

## Kapitel 4

# Was bedeuten die Ergebnisse der Krustengeophysik?

Die Annahme der Existenz tiefer Fluidsysteme beruht auf einer Reihe von Beobachtungen, die mit der althergebrachten Vorstellung über die Struktur der Erdkruste nicht übereinstimmen. Nach traditioneller Vorstellung ist die kontinentale Kruste mehr oder weniger schichtig aufgebaut [Kay and Kay, 1981]. Die Charakteristika dieser geforderten Schichten sind jedoch umstritten.

Die Unterkruste unterscheidet sich von dem darüberliegenden Material sowohl in ihren chemisch-petrographischen wie auch den physikalischen Eigenschaften. Es wird angenommen, daß diese beiden Aspekte eng verknüpft sind, d.h., daß einer anderen geologischen Einheit auch andere physikalische Eigenschaften entsprechen und umgekehrt. Nachdem einfache Modelle, wie die Annahme einer granitischen Oberkruste über einer basaltischen Unterkruste, aufgegeben werden mußten, hat die geowissenschaftliche Modellbildung meist den Weg einer Diversifizierung bekannter Argumentationsstränge eingeschlagen, weil immer mehr Krustenzonen als komplizierte Strukturen erkannt wurden, welche oft mehrere Deformations- und Akkretionszyklen erlebt haben.

Reflektionsseismische Daten, die erstmals eine Auflösung von Strukturen innerhalb des kristallinen Grundgebirges zum Ziel hatten, haben die Diskussion um die allgemeineren Eigenschaften der Unterkruste und ihre Rolle in geodynamischen Prozessen wieder in Gang gebracht. Gleichzeitig hat die Verbesserung der Meß- und Interpretationstechnik in den elektromagnetischen Verfahren dazu geführt, daß auch die elektrische Leitfähigkeit der Kruste verlässlicher bestimmt werden kann. Obwohl das räumliche Auflösungsvermögen elektromagnetischer Verfahren aus prinzipiellen Gründen nicht an das der seismischen Meßmethoden heranreicht, eröffnet sich hierdurch die Möglichkeit, einen völlig unabhängigen Parameter (nämlich den spezifischen elektrischen Widerstand  $\rho$ ) mit den mechanischen Parametern der Seismik zu verknüpfen. Den Ergebnissen beider Richtungen ist gemeinsam, daß sie durch die Annahme fluidgefüllter Zonen in der mittleren bis unteren Kruste gedeutet werden können.

Diese Deutung ist beileibe nicht die einzig mögliche: wie weiter unten zu sehen sein wird, existieren in praktisch allen Fällen mehrere konkurrierende Erklärungsmodelle. Bei der Bewertung eines Erklärungsmodells für Meßergebnisse sollten folgende Gesichtspunkte beachtet werden: Das angenommene Modell sollte möglichst viele unabhängige Beobachtungen erklären, d.h. möglichst viele physikalische und chemische Parameter verknüpfen. Es muß konsistent sowohl mit den geophysikalischen Meßdaten an der Oberfläche, als auch mit den geologischen, petrologischen und petrophysikalischen Beobachtungen an aufgeschlossenen Paläostrukturen sein, die sich gelegentlich – scheinbar – widersprechen.

Im Folgenden sollen eine Reihe von Gesichtspunkten diskutiert werden, die für die Charakterisierung der angenommenen Fluidsysteme und insbesondere der Quantifizierung der für eine Modellierung dieser Systeme relevanten Parameter bedeutsam sind.

## 4.1 Die elektrische Leitfähigkeit der Kruste

Es wird allgemein angenommen, daß in den oberen Kilometern der Kruste der Widerstand des Gesteins in erster Linie von seiner Porosität und der im Porenraum befindlichen Stoffe abhängt. Es wird ebenso angenommen – und dies ist für die im Zusammenhang der Exploration auf Kohlenwasserstoffe intensiv untersuchten Sedimentstrukturen empirisch gut belegt –, daß die Porosität mit zunehmender Tiefe exponentiell abnimmt [z. B. Domenico and Schwartz, 1990] und nach wenigen Kilometern fast ganz verschwunden sein müßte. Dies wird als eine Folge der zunehmenden Kompaktion der Sedimente und ihrer weitergehenden diagenetischen Veränderung gesehen. Konsistent mit dieser Vorstellung ist die von Keller [1986a] und Marquis and Hyndman [1992] festgestellte Korrelation zwischen dem geologischen Alter und der mittleren Leitfähigkeit einer Struktur. Zu erwarten wäre daher unter der Voraussetzung eines leitenden Porenhaltes eine im Großen und Ganzen monoton ansteigende Widerstands-Tiefen-Funktion, die erst mit dem zunehmenden Einfluß der Temperatur und/oder der Bildung von Schmelzen ihren Trend umkehrt [Keller, 1971, Brace, 1971, 1972]. Zur ersten Bildung von Schmelzen sind unter günstigsten Bedingungen (granitische Zusammensetzung und Wassersättigung) etwa 650 °C notwendig.

Die tatsächlich in der kontinentalen Kruste bestimmten Leitfähigkeiten zeigen jedoch ein anderes Bild: Die vorliegenden Untersuchungen auf Basis weltweiter magnetotellurischer Feldergebnisse [Shankland and Ander, 1983, Keller, 1986a,b, Haak and Hutton, 1986, Jones, 1987, Hjelt, 1988] zeigen eine Reihe von zum Teil unerwarteten Eigenschaften, die hier kurz diskutiert werden sollen:

Die kontinentale Kruste leitet in der Regel in ihrem unteren Stockwerk bedeutend besser, als es von einem Gestein unter diesen Bedingungen erwartet wird. Während Labormessungen an – trockenen – Gesteinen spez. Widerstände in der Größenordnung  $10^5 - 10^8 \Omega\text{m}$  liefern, liegen im Feld ermittelte Werte für die mittlere bis untere Kruste typischerweise zwischen  $1 - 10^3 \Omega\text{m}$  (s. Abb. 4.1). Charakteristische Widerstands-Tiefen-Verteilungen der Felddaten weisen typischerweise die gleiche Morphologie auf: Überlagert von einem moderat schlechten Leiters existiert eine Zone erhöhter Leitfähigkeit. Die Tiefenlage der Oberkante dieser Schicht erhöhter Leitfähigkeit ebenso wie der Absolutwert ihres Widerstands ändert sich jedoch systematisch in Abhängigkeit von regionaler Struktur und geologischem Zusammenhang. Neuere Statistiken [Marquis and Hyndman, 1992] ergeben ein ähnliches Bild (vgl. Abb. 4.5, S.150).

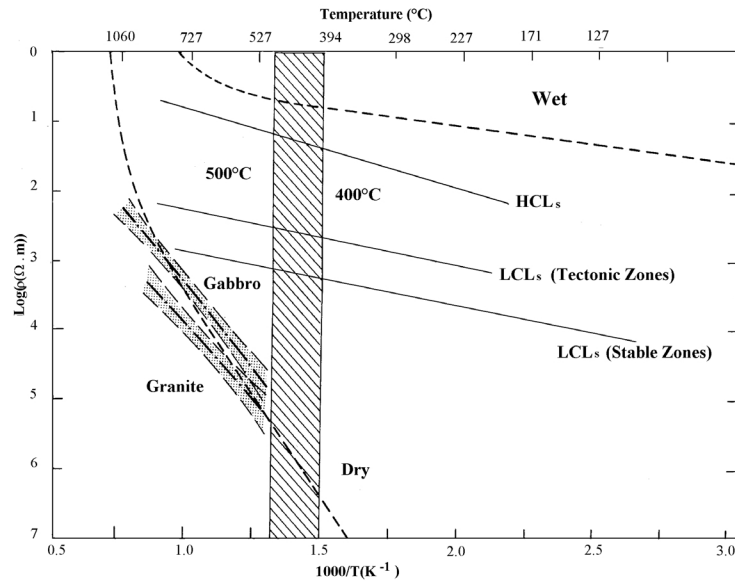
Dies gilt nahezu unabhängig von den speziellen tektonischen und geologischen Bedingungen. Shankland and Ander [1983] haben versucht zu zeigen, daß sowohl in tektonisch aktiven wie stabilen Zonen der gleiche Leitungsmechanismus vorliegt: Im Arrheniusdiagramm der Temperaturabhängigkeit der Leitfähigkeit ergeben sich bei beiden Datensätzen Geraden annähernd gleicher Steigung (Abb. 4.1).

Nimmt man für die gesamte Kruste thermisch aktivierte Leitungsvorgänge an, können sie durch ein Gesetz der Form:

$$\sigma(T) = \sigma_0 \cdot e^{-\frac{E_0}{kT}} \quad (4.1)$$

beschrieben werden, wobei  $\sigma_0$  die Bezugsleitfähigkeit und  $k$  die Boltzmannkonstante ist. In der doppeltlogarithmischen Darstellung eines Arrheniusdiagramm kann die für den Leitungsmechanismus charakteristische Aktivierungsenergie  $E_0$  als Steigung einer Geraden ermittelt werden. Leitende Krustenstrukturen in tektonisch aktiven und stabilen Gebieten unterscheiden sich jedoch kaum in der Steigung der Regressionsgeraden und damit ihrer Aktivierungsenergie  $E_0$ , sondern lediglich durch ihr Niveau. Die zitierten Autoren [Shankland and Ander, 1983] haben sich auf Grund des postulierten gemeinsamen Leitungsvorgangs in tektonisch aktiven und stabilen Zonen für Wasser als leitende Phase ausgesprochen. Hierbei wird vorausgesetzt, daß genügend gelöste Salze vorhanden sind, um eine entsprechend hohe spezifische Leitfähigkeit zu erreichen.

Unter vielen Interpretatoren ist die Ansicht verbreitet, daß ihre Ergebnisse in irgendeiner Form die regionale Tektonik wiedergeben. Die trifft sowohl auf die Deutung der Krustenleiter als krustale Überschiebungsbahnen oder andere Störungsstrukturen zu [z. B. Gough, 1983, Jones, 1993], als auch



**Abbildung 4.1:** Arrheniusdiagramm für die Leitfähigkeit von Granit in trockenem und nassem Zustand nach Olhoeft [1981a]. Die eingezeichneten Grenzen geben den Temperaturbereich der unteren Kruste und die typischen spezifischen Widerstände der dort gefundenen Leiter an. Von dem Niveau der Kurven her erreicht lediglich nasser Granit bei einer Referenztemperatur von 300 – 500 °C den notwendigen geringen Widerstand von 1 – 1000  $\Omega\text{m}$  [Abb. modifiziert aus Jones, 1992]. Ebenfalls eingetragen sind Geraden für die aus Feldmessungen bestimmten Krustenleitfähigkeiten von Shangkland and Ander [1983]. Sie beziehen sich auf die Teildatensätze für anomal leitfähige Schichten (*high-conductivity layers*, HCL), und Hintergrundleitfähigkeiten (*low-conductivity layers*, LCL) in tektonisch beanspruchten und stabilen Gebieten. Alle drei Geraden weisen sehr ähnliche Steigungen und damit Aktivierungsenergien auf.

die möglicherweise durch das regionale Streiffeld induzierte Anisotropie.

Jones [1993] hat darauf hingewiesen, daß viele der erfaßten tiefreichenden Anomalien in der Kruste sich bei geringer Breite oft über viele hundert oder gar tausend Kilometer ausdehnen. Sie könnten als alte (paläo/proterozoische) Kollisions- oder Subduktionszonen gedeutet werden. Beispiele hierfür sind etwa die NACP-Anomalie (North American Central Plains) oder die Iapetus-Sutur in Schottland/Irland [z. B. Jones, 1992]. Diese Deutung ist naheliegend, läßt aber die Frage nach dem Leitungsmechanismus und dem Zusammenhang von tektonischer Geschichte und der Genese der leitfähigen Strukturen offen. Die NACP-Anomalie ist beispielsweise auf Sulfidanreicherungen in metasedimentären Strukturen zurückzuführen [Jones, 1998], während dies für die Iapetus-Sutur ausgeschlossen scheint.

Krustale Überschiebungsbahnen sind auch anderswo als Erklärungsmodell für jüngere Strukturen diskutiert worden [Jödicke et al., 1983, Jödicke, 1990, 1992, Frost and Bucher, 1994, Glover and Vine, 1994b, z. B.]. Diese Erklärungsweise geht meistens mit der Annahme von extrem gut leitenden, dünnen Strukturen und den entsprechenden Leitungsträgern wie Graphit einher. In diesem Zusammenhang wird die berechtigte Frage aufgeworfen, ob die mächtigen Leiter von mehreren km Mächtigkeit, wie sie in vielen Modellen existieren, tatsächlich von den Daten gefordert werden, oder ob ihre integrierte Leitfähigkeit nicht durch feinere diskrete Strukturen erzeugt werden kann. Ein einschlägiges Beispiel dieser Mehrdeutigkeit ist in Ritter et al. [1999] zu finden.

Magnetotellurische Daten sind wegen ihres tensoriellen Charakters im Gegensatz zu anderen tiefreichenden Verfahren besonders gut geeignet, anisotrope Leitfähigkeitsverhältnisse nachzuweisen. In kristallinen Gebieten folgen oft die – mit welcher Methode auch immer ermittelten elektrischen – Streichrichtungen erstaunlich gut postulierten (Paläo-) Stressfeldern. Ebenso erstaunlich ist, daß dies über weit größere räumliche Bereiche gilt, als es durch die direkten Effekte von Makroanomalien – beispielsweise einer gutleitenden Füllung eines lokalen Grabenbruchs oder subduzierten Sedimenten – erklärt werden kann [Schmucker and Tezkan, 1988, Tezkan, 1988, Rasmussen, 1988a]. Daher liegt die Folgerung nahe, daß die betreffenden Krusteneinheiten eine innere laterale Anisotropie aufweisen können, worunter hier eine Struktureigenschaft verstanden werden soll, deren charakteristische Skalenlänge kleiner ist als die kleinste aufgelöste Heterogenität. Eine Möglichkeit der Erklärung ist beispielsweise die von Crampin and Atkinson [1985] und Crampin [1985b] postulierte weite Verbreitung von Mikrorissen innerhalb des Bereiches mehr oder weniger spröder Krustendeformation. Ähnliche Gedanken sind beispielsweise von Rasmussen [1988b] geäußert worden. Laterale Anisotropie ist durch (Paläo)-Kluftsysteme erklärbar, die überwiegend vertikal angeordnet und somit mit extensionalen Bedingungen im weitesten Sinne vereinbar sind.

Die innerhalb eines kompliziert aufgebauten, nur in einem weiten statistischen Sinne kontinuierlichen Medium ablaufenden physikalischen Prozesse können sehr verwickelt sein. Sie lassen sich modellhaft mit Hilfe einer – mehr oder weniger begründeten – Mittelung mikroskopischer Prozesse über ein charakteristisches Volumen und die Abhängigkeit der so erhaltenen makroskopischen Größen von anderen makroskopischen Größen wie Temperatur, Druck, Dichte etc. untersuchen. Dabei greifen notwendigerweise sehr unterschiedliche Parametergruppen wie Mineralbestand, Porengeometrie etc. ineinander, die eine genaue Erfassung der ablaufenden physikalischen Prozesse oft unmöglich machen. Ein schönes Beispiel für die Komplexität der Charakterisierung eines Gesteins bieten die Arbeiten von Schopper et al. [1988] und Pape et al. [1998b].

