

Beiträge zur Anwendung von Geoelektrik und Schlagseismik für landschaftsökologische und bodenkundliche Zwecke (mit Beispielen aus Österreich)

Alexander SCHIERHUBER und Spyridon VERGINIS*

*Beide: Institut für Geographie der Universität Wien
Physiogeographisches Laboratorium,
Liebiggasse 5, 1010 Wien, Austria.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Συνεισφορά Γεωηλεκτρικών και Γεωσεισμικών μετρήσεων σε εδαφολογικές και Περιβαλλοντολογικές μελέτες (με παραδείγματα από την Αυστρία)

Στα πλαίσια φυσικογεωγραφικών μελετών, η εφαρμοσμένη εδαφολογία μας δίνει κυρίως σημαντικές πληροφορίες για την μηχανική σύσταση των εδαφών και των ιζημάτων. Με την βοήθεια των γεωφυσικών μεθόδων έχουμε πληροφορίες και στις επιφανειακές και κατά βάθους τομές, έτσι ώστε η εργασία υπαιθρου με αυτές τις μεθόδους να κερδίζει όλο και περισσότερο χώρο στις φυσικογεωγραφικές και περιβαλλοντολογικές μελέτες.

Γεωηλεκτρικές μετρήσεις με σταθερή παροχή ρεύματος:

Η μέθοδος αυτή βασίζεται στις διαφορετικές ειδικές αντιδράσεις εντός των στρωμάτων του εδάφους ή και του ιζήματος. Με την μέθοδο SCHLUMBERGER γίνονται σημειακές μετρήσεις βάθους, δηλαδή μια επι μέρους χαρτογράφησης των εδαφολογικών και ιζηματολογικών οριζώντων. Σαν αποτέλεσμα αυτών των μετρήσεων είναι ένα ηλεκτρικό πρότυπο (κατά βάθους τομή) των διαφορετικών στρωμάτων του υπεδάφους που αποτυπώνεται με ισοβαθείς καμπύλες.

Διοπτρική γεωσεισμική:

Γεωσεισμικές μετρήσεις αυτού του είδους βασίζονται στις διαφορετικές ελαστικές ιδιότητες των εδαφολογικών και ιζηματολογικών στρωμάτων. Με τεχνικούς κραδασμούς από την επιφάνεια της υποεξέτασης περιοχή παρατηρείται στην οθόνη ενός μηχανήματος η αλλαγή της ταχύτητας του σεισμικού κύματος η οποία και καταγράφεται. Με την βοήθεια γεωφώνων κατά μήκος μιας τομής χαρτογραφούνται από την επιφάνεια του εδάφους τα διαφορετικά σεισμικά σήματα και τελικά έχουμε μια σεισμική τομή των διαφορετικών στρωμάτων του υπεδάφους.

Zusammenfassung:

Die in der Physiogeographie hauptsächlich angewandten mechanischen Boden erkundungsverfahren liefern meist nur einen punktuellen Aufschluß. Mit Hilfe einiger geophysikalischer Erkundungsverfahren können auch profil- und flächenhafte Informationen gewonnen werden. Für viele Zwecke können dabei die Meßverfahren der Geoelektrik und Schlagseismik verwendet werden.

1. Gleichstromgeoelektrik: Die Gleichstrommethode beruht auf den unterschiedlichen spezifischen elektrischen Widerständen im Boden. Hauptsächlich werden Tiefensondierungen mit Hilfe der sogenannten Schlumberger-Methode bzw. Widerstandkartierungen durch die Wenner-Konfiguration durchgeführt. Als Ergebnis erhält man ein elektrisches Schichtmodell des Untergrundes bzw. eine Isolinienkarte der Widerstandsverteilung an der Oberfläche.
2. Refraktionsseismik: Seismische Meßverfahren beruhen auf Unterschieden in den elastischen Eigenschaften des Bodens. An Diskontinuitäten im Untergrund ändert sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elastischen Wellen und es kommt u.a. zu Refraktionserscheinungen, wobei an Schichtgrenzen seismische Wellen gebrochen werden. Mit Hilfe von Geophonen entlang eines Profils an der Oberfläche können die Laufzeiten direkter und gebrochener Wellen aufgezeichnet und daraus ein seismisches Schichtprofil des Untergrundes ermittelt werden.

Einleitung

Zur Stellung geophysikalischer Erkundungsmethoden in der Physischen Geographie

Im allgemeinen definiert sich die Geophysik als «Wissenschaft von der Erforschung und Beschreibung der Erde mit den Methoden der Physik» (BERCKHEMER, 1997). Man rechnet die Geophysik also nach dem Forschungsobjekt gesehen zu den Geo- bzw. Erdwissenschaften, worin sich die nahe Beziehung zur Physischen Geographie begründet, von der Wissenschaftsmethodik her gesehen gehört sie aber klar zur klassischen und angewandten Physik. Diese Verwandtschaft zu mehreren Wissenschaftsdisziplinen macht aber ein Arbeiten mit geophysikalischen Methoden innerhalb der Physischen Geographie erst möglich.

