

SKBF
KBS

AR 84-24

ARBETSRAPPORT

BORRHÅLSGEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR

OCH PARAMETERMÄTNINGAR FRÅN

BORRHÅLET I TAAVINUNNANEN

Björn Albino

Sveriges Geologiska AB

84-03-01

SVENSK KÄRNBRÄNSLEFÖRSÖRJNING AB/Avdelning KBS

POSTADRESS: SKBF/KBS, Box 5864, 102 48 Stockholm, Telefon 08-67 95 40

SVERIGES GEOLOGISKA AB
Division Ingenjörsgologi
Uppdragsgivare: SKBF/KBS
Björn Albino

RAPPORT
Datum 1984-03-01
ID-nr 84014
30 K Soppero

BORRHÅLSGEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR
OCH PARAMETERMÄTNINGAR FRÅN BORRHÅLET
I TAAVINUNNANEN.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

1. Inledning	sid 1
2. Standardprogrammet	5
3. Resultat borrhålsgeofysiska mätningar	6
4. Parametermätning	12
4.1 Densitet	12
4.2 Magnetisk susceptibilitet	13
4.3 Magnetisk remanens	16
4.4 Resistivitet och inducerad polarisation	20
4.5 Porositet	23
5. Slutsatser	26
Referenser	28
Appendix	30

1. INLEDNING

Som ett led i undersökningen av Taavinunnanen, borrades sommaren 1981 ett 700 m djupt kärnborrhål i gabbrons centrala del. Huvudman för undersökningen var dåvarande PRAV (Programrådet för radioaktivt avfall). Senare fick SGAB (Sveriges Geologiska AB) av KBS (Kärnkraftavfallets Behandling och Slutförvaring) uppdraget att utföra geologiska, geofysiska och hydrogeologiska undersökningar.

Taavinunnanengabbron ligger på kartbladet 30 K Soppero SV_2 ca 35 km nordost om Kiruna. Gabbron har en yta på 50 km² och domineras av fjället Taavinunnanen. Gabbromassivets djup är troligen 1300 m eller djupare (Gentzschein, 1983).

Magnetiskt framträder gabbron väl i en för övrigt lågmagnetisk omgivning. Gabbron visar en tydlig magnetisk skiktning med varierande högmagnetiska och lågmagnetiska lager. Dessa lutar in mot gabbrons centrala delar och bildar skålformade strukturer (Ahlbom et al, 1981).

Lagringen i gabbron består av variationer i proportionerna mellan huvudmineralen plagioklas, pyroxen och olivin. I gabbron förekommer också brottstycken av kvartsit, vilket tyder på att nuvarande erosionssnitt kan ligga nära den ursprungliga intrusionens tak (Ahlbom et al, 1982).

För att beskriva berggrundens egenskaper i nära anslutning till borrhålen används ett standardprogram med integrerad geofysisk borrhålsloggning. Med detta program erhålls kunskap om sprickors förekomst och karaktär, grundvattenströmmning, förekomsten av elektriskt ledande och radioaktiva mineral. Dessutom får man borrhålets läge i varje punkt via krökningsdata. Resultatet ger underlagsinformation för en beskrivning av områdets geologiska struktur, och bedömning av de hydrogeologiska förhållandena samt vattenkemin.

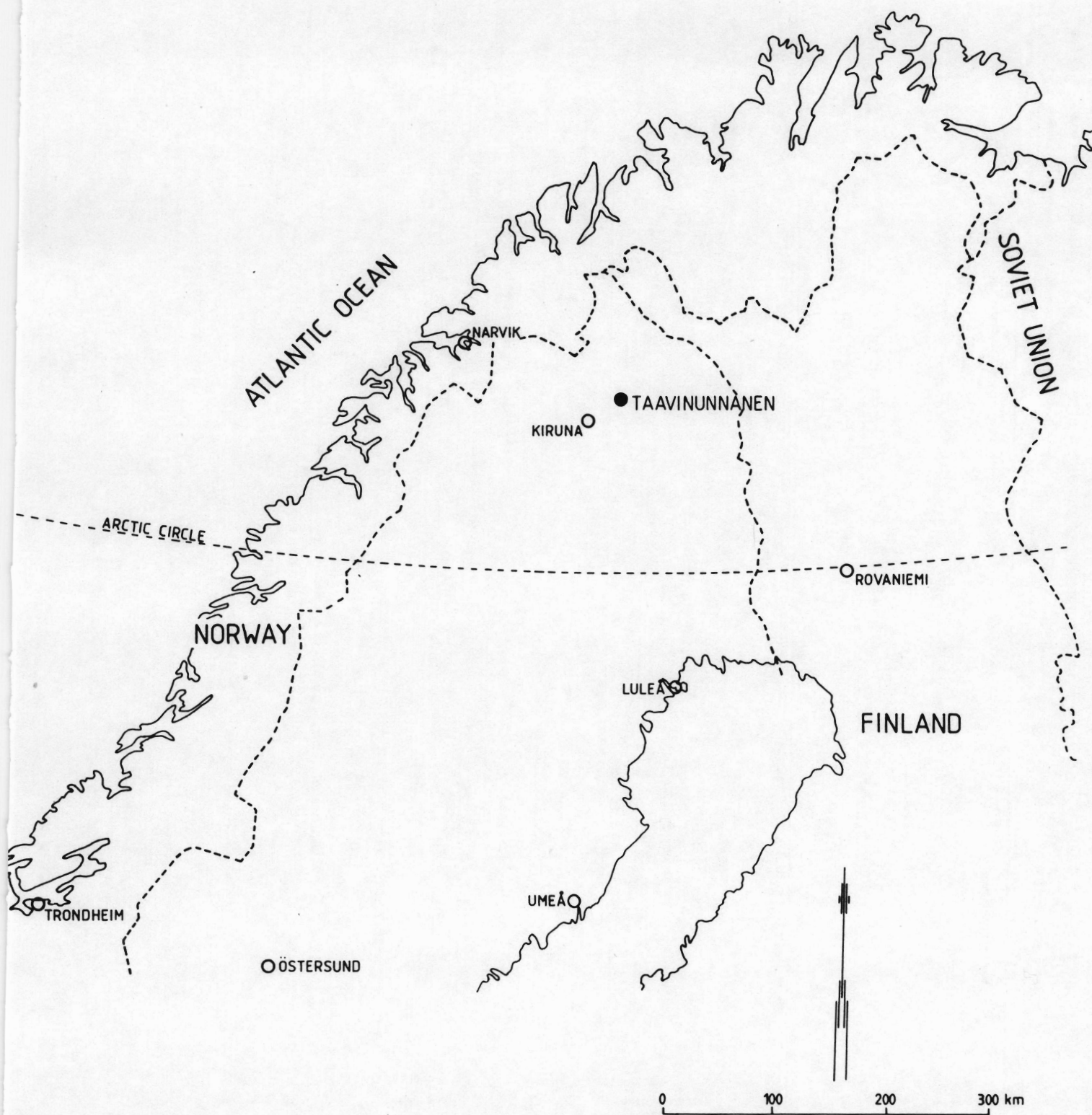
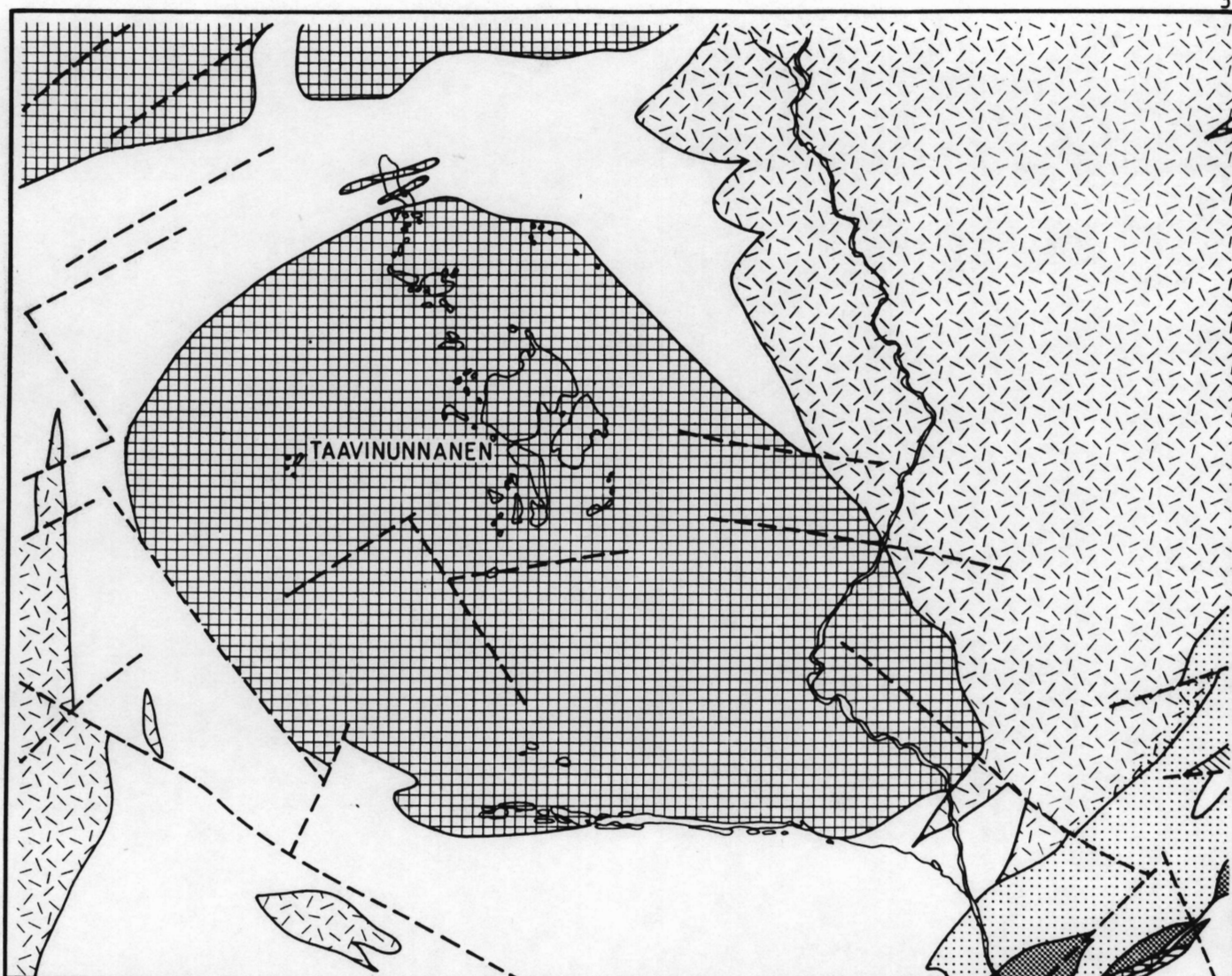


FIG.1 TAAVINUNNÄNENGABBONS LÄGE



TECKENFÖRKLARING

-  FÖRKASTNINGAR
-  HÄLLBLOTTNINGAR
-  GABBRO TILL DIORIT
-  MIGMATITGRANIT
-  GNEJS MED GÅNGAR OCH ÅDROR AV GRANIT
-  KVARTSIT
-  METADIABAS
-  TUFF
-  FYLLITISK SKIFFER
-  KALKSTEN

