

Wolfram FELFER

Reports

UBA-93-075

Geophysik an Altlasten

**Eine vergleichende Beschreibung der wichtigsten
geophysikalischen Meßverfahren**

Wien, März 1993

Bundesministerium für Umwelt,
Jugend und Familie



Redaktion: Dietmar Müller
Martin Schamann

Graphik: Manuela Kaitna

Berichterstellung: Elisabeth Hofer
Doris Jurny
Christine Pfeiffer

Impressum:

Medieninhaber und Herausgeber: Umweltbundesamt, 1090 Wien, Spittelauer Lände 5
Druck: Riegelnik, Wien

© Umweltbundesamt, Wien, März 1993

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-85457-118-6

Kurzfassung

Geophysikalische Untersuchungsmethoden können bei der Untersuchung von Altlasten zur Lösung bestimmter Problemstellungen eingesetzt werden. Zur Unterstützung der Planung von Untersuchungsprogrammen für Altablagerungen und Altstandorte werden gängige geophysikalische Methoden, ihre Meßprinzipien, Anwendungsmöglichkeiten, Ergebnisse und praktische Aspekte der Anwendung beschrieben. Dieser Überblick wird durch Anwendungsbeispiele und einen Anhang mit tabellarischen Darstellungen der Anwendungsmöglichkeiten und Grenzen der Meßverfahren ergänzt.

Abstract

Geophysical investigation techniques are available for the examination of contaminated sites. To support the planning of investigation programmes some common geophysical methods, their principles of measurement, fields of application, the results and practical aspects of application are described. This survey is supplemented by examples and tables showing the possible fields of application.

INHALTSVERZEICHNIS

ALLGEMEINER TEIL

1.	ZUSAMMENFASSUNG	1
2.	EINLEITUNG	2
3.	ALLGEMEINES	4
3.1	Fragestellungen im Zusammenhang mit Altablagerungskörpern	4
3.2	Ziel der Arbeit	5
3.3	Gliederung der Arbeit	6
3.4	Klassifizierung der Erkundungsmethoden	7

SPEZIELLER TEIL

4.	PETROPHYSIKALISCHE KENNGRÖSSEN	11
4.1	Spezifischer elektrischer Widerstand	11
4.2	Dielektrizitätskonstante	14
4.3	Magnetisierbarkeit	15

4.4	Dichte, Porosität	16
4.5	Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen	19
5.	WIDERSTANDSMETHODEN	22
5.1	Meßprinzip	22
5.2	Praktische Aspekte der Widerstandskartierung	25
5.2.1	Definition	25
5.2.2	Geländeaufstellungen	25
5.2.3	Erkundungstiefe	26
5.3	Anwendungen der Widerstandskartierung	27
5.4	Praktische Aspekte der Widerstandssondierung	28
5.4.1	Definition	28
5.4.2	Geländeaufstellungen	28
5.4.3	Erkundungstiefe	29
5.4.4	Störungen der Geländemessung	29
5.4.5	Meßgenauigkeit, Fehlergrenzen	31
5.5	Anwendungen der Widerstandssondierung	31
5.6	Fehlerquellen, Grenzen der Widerstandsmethoden	33
5.7	Auswertung und Präsentation	35
5.7.1	Widerstandskartierung	35
5.7.2	Widerstandssondierung	36
5.8	Zeit- und Personalaufwand	38

6. ELEKTROMAGNETIK	39
6.1 Meßprinzip	39
6.2 Praktische Aspekte von EMI-Messungen	42
6.2.1 Meßgrößen, Einsatzbereich	42
6.2.2 Eindringtiefe, Meßgeräte	43
6.2.3 Profil- und Punktabstände	46
6.3 Anwendungen von EM-Messungen	46
6.4 Fehlerquellen, Grenzen von EM-Messungen	48
6.5 Auswertung und Präsentation	50
6.6 Zeit- und Personalaufwand	51
7. GEORADAR	52
7.1 Meßprinzip	52
7.2 Praktische Aspekte von Radarmessungen	54
7.2.1 Eindringtiefe, Auflösungsvermögen	54
7.2.2 Profil- und Punktabstände	56
7.2.3 Reflexionsvermögen	56
7.2.4 Wellengeschwindigkeit	57
7.2.5 Störsignale	60
7.3 Anwendung von Radarmessungen	60
7.4 Fehlerquellen, Grenzen von Radarmessungen	62
7.5 Auswertung, Präsentation	64
7.6 Zeit- und Personalaufwand	65

8.	SEISMIK	68
8.1	Meßprinzip	68
8.2	Durchschallungsmethode	73
8.3	Praktische Aspekte refraktionsseismischer Messungen	74
8.3.1	Meßgrößen	74
8.3.2	Signalanregung	74
8.3.3	Dämpfung elastischer Wellen	75
8.3.4	Auflösungsvermögen	76
8.3.5	Aufstellungen im Gelände	77
8.3.6	Meßgenauigkeit, Qualitätskontrolle	79
8.3.7	Scherwellenseismik	79
8.4	Anwendungen der Refraktionsseismik	80
8.5	Fehlerquellen, Grenzen der Refraktionsseismik	83
8.6	Auswertung und Präsentation	86
8.7	Zeit- und Personalaufwand	88
9.	GEOMAGNETIK	89
9.1	Meßprinzip	89
9.2	Praktische Aspekte geomagnetischer Messungen	92
9.2.1	Einheit, Meßgrößen	92
9.2.2	Meßgeräte, Geländemessung	93
9.2.3	Profil- und Punktabstände	95
9.2.4	Genauigkeitsanforderungen	95

9.3	Anwendungen geomagnetischer Messungen	96
9.4	Fehlerquellen, Grenzen geomagnetischer Messungen	98
9.5	Auswertung und Präsentation	99
9.5.1	Variationskorrektur, Meßwertreduktion	99
9.5.2	Abgeleitete Parameter	101
9.5.3	Tiefenabschätzung	102
9.5.4	Polreduktion	103
9.5.5	Darstellung	104
9.6	Zeit- und Personalaufwand	104
10.	GRAVIMETRIE	105
10.1	Meßprinzip	105
10.1.1	Gravitationsfeld der Erde	105
10.2	Praktische Aspekte von Schweremessungen	107
10.2.1	Einheit, Meßgrößen	107
10.2.2	Voraussetzungen gravimetrischer Messungen	108
10.2.3	Meßgeräte	108
10.2.4	Genauigkeitsanforderungen	110
10.2.6	Punktabstände	111
10.2.7	Zeitkorrektur	113
10.2.8	Gradientenmessung	114
10.3	Anwendungen von Schweremessungen	115
10.4	Fehlerquellen, Grenzen von Schweremessungen	120

10.5	Auswertung und Präsentation	121
10.5.1	Meßwertreduktion	121
10.5.2	Interpretation	124
10.5.3	Störkörperberechnung	126
10.6	Zeit- und Personalaufwand	128
11.	MESSBEISPIELE	129
12.	LITERATURVERZEICHNIS	157

ANHANG

ANHANG A:	Zusammenstellung petrophysikalischer Parameter	I
ANHANG B:	Überschlägiger Vergleich von Kosten- und Zeitaufwand verschiedener geophysikalischer Methoden	IX

TABELLENVERZEICHNIS

Tabelle 1: Spezifische elektrische (Schein)Widerstände einiger Materialien in Ohm.m	13
Tabelle 2: Relative Dielektrizitätskonstanten einiger Medien	15
Tabelle 3: Magnetischer Störfeldgradient als Beispiel eines abgeleiteten Kartierungsparameters	16
Tabelle 4: Dichtewerte von Abfallstoffen aus fünfjährigem Langzeitversuch an künstlich angelegten Testdeponien	19
Tabelle 5: Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Longitudinalwellen in verschiedenen Materialien in m/s	21
Tabelle 6: Vergleich der Eigenschaften von vertikaler und horizontaler Dipolanordnung von Sender- und Empfängerspule bei EMI-Messungen	44
Tabelle 7: Erzielbare Eindringtiefe in Abhängigkeit von Spulenabstand und Spulenkonfiguration	44
Tabelle 8: Auflösungsvermögen von Georadaraufnahmen in Abhängigkeit von der Sendefrequenz. Spulenabstände von gängigen Fabrikaten.	55
Tabelle 9: Dämpfung von Radarwellen in einigen Medien	57

Tabelle 10: Näherungsweise Geschwindigkeiten von Radarwellen in einigen Medien	58
Tabelle 11: Häufige Apparatekonfigurationen refraktionsseismischer Ingenieursmessungen	78
Tabelle 12: Einige Variationen des natürlichen, nicht durch Störkörper beeinflussten Erdmagnetfeldes im Bereich Mitteleuropa	90
Tabelle 13: Wertebereiche der magnetischen Feldkomponenten des ungestörten Erdfeldes	92
Tabelle 14: Verschiedene Bautypen von Magnetometern	95
Tabelle 15: Zu erwartende Anomalien einiger magnetischer Störkörper	98
Tabelle 16: Tagesleistung bei Magnetikmessungen	104
Tabelle 17: Orts- und zeitabhängige Schwankungen des Schwerfeldes der Erde	107
Tabelle 18: Gravimeter verschiedener Bauart mit Angabe der Genauigkeit	110
Tabelle 19: Geforderte Genauigkeiten bei gravimetrischen Geländemessungen	110
Tabelle 20: Die aus Abbildung 37 zusammengestellten Meßergebnisse. Spezifischer elektrischer Scheinwiderstand in Ohm.m.	132

Tabelle A.1: Petrophysikalische Parameter der häufigsten Gesteine bzw. der im Zusammenhang mit Altablagerungen anzutreffenden lithologischen Einheiten	I
--	---

Tabelle A.2: Problemstellungen und Methodeneinsatz bei der Erkundung von Altablagerungskörpern	V
--	---

Tabelle A.3: Naturräumliche Störeinflüsse geophysikalischer Messungen	VI
---	----

Tabelle A.4: Anthropogene Störeinflüsse geophysikalischer Messungen	VIII
---	------

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 1: Dichtewerte von Sedimenten im Bereich der Erdoberfläche	18
--	----

Abbildung 2: Strom-Spannungsverteilung für Vier-Elektrodenanordnung bei homogenem Untergrund	22
--	----

Abbildung 3: Verschiedene Elektrodenanordnungen der elektrischen Widerstandsmethoden	24
--	----

Abbildung 4: Prinzip der Widerstandskartierung	26
--	----

Abbildung 5: Prinzip der Widerstandssondierung	30
--	----

Abbildung 6: Beispiele für Widerstands-Sondierungskurven	37
--	----

Abbildung 7: Funktionsprinzip der EMI-Messung	41
Abbildung 8: Horizontale und vertikale Dipolanordnung bei EM-Messungen	43
Abbildung 9: Unterschiedliche Ansprecharten der beiden Dipolkonfigurationen bei Geonics EM31	45
Abbildung 10: Nachweis unterirdischer Leitungen mit der elektromagnetischen Sonde EM31	47
Abbildung 11: Abweichungen der gemessenen Leitfähigkeit von der tatsächlichen Untergrundfähigkeit für die elektromagnetische Sonde Geonics EM31	50
Abbildung 12: Links: Prinzip des Georadars Rechts: Datenfluß bei Radaraufnahmen	53
Abbildung 13: Geschwindigkeitsbestimmung nach der x^2t^2 -Methode	59
Abbildung 14: Ausschnitt eines Radarprofils	66
Abbildung 15: Beispiel eines Radarprofils	67
Abbildung 16: Prinzipielle Unterschiede zwischen Reflexionsseismik und Refraktionsseismik	70
Abbildung 17: Beispiel für ein Refraktionsseismogramm einer 12-kanäligen Apparatur	71
Abbildung 18: Funktionsprinzip refraktionsseismischer Messung und Signalauswertung am Beispiel des ebenen Zweischichtfalles	73

Abbildung 19: Standardmäßige und besondere Geländeaufstellungen bei Refraktionsseismik	77
Abbildung 20: Nachweis verfüllter oder unverfüllter Hohlräume durch die Unterschießungsmethode	82
Abbildung 21: Das Prinzip der spiegelbildlichen Refraktorabbildung im x_t -Diagramm gilt für eine Erstbewertung	87
Abbildung 22: Vereinfachtes Zaundiagramm aus drei refraktionsseismischen Profilen (fiktives Beispiel)	88
Abbildung 23: Schematische Vektordarstellung des Erdmagnetfeldes	89
Abbildung 24: Die verschiedenen Komponenten des Erdmagnetfeldes in einem Punkt P	91
Abbildung 25: Diagramm zur Abschätzung der erreichbaren Nachweistiefe von Eisenteilen mit Hilfe geomagnetischer Messungen	97
Abbildung 26: Anomalieversetzung Δs bei geomagnetischen Messungen in Abhängigkeit von der Richtung des Totalfeldvektors	103
Abbildung 27: Das Schwerfeld der Erde	106
Abbildung 28: Funktionsprinzip von Gravimetern	109
Abbildung 29: Prinzip der Schleifmessung	111

Abbildung 30: Abschätzung des Mindestpunktabstandes s zur Auffindung zweidimensionaler Anomalien	113
Abbildung 31: Verbesserter Hohlraumnachweis durch Turmgradientenmessung	115
Abbildung 32: Erforderlicher Hohlraumdurchmesser zur Erzeugung einer Anomalie von $0,1 \times 10^{-6} \text{ m/s}^2$	117
Abbildung 33: Ansatz nach Nettleton zur Dichtebe- stimmung im Gelände: Bei richtiger Wahl der Reduktionsdichte darf die Bougueranomalie keine Abhängigkeit vom Geländere relief zeigen. Dies wird hier mit einer Dichte von 2.100 kg/m^3 erreicht.	119
Abbildung 34: Reduktion gravimetrischer Meßwerte	122
Abbildung 35: Abschätzung der Tiefenlage eines an- nähernd sphärischen Störkörpers	126
Abbildung 36: Mehrdeutigkeit gravimetrischer Mes- sungen. Vier verschiedene Störkörper gleicher Dichte in verschiedenen Tiefen erzeugen an der Erdoberfläche dieselbe Anomaliekurve.	127
Abbildung 37: Ergebnis einer geoelektrischen Sondie- rung auf einer Deponie im Marchfeld	131
Abbildung 38: Widerstandsprofile in Gletscherablage- rungen zum Zwecke eines Vergleiches elektromagnetischer und konventionel- ler Widerstandsmessungen	134

Abbildung 39: Übersichtsdarstellung der Ergebnisse der geomagnetischen, geoelektrischen und Bodenradar-Messung	137
Abbildung 40: Radarprofil einer Messung mit einer 80 MHz-Antenne; Unterscheidung unterschiedlicher Schüttungszonen aufgrund des Reflexionsverhaltens (durch Grabungen nicht bestätigt)	138
Abbildung 41: Isolinien gleicher elektrischer Leitfähigkeit; Gerät EM 34, 10 m Spulenabstand, Deutsch Wagram (Bereich 1)	141
Abbildung 42: Isanomalkarte der Totalintensität in nT; Deutsch Wagram (Bereich 1)	141
Abbildung 43: Lage des Meßfelds mit einer Rohrleitung (Stahl, DN 300) mit den aus den Einzelspuren bestimmten Lagepunkten und Vertikalschnitt durch die Spur 1 bei $y = 0$ m	143
Abbildung 44: Horizontalschnitt durch das Meßfeld in Abbildung 43 im Laufzeitbereich von 22 ns - 24 ns	144
Abbildung 45: Isolinienkarte der Bouguer-Anomalie für das gesamte Areal	148
Abbildung 46: Bestimmung der Untergrenzen künstlicher Schüttungen aus gravimetrischen Messungen und Bohrdaten	149

Abbildung 47:	Feststellung der Untergrenzen künstlicher Schüttungen. Vergleich von p-Wellen-Seismik, sh-Wellen-Seismik mit den Ergebnissen aus Bohrprofilen.	150
Abbildung 48:	Feststellung der Untergrenzen künstlicher Schüttungen entlang zweier Profile. Vergleich der p-Wellen-Seismik mit Bohrprofilen.	151
Abbildung 49:	Isolinienplan der Basis des Grundwasserleiters nach Ergebnissen von Widerstandssondierungen am Modellstandort Osterhofen	153
Abbildung 50:	Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen am Modellstandort Mühlacker a) Schichtenmodell für ein Meßprofil mit Geophonabständen von 2,5 m b) Schichtenmodell für ein Meßprofil mit Geophonabständen von 10 m	155
Abbildung 51:	Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen am Modellstandort Mühlacker a) Profilschnitt b) Seismogramm	156
Abbildung A.1:	Generalisierter Ablauf bei der geophysikalischen Erkundung einer Altablagerung mit zugehörigem Standard-Meßverfahren	IV

ALLGEMEINER TEIL

1. ZUSAMMENFASSUNG

Geophysikalische Oberflächenmessungen sind geeignet, Informationen hinsichtlich der Erkundung von altlastverdächtigen Flächen, d.s. Altablagerungen und Altstandorte, zu liefern.

In der vorliegenden Arbeit werden die folgenden geophysikalischen Erkundungsmethoden beschrieben:

- Geoelektrische Widerstandsmessung
- Elektromagnetische Induktionsmessung
- Radarmessung
- Refraktionsseismik
- Geomagnetik
- Gravimetrie.

Die Einsatzmöglichkeiten zur Unterstützung der Ermittlung des Gefahrenpotentials von altlastverdächtigen Flächen, im speziellen an Altablagerungen, werden verglichen. Für verschiedene Fragestellungen wie

- Ortung und laterale Abgrenzung eines Ablagerungskörpers
- vertikale Abgrenzung des Ablagerungskörpers, Erkundung von Tiefe und Beschaffenheit der Ablagerungssohle
- Erkundung des Internaufbaus des Ablagerungskörpers
- Erkundung der Umgebungsgesteine
- Erkundung der hydrogeologischen Verhältnisse
- Feststellung bestehender Emissionen gefährlicher Stoffe aus einer Ablagerung

wird dargestellt, welche geophysikalischen Methoden jeweils geeignet erscheinen, Aufschlüsse zu liefern. Zur Lösung der meist komplexen Problemstellungen wird in der Praxis ein besonderes Augenmerk auf eine flexible Methodenkombination zu legen sein.

Bei der Bearbeitung standen für die einzelnen Erkundungsmethoden auch die Aspekte der praktischen Durchführung und des Zeitaufwandes im Vordergrund.

2. EINLEITUNG

Die Altlastenproblematik rückte im Laufe der letzten Jahre mehr und mehr ins Interesse der Öffentlichkeit. Nicht zuletzt durch das Inkrafttreten des Altlastensanierungsgesetzes (1989) und durch die Novelle zum Wasserrechtsgesetz (1990) wird es in Zukunft verstärkt zu Untersuchungen an altlastverdächtigen Flächen kommen. Ziel dieser Untersuchungen muß es sein, die in Zusammenhang mit Altablagerungen und Altstandorten bestehenden und möglichen Umweltbeeinträchtigungen zu erkennen.

In zahlreichen Fällen sind bereits Grundwasserkontaminationen und andere durch Altablagerungen und Altstandorten verursachte Umweltschäden bekannt geworden. Diese Schadensfälle und die Tatsache, daß erst an einer geringen Zahl der bereits bekannten Verdachtsflächen (z.B. circa 5000 Altablagerungen) Untersuchungen durchgeführt wurden, verdeutlichen die Notwendigkeit der systematischen Aufarbeitung der Altlastenproblematik.

Unter den gängigen Methoden zur Erkundung von Ablagerungskörpern nehmen geophysikalische Messungen einen breiten Raum ein. Dies nicht zuletzt dadurch, als es sich um indirekte Meßmethoden handelt, die flächendeckende Daten bzw. Informationen geben können.

Zur Beantwortung der Fragestellungen im Rahmen von Gefährdungsabschätzungen an altlastverdächtigen Flächen ist der alleinige Einsatz von geophysikalischen Methoden nicht sinnvoll bzw. möglich.

Geophysikalische Untersuchungen liefern lediglich den Nachweis über Anomalien einer Meßgröße. Die Ursache der festgestellten Anomalien muß gemeinsam mit direkten, stichprobenartigen Untersuchungen (Bodenproben, Grundwasseranalysen

etc.) geklärt werden. Dieser Kombination der Methoden der Geophysik mit anderen Untersuchungsmethoden und einer integrierten Zusammenschau der Meßergebnisse kommen eine besondere Bedeutung zu.

Durch den Einsatz der vorgestellten Methoden kann in vielen Anwendungsfällen die eingehende Erkundung einer Verdachtsfläche durch direkte Untersuchungsmethoden gezielt geplant werden und kostengünstig erfolgen.

Außer den in den Kapiteln 5 bis 10 dargestellten Methoden können zur Lösung spezieller Probleme noch weitere geophysikalische Verfahren zur Altlastenerkundung eingesetzt werden. Beispielhaft ist auf die Bohrlochgeophysik, die Geothermie und die isotopenhydrologische Altersbestimmung zu verweisen.

Die vorliegende Veröffentlichung soll eine Hilfestellung bei der Verfahrensauswahl und bei der Interpretation von Meßergebnissen geben. Zur Unterstützung der Methodenauswahl bei definierten Fragestellungen in Zusammenhang mit Altablagerungen werden die Einsatzmöglichkeiten der geophysikalischen Methoden auch exemplarisch und schematisch dargestellt.

3. ALLGEMEINES

3.1 Fragestellungen im Zusammenhang mit Altablagerungskörpern

Ziel der Untersuchungen an Verdachtsflächen ist es, unterstützende Daten zur Abschätzung des von den Ablagerungen ausgehenden Gefahrenpotentials zu liefern. Die im Zusammenhang mit dem Einsatz geophysikalischer Meßmethoden auftretenden Fragestellungen lassen sich in folgenden Punkten zusammenfassen:

- Ortung und laterale Abgrenzung der potentiellen Altlast
- Vertikale Abgrenzung des Körpers. Erkundung von Tiefe und Beschaffenheit der Ablagerungssohle
- Internerkundung des Ablagerungskörpers bezüglich
 - * Volumen
 - * Klassifikation des Inhaltes (Art und Menge)
 - * Internstruktur (Materialverteilung)
 - * Lokalisierung von Einzelobjekten
- Laterale und vertikale Erkundung der Umgebungsgesteine
 - * Geologische Verhältnisse (Art und Verteilung der Gesteine) im Hinblick auf natürliche Barrieren
 - * Geotechnische Kenngrößen (Dichte, Klüftigkeit, Porosität, Kornverteilung, k_f -Wert etc.)

- Erkundung der hydrogeologischen Verhältnisse bezüglich
 - * Lage des Grundwasserspiegels
 - * Schwankungen des Grundwasserspiegels
 - * Grundwasser-Fließrichtung
 - * Grundwasser-Bilanz
 - * Grundwasser-Beschaffenheit

- Aktuelle (meßbare) oder potentielle (aus den Standortbedingungen ableitbare) Umlandkontamination
 - * Kontaminierte Medien (Boden, Luft, Wasser)
 - * Kontaminationswege und -träger (Sickerwasser, Bodengas)
 - * Richtung und Ausdehnung der Abströmfahne
 - * Art und Konzentration der Kontaminanten

- Sicherheitsfragen am Standort (Geländepersonal)
 - * Radioaktive Abfälle
 - * Gefährdung durch giftige Gase, Explosionsgefahr

3.2 Ziel der Arbeit

In der vorliegenden Arbeit werden die folgenden oberflächen-geophysikalischen Erkundungsmethoden, die sich für routinemäßigen Einsatz zur Lösung vorliegender Fragestellungen anbieten, einer vergleichenden Beschreibung unterzogen:

- Geoelektrische Widerstandsmessungen
- Elektromagnetische Induktionsverfahren
- Radarmessungen
- Refraktionsseismik
- Gravimetrie
- Geomagnetik.

Wesentliche Kriterien der Beschreibung bzw. im Vergleich der Methoden sind unter anderem

- die Aspekte der praktischen Durchführung der Geländemesung
- die Einsatzmöglichkeiten
- die Grenzen und einschränkende Randbedingungen
- Kosten, Zeitaufwand und
- Methodenkombination bzw. -abfolge.

3.3 Gliederung der Arbeit

Zur Klärung allgemeiner Fragen und zum besseren Verständnis der Ausführungen wird eine Erklärung und eine Größenordnungsabschätzung der bei den Untersuchungsmethoden relevanten petrophysikalischen Kenngrößen gegeben.

Bei der detaillierten Beschreibung der einzelnen Meßmethoden wurden Aspekte der praktischen Anwendung in den Vordergrund gestellt. Um die Übersichtlichkeit und eine rasche Lesbarkeit zu gewähren, wurde versucht, folgendes Grundschema einzuhalten:

- Meßprinzip
- Praktische Aspekte
- Anwendungsmöglichkeiten
- Grenzen, Fehlerquellen
- Auswertung und Präsentation
- Personal- und Zeitaufwand.

Im jeweiligen Unterkapitel "Anwendungsmöglichkeiten" wird eine kurze Beschreibung der routinemäßigen Einsatzbereiche jeder Methode gegeben. Die dabei in Klammern angeführte Zahl bezieht sich auf den Schlüssel in Tabelle A.2 (siehe Anhang A).

Im Anschluß an die Methodendarstellung erfolgt eine tabellarische Zusammenstellung der wesentlichsten Fakten nach verschiedenen Gesichtspunkten. Dabei soll ein zusammenfassender Überblick über Möglichkeiten, Grenzen und die Kombination bzw. einen abgestuften Einsatz der Methoden gegeben werden.

3.4 Klassifizierung der Erkundungsmethoden

Die Methoden, die im Ingenieurbereich allgemein und auf Alt-ablagerungen im besonderen zum Einsatz kommen, lassen sich nach dem Gesichtspunkt des Angriffs am Untersuchungsobjekt in zwei Gruppen einteilen:

Gruppe I - Indirekte Methoden

Diese erlauben eine zerstörungsfreie Erkundung des Zielobjektes ohne Materialentnahme (Fernerkundung i.w.S.). Die Gewinnung der Meßwerte erfolgt unter in-situ-Bedingungen. Die geophysikalischen Oberflächenmessungen gehören in diese Gruppe genauso wie beispielsweise die Auswertung von Luftbildern.

Gruppe II - Direkte Methoden

Dazu gehören alle Untersuchungen, die Proben (Wasser, Luft, Feststoff) benötigen und so meist mit künstlichen Aufschlußverfahren (Bohrungen, Sonden, Schurfgräben etc.) verbunden sind. Die Messung kann am Standort oder im Labor erfolgen. Hierher sind Gas-, Wasser- und Feststoffentnahmen (Boden, Gestein, Müll) zu zählen.

Direkte und indirekte Erkundungsmethoden sind nicht als alternative oder miteinander konkurrierende Verfahren zu betrachten, sie sollten vielmehr unter dem Gesichtspunkt maximaler Informationsbeschaffung bei minimiertem Zeit- und Kostenaufwand kombiniert und einander ergänzend eingesetzt werden.

Bezogen auf geophysikalische Untersuchungsmethoden haben sie, je nach Fragestellung, folgende Vor- oder Nachteile:

Indirekte Methoden

- Rasche, aussagekräftige Ergebnisse bei relativ geringem materiellen Aufwand.
- Die Meßwerte stellen integrale Größen über größere Bereiche des Untergrundes dar, es ist also weitgehende Flächen- bzw. Volumsrepräsentanz gegeben.
- Die Meßwerte sind vielfach keine absoluten Größen, sondern Verhältniszahlen.
- Einzelergebnisse sind meist mehrdeutig, liefern jedoch durch Methodenkombination oder Zusatzinformation korrekte Modelle des Untergrundes.

Indirekte Verfahren werden am effektivsten in frühen Erkundungsphasen eingesetzt, wenn noch wenig Information über einen Standort vorhanden ist oder Information möglichst rasch und flächendeckend beschafft werden soll.

Direkte Methoden

- Sie liefern eindeutige Meßwerte, die jedoch nur für die nähere Umgebung der Probenahmepunkte Gültigkeit haben. Geringere Flächen- bzw. Volumsrepräsentanz.
- Aus wirtschaftlichen Gründen kann der Meßpunktraster nicht beliebig verdichtet werden.
- Durch die nötigen Aufschlußarbeiten kann Wegigkeit für Kontaminaten geschaffen werden (z.B. Anbohren von Ölfässern).

Der Einsatz direkter Verfahren empfiehlt sich erst nach genauer Lokalisierung bzw. Spezifizierung eines Problems, sie sind als Vorerkundungsmethoden nur bedingt wirtschaftlich einsetzbar.

Methodenkombination

Der gezielte kombinierte Einsatz der beiden Methodengruppen, jedoch auch Methodenkombination innerhalb einer Gruppe, führt im allgemeinen zu einer hohen Informationsdichte.

Zielsetzungen durch Methodenkombination und Einsatz geophysikalischer Methoden sind

- ein gezielter, genau lokalisierter Ansatz von Bohrungen nach geophysikalischer Vorerkundung (Minimierung der Bohrpunkte)
- die Kalibrierung der geophysikalischen Messungen an Bohrprofilen
- die Vernetzung von Bohr- und Sondierungspunkten durch geophysikalische Oberflächenmessungen (Möglichkeit flächendeckender Aussagen)

- die gegenseitige Kontrolle einzelner Meßverfahren und
- eine Erweiterung des Informationsspektrums zu bestimmten Fragestellungen gegenüber einer beschränkteren Aussagekraft bei der Anwendung einer Methode.

Unter dem Gesichtspunkt der flexiblen Methodenkombination in Abhängigkeit von den Standortbedingungen sollten auch alle später getroffenen Aussagen über standardmäßige Untersuchungsabläufe betrachtet werden.

Die im folgenden beschriebenen Methoden stellen zum Großteil indirekt gemessene Informationen über die Untergrundverhältnisse zur Verfügung. Sie sind somit immer mit Unsicherheiten behaftet bzw. nur unter bestimmten Annahmen oder für einen bestimmten Bereich als repräsentativ anzusehen. Angaben über die gesetzten Annahmen und die unter diesen Bedingungen erzielte Signifikanz der Ergebnisse sollten daher in Projektdokumentationen und Endberichten jedenfalls enthalten sein.

SPEZIELLER TEIL

4. PETROPHYSIKALISCHE KENNGRÖSSEN

Voraussetzung für die Anwendbarkeit geophysikalischer Meßverfahren ist ein meßbarer Kontrast der jeweiligen Kenngröße zwischen einer altlastenverdächtigen Fläche und ihrer Umgebung. Das heißt, daß bei geophysikalischen Messungen sehr oft Relativwerte wichtiger sind als absolute Daten. Ziel jeder Messung, besonders jedoch der nachfolgenden Datenauswertung, ist es, diesen Kontrast zwischen Umgebung und dem "Störkörper" möglichst scharf herauszuarbeiten.

Die in dieser Arbeit beschriebenen geophysikalischen Meßverfahren beruhen auf folgenden petrophysikalischen Kenngrößen:

- Spezifischer elektrischer Widerstand
- Dielektrizitätskonstante
- Magnetisierbarkeit, magnetische Permeabilität
- Dichte
- Porosität
- Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen.

Eine Kurzbeschreibung und eine Darstellung des Größenordnungsbereichs dieser Gesteinsparameter für Altablagerungen und deren Umgebung wird im folgenden gegeben. Weitere Details, welche für Anwendungszwecke nicht von primärer Bedeutung sind, können der zitierten Literatur entnommen werden.

4.1 Spezifischer elektrischer Widerstand

Wird ein räumlich begrenzter Leiter von Gleichstrom durchflossen, so beschreibt das Ohm'sche Gesetz den Zusammenhang, daß die Stromstärke I und die zwischen den Leiterenden herrschende Spannung U proportional sind.

$$U = I \cdot R$$

Der Ohm'sche Widerstand R ist proportional der Länge b und umgekehrt proportional dem Querschnitt q des Leiters und enthält als maßgebende Leitereigenschaft den spezifischen elektrischen Widerstand ρ .

$$R = \frac{b}{q} * \rho$$

Der Kehrwert des spezifischen elektrischen Widerstandes ρ ist die spezifische elektrische Leitfähigkeit σ .

Einheiten: ρ ... Ohm.m

Einheiten: σ ... Mho/m (Siemens/m)

Da die Hauptgemengteile der meisten natürlich vorkommenden Gesteine sehr hohe spezifische Widerstände haben, also gleichsam elektrische Isolatoren darstellen, geschieht elektrische Leitung in Gesteinen vorwiegend elektrolytisch, d.h. durch die in den Poren enthaltene Feuchtigkeit.

In situ ist ρ von folgenden Faktoren abhängig:

- Porosität
- Wassersättigung
- Art und Konzentration der Porenflüssigkeit
- Tonanteil.

Untergeordnete Bedeutung besitzen Temperatur und Druck.

Höhere Porosität ist meist mit höherem Anteil an Porenwasser verbunden und bedeutet daher geringeren Widerstand.

Hochkonzentrierte Porenwässer haben geringen spezifischen Widerstand der Formation zur Folge.

Eine Ausnahme bilden Gesteine, die reich an Tonmineralen sind. Aufgrund von Oberflächenleitfähigkeit und Kationenaustauschfähigkeit dieser Tonminerale haben tonreiche Gesteine auch bei geringen Porositäten und geringen Wassersättigungen

kleine spezifische Widerstände. Der Grund liegt darin, daß bereits bei sehr geringem Wassergehalt (einige Molekülschichten) die an der Tonoberfläche adsorbierten Kationen mobilisiert werden und zur Leitfähigkeit beitragen.

Tabelle 1: Spezifische elektrische (Schein)Widerstände einiger Materialien in Ohm.m (MILLITZER et al., 1986; MILLITZER und WEBER, 1985; WALACH, 1987; COLLINS und SPILLMANN, 1984; McNEILL, 1980a). Die z.T. stark schwankenden Werte (besonders bei Sedimenten) resultieren aus wechselnder Wassersättigung der Gesteine. Die Werte gelten für gemäßigte Klimaverhältnisse.

Material	Spezifischer elektrischer Widerstand in Ohm.m
Granit	$10^3 \dots 10^6$
Basalt	$10^3 \dots 10^6$
Kalkstein	$10^2 \dots 10^5$
Sandstein	$10^1 \dots 10^4$
Schotter, Sande des Quartär, feucht bis trocken	500...5000
Schotter, Sande des Quartär, wassergesättigt	200...500
Tone, Lehme, Mergel, Löss	$10^1 \dots 10^2$
Bodenmaterial (oberster Verwitterungsbereich je nach Tonanteil und Feuchtigkeit)	$10^2 \dots 10^3$
Grobklastisches Moränenmaterial	$10^3 \dots 10^4$
Hausmüll, verdichtet, wassergesättigt bis trocken	10...100
Bauschutt, bergfeucht bis trocken	150...1000
Sickerwässer aus Hausmüll	0,9...1,3
Unkontaminiertes Grund- oder Oberflächenwasser	30...60

Gefrorener Boden besitzt Leitfähigkeiten nahe Null, bei Tonanteil bleibt eine nicht unbeträchtliche Leitfähigkeit auch bis zu Temperaturen unter - 10 °C erhalten (McNEILL, 1980a).

Da Altablagerungen meist höhere Porosität aufweisen als die Gesteine in ihrer Umgebung und ihr Sickerwasser durch Lösungsvorgänge aus dem Müll hochkonzentriert an Ionen ist, sind deutlich niedrigere spezifische Widerstände als in natürlichen Umgebungsgesteinen zu erwarten.

Der spezifische Widerstand ist die Kenngröße bei den elektrischen Widerstandsverfahren (Kartierung und Sondierung). Bei Methoden mit elektromagnetischer Signalankopplung limitiert seine Größe die mögliche Eindringtiefe der Erkundung (kleiner Widerstand bedeutet geringe Eindringtiefe).

4.2 Dielektrizitätskonstante

Die relative Dielektrizitätskonstante ϵ_r ist ein Maß für die Polarisierbarkeit eines Stoffes im elektrischen Feld. Sie ist eine dimensionslose Materialkenngröße (Quotient aus Kapazität eines Kondensators, einmal mit entsprechendem Material und einmal mit Luft als Dielektrikum).

Trockene Sedimente besitzen Dielektrizitätskonstanten zwischen 3,5 und 12,5 (MILLITZER und WEBER, 1985).

Wasser hat aufgrund der Dipolstruktur des H_2O -Moleküls die hohe Dielektrizitätszahl 81.

Die Dielektrizitätskonstante natürlicher Gesteine hängt im wesentlichen von

- der Frequenz des elektromagnetischen Feldes und
- dem Wassergehalt des Sediments

ab.

Sie ist die zentrale Kenngröße bei Radarmessungen. Sie hat generell die Bedeutung einer limitierenden Größe für die Eindringtiefe elektromagnetischer Wellen. Die stärksten Dämpfungen erfahren hochfrequente elektromagnetische Wellen in wassergesättigten Sedimenten (vgl. Kap. 7).

Tabelle 2: Relative Dielektrizitätskonstanten einiger Medien
(ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, 1983; Werte in
<> aus MILLITZER und WEBER, 1985).

Material	Relative Dielektrizitätskonstante
Granit	5,6 - 8
<Kalkstein	7 - 10>
<Wasser	81>
<Eis	4>
<Luft	etwa 1>
Gefrorener Boden	4 - 11
Sand trocken	4 - 6
Sand wasserführend	bis 30
Silt, Ton wasserführend	8 - 25

4.3 Magnetisierbarkeit

Die Kenngröße der Magnetisierbarkeit (Suszeptibilität) k gibt an, wie stark ein Material Magnetisierung durch ein äußeres Feld anzunehmen vermag. Das äußere Magnetfeld ist im Fall der Angewandten Geophysik das natürliche Erdfeld.

Die relative magnetische Permeabilität μ_r ist ein Maß für die magnetische Flußdichte in einem Material bei Anlegen eines äußeren Magnetfeldes im Vergleich zur Permeabilität in Luft.

Beide Größen sind dimensionslos.

Nach Größe und Vorzeichen dieser beiden Kennzahlen teilt man Stoffe in (MILLITZER et al., 1986):

Diamagnetika: $k \ll 0$
 $\mu < 1$

Paramagnetika: $0 < k \ll 1$
 $\mu > 1$

Ferromagnetika: k meist > 1

$\mu > 1$

Ferromagnetika behalten ihre Magnetisierung im Gegensatz zu den beiden anderen Gruppen auch nach Abschalten des äußeren Feldes bei (Remanenz).

Liegen Körper mit hoher Magnetisierbarkeit (Ferromagnetika, wie z.B. Autowracks, Fässer etc.) im Untergrund, so wird die Symmetrie des Erdmagnetfeldes an der Erdoberfläche durch sie verzerrt. Die auftretenden Anomalien im Erdmagnetfeld werden gemessen und liefern Aussagen über Art und Struktur des Störkörpers im Untergrund. Voraussetzung ist auch hier wieder eine genügend große, lokal abgrenzbare Verzerrung des Magnetfelds, d.h. die magnetisierbaren Teile müssen in genügender Menge und nicht zu großer Tiefe vorliegen.

Tabelle 3: Magnetischer Störfeldgradient als Beispiel eines abgeleiteten Kartierungsparameters (WALACH, 1989)

Material	Gradient in nT/m
Quartäre und tertiäre Sedimente, Bodenmaterial (Schotter, Sand, Ton, Lehm etc.) (trocken bis wassergesättigt)	unter 5
Deponiematerial (trocken bis wassergesättigt)	50 - 100

4.4 Dichte, Porosität

Die Dichte (ρ) eines Körpers ist definiert als Quotient aus Masse (m) und Volumen (V).

$$\rho = \frac{m}{V}$$

Die Einheit der Dichte ist kg/m^3 . Für praktische Anwendungen sind zwei Dichtebegriffe voneinander zu unterscheiden, die Reindichte und die Raumdichte.

Reindichte

Sie ist die eigentliche physikalisch definierte Dichte und stellt den Quotienten aus Masse und Volumen der porenfreien Festsubstanz eines Körpers dar.

Raumdichte

Die Raumdichte bezieht Porosität, Art und Grad der Porenfüllung des Körpers mit ein. Sie ist also die tatsächliche Dichte eines natürlich vorkommenden Gesteins.

Man unterscheidet zwei Arten von Raumdichte:

- Trockenraumdichte (Korndichte):

Masse der Probe bezogen auf ihr Gesamtvolumen. Poren luftgefüllt. Die Probe wird vor der Dichtebestimmung normgerecht getrocknet.

- Feuchtraumdichte:

Masse der feuchten Probe bezogen auf ihr Gesamtvolumen.

Die Feuchtraumdichte entspricht den in situ-Bedingungen, sie repräsentiert die bergfeuchte Probe.

Die Gesteinsdichte hängt generell von der Kompaktion und somit von der Überlagerungstiefe ab. Bei lockeren, porösen oder klüftigen Gesteinen zeigt sich deutliche Dichtezunahme mit der Tiefe, die Dichtewerte von kompakten Festgesteinen geringer Klüftigkeit sind in den hier betrachteten oberflächennahen Bereichen in erster Näherung unabhängig von der Überlagerung.

Die Dichte von Ablagerungsmaterial wird bestimmt von:

- Art des Materials
- Kompaktion (Alter, Art des Einbaus, Lagerungstiefe).

Aus Abbildung 1 und Tabelle 4 ist ein deutlicher Dichtekontrast in der Größenordnung von $400 - 1.000 \text{ kg/m}^3$ zwischen Deponiematerial und umgebenden bergfeuchten Sedimenten erkennbar. Die Dichten von feuchtem Ablagerungsmaterial liegen um 1 t/m^3 , jene trockenen Materials um $0,6 \text{ t/m}^3$. Durch diesen Unterschied wird der erfolgreiche Einsatz von gravimetrischen Meßmethoden auf Altablagerungen möglich.

Aus den Abbildungen ist außerdem erkennbar, daß die Dichtewerte von Deponiematerial starke Schwankungen in Abhängigkeit davon zeigen, ob eine Rottephase der Deponierung vorangeschaltet wurde oder nicht.

