
KBS TEKNISK RAPPORT

61

Permeabilitetsbestämningar

Anders Hult
Gunnar Gidlund
Ulf Thoregren

Geofysisk borrhålsmätning

Kurt-Åke Magnusson
Oscar Duran

Sveriges Geologiska Undersökning
januari 1978

KBS **TEKNISK** **RAPPORT**

61

Permeabilitetsbestämningar

Anders Hult
Gunnar Gidlund
Ulf Thoregren

Geofysisk borrhålmätning

Kurt-Åke Magnusson
Oscar Duran

Sveriges Geologiska Undersökning
januari 1978

KÄRN -
BRÄNSLE -
SÄKERHET

POSTADRESS: Kärnbränslesäkerhet, Fack. 102 40 Stockholm. Telefon 08-67 95 40

PERMEABILITETSBESTÄMNINGAR

Anders Hult
Gunnar Gidlund
Ulf Thoregren

Sveriges Geologiska Undersökning
Januari 1978

GEOFYSISK BORRHÄLSMÄTNING

Kurt-Åke Magnusson
Oscar Duran

Sveriges Geologiska Undersökning
Januari 1978

Denna rapport utgör redovisning av ett arbete som utförts på uppdrag av KBS. Slutsatser och värderingar i rapporten är författarens och behöver inte nödvändigtvis sammanfalla med uppdragsgivarens.

I slutet av rapporten har bifogats en förteckning över av KBS hittills publicerade tekniska rapporter i denna serie.

PERMEABILITETSBESTÄMNINGAR

Anders Hult
Gunnar Gidlund
Ulf Thoregren

Abstract

Water pressure testings

Water pressure testings have been carried out in boreholes at Kråkemåla (K 1, K 2, K 3), Ävrö (Ä 1, Ä 2), Finnsjön (Fi 1, Fi 2, Fi 3) and Karlshamn (Ka 1), for determination of the permeability in the bedrock.

The tests are carried out in 2 m or 3 m sections delimited by packers. Water is pumped out between the packers. The water flow and pressure (ca 0,2 MPa) is measured and the permeability is calculated according to Bank (1972) and Moye (1967).

The minimum permeability is set by the smallest amount of water which can be measured by the water flow meter (0,002 l/min).

The results are shown in diagrams no. 1 - 9. The permeability is given in a logarithmic scale. All holes except Fi 2, Fi 3, K 3 and Ka 1 are vertical. Fi 2, Fi 3 and K 3 have an intended inclination of 50° , Ka 1 has an intended inclination of 80° . However measurements show that the inclination in Ka 1 is close to 90° . The lengthscale could therefore be interpreted as depth in this hole. For the other three holes scales of both length and vertical depth are shown.

The fractures are not evenly distributed in the bedrock. Hence one joint in one section can give the same permeability as several fractures in another section. The diagrams show that a considerable difference in permeability can be forthcoming between adjacent sections.

As can be seen in the diagrams the results can differ somewhat between different areas and within the areas.

Calculated k-values are often less than ca 2×10^{-9} m/s, which is the lower limit for the measurements (4×10^{-10} m/s in some holes). Most k-values are less than 1×10^{-6} m/s but higher values are found. Measurements of Ka 1 as one section from 23 down to the bottom did not show any water seepage which gives a k-value $\leq 2 \times 10^{-12}$ m/s. In Ka 1 the small flows measured in 2 m sections in diagram 9 are probably due to small local fractures that conduct the water from the section back to the borehole.

In several holes there is a greater amount of open fractures in the upper part of the bedrock than in the deeper. In the deeper parts, sections with water seepage are confined to zones where the fracture frequency is more intense to a certain degree. Between these zones there are considerable parts of the holes where there are no or just a few sections with water seepage.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

1.	Vattenförlustmätningar	1
2.	Teori	2
3.	Metodik	2
4.	Resultat	4
4.1	Kråkemåla	5
4.2	Ävrö	6
4.3	Finnsjön	6
4.4	Forsmark	8
4.5	Karlshamn	8
5.	Sammanfattning	9
6.	Abstract	9
7.	Referenser	11

PERMEABILITETSBESTÄMNINGAR

A Hult, G Gidlund, U Thoregren

1. Vattenförlustmätningar

I de aktuella områdena har vattenförlustmätningar utförts för beräkning av berggrundens permeabilitet. Mätningarna ger en direkt uppfattning om berggrundens hydrauliska ledningsförmåga i anslutning till borrhålen.

Mätningarna har utförts i följande borrhål:

Område	Borrhåls- beteckning	Gradning mot hori- sontalpla- net	Undersökt borrhåls- längd (m)	Motsv. Vertikalt djup (m)	Mätsek- tionens längd (m)
Kråkemåla	K 1	90 ⁰	494,0	491,0	2
"	K 2	90 ⁰	500,6	500,6	2
"	K 3	~ 50 ⁰	643,4	455	3
Ävrö	Ä 1	90 ⁰	438,6	438,6	2
"	Ä 2	90 ⁰	95,5	95,5	2
Finnsjön	Fi 1	90 ⁰	494,0	494,0	2
"	Fi 2	~ 50 ⁰	673,2	~ 514	3
"	Fi 3	~ 50 ⁰	676,5	~ 518	3
Forsmark	Fo 1	90 ⁰	0	0	-
Karlshamn	Ka 1	~ 80 ⁰	495,9	489,4	2

2. Teori

Berggrundens permeabilitet kan beräknas på grundval av mätningar av det vattenflöde som kan pressas ut i berggrunden inom en känd sektion, samt mätning av det utpressade vattnets tryck och grundvattnets trycknivå. Enligt Banks (1972) kan permeabilitetskonstanten k beräknas ur följande ekvation:

$$k = C \frac{Q}{L \cdot H \cdot t}$$

k = permeabilitetskonstant	m/s
C = konstant	sortlös
Q = vattenförlust	m^3
L = mätvåningens längd	m
t = mättiden	s
H = tryckhöjd	m.v.p.

Konstanten C är bestämd av Moye (1967) till:

$$C = \frac{1 + \ln(L/d)}{2 \cdot \pi}$$

där d = mätvåningens diameter.

Permeabilitetskonstantens värde för varje mätsektion har beräknats.

3. Metodik

Mätningarna har i de vertikala hålen och i Ka 1 företagits i 2 m sektioner samt i de gradade hålen i 3 m sektioner. Sektionerna har avgränsats med manschetter, mellan vilka vatten trycks ut genom ett perforerat rör. Manschetterna utgörs av gummipackningar, vilka tätar mot borrhålets väggar med hjälp av hydraulik. För mätning av

det utpressade vattnets tryck samt grundvattnets tryck på den aktuella nivån finns givare placerade intill den övre manschetten. Härigenom är trycken direkt avläsbara och hänsyn behöver ej tas till de mot djupet ökande tryckförlusterna hos det nedpressade vattnet. På ett avläsningsinstrument kan grundvattenpelarens tryck, det nedpumpade vattnets tryck samt differensstrycket mellan de bägge avläsas. Tryckgivarna fungerade ej vid en del tillfällen, varför trycket hos det nedpumpade vattnet i vissa hål har avlästs på en manometer vid markytan. Hänsyn har härvid tagits till tryckförlusterna enligt en tidigare kalibrering.

Givare och manschetter är kopplade till en rörgång med 2 m långa enheter som sänks med hydraulik. Vattnet leds genom rörgången som har en inre diameter av 10 mm. Vattenflödet har mätts med flottörmätare, vilka med inbördes överlappning kan utnyttjas för flöden från 65 l/min till 0,008 l/min och efter komplettering ned till 0,002 l/min.

Mätningarna utfördes till en början vid 0,2, 0,4 och 0,6 MPa (motsvarande 20, 40 och 60 m vattenpelare). Vid de senare mätningarna uteslöts det högre trycket 0,6 MPa.

De k-värden som beräknats på grundval av de olika trycken visar i allmänhet god överensstämmelse.

Högre k-värden kunde dock fås vid de högre trycken och vid några tillfällen noterades betydligt högre k-värden. Detta kan bero på att det nedpumpade vattnet i något högre grad kan tänkas passera förbi manschetterna genom intilliggande sprickor vid ett högre tryck. Det är även möjligt att små läckage i vissa fall kan uppstå mellan bergvägg och manschetter vid ett högre tryck.

De mätningar som utförts vid 0,2 MPa bör således ge de säkraste resultaten varför endast dessa värden redovisas här. Större övertryck än 0,2 MPa beräknas ej heller uppstå under normala förhållanden. Som framgår senare har mätningarna i Ka 1 dock företagits vid 0,4 MPa/cm². I något fall har flödet ej varit konstant utan snabbt minskat till en nivå som stabiliserats efter 0,5 - 1 min. Härvid har det lägre flödet uppmätts.

Den nödvändiga begränsningen av rördimensionen beroende på borrhålets diameter (\emptyset 56 mm) samt de stora djupen medför betydande tryckförluster i rörgången. I vissa sektioner med stora vattenförluster har därför ej 0,2 MPa kunnat uppnås och mätningarna har företagits vid lägre differenstryck. Vid några tillfällen uppnåddes ej mätbara differenstryck, varför inga k-värden kunnat beräknas i dessa sektioner. Detta framgår av diagrammen. De undre mätgränser som anges i diagrammen ($= k_{\min}$) är beräknade på grundval av de minsta mätbara flödena.

Mätningarna har i allmänhet ej utförts till fullt borrhålsdjup. Sondering har nämligen visat att ojämnheter i samband med större sprickzoner eller i vissa fall bottenslam förhindrat mätning till fullt djup. För att minska möjligheterna för borrhax att sätta igen sprickor har spolning av hålen utförts efter borrhning.

4. Resultat

Resultaten av undersökningarna har sammanställts i diagramform. k-värdena redovisas i logaritmisk skala.

Krökningsmätningar som redovisas i det geofysiska avsnittet visar att de vertikala hålen endast avviker obetydligt från lodlinjen varför skalan för borrhålsdjup och borrhålslängd sammanfaller. Fi 1, Fi 2, K 3 och Ka 1 är gradade hål. Skalorna för borrhålens längd och djup under markytan kommer därför inte att sammanfalla i dessa. För att underlätta jämförelse mellan de olika hålen redovisas diagrammen med samma djupskala.

Enligt mätningarna avviker riktningen hos K 3 något från den avsedda och djupet anges med hänsyn till denna avvikelse. I Fi 1 och Fi 3 har det ej varit möjligt att utföra krökningsmätningar. Beräkningarna av djupet baseras därför på den avsedda riktningen hos borrhålen. De vertikala djupen kan således här skilja sig från de beräknade. Skalan för borrhålslängden är däremot riktig.

I Ka 1 är hålets avvikelse från lodlinjen mindre än avsedda 10^0 . Djupet är endast 6,5 m mindre än hålets längd. Längdskalan har därför fått gälla som djupskala.

Berggrunden har ingen homogen sprickighet. En enstaka spricka på en sektion kan således ge samma k-värde som flera mindre sprickor

tillsammans, i en annan sektion. Varje punkt i diagrammen anger således det genomsnittliga k-värdet för varje sektion. Av diagrammen framgår att betydande skillnader i k-värden kan föreligga mellan två intilliggande sektioner.

I redovisningen av de geofysiska undersökningarna görs en översiktlig jämförelse med resultaten av vattenförlustmätningarna.

4.1 Kråkemåla

Kråkemåla 1 och 2 (K 1 och K 2)

I både K 1 och K 2 har vattenförluster uppmätts på ett stort antal mätsektioner ned till ca 320 m (se diagram 1 och 2).

Anmärkningsvärda sprickzoner är sålunda i K 1 belägna på 142 - 175 m djup samt på 227 - 319 m djup. I K 2 finns inga utpräglade sprickzoner, sprickorna är här mer jämnt fördelade. De högsta uppmätta k-värdena uppgår i K 1 till 5×10^{-7} m/s och i K 2 till 7×10^{-5} m/s. På nivån 283 m i K 2 erhöles ej något mätbart differenstryck, varför något k-värde ej kunnat beräknas. Den maximalt tillförda vattenmängden uppgick härvid till 8,4 l/min.

I övervägande antalet sektioner under 320 m har inga vattenförluster uppmätts. På en sträcka av 160 m vid 331 - 491 m djup i K 1 har vattenförluster endast noterats i 3 sektioner ($k_{\max} = 9 \times 10^{-8}$ m/s), i övrigt är $k \leq 2 \times 10^{-9}$ m/s.

På en sträcka av 136 m vid 364 - 500 m djup där undersökningarna avbröts i K 2 har vattenförluster endast noterats i 5 sektioner ($k_{\max} = 2 \times 10^{-8}$ m/s), i övrigt är $k \leq 2 \times 10^{-9}$ m/s:

Kråkemåla 3 (K 3)

K 3 är betydligt tätare än K 1 och K 2. Av totalt 208 mätsektioner har vattenförluster endast erhållits i 33 st. k_{\max} är 3×10^{-6} m/s. Sprickzoner har konstaterats på ca 270 m, på ca 380 m samt omkring 500 m borrhålslängd. Mellan 58 m och 325 m borrhålslängd (177 m) har inga vattenförluster uppmätts ($k \leq 4 \times 10^{-10}$ m/s).

På en sträcka av 100 m mellan 283 m och 383 m har vattenförluster uppmätts i två sektioner. Mellan 511 m och 622 m borrhålslängd (111 m) har vattenförluster uppmätts endast i en sektion.

4.2 Ävrö

Ävrö 1 (Ä 1)

Resultaten från Ä 1 visar enstaka öppna sprickor mellan 136 - 268 m (se diagram 4). k -värdena uppgår här maximalt till 8×10^{-6} m/s.

Inga mätbara förluster noterades på en sträcka av 74 m mellan 268 m och 342 m djup. Härifrån och ned till 390 m har vattenförluster erhållits i 3 sektioner. En krosszon börjar på 390 m och når minst 438 m där undersökningarna avbröts. Vattenförluster har på denna sträcka erhållits på övervägande antalet sektioner. 432 m under markytan erhöles ej något mätbart differenstryck, varför det ej var möjligt att bestämma k -värdet. Den maximalt tillförda vattenmängden uppgick härvid till 7,7 l/min.

Ävrö 2 (Ä 2)

Ä 2 har mätts till 95 m djup (diagram 5). Resultaten anger sprucket berg. k_{\min} ($\leq 2 \times 10^{-9}$ m/s) erhöles i något mindre än hälften av antalet mätsektioner. k_{\max} uppmättes till 4×10^{-6} m/s.

4.3 Finnsjön

Finnsjön 1 (Fi 1)

I Fi 1 har vattenförluster erhållits på flertalet nivåer ned till 86 m (se diagram 6).

På en 84 m lång sträcka mellan 86 och 170 m har inga vattenförluster påvisats ($k \leq 2 \times 10^{-9}$ m/s). Detsamma gäller en 54 m lång sträcka mellan 300 - 354 m. På hela sektionen mellan 86 m och 354 m (= 268 m) har vattenförluster uppmätts endast i 10 st 2 m-sektioner. Det maximala k -värdet uppgår här till 1×10^{-7} m/s.

Mellan 354 m och ned till 494 m (= 140 m) där undersökningarna avbröts ökar åter berggrundens vattenförande förmåga. Vattenförlusterna är dock små. I 5 st 2 m-sektioner har k -värdena beräknats till 10^{-8} - 10^{-7} m/s. I drygt hälften av återstående sektioner är

k-värdena mellan 2×10^{-9} m/s och 1×10^{-8} m/s. I övriga sektioner har inga vattenförluster påvisats.

Finnsjön 2 (Fi 2)

Av diagram 7 framgår att berget i Fi 2 är i hög grad uppsprucket till en borrhålslängd av ca 180 m. Härifrån och ned till 673 m borrhålslängd där undersökningarna avbröts har inga förluster noterats i övervägande antalet sektioner. En del av de sektioner där vattenförluster påvisats samlas till större sprickzoner. En är belägen omkring 300 m borrhålslängd (ca 230 m djup). En annan vid 460 - 505 m längd (ca 350 - 390 m djup). Dessutom finns en sprickzon vid omkring 560 m längd (ca 430 m djup).

Mellan sprickzonerna finns betydande avsnitt där inga vattenförluster uppmätts ($k \leq 2 \times 10^{-9}$ m/s). På en sträcka av 110 m vid borrhålslängd 330 - 440 m har vattenförluster sålunda noterats endast i en mätsektion med ett k-värde av 5×10^{-8} m/s. Inga vattenförluster har uppmätts vid borrhålslängd 508 - 565 m (57 m). På en sträcka av 102 m vid borrhålslängd 571 - 673 m har vattenförluster noterats i en sektion med $k = 8 \times 10^{-9}$ m/s.

Finnsjön 3 (Fi 3)

I Fi 3 har vattenförluster uppmätts på de flesta nivåerna och egentliga sprickzoner kan ej urskiljas (se diagram 8). Permeabiliteten är störst i berggrundens övre delar, k_{\max} uppgår här till 5×10^{-5} m/s. Den lägsta genomsnittspermeabiliteten har uppmätts på en borrhålslängd av ca 360 - 550 m. k-värdena varierar här i allmänhet mellan 1×10^{-9} m/s och 5×10^{-9} m/s.

4.4 Forsmark

Forsmark 1 (Fo 1)

Området vid Forsmark betraktas på grundval av övriga undersökningar i Fo 1 som mindre intressant för vattenförlustmätningar. Resultaten av kärnbörningarna anger en stark försämring av bergets beskaffenhet mot djupet. Med anledning härav har vattenförlustmätningar ej utförts i Fo 1.

4.5 Karlshamn

Karlshamn 1 (Ka 1)

I Ka 1 var det ej praktiskt möjligt att utföra mätningarna vid 0,2 MPa. Grundvattenytan var här belägen 20,2 m under markytan, vilket medförde ett begynnelsestryck av 0,2 MPa, motsvarande 0 på manometern. Mätningarna har därför utförts med ett övertryck av 0,4 MPa.

Av de borrhål som redovisas här är Ka 1 det tätaste. I övervägande antalet sektioner erhöles ej några vattenförluster (se diagram 9). Ned till 397 m borrhålslängd uppmättes förluster endast i 10 mätsektioner. k-värdena i dessa 10 sektioner var mellan 7×10^{-10} m/s och 1×10^{-8} m/s. Den längsta sektionen utan uppmätta vattenförluster är 136 m och belägen mellan 167 m och 303 m ($k \leq 4 \times 10^{-10}$ m/s). Från 397 m ned till 496 m har vattenförluster erhållits i de flesta sektionerna. k-värdena är dock små och k_{\max} är där 2×10^{-9} m/s.

De små vattenförlusterna motiverade ett försök där vattenförlusterna mättes med hela hålet som en sektion. Vid försökets början erhöles vissa förluster som snabbt minskade. Efter ca 4 min uppmättes inga förluster vid ett övertryck av 0,4 MPa.

När trycket släpptes flödade vatten tillbaka genom rörgången. Detta kan tyda på en viss elasticitet hos en instängd spricka med begränsad utbredning. De geofysiska mätningarna anger möjligheten av en dylik spricka under den nivå där sektionsmätningarna avbrutits.

Försöket upprepades 3 gånger med överensstämmande resultat. Resultaten anger att påvisade sprickor i hålet har begränsad utbredning

och att vattnet i dessa, vid mätning i 2 m sektionerna, kan tänkas ha passerat förbi manschetterna tillbaka till borrhålet. En beräkning av k-värdet på en 473 m lång sektion från 23 m till 496 m ger $k \leq 2 \times 10^{-12}$ m/s (Moyés konstant anses vara 1 i detta fall).

5. Sammanfattning

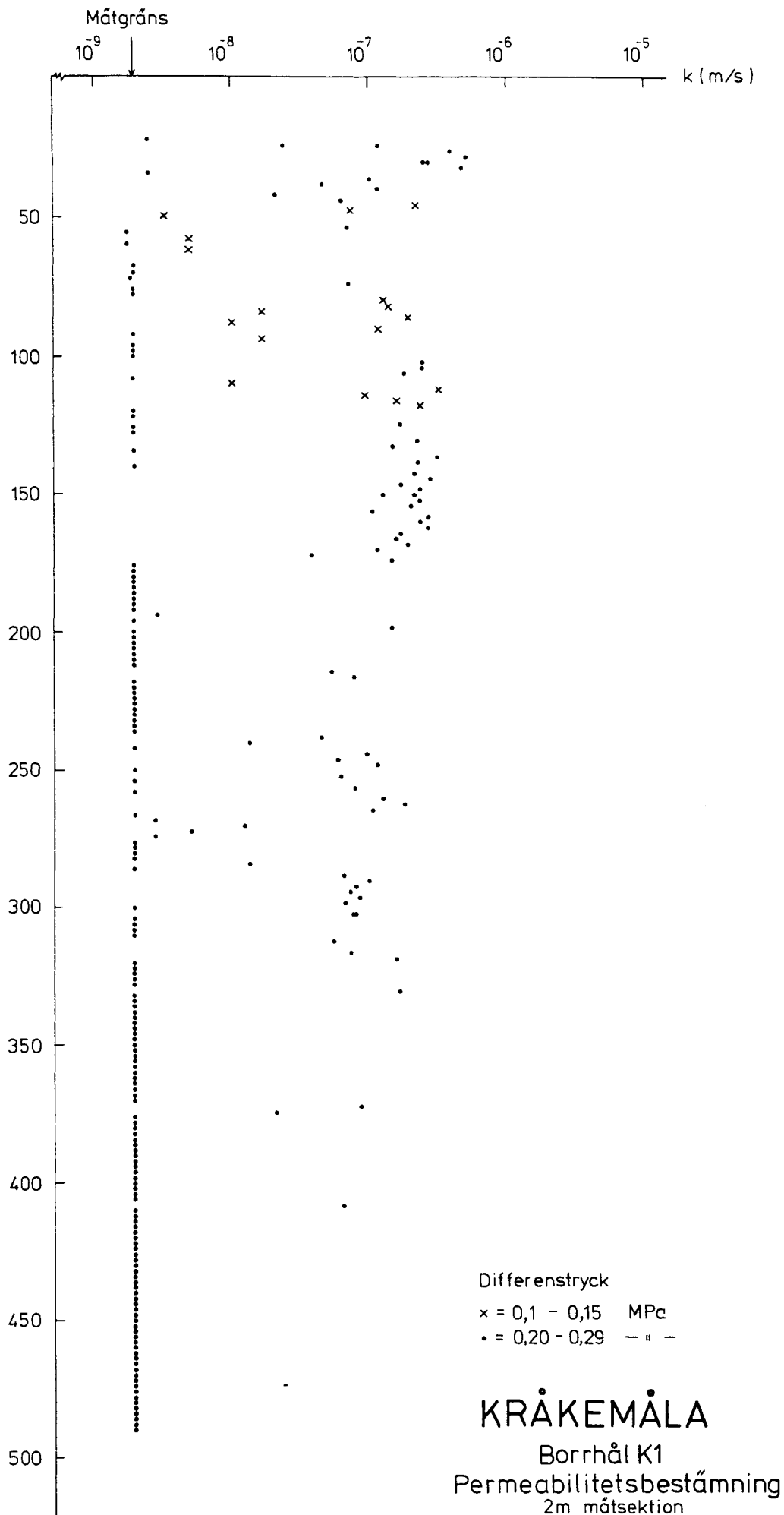
Berggrundens permeabilitet har beräknats på grundval av vattenförlustmätningar i borrhål i Kråkemåla, Ävrö, Finnsjön och Karlshamn. Vid mätningarna har vatten med känt tryck och flöde pressats ut i 2 m- eller 3 m-sektioner.

Som framgår av diagram 1 - 9 anger resultaten att betydande skillnader i berggrundens permeabilitet kan föreligga mellan och inom de olika områdena. Beräknade k-värden är ofta mindre än den undre mätgränsen som är 2×10^{-9} m/s, i vissa fall 4×10^{-10} m/s. De flesta k-värden är mindre än 1×10^{-6} m/s men enstaka större värden kan förekomma.

Mätning av Ka 1 som en sektion angav inga mätbara vattenförluster från 23 m djup till botten, vilket gav $k \leq 2 \times 10^{-12}$ m/s. I flera hål har de övre delarna av berggrunden betydligt större frekvens öppna sprickor än de djupare. I de djupare delarna samlas sektioner där vattenförluster erhållits i viss utsträckning till sprickzoner. Mellan dessa kan avsevärda sträckor förekomma där inga eller endast ett fåtal sektioner med vattenförluster noterats.

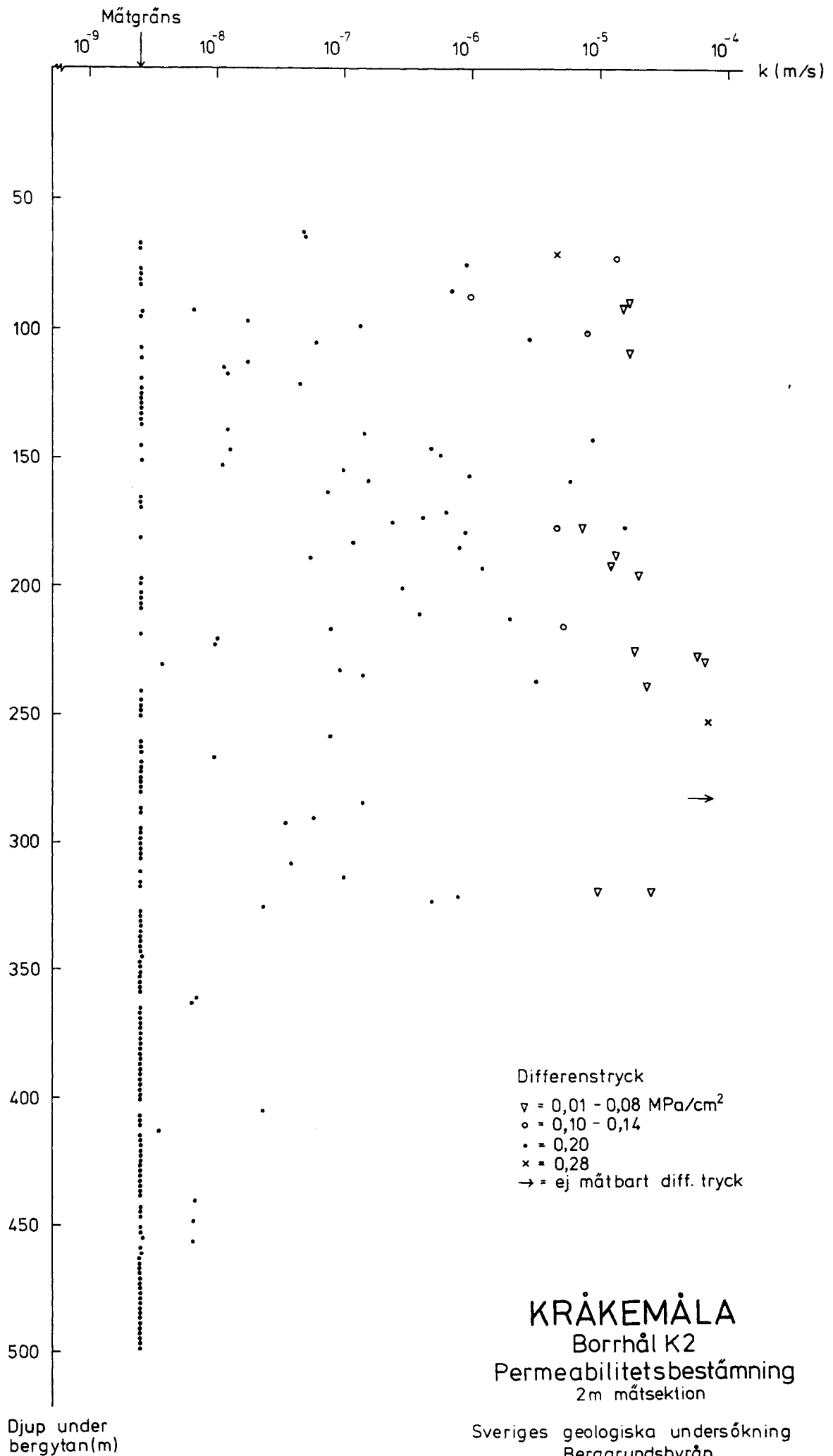
7. Referenser

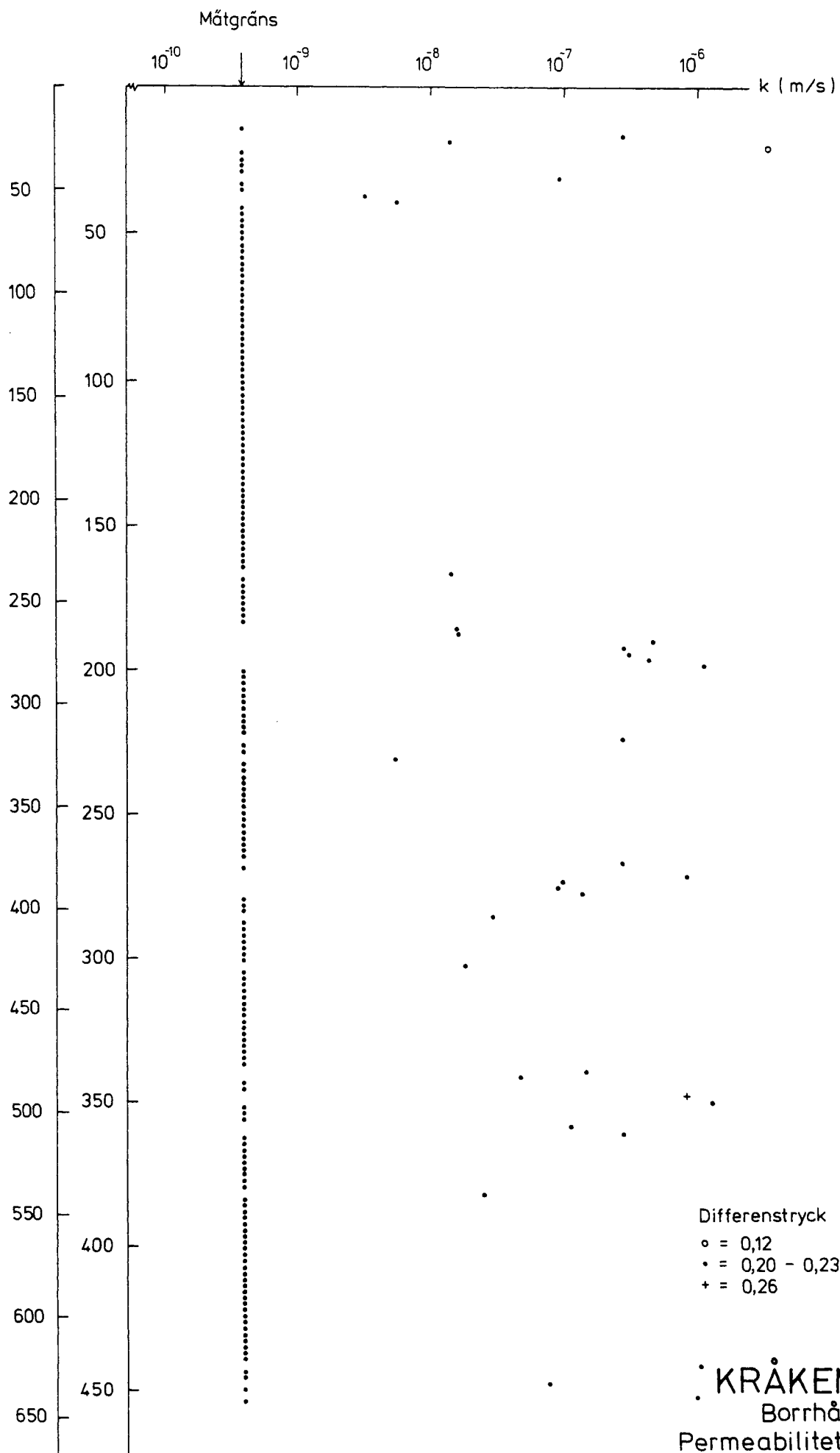
- Banks, D.C. : In situ measurements of permeability in basalt. Proceedings. Symposium on Percolation through fissured rock. ISRM, IAEG, Stuttgart, 1972.
- Moye, D.G. : Diamond drilling for foundation exploration. Civil Engineering Transactions, Vol. CE 9. no 1, Sydney, 1967.
- Carlsson, T. : Bestämning av berggrundens permeabilitet genom vattenförlustmätning. Vannet i Norden 3
Olsson, A. 1976.