In den letzten Jahrzehnten entwickelte sich aus der Allgemeinen Geophysik, die vor allem großräumige, regionale oder globale Zusammenhänge physikalischer Prozesse erklärt, die sogenannte Angewandte Geophysik, die auf den exakten Naturwissenschaften beruht, physikalische Meßgeräte verwendet und vor allem Lage, Form und Eigenschaften verborgener geologischer Körper und Strukturen in der Erdkruste untersucht. Durch die Nähe der Angewandten Geophysik zur Geologie, Geodäsie, Mineralogie, Ökologie und zu den Montanwissenschaften ergibt sich ihr Hauptanwendungsgebiet im Aufsuchen und Erkunden von Rohstoff- und Energievorräten. Für den Bereich der Physischen Geographie ergaben sich in letzter Zeit ebenfalls viele Anwendungsbereiche geophysikalischer Erkundungsmethoden. Ganz aktuelle Herausforderungen für die Geophysik sind etwa die Erkennung von Altlasten (Deponien, Hohlräume) und die Beurteilung von untergrundbedingten Schadstoffausbreitungen im Boden, ganz besonders im Grundwasser.

Zur Anwendung der Geophysik im Rahmen physiogeographischer Forschung an der Universität Wien

Seit Februar 1997 beschäftigt sich ein kleines Team von Geographiestudenten unter der Leitung von Ao. Prof. DDr. VERGINIS im Physiogeographischen Labor des Instituts für Geographie der Universität Wien mit der Anwendung geophysikalischer Methoden zur Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes. Dies wurde durch den Ankauf von 2 Meßgeräten, einem Gleichstromgeoelektrikgerät der Marke Syscal R2 und einem Seismographen (SmartSeisTM S12) für Hammerschlagsseismik, ermöglicht. Das Ziel bei faktisch allen Arbeiten ist es, eine möglichst detailreiche Aufschlüsselung des oberflächennahen Bereiches zu erhalten. Dies steht im Gegensatz zu den meisten anderen Methoden, die weit in den Untergrund vordringen können.

In den letzten beiden Jahren konnten mit Hilfe dieser beiden geophysikalischen Erkundungsmethoden (Gleichstromgeoelektrik und Hammerschlagseismik) einige interessante Fragestellungen in den Bereichen Landschaftsökologie, Angewandte Bodenkunde und auch Archäologie erforscht werden. Grundsätzlich muß aber angemerkt werden, daß bei fast allen Messungen begleitend auch «traditionelle» Bohrungen herangezogen wurden, mit dessen Hilfe die Meßergebnisse in den meisten Fällen auch verifiziert werden konnten. Am Ende dieses Beitrags werden einige Projekte, die seit 1997 am Institut für Geographie mit Hilfe der geophysikalischen Meßgeräte durchgeführt werden konnten, kurz vorgestellt.

Grundlagen zur Anwendung geoelektrischer und seismischer Erkundungsmethoden

Im folgenden sollen nun die Grundlagen der beiden Erkundungsmethoden erläutert werden, die zur Interpretation für physiogeographische Fragestellungen unbedingt notwendig sind. Es wurden dabei mit Absicht die tiefer gehenden mathematischen und physikalischen Hintergründe vernachlässigt, da diese für einen Geographen zur Interpretation weniger von Bedeutung sind.

Geoelektrik

1. Elektrische Eigenschaften der Gesteine

Die Geoelektrik macht sich prinzipiell die unterschiedliche elektrische Leitfähigkeit verschiedener Materialien zu Nutze. Metalle sind gute Leiter, auch Wasser leitet relativ gut, während absolut trockener Quarzsand praktisch ein Nichtleiter (Isolator) ist. Die elektrische Leitfähigkeit der Gesteine ist eine spezifische Materialgröße wie etwa die Dichte. Das Ohmsche Gesetz besagt, daß die Stromstärke I direkt proportional zur Spannung U wächst. Jedoch fließt bei gleicher Spannung durch verschiedene Medien auch unterschiedlich viel Strom, so daß Gleichheit erst durch den Leitwert G hergestellt wird. Daraus ergibt sich die Gleichung

$$\text{Stromstärke } I = \text{Leitwert } G \times \text{Spannung } U$$

Statt elektrischer Leitfähigkeit verwendet man meist den Kehrwert, den elektrischen Widerstand ($R = 1 / G$), wodurch sich das Ohmsche Gesetz ergibt:

$$I = U / R \quad \text{oder} \quad R = U / I$$

Jedes Gestein besitzt als Natureigenschaft einen ganz bestimmten spezifischen elektrischen Widerstand. Als Einheit verwendet man Ohmmeter [Ωm]. $1 \Omega\text{m}$ beträgt der spezifische elektrische Widerstand, wenn auf einer Strecke von 1 Meter bei Anlegen einer Spannung von 1 Volt ein Strom mit der Stärke von 1 Ampere fließt.

