STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT
SWEDISH GEOTECHNICAL INSTITUTE

RAPPORT
REPORT No 10

Tuveskredet 1977-11-30
Inlägg om skredets orsaker

LINKÖPING 1981

STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT
SWEDISH GEOTECHNICAL INSTITUTE

RAPPORT
REPORT No 10

Tuveskredet 1977-11-30
Inlägg om skredets orsaker

LINKÖPING 1981

ISSN 0348-0755

Tryck-Center AB Linköping 1981

FÖRORD

SGI har av regeringen fått i uppdrag att utreda de geotekniska förhållanden som förelåg i Tuve vid skredtillfället och vilka faktorer som kan ha utlöst skredet. Utredningen sker i samråd med Sveriges geologiska undersökning, Institutionerna för geologi och geoteknik vid Chalmers tekniska högskola samt Göteborgs kommun. En rapport avses bli publicerad under våren 1981.

Pågående utredning om Tuveskredet visar att kunskaperna om orsakerna till stora skred är begränsade. För att ge möjlighet till en bred diskussion inom landet om orsakerna till Tuveskredet beslöt SGI att även engagera erfarna geotekniker utanför institutet. Detta skedde genom att bjuda in dessa som gästforskare till institutet för att kunna gå igenom faktaunderlaget och ta fram ett eget diskussionsinlägg.

I denna rapport återges dessa externa diskussionsinlägg. SGI har valt att återge dem utan kommentarer.

Institutet avser att efter egen bedömning referera till dessa diskussionsinlägg i sin egen slutrapport.

Institutet vill framföra sitt tack till författarna, som genom sina bidrag vidgat debatten om skred, vilket vi bedömer vara av yttersta värde för den fortsatta skredforskningen.

Linköping i mars 1981

Jan Hartlén Torbjörn Stål

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

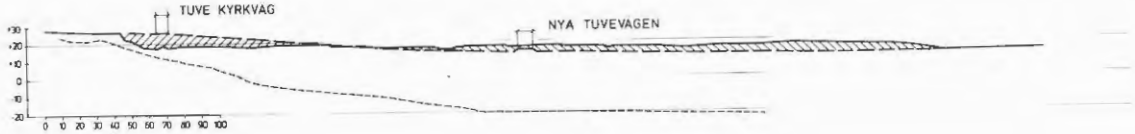
	Sid
Figurbilaga	7
Tuveskredet *Gösta Berg*	15
Tuveskredet 1977-11-30. Sammanställning av skredorsaker *Allan Bergfelt*	21
Synpunkter på orsakerna till Tuveskredet *Stig Bernander, Ingvar Olofsson*	29
Analys av orsaken till Tuveskredets utbildning *Jan Berntson, Göran B. Lindh*	49
Tuveskredet *Hans Fagerström, Bengt Broms*	71
Synpunkter på Tuveskredets utveckling inom passiva zonen *Rune Lundström*	89
Tuveskredets orsaker *Bertil Löfquist*	101
Tuveskredet - kan det förklaras genom en konventionell stabilitetsbetraktelse *Connie Olsson*	127
Skred ger besked - Tuveskredet *Göran Sällfors*	141

Bild 1. Flygfoto över Tuve efter skredet. Foto godkänt för publicering av Lantmäteriverket.

Bild 2. Flygfoto över Tuve. Fotot taget 1971. Foto godkänt för publicering av Lantmäteriverket.

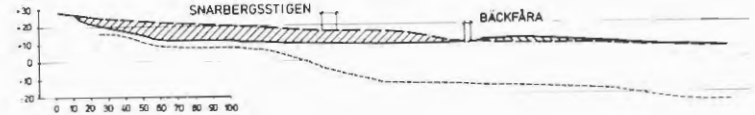
Fig 1. Plan över området före skredet med skredkontur och sektioner.

SEKTION A-A



SEKTION B-B

SEKTION C-C



SEKTION D-D

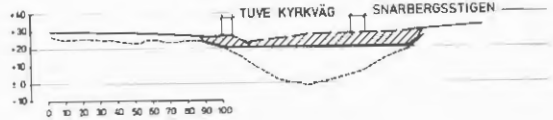


Fig 2. Sektioner. Se fig 1.

Fig 3. Skredets utveckling. Från inst för geologi, CTH, sammanställning av vittnesuppgifter.

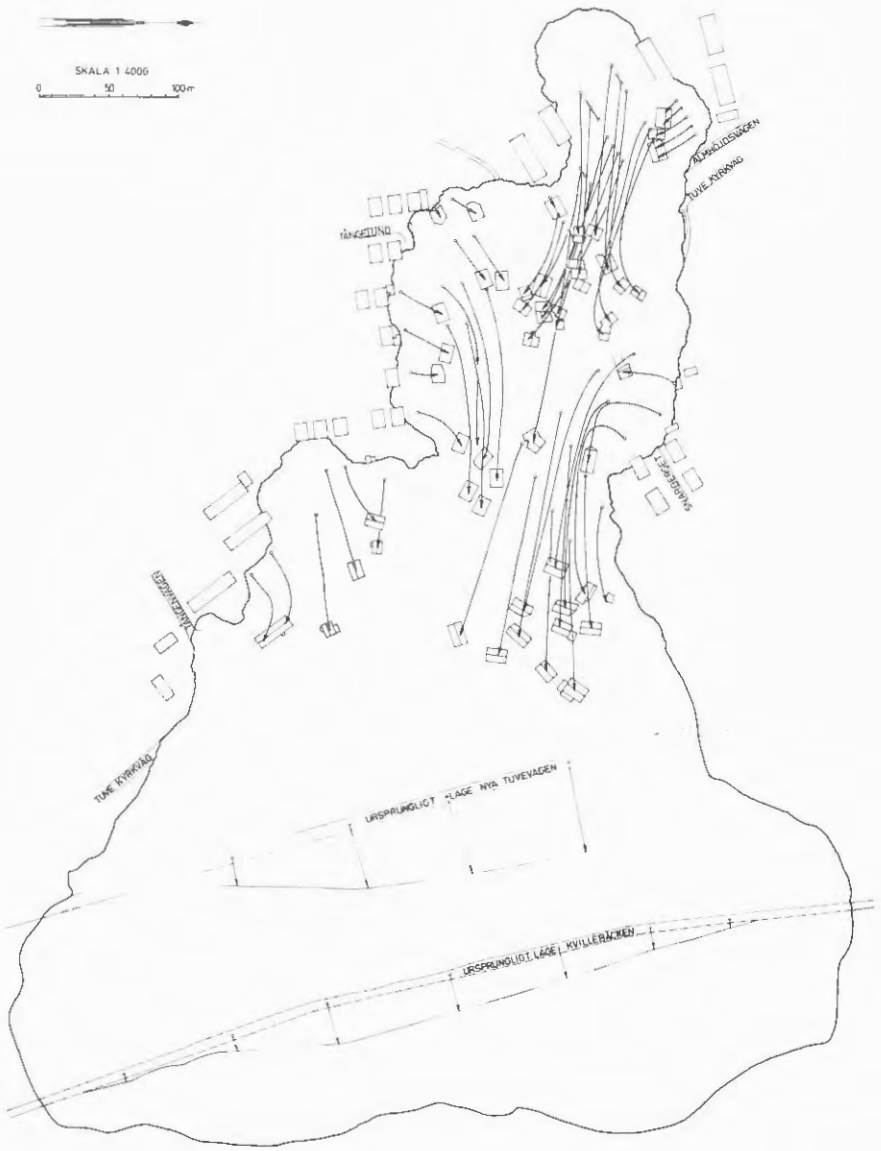


Fig 4. Uppmätta skredrörelser.

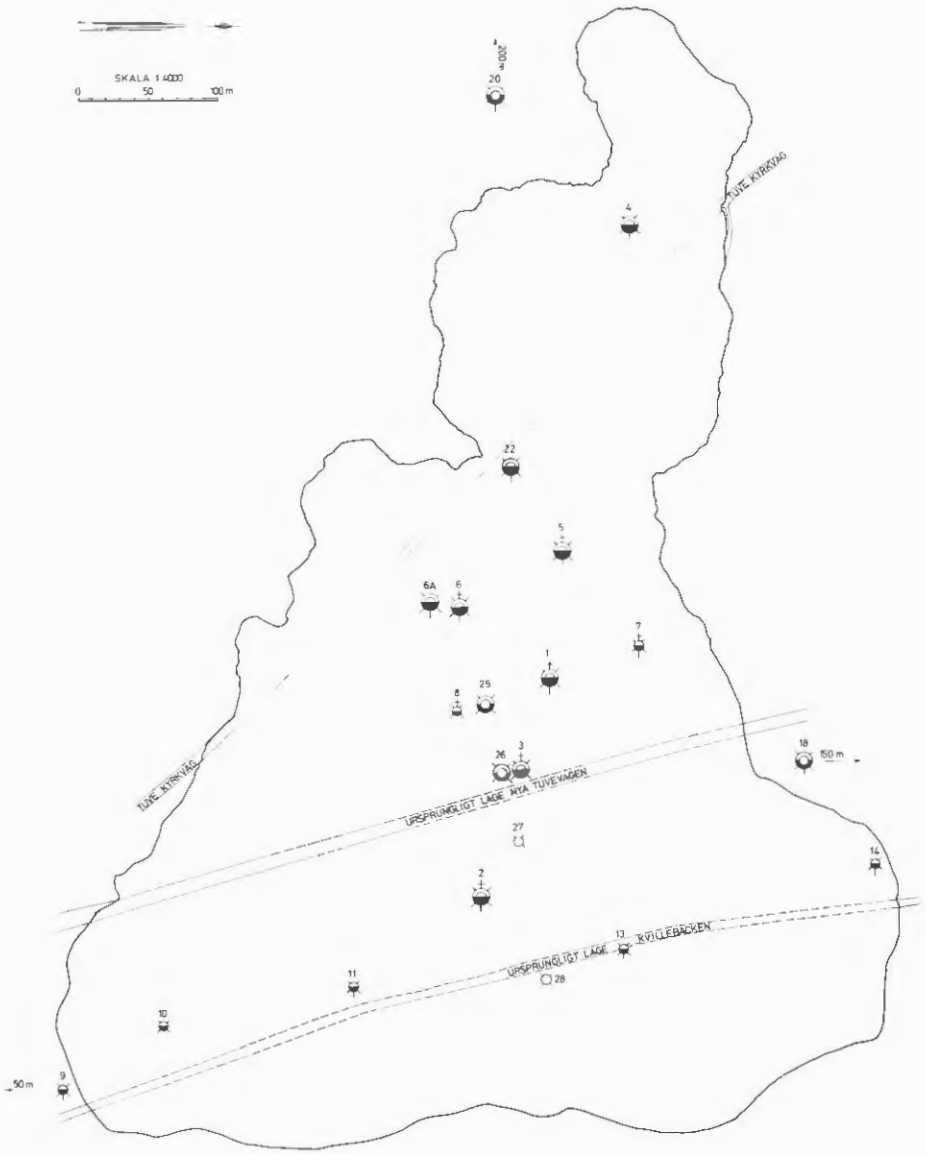


Fig 5. Planredovisning av SGI:s borrningar.

Fig 6. Nivåer underkant lera.

TUVESKREDET

*Gösta Berg**

**Birger Ludvigson Ingenjörsbyrå AB
Göteborg

TUVESKREDET

På grund av att jag endast haft mycket begränsad tid till mitt förfogande har jag ej kunnat fullfölja ett regelrätt bevis för min uppfattning om Tuvrskredets orsaker.

Nedanstående kan därför endast uppfattas som en hypotes.

Om man vill finns orsaken till Tuveskredet försöker man genom beräkningar fastställa säkerheten i olika glidytor i den terräng som fanns före skredet. På grund av skredets omfattning är det naturligt att man särskilt studerar stora sammansatta glidytor.

Man ställs då ganska snart inför två fakta:

1. De ursprungliga marklagrens hållfasthetsparametrar kan ej fastställas i önskad utsträckning. Detta beror på att endast ett begränsat antal geotekniska undersökningar hade utförts i området före skredet, och att vissa intressanta områden helt saknade undersökningar. Bland de utförda undersökningarna fanns dessutom en del till synes omstridiga uppgifter. Efter skredet har man visserligen utfört ett stort antal borrningar, men ur dessa får man endast knapphändiga uppgifter om lerans beskaffenhet före skredet. Vad som särskilt har givit upphov till vitt skilda gissningar och utredningar är storleken på ursprungliga portryck och deras fördelning i marklagren.

   Man måste i stället göra rimliga antaganden om hållfasthetsparametrar och portryck, vilka grundar sig på dels det fåtal grundundersökningar som verkligen var utförda före skredet, och dels på senare borrningar vid sidan om skredområdet.

2. Vid kontrollberäkning av ett antal stora sammansatta glidytor finner man - kanske till sin förvåning

att glidytor som i verkligheten har förorsakat ras, ej kunnat räknas till brott, utan att anta osannolikt låga värden på lerans skjuvhållfasthet eller orimligt höga portryck i lerlagrets nedre del.

De aktuella stora glidytorna kan karaktäriseras av en övre del, den aktiva zonen, och en mellandel, skjuvzonen, där glidningen sker efter en rät linje eller riktigare ett plan, samt slutligen en nedre del, den passiva zonen.

Detta är ett statiskt betraktelsesätt, och det härrör från den gängse dimensioneringsprincipen, att söka den farligaste glidytan och stabilisera denna till erforderlig säkerhet. Därefter söker man på nytt den farligaste glidytan och stabiliserar även denna osv, tills säkerheten på alla glidytor är betryggande.

Införs detta betraktelsesätt på terrängen i Tuve före skredet, finner man att stabiliteten var låg för Tuve Kyrkväg, där denna korsas av en bäck, som på senare år kulverterats uppströms vägen. Vittnesutsagor föreligger om att området var vattensjukt och att vägbanan strax före skredet hade satt sig trots att vägen nyligen hade reparerats. Vi skall till detta lägga att nederbörden hösten 1977 var den största uppmätta sedan bäcken kulverterades.

Lerans erforderliga skjuvhållfasthet låg över 15 kPa för små glidytor i detta område, då ett överskott av vatten utgjorde en exceptionellt hög belastning. Man har anledning att förmoda att den verkliga skjuvhållfastheten var lägre. Här startade alltså brottet, vilket även överensstämmer med vittnenas utsago. Dock var utsträckningen av detta primära ras relativt bagatellartad.

Nu uppträder en situation, som vi normalt aldrig gör några kalkyler på. Om en (liten) glidyta har utlösts,

vad händer då som steg nummer två? För en praktiskt arbetande geotekniker är frågan ointressant, för han ser till att den farligaste glidytan stabiliseras och då sker ingen fortsättning. Men i Tuve-fallet har denna lilla glidyta lett till ett litet ras, vilket har till följd att den passiva delen av en glidyta genom Snarbergsstigen och fram till bäcken blir störd och förlorar sin hållfasthet (sensitivitet över 20). Detta ger upphov till att Snarbergsstigens villor börjar röra på sig.

Ännu har dock inga alltför stora skred inträffat utan endast relativt små, ytliga ras.

Men då Tuve Kyrkväg rasade uppkom även förutsättningar för ett bakåtgripande ras, och ytterligare massor satte sig i rörelse för att fylla ut tomrummet efter Kyrkvägen.

Men massor i rörelse måste retarderas för att åter komma i vila. För detta fordras retardationskrafter. Vi kan nu åter betrakta en stor sammansatt glidyta med aktiv-, skjuv- och passiv zon.

Hur ser den aktiva zonen ut? Jo, den utsätts för krafter som skall stoppa upp rörelsen från massorna från det bakåtgripande skredet. Vår aktiva zon utsätts då för krafter som motsvarar passivt tryck.

Vid en utförd överslagsberäkning för en sådan glidyta höjdes den erforderliga skjuvhållfastheten från 17 till 29 kPa. Därmed har vi uppnått värden som kan tänkas överskrida lerans ursprungliga skjuvhållfasthet.

Möjligheten till brott i de stora glidytorna har därmed påvisats, vilket har till följd att våra tillämpade metoder för stabilitetsberäkningar fortfarande är användbara, men att den dynamiska inverkan måste beaktas för att förklara komplicerade skred.

TUVESKREDET 1977-11-30
SAMMANSTÄLLNING AV SKREDORSAKER

*Allan Bergfelt**

*Chalmers Tekniska Högskola
Inst för konstruktionsteknik
Stål- och träbyggnad
Göteborg

Den allmänna tendensen i landhöjningens Sverige är att de lerfyllda dalarna höjs, så att sluttande lerlager får allt sämre stabilitet vartefter också deras lägre delar höjs ur vattnet. Speciellt utefter Västkusten med dess i salt havsvatten avsatta leror - med under olika perioder olika salthalt - gäller att den genom höjningen upp över vattenytan orsakade strömningen av regnvatten och grundvatten genom framför allt lersluttningarnas djupare, ofta grövre lager medför en urlakning av lerans "saltskelett". Härigenom ökas sensiviteten starkt och minskas också hållfastheten något. En likartad tendens till ändringar kan jonbyte med salt- eller humushaltigt eller på annat sätt förorenat vatten förosaka.

Vad gäller speciellt skreddalen i Tuve mynnar den i Kvilledalen. Denna dal var tidigare ett sund och för ca 5000 år sedan var vattenståndet sådant, att hela området för det nuvarande skredet, upp till Tuve Kyrkväg, låg under vatten. Fortfarande på vikingatiden var sundet i viss utsträckning framkomligt för båtar tvärs genom vad som numera är Hisingen. Den fortsatta landhöjningen har medfört att av det forna sundet återstår endast en bäck med en nordlig och en sydlig gren. Skreddalen mynnar i Kvilledalen endast ett par hundra meter söder om vattendelaren, i den södra Kvillebäckens allra översta del. Det är sålunda först helt nyligen (geologiskt sett) som partier också nära dalens mynning kunnat verka med full intensitet.

Dagen efter sedan skredet inträffat besökte jag skreddalen. Huvudanledningen till besöket var att en av mina medarbetare på institutionen, tekn lic Germund Johansson, dagen förut hade varit på Statens Planverk för att delta i diskussioner om säkerhetsfrågor. I skredområdet kunde vi se hur småhus uppförde sig vid extremt stora deformationer och sedan både Statens Planverk och Byggforskningsrådet direkt vid telefonsamtal givit preliminära besked om sitt stöd för vidare undersök-

ningar kunde institutionen genomföra sådana (Rapport BFR R 137:1979). För själva lerskredet hade man inte kunnat finna några påtagliga orsaker i form av pågående byggnadsarbeten eller massförflyttningar. Jag tog därför för givet att den utlösande orsaken (som så ofta annars) var den närmast föregående tidens kraftiga nederbörd. Vid telefonsamtal med SMHI kunde man direkt ge mig uppgifter om nederbörden vid den närbelägna mätstationen i Säve. Uppgifterna kompletterades sedan och jag sammanställde vissa av dem till ett diagram, som jag ställde till förfogande för chefen för SGI, Leif Andréasson. Han kunde utnyttja det bland andra underlag för en preliminär artikel om skredet (Väg- och Vattenbyggaren 1978 nr 1, sid 66). Det visade sig att augusti månad varit extremt torr med endast 14 mm nederbörd mot normalt 81 mm. Sommarens eventuella torksprickor hade alltså kunnat bli extra stora och kunde lätt infiltrera det regn, som under september och oktober var endast obetydligt (drygt 20%) större än normalt, men som i november blev ovanligt rikligt med 120 mm mot normalt endast 63 mm (vilket dock alls inte är något månadsrekord).

Likartade förutsättningar som i Tuve förelåg naturligtvis på många andra ställen. Just i november 1977 hade emellertid de olika stabilitetssänkande faktorerna tydligen endast i Tuve nått en sådan storlek och ogynnsam kombination att ett skred verkligen inträffade.

Området omedelbart väster och söder om Snarberget torde ha haft låg stabilitetssäkerhet. Ögonvittnesskildringar tycks emellertid inte primärt ange ett direkt skred här utan man skulle kunna tolka dem som att ett vattenövertryck vid foten av Snarbergets sydvästra kant har åstadkommit en lokal kvicklerebildning inom ett område i sydostlig riktning utefter Tuve Kyrkväg mot utloppet för kulverten genom vägbanken. Härigenom skulle stödet för vägbanken ha minskat och ett skred ha kunnat utbildas från vägbanken (med överkanten motsvarande den

observerade sprickan längs vägmitt). Detta skred kan ha underlättats av om en viss erosion har försiggått på grund av den kraftiga strömmen genom kulverten och vidare i bäcken. Utlösande för att det påbörjade skredet utvecklades till att få så stor omfattning bör ha varit den stora vattentillgången, dels från kulverten, dels från den vattensamling i det relativt låglänta området sydväst om vägbanken för Tuve Kyrkväg, som det kraftiga regnet hade förorsakat. Vattensamlingen har lett till en kraftig infiltrering i vägbanken och därmed ökat dess vikt. När väl glidsprickor i leran har öppnats har kulvertens och vattensamlingens vatten räckt till för att fylla dem och ge direkt vattentryck som förstärkning av skredkrafterna och för att ge ett tillskott av hydrostatiskt tryck i de grövre bottenlagren ned genom dalen. Förutsättningar för ett stort skred har alltså förelegat och skredet blev också stort.

Ögonvittnesskildringar stöder antagandet om det nyss skildrade skredförloppet. Geotekniska fakta som skulle bekräfta det är dock osäkra. Före skredet hade undersökningar endast gjorts inom olika, begränsade delområden. De noggranna undersökningar, som gjorts efter skredet, kan naturligtvis inte helt återspegla förhållandena hos de ostörda jordlagren.

Före skredet hade vissa undersökningar och beräkningar utförts just för det lokalt riskfyllda området nedanför Snarberget och man hade funnit säkerheten låg men acceptabel. Någon särskild hänsyn hade dock då inte tagits till eventuella inverkningar av vattenövertryck. Att högt vattentryck uppkommer i jorden nedanför ett bergparti efter regn är dock naturligt. Just på den aktuella nivån är det också geologiskt sannolikt att lager med grövre material skall finnas, som både medger lättare infiltrering och ger en mera sensitiv lera. För bedömning av uppkomsten av ett högt lokalt vattentryck tillkommer också det senare observerade förhållandet att den sannolikt vattenförande diabasgången går

fram just här. (Ett stöd för antagandet att det har funnits ett exceptionellt osäkert parti enligt ovan kanske man kan se i att man efter skredet har funnit ett lerparti med mycket hög sensitivitet, 50-200, ungefär 100 m sydost härom, d v s i skredriktningen.)

Någon bedömning av totalsäkerheten för en stor glidyta genom hela skreddalen hade ej gjorts. Undersökningar efter skredet visar att man (förutom ytliga rörelser) haft en skredyta utefter hela dalen från Tuve Kyrkväg i lerlagren närmast de grövre lager, som vilar direkt på berg, och sådan att praktiskt taget hela lerlagret därovan blivit stört. När man nu genomför en beräkning med utnyttjande både av de enstaka tidigare undersökningspunkterna och de kompletterande - som dock måste omtolkas till att motsvara förhållandena före skredet - finner man med vanliga antaganden att man borde haft en viss säkerhet. Med antagande om ett mycket stort artesiskt övertryck får man dock skredrisk. Ögonvittnen uppger att mycket vatten strömmade vid den övre skredkanten vid Tuve Kyrkväg. Det bör ha kommit både från vattensamlingen ovanför vägen och genom kulverten. I varje fall bidrog det både till ökat tryck i glidsprickor och till ökat artesiskt tryck som fortplantas längre ned vartefter skredsprickor uppstår. Just i området utefter Tuve Kyrkväg låg för övrigt berggrunden i mycket stark lutning, vilket bl a ofta indikerar jordlager som är mottagliga för vatteninfiltrering. Man bör också beakta att en slänt, där lerlager ligger relativt nära sin krypgräns, kan få brottgränsen i utsatta lerlager sänkt genom att de utsätts för upprepade portrycksvariationer.

Skredet understryker den stora vikt man måste lägga vid geohydrologiska förhållanden och speciellt vid ändringar i förutsättningarna, såsom uppdämningar eller ökad möjlighet för infiltrering. För återställningsarbetet efter ett skred är det av betydelse att

man bedömer vilka framtida sättningar som kan förväntas hos delvis störd lera. Härvid kan man behöva beakta att block av ostörd lera, som är inbakade i omrörd lera, kan ha ett mycket högt portryck vars utjämning just inom blocket dock medför endast små sättningar.

SYNPUNKTER PÅ ORSAKERNA TILL TUVESKREDET

*Stig Bernander**
*Ingvar Olofsson**

*AB Skånska Cementgjuteriet
Göteborg

1: INLEDNING

Analys av geotekniska stabilitetsproblem sker i dag praktiskt taget alltid medelst s k glidyteberäkningar, varvid man försöker fastställa ett numeriskt värde på brottsäkerheten (F) definierat som förhållandet mellan medelskjuvspänningen i glidytan i ett tänkt brottstadium och den medelskjuvspänning, som motsvarar aktuell belastning

$$F = \frac{\tau_{Brott(med)}}{\tau_{med}} \qquad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (0)$$

Detta innebär således att man i analysen beaktar jämviktsvillkoren, krafter och spänningar vid plastiskt brott under det att man helt bortser från deformationer och spänningsfördelning i jordmassan. Förutsättningarna för att denna plasticitetsteori skall äga giltighet kan uttryckas så

a) att materialet i brottzonen - även då denna t ex består av tunna skikt - kan deformeras i obegränsad grad utan nämnvärd hållfasthetsreduktion (jfr fig 2 kurva A).

b) eller alternativt att deformationerna inom glidkroppen är små i förhållande till deformationerna i brottzonen och att glidkroppen praktiskt sett är oändligt styv (dvs $\gamma_1 < \gamma_F(x) < \gamma_2$ i fig 1 och 2).

Ofta är emellertid inget av dessa villkor uppfyllt för glidkroppar med stor utbredning. Villkor a) är strängt taget bara uppfyllt för rena friktionsjordar (utan tendens till "liquefaction") och i plastiska leror vid låg deformationshastighet och låg överkonsolideringskvot (OCR).

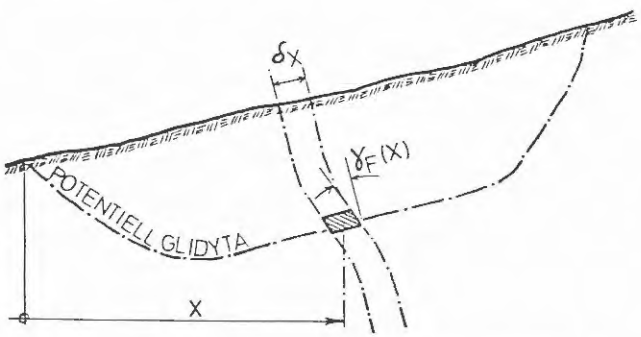


Fig 1. Skjuvdeformation i potentiell glidkropp. (Jfr fig. 2).

Villkor b) d v s $\gamma_1 < \gamma_F(x) < \gamma_2$ (fig 1 och 2) kan ej påräknas vara uppfyllt för större potentiella glidkroppar i spröda jordar d v s $\tau_R / \tau_{Max} < 1$. (Bernander, 1978) [4], [5].