Djup under bergytan (m)

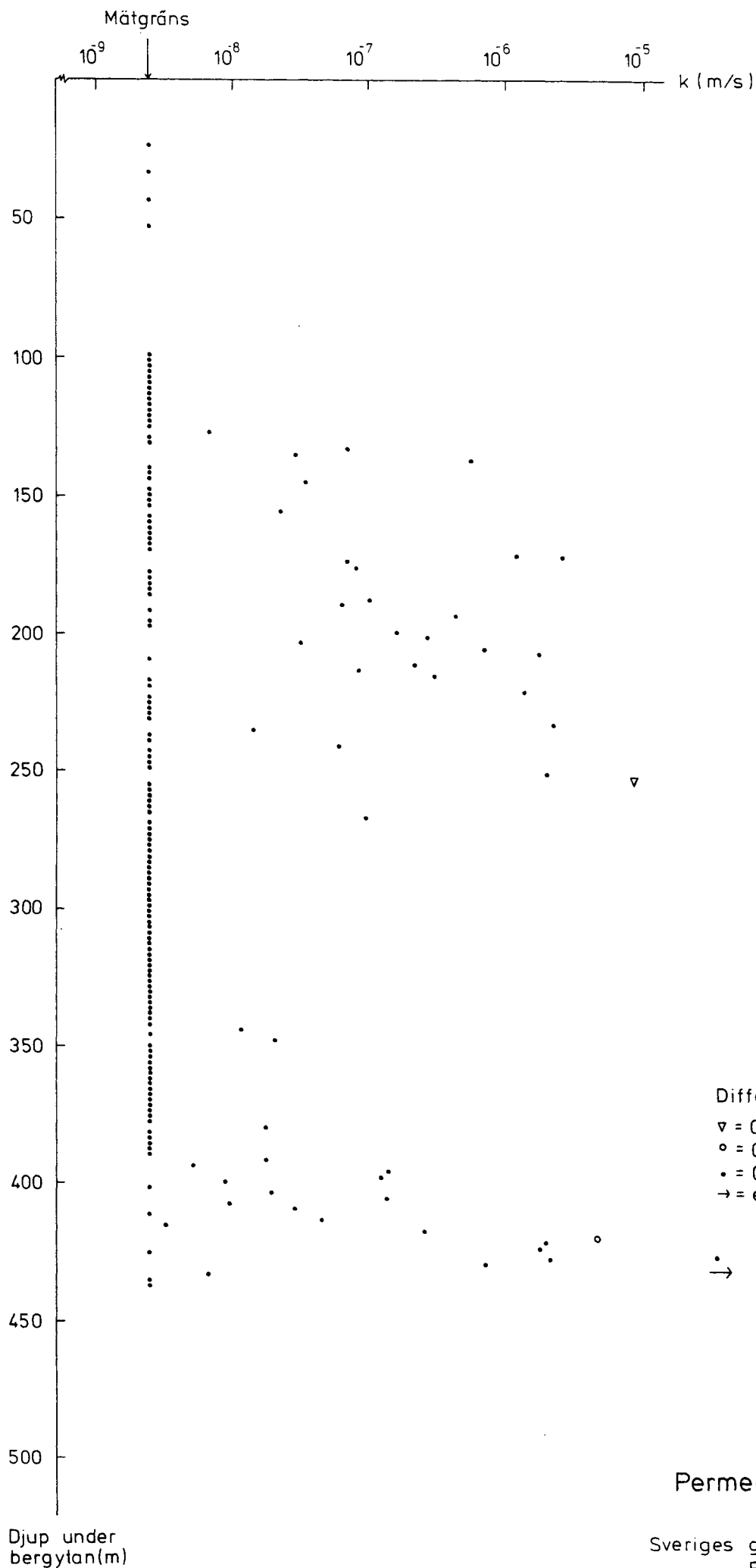
Sveriges geologiska undersökning
 Berggrundsbyrån
 1978





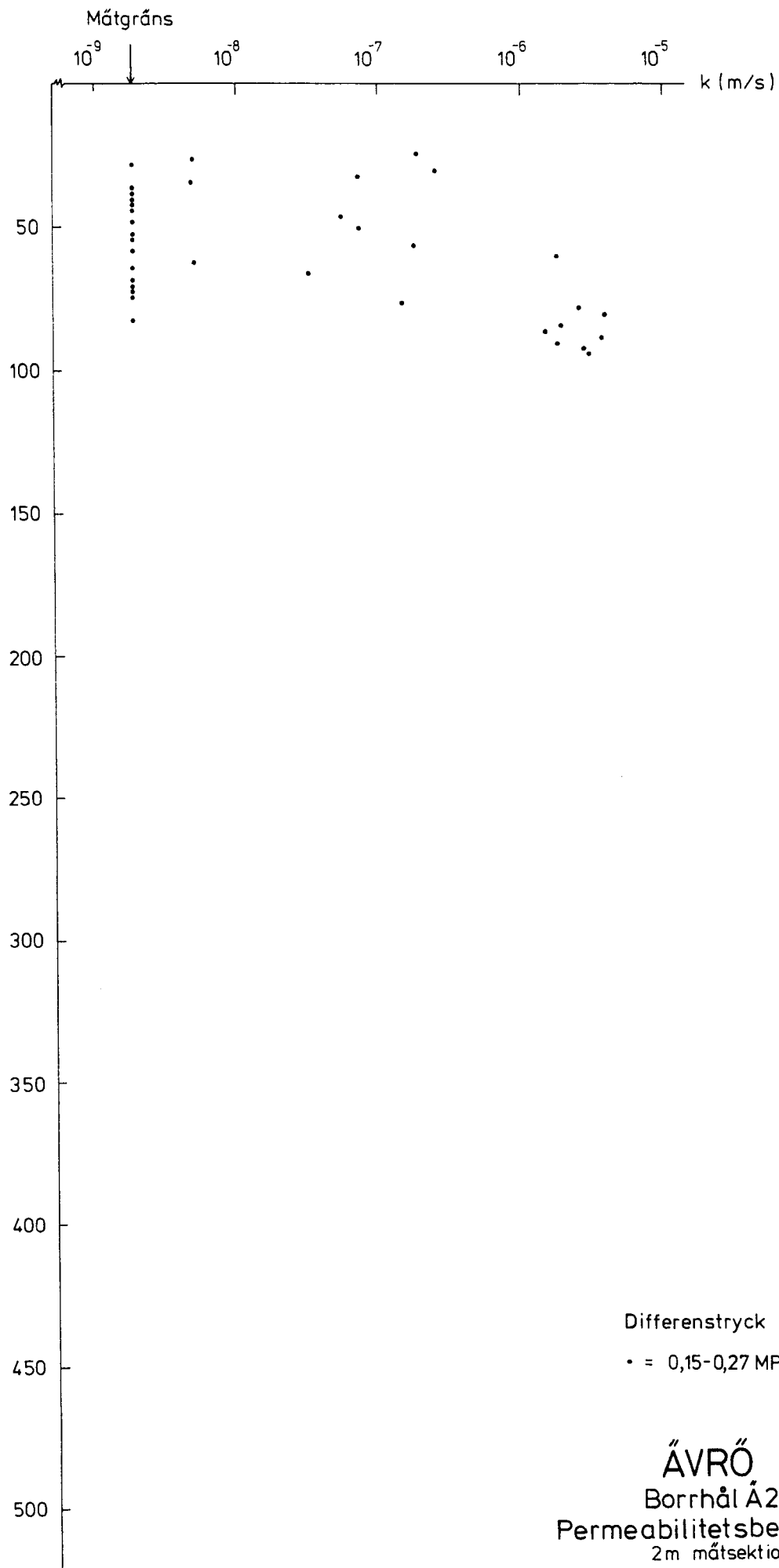
Borrhåls- Djup under
 längd (m) bergytan (m)

KRÅKEMÅLA
 Borrhål K3
 Permeabilitetsbestämning
 3m mätsektion
 Sveriges geologiska undersökning
 Berggrundsbyrån
 1978



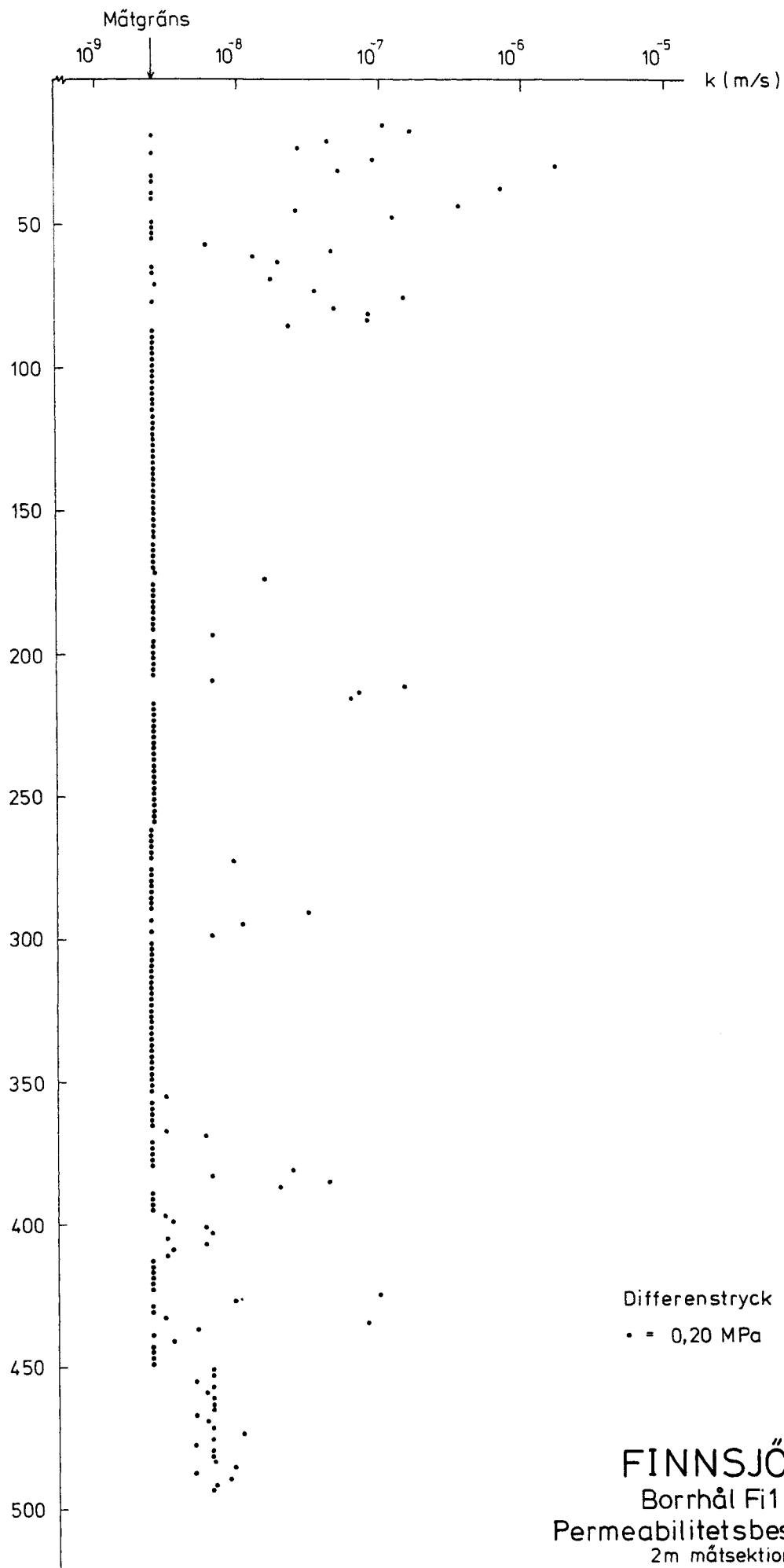
ÄVRÖ
 Borrhål Å1
 Permeabilitetsbestämning
 2m mätsektion

Sveriges geologiska undersökning
 Berggrundsbyrån
 1978



ÄVRÖ
Borrhål Å2
Permeabilitetsbestämning
2m mätsektion

Sveriges geologiska undersökning
Berggrundsbyrån
1978

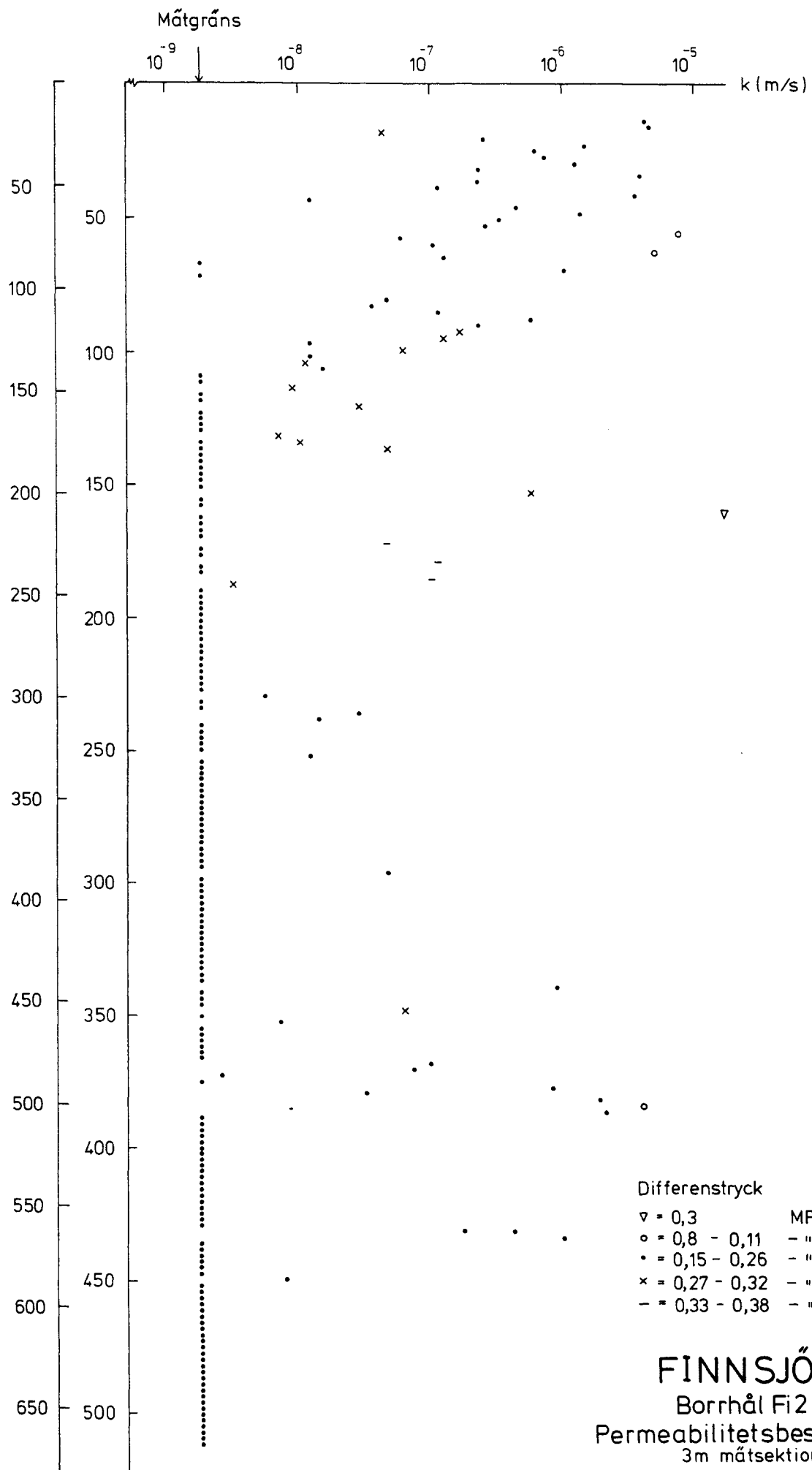


FINNSJÖN

Borrhål Fi1

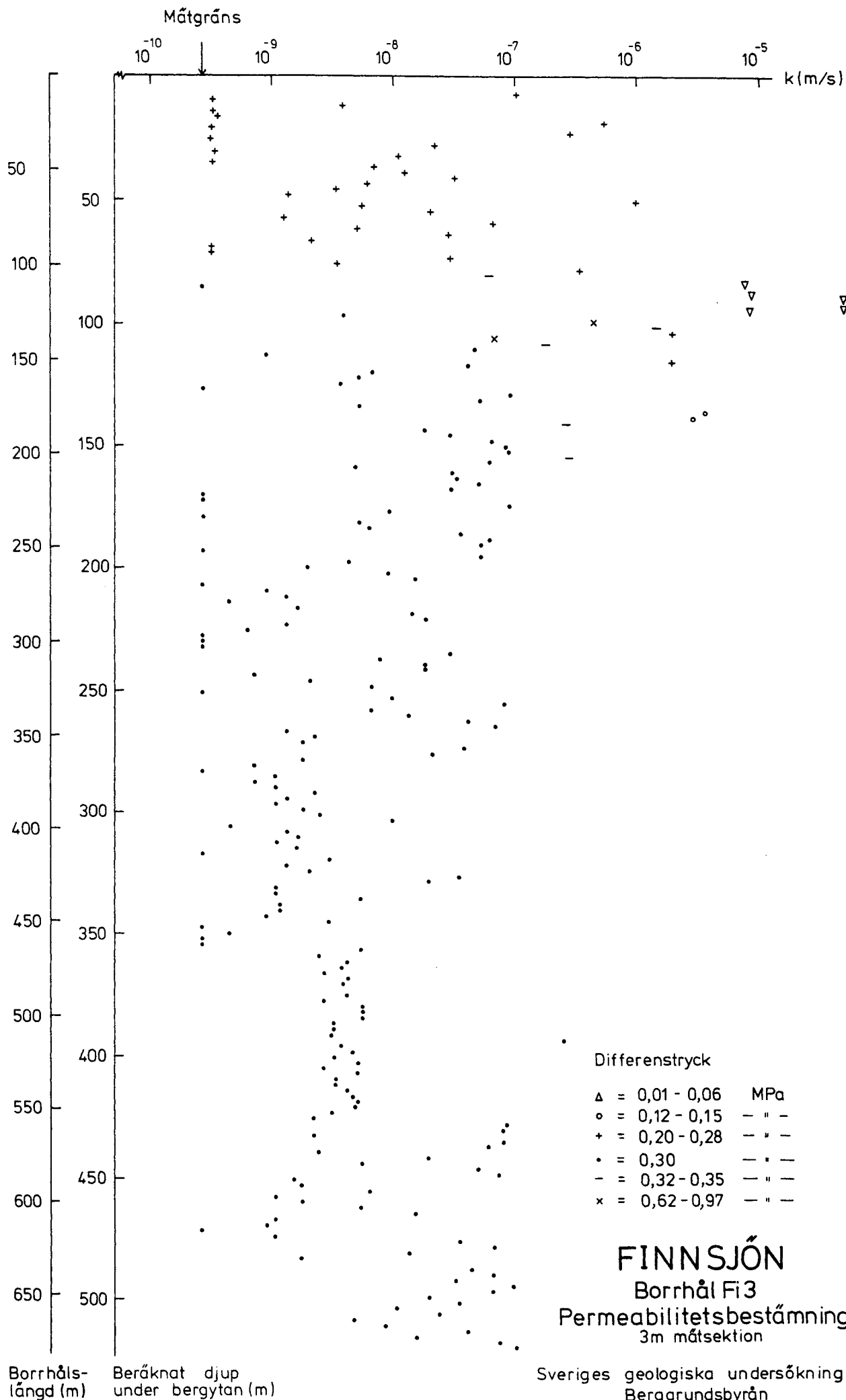
Permeabilitetsbestämning
2m mätsektion

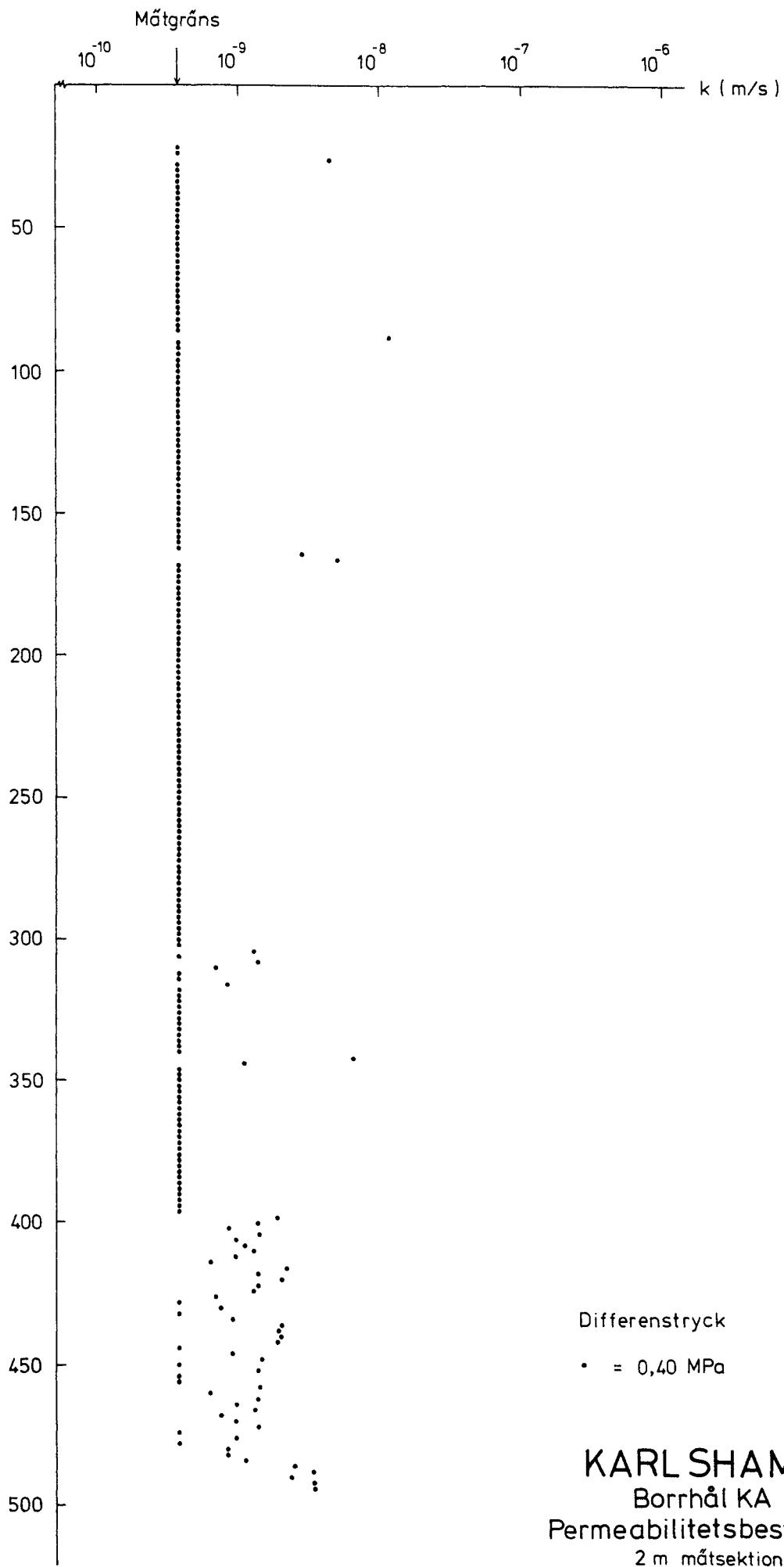
Sveriges geologiska undersökning
Berggrundsbyrån
1978



Borrhåls- Beräknat djup
 längd (m) under bergytan (m)

Sveriges geologiska undersökning
 Berggrundsbyrån
 1978





KARL SHAMN
 Borrhål KA
 Permeabilitetsbestämning
 2 m mätsektion

Sveriges geologiska undersökning
 Berggrundsbyrån
 1978

G E O F Y S I S K B O R R H Å L S M Ä T N I N G

Kurt-Åke Magnusson och Oscar Duran

SUMMARY

On behalf of "Kärnbränslesäkerhet" (KBS) the Geological Survey of Sweden has carried out a well logging program in order to investigate the rock properties at depth.

The walls of the borehole have been inspected with a TV-camera. This method has a very high resolution and can detect very small fractures (less than 1 mm). It can also be used to evaluate the orientation of the fractures.

The borehole's deviation has been measured with an inclinometer. Natural gamma and induced polarisation measurements have been used to characterize the variation in bedrock composition. The results show that changes in composition are often connected with changes in rock qualities, such as fracture frequency.

The resistivity of the borehole fluid has been measured in order to get information about the variation in fluid salinity. Abrupt changes in salinity are connected with major fracture zones. This indicates that water with different salinity than that of the borehole fluid leaks into the hole from the fractures.

Low salinity in the borehole are often connected with low fracture frequency and low rock permeability. The low salinity is a result of a slow mixing of the surface water (pressed down during the drilling) with the groundwater. The electrical methods such as single-point resistance, differential resistance and resistivity have been very useful in detecting fractures. The differential resistance log mainly shows fractures which are open in the borehole walls. Resistivity measurements provide information about the rock quality and aperture of fractures.

Self potential gradients are observed in fracture zones; they are usually stable in sections with low fracture rates.

Electromagnetic (E.M.) investigations have been carried out using two methods: VLF (using a transmitter in England, G.B.R.) and a borehole slingram. The physical properties of the fluid and the degree of fracturing determine the conductivity in the crystalline rocks and therefore the propagation of the E.M. waves. Ore contents and magnetic permeabilities also influence

the slingrams measurements. Because the fracture pattern, interface contrasts and signal interaction vary from hole to hole, the interpretations must be done carefully. The following preliminary conclusions can be drawn:

- a) VLF method detects major fracture zones (and/or ore bodies) with favorable strike and dip towards the bearing of the VLF-station.
- b) Slingram can be used to study minor fractures, fracture porosity, ore content, and magnetic permeability.

By correlation of the geophysical results with permeability measurements (Gidlund, Hult 1978) the following conclusion can be drawn:

In the first 100 m of the borehole measurable permeabilities can be obtained if very small fractures (less than 1 mm) are situated between the packers. At depths about 300 m and below, measurable permeabilities are connected with large open fracture zones.

Summary	i - ii
---------	--------

INNEHALLSFÖRTECKNING		<u>Sid</u>
1.	Inledning	1
2.	Metodstudie	2
2.1	Krökningsmätning	2
2.2	TV-granskning	2
2.3	Naturlig gamma	4
2.4	Inducerad polarisation	5
2.5	Elektriska metoder	6
2.5.1	Punktresistansmätningar	6
2.5.2	Resistivitetsmätningar	7
2.6	Borrhålsvätskans resistivitet	11
2.7	Självpotential (SP)	12
2.8	Slingram	13
2.9	VLF	15
3.	Resultat	18
3.1	Kråkemåla	19
3.2	Ävrö	21
3.3	Finnsjön	22
3.4	Forsmark	
3.5	Karlshamn	27
	Litteraturlista	26

FIGURER

	Figur
Översiktskarta	1
Punktdiagram över sprickor orienterade vid TV-granskning	2
TV-granskning Kråkemåla (K 1)	3 - 10
"- "- (K 2)	11 - 18
"- Karlshamn (Ka 1)	19 - 26
Geofysiska borrhålsmätningar Kråkemåla (K 1)	27
" " " (K 2)	28
" " " (K 3)	29
" " Ävrö (Ä 1)	30
" " " (Ä 2)	31
" " Finnsjön (Fi 1)	32
" " " (Fi 3)	33
" " Forsmark (Fo 1)	34
" " Karlshamn (Ka 1)	35

1. INLEDNING

På uppdrag av projekt Kärnbränslesäkerhet (KBS) har Sveriges geologiska undersökning utfört borrhålsmätningar i syfte att undersöka berggrundsförhållandena mot djupet. Undersökningarna är utförda i områdena Kråkemåla, Ävrö, Finnsjön, Forsmark och Karlshamn (fig. 1). Studier kan utföras direkt på borrhärnan, och borrhålsväggarna kan besiktigas med hjälp av en sänkbar TV-kamera. Ett i någon mån obestämt område kring själva borrhålet kan studeras med avseende på sin vattengenomsläpplighet medelst olika vattenflödesmätningar (Gidlund, Hult 1978).

För att få kompletterande informationer har en rad olika geofysiska borrhålsmätningar utförts. En del av de geofysiska metoder som använts, har stor upplösningförmåga av små strukturer, såsom tunna sprickor. Däremot har dessa metoder liten undersökningsvolym. Andra metoder har större undersökningsvolym men mindre upplösning. På så vis har en allsidig information om berggrundsförhållanden erhållits.

De elektromagnetiska metoderna kan även indikera stora strukturer som ej genomskärs av borrhålet, men som befinner sig i dess närhet.

De geofysiska metoderna användes normalt vid malmetning eller för grundvattenstudier i sedimentära bergarter. Däremot har undersökningsmetoderna för de grundvattenstyrande egenskaperna hos kristallina bergarter, svenskt urberg och motsvarande, hittills framtagits och tillämpats endast i begränsad omfattning.

För att uppnå mesta möjliga information från de borrhärnar, som nu utförts för KBS, och för att vara bättre rustad för fortsatta undersökningar har en rad utrustningar för geofysisk borrhålsloggning modifierats eller specialtillverkats med stöd av medel från PRAV (Programrådet för radioaktivt avfall).

Presentation av de metoder som provats samt hittills erhållna resultat ges i de senare avsnitten. Resultatens teoretiska tolkning och praktiska tillämpning innebär ett mycket omfattande arbete som just påbörjats.

2. METODSTUDIE

2.1 Krökningsmätning

Metodik

Krökningsmätningar har utförts för att bestämma borrhålens orientering, dvs inklinations och deklination (Holm 1964).

Sonden mäter inklinationen med en inklinometer och deklinationen med en kompass. Missvisning kan därför förekomma i magnetiska bergarter, men missvisningarna är normalt obetydliga i bergarter av typ granit - granodiorit.

Mätningarna sker punktvis med fem meter mellan avläsningarna.

Kommentar

Med undantag av ett borrhål i Forsmarksområdet avviker de vertikala borrhålen mycket litet från lodlinjen. Två gradade borrhål har uppmätts, ett i Kråkemålaområdet samt ett i Blekingeområdet. Dessa borrhål visar större avvikelser från den tänkta borrlinjen. Se resultatdelen.

2.2 TV-granskning

Metodik

TV-upptagningen har utförts av Undervattensfoto AB, som också utvecklat kameran. En bild av borrhålsväggen inspelas på videotejp, medan kameran långsamt nedsänks i borrhålet.

Loggningshastigheten kan väljas godtyckligt med en vridpotentialmeter. Kamerans läge i borrhålet är infälld i TV-bilden, där avståndet är angivet digitalt med sista siffran i mm. För att täcka hela borrhålsväggen kring kameran har ett pyramidprisma eller ett koniskt prisma använts. Prismet är monterat ca 5 cm framför kamerahuvudet. Prismorna är 45⁰-gradiga, varför man får en avståndsriktig avbildning av borrhålsväggen.

Kameran visar 2,5 cm av borrhålets längd, vilket innebär, att upplösningsförmågan är mycket god. Detta medför att mycket tunna sprickor (mindre än 1 mm) kan upptäckas vid TV-granskning.

Förstoringsgraden av bildytan beror på monitorns storlek. En kompass är monterad i centrum på prismorna. Således kan sprickornas orientering utvärderas. Utvärderingen är dock mycket tidskrävande.

Vid tolkning av videobanden kan uppspelningshastigheten sänkas enligt följande steg: 6, 12, 24 och 48 timmar. Normaltid är 3 timmars uppspelning per band. Bildkvalitén är tyvärr sämre vid låga uppspelningshastigheter.

Kommentar

Kameran, som använts vid TV-granskningen, kräver relativt klart borrhålsvatten. En nyutvecklad kamera med en klarvattenbehållare, som omsluter prisma och objektiv, kan användas i relativt grumligt vatten.

Används ett pyramidprisma, uppdelas bildrutan på monitorn i fyra bildsektioner. På grund av att prismet endast täcker 2,5 cm av borrhålsväggens längd, syns ej sprickor med en liten vinkel ($\leq 40\%$) mot borrhålsaxeln samtidigt i alla bildsektioner. Detta innebär, att det kan vara svårt att identifiera samma spricka i de olika sektionerna. För att kunna orientera en spricka krävs att sprickan kan identifieras i minst tre bildsektioner. Med det koniska prismet kan alla tydliga sprickor orienteras, oavsett vinkeln mot borrhålsaxeln. Orsaken till detta är, att sprickan kan följas kontinuerligt längs hela sin utsträckning, även om hela sprickan ej syns på en och samma bild i bildrutan.

De orienterade sprickorna plottas i ett stereografiskt diagram, där normalen till sprickplanen projiceras på undre hemisfären (se fig. 2).

Sprickor vilka observerats vid TV-granskningen är indelade i tre klasser med avseende på observerad sprickvidd (< 1 mm; 1 - 5 mm och > 5 mm) och redovisas i figurerna 3 - 26.

2.3 Naturlig gamma

Metodik

Instrumentet har en detektor av natriumjodid. Signalen är logaritmiskt förstärkt och registreras kontinuerligt på en analogskrivare. Mätområdet för instrumentet är från 0μ Röntgen/tim till $10\ 000 \mu$ R/tim. Instrumentet är anpassat till att mäta låga energinivåer, ca 50 - 70 keV. Metoden kan, tack vare sin höga känslighet för låga energier, användas till att karaktärisera berg med låga halter av radioaktiva spårämnen.

Gamma-loggens intensitet är en funktion av mängden naturliga radioaktiva isotoper i berggrunden. I kristallin berggrund är kalium 40, uran 238-serien samt thorium 232-serien de vanligast förekommande. Graniter har ofta en hög halt av dessa isotoper jämfört med övriga bergarter (Keys and MacCary 1971; Negut 1972). Dessa isotoper anrikas också i leror, varför lerzoner eventuellt kan indikeras med gammaloggen.

Halten radioaktiva isotoper varierar i olika delar av berggrunden. Genom att korrelera borrhålssektioner med samma aktivitet kan de geologiska sammanhangen belysas. Bergartskontakter indikeras därför ofta på gammaloggen genom ändring av strålningsintensiteten.

Kommentar

Variationer i bergartens sammansättning ger oftast utslag i bergartens naturliga gammastrålning. Dessa förändringar av bergartens naturliga gammastrålning kan orsakas av mycket små förändringar i bergartssammansättningen, som endast kan bestämmas genom mikroskopi eller kemisk analys av bergarten.

I ett av borrhålen i Ävrö (se resultatdel Ävrö 1) förekommer diabasintrusioner i Smålandsgraniten, i vilka den naturliga gammastrålningen är lägre än i den omgivande graniten (fig. 30).

Vid 330 meters djup i Karlshamnsborrhålet minskar den naturliga gammastrålningen och IP-effekten, medan resistiviteten ökar, vilket indikerar en ändring i bergartens sammansättning (fig. 35).

Mellan 585 m och 600 m i Kråkemåla 3 finns en zon med högre naturlig gammastrålning samt en markerad negativ slingramsanomali. Zonen har en mindre sänkning av resistiviteten samt få sprickor enligt kärngranskningen (Scherman 1978). Detta visar att zonen har en elektronisk ledningsförmåga. Det är således en mineraliserad zon (fig. 29).

De olika bergarterna som loggats med den naturliga gammametoden har olika bakgrundsstrålning: Göttemarggraniten 100 $\mu\text{R}/\text{tim}$; Smålandsgraniten 50 $\mu\text{R}/\text{tim}$; Blekinge kustgnejs 31 $\mu\text{R}/\text{tim}$ - 48 $\mu\text{R}/\text{tim}$.

2.4 Inducerad polarisation

Metodik

Sonden består av tre elektroder: en strömelektrod överst samt därefter två potentialelektroder efter varandra. Avståndet mellan elektroderna är 5 meter.

Potentialelektroderna är av typ icke-polariserande koppar-koppar-sulfatelektroder. Ytterligare en strömelektrod är placerad på markytan ca 50 m från borrhålet.

I mineraliserade bergarter dominerar polarisationen av ledande mineral. Membranpolarisation är en effekt som uppkommer främst i lerförande zoner.

Avläsningarna är utförda med ett intervall av 5 meter.

I kristallin berggrund med låg eller ingen mineralisering (förekomst av ledande mineral) koncentreras den inducerade elektrokemiska aktiviteten främst till berggrundsvätskan.

Denna effekt uppkommer huvudsakligen genom:

kontakt mellan ledande mineral i bergarten och vätskan

kontakt mellan icke-ledande mineral i bergarten och vätskan

direkt polarisation av vätskan

och bidrar till den volymmetriska polarisationen, vilken beror av bergartens kornyta/vätskans volym, vätskans kemiska sammansättning samt tillgång på joniserande ytstrukturer (Dakhnov,

Lathisheva 1959). Denna process har stor betydelse i bergarter med låg eller ingen mineralisering.

Kommentar

Variationer i bergartens sammansättning påverkar ofta IP-effekten. Förändringar av bergartens IP-effekt kan orsakas av mycket små förändringar i bergartssammansättningen, som endast kan bestämmas genom mikroskopi eller kemisk analys av bergarten. Ett exempel på en förändring i bergartens sammansättning har observerats i ett borrhål beläget vid Karlshamn, där bergarten ändrar nivå i IP, naturlig gamma och resistivitet (fig. 35). Ett annat exempel på en nivåändring i IP-effekten kan ses i Kråkemåla 3, där IP-nivån är högre i de övre 250 m av borrhålet. Denna sektion skiljer sig i spricktäthet från den undre delen av borrhålet (fig. 29).

I större sprickzoner har man observerat en lägre IP-effekt (exempelvis Ävrö 1). I vissa fall har man observerat en högre IP-effekt vid kontakten mellan helt berg och en sprickzon. (Kråkemåla 1, 169 - 175 m.)

2.5 Elektriska metoder

I dessa metoder användes en strömkälla, från vilken strömmen leds ut i berggrunden genom två elektroder. Den på detta sätt uppkomna potentialskillnaden i berggrunden mäts med två elektroder. Två typer av elektriska metoder har använts vid mätningarna. Dessa är punktresistansmätningar och resistivitetsmätningar.

2.5.1 Punktresistansmätningar

Metodik

I dessa mätningar användes vanligen två elektroder, vilka samtidigt tjänstgör som ström- och potentialelektroder. En elektrod är placerad i markytan cirka 50 meter från borrhålet. Den andra elektroden nedsänkes i borrhålet. Resistansen mellan elektroderna registreras kontinuerligt på en analogskrivare.

