

Geophysikalische Studien zur Grundwasservorsorge unter besonderer Berücksichtigung des Aquifers

*Geophysical Studies for Groundwater Conservation Programmes with Special
Emphasis on Aquifers*

F. WEBER¹⁾

Inhalt

	Seite
1. Einleitung.....	106
2. Das petrophysikalische Modell.....	106
3. Geophysikalische Prospektionsmethodik in Abhängigkeit von der hydro- geologischen Situation	107
3.1. Grundwasservorkommen in quartären Schichten geringer bis mittlerer Mächtigkeit	107
3.2. Grundwasservorkommen in quartären Schichten bedeutender Mäch- tigkeiten.....	110
3.3. Aquifere in tertiären Schichten.....	115
3.4. Karstwasservorkommen	117
3.5. Kluftwasservorkommen im Kristallin	119
Zusammenfassung	119
Literatur	120
Summary	121
Dank	121

¹⁾ Univ.-Prof. Dr. Dr. h. c. Franz WEBER, Institut für Geophysik der Montanuniversität Leoben und Institut für Angewandte Geophysik der Forschungsgesellschaft Joanneum Ges.m.b.H., Franz-Josef-Straße 18, A-8700 Leoben.

1. Einleitung

Die Aufsuchung und Untersuchung von Grundwasservorkommen sind Aufgaben, bei denen Verfahren der Angewandten Geophysik weltweit und unter den verschiedensten hydrogeologischen Bedingungen zum Einsatz gelangen. Statistische Angaben zeigen hier eine steigende Tendenz, bei der erfreulicherweise auch Österreich im allgemeinen Trend liegt. Die Gründe dafür sind mannigfaltig.

1. Es werden die Anforderungen der Auftraggeber hydrologischer und hydrogeologischer Untersuchungen hinsichtlich der Genauigkeit und Vielfalt der Daten immer höher.
2. Es konnte die Leistungsfähigkeit der in Frage kommenden geophysikalischen Aufschlußverfahren ganz entscheidend verbessert werden und zwar sowohl hinsichtlich der Meßtechnik als auch der Datenverarbeitung. Weiters wurden auch neue Verfahren eingeführt.
3. Die Bohrkosten und die Kosten der an den Bohrungen ausgeführten Untersuchungsarbeiten sind langfristig steigend, sodaß Möglichkeiten der Geophysik zur Kostenminimierung ausgeschöpft werden.
4. Es ist das Bewußtsein der breiten Öffentlichkeit für den Wert des Grundwassers stark gewachsen und damit ist auch die Bereitschaft verbunden, für diesen wichtigen Rohstoff Ausgaben zu tätigen. Welches sind nun die wichtigsten Aufgaben, bei denen die Geophysik sozusagen ihre guten Dienste anbieten kann? Ein wichtiger Problemkreis ist die Klärung des geologischen Baus des Hoffungsgebietes oder Grundwasservorkommens. Diese Klärung soll soweit gehen, daß ein flächenhaftes und räumliches Modell des Gebietes erstellt werden kann. Darüber hinaus sollen auch lithologische Aussagen aus den Parametern der einzelnen Verfahren getätigt werden. Eine weitere Aufgabe ist die Quantifizierung der Aussagen, indem wichtige petrophysikalische Parameter wie Porosität, Wasser-Tongehalt, Durchlässigkeit quantitativ zu ermitteln versucht werden. Das gelingt allerdings am besten durch Anschluß an eine Bohrung und Eichung der geophysikalischen Daten. Auch zu Fragen des Umweltschutzes kann die Geophysik beitragen, etwa mit Angaben über die Mächtigkeit und Durchlässigkeit der Deckschicht. Einschränkend muß allerdings gesagt werden, daß alle diese Aufgaben in der Regel nicht von einer einzigen Methode gelöst werden können. Eine Kombination zweier oder mehrerer Verfahren ist vor allem bei komplexen Fragestellungen in jedem Fall überlegenswert. Es sollte auch stets bewußt bleiben, daß alle geophysikalischen Verfahren indirekt arbeiten, d.h. es gibt keine Methode, die Wasser direkt eindeutig nachweisen kann. Die folgenden Ausführungen beziehen sich nur auf die Oberflächengeophysik, während die Einbeziehung der Bohrlochgeophysik, deren Wert bei der Grundwasserforschung sehr hoch ist, aus Raumgründen unterbleiben muß.

2. Das petrophysikalische Modell

Eine wichtige Aufgabe bei der Planung einer geophysikalischen Meßkampagne besteht in der Aufstellung eines petrophysikalischen Modells des Meßgebietes, da die Anwendbarkeit der geophysikalischen Methoden das Vorhandensein entsprechend großer Unterschiede in den einzelnen Kennwerten zur Voraussetzung hat. Dabei wird bei jeder horizontalen und vertikalen geologisch-lithologischen Grenze

hinterfragt, ob sie mit einer Änderung petrophysikalischer Parameter verbunden ist. Für letztere werden Erfahrungswerte eingesetzt; eine besonders günstige Situation ist dann gegeben, wenn im Meßgebiet bereits eine Bohrung existiert, in der geophysikalische Bohrlochmessungen ausgeführt wurden.

Die wichtigsten Parameter sind der spezifische elektrische Widerstand, die Polarisierbarkeit, Geschwindigkeit und Dichte. Für die in der Grundwasserforschung besonders wichtigen geoelektrischen Verfahren ist die Erkenntnis wesentlich, daß alle tonigen Gesteine eine bessere elektrische Leitfähigkeit besitzen als grober klastische Sedimente, deren Leitfähigkeit wiederum von der Porosität und dem Elektrolytgehalt abhängt. Für unsere Zwecke sind also jene physikalischen Eigenschaften bedeutungsvoll, durch die sich ein wasserführendes Gestein von einem trockenem in signifikanter Weise unterscheidet.

Für die Grundwasserforschung sind folgende Methoden heranzuziehen: geoelektrische Tiefensondierung und Widerstandskartierung, Refraktionsseismik, Reflexionsseismik; für spezielle Fragestellungen sind weiters einzusetzen: bestimmte elektromagnetische Verfahren, induzierte Polarisation, VLF-Methode, Radarmessung, Eigenpotentialmethode, Gravimetrie, Geothermie.

An Hand repräsentativer praktischer Beispiele sollen nun die Möglichkeiten und Grenzen der einzelnen Verfahren aufgezeigt werden.

3. Geophysikalische Prospektionsmethodik in Abhängigkeit von der hydrogeologischen Situation

Am Institut für Geophysik der Montanuniversität hat die geophysikalische Grundwasserforschung seit über 20 Jahren einen festen Platz, und diese Tendenz hat sich durch die im Jahre 1981 erfolgte Gründung des Instituts für Angewandte Geophysik der FGJ verstärkt. Unter hydrogeologischen und petrophysikalischen Gesichtspunkten läßt sich die Untersuchung von Grundwasservorkommen mittels geophysikalischer Verfahren in fünf Gruppen einteilen:

- Grundwasservorkommen in quartären Schichten geringer bis mittlerer Mächtigkeit;
- Grundwasservorkommen in quartären Schichten bedeutender Mächtigkeit;
- Aquifere in tertiären Schichten;
- Karstwasservorkommen;
- Kluftwasservorkommen in Kristallingesteinen.

