

**Beurteilung der Eignung der NPEMFE-Methode
(Natural Pulsed Electromagnetic Field of Earth)
mit dem "Cereskop" in Rutschungen
und in Locker- und Festgesteinen
mit Spannungsänderungen
im Mittel- und Hochgebirge**

Dissertation
zur Erlangung des Grades
"Doktor der Naturwissenschaften"

am Fachbereich Chemie, Pharmazie
und Geowissenschaften
der Johannes Gutenberg-Universität
in Mainz

vorgelegt von
MANUEL LAUTERBACH
geb. in Flörsheim am Main

Mainz, November 2005

Erklärung

Hiermit versichere ich gemäß § 11 (3) der Promotionsordnung vom 30. April 1990, dass ich diese als Dissertation vorgelegte Arbeit selbständig verfasst und alle benutzten Hilfsmittel und Quellen in der Arbeit angegeben habe. Sie ist weder als Prüfungsarbeit für eine andere Prüfung noch ganz oder teilweise als Dissertation an einer anderen Fakultät oder einem anderen Fachbereich eingereicht worden.

Mainz, den 10.11.2005

Dipl.-Geol. Manuel Lauterbach

Tag der mündlichen Prüfung: 3. November 2006

"Jede Wahrheit setzt sich in drei Stufen durch:
zunächst wird sie belächelt,
dann wird sie bekämpft,
schließlich ist sie selbstverständlich".

Arthur Schopenhauer, deutscher Philosoph (1788 – 1860)

Danksagung

Meinen herzlichsten Dank möchte ich an erster Stelle meinem Betreuer der vorliegenden Dissertation aussprechen, der durch seine stete Unterstützung und Förderung und mit vielen hilfreichen Anregungen die Grundlage zum Gelingen der vorliegenden Arbeit schuf.

Mein größter Dank geht an meine Familie, Freunde und Bekannte für ihre Geduld und Verständnis und vor allem für die zeitlichen Entbehrungen.

Kurzfassung

Spannungsumlagerungen in Mineralen und Gesteinen induzieren in geologisch aktiven Bereichen mikromechanische und seismische Prozesse, wodurch eine schwache natürliche elektromagnetische Strahlung im Niederfrequenzbereich emittiert wird. Die elektromagnetischen Emissionen von nichtleitenden Mineralen sind auf dielektrische Polarisierung durch mehrere physikalische Effekte zurückzuführen. Eine gerichtete mechanische Spannung führt zu einer ebenso gerichteten elektromagnetischen Emission. Das geogene elektromagnetische Feld steht damit in direktem Zusammenhang mit dem mechanischen Spannungsfeld. Die Quellen der elektromagnetischen Emissionen sind bekannt, jedoch können sie noch nicht eindeutig den verschiedenen Prozessen in der Natur zugeordnet werden, weshalb im Folgenden von einem seismo-elektromagnetischen Phänomen (SEM) gesprochen wird. Das SEM tritt impulsartig im Niederfrequenzbereich auf und erfordert eine spezielle Signal- und Datenaufbereitung zur messtechnischen Erfassung.

Mit der neuentwickelten NPEMFE-Methode (Natural Pulsed Electromagnetic Field of Earth) können die elektromagnetischen Impulse ohne Bodenkontakt registriert werden. Bereiche der Erdkruste mit Spannungsumlagerungen (z.B. tektonisch aktive Störungen, potenzielle Hangrutschungen, Erdfälle, Bergsenkungen, Firstschläge) können als Anomalie erkannt und abgegrenzt werden. Limitierende Faktoren hierbei sind die Mächtigkeit der deformierten Massen und die elektrischen Parameter des Untergrundes.

Basierend auf dem heutigen Kenntnisstand dieser Prozesse wurden Hangrutschungen und Locker- und Festgesteine, in denen Spannungsumlagerungen stattfinden, mit einem neuentwickelten Messgerät, dem "Cereskop", im Mittelgebirgsraum (Rheinland-Pfalz, Deutschland) und im alpinen Raum (Vorarlberg, Österreich, und Fürstentum Liechtenstein) erkundet und die gewonnenen Messergebnisse mit klassischen Verfahren aus Ingenieurgeologie, Geotechnik und Geophysik in Bezug gesetzt. Störstrahlungen, tageszeitlicher Gang und nichtgeogene EM-Impulse konnten als solche erkannt und von den geogenen EM-Emissionen abgegrenzt werden. Die Anwendung von Labormethoden blieb wohl aufgrund zu geringer Sensibilität des Verfahrens unter Laborbedingungen erfolglos.

Unter Feldbedingungen zeigte sich größtenteils eine gute Übereinstimmung zwischen den mit dem "Cereskop" erkundeten Anomalien und den mit den konventionellen Verfahren erkundeten Spannungszonen. Auf Grundlage der bisherigen Kenntnis und unter Einbeziehung von Mehrdeutigkeiten werden die Messergebnisse analysiert und kritisch beurteilt. Bei Zusammenführung der weltweiten Forschungsansätze und vollständigen Aufdeckung der physikalischen Vorgänge kann das Verfahren aufgrund der schnellen und nicht-invasiven Messungen künftig stark an Bedeutung gewinnen.

Abstract

Redistributions of stress in minerals and rocks induce micromechanical and seismic processes within geologically active ranges, whereby a weak natural electromagnetic radiation within the low frequency range is emitted. The electromagnetic emissions of non-conductive minerals are to be led back to dielectric polarization by several physical effects. A pointed mechanical tension leads to a likewise pointed electromagnetic emission. The geogenetic electromagnetic field stands thereby in direct connection with the mechanical stress field. The sources of the electromagnetic emissions are well-known, however they cannot be assigned yet clearly to the different processes in nature, why in the following of a seismic-electromagnetic phenomenon (SEM) one speaks. The SEM arises impulse-like within the low frequency range and requires special signal processing and data preparation for measuring registration.

With the new-developed NPEMFE-Method (Natural Pulsed Electromagnetic Field of Earth) the electromagnetic impulses without soil contact can be measured. Sections of the Earth's crust with redistributions of stress (e.g. tectonically active faults, potential landslides, lowerings due to mining industry, roofridge impacts) can be detected and defined as anomaly. Limiting factors here are the thickness of the distorted masses and the electrical parameters of the underground. On the today's level of knowledge of these processes landslides and under stress standing loose and hard rocks, in which redistributions of stress take place, were monitored with a new-developed measuring apparatus, the "Cereskop", in the secondary chain of mountains (Rhineland-Palatinate, SW-Germany) and in the alpine area (Vorarlberg, Austria, and the Principality of Liechtenstein). The won results of measurement were set in purchase with classical monitoring methods from engineering-geology, geotechnics and geophysics. Interfering radiations, dailytemporal course and not-geogenetic electromagnetic impulses could be recognized as such and be distinguished from the geogenetic emissions. The use of laboratory methods remained probably unsuccessful due to small sensitivity of the method on laboratory conditions.

On field conditions mostly a good agreement between the anomalies explored with the "Cereskop" and the stress sections explored with the conventional methods showed up. On basis of the past knowledge and including ambiguities the results of measurement are analyzed and judged critically. In the case of unification of the world-wide research beginnings and complete uncovering of the physical procedures the method can strongly at meaning to win in the future due to quick and contactless measurements.

INHALTSVERZEICHNIS

Danksagung.....	I
Kurzfassung.....	II
Abstract.....	III
Abbildungsverzeichnis.....	VIII
Tabellenverzeichnis.....	XII
Symbolverzeichnis.....	XIII
Abkürzungsverzeichnis.....	XIV
1 EINLEITUNG.....	1
2 PHYSIKALISCHE GRUNDLAGEN DES ELEKTROMAGNETISCHEN (EM-) ERDFELDES.....	3
2.1 Forschungsansätze und Stand der Technik.....	3
2.2 Das seismo-elektromagnetische Phänomen (SEM) und geogene EM-Emissionen.....	4
2.3 Quellen der geogenen EM-Emissionen in Mineralen und Gesteinen.....	6
2.3.1 Aktive Quellen.....	7
2.3.1.1 <i>Piezomagnetischer Effekt.....</i>	7
2.3.1.2 <i>Piezoelektrischer Effekt.....</i>	7
2.3.1.3 <i>Nicht-klassische piezoelektrische Effekte (STEPANOV-Effekt u.a.).....</i>	8
2.3.1.4 <i>Elektrokinetischer Effekt.....</i>	8
2.3.1.5 <i>Induktionseffekt.....</i>	11
2.3.1.6 <i>Erzeugung und Transport von Ladungen durch Dislokationen im Kristallgitter.....</i>	11
2.3.2 Passive Quellen.....	13
2.4 Abschätzung der Energieintensität der EM-Emissionsquellen.....	13
2.5 Natürliche EM-Anomalien in verschiedenen Frequenzbereichen.....	14
2.5.1 Tektonomagnetische Anomalien.....	14
2.5.2 Elektrotellurische Anomalien.....	15
2.5.3 EM-Emissionen im ULF-Bereich.....	15
2.5.4 EM-Emissionen im RF-Bereich.....	16
2.6 Erdbebenvorhersage aufgrund SEM-Phänomenen.....	16
3 METHODIK AUSGEWÄHLTER EM-VERFAHREN IM NIEDERFREQUENZBEREICH.....	20
3.1 Frequenzbereichsverfahren (FEM).....	21
3.2 Zeitbereichsverfahren (TEM).....	22
3.3 Magnetotellurik (MT) und Audio-Magnetotellurik (AMT).....	22
3.4 Radiowellen-Verfahren (VLF, VLF-R und RMT).....	23
3.5 NPEMFE-Methode (Natural Pulsed Electromagnetic Field of Earth).....	23
4 DIE ERKUNDUNG DES SEM-PHÄNOMENS DURCH ANWENDUNG DER NPEMFE-METHODE MITTELS DER "CERESKOPIE".....	25
4.1 Technische Daten des "Cereskopes".....	26

4.2	"Impulse averaging"-Technik.....	28
4.3	Kalibrierung und Reproduzierbarkeit der Messergebnisse.....	29
4.4	Anthropogene Störinterferenzen im Niederfrequenzbereich.....	37
4.5	Ursachen und Arten von Messabweichungen.....	39
5	DIE NATÜRLICHE EM-HINTERGRUNDSTRAHLUNG DER ERDE (NEMBRE).....	40
5.1	Variation des NEMBRE.....	40
5.2	Ermittlung des NEMBRE mit der "Cereskopie".....	41
6	GELÄNDEMETHODEN I – RUTSCHUNGSERKUNDUNG IM MITTELGEBIRGS- RAUM VON RHEINLAND-PFALZ MITTELS DER "CERESKOPIE".....	43
6.1	Rutschareal im Bereich der Bahntrasse Koblenz - Perl zwischen Reil und Pünderich (Rheinisches Schiefergebirge).....	44
6.1.1	"Cereskop"-Einsatz an der Oberfläche des Rutschareals.....	45
6.1.2	"Cereskop"-Einsatz in einer Bohrung innerhalb des Rutschareals.....	50
6.1.3	Interpretation der Messergebnisse.....	52
6.2	Rutschareal im Bereich der Bundesstraße B 53 zwischen Traben- Trarbach und Enkirch (Rheinisches Schiefergebirge).....	55
6.2.1	"Cereskop"-Einsatz im Rutschareal.....	56
6.2.2	Interpretation der Messergebnisse.....	58
6.3	Rutschareal im Bereich der Bundesstraße B 53 zwischen Kröv und Traben-Trarbach (Rheinisches Schiefergebirge).....	58
6.3.1	"Cereskop"-Einsatz im Rutschareal.....	59
6.3.2	Interpretation der Messergebnisse.....	62
6.4	Rutschareal im Bereich der Landesstraße L 47 zwischen Lieser und Bernkastel-Kues (Rheinisches Schiefergebirge).....	62
6.4.1	"Cereskop"-Einsatz im Rutschareal.....	63
6.4.2	Interpretation der Messergebnisse.....	65
6.5	Rutschareal im Bereich der Moselbrücke Trittenheim (Rheinisches Schiefergebirge).....	65
6.5.1	"Cereskop"-Einsatz im Rutschareal.....	66
6.5.2	Interpretation der Messergebnisse.....	70
6.6	Rutschareal im Bereich des Wohngebietes "In den Borngärten" in Gau-Bischofsheim (Mainzer Becken).....	72
6.6.1	"Cereskop"-Einsatz im Rutschareal.....	72
6.6.2	Interpretation der Messergebnisse.....	76
6.7	Rutschareal im Weinbergsgelände bei Ober-Olm (Mainzer Becken).....	77
6.7.1	"Cereskop"-Einsatz im Rutschareal.....	78
6.7.2	Interpretation der Messergebnisse.....	79
6.8	Rutschareal im Bereich des Wohngebietes "Wälderbusch" in Lauterecken (Saar-Nahe-Becken).....	80
6.8.1	"Cereskop"-Einsatz im Rutschareal.....	81
6.8.2	Interpretation der Messergebnisse.....	84
6.9	Rutschareal im Bereich des Autobahndammes der A 62 bei Quirnbach/Pfalz (Saar-Nahe-Becken).....	84
6.9.1	"Cereskop"-Einsatz an der Oberfläche des Rutschareals.....	85
6.9.2	"Cereskop"-Einsatz in Bohrungen innerhalb des Rutschareals.....	90
6.9.3	Interpretation der Messergebnisse.....	94

7	GELÄNDEMETHODEN II – ERKUNDUNG VON LOCKER- UND FESTGESTEINEN MIT SPANNUNGSÄNDERUNGEN IM ALPINEN RAUM VON VORARLBERG, UND DES FÜRSTENTUMS LIECHTENSTEIN MITTELS DER "CERESKOPIE"	97
7.1	Überkonsolidierte pleistozäne Talfüllungen über Gesteinen des Helvetikums im Gamperdonatal, S-Walgau.....	98
7.1.1	"Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet.....	99
7.1.2	Interpretation der Messergebnisse.....	104
7.2	Rutschung "Kühbruck" im Gamperdonatal, S-Walgau.....	105
7.2.1	"Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet.....	105
7.2.2	Interpretation der Messergebnisse.....	106
7.3	Geröllmurgang im oberen Gamperdonatal, S-Walgau.....	106
7.4	Bergzerreissung und Talzuschub bei Schnifis, N-Walgau.....	107
7.4.1	"Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet.....	108
7.4.2	Interpretation der Messergebnisse.....	109
7.5	Bergsturzareal "Breitenberg" bei Dornbirn, Rheintal.....	110
7.5.1	"Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet.....	115
7.5.2	Interpretation der Messergebnisse.....	119
7.6	Fossile Bergstürze im Balderschwanger Tal, Vorderer Bregenzerwald.....	121
7.6.1	"Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet.....	122
7.6.2	Interpretation der Messergebnisse.....	123
7.7	Großrutschung "Rindberg" bei Sibratsgfall, Bregenzerwald.....	123
7.7.1	"Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet.....	124
7.7.2	Interpretation der Messergebnisse.....	127
7.8	Rutschareal "Schlucher" bei Malbun, Fürstentum Liechtenstein.....	127
7.8.1	"Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet.....	129
7.8.2	Interpretation der Messergebnisse.....	134
7.9	Moränenwälle in Vorarlberg und im Fürstentum Liechtenstein.....	134
7.9.1	Moränenwall bei Malbun, Fürstentum Liechtenstein.....	135
7.9.2	Moränenwall bei Steg, Fürstentum Liechtenstein.....	136
7.9.3	Moränendoppelwall bei Rainberg, Vorarlberg, Österreich.....	137
7.9.4	Interpretation der Messergebnisse.....	139
7.10	Tektonisch beanspruchtes Festgestein des Helvetikums an der Straße Dornbirn – Ebnit, Rhein-Seitental.....	139
7.10.1	"Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet.....	139
7.10.2	Interpretation der Messergebnisse.....	141
8	GELÄNDEMETHODEN III – BESTIMMUNG DER RICHTUNG DER MAXIMALEN HORIZONTALEN HAUPTSPANNUNG IN SW-DEUTSCHLAND MITTELS DER "CERESKOPIE"	142
8.1	Horizontale Hauptspannungen in SW-Deutschland im Intraplattenmosaik der eurasischen Großplatte.....	142
8.2	"Cereskop"-Messungen.....	144
9	LABORMETHODEN.....	149
9.1	Bedeutende Laboruntersuchungen zur Erkundung geogener EM-Emissionen.....	149
9.2	Laboruntersuchungen mit der "Cereskopie".....	152
9.2.1	Einaxialer Kompressionsversuch.....	152
9.2.2	Erhitzen von Gesteinsproben.....	154

10	ANALYSE UND INTERPRETATION	157
10.1	Bewertung der "Cereskopie"-Messergebnisse	157
10.1.1	Analyse der "Cereskopie"-Messergebnisse in Rutschgebieten im Mittelgebirgsraum.....	157
10.1.2	Analyse der "Cereskopie"-Messergebnisse im Hochgebirge.....	161
10.1.3	Analyse der "Cereskopie"-Messergebnisse zur Bestimmung der maximalen horizontalen Hauptspannungsrichtung.....	165
10.1.4	Analyse der "Cereskopie"-Messergebnisse in Laborexperimenten.....	167
10.2	Anwendungsmöglichkeiten und Grenzen der NPEMFE-Methode	168
10.3	Methodenvergleich	169
11	ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK	171
12	LITERATUR	174

ANHANG

- Anhang I "Cereskop"-Profile Rutschungen Mittelgebirgsraum (Rheinland-Pfalz)
- Anhang II "Cereskop"-Profile Alpiner Raum (Vorarlberg, Österreich, und Fürstentum Liechtenstein)
- Anhang III "Cereskop"-Profile der maximalen Horizontalspannungsrichtung θ_H an der Erdoberfläche in SW-Deutschland im Vergleich zu Messwerten aus der Literatur
- Anhang IV "Cereskop"-Profile der maximalen Horizontalspannungsrichtung θ_H an der Erdoberfläche in Rheinland-Pfalz
- Anhang V Auflistung der Messlokationen zur Ermittlung der maximalen Horizontalspannungsrichtung θ_H an der Erdoberfläche in Rheinland-Pfalz mittels der "Cereskopie"

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Das STERN-Modell (ISHIDO & MIZUTANI 1981).....	10
Abb. 2:	Beschuss einer Diorit-Probe mit einem $\frac{3}{16}$ inch-Stahlprojektil ($v = 100$ m/s) (FREUND 2002).....	12
Abb. 3:	Vergleich des horizontalen magnetischen Feldes an einer in verschiedenen Tiefe liegenden Scherzone z (200 m breit, 1.000 m tief) (FENOGLIO et al. 1995 mit Änderungen).....	15
Abb. 4:	Verfahren zur potenziellen Erdbebenvorhersage (ENOMOTO & HASHIMOTO 1992 mit Änderungen).....	17
Abb. 5:	EM-Signale vor (oberes Bild) und nach (unteres Bild) dem Schwarmbeben von Ito, Japan, 1989 (FUJINAWA & TAKAHASHI 1990).....	18
Abb. 6:	Prinzipskizze der EM-Induktion bei den FEM-Verfahren mit einem von der Sendespule erzeugten Primärfeld und von einer Leitfähigkeitsanomalie (z.B. gangförmige Vererzung) generiertem Sekundärfeld (LOWRIE 1997).....	22
Abb. 7:	Magnetisches Primärfeld $B(P)$ und induziertes Sekundärfeld $B(S)$ über einem guten Leiter (BERCKHEMER 1997).....	23
Abb. 8:	Das "Cereskop"-Messequipment.....	25
Abb. 9:	Bauteile der "Cereskop"-Zentraleinheit (Frontplatte ausgebaut).....	26
Abb. 10:	In "Microsoft Excel" eingelesene "Cereskop"-Daten im Windows-Rechner.....	28
Abb. 11:	Darstellung der "Cereskop"-Parameter A bis E (Bsp. Geologische Störungszone in Erdölfeld in Norddeutschland).....	30
Abb. 12:	Reproduzierbarkeit zweier "Cereskop"-Messreihen.....	31
Abb. 13:	"Cereskop"-Messung in unterschiedlichen Frequenzbereichen in einem Rutschareal.....	31
Abb. 14:	"Cereskop"-Messung in unterschiedlichen Frequenzbereichen senkrecht zu einer 380 kV-Hochspannungs-Überlandleitung.....	32
Abb. 15:	"Cereskop"-Messung zu unterschiedlichen Aufnahmezeiten.....	33
Abb. 16:	Lage der "Cereskop"-Profile südlich der Grube Prinz von Hessen bei Messel. Kartengrundlage: Geologische Karte 1:25.000 Blatt Rossdorf (1938) aus www.uni-mainz.de/FB/Geo/Geophysik/FP/gkdawald.html	34
Abb. 17:	"Cereskop"-Profile A – A´ bis E – E´.....	35
Abb. 18:	Abschätzen des Auflösungsvermögens der EM-Emissionen an einer tief- reichenden Störung.....	36
Abb. 19:	Korrelation von geophysikalischen Untersuchungen (KRAUTER & LAUTERBACH 2004) mit der "Cereskop"-Erkundung im Bereich einer geplanten Tunneltrasse im Pfälzerwald.....	37
Abb. 20:	Beispiele anthropogener Störinterferenzen.....	38
Abb. 21:	Mittlerer tagesperiodischer Gang des Erdmagnetfeldes (Horizontal- ΔX , ΔY und Vertikalintensität ΔZ) für verschiedene Breitengrade (LOWRIE 1997 mit Änderungen).....	40
Abb. 22:	Mittlerer tagesperiodischer Gang der Vertikalintensität des Erdmagnetfeldes Vertikalintensität ΔZ in 45° n. Br. (BERCKHEMER 1997).....	40
Abb. 23:	Tagesperiodischer Gang des NEMBRE in 50° n. Br. (28.04.-03.05.2002).....	42
Abb. 24:	Aktives Rutschgebiet zwischen Reil und Pünderich bei Moselhochwasser.....	45
Abb. 25:	"Cereskop"-Profil L1.....	46
Abb. 26:	"Cereskop"-Profil L3.....	48

Abb. 27:	"Cereskop"-Profil L6.....	49
Abb. 28:	"Cereskop"-Bohrlochprofil "Reil", Inclinometerdiagramm und Bohrprofil.....	51
Abb. 29:	"Cereskop"-Bohrlochprofile "Reil".....	52
Abb. 30:	Lage der "Cereskop"-Profile im Bereich des Rutschareals zwischen Reil und Pünderich. Kartengrundlage: DGK 1:5.000 Blatt Reil NW (1994).....	54
Abb. 31:	"Cereskop"-Profil L1.....	56
Abb. 32:	"Cereskop"-Profile im Rutschareal bei Traben-Trarbach mit Ergebnissen aus der Rutschungskartierung und der Linearanalyse.....	57
Abb. 33:	"Cereskop"-Profil L1 und refraktionsseismisches Profil R1.....	60
Abb. 34:	Lage der "Cereskop"-Profile im Bereich des Rutschareals bei Kröv. Kartengrundlage: DGK 1:5.000 Blatt Kröv E (1983).....	61
Abb. 35:	"Cereskop"-Profil L3.....	64
Abb. 36:	Lage der "Cereskop"-Profile im Bereich des Rutschareals bei Lieser. Kartengrundlage: TK 1:25.000 Blatt 6008 Bernkastel-Kues (1994).....	64
Abb. 37:	Rutschhang bei Trittenheim mit unruhiger Geländemorphologie. Blickrichtung nach N (Aufnahme: KRAUTER 1988 IN HOLST 1989).....	66
Abb. 38:	"Cereskop"-Profil L1b.....	68
Abb. 39:	"Cereskop"-Profile im Bereich des Rutschareals bei Trittenheim auf der topographischen Karte und im Vergleich mit der Linearanalyse. Kartengrundlage: TK 1:25.000 Blatt 6107 Neumagen-Dhron (1994).....	70
Abb. 40:	"Cereskop"-Profil L1.....	76
Abb. 41:	Lage der "Cereskop"-Profile im Rutschareal in Gau-Bischofsheim. Kartengrundlage: TK 1:25.000 Blatt 6015 Mainz (1991).....	79
Abb. 42:	Rutschungskartierung des Weinbergsgeländes bei Ober-Olm. verändert nach: KRAUTER & STEINGÖTTER (1983).....	81
Abb. 43:	"Cereskop"-Profil D1.....	82
Abb. 44:	Lage der "Cereskop"-Profile im Rutschareal Ober-Olm. Kartengrundlage: TK 1:25.000 Blatt 6015 Mainz (1991).....	83
Abb. 45:	"Cereskop"-Profil L1.....	85
Abb. 46:	"Cereskop"-Profil L4.....	85
Abb. 47:	Lage der "Cereskop"-Profile im Rutschareal in Lauterecken. Kartengrundlage: DGK 1:5.000 Blatt Lohnweiler (1986).....	86
Abb. 48:	Rutschareal im Bereich der Autobahntrasse bei Quirnbach.....	88
Abb. 49:	"Cereskop"-Profil L1.....	90
Abb. 50:	"Cereskop"-Profil L4.....	90
Abb. 51:	"Cereskop"-Profil L6.....	91
Abb. 52:	"Cereskop"-Bohrlochprofil und Bohrkernprofil Grundwassermessstelle I/4.....	94
Abb. 53:	"Cereskop"-Bohrlochprofil und Bohrkernprofil Grundwassermessstelle II/4.....	94
Abb. 54:	"Cereskop"-Bohrlochprofil und Bohrkernprofil Inclinometermessstelle 6.....	95
Abb. 55:	"Cereskop"-Bohrlochprofil und Bohrkernprofil Grundwassermessstelle GWM 1.....	96
Abb. 56:	"Cereskop"-Bohrlochprofil und Bohrkernprofil Grundwassermessstelle W 2.....	96
Abb. 57:	Kinematische Modellquerschnitte für den Rutschkörper bei Quirnbach (LAUTERBACH 1999).....	97
Abb. 58:	Lage der "Cereskop"-Profile im Rutschareal bei Quirnbach. Kartengrundlage: DGK 1:5.000 Blatt Quirnbach/Pfalz (1989).....	99