SKALA 1:75 000

0 1 2 3 4 km



SVERIGES GEOLOGISKA AB

FIGUR 2 GEOLOGISK KARTA ÖVER TAAVINUNNANENGABBRO.
DETALJ FRÅN BERGGRUNDSKARTAN SOPPERO SV, SGU SERIE AF NR. 33

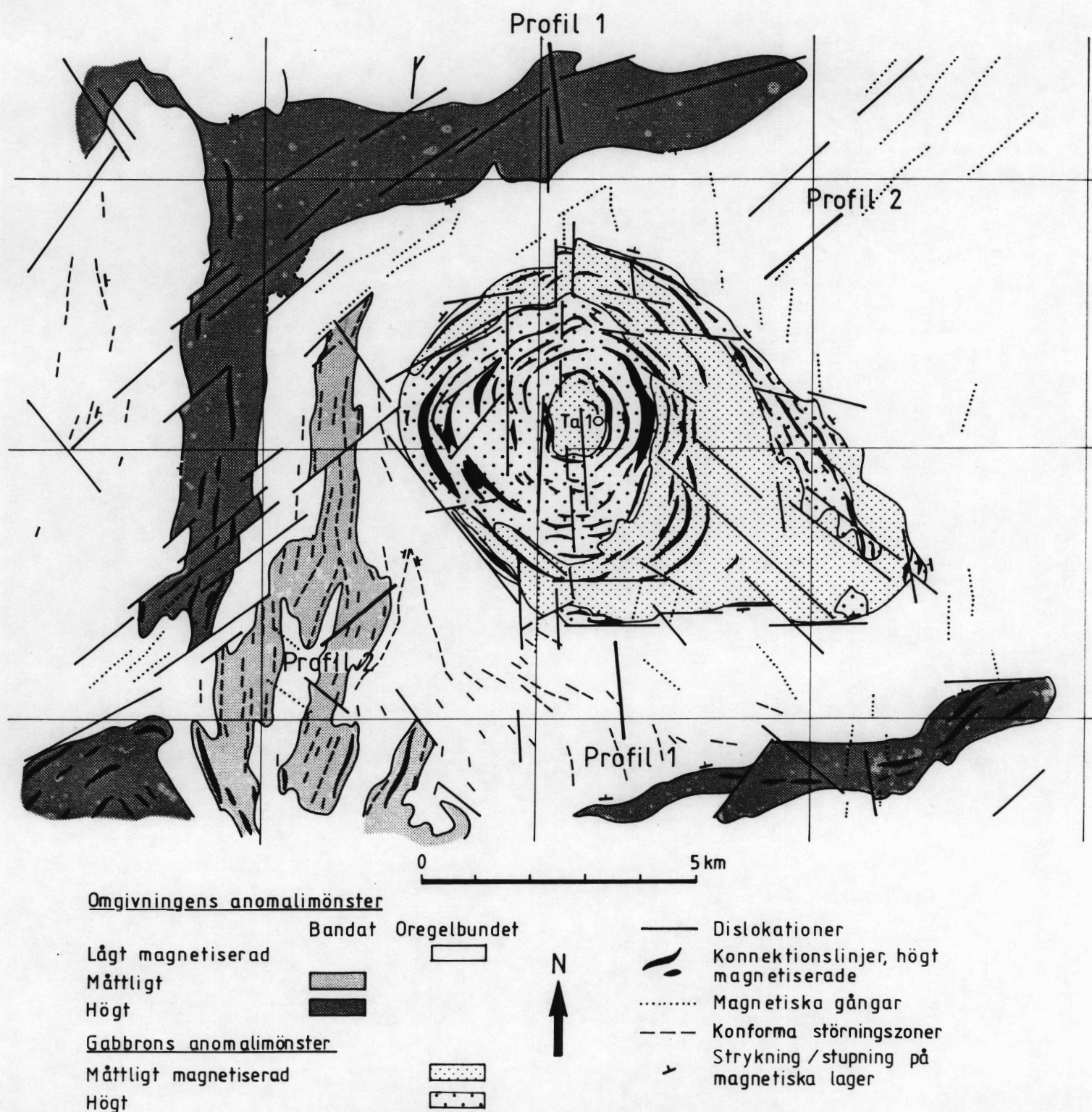


FIG. 3 FLYGMAGNETISK TOLKNINGSKARTA ÖVER TAAVINUNNANENGABBRON

2 STANDARDPROGRAMMET

Standardprogrammet för borrhålsgeofysik omfattar följande metoder:

Krökningsmätning för information om borrhålets riktning.

Naturlig gammastrålning för information om litologiska förändringar (innehåll av radioaktivt mineral).

Punktresistans (geoohm) för information om sprickor och elektriskt ledande mineral i borrhålsväggen.

Normal (1,6 m) och lateral (1,65 m) resistivitet för sprickzoner och elektriskt ledande mineral.

Självpotentialen (SP) för information om närvaro av elektriskt ledande mineral och vattenflöde till och från vattenförande sprickor.

Temperaturen för information om temperatur och temperaturgradient mot djupet samt vattenflöde in eller ut ur sprickor eller längs med borrhålet.

Borrhålsvätskans resistivitet för att erhålla borrhålsvätskans salthalt och för att få information om vattenförande sprickor.

En utförlig beskrivning av de använda metoderna föreligger i Brotzen et al, 1980 och Ahlbom et al, 1983.

Temperatur och temperaturgradient har mätts i borrhålet i Taavinnunen vid två olika tidpunkter. Båda mätningarna redovisas i denna rapport.

3. RESULTAT BORRHÅLSGEOFYSISKA MÄTNINGAR.

I föreliggande avsnitt redovisas bakgrundsdata, resultat samt tolkning från borrhålsloggningen.

Borrhål Ta 1

Koordinater i rikets nät:	755545/171601
Riktning:	106 ⁰
Lutning:	85 ⁰
Borrhålets längd:	700,80 m
Vertikal komponent (djup):	686 m
Horsontell komponent:	75 m
Borrhålets diameter:	56 mm
Nollnivån vid borrhningen:	markytan
Borrhålets höjd över havet:	c:a 675 m (ej avvägt)
Jorddjup:	17,45 m
Foderrörsdjup:	18,94 m
Borrmaskin:	XH Craelius

Borrkärneupptagen till 450 meters djup skedde i 4 meters kärnrör och därefter till borrhålets slut i 6 meters kärnrör. Kärnan har ej orienterats. Inga vattenförluster noterades under borrhningen.

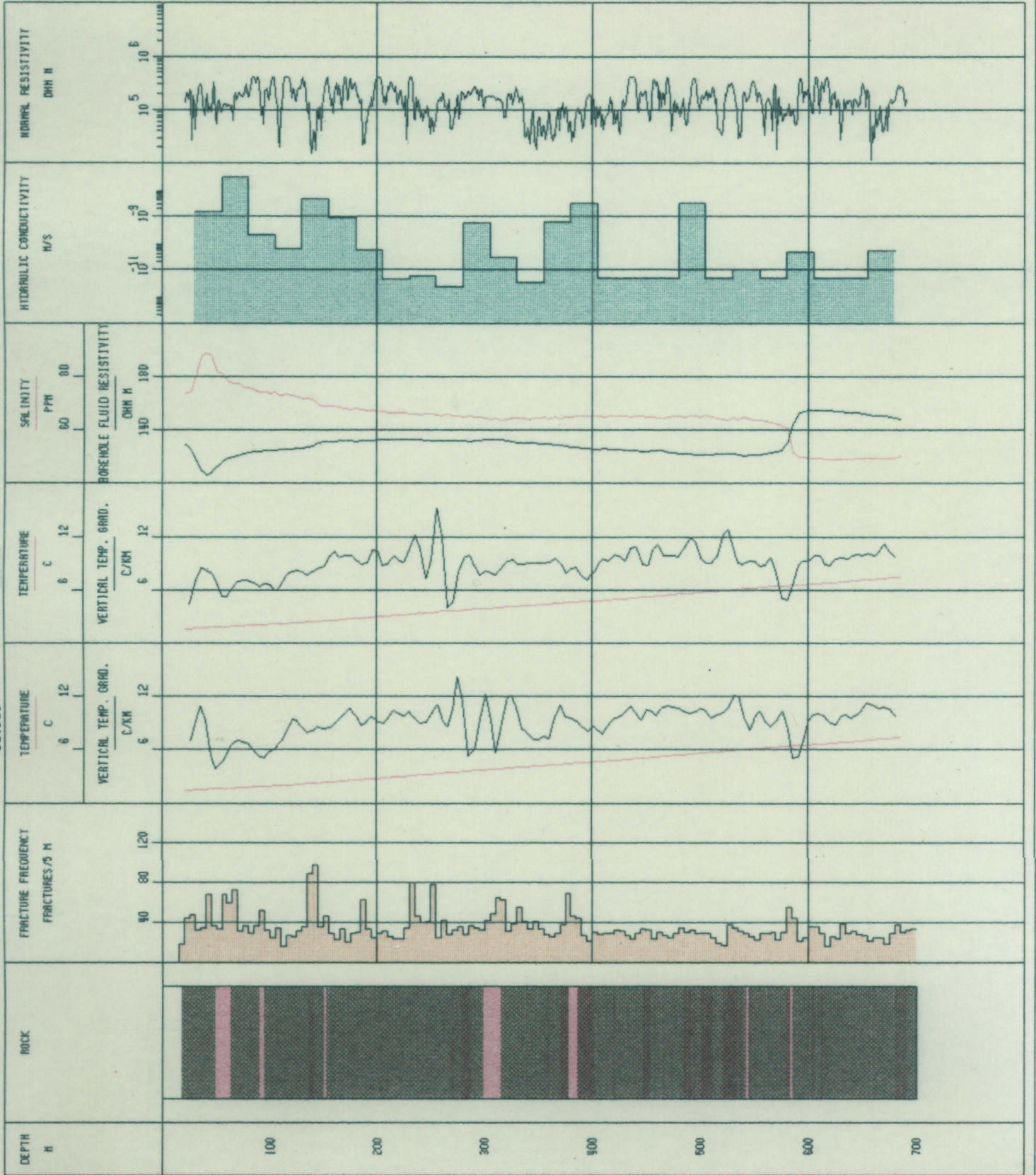
Borrhålets placering visas i figur 3. Borrhningen utfördes sommaren 1981. De geofysiska loggningarna utfördes i maj och september 1982. Övriga data om borrhålet föreligger i separat rapport (Ahlbom et al, 1982).

Borrhålet Ta 1 är ansatt 82⁰ mot N 106 E. Krökningsmätning visar att borrhålet mot djupet stupar 85⁰. Riktningen varierar också något och mot djupet är den N 122 E.

Gammaloggen visar mycket låga värden (ca 1 R/h) för borrhålet som helhet. Men vissa partier har förhöjd gammastrålning, figur 5. Bortsett från några få undantag sammanfaller dessa förhöjningar med granitiska partier. De höga värdena mellan 500-550 m kan bero på att gabbbron är omvandlad.

