

GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE  
RAPPORT NR. 47

**GEUS**

Report file no.

22369

*The Geological Survey of Greenland  
Report no. 47*

---

Geoelektriske resistivitetsmålinger  
ved permafrostundersøgelser i Holsteinsborg, Grønland

*Goelectrical resistivity measurements  
in the study of permafrost at Holsteinsborg, Greenland*

af  
*K. Klitten og Ole B. Olesen*

---

KØBENHAVN 1972

# Grønlands Geologiske Undersøgelse

(*The Geological Survey of Greenland*)

Østervoldgade 10, DK-1350 Copenhagen K

## Reports

- No. 26 Preliminary report on the geology of Bjørneøer, Scoresby Sund. 1969 by F. Kalsbeek. D.kr. 4.00.
- No. 27 Some observations on the structural and metamorphic chronology on Agto and surrounding islands, central West Greenland. 1970 by K. Sørensen. D.kr. 3.50.
- No. 28 Report of activities, 1969. 1970. D.kr. 12.50.
- No. 29 Bedrock geology of the nunataks and semi-nunataks in the Frederikshåbs Isblink area of southern West Greenland. 1970 by P. R. Dawes. D.kr. 20.00.
- No. 30 Report on the 1969 geological expedition to Scoresby Sund, East Greenland 1970. D.kr. 10.00.
- No. 31 Preliminary account of kimberlite intrusions from the Frederikshåb district, South-West Greenland. 1971 by J. R. Andrews & C. H. Emeleus. D.kr. 6.00.
- No. 32 Géologie d'un secteur situé entre les fjords de Sermiligårssuk et Arsuk (SW du Groenland). 1971 par L.-F. Bonnard. D.kr. 14.00.
- No. 33 Beryllium mineralization in the Ilímaussaq intrusion, South Greenland, with description of a field beryllometer and chemical methods. 1971 by J. Engell *et al.* D.kr. 25.00.
- No. 34 Preliminary account of the geology of south-east Renland, Scoresby Sund, East Greenland. 1971 by B. Chadwick. D.kr. 8.00.
- No. 35 Report of activities, 1970. 1971. D.kr. 12.00.
- No. 36 Short explanation to the Quaternary map of Greenland. 1971 by A. Weidick. D.kr. 3.00.
- No. 37 Report on the 1970 geological expedition to Scoresby Sund, East Greenland. 1971. D.kr. 12.00.
- No. 38 Field observations on the kakortokites of the Ilímaussaq intrusion, South Greenland, including mapping and analyses by portable X-ray fluorescence equipment for zirconium. 1971 by H. Bohse *et al.* D.kr. 15.00.
- No. 39 An electronic data processing system for geological field and laboratory data. The E.D.P. system Agto. 1971 by S. W. Platou. D.kr. 10.00.
- No. 40 The composition of sands from the Fiskenæsset region, South-West Greenland, and its bearing on the bedrock geology of the area. 1971 by F. Kalsbeek. D.kr. 3.00.
- No. 41 Holocene shore-lines and glacial stages in Greenland – an attempt at correlation. 1972 by A. Weidick. D.kr. 12.00.
- No. 42 U – Pb isotopic ages of zircons from Precambrian rocks of South Greenland. 1971 by R. Chessex *et al.* D.kr. 3.00.
- No. 43 The possibility of ilmenite placers in the Thule district, North Greenland. A preliminary examination of the heavy fractions of some sands. 1971 by M. Ghisler & B. Thomsen. D.kr. 4.50.
- No. 44 Helium in the thermal springs of Unartoq, South Greenland. 1972 by F. Persoz *et al.*
- No. 45 Report of activities, 1971.
- No. 46 Regional geology of early Precambrian high-grade metamorphic rocks in West Greenland. Part 1: Kångnaitsoq to Ameralik. 1972 by B. F. Windley.
- No. 47 Geoelektriske resistivitetsmålinger ved permafrostundersøgelser i Holsteinsborg, Grønland. 1972 af K. Klitten & O. B. Olesen.

GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE  
RAPPORT Nr. 47

Geoelektriske resistivitetsmålinger  
ved permafrostundersøgelser i Holsteinsborg, Grønland

*Geoelectrical resistivity measurements  
in the study of permafrost at Holsteinsborg, Greenland*

af

K. Klitten og Ole B. Olesen

With an English summary

1972

### **Abstract**

Geoelectrical soundings have been carried out at six drill sites in Holsteinsborg in the summer of 1969. The investigated localities were situated both in and outside areas with estimated permafrost occurrence. At four localities the soundings showed higher resistivities than would be expected for purely lithological reasons; the last two showed more normal vertical resistivity distribution reflecting lithological differences.



# INDHOLD

I	INTRODUKTION .....	5
II	UNDERSØGELSESMETODIK .....	5
	a) Målemetode .....	5
	b) Fortolkning .....	7
	c) Instrument .....	8
III	UNDERSØGELSERNES PLANLÆGNING .....	8
IV	UNDERSØGELSESLOKALITETERNE .....	9
	a) Beliggenhed og lagserie .....	9
	b) Temperaturforhold .....	9
V	PUNKTPROFILERNE .....	11
VI	DISKUSSION .....	19
VII	KONKLUSION .....	21
	SUMMARY .....	22
	CITERET LITTERATUR .....	24

## **Forord**

Det foreliggende arbejde er udført ved samarbejde mellem Institut for Teknisk Geologi, Danmarks Tekniske Højskole, og Grønlands Geologiske Undersøgelse.

Mag. scient. B. Larsen og civilingeniør B. Dinesen, begge fra Institut for Teknisk Geologi har udført henholdsvis lermineralogiske undersøgelser af nogle lerprøver og kloridbestemmelser i samme prøver.

Professor, dr. phil. Th. Sorgenfrei og dr. phil. J. Bondam har foretaget en kritisk gennemgang af manuskriptet.

For ovennævnte støtte ønsker forfatterne hermed at udtrykke deres taknemmelighed.

Direktør, mag. scient. K. Ellitsgaard-Rasmussen, GGU, takkes for tilladelse til at publicere de foreliggende resultater.

## I INTRODUKTION

Som led i GGU's undersøgelse af permafrostens udbredelse og natur udførtes i sommeren 1969 geoelektriske målinger i Holsteinsborg i Nordvestgrønland i samarbejde med Institut for Teknisk Geologi. Den formodede grænse mellem udbredelsen af kontinuert og diskontinuert permafrost\* løber ret nær Holsteinsborg (Weidick 1968), hvorfor GGU her har oprettet to stationer til måling af jordtemperaturer. Ifølge sagens natur er jordtemperaturmålinger særdeles lokale og giver derfor kun oplysninger om forholdene lige omkring målestationerne. Til en mere regional undersøgelse af permafrostens udbredelse samt til rent praktisk betonedede opgaver (bygge- og anlægsvirksomhed) vil en undersøgelsesmetode, som let og hurtigt kan give oplysninger om dybden til permafrostens overflade og evt. bund være en stor hjælp.

I forbindelse med arbejder på målestationerne i Holsteinsborg udførte Ole B. Olesen, GGU, derfor geoelektriske resistivitetsmålinger forskellige steder i Holsteinsborg i tiden 6.-12. august 1969. Planlægningen og bearbejdelsen af målingerne er foretaget i samarbejde med Kurt Klitten, Institut for Teknisk Geologi, Danmarks Tekniske Højskole.

## II UNDERSØGELSESMETODIK

### a) Målemetode

Den geoelektriske resistivitetsmetode er en velkendt og ofte anvendt geofysisk prospekteringsmetode (Sorgenfrei 1955, Parasnis 1962, Kunetz 1966, Keller & Frischknecht 1966). Der skal derfor her kun gives en ganske kort beskrivelse af metoden.

Ved hjælp af to jordspyd, strømelektroderne A og B på fig. 1, der er koblet til en strømforsyningsenhed, etableres et lavfrekvent vekselstrømsfelt i jordlagene. Spændingsforskellen mellem to andre jordspyd, målelektroderne M og N på fig. 1, vil afhænge af jordlagenes elektriske ledningsevne. En forøgelse af afstanden mellem

\* Permafrost defineres som den tilstand, der forefindes under jordoverfladen uafhængig af tekstur, vandindhold eller geologisk karakter, i hvilken temperaturen i materialet konstant er forblevet under 0° C mere end to år (oversat efter Stearns 1966, p.1).

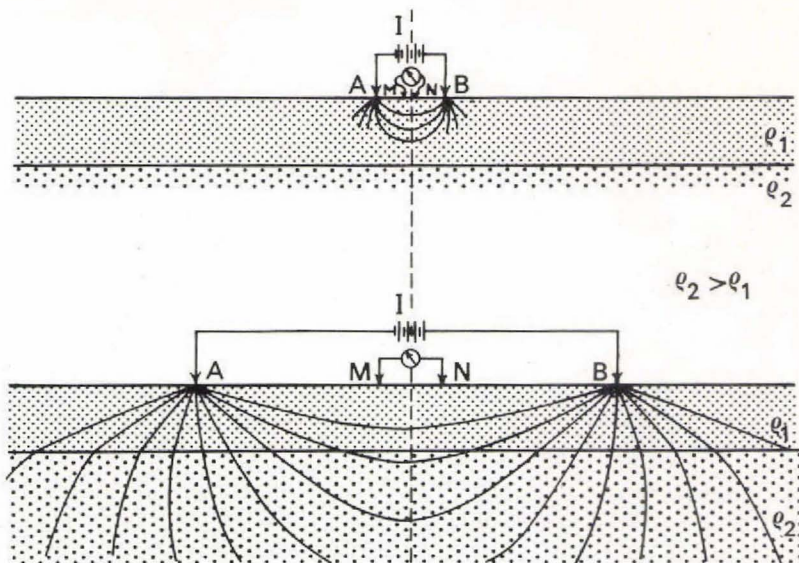


Fig. 1. Elektrodekonfiguration: Schlumberger (MN << AB). Stigende penerationsdybde ved forøgelse af AB.