Die spezifischen Widerstände der meisten Gesteine liegen zwischen $10 \Omega\text{m}$ und 1 Million Ωm . Steinsalz ist ein sehr schlechter Leiter (bis zu $10^{12} \Omega\text{m}$), auch die Widerstände gesteinsbildender Mineralien (z.B. Quarz, Feldspat) liegen bei mehr als $10^9 \Omega\text{m}$. In Lockergesteinen steigt der Widerstand mit zunehmender Korngröße von Ton (10 bis $30 \Omega\text{m}$) über Schluff zu Sand und Kies (100 bis $10^5 \Omega\text{m}$). Festgesteine weisen prinzipiell höhere Widerstände auf, während zunehmende Porosität und der damit mögliche Zutritt von Wasser die Widerstände erheblich vermindern kann. Grundwasser mit gelösten Salzen (z.B. Chloride oder Karbonate) hat etwa einen Widerstand zwischen 10 und $100 \Omega\text{m}$, stark salziges Grund- und Grubenwasser sogar Werte unter $1 \Omega\text{m}$. Zur Orientierung über Werte des spezifischen Widerstandes dient Tabelle 1.

	Spezifischer Widerstand in Ωm
Kristalline Gesteine	$10^3 - 10^6$
Sandsteine	$10^2 - 10^4$
Sand / Kies	$10 - 10^4$
Tone	$1 - 10^2$
Erze	$10^{-4} - 10^{-2}$

Tabelle 1: Spezifischer Widerstand von Gesteinen

2. Das Gleichstromverfahren

Geoelektrische Messungen können entweder als Eigenpotentialmessungen, wobei als Quelle die Eigenelektrizität der Gesteine verwendet wird, oder häufiger unter Verwendung künstlicher Ströme durchgeführt werden. Je nach Frequenz des verwendeten künstlichen Stroms unterscheidet man zwischen Gleichstrom-, Niederfrequenz- und Hochfrequenzverfahren. Im folgenden soll nun das in den Projekten angewandte Gleichstromverfahren kurz vorgestellt werden.

Bei der Gleichstromgeoelektrik wird dem Boden über metallische Elektroden Gleichstrom zugeführt und mit Hilfe zusätzlicher metallischer Sonden die elektrische Potentialdifferenz (Spannungen) gemessen. Nach dem eingangs erwähnten Ohmschen Gesetz läßt sich der Widerstand R durch Messung der beiden Größen Spannung U und Stromstärke I bestimmen. Ziel der Widerstands-sondierung ist nun die Bestimmung der spezifischen Widerstände der Materialien und deren Mächtigkeiten. Dies geschieht nun in den meisten Fällen durch eine 4-Punkt-Anordnung («Schlumberger-Anordnung»), wobei die Elektroden (A, B) als Quelle des eingespeisten Stroms I dienen und an 2 dazwischen liegenden Sonden (M, N) die Potentialdifferenz ΔU gemessen wird. Im homogen leitenden Halbraum verteilt sich I gleichmäßig über eine Halbkugelfläche um den Quellpunkt.

Im geschichteten Medium mißt man anstelle des wahren Widerstands aber einen «scheinbaren spezifischen Widerstand». Durch den zunehmenden Elektrodenabstand L (meist in logarithmischen Abständen von 2 m bis zu 500 m) und der damit verbundenen wachsenden Eindringtiefe des Stroms hängt dieser gemessene Wert von der Tiefenverteilung des tatsächlichen Widerstands ab. Als Faustregel gilt, daß die maximal erkundbare Tiefe je nach Widerstandsverhältnissen $1/3$ bis $1/10$ von L beträgt (d.h. bei einem Elektrodenabstand von 100 m erreicht man Tiefen zwischen 10 und 35 m). Die Schlumberger-Anordnung bietet dabei den praktischen Vorteil, daß bei Änderung der Elektrodenauslage L der Sondenabstand zwischen M und N konstant gehalten werden kann, solange ΔU noch gut meßbare Werte liefert.

Widerstandssondierungen werden besonders erfolgreich bei der Suche nach guten elektrischen Leitern im Untergrund angewandt, z.B. Grundwasserhorizonte oder Tonsschichten.

Hammerschlagseismik

I. Theoretische Grundlagen

Erkundungen des Untergrundes mit seismischen Wellen basieren im wesentlichen auf Unterschieden im elastischen Verhalten der verschiedenen Materialien. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen hängt dabei von einer Vielzahl von physikalischen Parametern ab. Einige dieser Parameter beziehen sich auf das gebirgsbildende Gestein (z.B. Gesteinsart, Gesteinsstruktur, Dichte, Porosität und Wassergehalt), andere wiederum hängen eng mit dem Gesteins- oder Gebirgsgefüge zusammen (z.B. Klüftigkeit, Füllmaterialien und Wassersättigung). In Tabelle 2 sind die Geschwindigkeiten seismischer Wellen in unterschiedlichen Medien dargestellt.