Gestein	Dichte in 10³ kg/m³									
	Mittel 1,0	1,2	1,4	1,6	1,8	2,0	2,2	2,4		
Braunkohlen	1,2									
Feinsand, trocken	1,5									
Feinsand, bergfeucht	1,8									
Feinsand, naß	2,0									
Mittelsand	1,7									
Mittelkies	1,8									
Kies, trocken	1,7									
Kies, naß	2,0									
Mergel	1,7									
Geschleibemergel	2,1									
Lehm, trocken	1,5									
Lehm, naß	1,7									
Löß	1,7									
Schluff	1,8									
Ton, trocken	1,7									
Ton, naß	1,9									

Abbildung 1: Dichtewerte von Sedimenten im Bereich der Erdoberfläche (MILLITZER und WEBER, 1984)

Tabelle 4: Dichtewerte von Abfallstoffen aus fünfjährigem Langzeitversuch an künstlich angelegten Testdeponien (vereinfacht aus COLLINS und SPILLMANN, 1984)

Art des Mülls	bei Einbau		nach fünf Jahren	
	feucht	trocken	feucht	trocken
Hausmüll, hochverdichteter Einbau, Testdeponien mit vorangeschalteter Rotte enthalten	a = 0,87 s = 0,17 v = 0,69-1,17 n = 16	a = 0,52 s = 0,09 v = 0,40-0,68 n = 16	a = 1,06 s = 0,27 v = 0,81-1,56 n = 7	a = 0,60 s = 0,12 v = 0,44-0,87 n = 12
Hausmüll, hochverdichteter Einbau, Testdeponien mit vorangeschalteter Rotte nicht enthalten	a = 0,89 s = 0,18 v = 0,69-1,17 n = 12	a = 0,55 s = 0,09 v = 0,44-0,68 n = 12	a = 0,97 s = 0,16 v = 0,81-1,23 n = 6	a = 0,56 s = 0,08 v = 0,44-0,71 n = 10

a ... Mittelwert

v ... Variationsbreite

s ... Standardabweichung

n ... Probenanzahl

4.5 Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen

Durch eine künstliche Quelle (z.B. Hammer, Fallgewicht, Sprengung) werden Schwingungen im Untergrund erzeugt. Dabei entstehen vor allem drei Wellenarten (MILLITZER et al., 1986):

- Longitudinalwellen (p-Wellen)
- Transversalwellen (s-Wellen)
- Oberflächenwellen (Raleigh, Love).

Von Bedeutung sind in der Ingenieurgeophysik vor allem die Longitudinalwellen, der Einsatz von s-Wellen nimmt jedoch zu (siehe Kap. 8.3.7). Die Wellen breiten sich mit einer materialabhängigen Geschwindigkeit v im Untergrund aus und werden an Diskontinuitäten zum Empfänger refraktiert bzw. reflek-

tiert. Die Laufzeiten der einzelnen Signale liefern Auskunft über die Tiefenlage der Diskontinuitätsflächen und somit über die Struktur des Untergrundes.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit dieser Wellen im Untergrund hängt von dessen elastischen Eigenschaften und seiner Dichte ab. Diese beiden werden wiederum vor allem von folgenden Parametern beeinflusst:

- Material
- Porosität
- Wassergehalt
- Kompaktion (Verdichtung durch Überlagerung)
- Verfestigungsgrad (Kristallisationszementation aus Porenlösungen).

Das Material in Altablagerungen besitzt aufgrund hoher Porosität und geringer Dichte erwartungsgemäß niedrige Ausbreitungsgeschwindigkeiten und starke Dämpfung für seismische Wellen. Tabelle 5 zeigt die Geschwindigkeit der p-Wellen einiger Lockersedimente im Vergleich zum Deponiematerial. Die Geschwindigkeiten der s-Wellen betragen ein Drittel bis ein Fünftel der p-Wellen.

Die Tabellenwerte für Deponiematerial stellen aufgrund des verdichteten Einbaues eher Obergrenzen dar, es ist in Altablagerungen im allgemeinen mit noch niedrigeren Ausbreitungsgeschwindigkeiten zu rechnen (WALACH, 1987).

Obwohl die Geschwindigkeitsverteilung sehr von der Ablagerungstiefe abhängt und mitunter starken Schwankungen unterworfen ist, erkennt man in den meisten Fällen den geforderten nötigen Kontrast zwischen Ablagerung und Umgebung.

Tabelle 5: Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Longitudinalwellen in verschiedenen Materialien in m/s. Die Werte für Deponiematerial sind als Obergrenzen anzusehen. (MILLITZER et al., 1986; WALACH, 1987)

Material	Vp in m/s
Granit	4200 - 6200
Basalt	5000 - 6400
Kalkstein	2400 - 6200
Sandstein	1000 - 3400
Tonschiefer	2400 - 4800
Sand, trocken bis bergfeucht	200 - 1500
Sand, wassergesättigt	1500 - 1900
Ton	1000 - 2200
Luft	330
Wasser	1500
Hausmüll, verdichtet, trocken bis feucht	270 - 700
Hausmüll, verdichtet, wassergesättigt	1500 - 1700

5. WIDERSTANDSMETHODEN

5.1 Meßprinzip

Widerstandmeßverfahren (Widerstandskartierung und -sondierung) benötigen direkten Kontakt zum Untergrund, d.h. die Elektroden werden an der Bodenoberfläche angeordnet.

Über zwei Stromelektroden A und B wird Gleichstrom oder niedrigfrequenter Wechselstrom bekannter Größe in den Untergrund eingespeist. An zwei Potentialelektroden M und N wird die Potentialdifferenz (Spannung) des entstehenden elektrischen Feldes gemessen (Abb. 2).

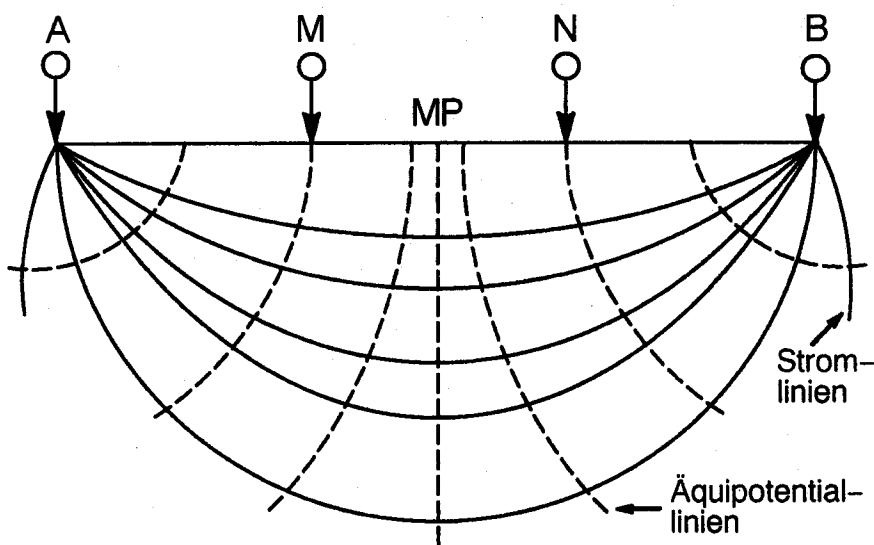


Abbildung 2: Strom-Spannungsverteilung für Vier-Elektrodenanordnung bei homogenem Untergrund (MILLITZER et al., 1986)

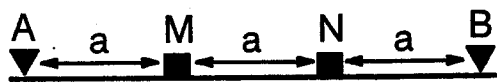
A, B ... Stromzuführende Elektroden
M, N ... Potentialelektroden
MP ... Meßpunkt

Die Anordnung der Elektroden wird vom Untersuchungszweck und von spezifischen Standortbedingungen bestimmt. Es werden meist lineare, symmetrische Anordnungen verwendet. Abbildung 3 zeigt einige in der Praxis häufig verwendete Elektrodenanordnungen.

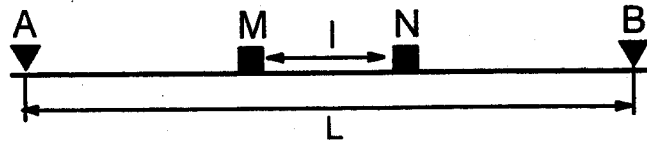
Stromstärke und Geometrie der Aufstellung sind bekannt, die Potentialdifferenz bei gegebener Geometrie wird gemessen, also kann der spezifische elektrische Widerstand des Untergrundes ermittelt werden.

Im Falle eines homogenen Untergrundes ergeben sich symmetrische Strom-Spannungsverhältnisse (siehe Abb. 2).

Abweichungen von der dargestellten Feldsymmetrie treten dann auf, wenn der Untergrund von Bereichen unterschiedlichen elektrischen Widerstandes aufgebaut wird. Solche Inhomogenitäten können durch wechselnden Wassergehalt, sich ändernde Salinität der Porenflüssigkeit oder schichtweisen Aufbau des Untergrundes verursacht werden. Auch örtlich konzentrierte metallische Leiter verzerren die Symmetrie.



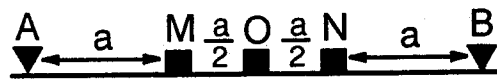
1. WENNER



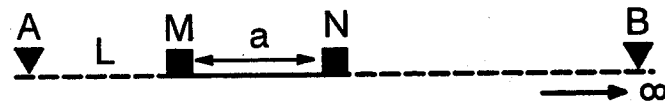
2. SCHLUMBERGER



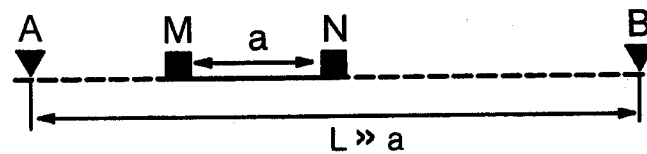
3. 5-Elektroden



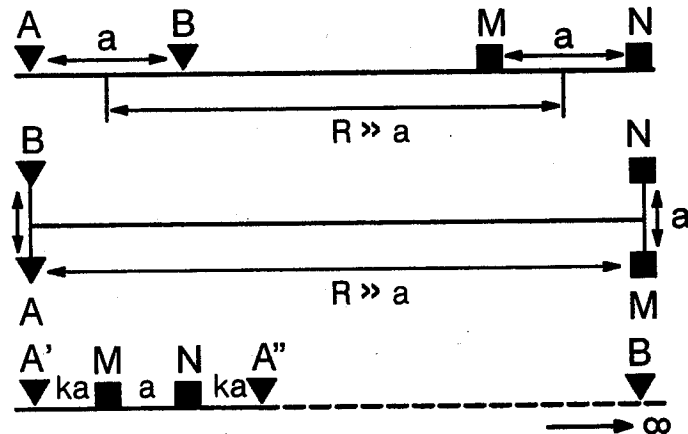
4. LEE



5. unsymmetrisch:
3-Elektroden



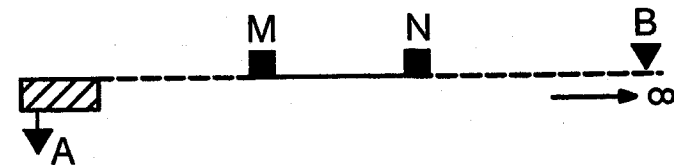
mittlerer Gradient



6. Dipolaxial

äquatorial

7. Fokussierende



8. Zwischenfelderkundung

Abbildung 3: Verschiedene Elektrodenanordnungen der elektrischen Widerstandsmethoden
(MILLITZER et al., 1986)

Die Eindringtiefe, d.h. die Mächtigkeit jener Schicht, welche den Meßwert beeinflusst, hängt von der Leitfähigkeit des Untergrundes, vom Elektrodenabstand und von der Elektrodenkonfiguration ab.

Bei beschriebener Meßkonfiguration und inhomogenem Untergrund stellt der Meßwert nicht den streng definierten spezifischen Widerstand einer Schicht dar, der bis zur Eindringtiefe konstant ist. Er ist vielmehr ein mittlerer Widerstand, gebildet aus den wechselnden Widerständen vieler Einzelbereiche. Der Begriff spezifischer elektrischer Widerstand ρ wird daher durch den Ausdruck spezifischer elektrischer Scheinwiderstand ρ_s ersetzt.

5.2 Praktische Aspekte der Widerstandskartierung

5.2.1 Definition

Eine Widerstandskartierung (Widerstandsprofilierung) liegt vor, wenn eine Elektrodenanordnung konstanten Abstandes entlang von Profilen versetzt wird. Dadurch wird die laterale Verteilung von ρ innerhalb der Erkundungstiefe untersucht (Abb. 4).

5.2.2 Geländeaufstellungen

Die Geometrie der Anordnung wird von Standortbedingungen und gewünschter Eindringtiefe bestimmt. Die WENNER-Anordnung ist aufgrund ihrer Eigenschaften Standard bei Kartierungsaufgaben. Sie kann durch ihre einfache Geometrie relativ leicht lateral versetzt werden. Die Auflösung nimmt mit der Auslage-länge ab. Die Meßwerte sind Mittelwerte über größere Bereiche. Liegen laterale Inhomogenitäten oder steilstehende Schichten vor, werden Dipol- oder asymmetrische Anordnungen empfohlen (MILLITZER und WEBER, 1985).

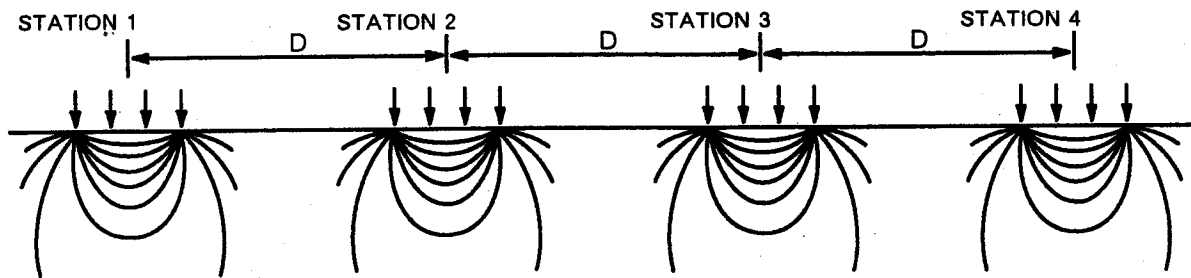


Abbildung 4: Prinzip der Widerstandskartierung. Eine unveränderte Elektrodenkonfiguration wird entlang von Profilen versetzt. Die Eindringtiefe ist konstant.

Profil- und Punktabstände (Meßgenauigkeit, Fehlerquellen siehe Kap. 5.4.5) sind vom Erkundungszweck (geforderte Auflösung) abhängig. Sie reichen vom m-Bereich (Detailerkundung) bis zum 10er m-Bereich (Übersichtsmessungen).

5.2.3 Erkundungstiefe

Die Eindringtiefe der WENNER-Anordnung liegt im Bereich des Meßintervalls a , d.h. bei etwa einem Drittel der Gesamtlänge AB .

Bei einem erwarteten Zweischichtfall sollte die Eindringtiefe etwa dem mittleren Tiefenniveau des zu erkundenden Horizonts entsprechen (MILLITZER et al., 1986).

5.3 Anwendungen der Widerstandskartierung

- Ortung und laterale Abgrenzung der Altablagerung

Gut geeignet zur ersten Übersichtserkundung einer lagemäßig nicht genau bekannten Verdachtsfläche. Widerstandsmethoden stellen generell (in Kombination mit magnetischen Messungen) die Standardmethode für Kartierungsprobleme dar. In letzter Zeit bedeuten jedoch die auf diesem Gebiet verbesserten elektromagnetischen Methoden eine starke Konkurrenz.

- Vorerkundung zur Widerstandssondierung

Eine Widerstandssondierung setzt laterale Konstanz des spezifischen Scheinwiderstandes in Richtung der Sondierungslinie voraus. Durch die Widerstandskartierung wird der lokale Trend des Widerstandes festgestellt und Sondierungen möglichst im Streichen der Widerstands-Isolinien durchgeführt.

- Erkennung der Abströmfahne kontaminierten Grundwassers

Wie im Kapitel 4.1 erwähnt, hängt der spezifische Widerstand eines Lockergesteinskörpers wesentlich vom Anteil und der Konzentration der Porenflüssigkeit ab. Deponiesickerwässer mit hoher Schadstoffkonzentration senken die Formationswiderstände der durchströmten Sedimente meist deutlich. Bei Kenntnis von Porosität und Wassersättigung kann die Konzentration des Sickerwassers abgeschätzt werden. Bei einfachen Untergrundverhältnissen und Kenntnis der Lage des Grundwasserspiegels können bei entsprechender Anordnung (Eindringtiefe) Bereiche unterschiedlicher elektrischer Scheinwiderstände festgestellt werden, die Hinweise auf Grundwasserkontaminationen, deren Ausbreitungsrichtung und

laterale Ausdehnung (Schadstoffahne) geben können. Zur weiteren Erkundung können dann gezielt Grundwassersonden gesetzt werden.

Widerstandsmessungen sind, anders als Magnetik oder Elektromagnetik, weder gegen ferromagnetische Körper (Hochspannungsmasten, Eisenzäune etc.) in der Umgebung, noch gegen induktive Störfelder (Stromleitungen etc.) empfindlich. Die Geländemeßwerte können bereits nach einfacher Auswertung zur Darstellung gebracht werden.

5.4 Praktische Aspekte der Widerstandssondierung

5.4.1 Definition

Von Widerstandssondierung spricht man, wenn bei konstantem Mittelpunkt die Elektrodenabstände längs einer Linie schrittweise vergrößert werden. Daraus resultiert zunehmende Eindringtiefe, d.h. man erhält ein Bild der vertikalen Widerstandsentwicklung unter dem Aufstellungsmittelpunkt (Abb. 5).

5.4.2 Geländeaufstellungen

Die Standardmethode bei Sondierungsaufgaben ist die Konfiguration nach SCHLUMBERGER (siehe Abb. 3). Hier sind die beiden Meßelektroden konstant mit sehr kleinem Abstand zueinander positioniert, lediglich die Stromelektroden werden schrittweise nach außen versetzt. Daraus resultiert die sehr gute Tiefenauflösung dieser Elektrodenanordnung.

5.4.3 Erkundungstiefe

Die Eindringtiefe bei Messungen mit der SCHLUMBERGER-Anordnung liegt bei etwa einem Sechstel der Auslagelänge AB. Daraus ergibt sich bei großen Eindringtiefen ein großer Platzbedarf.

5.4.4 Störungen der Geländemessung

Probleme entstehen durch die bei Sondierungsaufgaben zentrale Forderung nach lateraler Widerstandkonstanz. Ist diese nicht gegeben, so entsteht durch die laterale Inhomogenität beim Versetzen der Elektroden nach außen eine scheinbare vertikale Widerstandsänderung. Diese laterale Konstanz ist bei Aufgaben im Zusammenhang mit Altablagerungen aufgrund der Materialverteilung kaum gegeben. Außerdem kann man gezwungen sein, aufgrund großer Auslagelängen (geforderte Eindringtiefe groß) den Bereich des Ablagerungskörpers mit einem Teil der Meßanordnung zu verlassen, was zu starken Lateraleffekten führt.

Diesen Schwierigkeiten versucht man mit folgenden Maßnahmen zu begegnen (WALACH, 1987):

- gewinkelte Aufstellungen, Halbaufstellungen
- Fernelektrodenmessungen
- geringfügige Elektrodenversetzung
- Stern- bzw. Kreuzaufstellungen.

Durch die Knickung einer Aufstellung in der Mitte können Deponierandbereiche erreicht werden, die bei normaler Langaufstellung bereits in den Inhomogenitätsbereich fallen würden (die Aufstellung nach HUMMEL ist eine SCHLUMBERGER-Halbaufstellung).

Bei Fernelektrodenmessungen setzt man eine der Stromelektroden außerhalb der Deponie fest und läßt sie unverändert. Die dadurch etwas veränderte Geometrie kann rechnerisch berücksichtigt werden.

Eine Methode zur Beseitigung kleinräumiger Störungen (die Meßelektroden stehen auf sehr gutem oder sehr schlechtem Leiter) ist die Mehrfachmessung nach geringfügiger Elektrodenversetzung.

Die Kreuz- oder Sternaufstellung ist ebenfalls eine Mehrfachmessung. Bei ihr wird die Meßanordnung in einen definierten Winkel um ihren Mittelpunkt rotiert. Großräumigere Lateraleffekte können dadurch in ihrer Richtungsabhängigkeit erkannt werden. Der Meßfortschritt sinkt allerdings vor allem bei großen Auslagen deutlich. Kreuzaufstellungen werden daher meist nur bei einem Teil der Sondierungspunkte durchgeführt.

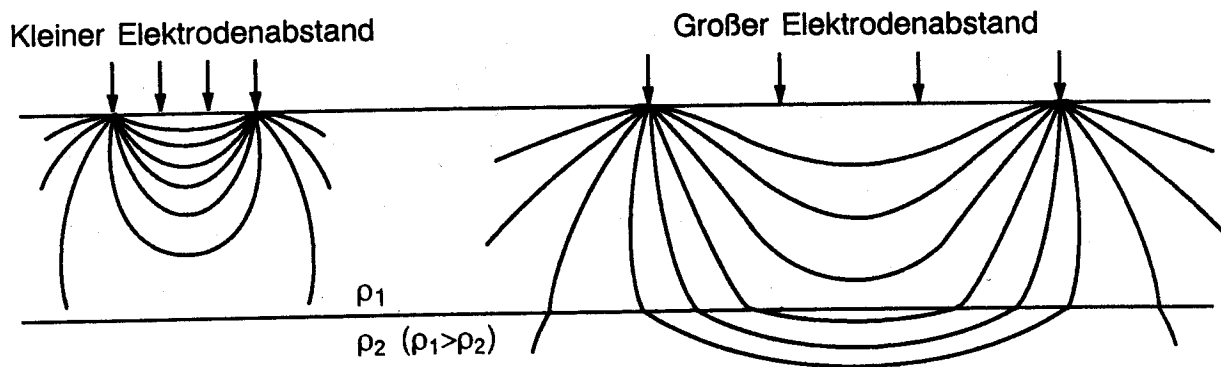


Abbildung 5: Prinzip der Widerstandssondierung. Je weiter der Elektrodenabstand wird, desto tiefere Schichten beeinflussen die Messung.

5.4.5 Meßgenauigkeit, Fehlergrenzen

Folgende Fehler sind bei Geländemessungen tolerierbar (gilt für Kartierung und Sondierung, kommt praktisch vor allem bei der Sondierung zum Tragen):

- Längenfehler in der Elektrodenpositionierung: $\pm 3\%$ von L
- Erlaubte Abweichung von der Profilrichtung: $\pm 20\%$ von L

L ist die Gesamtlänge der Elektrodenauslage der Stromelektroden (Abstand AB). Man erkennt, daß Hindernisse auf dem Profil unter Einhaltung der Genauigkeitsforderungen besser seitlich als durch Längsversetzung umgangen werden können. Bei Sondierungen ohne Kalibrierung an bekannten Profilen des Untergrundes ist mit Tiefenfehlern bis zu 20 % zu rechnen.

5.5 Anwendungen der Widerstandssondierung

- Erkundung der geologischen Verhältnisse

Aufgrund des hohen Widerstandskontrastes zwischen Schottern/Sanden und Schluffen/Tonen kann diesbezüglich eine gute vertikale Unterscheidung zwischen grundwasserleitenden (Sande, Schotter) und grundwasserstauenden Schichten (Schluffe, Tone) getroffen werden.

- Erkundung der Sohlverhältnisse an Altablagerungen

Die Tiefe der Deponiesohle kann festgestellt werden, da an der Grenzfläche Abfall/Untergrund Diskontinuitäten im spezifischen Widerstand zu erwarten sind. Kenntnis der geologischen Verhältnisse ist zur Interpretation nötig.

- Erkundung der Struktur des Ablagerungskörpers

Der Internaufbau des Ablagerungskörpers kann innerhalb bestimmter Grenzen festgestellt werden. Durch direkte Aufschlüsse (Schürfe etc.) des Ablagerungskörpers kann eine Kalibrierung der Sondierung stattfinden. Es können im folgenden auch allgemeine materialbezogene Aussagen getroffen werden.

- Erkennung der Grundwasserspiegellage

Die Höhe des Grundwasserspiegels ist eine der zentralen Fragen in Zusammenhang mit Altablagerungen. Der Grundwasserspiegel kann durch geoelektrische Sondierung in günstigen Fällen bestimmt werden, da starker Widerstandskontrast zwischen feuchten und wassergesättigten Sedimenten zu erwarten ist. Im unmittelbaren Deponiebereich werden die absoluten Widerstände deutlich niedriger und die Kontraste zwischen der wasserungesättigten und wassergesättigten Bodenzone sind meistens schwächer ausgebildet.

- Verfolgung vertikaler Sickerwässer

Ermöglicht die Widerstandskartierung die laterale Verfolgung einer Abströmfahne, so erkennt man durch Sondierung, ob Deponiesickerwässer bevorzugt vertikal austreten (bei stationären Grundwasserverhältnissen). Dies wird durch deutlich erniedrigte Widerstände im Liegenden der Ablagerung im Vergleich zum Umland dokumentiert.

5.6 Fehlerquellen, Grenzen der Widerstandsmethoden

Wenn nicht extra angeführt, gilt das Folgende sowohl für Kartierung als auch Sondierung.

- Nicht anwendbar bei hartem oder hochohmigem Untergrund

Widerstandsmessungen können nicht auf "versiegelten" Flächen eingesetzt werden (Beton, Asphalt, gefrorener Boden), da kein ausreichender Kontakt herstellbar ist. Untergrund mit sehr hohem spezifischen Widerstand verhindert das Eindringen der Ströme (z.B. trockener Kies). Hier kann durch Tränkung der Elektrodenumgebung mit Elektrolytflüssigkeit eine verbesserte Ankopplung erreicht werden.

- Kontrast Umland/Ablagerung zu gering

Der Widerstandskontrast zwischen Ablagerung und umgebenden Sedimenten ist besonders stark in grobklastischen Gesteinen (Schotter und Sande) über dem Grundwasserspiegel. Unter dem Grundwasserspiegel werden Absolutwerte und Kontraste schwächer, sind jedoch noch in ausreichendem Maß erkennbar.

Werden die umgebenden Sedimente jedoch von Feinklastika (Lehm, Ton, Schluff, Löss) gebildet, so kann der Kontrast zur Gänze verschwinden. Die spezifischen Widerstände dieser Gesteine liegen zum Großteil unter 100 Ohm.m. In einem solchen Fall wird die Anwendung der Widerstandssondierung zu keinen Ergebnissen führen.

Die Widerstandskartierung, d.h. laterale Abgrenzung des Ablagerungskörpers, ist hier dennoch bedingt einsetzbar, da nicht die Widerstandswerte, sondern deren horizontale statistische Variation der gemessenen Widerstandswerte dargestellt werden kann.

- Metallische Leiter im Untergrund

Das Vorhandensein von Metallrohren im Untergrund verzerrt die Meßergebnisse erheblich und kann zu Fehlinterpretationen führen.

- Meßfortschritt, Kosten, Personal

Geringer Meßfortschritt verbunden mit relativ hohem Aufwand an Geländepersonal ergibt die hohen Kosten von Widerstandskartierungen. Daher werden Übersichtskartierungen möglichst mit elektromagnetischen Induktionsmessungen durchgeführt.

- Hoher Platzbedarf, große Kabellängen

Aufgrund der Meßgeometrie benötigen Widerstandsverfahren große Auslagelängen. Durch Spezialaufstellungen kann dieses Problem zum Teil beseitigt werden. Lange Auslagen sind mit sehr großen Kabellängen verbunden und daher nicht immer einfach handhabbar.

- Laterale Inhomogenität

Nicht erkannte laterale Inhomogenitäten (z.B. Übergang Deponie/Umgebungsgesteine) täuschen bei Sondierungsaufgaben Änderungen im vertikalen Widerstandsprofil vor.

- Speziell bei Sondierung

Der Einfallswinkel der Schichtgrenzen soll möglichst flach sein (< 10 Grad).

Damit eine Schicht richtig erkannt wird, muß ihre relative Mächtigkeit (Quotient Schichtmächtigkeit zur Mächtigkeit der Überlagerungsschichten) zumindest 1 sein.

Da der Sondierungskurvenverlauf von Schichtmächtigkeit und spezifischem Widerstand abhängig ist, existieren bei Vorhandensein von n Schichten im Untergrund theoretisch 2^{n-1} Sondierungskurven. Durch Zusatzinformationen (Bohrungen, geologische Kenntnisse, Kenntnis des Widerstandes der obersten Schicht) muß aus dieser Kurvenschar die richtige Kurve selektiert werden.

5.7 Auswertung und Präsentation

Die mit einem Geometriefaktor für die jeweilige Elektrodenanordnung korrigierten Meßwerte werden präsentiert als:

- Widerstandsprofile
- Widerstands-Isolinienkarten
- Karten statistischer Variationsmaße
- 3d-Blockdarstellungen.

5.7.1 Widerstandskartierung

Die Isolinienkarten sollten die interpretierten Verläufe der lateralen Ablagerungsgrenzen enthalten. Liegt kein ausreichender Kontrast zwischen Umland und Ablagerungskörper vor, wird die Isoliniendarstellung der Widerstandswerte keine zufriedenstellende laterale Abgrenzung erlauben. In diesem Fall nützt man die stärkere Widerstandsheterogenität im Deponiekörper aus. Man wählt zur Kartierung anstelle der Widerstände abgeleitete Parameter (siehe Kap. 9.5.2). Dadurch wird auch bei geringem Kontrast eine laterale Abgrenzung des Deponiekörpers möglich (WALACH, 1987).

5.7.2 Widerstandssondierung

Abbildung 6 zeigt Sondierungskurven mit geologischer Interpretation. Man erkennt, daß an den Schichtgrenzen kein sprunghafter Übergang, sondern allmähliche Anpassung von einem zum anderen Widerstandswert erfolgt.

Die Auswertung von Sondierungskurven geschieht durch

- Vergleich mit Musterkurven
- rechnergestützte Auswertung.

Bei Vergleich mit Musterkurven wird die gemessene Sondierungskurve an die am besten passende Kurve einer Kurvenschar angelegt. Für jede dieser Kurven sind Werte für Widerstände und Mächtigkeiten der Schichten angegeben. Solche Kurvenscharen sind in Atlanten bis zu Vierschichtfällen erhältlich, EDV-gestützte Auswertung ermöglicht auch die Auflösung von mehr als vier Schichten. Allgemein läßt sich sagen, daß ein Modell mit möglichst kleiner Schichtanzahl anzustreben ist. Modelle mit mehr als sieben oder acht Schichten beinhalten bereits erhebliche Fehler und entsprechen, obwohl mathematisch richtig, oft nicht mehr den realen Verhältnissen.

Folgende Darstellungen der Ergebnisse sind üblich:

- Widerstands-Schichtmodell
- Ablagerungs-Schichtmodell (Gestein, Ablagerungsmaterial, Lage des Grundwasserspiegels).

Das zweite Modell ist sowohl das aussagekräftigere als auch das am meisten mit der Interpretation behaftete. Zusätzliche Kenntnisse über die geohydrologischen Verhältnisse oder Kalibrierung an eventuell vorhandenen Direktaufschlüssen des Untergrundes verbessern das Ergebnis.

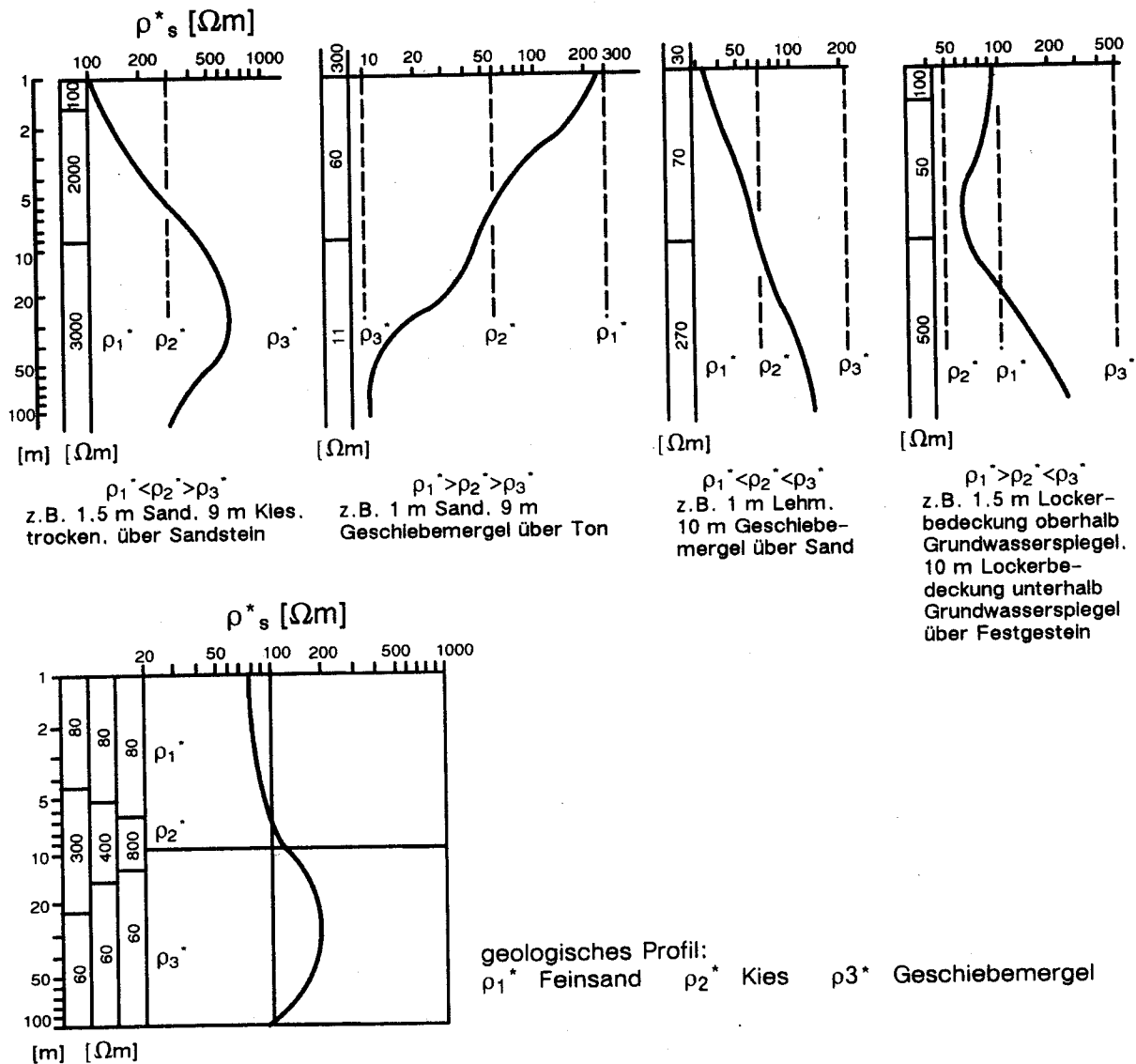


Abbildung 6: Beispiele für Widerstands-Sondierungskurven
(MILLITZER et al., 1986)

Abszisse: Spezifischer elektrischer Scheinwiderstand

Ordinate: Tiefe

Oben: Dreischichtfälle

Unten: Mehrdeutigkeit einer Kurve durch Äquivalenzprinzip (Kap. 5.6)

5.8 Zeit- und Personalaufwand

Widerstandskartierung

Der Personalaufwand im Gelände hängt vom gewählten Punktabstand d ab:

$d < 5 \text{ m} \rightarrow$ zwei Personen

$d > 5 \text{ m} \rightarrow$ vier Personen

Die Tagesleistung (WENNER-Anordnung) liegt bei 150 - 250 Meßpunkten. Bei einem Punkteabstand von 10 m (vier Personen sind nötig) ergeben sich täglich also zwei bis drei Profilkilometer.

Widerstandssondierung

Pro Tag sind mit einer maximalen Auslagelänge AB von 160 m etwa zehn bis fünfzehn Sondierungen durchführbar.

6. ELEKTROMAGNETIK

6.1 Meßprinzip

Die in der Angewandten Geophysik verwendeten elektromagnetischen Meßverfahren lassen sich prinzipiell drei Systemen zuordnen, nämlich

- Slingram
- Turam
- VLF (Very Low Frequency).

Die beiden ersten Methoden stellen Aktivmessungen dar, d.h. die Meßgeräte besitzen sowohl Sender als auch Empfänger. VLF-Instrumente sind Passivsysteme, sie haben nur eine Empfangseinheit.

Das Slingram-Meßsystem besteht aus zwei tragbaren Spulen, von denen eine als Sender elektromagnetischer Wellen, die andere als Empfänger wirkt.

Beim System Turam ist die Empfängereinheit ebenfalls tragbar, gesendet wird jedoch über lange, geerdete Kabel, welche in bis zu kilometerlangen Schleifen oder gestreckten Auslagen verlegt sind.

Die VLF-Methode nützt die Signale weltweit bestehender Langwellensender (kommerzielle oder militärische). Die verwendeten Sendefrequenzen liegen zwischen 10 und 30 kHz. Bei VLF ist also keine Signalerzeugung nötig, die Geländemessung kann allein mit einem Empfänger vorgenommen werden.

Metalldetektoren basieren ebenfalls auf der induktiven Messung von Metallen im Untergrund. Sie besitzen sehr limitierte Eindringtiefen (meist geringer als 2 m) und sind daher auf Altlasten eher beschränkt einsetzbar. Gute Erfolge werden bei der Lokalisierung von seichtliegenden metallischen Körpern erzielt (z.B. Aufspüren von Leitungen).

Alle Systeme beruhen auf elektromagnetischer Induktion (EMI). Die betrachtete Größe ist ein aus dem Senderfeld und dem durch Einlagerungen im Untergrund entstehenden Anomaliefeld resultierendes elektromagnetisches Wechselfeld.

Die hier beschriebene Methode basiert auf dem System Slingram. Die Frequenzen der verwendeten Wechselfelder liegen im 100er bis 10.000er Hz-Bereich.

EMI-Methoden sind geophysikalische Messungen ohne Bodenkontakt.

Sie sind vom Anwendungsbereich her mit den Widerstandsmethoden vergleichbar, besitzen jedoch bei der Lösung von Kartierungsproblemen die Vorteile raschen Meßfortschritts und geringer Abhängigkeit von der Oberflächenbeschaffenheit des Geländes. Demgegenüber sind EM-Sondierungen von schlechter Qualität bezüglich ihrer Vertikalauflösung.

Moderne Apparaturen sind so konstruiert, daß sie auf Änderungen in der spezifischen Leitfähigkeit ($= 1/\rho$) ansprechen.

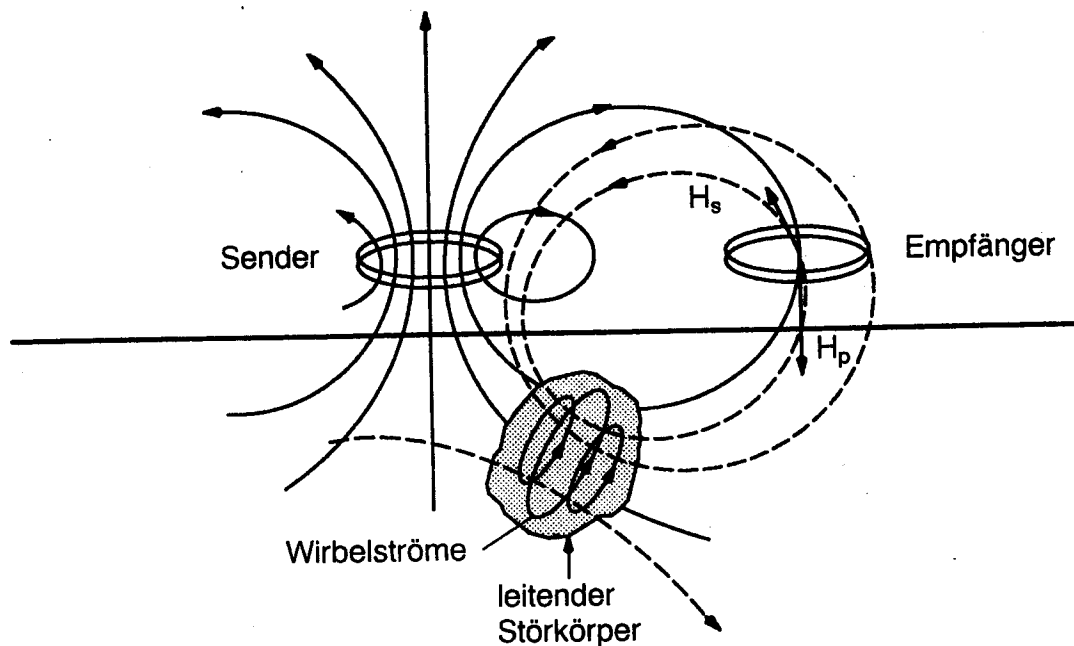


Abbildung 7: Funktionsprinzip der EMI-Messung. In der Empfangsspule wird das aus primärem und sekundärem Magnetfeld resultierende Feld gemessen.
(MILLITZER und WEBER, 1985)

In Abbildung 7 ist das Funktionsprinzip dargestellt. Die EMI-Sonde besteht aus einer Sende- und einer Empfangsspule, welche meist komplanar in bestimmter Horizontalentfernung voneinander angeordnet sind. Die Sendespule wird von einem primären Wechselstrom mit dem Magnetfeld H_p durchflossen. H_p erzeugt in der Empfangsspule ein elektromagnetisches Wechselfeld. Außerdem induziert H_p im Untergrund Sekundärströme, welche ein oszillierendes Magnetfeld H_s besitzen (Anomaliefeld). Stärke und Phase dieser Wechselströme sind vor allem von der Untergrundleitfähigkeit abhängig.

H_p und H_s ergeben durch ihre Überlagerung in der Empfangsspule ein resultierendes Wechselfeld H_r . H_s ist gegenüber H_p in seiner Phase verzögert. Der resultierende Feldvektor H_r beschreibt daher eine Polarisationsellipse.

Die Ellipse mit ihrem Kippwinkel und dem Achsenverhältnis a/b beschreibt Phase und Amplitude bzw. Real- und Imaginärteil des resultierenden Feldes und gibt somit Auskunft über die elektromagnetischen Eigenschaften des Untergrundes.

Alle folgenden Aussagen beziehen sich auf EM-Meßgeräte für spezifische ingenieurgeophysikalische Aufgaben. Die aufwendigeren Methoden der Explorationsphysik, welche zum Teil mit völlig anderen Anforderungen an Auflösungsvermögen und Eindringtiefe konfrontiert sind, werden hier nicht berücksichtigt.

6.2 Praktische Aspekte von EMI-Messungen

6.2.1 Meßgrößen, Einsatzbereich

Während Instrumente aus der Prospektionsgeophysik mehrere Parameter zur Auswertung verwenden (Kippwinkel oder Achsenverhältnis der Drehfeldellipse, Phasenverschiebung, Amplitudenverhältnisse), ermöglichen die kleineren, oft von einem Mann bedienbaren Instrumente für ingenieurgeophysikalische Aufgaben einerseits die Messung der Untergrundleitfähigkeit in mMho/m , andererseits die Größe der in Phase liegenden Komponente des resultierenden Magnetfeldes H_r (Lokalisierung metallischer Körper).

Im Leitfähigkeitsbereich zwischen 1 und 1.000 Millimho/m (1.000 bis 1 Ohm.m) und Sendefrequenzen von 1 bis 100 kHz herrscht Linearität in der Beziehung zwischen Untergrundleitfähigkeit und Stärke der induzierten elektromagnetischen Felder. Diese Voraussetzungen für die Einsetzbarkeit von EMI-Verfahren sind in den meisten Fällen gegeben.