Fig. 1. Configuration of electrodes: Schlumberger (MN << AB). Deeper penetration by greater spacing of AB.

strømelektroderne vil betyde, at dybere liggende jordlags ledningsevne vil influere på spændingsforskellen mellem de to målelektroder (se fig. 1).

De fire elektroder kan principielt anbringes på mange forskellige måder i forhold til hinanden. Ved de to hyppigst anvendte elektrodekonfigurationer, Wenner- og Schlumberger-konfigurationen, er de fire elektroder anbragt på linie symmetrisk omkring et midtpunkt med strømelektroderne yderst og målelektroderne mellem strømelektroderne.

Dybdesondering eller punktprofilopmåling udføres ved begge systemer som en række målinger med fastholdt opstillingscentrum og stadig forøgelse af strømelektrodeafstanden. De to systemer adskiller sig fra hinanden ved, at afstanden mellem målelektroderne ved Wenner-konfigurationen forøges i takt med forøgelsen af strømelektrodeafstanden, således at de fire elektroder står opstillet ækvidistante, hvorimod man ved Schlumberger-konfigurationen fastholder afstanden mellem målelektroderne.

For hver af de to konfigurationer beregnes den tilsyneladende resistivitet  $\rho_a$  (indices  $a$  står for „apparent“) ud fra det etablerede strømfelts geometri:

$$\text{Wenner: } \rho_a = 2 \cdot \pi \cdot a \cdot V/I \text{ (ohm m)}$$

hvor  $a$  = elektrodeafstand (m)

$I$  = strømstyrken i det etablerede kredsløb mellem strømelektroderne (amp).

$V$  = potentialet mellem målelektroderne (volt).



Schlumberger:  $\rho_a = \pi \cdot 1/4 \cdot [(2L/a)^2 \div 1] \cdot a \cdot V/I$  (ohm m)

hvor  $a$  = afstanden mellem måleelektroderne (m)

$2L$  = strømelektrodeafstanden (m)

$V$  og  $I$  som ved Wenner

$2L/a$  benævnes ofte  $\alpha$ , og formelen får da følgende udtryk:

$$\rho_a = \pi \cdot 1/4 \cdot (\alpha^2 \div 1) \cdot a \cdot V/I$$

### b) Fortolkning

De udregnede værdier for den tilsyneladende resistivitet plottes på dobbeltlogaritmisk papir som funktion af elektrodeafstanden ( $a$ ) ved Wennermålinger eller den halve strømelektrodeafstand ( $L$ ) ved Schlumbergermålinger. De plottede punkter, hvor hvert punkt svarer til en måling ved en kendt elektrodeafstand, beskriver normalt en kurve med jævne krumninger. Kurven, punktprofilkurven, viser den tilsyneladende resistivitets variation med stigende elektrodeafstand, d. v. s. med tiltagende dybde, i det væsentlige som følge af en variation i jordlagenes sande specifikke modstand.

Den kvantitative tolkning af punktprofilkurver sker ved „hjælpepunktmetoden“ (Zohdy 1965) og et system af forudberegnete modelkurver (Compagnie Generale de Geophysique 1963, Orellana & Mooney 1966, van Dam & Meulenkamp 1969). Ved denne tolkning bestemmes lagtykkelse og resistivitet i lag med forskellige sande specifikke modstande. En finjustering af den kvantitative tolkning kan foretages (van Dam 1967, Argelo 1967) ved, på basis af tolkningsresultaterne, at beregne en modelkurve. Denne modelkurve skal ved korrekt tolkning være analog med markkurven, d. v. s. punktprofilkurven, der er tegnet på grundlag af de konkrete målinger i marken.

Modelkurveberegningerne er foretaget på Northern Europe University Computing Centre's IBM 7094 anlæg.

De teoretiske beregninger af modelkurver er baseret på den forudsætning, at lagene er homogene med planparallelle, horisontale laggrænser. Dette er sjældent tilfældet ved målinger i felten, hvorfor den kvantitative tolkning i reglen er behæftet med nogen usikkerhed. En anden usikkerhedsfaktor er, at lag med ringe tykkelse eller lille modstandscontrast i forhold til de omgivende lag ofte slet ikke giver sig til kende på punktprofilkurvens forløb. Et givet lag vil desuden få ringere indflydelse på punktprofilkurven, jo dybere laget ligger.

Ud over de her nævnte usikkerhedsfaktorer er der endvidere mulighed for direkte fejlfortolkning som følge af, at forskellige vertikale resistivitetsfordelinger kan resultere i praktisk taget samme punktprofilkurve, i litteraturen omtalt som ækvivalensprincippet og suppressionsprincippet (se Kunetz 1966, Schröder & Henkel 1967). Det er derfor nødvendigt at have et godt forhåndskendskab til de geologiske forhold i det aktuelle område, f. eks. kendskab til lagantal og modstandsmiljø for de mulige lag.

### c) Instrument

Ved undersøgelserne anvendtes et svensk fabrikeret feltudstyr (ABEM Terrameter type A.C. 5311) udlånt af Institut for Teknisk Geologi, Danmarks Tekniske Højskole. Udstyret måler ved en lavfrekvent kvadratisk vekselstrøm (3–4 Hz). Det består af en batteridrevet 8,2 kg tung strømforsyningsenhed med max. effekt på 6 Watt og en udgangsspænding på hhv. 100, 200 og 400 volt samt af en 6 kg tung måleenhed. Måleenheden er bygget op over et meget nøjagtigt potentiometer, hvorved man direkte kan måle forholdet  $V/I$  i formlerne for  $\rho_a$ .

## III UNDERSØGELSERNES PLANLÆGNING

De fleste bjergarters elektriske ledningsevne er i første række knyttet til elektrolytisk ledning i eventuelt porevand. Vandholdige bjergarters ledningsevne er derfor temperaturafhængig, og laboratorieundersøgelser såvel som feltmålinger, fortrinsvis udført af amerikanske, canadiske og russiske geofysikere, viser, at især temperaturvariationer under 0° C influerer stærkt på ledningsevnen (Keller & Frischknecht 1966, Ogilvy 1967).

Denne temperaturafhængighed i bjergarters resistivitet har i de senere år medført anvendelse af geoelektriske resistivitetsmålinger ved kortlægning af permafrost i forbindelse med forundersøgelser til anlægsarbejder i Alaska, Canada og Rusland (Barnes 1963, Johnston 1965, Bush & Schwarz 1965, Akimow 1969). Erfaringerne viser, at metodens anvendelighed i høj grad er afhængig af lokale geologiske forhold. De foreliggende resistivitetsundersøgelser er derfor foretaget på lokaliteter, hvor de geologiske forhold er velkendte, f. eks. ved tidligere udførte borer.

Undersøgelserne i Holsteinsborg udførtes som punktprofilopmålinger (dybdesonderinger) såvel efter Wenner- som efter Schlumberger-konfigurationen med måleretninger både parallelt med og vinkelret på eksisterende dalretninger. Derved skulle det være muligt at få et indtryk af målemetodernes følsomhed over for de særlige grønlandske forhold: stærkt varierende overfladeforhold, markant fjeldtopografi, blokfelter etc.

Udvælgelsen af de aktuelle undersøgelsespunkter foregik under feltarbejdet.

## IV UNDERSØGELSESLOKALITETERNE

### a) Beliggenhed og lagserie

Der udførtes punktprofilopmålinger ved 6 forskellige borelokaliteter: ved boring G.I. 6706/67036\* ved permafrostmålestationen i Kirkegårdsdalen, ved boring G.I. 6706/67035 i dalen syd for Knud Rasmussens Højskole og endelig ved G.I. boringerne 67148/69014, 67148/69011, 67148/68242 og 67148/69008 på Pâmâp kûa-sletten (se tavle 1).

Løsjordsaflejringerne tykkelse ved de 6 lokaliteter varierer fra 5,5 m til over 15 m (se fig. 2). Alle steder udgøres løsjordsaflejringerne af en postglacial sedimentserie, der træffes i næsten alle Holsteinsborgs større dale: nederst et ret groft og usorteret lag med silt, sand og sten, der opefter går over i mere finkornede aflejringer af sand og silt afsluttende med en udpræget ler-silt-zone. Herover træffes der ofte igen lag af velsorteret grus, sand og silt. Alle boringerne viser øverst en tynd græstørv, der især ved de lavere liggende boringer har karakter af egentlig tørveaflejring. Hele sedimentserien ses således at være en postglacial glaciofluvial aflejring. Løsjordsaflejringerne underlejes i alle 6 boringer af gnejs, som at dømme efter de synlige fjeldpartier må regnes at være en del opsprækket.

Ved de fleste af boringerne er der iagttaget vand i borehullet under borearbejdet. Men det er ret tvivlsomt, om der er tale om egentlige grundvandsspejl i alle tilfælde, idet der bl. a. i forbindelse med en mere eller mindre lokal permafrostzone kan være tale om falske grundvandsspejl.

