och 208) är sammanställda i tabell 9.5. För prover från den torvtäckta delen (punkt 208) har effektivspänningen beräknats både för en grundvattennivå i torvlagret +109,6 m och vid torvens undersida +108,6 m.



*) Benämning enligt jordprovstabell:

- 1) Gråsvart mjällig lera med moskikt, sulfidrandig
- 2) Mörkgrå, mjällig lera med moskikt, sulfidrandig
- 3) Gråsvart, mjällig lera, sulfidbandad

Fig 9.32 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 199 = 23/520 V10 (SGI 50686)

Tabell 9.5

Resultat från analys av kompressionsförsök

Punkt		Mark- nivå m	GW nivå m	Provets nivå m	$\bar{\sigma}_0$ kPa	Enl diagram		Enl beräkning		Anm
Nr	Sektions- beteckn					$\bar{\sigma}_c$	OCR	$\bar{\sigma}_c$	OCR	
231	23/480 VM	+110,2	+108,5	+106,2	53,82	120	1,9	130	2,4	3)
				+105,2	62,52			127	2,0	1)
				+104,2	72,12					2) 3)
208	23/620 V10	+110,2	+109,6	+104,7	42,57	73	1,5	81	1,9	3) 5)
				+103,7	47,42			48,2	1,00	ev 4) 5)
				+102,2	53,87			61,9	1,15	3) 5)
				+100,2	65,77			93	1,4	1)
208	23/620 V10	+110,2	+108,6	+104,7	46,57	73	1,40	81	1,7	3) 5)
				+103,7	51,42			48,2	0,94	ev 4) 5)
				+102,2	57,87			61,9	1,05	3) 5)
				+100,2	69,77			93	1,35	1)

Anmärkningar:

- 1) Kompressionskurvans krökning är obetydlig varför en bestämning av förkonsolideringsspänningen ($\bar{\sigma}_c$) enligt Casagrandes metod är osäker.
- 2) Jordprovet består huvudsakligen av silt och sand.
- 3) Kompressionsförsök är ej utfört med prov från nivån enligt tabell.
- 4) Eventuellt är provet stört.
- 5) Svartmokka. Den geotekniska benämningen (exempelvis grå-svart mjällig lera, sulfidrandig) densitet ($14-15 \text{ kN/m}^3$) och den ofta höga sensitiviteten indikerar att jorden består av svartmokka även om det icke nämnts direkt i tabellen.

Analyser visar att jordens överkonsolidering varierar. Vid vissa nivåer är jorden i det närmaste normalkonsoliderad för nuvarande belastningsförhållanden. Den låga överkonsolideringen kan sannolikt bero på att de topografiska förhållandena har medfört att ingen nämnvärd grundvattensänkning har skett under värmetiden. Att torrskorpan saknas under sanden tyder på att sjön och grundvattennivån icke nämnvärt har påverkats under värmetiden.

9.3.5 Kompressibla jordar i Norrland

Analyser av kornfördelning i Norrlands sedimentjordar visar att lerhalten är låg och att den har underordnad betydelse. Även finkorniga jordar består huvudsakligen av silt. Angående svartmocka bör man observera den låga densiteten. Sensitiviteten, dvs kvoten mellan hållfasthet för orört och helt omrört prov, är hög i vissa lager. Här har icke närmare studerats om den eventuella ökningen av sensitiviteten har orsakats av urlakning av salt.

Bestämning av förkonsolideringsspänningen enligt Casagrandes metod är i vissa fall mycket osäker på grund av kompressionskurvans obetydliga krökning. Enligt Börgesson (1979) är det nästan omöjligt att bestämma förkonsolideringsspänningen i en naturlig, oorganisk silt med låg lerhalt. Den höga sensitiviteten medför även att hanteringen av prover kan avsevärt påverka resultaten. En särskild teknik och utrustning har utvecklats vid Tekniska Högskolan i Luleå, vilken icke var tillgänglig när ödometerförsöken utfördes. Börjesson framför vidare att konflytgränsen som i regel ger en bra uppfattning om siltens sammansättning i vissa fall är osäker som klassificeringsgrund. Nya metoder och instrument utvecklas vid högskolan. Det är sannolikt att det omnämnda sambandet mellan förkonsolideringsspänning, skjuvhållfasthet och konflytgräns ($\bar{\sigma}_c = \tau_{fu} / 0,45 w_F$) kan ifrågasättas.

Bestämningen av överkonsolideringen för jordar i Norrland har utförts med ett begränsat antal prover. Detta kan förklara de varierande resultaten, den konstaterade överkonsolideringen under sjöbotten i Luleå och den ringa överkonsolideringen vid Sågbäcken. Nya undersökningar sedan förbättrade metoder för provtagning och undersökning av silt har utvecklats kan emellertid avsevärt förändra analysresultaten.

Kompressionsförsök från flera delområden, Luleå, Skellefteå och Umeå (avsnitt 1 enligt fig 7.10) redovisade i 9.1 till 9.3, visar att överkonsolideringen är likartad under likartade förhållanden.

9.4 Stockholms-området

Stockholmsområdet har valts för att illustrera förutsättningarna för överkonsoliderad lera i avsnitt 2 enligt fig 7.10.

9.4.1 Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid

De geologiska förhållandena söder om Stockholm är varierande. Förhållandena söder om Södertälje-Stavsnäs illustreras informativt av en karta över landisens avsmältning i Sverige av G Lundqvist (1961). Isranden låg 8900 f Kr, dvs i början av Yngre Dryas, i nästan västlig-östlig riktning ca 10 km söder om Nynäshamn och Trosa. Klimatet var då kallare än under den föregående Alleröd-perioden. Isens oscillationer vid den långsammare tillbakadragningen är orsak till den sk mellansvenska ändmörzonen. Hastigheten för isens tillbakadragande ökade efter år 8100 f Kr då isranden låg i linje Södertälje-Sandhamn. Då isranden låg vid Järna-Dalarö, skedde tappningen av Baltiska Issjön vid Billingen och Yoldiahavet med salt vatten bildades. Efter Yngre Dryas ökade hastigheten åter så att under 100 år vek isranden från Bålsta söder om Sigtuna till en linje norr om Uppsala.

Hela Stockholmsområdet har varit täckt av vatten under isavsmältningen i området. Närmaste landområde över HK låg minst 150 km från Stockholm.

Lera från Baltiska Issjön förekommer således icke norr om linjen Järna-Dalarö. Här består de äldsta sedimenten av yoldialera vilande på berg, morän eller lokalt isälvsavlagringar. Yoldialeran överlagras av sediment från Ancylussjön och Litorinahavet. I skärgården och söder om Stockholm bestämmer berggrundens struktur riktningen hos de sedimentfyllda dalgångarna på ett utpräglat sätt. De kompressibla sedimentens tjocklek varierar kraftigt. Topografin har medfört att även sediment avsatta i djupt vatten överlagras av nedspolat material från högre belägna delområden. Torvmarken är i regel igenväxningsmyrar av kärrtyp. Nordväst om Stockholm är moränen mera dominerande än det kala berget.

I och med att land över HK saknas i omedelbar närhet av Stockholm kan man icke noggrant avgöra hur djupt nuvarande strandområden låg under vattenytan då isen lämnade området. Enligt G Lundqvist (1961) borde HK ligga mellan ca +130 m och +160 m.

Flera forskare har upprättat strandförskjutningskurvor för Stockholmstrakten. För att kunna analysera de geologiska-klimatologiska förutsättningarna avseende jordens överkonsolidering på fig 9.33 visas sammanställning av Möller (1964) med strandförskjutningskurva efter Granlund och C14 daterade isoleringsnivåer.

BETECKNINGAR

Avser C 14 daterade isoleringsnivåer

Avser provtagningspunkter med analyserade resultat från kompressionsförsök

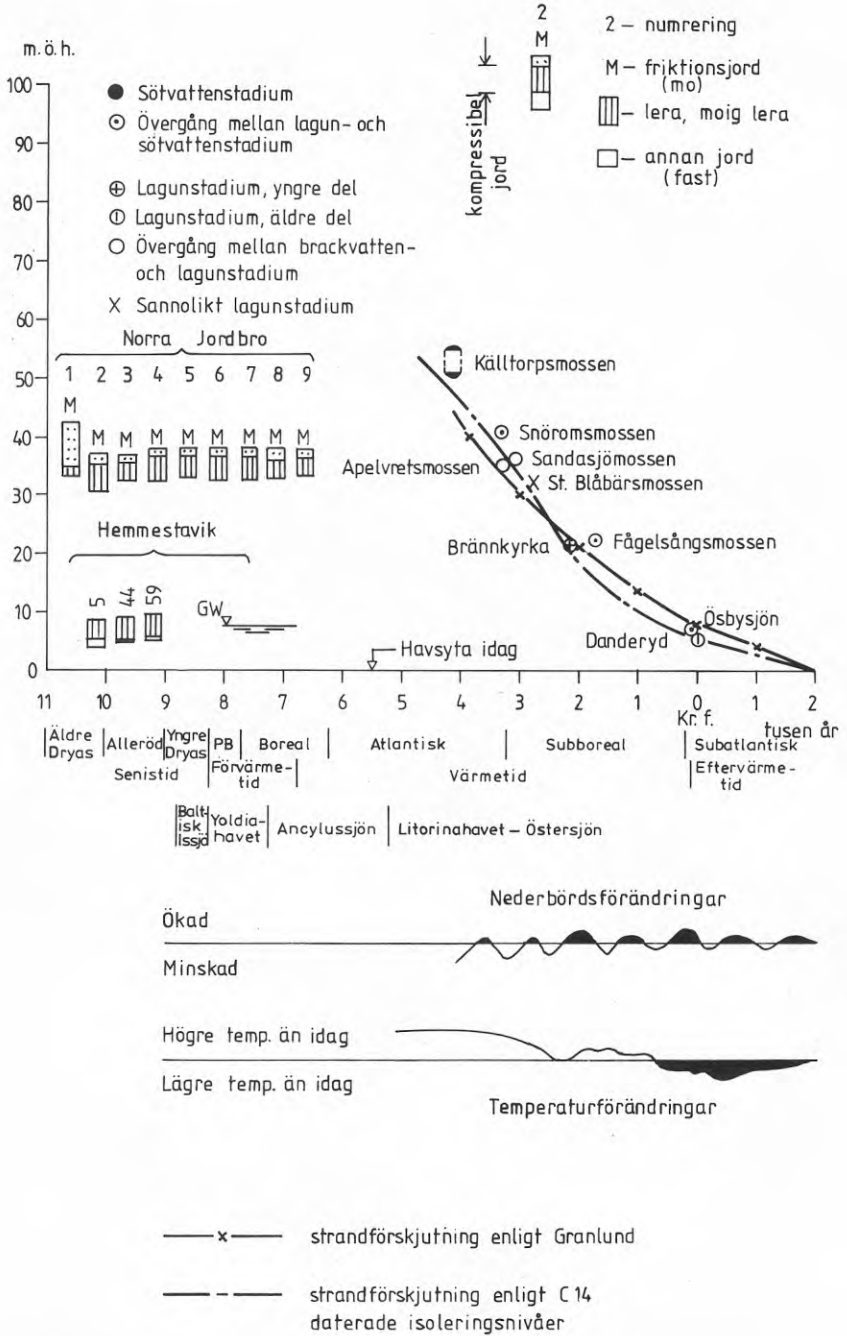


Fig.9.33 Strandförskjutningskurva för Stockholmstrakten enligt sammanställning av Möller (1964)

9.4.2 Norra Jordbro, Haninge kommun

Det geotekniskt undersökta stadsplaneområdet Norra Jordbro (BGB G7275) gränsar i norr mot Slätmosse och i väster mot Nynäsvägen. De kompressionsförsök som har analyserats är utförda med prover från en dal orienterad i ost-nordostlig riktning. Följande beskrivning avser förhållanden vid undersökningstillfället.

Markytan sluttar svagt mot mitten av den ca 300 m vida dalen. I dalen består jorden överst av ca 0,2 m skogstorv och dytorv. I nordost finns ett försumpat område där dytorvtjockleken här och var ökar till 0,5 m. Under torven består jorden i regel av mo och grovmo med 1,0 till 2,0 m tjocklek. I de västra delarna är tjockleken på vissa områden över 3 m. Mon vilar på lera, som med djupet övergår i moig lera och lerig mo. Därunder följer i regel mo. Djupet från markytan till den leriga mons underyta synes i de undersökta punkterna icke överstiga 7 m. I allmänhet är djupet 5-6 m.

Grundvattennivån är belägen på 0,3 till 0,6 m djup under markytan.

På fig 9.34 visas planläget för de prover som undersökts på laboratorium och analyserats.

På fig 9.33 visas provtagningspunkternas höjdlägen och den kompressibla jordens mäktighet för att kunna analysera de geologisk-klimatologiska förutsättningarna. I regel följer under det visade lerlagret lerig mo och mo till minst 8,4 m djup.

Temperatur- och nederbörds kurvorna visar att området kom över vattenytan i gränsen mellan Atlantisk och Subboreal tid. Temperaturen som då var avsevärt högre än den idag, började sjunka men ca 2500 år f Kr var den dock högre än den nuvarande. Överkonsolideringen kan vara orsakad av klimatförhållandena.

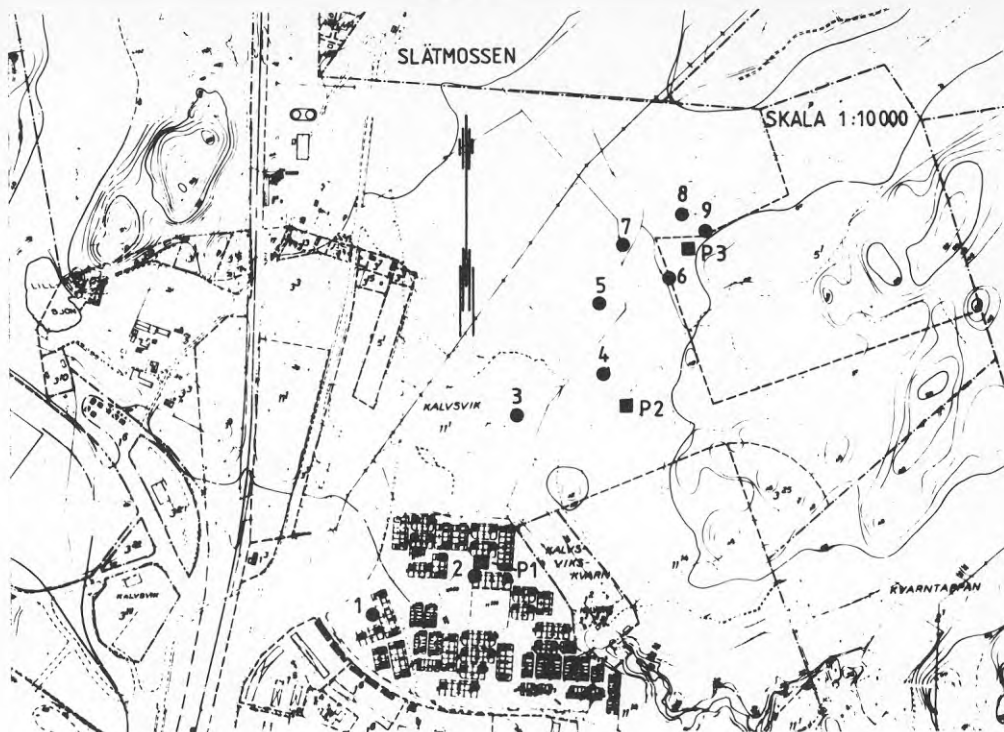


Fig 9.34 Läge för upptagna jordprover (1-9) och provbelastningsförsök (P1-P3) i Norra Jordbro inlagda på del av underlagskarta för inventering och planering m m för Jordbro, Handen, Vendelsö m m, kartblad Ö 10/2 i skala 1:10 000 upprättad av stadsingenjörskontoret i Handen 1977 Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriverket 1983-07-08.

Resultat från analys av kompressionsförsök med prover från punkterna 2, 4, 6 och 9 i närheten av provbelastningshögarna visas i diagramform på fig 9.35 till 9.38. För resterande punkter har resultaten från analys sammanställts i tabell 9.6.

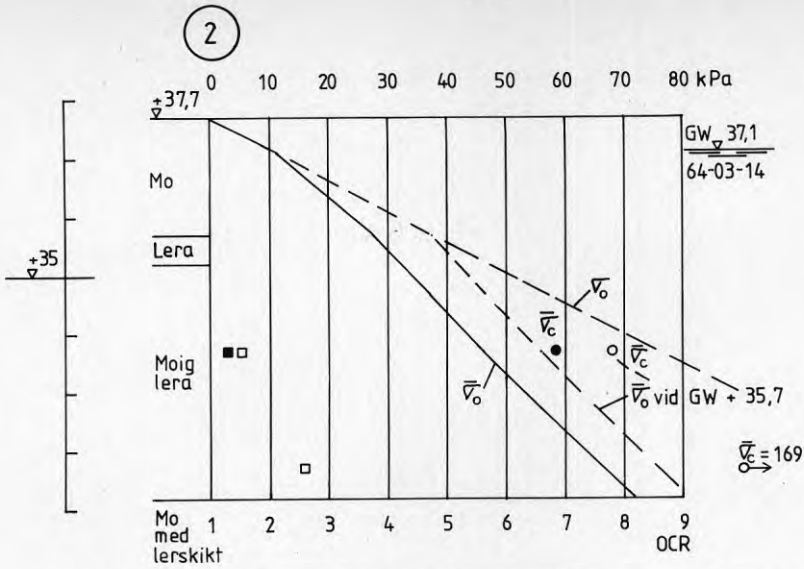


Fig 9.35 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 2 (beteckning 0/295 V35 i BGB G7275)

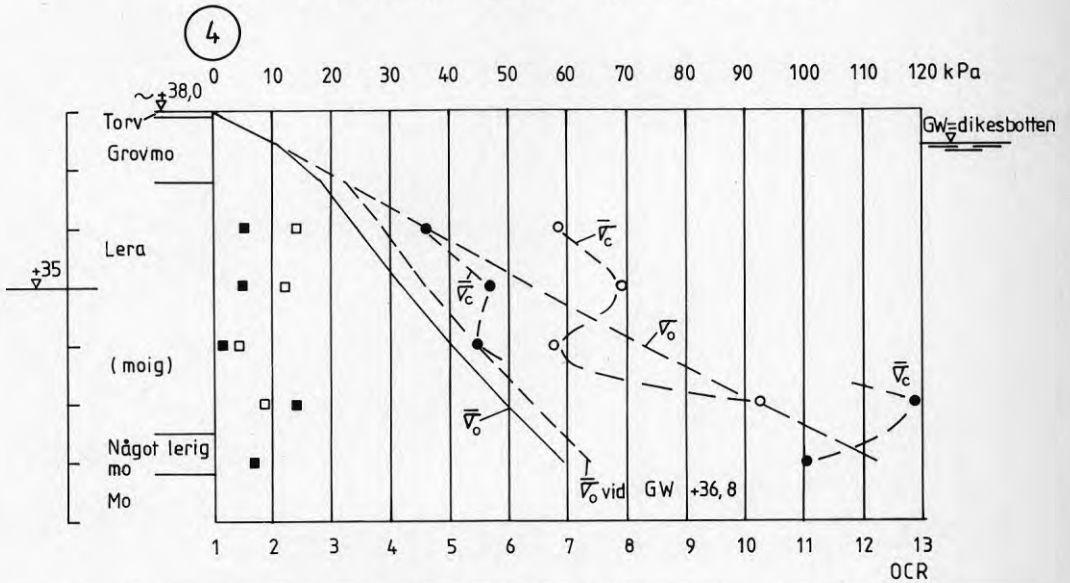


Fig 9.36 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 4 (beteckning 0/700 V50 i BGB G7275)

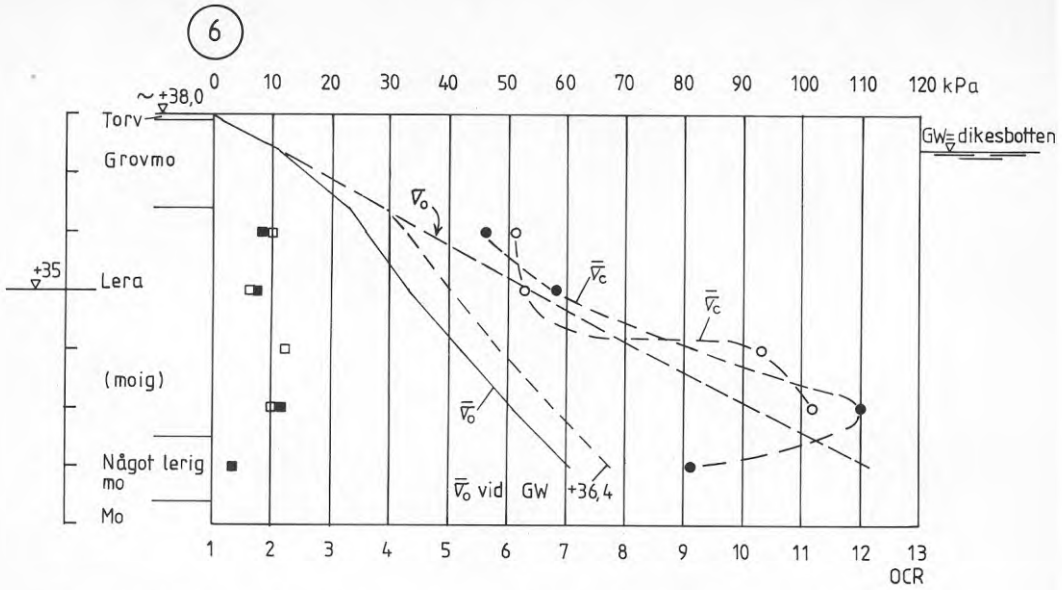


Fig 9.37 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 6 (beteckning 0/900 V50 i BGB G7275)

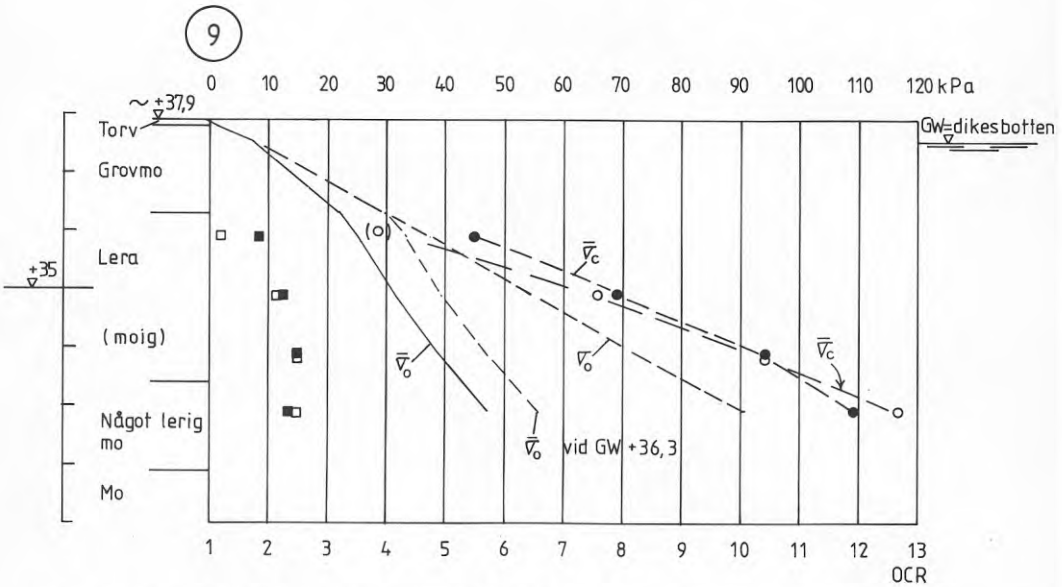


Fig 9.38 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 9 (beteckning 1/000 V50 i BGB G7275)

Tabell 9.6

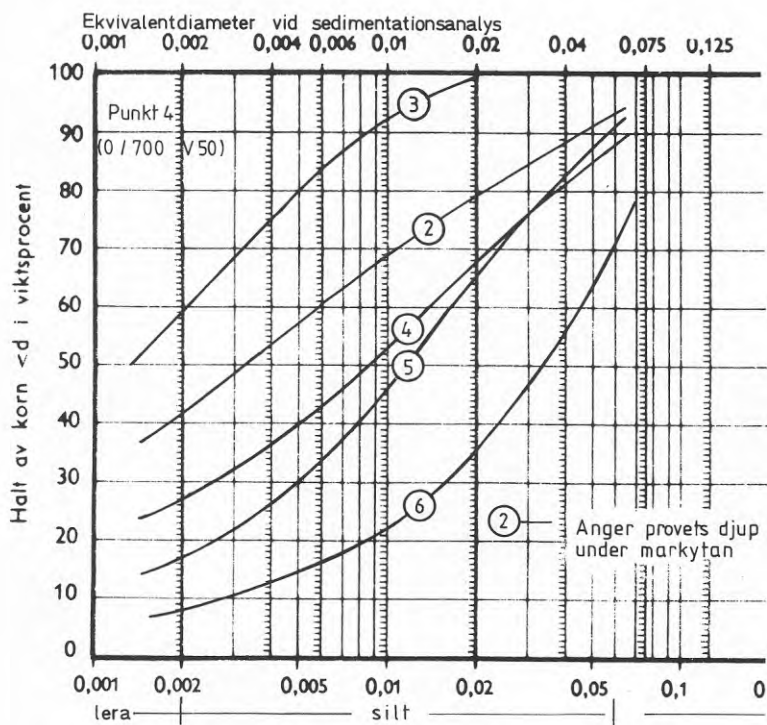
Resultat från analys av kompressionsförsök

Nr	Punkt Urspr beteckn	Mark- nivå m	GW nivå m	Provets nivå m	$\bar{\sigma}_0$ kPa	Enl diagram		Enl beräkning		Anm
						$\bar{\sigma}_c$	OCR	$\bar{\sigma}_c$	OCR	
1	0/140 V140	+42,5	+39,2	+35,4 +34,4	108,0 117,6	90	0,83	117 111	1,10 0,95	3)
3	0/561 V130	+37,1	+36,4 5)	+35,1 +34,1 +33,1 +32,1 +31,1	25,90 33,75 43,55 53,20 62,75	44,0 (103) (111) (130) (114)	1,7 (3,1) (2,5) (2,4) (1,8)	41,7 131 116 (273)	1,6 3,9 2,7 (5,1)	1) 1) 1),2),4) 1),2)
5	0/800 V125	+38,0	+37,5 5)	+36,0 +35,0 +34,0 +33,0 +32,0	24,04 32,49 41,39 50,59 60,29	(113) (131) (112) (128)	(3,5) (3,2) (2,2) (2,1)	74 121 120	3,1 3,7 2,9	3) 1) 1) 1),2),4) 1),2)
7	0/900 V150	+38,0	+37,5 5)	+36,0 +35,0 +34,0	24,60 33,30 43,05	33,2 40,5 (114)	1,35 1,20 2,6	70 (81) 133	2,8 (2,4) 3,1	4) 1),2)
8	1/000 V100	+37,9	+37,5 5)	+35,4 +34,4 +33,4 +31,4	29,60 37,20 46,55 66,50	45,5 93 (141) (204)	1,5 2,5 (3,0) (3,1)	32,8 84 116	1,10 2,3 2,5	1),2) 1),2)

Anmärkningar:

- 1) Kompressionskurvans krökning är svag varför en bestämning av förkonsolideringsspänningen ($\bar{\sigma}_c$) enligt Casagrandes metod är osäker.
- 2) Silthalten ökar mot djupet och leran övergår i silt.
- 3) Kompressionsförsök är ej utfört med prov från nivåer enligt tabell.
- 4) Eventuellt stört prov.
- 5) Grundvattenytan bedöms utgående från vattennivån i närliggande diken, alternativt bottennivån i dessa.

Utvärderingarna av förkonsolideringsspänningen enligt Casagrandes metod försvåras med ökat djup och med minskad kompressibilitet. Kompressionskurvan var svårtolkad redan på 4 m djup i punkt 4 (0/700 V50) där $\epsilon_2 \approx 2,6\%$. Det var omöjligt att noggrant bestämma förkonsolideringsspänningen på 5 m djup ($\epsilon_2 \approx 2,0\%$) och 6 m djup ($\epsilon_2 \approx 1\%$). Den avtagande lutningen hos kompressionskurvan med ökat provtagningsdjup och ökad silthalt framgår tydligt av kornstorleksfördelningen på fig och 9.39.



9.39 Kornstorleksfördelning i prover från punkt 4 (beteckning 0/700 V50 i BGB G7275)

Det är sannolikt att de observerade variationerna av överkonsolideringen har samband med kornstorleksfördelningen. Analys av resultat av kompressionsförsöken visar en överkonsolidering av ca 20 kPa i leran. Överkonsolideringens storlek ökar med djupet.

9.4.3 Provb belastningsförsök i Norra Jordbro

Resultaten från kompressionsförsöken analyserades i samband med undersökningen. Den konstaterade överkonsolideringen ingav förhoppningar om att man skulle kunna grundlägga de planerade småhusen utan pålning eller kompenserad grundläggning. För att verifiera att leran i verkligheten var överkonsoliderad utfördes ett belastningsförsök. En fyllning som ökade belastningen i jorden till strax under den konstaterade förkonsolideringsspanningen lades ut inom den södra delen av dalen. Läget för försöksplatsen har markerats med P1 på fig 9.34. Trots den påförda belastningen erhöles praktiskt taget inga sättningar. Detta bekräftar att leran är överkonsoliderad. Senare ökades belastningen för att kontrollera överkonsolideringen.

Jorden inom försöksplatsen bestod överst av ett tunt vegetationsskikt, mestadels skogstörv och därunder av ett 1,6 m tjockt fast lager av huvudsakligen mo. Därunder följer ca 6 m lera. Lerhalten minskade mot djupet där leran övergick i mo. Grövre friktionärt material finns inlagrat i leran i den understa delen. Vattenytans nivå växlar med årstiden men låg under mätperioden helt inom det ytliga molagret.

På försöksplatsen utlades en 1,6 m hög fyllning med 10 m sida. Fem sättningspeglar (1-5) installerades såsom visas i fig 9.40.