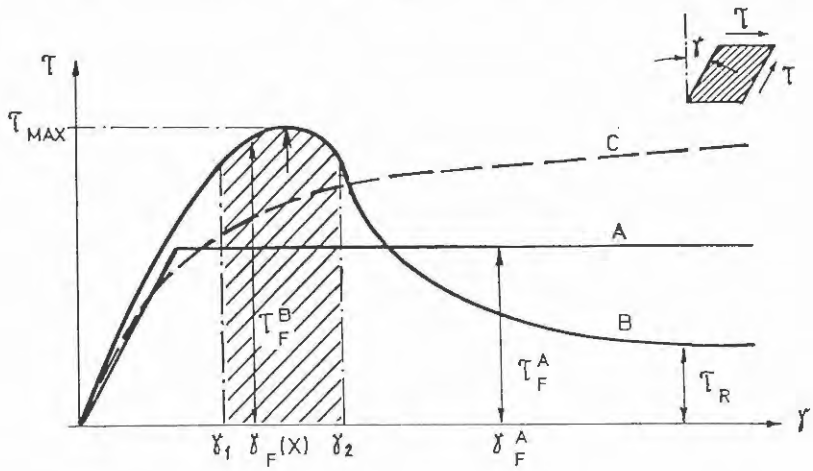


Fig. 2 Spännings-deformationssamband.

A = Ideal-elastoplastiskt material

B = Sensitiv lera, hög deformationshastighet, OCR $\geq$ 1,0

C = Seg lera, låg deformationshastighet, OCR $\leq$ 1,0

(OCR = överkonsolideringskvot)

2: PROGRESSIVA ELLER SPRÖDA MARKBROTT

De för plasticitetsteorins giltighet betydelsefulla styvhets- och deformationsförhållandena i en glidkropp sammanhänger ytterst med relationen mellan dess dimensioner i horisontal- respektive vertikalplanet. Är de nödvändiga postulaten a och b icke uppfyllda p g a dimensionerna hos den aktuella jordvolymen är således den på plasticitetsteorin baserade konventionella analysen icke giltig eftersom glidkroppen inte är tillräckligt styv.

Starkt deformerade zoner med nedsatt skjuvmotstånd kan då utbildas lokalt inom ett potentiellt skredområde utan att jordens skjuvhållfasthet i övrigt är utnyttjad. Maximalt skjuvmotstånd mobiliseras således inte samtidigt över hela brottzonen och risk för fortskridande brott föreligger om de geotekniska förhållandena är ogynnsamma. Vid löst lagrade vattenmättade friktionsjordarter, leriga eller siltiga sandjordar, (sensitiva blandjordarter) och kvickleror bör man enl.författarna alltid utgå från att förutsättningarna för sega brott ej är uppfyllda - speciellt vid snabba spänningsomlagringar (stor deformationshastighet) och stor överkonsolideringskvot (OCR)).

Progressiva stabilitetsbrott kännetecknas således av att brott uppstår lokalt - sannolikt i ett sensitivt jordlager - i en större jordmassa varefter brottet genom spänningsomlagringar och därmed sammanhängande deformationer progressivt (successivt) utvecklas till en total kollaps för ett större landområde. Det mobiliserbara medelskjuvmotståndet står därvid inte i något entydigt förhållande till skjuvhållfastheten, bestämd enligt standardmetoder, varför säkerhetsfaktorer definierade enligt ekv (0) saknar reell innebörd. Progressiva brott kan utbreda sig såväl uppåt (Rissa, Sköttorp) som nedåt slänten (Surte, Tuve). De kan givetvis också utvecklas i sidled. (Jfr markförskjutningen vid Rävekärr).

Progressiva brott i normalkonsoliderade leror har behandlats av Bernander, (1978) [4], [5]. I en till ICSMFE 81 för publicering antagen artikel redovisar Bernander och Olofsson [8] en tvådimensionell beräkningsmodell för stabilitetsbrott i utbredda slänter, varvid relevanta deformationer inom och i anslutning till den potentiella glidkroppen jämväl beaktas. Under antagande av att jordens spännings-deformationssamband är kända studeras utvecklingen av progressiva eller spröda brott i slänter numeriskt. Studien omfattar en teoretisk analys av en beräkningsmodell för en långsträckt slänt, brott-kriteria, resultat av beräkningar med ett datorprogram, som kan anpassas till ett brett "spektrum"av terräng - resp. geologiska förhållanden. Inverkan på skredförloppen av betydelsefulla parametrar såsom jordens sprödhetsindex, initial spänningsnivå och geologiska karakteristika redovisas.

3: BERÄKNINGSMETOD FÖR PROGRESSIVA BROTT I UTBREDDA SLÄNTER

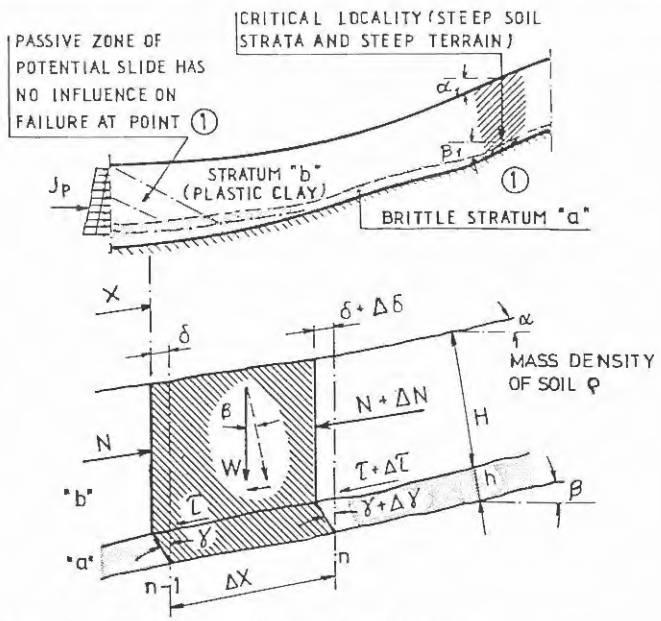


Fig. 3 Beräkningsmodell - definitioner.

:1 Beräkningsmodell

Stabilitetsanalysen enligt [8] är baserad på följande förutsättningar:

a) Terrängförhållandena är godtyckliga i ett två-dimensionellt kraft-deformationssystem. Glidkroppens form är variabel i ett tre-dimensionellt system.

b) Brottzonen är lokaliserad till det spröda materialet i jordlager "a" vars spänningsdeformationsegenskaper förutsättes vara kända. Sprödhetsindex för jorden är tidsberoende och måste överensstämma med den hastighet varmed kraften N_x påföres.

c) Skjuvdeformationen γ_x antages huvudsakligen äga rum i det spröda lagret "a" med hänsyn till dettas deformationsmjuknande karaktär (Bernander, 1978) [4], [5]. Således försummas skjuvdeformationen i lager "b".

d) Sammantryckningen p g a kraften N_x i lager "b" antages vara av elastisk natur, intill dess passivt jordtryck överskrides.

e) Initial skjuvspänning i "a" förutsättes motsvara släntlutningen d v s $\tau_o = \rho \cdot g \cdot H \cdot \sin\beta$.

f) Kraftöverföringen i sidled från den potentiella glidkroppen till omgivande mark försummas. Detta berättigas vid stora glidkroppar av att brott i lager "a" inträffar redan då skjuvdeformationerna och sidomotstånden i släntens plan ännu är små (Bernander, 1978), [4], [5].

:2 Beteckningar: (Jfr. fig. 4)

N_x = Påförd belastning i punkten x.

δ_x = Förskjutning hos lager "b" p g a kraften N_x nedåt slänten.

x = Influenslängd m a p förskjutningen δ_x p g a N_x.

N_{SR} = Maximalt mobiliserbar stabiliserande kraft i lager "a".

N_D = Resulterande pådrivande kraft utgörande differensen mellan de nedåt slänten verkande gravitationskrafterna och den stabiliserande skjuvkraften i zonen $x > L_{SR}$.

L_{SR} = Influenslängd svarande mot det max. mobiliserbara motståndet (N_{SR}).

δ_{CR} = Kritisk förskjutning vid vilken progressivt skred inträffar.

L_{CR} = Kritisk influenslängd vid vilken den pådrivande kraften N_D balanseras av den mobiliserbara motkraften N_{SR} dvs $N_D = N_{SR}$, ($N_x = 0$, $x = L_{CR}$)

b_x = Glidkroppens bredd.

Övriga beteckningar enligt fig. 3 och 4.

:3 Teori enligt [8]

Sammantryckning av ett litet element med längden Δx i lager "b" orsakad av axialkraften N ökar skjuvdeformationen i det spröda lagret "a". Motsvarande tillväxt hos skjuvspänningarna återverkar successivt på storleken av N.

För bibehållande av kraftjämvikt och deformationskompatibilitet måste följande ekvationer vara satisfierade:

$$\Delta N = \tau_x \cdot b_x \cdot \Delta x - H_x \cdot b_x \cdot \Delta x \cdot \rho \cdot g \cdot \sin\beta \qquad (1)$$

$$\Delta \delta = \frac{\Delta x}{E H_x b_x} \cdot (N + \frac{\Delta N}{2}) \qquad (2)$$

$$\Delta \delta = \Delta \gamma \cdot h_x \qquad (3)$$

$$\tau_o = H_x \cdot \rho \cdot g \cdot \sin\beta \qquad (4)$$

där H_x, h_x and b_x är givna funktioner av x.

Eliminering mellan ekv. (1) - (4) ger

$$\Delta \delta = \frac{\Delta x}{E H_x b_x} \cdot (N + \frac{b_x \cdot \Delta x}{2} (\tau_x - \tau_o)) \qquad (5)$$

$$\tau = \phi(\gamma) \qquad (6)$$

Om skjuvspänningen (τ) är en känd funktion av vinkeldeformationen (γ) (ekv. 6) kan en numerisk integration av ekvation 5 utföras så att rådande spänningstillstånd (N, τ), deformationer (γ) och förskjutningar (δ) i den uppställda modellen erhålles. Differentialer av andra ordningen försummas ej.

Såväl manuella beräkningar som datorberäkningar kan utföras som differensräkning enligt följande schema:

Steg 1) Skjuvspänningen ökas med konstant belopp $\Delta\tau$. Utgångsvärdet är $\tau = \tau_o$.

2) Ekv. (3) och sambandet (6) ger tillhörande värden på skjuvdeformationen γ och förskjutningen δ.

3) Δx erhålles därefter genom att ekv (5) löses med avsende på Δx.

4) Ökningen av axialkraften på sträckan Δx erhålles sedan ur ekvation (1).

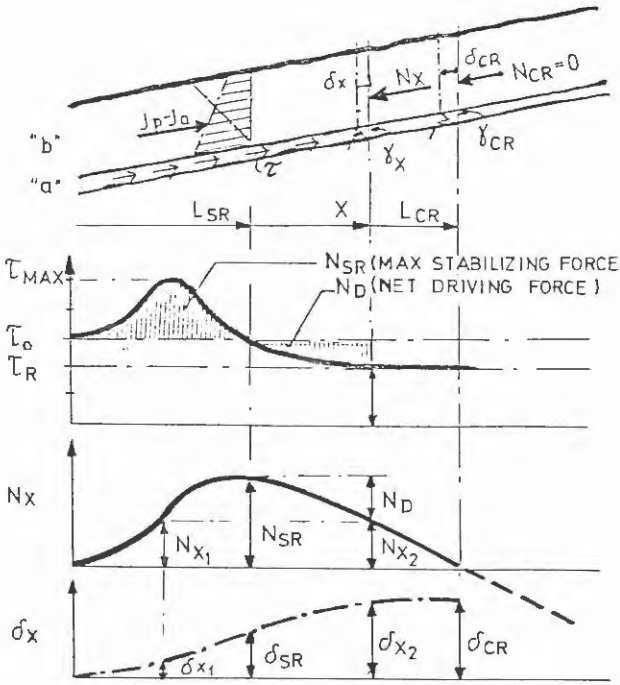


Fig. 4 Progressivt brott i likformig slänt - Beteckningar.

:4 Beräkningsresultat - slutsatser

Progressivt brott kan endast uppstå om $\tau_R < \tau_o < \tau_{Max}$ (Fig 4)

dvs $1 < F < \frac{\tau_{Max}}{\tau_R}$ där $F = \frac{\tau_{Max}}{\tau_o}$

Om t ex resthållfastheten $\tau_R = 0{,}5\ \tau_{Max}$ kan progressivt brott uppkomma om säkerhetsfaktorn räknad på konventionellt sätt är mindre än 2. För närmare studium av teorin för progressiva brott enligt ovanstående hänvisas till [8] .

Fig 4 exemplifierar resultatet av en tillämpning av ovanstående beräkningsmetod på en likformig slänt.

Följande gäller:

a/ Maximalt mobiliserbart skjuvmotstånd mot kraften N_x representeras av skjuvvolymen

$$N_{SR} = \int_o^{L_{SR}} (\tau_x - \tau_o) \cdot b \cdot dx \cdot \sin\beta$$

b/ Den pådrivande kraften är N_D .

$$N_D = \int_{L_{SR}}^{x} (\tau_o - \tau_x) \cdot b \cdot dx \cdot \sin\beta$$

När N_D blir > N_{SR} - vilket inträffar för $x = L_{CR}$ -

- är slänten instabil ($N_x < 0$) varefter brottet fortskrider nedåt med ökande rörelsemängd. Om kraften N_D längre ner i slänten småningom överskrider passiva jordtrycket i lager "b" utvecklas ett passivt Rankine-tillstånd i detta lager från den punkt där $N_D > J_p - J_a$ och till den punkt där N_D - p g a ändrade förhållanden - blir mindre än $J_p - J_a$. Först i den punkt där $N_D < N_{SR}$ upphör det progressiva brottet i lager "a", vilket betyder att marken även förskjutes i området framför den punkt där skredets passiva zon upphör.(Fig. 5 respektive bilaga III)

c/ Om - å andra sidan - den pådrivande kraften N_D aldrig överskrider passiva motståndet $J_p - J_a$ kommer skredet enbart att resultera i en mindre förskjutning av jordmassan. Beräkningsmodellen för progressiva brott ger således en bra förklaring till varför vissa markbrott resulterar i ett katastrofalt skred (Surte 1950, Tuve 1977) under det att andra markbrott blott förorsakar en mindre förskjutning av jordmassan (Rävekärr 1971, Björlandavägen 1972). Teorin för progressiva brott ger vidare en intressant förklaring till markytans form hos det fullbordade skredet, (jfr fig. 5) - något som borde glädja varje geotekniker, som med utgångspunkt från plasticitetsteorins kinematik försökt analysera markytans form efter ett skred. Skredets nedre del (tungan) uppkommer således som resultat av ett passivt Rankine-tillstånd i jordlager "b" under det att brott samtidigt äger rum längs lager "a". Beroende på de geotekniska betingelserna kan detta tillstånd utbildas i en avsevärd del av släntfoten och angränsande stabila markpartier. Dynamiska retardationskrafter vid skredets avstannande kan givetvis här spela en stor roll. Fenomenet förklarar markens långsträckta hävning och de typiska oregelbundenheterna hos markytan till det fullbordade skredet (jfr. Tuve).

På motsvarande sätt inträffar ett aktivt Rankine-tillstånd när dragning ($N_x < 0$), sprickbildning och stora förskjutningar äger rum i skredets övre del (roten). De sprödare aktiva brotten ger upphov till den typiskt sågtandade markytan i skredets rot, fig 5.

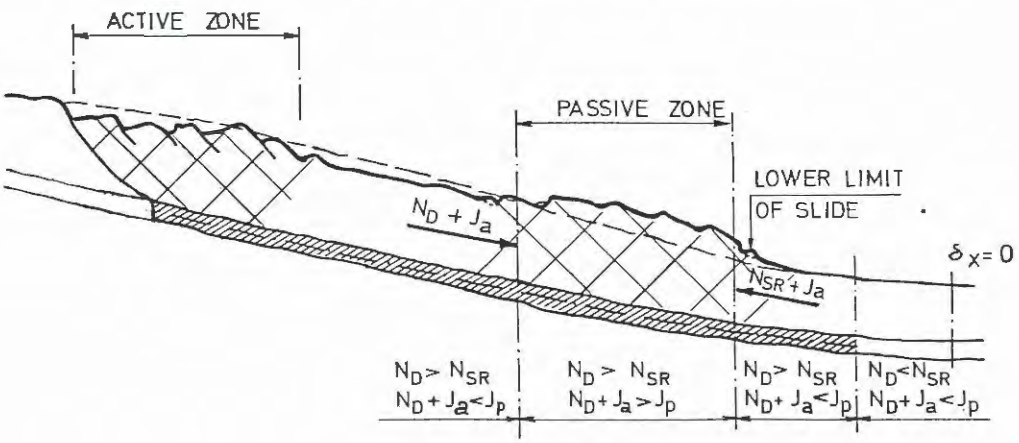


Fig. 5 Brottkriteria och karakteristisk ytbildning hos ett framåtgripande progressivt skred.

d/ Av ovanstående framgår att konventionella glidyteberäkningar avseende jordarter med begränsad plasticitet är helt meningslösa då glidkropparnas utsträckning i släntens riktning är större än den kritiska längden L_{CR}. Slänten kan nämligen då vara instabil utan att detta kan påvisas med plasticitetsteorin och passiva jordtryck vid släntfoten kan ej mobiliseras samtidigt som det progressiva brottet i lager "a" uppstår. (Fig. 4). Enligt [8] varierar L_{CR} för naturliga likformiga slänter vanligen mellan 30 à 100 m. För att konventionell analys över huvud skall ha någon relevans i sensitiva (spröda) leror måste de antagna glidytornas längder understiga L_{SR}, som normalt varierar mellan 15 à 50 m. Härav inses att kunskapen om jordars resthållfasthet under olika betingelser måste bli en av de viktigaste forskningsmålen framdeles.

Vidare inses att Tuveskredet med sin längd om 500 - 700 m endast kan få en rationell förklaring om man utgår från en beräkningsmodell i vilken deformationerna i jorden beaktas.

4: TUVE-SKREDET

Den redovisade beräkningsmodellen för progressiv brottbildning har tillämpats på Tuve-skredet. Plan och profiler för slänten framgår av bil. I, II och III. Vid de genomförda beräkningarna har följande data använts.

:1 Beräkningsdata

$E = 10\ 000\ kN/m^2$	(Kompressionsmodul för lager "b")
$\rho \cdot g = 17\ kN/m^3$	(Enhetsvikt för leran i lager "b")
$\tau_{Max} = (10+1{,}5 \cdot H) kPa$	(Skjuvhållfasthet på djupet H m under markytan)
$\tau_R = 7\ kPa$	(Resthållfasthet, oberoende av djupet, enligt Torstensson [7]).

Inom skredets nedre del, antages brottzonen ligga på djupet H = 29 m.

Värdet på τ_R anses rimligt om onormalt höga porvattentryck råder i sensitiv jord samt om belastningshastigheten är hög. Dessa förhållanden antages ha rått vid skredets början och under dess vidare förlopp.

$h = 1{,}0$ m (Brottzonens höjd)

$\gamma_F = 3\%$ (Vinkeldeformation i brottzonen vid $\tau = \tau_{Max}$).

Det har förutsatts att skredpartiet ovanför sektion 1 (bil I, III) utgör ett bakåtgripande efterskred. Detta utesluter dock ej att instabilitet i detta område kan ha utgjort en extra påfrestning på nedan förliggande jordmassor.

:2 Orsaker till skredets utlösning

Inom stora delar av området kring Tuve Kyrkväg var säkerheten mot lokal glidning före skredet låg ($F \leq 1$) om hänsyn ej tages till passivt motstånd från framförvarande massor. (Jfr. Sällfors [6]). Teorin för progressiva brott enligt ovan visar nämligen att möjligheten att i stabilitetsanalys utnyttja passivt jordtryck vid släntfoten är mycket begränsad eller obefintlig. Man kan t ex studera sektion A-A (Se plan, bilaga I), där säkerheten mot lokal glidning var $F < 1$ även under dränerade förhållanden (fig 6).
En förhöjning av porvattentrycken inom området synes ha åstadkommit en spänningsomlagring, vilken ökat de pådrivande krafterna mot de nedanför slänten liggande massorna så att värdet på det maximalt mobiliserbara motståndet N_{SR} överskridits. (Jfr fig. 4).
Beträffande detaljerad redogörelse för uppkomsten av lokala dränerade brott se Bernander [8].

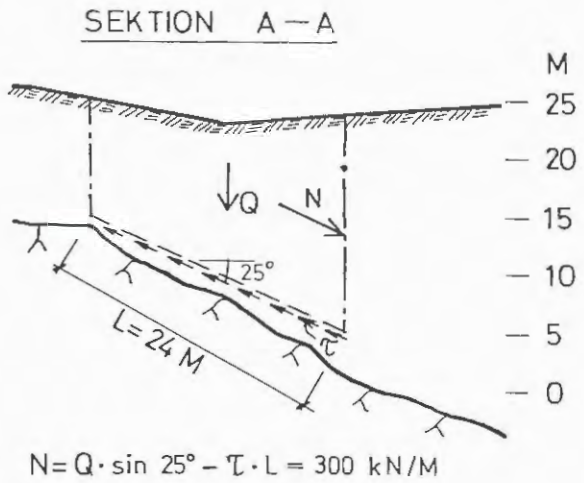


Fig. 6 Exempel på område med lokal instabilitet.

I sektion 1 enligt bilaga III (nedanför A-A Fig. 6) är N_{SR}= 500 kN/m, om glidzonen antages ligga 19 m under markytan (τ_{Max} = 39 kPa, τ_R=7 KPa, $(\rho \cdot g)_{medel}$=8 kN/m^3 under dränerade förhållanden).

I förevarande fall skulle en ökning av porvattentrycket inom sektion A-A med t ex Δp = 20 kPa medföra att skjuvmotståndet i glidzonen reduceras med $\Delta\tau \sim \Delta p \cdot$ tg 30°= 12 kPa.
Den pådrivande kraften N = 300 kN/m, vilken före skredet balanseras av N_{SR} ökas på grund härav med beloppet Δ N.

$\Delta N = L \cdot \Delta p \cdot$ tg 30° = 280 kN/m.

N + ΔN = 300 + 280 = 580 kN/m. Komposanten i skredets riktning, N = 580 kN/m överskrider alltså N_{SR} = 500 kN/m, varvid påtaglig sannolikhet föreligger för att ett progressivt brott inledes.

:3 Skredets förlopp

Beskrivningen av förloppet avser att illustrera hur en mindre lokal instabilitet kan utlösa ett brott som omfattar hela Kvillebäckens dalgång. Vi har ovan sett hur t ex en portrycksökning inom områdets kritiska delar medför att N_{SR} överskrides inom släntens övre del. Nedanstående tabell visar hur skredet spontant fortsätter under successiv ökning av de pådrivande krafterna $N_D + J_a$.

(J_a = aktiva jordtryck mot glidkroppen ovanför respektive sektion,
J_p = passiva jordtryck mot glidkroppen i respektive sektion).

TABELL 7.

Beräknade krafter visande skredets successiva utveckling.

Sektion bil I, II, III	Pådrivande krafter ($N_D + J_a$) MN	Max.mobiliserbar stabiliserande motkraft N_{SR} MN	Passivt mottryck J_p MN	Brott kriteria	Kommentarer
1	60+260 = 320	50	320	$N_D > N_{SR}$	Brott i lager "a".
2	90+340 = 430	60	470	$N_D + J_a < J_p$	Skredet fortskrider
3	190+440 = 630	60	720		successivt nedåt slänt-foten.
4	480+530 = 1010	65	990	$N_D > N_{SR}$	Passivt brott i lager
5	1080+670 = 1750	150	1740	$N_D + J_a \gtrsim J_p$	"b". Rankinezon utbildas. Brott i lager "a" fortskrider.
6	1820+1080= 2900	$N_D < N_{SR}$ *	3210	$N_D + J_a < J_p$ $N_D < N_{SR}$	Skredet uppbromsas och avslutas med en passiv glidyta.

*Då brottzonen blir horisontell ($\tau_o = 0 < \tau_R$), vilket har antagits gälla fr o m sektion 6, växer N_{SR} obegränsat vid ökande längd x. I detta fall uppnås $N_{SR} = N_D = 1820$ MN för x ~ 350 m.

Krafterna i tabell 7 är beräknade för odränerade förhållanden med förutsättningen att τ_R = 7 kPa högst kan tagas i anspråk för såväl aktiva som passiva tryck. Det förutsätter alltså att det passiva trycket svarande mot τ_{Max} initiellt övervinnes av dynamiska krafter enligt :4 nedan.

Angivna sektioner hänför sig till bilaga I, II och III.

:31 Den pådrivande kraften N_D i sektion 1 härrör från områden med initiellt låg stabilitet och där stabiliteten lokalt minskats p g a t ex porövertryck.

:32 Mellan sektion 1 och 4 är $N_D > N_{SR}$, varför brottet i lager "a" fortskrider nedåt slänten med ökande rörelsemängd.
Vid sektion 4 överskrider N_D+J_a det passiva trycket (J_p) i lager "b", varvid en passiv Rankine-zon utbildas. Det progressiva brottet i lager "a" fortgår samtidigt, varvid bör observeras att N_{SR} reduceras p g a plasticeringen av jordlager "b".

:33 Uppbromsningen i området omkring sektion 6 orsakas av ökande N_{SR}, p g a mindre lutning hos glidytan samt av det med djupet tilltagande värdet på J_p. Jämförande beräkningar har visat att variationer i glidytans läge inom detta område endast i mindre grad påverkar förhållandet $(N_D + J_a) / J_p$.
Se även nedan under punkt :4.

:34 Då den pådrivande kraften $N_D + J_a$ blir mindre än passiva trycket J_p upphör markens hävning och därmed också skredets mest spektakulära konsekvenser. Det progressiva brottet längs lager "a" måste emellertid fortsätta till dess kraften N_D blir mindre än det mobiliserbara skjuvmotståndet N_{SR}. Vid Tuve-skredet synes detta inträffa ett gott stycke framför det av hävning drabbade området. Brottet i lager "a" bortom gränsen för passivt markbrott resulterar emellertid endast i en mindre markförskjutning, ca 1 meter, som vid sidan av andra påtagligare följder av skredet lätt kan undgå observation. Jfr. bilaga III.

:4 Dynamiska krafter - retardations- eller tröghetskrafter

Vid uppbromsningen av ett skred uppkommer tröghetskrafter (T) vars storlek beror av skredmassornas rörelseenergi (E_r) och retardationssträckan (S). Uppbromsningen sker inom ett område med längden L där en hävning av markytan sker med $\mu \cdot H$ m (uppbromsningszon = förlängning av den statiska passiva brottzonen). Med tidigare beteckningar erhålles då vid fullt plastiskt passivt brott och dynamisk jämvikt inom uppbromsningszonen:

$$T + N_D + J_a = J_p \qquad (8)$$

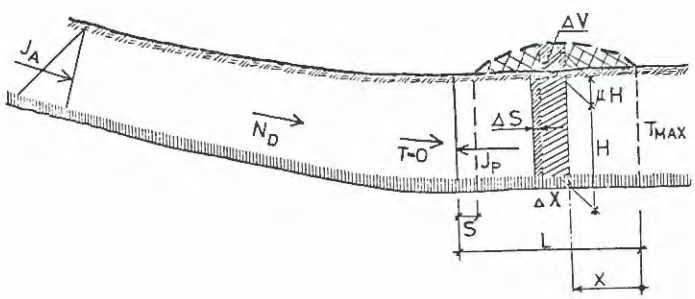


Fig. 8 Uppbromsning av dynamiska krafter orsakande markhävning inom uppbromsningszonen.