Die Situation wird für die elektrische Leitung erleichtert durch die in einem natürlichen Gestein oft vorhandenen extremen Widerstandskontraste: Da die Hauptbestandteile der Krustengesteine fast alle sehr schlecht leiten, wird das elektrische Verhalten durch die Leitfähigkeit und geometrische Verteilung weniger hervorragender Leiter bestimmt, so daß die Leitfähigkeit des Gesteins meist durch vergleichsweise einfache Mischungsgesetze erklärt werden kann [Berryman, 1995, Jikov et al., 1994, Olhoeft, 1982]. Aus diesen kann beispielsweise bei bekannter Leitfähigkeit der leitenden Phase ihr Anteil berechnet werden. Auch empirisch ermittelte Gesetze, die auf der Annahme nur einer leitenden Komponente beruhen (z.B. das Archiegesetz) können oft zu einer Schätzung der Größenordnung verwendet werden. Einige der möglichen Komplikationen werden später in diesem Abschnitt noch erwähnt werden.

Für einen spez. Widerstand von (beispielsweise)  $100 \Omega m$  kann man alternativ annehmen, daß entweder in großen Mengen Minerale vorliegen, die eine verhältnismäßig schlechte Leitfähigkeit aufweisen ( $\rho = 10^0 - 10^2 \Omega m$  unter Krustentemperaturen), oder aber in Bezug auf das Volumen geringe Anteile von sehr guten Leitern ( $\rho = 10^{-2} - 10^0 \Omega m$ ). Als potentielle Ladungsträger im diesem zweiten Sinne werden sowohl ionische Leiter wie wässrige Lösungen im Porenraum als auch elektronische Leiter wie Graphit oder metallische Komponenten diskutiert.

Soll eine sich signifikant vom Umgebungsgestein unterscheidende elektrische Leitfähigkeit erzielt werden, ist jedoch neben einer kritischen Menge leitenden Materials eine Verteilung nötig, welche eine elektrische Konnektivität über laterale Ausdehnungen einer Längenskala von mehreren Kilometern ermöglicht. Zu erklären ist daher eine Anreicherung von thermisch aktiviert leitendem Material in einem Zustand hoher geometrischer Ordnung.

Im Folgenden sollen einige Aspekte diskutiert werden, welche für die unterschiedlichen Modelle dieser tiefgelegenen Strukturen von Bedeutung sind. Die in diesem Kapitel genannten Anhaltspunkte legen nahe, vor allem die Temperaturabhängigkeit und die Geometrie der Verteilung der potentiellen Leitungsträger zu untersuchen.

### 4.1.1 Leitungsträger

Eine der wichtigen Fragen bei der Erklärung der erhöhten Leitfähigkeit der mittleren bis unteren Kruste ist zunächst die nach dem Vorhandensein bzw. dem Ursprung eines leitfähigen Stoffes.

Wie schon erwähnt, ist Wasser in Form von mehr oder minder konzentrierten Lösungen in der Kruste in erheblichen Mengen vorhanden. Wie man aus der schematischen Zeichnung 1.1 (S. 11) entnehmen kann, kann es von der Oberfläche her eindringen (meteorisches Wasser), durch metamorphe Reaktionen in der Kruste freigesetzt werden (metamorphes Wasser) oder durch Kollision/Subduktion advektiv zugeführt werden.

Für eine hohe Leitfähigkeit der flüssigen Porenfüllung ist ein gewisser Gehalt an gelösten Salzen notwendig. Der spezifische Widerstand gibt darüber wenig quantitative Information. Da mit den zu erwartenden großräumigen Krustenpermeabilitäten ( $10^{-14} - 10^{-20} m^2$  [Clauser and Huenges, 1995, Brace, 1984]) und den plausiblen Rißweiten und -häufigkeiten durchaus Porositäten zwischen  $10^{-2}$  und  $10^{-4}$  [Norton and Knapp, 1977] vereinbar sind, ist der Spielraum für die Salinitäten ebenfalls hoch. Auch geochemische Untersuchungen an modernen oder fossilen Fluidsystemen ergeben kein einheitliches Bild: Die Gesamtsalinitäten moderner hydrothermalen (überwiegend vulkanischer) Systeme werden von Henley and Ellis [1983] mit 0 – 30 wt% angegeben, wobei die überwiegende Zahl zwischen 0.1 – 1 wt% liegen. Diese Angaben beziehen sich auf verhältnismäßig flachliegende ( $\leq 12$  km) Zonen, in denen jedoch hohe Temperaturen ( $\leq 700$  °C) erreicht werden. Kerrich et al. [1984], Kerrich [1986a,b] deuten dagegen Ergebnisse für tiefreichende Störungszonen derart, daß unter charakteristischen P-T-Bedingungen der tiefen Kruste ( $T \geq 350$  °C) hauptsächlich metamorphe Fluide geringer Salinität beteiligt waren. Weitere Informationen liefern Studien an Fluideinschlüssen: Roedder [1984] weist auf die äußerst hohe Streuung der Salinitäten von Fluideinschlüssen in Metamorphiten von reinem Wasser bis zu Lösungen mit 70wt% NaCl hin. Ähnliches ergeben systematischere Studien an Fluideinschlüssen in varistischen und jüngeren Strukturen in Mitteleuropa [Behr et al., 1987]. Die nachweisbaren hochsalinen Lösungen späterer Zeit werden dagegen meist als in verhältnismäßig geringer Tiefe zirkulierende Fluide gedeutet, die aus naheliegenden Beckenstrukturen eingedrungen sind [Behr and Gerler, 1987]. Dies gilt auch für die beispielsweise in den Kristallingesteinen alter Schilde [Fritz and Frape, 1982, Frape et al., 1984, Kelly et al., 1986] gefundenen Fluide, die als infiltrierte paläozoische Formationswässer betrachtet werden [Kelly et al., 1986], die bei niedrigen Temperaturen im Gleichgewicht mit der Gesteinsmatrix gestanden haben. Gesteine der Amphibolit- bis Granulitfazies weisen oft saline Einschlüsse auf [Touret, 1981, 1986], die allerdings oft an metasedimentäre Einheiten gebunden zu sein scheinen. Trommsdorff et al. [1985] vertreten eine entgegengesetzte Auffassung. Bei den äußerst hohen Salinitäten bis hin zur Übersättigung, wie sie bei Fluideinschlüssen in hochmetamorphen Zonen angetroffen werden, spielen vermutlich Prozesse eine Rolle, die durch Aufschmelzprozesse und die unter hohen Temperaturen geringe Mischbarkeit von  $CO_2$  und  $H_2O$  bei Anwesenheit von NaCl

zusammenhängen. Es ist daher die Frage, ob diese Fluideinschlüsse den Zustand der ehemals freien Fluide widerspiegeln, oder eine spezifische Form von Relikten darstellen.

Gesteinstyp	Salinität <i>wt %</i>	$c_{NaCl}$ <i>M</i>
Metapelite und Gneise	2 – 6	$\leq 1$
Kalke	20 – 25	$\leq 5$
Evaporite	$\geq 25$	$\geq 5$
<i>zum Vergleich:</i> Ozeanwasser	$\approx 3.5$	$\approx 0.6$

**Tabelle 4.1:** Generalisierte Salinität von Fluideinschlüssen in metamorphen Gesteinen nach Crawford and Hollister [1986].

Zusammenfassend scheinen die Salinitäten keinem einfachen P-T-Schema zu folgen. In erster Linie wird der Salzgehalt vom chemischen Bestand des Matrixgesteins bestimmt, so daß es schwierig, wenn nicht unmöglich ist, ein generelles Modell oder auch nur einen Trend der Salinität auf Krustenebene anzugeben. Der überwiegende Teil der zirkulierenden Wässer scheint jedoch geringe (äquivalente) Salzgehalte ( $\leq 1M$ , vgl. 4.1) aufzuweisen. Dies beinhaltet gleichzeitig ein Argument für relativ hohe zu erwartende Porositäten. Die spezifischen Widerstände in Abhängigkeit von Druck und Temperatur einer solchen Lösung geringer Salinität sind in Abb. 4.2, S. 141, gezeigt [Olhoeft, 1981b].

Entgegen den schon mehrfach geäußerten Vermutungen [Feldman, 1976, Hyndman and Hyndman, 1968, Greenhouse and Bailey, 1981, Lebedev, 1981, Gough, 1983],

daß wasserhaltige Silikate die guten Leiter in großen Tiefen erklären könnten, sind die Minerale dieser Gruppe (z.B. Glimmer, Chlorite, Amphibole) mit wenigen Ausnahmen schlechte Leiter [Schön, 1983, Parkhomenko, 1982, Lebedev, 1981], obwohl sie in den meisten Gesteinen bis hinauf zu Bedingungen der Granulitfazies enthalten sind. *A fortiori* gilt dies für die aus ihnen zusammengesetzten Gesteine.

In ihrem umfassenden Review der Labormessungen der elektrischen Leitfähigkeit bei hohen Temperaturen und Drücken weist Parkhomenko [1982] auf die extreme Streuung der im Labor gemessenen Werte hin. Bei den von ihr erwähnten Silikatmineralen existieren jedoch wenige, deren Leitfähigkeit unter den P-T-Bedingungen der tiefen Kruste auch nur den Bereich der „gemäßigten“ Leitfähigkeiten erreichen. Unter anderem werden dort Riebeckit, ein dem Glaukophan verwandter Amphibol mit  $10^{-1} < \rho < 10^1 \Omega m$ , und – viel schwächer ausgeprägt – Aegirin/Acmit, Hedenbergit und Jadeit, drei Pyroxene, erwähnt. Alle diese Minerale sind mehr oder weniger dem Hochdruck-Niedrigtemperaturbereich zuzuordnen [Winkler, 1979, Wimmenauer, 1985], im allgemeinen jedoch nicht in signifikanten Volumenanteilen in typischen Gesteinen der tiefen Kruste vorhanden. Letzteres gilt ebenfalls für Zeolithe und bestimmte Tonminerale, welche eine hohe Leitfähigkeit aufweisen, die im Gegensatz zu den oben erwähnten Mineralen auf einer erhöhten Oberflächenleitung beruht [Olhoeft, 1986]. Auch diese Minerale sind eher im Niedrigtemperaturbereich anzusiedeln.

Eines der meistdiskutierten Gesteine in diesem Zusammenhang ist Serpentin. Labormessungen an Serpentin [Stesky and Brace, 1973, Lebedev, 1981] haben gezeigt, daß diese oft wirklich niedrige spezifische Widerstände aufweisen. Für den geringen spezifischen Widerstand dieser Gesteine ist jedoch in erster Linie deren hohe Porosität (unter Oberflächendrücken) verantwortlich, d.h. das darin enthaltene freie Wasser. Nur wenige untersuchte Proben enthielten metallische Anteile (Magnetit, Hämatit), die im Zusammenhang der Serpentinisierung entstehen können [Moody, 1976b,a, Haggerty, 1978, Hay et al., 1988, Norrell et al., 1989], oder Erzminerale (Pyrit) [Lebedev, 1981, Hay et al., 1988]. Die bestleitende Probe des letztgenannten Autors mit immerhin fast 22 wt% Erzgehalt - bestimmt kein typischer Wert für Serpentinite - erreicht ihren minimalen Widerstand diesseits des Bereichs partieller Schmelzen bei  $\approx 350^\circ C$  mit  $\approx 3 \Omega m$ . Alle anderen Probenwiderstände bewegen sich oberhalb 100  $\Omega m$ .

Beobachtet man das Verhalten der Leitfähigkeit von Serpentin [Lebedev, 1981] ergibt sich die legitime Frage, ob serpentinitische Gesteine unter den Bedingungen der tiefen Kruste überhaupt gut leitend sind: Der Leitungsmechanismus ist jeweils an Erzminerale [z. B. Norrell et al., 1989, Hay et al., 1988] und/oder Fluide gebunden. Diese können während des Aufheizprozesses reagieren oder abtransportiert werden. Bei der Abkühlung wird der alte Wert der Leitfähigkeit nicht wieder erreicht. Leider fehlen bei den hier gezeigten Ergebnissen sowohl eine exakte petrographische Beschreibung der Proben und ihrer Herkunft, als auch eine nähere Beschreibung anderer petrophysikalischer Eigenschaften, so daß eine eingehende Diskussion schwierig ist.

Aus diesem Grunde läßt sich auch wenig über das Verhalten der von Haggerty [1978, 1979] bei der Erklärung tiefer magnetischer Anomalien favorisierten Serpentine mit elementarem Metallgehalt in Form von Fe-Ni-Verbindungen unter hohen Temperaturen und Drücken aussagen. Dieser Bestandteil kann durch Zerfall von Sulfidanteilen oder massenhafte Zersetzung von Fe-reichem Olivin während der Serpentinisierung entstehen. Ähnliches gilt von dem bei diesem Prozeß in signifikanter Menge (1–5 %) entstehenden Magnetit. Nach veröffentlichten Kompilationen [Schön, 1983] weist Magnetit eine große Streubreite der Leitfähigkeit auf ( $10^{-2} - 10^5 \Omega\text{m}$ ). Dieser Anteil könnte nicht nur für eine erhöhte Leitfähigkeit, sondern auch für die Existenz tiefer magnetischer Anomalien in der Kruste verantwortlich sein [Moores and Vine, 1988]. Untersuchungen an einer Reihe von relevanten aufgeschlossenen Unterkrusteneinheiten ergeben, daß Magnetit der wesentliche Träger der Magnetisierung ist, und die Fe-Ni-Legierungen nur in Ausnahmefällen eine Rolle spielen [Shive et al., 1988, Shive and Fountain, 1988]. Daraus ergäbe sich eine weitere interessante Möglichkeit einer unabhängigen Verifizierung. Leider sind jedoch bis auf die oben zitierte Untersuchung [Gough, 1983] keine positiven Korrelationen zwischen tiefen magnetischen und elektrischen Anomalien bekannt.

Kohlenstoff ist in den meisten Krustengesteinen [Hoefs, 1965, 1996] enthalten, wenn auch in verhältnismäßig geringer Konzentration. Von den schätzungsweise in der Kruste enthaltenen  $5 - 10 \cdot 10^{21}$  mol Kohlenstoff [Oxburgh and O’Nions, 1988] befinden sich vermutlich  $\approx 90\%$  in den Sedimenten, und nur ein geringer Teil in den kristallinen Gesteinen des Basements. Er ist jedoch gerade für diese Gesteine auf Basis von petrographischen und geophysikalischen Beobachtungen oft gefordert worden [z. B. ELEKT B group, 1997, Shankland et al., 1997, Leger et al., 1996, Mathez et al., 1995, Katsube and Mareschal, 1993, Mathez and Delaney, 1981].