Abb. 59:	Geologische Übersichtskarte mit den untersuchten Lokationen in Vorarlberg, Österreich, und im Fürstentum Liechtenstein. Kartengrundlage: KRASSER (1949) und RICHTER (1971) in DE GRAAFF (1997).....	101
Abb. 60:	Lageplan mit den "Cereskop"-Profilen 1-7 im Gamperdonatal. Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1:25.000 Blatt 1136 Drei Schwestern (1960).....	103
Abb. 61:	"Cereskop"-Profil 3.....	104
Abb. 62:	Grenzbereich zwischen Flyschgestein (links im Bild) und älterem Konglomerat (rechts im Bild).....	105
Abb. 63:	"Cereskop"-Profil G.....	106
Abb. 64:	Schuttrinne "Garfetschentobel".....	106
Abb. 65:	Lageplan mit "Cereskop"-Profil G im Garfetschentobel. Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1:25.000 Blatt 1156 Schesaplana (1959).....	107
Abb. 66:	"Cereskop"-Profil K.....	108
Abb. 67:	Lageplan mit "Cereskop"-Profil K in der Rutschung "Kühbruck". Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1:25.000 Blatt 1156 Schesaplana (1959).....	109
Abb. 68:	Lageplan mit dem "Cereskop"-Profil im Geröllmurgang. Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 141 Feldkirch (1995).....	110
Abb. 69:	"Cereskop"-Profil 2 (berg- und talseitig).....	111
Abb. 70:	"Cereskop"-Profil 2 (bergseitig).....	111
Abb. 71:	Lageplan mit den "Cereskop"-Profilen. Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 141 Feldkirch (1995).....	113
Abb. 72:	Gelände am Hangfuß mit Siedlung Bremenmahd Standpunkt: "Satz" in der Gelben Wand des Breitenberges mit Blick nach N.....	115
Abb. 73:	Geologische Schnitte durch den Talboden am Breitenberg. (DE GRAAFF 1995 in DE GRAAFF et al. 1997 mit Änderungen).....	116
Abb. 74:	Isolinienkarte der EM-Untersuchungen mit dem "Geonics". (DE GRAAFF 1995 in DE GRAAFF et al. 1997 mit Änderungen).....	117
Abb. 75:	"Cereskop"-Profil 1.....	120
Abb. 76:	"Cereskop"-Profil 3.....	120
Abb. 77:	Fußbereich des Bergsturzareals "Breitenberg" mit Interpretation der "Cereskop"-Profile und der Isolinienkarte der Geonics-Untersuchungen. Kartengrundlage: Geomorphologische Karte (RUPKE 1995 in DE GRAAFF et al. 1997).....	124
Abb. 78:	Abgrenzung der Bergstürze im Balderschwanger Tal und Lage der "Cereskop"-Profile. Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 112 Bezau (1995).....	125
Abb. 79:	Rutschareal im oberen Hangbereich (Gratlinie links im Bild abgerutscht) (Aufnahme: BAUER 2000).....	127
Abb. 80:	Durch Hangbewegungen zerstörte Rinderg-Kapelle (Aufnahme: BAUER 2000).....	127
Abb. 81:	Lage der "Cereskop"-Profile im Rutschareal "Rindberg". Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 112 Bezau (1995).....	128
Abb. 82:	"Cereskop"-Profil 2.....	129
Abb. 83:	Schuttrinne "Schlucher" (rot) mit Malbun im Talboden (DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN 2002).....	130

Abb. 84:	Geomorphologische Karte mit den potenziellen Naturgefahren im "Schlucher" (verändert nach SEIJMONSBERGEN 1998 in DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN 2002) mit Lage der "Cereskop"-Profile und der geoelektrischen Messprofile.....	132
Abb. 85:	Korrelation geoelektrisches Profil I (DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN 2002) mit "Cereskop"-Profil 1 im "Schlucher".....	133
Abb. 86:	Korrelation geoelektrisches Profil II (DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN 2002) mit "Cereskop"-Profil 2 im "Schlucher".....	134
Abb. 87:	Korrelation geoelektrisches Profil III (DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN 2002) mit "Cereskop"-Profil 3 im "Schlucher".....	136
Abb. 88:	Lage des "Cereskop"-Profils "Malbun". Kartengrundlage: Topographische Karte Fürstentum Liechtenstein 1:10.000, Blatt 4 (1989).....	138
Abb. 89:	"Cereskop"-Profil "Malbun".....	139
Abb. 90:	Lage des "Cereskop"-Profils "Steg". Kartengrundlage: Topographische Karte Fürstentum Liechtenstein 1:10.000, Blatt 3 (1989).....	139
Abb. 91:	"Cereskop"-Profil "Steg".....	140
Abb. 92:	Lage des "Cereskop"-Profils "Rainberg". Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 141 Feldkirch (1995).....	141
Abb. 93:	"Cereskop"-Profil "Rainberg".....	141
Abb. 94:	Lageplan mit dem "Cereskop"-Profil an der Straße Dornbirn – Ebnit. Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 111 Dornbirn (1996).....	143
Abb. 95:	"Cereskop"-Profil V (Vertikalmessung).....	144
Abb. 96:	Horizontale Hauptspannungen in Mitteleuropa (Ausschnitt aus: AHORNER 1975).....	146
Abb. 97:	Horizontale Primärspannungsverhältnisse im mitteleuropäischen Raum (BAUMANN 1981 mit Änderungen).....	147
Abb. 98:	Richtungen der maximalen horizontalen Hauptspannung θ_H an der Erdoberfläche aus den "Cereskop"-Messungen in Rheinland-Pfalz. Kartengrundlage: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz verändert nach HENNINGSEN & KATZUNG (2002).....	150
Abb. 99:	Darstellung der θ_H -Messergebnisse in Liniendiagramm (links) und Netzdiagramm (rechts; s. Anhang IV).....	150
Abb. 100:	EM-Emissionen innerhalb und außerhalb einer Versuchszelle bei Belastung einer Granitprobe bis zum Bruch (CRESS et al. 1987 mit Änderungen).....	153
Abb. 101:	EM-Emissionen einer an Seitenausdehnung unbehinderten und einer mit Klebeband umwickelten Basaltprobe bei Belastung bis zum Bruch (CRESS et al. 1987 mit Änderungen).....	153
Abb. 102:	Beziehung zwischen Poissonzahl, Elastizitätsmodul und EM-Aktivität (FRID et al. 2000).....	155
Abb. 103:	"Cereskop"-Profile bei Belastung von Gesteinsproben.....	157
Abb. 104:	"Cereskop"-Profile bei Erhitzen von Gesteinsproben.....	159
Abb. 105:	Aus der "Cereskopie" abgeleitete EM-Aktivität in aktiven Rutschkörpern.....	161
Abb. 106:	Exogen-geodynamische Prozesse im Hochgebirge und mit der Cereskopie abgeleitete Spannungsanomalien.....	167

Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Charakteristiken wichtiger EM-Messverfahren und der NPEMFE-Methode.....	21
Tab. 2:	"Cereskop"-Filtertypen.....	27
Tab. 3:	"Cereskop"-Parameter.....	27
Tab. 4:	Vergleich der Ermittlung von θ_H durch Spannungsmessungen mit der Doorstopper-Methode und der "Cereskopie" (Anhang III) in SW-Deutschland.....	149
Tab. 5:	Eigenschaften von EM-Signalen bei unterschiedlicher Beanspruchung (RABINOVITCH et al. 2002).....	154
Tab. 6:	Parameter der zylindrischen Gesteinskerne.....	156
Tab. 7:	Parameter des Betonwürfels.....	156
Tab. 8:	Beim Erhitzen untersuchte Fest- und Lockergesteinsproben.....	158
Tab. 9:	Teilbereiche von aktiven Rutschungen und deren aus der "Cereskopie" abgeleitete EM-Aktivität.....	162
Tab. 10:	Maximal gemessene Impulsenergiewerte aus der "Cereskopie" und rutschspezifische Faktoren der untersuchten Rutschareale in Rheinland-Pfalz.....	163
Tab. 11:	Maximal gemessene Impulsenergiewerte aus der "Cereskopie" und Höhe der Wasserführung im Hang der untersuchten Rutschareale in Rheinland-Pfalz.....	164
Tab. 12:	Exogen-geodynamische Prozesse im Mittel- und Hochgebirge und deren aus der "Cereskopie" abgeleitete EM-Aktivität.....	164
Tab. 13:	Gemeinsamkeiten und Unterschiede verschiedener exogen-geodynamischer Prozesse und aus der Intensität der EM-Emission geschlossene Folgerungen.....	168
Tab. 14:	Maximale horizontale Hauptspannungsrichtungen θ_H an der Erdoberfläche in den geologischen Einheiten von Rheinland-Pfalz aus der "Cereskopie".....	169

Symbolverzeichnis

Hinweis: Da Doppelbezeichnungen für einzelne Symbole vorkommen, ist hinter der Erläuterung der entsprechenden Symbole der Geltungsbereich für die jeweiligen Symbole in Klammern angegeben.

große Buchstaben:

C :	Strömungspotenzial-Koeffizient
D :	piezoelektrisches Modul [CN^{-1}]
E :	Strömungspotenzial [V] (Kap. 2)
E :	elektrische Feldstärke [Vm^{-1}] (Kap. 3)
F :	(Filter-) Querschnitt [m^2]
H :	magnetische Feldstärke [Am^{-1}]
L :	Länge [m]
P :	Polarisation [Cm^{-2}]
P :	hydrostatischer Porendruck [MPa]
Q :	(Abfluss-) Wassermenge [ls^{-1} ; m^3h^{-1} ; m^3d^{-1}]
T :	Periodenlänge $T = f^{-1}$ [Hz^{-1}] (Kap. 3)

kleine Buchstaben:

f :	Frequenz [Hz]
j :	Strömungsdichte [kgm^{-3}]
k_f :	hydraulischer Durchlässigkeitskoeffizient [ms^{-1}]
t :	Zeit [s]
v :	(Fließ-) Geschwindigkeit [ms^{-1}]
v_f :	Filtergeschwindigkeit [ms^{-1}]

griechische Buchstaben:

ε :	Dielektrizitätskonstante (Wasser bei 298 K: 78,303)
ζ :	Helmholtz-Potenzial (Zeta-Potenzial) [V]
η :	dynamische Viskosität [$\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ oder Pa s]
θ_H :	Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung [$^\circ$] (Kap. 8)
σ :	Leitfähigkeit des Fluids [Sm^{-1}] (Kap. 2)
σ :	Spannung [Nm^{-2}] (Kap. 8)
σ_I :	maximale Hauptspannung [Nm^{-2}]; in Literatur oft synonym für Richtung [$^\circ$] der maximalen (horizontalen) Hauptspannung gebraucht
σ_{IH} :	maximale horizontale Hauptspannung [Nm^{-2}]
Ψ :	elektrisches Potenzial [V]
Φ :	magnetischer Fluss [Vs]

Abkürzungsverzeichnis

AMT:	Audio-Magnetotellurik
d:	Diskriminanzlinie (discrimination level)
ELF:	Niedrigfrequenz: extremely low frequency ($f < 30$ Hz)
EM:	Elektromagnetik bzw. elektromagnetisch
f:	Frequenz (frequency)
FEM:	elektromagnetische Frequenzbereichsverfahren
g:	Verstärkung (gain)
GPR:	Bodenradar (ground penetration radar)
HF:	Hochfrequenz (high frequency)
LF:	Niedrigfrequenz (low frequency)
MT:	Magnetotellurik
NEMBRE:	natürliches elektromagnetisches Erdfeld der Hintergrundstrahlung (natural electromagnetic background radiation of Earth)
NPEMFE:	natürlich gepulstes elektromagnetisches Erdfeld (natural pulsed electromagnetic field of Earth)
RMT:	Radio-Magnetotellurik
SEM:	seismo-elektromagnetisches Phänomen
TEM:	elektromagnetische Zeitbereichsverfahren (Transient-EM)
ULF:	Niedrigfrequenz: ultra low frequency ($30 \text{ Hz} < f < 3 \text{ kHz}$)
VLF:	Niedrigfrequenz: very low frequency ($3 \text{ kHz} < f < 30 \text{ kHz}$)
VLF-R:	Very-low-frequency-resistivity-Verfahren

1 EINLEITUNG

Schon seit Anfang des 20. Jahrhunderts ist bekannt, dass Nichtleiter wie Minerale und Gesteine unter mechanischen Spannungsänderungen elektromagnetische (EM-)Impulse im niederfrequenten Bereich emittieren. Eine Reihe von EM-Phänomenen kann mit bestimmten Ereignissen in der Natur assoziiert werden. So werden beispielsweise mehrere Stunden bis Tage vor größeren Erdbeben EM-Anomalien in der Erdkruste aber auch in der F-Schicht¹ der Ionosphäre, Lichterscheinungen in der Atmosphäre und Schwankungen des geomagnetischen Feldes beobachtet.

Da eine gerichtete mechanische Beanspruchung zu einer ebenso gerichteten geogenen EM-Emission führt, können in Bereichen, in denen eine mechanische Belastung stattfindet, EM-Anomalien mit passiven Messmethoden registriert werden. Es sollte somit durch Erfassen von Bereichen mit größeren Spannungsänderungen und damit zusammenhängenden EM-Emissionen möglich sein, z.B. Areale mit größerer Aktivität an Hang- und Böschungsbewegungen vom unbewegten Gelände abzugrenzen. Es wird vermutet, dass die registrierten EM-Signale bei Belastung auf bestimmte physikalische Effekte wie z.B. den piezomagnetischen und piezoelektrischen Effekt, den Stepanov-Effekt, elektrokinetische Effekte und Induktionseffekte zurückzuführen sind. Auch wenn die in der Natur beobachteten Phänomene einen direkten Zusammenhang mit der Intensität der EM-Emissionen nahelegen, so ist es bisher auch in Laborexperimenten noch nicht gelungen, den Nachweis zu führen, welche der o.g. Effekte qualitativ und quantitativ für die Prozesse verantwortlich sind.

Zielsetzung der vorliegenden Arbeit ist es, eine Kenntnisstandsanalyse der Ergebnisse der bisherigen Forschungsarbeiten über die sich in der Natur abspielenden EM-Prozesse zu liefern und eine neue passive EM-Erkundungsmethode hinsichtlich ihrer Einsatzmöglichkeiten in Hangrutschungen und in Locker- und Festgesteinen mit Spannungsumlagerungen zu beurteilen. Einige bekannte aktive EM-Erkundungsmethoden im Niederfrequenzbereich werden kurz angesprochen, und deren Unterschiede zu passiven Verfahren, insbesondere der NPEMFE-Methode (*Natural Pulsed Electromagnetic Field of the Earth*), werden aufgezeigt. Im Zuge der Weiterentwicklung der NPEMFE-Methode wurde in deutsch-ukrainischer Kooperation ein portables Messgerät, das sog. "Cereskop", für die Registrierung von EM-Impulsen im Frequenzbereich von 5 bis 50 kHz konstruiert. Da der physikalische Zusammenhang zwischen der am Sensor des Gerätes vorherrschenden niederfrequenten EM-Felder und der vom Gerät ausgegebenen Messwerte bisher nicht eindeutig definierbar ist, muss dem Verfahren noch mit Skepsis entgegengetreten werden.

Aus Gründen der Reproduzierbarkeit der Messergebnisse wurde zunächst eine Kalibrierung des Messgerätes mit Testmessreihen vorgenommen. Blindmessungen in geologisch nicht aktiven Gebieten sollten das Ausbleiben von starken EM-Signalen bestätigen. Charakteristiken von anthropogenen Störinterferenzen wurden herausgestellt. Auch der Einfluss der natürlichen EM-Hintergrundstrahlung (NEMBRE) wurde mit dem "Cereskop" bewertet.

Im Mittelgebirge und Hügelland von Rheinland-Pfalz wurde das "Cereskop" in ingenieurgeologisch intensiv untersuchten Rutschgebieten (Moselraum, Rheinhessen und Pfalz) mit verschiedenen Lithologien, Bewegungsmechanismen und Gleitflächentiefen an der Oberfläche und auch in Bohrlöchern eingesetzt. Die erzielten Messergebnisse wurden mit klassischen Erkundungsmethoden

¹ F-Schicht: äußere Ionosphärenschicht in ca. 150 bis 500 km Höhe, hohe Ionisation der Luft

aus Ingenieurgeologie, Geotechnik und Geophysik korreliert und hinsichtlich ihrer Aussagekraft analysiert. Im Voralpenland und im Hochgebirge der Alpen in Vorarlberg, Österreich, und im Fürstentum Liechtenstein wurden neben einigen Rutscharealen auch durch andere exogen-geodynamische¹ Prozesse unter Spannung stehende Locker- und Festgesteinsmassen mit der "Cereskopie" erkundet und mit konventionellen Erkundungsverfahren verglichen. Ein weiteres Anwendungsgebiet der "Cereskopie" stellte die Ermittlung der Richtung der größten horizontalen Hauptspannung θ_H in den verschiedenen Krustensegmenten in SW-Deutschland dar, wobei vorhandene Messdaten aus der Literatur zu Korrelationszwecken zur Verfügung standen.

Mit dem einaxialen Kompressionsversuch und dem Erhitzen von Gesteinsproben im Trockenofen wurden zwei einfache Laborexperimente unter Registrierung der EM-Emissionen mit dem "Cereskop" durchgeführt. Einige aufwändige Laborversuche mit hochsensiblen Messeinrichtungen, die mit der natürlichen Emission von EM-Impulsen in Zusammenhang stehen, werden aus der Literatur zitiert.

Über eine Analyse und Interpretation der mit dem "Cereskop" erzielten Messergebnisse auch hinsichtlich eines Methodenvergleiches mit etablierten Erkundungsmethoden werden die Anwendungsmöglichkeiten und Grenzen des neuen Verfahrens diskutiert. Ein Ausblick soll die künftige Entwicklung einer möglichen Etablierung der NPEMFE-Methode und der "Cereskopie" in die geophysikalischen und ingenieurgeologischen Erkundungsmethoden aufzeigen.

¹ exogen-geodynamische Prozesse nach REUTER et al. (1992)

2 PHYSIKALISCHE GRUNDLAGEN DES ELEKTRO-MAGNETISCHEN (EM-) ERDFELDES

2.1 Forschungsansätze und Stand der Technik

Seit Beginn des 20. Jahrhunderts ist bekannt, dass Nichtleiter in der Lage sind, bei mechanischer Belastung elektrische Ladungen freizusetzen. Der klassische Versuch von ASHTON 1901 wies elektrische Ladungen sowohl bei Kompression als auch bei Dilatation von Naturkautschuk nach. Eine Emission von EM-Strahlen wurde erstmals 1933 von STEPANOV bei Deformation von Sylvit (KCl) beobachtet. Er schließt, dass der Gleitprozess von einem Gitterumbau begleitet wird, der innerhalb der Deformationszonen zu einer starken Dislokation von Elektronen führt. Diese Versuchsergebnisse im mikroskopischen Maßstab wurden auch bei Feldversuchen bestätigt. THOMPSON beobachtete 1936 elektrische Anwortsignale auf seismische Anregungen und regte deren Nutzung zur Erkundung von Lagerstätten an (GERSHENZON & BAMBAKIDIS 2001).

In den 1950-1970er Jahren erkannte VOROBYEV, dass bestimmte elektrische, magnetische und EM-Felder, die in der Erdkruste und in der Atmosphäre beobachtet werden, von Energieumwandlungen in Mineralen und Gesteinen verursacht werden. Minerale und Gesteine sind feste Dielektrika, die Dislokationen und andere Defekte aufweisen, die ihre Elektroneutralität brechen. Damit können auch Minerale und Gesteine eigene elektrische Ladungen besitzen. VOROBYEV zog die Möglichkeit von elektrischer Polarisierung als Resultat überschüssiger Dipolmomente oder überschüssiger elektrischer Ladung als Verursacher dieser Ladungen in Betracht (OSYKIN et al. 1998).

Polarisierung ist das Hauptcharakteristikum von Dielektrika. Die Erscheinung von Dipolmomenten in Kristall-Dielektrika wird durch Verschiebung von positiven und negativen Ionen in verschiedene Richtungen innerhalb der Kristallstruktur verursacht. In vielen Fällen wird die Polarisation ohne Einflüsse eines externen Feldes aufrechterhalten, man spricht dann von einem Elektret. Unter ruhigen Bedingungen wird das Elektret durch die Anziehung von Ladungen unterschiedlicher Vorzeichen auf Oberflächen neutralisiert. Bei raschen Polarisierungsänderungen jedoch hat das Elektret keine Zeit neutralisiert zu werden, z.B. bei Aktivität von thermischen oder mechanischen Feldern. Unter solchen Bedingungen können Raumladungen in festen Dielektrika angesammelt werden. Durch diese Ladungen bedingt können lokale EM-Felder auftreten. Die Ausstrahlung von EM-Impulsen ist eine der fundamentalen Eigenschaften von Festkörpern (OSYKIN et al. 1998).

Diese wenigen Beispiele legen dar, dass die Messung elektrischer Signale bei mechanischer Spannungsänderung schon seit langer Zeit bekannt ist. Im mikroskopischen Maßstab gibt es eine Reihe von Ansätzen, die beobachteten Phänomene zu erklären. Feldmethoden warten jedoch bis heute auf ihren Durchbruch.

Seit über 20 Jahren werden weltweit von verschiedenen Forschergruppen (bes. Russland, Japan, Israel und USA) in den verschiedensten Anwendungsgebieten der Geologie Beobachtungen im Feld und im Labor ausgewertet, die für die nähere Zukunft ein Zusammenführen der verschiedenen Forschungsansätze erwarten lassen. Ein kurzer Überblick soll diese Einsatzmöglichkeiten aufzeigen:

- a) Geophysiker beobachten mit Erdbeben assoziierte EM-Emissionen im ULF-Bereich, die so stark sind, dass damit Störungen in der Ionosphäre verbunden sind (MOLCHANOV & HAYAKAWA 1998).

- b) Durch Sprengungen in Goldminen werden künstlich angeregte EM-Signale im LF- und HF-Bereich registriert (SOBOLEV et al. 1984).
- c) SP-Messeinrichtungen, die Druckänderungen auf Pfeilern in Bergwerken registrieren, beruhen auf elektrokinetischen Effekten. Unmittelbar vor Eintreten von mechanischen Brüchen wird ein Anstieg von Potenzialdifferenzen beobachtet (GENSANE et al. 1999).
- d) Seismisch angeregte elektrokinetische Signale werden mit einer von MILLAR & CLARKE (1999) entwickelten Apparatur EKS (Electrokinetic Survey) zur Altlastenerkundung eingesetzt.
- e) Durch Seismo-Vibratoren angeregte künstliche elektroseismische Signale führen zu Störungen in der Ionosphäre (KUZNETSOV et al. 1999).
- f) In Gebieten mit aktiver vulkanischer Tätigkeit wird eine kapazitiv angekoppelte Erdsonde (Röder-Sonde) mit Aufnahmefrequenzen von wenigen hundert Hz (ELF-Bereich) zur Messung der elektrischen Ladungen bei Deformationen eingesetzt. Beim Auftreten seismischer Signale konnten Anomalien der elektrischen Ladung von wenigen Millisekunden Dauer nachgewiesen werden (RÖDER et al. 2002).
- g) OSYKIN et al. (1998) entwickeln eine Messeinrichtung ohne Bodenkontakt zur Erfassung von EM-Wechselfeldern im VLF-Bereich zur Erkundung von Hanginstabilitäten. SUCHY et al. (1998) wenden diese Methode während Abbauarbeiten in einem slowakischen Braunkohlebergwerk systematisch in Messreihen nach einzelnen Abschlügen an. VYBIRAL et al. (1995) testen dieses Verfahren mit einer neuentwickelten Bohrlochsonde in Bohrlöchern und können die Ergebnisse mit bestimmten Hangversagensmechanismen korrelieren.
Diese Methode (NPEMFE-Verfahren) wird von VAGIN und OBERMEYER weiterentwickelt und erfasst selektiv geogene EM-Wechselfelder im Messbereich von 5 bis 50 kHz.

Mit dieser breiten Palette der Nutzung der natürlichen EM-Felder wird deutlich, dass jede mögliche Verfahrensweise verfolgt wird, nämlich aktive Messverfahren mit natürlicher und künstlicher Anregung der EM-Strahlung und passive Messverfahren ohne Anregung (Kap. 3).

Trotz dieser Vielzahl von Verfahren und Messeinrichtungen ist bisher keiner Feldmethode der Durchbruch gelungen. Die möglichen Quellen der natürlichen EM-Emissionen und die physikalischen Effekte überlagern sich unter Feldbedingungen und sind nicht quantitativ abgrenzbar. Dies ist der wesentliche Grund dafür, dass zahlreiche Forschungsansätze um dieses Thema bisher nicht ausreichend weiterentwickelt wurden und von *mainstream*-Wissenschaftlern noch nicht anerkannt werden.

2.2 Das seismo-elektromagnetische Phänomen (SEM) und geogene EM-Emissionen

Die in der Natur vorkommenden möglichen Quellen der EM-Emissionen sind vielfältig und konnten bisher nicht isoliert betrachtet werden. Da die theoretischen Grundlagen der Entstehung geogener EM-Emissionen noch nicht vollständig erforscht sind, wird im Folgenden von einem Phänomen, dem seismo-elektromagnetischen Phänomen (SEM), gesprochen.

Elektrische Eigenschaften von Mineralen und Gesteinen, die letztendlich auch für die Intensität der geogenen EM-Emissionen mitverantwortlich sind, stellen im wesentlichen elektrische Potenziale,

elektrische Leitfähigkeiten, magnetische Permeabilitäten und Polarisationspotenziale dar (TELFORD et al. 1990).

Die Entstehung von geogenen EM-Emissionen hat ihre Ursache in der elektrischen Leitung im geologischen Untergrund. Die elektrische Leitfähigkeit im Boden kann vier Ursachen haben:

a) elektronische (metallische) Matrixleitfähigkeit:

In Mineralen und Gesteinen mit extrem hoher Leitfähigkeit (z.B. Hämatit Fe_2O_3 bzw. erzmineralführende Gesteine) geschieht die elektrische Leitung hauptsächlich durch die Verschiebung von freien Elektronen in der Gesteinsmatrix. In der Anwendung der Geophysik ist dieser Mechanismus in den überwiegenden Fällen jedoch zu vernachlässigen.

b) elektrolytische Leitfähigkeit:

Eine wässrige Lösung in den Poren eines Gesteins führt durch ihre elektrolytische Stromleitung zu einer drastischen Erhöhung der Leitfähigkeit. Ladungstransport wird dabei von Ionen der im Wasser gelösten Salze übernommen.

c) Grenzflächenleitfähigkeit:

Dieses Phänomen beobachtet man vor allem bei Tonen und wird mit deren Kationenaustauschkapazität (KAK) in Verbindung gebracht. Es wird auch in Sanden beobachtet, wo vermutlich die Wechselwirkung zwischen der Porenflüssigkeit und der Gesteinsmatrix dafür verantwortlich ist.

d) dielektrische Leitung:

Bei dieser Stromleitung spielen die sog. Verschiebungsströme eine wichtige Rolle. Sie treten in Isolatoren und schlecht leitenden Formationen auf, die sich unter hohem Druck zu Halbleitern verwandeln. Die Ströme fließen aufgrund von Polarisierungseffekten innerhalb der atomaren Strukturen.

Für die Existenz von geogenen EM-Signalen gibt es – durch Feld- und Laborbeobachtungen bestätigt – bereits seit Anfang des 20. Jahrhunderts mehrere hundert Publikationen. Im Folgenden werden die verschiedenen Aspekte der Erkundung der EM-Phänomene und deren wichtigsten Publikationen kurz erläutert:

a) Das Phänomen der mechano-elektromagnetischen Zusammenhänge wurde unter verschiedenen Gesichtspunkten in Festkörpern und auch in Gesteinen im Labor erforscht (PARKHOMENKO 1971, NITSAN 1977, KHATIASHVILI 1984, OGAWA et al. 1985, BRADY & ROWELL 1986, CRESS et al. 1987, YAMADA et al. 1989, FRID et al. 2000).

b) Beim Durchgang von Erdbebenwellen durch den Untergrund wurde die Entstehung von elektrischen Feldern beobachtet (MARTNER & SPARKS 1959, LELAND & RIVERS 1975). Diese seismo-elektrischen Effekte wurden geophysikalisch zur Lagerstättenprospektion verwendet (SOBOLEV & DEMIN 1980, SOBOLEV et al. 1984, KEPIS et al. 1995).

c) Anomalien von EM-Signalen wurde im Rahmen von Feldexperimenten in aktiven Bergsenkungsgebieten, vor und während Hangrutschaktivitäten und während Stress-Entspannungsprozessen nach bergbautechnischen Sprengungen im Umkreis von < 10 m bis mehrere hundert Meter registriert (MASTOV et al. 1983 u. 1984, SOLOMATIN et al. 1983a u. 1983b).

