

Zur elektrischen Leitfähigkeit graphitführender Unterkrustengesteine der Serre San Bruno in Kalabrien (Italien)

Einleitung

Eines der wichtigsten Ergebnisse weltweiter magnetotellurischer Untersuchungen ist sicherlich der häufige Nachweis elektrisch gutleitender Zonen in der mittleren und unteren Kruste (z.B. Hjelt, 1988; Schwarz, 1990; Brown, 1994). Die Ursachen für diese Leitfähigkeitserhöhung sind - von Ausnahmen abgesehen - nicht sicher bekannt, doch gelten derzeit hochsaline Porenwässer ("brines") und Graphit als die beiden wahrscheinlichsten Erklärungen. Im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms "Stoffbestand, Struktur und Entwicklung der kontinentalen Unterkruste" ergab sich die Möglichkeit, die elektrischen Eigenschaften von granulitfaziellen Gesteinen, d.h. von Gesteinen, die sich einmal in Unterkrustenposition befunden haben, in einem Oberflächenaufschluß in Kalabrien (Süditalien) mit verschiedenen Methoden zu untersuchen. Eingesetzt wurden Magnetotellurik, Audiomagnetotellurik, Gleichstromgeoelektrik, Slingram, VLF und das Eigenpotentialverfahren. Ziel war es herauszufinden, ob sich unter den derzeitigen Bedingungen, d.h. nach Hebung, teilweiser retrograder Metamorphose und stellenweiser tiefgründiger Verwitterung überhaupt signifikante Unterschiede in der Leitfähigkeit der Serie von Unterkrustengesteinen ergeben würden. Besonderes Interesse galt dabei der Frage nach der Häufigkeit graphitführender Gesteine und ihrem Einfluß auf die Leitfähigkeit. Durch die Existenz einer alten Graphit-Mine in der Nähe der Ortschaft Monterosso war von vorneherein bekannt, daß Graphit im Meßgebiet mindestens lokal Abbauwürdigkeit erreichte. Das graphitführende Gestein sollte gefunden und möglichst beprobt werden, um die Eigenschaften des Graphits, speziell seine räumliche Anordnung und die damit verbundenen Leitfähigkeitsmechanismen, untersuchen zu können.

Das Meßgebiet

Die Lage des Meßgebiets der "Serre San Bruno" im kalabrischen Bogen im Süden Italiens, einem Teil des alpidisch-apenninischen Gebirgszuges entlang der Umrandung der adriatischen Mikroplatte, ist Abb. 1a dargestellt. Die Serre bilden einen langgestreckten, ungefähr Nord-Süd verlaufenden Höhenrücken, in dem nach Schenk (1990) eine vollständige, gekippte Serie von Unter- und Mittelkrustengesteinen an der Erdoberfläche aufgeschlossen ist (Abb. 1b, 1c). Eingetragen in Abb. 1b ist der Verlauf des wichtigsten, ca. 40 km langen Eigenpotential-Profils, das sich an einer Profillinie orientiert, auf der im DFG-Schwerpunktprogramm refraktionsseismische Untersuchungen durchgeführt wurden (Lüschen et al., 1992). Es beginnt im Norden im Bereich retrograder Schiefer und Gneise, überdeckt dann die eigentliche Unterkrusten-Serie, die aus den Metabasiten der "Granulit-Pyriklasit-Einheit" und den Metasedimenten der "Metapelit-Einheit" besteht, und endet im Süden in Granodioriten, Tonaliten und Graniten, die in Mittelkrustenposition intrudiert sind. Im Mittelteil dieses Profils wurden 22 Punkte im Abstand von ca. 1 km audiomagnetotellurisch und einige Punkte auch magnetotellurisch vermessen. Über das Meßgebiet großräumig verteilt wurden von einer Berliner Arbeitsgruppe darüber hinaus an 25 Meßpunkten geoelektrische Sondierungen mit Auslagen oft bis $L/2 = 1000$ m durchgeführt (Giese, 1992).

Ergebnisse Audiomagnetotellurik/Magnetotellurik und Geoelektrik

Die wenigen magnetotellurischen Testmessungen zeigen, daß technische Störungen in den Daten stark vorherrschend sind. Jeweils eine der ρ_s -Komponenten zeigt einen charakteristischen 45° -Anstieg (vgl. Jödicke und Grinat, 1985). Diese Erfahrung ist für MT-Messungen in Italien nicht neu, allerdings reicht der (häufig wiederholte) Hinweis auf Gleichstrom-Eisenbahnen als Ursache für diese Störungen nach unseren Erfahrungen bei weitem nicht aus. Es ist vielmehr mit einem sehr komplexen System sich überlagernder Störungen zu rechnen. Für die Audiomagnetotellurik bedeutet dies, daß nicht sicher zu erkennen ist, wie weit die Daten durch den Nahfeld-Effekt künstlicher Quellen verzerrt sind (genauere Informationen hierzu sind bei Schaub, 1993, zu finden). Die Auswertung hoher Frequenzen, bei denen eine derartige Verzerrung nicht mehr zu erwarten ist, ergibt recht einheitliche spezifische Widerstände zwischen

