

Durchführung und Auswertung goelektrischer Messungen großer Auslage bei Dome C, Ostantarktis

Von F. Thyssen und S. Shabtaie*

Zusammenfassung: Der spez. Widerstand von Polareis bei -20°C kann in guter Näherung mit $67 \pm 5 \text{ K}\Omega\text{m}$ angegeben werden. Die Aktivierungsenergie liegt nahe $0,25 \text{ eV}$. Polareis wird bei Schmelztemperatur hochohmig. Als grobe Näherung kann $10 \text{ M}\Omega\text{m}$ für den spez. Widerstand angenommen werden. Das hochohmige Eis vermindert die Genauigkeit bei der Abschätzung des Temperaturverlaufs besonders in größeren Teufen. Temperaturunterschiede von einigen Graden über ausgedehnte mittlere Teufenbereiche können jedoch erkannt werden. Eine elektrische Anisotropie des Polareises bei Dome C war zwischen E-W- und N-S-Richtung nicht festzustellen.

Summary: The resistivity of polar ice at -20°C is in a good approximation $67 \pm 5 \text{ K}\Omega\text{m}$ with an activation energy of nearly $0,25 \text{ eV}$. At melting temperature polar ice becomes highly resistive with $10 \text{ M}\Omega\text{m}$ as a first approximation. The high resistivity in the basal layer reduces the accuracy in temperature evaluation from geoelectric measurements in polar ice. However temperature differences of some degrees centigrade over an considerable part of the ice at mean depths can be identified. No electric anisotropy could be found between E-W and N-S direction at Dome C.

Während der Saison 1979/80 wurden in einem gemeinsamen Programm der Westf.-Wilhelms-Universität in Münster und der Universität von Wisconsin-Madison goelektrische Messungen großer Auslage bei Dome C in der Ostantarktis ($74^{\circ} 30'\text{S}$, $123^{\circ} 10'\text{E}$, 3240 m ü. NN) ausgeführt. Die erreichten Auslagen von 8 km für L/2 sind die größten, die bisher auf Polareis vermessen wurden. Das Ziel dieser Arbeiten war es, den spez. Widerstand des Eises bis in große Tiefen und — wenn möglich — auch den spez. Widerstand des unterliegenden Gesteins zu erfassen. Mit dem spez. Widerstand sollte eine Aussage über die Temperaturverteilung im Eis versucht werden.

DURCHFÜHRUNG DER VERMESSUNGEN

Die Widerstandsmessungen mit einer Anordnung nach Schlumberger wurden zunächst auf dem N-S-Profil (Beginn am 12. 12. 79) und darauf auf dem E-W-Profil (Beginn am 29. 12. 79) ausgeführt. In N-S-Richtung konnte eine maximale Auslage von $L/2 = 6 \text{ km}$ erreicht werden, in E-W-Richtung eine solche von $L/2 = 8 \text{ km}$. Die minimale Auslage betrug $L/2 = 1 \text{ m}$ und die Meßpunktdichte insgesamt 7 bis 9 Punkte pro Dekade.

Als Stromquelle für diese Messungen diente eine Konstantstromquelle mit max. 10 mA bei bis zu 10 kV. Im Nahbereich waren als Elektroden die üblichen Spieße, z. T. gebündelt, verwendbar. Hier war es leicht möglich, mit Strömen weit unter 1 mA zu messen. In größeren Entfernungen verbesserten die metallischen Kufen der Lastschlitten — wie schon in Grönland 1973 als Druckkontakte eingesetzt — die Stromspeisung. Mit zunehmendem L/2 mußten die Kontaktflächen noch einmal vergrößert werden durch 4 Cargo-Paletten für Flugzeuge aus Aluminium mit einer Fläche von 16 qm für jede Elektrode. Hiermit konnte bei 8—9 kV ein Strom bis 10 mA eingespeist werden.

Als Kabel wurden silicon-isolierte Litzen eingesetzt, die bei den Sommertemperaturen der Schneeoberfläche von ca. -40°C beweglich blieben und keine Brüche und damit unkontrollierte Leckströme aufwiesen. Die Fehler durch Leckströme reduzierten sich weiterhin bei allen Messungen des E-W-Profiles und bei

*Prof. Dr. Franz Thyssen, Forschungsstelle für physikalische Glaziologie der Universität, Corrensstr. 24, 4400 Münster.
Sion Shabtaie, Geophysical and Polar Research Center, University of Wisconsin, Madison, Wisc. 53706 (USA).

den Messungen mit größerer Auslage des N-S-Profiles durch eine unsymmetrische Einspeisung des Meßstromes auf einer Seite des Profils. So war gesichert, daß im Bereich der Meßsonden keine größeren Spannungsdifferenzen durch die Stromeinspeisung mit Spannungen bis 10 kV auftreten konnten. Kleinere, statistisch verteilte Leckströme der Siliconspeiseleitung werden nur über die Schwankung ihres Mittelwertes wirksam. Größere Fehlisolierungen durch unsachgemäße Behandlung, wie beispielsweise durch eine Überquerung der Leitungen mit Skidoo und Schlitten, sind damit jedoch nicht ausgeschlossen. Durch Abklemmen einer Elektrode und Anlegen der Meßspannung an den ausliegenden Siliconkabeln waren die Einflüsse der Leckströme direkt nachweisbar. Sie wurden — soweit notwendig — berücksichtigt, im allgemeinen waren sie vernachlässigbar gering. In einem Falle mußte ein beschädigtes Siliconkabel ausgetauscht werden.