Resistansen nära elektrodernas omgivning bidrar mest till den uppmätta resistansen. För att eliminera markelektrodernas bidrag till det uppmätta resistansvärdet, har i detta fall använts ytterligare en elektrod, vilken placerats på markytan, cirka 50 meter från den andra markelektroden, varefter potentialen över dessa elektroder nollställdes. Den uppmätta resistansen blir därmed främst beroende av variationer kring borrhåselektroden. Huvuddelen av den uppmätta resistansen härrör från ett område med ett par decimeters radie kring elektroden. Därför är bidraget från borrhålsvätskan relativt stort (Key and MacCary 1971). På grund av borrhålsvätskans inflytande är metoden mindre lämplig för uppskattning av berggrundens resistivitet. Resistansen är omräknad i resistivitet för att lättare kunna korreleras med resistivitetsmätningarna (Granar 1963).

En variant av punktresistansmätningar är differential punktresistans. I denna metod sänks båda elektroderna ned i borrhålet. Dessa är placerade mycket tätt intill varandra (2 cm). Därigenom fås en hög strömtäthet mellan elektroderna. Den övre elektroden är mycket längre än den undre. Följaktligen blir den undre elektroden känsligare för variationer i omgivningens resistans, medan den övre har ett mer konstant jordningsmotstånd. På detta sätt ökas den vertikala upplösningsförmågan (Jakosky 1950).

På grund av den stora skillnaden i resistivitet mellan borrhålsvätskan och berggrunden tenderar strömmen att till stor del flyta i borrhålsvätskan, varför en elektrisk isolator har placerats mellan elektroderna. Diametern på isolatorn är 1 mm mindre än borrhålsdiametern, så att strömmen tvingas ut i bergväggen.

Signalen registreras kontinuerligt på en analogskrivare. Metoden är känslig för variationer i borrhålsdiametern. Detta medför att öppna sprickor ger en stor signal, men på grund av strömtätheten kan även mindre relativt slutna sprickor registreras (Key and MacCary 1971).

2.5.2 Resistivitetsmätningar

Metodik

I resistivitetsmätningarna användes två strömelektroder, betecknade A och B, samt två potentialelektroder, betecknade M och N.

Den ena strömelektroden (B) är alltid placerad på markytan cirka 50 meter från borrhålet. Vid en typ av mätningar, som brukar kallas normalmätningar (potentialmätningar), är en potentialelektrod placerad på ytan cirka 50 m från borrhålet, medan den andra potentialelektroden (M) samt en strömelektrod (A) nedsänkes i borrhålet.

Följande konfigurationsavstånd kan användas: A16M, A5M, A1.6M och A0.3M.

En annan typ av resistivitetsmätningar benämns lateral mätningar (gradientmätningar). Vid dessa mätningar nedsänkes båda potentialelektrodena samt en strömelektrod i borrhålet. Sondens potentialelektroder är placerade på ett litet avstånd från varandra i förhållande till strömelektroden.

Konfigurationslängden är avståndet från strömelektroden till en punkt mitt emellan potentialelektrodena. Strömelektroden är placerad över potentialelektrodena.

Följande konfigurationsavstånd används: A16M1.6N, A5M0.3N och A1.6M0.1N. Avstånden mellan avläsningarna är 2 meter för lateral 16 och normal 5, medan avståndet är 5 meter för normal 16.

I övrigt är avstånden 1 meter.

Normal resp. lateral konfigurationerna har olika egenskaper. Exempelvis ger lateral konfiguration en asymmetrisk kurva med en distortionseffekt på grund av strömtäthetskontraster, som i dessa mätningar ger ett markerat utslag över undre gränssytan av ett område med avvikande resistivitet, medan övre gränssytan ej framträder lika tydligt. Distortionen av registreringarna gör det svårt att uppskatta resp. områdes resistivitet. Normalkonfigurationerna är vanligtvis symmetriska med avseende på ett område med jämförbar resistivitet. Dock är horisonternas gränser ej tydligt markerade (Dakhnov, 1959).

På grund av normalkurvornas mindre distortion kan dessa användas till att uppskatta resistiviteten över ett område med jämförbar resistivitet.

Undersökningsradierna är uppskattade till 0,6 - 2 gånger konfigurationslängden för lateralmetoden samt 0,4 - 1 gånger konfigurationslängden för normalmetoden (Roy and Apparao 1970; Roy and Dhar 1971).

Kommentar

Differentialpunktresistansen korrelerar mycket bra till sprickor som observerats vid TV-granskningen. Metoden visar sig vara känslig för relativt små sprickor (fig. 3 - 26).

Eftersom metoden undersöker en liten bergvolym kring borrhålet kan en del av de indikerade sprickorna ha en mycket lokal utbredning. Diff.loggen påverkas av sprickvidden, så att stora öppna sprickor ger ett stort utslag. Därför har diff.loggen använts till klassificering av de sprickor som observerats vid TV-granskningen eller kärngranskningen (fig. 27, 28 och 35). Således får man en viss uppfattning om storleken av de sprickor som är öppna i borrhålsväggen.

Sprickorna eller spricksystemen är indelade i fem klasser: A, ytan $> 100 \text{ mm}^2$; B, ytan $20 - 100 \text{ mm}^2$; C, ytan $5 - 20 \text{ mm}^2$ och D, ytan $< 5 \text{ mm}^2$, där sorten avser ytan under kurvanomalierna. Ytan är beräknad i samma skala som figurerna 3 till 18.

Punktresistansmätningar känner av en större bergvolym än diff.loggen. Denna volym är ändå av en relativt liten storleksordning (av några dm radie) (Key and MacCary 1971).

Metoden visar en god korrelation med sprickzoner indikerade med TV-granskning samt diff.logg. Mindre sprickor, däremot, vilka utgör en mycket liten del av den uppmätta bergvolymen, ger ej någon märkbar effekt. Resistivitetmätningarna känner av en relativt stor bergvolym, som är beroende av konfigurationslängden. Mätningarna påverkas starkt av berggrundens sprickporositet, dvs mängden sprickvatten per bergvolym (Larsson 1968; Simmons och Richter 1974). Resistiviteten är därför en värdefull parameter för uppskattning av bergkvalitén. TV-granskning har visat ett berget är uppsprucket i de lågresistiva zonerna (fig. 3 - 26).

Konfigurationerna normal 1,6 m och lateral 1,65 m är de mest lämpliga, p.g.a. att de är mindre påverkade av borrhålsvätskans resistivitet. En kombination av ovan nämnda konfigurationer och normal 0,3 m, 0,5 m och lateral 5,5 m är lämpliga för undersökning av berggrundens kvalitet.

Vissa faktorer påverkar de olika konfigurationerna på skilda sätt.

En lågresistiv borrhålsvätska underlättar den galvaniska kontakten mellan mätsonden och berggrunden (exempelvis Kråkemåla 1, Kråkemåla 2, Ävrö 1, Forsmark 1 och Finnsjön 1), men vid mycket högresistivt berg och lågresistiv borrhålsvätska kan understa elektroden orsaka en "shunt-effekt", som kastar om de inbördes förhållandena mellan konfigurationskurvorna (Kråkemåla 3).

Dålig elektrisk kontakt uppträder vid högresistiv borrhålsvätska, vilket också orsakar ändringar i förhållandet mellan de olika konfigurationerna (Karlshamn 1). Vid god galvanisk kontakt mellan borrhålsvätskan och berget reagerar lateralmetoden på följande sätt:

Vid homogent sprickfattigt berg är det en stor skillnad mellan konfigurationernas resistivitet. (Exempel Kråkemåla 1, vid 60 m djup.) Vid uppsprucket berg med homogen sprickfördelning är skillnaden i resistivitet liten. (Exempel Kråkemåla 1, vid 170 m djup), (fig. 27).

Sprickanalys har gjorts med hjälp av teoretiska kurvor och modeller med olika kombinationer av sprickor eller spricksystem (Dakhnov 1950, Negut 1972).

Spricksystemens vidd har tolkats genom att använda både lateral- och normalkurvorna. Spricktätheten i sprickzonerna påverkar resistivitetsvärdena (låg resistivitet hög spricktäthet).

Spricksystem som tolkats med hjälp av resistivitet samt övriga geofysiska metoder är presenterade i fig. 27 - 35.

Spricksystemen är indelade med avseende på uppskattad bredd:

V < 0,5 m; IV 0,5 - 1 m; III 1 - 2 m; II 2 - 5 m; I > 5 m.

Breda och mycket breda spricksystem består vanligtvis av mycket uppsprucket berg och har därför låg resistivitet (ett undantag är Karlshamnsområdet). Mycket tunna sprickzoner består oftast av tunna sprickor som är glest fördelade.

2.6 Borrhålsvätskans resistivitet

Metodik

Borrhålsvätskans resistans uppmättes mellan två elektroder med ca 4 cm avstånd från varandra. Elektroderna är placerade i ett plaströr som är öppet i båda ändarna. Vattnet kan därför fritt strömma förbi elektroderna, när sonden långsamt nedsänkes i borrhålet. Plaströret skärmar elektroderna från borrhålsväggens inflytande, så att den uppmätta resistansen enbart är beroende av borrhålsvätskan i plaströret.

Den registrerade resistansen är kalibrerad mot en känd natriumkloridlösning. Resistiviteten är beräknad ur kurvor efter Dakhnov, 1959.

Då inga temperaturmätningar utförts, har amerikansk standardtemperatur (18°C) använts vid beräkningen av resistiviteten. Mätningarna är utförda med fem meters punktavstånd.

Kommentar

Det visar sig, att det i allmänhet råder en naturlig densitetsskiktning i borrhålen, dvs salthalten ökar och resistiviteten avtar mot djupet. Observera att resistiviteten ej kompenseras för temperaturvariationerna. Sådana temperaturmätningar skall utföras av Chalmers tekniska högskola under våren 1978. I borrhålet Finnsjön 1 råder en omkastad densitetsskiktning mellan djupen 200 - 300 meter. Detta kan tyda på att det på denna nivå sker en inströmning av vatten med lägre salthalt än borrhålsvätskans (fig. 32).

På några nivåer sker markanta minskningar av borrhålsvätskans resistivitet. Detta kan orsakas av inströmning av vatten med högre salthalt än borrhålsvätskans. Dessa anomala områden är knutna till större sprickor eller krosszoner. Exempel på sådana områden förekommer bland annat i Kråkemåla 1 och 3 samt i Finnsjön 1 (fig. 27, 29 och 32).

Mot botten av borrhålet kan inflytandet från borrhålets ledning leda till att resistiviteten snabbt avtar. Vattenskiktningen kan också vara orsakad av vattenförlustmätningarna eller av borrhålets ledning.

Under dessa arbeten förs nämligen stora mängder ytvatten ner i borrhålet och ut i sprickorna.

Resultaten visar, att metoden ger en möjlighet att indikera zoner med inflöde av vatten med annan resistivitet eller temperatur än borrhålsvätskans. Genom att mäta borrhålsvätskans resistivitet vid olika tillfällen kan man eventuellt få en bild av vattenomsättningen. Borrhål med låg spricktäthet och permeabilitet har ofta låg vattensalinitet. Detta tyder på en långsam utspädning av ytvattnet, som tillförts borrhålet under borrningen.

2.7 Självpotential (SP)

Metodik

Självpotentialen eller naturliga potentialen uppmättes mellan en markelektrod samt en borrhåselektrod. Båda elektroderna är av typ icke-polariserande koppar-kopparsulfatelektroder.

SP-effekten registreras på en skrivare med två valbara skalor, där 1 mm motsvarar 1 resp. 5 millivolt.

Generering av SP-potentialer sker genom flera olika processer. En process är förändring av jonkoncentrationen, genom att sprickvattnets joner har olika aktivitet resp. diffusionskoefficienter (Hallenburg 1971). Detta fenomen är också beroende av skillnader i hydrostatiskt tryck mellan borrhålsvätskan och sprickvätskan (strömningspotential). Särskilt märkbar är denna effekt, när skillnaden i salthalt mellan borrhålsvattnet och vattnet i sprickorna är stor.

En annan process, som kan generera SP-potentialer, är elektrokemiska redox-processer. Detta sker genom elektronutbyte mellan vätskan i sprickorna och berggrundens mineral (Hallenburg 1971).

Kommentar

SP-anomalierna visar god korrelation till sprickor som observerats vid TV-granskning samt till sprickor indikerade med resistivitets- och differentialresistansmätningarna (se fig. 27, 28, 29, 30, 32).

Områden med tätt berg har vanligtvis små SP-variationer (se övre 250 m av Kråkemåla 3, fig. 29).

SP-mätningarna visar sig ha högre känslighet, dvs större potentialskillnader över sprickzonerna, när borrhålsvätskans salthalt är hög. Förändring av borrhålsvätskans salthalt medför också en förändring i SP-nivån (se borrhålen i Kråkemåla 3 och Finnsjön 1 fig. 29 resp. fig. 32).

Anomalierna över sprickzonerna orsakas av att sprickorna åstadkommer en förskjutning i jonkoncentrationen kring mätsonden.

2.8 Slingram

Metodik

Sändarens och mottagarens spolar är coaxiala och mäter en geometrisk komponent längs borrhålet. Sändaren är placerad under mottagaren och dess frekvens är 18 kHz. Signalen uppdelas i en reell (i fas med sändarfältet) samt en imaginär (90° ur fas med sändarfältet) del. Efter förstärkning samt filtrering sändes signalen via borrhålskabeln till en tvåkanalsanalogskrivare, vilken registrerar reella och imaginära delen av signalen i procent av sändarfältet. Skrivaren har två valfria skalor där 1 mm motsvarar 2 % resp. 10 %.

Mottagaren har en omkopplare för val av olika avstånd mellan sändare och mottagare 5, 10, 20 och 40 meter. Mottagaren är känslig för ändringar i susceptibiliteten i sin nära omgivning. Denna effekt är starkast på imaginära delen av signalen (Forslund och Johansson 1977).

De faktorer som påverkar utbredningen av de elektromagnetiska fälten är dess frekvens samt omgivningens konduktivitet och magnetiska permeabilitet. I berggrund med låga halter av magnetiska mineral kan permeabiliteten anses variera mycket litet. Signalamplituden kan höjas genom ökning av sändarfältets frekvens, men höjs sändarfrekvensen ökas även omgivningens absorption av de elektromagnetiska fälten, absorptionen ökar också när omgivningens konduktivitet ökar (Roy and Dhar 1970; G.R. Olhoeft 1974). Borrhålets storlek har ingen effekt på den elektromagnetiska kopplingen mellan spolarna på grund av att våglängden är mycket större än borrhålsdiametern.

Kommentar

Resultaten visar att i stort är den imaginära komponenten symmetrisk med avseende på mottagaren. Det visar sig också att slingramsavstånden 5 resp. 40 meter ger mycket jämförbara signaler (fig. 27, 29, 30 och 34). Den stora kontrasten i resistivitet mellan berggrunden (30 000 ohm m) och borrhålsvätskan (20 ohm m) medför att borrhålsvätskan har en dämpande effekt på utbredningen av de elektromagnetiska vågorna. Detta innebär att borrhålsvätskan avskärmar de elektromagnetiska fälten, varför man ej får den förväntade ökningen av undersökningsradien när sändar - mottagaravståndet ökas. Mätningarna har sålunda plottats med mottagaren som nollpunkt. På borrhålskärnan från Kråkemåla 1 har en översiktlig mätning av susceptibiliteten utförts med en hållsusceptibilimeter av typ kappameter. Det visar sig att det finns en viss korrelation mellan susceptibiliteten och slingramsindikationerna. Speciellt är den markerade anomalin vid 77 meter kopplad till en zon med hög susceptibilitet. Alla anomalier kan emellertid ej knytas till susceptibilitetsvariationer. Slingramen visar också en god korrelation till resistivitetmätningarna.

Över sprickzonerna sker en förändring av slingramens signalnivå, som förskjuts i positiv riktning (exempelvis K 1 och K 3 fig. 27 och 29).

Borrhålsvätskans ledningsförmåga har stort inflytande på signalnivån. Vid ökning av vätskans ledningsförmåga förskjuts signalen i positiv riktning (se Kråkemåla 3, fig. 29). I borrhål med hög vätskekonduktivitet (Ävrö 1) är korrelationen med sprickzoner mycket god. Detta tyder på att nivån på slingramssignalen varierar beroende på volymen av sprickvatten kring sonden. Således kan metoden användas till att få en bild av sprickintensiteten.

Dessa effekter framträder tydligast på imaginärkomponenten där amplituden på nivåförändringar är större än för realdelen. Elliot och Dolan har visat att ledande zoner som befinner sig mycket nära mottagaren ger en positiv respons på mottagaren (Elliot och Dolan 1961).

Vid stora konduktivitetskontraster mellan ledande zoner och omgivningen fås en negativ anomali, då mottagaren och sändaren passerar zonen. På imaginära komponenten maskeras delvis denna effekt av förskjutningar i signalnivån (fig. 34).

I borrhålet Kråkemåla 3 finns en mycket markerad negativ slingramsanomali på både imaginär och realdel. Enligt kärngranskningen är zonen sprickfattig. Resistivitetmätningarna visar en något lägre resistivitet än homogent sprickfattigt berg. Detta och högre naturlig gammastrålning indikerar att en mineraliserad zon kan föreligga (fig. 29).

Sprickorna kan antas vara skivliknande strukturer, därför måste en uppskattning av känsligheten göras med hänsyn till de geometriska förhållandena mellan borrhålet och sprickorna (se VLF). Sändarens och mottagarens avstånd till sprickornas kanter, vare sig dessa strukturer korsar eller befinner sig i närheten av borrhålet (Drinkrow 1975).

2.9 VLF-mätning

Metodik

Instrumentet är avstämt mot en station i England (GBR), stationen sänder med frekvensen 16 kHz. Effekter från variationer i sändarfältet är minimerade, genom att mäta en integrerad signal över 16 384 cykler.

Två antenner används vid mätningarna, dessa registrerar den magnetiska komponenten av det elektromagnetiska fältet. En antenn är placerad på markytan medan den andra nedsänkes i borrhålet. Markantennen tjänstgör som referenssignal dvs som referens av fas och amplitud gentemot borrhålmottagaren.

Signalen från borrhålmottagaren (sonden) registreras på en skrivare, där man kan välja att registrera imaginära (90° ur fas med sändarfältet) eller reella (i fas med sändarfältet) delen av fältet. Om båda komponenterna skall registreras, måste borrhålet mätas två gånger. Antennen påverkas av magnetiska mineral i sin omedelbara omgivning. Speciellt gäller detta den imaginära komponenten (Forslund och Johansson 1977).

Sonden mäter magnetiska vektorkomponenten längs borrhålet. Sändarfältet är horisontellt. Således förväntas nollutslag i vertikala borrhål, såvida ej en elektrisk ledare finnes, vilken genererar ett sekundärfält, som sonden registrerar. Sändarfältets fas ändras mot djupet och vid cirka 650 meter har fältet vridit sig ungefär 45° (beräknad med 30 000 ohm m resistivitet).

Sändarfältets amplitud avtar också mot djupet, och vid cirka 650 meters djup har detta minskat till 37 % av sitt ursprungsvärde. Detta medför att signalen från elektriska ledare minskar beroende på vilka djup dessa är belägna.

Sondens signalamplitud påverkas av borrhålets riktning. Detta kan ge upphov till falska anomalier. Borrhålens orientering är uppmätta med en krökningsmätare, man kan därför särskilja dessa anomalier från de övriga.

På grund av topografiska förhållanden kan sändarfältet avvika från horisontalplanet. Denna effekt avtar mot djupet och har därför betydelse endast i de yt nära områdena.

De elektriska ledarnas orientering mot sändarfältet har avsevärt inflytande på styrkan hos den mottagna signalen, dvs när ledarna är nära parallella mot sändarfältet, blir effekten minimal. Vertikala ledare, vilka är parallella med sändarfältet, samt horisontella ledare, ger således ytterst liten effekt på mätningarna. Dessutom kan mätriktningen på sonden vara ogynnsamt orienterad gentemot det infallande sekundärfältet, dvs signalen är liten längs mätriktningen. Över uttalade horisontella sprickzoner ändras absorptionen av sändarfältet, detta medför att en gradientförändring uppstår på VLF-kurvan. Det är därför lämpligt att utveckla instrumentet till att mäta i tre oberoende riktningar samt att kunna använda två sändarstationer (Paal 1965).

Ledare som korsar resp. ej korsar borrhålet ger helt olika signaler. Detta på grund av att strömmar som genereras av sändarfältet tenderar att flyta på kanterna och ytorna av ledaren. Det är dessa strömmar som inducerar sekundärfältet som mottagaren registrerar. Då en sprickzon korsar borrhålet, kan zonens yttre begränsningsytor befinna sig på ett stort avstånd från borrhålet, men borrhåls-skärningen i sig själv utgör i detta fall en begränsningsyta.

Om zonen befinner sig mycket nära borrhålet utan att korsa detta fås en stor effekt från kantströmmar i mot borrhålet gränsande delen av zonen. Metoden ger därför möjlighet att indikera zoner som ej korsar borrhålet (Veksler och Plyusnin 1957). Elektriska ledare som indikeras med VLF-mätningarna kan antas vara stora strukturer.

Kommentar

VLF-mätningarna visar ett lugnare förlopp än de övriga metoderna. Detta är en konsekvens av skillnaden i mätvolym, dvs endast större strukturer ger mätbar effekt (fig. 27 - 35). VLF-anomalierna korrelerar med lågresistiva områden, som uppfyller kraven på lämplig orientering samt storlek (se fig. 27 - 35).

3. RESULTAT

3.1 Kråkemålaområdet

Bergarten i området är en homogen, ung och odefornerad granit, kallad Götemarggranit. Tre kärnbrorrhål med 56 mm diameter har borrats i området (fig. 1). Två av dessa är vertikala medan det tredje är gradat 50° mot horisontalplanet. De vertikala borrhålen vilka betecknas Kråkemåla 1 (K 1) och Kråkemåla 2 (K 2) är 500 resp. 600 meter djupa, medan det gradade borrhålet med beteckningen Kråkemåla 3 (K 3) är 760 m långt.

Krökningsmätning visar att de vertikala borrhålen avviker mycket litet från lodlinjen. K 1 och K 2 avviker i botten på borrhålet 5 m i riktning väst resp. 8 m i riktning syd. Det gradade borrhålet är ej rakt utan kröker av mot horisontalplanet, således är botten på borrhålet beläget 51 m grundare än vad borrhålet skulle vara utan krökning. Riktningen på borrhålet är Nord 20° Väst.

TV-granskning har utförts i K 1 resp. K 2. Resultaten från TV-granskningen redovisas i figurerna 3 - 18.

TV-granskningen visar att sprickfrekvensen ej avtar mot djupet (fig. 27 och 28). TV-upptagningen är gjord med ett pyramidprisma, med vilket flacka sprickor kunnat orienteras, dvs utvärdering av sprickornas stupning och strykning. De orienterade sprickorna är främst vida sprickor (bredare än 5 mm) belägna i krosszonerna och de största sprickzonerna. Dominerande sprickriktning är Nord 20° Öst med västlig stupning (fig. 2).

Sprickor som indikerats med differential-punktresistansmetoden korrelerar till breda sprickor enligt TV-granskning (fig. 3 - 18). En schematisering av diff.-mätningarna är gjord med avseende på anomaliernas storlek (se metodstudie), där indikerade sprickor är indelade i fyra klasser (fig. 27, 28 och 29).

De två största klasserna A och B samt de flesta av tredje klassen C korrelerar med zoner med förhållandevis höga vattenförluster. Kärngranskningen visar att diff.anomalierna i K 3 korrelerar till sprickzoner. SP-anomalierna i K 1 och K 3 visar god korrelation till vattenförande sprickzoner. SP-anomalierna i K 2 är dock mer svårtolkade men visar en god korrelation till sprickzoner indikerade med resistivitetsmätningar (fig. 28).

Sprickzoner som tolkats ur resistivitetsmätningarna är redovisade i fig. 27, 28 och 29 och är indelade i fem klasser med avseende på sprickzonernas bredd (se metodstudie). Dessa system visar god korrelation med sprickor observerade vid TV-granskningen. Inläckning av vatten i sonden har medfört att resistivitetsvärdena avviker mer än normalt för K 2. Vid mätningarna i K 3 har konfigurationen Lateral A 5 MO. 3 N också råkat ut för vatteninläckning (fig. 28 och 29).

Zoner som betecknas som mineraliserade, är de partier av bergarten som har en högre IP-effekt än normalt, samt de som har en förhöjd magnetisk permeabilitet. Dessa zoner ger vanligtvis även en förändring av bergartens naturliga gammastrålning. Mineraliseringen betecknar således en förändring av bergartens sammansättning. Denna förändring kan vara ytterst subtil och endast märkbar vid studie av bergarten i mikroskop eller genom kemisk analys. I de tre borrhålen avtar vattenförlusterna mot djupet medan sprickfrekvensen ej avtar mot djupet. I de övre hundra metrarna av borrhålen krävs en nästa sprickfri sektion mellan manschetterna för att få ej mätbara vattenförluster. Enstaka tunna sprickor, (< 1 mm) ger mätbara vattenförluster. På stora djup ca 300 meter och nedåt, ger främst relativt stora och öppna sprickor vattenförluster (fig. 27, 28 och 29). De vattenförande zonerna kan förekomma i relativt sprickfattiga partier och är då knutna till isolerade större sprickor. Exempel på detta är sprickorna på 372, 374 och 386 meters djup i K 1 (fig. 27).

Kråkemåla 1:

Borrhålet har stora partier berg med låg sprickfrekvens, se fig 27. Fyra krosszoner har observerats. Dessa är belägna på följande djup: 169 - 175 m, 293.5 - 299 m, 314 - 319 m och 328.5 - 330 m. Krosszonen på 169 - 175 meters djup har enligt VLF en stor utbredning (fig. 3 - 10 och 27). En större sprickzon på 370 - 375 meters djup korrelerar med en abrupt sänkning av borrhålsvätskans resistivitet (fig. 27). Detta tyder på att vatten som är saltare eller med lägre temperatur än borrhålsvätskan tillförs borrhålet via denna sprickzon.

Kråkemåla 2:

Spricktätheten i K 2 är cirka tre gånger högre än i K 1. I borrhålet förekommer åtta krosszoner på följande djup: 222 - 227 m, 234.5 - 236.5 m, 264 - 269 m, 280 - 282.5 m, 284 - 295 m, 320 - 329 m och 510 - 512 m (fig. 11 - 18). På 192 meters djup förekommer en zon med en läkt breccia som är genomsatt av relativt öppna sprickor (Scherman 1978). Denna zon har enligt VLF en stor utsträckning (fig. 28).

Inströmning av saltare vatten eller med lägre temperatur än borrhålsvätskan, antas ha skett i sprickzoner på 90 och 500 meters djup. Inströmning av mindre salt vatten eller med högre temperatur antas ha skett i sprickzoner på 85 - 105 meters djup (fig. 28).

Kråkemåla 3:

Borrhålsvätskan i de övre 250 m av borrhålet består av rent ytvatten som torde ha tillförts borrhålet under borrhållningen (fig. 29). Berget är följaktligen mycket tätt i denna sektion och bidraget från sprickvatten är mycket litet. Enligt diff.punktresistansmätningarna finns ej några öppna sprickor i denna sektion. Detta visar att de sprickor som förekommer i sektionen är mycket tunna (fig. 29).

På 253 meters borrhålslängd finns en öppen spricka enligt diff.-loggen. Efter denna spricka förändras borrhålsvätskans resistivitet dvs vattnet får en högre salthalt. Således är ej resten av borrhålet lika tätt som övre delen.

Sp-mätningarna indikerar också att berget är tätt i de övre 250 metrarna. Efter 250 m höjs SP-effekten på grund av det saltare vattnet. Under 250 m borrhålslängd visar SP-mätningarna flera indikationer som korrelerar väl med zoner med vattenförluster (fig. 29). IP-effekten har en högre nivå i de övre 250 m av borrhålet. Detta innebär att bergarten skiljer sig något i sin sammansättning mellan övre och undre delen av borrhålet. IP-instrumentet är ej anpassat till att mäta längre borrhålslängder än 500 m. Därför har inga IP-mätningar utförts i K 3 och K 2 efter 500 m borrhålslängd.

Från 512 meters djup till botten av borrhålet är berget homogent och sprickfattigt med undantag av några få markerade sprickzoner. Två mycket markerade sprickzoner finns sålunda på 504 - 512 resp. 645 - 658 meters djup (fig. 29).

Enligt VLF-mätningarna har zonerna på 504 resp. 645 meters djup en stor utsträckning. På 586 - 608 meters djup finns en elektriskt ledande zon som är mineraliserad, denna zon har också en hög naturlig gammastrålning. Slingrams-anomalin över zonen är mycket markant medan resistivitetsanomalin är liten. Således har zonen få sprickor (fig. 29).

3.2 Ävrö området

Området är beläget ca 1,5 km NO om Simpevarps kärnkraftsanläggning (fig. 1). Berggrunden består huvudsakligen av en medelkornig röd till grå massformig granit som är betydligt äldre än Götemargraniten vid Kråkemåla. Två vertikala (56 mm diameter) borrhål har borrats i området. Borrhålen vilka betecknas Ävrö 1 (Ä 1) och Ävrö 2 (Ä 2) är 500 resp. 100 m djupa.

Krökningsmätning har utförts i Ä 1, denna visar att borrhålet avviker mycket litet från lodlinjen. Avvikelsen i botten på borrhålet är 10 m i riktningen Syd 15° Öst.

TV-granskning har ej utförts i Ä 1 och Ä 2. Följande mätningar har ej utförts i Ä 2: Borrhålsvätskans resistivitet samt krökningsmätning.

Ävrö 1:

Borrhålsvätskans resistivitet är mycket låg på grund av att vatten från Östersjön använts som kylvatten vid borrhningen. Sprickigheten ökar mot djupet och är generellt hög längs hela borrhålet (fig. 30). Öppna sprickor (diff.loggs indikationer) visar god korrelation till höga vattenförluster (fig. 30).

Mot botten av borrhålet finns flera zoner med mycket uppsprucket berg (fig. 30). Dessa zoner korrelerar till en markerad VLF-anomali, således har denna zon en stor utbredning. Sp-indikationerna visar god korrelation till sprickzonerna. Dessutom ger sp-mätningarna en god bild av hur borrhålsvätskans salthalt ändras (jämför med borrhålsvätskans resistivitet) (fig. 30). IP-mätningarna visar en relativt stor variation samt har låga värden i anslutning till större sprickzoner (se zonen i botten av borrhålet). Naturliga gammastrålningen är relativt låg (50 μ R/tim) samt varierar relativt

mycket längs borrhålet, med mycket låga värden vid diabasförekomster på djupen 75 - 80 m och 140 - 150 m. Diabas kontakterna tycks ge en elektronegativ SP-effekt. Sprickzoner förekommer i samband med diabaskontakterna.

Ävrö 2:

Två breda sprizoner finns på djupen 30 och 80 m (fig 31). Dessa zoner har en låg IP-effekt samt lägre naturlig gammastrålning (fig. 31). VLF-mätningarna visar att dessa zoner har en stor utbredning (fig 31).

3.3 Finnsjöområdet

Den vanligaste och helt dominerande bergarten i området är den grå, medelkorniga, svagt gnejsiga granodioriten. Ställvis övergår den grå granodioriten i en rödgrå, medelkornig, massformig variant, där kvartshalten tycks vara något större.

Tre kärnborrhål (56 mm diamter) har borrats i området (fig. 1). Ett av dessa borrhål är vertikalt medan de två övriga borrhålen är gradade 50° mot horisontalplanet. Det vertikala borrhålet som betecknas Finnsjön 1 (Fi 1) är 500 m djupt, medan de gradade borrhålen vilka betecknas Finnsjön 2 (Fi 2) och Finnsjön 3 (Fi 3) är 698 resp. 731 meter långa. Fi 2 är riktad mot norr, medan Fi 3 är riktad mot söder.

Krökningsmätning visar att det vertikala borrhålet avviker mycket litet från lodlinjen. I botten på borrhålet är avvikelserna 13 m i riktningen Syd 10° Öst. Krökningsmätning har ej utförts i de övriga borrhålen.

TV-granskning, naturlig gamma samt slingramsmätning har ej utförts i Fi 1. I Fi 3 har endast punktresistansmätning utförts medan inga mätningar har utförts i Fi 2.

Finnsjön 1:

Borrhålet har en hög spricktäthet jämfört med Kråkemåla- och Karlshamnsområdena. De övre 170 metrarna av borrhålet har lägre spricktäthet än den övriga delen av borrhålet. De största sprickzonerna har en låg IP-effekt ca 1,5 % - 2 %, medan normalnivån är

3 % - 4 %. Detta visar att zonerna har en hög spricktäthet. I övrigt är IP-effekten ganska konstant och relativt låg, således är bergarten homogen i sin sammansättning och litet mineraliserad. Sp-anomalierna visar en god korrelation med sprickzoner som indikerats med resistivitetsmätningarna. Spricksystem som tolkats ur resistivitetsmätningarna presenteras i fig. 32.

Borrhålsvätskans resistivitet ändras abrupt över några partier med sprickigt berg, se fig. 32. Vid två zoner fås en sänkning av borrhålsvätskans resistivitet, vilket tyder på att vatten som är saltare eller med lägre temperatur än borrhålsvätskan tillförs borrhålet från sprickzonerna. Dessa zoner är belägna på 70 meters djup resp. 335 meter. Den undre zonen består av sprickrikt berg som begränsas av två sprickzoner med mycket hög spricktäthet på 335 resp. 430 meters djup. På 170 meters djup finns en sprickzon där vattnets salthalt minskas, detta kan tyda på att borrhålet får ett tillskott av mindre salt vatten eller vatten med högre temperatur från sprickzonen. Diff.-resistansen visar att ovanstående zoner har sprickor som är öppna i borrhålsväggen.

Sprickzonerna på 170 resp. 335 till 340 meters djup är enligt VLF-metoden zoner med stor utbredning. Mot botten av borrhålet sjunker borrhålsvätskans resistivitet på grund av borrhålskax (fig. 32). Vattenförlusterna är mycket små i detta borrhål och visar ej någon god korrelation med större sprickzoner, ej heller till sprickzoner som är öppna i borrhålsväggen. Således skiljer sig mätresultaten i Fi 1 från resultaten i Kråkemåla och Karlshamn. Detta tyder på att sprickorna har låg vattengenomsläpplighet på grund av att dessa är tätade med sprickfyllnadsmineral.

Finnsjön 3:

Punktresistansmätningen visar att detta borrhål är mycket uppsprucket. Dock finns ett parti med relativt låg sprickfrekvens mellan 370 - 600 meters borrhålslängd (fig. 33). Denna sektion har också lägre vattenförluster än borrhålet i övrigt, som har relativt stora vattenförluster (fig. 33).

Sektionerna 0 - 175 Ett flertal medelbreda - tunna sprickzoner vid borrhålslängderna 30, 40, 70, 95, 140 och 152 meter, samt en bred sprickzon på 55 meter

Sektionerna 175 - 310	Mycket uppsprucket berg
"- 330 - 362	Uppsprucket berg (i något mindre grad än sektionen 175 - 310)
"- 370 - 600	Relativt homogent berg med mindre spricktät- het, med tunna sprickzoner vid borrhålsläng- den 385, 450, 485 och 590 meter
"- 600 - 640	Ett flertal medelbreda sprickzoner
"- 640 - 670	Ett mindre sprickrikt parti
"- 670 - 730	Ett flertal medelbreda sprickzoner

3.4 Forsmarksområdet

Ett 478 m djupt vertikalt kärnborrhål (56 mm diameter) betecknad Forsmark 1 (Fo 1) har borrats i området som är beläget 3,5 km väster om Forsmarks kärnkraftverk (fig. 1).