### b) Temperaturforhold

Holsteinsborg områdets nære beliggenhed ved grænsen for den kontinuerte permafrosts udbredelse i Grønland bevirker, at f. eks. lokaltopografiske og mikrometeorologiske forhold har afgørende betydning for tilstedeværelsen af permafrost. Der kan derfor helt lokalt i den enkelte dal være forskel på temperaturforholdene i jordlagene, ligesom temperaturforholdene kan variere fra år til år.

Ved boring 67036 ved permafrostmålestationen blev der målt negative temperaturer i jordlagene (se tabel 1) den samme dag, som de geoelektriske målinger blev udført.

Ved boringerne 69011, 68242 og 69008 på Pâmâp kûa-sletten foreligger der frostobservationer på boretidspunktet (15.-16. juli 1969, 15. august 1968 og 12.-13. juli 1969). Ved frostobservationer forstås her direkte iagttagelser af islinser, frosset

\* Henviser til Danmarks Geotekniske Instituts interne sags- og boringsnumre.

porevand eller ekstraordinær forøgelse af boremodstand tolket som frosset porevand. Herudover er der ikke foretaget observationer ved disse lokaliteter.

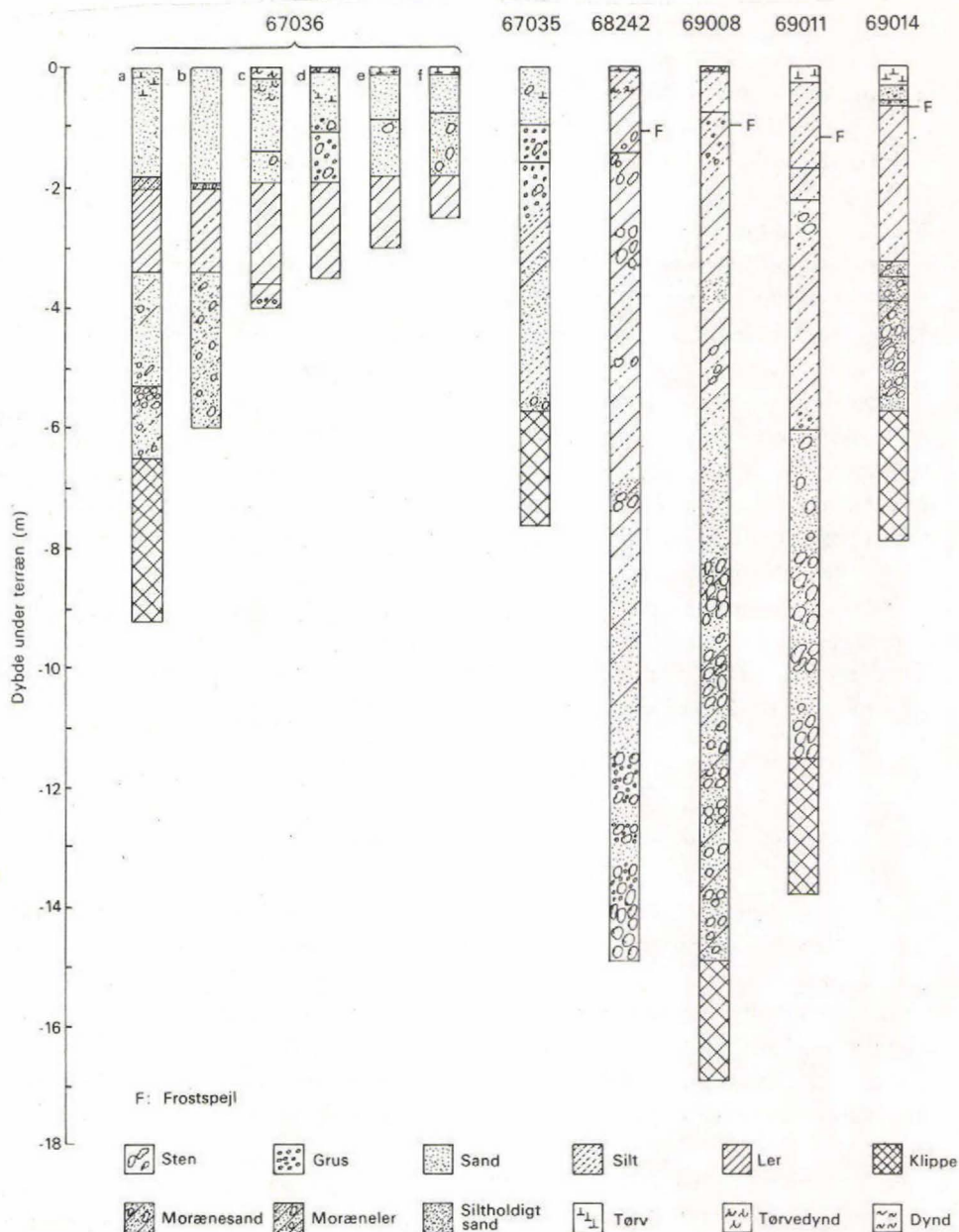


Fig. 2. Boreprofiler fra undersøgelseslokaliteterne (efter G.I. 6706 og 67148)

Fig. 2. Bore profiles from the investigated sites (after G.I. 6706 and 67148).

Tabel 1. Temperaturer ved målestationen i Kirkegårdsdalen 6/8 1969  
 Table 1. Temperature at the permafrost station in Kirkegårdsdalen 6/8/1969

Dybde u. terræn i m	Temperatur °C	Dybde u. terræn i m	Temperatur °C
0,25	7,0	3,00	0,0
0,50	5,1	3,50	÷0,3
0,75	3,2	4,00	÷0,3
1,00	2,0	4,50	÷0,3
1,25	1,3	5,00	÷0,2
1,50	0,3	6,00	÷0,2
1,75	÷0,1	7,00	÷0,4
2,00	÷0,2	8,00	÷0,1
2,50	÷0,1	9,00	÷0,3

Ud fra forholdsvis få systematiske temperaturmålinger suppleret med iagttagelser fra de efterhånden mange boringer har Danmarks Geotekniske Institut jævnfør rapport 67148 nr. 2 angivet den formodede grænse for permafrostens udbredelse på Pâmâp kûa-sletten. Af tavle 1 fremgår det, at boringerne 69011, 68242 og 69008 ligger i den formodede permafrostzone, hvorfor der på undersøgelsestidspunktet antagelig er negative temperaturer i jordlagene ved disse lokaliteter.

Boring 69014, ligeledes beliggende på Pâmâp kûa-sletten, formodes ifølge tavle 1 at ligge uden for permafrostzonen. Ikke desto mindre er der ved gravning sidst i juni 1969, d. v. s. ca. 14 dage før opmålingen af de geoelektriske punktprofiler, fundet frostspejl i 0,7 m dybde ved denne lokalitet.

Ved den sidste lokalitet, boring 67035 syd for Højskolen, foreligger der ligeledes kun oplysninger fra selve boringens udførelse, 20.–22. juli 1967 (Geoteknisk Institut rapport nr. 6706). På dette tidspunkt observeredes der ingen frost i jordlagene. Der kan dog alligevel udmærket optræde frost i jordlagene ved punktprofilernes opmåling to år senere.

## V PUNKTPROFILERNE

69008: Topografiske forhold bevirkede (se tavle 1), at der kun var plads til at udføre punktprofilopmåling i dalens længderetning.

De to opmålte profiler (fig. 3) viser ikke nogen afgørende forskelle. Ved korrelation med boreprofilen ses toplaget af silt og sand at have en specifik modstand på ca. 90 ohm m. I ca. 1,2 m dybde stiger modstanden meget markant og synes under denne dybde at være ca. 4000 ohm m. (Schlumbergerkurven) til trods for, at der ifølge boringen under det øvre silt-sandlag træffes silt og ler fra 0,85 til ca. 6 m. Den høje specifikke modstand må derfor skyldes frost i jordlagene fra ca. 1,2 m dybde.

Frostzonens undergrænse, der skulle betyde et fald i jordlagenes specifikke modstand, er mu-



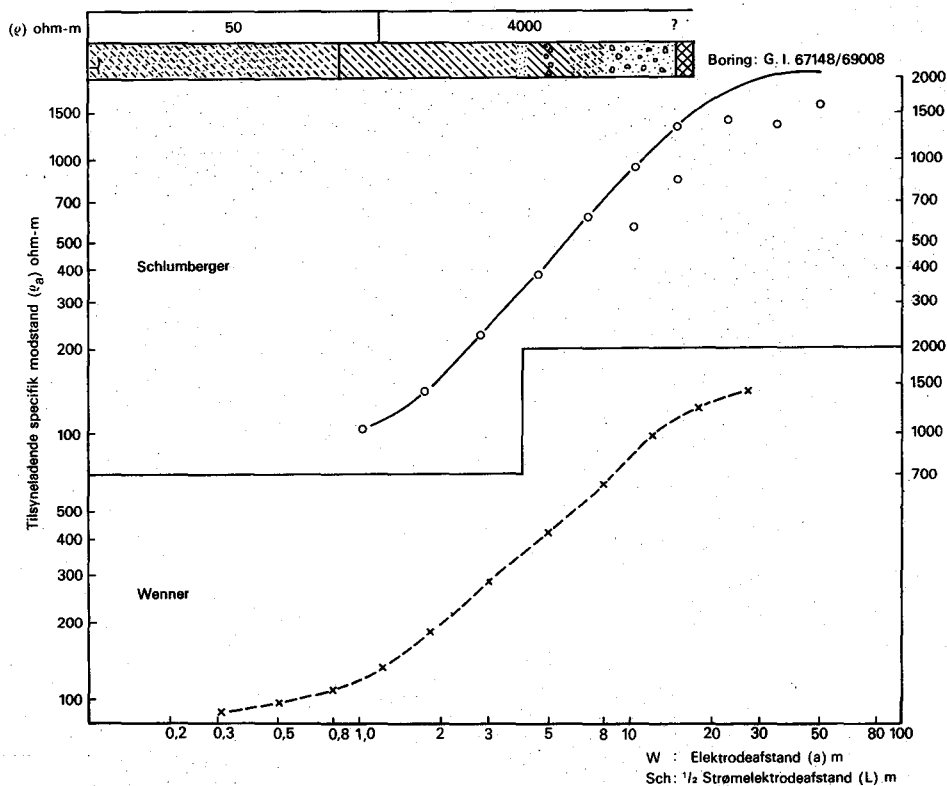


Fig. 3. Punktprofil ved boring G.I. 67148/69008. Schlumberger- og Wenner-elektrodekonfiguration.