Alle Potentialmessungen wurden mit nicht-polarisierbaren Sonden (Cu in CuSO₄-Lösung, gefroren) ausgeführt. Diese Sonden wurden z. T. jeweils doppelt gebündelt eingesetzt. Bis zum Sondenabstand von ca. 200 m konnten besonders hochwertig isolierte Silicon-Leitungen verwendet werden.

Die Potentialdifferenzen wurden mit einem Elektrometer der Firma Keithley (Typ 602) bei einem Eingangswiderstand von 10^{14} Ohm gemessen. Bis $L/2 = 1$ km konnte die subjektiv gemittelte Spannung abgelesen werden. Bei größerem $L/2$ und damit auch i.a. größerem Sondenabstand war es nicht mehr möglich, zuverlässige Ergebnisse ohne Registrierung zu gewinnen, da die Schwankungen des tellurischen Feldes zu stark waren. Ausrüstungen, die für andere Messungen vorgesehen waren, ermöglichten eine grafische Registrierung. Die an sich wünschenswerte Registrierung auf Magnetband und nachfolgende digitale Bearbeitung war nicht einzurichten. Durch manuelle Digitalisierung war eine spätere Bearbeitung der Registrierung mit $L/2 = 8$ km möglich. Ein RC-Filter mit ca. 3 s Zeitkonstante als Tiefpassfilter im Eingang des Registriergerätes verbesserte die direkte Auswertung schon im Felde, da es die starken hochfrequenten Teile des tellurischen Feldes unterdrückte.

Die Abb. 1 zeigt eine Registrierung der Potentialdifferenzen bei $L/2 = 4$ km in Abhängigkeit von der Zeit. Die relative Polarität der eingespeisten Ströme war pos., null, neg., null pos. und so weiter. Der starke Anteil des tellurischen Feldes als hauptsächliche Störung ist trotz der Filterung gut erkennbar.

Vor und zum Teil auch nach jeder Messung wurde mit einer dem Sondenwiderstand angepaßten hochohmigen Eichspannungsquelle die Meßanordnung kalibriert. Die Tab. 1 enthält die Mittelwerte der scheinbaren spez. Widerstände sowie die Streuung dieser Mittelwerte in Abhängigkeit von der Auslage $L/2$ und dem Sondenabstand b , getrennt für das N-S- und das E-W-Profil. Die angegebenen Streuungen der Mit-

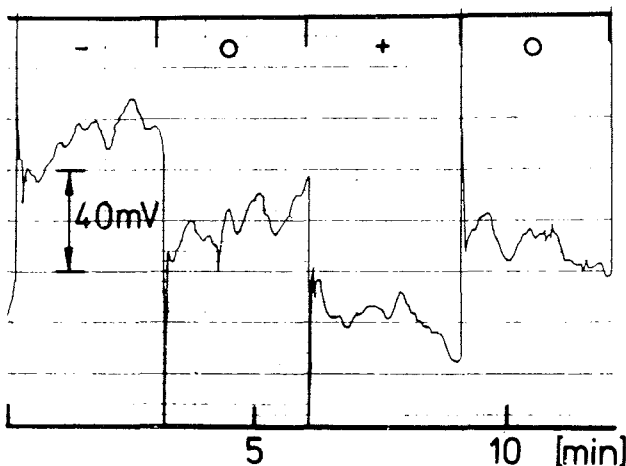


Abb. 1: Beispiel einer Registrierung der Potentialdifferenz bei $L/2 = 4$ km mit neg., null und pos. als Strompolarität.

Fig. 1: Example record of potential difference vs. time at $L/2 = 4$ km. Intervals of pos., neg., and zero current are indicated.

L/2 (m)	b(m)	N-S-Profil (MΩ m) $e_s \pm \Delta e_s$		E-W-Profil (MΩ m) $e_s \pm \Delta e_s$	
1	0,4	1,68		1,80	
1,5	0,4	2,27		2,18	
2	0,4	2,80		2,61	
3	0,4	3,79		3,40	
4	0,4	4,52		3,75	
5	0,4	4,99		4,19	
6	0,4	5,25		4,51	
8	0,4	5,39		5,21	
10	0,4/2	5,57		5,02	
15	2	4,76		4,65	
20	2	4,17		4,02	0,15
30	2	3,25		3,34	0,13
40	8	2,69		2,68	0,07
50	8	2,24		2,18	0,04
60	8	1,62	0,07	1,80	0,04
80	8	1,27		1,28	0,13
100	8/20	0,89		0,92	0,04
150	20	0,65		0,63	0,02
200	20	0,53		0,55	0,003
300	20	0,43		0,43	0,002
400	20	0,39		0,39	0,004
500	20	0,37		0,37	0,006
600	20	0,33		0,35	0,01
700	100	0,37		0,35	0,003
800	100	0,34	0,008	0,35	0,003
1000	100	0,35	0,01	0,33	0,005
1500	350	0,23	0,05	0,31	0,01
2000	200	0,23	0,11	0,21	0,01
3000	200	0,23	0,01	0,22	0,01
4000	300	0,25	0,01	0,22	0,01
5000	1000	0,20		0,21	0,01
6000	1000	0,18	0,01	0,19	0,01
8000	1000			0,19	0,04