- d) Kurze Zeit vor Erdbeben konnten EM-Emissionen an der Erdoberfläche gemessen werden, die zu Störungen der EM-Hintergrundstrahlung in der Ionosphäre führten (MOLCHANOV & HAYAKAWA 1998). Außergewöhnliche Lichterscheinungen in der Atmosphäre wurden als Leuchten oder Lichtblitze Sekunden oder Minuten vor Erdbeben beobachtet (NICKOLAENKO & HAYAKAWA 1998).
- e) Im Rahmen von seismischen Messungen wurden vor und nach Erdbebenereignissen Anomalien von EM-Signalen beobachtet. Beim Loma Prieta-Erdbeben in Kalifornien, USA (1989), beispielsweise wurden 7 km vom Epizentrum entfernt 40 Tage vor dem Beben und mehrere Wochen nach dem Beben außergewöhnlich hohe oder niedrige EM-Signale registriert (FRASER-SMITH et al. 1990, FENOGLIO et al. 1995).

Die Entstehung der EM-Emissionen im Gestein geschieht im Mikromaßstab bei der Relaxation von Mineralen. Diese Entspannung eines einzelnen Minerals findet im Vielkörpersystem "Gestein" ununterbrochen statt, da die Relaxation eines Kristalls infolge Spannungsumlagerung zu mechanischen Spannungsspitzen bei anderen Kristallen führt. Eine gerichtete mechanische Spannung führt zu einer ebenso gerichteten EM-Emission. Unter natürlichen Bedingungen ist das EM-Feld damit ein Abbild des mechanischen Spannungsfeldes, d.h. es besteht aus einer ungerichteten lithostatischen und aus einer gerichteten tektonischen Komponente (OBERMEYER 2000). Jegliche Veränderungen des EM-Grundzustandes durch vertikale oder horizontale Spannungsänderung (dynamischer tektonischer Druck, dynamischer Schweredruck, Auflockerungsdruck, Füllungsdruck, Blähdruck, Felszerreißen, Rutschungen, Erdfälle, Firstschläge, Sohlhebungen) können als Messanomalie erkannt werden (DACHROTH 2002).

Die natürlichen EM-Impulse erscheinen nicht kontinuierlich, sondern treten unregelmäßig pulsartig auf. Die oben beschriebenen physikalischen Effekte rufen Kombinationen von EM-Impulsen von einigen Nanosekunden Dauer, den sog. *bursts* hervor. *Bursts* weisen deutlich höhere Energieinhalte auf als der EM-Grundzustand, das Rauschen (*noise*), das durch den unter Auflast liegenden Gesteinskörper hervorgerufen wird. Während das Rauschen sowohl geogener als auch messtechnischer Natur sein kann, sind die *bursts* mehrheitlich geogenen Ursprungs. Von anthropogenen Signalen unterscheiden sie sich deutlich durch fehlende Periodizität.

Messungen zeigen, dass die Ursache von tieferfrequenten EM-Emissionen in größeren Tiefen liegen muss. Erdbeben-assoziierte EM-Emissionen weisen hauptsächlich Frequenzen im ULF-Bereich von < 1 Hz auf. EM-Emissionen, die durch Hanginstabilitäten und tektonische Strukturen ausgelöst werden, haben meist Frequenzen zwischen 5 und 50 kHz (OBERMEYER 2000). Viele physikalische, chemische und petrologische Eigenschaften wie Gesteinsbeschaffenheit, mineralogische Zusammensetzung, Druckbeanspruchung des Gesteins, Lockergesteinsüberdeckung, Permeabilität, Porosität, Grundwasserkonzentration (Elektrolytinhalt), pH-Wert des Grundwassers usw. bestimmen beim Auftreten von EM-Anomalien deren Intensität.

Lichterscheinungen wurden auch im makroskopischen Maßstab während Bergsturzereignissen in der Schweiz von Augenzeugen beobachtet: Dabei heißt es bei einem Ereignis mit einem Absturzvolumen von 30 bis 40 Mio. m³ quarzreichen Nagelfluh-Massen: "[...] Es wird noch berichtet über die Staubwolken, das Getöse, blitzartiges Aufleuchten im dahinfahrenden Gestein, und Windschlag vor der Steinwelle [...]" (HEIM 1932).

2.3 Quellen der geogenen EM-Emissionen in Mineralen und Gesteinen

Den Zusammenhang von elektrischen und magnetischen Feldern im EM-Frequenzspektrum hat J.C. MAXWELL bereits 1873 in den Maxwell-Gleichungen mathematisch definiert. Sie beschreiben die Existenz der EM-Wellen, die 1886 durch H. HERTZ experimentell nachgewiesen werden konnten.

Es gibt eine Reihe von möglichen Quellen der geogenen EM-Emissionen der Erde, die sich in aktive und passive Quellen einteilen lassen. Bei den aktiven Quellen seien als wichtigste physikalische bzw. physikochemische Effekte der piezomagnetische und piezoelektrische Effekt, nicht-klassische piezoelektrische Effekte (z.B. Stepanov-Effekt), elektrokinetische Effekte und der Induktionseffekt genannt. Die passiven Quellen werden hier kurz mit in die Betrachtung einbezogen, da diese zwar nicht unmittelbar mit Spannungsänderungen im Untergrund zusammenhängen, doch die Messungen im Untergrund oft störend beeinflussen.

2.3.1 Aktive Quellen

2.3.1.1 Piezomagnetischer Effekt

Während der Auskristallisation von Gesteinsschmelzen wird das zu jener Zeit herrschende Erdmagnetfeld "eingefroren". Träger dieser Magnetisierung im Gestein sind feinverteilte Kristalle nur sehr weniger Minerale (ferromagnetische Minerale, z.B. Hämatit $[\text{Fe}_2\text{O}_3]$, Magnetit $[\text{Fe}_3\text{O}_4]$ und Titanomagnetit $[\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Beimischung von Ti}^{2+}]$). Deformation dieser Gesteine führt durch Änderung der Orientierung der ferromagnetischen Minerale zu Änderungen in der Magnetisierung (FENOGLIO et al. 1995). Der dadurch auftretende piezomagnetische Effekt, bei dem EM-Emissionen erzeugt werden, ist i. allg. eine komplizierte Funktion der jeweiligen Spannung, der Mineralgröße und der Mikrostruktur des Gesteins (STACEY & JOHNSTON 1972; ZLOTNICKI & CORNET 1986).

Aufgrund des sehr geringen Vorkommens der ferromagnetischen Minerale enthaltenden Gesteine nahe der Erdoberfläche kommt dieser physikalische Effekt als EM-Quelle in Messanwendungen praktisch nicht in Betracht.

2.3.1.2 Piezoelektrischer Effekt

Quarz, eines der gesteinsbildenden Minerale, zeigt unter mechanischer Beanspruchung die Entstehung elektrischer Polarisation. Durch mechanisches Verformen piezoelektrischer Materialien verschieben sich die Schwerpunkte der positiven und negativen Elementarbausteine im Material, was sich nach außen in einem elektrischen Feld zeigt. Der daraus resultierende Effekt lässt sich mit (2.1) folgendermaßen definieren: Eine Substanz ist piezoelektrisch, wenn sie ein elektrisches Moment proportional zur angelegten Spannung zeigt, und wenn sie eine Kraft proportional zum angelegten elektrischen Feld entwickelt (CADY 1964 in BISHOP 1981):

$$P = D\sigma \quad (2.1)$$

mit: P : Polarisation $[\text{Cm}^{-2}]$
 D : piezoelektrisches Modul $[\text{CN}^{-1}]$
 σ : Spannung $[\text{Nm}^{-2}]$

In monokristallinem Quarz lässt sich dieser piezoelektrische Effekt gut beobachten. Der piezoelektrische Effekt ist abhängig von der Richtung. Wenn Piezoaktoren sich in eine Richtung ausdehnen, dann ziehen sie sich in einer anderen Richtung zusammen, verdrehen und neigen sich. Im Gesteinsverband jedoch sind die Quarzminerale als Gemengteile zufällig orientiert und weisen meist eine sehr schwache Piezoelektrik auf (PARKHOMENKO 1971; BISHOP 1981).

Gerade im Zusammenhang mit der Rohstoffexploration mit geophysikalischen Erkundungsmethoden (u.a. EM-Messverfahren) sind die piezoelektrischen Eigenschaften in Gesteinen gut untersucht worden (KEPIS et al. 1995; SOBOLEV et al. 1984).

2.3.1.3 Nicht-klassische piezoelektrische Effekte (STEPANOV-Effekt u.a.)

Neben dem klassischen piezoelektrischen Effekt kann Polarisation im Gestein auch durch andere sog. nicht-klassische piezoelektrische Effekte entstehen. Alle Kristalle im Gestein weisen durch Polarisation Defekte durch Elektronendislokationen auf. In dielektrischen Materialien sind diese Dislokationen normalerweise elektrisch geladen, da Punktdefekte mit diesen Ladungen einhergehen. Unter statischen Bedingungen werden Ladungen an Dislokationen durch Punktdefekte entgegengesetzter Ladungen (Debye-Hückel-Wolke) neutralisiert. Unter Stress jedoch kann sich die Dislokation bewegen. Dabei bewegt sich die Dislokation schneller als die sie umgebende Debye-Hückel-Wolke und trägt somit eine Netzladung hinter sich her. Dadurch wiederum entsteht Ladungstransport und Polarisation des Materials. Dieser Effekt wurde erstmals von STEPANOV (1933) entdeckt und beschrieben (STEPANOV 1933 in GERSHENZON & BAMBAKIDIS 2001).

Die Größe dieses Effektes ist eine komplizierte Funktion der Dislokationendichte, Dichte und Typ der Punktdefekte, Temperatur und Druck. Unter normalen Temperaturverhältnissen ist die Bewegung von Dislokationen in Gesteinen nahezu unmöglich, da Gesteine eine sehr hohe Dichte an Dislokationen und Punktdefekten mit bindenden Effekten haben. Für das Entstehen von EM-Wechselfeldern nahe der Erdoberfläche spielt der STEPANOV-Effekt damit praktisch keine Rolle. In größeren Tiefen unter größeren pT-Bedingungen gewinnt dieser Effekt aber an Bedeutung (SLIFKIN 1996 in GERSHENZON & BAMBAKIDIS 2001).

Es gibt noch weitere Mechanismen, die über Bewegung und Polarisation von Punktdefekten zur Entstehung elektrischer Felder führen. Einer dieser Effekte ist die sog. druckstimulierte Strömung (VAROTSOS & ALEXOPOULOS 1987), ein anderer die Polarisation durch Rissbildung (FRID et al. 2000). Schon lange ist bekannt, dass Lichtblitze, Elektronenströme und breitbandige EM-Emissionen bis hin zu Röntgenstrahlen-Frequenzen Rissbildungen begleiten (NITSAN 1977; WARWICK et al. 1982; OGAWA et al. 1985; CRESS et al. 1987). Das Entstehen elektrischer Felder (bis 10^8 Vm^{-1}) geht mit einem Anstieg hoher elektrischer Ladungsdichte auf den neuen Oberflächen der sich bildenden Risse einher.

2.3.1.4 Elektrokinetischer Effekt

Elektrokinetische Prozesse spielen bei der Entstehung von natürlichen EM-Feldanomalien eine sehr bedeutende Rolle. Der Begriff der Elektrokinetik beschreibt allgemein physikalische Erscheinungen, die auf die Existenz einer elektrischen Doppelschicht, der STERN-Schicht (Abb. 2.1), zurückzuführen sind (JAMES 1979). Nach der klassischen Theorie werden folgende bedeutende elektrokinetische Effekte unterschieden:

- a) Elektroosmose: Legt man ein elektrisches Feld an eine mit Elektrolytlösung gefüllte Kapillare an, erfolgt eine Bewegung der Ionen der diffusen Doppelschicht in Richtung der entgegengesetzt geladenen Elektrode. Resultierend aus der inneren Reibung erfolgt eine Bewegung der Flüssigkeit, die sog. Elektroosmose.
- b) Strömungspotenzial: Erzeugt man durch einen hydrostatisch angelegten Druck eine Flüssigkeitsbewegung in einer Kapillare, führt dies zu einer elektrischen Potenzialdifferenz, dem Strömungspotenzial. Dies ist auf die Abscherung der Ionen der diffusen Doppelschicht aufgrund der Flüssigkeitsströmung zurückzuführen.
- c) Elektrophorese: Wird ein elektrisches Feld an eine Suspension angelegt, ist eine Wanderung der kolloidalen Partikel, bedingt durch Überschussladungen der STERN-Schicht, zu beobachten. Diese Bewegung erfolgt entgegengesetzt der elektroosmotisch bewegten Flüssigkeit.
- d) Sedimentationspotenzial: Die Bewegung von kolloidalen Partikeln aufgrund einer Beschleunigung, z.B. Zentrifugalbeschleunigung, führt zur Bildung einer elektrischen Potenzialdifferenz, dem Sedimentationspotenzial. Dies ist analog der Entstehung des Strömungspotenzials auf die Abscherung der Ionen der diffusen Doppelschicht zurückzuführen.

Durch mechanische Beanspruchung von porösen Gesteinen wird durch Unterschiede zwischen den elektrochemischen Potenzialen der Porenfluide und des Gesteins an der Phasengrenzfläche (Porengrenzen) eine elektrische Doppelschicht aufgebaut. Dies ist entweder auf eine spezifische Adsorption von Anionen oder Kationen aus der Flüssigkeit an die Feststoffoberfläche oder auf die Dissoziation von Molekülgruppen zurückzuführen. Aufgrund der entstandenen Grenzflächenladung werden entgegengesetzt geladene Ionen angezogen, und es bildet sich eine elektrochemische Doppelschicht aus. Nach dem Modell von STERN werden die an einer Festkörpergrenzfläche befindlichen Ladungsträger durch Gegenionen aus dem Fluid kompensiert, welche sich sowohl in starrer Anordnung als auch diffus in der Flüssigkeit verteilt befinden. Eine Schicht von Gegenionen wird spezifisch adsorbiert, so dass die Ionen fest an die Festkörpergrenzfläche gebunden werden. Diese starre Schicht wird als STERN-Schicht oder auch HELMHOLTZ-Schicht bezeichnet. Der andere Teil der Gegenionen ist diffus im Fluid verteilt (diffuse GUOY-Schicht), und Bewegung der Teilchen ist möglich (ISHIDO & MIZUTANI 1981). Es ergibt sich ein Potenzialabfall, der im starren Teil der Doppelschicht linear, im diffusen Teil exponentiell verläuft (Abb. 1).

Das Helmholtz-Potenzial ζ ist das Maß für das Anfangspotenzial, das in der elektrisch geladenen Gleitfläche aufgrund der ungleichmäßig verteilten Ionen im Fluid herrscht (HAUS 2002).

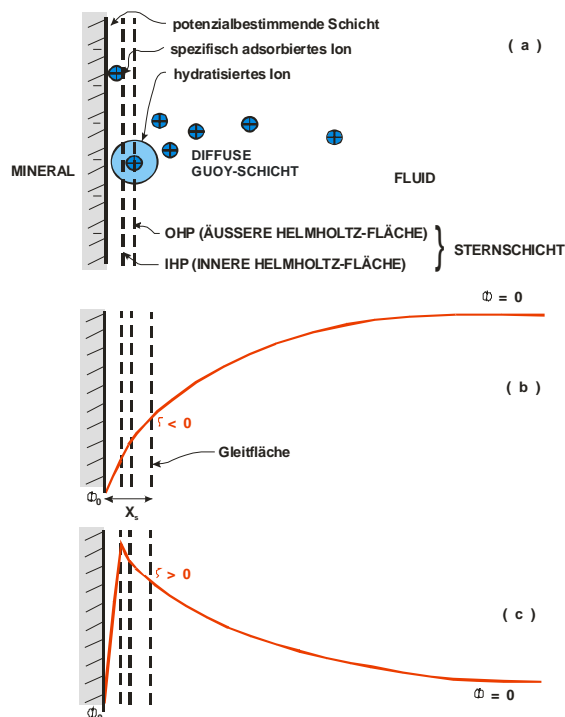


Abb. 1: STERN-Modell (ISHIDO & MIZUTANI 1981 mit Änderungen).

Wenn sich die Fluide in einem solchen System in entgegengesetzte Richtung des Porendruckes fortbewegen, werden Ladungen transportiert, und es entstehen elektrische Ströme und damit auch magnetische Felder, die an der Erdoberfläche gemessen werden können. Die Strömungsdichte und die Fluidbewegung sind miteinander gekoppelte Prozesse, die mit (2.2) und (2.3) folgendermaßen beschrieben werden können (FENOGLIO et al. 1995):

$$j = -\sigma \nabla E - \frac{\varepsilon \zeta}{\eta} \nabla P \quad (2.2)$$

$$v = -\frac{\varepsilon \zeta}{\eta} \nabla E - \frac{k}{\eta} \nabla P \quad (2.3)$$

mit:

- j : Strömungsdichte
- v : Geschwindigkeit des Fluids
- E : Strömungspotenzial
- ε : dielektrische Konstante
- ζ : Zeta-Potenzial
- η : dynamische Viskosität
- σ : Leitfähigkeit des Fluids

Dass das elektrische Potenzial außerdem vom magnetischen Fluss und dem hydrostatischen Porendruck abhängt, beschreibt FITTERMAN (1979) mit (2.4):

$$\psi = \phi + CP \quad (2.4)$$

mit:

- Ψ : elektrisches Potenzial
- Φ : magnetischer Fluss
- C : Strömungspotenzial-Koeffizient
- P : hydrostatischer Porendruck

Die bei den elektrokinetischen Effekten entstehenden EM-Signale sind direkt von der Porosität und der Permeabilität des Untergrundes sowie der Salinität des Porenfluids abhängig. Starke EM-Signale entstehen damit vor allem an Grenzflächen von Formationen mit großem Porositäts-, Permeabilitäts- und/oder Salinitätsunterschied.

Strömungspotenzial-Methoden werden in der Angewandten Geologie z.B. zur Grundwassererschließung und zur Sanierung schwermetallbelasteter Böden angewandt (HAUS 2002). Seit geraumer Zeit wird intensiv daran geforscht, wie sich elektrokinetische Effekte zur Exploration von Rohstoffen (SOBOLEV et al. 1984; MAXWELL et al. 1992) und zur Vorhersage von Erdbeben (MIZUTANI et al. 1976) ausnutzen lassen.

2.3.1.5 Induktionseffekt

Durch die Bewegung von elektrisch leitfähigem Erdkrustenmaterial im geomagnetischen Feld ergibt sich ein induziertes elektrisches Feld $\vec{u} \times \vec{F}$ und daraus eine Strömung $\vec{j} = \sigma \vec{u} \times \vec{F}$. Es gibt zwei mögliche Quellen dieser Bewegung. Eine Quelle ist die Deformation und Bewegung des Gesteinsmaterials selbst, die andere die Strömung des Porenwassers infolge der Volumendeformation des Gesteins.

Im ersten Fall steht die Geschwindigkeit \vec{u} des Krustenmaterials durch den Spannungstensor e_{ij} in Zusammenhang mit (2.5) durch (GERSHENZON & BAMBAKIDIS 2001):

$$\vec{u}_i = e_{ij} V_j \quad (2.5) \quad \text{mit: } \vec{u}: \text{ Geschwindigkeit der elastischen Wellen}$$

Mit dieser Formel wird ausgedrückt, dass sich jeglicher Spannungswechsel innerhalb der Kruste mit seismischer Geschwindigkeit fortpflanzt.

Im zweiten Fall der Induktion durch Porenwasserströmung kann die effektive Geschwindigkeit v_f (Filtergeschwindigkeit) mit (2.6) durch das Darcy-Gesetz ausgedrückt werden:

$$\vec{u}_f = \frac{Q}{F} = k_f * \frac{h}{l} = k_f * J \text{ [ms}^{-1}\text{]} \quad (2.6)$$

mit: \vec{u}_f : Filtergeschwindigkeit
 Q : Wassermenge
 F : durchflossener Filterquerschnitt
 k_f : Durchlässigkeitskoeffizient

2.3.1.6 Erzeugung und Transport von Ladungen durch Dislokationen im Kristallgitter

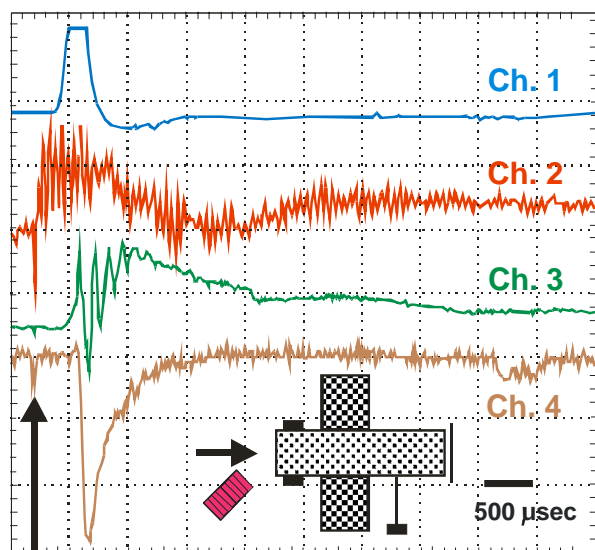
Für den NASA-Festkörperphysiker FREUND (2003) sind die in der Natur auftretenden elektrischen Ströme und die damit verbundenen EM-Emissionsmengen mit physikalischen Effekten wie Piezoelektrik oder Strömungspotenzialen nicht hinreichend erklärt. Die maximalen Spannungen übersteigen in Strömungspotenzialen kaum mehr als wenige Millivolt.

Seine Theorie für die Hauptquelle der EM-Emissionen geht davon aus, dass Moleküle im Kristallgitter von Silikaten und anderen Oxidverbindungen unter Druckbeanspruchung zerbrechen. Im Gestein treten dabei auch labile Peroxy-Verbindungen (-O-O-) auf, in denen zwei Sauerstoffatome miteinander verbunden sind. In Deformationszonen bleibt ein negativ geladenes Ion im Innern des Gesteins

zurück. Gleichzeitig entsteht eine positive Ladung, die sich frei im Gestein bewegt. Erreichen diese positiven Ladungen die Erdoberfläche, werden dort mit Sauerstoffionen im Gestein neue Peroxy-Verbindungen geknüpft. Dabei wird Wärme frei, die sich in Form von Infrarotstrahlen registrieren lässt. Leuchterscheinungen durch Ionisation der Luft, Magnetfeldänderungen und EM-Emissionen sind Begleiterscheinungen dieses Phänomens, die sich messtechnisch erfassen lassen.

Die NASA wird diese Phänomene (einschl. der geogenen EM-Emissionen) in den nächsten Jahren in einem großangelegten Projekt zur Erdbebenvorhersage näher untersuchen. Mit dem "Global Earthquake Satellite System (GESS)" sollen via Satelliten Veränderungen der Topographie und des Magnetfeldes sowie Wärme- und Lichtanomalien registriert und interpretiert werden (RUNDLE & KELLOGG 2002).

Um den Zusammenhang zwischen mechanischen Spannungsänderungen im Gestein und der Emission von EM-Impulsen zu dokumentieren, wurden von FREUND (2002) jahrelange Laborexperimente mit Messungen der verschiedensten Messobjekte durchgeführt. In einem Fall wurden Diorit-Proben mit einem im Durchmesser messenden $\frac{3}{16}$ -inch großen Stahlprojektil mit einer Geschwindigkeit $v = 100 \text{ ms}^{-1}$ beschossen (Abb. 2). Die Gesteinsprobe wurde geerdet, so dass keine Oberflächenspannungen entstehen konnten. An einem aus Ringelektroden bestehenden Messsystem wurde wenige μs nach dem Impact eine Spannung von 400 mV registriert (channel 1). Für mehrere ms wurde direkt nach dem Impact ein scharfer Anstieg von EM-Emissionen gemessen (channel 2). An einem auf der Seite des Impakts angebrachten Kondensator wurde etwa 200 μs nach dem Impact eine Spannung von 20 mV gemessen. Es wird vermutet, dass die Elektrode beginnt, Elektronen in das Gestein abzugeben. Die verzögerte Lichterscheinung setzt nach 400 bis 420 μs nach dem Impact ein (channel 4). Zur gleichen Zeit, in der auf der Rückseite des Impakts positive Spannungen vom sich dort befindlichen Kondensator registriert werden (channel 3), werden gedämpfte Oszillationen im Frequenzbereich von 8 kHz empfangen.



- channel 1: Spannung an der Ringelektrode, 400 mV
- channel 2: EM-Emission, 10 mV
- channel 3: Spannung des Kondensators am gegenüberliegenden Ende des Impakts in der Gesteinsprobe, 20 mV
- channel 4: Lichtemission auf der Seite des Impakts in der Gesteinsprobe, 500 mV

Impact

Abb. 2: Beschuss einer Diorit-Probe mit einem $\frac{3}{16}$ -inch-Stahlprojektil ($v = 100 \text{ ms}^{-1}$) (FREUND 2002 mit Änderungen).

2.3.2 Passive Quellen

Mit passiven Quellen sind Änderungen der EM-Parameter elektrische Leitfähigkeit σ , magnetische Suszeptibilität μ und dielektrische Konstante ε in der Erdkruste gemeint, die mit mechanischer Deformation einhergehen. Ein Beispiel einer passiven Quelle ist die Änderung der elektrischen Leitfähigkeit σ durch ein externes elektrisches Feld. Solche externen elektrischen Felder entstehen in Form von geomagnetischen Variationen in der Magnetosphäre und Ionosphäre. Die ganze Erde wird von einem natürlichen, nahezu konstanten Magnetfeld umgeben, dessen Feldstärke in Mitteleuropa etwa 40 nT (oder 32 Am^{-1}) beträgt. Dieses Magnetfeld ändert seine Richtung und Stärke nur sehr geringfügig.

Ebenso gibt es an der Erdoberfläche ein natürliches elektrisches Gleichfeld, das durch die ionisierende Wirkung der kosmischen Strahlung auf die Ionosphäre und durch die Luftbewegung in der Atmosphäre verursacht wird. Es schwankt bei ausgeglichenen Wetterverhältnissen zwischen 100 und 500 Vm^{-1} , kann aber unter Gewittereinfluss eine Stärke von 20 kVm^{-1} und mehr erreichen. Bei großen Feldstärken kann es an exponierten Stellen der Erdoberfläche durch lokale Ionisierung der Luft zu leuchtenden Influenzerscheinungen kommen (z.B. das sog. "Sankt Elms-Feuer" an Mastspitzen von Schiffen).

Passive Quellen zur Erzeugung von EM-Emissionen unter mechanischer Deformation sind im Hinblick auf die aktiven Quellen vernachlässigbar gering, weshalb diese hier nicht weiter in die Betrachtung miteingehen.

2.4 Abschätzung der Energieintensität der EM-Emissionsquellen

Neben der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteinsmatrix (z.B. Anteil des Quarzgehaltes) sind vor allem gesteinsphysikalische Parameter wie Gesteinsporosität und Permeabilität, die Wassersättigung und der Ionengehalt des Poren- oder Kluftwassers und daraus elektrische Parameter wie dielektrische Konstante des Gesteins, elektrische Leitfähigkeit und magnetische Permeabilität bestimmend für die Intensität der EM-Emissionen.

In umfangreichen Laboruntersuchungen wurden die Energieintensitäten der wichtigsten EM-Emissionsquellen in verschiedenen Frequenzbereichen gemessen. Monokristalliner Quarz kommt in natürlichen Gesteinen meist in Form kleiner Mineralkörner $< 1 \text{ mm}$ vor, welche praktisch keine bevorzugte Orientierung zeigen. Für solche kleinen Körner ist die piezoelektrische Quelle nur im RF-Bereich von Bedeutung. Unter denselben natürlichen Bedingungen (hohe elektrische Leitfähigkeit σ und hohes Strömungspotenzial C) kann eine elektrokinetische Quelle dieselbe Größenordnung an Intensität der EM-Strahlungsquelle haben wie eine piezomagnetische oder piezoelektrische Quelle. Bei geringer Leitfähigkeit ($\sigma < 10^{-3} \text{ } \Omega\text{m}$) kann die piezomagnetische Quelle die elektrokinetische übertreffen. Die Auswirkungen des Induktionseffektes sind normalerweise noch geringer im Verhältnis zu den anderen genannten Effekten. Liegt die Quelle der EM-Emissionen jedoch in 1,0 km Entfernung oder mehr, kann auch der Induktionseffekt vergleichbare Auswirkungen erzielen (GERSHENZON & BAMBAKIDIS 2001).