3.1. Grundwasservorkommen in quartären Schichten geringer bis mittlerer Mächtigkeit

Die erwähnte Einteilung läßt bereits implizit erkennen, daß nicht nur der Unterschied in den physikalischen Eigenschaften, sondern auch die Mächtigkeit des Aquifers eine Rolle spielt. Der vorliegende Fall ist kennzeichnend für die Grundwasservorkommen in den Niederterrassen und somit weit verbreitet. In geoelektrischer Hinsicht ist ein 4-Schichtfall die Ausgangsbasis. An der Oberfläche steht der ρ_1 -Horizont an, der Humus- und geringmächtige lehmige Deckschicht mit Widerstandswerten von wenigen 10er Ohm.m erfaßt. Der ρ_2 -Horizont ist den trockenem Schottern, Kiesen und Sanden zuzuordnen, die Widerstände von 1000 bis mehrere

1000 Ohm.m aufweisen. Der ρ_3 -Horizont entspricht dem grundwasserführenden Quartär mit Widerständen von ca. 100–500 Ohm.m. Somit ergibt sich bis hierher stets eine Sondierungskurve vom Maximumtyp. Der weitere Kurvenverlauf hängt nun wesentlich von der Lithologie der undurchlässigen Grundwassersohle, dem ρ_4 -Horizont ab. Besteht diese aus tonigen Gesteinen, dann erfolgt ein weiterer Abfall des scheinbaren Widerstandes, wodurch bei geringer Mächtigkeit des Grundwasserleiters relativ zum Hangenden ein 3-Schichtfall vorgetäuscht wird. Vom Standpunkt der Auswertung vorteilhafter ist der Fall mit hochohmiger Grundwassersohle (Karbonate, Kristallin), da dadurch der letzte Ast der Sondierungskurve, die im doppellogarithmischen Maßstab aufgetragen wird, ansteigt. Man sollte also erwarten, daß bei diesen Fällen die Anwendung und Auswertung der geoelektrischen Tiefensondierung nach einer der gängigen Methoden unproblematisch und exakt ist. Abgesehen von technischen Problemen bei der Messung wie Streuströme etc. kann nicht selten auch die Tiefenberechnung mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden sein, wenn die Prämissen der Methode nicht erfüllt sind, das heißt, wenn das Modell von horizontalen Schichten mit nach unten zunehmender Mächtigkeit nicht zutrifft und sich die Widerstände innerhalb der Horizonte lateral ändern. Andererseits haben gerade diese Widerstandsänderungen lithologische Ursachen und sollten daher aufmerksam verfolgt werden. Wenn also die ρ_2 - und/oder ρ_3 -Werte unterhalb des Normalwertes liegen, kann auf das Auftreten eines schluffig-tonigen Bindemittels geschlossen werden, was Konsequenzen für die Nutzporosität im Aquifer hat. In der Deckschicht sind solche seitliche Widerstandsvariationen oftmals die Regel.

Eine sichere quantitative Auswertung ist dann möglich, wenn die Mächtigkeiten des Horizonts nach der Tiefe jeweils zunehmen; ein relativ geringmächtiger Horizont kann trotz großen Widerstandsunterschiedes zum Hangenden und Liegenden in der Sondierungskurve unterdrückt werden.

Als ein Beispiel für die Probleme, die sich bei der geoelektrischen Tiefensondierung in quartären Aquiferen mäßiger Mächtigkeit ergeben, können Ergebnisse aus dem Grazer Feld vorgestellt werden. Oftmals liegt ein geoelektrischer 4-Schichtfall vor, bei dem allerdings nur die Widerstände des ρ_4 -Horizonts (tertiärer Tegel) mit ca. 30 Ohm.m geringe Variationen aufweisen. Das grundwasserführende Quartär variiert widerstandsmäßig zwischen 300–800 Ohm.m, und im trockenen Schotter wurden Werte bis 6000 Ohm.m beobachtet. Auch bei großer Mächtigkeit der grundwasserführenden Schicht läßt die qualitative Interpretation zunächst nur einen 3-Schichtfall erkennen. Der ρ_3 -Horizont geht zunächst in dem durch den gut leitenden Tegel verursachten starken Abfall des Kurvenastes unter (Fig. 1a). Die Grenzen der quantitativen Auswertung werden sichtbar, wenn man bei gleichbleibenden Tiefen- und Widerstandsverhältnissen des Hangenden die Mächtigkeit des Grundwasserleiters vergrößert. Ist dagegen das Hangende sehr hochohmig, dann ergibt auch eine Vervielfachung der Mächtigkeit des Grundwasserleiters keine signifikanten Unterschiede der Sondierungskurven; die Ermittlung der Tiefe der Grundwassersohle ist dann äußerst unsicher.

Leichter und mit größerer Genauigkeit auszuwerten ist der Fall, wo die Grundwassersohle von einem hochohmigen Gestein gebildet wird, das sich in der Sondierungskurve in einem Anstieg des letzten Kurvenastes ausdrückt.

Die Anwendung der Refraktionsseismik hat zur Grundlage, daß wasserführende Schotter und Sande im Geschwindigkeitsbereich von 1400–2200 m/s liegen, während trockene Grobklastika nur Werte von 600–900 m/s aufweisen. Es ist daher die Lage des Grundwasserspiegels meist gut anzugeben, die Lage der Grundwassersohle kann

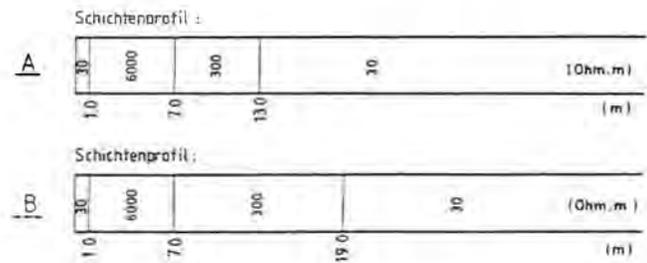
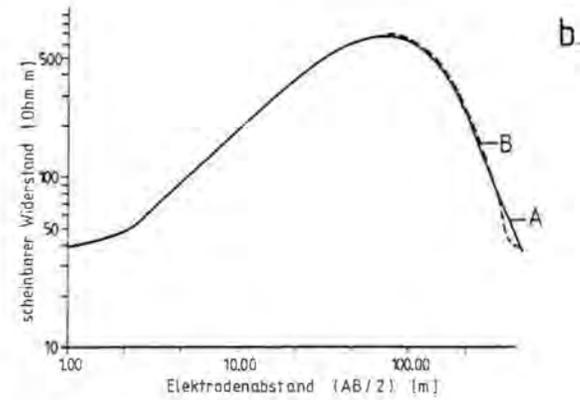
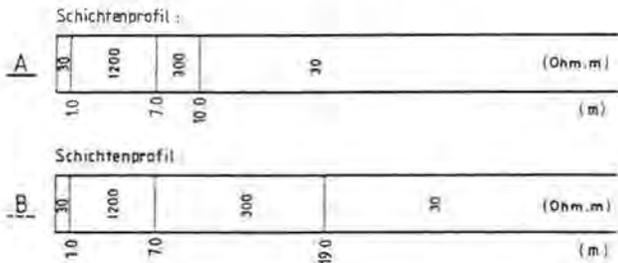
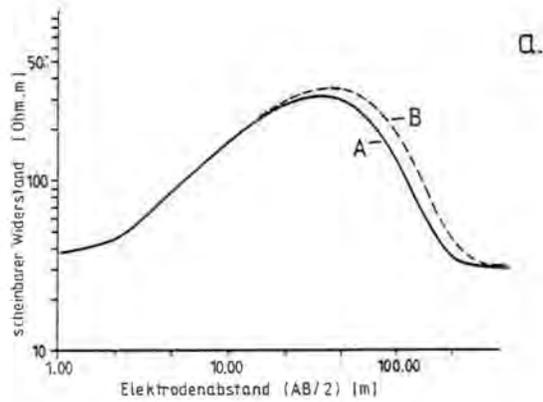