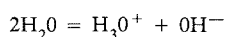
Tab. 1: Mittelwerte und Streuung der Mittelwerte für das N-S- und das E-W-Profil (Anordnung nach Schlumberger)

Tab. 1: Mean values and error of the mean values for geoelectric soundings on N-S and E-W-Profile (Schlumberger-array)

telwerte wurde nur bei den registrierten Meßwerten ermittelt. Sie sind bis auf den Meßwert bei $L/2 = 8$ km überall ähnlich.

GRUNDLAGEN DER ANALYSE

Es wird angenommen, daß die Leitfähigkeit von Eis im wesentlichen von den H_3O^+ -Ionen gebildet wird (EIGEN & de MAYER 1958). Diese entstehen entweder durch die Ionisation von Wasser mit



oder durch die Ionisation von Verunreinigungen mit



Sowohl H_3O^+ — wie auch OH^- -Ionen können durch Protonentransfer wandern. Der Ladungstransport durch H_3O^+ -Ionen ist dabei dominierend. Über diese Leitfähigkeitsmechanismen hängt der spezifische Widerstand des Eises von der Temperatur, der Dichte, dem Druck und dem Gehalt an Spurenstoffen ab.

Temperaturabhängigkeit des spez. Widerstandes

Der spez. Widerstand von Polareis ändert sich nach einer Gleichung vom Arrheniustyp mit der

Temperatur

$$\varrho(z) = \varrho(t_0) \exp(E/k < 1/T(z) - 1/t_0 >)$$

mit $\varrho(t_0)$ = spez. Widerstand bei Vergleichstemperatur $t_0 = -20^\circ\text{C}$; E = Aktivierungsenergie, k = Boltzmann Konstante mit

$$8,62 \cdot 10^{-5} \text{ eV/K}; T = \text{Temperatur in K}$$

Die Meßwerte zeigen für $L/2$ zwischen 500 m und 1000 m ein Plateau, welches einem spez. Widerstand bei der Eisdichte $d(z) = d_i = 0,917 \text{ Mg/m}^3$ und bei der Temperatur $t = -52^\circ\text{C}$ entspricht. Der Druck bei der hierzu abgeschätzten Teufe von ca. 350 m beträgt etwa 30 bar und ist in erster Näherung in seinem Einfluß zu vernachlässigen. Der hier ablesbare Wert von $0,35 \text{ M}\Omega\text{m}$ entspricht daher in guter Näherung dem wahren spez. Widerstand von Eis bei -52°C .

Faßt man diesen spez. Widerstand mit anderen Meßergebnissen an Polareis mit anderen Temperaturen zusammen, so folgt die Tab. 2. Durch Ausgleichsrechnung folgt eine Aktivierungsenergie von ca. $0,25 \text{ eV}$ und für -20°C für den spez. Widerstand als wichtiges Ergebnis ein Wert von $67 \pm 5 \text{ k}\Omega\text{m}$. Zu einer ähnlichen Aktivierungsenergie kommt auch BENTLEY (1979). Für Firn wird auf Grund der veränderten Leitfähigkeitsmechanismen $E = 1 \text{ eV}$ angenommen (GLEN & PAREN 1975, BENTLEY 1977, 1979). Es ist allerdings nicht genau bekannt, wie der Übergang der Aktivierungsenergie von 1 eV auf $0,25 \text{ eV}$ in Abhängigkeit von der Dichte verläuft. Es muß angenommen werden, daß dieser Übergang auf einem sehr geringen Dichtebereich erfolgt. Eine systematische Abhängigkeit der auf -20°C reduzierten Widerstandswerte vom Küstenabstand und von der Höhe der Meßpunkte, die einen Einfluß einer variablen Fremdionenkonzentration widerspiegeln würde, ist bei der hier vorliegenden Meßgenauigkeit nicht sichtbar. Die Meßergebnisse von Dome C passen sehr genau zu diesen Daten.

Dichteabhängigkeit des spez. Widerstandes

Firn und Eis werden als eine Mischung aus Luft und Eiskristallen betrachtet. Die elektrischen Eigenschaften können so über eine Mischungsformel berechnet werden. Am besten bewährt hat sich eine Formel nach LOOYENGA (1965). Diese führt zu der folgenden Beziehung

$$\varrho(d) = \varrho(t_0) / < d(z)/d_i >^3$$

mit $d_i = 0,917 \text{ Mg/m}^3$; $\varrho(t_0)$ ist wie vorher aufgeführt. Geringe Dichte und niedrige Temperaturen führen daher zu hohen spez. Widerständen des Firns.