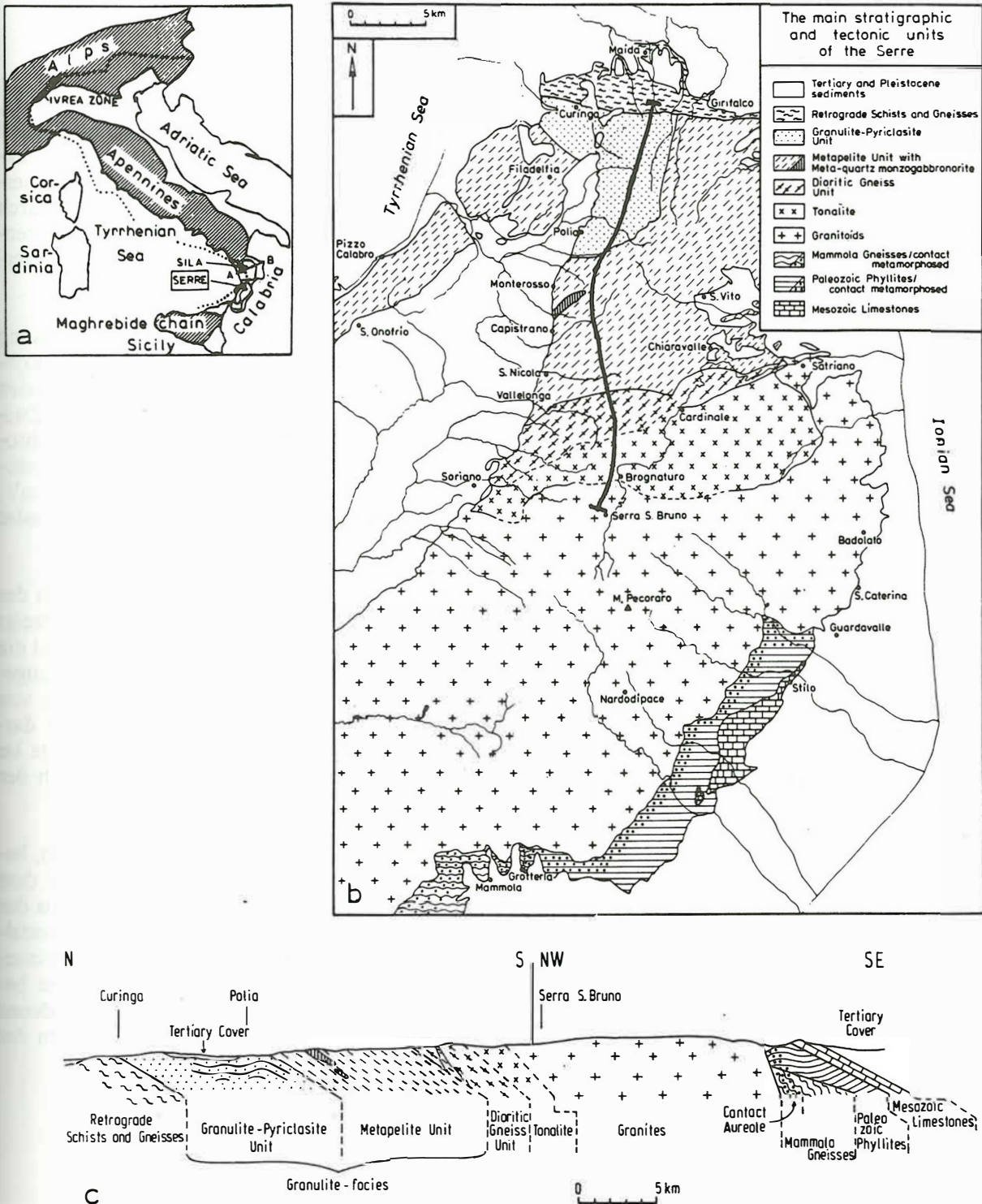


Abb. 1: Lage und Geologie des Unterkrusten-Aufschlusses in den Serre S. Bruno (Italien), eingezeichnet ist das Eigenpotential-Profil (nach Kern und Schenk, 1985)

100 und 300 Ωm für eine Tiefe von angenähert 500 m. Wesentliche Unterschiede zwischen den verschiedenen lithologischen Einheiten sind nicht erkennbar.

Dieser Befund stimmt mit den Ergebnissen der Geoelektrik (Giese, 1992) weitgehend überein, allerdings zeichnet sich hier ab, daß in größerer Tiefe der spezifische Widerstand der Metapelite im Vergleich zu den Metabasiten und den Mittelkrustengesteinen etwas geringer ist. Ein "guter Leiter" mit einer für die untere Kruste typischen integrierten Leitfähigkeit von einigen hundert S konnte mit den eingesetzten Verfahren jedoch nicht erfaßt werden.

Ergebnisse der Eigenpotentialmessungen

Für den Nachweis oberflächennaher guter Leiter, deren hohe Leitfähigkeit auf Elektronenleitung beruht, sind Eigenpotentialmessungen besonders geeignet. Bekanntlich entstehen nach dem grundlegenden Modell von Sato und Mooney (1960) sogenannte Mineralpotentiale als Folge elektrochemischer Halbzellenreaktionen immer dann, wenn im Untergrund die Bereiche mit unterschiedlichem Redoxpotential - üblicherweise die Oxidationszone oberhalb und die Reduktionszone unterhalb des Grundwasserspiegels - durch einen Elektronenleiter, z.B. Graphit oder Sulfiderz, überbrückt werden. Die Existenz von Mineralpotentialen ist somit gleichbedeutend mit der Existenz guter Leiter: In beiden Fällen spielen durchgehend verzweigte Leiterbahnen die entscheidende Rolle.

Das Ergebnis des fast 40 km langen SP-Hauptprofils ist in Abb. 2 aufgetragen. Zur Potentialmessung wurde eine Eigenentwicklung von Kupfersulfatsonden eingesetzt, die unten auf einen "Hamburger Kohlschaufelstiel" aufgesteckt sind und mit Hilfe eines Trittbügels durch die Pflanzendecke in den Boden gedrückt werden können. Der Meßpunktabstand betrug jeweils 20 m, etwa alle 200 m wurde ein Zwischenbasispunkt gesetzt. Die dargestellten Daten sind nicht geglättet. Es ist schwierig, die erreichte absolute Genauigkeit anzugeben, sie hängt unter anderem anscheinend von den Witterungsbedingungen während der Messungen ab. Bei einer Meßschleife von 3 km Länge betrug der Schleifenschlußfehler 3 mV, bei einem 28 km langen Parallelprofil, das bei 8 km vom Hauptprofil abzweigt und bei 33.5 km wieder angeschlossen wurde, immerhin 180 mV.

Wichtigstes Ergebnis der SP-Messungen ist das Auffinden einer SP-Anomalie bei 16.5 km im Bereich der Metapelite nördlich von Monterosso (vgl. Abb. 1, 2). Durch ergänzende Profile (Abb. 3) konnte gezeigt werden, daß sich diese Anomalie über eine Entfernung von ca. 4 km im Gelände verfolgen läßt, wobei die maximalen Werte über 300 mV in der Nähe des erwähnten alten Stollens auftreten. Wie in Abb. 3 angedeutet, verlaufen die Anomalien in einem Bogen von SW nach NE und folgen damit genau den von Schenk (1990) auskartierten Strukturen (z.B. im Abstand von ca. 1 km dem Nordrand des in Abb. 1 dargestellten Monzogabbronorits, enge vertikale Schaffur). Da die Strukturen im Bereich der Metapelite im wesentlichen noch die primäre sedimentäre Abfolge widerspiegeln, liegt der Schluß nahe, daß auch der eigenpotentialverursachende Störkörper sedimentären Ursprungs ist.

Slingram- und VLF-Messungen, durchgeführt über der stärksten SP-Anomalie (Abb. 3, 7. Meßprofil), bestätigen die Existenz eines guten Leiters. Dabei hat sich gezeigt, daß das Anomalienbild, das sich bei dem Slingram-Verfahren mit einer Auslage von 200 ft ergibt, nahezu deckungsgleich ist mit dem Ergebnis der SP-Messungen. Mit dem VLF-Verfahren läßt sich dagegen eine Feinaufspaltung im Bereich des Potentialminimums erreichen. Demnach besteht der "gute Leiter" aus mindestens drei gutleitenden Einzelhorizonten. Versuche, die integrierte Leitfähigkeit dieser Horizonte durch geoelektrische Sondierungen zu bestimmen, waren unter anderem wegen schwieriger Geländebedingungen unbefriedigend. Die vorhandenen Daten lassen aber erkennen, daß zumindest im oberflächennahen Bereich integrierte Leitfähigkeiten der Größenordnung einiger zehner oder gar hunderter S sicher ausgeschlossen werden können.