Bergarten i kärnan domineras av grå, glimmerrik, svagt förgnej-
sad diorit med ökande inslag av granitiska partier mot djupet,
samtidigt som dioriten minskar något i kornstorlek.

Krökningsmätningen visar att borrhålet böjer av från lodlinjen
och är därför ej 478 m djupt utan 460 m. Avvikelsen i botten på
borrhålet är 118 m i riktningen Nord 15^o Väst.

Följande mätningar har utförts i borrhålet: krökningsmätning,
borrhålsvätskans resistivitet, SP, resistivitet, punktresistans,
slingram och VLF (Obs! endast realkomponenten) (fig. 34).

Sprickfrekvensen ökar mot botten av borrhålet men generellt är
sprickfrekvensen hög längs hela borrhålet. Borrhålet har flera
breda sprickzoner med mycket uppsprucket berg (fig. 34). Sprick-
zonerna på 353 och 369 m djup korrelerar till en markerad VLF-
indikation, således har dessa zoner en stor utbredning. Övriga
zoner som ansluter till mindre VLF-indikationer är zoner på
djupen 302 och 316 m (fig. 34).

Borrhålsvätskans resistivitet visar att denna till större delen
består av berggrundsvatten, till skillnad från exempelvis borrhåls-
vattnet i Ka 1 och K 3. Således har detta borrhål en större
vattenomsättning. Vid 55 m finns en större sprickzon som korre-
lerar till en abrupt sänkning av borrhålsvätskans resistivitet.

Detta tyder på att vatten med högre salthalt eller lägre temperatur än borrhålsvätskan tillförs borrhålet via denna sprickzon (fig 34). SP och slingramsmätningarna visar god korrelation till resistivitetsmätningarna. Slingramsmätningarna visar på en hög sprickporositet hos berggrunden.

3.5 Karlshamnsområdet

Bergarten i området består av Blekinge kustgnejs. Ett kärnborrhål har borrats på Sternö, strax söder om Karlshamn. Borrhålet är gradat 80° mot horisontalplanet, ungefär vinkelrätt mot bergets skiffrihet. Krökningsmätning visar att borrhålet har riktningen Nord 70° Öst ner till 250 m, därefter viker borrhålet av i rakt östlig riktning. Gradningen mot horisontalplanet är konstant längs hela borrhålet.

TV-granskning har utförts i borrhålet, men på grund av grumligt vatten har stora sektioner av TV-upptagningen dålig bildkvalité. (fig. 18 - 26).

Sprickfrekvensen i borrhålet är extremt låg och diff. resistansmätningarna visar att det finns få öppna sprickor (fig. 35). TV-upptagningen är gjord med ett koniskt prisma. Med detta prisma har alla tydliga sprickor kunnat orienteras (fig. 18 - 26). Stupningen på de orienterade sprickorna är relaterade till ett plan som skär borrhålet med 90° vinkel. I borrhålet dominerar flacka sprickor, vilket visar att sprickorna ansluter till skiffrihetsplanen (fig. 2). IP och naturlig gamma minskar efter ca 330 meter. Således har bergarten ändrat sammansättning (fig 35). Resistivitetsmätningarna visar sig ansluta till IP-variationerna. Detta innebär att områden med hög IP-nivå också har hög resistivitet, exempelvis sektionerna 20 - 323 m och 460 - 470 m (fig.35). Den låga resistiviteten mot botten av borrhålet kan därför bero på ändring av bergartens ledningsförmåga, snarare än markant ökning av sprickfrekvensen. Dock har denna delen av borrhålet något högre frekvens av mycket tunna sprickor (fig. 35). VLF-mätningarna visar att den ovan omtalade förändringen av bergartens sammansättning ej är av lokal karaktär utan har stor utbredning. Vattenförlustmätningarna visar att undre delen av borrhålet (under 400 m) har vissa vattenförluster, medan merparten av borrhålet däröver uppvisar tätt berg. Denna sektion har flera diff. indikationer av

minsta klassen (D), (fig. 35). Enligt TV är dessa sprickor till övervägande del vertikala. Således kan en förklaring till de små vattenförlusterna inom samma sektion vara att det är svårt att er-hålla en god tätning av manschetterna över vertikala sprickor. I övrigt är borrhålet mycket tätt med enstaka sektioner som ger vat-tenförluster. Dessa visar god korrelation till diff. loggsindika-tioner.

Sprickzonerna som tolkats ur resistivitetsmätningarna redovisas i fig. 35. Dessa mätningar indikerar att sprickzonerna har en gles sprickighet och består av mycket tunna sprickor.

Borrhålsvätskan består av rent ytvatten som tillförts under borr-ning av borrhålet. Detta vatten har ett mycket högt motstånd som ligger utanför mätområdet för vårt konduktivitetsinstrument.

Detta visar att borrhålet har fått en mycket liten tillförsel av grundvatten.

På grund av att borrhålet befinner sig vid Karlshamns kraftverk har läckströmmar från kraftverket påverkat SP-mätningarna och i mindre grad även slingram- och VLF-mätningarna. SP-mätningarna har därför ej kunnat användas, medan slingram och VLF har dock gett användbara resultat.

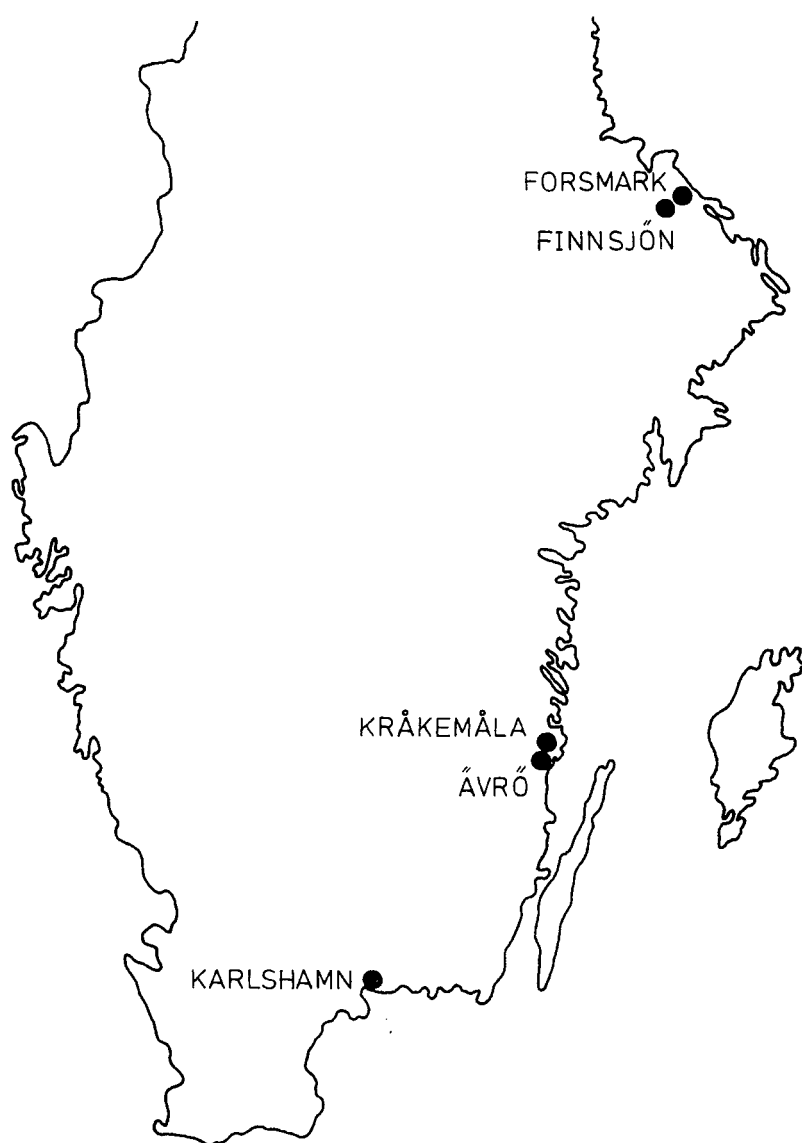
LITTERATURLISTA

- | | |
|----------------------------|--|
| DAKHNOV, V.N. | Interpreation of geophysical borehole logging, Editura Tehnica Bukarest 1959 |
| DAKHNOV, V.N. | Geophysical well logging, transl. into English in Quarterly of the Colorado School of Mines, vol 57 no 2 |
| DOLAN, ELLIOT | A versatil approach to E.M. Scale modeling 30 th annual meeting, Galveston Texas 1961 |
| DRINKROW, R.L. | Scale model studie of down hole E.M. probe. Mineral research laboratories CSIRO, Investi-gation report 108, januari 1975 |
| FULLER, J.A.
WAIT, J.R. | Mutual E.M. coupling of coaxial loops in a borehole, Radio Science v.8, Nr 5, May 1973 |
| CH.L. ELLIOT et al. | Electromagnetic method and apparatus of geop-hysical exploration. Canadian Patent No 743.665, 1966 |

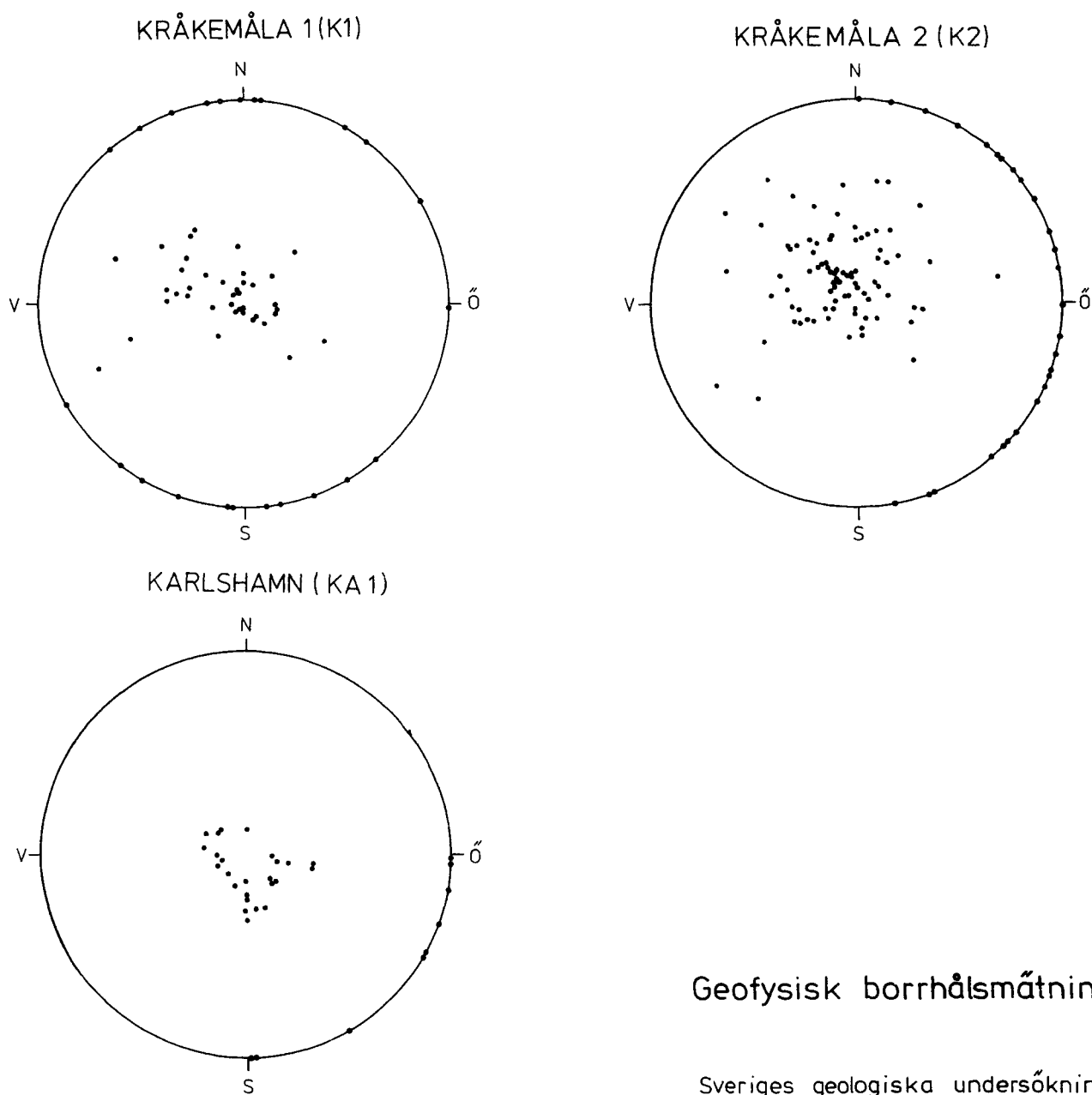
- ERIKSSON, L. Experience of induced polarization during sulphide prospecting in northern Sweden. Ser. C No 665, 1971
- GIDLUND, G.
HULT, A. Permeabilitetsbestämningar i berggrunden, KBS 1978
- GRANAR, L. Motståndsmätning i borrhål, En elektrod-för-farande. Geologiska föreningen i Stockholm. Förh. v. 85, 1963 p. 373
- FORSLUND, O.
JOHANSSON, B-E. Framtagning och utprovning av VLF-instrument för borrhålmätningar, SGU Geofysiska byrån. Rapport för PRAV nr 77/2, 1977
- HALLENBURG, JAMES K. A resume of spontaneous potential. Soc. Prof. Well logging Analysis, SPWLA 12 ann. 1971
- HOLM, A. An instrument for the determination of drill hole geometry. Geoexploration v. 12, No 1, p 20 - 27
- KEIGO, IIZUKA An experimental study of the insulated dipole antenna immersed in a conductive medium I.E.E.E. trans. September 1963
- JAKOSKY, J.J. Exploration Geophysics, Trija Publishing Co. 1950
- LARSSON, INGEMAR Ground water in precambrian rocks in southern Sweden. 1968, Ground water Problems Pergamon press, Oxford
- NEGUT, A. Borehole geophysics, Institute of oil, gas and geology, Bukarest 1972
- OLHOEFT, G.R. Electrical properties of rocks. The physics and chemistry of minerals and rocks Ed. R G G Sterns, 1974
- ORANGE, A. Electrical resistivity. Science July 1969
- PAAL, G. Ore prospecting based on VLF radio signals, Geoexploration v. 3, no 3 1965
- ROY, A.
APPARAO, A. Depth of Investigation in direct current Methods. Geophysics. Vol. 36, No 5, 1971
- ROY, A.
DHAR, R.L. Relative contribution to signal by ground elements in two coil induction logging system,

- Geophysical Prospecting v. 18, 1970.
Radius of investigation in D C resistivity
well logging. Geophysics v. 36, 1971
- SCOTT KEYS, W.
MAC CARY, L. M. Application of borehole geophysics to water
resources investigation 1972
- SIMMONS, G.
RICHTER, O. Microcracks in rocks. The physics and Chemist-
ry of Minerals and Rocks 1974. Ed. R G G
Sterns
- SIMMONS, G.
NUR, A. Electrical resistivity. Dept. of geology and
geophysics M.I.T. Cambridge, Science November
1968
- VEKSLER, V.I. Lowfrequency electromagnetic investigation of
drillholes surroundings, AKAD. NAUK. USSR.
IZV. Ser. Geophysic no 7, pp 834 - 839
- SCHERMAN, S. Förarbete för platsval, Berggrundsundersök-
ning, 1978.

Översiktskarta med undersökningsområdena.



Punktdiagram över sprickor orienterade vid TV-granskning



Geofysisk borrhålsmätning

Sveriges geologiska undersökning
Berggrundsbyrå
1978

SPRICKVIDD

- < 1 mm
- 1-5 mm
- ▬ > 5 mm
- ▨ krosszon
- 2| antal sprickor

1000 10000 Ohm

5000

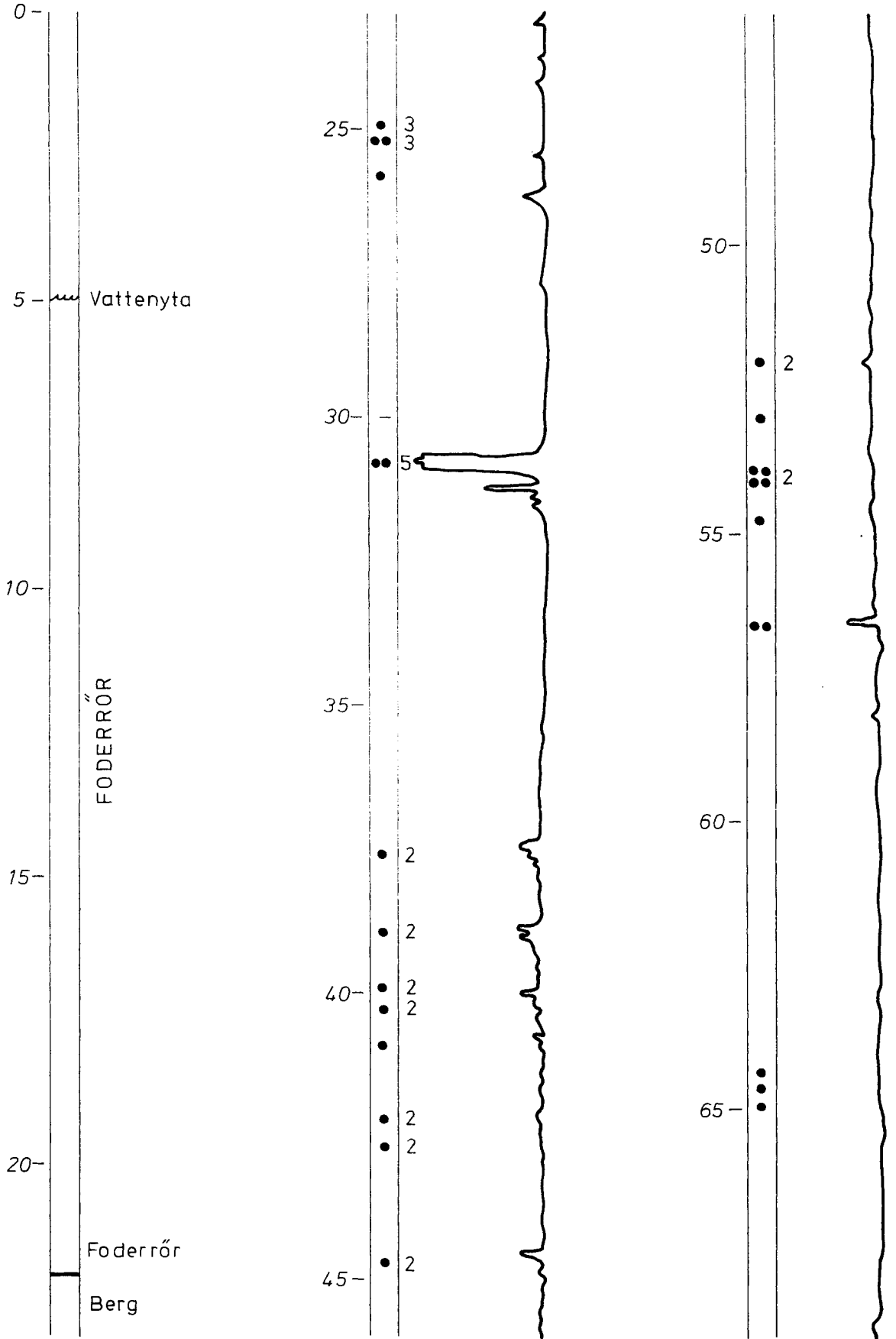
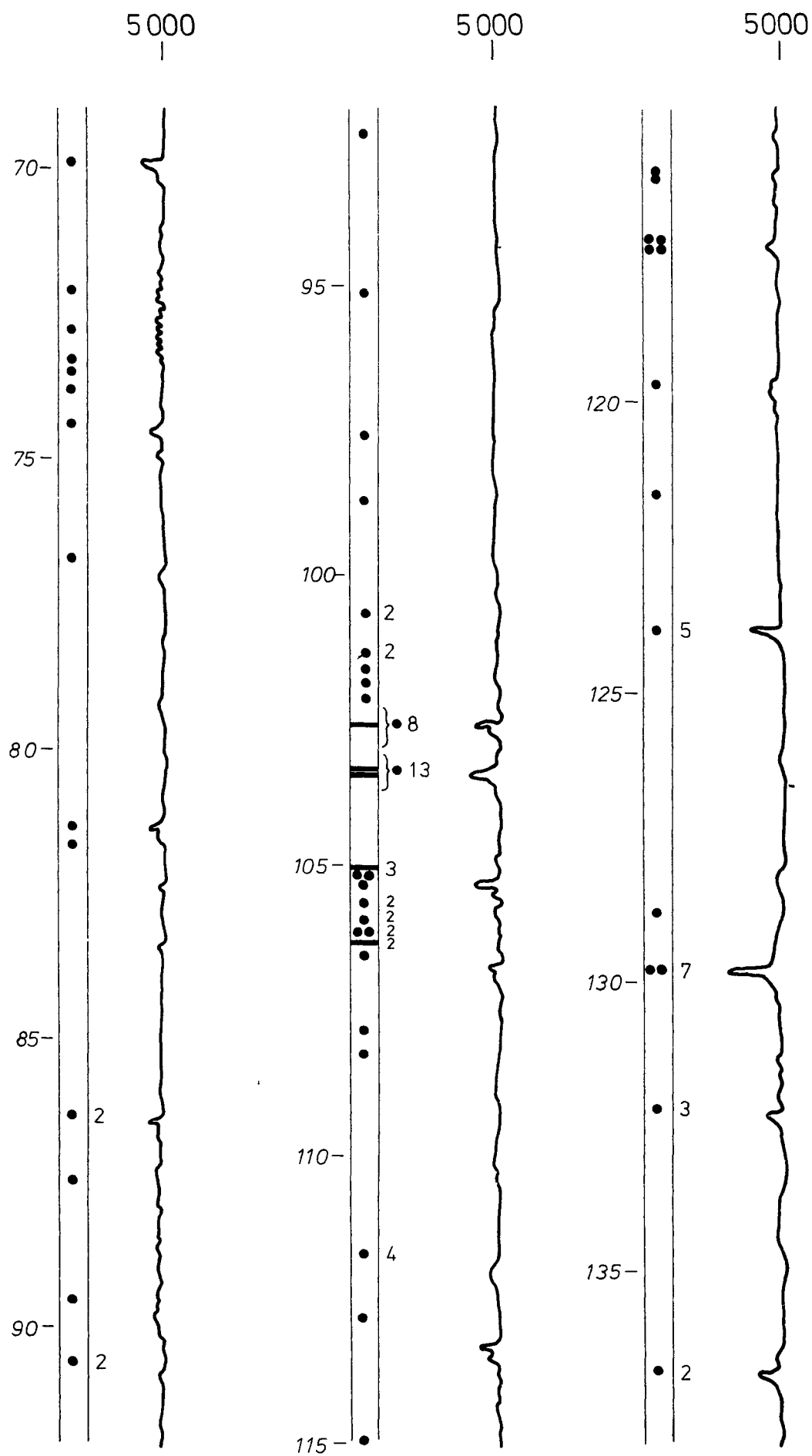


Fig. 4





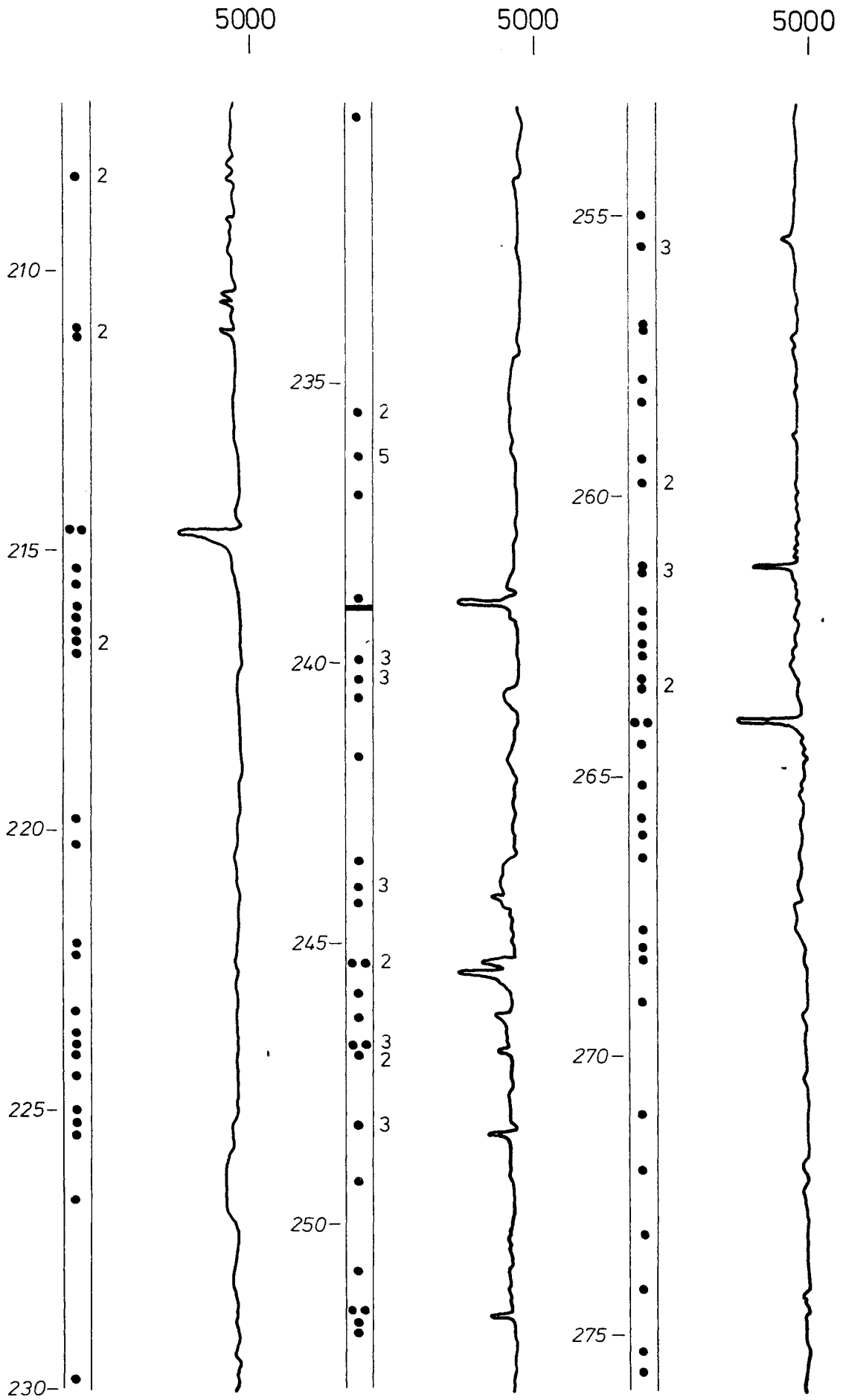
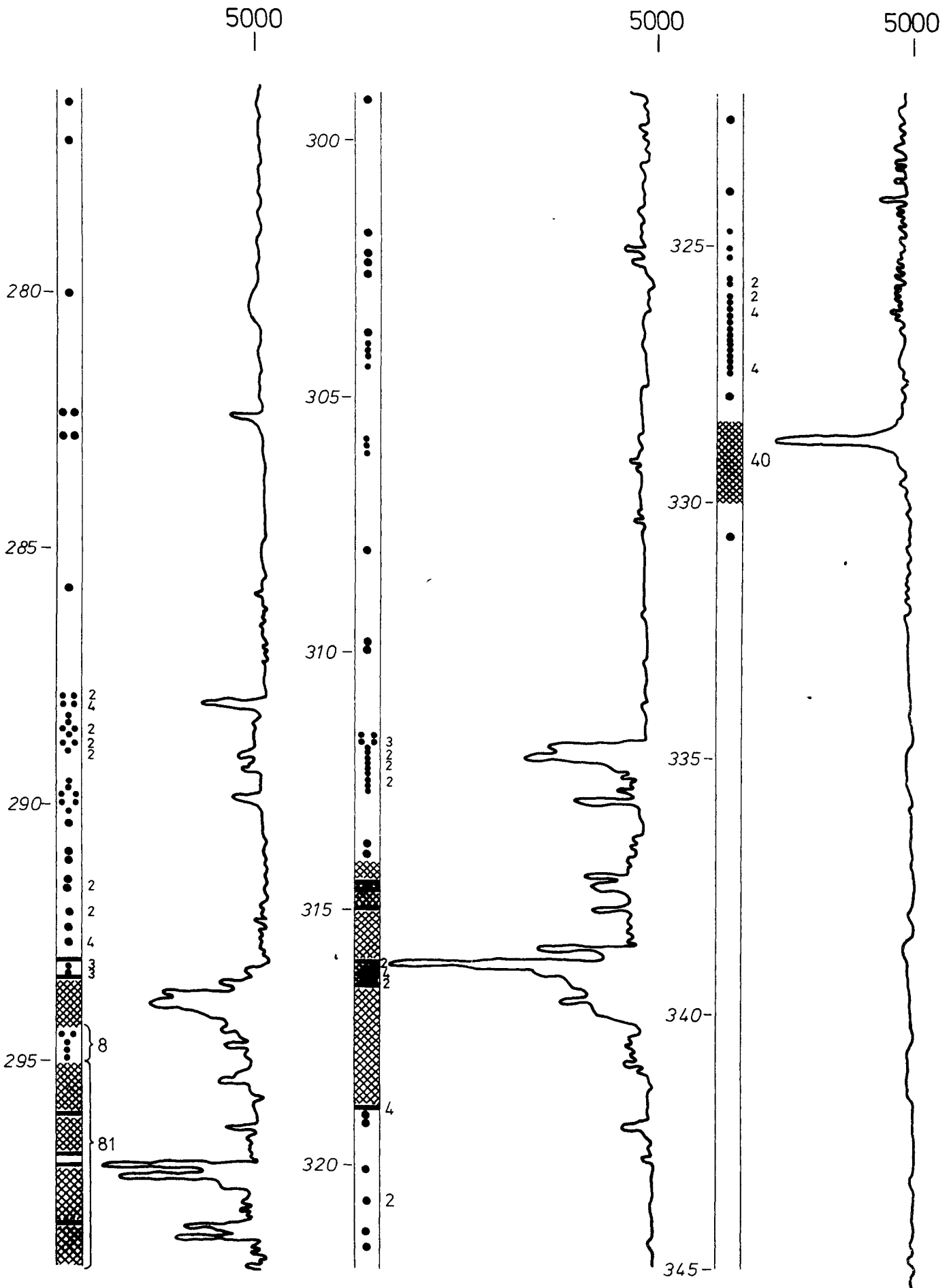
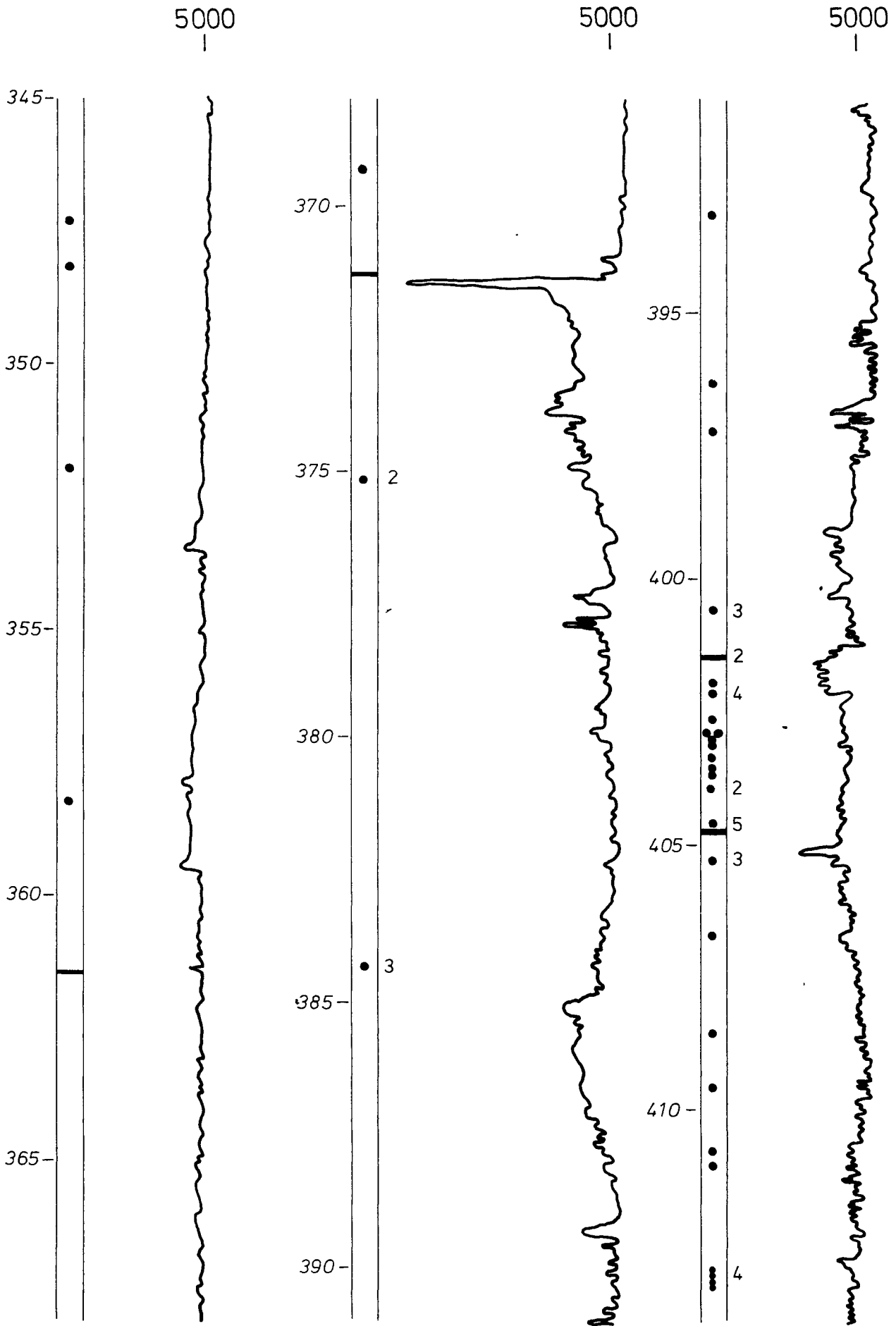
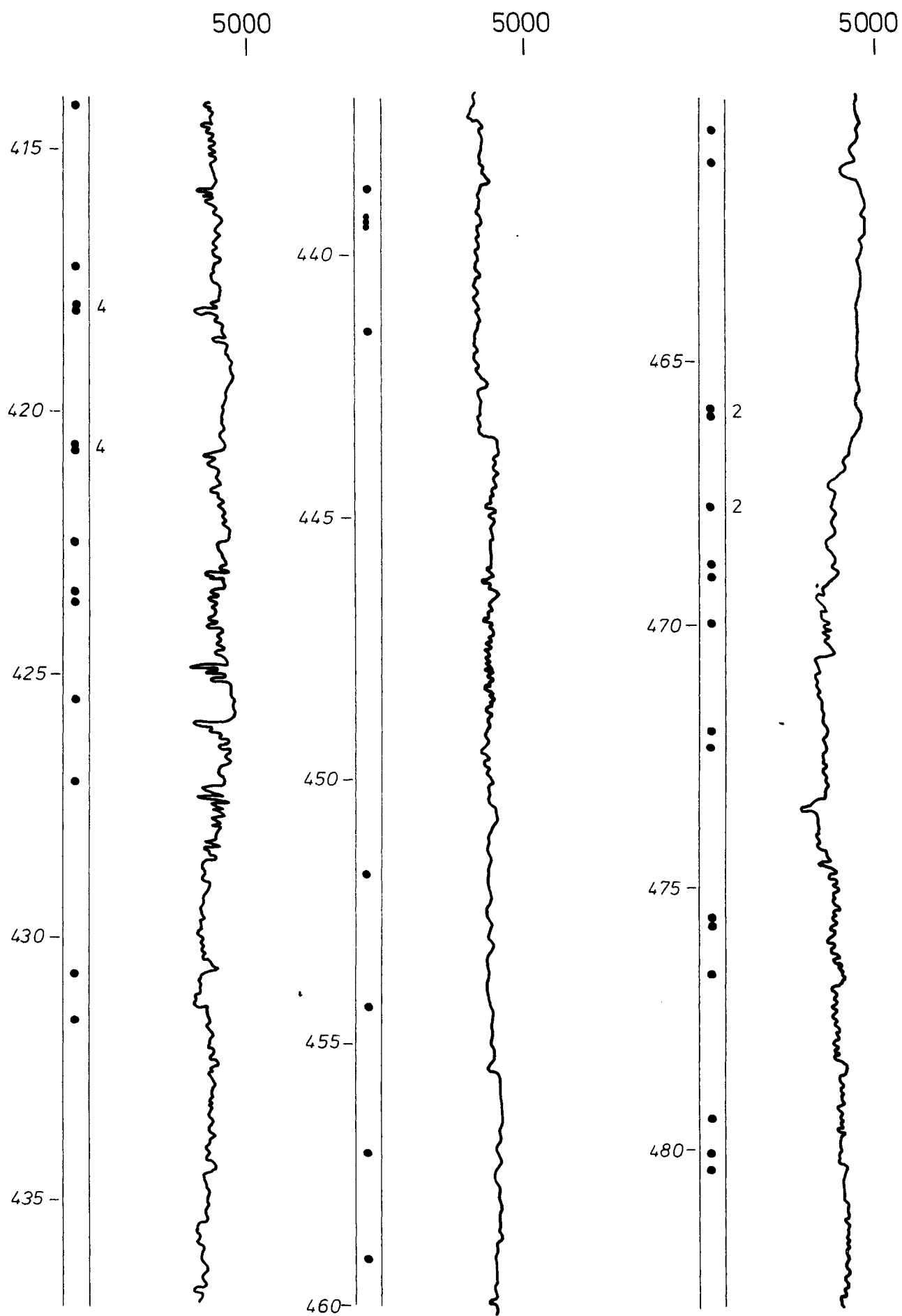
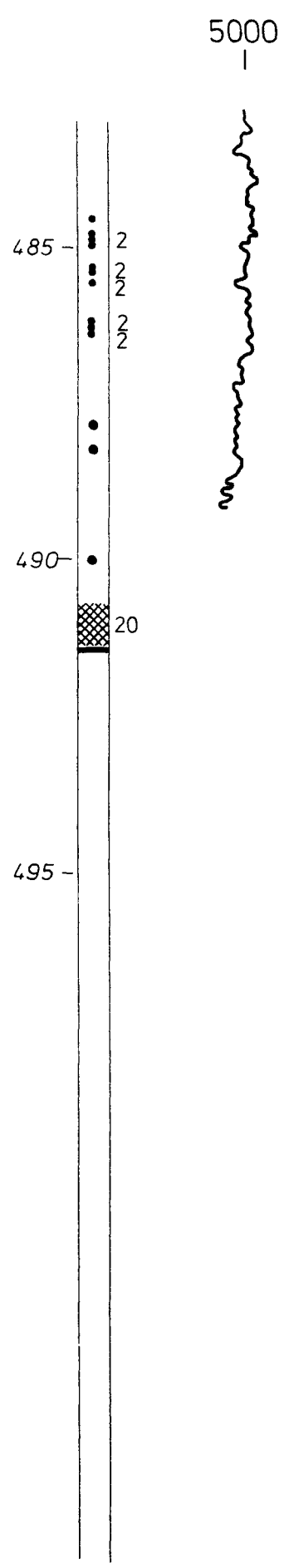