Auf Grund des angegebenen Zusammenhanges zwischen spez. Widerstand und Dichte sind geoelektri-

Ort	Temperatur	spez. Widerstand in situ ($\text{K}\Omega\text{m}$)	auf -20°C reduziert ($\text{K}\Omega\text{m}$)	Autor
<i>Antarktis</i>				
Dome C	-52	350	67	vorl. Arbeit
BC	-23	70	61	BENTLEY 1977
George IV	-10	48	74	REYNOLDS 1982
<i>Grönland</i>				
CV1	-15	ca. 49	61	THYSSEN 1976
T11	-23	ca. 80	70	THYSSEN 1976
Crête	-29	ca. 108	71	THYSSEN 1976

Tab. 2: Herkunft und Werte für Temperatur, spez. Widerstand von luftfreiem Polareis, auf -20°C reduzierter spez. Widerstand sowie die Liste der Autoren.

Tab. 2: Location, temperature, resistivity of air free polar ice.

sche Messungen sehr gut geeignet, Dichte-Tiefenkurven zu ermitteln, sofern die Temperatur bekannt ist. Dieses ist häufig unterhalb der Teufe gegeben, in der die im allgemeinen gut bekannte mittlere Jahrestemperatur erreicht ist. Es muß noch untersucht werden, ob die unterschiedlichen Tiefenverläufe der saisonalen Temperaturwelle und der Dichte eine Trennung beider Einflüsse und damit eine genügend genaue Bestimmung beider Größen ermöglicht.

Einfluß der Fremdionenkonzentration auf den spez. Widerstand von Eis

Spurenstoffe auch in geringer Konzentration haben einen deutlichen Einfluß auf den spez. Widerstand von Eis. Sie können die Leitfähigkeit vermindern oder auch erhöhen. NaCl wie auch andere Salze erhöhen die Leitfähigkeit. GROSS et al. (1978) weisen nach, daß sich der spez. Widerstand von Eis wie folgt verhält:

$$\rho = \rho(C_0)C^{-0,4}(z)$$

wobei $C(z)$ die Konzentration z. B. von NaCl in Abhängigkeit von der Teufe ist.

Für eine feste Temperatur (z. B. $t_0 = -20^\circ\text{C}$) sollte der spez. Widerstand des Polareises der Dichte $0,917\text{Mg/m}^3$ bei gegebenem Druck nur noch von der Konzentration der Spurenstoffe und ihrer Zusammensetzung abhängen. Bei Polareis liegen in-situ-Messungen dieser Konzentration in Abhängigkeit von der elektrischen Leitfähigkeit bisher nicht vor.

Der spez. Widerstand von Eis bei Schmelztemperatur

Das Eis der temperierten Gletscher z. B. der Alpen weist einen sehr hohen spez. Widerstand auf. Dieser ist um viele Größenordnungen höher, als über den spez. Widerstand von Polareis bei Schmelztemperatur zu extrapolieren ist. Es ist z. B. der spez. Widerstand von Eis in temperierten Gletschern in der Größenordnung von $10\text{M}\Omega\cdot\text{m}$, statt extrapoliert $0,03\text{M}\Omega\cdot\text{m}$ für Polareis bei Schmelztemperatur. Die genaue Ursache für die fehlende Leitfähigkeit im temperierten Eis ist noch unklar. Es sollte jedoch zu erwarten sein, daß Eis in der Nähe der Schmelztemperatur — möglicherweise auch bei starken Umkristallisationen — überall auf der Erde, also auch in Polargebieten, eine vergleichbare elektrische Leitfähigkeit zeigt.

Findet sich also im Übergang Eis-Fels Schmelztemperatur und treten größere Umkristallisationen evtl. auch als Folge von Scherungen auf, so muß mit Eis von hohem spez. Widerstand gerechnet werden. Dieses gilt in Abweichung von der vorher festgelegten Beziehung zwischen Temperatur und spez. Widerstand. Wird die Schmelztemperatur nur in dünnen Schichten erreicht, so muß auch hier ein sehr hoher spez. Widerstand erwartet werden. Sollte dieses Eis einmal entstanden, in Bereiche mit niedrigen Temperaturen gelangen, so darf gefolgert werden, daß der hohe spez. Widerstand zumindest in der Größenordnung erhalten bleibt. (BENTLEY 1976, THYSSEN 1976, SHABTAIE & BENTLEY 1979) Ein hoher spez. Widerstand in Polareis dürfte daher ein Hinweis, jedoch kein sicheres Anzeichen für Eis bei Schmelztemperatur sein. Über die Aktivierungsenergie dieses hochohmigen Eises können noch keine Angaben gemacht werden.

Die Druckabhängigkeit des spezifischen Widerstandes

Bei großen Eismächtigkeiten ist die Druckabhängigkeit des spez. Widerstandes von Eis 1 zu berücksichtigen. CHAN et al. (1965) untersuchten im Labor diese Größe. Die Druckabhängigkeit des Gleichstromwiderstandes wird von ihnen mit

$$RT(\ln \rho / dp) = 11 \pm 3 \text{cm}^3 \text{Mol}^{-1}$$

(mit $R =$ allg. Gaskonstante, $T =$ Temperatur in K u. b in 10 Bar) als Beschreibung ihres empirischen Befundes angegeben. Diese Beziehung wurde bei $-23,4^\circ\text{C}$ gefunden. Sie wird für die folgende Berechnung als temperaturunabhängig angenommen. Dieses ist vertretbar, da der Effekt verhältnismäßig klein ist.