Aus der Forderung einer Konnektivität im Skalenbereich von mehreren *km* ergeben sich für die Annahme von graphitischem Material als Träger des Leitungsvorgangs in der tiefen Kruste einige Probleme, die die mögliche Herkunft sowie seine Verteilung und Textur betreffen: Der in der Kruste vorhandene Kohlenstoff stammt entweder aus metamorphisiertem organischen Material oder Karbonatgesteinen, oder kann als juveniler Kohlenstoff aus dem Mantel in die Kruste transportiert worden sein.

Empirisch können die verschiedenen Ursprünge graphitischen Materials aus seiner isotopischen Zusammensetzung erschlossen werden [Hoefs, 1996]: Natürlicher Kohlenstoff weist charakteristische Isotopenverhältnisse  $\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$  auf [Hoefs, 1996]. Untersuchungen an bedeutenden Graphitlagerstätten, welche in großer Tiefe entstanden sind [Weis et al., 1981, Soman et al., 1986], ergeben für syngenetische Graphite eine fast ausschließliche Beteiligung biogenen Materials oder eine Herkunft aus Karbonatgesteinen. Viele, aber nicht alle kontinentalen Leitfähigkeitsanomalien können durch die Annahme autochthonen metasedimentären Kohlenstoffs (z. B. aus den oft reichlich vorhandenen Schwarzschiefern) plausibel gemacht werden [Duba et al., 1988, Stanley, 1989, Boerner et al., 1996]. Die ebenfalls mögliche Genese während des Metamorphismus von Karbonatgesteinen ist eher von lokaler Bedeutung.

Ein hypothetischer Zufluß von *C* aus dem Mantel [Oxburgh and O’Nions, 1988] und eine Anreicherung in tektonisch aktiven Zonen - konsistent mit den Ergebnissen von Shankland and Ander [1983] - ist nach den veröffentlichten isotopengeochemischen Untersuchungen ebenfalls nicht wahrscheinlich. Die Analyse der  $^{13}\text{C}^{4}\text{He}$ -Verhältnissen in kontinentalen Zonen [Oxburgh and O’Nions, 1988] ergeben Flußraten von  $10^7 \frac{\text{Atome}}{\text{m}^2\text{s}}$  (Kompressionstektonik oder stabile Bereiche) bis  $10^9 - 10^{10} \frac{\text{Atome}}{\text{m}^2\text{s}}$  (Dehnungstektonik). Maximalannahmen für einen Zufluß in Form von  $\text{CO}_2$  ergeben für die Akkumulation des gesamten innerhalb des Basements vorhandenen Kohlenstoffs eine notwendige Zeit von  $\approx 1$  Ga. Eine derart lange Periode der Extensionstektonik muß vor dem Hintergrund überwiegend kompressiver Streßzustände in der Kruste [Zoback, 1992] als unrealistisch angesehen werden.

Da ein beträchtlicher Teil der kontinentalen Kruste aus durch tektonische und/oder metamorphe Prozesse veränderten Sedimentstrukturen besteht, muß daher häufig mit graphitischen Leitern gerechnet werden [Jödicke, 1990, Boerner et al., 1996]. Wie Jödicke [1990] gezeigt hat, kommen dafür praktisch meist Schwarzschiefer in Frage, die ursprünglich fein verteilte organische Substanz enthalten. Diese Substanzen sind zunächst sehr schlechte Leiter. Erhitzung bis mindestens  $> 400^\circ\text{C}$  verwandelt sie jedoch in Graphit, der metallähnliche Leitfähigkeiten ( $> 10^5 \text{ S/m}$ ) erreichen kann. Je nach Verteilungsgeometrie kann dies schon bei geringen Beimengungen ( $\ll 1\%$ ) zu äußerst gut leitenden Strukturen führen, oder aber bis hin zu Gehalten von mehreren Prozenten geringe Wirkung zei-

gen [Jödicke, 1990]. Systematische Untersuchungen von Boerner et al. [1996] zeigen, daß eine Reihe mit protero/paläozoischen Strukturen verbundene Anomalien des nordamerikanischen Kontinents auf einen charakteristischen kohlenstoffführenden Horizont (Schwarzschiefer) zurückführbar sind und äußern die naheliegende Hypothese der weitverbreiteten Existenz ähnlicher Verhältnisse. Wie unten noch ausgeführt werden wird, muß dies jedoch nicht unbedingt zu guten Leitern führen: Hochmetamorphe, graphithaltige Gesteine sind empirisch oft schlechte Leiter.

Hohe Leitfähigkeiten in Oberflächennähe sind – zumindest hoffen das Geophysiker – häufig mit Anreicherungen metallischer Oxide oder Sulfide verbunden. Auch die meisten Metamorphite enthalten in geringem Grade Metalloxide oder -sulfide, die häufig entlang der Korngrenzen oder Reißflächen ausgeprägt sind [Wimmenauer, 1985, Parkhomenko, 1982]. Sie sind meistens aus wässrigen Lösungen ausgeschieden worden. Zur möglichen Rolle dieser Anreicherungen von Metallverbindungen ist zu sagen, daß unter den Bedingungen der Mittel- und Unterkruste die Löslichkeit dieser Stoffe im allgemeinen höher ist als in geringerer Tiefe. Sie hängt im wesentlichen positiv von der Temperatur und – in geringerem Maße – vom Druck ab [Barnes, 1978, Crerar et al., 1985, Brimhall and Crerar, 1986]. Der Temperatureffekt überwiegt unter nahezu allen relevanten Bedingungen. Es ist daher nicht einzusehen, weshalb gerade in der Unterkruste die Häufigkeit solcher Lagerstätten größer sein soll als in der darüberliegenden Kruste. Statistische Untersuchungen [Naumov, 1984] belegen, daß die überwältigende Mehrzahl bekannter hydrothermaler Lagerstätten bei Temperaturen  $< 300^\circ\text{C}$  und Drücken  $< 200\text{ MPa}$  entstanden sein muß. Ein Vergleich mit den unten diskutierten Ergebnissen von Hyndman [1988] zeigt, daß sich ihr Entstehungsbereich fundamental von dem Bereich der gutleitenden Unterkruste unterscheidet. Insbesondere entstehen Lagerstätten in ihrer Überzahl (übereinstimmend mit den oben gemachten Aussagen) in Zonen hoher geothermischer Gradienten, wie es die niedrigen Drücke suggerieren. Nichtsdestotrotz ist zumindestens eine der größten kontinentalen Leitfähigkeitsanomalien (NACP) auf anisotrope Sulfidanreicherungen in Metasedimentären Strukturen zurückzuführen [Jones, 1998].

Magmatische Gesteine können lokal ebenfalls Anreicherungen von Oxid/Sulfid-Mineralen enthalten, die im Zusammenhang mit magmatischen Ereignissen entweder durch direkte Differentiation des Magmas oder durch die damit zusammenhängenden hydrothermalen Prozesse entstanden sind [Wimmenauer, 1985]. Diese anomalen Leitfähigkeiten sind jedoch an das Auftreten von Magmatismus gebunden und zeigen insofern nicht das Merkmal einer allgemeinen Verbreitung.

### 4.1.2 Temperaturverhalten

Die Temperaturabhängigkeit des spezifischen Widerstands der potentiellen Leitungsträger zeigt deutliche Unterschiede:

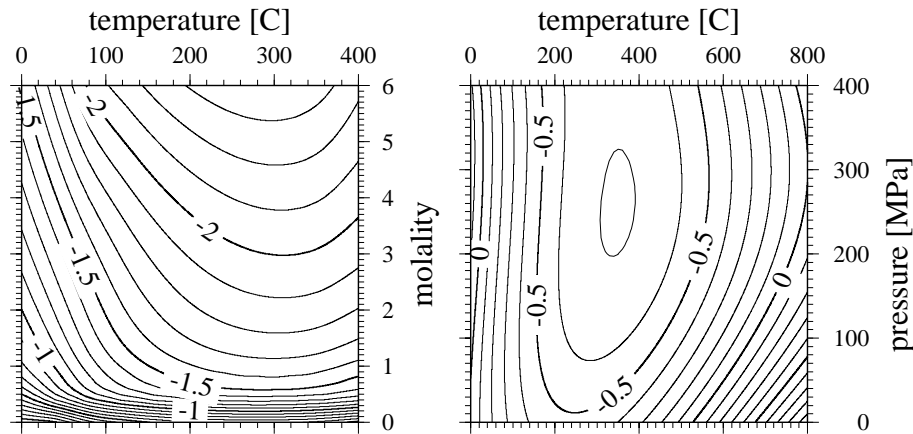
Die am häufigsten in der Kruste vorkommenden Minerale sind ohne Zweifel Silikatverbindungen. Sie stellen meist ionische Kristalle dar, die als *Dielektrika* beschrieben werden können. Unter den Bedingungen der Kruste leiten diese entweder (bei niedrigen Temperaturen) extrinsisch durch Fehlstellen oder Ionen, bei entsprechend höheren Temperaturen jedoch elektronisch [Olhoeft, 1982, Parkhomenko, 1982]. Beide Mechanismen sind thermisch aktiviert, d.h. der spezifische Widerstand sinkt mit der Temperatur und kann als Summe

$$\sigma(T) = \sum_{i=1}^N \sigma_{0,i} e^{-\frac{E_{0,i}}{kT}} \quad (4.2)$$

mit verschiedenen  $\sigma_{0,i}$  und  $E_{0,i}$  dargestellt werden. Die  $E_{0,i}$  haben die Dimension einer Energie und werden vereinfacht als Aktivierungsenergien bezeichnet. Typische Werte bewegen sich beispielsweise für Granit zwischen  $0.5\text{ eV}$  ( $25^\circ\text{C}$ ) bis  $1.5\text{ eV}$  (nahe der Schmelztemperatur).

Wasser ist ohne Zweifel einer der wichtigsten Leitungsträger in natürlichen Gesteinen. Es weist sowohl als reiner Stoff als auch als Lösungsbestandteil ein verhältnismäßig kompliziertes Verhalten auf, welches mit der Konkurrenz der ausgeprägten Änderungen der physikalischen Eigenschaften (Viskosität,





**Abbildung 4.2:** Links: Dekadischer Logarithmus der Leitfähigkeit wässriger NaCl-Lösungen für Konzentrationen von 0 – 6 M, Temperaturen  $T < 350^\circ\text{C}$  und einem Druck von 30 MPa nach einem von Uco et al. [1980] entwickelten dreidimensionalen Regressionsmodell. Der hier nicht berücksichtigte Einfluß des Druckes bewirkt im wesentlichen einen geringeren Wiederanstieg des Widerstands oberhalb  $300^\circ\text{C}$ . Dies ist auch deutlich in der für eine Konzentration von 0.01 M ( $\approx 0.5\text{ g/l}$ ) berechneten rechten Darstellung zu erkennen. Rechts: Dekadischer Logarithmus der Leitfähigkeit einer wässrigen NaCl-Lösung der Konzentration 0.01 M für Temperaturen  $T < 800^\circ\text{C}$  und Drücke  $50 < P < 400\text{ MPa}$  nach einem von Olhoeft [1981b] entwickelten Regressionsmodell.

Dichte, Dielektrizitätskonstante etc.) dieses Stoffes in Abhängigkeit von der Temperatur zusammenhängt. Die Leitfähigkeit weist bei geringen Drücken bzw. Dichten ein ausgeprägtes Maximum bei  $\approx 300^\circ\text{C}$  auf (Abb. 4.2), welches jedoch mit zunehmendem Druck seine Bedeutung verliert.

Nasse Gesteine leiten ebenfalls thermisch aktiviert und zeichnen sich durch niedrige Aktivierungsenergien  $\approx 0.2\text{ eV}$  aus [Drury, 1979, Volarovich and Parkhomenko, 1976, Parkhomenko, 1982]. Unter 'naß' soll hier lediglich die Anwesenheit von Wasser verstanden werden. Annahmen über Quantität, physikalisch-chemischen Zustand und Verteilung der Fluidphase sind nicht impliziert. Ein solcher Leitungstyp ist beispielsweise in der Darstellung von Olhoeft [1981a] (Abb.4.1) zu beobachten. Mit der notwendigen Vorsicht ist auch zu bemerken, daß die aus den in diese Graphik eingetragenen Felddaten ermittelten Energien ebenfalls niedrig liegen.

Metallische Leiter – das sind neben den Metallen selbst auch einige ihrer Salze bei niedrigen Temperaturen [Olhoeft, 1982] – weisen ein völlig anderes Temperaturverhalten auf als die oben schon genannten thermisch aktivierten Leiter: Ihre Leitfähigkeit nimmt in Abhängigkeit von der Materialkonstanten  $T_D$  (Debye-Temperatur) nach der semi-empirischen Bloch-Grüneisen-Formel ab [Kittel, 1967, Olhoeft, 1982]. Dies gilt für den gesamten in der Kruste realisierten Temperaturbereich. Für  $T \gg T_D$  ist  $\sigma \propto T^{-1}$  und im Fall  $T \ll T_D$  ist  $\sigma \propto T^{-5}$ , d.h. in jedem Fall steigt der spezifische Widerstand mit der Temperatur. Typische Debye-Temperaturen sind z.B.  $T_D^{Cu} = 50^\circ\text{C}$ ,  $T_D^{Al} = 122^\circ\text{C}$  oder  $T_D^{Ni} = 199^\circ\text{C}$  [Kittel, 1967]. Eine erhöhte Leitfähigkeit kann daher *ceteris paribus* bestenfalls durch eine Anreicherung des Stoffes selber erreicht werden.

### 4.1.3 Verteilungsgeometrie

Betrachtet man die Krustengesteine als eine Mischung elektrisch heterogener Bestandteile, so ist – besonders wenn man die Alternative geringes Volumen/hohe Leitfähigkeit bevorzugt – ein weiterer Gesichtspunkt zu beachten: Die elektrische Leitfähigkeit eines komplizierten Mediums wie eines Gesteins hat perkolativen Charakter. Damit ist gemeint, daß bei einer Kombination von Elementen extrem verschiedenen Widerstandes der Widerstand des Gesamtsystems sich sprunghaft ändert, wenn die gut leitende Phase ein verbundenes Netz darstellt. Nach dem im letzten Abschnitt gesagten nehmen jedoch die Leiter – was in diesem Zusammenhang einfach eine gutleitende Phase wie Metallverbin-

dungen, Graphit oder auch eine hochsaline Lösung bedeuten soll - auf das Volumen bezogen einen geringen Anteil ein. Für fluide Phasen werden Porositäten  $< 1\%$  für möglich erachtet, für Graphit ist ein noch geringerer Volumenanteil im Gespräch [Roberts et al., 1999, Duba and Shankland, 1982]. Unter diesen Bedingungen ist ein verbundenes Netz von Leitern ein Zustand sehr hoher Ordnung, der selbst einer Erklärung bedarf, insbesondere wenn in Betracht gezogen wird, daß die charakteristische Länge für die Ausdehnung des Netzes in der Größenordnung von  $10^4 m$  liegen sollte. Tatsächlich ist der Transport des Leitungsagenten durch eine mobile Phase („Fluid“t) die einzige plausible Möglichkeit, eine solche Verteilung zu erreichen.