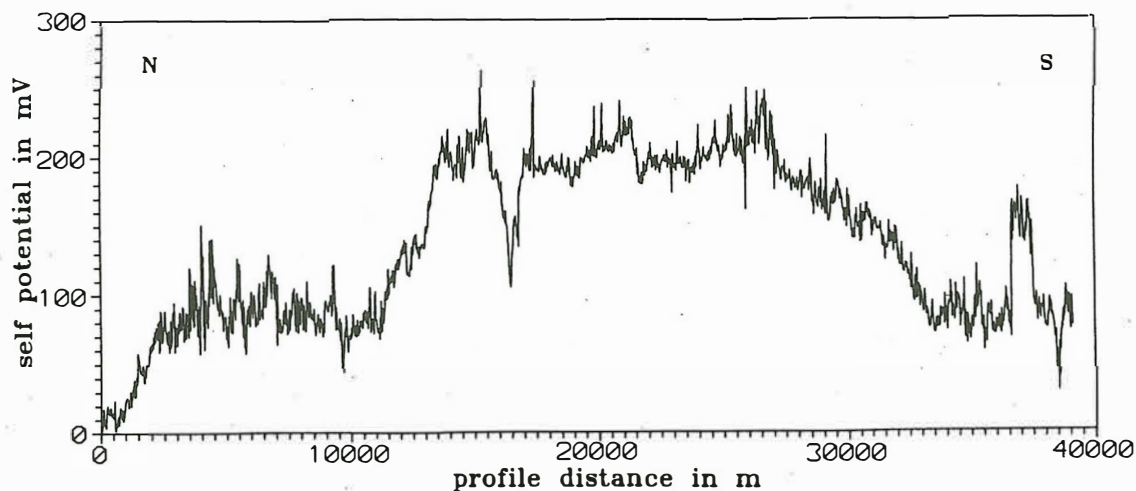


Abb. 2: Das Eigenpotential-Profil über die Unterkrusten-Sektion

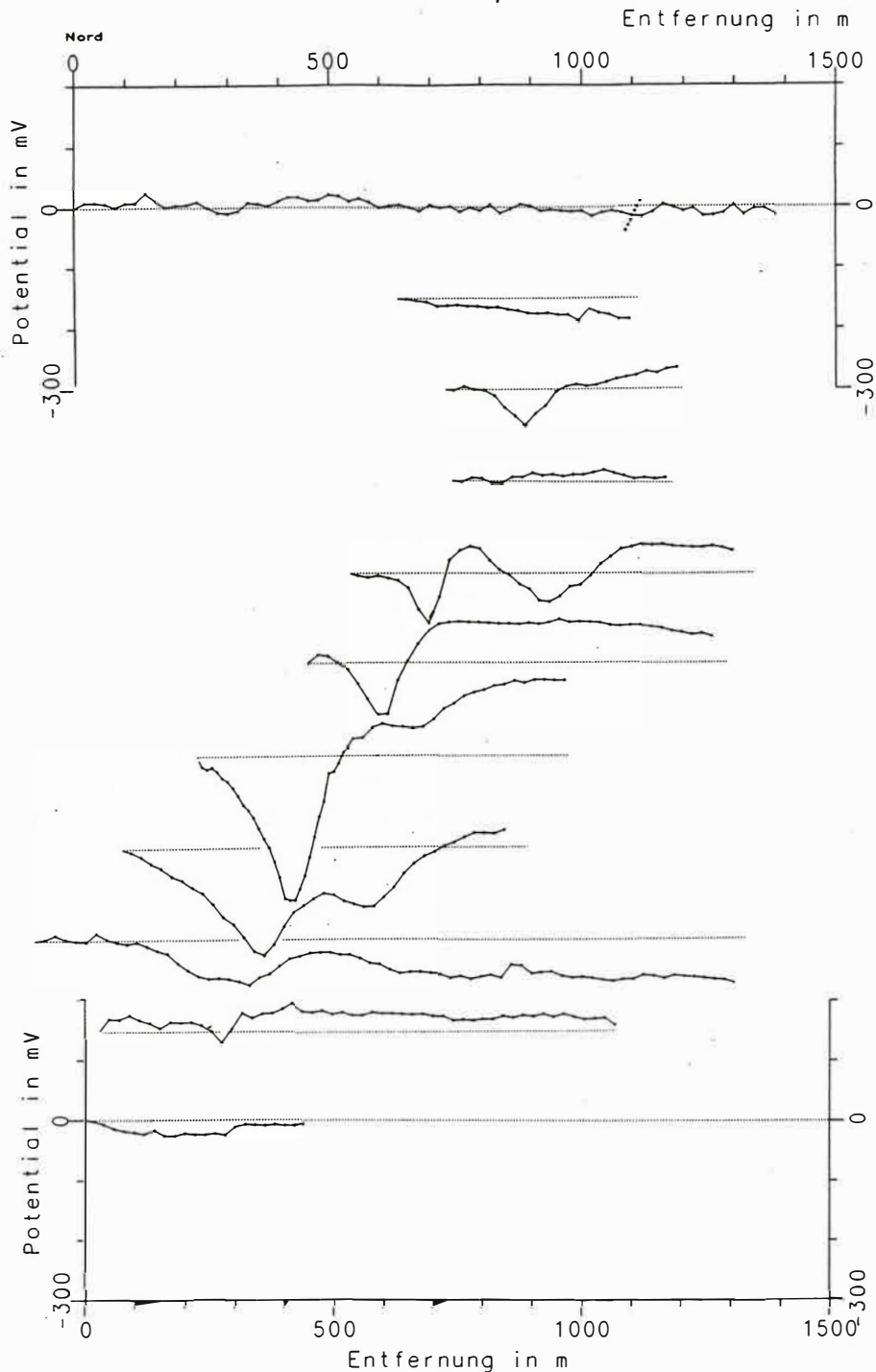


Abb. 3: Ergänzungsprofile zum Eigenpotential-Hauptprofil (Abb. 2), um den Verlauf der Eigenpotential-Anomalie zu erfassen

Probennahme und -beschreibung

Nachdem der Verlauf der Eigenpotentialanomalie im Gelände bekannt war, gelang es an geeigneten Stellen auch, die zugehörigen Graphithorizonte an der Erdoberfläche anstehend aufzufinden. Soweit erkennbar, handelt es sich um mindestens 18 stratiforme Einzelhorizonte mit Mächtigkeiten von meist wenigen, maximal 20 Zentimetern innerhalb eines Profilabschnitts von 50 m (bankrecht) in den Metapeliten. Mit geringen Ausnahmen waren alle Horizonte stark verwittert, so daß letztlich nur eine kleine Anzahl von Handstücken entnommen werden konnte, von denen zwei für Leitfähigkeitsmessungen brauchbar waren.