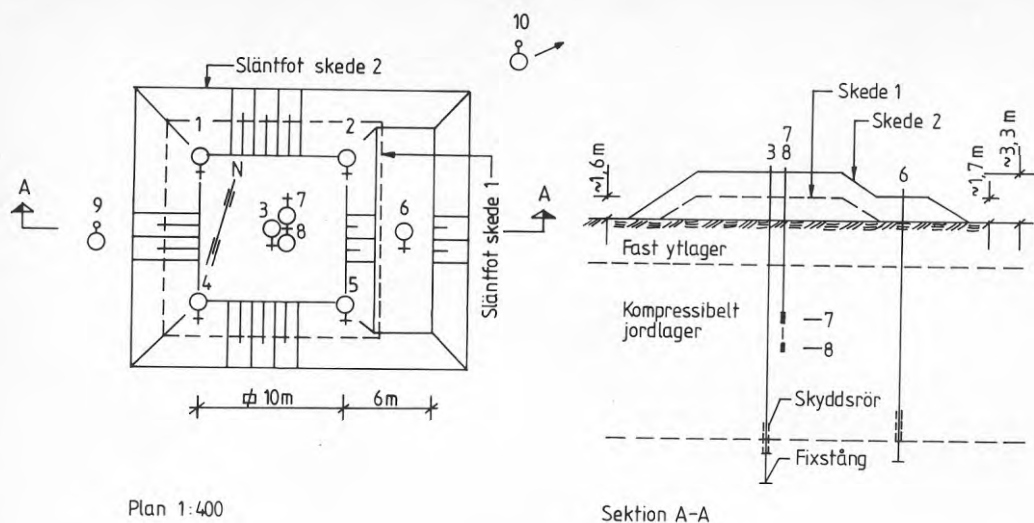


Fig 9.40 Belastningshög vid P1 i plan och sektion i skede 1 och 2. Vertikalrörelser mättes i punkterna 1-5 i skede 1 och 1-6 i skede 2. Portryck mättes på visade nivåer i punkt 7 och 8 och grundvattennivån i punkterna 9 och 10 endast i skede 2. (Bjurström et al 1979)

Sättningarna mättes under skede 1 som omfattade ca 490 dygn med början i slutet av februari 1973 (BGB G7472). Under och omedelbart efter utläggningen av fyllningen erhöles sättningar som var väsentligt större än de efterföljande långtidssättningarna såsom framgår av kurva 3 på fig 9.41. Långtidssättningarna blev som väntat mycket små, endast några få mm.

Under skede 2 ökades fyllningshöjden till totalt 3,3 m. Åt ena sidan breddades fyllningen med 6 m enligt fig 9.40. Mätningarna påbörjades i början av juni 1974 och varade ca 300 dygn. Resultat från mätningarna framgår av fig 9.41.

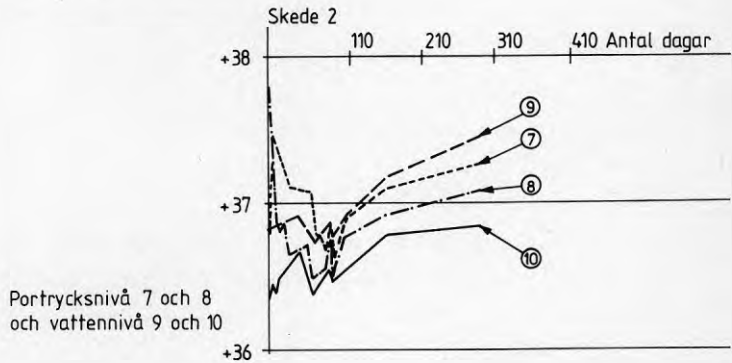
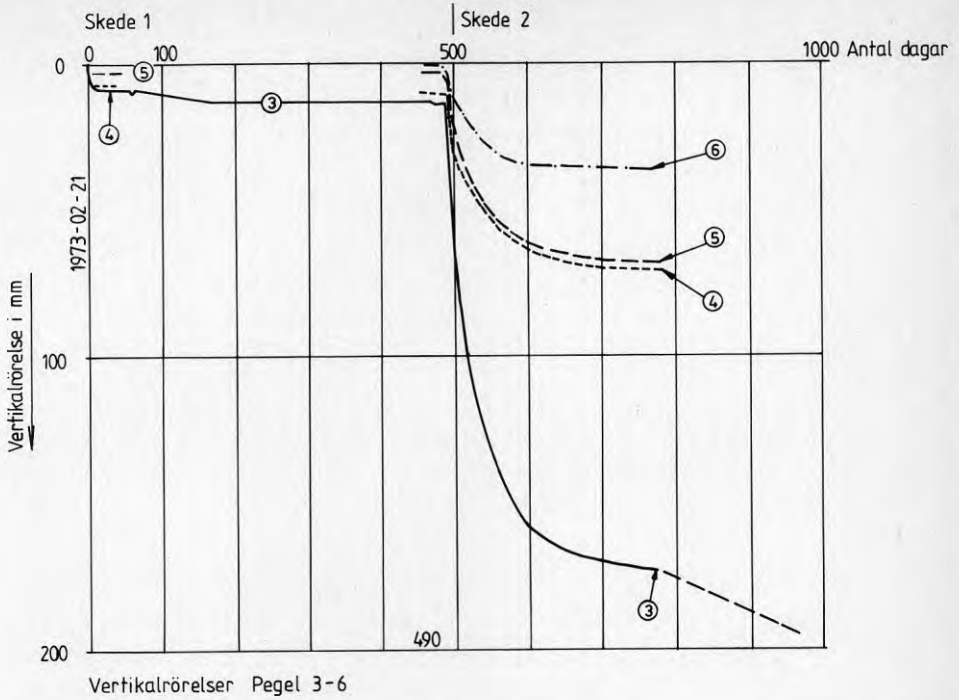


Fig 9.41 Observerade vertikalrörelser, portrycksnivå och grundvattennivå vid försöksplats P1. (Bjurström et al 1979)

Det är av intresse att konstatera att ökningen av porvatten-trycket var låg när försöksytan belastades. Tryckutjämn-ningen skedde snabbt såsom framgår av fig 9.41.

Sedermera utförde Kjessler & Mannerstråle (KM) två nya belastningsförsök på platser markerade P2 och P3 på fig 9.34.

På plats P2 påbörjades provbelastningen i september 1977. Fyllningen, som bestod av sand, hade krönmåttan 12x12 m och höjden 2 m. Jorden på försöksplatsen består av 0,1 m torv på ett 1,4 m tjockt fast ytlager av mo. Det underliggande lerlagrets tjocklek har bedömts till 4,5 m. Vattenytan låg vid försökets början ca 0,6 m under markytan.

Sättningarna uppgick efter ca 223 dygn till 69 mm i högens mitt och mellan 36 och 58 mm i övriga mätpunkter. Kontakttrycket mitt under högen var ca 36 kPa.

Provbelastningen på yta P3 påbörjades i mars 1977. Fyllningen hade krönmåttan ca 15x15 m och en höjd av 1,5 m. Den naturliga jorden består av ca 0,1 m torv på ett ca 1,5 m tjockt molager. Därunder följer ca 4,5 m lera. Vattenytan låg vid undersökningstillfället ca 0,3 m under markytan.

De totala sättningarna efter 248 dygn var ca 25 mm mitt under fyllningen och ca 23 å 29 mm i övriga punkter.

Vid utvärdering av resultaten (Bjurströms et al 1979) har lastökningen i det kompressibla lagret omräknats till en genomsnittlig tryckökning i hela lagret, s k jämförelselast. Sambandet mellan sättningar och jämförelselast framgår av fig 9.42.

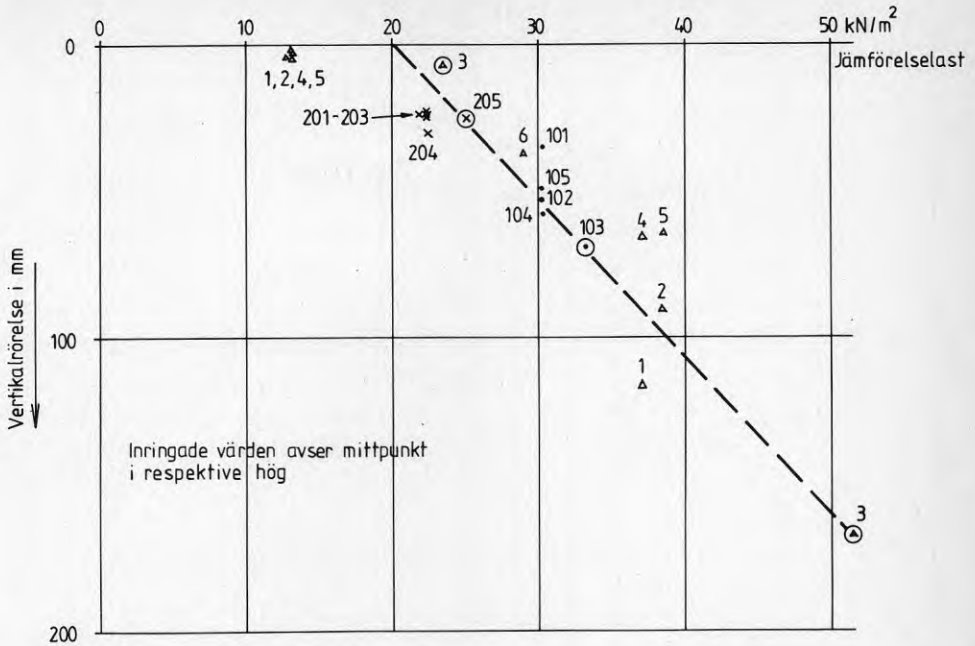


Fig 9.42 Samband mellan jämförelselast och sättningar (Bjurström et al 1979). Punkterna 1-6 avser P1; punkterna 101-105 P2 och 201-205 försök P3

Av fig 9.42 framgår att spridningen av värdena för uppmätta sättningar är relativt stor för punkter med likartade belastningsförutsättningar. För mera detaljerad analys erfordras prover så att variationer i kompressionsegenskaper för varje plats kan beaktas noggrant. Under förutsättning att sättningarna mitt under en fyllning påverkas mindre av fyllningens exakta form än längs omkretsen finner man ett praktiskt taget rätlinjigt samband mellan jämförelselast och sättningar mitt under fyllningen.

Praktiska försök har således visat att leran är överkonsoliderad samt att bedömningen av överkonsolideringen från resultat av laboratorieundersökningar är korrekt.

9.4.4 Hemmestavik, Värmdö kommun

En geoteknisk undersökning för småhusbebyggelse utfördes vid Hemmestavik på Värmdön under november och december 1968 (BGB G6612) varvid jordprover togs upp för ödometerförsök.

Jorden i den undersökta dalgången bestod överst av en torrskorpa, som med undantag för dalens lägst belägna delar vilade direkt på sand eller grus. Därunder fanns morän och berg. Förhållandena framgår av tabell 9.7. För analys av de geologisk-klimatologiska förutsättningarna med avseende på överkonsolidering av jorden visas på fig 9.33 provtagningspunktens höjdlägen och den kompressibla jordens mäktighet.

Tabell 9.7
Geotekniska uppgifter avseende provtagningspunkter

Punkt	Mark-nivå m	GW, nivå 1) m	Djup i meter till			Anm
			uk torrsk	uk lös jord	stopp	
5	+8,95	+7,88	1,8	3,4	4,8	
44	+9,34	+7,99	2,2	4,2	(4,6)	2)
59	+9,74	+8,04	2,0	4,0	(4,7)	2)

Anmärkningar:

- 1) Grundvattenytan avvägdes i spadborrade hål.
- 2) Sonden kan slås ner ytterligare.

Temperatur- och nederbördscurvorna visar att klimatet ej kan vara orsaken till överkonsolideringen i jorden. Under de två perioderna e Kr då nederbörds mängden var låg, kan man antaga att grundvattenytan låg lägre än idag. Grundvattennivåer kan variera snabbt i trånga dalgångar med goda dräneringsmöjligheter särskilt då nederbördsområdet är litet. Den geotekniska undersökningen var dock icke inriktad på att

kartlägga områdets dräneringsförhållanden, varför man icke kan avgöra om grundvattenströmningen i det grova materialet under leran kunde hindras av morän- eller bergtrösklar.

Resultat från analys av utförda kompressionsförsök har sammanställts i tabell 9.8. Det nuvarande effektivtrycket har beräknats dels för konstaterad grundvattennivå dels för en grundvattennivå vid torrskorpans undersida.

Tabell 9.8

Resultat från analys av kompressionsförsök

Punkt nr	Djup under my	GW på avvägd nivå				
		$\bar{\sigma}_0$ kPa	Enl diagram		Enl beräkn	
			$\bar{\sigma}_c$	OCR	$\bar{\sigma}_c$	OCR
5	1,9	26,47			131	5,0
	2,0	27,30	138	5,1		
	2,1	28,13			140	5,0
	2,9	34,29			39,7	1,15
	3,0	35,00	91	2,6		
	3,1	35,70			46,3	1,30
44	2,2	30,88			151	4,9
	2,3	31,68	284	9,0		
	2,4	32,49			142	4,4
	3,2	38,33			56,7	1,5
	3,3	39,04	58	1,5		
	3,4	39,74			59,0	1,5
59	2,2	35,04			190	5,4
	2,3	35,86	162	4,5		
	2,4	36,69			(268)	7,3
	3,2	42,93			51,6	1,20
	3,3	43,65	37,8	0,86		
	3,4	44,37			45,5	1,00

Punkt nr	Djup under my	GW vid uk torrskorpa				
		$\bar{\sigma}_0$ kPa	Enl diagram		Enl beräkn	
			$\bar{\sigma}_c$	OCR	$\bar{\sigma}_c$	OCR
5	1,9	32,47	138	4,1	131	4,0
	2,0	33,30			140	4,1
	2,1	34,13			39,7	1,00
	2,9	40,29	91	2,2		
	3,0	41,00				
	3,1	41,70			46,3	1,10
44	2,2	39,38	284	7,1	151	3,8
	2,3	40,18			142	3,5
	2,4	40,99			56,7	1,20
	3,2	46,83	58	1,20		
	3,3	47,54				
	3,4	48,24			59,0	1,20
59	2,2	38,04	162	4,2	190	5,0
	2,3	38,86			(268)	6,7
	2,4	39,69			51,6	1,10
	3,2	45,93	37,8	0,81		
	3,3	46,65				
	3,4	47,37			45,4	0,96

Av tabellen framgår att leran under torrskorpan är starkt överkonsoliderad samt att överkonsolideringen avtar snabbt mot djupet (åtminstone i två av punkterna). Resultaten visar att överkonsolideringen huvudsakligen har orsakats av evaporation dvs avdunstning.

9.5 Linköpingsområdet

9.5.1 Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid

Enligt karta över landisens avsmältning i Sverige av G Lundqvist (1961) låg isranden vid Linköping ca 8800 år f Kr dvs i början av Yngre Dryas med kallare klimat. Detta medför att Linköping ligger i södra delen av den mellan-

svenska ändmoränzonen. Uppgift om randdeltats nivåer vid Mjölby på nivå +150 och nivå +160 m för HK vid Boxholm visar att Linköping låg minst 120 m under vattenytan.

Den markanta förkastningen längs Roxens norra strand och längs Motala ström väster om sjön ligger till grund för den skarpa kontrasten mellan urbergsområdet norr om förkastningen och det sedimenttäckta området i söder. Jordlagrets tjocklek i delområde där berg och morän täcks av sediment varierar. Lerlagrets tjocklek vid Stångån nära Roxen är ca 21 m. Enligt uppgift av Fromm (1976) är glacialleran distinkt varvig. Större svämsedimentområden finns vid Svartåns mynning och vid Roxen nordost om Kaga.

För att analysera de geologisk-klimatologiska förutsättningarna avseende överkonsolidering visas på fig 9.43 en strandförskjutningskurva av Fromm (1976).

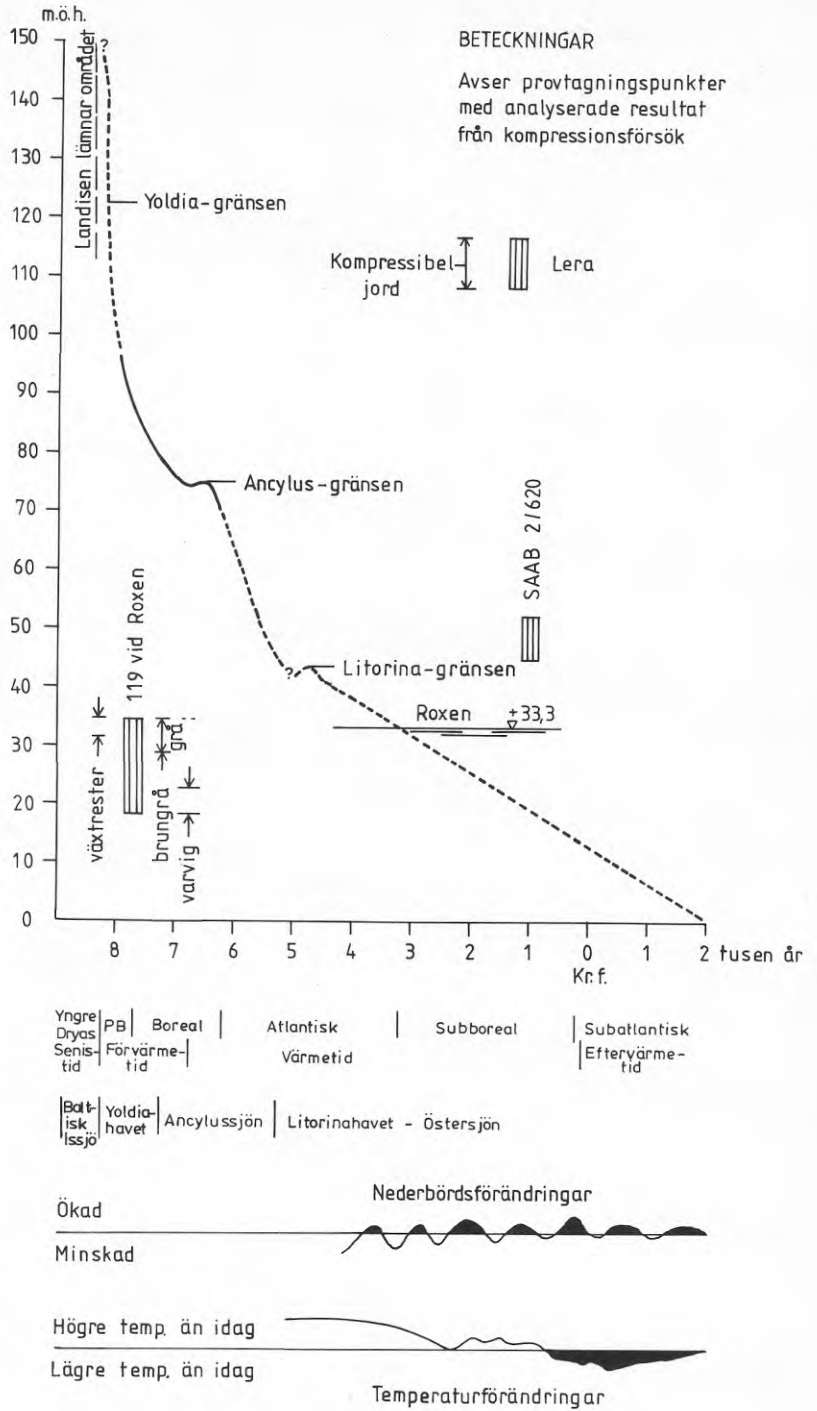


Fig. 9.43 Strandförskjutningskurva för Linköpingsområdet av Fromm (1976).

9.5.2 Delområde väster om Stångåns mynning i Roxen

För att lokalisera ett övningsfält har Statens Geotekniska Institut (SGI) 1976-77 utfört geotekniska undersökningar väster om Stångån vid dess mynning i Roxen. (SGI nr 61 99 10446-1).

Jorden består överst av grå lera som är rostfläckig ned till ca 3 m djup. I leran finns inslag av växtdelar till ett djup av 4 m. Vid 6 m djup underlagras den grå leran av en brungrå lera som vid ett djup av 12 m övergår till varvig lera. Varven utgörs vid tilltagande djup av mjälaskikt.

Området ligger endast ca 1 m över Roxens yta (+33,3 m). Vid analys av de geologiska-klimatologiska förutsättningarna har marknivån satts till +34,5 m. Som framgår av fig 9.43 kom jorden över vattenytan under varmetiden. Perioder med mindre nederbörd och högre temperatur än idag kan således ha förorsakat en överkonsolidering av leran. Vid bedömning av förutsättningar för överkonsolidering i lera skall dock beaktas de speciella förhållanden som varit rådande i terrängen omkring sjön Roxen. Tre vattenfall finns idag mellan sjöarna Roxen och Glan. Det är möjligt att Roxens vattenyta innan erosion fördjupade utloppet låg något högre i förhållande till omgivande mark än vad är fallet idag.

Carlsson (1880) har vid geologisk kartering av området upptäckt att uppdamning i Motala ström har medfört att Roxens strandkontur icke överallt överensstämmer med den som visas på topografiska kartan. Hans observationer synes visa att förändringar i Motala ström snabbt återspeglas i Roxen. Carlsson (1880) och senare även Blomberg (1909) har konstaterat att stora fält vid Stångåns inlopp i Roxen har bildats vid de årliga översvämningarna, då slam avlagras vid strandpartiet.

Man kan icke utan analyser av jorden avgöra tiden då provtagningspunkten kom över Roxens yta och därmed bedöma de geologiska-klimatologiska förutsättningarna med önskvärd noggrannhet.

Resultat från analys av kompressionsförsök med prover från punkt 119 enligt SGI:s beteckning visas på fig 9.44.

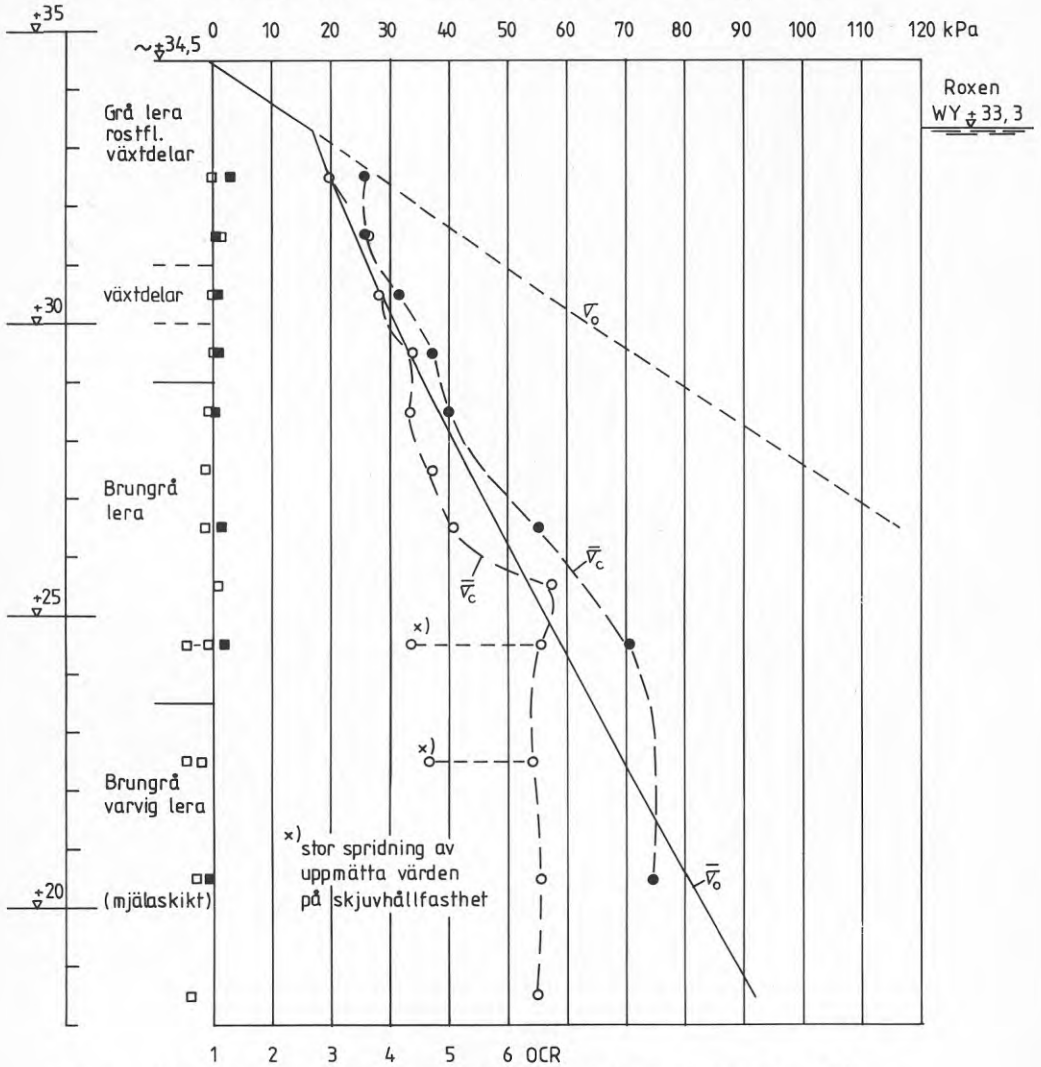


Fig 9.44 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 119 (SGI, projekt 61 99 10446-1) 1976/77

Kurvorna på fig 9.44 tyder på att jorden i stort sett är normalkonsoliderad. Med hänsyn till svårigheter att bestämma skjuvhållfastheten i varvigt material med konförsök är den konstaterade underkonsolideringen missvisande då förkonsolideringsspänningen har härletts från värden på skjuv-

hållfasthet och konflytgräns. Även om man förutsätter att markytan endast ca 100 m från Roxen ligger på lägre nivå än +34,5 motsvarar överkonsolideringen icke den som kunde förväntas i enlighet med de geologiska-klimatologiska indikationerna.

Analys av kompressionsförsök visar att det är sannolikt att övre delen av jordprofilen geologisk sett utgörs av senare avsatta sediment. Området har synbarligen icke påverkats nämnvärt av värmetiden och någon sänkning av Roxens yta under denna tid skulle därmed ej inträffat. Analys av kompressionsförsök från punkt 117, vilken är belägen ytterligare ca 200 m från Roxen, jämfört med punkt 119 tyder på att överkonsolideringen är något större i den brungråa varviga leran än i den ytliga gråfärgade leran. Den sänkning av Roxen som erfordras för att orsaka överkonsolidering i den brungråa leran innan den täcks av den gråa leran förefaller dock att vara alltför stor för att ej ha observerats vid de geologiska kartläggningarna. Det förefaller sannolikt att dräneringsförhållandena i de skilda lerlagren har medfört att överkonsolideringen varierar.

9.5.3 Andra delområden i Linköpingstrakten

Ytterligare kompressionsförsök har utförts av SGI 1976 på uppdrag av Tekniska Verken i Linköping AB med prover upptagna söder om SAAB:s flygfält (SGI 130/76-26). Provtagningspunkterna ligger mellan nivåerna +50 m och +55 m enligt det topografiska kartbladet 8F Linköping NO (skala 1:50 000). Vid analys av de geologiska-klimatologiska förutsättningarna avseende jordens överkonsolidering har markytan antagits ligga på nivån +52,5 och grundvattennivån på ca +50,0 m med hänsyn till att rottrådar har påträffats i prover från 3 m djup. Av fig 9.43 framgår att området kom över vatten ca 5600 år f Kr. Leran borde således vara påverkad av förhållandena under värmetiden.

Resultat från analys av utförda kompressionsförsök med prover från sektion 2/620 enligt använd beteckning visas på fig 9.45.

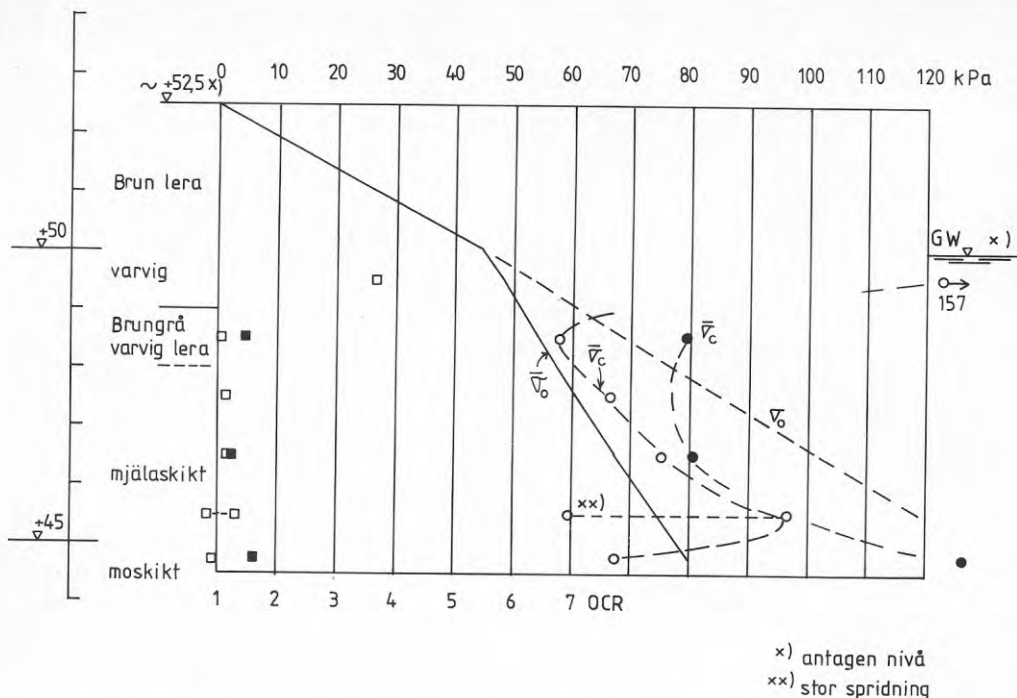


Fig 9.45 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt i sektion 2/620 (SGI, diarienummer 130/76-26)

Av fig 9.45 framgår att leran är överkonsoliderad i förhållande till den antagna grundvattennivån +50,0 m. Överkonsolideringen är relativt måttlig. Lerans vattenhalt och konflytgräns visar att viss uttorkning i leran kan spåras till ca 3 m djup under markytan.

Angående Linköpingsområdet skall omnämnas att enligt Hartlén et al (1975) har i Skäggetorp konstaterats en överkonsolidering av ca 40 kPa med grundvattenytan på 3 m djup. Överkonsolideringen minskar med djupet. Anmärkningsvärt är att en förkonsolideringsspänning på ca 85 kPa har konstaterats genom hela lerlagret under grundvattenytan.

Att leran i Linköping kan vara starkt överkonsoliderad bevisar ett belastningsförsök utfört år 1960 inom området Gumpekulla öster om Stångån (BGB G4077). Området ligger mellan 2,7 m och 4,0 m över Stångåns medelvattenyta. Djupet till fast jord är dock relativt litet, vilket innebär att även den kompressibla jordens tjocklek är liten. Provhögar med basmått 14x14 m och krönmått 5x5 m och med höjd av 3 m utlades på sju utvalda platser inom området. Efter 155 dagar varierade sättningarna mellan 12 och 21 mm (millimeter). Redan efter ca 50 dagar var sättningarna praktiskt taget fullbordade. På grund av kompressionskurvans form och år 1960 använda rutiner är tolkningen av resultaten osäkra. Vid vissa kompressionsförsök ökades spänningen till 2 MPa. Dessa försök visade att bestämningen av förkonsoliderings-spänningen är osäker för prover med svagt krökta kompressionskurvor när försöket rutinmässigt avslutas vid spänningen 320 kPa (0,32 MPa).