Eine diffusive Bewegung im festen Zustand ist bei Krustentemperaturen nicht effektiv. Selbst unter Bedingungen des oberen Mantels (10 MPa, 1200 °C) wurden in natürlichem Dunit für Kohlenstoff Diffusionskoeffizienten von nur  $3 - 4 * 10^{-14} m^2/s$  ermittelt [Watson, 1986]. Der genannte Wert entspricht einer effektiven Transportdistanz  $x_{Diff} = \sqrt{2Dt}$  von ca. 1 m bei einer charakteristischen Zeit von 1 Ma - um mehrere Größenordnung zu wenig für die Entstehung ausgedehnter leitfähiger Strukturen in geologisch sinnvollen Zeiträumen.

Eine über große räumliche Dimensionen vernetzte Verteilung zu erzielen, ist wegen der hohen Mobilität für eine fluide Phase weitaus weniger problematisch. Kandidaten für die Rolle der leitenden Phase sind jedoch neben der transportierenden Flüssigkeit selbst die durch sie transportierten Stoffe (z. B. Metallverbindungen in wässriger Lösung, Graphit durch C - O - H-Flüssigkeiten), und durch die Zuführung von Fluid- oder Lösungsbestandteilen entstandene Minerale (z. B. retrograd hydrierte Serpentine), die in ihrer Verteilung diejenige von fluiden Phasen nachzeichnen könnten, die selbst längst verschwunden sind.

Die Hypothese einer fluidvermittelten Umverteilung bereits in der Kruste vorhandenen Kohlenstoffes ist aus mehreren Gründen attraktiv: Es existieren eine ganze Reihe von bedeutenden Graphitlagerstätten dieser Entstehung. Es handelt sich um epigenetische Graphite, die zumindest teilweise durch eine Mobilisierung und Umverteilung vorhandenen Graphits entstanden sein sollen. Die bekanntesten Fundstellen sind Sri Lanka [Katz, 1987, Fyfe, 1986] und die östlichen USA [Grew, 1974, Rumble III and Spear, 1983]. Bei diesem Typ der Graphitgenese werden vor allem Karbonatgesteine als Quelle diskutiert [Glassley, 1982a,b, Weis et al., 1981]. Der von ihnen unter metamorphen Bedingungen freigesetzte Kohlenstoff ist isotopisch leichter als derjenige aus biogenem Detritus, kann jedoch nur schwer von einem aus der Mischung mit juvenilem C hervorgegangenen unterschieden werden. Zur Entstehung dieser Graphitanreicherungen muß der vorhandene (biogene oder karbonatische) Kohlenstoff zunächst mobilisiert, anschließend transportiert und angereichert werden, um zuletzt neu deponiert zu werden. Unter den Bedingungen der mittleren bis unteren Kruste sind die Bedingungen für einen solchen Prozeß geeignet: Während der prograden Metamorphose von biogenem Material oder Karbonaten werden C - O - H-Gase freigesetzt, die die Unterkruste durchdringen können. Die Mobilisierung von Kohlenstoff hängt wesentlich von der herrschenden Fugazität des Sauerstoffs ab. Obwohl viele Unterkrustengesteine Fugazitäten aufweisen, die in der Nähe des QMF-Buffers oder deutlich auf seiner reduzierenden Seite liegen, nimmt die Mobilität von Kohlenstoff mit der Temperatur zu: Nahe 600 °C wird unter diesen Voraussetzungen der Graphit instabil. Dies bedeutet, daß in der Unterkruste in der Tat günstigere Bedingungen für eine Umverteilung des Kohlenstoffs herrschen, da nur verhältnismäßig geringe Änderungen in den Umgebungsbedingungen nötig sind, um diese Grenze zu überschreiten. Weiterhin sind für die Genese von Graphit in der Unterkruste eine ganze Reihe von Prozessen in der Literatur vertreten worden, die sämtlich eine fluide Phase einschließen [Roberts et al., 1999, Kontny et al., 1997, Walther and Althaus, 1993, Mathez et al., 1989, Frost et al., 1987, Lamb and Valley, 1985, Glassley, 1982b, Rumble III and Spear, 1983, Weis et al., 1981, Wintsch et al., 1981, Mathez and Delaney, 1981], aus der unter bestimmten Bedingungen - unter anderem auch durch die Abführung von Wasser im Zusammenhang der Retrogression [Walther and Althaus, 1993] - elementarer Kohlenstoff ausgeschieden werden kann. Wie von Frost et al. [1987] argumentiert wurde, ist die Abkühlung und/oder Druckentlastung mobilisierter C-reicher Phasen sicher einer der wesentlichen Faktoren der Deposition dieses Stoffes.

Als generelles Erklärungsmodell für die oben [Shankland and Ander, 1983] beschriebene Leitfähigkeitsstruktur der kontinentalen Kruste hat dieser Mechanismus jedoch seine eigenen Probleme:

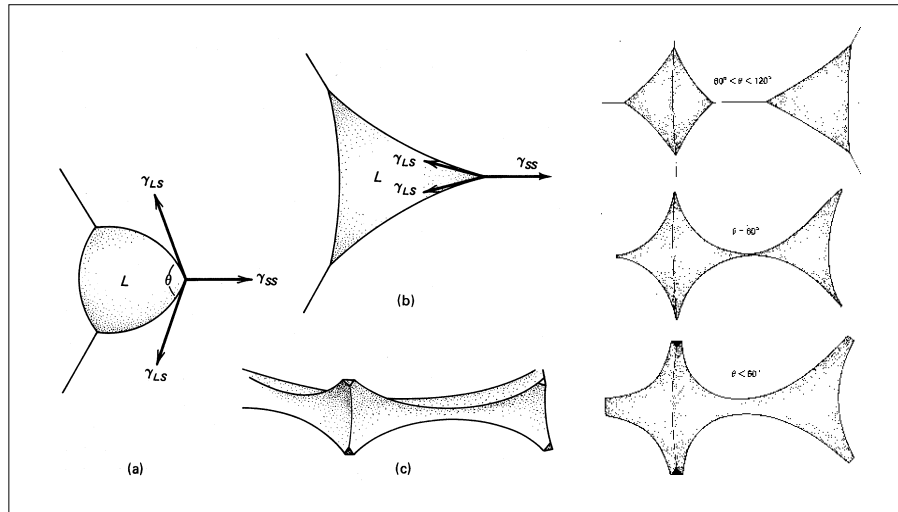
Mit sinkender Temperatur gerät ein Gestein i. A. in mehr reduzierende Zonen, während gleichzeitig Graphit zunehmend stabiler wird, d.h. oxidierendere Zustände zuläßt. Tatsächlich enthalten jedoch eine große Zahl von Gesteinen der Granulitfazies, die innerhalb des Stabilitätsfeldes von Graphit ihre höchsten metamorphen Grad erreicht haben, keine Spur von Kohlenstoff [Lamb and Valley, 1985]. Es ist daher zu vermuten, daß in der Unterkruste eine Mobilisation des Kohlenstoffs die Regel ist, und es läßt sich keineswegs einsehen, weshalb die Wahrscheinlichkeit der Graphitdeposition in der Unterkruste größer sein soll als unter den kälteren und daher im Durchschnitt reduzierenderen Verhältnissen in geringerer Tiefe.

Es gibt neben den oben angerissenen geochemischen Aspekten jedoch noch weitere problematische Seiten dieser Annahme. Kohlenstoff an sich wird erst mit der Erreichung eines hohen kristallinen Ordnungsgrades zum guten Leiter. Nach einer Vielzahl von Untersuchungen mit unterschiedlichen Methoden [Landis, 1971, Grew, 1974, Itaya, 1981, Buseck and Huang, 1985, Wang, 1989] spielt für die Kohlenstoffmetamorphose in erster Linie die Temperatur eine Rolle, obwohl auch andere Faktoren (Deformation, nicht-hydrostatischer Druck [Buseck and Huang, 1985], Wert der Fugazität von Methan  $f_{CH_4}$ , [Wintsch et al., 1981]) eine Rolle spielen können. Nach neueren Ergebnissen [Buseck and Huang, 1985, Wang, 1989] erreicht (biogenes) C-haltiges Material nach einer kontinuierlichen Zunahme der Ordnungsparameter etwa ab 300 °C (je nach chemischen und physikalischen Umgebungsbedingungen) im Bereich der Amphibolitfazies (Abb. 4.7, S. 153) mit der Biotitzone einen voll geordneten Zustand. Die beschriebene Herausbildung einer kristallinen Ordnung bewirkt jedoch nicht nur eine Verlängerung der Molekülketten sondern auch eine verstärkte Parallellagerung [Skrotzki and Strackenbrock, 1988] und damit vermutlich einen verminderten elektrischen Verbundenheitsgrades des graphitischen Materials [Jödicke, 1990, Yardley and Valley, 1997]. Obwohl diese Prozesse der Kornvergrößerung noch nicht gut erforscht sind, ist zu vermuten, daß Metamorphite, welche reifes graphitisches Material enthalten, zumindest bei geringen Volumenbestandteilen (< 1%) nicht gut leiten. Als reif wird hier solches Material bezeichnet, welches lange den entsprechenden Temperaturen ausgesetzt war.

Ein weiteres Problem ist in den physikalischen Eigenschaften des mobilisierten Kohlenstoffes zu suchen. Bei den meistgenannten Vertretern dieser Gattung – CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO – ist wenig über den Transportmechanismus bekannt. Neben der in ihrer Natur als Fluide bzw. Gase angelegten Möglichkeit, sich durch vorgegebene mechanische Rißstrukturen zu bewegen oder durch hydraulisches Aufbrechen sich diese Wege selbst zu schaffen, scheinen sie im Gestein weniger mobil zu sein als Wasser. Unter Gleichgewichtsbedingungen ordnen sich Fluide in der Matrix nach bestimmten Prinzipien an: Entscheidend ist hier der Dihedralwinkel  $\theta$  [Watson and Brenan, 1987, Brenan and Watson, 1988, Philpotts, 1990], der von Matrix- und Fluideigenschaften bestimmt ist (Abb. 4.3).

Salines Wasser ist in der Lage, schon bei geringen Volumenanteilen von < 1% ein verbundenes Netz zu bilden, d. h.  $\theta$  ist in Bezug auf die wichtigsten Krustengesteine und unter den meisten in der Kruste realisierten P-T-Bedingungen < 60°. Der Dihedralwinkel sinkt mit der Temperatur und Salinität [Watson and Brenan, 1987, Brenan and Watson, 1988, Holness, 1992, 1993]. Im Gegensatz dazu belegen die Untersuchungen von Brenan and Watson [1988] zum CO<sub>2</sub>-Transport, daß er selbst unter günstigsten Bedingungen ( $T > 1000$  °C,  $P > 500$  MPa) durch Mikrorisse vonstattengeht. Unter Mantelbedingungen gemessene Dihedralwinkel (Abb.4.3) für CO<sub>2</sub> liegen klar über 60° und nehmen mit abnehmender Temperatur zu [Watson and Brenan, 1987, Brenan and Watson, 1988]. Die neueren Untersuchungen [Holness, 1992, 1993] bestätigen zwar nicht diese Zunahme, jedoch nahezu konstante Dihedralwinkel bis hinunter zu  $\approx 400$  °C. Über das entsprechende Verhalten von weiteren kohlenstoffhaltigen Fluiden wie Methan ist nahezu nichts bekannt. Bei den zu erwartenden geringen Porositäten sind daher konnektierte Verteilungen dieses Ursprungs unwahrscheinlich. Es ist plausibel anzunehmen, daß diese Eigenschaften der Transportfluide auch an die durch Ausscheidung oder Reaktion mit der Matrix entstehenden Leiter vererbt werden.

Neuerdings ist mehrfach auf die Möglichkeit hingewiesen worden, daß die Veränderungen der Oberflächenenergie in beanspruchten Gesteinen, wie beispielsweise in Scherzonen, zusätzliche Nichtgleichgewichtsprozesse der Ausscheidung ermöglicht [Roberts et al., 1999, Kontny et al., 1997]. Es ist jedoch noch wenig über diesen Mechanismus und besonders seine quantitative Bedeutung bekannt. Auch dieser Mechanismus setzt jedoch einen zuvorigen Transport als fluide Phase voraus. Der Transport durch Rißstrukturen verschiedener Skala ist natürlich auch für CO<sub>2</sub> und andere COH-Fluide möglich. Im



**Abbildung 4.3:** Bedeutung des Dihedralwinkels [Philpotts, 1990]. Der Dihedralwinkel  $\theta$  ist eine Funktion des Verhältnisses der freien Grenzflächenenergien  $\gamma_{SS}$  (*solid-solid*) und  $\gamma_{LS}$  (*liquid-solid*):  $\theta = 2\cos^{-1}(\gamma_{SS}/2\gamma_{LS})$ . (a)  $\theta > 60^\circ$ . In diesem Falle bildet die fluide Phase im Gleichgewicht isolierte Taschen (*rechts oben*). (b) und (c)  $\theta < 60^\circ$ . Nur hier können entlang der Korngrenzen auch bei geringen Fluidanteilen verbundene Strukturen (Kanäle) bestehen. *Rechts* sind die Korngrenzstrukturen für verschiedene  $\theta$  dargestellt.

Zusammenhang mit tektonischen Störungen, die oft durch Leitfähigkeitsmessungen abgebildet werden können, werden in auch Mechanismen diskutiert, ausgeschiedenen Kohlenstoff allein durch Reibung auf den Störungsflächen zu verteilen (Glover, 1997, pers. Mitteilung). Es ist aber bei realistischen Mikrostrukturen im Störungsbereich (Rauigkeit, Korngrößenverteilung, kataklastische Strukturen) kaum plausibel, daß auf diesem Wege konnektierte Strukturen entstehen.

Die Entstehung von Serpentiniten als Produkt retrograder Prozesse ist im Gegensatz zu prograden Einheiten an die Zufuhr von Wasser während eines Abkühlungsprozesses unterhalb von  $550^\circ\text{C}$  gebunden. Eine Annahme einer serpentinierten Unterkruste [Feldman, 1976] erfordert daher eine Quelle eindringenden Wassers. Dabei tritt als besondere Eigenheit ein Volumenproblem auf [Connolly, 1997a, Macdonald and Fyfe, 1985, Moody, 1976b]: Eine Hydratation eines Serpentinogesteins bedeutet eine Volumenzunahme der Gesteinsmatrix – sie sei für dieses Beispiel überwiegend aus Serpentinmineralen zusammengesetzt – um 10 – 20%. Daher wird bei einer erzwungenen Volumenkonstanz die Reaktion schnell gestoppt und der Zufluß weiteren Wassers verhindert. Falls bedeutende Anteile der Matrix rehydriert werden, sollte die Hydratation mit deutlich nachweisbaren Deformationsprozessen verbunden sein. Der Anteil von Hydratmineralen in aufgeschlossenen serpentinierten Zonen ist jedoch meist volumenmäßig von geringer Bedeutung und an vorgegebene kanalisierte Zuflußwege wie tektonische Störungen gebunden. Dort sind die Wirkungen allerdings oft nachweisbar [Norrell et al., 1989]. Es gibt jedoch weder Hinweise auf eine mögliche Beteiligung von massiven Serpentiniten an der erhöhten Unterkrustenleitfähigkeit, noch existiert ein plausibles Modell für ihre Entstehung. Das beschriebene Volumenverhalten trägt dazu bei, eine retrograde Veränderung im großen Stil [Yardley and Valley, 1997, Marquis and Hyndman, 1992] zu verhindern [vgl. auch Rath and Haak, 1986, Sanders, 1991b], und ist vermutlich auch auf andere retrograde Mineralisationen zu verallgemeinern. Potentiell können die meist intensiv retrogradierten Störungszonen durchaus zu den diese Strukturen oft begleitenden Anomalien beitragen.