	Geschwindigkeiten seismischer Wellen (in m/s)
Luft	300 – 350
Trockener Sand	400 – 800
Feuchter Sand	800 – 1800
Wasser	1400 – 1500
Ton	1700 – 2500
Kalkstein	2800 – 5400
Granit	4000 – 6000

Tabelle 2: Geschwindigkeiten seismischer Wellen

Die Seismik ermöglicht es, anstehenden Fels auch in größerer Tiefe zu sondieren und liefert mit dem Geschwindigkeitsmodell der oberen Schichten auch Aussagemöglichkeiten über den Grad der Auflockerung. Prinzipiell werden bei den Messungen die sogenannten p-Wellen (Primärwellen oder Druckwellen) ausgewertet. Erst in jüngerer Vergangenheit erlangte auch die Auswertung der s-Wellen

(Sekundärwellen oder Scherwellen) an Bedeutung. Die s-Wellen-Methode erlaubt, gemeinsam mit der Auswertung der p-Wellen, z.B. die Identifizierung von Wasserhorizonten und wird heute vorwiegend zur Rohstoffprospektion angewandt.

Werden nun durch Sprengungen oder, wie in unserem Fall, durch Hammerschläge elastische Wellen angeregt, so breiten sich diese im Untergrund auf unterschiedliche Weise aus. Das Seismogramm enthält also eine große Fülle von Informationen. Die Refraktionsseismik, die momentan einzige Methode, die in unserem Institut zum Einsatz gelangt, wertet dabei nur die Ersteinsätze, also jene Wellen, welche die kürzeste Laufzeit zwischen Quell- und Meßpunkt haben, aus. Im Normalfall sind dies die «direkte Welle» und die «refraktierte Welle».

Wichtige Anwendungsgebiete der Refraktionsseismik liegen im Auffinden von archäologischen Stellen im Untergrund, in der Einschätzung von eventuellen Gefahren durch Naturkatastrophen (z.B. Bestimmung von Mächtigkeiten geologischer Einheiten), der Abgrenzung von Grundwasserhorizonten und der Prospektion nach Erdöl oder anderen natürlichen Ressourcen.

2. Das refraktionsseismische Aufschlußverfahren

Seismische Wellen breiten sich von einer Quelle (z.B. Hammer) in sphärischen Wellenfronten nach allen Richtungen zunächst gleichmäßig aus. Trifft nun eine seismische Welle auf Inhomogenitäten im Untergrund (meist handelt es sich dabei um den Wechsel geologischer Schichten) wird diese auftreffende Welle in mehrere Wellen gesplittet.

Für die Refraktionsseismik ist es nun wichtig, daß die Geschwindigkeit der p-Welle in den unterschiedlichen Layern nach unten zunimmt ($v_2 > v_1$), denn nach dem Gesetz von SNELLIUS ist der Strahlengang der Welle von den Ausbreitungsgeschwindigkeiten in den verschiedenen Layern abhängig ($v_1 / v_2 = \sin(i) / \sin(r) < 1$). Ist der Winkel $r = 90^\circ$, dann verläuft eine refraktierte Welle mit der höheren Geschwindigkeit entlang der Schichtgrenze und strahlt laufend Energie nach oben ab. Diese Welle wird auch als kritische Refraktionswelle oder geführte Welle bezeichnet. Da der Sinus von 90° gleich 1 ist, kann der kritische Winkel i_c einfach aus der Snellius-Formel mit $\sin i_c = v_1 / v_2$ berechnet werden. Nur bei diesem kritischen Winkel i_c kann die Welle gebrochen werden und es entsteht eine geführte Welle entlang der Schichtgrenze. Die austretenden refraktierten Wellen nehmen ebenfalls den Winkel i_c ein (HUYGEN'S Theorie der Wellenausbreitung).

Am besten läßt sich das Prinzip der Refraktionsseismik anhand eines idealisierten Zweischichtmodells erklären. Seismische Wellen werden durch einen Hammerschlag erzeugt und von sogenannten Geophonen entlang eines Aufnahmeprofils registriert. Das erste seismische Signal an den jeweiligen Geophonen repräsentiert das Ankommen der p-Welle. Für die Refraktionsseismik sind fünf verschiedene p-Wellen von Interesse: die direkte, abtauchende, reflektierte, geführte und die refraktierte Welle. Die direkte Welle pflanzt sich unmittelbar an der Oberfläche fort. Die abtauchende Welle ist jene Welle, die sich durch den nächst tiefer gelegenen Layer unter geänderten Winkel fortpflanzt. Reflektierte Wellen werden an Schichtgrenzen unter dem gleichen Winkel, wie sie auf die Schicht auftreffen, wieder an die Oberfläche zurückgeworfen. Die geführte Welle oder Kopfwellen kann nur bei Auftreten des kritischen Winkels entlang der Schichtgrenze geführt werden und sendet laufend refraktierte Wellen nach oben aus, die ebenfalls mit dem gleichen Winkel wie die reflektierte Welle abgegeben werden.