Kompressionsförsöken visar att förhållandena inom Linköpingsområdet är varierande och sannolikt alltför komplicerade för att kunna göra en generell bedömning av jordens överkonsolidering. Detaljerade studier av nederbördsområdena och dräneringsförhållanden erfordras. Studier av ett mera omfattande material (både geologiskt och geotekniskt) än det som redovisats i det föregående kan eventuellt ge samstämmiga resultat.

9.6 Kalmar och Kalmarsund

9.6.1 Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid
Enligt karta över landisens avsmältning i Sverige av G Lundqvist (1961) låg isranden vid Kalmar ca 10200 år f Kr således före Baltiska Issjöns avtappning vid Billingen. Vid denna tid låg vattenytan ca 100 m högre än idag.

När isranden vek tillbaka norrut började varvig lera avlagras på de tidigare avsatta sedimenten, som överst bestod av finsand. I den varviga leran förekommer bl a sten och block som har fallit ned från kringdrivande isberg.

De olika faserna i Östersjöns utveckling medför att de kvartärgeologiska avlagringarna kan vara komplicerade. Fig 9.46 visar enligt E Nilsson (1968) den Baltiska Issjöns utsträckning i Kalmarsund ca 9100 år f Kr. Strandlinjen låg då ca 20 m högre än den nuvarande strandlinjen.



Fig 9.46
Baltiska Issjöns strandlinje ca 9100 år f Kr enligt E Nilsson (1968)

Efter tappningen av Baltiska Issjön (efter det att isranden släppt kontakten med Billingens nordspets varvid issjön sänktes till samma nivå som Västerhavet), fylldes Östersjöbäckenet med salt vatten. Havet har fått benämningen Yoldiahavet.

På fig 9.47 visas Yoldiahavets strandlinje efter tappningen av den Baltiska Issjön enligt E Nilsson (1968). Sänkningen av vattenytan medförde att stranden låg utanför den nuvarande strandlinjen. På grund av att de isostatiska rörelserna var större än de eustatiska, försköts stranden ytterligare utåt under Yoldiatiden jämfört med nuvarande strand. När Svea älv bildades vid Degerfors blev vattnet i Östersjöbäckenet sött. Yoldiahavet avlöstes av Ancylussjön. På fig 9.48 av E Nilsson (1968) visas strandlinjen vid Ancylussjöns lägsta nivå 7500 år f Kr. Som framgår av figuren hade både Öland liksom Gotland landförbindelse söderut. Större delen av Kalmarsund var torrlagd.

När vattenytan sjönk utsvallades sand på den varviga baltiska issjöleran. Med hänsyn till det stora antalet grynnor och grund, som finns omedelbart under vattenytan idag i Kalmarsund bör det torrlagda landområdet ha innehållit en serie små sjöar, som sedermera har vuxit igen.

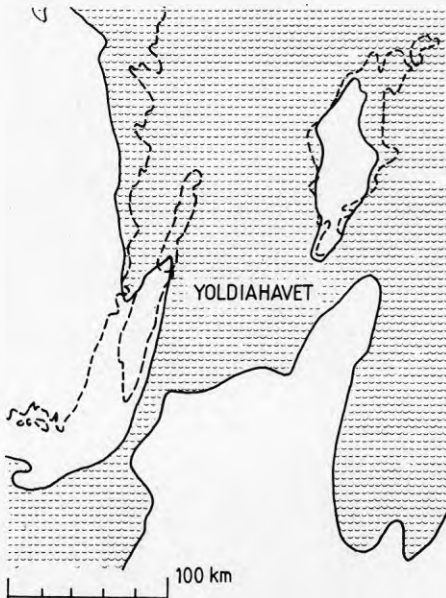


Fig 9.47 Yoldiahavets utbredning efter Baltiska Issjöns tappning vid Billingen enligt E Nilsson (1968)



Fig 9.48 Ancylussjöns lägsta nivå enligt E Nilsson (1968)

Landhöjningen medförde att Svea älv så småningom sinade. I fig 9.49 visas Ancylussjöns största utbredning enligt E Nilsson (1968). I Kalmarsund avsattes nu postglacial lera (ancyluslera). Det nya avloppet av Ancylussjön via Öresund medförde att landförbindelse på nytt uppstod på en kortare sträcka av Kalmarsund vid de grunda delarna utanför Kalmar. Under hela denna tid överlagrades ancylusleran i sundet av utsvallat material. Dessutom bildades en torrskorpa överst i leran. Under den följande s k litorinatransgressionen dränktes en del av landområdena på nytt. På fig 9.50 visas enligt E Nilsson (1968) Litorinahavets största utbredning ca 4500 år f Kr.



Fig 9.49 Ancylussjöns ungefärliga utbredning när den nått sitt högsta läge ca 6500 år f Kr enligt E Nilsson (1968)

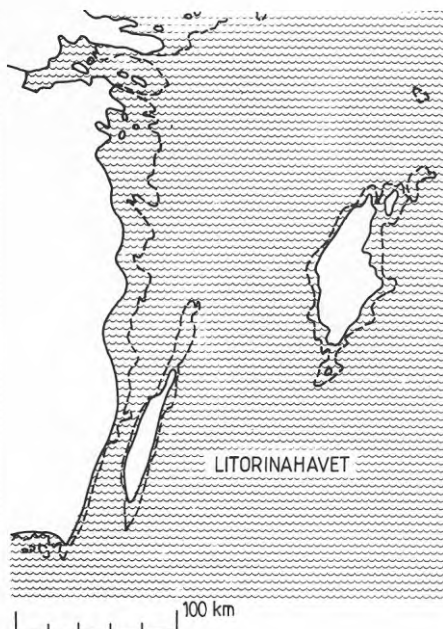


Fig 9.50 Litorinahavets utbredning ca 4500 år f Kr enligt E Nilsson (1968)

Det är icke uteslutet att vissa felaktigheter kan finnas i tolkningen av det geologiska skeendet. Olika uppfattningar har framförts. Det väsentliga ur författarens synvinkel är den otvetydiga växlingen inom området mellan trans- och regressioner, som lett fram till bildningen av överkonsoliderad lera på relativt stort djup under havsytan. Denna kommer sannolikt att bibehålla sin torrskorpekaraktär under tusentals år trots sitt läge.

En strandförskjutningskurva för Kalmar enligt Högbom (1919) visas på fig 9.51.

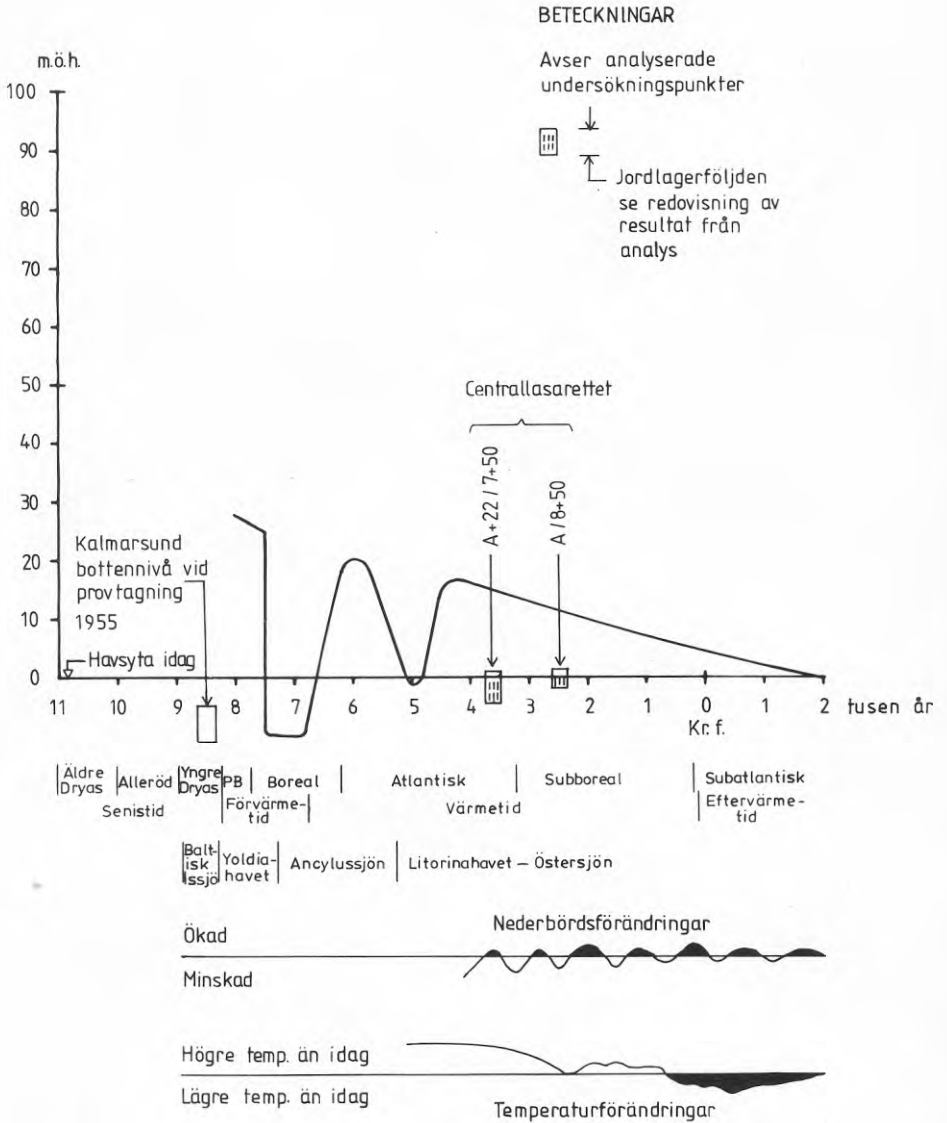


Fig. 9.51 Strandförflyttningskurva för Kalmar enligt Högbom (1919).

9.6.2 Torrskorpa i lera under sjöbotten i Kalmarsund

För att lokalisera främst sand för Kalmar hamns utbyggnad utfördes under år 1953 geotekniska undersökningar i vissa delar av Kalmarsund (BGB G1668). Undersökningarna koncentrerades till ett ca 300 x 300 m stort område väster om Grimskär och norr om Västra och Östra Bossegrunden. Platsen begränsas även i norr och väster av grunda områden med 1 å 2 m vattendjup. Vattendjupet i det aktuella området var ca 3,8-8,5 m.

Området hade i stort sett formen av en gryta, i vilken huvudsakligen hade avlagrats sand. Den underliggande moränens yta låg maximalt ca 10 m under sjöbotten och ca 15 m under vattenytan.

En översiktlig undersökning visade att materialet under sjöbotten överst bestod av sand ned till 1 å 5 m djup och därunder av lera med en maximal tjocklek av ca 2,7 m. I vissa av de undersökta punkterna fanns två lerlager, mellan vilka ett sandlager påträffades. Under det nedersta lerlagret, vars underyta som lägst låg på nivån ca -12 m fanns sand. I en punkt hejdades sonden på ca 9,4 m djup under vattenytan av en trädrot eller annat trämaterial. Här var vattendjupet 5,0 m och träresterna var täckta av ett cirka 4,4 m tjockt sandlager. Nivån sammanfaller i stort sett med nivån för den glaciala, varviga leran.

Det bör i detta sammanhang anmärkas att den statistiska sannolikheten att vid undersökning i endast 16 punkter på ett ca 90000 m² stort område påträffa en trädrot eller någon rest av ett träd är ytterst liten såvida frekvensen ej är stor.

Observationen antyder möjligheten av att delar av det uppsökta området under förhistorisk tid har legat relativt högt ovan vattenytan. Endast rester av vegetationen har bevarats sedan sundet åter täckts av vatten.

För att kontrollera jordlagerföljden i samband med tvist utförde Statens Geotekniska Institut (SGI) 1955 en provtagning med foliokärnborr i fem punkter (SGI K4444). Resultat av utförda laboratorieundersökningar för prover från punkt 20/50 (enligt SGI:s undersökning K4444) visas i tabell 9.9.

Tabell 9.9

Jordprovstabell avseende punkt 20/50; nivå sjöbotten -4,70

Nivå 1)	τ_{fu} kPa	w_0 %	w_F %	St 2)	Benämning	Anmärkning
-4,95	-	-	-	-	Finmoig grovmo	Hopflutet
-5,30	-	-	-	-	Grå mellansandig mo	"
-5,70	-	-	-	-	D:o	"
-5,80	34	41	55	36	Grå något moig lera	Deformerat
-6,10	36	48	83	35	Grå lera	"
-6,40	11	49	84	8	Grå svaveljärnsstrimlad lera	"
-6,70	11	44	70	9	Brungrå lera	"
-7,00	10	41	57	10	Grå något moig lera	"
-7,30	-	35	59	-	Grå något moig, svaveljärnstrimlad lera	"
-7,60	-	-	-	-	Grå grovmoig finmo	Hopflutet
-7,90	-	-	-	-	D:o	"
-8,30	-	-	-	-	Grå finmoig grovmo	"
-8,60	-	-	-	-	D:o	"
-9,20	-	-	-	-	Mellansand, finmo, lera	"
-9,60	-	32	47	-	Brun lera	Deformerat
-9,90	10	35	53	5	Brun lera; sandlins med grus	"
-10,20	14	44	79	6	Brun lera	"
-10,40	13	39	59	6	Brun lera; lerig mjäla i klimp	"
-10,85	-	38	58	-	Brun lera; lerig finmoklimp	"

Anmärkningar:

- 1) Nivå enligt skalmått på ritning
- 2) Sensitiviteten bestämd som kvot mellan hållfasthetstalen H_3/H_1
 w_0 - naturlig vattenkvot w_F - konflytgräns

Tabell 9.10

Jordlagerföljd under sjöbotten

Djup under vattennivå	Jordart
4,7- 5,7	Sandig silt
5,7-7,4	Grå-brungrå lera, järnsulfidstrimmig, delvis sandig
7,4- 9,2	Sandig silt
9,2-10,9	Brun, varvig lera med siltskikt
10,9-15,0	Silt, sand och grus på morän

Av tabell 9.9 framgår att den 1,7 m tjocka leran under det ytliga sandlagret under sjöbotten har en torrskorpa ned till minst nivån -6,1 m. Den underliggande leran är lös. Även leran mellan nivåerna -9,3 m och ca -10,9 m är genomgående lös. Den är dock fastare än den ovanliggande leran.

Någon torrskorpebildning kunde ej konstateras underst i den glaciala leran. Vid de långt framskjutna strandlinjerna har leran aldrig legat över havets yta och har därför inte blivit utsatt för någon uttorkning. På större avstånd från stranden bör grundvattennivån ligga i sandskiktet ovanför leran i nivå med eller över havets yta. Denna grundvattennivå och det relativt tjocka sandlagret bör ha hindrat en direkt uttorkning av den glaciala leran.

När det gäller den postglaciala leran (i de övre lerlagren) var förhållandena något annorlunda. Sandskikten över leran var tunna eller saknades helt, varför leran utsattes för uttorkning. Den postglaciala leran har troligtvis under en relativt lång tidsperiod legat över havets yta. Detta skedde dessutom i en värmeperiod under den postglaciala tiden. Leran har därför i de övre lagren fått en starkt utbildad torrskorpa. Förkonsolideringsspänningen har beräknats ur värden på uppmätt skjuvhållfasthet och konflytgräns.

Beräkning av effektivspänningen har utförts för förhållanden med sjöbotten på nivån -4,7 m. Resultat från en analys visas på fig 9.52.

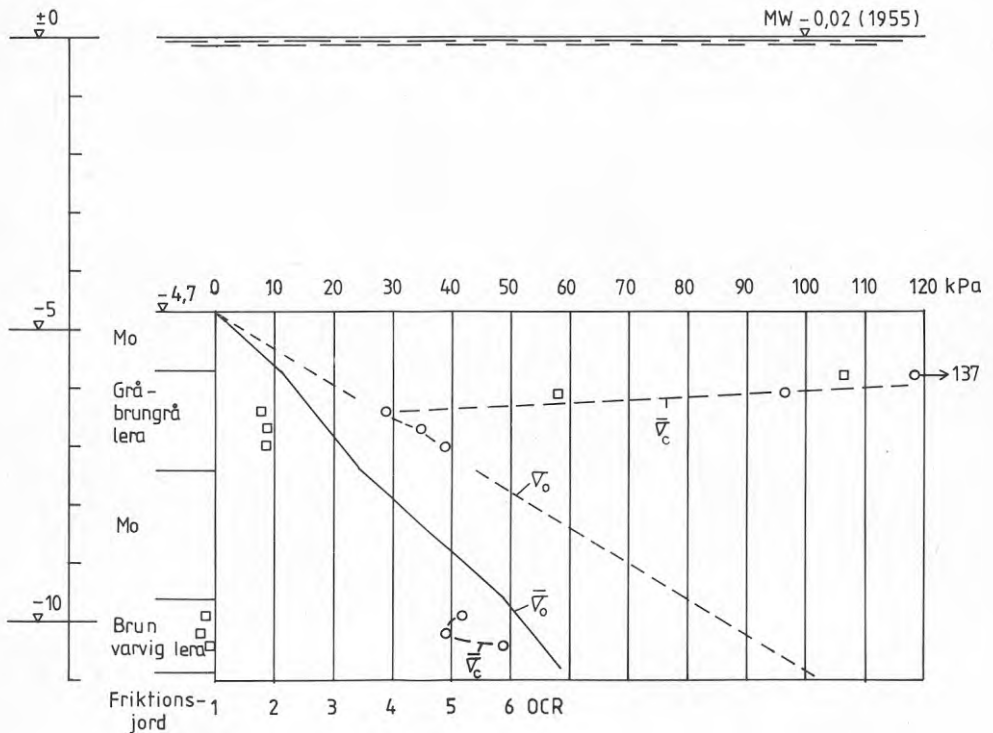


Fig 9.52 Analys avseende överkonsolidering i punkt 20/50 (SGI 4444)

Som framgår av fig 9.52 är leran starkt överkonsoliderad i torrskorpan och något överkonsoliderad i det övre lerlagret. Den bruna varviga leran är sannolikt normalkonsoliderad. Densiteten i sandlagren kan vara lägre än vad som förutsetts vid beräkningen av effektivspänningen och konförsöken i det varviga materialet kan ha givit för låga värden på skjuvhållfastheten. Analysen visar således att vatten i sandlagren i leran troligtvis har hindrat en uttorkning.

9.6.3 Område för planerat centrallasarett

Översiktliga geotekniska undersökningar i området utfördes 1969 (BGB G6780). Området består delvis av åker- och ängs- mark och delvis av skogsmark. I nordväst finns ett mindre sankmarksområde. Väster om Ståthållargatan (och kv Tusenskönan) enligt fig 9.53 består den lösa jorden på de lägre liggande delarna överst av dytorv med en tjocklek av upp till ca 1,5 m och därunder av lös lera, sand, grus och morän. I leran finns på avsevärda områden inlagringar av silt och sand. På vissa delar består jorden överst av relativt tjocka sand- och gruslager, som underlagras av lös lera.

Grundvattennivån i punkt A+22/7+50 observerades på nivån +0,5 m i mitten av november 1969 och i A/8 på nivån +0,7 m.

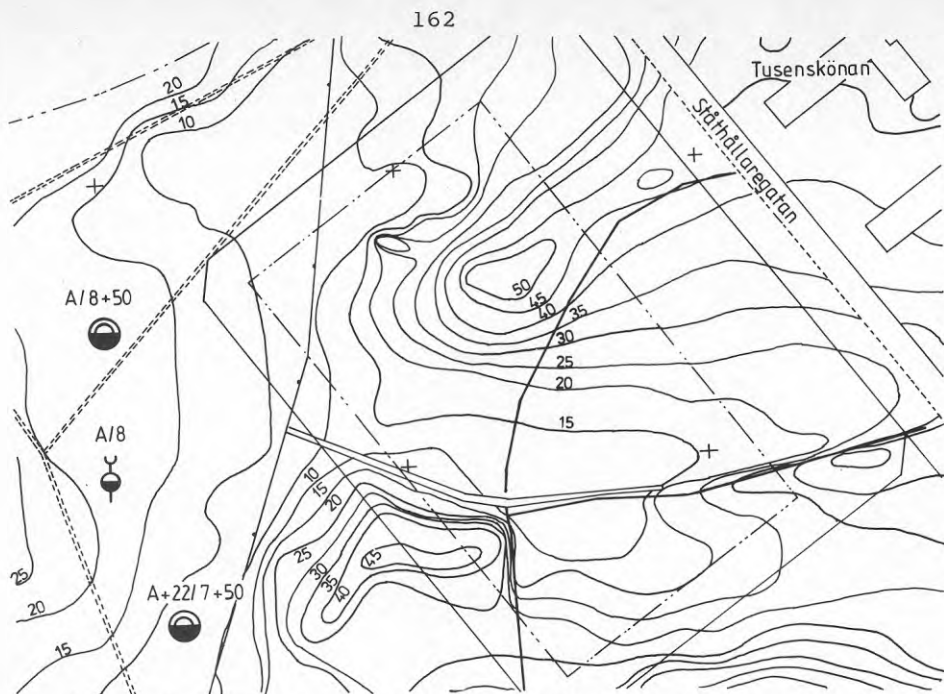


Fig 9.53 Planläge för upptagna jordprover 1969 (BGB G6780) på del av grundkarta över del av Södra Utmarken i skala 1:2000 upprättad av stadsingenjörkontoret i Kalmar 1968
Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning.
Lantmäteriverket 1983-07-08.

Resultat från analys avseende överkonsolidering i jorden visas på fig 9.54 och 9.55.

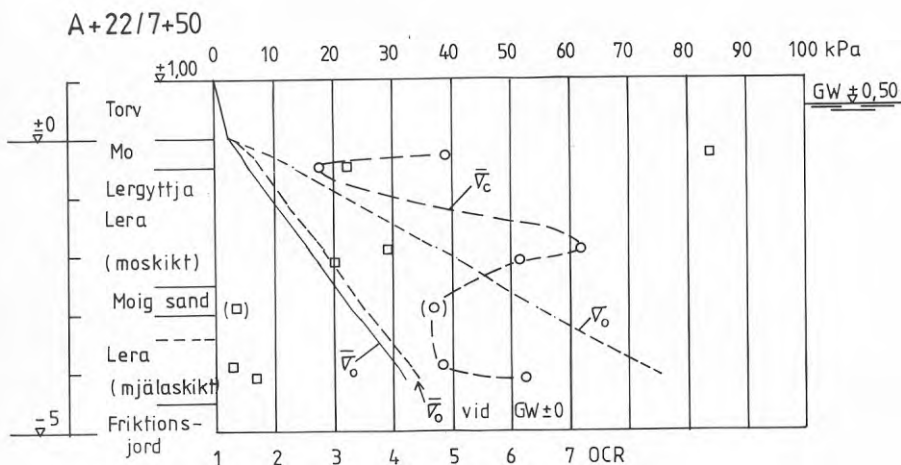


Fig 9.54 Analys avseende överkonsolidering i punkt A+22/7+50 (BGB G6780)

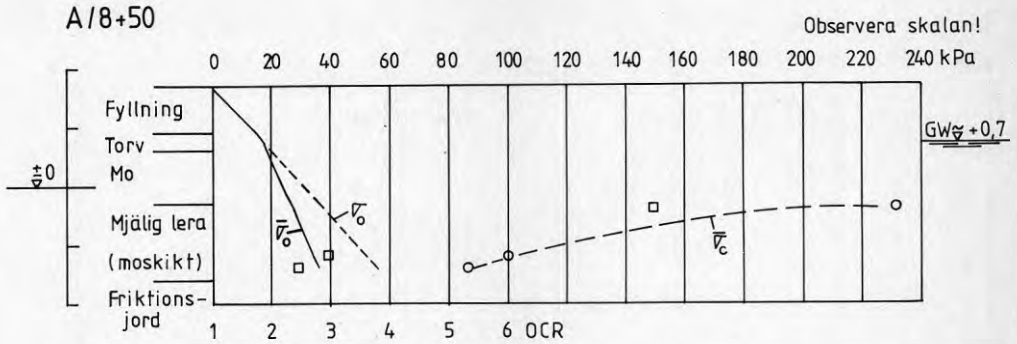


Fig 9.55 Analys avseende överkonsolidering i punkt A/8+50 (BGB G6780)

Analysen visar att överkonsolideringen i det översta post-glaciala lerlagret är så stor att orsaken endast kan vara uttorkning då grundvattenytan låg under lerlagret. Att uttorkningseffekten finns genom hela lerlagret dvs till större djup än i Kalmarsund beror utöver den låga grundvattennivån under Yoldiahavets slutskede även på att det täckande sandlagret kan vara tunnare än i sundet. Det undre lerlagret (saknas i punkt A/8+50) är svagt överkonsoliderat. Detta tyder på att sandlagren i leran ej har hindrat en uttorkning i motsats till proverna från Kalmarsund.

9.7 Halmstadsområdet med Falkenberg

Halmstad och Falkenberg ligger inom Hallandskustens sandslätt. Den geologiska utvecklingen under senkvartär tid beskrivs mera detaljerat för Halmstadsområdet.

9.7.1 Halmstadsområdets geologiska utveckling under senkvartär tid

Analys av kompressionsförsök avseende jordens överkonsolidering har endast utförts med prover från Norra Utmarken i Halmstads kommun (T41-11575). Områdets läge framgår av fig 9.56.

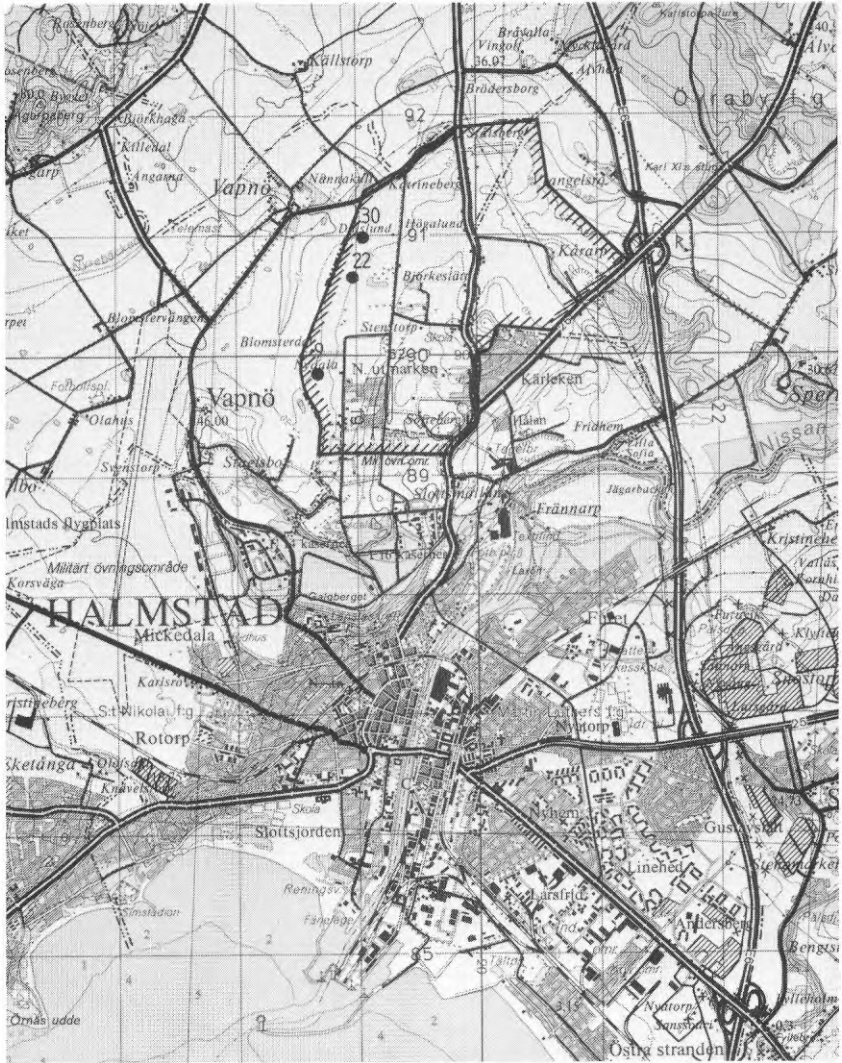


Fig 9.56 Läge för det geotekniskt undersökta stadsplanområdet Kårap-Norra Utmarken och planläge för upptagna jordprover har lagts in på topografisk karta 4C Halmstad NV i skala 1:50000 Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriverket 1983-07-08.

Enligt karta över isens avsmältning i Sverige av G Lundqvist (1961) försvann isen vid Hallandskusten mellan åren ca 11000 och 10200 f Kr. Mer detaljerade uppgifter redovisas av Caldenius et al (1966) i beskrivning till kartbladet Halmstad. Där framgår bl a att isen nådde HK ca 10200 år f Kr och Norra Utmarken ca 10350 år f Kr. Sedimenteringen av leran på området skedde således huvudsakligen under ca 150 år.

Isen vek tillbaka i nordlig riktning enligt riktningen hos räfflor, israndlägen, randåsar, randdeltaplataer samt änd- och randmoräner. Både före, under och efter tillbakavikandet skedde en omvandling av landskapet. Utvecklingen av både Norra Utmarken och Kårarp samt andra delar av Halmstadområdet kan följas genom ett strandförskjutningsdiagram. Ett sådant har konstruerats av E Nilsson (1968) för Halmstad. Diagrammet återges i fig 9.57. På detta diagram visas även de faktorer som har betydelse för bedömning av lerans eventuella överkonsolidering. I de aktuella områdena finns främst lera och silt. Dessa finsediment förekommer mellan +35 m och +25 m. Det från konsolideringssynpunkt intressanta är områdenas geologiska utveckling under senkvartär tid.

Av strandförskjutningskurvan över området och de klimatologiska sammanhangen (Berglund 1968 och Linnman 1966) framgår följande. När leran ca 9250 år f Kr nådde havets yta under Allerödtiden rådde ett relativt varmt klimat med en medeltemperatur i juli av ca 12° C. Från och med ca 9000 till 8300 år f Kr, då isen hade vikit tillbaka mot Billingsens nordspets, var klimatet arktiskt. Naturen bestod av tundra med djupgående tjäle, måhända t o m med permafrost. Sannolikt var hela lerlagret genomtjälrat under denna period. I leran måste då ha bildats islinser. Leran blev starkt överkonsoliderad p g a den minskade vattenhalten.

Under den efterföljande förvärmnetiden under Preboreal och Boreal tid steg temperaturen till nutidens, varvid den ytligt frusna jorden tinade och en naturlig torrskorpa bildades i leran.

Under denna period skedde en friläggning av land. Höjningshastigheten var ca 2 m per 100 år, alltså ungefär dubbelt så stor som landhöjningen i Norrland i våra dagar.

Fram till ca 7500 år f Kr skedde en mycket stark grundvattensänkning i friktionsjorden under leran. Västerhavets regression var så stor att havsbotten utanför nuvarande strand frilades intill ett vattendjup av ca 16-20 m. Denna starka grundvattensänkning medförde att leran dränerades underifrån genom de underliggande starkt vattengenomsläppliga friktionsjordslagren.

Vid den transgression, som började ca 7500 år f Kr började den postglaciala värmetiden med kulmen ca 4500 år f Kr. Medeltemperaturen var då ca 2-3^o C högre än idag. Detta tillsammans med den kraftiga växtligheten bidrog starkt till en fördjupad uttorkning av lerans ytlager med en överkonsolidering som följde.