Värdena för N_D, J_a och J_p varierar inom uppbromsningszonen, varvid värdena på T växer från T = 0 till $T = T_{max}$ samtidigt som S avtar från $S = S_{max}$ till S = 0.
Arbetet som uträttas av kraften T inom ett litet element Δx av sträckan L kan tecknas

$$dE_r = T_x \cdot \Delta S_x = T_x \cdot \frac{dS_x}{dx} \cdot \Delta x \qquad (9)$$

Hävningen μH_x inom elementet Δx blir

$$\mu H_x \Delta x = \Delta S_x \cdot H_x \qquad (10)$$

Det totala arbetet kan efter limesövergång tecknas

$$E_r = E_T = \int_0^L T_x \cdot \frac{\mu H_x}{H_x} \cdot dx \qquad (11)$$

Om T_x antages tillväxa rätlinjigt och μH_x är konstant erhålles

$$E_r = E_T = \frac{T_{max}}{2} \cdot \mu \cdot L \qquad (12)$$

Vid en tillämpning på Tuveskredet erhålles $E_r \simeq 5 \cdot 10^3$ MNm.
Om varaktigheten hos det progressiva initialskredet uppskattas till t = 5 sek och maxhastigheten för varje delvolym sättes till $v_{max} = \frac{2 \cdot \delta_x}{t}$ m/s (δ_x = förskjutningen av en delvolym i lager "b" p g a progressivt brott i lager "a") erhålles

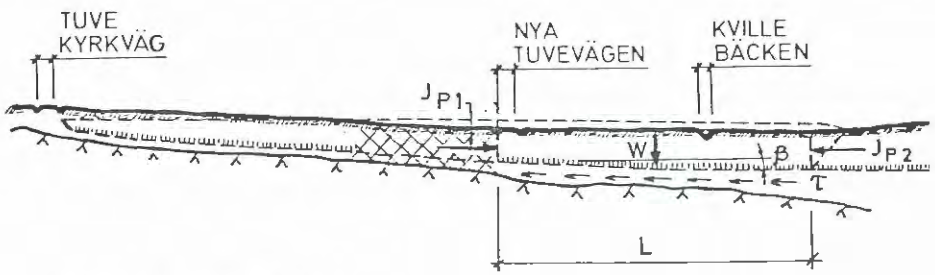
$$T_{max} = J_p - (J_a + N_D) = 3690 - (1510 + 1520) = 660 \text{ MN}$$

Vid en hävning av i medeltal 3,5 m inom områdets nedre del erhålles uppbromsningszonens längd L = 120 m.
Om varaktigheten istället antages vara t = 10 sek blir L = 30 m, om hävningen är 3,5 m.

:5 Slutsatser

Teorin för progressiv brottbildning och den tillämpade analysen av beräkningsmodellen synes stämma väl på Tuveskredet. Enligt författarnas mening ger analysen en kvantitativ och kvalitativ förklaring till skredets uppkomst, utveckling och slutliga omfattning.

:51 Konventionell anålys - baserad på plasticitetsteorin - kan däremot bevisligen inte förklara Tuveskredets utbredning över hela Kvillebäckens dalgång. Passiva jordtrycket vid släntfoten (nära Nya Tuvevägen) understiger nämligen med bred mariginal den kraft som erfordras för plastiskt brott över hela Kvilledalen (fig 9.) Enligt konventionella glidyteberäkningar skulle Tuveskredet därför knappast kunnat nå längre än till Nya Tuvevägen.



$J_{P1} << L \cdot \tau - W \cdot \sin\beta + J_{P2}$

VID $\beta = 0$, H = 20 M

$J_{P1} = 330$ MN $<< 1180$ MN

Fig. 9 Sektion genom Tuveskredet. (Förställd skala).
Erforderlig kraft för plastiskt brott över Kvillebäckens dalgång jämfört med maximalt passivt motstånd (J_{p1}) 'vid släntfoten'.

Den ovan redovisade tillämpningen av progressiv brottanalys ger emellertid ett entydigt svar på frågan varför en så stor del av skredet omfattar plan mark. Även med vida mariginaler m a p förutsatt resthållfasthet kan det progressiva brottet beräkningsmässigt påvisas ända ner till sektion 6 (bilaga III).

:52 Den passiva brottzonens utbredning är dock i högre grad känslig för vilka antaganden som göres beträffande lerans resthållfasthet. Detta gäller även - ehuru i mindre grad - om hänsyn tages till tröghetskrafterna vid skredets avstannande. Emellertid, eftersom skredet faktiskt inträffat i stort sett enligt den i beräkningen antagna profilen (i plan och sektion) kan man följaktligen dra den slutsatsen att lerans resthållfasthet i skredets dynamiska skede knappast torde ha varit större än 7 kPa, vilket synes bekräfta Torstenssons uppgift i [7] .

:53 Vidare är det enl.författarnas uppfattning svårt att med ledning av glidytеberäkningar grundade på plasticitetsteorin finna den kinematiska förklaringen till Tuveskredets konturer och ytbildning. Analysen medelst den ifrågavarande beräkningsmodellen för progressiva brott ger emellertid bestickande förklaringar till enskildheterna hos markytans gestaltning i samband med Tuveskredet.

:54 Den föreliggande metoden för släntstabilitetsanalys lämpar sig väl för kontroll av befintliga slänter. Därest hållfasthetsparametrarna ej är väl dokumenterade kan gränsvärden för parametrarna införas och en s k 'känslighetsanalys' genomföras. Analysen avslöjar då obönhörligt eventuella svaghetszoner för vilka selektiva stabilitetsförbättrande åtgärder kunna övervägas.

REFERENSER:

1 Kjellman, W (1954). Mechanism of Large Swedish Landslides. Eur. Conf. on Stability of Earth Slopes, Stockholm

2 Christian, J.T. & Whitman, R (1969). One-dimensional Model för Progressive Failures. Proc. 7th ICSMFE, Mexico

3 Löfquist, B. (1973). Lerskred genom vattenupptryck. Väg- och Vattenbyggaren No. 2.

4 Bernander, S. (1978). Brittle Failures in Normally Consolidated Soils. Chalmers University of Technology. Seminar 78-05-23.

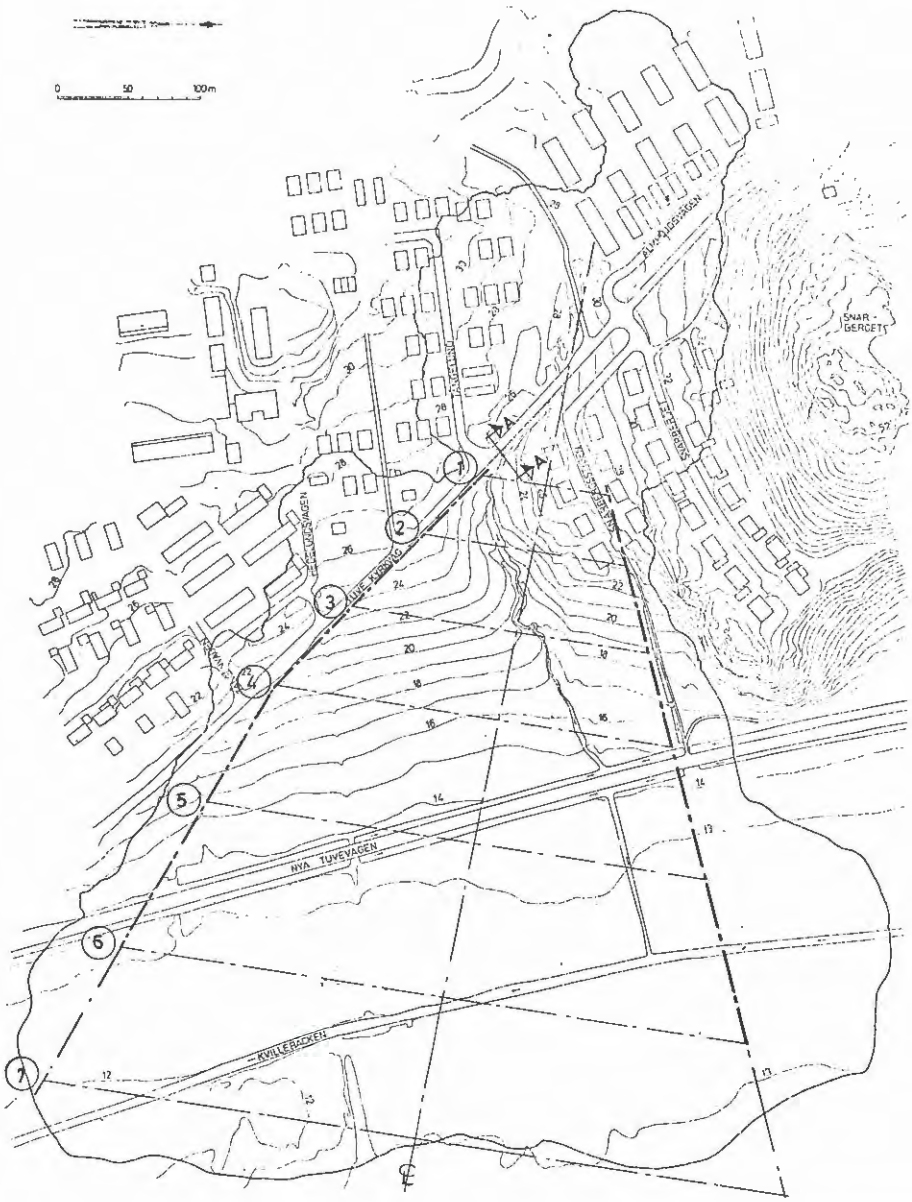
5 Bernander, S. (1978). Brittle Failures in Normally Consolidated Soils. Väg- och Vattenbyggaren No 8-9, pp 49-52.

6 Sällfors, G (1979). Långsträckta slänters stabilitet - en förenklad beräkningsmetod. NGM 1979 (Helsingfors) pp 495-507.

7 Torstensson, B-A (1979). The landslide at Tuve. NGM 1979 (Helsingfors) pp 557-572.

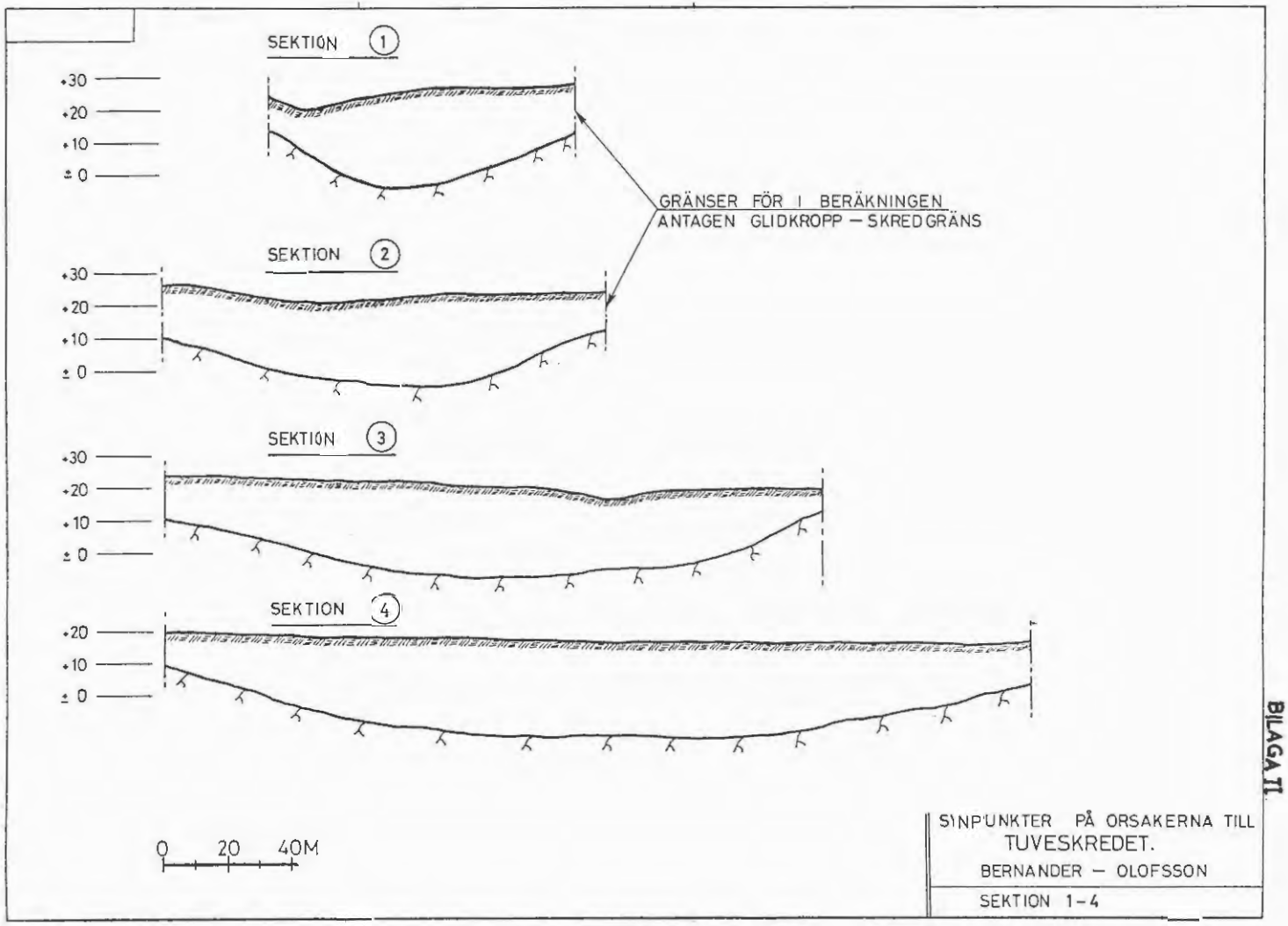
8 Bernander, S & Olofsson, I. On Formation of Progressive Failures in Slopes. (För publicering antagen artikel till ICSMFE 81, Stockholm).

BILAGA 1



SYNPUNKTER PÅ ORSAKERNA TILL
TUVESKREDET.
BERNANDER — OLOFSSON

PLAN



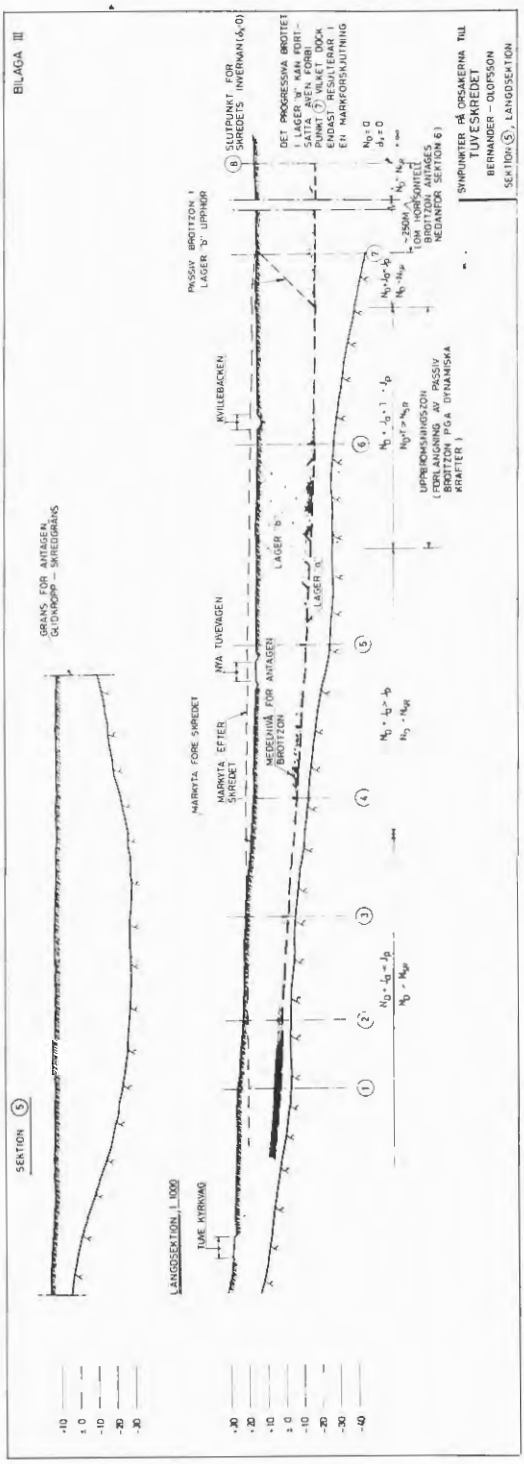
BILAGA II

SINPUNKTER PÅ ORSAKERNA TILL TUVESKREDET.

BERNANDER – OLOFSSON

SEKTION 1–4

BILAGA III


BILAGA III
SEKTION 5
GRÄNS FÖR ANTAGEN GLIDKROPP – SKREDGRÄNS
LANGDSEKTION 1:1000
TUVE KYRKVÄG
MARKYTA FÖRE SKREDET
MARKYTA EFTER SKREDET
MEDELNIVÅ FÖR ANTAGEN BROTTZON
NYA TUVEVÄGEN
LAGER "b"
LAGER "a"
KVILLEBACKEN
PASSIV BROTTZON I LAGER "b" UPPHÖR
SLUTPUNKT FÖR SKREDETS INVERKAN (d_v=0)
DET PROGRESSIVA BROTTET I LAGER "a" KAN FORTSÄTTA EN FORBI PUNKT 7 VILKET DOCK ENDAST RESULTERAR I EN MARKFORSKJUTNING
$N_0 = 0$
$d_v = 0$
~250M OM HORISONTELL BROTTZON ANTAGES NEDANFÖR SEKTION 6)
UPPBROMSNINGSZON (FÖRLANGNING AV PASSIV BROTTZON PGA DYNAMISKA KRAFTER)
SYNPUNKTER PÅ ORSAKERNA TILL TUVESKREDET
BERNANDER – OLOFSSON
SEKTION 5, LANGDSEKTION

ANALYS AV ORSAKEN TILL TUVESKREDETS UTBILDNING

*Jan Berntson**
*Göran B. Lindh**

*VIAK AB, Göteborg

1. GEOLOGISKA OCH GEOTEKNISKA FÖRHÅLLANDEN

1.1 Geologi

Berggrundsgeologiskt intressanta formationer i Tuve-området är diabasgången - Tuvegången - som genomkorsar området (1.2) samt ett N-S sprickstråk i västra sidan av Kvilledalen (1). SGU framhåller att båda dessa stråk bör vara vattenförande, se vidare pkt 2.

Från SGU:s beskrivning om jordlagerförhållanden inom skredområdet vill vi peka på det sand/siltskikt (zon C) på 0-8 m djup i leran, som SGU anser kan ha förekommit i området. Bedömningen från SGU är baserad på kännedom om det allmänna stratigrafiska mönstret för dalgångar i Göteborgstrakten samt resultat av borrningar i pkt 18. Förekomsten av ett sådant skikt är av stor betydelse ur stabilitetssynpunkt. SGU gör också en jämförelse med förhållandena i Surte och konstaterar därvid att motsvarande jordartszon finns belagd från undersökningar där. Vi har försökt återfinna ett sådant skikt i borrresultat från dels trycksonderingar utförda före skredet, dels portrycksonderingar efter skredet. Tryck- eller portrycksonderingarna visar ej på förekomsten av ett sådant skikt, förutom en portrycksonderad pkt SGI nr 1.

Inom området förekommer ett sand/siltlager nära fasta botten, vilket vi speciellt vill fästa uppmärksamheten på. Utgående från utförda sonderingar samt iakttagelser inom de områden längs skredkanten där glidytan var blottad efter skredet, kan konstateras att detta skikt är mycket homogent och kontinuerligt. Där glidytan har kunnat studerats har den gått i leran intill sand/siltlagret.

1.2 Geoteknik

Från flertalet av äldre utförda borrningar inom området för initialskredet framgår att leran skulle ha en skjuvhållfasthet på ca 15 kPa till några meters djup, var-

efter normal tillväxt sker mot djupet. Leran har således varit av normal Göteborgskaraktär med τfu = 15 kPa till ett par meters djup och därefter tillväxt med 1,5 kPa/m, se figur 1. Utförda sensitivitetsbestämningar visar att leran öster om Tuve Kyrkväg är av kvickleretyp.

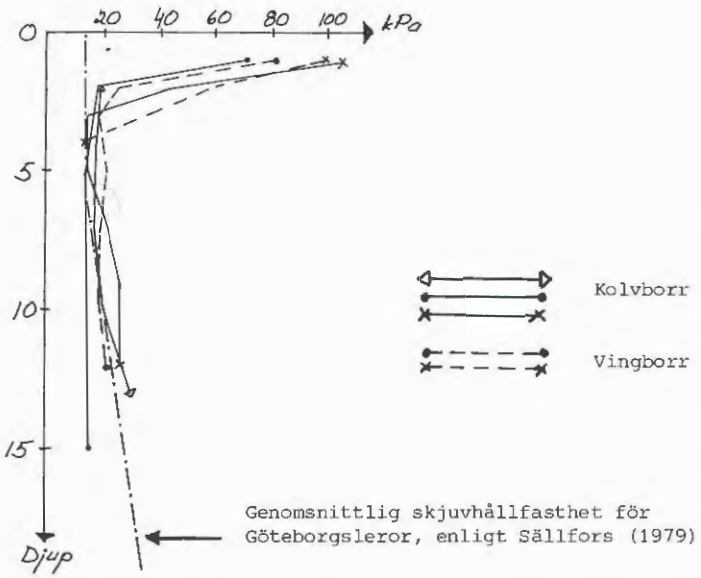


Fig 1. Sammanställning av resultat över skjuvhållfasthet från borrningar utförda före skredet.

2. GEOHYDROLOGISKA FÖRHÅLLANDEN

De geohydrologiska intressanta betingelserna i området är

a) Tuvegången samt ett N-S sprickstråk längs västra sidan av Kvilledalen,
b) friktionsjorden under leran,
c) artesiska trycken efter skredet öster om Nya Tuvevägen.

2.1 Tuvegången samt N-S sprickstråk längs västra sidan av Kvilledalen

I SGU:s utlåtande framhålles att parallellt med Tuvegången genom skredområdet går ett eller flera brantstående vattenförande stråk i den ena eller i båda kontakterna mellan diabasgången och sidoberget. VIAK har utfört borrningar i 2 punkter i området för diabasgången och därvid funnit att endast de översta 2-3 m av diabasen är starkt uppsprucken och vattenförande (2). Detta förhållande har också kunnat konstaterats i samband med återställningsarbetena.

Det N-S sprickstråk längs Kvilledalens västsida bedömer SGU som rikligt vattenförande.

Borrningar i en motsvarande N-S sprickdal väster Tångelund visar på helt tätt berg.

En sammanfattande bedömning av formationernas vattenförande kapacitet blir härvid enligt följande.

- Av utförda provpumpningar i borrhål i Tuvegången har VIAK bedömt att den ytligt vattenförande delen korresponderar helt med den överlagrande friktionsjorden. Därunder är gången tät (2). Att förhållandena är sådana kan framgå av att pågående grundvattenmätningar väster om Tuvevägen ej visar på trycknivåer över markytan. Detta förklaras av att Tuvegången ej förmår att bygga upp högre tryck än till nivån där bräddning sker längs skredkanten eller genom nedförda sprängstensbankar till grundvattenmagasinet.

- P g a att den vattenförande zonen i Tuvegången står i kontakt med friktionsjorden kommer det grundvattentryck som maximalt kan byggas upp att regleras av den nivå vid vilken grundvattenmagasinet bräddar. En beräkning av max grundvattentryck inom skredområdet visas i figur 2.

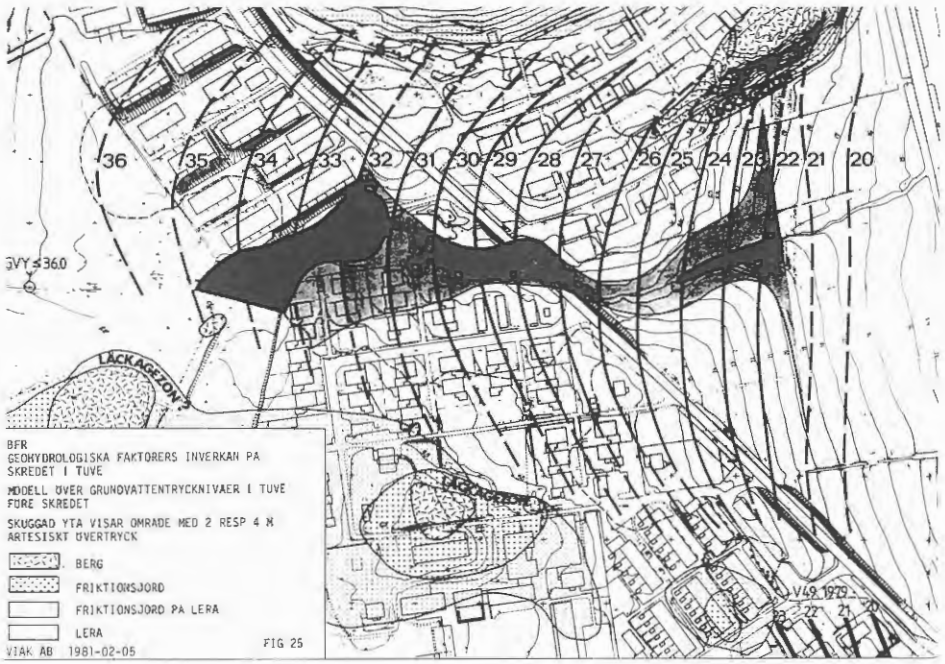


Fig 2.

- N-S sprickzonen längs Nya Tuvevägen torde vara vattenförande (1)(2). Detta har bl a bekräftats vid en tunnelpassage söder om skredområdet. Sprickzonen torde ha en reglerande effekt på grundvattentrycken längs Nya Tuvevägen.

2.2 Friktionsjorden under leran

Av VIAK:s undersökning (2) framgår att de hydrauliska egenskaperna för zonen är känsliga för störningar. Små vattenmängdsförändringar ger stora effekter på grundvattentrycken i omgivningen. Beräkningar visar att grundvattentrycken mycket snabbt kan stiga 2-3 m.

2.3 Artesiska grundvattentryck efter skredet öster om Nya Tuvevägen

Inom skredets nedre del utförs portrycksmätningar i ett flertal stationer och på flera nivåer (portryckspro-fil). Mätningarna utförs med slutna mätare. Portrycken i leran har genomgående ett tryck som i stort är lika med överlagringstrycket. Den djupast placerade spetsen torde ha stannat i siltiga/sandiga lager som utgör grundvattenmagasinets övre del. Uppmätta tryck på sådan nivå avviker i regel kraftigt från portrycken i leran då trycknivåerna ligger i markytan (bräddningsnivån). Undantag utgör dock området centralt i skredet öster om Nya Tuvevägen. Den djupast placerade mätaren visar här på artesiska tryck 3-4 m över nuvarande markyta, vilket skulle motsvara 7-8 m över ursprunglig markyta. En sådan trycknivå förefaller för hög om jämförelse görs med uppmätta tryck i Kvilledalen söder och norr om skredet där trycknivån registrerats max 2-3 m över markytan.

Förklaringar till de registrerade trycken kan vara följande:

- Ett högt grundvattentryck skulle kunna skapas genom att grundvattenmagasinet via en sprickzon i berget står i god kontakt med högt liggande infiltrationsområden. Antagandet förutsätter dock att förbindelsezonen ej är dränerad till grundvattenzonen längre upp i skredområdet, vilket vi bedömer som mindre sannolikt.

- De höga portryck som byggts upp i leran inom skredområdet dräneras ut bl a ned mot grundvattenzonen. Om grundvattenmagasinet härvid har en transmissivitet (T) som är 100 gånger lägre än inom de undersökta områdena vid Tuvevägen och Almhöjdsområdet kan de tillförda vattenmängderna vara tillräckliga för att bygga upp de höga trycken.

- Mätspetsarna har ej nått ned till grundvattenzonen utan står i något ovanförliggande, innestängt lager. Detta förhållande kan bekräftas av rådande tryck vid årsskiftet 1980/1981, som visar på att en långsam, successiv avsänkning sker via "tryckbubblan".

3. ORSAKER TILL SKREDETS UTBILDANDE

Vår bedömning om orsaken till skredet baseras beräkningsmässigt på både C- och CØ-analyser samt C + Ø-analys.

3.1 C-analyser

Beräkningar har utförts på ett flertal sektioner genom Tuve Kyrkväg ned mot Nya Tuvevägen, samt för slänten från Snarberget mot bäckravinen nedanför. Använda storheter på parametrarnas densitet och skjuvhållfasthet har varit

a) densitet $\rho = 1{,}60$ t/m^3
skjuvhållfasthet $\tau_{fu} = 15$ kPa genom hela jordprofilen.