Tiefe (m)	Temperatur (C)	Tiefe (m)	Temperatur (C)
0	-54,1 (-54)	2000	-32,2 (-38)
200	-52,4 (-54)	2200	-29,0 (-34)
400	-51,0 (-52)	2400	-25,8 (-30)
600	-49,6 (-52)	2600	-22,0 (-26)
800	-47,8 (-50)	2800	-18,4 (-22)
1000	-46,0 (-49)	3000	-14,6 (-17)
1200	-43,8 (-47)	3200	-10,6 (-13)
1400	-41,2 (-45)	3400	- 7,0 (- 8)
1600	-38,4 (-43)	3600	(Druckschmelz- temperatur)
1800	-35,4 (-40)		

Tab. 3: Temperaturen in Anlehnung an Berechnungen von RITZ, LLIBOUTRY & RADO (1982) sowie nach einer pers. Mitteilung von IAN WHILLANS, Ohio State University (in Klammern).

Tab. 3: Temperature after RITZ, LLIBOUTRY & RADO (1982) and IAN WHILLANS, Ohio State University (pers. communication, in brackets).

DISKUSSION DER MESSKURVEN

Die beiden Meßkurven zeigen nur bei geringen Elektrodenabständen signifikante Unterschiede. Diese können der saisonalen Temperaturwelle und ihrem Eindringen in den Firn zwischen dem 12. 12. 79 und dem 29. 12. 79 zugeordnet werden. Bei größeren Elektrodenabständen sind die Unterschiede zwischen den beiden Meßkurven statistisch verteilt, mit Abweichungen von weniger als 5%. Innerhalb dieser Meßgenauigkeit zeigt das Eis bei Dome C keine elektrische Anisotropie zwischen den N-S- und der E-W-Richtung. Die saisonale Temperaturwelle liegt nicht als Meßwert vor. Daher wird für L/2 von 1 m bis 10 m als Näherung die Annahme gemacht, daß in der Teufe von 0 bis 0,5 m die Temperatur im Mittel um +8 °C höher liegt als in größerer Tiefe. Die Abschätzung hat bei einer Gesamtteufe von 3600 m nur geringe Bedeutung. Mit dieser einfachen Näherung wird die Meßkurve bis L/2 = 10 m genügend genau erfaßt. Auf eine genauere Analyse auch der Unterschiede zwischen den Meßwerten des E-W-Profiles und des einige Wochen später gemessenen N-S-Profiles, die eine Folge der eindringenden Temperaturwelle sind, wird hier verzichtet.

RITZ, LLIBOUTRY & RADO (1982) veröffentlichten an Hand von Meßergebnissen aus der 905 m tiefen Bohrung bei Dome C eine Temperatur-Tiefen-Kurve. Von IAN WHILLANS (pers. Mitt.), Ohio State University konnte eine weitere Berechnung ausgeführt und hier genutzt werden. Die Modelle unterscheiden sich besonders im mittleren Teufenbereich deutlich voneinander.

In der Bohrung bei Dome C ist im Teufenbereich zwischen 450 m und 750 m eine starke Anreicherung von Spurenstoffen nachgewiesen. Bohrlochmessungen des spez. Widerstandes zusammen mit der chemischen Analyse der Bohrkerne dürften eine Möglichkeit bieten, diesen wichtigen Zusammenhang genauer zu untersuchen. Dieses konnte jedoch nicht durchgeführt werden. Für die Spurenstoff-Anreicherung zwischen 450 m und 750 m Teufe muß daher eine grobe Abschätzung versucht werden. Zwischen 525 m und 575 m Teufe wird $\rho = \rho(z) * 1/2$ zur näherungsweise Korrektur der Modelle aufgrund der Spurenstoffanreicherung angenommen. Diese Schätzwerte modifizieren die Modellkurven leicht zwischen L/2 von 1000 m und 3000 m.

BENOIST et al. (1982) veröffentlichten die bei der Bohrung Dome C bestimmten Dichtewerte. Die nach der Veröffentlichung bestimmten, geglätteten Daten jeweils für die Mitte der Schichten wurden für die Modellrechnungen benutzt.

HERRON & LANGWAY (1980) weisen nach, daß die Dichtewerte auf Grund einer halbempirischen Formel nur mit Hilfe der mittleren Jahrestemperatur t, der Anfangsdichte ρ_0 in der Nähe der Schneeoberfläche, sowie der Akkumulationsrate A in m-Wasser/Jahr recht gut berechnet werden können. Für

Dome C wurde mit den folgenden Werten die Dichte nach HERRON & LANGWAY (1980) berechnet: $t = -53,5^{\circ}\text{C}$, $\rho_0 = 0,33\text{Mg/m}^3$ und $A = 0,020\text{ m-Wasser/Jahr}$.