6.2.2 Eindringtiefe, Meßgeräte

Die erreichbare Eindringtiefe hängt geräteseitig außer von der bei elektromagnetischen Messungen immer zu beachtenden Sendefrequenz von den zwei Faktoren

- Spulenabstand und
- Spulenorientierung

ab.

Bei tragbaren Geräten, die von einer Person bedient werden können, sind Sender- und Empfängerspule auf einer horizontalen Stange in einem vorgegebenem Abstand (1 bis 4 m) zueinander montiert. Lediglich die Spulenorientierung ist veränderbar. Die Spulen sind komplanar zueinander und werden in horizontaler oder vertikaler Dipolanordnung verwendet (Abb. 8). Bei Instrumenten mit größerer Eindringtiefe (zwei Personen sind nötig) sind verschiedene Sender-Empfänger-Abstände möglich (10, 20 und 40 m).

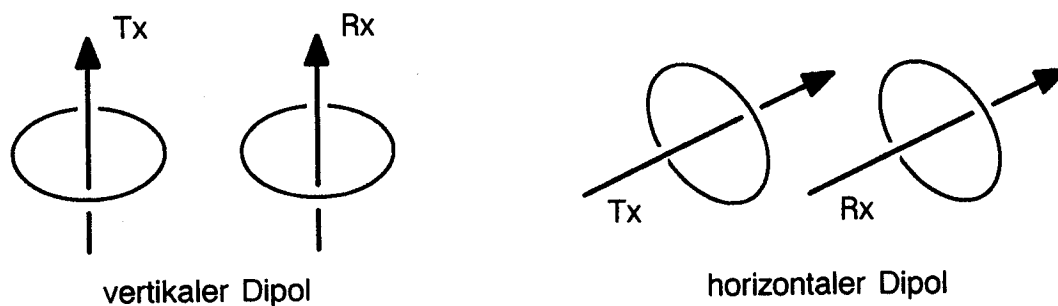


Abbildung 8: Horizontale und vertikale Dipolanordnung bei EM-Messungen

Generell steigt die Eindringtiefe der Meßanordnung linear mit dem Spulenabstand, bei gleichem Abstand erzielt die Anordnung mit vertikalen Dipolen die größere Eindringtiefe. Tabelle 6 zeigt eine Gegenüberstellung der beiden Dipolanordnungen. Tabelle 7 zeigt die Eindringtiefe in Abhängigkeit des Spulenabstandes und der Spulenkonfiguration.

Tabelle 6: Vergleich der Eigenschaften von vertikaler und horizontaler Dipolanordnung von Sender- und Empfängerspule bei EMI-Messungen mit: s ... Spulenabstand

Eigenschaft	Horizontaler Dipol	Vertikaler Dipol
Eindringtiefe	$0,75 \times s$	$1,5 \times s$
Empfindlichkeit gegenüber Einlagerungen an der Erdoberfläche (seichter als $0,1 \times s$)	maximal	fast Null
Empfindlichkeit gegenüber tiefliegenden Einlagerungen (tiefer als $1 \times s$)	gering	hoch
Empfindlichkeit gegenüber Fehlern in der Spulenausrichtung	gering	hoch

Tabelle 7: Erzielbare Eindringtiefe in Abhängigkeit von Spulenabstand und Spulenkonfiguration. Spulenabstände von gängigen Fabrikaten. (ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, 1983; McNEILL, 1980b)

Spulenabstand	Eindringtiefe bei	
	horizontalem Dipol	vertikalem Dipol
1 m	0,75 m	1,5 m
3,7 m	2,8 m	5,6 m
10 m	7,5 m	15 m
20 m	15 m	30 m
40 m	30 m	60 m

Der genaue Empfindlichkeitsverlauf der beiden Dipolkonfigurationen ist in Abbildung 9 dargestellt. Man erkennt, daß D_v am stärksten auf den 0,3 bis 0,6fachen Tiefenbereich des Spulenabstandes anspricht und gegenüber oberflächlichen Störungen unempfindlich ist. D_h hat ab Tiefenbereichen um den einfachen Spulenabstand nur etwa die halbe Empfindlichkeit wie D_v , ist jedoch gegen seichte Einlagerungen oder Objekte an der Deponieoberfläche sehr sensibel.

Die unterschiedlichen Ansprechcharakteristika der beiden Konfigurationen beinhalten bei Nichtbeachtung Fehlerquellen, ermöglichen jedoch bei gezieltem Einsatz eine Verbesserung der Ergebnisse.

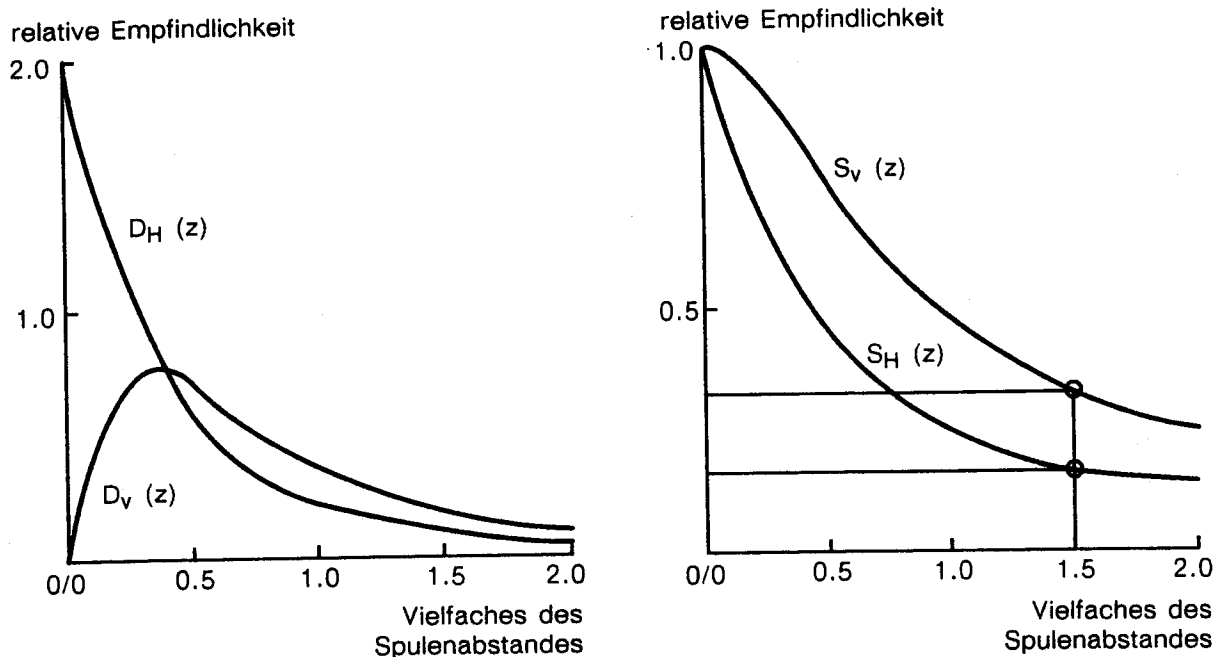


Abbildung 9: Unterschiedliche Ansprecharten der beiden Dipolkonfigurationen bei Geonics EM31

Links: Relative Empfindlichkeit (y-Achse) gegen Eindringtiefe. Die Eindringtiefe ist bei beiden Diagrammen auf Spulenabstand normiert. Vertikale Dipolanordnung zeigt im Tiefenbereich um 0,4 x Spulenabstand die höchste Empfindlichkeit, horizontale Dipolanordnung ist am empfindlichsten an der unmittelbaren Erdoberfläche.

Rechts: Summenkurve des Meßsignals (Anteil des Untergrundes unter einer bestimmten Tiefe am Meßsignal). Man erkennt die etwa doppelte Empfindlichkeit des vertikalen Dipols für größere Tiefen (z.B. bei vertikalem Dipol hat der Untergrund tiefer als 1,5 x Spulenabstand knapp 30 % Anteil am Gesamtsignal, bei horizontalem nur etwa 15 %). (McNEILL, 1980b)

6.2.3 Profil- und Punktabstände

Die Messungen können als kontinuierliche Profile oder als Punktmessungen durchgeführt werden. Kontinuierliche Aufzeichnung ist bis zu Erkundungstiefen von etwa 15 m möglich (ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, 1983).

Bezüglich der Meßpunktabstände d gilt ähnliches wie bei den Widerstandsmethoden. Sie liegen, je nach Aufgabenstellung, zwischen 5 und 50 m. Die Profilabstände betragen das Ein- bis Vierfache.

6.3 Anwendungen von EM-Messungen

EM-Methoden ermöglichen die Lösung derselben Kartierungsprobleme wie konventionelle Widerstandsmessungen bei deutlich geringerem Zeitaufwand. EM-Sondierungen werden aufgrund der schlechten Tiefenauflösung jedoch kaum durchgeführt. Hochohmiger Untergrund stellt für EM-Messungen keine Einschränkung dar, die Methoden funktionieren, im Gegensatz zu den Widerstandsmethoden, auch auf "versiegelten" Flächen (Asphalt, Beton). Messungen bis zur Erkundungstiefe von sechs Metern sind kabellos von einer Person durchführbar.

- Ortung und laterale Abgrenzung der Deponie

Aufgrund des geringen spezifischen Widerstandes innerhalb von Deponiekörpern sind diese von ihrer Umgebung durch rasche (wenige Stunden) Übersichtsmessungen gut abzugrenzen (siehe auch Kap. 5.3). Durch die kontinuierliche Meßwertaufzeichnung ist schon während der Geländemessung ein erstes Abstecken der Deponiegrenzen möglich.

- Lokalisierung metallischer Körper

Metallkörper sind ebenfalls durch Leitfähigkeitsmaxima erkennbar. Unterirdische Leitungen können unter Ausnutzung der verschiedenen Ansprecharten vertikaler und horizontaler Dipolkonfiguration sehr gut verfolgt werden.

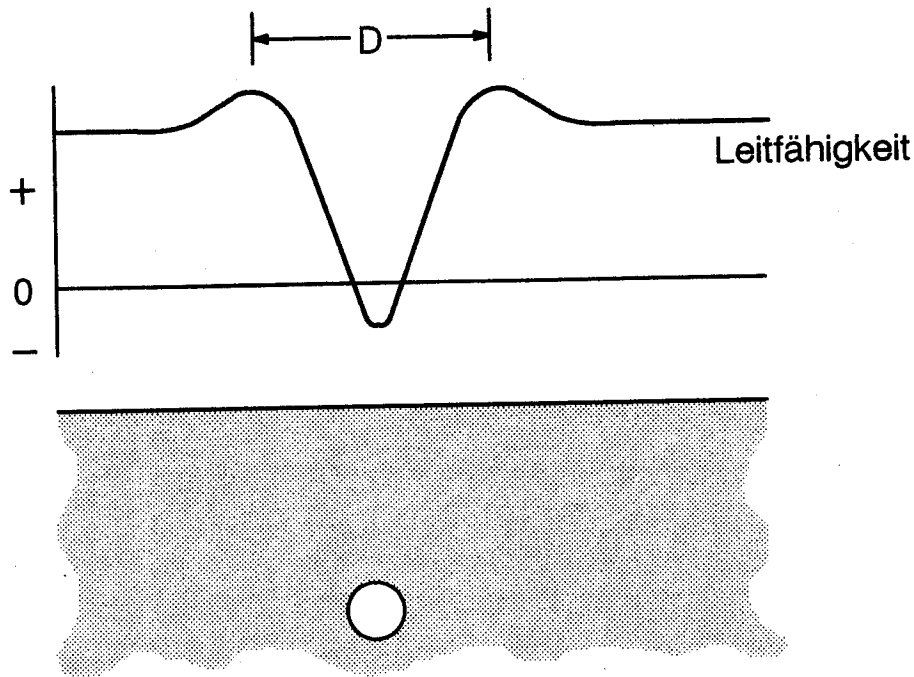


Abbildung 10: Nachweis unterirdischer Leitungen mit der elektromagnetischen Sonde EM31. Tiefenaussagen sind mit guter Genauigkeit möglich. Die laterale Verfolgung der Leitung ist durch die Möglichkeit der kontinuierlichen Ablesung leicht möglich. Der Abstand D ist in der Größenordnung der Tiefe der Leitung.

(GEONICS, 1984)

- Laterale Verfolgung von Abströmfahnen

Abströmfahnen kontaminierten Grundwassers zeichnen sich durch Leitfähigkeitsmaxima (hohe Ionenkonzentration) aus.

6.4 Fehlerquellen, Grenzen von EM-Messungen

- Begrenzte Sondierungsmöglichkeiten

Für Sondierungsprobleme (Internaufbau der Deponie, Feststellung des Grundwasserspiegels) sind EM-Meßverfahren kaum zufriedenstellend einsetzbar, sie besitzen aufgrund der beschränkten Anzahl von verfügbaren Spulenabständen ein schlechtes vertikales Auflösungsvermögen.

Man behilft sich, indem man pro Spulenabstand mit zwei Konfigurationen (vertikal und horizontal) und in zwei Meßebenen (Hüft- bzw. Bodenhöhe und Höhe Überkopf) mißt. Dadurch erreicht man bei Einsatz nur eines Meßinstrumentes mit drei möglichen Spulenabständen (10, 20, 40 m) pro Sondierungspunkt immerhin zwölf Meßwerte für den Tiefenbereich 7,5 bis 60 m. Trotzdem bleiben die Ergebnisse deutlich hinter denen der Widerstandssondierung zurück.

Zweischichtfälle sind immer lösbar. Nach Angaben des Herstellers können in günstigen Fällen auch 3- bis 4-Schichtfälle beherrscht werden (ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, 1983).

- Störanfälligkeit

Die beschriebenen EM-Messungen sind gegenüber lateralen Störungen außerhalb des einfachen Spulenabstandes unempfindlich. Durch elektromagnetische Felder oder metallische Körper (speziell horizontaler Dipol) im Bereich des einfachen Spulenabstandes entstehen jedoch Störungen (Hochspannungsleitungen, elektrische Zäune, Sendeanlagen, Schrotthaufen). Solche Einflüsse werden durch Drehen des Meßinstrumentes mit wiederholter Meßung erkannt.

Bei starkem Geländere relief (auch Bebauung) treten bei Spulenabständen über 20 bzw. 40 m durch die Geländemorphologie bedingte Störsignale auf. Konfigurationen mit größeren Spulenabständen sind störempfindlicher als solche mit kleinen, die horizontale Dipolanordnung ist anfälliger als die vertikale. Vor Gewittern kann die bestehende statische Elektrizität die Messung für kurze Zeit unmöglich machen.

- Begrenzter Einsatzbereich

Die Methoden sind nur im Bereich zwischen 1 und 1.000 mMho/m einsetzbar. Bei kleineren Leitfähigkeiten gelangt nicht genug Energie in den Untergrund, bei Leitfähigkeiten zwischen 500 und 1.000 mMho/m ist eine Korrekturrechnung möglich. Über 1.000 mMho/m ist keine Linearität zwischen der gemessenen scheinbaren Leitfähigkeit und der tatsächlichen Leitfähigkeit des Untergrundes gegeben (Abb. 11). Der möglich Meßbereich genügt jedoch für viele Anwendungen.

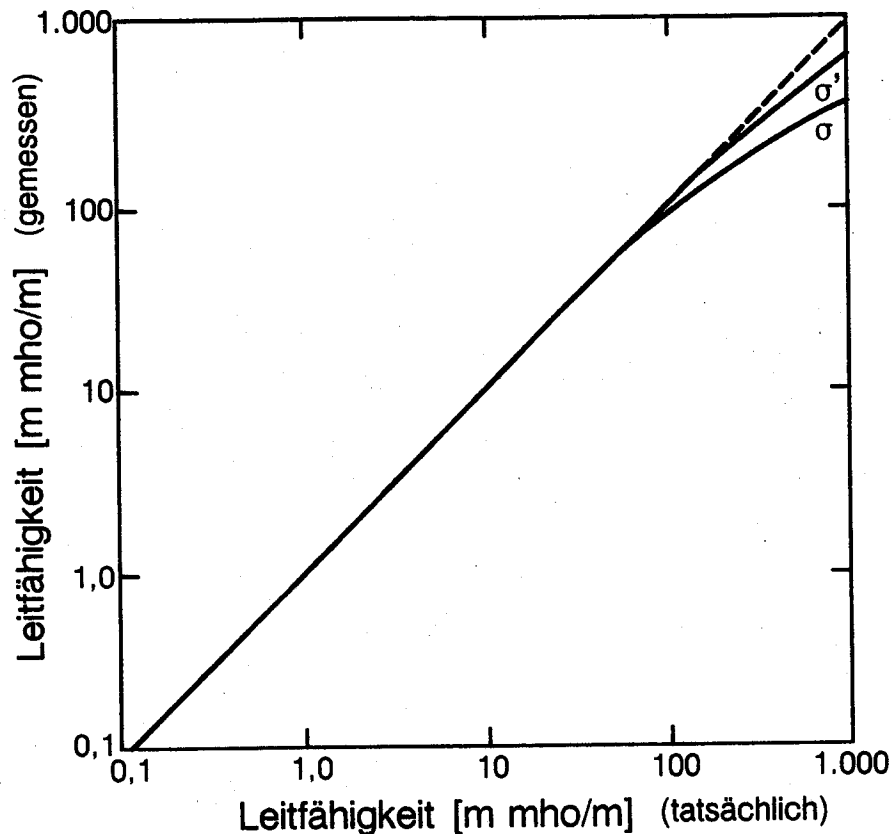


Abbildung 11: Abweichungen der gemessenen (durchgezogene Kurven) Leitfähigkeit von der tatsächlichen (strichlierte Kurve) Untergrundfähigkeit für die elektromagnetische Sonde Geonics EM31. Der identische Bereich wird über 100 mMho/m verlassen, bis 1.000 mMho/m ist eine rechnerische Korrektur möglich, darüber (nicht dargestellt) sinkt die angezeigte Leitfähigkeit mit steigender Untergrundleitfähigkeit (McNEILL, 1980b). " σ " bei horizontalen Dipolen, " σ' " bei vertikalen Dipolen.

6.5 Auswertung und Präsentation

Prinzipiell gilt hier dasselbe wie bei der Gleichstromkartierung. Die Ergebnisse von Kartierungsaufgaben werden als Isolinienkarten von σ oder von ρ dargestellt. Deponiegrenzen

und Bereiche mit zur Umgebung unterschiedlicher Leitfähigkeit (Metallkörper, kontaminiertes Grundwasser) sollten gekennzeichnet werden. Wichtig ist die Angabe des Meßpunkt- und Profilabstandes (Auflösung) sowie der gewählten Dipolanordnung und des Spulenabstandes.

Aus Dipolanordnung und Spulenabstand ist erkennbar, für welchen Tiefenbereich die Meßwerte repräsentativ sind bzw. wie hoch innerhalb dieses Bereiches der Anteil einzelner Tiefenabschnitte ist.

Sondierungsaufgaben werden nach Musterkurven oder einfachen mathematischen Verfahren ausgewertet. Bei Zweischichtfällen werden gute Ergebnisse erzielt.

6.6 Zeit- und Personalaufwand

Bei geforderter Eindringtiefe bis 10 m kommt ein von einer Person bedienbares Gerät zum Einsatz, bei größeren Tiefen sind zwei Personen zur Messung nötig. Die Tagesleistung liegt zwischen 100 bis 300 Punkten bei größerer Eindringtiefe bzw. bis 500 Punkten bei kleinerer Eindringtiefe.

7. GEORADAR

7.1 Meßprinzip

Das Georadar (Radarsondierung, Bodenradar, Gesteinsradar) ist eine der jüngsten Methoden der Angewandten Geophysik. Sie wurde Ende der siebziger Jahre für Anwendungen der Ingenieur-geophysik modifiziert und erst in jüngster Zeit im Problemkreis Altablagerungskörper eingesetzt.

Dem Georadar liegt das Impulsradarprinzip zugrunde, d.h. hochfrequente elektromagnetische Wellen werden vor der Sendeanenne der Radarsonde als Impulse in den Untergrund abgestrahlt. Die Wellen werden an Reflektoren (Diskontinuitäten der relativen Dielektrizitätskonstante) wieder nach oben reflektiert und gelangen an den Empfänger der Sonde. Meßgröße ist die Zweiweglaufzeit der Wellen:

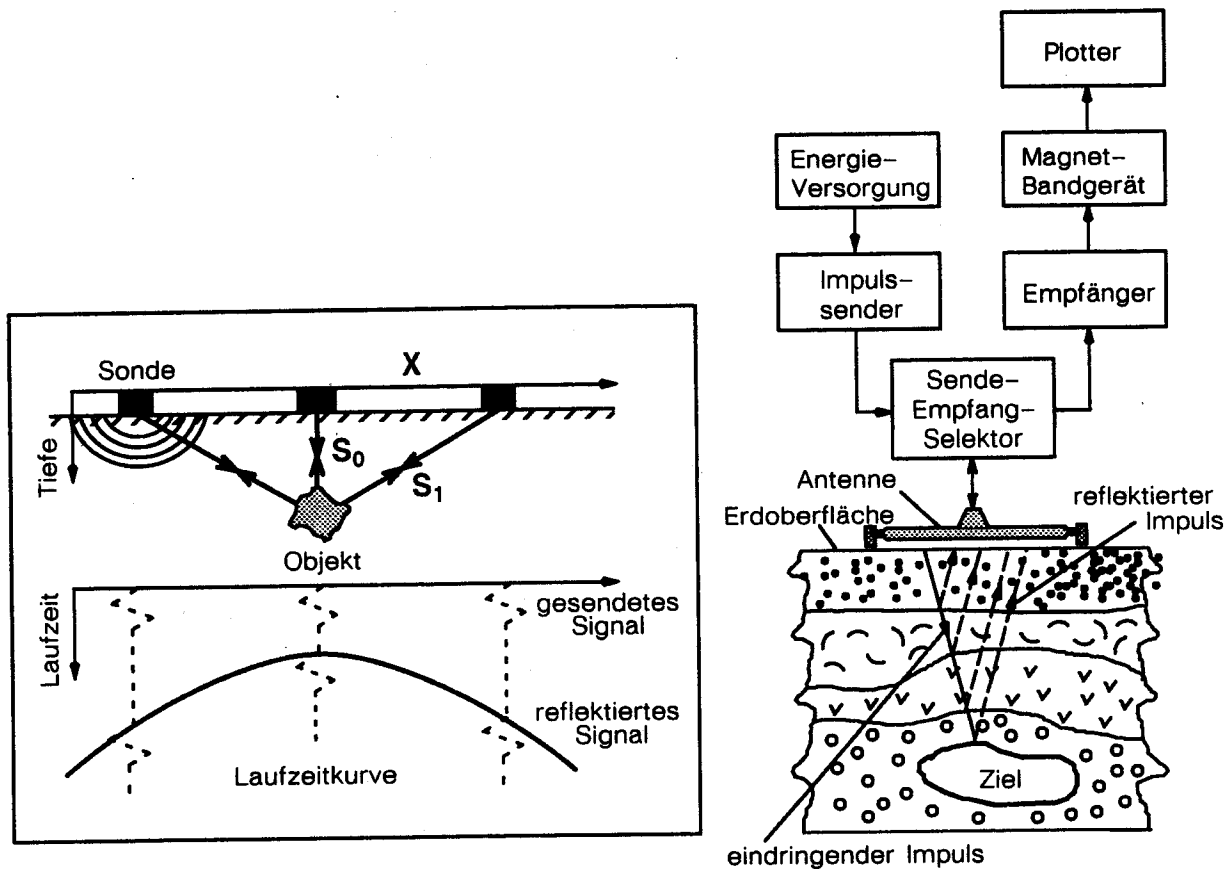


Abbildung 12: Links: Prinzip des Georadars. Bei angenommenem Punktreflektor im Untergrund gehorcht die Wellenlaufzeit, in Abhängigkeit von der Sondenposition zum Reflektor, einer Hyperbelgleichung. Einzelne Objekte (z.B. Fässer) erscheinen also im nicht weiter bearbeiteten Zeitschnitt als Hyperbeln mit dem Objekt im Scheitelpunkt. (KIRSCH und REINHOLD, 1986)

Rechts: Datenfluß bei Radaraufnahmen (MILLITZER et al., 1986)

Aus der Laufzeit der Impulse (Sender - Reflektor - Empfänger) und Kenntnis der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen im Untergrund kann die Tiefenlage des Reflektors bestimmt werden.

Die Sonde wird auf einem Schlitten motorisiert oder von Hand auf Profilen gezogen und liefert, je nach Ausführung, punktweise oder kontinuierliche Information über den Untergrund. Die Signalankopplung an den Boden erfolgt auf elektromagnetischem Weg.

Radarmessungen erlauben schnellen Meßfortschritt mit hohem Auflösungsvermögen, besitzen jedoch zum Teil sehr begrenzte Eindringtiefe.

Mathematischer Hintergrund und Datenverarbeitung sind, obwohl die Messungen auf völlig verschiedenen physikalischen Phänomenen beruhen, den Methoden der Reflexionsseismik sehr ähnlich.

7.2 Praktische Aspekte von Radarmessungen

7.2.1 Eindringtiefe, Auflösungsvermögen

Erkundungstiefe und Auflösungsvermögen sind zwei gegenläufige Phänomene, sodaß die verwendeten Meßkonfigurationen meist einen Kompromiß zwischen guter Unterscheidung von Objekten und großer Eindringtiefe darstellen.

Die erzielbare Erkundungstiefe in mehr oder weniger feuchten Lockersedimenten oder Ablagerungskörpern liegt mit maximal zehn Metern zum Teil deutlich unter jenen anderer geophysikalischer Verfahren.

Sie wird von den Faktoren Wellenfrequenz, spezifische Leitfähigkeit und relative Dielektrizitätskonstante bestimmt.

Das Auflösungsvermögen liegt theoretisch im Bereich der halben Wellenlänge, wird jedoch von der Schleppgeschwindigkeit der Sonde mitbestimmt.

Die derzeit zur Anwendung kommenden Radarsonden arbeiten mit folgenden Kennwerten:

Sendefrequenz 30 - 4000 MHz (meist 30 - 300 MHz)
Impulsdauer einige ns
Impulsfrequenz um 50 kHz
Dynamikbereich 100 - 140 dB

Unter Berücksichtigung all dieser Parameter erreicht man:

Laterale Auflösung 1,5 cm bis einige cm
Eindringtiefe 0,5 m - 10 m

Tabelle 8: Auflösungsvermögen von Georadaraufnahmen in Abhängigkeit von der Sendefrequenz. Angaben in cm.
(KIRSCH und REINHOLD, 1986)

Material	Auflösungsvermögen (cm) bei Sendefrequenz		
	100 MHz	300 MHz	1000 MHz
Luft	150	50	15
Wasser	16	5	1,6
Schiefer, Kalkstein, Sandstein, Granit	50 - 70	k.A.	k.A.
Sandiger Boden, trocken Toniger Boden, trocken	80	30	8
Sandiger Boden, feucht	30	10	3
Toniger Boden, feucht	40	13	4

k.A. ... keine Angabe

7.2.2 Profil- und Punktabstände

Die Zuggeschwindigkeit der Sonde ist abhängig von:

- Zweck der Untersuchung (gefordertes Auflösungsvermögen)
- Zugänglichkeit des Geländes (Möglichkeit des Geländefahrzeug-Einsatzes).

Wird Punktregistrierung durchgeführt, so liegen die Meßpunktabstände im dm-Bereich (meist 5 - 15 cm), die Profile sind maximal 10 m (meist unter 2 m) voneinander entfernt.

7.2.3 Reflexionsvermögen

Das Reflexionsvermögen R , d.h. die Stärke eines zu erwartenden Reflexes hängt vom Kontrast der elektrischen Eigenschaften an der Grenzfläche zweier Medien M_1 und M_2 ab.

Unter den vereinfachten Annahmen $f > 100$ MHz und $Z = 1/(\epsilon_r^{1/2})$ (Z = Wechselstromwiderstand) ist das Reflexionsvermögen nur mehr von der Differenz von ϵ_{r1} und ϵ_{r2} abhängig. Das Reflexionsvermögen gibt an, welcher Bruchteil der auf den Reflektor treffenden Energie als meßbares Nutzsignal rückgestrahlt wird.

Da die natürlich vorkommenden Gesteine sehr ähnliche relative Dielektrizitätskonstanten besitzen und nur das ϵ_r von Wasser deutlich von ihnen abweicht, stellen plötzliche vertikale Änderungen in der Wassersättigung (z.B. Grundwasserspiegel) markante Reflektoren dar.

Eisenteile in Sedimenten besitzen ein Reflexionsvermögen von etwa 0,9 (WEBER und WALACH, 1989), der Grundwasserspiegel innerhalb eines Sandes hat ein Reflexionsvermögen von $> 0,7$.

Tabelle 9: Dämpfung von Radarwellen in einigen Medien (WEBER und WALACH, 1989; Werte in () aus MILLITZER und WEBER, 1985). Die Eindringtiefen gelten für ein Radargerät mit Dynamikbereich 100 dB.

Material	100 MHz		500 MHz	
	Dämpfung (dB/m)	Eindringtiefe (m)	Dämpfung (dB/m)	Eindringtiefe (m)
Sand trocken	0,014	3.600		
Sand feucht	2,3	20		
Lehm trocken	0,11	440		
Lehm feucht	7,9	5		
Ton trocken	0,28 (0,43)	170 (115)	(1,65)	(30)
Ton feucht	20 (17,9)	2,5 (2,8)	(53,8)	(1)
Eisen	$1,7 \times 10^7$	3×10^{-6}		
Erde sandig, feucht	(0,77)	(60)	(8)	(10)
Süßwasser	(0,41)	(120)	(16,2)	(3)
Salzwasser	(327)	(0,15)	(592)	(0,08)

7.2.4 Wellengeschwindigkeit

Eine Georadaraufnahme stellt einen Zeitschnitt des Untergrundes dar, d.h. die Vertikalskala ist nach Zeit und nicht nach Länge geteilt ("Schnelle Horizonte" erscheinen verkürzt, "langsame Horizonte" gedehnt). Um die wahre Tiefenlage von Objekten oder Reflektorebenen zu erhalten, muß eine Umrechnung vom Zeit- in den Tiefenmaßstab vorgenommen werden.

Eine zentrale Rolle spielt dabei die richtige Wahl der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Radarwellen im Untergrund. Als Faustregel zur Beurteilung im Gelände gilt für Frequenzen über 10 MHz (MILLITZER und WEBER, 1985):

$$v = c/\epsilon_r^{1/2}$$

- v ... Ausbreitungsgeschwindigkeit der Radarwellen
 c ... $3 \cdot 10^8$ m/s
 ϵ_r ... Relative Dielektrizitätskonstante

Die Geschwindigkeit wird hier außer in cm/ns auch als sogenannte Intervallgeschwindigkeit in ns/m angegeben. Die Zweiweglaufzeit gibt an, wie lange das Radarsignal für 1 m Untergrund hin und zurück benötigt.

Tabelle 10: Näherungsweise Geschwindigkeiten von Radarwellen in einigen Medien (ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, 1983; Werte in <> aus MILLITZER und WEBER, 1985)

Material	Relative Dielektrizitätskonstante (dimensionslos)	Geschwindigkeit (cm/ns)	Zweiweglaufzeit (ns/m)
Granit	5,6 - 8	11	18
<Kalkstein	7	11	18>
<Wasser	81	3	67>
<Eis	4	15	13>
Gefrorener Boden	4 - 11	13 - 15	15 - 13
Sand trocken	4 - 6	12 - 15	17 - 13
Sand wassergesättigt (Süßwasser)	30	6	33
Silt, Ton wassergesättigt (Süßwasser)	8 - 25	9 - 11	22 - 18
"Durchschnittlicher Abfall"	etwa 15	7 - 9	29 - 22

In der Praxis wird die Geschwindigkeitsbestimmung im Gelände ähnlich zu den Verfahren der Reflexionsseismik durchgeführt. Dabei kommen folgende Methoden zur Anwendung:

- x^2t^2 -Methode
- Hyperbelbeugung
- Bohrlochmethoden.

Die erste Methode setzt das Vorhandensein einer Apparatur mit getrennter Sender/Empfängereinheit voraus. Durch schrittweises Vergrößern des Abstandes Sender - Empfänger kann die Geschwindigkeit wie in Abbildung 13 bestimmt werden.

Die zweite Methode nützt die Hyperbelbeugung der Laufzeitkurve bei Punktreflectoren aus (Abb. 12). Die Laufzeit des in sich selbst reflektierten Signals gehorcht einer Hyperbelgleichung in Abhängigkeit von der Entfernung Sonde - Objekt. Daraus ergibt sich die Geschwindigkeit mit:

$$v = \frac{2x}{(t_1^2 - t_0^2)^{1/2}}$$

Sender und Empfängereinheit müssen hier nicht trennbar sein.

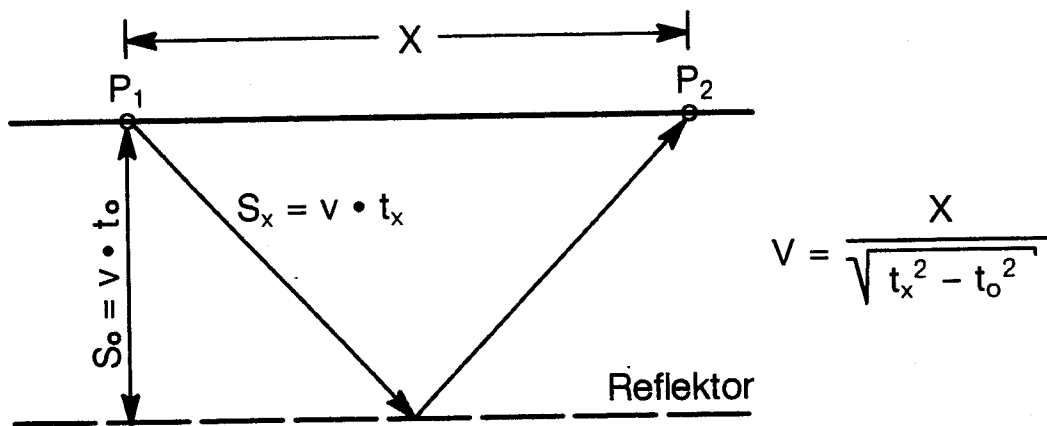


Abbildung 13: Geschwindigkeitsbestimmung nach der x^2t^2 -Methode. Die Differenz der Laufzeiten zwischen dem in sich selbst reflektierten senkrechten und einem Strahl, der in bekannter Entfernung x gemessen wird, ermöglicht die Geschwindigkeitsbestimmung für den Untergrund bis zur Reflektortiefe. Getrennte Sender/Empfängereinheit ist nötig.

Sind Bohrungen vorhanden, so kann an ihnen eine Kalibrierung des Zeit-Tiefenschnittes vorgenommen werden.

7.2.5 Störsignale

Die Georadarmessung ist gegenüber Störungen von außen eher unempfindlich (Witterung ausgenommen), jedoch kann in bestimmten Fällen eine Beeinträchtigung der Messung erfolgen:

- Störsignale des Meßsystems selbst (Kabel oder Geländefahrzeug sind zu nahe am Meßsystem).
- HF-Radiosender in der Umgebung. Speziell bei niedrigfrequenten, nach oben hin nicht abgeschirmten Radarantennen.
- Reflektierende (Metall-)Objekte in der unmittelbaren Umgebung der Meßapparatur.

7.3 Anwendung von Radarmessungen

Radarmessungen bieten ganz allgemein folgende Vorteile:

- Hohes Auflösungsvermögen
- Rascher Meßfortschritt
- Geringe Störanfälligkeit
- Lückenlose Information
- Keine Beschränkung durch gefrorenen oder "versiegelten" Boden.

Das optimale Einsatzgebiet für Radarmessungen ist trockener, tonfreier Untergrund (hoher spezifischer Widerstand, niedrige Dielektrizitätskonstante).

- Laterale Abgrenzung der Deponie

Die hohe Auflösung von Radarmessungen ermöglicht sehr genaue Abgrenzung der Deponie zum Umland. Bei großen Flächen bilden jedoch die vergleichsweise hohen Kosten einen limitierenden Faktor.

- Internstruktur von Deponie und/oder Umland

Innerhalb der Erkundungstiefe können genaue Aussagen über den Schichtaufbau gemacht werden. Bei genügend Erfahrung oder Zusatzinformation sind auch Materialbestimmungen möglich.

- Ortung von Objekten

Vor allem metallische Objekte können sehr genau in lateraler und vertikaler Position und Ausdehnung bestimmt werden. Da sowohl Radar als auch EM-Messungen eine kontinuierliche Meßwertaufzeichnung und -ablesung im Gelände ermöglichen, ist durch Kombination der beiden Methoden sehr gute Ortung und Verfolgung oberflächennaher Leitungen beliebigen Materials möglich. Aus diesem Grund erscheint die Radarmessung grundsätzlich als geeignete Methode im Vorlauf zu Räumungsarbeiten auf Altlasten. Aufgrund der limitierten Eindringtiefe muß hier lagenweise vorgegangen werden.

- Lokalisierung des Grundwasserspiegels

Da der Grundwasserspiegel einen sehr markanten Reflexionshorizont für Radarwellen darstellt, kann er bei seichter Lage erkannt und in seinem Verlauf kartiert werden.

- Erkennung eines Sickerwasseraustrittes

Laterale Wasseraustritte können, einen trockenen Untergrund vorausgesetzt, durch markante Reflexionen erkannt werden.

- Hohlraumerkundung

Radarmessungen sind aufgrund ihres hohen Auflösungsvermögens sehr gut zur Ortung und Erkundung verfüllter und unverfüllter Hohlräume in seichter Tiefe geeignet (WEBER und WALACH, 1989).

7.4 Fehlerquellen, Grenzen von Radarmessungen

- Geringe Eindringtiefe

Die Eindringtiefe von Radarmessungen wird seitens des Untergrundes von zwei Dingen begrenzt:

- Hohe Wassersättigung
- Abschattung.

Hohe Wassersättigung des Untergrundmaterials verringert die Eindringtiefe von Radarmessungen meist deutlich. Verstärkt wird dieser Effekt noch durch die hohe Salinität der Depo-niewässer, was die Erkundungstiefe von Radarmessungen bis auf wenige Dezimeter reduzieren kann. Die ungünstigsten Standortbedingungen sind daher tonige, lehmige bzw. wasser-gesättigte Sedimente.

Auch unter günstigsten Bedingungen (trockene, hochohmige Sande) liegt die Erkundungstiefe in Lockersedimenten im Bereich geringer als zehn Meter. In Festgesteinen werden um Zehnerpotenzen höhere Eindringtiefen erzielt.

Messungen nach längeren Regenfällen liefern erst 12 bis 24 Stunden nach Regenende wieder brauchbare Ergebnisse. Das heißt, die Radarmessung kann bei ungünstiger Witterung für kurzfristig durchzuführende Geländeeinsätze unter Umständen nicht brauchbar sein.

Liegen sehr gute Reflektoren in seichter Tiefe, so wird von ihnen ein Großteil der Signalenergie wieder nach oben gestrahlt (Abschattungseffekt). Das heißt, zur Erkennung darunterliegender Phänomene ist nicht mehr genügend Energie vorhanden. Ein derartig markanter Reflektor ist der Grundwasserspiegel.

Auch geringmächtige wasserstauende (Plastikfolien mit dünnem Wasserfilm) oder metallreiche Lagen (Blech) können diesen Abschattungseffekt hervorrufen bzw. eine falsche Grundwasserspiegellage vortäuschen.

- Kosten

Die Georadar-Messung ist, verglichen mit anderen geophysikalischen Erkundungsmethoden, ein recht kostenintensives Vorhaben.

Daher sollte sie wirklich nur dort eingesetzt werden, wo es auf hohes Auflösungsvermögen ankommt. Eine vorhergehende Eingrenzung des Untersuchungsareals durch vorangehende Methoden ist anzustreben. Es sollte auch einigermaßen gesichert sein, daß sich die vermuteten Objekte innerhalb der oft doch stark eingeschränkten Radar-Erkundungstiefe befinden.

7.5 Auswertung, Präsentation

Je nach Aufbereitung der Rohdaten (Processing) erhält man mehr oder weniger leicht interpretierbare Endergebnisse. Dabei sind prinzipiell folgende Präsentationsmöglichkeiten gegeben:

- Ausgabe der Rohdaten (Bildschirm oder graphisch, meist im Gelände)
- Zeit- oder tiefenskalierte Profile des Untergrundes
- Horizontale Darstellung bestimmter Zeit- oder Tiefenebenen
- 3d-Blockdarstellungen.

Abbildung 14 zeigt einen Ausschnitt aus einem Radarprofil. Einzelne Radarsignale bilden sich als Spur senkrecht unter dem Meßpunkt ab. Durch Nebeneinanderlegen aller Meßpunkte mit ihren Spuren ergibt sich das typische Bild von Radarprofilen. Reflexionshorizonte werden zusätzlich verdeutlicht, indem man die Auslenkungen jeder Spur nach rechts flächig schwarz, nach links flächig weiß darstellt (Flächenschrift). Durch Überdeckung benachbarter Spurauslenkungen entsteht das Bild durchgehender Horizonte. Dabei ist zu beachten, daß jeder Reflektor Mehrfachreflexe bewirkt (Echoproblem).

Der Rohdaten-Output im Gelände dient einer ersten Qualitätskontrolle und zeigt an, ob Meßparameter verändert werden müssen. Bei genügend Erfahrung können bereits die wesentlichen Phänomene erkannt und interpretiert werden. Alle anderen angeführten Ausgabearten setzen vorangehende Datenaufbereitung voraus.

Vertikalschnitte werden in schwarz-weiß-Flächenschrift wiedergegeben, bei Horizontalebenen macht Farbcodierung das Bild übersichtlich.

Im Processing verwendet man im wesentlichen aus der Reflexionsseismik bekannte Methoden, die Datenverarbeitung ist jedoch beim Radar noch nicht ausgereift.

Bei Schichtprofilen des Untergrundes ist wichtig, sich vor Augen zu halten, daß diese am leichtesten verständliche Darstellung gleichzeitig das höchste Maß an Interpretation enthält.

7.6 Zeit- und Personalaufwand

Die Tagesleistung von Radarmessungen ist stark davon abhängig, ob händisch oder von einem Geländefahrzeug aus gemessen wird. Bei Ziehen der Sonde von Hand ist mit einer Tagesleistung von etwa ein bis fünf Profilkilometern im Gelände zu rechnen.