820525

820525



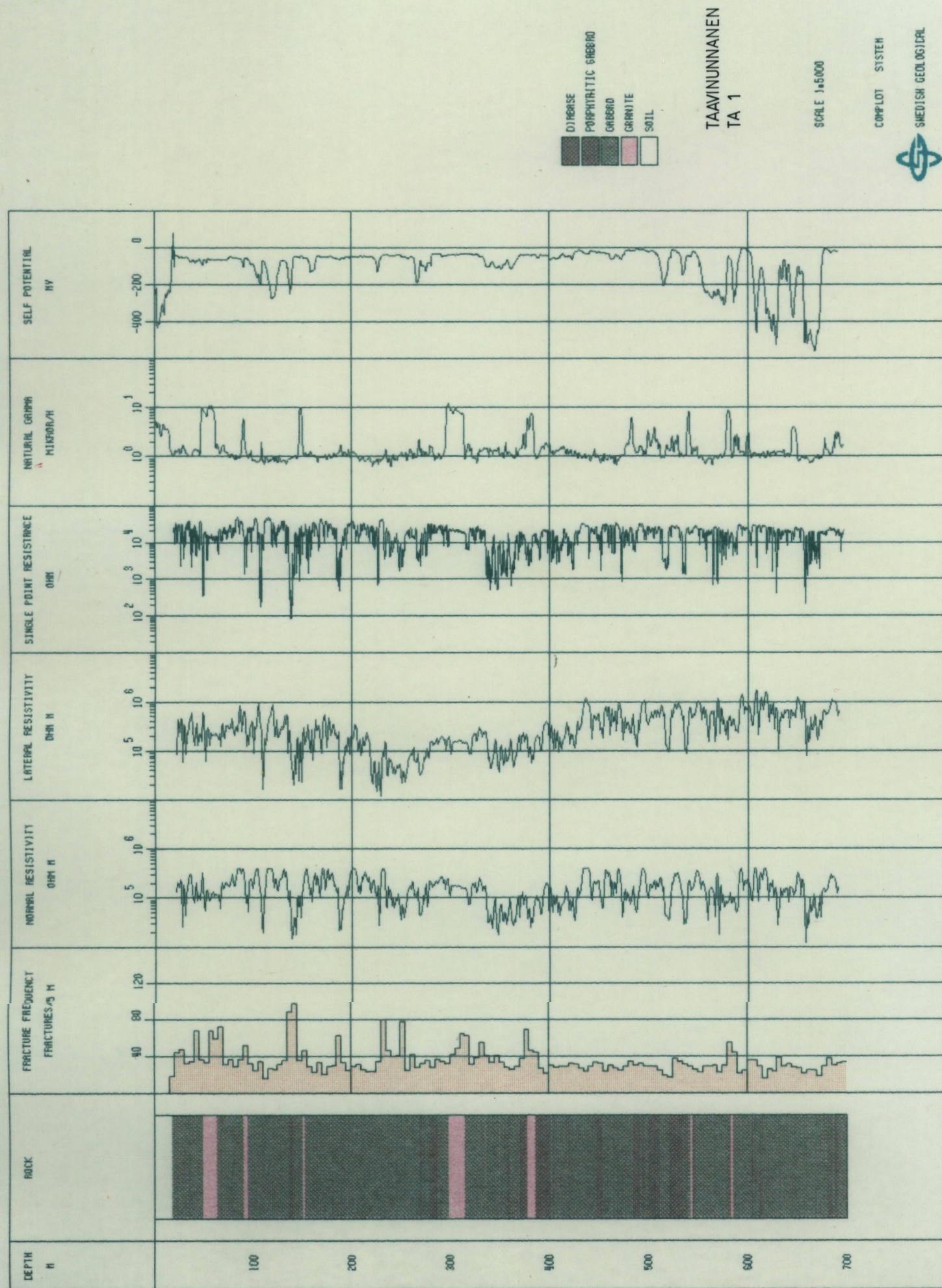
DIORITE
PORPHYRITIC GABBRO
GABBRO
GRANITE
SOIL

TA 1
TA 1

SCALE 1:5000

COMPILOT SYSTEM

SWEDISH GEOLOGICAL



Självpotentialkurvan, figur 5, uppvisar små förändringar ner till 550 meter, därefter förekommer kraftigt negativa avvikelser på kurvan. Dessa blir ännu tydligare efter 600 metersnivån. Bergarten visar ingen synbar förändring ovanför denna nivå gentemot nedanför. Om man däremot studerar parameterprovernas mineralsammansättningen ser man att magnetkis förekommer rikligare där SP-kurvan har negativa avvikelser. Negativa drag på SP-kurvan ovanför 550 m, kan också förklaras med ökat inslag av sulfider, främst pyrit.

Genomsnittliga sprickfrekvensen är hög för borrhålet (7,12 sprickor/m) figur 4 och 5. Högsta sprickfrekvensen förekommer mellan 136 och 147 meter, men även sektionerna 230 - 235 och 375 - 384 meter har hög sprickfrekvens. Dessa nivåer sammanfaller i stort sett med breda gångar av granit och aplit, som har en avvikande mekanisk kompetens än gabbbron. Kompetensskillnaden medför att vid tektonisk påverkan bryts den spröda bergarten granit och aplit lättare sönder. De ovannämnda nivåerna har ofta också hög hydraulisk konduktivitet.

Av resistivitetsmätningarna, figur 5, framgår att de lägsta genomsnittliga resistivitetererna erhålls inom avsnittet 340-430 m. Detta parti av borrhälskärnan har mer sulfider i form av pyrit än resterande del. Det märks också en svag negativ avvikelse på SP-kurvan på detta avsnitt. De hydrogeologiska mätningarna visar även högre hydraulisk konduktivitet på avsnittet 355-405 m (c:a 10^{-9} m/s på 25 m:s sektioner) (Gentzschein, 1983).

Den låga resistiviteten är sannolikt en sammanvägd effekt av strömtransport både genom de vattenförande sprickorna och ett sammanbundet nätverk av sulfidförande sprickor.

Temperaturmätningar i borrhålet har gjorts vid två tillfällen, 820525 och 820909, figur 4. Temperaturkurvan från den senare mätningen ligger på en något högre nivå, men det sker en utjämning mot djupet. Vid borrhålets slut är nivån nästan densamma. Denna förändring är svårtolkad, då årstidsvariationer vanligen märks i borrhålets allra översta del. En möjlig förklaring är att mycket smältvatten är i omlopp under maj månad och en mindre del av detta rinner ner i borrhålet och orsakar en svag avkylning i stort sett hela dess längd. Mätningarna

ger inte något belegg för att det är några stora vattenrörelser i borrhålet. Vid 250-330 m är temperaturgradientkurvan orolig. Detta kan bero på att vatten injekterats in i sprickor vid borrhningen. Den positiva temperaturgradienten vid 530 m tyder på inflöde av vatten och den negativa temperaturgradienten vid 585 m kan tyda på utflöde av vatten från borrhålet.

Borrhålsvätskans resistivitet minskar normalt något mot djupet. Resistiviteten i detta borrhål visar däremot en drastisk ökning vid 580 m. Denna kraftiga ökning måste bero på att man har en stagnant miljö med "sött" vatten dvs. vatten med låg kloridjonhalt (figur 4). Detta stagnanta vatten, som har en ledningsförmåga som i stort motsvarar ytvatten, har sannolikt tillförts borrhålet vid borrhningen, dvs vid kylningen av borrhkronan. Detta antagande verkar riktigt med hänsyn till att ett utflöde har konstaterats med hjälp av temperaturkurvan precis vid det stagnanta vattnets övre nivå. Generellt sett ligger emellertid resistivitetsnivån relativt högt i hela borrhålet.

I figur 4 har salthalten (saliniteten) beräknats. Borrhålsvätskans resistivitet beror dels på mängden löst salt i vattnet och dels på temperaturen hos vattnet, som påverkar joner-
nas mobilitet. Om borrhålsvattnets resistivitet och temperatur är känd för varje mätpunkt kan vattnets salthalt i varje mätpunkt beräknas. Salthalten har beräknats för ekvivalent natriumkloridlösning (NaCl) uttryckt i ppm utifrån uppmätt temperatur och resistivitet på borrhålsvattnet. Salthalten $S(x)$ har beräknats enligt nedanstående formel, som är härledd från McNeill (1980):

$$S(x) = \frac{1}{\rho(x) \sigma (25^{\circ}\text{C}) (1 + \beta(T(x) - 25^{\circ}\text{C}))}$$

där $\rho(x)$ = uppmätt resistivitet för djupet x

$T(x)$ = uppmätt temperatur för djupet x

(25°C) = salthaltskoefficient = 0,00022 mho/m per ppm NaCl

β = temperaturkoefficient = 0,022 per $^{\circ}\text{C}$

Ovannämnda formel gäller endast under förutsättning att den elektriska ledningsförmågan enbart beror på borrhålsvätskans salthalt och temperatur, vilket är en sanning med modifikation. Andra joner än kloridjoner inverkar också på ledningsförmågan, liksom kolloidala partiklar, om än i mindre grad.

Salthalten i borrhålet i Taavinunnenen ligger på cirka 65 ppm ner till 580 meters djup. Därefter sänks salthalten till omkring 50 ppm.

4. PARAMETERMÄTNING

För att undersöka de fysikaliska egenskaperna i berggrunden i Taavinunнанen har 76 bergartsprover tagits från borrhärnan. Av dessa är 71 gabbroprover med varierande kornstorlek. En del är provtagna i tektoniserade avsnitt. Några prover har förgrovade pyroxen och hornbländekrystaller. Fem prover utgörs av ljust grå till röd granit. Proverna har tagits från 68 till 699 meters djup och är parametermätta med avseende på densitet, magnetisk susceptibilitet, magnetisk remanens, resistivitet, inducerad polarisation och porositet. Resultatet av parametermätningarna presenteras i sammanfattande tabeller och figurer.

4.1 Densiteten

Densiteten återspeglar främst bergartens mineralsammansättning, figur 6. Där ljusa mineral (kvarts, fältspat m.m.) har låg densitet, medan mörka mineral (biotit, pyroxen m.m.) har hög densitet ($>3.0 \text{ g/cm}^2$). Medeldensiteterna för respektive bergart finns i tabell 1 nedan.

Tabell 1.

Bergart	Antal prover	Medeldensitet (g/cm^2)
Gabbro	71	3.05
Granit/aplit	5	2.62

Undersökningen visar att borrhärneproverna faller rätt väl inom det sammansättningsintervall, som kan förväntas av respektive bergart (Henkel, 1976). Man kan också se att de grovkorniga gabbroproverna har en högre densitet än de finkorniga. En sammanställning av resultatet finns redovisad i figur 6.

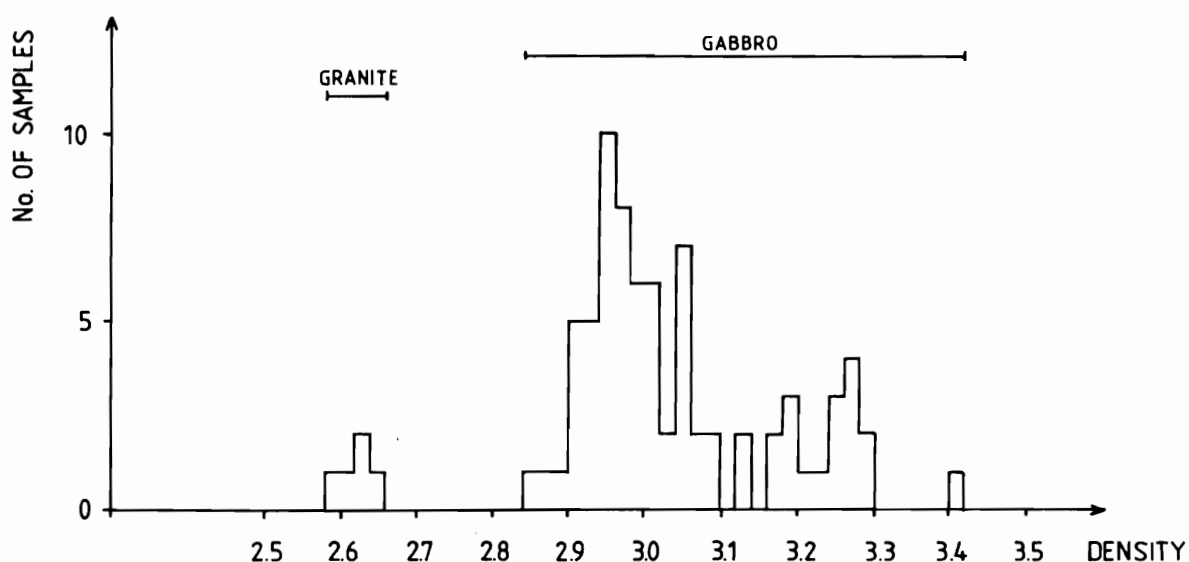


FIG.6 DISTRIBUTION OF DENSITIES OF DIFFERENT TYPES OF ROCKS.