Die vorläufige Auswertung der bei Dome C bis 905 m Tiefe niedergebrachten Bohrung (BRIAT et al. 1982) zeigt eine starke Erhöhung der Staubkonzentration vor dem Ende der letzten Eiszeit, die mit einer Erhöhung der Konzentration anderer Spurenstoffe wie z. B. NaCl gekoppelt ist (C. LORIUS, pers. Mitteilung). In der Eistiefe, die zu diesem Übergang gehört, weisen MACCAGNAN & DUVAL (1982) einen deutlichen qualitativen Unterschied in der Gleichstromleitfähigkeit nach.

Ein weiterer Parameter für die Modellrechnung war der spez. Widerstand des unterliegenden Gesteins. Dieser wurde zwischen $0,01$ und $0,1\text{ M}\Omega\text{m}$ variiert. Es darf angenommen werden, daß der spez. Widerstand des unterliegenden Gesteins kleiner als $0,1\text{ M}\Omega\text{m}$ ist. Auch wenn Permafrost angenommen werden müßte, wäre wegen der logarithmischen Auflösung des geoelektrischen Verfahrens keine Permafrostmächtigkeit vorstellbar, die — in 3600 m Tiefe beginnend — die Meßwerte des scheinbaren spez. Widerstandes bei $L/2 = 8\text{ km}$ beeinflussen könnte. Für die wichtigsten Modellrechnungen wurde ein spez. Gesteinswiderstand von $10\text{ K}\Omega\text{m}$ angenommen.

Des weiteren wurde die Mächtigkeit des hochohmigen Eises bei Schmelztemperatur zwischen 300 und 100 m bei festem spez. Widerstand von $10\text{ M}\Omega\text{m}$ variiert. Im Rahmen des Äquivalenzprinzipes sind alle Mächtigkeiten und spez. Widerstände des hochohmigen Eises gleichwertig, die bei nicht zu starker Mächtigkeitsvariation (Faktor $2-4$) das gleiche Produkt von ca. $2000\text{ M}\Omega\text{m}^2$ aufweisen. Die beste Anpassung ergab sich bei 200 m und $10\text{ M}\Omega\text{m}$. Die hochohmige Schicht maskiert die Änderung des spez. Widerstandes in Abhängigkeit von der Temperatur für den unteren Teufenbereich bei Dome C. Ihr Einfluß auf die Meßkurven des scheinbaren spez. Widerstandes wird deutlich vermindert. Die Aussagen über die Temperaturverteilung in diesen Teufenbereich werden somit weniger genau. An Hand der angegebenen Abhängigkeiten wurde eine größere Anzahl von Modellen und die dazugehörigen ρ_s -Kurven berechnet.

Allen Modellrechnungen lag der spez. Widerstand von Polareis mit $67\text{ K}\Omega\text{m}$ bei -20°C zugrunde. Sie wurden mit der Aktivierungsenergie von $0,25\text{ eV}$ für Eis und mit der Druckabhängigkeit nach CHAN et al. (1965) berechnet. Zur Anpassung an die kontinuierliche Widerstandsverteilung wurden alle Rechnun-

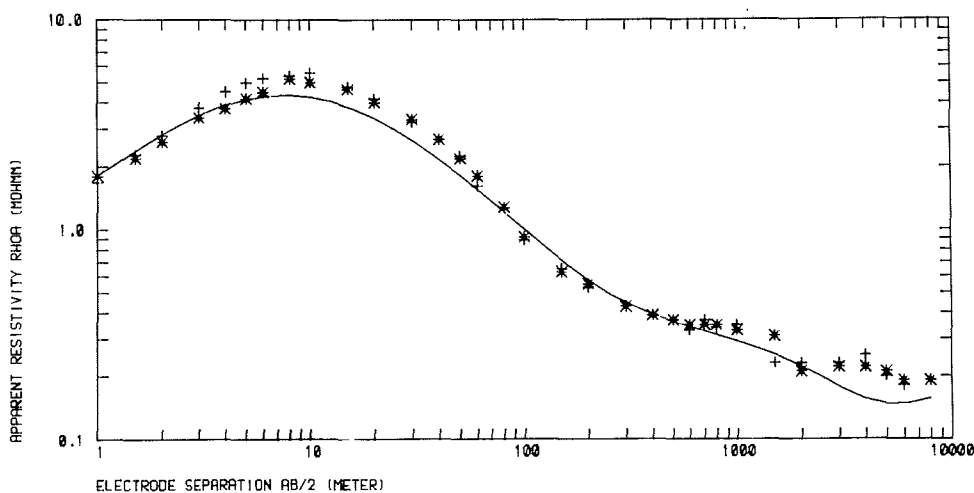


Abb. 2: Meßpunkte und ausgezogene Modellkurve nach HERRON & LANGWAY (1980) sowie nach WHILLANS (pers. Mitt.), 200 m hochohmiges Eis und $10\text{ K}\Omega\text{m}$ spez. Gesteinswiderstand.

Fig. 2: Geoelectric results and calculated graph after HERRON & LANGWAY (1980) and WHILLANS (pers. communication), 200 m of highly resistive ice and $10\text{ K}\Omega\text{m}$ rock resistance.