Fig. 1: Geoelektrische Modellkurven (4-Schichtfall) eines Grundwasserleiters mit niederobrigiger Sohle. a) Widerstand des trockenen Quartärs 1200 Ohm.m, Grundwassermächtigkeit 3 bzw. 12 m. b) Widerstand des trockenen Quartärs 6000 Ohm.m, Grundwassermächtigkeit 6 bzw. 12 m.

dagegen dann problematisch zu bestimmen sein, wenn die Basis von wenig verfestigten Tertiärgesteinen gebildet wird. Eine Testmessung nahe einem Brunnen oder einer Bohrung sollte darüber von jeder größeren Meßserie Klarheit schaffen.

Im südlichen Randbereich der Welser Heide treten nahe der Traun im Quartär stärker verfestigte Schotter und Konglomerate auf (Geschwindigkeit 2300–3300 m/s). Dadurch befinden sich die unterlagernden tertiären Tonmergel („Schlier“) im Bereich einer Blindzone und es ist die Tertiäroberkante seismisch nicht zu erfassen (Fig. 2). Diese Grenze ist dagegen in der Geoelektrik ein markanter Widerstands-kontrast, sodaß durch die Kombination von Refraktionsseismik und Geoelektrik sowohl eine Aussage über die Lage und Mächtigkeit der hydrologisch bedeutsamen Horizonte als auch über deren Lithologie möglich ist.

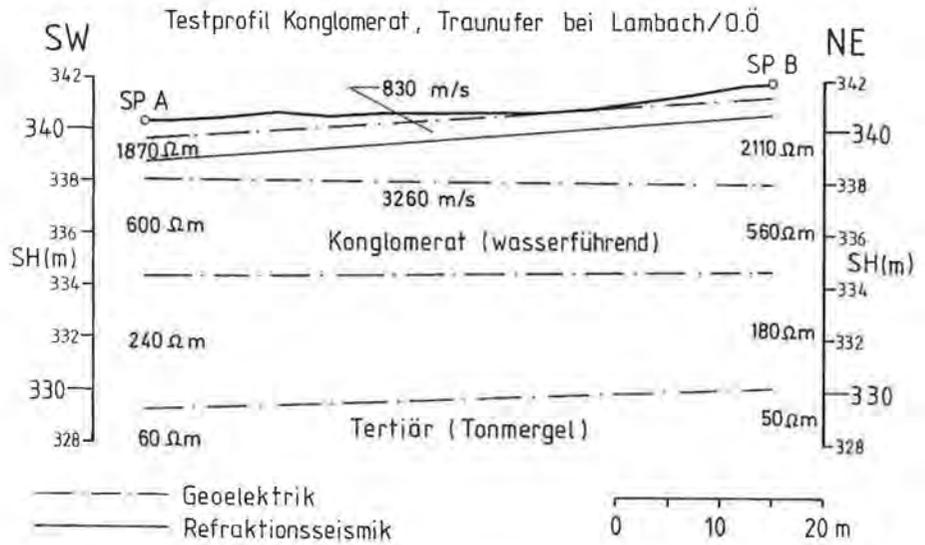


Fig. 2: Geophysikalisches Profil bei Lambach/OÖ (Ch. SCHMIDT & F. WEBER, 1980).

3.2. Grundwasservorkommen in quartären Schichten bedeutender Mächtigkeiten

Die Grenze der wirtschaftlichen Anwendung geoelektrischer Tiefensondierungen liegt bei ca. 100–150 m Eindringtiefe, da dann bereits Elektrodenaufstellungen von 1 km und darüber erforderlich sind. Der Einfluß lateraler Widerstandsvariationen ist dann verstärkt gegeben; in alpinen Tälern tritt dazu noch das Raumproblem. Die Sondierungskurven werden zunehmend komplexer, also ein Vielschichtfall, der auch mittels Computerinterpretation schwierig zu analysieren ist. Auch die Refraktionsseismik hat bei Grundwasserforschungen ihre Grenze im Tiefenbereich von 200–250 m, da dann bereits Aufstellungslängen von 1–1,5 km erforderlich sind, und erfahrungsgemäß läßt sich der Grundwasserkörper selbst nicht weiter auflösen.

Ein Beispiel aus dem mittleren Drautal unterstreicht diese Aussage (Fig. 3). Es liegt ein refraktionsseismischer 5-Schichtfall vor, wobei der kristalline Untergrund durch hohe Geschwindigkeiten (5000 m/s) charakterisiert ist. Das Relief des Untergrundes läßt eine markante Muldenzone erkennen, wobei die Hauptmasse der

grundwasserführenden Schotter trotz einer Mächtigkeit von 270 m nicht weiter untergliedert werden kann, sondern durch einen einheitlichen Refraktor mit einer Geschwindigkeit von 1950 m/s vertreten wird.

Diese Lücke kann nun die Reflexionsseismik ausfüllen und zwar in Form einer möglichst hochfrequenten Aufnahme. Dazu sind in jedem neuen Meßgebiet sorgfältige Testmessungen vor der Meßkampagne erforderlich. Durch die Reflexionsseismik können insbesondere Aussagen über die Lagerungsverhältnisse (Tiefenlage und Relief des Untergrundes etc.) gemacht werden. Aus der Anordnung, Charakter, Konfiguration, Amplitude und anderen Elementen kann man jedoch eine Art Quartärstratigraphie zu entwickeln versuchen. Es ist dabei das Ziel, Schlüsse auf die Art der Sedimentation, das Milieu, die Transportrichtung zu ziehen. Lithologische Aussagen sind nur in begrenztem Umfang über die Intervallgeschwindigkeit möglich und auch hier nur über ein größeres von der Wellenlänge abhängiges Teufenintervall. Sicher eröffnet die lokale Erfahrung noch weitere Möglichkeiten; so hat sich gezeigt, daß hochfrequente, kräftige Reflexionsbänder oft Einschaltungen von Schotterbänken in einem feinkörnigen Sediment entsprechen.