Der Seismograph ist nun in der Lage, die genauen Ankunftszeiten der p-Welle an den verschiedenen Geophonen zu bestimmen. Die Ankunftszeiten des ersten seismischen Impulses werden üblicherweise in einem einfachen Zeit/Weg-Diagramm dargestellt (m/ms oder m/s).

Im Fall eines Zweischichtmodells sind prinzipiell 3 Werte interessant: die Ausbreitungsgeschwindigkeit der p-Wellen in den Layern 1 und 2, sowie die Mächtigkeit von Layer 1. Dafür ist eine Kombination von Ausgleich und Interpretation des Zeit/Weg-Diagramms von Nöten.

Als Resultat der Analyse der direkten Welle erhält man V_1 (Geschwindigkeit in der obersten Schicht). V_1 ergibt sich einfach aus der Division von Distanz zwischen Schlagpunkt und erstem Geophon durch die benötigte Zeit der p-Welle. Liegen also z.B. der Schlagpunkt und das erste Geophon 10 Meter auseinander und die Welle benötigt 20 ms, dann ergibt sich $V_1 = 10 \text{ m} / 20 \text{ ms} = 0,5 \text{ m/ms}$ bzw. 500 m/s. Im Zeit-Weg-Diagramm geht diese direkte Welle als einzige durch den Ursprung, die Steilheit des Graphen kennzeichnet dabei die Schnelligkeit der Welle (je flacher, desto schneller, da die Gradation gleich $1/V_1$ ist).

Im Zeit-Weg-Diagramm kann man aber auch den Graph der refraktierten Welle erkennen. Die Distanz zwischen dem Schlagpunkt und dem ersten Geophon, wo refraktierte Wellen eintreffen, wird als kritische Distanz bezeichnet. Daneben kennzeichnet man noch die in der Regel längere Überholdistanz, die den Abstand zwischen Schlagpunkt und jenem Geophon anzeigt, wo die refraktierte Welle die langsamere, direkte Welle überholt. Der Kreuzungspunkt der (interpolierten) refraktierten Welle mit der Zeitordinate wird als Interceptzeit (t_{int}) bezeichnet und zum Berechnen der Mächtigkeit der ersten Schicht benötigt.

KEAREY und BROOKS (1984) haben nun folgende Formeln zur Berechnung der drei Werte aufgestellt:

- Geschwindigkeit von Schicht 1: $V_1 = 1 / \text{Gradation der direkten Welle}$
- Geschwindigkeit von Schicht 2: $V_2 = 1 / \text{Gradation der refraktierten Welle}$
- Mächtigkeit von Schicht 1: $Z_1 = (V_1 \cdot V_2 \cdot t_{int}) / 2 (V_2 - V_1)^{1/2}$

In der Natur liegt natürlich nur selten eine horizontale Schichtung vor. Die Refraktionsseismik kann dazu verwendet werden, den Schichteinfall im Untergrund genau zu eruieren. Deshalb müssen bei einem seismischen Profil mindestens 2 Schußpunkte gewählt werden, einer am Beginn des Profils und einer am Ende. In der Praxis werden aber mehr als zwei Schußpunkte verwendet.

Auch in diesem Modell können die Ankunftszeiten der p-Welle von beiden Schußpunkten in einem Zeit-Weg-Diagramm dargestellt werden. Aus dem Diagramm können wiederum die Geschwindigkeiten V_1 und V_2 für den ersten und den zweiten Schußpunkt berechnet werden und auch die unterschiedlichen Interceptzeiten (t_{int}) für beide refraktierten Wellen.

Die Berechnung von Ausbreitungsgeschwindigkeiten und Mächtigkeiten in einem Mehrschichtmodell erfordert größte Genauigkeit im Umgang mit Algebra und Trigonometrie und wird hier nicht genauer ausgeführt. Wichtig in diesem Zusammenhang ist die Prämisse, daß die Ausbreitungsgeschwindigkeit der p-Wellen von Schicht zu Schicht nach unten zunimmt, so daß refraktierte Wellen an die Oberfläche gelangen können. Die Interpretation des Zeit-Weg-Diagramms erfolgt im Prinzip genau wie bei den vorher besprochenen Modellen.

Natürlich können mit Hilfe eines Seismographen auch kompliziertere Schichtgrenzen im Untergrund z.B. konkave oder konvexe Reflektoren oder auch unregelmäßige Schichtgrenzen, aufgenommen werden. Die Berechnung ist dementsprechend kompliziert und wird mit Hilfe von speziellen Auswerteprogrammen durchgeführt.

Man muß aber auch beachten, daß die Refraktionsmethode bei besonders komplizierten Schichtaufbau auch schnell an ihre Grenzen stößt und eventuell andere geophysikalische Methoden sinnvoller einzusetzen sind.