Av sammanställningen från utförda skjuvhållfasthetsbestämningar figur 1, framgår att ansatsen torde ligga avsevärt på den säkra sidan. Endast en provtagning visar så låga värden varför störning av provet kan misstänkas.

b) densitet $\rho = 1{,}65$ t/m^3
skjuvhållfasthet $\tau_{fu} = 15 + 1{,}5\ (d-5)$ d = djupet u m y.

Ansatsen för skjuvhållfastheten motsvarar en normal Göteborgslera (4) och synes väl representera resultaten av utförda provtagningar i området.

Resultaten av beräkningarna (SGI och VIAK) visar att vid förhållanden enligt antagande

a) erhålles låg säkerhet med Fc $\simeq$ 1,0.
   Vi bedömer dock att detta antagande är orealistiskt.

b) erhålles betryggande säkerhet.
   Vi anser att detta antagande är realistiskt.

3.2 CØ-analyser

Konventionella beräkningar enligt rubricerat förfaringssätt har utförts av bl a SGI. Resultaten från sådana beräkningar visar vid konventionella ansatser av parametrarna för Göteborgslera att erforderliga porövertryck för $F_{C\emptyset} \leq 1,0$ skall vara 8-10 m över my i området mellan Tuve Kyrkväg och Nya Tuvevägen. Enligt vår bedömning enligt pkt 2 torde så höga trycknivåer som 8-10 m över my ej vara realistiska inom området.

Vi anser dock att orsaken till skredet står att söka i höga grundvatten- och portryck enligt följande princip.

3.3 Principiell analys av skredorsaken

3.31 Initiell skredutbildning

Längs Tuve Kyrkväg är förhållandena i princip enligt figur 3.

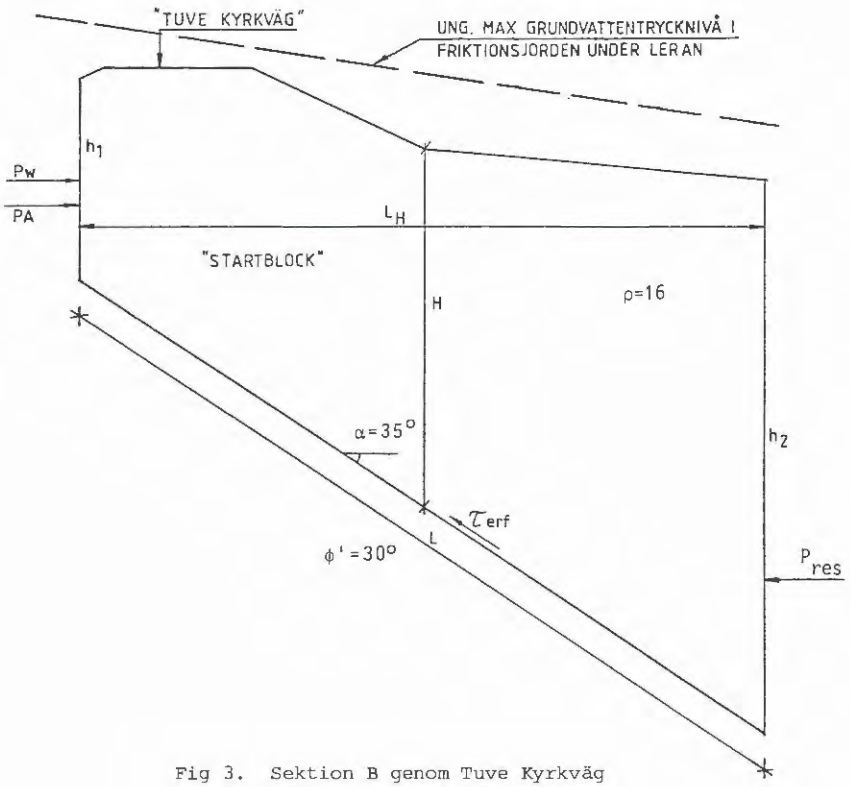


Fig 3. Sektion B genom Tuve Kyrkväg

Stabiliteten för denna lamell kan beräknas enligt följande:

$G = H \times L_H \times \rho \times 10 = 15 \times 27 \times 16 = 6480$ kN/m

$G_{//} = 6480 \times \sin 35^\circ = 3717$ kN/m

$$P_A = \frac{\rho \times h_1^2}{2} \times g - 2{,}6 \times c \times h_1 = \frac{16 \times 8^2}{2} - 2{,}6 \times 17 \times 8 =$$
$$= 158 \text{ kN/m}$$

$$P_W = \frac{\rho_w \times h_1^2}{2} \times g = \frac{8^2 \times 10}{2} = 320 \text{ kN/m}$$

$P_{W//} = 320 \times \cos 35^\circ = 262$ kN/m

. . P pådr.tot = 3717 + 262 = 3979 kN/m

$$P_P = \frac{\rho x\, h_2^2}{2} \times g + 2{,}6 \times c \times h_2 = \frac{21^2 \times 16}{2} + 2{,}6x25x21 =$$

$$= 4893 \text{ kN/m}$$

$$P_{P//} = 4893 \times \cos 35^{\circ} = 4008 \text{ kN/m}$$

Beräkna tillåtet vattentryck när

$$P_{res} = P_P$$

$$\tau_{erf} = \frac{G_{//} + P_w - P_{p//}}{L} = \frac{3717 + 252 - 4008}{33} = 0$$

$$\tau_{erf} = (H \times \rho \times g \times \cos^2 35^{\circ} - u \times g) \times \text{tg } \phi' = (15 \times 16 \times \cos^2 35 - 10\, u) \times \text{tg}30^{\circ} = 0$$

u = 16 m v p

För att τ skall reduceras helt krävs ett portryck 1-2 m över markytan, varvid P_p kommer att mobiliseras, se figur 4.

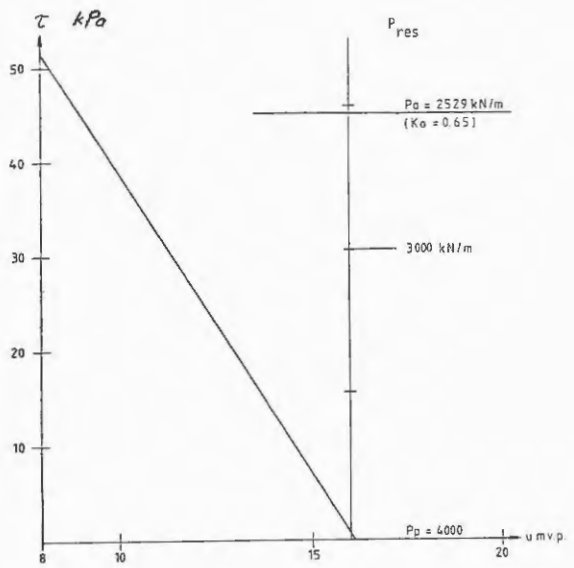


Fig 4. Skjuvhållfasthet och resulterande horisontalkraft som funktion av portrycket.

När ett stadie med höga portryck 2-3 m över markytan inträffar som i november 1977 torde alltså "startblocket" längs Tuve Kyrkväg bli helt instabilt. Samma förhållanden kan också antas råda längs söda sidan av Snarberget. Dessa resultat överensstämmer helt med de beräkningsresultat som Sällfors har redovisat (5).

3.32 Fortsatt skredförlopp

När avsnittet med den brantstående botten längs Tuve Kyrkväg genom de höga grundvatten - portrycken förlorat skjuvhållfastheten i bottenskikten sker deformationer vid mobiliseringen av passivtrycket. Redan i detta skede är det troligt att sprickan längs Tuve Kyrkväg uppstår (jfr (6,7).

3.33 Jämvikten i glidsjoket analyseras enligt modell i figur 5.

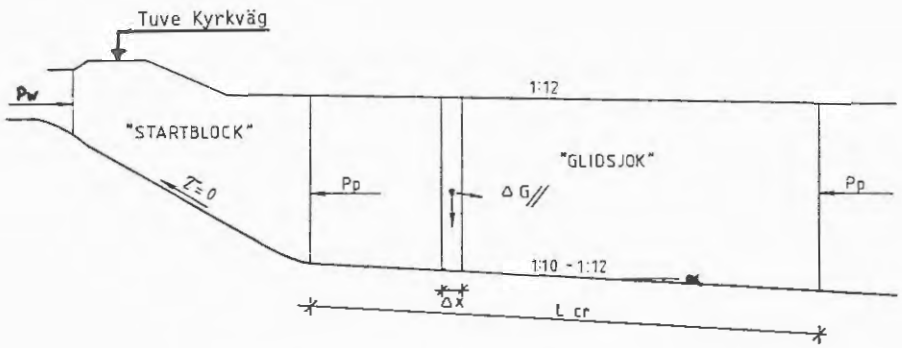


Fig 5. Sektion B genom Tuve Kyrkväg.

Mothållande kraft längs glidskiktet (se fig 6)

$\tau = (\rho \times H \times \cos^2\alpha - u \times g) \times tg\phi' =$

$= (16 \times 21 \times \cos^2 5^\circ - u \times 10) \times tg30^\circ$

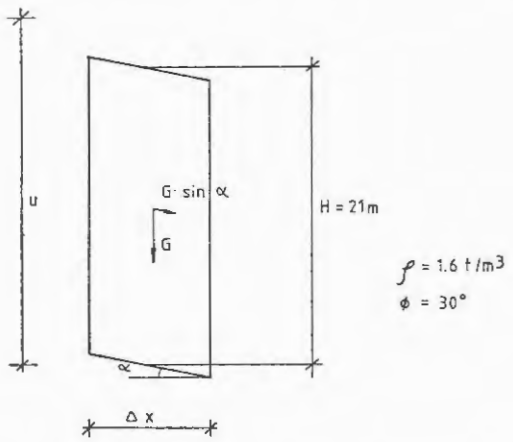


Fig 6. Bidrag av egenvikt per längdenhet Δx

$G \times \sin\alpha = 16 \times 21 \times \sin 5^\circ = 29{,}3$ kPa/m.

För att ett krafttillskott ej skall erhållas parallellt med fasta bottnen krävs att

$\tau \geq 29{,}3$ kPa/m $\Longrightarrow$ u ≤ 28,4 m v p

Enligt VIAK:s utredning (2) så kan vattentrycken i bottendelarna max ge en stignivå ca 2 m över markytan.

Slänten borde således vara stabil med detta betraktelsesätt.

3.34 Den silt som finns i bottenskikten bedöms vara normalkonsoliderad d v s löst lagrad med ett kontraktant beteende vid deformation. Det fortsatta skredförloppet beror på kollaps i siltskiktet under "glidsjoket". Kollapsen orsakas av höga portryck, vilka genereras på följande sätt.

Portrycken genereras, förstärkes och underhålles genom det horisontaltryck (upp till passivtryck) som mobiliseras för att "startblocket" skall vara stabilt.

Eftersom jorden är normalkonsoliderad så ger horisontaltryck över vilojordtrycket upphov till ökade portryck. Max kan portrycket stiga till en nivå motsvarande överlagringstrycket. Se figur 7.

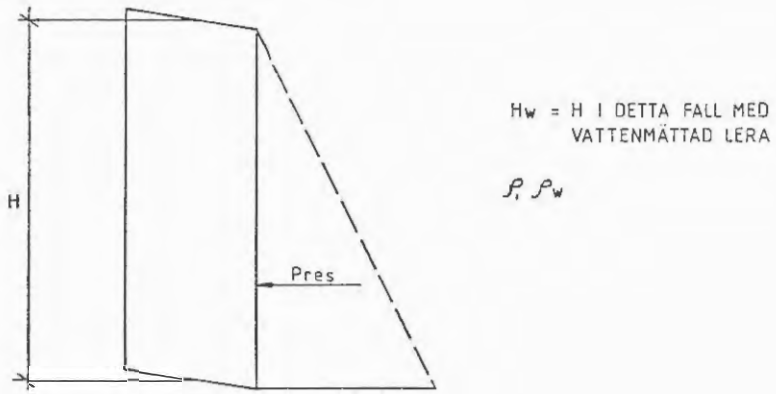


Fig 7. Lamell i "glidsjoket"

Det höga portrycket vid "startblockets" djupaste punkt fortplantas in under glidsjoket och fokuseras genom fasta bottnens trågform. Sänkning av trycket antas ske långsamt genom att siltskiktet är innestängt i lera och härvid bedöms ha liten magasinkoefficient och låg transmissivitet.

Vi får ett tillstånd där portrycket kan bli lika med totala överlagringstrycket (liquefaction).

$p_A < p_{res} < p_p$

$p_p = \rho' \times g \times H + \rho_w \times g \times H_w + 2{,}6 \times \tau$

Vi ansätter $\tau = 0{,}25 \times \sigma'$ (normalkonsoliderad lera)

$\sigma' = \rho' \times g \times H$ ger $\tau = 0{,}25 \times \rho' \times g \times H$

K_o vanl 0,6 - 0,7 (välj $K_o = 0{,}65$)

Eftersom jordens horisontalkonsolidering antas vara lika med $K_o \times \sigma'$ så blir teoretisk möjlig portrycksökning lika med $p_p - p_o$.

$\therefore$ erhålles

$$p_p - p_o = \rho' \times g \times H + \rho_w \times g \times H_w + 2{,}6 \times 0{,}25 \times \rho' \times g \times H - 0{,}65 \times \rho' \times g \times H - \rho_w \times g \times H_w = \rho' \times g \times H.$$

Totala portrycket på djupet H blir därför

$= \rho' \times g \times H + \rho_w \times g \times H = \sigma_{tot}$.

(Portrycket i leran inom skredområdet är för närvarande lika med totaltrycket.)

Detta medför att τ i siltskiktet går mot 0 eftersom

$\tau = tg\phi' \ (\rho' \times H + \rho_w \times H_w - u \times 10)$

u = totala portrycket för siltskiktet.

När P_{res} närmar sig P_{pl}, så gäller följande jämviktskrav (se fig 8)

$- P_{p2} + P_{pl} + G_{//} - \tau \times L > 0$.

Enligt vår skredhypotes så ger $P_{res} = P_p$ ett porvattenövertryck som är lika stort som överlagringstrycket varvid $\tau \Longrightarrow 0$.

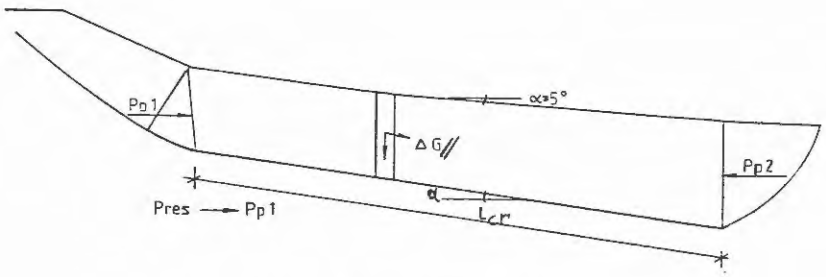


Fig 8. Sektion B genom Tuve Kyrkväg.

Vid dessa extremportryck så blir den kritiska längden, d v s den minsta släntlängden för att "glidsjoket" skall röra sig

$$L_{cr} = \frac{P_{p2} - P_{res}}{G_{//}}$$

$G_{//}$ per meter = $(H \times \rho \times g \times \sin\alpha) = 25 \times 16 \times \sin 5^{\circ} =$
$= 35$ kN/m

Med tidigare beräknade värden enligt sid 58-59 erhålles då

$$L_{cr} = \frac{\frac{\rho \times g \times H^2}{2} + 2{,}6 \times 0{,}25 \times \rho \times g \times \frac{H}{2} \times H - P_{res}}{G_{//}}$$

$$L_{cr} = \frac{\frac{25^2 \times 16}{2} + 2{,}6 \times 19 \times 25 - 4893}{35} = 38 \text{ m}$$

För att skredet skall utbildas och alltså p_{p2} skall överskridas krävs en minsta längd på "glidsjoket" av ca 38 m. Ett sådant förhållande är mer än väl uppfyllt i Tuve.

4. JÄMFÖRELSE MED SKREDET I SURTE

Vid en motsvarande betraktelse av en sektion i Surte (se fig 9) (sektion 764 SGI 1952) erhålles följande.

Beräkning av "startblockets" stabilitet

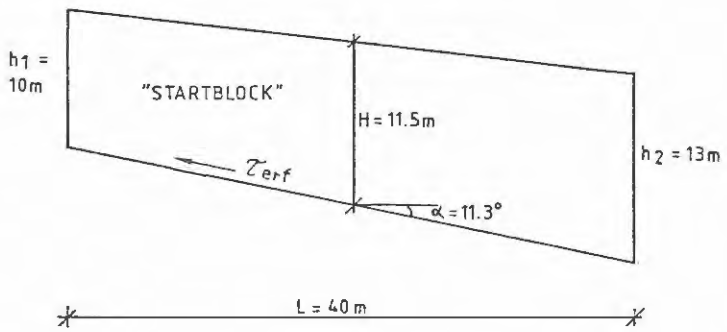


Fig 9. Sektion 764 SGI 1952.

$G = 40 \times 11,5 \times 16 = 7360$ kN/m

$G_{//} = 7360 \times \sin 11,3^{\circ} = 1443$ kN/m

$Pw = \frac{10 \times 10^2}{2} = 500$ kN/m

$P_p = \frac{16 \times 13^2}{2} + 2,6 \times 17 \times 13 = 1926$ kN/m

$G_{//} + Pw > P_p + \tau_{erf} \times L$

Erforderlig skjuvhållfasthet längs bottenskiktet blir

$$\tau_{erf} = \frac{G_{//} + Pw - P_p}{L} \quad \tau_{erf} = \frac{1443 + 500 - 1926}{40} = 0,4 \text{ kPa}$$

Denna skjuvhållfasthet motsvarar ett portryck enligt följande

$\tau_{erf} = (\sigma' \times \cos^2\alpha - u \times g) \times tg\phi'$

$0,4 = (16 \times 11,5 \times \cos^2 11,3^{\circ} - 10 \times u) \times tg30^{\circ}$

$\Longrightarrow u = 17,6$ m v p

Alltså krävs ett portryck med trycknivån ca 6 m över markytan för att "startblocket" skall ge passivtryck på "glidsjoket".

Dessa höga tryck torde ha förekommit i Surte på grund av två speciella förhållanden.

a) Från en sprickkartering i området av SGI 1980 framgår att en vattenförande sprickzon löper genom Surtesjön ned genom skredområdets centrala del där skredet anses ha börjat.

b) Strax före skredets början hade pålning utförts i området nära "startblocket".

Enligt vår tidigare skredteori ger ett passivtryck i en normalkonsoliderad, siltskiktad lera mycket höga portryck. Om skikten lutar medför detta kollaps längs det kontraktanta silt/sandlagret.

Ett ögonvittne har berättat att skredet startade genom att en våg syntes gå nedför slänten. Därefter började marken glida ned mot Göta Älv. Vågen som ögonvittnet anger anser vi beskriva hur passivzonen successivt förskjuts alltefter som kollapsen i siltskiktet sprids.

5. SKREDFÖRLOPP I TUVE

Vid vår bedömning av skredförloppet har vi bl a ingående studerat resultaten av utförda portryck - och spetskraftsonderingar. I dessa har kunnat fastläggas vissa zoner i profilen vilka synes ha en kraftig störning och således bör anvisa en glidzon. Vid bedömningen om förekomsten av en störd zon har vi till viss del stött oss på ett förhållande om normal portrycksökning för Göteborgslera. Från resultaten av ett större antal utförda portrycksonderingar i normalkonsoliderad Göteborgslera har vi funnit att portrycksökningen med djupet i genomsnitt brukar vara

2,5 - 3,0 m v p/m (25 - 30 kPa/m).

Vi bedömer att skredförloppet bör ha varit enligt följande:

- Initiellt har jordmassorna vid Tuve Kyrkväg ("startblocket") pressats nedåt längs fasta botten eller i sand/siltskiktet strax över. "Startblocket" samt hela partiet nedanför Tuve Kyrkväg - "glidsjoket" - glider sedan samtidigt ned mot Kvilledalen längs ett skikt på 20 - 25 m djup. Jfr ovan under pkt 3. Förskjutningsriktningen blir enligt fig 10. Uppbromsning sker först sedan tillräckligt stort mothåll - genom markytans höjning - har skapats inom passivzonen. Att en förskjutning av en större enhet har skett i den nedre delen bekräftas förutom av ovan nämnda borrningar också av områdets beskaffenhet efter skredet. Området är bortsett från en viss veckning i markytan mycket intakt och homogent till skillnad från partierna ovan Tuve Kyrkväg.

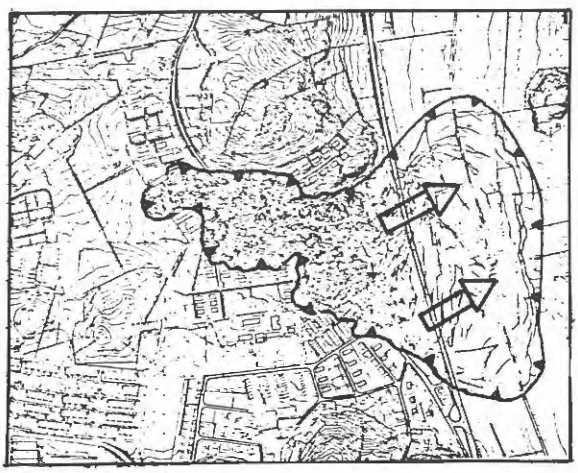


Fig 10

- Jordmassorna ovan Tuve Kyrkväg har efter huvudskredet med förlust av framförliggande mothåll successivt kommit att lossna och glida ned mot Kvilledalen. Att jordmassorna härvid kommit att flyta och utsatts för omfattande störning bekräftas av husförskjutningarna samt portrycksonderingarna, se figur 11 och 12.

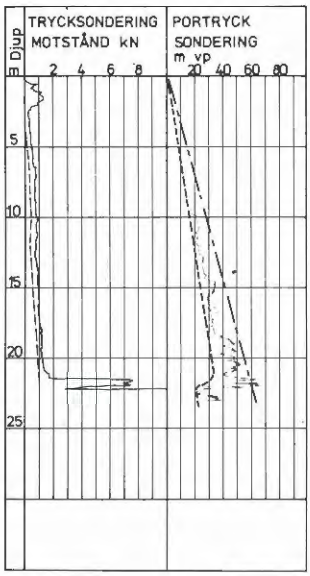


Fig. 11 Resultat av portrycksondering utförd inom det centrala partiet av skredområdet.

---------- Rådande portryck efter skredet

—— - —— - Portrycksökning 2,5 m v.p./m

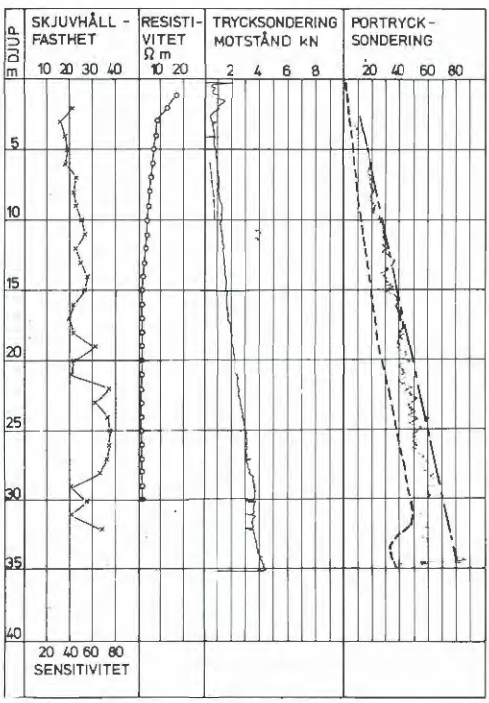


Fig 12. Resultat av portrycksondering utförd inom det nedre partiet av skredområdet.

6. REKOMMENDATIONER FÖR STABILITETSKONTROLL AV SLÄNTER MED AVSEENDE PÅ KOLLAPSSKRED

C-analys har, som tidigare nämnts, inte kunnat förklara skreden i Surte, Göta, Körkarlen, Rävekärr eller Tuve.

Förutom C-analys måste alltid en C + Ø-analys utföras på "startblocken". De viktigaste faktorerna är då jordartsparametrarna, geometrin samt karaktäristiska portrycksdata bestämda i geohydrologisk utredning.

Om beräkning av "startblockens" stabilitet visar höga påkänningar och jordlagerföljden misstänks innehålla lutande siltskikt måste portrycken övervakas och eventuellt sänkas.

Sedan 1975 har vi framförallt vid pålningsarbeten i jordar på områden med brantstående fast botten rekommenderat portrycksövervakning, portryckssänkning och deformationsmätning av såväl horisontella som vertikala deformationer under arbetenas utförande.

7. SAMMANFATTNING

Tuveskredet har startat längs Tuve Kyrkväg och Snarberget där fasta botten stupar brant. Utlösande orsak har varit höga portryck i silt/sandskikt nära fasta botten. Genom en fortskridande kollaps i djupt liggande siltskikt innestängda i leran har den mothållande kraften reducerats så att hela partiet öster om Tuve Kyrkväg samtidigt glidit iväg mer eller mindre monolitiskt (primärskredet).

Sekundärt har därefter området väster om Tuve Kyrkväg glidit iväg i skålla efter skålla.

Sannolikheten för skred av denna typ kan för närvarande inte beräknas med konventionell C och CØ-analys. Däremot kan man med stöd av C + Ø-analys, studier av stratigrafin och geometrin samt geohydrologin bedöma skredfarliga områden.

Skred av denna typ torde endast kunna förhindras genom portrycksändringar och rigorösa föreskrifter för verksamhet som höjer portrycket kraftigt (pålning, sprängning o s v).

REFERENSER

1. SGI Rapport nr 11 - Geologibilaga.
2. VIAK AB: Hydrogeologiska faktorers betydelse för skredet i Tuve.
3. SGI Rapport nr 11 - Geoteknikbilaga.
4. Sällfors, G, Olsson, T. 1970: Advantages and disadvantages with field vane test. Canadian Geotechnical Conference, Quebec, Canada.
5. Sällfors, G. 1979: Långsträckta slänters stabilitet - en förenklad beräkningsmetod.
6. Löfquist, B. 1970: Lerskred genom vattenupptryck. Väg- och Vattenbyggaren, vol 19 No 2, pp 187-190.
7. Broms, B B. 1978: Translationary slips in soft clays. Proc Inf Conf Evaluation and Prediction of Subsidense, Pensacola Beach Florida, USA pp 169-187.

TUVESKREDET

*Hans Fagerström**

*Bengt Broms***

*VBB, Vattenbyggnadsbyrån, Stockholm

**Kgl Tekniska Högskolan
Inst för jord- och bergmekanik
Stockholm

1. BAKGRUND

Tuvematerialet har granskats med särskild tanke på eventuell förekomst av höga vattentryck i lutande sand- eller siltlager samt förutsättningar för translationsskred i sådana lager. Det har därvid bekräftats att

- silt- och sandlager förekommer i bottenlagren i flertalet borrhål,
- det underliggande berget invid Kyrkvägen, där skredet började, delvis är mycket brant,
- topografin och geologin är sådan att förutsättningar funnits för höga vattentryck.

Även om det inte kunnat entydigt påvisas att lagringstätheten hos dessa silt- och sandlager varit låg, talar bildningssättet med grovkornigare lager i lös, normalkonsoliderad lera för lös lagring, speciellt i starkt lutande formationer. Vingborrförsök utanför skredet tyder också på låg lagringstäthet.

2. MARK- OCH BERGTOPOGRAFI

Initialskredet skedde i en dal omgiven av berg i norr och söder, figur 1-2, i anslutning till en bäckravin strax öster om Tuve Kyrkväg. Släntlutningen var lokalt 1:3 till 1:5. Nivåskillnaden mellan bäckfåran och vägen uppgick till 4-5 m.