Zunächst konnte bestätigt werden, daß eine sedimentäre Herkunft des Graphits in allen Proben anzunehmen ist: Die Isotopie des Kohlenstoffs ergab $\delta^{13}\text{C}$ -Werten um -18‰ (Hoernes, pers. Mittlg.). Nach einer Dünnschliffanalyse an einigen der stark zersetzten, speziell präparierten Proben handelt es sich bei den meisten der geringmächtigen Horizonte um Quarz-Feldspat-Graphit-Gneise (helle Granulite), die vermutlich aus pelitischen Ausgangsgesteinen entstanden sind (Probentyp 1, ohne Abb.) (Kruhl, pers. Mittlg.). Einschlüsse von Graphit in Kalifeldspat und Plagioklas machen wahrscheinlich, daß zumindest ein Teil des Graphits primärer Bestandteil des sedimentären Gesteins war. Darüber hinaus ist zu erkennen, daß Graphit in einer jüngeren Phase mechanisch in neu entstandene Brüche hinein verpreßt worden ist. Schließlich sind bei starker Vergrößerung auf den Graphitoberflächen feine Aufwachsungen zu beobachten, die für eine weitere, sehr junge Bildungsphase sprechen. Eindeutig als Folge von Verwitterungsvorgängen ist der reichlich vorhandene Graphit mosaikartig zersetzt, es gibt somit praktisch keine durchgehende Leiterbahnen. Wegen der notwendigen Präparation zur Stabilisierung der Proben waren Leitfähigkeitsmessungen nicht möglich, vereinzelte Tests zeigten jedoch, daß dieser Probentyp eher schlecht leitend ist.

Der zweite Probentyp gehört zu einem relativ frischen Gestein, eine ausreichende Anzahl von Kernen für Leitfähigkeitsmessungen konnte gewonnen werden. Das Material besteht neben Sillimanit und Graphit hauptsächlich aus großen, undulös auslöschenden Quarzkörnern. Es wird, da das Ausgangsgestein vermutlich ein glimmerreicher Quarzit war, vereinfachend als "Metaquarzit" bezeichnet. Der Graphit ist zwischen den Quarzkörnern in Form millimetergroßer Schüppchen lagig angeordnet, wobei sich die Schüppchen gegenseitig in der Regel nicht berühren. Auch hier gibt es ebenfalls keine durchgehenden Leiterbahnen (Abb. 4a).

Bei dem dritten Probentyp handelt es sich um ein Stück einer Scherzone. Makroskopisch bzw. im Dünnschliff zeigen sich stellenweise Aufschmelzungen (Pseudotachylite), dazu Übergänge zwischen einem Kataklasit und einem Mylonit. Graphit tritt einerseits feinverteilt in den mylonitischen Bändern, andererseits unmittelbar neben dem Mylonit in deutlich angereicherter Form in einem Kluftsystem auf, in dem sich durchgehende Leiterbahnen ausgebildet haben, die auch makroskopisch erkennbar sind (Abb. 4b). In allen Fällen ist der Graphit eng mit Pyrit verwachsen. Aus diesem Teilstück der Probe konnten Kerne herausgebohrt werden.

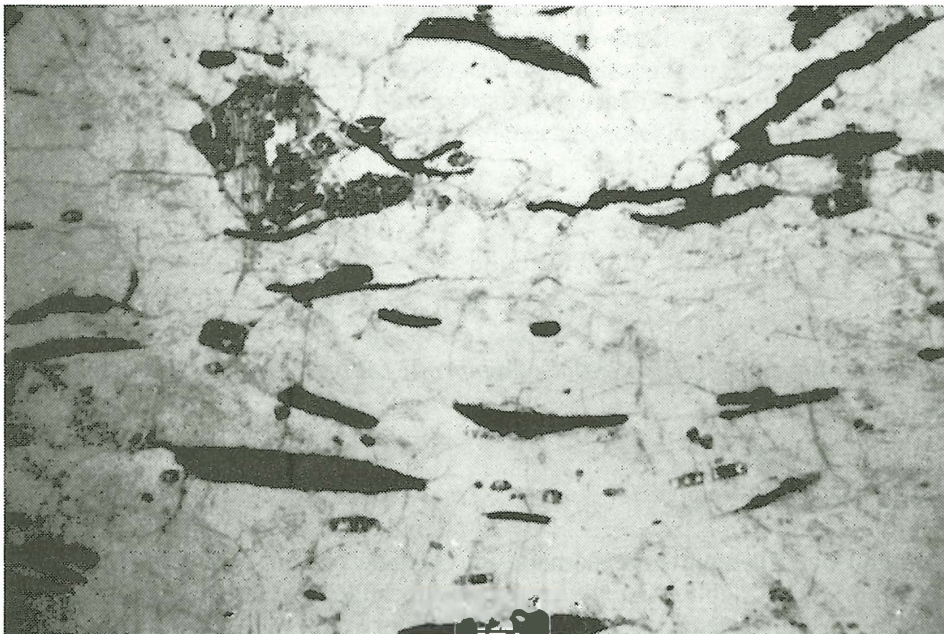


Abb. 4a: Dünnschliffaufnahme eines Granulits (Quarz-Sillimanit-Graphit-Gneis, "Metaquarzit") mit isolierten Graphitschüppchen