Fig. 3. Vertical sounding profile at drill site G.I. 67148/69008. Schlumberger and Wenner electrode configuration.

ligvis årsag til den begyndende stagnation, der ses på kurvernes sidste del. Stagnationen indtræffer imidlertid så sent på kurverne, at frostzonen må formodes mindst at gå ned til fast fjeld, der er truffet i boringen i ca. 15 m dybde. Det kræver dog en mere sikker viden om sidste del af kurveformen, d. v. s. måling med betydeligt større elektrodeafstande, for med sikkerhed at kunne afgøre, om frostzonen går ned til eller i fjeldet. Det er iøvrigt et velkendt faktum ved geoelektrisk sondering, at fastlæggelse af et dårligt ledende jordlags undergrænse kræver opmåling med betydeligt større elektrodeafstande end fastlæggelse af et lige så dybtliggende, men godt ledende jordlags undergrænse. Manglende plads til elektrodearrangementets lineære udstrækning på grund af f. eks. topografiske forhold kan derfor især begrænse muligheden for fastlæggelse af dårligt ledende lags undergrænser.

68242: Målestedet ligger ca. 100 m NØ for 69008 (se tavle 1), hvor dalen svinger fra nordøstlig retning til nordvestlig. Der er opmålt i to på hinanden vinkelrette måleretninger: Nordøst – sydvest og nordvest – sydøst.

Ud over at Wennerkurverne (fig. 4) ses at være en anelse mere uregelmæssige i kurveforløbet, er der ingen afgørende forskel mellem Wenner- og Schlumbergerkurverne. Derimod har måleretningen åbenbart betydning for punktprofilkurvernes forløb. Således ses de nordøst-sydvest opmålte kurver at stige med lidt større hældning end de nordvest – sydøst opmålte. Det

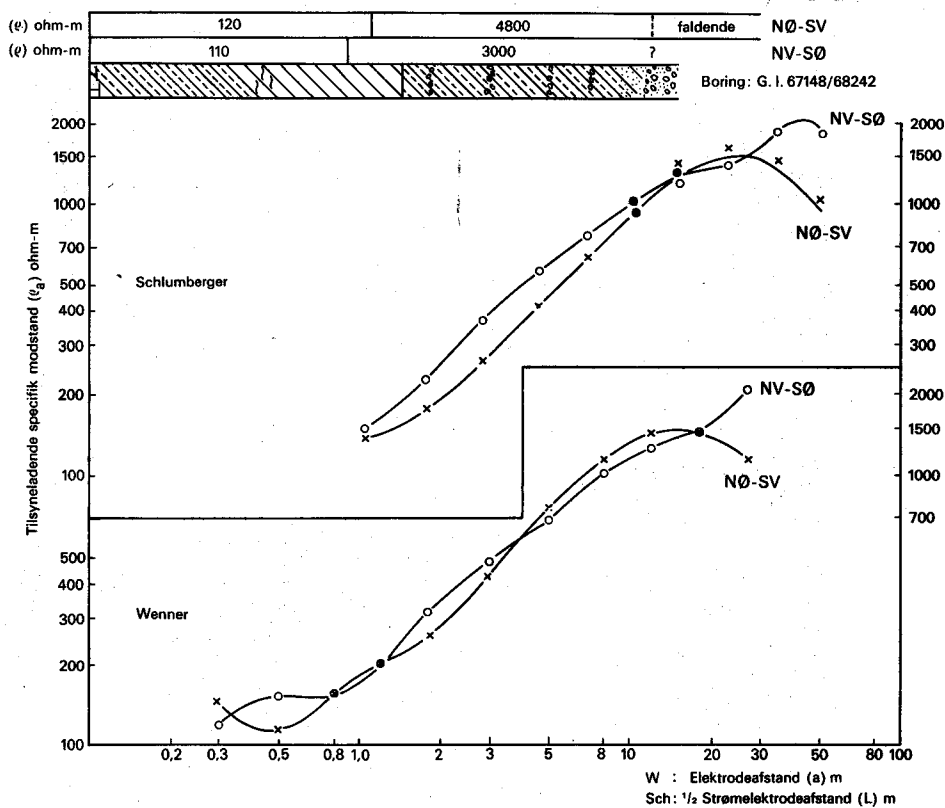


Fig. 4. Punktprofil, opmålt orthogonalt, ved boring G.I. 67148/68242. Schlumberger- og Wenner-elektrodekonfiguration.

Fig. 4. Vertical sounding profile, orthogonal sounding, at drill site G.I. 67148/68242. Schlumberger and Wenner electrode configuration.

mest bemærkelsesværdige er imidlertid, at de nordøst – sydvest opmålte kurver viser et tydeligt fald i specifik modstand på kurvernes sidste del i modsætning til de nordvest – sydøst opmålte.

Ved interpretationen af kurverne ses den øverste meter af løsjordserien at have en specifik modstand på lidt over 100 ohm m. Under denne dybde stiger den specifikke modstand markant til 3000–4800 ohm m. Da løsjordserien fra terræn og til ca. 9 m dybde hovedsagelig består af silt og ler, må den markante stigning i modstanden allerede i ca. 1 m dybde skyldes frost i jordlagene

Nordøst – sydvest kurverne indikerer, som allerede nævnt, et fald i specifik modstand i ca. 12 m dybde. Dette iøvrigt ret markante fald indtræffer i den nedre del af løsjordsserien, hvor der er truffet sand og grus. Faldet skyldes derfor sikkert, at den nedre del af løsjordserien ikke er frosset. Det er imidlertid interessant, at frostzonens undergrænse ikke kan konstateres på nordvest – sydøst kurverne, selv om de er opmålt til samme maksimale elektrodeafstand, d.v.s. til samme dybde som nordøst – sydvest kurverne. Dette kunne tyde på, at dybden til frostzonens undergrænse varierer stærkt i det pågældende område.

Fjeldet er ikke truffet ved boring 68242 (se fig. 2), der går ned til 15 m dybde, og ingen af punktprofilerne giver mulighed for at bestemme dybden til fjeldet.

69011: Denne lokalitet ligger ca. 110 m NV for 68242 (se tavle 1). De to nord-syd opmålte kurver er ret ens (se fig. 5); men Schlumbergerkurven stiger dog med en lidt større hældning end Wennerkurven. De viser en specifik modstand på ca. 250 ohm m i de øverste 1,5 m, der består af 0,3 m tørv underlejret af silt og ler. Fra ca. 1,5 m dybde synes jordlagene at have en specifik modstand på 1500-2500 ohm m. I denne dybde forekommer der ikke noget markant skifte i lagserien (se fig. 2), idet ler-siltlaget fortsætter til 6 m dybde. Den markante modstandsstigning i 1,5 m dybde skyldes sandsynligvis derfor også ved denne lokalitet frost i jordlagene.

Øst-vest kurverne adskiller sig væsentligt fra nord-syd kurverne ved et mere uregelmæssigt kurveforløb, der især giver sig udtryk i en „pukkel“ på sidste del af kurverne. Puklen opstår dels ved en unaturligt stærk stigning (større end den maksimale: 45°) og dels ved en tendens til et lige så unaturligt fald (krumningsradius væsentlig mindre end en halv dekadeenhed, der er minimal størrelse for krumningsradius i nedadgående krumninger (Kunetz 1966)). Øst-vest kurverne synes således at være under indflydelse af ret uregelmæssige modstandsforhold, f. eks. inhomogeniteter, hældende laggrænser, ujævn fjeldtopografi, variationer i frostlaget o. s. v. En kvantitativ tolkning er ikke mulig, da ingen modelkurve udregnet på basis af en