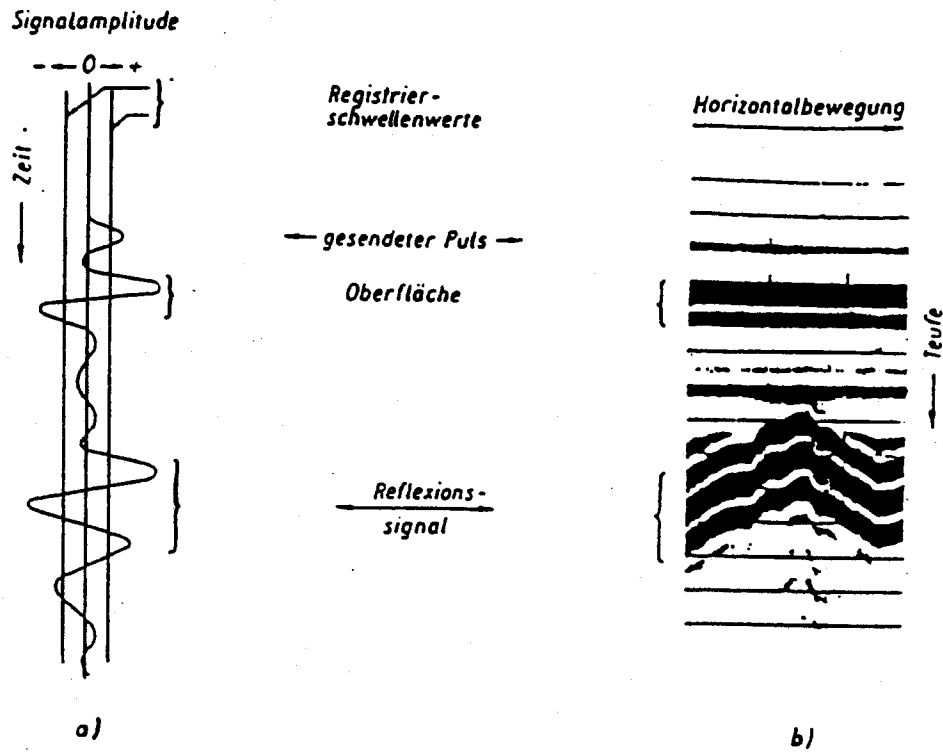


Abbildung 14: Ausschnitt eines Radarprofils
(MILLITZER und WEBER, 1985)

- a) Einzelne Radarspur
- b) Nebeneinanderliegende Spuren durch Flächenschrift überdeckt. Der Punktreflektor erscheint als dreifache Hyperbel, das Reflexionsobjekt befindet sich in der Hyperbelspitze.

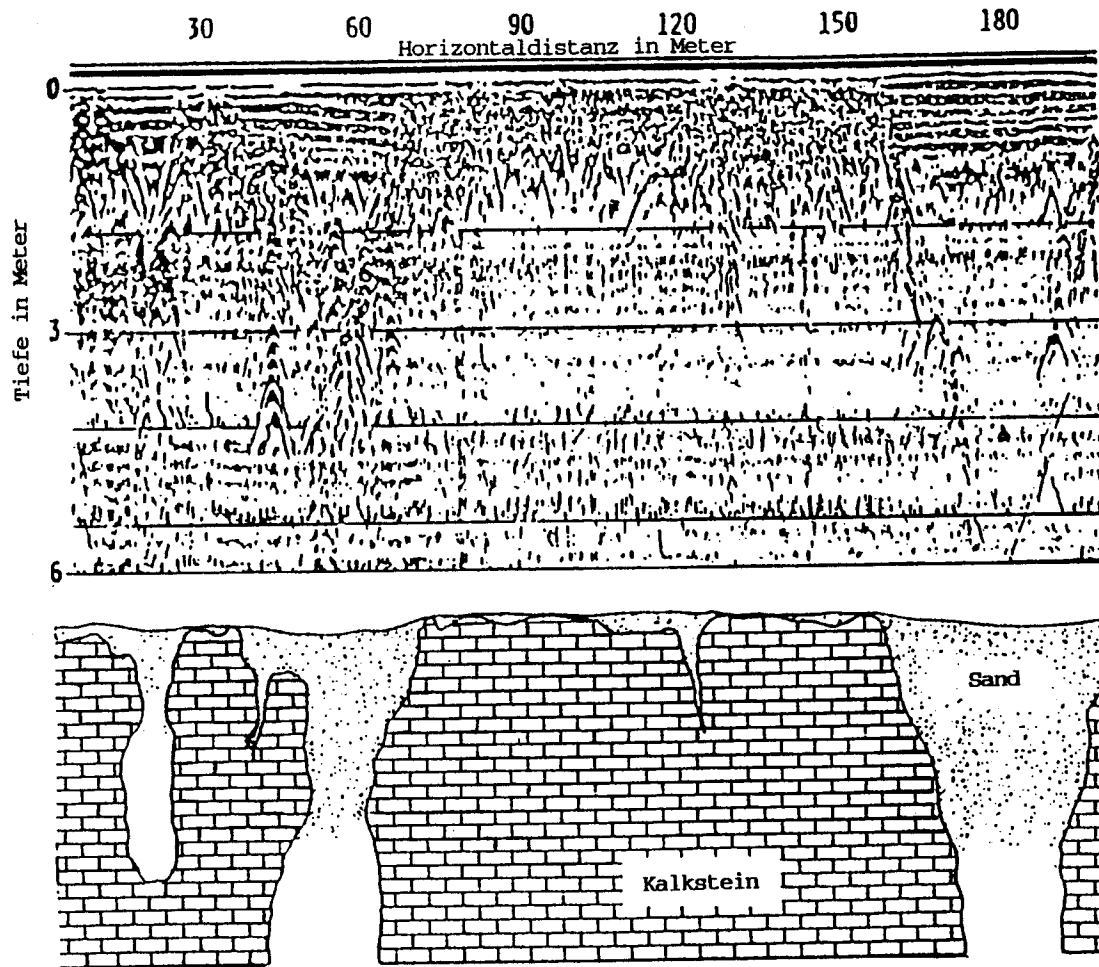


Abbildung 15: Beispiel eines Radarprofils (ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, 1983)

Oben: Radargramm, Tiefenmaßstab bereits in m
Unten: Geologische Interpretation

8. SEISMIK

8.1 Meßprinzip

Die Methoden der Angewandten Seismik sind Laufzeitmessungen elastischer Wellen im Untergrund. Aus Kenntnis dieser Meßwerte und der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen können Aussagen über

- Struktur und Tiefe von Schichtflächen
- Materialzusammensetzung und
- mechanische Eigenschaften

des Untergrundes getroffen werden. Wirksame Kenngrößen sind dabei die elastischen Eigenschaften und die Dichte des Untergrundes.

Die Signalerzeugung bei Anwendungen im Ingenieurbereich erfolgt entweder rein mechanisch oder durch Sprengung. Ziel ist es, einen möglichst starken Energieimpuls in den Untergrund zu übertragen. Durch die Signalerzeugung entstehen vor allem folgende Wellenarten, welche sich in einem ideal homogenen Untergrund halbkugelförmig mit verschiedenen Geschwindigkeiten ausbreiten:

- Longitudinalwelle (p-Welle, Druckwelle)
- Transversalwelle (s-Welle, Scherwelle)
- Oberflächenwellen (R-Wellen).

Für die Ausbreitungsgeschwindigkeiten v gilt $v_p > v_s > v_R$; daher wird an den Signalaufnehmern immer die p-(primäre) Welle vor der s-(sekundären) Welle registriert. Die routinemäßigen Meßmethoden der Ingenieurseismik stützen sich vor allem auf Laufzeitmessungen von p-Wellen, es wird jedoch versucht, in verstärktem Maß mit polarisierten Scherwellen zu arbeiten.

Die Signalaufnahme geschieht durch Geophone, welche die Schwingungen der Erdoberfläche in ein elektrisches Signal umwandeln. Die Signalaufzeichnung erfolgt graphisch oder auf Magnetband. Die Daten werden in analoger oder digitaler Form für die spätere rechnerische Aufbereitung (Processing) gespeichert.

Eine sich im Untergrund ausbreitende Welle wird an Diskontinuitätsflächen der akustischen Impedanz (Produkt aus Dichte und Wellenausbreitungsgeschwindigkeit) gebrochen bzw. reflektiert. Je nachdem, welche der zurückkommenden Wellen registriert wird, unterscheidet man folgende Teildisziplinen der Angewandten Seismik:

- Durchschallung: direkte Welle
- Reflexionsseismik (Rx-Seismik): reflektierte Welle
- Refraktionsseismik (Rf-Seismik): gebrochene Welle.

Ist in der Prospektionsgeophysik (Erdöl, Erdgas) die Reflexionsseismik dominierend, so kommt für ingenieurgeophysikalische Aufgaben fast ausschließlich die Refraktionsseismik zur Anwendung. Durchschallungsaufgaben stellen sich häufig im untertägigen Bergbau.

Abbildung 16 zeigt das Prinzip seismischer Messungen. Die Wellen sind durch ihre Wellennormalen (Strahlen) dargestellt. Im Punkt SP wird das seismische Signal erzeugt. Es gelangt durch die Hangendschicht s_1 mit der Geschwindigkeit v_1 an die Schichtgrenze s_1/s_2 . Durch das Auftreffen entsteht, je nach Einfallswinkel, eine reflektierte oder eine refraktierte Welle. Die Grenze zwischen Reflexion und Refraktion bildet i_c , der kritische Winkel der Totalreflexion. x_c ist die kritische Entfernung. Für Distanzen kleiner x_c ist keine refraktierte Welle an der Oberfläche zu erwarten (Schattenbereich). Es gilt:

$x < x_c, i < i_c \rightarrow \text{Reflexion}$
 $x \geq x_c, i = i_c \rightarrow \text{Refraktion}$

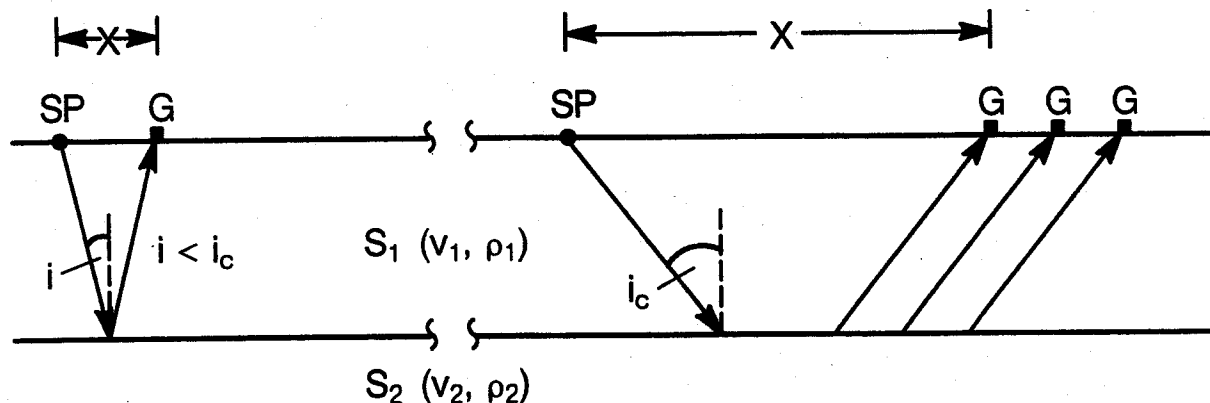


Abbildung 16: Prinzipielle Unterschiede zwischen Reflexionsseismik (links) und Refraktionsseismik (rechts)

SP ... Schußpunkt
 v ... Geschwindigkeit
 s_x ... geologische Schicht
 i_c ... kritischer Winkel der Totalreflexion

g ... Geophone
 p ... Dichte
 i ... Einfallswinkel

Rx-Seismik arbeitet vor allem mit Signalen, welche unter Winkeln kleiner als i_c nach oben reflektiert werden, bei der Rf-Seismik laufen die Wellen nach Auftreffen auf die Schichtgrenze entlang von dieser und werden an jedem Punkt unter i_c nach oben gestrahlt.

Die an einem Punkt auf s_1/s_2 reflektierte Welle läuft mit der Geschwindigkeit v_1 durch s_1 nach oben, ihre sogenannte Zweiweglaufzeit wird registriert. Die refraktierte Welle läuft mit der Geschwindigkeit v_2 entlang der Grenzfläche s_1/s_2 und sendet an jedem Punkt eine Elementarwelle aus, welche unter dem kritischen Winkel der Totalreflexion i_c und mit der Geschwindigkeit v_1 nach oben an die Geophone läuft.

GEOPHONE

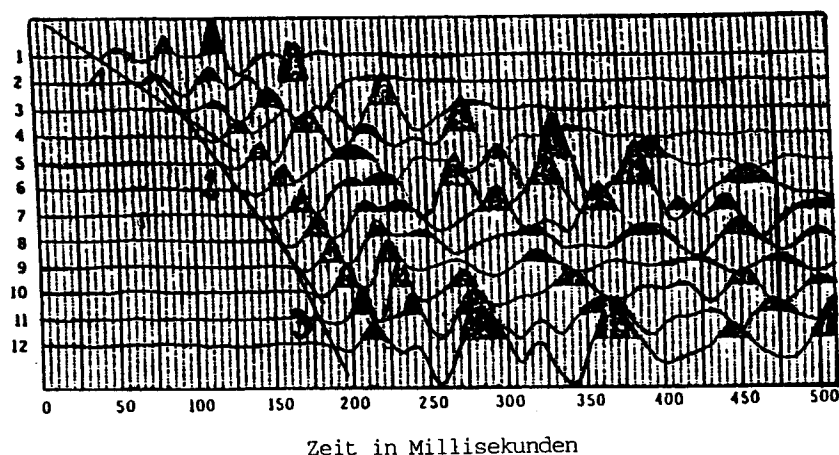


Abbildung 17: Beispiel für ein Refraktionsseismogramm einer 12-kanaligen Apparatur

Abszisse: Laufzeit, Ordinate: Entfernung der zwölf Geophone, Geophon Nr. 1 liegt am nächsten zum Schußpunkt, Nr. 12 am entferntesten. Die Ersteinsätze der schnellsten (= p-Welle) Welle werden gemessen und durch Geraden verbunden.

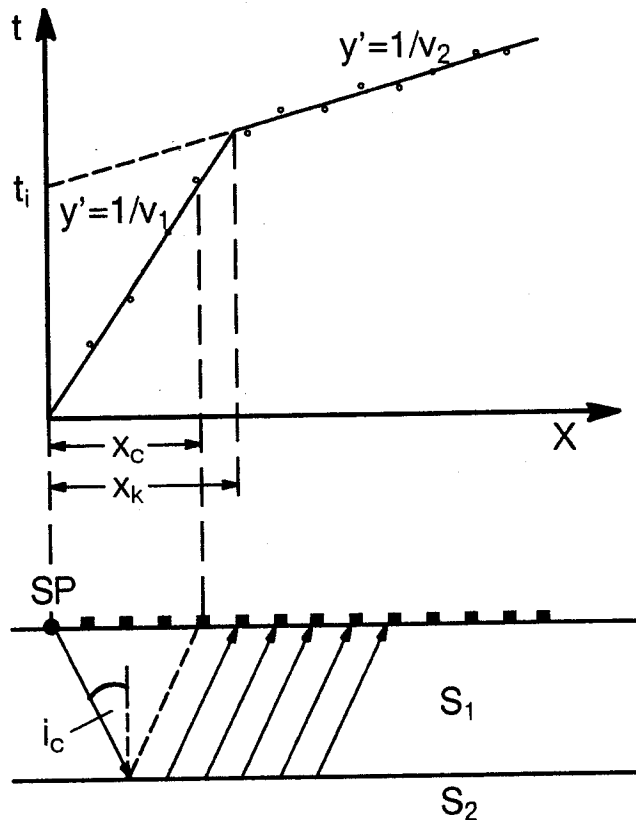
Im Beispiel liegt ein Dreischichtfall vor. Oberster Geradenast = direkte Welle, zweiter bzw. dritter Geradenast = erste bzw. zweite Refraktorschicht im Untergrund.

Das Diagramm im oberen Teil von Abbildung 18 zeigt die Laufzeitkurve der ersten Welleneinsätze bei der Refraktionsseismik anhand des ebenen Zweischichtfalles. Die erste, steile Gerade repräsentiert die direkte Welle, die zweite Gerade die refraktierte Welle. Der Schnittpunkt der beiden stellt die sogenannte Knickpunktentfernung x_R dar, ab der die refraktierte Welle schneller am Empfänger ist als die direkte (Forderung: $v_2 > v_1$).

Aus der Steigung der Geradenäste und der Interceptzeiten t_i können Geschwindigkeiten und Tiefen der Horizonte bestimmt werden. In ähnlicher Weise sind Untergrundverhältnisse mit mehreren, auch geeigneten oder gekrümmten Schichtgrenzen auflösbar. Jeder Refraktor ist durch einen Geradenast gekennzeichnet.

Folgende Eigenschaften bzw. Randbedingungen sind zu beachten:

- Refraktionsseismik mit p-Wellen stellt die Standardmethode bei ingenieurgeophysikalischen Aufgaben dar. Der Einsatz von s-Wellen nimmt zu. Reflexionsseismik wird in seichten Bereichen (10er m) kaum angewendet.
- Starke Signaldämpfung aufgrund langer Wellenwege.
- Großes Verhältnis Aufstellungslänge/Eindringtiefe, daher viel Platz nötig.
- Voraussetzung zur Entstehung von nach oben refraktierten Wellen ist, daß gilt $v_1 < v_2 \dots < v_n$.
- Die ersten Einsätze (Kopfwelle) der Longitudinalwellen werden gemessen.



$$z = \frac{t_i}{2} \cdot \frac{v_1 \cdot v_2}{(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}$$

oder

$$z = \frac{x_k}{2} \cdot \left(\frac{v_2 - v_1}{(v_2 + v_1)} \right)^{1/2}$$

gemessen:

Laufzeiten t_n zu den Geophonen
aus dem Diagramm bestimmbar:

v_1, v_2, t_i, x_k

gesucht:

Refraktortiefe z

Abbildung 18: Funktionsprinzip refraktionsseismischer Messung und Signalauswertung am Beispiel des ebenen Zweischichtfalles

Unten: Meßanordnung im Gelände

Oben: Laufzeit-Entfernungsdiagramm (Abszisse: Entfernung der Geophone vom Schußpunkt, Ordinate: Laufzeit der ersten Welle zum jeweiligen Geophon)

SP ... Schußpunkt

i_c ... kritischer Winkel der Totalreflexion

x_c ... kritische Entfernung

x_k ... Knickpunktentfernung

8.2 Durchschallungsmethode

Wie bereits erwähnt, wird bei Durchschallungsmessungen die Laufzeit der direkten Welle ausgewertet. Dadurch kann genaue Information über die Ausbreitungsgeschwindigkeit zwischen Anregungspunkt und Geophon gewonnen werden. Durchschallungen finden Anwendung bei:

- Geschwindigkeitskartierung (Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten in der oberflächennahen Verwitterungszone).
- Geschwindigkeitsbestimmung in tieferen Bereichen zwischen vorhandenen Bohrungen. Dadurch kann der störende Einfluß von Hangendschichten ausgeschaltet werden.
- Feststellung von Auflockerungszonen in Festgesteinen.

8.3 Praktische Aspekte refraktionsseismischer Messungen

8.3.1 Meßgrößen

Es werden die Laufzeiten der ersten Einsätze von refraktierten Wellen gemessen. Die Laufzeiten bewegen sich, je nach Geschwindigkeit des Materials bzw. Aufstellungslänge, im Bereich von 10^{-3} bis 10^{-1} Sekunden (einige bis einige 100 Millisekunden).

8.3.2 Signalanregung

Die Signalerzeugung geschieht nach folgenden Möglichkeiten:

- Sprengung
- Fallgewicht, Hammer
- Rüttler, Vibrator
- Metallplatten, Holzblöcke (s-Wellenanregung).

Die energetisch günstigste Anregungsform ist jene durch Sprengung in seichten (bis drei Meter Tiefe) Bohrlöchern. Eindringtiefen von einigen hundert Metern sind problemlos erreichbar. Sie kann jedoch sehr oft aus Sicherheitsgründen oder aus Gründen des Umweltschutzes nicht angewendet werden.

Die Hammerschlagseismik erreicht vergleichsweise geringe Eindringtiefen (< 30 m), jedoch kann durch Signalstapelung ein verbessertes Energieeinbringen erreicht werden. Vibratoren bringen die Signalenergie hydraulisch durch Stahlplatten als Wellenzug in den Untergrund. Rechnerische Rückführung der gesamten Aufnahme auf einen Nadelimpuls wird bei der Auswertung durchgeführt. Zur Erzeugung polarisierter Scherwellen sind spezielle Vorrichtungen nötig. Im folgenden werden alle Arten der Signalanregung der Einfachheit halber unter dem Begriff "Schuß" zusammengefaßt.

8.3.3 Dämpfung elastischer Wellen

Die Dämpfung elastischer Wellen wird durch den Absorptionskoeffizienten α in der Einheit dB/m ausgedrückt.

Neben der soeben erwähnten Signalquelle lassen sich vor allem zwei Einflußfaktoren auf die Dämpfung feststellen:

- Materialeigenschaften des Untergrundes
- Wellenfrequenz.

Von den Materialeigenschaften spielt der Porenanteil eine zentrale Rolle. Durch die hohe Porosität von Deponiematerial (häufig über 50 %) ist man bei Untersuchung des Deponieuntergrundes häufig gezwungen, sogenannte "Fernschüsse" durchzuführen. Das heißt, die Signalanregung wird außerhalb des Deponieareals vorgenommen. Trockene, rollige Lockersedimente mit hohem Porenanteil besitzen sehr hohe Dämpfung.

Bezüglich der Frequenz wirkt der Untergrund als Tiefpaßfilter, d.h. hohe Frequenzen werden stärker geschwächt als tiefe. Das hat bei den langen Wellenwegen der Refraktionsseismik zur Folge, daß das Nutzsignal am Ende sehr niedrigfrequent (einige Hz bis einige 10er Hz) ist. In erster Näherung kann die Dämpfung proportional zur Frequenz angenommen werden (MILLITZER et al., 1986).

8.3.4 Auflösungsvermögen

Das Auflösungsvermögen hängt ab von:

- Wellenfrequenz
- Geschwindigkeit, Geschwindigkeitskontrast
- Geophonabstände.

Niedrigfrequente Signale (große Wellenlänge) zeigen geringeres Auflösungsvermögen als hochfrequente. Das heißt, hier muß, analog zur Radarmessung, ein Kompromiß zwischen Eindringtiefe und Auflösungsvermögen eingegangen werden.

Wellen hoher Geschwindigkeit zeigen schlechteres Auflösungsvermögen als Wellen geringer Geschwindigkeit. Da die p-Wellengeschwindigkeit um den Faktor 3 - 5 größer ist als die der s-Wellen, versucht man verstärkt, s-Wellen einzusetzen. Transversalwellen erreichen ein bis zu zehnfach (!) besseres Tiefenauflösungsvermögen als p-Wellen.

Dem Auflösungsvermögen sind auch auf der Auswertungsseite Grenzen gesetzt. Kleine Geschwindigkeitskontraste benachbarter Schichten bzw. eine hohe Anzahl von Schichten ergeben schleifende Schnitte der Geradenäste mit resultierenden Tiefenfehlern im Laufzeit-Entfernungsdiagramm.

Das heißt, man ist bei der Interpretation bemüht, die Anzahl der Schichten im Modell möglichst klein zu halten.

Da seismische Messungen punktuelle und keine kontinuierliche Information über den Untergrund liefern, sinkt die laterale Auflösung mit steigendem Abstand der Geophone zueinander.

8.3.5 Aufstellungen im Gelände

Bei dem in Kapitel 8.1 erläuterten Fall ebener Schichtgrenzen genügt das Schießen in einer Profilrichtung. Ist der Refraktor jedoch geneigt, so wird in Abhängigkeit von der Schußrichtung eine Verfälschung der Laufzeiten stattfinden. Die wahren Geschwindigkeits-Tiefenverhältnisse ergeben sich aus der Kombination der im und gegen das Schichteinfallen gemessenen Laufzeiten. Da in der Praxis die Schichtneigung unbekannt ist, wird als refraktionsseismische Standardmethode das kontinuierliche Profilschießen mit Schuß und Gegenschuß eingesetzt (Abb. 19).

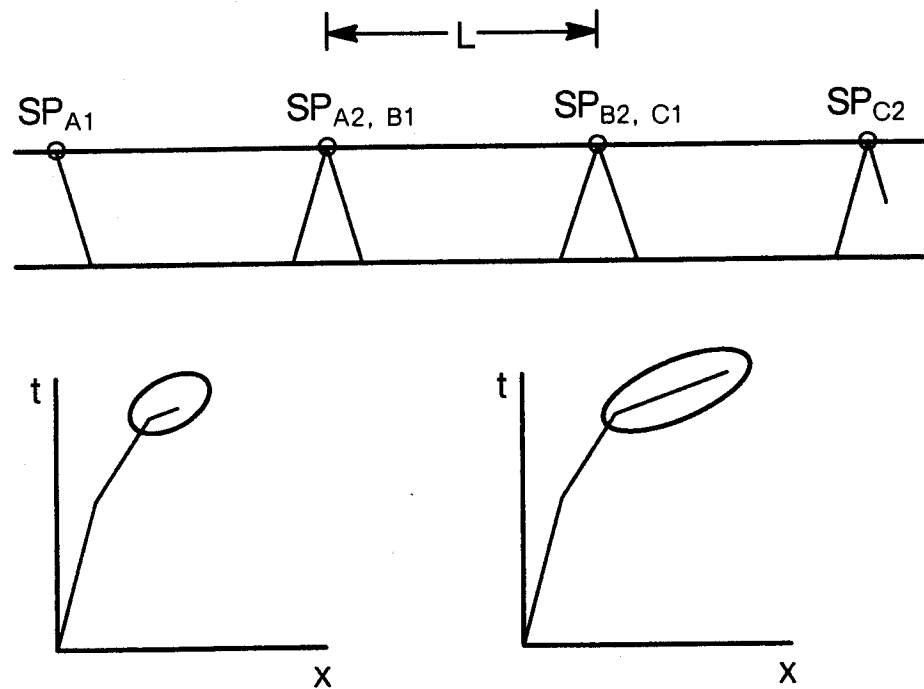


Abbildung 19: Standardmäßige und besondere Geländeaufstellungen bei Refraktionsseismik

Oben: Kontinuierliches Profilschießen mit Schuß und Gegenschuß. In den Punkten SP wird geschossen, danach wird die Konfiguration um L weiterversetzt. Beim Überdecken wird die Anordnung zum Beispiel nur um $1/4L$, $1/3L$, $1/2L$ versetzt. Man erhält aus jedem Punkt des Untergrundes mehrere Signale und somit vierfache, dreifache oder doppelte Überdeckung.

Wird eine konstante Geophonanordnung aus $\pm 2L$ beschossen, so spricht man von Überlappen.

Unten: Letzter Geradenast schlecht definiert (links). Verbesserung durch Überlappen (rechts).

Zusätzliche Möglichkeiten zur Signalverbesserung bieten

- Überlappen bzw.
- Überdecken.

Beim Überlappen wird die Aufstellung bei konstanter Geophonanordnung auch aus Entfernungen von $\pm 2L$ beschossen. Dadurch werden tiefe, im t-x-Diagramm bei einfacher Länge schlecht definierte Geradenäste besser erkennbar (siehe Abb. 19). Von Überdecken spricht man, wenn die Aufstellung um Beträge kleiner L versetzt wird. Auf diese Weise erhält man von jedem Tiefenpunkt mehrere Meßwerte (Stapelung) und somit eine Vergrößerung des Verhältnisses Nutzsignal/Störsignale.

Die Aufstellungslänge (Entfernung SP-äußerstes Geophon) beträgt zumindest das Fünffache der gewünschten vertikalen Eindringtiefe. Je nachdem, wie viele Geophone an die Registrierung anschließbar sind, spricht man von 6-, 12-, 24- oder 48-kanäligen Apparaturen. Die Profilabstände liegen, je nach Aufgabe, zwischen 5 und 50 Metern. Parallelprofile werden durch Querprofile miteinander vernetzt.

Tabelle 11: Häufige Apparatekonfigurationen refraktionsseismischer Ingenieursmessungen

Geophonabstand	Aufstellungslänge L			Eindringtiefe		
	6-Kanal	12-Kanal	24-Kanal	6-Kanal	12-Kanal	24-Kanal
2,5 m	15 m	30 m	60 m	2 m	5 m	10 m
5 m	30 m	60 m	120 m	5 m	10 m	20 m
10 m	60 m	120 m	240 m	10 m	20 m	40 m
30 m	180 m	360 m	720 m	30 m	60 m	120 m

8.3.6 Meßgenauigkeit, Qualitätskontrolle

Aufgrund der erreichbaren Genauigkeiten lassen sich folgende Fehlergrenzen angeben:

- Geschwindigkeitsbestimmung: Fehler < 10 %
- Tiefenbestimmung: Fehler < 15 %

Eine Kalibrierung seismischer Profile an Bohrungen ist in jedem Fall anzustreben. Ist dies möglich, so sind die oben angegebenen Fehlergrenzen deutlich unterschreitbar.

Größere Fehler in der Tiefenbestimmung entstehen bei Vorhandensein geringmächtiger bzw. langsamer Zwischenschichten (Problem der "verborgenen Schicht" bzw. siehe Kap. 8.5). Hier kann nur die Kalibrierung an Bohrungen Abhilfe schaffen.

8.3.7 Scherwellenseismik

Die in letzter Zeit forcierte Anwendung von Transversalwellen in der Seismik bringt einige wichtige Vorteile mit sich:

Das Verhältnis v_p/v_s liegt bei unverfestigten Sedimenten etwa um 3 - 5. Damit verbunden ergibt sich eine bessere Vertikalauflösung der s-Wellen bis Faktor 10.

s-Wellen werden nicht von der Wassersättigung des Untergrundes, sondern nur von lithologischen Parametern beeinflusst. Der Grundwasser-Horizont, der bei p-Wellenmessungen sehr oft zu falschen Refraktorinterpretationen führt, stellt hier also kein Problem dar (ROCH, 1985).

Demgegenüber ergeben sich jedoch folgende Nachteile:

Die Anregung der benötigten horizontal polarisierten s-Wellen (= s_h -Wellen) ist schwieriger als die von p-Wellen. Der Untergrund muß in horizontale Schwingungen versetzt werden, was durch spezielle Vorrichtungen erfolgt.

Die Ausrüstung für die Scherwellenseismik ist derzeit eher teuer. So sind Scherwellengeophone einerseits in der Anschaffung etwa um mehr als den Faktor 5 teurer als herkömmliche p-Wellengeophone, andererseits sind die erzielbaren Meßfortschritte (jedes s-Wellen-Geophon muß horizontiert werden) im Gelände deutlich erniedrigt.

8.4 Anwendungen der Refraktionsseismik

Die Refraktionsseismik ist sowohl für Kartierungs- als auch Sondierungsprobleme einsetzbar, wobei der Haupteinsatz bei Sondierungen liegt. Sie zeichnet sich durch sehr gutes Vertikalauflösungsvermögen aus.

- Strukturerkundung des Untergrundes

Refraktionsseismische Messungen ermöglichen die Feststellung des Schichtaufbaues sowohl der Deponie als auch des Umlandes. Tiefenlage und Struktur der Deponiegrenze sind bestimmbar.

Da der Kontrast zwischen Festgesteinen und Lockergesteinen groß ist, kann die Festgesteinsoberkante sehr gut mit Rf-Seismik kartiert werden.

- Feststellung des Grundwasserspiegels

Da Wasser die im Vergleich zu Lockersedimenten und Deponiematerial hohe seismische Ausbreitungsgeschwindigkeit von 1.500 m/s aufweist, ist der Grundwasserspiegel als markanter Refraktor erkennbar.

- Feststellung wasserstauender Schichten

Dichtungsschichten (Ton, Silt) im Liegenden eines Ablagerungskörpers sind feststellbar, solange sie über dem Grundwasserspiegel liegen. Innerhalb des Grundwasserkörpers reicht der Geschwindigkeitskontrast zur Auflösung solcher Schichten häufig nicht mehr aus.

- Störungsnachweis, Klüftigkeit

In Festgesteinen kann aus der seismischen Geschwindigkeit auf den Grad der Auflockerung und somit auf die Klüftigkeit des Gebirges bzw. auf das Vorhandensein von geologischen Störungszonen geschlossen werden. Bei Kalibrierung an Bohrungen ist die Ableitung von RQD-Index bzw. Trennflächenzahl (wichtige gebirgsmechanische Parameter) möglich. Die Bedeutung im Zusammenhang mit Altablagerungen liegt in der Abschätzung der Wasserwegigkeit des Festgesteinsuntergrundes.

- Hohlraumnachweis

Eine besondere Adaptation der Refraktionsseismik ist das "Unterschießen von Objekten". Dies kommt bei der Erkundung von verfüllten (Deponie) oder unverfüllten Hohlräumen zur Anwendung. Voraussetzung dabei ist, daß der zu untersuchende Körper von einem markanten, ebenen, lateral aushaltenden

Refraktor unterlagert wird (z.B. Grundwasserspiegel oder Festgesteinsuntergrund). Wählt man nun die Aufstellung so wie in Abbildung 20, kann der Hohlraum durch die Geschwindigkeitsabnahme im Gradenast des erwähnten Refraktors geortet werden.

Am deutlichsten erkennbar sind luftgefüllte Hohlräume in Festgesteinen, je ähnlicher das Verfüllungsmaterial der Umgebung ist bzw. je höher die Wassersättigung wird, desto geringer wird die Abweichung in der Geschwindigkeitsgeraden sein.

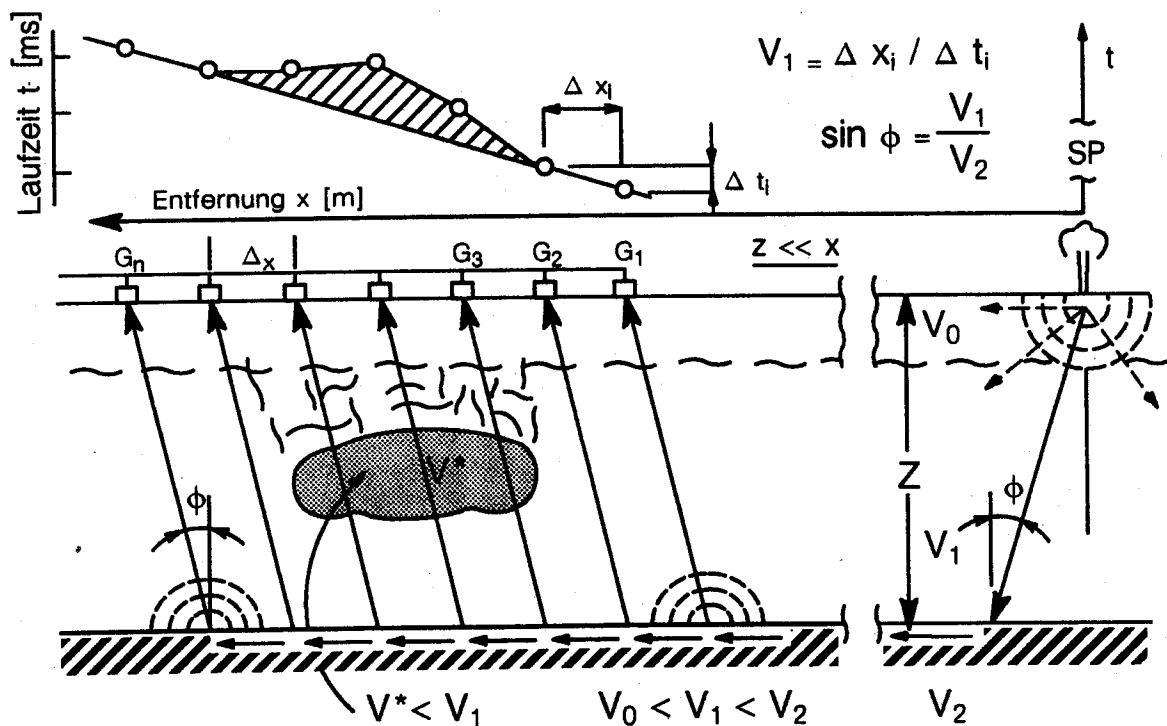


Abbildung 20: Nachweis verfüllter oder unverfüllter Hohlräume durch die Unterschießungsmethode (WEBER und WALACH, 1989)

- Laterale Abgrenzung der Deponie

Durch eine kurze Auslagelänge SP-Geophon(e), die entlang von Profilen bewegt wird, kann die laterale Geschwindigkeitsverteilung im oberflächennahen Bereich festgestellt werden. Die Tiefe des Bereichs wird durch die Aufstellungslänge bestimmt. Diese Geschwindigkeitskartierung liefert einerseits Korrekturwerte für tiefere Messungen (Oberflächenkorrektur), andererseits kann durch sie die Deponieabgrenzung lateral festgestellt werden. Es handelt sich hier um eine Durchschallungsaufgabe, d.h. die direkten Wellen werden registriert.

Probleme treten bei extrem langsamen Deckschichten auf, wenn die Geschwindigkeit im Untergrund unter der des Schalls in der Luft liegt (330 m/s). In einem solchen Fall ist die Messung der direkten Welle nicht möglich.

- Bestimmung gesteinsphysikalischer Eigenschaften

Vor allem dynamische Elastizitätsparameter von Festgesteinen sind abschätzbar. Bei den viel inhomogeneren Lockersedimenten sind solche Aussagen jedoch nur in weiten Schranken machbar.

8.5 Fehlerquellen, Grenzen der Refraktionsseismik

- Vertikale Geschwindigkeitsverteilung

Die Forderung nach Brechung vom Lot ist nur gegeben, wenn die seismische Geschwindigkeit mit der Tiefe zunimmt. Für die Entstehung einzelner, unterscheidbarer Refraktionssignale gilt weiters die Voraussetzung der diskontinuierli-

chen Geschwindigkeitszunahme. Das heißt, jede Schicht ist durch eine in ihr als konstant angesehene Geschwindigkeit repräsentiert. Geschwindigkeitsänderungen treten nur an Schichtgrenzen und dort sprunghaft auf.

Mit der Tiefe abnehmende Geschwindigkeit (in der Natur kaum über größere Tiefen gegeben) oder kontinuierliche Geschwindigkeitszunahme ergeben keine bzw. schlecht auswertbare Signale an der Oberfläche. Gefrorener Boden zeigt neben der schlechten Ankopplung der Geophone an den Untergrund meist das Phänomen der Geschwindigkeitsumkehr.

- Verborgene Schicht

Eine Schicht wird in Rf-Aufnahmen unter zwei Bedingungen nicht richtig erkannt:

- Mächtigkeit zu gering (überschossene Schicht)
- Geschwindigkeit zu gering (Blindschicht).

Im ersten Fall können Liegend- und Hangendgrenze der Schicht aufgrund zu großer Wellenlänge des Signals (langer Wellenweg im Untergrund wirkt als Tiefpaßfilter) oder zu großen Geophonabstandes nicht getrennt aufgelöst werden. Resultat ist ein scheinbarer Refraktionshorizont innerhalb der nicht erkannten Schicht, d.h. Liegend- und Hangendschicht erscheinen dadurch mächtiger als sie sind. Ein Verringern der Geophonabstände kann Abhilfe schaffen, besser ist die Kalibrierung an Bohrprofilen.

Im zweiten Fall ist die Zwischenschicht langsamer als Liegend- und Hangendschicht. Dadurch kommt durch Brechung zum Lot kein Signal von ihrer Hangendgrenze nach oben. Resultat sind Tiefenfehler aller unter dieser Schicht liegenden weiteren Schichtgrenze. Abhilfe kann hier nur durch Kalibrierung an Bohrungen geschaffen werden.

- Platzbedarf, langsamer Meßfortschritt

Bedingt durch die der Messung zugrundeliegende Geometrie sind Aufstellungslängen von mindestens dem Fünffachen der geforderten Eindringtiefe nötig. Der Meßfortschritt ist, verglichen mit anderen Methoden, gering. Zur Geländemessung ist ein Drei-Personen-Trupp erforderlich.

- Grundwasserspiegel

Die Lage des Grundwasserspiegels täuscht bei Nichterkennen eine lithologische Grenzfläche vor. Aufgrund der hohen Ausbreitungsgeschwindigkeit von p-Wellen in Wasser von 1.500 m/s können innerhalb von wassergesättigten Lockerseimenten keine langsameren Horizonte mehr erkannt werden, Refraktionen ergeben sich aus Änderungen in der Wassersättigung eher als aus Änderungen in der Lithologie (bis zu einem gewissen Grad ist hier jedoch Parallelität gegeben). Der Einsatz von s_h -Wellen kann dieses Problem beseitigen.

- Dämpfung

Im stark dämpfenden Untergrund, wie ihn Altablagerungskörper sehr oft darstellen, erreicht die Hammerschlagseismik kaum die geforderte Eindringtiefe. Die Sprengseismik, bei der es bezüglich der geforderten Eindringtiefe keine Probleme gibt, kann aus folgenden Gründen sehr oft nicht angewendet werden:

- besiedeltes Gebiet
- Entstehen von Flurschäden
- ungenügende Standfestigkeit des Untergrundes (Karst, künstliche Hohlräume)
- Explosionsgefahr (Gasaustritte im Zusammenhang mit dem Ablagerungskörper).

- Störsignale

Durch Luftschall oder Bodenvibrationen entstehende Störgeräusche können die seismische Messung "verrauschen" (Flugzeug, stark befahrene Straßen, Schwerindustriestandorte).

Jedoch auch starke, niedrigfrequente elektromagnetische Felder führen zu induktiver Beeinflussung der Geophone und somit zu Störsignalen. Durch Signalstapelung wird das Verhältnis Nutzsignal/Störsignale vergrößert.

8.6 Auswertung und Präsentation

Die Auswertung einer refraktionsseismischen Aufnahme geschieht so, wie in Abbildung 18 für den einfachen ebenen Zweischichtfall skizziert wurde. Man wendet das kontinuierliche Profilschießen mit Schuß und Gegenschuß an.

Aus den gemessenen und aus dem xt-Diagramm bestimmten Werten lassen sich Tiefe, Einfallswinkel und Relief der Schichtgrenzen bestimmen. Die Aneinanderreihung der einzelnen Aufnahmen ergibt ein Profil des Untergrundes. Als Faustregel für eine optische Erstbewertung gilt:

"Das xt-Diagramm bildet die Refraktorgeometrie spiegelbildlich ab" (siehe Abb. 21).

Wesentlich ist, daß bei refraktionsseismischen Messungen Information über Laufzeit und Geschwindigkeit erhalten wird, eine Zeit-Tiefenkonversion also allein aus der Rf-Messung durchführbar ist. Die Präsentation erfolgt durch

- geologische Tiefenprofile
- "Zaun"-Diagramme (räumliche Darstellung nebeneinanderliegender, durch Querprofile vernetzter Profile; siehe Abb. 22)
- 3d-Darstellungen.