Beispiele für geoelektrische und refraktionsseismische Messungen im Rahmen physiogeographischer Forschung in Österreich

Wie bereits eingangs erwähnt, wurden in den letzten beiden Jahren zahlreiche geophysikalische Messungen durch das Physiogeographische Labor des Instituts für Geographie der Universität Wien in einigen Gebieten Österreichs durchgeführt. Im folgenden sollen nun 4 Projekte, bei denen beide Methoden (Gleichstromgeoelektrik und Hammerschlagseismik) bzw. eine davon zum Einsatz kamen. In Stratzing (nördlich von Krems, Niederösterreich) und im Jauntal (südöstliches Kärnten) wurden beide Methoden eingesetzt, in Stillfried (Weinviertel, Niederösterreich) bzw. in Rechnitz (Mittelburgenland) reichte die Geoelektrik für die gegebene Fragestellung aus.

Stratzing

Im Juni 1997 wurden in Zusammenarbeit mit dem Institut für Ur- und Frühgeschichte geophysikalische Messungen durchgeführt. Das Ziel war dabei das Auffinden von eventuell vorhandenen Kulturschichten innerhalb des mächtigen Lößpakets bzw. eine Beurteilung der paläogeographischen Reliefsituation in einem relativ kleinräumigen Gebiet. Die Messungen dienten als Pilotmessungen für eine im Sommer 1997 durchgeführte ur- und frühgeschichtliche Grabung. Dafür war eine Fläche von etwa 800 m² an einem sanft geneigten Hang vorgesehen.

Im Zuge der Messungen wurden 5 Widerstands-Tiefensondierungen an den Eckpunkten bzw. im Mittelpunkt der Fläche durchgeführt und diese auch anhand von Bohrungen mit einem elektrischen Schlaghammer verifiziert. Begleitend dazu wurde auch in der Mitte der Fläche ein refraktionsseismisches Profil entlang des Hanges aufgenommen.

Die Ergebnisse der Widerstandssondierungen ließen auch durchgehend eine Störungszone erkennen, die sich in einer Tiefe zwischen 70 cm und 400 cm erstreckte. Der spezifische Widerstand dieser Zone war gegenüber dem darunter und darüber liegenden Löß extrem gering, was auf eine typisch tonig-lehmige Schichtenfolge schließen läßt, wie sie in der Umgebung von Paläoböden vorkommen kann. Mit Hilfe der Bohrprofile konnten die gesuchten Kulturschichten schließlich genau lokalisiert werden, deren Existenz durch später gefundene Holzkohlenlagen endgültig bewiesen war. Die Hammerschlagseismik lieferte als Ergebnis ein Profil des Hanges bis etwa 20 m Tiefe, das schließlich eine Reliefrekonstruktion zuließ, da vor allem das rezente Kolluvium deutlich anhand der relativ geringen Geschwindigkeiten an der Oberfläche und der zunehmenden Mächtigkeit zum Hangfuß hin erkennbar war.

Jauntal

Im Oktober 1998 wurden geoelektrische und refraktionsseismische Messungen in fünf verschiedenen Schottergruben in der Umgebung von Bleiburg (Jauntal, Kärnten) gemacht. Diese Messungen wurden im Zuge einer Dissertation am Institut für Geographie der Universität Wien durchgeführt und hatten das Ziel, die Mächtigkeiten der einzelnen Schotterkörper bzw. die Tiefe des Grundwasserspiegels zu erkunden. Aus diesem Grund wurden bei der Geoelektrik 4-Punkt-Anordnungen für eine Widerstands-Tiefensondierung mit einem Elektrodenabstand bis zu 300 m angewandt, um die notwendige Tiefe von bis zu 100 m erreichen zu können. Das refraktionsseismische Profil hatte einen äquidistanten Geophonabstand von 4 Metern, wodurch sich beim 12-Kanal-Gerät SmartSeisTM S12 eine Profillänge von 44 Metern ergab.

Die Daten lieferten sehr interessante Ergebnisse bezüglich der Widerstandswerte der Schotterkörper. Diese lagen bei weit über 1000 Ωm, was auf einen relativ trockenen Zustand der Schotterkörper hindeutet. Die Mächtigkeiten variierten je nach Relief sehr stark zwischen 20 und 80 m. Darunter folgte oft ein deutlicher Knick im elektrischen Schichtmodell mit deutlicher Abnahme des

spezifischen Widerstands. Hier dürfte bei allen Modellen der Grundwasserspiegel anzusiedeln sein, der beispielsweise direkt am Fuß der Karawanken in einer Tiefe von 80 m liegt.

Mit dem refraktionsseismischen Profilen konnte diese Tiefe leider nicht erreicht werden, aber es ergaben sich hier innerhalb des Schotterkörpers unterschiedliche seismische Geschwindigkeiten. Dadurch ließen sich die mächtigen Schotterkörper in einzelne Schichten gliedern, die sich vor allem in der Größenordnung der einzelnen Elemente von einander unterscheiden.