Methodisch eröffnet sich für die Reflexionsseismik in der Grundwasserforschung ein weites Feld, zumal es durch eine entsprechende Meßtechnik gelungen ist, Reflexionen bis auf ca. 50 m herauf zu registrieren. In Österreich stehen wir diesbezüglich erst am Anfang, was vor allem auf die Kostenfrage zurückzuführen ist, weshalb die Messungen auch nicht mit der bei der Erdölsuche üblichen Meßdichte erfolgen.

Ohne auf die Methodik der Datengewinnung und -verarbeitung näher einzugehen, seien nur folgende wichtige Gesichtspunkte für ein hydrogeologisch erfolgreiches Resultat erwähnt:

1. Hochfrequente Energieanregung durch kleinste Sprengladungen mit Schußpunkt-pattern.
2. Kleine Geophongruppenabstände, möglichst nicht größer als 10 m.
3. Unterdrückung und Eliminierung der Störwellen bei Aufnahme und Processing.
4. Sicherstellung des hochfrequenten Anteils der Aufnahme durch geeignete Processingschritte.

Als ein Beispiel für die Aussagemöglichkeiten der Reflexionsseismik wird ein Profilabschnitt aus dem Unterlauf des Zillertals vorgestellt.

Das N-S verlaufende Zeitprofil aus dem Zillertal bei Schlitters läßt bei einer seismostratigraphischen Analyse zunächst fünf Leithorizonte, die mit größerer Amplitude über eine längere Strecke anhalten, erkennen (Horizonte A-E, Fig. 4). Der tiefste Reflektor E steigt mit Laufzeiten von 0,780–0,710 s mäßig steil nach S an und ist allerdings etwas absätzig. Der darüber sich erstreckende Horizont D zeigt eine klar ausgeprägte muldenförmige Struktur, deren Südschenkel etwas steiler einfällt als der nördliche. Es ergibt sich vor allem im Bereich der Muldenachse eine markante Winkeldiskordanz zwischen den Reflektoren D und E. Eine zwanglose und naheliegende geologische Erklärung wäre die, daß Horizont D die Quartärbasis darstellt und in den kristallinen Untergrund muldenförmig eingeschnitten ist. Gegen die Deutung des Horizonts E als interkristallinen Reflektor spricht allerdings dessen hohe Amplitude und das gleichförmig flache scheinbare Nordfallen. Diese Fakten würden eher für ein Sediment sprechen, eventuell Tertiär.

Der Leithorizont C läßt ebenfalls eine deutliche muldenförmige Struktur erkennen, deren Achse annähernd mit der von Horizont D zusammenfällt, lediglich die

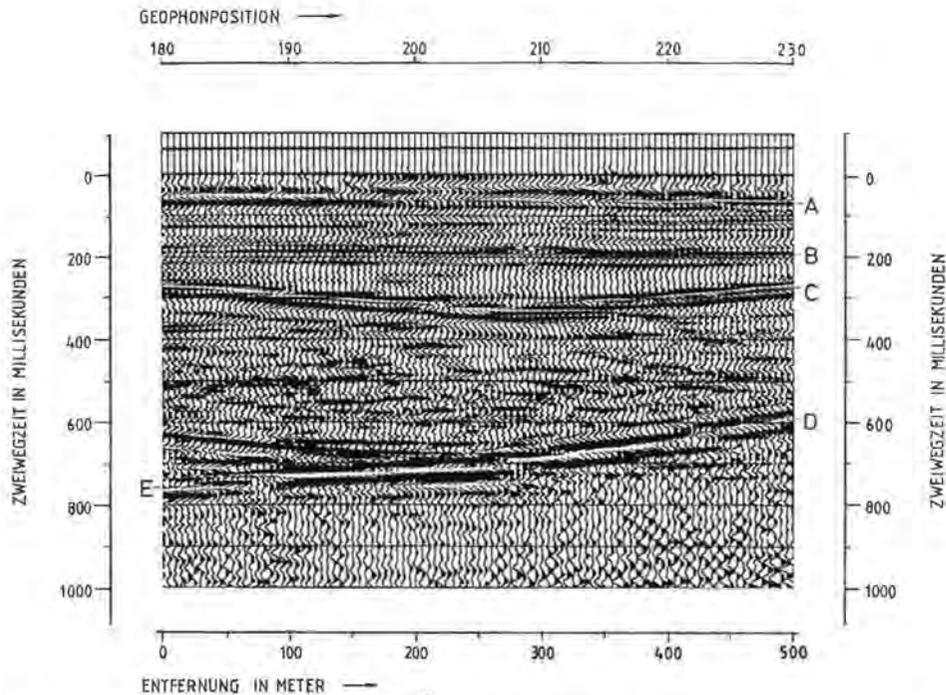


Fig. 4: Reflexionsseismik Tirol, Zeitprofil Schlitters/Zillertal (Aufnahme: INSTITUT f. ANGEWANDTE GEOPHYSIK d. FGJ, 1987. Prozessing: ÖMV-Prozessingszentrum. – H. KITTEL, Juni 1987).

Flanken zeigen ein etwas flacheres Einfallen. Reflexionscharakter und Amplitude lassen den Reflektor C als ausgesprochenen Leithorizont erscheinen, der auch mit einer entsprechenden lithologischen Änderung verbunden ist. Es handelt sich also um ein Ereignis erster Ordnung in der geologischen Geschichte des Quartärvorkommens. Zu dessen näherer Definition kann auch das Schichtintervall C–D beitragen. In diesem sind Reflektoren minderer Qualität ausgebildet, die nur über kürzere Distanz anhalten und unterschiedliches Einfallen zeigen. Dies ist ein Hinweis für eine hohe geodynamische Aktivität in diesem Abschnitt, wie sie z.B. Moränen oder von den Talflanken hereinreichende Schuttfächer aufweisen. Vor allem auf der nördlichen Hälfte der Mulde im Abschnitt von P. 160–205 sind Hinweise auf ein „Onlap“ zu finden. Der Reflektor D ist im unteren Teil der Mulde ausgebildet und liegt mit Laufzeiten von ca. 0,220 s nahezu sählig bzw. zeigt flache Verbiegungen. Da das Intervall B–C praktisch reflexionsleer ist, kann geschlossen werden, daß es sich um ein homogenes (feinkörniges?) Sediment handelt. Diesen Bedingungen entsprechen limnische oder fluviatile Sedimente. Der Reflektor A ist trotz seiner geringen Tiefe im ganzen Profil ausgebildet und läßt nur bei genauer Analyse ein ganz geringes Einfallen nach S (von 0,060 auf 0,070 s) erkennen. Dieses Reflexionsband ist ziemlich tieffrequent (25–30 Hz) und zeigt eine unterschiedliche Reflexionscharakteristik. Es könnte sich hierbei um eine stärker verfestigte Schotterbank handeln. Im Intervall A–B fallen zahlreiche hochfrequente flachliegende Reflektoren auf. Es könnte sich um geringmächtige Schotterlagen in einem feinkörnigen sedimentären Milieu handeln.