4.2 Magnetisk susceptibilitet

Fördelningskurvan för susceptibilitet, remanens, resistivitet och porositet kommer att redovisas i logaritmisk skala. Medelvärdena för dessa kommer också att anges som logaritmiskt medelvärde.

Mätningen av susceptibiliteten på borrhärneproven visar följande medelvärden för gabbro respektive granit (tabell 2).

Tabell 2.

Bergart	Antal prover	Susceptibilitet (cgs)
Gabbro	71	$4,58 \times 10^{-3}$
Granit/aplit	5	$2,91 \times 10^{-5}$

Medelvärdet av den magnetiska susceptibiliteten för gabbbron är hög, eftersom bergarten innehåller en hel del ferromagnetiska mineral (magnetit, magnetkis bl.a.), figur 7.

Medelvärde av magnetiska susceptibiliteten för graniten är avsevärt lägre än för gabbro, vilket är naturligt (figur 8). Detta är ett vanligt förhållande eftersom granit och kiselrika (sura) bergarter i allmänhet är fattigare på magnetiska mineral jämfört med gabbro och andra mer kiselfattiga (basiska) bergarter.

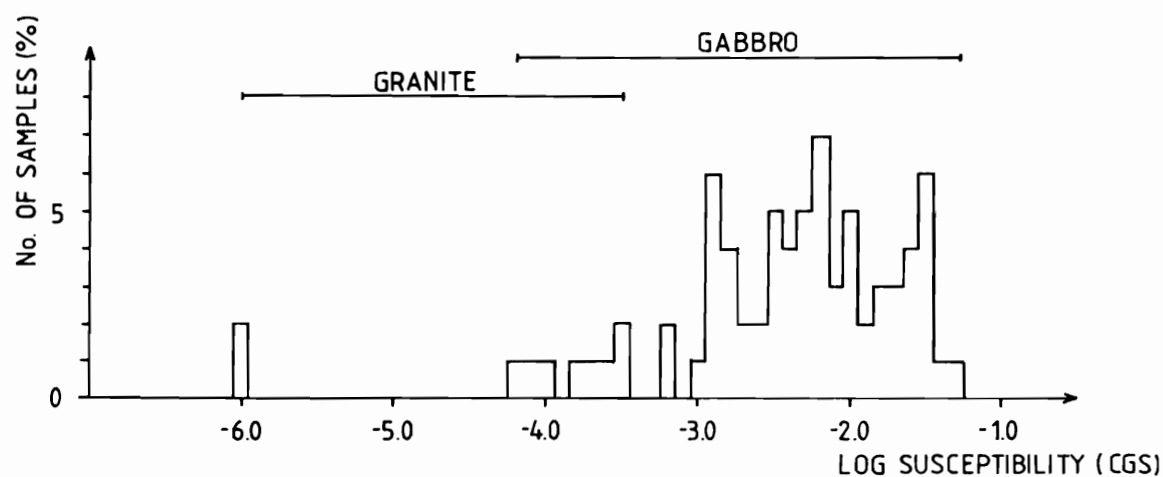


FIG.7 DISTRIBUTION OF THE SUSCEPTIBILITY MEASUREMENTS OF DIFFERENT TYPES OF ROCKS.

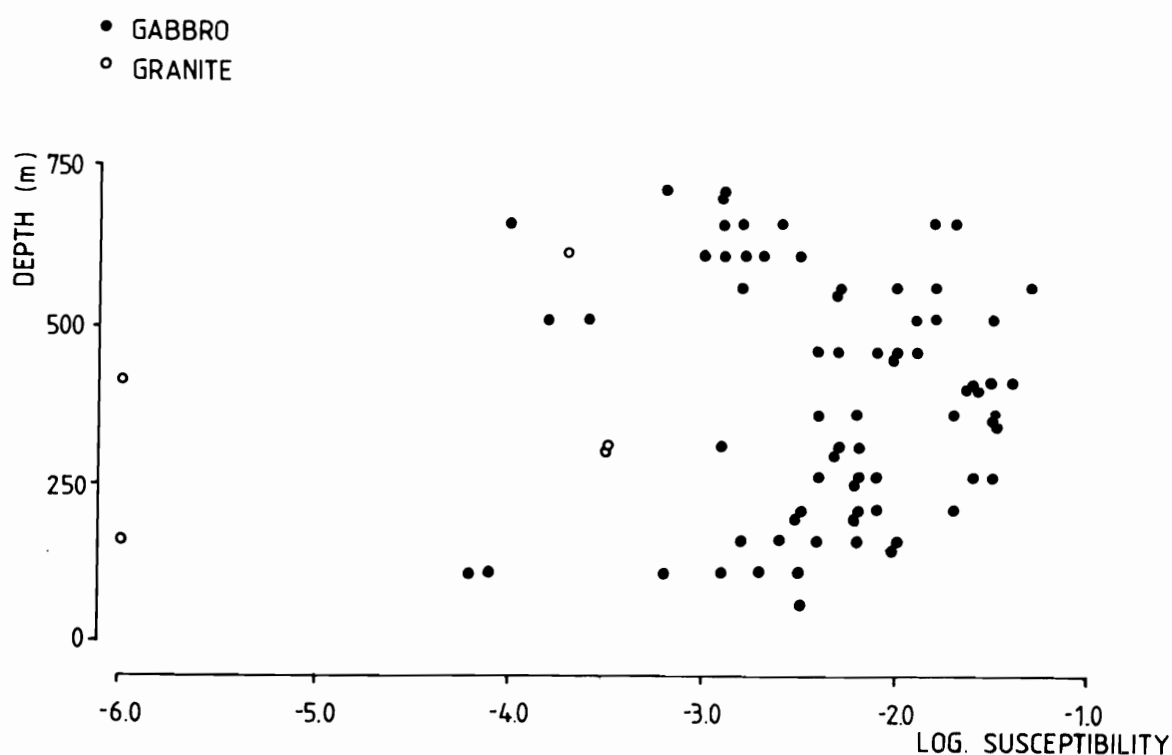
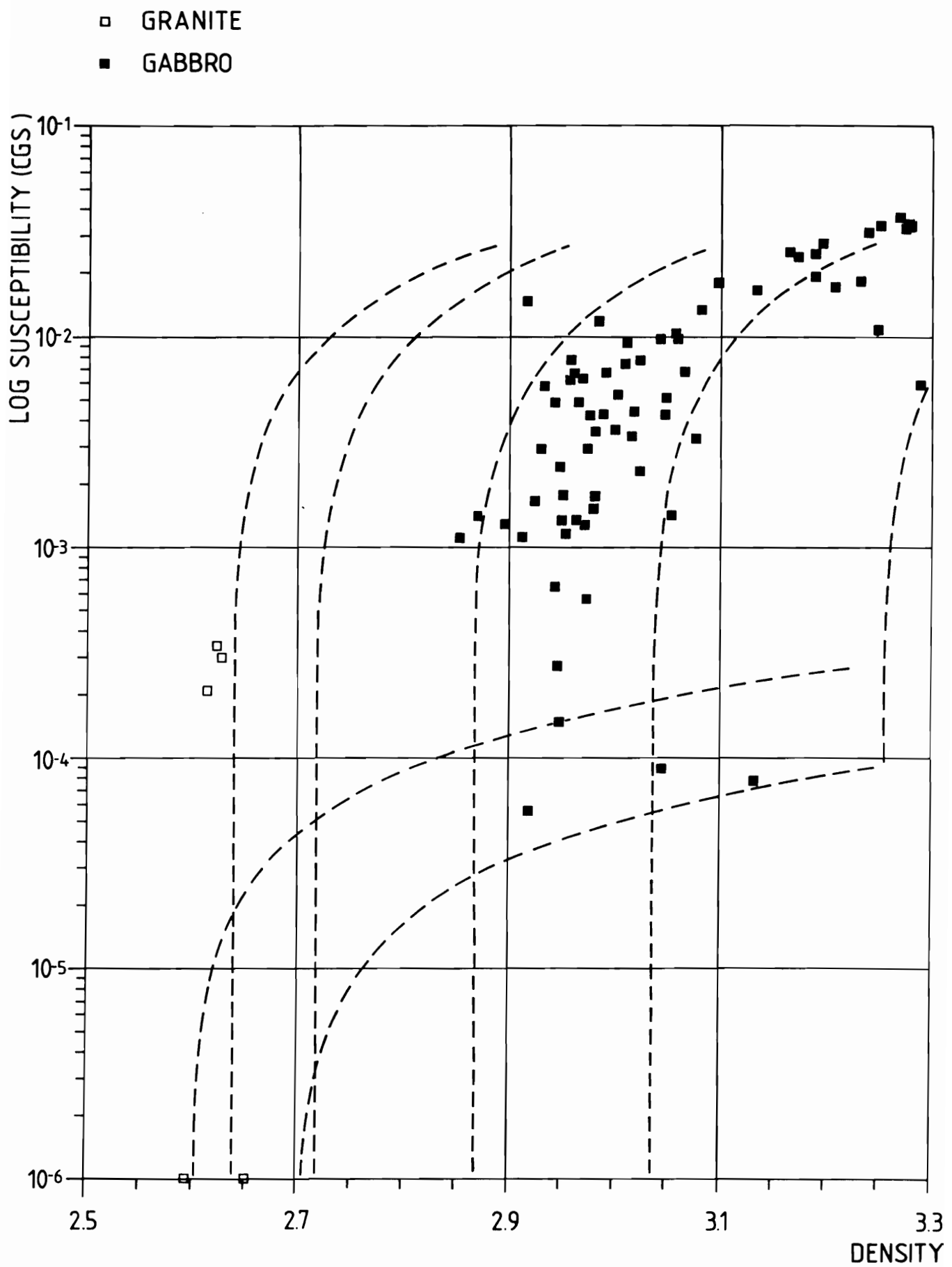


FIG.8 MAGNETIC SUSCEPTIBILITY VERSUS DEPTH.



4.3 Magnetisk remanens

Mätningarna av remanensen på borrhärneproven visar följande medelvärden för gabbbron respektive graniten (tabell 3).

Tabell 3

Bergart	Antal prover	Remanens (cgs)
Gabbro	71	1.94×10^{-3}
Granit/aplit	5	7.54×10^{-6}

Bergartsproverna uppvisar stor spridning i magnetisk remanens figur 10. Remanensvärdena är i stort sett normalfördelade med sin huvudsakliga gruppering mellan 10^{-2} och 10^{-4} .