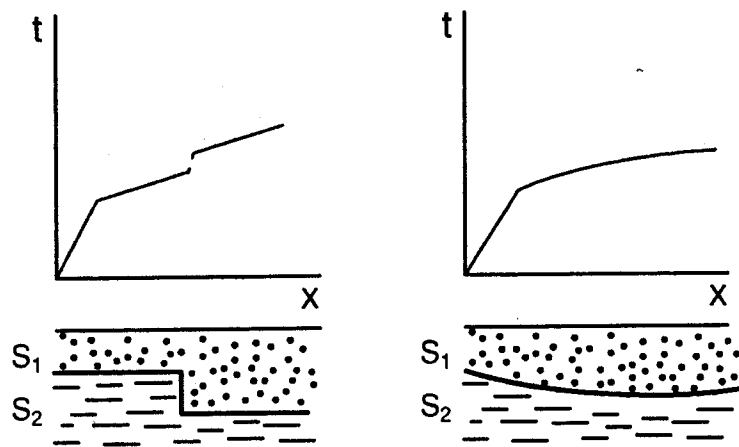


Abbildung 21: Das Prinzip der spiegelbildlichen Refraktorabbildung im x - t -Diagramm gilt für eine Erstbewertung

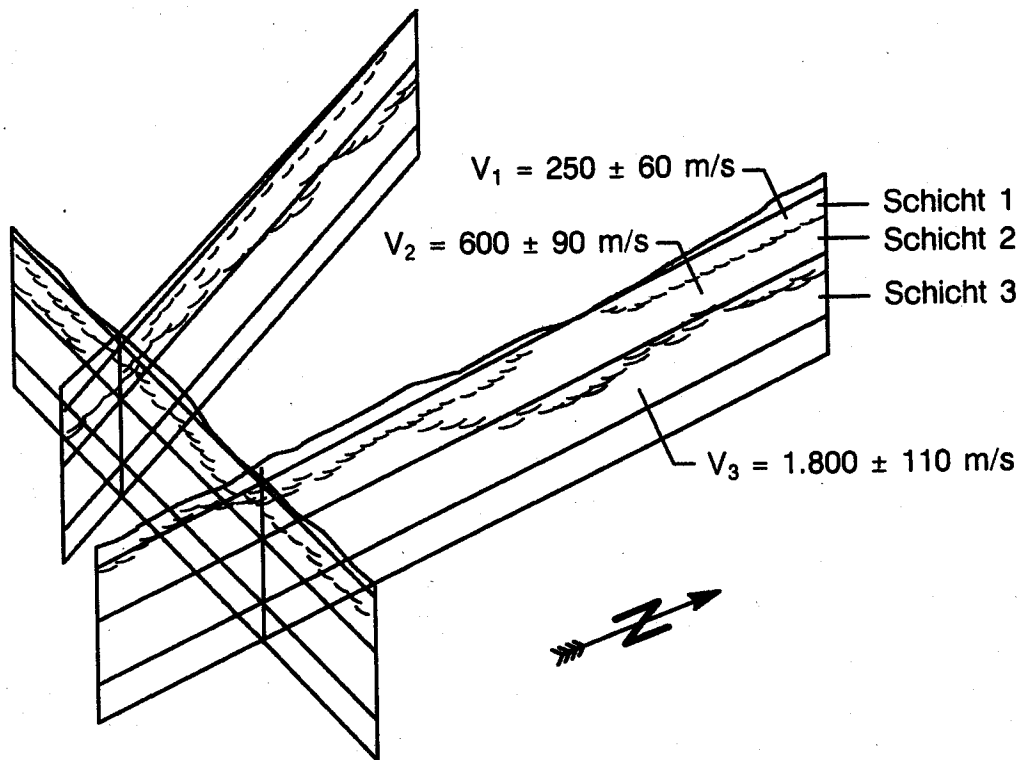


Abbildung 22: Vereinfachtes Zaundiagramm aus drei refraktionsseismischen Profilen (fiktives Beispiel)

Schichtgrenzen (Dreischichtfall) sind durch aneinandergereihte Kreisbögen angedeutet.

Schicht 1 = aufgelockerte Verwitterungszone

Schicht 2 = Deponiekörper

Schicht 3 = tonig-mergeliger Untergrund

Teilung der Tiefenskala = 10 m

Dreidimensionale Darstellungen des Untergrundes setzen flächendeckende Aufnahme im Gelände voraus (durch die konventionelle Profilmethode nicht erreichbar).

8.7 Zeit- und Personalaufwand

Die Tagesleistungen liegen zwischen vier bis zwölf Auslagen (je nach Auslagelänge). Ein Meßtrupp mit drei Personen ist nötig.

9. GEOMAGNETIK

9.1 Meßprinzip

Das natürliche Magnetfeld der Erde ähnelt prinzipiell dem Feld eines nicht exakt im Erdmittelpunkt zentrierten Stabmagneten. Die Längsachse des Magneten ist um etwa zehn Grad gegen die Rotationsachse der Erde geneigt, die Lagen der geographischen und magnetischen Pole sind nicht identisch (Abb. 23). In jedem Punkt der Erde beschreiben Feldlinien das natürliche Magnetfeld vektoriell in Größe und Richtung (siehe Abb. 23).

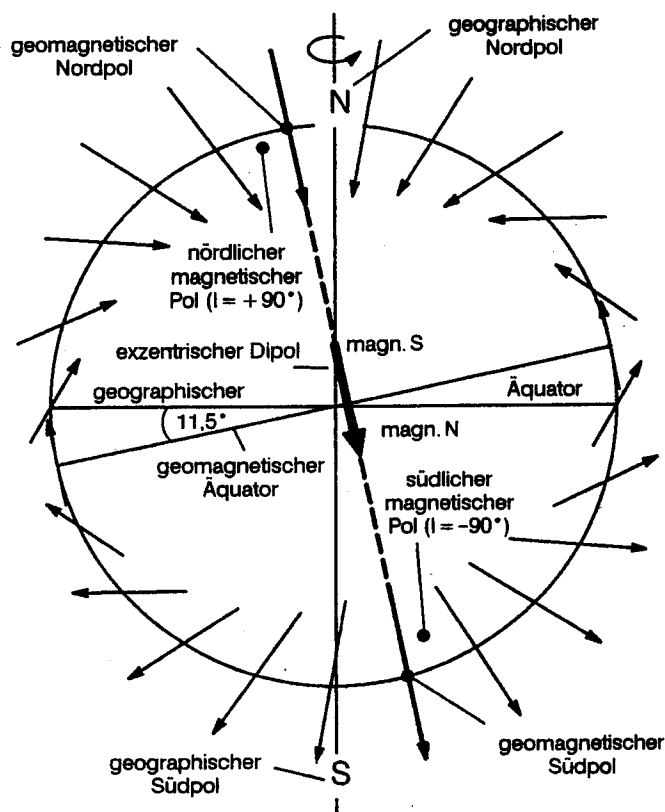


Abbildung 23: Schematische Vektordarstellung des Erdmagnetfeldes. Modell des exzentrischen Stabmagneten mit um etwa zehn Grad gegen die Rotationsachse geneigter magnetischer Achse.
(MILLITZER und WEBER, 1984)

Außerdem ist das Erdmagnetfeld Schwankungen unterworfen. Die wichtigsten Ursachen dieser Schwankungen und ihre Größenordnungen sind in Tabelle 12 angeführt.

Liegt im Untergrund ein Körper mit zur Umgebung unterschiedlicher magnetischer Suszeptibilität und relativer Permeabilität, so wird durch ihn die natürliche Feldsymmetrie verzerrt. Die Erfassung und isolierte Darstellung solcher Magnetfeldanomalien ist Ziel geomagnetischer Messungen.

Tiefenlage, Material und Volumen des magnetischen Störkörpers bestimmen Form und Stärke der entstehenden magnetischen Anomalie, sodaß Rückschlüsse auf den Störkörper möglich sind.

Tabelle 12: Einige Variationen des natürlichen, nicht durch Störkörper beeinflussten Erdmagnetfeldes im Bereich Mitteleuropa. Die in () gesetzten Schwankungen werden bei Anwendung im Ingenieurbereich nicht berücksichtigt.

Zeitliche Variationen	Periode, Dauer	Stärke
Zyklisch (Geologische Variation) (Säkularvariation) (Jährliche Variation) Tägliche Variation	1 Mio Jahre 1000e Jahre 1 Jahr 24 Stunden	10er nT
Azyklisch Magnetische Stürme durch Sonnenaktivität	Stunden - Tage	1000er nT
Ortsabhängige Variationen	Stärke	
(Nord-Süd-Gradient) (Ost-West-Gradient) Seehöhen-Gradient	etwa 2,5 nT/km etwa 0,7 nT/km etwa 2,5 nT/100 m	

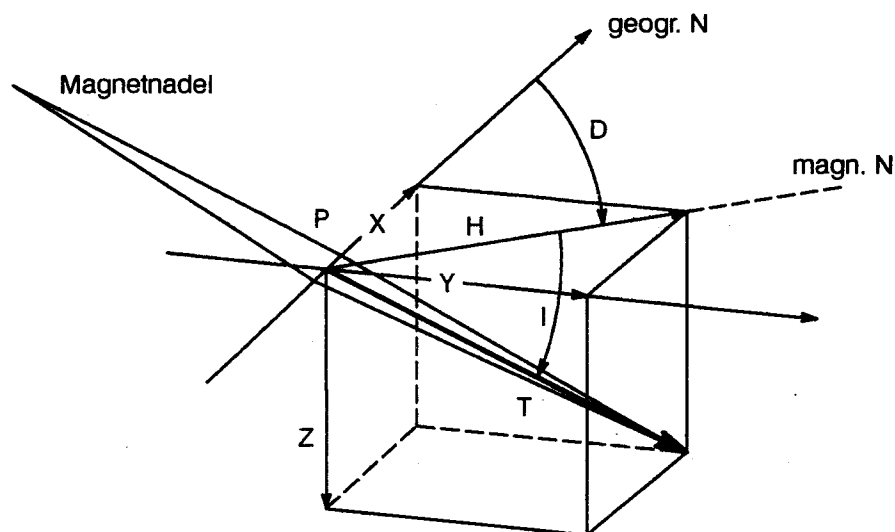


Abbildung 24: Die verschiedenen Komponenten des Erdmagnetfeldes in einem Punkt P
(MILLITZER und WEBER, 1984)

- T - Totalintensität (Betrag von T)
- Z - Vertikalintensität (Komponente von T in Lotrichtung; nach unten positiv)
- H - Horizontalintensität (Komponente von T in Richtung magnetisch Nord)
- X - Komponente von T bzw. H in Richtung geographisch Nord
- Y - Komponente von T bzw. H in Richtung geographisch Ost
- D - Deklination (Winkel zwischen magnetisch und geographisch Nord)
positiv bei östlicher Abweichung
negativ bei westlicher Abweichung
- I - Inklination (Winkel zwischen Horizontalebene und T; nach unten positiv)

Magnetikmessungen sprechen nur auf ferromagnetische Körper, wie vergrabene Eisenteile, Autowracks, Ölfässer oder Stahlbeton, an. Bunt- oder Leichtmetalle werden nicht erkannt. Enthält der Festgesteinsuntergrund eines Sedimentbeckens einen genügend hohen Anteil an ferromagnetischen Mineralen, so kann das Untergrundrelief kartiert werden.

9.2 Praktische Aspekte geomagnetischer Messungen

9.2.1 Einheit, Meßgrößen

Es werden folgende Elemente des Erdmagnetfeldes gemessen (siehe Abb. 24):

- Totalintensität T
- Vertikalintensität Z
- Horizontalintensität H
- Gradienten ($\Delta T/\Delta z$).

Die Einheit der magnetischen Feldstärke ist das

Tesla T ($1 \text{ T} = 1 \text{ kg/A.s}^2$).

Da die Stärke der Magnetfeldanomalien einige Größenordnungen kleiner als 1 T ist, verwendet man in der Praxis nT (10^{-9} T).

Tabelle 13: Wertebereiche der magnetischen Feldkomponenten
des ungestörten Erdfeldes
(MILLITZER und WEBER, 1984)

Kennwert		Magnetpole	Magnetischer Äquator
Inklination	I	+/- 90 Grad	0 Grad
Horizontalintensität	H	0 nT	max. 40.000 nT
Vertikalintensität	Z	max. 70.000 nT	0 - 40.000 nT
Totalintensität	T	60.000 - 70.000 nT	25.000 - 40.000 nT

9.2.2 Meßgeräte, Geländemessung

Die erhältlichen Meßgeräte messen Magnetfelder nach verschiedenen physikalischen Prinzipien. Der zur Zeit meistverwendete Gerätetyp ist das Protonenmagnetometer. Das Meßprinzip beruht auf dem Einfluß von Magnetfeldern auf den Spin von Protonen. Wasserstoffkerne besitzen durch ihren Spin ein natürliches magnetisches Moment. Jedes Proton stellt gleichsam einen stabförmigen Elementarmagneten dar. Ein künstlich angelegtes Magnetfeld richtet die Spinachsen parallel zueinander aus. Nach Abschalten dieses künstlichen Feldes präzedieren die Spins in die natürliche Erdfeldrichtung zurück. Die Frequenz dieser Präzessionsbewegung ist proportional zur Totalintensität des Erdfeldes (Larmor-Frequenz).

Protonenmagnetometer besitzen folgende Eigenschaften:

- Einfache, rasche Absolutmessung von T
(Dauer eines Meßvorganges etwa zehn Sekunden)
- Hohe Empfindlichkeit (Schwellenwert 0,1 - 1 nT)
- Kaum Wartung, keine Temperaturempfindlichkeit, robust, geringes Gewicht (3 kg)
- Möglichkeit der digitalen Meßwertspeicherung
- Relativ geringe Anschaffungskosten
- Beschleunigungsunempfindlich, daher Messung auf bewegten Systemen möglich
- Bei starken Feldgradienten nicht einsetzbar, da die Präzessionsbewegung zu rasch abklingt (je nach Bauart ab 100 bis 5.000 nT/m).

Die Standardmessung mit nur einem Sensor hat den Nachteil, daß rechnerische Korrekturen für zeitliche Magnetfeldschwankungen angebracht werden müssen. Dies umgeht man durch zwei besondere Konfigurationen:

- Gradientenmessung
- Differenzmessung.

Gradientenmeßgeräte arbeiten mit zwei übereinanderliegenden Sensoren, aus den beiden gleichzeitig genommenen Werten wird der Vertikalgradient $\Delta T/\Delta z$ in nT/m bestimmt.

Differenzmagnetometer besitzen zwei getrennte Sonden. Das bewegliche Magnetometer ist drahtlos oder über ein Kabel mit einem zweiten, fix stationierten, Magnetometer verbunden. Durch Differenzbildung schon während des Meßvorganges wird die zeitliche Magnetfeldvariation korrigiert. Bei Kabelverbindung ist die überstreichbare Meßfläche aus Handhabungsgründen mit einem Radius von etwa 50 m begrenzt.

Differenz- und Gradientenmessung werden in der Mikromagnetik (höhere Anforderungen an Genauigkeit und Sensibilität) eingesetzt. Für Standardaufgaben im Zusammenhang mit Altablagerungskörpern erscheint die mit Einfachsensoren erzielbare Präzision als ausreichend.

Tabelle 14: Verschiedene Bautypen von Magnetometern (verändert nach MILLITZER et al., 1986)

Instrument	Meßgröße	Arbeitsweise	Genauigkeit
Protonenmagnetometer (Kernpräzessionsmagnetometer)	T	atomphysikalisch	0,1 - 1 nT
Torsionsmagnetometer	dz	mechanisch-optisch	1 - 2,5 nT
Fluxgate-Magnetometer (Förster-Sonde, Sättigungskern-Magnetometer)	dH, dz, dT Gradient	elektronisch	1 nT
Absorptionszellenmagnetometer (Quantenmagnetometer)	T	atomphysikalisch	0,01 - 0,1 nT

9.2.3 Profil- und Punktabstände

Profil- und Punktabstände sind vom Untersuchungszweck abhängig. Bei lateraler Abgrenzung der Deponie liegen die Punktabstände bei 5 bis 25 m, die Profilabstände sind doppelt bis fünfmal so groß. Bei Klassifikation des Deponieinhalts arbeitet man mit Punktabständen von 1 bis 5 m, der Profilabstand beträgt den einfachen bis doppelten Punktabstand.

9.2.4 Genauigkeitsanforderungen

Die im Zusammenhang mit Altablagerungen an die Geomagnetik gestellten Genauigkeitsanforderungen werden von modernen Meßgeräten meist mühelos erreicht. Sind mikromagnetische Aufnahmen durchzuführen, wird die Genauigkeit durch Meßwertstapelung, Doppelschleifenmessung verbessert.

Doppelschleifenmessungen erreichen Genauigkeiten von ± 1 nT. Dabei ist jedoch eine viertelstündliche Basismessung (Gangkurve) nötig. Bei Gradientenmessungen liegt die erreichbare Genauigkeit bei $\pm 0,1$ nT. Da die Dauer eines Meßvorganges im Sekundenbereich liegt, stellen Mehrfachmessungen keine wesentliche Zeitverlängerung dar. Die Meßwerte sind für die spätere Zeitkorrektur mit zumindest minutengenauer Zeitangabe aufzuzeichnen.

9.3 Anwendungen geomagnetischer Messungen

Magnetikmessungen stellen eine ökonomisch günstige Kartierungsmethode dar. Sie haben als kabelloses Verfahren ohne Bodenkontakt den wesentlichen Vorteil hohen Meßfortschritts. Die Meßgeräte sind robust, haben geringes Gewicht und sind leicht zu bedienen.

- Ortung und laterale Abgrenzung von Altablagerungen

Diese Aufgabe kann aufgrund des beinahe immer gegebenen Gehaltes an Eisenteilen in Altablagerungen erfüllt werden.

- Lokalisierung vergrabener Eisenteile

Dies stellt das Haupteinsatzgebiet geomagnetischer Messungen dar. Dabei hängen die Nachweischancen von

- der Tiefe und Menge des Materials,
- der Konzentration der Ferromagnetika und
- der Störkörperform bzw. der Modellbildung

ab.

Vor der genaueren Tiefenberechnung wird ein geometrisches Störkörpermodell gebildet, das den weiteren Berechnungen zugrundeliegt. Die Übereinstimmung des Modells mit der Wirklichkeit beeinflusst die Ergebnisse wesentlich. Die Tiefe wird rechnerisch aus Diagrammen oder Musterkurven bestimmt. Auf diese Weise ist auch der Nachweis unterirdischer Leitungen möglich.

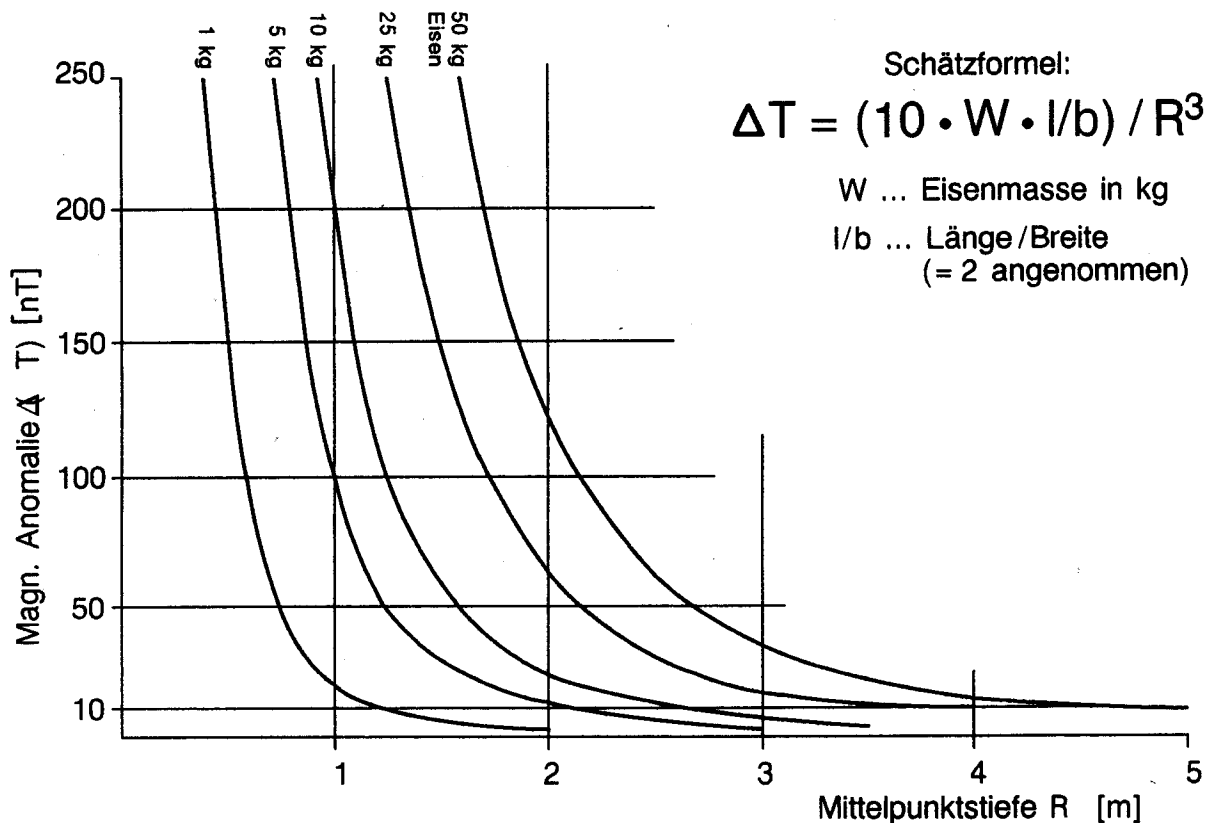


Abbildung 25: Diagramm zur Abschätzung der erreichbaren Nachweistiefe von Eisenteilen mit Hilfe geomagnetischer Messungen (WALACH, 1986)

Tabelle 15: Zu erwartende Anomalien einiger magnetischer Störkörper (MILLITZER et al., 1986)

Objekt	Maximale Anomalie bei	
	geringer Distanz	großer Distanz
Pkw (t)	10 m: 40 nT	30 m: 1 nT
Anker (20 t)	15 m: 200 ... 650 nT	30 m: 25 ... 80 nT
Pipeline (30 cm Durchmesser)	8 m: 50 ... 200 nT	15 m: 12 ... 50 nT
Pipeline (15 cm Durchmesser)	3 m: 100 ... 400 nT	15 m: 4 ... 16 nT
Gleichstromzug	150 m: 5 ... 200 nT	300 m: 1 ... 50 nT
Feile (25 cm)	1,5 m: 50 ... 100 nT	3 m: 5 ... 10 nT

- Strukturerkundung des Festgesteinsuntergrundes

In manchen Fällen kann die Tiefe und das Relief der Schichtgrenze hangender Sedimente zu festem Grundgebirge bestimmt werden. Voraussetzung ist ein genügend hoher Gehalt der Festgesteine an ferromagnetischen Mineralen (Magnetit, Hämatit). Dies ist vor allem bei basischen Magmatiten und deren metamorphen Produkten gegeben (z.B. Basalt, Amphibolit).

9.4 Fehlerquellen, Grenzen geomagnetischer Messungen

- Nähe zu ferromagnetischen Körpern

Störfelderzeuger, die geomagnetische Messungen unmöglich machen können, sind zum Beispiel Eisenzäune, Schrotthaufen, Fahrzeuge (Parkplatz), Eisenbahntrassen, unterirdische Leitungen. Bei Mikroaufnahmen und schwachen Anomalien können bereits durch das Geländepersonal (Stiefel mit Stahlkappen) Störungen verursacht werden.

- Magnetische Störfelder

Solche für Magnetikmessungen störende natürliche Felder stellen zum Beispiel die sogenannten magnetischen Stürme dar. Sie werden durch erhöhte Sonnenaktivität in unregelmäßigen Abständen erzeugt, dauern Stunden bis Tage und machen Messungen meist unmöglich. Eine gewisse Störung der Messungen geht auch von starken, technisch erzeugten elektromagnetischen Feldern aus.

9.5 Auswertung und Präsentation

9.5.1 Variationskorrektur, Meßwertreduktion

Korrektur- und Reduktionsrechnungen werden für geomagnetische Messungen ähnlich wie für die Gravimetrie durchgeführt (Kap. 10.5.1). Liegt bei gravimetrischen Messungen der Schwerpunkt bei der Lagereduktion, so sind bei der Magnetik vor allem Zeitkorrekturen durchzuführen. Digitale Meßwertaufzeichnung reduziert den Aufwand für die Auswertung wesentlich (mehr als 50 % Zeitersparnis). Rechnerische Korrekturen sind nur dann vorzunehmen, wenn die betreffende Schwankung die Größenordnung des Anomaliewertes bzw. die Gerätegenauigkeit erreicht.

Der Anomaliewert ΔT ergibt sich theoretisch wie folgt:

$$\Delta T = T - \delta T_T - \delta T_N - \delta T_H - \delta T_G$$

mit:	δT	...	Anomaliewert
	T	...	Gemessene Totalintensität
	δT_T	...	Totalfeldreduktion
	δT_N	...	Normalfeldreduktion
	δT_H	...	Höhenreduktion
	δT_G	...	Geländereduktion

Die Totalfeldreduktion berücksichtigt zeitliche Schwankungen der magnetischen Intensität. Sie wird in jedem Fall berechnet. Je nach geforderter Genauigkeit wird die Gangkurve bestimmt als:

- Basismessung mit linear interpolierter Gangkurve. Zeitintervall bei Übersichts- und Spezialmessungen von ein bis zwei Stunden, bei Mikromagnetik herab bis zu zehn Minuten.
- Tagesgangkurve einer kontinuierlich aufzeichnenden öffentlichen Station (z.B. Kobenzl/Wien). Diese sollte ohne Korrektur nur bis zu Entfernungen von hundert Kilometern verwendet werden.
- Kombination von Basismessungen mit kontinuierlicher Tagesgangkurve. Die von der öffentlichen Station enthaltene Kurve wird in die im Gelände ermittelten Basismessungen eingehängt.

Die Normalfeldreduktion berücksichtigt die ortsabhängigen Magnetfeldgradienten. Bei Übersichts- oder Spezialmessungen (Genauigkeit $\pm$ einige nT) ist sie erst ab Profillängen in Nord-Südrichtung von 1 km, in Ost-Westrichtung ab 3 km durchzuführen. Bei Mikromagnetikmessungen (Genauigkeit $\pm$ 1 nT) kommt sie ab Nord-Südentfernungen von etwa 300 m und Ost-Westentfernung ab 1 km zur Anwendung. Die Normalfeldreduktion wird graphisch (Schablonen, Isolinienkarten) oder rechnerisch (meist computergestützt) durchgeführt.

Die Höhenreduktion ist aufgrund der geringen Höhenabhängigkeit (etwa 0,025 nT/m) bei Übersichts- oder Spezialmessungen erst ab Höhenunterschieden größer als 100 m, bei Mikromessungen ab 40 m durchzuführen.

Die Geländereduktion berücksichtigt, analog zur Gravimetrie, Störeinflüsse lateraler Suszeptibilitäten. Sie wird aufgrund hohen Aufwandes und großer Unsicherheit nur bei starkem Relief und hoher Suszeptibilität des Untergrundes durchgeführt. Der Fehler des nicht reduzierten Meßwertes kann in extremen Gebieten 1.000 nT erreichen (Hochgebirge mit basischen Magmatiten) (MILLITZER und WEBER, 1984).

Die praktisch durchzuführende Reduktion beschränkt sich daher bei Deponieerkundungen meist auf die einfache Form

$$\Delta T = T - \delta T_T$$

mit: δT ... Anomaliewert
 T ... Gemessene Totalintensität
 δT_T ... Totalfeldreduktion.

9.5.2 Abgeleitete Parameter

Zu den abgeleiteten Parameter zählen:

- Gradienten horizontal und vertikal (im Gelände gemessen)
- Statistisch aus den Meßwerten bestimmte Maße.

Simultan durchgeführte Gradientenmessungen müssen, wie bereits erwähnt, nicht der Totalfeldreduktion unterzogen werden. Außerdem unterdrückt die Vertikalgradientenmessung fernliegende Störkörper, verbessert daher die Ergebnisse bei seicht gelegenen Anomalien.

Sind die Kontraste der magnetischen Eigenschaften zwischen Ablagerungskörper und Umgebung nicht groß genug (z.B. eisenarmes Material in Sedimenten), nützt man die im Vergleich zur Umgebung stärkere Heterogenität des Deponiekörpers aus. Solche statistisch aus den Meßwerten ermittelte Parameter können zum Beispiel sein:

- die aus mehreren benachbarten Meßpunkten bestimmte Standardabweichung von ΔT
- der Betrag des mittleren Horizontalgradienten.

Diese Variabilitätsmaße zeigen zwischen Ablagerung und Umland meist Unterschiede von mehr als einer Zehnerpotenz (WALACH, 1987). Sie haben außerdem den Vorteil, daß die Amplitude der Anomalie näherungsweise über dem Störkörper zentriert wird. Bei Verwendung der normalen Meßwerte liegt der Störkörper unter dem Punkt größter Steigung der Anomaliekurve (Wendepunkt).

Abgeleitete Parameter können auch bei anderen geophysikalischen Verfahren zur Verbesserung der Ergebnisse verwendet werden.

9.5.3 Tiefenabschätzung

Bevor genauere Störkörperberechnungen durchgeführt werden, kann aus der Anomaliekurve bereits eine Abschätzung der Störkörpertiefe vorgenommen werden:

Kugelförmiger Störkörper,
horizontaler Zylinder:
(Dipole)

$$z = 2 \cdot b_{1/2}$$

Vertikaler Zylinder:
(Monopol)

$$z = 4/3 \cdot b_{1/2} \quad (\text{nach TIBERG})$$

$$z = b_{1/3} \quad (\text{nach HAANEL})$$

z ... Tiefe des Störkörpers in m
 $b_{1/2}$, $b_{1/3}$... Halb- bzw. Drittelwertbreite der Anomalie in m (Erklärung Kap. 10.5.2, Abb. 35)

9.5.4 Polreduktion

Durch die Neigung des Totalfeldvektors erscheint die Amplitude der Anomaliekurve nicht exakt über dem Störkörper, sondern versetzt. Auf der Nordhalbkugel Versetzung nach Süden, auf der Südhalbkugel nach Norden (Abb. 26). Dies hat keine Bedeutung bei Übersichtsmessungen oder bei seichten Störkörpern. Bei tiefer liegenden Störkörpern wird Polreduktion durchgeführt. Das heißt, die Meßwerte werden vom tatsächlichen Winkel der Inklinaton auf $I = 90$ Grad korrigiert.

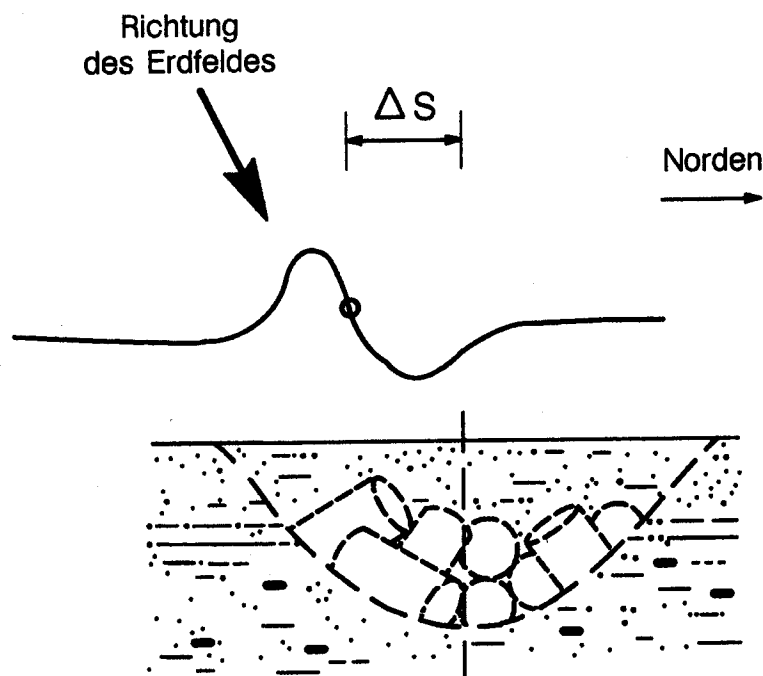


Abbildung 26: Anomalieversetzung ΔS bei geomagnetischen Messungen in Abhängigkeit von der Richtung des Totalfeldvektors. Bleibt bei seichten Anomalien unberücksichtigt, bei tiefliegenden Störkörpern wird als Korrektur Polreduktion auf $I = 90$ Grad durchgeführt.

(ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, 1983)

9.5.5 Darstellung

Die Ergebnisse werden präsentiert als:

- Anomalieprofile
- Isanomalenkarten
- 3d-Blockdiagramme.

Angaben zu Art und Lokalisierung eventuell magnetischer Störkörper bzw. Angaben über die Ausdehnung des Deponiekörpers und die Beschaffenheit des Deponieuntergrundes sind darin enthalten.

9.6 Zeit- und Personalaufwand

Die Tagesleistung (ohne Auswertung) eines Zwei-Personen-Meßtrupps liegt, je nach Standortbedingungen, bei 500 bis 1000, in Extremfällen bei 2000 Meßpunkten (WALACH, 1987).

Es sind folgende Flächenleistungen pro Geländetag [bei Annahme von 400 (1000) Meßpunkten] zu erwarten:

Tabelle 16: Tagesleistung bei Magnetikmessungen

Art der Messung	Raster	Tagesflächendeckung
Übersichtsmessung	25 x 25 m	25 (60) ha
Spezialmessung	10 x 10 m	4 (10) ha
Mikromessung	2,5 x 2,5 m	0,25 (0,63) ha

10. GRAVIMETRIE

10.1 Meßprinzip

Gravimetrischen Messungen liegt das Prinzip der gegenseitigen Anziehung zweier Massen zugrunde, das mathematisch durch das NEWTONsche Gravitationsgesetz beschrieben wird:

$$F = f \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2}$$

mit: F ... Anziehungskraft [m . kg/s⁻²]
 m₁, m₂ ... Massen [kg]
 r ... Abstand der Massen [m]
 f ... Gravitationskonstante
 (6,67 x 10⁻¹¹ m³/kg . s²)

Bei den Verfahren der Angewandten Gravimetrie mißt man die Anziehung der Erdmasse auf eine sehr kleine Probemasse im Meßgerät, dem Gravimeter.

10.1.1 Gravitationsfeld der Erde

Die Erdanziehung ist eine gerichtete Größe und wird in jedem Punkt der Erde durch den Vektor g in Richtung und Größe beschrieben. Der Absolutwert von g setzt sich in erster Näherung aus zwei Komponenten zusammen.

$$g = a_e + a_z$$

mit: g ... Erdanziehung
 a_e ... Massenanziehung zum Erdmittelpunkt
 a_z ... Zentrifugalkraft bedingt durch Erdrotation

Die Schwere ist an den Polen etwa um den Faktor 0,005 größer als am Äquator. Neben diesen bestehenden Gradienten der Normalschwere ist das Erdfeld auch Schwankungen zeitlicher und örtlicher Natur unterworfen (siehe Tab. 17).

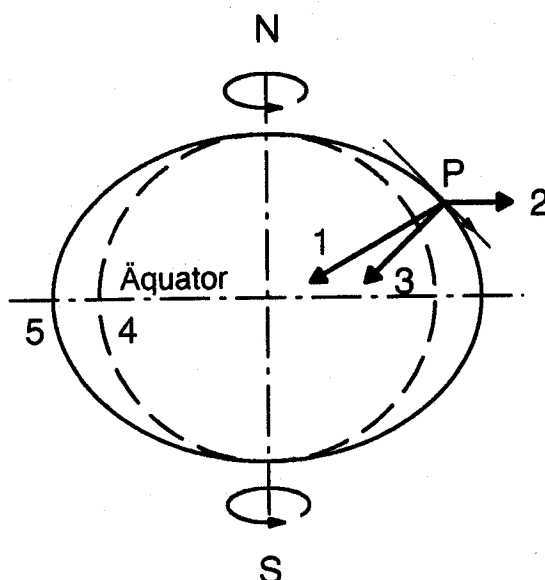


Abbildung 27: Das Schwerfeld der Erde (MILLITZER und WEBER, 1984)

- 1 ... Anziehungskraft aller Massen zum Erdmittelpunkt
- 2 ... Zentrifugalbeschleunigung
- 3 ... Resultierende Schwere g
- 4 ... Kugeloberfläche
- 5 ... Oberfläche der regularisierten Erde

Gravimetrische Störkörper im Untergrund, die Massenüberschuß oder -defizit gegenüber der Umgebung darstellen, verursachen Schweranomalien im ungestörten Feld. Ziel der Gravimetrie im Ingenieurbereich ist es, aus den im Gelände gewonnenen Meßwerten alle nicht erwünschten höherwertigen Schwankungen rechnerisch zu eliminieren, sodaß sich der Störkörper optimal als Restschwereanomalie vom Regionaltrend der Schwere abhebt.

10.2 Praktische Aspekte von Schweremessungen

10.2.1 Einheit, Meßgrößen

Die Erdbeschleunigung wird in m/s^2 gemessen, in der Praxis verwendet man $\mu\text{m/s}^2$. Die alte, noch oft verwendete Einheit ist das Gal ($1 \text{ Gal} = 0,01 \text{ m/s}^2$, $1 \text{ mGal} = 10 \mu\text{m/s}^2$).

Die bei der Gravimetrie im Ingenieurbereich gemessenen Größen sind:

- Relative Schwere Δg
- Vertikalgradient g_z
- Horizontalgradienten g_x, g_y .

Tabelle 17: Orts- und zeitabhängige Schwankungen des Schwerfeldes der Erde

Art der Schwankung	Wirkungsbereich	Größenordnung 10^{-6} m/s^2
Örtlich Normalfeldgradient Regionaler Gradient Lokaler Gradient Vertikalgradient	 Pol - Äquator 100 - 1000e km 1 - 100e m Höhenunterschiede	 50.000 einige 1000 bis 100e 3 pro m
Zeitlich Gezeiten, Sonne, Mond	 weltweit	 1 - mehrere 10

10.2.2 Voraussetzungen gravimetrischer Messungen

Der Nachweis eines gravimetrischen Störkörpers im Untergrund setzt eine an der Erdoberfläche meßbare Schwereanomalie voraus. Zur Abschätzung dieser Anomaliegröße gilt (MILLITZER et al., 1984):

$$\Delta g = \Delta \rho \cdot \frac{\text{Störkörpermächtigkeit}}{(\text{Störkörpertiefe})^2}$$

mit: Δg ... Schwereanomalie
 $\Delta \rho$... Dichteanomalie

Daraus ergibt sich, daß ein großer Dichtekontrast, seichte Tiefe und ein großes Störkörpervolumen die Messung begünstigen.

10.2.3 Meßgeräte

Zur Messung im Ingenieurbereich kommen ausschließlich Gravimeter zum Einsatz. Nach dem Funktionsprinzip der im Ingenieurbereich eingesetzten Instrumente unterscheidet man:

- Statische Systeme
- Astasierte Systeme.

Bei beiden Systemen handelt es sich um eine an einer Feder aufgehängte Probemasse von einigen Gramm. Je nach angreifender Schwerkraft wird die Masse mehr oder weniger von der Erde angezogen, die sich ändernde Elongation der Feder wird an einer Skala abgelesen.

Bei astasierten Systemen wird das Gleichgewicht Feder-Schwerkraft durch eine Zusatzmasse oder einen Vorspannwinkel am Rand zur Instabilität gehalten. Eine sehr kleine Schwereänderung verursacht bereits eine große Auslenkung, daher sind astasierte Gravimeter viel empfindlicher als statische.

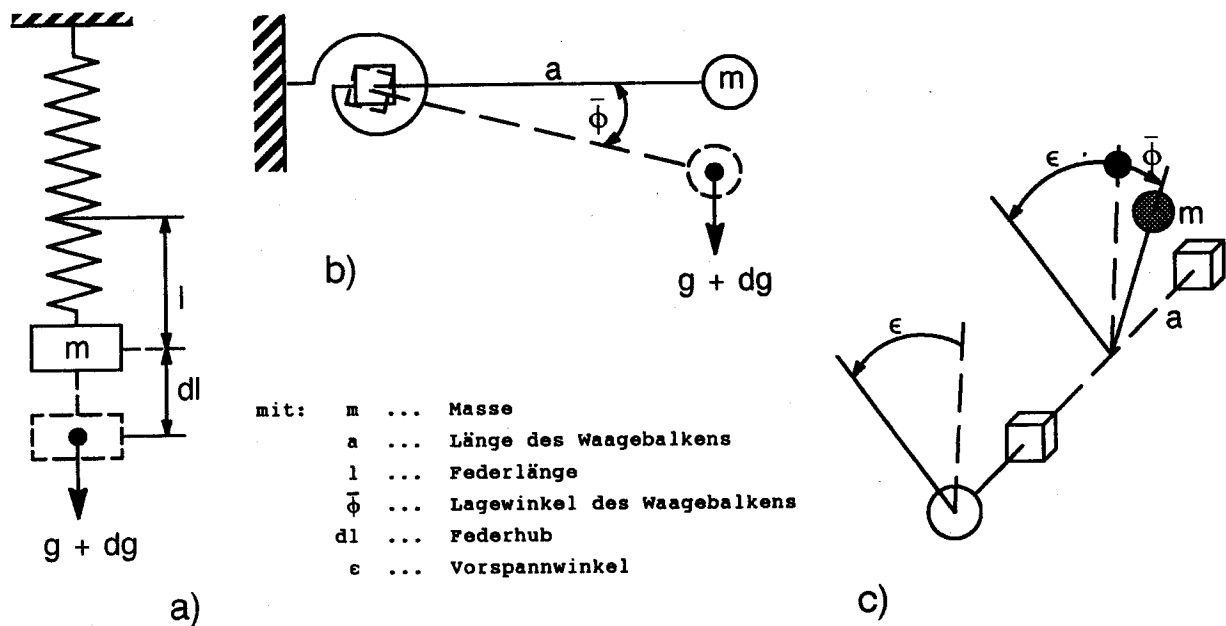


Abbildung 28: Funktionsprinzip von Gravimetern (MILLITZER und WEBER, 1984)

- a ... Statisch vertikale Schraubenfeder
- b ... Statisch horizontale Torsionsfeder
- c ... Astasiertes System

Tabelle 18: Gravimeter verschiedener Bauart mit Angabe der Genauigkeit

Gravimeter	Genauigkeit 10^{-6} m/s^2 (10^{-3} Gal)
La Coste-Romberg (astasiert)	< 0,1 (0,01)
Worden (astasiert)	0,1 (0,01)
Thyssen (astasiert)	2,5 (0,25)
Hartley (statisch)	10 (1)

Das aufgrund einfacher Handhabung, geringer Wartung und hoher Präzision heute am häufigsten verwendete Instrument ist das La Coste-Romberg Gravimeter.