Stillfried

In Stillfried an der March (östliches Weinviertel, Niederösterreich) wurde im Auftrag des Naturhistorischen Museums Wien im August 1997 gemessen und die Fragestellung war ähnlich wie beim Projekt in Stratzing gelagert. Auch hier wurden vor einer anstehenden Grabung Pilotmessungen zur Koordinierung der Grabungstätigkeiten durchgeführt, ebenfalls mit der Aufgabenstellung eventuell vorhandene Störungszonen zu lokalisieren. Die Messungen konnten auch hier aufgrund von bis zu 5 m tiefen Bohrungen kontrolliert bzw. adjustiert werden. Es wurden jedoch nur geoelektrische Daten im Gelände gewonnen, auf ein seismisches Profil wurde in jenem Fall verzichtet.

Bei der Interpretation der Ergebnisse konnte man starke Ähnlichkeiten mit den Sondierungen in Stratzing feststellen. Auch hier konnten «verdächtige» Störungszonen mit geringeren spezifischen Widerständen (nur ca. 20 bis 30 Ω m) innerhalb eines mächtigen Lößpakets (um 100 Ω m) in einer Tiefe von 2 bis etwa 2,50 m festgestellt werden. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Schichten um einen Paläobodenkomplex, der als Stillfried B (ca. 28.000 Jahre v. h.) zu bezeichnen ist.

Rechnitz

Als letztes Beispiel soll an dieser Stelle das größte Projekt der letzten beiden Jahren, das bislang noch nicht abgeschlossen ist, kurz besprochen werden. Als Problemstellung ergab sich hier ein völlig neues Gebiet, das aber mit Hilfe geoelektrischer Erkundungen in Verbindung mit Bohrungen bislang recht gute Ergebnisse zuließ.

Im Sommer 1998 erteilte das Innenministerium in Wien den Auftrag, mit Hilfe geophysikalischer und somit zerstörungsfreier Methoden, im Raum Rechnitz ein bisher noch nicht gefundenes jüdisches Massengrab genau zu lokalisieren. Laut Angaben von Zeitzeugen wurden im März 1945 etwa 150 jüdische Zwangsarbeiter von den Nationalsozialisten auf freiem Feld erschossen und an Ort und Stelle in einem Massengrab beigesetzt. Die Angaben für den genauen Ort des Verbrechens variierten aber so stark, daß bis heute – nach fast 15-jähriger Suche mit verschiedensten Methoden – das Grab noch immer nicht gefunden werden konnte.

Zunächst wurde uns eine quadratische Fläche von 90 m × 90 m zugewiesen, die systematisch mit Widerstands-Tiefensondierungen und Bohrungen abgesehen werden sollte. Aus logischen Überlegungen heraus begrenzten wir unsere intensive Suche unmittelbar auf den Bereich des ehemaligen Panzergrabens, der mitten durch dieses Gebiet verläuft, da dort das Massengrab anzunehmen ist. Im Zuge dieser ersten Messungen, die Anfang Dezember 1998 stattfanden, wurden 12 Sondierungen durchgeführt, die als Ergebnis vor allem einen krassen Unterschied zwischen jenen Modellen lieferten, die sich außerhalb bzw. innerhalb dieses ehemaligen Panzergrabens befinden. Allgemein kann man sagen, daß die Grabenverfüllungen nach sedimentologischen Standpunkten ein größeres Porenvolumen besitzen als das umliegende, sich in situ befindliche Material, und außerdem anthropogen stark umgestaltet wurde (man findet hier viel mehr Schotter als in den natürlich gelagerten Schichten). Für die Geoelektrik bedeutet dies, daß die spezifischen Widerstände der Grabenverfüllung aufgrund

des hohen Luftvolumens deutlich höher sind (etwa bei 300 Ωm) als jene des daneben oder darunter befindlichen, stark mergeligen Materials (ca. 20 bis 30 Ωm).

Nach Auswertung dieser ersten Messungen ergab sich, daß der vermutete Panzergraben aber einen etwas anderen Verlauf nimmt als ursprünglich angenommen. Dies bestätigten auch die parallel durchgeführten Bohrungen. Aus diesem Grund wurde als zweiter Schritt eine genaue Lokalisierung des Panzergrabens in diesem Gebiet mit Hilfe der Geoelektrik und der Bohrungen vorgeschlagen. Dafür benötigten wir aber vorerst genaue Werte für elektrische Schichtmodelle, die sich mit Sicherheit innerhalb und außerhalb des Grabens befinden. Es wurden im März 1999 entlang von zwei Profilen quer über den Panzergraben alle 1 ½ Meter Tiefensondierungen gemacht und die Ergebnisse zu einem Profil verbunden. So erhielten wir profilhafte Ergebnisse die relativ gut die seitlichen Begrenzungen des Panzergrabens anzeigen. Bei jeder zweiten Sondierung wurde auch ein Bohrprofil bis etwa 3 m Tiefe aufgenommen, welches das erhaltene Ergebnis im wesentlichen bestätigte. Ein typisches Modell einer Sondierung innerhalb des Grabens zeigt Abb. 1.