Inom detta parti lutar det underliggande berget kraftigt, som brantast ca 1:1,3, figur 3-4. Även på dalens norra sida är bergbottnen brant lutande så att berget under skredområdet bildar en markerad svacka. Intill denna finns en mäktig diabasgång, den s k Tuvegången, med troligen starkt trasigt berg. På ömse sidor om diabasen kan man förmoda att bergets gnejsgranit är starkt uppsprucken.

3. VATTENFÖRANDE LAGER

Den våldsamma sidoförskjutningen i samband med skredet har ändrat de ursprungliga jordlagerförhållandena, varför lagerföljden före skredet inte kunnat fastställas i detalj. Så mycket synes emellertid klart - främst tack vare foliekärnorna och portryckssonderingarna - att lerans bottenlager i allmänhet innehåller markanta silt- och sandskikt som nedåt övergår i morän eller annan friktionsjord vilande direkt på berg.

Områdets topografi och de allmänna geologiska förhållandena, med en störd zon i berget under skredområdet och vattengenomsläppliga sand- och siltlager i kontaktzonen mellan jord och berg, gör det naturligt att grundvattnet runnit till från omgivande höjdpartier och koncentrerats till bottenlagren, där skredet började, figur 5. Dessa lager kan därvid ha infiltrerats både uppifrån genom omgivande terräng och nerifrån genom den uppspruckna berggrunden.

Ytvattnet har även samlats i bäckravinen. Bäckkulverten under Tuve Kyrkväg hade vid tiden för skredet svämmat

över sina bräddar och vatten hade troligen (enligt SGU) infiltrerat permeabla marklager.

Grundvattenströmmen genom dalen kan ha försämrat stabiliteten dels genom att bygga upp höga portryck som försämrat hållfastheten främst i friktionsjord (sand, grus och morän), dels genom att partier av leran i dalen lakats ur så att sensitiviteten ökat.

Under tiden efter skredet har grundvattennivån normalt legat i jämnhöjd med den nya markytan. Den kan ha varit betydligt högre vid skredtillfället, då den också kan ha stegrats i samband med markrörelserna. I skredområdet var portrycken strax efter skredet så höga att de i det närmaste motsvarade det totala överlagringstrycket.

4. JORDENS HÅLLFASTHET

De utförda geotekniska fält- och laboratorieundersökningarna pekar på att leran före skredet haft en genomsnittlig odränerad skjuvhållfasthet av 15 kPa ner till 5 m djup och att hållfastheten närmast därunder ökat med 1,3 kPa/m. Dessa värden har använts i stabilitetsberäkningar med totalspänningsanalys. Vid effektivspänningsanalys har lerans genomsnittliga inre friktionsvinkel med ledning av laboratorieprovningarna förutsatts vara 17°, under det att kohesionen antagits vara noll. Dessa värden har kombinerats med olika portrycksantaganden.

I Tuvelerans djupare lager har konstaterats att skjuvhållfastheten oftast minskar med djupet (borrhål 1, 3, 6, 18, 25 och 26), vilket kan vara en följd av störningen i glidzonen och vid provningen. En del kan också bero på förhöjt portryck i sand- och siltskikt i bottenlagren och, enligt nedan, på att den relativa lagringstätheten varit låg. (Jämför med borrhål 18 utanför skredet).

Lerans skjuvhållfasthet bestämd med vingborrförsök påverkas endast i mindre utsträckning av en ökning av

porvattentrycket. Den är främst beroende av det högsta effektivtryck som leran varit utsatt för tidigare. Även vid en så låg c/p-kvot som 0,30 skulle den uppmätta skjuvhållfastheten på 20 till 25 m djup vara ca 40 kPa för en grundvattennivå i markytan. Uppmätt skjuvhållfasthet i borrhål 18 var ca 25 kPa med konförsök och ca 32 kPa med vingborrförsök. Den uppmätta skjuvhållfastheten var således väsentligt lägre än normalt för en normalkonsoliderad lera. De låga värdena med konförsök förklaras av störningen vid provtagningen. Den låga skjuvhållfastheten vid vanliga vingborrförsök kan i sin tur förklaras av låg lagringstäthet i sand- och siltskikten. En lös lagring medför att porvattentrycket ökar när vingdonet vrids, varvid effektivtrycket i skikten minskar och hållfastheten blir låg. Ett sätt att indikera lagringstätheten hos sand- och siltlager skulle således vara just vingborrförsök. Visar sådana försök att skjuvhållfastheten är lägre än för en normalkonsoliderad lera, kan risken för jordflytning vara stor vid initialrörelser eller vid vibrationer från exempelvis trafik, sprängning eller pålslagning.

Sensitiviteten före skredet är ännu vanskligare att uppskatta än hållfastheten, eftersom variationerna är mycket stora både från plats till plats och på olika djup. I huvudskredets centrala del har sensitiviteter på över 100 mätts upp efter skredet (borrhål 1 och 6). Ovanför Tuve Kyrkväg var sensitiviteten av storleksordningen 80 före skredet (VIAK). Glidzonens värden är lägre, indikerande att störningen här har varit kraftig.

5. SKREDMEKANISM

Ett storskred av den typ som inträffade vid Tuve kan börja vid släntfoten eller något annat utsatt parti, ofta intill ett vattendrag på grund av erosion, figur 6. Initialskredet brukar analyseras med både total- och effektivspänningsanalys. I det senare fallet använder man sig av hållfasthetsparametrar, som bestäms genom dränerade direkta skjuvförsök jämte beräknade eller

uppmätta porvattentryck. Den osäkraste parametern i en sådan analys är det uppskattade porvattentrycket.

Initialskredet utlöser i sin tur ytterligare, bakåtgripande skred om den kvarstående jordväggen i skredärret ej är stabil. Man kan förutsätta att ändringen av belastningen vid initialskredet är så snabb att vattenhalten i den kvarvarande jorden ej hinner ändras. Den kvarstående jordens stabilitet beräknas därför i regel med totalspänningsanalys, varvid skjuvhållfastheten bestäms med exempelvis vingborrförsök i fält eller konförsök på laboratorium. Ett bakåtgripande skred stannar vanligen ej förrän det nått berg eller fastare lager eller dit där torrskorpan är så pass tjock att den når till fast botten.

Övre delen av det stora skredet kan förklaras på detta sätt med skredet vid Tuve Kyrkväg som inititerande faktor. Denna del av Tuveskredet är således vad man kan förvänta och där kan nuvarande beräkningsmetoder användas för att beräkna stabiliteten. Det som avviker från den "klassiska" brottmekanismen är den framåtgripande delen av skredet mellan Tuve Kyrkväg och Tuvevägen. Stabiliteten skulle där ha varit tillfredsställande enligt vanliga beräkningsmetoder, fastän relativt låga värden på lerans skjuvhållfasthet har använts. Normalt söker sig glidytan till sådana lerlager som har hög sensitivitet. Så har emellertid inte varit fallet nedanför Tuve Kyrkväg, där skredet skedde i eller intill de djupt liggande bottenlagren med troligtvis låg sensitivitet.

Den brottmekanism som förefaller vara trolig illustreras i figur 7 med en tvärsektion genom Tuve Kyrkväg, där skredet började. Den lokala stabiliteten måste ha varit låg med avseende på ett translationsskred längs det underliggande brant stupande berget. Om skikten är lutande, kan nämligen även en måttlig ökning av porvattentrycket leda till skred, till och med om marken är nästan horisontell (Broms, 1978; Massarsch 1979; Sällfors, 1979).

De krafter som verkar pådrivande är jordtrycket P_1 längs överkanten på den visade jordkilen samt jordkilens egenvikt. Mothållande är jordtrycket P_2 längs nedre delen av jordkilen och skjuvkraften längs bottenlagret. En analys visar att jordkilens stabilitet främst är beroende av krafterna P_1 och P_2 samt porvattentrycket i bottenlagret. På grund av att det underliggande berget stupar brant och att porvattentrycket är högt, blir den lokala stabiliteten låg. I det fall att stabiliteten försämras på grund av exempelvis en tillfällig ytterligare ökning av porvattentrycket i bottenlagren, förskjuts jordkilen längs bottenlagren så mycket att jordtrycket P_2 blir tillräckligt för att ånyo åstadkomma jämvikt. Den lokala förskjutningen på någon eller några centimeter ökar ytterligare porvattentrycket i de permeabla bottenlagren, om lagringstätheten hos dessa lager är låg. En motsvarande ökning av porvattentrycket kan även erhållas vid vibrationer eller skakningar från trafik eller sprängningar.

När lagringstätheten är låg förorsakar denna förskjutning eller sådana vibrationer att volymen reduceras och vatten pressas ut ur jorden. I det fall de permeabla sand- eller siltlagren är inneslutna i eller ligger under ett ovanliggande tätt lager, förhindras dräneringen av överskottsvattnet och i stället ökar porvattentrycket. Ökningen kan bli så stor att porvattentrycket kommer att motsvara totaltrycket, varvid skjuvhållfastheten i sand- eller siltlagret blir praktiskt taget lika med noll. Ökningen av porvattentrycket kan bli speciellt stor i de fall att de permeabla skikten gradvis tunnas ut eller upphör, vilket ofta är fallet i Göta älvs dalgång, figur 8. Detta innebär att endast långsam dränering kan ske och att ett högt porvattentryck kan kvarstå under relativt lång tid (flera dagar till veckor). Konsekvensen härav är att glidytan söker sig till sådana permeabla silt- eller sandlager med dålig dränering. Redan Kjellman (1954) påpekade att vid nästan alla skred i Sverige har högt porvattentryck i tunna silt- eller sandlager spelat en viktig roll.

Liknande observationer gjordes vid det framåtgripande skred som inträffade 1950 vid *Surte*. Brottytan följde inte lagren med kvicklera utan passerade under dessa (Jakobson, 1952). Detta skred förorsakades troligtvis av pålslagning i närheten av den punkt där skredet började. Nedre delen av skredområdet var nästan horisontell och den beräknade stabiliteten med avseende på en djupt liggande brottyta i leran var också här betryggande.

Det är även troligt att de decimeterbreda sprickor som erhölls under pålslagning vid *Rävekärr* och *Gamla Björlandavägen* förorsakades av högt porvattentryck i tunna sand- eller siltlager. Vid ett sådant arbete ökar porvattentrycket lokalt i leran kring pålarna under slagningen och i permeabla sand- och siltlager i leran på grund av packningen av vibrationerna. Portryckökningen var här tillräcklig för att utlösa en lokal förskjutning, vilken avstannade när mothållande jordtryck hade ökat tillräckligt för att ånyo åstadkomma jämvikt. I dessa två fall var således det passiva jordtrycket tillräckligt för att förhindra ett storskred.

Även *Frölanda* -skredet utanför Uddevalla, vilket förorsakades av sprängning, var utan tvivel av denna typ. Rörelsen var framåtgripande och ökningen av porvattentrycket så stor att det motsvarade det totala överlagringstrycket. Inom skredområdet kunde man efter skredet observera koner eller ryggar av sand, som hade bildats på ytan till följd av att sand trängt upp genom sprickor i leran. Liknande fenomen observerades vid det skred som inträffade i kvicklera vid *Turnagain Heights* i Alaska (Seed och Wilson, 1967).

6. SLUTSATSER

Den nedre delen av Tuve-skredet som har varit framåtgripande, kan inte förklaras med gängse beräkningsmetoder för cirkulärcylindriska glidytor. Beräknings-

mässigt skulle säkerheten längs sådana glidytor ha varit betryggande och risken för markgenombrott här försumbar.

Den allmänna geologiska bilden av Tuveområdet talar emellertid för att en grundvattenström från omgivande höjdpartier koncentrerats till området för initialskredet. Den kan där ha lakat ur leran så att sensitiviteten har ökat samtidigt som höga porvattentryck byggts upp i bottenlagren.

Skredet har därför sannolikt initierats av högt porvattentryck i permeabla sand- och siltlager i leran eller i bottenlagren där det underliggande berget har stupat brant. De lokala förskjutningar som dessa höga porvattentryck förorsakat har troligen ökat porvattentrycket ytterligare på grund av att sanden och silten varit löst lagrade. Ökningen av porvattentrycket har reducerat stabiliteten och lett till ett storskred. Brottytan har sannolikt följt de permeabla lagren, där porvattentrycket kraftigt reducerat skjuvhållfastheten.

De undersökningar som genomförts efter Tuve-skredet visar att konventionella stabilitetsberäkningar svårligen kan göras tillräckligt noggranna för att säkert utvärdera skredrisken i ett komplicerat läge eller för att bedöma riskområdets storlek.

Den ovan beskrivna hypotesen för Tuve-skredet talar för ett byggnadsgeologiskt betraktelsesätt. Grundvattenförhållanden och lagerföljd bör ägnas samma uppmärksamhet som skjuvhållfasthet. Vid Tuve synes läget och lutningen hos den fasta botten och de vattenförande lagren samt porvattentrycket i dessa ha haft väl så stor betydelse som marktopografi och lerans skjuvhållfasthet.

7. REFERENSER

Broms, B.B., 1978. Translationary slips in soft clays. Proc. Int. Conf. Evaluation and Prediction of Subsidense, Pensacola Beach Florida, USA, pp. 169-187.

Broms, B.B., and Stål, T., 1980. Landslides in Sensitive Clays. Proc, Int. Symposium on Landslides, Vol. 2, pp. 39-66.

Jakobson, B., 1952, The Landslide at Surte on the Göta River, Royal Swedish Geotechnical Institute, Proc. No.5, 121 pp., Stockholm.

Kjellman, W., 1954. Mechanics of Large Swedish Landslides, Proc. European Conf. on Stability or Earth Slopes, Vol.1, pp. 75-88.

Löfquist, B., 1974. Lerskred genom vattenupptryck, Väg- och Vattenbyggaren, Vol.19 No.2, pp. 187-190.

Massarsch, K.R., 1979. The Stability of Layered Clay Soils, Proc, 7. European Conf. Soil Mech. and Found. Engng, Vol.1, pp. 45-51.

Seed, H.B., and Wilson, S.D., 1967. The Turnagain Heights Landslide, Anchorage, Alaska, Proc. ASCE, Journ. Soil Mech. and Found. Div., Vol.93, No.SM4, pp. 325-353.

Sällfors, G., 1979. Långsträckta slänters stabilitet - En förenklad beräkningsmetod. The Nordic Geotechnical Meeting in Helsinki, pp. 495-507.

Fig 1. Skredets utveckling.

Fig 2. Marknivåer, borrsektioner i plan.

Fig 3. Nivåer underkant lera.

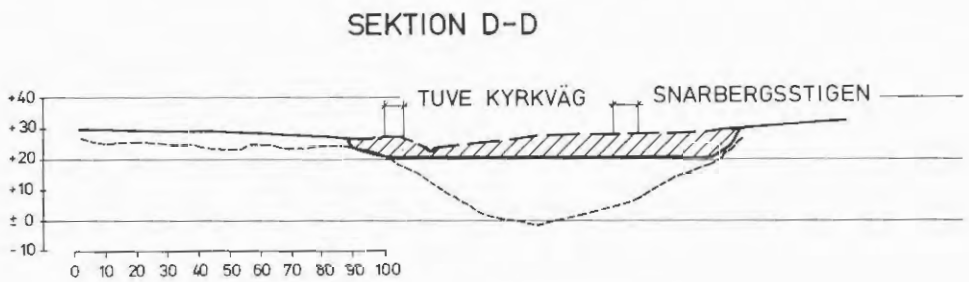


Fig 4. Sektion D, mark- och bergkontur.

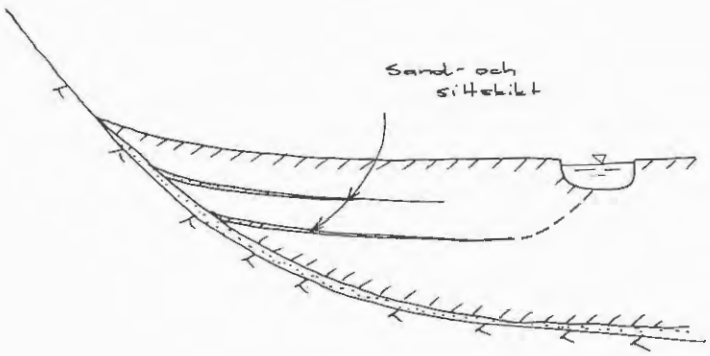


Fig 8. Permeabla sand- och siltskikt i lera är vanliga i Göta Älvs dalgång.

SYNPUNKTER PÅ TUVESKREDETS UTVECKLING INOM PASSIVA ZONEN

*Rune Lundström**

**Scandiaconsult AB, Stockholm*

Synpunkter för Tuve-skredets utveckling inom passiva zonen

Jämförelse mellan Surte- och Tuveskredet

Skredet i Surte, som inträffade den 29 september 1950 och skredet i Tuve den 30 november 1977 uppvisar många likheter. De mest påtagliga likheterna är de inträffade initialskreden från vilka skreden utvecklade sig såväl bakåtgripande som framåtgripande. Inom de terrängavsnitt där initialskreden inträffade har säkerheten varit nära 1,0. Initialskreden har utlösts genom människans inverkan i kombination med ogynnsamma naturliga betingelser. I båda fallen har ett högt porvattentryck inverkat ogynnsamt. I Surte utlöstes skredet sannolikt av ett pålningsarbete. I Tuve kan påförd bebyggelse i kombination med tung trafik och dess stötvågor genom leran ha varit utlösande vid tillfället för ett högt portryck.

Vid jämförelsen skall vidare konstateras att omfattningen av skreden i båda fallen är stor, vilket till viss del är en följd av förekomst av kvicklera inom vissa delar. De bakåtgripande skredens utveckling ned till vissa skikt med blottade "lerhällar" samt kvarstående lerkammar är andra likheter liksom den stora omfattningen av den framåtgripande delen. Det som fordrar en särskild förklaring och som diskuterats ur olika teoretiska synpunkter är, hur de båda skredens stora omfattning inom den framåtgripande eller passiva zonen kunnat utbildas. Surte-skredet utvecklades ned till Göta Älv från initialskredsområdet, ett avstånd på ca 350 m. I Tuve är avståndet mellan initialskredets nedre begränsning och den passiva zonens längst bort liggande begränsning 350 à 400 m.

I redogörelsen för Surte-skredet i Sveriges Geologiska Undersökning, avhandling Ser Ca nr 27, The Landslide at Surte on the River Göta Älv (C Caldenius och R Lundström), förklarar undertecknad hur utvecklingen av skredet inom den passiva zonen kunnat ske. Den stora kinetiska energi som skredmassorna har fått från initialskredet och härpå följande efterskred övergår till ett arbete, där framförvarande jordmassors passiva jordtryck övervinns och förskjutningar och lyftning sker av de losskjuvade jordmassorna.

De aktiva jordmassornas kinetiska energi

En massa i rörelse har en kinetisk energi = $\frac{m \cdot v^2}{2\ g}$ där
m är massans vikt
v är massans hastighet i m/s och
g är jordaccelerationen uttryckt i m/s^2 (= 9.80655)

Den kinetiska energin har sålunda sortsammansättningen kgm eller betecknas med andra ord som arbete. Kolliderar två lika stora massor med varandra vid lika stor hastighet hos vardera massan sker ingen förskjutning av massorna från kollisionsområdet. Den kinetiska energin omvandlas till ett arbete som t ex kan taga sig formen av en återstuds och/eller fragmentering av massorna. Är den ena hastigheten större än den andra eller den ena massan större än den andra och hastigheterna lika stora sker en förskjutning av massorna från kollisionspunkten i den större hastighetens eller större massans rörelseriktning. Förutom en viss elastisk sammantryckning eller fragmentering av massorna omvandlas den kinetiska energin i ett arbete i form av en friktionskraft verkande längs retardationssträckan.

I Surte- och Tuve-fallen har massorna från initialskredet och efterföljande skred fått en stor kinetisk energi medan framförliggande massor i den passiva zonen ligger i ro vid tidpunkten för initialskredets igångsättning.

Enligt uppskattningen av jordmassornas rörelsehastighet i Surteskredet uppgick denna till 1,5 m/sek, sid 55 i ovan nämnd publikation. I Tuve-skredet anges skredets rörelsehastighet till gånghastighet eller 1,5 - 2,0 m/sek.

Vid antagande av att skredbottnen ligger på 12 m djup under markytan kan initialskredets jordmassor i Tuveskredet uppskattas till ca $2,4 \cdot 10^5$ m^3 eller ca $3,8 \cdot 10^5$ ton. Härvid har antagits att initialskredet täcker en yta av 135 x 150 m^2, vilket motiveras från beskrivningar av skredets utveckling. Efterskredens jordmassor i aktiva zonen kan beräknas till ca $4,5 \cdot 10^5$ m^3 eller ca $7,2 \cdot 10^5$ ton.

Vid antagande att skredbottnen ligger på 30 m djup inom initialskredet och att efterskreden i övre delen har ett djup av 12 m uppskattas massorna inom initialskredet till ca $6,0 \cdot 10^5$ m^3 eller ca $9,5 \cdot 10^5$ ton och för efterskreden till ca $8,5 \cdot 10^5$ m^3 eller ca $13,5 \cdot 10^5$. Detta skulle kunna jämföras med närmare 5 st 200 000 ton tankers i 3 à 4 knops fart för initialskredet och närmare 7 st sådana tankers vad gäller efterskreden.

Från skredet i Surte såväl som skredet i Tuve kan vissa iakttagelser göras hur de passiva jordmassorna påverkats av de aktiva massorna. I Surte kunde inom den nordvästra delen av skredkanten observeras uppskjutna terrasser enligt figur 1.

Figur 1. Uppskjutna terrasser i Surteskredets nordvästra skredgräns

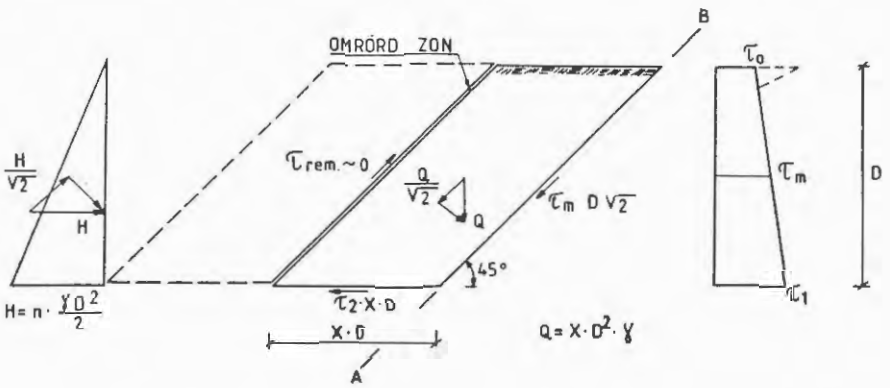
Inom Tuve-skredet kan ett liknande mönster iakttagas i form av losskjuvade lerelement, figur 2.

Figur 2. Losskjuvade element i övre passiva zonen i Tuve-skredet. Observera lutningen av överytan på elementen. Skredriktning åt höger på fotot.

I Tuve har överytan på dessa fått en "framåtlutning" som är av intresse och som förklaras i texten nedan.

Sönderskjuvning i element

Sönderskjuvningen av jordmassorna i den passiva zonen kan förklaras enligt följande. De massor som kommit i rörelse, de aktiva massorna, utövar på framförvarande massor ett ständigt tryck till dess att de aktiva massorna retarderats och kommit i ro. Betraktas ett element inom de passiva massorna erhålls verkande krafter enligt figur 3.



Figur 3. Krafter som påverka ett element inom de passiva jordmassorna så länge som de aktiva massorna har kvar kinetisk energi och ej har retarderats.

Projektion längs A - B ger:

$$n \cdot \frac{\gamma \cdot D^2}{2\sqrt{2}} - \frac{x \cdot D^2 \cdot \gamma}{\sqrt{2}} - \tau_m \cdot D \cdot \sqrt{2} - \frac{\tau_2 \cdot x \cdot D}{\sqrt{2}} = 0$$

$$x = \frac{n \cdot \gamma \cdot D - 4\,\tau_m}{2\,(D \cdot \gamma + \tau_2)}$$

Horisontalkraften H har satts till $n \cdot \frac{\gamma D^2}{2}$ där n är en sortlös koefficient.

Undersökningsresultaten från Tuve visar att τ_m kan väljas till ca 17 kPa vid en antagen undre glidyta på 12 m djup under ursprunglig markyta. Skjuvhållfastheten i den undre glidytan kan med hänsyn till olika situationer vad avser portrycket sättas till värden mellan 0 och 25 kPa. I en första beräkning av x sätts τ_2 = 10 kPa. Densiteten ligger i genomsnitt vid 1,6 t/m^3. Om n med hänsyn till vissa dynamiska krafter sätts = 1,5 erhålls x = 0,56, dvs att det losskjuvade elementet har en längd i markytan som uppgår till 0,56 x 12 = 6,8 m. Sätts n = 1,0 minskar värdet på x till 0,33 och elementets längd i markytan till 4,0 m. Sätts τ_2 = 0, dvs att portrycket har upphävt all skjuvhållfasthet, påverkar detta mycket litet längden hos det losskjuvade elementet i den passiva zonen. Värdet av x ökar endast till 0,59 respektive 0,35.

Antages glidytan ligga på 30 m djup kan τ_m väljas till 27 kPa och τ_2 kan variera mellan 0 och 40 kPa. För beräkning av x antages τ_2 på grund av högt portryck vara nedsatt till ca hälften eller 20 kPa. Värdet på x uppgår då till 0,37 och 0,61 vid n = 1,0 respektive 1,5, dvs att det losskjuvade elementet har en längd i markytan av 11,2 respektive 18,3 m. Sätts τ_2 = 0 ökas dessa mått obetydligt till 11,7 respektive 19,1 m.

Vad som kan noteras som speciellt intressant är att värdet av x obetydligt ökar vid τ_2 = 0, vilket är avhängigt av den mothållande kraften av elementets egen vikt. Även om det finns ett mycket svagt skikt på viss nivå sker sönderskjuvningen av de passiva massorna successivt i element. Losskjuvning av ett enda stort element längs det svaga skiktet sker sålunda ej.

Som sammanfattning kan sägas, att det losskjuvade elementets längd i markytan eller längs glidbottnen - sträckan x · D - uppgår till mellan ca tredjedelen - drygt hälften av skredets djup från markytan, då n uppgår till 1,0 respektive 1,5.

Jämförelse mellan kinetisk energi och erforderligt arbete för sönderskjuvning av aktiva zonen i element

Att exakt räkna ut hur den kinetiska energin överförts från kinetisk energi till ett arbete med nedbrytning av lerans naturliga struktur och jordförflyttningar längs uppkomna glidytor får anses vara i det närmaste ogörligt. En uppfattning huruvida den kinetiska energin i de aktiva jordmassorna kan vara tillräckligt stor för att sönderskjuva de passiva jordmassorna kan dock erhållas genom överslagsberäkningar. I Tuve-skredet kan de jordmassor som innefattas i initialskredet uppgå till ca $3{,}8 \cdot 10^5$ ton enligt ovan vid skredbottnen på 12 m djup. Med en hastighet av 1,7 m/sek erhåller dessa massor en kinetisk energi av ca $0{,}65 \cdot 10^5$ mton. Efterskredens jordvolym inom aktiva zonen kan uppskattas till ca $7{,}2 \cdot 10^5$ ton enligt ovan. Den kinetiska energin uppgår till $1{,}1 \cdot 10^5$ mton. Totalt sålunda $1{,}7 \cdot 10^5$ mton.