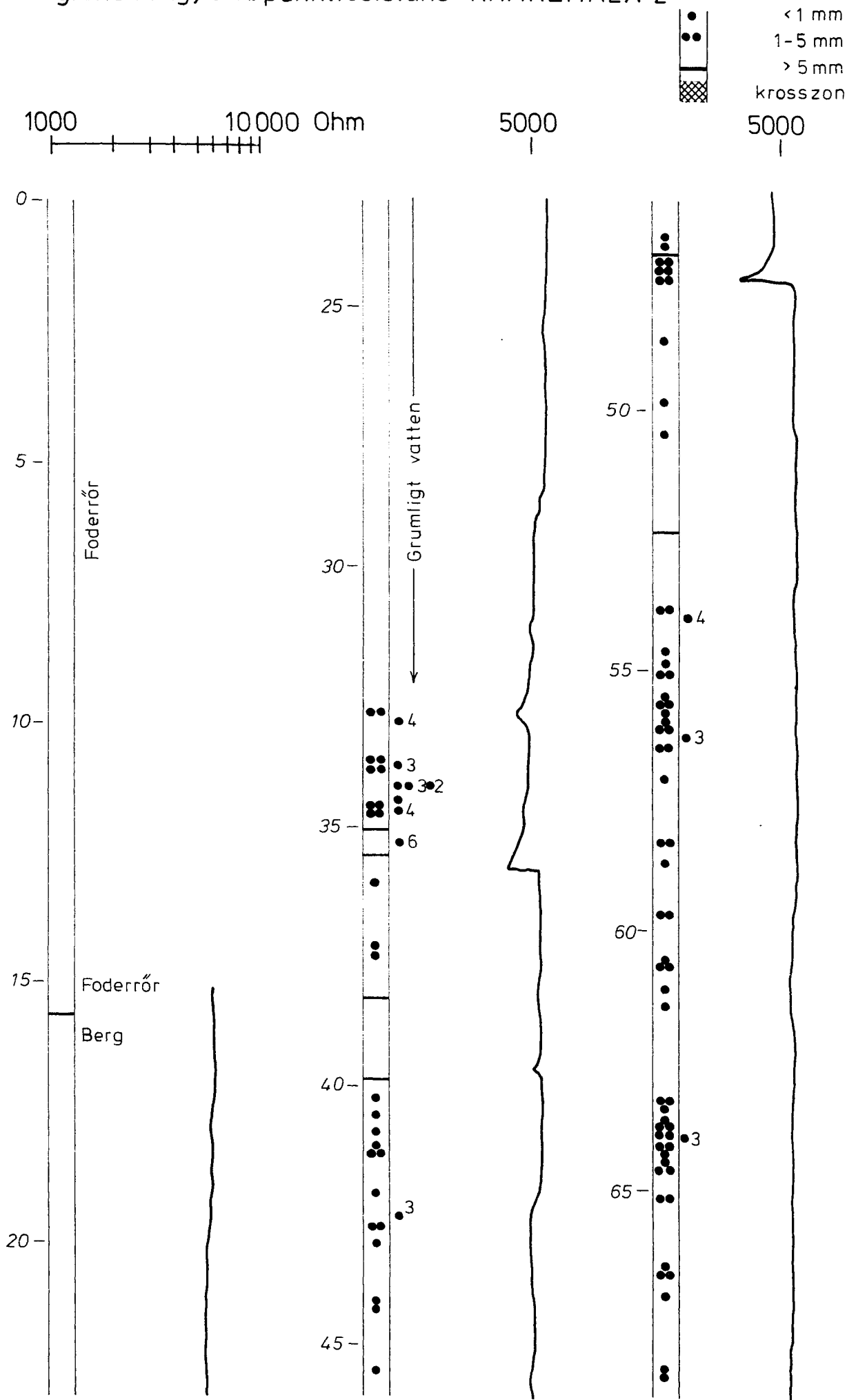
Fig. 7

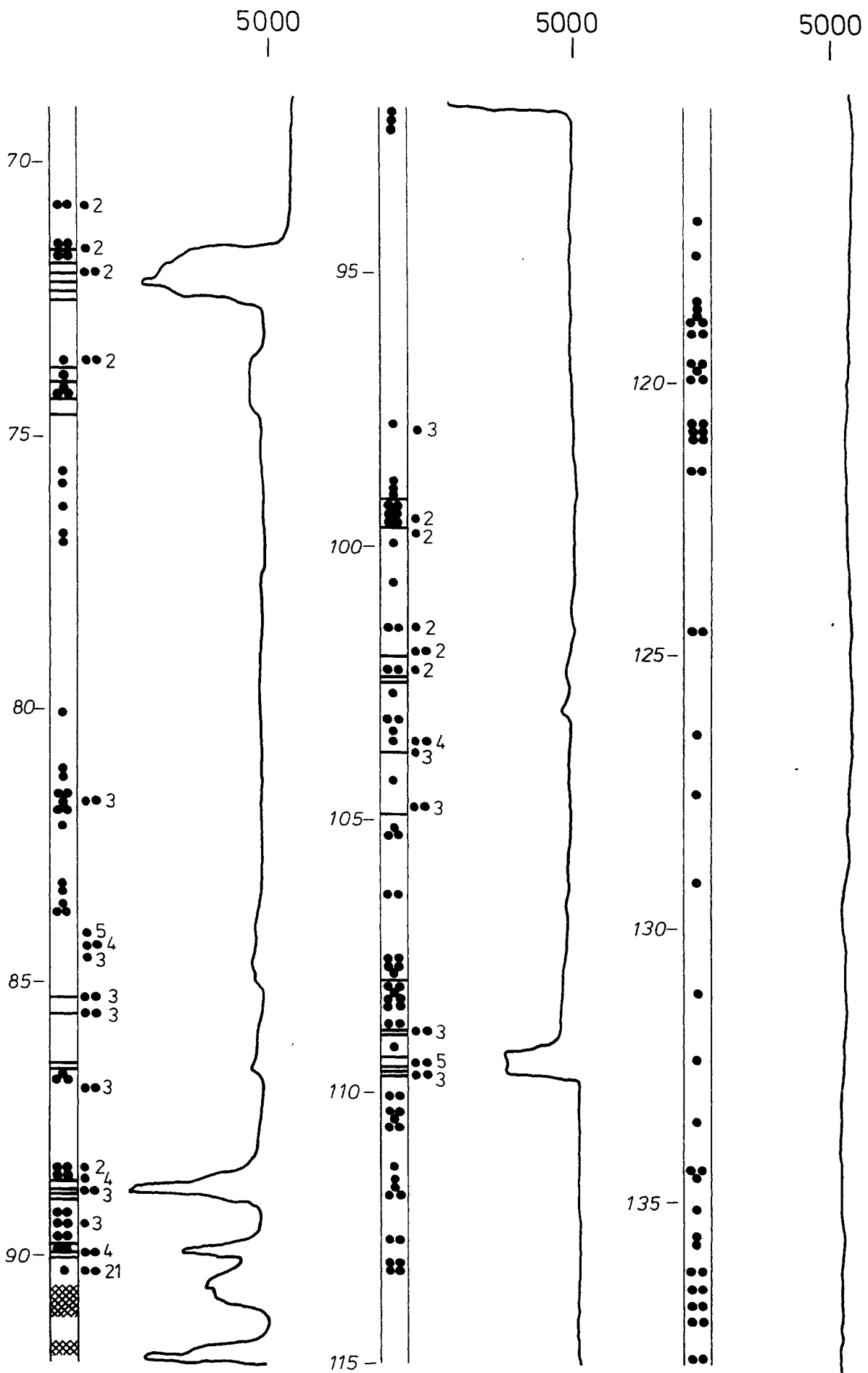




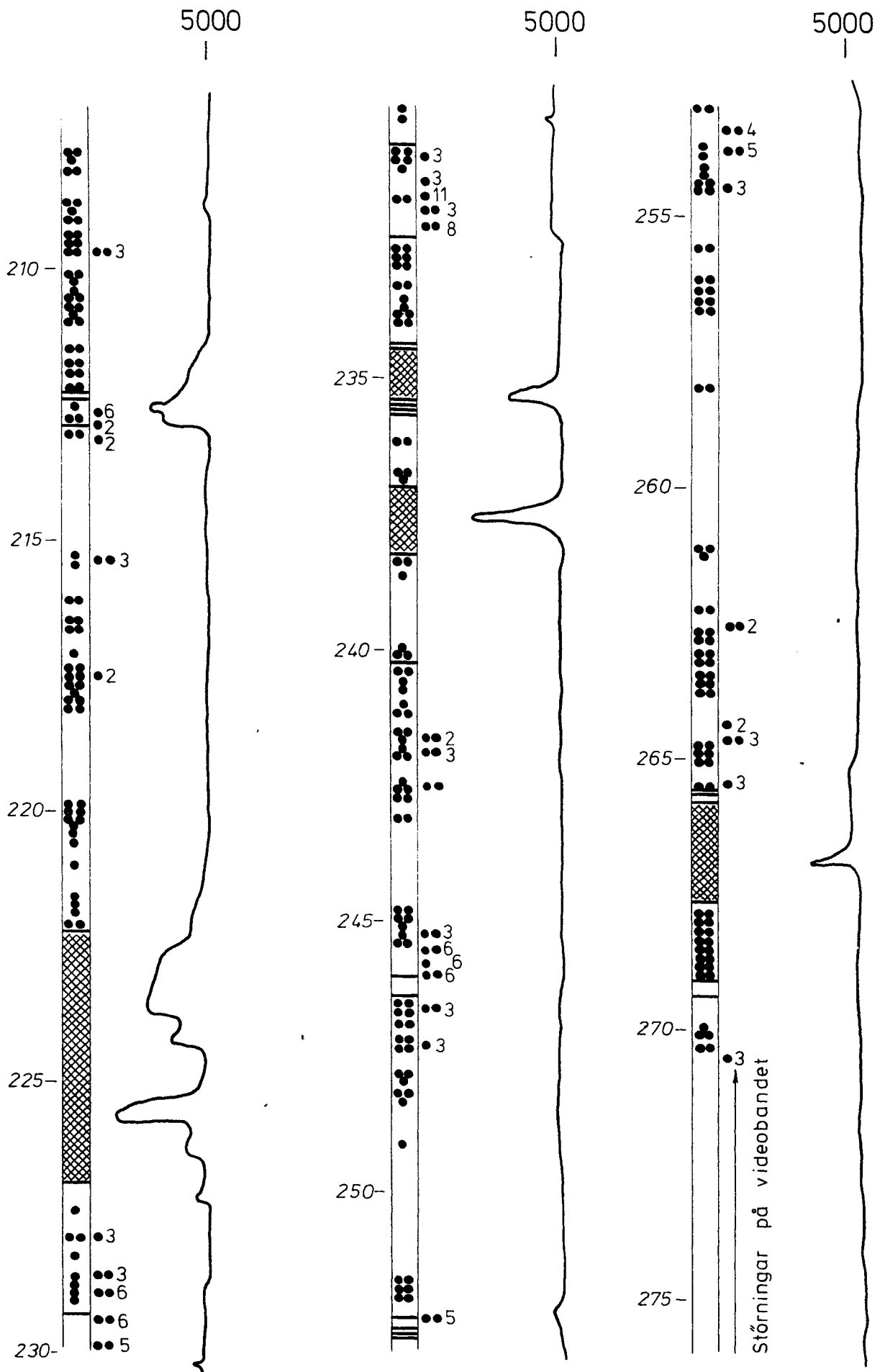


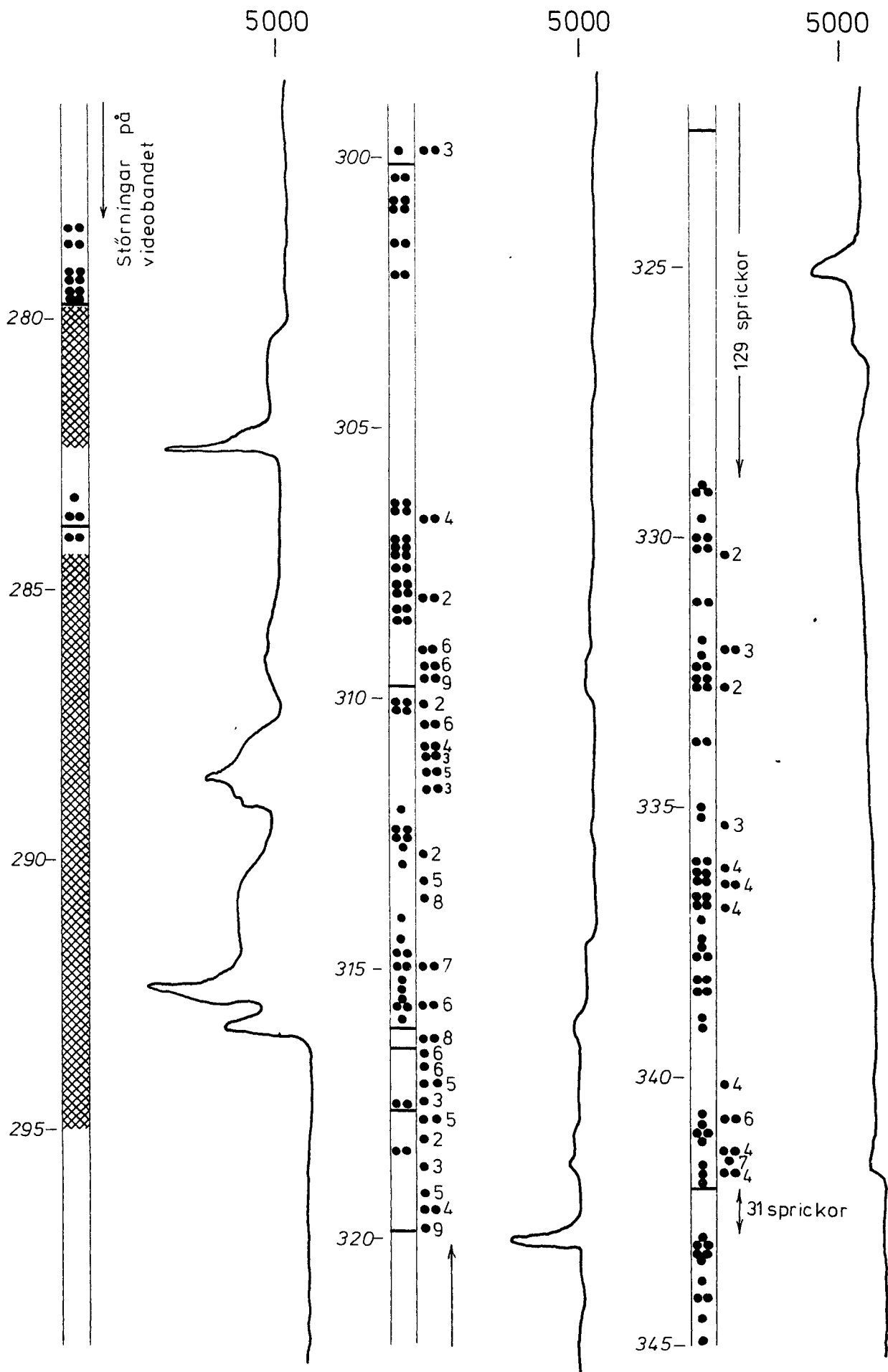


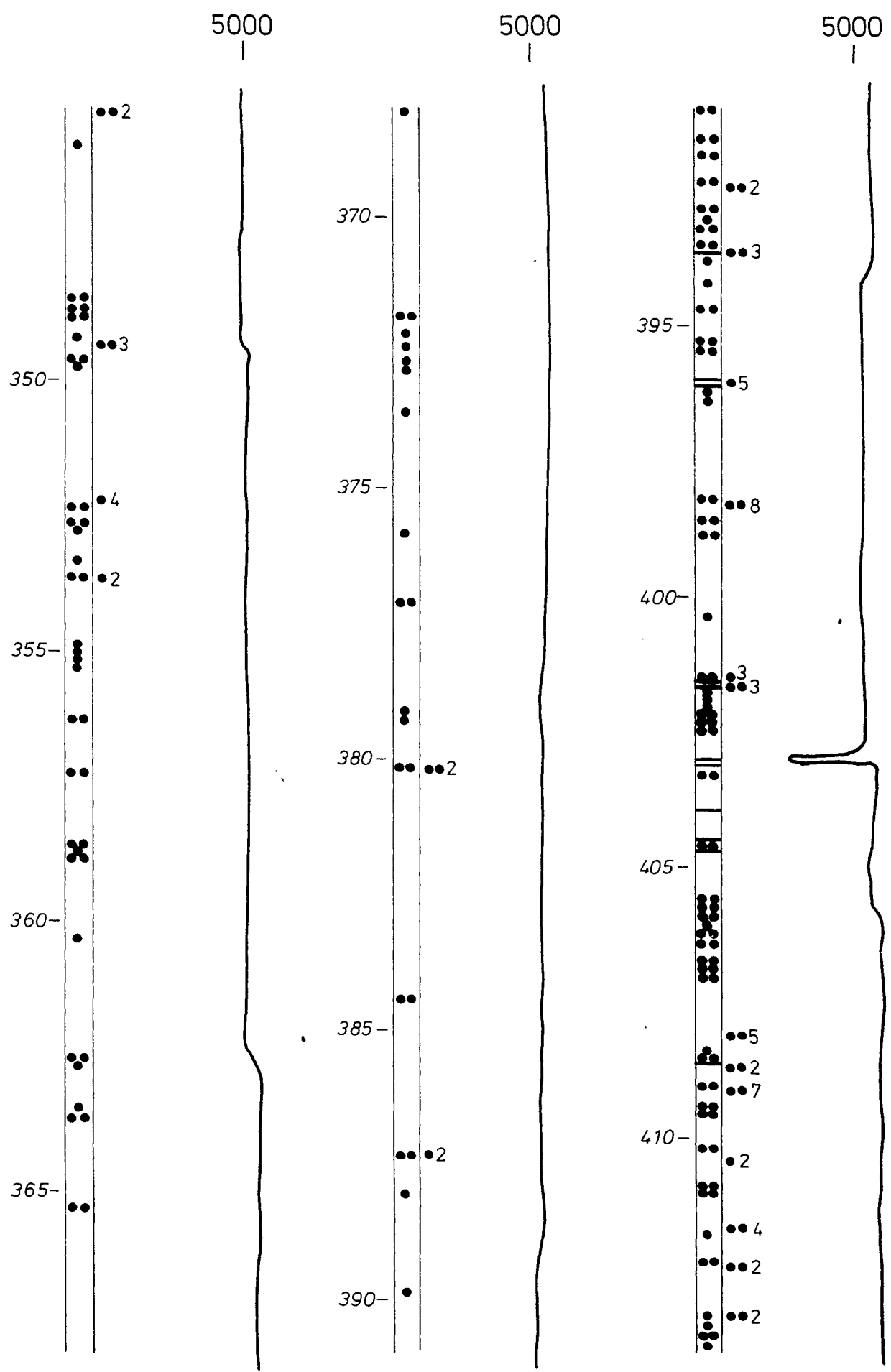


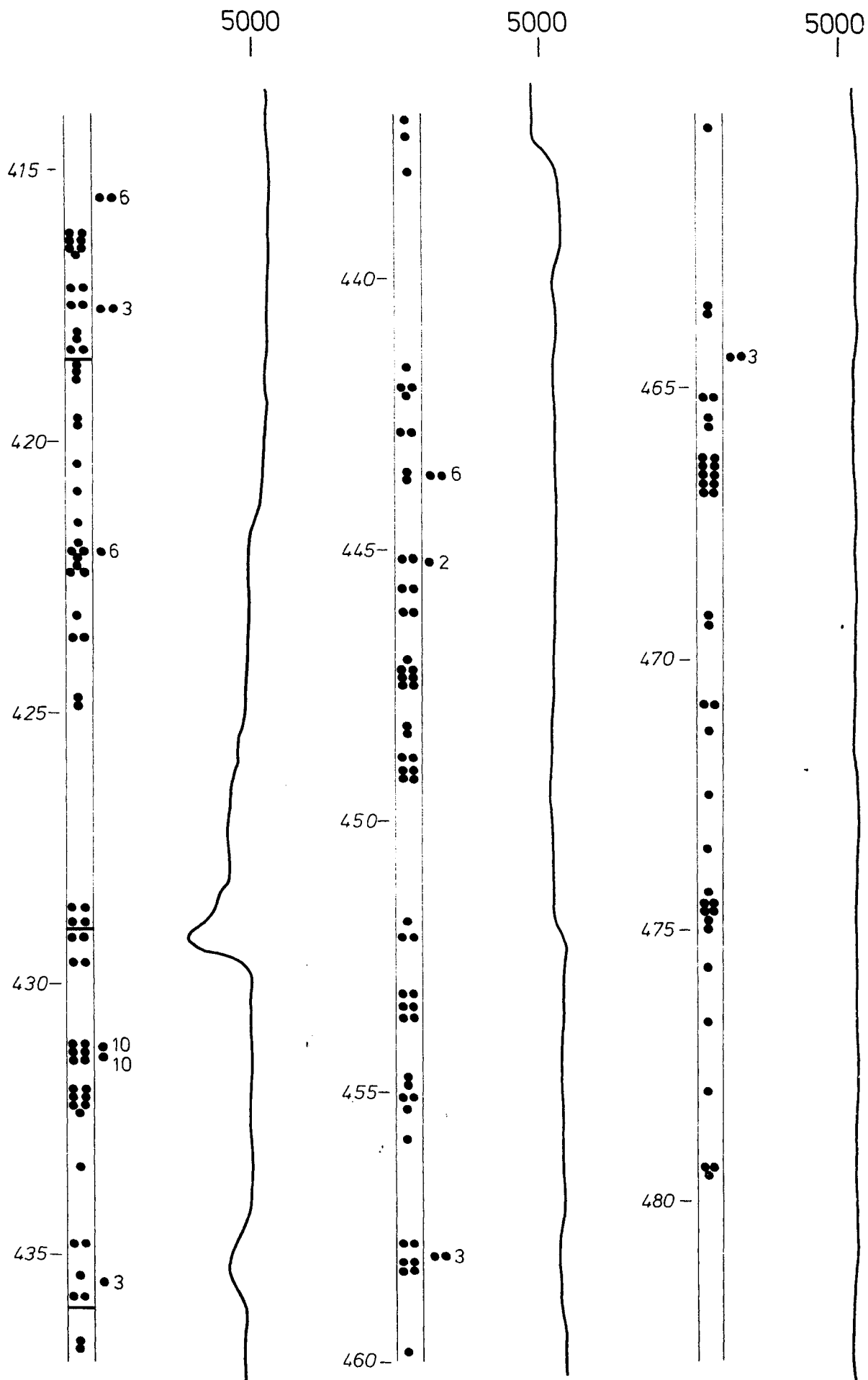


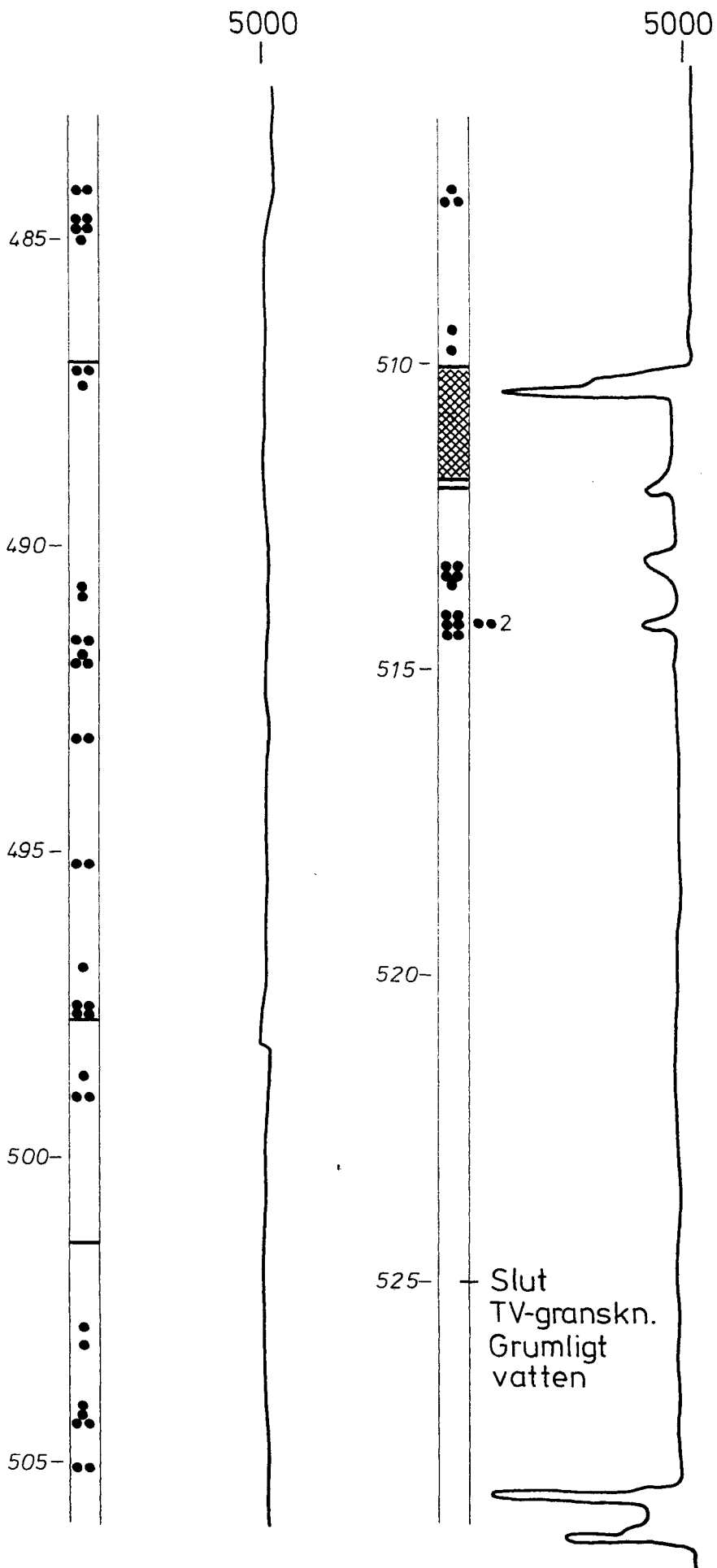












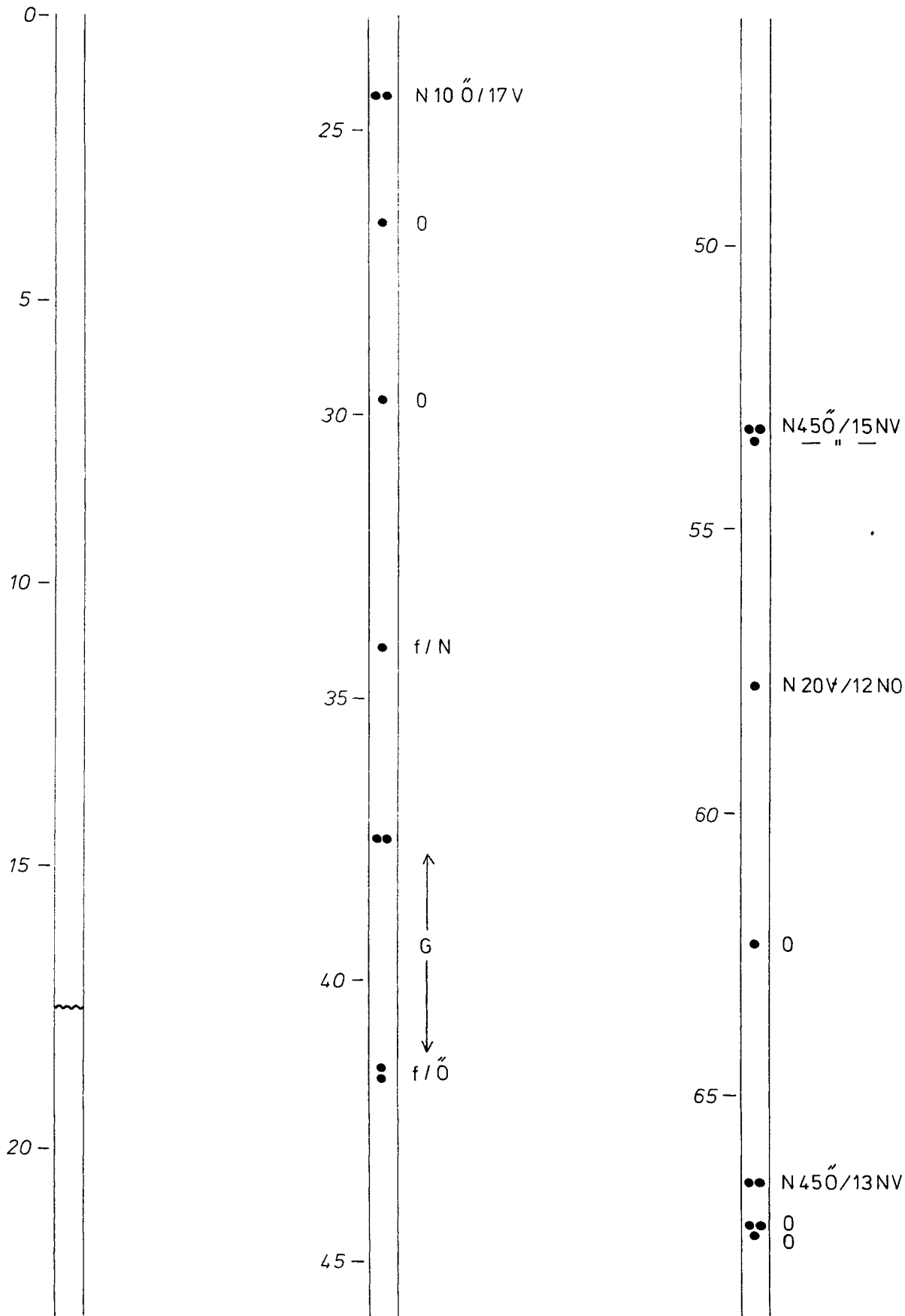
TV-granskning, diff. punktresistans KARLSHAMN 1