Bei allen EM-Signalen, die in der vorliegenden Arbeit beurteilt werden, wird vorausgesetzt, dass diese lokal sind, d.h. die Empfangsantenne befindet sich nahe an der die EM-Emissionen verursachenden Quelle. Die maximale Distanz zwischen Quelle und Empfänger hängt vom Typ der Anomalie und von

den Parametern des Empfängers ab und kann bis zu mehrere Kilometer betragen. Bei Hauptbeben von stärkeren Erdbebenereignissen ($M_L^1 > 4,5$), bei denen weitaus größere Energien als in der "Precursor"-Phase freierwerden, können in einer Entfernung von 10,0 km zwischen Epizentrum und Empfänger keine EM-Anomalien mehr festgestellt werden.

Neben diesen statischen geologisch-petrologischen Gesteinsparametern spielt aber auch die Dynamik der Gesteinsbeanspruchung eine wesentliche Rolle. Einer israelischen Forschergruppe (FRID et al. 2000) ist es in neuester Zeit gelungen, EM-Signale quantitativ in Bezug auf die entstehenden Risse während der Deformation abzuschätzen (Kap. 9).

Nach FREUND (2003) jedoch sind elektrokinetische Effekte und Strömungspotenziale für messbare geogene EM-Signale nicht ausreichend. Danach vermögen nur Elektronendefekte in den Atomen genügend Energie freizusetzen, um geogene EM-Emissionen zu registrieren (Kap. 2.3.1.6).

2.5 Natürliche EM-Anomalien in verschiedenen Frequenzbereichen

Die Beobachtung gewisser Anomalien elektrischer oder magnetischer Felder in der Litho- und Atmosphäre ist eng mit der Emission von EM-Signalen assoziiert. Der Frequenzbereich dieser Beobachtungen ist sehr breit und reicht dabei von quasi-statischen Bedingungen (Frequenzen von Wochen bis Monate) bis zu Frequenzen im RF-Bereich ($f < 50$ MHz). Mit geeigneten Detektoren wurden in diesem Frequenzbereich magnetische und elektrische Felder sowohl unter als auch über der Erdoberfläche gemessen (GERSHENZON & BAMBAKIDIS 2001).

2.5.1 Tektonomagnetische Anomalien

Tektonomagnetische Anomalien können sowohl durch piezomagnetische als auch durch elektrokinetische Effekte in tektonisch beanspruchter Erdkruste verursacht werden, die von quasi-statischen Bedingungen (Wochen bis Monate) des geomagnetischen Erdfeldes bis zu Änderungen im Zeitraum von wenigen Minuten reichen können. Die Intensität der Änderung des magnetischen Feldes an der Erdoberfläche und die räumliche Verteilung des Signals hängen stark von der Tiefe einer geologischen Störung ab (Abb. 3; FENOGLIO et al. 1995).

In Gesteinen, die Titanomagnetit enthalten, kann eine Residualspannung nach Bruchbildungen im Gestein Änderungen des geomagnetischen Feldes in der Größenordnung von mehreren nT erzeugen. Der damit verbundene piezomagnetische Effekt ruft EM-Emissionen im Niederfrequenzbereich hervor (STACEY & JOHNSTON 1972).

In wassergesättigten Gesteinen mit hoher elektrischer Leitfähigkeit ($\sigma \geq 10^{-2}$ Ωm) kann durch Porenwasserdruck durch elektrokinetische Effekte dieselbe Größenordnung erreicht werden. Die EM-Anomalie hat hierbei im Kurvenverlauf den Charakter eines unipolaren Impulses (ohne Residualwert), so dass dadurch die Verursacher der EM-Anomalie gut voneinander zu unterscheiden sind (FITTELMAN 1979).

¹ M_L : lokale Erdbeben-Magnitude auf der Stärkeskala nach C.F. RICHTER

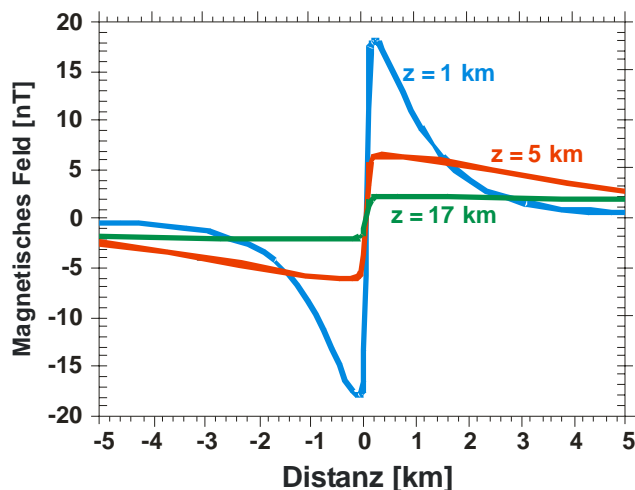


Abb. 3: Vergleich des horizontalen magnetischen Feldes an einer in verschiedenen Tiefe liegenden Scherzone z (200 m breit, 1.000 m tief) (FENOGLIO et al. 1995 mit Änderungen).

2.5.2 Elektrotellurische Anomalien

Ionosphärenströme induzieren in der Erde Wechselströme, die in den leitfähigen Schichten diese mit hoher Geschwindigkeit umkreisen. Elektrotellurische Anomalien sind besonders in erdbebengefährdeten Gebieten nachgewiesen worden. Die Magnitude dieser Anomalien reicht von < 1 mV bis mehrere Zehner-mV. In erster Linie hängt die Magnitude von der Erdbebenstärke und von der Entfernung zum Epizentrum ab. Die Dauer dieser Anomalien reicht von Minuten bis mehrere Monate. Verschiedene Ansätze über die Entstehung solcher Anomalien gehen vom klassischen und nicht-klassischen piezoelektrischen Effekt über Änderungen der elektrischen Leitfähigkeit in der Erdkruste bis zu Änderungen in der chemischen Zusammensetzung des Porenwassers aus. Feldexperimente mit verschiedenen Elektrodenanordnungen in der Horizontalen und Vertikalen haben gezeigt, dass wohl elektrokinetische Vorgänge für die elektrotellurischen Anomalien hauptverantwortlich sind (GERSHENZON & BAMBAKIDIS 2001).

In Erdbebengebieten konnten Feldversuche zeigen, dass zwischen Elektroden, die in unterschiedlichen Gesteinen angeordnet wurden, Anomalien beobachtet werden konnten, zwischen Elektroden im gleichen Gestein jedoch nicht. Auch dies spricht für elektrokinetische Effekte als Erzeuger dieser Anomalien (GERSHENZON & GOKHBERG 1993).

2.5.3 EM-Emissionen im ULF-Bereich

Vor größeren Erdbebenereignissen ($M_L > 4,5$) wurden im ULF-Bereich ($f = 10^{-2}$ Hz bis 10 Hz) besonders im Bereich von 0,1 bis 0,2 Hz intensive EM-Emissionen registriert. Es wird vermutet, dass geomagnetische Variationen die Anomalien im ULF-Bereich hervorrufen.

Der elektrokinetische Effekt ist der Mechanismus, der am meisten Energie im ULF-Bereich produziert, da er durch die Strömung des Porenwassers gesteuert wird, und diese Strömungszeit mit der Periode der ULF-Emissionen vergleichbar ist (GERSHENZON & GOKHBERG 1994).

2.5.4 EM-Emissionen im RF-Bereich

Die stärkste EM-Quelle im RF-Bereich ($f = 1$ kHz bis 50 MHz) ist der piezoelektrische Effekt, der auf dem relativ hohen Quarzgehalt in der Erdkruste beruht. Der Einfluss des piezomagnetischen Effektes im RF-Bereich ist um 2 bis 3 Größenordnungen geringer.

In Japan wurden vor Erdbeben starke EM-Emissionen bei $f = 81$ kHz registriert, die 1½ Stunden vor dem Hauptbeben begannen und noch stärker wurden, bis das Hauptbeben eintrat, und die EM-Anomalie spontan verschwand (GOKHBERG et al. 1982). Auch in Südamerika (WARWICK et al. 1982) und in Griechenland (VAROTSOS & ALEXOPOULOS 1987) wurden ähnliche EM-Anomalien im Frequenzbereich von wenigen kHz bis 54 MHz unmittelbar vor größeren Erdbeben beobachtet.

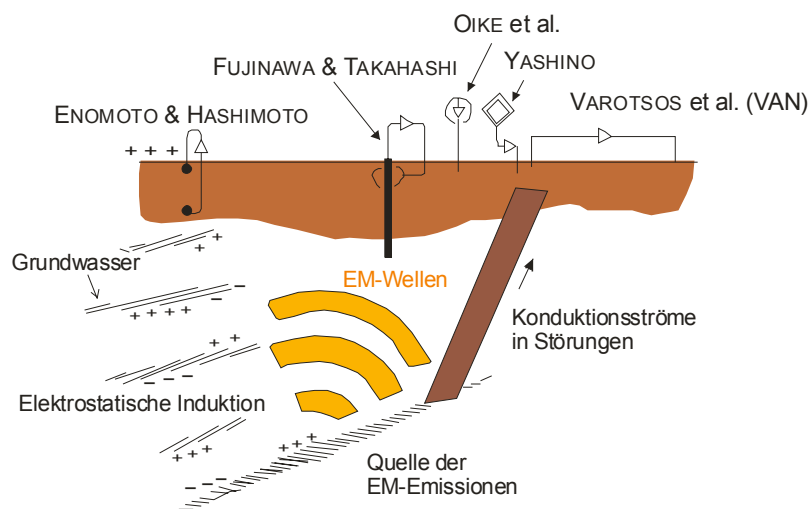
Verschiedene Modelle zur Entstehung dieser EM-Emissionen wurden entwickelt. GOKHBERG et al. (1982) vermuten, dass vor Erdbebenereignissen elektrische Ströme mit sehr geringer Frequenz entstehen und bis zur Erdoberfläche reichen. Das elektrische Feld, das mit diesem Stromfluss verbunden ist, kann sich in die Atmosphäre ausbreiten, wo in größerer Höhe Entladungen durch Lichtblitze stattfinden. Diese Entladungen wiederum könnten damit eine sekundäre Quelle für EM-Emissionen im RF-Bereich darstellen.

Andere Autoren gehen davon aus, dass die Quelle der EM-Signale durch Verstärkungen im Hintergrundrauschen zu suchen ist (SADOVSKY et al. 1979 in GERSHENZON & BAMBAKIDIS 2001). Auch MALYSHKOV et al. (1998) in GERSHENZON & BAMBAKIDIS (2001) postulieren permanent in der Erdkruste entstehende EM-Emissionen, die durch elastische *background*-Wellen generiert werden.

2.6 Erdbebenvorhersage aufgrund SEM-Phänomenen

Bekannte Vorläufererscheinungen (*precursors*) von Erdbeben neben den Anomalien in seismologischen Messungen sind Veränderungen im Grundwasserpegel, Schwankungen im elektrischen und magnetischen Erdfeld und auch im Verhalten von Haustieren, die auffallend unruhig und ängstlich wurden (FREUND 2003). Mit präseismischen Prozessen verbunden sind messbare geomagnetische und elektrotellurische Anomalien, magnetische Variationen im ULF-Bereich und EM-Emissionen im RF-Bereich (GERSHENZON & BAMBAKIDIS 2001).

SEM-Phänomene sind mit mehreren Begleiterscheinungen wie z.B. elektrische Ströme, Radiowellen, elektrostatische Induktion, elektrische Entladung und Lichterscheinungen verknüpft (ENOMOTO & HASHIMOTO 1992). Dies bedeutet, dass für die potenzielle Erdbebenvorhersage aufgrund dieser breiten Palette an Phänomenen die verschiedensten Beobachtungsmethoden entwickelt wurden (Abb. 4).



Die VAN-Methode wird benutzt, um elektrische Potenzialdifferenzen zwischen zwei horizontal angeordneten Elektroden bei einer Frequenz von $f = 0,1$ Hz zu beobachten. Die Schwankungen des elektrischen Feldes zwischen zwei vertikal angeordneten Elektroden im Untergrund wurden bei FUJINAWA & TAKAHASHI mit einer Bohrlöchanenne im VLF- und ULF-Bereich nachgewiesen. Antennen in Nähe der Erdoberfläche wurden von mehreren Autoren (OIKE et al., YASHINO etc.) installiert, um Radiowellen zu registrieren. Im Gegensatz dazu erkundeten ENOMOTO & HASHIMOTO die Ströme von höher flüchtigen Komponenten bei Frequenzen $f > 1$ MHz.

Abb. 4: Verfahren zur potenziellen Erdbebenvorhersage (ENOMOTO & HASHIMOTO 1992 mit Änderungen).

Erdbeben selbst bestehen aus Vorbeben (*foreshocks*), einem Hauptbeben (*main shock*) oder Schwarmbeben (*swarm*), Nachbeben (*aftershocks*) und einem gewissen Kriechen (*creeping*) vor und nach dem Beben. Dies bedeutet, in der Erdkruste kommt es zu einer längerfristigen Spannungsaufladung und -ansammlung und einem momentanen Entspannungsprozess. Folglich müssten diese Prozesse durch Veränderungen in den EM-Emissionen nachweisbar sein. Die EM-Anomalien im Zusammenhang mit Erdbeben werden in einem weiten Frequenzbereich zwischen wenigen Hz bis mehreren hundert kHz beobachtet.

Nachfolgend sei exemplarisch eine Messeinrichtung zur Registrierung von EM-Signalen zur Erdbebenvorhersage beschrieben (FUJINAWA & TAKAHASHI 1990):

Zur Vermeidung von EM-Störsignalen wurde die Versuchsanordnung so konstruiert, dass eine Elektrode als Stahlrohr in ein 603 m tiefes Bohrloch eingeführt wird und die andere Elektrode in Ringform mit einem Radius von 20 m um das Bohrloch in 1 m Tiefe verlegt wird. Das 603 m lange Stahlrohr wird hierbei verwendet, um die vertikale Komponente des elektrischen Feldes im Untergrund zu messen. Damit können EM-Signale, die durch Lichtblitze und andere atmosphärische Effekte hervorgerufen werden, von den geogenen Signalen unterschieden werden. Diese atmosphärischen Störpeaks pflanzen sich zwischen Ionosphäre und Erdkruste in Wellenform fort, was bedeutet, dass sich die damit assoziierten elektrischen Felder unter der Erdoberfläche horizontal ausbreiten.

Bei den Langzeitbeobachtungen wurden EM-Emissionen im d.c.-Bereich ($f \sim 12$ Hz), im ULF-Bereich ($f = 0,01$ bis ~ 12 Hz) und im ELF- und VLF-Bereich ($f = 1$ bis ~ 9 kHz) gemessen. Anomalien wurden unmittelbar vor Erdbeben und auch vor vulkanischen Eruptionen festgestellt. Während Impulse, die durch atmosphärische Störungen hervorgerufen wurden, nur etwa 5 ms anhielten, dauerten die Impulse der SEM-Anomalien mehr als 50 ms. Die Anomalien zeigten sich wenige Stunden bis wenige

Tage vor den Ereignissen etwa eine halbe Stunde lang und zeichneten sich durch relativ konstante Amplituden aus (Abb. 5).

Die langen, kontinuierlichen Strahlungsanstiege, die vor vulkanischen Eruptionen beobachtet wurden, sind vermutlich auf sich ausweitende Spalten durch Gangintrusionen zurückzuführen. Durch ein Netz von Beobachtungsstationen soll es in Japan und in den USA künftig möglich sein, durch die Phasenverschiebungen des Auftretens der Anomalien, die Lokation des nächsten Bebens einzugrenzen.

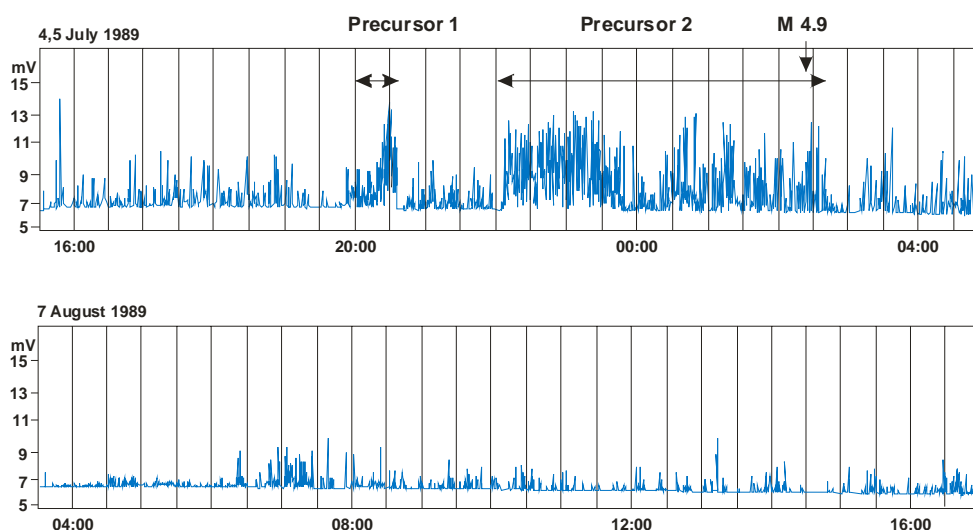


Abb. 5: EM-Signale vor (oberes Bild) und nach (unteres Bild) dem Schwarmbeben von Ito, Japan, 1989 (FUJINAWA & TAKAHASHI 1990).

Während des Hauptbebens selbst können keine großen EM-Anomalien durch die verschiedenen Messtechniken registriert werden, obwohl hierbei die größten Energien freigesetzt werden. Es entstehen dabei zwar auch die größten Beträge an EM-Emissionen, doch diese können in den meisten Fällen aufgrund der großen Entfernung von > 10 km zwischen Epizentrum als Quelle und Empfänger nicht mehr nachgewiesen werden.

Neben dieser rein beschreibenden Versuchsanordnung konnten unmittelbar vor dem Loma Prieta-Erdbeben ($M_L = 7,1$) in den USA Magnetfeld-Schwankungen im ULF-Bereich registriert werden, die direkt mit Bewegungen des Grundwassers in Schichten größerer Tiefe korreliert werden konnten. Im Aquifer der hangenden Schichten gab es dagegen nur sehr geringe Grundwasseränderungen. Diese Beobachtung wird als magnetohydrodynamischer Effekt bezeichnet (DRAGANOV et al. 1991).

In der Erdbebenforschung wurden seit Anfang des 20. Jahrhunderts mehrere hundert Artikel veröffentlicht, die sich mit der Vorhersage von Erdbeben durch präseismische Phänomene und damit assoziierte EM-Signale befassen. Dennoch konnte bisher kein eindeutiger Nachweis dafür erbracht werden, wie präseismische Prozesse in der Erdkruste mit EM-Emissionen zusammenhängen. Dies ist auf mehrere Gründe zurückzuführen:

Die Geländebeobachtungen lassen sich allein schon wegen der atmosphärischen Schwankungen des Erdmagnetfeldes nicht wiederholen, Vergleichsmessungen nach einer gewissen Zeit sind unter denselben Voraussetzungen nicht möglich. Auch zeitgleiche Vergleichsmessungen an verschiedenen Lokationen sind wegen der Inhomogenität des geologischen Untergrundes und damit

zusammenhängender Faktoren und den lokalen EM-Feldern nicht möglich. Ein Erdbeben in einem bestimmten Gebiet hat sein Epizentrum nicht an der gleichen Lokation wie ein vorhergehendes, auch die Parameter des Erdbebens selbst sind nicht genau die gleichen. Selbst wenn nach Jahren ein ähnliches Erdbeben im gleichen Gebiet sich wiederholt, sind die Hintergrundbedingungen (z.B. natürliches Rauschen, Radiowellen von Rundfunksendern, Mobilfunksender, andere künstliche Strahlungsquellen), die die Messungen beeinflussen, von denen des ersten Bebens abweichend. Hinzu kommt noch, dass verschiedene Forschergruppen mit unterschiedlichen Geräten und Messeinrichtungen mit verschiedenen Diskriminanztechniken und Filtern in verschieden hohen und breiten Frequenzspektren ihre Untersuchungen durchführen.

Unter diesen Voraussetzungen ist es sehr problematisch einen gewissen Konsens zu erreichen, um Forschungsergebnisse vergleichen und bewerten zu können. Außerdem können bei einigen Erdbeben intensive SEM-Anomalien beobachtet werden, bei einigen anderen mit gleicher Magnitude und gleicher Geologie nicht (FREUND 2003). Ein Nachweis der Reproduzierbarkeit der Messergebnisse ist bei diesen Messverfahren zur Erkundung der SEM-Anomalien noch nicht gegeben.

3 METHODIK AUSGEWÄHLTER EM-VERFAHREN IM NIEDERFREQUENZBEREICH

Aufgrund der Vielfalt und Variabilität der elektrischen Parameter im Untergrund existieren in der Geophysik entsprechend viele verschiedene EM-Erkundungsmethoden. Meist werden die EM-Verfahren in der Geophysik wegen der Ableitungen von elektrischen Parametern der Geoelektrik zugerechnet. Im Unterschied zu den konventionellen Messverfahren der Geoelektrik benötigen viele EM-Messverfahren jedoch keinen Bodenkontakt, da sie auf dem Induktionsprinzip beruhen. Die EM-Messverfahren werden heute in eine fast unübersehbare Anzahl von Methoden aufgeteilt, wobei man z.B. nach Art der Quellen (natürliche oder künstliche Anregung) oder nach aufgenommenem Frequenzbereich unterscheiden kann.

Zur Anwendung kommen aktive Messverfahren mit natürlicher oder künstlicher Anregung der EM-Strahlung durch elektrische Felder und passive Messverfahren ohne jegliche Anregung. Zu den aktiven Methoden zählen Frequenzbereichsverfahren (FEM) mit Spulenverfahren wie z.B. Slingram oder Turam mit mindestens je einer Sender- und Empfängerspule und Zeitbereichsverfahren (Transient-EM bzw. TEM). Bei den FEM ist die abhängige Variable eine Funktion der Frequenz f oder der Periodenlänge $T = f^{-1}$ (z.B. scheinbarer spezifischer Widerstand), bei den TEM ist die abhängige Variable eine Funktion der Zeit t (z.B. der Spannungsabfall an einem Messgerät). Andere EM-Verfahren nutzen die durch die Ionosphäre generierten und in den Untergrund induzierten EM-Felder (Magnetotellurik) oder die EM-Wellen leistungsstarker Rundfunksender (VLF-Verfahren).

Wie andere geophysikalische Oberflächenverfahren auch zielen viele EM-Messverfahren auf eine Erkundung geologischer Strukturen (Schichtenaufbau, Diskontinuitäten) und im Untergrund verborgener Objekte ab. Je nach Erkundungsziel und angewandtem Messverfahren variiert die Eindringtiefe (Skintiefe) bzw. das Auflösungsvermögen. Im EM-Spektrum sind Frequenzbereiche im Radarbereich (10^8 bis 10^{10} Hz) und im Radiowellenbereich und Langwellenbereich (10^{-8} bis 10^6 Hz) für die verschiedenen Messverfahren von Bedeutung. Manche EM-Methoden sind für oberflächennahe Erkundungen konzipiert (Hochfrequenzverfahren, z.B. Bodenradar (GPR)), mit anderen EM-Verfahren lässt sich auch die untere Erdkruste erkunden (z.B. Magnetotellurik (MT)). Ebenfalls ist die laterale Variation von geophysikalischen Parametern oder das Orten von im Untergrund verborgenen Objekten mit bestimmten EM-Messverfahren (z.B. VLF-Verfahren) möglich (TELFORD et al. 1990).

Einige heute immer mehr an Bedeutung gewinnende EM-Messverfahren im Niederfrequenzbereich, die auf der Erkundung elektrischer Parameter beruhen, seien im Folgenden kurz charakterisiert. Im Gegensatz hierzu steht die neuentwickelte NPEMFE-Methode, die sich grundsätzlich von den genannten EM-Verfahren unterscheidet. Hierbei werden keine elektrischen Parameter registriert, sondern die aus Mineralen und Gesteinen natürlich emittierten Strahlungen und deren Energien mit entsprechenden Empfangsantennen gemessen (Tab. 1).

Tab. 1: Charakteristiken wichtiger EM-Messverfahren und der NPEMFE-Methode.

Methoden	Strahlungsquelle	Empfänger	Frequenzbereich	Auswertungsmethodik	Anwendungsbereiche
<i>Messung elektrischer bzw. magnetischer Parameter:</i>					
Magnetotellurik (MT)	natürliche Felder (Blitzeinschläge, atmosphärische Prozesse)	2 elektrische und 3 magnetische Komponenten	kHz bis MHz	<ul style="list-style-type: none"> - kontinuierliche Aufzeichnung der E- und H-Feldkomponenten - Fouriertransformation in den Frequenzbereich - Anwendung statistischer Methoden für die Extraktion des Nutzsignals - Berechnung des Impedanztensors $Z(\omega)$ - Inversion $Z(\omega) \rightarrow p(x, y, z)$ 	<ul style="list-style-type: none"> - Kohlenwasserstoffexploration - Erzprospektion - Erforschung der Lithosphäre
Radiomagnetotellurik (RMT)	lokale Radiosender	2 elektrische und 3 magnetische Komponenten	10 kHz bis 1 MHz	<ul style="list-style-type: none"> - Auswertung analog zur klassischen MT - durch die Registrierung von mehreren Radiosignalen ist Tiefeninformation vorhanden - in der Regel 2D- oder Pseudo-2D-Inversionen 	<ul style="list-style-type: none"> - Deponien - Grundwasser - instabile Hänge
VLF-Verfahren	leistungsstarke Kurzwellensender (für U-Boot-Kommunikation)	in der Regel H_x - und H_z -Komponente	10 bis 30 kHz	<ul style="list-style-type: none"> - ist das Verhältnis $H_y/H_z > 0$, muss eine laterale Inhomogenität vorliegen - in der Regel wird nur eine einzelne Frequenz gemessen - laterale Variationen können gut kartiert werden, Extraktion von Tiefeninformationen ist schwierig 	<ul style="list-style-type: none"> - Deponien - Grundwasser - instabile Hänge
<i>Messung geogener EM-Emissionen und deren Impulsenergien:</i>					
NPEMFE	Minerale und Gesteine	Dipol-Antenne Bohrlochsonde	5 bis 50 kHz	<ul style="list-style-type: none"> - Filterung zur Extraktion des Nutzsignals - <i>impulse averaging</i>-Technik - Abgrenzung von Bereichen mit Spannungsumlagerungen 	<ul style="list-style-type: none"> - Rutschungen - Bergsenkungen - Firstschläge - aktive tektonische Störungen

3.1 Frequenzbereichsverfahren (FEM)

Bei den Frequenzbereichsverfahren (FEM) wird künstlich EM-Energie induktiv in den Untergrund eingespeist, z.B. mit Hilfe einer Sendespule oder langen linienförmigen Leitern. Die Eindringtiefe des induzierten Stromsystems hängt von der Frequenz des Sendesignals und des Spulenabstandes ab. Man kann also über die Variation der Sendefrequenz die Eindringtiefe variieren und damit Aussagen über die Tiefenvariation der elektrischen Leitfähigkeit erhalten (Frequenz-Tiefensondierung). Andererseits kann man auch durch Änderung des Abstandes zwischen Sende- und Empfangsspule die Erkundungstiefe variieren. Der genutzte Frequenzbereich liegt meist zwischen 10^2 und 10^4 Hz. Die EM-Wechselfelder rufen aufgrund von Induktionswirkungen in leitfähigen Strukturen des Untergrundes Wirbelstromsysteme hervor, die wiederum ein sekundäres EM-Feld erzeugen (Abb. 6). Ein aus Primär- und Sekundärfeld resultierendes Gesamtfeld wird registriert und erlaubt Aussagen zu Leitfähigkeiten im Untergrund. Nach der Geometrie der Messanordnung bzw. dem Typ und der Frequenz der Feldquelle eignen sich verschiedene Verfahren für unterschiedliche Aufgabenstellungen (z.B. Slingram oder Turam) (LOWRIE 1997).