Vid beräkning av det arbete som åtgår för att förflytta en jordmassa antages att den ostörda skjuvhållfastheten övergått till omrörd skjuvhållfasthet vid en förskjutning av 0,05 m. Vid kvicklera torde denna förskjutning vara mindre. I följande överslagsberäkning antages vidare en medelskjuvhållfasthet = 17 kPa i Tuve-skredet i samtliga glidskikt, vilket betyder att hänsyn till nedsättningar av värdet på τ_2 ej tages i detta fall som tidigare. Beräkningen är enbart avsedd att ge en uppfattning om storleksordningen hos erforderligt arbete för förflyttningen. Antages vidare att sönderskjuvningen sker i element enligt ovan med 5 m längd i markytan och att skreddjupet är 12 m erhålls den totala ytan, där förflyttningar sker enligt följande. I den undre glidytan är ytan 350×450 m^2 = $1{,}4 \cdot 10^5$ m^2 och i 45°-ytorna = $\frac{375}{5} \cdot 12 \cdot \sqrt{2} \cdot 450$ = $5{,}7 \cdot 10^5$ m^2 eller sammanlagt $7{,}1 \cdot 10^5$ m^2. Arbetet i dessa ytor uppgår till $7{,}1 \cdot 10^5 \cdot 0{,}05 \cdot 1{,}7 = 0{,}6 \cdot 10^5$ mton.

Vid skredbottnen på 30 m djup uppgår den kinetiska energin för initialskredet vid hastigheten 1,7 m/sek till $1,4 \cdot 10^5$ mton och efterskredens sammanlagda kinetiska energi till $2,0 \cdot 10^5$ mton eller sammanlagt till ca $3,4 \cdot 10^5$ mton. Antages vidare för överslagsberäkningen att skjuvhållfastheten i medeltal uppgår till 27 kPa och att de lossskjuvade elementens längd uppgår till 12 m erhålls erforderligt arbete för 0,05 m förflyttning längs uppkommande glidytor enligt ovan till:

$$\left[1,4 \cdot 10^5 + \frac{375}{12} \cdot 30 \sqrt{2} \cdot 450\right] \cdot 0,05 \cdot 2,7 = 1,0 \cdot 10^5 \text{ mton.}$$

Vid jämförelse mellan uppskattat total kinetisk energi och det beräknade arbetet för 0,05 m förskjutning i uppkommande glidytor uppgår detta senare till ca en tredjedel av den totala kinetiska energin eller mycket nära initialskredets energi. Det finns sålunda ett överskott på kinetisk energi för att ytterligare förflytta och bryta ned de passiva massorna. Till detta kan läggas att det synes sannolikt att massorna i efterskreden haft större hastighet än gånghastighet emedan dessa massor till största delen förflyttat sig inom områden med kvicklera. Tyvärr finns någon hastighet ej noterad för efterskreden. Observeras bör dock att den kinetiska energin är direkt proportinell mot kvadraten på hastigheten varför en liten hastighetsökning ger väsentliga tillskott i den kinetiska energin.

Nedbrytningen av kvickleran till mer eller mindre helt omrörda skikt torde ha bidragit till att skredet fått så stor omfattning. Den omrörda kvickleran torde kunna jämställas med en hydraulisk vätska när de aktiva massorna stöter emot den passiva zonen. Lyftning har skett inom den passiva zonen så att de lossskjuvade elementen fått den lutning som framgår av foto 2.

Slutord

Eftersom så stora massor kommit i rörelse vid skreden i Surte och Tuve är det nödvändigt att försöka föra in de dynamiska krafterna i förklaringen till uppträdandet hos den passiva zonen. Det ovan anförda är ett synsätt som tidigare tillämpats vid Surte-skredets analys. Synsättet har här ovan ytterligare utvecklats.

TUVESKREDETS ORSAKER

*Bertil Löfquist**

*Nysätra, Norrtälje

SAMMANFATTNING

Skredet i Tuve den 30 november 1977 kl 16.02 - 16.06 orsakades av allt att döma av högt vattenupptryck under redan ansträngda lerpartier. Högt vattenupptryck reducerar hållfastheten i silt och lera i undre kontaktzonen och kan ge en horisontalt pådrivande kraft där kontaktzonen stupar. Den starkt lutande bergbottnen under leran strax nedanför Tuve Kyrkväg indikerar av dessa orsaker en potentiell svaghet.

Det höga grundvattentrycket kan ha uppstått genom ovanligt mycket regn månaden före skredet i förening med tillskottsvatten från den kulverterade bäcken eller i förening med ändrade tryckgradienter till följd av inre erosion i de vattenförande skikten under leran.

Skredet förbereddes under lång tid genom diskontinuerliga lokala glidningar som fortplantades i form av krypning bakåt, framåt och i sidled. Processen kan ha startat redan under tidigare års våta perioder.

Själva skredkatastrofen började med en förskjutning nedanför Tuve Kyrkväg och visade sig först genom sprickan i vägbanan. Brottzonen följde snabbt kontakten med "fasta" botten ca 350 m fram och till ca 40 m djup. Denna progressiva brottmekanism kan beskrivas som en hydraulisk kil, ett kvicksands- eller flytjordsfenomen eller som liquefaction i kontaktzonen.

De primära skredmassorna drog omedelbart med sig bebyggelsen på Snarberget och därefter området ovanför Tuve Kyrkväg. Skredmassorna bromsades genom uppskjutning av marken vid och förbi Kvillebäcken.

Orsakerna till ett så komplicerat skred som i Tuve kan knappast fastställas med full säkerhet. Viktiga ledtrådar såsom hållfasthet och egenskaper hos jorden i brottzonen har utplånats. Hur stora portryck som före-

kommit kan icke visas, särskilt icke i fråga om lokala områden. Den förklaring av Tuveskredet som följer får därför bygga dels på indicier från det aktuella undersökningsmaterialet, dels på erfarenheter från tidigare skred såsom jag tolkat dem. De viktigaste skredfaktorerna diskuteras var för sig.

ALLMÄN MARKSTABILITET

Skredområdet sprider sig från en lerfylld sidodal till Kvillebäckens dalgång. Lertjockleken ökar till ca 40 m ned mot Kvillebäcken. Totala nivåskillnaden inom skredområdet var ca 20 m - från den första sprickan i Tuve Kyrkväg och nedåt ca 14 m.

Konventionella stabilitetsberäkningar i olika sektioner ger enligt Leif Andréasson (1) säkerhetsfaktorer mellan 1,0 och 1,1. Detta gäller också vid glidytor som delvis följer kontaktzonen till fast botten. Lerans odränerade skjuvhållfasthet har då antagits till 15 kPa, vilket värde tidigare erhållits vid provtagning invid bäcken 70 m väster om Nya Tuvevägen. I andra punkter har högre värden erhållits. Det är ställt utom allt tvivel att lerlagren genom de stora nivåskillnaderna varit hårt ansträngda och att säkerhetsmarginalen för hela sidodalen varit låg även långt före skredet.

Vid liten säkerhetsmarginal kan skred utlösas också genom en liten störning eller förändring. När ett skred som i Tuve inträffar utan direkt yttre orsak under en regnig period, är det dock ganska säkert att regnet varit en viktig faktor. Detta är också sedan gammalt den populära uppfattningen. Problemet består i att klarlägga på vilket sätt tillskottsvattnet kan påverka stabiliteten och ge så katastrofala verkningar.

LOKAL INSTABILITET VID LUTANDE BOTTEN

Det finns en annan aspekt på stabiliteten hos lermassor än de normala beräkningsmetoderna som bygger på glidytor i leran. Om den "fasta" botten består av silt eller sand kan vid högt portryck skjuvhållfastheten i kontaktzonen bli lägre i silt och sand än i leran. Tendensen förstärks om siltlagret lutar. Hållfastheten kan gå ned till noll i svåra fall, vilket är gränsen för lyftning. Också hos leran minskar hållfastheten med ökat portryck. Om det höga upptrycket inträffar inom ett mindre område i för övrigt stabil mark utlöses inget skred men det uppstår en mindre, lokal rörelse hos lerlagret. Rörelsen fortplantas i omgivande lermark i form av krypning.

Där rörelsen börjar i de tunna skikten nedsätts skjuvhållfastheten. Även en liten förskjutning kan i ett tunt skikt motsvara en stor vinkeldeformation. Störningen inverkar på både siltskiktet och den angränsande vanligen sensitiva leran. Den statiska stabiliteten för hela området har minskat. Upprepas förloppet inom samma eller närliggande områden kan totalsäkerheten till slut sjunka till ett kritiskt värde. Skredet kan sedan utlösas av ett nytt högt upptryck eller genom andra störningar.

Den här beskrivna hypotesen om en diskontinuerlig långvarig skredprocess har jag tidigare skisserat på grundval av vissa observationer efter den stora marksprickan i Rävekärr, Mölndal 1971 (14). I Tuve är förutsättningarna för en sådan skredprocess påtagliga, varför jag skall utveckla tankegången ytterligare med hjälp av sifferexempel.

I figur 3 visas på djupet h ett horisontalt löst lagrat siltskikt med inre friktionsvinkel 25°. I löst lagrad finkornig blandjord kan värden under 20° erhållas. Leran håller 2 t/m^2 (20 kPa). Om lerlagret utsätts för en horisontalt skjutande kraft finner man att siltlagret är svagare än leran från markytan ned till 7,1 m djup. Detta utan artesiskt tryck, u = h. I ett exceptionellt

fall med t ex 5 m artesiskt övertryck flyttas gränsen till 15,5 m djup. För djup mindre än 8,3 m är det fråga om lyftning.

Kalkylerna för horisontalt siltskikt är enkla. För lutande skikt är normaltrycket icke alltid entydigt. I figur 4 visas en ansats, varvid man ser på ett vertikalt utskuret element såsom vid glidyteberäkning. Uttrycken kan gälla intill det djup lerans skjuvhållfasthet icke överskrids. I exemplet med 20° lutning och u = h blir det 10,4 m. På djup mindre än 8,1 m är siltskiktet svagare än leran. På större djup när spänningarna i leran blir alltmer hydrostatiska kan normaltrycket från leran icke bli mindre än $\sigma'h-2\tau_{fc}$. Väljs detta minsta värde bir siltlagret svagare intill 22 m djup om man exceptionellt har 5 m artesiskt övertryck. Lyftning kan då uppträda till 15 m djup.

De senare djupvärdena förutsätter att lutningen hos underlaget är så stark att gränstillstånd råder i leran av denna eller annan orsak. Detta kan antas vara fallet vid den branta bergsläntnedanför Tuve Kyrkväg som framgår av sektion B-B figur 2. Slänten är 20 m hög och lutar ca 1:1,5 eller 34° och planar ut på ca 26 m djup. Inom detta område torde tendensen till markrörelser genom högt och varierande grundvattentryck ha varit mycket stark.

Vid övertryck i en lutande kontakt fås också en annan direkt effekt. Vattentrycket har en horisontal komponent. I hela den nämnda 30 m långa slänten svarar t ex 5 m tryckökning mot en total kraft av 150 ton per meter bredd och en horisontal komponent av 100 t/m. I första hand överförs effektiva spänningar till portryck men också sådana växlingar ger deformationer och rörelser. Om portrycket överstiger normaltrycket utövar den överstigande delen direkt en horisontal påskjutande kraft mot lerpartiet. En sådan kraft vid låg allmän säkerhet skulle i sig själv kunna vara skredutlösande.

Hållfastheten hos leran i kontaktzonen sjunker också med minskat effektivtryck - se Rolf Larsson (13) - vilket icke beaktats i kalkylerna. Minskningen vid en och samma portrycksändring blir mindre i leran men kan å andra sidan verka i områden där siltskiktets friktionsmotstånd är stort på grund av högt normaltryck, dvs på större djup. Totalt sett kan beroende på lokala förhållanden reduktionen av lerans hållfasthet därför spela stor, eventuellt avgörande roll för skredprocessen. Hur dessa roller fördelat sig i Tuve kan knappast bestämt avgöras. Det är hur som helst fråga om en samverkande reduktion av glidmotståndet i kontaktzonen.

Det talas i denna utredning mera om grundvattentryck och upptryck än om porvattentryck. Avsikten är att framhålla att det rör sig om stora totalkrafter. Portrycket har 100% verkningsarea. En normal variation av t ex 2 m tryckhöjd under ett marklager 100 x 100 m motsvarar en variation i effektivtryck av totalt 20 000 ton.

Området över den branta bergslänten nedanför Tuve Kyrkväg är sålunda känsligt för höjningar av grundvattentrycket. Dels sänks skjuvmotståndet på olika sätt, dels kan en horisontalt pådrivande kraft på lerlagret också uppträda. Detta är sannolikt den utsprungliga orsaken till de markrörelser som till slut utlöste det stora skredet.

Vilka portryck som i verkligheten förekommit under leran i Tuve före skredet får vi sannolikt aldrig veta. En mätpunkt väster om Almhöjdsområdet - vid skredområdets översta del - visar på att trycknivån där legat något över markytan. Det antas att artesiskt tryck förekommit över hela det nedre lerområdet (4).

I sifferexemplet antagna värdet 5 m över markytan behöver icke ses som osannolikt. Skred är dessbättre en exceptionell händelse, varför man inte får vara

främmande för att någon exceptionell parameter kan uppträda. Med den låga allmänna säkerheten i Tuve kan även ett lägre återkommande övertryck ha varit kritiskt.

Beträffande de i resonemanget förutsatta permeabla skikten förekommer sådana i Tuve enligt den geohydrologiska översikten (4): "Bottendelarna av leran är siltiga (i tunna skikt) och blir grovkornigare för att övergå i en sandig morän som vilar på berget. Denna morän är den mest vattenförande formationen. Tillsammans innebär de hydrauliska egenskaperna att området är känsligt för störningar. Små vattenuttag ger t ex snabbt stora effekter på grundvattentrycken i omgivningen". Härav följer också att en liten ökning av infiltrationen kan ge snabbt ökande grundvattentryck. Ytterligare synpunkter härpå diskuteras längre fram.

RÖRELSER FÖRE SKREDET

Lermark i lutande terräng kan "krypa" dels genom allmän skjuvdeformation, dels genom glidning i en undre kontaktzon som ovan visats. Även primär och sekundär konsolidering kan ge en horisontal komponent i övre delar av ett lerparti där det spetsar ut, figur 6.

Strängt taget föregås alla skred i lermark av kryp-deformation. Om utvecklingen är snabb begränsas krypningen till området för det primära brottet. Om utvecklingen pågår längre tid, sprids kryprörelserna längre bakåt, framåt och åt sidorna.

Enligt intervjuerna med ögonvittnen (7) förekom olika tecken på rörelser i marken särskilt dagarna före skredet men även under hela hösten. I några hus hördes t ex smällar eller knakningar och man kunde också direkt konstatera rörelser i markytan. En spricka i marken 2 à 3 cm i bred iakttogs 1 - 2 veckor före skredet på en tomt (Almhöjdsvägen 21) som låg 120 à

140 m ovanför den vid skredet uppträdande sprickan i Tuve Kyrkväg.

Enligt en uppgift har husen i Tångelund ("Volvohusen") närmast bäcken satt sig de senaste åren före skredet. Ett vittne säger att "en lyktstolpe på Tuve Kyrkväg har erhållit en kraftigare lutning (under fem år) med ca 3° per år. Sprickor i vägen mot Hedelundsvägen." Detta bekräftas oavsiktligt av ett annat vittne: "Sprickorna vid skolan samt lyktstolpen som lutade har ej uppkommit strax före, under eller efter skredet, då dessa sprickor och lyktstolpens lutning varit känd sedan flera år tillbaka."

De senare händelserna kan ha haft lokala orsaker men kan också utgöra tecken på att små diskontinuerliga kryprörelser pågått flera år. Skredet ovanför Tuve Kyrkväg var sekundärt i tiden men marken var långt tidigare inkluderad i skredprocessen.

GRUNDVATTENTRYCKET

Lerlagren bildar genom sin täthet ett lock över grundvattenströmmen i det i regel relativt tunna vattenförande skiktet mellan leran och berget. Vid ökad vattenföring kan grundvattenytan inte stiga såsom sker i de övre markskikten. I stället stiger trycket. Tryckvariationerna blir också större.

Vattentrycket varierar naturligt med nederbörden med viss eftersläpning och blir vanligen högst under hösten och vintern. I november månad var regnmängden i Tuvetrakten ovanligt hög men inte exceptionellt hög. Många menar därför att grundvattentrycket före skredet inte gärna kunde varit högre än någonsin förr.

Två faktorer kan emellertid leda till lokalt stigande grundvattentryck: å ena sidan ökad infiltration, å andra sidan uppdämning i vattenvägarna.

Nu ändras infiltrationen genom bebyggelse. Vanligen minskar den på grund av dränering av gator och hus. Lokalt kan ibland infiltrationen öka genom ledningsgravar och läckande ledningar.

I Tuve företogs en viktig förändring när bäcken genom området kulverterades 1970. Kulverten hade tydligen icke tillräcklig kapacitet för regniga höstar. Det var då vanligt med översvämningar på grund av uppdämningen. Grundvattenytan i övre markskiktet hade sista tiden stigit. Därvid pressas den illaluktande porluften ut. Man hade i två hus sista tiden haft dålig lukt i källaren. Veckan före skredet samlades ovanligt mycket vatten på olika ställen och vattnet ökade ytterligare under själva skreddagen.

Det rikliga ytvattnet kan ha funnit väg ned genom lerlagret och ökat grundvattentrycket under markpartiet nedanför. Som exempel på en sådan möjlig kommunikation kan nämnas en äldre brunn bakom huset Tångelund 7 E. Brunnen hade fyllts igen men marken var vattensjuk (kärr). Marknivån var här ca + 29, vilket är ca 16 m över marknivån vid Nya Tuvevägen.

INRE EROSION

Vattenströmmen i det permeabla skiktet under leran är inte homogen. Huvuddelen följer mer eller mindre koncentrerade ådror. Också om hastigheten i medeltal är liten kan den på vissa ställen vara relativt hög. Finpartiklar kan lösgöras genom strömtrycket och transporteras i strömriktningen för att åter fastna längre fram. Permeabiliteten ökar på det första stället och minskar där det blir igensättning. Trycklinjen stiger mellan de två ställena.

Processen med inre erosion förekommer t ex i genomsläpplig mark under jorddammar. Vattentrycket under

dammen stiger då med tiden. Det är också en vanlig erfarenhet vid brunnar att kapaciteten sjunker med tiden till följd av igensättning i omgivande jord.

Känslig för sådan inre erosion är främst grus och sand men också morän med låg halt av finmaterial är instabil. Silt utan kohesion är lätt eroderbar om materialet ej är väl instängt. Kohesionsmaterial är stabila vid normala tryckgradienter, såvida inte vissa kemiska faktorer tillstöter.

Under sådana förhållanden som under lerlagret i Tuve är tryckgradienten i medeltal icke mycket mindre än under en jorddamm. Processen kan ha pågått under lång tid. Upptryckets toppvärden blir större och större i vissa områden. Trenden kan brytas om det blir genombrott vid ett tröskelställe, upp genom lerlagret eller vid utloppet för vattenströmmen. Vattentrycket sjunker uppströms tröskelstället men kan stiga nedanför.

I vad mån inre erosion vållat höjning av grundvattentrycket i Tuve kan vi inte veta mycket om men möjligheten finns här som på andra håll ty det är en helt naturlig och allmänt förekommande process.

HYDRAULISKA KILEN

Från det primära brottet nedanför Tuve Kyrkväg fortsatte glidytan framåt längs "fasta" botten ytterligare ca 300 m och till ca 40 m djup. Glidytan utvidgades också i sidled så att maximala bredden på skredområdet blev 600 m. Det hela utspelades mycket snabbt.

En sådan glidning kan icke förklaras genom vanliga beräkningsmetoder och utgör ett alldeles speciellt problem. Hur kan brottet bli så starkt progressivt? Surteskredet i september 1950 (8) hade liknande lång glidyta under nära horisontal mark. Den gick dock i leran - delvis eventuellt längs siltskikt - på ca 20 m djup.

Marksprickan vid Rävekärr i Mölndal våren 1971 var 20 - 30 cm bred och 550 m lång (13). Något siltskikt eller någon glidyta kunde icke upptäckas i lerlagret. Det fanns överraskande nog en indikation på att glidytan hade följt "fasta" botten och påverkat ett brunnsrör 150 m nedanför sprickan på ca 35 m djup. Brottet i Rävekärr skedde nästan momentant: det hördes ett dån och kändes en stark skakning i marken.

Hur en lång plan brottzon snabbt kan utvecklas skisseras i figur 5, som jag visade under Tuvedagen på Chalmers i april 1978. Vi har ett lerlager som vilar på ett siltskikt inne i ett lerlager eller som kontaktskikt mot underliggande morän. Av någon primär orsak har en glidyta utbildats och en pådrivande kraft P uppkommit. Vi "fryser" förloppet när brottet befinner sig i punkten A. Antag att siltskiktet har labil kornstruktur och att leran är mycket sensitiv. Till höger om brottpunkten A har därför siltjorden kollapsat, vilket medför 100% porvattentryck, dvs motsvarande hela markvikten. Porvattenövertrycket fortplantas framåt med stor hastighet som en tryckvåg.

Den drivande kraften från höger ger skjuvspänningar i kontaktzonen. I A i sprickfronten uppstår en spänningskoncentration - s k kerbverkan. Förstoringen av spänningar i elastiska material kan uppgå till 3 à 10 gånger. Skjuvspänningen kan därför i princip få det utseende som visas i figuren.

Till vänster om sprickfronten fås en zon med förstorad skjuvspänning men med till nästan noll reducerad hållfasthet. Den markerade ytan mellan de två kurvorna representerar den överskottskraft som driver brottzonen framåt. Portrycksökningen fungerar som en kil under lerlagret - en hydraulisk kil. Om marken och siltlagret lutar, växer de pådrivande masskrafterna snabbt. Förmodligen behöver vid buktande underlag inte hela glidytan följa siltskiktet utan kan även passera genom svagare zoner i leran. Ett tunt siltskikt till höger om

punkten A blir snabbt uppbrutet men glidningen kan fortsätta i den omrörda sensitiva leran.

Processen är i princip oberoende av djupet men det passiva motståndet ökar givetvis efter hand. Det krävs ej heller att högt grundvattentryck råder före skredet ehuru det otvivelaktigt underlättar processen.

Tanken på kvicksandfenomen framfördes av Walter Kjellman (10, 11) i diskussionen om Surteskredet. Kjellman ansåg dock att underkritiskt lagrad sand icke kunde förekomma på större djup och förkastade därför hypotesen.

KVICKSANDFENOMEN

Det snabba förloppet i de långa glidytorna på stort djup kan knappast förklaras på annat sätt än med kornkollaps dvs kontraktant brott i vattenmättad jord. Vid skred som inträffar i kvicklera får leran flytande konsistens Skred i löst lagrad vattenmättad sand eller silt får också ren flytkaraktär samt sprider sig mycket snabbt. Hastigheten kan variera från 100 till 2 000 meter per minut (2).

Erfarenheten (2, 6) har givit vid handen att även på stora djup sediment av fin sand eller silt kan vara underkritiskt lagrade. Vid jordbävningen i Alaska 1964 inträffade som exempel ett kvicksandskred som omfattade lager till 50 m djup.

Olika erfarenheter bekräftar att särskilt finsand och mo som sedimenterat tillsammans med viss mindre halt finare korn eller organiskt material kan få mycket hög porositet och därmed vara flytbenägna. Inre erosion som ovan berörts kan också här och var medverka till att stabila kornstrukturer blir instabila.

Litteraturen om liquefaction är numera mycket omfattande

men gäller mestadels fallet cyklisk deformation. Detta är aktuellt vid jordbävning, vågkrafter på borrtorn o dyl.

Stig Bernander (3) har klargörande visat hur progressivt brott i tunna lerskikt kan utvecklas. Bernander har också diskuterat problemen med lokala rörelser i potentiella skredområden samt liquefaction i kontaktzoner.

Man kan givetvis tänka sig att den hydrauliska kilen enligt figur 5 också fungerar i enbart sensitiv lera. Förloppet bör då rimligen bli långsammare, eftersom lera - om än sensitiv eller "rapid" - kräver betydligt större deformation än ett labilt friktionsmaterial. Permeabiliteten är låg så att det huvudsakligen blir den spänningshöjande kerbeffekten som verkar. Denna kan säkerligen ibland vara tillräcklig. Jag tror dock att vid de mycket långa och snabbt utbildade glidytorna såsom vid Tuve, Rävekärr och Surte det permeabla, instabila sand- eller siltskiktet inom delar av glidytan är en nödvändig förutsättning. Sedan väl brottet initierats spelar sannolikt den sensitiva leran i kontaktzonen störst roll för de fortsatta rörelserna - i Tuve maximalt 200 m.

ANDRA FAKTORER

Ökning av markvikten genom våta markskikt och hög övre grundvattenyta minskar otvivelaktigt stabiliteten. Viktökningen är procentuellt mycket liten och dessutom en belastning som normalt är ofta återkommande.

Inblandning i grundvatten av myr- eller avloppsvatten kan enligt Rolf Söderblom (18, 19) öka lerans sensitivitet och eventuellt också sänka hållfastheten. Sådana förändringar kan ske relativt snabbt. Kemiska undersökningar i Tuve av detta fenomen pågår, enligt uppgift. Liknande effekt fås som bekant också genom saltutlakning i leran.

Ett annat fenomen visas i figur 6. Där leran spetsar ut mot fastmarken kan utåtriktade horisontalrörelser och dragkrafter förekomma, även då det icke är fråga om kryprörelser enligt föregående. Orsaken torde vara primär och sekundär konsolidering i leran. Huvudspänningarna är inte vertikala utan lutar något mot det större djupet så att sättningen även vid horisontal mark sker snett utåt. Vid jorddammar förekommer ibland tvärgående sprickor enligt figur 6 a till följd av dammkroppens sättning. Figur 6 b visar en observerad spricka i en mindre, lerfylld dalgång, där en sättning av ca 30 cm uppkommit genom grundvattensänkning. Vid lutande markyta kan än senare sättningar fås på grund av skjuvspänningarna. Fenomenet är i sig själv av mindre betydelse för totalstabiliteten men kan bidra till skadliga kryprörelser av andra orsaker.

Oberoende av orsaken till kryprörelserna bygger de upp elastisk energi i de övre delarna av lerpartiet. Horisontala jordtrycket minskar där och även dragspänningar kan uppträda i övre skikt. När marken spricker omsätts den elastiska energin i rörelseenergi, vilket kan förklara den ibland häftiga inledningen till skred (det hörs ett dån etc). Denna effekt kan också bidra till utvecklingen av en lång horisontal glidyta(horisontalkraften P i figur 5) och därmed brottzonens snabba utveckling framåt. Sedan väl skredet startat lösgörs potentiell rörelseenergi, vilket påverkar vidareutvecklingen och slutbilden av skredet. Dessa krafter är av mindre intresse då man söker orsakerna till skred.

Enligt intervjuerna hade i flera hus skakningarna från trafiken på Tuve Kyrkväg tiden före skredet ökat. Detta hade observerats i hus inom blivande skredområde men icke i hus utanför detta. Liknande iakttagelser har gjorts före skredet i Surte och marksprickorna vid Rävekärr och på Hisingen (14) fastän det här också gällde skakningar från slagpålning. En förklaring av fenomenet återstår att finna. När det gäller pålning innebär portryckshöjningen en förändring av spänningstillståndet

i marken. En annan förändring före ett skred kan utgöras av övergången från vilotryck till aktivt tryck i övre delar samt till passivt tryck i nedre delar av slänten. Kanske är det den förhöjda grundvattenytan som förstärker effekten av de skjuv- och tryckvågor som fortplantas närmast markytan.

OM TIDIGARE SKRED

Skredet i Sköttorp 1946 som utreddes av Sten Odenstad (17) var bakåtgripande men inleddes med ett bankskred som enligt Odenstad sannolikt vållades av högt portryck i permeable skikt i eller under leran.