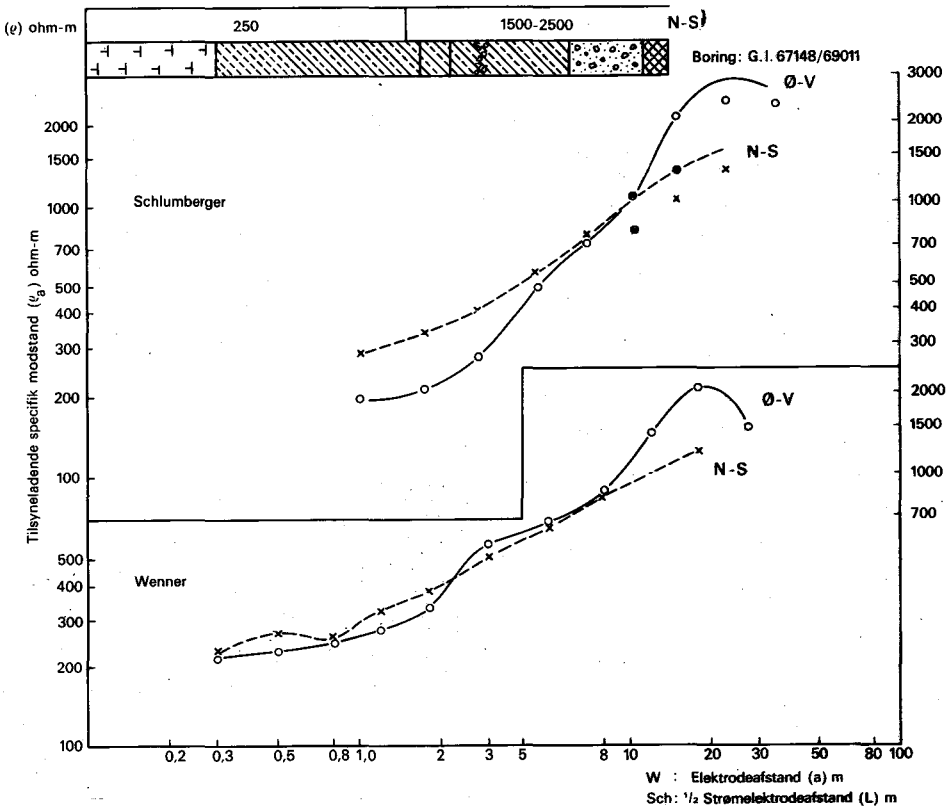


Fig. 5. Punktprofil, opmålt orthogonal, ved boring G.I. 67148/69011. Schlumberger- og Wenner-elektrodekonfiguration.

Fig. 5. Vertical sounding profile, orthogonal sounding, at drill site G.I. 67148/69011. Schlumberger and Wenner electrode configuration.

lagfølge af planparallelle vandrette lag kan få et kurveforløb som øst – vest kurverne på fig. 5. Øst – vest kurverne viser dog ligesom nord – syd kurverne, at modstanden i jordlagene stiger kraftigt i 1,5 til 2 m dybde, sandsynligvis på grund af frost. Tendensen til et fald i modstanden i større dybde kan eventuelt være en afspejling af frostzonens undergrænse.

Fjeldet er i boringen truffet i 11 m dybde (se fig. 2). På punktprofilerne kan fjeldet imidlertid ikke skelnes fra frostzonen.

69014: Ved denne lokalitet, der ligger på Pâmâp kûa-slettens nordlige del (se tavle 1) uden for den formodede permafrostzone, opmåltes såvel et Wenner- som et Schlumbergerprofil. Begge profiler målt med samme retning og ikke til særlig stor dybde. Til gengæld blev målingerne foretaget med ret små forøgelse af elektrodeafstandene, d. v. s. målepunkterne på kurverne ligger meget tæt (se fig. 6).

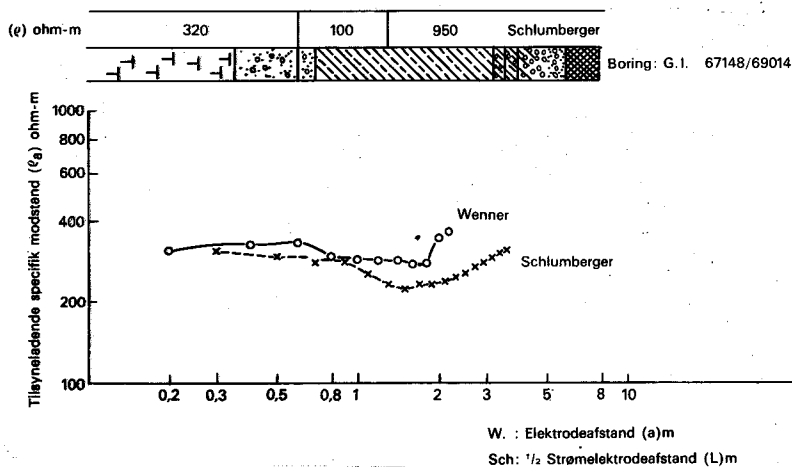


Fig. 6. Punktprofil nær boring G.I. 67148/69014. Schlumberger- og Wenner-elektrodekonfiguration.

Fig. 6. Vertical sounding profile near drill site G.I. 67148/69014. Schlumberger and Wenner electrode configuration.

Wennerkurven er meget uregelmæssig, hvorimod Schlumbergerkurven har et jævnt forløb. Wennerkurvens forløb er sandsynligvis influeret af, at måleelektroderne flyttes ved hver måling i modsætning til Schlumbergerkurven, hvor kun strømelektroderne flyttes. Ved flytningen af måleelektroderne efter hver måling vil såvel en variation i det øverste lag som en variation i måleelektrodernes nedstikningsdybde (som regel mellem 5 og 20 cm) kunne give et ujævnt kurveforløb. Nedstikningsdybden kan dog kun influere på den første del af kurven (Tagg 1964), d. v. s. på målinger med elektrodeafstande op til ca. 2 m.

Interpretationen af Schlumbergerkurven giver et 0,6 m tykt top lag med en modstand på 320 ohm m underlejret af et ca. 0,7 m tykt lag med en modstand på ca. 100 ohm m. Herunder, d. v. s. i ca. 1,3 m dybde stiger modstanden til ca. 950 ohm m. Sammenholdes dette med boring 69014 (se fig. 2), kan toplaget med modstand på 320 ohm m korreleres med det øverste sandgruslag, og 100 ohm m-laget afspejler den karakteristiske ler-siltzone. Ifølge boring 69014 skulle denne fortsætte til ca. 3 m dybde, men modstandsstigningen sker allerede i 1,3 m dybde. Dette

må ligesom ved de foregående punktprofiler tolkes som indflydelsen af frosset porevand i jordlagene fra denne dybde.

Det er iøvrigt bemærkelsesværdigt, at det 0,35 m tykke top lag af vandfyldt tørv ikke giver sig til kende på punktprofilet, især da der er målt med så små elektrodeafstande som her. I Danmark ville et sådant lag præge kurvens første del stærkt, idet vandholdige postglaciale tørvæflejringer normalt har en modstand væsentlig under 50 ohm m. Dette kunne tyde på, at tørvlaget ikke er så veludviklet ved det aktuelle målested som ved boring 69014, der ligger nogle meter fra og lidt lavere end målestedet.

67036: Denne lokalitet ligger ved GGU's permafroststation i Kirkegårdsdalen. Der var her plads til at opmåle Wenner- og Schlumbergerkurver i såvel dalens længde- som tværreretning.

Der ses (fig. 7) at være stor forskel mellem længde- og tværreretningskurverne; men kvalitativt vurderet er de af samme type, d. v. s. firelags-kurver af maksimum-minimum typen.

På kurvernes første del, maksimumdelen, ses tværreretningskurverne at ligge under længderetningskurverne, hvorimod tværreretningskurvernes sidste del, minimumdelen, ligger over længderetningskurverne. De ovennævnte forskelle viser, at jordartsforholdene ikke er ganske de samme i alle retninger. På den anden side tyder de ens kurvetyper (maks.-min.) på, at den samme lagfølge optræder i hvert fald i et vist område omkring målestedet. Forskellen mellem kurverne kan derfor både skyldes hældende laggrænser og en variation i de enkelte lags sammensætning.

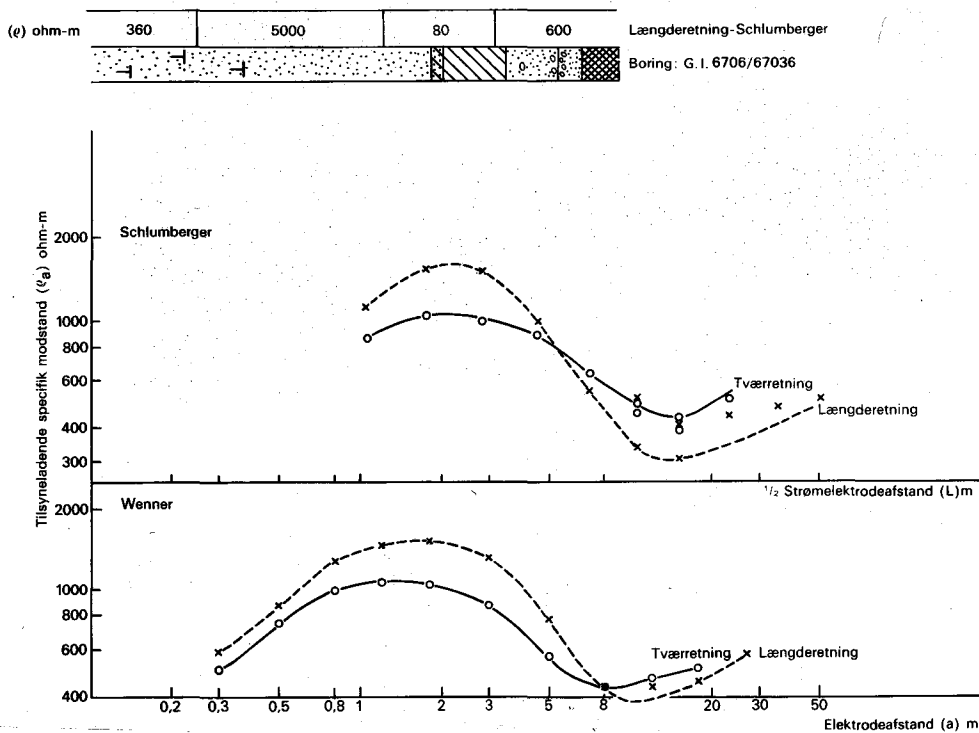


Fig. 7. Punktprofil, opmålt orthogonalt, ved boring G.I. 6706/67036. Schlumberger- og Wenner-elektrodekonfiguration.