Vid den ovannämnda s k Tapestransgressionen eller den postglaciala transgressionen steg havsytan till nivån ca +18 m. Detta påverkade inte lerområdena i Norra Utmarken.

Här har inte berörts de fluktuationer i klimatet - även under värmetiden - som kan avläsas i de torvmossor som ligger inom klimatområde och som kan ha påverkat överkonsolideringen.

Linnman (1966) har behandlat torvmarkerna och deras geologiska utvecklingshistoria. Av speciellt intresse är beskrivningen av Danstorpssmossen, vars yta ligger på nivån ca +51 m. Nordväst om mossen visar marina strandmärken att HK legat på nivån +65 m. I mossens understa del, som ligger

på ca 6-9 m djup finns lös lera som antas ha avsatts i den havsvik som Danstörpsbäckenet bildade då inlandsisens front började dra sig tillbaka in över det småländska höglandet. Denna avsättning påskyndades av en varmare klimatperiod, som varade i närmare 1000 år. Man ställer sig nu frågan om de geologiska skeendena har påverkat leran, så att den blivit överkonsoliderad och om detta kan dokumenteras.

Strandförskjutningskurvan på fig 9.57 har kompletterats med en kurva som visar temperaturutveckling i Skåne enligt Berglund (1968). På strandförskjutningskurvan illustreras med sifforna 1-8 utvecklingen för punkt 9 i Norra Utmarken enligt följande kortfattad beskrivning.

Vid 1 når lerans yta havsytan. Vid 2 når även lerans undersida havsytan. Leran, som mellan 2-3 ligger högt över havsytan, utsätts under Yngre Dryas för ett arktiskt klimat med tundrabildning. Havsytan når vid 4 sin lägsta nivå, sannolikt ca 20 m lägre än nuvarande strandnivå. Under tiden ca 8500 till 7000 år f Kr stiger temperaturen. Värmetiden har nu börjat och temperaturen stiger till ca 3° C över den nutida. Havsytan stiger relativt sett över nivån för nutida strand. Vid 5 når havet nuvarande strandlinje (relativt sett) och vid 6, ca 4500 år f Kr, når havsytan sin högsta nivå.

Höjningen påverkar inte lerlagret i Norra Utmarken. Den varma perioden varar fram till ca 500 år f Kr (punkt 7). Denna period påverkar främst lerans övre lager, bl a genom uttorkning genom vegetation. Under tiden 7 till 8 avklingar värmetiden. I slutskedet är klimatet svalare än nutidens. Den överkonsolidering som leran fått under de olika tidsperioderna finns dock bevarad oberoende av det klimat som råder idag.

BETECKNINGAR

Avser provtagningspunkter med analyserade resultat från kompressionsförsök

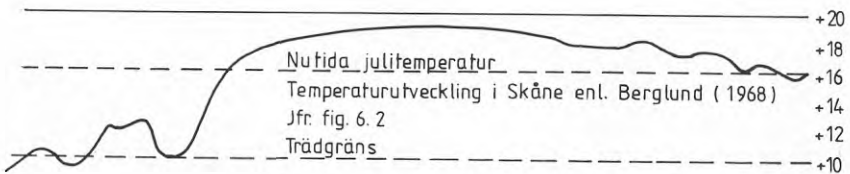
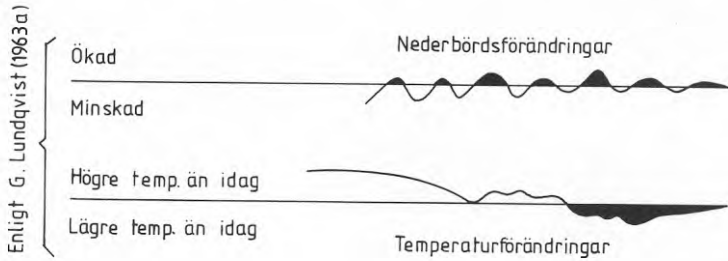
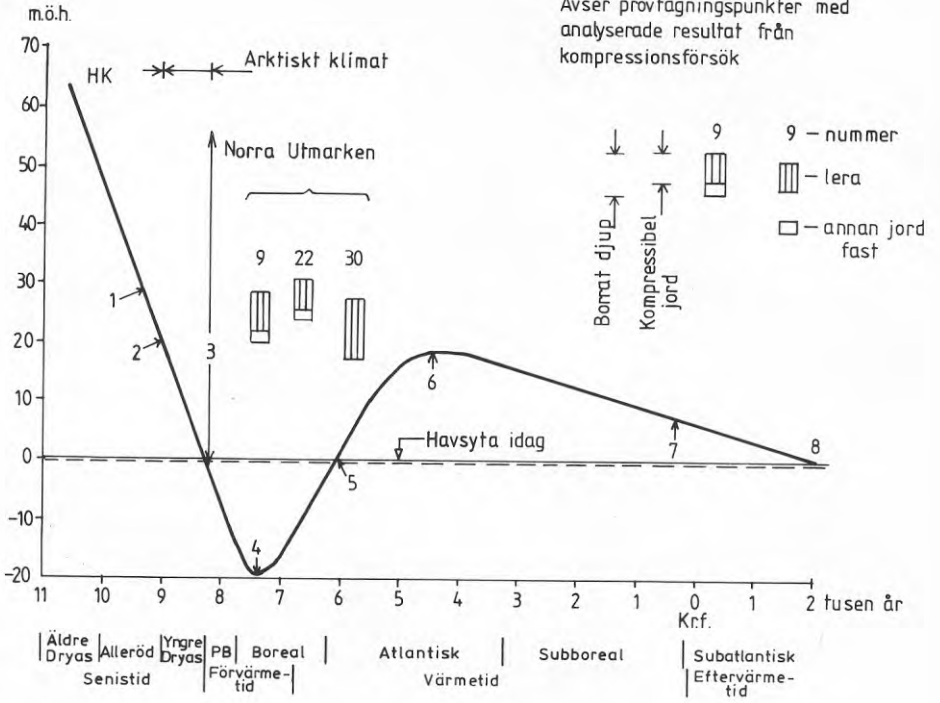


Fig. 9.57. Strandförskjutningskurva för Halmstadsområdet enligt E. Nilsson (1968). Denna har utjämnats. Under kurvor enligt sammanställning av G. Lundqvist (1963 a) visas temperaturkurvan för Skåne av Berglund (1968). Angående tidpunkter 1 - 8 vid kurvan se textdelen.

9.7.2 Stadsplaneområdet Kårarp - Norra Utmarken

Terrängen är mjukt böljande. Områdena i norr och söder når nivån ca +60 m. Mellan dessa högre belägna områden finns ett planare, uppodlat finsedimentområde mellan nivåerna ca +35 m och +25 m.

På området går ett antal hållar och mindre moränområden i dagen. Moränen uppträder som låga ryggar eller kullar. De högre belägna områdena som omfattar ca 20% av den totala arealen består av glacifluvialt material, dvs jord som transporterats med isälvar och avsatts utanför eller i anslutning till älvarnas mynning.

Mellan de glacifluviala avlagringarna och finsedimenten finns avsevärda områden med sand som är utsvallat från högre liggande isälvsavlagringar. Finsedimenten, vilka främst är belägna i de lägre belägna delarna av området, består av lera och silt. Lerans tjocklek varierar från någon meter upp till ett tiotal meter.

Grundvattnets trycknivå har bestämts i 9 punkter i öppna rör försedda med filterspets. Rören har slagits ner i den underliggande friktionsjorden.

I punkt 9 där markytan ligger på nivån ca +28,5 m når torrskorpan ner till ca 2,5 m djup under markytan. Tjockleken hos den underliggande lösa leran är ca 4 m. I punkt 22 når torrskorpan ner till 2,5 m under markytan (nivå +31,0 m). Den lösa lerans tjocklek är ca 3,2 m. I punkt 30 med markytan på nivån +27,2 m är torrskorpans tjocklek även 2,5 m. Den lösa lerans tjocklek är dock svår att bestämma exakt utan skjuvhållfasthetsbestämningar.

Resultat av analys från utförda kompressionsförsök för punkterna 9 och 22 visas i diagramform på figurerna 9.58 och 9.59.

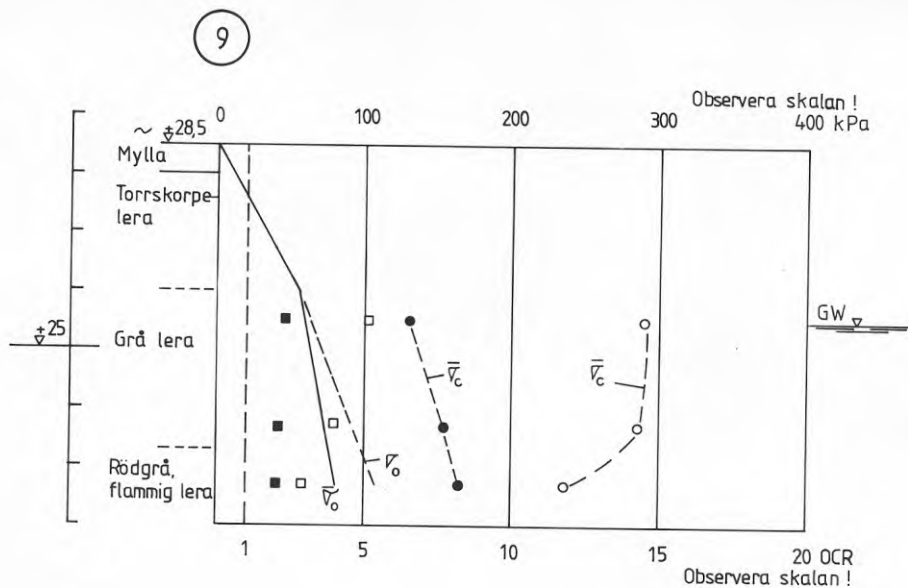


Fig 9.58 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 9 (T41-11575)

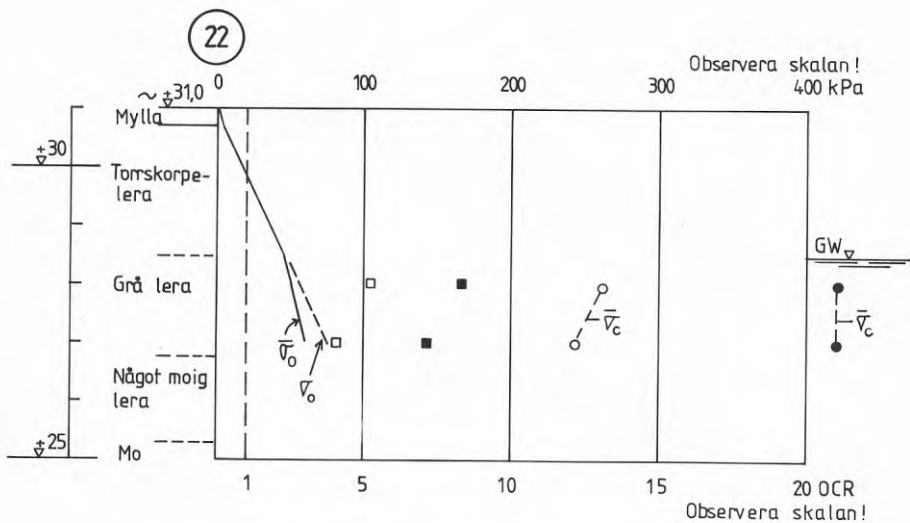


Fig 9.59 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 22 (T41-11575)

Av analysen framgår att leran är starkt överkonsoliderad. Överkonsolideringen som omfattar hela lerlagret visar att grundvattennivån har legat under lerans undersida. Den starka överkonsolideringen indikeras även av den uppmätta vattenkvoten på mellan 30% och 41%. Resultaten stämmer väl överens med de geologiska-klimatologiska förhållandena inom området.

9.7.3 Submarin torrskorpa i lera

Under en tidsrymd av ca 2000 år eller något mer - se fig 9.57 - var havsbotten torrlagd ned till ca 20 m djup utanför nuvarande strandlinje. Under torrläggningen sjönk grundvattennivån i leran, varvid bildades en torrskorpa. Caldenius et al (1949) har vid borrhningar i Nissans dalgång funnit torrskorpelera, vars yta ligger på nivån -13,4 m och vars undersida ligger djupare än -16 m. Caldenius ansåg att torrskorpan endast kunnat bildas genom att grundvattennivån legat lägre än -16,0 m, vilket var i nivå med dåvarande havs- eller sjöyta. Detta stämmer väl överens med uppgifter rörande strandförskjutningen. Torrskorpan finns således bevarad, trots att den legat under vatten ca 9000 å 10000 år. Denna form av torrskorpa, s k submarin torrskorpa, har påträffats längs kusten i andra delar av Sverige. Övre delen av denna submarina lera kan även ha påverkats av tundraklimatet under Yngre Dryas, varvid torrskorpebildningen och överkonsolideringen har förstärkts.

9.7.4 Falkenberg

Områdets geologiska utveckling är analogt med den för Halmstadsområdet. Litteraturuppgifter för angränsande orter tyder på att havsytan före den postglaciala transgressionen låg ca 10 m lägre än nuvarande strandlinje. Den nådde en högsta nivå ca 20 m ca 4500 år f Kr. Vid denna tid bestod området av breda, grunda havsvikar och omfattande strandängar eller träskmarker.

Därefter började en ny regression. När markytan var täckt av vatten kunde nya sedimentmassor avlagras över tidigare sedimenterad jord, som hade hunnit få ett visst vegetations-täcke. I sanden över leran förekommer inom Falkenbergsområdet skikt, lager och bankar av organiskt material, t ex vasstorv och gyttjig lera.

Vid geotekniska undersökningar 1975 för planerad bilanläggning på kv Växthuset nr 17 (BGB G7689) konstaterades att jorden under ett ytlager huvudsakligen bestod av finsand. På 1,0 till 5,0 m djup påträffades dock lösa, relativt tunna torv- och dylager på den underliggande leran. Resultat från analys av kompressionsförsök med prover från punkt 15 visas på fig 9.60. Resultat från punkt 4 är införda i tabell 9.11.

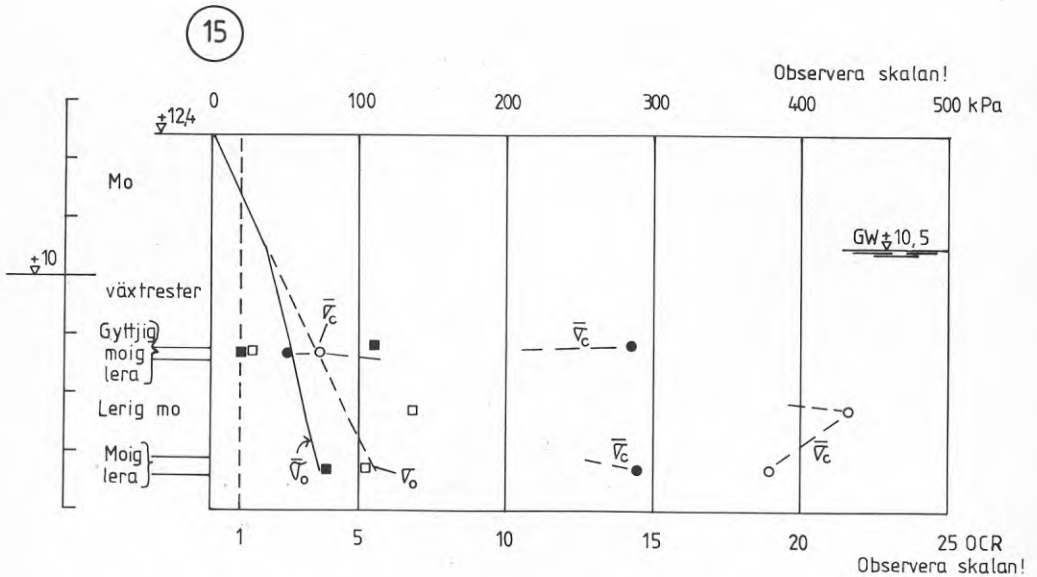


Fig 9.60 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 15 på kv Växthuset 17 (BGB G7689)

En undersökning för planerad skola, den s k Fajansskolan, sydost om Knut Hands väg (nordost om Fajans tegelbruk) ca 300 m från Ätran utfördes 1980 (T40-11819). Härvid konstaterades att det ytliga vegetationslagret huvudsakligen underlagrades av finsand innehållande torvskikt. I punkt 2 mellan djupet 2,7 m och 3,2 m under markytan konstaterades ett gyttjigt sandlager. Därunder följde torv med ca 0,2 m tjocklek. På 5 m djup under markytan under sanden följde ett 1 m tjockt lager med gyttja som innehöll skalgrus. Fastheten ökade markant på 6,5 m djup. Resultat från analys av kompressionsförsök med prover från punkt 2 visas på fig 9.61.

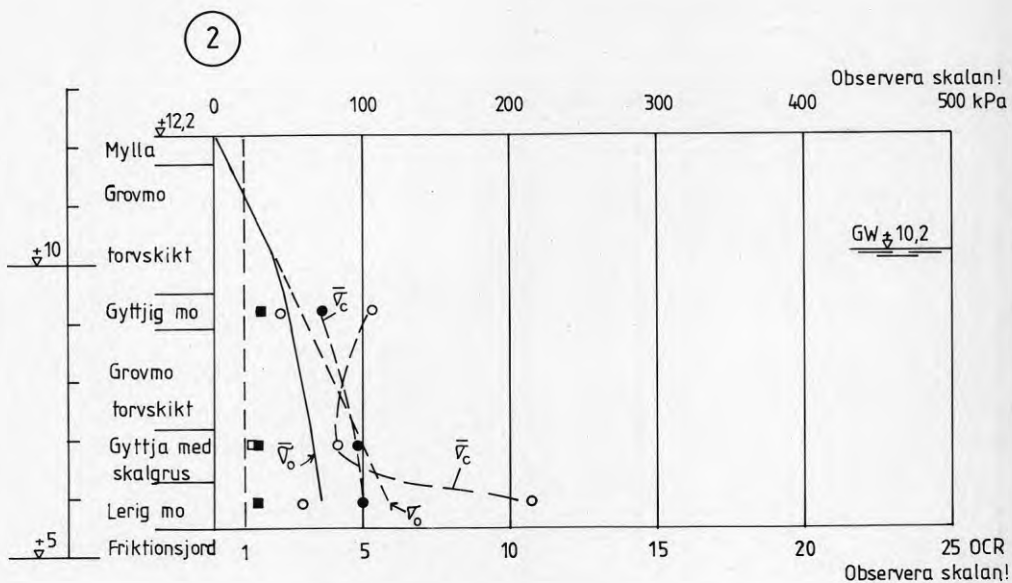


Fig 9.61 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 2; undersökta för den planerade Fajansskolan (T40-11819)

Överkonsolideringen i det kompressibla materialet under sanden varierar. Bestämning av förkonsolideringsspänningen

är mycket osäker på grund av kompressionskurvans svaga krökning speciellt för försök där provet rutinmässigt belastats endast upp till 320 kPa. På grund härav har resultat från undersökning i kv Smeden (T40-11605) väster om lasarettet och Fajansområdet (T40-10534) sydost om Fajans tegelbruk ej tagits med i redovisningen från Falkenberg.

I följande tabell 9.11 har sammanställts resultat från analys av utförda kompressionsförsök med prover från kv Holger (T40-10271) ca 150 m väster om Tullbron över Ätran och kv Rönnhagen (T40-10674) vid Ätran nordväst om mejeriet.

Tabell 9.11

Resultat från kompressionsförsök

Kv l)	Punkt	Mark- nivå m	GW- nivå m	Provets nivå m	\bar{v}_0 kPa	Enl diagr		Enl beräkn		Anm
						\bar{v}_c	OCR	\bar{v}_c	OCR	
V	4	+12,7	+11,0	+10,0	38,62	61	1,6	60,6	1,6	2)
H	1	+ 9,6	+ 7,2	+ 5,7	58,05	114	2,0	111	1,9	
	3	+ 9,5	+ 7,3	+ 5,6	55,25	99	1,8	94	1,7	
				+ 5,4	56,20	50,5	0,90	113	2,0	2)
	6	+ 9,6	+ 6,9	+ 6,4	59,56	(135)	2,3	101	1,7	3)
	9	+ 9,1	+ 6,7	+ 5,7	55,64	63	1,15	87	1,6	
				+ 5,5	56,83	112	2,0	80	1,40	2), 3)
	17	+ 8,9	+ 6,6	+ 5,8	54,39	103	1,9	95	1,7	
R	2	+13,3	+12,4	+ 5,6	55,44	196	3,5	70	1,25	4)
				+ 5,1	60,44			543	9,0	3)
				+ 7,9	59,64	142	2,4	95	1,6	
				+ 7,6	61,56	92	1,5	129	2,1	

Anmärkningar:

- 1) V = kv Växthuset nr 17 (BGB G7689) kompressibel jord 1,3 m
H = kv Holger (T40-10271) kompressibel jord 0,7-1,2 m
R = kv Rönnhagen (T40-10674) kompressibel jord 1,2 m
- 2) Konflytgräns över 100%.
- 3) Kompressionskurvan är svagt böjd varför bestämningen av förkonsolideringsspänningen (\bar{v}_c) enligt Casagrande blir osäker.
- 4) Konflytgräns ej bestämd varför förkonsolideringsspänningen beräknats från vattenkvoten ($w_0 = 155\%$).

År 1967 utfördes översiktliga geotekniska undersökningar för industriområdena öster om Ågård (BGB G6403:1 och BGB G6403:2). Resultat från viktsondering och provtagning i närheten av Ätran visade att sandlagret över den i regel kompressibla jorden tunnade ut mot öster och t o m saknades. Resultat visade även att tjockleken hos den kompressibla jorden ökade i stort sett mot öster och var ca 7,4 m i den östligaste undersökningspunkten (57). Lägen för provtagningspunkterna visas på fig 9.62.

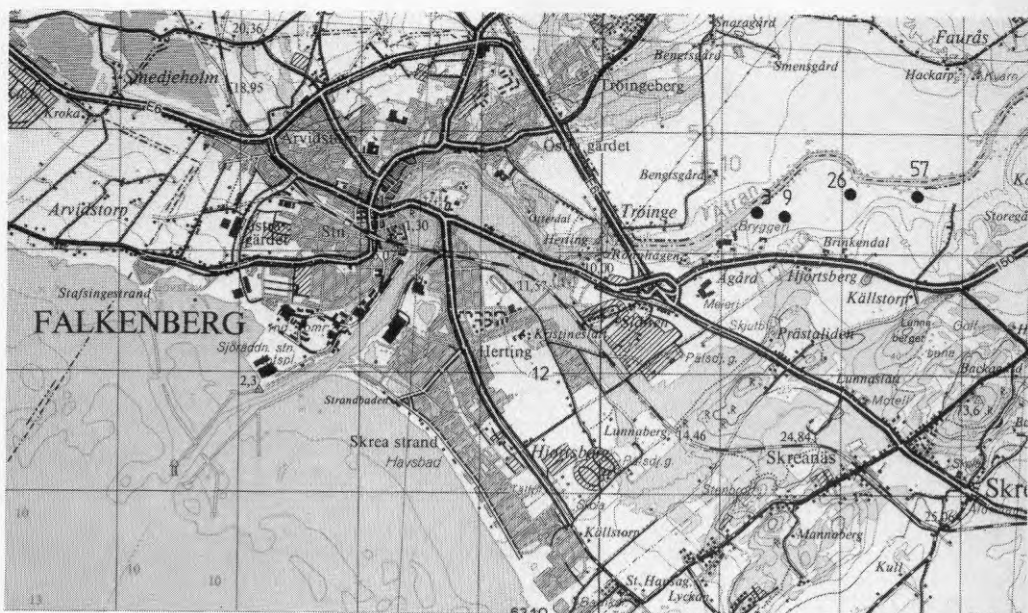


Fig 9.62 Planläge för upptagna jordprover vid undersökning avseende industriområde öster om Falkenberg inlagda på topografisk karta 5B Varberg SO och 5C Ullared SV i skala 1:50000
Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning.
Lantmäteriverket 1983-07-08.

Överkonsolideringen i jorden för punkterna 9 och 57 visas på fig 9.63 och 9.64. Punkterna 3 och 26 redovisas i tabell 9.12.

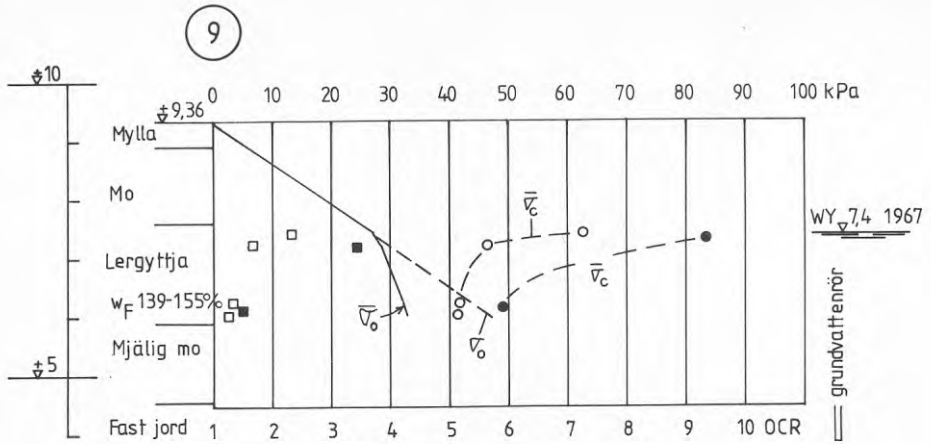


Fig 9.63 Analys av resultat från kompressionsförsök med prover från punkt 9 (BGB G6403:1)

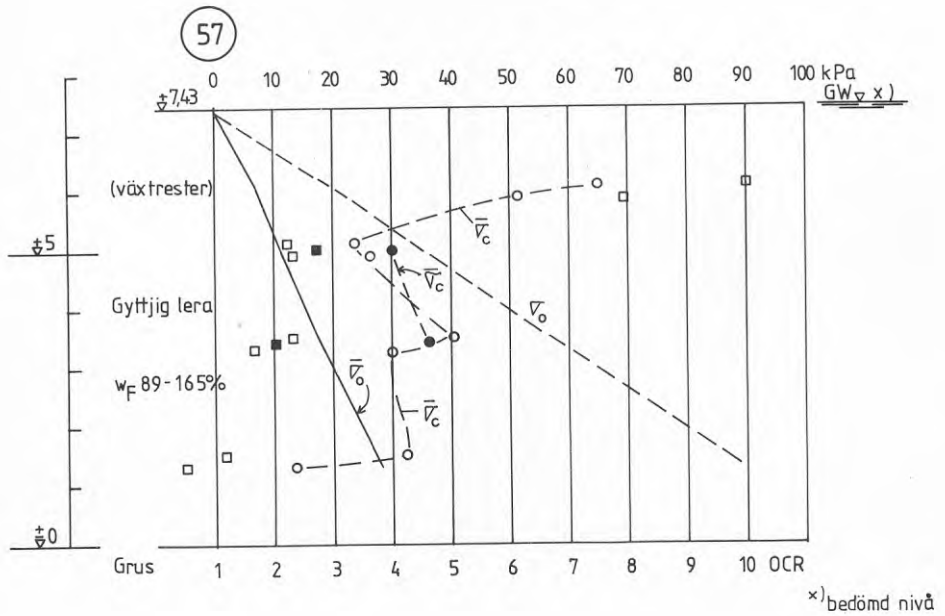


Fig 9.64 Analys av resultat från kompressionsförsök med prover från punkt 57 (BGB G6403:2)

Tabell 9.12

Analys avseende jordens överkonsolidering (BGB G6403:1)

Punkt	Mark-nivå m	GW-nivå m	Provets nivå m	$\bar{\sigma}_v$ kPa	Enl diagr		Enl beräkn		w_F %
					$\bar{\sigma}_c$	OCR	$\bar{\sigma}_c$	OCR	
3	+8,71	+7,4	+6,3	34,84	55	1,25	65,7	1,9	71
			+6,1	36,13			78	2,2	51
			+4,8	44,25			82	1,8	79
			+4,7	44,84					
26	+7,74	+7,3	+4,6	45,42			64,3	1,40	83
			+7,2	7,65			119	15,6	67
			+7,0	8,90			103	11,6	67
			+6,2	13,38			80	6,0	86
			+6,0	14,44			66,2	4,6	94
			+5,1	19,03			41,7	2,2	96
			+4,9	19,97			46,3	2,3	96
			+3,8	24,98			41,2	1,6	108
			+3,6	25,90			46,7	1,8	100

Analysen visar att jorden vid Ätran är avsevärt mindre överkonsoliderad än inom områden på längre avstånd från ån. Anmärkningsvärt är även de höga värdena på konflytgränsen. Det synes sannolikt att den kompressibla jorden icke har påverkats av värmetiden. Bestämning av jordens ålder erfordras för att bekräfta att det kompressibla materialet är svämbildningar som avsattes vid havets transgression. Överkonsolideringens storlek visar i så fall att de sandlager som täckte svämbildningarna och borteroaderades av Ätran var avsevärt tunnare än vad som konstateras idag på större avstånd från ån. Ätrands dalgång var således markerad även under transgressionen liksom floddalen utanför nuvarande strand, exempelvis vid Ronneby.

9.8 Uddevalla

9.8.1 Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid
Isranden låg vid Uddevalla ca 9800 år f Kr sedan den lämnat Göteborgsområdet ca 10200 år f Kr (G Lundqvist 1961).

Sandegren (1938) anger att HK på nivå +90 m utbildades 11000 år f Kr. Isoscillationen under Äldre Dryas förorsakade den avsevärda mängden ändmorän sydväst om linjen Ljungskiletanum.

Uddevalla ligger i Västkustens berg- och moränområde där morän i dagen i första hand förekommer längs bergsidorna. Moränmaterialet är utsköljt t o m så att klapperfält har bildats. Talrika skalgrusbankar vittnar om vågornas kraftiga inverkan under senkvartär tid.

Strandförskjutningskurvan för Uddevalla (fig 9.65) är baserad på den för Göteborgstrakten som upprättats av Sandegren (1931). Enligt G Lundqvist (1963a) ligger gränsen för s k postglaciala maximum vid Uddevalla på nivån +45 m (ca 4500 år f Kr). HK är enligt G Lundqvist (1961) belägen på ca +150 m. Västerhavets lägsta nivå ca 7000 år f Kr enligt Sandegren (1931) har jämförts med motsvarande kurva upprättad av Mörner (1976). Som fig 9.65 visar har kurvorna god samstämmighet inom det aktuella avsnittet. Med hjälp av uppgifter från Mörner (1969) beräknades den lägsta havsnivån vid Uddevalla före postglaciala transgressionen till ca +30 m. Strandförskjutningskurvan på fig 9.65 visar att perioder med högre temperatur än idag kan ha påverkat i första hand områdena över nivån +30 m.