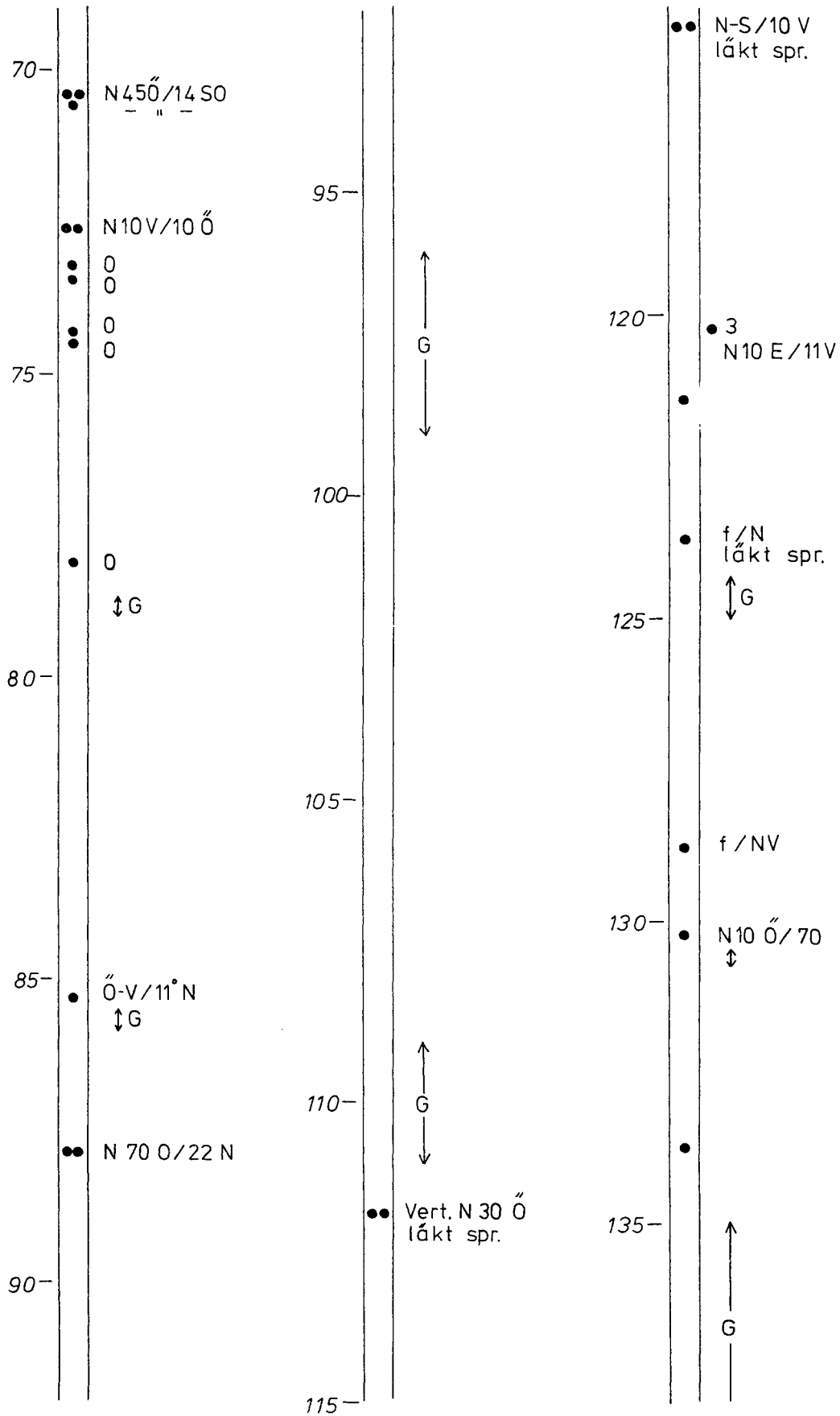
Sprickornas orientering: Strykning samt stupning i förhållande till borrhålsaxeln. N 20° V / 10° S

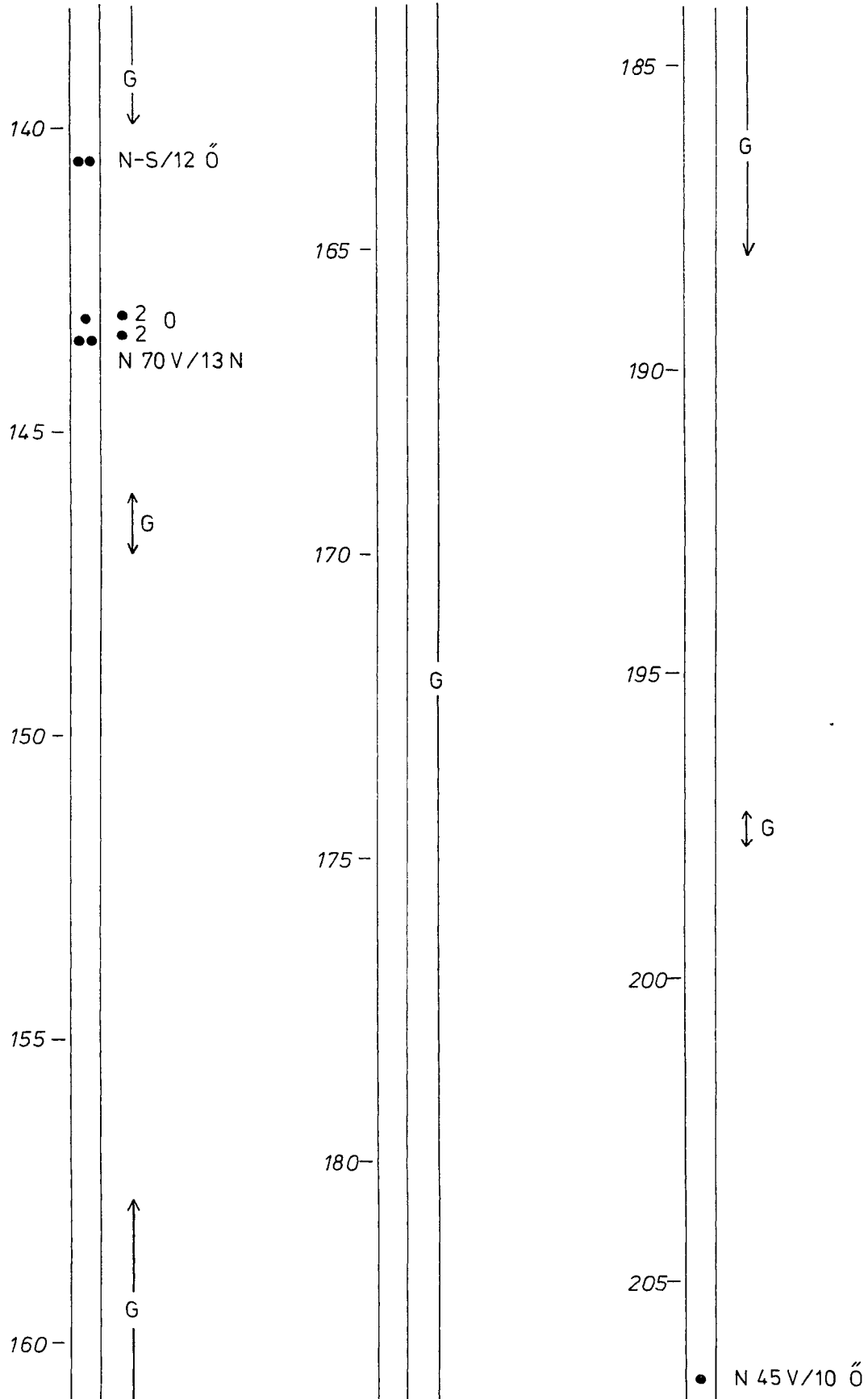
- 0 : Sprickor vinkelräta mot borrhålsaxeln
- f/Ö : Flackspricka med östlig stupning
- G : Grumligt vatten
- Vert. : Spricka parallell med borrhålsaxeln

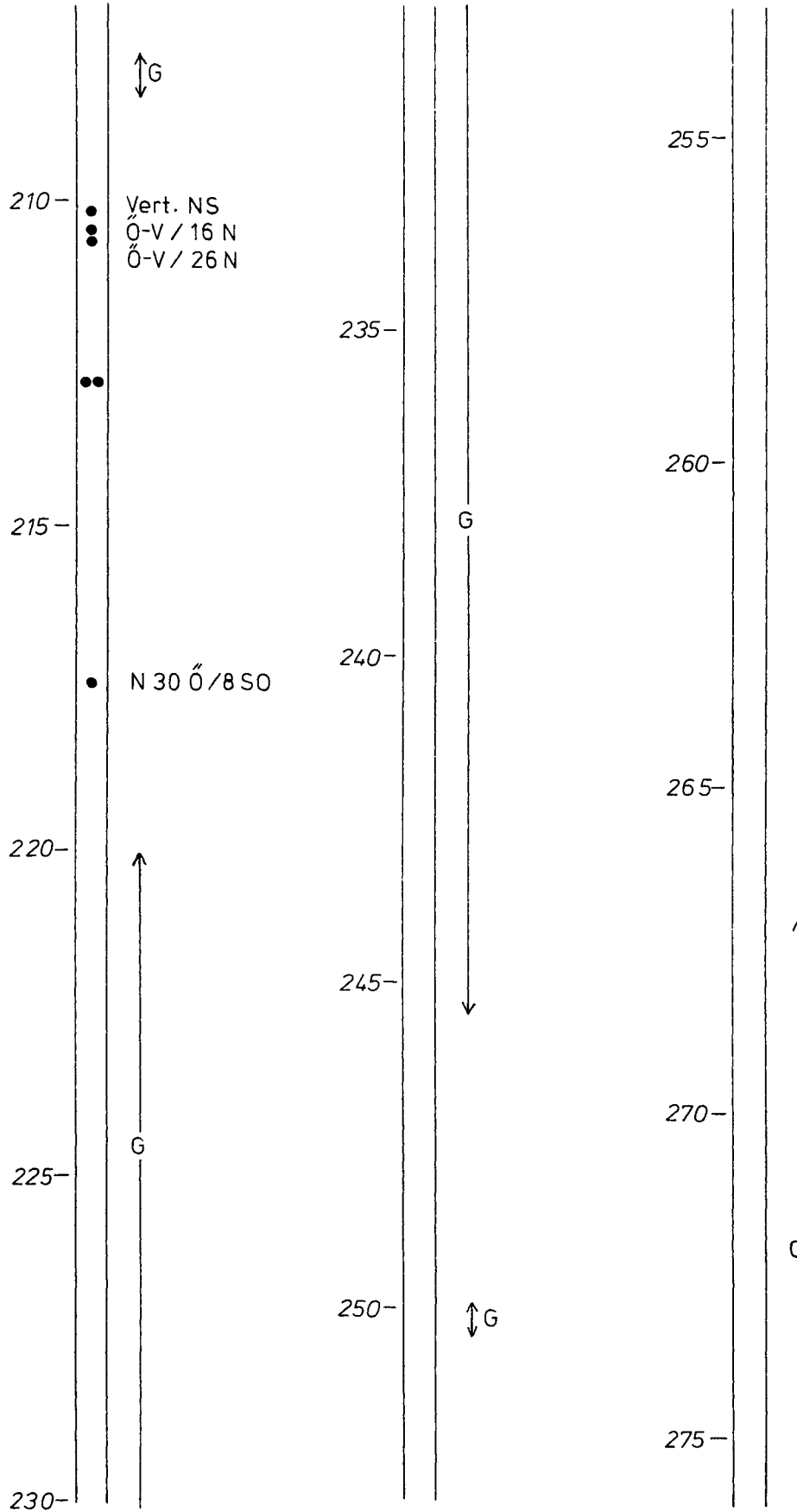
SPRICKVIDD

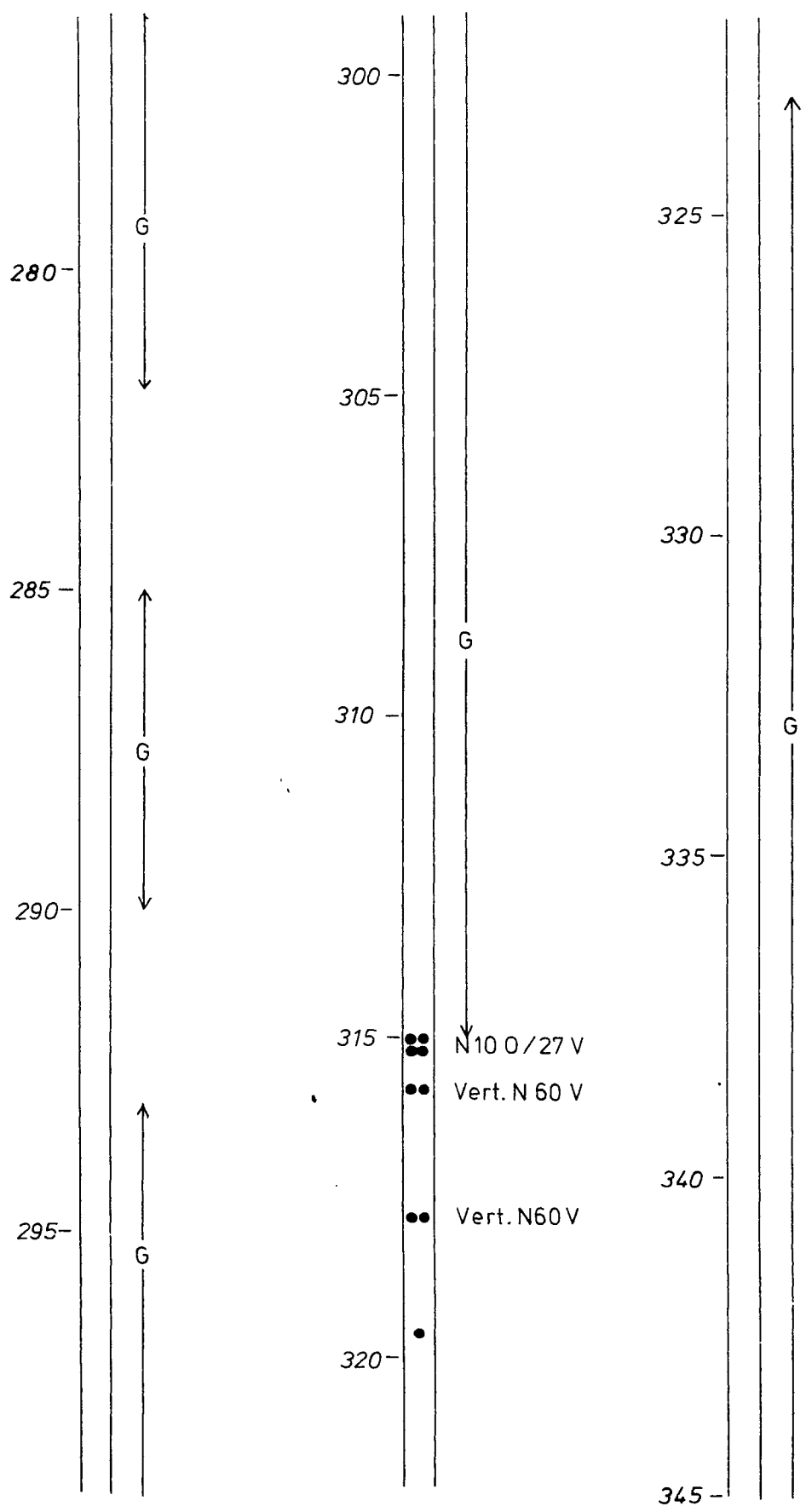
- < 1mm
- 1-5mm
- > 5mm
- 3 antal sprickor

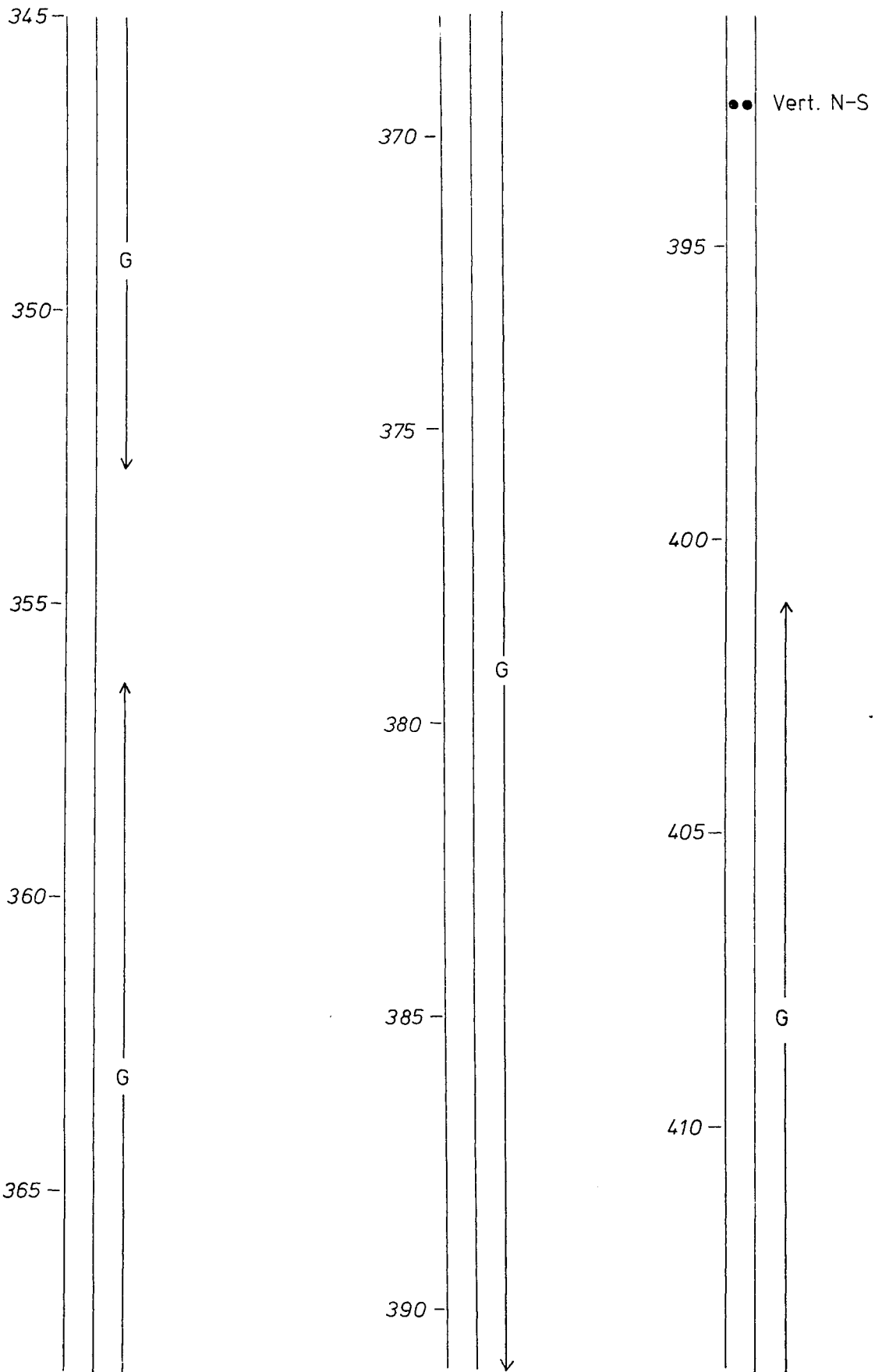


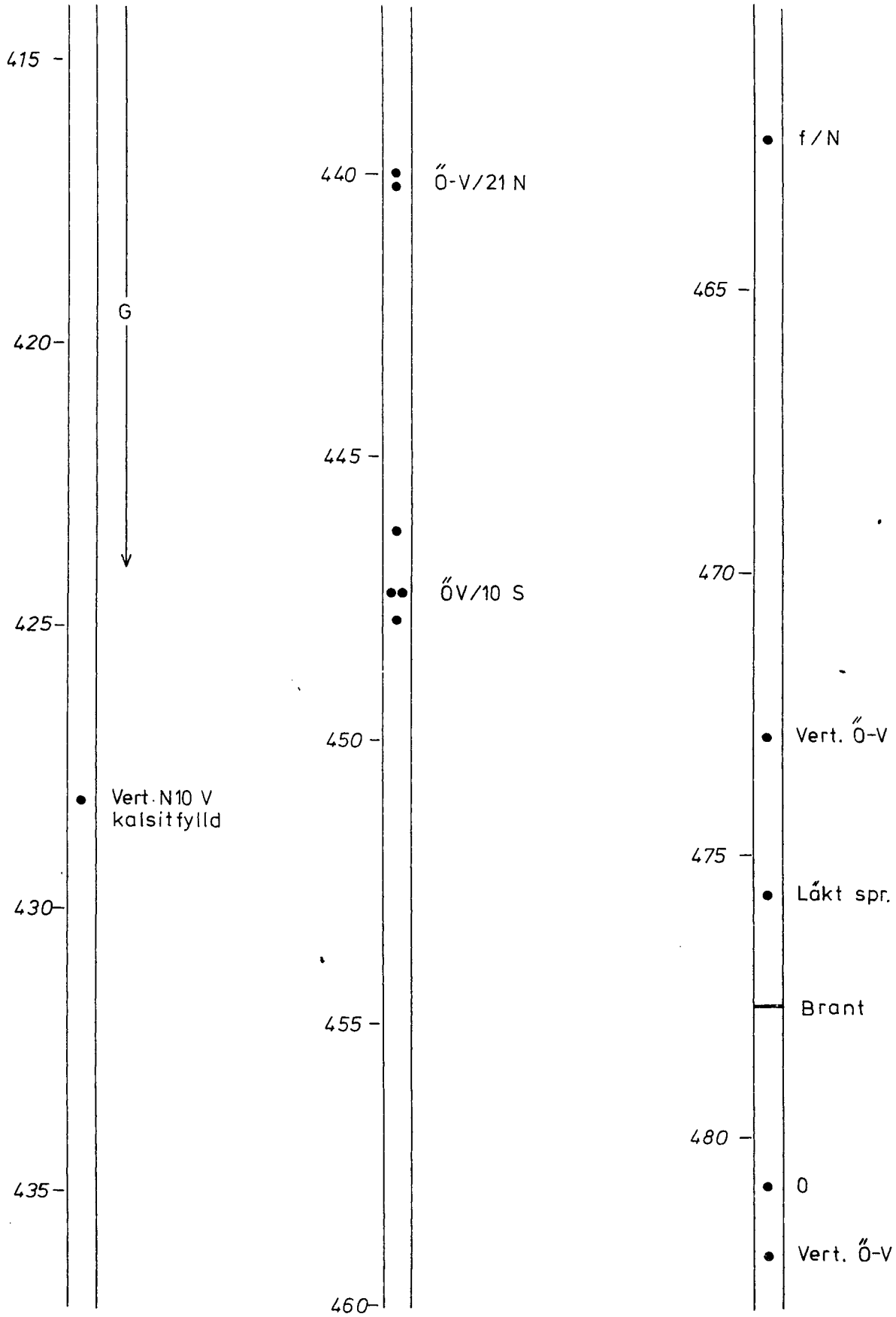


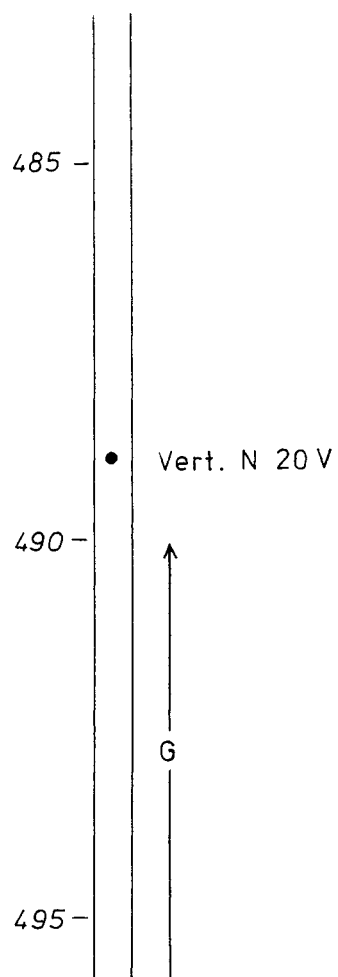


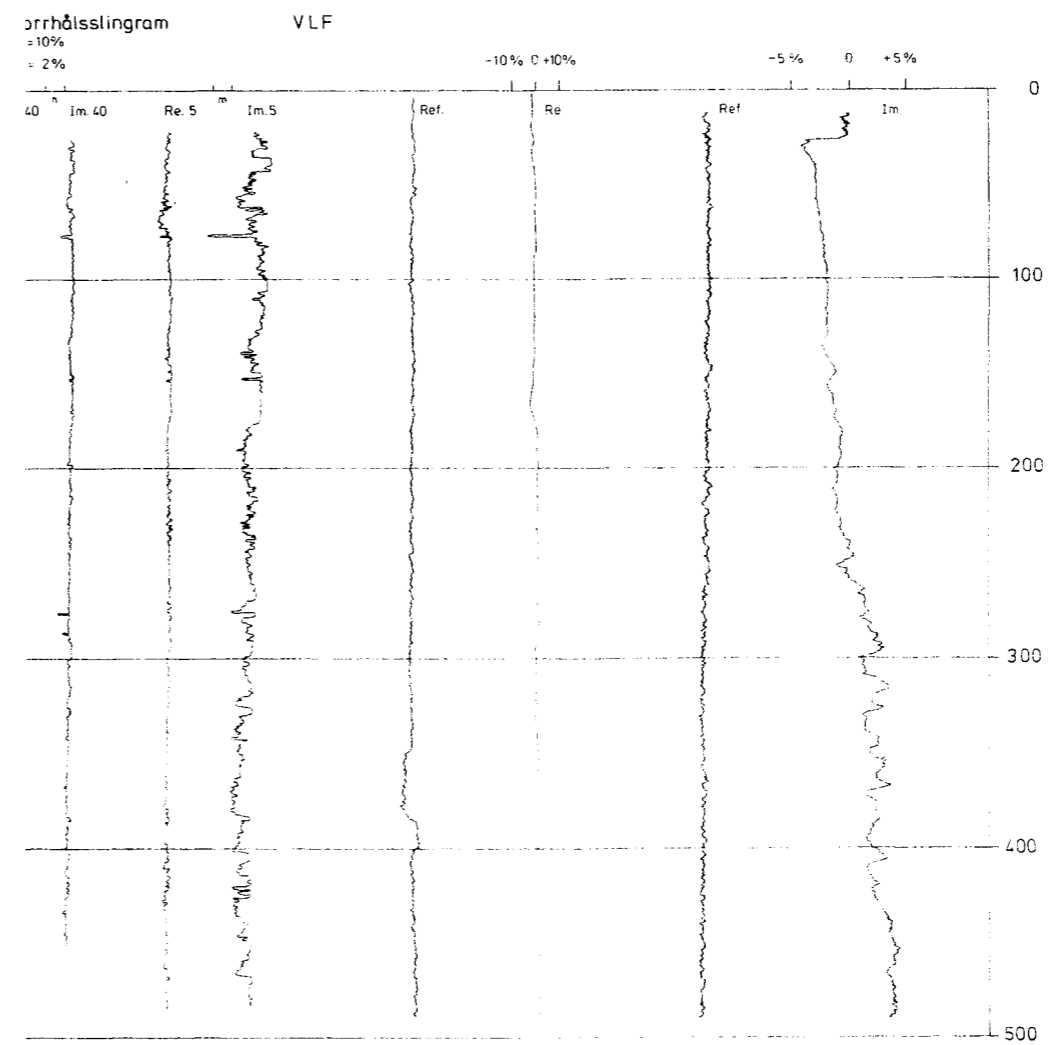
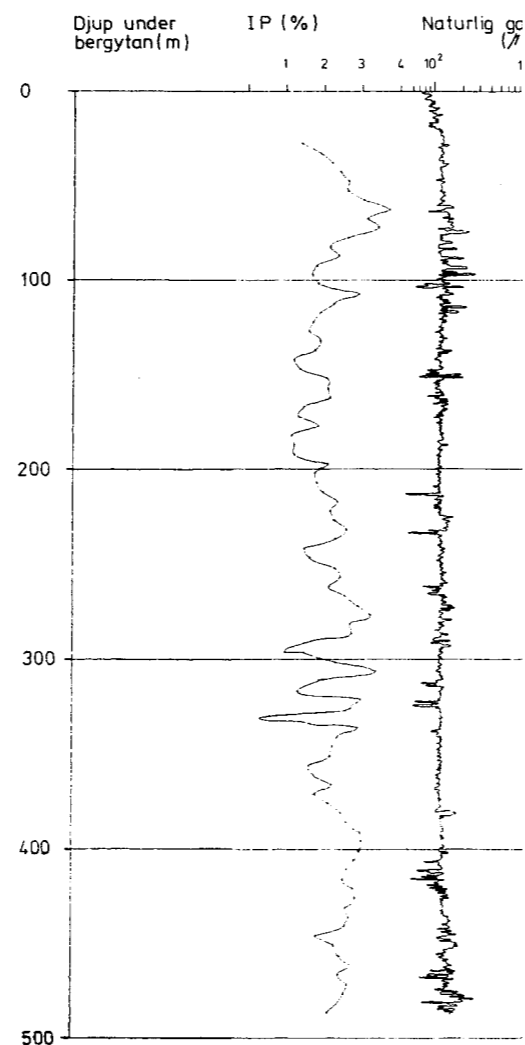
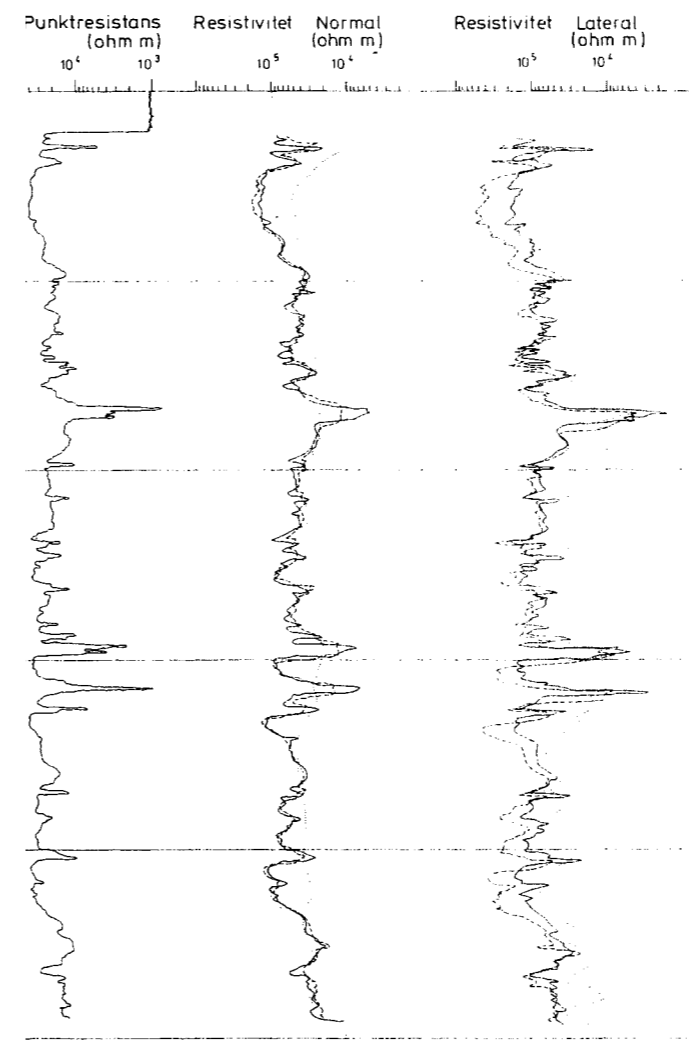
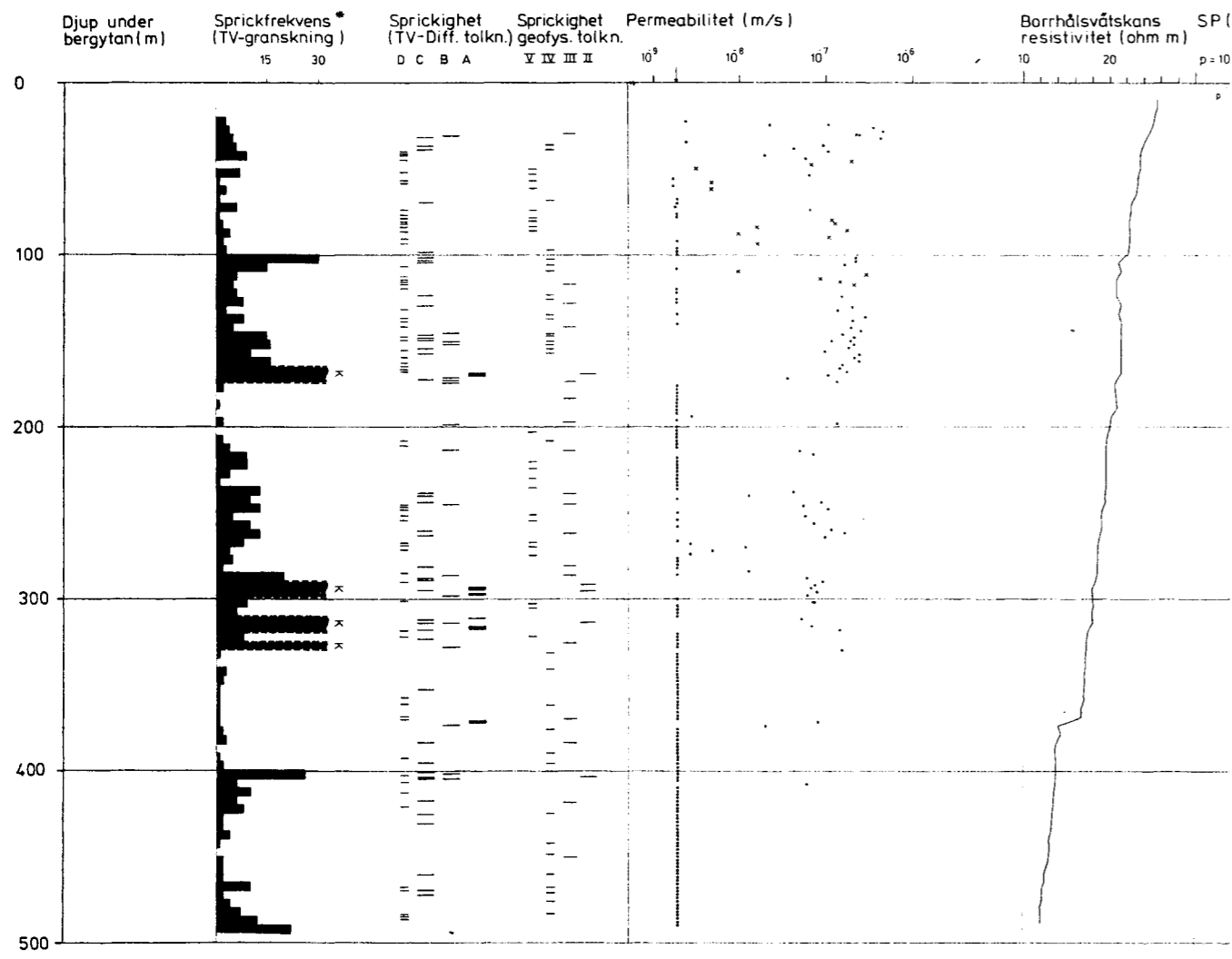












Sprickighet (TV-Diff. Resistans)

A }
 B }
 C } Se metodstudie
 D }

Sprickighet (geofysisk tolkning)