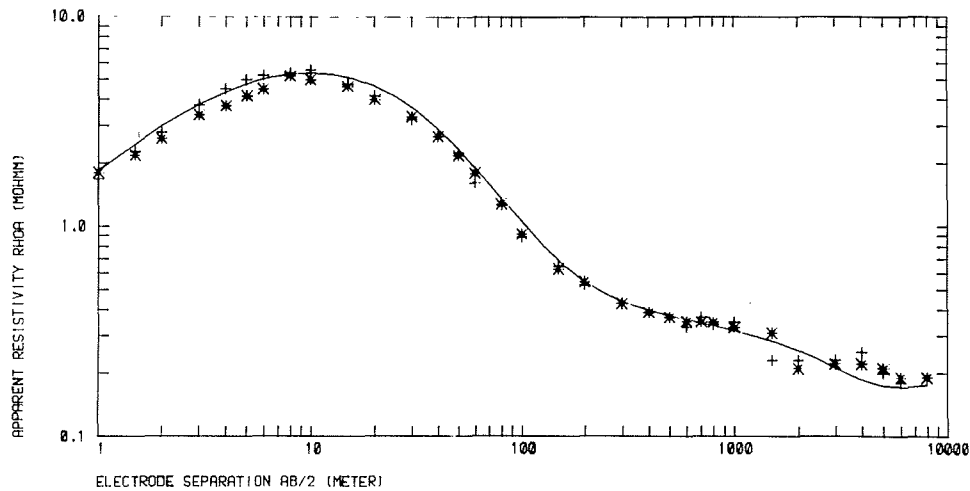


Abb. 3: Meßpunkte und ausgezogene Modellkurven nach BENOIST et al. (1982) und RITZ et al. (1982). 200 m hochohmiges Eis und 10 K Ω m spez. Gesteinswiderstand.

Fig. 3: Geoelectric results and calculated graph after BENOIST et al. (1982) and RITZ et al. (1982). 200 m highly resistive ice and 10 K Ω m rock resistivity.

gen als 115-Schichtenmodelle ausgeführt.

Den Rechenmodellen lagen die Temperaturverteilung nach RITZ et al. (1982) bzw. nach WHILLANS, die Dichteverteilung nach BENOIST et al. (1982) sowie nach HERRON & LANGWAY (1980) zugrunde. Darüber hinaus wurde die vorher erläuterte Abschätzung des Spurenstoffeinflusses berücksichtigt.

In der Abb. 2 ist die Modellkurve mit der Dichteverteilung nach HERRON & LANGWAY (1980) und der Temperaturverteilung nach WHILLANS zusammen mit den Meßergebnissen dargestellt, in der Abb. 3 das entsprechende für Daten nach BENOIST et al. (1982) und RITZ et al. (1982). Die Modellkurven für den scheinbaren spez. Widerstand zeigen mit den Dichtewerten nach BENOIST et al. (1982) deutlich zu niedrige Werte bis $L/2 = 60$ m und wenig zu hohe Werte nach HERRON & LANGWAY (1980).

Da ein geringer Einfluß einer unbekanntenen saisonalen Temperaturwelle in dem dazugehörigen Teufenbereich nicht auszuschließen ist und ebenso der Einfluß der unterschiedlichen Aktivierungsenergie von Firn und Eis nicht berücksichtigt werden konnte, soll dieses Ergebnis hier nicht genauer analysiert werden. Die beste Übereinstimmung zwischen den Meßwerten und den Modellkurven konnte mit dem Temperaturmodell von WHILLANS erreicht werden. Eine deutliche Abweichung besteht zwischen den Meßkurven und dem Temperaturmodell nach RITZ et al. (1982).

Die für die Rechnung der Modelle nach HERRON & LANGWAY (1980) sowie WHILLANS benutzten Widerstands-Tiefen-Funktion ist in der Abb. 4 aufgeführt. Sie ist in doppel-logarithmischem Maßstab und zeigt auch so die Näherungen, die für die Rechnung verwandt wurden.

Weitere geoelektrische Messungen, die an die Bohrungen durch Inlandeis angeschlossen werden sollten, könnten diese Ergebnisse sichern. Der wesentliche Unsicherheitsfaktor bei allen Modellrechnungen ist, solange diese bohrlochkontrollierten geoelektrischen Messungen nicht vorliegen, der Einfluß der hochohmigen Schicht im untersten Teufenbereich des Inlandeis und der unbekannte spez. Widerstand des direkt unterliegenden Gesteins. Letzterer kann möglicherweise durch den Einsatz der Audiomagnetotelurik am besten erfaßt werden.