#### 4.1.4 Grenzflächenphänomene

Nach dem bisher gesagten ist freies Wasser in der Form saliner Lösungen sicher ein plausibler Träger der hohen Leitfähigkeit in der tiefen Kruste. Der spezifische Widerstand eines elektrolytgesättigten

porösen Mediums wird in Abhängigkeit von der Porosität  $\phi$  üblicherweise durch die Archie-Formel:

$$\rho_m = \rho_f \frac{a}{\phi^m} \quad (4.3)$$

beschrieben. Sie enthält die beiden empirischen Parameter  $a$  und  $m$ . Der Tortuositätsexponent  $m$  gibt hier den Einfluß der Porengeometrie wieder. Empirisch können die meisten Messungen durch Werte zwischen 1.5 und 2.5 erklärt werden. Für gut verbundene Porositäten mit Röhrengeometrie kann ein Wert von  $m = 1.2$  begründet werden, während eine Rißgeometrie einem Exponenten von 2. entspricht.

Das System Gestein-Porenwasser, weist jedoch in vieler Hinsicht ein besonderes Verhalten auf, das eine direkte Interpretation – etwa durch unmittelbare Auswertung der Archie-Formel (Gl. 4.3) – durchaus nicht trivial macht.

Bei den zu erwartenden geringen Porositäten und vielfältigen Mikrostrukturen können durch das an der Oberfläche der Silikate gebundenes Wasser signifikante Grenzflächeneffekte auftreten. Diese äußern sich einerseits durch eine von der üblicherweise betrachteten Volumenleitfähigkeit unterschiedene Oberflächenleitfähigkeit, die eine Vergrößerung des Spielraums der spezifischen Leitfähigkeit bewirkt. Potentiell – und dies hätte weitaus unliebsamere Folgen – müßte der spezifische Widerstand als komplex (d. h. phasenbehaftet) und frequenzabhängig angesehen werden. Grenzflächeneffekte dieser Art sind in der Praxis der angewandten Geophysik bekannt (IP, induzierte Polarisation). Die potentielle Bedeutung dieser Tatsache für krustale Probleme wird schon seit langem diskutiert [Brace et al., 1965, Drury, 1979, Olhoeft, 1982] und haben neuerdings wieder mehrfach Interesse gefunden [Chelidse and Gueguen, 1999, Chelidse et al., 1999, Börner, 1991, Pape and Schopper, 1987, Morgan et al., 1989].

Oberflächenleitung bezeichnet keinen einheitlichen physikalischen Mechanismus der elektrischen Leitung, sondern beschreibt eine ganze Reihe von Phänomenen, die an der Grenzfläche Festkörper-Fluid auftreten [Dukhin and Derjaguin, 1974]. Diese umfassen Erscheinungen der sich herausbildenden Doppelschicht im Grenzbereich Festkörper-Flüssigkeit, die durch die Einwirkung der an der Oberfläche des Festkörpers auftretenden Ladungsanreicherungen entsteht [Ruffet et al., 1995, Rieger, 1987, Henderson, 1986, Atkins, 1986]. Sowohl die Anreicherung von Ladungen innerhalb der fluiden Phase (im diffusen Teil der Doppelschicht) als auch spezifischen Energieverhältnisse an der Oberfläche des Silikats tragen zu diesem Effekt bei (vgl. [Börner, 1991, Dukhin and Derjaguin, 1974]). Es wird angenommen, daß in dem hier untersuchten Zusammenhang Grenzflächeneffekte erstmals eine Rolle spielen, wenn die Ausdehnung der Doppelschicht  $r_{DL}$  (Debye-Länge) in die gleiche Größenordnung fällt wie die mittlere Öffnung des Porenraums. Die Ausdehnung  $r_{DL}$  kann für gering konzentrierte Lösungen ( $c \ll 1$  mol/kg) durch die räumliche Abklingkonstante des Gouy-Chapman-Potentials charakterisiert werden, welches durch :

$$r_{DL} = \left[ \frac{\epsilon RT}{F^2 I} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.4)$$

angegeben werden kann [Rieger, 1987].  $F$  ist dabei die Faradaykonstante ( $= 9.64846 \cdot 10^4$  C/mol),  $\epsilon$  die dielektrische Permeabilität, und  $R$  die Gaskonstante ( $= 8.142$  J/K). Die Abhängigkeit von der Lösungskonzentration geht in 4.4 durch die Ionenstärke  $1/2 \sum_i z_i c_i$  ein. Für eine *NaCl* Lösung mit dem Ionenladungsverhältnis 1 : 1 beispielsweise bedeutet diese Abhängigkeit einen wichtigen Effekt: Ist die Ausdehnung der diffusen Schicht für eine molale Konzentration von  $c_{NaCl} = 10^{-4}$  M noch etwa  $3 \cdot 10^{-8}$  m, so genügt eine Erhöhung der Konzentration auf 0.1 M – in geologischen Zusammenhängen durchaus noch sehr verdünnt – für eine Verringerung von  $r_{DL}$  auf  $10^{-9}$  m [Rieger, 1987]. Eine Auswertung der schon lange bekannten expliziten Formel für die Oberflächenleitfähigkeit [Dukhin and Derjaguin, 1974, Bikerman, 1970, 1942, 1933] ergibt für einen weiten Bereich entspricht Lösungen Werte in der Größenordnung von  $\Gamma_O \approx 10^{-8} - 10^{-10}$  S [Bikerman, 1942, 1970, Olhoeft, 1982]. In erster Näherung verhält sich die Oberflächenleitung in Abhängigkeit von der Konzentration wie  $\Gamma_O \propto \sqrt{m}$ , im Gegensatz zur Volumenleitung mit  $\sigma_V \propto c$ . Damit bestätigt sich die abnehmende Rolle der Oberflächenleitung mit der Konzentration. Obwohl der hier beschriebene Zusammenhang auf der

Annahme verdünnter Lösungen ( $c \ll 1$ ) [Rieger, 1987, Henderson, 1986] fußt, bleibt die Dominanz der Volumenleitung auch für höhere Salinitäten erhalten.

Über das Temperatur- und Druckverhalten der Oberflächenleitung ist wenig bekannt. Sie ist bisher in erster Linie bei Gesteinen untersucht worden, die eine hohe innere Oberfläche aufweisen, wie beispielsweise Tone oder Zeolithe [Olhoeft, 1986] - die im Großen und Ganzen eher der Oberkruste zuzuordnen sind. Experimentelle Ergebnisse an diesen Gesteinen deuten an, daß bei Zeolithen, Tonmineralen [Olhoeft, 1986] oder hochporösen Basalten [Olhoeft, 1982, 1981b] die Beteiligung von Oberflächenprozessen mit steigenden Temperaturen stärker zunimmt als die Volumenleitung. Leider umfassen die veröffentlichten Daten für geologische Materialien nur einen begrenzten Temperaturbereich und keine Druckabhängigkeiten. Die genannten Untersuchungen enden bei  $T \leq 350^\circ\text{C}$ . Weitere Untersuchungen könnten gegebenenfalls über eine Beteiligung weiterer hydrothermischer oder chemischer Prozesse Auskunft geben. Die bisher bekannten Ergebnisse sind jedoch nicht eindeutig, deuten aber darauf hin, daß sich die Oberflächenleitung *sensu strictu* in Abhängigkeit von der Temperatur nicht wesentlich anders verhält als die Leitung im Flüssigkeitsvolumen [Ruffet et al., 1995, Schopper, 1983]. Das Verhältnis der beiden Leitungsbestandteile dürfte in diesem Falle als temperaturunabhängig angesehen werden. Es liegen insbesondere keine Indizien dafür vor, daß die Temperaturerhöhung einen Wechsel des Leitungsmechanismus bewirken würde.

Es bleibt noch die Rolle der geometrischen Verteilung der Porosität zu untersuchen. Die Oberflächenleitung kann in die bekannten Mischungsmodelle [Schmelting, 1985, 1986, 1983, Olhoeft, 1982, Gueguen and Palciauskas, 1994, Berryman, 1995] für die Gesamtleitfähigkeit eines zusammengesetzten porösen Gesteins eingeführt werden, indem quasi als dritte Phase eine zusätzliche Volumenleitfähigkeit  $\sigma_O$  eingeführt wird. Üblicherweise wird diese unter Annahme einfacher Modelle (sphärische Inklusionen, Ellipsoide, Filme etc.) berechnet. Die sich ergebenden Formeln lassen sich mit Hilfe des gemeinsamen geometrischen Formationsfaktors  $F$  durch:

$$\sigma = \frac{1}{F} \cdot \left( \sigma_f + \frac{A\Gamma_O}{V} \right) \quad (4.5)$$

ausdrücken.  $\Gamma_O$  ist hier die oben gegebene Oberflächenleitfähigkeit, während der Quotient  $\frac{A}{V}$  das Verhältnis der inneren Oberfläche zum fluidgefüllten Volumen darstellt. Er hat die Dimension einer inversen Länge und läßt sich für einfache Modelle berechnen. Beispielsweise ergibt sich im Falle von Röhren mit dem Halbmesser  $r_t$  ein Wert  $2/r_t$ , für Risse mit der Öffnung  $r_f$  gilt  $\frac{A}{V} = 2/r_f$ , und für eine dichte Kugelpackung  $\frac{A}{V} = 8.55/r_s$ . Dieser Quotient wird spezifische innere Oberfläche genannt und kann für kleine  $r$  beträchtliche Werte annehmen.

Nach diesem Modell wird wegen der relativen Konstanz von  $\Gamma_O \approx 10^{-9}\text{S}$  [Olhoeft, 1982] nur bei geringen  $r < 10^{-7}\text{m}$  und geringen Salinitäten die gleiche Größenordnung erreicht wie  $\sigma_f$ . Charakteristische Fluidwiderständen in der Kruste liegen zwischen  $50\ \Omega\text{m}$  („reines“ Wasser, Oberfläche) und  $10^{-2}\ \Omega\text{m}$  (NaCl-Lösung der Molalität 1 M bei  $T > 300^\circ\text{C}$ ). Die Oberflächenleitung muß daher nur bei sehr geringen Molalitäten in die Modellbildung einbezogen werden. Wie oben erwähnt wurde, sind Fluide derartig geringer Salinität in der Kruste eher selten.

Die Frequenzabhängigkeit des Widerstandes bzw. die auftretende Phasenverschiebung scheint sich im für die hier untersuchte Problemstellung relevanten Periodenbereich ( $10^4 < T < 1\text{s}$ ) nur wenig bemerkbar zu machen: von Olhoeft [1982] werden Phasenverschiebungen von  $-10$  bis  $-20$  mrad als typisch beschrieben für dichte quarzreiche Gesteine geringer Leitfähigkeit. Diese normalen Effekte liegen an der Grenze des durch Oberflächenmessungen feststellbaren. Deutlich größere Effekte kommen glücklicherweise hauptsächlich in graphitreichen Materialien vor [Olhoeft, 1982, Duba et al., 1988].

Signifikante Oberflächenphänomene hätten für die Interpretation tiefer elektrischer Messungen unliebsame Folgen: Die Zahl der Freiheitsgrade in der Interpretation würde durch die zusätzlichen Parameter beträchtlich ansteigen, und die Möglichkeit der Auflösung aller Parameter sinken. Die Trennung von räumlichen Strukturen und Polarisationserscheinungen sind Voraussetzung für die Gewinnung von Information über einen derartigen Leitungsmechanismus [Sato and Ida, 1984]. Dies gilt leider auch für die

in den deutlichen Phaseneffekten angelegte Möglichkeit der Identifikation graphitischer Komponenten. Es muß auch angenommen werden, daß sich in natürlichen Gesteinen meist mehrere Polarisationsprozesse (z. B. an den Grenzfläche Quarz/Wasser, Quarz/Graphit und Graphit/Wasser [Börner, 1991]) sich überlagern, so daß eine Unterscheidung außerhalb der kontrollierten Bedingungen des Labors kaum möglich erscheint. Die Leitfähigkeit wäre auch quasi entkoppelt von Porosität, Permeabilität und anderen Volumeneigenschaften, da ihr Wert von solch kritischen Variablen wie der inneren Oberfläche – also einer mikrostrukturellen Größe – abhängt. Eine signifikante Beteiligung von Polarisierungseffekten würde damit auch eine gemeinsame Interpretation z. B. mit seismischen Resultaten erschweren: signifikante Korrelation mit seismischen Geschwindigkeitsänderungen wäre nicht zu erwarten.

Die von Olhoeft [1981a] durchgeführten Labormessungen an trockenen und nassen Graniten lassen sich wie folgt interpretieren: Bei Bedingungen der tiefen Kruste ( $300 < T < 700$  °C,  $300 < P < 800$  MPa) können die bestimmten Leitfähigkeiten durch eine Porosität von  $\approx 1\%$  erklärt werden, welche mit einer wässrigen Lösung von NaCl der molaren Konzentration  $c_{NaCl} = 0.1$  M gefüllt sind. Legt man die Archie-Formel (mit dem Exponenten  $1 \leq m \leq 2$ ) zugrunde, läßt sich die 'nasse' Kurve leicht in den im Feld gemessenen Bereich verschieben, indem man entweder die Porosität oder die Leitfähigkeit der Lösung, d.h. ihre Konzentration verändert. Legt man hochsaline Lösungen mit  $c_{NaCl} \approx 10$  M (58 wt%) zugrunde, wie sie bei hohen Temperaturen möglich sind, genügen unter günstigen Umständen Porositäten  $< 0.1\%$  (Abb. 4.2, [Olhoeft, 1981b]). Eine solche Abschätzung hängt jedoch von der leider nicht belegten Angabe der Porosität der untersuchten Granite von 1% ab.