Diese Messungen dienen nun als kalibrierte Messungen für weiterführende Sondierungen, die wahrscheinlich im September dieses Jahres entlang des Grabens nach Norden ausgedehnt werden. Ein erfolgreicher Abschluß der oben angeführten Problemstellung hängt also im wesentlichen davon ab, ob diese Fläche auch der tatsächliche Tatort des Verbrechens ist.

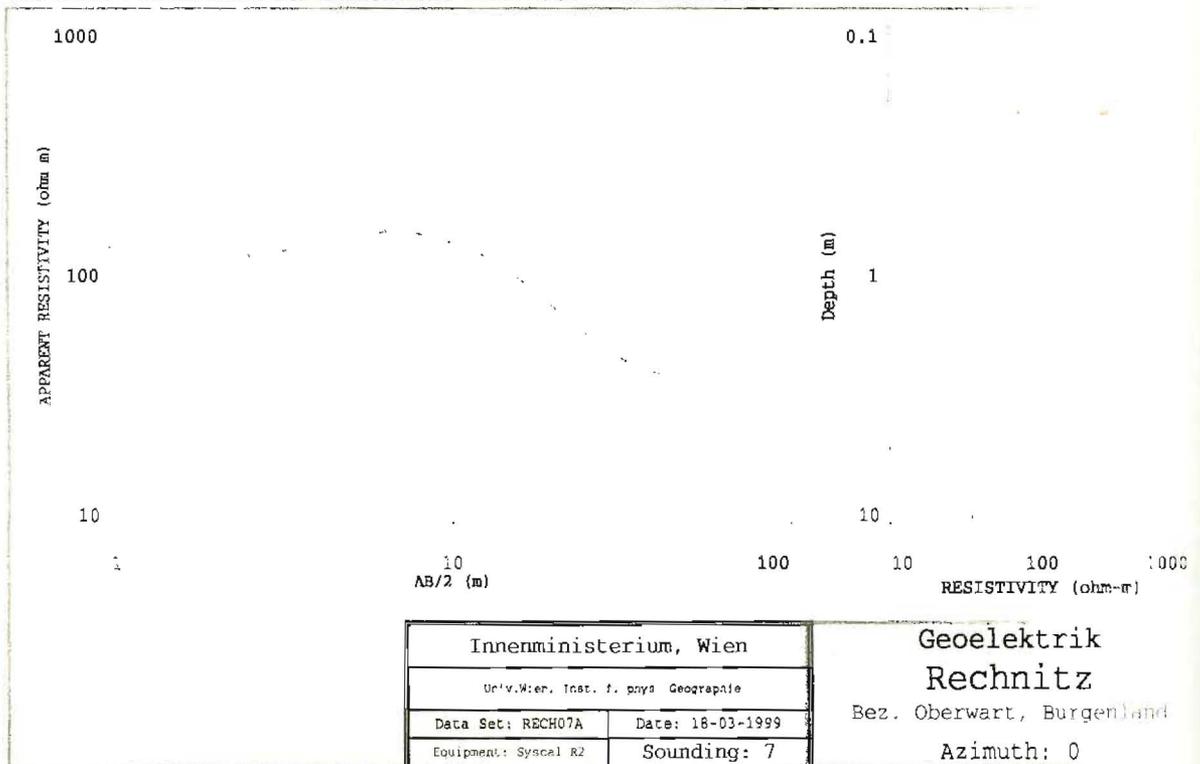


Abbildung 1: Typische Sondierungskurve und typisches Schichtmodell für eine Sondierung innerhalb des Panzergrabens (Verfüllung als hochohmige Schicht erkennbar)

Literaturverzeichnis

- BENDER, F. (1985): Angewandte Geowissenschaften. Band 2: Methoden der angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften. Verlag Enke. Stuttgart.
- BERCKHEMER, H. (1997): Grundlagen der Geophysik. 2. Auflage. Wissenschaftliche Buchgesellschaft. Darmstadt.

- CARA, M. (1994): Geophysik. Springer-Verlag. Berlin - Heidelberg.
- EG&G GEOMETRICS (1993): SmartSeis™ Exploration Seismograph Operator's Manual. Sunnyvale California.
- JACOBS, F. und H. MEYER (1992): Geophysik - Signale aus der Erde. Verlag Teubner, Leipzig.
- KEAREY, P. und M. BROOKS (1984): An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Scientific Publications.
- MILLITZER, H. (1987): Angewandte Geophysik. Band 3: Seismik. Springer-Verlag. Wien.
- RAPPELSBERGER, U. (1994): Untersuchungen zur Anwendung geoelektrischer Erkundungsmethoden für den oberflächennahen Bodenaufschluß. Diplomarbeit an der Technischen Universität Wien