10.2.4 Genauigkeitsanforderungen

Tabelle 19: Geforderte Genauigkeiten bei gravimetrischen Geländemessungen

Genauigkeitsanforderung	Übersichtsmessung	Spezialmessung	Mikrogravimetrie
Gravimeter (10^{-6} m/s^2)	0,5	0,25	0,05 - 0,2
Nivellement (m)	0,1	0,05	0,01
Punktlage lateral (m)	5	1	< 0,05

Die geforderte Präzision hängt vom Untersuchungszweck ab. Da die Schwere vom Abstand der Massen zueinander, d.h. von der Seehöhe des Meßpunktes abhängt, ist jeder Punkt in seiner Höhe zu bestimmen. Diese Höhenbestimmung ist durchwegs als Nivellement durchzuführen. Die laterale Lage der Punkte kann

auch aus genauen Karten bestimmt werden (z.B. österreichische Luftbildkarte 1 : 10 000 oder österreichische Basiskarte 1 : 5 000).

Bei Übersichts- oder Spezialmessungen wird die Geländemessung in sogenannten Einfachschleifen, bei mikrogravimetrischen Aufgaben in Doppelschleifen durchgeführt.

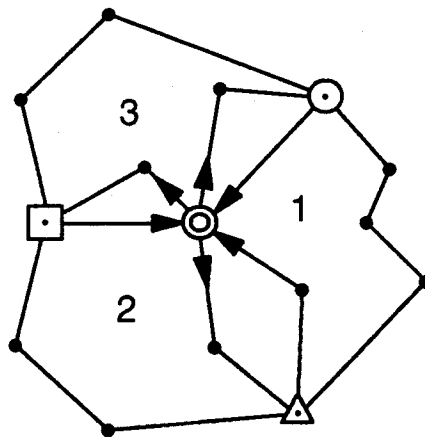


Abbildung 29: Prinzip der Schleifmessung
(MILLITZER und WEBER, 1984)

Zentraler Punkt = Basis
Äußeres Dreieck, Kreis und Quadrat = Wiederholungspunkte
Ausgefüllte Punkte = Normale Meßpunkte
1, 2, 3 = Schleifenbezeichnung

Bei Doppelschleifmessungen wird jede Schleife in zwei voneinander unabhängigen Durchgängen vermessen.

10.2.6 Punktabstände

Zum Zweck der Kostenschätzung ist man bestrebt, vor Meßbeginn die Punktzahl in etwa zu bestimmen.

Kann der Störkörper durch eine Kugel approximiert werden, ergeben sich folgende Schranken für den Meßpunktabstand (MILLITZER und WEBER, 1984):

$$P_{\min} = T \cdot \sqrt[2/3]{\left(\frac{\delta g_{\max}}{\delta g_{\max} - m\Delta g} \right) - 1}$$

$$P_{\max} = T \cdot \sqrt[2/3]{\left(\frac{\delta g_{\max}}{m\Delta g} \right) - 1}$$

- $P_{\min}$... Mindestpunktabstand, dessen Unterschreitung keine Verbesserung des Resultates bringt [m].
- $P_{\max}$... Maximaler Punkteabstand, bei dem gerade nicht am Störkörper vorbeigemessen wird [m].
- T ... Mittelpunktstiefe des Störkörpers [m].
- $\delta g_{\max}$... Maximal zu erwartende Anomalie. Zu bestimmen aus Tabelle 17 [m/s^2].
- $m\Delta g$... Durchschnittlicher Meßfehler [m/s^2].

Für Störkörper, die als zweidimensional zu betrachten sind (Länge $\gg$ Tiefe), kann der Mindestpunktabstand aus einem Diagramm aus zwei Hyperbeln bestimmt werden (Abb. 30).

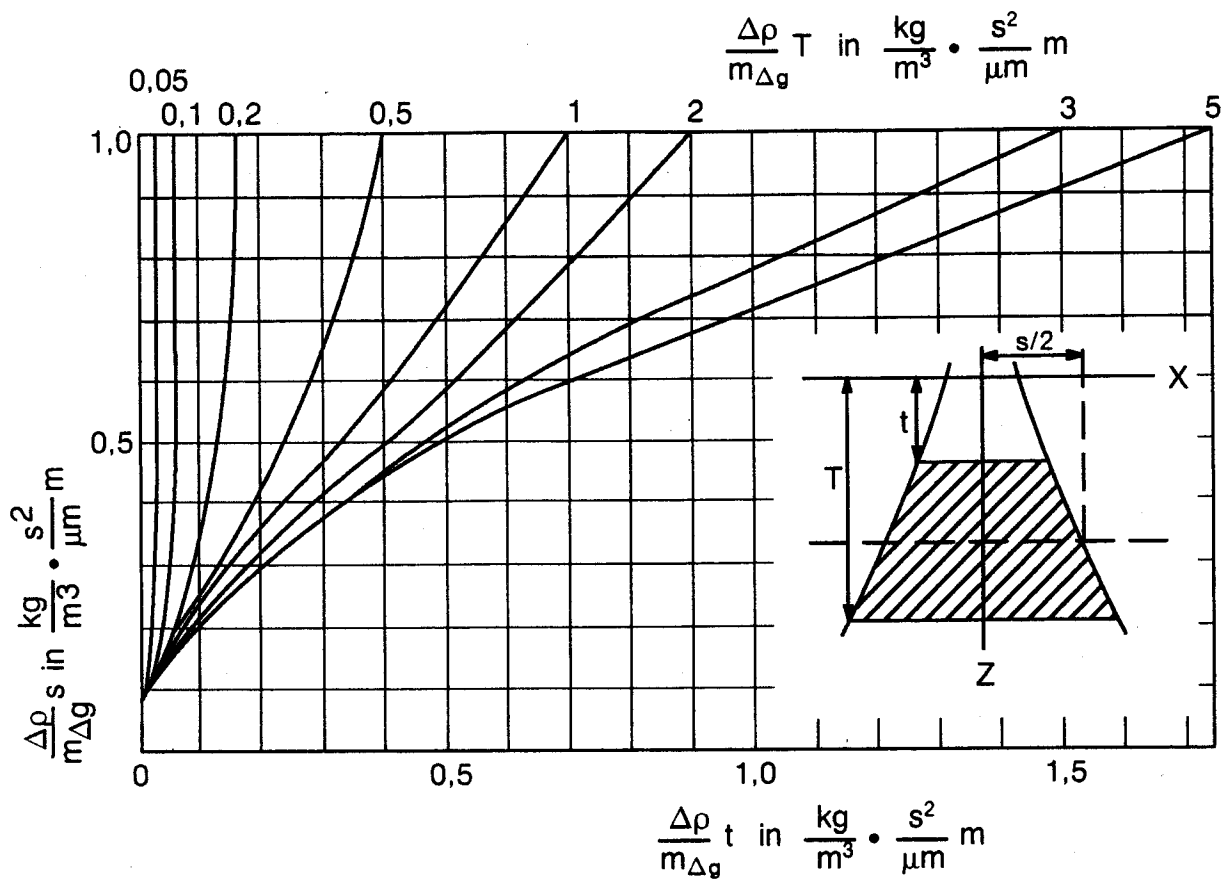


Abbildung 30: Abschätzung des Mindestpunktabstandes s zur Auffindung zweidimensionaler Anomalien (MILLITZER und WEBER, 1984)

10.2.7 Zeitkorrektur

Während der Geländemessung treten folgende zeitliche Unregelmäßigkeiten auf:

- Instrumentengang
- Gezeiteneinfluß
- Luftdruckschwankungen.

Um diese Einflüsse bei der Auswertung berücksichtigen zu können, mißt man alle drei bis sechs Stunden denselben Meßpunkt (Schleifenmessung). Das Zeitintervall hängt von der Gerätequalität und der geforderten Genauigkeit der Messung ab. Daraus wird eine möglichst stetige Kurve der täglichen Variation gezeichnet.

Die Werte an den einzelnen Meßpunkten werden mit Zeitangaben aufgenommen und können so später um die jeweilige Differenz zur Gangkurve korrigiert werden. Bei Mikroaufnahmen kommt die Zweischleifenmethode zum Einsatz, d.h. jeder Meßpunkt wird zweimal gemessen. Da die gravimetrischen Zeitvariationen regelmäßiger und langweiliger als die des Erdmagnetfeldes sind (es gibt keine gravimetrischen "Stürme"), kommt hier der Zeitkorrektur eine nicht so große Bedeutung zu.

10.2.8 Gradientenmessung

Der Gradient der Schwere (Schwereänderung) kann in vertikaler oder horizontaler Richtung gemessen werden. Bei vertikalen Messungen spricht man vom sogenannten Turmgradienten. Da Turmgradientenmessungen auf Stativen (bis drei Meter Höhe) durchgeführt werden und äußerste Präzision erfordern, wird die Meßgeschwindigkeit gegenüber normalen Schweremessungen um den Faktor 5 bis 10 erniedrigt.

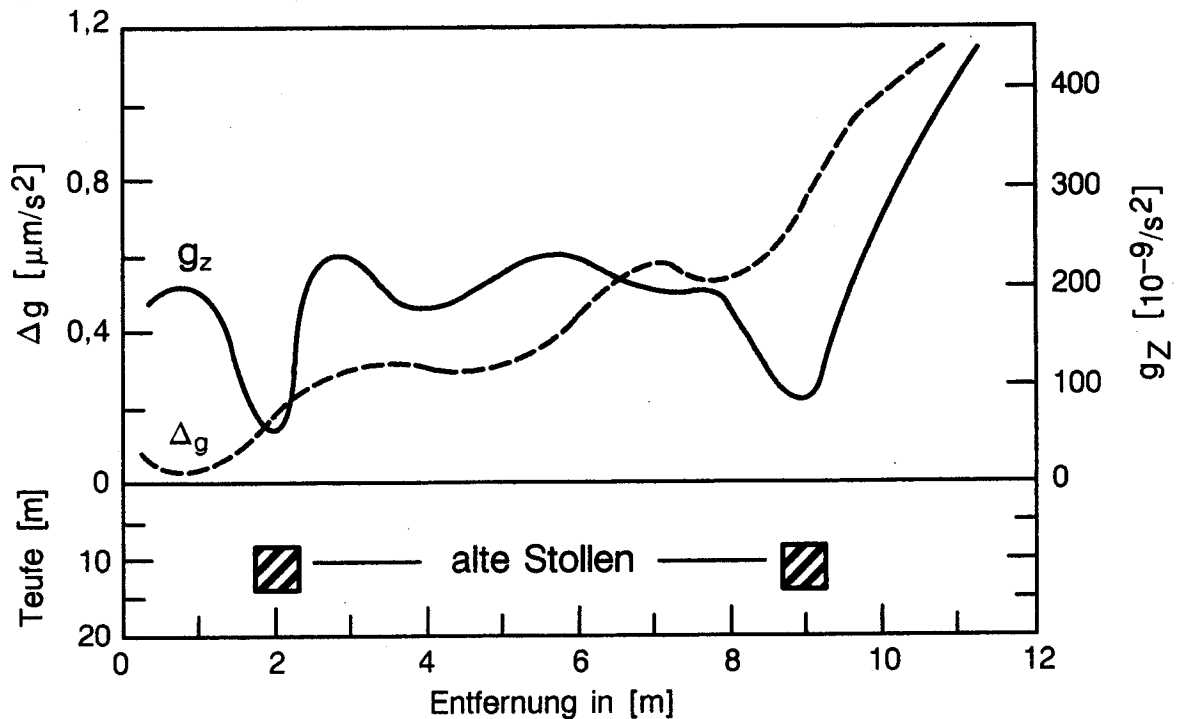


Abbildung 31: Verbesselter Hohlraumnachweis durch Turmgradientenmessung (MILLITZER und WEBER, 1984)

Strichlierte Linie: Konventionelle Schweremessung
Durchgezogene Linie: Turmgradientenmessung

10.3 Anwendungen von Schweremessungen

Die wesentlichen Vorteile, aufgrund derer die relativ langsamen Gravimetermessungen trotzdem eingesetzt werden, sind:

- Keine Störanfälligkeit gegen elektrische, elektromagnetische oder magnetische Felder.
- Kabelloses Meßverfahren, auch auf "versiegelten Flächen" und innerhalb von Gebäuden einsetzbar.

- Laterale und vertikale Deponieabgrenzung

Altablagerungskörper sind aufgrund ihrer relativ lockeren Schüttung als Dichteminima erkennbar. Tiefe und Verlauf der Liegendgrenze zum natürlichen Untergrund sind abschätzbar. Besonders gute Ergebnisse sind bei Ablagerungskörpern in Festgesteinsarealen zu erwarten (große Dichtedifferenz).

- Hohlraumortung

Hohlräume erzeugen an der Erdoberfläche mehr oder weniger deutliche Dichteminima. Am besten werden luftgefüllte Hohlräume nachgewiesen. Mit der Turmgradientenmessung können liegende Zylinder (Stollen, Tunnels) bis T/M von 6, kugelförmige oder kubische Hohlräume (Keller) bis $T/M = 2$ erkannt werden (T ... Hohlraumtiefe, M ... Hohlraummächtigkeit).

Je ähnlicher die Dichte der Hohlraumfüllung (Wasser, Schüttmaterial) den Umgebungsgesteinen ist, desto schlechter werden die Nachweischancen. Bei der Hohlraumortung kommen mikrogravimetrische Messungen zum Einsatz, die eine laterale Auflösung unter einen Meter erlauben.

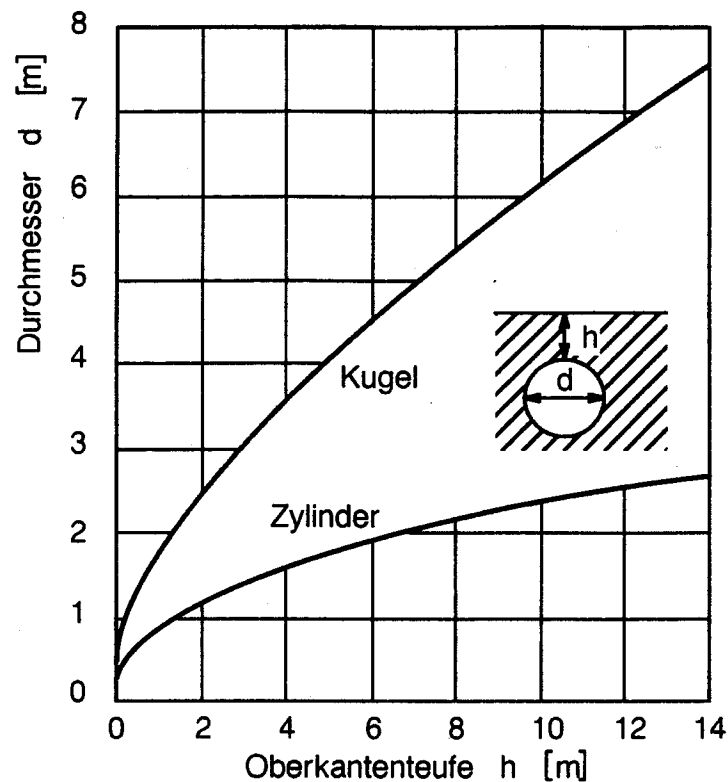


Abbildung 32: Erforderlicher Hohlraumdurchmesser zur Erzeugung einer Anomalie von $0,1 \times 10^{-6} \text{ m/s}^2$ (angenommene Dichtedifferenz 2.000 kg/m^3) (MILLITZER und WEBER, 1984)

- Verdeckte Störungen

Es ist durch gravimetrische Messungen möglich, Störungszonen (Dichteminima) in Festgesteinen zu erkennen. Dadurch können eventuelle Kontaminationswege für Deponiesickerwässer vorausgesagt werden. Der Sickerwasseraustritt als solcher ist nicht erkennbar.

- Dichtebestimmung im Gelände

Gravimetrische Messungen erlauben, anders als die Labormethoden, Dichtemessungen unter in situ-Bedingungen. Man erhält für bestimmte Bereiche repräsentative, durchschnittliche Dichtewerte, sogenannte Blockdichten.

Dabei kommen vor allem zwei Methoden mit ähnlichem Ansatz zur Anwendung. Die Methode nach PARASNIS bestimmt die Dichte aus der Freiluftanomalie (siehe Kap. 10.5.1). Sie geht davon aus, daß bei richtiger Wahl der Reduktionsdichte die Bouguer-Anomalie $\Delta g''$ Null wird. Daher ergibt sich die Dichte aus der Bouguer-Formel (siehe Kap. 10.5.1):

$$\rho = \frac{\Delta g'}{0,419 \cdot h}$$

mit: ρ ... Dichte
 $\Delta g'$... Freiluftanomalie
 h ... Differenz Meßpunkthöhe - Bezugsniveau

Der Ansatz nach NETTLETON geht davon aus, daß bei richtiger Wahl der Reduktionsdichte die Bouguer-Anomalie keine Abhängigkeit vom Geländere relief zeigt (Abb. 33).

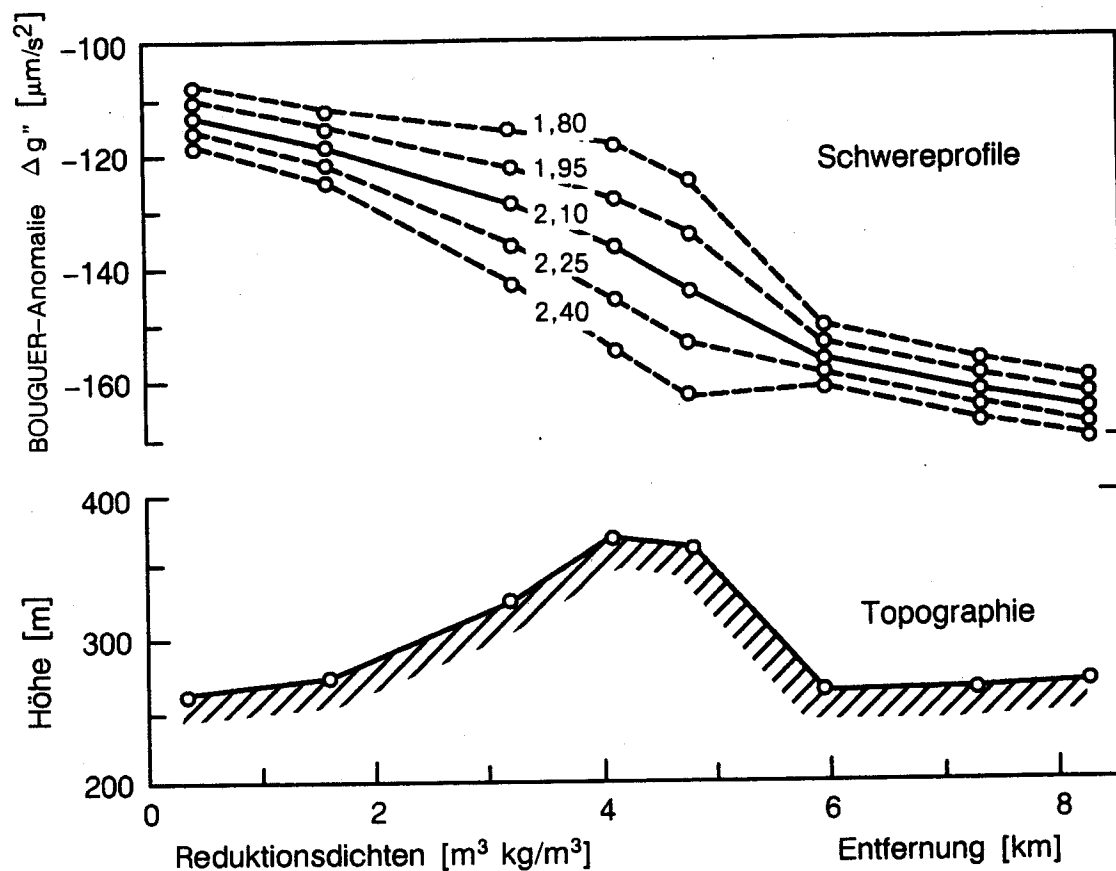


Abbildung 33: Ansatz nach Nettleton zur Dichtebestimmung im Gelände: Bei richtiger Wahl der Reduktionsdichte darf die Bougueranomalie keine Abhängigkeit vom Geländere relief zeigen. Dies wird hier mit einer Dichte von 2.100 kg/m^3 erreicht. (MILLITZER und WEBER, 1984)

Der Nachteil beider Methoden liegt darin, daß die so ermittelten Dichtewerte nur für den Bereich zwischen höchstem und tiefstem Meßpunkt gültig sind. Außerdem setzen beide voraus, daß innerhalb des Testgebietes kein gravimetrischer Störkörper zwischen höchstem und tiefstem Meßpunkt vorhanden ist.

10.4 Fehlerquellen, Grenzen von Schweremessungen

- Beschränkung auf den Zweischichtfall

Gravimetrische Messungen haben, wie alle auf Potentialfeldern beruhenden Verfahren, den wesentlichen Nachteil der Mehrdeutigkeit (siehe Abb. 36). Eindeutige Ergebnisse sind nur durch zusätzliche Information erzielbar.

Gravimetrische Messungen liefern Anhaltspunkte über die Sohlverhältnisse des Ablagerungskörpers. Eine genauere strukturelle Auflösung - vergleichbar mit Widerstandsmessungen - ist jedoch nicht möglich.

- Langsamer Meßfortschritt

Der Meßfortschritt bei gravimetrischen Messungen ist gering. Zusätzliche Verlangsamung kommt durch das notwendige Nivellement hinzu.

- Wahl der Reduktionsdichte ist entscheidend

Entscheidend für die Qualität der Ergebnisse ist die richtige Wahl der Dichte bei der Reduktionsrechnung. Befinden sich nicht erkannte laterale oder vertikale Dichteinhomogenitäten innerhalb des Testbereiches, so sind die nach Nettleton oder Parasnis (siehe oben) ermittelten Dichten falsch. Vorhandene Anomalien werden nicht richtig abgebildet. Scheinanomalien können entstehen.

- Erschütterungen

Bodenerschütterungen (Verkehr, Industrie etc.) versetzen die kleine Probemasse des Gravimeters in Schwingungen und verhindern so die Gewinnung eines korrekten Meßwertes.

10.5 Auswertung und Präsentation

Ziel der Auswertung ist es, wie bereits erwähnt, die durch den im Untergrund vorhandenen Störkörper bedingte Anomalie aus allen anderen Einflüssen zu isolieren und quantitative Aussagen über Störkörpertiefe, -volumen oder -beschaffenheit zu treffen. Im Zuge der Auswertung werden folgende Bearbeitungsschritte durchgeführt:

- Meßwertkorrektur (siehe Kap. 10.2.6)
- Meßwertreduktion (siehe Kap. 10.5.1)
- Interpretation, Störkörperberechnung (siehe Kap. 10.5.2 und Kap. 10.5.3).

10.5.1 Meßwertreduktion

In dem für zeitliche Schwankungen bereits korrigierten Meßwert sind noch verschiedenste lage- und massenabhängige Anteile, wie zum Beispiel

- verschiedene Meßpunkthöhen oder
- lateral vorhandene Massen (starkes Relief, Häuser)

enthalten. Diese Einflüsse werden durch sogenannte Reduktionsrechnung beseitigt. Man unterscheidet dabei folgende Schritte der Reduktion (siehe auch Abb. 34):

- Lagerreduktion
 - o Normalfeldreduktion δg_N
 - o Freiluftreduktion δg_F

- Massereduktion

- o Geländereduktion δg_G
- o Bouguer-Reduktion δg_B

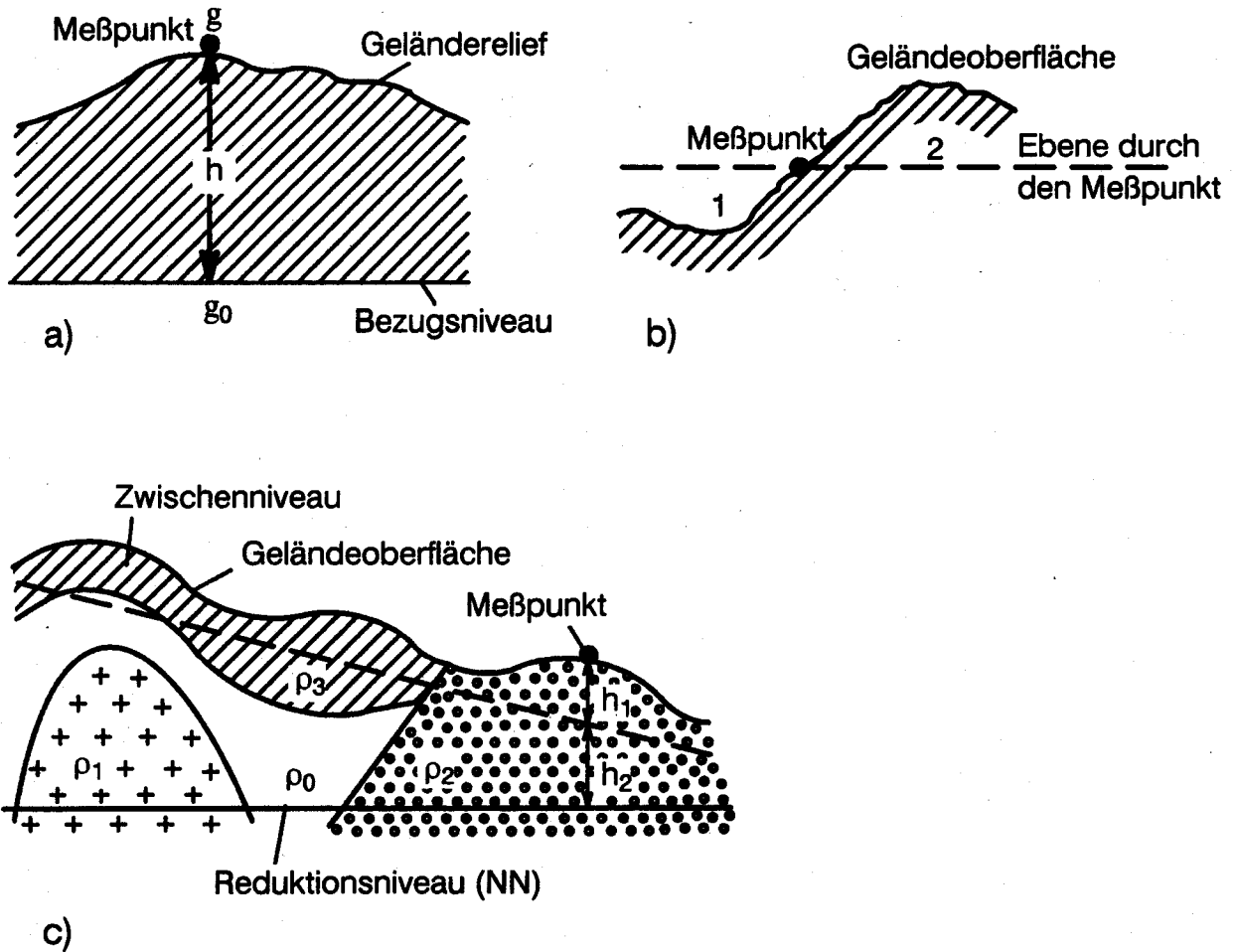


Abbildung 34: Reduktion gravimetrischer Meßwerte
(MILLITZER und WEBER, 1984)

- a ... Freiluftreduktion. Die Meßpunkte werden ohne Berücksichtigung der dazwischenliegenden Masse unter Verwendung des Vertikalgradienten auf das Bezugsniveau reduziert.
- b ... Geländereduktion. Täler (1) werden rechnerisch aufgefüllt, Berge (2) abgetragen. Masseverändernder Schritt.
- c ... Bouguer-Reduktion. Die Meßpunkte werden auf eine ebene, horizontal unendliche Platte reduziert.
 h_1 = Zwischenniveau, bis zu dem mit einer Einheitsdichte reduziert wird.
 h_2 = Bezugsniveau, Reduktion mit variablen Dichten ρ_0 bis ρ_3 .

Je nachdem, welche dieser Reduktionen durchgeführt wurden, erhält man eine Isolinienkarte der

- Freiluftanomalie $\Delta g'$ oder der
- Bougueranomalie $\Delta g''$.

$$\begin{aligned}\Delta g' &= g + \delta g_F + \delta g_G - \delta g_N \\ \Delta g'' &= g + \delta g_F + \delta g_G - \delta g_B - \delta g_N\end{aligned}$$

mit: $\Delta g'$ bzw $\Delta \Delta g''$	...	Schwereanomalie
g	...	Gemessene Schwere
δg_F	...	Freiluftreduktion
δg_G	...	Geländereduktion
δg_N	...	Normalfeldreduktion
δg_B	...	Bouguerreduktion

Für Anwendungen im Ingenieurbereich wird fast ausschließlich die Bouguer-Anomaliekarte verwendet. Sie bildet alle Massen unter einem Bezugsniveau ab. Das Bezugsniveau wird möglichst hoch, d.h. durch den tiefsten Meßpunkt gelegt. Dadurch wird der Fehler bei der Bouguer-Reduktion gering gehalten.

Die Normalfeldreduktion berücksichtigt den Nord-Süd-Gradienten des Erdfeldes. Sie ist bei Ost-Westprofilen oder kurzen (< einige 100 m) Nord-Südprofilen nicht nötig. In Österreich (um 48 Grad nördlicher Breite) liegt die Änderung bei 1 km N-S-Abstand bei etwa $8 \mu\text{m/s}^2$.

Die Freiluftreduktion berücksichtigt den vertikalen Schweregradienten, sie gleicht rechnerisch alle Meßpunkte auf ein Bezugsniveau an. Der Freiluftgradient liegt bei etwa $- 3,1 \mu\text{m/s}^2$ pro Höhenmeter.

Die Geländereduktion bewirkt einen Masseausgleich bezogen auf eine Ebene durch jeden Meßpunkt. Täler werden rechnerisch aufgefüllt, Berge abgetragen. Die Geländereduktion ist sehr

rechenaufwendig und stellte vor Einführung der EDV den Begrenzungsfaktor gravimetrischer Messungen auf flaches Gelände dar.

Die Bouguerreduktion beseitigt alle Massen unter dem Meßpunkt bis zu einem Bezugsniveau (meist durch den tiefsten Meßpunkt gelegt). Eine sich lateral unendlich ausdehnende Gesteinsplatte mit der Mächtigkeit h (Differenz Meßpunkthöhe - Bezugsniveau) und der Dichte wird abgezogen. Die Bouguer-Reduktion (δg_B) errechnet sich als

$$\delta g_B = 0,4193 \cdot \rho \cdot h [\mu\text{m/s}^2]$$

wobei h die Reduktionshöhe in m ist. Als Reduktionsdichte (ρ) wird zum Beispiel ein geschätzter mittlerer Dichtewert oder eine im Labor oder am besten im Gelände bestimmte Blockdichte eingesetzt (siehe oben). Ihre Richtigkeit beeinflusst das Endergebnis wesentlich.

Die Reduktionsrechnung wird heute mit Hilfe von EDV-Programmen und digitalen Geländehöhenmodellen in einem Schritt als sogenannte vollständige Massereduktion durchgeführt. Die Erdkrümmung wird aufgrund der geringen Meßgebietsausdehnung nicht berücksichtigt.

10.5.2 Interpretation

Aus der Isolinienkarte der Bouguer-Anomalie ist der Störkörper oder das interessierende Untergrundphänomen aus dem regionalen Schweretrend herauszufiltern. Dabei werden folgende Techniken angewendet:

- Anomalietrennung (Restschwerereduktion)
- Bildung höherer Ableitungen des Schwerefeldes
- Störkörperptiefenabschätzung
- Störkörperberechnung.

Betrachtet man eine solche Karte, so läßt sich, richtige Wahl der Reduktionsdichte vorausgesetzt, der Störkörper als Abweichung vom regionalen Trend der Schwere erkennen.

Bei der Restschwerereduktion bildet man die Differenzen zu den verlängerten Trendisolinien und erhält somit die tatsächlichen Werte der Anomalie. Aus diesen Werten können quantitative Aussagen über das Störobjekt im Untergrund getroffen werden (Störkörperberechnung):

Die Restschwerereduktion kann als rasche Übersichtsbestimmung graphisch oder genauer mathematisch-analytisch durchgeführt werden.

Zur Abschätzung der Störkörpertiefe verwendet man folgende Faustregeln (siehe Abb. 35).

Kugelförmiger Störkörper $\rightarrow$ Tiefe = $\frac{2}{3}$ der Halbwertbreite der Anomalie

Zweidimensionaler Störkörper $\rightarrow$ Tiefe = $\frac{1}{2}$ der Halbwertbreite der Anomalie

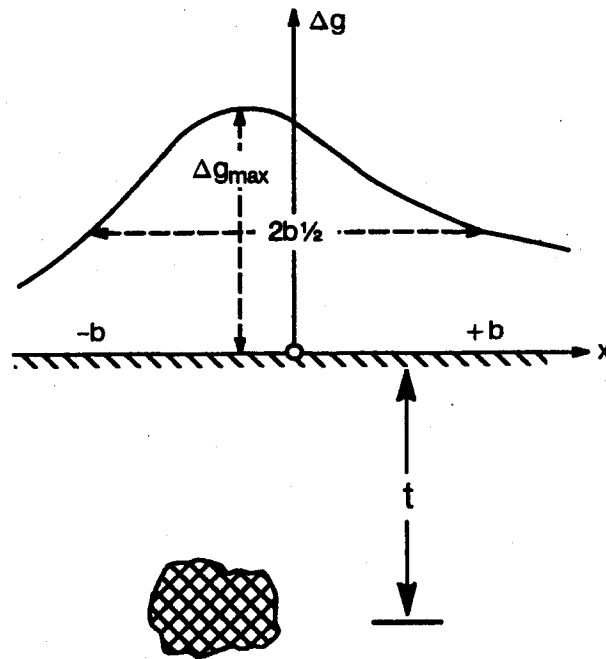


Abbildung 35: Abschätzung der Tiefenlage eines annähernd sphärischen Störkörpers

$b_{1/2}$... Halbwertbreite der Anomalie
(verändert nach BENDER, 1985)

10.5.3 Störkörperberechnung

Wie alle Potentialverfahren zeigen auch die Ergebnisse der Gravimetrie das Äquivalenzprinzip. Ihre prinzipielle Mehrdeutigkeit muß durch Zusatzinformation gelöst werden.

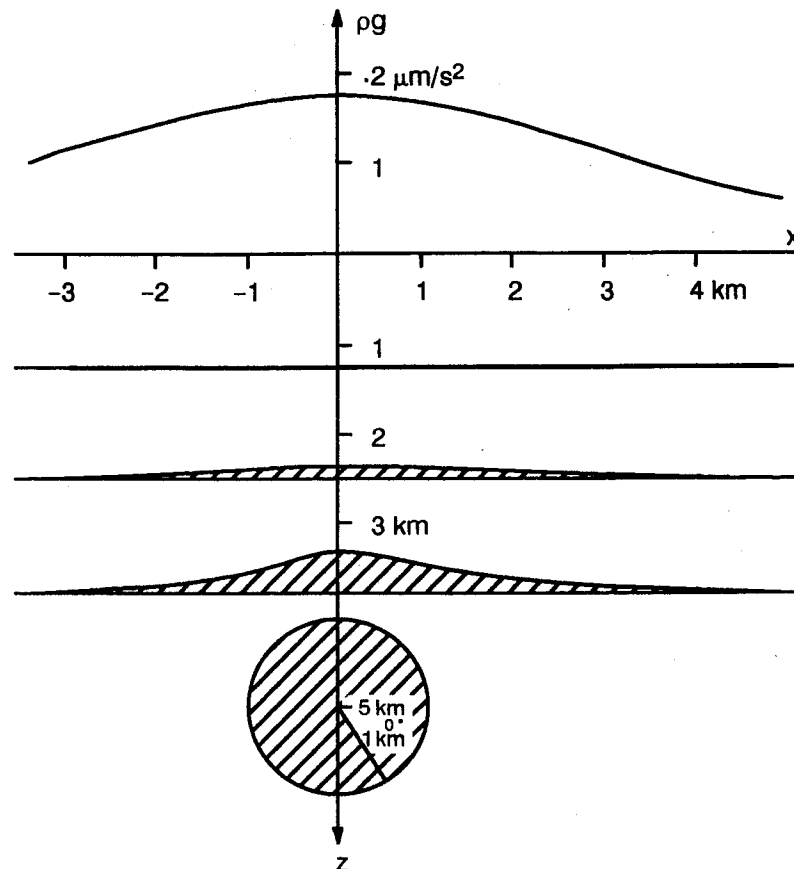


Abbildung 36: Mehrdeutigkeit gravimetrischer Messungen. Vier verschiedene Störkörper gleicher Dichte in verschiedenen Tiefen erzeugen an der Erdoberfläche dieselbe Anomaliekurve.
(MILLITZER und WEBER, 1984)

Man versucht, die natürlichen Störkörper durch Modellierung mit einfachen geometrischen Formen nachzubilden und Aussagen über

- Störkörpertiefe,
- Störkörpervolumen und
- Art des Störkörpers

zu treffen. Allgemein läßt sich sagen, daß zweidimensionale Körper (langgestreckte, liegende Zylinder) besser nachweisbar sind als kugelähnliche (Faktor 2 - 3).

10.6 Zeit- und Personalaufwand

Die Meßdauer pro Punkt wird mit etwa 15 Minuten angegeben, was einer zu erwartenden Tagesleistung von durchschnittlich 30 Punkten entspricht.

An Geländepersonal werden, je nachdem ob Nivellement und Gravimetermessung zeitlich parallel oder nacheinander ausgeführt werden, vier bzw. zwei Personen benötigt.

11. MESSBEISPIELE

Die folgenden Beispiele dienen zur Veranschaulichung der erwähnten Methoden. Die Beschreibungen erheben keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

BEISPIEL 1: Widerstandssondierung (WALACH, 1986)

Situation

Mit Haus-, Bau- und Gewerbemüll teilweise verfüllte Deponie in quartären Sedimenten. Der Untergrund wird von Tertiär (mergelig-tonig) gebildet.

Die im unverfüllten Bereich teilweise zugängliche Deponiesohle lag mit einer maximalen Tiefe von 10 m noch innerhalb des Quartärs, freier Grundwasserspiegel war keiner zu beobachten. Die Kontrolle der geoelektrischen Grundwasserspiegelmessung war in einer nahegelegenen Sonde möglich.

Aufgabe

- Erkundung von Internaufbau und der Sohlverhältnisse des Ablagerungskörpers
- Feststellung der Grundwasserspiegellage
- Feststellung eventueller lateraler oder vertikaler Sickerwasseraustritte

Eingesetzte Methode

- Geoelektrische Widerstandssondierung

Ergebnis

Wie aus Abbildung 37 ersichtlich ist, konnte der Schichtaufbau von Deponie und Umland geklärt werden. Der durch die geoelektrische Sondierung bestimmte Grundwasserspiegel stimmte mit dem in der vorhandenen Sonde gemessenen sehr gut überein.

Sickerwasseraustritte in die umgebenden Gesteine und somit in das Grundwasser werden durch die deutlich erniedrigten Widerstandswerte im Liegenden und abstromseitig der Deponie dokumentiert. Diese durch die Abströmfahne gebildete negative Widerstandsanomalie war noch hundert Meter abstromseitig der Deponie durch geoelektrische Kartierung abgrenzbar.

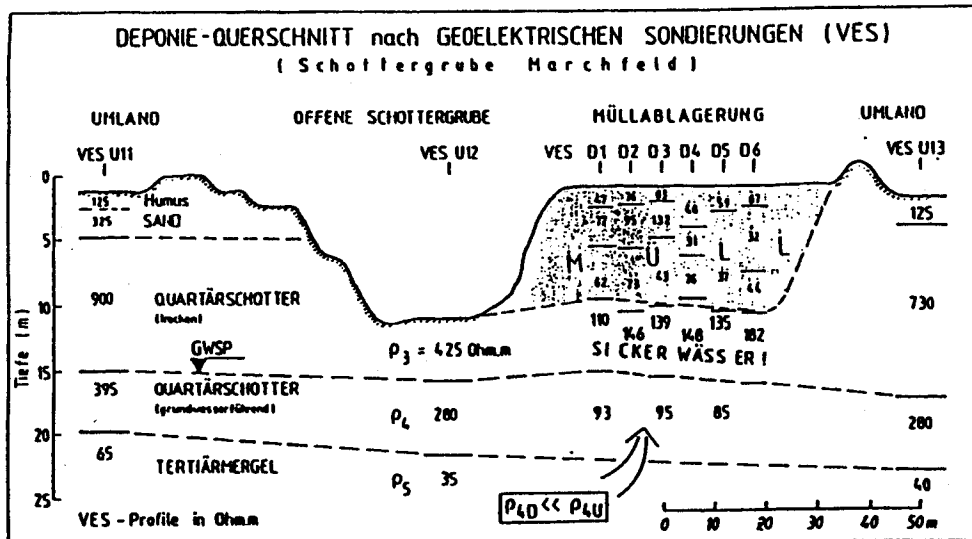
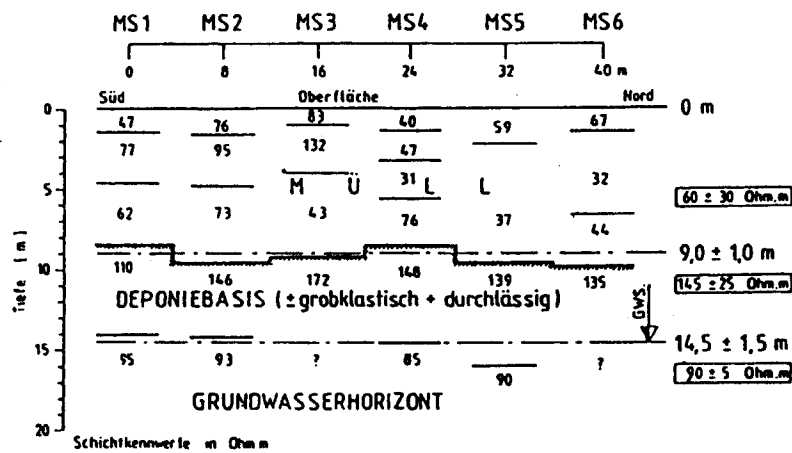
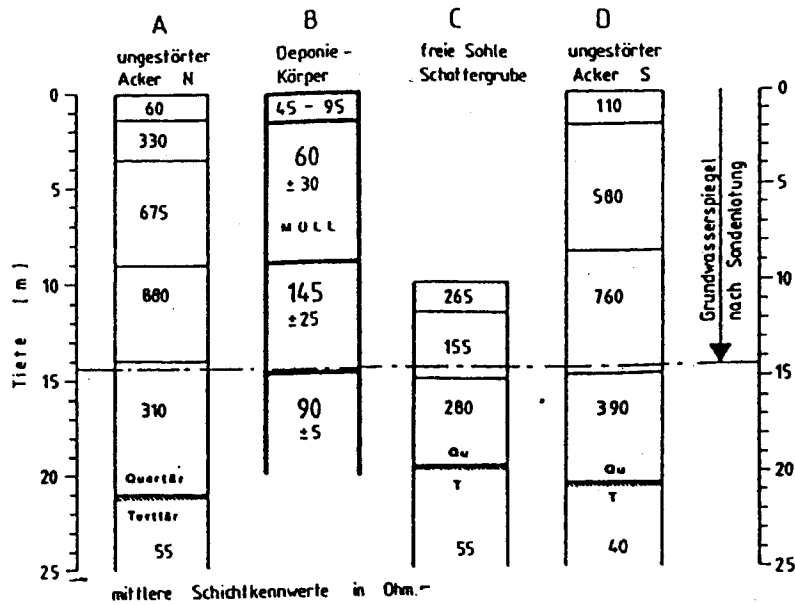


Abbildung 37: Ergebnis einer geoelektrischen Sondierung auf einer Deponie im Marchfeld (WALACH, 1986)

- Oben: Widerstandsschichtenmodell generalisiert zu Blöcken
- Mitte: Interner Aufbau des Deponiekörpers (Block B in der oberen Abbildung) (Widerstandsschichtenmodell)
- Unten: Aus geologischer Zusatzinformation und den geoelektrischen Sondierungen interpretiertes Schichtenmodell des Untergrundes

Tabelle 20: Die aus Abbildung 37 zusammengestellten Meßergebnisse. Spezifischer elektrischer Scheinwiderstand in Ohm.m.