Fig. 7. Vertical sounding profile, orthogonal sounding, at drill site G.I. 6706/67036. Schlumberger and Wenner electrode configuration.



Når tværretningskurvernes maksimumdel ligger under længderetningskurvernes, uden at det samme gør sig gældende for minimumdelen, må årsagen være lokal variation i det øverste lags sammensætning. En sådan variation er også iagttaget ved de seks borer (se fig. 2), der er placeret på linie ved målestationen med en indbyrdes afstand på 1,6 m. Toplaget, der består af 1,5–2 m sand og grus, har øverst et varierende indslag af tørv, der i et enkelt profil er udviklet til et selvstændigt lag af tørvedynd. Endvidere er sand-gruslagets indhold af grove materialer stærkt varierende fra boring til boring.

Sand-gruslagets meget høje modstand, 5000 ohm m, der giver anledning til kurvernes maksimum, kan ikke skyldes frost, idet der ifølge tabel 1 er målt positive temperaturer i de øverste ca. 1,7 m af boreprofilen. De høje modstande skyldes antagelig, at en væsentlig del af laget ligger over grundvandspejlet.

Årsagen til, at tværretningskurvernes minimumdel ligger over længderetningskurvernes, mest udpræget ved Schlumbergerkurverne, kan enten skyldes fjeldtopografien eller variation i sammensætningen af det minimumsfremkaldende lag, d. v. s. i ler-siltlaget. Ler-siltlaget har imidlertid samme karakter i de seks borer, ligesom kornstørrelsesanalyse fra to prøver (G.I. rapport nr. 6706) fra to af borerne gav nøjagtig samme resultat: 30 % lerfraktion, 60 % siltfraktion og resten sand. Det er derfor sandsynligvis fjeldtopografien, der giver forskellen på længde- og tværretningskurvernes minimumdel. Ved de tværgående målinger vil de voksende strømelektrodeafstande bevirke, at strømelektroderne rykker ud i siden af dalen, hvor dybden til fjeld og formentlig også lerlagets tykkelse bliver stadig mindre. Da fjeldet må formodes at have større modstand end lerlaget, vil tværretningskurvernes sidste del stige tidligere og med en større hældning end længderetningskurverne.

De observerede forskelle mellem længde- og tværretningskurver, og også mellem Wenner- og Schlumbergerkurver opmålt i samme retning, afspejler ret uregelmæssige modstandsforhold. Forudsætningerne for en kvantitativ tolkning af kurverne er derfor ikke opfyldt, idet der umuligt kan være tale om planparallelle, vandrette, homogene lag. I praksis vil en tolkning af kurverne imidlertid kunne gennemføres, idet de alle har et jævnt og tilsyneladende naturligt forløb. De opnåede tolkninger vil dog være meget usikre og vil f. eks. ikke kunne give oplysninger om lagenes sande resistivitet.

En kvantitativ tolkning af længderetningskurven opmålt med Schlumberger-konfigurationen er alligevel gennemført, idet denne kurve formodentlig er mindst påvirket af de uregelmæssige modstandsforhold. Den vil derfor give størrelsesordenen af modstanden i det lag, ler-siltlaget, der er årsag til kurvens karakteristiske form. Ved tolkningen er kendskabet til ler-siltlagets tykkelse udnyttet, idet der ellers, jfr. ækvivalensprincippet (Kunetz 1966), ville være flere mulige tolkningsløsninger. Ækvivalensprincippet for minimumskurver giver sig udtryk i, at alle tolkningsmuligheder for minimumslaget skal opfylde betingelsen om et konstant forhold mellem lagets tykkelse og specifikke modstand. Eksempelvis vil et 1,5 m tykt ledende lag med en modstand på 100 ohm m, beliggende mellem to lag med høje modstande, give praktisk taget samme punktprofilkurve som et 3 m tykt ledende lag med en modstand på 200 ohm m og overflade i samme dybde. Ved tolkningen er det antaget, at lagene under ler-siltlaget, d. v. s. den nedre sand-gruszone og fjeldet, har samme specifikke modstand, og at denne modstand bevirker kurvens stigning efter minimumet. Ifølge suppressionsprincippet (Kunetz 1966), er der til den foreliggende kurve også tolkningsløsninger, hvor sand-grussonen har en specifik modstand imellem lerlagets og fjeldets. Det synes imidlertid irrelevant at foretage hypotetiske femlagstolkninger af en udpræget firelagskurve, når det oven i købet vides, at den er stærkt påvirket af urolige modstandsforhold.

Interpretationen tyder på, at ler-siltlaget har en specifik modstand på omkring 80 ohm m, hvilket er overraskende lavt i betragtning af, at temperaturen var negativ i hele lerlaget under punktprofilens opmåling (se tabel 1).

Lermineralogiske undersøgelser, foretaget af B. Larsen, Institut for Teknisk Geologi, på fem

prøver fra forskellige dybder i ler-siltlaget har vist, at lerfraktionen, der som nævnt udgør 30 %, hovedsageligt består af finfordelte glimmerminerale. Vandindholdet i prøverne var oprindelig ca. 23 % (vægsprocent) ifølge G.I. rapport nr. 6706. Ler-siltlaget synes således med hensyn til nogle af de faktorer, der er bestemmende for ledningsevnen, at svare til en fed moræneler. Erfaringerne fra Danmark viser, at fed moræneler ved normal (positiv) jordtemperatur har en specifik modstand på 40–60 ohm m.

Ler-siltlagets lave modstand ved denne lokalitet i modsætning til lokaliteterne 69008, 68242 og 69011 kunne evt. skyldes et større indhold af ioner på grund af de marine indslag i lagfølgen. For at undersøge dette har B. Dinesen, Institutet for Teknisk Geologi, udført kloridbestemmelse på de samme fem prøver, og de synes kun at have et mindre indhold af klorid (109 – 435 – 91 – 61 – 135 mg Cl<sup>-</sup>/l porevand, bestemt ved opslemning af tørre prøver i vand).

De sandsynlige årsager til ler-siltlagets lavere specifikke modstand ved denne lokalitet er derfor dels et større lerindhold og dels en højere temperatur. Selv om der her er målt negative temperaturer i ler-siltlaget, var de kun nogle få tiendedele grader (°C) under nulpunktet. En del af porevandet er derfor stadig ufrosset og således endnu aktivt i ledningsmæssig henseende (Nerseova & Tsytoich 1963, Ogilvy 1967).

I sand-gruslaget over fjeldet og i fjeldet må der også være porevand, der stadig ikke er frosset, idet modstanden både i sand-gruslaget og i fjeldet synes at være 500–1000 ohm m. Temperaturen i disse lag var ligesom i ler-siltlaget kun nogle få tiendedele grader under nulpunktet (se tabel 1). I de tilsvarende lag ved lokaliteterne 69008, 68242 og 69011 har temperaturen sandsynligvis været lavere, af størrelsesorden 1°C (Ogilvy 1967, fig. 1), idet lagenes modstand her var betydeligt højere end 1000 ohm m.

67035: Målestedet ligger syd-sydvest for Knud Rasmussens Højskole i en ca. 100 m bred dal, der skråner svagt mod sydvest (se tavle 1). Der foretoges punktprofilopmåling efter Wenner- og efter Schlumberger-konfigurationen i såvel dalens længde- som tværretning.

De resulterende punktprofilkurver er alle fire-lagskurver af maksimum-minimum typen (se fig. 8), d. v. s. samme kurvetype som ved boring 67036. Der er ikke nogen afgørende forskel på Wenner- og Schlumbergerkurverne, hvorimod der i lighed med kurverne fra 67036 er afgørende forskel på længde- og tværretningskurverne. Der er imidlertid her kun forskel på de ortogonalt opmålte kurvers minimumdele. De sammenfaldende maksimumdele tyder på, at de øverste to lag er ret isotrope med horisontale laggrænser. En kvantitativ geofysisk tolkning giver derfor, for de øverste to lags vedkommende, ret eentydige og korrelerbare resultater. Det øverste ca. 1 m tykke sandlag har en specifik modstand på 7–800 ohm m, og det underliggende ca. 1,2 m tykke gruslag har en modstand på ca. 7000 ohm m. Denne høje modstand i gruslaget tyder enten på frost eller på, at gruslaget ligger over grundvandspejlet.

Den iøjnefaldende forskel mellem længde- og tværretningskurvernes minimumdel afspejler ret komplicerede forhold med hensyn til de nedre lags udbredelse inden for „måleområdet“. I modsætning til punktprofilerne i Kirkegårdsdalen ved 67036 er det her tværretningskurven, der viser det mest markante minimum. Dette er ret bemærkelsesværdigt og indicerer, at kurvernes minimumdel ikke alene er influeret af hældende fjeldtopografi, men også af en variation i de nedre jordlags sammensætning og horisontale udbredelse.