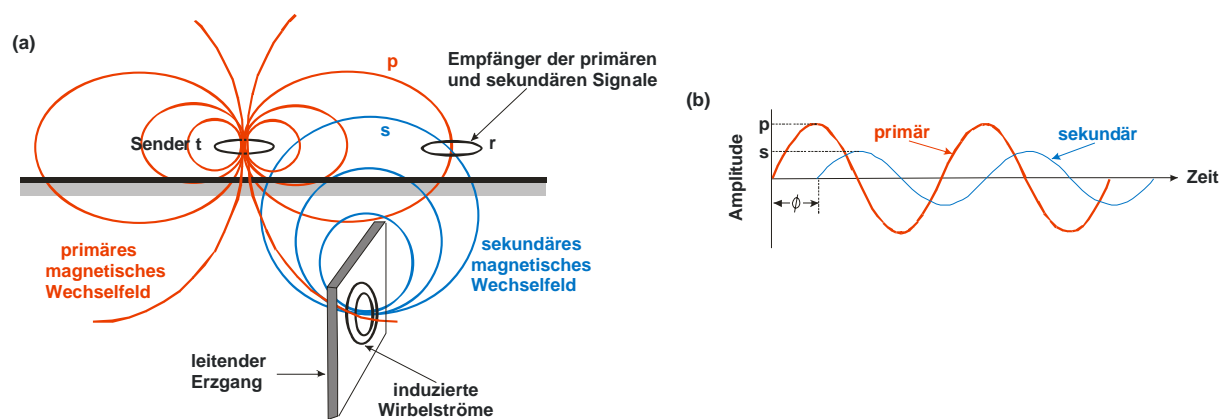


Abb. 6: Prinzipskizze der EM-Induktion bei den FEM-Verfahren mit einem von der Sendespule erzeugten Primärfeld und von einer Leitfähigkeitsanomalie (z.B. gangförmige Vererzung) generiertem Sekundärfeld (LOWRIE 1997 mit Änderungen).

3.2 Zeitbereichsverfahren (TEM)

Die Zeitbereichsverfahren (TEM) sind aktive EM-Messmethoden, die den Abklingvorgang eines von einem EM-Sender erzeugten Feldes nach dem Abschalten registrieren. Von einer horizontalen Sendespule wird ein gepulstes primäres Magnetfeld erzeugt, wodurch in darunter befindlichen Leitern Wirbelströme induziert werden, die ihrerseits ein sekundäres Magnetfeld erzeugen. Das zeitliche Abklingen wird von zwei übereinanderliegenden Empfängerspulen aufgenommen, und die daran anliegenden Spannungen werden gemessen, was Rückschlüsse auf die Leitfähigkeitsverteilung erlaubt.

3.3 Magnetotellurik (MT) und Audio-Magnetotellurik (AMT)

Die Magnetotellurik (MT) nutzt zur Tiefensondierung natürliche EM-Wechselfelder unterschiedlicher Frequenzen. Diese Felder gehen auf magnetische Variationen bzw. tellurische elektrische Stromsysteme zurück, die mit Stromsystemen in der Ionosphäre sowie der Gewittertätigkeit verknüpft sind. Die Wellen dringen mit Hilfe von geerdeten Elektroden sowie Induktionsspulen oder Magnetometern in den Untergrund ein und induzieren in leitfähigen Strukturen Stromsysteme, die wiederum EM-Felder erzeugen. Die Summe der Felder wird gemessen und erlaubt aufgrund des breiten Frequenzbandes der Quellen Aussagen zu Strukturen in Tiefen von einigen Zehnermetern bis hin zur tiefen Erdkruste (LOWRIE 1997).

Die Audio-Magnetotellurik (AMT) funktioniert von der Theorie her im Prinzip genauso wie die MT, es werden aber höhere Frequenzen des B -Feldes verwendet. Man erhält somit eine verbesserte Auflösung der oberflächennahen Bereiche.

3.4 Radiowellen-Verfahren (VLF, VLF-R und RMT)

Bei diesen Methoden werden EM-Felder von leistungsstarken Radiosendern im Ultralangwellenbereich mit sehr niedrigen Frequenzen (15 bis 25 kHz) gemessen. Die Antennen dieser Sender erzeugen in größerem Abstand (einige 100 km) im Untergrund EM-Felder, die fast vollständig in der horizontalen Ebene linear polarisiert sind. Das heißt, es besteht über einem horizontal geschichteten Untergrund nur ein radiales elektrisches Feld E_x und ein tangenciales horizontales magnetisches Feld H_y . Mit dem VLF-Verfahren (Very-Low-Frequency) werden bevorzugt steilstehende Strukturen mit starken Widerstandskontrasten untersucht (Abb. 7). Im Bereich eines elektrisch gut leitenden Störkörpers (z.B. verlehnte Störungszone) werden diese horizontal verlaufenden magnetischen Feldlinien abgelenkt. Das Feld wird geneigt. Bei der VLF-Neigungswinkelmethode wird die Neigung des Magnetfeldes gemessen. Die Messgrößen sind der Neigungswinkel des Magnetfeldes und die Phasenverschiebung des sekundären gegen das primäre Magnetfeld. Als Messgerät dienen im wesentlichen zwei gekreuzte Ferritkernspulen.

Beim VLF-R-Verfahren (Very-Low-Frequency-Resistivity) wird zusätzlich zum magnetischen Feld das dazu senkrechte horizontale elektrische Feld mit geerdeten Elektroden registriert. Aus beiden vermessenen Komponenten werden der scheinbare spezifische Widerstand und die Phasenverschiebung zwischen magnetischem und elektrischem Feld berechnet. Diese Methode eignet sich sehr gut zur schnellen und flächendeckenden Kartierung einfacher geologischer Strukturen (z.B. eine lehmige Deckschicht auf mächtigem Felsgestein).

Werden bei der Anwendung des VLF-R-Verfahrens noch höhere Frequenzen (bis zu einigen hundert kHz) benutzt, spricht man von Radio-Magnetotellurik (RMT) (TELFORD et al. 1990).

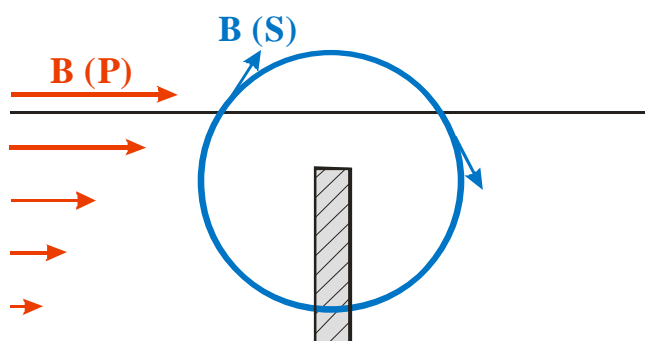


Abb. 7: Magnetisches Primärfeld $B(P)$ und induziertes Sekundärfeld $B(S)$ über einem guten Leiter (BERCKHEMER 1997).

3.5 NPEMFE-Methode (Natural Pulsed Electromagnetic Field of Earth)

Die zeitliche und räumliche Verteilung des EM-Erdfeldes kann mit passiven Messverfahren ohne jegliche Anregung der EM-Felder mit unterschiedlichen Aufnahmetechniken der Messgeräte und entsprechenden Empfängern registriert werden. Im Gegensatz zu den aktiven Messmethoden lassen sich aus den Messungen keine elektrischen Parameter (Feldstärke, Widerstandsverteilung o.ä.) ableiten, sondern Größen des Energietransportes durch natürlich entstehende EM-Wellen. Passive Messverfahren haben bisher noch keinen Eingang in die allgemeingültig anerkannten EM-Methoden

finden können, da die Messergebnisse sich z.Z. noch nicht auf hinreichend fundierten naturwissenschaftlichen Grundlagen stützen lassen.

Bei Betrachtungen zum Energietransport ist die periodische Zeitabhängigkeit von untergeordnetem Interesse. Stattdessen wird der messtechnisch zuverlässiger erfassbare zeitliche Mittelwert der Intensität I verwendet. Die beiden wichtigsten Messparameter bei den passiven Verfahren zur Ermittlung der Intensität I und daraus abgeleitete Parameter sind der aufzunehmende Frequenzbereich der EM-Emissionen ω und die Aufnahmezeit ΔT . Bei der Registrierung von bestimmten Frequenzbereichen werden bestimmte Filtertechniken angewandt, um möglichst nur die geogenen Impulse zu erhalten. Das gefilterte elektrische Feld $E_f(t)$ zur Zeit t in Bezug zum tatsächlich herrschenden elektrischen Feld E_m kann mit (4.1) und (4.2) beschrieben werden (GERSHENZON & BAMBAKIDIS 2001):

$$E_f(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} E(\omega) g(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (4.1)$$

$$E_m \left[\frac{1}{\Delta T} \int_0^{\Delta T} E_f(t) F_f^*(t) dt \right]^{1/2} \quad (4.2)$$

mit: $E(\omega)$: Fourier-Komponente (i. e. Spektraldichte)
 ω : Frequenz des elektrischen Feldes an der Lokation des Messgerätes
 $g(\omega)$: Filterfunktion
 ΔT : Aufnahmezeit.

Ist $\Delta T \gg \Delta t$, erscheinen N elektrische Impulse zufällig über diese Zeit verteilt im Messpunkt. Das durchschnittliche Feld von N gleichen Impulsen wird durch seine zufällige Verteilung als $N^{1/2}$ eingestuft. Ist aber $\Delta T \ll \Delta t$, dann gibt es eine beträchtliche "Totzeit", in der das Messgerät gar kein Signal empfängt. Das reduziert das durchschnittliche Signal erheblich. Damit hängt es sehr stark von der verwendeten Messtechnik ab, ob eine EM-Anomalie registriert wird oder nicht.

Da Anomalien im niederfrequenten Bereich (ULF, ELF und VLF) einen Impuls-Charakter besitzen, ist die Impulsdurchschnittsermittlung ("impulse averaging") die geeignetste Methode, um diese Anomalien zu registrieren. "impulse averaging" registriert die "Totzeit" zwischen den Impulsen nicht mit und erfordert nur eine geringe Aufnahmezeit.

Mit einem speziell auf die Anforderungen der NPEMFE-Methode entwickelten Messgerät, dem "Cereskop", sollen lokale Spannungszustände im Gelände ohne Bodenkontakt mittels einer Richtantenne quantitativ abgeschätzt werden können (Kap. 4).

4 DIE ERKUNDUNG DES SEM-PHÄNOMENS DURCH ANWENDUNG DER NPEMFE-METHODE MITTELS DER "CERESKOPIE"

Die natürlichen instationären EM-Felder der Erde sind in einem weiten Frequenzspektrum und mit sehr unterschiedlich hohen Energien nachweisbar. Durch die Entwicklung eines speziell auf die natürlichen EM-Signale im Niederfrequenzbereich abgestimmten portablen Messgerätes soll der mechanische Spannungszustand der Erdkruste über die gemessenen EM-Emissionen mit einer Richtantenne erfasst werden. Bei der Messung der Strahlungsleistung der natürlichen EM-Emissionen ist die Strahlung als Vorgang das Messobjekt (DIN 1913-1). Über die Intensität der Strahlung werden im Rahmen dieser Arbeit mögliche Rückschlüsse auf den mechanischen Spannungszustand des Untergrundes gezogen.

Nach der Entwicklung und Erprobung bei der Fa. Ceres GmbH, Staffort/Baden, in Zusammenarbeit mit dem Fachbereich Angewandte Geologie der Universität Heidelberg unter der Leitung von Prof. Dr. W. DACHROTH und Dr. H. OBERMEYER und dem Unternehmen für Entwicklung und Bau von wissenschaftlichen Messgeräten "Slawische Brücke" in Dnjeprpetrowsk, Ukraine, unter der Leitung von Prof. Dr. S. VAGIN erhielt das Messgerät den Produktnamen "Cereskop¹". Seit Frühling 2000 wird das "Cereskop" als weltweit erstes handhabbares NPEMFE-Messgerät kommerziell angeboten. Aufgrund der in Kap. 2 angesprochenen Problematik bezüglich der noch nicht ausreichend entwickelten theoretischen Grundlagen ist das Verfahren zur Zeit nur auf Basis der Kenntnis des SEM-Phänomens einsetzbar.

Das "Cereskop" ist ein mikroprozessor-gesteuertes registrierendes Messgerät² zur Erfassung natürlicher geogener EM-Emissionen und dient der Erforschung der Frequenzcharakteristik und des Amplitude/Zeit-Verhaltens dieser EM-Felder (Abb. 8 und 9). Nach Herstellerangaben kann es sowohl unter Labor- als auch unter Feldbedingungen eingesetzt werden.

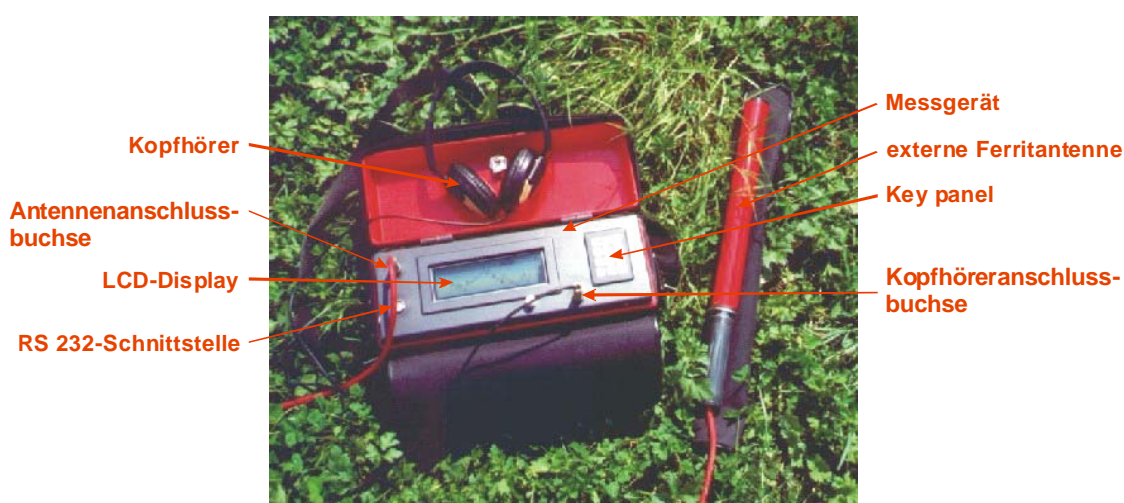


Abb. 8: Das "Cereskop"-Messequipment.

¹ Das Cereskop® ist eingetragenes Warenzeichen der Fa. Ceres GmbH, Staffort
² registrierendes Messgerät im Sinne der DIN 1319-2, 3.1.2 (1996)

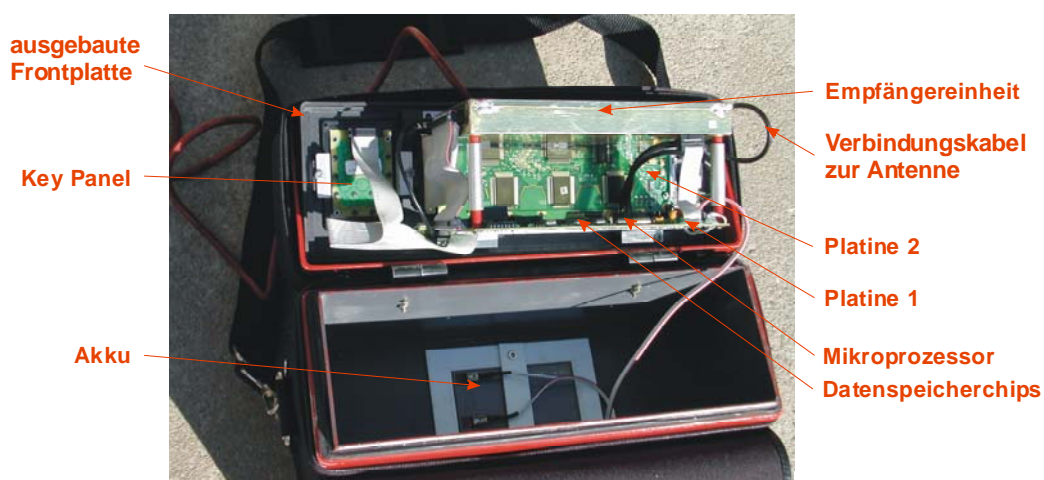


Abb. 9: Bauteile der "Cereskop"-Zentraleinheit (Frontplatte ausgebaut).

Das Gerät besteht aus einem breitbandigen, hochempfindlichen Empfänger mit externer Stabantenne, einem Analog/Digital-Wandler, der digitalen Logikschaltung, einem Datenspeicher (RAM), und einer RS 232-Schnittstelle zur Übertragung der Messdaten an einen Standard-PC (Rechner mit Windows-Betriebssystem). Diese Bauteile sind in einem gemeinsamen Gehäuse untergebracht. Die Steuerung erfolgt über ein wasserdichtes Key-Panel mit zwölf Drucktasten. Die Anzeige der Systemparameter und der Messdaten erfolgt auf einem LCD-Grafikbildschirm. Zur Überwachung des akustischen Empfangs kann ein Kopfhörer verwendet werden. Die Messungen können in drei Richtungen (x und y = horizontal, z = vertikal) durchgeführt werden, um die Richtung der größten Hauptspannung σ_1 bzw. kleinsten Hauptspannung σ_3 zu erkunden.

Das "Cereskop" kann bequem am Körper getragen werden. Bei Messung der vertikalen Einstrahlung kann die Stabantenne am Gürtel des Operators befestigt werden, so dass dieser beide Hände frei hat. Die Messergebnisse werden graphisch in Form von Ganglinien dargestellt, deren x -Achsen dem jeweils zurückgelegten Weg entsprechen. Das Abmessen der Abstände erfolgt im einfachsten Fall durch Schrittezählen und Vergleich markanter Punkte im Gelände und auf der Karte (OBERMEYER 1999b).

4.1 Technische Daten des "Cereskopes"

Die Abmessungen des "Cereskopes" betragen 330 x 110 x 200 mm. Das Gewicht des Messgerätes ohne Antenne beträgt 2,9 kg. Der Empfänger besitzt ein EM-Aufnahmespektrum im Frequenzgang zwischen 5,0 und 50,0 kHz (Bandbreite des Quellsignals). Damit liegen die Messungen nach Radiowellenterminologie im VLF-Bereich (very low frequency; < 30 kHz) und im LF-Bereich (low frequency; >30 kHz). Die Frequenzstabilität liegt bei < 5 dB, und die Empfindlichkeit des Empfängers beträgt bei 10 kHz < $0,5 \times 10^{-5} \text{ Am}^{-1}$. Die Dauer einer Messung beträgt 0,1 s. Als Richtantenne zum Empfang der EM-Emissionen wird eine externe 30 cm-Dipol-Stabantenne mit Ferritkern verwendet. Das Eingangssignal besitzt eine steuerbare Filterung mit vier wählbaren Filtertypen, womit sowohl schmalbandige als auch breitbandigere Störsignale weitgehend eliminiert werden können. Durch die Filterung der EM-Signale soll eine Optimierung des Signal-Rauschen-Verhältnisses (*signal/noise ratio*) erreicht werden. Bandpass-, Tiefpass- und Hochpassfilter dienen zur Filterung breitbandiger

Störungen, während der Doppelnotchfilter schmalbandige Störsignale filtern soll. Über die "Cereskop"-Folientastatur können zwei verschiedene Frequenzen (Frequenz 1 und 2) einprogrammiert werden, welchen je nach verwendetem Filtertyp unterschiedliche Bedeutung zukommen (Tab. 2).

Tab. 2: "Cereskop"-Filtertypen.

Filtertyp	Wirkung
Bandpassfilter	Tiefe Frequenzen < Frequenz 1 und hohe Frequenzen > Frequenz 2 werden durch mittelsteile Filter eliminiert.
Tiefpassfilter	Hohe Frequenzen > Frequenz 2 werden durch einen mittelsteilen Tiefpassfilter eliminiert. Über Frequenz 1 wird darüberhinaus ein steiler Notchfilter definiert.
Hochpassfilter	Niedrige Frequenzen < Frequenz 1 werden durch einen mittelsteilen Hochpassfilter eliminiert. Über Frequenz 2 wird darüberhinaus ein steiler Notchfilter definiert.
Doppelnotchfilter	Innerhalb des gesamten Frequenzspektrums stehen zwei steile Notchfilter zur Verfügung, die über Frequenz 1 und 2 definiert werden.

Um optimale Messergebnisse über ein ideales Signal-Rauschen-Verhältnis zu erhalten, können neben dem Filtertyp auch die Einstellparameter Verstärkung g , Diskriminanzlinie d und Frequenzbereich f variiert werden. Die Schwierigkeit der Einstellung liegt hierin, die Parameter einerseits nicht zu sensibel einzustellen, um jedes technische Störsignal mitzumessen, andererseits die Parameter so zu definieren, dass die Messwerte genügend hoch über der Ansprechschwelle liegen. Erst mit größerer Erfahrung des Operators können qualitativ gute Messergebnisse erzielt werden.

Die Auswertelogik misst die EM-Signale im Frequenzbereich zwischen 5,0 und 50,0 kHz und kann die Signale über fünf verschiedene Systemparameter darstellen. Die "Cereskop"-Parameter A bis E beinhalten die Impulsrate [counts/s] (Parameter A), die geogenen Impulspakete (Parameter B), die mittlere Amplitude (Parameter C), die Impulsenergie (Parameter D) und die durchschnittlich ermittelte Frequenz [kHz] (Parameter E) (Tab. 3). Die aufgenommenen Daten werden in einem gepufferten RAM gespeichert. Die Messergebnisse können numerisch oder graphisch im *auto ranging* auf dem LCD-Display dargestellt werden. Die Akkuladeanzeige sowie die Speicherzustandsanzeige werden ständig auf dem Display angezeigt.

Tab. 3: "Cereskop"-Parameter.

Parameter	Messgröße
A	Messen aller während der Messdauer die Diskriminanzlinie überschreitenden Impulse
B	Messen aller während der Messdauer erkannten Impulspakete ("bursts")
C	Messen der mittleren Amplitude der erkannten Impulspakete ("bursts")
D	Messen der Energie der erkannten Impulspakete ("bursts")
E	Messen der mittleren Frequenz der erkannten Impulspakete ("bursts")

Für die im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten "Cereskop"-Untersuchungen hat sich Parameter D (Impulsenergie) als der aussagekräftigste Parameter herausgestellt und wird hier entsprechend dargestellt.

Als zusätzliche Ausrüstung für "Cereskop"-Messungen in Bohrlöchern ist eine Bohrlochsonde konstruiert worden. Über ein 120 m langes Messkabel ist die Sonde mit der Basiseinheit des "Cereskopes" verbunden. Das vieradrige Messkabel ist mit Stahl ummantelt, um eine ausreichend hohe Zugfestigkeit zu erreichen. Die Sonde selbst besteht aus einer Ferrit-Antenne, die mit einem

massiven und wasserdichten Stahlmantel umhüllt ist. Der Durchmesser der Sonde beträgt 45 mm, die Länge 450 mm, so dass z.B. Inklinometerrohre DN 55 bis zu einer Rohrdeformation von wenigen cm problemlos befahren werden können.

Vom RAM-Arbeitsspeicher des "Cereskopes" werden die Messdaten über ein Datenübertragungskabel mit 10-Pol-Stecker am "Cereskop" und RS-232-Schnittstelle am PC übertragen. Die Daten können über die von Fa. Slawinsky Most (Slawische Brücke), Dnjeprpetrowsk, Ukraine, entwickelte Software "Simeiz VS" eingelesen und dargestellt werden. Über ein in die Tabellenkalkulation-Software "Microsoft Excel" einprogrammiertes *add-in* können die Messdaten heute problemlos auch über RS 232 in jeden Windows-Rechner eingelesen werden. Die eingelesene Tabelle baut sich aus den einzelnen Messschritten und den zugehörigen Messwerten der Parameter A bis E, ein eventuell definierter Azimutwinkel der Antenne und der Messuhrzeit auf. Über ein zusätzliches Kommentarfeld lassen sich die messtechnischen Einstellungen (Verstärkung, Diskriminanzlinie, Filtertyp und definierte Frequenzen) einblenden (Abb. 10).

The screenshot shows a Microsoft Excel spreadsheet with the following data:

1	Object - Westl. ORG, Profile - 15f, 04.01.2003 15:49:39										
2	Picket	ParametrA	ParametrB	ParametrC	ParametrD	ParametrE	Azimuth	Time			
3	0	529	38	100	8221	22	0	04.01.2001 14:14			
4	1	532	37	101	7944	22	0	04.01.2001 14:14			
5	2	489	53	104	7863	22	0	04.01.2001 14:14			
6	3	518	51	103	8300	22	0	04.01.2001 14:14			
7	4	544	37	101	7848	22	0	04.01.2001 14:14			
8	5	543	48	99	7624	22	0	04.01.2001 14:14			
9	6	538	42	100	8211	22	0	04.01.2001 14:14			
10	7	538	51	100	8103	22	0	04.01.2001 14:14			
11	8	521	40	102	8592	22	0	04.01.2001 14:14			
12	9	526	38	102	8600	22	0	04.01.2001 14:14			
13	10	518	39	102	8137	22	0	04.01.2001 14:14			
14	11	521	36	103	8338	22	0	04.01.2001 14:14			
15	12	481	45	104	8181	22	0	04.01.2001 14:14			
16	13	500	36	100	7948	22	0	04.01.2001 14:14			
17	14	498	48	104	7939	22	0	04.01.2001 14:14			
18	15	526	42	103	8090	22	0	04.01.2001 14:14			
19	16	513	38	101	7942	22	0	04.01.2001 14:14			
20	17	522	43	103	8325	22	0	04.01.2001 14:14			
21	18	517	46	102	7864	22	0	04.01.2001 14:14			
22	19	498	44	103	7967	22	0	04.01.2001 14:14			
23	20	504	48	105	8291	22	0	04.01.2001 14:14			
24	21	488	48	105	8300	22	0	04.01.2001 14:14			
25	22	527	42	105	8668	22	0	04.01.2001 14:14			
26	23	521	40	103	8450	22	0	04.01.2001 14:14			
27	24	493	55	105	7898	22	0	04.01.2001 14:14			
28	25	526	40	102	8154	22	0	04.01.2001 14:14			
29	26	500	47	103	8057	22	0	04.01.2001 14:14			
30	27	538	50	101	7794	22	0	04.01.2001 14:14			
31	28	512	53	101	8122	22	0	04.01.2001 14:14			
32	29	533	39	99	8073	22	0	04.01.2001 14:14			
33	30	539	47	101	7738	22	0	04.01.2001 14:14			

Summary box content:

- Average: 1
- Gain>: 4, Gain<: 4,
- Gain: 7
- Diskr>: 36, Diskr<: 36,
- Diskr: 48
- FilterType: 1, Frq1: 5000,
- Frq2: 25000

Abb. 10: In "Microsoft Excel" eingelesene "Cereskop"-Daten im Windows-Rechner.