Förhöjd susceptibilitet motsvaras ofta också av en hög remanens (figur 12). Oftast är susceptibiliteten högre än remanensen, således har proverna vanligtvis högre inducerad magnetisering jämfört med remanent.

Man kan även plotta remanensen mot djupet för bergartsproverna (figur 10). Figuren visar en svag ökning av remanensen mot djupet. Proverna är endast orienterade relativt borrhålsaxeln, vilket medför att den magnetiska remanensens riktning in situ ej går att fastställa.

Prover med finkornig gabbro har lägre remanens än de övriga gabbroproverna. De omvandlade och tektoniskt påverkade gabbroproverna verkar ha högst remanens.

Förhållandet mellan remanent och inducerad magnetisering (Q-värde) varierar för gabbbron mellan 0,07 - 20 och för graniten mellan 0,1 - 0,6 (se figur 11 och 12).

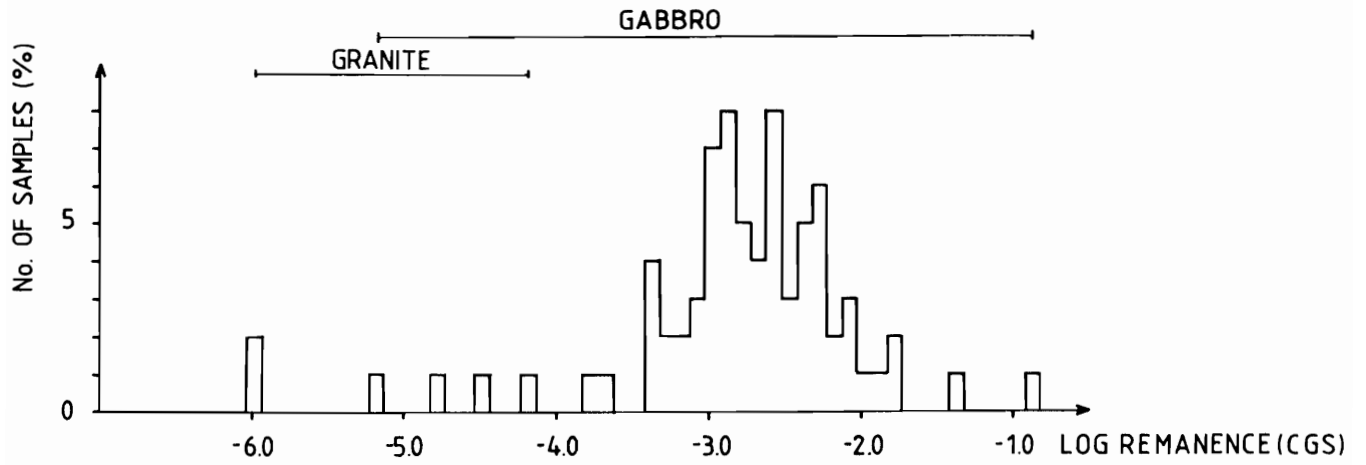


FIG.10 DISTRIBUTION OF THE MAGNETIC REMANENCE MEASUREMENTS OF DIFFERENT TYPES OF ROCKS

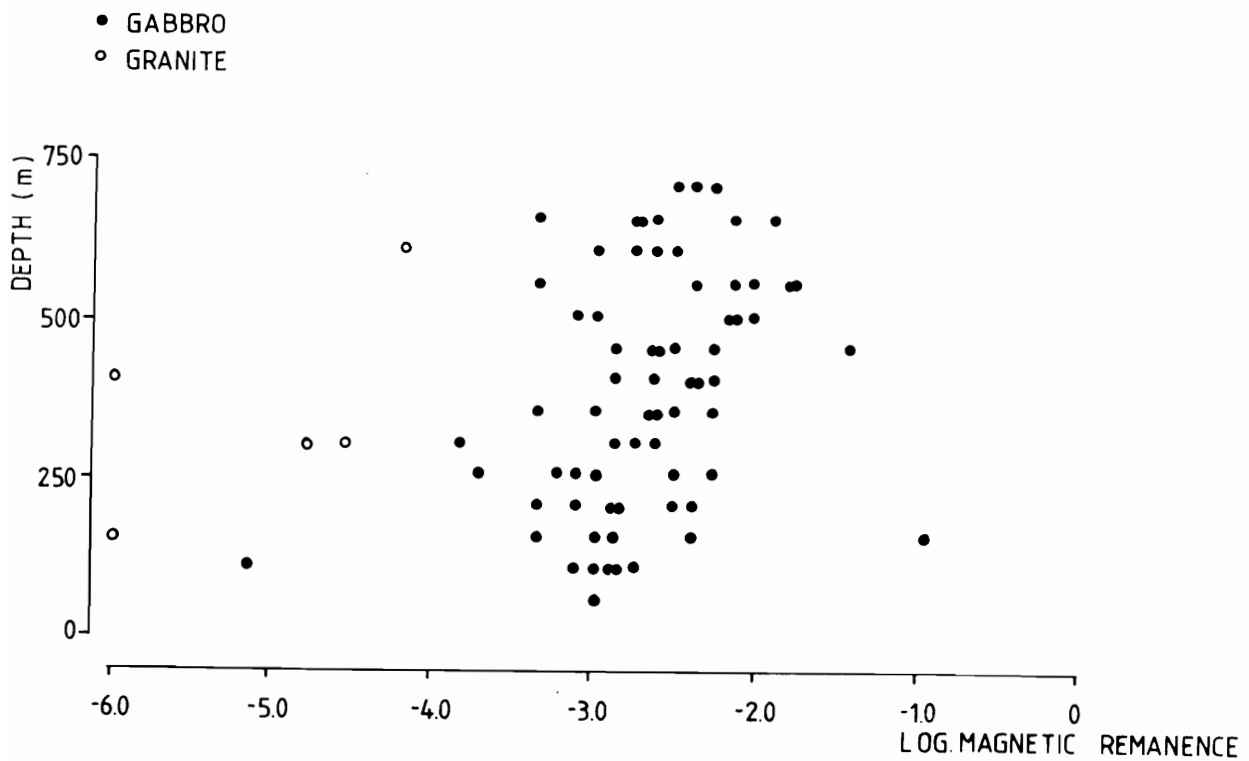


FIG.11 MAGNETIC REMANENCE VERSUS DEPTH

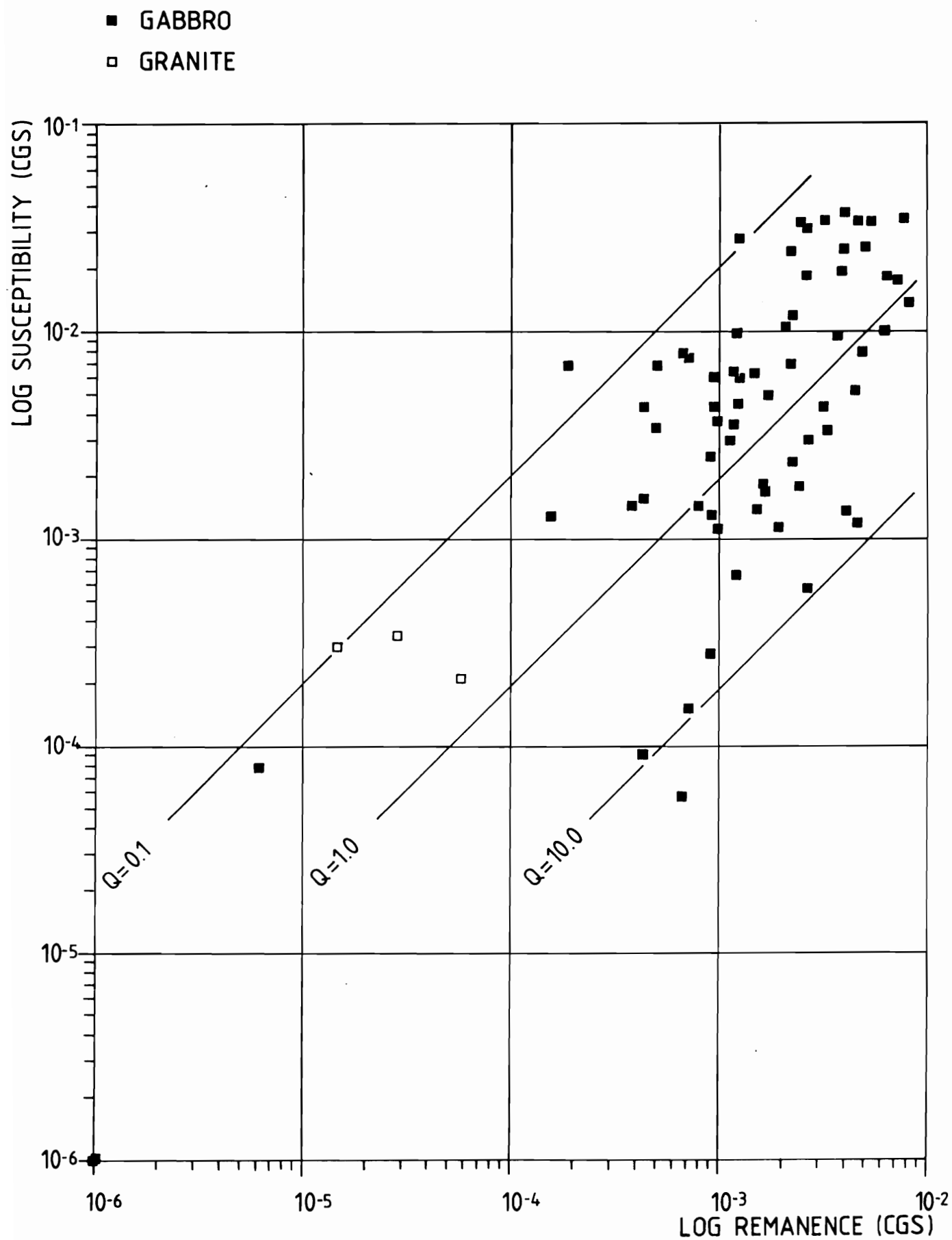


FIG. 12 LOG SUSCEPTIBILITY VERSUS LOG REMANENCE

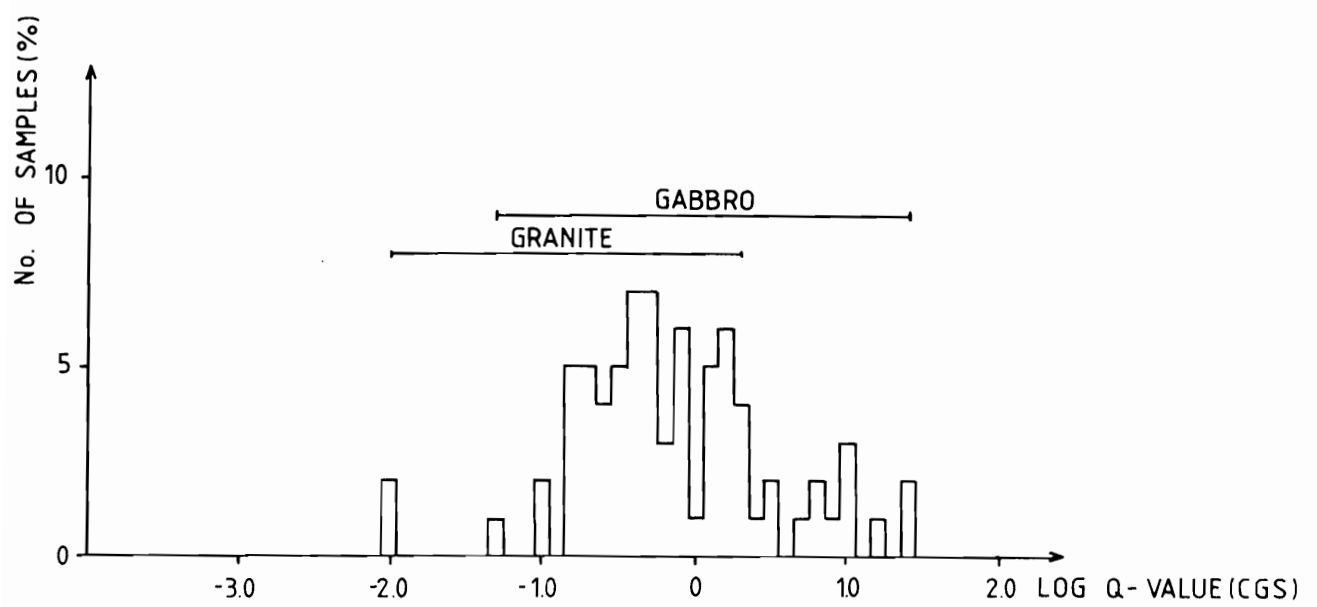


FIG.13 THE Q-RATIO DISTRIBUTION OF DIFFERENT TYPES OF ROCKS

4.4 Resistivitet och inducerad polarisation

Resistiviteten i berggrunden beror på bl.a. bergartens porositet, vattenhalt och innehåll av elektriskt ledande mineral. Ju bättre kontakt det är mellan porerna och de elektriskt ledande mineralen, desto lägre resistivitet.