Forudsætningerne for en kvantitativ tolkning af kurvernes minimumdel er derfor ikke opfyldt. Tværretningskurverne tyder dog på, at det minimumfremkaldende lag, ler-siltlaget, har en modstand på ca. 100 ohm m d. v. s. af samme størrelsesorden som ved 67036. Der synes således heller ikke ved denne lokalitet at være tale om udpræget frost (frosset porevand) i lerlaget, og iøvrigt heller ikke i lagene under, idet kurvernes moderate stigning efter minimumet ikke tyder på ekstremt høje modstande.

Det er ikke muligt at skelne det nedre sand-gruslag fra fjeldet, ligesom det på grundlag af de komplicerede forhold er vanskeligt at bestemme fjeldets modstand. Længderetningskurverne,

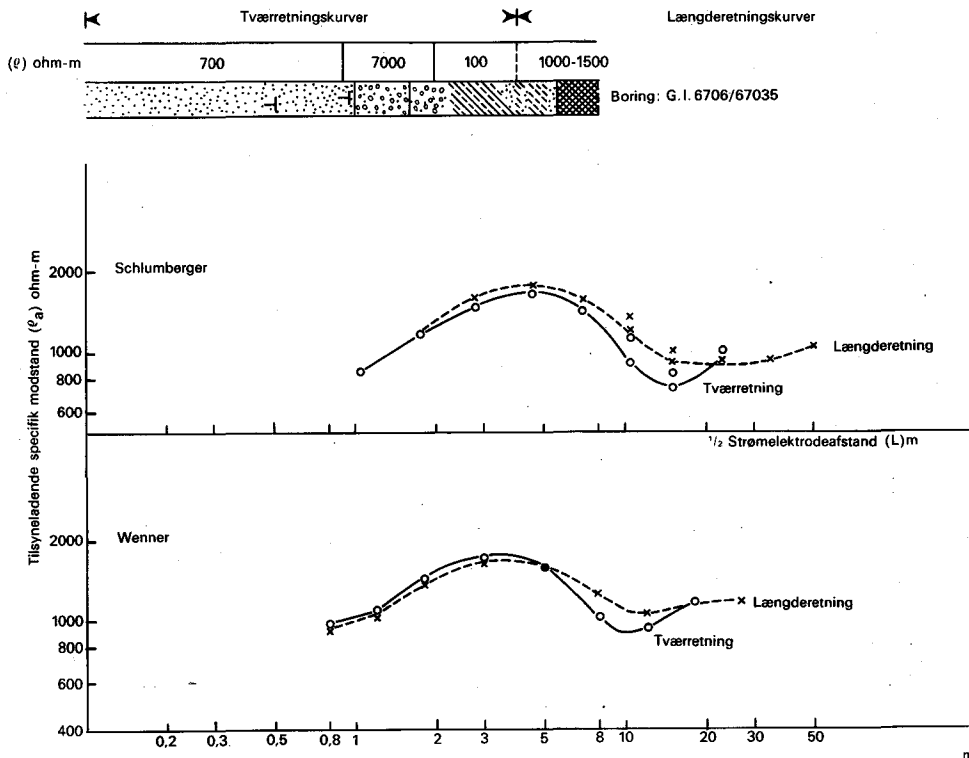


Fig. 8. Punktprofil, opmålt orthogonalt, ved boring G.I. 6706/67035. Schlumberger- og Wenner-elektrodekonfiguration.

Fig. 8. Vertical sounding profile, orthogonal sounding, at drill site G.I. 6706/67035. Schlumberger and Wenner electrode configuration.

der er målt ud til den største elektrodeafstand og derfor dybest, indicerer dog en fjeldmodstand på 1000–1500 ohm m. Fjeldet er ved boringen truffet i 5,5 m dybde.

## VI DISKUSSION

De seks lokaliteter er valgt således, at de falder dels indenfor og dels udenfor områder med formodet permafrost. Svarende hertil grupperer de tilsvarende punktprofiler sig i to væsentlige forskellige kurvetyper på trods af, at lagfølgen stort set er den samme ved alle lokaliteter.

Punktprofilerne 69008, 68242 og 69011, som ligger i det formodede permafrostområde, er således alle stigende tolags-kurver, der afspejler en lav modstand

(100–300 ohm m) i det ufrosne toplag og en høj modstand (1500–5000 ohm m) i de frosne jordlag. Ved enkelte af disse kurver kan der iagttages et modstandsfald i større dybde, hvilket muligvis svarer til frostzonens undergrænse. En forventet modstandskontrast som følge af lagskifterne: ler-silt, sand-grus, løsjord-fjeld kan ikke iagttages på disse kurver.

Punktprofil 69014, som oprindeligt forventedes at ligge uden for permafrostområdet, afspejler tilsyneladende en anden situation end de foregående kurver, idet der her er tale om en trelags-kurve af minimumstypen. Reelt er det imidlertid samme situation, nemlig et frostprofil, idet minimumsformen kun skyldes, at der er tale om to modstandsniveauer i den øverste ufrosne zone. På opmålingstidspunktet må der i overensstemmelse med sidste del af punktprofilkurven formodes at have været frost i jordlagene fra en vis dybde. Som allerede nævnt er der da også kort tid før opmålingen ved boring 69014 observeret frost fra ca. 0,7 m dybde.

De resterende punktprofiler 67036 og 67035 er firelags-kurver af maksimum-minimumstypen. Selv om disse lokaliteter ligger i områder, hvor der ikke antages at være egentlig permafrost, er der på opmålingstidspunktet i alt fald ved lokalitet 67036 registreret negative temperaturer (fra 0° til  $\div 0,4^{\circ}$  C) i jordlagene fra ca. 1,7 m dybde. Det er derfor bemærkelsesværdigt, at der ved denne lokalitet kan konstateres en modstandsvariation (se fig. 7) i lagene med negative temperaturer i modsætning til kurverne fra permafrostområdet. Variationen i modstanden skyldes ler-siltlaget, der her giver sig til kende ved minimumet på kurvernes sidste del. Årsagen til at ler-siltlaget giver sig til kende på profil 67036 i modsætning til punktprofilerne 69008, 68242 og 69011, hvor det ifølge borerne oven i købet optræder med en større mægtighed, kan være følgende:

1. Laget er mere lerholdigt ved 67036 og derfor mere ledende, dels på grund af de på lerminerale adsorberede kationer (Sorgenfrei 1955), men især på grund af, at mængden af frit (ufrosset) porevand øges med stigende lerindhold (Nerssova & Tsytoich 1963).
2. Lavere temperatur i ler-siltlaget ved 69008, 68242 og 69011. Temperaturen må her ligge under det punkt, hvor en markant resistivitetsstigning finder sted. Dette sker for vandmættet ler ved ca.  $\div 2^{\circ}$  C, hvorimod stigningen for vandmættet sand allerede er mærkbar ved ca.  $\div 0,5^{\circ}$  C (Ogilvy 1967). Temperaturmålingerne ved 67036 viser (tabel 1), at temperaturen her lå over vendepunktet  $\div 0,5^{\circ}$  C for vandmættet sand, hvorfor den ifølge det ovenstående også må ligge over vendepunktet for vandmættet ler-silt.

Det sandsynligste er imidlertid, jfr. borebeskrivelser og lokaliteternes eksponering, at der er tale om en kombination af 1 og 2, d. v. s. både en lithologisk og temperaturmæssig årsag til forskellen mellem profil 67036 og profilerne 69008, 68242 og 69011.

Ved 67035 giver ler-siltlaget sig ligeledes til kende på punktprofilkurverne ved

kurvernes maksimum-minimumform. Analogt med 67036 kan temperaturen i ler-siltlaget udmærket være negativ. Ler-siltlagets specifikke modstand, der ligesom ved 67036 er af størrelsesordenen 80–100 ohm m, tyder dog på, at temperaturen også her ligger over vendepunktet for vandmættet ler-silt, d. v. s. at størstedelen af porevandet er ufrosset.

## VII KONKLUSION

Det fremgår af de udførte punktprofilopmålinger, at begge de anvendte målemetoder er lige velegnede til fastlæggelse af punktprofilkurver. Kun ved een af de undersøgte lokaliteter, 69014, viste der sig at være afgørende forskel mellem Wenner- og Schlumbergerkurven.

De topografiske forhold på Grønland giver imidlertid ofte begrænsninger for elektrodearrangementets lineære udstrækning. Dette bevirker, at Schlumbergermetoden må foretrækkes, idet denne metode til samme maksimale strømelektrodeafstand måler dybere end Wennermetoden. Endvidere er Schlumbergermetoden den mindst arbejdskrævende på grund af de stationære måleelektroder.

De udførte undersøgelser har ligeledes vist nødvendigheden af at udføre punktprofilopmålinger som ortogonale opmålinger. Derved bliver det muligt at vurdere, hvor uregelmæssige de geologiske forhold er ved målestedet (hældende laggrænser, variation i de enkelte lags sammensætning, variation i frostzonens udbredelse, ujævn fjeldtopografi), d. v. s. vurdere hvilken vægt, der kan lægges i den kvantitative udtolkning af punktprofilkurverne.