## 4.2 Der Beitrag der Krustenseismik

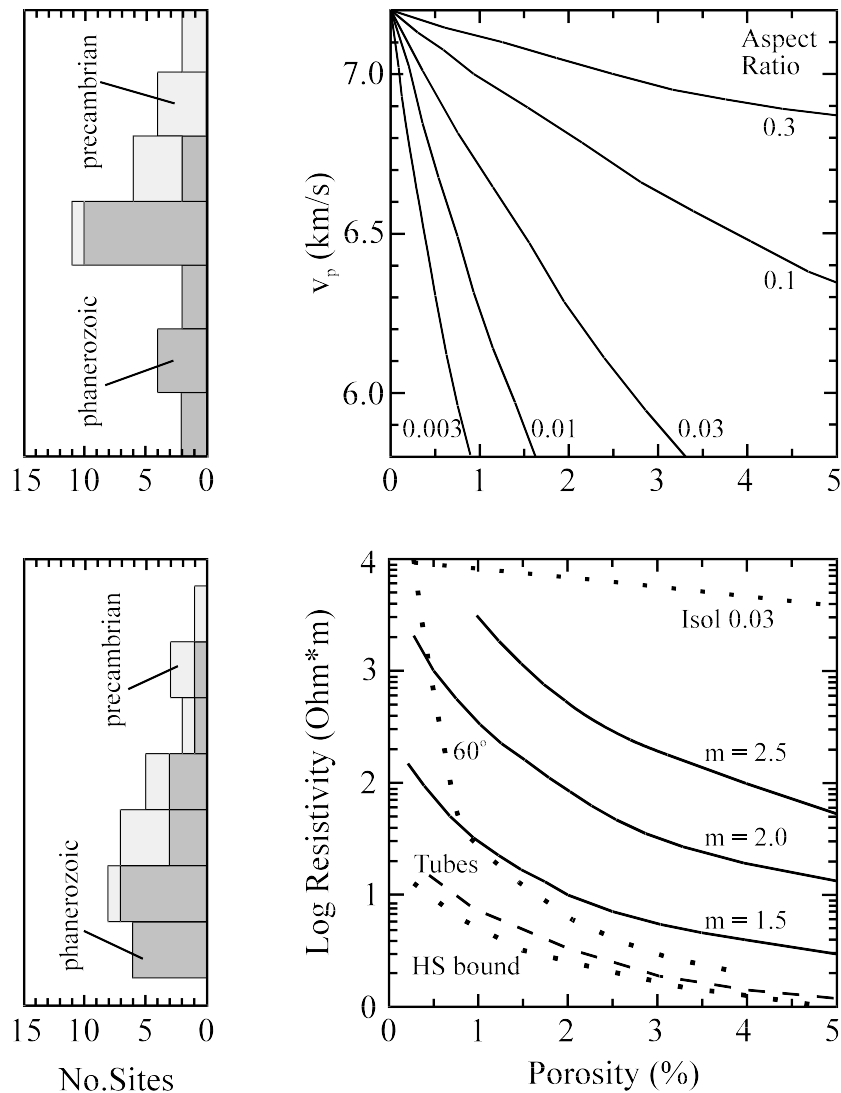
Ist es möglich, sich durch die Integration der aus anderen geophysikalischen (vor allem seismischen) Untersuchungen der kontinentalen Kruste aus der Affäre zu ziehen? Reflexions- und Refraktionseismische Studien lassen einige wichtige Schlüsse auf den Zustand und die Physik der tiefen Kruste zu, die hier kurz zusammengefaßt werden sollen:

Unter der eventuell vorhandenen seismisch reich strukturierten Sedimentdecke befindet sich eine kristalline Oberkruste, welche oft bis auf lokalisierte Einzelstrukturen (z.B. hervorstechende Störungszonen) transparent ist. Wie schon lange bekannt ist, folgt dann in größerer Tiefe eine ebenso häufig stark reflektive Unterkruste [Fuchs, 1969]. Diese Reflektoren sind charakterisiert durch große Amplituden, subhorizontale Lagerung, und eine, verglichen mit den Sedimenten, geringe laterale Fortsetzbarkeit. Die Reflektivität fällt unterhalb der Moho mehr oder weniger steil ab, so daß im Mantel nur noch wenige aber eindeutig belegbare starke Reflektionen zu beobachten sind. Gleichzeitig werden in der tiefen Kruste oft *reduzierte P-Wellengeschwindigkeiten* ermittelt, die signifikant unterhalb der für eine Unterkruste überwiegend mafischer Zusammensetzung zu erwarten ist: die Statistik von Marquis and Hyndman [1992] ergibt einen Mittelwert von  $\approx 6.5$  km/s gegenüber typischen Werten von  $> 7$  für mafische Gesteine. Wie aus der summarischen Abbildung 4.4 abzulesen ist, erfordert dies selbst bei hohen Aspektverhältnissen (Verhältnis von kleinster zu größter räumlicher Dimension von mehr als 1 : 100) eine Porosität von  $> 1\%$ .

Weitere Aufschlüsse ergeben kombinierte Kompressions- und Scherwellenuntersuchungen: Aus den seismischen Wellengeschwindigkeiten  $v_S$  und  $v_P$  kann die Poissonzahl:

$$\sigma_P = \frac{\left(\frac{v_P}{v_S}\right)^2 - 2}{\left(\frac{v_P}{v_S}\right)^2 - 1} \quad (4.6)$$

berechnet werden. Die oben schon genannten Autoren [Marquis and Hyndman, 1992] kommen bei ihrer Untersuchung zu dem Schluß, daß in den relevanten Zonen – bei aller Mehrdeutigkeit – überwiegend eine leicht reduzierter Wert festzustellen ist. Erniedrigte Poisson-Zahlen in gesättigten porösen Gesteinen können verschiedene Ursachen haben. Shearer [1988] weist darauf hin, daß die Porengeometrie einen entscheidenden Einfluß haben kann: Seine Modellstudien ergeben, daß dünne Risse (d. h. mit einem Aspektverhältnis  $a < 0.01$ ) die Poisson-Zahl erhöhen, während dickere Risse den gegentei-



**Abbildung 4.4:** Spezifische Widerstände und seismische Eigenschaften der Unterkruste nach Marquis and Hyndman [1992].

*Oben:* Analoge Darstellung für die seismische P-Wellengeschwindigkeit  $v_p$ . Es ist wie bei  $\rho$  eine Verschiebung zu höheren Werten mit dem Alter zu beobachten. Rechts daneben sind für eine Rißgeometrie (parametrisiert durch das Aspektverhältnis) Porositäts-Geschwindigkeitskurven gezeigt.

*Unten:* Spezifischer elektrischer Widerstand  $\rho$ . Der Schwerpunkt der Verteilung liegt bei von  $10 \Omega\text{m}$ , mit einer leichten Verschiebung zu höheren Werten für geologisch alte Bereiche. Daneben sind Porositäts-Widerstandskurven eingetragen, die auf verschiedenen Modellen der Porengeometrie basieren. Die Leitfähigkeit der Porenfüllung ist die von Ozeanwasser ( $0.25 \Omega\text{m}$ ). Parametrisiert sind die durchgezogenen Linien durch den Exponenten  $m$  der Archie-Formel 4.2. Ebenfalls eingetragen sind eine Röhrengeometrie ( $m = 1.2$ ) und die Gleichgewichtsgeometrie für Dihedralwinkel von  $60^\circ$  [von Borgen and Waff, 1986].



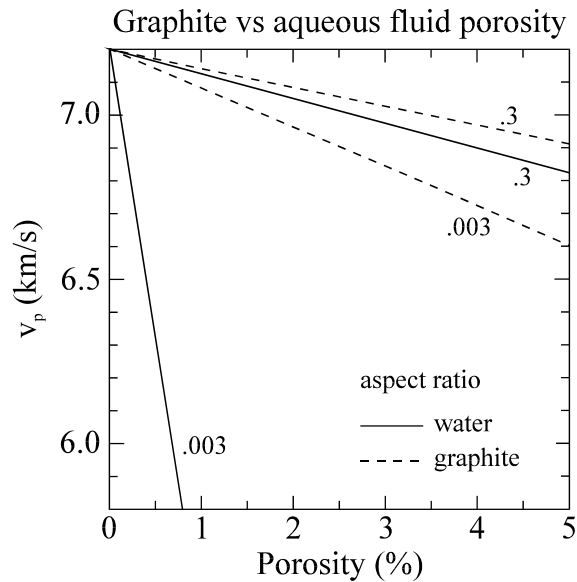
ligen Effekt haben [Shearer, 1988]. Die oben genannten erniedrigten Werte sind wegen Abb. 4.4 (b) nicht mit Aspektverhältnissen ( $\ll 1 : 100$ ) vereinbar. Mit Abb. 4.4 (a) läßt sich auch gegen niedrige Porositäten ( $< 1\%$ ) argumentieren, wie sie besonders unter der Annahme wesentlich leitfähigerer Poreninhalte (hypersaline Lösungen, Graphit) möglich wären.

Die Poissonzahl birgt nach den Laboruntersuchungen von Christensen [1984] – die leider keine genauen Angaben über die Porengeometrie enthalten – Information über die Porendruckverhältnisse innerhalb des fluidgefüllten Raumes: Während für  $P_{eff} > 0$  im allgemeinen  $\frac{\partial \sigma_P}{\partial P_s} < 0$  gilt, ist diese Größe für  $P_{eff} \approx 0$  schwach positiv. Risse mit  $P_{eff} \approx 0$  beeinflussen sie wenig. Wenn nachweisbar, sollte die Poissonzahl sogar steigen. Daher ist zumindest für extensionale Bereiche die Hypothese der Fluide mit hohem Porendruck fraglich [Goodwin and Thompson, 1988, McCarthy and Thompson, 1988]. Holbrook et al. [1988] schließen jedoch die Anwesenheit von Fluiden bei  $P_f < P_s$  nicht aus. Andererseits gilt die Poissonzahl als Indikator für den relativen Gehalt des Gesteins an Quarz [Kern and Schenk, 1988, Alekseev et al., 1988]. Dies scheint für den angegebenen Fall plausibel. Alekseev et al. [1988] halten eine Verteilung von  $\gamma = \frac{v_P}{v_S}$  für ein durchgehendes Merkmal der Kruste, die in mittleren Krustentiefen (10 – 20 km) ein Maximum aufweist, um tiefer (20 – 40 km) unter den theoretischen Wert von  $\sqrt{3}$  zu sinken. Tatsächlich zeigen viele der von den Autoren gezeigten Querschnitte diese Eigenschaft. Systematische Untersuchungen von Holbrook et al. [1996] zu diesem Problemkomplex beklagen mit Recht, daß die Basis für Scherwellenmessungen noch immer schmal ist.

Wie im Fall elektromagnetischer Daten könnte der Nachweis einer Anisotropie auch im seismischen Bereich wesentliche Gesichtspunkte zur Interpretation liefern [Alekseev et al., 1988]. Mehrfach wurde darauf hingewiesen, daß dies bisher vermutlich wegen der geringen Beachtung der S-Wellen in der Erforschung der Kruste verborgen geblieben sein könnte [Crampin et al., 1984b, Crampin and Atkinson, 1985, Crampin, 1985b, Holbrook et al., 1996]. Es spielen hier auch die bekannten Probleme [Booth and Crampin, 1985] beim Nachweis der Anisotropie durch *shear-wave splitting* an der Oberfläche eine Rolle. Viele im Labor oder in Bohrlochnähe untersuchte Gesteine sind als solche intrinsisch anisotrop durch Mineraleinregelung. Andererseits können auch Heterogenitäten jenseits der seismischen Auflösung eine effektive Anisotropie erzeugen. Auch anisotrop mit Rissen durchsetzte Zonen zeigen ein Verhalten, welches besonders beim Durchgang von S-Wellen eine Extraktion von Informationen über die Geometrie der Rißverteilung erlaubt. Eine große Zahl von Arbeiten zur Analyse und Interpretation der Ausbreitung von Wellen in anisotropen Medien [Crampin, 1978, Crampin et al., 1984a, Crampin, 1984, Evans, 1984a, Crampin and Atkinson, 1985, Crampin, 1985b,a] zeigen, daß hierin trotz der Schwierigkeiten der Interpretation von Oberflächenmessungen dieser Art [Evans, 1984b] eine einzigartige Möglichkeit besteht. Neuere Beobachtung [Leary et al., 1990, Sheperd, 1990] deuten diese Anisotropie vorwiegend durch fluidgefüllte Risse, wenn auch leicht deformierbare andersartige Füllungen (Tonminerale, Graphit) nicht ausgeschlossen werden. Die in neueren vorhandenen Studien zusammengestellten Daten deuten jedoch eher auf eine geringe Anisotropie der unteren Kruste als ganzes hin [Holbrook et al., 1996]. Für eine lamellierte Kruste sollte sie durchaus nachweisbar sein [Holbrook et al., 1996, Crampin, 1989].

Für die Entstehung und Existenz der Reflektivitäten sind eine Reihe von Erklärungsmodellen gegeben worden. Es wurde schon früh darauf hingewiesen [Fuchs, 1969], daß einfache lithologische Kontraste die starken Reflektoren vermutlich nicht erklären. Sie erfordern zu ihrer quantitativen Modellierung die Annahme seismischer Interferenzen, hervorgerufen durch eine Lamination der Unterkruste mit einer vertikalen Wellenlänge von  $\approx 100 - 200$  m. Die dazu notwendigen Impedanzkontraste liegen zwischen 5 – 30%.

Naheliegend sind dabei zunächst Impedanzkontraste durch Variation des Materialbestandes [Trappe et al., 1988], wobei verschiedene mögliche Ursprünge ins Auge gefaßt werden müssen. Dabei werden lithologische Schichtungen in Betracht gezogen, die durch lateral ausgedehnte basische Intrusionen [Meissner, 1986, Wever et al., 1987, Mooney and Meissner, 1992] entstanden sind. Aufgeschlossene Unterkrustenbereiche zeigen jedoch durchaus nicht überall die postulierten basischen Intrusiva in Form von *sills*, sondern weisen eine bemerkenswerte Diversität der Zusammensetzung auf [Fountain and Salisbury, 1981, Matthews, 1986, Dewey, 1986, Rudnick and Taylor, 1987]. Statistische Untersuchungen von Mooney and Brocher [1987] haben gezeigt, daß die Tiefe des Beginns einer vorhandenen Krustenlamellierung nicht mit einer besonderen geologischen Grenzfläche zusammenfällt.



**Abbildung 4.5:** Vergleich der Wirkung graphitverfüllter Risse auf  $v_P$  mit solchen wässrigen Inhalts: Während im ersten Fall für sehr enge Risse Porositäten weit über 5% nötig sind, reichen bei wässriger Füllung bei gleicher Geometrie 0.5%, um  $v_P$  auf  $6.5 \text{ km/s}$  zu reduzieren [Marquis and Hyndman, 1992].

Andererseits können die Reflektoren durch Strukturen erklärt werden, die mit den charakteristischen Deformationsbedingungen der Unterkruste zusammenhängen [Phinney and Jurdy, 1979, Wever et al., 1987]. Es ist mehrfach argumentiert worden, daß der Übergang von sprödem zu duktilem Verhalten jenseits  $300^\circ\text{C}$  hier entscheidend ist. Es könnte sich beispielsweise um im duktilen Milieu entstandenen gebänderten Gneise oder lokalisiert auch Mylonite handeln, welche in Unterkrustengesteinen häufig zu finden sind. Auch hier ist jedoch zu bemerken, daß freigelegten ehemaligen Unterkrusteneinheiten [Matthews, 1986, Klemperer, 1987] oder Zonen mit deutlichem rezenten und alten Vulkanismus (Eifelprofil BELKORP-DEKORP, [DEKORP Research Team, 1991]) die charakteristische Reflektivität fehlt. Die Reflektivität ändert sich in vielen Fällen auch nicht unmittelbar mit der tektonischen Einheit, sondern setzt sich durch Zone verschiedenartiger tektonischen Beanspruchung ohne nennenswerte Änderung fort [z. B. BIRPS-Profil BIRPS and ECORS, 1986, Mooney and Meissner, 1992].