I Taavinunna förekommer en del mineral med god ledningsförmåga bl. a. sulfidmineral. Variationer i bergartens sammansättning med avseende på dessa mineral påverkar ofta IP-effekten. Det räcker med mycket små förändringar i mineralsammansättningen för att IP-effekten ska ändras. Ofta kan dessa små förändringar inte ses med blotta ögat, utan kan endast bestämmas genom mikroskopering eller kemisk analys av bergarten. Själva IP-effekten orsakas av elektrokemiska förlopp vid gränsytan mellan ledande mineral.

I tabell 4 framgår att graniten har en låg resistivitet och gabbro har en hög. Detta torde indikera att granitproverna håller högre frekvens av mikrosprickor än gabbro. IP-effekten är låg för graniten och högre för gabbro. I gabbro förekommer mindre koncentrationer av ledande mineral, framförallt sulfidmineral, som pyrit och kopparkis. Dessa är tydligen disseminerade dvs. jämnt fördelade så att de saknar inbördes kontakt och inverkar därför mycket lite på resistiviteten.

Tabell 4. Resistivitet och IP-medelvärde för olika bergarter.

Bergart	Ant. mätningar	Resistivitet (ohm-m)	IP-effekt (%)
Gabbro	71	72 330	12,26
Granit/aplit	5	6 435	0,77

I figur 14 visas IP-effekten och dess variation mot djupet. Det är svårt att tolka ett samband mellan IP och djup.

Borrkärneproverna från Taavinunnaan visar relativt hög genomsnittlig resistivitet. 78 procent av proverna har mer än 10 kohm-m (10 000 ohm-m), figur 15. Spridningen är stor, från 0,3 - 4140 kohm-m.

Resistiviteten korrelerad med djupet (figur 16) uppvisar ej markanta variationer eller trender. Däremot kan man se att pyritrika lager i borrhålet 250 - 285 och 335 - 375 meter (enligt borrhärnekarteringen) har lägre resistivitet och framförallt mindre spridning.

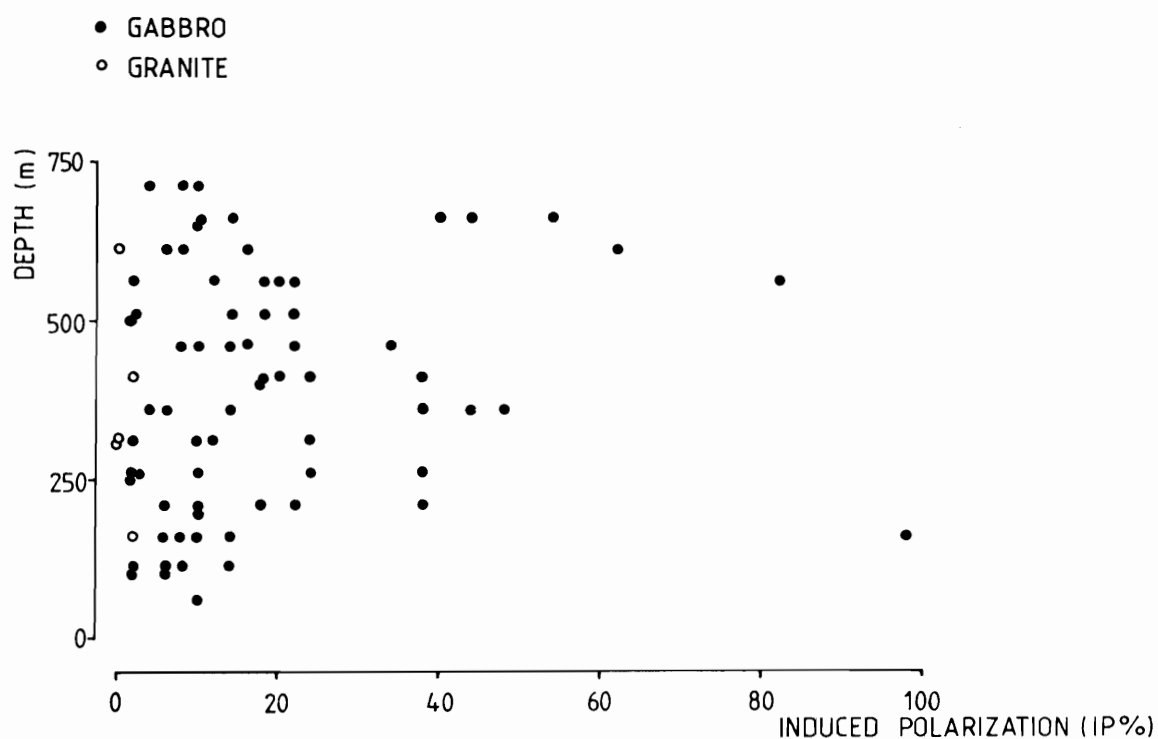


FIG.14 INDUCED POLARIZATION VERSUS DEPTH

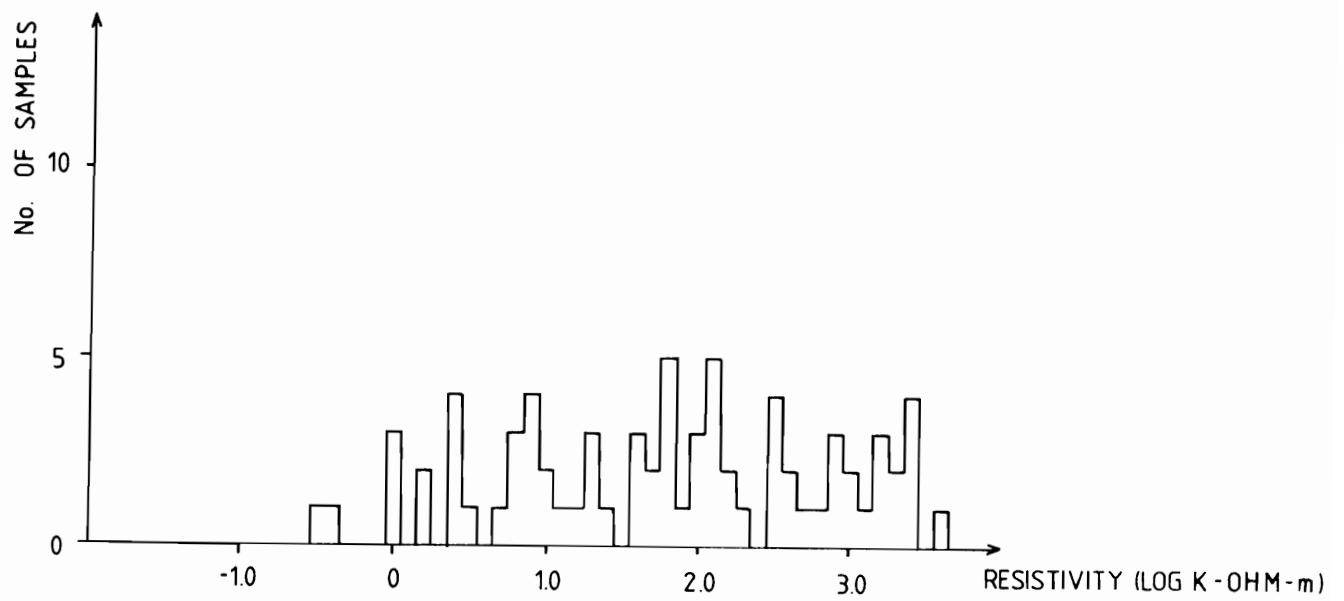


FIG. 15 RESISTIVITY DISTRIBUTION OF DIFFERENT ROCK TYPES

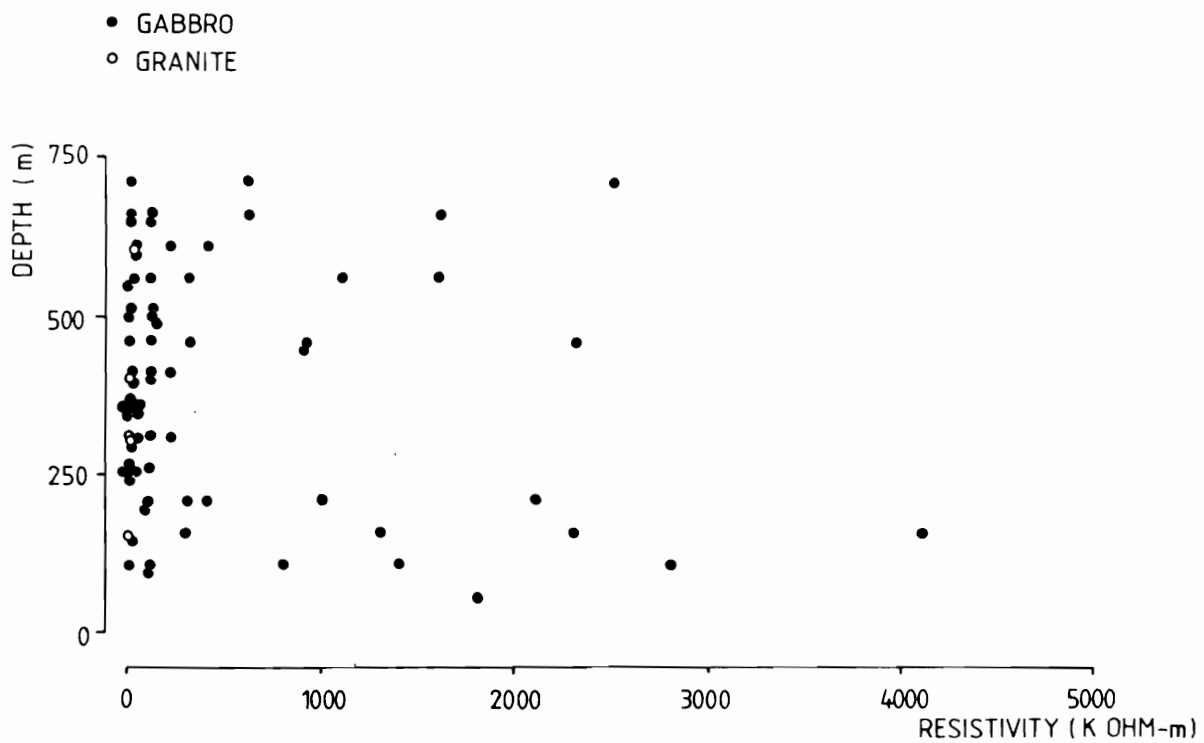


FIG. 16 RESISTIVITY VERSUS DEPTH

4.5 Porositet

I kristallin berggrund är det i huvudsak sprickorna, som utgör berggrundens porer (Norton et al, 1977). Det mest intressanta är den så kallade effektiva porositeten dvs. bergartens sammanhängande porer, som utgör transportväg för grundvattnet. En sammanställning av erhållna porositetsmedelvärden för gabbro och granit från borrhålet i Taavinunnanen ges i tabell 5.