Einheit	Ungestörtes Umland	Deponiebereich
Verwitterungsschicht	60 - 125	45 - 95
Quartärschotter über dem Grundwasserspiegel	580 - 900	110 - 180
Quartärschotter unter dem Grundwasserspiegel	310 - 390	85 - 95
Grundgebirge (mergeliges Tertiär)	40 - 65	40 - 60
Müll	-	30 - 90

BEISPIEL 2: Elektromagnetische Kartierung, Widerstandskartierung (McNEILL, 1980b)

Situation

Moränenablagerungen Heart Lake/Ontario

Gletschersedimente, großteils Eskersedimente (wallartige, fluvioglaziale Anschüttung von feinkörnigem Material innerhalb der Grundmoränensedimente). Ton und Silte dominant. In einem Teilbereich: Wechsellagerungen von Sanden und Kiesen, in denen in unregelmäßiger Verteilung Konkretionen (Kalkverwitterungen der Sedimentpartikel) auftreten.

Aufgabe

- Vergleich von EM-Methoden mit konventionellen Widerstandsmethoden auf einem Testgebiet mit gut gesicherten Kenntnissen der geologischen Verhältnisse im Untergrund

Eingesetzte Methoden

- Elektromagnetische Kartierung
EMI-Sonde mit 3,7 m Spulenabstand (6 m Eindringtiefe)
- Widerstandskartierung
WENNER-Sondenordnung, $a = 6$ m in den Eskersedimenten und $a = 1$ m im Sand/Kies-Bereich

Der Meßpunktabstand betrug bei beiden Methoden 30 m.

Ergebnis

Wie aus Abbildung 38 ersichtlich, zeigen beide Methoden sehr gute Übereinstimmung in den Meßergebnissen innerhalb der Grundmoräne. In den durch die Konkretionen lateral sehr inhomogenen Bereichen von Sand/Kies zeigen beide sehr unruhige Ausschläge, wobei die Widerstandswerte, die mit dem kurzen Spacing von 1 m gemessen wurden, eine ruhigere Kurve liefern als jene mit großem Spacing. Das kann bedeuten, daß die oberflächennahen Bereiche lateral einheitlicher aufgebaut sind als tiefere Abschnitte. Die hohen Widerstände deuten auf trockene Sedimente hin.

Der Zeitaufwand lag bei der elektromagnetischen Methode deutlich unter dem für die Widerstandskartierung.

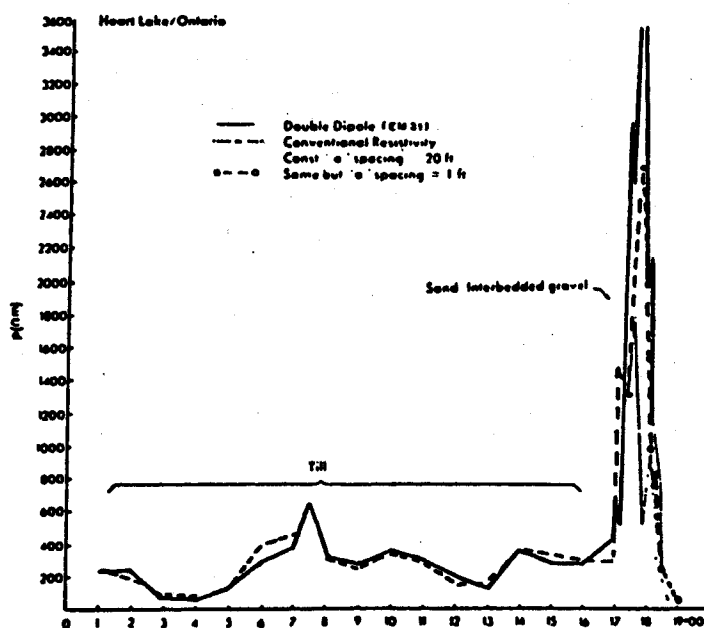


Abbildung 38: Widerstandsprofile in Gletscherablagerungen zum Zweck eines Vergleiches elektromagnetischer und konventioneller Widerstandsmessungen. Meßpunkt-abstände 30 m (McNEILL, 1980b).

Till	Unverfestigtes Grundmoränensediment
Double Dipole	EMI-Sonde
Conventional resistivity ...	Widerstandsapparatur nach WENNER

Nähere Erklärung im Text.

BEISPIEL 3: Elektromagnetische Kartierung, Geomagnetik, Radar
(UMWELTBUNDESAMT, 1990)

Situation

Gemeindedeponie, die als Hausmüll- und Bauschuttdeponie geführt wurde. Die Ablagerungen erfolgten in eine natürliche Geländemulde mit einer Tiefe bis zu fünf Metern (Grubensohle im Grundwasser-Schwankungsbereich). Die Mulde wurde bis zur Geländeoberkante verfüllt.

Aufgabe

- Abgrenzung homogener Schüttbereiche
- Ermittlung von Einzelobjekten und metallischen Gegenständen
- Klassifikation der Inhaltsstoffe

Eingesetzte Methoden

- **Elektromagnetische Kartierung**
Gerät EM34, Spulabstand 10 m, horizontaler Dipol (Eindringtiefe circa 7,5 m), 18 Profile im Abstand von 10 m
- **Geomagnetik**
Protonenmagnetometer, Abstand des Sensors vom Boden: 2 m; 6 Profile im Abstand von 10 m bzw. 5 m (im Bereich der Radar-sondierung); Punktabstand: 5 m
- **Radar**
(Die Messung erfolgte im nördlichen Teilgebiet der Ablagerungsfläche.) 80 MHz Antenne, 2,5 m Profilabstand

- **Weiters:**

Bodenluftuntersuchungen, Schürfungen, Luftbildinterpretation

Ergebnis

- **Elektromagnetische Kartierung**

Die Abgrenzung der Ablagerungsfläche wurde deutlich erkannt, innerhalb der Fläche wurden Zonen unterschiedlicher Leitfähigkeit - jeweils unter Angabe des lokalen Maximums - ausgewiesen (siehe Abb. 39).

- **Geomagnetik**

Ausweisung von Bereichen erhöhter magnetischer Totalintensität und Lokalisierung diverser Einzelobjekte (siehe Abb. 39).

- **Radar**

Ortung von Einzelobjekten, Ausweisung von drei Schüttzonen im NW, N und NO (siehe Abb. 39 und Abb. 40).

Die Verifizierung der Untersuchungsergebnisse durch Luftbildinterpretation und Schürfe brachte folgendes Ergebnis:

- Die südlich der Straße ausgewiesenen Anomalien ($r = 45 - 70$, $s = 20$) konnten als Versorgungsleitungen identifiziert werden.

- Die elektromagnetische Kartierung bestätigte die Berandung der ehemaligen Geländemulde.
- In den Bereichen der magnetischen Maxima an den Stellen $r = 50$, $s = 90$ und $r = 105$, $s = 60$ wurden bei Schürfen jeweils zwei Faßlager in etwa 3 m Tiefe detektiert.
- Kontrollschürfe an Stellen, wo Einzelobjekte durch die Radarsondierung geortet wurden, ergaben zumeist größere Beton- und Bauschutteile.
- Die Zonierung der Radarsondierung konnte nicht verifiziert werden.

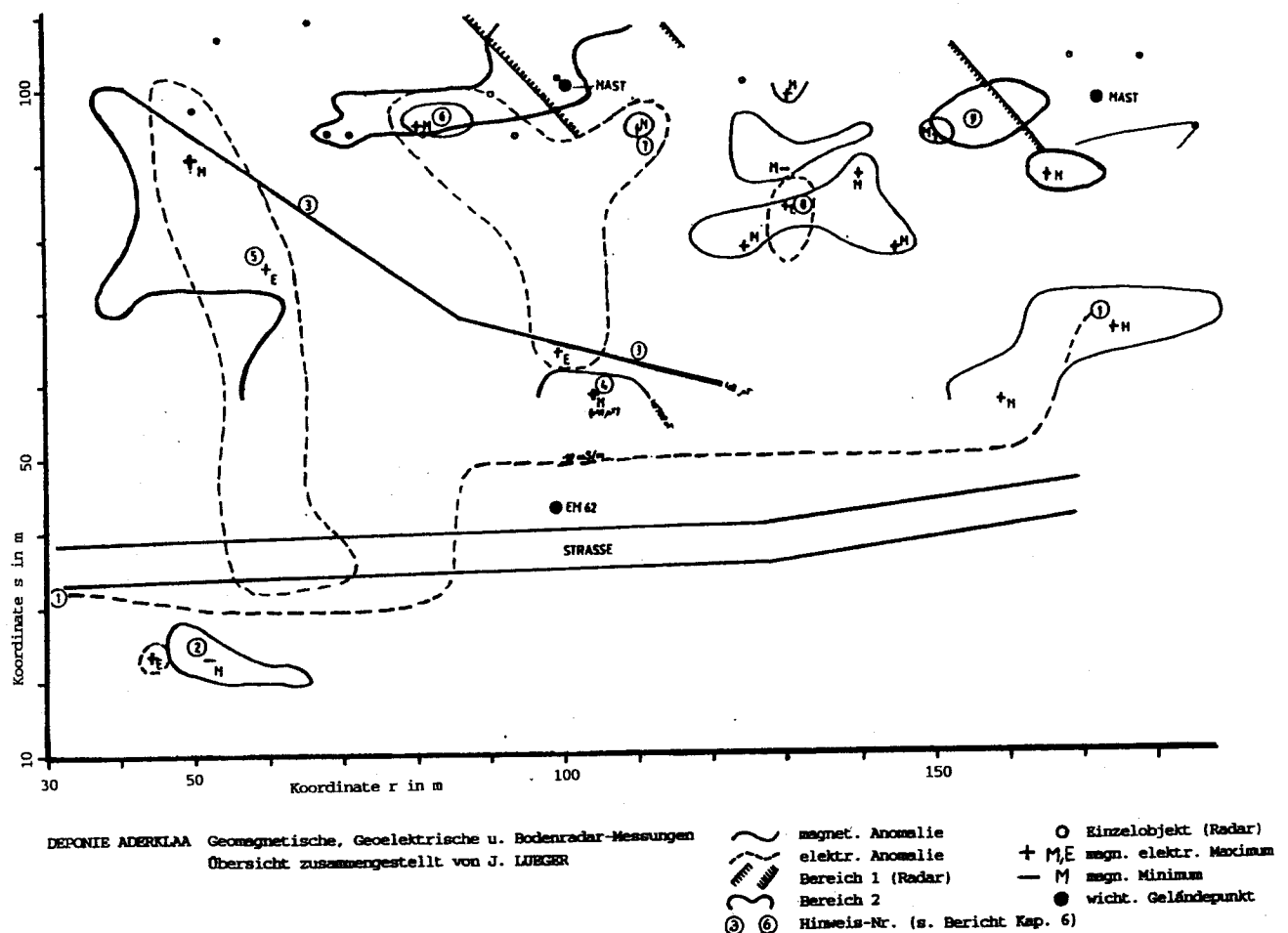


Abbildung 39: Übersichtsdarstellung der Ergebnisse der geomagnetischen, geoelektrischen und Bodenradar-Messung (LUEGER, 1990)

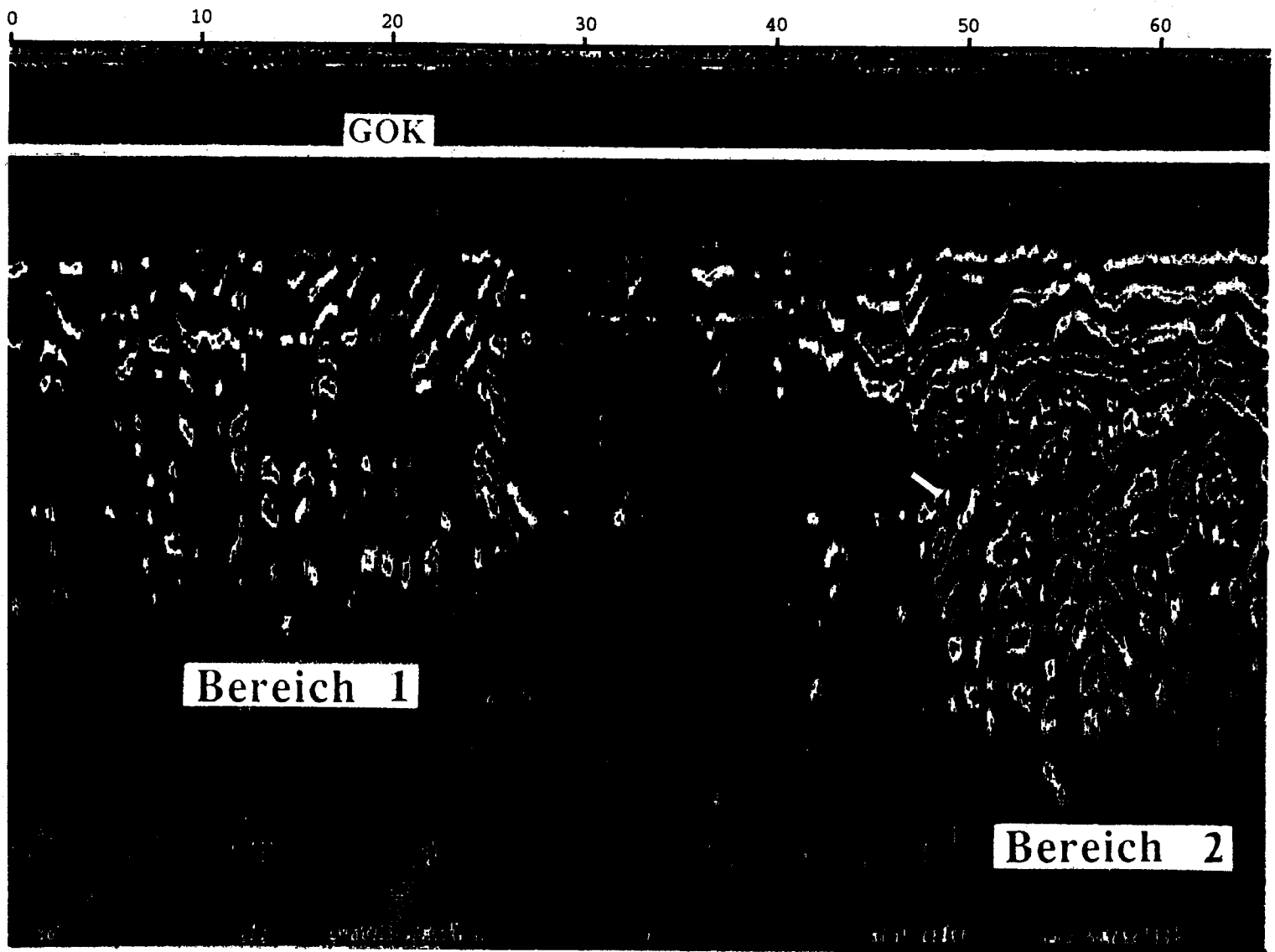


Abbildung 40: Radarprofil einer Messung mit einer 80 MHz-Antenne; Unterscheidung unterschiedlicher Schüttungszonen aufgrund des Reflexionsverhaltens (durch Grabungen nicht bestätigt)

BEISPIEL 4: Geomagnetik, elektromagnetische Kartierung
(UMWELTBUNDESAMT, 1991)

Situation

Verfüllung zweier aneinandergrenzender Schottergruben mit Hausmüll und Bauschutt. Die Gruben sind bis zu 10 m tief und liegen in einem 12 - 14 m mächtigen Schotterkörper.

Aufgabe

- Ermittlung der Begrenzung der Verdachtsflächen
- Zonierung verschiedener Deponieinhaltsstoffe
- Ortung von Einzelobjekten

Eingesetzte Methoden

- Geomagnetik

Messung der Totalintensität mittels Protonenmagnetometers im 5 x 5 m Raster

- Geoelektrische Kartierung

Wechselstromverfahren mit dem Gerät EM 34 mit 10 und 20 m Spulabstand (Eindringtiefe 7,5 - 10 m bzw. 15 - 20 m) in einem Meßraster von 10 x 10 m; Spulachse: Horizontal normal auf Verbindungslinie Sender - Empfänger

- Weiters

Luftbildinterpretation, Eigenpotentialmessung, Schürfe

Ergebnis

- Geomagnetik

Ausweisung diverser Einzelobjekte, Lokalisierung von Versorgungsleitungen (Erdgas, Erdöl) innerhalb der Untersuchungsfläche und daran angrenzend Abgrenzung des Deponiebereiches.

- Elektromagnetische Kartierung

Abgrenzung des Deponiebereiches, Bestätigung des Verlaufes der Leitungen, Ausweisung von Schüttungszonen. Die Messungen mit 10 bzw. 20 m Spulabstand brachten weitgehend Übereinstimmung, Divergenzen gaben Hinweise auf die Ablagerungstiefe diverser Stoffe.

Die Verifizierung der Meßergebnisse durch Luftbildinterpretation und Schürfe brachte folgendes Ergebnis:

- Die Abgrenzungen der Verdachtsflächen, respektive ehemalige Zufahrtstraßen, wurden eindeutig erkannt.
- An jenen Stellen, wo mittels Geomagnetik Einzelobjekte ausgewiesen wurden und Kontrollschürfe angelegt wurden, wurde das Ergebnis bestätigt (Autoachse, Betonteile mit Armierungseisen, Wrackteile ...).
- Kontrollschürfungen an mehreren Stellen mit festgestellten erhöhten Bodenleitfähigkeiten zeigten, daß es sich um Abfälle mit erhöhtem Wasser- bzw. Flüssigkeitsgehalt handelte. An einer dieser Stellen ($x = 40 - 70$, $y = 45$) konnten kohlenwasserstoffhaltige Materialien identifiziert werden. Abbildungen 41 und 42 zeigen Isolinien der geoelektrischen und geomagnetischen Messungen.

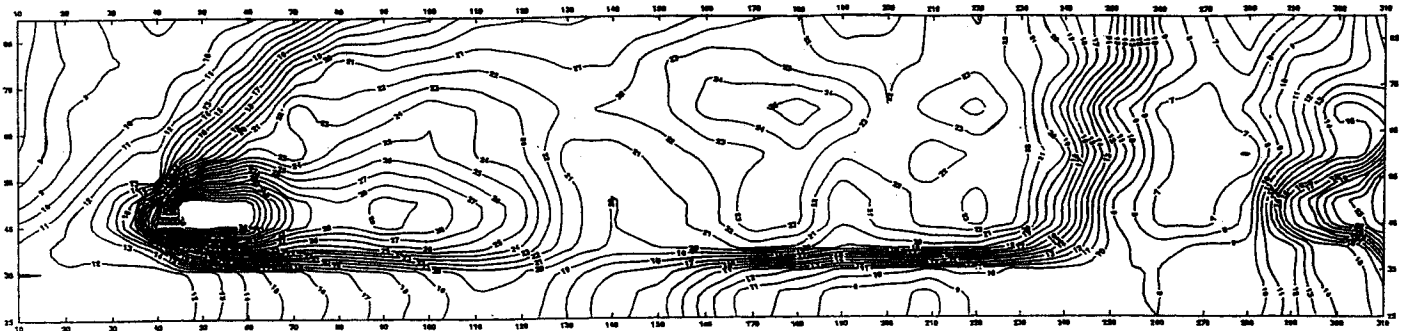


Abbildung 41: Isolinien gleicher elektrischer Leitfähigkeit;
Gerät EM 34, 10 m Spulenabstand, Deutsch Wagram
(Bereich 1)

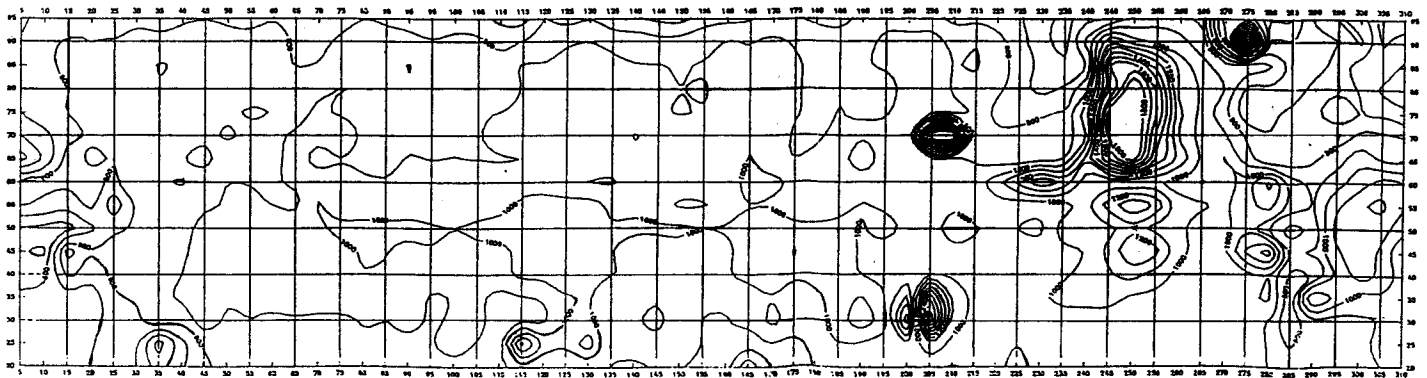


Abbildung 42: Isanomalienkarte der Totalintensität in nT;
Deutsch Wagram (Bereich 1)

BEISPIEL 5: Radar (BUNDESMINISTERIUM FÜR FORSCHUNG UND TECHNOLOGIE, Bonn 1987)

Situation

Gasrohrleitung (Metallrohr, Durchmesser 30 cm) circa 2 m unter Geländeoberkante. Die Fläche ist mit einem im Sandbett verlegten Verbundpflaster bedeckt.

Aufgabe

- Ortung der Rohrleitung

Eingesetzte Methode

- Radar

Die Untersuchung wurde vom Battelle Institut mit dem Ziel der Austestung der Einsetzbarkeit der Radarsonde durchgeführt.

Das Feld wurde in mehreren Profilen mit einer 300 MHz-Antenne sondiert, der Profilabstand betrug 1 m.

Ergebnis

Abbildung 43 zeigt den Vertikalschnitt entlang eines Profiles. Die Reflexion der Rohrleitung bei $x = 2$ m und $t = 20$ ns ist deutlich erkennbar. Die horizontale Lage der Rohrleitung konnte mit einer Genauigkeit von 10 cm, die Tiefe mit einer Genauigkeit von 4 cm bestimmt werden. Auch im Horizontalschnitt bei einer Tiefe von 22 - 24 ns ist das Rohr gut erkennbar (siehe Abb. 44).

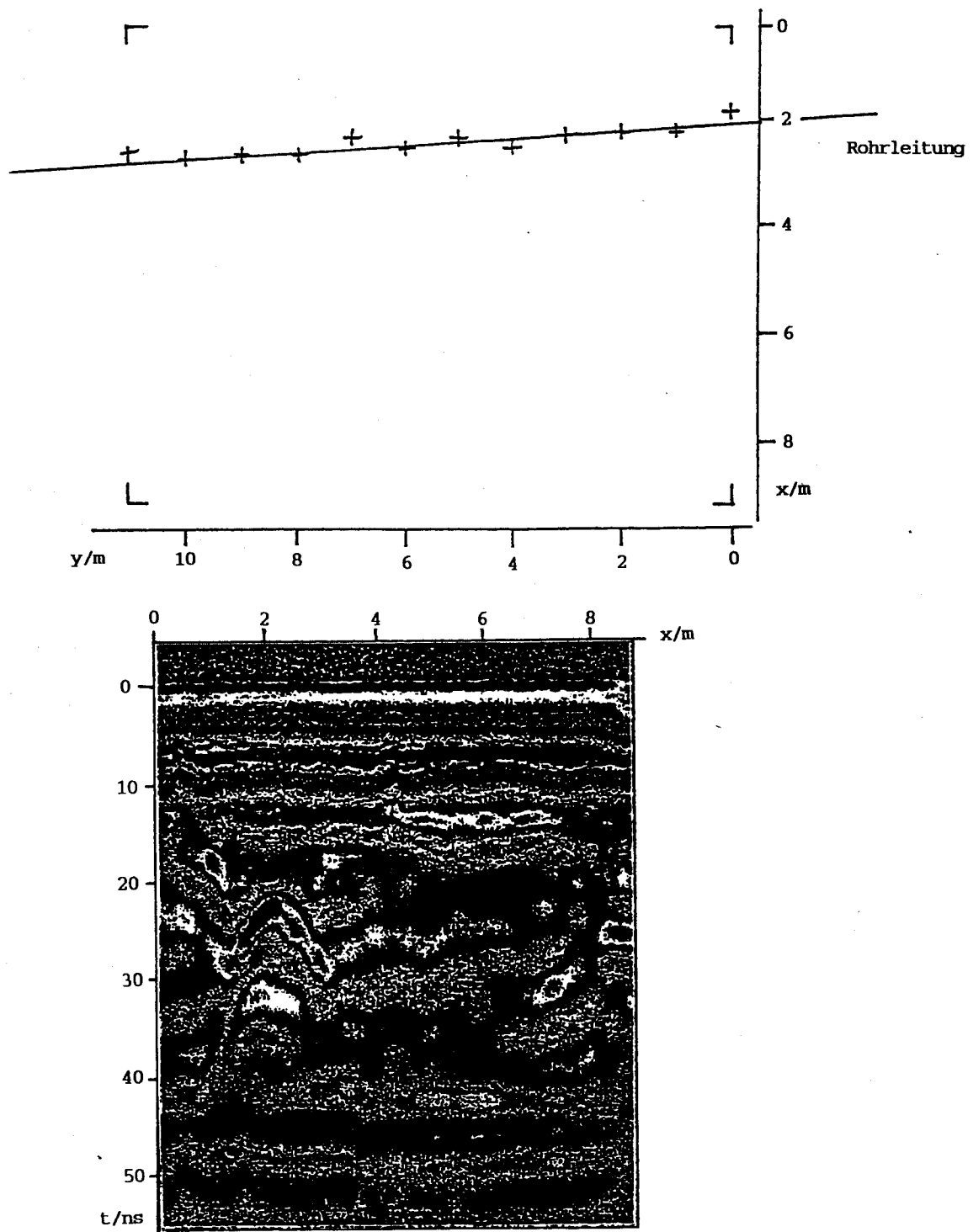


Abbildung 43: Lage des Meßfelds mit einer Rohrleitung (Stahl, DN 300) mit den aus den Einzelspuren bestimmten Lagepunkten (Kreuze) und Vertikalschnitt durch die Spur 1 bei $y = 0$ m

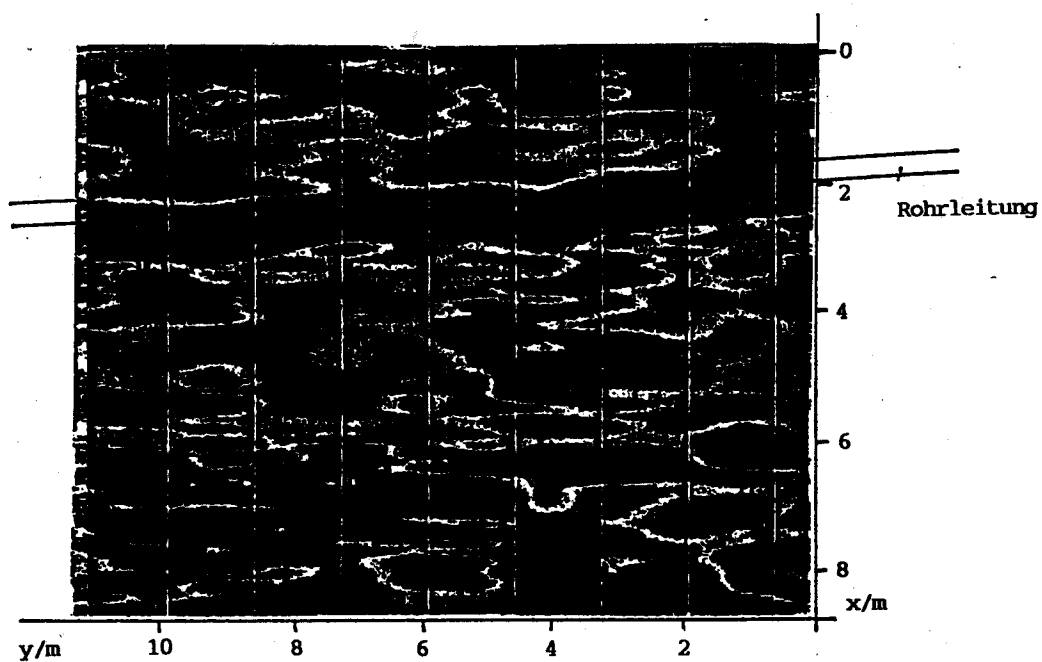


Abbildung 44: Horizontalschnitt durch das Meßfeld in Abbildung 43 im Laufzeitbereich von 22 ns - 24 ns

BEISPIEL 6: Gravimetrie, Refraktionsseismik
(FIGDOR, 1986; ROCH, 1986)

Situation

Ehemaliges Industriegelände am Wienerberg im Süden Wiens. Seit dem vorigen Jahrhundert existierten Ziegeleibetriebe. 1979 wurde der Betrieb geschlossen und die Anlagen abgebrochen. Während der gesamten Betriebszeit gab es Materialumlagerungen durch Abbau- und Anschüttungstätigkeiten, die zum Teil in alten Karten und Luftbildern dokumentiert sind.

Der Untergrund wird von großteils tonig-schluffigem Material gebildet. Die Schüttungen liegen teilweise im Grundwasser-Schwankungsbereich (Pegelmessungen).

Aufgabe

Eine Fläche von 50 ha sollte mit geophysikalischen Methoden übersichtsmäßig untersucht werden. Auf einem zur Bebauung vorgesehenen Teilbereich von etwa $400 \times 400 \text{ m}^2$ waren genauere Untersuchungen durchzuführen.

Die eingesetzten geophysikalischen Methoden konnten an 89 Bohrprofilen auf dem kleineren Teilgebiet überprüft werden.

Eingesetzte Methoden

- Gravimetrie

Aufgrund des zu erwartenden Dichtedefizits der künstlichen Schüttungen gegenüber dem natürlichen Untergrund wurden gravimetrische Messungen zur Abgrenzung der beiden Einheiten gewählt.

Die Übersichtsmessungen wurden auf einem 50 x 50 m Raster mit cm-genauem Nivellement über den gesamten Bereich durchgeführt, auf dem etwa 16 ha großen Teilbereich wurden genauere Gravimetermessungen im 10 x 10 m Raster und mm-genauem Nivellement angewendet.

- Refraktionsseismik

Aufgabe war die Überprüfung refraktionsseismischer Messungen auf dem cirka 16 ha großen, zur Bebauung vorgesehenen Teilbereich. Zusätzlich sollte ein Vergleich der Aussagekraft von p-Wellen- und s_h -Wellen-Seismik, sowie eine Überprüfung der Daten an vorhandenen Bohrprofilen vorgenommen werden.

Die Ergebnisse der gravimetrischen Vorerkundung wurden unterstützend verwendet. Im Bereich eines Schwereminimums wurden refraktionsseismische Profile (Hammerschlag mit Stapelung bzw. Kleinsprengung) mit einer 24-kanäligen Apparatur aufgenommen. Der Geophonabstand betrug 10 m. An zwei Profilen wurden zu Vergleichszwecken sowohl p-Wellen als auch s_h -Wellen gemessen.

Ergebnis

- Gravimetrie

Die in der Schwerekarte der Bouguer-Anomalie auftretenden Tiefs (siehe Abb. 45) konnten anhand von Karten, Plänen und Luftbildern verschiedensten Alters als künstliche Anschüttungen verifiziert werden. Die Genauigkeit der lateralen Abgrenzung durch die Gravimetrie war zufriedenstellend.

Die vertikale Erstreckung der Anschüttungsgrenzen wurde mittels eines Computerprogrammes modelliert.

Aus dem Artikel geht hervor, daß keine Geländereduktion durchgeführt wurde. Die Abweichung der gravimetrisch bestimmten Schüttungssohle von der aus Bohrprofilen bekannten in Profil 4 ist jedoch, nach Angaben des Verfassers, auf besonders dichtes Schüttungsmaterial in diesem Bereich zurückzuführen (zu geringe Reduktionsdichte).

Abbildung 46 zeigt zwei gravimetrische Tiefenprofile der Schüttungsgrenzen. Die Lage der Profile entspricht den Profilen 3 und 4 der seismischen Messungen.

- Refraktionsseismik

Die Resultate sind in Abbildung 47 dargestellt. Die Liegendgrenze der Anschüttungen konnte trotz erschwelter Bedingungen von beiden Methoden erkannt werden. Es stellte sich heraus, daß bei Verwendung von s_h -Wellen die Tiefenangaben der Schüttungsuntergrenzen genau mit den Ergebnissen der Bohrungen übereinstimmte (unabhängig von der Wassersättigung). Die p-Wellen-Ergebnisse zeigten in einigen Fällen gute Übereinstimmung, in anderen Fällen ergaben sich Tiefenfehler bis zu 30 Prozent (siehe Abb. 48).

Seismisch ließ sich kein zusammenhängender Grundwasserspiegel feststellen, der Untergrund wies jedoch stark schwankende Wassersättigung auf. Die Tiefenfehler der p-Wellenmessung wurden auf diese unkontrollierbare Wassersättigung zurückgeführt.

Es ist wichtig zu betonen, daß nach Angaben der Verfasser in diesem Beispiel, anders als bei üblichen geophysikalischen Fragestellungen, aus Testzwecken bewußt keine Verbesserung der geophysikalischen Daten durch die vorhandenen Bohrprofile vorgenommen wurde. Durch Kalibrierung der refraktionsseismischen Profile an einigen Bohrungen könnten die bestehenden Tiefenfehler weitgehend beseitigt werden.

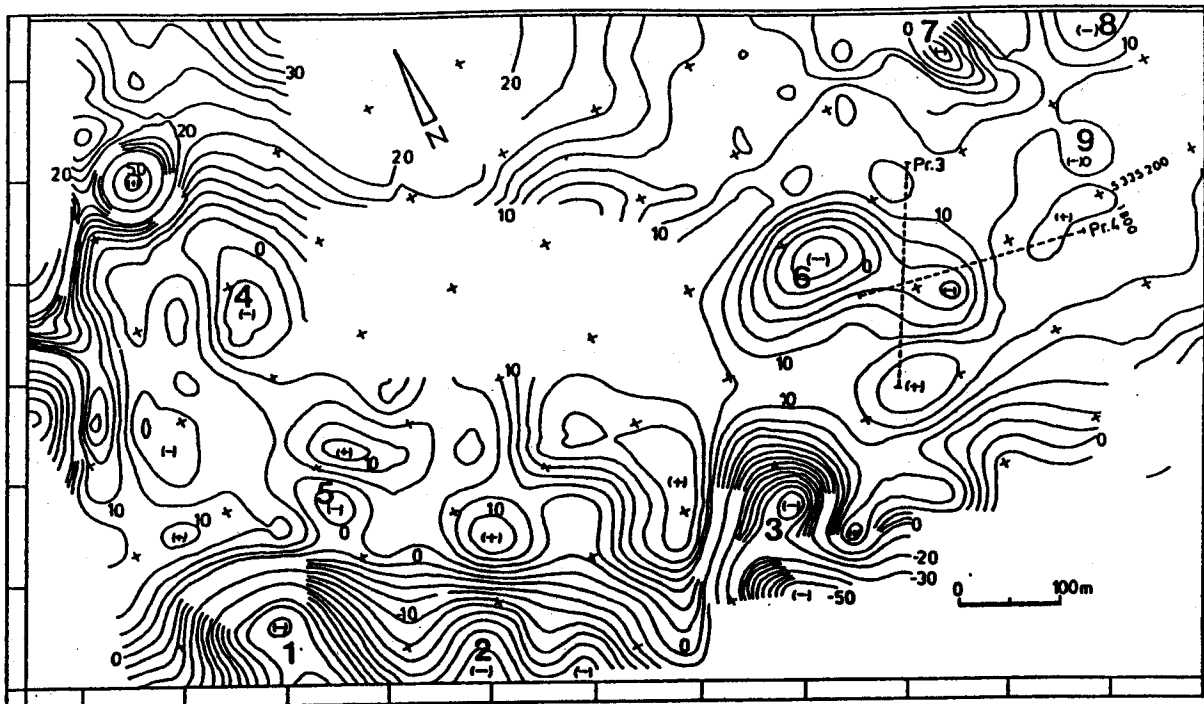


Abbildung 45: Isolinienkarte der Bouguer-Anomalie für das gesamte Areal. Die Lage der Profile 3 und 4 sind in der rechten oberen Ecke eingezeichnet.

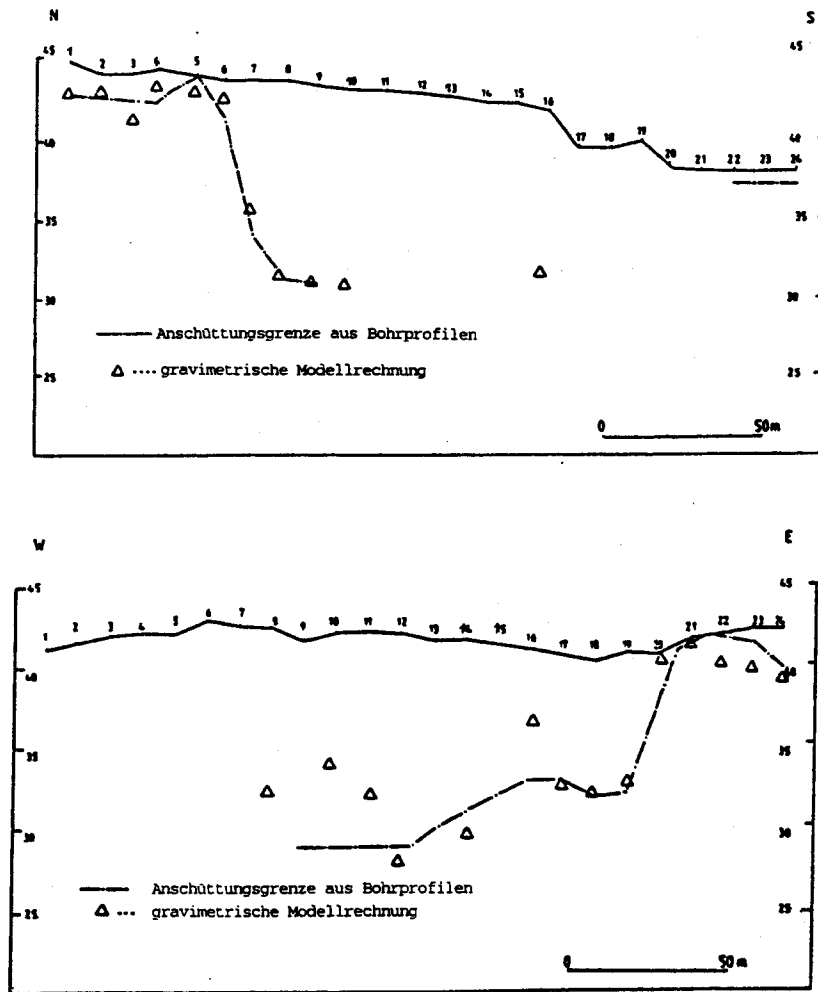


Abbildung 46: Bestimmung der Untergrenzen künstlicher Schüttungen aus gravimetrischen Messungen und Bohrdaten (nach FIGDOR, 1986)
(Lage siehe Abb. 45)

Oben: Profil 3
Unten: Profil 4

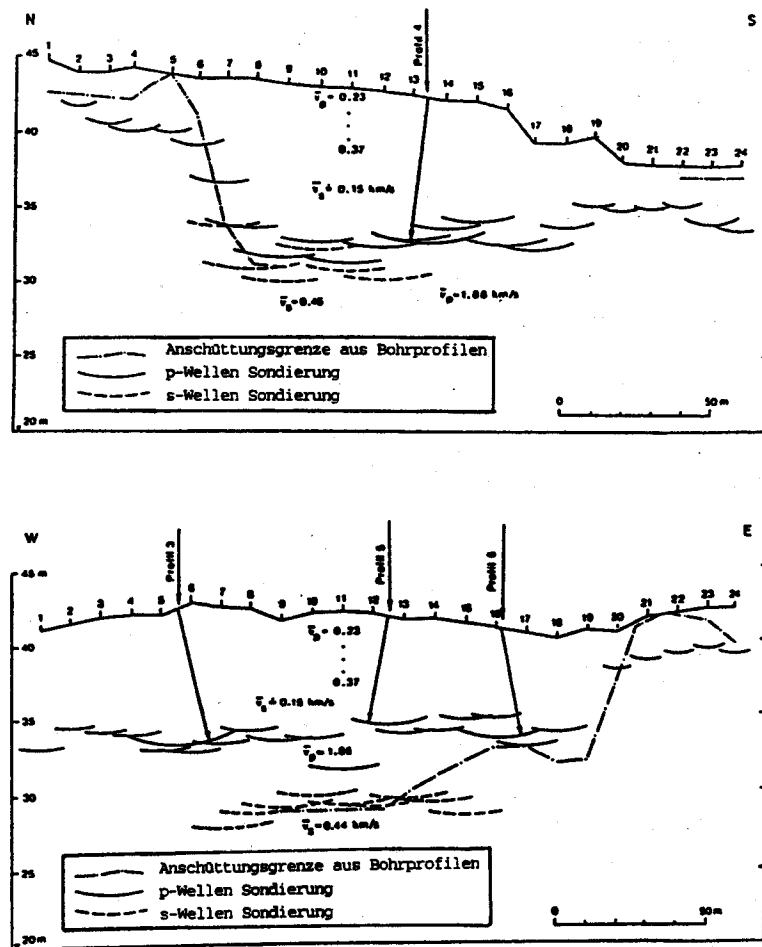


Abbildung 47: Feststellung der Untergrenzen künstlicher Schüttungen. Vergleich von p-Wellen-Seismik, sh-Wellen-Seismik mit den Ergebnissen aus Bohrprofilen (aus Abb. 46). (nach ROCH, 1985)

Oben: Profil 3
Unten: Profil 4

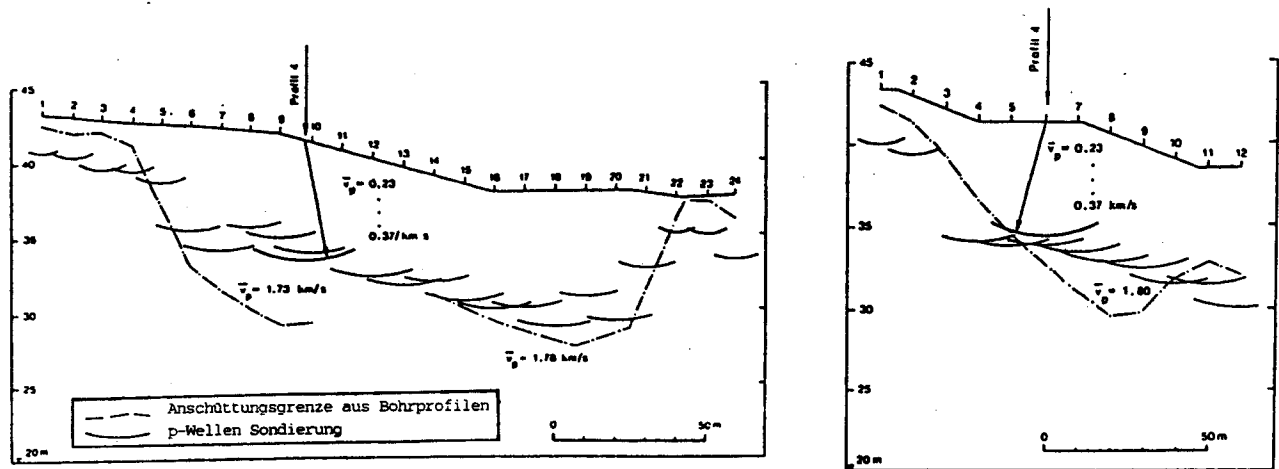


Abbildung 48: Feststellung der Untergrenzen künstlicher Schüttungen entlang zweier Profile. Vergleich der p-Wellen-Seismik mit Bohrprofilen.
(nach ROCH, 1985)

BEISPIEL 7: Widerstandssondierung

(VOGELSANG und SCHIRMER, 1990)

Situation

Es handelt sich um eine Hausmülldeponie im Bereich eines Lockergesteinskörpers (Moräne). Zur Interpretation der Widerstandssondierungen konnten Ergebnisse von Pegelbohrungen herangezogen werden.