4.2 "Impulse averaging"-Technik

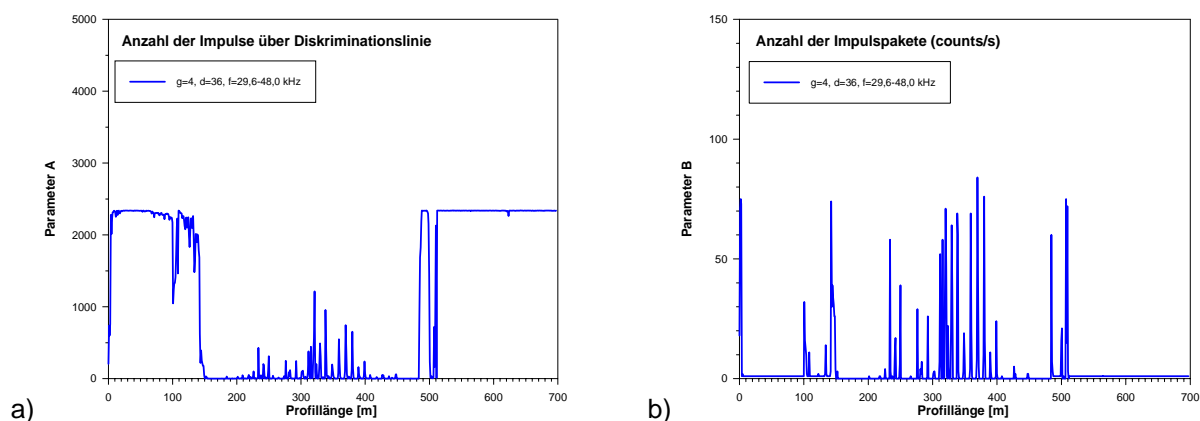
Um SEM-Anomalien im VLF- und RF-Bereich zu erkunden, kommen bei Feldmessungen in der Erdbebenforschung meist zwei Messtechniken zur Anwendung. Bei der "simple averaging"-Technik werden alle empfangenen EM-Signale während der Akquisitionszeit gemittelt. Die "impulse averaging"-Technik eignet sich besser zur Erkundung von SEM-Anomalien. Sie basiert auf der Grundlage, dass nur die brauchbaren (geogenen) Signale aufgenommen werden. Im Gegensatz zum

Rauschen (*noise*), dessen Signale kontinuierlich gepulst sind, weisen die geogenen Signale eine fehlende Periodizität auf und sind unregelmäßig gepulst. Bei dieser Technik werden nur die mit bestimmten Filtertechniken gefilterten und gemittelten Signale über einer prädefinierten Intensitätshöhe (Diskriminanzlinie) gemessen. Die Zeit zwischen den Impulsen, die sog. Totzeit, bleibt bei den Messungen unberücksichtigt. Damit reagiert die "impulse averaging"-Technik wesentlich empfindlicher als die "simple averaging"-Technik (GERSHENZON & BAMBAKIDIS 2001).

Auch bei der "Cereskopie", die auf der "impulse averaging"-Technik basiert, ist es von enormer Bedeutung für die Qualität der Messergebnisse Verstärkung und Diskriminanzlinie optimal zu kalibrieren. Hierzu muss die Diskriminanzlinie einerseits gering genug gewählt werden, um auch kleinere Impulse mitaufzunehmen, andererseits hoch genug gewählt werden, um ein geeignetes Signal-Rauschen-Verhältnis zu erhalten.

4.3 Kalibrierung und Reproduzierbarkeit der Messergebnisse

Im Erdölfeld "Vogtei" westlich Nienburg/Weser in Niedersachsen wurde ein 700 m langes "Cereskop"-Profil aufgenommen, um tektonische Störungszonen zu erkunden. Es wurden die "Cereskop"-Parameter A, B, C, D und E einzeln betrachtet, um die Charakteristiken dieser Parameter zu analysieren. Eindeutig zeigt sich ein Zusammenhang zwischen den Parametern A, C, D und E. Anomalien, die vermutlich als breite Störungsbereiche zu interpretieren sind, sind in diesen vier Parametern zwischen 0-150 und 480-700 Profilm Metern klar herausgestellt (Abb. 11). Während die Parameter A und E in diesen Abschnitten ein Plateausignal aufweisen, sind in den Parametern C und D kleinere und größere Schwankungen auf z.T. kurzen Distanzen erkennbar. Parameter B hingegen zeigt in den Anomaliebereichen keine Auffälligkeiten, wohingegen im mittleren Bereich vereinzelte Peaks zu finden sind. Hier ist zu berücksichtigen, dass bei starker geogener Einstrahlung die Impulspakettichte so groß werden kann, dass die Impulspakete den Großteil des Messzeitfensters erfüllen und in ihrer Anzahl wieder stark abnehmen. Im Extremfall kann durch die Auswertelogik kein Impulspaket erkannt werden, da das gesamte Messzeitfenster ein einziges Impulspaket darstellt. Wegen dieser Problematik blieb Parameter B in der vorliegenden Arbeit unberücksichtigt. Parameter D erwies sich in der Testphase als das aussagekräftigste und wird entsprechend in den Feld- und Labormessungen der vorliegenden Arbeit interpretiert.



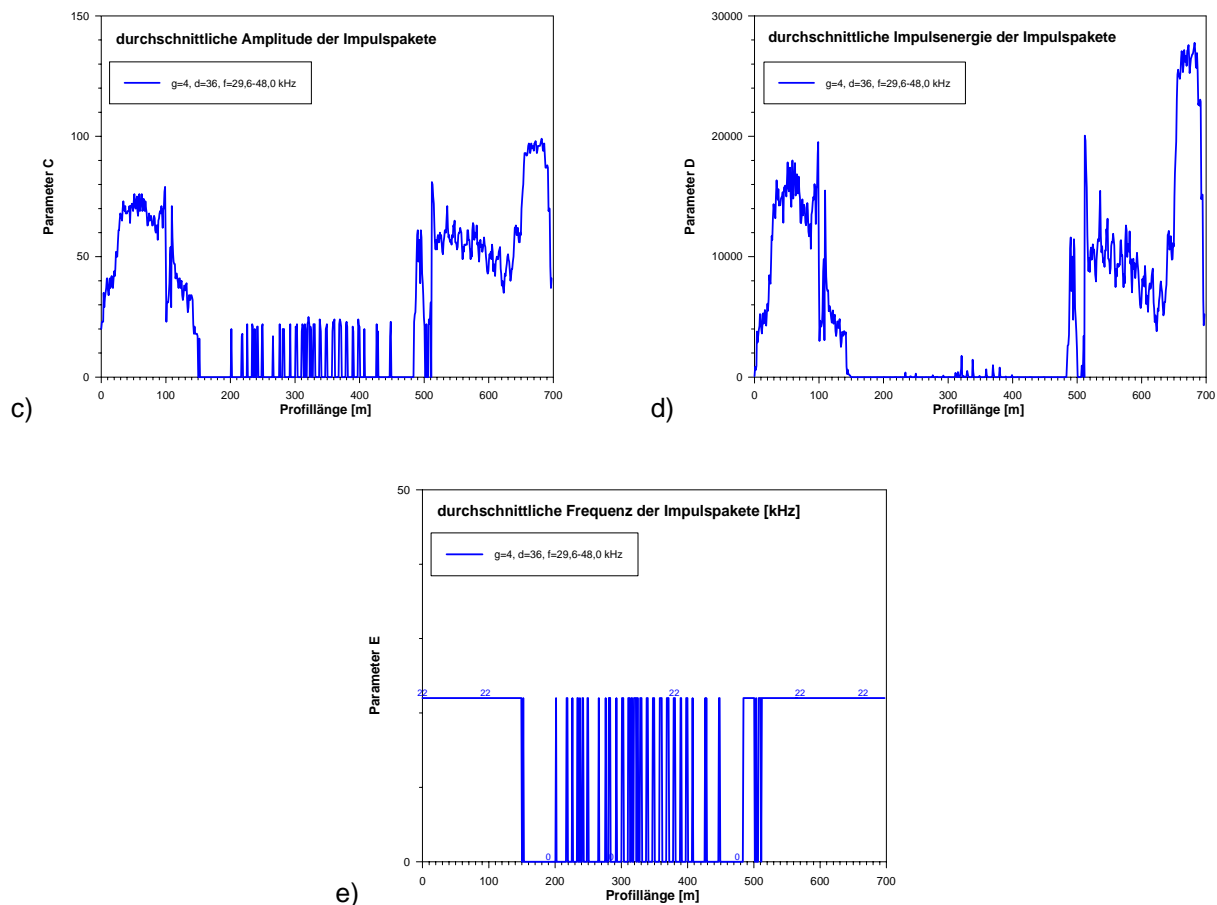


Abb. 11: Darstellung der "Cereskop"-Parameter A bis E.
(Bsp. Geologische Störungszone in Erdölfeld in Norddeutschland)

Um Messabweichungen am Messgerät festzustellen, wird ein Kalibrieren (Einmessen) des Messverfahrens durchgeführt. Hierzu wurden mit dem "Cereskop" Versuchsmessungen unter Wiederholbedingungen (derselbe Operator, dasselbe Messgerät, derselbe Untersuchungsort) und unter Vergleichsbedingungen (verschiedene Operatoren, verschiedene Messgeräte, verschiedene Untersuchungsorte) in Anlehnung an DIN 1319-3 durchgeführt.

Die Präzision¹ (Reproduzierbarkeit) eines Messverfahrens kann über die Abweichung der Messwerte bei Mehrfachmessungen unter Wiederholbedingungen bestimmt werden. Hierfür wurde mit den gleichen Geräteeinstellungen beispielsweise entlang der Moseluferstraße bei Traben-Trarbach ein Profil durch ein mehrere hundert Meter breites Rutschareal gelegt (Abb. 12). Das Diagramm zeigt eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den Messreihen. Bei sämtlichen Mehrfachmessungen war die Präzision bei gleichbleibenden Hintergrundbedingungen stets sehr hoch.

¹ Präzision als Oberbegriff für die (quantitativen) Größen Wiederholstandardabweichung, Wiederholbarkeit, Vergleichsstandardabweichung und Vergleichbarkeit nach DIN 1319-3

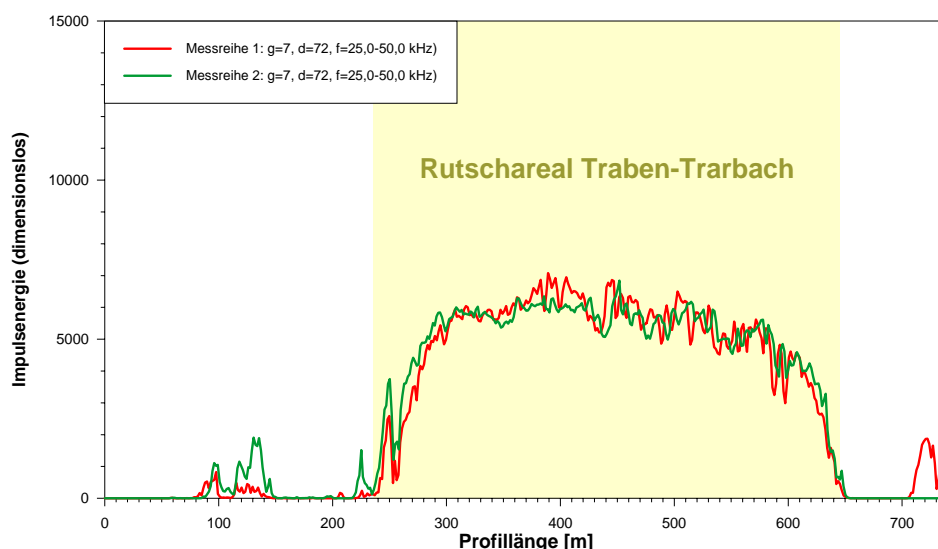


Abb. 12: Reproduzierbarkeit zweier "Cereskop"-Messreihen.

Um den Einfluss des verwendeten Messbereiches innerhalb des Frequenzspektrums von 5 bis 50 kHz abzuschätzen, wurden zwei Messreihen in einem Rutschareal bei Pünderich an der Mosel mit verschieden hohen Frequenzbereichen bei sonst gleichen Geräteparametern aufgenommen (Abb. 13). Die Messreihe im niedriger gewählten Frequenzbereich (11,4-25,0 kHz) zeigt eine höhere Impulsenergieintensität als die Messreihe im höheren Frequenzbereich (29,0-50,0 kHz). Obwohl höherfrequente Strahlungen energiereicher sind als niedrigfrequente, verhält es sich hier umgekehrt. Wahrscheinlich können im niedrigen Frequenzbereich EM-Emissionen aus größeren Tiefen mit längeren Wellenlängen registriert werden, was im Empfänger zu einer Kumulation der registrierten EM-Impulse und damit zu einer Erhöhung der Impulsenergie führt. Anscheinend spielt die Mächtigkeit der emittierenden Gesteinsschichten eine größere Rolle als der geringfügig veränderte Frequenzbereich. Profilaufnahmen im höheren Frequenzbereich stellen somit mehr oberflächennahe Messungen dar.

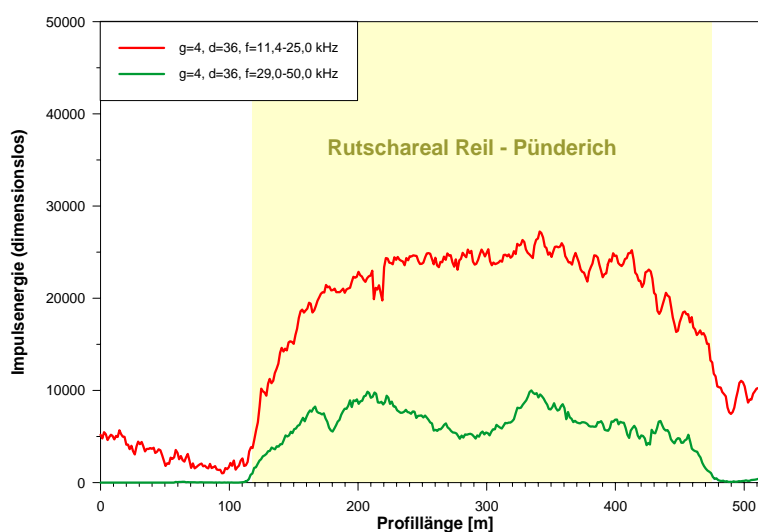


Abb. 13: "Cereskop"-Messung in unterschiedlichen Frequenzbereichen in einem Rutschareal.

Auch Messungen im Bereich von bekannten künstlichen EM-Quellen in verschiedenen Frequenzbändern weisen die erkundeten Intensitätsunterscheide auf. Bei einer Messung in zwei verschiedenen hohen Frequenzbereichen beim Queren einer 380 kV-Hochspannungs-Überlandleitung zeigt die Messreihe im tieffrequenten Bereich eine höhere Intensität der Impulsenergie. Außerdem werden die EM-Signale im tieffrequenten Bereich schon in 120 m Entfernung von der Trassenmitte registriert, während das Profil im höherfrequenten Bereich erst in unmittelbarer Nähe (wenige Zehnermeter) der Hochspannungstrasse eine Anomalie aufweist (Abb. 14). Es ist bekannt, dass auch das elektrische Feld E bei 380 kV-Hochspannungs-Überlandleitungen bis 120 m messbar ist.

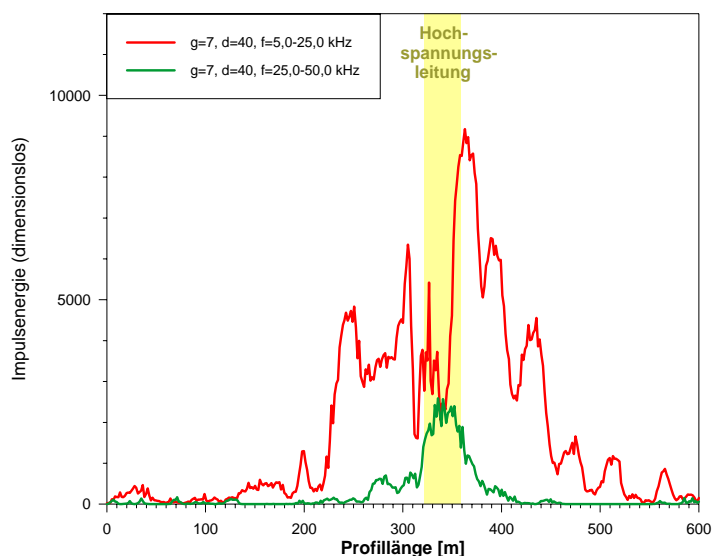


Abb. 14: "Cereskop"-Messung in unterschiedlichen Frequenzbereichen senkrecht zu einer 380 kV-Hochspannungs-Überlandleitung.

Da die "Cereskop"-Messungen auch von der natürlichen Hintergrundstrahlung der Erde und deren Tages- und Jahresgang abhängig sind (Kap. 5), wurden Profilaufnahmen auch zu unterschiedlichen Tages- und Jahreszeiten vorgenommen. Es zeigt sich meist ein hoher Grad an Übereinstimmung, selbst wenn mehrere Monate oder Jahre zwischen zwei Messreihen liegen (Abb. 15). Bei Abweichungen in den Messreihen kann ohne Vergleichsmessungen mit anderen Erkundungsmethoden jedoch nicht ausgesagt werden, ob diese durch Spannungsumlagerungen im Untergrund oder durch Änderungen in den Randbedingungen (Hintergrundstrahlung u.a.) verursacht wurden. Steht kein zweites Referenz-Messgerät zur Verfügung, sind zur Erzielung zuverlässiger Messergebnisse mehrere Messreihen zu unterschiedlichen Messzeitpunkten unbedingt erforderlich.

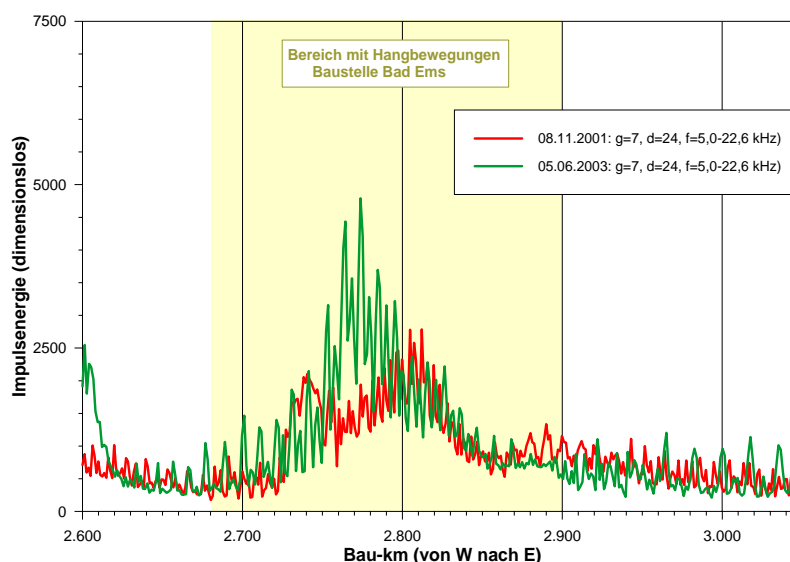


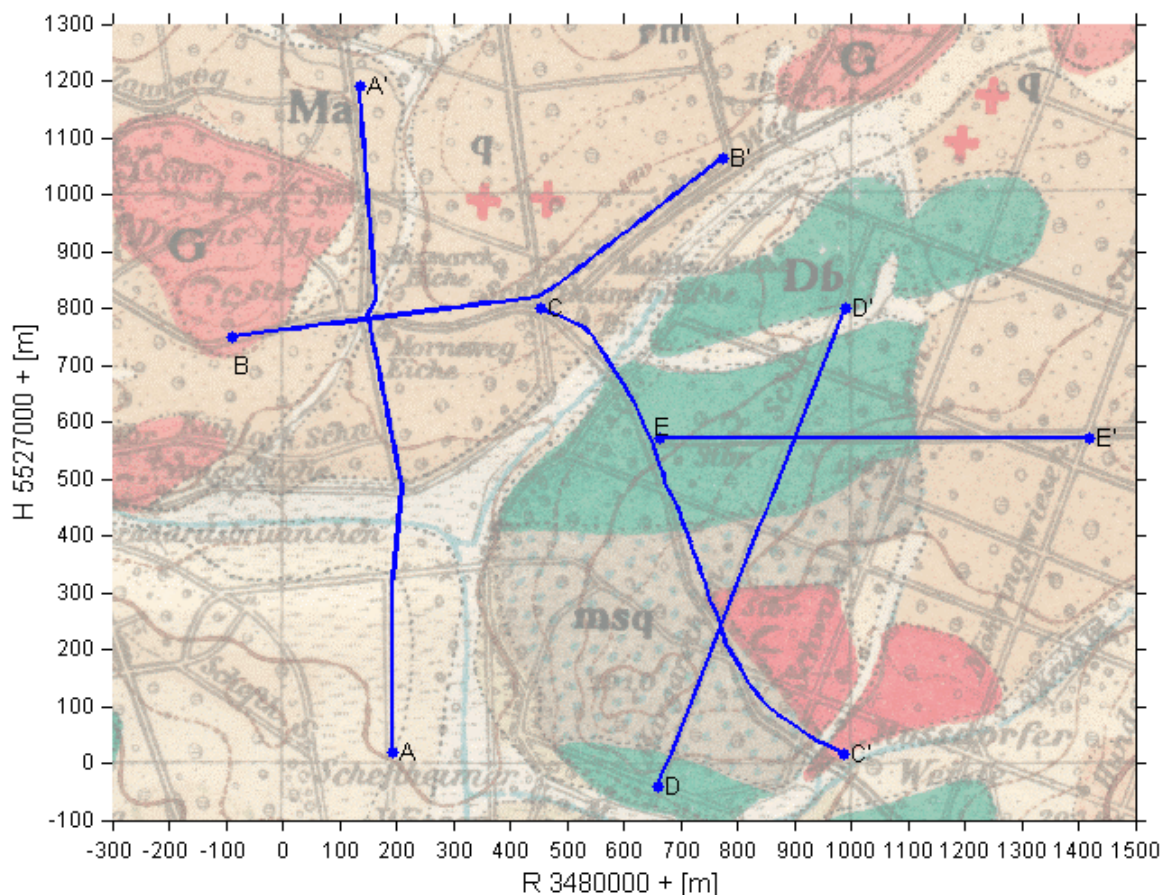
Abb. 15: "Cereskop"-Messung zu unterschiedlichen Aufnahmezeiten.

Für eine Kalibrierung der "Cereskop"-Messergebnisse in geologisch nicht aktiven Bereichen sollen unterschiedliche Gesteinseinheiten möglichst ohne geodynamische Prozesse (tektonische Aktivität, Massenbewegungsprozesse) auf die Intensität ihrer EM-Emissionen hin untersucht werden. Im überwiegend ebenen und bewaldeten Gelände des Sprendlinger Horstes als nördliche Fortsetzung des kristallinen Odenwaldes stehen ca. 1 km südlich der Grube Prinz von Hessen variszische Magmatite (Biotitgranit, Diorit), Metamorphite des Odenwaldes (Quarzit, Schiefer, Hornfels), permische Vulkanite ("Diabas¹", "Melaphyr²"), Rotliegend-Sedimentite (Ton-, Silt- und Sandstein, Konglomerat), Ganggesteine ("Malchit³"), tertiäre Sedimente (Sande, bituminöse Schwarzpelite ("Ölschiefer")), tertiäre Vulkanite (Basalt, Trachyt) und quartäre Sedimente (Flugsand, Auenlehm, Anmoor) auf engem Raum nebeneinander bzw. übereinander an (Abb. 16).

¹ geologisch altes, meist variszisches, anchimetamorphes, vergrüntes Effusivgestein ursprünglich tholeiitbasaltischer Zusammensetzung

² sekundär umgewandeltes Äquivalent des Olivintholeiits

³ porphyrischer Lamprophyr



geologische Einheiten:

- | | | |
|-----------------------------|--------------------------|-------------|
| q: Quartär | rm: mittleres Rotliegend | Ma: Malchit |
| msq: quarzitische Hornfelse | Db: Diabas | G: Granit |

Abb. 16: Lage der "Cereskop"-Profile südlich der Grube Prinz von Hessen bei Messel. Kartengrundlage: Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1:25.000 Blatt Rossdorf (1938) aus www.uni-mainz.de/FB/Geo/Geophysik/FP/gkdawald.html

Mit Granit- und Basaltvorkommen, die teils an der Erdoberfläche ausstreichen, innerhalb eines "Cereskop"-Profils sollte hier z.B. direkt der Einfluss des Quarzgehaltes hinsichtlich der EM-Emissionsintensität abgeschätzt werden. Im Darmstädter Stadtwald im Gebiet des Dachsberges und der Scheffheimer Wiesen östlich von Darmstadt wurden fünf "Cereskop"-Profile (Profil A – A' bis E – E') aufgenommen. In die "Cereskop"-Diagramme wurde auch die jeweilige Gesteinseinheit laut Geologischer Karte eingetragen (Abb. 17).

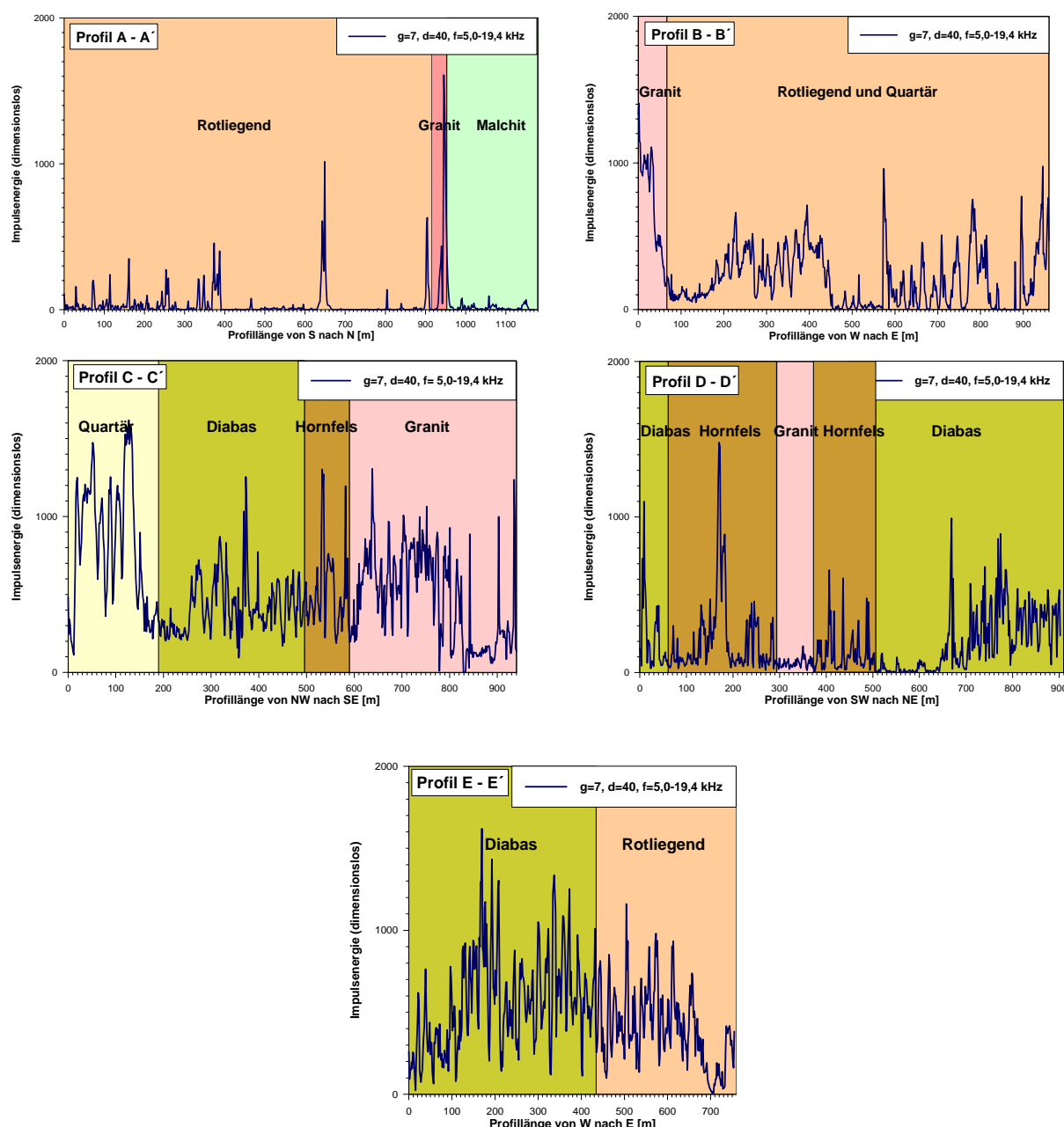


Abb. 17: "Cereskop"-Profile A – A' bis E – E'.