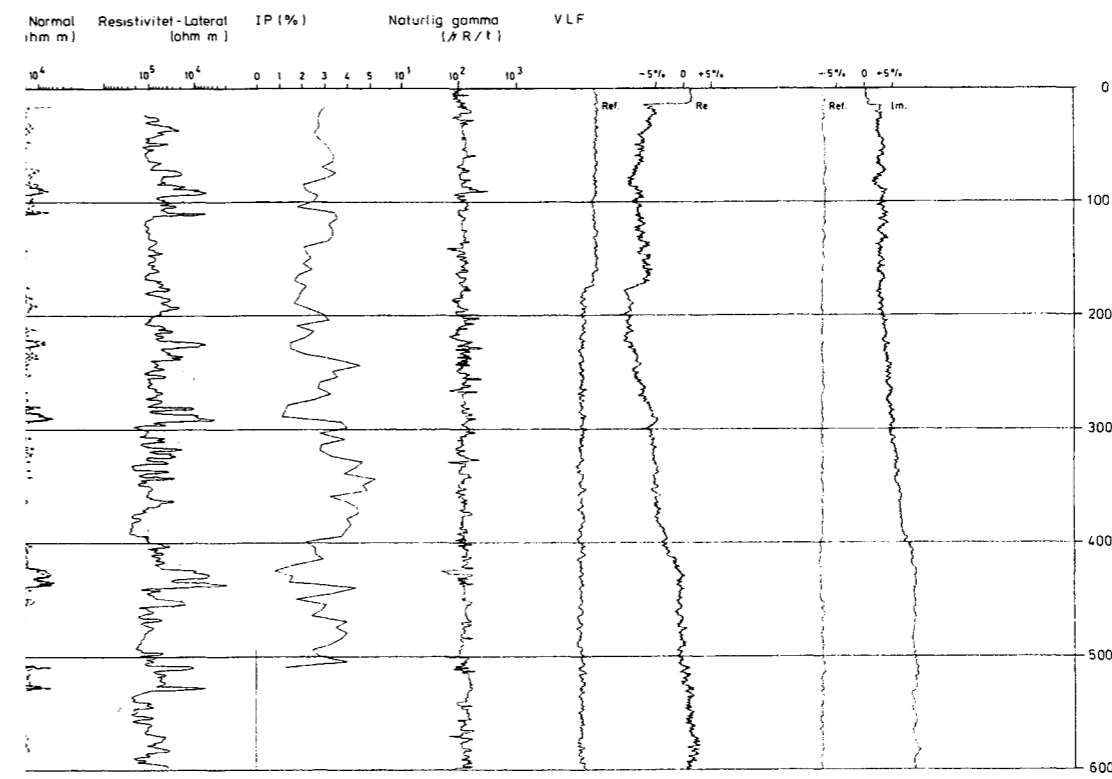
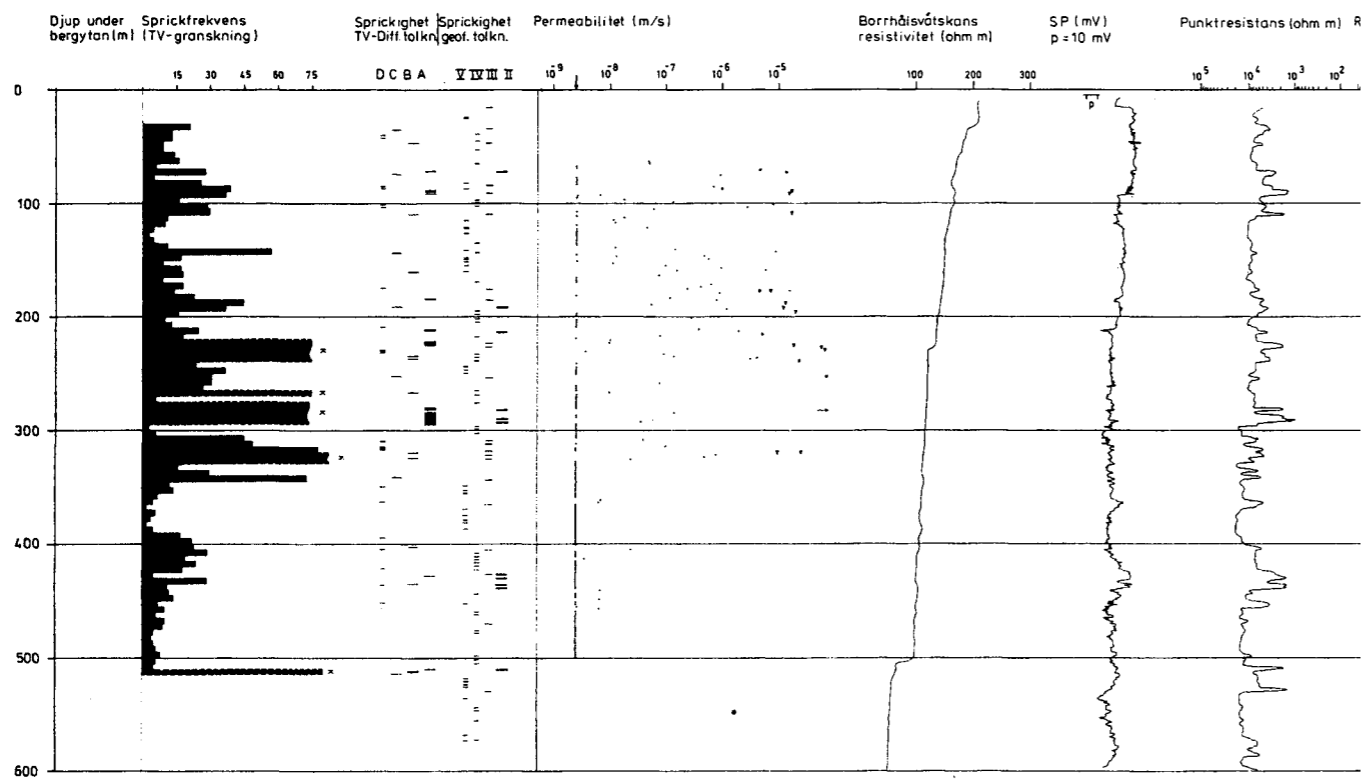
II = bred sprickzon
 III = medelbred sprickzon
 IV = tunn sprickzon
 V = mycket tunn sprickzon
 ↓ = mätgräns/permeabilitetsbest.

Resistivitet

Normal	Lateral
1.5 m	1.65 m
5 m	5.5 m
15 m	15.8 m

* = antal observerade sprickor/5m

KRÅKEMÅLA
 Borrhål K 1
 Geofysisk borrhålsmätning
 Figur 27



Sprickighet (TV-Diff. Resistans)

A }
 B } Se metodstudie
 C }
 D }

Sprickighet (geofysisk tolkning)

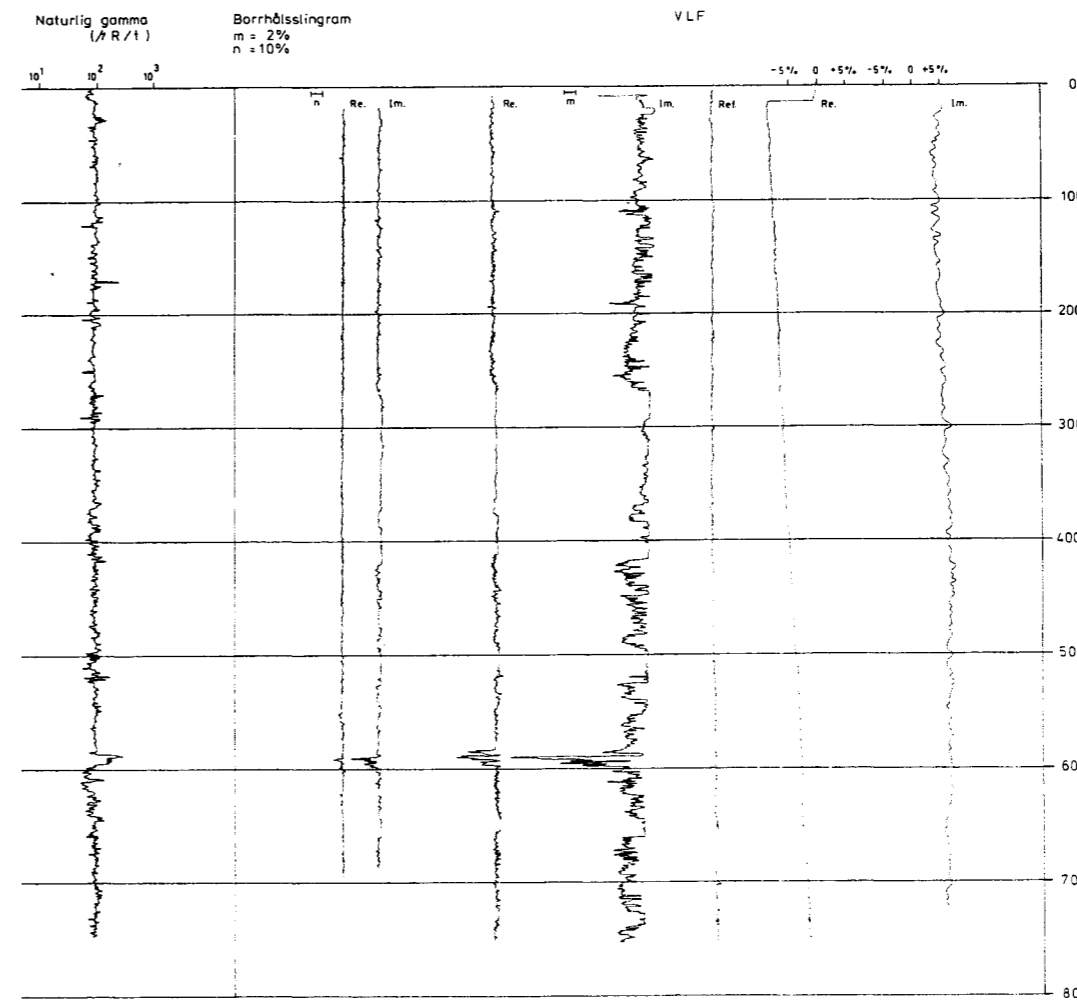
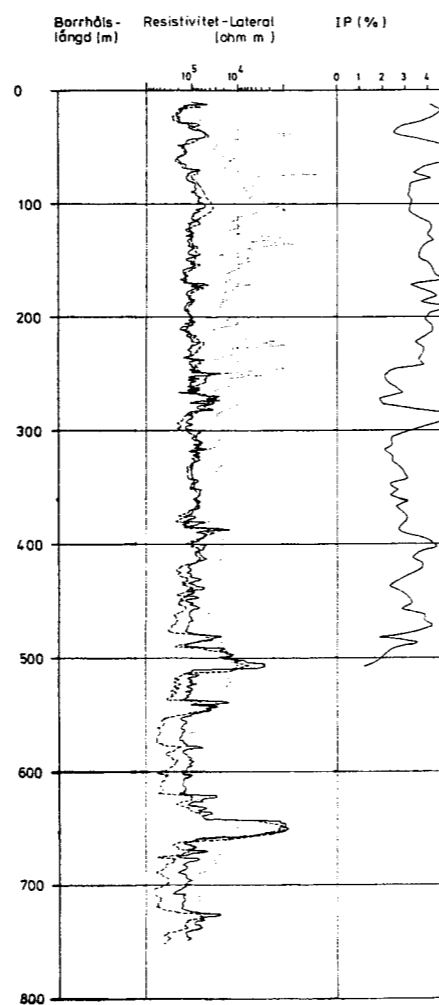
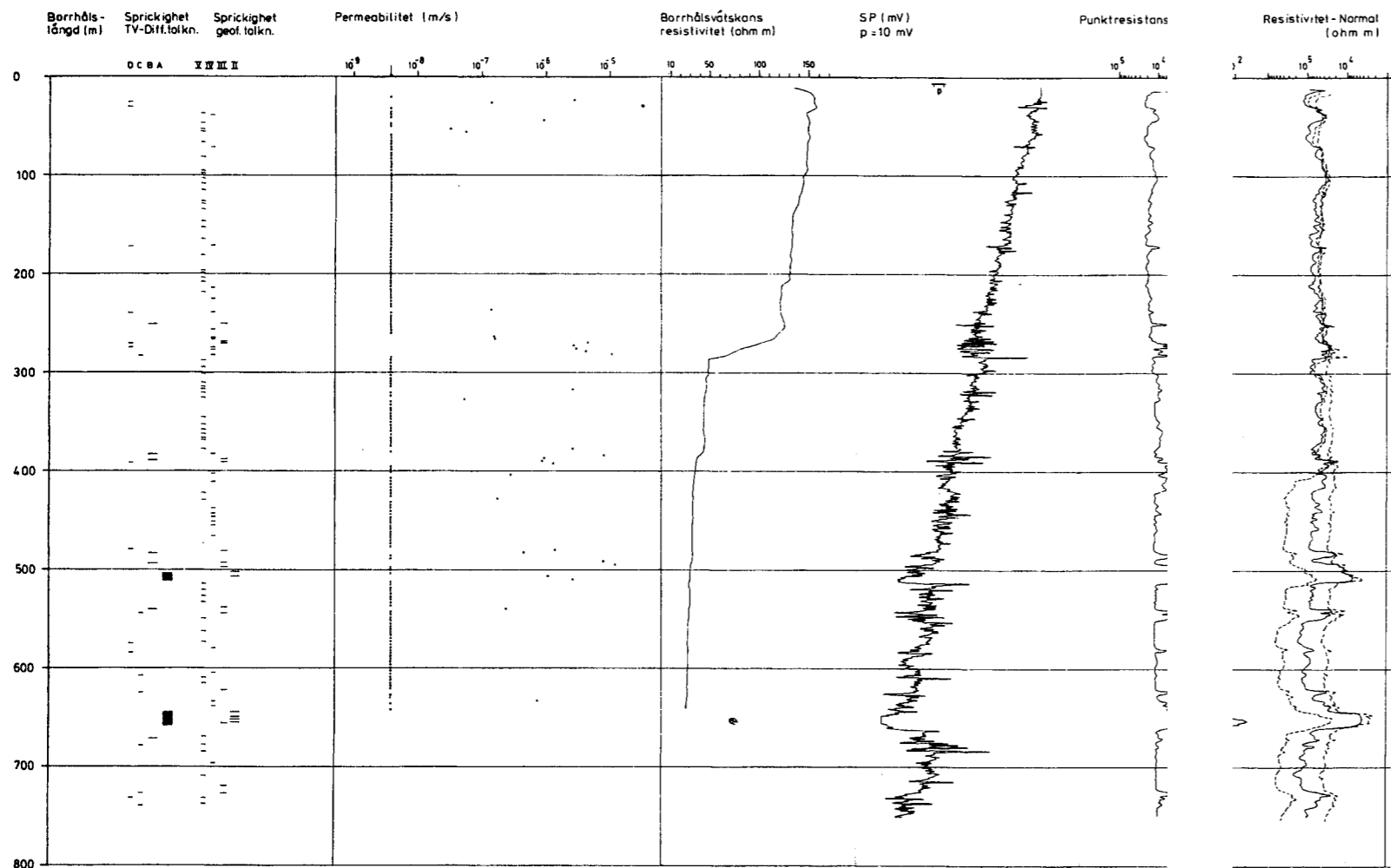
- II = bred sprickzon
- III = medelbred sprickzon
- IV = tunn sprickzon
- V = mycket tunn sprickzon
- ↓ = mätgräns/permeabilitet

Resistivitet

Normal	Lateral
0.3 m	1.65 m
1.6 m	16.0 m
5.0 m	

* = antal observerade sprickor/5 m

KRÅKEMÅLA
 Borrhål K2
 Geofysisk borrhållsmätning
 Figur 28



Sprickighet (TV-Diff. Resistans)

A }
 B } Se metodstudie
 C }
 D }

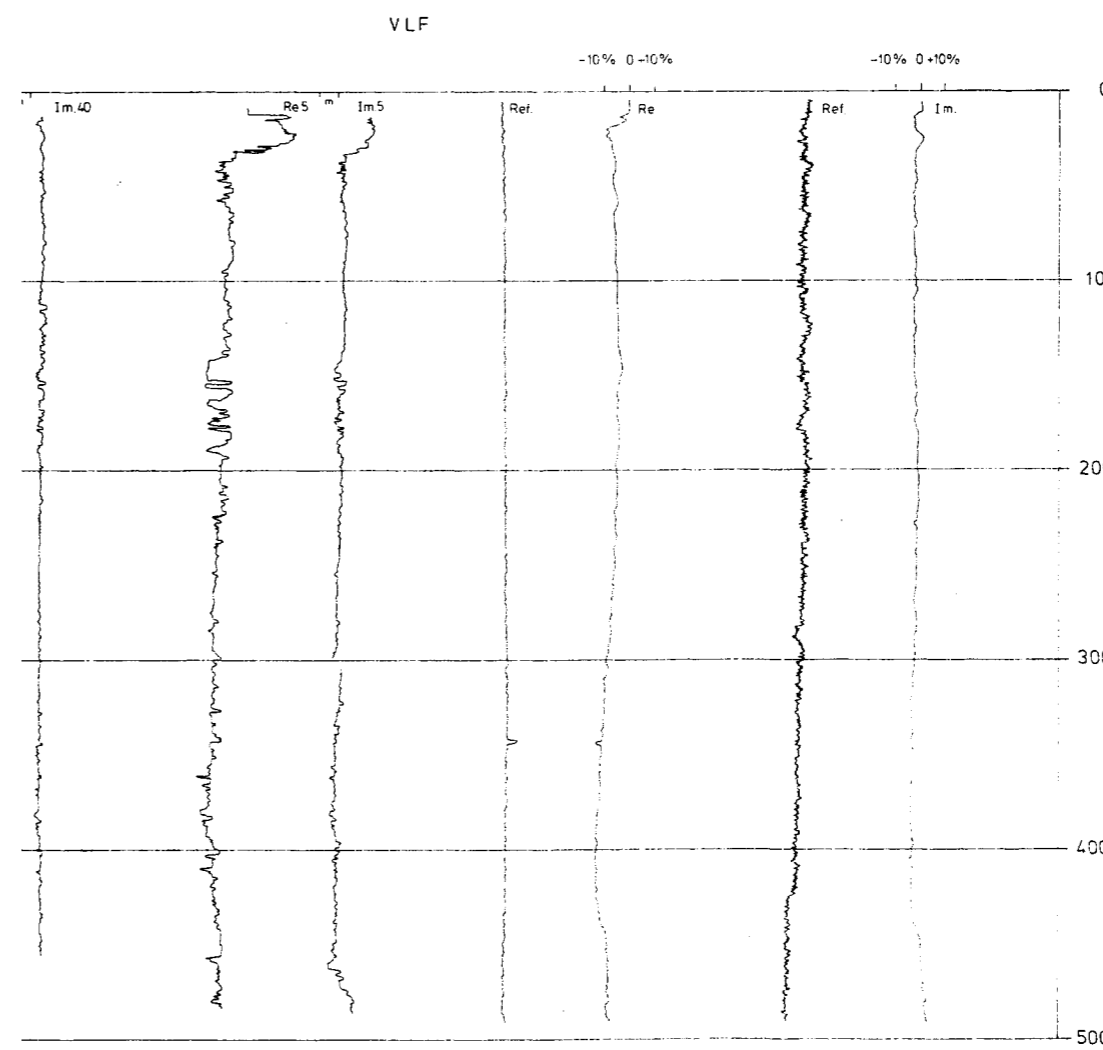
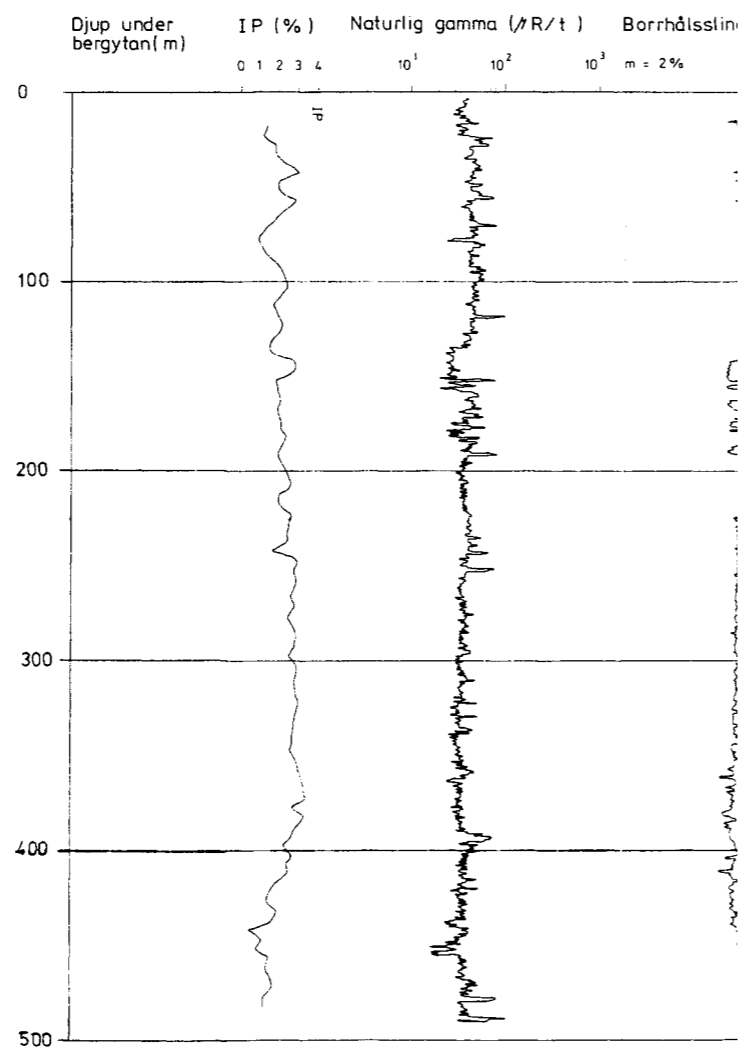
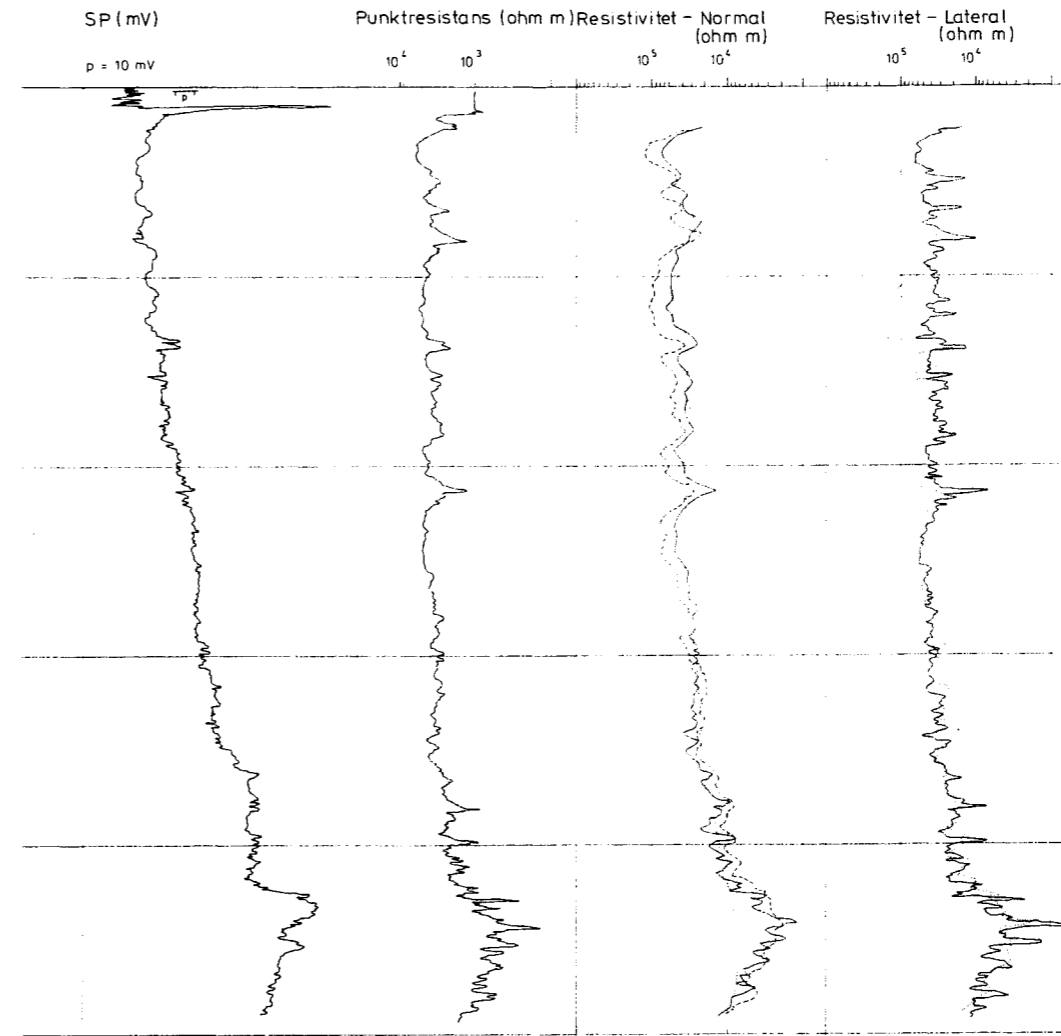
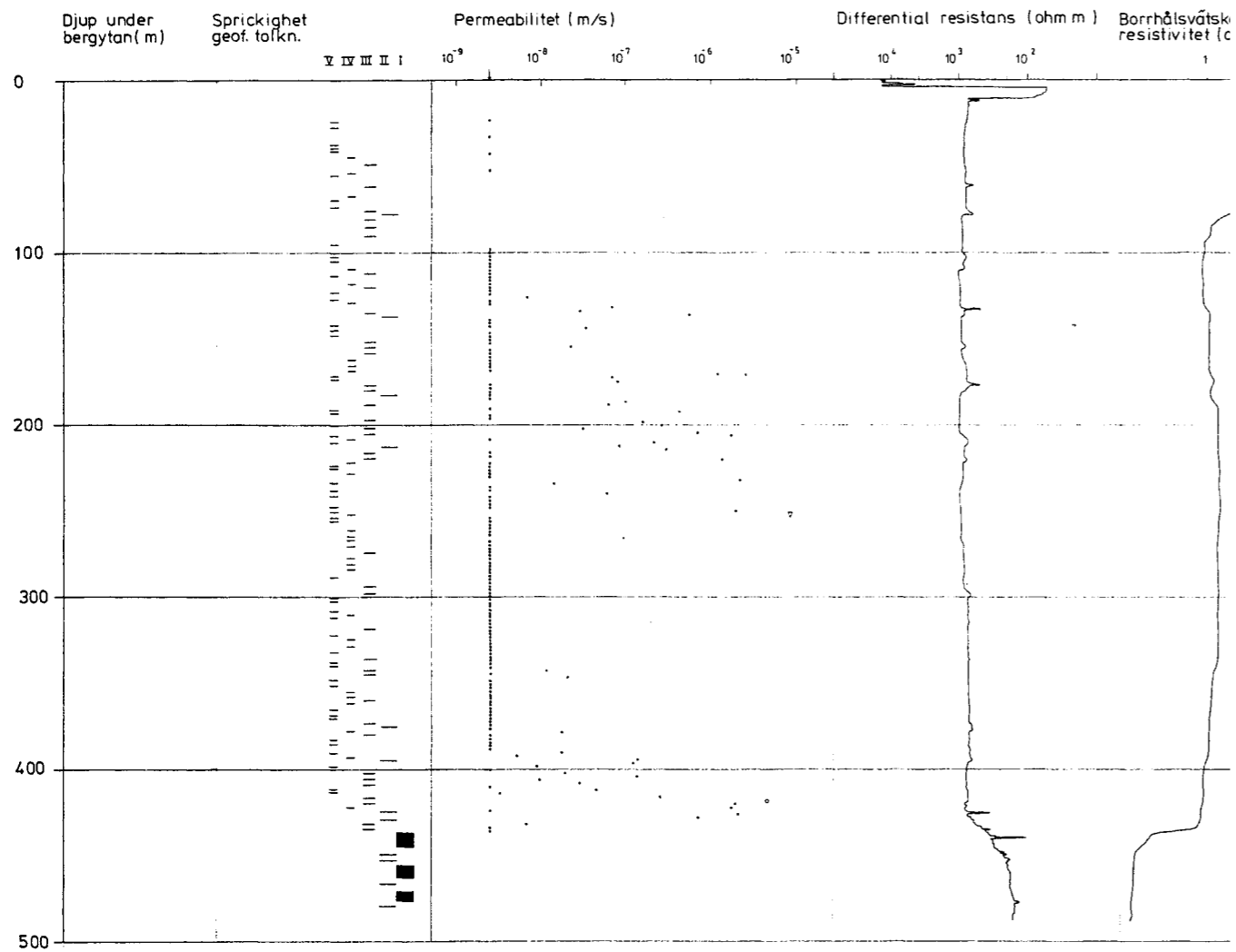
Sprickighet (geofysisk tolkning)

- II = bred sprickzon
- III = medelbred sprickzon
- IV = tunn sprickzon
- V = mycket tunn sprickzon
- ↓ = mätgräns/permeabilitet

Resistivitet

Normal	Lateral
0.3 m	1.55 m
1.6 m	5.0 m
5.0 m	16.0 m
16.0 m	

KRÅKEMÅLA
 Borrhål K3
 Geofysisk borrhålsmätning
 Figur 29



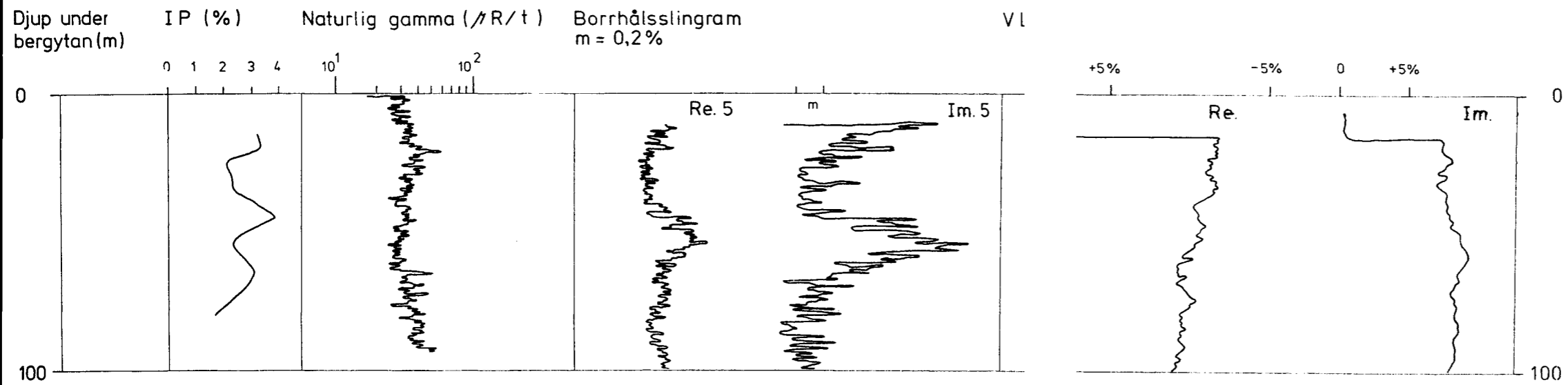
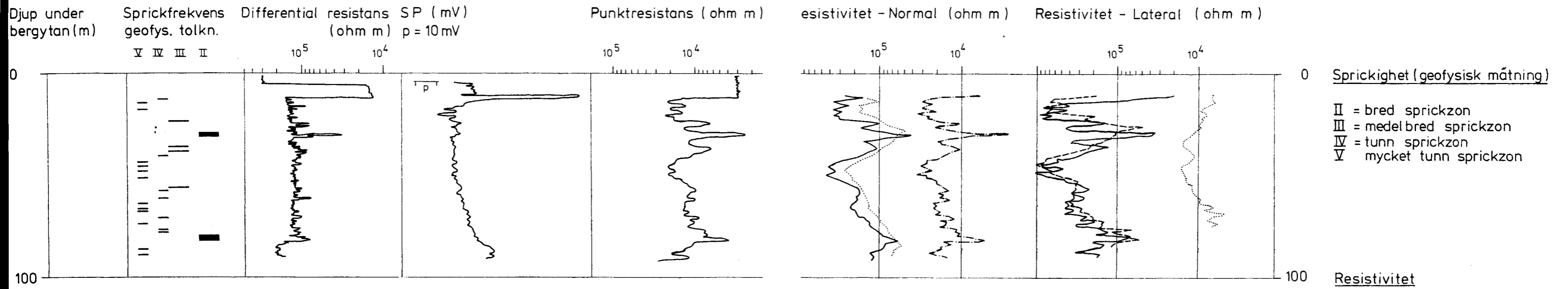
Sprickighet (geofysisk tolkning)

- I = mycket bred sprickzon
- II = bred sprickzon
- III = medelbred sprickzon
- IV = tunn sprickzon
- V = mycket tunn sprickzon