Hinweise über die lithologische Zusammensetzung des Quartärs können auch aus den Intervallgeschwindigkeiten erhalten werden, die beim Processing in regelmäßigen Intervallen analysiert werden. Für weiterreichende Schlüsse reicht jedoch in der Regel ein Profil nicht aus. Da im Intervall C–D durchwegs Geschwindigkeiten von 3000 m/s und darüber vorkommen, dürfte es sich um stärker verfestigte Schotter und Kiese handeln.

Ein mit dem vorläufigen Geschwindigkeitsmodell berechnetes Tiefenprofil der Leithorizonte verdeutlicht die Lagerungsverhältnisse (Fig. 5). Horizont A liegt in ca. 90 m Tiefe, Horizont B bei Geophonposition 200 in 210 m Tiefe; das Zentrum der Einmündung im Horizont C liegt in 320 m und das von Horizont D in 770 m Tiefe. Da das Strukturelement des Horizonts D mit größter Wahrscheinlichkeit zum Quartär zu rechnen ist, ergeben sich für dieses Mindestmächtigkeiten in der Größenordnung der Tiefe des Horizonts D.

Unabhängig von der Mächtigkeit des Grundwasserträgers ist in jedem Fall die Frage wichtig, ob das Speichergestein rein ist oder ein tomges Bindemittel enthält, wodurch Porosität und Durchlässigkeit herabgesetzt werden. In dieser Frage kann nach neuesten Forschungsergebnissen, auch aus unserem Institut, die Methode der spektralen induzierten Polarisation weiterhelfen. Die IP-Methode hat bisher ihr hauptsächliches Anwendungsgebiet beim Nachweis disseminierter Erze gehabt. Mit derselben Meßmethodik läßt sich auch der Membraneffekt der Tone nutzbar machen.

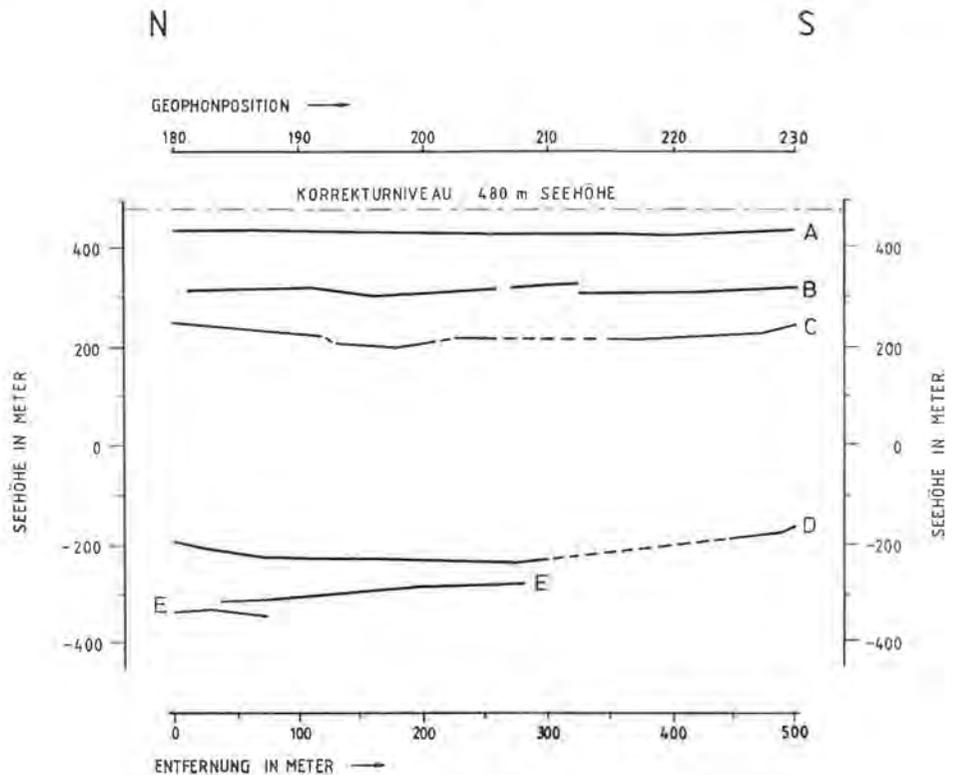


Fig. 5: Tiefenprofil Schlitters/Züllertal (INSTITUT f. ANGEWANDTE GEOPHYSIK d. FGJ, 1987).

Bei der Membranpolarisation führen Töne durch die nicht ausgeglichenen Ladungen im Kristallgitter zu einer Anhäufung von positiven Ladungsträgern in der Umgebung von Tonpartikeln. Bei Anlegen eines Feldes können in engen Poren die Anionen blockiert werden. Es baut sich in diesem Fall eine Polarisationsladung meßbarer Größe (einige 10 mV) auf. Das Problem besteht darin, die gesuchte Membranpolarisation von anderen Einflußgrößen abzutrennen, worüber die Forschungen noch voll im Gang sind (Tab. 1).

Tab. 1: Einflußgrößen auf die SIP-Dispersionskurven (nach E. NIESNER, 1986).

Einflußgrößen auf die SIP-Dispersionskurven	
Untergrund	Meßverfahren
Aufbau des Untergrundes: Schichtgrenzen Topographie	Elektrodenanordnung: Dipol – Dipol rechtwinkliger Dipol Wenner Schlumberger
Zusammensetzung des Untergrundes: Korngrößenverteilung Textur Materialart	es werden unterschiedlich große Volumina integral erfaßt
Chemischer Aufbau des Untergrundes Grundwasserzusammensetzung: Süßwasser Salzwasser	Verwendete Frequenzen: unterschiedliche Eindringtiefe für verschiedene Frequenzen
Sättigung: Chemische Verunreinigungen Art der elektrochemischen Reaktion	Elektromagnetische Kopplung: kapazitive Kopplung induktive Kopplung
Elektrodenpolarisation Membranpolarisation	je größer die verwendete Frequenz ist, desto größer sind die Kopplungen
Störungen: Erdströme (zeitlich unverändliche) SP – Spannungen Hochspannungsleitungen, Kabel	

3.3. Aquifere in tertiären Schichten

Meist handelt es sich hier um Sande, die in Tonen oder Tonmergeln eingeschaltet sind, wobei oft gespannte Wässer auftreten. Die Ergiebigkeit ist zwar geringer als bei den Quartärschottern, andererseits ist die Situation vom Standpunkt des Grundwasserschutzes wesentlich günstiger. Weite Gebiete der Ost- und Weststeiermark, des Inn- und Hausruckviertels von OÖ. werden aus solchen Aquiferen versorgt.

Für die Geophysik ergibt sich wiederum eine spezielle Problematik, als hier relativ geringmächtige Horizonte bis in Tiefen von mehreren 100 m nachgewiesen werden müssen. Geoelektrische Tiefensondierung und Refraktionsseismik stoßen hier an eine grundsätzliche methodische Schranke. Die Reflexionsseismik ist in der Lage, wenn sie genügend hochfrequent ist, Reflexionen von den entsprechenden Schichtgrenzen zu liefern.