Bernt Jakobson (8, 9) ansåg i sin utredning av skredet i Surte 1950 att det artesiska trycket spelat avgörande roll genom den reduktion av lerans hållfasthet som fås intill permeabla skikt. I en efterföljande diskussion (15, 16) hävdade jag att den långa glidytan utbildats genom fullt upptryck (nollfriktion) i mo eller finsandskikt. Detta innebar ca 12 m artesiskt övertryck, vilket onekligen kunde vara svårt att föreställa sig. Rune Lundström (5) avvisade båda hypoteserna om artesiskt tryck och räknade med cirkulära glidytor för primära skredet jämte dynamiska krafter för förklaring av den stora utbredningen. Den långa glidytan i Surte var verkligen mycket förbryllande. Någon samlad syn på orsakerna nåddes ej och diskussionen dog ut.

Terzaghi (20) anser att ökning av porvattentrycket är den vanligaste orsaken till skred av "inre" orsaker. Kjellman (12) säger att vattentrycket i tunna sand- eller siltskikt i lera spelar en viktig roll i nästan alla stora svenska skred. Ser man på tidigare i Sverige inträffade större lerskred i ljuset av synpunkter som här tillämpats på Tuveskredet syns också i minst 70% av fallen vattenupptrycket varit mer eller mindre avgörande.

För närvarande finns dock ingen rutin och inga anvisningar som kan hjälpa geoteknikern att handskas med frågan då han står inför ett aktuellt fall och ska bedöma stabiliteten. En stötesten kan vara att vattenupptryck varierar på ett okänt sätt och därför icke tillåter direkta beräkningar. Desto lättare är å andra sidan valet av åtgärd i tveksamma fall: dränering som syftar till att kapa topparna på upptryckskurvan. Man ska sålunda vara uppmärksam icke endast på markytans topografi och lerlagrens hållfasthet utan också på lutningar under lerlagren, tillståndet hos den oftast lösa jorden i kontaktzonen samt förutsättningarna för högt upptryck. Jag hoppas diskussionen kring Tuveskredet ska föra denna fråga vidare och så fort som möjligt ut i den geotekniska praktiken.

LITTERATUR

1. Andreasson, Leif: Tuveskredet, Väg- och vattenbyggaren nr 1, 1978

2. Andresen, A - Bjerrum, L: Slides in Sub-aqueouc Slopes in Loose Sand and Silt. Norges Geotekniske Institut, Publ. nr 8, 1968

3. Bernander, Stig: Progressiva brott i normalkonsoliderade jordar, Chalmers Tekniska Högskola, Seminarium 1978-05-23. Även: Brittle failures in normally consolidated soils, Väg- och Vattenbyggaren nr 8-9 1978.

4. Berntson, Jan-Marupuu, Peeter: Tuveskredet - geohydrologisk översikt, Väg- och Vattenbyggaren nr 8 - 9, 1978.

5. Caldenius, Carl and Lundström, Rune: The Landslide at Surte on the Göta River, Sveriges Geologiska Undersökning. 1956.

6. Casagrande, A: Liquefaction and Cyclic Deformation of Sands, Harvard Soil Mechanic Series. No. 88, 1976

7. Fält, Urban: Tuveskredet, intervjuer med ögonvittnen, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborgs Universitet, Geologiska Institutionen Publ. B 107, 1978. Även Väg- och Vattenbyggaren nr 8 - 9, 1978.

8. Jakobson, Bernt: The Landslide at Surte on the Göta River, Royal Swedish Geotechnical Institute, Proc. No. 5, 1952.

9. Jakobson, Bernt: Surteskredet, Teknisk Tidskrift nr 47, 1952 nr 6 1953.

10. Kjellman Walter: Mechanies of Large Swedish Landslides , European Conf. on Stability of Earth Slopes, Proc. 1954

11. Kjellman, Walter: Effects of Ground Water on Stability of Natural slopes in Swedish Clay Soils, European Conc. on Stability of Earth Slopes Proc. 1954.

12. Kjellman, Walter: Investigation of Clay Slopes in the Göta River Valley, European Conf on Stability of Slopes, Proc. 1954

13. Larsson, Rolf: Basic Behaviour of Scandinavian soft Clays, Stat. Geot. Inst. Rapport nr 4, 1977.

14. Löfquist, Bertil: Lerskred genom vattenupptryck, Väg- och Vattenbyggaren nr 2, 1973

15. Löfquist, Bertil: European Conf. on Stability of Earth Slopes, Discussions, 1954

16. Löfquist, Bertil: Surterasets orsaker, Teknisk Tidskrift nr 43, 47 1952, nr 6 1953.

17. Odenstad, Sten: The Landslide at Sköttorp on the Lidan River, Royal Swedish Geotechnical Institute. Proc. No. 4, 1951

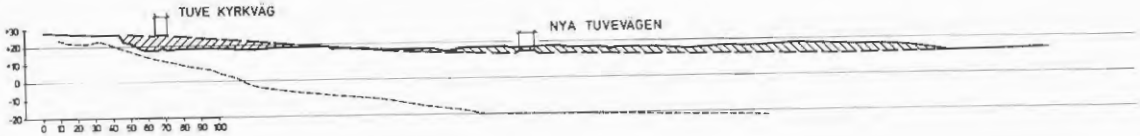
18. Söderblom, Rolf: New Lines in Quick Clay Research, Statens Geotekniska Institut nr 55, 1974

19. Söderblom, Rolf: Förändringar av jordarters egenskaper in situ - en korttids- eller långtidsfråga, Väg- och Vattenbyggaren nr 10, 1980

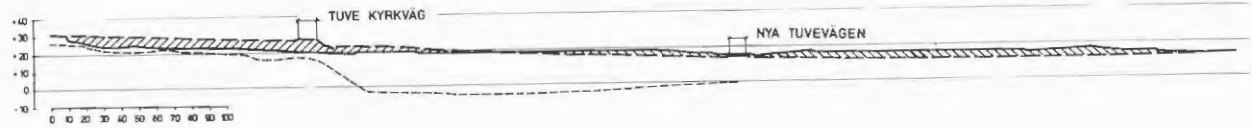
20. Terzaghi, Karl: Mechanism of Landslides, From Theory to Practice in Soil Mechanics, 1950, Hyllningsskrift 1960.

Fig 1. Skredområdet.

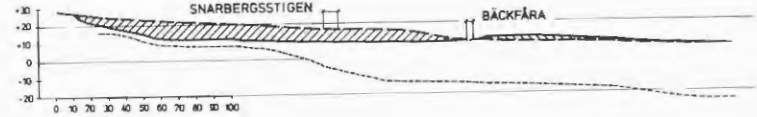
SEKTION A–A



SEKTION B–B



SEKTION C–C



SEKTION D–D

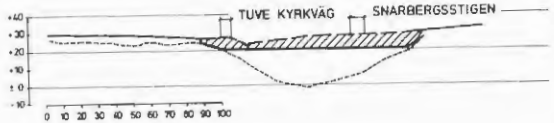
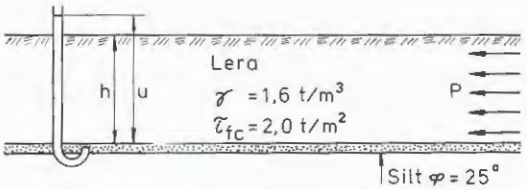


Fig 2. Sektioner.



$\underline{u = h}$; $\tau_{fs} = (\gamma h - u) \operatorname{tg} \varphi \leq \tau_{fc}$

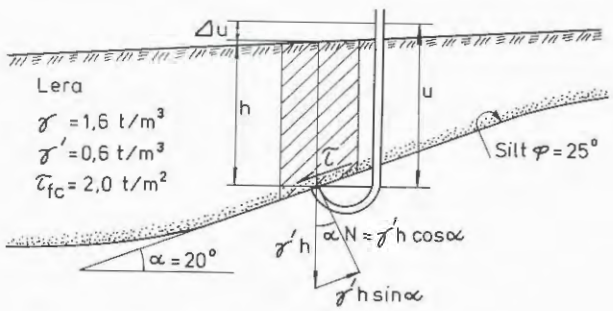
$(1{,}6h - h) \operatorname{tg} 25° \leq 2{,}0$; $\underline{h \leq 7{,}1 \text{ m}}$

$\underline{u = h + 5}$; $(1{,}6h - h - 5) \operatorname{tg} 25° \leq 2{,}0$;

$\underline{h \leq 15{,}5 \text{ m}}$

Lyftning: $1{,}6h \leq u$; $\underline{h \leq 8{,}3 \text{ m}}$

Fig 3. Siltskikt ibland svagare än leran.



Eff. tryck: $\sigma_N = \gamma' h \cos^2\alpha - \Delta u$

$u \geq h$ $\tau = \gamma' h \sin\alpha \cos\alpha$

$\tau_{fs} = \sigma_N \operatorname{tg} \varphi$

$\underline{\Delta u = 0}$; $\tau = \tau_{fc}$; $\underline{h = 10{,}4 \text{ m}}$

$\tau_{fs} = \tau_{fc}$; $\underline{h = 8{,}1 \text{ m}}$

$\underline{\Delta u = 5 \text{ m}}$; $\sigma_N \geq \gamma' h - 2\tau_{fc} - \Delta u$

$\tau_{fs} = \tau_{fc}$; $\underline{h = 22{,}1 \text{ m}}$

Lyftning: $\gamma' h - 2\tau_{fc} \leq \Delta u$; $\underline{h \leq 15{,}0 \text{ m}}$

Fig 4. Lutande siltskikt.

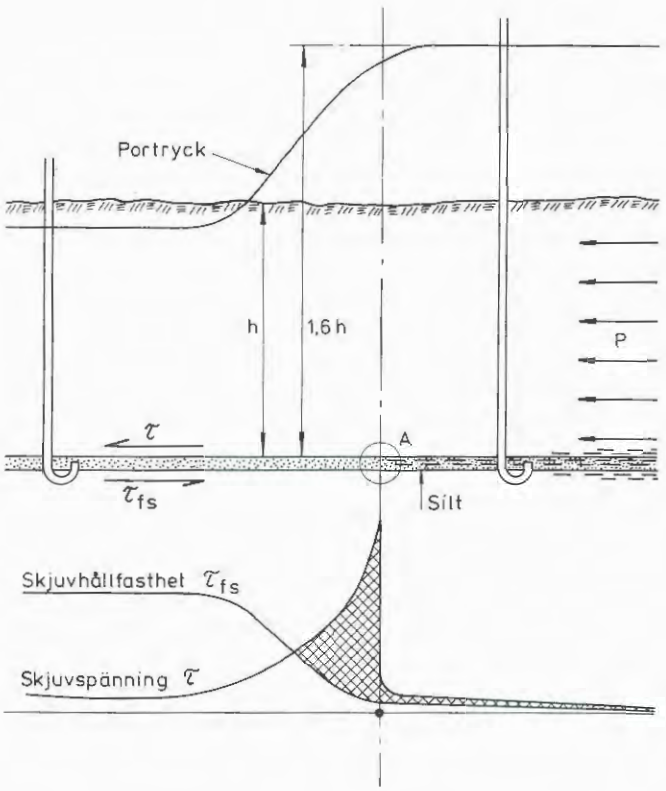


Fig 5. Hydrauliska kilen. Brottzonen har nått till A.

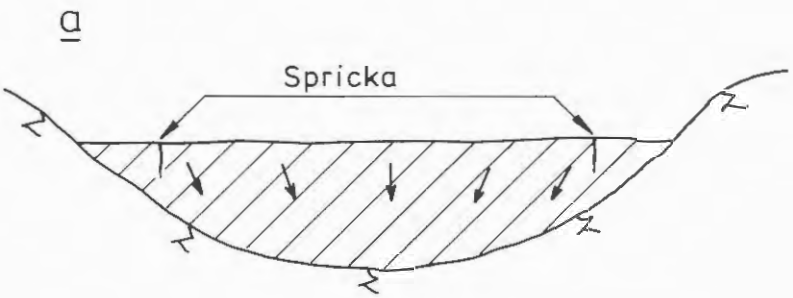


Fig 6a. Tvärsprickor i en jorddamm, längdsektion.

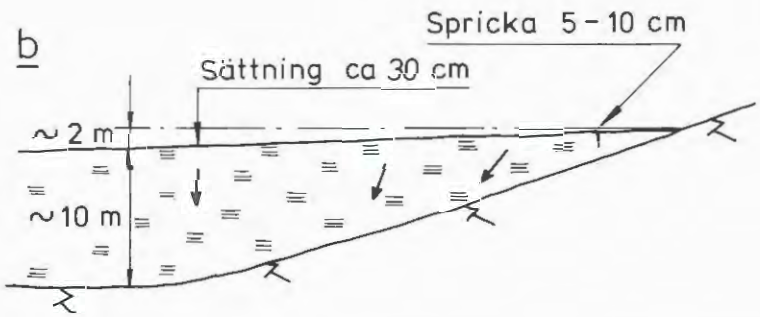


Fig 6b. Observerad spricka i lermark efter grundvattensänkning.

TUVESKREDET -
KAN DET FÖRKLARAS GENOM EN KONVENTIONELL STABILITETSBETRAKTELSE

*Connie Olsson**

*Jacobson & Widmark AB, Stockholm

1. BAKGRUND

Tuveskredets förlopp och omfattning har åtminstone delvis kunnat klarläggas (rekonstrueras) utgående från vittnesuppgifter och de mätningar och undersökningar som utförts efteråt. Det står klart att skredet inleddes i området vid Tuve Kyrkväg ungefär där Tångelundsvägen ansluter, jfr fig 1. Skredets fortsättning bakåt och åt sidorna har kunnat klarläggas väl genom sammanställning av vittnesuppgifter och studium av husförflyttningar.

Att skredet kunnat dra med sig lera från sidorna och bakåt såsom rekonstruktionen visar kan förklaras som en sekundäreffekt av initialskredet. De branta skredkanterna som utbildas vid initialskredet leder till ny instabilitet och skredet kan därmed utvecklas bakåt tills höjdskillnaden vid skredkanten blir så liten att stabiliteten är återställd. I Tuve gick de sido- och bakåtgripande skreden ända fram mot fastmarkspartierna såväl i norr (Snarberget) som i söder (Tångelund). Den skålformade bottenyta som fasta bottnen utgör möjliggjorde att mycket stora lervolymer kunde medverka i skredet.

Skredförloppet nedanför (öster om) Tuve Kyrkväg har tyvärr ej kunnat rekonstrueras. Ögonvittnesberättelser saknas här, varför endast slutresultatet av hela skredrörelsen - huslägen och mätningar/undersökningar i skredleran - finns att tillgå. Av resultaten från undersökningarna har kunnat klarläggas att skredrörelserna nedanför Tuve Kyrkväg i skredets nedre del inträffat till mycket stort djup - 30-40 m. Det finns bevis för att stora lervolymer förskjutits nedåt mot dalgångens botten genom glidning i lagren relativt nära fast botten. Utglidningen av leran kan ha skett utefter mycket långa glidytor i lerans bottenskikt. Det kan också tänkas att ett mindre initialskred successivt utvecklats till sin slutliga omfattning genom påverkan av de bakifrån utglidande lermassorna. Den omfattande

passiva zonen skulle i så fall vara resultatet av de presskrafter som ovanifrån kommande skredlera utövat på den i övrigt stabila lervolymen.

2. VITTNESUPPGIFTER OM SKREDETS INLEDNINGSSKEDE

Av Boo Willéns, Snarbergsstigen 1, vittnesmål står klart att hans eget hus ej var inbegripet i själva initialskredet. Från sitt fönster har han observerat en spricka i Tuve Kyrkväg från kulverten ned mot bensinstationen. Han anger att "en stor grop bildades framför huset". Det inledande skredet har uppenbarligen dragit med sig vägbanken i det parti där bäckfåran löper parallellt med vägen men ej samtidigt de hus som är belägna utefter Snarbergsstigen. Omfattningen nedåt - mot öster - av det inledande skredet har ej kunnat klarläggas genom vittnesuppgifter.

3. FÖRHÅLLANDENA VID PLATSEN FÖR INITIALSKREDET

Tuve Kyrkväg uppges ha legat på en ca 3 m hög bank inom det aktuella partiet. Höjdskillnaden mellan vägen och bäckbotten nedanför var 4 - 5 m. I samband med att bäcken kulverterades har fyllning (1-2 m) utlagts väster om Tuve Kyrkväg. Kulverten uppges tidigare ha blivit uppdämd i samband med stor nederbörd. Under november 77 var nederbörden 120 mm, vilket nedast beräknas inträffa en gång per 20 år. Man kan således utgå ifrån att ytvattentillrinningen till området för initialskredet varit stor i slutet av november, när skredet inträffade. Rekonstruktion av jordartsförhållandena före skredet visar att djupet till fast botten, räknat från vägen, är 10 - 15 m i partiet där marksprickan slog upp. Fasta bottnen lutar här mycket brant, 1:1,5 à 1:2, från vägen nedåt mot bäckravinen.

4. LERANS URSPRUNGLIGA HÅLLFASTHET OCH SENSITIVITET, FÖREKOMST AV SKIKT I LERAN

Samtliga geotekniska undersökningar inom skredområdet är påverkade av skredrörelser i större eller mindre grad och kan således ej representera förhållandena före skredet. Två provtagningar utfördes emellertid i mitten av 60-talet, före exploateringen, i området öster om Tuve Kyrkväg:

- borrpunkt E40 (Brodefors och Mattsson, 1965, Utlåtande för planerat bostadsområde i Tuve Tången 1[8])

  Borrpunkten är belägen ca 50 m nordost om kulverten under Tuve Kyrkväg.

- borrpunkt K41 (Brodefors och Mattsson, 1964, Utlåtande över grundförhållandena inom Tången 1[4] m fl, Tuve kommun).

  Borrpunkten är belägen omedelbart intill bäckravinen ca 170 m från Kyrkvägen.

Vidare har en referenspunkt utförts av SGI efter skredet utanför skredområdet (borrpunkt 18). Denna punkt är belägen ca 150 m norr om skredkanten i området strax öster om nya Tuvevägen. Planläget för borrpunkterna framgår av fig 1. Resultatet av undersökningarna redovisas i fig 2A och 2B.

Marknivån och lerdjupet vid borrpunkt E40 överensstämmer ungefärligen med förhållandena vid Kyrkvägen mellan kulverten och anslutningen av Tångelundsvägen.

Lerans odränerade skjuvhållfasthet är lägst ca 15 kPa (konmetod). Hållfastheten tillväxer med djupet i borrpunkterna E40 och 18, men synes vara i det närmaste konstant med djupet i borrpunkt K41. Liknande håll-

fasthetsprofiler (ingen hållfasthetstillväxt med djupet) har konstaterats även i andra borrpunkter högre upp i området. Sensitiviteten är skiktvis relativt hög, 40 à 50. Leran är av provtagningarna att döma homogen (saknar skikt) med undantag av bottenlagren, där sand och siltskikt påträffats, exempelvis i borrpunkt 18.

5. UNDERSÖKNINGAR AV SKREDLERAN

SGI har utfört omfattande undersökningar inom skredområdet, jfr fig 3. I området närmast Kyrkvägen, borrpunkt 22, 5 och 6 är leran i stort sett genomgående ältad ned till 15 à 20 m djup av skredrörelser. Skiktvis synes emellertid relativt ostörda "block" av lera förekomma, omgivna av kraftigt ältad lera. I skredets nedre del visar undersökningarna ofta kraftig störning i de ytligaste lerlagren samt i bottenskikten. Mellanskikten är ofta mindre störda. Här har en hållfasthetstillväxt med djupet kunnat uppmätas genom vingborrförsök. Hållfastheten är dock överallt betydligt lägre än den som uppmätts i referensborrhålet 18. Att kraftiga störningar (skredrörelser) inträffat i lerans bottenskikt har bekräftats genom provtagning ned till ca 40 m djup i borrpunkt 26. Det får anses helt klarlagt att skredet berört i stort sett hela lerpacken och förskjutit denna en betydande sträcka i riktning mot dalgångens botten. Förskjutningen har alstrat mycket höga porvattentryck i leran; 15 m övertryck har mätts upp på ca 30 m djup under markytan. Provtagningarna i området öster om Tuve Kyrkväg visar i övrigt att:

- leran är homogen ned till åtminstone 20 m djup. I övergångszonen mot fasta bottnen har skikt av silt och sand påträffats.
- leran i området närmast Kyrkvägen har skiktvis hög sensitivitet. Detta gäller särskilt borrpunkterna 1, 5, 6 och 25, jfr fig 3. Sensitiviteten varierar mellan 50 och 250. Lerans vattenkvot är vanligen betydligt högre än konflytgränsen, vilket även är tecken på att leran är kvick. I borrpunkt 2, belägen

längre ned i dalgången, är sensitiviteten genomgående låg (0-20).

6. STABILITETSBETRAKTELSER

Stabilitetsberäkningar för cirkulära och sammansatta glidytor med början dels i Tuve Kyrkväg och dels i området vid Snarbergsstigen har utförts av SGI enligt konventionella beräkningsmetoder. Glidytornas längd och djup har varierats. Glidningen har vanligen antagits ske på 15-20 m djup eller i skikt nära fasta bottnen. Beräkningarna har utförts med följande ansatser för lerans hållfasthetsparametrar:

- totalspänningsanalys: c_u = 15 kPa; Vid glidning inom aktiva resp passiva zonen har hållfastheten antagits vara 20 resp 22 kPa.
- effektivspänningsanalys: lerans inre friktionsvinkel har ansatts till 17°, ingen kohesionsandel.

Den odränerade skjuvhållfasthet som valts är i nivå med de lägsta värden som tidigare uppmätts i borrpunkterna E40 och K41, jfr fig. Det är dock ej sannolikt att 15 kPa som odränerad skjuvhållfasthet kan representera förhållandena i bottenlagren längre ned i dalgången, där lerdjupen är 30 à 40 m. Förhållandena här torde bättre kunna representeras av borrpunkt 18, där hållfastheten uppmätts till 25 à 30 kPa. Valet av 17° som inre friktionsvinkel (och ingen kohesion) är baserat på direkt skjuvförsök, som utförts på leran från Tuve.

Resultaten från glidyteberäkningarna visar att brottsäkerheten (F_c) varierar mellan 0,9 och 1,4 för studerade glidytor. Lägst är säkerheten för relativt korta (100-150 m) glidytor med skredriktning ungefärligen parallellt med Tuve Kyrkväg samt för glidytor i profiler belägna söder om och parallellt med bäckravinen, jfr

fig 1. Motsvarande glidytor har även beräknats med effektivspänningsanalys varvid porvattentrycket i glidytorna varierats. För att brottsäkerheten (F_{ϕ}) därvid skall nå ungefärligen samma låga värden som F_c, fordras att porvattenövertrycket relativt den ursprungliga markytan är 7-15 m.

Som tidigare nämnts kan månadsnederbörden under november 77 karakteriseras som ett 20-års regn. Man kan således utgå ifrån att grundvattenmagasinet var väl fyllt samt att porvattentrycken i jordprofilen var jämförelsevis höga. Utförda hydrogeologiska utredningar har utmynnat i slutsatsen att berggrunden i området är tät samt att grundvattenmagasinet i moränen under leran är slutet. Grundvattenbildning uppges ske vid dalsidorna, och lerkanten anges som reglerande nivå för magasinet. Under sådana omständigheter kan en djupgående glidyta svårligen förklaras, som ett "upptrycksskred". Detta skulle kräva extremt höga portryck även vid ett relativt lågt skjuvmotstånd i leran ($\phi = 17^{\circ}$; $c = 0$). För att ett upptrycksskred beräkningsmässigt skall kunna inträffa krävs en ytligt belägen glidzon. Det framgår dock klart av en totalspänningsanalys att partiet nedanför Tuve Kyrkväg var ansträngt. Provtagningarna utförda efter skredet ger vid handen att leran skiktvis var och fortfarande är kvick nedanför just det parti där initialskredet inträffade. Förekomsten av rikligt med vatten i markens ytskikt (fyllning och torrskorpa) omedelbart väster om Tuve Kyrkväg kan ha inneburit att stabiliteten varit särskilt låg vid den tidpunkt då skredet utlöstes.

7. SLUTSATS

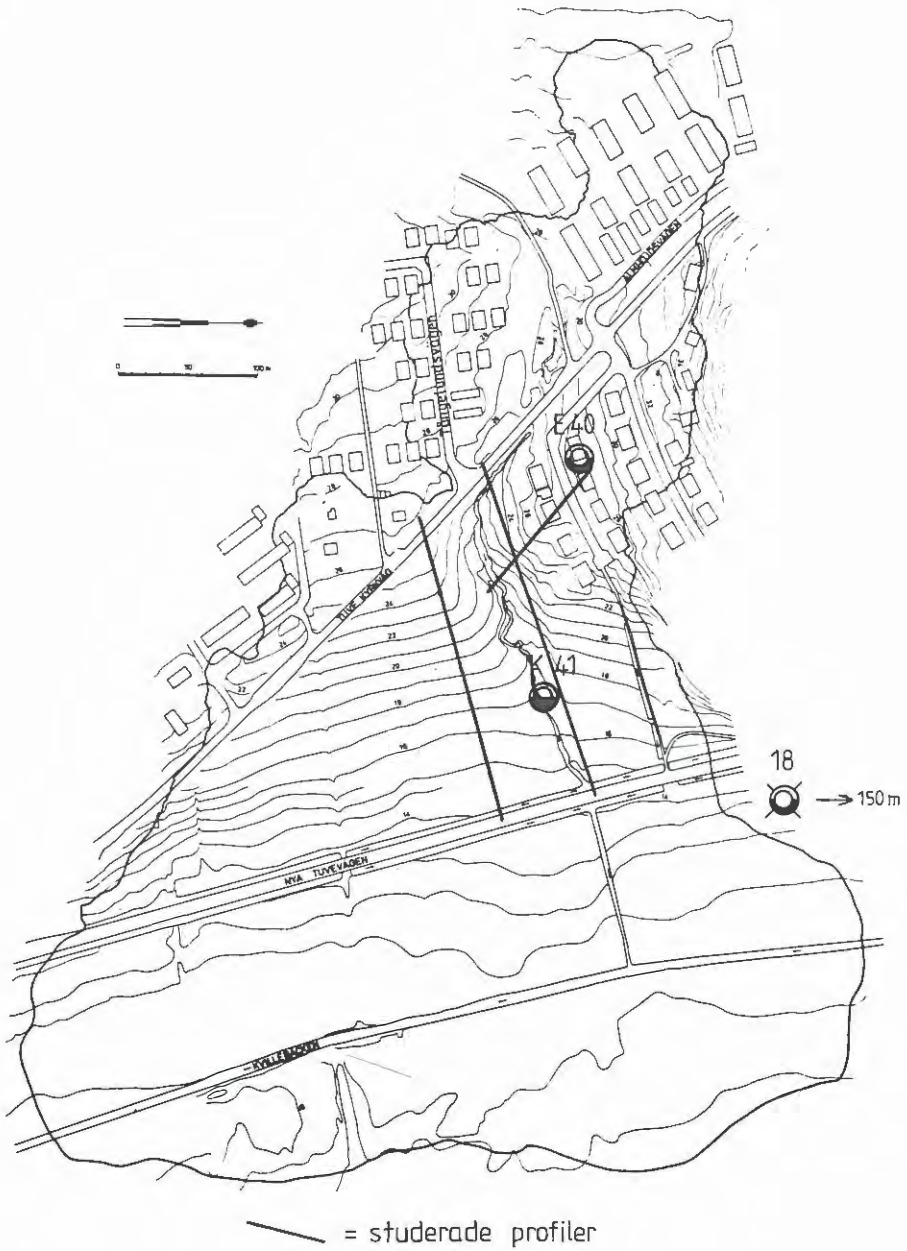
Konventionella stabilitetsbetraktelser baserade på totalspänningsanalys visar att säkerheten mot en lokal utglidning varit låg. Detta förhållande bör ha inneburit att kryprörelser ägt rum i slänten under relativt

lång tid. Lokalt i partiet nedanför Tuve Kyrkväg var leran sensitiv (kvick). Det är möjligt att lerans skjuvhållfasthet successivt har reducerats i takt med nämnda kryprörelser.