Resistivitet

Normal	Lateral
1,5 m	1,65 m
5 m	15,8 m
15 m	

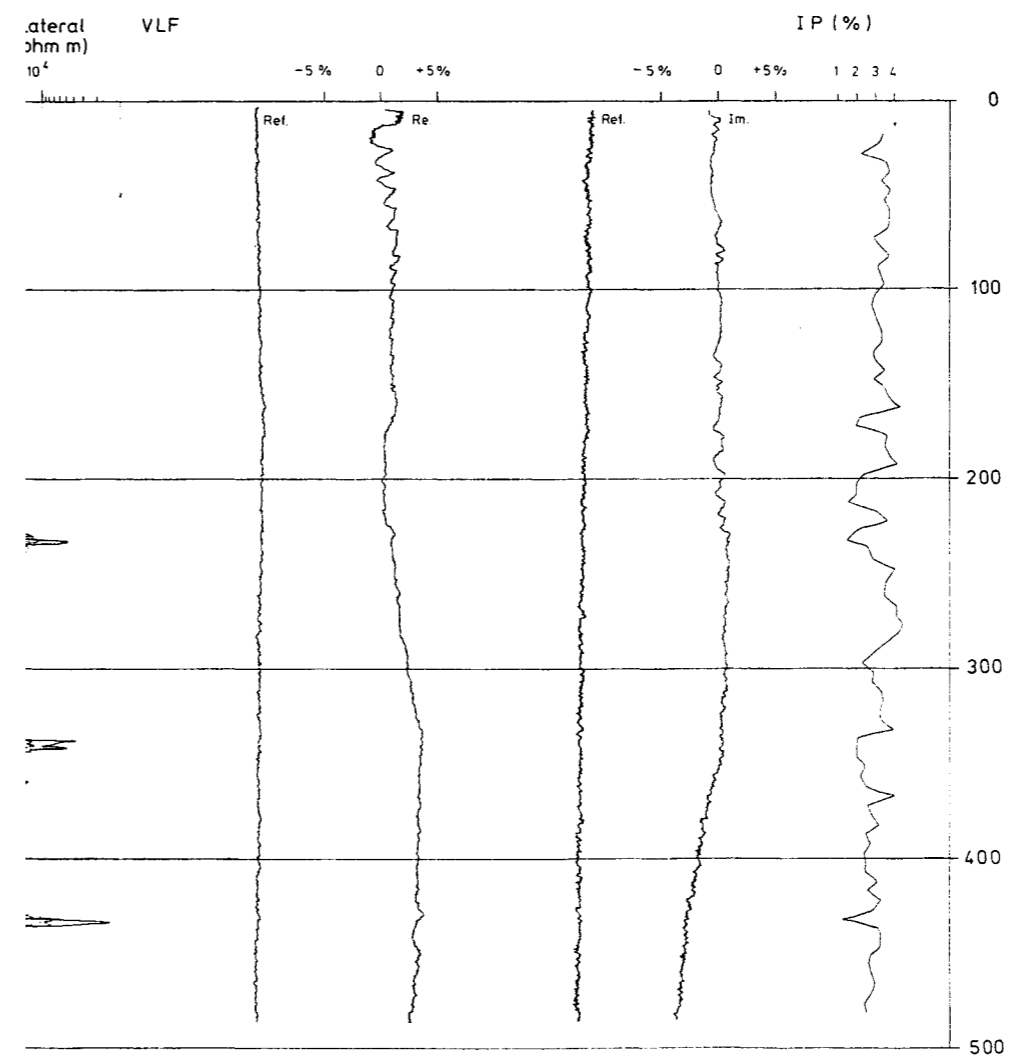
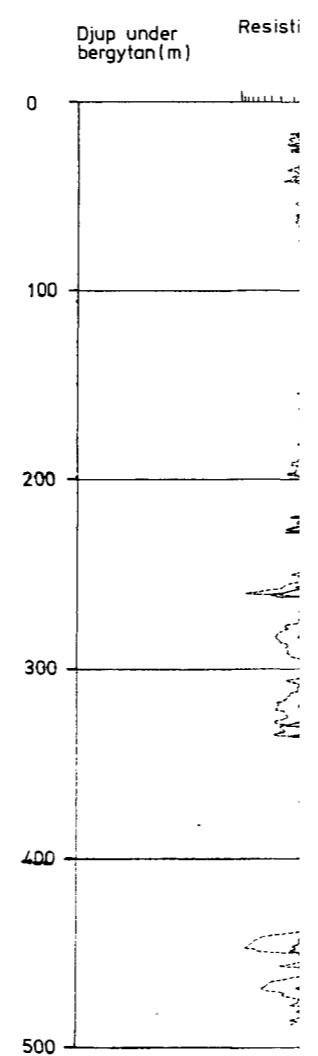
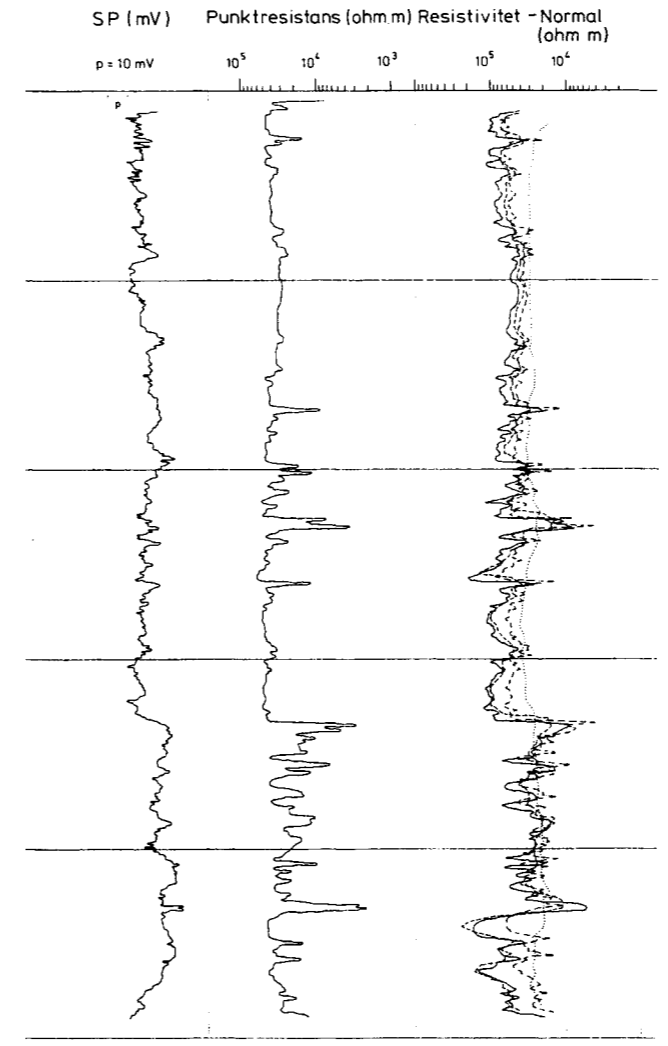
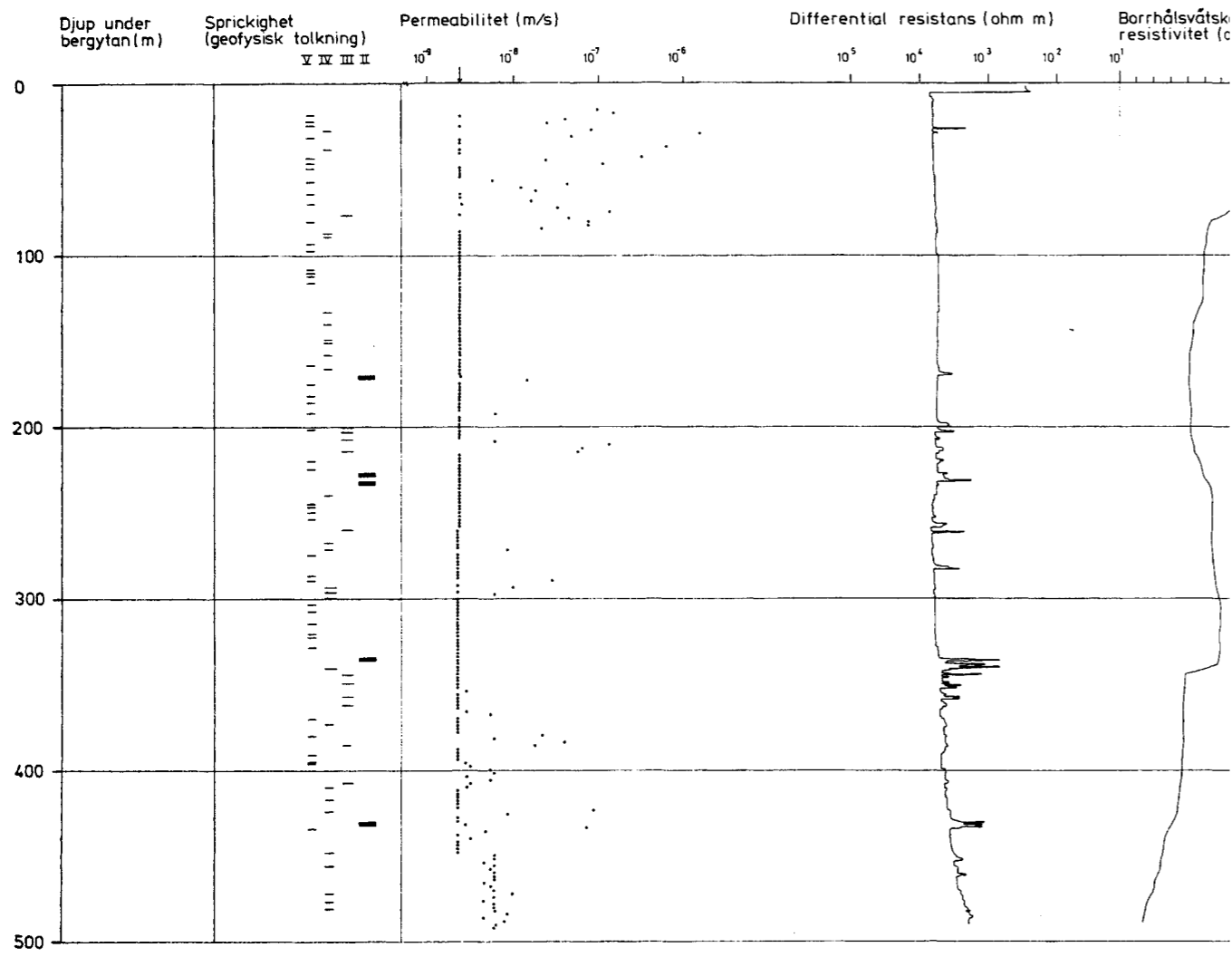
ÅVRÖ
Borrhål Å1
Geofysisk borrhållsmätning
Figur 30



Normal	Lateral
0.3 m	1.65m
1.6 m	5.15m
16 m	16.8 m

ÅVRÖ
Borrhål Å2
Geofysisk borrmåttning
Figur 31

Sveriges geologiska undersökning
Berggrundsbyrån
1978

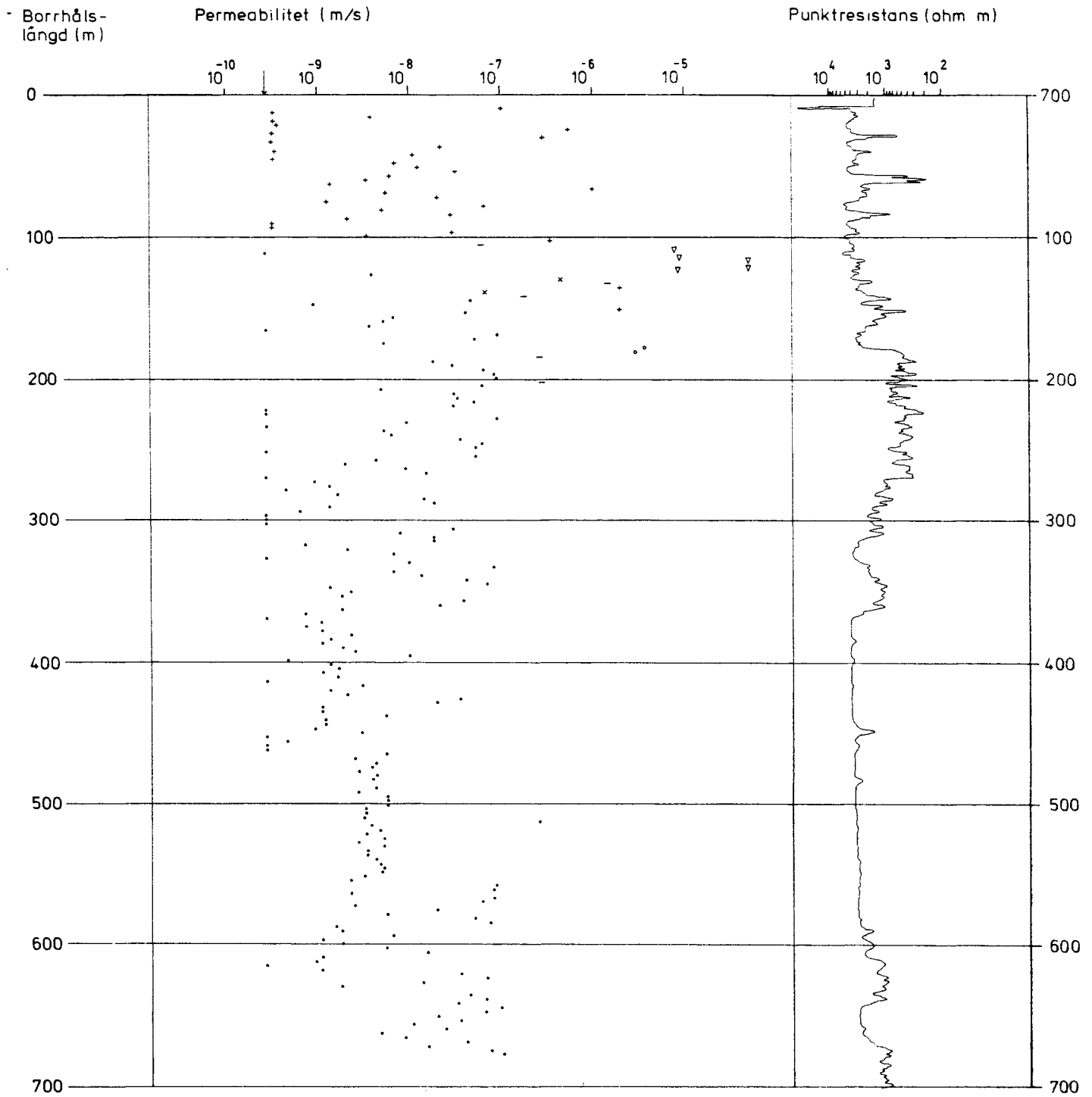


Sprickighet (geofysisk tolkning)
 I = mycket bred sprickzon
 II = bred sprickzon
 III = medelbred sprickzon
 IV = tunn sprickzon
 V = mycket tunn sprickzon
 ↓ mätgräns/permeabilitetsbest.

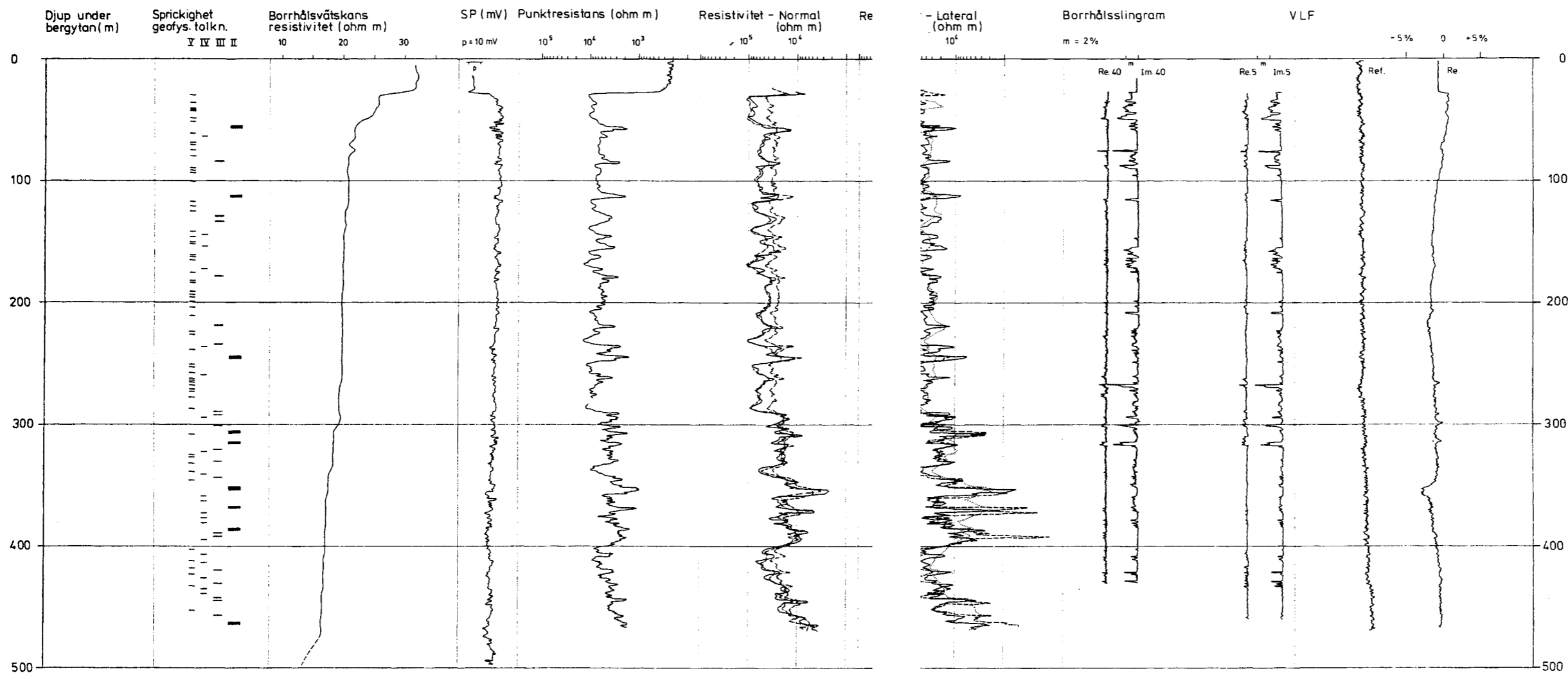
Resistivitet

Normal	Lateral
1.6 m	1.65 m
5 m	5.15 m
0.3 m	16.8 m
16 m	

FINNSJÖN
 Borrhål Fi 1
 Geofysisk borrhålsmätning
 Figur 32



FINNSJÖN
 Borrhål Fi 3
 Geofysisk borrhålsmätning
 Figur 33



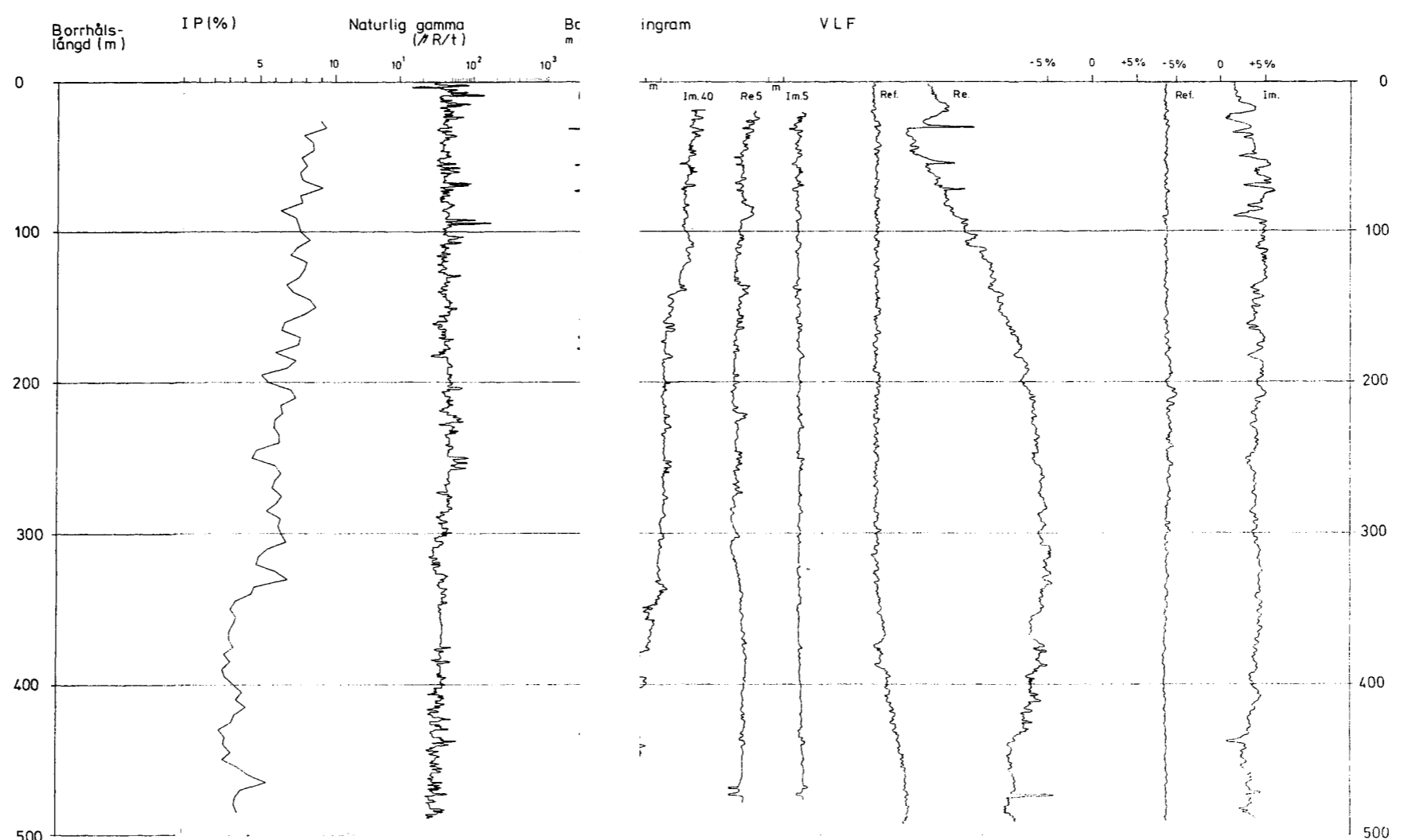
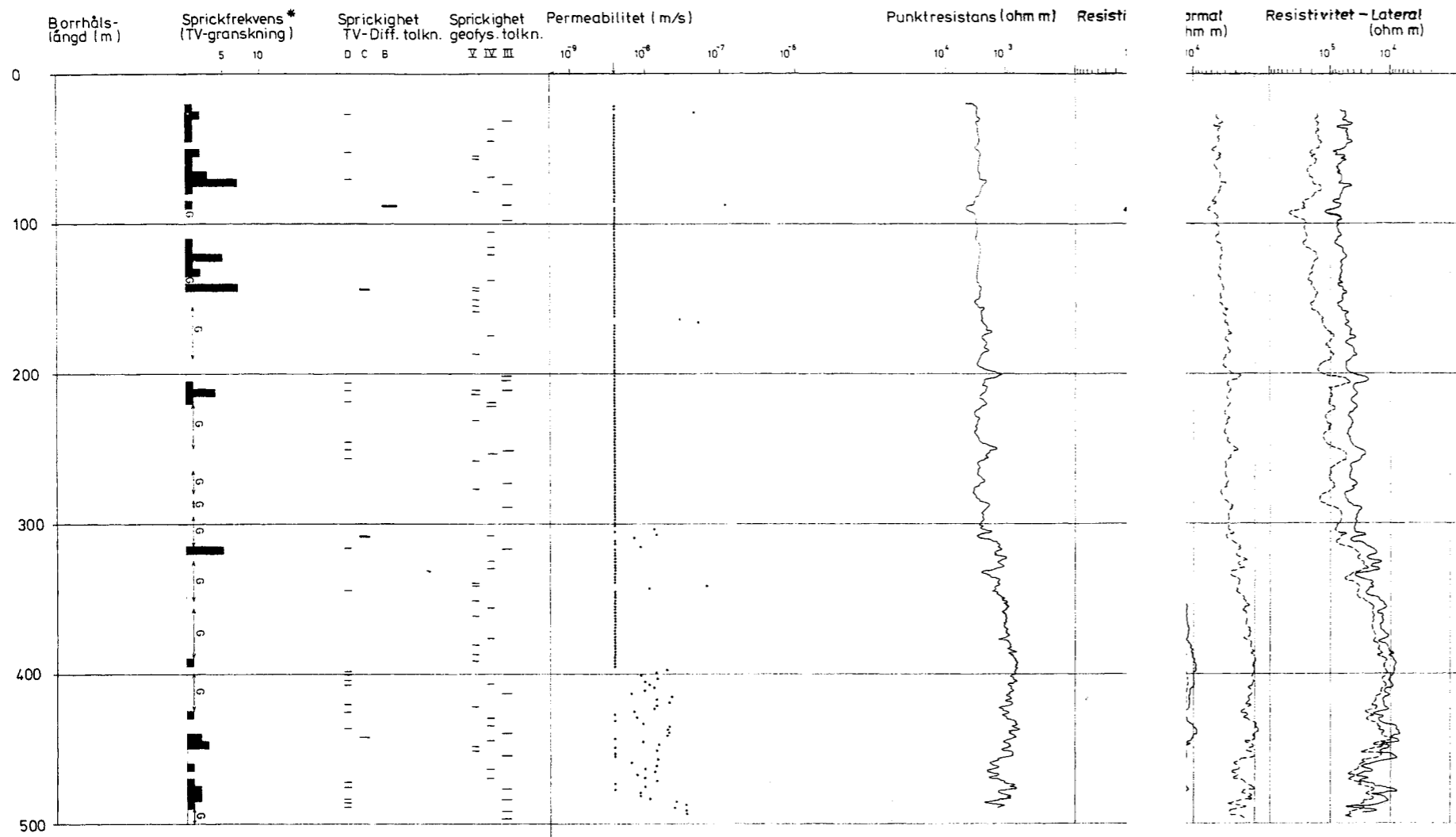
Sprickighet (geofysisk tolkning)

- II bred sprickzon
- III medelbred sprickzon
- IV tunn sprickzon
- V mycket tunn sprickzon

Resistivitet

Normal	Lateral
0.3 m	1.65 m
1.6 m	5.15 m
16 m	16.8 m

FORSMARK
 Borrhål F 1
 Geofysisk borrhållsmätning
 Figur 34



Sprickighet (TV-Diff. Resistans)

B }
 C } Se metodstudie
 D }

Sprickighet (geofysisk tolkning)

III = medelbred sprickzon
 IV = tunn sprickzon
 V = mycket tunn sprickzon
 ↓ = mätgräns/permeabilitetsbest.

Resistivitet

Normal	Lateral
0.3 m	1.65 m
1.6 m	5.15 m
5.0 m	

* = antal observerade sprickor/5m

KARLSHAMN
 Borrhål KA1
 Geofysisk borrhålsmätning
 Figur 35

FÖRTECKNING ÖVER KBS TEKNISKA RAPPORTER

- 01 Källstyrkor i utbränt bränsle och högaktivt avfall från en PWR beräknade med ORIGEN
Nils Kjellbert
AB Atomenergi 77-04-05
- 02 PM angående värmeledningstal hos jordmaterial
Sven Knutsson
Roland Pusch
Högskolan i Luleå 77-04-15
- 03 Deponering av högaktivt avfall i borrhål med buffertsubstans
Arvid Jacobsson
Roland Pusch
Högskolan i Luleå 77-05-27
- 04 Deponering av högaktivt avfall i tunnlar med buffertsubstans
Arvid Jacobsson
Roland Pusch
Högskolan i Luleå 77-06-01
- 05 Orienterande temperaturberäkningar för slutförvaring i berg av radioaktivt avfall, Rapport 1
Roland Blomqvist
AB Atomenergi 77-03-17
- 06 Groundwater movements around a repository, Phase 1, State of the art and detailed study plan
Ulf Lindblom
Hagconsult AB 77-02-28
- 07 Resteffekt studier för KBS
Del 1 Litteraturgenomgång
Del 2 Beräkningar
Kim Ekberg
Nils Kjellbert
Göran Olsson
AB Atomenergi 77-04-19
- 08 Utlakning av franskt, engelskt och kanadensiskt glas med högaktivt avfall
Göran Blomqvist
AB Atomenergi 77-05-20

- 09 Diffusion of soluble materials in a fluid filling a porous medium
Hans Häggblom
AB Atomenergi 77-03-24
- 10 Translation and development of the BNWL-Geosphere Model
Bertil Grundfelt
Kemakta Konsult AB 77-02-05
- 11 Utredning rörande titans lämplighet som korrosionshärdig kapsling för kärnbränsleavfall
Sture Henriksson
AB Atomenergi 77-04-18
- 12 Bedömning av egenskaper och funktion hos betong i samband med slutlig förvaring av kärnbränsleavfall i berg
Sven G Bergström
Göran Fagerlund
Lars Rombén
Cement- och Betonginstitutet 77-06-22
- 13 Urlakning av använt kärnbränsle (bestrålad uranoxid) vid direktdeponering
Ragnar Gelin
AB Atomenergi 77-06-08
- 14 Influence of cementation on the deformation properties of bentonite/quartz buffer substance
Roland Pusch
Högskolan i Luleå 77-06-20
- 15 Orienterande temperaturberäkningar för slutförvaring i berg av radioaktivt avfall
Rapport 2
Roland Blomquist
AB Atomenergi 77-05-17
- 16 Översikt av utländska riskanalyser samt planer och projekt rörande slutförvaring
Åke Hultgren
AB Atomenergi augusti 1977
- 17 The gravity field in Fennoscandia and postglacial crustal movements
Arne Bjerhammar
Stockholm augusti 1977
- 18 Rörelser och instabilitet i den svenska berggrunden
Nils-Axel Mörner
Stockholms Universitet augusti 1977
- 19 Studier av neotektonisk aktivitet i mellersta och norra Sverige, flygbildsgenomgång och geofysisk tolkning av recenta förkastningar
Robert Lagerbäck
Herbert Henkel
Sveriges Geologiska Undersökning september 1977

- 20 Tektonisk analys av södra Sverige, Vättern - Norra Skåne
Kennert Röshoff
Erik Lagerlund
Lunds Universitet och Högskolan Luleå september 1977
- 21 Earthquakes of Sweden 1891 - 1957, 1963 - 1972
Ota Kulhánek
Rutger Wahlström
Uppsala Universitet september 1977
- 22 The influence of rock movement on the stress/strain
situation in tunnels or bore holes with radioactive con-
sistors embedded in a bentonite/quartz buffer mass
Roland Pusch
Högskolan i Luleå 1977-08-22
- 23 Water uptake in a bentonite buffer mass
A model study
Roland Pusch
Högskolan i Luleå 1977-08-22
- 24 Beräkning av utlakning av vissa fissionsprodukter och akti-
nider från en cylinder av franskt glas
Göran Blomqvist
AB Atomenergi 1977-07-27
- 25 Blekinge kustgnejs, Geologi och hydrogeologi
Ingemar Larsson KTH
Tom Lundgren SGI
Ulf Wiklander SGU
Stockholm, augusti 1977
- 26 Bedömning av risken för fördröjt brott i titan
Kjell Pettersson
AB Atomenergi 1977-08-25
- 27 A short review of the formation, stability and cementing
properties of natural zeolites
Arvid Jacobsson
Högskolan i Luleå 1977-10-03
- 28 Värmeledningsförsök på buffertsubstans av bentonit/pitesilt
Sven Knutsson
Högskolan i Luleå 1977-09-20
- 29 Deformationer i sprickigt berg
Ove Stephansson
Högskolan i Luleå 1977-09-28
- 30 Retardation of escaping nuclides from a final depository
Ivars Neretnieks
Kungliga Tekniska Högskolan Stockholm 1977-09-14
- 31 Bedömning av korrosionsbeständigheten hos material avsedda
för kapsling av kärnbränsleavfall. Lägesrapport 1977-09-27
samt kompletterande yttranden.
Korrosionsinstitutet och dess referensgrupp

- 32 Long term mineralogical properties of bentonite/quartz
buffer substance
Preliminär rapport november 1977
Slutrapport februari 1978
Roland Pusch
Arvid Jacobsson
Högskolan i Luleå
- 33 Required physical and mechanical properties of buffer masses
Roland Pusch
Högskolan Luleå 1977-10-19
- 34 Tillverkning av bly-titan kapsel
Folke Sandelin AB
VBB
ASEA-Kabel
Institutet för metallforskning
Stockholm november 1977
- 35 Project for the handling and storage of vitrified high-level
waste
Saint Gobain Techniques Nouvelles October, 1977
- 36 Sammansättning av grundvatten på större djup i granitisk
berggrund
Jan Rennerfelt
Orrje & Co, Stockholm 1977-11-07
- 37 Hantering av buffertmaterial av bentonit och kvarts
Hans Fagerström, VBB
Björn Lundahl, Stabilator
Stockholm oktober 1977
- 38 Utformning av bergrumsanläggningar
Arne Finné, KBS
Alf Engelbrektson, VBB
Stockholm december 1977
- 39 Konstruktionsstudier, direktdeponering
ASEA-ATOM
VBB
Västerås
- 40 Ekologisk transport och stråldoser från grundvattenburna
radioaktiva ämnen
Ronny Bergman
Ulla Bergström
Sverker Evans
AB Atomenergi
- 41 Säkerhet och strålskydd inom kärnkraftområdet.
Lagar, normer och bedömningsgrunder
Christina Gyllander
Siegfried F Johnson
Stig Rolandson
AB Atomenergi och ASEA-ATOM

- 42 Säkerhet vid hantering, lagring och transport av använt kärnbränsle och förglasat högaktivt avfall
Ann Margret Ericsson
Kemakta november 1977
- 43 Transport av radioaktiva ämnen med grundvatten från ett bergförvar
Bertil Grundfelt
Kemakta november 1977
- 44 Beständighet hos borsilikatglas
Tibor Lakatos
Clasteknisk Utveckling AB
- 45 Beräkning av temperaturer i ett envånings slutförvar i berg för förglasat radioaktivt avfall Rapport 3
Roland Blomquist
AB Atomenergi 1977-10-19
- 46 Temperaturberäkningar för använt bränsle
Taivo Tarandi
VBB
- 47 Teoretiska studier av grundvattenrörelser
Preliminär rapport oktober 1977
Slutrapport februari 1978
Lars Y Nilsson
John Stokes
Roger Thunvik
Inst för kulturteknik KTH
- 48 The mechanical properties of the rocks in Stripa, Kråkemåla, Finnsjön and Blekinge
Graham Swan
Högskolan i Luleå 1977-09-14
- 49 Bergspänningsmätningar i Stripa gruva
Hans Carlsson
Högskolan i Luleå 1977-08-29
- 50 Läckningsförsök med högaktivt franskt glas i Studsvik
Göran Blomqvist
AB Atomenergi november 1977
- 51 Seismotectonic risk modelling for nuclear waste disposal in the Swedish bedrock
F Ringdal
H Gjöstaldal
E S Hysebye
Royal Norwegian Council for scientific and industrial research
- 52 Calculations of nuclide migration in rock and porous media, penetrated by water
H Häggblom
AB Atomenergi 1977-09-14

- 53 Mätning av diffusionshastighet för silver i lera-sand-blandning
Bert Allard
Heino Kipatsi
Chalmers tekniska högskola 1977-10-15
- 54 Groundwater movements around a repository
- 54:01 Geological and geotechnical conditions
Håkan Stille
Anthony Burgess
Ulf E Lindblom
Hagconsult AB september 1977
- 54:02 Thermal analyses
Part 1 Conduction heat transfer
Part 2 Advective heat transfer
Joe L Ratigan
Hagconsult AB september 1977
- 54:03 Regional groundwater flow analyses
Part 1 Initial conditions
Part 2 Long term residual conditions
Anthony Burgess
Hagconsult AB oktober 1977
- 54:04 Rock mechanics analyses
Joe L Ratigan
Hagconsult AB september 1977
- 54:05 Repository domain groundwater flow analyses
Part 1 Permeability perturbations
Part 2 Inflow to repository
Part 3 Thermally induced flow
Joe L Ratigan
Anthony S Burgess
Edward L Skiba
Robin Charlwood
- 54:06 Final report
Ulf Lindblom et al
Hagconsult AB oktober 1977
- 55 Sorption av långlivade radionuklider i lera och berg
Del 1 Bestämning av fördelningskoefficienter
Del 2 Litteraturgenomgång
Bert Allard
Heino Kipatsi
Jan Rydberg
Chalmers tekniska högskola 1977-10-10
- 56 Radiolys av utfyllnadsmaterial
Bert Allard
Heino Kipatsi
Jan Rydberg
Chalmers tekniska högskola 1977-10-15

- 57 Stråldoser vid haveri under sjötransport av kärnbränsle
Anders Appelgren
Ulla Bergström
Lennart Devell
AB Atomenergi 1978-01-09
- 58 Strålrisker och högsta tillåtliga stråldoser för människan
Gunnar Walinder
FOA 4 november 1977
- 59 Tectonic lineaments in the Baltic from Gävle to Simrishamn
Tom Flodén
Stockholms Universitet 1977-12-15
- 60 Förarbeten för platsval, berggrundsundersökningar
Sören Scherman
- Berggrundvattenförhållande i Finnsjöområdet nordöstra del
Carl-Erik Klockars
Ove Persson
Sveriges Geologiska Undersökning januari 1978
- 61 Permeabilitetsbestämningar
Anders Hult
Gunnar Gidlund
Ulf Thoregren
- Geofysisk borrhålmätning
Kurt-Åke Magnusson
Oscar Duran
Sveriges Geologiska Undersökning januari 1978
- 62 Analyser och åldersbestämningar av grundvatten på stora djup
Gunnar Gidlund
Sveriges Geologiska Undersökning 1978-02-14
- 63 Geologisk och hydrogeologisk grunddokumentation av
Stripa försöksstation
Andrei Olkiewicz
Kenth Hansson
Karl-Erik Almén
Gunnar Gidlund
Sveriges Geologiska Undersökning februari 1978
- 64 Spänningsmätningar i Skandinavisk berggrund - förutsättningar,
resultat och tolkning
Sten G A Bergman
Stockholm november 1977
- 65 Säkerhetsanalys av inkapslingsprocesser
Göran Carleson
AB Atomenergi 1978-01-27
- 66 Några synpunkter på mekanisk säkerhet hos kapsel för
kärnbränsleavfall
Fred Nilsson
Kungl Tekniska Högskolan Stockholm februari 1978