

Geophysik II: Geoseismik

Helena Aebersold, Matthias Berger, Tobias Keller, Urs Grob

Einleitung

Neben der bereits diskutierten Geoelektrik gibt es weitere Varianten, die Bodenstruktur zu untersuchen. In Rona wurde eine zweite Messmethode aus der Geoseismik, nämlich die *Refraktionsseismik* angewandt (Radarprinzip).

Theorie

Die Geoseismik macht sich die günstigen Schalleigenschaften im Boden zu Nutze; günstig daher, weil der Boden als einigermaßen homogenes und isotropes Medium betrachtet werden kann. Löst man an der Oberfläche eine Schallwelle aus (z.B. mittels eines Hammerschlages), breitet sich die Front der Welle mit konstanter Geschwindigkeit in Form einer Halbkugel aus.

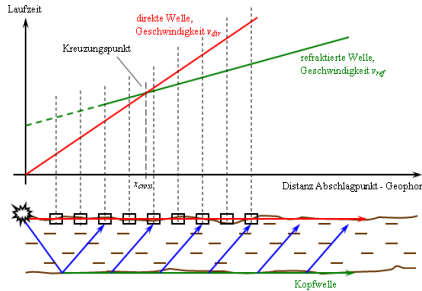


Abb.1: Messprinzip der Refraktionsseismik

Ein Teil der Welle läuft also entlang der Oberfläche und wird direkt von den unter bestimmten Distanzen zum Abschlagpunkt ausgelegten Geophonen detektiert. Dieses *direkte Signal* (vgl. Abb. 1) ist relativ stark und entsprechend leicht nachzuweisen. Ein anderer Wellenteil breitet sich in den Boden hinein aus.

So wie man es von Lichtwellen kennt, werden auch Schallwellen an Schichtgrenzen einerseits gebrochen und andererseits reflektiert, was auf unterschiedliche Wellengeschwindigkeiten in den beiden Medien zurückzuführen ist, welche die Grenzschicht bilden. Da normal reflektierte Wellen im Allgemeinen eher schwach sind, lassen sie sich nicht mit einfachen Messgeräten aufzeichnen. Daher wurden in Rona die wesentlich stärkeren *totalreflektierten* Wellen untersucht. Totalreflexion kann nur dann auftreten, wenn die Wellengeschwindigkeit im ersten Medium kleiner ist als jene im zweiten Medium.

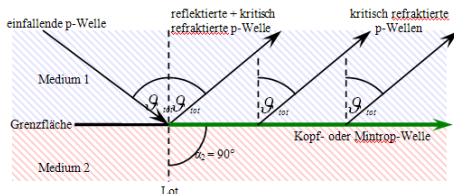


Abb.2: Totalreflexion unter kritischem Winkel

Diese Bedingung ist bei Bodenstrukturen in der Regel gegeben. In diesem Fall wird eine unter dem *kritischen Winkel* zum Lot der Grenzfläche einfallende Welle unter einem rechten Winkel zum Lot ausgesandt, das heisst, sie dringt gar nicht ins zweite Medium ein, sondern bewegt sich entlang der Grenzfläche. Letztere wird Mintropwelle genannt (vgl. Abb. 2). Natürlich wird auch die Mintropwelle selber wieder gebrochen – sie befindet sich ja dauernd an der Grenzfläche – und sendet daher dauernd Wellenanteile ins erste Medium zurück, bis ihre Energie vollständig retourniert ist. Daraus entsteht ein zweites starkes Signal, das *refraktierte Signal* (vgl. Abb. 1), das leicht zu messen ist.



Abb.3: Messungen in Rona

Für kurze Distanzen kommt logischerweise aufgrund des kürzeren Weges zuerst das direkte Signal bei den Geophonen an. Da die Mintropwelle sich aber schneller ausbreitet als die direkte Welle, trifft für grössere Distanzen zuerst das refraktierte Signal ein. Auf diese Weise können die beiden Signale unterschieden werden (vgl. Abb. 1). Aus den beiden Laufzeitkurven lässt sich die Schichtdicke bestimmen.