Tabell 5. Porositetsmedelvärden för olika bergarter.

Bergart	Antal mätningar	Porositet (%)
Gabbro	71	0,12
Granit/aplit	5	0,59

Porositetsmätningen visar en bimodal logaritmerisk normalfördelning, se figur 17. De kiselrika (sura) bergarterna, granit och aplit, har normalt en högre porositet, än den kiselfattiga (basiska) gabbro. Detta visar att de kiselrika bergarterna har en högre frekvens av mikrosprickor i mellanmassan (dvs i bergmassan mellan större sprickor).

De fem granitproverna visar en spridning från 0,38 till 0,98 %, medan gabbroproverna visar en spridning från 0,01 till 0,62 %. Basiska bergarter, typ gabbro, är mer hållfasta (kompetenta) och påverkas mindre av mekaniska påfrestningar än sura bergarter.

Figur 18 visar porositetsvärden plottade mot djupet. De flesta proverna visar låga porositetsvärden, men med ganska stor spridning. Det är svårt att se någon trend mot djupet. Möjligen kan man se att spridningen blir mindre mot djupet. En orsak till att proverna inte visar en tydlig tendens till minskad porositet med tilltagande djup beror sannolikt på att laboratorieprover ej har samma litologiska tryckförhållanden som "in situ" (Simmons, 1968).

Porositetsinflytandet på bergarternas resistivitet är en funktion av de elektriska ledningsvägarna, som utgör flödes- och diffusionsporer (Magnusson et al, 1983). Figur 19 visar förhållandet mellan porositet och resistivitet för gabbbron och graniten. Korrelationskoefficienten är låg (0,177) för gabbbron och hög (0,886) för graniten.

Kurvanpassningen till mätdata för sambandet mellan porositet och resistivitet är:

$$\text{f r gabbbron} \quad \rho_1 = 10^{3,61} \phi^{-1,14}$$

$$\text{för graniten} \quad \rho_2 = 10^{3,47} \phi^{-1,34}$$

Formeln bygger på det empiriska sambandet mellan porositet, porvattnets resistivitet och bergartens resistivitet som framtagits av Archie (1942):

$$F = \frac{\rho}{\rho_w} = a \phi^b$$

Där, ρ = bergarternas resistivitet, ρ_w = porvattnets resistivitet, ϕ = volymsandelen porer, a och b = koefficienter i funktion av bergarterns sammansättning och porernas geometri.

F-värdet är intressant endast om bergarterna uppvisar homogena och isotropa egenskaper. Dessutom skall berggrunden vara fri från elektriskt ledande mineral typ sulfider/grafit.

I Taavinunnanen är för gabbbron inget av de båda villkoren uppfyllda. För graniten är åtminstone det andra villkoret uppfyllt.

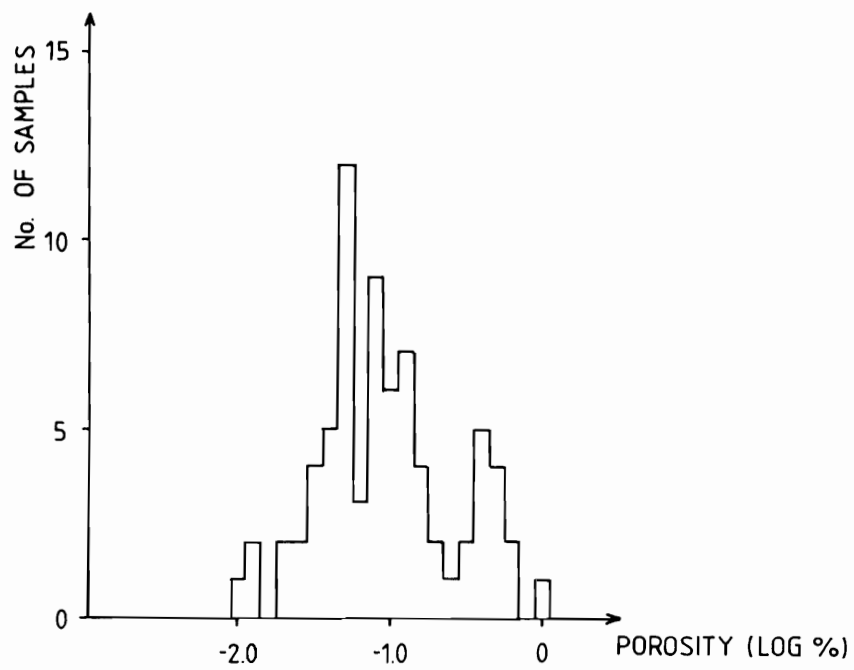


FIG.17 POROSITY DISTRIBUTION OF DIFFERENT ROCK TYPES

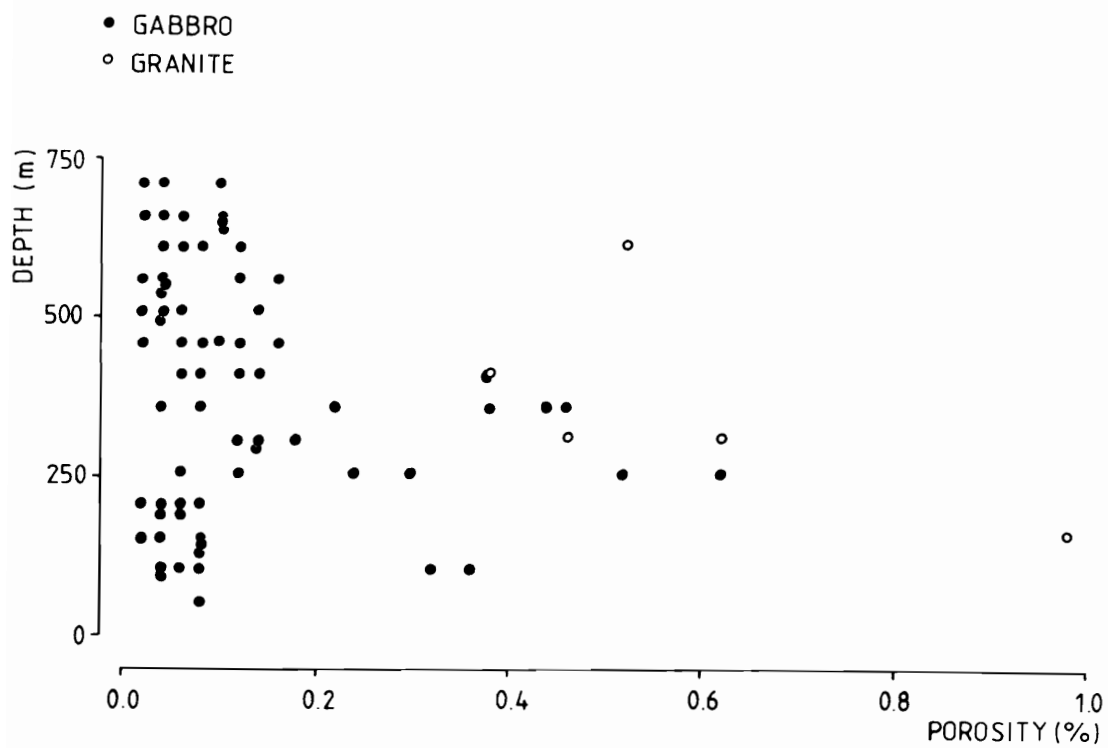


FIG.18 POROSITY VERSUS DEPTH

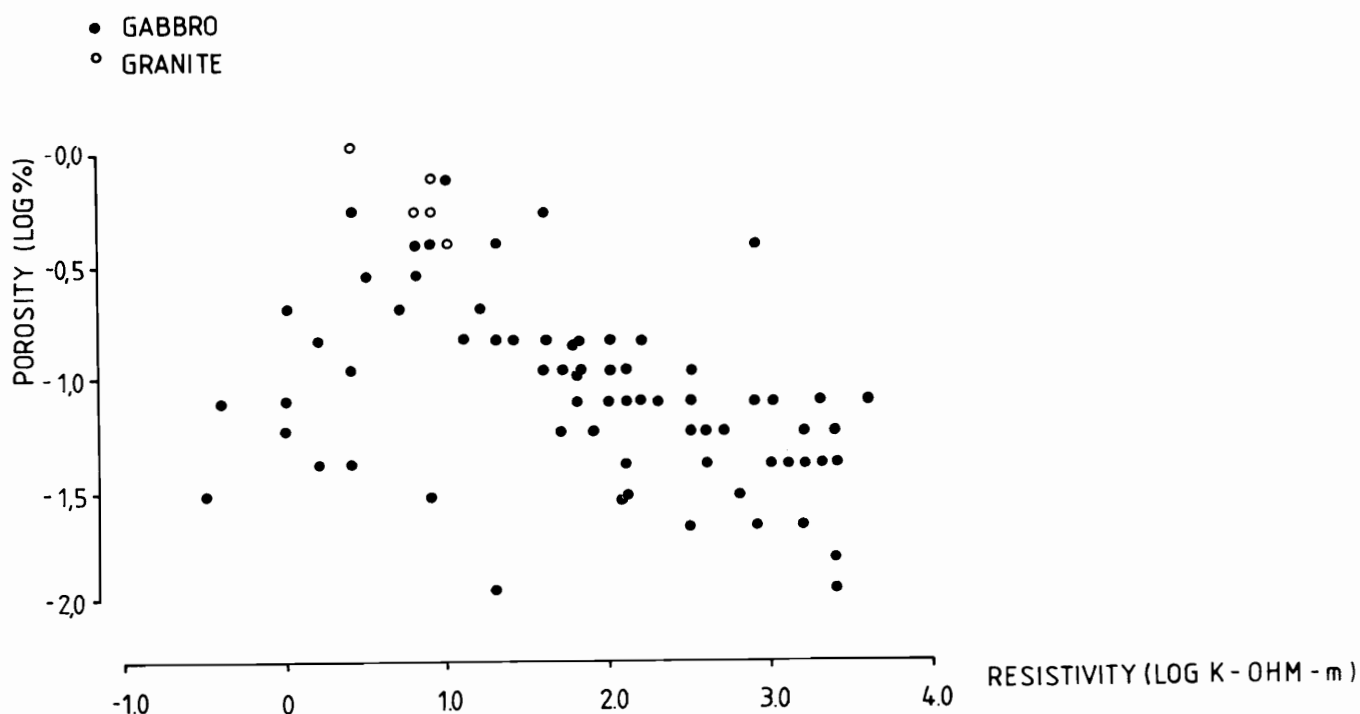


FIG.19 POROSITY VERSUS RESISTIVITY OF DIFFERENT ROCK TYPES

5. Slutsatser

Borrhålsloggningen i Taavinunnanen visar ett borrhål, som är relativt homogent och utan större sprick- och krosszoner (figur 4 och 5). Den högre sprickfrekvensen vid de granitiska partierna framkommer till viss del på resistivitetskurvorna. SP-kurvan visar i stort sett förekomsten av magnetit och sulfidmineral. Temperaturkurvorna påvisar inga större vattenrörelser, utom vid 250 - 330 meter, där temperaturgradienten är orolig. Även vid 530 och 585 meter sker ett visst vattenflöde.