Es ist zu bedenken, daß eine bestimmte Mindestmächtigkeit erforderlich ist; wenn wir annehmen, daß eine Reflexion noch bei einer Mächtigkeit von $\lambda/4$ der Hauptwellenlänge entsteht, einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 2000 m/s, einer Frequenz von 80 Hz, dann beträgt die Mindestmächtigkeit 6,25 m. Allerdings können auch dünnere Sand-Tonlagen durch konstruktive Interferenz Reflexionen hervorrufen. In dieser Reflexion ist nun ein beträchtlicher Informationsinhalt gespeichert, z.B. über die kontinuierliche Erstreckung eines Sandhorizonts.

Gute Erfahrungen mit dieser Hochfrequenzreflexionsseismik konnten bei der Aufsuchung von artesischen Horizonten im Raum Kaindorf/Oststeiermark gemacht werden. Es konnten Aussagen getroffen werden, die über die Feststellung der allgemeinen Lagerungsverhältnisse und die Tiefenlage wesentlich hinausgehen (F. WEBER et al., 1989).

Daß auch zutreffende lithologische Aussagen möglich waren, ist der Kombination mit einem weiteren vielversprechenden Verfahren, nämlich der multifrequenten Elektromagnetik, System Maxiprobe, zu verdanken. Das Verfahren wurde in den siebziger Jahren von Gosh in Kanada entwickelt und in Europa von der Firma ELGI/Budapest erfolgreich eingeführt. Es besteht im Prinzip darin, daß mittels einer Sendeschleife mit bestimmtem Durchmesser dem Untergrund ein elektromagnetisches Feld aufgeprägt wird. Dieses wird stufenweise im Frequenzbereich von 1 Hz bis 60 kHz

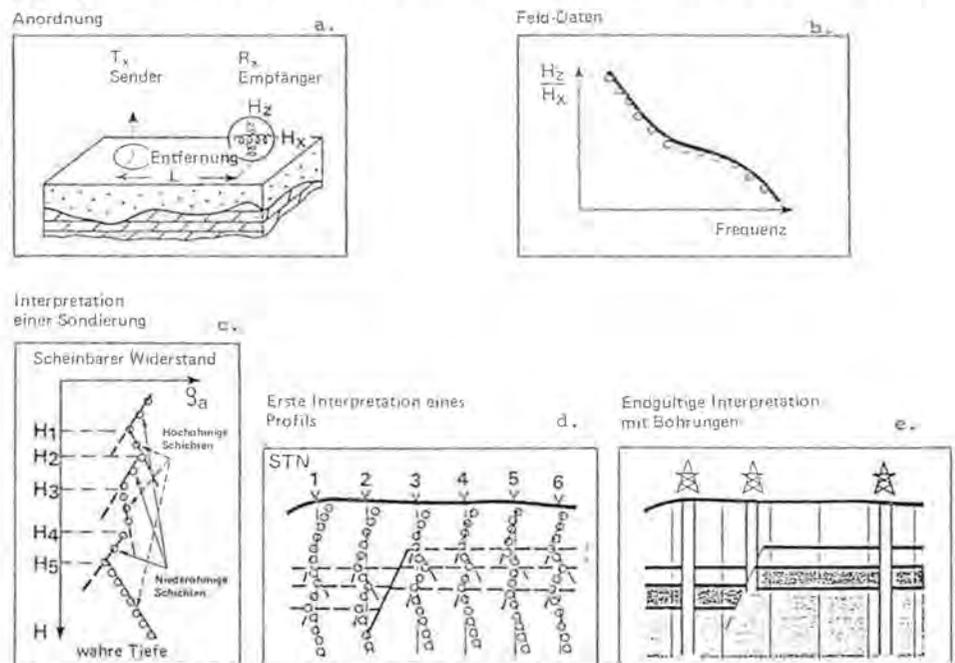


Fig. 6: Maxiprobe Frequenzsondierung (nach ELGI, 1982).

geregelt. In einem bestimmten Abstand, der von der gewünschten Eindringtiefe abhängig ist, wird mittels eines orthogonalen Spulensystems H_x die horizontale und H_z die vertikale Komponente des elektromagnetischen Feldes gemessen. Der Abstand Sensor – Empfänger soll das 1- bis 1,5fache der erforderlichen maximalen Eindringtiefe betragen. Die Tiefenabastung durch die Frequenzen erfolgt im Optimum an 128 Tiefenpunkten. Bezugspunkt der Messung ist die Mitte zwischen Sender und Empfänger (Fig. 6). Aus dem Verhältnis von H_z/H_x als Funktion der Frequenz kann ein scheinbarer Widerstand berechnet werden. Die Auftragung dieser scheinbaren Widerstände als Funktion der berechneten Tiefenwerte gibt nun einen charakteristischen Verlauf. Bei der Auswertung werden die entsprechenden Punkte durch Gerade verbunden, und deren Verlauf ist nun charakteristisch für die Widerstandsschichtung des Untergrundes und damit für die Lithologie. Niederohmige Schichten sind durch eine Neigung nach links gegen die Tiefenachse zu charakterisiert, während hochohmige Schichten nach rechts geneigt sind.

Die Sondierungspunkte werden dann in Profilform angeordnet, wobei man versucht, Leithorizonte herauszufinden und über das Profil hinweg zu korrelieren. Widerstands- und Tiefenwerte können auch noch in Form von entsprechenden Karten dargestellt werden.

Der meßtechnische Vorteil dieser Methode liegt zunächst im Vergleich zur Gleichstromgeoelektrik darin, daß hier keine Kabelverbindung notwendig ist. Es hat sich weiters gezeigt, daß auch eine sehr gute Tiefengenauigkeit zu erzielen ist, die bis wenige Prozent unter günstigen Widerstandsverhältnissen beträgt. Die Widerstandsänderungen sollen mindestens 15% betragen, damit sie in der Sondierungskurve sichtbar werden. Ein Anschluß an eine Bohrung mit einem entsprechenden Elektriklog ist wesentlich, um die Skala der scheinbaren Widerstände eichen zu können.