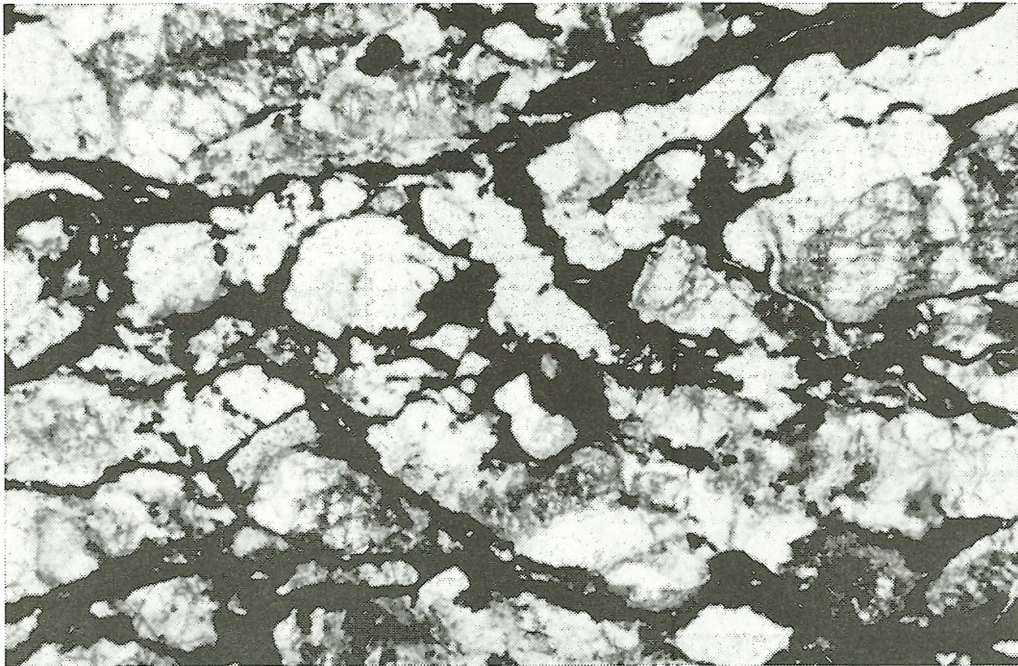


Abb. 4b: Dünnschliffaufnahme eine Granulits mit Kluftsystem, in dem Graphit eine durchgehend vernetzte Phase bildet

Leitfähigkeitsmessungen an Kernen

Die Bestimmung des komplexen spezifischen Widerstands der kalabrischen Gesteinsproben sollte im Frequenzbereich von 1 mHz bis 1 MHz vorgenommen werden, d.h. sie sollte neben dem "klassischen" Bereich der Petrophysik (10 Hz bis 1 MHz) auch den für die Magnetotellurik interessanten Niederfrequenzbereich erfassen. In ersten Untersuchungen von Börner (1991) und Rauen (1991) hatte sich bereits angedeutet, daß gerade erst im Niederfrequenzbereich wesentliche Eigenschaften der Leitfähigkeit graphitführender Gesteine erkennbar werden. Für die Messungen wurden zwei Meßzellen eingesetzt. Die 2-Pol-Anordnung (Abb. 5a) entspricht einem materialgefüllten Kondensator, die Meßanordnung wird deshalb häufig als Stoffmeßkondensator bezeichnet. Der Außenmantel der Probenhalterung besteht aus zwei Messingtöpfen, die ineinandergeschoben werden. Sie schirmen E-Felder ab und schützen wassergesättigte Proben während der langen Meßzeiten vor Austrocknung. Im Inneren der Messingtöpfe befinden sich die in Kunststoff eingesetzten Elektroden, von denen eine beweglich auf einem Gummipolster gelagert ist. Alle Messungen erfolgten bei Umgebungstemperatur und ohne Druck, allerdings wurde bei der 2-Pol-Anordnung auf einen gewissen Anpreßdruck zwischen Elektroden und Gestein geachtet, um einen gleichbleibenden elektrischen Kontakt sicherzustellen. Dieser elektrische Kontakt wird entweder durch Silberkontaktkleber oder durch nasses Filterpapier, Filz o.ä. erreicht.

Um bei Messungen elektrolytisch leitender Proben den bei niedrigen Frequenzen (meistens < 10 Hz, vgl. Forker, 1989) auftretenden Effekt der Elektrodenpolarisation zu umgehen, wurde eine 4-Pol-Meßzelle, die der von Vinegar und Waxman (1984) verwendeten Anordnung ähnelt (Abb. 5b), eingesetzt. Sie besteht aus zwei aus Plexiglas gefertigten zylindrischen Flüssigkeitsbehältern, die jeweils an den innenliegenden Stirnseiten offen sind. Zwischen diesen Behältern sitzt die zweigeteilte Probenhalterung (ebenfalls aus Plexiglas) mit eingesetzter Gesteinsprobe. Die gesamte Probenhalterung wird durch vier Gewindestangen zusammengehalten. Die beiden äußeren Elektroden (Scheiben) wurden zur Stromspeisung benutzt, die inneren (einfaches Gitter) zur Spannungsmessung. Als Elektrodenmaterial kam nach einigen Vorversuchen grundsätzlich Platin zum Einsatz, da bei langen Meßzyklen z.B. bei Edelstahl starke Korrosion auftrat. Um Leckströme zwischen Probenhalterung und Probe zu verhindern, konnte die Probenoberfläche mit einem Schrumpfschlauch mit innenliegendem thermoplastischen Kleber abgedichtet werden.