Vorgehen

Nachdem mit der Messmethode bereits im letzten academia-Lager 2008 auf Lipari experimentiert wurde, sollten in Rona möglichst umfassende seismische Datensätze gesammelt werden. Zusätzlich wurden alle Messungen mit der physikalisch unabhängigen, bereits in früheren Lagern erfolgreich getesteten geoelektrischen Methode durchgeführt, damit sich die Plausibilität der Resultate einfacher abschätzen liess. Entsprechend dem Aufwand wurden lediglich zwei verschiedene Standorte aufgesucht, der eine auf einer Ebene hinter dem Lagerhaus in Rona, der andere bei einem ehemaligen Eisenbergwerk oberhalb der Alp Pra Miez.

Auswertung

Für die Auswertung wurden die Signale aus dem Seismogramm dargestellt. Darin werden die Signale in einem Laufzeit-Distanz-Diagramm dargestellt, woraus die Entwicklung der Welle mit zunehmender Distanz sichtbar wird (vgl. Abb. 4). Im Diagramm ist der mittlere Beginn des Signals als gestrichelte Linie dargestellt. In der dargestellten Messung konnten zwei Grenzflächen nachgewiesen werden, weshalb sich nicht nur zwei, sondern drei verschiedene Laufzeitgeraden ergeben haben.

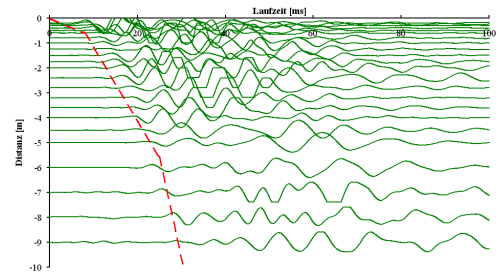


Abb.4: Seismogramm der Messung beim ehemaligen Eisenbergwerk oberhalb der Pra Miez

Resultate und Vergleich

Die in Tabelle 1 aufgelisteten Werte zeigen eine recht gute Übereinstimmung der Grössenordnungen zwischen den beiden seismischen Messungen an verschiedenen Tagen einerseits – man beachte, dass es in der Zwischenzeit geregnet hat und so insbesondere die Eigenschaften der oberen Bodenschichten verändert wurden – sowie den geoelektrischen und den seismischen Resultaten

	23. September		28. September		Geoelektrik [m]
	h [m]	v [ms ⁻¹]	h [m]	v [ms ⁻¹]	
1. Schicht	0.2	36	0.4	58	0.4
2. Schicht	1.0	239	1.0 bis 1.6	280	-
3. Schicht	10.9	1023	-	1536	8.0
4. Schicht	-	3034	-	-	-

Tab.1: Schichthöhen h und Wellengeschwindigkeiten v im Vergleich mit den Resultaten der Geoelektrik der Messung in Rona

andererseits. Wie aus Abbildung 4 abgeschätzt werden kann, muss mit Fehlern von sicher 20% gerechnet werden. Aus den Wellengeschwindigkeiten kann für die obersten beiden Schichten auf Verwitterungsschichten (z.B. Humus) geschlossen werden, was zumindest für die erste Schicht mit den Beobachtungen übereinstimmt; die dritte Schicht dürfte beim vorliegenden Standort eine grundwassergefüllte Schottererschicht sein. Interessanterweise konnte die zweite Schicht geoelektrisch nicht nachgewiesen werden, da sie aber bei beiden seismischen Messungen gemessen wurde, darf möglicherweise von einem speziellen Effekt ausgegangen werden (z.B. zwei Schichten, die ähnliche elektrische, nicht aber mechanische Eigenschaften aufweisen).

	Seismik		Geoelektrik
	h [m]	v [ms ⁻¹]	
1. Schicht	0.2	70	0.2
2. Schicht	1.8	290	5.7
3. Schicht	-	806	-

Tab.2: Schichthöhen h und Wellengeschwindigkeiten v im Vergleich mit den Resultaten der Geoelektrik der Messung beim Eisenbergwerk oberhalb der Pra Miez

Auch bei der Messung am zweiten Standort konnten für die Humusschicht übereinstimmende Resultate erzielt werden. Allerdings gibt es für die zweite Schicht Abweichungen. Diese werden möglicherweise durch horizontale Inhomogenitäten verursacht (z.B. Felsbrocken im Boden neben der Messstelle), denn Geoseismik funktioniert nicht nur vertikal, sondern auch horizontal, da sich die Wellenfronten halbkugelförmig ausbreiten. Der Radius möglicher Störstellen für die Geoseismik betrug entsprechen der maximalen Distanz zwischen Abschlagpunkt und Geophon bis zu 50m, für die Geoelektrik hingegen lediglich in etwa die Hälfte.