Aufgabe

- Erkundung der hydrogeologischen Verhältnisse im Deponieumfeld

Eingesetzte Methode

- Geoelektrische Tiefensondierung
HUMMEL-Anordnung (halbierte Auslage der Elektroden, d.h., daß nur eine Elektrode versetzt wird, während die zweite in großer Entfernung vom Sondierungspunkt festgehalten wird);
maximale Auslage 160 m

Ergebnis

Das Ergebnis der Arbeiten, der Isolinienplan des Grundwasserstauers (Abb. 49), läßt westlich der Deponie eine Stufe der grundwasserstauenden Schicht von 8 m Höhe erkennen, danach folgt zunächst ein WNW gerichtetes Tal, das am NW-Rand des untersuchten Gebietes nach N umbiegt. Sickerwässer der Deponie oder, falls vorhanden, Schadstoffahnen, müßten dieser Senke folgen.

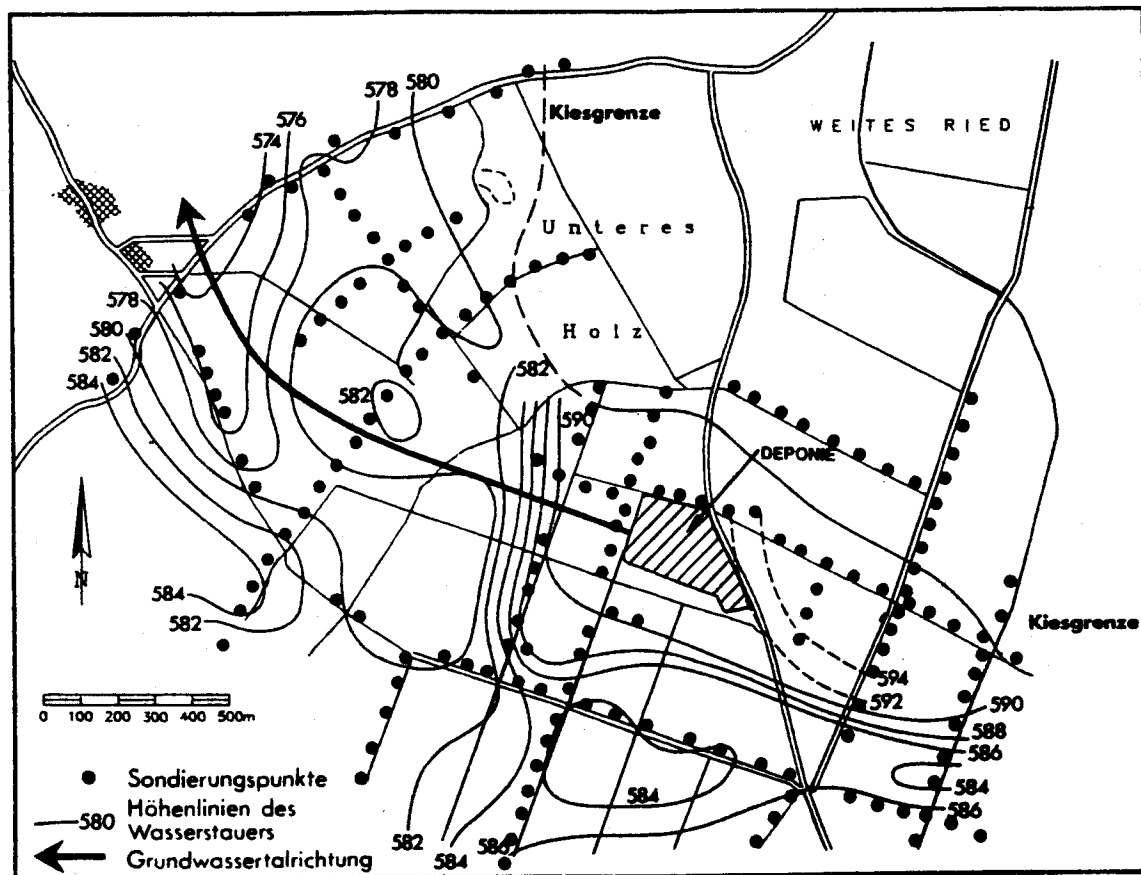


Abbildung 49: Isolinienplan der Basis des Grundwasserleiters nach Ergebnissen von Widerstandssondierungen am Modellstandort Osterhofen
(Untersuchungen: R. Buchholz Büro für Ingenieurgeophysik, Heiligenberg; Koordination: TGU, 1988/89)

BEISPIEL 8: Refraktions- und Reflexionsseismik
(VOGELSANG, 1991)

Situation

Industriemülldeponie im Bereich eines Festgesteinskörpers, in dem zwei Grundwasserhorizonte bekannt sind.

Aufgabe

- Lagemäßige Abgrenzung der Deponie und Erkundung der Tiefenlage der Deponiesohle
- Erkundung der Geologie

Eingesetzte Methoden

- Refraktionsseismik (mit 2 Geophonabständen: 2,5 und 10 m)
- Reflexionsseismik (Geophonabstand 10 m)

Ergebnisse

Eine Abgrenzung der Deponie bzw. die Identifikation der Höhenlage der Deponiesohle konnte mit den angewandten Methoden nicht erfolgen. Die Wellengeschwindigkeitskontraste zwischen Deponie und Nebengestein waren zu gering.

Abbildung 50 zeigt die aufgrund der Refraktionsseismik erstellten geologischen Schichtenmodelle. Es werden, wie in Abbildung 50b dargestellt, drei Schichten ausgeschieden:

Schicht 1: Verwitterungsdecke

Schicht 2: Verwittertes Festgestein (Gipskeuper)

Schicht 3: Festgestein (Gipsspiegel - massiver Gips)

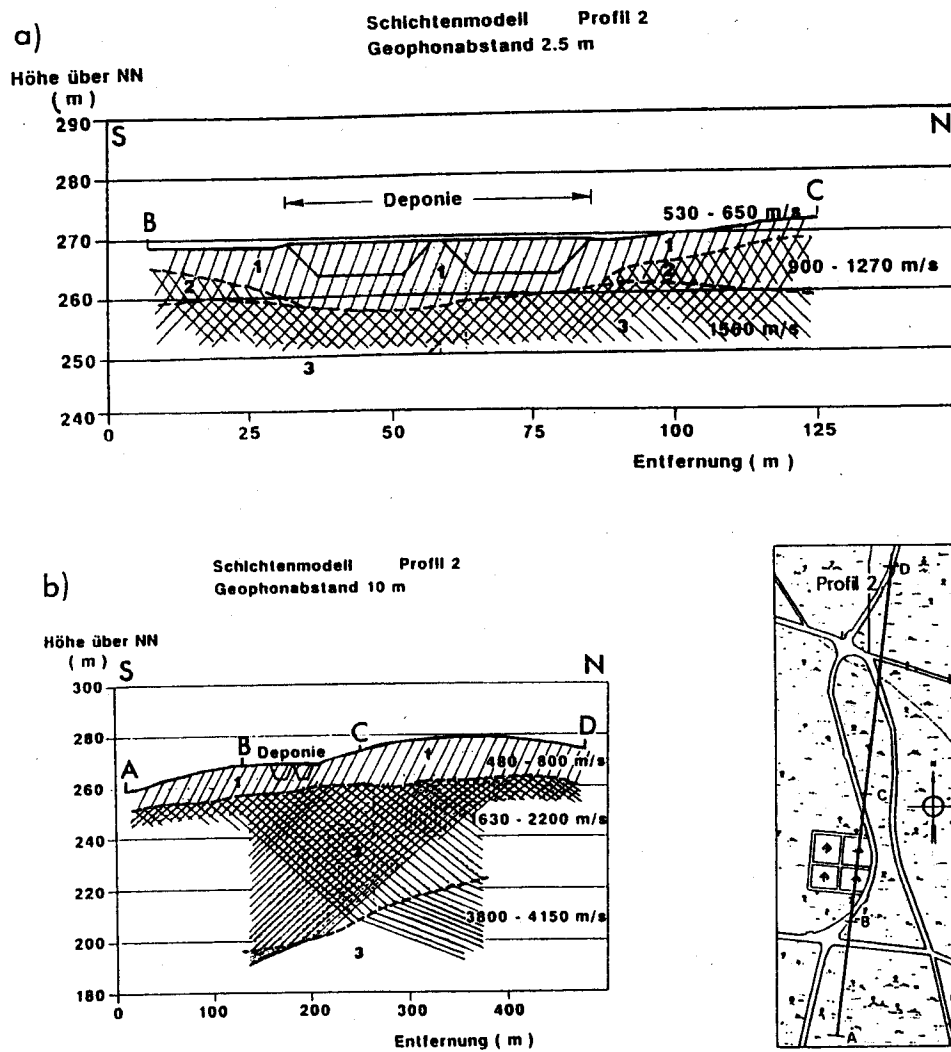


Abbildung 50: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen am Modellstandort Mühlacker (Untersuchungen: Gesellschaft für Baugeologie und -meßtechnik mbH, Rheinstetten; Koordination: WEBER/IFU/TAUW, 1988/89)

- a) Schichtenmodell für ein Meßprofil mit Geophonabständen von 2,5 m
b) Schichtenmodell für ein Meßprofil mit Geophonabständen von 10 m

Das Seismogramm in Abbildung 51b zeichnet im nördlichen Teil vermutlich den "Gipsspiegel" (siehe Refraktionsseismik) als einheitlichen, nach Süden geneigten Reflektor ab. Nach Süden hin folgt ein reflexionsloser Bereich, dann ein uneinheitlicher, teilweise durch Versätze gekennzeichneteter Verlauf des Reflektors. Hieraus wird auf eine Verwerfung der Schichtgrenze Gipskeuper - Muschelkalk geschlossen (Abb. 51a). Diese hydraulisch wichtige Zerrüttungszone im tieferen Untergrund konnte durch eine Bohrung bestätigt werden.

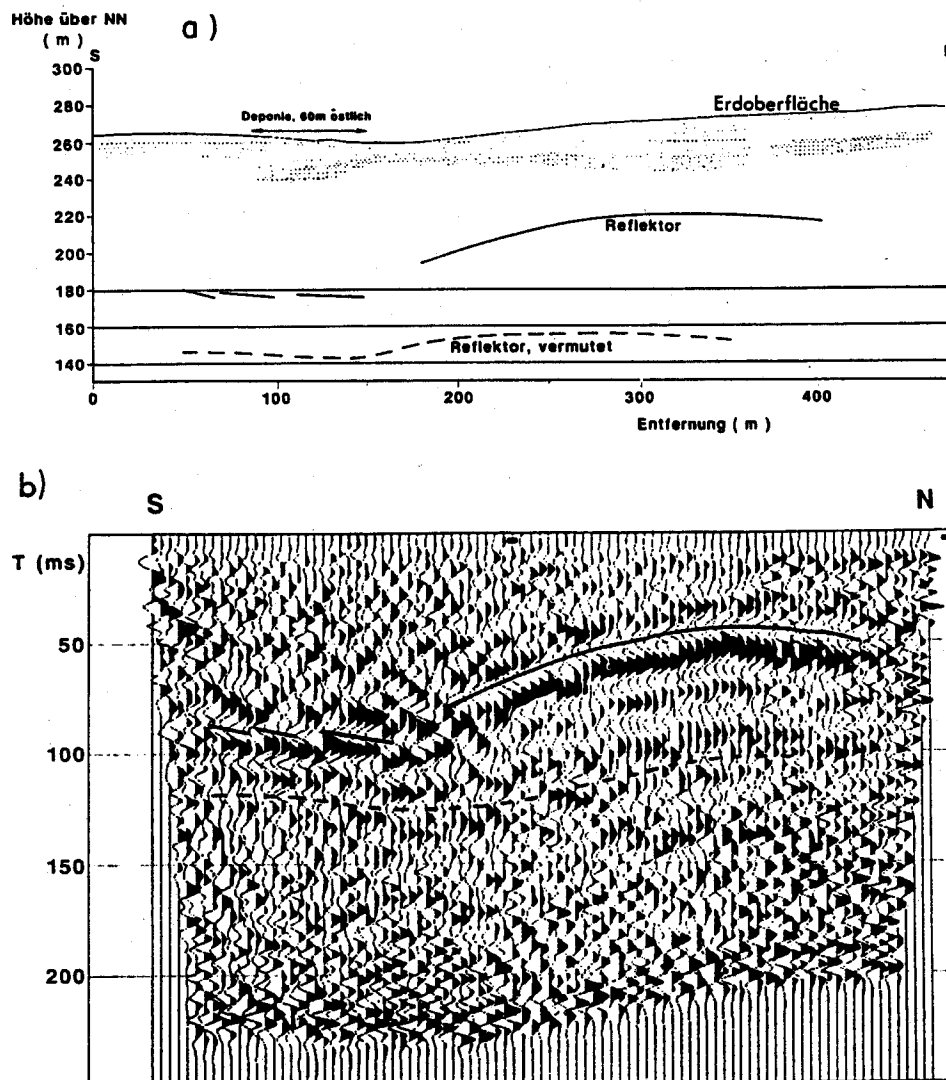


Abbildung 51: Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen am Modellstandort Mühlacker (Untersuchungen: Gesellschaft für Baugologie und -meßtechnik mbH, Rheinstetten; Koordination: WEBER/IFU/TAUW, 1988/89)

a) Profilschnitt

b) Seismogramm

12. LITERATURVERZEICHNIS

BENDER, F. (1985)

Angewandte Geowissenschaften. Band 2: Angewandte Geophysik, Mathematische Methoden der Geowissenschaften, 766 S., Enke (Stuttgart)

BREUNIG, H. (1988)

Voruntersuchung zur Entwicklung eines Verfahrens zur thermographischen Untersuchung von Altablagerungen. Untersuchungsphase I, Forschungsbericht, Bundesministerium für Forschung und Technologie, Bonn

BUNDESMINISTERIUM FÜR FORSCHUNG UND TECHNOLOGIE (1988)

Sondierung kontaminierter Standorte - Phase III - Optimierung der Radarsonde, Ermittlung der Leistungsgrenzen an einem künstlichen Testfeld. Abschlußbericht BMFT-FB Bonn

COLLINS, H.J. und SPILLMANN, P. (1986)

Wasser- und Stoffhaushalt von Abfalldeponien und deren Wirkung auf Gewässer. Forschungsbericht DFG, VCH Verlagsges.m.b.H., Weinheim/BRD

DEUTSCHE GESELLSCHAFT FÜR ERD- UND GRUNDBAU/ARBEITSKREIS "GEOTECHNIK DER DEPONIEEN UND ALTLASTEN" (1990)

Empfehlungen des Arbeitskreises "Geotechnik der Deponien und Altlasten" - GDA. Ernst & Sohn Verlag für Architektur und technische Wissenschaften, Berlin

EGGERS, B., GERSEMANN, J. und WOLFF, J. (1986)

Möglichkeiten der Lokalisierung von Altablagerungen mittels geomagnetischer Messungen. Wasser und Boden, Band 38/Teil 10/1986, S. 507 - 509, Hamburg, Berlin

ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY (1983)

Geophysical Techniques for Sensing Buried Wastes and Waste Migration. Las Vegas, Nevada

FIGDOR, H. (1986)

Gravimetrische Untersuchungen des zur Bebauung vorgesehenen Areals der Wiener-Berg-Gründe. ÖIAZ 1986, Band 131, S. 12 - 20, Wien

FORSCHUNGSGESELLSCHAFT JOANNEUM (1989)

Informationsschrift Umwelt-Geophysik. Posterpräsentation Ökologia '89, zus. mit Institut für Angewandte Geophysik/Montanuniversität Leoben, Wien/Leoben

FRANZIUS V., STEGMANN, R. und WOLF, K. (1989)

Handbuch der Altlastensanierung. Ordner 1, R.v. Decker's Verlag

GEONICS (1984)

EM31 operating manual. 61 S., Geonics Ltd. (Mississauga, Ontario, Canada)

HÖLTING, B. (1984)

Hydrogeologie. 2. erw. Auflage, 370 S., Enke (Stuttgart)

KELLER, G.V. und FRISCHKNECHT, F.C. (1979)

Electrical Methods in Geophysical Prospecting. 523 S., Pergamon Press

KIRSCH, J. und REINHOLD, G. (1986)

Geophysikalische Methoden zur Erkundung von Altlasten. Naturwissenschaften, Band 73, S. 635 - 642, Springer Verlag

LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.) (1990)

Leitlinien zur Geophysik an Altlasten. Band 2: Materialien zur Altlastenbearbeitung, Karlsruhe

LUEGER, J. (1990)

Geophysikalische Untersuchungen auf der Verdachtsfläche Aderklaa (Bericht). St. Leonhard a.F., unveröffentlicht

McNEILL, J.D. (1980a)

Electrical conductivity of soils and rocks. 22 S., Technical Note TN-5, Geonics Ltd. (Mississauga, Ontario, Canada)

McNEILL, J.D. (1980b)

Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. 16 S., Technical Note TN-6, Geonics Ltd. (Mississauga, Ontario, Canada)

McQUILLIN, R., BACON, M. und BARCLAY, W. (1979)

An Introduction to Seismic Interpretation. 200 S., Graham & Trotman Ltd. (London)

MILLITZER, H., SCHÖN, J. und STÖTZNER, U. (1986)

Angewandte Geophysik im Ingenieur- und Bergbau. 2. erw. Auflage, 419 S., Enke (Stuttgart)

MILLITZER, H. und WEBER, F. (Hrsg.) (1984)

Angewandte Geophysik. Band 1: Gravimetrie und Magnetik, 353 S., Springer Verlag (Wien, New York), Akademie-Verlag (Berlin)

MILLITZER, H. und WEBER, F. (Hrsg.) (1985)

Angewandte Geophysik. Band 2: Geoelektrik, Geothermik, Radiometrie, Aerogeophysik, 371 S., Springer Verlag (Wien, New York), Akademie-Verlag (Berlin)

MILLITZER, H. UND WEBER, F. (Hrsg.) (1987)

Angewandte Geophysik. Band 3: Seismik, 420 S., Springer Verlag (Wien, New York), Akademie-Verlag (Berlin)

MINISTERIUM FÜR ERNÄHRUNG, LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN (1987)
Altlasten-Handbuch. Teil I: Altlasten-Bewertung, Teil II: Untersuchungsgrundlagen, H. 18 und H. 19 Wasserwirtschaftsverwaltung Baden-Württemberg

ÖSTERREICHISCHE GESELLSCHAFT FÜR NATUR UND UMWELTSCHUTZ (1989)

Unterlagen zum Workshop "Systematische Analyse und Bewertung von Verdachtsflächen". Maria Enzersdorf

PRINZ, H. (1982)

Abriß der Ingenieurgeologie. 419 S., Enke (Stuttgart)

ROCH, K.H. (1986)

Refraktionsseismische Sondierung in einem Teilbereich des zur Bebauung vorgesehenen Areals der Wiener-Berg-Gründe. ÖIAZ 1986, Band 131, S. 20 - 26, Wien

SHERIFF, R.E. (1978)

A first course in geophysical exploration and interpretation. Boston

STUART und KLAGES (1984)

Kurzes Lehrbuch der Physik. 307 S., Enke (Stuttgart)

THOME-KOZMIENSKY, K.J. (1987)

Altlasten. EF Verlag für Energie und Umwelttechnik GmbH (Berlin)

UMWELTBUNDESAMT (1989)

Ablaufschema zum Altlastensanierungsgesetz. Wien

VOGELSANG, D. (1991)

Geophysik an Altlasten. Leitfaden für Ingenieure, Naturwissenschaftler und Juristen. 133 S., Springer Verlag (Berlin, New York)

WALACH, G. (1986)

Verfahren der Ingenieurgeophysik für die Lösung von Problemen des Umweltschutzes in Österreich. Mitt. Österr. Geol. Ges., Band 79, S. 327 - 341, Wien

WALACH, G. (1987)

Methodische Untersuchungen zur mikrogeophysikalischen Erkundung von Deponiearealen und von sonstigen anthropogen kontaminierten Untergrundbereichen. Institut für Angewandte Geophysik/Montanuniversität Leoben, Forschungsgesellschaft Joanneum, Reihe: "Geophysik der Erdkruste", Projekt STU 6, Endbericht 1986, 89 S., Leoben

WALACH, G. (1989)

Geophysikalische Verfahren zur Analyse der Ablagerungen und des Untergrundes. In: Öko-Texte "Altlasten", S. 179 - 210, Österreichische Gesellschaft für Natur- und Umweltschutz, Wien

WALACH, G. und POSCH, E. (1989)

Application of Integrated Geophysical Detection Techniques for Detailed Investigation of Contaminated Sites. Basic Elements, Measuring and Evaluation Techniques, Examples. Posterpräsentation zur Environtech 1989, Wien/Leoben

WEBER, F. und WALACH, G. (1989)

Ortung und Erkundung von oberflächennahen Gebirgshohlräumen und Auflockerungszonen mittels geophysikalischer Meßverfahren. Institut für Angewandte Geophysik/Montanuniversität Leoben, Forschungsgesellschaft Joanneum, Reihe: "Geophysik der Erdkruste", Projekt OU-1/87, Endbericht 1987, 79 S., Leoben

WOLF, K., VAN DEN BRINK, W.J. und COLON, F.J. (Hrsg.) (1988)

Altlastensanierung '88. Band 1, 2. Internationaler TNO/BMFT-Kongreß über Altlastensanierung Hamburg, April 1988, Kluwer Academic Publishers (Dordrecht, London)

ANHANG

ANHANG A: ZUSAMMENSTELLUNG PETROPHYSIKALISCHER PARAMETER

Tabelle A.1: Petrophysikalische Parameter der häufigsten Gesteine bzw. der im Zusammenhang mit Altablagerungen anzutreffenden lithologischen Einheiten

Lithologische Einheit	Spezifischer Widerstand (Ohm.m)	Rel. Dielektrizitätskonstante (1)	Feuchtraumdichte (kg/m ³)	v _p -Wellen (m/s)	Magnetischer Störgradient (nT/m)
Granit (trocken - bergfeucht)	10 ³ - 10 ⁶	5,6 - 8	2500 - 2700	4200 - 6200	< 5
Basalt (trocken - bergfeucht)	10 ³ - 10 ⁶	10 - 15	2400 - 3300	5000 - 6400	> 10
Gneis (trocken - bergfeucht)	10 ² - 10 ⁶	8 - 12	2600 - 2900	2700 - 6000	< 5
Glimmerschiefer (trocken - bergfeucht)	10 ² - 10 ⁶	10 - 15	2600 - 2800	2200 - 5000	< 5
Amphibolit (trocken - bergfeucht)	> 10 ⁴	< 10	2800 - 3100	5200 - 6000	> 10
Tonschiefer (trocken - bergfeucht)	10 ² - 10 ⁴	< 10	2000 - 2700	2400 - 4800	< 5
Sandstein (trocken - bergfeucht)	10 ² - 10 ⁴	4,7 - 12	2100 - 2600	2100 - 3400	< 5
Sandstein (wassergesättigt)	10 ¹ - 10 ³	< 30	2100 - 2600	2100 - 3400	< 5
Kalkstein (trocken - bergfeucht)	10 ² - 10 ⁵	7 - 10	2200 - 2700	2400 - 6200	< 5
Boden (tonig - kiesig, organ. Anteil) (trocken - bergfeucht)	10 ² - 10 ³	4 - 30	< 1600	250 - 800	< 5
Boden gefroren	> 10 ³	4 - 11	< 1500	> 1000	< 5

Fortsetzung Tabelle A.1

Lithologische Einheit	Spezifischer Widerstand (Ohm.m)	Rel. Dielektrizitätskonstante (1)	Feuchtraumdichte (kg/m ³)	v _p -Wellen (m/s)	Magnetischer Störgradient (nT/m)
Alluvium (sandig - kiesig) (trocken - bergfeucht, d.h. über Grundwasserspiegel)	500 - 5000	3 - 11	1600 - 2000	800 - 1200	< 5
Alluvium (sandig - kiesig) (wassergesättigt, d.h. unter Grundwasserspiegel)	200 - 500	< 30	1800 - 2200	1600 - 2000	< 5
Hangschutt (kiesig - steinig) (trocken - bergfeucht)	10 ³ - 10 ⁴	3 - 11	1400 - 2000	300 - 900	< 5
Schwemmkegel (sandig - kiesig) (trocken - bergfeucht)	1000 - 5000	< 10	1400 - 2000	500 - 1000	< 5
Quartäre Terrassenbildungen (sandig - kiesig) (trocken - bergfeucht)	500 - 5000	3 - 11	1600 - 2000	800 - 1200	< 5
Quartäre Terrassenbildungen (sandig - kiesig) (wassergesättigt)	200 - 500	< 30	1800 - 2200	1600 - 2000	< 5
Moränenmaterial (sandig - grobblockig) (trocken - bergfeucht)	10 ³ - 10 ⁴	< 10	1900 - 2100	1400 - 2200	< 5
Quartäre Terrassen- oder Hanglehme, LÖA (tonig - siltig) (trocken - bergfeucht)	50 - 80	?	1500 - 1800	450 - 800	< 5
Tertiäre Schotter, Sande (sandig - kiesig) (trocken - bergfeucht)	> 10 ³	3 - 11	2000 - 2250	900 - 1400	< 5

Fortsetzung Tabelle A.1

Lithologische Einheit	Spezifischer Widerstand (Ohm.m)	Rel. Dielektrizitätskonstante (1)	Feuchtraumdichte (kg/m ³)	v _p -Wellen (m/s)	Magnetischer Störgradient (nT/m)
Tertiäre Schotter, Sande (sandig - kiesig) (wassergesättigt)	100 - 500	< 30	2250 - 2400	1600 - 2200	< 5
Tertiäre Silte, Tone, Mergel, Lehme (trocken - bergfeucht)	50 - 100	7 - 20	1800 - 2200	1800 - 2000	< 5
Tertiäre Silte, Tone, Mergel, Lehme (wassergesättigt)	10 - 50	< 45	2000 - 2400	2000 - 2200	< 5
Durchschnittlicher Müll (Hausmüll, Bauschutt, Gewerbeabfall) (trocken - bergfeucht)	20 - 100	um 15	400 - 1200	250 - 700	50 - 100
Durchschnittlicher Müll (Hausmüll, Bauschutt, Gewerbeabfall) (wassergesättigt)	10 - 50	< 30	1100 - 1500	1500 - 1700	50 - 100
Bauschutt (trocken - bergfeucht)	10 ² - 10 ³	< 10	1500 - 1800	400 - 800	50 - 70
Bauschutt (wassergesättigt)	80 - 100	< 30	1700 - 1900	1500 - 1800	50 - 70
Klärschlamm (trocken - bergfeucht)	10 - 50	?	etwa 1000	300 - 500	< 10
Deponiewässer (+/- hochkonzentriert)	1 - 1,5	81	1000	1500	-
Süßwasser (Oberflächen- und Grundwasser)	30 - 60	81	1000	1500	-
Luft	> 10 ⁶	etwa 1	etwa 1	330	-

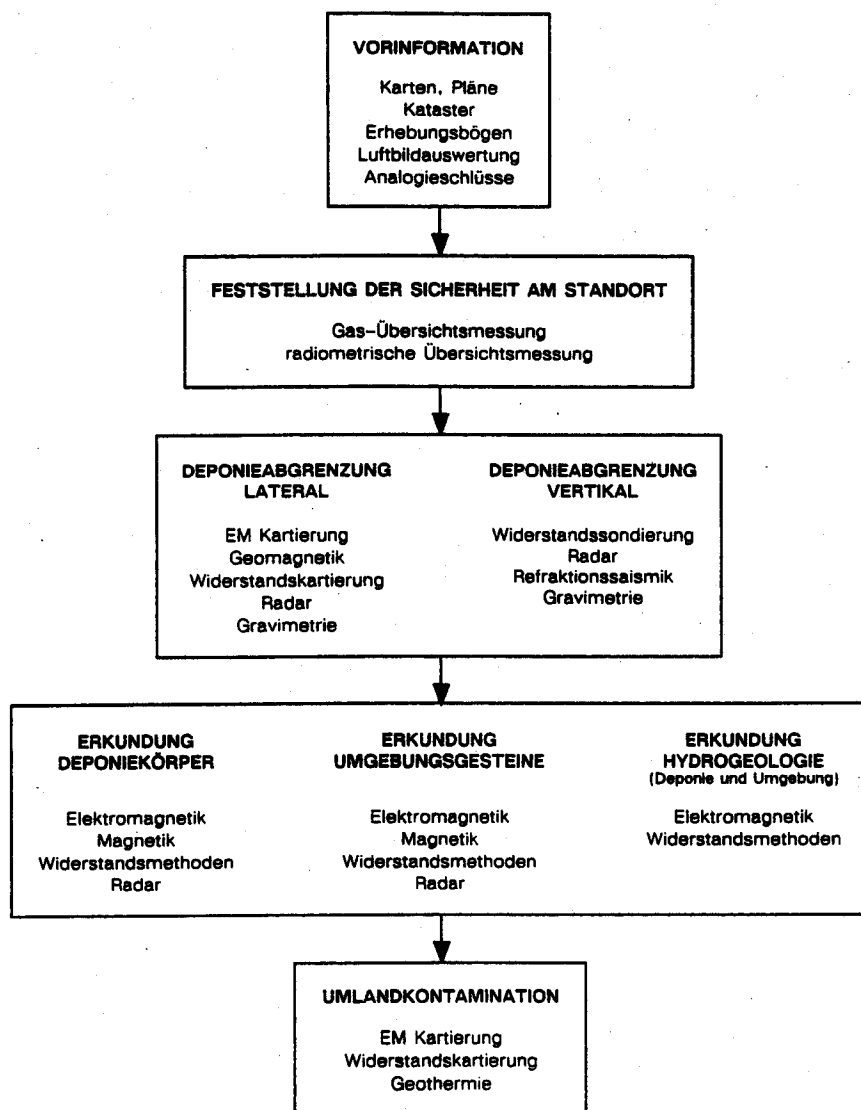


Abbildung A.1: Generalisierter Ablauf bei der geophysikalischen Erkundung einer Altablagerung mit zugehörigem Standard-Meßverfahren. Die Sequenz kann, bestimmt durch die Aufgabenstellung, verändert oder unvollständig sein bzw. können bestimmte, hier nacheinander angeführte Verfahrensschritte auch gleichzeitig durchgeführt werden. Die Selektion der spezifisch am besten geeigneten Methode(nkombination) innerhalb einer Phase erfolgt nach den Kriterien in Tabelle A.2.

Tabelle A.2: Problemstellungen und Methodeneinsatz bei der Erkundung von Altablagerungskörpern

Fragestellung	WK	WS	EM-K	EM-S	GR	Rf	G	M	RM
Ortung und latere Abgrenzung	1	0	1	0	1	2	2	1	0
Vertikale Abgrenzung, Tiefe und Beschaffenheit der Deponiesohle	0	2	0	3	2	1	2	3	0
Erkundung des Ablagerungskörpers									
Volumen	4	4	4	4	4	4	0	4	0
Klassifikation des Inhalts	3	3	3	3	2	0	0	2	2
Internstruktur	4	2	0	3	1	2	0	0	0
Lokalisierung von Einzelobjekten	0	0	2	0	1	0	0	1	2
Erkundung der Umgebungsgesteine									
Geologische Verhältnisse (Lithologie, Lagerung)	2	1	1	2	0	1	2	0	0
Geotechnische Kenngrößen	0	0	0	0	0	3	0	0	0
Hydrogeologische Verhältnisse									
Lage des Grundwasserspiegels	0	2	0	3	2	2	0	0	0
Grundwasserfließrichtung	4	4	4	4	0	0	0	0	0
Grundwasserbeschaffenheit	2	2	2	0	0	0	0	0	0
Potentielle Umlandkontamination	4	4	4	4	4	4	0	0	2
Aktuelle Umlandkontamination									
Richtung, Ausdehnung Sickerwasser-Abströmfahne	2	2	2	2	2	0	0	0	0
Konzentration kontaminierter Wässer	3	3	3	3	0	0	0	0	0

WK ... Widerstandskartierung
 WS ... Widerstandssondierung
 EM-K ... EM-Kartierung
 EM-S ... EM-Sondierung
 GR ... Georadar
 Rf ... Refraktionsseismik
 G ... Gravimetrie
 M ... Geomagnetik
 RM ... Radiometrische Übersichtsmessung

0 ... Nicht geeignet
 1 ... Sehr gut geeignet (Standardmethode)
 2 ... Unter günstigen Voraussetzungen geeignet bzw. ergänzende Methode
 3 ... Abschätzung möglich
 4 ... Nur bei Methodenkombination bzw. Zusatzinformation

Tabelle A.3: Naturräumliche Störeinflüsse geophysikalischer Messungen

Methode	Hydrogeologische Verhältnisse	Geologische Verhältnisse	Atmosphäre	Oberfläche, Morphologie
Widerstandskartierung	n.k.	(1-2) Sehr hochohmiger Untergrund (trokener Sand) (0-1) Geringer Kontrast zu Ton, Silt, Lehm	n.k.	(1) Gefrorener Boden
Widerstands-sondierung	n.k.	siehe Widerstandskartierung (1) Schichtlagerung zu steil (1) Laterale Inkonsistenz	n.k.	siehe Widerstandskartierung (0) Bei zu starkem Relief
Elektromagnetische Kartierung	n.k.	n.k.	(1-2) Stat. Elektrizität vor Gewittern	(1-2) Bei großem Spulenabstand
Elektromagnetische Sondierung	n.k.	(1) Steile Schichten (1) Laterale Inkonsistenz	(1-2) Stat. Elektrizität vor Gewittern	(1-2) Bei großem Spulenabstand
Georadar	(1) Hohe Wassersättigung Eindringtiefe $\rightarrow 0$ (2) Unter dem Grundwasserspiegel	(1-2) Bei Lehm, Ton etc. Eindringtiefe $\rightarrow 0$	(2) Bei oder nach Starkregen	n.k.
Refraktionsseismik	(1) Innerhalb des Grundwassers nur beschränkt aussagefähig	(0-1) Starke Dämpfung im Verwitterungsbereich (1) Geschwindigkeit sinkt nach unten (2) Bei Bergsturzgefahr keine Sprengseismik	n.k.	(1-2) Bei gefrorenem Untergrund kein Bodenkontakt der Geophone (1-2) Bei gefrorenem Boden Geschwindigkeitsumkehr

Fortsetzung Tabelle A.3

Methode	Hydrogeologische Verhältnisse	Geologische Verhältnisse	Atmosphäre	Oberfläche, Morphologie
Gravimetrie	n.k.	(1) Instabiler Untergrund (Moor, Sumpf, Kompost etc.)	n.k.	(1) Starkes Relief
Geomagnetik	n.k.	n.k.	(2) Magnetische Stürme	(0) Starkes Relief

n.k. ... nicht kritisch

- 0 ... Leichte Störung, beherrschbar
- 1 ... Massive Störung
- 2 ... Methode nicht anwendbar

Tabelle A.4: Anthropogene Störeinflüsse geophysikalischer Messungen

Methode	Störung
Widerstandskartierung	(2) Asphalt, Beton etc. (0) Seichtliegende Leitungen (0) Vagabundierende technische Ströme im Untergrund
Widerstandssondierung	(2) Asphalt, Beton etc. (0) Seichtliegende Leitungen (0) Vagabundierende technische Ströme im Untergrund (0-1) Platzmangel
Elektromagnetische Kartierung	(0-1) EM-Wellen (Hochspannungsleitungen, Sendeanlagen) (0-1) Metallische Körper (Zäune, Schrott, Fahrzeuge, seichtliegende Leitungen)
Elektromagnetische Sondierung	(1-2) EM-Wellen (Hochspannungsleitungen, Sendeanlagen) (1-2) Metallische Körper (Zäune, Schrott, Fahrzeuge, seichtliegende Leitungen) (1-2) Bei großem Spulenabstand stört Bebauung
Georadar	(1-2) Lagen hochreflektierenden Materials (Blech, Plastikfolie) (0) An der Oberfläche verstreute Eisenteile (0) EM-Felder bei nach oben nicht abgeschirmten Antennen
Refraktionsseismik	(1-2) In besiedeltem Gebiet (Schäden) und auf Hausmülldeponien (Explosionsgefahr) ist Sprengseismik nur sehr begrenzt einsetzbar (1) Bodenerschütterungen (Verkehr, Industrie) (0) Wind, Flugzeugschall (0) EM-Induktion (0-1) Platzmangel
Gravimetrie	(1-2) Bodenerschütterungen (0) Laterale Einflüsse durch Gebäude in dichter verbautem Gebiet
Geomagnetik	(1) Eisenteile (Schrotthaufen, Zäune, seichtliegende Leitungen); speziell bei Mikromagnetik (0) Technische Störfelder

- 0 ... Leichte Störung (nur wenn sehr nahe oder sehr stark), meist beherrschbar
1 ... Massive Störung
2 ... Methode nicht anwendbar

**ANHANG B: ÜBERSCHLÄGIGER VERGLEICH VON KOSTEN- UND ZEITAUF-
WAND VERSCHIEDENER GEOPHYSIKALISCHER METHODEN**

Aussagen über Kosten der Messungen lassen sich naturgemäß nur in sehr großem Rahmen angeben und sind als grobe Anhaltspunkte zu verstehen. Kostenunterschiede ergeben sich im wesentlichen aus den Faktoren

- Wechselnde Qualität und Quantität der verfügbaren Vorinformation
- Eingesetzte Meßmethode(n)
- Unterschiedliche Standortbedingungen
- Geforderte Genauigkeit
- Umfang des Meßprogrammes
- Zeitlicher Rahmen.

Speziell die bei angewandten geophysikalischen Meßverfahren übliche Methodenkombination erlaubt exemplarische Kostenbestimmung im voraus nur mit verbleibenden Unsicherheiten, da der Aufwand später eingesetzter Methoden von den Ergebnissen vorheriger Messungen abhängt.

In diesem Sinne ist der Versuch zu verstehen, die Preise auf Meßpunkt oder Profilmeter zu normieren. Es handelt sich um Richtwerte, die im Einzelfall über- bzw. unterschritten werden können.

Widerstandskartierung

Kosten:	öS 50,-- bis 200,-- pro Meßpunkt
Tagesleistung:	150 bis 250 Punkte
Raster bei Übersichtsmessung:	z.B. 25 x 50 m
Detailmessung:	z.B. 5 x 10 m
Mikromessung:	Genauigkeit der Methode reicht nicht aus

Widerstandssondierung

Kosten:	öS 1.000,-- bis 2.000,-- pro Meßpunkt
Tagesleistung:	10 bis 20 Punkte
Flächenbezug nicht herstellbar	

Elektromagnetische Kartierung

Kosten:	öS 40,-- bis 70,-- pro Meßpunkt
Tagesleistung:	150 bis 300 Punkte (große Eindringtiefe) bis 500 Punkte (kleine Eindringtiefe)

Raster bei Übersichtsmessung: z.B. 25 x 50 m

Detailmessung: z.B. 5 x 10 m

Mikromessung: Genauigkeit der Methode reicht nicht aus

Georadar

Kosten: öS 1.500,-- bis 2.000,-- pro Stunde

Tagesleistung: 1 bis 5 Kilometer

Übersichtsmessung: nicht zweckmäßig, da zu teuer

Detailmessung: Profilabstand 10 m

Mikromessung: Profilabstand 1 bis 5 m

Refraktionsseismik

Kosten: öS 1.500,-- pro Stunde

Tagesleistung: 0,5 bis 4 km

Geophonabstand bei

Übersichtsmessung: 5 bis 10 m

Geophonabstand bei

Detailmessung: 1 bis 2 m

Geomagnetik

Kosten: öS 20,-- bis 40,-- pro Meßpunkt

Tagesleistung: 500 bis 1000 Punkte

Raster bei Übersichtsmessung: z.B. 25 x 50 m

Detailmessung: z.B. 5 x 10 m

Mikromessung: z.B. 2 x 2 m

Gravimetrie

Kosten: öS 700,-- bis 1.000,-- pro
Meßpunkt

Tagesleistung: etwa 30 Punkte

Raster bei Übersichtsmessung: z.B. 25 x 25 m

Detailmessung: z.B. 5 x 5 m

Mikromessung: z.B. 2 x 2 m