Den hydrauliska konduktiviteten visar vattenflöden, där sprickfrekvensen är hög, med ett undantag. Det är mellan 480 och 505 meter (figur 5). Men även enstaka sprickor kan föra mycket vatten (Magnusson och Duran, 1983).

Paramettermätningen bekräftar att gabbbron är inhomogen och har varierande halter av magnetit och sulfidmineral. Graniten har låg IP-effekt, medan gabbbron har relativt hög. Man kan också se att sulfidmineralkornen förekommer disseminerade dvs. jämnt fördelade i gabbbron. Sambandet mellan porositet och resistivitet är tydligt för graniten och mindre tydligt för gabbbron.

REFERENSER

SGAB = Sveriges Geologiska AB

PRAV = Programrådet för Radioaktivt Avfall, Stockholm

Ahlbom, K., Carlsson, L. och Olsson, O., 1983: Metodik vid undersökning av platser möjliga för förvaring av radioaktivt avfall. KBS teknisk rapport TR 83-43.

Ahlbom, K., Henkel, H., Scherman, S. och Tiren, S., 1981: Rekognoserande studier för typområden i mellersta och norra Norrland under 1979-1980. Rapport PRAV 4.22.

Ahlbom, K., Larsson, S. Å. och Olikieewics, A., Borrkärne- och ytkarteringsresultat från Taavinunnanengabbron. SGAB, 1982-12-30.

Archie, G. E., 1942: The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characterization, Trans. Amer. Inst. Mining and Metal. Eng vol. 146, pp. 54 - 62.

Brotzen, O., Duran, O. och Magnusson, K. Å., 1980: Utvärdering av geofysiska borrhålsundersökningar, PRAV 4.14.

Gentzschein, B., Hydrogeologiska undersökningar i Taavinunnanengabbron. SGAB, 1983-10-25.

Henkel, H., 1976: Studies of Density and Magnetic Properties of Rocks from Northern Sweden. Pageoph., vol 114. Birkhäuser Verlag, Basel.

Magnusson, K. Å., Duran, O., 1983: Jämförande studie av kärngranskning, TV-granskning, borrhålsgeofysiska mätningar och vatteninjektio tester. SGAB, internrapport.

Mc Neill, T. D., 1980: Electrical conductivity of soils and rocks, Geonics Limited, Technical note TN-5, Mississauga, Ontario, Canada.

Norton, D., Knapp, R., 1977: Transport phenomena in hydrothermal systems: The nature of porosity. American Journal of Science 277.

Simmons, G., Nur, A.; 1968: Granites: Relation of Properties in site to laboratory Measurements. Science, vol. 162.

APPENDIX

GEOFYSISKA BORRHÅLSMETODER

Inledning

I det standardprogram som genomförs på typområdena ingår följande geofysiska borrhålsmetoder.

Krökningsmätning

Geohmmätning

Gammastrålningsmätning

Resistivitetsmätning

Självpotentialmätning

Inducerad polarisationsmätning

Temperaturmätning

Mätning av borrhålsvätskans resistivitet

Geokemiska mätningar

Dessa metoder ger olika slags information om berggrunden och borrhålsvätskan.

Borrhålets geometri

Inmätning av borrhålets läge sker med hjälp av krökningsmätning. Krökningsmätaren mäter riktningen hos borrhålet i vertikal- och horisontalplanet. Detta sker med hjälp av en inklinometer och en kompass vars lägen mäts elektriskt.

Förutom borrhålets orientering erhålls viss information om de styrande strukturerna i berggrunden genom att borrhålet tenderar att antingen följa eller övertvära strukturerna beroende på i vilken vinkel borrhålet skär dessa.

Mineralogi och berggrundssammansättning

Den naturliga gammastrålningen hos berggrunden registreras med en scintillometer. Registreringen sker kontinuerligt på skrivare i uR/h. Den naturliga gammastrålningen bestäms i huvudsak av radioaktiva isotoper såsom uran, thorium och kalium. Mängden av dessa isotoper varierar mellan olika bergarter vilket innebär att bergarterna skiljer sig åt i strålningsintensitet. Gammaloggresultaten kan med fördel användas vid kärnkarteringen för att lättare konstatera mineralogiska skillnader inom bergarter samt bergartskontakter.

Vid inducerad polarisationsmätning lägger man på ett elektriskt fält på berggrunden under en viss tid för att därefter ändra riktning på strömmen. Strömmen kommer dels att ledas av elektriskt ledande mineral och dels av den omgivande elektrolyten (jonledning). Gränsskiktet mellan de elektriskt ledande mineralen och porvattnet kommer då att fungera som kondensatorer och joner av olika polaritet kommer att koncentreras till ändarna av mineralkornen, dessa polariseras. Detta innebär att spänningsskillnader kommer att byggas upp på ömse sidor om elektriskt ledande mineral. När strömmen bryts kvarstår denna spänningsskillnad som succesivt avklingar med tiden. Vid IP-mätningen mäts storleken på spänningen efter en viss tid. Kvoten mellan detta uppmätta värde och den pålagda spänningen på berggrunden anges i procent och kallas IP-effekt.

Storleken av den inducerade polarisationen beror på den effektiva ytan hos de elektriskt ledande mineralen (sulfider, grafit eller lera). Kompakta mineraliseringar ger mindre IP än mer disseminerade mineral. Typen av mineral samt porositeten hos berggrunden är av avgörande betydelse för storleken på IP-effekten. Något förenklat kan man säga att IP-effekten är proportionell mot halten av sulfider och /eller grafit.

IP-sonden består av en strömelektrod och två potentialelektroder i borrhålet och en strömelektrod på markytan. Potentialelektroderna består av icke polariserbara koppar- kopparsulfatelektroder. Det inbördes avståndet mellan elektroderna i

borrhålet är 5 m. Avståndet mellan mätpunkterna varierar mellan 1 och 5 m.

Självpotentialmätningar registrerar naturligt förekommande potentialer i bergrunden. Potentialen registreras mellan en fast elektrod på markytan och en rörlig elektrod i borrhålet. Registreringen är kontinuerlig. Elektroderna är av icke-polariserbar typ, koppar-kopparsulfatelektroder.

Självpotentialer kan uppkomma av flera olika anledningar. Stora självpotentialer (ca -400 mV) kan uppkomma på grund av den skillnad i redoxpotential som existerar mellan elektroniskt ledande mineral (t ex sulfider) och det omgivande grundvattnet. Storleken på spänningen beror på storleken hos mineraliseringen, typ av mineralisering och skillnad i redoxpotential.

Sprickighet och porositet

Geohmmätning är en kontaktresistansmätning. Strömmen sänds ut i samma elektrod som spänningen mäts i. Elektrodsystemet består av tre elektroder, en i borrhålet och två på markytan. Elektroden i borrhålet är 5 cm lång, för att medge hög detaljupplösning. Diametern på sonden är 53 mm, endast 3 mm smalare än diametern på borrhålet. Detta för att reducera inverkan av borrhålsvattnets resistivitet. Registrering av kontaktresistansen sker kontinuerligt på skrivare.

Kontaktresistansen bestäms dels av sprickorna, borrhålsvätskans resistivitet och förekomsten av välledande mineral. Det är i första hand närområdet kring borrhålet som bestämmer kontaktresistansens storlek.

Geohmresultaten visar på vilka sprickor som kan antas vara hydrauliskt välledande. Vissa paralleller kan dras mellan elektrisk konduktivitet och hydraulisk konduktivitet. Geohmresultaten kan användas för att identifiera spricksystem mellan olika borrhål genom att geohmmönstret är karakteristiskt för olika zoner. Sprickfritt kristallint berg har i allmänhet en kontaktresistans större än 10 000 ohm, medan större sprickzoner har värden omkring 1 000 ohm. Ännu lägre kontaktresistanser erhålls i allmänhet av sprickor fyllda med elektriskt väl-

ledande mineral.

Resistivitetsmätningar genomförs med två olika konfigurationer, normal 1.6 m och lateral 1.6-0.1 m. Normalkonfigurationen består av en ström- och en potentialelektrod i borrhålet och en ström- och potentialelektrod på markytan. Avståndet 1.6 m står för avståndet mellan ström- och potentialelektroden i borrhålet.

Lateralkonfigurationen består av en strömelektrod och två potentialelektroder i borrhålet och en strömelektrod på markytan. Avståndet 1.6 m står för avståndet mellan strömelektroden och första potentialelektroden. 0.1 m står för avståndet mellan potentialelektroderna i borrhålet. Diametern på sonden är 53 mm. Avståndet mellan mätpunkterna är 1 m.

Resistiviteten ger en uppfattning om sprickigheten i berggrunden i en större volym runt borrhålet jämfört med geohmen.

Resistivitetsens storlek beror också på borrhålsvätskans resistivitet samt dimensionerna på borrhålet och avståndet mellan elektroderna i hålet. Korrektioner kan dock göras för att kompensera för ovanstående inverkningar.

Resistivitetsmätningarna ger också utslag för elektriskt välledande mineraliseringar. Sprickfattigt berg har ofta resistiviteter av storleksordningen 50 000 - 100 000 ohmm. Mineraliseringar har ofta resistiviteter under 1 000 ohmm medan uppspruckna avsnitts resistivitet varierar mellan 10 000 och 20 000 ohmm. Kraftigt uppkrossade borrhålsavsnitt kan ha resistiviteter av storleksordningen några 1000 ohmm.

Självpotentialmätningar ger utslag för sprickor och sprickzoner om det förekommer vattenströmning eller diffusion av joner i dessa zoner. SP-anomalier på grund av vattenströmning är ofta av storleksordningen 10 mV.

Självpotentialsonden i borrhålet består av en icke polariserbar koppar-kopparsulfatelektrod. Uppmätning av potentialen mellan sonden och en likadan elektrod på markytan sker kontinuerligt på skrivare.

Temperaturmätningar och mätningar av borrhålsvattnets resistivitet uppmäts samtidigt med samma sond. Temperaturen mäts med en termistor som är kalibrerad mot en kvartstermometer. Den relativa noggrannheten är 0.01°C .

Borrhålsvätskans resistivitet mäts med hjälp av ett flerelektrodsystem inuti ett ihåligt plaströr som är öppet i båda ändarna. Mätpunktsavståndet varierar mellan 1 och 5 m.

En uppmätning av temperaturen på borrhålsvattnet ger information om berggrundens temperatur. I vissa fall förekommer språng i temperaturkurvan, som kan vara indikation på in- eller utflöde av vatten från sprickzoner till borrhålet och vice versa. En lägre temperaturgradient kan indikera vattenströmning längs med borrhålet. Förändringar i borrhålsvattnets resistivitet kan indikera in- eller utflöde av vatten med avvikande salthalt.