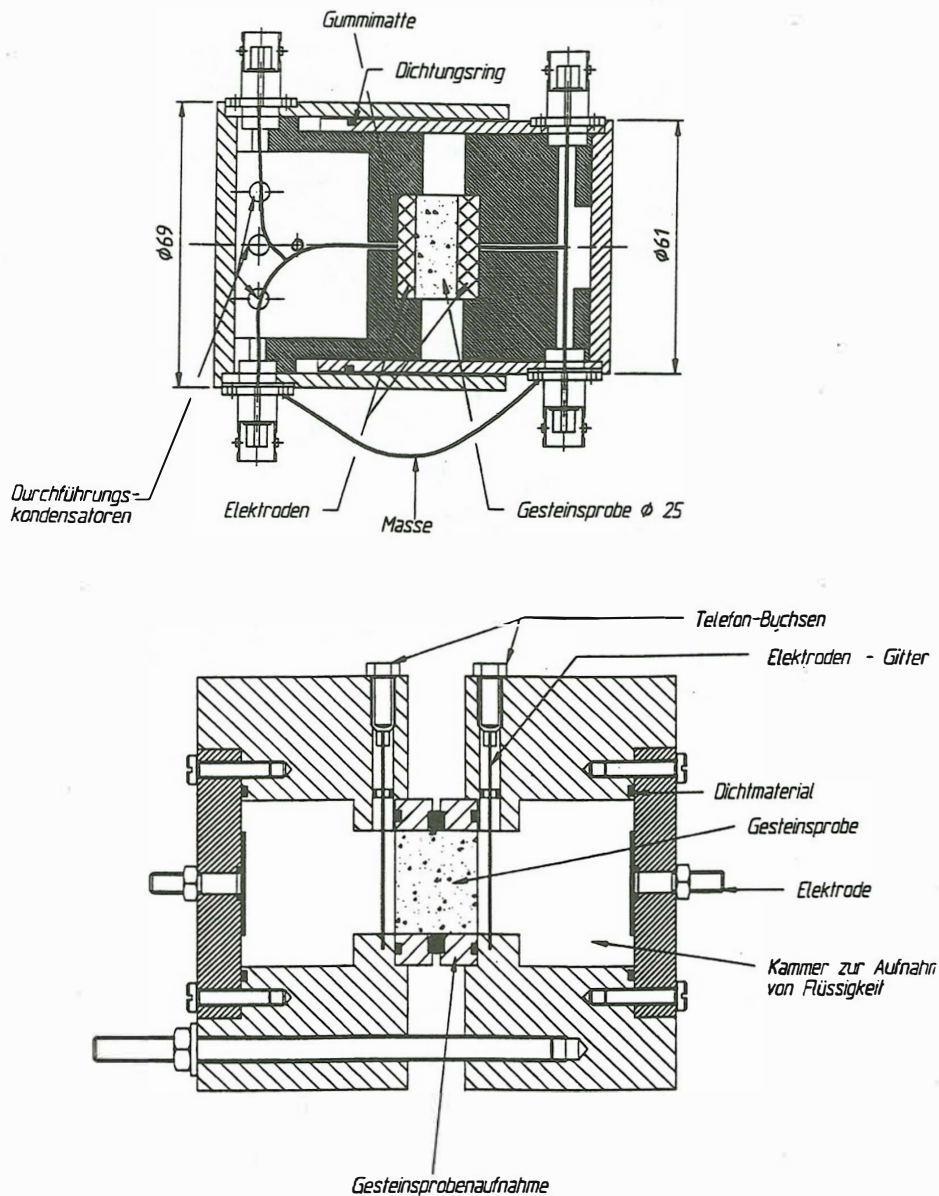


Abb. 5: Meßzellen zur Bestimmung des komplexen elektrischen Widerstandes
 a) 2-Pol-Anordnung (oben) b) 4-Pol-Anordnung (unten)

Als Beispiel für die Bestimmung des komplexen spezifischen Widerstandes wird zunächst das Ergebnis von zwei Kernen des Probenotyps 2 (Metaquarzit), die parallel bzw. senkrecht zur Foliation gebohrt waren, in Abb. 6a vorgestellt. Die jeweils tieffrequenten Teilkurven wurden in der 4-Pol-Anordnung, die hochfrequenten in der 2-Pol-Anordnung gemessen. Anschlußfehler sind also zum Teil durch den Wechsel der Apparatur mit erneuter Sättigung der Kerne usw. bedingt. Typisch für den Metaquarzit, dessen Graphitpartikel sich gegenseitig nicht berühren (vgl. Abb. 4a), ist eine im doppeltlogarithmischen Maßstab annähernd lineare Zunahme des spezifischen Widerstandes zu den tiefen Frequenzen. Erst im Millihertz-Bereich deutet sich ein Übergang zu einem konstanten Widerstand an. Bemerkenswert ist auch die deutlich ausgeprägte Anisotropie; der Widerstand senkrecht zur Foliation ist bis zu zehnmal größer als parallel dazu. Für die Phase sind hohe Werte ($\varphi \leq -5^\circ$) auch bei sehr kleinen Frequenzen charakteristisch. Nach Börner (1991) ist dies ein Anzeichen dafür, daß die Transportprozesse nicht mehr nur elektrolytischer Natur sind, sondern auch elektrochemische Vorgänge eine Rolle spielen. Allgemein kann hier von einem starken Effekt der "Induzierten Polarisation" gesprochen werden. Bei Frequenzen über 10 kHz setzt der Wassereffekt ein, er ist in den Kurven des spezifischen Widerstandes weniger deutlich zu erkennen.

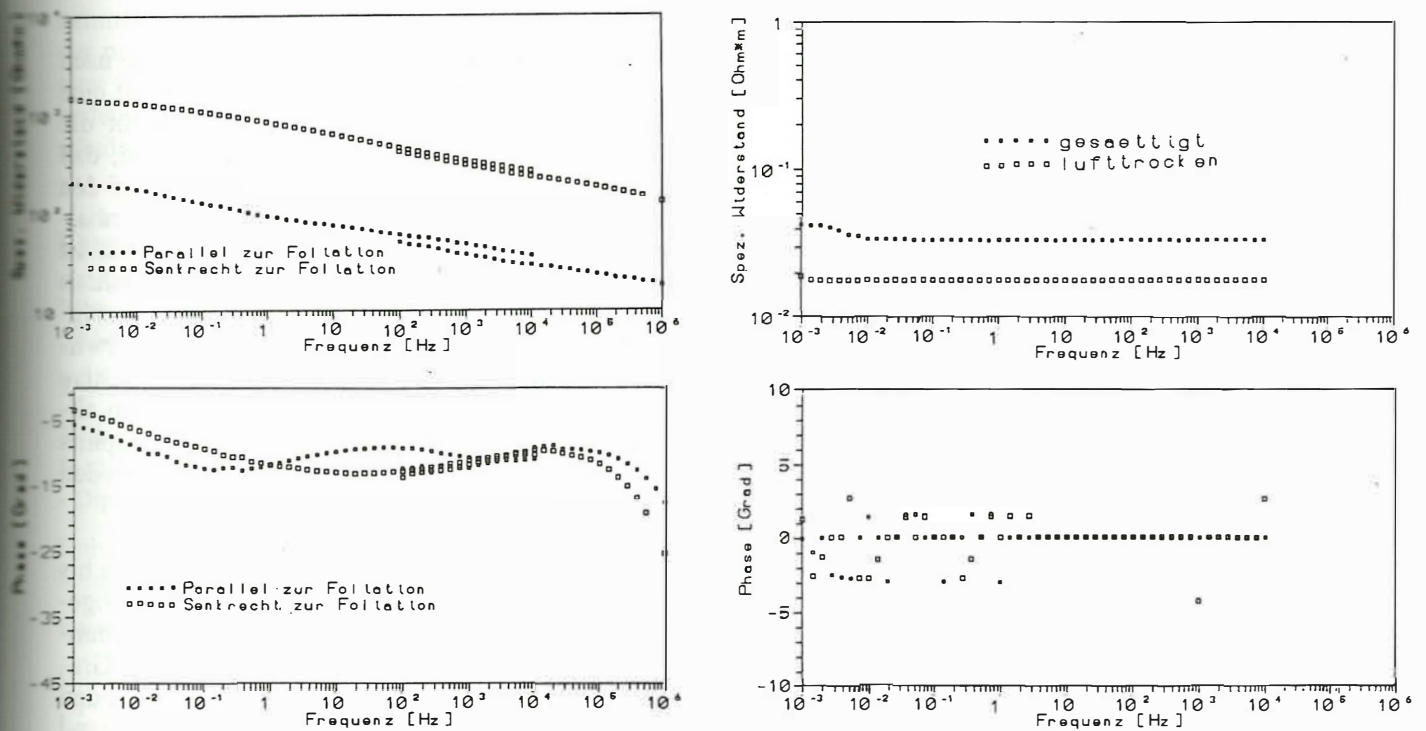


Abb. 6: Spezifischer Widerstand und Phase graphitführender Granulite
 a) Metaquarzit (links) b) Scherzone mit Kluftsystem (rechts)

Anhand weiterer Beispiele (Dreismickenbecker, 1994) wird klar, daß der Phaseneffekt sogar noch stärker sein kann als der in Abb. 6a gezeigte. Erstaunlicherweise ist der Verlauf der Phase nicht eindeutig den Foliationsrichtungen zuzuordnen, obwohl anzunehmen ist, daß es einen Zusammenhang zwischen der räumlichen Anordnung und der Stellung der Graphitpartikel zum Elektrolyten und den resultierenden Polarisationserscheinungen gibt. Die Breite des Phasenminimums (z.B. bei Messung senkrecht zur Foliation in Abb. 6a) ist aber ein bereits ein Hinweis darauf, daß dieser Zusammenhang kompliziert ist, da eine derartige Breite nicht durch einen einzelnen Relaxationsvorgang, sondern nur durch eine Serie von Relaxationsprozessen erklärbar ist.