Bei 0-70 m in Profil B – B' und 900-960 m in Profil A – A' zeigen sich schwache Anomalien im Bereich des aufgeschlossenen Granites am Dachsberg. Die Anomalien bei 630-660 m in Profil A – A', 160-450 m, 570-830 m und 890-960 m in Profil B – B' und 20-160 m in Profil C – C' könnten einem länglichen in SW-NE verlaufenden Granitkörper unter geringer Bedeckung zugerechnet werden, der nördlich des Bernhardbrunnchens am linken Ausschnitttrand und nördlich des Steinsnickelsweges am oberen Ausschnitttrand an die Oberfläche kommt (Abb. 16).

Weitere Anomalien in den "Cereskop"-Profilen zeigen sich in Profil C – C' bei 250-830 m im Bereich des Diabas' und des quarzitäen Hornfelses und in Profil D – D' bei 140-190 m im Hornfels und bei 640-910 m im Diabas.

In Profil E – E' steigt die Impulsenergie innerhalb des Diabaskörpers nach E an und sinkt im Bereich der Rotliegend-Überdeckung wieder ab.

Die Profilverläufe aus den "Cereskop"-Messungen sind nicht eindeutig interpretierbar. Hohe Spannungskonzentrationen konnten nicht erkundet werden. Es wird damit bestätigt, dass ohne aktive geodynamische Prozesse keine EM-Emissionen messbar sind.

Um das vertikale Auflösungsvermögen des "Cereskopie"-Verfahrens zu erkunden, wurden "Cereskop"-Profile über die Rheingraben-Randverwerfung zwischen Flörsheim am Main und Hofheim am Taunus mit bekanntem Einfallen von durchschnittlich 70° und einer Tiefe der Grundwasseroberfläche zwischen 5 und 27 m u. GOK gelegt (KÜMMERLE & SEMMEL 1969). Zwischen 110 und 120 Profilmeter zeigen sich steile Impulsenergieanstiege in den Messprofilen mit niedrigem (Profil LF mit 5,0-22,6 kHz) und höherem Frequenzbereich (Profil HF mit 25,4-50,0 kHz) (Abb. 18). Bis etwa 190 Profilmeter bei der LF-Messung und bis etwa 178 m bei der HF-Messung sinkt die Impulsenergie auf ihr ursprüngliches Niveau (Rauschen) ab. In diesen Profilmessungen liegen die Tiefen der Störung bei etwa 196 m u. GOK (bei 190 Profilmeter) und bei etwa 158 m u. GOK (bei 178 Profilmeter). Damit ergibt sich hier für Messungen im niedrigen Frequenzbereich ein vertikales Auflösungsvermögen von $T_{LF} = 196$ m und für Messungen im hohen Frequenzbereich von $T_{HF} = 158$ m.

Das Auflösungsvermögen gilt nur für das vorliegende Fallbeispiel mit den entsprechend gewählten Geräteparametern (Verstärkung, Diskriminanz, Frequenzbereich) und den gegebenen Randbedingungen (Geologie, Hydrogeologie, Hintergrundstrahlung). In Gesteinen mit höheren Festigkeiten muss von einem geringeren vertikalen Auflösungsvermögen ausgegangen werden.

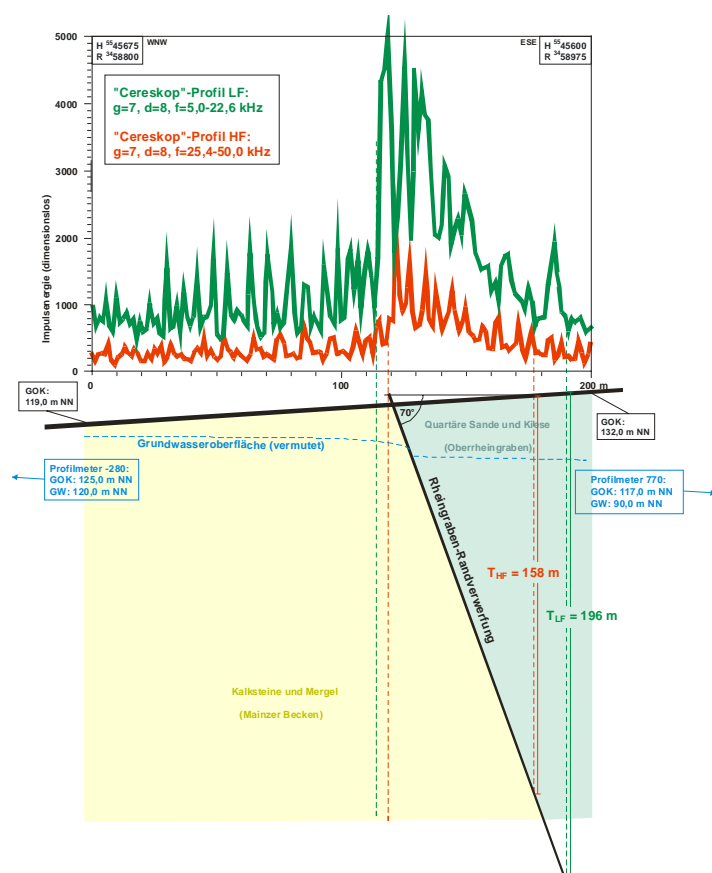


Abb. 18: Abschätzen des Auflösungsvermögens der EM-Emissionen mit der "Cereskopie" an einer tiefreichenden Störung.

Im Bereich einer geplanten Tunneltrasse, die im Übergangsbereich vom Buntsandstein im Pfälzerwald zum Muschelkalk bzw. Tertiär des Oberrheingraben liegt, wurden geophysikalische Profile aus Refraktionsseismik- und Geoelektrik-Untersuchungen mit einem "Cereskop"-Profil korreliert (Abb. 19).

Es zeigte sich, dass im Bereich einiger aus Luftbildern und der Refraktionsseismik erkundeter Störungen keine EM-Emissionen nachgewiesen werden konnten. Bei diesen Störungen handelt es sich sehr wahrscheinlich um inaktive Störungen. Im Bereich der tektonisch aktiven Haardtrand-Störungszone bei 870-1.040 Tunnelmetern, die auch im Geoelektrik-Profil als Bereich mit niedriger Leitfähigkeit hervortritt, wurde eine sehr deutliche Spannungsanomalie in der "Cereskop"-Messung im niedrigen und hohen Frequenzbereich beobachtet. Durch das steile Ansteigen der Impulsenergie auf nordwestlicher Seite und dem allmählichen Absinken auf südöstlicher Seite wird wohl das Einfallen der Störung nach SE bestätigt (KRAUTER & LAUTERBACH 2004).

Hinsichtlich der Intensität der EM-Impulse im tektonisch nicht aktiven Buntsandsteinanteil der Tunneltrasse mit hohem Quarzgehalt und dem Muschelkalk- bzw. Tertiäranteil mit sehr geringem Quarzanteil ergeben sich keine Unterschiede.

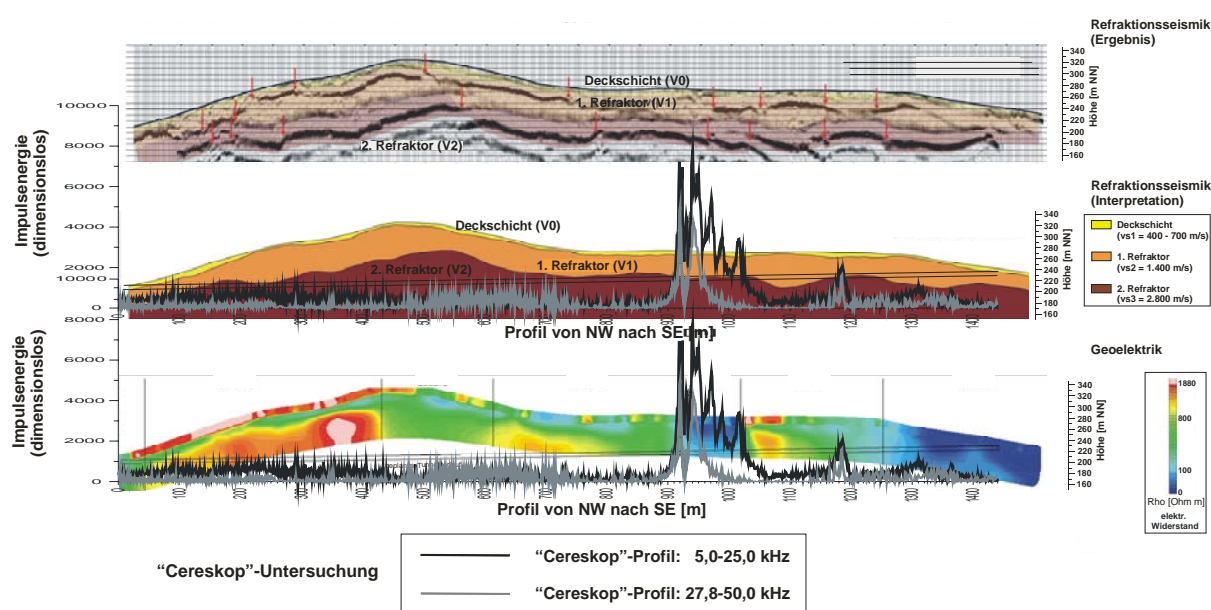


Abb. 19: Korrelation von geophysikalischen Untersuchungen (KRAUTER & LAUTERBACH 2004) mit der "Cereskop"-Erkundung im Bereich einer geplanten Tunneltrasse im Pfälzerwald.

4.4 Anthropogene Störinterferenzen im Niederfrequenzbereich

Die Palette der anthropogenen Störsignale technischen Ursprungs ist im hochindustrialisierten mitteleuropäischen Raum sehr vielfältig. Grundsätzlich sind im niedrigen Frequenzbereich zwischen 5 und 50 kHz, in dem die "Cereskopie" EM-Signale registriert, schmalbandige von breitbandigeren Störimpulsen zu unterscheiden.

Bei den schmalbandigen Störungen kommen hauptsächlich als Navigationssysteme dienende Funkdienste ("Loran" und "Alpha", 13-15 kHz; "Omega", > 10 kHz), Bildschirmgeräte (Monitore, 22-25 kHz und 50 kHz) und endogene Störungen durch das "Cereskop" selbst als Verursacher in Betracht. Breitbandige Störungen beeinflussen das zu messende EM-Feld vor allem durch Kfz-Transistorzündungen (besonders der Automobilmarken "Mercedes-Benz" und "BMW") und anderer Leistungselektronik, Pipelines, Elektrozaune, Förderbänder, Windräder, Kunstfaser-Kleidung als

beweglicher triboelektrischer Effekt, Explosionen und Seismo-Vibratoren als bedeutende Störquelle in Erdöl- und Erdgas-Feldern.

Störungen durch Kfz-Transistorzündungen von etwa mit 100 km/h schnell vorbeifahrenden Pkws zeigen sich in den Messdiagrammen als EM-Peaks von meist 3 s Dauer (Abb. 20a). An elektrifizierten Bahntrassen mit $16 \frac{2}{3}$ Hz betriebenen Oberleitungen sind "Cereskop"-Messungen unterhalb einer Aufnahme Frequenz von 20 kHz nicht möglich. Das Messsignal oszilliert über einen weiten und hohen Energiebereich innerhalb kurzer Zeit (Abb. 20b). Bei senkrecht gequerten und oberflächennah verlegten Stromversorgungsleitungen zeigen sich Anomalien im Umkreis von 20 m. Charakteristisch für solche Peaks ist der Einbruch der Impulsenergie für die Messlänge von 1 bis 2 m (in Abb. 20c bei 25 Profilmeter). Hochspannungs-Überlandleitungen mit Kabelaufhängungen von 40 m Breite kündigen sich in den "Cereskop"-Messungen schon mehrere Zehnermeter bis hunderte von Metern durch hohe Messwerte an (Abb. 20d).

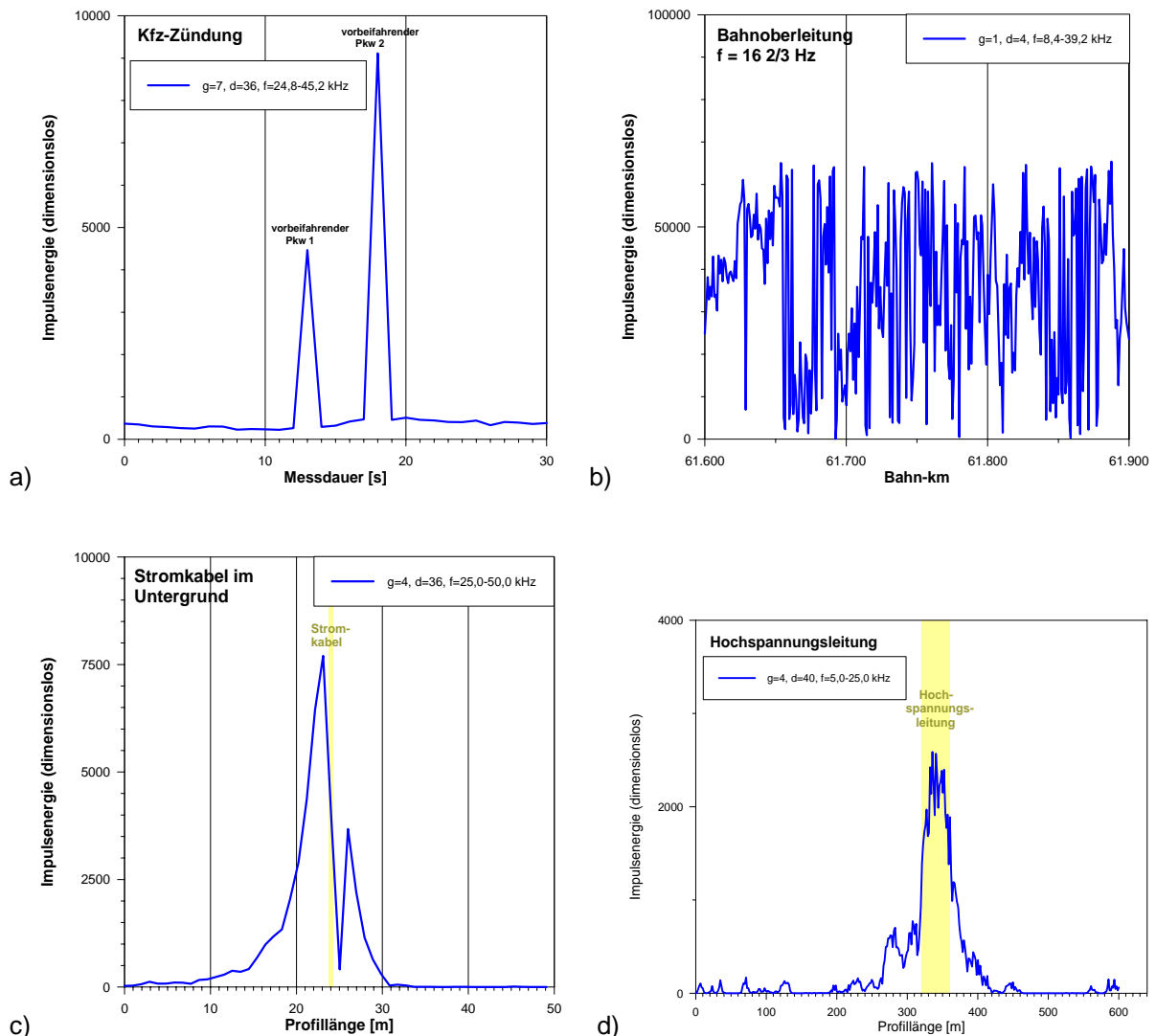


Abb. 20: Beispiele anthropogener Störinterferenzen.

Vor einer Messung nach dem "Cereskopie"-Verfahren sollten zur Reduzierung bzw. Vermeidung von möglichen Störinterferenzen daher einige Punkte vom Operator beachtet werden. Der Operator sollte keine Kunstfaser-Kleidung tragen, da hierbei die Gefahr von elektrischer Aufladung besteht. Schwingquarze in Armbanduhren können durch den piezoelektrischen Effekt bei hoher Verstärkung das Messergebnis verfälschen. Mobilfunkgeräte funken zwar im MHz-Bereich, aber Niedrigfrequenzreflexionen können die Messung beeinflussen. Zur Vermeidung von Eigenstörungen des "Cereskopes" sollte die Entfernung der Antenne zum Messgerät stets mindestens 50 cm betragen. Außerdem sollte die Position der Antenne zum Körper des Operators stets konstant bleiben, da auch der menschliche Körper als Antenne wirken kann.

4.5 Ursachen und Arten von Messabweichungen

Je nach Anwendung des Messverfahrens (Abschreiten von Oberflächenprofilen, Bohrlochmessungen, Vollkreisdrehungen) entstehen unterschiedliche Arten von Messabweichungen, die verschiedene Ursachen haben können. Die entstehenden Abweichungen sind nicht primär Gegenstand dieser Arbeit, sie sollen aber zusammenfassend betrachtet werden.

Wie bei allen Messverfahren muss zwischen systematischen und zufälligen Abweichungen unterschieden werden (DIN 1913-3). Vor allem gerätebedingte Messabweichungen (Instrumentenabweichungen z.B. durch die Justierung) und äußere Einflüsse (anthropogene und kosmische Strahlungen, Hintergrundrauschen) gehen als systematische Abweichungen ein. Auf größeren Entfernungen – besonders im bergigen Gelände – kann sich auch ein nicht konstantes Schrittempo des Operators und Abweichungen der Positionierung der Antenne während des Messvorganges als systematische Abweichung auswirken. Durch eine intervallweise Profilaufnahme mit kürzeren Messabschnitten und mehreren Fixpunkten auf der Karte können diese Abweichungen weitgehend eingeschränkt werden. Das Streuen der einzelnen Messwerte in einer Messreihe kann auch durch Änderungen des Messobjektes (EM-Strahlung) selbst während der Messdauer hervorgerufen werden. Dabei ist seine zu messende Eigenschaft, die Messgröße, zufälligen Schwankungen unterworfen. Solche zufälligen Messabweichungen ergeben sich besonders durch plötzlich auftretende Störstrahlungen.

Durch Präzisions- und Referenzmessungen sind zumindest die zufälligen Abweichungen weitgehend eliminierbar. Auch durch Variation der Systemparameter Verstärkung, Diskriminanz und Frequenzbereich lassen sich nicht erkannte Störsignale weitgehend herausfiltern, so dass die Abweichungen des Nutzsignals minimiert werden können. Die Messunsicherheit nach DIN 1319-3 lässt sich durch einen Operator mit längerer Erfahrung im Umgang mit der Messmethode erheblich reduzieren.

5 DIE NATÜRLICHE EM-HINTERGRUNDSTRAHLUNG DER ERDE (NEMBRE)

5.1 Variation des NEMBRE

Das gepulste natürliche EM-Erdfeld der Hintergrundstrahlung (Natural Electromagnetic Background Radiation of Earth, Abk.: NEMBRE nach POLISHCHUK et al. 1999) ist eng an das geomagnetische Erdfeld gekoppelt. Wie bei der magnetischen Totalintensität an der Erdoberfläche finden sich in weiten Bereichen des Frequenzspektrums kleine und größere periodische und unperiodische Variationen der eingestrahlten Impulsenergie. Die Ursache ist hauptsächlich in der intensiven Bestrahlung der Erde durch die Sonne zu suchen. Außer der EM-Wellenstrahlung, von der nur ein kleiner Teil in den Bereich des sichtbaren Lichts fällt, wird die Erde von der Sonne pausenlos mit energiereichen Teilchen bestrahlt. Davon tragen insbesondere Protonen- und Elektronenströme (Korpuskularstrahlung) zu Störungen des Erdmagnetfeldes und des NEMBRE bei, deren Stärke mit der Aktivität der Eruptionsprozesse auf der Sonnenoberfläche und mit einer Reihe anderer kosmischer Prozesse schwankt. In der Ionosphäre der Erde wird ein Großteil dieser Strahlung gedämpft. Je nach Tageszeit ändert sich durch die tagesperiodische Bestrahlung durch die Sonne die Zusammensetzung der Ionosphäre durch unterschiedlich starke Ionisationsprozesse.

Durch tagesperiodische Bestrahlung und Erwärmung und durch Gezeitenkräfte wird die elektrisch leitende Ionosphäre in Bewegung gesetzt, was zu tagesperiodischen Variationen des geomagnetischen Feldes in Abhängigkeit von der geographischen Breite (Abb. 21 und 22) und des NEMBRE führt. Selten findet man jedoch einen reinen tagesperiodischen Gang. Meist wird dieser Gang durch unregelmäßige Störungen überlagert, die als Variationen ($t > 600$ s), Pulsationen ($0,2 \text{ s} < t < 600$ s) oder als natürliche EM-Signale ("spherics") bezeichnet werden (BERCKHEMER 1997). Starke Störungen des Erdmagnetfeldes und des NEMBRE werden durch magnetische Stürme und Sonnenwinde hervorgerufen. Ein magnetischer Sturm setzt im Gegensatz zum Tagesgang mit einem scharfen Intensitätsanstieg weltweit gleichzeitig ein. Nach einem solchen magnetischen Sturm, der in der Regel Stunden bis Tagen andauert und oft eine Amplitude von 1.000 nT aufweist, folgt eine Feldschwächung (LOWRIE 1997).

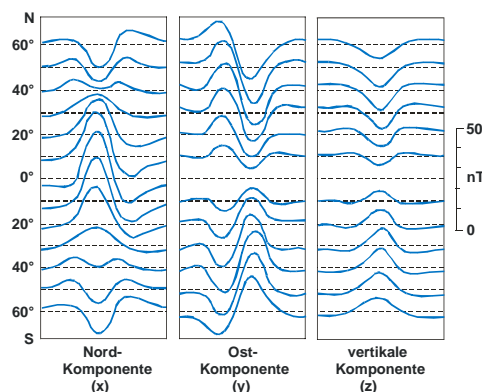


Abb. 21: Mittlerer tagesperiodischer Gang des Erdmagnetfeldes (Horizontal- ΔX , ΔY und Vertikalintensität ΔZ) für verschiedene Breitengrade (LOWRIE 1997 mit Änderungen).

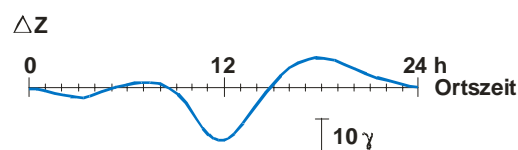


Abb. 22: Mittlerer tagesperiodischer Gang der Vertikalintensität ΔZ des Erdmagnetfeldes in 45° n. Br. (BERCKHEMER 1997).

Ein weiteres Phänomen für Unregelmäßigkeiten des NEMBRE sind Störungen, die mit Erdbebenereignissen assoziiert werden können. In Japan konnten hohe EM-Emissionen an der Erdoberfläche mehrere Stunden bis Tage vor Erdbeben gemessen werden, die so stark waren, dass damit auch Störungen des NEMBRE in der Ionosphäre im ULF-Bereich in Verbindung gebracht werden konnten (MOLCHANOV & HAYAKAWA 1998). Auch außergewöhnliche Lichterscheinungen in der Atmosphäre wurden als Leuchten oder Lichtblitze Sekunden oder Minuten vor Erdbeben beobachtet (NICKOLAENKO & HAYAKAWA 1998). Das Erscheinen von solchen atmosphärischen Lichtern erfordert die Existenz von starken elektrischen Feldern. Lichterscheinungen wurden auch während Bergsturzereignissen von Augenzeugen beobachtet (s. Kap. 2.2).

Das NEMBRE wird technisch z.B. für die Erkundung von Objekten im Untergrund (Kabel, Pipelines, Landminen, archäologische Funde) genutzt. Bei EM-Profilaufnahmen mit magnetischer Stabantenne und angeschlossener elektronischer Registriereinheit werden dabei über statistische Verfahren NEMBRE-Anomalien über im Untergrund verborgenen Objekten ermittelt (POLISHCHUK et al. 1999).

5.2 Ermittlung des NEMBRE mit der "Cereskopie"

Wie bei der Messung anderer geophysikalischer Felder auch müssen Störeinflüsse bei der "Cereskopie" durch geeignete Verfahren soweit wie möglich ausgeschaltet werden. Da bei flächenüberdeckenden Feldvermessungen des EM-Feldes durch geeignete Filtertechniken nicht alle Störeinflüsse eliminiert werden können, müssen diese soweit wie möglich erkannt werden, um später diese Unregelmäßigkeiten über geeignete mathematische Verfahren und Filtertechniken ausglätten zu können.

Um zeitliche Änderungen der Messgröße während der Durchführung des Messprogramms, z.B. den tageszeitlichen Gang des NEMBRE oder weitreichende künstliche Interferenzen, eliminieren zu können, ist es bei der "Cereskopie" besonders bei längeren Messaufnahmen sehr zu empfehlen, ein zweites Messgerät ortsfest aufzustellen, oder in geeigneten Zeitabständen Wiederholmessungen an bereits vermessenen Punkten durchzuführen.

Mit einem ortsfesten "Cereskop" als Referenzstation wird der tageszeitliche Verlauf des NEMBRE an einem möglichst störungsfreien Ort registriert. Ebenso werden weitreichende Signale technischen Ursprungs aufgenommen. Über eine Korrelation mit der Feldmessung und anschließender Reduktion lassen sich die zeitlichen Feldschwankungen und künstliche Störungen herausfiltern. Steht kein zweites Messgerät zur Verfügung, kann bei der Messung von sehr schwachen Anomalien, eine Wiederholmessung an einem oder mehreren Basispunkten des Messgebietes in z.B. stündlichem Abstand durchgeführt werden.

Beispielhaft werden die mit dem "Cereskop" in Südhessen ($50^{\circ} 0' 36,8''$ N $8^{\circ} 25' 30,4''$ E) aufgenommenen NEMBRE-Tagesgänge vom 28.04.2002 bis zum 03.05.2002 dargestellt (Abb. 23). Das Messintervall wurde auf 180 s festgelegt.