Tyvärr saknas vittnesuppgifter om skredutvecklingen nedanför Tuve Kyrkväg. Det står emellertid klart att en "grop" utbildats i samband med att skredet inleddes. En förutsättning för att gropen skall bildas och för skredets vidare utveckling är att lermassorna, inbegripna i de första skredrörelserna, "runnit" bort nedför slänten.

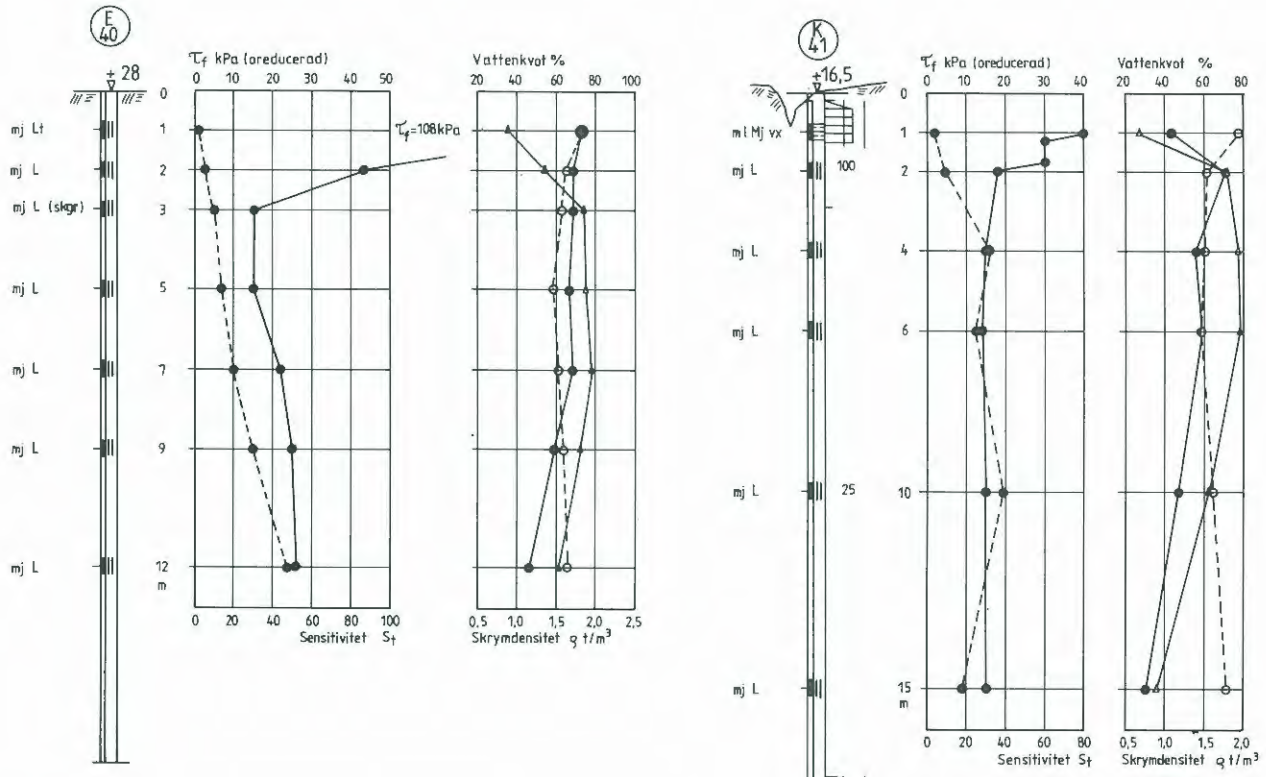
Vid konventionell stabilitetsberäkning är brottsäkerheten för glidytor i de djupt belägna skikt, där glidningen bevisligen skett, tillfredsställande. Förklaringen till denna diskrepans mellan teori och verklighet kan vara att trycket av bakifrån kommande lermassor blivit så stort att det lett till djupgående brott eller också att ett progressivt brott uppkommit, med början i redan tidigare hårt ansträngda zoner, t ex genom inverkan av kryprörelser och höga porvattentryck.

Slutsatsen blir att man visserligen med en konventionell stabilitetsberäkning kan finna att säkerheten mot en lokal utglidning varit låg, men att det ej är möjligt att därmed förutse skredets slutliga omfattning. Förklaringen till skredets stora omfattning synes vara inverkan av bakifrån kommande lermassor och successiv skredutveckling framåt.



SKALA 1:4000

Fig 9. Plan över skredområdet.



Anmärkning

Borrpunkt E40 är hämtad från Brodefors & Mattsons ritning 13-20-G5 (dat. 65-05-19)

—— " — K 41 -"- —"— -"- Brodefors & Mattsons ritning 13-11-G4 (dat. 64-07-08)

Fig 2a. Resultat av provtagningar utförda 1965 (E40) och 1964 (K41).

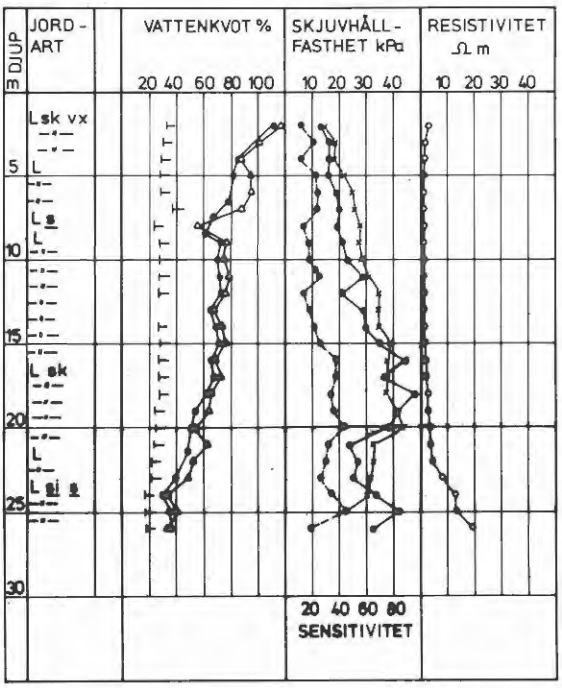


Fig 2b. Resultat av provtagning i borrpunkt 18, utförd av SGI efter skredet.

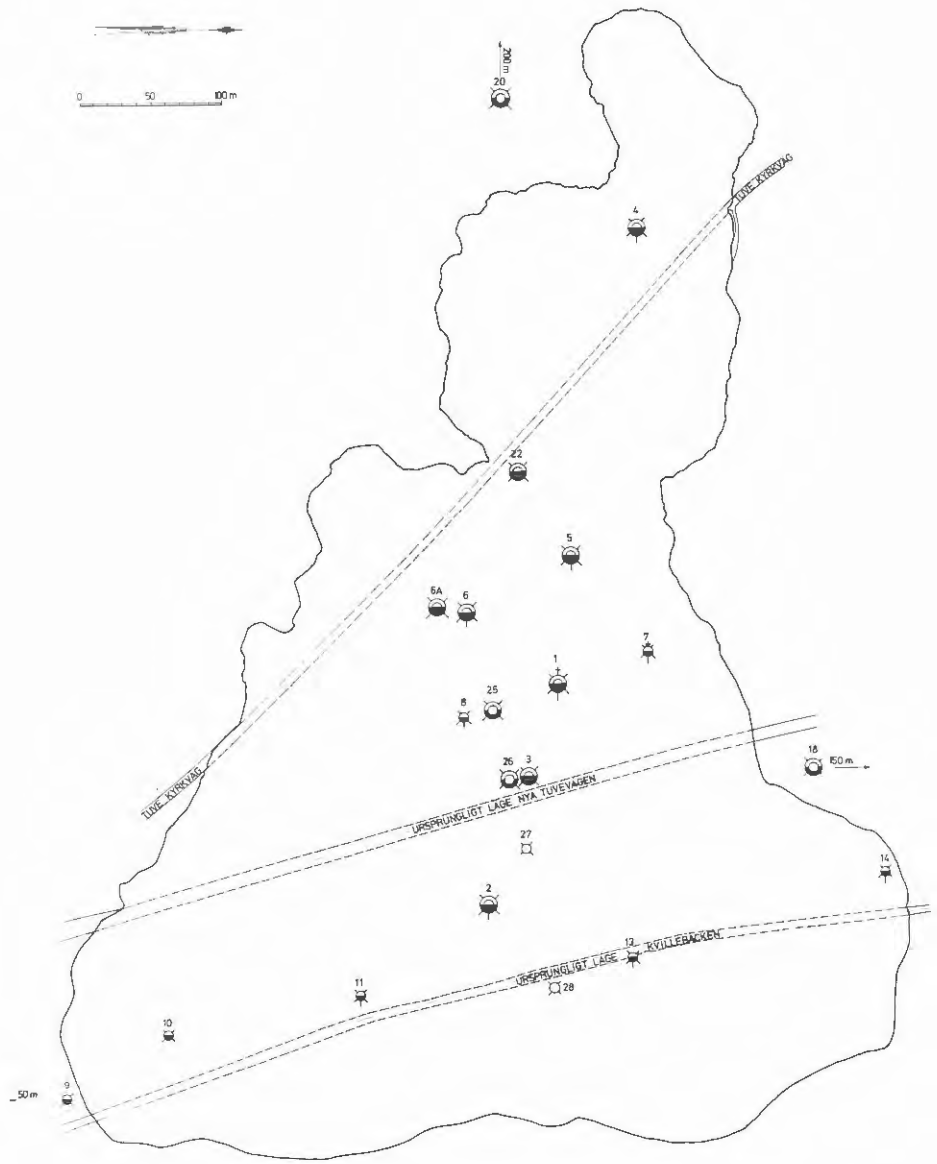


Fig 3. Borrplan över undersökningar utförda av SGI.

SKRED GER BESKED - TUVESKREDET

*Göran Sällfors**

**Chalmers Tekniska Högskola
Inst för geoteknik med grundläggning
Göteborg

Det omfattande skredet i Tuve i oktober 1977 skedde i en slänt där några påtagliga förändringar av topografin till följd av människans ingrepp inte skett under det senaste decenniet. De variationer eller förändringar av hållfastheten som orsakats av förhöjda portryck är relativt sett ganska små. Detta resonemang medför att säkerhetsfaktorn mot skred måste ha varit förhållandevis låg inom delar av området under en längre tidsperiod.

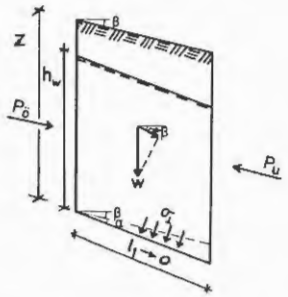
Omfattningen av skredet är svårt att förklara med traditionell stabilitetsanalys. Med rimliga värden på skjuvhållfasthetsparametrar och portryck blir säkerhetsfaktorn förhållandevis hög för stora glidytor. Med stora glidytor avses här glidytor med en längd större än 100 m.

Författaren har tidigare (Sällfors, 1979) redovisat en beräkningsmetod som möjliggör ett studium av en säkerhetsparameter (som står i viss relation till den traditionella säkerhetsfaktorn) punktvis för ett helt område, fig 1. Säkerhetsparametern talar om hur stor andel av den aktuella skjuvhållfastheten som är mobiliserad. Om säkerhetsparametern är mindre än 1 innebär det att en stor del av passivtrycket måste mobiliseras för att ett skred inte skall utlösas.

Om ett områdes topografi är sådan, att där finns stora partier med $F < 1$ enligt ovannämnda beräkningsmetod, vilket är liktydigt med att leran är hårt ansträngd inom dessa partier, är risken för progressivt brott stor. En liten störning inom ett sådant område kan innebära att ett omfattande skred utlöses.

Ovanstående kan kanske förtydligas med följande banala liknelse.

Topografin i dalgången mellan Snarberget och Tångenområdet kan förenklat liknas vid en rutschbana, se fig 2,



$$F_{c\phi} = \frac{\rho z_m - \rho_w h_w}{\rho z_m} \left[\frac{\tan\phi'}{\tan(\alpha+\beta)} + \cos^2(\alpha+\beta)\cdot\left(1+2\left(\frac{\tan\phi'}{F_{c\phi}}\right)^2\right)\left(1-\frac{\tan\beta}{\tan(\alpha+\beta)}\right)F_{c\phi}\right]$$

Fig 1. En förenklad beräkningsmetod för långsträckta slänters stabilitet. (Sällfors, 1979).

Sektion B

Fig 2a.

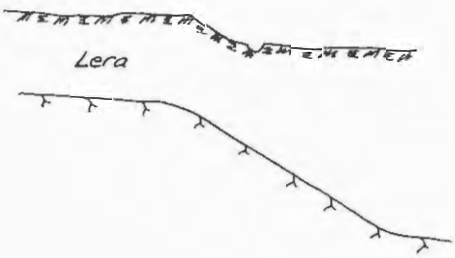


Fig 2b.

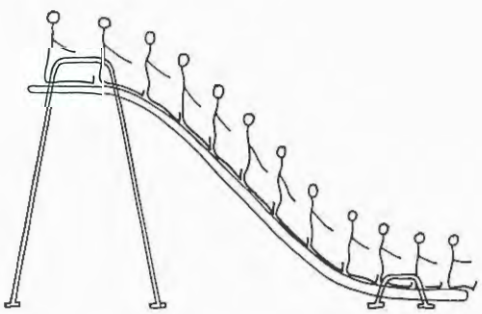


Fig 2. a) Sektion B.

b) Rutschbana "full med barn, som endast med största svårighet kan hålla sig kvar".

dvs ett övre flackt parti, en relativt brant sluttning följd av svagt sluttande terräng mot dalgångens mitt. Samma sak, fast än mer markerat, gäller för underkanten av lerlagret. Om rutschbanan tänkes fylld med barn, fig 2b, och om de som sitter på det branta avsnittet nätt och jämt kan hålla sig kvar ($F > 1$), eller till viss del måste stödja sig mot närmast nedanför sittande barn ($F \simeq 1$) är läget kritiskt. Om någon i branten tappar fästet, kommer rörelsen igång och medför inte bara att de som sitter i det branta partiet kanar ner, utan även att rörelsen sträcker sig långt fram på det flacka området till följd av den utlösta potentiella energin. Motsvarande sak kan ske även för leran redovisad i sektion C i fig 2a.

En beräkning av säkerhetsparametern med den tidigare omnämnda metoden ger för Tuve det resultat som visas i fig 3. Där framgår att två relativt stora partier, ett längs Tuve Kyrkväg och ett längs Snarberget, är hårt ansträngda. En måttlig störning i form av ett lokalt skred skulle där kunna få ödesdigra konsekvenser, särskilt som leran närmast berget är mycket sensitiv.

Nedan redovisas en analys av den lokala stabiliteten vid Tuve Kyrkväg och Snarberget. För detta studium har två typiska sektioner utvalts, nämligen sektion B och C .

Vid en stabilitetsanalys antas normalt först vissa värden på hållfastheten, varefter tillhörande säkerhetsfaktor beräknas. För de här utvalda sektionerna redovisas istället tillhörande "resistance envelope (R.E.)", (Taylor, 1948 och Janbu, 1954). En R.E. ritas i ett τ-σ'-diagram och visar hur stor den mobiliserade medelskjuvspänningen ($\bar{\tau}$) är i olika tänkta glidytor (olika glidytor karaktäriseras av olika medeleffektivspänningar (σ')). För ett noggrannare studium hänvisas till Janbu, 1954.

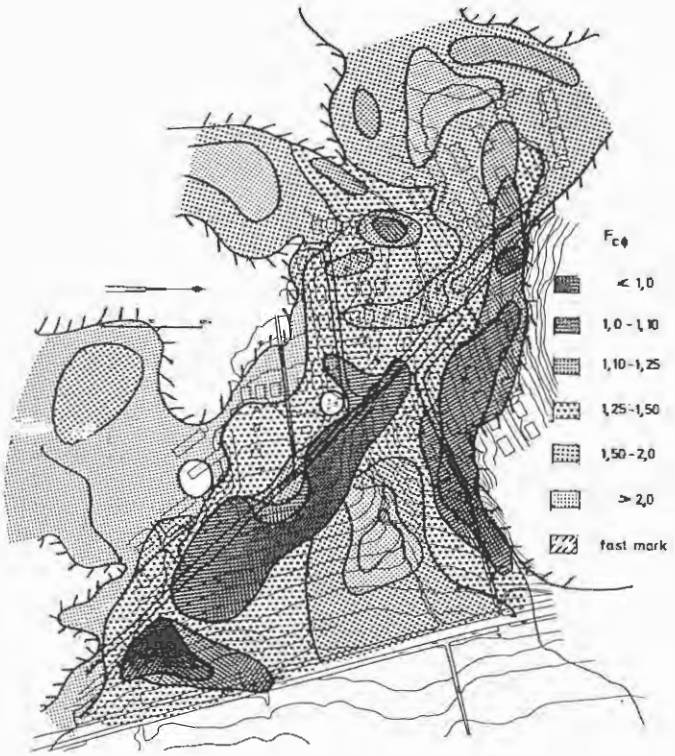


Fig 3. Plan över området i TUVE visande de med den i fig 1 givna formeln beräknande säkerhetsparametrarna.

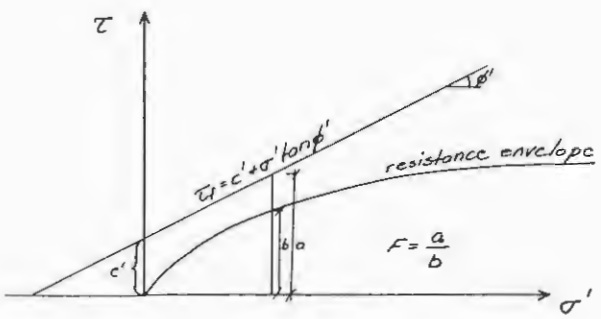


Fig 4. I figuren redovisas en godtycklig resistance envelope samt hur säkerhetsfaktorn beräknas för givna värden på hållfasthetsparametrarna.

Observera att en R.E. enbart är beroende av släntens geometri, jordens densitet och rådande portrycksförhållanden, och således oberoende av jordens skjuvhållfasthet. Först därefter läggs rimliga brottenveloper in i samma τ-σ'-diagram och då fås direkt ett mått på säkerhetsfaktorn se fig 4. I det fall brottenvelopen tangerar R.E. är F = 1,0.

Tuve Kyrkväg

Från de av SGI redovisade sektionerna framgår att en sektion genom Tuve Kyrkväg ger en slänt med höjden 5 - 5,2 m samt en lutning av 1:1,6. Om densiteten antas till 1,7 t/m^3 och att portrycket är hydrostatiskt med en 0-trycksnivå 0,1 resp 2 m under markytan fås R.E. enligt fig 5a. Exempel på hållfasthetsparametrar som ger F = 1,0 ges i fig 5b. I fig 5c visas den zon inom vilken merparten av de aktuella glidytorna går.

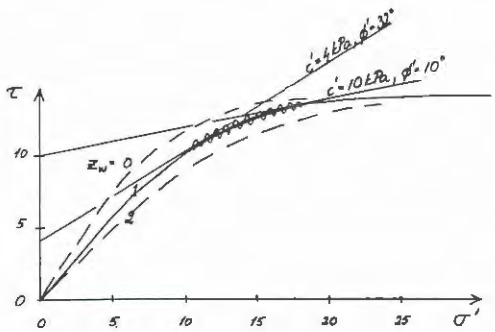


Fig 5a

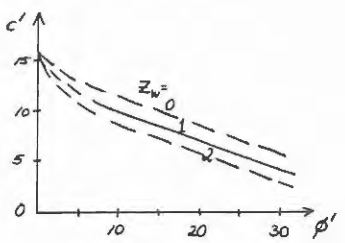


Fig 5b

Fig 5. a) Resistance envelope för sektion B. z_w = 0,1 och 2 anger grundvattenytans läge som den definieras i fig 5c. I figuren redovisas två brottenveloper som ger F = 1,0.

b) Figuren anger de kombinationer av c' och ϕ' som ger F = 1,0 för olika antaganden om grundvattenytans läge.

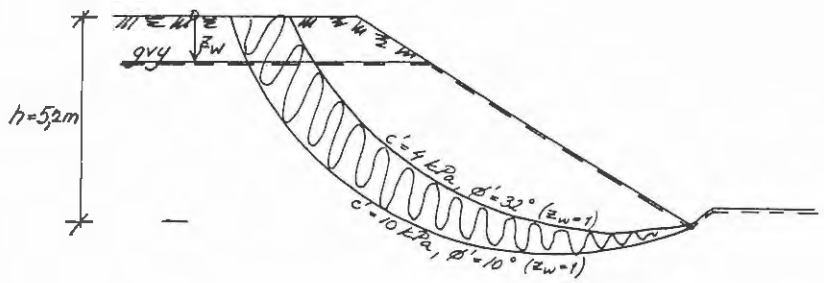


Fig 5c) Sektion B. I figuren visas den zon inom vilken merparten av de aktuella glidytorna går.

Snarberget

Här redovisas en generalisering av sektion B , fig 6c. Höjden är 6,8 m, lutningen 1:5 och densiteten har antagits till 1,6 t/m^3. Portrycket har antagits hydrostatiskt med en nolltrycksnivå - 1,0 respektive 1 m under markytan. Tillhörande R.E. visas i fig 6a. Exempel på hållfasthetsparametrar som ger F = 1,0 visas i fig 6b. Tillhörande glidytor visas i fig 6c.

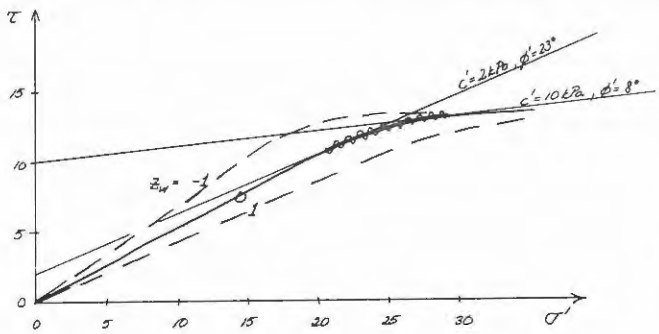


Fig 6a

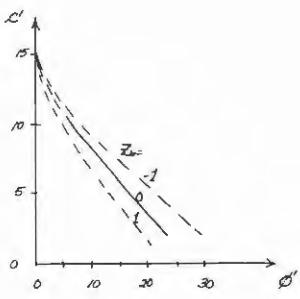


Fig 6b

Fig 6. a) Resistance envelope för sektion C. z_w = 1,0 och 1 anger grundvattenytans läge som den definierats i fig 6c.

b) Figuren anger de kombinationer av c' och σ' som ger F = 1,0 för olika antaganden om grundvattenytans läge.

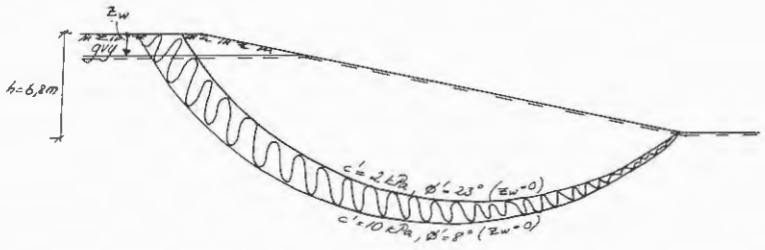


Fig 6c) Sektion C. I figuren visas den zon inom vilken merparten av de aktuella glidytorna går.

Slutsatser

Ovanstående analys av den lokala stabiliteten vid Tuve Kyrkväg och Snarberget är inte ämnad att bevisa att säkerhetsfaktorn där var 1,0 före skredet utan bör snarare ses som indikation på att, med rimliga antaganden om portryck och hållfasthetsparametrar, den lokala stabiliteten, åtminstone vid Tuve Kyrkväg, var dålig. Ett förhöjd portryck, vilket förskjuter R.E. åt vänster, fig 5a och 6a, kan mycket väl ha utlöst ett lokalt skred längs Tuve Kyrkväg och/eller vid Snarberget. Ett sådant lokalt skred är tillräckligt för att starta ett progressivt brott, eftersom båda de aktuella områdena redan är hårt ansträngda, jfr fig 3.

Det är författarens övertygelse att risken för progressivt brott är stor om stora sammanhängande partier har låg stabilitet, enligt författarens förenklade beräkningsmetod, framförallt i områden med sensitiv lera. Ett lokalt skred kan då resultera i omfattande massrörelser. Om däremot ett lokalt skred sker i ett område med i övrigt god stabilitet förblir det enbart ett lokalt skred.

Det kan förtjänas att nämnas att ett motsvarande studium av det i Surte utskredade området ger följande resultat. Ett större parti relativt högt upp i slänten var hårt ansträngt enligt den i fig 1 angivna beräkningsmetoden. Det ställer sig dock här svårare att direkt göra en R.E., men de hållfasthetsparametrar som krävs för F = 1 här är klart lägre än vad som krävdes för Tuve Kyrkväg och Snarberget. Sannolikheten för ett lokalt skred var således mindre. Dessutom skedde skredet den 29 september då portrycken normalt inte har sitt högsta värde. Skredet utlöstes där sannolikt av att man inom det allra mest ansträngda området påbörjade pålningsarbeten för en grundläggning. Denna störning var uppenbarligen tillräckligt stor för att utlösa skredet som sedan fick ett med Tuve-skredet likartat förlopp.

REFERENSER

Janbu, N., 1954. Stability analysis of slopes with dimensionless parameters. Thesis, Harvard University, Cambridge.

Sällfors, G., 1979. Långsträckta slänters stabilitet - en förenklad beräkningsmetod, NGH-79, Helsingfors.

Taylor, D.W.,1948. Fundamentals of soil mechanics. J. Wiley & Sons, New York.

STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT
Swedish Geotechnical Institute
S-581 01 Linköping
Tel: 013/11 51 00

Serien "Rapport" ersätter våra tidigare serier: "Proceedings (27 nr), "Särtryck och Preliminära rapporter" (60 nr) samt "Meddelanden" (10 nr).

The series "Report" supersedes the previous series: "Proceedings" (27 Nos), "Reprints and Preliminary Reports" (60 Nos) and "Meddelanden" (10 Nos).

RAPPORT/REPORT

No.		År	Pris kr (Sw.crs)
1.	Grundvattensänkning till följd av tunnelsprängning. *P. Ahlberg, T. Lundgren*	1977	50:-
2.	Påhängskrafter på långa betongpålar. *L. Bjerin*	1977	50:-
3.	Methods for reducing undrained shear strength of soft clay. *K.V. Helenelund*	1977	30:-
4.	Basic behaviour of Scandinavian soft clays. *R. Larsson*	1977	40:-
5.	Snabba ödometerförsök. *R. Karlsson, L. Viberg*	1978	25:-
6.	Skredriskbedömningar med hjälp av elektromagnetisk fältstyrkemätning - provning av ny metod. *J. Ingandäs*	1978	40:-
7.	Förebyggande av sättningar i ledningsgravar - en förstudie. *U. Bergdahl, R. Fogelström* *K.-G. Larsson, P. Liljekvist*	1979	40:-
8.	Grundläggningskostnadernas fördelning. *B. Carlsson*	1979	25:-
9.	Horisontalarmerade fyllningar på lös jord. *Johan Belfrage*	1981	50:-

RAPPORT/REPORT

No.		År	Pris kr (Sw.crs)
10.	Tuveskredet 1977-11-30. Inlägg om skredets orsaker.	1981	50:-

STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT
Besöksadr.: Olaus Magnus väg 35, LINKÖPING
Postadr.: 581 01 LINKÖPING, tel 013-11 51 00