Eine weitere Möglichkeit der Erklärung der geforderten Impedanzkontraste ist die Annahme von Zonen subhorizontaler fluidgefüllter Risse, wenn man einen Porenfluiddruck  $P_f$  nahe dem lithostatischen Gesteinsdruck  $P_l$  voraussetzt [Jones and Nur, 1984, Walder and Nur, 1984]. Diese Annahme erklärt zumindest die Tatsache, daß aufgeschlossene Unterkrustenprofile selten alle physikalischen und chemischen Eigenschaften aufweisen, wie sie zur Befriedigung der Oberflächenmessungen für die jetzt vorhandene Unterkruste postuliert werden müssen: Fluide sind *per definitionem* mobile Phasen, deren Verteilung sich geologisch schnell verändern kann. Schätzungen der für die geforderten Impedanzkontraste notwendigen fluidgefüllten Porositäten ergeben Werte zwischen 0.1 und 1% je nach verwendetem Modell [z. B. Kuster and Töksöz, 1973a,b]. Bei Matthews [1986] findet man eine Abschätzung auf Basis der Zeit-Mittel-Gleichung mit einem Wert von mindestens 0.5%. Die oben schon erwähnten differenzierteren Untersuchungen in [Hyndman and Klemperer, 1989, Hyndman and Shearer, 1989] fordern eine etwas höhere Zahl von 1–4%, wobei die Porengeometrie eine entscheidende Rolle spielen kann. Dies stimmt gut mit den für die Erklärung der elektrischen Leitfähigkeit notwendigen Porositäten bei geringen Salinitäten überein. Postulierte Graphitfüllungen in der nötigen Größenordnung sind kaum quantitativ mit den Resultaten zu vereinbaren (Abb. 4.5). Die hier vorausgesetzten Spannungsverhältnisse würden auch ein bevorzugtes Eindringen von aller Arten von Fluiden – auch Schmelzen – ermöglichen und somit die räumliche Ordnung weitervererben.

Die geforderte annähernd horizontale Ausrichtung der streßbedingten Strukturen wäre bei allerdings mit einem – zumindest zur Zeit der Entstehung dieser Strukturen – kompressiven Streßzustand der

Kruste mit  $\sigma_{hor} < \sigma_{ver}$  kompatibel (Abb. 3.29, S. 107). Dies entspricht nicht in allen Fällen den bekannten Spannungsmustern, insbesondere nicht im Falle einer Extensionstektonik, wie sie beispielsweise in jungen Riftstrukturen vorherrscht. Nach den Untersuchungen von Zoback [1992] befindet sich jedoch der überwiegende Teil der Kruste in einem kompressiven Zustand, so daß ein derartiges Erklärungsmodell eine hohe Plausibilität aufweist. In die geschilderten Erklärungsmodelle geht entscheidend die Tatsache des mehr oder weniger horizontal schichtigen Aufbaus der Reflektoren ein. Es soll jedoch keineswegs die Möglichkeit verschwiegen werden, daß dieses Charakteristikum zumindest teilweise einen Artefakt darstellt. Numerische Versuche mit gestreuten Wellen in zufällig gestörten Medien [Gibson and Levander, 1988a,b, Raynaud, 1988] ergeben sowohl für die nahezu vertikalen Reflektionen als auch bei Weitwinkelregistrierungen ein den in der Natur gemessenen Signalen ähnliches Bild. Den Zufallsstörungen von 4–8 % in  $v_P$  werden dabei Korrelationslängen von 100–500 m zugrundegelegt. Auch Klemperer and BIRPS-Group [1987] ziehen das einfache Modell der fein geschichteten Unterkruste in Zweifel: Es besteht wegen der großen Amplitude einzelner Reflektoren legitimer Zweifel, ob Interferenzerscheinungen [Fuchs, 1969] allein die Erklärung des Phänomens ermöglichen.

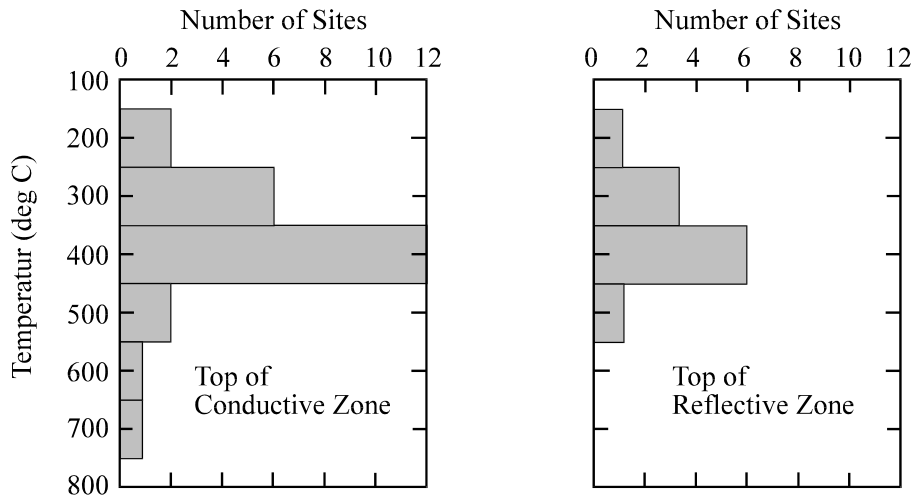
### 4.3 Diskussion und Folgerungen

Noch immer treffen bei der Diskussion der Indizien für die Existenz ausgedehnter Fluidsysteme in der tiefen Kruste zwei Weltansichten aufeinander: Ausgehend von einer durchaus gemeinsamen experimentellen Basis gelangen verschiedene Autoren zu völlig unterschiedlichen Modellen. Eine Richtung vertritt dabei im Kern eine Vorstellung, die überwiegend geophysikalische Meßergebnisse mit dem aktuellen Zustand der Kruste und hier naturgemäß vorrangig mit der Temperatur in Zusammenhang bringt. Demgegenüber steht die Vorstellung, daß hier alte Strukturen im weitesten Sinne durch wie auch immer geartete Prozesse abgebildet wurden, deren Spuren sich bis jetzt erhalten haben.

Eines der wichtigsten Argumente liefert eine Reihe von Versuchen, die meßbaren Größen der Leitfähigkeit oder Reflektivität mit anderen Parametern zu verbinden [Klemperer and BIRPS-Group, 1987, Marquis and Hyndman, 1992]. Die empirische Feststellung und/oder theoretisch begründete Konstruktion von Abhängigkeiten ist auch in anderem Zusammenhang von großem Interesse, da diese *a-priori*-Information ein Schlüssel zur Stabilisierung geophysikalischer Inversionen und für deren Eindeutigkeit unbedingt nötig ist. Leider ist dies für die Kombination von mechanischen (seismischen) und elektrischen Größen wegen der oben schon diskutierten hohen Strukturbestimmtheit der elektrischen Leitfähigkeit nur sehr schwer zu erreichen.

Eine herausragende Rolle nimmt naturgemäß die Temperatur ein. Ungeachtet der u. U. sehr unterschiedlichen Entwicklungsgeschichte der einzelnen untersuchten Objekte ergibt sich ein vergleichsweise einfaches Bild der Abhängigkeiten: Abb. 4.6 zeigt eine Zusammenstellung von diesbezüglichen Ergebnissen von Marquis and Hyndman [1992].

Die Obergrenze der reflektiven Zonen kann – unter Voraussetzung von in der Geothermik üblichen Annahmen zur Verteilung der wärmeproduzierenden Elemente und der thermischen Leitfähigkeit – mit 300 – 400 °C angegeben werden. Diese Werte sind jedoch sehr vorsichtig zu interpretieren, da eben diese Annahmen bezüglich der geothermischen Parameter äußerst hypothetisch sind. Die meisten Autoren [Klemperer and BIRPS-Group, 1987, Marquis and Hyndman, 1992] favorisieren dabei höhere Werte bei 400 °C. Ähnliche Untersuchungen für die Tiefen zur Oberkante der postulierten Unterkrustenleiter [Adam, 1978, 1987] und der Vergleich dieser mit denjenigen zur Reflektivität [Hyndman, 1988] zeigen eine gute Übereinstimmung der Tiefen für mittlere und hohe Wärmeflußwerte von 50 – 110 mW/m<sup>2</sup>. Für niedrige Werte des Wärmeflusses scheinen die guten Leiter zum Teil deutlich unterhalb der reflektiven Bereiche zu liegen, und legen die Hypothese nahe, daß hier ein unterschiedlicher Leitungsmechanismus beteiligt ist. Es darf bei der Interpretation dieser Ergebnisse jedoch nicht vergessen werden, daß die Datenbasis schmal ist. Die bei 40 mW/m<sup>2</sup> und 40 km Tiefe gezeigten Punkte sind in der Originalkompilation [Adam, 1978] mit Fehlerbalken von ±10 mW/m<sup>2</sup> und Tiefenfehlern von ähnlicher Größenordnung angegeben. Der 'wahre' Wert kann jedoch kaum außerhalb des Intervalls von 350 – 450 °C liegen. Er ist damit petrologisch in der Grünschiefer- bis Amphibolitfazies anzusiedeln [Thompson, 1993] (Abb. 4.7). Unter 'normalen' Krustenbedingungen ist der gute Leiter



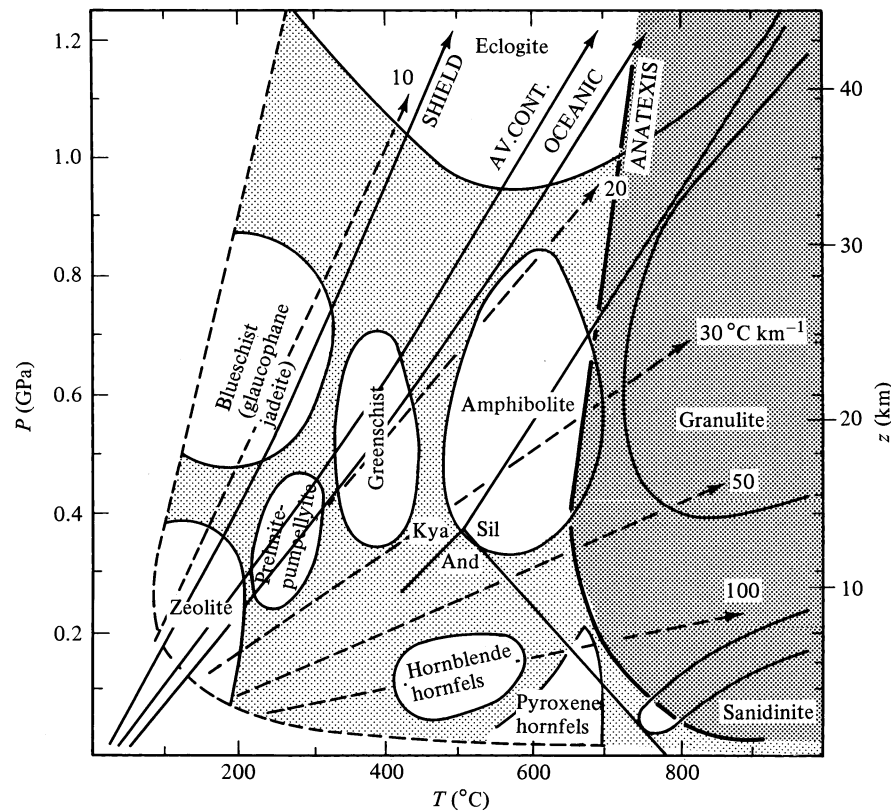
**Abbildung 4.6:** Verteilung der Tiefe zur Oberkante der Zone erhöhter Reflektivität und zum Unterkrustenleiter in Abhängigkeit von der Temperatur. Die zugrundegelegten Geothermen basieren auf den in Abschn. 2.2 (S. 24) beschriebenen Annahmen [Chapman, 1986]. Die Oberkante eines guten Leiters ist in der MT fast immer der bestbestimmte Parameter: hier konzentrieren sich die induzierten Ströme.

eher der mittleren Kruste zuzuordnen.

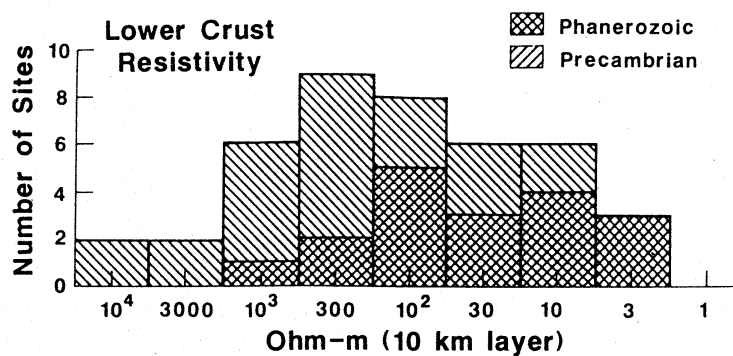
Es kann mit Recht argumentiert werden [Klemperer, 1987, Klemperer and BIRPS-Group, 1987], daß allein die Tatsache einer solche Korrelation die Annahme eines transienten Charakters dieser Strukturen nahelegt. Es ergibt sich so eine paradoxe Situation: Reflektierende wie leitende Strukturen scheinen ein bestimmtes aktuelles Temperaturniveau vorauszusetzen. Die Temperatur der Kruste hat aber eine Relaxationszeit, die beträchtlich geringer ist als das geforderte Alter der Strukturen. Die Größenordnung ihrer Lebensdauer sollte  $> 1$  Ga sein, um ihre Existenz bis in Schildstrukturen hinein zu ermöglichen, während typische krustale thermische Ereignisse maximal 100 Ma erreichen. Dieser Widerspruch stellt für beide Interpretation dieser geophysikalischen Anomalien ein Problem dar.

Neben der Korrelation mit der Temperatur kann global davon ausgegangen werden, daß alte (d. h. hier: präkambrische) Kruste sowohl weniger reflektiv als auch weniger leitend ist [Hyndman and Shearer, 1989, Jones, 1992, Mooney and Meissner, 1992]. In Bezug auf die elektromagnetischen Verfahren kann dies durch die integrierte Leitfähigkeit  $\sigma d$  des Unterkrustenleiters parametrisiert werden. Ähnlich wie die Oberkante eines Leiters kann die integrierte Leitfähigkeit  $\sigma d$  einer isolierten Struktur in der MT bei genügendem Frequenzbereich oft aufgelöst werden. Sie liegt in alter (präkambrischer) Kruste nahe 100 S, während ihr Mittelwert in jüngeren Krustenbereichen um etwa eine Größenordnung höher ist (1000 S). Dies liefert für die Beurteilung von Leitungsmechanismus und Struktur der Unterkrustenleiter einen wichtigen Randwert. Der Schluß von der Reflektivität auf einen Volumenparameter in der Seismik ist nicht derart einfach.