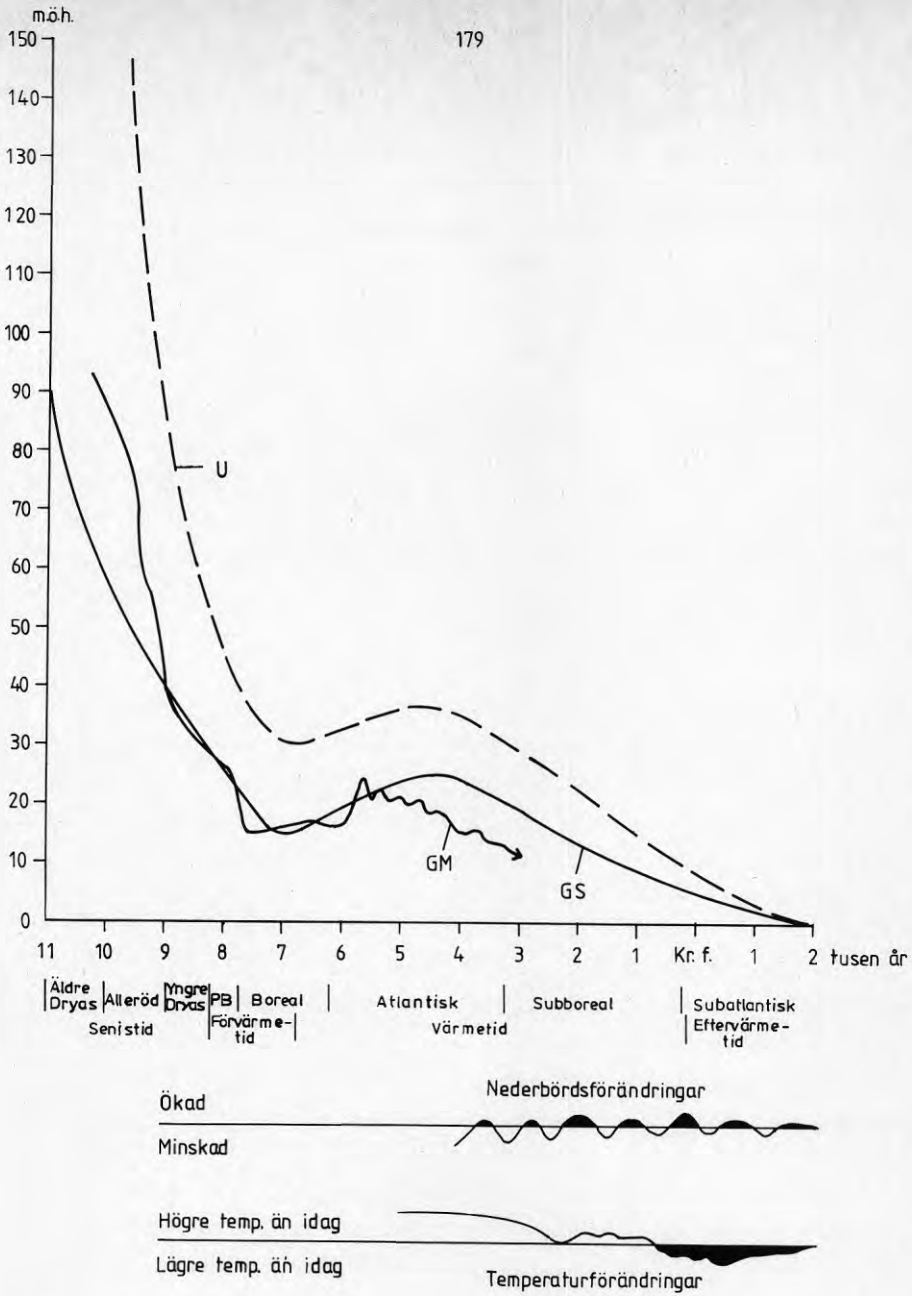


Fig. 9.65 Strandförskjutningskurva för Uddevallatrakten (U) konstruerad enligt uppgifter i litteratur.
 GS - Strandförskjutningskurva för Göteborgstrakten av Sandegren (1931).
 GM - Strandförskjutningskurva för Göteborg av Mörner (1976).

9.8.2 Herrestad - Källdal

Småhusområdet Källdal ligger omedelbart söder om Europaväg 6 och väster om Undavägen vid Herrestad kyrka ca 5 km väster om Uddevallas centrala del vid Västerbron över Bäveån. Avståndet till Byfjorden sydost om området är omkring 1,2 km. Geotekniska undersökningar har utförts i etapper; (BGB G7734, BGB G7982, K 64020-015-23, T40-10175).

I de undersökta delarna av området består jorden av lera som lokalt har stor mäktighet. Under den ytliga fasta torrskorpan finns en s k sekundär torrskorpa där skjuvhållfastheten avtar mot djupet. Under den sekundära torrskorpan där leran är överkonsoliderad följer lös lera vars skjuvhållfasthet ökar med djupet. Även sensitiviteten ökar i regel med djupet. Lokalt kan den vara mycket hög.

Den s k fasta botten under leran stupar lokalt brant, vilket indikerar att leran här eventuellt vilar direkt på berg. Lerans tjocklek kan öka språngvis. Tjockleken ökar snabbt även i närheten av berg och höglänta fastjordsområden. Leran har där tjockare torrskorpa än i de låglänta delarna och över leran kan finnas friktionsjord.

Markvatten, dvs det ytliga grundvattnet i lerans sprickzon, har konstaterats på 0,5 till 1,5 m djup under markytan. Portrycksmätning i punkterna 101, 102, 401, 402 och 403 visar att artesiskt vattentryck under leran kan råda inom hela området. Provtagningspunkternas lägen visas i fig 9.66.

För att analysera de geologiska-klimatologiska förutsättningarna avseende jordens överkonsolidering visas på fig 9.67 provtagningspunkternas nivåer och den kompressibla jordens mäktighet i förhållande till strandförskjutningskurvan. Med hjälp av diagrammet kan man avgöra om provtagningsområdet har varit utsatt för ett varmare klimat än det nuvarande eller minskad nederbörd.

- 1-68 Provtagning 1975 (BGB G 7734)
- 01-102 Portrycksmätning 1974 (K 64020-015-23)
- 201-223 Provtagning 1977 (BGB G 7982)
- 301-303 Provtagning 1978 (T 40-10175)
- 401-403 Portrycksmätning 1978 (T 40-10175)
- K 28 Provtagning 1974 (K 64020-015-23)

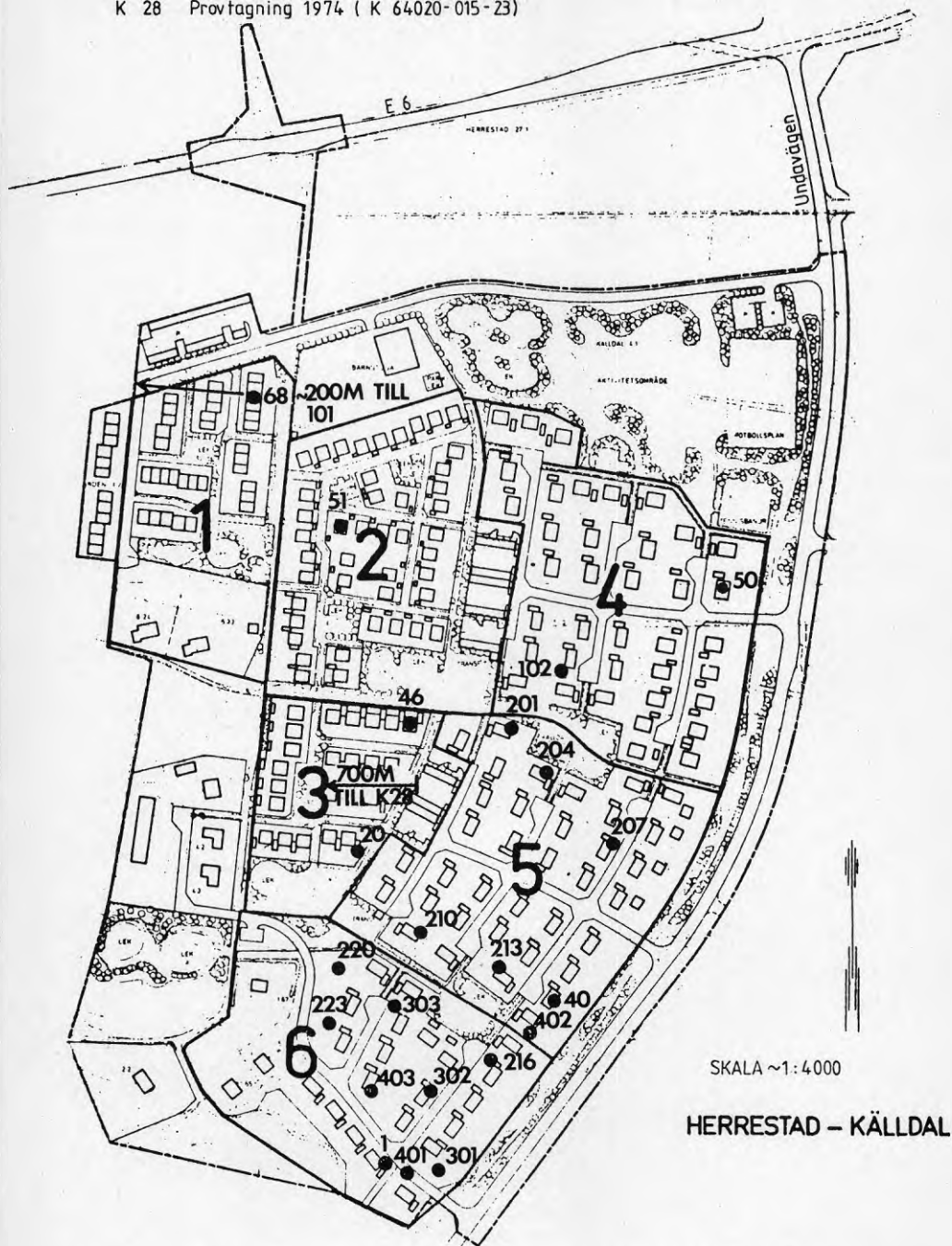


FIG. 9.66 Planläge för upptagna jordprover och mätning av porvattentryck i leran.
 Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning
 Lantmäteriverket 1983-07-08

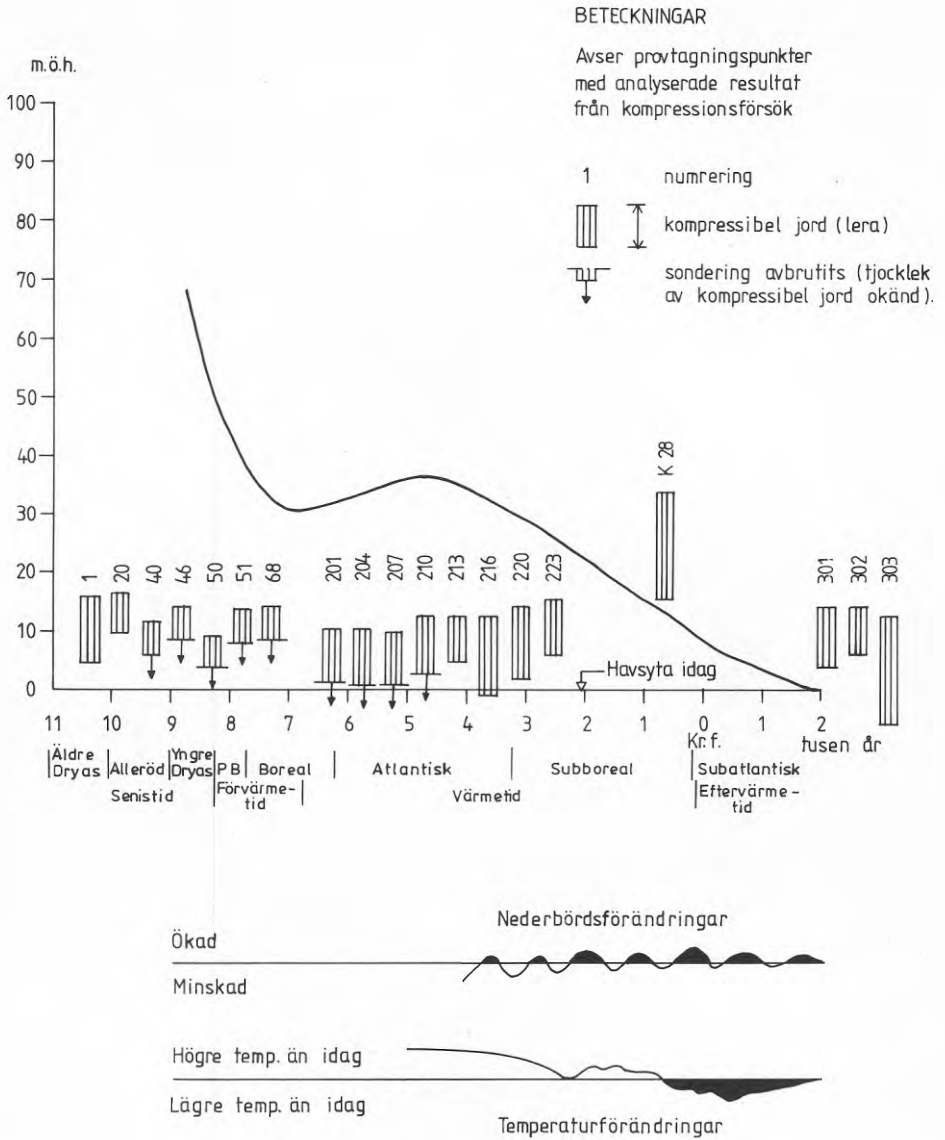


Fig. 9. 67. Diagram för analys av geologisk-klimatologiska förutsättningar avseende överkonsolidering.

Som framgår av fig 9.67 är det endast punkt K28 som kom över vattenytan före transgressionen ca 7300 år f Kr, dvs i början av varmetiden. Dock dränktes området år ca 5800 f Kr. Den kom på nytt över havet ca 3600 år f Kr, då medeltemperaturen började sjunka. Klimatförhållandena kan således ha orsakat en överkonsolidering. Inom det stora området på fig 9.66 ligger provtagningspunkterna mellan nivåerna ca +9 m och +16 m. Enligt kurvorna över nederbörds- och temperaturförändringarna var zonen mellan +16 m och +13 m utsatt för en högre temperatur än idag. Under tre perioder var nederbörden mindre än idag. I delområde under en nivå av ca +11 m har temperaturerna alltid varit lägre än dagens. Under två perioder var nederbörden mindre än idag. Ovanstående medför att den överkonsolidering som har klimatförändringar till grund skulle minska med sjunkande nivå hos dagens markyta. För det aktuella delområdet skulle således överkonsolideringen minska från väster mot öster.

Resultat från analys av kompressionsförsök från geotekniska undersökningar utförda i närheten av gjorda portrycksmätningar (1, 40, 68, 201, 204, 216, 301 och K28) visas på fig 9.68 till 9.75. Effektivspänningen har beräknats dels med dels utan det artesiska upptrycket som konstaterats i närheten. Övriga punkter redovisas i tabell 9.13. Effektivspänningen har emellertid beräknats utan hänsyn till eventuellt artesiskt vattentryck under leran.

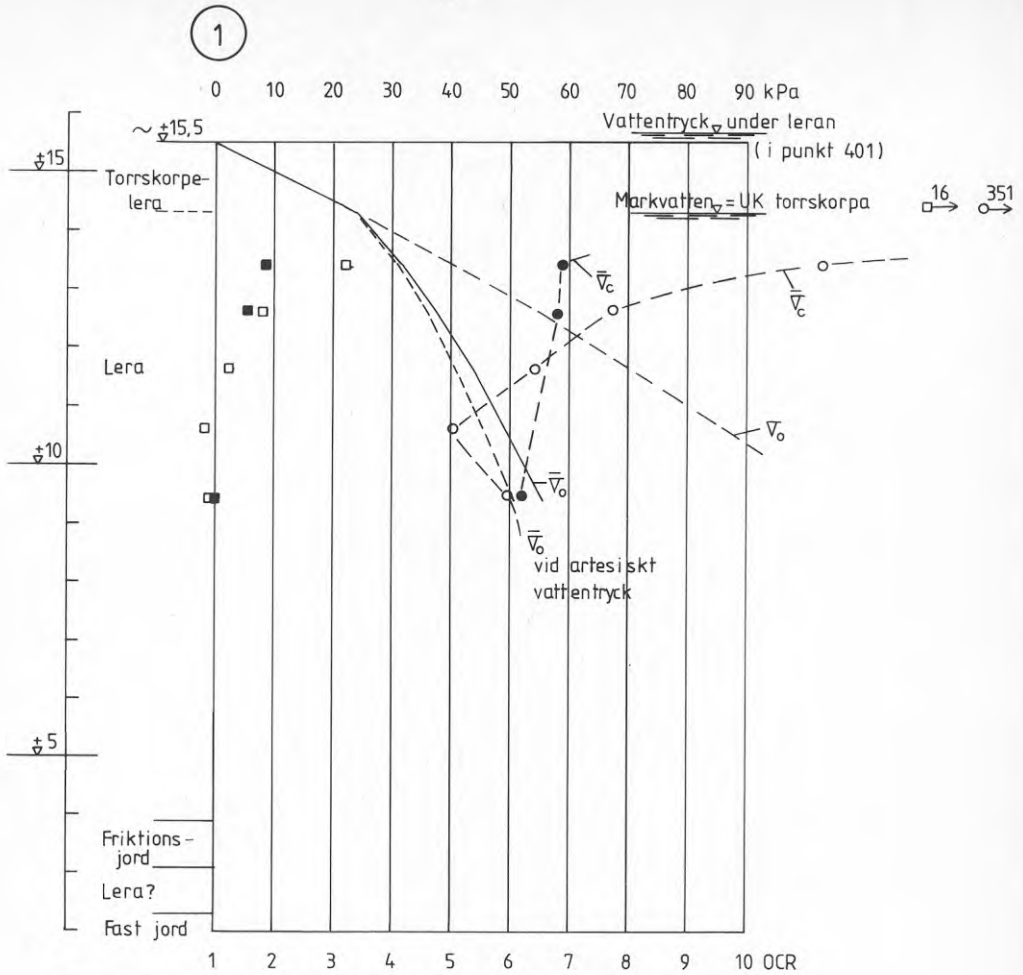


Fig. 9. 68 Analys av resultat från kompressionsförsök med prover från punkt 1 (beteckning 1a i BGB G 7734)

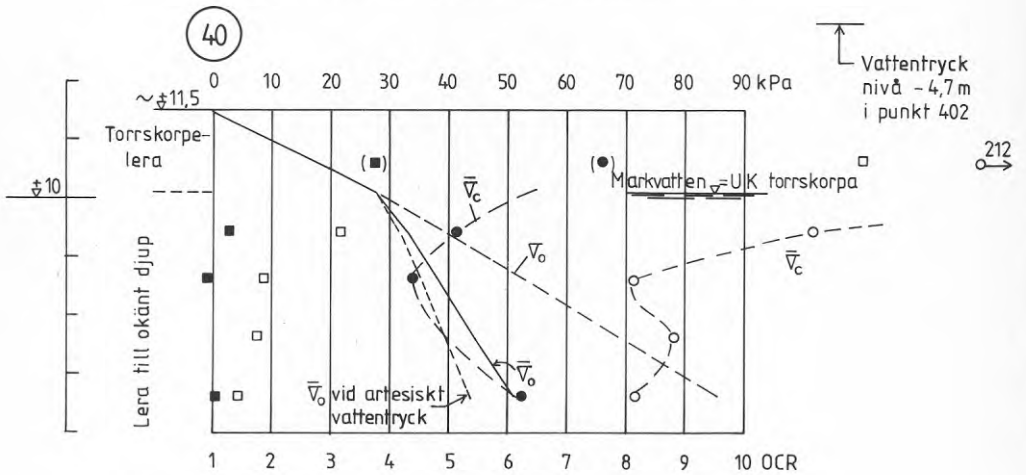


Fig. 9. 69 Analys av resultat från kompressionsförsök med prover från punkt 40 (beteckning 40a i BGB G 7734)

68

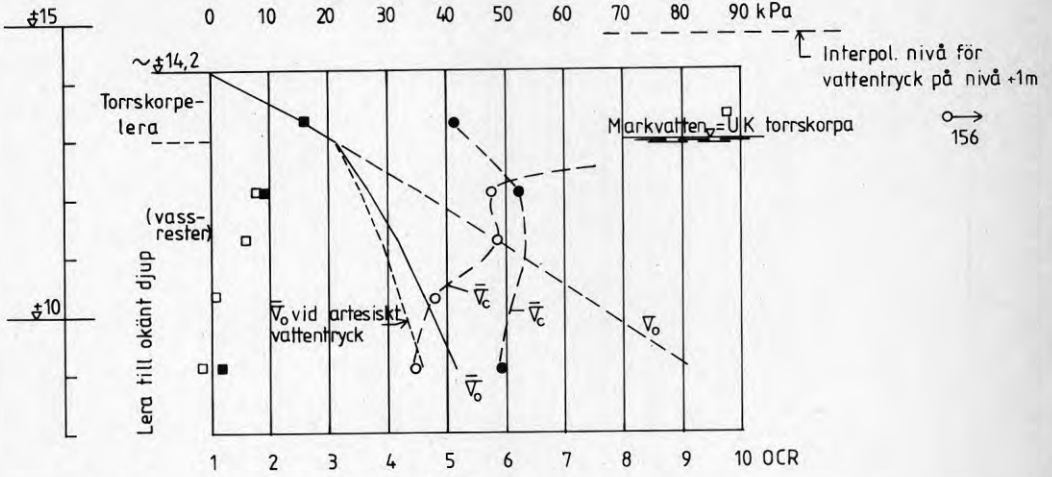


Fig. 9.70 Analys av resultat från kompressionsförsök med prover från punkt 68 (beteckning 68a i BGB G 7734)

201

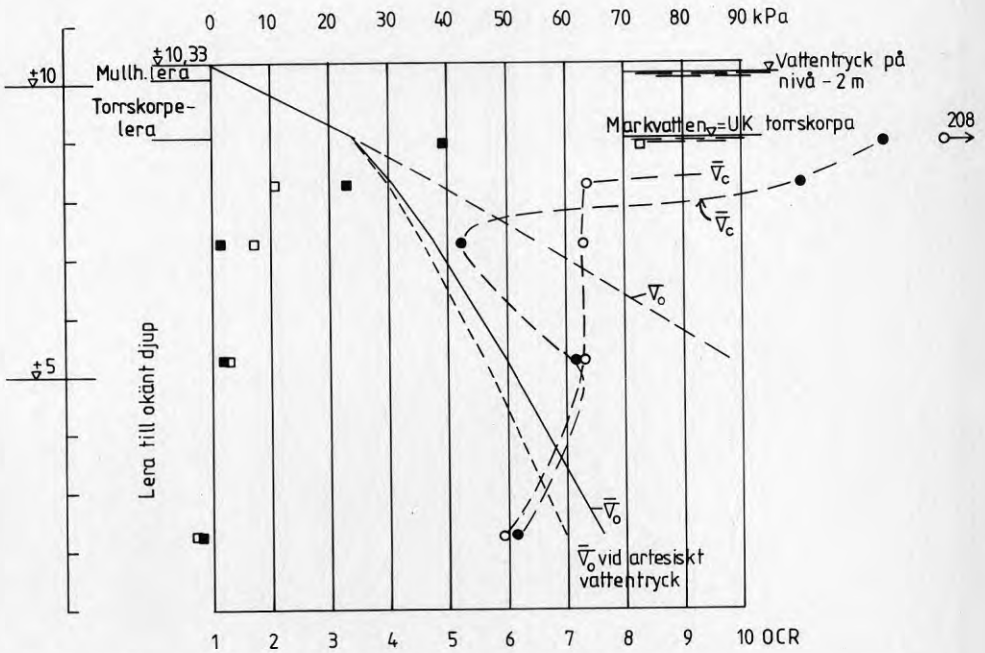


Fig. 9.71 Analys av resultat från kompressionsförsök med prover från punkt 201 (BGB G 7982)

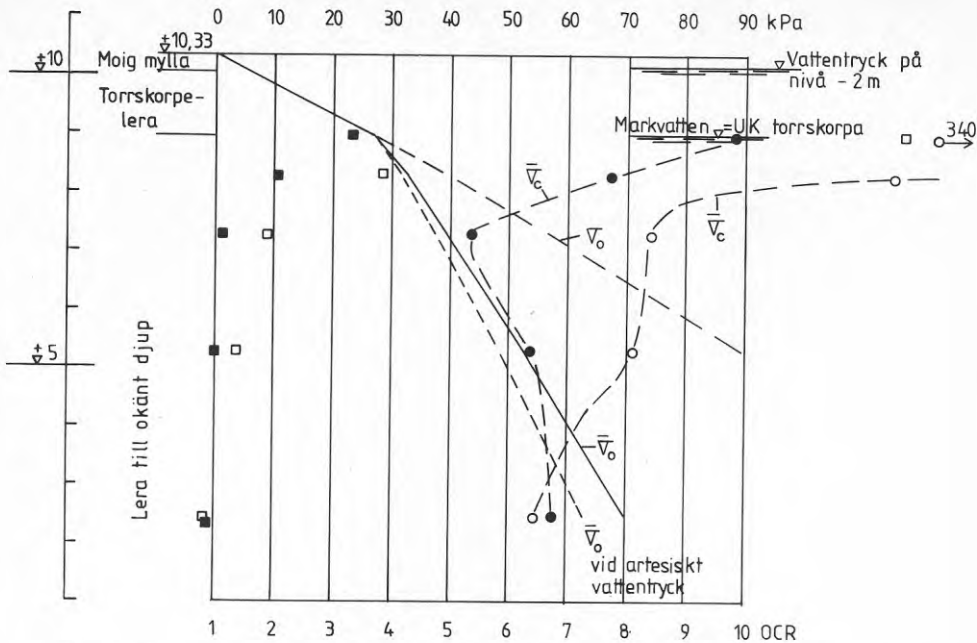


Fig. 9.72 Analys av resultat från kompressionsförsök med prover från punkt 204 (BGB G 7982)

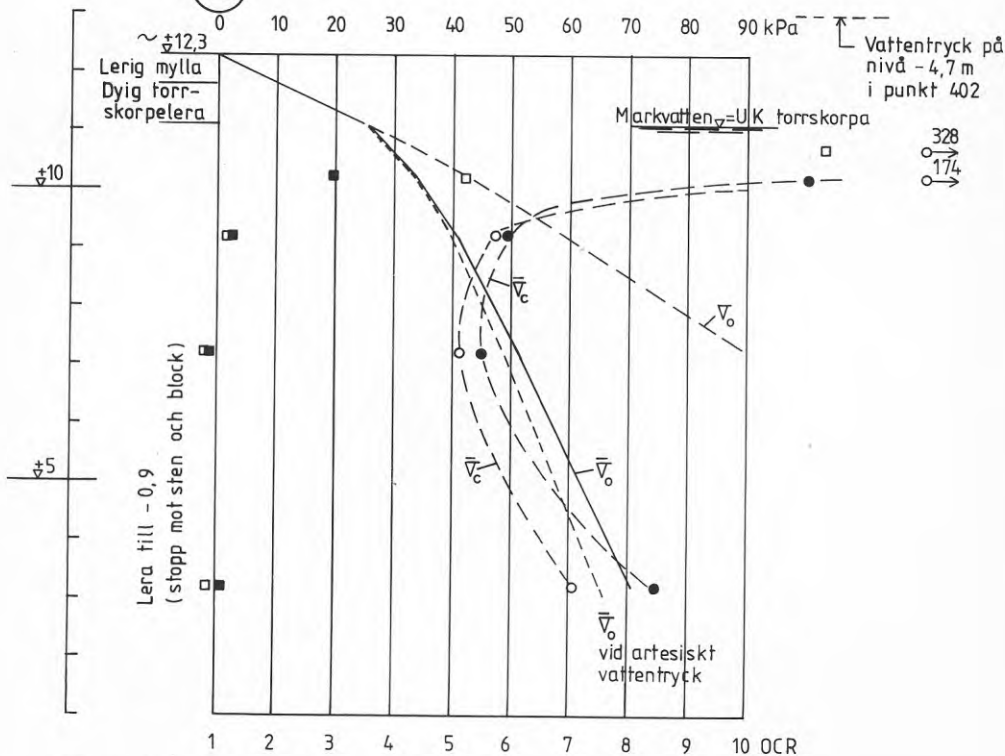


Fig. 9.73 Analys av resultat från kompressionsförsök med prover från punkt 216 (BGB G 7982)

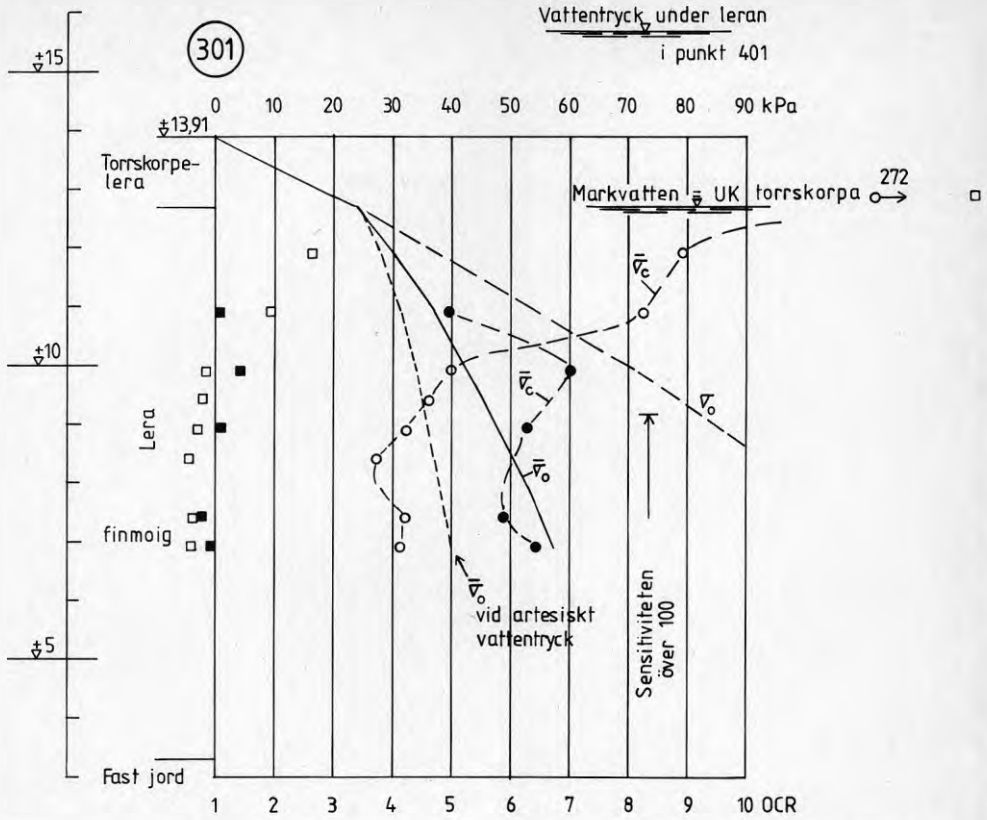


Fig 9.74 Analys av resultat från kompressionsförsök med prover från punkt 301 (beteckning A/-20 i T40-10175)