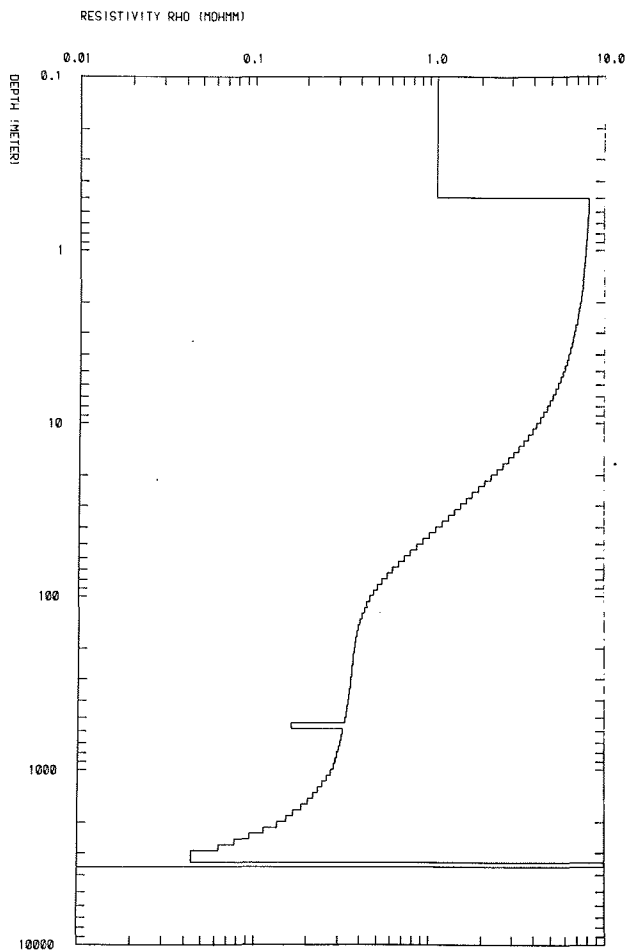


Abb. 4: Widerstands-Tiefen-Funktion zu dem Modell nach HERRON & LANGWAY (1980) und WHILLANS in doppel-logarithmischem Maßstab.

Fig. 4: Resistivity-depth-function calculated after HERRON & LANGWAY (1980) and WHILLANS in a double logarithmic scale.

Die Arbeiten wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter Th 168/13 und von der National Science Foundation unter DPP 78-20953 gefördert. Die Messungen auf Dome C wurden von den Autoren unterstützt von den Herren W. Zick und P. Luewer ausgeführt. Bei der Auswertung half Herr H. Hoell. Wir danken allen Mitarbeitern für ihren außergewöhnlichen Einsatz.

Literatur

- Benoist, J. P., Jouzel, C., Lorius, C., Merlivat, L. & M. Pouchet (1982): Isotope climatic record over the last 25 ka from Dome C, Antarctica, ice cores. — *Annals Glaciol.* 3: 17—22.
- Bentley, C. R. (1976): High electrical resistivity deep in shelf ice of icestream origin. — *Eos. Transactions, Am. Geophys. Union* 57 (4): 243 (Abstract).
- Bentley, C. R. (1977): Electrical resistivity measurements on the Ross ice shelf. — *J. Glaciol.* 78: 15—35.
- Bentley, C. R. (1979): In-situ measurements of the activation energy to D.C. conduction in polar ice. — *J. Glaciol.* 22 (87): 237—246.
- Briat, J. P., Royer, A., Petit, J. R. & C. Lorius (1982): Late glacial input of eolian continental dust in the Dome C ice core: additional evidence from individual microparticle analysis. — *Annals Glaciol.* 3: 27—31.
- Chan, R. K., Davidson, D. W. & E. Whalley (1965): Effect of pressure on the dielectric properties of ice I. — *J. Chemical Physics* 43: 2376—2983.
- Eigen, M. & L. de Maeyer (1958): Self-dissociation and protonic charge transport in water and ice. — *Proc. Roy. Soc. London A* 247: 505—533.

- Glen, J. W. & J. G. Paren (1975): The electrical properties of snow and ice. — *J. Glaciol.* 15 (73): 15—38.
- Gross, G. W., Hayslip, I. C. & R. N. Hoy (1978): Electrical conductivity and relaxation in ice crystals with known impurity content. — *J. Glaciol.* 21 (85): 143—160.
- Herron, M. M. & C. C. Langway jr. (1980): Firn densification: an empirical model. — *J. Glaciol.* 25 (93): 373—385.
- Looyenga, H. (1965): Dielectric constants of heterogeneous mixtures. — *Physica* 31 (3): 401—406.
- MacCagnan, M. & P. Duvall (1982): Electrical behaviour of Antarctic ice and radio echo layers in ice sheets. — *Annals Glaciol.* 3: 195—198.
- Reynolds, J. M. (1982): Electrical resistivity of George VI ice shelf, Antarctic Peninsula. — *Annals Glaciol.* 3: 279—283.
- Ritz, C., Liboutry, L. & D. Rado (1982): Analysis of a 870 m deep temperature profile at Dome C. — *Annals Glaciol.* 3: 284—298.
- Shabtaie, S. & C. R. Bentley (1979): Investigation of bottom mass-balance rates by electrical resistivity soundings on the Ross ice shelf, Antarctica. — *J. Glaciol.* 24 (90): 331—343.
- Thyssen, F. & S. Shabtaie (1980): Deep geoelectric and electromagnetic soundings at Dome C. — *U.S. Antarctic J.* 15 (5): 69—71.
- Thyssen, F. (1976): Elektrische Widerstandsmessungen großer Anlagen in Zentralgrönland, 1974. — *Dt. Gesellschaft f. Polarforschung*, 10. Intern. Polartagung Zürich, 6.—8. April 1976, Kurzfassung u. Vortrag.