Im Gegensatz zu den bisher genannten globalen Korrelationen im statistischen Sinn, haben sich die Übereinstimmungen zwischen den Methoden im Detail, die mit der zunehmenden Zahl der koinzidenten seismischen und magnetotellurischen Messungen erhofft wurde, nicht bewahrheitet. Nach den sorgfältigen Untersuchungen von Holbrook et al. [1996] und Mooney and Meissner [1992] kann bei der – generell hohen – Reflektivität weder von einem einheitlichen Erscheinungsbild, und noch weniger von einheitlicher Genese ausgegangen werden. Bei den untersuchten koinzidenten Profilen [präsentiert in Jones, 1992] ist die direkte Übereinstimmung von leitfähigen Strukturen und reflektiven Zonen nicht die Regel: Oft besteht sie nur in wenigen Struktureigenschaften wie z. B. ihrer oberen Begrenzung. Die in früheren Untersuchungen gefundenen Korrelationen scheinen verzerrt durch die Wahl der Untersuchungsobjekte, die oft in Zonen spezifischer geologischer Entwicklungsgeschichte (Extension) durchgeführt wurden [Mooney and Meissner, 1992]. Die untere Kruste ist statistisch gesehen tatsächlich reflektiver als flachere Zonen, die uniform reflektive Schicht ist jedoch eher der Sonderfall:



**Abbildung 4.7:** Faziesschema nach Thompson [1993]. Nach den gezeigten Korrelationen fällt die mittlere Obergrenze der leitfähigen und/oder reflektiven Zone etwa mit dem Beginn des Low-Grade-Bereichs (oder in älterer Terminologie der Grünschieferfazies) zusammen. Ebenfalls eingetragen sind charakteristische Geothermen. Dabei ist SHIELD typisch für alte, tektonisch stabile Schilde, AV.CONT. entspricht einer mittleren kontinentalen Geotherme, während OCEANIC näherungsweise die Verhältnisse in ozeanischer Kruste wiedergibt. Die Indizes sprechen für die Existenz von relevanten Fluidanteilen im Bereich der oberen Grünschiefer- und Amphibolitfazies.



**Abbildung 4.8:** Altersabhängigkeit der integrierten Leitfähigkeit nach Hyndman and Shearer [1989]. Die integrierte Leitfähigkeit  $\sigma d$  ist in der MT oft ein stabiler und bei ausreichendem Frequenzbereich gut aufgelöster Parameter. Basierend auf einer Mächtigkeit von 10 km ergibt sich die integrierte Leitfähigkeit in alter (präkambrischer) Kruste zu nahe 100 S während ihr Wert in jüngeren Krustenbereichen um etwa eine Größenordnung höher ist (1000 S).

Es werden bei näherem Hinsehen oft deutliche Strukturen aufgelöst, die mit der regionalen Tektonik korrespondieren [Mooney and Meissner, 1992].

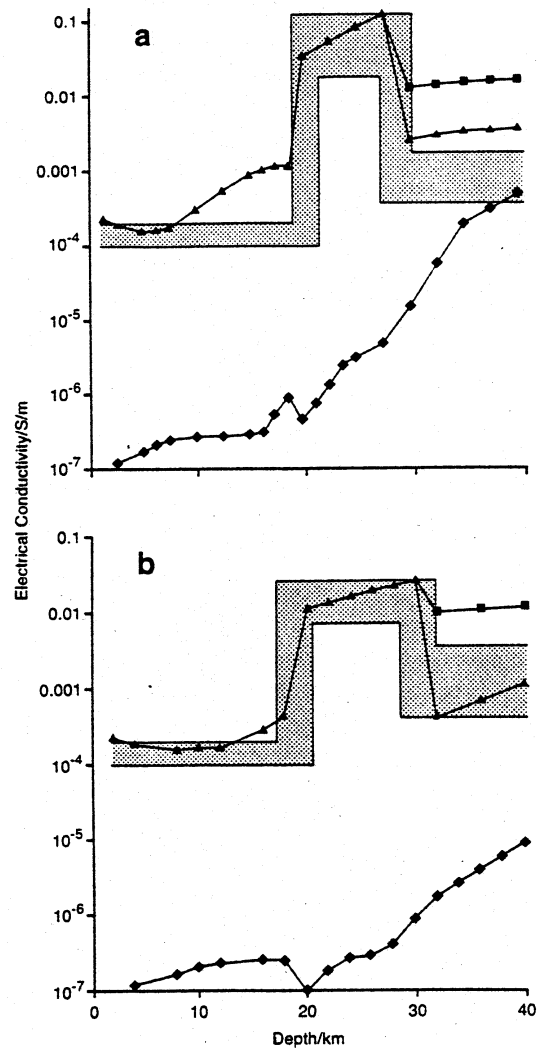
Hinsichtlich der Anisotropie der Kruste ist zu bemerken, daß auch hier die Lage problematisch erscheint. In magnetotellurischen Feldmessungen [Rasmussen, 1988b, Kellett et al., 1992, Kurtz et al., 1993, Tauber, 1993, Eisel, 1994, Tezkan et al., submitted, Jones et al., 1997b,a] sind oft deutliche Anzeichen vorhanden und können auch modelliert werden [Osella and Martinelli, 1993, Pek, 1994, Weidelt, 1995, Pek and Verner, 1997, Weidelt, 1997]. Laborexperimente zeigen jedoch quantitativ weit geringere Anisotropien [Rauen and Lastovickova, 1995] als für die Deutung der Felddaten erforderlich sind, so daß eine Mikroanisotropie als generelle Ursache geringe Wahrscheinlichkeit hat. In seismischen Untersuchungen scheint es weit weniger Anzeichen für vergleichbare Anisotropien zu geben. Dies ist umso mehr verwunderlich, als die Hypothese von subhorizontalen kleinräumigen Reflektoren jeglichen Ursprungs eine solche nahelegen würde. Ein solches Modell würde eine transversale Isotropie mit unterschiedlicher vertikalem und horizontalem  $v_S$  heraufführen. Die von der MT gefundenen Anisotropien sind in der Regel transversal [Eisel, 1994], d. h. die beiden horizontalen Komponenten von  $\sigma$  unterscheiden sich. Wegen des zumindest bei eindimensionalen Verhältnissen schichtparallelen Feldverlaufs wäre eine Anisotropie des zuerst genannten Typs durch die MT auch schwer nachzuweisen. Die mit beiden Methoden nachweisbaren Anisotropien sind daher am gleichen Objekt nur schwer zu vereinbaren.

Eine klare Entscheidung für ein einheitliches Modell der anomalen Krustenleitfähigkeit ist auch für die elektromagnetischen Parameter zum jetzigen Zeitpunkt kaum möglich – und vielleicht auch nicht sinnvoll [Mooney and Meissner, 1992]. Wahrscheinlich sind Strukturen verschiedener Typen in der Kruste vorhanden. Die generelle Annahme tiefer fluidgefüllter Zonen als Ursprung der anomalen Leitfähigkeiten ist ebenso unbefriedigend wie die der ausschließlichen Beteiligung von Elektronenleitern. Allerdings ist auch keine dieser Annahmen als von den Meßdaten grundsätzlich widerlegt zu betrachten [vgl. Glover and Vine, 1994b,a, 1995, , Abb. 4.9].

Die Hypothese einer fluidbedingten erhöhten Leitfähigkeit ermöglicht eine qualitative Erklärung für eine Reihe von beobachteten Phänomenen, eine quantitative Aussage über die physikalischen Basisparameter ist jedoch auch durch integrierte Betrachtung verschiedener geowissenschaftlicher Untersuchungsmethoden kaum möglich:

Es muß darauf hingewiesen werden, daß die Unsicherheiten der eingesetzten Methoden groß sind. Gerade die Schätzung von Temperatur und Wärmefluß als einer zentrale Größen für die Charakterisierung des aktuellen Zustandes der Kruste ist mit großen Fehlermöglichkeiten behaftet [Chapman and Furlong, 1992]. Auch die Bestimmung der Leitfähigkeitsstruktur ist oft problematisch. Die tatsächliche Struktur ist meist nicht so einfach, als daß sie durch die zur Verfügung stehenden Methoden vollständig erfaßt werden könnte. Das geologische „Rauschen“, welches in Bezug auf die verwendete Methode besteht, ist oft groß. Ein wichtiges Beispiel ist in der MT das ungelöste Problem der Verzerrung von Übertragungsfunktionen durch oberflächennahe Strukturen [z. B. Bahr, 1988, Jones, 1987], die die Willkür der Modellbildung beträchtlich erhöhen kann. Die auf diese Weise praktizierte Reduktion auf leichter behandelbare Fälle (z. Zt. meist eine Interpretation durch zweidimensionale Modelle) ist oft irreführend. Auch die in vielen Meßgebieten inzwischen sehr hohe Belastung durch technische Störungen reduziert die Aussagekraft der Messungen und die Genauigkeit der Parameterschätzungen bei allen eingesetzten geophysikalischen Methoden [für die Seismik z. B. Mooney and Meissner, 1992].

Der Schluß von geophysikalischen Oberflächenmessungen auf Strukturen und Prozesse im tiefen Untergrund ist immer mit interpretativen Verzerrungen behaftet. Die Lösung des inversen Problems – ob es nun im *trial-and-error* oder durch automatische Verfahren geschieht – ist im allgemeinen nur unter bestimmten Annahmen gewährleistet. Regularisierte Lösungen inkorporieren *a-priori* Information, die beispielsweise aus Strukturannahmen (bekannte Geologie) oder, mangels anderer Quellen, generellen Annahmen über den Charakter der Parameterverteilung (z. B. räumliche Glätte). Eine in diesem Sinne stabilisierte und im statistischen Sinne befriedigende Lösung (kleine Fehler) spiegelt nicht nur die Realität wider, sondern auch die gemachten Annahmen. So kann durch die oft verwendeten glättenden Inversionen kaum eine dünne Schicht oder eine Diskontinuität erzeugt werden, die evtl. die Daten ebensogut erklärt. Sie ermöglicht allerdings umgekehrt die Aussage, das gegebenenfalls eine



**Abbildung 4.9:** Modellierte Krustenleitfähigkeit nach Glover and Vine [1994b]. *Oben:* Krustenmodell mit einem geothermischen Gradienten von  $\approx 21$  K/km *Unten:* dto. mit  $\approx 13$  K/km. Beiden Modellen ist eine lithologische Dreiteilung in Granodiorit, Amphibolit, und Granulit gemeinsam. Jeweils aufgetragen sind Leitfähigkeiten basierend auf einer Sättigung der Gesteins mit einer Salzlösung von 0.5 M (Dreiecke) und trockene Gesteine mit geringem Graphitgehalt (Quadrate). Ebenfalls aufgetragen sind die Ergebnisse für die entsprechenden trockenen, graphitfreien Gesteine. Die Autoren optieren auf Grund dieser Modelle für eine nasse mittlere Kruste. Es besteht jedoch durchaus noch eine Mehrdeutigkeit, da Porositäten und/oder Volumenanteil des Graphits ebenso wie die *in-situ*-Konnektivität zur Disposition stehen.

solche Struktur nicht notwendig im Sinne der Datenanpassung ist. Die Bedeutung dieses nicht nur in der MT relevanten Problems hat schon Jones [1993] aufgezeigt.

Neben der Unsicherheit in der Zuordnung der geophysikalischen Parameter im engeren Sinne (z. B.  $\sigma$ ,  $v_{S,P}$ ) zu einzelnen Strukturen besteht noch die durch die petrophysikalische Modellbildung vermittelte Zuordnung von tatsächlicher Gesteinsstruktur zu modellierungstauglichen gemittelten Größen. Schon die durch einfache petrophysikalische Modelle berechneten Porositätsvorhersagen sind vage und können nur in besonderen Fällen präzisiert werden. *A fortiori* gilt das für die Permeabilitäten, die für eine Modellbildung im Falle vorhandener Fluidsysteme von entscheidender Bedeutung sind. Die von verschiedenen Autoren auf Basis verschiedener Datentypen geschätzten Porositäten von  $\phi = 0.1 - 4\%$  spannen wegen der unbekanntenen Porengeometrie eine Variation der Permeabilität  $k$  von mehreren Größenordnungen auf. Sie reduzieren daher den Bereich geschätzter Krustenpermeabilitäten [Brace, 1984, Clauser and Neugebauer, 1991, Clauser, 1991, Gueguen et al., 1996] (Abb. 1.5, S. 18) praktisch nicht.

Korrelationsversuche mit den Ergebnissen anderer Methoden und Forschungsgebiete (Seismik, Geothermik, Petrophysik, Petrologie) ergeben über die im Einzelfall durchaus gegebene strukturelle Korrelation hinaus lediglich eine grobe Einordnung beider Phänomene in einen Druck- und Temperaturbereich, der in etwa mit der Grünschieferfazies (Abb. 4.7) beginnt und in die Amphibolitzone hineinreicht. In direkt aufgeschlossenen Strukturen finden sich oft Anzeichen mehrerer Leitungsmechanismen: sowohl graphitisierte und/oder vererzte Störungsflächen, als auch vorhandene Porosität/Permeabilität oder ihre Relikte. Eine einigermaßen sichere Entscheidung für die Interpretation durch Fluidsysteme oder andere Mechanismen ist selbst bei vergleichsweise guter Randinformation nicht möglich. Ein rezentes Beispiel für diese Problematik ist auch bei der Interpretation der umfangreichen in der KTB gewonnenen Daten gegeben [ELEKTB-Gruppe, 1994, Shankland et al., 1997, ELEKTB group, 1997].

Die in diesem Kapitel gegebenen Argumente erlauben im besten Fall probabilistische Aussagen. So wird mit zunehmender Tiefe wegen der im Mittel zunehmend oxidierenderen Bedingungen die Existenz freien Graphits unwahrscheinlicher, aber nicht unmöglich. Die typischen – wenn es so etwas gibt – Leiterstrukturen befinden sich jedoch in einem krustalen Übergangsbereich, wo die Wahrscheinlichkeiten recht nahe beieinander liegen. Die Temperatur – und dies ist die deutlichste Korrelation unter den bisher untersuchten Variablen – kontrolliert die meisten in der Kruste vorkommenden Prozesse und ist daher nicht immer zur Entscheidung über konkurrierende Modelle heranzuziehen. Die Frage, welche chemischen oder physikalischen Vorgänge etwa in diesem Druck- und Temperaturbereich neu auftreten oder ihren Charakter verändern ist auf Basis der bisherigen Modelle und Daten nicht abschließend zu beantworten. Wie schon bei der Diskussion der potentiellen Ursachen der erhöhten Leitfähigkeit in der tiefen Kruste deutlich wurde, ist kein leitfähiges Mineral oder Gestein plausibel, welches unter diesen Bedingungen erstmals oder verstärkt auftritt, noch ist der Prozeß der Freisetzung und Wegführung von Wasser im Prozeß der Diagenese und anschließender prograder Metamorphose derart diskontinuierlich.

Die kritische Untersuchung der Möglichkeiten, sich durch indirekte (im wesentlichen geophysikalische) Methoden quantitative Aussagen über die Transporteigenschaften zu gewinnen führt zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht zu den gewünschten Ergebnissen: Das Bild ist zwar detaillierter, aber nicht genauer geworden. Für eine physikalische Modellbildung der Existenz und der Auswirkungen der in der Kruste vermuteten Fluidsysteme kann daher auch jetzt noch auf weite Strecken nur spekulativ vorgegangen werden.