Ein völlig anderes Verhalten zeigt demgegenüber ein Kern des Probenotyps 3 (aus der Scherzone) (Abb. 6b). Wie anhand der makroskopisch erkennbaren, durchgehenden Leiterbahnen (Abb. 4b) zu erwarten war, ist die Probe sehr gut leitend. Der spezifische Widerstand der schranktrockenen Probe erreicht außerordentlich geringe Werte um $2 \cdot 10^{-2} \Omega \text{m}$. Die Phase liegt - von Streuungen abgesehen - bei 0° . Es handelt sich also um ein Beispiel für das eindeutige Dominieren des elektronischen Leitungsmechanismus. Die Probe konnte deshalb im Bereich niedriger Frequenzen mit der 2-Pol-Anordnung gemessen werden. Die Streuungen in der Phase sind gerätebedingt; bei den auftretenden sehr kleinen ohm'schen Widerständen war die Grenze des Auflösungsvermögens der verwendeten älteren Meßanlage erreicht. Durch Verlängerung der Meßzeit (zehnfache Integrationszeit) pro Frequenz konnte die Genauigkeit der Phasenbestimmung wesentlich gesteigert werden, nach langen Meßzeiten blieb aber der spezifische Widerstand nicht mehr konstant. Bereits im Ergebnis der schranktrockenen Probe läßt sich nach relativ kurzen Meßzyklen ein leichter Anstieg der spezifischen Widerstände bei Frequenzen kleiner als 10^{-2} Hz erkennen.

Als Überraschung muß die bisher noch nicht befriedigend geklärte Beobachtung bezeichnet werden, daß der spezifische Widerstand des Kerns nach Sättigung mit 0.01 m KCl-Lösung (ca. $7.8 \Omega \text{m}$) fast um den Faktor 2 zunahm (Abb. 6b). Zu erwarten wäre eher eine geringfügige Abnahme des Widerstandes (vgl. Duba et al., 1988). Dieser Vorgangs muß noch ausführlich untersucht werden, speziell seine Reproduzierbarkeit, da bei Wassersättigung Änderungen des spezifischen Widerstandes, gekoppelt offenbar an lange Meßzeiten, stark ins Gewicht fallen, wie Abb. 6b zeigt.

Diskussion

Während der Untersuchungen zur Leitfähigkeit von Unterkrustengesteinen in Kalabrien ist die Frage nach der Bedeutung des Graphits eindeutig in den Mittelpunkt des Interesses gerückt. Damit verbunden ist eine gewisse Einseitigkeit des Versuchs, Antworten auf die grundsätzliche Frage nach den Ursachen für die häufig beobachtete erhöhte Leitfähigkeit in der unteren Kruste zu finden. Es ist nicht zu übersehen, daß diese Einseitigkeit durch die eingesetzten Methoden gefördert wurde, die besonders empfindlich auf den elektronenleitenden Graphit bzw. auf Sulfiderze reagieren. Dazu gehört in erster Linie das Eigenpotential-Verfahren. Fluide sind in ihren heutigen Spuren dagegen erheblich schwieriger zu erfassen. Zu spät ist deutlich geworden, daß es, um ein Beispiel zu nennen, vielleicht gerade mit dem Eigenpotential-Verfahren möglich gewesen wäre, das Ausmaß von Störungs- und damit von Zirkulationssystemen für Fluide wenigstens großräumig zu erfassen, da diese Systeme im Meßgebiet anscheinend besonders tiefgründig verwittert (verlehmt) sind. An der Oberfläche machen sich ausstreichende Störzonen häufig durch positive Anomalien bis über 50 mV bemerkbar. In Abb. 2 sind einige dieser Anomalien, die deutlich aus dem allgemeinen "Rauschen" herausragen, erkennbar. Die folgenden Überlegungen zur Bedeutung des Graphits für die Leitfähigkeit, die sich nach den Untersuchungen in Kalabrien ergeben haben, sollten deshalb den Blick auf die mögliche Bedeutung der Fluide nicht völlig verstellen.

Zunächst ist bemerkenswert, daß biogener Graphit in Gesteinen erhalten ist, die von der Erdoberfläche bis in die Unterkruste mit granulitfaziellen Bedingungen, d.h. 800°C und 5.5 - 8 kbar (Schenk, 1990), abgesenkt und zurück bis zur Erdoberfläche transportiert worden sind. Es scheint (quantitative Untersuchungen liegen dazu bisher nicht vor), daß die Metapelite größenordnungsmäßig den gleichen Gehalt an Graphit aufweisen wie ihre Edukte, d.h. wie durchschnittliche Pelite. Soweit erkennbar, spielt Graphit in den Metabasiten keine Rolle. Wenn Graphit unter Unterkrustenbedingungen in den Metapeliten weitgehend erhalten bleibt, muß demnach nach dem Verbleib und den Eigenschaften C_{org}-reicher Sedimente gefragt werden, die im schwach metamorphen sedimentären Stockwerk oft Ursache wichtiger Leitfähigkeitsanomalien sind (z.B. Jödicke, 1992). Tatsächlich ist nicht auszuschließen, daß es sich bei dem Probenotyp 1, der im Aufschluß als dünner, schwarzfärbender Horizont in Erscheinung tritt, um ein Relikt eines Erdölmuttergesteins handelt. Der Probenotyp 2, ein Metaquarzit, kann mit einiger Wahrscheinlichkeit als ehemaliges Speichergestein angesprochen werden.

Während der Metaquarzit wohl auch unter Unterkrustenbedingungen schlecht leitend sein wird (die Graphitpartikel sitzen isoliert in den Zwickeln zwischen den großen Quarzkörnern), ist dies bei den Quarz-Feldspat-Graphit-Gneisen (Probenotyp 1) unklar. Stellt man sich das völlig zersetzte Gestein frisch vor, dann könnte ein Teil des reichlich vorhandenen Graphits durchaus ein System verbundener Leiterbahnen gebildet haben. Dieses Gestein ("Metaschwarzschiefer"?) wäre dann möglicherweise in der Unterkruste und auf dem Weg dorthin ein "guter Leiter" gewesen und hätte seine hohe Leitfähigkeit erst im Zuge des Wiederaufstiegs verloren; da es Scherbewegungen anscheinend besonders gut aufnimmt, die Wegsamkeiten für Fluide schaffen, setzt die Zersetzung durch retrograde Mineralreaktionen vermutlich bereits im Mittelkrustenstockwerk ein.