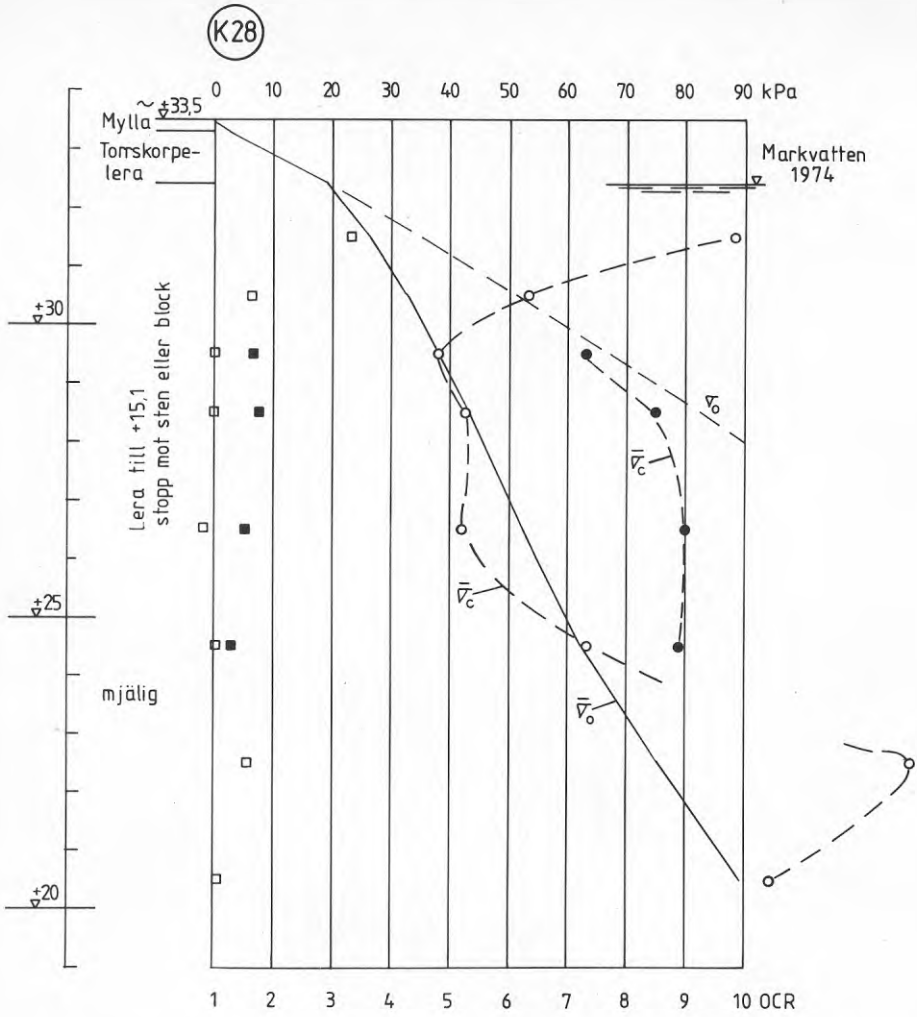


Fig 9.75 Analys av resultat från kompressionsförsök med prover från punkt K28 (K 64020-015-23)

Tabell 9.13

Analys av resultat från kompressionsförsök

Punkt	Mark-nivå m	Mark-vatten m	Provets nivå m	$\bar{\sigma}_c$ kPa	Enl diagr		Enl beräkn		Anm
					$\bar{\sigma}_c$	OCR	$\bar{\sigma}_c$	OCR	
20	+16,0	+15,0 1)	+15,1	16,56	92	5,6	314	19	
			+13,9	27,14	70	2,6	90	3,3	
			+13,1	32,58	71	2,2	82	2,5	
			+12,1	38,74	93	2,4	84	2,2	
			+10,9	46,72	83	1,8	71	1,50	
46	+14,0 1)	+13,0 1)	+12,9	20,92	(74)	3,5	352	16,8	2)
			+12,4	25,05	94	3,8	101	4,0	
			+12,1	26,82	58	2,2	37,0	1,40	
			+11,4	30,36	60	2,0	45,1	1,50	
			+11,1	31,72	52	1,6	41,3	1,30	
			+10,1	38,17			(25,7)	(0,67)	3), 4), 5)
			+ 8,9	41,75	79	1,9	55,6	1,35	
			+ 8,4	12,50	35	2,8	49,4	4,0	
50	+ 9,3	+ 8,5 1)	+ 7,4	17,95	39	2,2	43,1	2,4	
			+ 6,4	23,95	37	1,5	48,3	2,0	
			+ 5,4	29,85	29	0,97	50,8	1,7	
			+ 4,4	35,70	27	0,76	57,1	1,6	
			+12,8	16,11	65	4,0	233	14,5	
51	+13,7	+12,8 1)	+11,8	25,98	54	2,1	61,7	2,4	
			+10,8	31,18	49	1,6	34,4	1,10	
			+ 9,8	35,98			45,1	1,25	4)
			+ 8,8	41,50	61	1,45	44,4	1,05	5)
			+ 8,6	19,56	58	3,0	84	4,3	
207	+10,2	+ 9,3 1)	+ 8,1	22,76	51,5	2,3	52,9	2,3	
			+ 7,1	28,76	34	1,20	33,7	1,15	
			+ 5,1	40,46	44	1,10	44,4	1,10	
			+ 2,1	57,11	55	0,96	42,1	0,74	
			+11,2	31,68	92	2,9	309	9,8	2)
210	+12,8	+11,2 1)	+10,7	36,06	85	2,4	163	4,5	
			+ 9,9	41,78	57	1,35	49,9	1,20	
			+ 7,9	54,18	65	1,20	59,5	1,10	
			+ 4,7	71,62	56	0,78	56,4	0,79	5)
			+10,1	30,27	130	4,3	190	6,3	
213	+12,2	+11,0 1)	+ 9,6	33,82	51	1,50	39,0	1,15	
			+ 9,1	36,40	39,5	1,10	30,9	0,85	
			+ 7,1	45,60	67	1,45	37,6	0,82	5)
			+12,6	28,80	39	1,35	515	17,9	
			+12,1	34,08	67	2,0	291	8,5	2)
220	+14,17	+13,0 1)	+11,1	42,28	56	1,30	44,4	1,05	2)
			+ 9,1	53,58	51	0,95	41,4	0,77	
			+ 6,1	68,72	80	1,15	45,1	0,66	6)
			+13,8	25,28			227	9,0	4)
			+13,3	28,93	79	2,7	75,3	2,6	
223	+15,37	+14,2 1)	+12,3	34,83	72	2,1	63,5	1,8	
			+10,3	45,13	77	1,7	51,8	1,15	
			+ 7,5	58,99	85	1,45	83,2	1,40	6)

Tabell 9.13 forts

Punkt	Mark-nivå m	Mark-vatten m	Provets nivå m	$\bar{\sigma}_0$ kPa	Enl diagr		Enl beräkn		Anm
					\bar{v}_c	OCR	\bar{v}_c	OCR	
302 7)	+13,70	+12,5 1)	+12,6	21,34			305	14,3	4)
			+11,7	29,52	49,5	1,7	45,3	1,50	
			+10,3	37,50	48	1,30	35,3	0,94	5)
			+ 9,5	41,58	44,5	1,05	37,0	0,89	6)
			+ 9,2	43,08			42,3	0,98	4), 6)
			+ 8,7	45,48	54,5	1,20	37,0	0,81	6)
			+ 8,2	47,73	72,5	1,50	35,9	0,75	6)
			+ 7,7	49,93	60	1,20	35,4	0,71	6)
			+ 6,7	54,33	78,5	1,45	34,4	0,63	6)
			303 8)	+12,6	+10,0 1)	+11,4	22,44		
+10,6	38,08	(52)				(1,35)	616	16,2	2)
+ 9,6	53,23	77				1,45	144	2,7	
+ 8,6	60,43	59,5				0,98	82	1,35	
+ 8,1	63,60	61,5				0,97	68,7	1,10	
+ 7,6	66,68	79				1,20	64,0	0,96	
+ 7,1	69,63	61				0,88	54,7	0,79	
+ 6,6	72,35	61				0,84	62,4	0,86	
+ 5,6	77,68	83				1,05	45,9	0,59	

Anmärkningar:

- 1) Markvattennivån förutsätts ligga i nivå med torrskorpans undersida.
- 2) Kompressionskurvans krökning är svag varför en bestämning av förkonsolideringsspanningen (\bar{v}_c) enligt Casagrandes metod är osäker.
- 3) Stört prov.
- 4) Kompressionsförsök ej utfört med prov från nivå enligt tabell.
- 5) Sensitivitet mellan 100 och 180.
- 6) Sensitivitet över 180.
- 7) Punktens beteckning i T40-10175 C/20
- 8) Punktens beteckning i T40-10175 D+3/84.

Av fig 9.68 till 9.75 och tabell 9.13 framgår att jorden är överkonsoliderad till varierande djup under torrskorpan. Analyser visar även att överkonsolideringen ökar med ökad nivå hos markytan och bestyrker tidigare förutsägelse baserad på de geologiska-klimatologiska förhållandena under senkvartär tid. Differensen mellan förkonsolideringsspanning bestämd från kompressionsförsök och beräknad förkonsolideringsspanning kan bero på att jordens sensitivitet lokalt är mycket hög. I några punkter har konstaterats att växtrester förekommer ned till 3 à 5 m djup under markytan, i första hand i gränzonen där den från väster mot öster lutande ytan flackar ut. Vid geotekniska undersökningar sker provtagningen normalt icke kontinuerligt. Det är därför osäkert att bestämma omfattningen av växtrester i leran. Under förutsättning att det växtbemängda lagret är avsatt efter transgression kan egenskaperna i detta och underliggande lager variera trots att ingen uppenbar skillnad är synlig. Den grundvattensänkning som kan ha förekommit sedan jorden kommit över havsytan kan ha haft olika inverkan på de skilda lerlagren.

Kompressionsförsök med prover från punkt K28 visar en kraftig överkonsolidering. Vattenhalten motsvarar plasticitetsgränsen. Beräknade värden på förkonsolideringsspanningen från lerans skjuvhållfasthet visar däremot att leran är normalkonsoliderad. Skillnaden kan bero på att konstanten 0,45 (i formeln $\bar{v}_c = \tau_{fu} / 0,45 w_p$) eventuellt måste korrigeras. Ytterligare resultat erfordras för att kunna bestämma metodens eventuella begränsningar. Detta gäller även kompressionsförsök utförda med olika metoder.

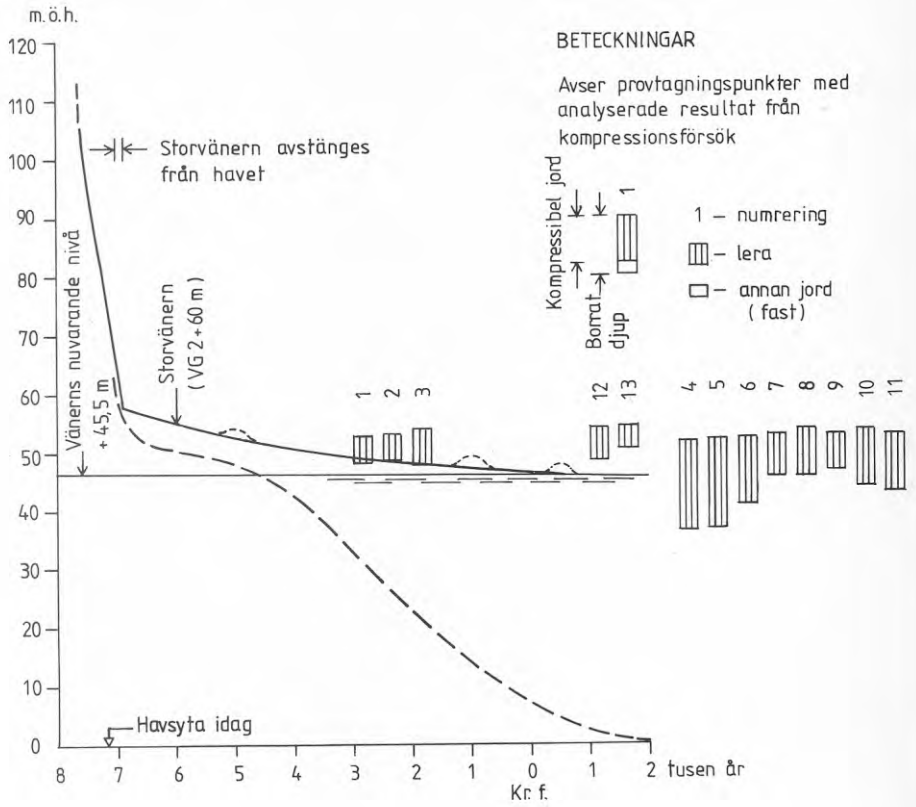
9.9 Säffleområdet

9.9.1 Områdets geologiska utveckling under senkvärtär tid
Säffle ligger inom Vänerbäckenet omedelbart öster om Karlstadstraktens och Värmlandsnäs sand- och bergområde. G Lundqvist (1961) har ej angivit när isen lämnade Säffleområdet. Ca 20 km väster om Säffle ligger HK på nivån +165 m. I beskrivning till kartbladet Säffle lämnar von Post (1929) uppgifter om områdets geologiska utveckling under senkvärtär tid.

Kompressionsförsök har endast utförts med prover från området Sund söder om Säffle och öster om Byälven ca 3 km uppströms älvens mynning i Väneren. På grund härav har i beskrivningen av den geologiska utvecklingen infogats detaljer som avser området Sund.

Efter isens tillbakadragande från trakten började utslammat material avsättas i Yoldiahavet dvs i salt vatten. Vattendjupet inom Sundområdet som ligger 6-10 m över Vänerens vattenyta (nuvarande nivå +45,5 m) var då omkring 100 m. Genom landhöjningen i Vänersborgstrakten bildades Storväneren. Nuvarande berg- och moränområden bildade öar som mer eller mindre avskilde Sundområdet från djupare fåror i den forntida Harefjorden. Detta innebar att de sedimentära jordarterna inom Sundområdet huvudsakligen kom att bestå av avlagringar i havsfjärden före bildandet av Storväneren. Den relativa landhöjningens hastighet minskade betydligt på grund av att Vänerens yta även höjdes i förhållande till havsnivån. De nedbrytande krafterna vid stränderna kunde därigenom bearbeta dessa under relativt lång tid. Trots detta är tjockleken hos de sediment som bildades under Storvänerens tid liten. Sedimenten från Storvänerens tid benämns ofta Vänerlera trots att avlagringarna huvudsakligen består av silt och finsand. Den glaciala leran är varvig men icke alltid regelbunden. Urlakning av den i salt vatten avsatta leran har medfört att den ofta är kvick. Sensitiviteten kan t o m vara större än 370.

L von Post (1929) har funnit tio olika strandlinjesystem varav de fem första (VFG1-VFG5) avser Vänerbassängen då den bildade en fjärd i havet. Nästföljande två (VG1 och VG2) tillhör tiden för Storvänerns utbildning och resterande tre (VG3-VG5) tillhör senare stadier i Vänerns utveckling. Strandförskjutningskurvan för Säffle visas på fig 9.76. Kurvan är något förenklad. På fig 9.76 visas även de klimatologiska förhållandena.



Äldre Dryas | Alleröd Senistid | Yngre Dryas | PB | Boreal Förvärmetid | Atlantisk Värmetid | Subboreal | Subatlantisk Eftervärmetid

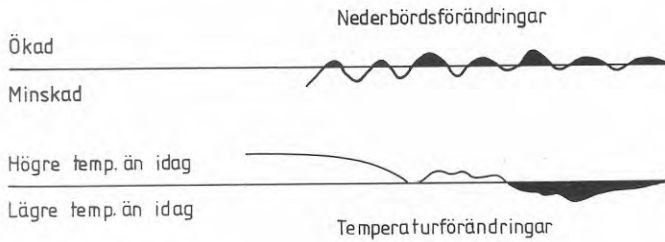


Fig. 9.76 Strandförskjutningskurva för Sjöfjärden enligt L. von Post (1929).

9.9.2 Området Sund

Översiktliga geotekniska undersökningar utfördes 1969 (BGB G6674). Undersökningen kompletterades 1977 (BGB G7928). Avsikten var att undersöka möjligheten att grundlägga småhus utan grundförstärkande åtgärder utan att sättningarna skulle bli oacceptabla. För att kunna bedöma sättningarna utfördes ödometerförsök. Områdets läge i förhållande till Byälven och lägen för provtagningspunkter framgår av fig 9.77.



Fig 9.77 Läge för geotekniskt undersökta stadsplaneområdet Sund och planläge för upptagna jordprover analyserade avseende överkonsolidering i jorden inlagda på ekonomisk karta 10C Åmål 1h By i skala 1:10000 Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriverket 1983-07-08.

Inom största delen av området består jorden under vegetationslagret av lera. Leran har torrskorpekaraktär ner till 1,0 å 3,0 m djup. Inom större delen av området är torrskorpan tjockare än 1,5 m. I områdets södra del är tjockleken i regel större än 2,5 m.

Torrskorpan underlagras av lös lera. Laboratorieundersökningen visar att strax under torrskorpan finns ett lerlager med högre skjuvhållfasthet än i den underliggande leran. Skjuvhållfastheten i den underliggande lösa leran ökar mot djupet. Sensitiviteten som är mycket hög ökar också mot djupet.

Enligt von Post förekommer ett siltlager i leran, som uppstått i samband med tappningen av nedre Glomissjön. Detta lager har ej konstaterats vid provtagningen. En indikation av detta lager erhålls ofta vid viktsondering.

Leran underlagras av silt, sand och grus. Tjockleken hos sand- och grusskiktet är i regel liten. Materialet saknas lokalt och leran vilar direkt på morän, eventuellt berg.

Observationer i öppna rör visar att vattnets trycknivå i bottenlagren ligger nära markytan och således högre än torrskorpans undersida. I punkt 5 låg trycknivån dock lägre. Grundvattennivån under leran kan således åtminstone periodvis vara artesiskt.

Av fig 9.76 framgår att området kom över Vänerens yta omkring 4700 år f Kr dvs nära mitten av värmetiden då medeltemperaturen var ca 2 å 3°C högre än idag. I provtagningspunkterna 1 till 3, 12 och 13 ligger lerans undersida över Vänerens nivå. Analys av de geologiska-klimatologiska förhållandena visar således att klimatet kan ha orsakat en överkonsolidering i hela området. Överkonsolideringen kan vara mycket stor om grundvattennivån har sänkts under lerans undersida, vilket kan vara fallet om inte avsänkningarna har hindrats av trösklar mellan undersökta områden och Byälven eller alternativt någon annan recipient.

Resultat från analys av utförda kompressionsförsök med prover från punkterna 1, 3, 4, 6 och 8 visas i diagramform på figurerna 9.78 till 9.82. Uppgifter för övriga punkter har sammanställts i tabell 9.14. Den rådande effektivspänningen har beräknats för en grundvattennivå vid torrskorpans undersida.

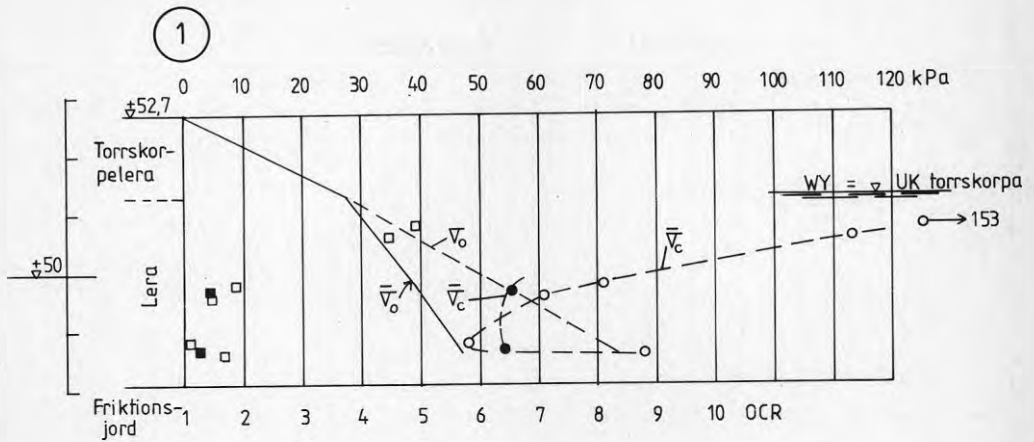


Fig 9.78 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 1 (beteckning 240/V2 i BGB G7928)

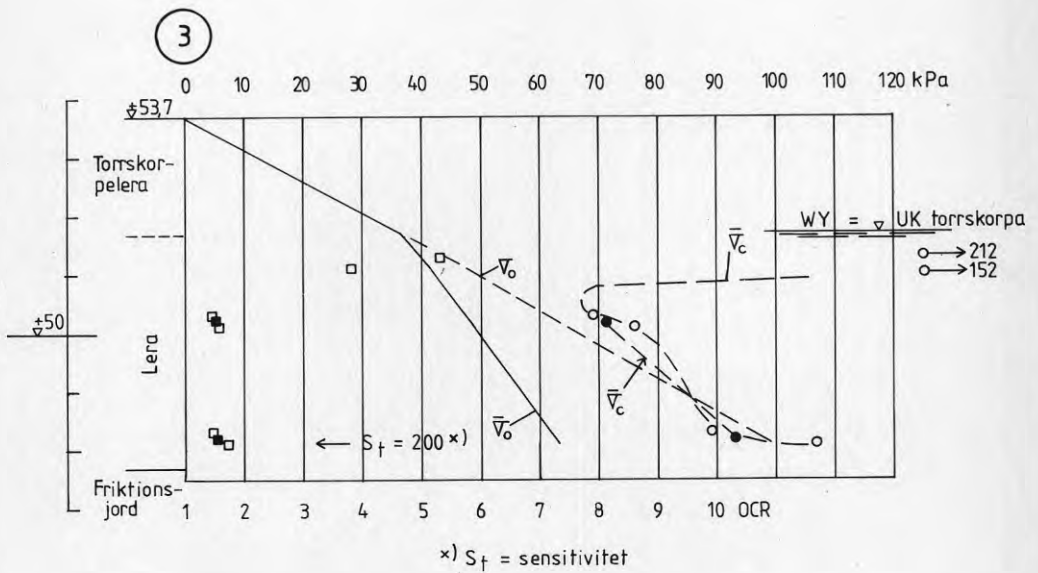


Fig 9.79 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 3 (beteckning 360/V240 i BGB G7928)

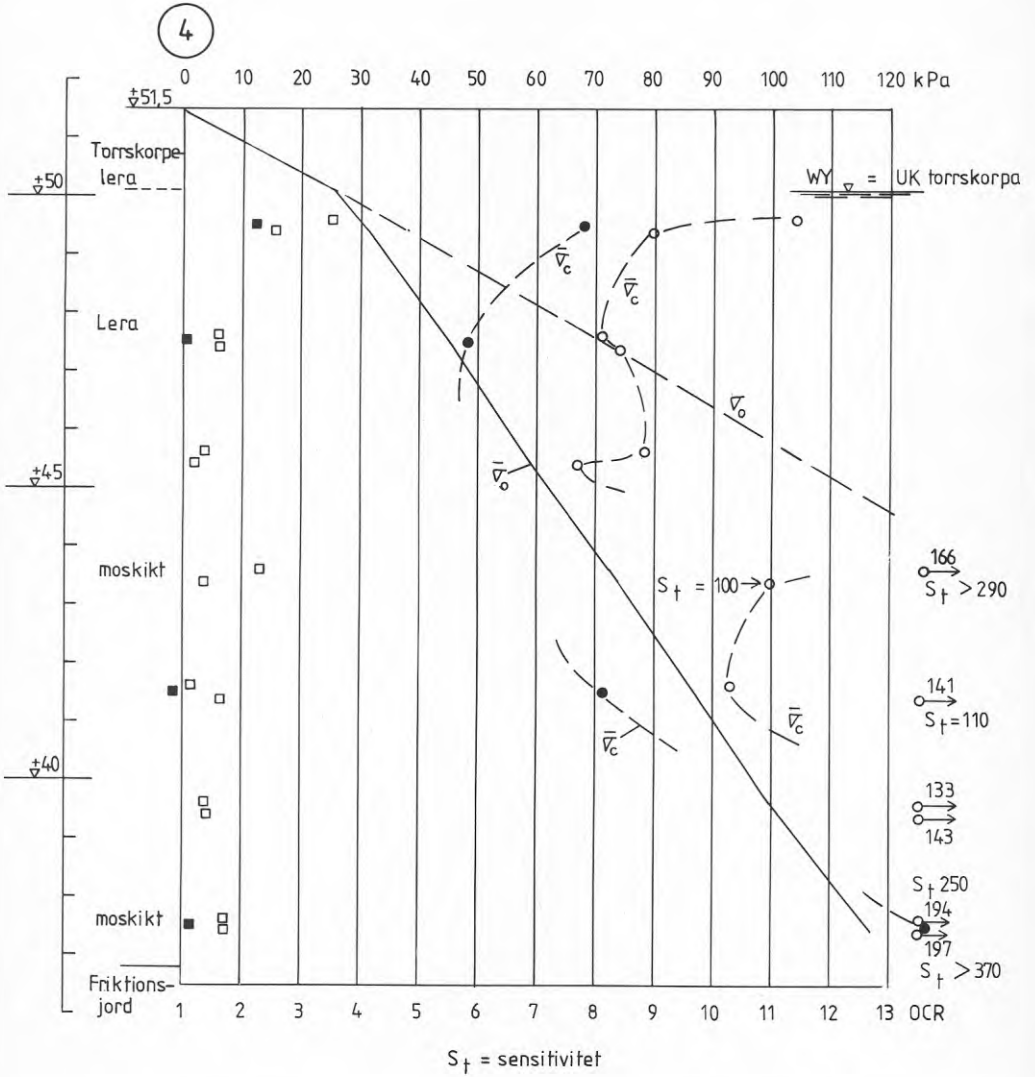


Fig 9.80 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 4 (beteckning 440/VH i BGB G7928)

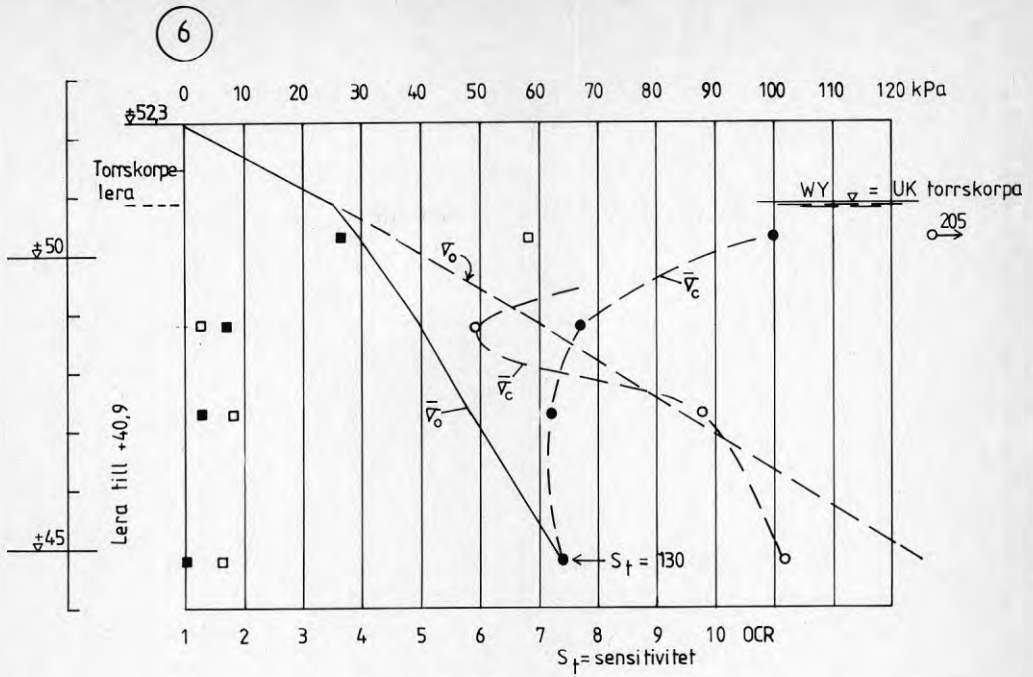


Fig. 9.81 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 6 (beteckning 440 / V 120 i BGB G 7928).

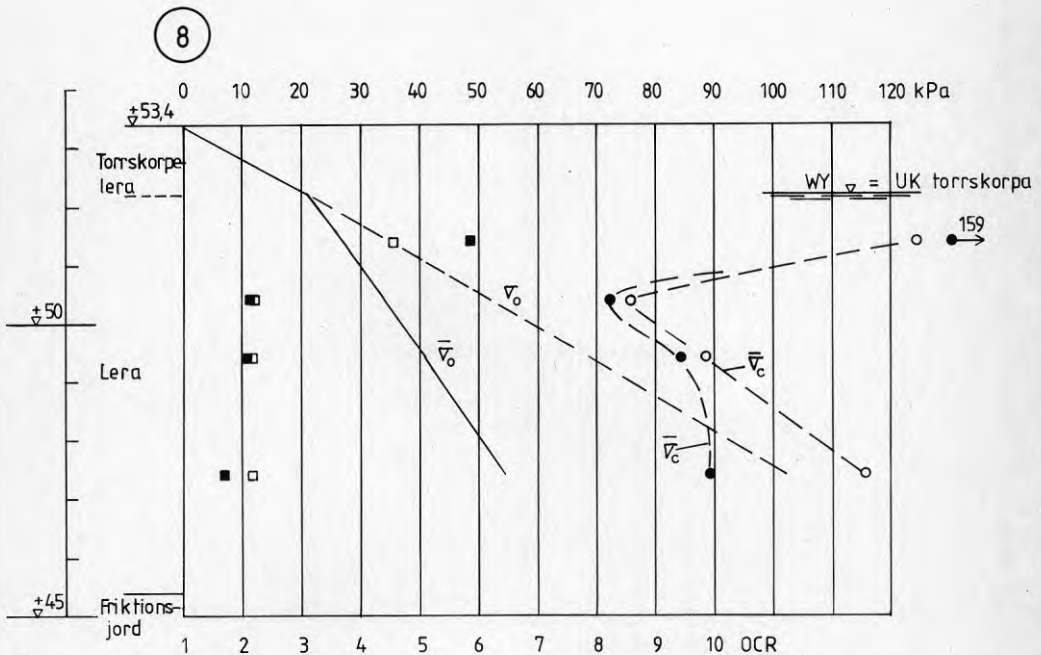


Fig. 9.82 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 8 (beteckning 440 / V 280 BGB G 7928).