Punktprofilopmålingerne har resulteret i to typer af punktprofilkurver. Een type, der viser at resistiviteten i jordlagene fra en vis dybde stiger kraftigt, uden at der er lithologiske grunde til denne stigning. Denne type kurver er opmålt inden for den formodede permafrostzone på Pâmâp kûa-sletten, og resistivitetsstigningen i jordlagene må skyldes, at en væsentlig del af porevandet er frosset. Disse kurver giver ingen mulighed for at bestemme lithologiske forskelle i den frosne del af lagserien, heller ikke fjeld. Enkelte af kurverne indikerer et fald i resistiviteten i større dybde, hvilket sandsynligvis skyldes frostzonens undergrænse.

Den anden kurvetype, opmålt over praktisk taget samme lagserie som frostkurverne, afspejler en resistivitetsvariation i jordlagene, der kan korreleres med lagfølgen. Størstedelen af porevandet er ikke frosset i disse lag, selv om temperaturen i jordlagene er nogle få tiendedele grader under nul. Fjeldets dybde og sande resistivitet er dog også her umulig at bestemme, dels på grund af den ujævne fjeldtopografis forvrængning af kurverne, men også som følge af sand-gruslaget umiddelbart over fjeldet (suppressionsprincippet).



Det synes at være muligt at identificere frost (frosset porevand) i jordlagene ved hjælp af den deraf følgende høje resistivitet. Dog kan punktprofilopmåling over tykke lag af grovkornede, tørre aflejringer uden frost eller over terrænnært fjeld formodentlig resultere i punktprofilkurver af samme type som „frostkurverne“. Frostlokalisering ved punktprofilopmåling vil derfor især være velegnet i områder, hvor grundvandsspejlet ligger nær terræn, og hvor terrænnært fjeld samtidig kan udelukkes. Det sidstnævnte er sjældent tilfældet i de Grønlandske dale, hvorfor frostlokalisering ved punktprofilopmåling her kræver supplerende oplysninger om fjeldoverfladens topografi, fremskaffet f. eks. ved refraktionsseismiske undersøgelser.

De opnåede resultater peger endvidere på, at geoelektriske punktprofilopmålinger, systematisk gentaget over en længere periode ved samme lokalitet, alene eller som supplement til temperaturmålinger, kan registrere variationen i mængden af frosset porevand i løsjordsaflejringer. Temperaturmålinger alene synes ikke at være tilstrækkelige til registrering af frost (frosset porevand), idet en større eller mindre del af porevandet (afhængig af aflejringerenes art) stadig er frit ved temperaturer endog temmelig langt under  $0^{\circ}\text{C}$ .

## SUMMARY

In connection with investigations on thermal behaviour of permafrost in Greenland the Geological Survey of Greenland (GGU) has carried out some geoelectrical measurements in Holsteinsborg which is situated very near the southern limit of continuous permafrost in West Greenland. Planning and interpretation of the measurements have been made in cooperation with the Institute of Technical Geology, the Technical High School of Denmark.

The measurements were carried out as electrical vertical soundings with a Swedish built earth resistivity meter (ABEM Terrameter type A.C.5311) near or at six drill sites (plate 1) where profiles were already known. The soundings were performed with both Schlumberger and Wenner electrode configuration, and where topography allowed two orthogonal soundings were made at each site.

The quantitative interpretation of the resulting sounding curves (figs 3 to 8) followed the auxilliary point method procedure controlled by matching against model curves. Due respect has been paid to the ambiguity problems, especially concerning the principle of equivalence and the principle of suppression, during the interpretation.

The bore profiles at the six investigated sites (fig. 2) show that depth to

bedrock varies from 5.5 m to more than 15 m and that sediment types and sequences are essentially the same. Above bedrock (gneiss) the sequence consists of a rather coarse and unsorted layer with silt, sand and pebbles which grades upwards into finer grained layers with sand and silt, above which is a clay-silt zone. Above this zone there are very often well-sorted layers of gravel, sand and silt. All the profiles terminate with thin turf which in the lower lying sites has the character of peat.

Ground temperatures were only measured contemporaneously with the soundings at one boring (67036, GGU permafrost station, see table 1); at another (69014) a frost table was encountered 0.7 m below the surface in a trench dug a fortnight before the sounding was made. Three borings 69011, 68242 and 69008 are situated in an area with supposed permafrost (plate 1) while the last boring (67035) is supposed to have positive ground temperatures.

The geoelectrical measurements have resulted in two types of sounding curves. One type shows that the electrical resistivity within the ground increases rapidly from a certain depth below the surface for no apparent lithological reason. This kind of curve was encountered within the area with supposed permafrost, and increasing resistivity must be due to a good part of the pore water being frozen. Interpretation of lithological differences in the lower (frozen) part of these curves is not possible not even the occurrence of bedrock. The reduction in resistivity in the lowest parts of some of these curves is possibly due to the lower limit of the permafrost zone.

In the other type of sounding curve the variation in resistivity can be correlated with the actual bore profile. The main part of the pore water in these profiles is most probably still unfrozen even though the temperature, at least in one case (67036), is slightly below zero (a few tenths of a degree Centigrade). Even then it is not possible to interpret the depth to and the resistivity of the bedrock, partly due to the uneven bedrock topography which distorts the sounding curves, but also because of the sand-gravel layer immediately above the bedrock (the principle of suppression).

The present survey shows that it seems possible to identify frozen ground by its higher resistivity. However, resistivity measurements from localities with thick layers of coarse, dry sediments without frost or from localities with bedrock near the surface could possibly result in sounding curves of the same type as the 'frost curves'. Locating frozen ground by this method would therefore yield the most reliable results in areas where the ground water table is near the surface and where the possibility of bedrock near the surface can be excluded.

The survey has also shown the necessity of making vertical electrical soundings as orthogonal measurements in this kind of terrain. By doing so it becomes possible to judge how irregular the geological conditions are at the measuring sites and thus estimate how much weight should be placed on the quantitative interpretation of the sounding curves.

## CITERET LITTERATUR

- Akimov, A. T. 1969: Geophysical investigations. in Permafrost investigations in the field, Part 1, chap. 2, 50-71. (Engl. transl. from Russian) *Nat. Res. Council Canada, Tech. Transl. 1358*.
- Argelo, S. M. 1967: Two computer programs for the calculation of standard graphs for resistivity prospecting. *Geophysical Prospecting 15*, 71-91.
- Barnes, D. F. 1963: Geophysical methods for delineating permafrost. Proceedings Permafrost International Conference, 11-15 November 1963, Lafayette, Indiana, 349-355.
- Bush, B. O. & Schwarz, S. D. 1965: Seismic refraction and electrical resistivity measurements over frozen ground. Proceedings of the Canadian Regional Permafrost Conference, 1-2 December 1964, 32-39.
- Compagnie Générale de Géophysique 1963: *Master curves for electrical soundings*. European Association of Exploration Geophysicist.
- Dam, J. C. van 1967: Mathematical denotation of standard graphs for resistivity prospecting in view of their calculation by means of a digital computer. *Geophysical Prospecting 15*, 57-70.
- Dam, J. C. van & Meulenkamp, J. J. 1969: *Standard graphs for resistivity prospecting*. European Assoc. Explor. Geol. The Hague.
- Danmarks Geotekniske Institut, Lyngby (ikke publiceret) Holsteinsborg. Boringer for temperaturfølere. Rapport nr. 6706.
- Danmarks Geotekniske Institut, Lyngby (ikke publiceret) Holsteinsborg. Pamapkua. Rapport nr. 67148, 2.
- Johnston, G. H. 1965: Engineering problems and site investigations in the discontinuous permafrost zone. Proceedings of the Canadian Regional Permafrost Conference, 1-2 December 1964, 22-31.
- Keller, G. V. & Frischknecht, F. C. 1966: *Electrical methods in geophysical prospecting*. International Series of Monographs in Electromagnetic Waves 10. Pergamon Press.
- Kunetz, G. 1966: Principles of direct current resistivity prospecting. *Geoexploration Monographs*, Series 1, No. 1. Berlin: Gebrüder Borntraeger.
- Nerseova, Z. A. & Tsytoich, N. A. 1963: Unfrozen water in frozen soils. Proceedings Permafrost International Conference, 11-15 November 1963, Lafayette, Indiana, 230-234.
- Ogilvy, A. A. 1967: Geophysical studies in permafrost regions in the U.S.S.R. Mining and Groundwater Geophysics. *Econ. Geol. Rep. Geol. Surv. Can. 26*, 641-648.
- Orellana, E. & Mooney, H. M. 1966: *Master tables and curves for vertical electrical soundings over layered structures*. Madrid, Interscincia.
- Parasnis, D. S. 1962: *Principles of applied geophysics*. Methuén's Monographs on Physical Subjects.
- Schröder, N. & Henkel, H. 1967: Possibilities and limitations of geoelectrical soundings applied for bedrock-cover analysis. *Göteborg, Teknik och Natur. 1967*.
- Sorgenfrei, Th. 1955: Geoelektriske undersøgelser i Danmark og Skåne 1953. *Danm. geol. Unders. række 3*, 32.
- Stearns, S. R. 1966: *Cold Regions Science and Engineering Part I, Section A 2: Permafrost (Perennially Frozen Ground)*. CRREL, Hanover, New Hampshire.
- Tagg, G. F. 1964: *Earth Resistances*. London, Newnes Limited.
- Weidick, A. 1968: Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland. *Bull. Grønlands geol. Unders. 73* (also *Meddr Grønland 165*, 6).
- Zohdy, A. A. R. 1965: The auxilliary point method of electrical sounding interpretation, and its relationship to the Dar Zarrouk parameters. *Geophysics 30*, 644-660.