3.4. Karstwasservorkommen

Das Studium der komplexen Karstphänomene stellt an die Geophysik hohe Anforderungen. Österreich hat – wie die geologische Karte zeigt – einen beachtlichen Anteil an verkarstungsfähigen Gesteinen, die auch hydrologisch intensiv genutzt werden. Im Gegensatz dazu ist es bedauerlich, daß bisher noch kein größeres geophysikalisches Projekt auf diesem Gebiet zum Tragen kam. Das hängt teilweise mit dem alpinen Charakter unserer Karstgebiete und den dadurch bedingten meßtechnischen Schwierigkeiten und den höheren Kosten zusammen, aber nur teilweise. Bei der Methodenauswahl ist von den petrophysikalischen Eigenschaften auszugehen. Verkarstete Gesteine haben gegenüber dichten Karbonaten eine geringere Dichte, niedrigere Fortpflanzungsgeschwindigkeit und – wegen der beachtlichen Kluftporosität – eine bessere elektrische Leitfähigkeit. Letztere Eigenschaft ist besonders wichtig, und es sind für flächendeckende Regional- und Detailuntersuchungen die Widerstandsverfahren von herausragender Bedeutung. Beispiele einer erfolgreichen Anwendung gibt es aus der fränkisch-schwäbischen Alb, Bakonygebirge, Jugoslawien, Griechenland. Gewisse Widerstandscharakteristika sind praktisch allgemein gültig, z.B. die weite Verbreitung des geoelektrischen 4-Schichtfalls vom KH-Typ beim anstehenden Karst. An der Oberfläche befindet sich eine verhältnismäßig gut leitende geringmächtige Humus- und Terrarossa-Schicht ($\rho_1 =$ einige 100 Ohm.m), darunter der ρ_2 -Horizont mit mehreren 1000 Ohm.m, der trockene, verkarstete Kalk, sodann der wasserführende Kalk mit $\rho_3 =$ einige 100 Ohm.m bis

1500 Ohm.m und zuletzt der dichte Kalk mit praktisch unendlich hohem Widerstand.
 Schwieriger und mit Geoelektrik alleine nicht zu lösen ist das Verkarstungsproblem, wenn die Kalke unter einer Quartärbedeckung liegen. In diesem Fall ist die Kombination mit der Refraktionsseismik zweckmäßig, wie Erfahrungen im Donautal südlich der Fränkischen Alb, in Griechenland und im Vordernberger Tal nordwestlich Leoben gezeigt haben. Während der verkarstete, wasserführende Kalk mangels Widerstandskontrasts vom Quartär nicht zu unterscheiden ist, gelingt dies mit der

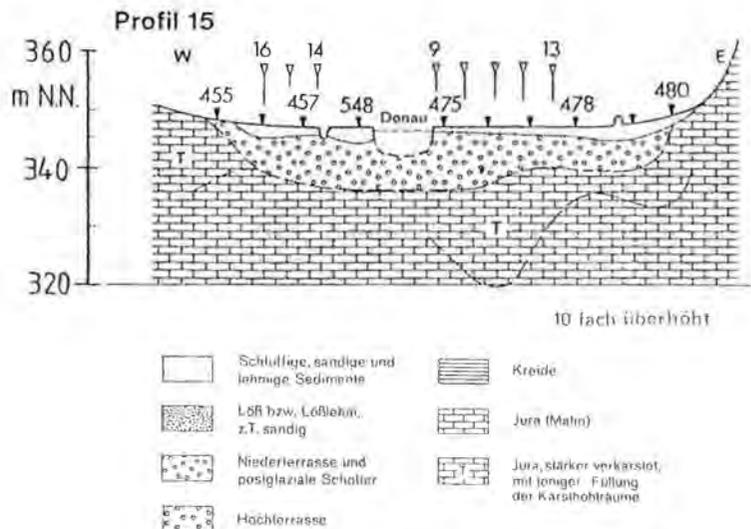
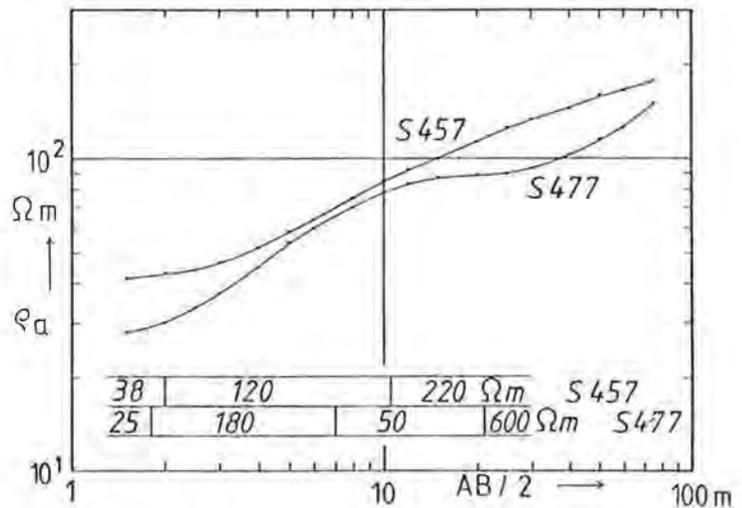


Fig. 7: Geoelektrische Messkurven und Profil aus dem Donautal nördlich Neustadt/Donau (nach J. HOMILIUS et al., 1983).

Refraktionsseismik unschwer; die Geschwindigkeiten des verkarsteten Kalkes liegen oft zwischen 2500–3600 m/s, gegenüber Werten von 2000 m/s im Quartär. Die Untergrenze der Verkarstung ist mit Sicherheit dann gegeben, wenn Geschwindigkeiten von mehr als 4500 m/s mit Widerstandsbereichen über 5000 Ohm.m zusammenfallen.

Im Donautal bei Neustadt a. d. Donau konnte nach J. HOMILIUS et al. (1983) nur dann die Quartärbasis über dem Malmkalk mittels Geoelektrik allein nachgewiesen werden, wenn im Topbereich des Malm durch Toneinschlammungen eine Widerstandserniedrigung eintrat (Fig. 7). Bei nicht zu tiefen Karstproblemen kann die Aeroelektromagnetik, nicht zuletzt wegen des großen Meßfortschritts, eingesetzt werden. Denselben Vorteil kann bei Bodenmessungen die VLF-Methode in Anspruch nehmen, deren Eindringtiefe mit einigen 10er m begrenzt ist. Wir haben vom Einsatz der Methode genügend Erfahrungen, um sagen zu können, daß die Interpretation der VLF-Anomalien oft recht schwierig ist.

Als ein Verfahren mit größerer Tiefeneindringung sollte die Spektrale Induzierte Polarisation (SIP) erwähnt werden. Vor allem wenn tonige Kluftbestege zu erwarten sind, könnte diese Methode auch beim Tiefenkarst eingesetzt werden.

3.5. Kluftwasservorkommen im Kristallin

Bei diesem Problembereich müssen wir offen aussprechen, daß es in Österreich noch keine gezielte geophysikalische Prospektion gegeben hat. Dennoch verfügen wir über ansehnliche Erfahrungen und zwar von der Lagerstättensuche auf elektrisch gut leitende Vererzungen. Nicht wenige der gefundenen Anomalien haben sich als wasserführende Kluftbereiche herausgestellt. Da es sich hierbei um steil stehende Speicher handelt, ist ein anderes Konzept als bei den schichtförmigen Aquiferen erforderlich. Wichtig für den erfolgreichen Einsatz geophysikalischer, insbesondere elektromagnetischer Verfahren ist die Frage, ob an der Oberfläche eine mächtige, elektrisch gut leitende Verwitterungsschicht ansteht. Übersichtsmessungen können mit der VLF-Methode vorgenommen werden.