Tabell 9.14
 Analys av resultat från kompressionsförsök

Punkt 1)	Mark- nivå m	GW- nivå m	Provets nivå m	$\bar{\sigma}_0$ kPa	Enl diagr		Enl beräkn		S _t 3)	Anm
					$\bar{\sigma}_c$	OCR	$\bar{\sigma}_c$	OCR		
2	+52,9	+50,7 2)	+50,4	40,80	194	4,8	162	4,0	8	4)
			+49,4	48,20	91	1,9	105	2,2	31	
5	+51,9	+50,7 2)	+49,9	26,80	106	4,0	68,8	2,6	22	5)
			+48,4	36,30	70	1,9	45,1	1,25	54	
			+46,9	45,00	62	1,40	73,6	1,6	71	
			+44,4	61,80	65	1,05	115	1,9	230	
7	+52,5	+50,9 2)	+50,5	32,80	191	5,8	311	9,5	17	4)
			+49,5	40,30	78	1,9	99	2,4	36	
			+48,5	46,90	78	1,7	100	2,1	45	
			+47,5	53,50	84	1,6	77,2	1,45	53	
9	+52,3	+50,9 2)	+50,3	31,40	314	10,0	288	9,2	4	4)
			+49,3	39,10	96	2,5	86	2,2	22	
			+48,3	45,80	86	1,9	93	2,0	56	
			+47,3	52,60	70	1,35	82	1,6	68	
10	+53,3	+51,9 2)	+51,4	28,10			262	9,3	3	5), 6)
			+51,3	28,80	222	7,7				
			+51,2	29,50			114	3,9		
			+49,4	41,70			106	2,5	58	
			+49,3	42,40	84	2,0				
			+49,2	43,10			85	2,0	44	
			+47,4	55,00			91	1,7	94	
			+47,3	55,65	88	1,6				
			+47,2	56,30			69,2	1,25	50	
			+45,4	57,41			104	1,8	>330	
11	+52,4	+50,8 2)	+45,2	58,88			90	1,50	88	6)
			+49,9	38,00	116	3,1	166	4,4	21	
			+48,9	45,00	85	1,9	59,7	1,35	39	
			+47,4	53,90	68	1,25	89	1,6	43	
12	+54,0	+51,3 2)	+44,9	70,00	83	1,20	91	1,30	40	4)
			+51,1	51,70			205	4,0	15	
			+51,0	52,50	133	2,5				
			+50,9	53,30			167	3,1	18	
13	+54,3	+52,1 2)	+50,1	59,30			89	1,50	44	4)
			+50,0	60,00	74,5	1,25				
			+49,9	60,70			108	1,8	43	
			+49,1	66,80			176	2,6	64	
			+49,0	67,65	122	1,8				
			+48,9	68,50			120	1,7	67	
			+51,9	44,03			175	4,0	15	
			+51,8	44,80	234	5,2	351	7,8	73	
			+51,7	45,59			127	2,8	25	
			+50,9	51,95			115	2,2	57	
+50,7	53,58			111	2,1	50				

Anmärkningar:

1) Ursprunglig beteckning i BGB G7928

Punkt 2 = 320/H40

Punkt 10 = 480/V240

" 5 = 440/V40

" 11 = 520/V80

" 7 = 440/V160

" 12 = 600/V220

" 9 = 480/V120

" 13 = 760/V320, V310

Anmärkningar 2) till 6) avser tabell 9.14

- 2) Grundvattennivå förutsatt i nivå med torrskorpans undersida
- 3) S_t - sensitivitet
- 4) Lerlagrets undersida över vattennivån i Vänern
- 5) Lerlagrets undersida under vattennivån i Vänern
- 6) Konflytgräns ej bestämd. Förkonsolideringsspänning beräknad med vattenhalt (w_o) istället för konflytgräns (w_F).

Av fig 9.78 till 9.82 och tabell 9.14 framgår att överkonsolideringskvoten varierar. Leran är starkt överkonsoliderad på grund av uttorkning minst en meter under torrskorpans undersida. Uttorkningen har förändrat lerans färg. Analyser visar även att i den uttorkade bruna leran motsvarar förkonsolideringsspänningen i det närmaste den maximala spänning som kan uppstå då grundvattennivån ligger under leran där lerlagret helt ligger över Vänerns nivå. (Se exempelvis fig 9.79). Förkonsolideringsspänningen närmar sig den nuvarande effektivspänningen där leran når djupt under den konstaterade vattennivån i Vänern. (Se fig 9.80). Analyser visar att den konstaterade överkonsolideringen i stort sett stämmer med de geologiska-klimatologiska förhållandena under senkvartär tid och den förmodade temporära sänkningen av grundvattennivån. Klimatförhållandena har icke förorsakat nämnvärd avsänkning av nivån i recipienten. Vid bedömningar skall det observeras att skillnaden mellan hög- och lågvatten i Vänern tidigare var större än idag på grund av reglering av Göta älv.

Skillnaden mellan uppmätta och beräknade värden på förkonsolideringsspänning för prover från den nedersta provhylsan och mitthylsan kan bero på att jorden lokalt är mycket sensitiv. En sensitivitet av över 370 har observerats (punkt 4 = 440/VH BGB G7928).

9.10 Västeråsområdet

9.10.1 Områdets geologiska utveckling under senkvartär tid
 Västerås ligger i Mälarbäckens ler- och moränområde. Uppgifter om tiden då isen lämnade Västeråsområdet saknas på kartan över landisens avsmältning i Sverige av G Lundqvist (1961). I beskrivning till kartblad Västerås uppger G Lundqvist (1954) att bl a på grund av att en ringa del av den glaciala leran är varvig kan man icke fastställa iskantens förskjutning år för år. Avsmältningsskarta tyder på att isen lämnade Västeråsområdet 7900 till 7800 f Kr.

Det har inte varit möjligt att noggrant uppskatta vattendjupet vid isranden då isen lämnade området på grund av att området ligger lågt. Av samma orsak förekommer icke i Västeråstrakten en strandlinje som kan visa nivåer för *Ancylus* och *Litorina maximum* i området. Detta medför att strandförskjutningskurvan icke kan omfatta tiden före 4500 år f Kr. I beskrivning till kartbladet Västerås av G Lundqvist (1954) ingår en strandförskjutningskurva konstruerad av S Elvius med stöd av Granlunds kurvor för Stockholm och Uppsala. På fig 9.83 visas utöver Elvius strandförskjutningskurva även den geologiska-klimatologiska utvecklingen i området Rönby, som har valts för att närmare studera utförda kompressionsförsök. Elvius har kommit fram till att landhöjningen f_n sker med en hastighet av ca 46 cm på 100 år. Med hänsyn till landskapets flackhet innebär detta bl a att relativt stora landarealer torrläggs under geologiskt sett relativt korta tidsperioder.

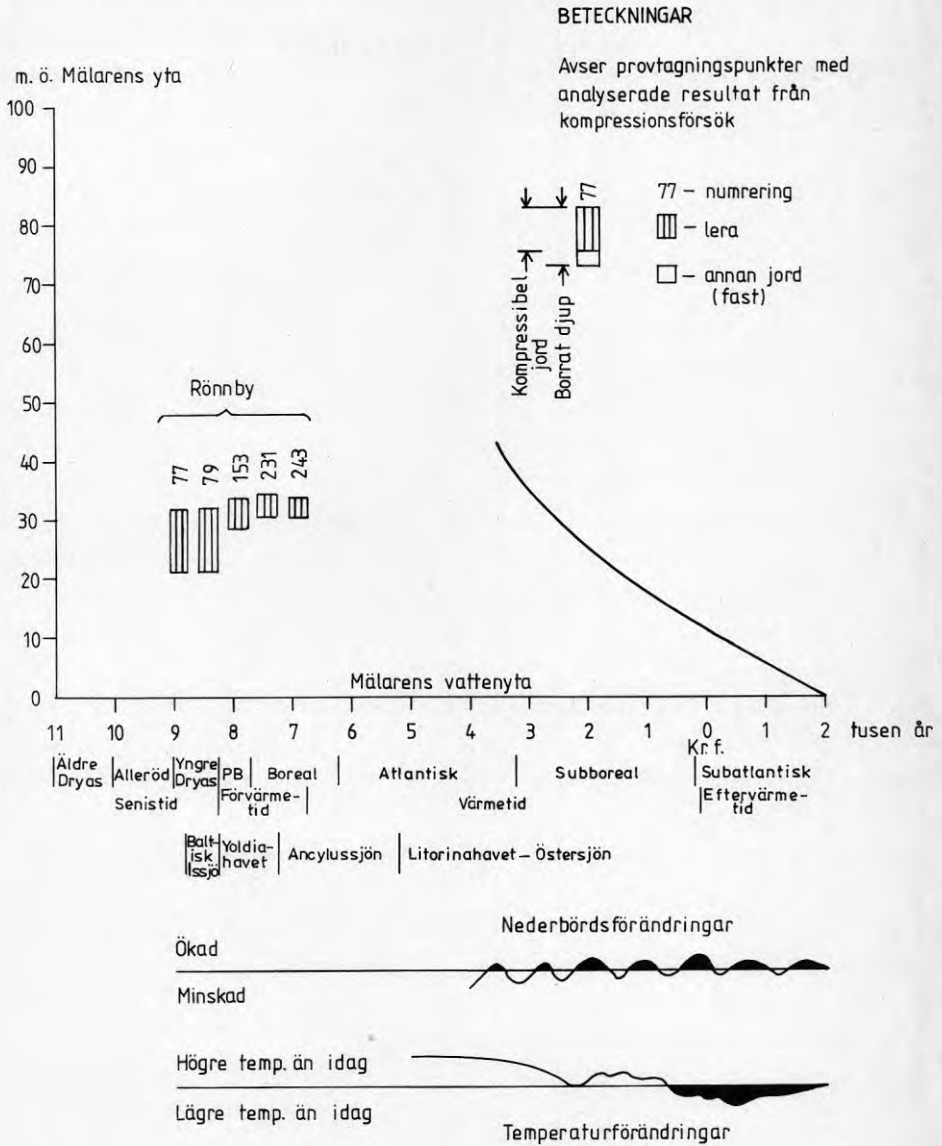


Fig. 9. 83 Strandförskjutningskurva redovisad av G. Lundqvist (1954).
 Konstruerad av S. Elvius med stöd av Granlunds kurvor för Stockholm och Uppsala.

9.10.2 Radhusområde vid Rönaby

Geotekniska undersökningar utfördes där 1966 (BGB G6199) som sedan kompletterades 1969 (BGB G6665). Det undersökta området ligger ca 5,6 km uppströms Svartåns mynning i Mälaren och ca 0,5 km öster om ån. Terrängen består av stora lerslätter som begränsas av moränområden. Lerslätten ligger på nivån ca +32 m. Jorden består överst av ett ca 0,3 till 0,4 m tjockt matjordslager och därunder av lera. Leran har en maximal tjocklek av ca 12 m och är i de centrala delarna vanligen gyttjig ned till ca 3 m djup.

Av fig 9.83 framgår att områdets lägsta delar kom över vatten vid slutet av värmetiden då temperaturen fortfarande var högre än idag. Vi denna tid var vattenytan i Mälaren i nivå med havets. Under fem perioder varav två inträffade under slutet av värmetiden var nederbörden mindre än idag. Den ökade avdunstningen kan ha orsakat en sänkning av grundvat-
tenytan under nederbördsfattiga perioder. De geologiska-
klimatologiska förhållandena under senkvartär tid kan således har orsakat en överkonsolidering av leran.

Resultat från analys av utförda kompressionsförsök med prover från punkterna 77 och 153 visas i diagramform på figurerna 9.84 och 9.85. För övriga punkter är uppgifter sammanställda i tabell 9.15.

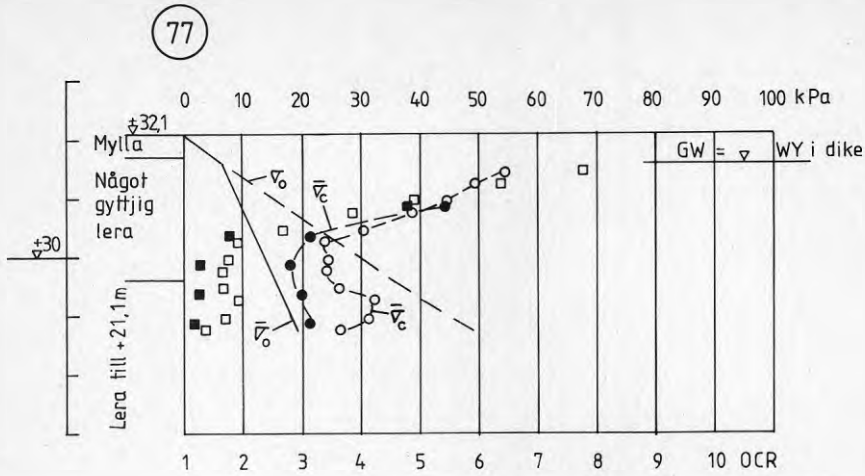


Fig 9.84 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 77 (BGB G6665)

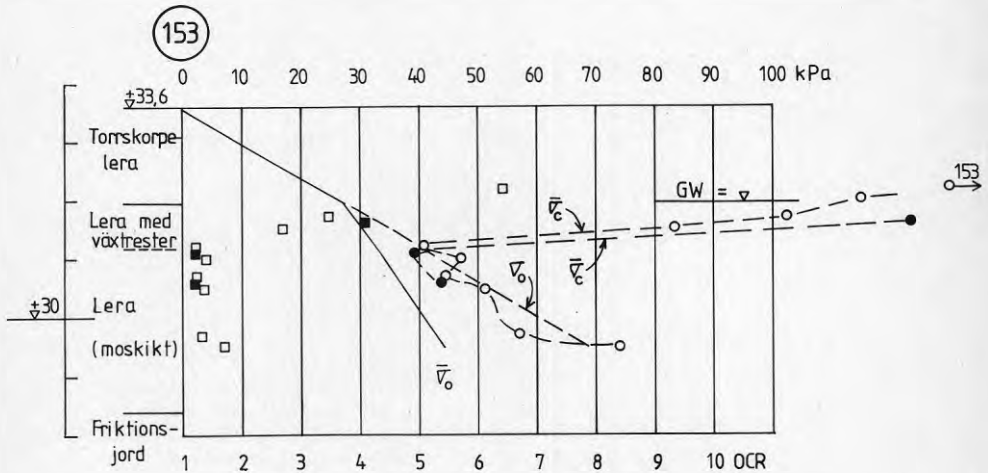


Fig 9.85 Analys av kompressionsförsök med prover från punkt 153 (BGB G6665)

Tabell 9.15

Analys av resultat från kompressionsförsök

Punkt	Mark-nivå m	GW-nivå m	Provets nivå m	$\bar{\sigma}_0$ kPa	Enl diagr		Enl beräkn		Arm				
					$\bar{\sigma}_c$	OCR	$\bar{\sigma}_c$	OCR					
79	+32,2	+31,6 1)	+31,3	9,24			44,9	4,9	3)				
			+31,1	10,22			45,0	4,4					
			+30,8	11,75			36,6	3,1					
			+30,6	12,77			34,4	2,7					
			+30,3	14,28			27,1	1,9					
			+30,1	15,32			30,8	2,0					
			+29,8	17,07			29,4	1,7					
			+29,6	18,30			28,8	1,6					
			+29,3	19,98			29,1	1,45					
			+29,1	21,07			26,4	1,25					
			231	+34,3	+32,0 2)	+32,4	34,96				169	4,8	4), 6)
						+32,2	38,62				159	4,1	
+31,9	43,92						153	3,5					
+31,8	44,76	95				2,1							
+31,7	45,60						129	2,8					
+31,4	48,12						88	1,8					
243	+33,7	+31,9 2)	+31,2	44,76			79	1,6	5), 6), 7)				
			+31,6	38,64			461	11,9					
			+31,5	40,48	346	8,5							
			+31,4	41,38			370	9,0					
			+31,1	44,06			353	8,0					
			+31,0	44,88	191	4,3							
	+30,9	45,78			222	4,9	8)						

Anmärkningar:

- 1) Grundvattenytan antas ligga i nivå med vattenytan i närliggande dike.
- 2) Grundvatten förutsatt i nivå med torrskorpans undersida.
- 3) Lerlagrets undersida på nivån ca +22,0.
- 4) Lerlagrets undersida på nivån +30,8.
- 5) Lerlagrets undersida på nivån +30,3.
- 6) Prov från torrskorpan.
- 7) Konflytgräns är ej bestämd. Förkonsolideringsspanningen har beräknats från vattenkvoten istället för konflytgränsen.
- 8) Fri sjunkning vid viktsondering. Torrskorpelera enligt bedömning vid laboratorieundersökningar.

Av fig 9.84 och 9.85 samt tabell 9.15 framgår att i de punkter där den kompressibla jorden har stor mäktighet är överkonsolideringen stor - mycket stor i torrskorpan men sjunker snabbt med djupet. Överkonsolideringen i de djupare lagren är endast ca 10 kPa. Där lerlagret är relativt tunt dvs där undersidan ligger på nivån omkring +30 m är överkonsolideringen relativt stor i hela lerlagret. Resultaten tyder på att avdunstningen från ytan har orsakat den konstaterade överkonsolideringen (uttorkningen) främst närmast markytan. En sänkning av grundvattennivån, som följd av avdunstning från ytan under kortare eller längre perioder har sannolikt orsakat en överkonsolidering i resterande del av leran. Eftersom konsolideringen sker snabbare i tunnare lerlager än i mäktiga sådana, blir den kvarstående överkonsolideringen större i de tunna lerlagren. Kompressionsförsöken visar således att främst de geologiska-klimatologiska förhållandena under senkvartär tid har förorsakat den observerade överkonsolideringen.

9.11 Sammanfattning avseende analyser av kompressionsförsök

Analyser av utförda kompressionsförsök visar att ett stort antal faktorer kan bidra till en överkonsolidering. Vid bedömning skall man utgå ifrån att bestämningen av förkonsolideringsspänningen ur kompressionsförsök eller genom beräkning från skjuvhållfastheten är osäker. Den undersökta jordvolymen är mycket liten. Den beräknade förkonsolideringsspänningen kan för en normalkonsoliderad lera avsevärt avvika från den rådande effektivspänningen utan att jorden i verkligheten är över- eller underkonsoliderad. Det erfordras ett relativt stort statistiskt underlag för att kunna dra säkra slutsatser. Vissa resultat från denna utredning bör emellertid närmare kommenteras.

Inledningsvis har nämnts att de undersökningar som har analyserats med avseende på eventuell överkonsolidering icke har utförts speciellt för detta ändamål. Vissa undersökningsmoment saknas. Börgesson (1979) har framfört att det är nästan omöjligt att bestämma förkonsolideringsspänningen i en

organisk silt med låg lerhalt. Detta innebär att bestämning av förkonsolideringsspänningen främst i de siltiga jordar som förekommer i Norrlands kustområde är osäker.

Løken (1968) har visat att vid urlakning av salter från lera kan de friggjorda katjonerna orsaka en nybildning av mineral i kontaktpunkterna mellan de enskilda lerpartiklarna. Därigenom ökar lerans skjuvhållfasthet. "Cementering" kan orsaka att överkonsolidering konstateras vid ödometerförsök av denna lera. Omfattningen och förekomsten av denna lera i Sverige är för närvarande inte kartlagd.

Den överkonsolidering som har observerats i Stålverk 80-området i Luleå kan ha en urlakning av salt som orsak. Antagandet förutsätter dock en ändring av salthalten i porvattnet. Detta kan vara troligt med hänsyn till de förändringar som landhöjningen har medfört med avseende på Luleälvens utflöde i havet. Sediment avsatta i havet långt från älvens mynning i salt miljö överströmmas idag av vatten med låg salthalt i och med att älvens mynning närmat sig området. En bestämning av salthalten i porvattnet kan eventuellt förklara den observerade överkonsolideringen.

För att kunna bedöma klimatets inverkan på jordens överkonsolidering och överkonsolideringens storlek i jorden invid sjöar erfordras noggranna studier. Landområdena intill stora recipienter påverkas sannolikt mindre av klimatförhållandena än lokaler med mycket begränsat nederbördsområde. För platser belägna relativt långt från havet, exempelvis Linköping, kan utvecklingen vara komplicerad genom att landhöjningen i zonen mellan havet och området kan variera.

I vissa fall kan bestämningen av en leras ålder vara av stor betydelse. Som exempel kan nämnas kompressionsförsöken med prover från Herrestad (fig 9.75). I det fall den översta delen av lerlagret utgörs av sediment från den postglaciala transgressionen är de geologiska-klimatologiska förhållandena avsevärt ogynnsammare vad beträffar lerans överkonsolidering

än om sedimenten bildades före den postglaciala transgressionen. En förmodad överkonsolidering bör i komplicerade fall verifieras genom geotekniska och eventuellt geologiska undersökningar. De geotekniska undersökningarna med lera från Herrestad visar att överkonsolideringen icke är så stor som den borde vara om området kom över vattnet ca år 7300 f Kr. Växtrester i leran till 3 m djup vid Källdal öster om Herrestad antyder att översta delen av lerlagret kan vara från högre områden vid den postglaciala transgressionen nedspolat material. Några växtrester har dock icke konstaterats vid Herrestad. Det är möjligt att tecken på skilda lager skulle kunna ha observerats ifall undersökningen hade utförts i avsikt att klarlägga områdets utveckling under senkvartär tid. En bestämning av en leras ålder kan ge värdefulla upplysningar.

Denna utredning visar att i första hand bör bättre provtagningsmetoder utvecklas främst för siltiga jordar, alternativt bör nya in situ metoder utvecklas för att dels erhålla en säkrare bestämning av överkonsolideringens storlek i lera och silt direkt från utförda försök dels för att verifiera eventuell överkonsolidering förorsakad av områdets geologiska-klimatologiska utveckling under senkvartär tid. Den datoriserade CRS-metoden utgör första steget i denna riktning.

10. APPENDIX

I appendix ingår två kapitel benämnda Appendix I och II.

I Appendix I behandlas den allmänna konsolideringsekvationen

$$c_v = \frac{d^2 u}{dz^2} = \frac{du}{dt}$$

där u = portrycket vid tiden t

c_v = konsolideringskoefficienten vid vertikal
vattenströmning

z = djupkoordinat

och i Appendix II en serie begrepp och definitioner rörande lerans konsolidering.

10.1 Appendix I

Den gradvisa utjämningen av porvattenövertrycket med tiden i ett lerlager kan beräknas under vissa förenklade antaganden. Den som först härledde den grundläggande differentialekvation, som anger sambandet mellan porvattenövertryck, tid och den kompressibla jordens permeabilitet och kompressibilitet var Terzaghi (1923). Vid härledningen av denna differentialekvation - den allmänna konsolideringsekvationen - har antagits att den sättning som uppkommer vid lerans konsolidering är beroende av ändringar av effektivspänningen i leran när porvattentrycket gradvis utjämnas. I det följande har antagits att ändringen av effektivspänningen ($d\bar{v}$) motsvaras av en lika stor ändring av porvattentrycket (du) i jorden, dvs att totalspänningen är konstant under konsolideringen. Emellertid minskar totalspänningen något under konsolideringen med ökad sättning dels p g a att lerans vattenhalt minskar dels p g a att belastningsökningen minskar när delar av ytlagret sjunker under GW. Denna inverkan kan få betydelse för konsolideringsförloppet och utjämningen av porvattenövertrycket i leran när lerlagret är tjockt och lerans kompressibilitet är hög. Denna effekt kan normalt försummas i jämförelse med de osäkerheter som finns vid bestämningen av lerans kompressionsmodul och permeabilitet.

Vidare antas att lerans kompressionsmodul M ($M = d\bar{\sigma}_z/d\bar{\epsilon}_z$) är konstant. I verkligheten ökar även i homogen lera kompressionsmodulen något med djupet allteftersom effektivspänningen ökar. Denna effekt kompenseras åtminstone delvis av att lerans permeabilitet k minskar med ökat djup och med ökad effektivspänning. Produkten kM är approximativt konstant under konsolideringsförloppet när effektivspänningen ökar. Kompressionsmodulen för lera kan bestämmas exempelvis på laboratorium med ödometerförsök eller i fält med skruvkompressometer. Vid ödometerförsök används normalt lerprover med 50 mm diameter och 20 mm höjd som belastas så att de ej deformeras i sidled för att simulera förhållandena in situ.

En ytterligare förutsättning vid beräkning av konsolideringsförloppet är att strömningen är endimensionell. Detta förhållande torde normalt vara uppfyllt när ett lerlager kommer ovan havsytan vid en landhöjning eller vid en sänkning av havsytans nivå.

Ytterligare antas att porvattnet är inkompressibelt i förhållande till lerskelettets kompressibilitet. Porvattnets kompressibilitet är försumbart vid beräkning av konsolideringsförloppet och utjämningen av porvattenövertrycket.

Vidare antas att Darcy's lag, $v=ki$, för vätskeströmning i ett poröst material, där de befintliga hålrummen bildar ett stort antal kanaler genom massan är giltig. I formeln är v = skenbar hastighet, k = permeabilitet och i = trycklinjens lutning (gradient). Emellertid tyder vissa försöksresultat på att vid en mycket låg gradient minskar strömningshastigheten snabbare än gradienten och att ett tröskelvärde på denna måste överskridas för att strömning skall ske i jorden.

Dessutom förutsätts att leran är normalkonsoliderad, dvs att lerlagret ej varit utsatt för en högre effektivspänning än den nu rådande. Detta torde normalt vara fallet vid landhöj-

ning eller vid sänkning av havsytans nivå. Dock kan en viss överkonsolidering eller förbelastning ha skett av leran om grundvattennivån har legat lägre än den nuvarande, exempelvis under tiden ca 5000 -3000 år f Kr när klimatet var betydligt varmare och torrare jämfört med förhållandena idag (1982). Vissa felaktigheter i åldersbestämningen kan därför uppstå i ett lerlager som kommit ovan havsytans nivå dessförinnan då den genomsnittliga grundvattennivån under några årtusenden var betydligt lägre än den nuvarande.

För endimensionell strömning enligt fig 10.1 kan man härleda den differentialekvation enligt vilken man kan beräkna konsolideringens tidsförlopp i leran. I fig 10.1 visas en kub med sidorna dx , dy och dz i ett rätvinkligt koordinatsystem.

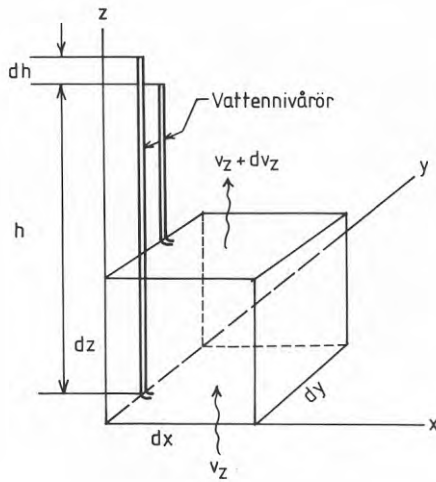


Fig 10.1 Strömningsbild i ett lerelement med sidorna dx , dy och dz

Strömningshastigheten v_z och $(v_z + dv_z)$ kan under dessa förhållanden beräknas med hjälp av Darcy's lag ($v=ki$)

$$v_z = k_z dh/dz \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$v_z + dv_z = k_z (dh/dz + \frac{d^2h}{dz^2} dz) \quad \dots\dots\dots (2)$$

där dh/dz och $(dh/dz + \frac{d^2h}{dz^2} dz)$ är gradienten vid z resp $(z+dz)$
 dh är skillnaden i vattentrycket mellan elementets under- och översida i z -riktningen och
 k_z är jordens permeabilitet i z -riktningen.

Skillnaden i strömningshastighet motsvarar nettoutströmningen från den visade kuben. Under tiden dt blir skillnaden mellan utströmmad och inströmmad vattenmängd dQ

$$dQ = k_z dv_z dt dx dy \quad \dots\dots\dots (3)$$

Denna skillnad måste motsvara minskningen av elementets volym under samma tid (dt). Minskningen av volymen vid endimensionell strömning och konsolidering kan bestämmas med hjälp av kompressionsmodulen M ($M = d\bar{v}_z / d\epsilon_z$) eftersom

$$d\epsilon dx dy = dQ \quad \dots\dots\dots (4)$$

Vid konstant totalspänning gäller

$$d\bar{v}_z = -du \quad \dots\dots\dots (5)$$

där $d\bar{v}_z$ är effektivspänningen i z -axelns riktning.

Ändringen av effektivspänningen antas motsvaras av en lika stor ändring av porvattentrycket. Vidare är $h \rho_w g = u_0$. I detta uttryck är h tryckhöjden och ρ_w är vattnets densitet. Från ekv (3), (4) och (5) erhålls det inledningsvis angivna sambandet

$$c_v = \frac{d^2u}{dz^2} = \frac{du}{dt} \quad \dots\dots\dots (6)$$

där c_v är den s k konsolideringskoefficienten

Lösningen till differentialekvation (6) är

$$u = B_1 \sin \frac{\pi z}{2H} e^{-\frac{\pi^2 c_v t}{4H^2}} + B_2 \sin \frac{2\pi z}{2H} e^{-\frac{4\pi^2 c_v t}{4H^2}} + \dots + B_n \sin \frac{n\pi z}{2H} e^{-\frac{n^2 \pi^2 c_v t}{4H^2}} \dots (7)$$

där u är porvattenövertrycket i en lera med tjockleken H vid tiden t efter belastningens påförande. Ekvation 7 kan omskrivas till

$$u = \sum_{n=1}^{\infty} B_n \sin \frac{n\pi z}{2H} e^{-\frac{n^2 \pi^2 c_v t}{4H^2}} \dots (8)$$

Konstanterna B_1, B_2 kan beräknas ur uttrycken

$$B_n = \frac{1}{H} \int_0^{2H} u_0 \sin \frac{n\pi z}{2H} dz \dots (9)$$

där u_0 är porvattentrycket alldeles efter en sänkning av grundvattennivån. Efter insättning av $T_v = c_v t/H^2$ i formel 7 erhålls för ett konstant porvattenövertryck u_0

$$u = \frac{4u_0}{\pi} \sin \frac{\pi z}{2H} e^{-\frac{\pi^2 T_v}{4}} + \frac{4u_0}{2\pi} \sin \frac{2\pi z}{2H} e^{-\frac{4\pi^2 T_v}{4}} + \dots + \frac{4u_0}{\pi n} \sin \frac{n\pi z}{2H} e^{-\frac{\pi^2 n^2 T_v}{4}} \dots (10)$$

Utjämnningen av porvattenövertrycket u_0 i ett lerlager uttrycks ofta i en konsolideringsgrad U_z , som anger reduktionen av porvattenövertrycket ($u_0 - u$) i en given punkt i förhållande till det ursprungliga porvattenövertrycket u_0

$$U_z = \frac{u_0 - u}{u_0} \dots (11)$$

Den genomsnittliga konsolideringsgraden för ett lerlager med tjockleken $2H$ kan uppskattas ur ekvationen

$$\bar{U} = \int_0^{2H} U_z dz = \int_0^{2H} \frac{u_0 - u}{u_0} dz \dots (12)$$

I de fall det ursprungliga porvattenövertrycket u_0 är konstant kan den genomsnittliga konsolideringsgraden \bar{U} uppskattas ur

$$\bar{U} = 1 - \left(\frac{\beta}{\pi^2} e^{-\frac{\pi^2 T_v}{4}} + \frac{\beta}{4\pi^2} e^{-\frac{4\pi^2 T_v}{4}} + \dots + \frac{\beta}{n^2 \pi^2} e^{-\frac{n^2 \pi^2 T_v}{4}} \right) \dots \dots \dots (13)$$

Denna ekvation kan omskrivas till

$$\bar{U} = 1 - \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{\beta}{n^2 \pi^2} e^{-\frac{n^2 \pi^2 T_v}{4}} \dots \dots \dots (14)$$

Konsolideringsgraden \bar{U} kan således uppskattas från den dimensionslösa tidsfaktorn T_v . Tiden för att uppnå en viss konsolideringsgrad \bar{U} kan uppskattas ur följande approximativa uttryck

$$T_v = \frac{\pi}{4} \bar{U}^2 \text{ när } \bar{U} < 0,526 \dots \dots \dots (15)$$

$$T_v = 1,781 - 0,933^{10} \log[(1 - \bar{U}) \times 100] \text{ när } \bar{U} > 0,526 \dots \dots \dots (16)$$

Porvattenövertrycket mitt i lerlagret ($z = H$) kan beräknas ur ekv 17.

$$u = \frac{4u_0}{\pi} e^{-\frac{\pi^2 T_v}{4}} - \frac{4u_0}{3\pi} e^{-\frac{9\pi^2 T_v}{4}} + \frac{4u_0}{5\pi} e^{-\frac{25\pi^2 T_v}{4}} - \dots \dots \dots (17)$$

där u_0 är det ursprungliga porvattenövertrycket.