Eine besonders auffällige Beobachtung ist - ähnlich wie in der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) (Zulau et al., 1990) - das Auftreten von Graphit in Scherzonen, d.h. in Kataklasiten und Myloniten. Es ist bislang eine ungeklärte Frage, ob der Graphit aus dem Nebengestein stammt und sich auf den Scherbahnen als Folge von Drucklösungsvorgängen passiv angereichert hat oder ob sich Graphit aus einer fluiden Phase z.B. gemäß der Reaktion $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 = 2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$ durch mechanisch-tribochemische Aktivierung der Reaktion (Walther und Althaus, 1993) abgeschieden hat. Auch eine Kombination beider Vorgänge ist denkbar. Sicher kann aber nicht einfach angenommen werden, daß eine graphitführende Scherzone immer auch leitfähig ist. Gerade in den Myloniten erscheint der Graphit häufig extrem fein verteilt ohne durchgehende Verbindungen. Anders sieht die Situation im Probenotyp 3 aus, der, wie beschrieben, unmittelbar neben einer Mylonitzone entnommen wurde. Der Graphit sitzt hier auf einem System vernetzter konjugierter Scherflächen, die zeigen, daß das Gestein bei hoher Strain-Rate und relativ niedrigen Temperaturen zerbrochen wurde, d.h. der Graphit ist mit großer Wahrscheinlichkeit in der jüngsten Uplift-Phase nach Durchschreiten des spröhd/duktile-Übergangs (vgl. Schenk, 1990) in das neu entstandene Kluftsystem eingepreßt worden. Neben der Zerstörung von Leitungsbahnen in der mittleren Kruste liegt hier somit ein Beispiel für die Möglichkeit vor, wie hohe Leitfähigkeit neu produziert werden kann.

Alle beschriebenen Beobachtungen konzentrieren sich auf einen geringmächtigen Profilabschnitt innerhalb der Metapelit-Serie, da auf dem 40 km langen Eigenpotential-Profil nur eine einzige Anomalie, d.h. nur

ein einziger Bereich mit markanter Graphit-Anreicherung aufgefunden wurde. Es liegt deshalb nahe anzunehmen, daß sich alle Transport- und Umverteilungssprozesse des Graphits in unmittelbarer Umgebung der primär C_{org} -reichen Sedimente abgespielt haben. Für ein großräumiges Heranführen von Graphit über eine fluide Phase gibt es zumindest im vorliegenden Fall keine Hinweise. In der Konsequenz würde das bedeuten, daß dem primären C_{org} -Gehalt der Sedimente bzw. Metasedimente eine Schlüsselrolle im Verständnis der elektrischen Leitfähigkeit auch in der mittleren und unteren Kruste zukäme.

Literatur

- Börner, F. (1991): Untersuchungen zur komplexen elektrischen Leitfähigkeit von Gesteinen im Frequenzbereich von 1 Millihertz bis 10 Kilohertz. - Diss. Math.-Nat. Fak. Bergakad. Freiberg.
- Brown, C. (1994): Tectonic interpretation of regional conductivity anomalies. - *Surv. Geophys.* 15: 123 - 157.
- Dreismickenbecker, N. (1994): Die komplexe elektrische Leitfähigkeit von Gesteinen: Aufbau und Erprobung eines Meßplatzes für den Frequenzbereich von 1 mHz - 1 MHz sowie erste Messungen an graphithaltigen Gesteinsproben. - Dipl. Arb. Inst. f. Geophys. Univ. Münster [unveröff.].
- Duba, A., Huenges, E., Nover, G., Will, G., and Jödicke, H. (1988): Impedance of black shale from Münsterland 1 borehole: an anomalously good conductor? - *Geophys. J.* 94: 413 - 419.
- Forker (1989): Elektrochemische Kinetik. - Akademie Verlag, Berlin.
- Giese, P. (1992): Abschlußbericht zum Projekt: Geoelektrische Messungen in Kalabrien, Gi 31/52/1-2. - [unveröff. DFG-Bericht].
- Hjelt, S.E. (1988): Regional EM Studies in the 80's. - *Surv. Geophys.* 9: 349 - 387.
- Jödicke, H. (1992): Water and Graphite in the Earth's Crust - an Approach to Interpretation of Conductivity Models. - *Surveys in Geophysics* 13: 381 - 407.
- Jödicke, H. and Grinat, M. (1985): Magnetotelluric measurements at the SE flank of the Stavelot-Venn anticline using the remote reference technique. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 171: 425 - 440.
- Kern, H. and Schenk, V. (1985): Elastic wave velocities in rocks from a lower crustal section in southern Calabria (Italy). - *Phys. Earth Planet. Int.* 40: 147 - 160.
- Lüschen, E. (1992): A seismic reflection-refraction experiment across the exposed lower crust in Calabria (southern Italy): first results. - *Terra Nova* 4: 77 - 86.
- Rauen, A. (1991): Untersuchungen des komplexen elektrischen Widerstandes, insbesondere dessen Anisotropie und Frequenzabhängigkeit, von Proben des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der Bundesrepublik Deutschland (KTB). - Diss. Fak. Geowiss. München.
- Sato, M. and Mooney, H.M. (1960): The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. - *Geophysics* 25: 226 - 249.
- Schaube, D. (1993): Untersuchungen von Audiomagnetotellurischen Registrierungen in Kalabrien (Süditalien). - Dipl. Arb. Inst. f. Geophys. Univ. Münster [unveröff.].
- Schenk, V. (1990): The exposed crustal cross section of southern Calabria, Italy: Structure and evolution of a segment of Hercynian crust. - In: Salisbury, M.H. and Fountain, D.M. (eds.): *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust*: 21 - 42; Kluwer, Dordrecht.
- Schwarz, G. (1990): Electrical Conductivity of the Earth's Crust and Upper Mantle. - *Surv. Geophys.* 11: 133 - 161.
- Vinegar, H.J. and Waxman, M.H. (1984): Induced Polarization of Shaly Sands. - *Geophysics* 49: 1267 - 1287.
- Walther, J. and Althaus, E. (1993): Graphite deposition in tectonically mobilized fault planes of the KTB pilot drill hole. - *KTB Report 93-2*: 493 - 499.
- Zulauf, G., Kleinschmidt, G., and Oncken, O. (1990): Brittle deformation and graphitic cataclasites in the pilot research well KTB-VB (Oberpfalz, FRG). - In: Knipe, R.J. and Rutter, E.H. (eds.): *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. - *Geol. Soc. Spec. Publ.* 54: 97 - 103.