Detailliertere Angaben über die Lage der Störungszonen sind von elektromagnetischen Messungen, vor allem mit dem Slingramverfahren, zu erwarten, mit denen auch eine quantitative Interpretation möglich ist. Sehr störend und die Anwendung der Elektromagnetik einschränkend können lithologische Anomalien sein, die z.B. von Graphitschiefern verursacht werden.

Vor allem im steileren Gelände können sogar so einfache Verfahren wie die Eigenpotentialmethode wasserführende Kluftzonen nachweisen, wobei durch Filtrationspotentiale Anomalien von mehreren 10er mV entstehen.

Die Grundlagenforschung hat in den letzten Jahren anlässlich der sogenannten „hot-dry-rock“-Verfahren zur geothermalen Energiegewinnung wesentliche Fortschritte erzielt. So konnte die genaue Lage von künstlich durch Fracen erzeugter Großklüfte im Tiefenbereich von über 100 m einwandfrei nachgewiesen werden.

Zusammenfassung

Geophysikalische Aufschlußverfahren werden in der Grundwasserforschung zur Klärung des geologischen Baus für lithologische Aussagen, zur Ermittlung petrophysikalischer Parameter (Porosität, Durchlässigkeit, Wasser-Tongehalt) und für

Fragen des Umweltschutzes eingesetzt. Die Planung einer Meßkampagne erfolgt nach Aufstellung eines repräsentativen petrophysikalischen Modells des Meßgebietes. Am häufigsten werden geoelektrische Tiefensondierungs- und Widerstandskartierung, Refraktionsseismik, Reflexionsseismik, für Spezialfragen auch Eigenpotential-, VLF-Methode, elektromagnetische Verfahren, induzierte Polarisation, Radarmessung, Gravimetrie und Geothermie eingesetzt. Unter hydrogeologisch-petrophysikalischen Gesichtspunkten werden die Aquifere in fünf Gruppen eingeteilt und deren geophysikalische Problematik an Hand praktischer Beispiele diskutiert.

Literatur

- ACWORTH, R. I. & D. H. GRIFFITHS (1985): Simple data processing of tripotential apparent resistivity measurements as an aid to the interpretation of subsurface structure. – *Geophysical Prospecting*, **33**, 861–887, Oxford (UK).
- ARANDJELOVIĆ, D. (1986): Resistivity method applied to the investigation of earth embankments. – *First Break*, **4** (3), Oxford (UK).
- BARKER, R. D. (1981): The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. – *Geophysical Prospecting*, **29**, 128–143, Oxford (UK).
- GRIFFITHS, D. H. & K. TURNBULL (1985): A multi-electrode array for resistivity surveying. – *First Break*, **3** (7), 16–20, Oxford (UK).
- HAGEDOORN, J. G. (1959): The Plus-Minus method of interpreting seismic refraction sections. – *Geophysical Prospecting*, **7**, 158–182, Oxford (UK).
- HOMILIUS, J., H. WEINIG, E. BROST & K. BADER (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – *Geologisches Jahrbuch, Reihe E, Heft 25*, Hannover.
- LANKSTON, R. W. & M. M. LANKSTON (1986): Obtaining multilayer reciprocal times through phantoming. – *Geophysics*, **51**, 45–59, Tulsa (USA).
- MILITZER, H. & F. WEBER (1985): *Angewandte Geophysik. Bd. 2: Geoelektrik – Geothermik – Radiometrie – Aerogeophysik.* – Wien – New York (Springer Verlag).
- MILITZER, H. F. & F. WEBER (1987): *Angewandte Geophysik. Bd. 3: Seismik.* – Wien – New York (Springer Verlag).
- NIESNER, E. (1986): Auswertung von Spektralen Induzierten Polarisationsmessungen am Beispiel des Kieselgurvorkommens in Aflenz. – *Leobner Hefte zur Angew. Geoph.*, H. 1, 161–178, Leoben.
- ROKSANDIĆ, M. M. (1978): Seismic facies analysis concepts. – *Geophysical Prospecting*, **26**, 383–398, Oxford (UK).
- SANGREE, J. B. & J. M. WIDMIER (1979): Interpretation of depositional facies from seismic data. – *Geophysics*, **44**, 131–160, Tulsa (USA).
- SCHMID, Ch. & F. WEBER (1980): Testmessungen für das KW Edt bei Lambach. – Unveröffentl. Forschungsbericht, Leoben.
- WALACH, G. & F. WEBER (1976): Ein Beitrag zur Hydrogeologie d. Walgaus aufgrund geophysikalischer Messungen. – *Verh. Geol. B.A., Wien*.
- WEBER, F. (1975): Geophysikalische Verfahren zur Grundwassererkundung. – *Österr. Wasserwirtschaft*, Jg. 27, H 1/2, Wien.
- WEBER, F. (1976): Beiträge zur Anwendung geophysikalischer Methoden bei Problemen der Angewandten Geologie. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Berg., Landesmus. Joanneum, H. 36*, Graz.
- WEBER, F., Ch. SCHMID, L. SZABADVARY, P. KARDEVA, I. FARKAS, T. GUTHY & P. GYURKO (1989): Examples for combined application of reflection seismics and electromagnetic soundings in solving shallow prospecting problems. – *Geol. B.A. Wien, Sonderband „20 Jahre österr.-ungarische geologische Zusammenarbeit“*, Wien.
- ZÖTL, J. G. (1974): *Karsthydrogeologie.* – 291 S., Wien – New York (Springer Verlag).

Summary

In ground water research geophysical prospecting methods are used for the clarification of geological structure, the determination of petrophysical parameters (porosity, permeability, water and clay content), and environmental protection. Petrophysical modelling of the investigated area is an important prerequisite for planning a geophysical campaign. The most frequently used geophysical methods are DC-resistivity methods as well as seismic-refraction and reflections methods. For special problems the following methods are applied: self-potential, VLF-induced polarisation, radar, some electromagnetic methods, gravimetry, and geothermal prospecting. According to hydrogeological and petrophysical aspects aquifers are divided into five groups. The geophysical problems involved are discussed using practical examples.

Dank

In die vorliegende Arbeit wurden verschiedentlich Resultate verwertet, die bei Projekten der Bund-Bundesländerkooperation auf dem Gebiet der Rohstoffforschung erhalten wurden, so für den zuständigen Stellen bestens gedankt wird. Insbesondere ist der Autor für die Genehmigung zur Veröffentlichung von Ergebnissen und für die fachliche Zusammenarbeit zu aufrichtigem Dank verpflichtet:

- Herrn Univ.-Doz. Dr. H. ZETINIGG, Referat für wasserwirtschaftliche Rahmenplanung der Steiermärkischen Landesregierung,
- Herrn W. Hofrat Dr. U. HERZOG, Geologischer Dienst der Kärntner Landesregierung,
- Herrn Dipl.-Ing. Dr. G. FIGALA, Kulturbauamt der Tiroler Landesregierung.

Der Großteil der Messungen erfolgte im Rahmen des Instituts für Angewandte Geophysik der Forschungsgesellschaft Joanneum, wobei der Geschäftsführung und Mitarbeitern ebenfalls gedankt wird.