Konsolideringskoefficienten c_v för de leror som förekommer i Sverige är normalt ca 10^{-8} m²/s, vilket motsvarar 3,15 m²/år. Insätts detta värde i uttrycket

$$t = \frac{T_v H^2}{c_v} \dots \dots \dots (18)$$

erhålls följande samband mellan tiden t och T_v för $H = 20$ m

$$t = 1260 T_v \text{ år} \dots \dots \dots (19)$$

Sambandet mellan konsolideringsgrad \bar{U} och den dimensionslösa tidsfaktorn T_v erhålls ur ekv (15) och (16) eller genom direkt avläsning av diagram fig 8.6. Vid exempelvis en genomsnittlig konsolideringsgrad av 0,60 (60%) är $T_v=0,282$. Denna dimensionslösa tid motsvarar en verklig tid av 355 år för ett 20 m tjockt lerlager enligt ekv (19).

10.2 Appendix II Begrepp och definitioner

10.2.1 Kompression och kompressibilitet

Kompressionsförsök i ödometerförsök utförs normalt så att den påförda belastningen fördubblas varje dygn (24 h). Den långa tiden för varje belastningssteg beror på att kompressionen i leran, som skall vara i det närmaste fullbordade innan belastningen ökas, endast kan ske i den takt som vatten pressas ur provet eftersom leras vattengenomsläpplighet (permeabilitet) är mycket låg. I fig 10.2 visas sambandet mellan effektivspänning ($\bar{\sigma}$) och relativ kompression ($\epsilon = \frac{\Delta h}{h}$) för s k normalkonsoliderad lera, dvs en lera som icke varit utsatt för en högre effektiv vertikalspänning än den som nu råder ($\bar{\sigma}_0$).

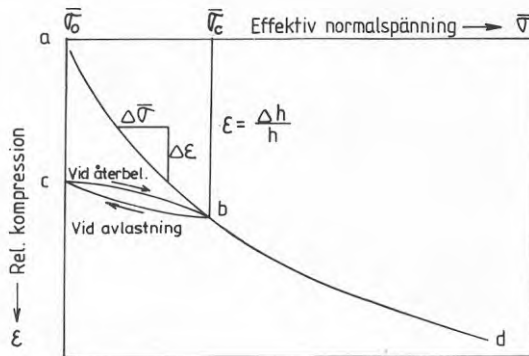


Fig 10.2 Samband mellan normalspänning ($\bar{\sigma}$) och relativ kompression (ϵ) för lera

I det visade fallet belastas provet först stegvis över rådande vertikalspänningen ($\bar{\sigma}_0$) till spänningen $\bar{\sigma}_c$. När kompressionen i stort sett avklingat för denna spänning avlastas provet helt. Kompressionskurvan återgår nu inte från b till a utan till c. Ökas åter effektivspänningen sker kompressionen längs kurvan cb (övre linjen). Minskning och sedan ökning av effektivspänningen mellan $\bar{\sigma}_0$ och $\bar{\sigma}_c$ har resulterat i hysteresiskurvan bcb. Någon nämnvärd ytterligare kompression har icke skett i leran vid denna av- och pålastning. Detta beror på att kompressionen ab redan tidigare har fullbordats. Strukturen i leran har härunder förändrats och lett till en tätare lagring. Kurvan cb representerar nu en överkonsoliderad lera som utsatts för en maximal konsolideringsspanning av storleken $\bar{\sigma}_c$, medan kurvan abd representerar en normalkonsoliderad lera. Redan detta korta resonemang ger anledning till att från grundläggningssynpunkt betänka värdet av att en lera är överkonsoliderad.

När belastningen ökar blir kompressionskurvan allt flackare. Eftersom det i de flesta fall inte föreligger något tekniskt intresse av att få veta hur stor belastningen måste vara för att någon ytterligare kompression överhuvudtaget inte skall ske avbryts försöket av praktiska skäl när resultatet från försöket kan ge erforderligt underlag för beräkning av sättningar. Ofta utförs försöket med standardiserade belastningssteg till en bestämd belastning.

Det har visat sig lämpligt att presentera sambandet mellan $\bar{\sigma}$ och ϵ med $\bar{\sigma}$ i logaritmisk och ϵ i linjär skala. (ϵ anges oftast i ‰). I fig 10.3 visas en ϵ -log $\bar{\sigma}$ -kurva för lera som varit förbelastad till $\bar{\sigma}_c$. Kurvdelen AB representerar den s k jungfrukurvan, som för de flesta leror är nära nog en rät linje. Kurvan representeras matematiskt av sin lutning.

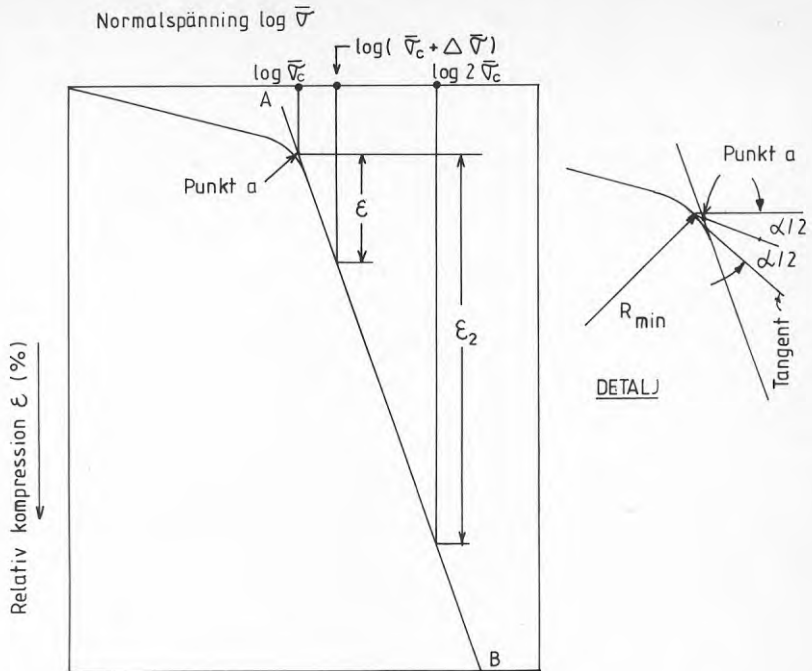


Fig 10.3 Bestämning av förkonsolideringsspänningen enligt Casagrande (1936)

Jordens kompressionsindex ϵ_2 som vanligen anges i procent är provets kompression när vertikalspänningen fördubblas exv från $\bar{\sigma}_c$ till $2\bar{\sigma}_c$. I fig 10.3 visas också hur förkonsolideringsspänningen $\bar{\sigma}_c$ kan bestämmas enligt Casagrande (1936). Från den punkt på kompressionskurvan som representerar den minsta krökningsradien (R_{\min}) dras dels en horisontell linje, dels en tangent. Vinkeln mellan dessa linjer delas medelst en bissektris. Denna skär jungfrukurvas förlängning i pkt a. Abskissan för a motsvarar $\bar{\sigma}_c$.

Det finns även empiriska formler för bestämning av $\bar{\sigma}_c$. Den i Sverige mest använda är Hansbos (1957) formel enligt vilken

$$\bar{\sigma}_c = \frac{\tau_{fu}}{0,45 w_F}$$

där τ_{fu} är lerans odränerade skjuvhållfasthet och w_F är lerans konflytgräns (finlekstal).

Med utgångspunkt från fig 10.3 kan man för normalkonsoliderad lera där förkonsolideringsspänningen är lika stor som den rådande ($\bar{v}_c = \bar{v}_0$) härleda en formel med vars hjälp man kan beräkna sättningen (eller kompressionen) i ett lerlager med tjockleken h . För den relativa kompressionen gäller:

$$\varepsilon = \frac{\Delta h}{h}$$

där Δh är kompressionens storlek och h lerlagrets tjocklek.

Genom jämförelse mellan de liksidiga trianglar som har ε och ε_2 som bas fås

$$\frac{\varepsilon}{\varepsilon_2} = \frac{\log(\bar{v}_c + \Delta\bar{v}) - \log\bar{v}_c}{\log 2 \bar{v}_c - \log\bar{v}_c}$$

varav

$$\varepsilon = \varepsilon_2 \frac{\log \frac{\bar{v}_c + \Delta\bar{v}}{\bar{v}_c}}{\log 2}$$

Kompressionen Δh för ett lager med normalkonsoliderad lera med tjockleken h och överlasten $\Delta\bar{v}$ kan sedan beräknas ur ekvationen

$$\Delta h = \frac{\varepsilon_2 h}{\log 2} \log \frac{\bar{v}_c + \Delta\bar{v}}{\bar{v}_c} = \frac{\varepsilon_2 h}{\log 2} \log \left(1 + \frac{\Delta\bar{v}}{\bar{v}_c} \right)$$

Kompressibiliteten m_v är kompressionskurvans lutning och representerar kvoten mellan den relativa kompressionen och den effektiva normalspänningen som framkallar denna kompression, dvs

$$m_v = \frac{\Delta \varepsilon}{\Delta \bar{v}}$$

Kompressibiliteten m_v minskar när spänningen ökar. I detta sammanhang må nämnas ett annat uttryck för en jordarts kompressibilitet, nämligen kompressionsmodulen M

$$M = \frac{\Delta \bar{v}}{\Delta \varepsilon} = \frac{1}{m_v}$$

10.2.2 Kompressionens eller konsolideringens tidsförlopp

När ett lerprov belastas sker en sättning i leran. Förloppet visas i fig 10.4. Till en början sker sättningen relativt snabbt, men sättningshastigheten avtar med tiden. Sättningen sker i takt med att porvatten pressas ut ur leran. Sättningsprocessen kan, bortsett från direkt sättningsmätning, observeras genom att mäta porvattenövertryckets minskning.

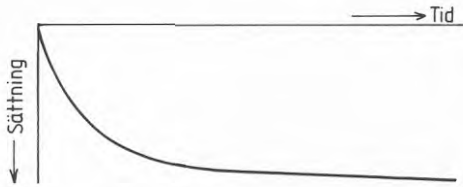


Fig 10.4 Tids- och sättningsdiagram vid konstant vertikalspänning

I begynnelsestadiet upptas hela ökningen av vertikalspänningen av porvattnet.

Terzaghi och Frölich (1936) visar i sin konsolideringsteori hur man kan beräkna sättningshastigheten. Denna har åskådliggjorts i kapitel 8 med figur 8.6 som utgör en grafisk representation av den allmänna konsolideringsekvationen

$$c_v = \frac{d^2 u}{dz^2} = \frac{du}{dt}$$

I fig 8.6 är tidsfaktorn T_v ($T_v = c_v t / H^2$) i logaritmisk och konsolideringsgraden \bar{u} % i linjär skala. c_v är konsolideringskoefficienten som definieras genom uttrycket

$$c_v = \frac{k}{m_v \rho_w g} = \frac{kM}{\rho_w g}$$

där

k = lerans permeabilitet (m/s) och

m_v = lerans kompressibilitet ($m_v = \frac{\Delta \epsilon}{\Delta \sigma}$)

Enligt Casagrande (1936) erhålls $\bar{U}=0\%$ och $\bar{U}=100\%$ på följande sätt: $\bar{U}=0\%$ kan bestämmas genom att första delen av kompressionskurvan teoretiskt motsvarar en parabel ($x = y^2$). Man kan således godtyckligt välja punkt c på kurvan som svarar mot tiden t, som är mindre än halva konsolideringstiden. Man lokaliserar sedan den punkt d på kurvan som svarar mot tiden t/4. Det vertikala avståndet mellan dessa punkter är a. En horisontell linje genom en punkt som är belägen på avståndet a över punkt d representerar $\bar{U}=0\%$.

För att lokalisera $\bar{U}=100\%$ uppsöker man inflektionspunkten e och drar från denna en tangent till kurvan, som korsar den tangent som dras från den rätlinjiga slutdelen av kurvan. Tangenterna skär varandra i punkt f, som svarar mot $\bar{U}=100\%$.

Man har nu funnit förhållandet mellan Δh och motsvarande \bar{U} -värde. Med hjälp av provningskurvan, fig 10.5 kan man sedan bestämma c_v -värdet, dvs konsolideringskoefficienten, utgående från tiden t_{50} (vid $\bar{U}=50\%$) ur sambandet

$$c_v = 0,0492 h^2/t_{50}$$

där h är provets höjd före lastökningen.

Enligt en annan metod utarbetad av Taylor (1948) bestämmas tiden t_{90} (för $\bar{U}=90\%$) sedan försöksresultatet uppritats med \sqrt{t} i linjär skala. Denna metod redovisas icke i denna avhandling.

Enligt diagram, fig 8.6 kan man sedan med det kända värdet på c_v teoretiskt beräkna tidssättningsförloppet.

11. LITTERATUR

- Asklund B och Sandegren R 1938, Beskrivning till kartbladet Storvik. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser Aa 176
- Berglund B E, 1968 Sveriges natur.
- Berglund B, 1979 The deglaciation of southern Sweden 13500 - 10000 B.P. Boreas Vol 8 No 2, Oslo 1979
- Bergsten F, 1951 Vattenståndens varaktighet utmed svenska kusten. Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Meddelanden, serie D nr 4 Esselte AB, Stockholm 1951
- Bjerrum L, 1954 Geotechnical properties of Norwegian Marine Clays, Géotechnique Vol 4, No 2
- Bjurström G, 1976 Grundvattenytans nivåförändringar - konsekvenser från geoteknisk synpunkt, Statens råd för byggnadsforskning T2:1977
- Bjurström G, Hansson Ö, Lakka L 1979, Lokalisering av överkonsoliderad lera genom analys av landets nivå- och klimatförändringar efter istiden. Byggnadsforskningen, Rapport R128:1979
- Black R F, 1973 Growth of patterned ground in Victoria Land, Antarctica, North Amer. Contr. Sec. Intern. Conf. on Permafrost.
- Blomberg A, 1909 Beskrifning till kartbladet Linköping, Sveriges Geologiska Undersökning Ser Aa nr 141
- Broms B B, 1972 Jordarternas egenskaper, kap 171 i Handboken BYGG, Allmänna grunder, 1B AB Byggmästarnas Förlag
- Brown R J E, 1967 Comparison of permafrost conditions in Canada and the USSR. Polar Record Vol. 13 No 87
- Büdel J, 1959 Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der Klimatischen Solifluktionstypen, Erdkunde 13
- Börgesson L, 1979 Siltjordars hållfasthet - ett viktigt forskningsprojekt, Byggmästaren 11 1979
- Caldenius C och Linnman G, 1949 En senkvartär regressions- och transgressionslagerföljd vid Halmstad, Sveriges Geologiska Undersökning, C 502
- Caldenius C, Larsson W, Mohrén E, Linnman G och Tullström H 1966, Beskrivning till kartbladet Halmstad, Sveriges Geologiska Undersökning Aa 198
- Carlsson G A, 1880 Beskrifning till kartbladet Norsholm, Sveriges Geologiska Undersökning Ser Aa nr 79

- Casagrande A, 1936 The Determination of the Preconsolidation Load and its Practical Significance (Proc. 1st Int Conf Soil Mech a Found Engng). Vol. 3 Cambridge
- Casagrande A, 1947 Classification and Identification of Soils. Journal of the Geotechnical Engineering Division ASCE Vol. 73 No 6
- Digerfeldt G, 1972 The Post-Glacial development of Lake Trummen. Regional vegetation history, water-level changes and palaeolimnology, Folia Limnol Scand 16
- Digerfeldt G, 1974 The Post-Glacial development of the Ranviken bay in Lake Immeln, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Vol. 96, Part 1
- Digerfeldt G, 1975 Post-Glacial water-level changes in Lake Växjösjön, central southern Sweden, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Vol. 97, Part 2
- Ebleton C och King C A A, 1969 Glacial and Periglacial Geomorphology. Edward Arnold (Publishers) Ltd.
- Foott R and Ladd C C, 1981 Undrained settlement of plastic and organic clays. Journal of the Geotechnical Engineering Division ASCE Vol. 107, No GT8
- Fromm E, 1965 Beskrivning till jordartskarta över Norrbottens län nedanför Lappmarksgränsen, Sveriges Geologiska Undersökning Ca 39
- Fromm E, 1976 Beskrivning till jordartskartan Linköping NO, Sveriges Geologiska Undersökning Serie Ae nr 19
- Grandlund E, 1932 De svenska högmossarnas geologi, Sveriges Geologiska Undersökning C 373
- Grandlund E, 1943 Beskrivning till jordartskarta över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen. Sveriges Geologiska Undersökning Ca 26
- Hansbo S, 1957 A New Approach to the Determination of the Shear Strength of Clay by the Fall-cone Test. Swedish Geotechnical Institute Proceedings No 14, Stockholm
- Hansbo S, 1973 Beräkning av portrycksminskning genom grundvattensänkning, Väg- och vattenbyggaren nr 2 1973
- Hartlen J, Sällfors G, Törneback G 1975 Sättningar vid grundläggning på svagt överkonsoliderad lera. Orrje & Co-Scandiaconsult Malmö med anslag från SRB för projekt 740266-2
- Henkel D J, 1970 The Role of Waves in Causing Submarine Landslides. Géotechnique Vol. XX No 1
- Högbom A, 1919 Eine graphische Darstellung der spätquartären Niveauveränderungen Fennoskandias. Bull of the Geol Inst of Uppsala Vol. XVI

Jessen K, 1935 Archeological dating of the history of North Jutland's vegetation. Acta Archaeol 51

Johansson B, Lakka L, Palm R, Svensson B 1978, Torrskorpebildning som orsak till skador på byggnader. BFR-anslag nr 780356-5, ej tryckt

Johnsson G, 1981 Fossil patterned ground in southern Sweden. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Vol. 103 Part 1

Karlsson R and Viberg L, 1968 Ratio c/p' in Relation to Liquid Limit and Plasticity Index, with special Referens to Swedish Clays. Swedish Geotechnical Institute, Reprints and Preliminary Reports No. 23

Knutsson S, 1980 Permafrost i Norgevägen, Byggmästaren nr 10 1980

Leffingwell E de K, 1919 The Canning River region northern Alaska. Journ of Geol Vol. 23

Liljequist G H, 1970 Klimatologi. Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm

Linnman G, 1966 Se Caldenius C et al 1966

Lundegårdh P H och Lundqvist G 1954 Beskrivning till kartbladet Västerås, Sveriges Geologiska Undersökning Serie Aa nr 196

Lundegårdh P H, Lundqvist J, Lindström M 1964 Berg och jord i Sverige. Almqvist & Wiksell, Stockholm

Lundqvist G 1954 Se Lundegårdh P H och Lundqvist G 1954

Lundqvist G 1959 C14-daterade tallstubbar från fjällen. Sveriges Geologiska Undersökning C 565

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

Lundqvist G 1963a Se Magnusson NH et al 1963

Lundqvist G 1963b Beskrivning till jordartskarta över Gävleborgs län, Sveriges Geologiska Undersökning Ca 42

Lundqvist J 1962 Patterned ground and related frost phenomena in Sweden, Sveriges Geologiska Undersökning C 583

Lundqvist J 1964 Se Lundegårdh P H, Lundqvist J, Lindström M 1964

Lundqvist J och Lagerbäck R 1976 The Pärve Fault: A late-glacial fault in the Precambrian of Swedish Lapland, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Vol. 98 Part 1

Løken T 1968 Kvikkleiredannelse og kjemisk forvitring i norske leirer. In Norges Geotekniske Institutt publikasjon nr 75

Magnusson N H och von Post L 1929 Beskrivning till kartbladet Säffle, Sveriges Geologiska Undersökning Serie Aa nr 167

Magnusson N H, Lundqvist G, Regnéll G 1963 Sveriges geologi. Fjärde upplagan, Svenska bokförlaget Norstedts

Mörner N A 1969 The late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast, Sveriges Geologiska Undersökning C 640

Mörner N A 1976 The Pleistocene/Holocene boundary: a proposed boundary - stratotype in Gothenburg, Sweden. Boreas, Vol. 5 No 4 Oslo 1976

Mörner N A och Wallin B 1977 A 10000-year temperature record from Gotland, Sweden. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 21:1 Amsterdam, Netherland

Nilsson E 1968 Södra Sveriges Senkvartära Historia. Geokronologi, issjöar och landhöjning (The Late-Quaternary History of Southern Sweden, Geochronology, ice-lakes, land-uplift) Kungl Vet Akad Handl Ser 4 Bd 12 nr 1, Almqvist & Wiksell

Nilsson T 1964 Entwicklungsgeschichtliche Studien im Ageröds Mosse, Schonen. Lunds Universitets Årsskrift N F Avd 2, Bd 59 nr 8 (Kungl fysiografiska sällskapets handlingar N F Bd 74, nr 8) Lund CWK Gleerup

Osterman J 1960 Views on the Stability of Clay Slopes, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Vol. 82 Häfte 3

von Post L 1929 Se Magnusson N H och von Post L 1929

Sandegren R och Johansson H E 1931 Beskrivning till kartbladet Göteborg, Sveriges Geologiska Undersökning Ser Aa nr 173

Sandegren R 1938 Se Asklund B och Sandegren R 1938

Sandegren R, Asklund B och Westergård A H 1939 Beskrivning till kartbladet Gävle. Sveriges Geologiska Undersökning Ser Aa nr 178

Sjörs H 1956 Nordisk växtgeografi, andra upplagan (1966) Svenska Bokförlaget Bonniers

Skempton A W 1954 Discussion of the Structure of inorganic Soil, Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE, Vol. 84 No SM 3

Sundelin U 1917 Fornsjöstudier inom Stångåns och Svartåns vattenområden med särskild hänsyn till den sen- och postglaciala klimatutvecklingen, Sveriges Geologiska Undersökning Ca 16

Svensson H 1976 Iskilar såsom klimatindikator, Svensk Geografisk Årsbok 1976 (årgång 52)

Sällfors G 1975 Preconsolidation Pressure of soft, high-plastic Clays. Chalmers University of Technology, Geotechnical Department

Taylor D W 1948 Fundamentals of Soil Mechanics, Mc Graw-Hill, New York

von Terzaghi K 1923 Die Berechnung der Durchlässigkeitsziffer des Tones aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungserscheinungen. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl, Abt IIa 132 Bd 3 und 4 H

von Terzaghi K und Frölich O K 1936 Theorie der Setzung von Tonschichten. Eine Einführung in die analytische Tonmechanik. Franz Deuticke, Leipzig und Wien

Torstensson B A 1975 Mätning av lerans portryck ger uppgift om sättningar, Byggmästaren nr 8 1975

12. UTREDNINGSUNDERLAG
- 12.1 Geotekniska undersökningar utförda av Bjurströms Geotekniska Byrå
- BGB G1668 Utlåtande över undersökning för lokalisering av sand i Kalmarsund lämplig för sandsugning för Kalmar hamn; dat 22 april 1953.
- BGB G2219 Utlåtande över grundförhållandena inom område väster om Nordlandergatan, Skellefteå; dat 6 december 1954.
- BGB G3800 Utlåtande över översiktlig geoteknisk undersökning för planerad väg Boden-Börgelslandet på delen vid och över Persöfjärden, Norrbottens län; dat 18 november 1960.
- BGB G4077 Redogörelse för resultat av utförda belastningsförsök på området Gumpekulla i Linköping; dat 12 oktober 1960.
- BGB G5225: 1-3 Utlåtande över grundförhållandena för planerad riksväg 90 Boden-Börgelslandet, Norrbottens län; dat 12 april 1965.
- BGB G5517:1 Utlåtande över översiktlig undersökning av grundförhållandena för området Rödäng, Umeå; dat 15 september 1964.
- BGB G5517:2 Utlåtande över översiktlig undersökning av grundförhållandena inom norra delen av Rödängsområdet, Umeå; dat 3 september 1965.
- BGB G5668 Rapport över sättningsmätning vid provbelastningsförsök på K4-fältet Umeå; dat 5 oktober 1965.
- BGB G6199 Utlåtande över grundförhållandena för området Åshagen-Rönby, Västerås; dat 14 november 1966.
- BGB G6293 Utlåtande över grundförhållandena för väg 372, delen 8/100-10/000 Skellefteå, Västerbottens län; dat 27 januari 1976.
- BGB G6299 Utlåtande över grundförhållandena för planerad byggnad inom kv Mercurius, Skellefteå; dat 27 december 1966.
- BGB G6403:1 Utlåtande över grundförhållandena för planerat industriområde vid Ågård i Falkenberg; dat 21 september 1967.
- BGB G6403:2 Utlåtande över översiktlig grundundersökning för planerat industriområde i östra delen av Falkenberg; dat 2 november 1967.

- BGB G6552 Utlåtande över grundförhållandena på ett område vid Degerbyn, Skellefteå; dat 19 september 1968.
- BGB G 6612 Utlåtande över grundförhållandena för planerad småhusbebyggelse vid Hemmestavik, Värmdö, Stockholms län; dat 25 april 1969.
- BGB G6665 Redovisning av kompletterande grundundersökning för planerat radhusområde söder om Rönby Gård, Västerås; dat 3 september 1969.
- BGB G6674 Utlåtande över grundförhållandena för området Sund i Säffle stad; dat 5 november 1969.
- BGB G6780 Redogörelse för de geologisk-geotekniska förhållandena på område för planerat centrallasarett för Kalmar läns södra landsting, Kalmar; dat 20 februari 1970.
- BGB G7107 Redogörelse för översiktlig geologisk-geoteknisk kartering av Skellefteå centralort; dat 11 oktober 1971.
- BGB G7275 Utlåtande över grundförhållandena för Norra Jordbro, Haninge kommun; dat 26 januari 1973.
- BGB G7418:1 Översiktlig grundundersökning av Börstskäret-Gräsörenområdet, Luleå kommun; dat 9 januari 1974.
- BGB G7472 Belastningsprov på ett område inom stadsplaneområdet Norra Jordbro, Haninge kommun. Redovisning dat 18 september 1974.
- BGB G7500 Föredrag vid symposium vid NJA rörande Stålverk 80 - Grundläggningsarbeten; dat 4 november 1974.
- BGB G7523:2 Kompletterande utlåtande över grundförhållandena /74-7510 för planerad utloppsledning för dagvatten (~0/400) samt för planerad tilloppsledning för dagvatten (~0/182) från, respektive till dagvattenbassäng 1 samt över grundförhållandena för planerade ledningar Uddebo-Gräsören etapp II, delen 0/000-0/304,6 Luleå, dat 1 oktober 1976.
- BGB G7689 Utlåtande över grundförhållandena för planerad bilanläggning för SAAB-ANA AB på kv Växthuset nr 17 Falkenberg; dat 2 juli 1975.
- BGB G7734 Utredning rörande möjligheten att grundlägga småhus direkt på marken på området Källdal, Uddevalla; dat 26 oktober 1975.
- BGB G7928 Geotekniskt utlåtande angående grundförhållandena för småhus på området Sund inom Säffle kommun; dat 18 april 1977.

- BGB G7982 Geoteknisk utredning för planerade radhus vid blandad bebyggelse inom fastställd plan för Herrestad-Källdal, Uddevalla kommun; dat 16 juni 1977.
- 12.2 Geotekniska undersökningar utförda av K-konsult
- K-64020-015-23 Område Källdal vid Herrestad, Uddevalla kommun. Översiktlig geoteknisk undersökning. Utdrag för västra områdesdel; dat 22 maj 1974.
- 12.3 Geotekniska undersökningar utförda av Statens Geotekniska Institut (SGI)
- SGI K4444 Utlåtande över markens beskaffenhet inom ett område i Kalmarsund strax utanför Kalmar där sandsugning skett; dat 7 april 1955.
- SGI 50686 Laboratorieundersökningar 1974/75 för Vägverkets utredning avseende väg 363 Umeå-Strycksele, delen Kvarnfors-Sand, Västerbottens län.
- SGI Projektnummer 62 41 00052-7 - Laboratorieundersökningar utan text redovisade till uppdragsgivare - Tekniska Verken i Linköping AB.
- SGI Projektnummer 61 99 10446-1 - Laboratorieundersökningar av prover för lokalisering av övningsfält med resultat arkiverade hos SGI.
- 12.4 Geotekniska undersökningar utförda av TYRENS
- T40-10175 Kompletterande geotekniskt utlåtande för Källdal, område 5 och 6, Uddevalla kommun; dat 13 mars 1978.
- T40-10271 Geotekniskt utlåtande för grundförhållandena för planerade hus på kv Holger nr 4, 5 och 7, Falkenbergs kommun; dat 28 april 1978.
- T40-10674 Geotekniskt utlåtande för planerade nybyggnader i kv Rönnhagen, Ågårdssområdet, Falkenberg; dat 19 februari 1979.
- T41-11575 Utlåtande avseende översiktlig geoteknisk undersökning av Kårarp och Norra Utmarken, Halmstad; dat 23 juli 1980.
- T40-11605 Geotekniskt utlåtande för stabilitetsförhållandena på kv Smeden, Falkenbergs kommun; dat 25 februari 1980.
- T40-11819 Rapport - geoteknisk undersökning för Fajansskolan, Falkenbergs kommun; dat 3 april 1980.

**Denna rapport hänför sig till forskningsanslag
830433-1 från Statens råd för byggnadsforskning
till Tyréns Företagsgrupp AB, Stockholm.**

R72: 1984

ISBN 91-540-4145-7

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

Art.nr: 6704072

**Abonnemangsgrupp:
X. Samhällsplanering**

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

Cirka pris: 55 kr exkl moms