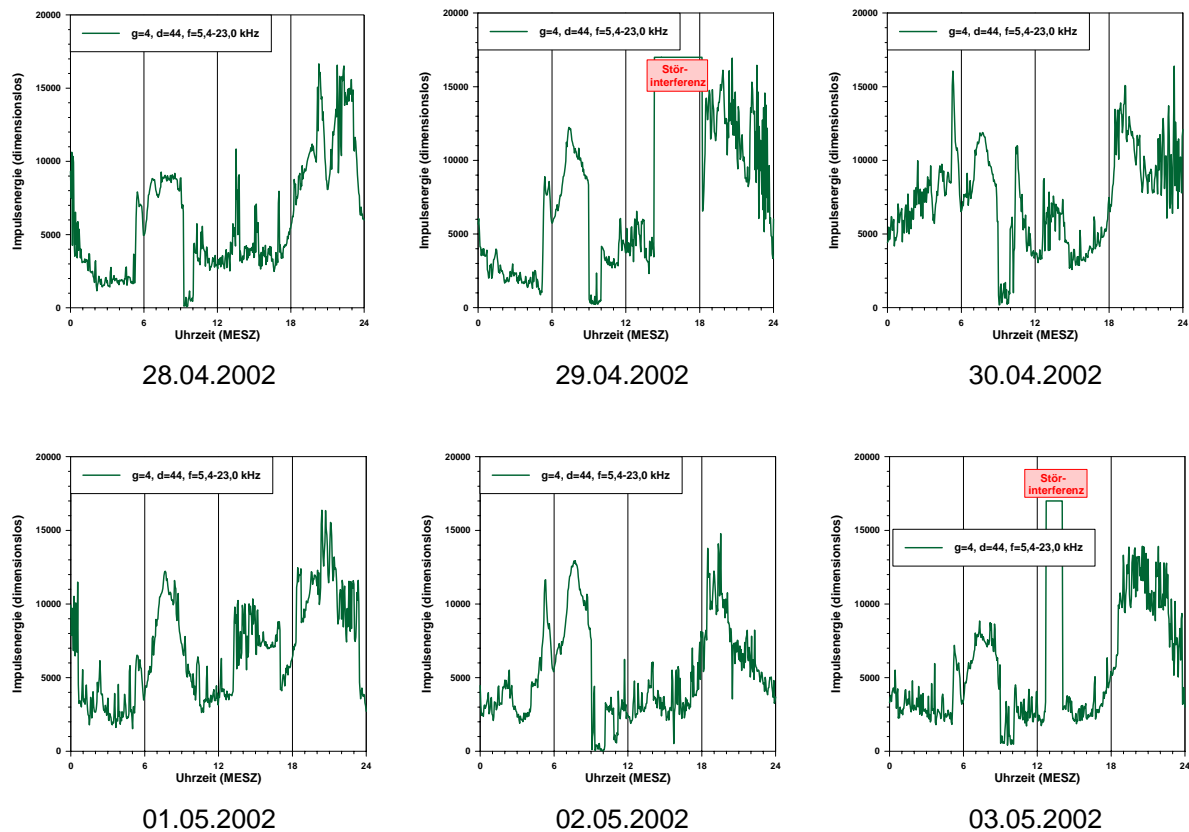


Abb. 23: Tagesperiodischer Gang des NEMBRE in 50° n. Br. (28.04.-03.05.2002).

Aus den Tagesgängen ist ableitbar, dass pro Tag zwei Maxima existieren. Das erste Maximum wird am Morgen etwa zwischen 5 und 9 Uhr MESZ beobachtet, das zweite und mehr ausgeprägte Maximum am Abend zwischen 17 und 23 Uhr MESZ. Es fällt auf, dass ein deutlicher Peak am Beginn des morgendlichen Maximums etwa zwischen 5 und 6 Uhr MESZ jeden Tag in Erscheinung tritt. Weiterhin ist der NEMBRE-Gang von zwei Störungen technischen Ursprungs am 29.04., 14.28 bis 18.06 Uhr MESZ, und am 03.05., 12.42 bis 14.00 Uhr MESZ, überlagert. Technische Störinterferenzen können leicht von den natürlichen EM-Impulsen unterschieden werden. Sie setzen plötzlich ein, weisen eine konstante Energiehöhe für mehrere Stunden auf und verschwinden genauso rasch wieder (Kap. 4).

Der mit der "Cereskopie" ermittelte NEMBRE-Tagesgang korreliert damit sehr gut mit dem tageszeitlichen Gang des Erdmagnetfeldes für 50° n. Br.. Wie beim Magnetfeld-Tagesgang auch, konnten zwei Tagesmaxima, wobei das Maximum der zweiten Tageshälfte jeweils größer ist, mit einem mittäglichen Minimum ermittelt werden.

Es ist zu vermuten, dass die beiden Tagesmaxima eine Überlagerung von verschiedenen tagesperiodischen Prozessen darstellen. Zum einen wirken Gezeitenkräfte, die auch zu Schwankungen im Grundwasserstand mehrere hundert Kilometer entfernt von der Küste führen, und durch Reibungskräfte EM-Emissionen erzeugen können. Zum anderen wirkt sich die energiereiche Bestrahlung der Ionosphäre durch die Sonne durch tageszeitlich unterschiedlich hohe Ionisierungen auf das hierdurch schwankende EM-Erdfeld aus.

6 GELÄNDEMETHODEN I – RUTSCHUNGSERKUNDUNG IM MITTELGEBIRGSRAUM VON RHEINLAND-PFALZ MITTELS DER "CERESKOPIE"

In bekannten Rutschgebieten im Mittelgebirgsraum von Rheinland-Pfalz wurde die "Cereskopie" eingesetzt, um über die Intensität der geogenen EM-Emissionen mögliche Kenntnisse über das Spannungsverhalten innerhalb der einzelnen Bereiche von Rutschkörpern zu gewinnen. Die untersuchten Rutschareale sind schon längere Zeit als solche bekannt und mit gängigen ingenieurgeologischen Erkundungsmethoden und intensiven Messungen untersucht worden. Die Abgrenzung der Rutschareale vom unbewegten Gelände erfolgte anhand von Geländeaufnahmen, Luftbildanalysen und verschiedener Erkundungsmethoden an der Oberfläche und im Untergrund. Über eine Korrelation dieser Ergebnisse mit den Messergebnissen aus der "Cereskopie" soll eruiert werden, welche Aussagekraft die "Cereskop"-Messungen in Rutschungen besitzen können.

Die Rutschungen befinden sich im Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges, dem Unterrotliegend des Saar-Nahe-Beckens und dem Tertiär des Mainzer Beckens. Entsprechend der gesteinsphysikalischen Unterschiede der verschiedenen geologischen Einheiten variieren auch die für die "Cereskop"-Messungen relevanten Parameter wie Volumen der verlagerten Massen, Bewegungsgeschwindigkeit, Tiefe der Gleitflächen, Mächtigkeit der Deckschichten, Grundwasserkonstellation, elektrische Leitfähigkeiten usw. Über die bekannten Parameter ist eventuell einzugrenzen, welche der genannten Faktoren für bestimmte Charakteristiken der Messprofile scheinbar relevant sind.

Die Rutschmassen stellen i.d.R. keinen homogenen Körper mit gleichsinnigen Bewegungen dar, sondern sind komplexe Gebilde aus verschiedenen großen und mit sich zu verschiedenen Zeiten unterschiedlich schnell und in verschiedene Richtungen bewegendes Rutschschollen. Durch translative und rotative Deformationen wie Gleitbewegungen, Einengungs- und Dehnungsvorgänge und Überfahrungen anderer Schollen werden die Schollen gegeneinanderbewegt. Meist handelt es sich bei den untersuchten Rutscharealen nicht um Erstrutschungen, sondern um reaktivierte oder rückschreitende Rutschungen oder um sekundäre Teilrutschungen.

Von den "Cereskop"-Messungen werden sich Hinweise auf die Kinematik der Rutschkörper erhofft. In der Akkumulationszone der Rutschung, in aktiv sich bewegendes Rutschmassen, in potenziell rutschgefährdeten Massen mit fortgeschrittenem Druckaufbau, an den oftmals durch Störungen begrenzten Flanken der Rutschung, an den Grenzen zweier sich bewegendes Rutschschollen müssten theoretisch höhere Spannungsumlagerungen durch Reibungskräfte registriert werden können. Im Gegensatz dazu müsste in Abrissbereichen oder in inaktiv gewordenen Rutschmassen eine Entspannung vorliegen.

Die in mehreren Faktoren der "Cereskop"-Untersuchungen besonders relevanten Rutschgebiete Reil – Pünderich an der Mosel und Quirnbach in der Pfalz wurden sehr intensiv untersucht und entsprechend detailliert beschrieben. Neben den in der vorliegenden Arbeit aufgeführten Rutschgebieten wurden weitere Rutschareale in Rheinland-Pfalz mit der "Cereskopie" erkundet (z.B. L 47 bei Maring-Novian, B 53 zwischen Klüsserath und Trittenheim/Mosel, Neubau B 260 bei Bad Ems und Bahntrasse 3230 Saarbrücken – Karthaus bei Wiltingen/Saar (alle Rheinisches Schiefer-

gebirge), Bahntrasse 3523 Morschheim – Mainz bei Saulheim (Mainzer Becken), B 10 bei Birkweiler im Pfälzerwald). Die Resultate dieser Messkampagnen fließen mit in die Gesamtbetrachtung ein.

6.1 Rutschareal im Bereich der Bahntrasse Koblenz – Perl zwischen Reil und Pünderich (Rheinisches Schiefergebirge)

Im Bereich der Bahnstrecke 3010 Koblenz – Perl befindet sich zwischen dem ehemaligen Bahnhof Pünderich und dem Reiler-Hals-Tunnel ein aktives Rutschgebiet (Bahn-km 61.700 bis 62.000) in einem Prallhangbereich der Mosel (Abb. 24). In diesem Trassenabschnitt hat sich der gesamte Gleiskörper einschließlich Oberleitungsmasten seit 1985 im dm-Maßstab verschoben. Mehrere Wirtschaftswege mussten wegen Schäden gesperrt werden, in dem betroffenen Bahnabschnitt wurde zeitweise eine Langsamfahrstrecke eingerichtet.

Anhand von Geländebefunden und seit 1994 durchgeführten geodätischen Messungen konnte das derzeit aktive Rutschareal vom unbewegten Gelände abgegrenzt werden (KRAUTER 1996). Die obere Begrenzung entspricht den seit 1995 aufgetretenen Abrissen der Asphaltdecke eines Wirtschaftsweges im oberen Hangbereich. Die südliche Seitenbegrenzung wird durch eine morphologische Depression und Scherrissen in der Schwarzdecke eines Wirtschaftsweges markiert. Weiter talwärts wird die südliche Seitenbegrenzung durch Rissbildungen in der bergseitig der Bahntrasse befindlichen Stützmauer (Bahn-km 61.990), starken Verformungen der Böschungspflasterung talseitig der Bahnlinie sowie die im Bahntrassenbereich durch geodätische Messungen ermittelte Grenze zwischen bewegtem und unbewegtem Gelände gekennzeichnet. Die nördliche Seitenbegrenzung ist anhand Geländebefunden nicht eindeutig nachweisbar. Aufgrund der Untersuchungen im Bahntrassenbereich wird die Abgrenzung in Höhe von Bahn-km 61.710 angenommen. Auch Luftbildlineationen lassen eine solche Abgrenzung der Fläche des Rutschareals vermuten. Die Uferlinie der Mosel ist im Gebiet des Rutschareals, wie in vielen aktiven Rutschgebieten an der Mosel, deutlich zur Strommitte vorgewölbt. Dies lässt auf einen Ausbiss der Rutschung in Höhe des Moselbettes schließen. Es wird davon ausgegangen, dass ein weitaus größerer Hangbereich als das derzeit aktive Rutschgebiet mit den höchsten Bewegungsbeträgen im Bahntrassenbereich in Bewegung ist. Im oberen Hangbereich talseitig eines Wirtschaftsweges (Wirtschaftsweg VI in Abb. 30) ist das Gelände auf einer Länge von ca. 1 km durch zahlreiche Geländeabbrüche mit mehreren 1.000 m³ talwärts verlagerten Massen geprägt. Im Bereich eines Hochspannungsmastes ist die Gründung eines Mastfußes verschoben, Scherrisse sind im talseitigen Wirtschaftsweg V zu finden.

In weiten Teilen des Prallhanges ist das Gebirge durch tektonische Beanspruchung stark aufgelockert. Die Neigung des nach E exponierten Hanges beträgt 15 bis 30°. Der Untergrund des Rutschgebietes wird aus gefalteten und geschieferten, unterdevonischen Tonschiefern mit quarzitischen Einschaltungen aufgebaut. Die Schichtung, die generell mit der Raumstellung der Schieferung übereinstimmt, fällt mit unterschiedlicher Neigung in verschiedene Richtungen ein. Das unterschiedliche Einfallen auf engem Raum wird durch Faltung und intensive Bruchtektonik verursacht, wodurch es zu Verstaltungen von Gesteinsschollen bzw. zu Schleppungen an Störungszonen kam. Beim Bau der Bahntrasse wurden im Bereich des nördlichen Tunnelmundes und des Tunnelvoranschnittes des Reiler-Hals-Tunnels 1896 mehrere "Lehm- und Thonadern" angetroffen

(KRAUTER 1996). Dabei könnte es sich möglicherweise um Mylonitzonen handeln, die die starke Auflockerung des Gebirges in diesem Gebiet verdeutlichen. Eine Linearanalyse auf Luftbildern sowie die graphische Auswertung von im Gelände gemessenen Klüften erbrachten Richtungsmaxima in NNW-SSE und NE-SW verlaufenden Richtungen (WERNER 1997). Eine starke Vernässung des gesamten Hanggeländes, die mit der starken tektonischen Beanspruchung einhergeht, wird besonders unmittelbar bergseitig des Leinpfades deutlich, wo vernässte Hangbereiche und Wasseraustritte vorkommen.

Um das Gefahrenaussmaß dauerhaft zu erfassen, wurde im Herbst 2000 eine automatische Messanlage zur Kontrolle und Überwachung der Hangdeformationen mit Telemetrie-einrichtung installiert. Mit dieser Online-Überwachungsanlage mit Alarmfunktion bei Überschreiten definierter Grenzwerte an Hangdeformationsraten ist die Sicherheit des Bahnbetriebes jederzeit gewährleistet. Hierfür wurden drei Schrägbohrungen zu Extensometermessstellen für permanente Messungen ausgebaut. Die Bohrkern bis 44,50 m Tiefe wiesen in 30 bis 40% der gesamten Bohrstrecke eine starke Zerrüttung des Gebirges auf. Die Extensometermessungen zeigten schon nach wenigen Monaten, dass die Hauptgleitfläche im Zentrum der Rutschung in 30 m Tiefe und an den Flanken der Rutschung in Tiefen < 15 m liegt. Damit kann der Rutschkörper als trogförmig bezeichnet werden. Auch aus Inklinometermessungen ergeben sich talwärtige Verformungen von 3 cm/a und eine Tiefenlage der Hauptgleitfläche in 30 bis 31 m. Die Korrelation der geotechnischen Messungen mit extern einwirkenden Faktoren (Temperatur, Niederschlag, Mosel- und Grundwasserstand) ergab, dass der Einfluss des Moselwasserstandes auf die Verformungsgeschwindigkeit dominiert. Mit raschem Absinken des Moselpegels nach hohen Hochwässern geht eine starke Beschleunigung der Hangbewegungen einher (LAUTERBACH & FEUERBACH 2003).

6.1.1 "Cereskop"-Einsatz an der Oberfläche des Rutschareals

Mit dem "Cereskop" wurde der Rutschhang in Längs- und Querrichtung vom Moselufer bis bergwärts der Hauptabrissskante an der Oberfläche untersucht (Abb. 30). Mit der "Cereskop"-Bohrlochsonde wurde das Pegelrohr der Inklinometerbohrung vor dessen Abscheren im Frühling 2002 im Bereich der Hauptgleitfläche befahren.

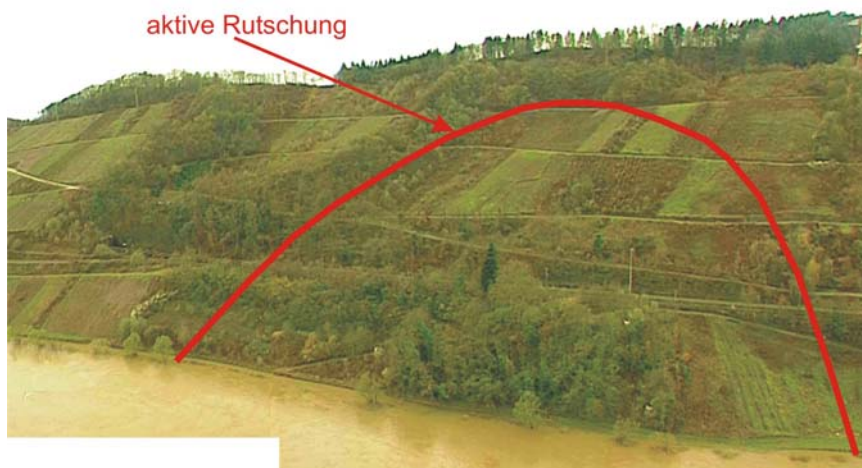


Abb. 24: Aktives Rutschgebiet zwischen Reil und Pünderich bei Moselhochwasser.

Profil L1 (Abb. 25)

Das Profil L1 entlang des Leinpfades am Moselufer (Wirtschaftsweg I) lässt eindeutig erhöhte Spannungskonzentrationen zwischen Bahn-km 61.610 und 62.200 erkennen. Während die nördliche Begrenzung des Rutschareals durch einen sehr steilen Anstieg der Energiekurve eventuell durch eine Störungszone vom unbewegten Gelände abgegrenzt wird, sinkt das Energieniveau im S nur allmählich ab (Abb. 25, links).

Ein Absinken der Impulsenergie auf ein niedriges Niveau zwischen Bahn-km 62.000 und 62.030 könnte ein Hinweis darauf sein, dass sich die Rutschung in mindestens zwei größere Zonen mit Hangbewegungen aufteilt. Auch nach dem morphologischen Erscheinungsbild des Rutschhanges muss von mindestens zwei großen Rutschschollen ausgegangen werden (KRAUTER 1996). Weitere Absenkungen der Energiewerte innerhalb des Rutschareals könnten mit Aufteilung der aktiven Rutschung in noch kleinere Schollen zusammenhängen. Ein Vergleich des "Cereskop"-Messprofils mit den Messergebnissen der geodätischen Messungen im Bahntrassenbereich zeigt an den Flanken des eigentlichen Rutschgebietes geringe Impulsenergien und Lageänderungen und im Zentrum des Rutschgebietes hohe Impulsenergien und große Lageänderungen (bis 24,5 mm/a). Beidseits außerhalb des Rutschgebietes ist noch ein 60 m (Bahn-km 61.610 bis 61.670) bzw. 170 m breiter Bereich (Bahn-km 62.030 bis 62.200) mit Spannungsanomalien erkennbar. Diese Spannungsanomalien könnten als "mitgeschleppte" Randbereiche des eigentlichen Rutschareals gedeutet werden. Auch geringe Lageänderungen sind an den Flanken beobachtbar.

In 2½ Jahre später aufgenommenen Profilen ist die zweite Spannungsanomalie zwischen Bahn-km 62.030 und 62.200 nicht mehr nachzuweisen (Abb. 25, rechts). Es kommt in Betracht, dass sich die Spannungsumlagerungen abgebaut haben. Korrelationen mit Messungen im niedrigen und hohen Frequenzbereich weisen bei Messungen im niedrigen Frequenzbereich stets weitreichendere Spannungsbereiche auf. Diese Beobachtung muss wohl mit einer höheren Auflösungstiefe begründet werden.

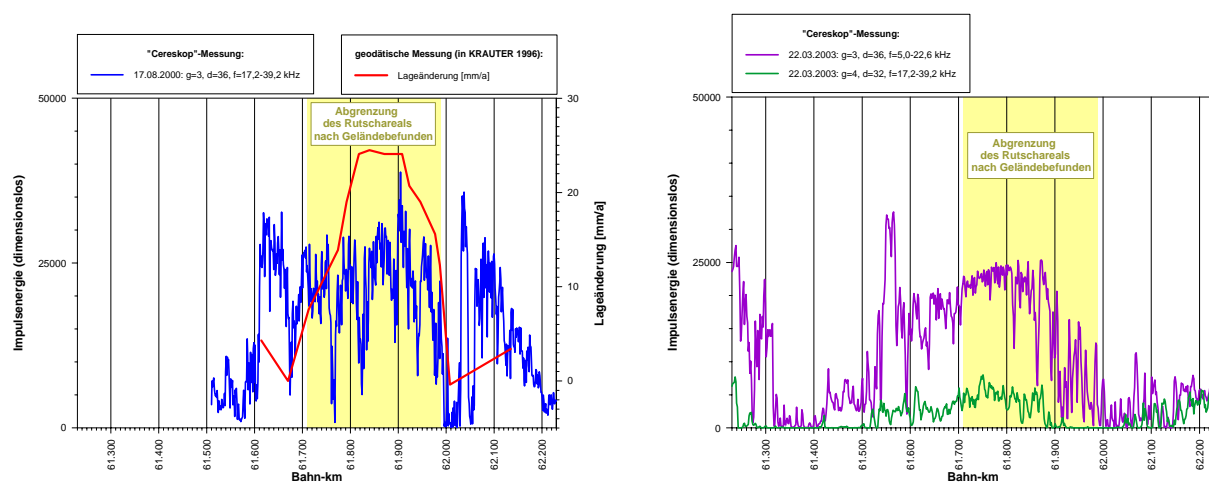


Abb. 25: "Cereskop"-Profil L1.

Profil L2 (Anhang I/1)

Bergseitig entlang der Bahntrasse wurde zwischen Bahn-km 61.600 und 62.000 das Profil L2 mit vertikal und horizontal gegen den Hang ausgerichteter Antenne aufgenommen. Nach geodätischen Messungen liegt die Zone der aktiven Hangbewegungen im Bereich der Bahntrasse zwischen Bahn-km 61.670 und 62.010. Aufgrund von Störstrahlungen des Bahnkörpers in verschiedenen Frequenzbereichen konnte die Vertikalmessung nur in einem sehr schmalen Frequenzband von $f = 11,8\text{-}22,2$ kHz durchgeführt werden.

Sehr deutlich zeigt sich bei der Vertikalmessung ein hoher Anstieg der Energie bei Bahn-km 61.650. Dieser Profilabschnitt mit hohen Intensitäten reicht bis Bahn-km 61.970. Im Abschnitt zwischen Bahn-km 61.810 und 61.850 im Zentrum der Rutschung werden die höchsten Energiewerte erreicht.

Die Horizontalmessung in Richtung des Hanges weist ein niedrigeres Energieniveau auf, der Profilabschnitt mit hohen Impulsenergiewerten erstreckt sich jedoch mit geringerer Signifikanz über denselben Bahnabschnitt wie die der Vertikalmessung.¹ Im Unterschied zu den Lageänderungen aus der geodätischen Messung, die zum Rutschzentrum (Bahn-km 61.820 bis 61.910) hin ansteigen, ist die Impulsenergie an den Flanken und im Zentrum abgesehen von vereinzelt Spitzen annähernd gleich hoch.

Profil L3 (Abb. 26)

Das Profil L3 entlang des Wirtschaftsweges II bergseitig der Bahntrasse wurde im Sommer 2000 und im Frühling 2003 in niedrigen und hohen Frequenzbereichen aufgenommen.

In den beiden dargestellten Profilverläufen sind eindeutige Impulsenergiekonzentrationen im nördlichen Bereich des Rutschareals zu verzeichnen. Die maximalen Impulsenergiewerte werden zwischen Bahn-km 61.680 und 61.930 erreicht. Weiter nach S wird die Energie immer geringer. Ein wiederholtes Absinken der Energie lässt vermutlich auch hier auf eine Zerlegung des Rutschkörpers in mindestens zwei bis drei Schollen schließen. Ebenso ist eine gute Übereinstimmung mit den Messwerten der Lageänderungen aus den geodätischen Messergebnissen gegeben.

Die südliche Abgrenzung des Rutschareals bei Bahn-km 61.990 nach KRAUTER (1996), an der Scherrisse in der Asphaltdecke des Wirtschaftsweges verlaufen, tritt im "Cereskop"-Profil als Bereich mit niedrigen Impulsenergiewerten in Erscheinung. Durch die Abscherung könnte eine Entspannung im Untergrund eingetreten sein.

¹ Verlängerung des Messprofils Richtung Reiler-Hals-Tunnel aufgrund örtlicher Gegebenheiten nicht möglich

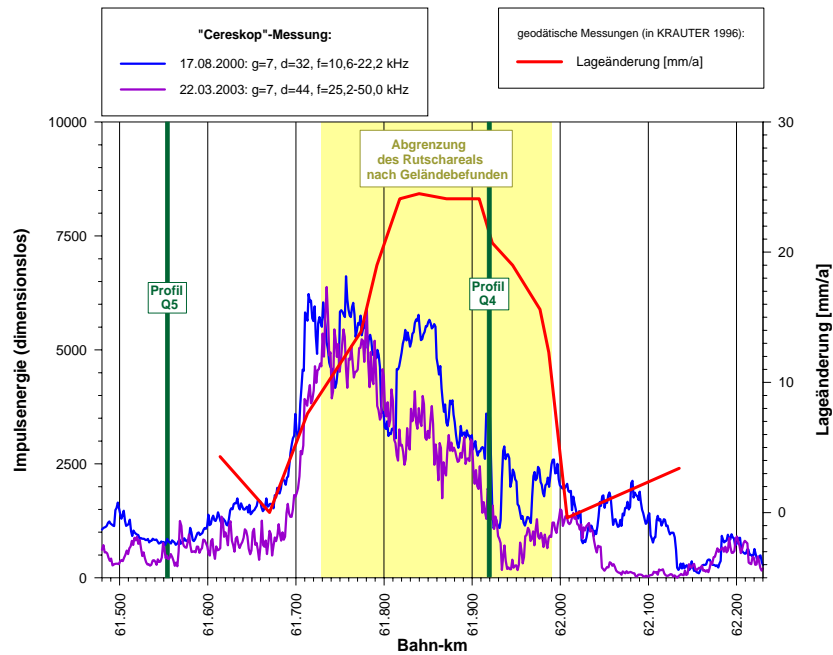


Abb. 26: "Cereskopie"-Profil L3.

Profil L4 (Anhang I/2)

Entlang des Wirtschaftsweges III auf etwa 150 m NN im mittleren Hangbereich wurde Profil L4 zu drei unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommen. Bei allen Profilaufnahmen tritt eine sehr deutliche Energieanomalie über 350 bis 400 m Länge in Erscheinung, die im südlichen Teil des nach den Geländebefunden abgegrenzten Rutschareals liegt. Das Profil über den breitesten Frequenzbereich ($f = 16,4-44,8$ kHz) zeigt die höchsten Impulsenergiewerte, das Profil im hohen Frequenzbereich ($f = 29,0-50,0$ kHz) weist die geringsten Werte auf.

Profil L5 (Anhang I/3)

Etwa auf einer Geländehöhe von 180 m NN liegt Wirtschaftsweg IV, entlang dessen sich Profil L5 erstreckt. In einer Profilaufnahme vom Sommer 2000 zeigen sich zwei Energieanomalien, die sich nördlich der aktiven Rutschung befinden. Die Anomalien konnten bei Wiederholungsmessungen im Frühling und Sommer 2003 weder mit identischen Parametern noch mit größerer Sensitivität erneut nachgewiesen werden. Es ist daher der Schluss in Betracht zu ziehen, dass sich die Spannungen in diesem Bereich eventuell abgebaut bzw. verlagert haben.

Profil L6 (Abb. 27)

Das Profil L6 verläuft entlang des Wirtschaftsweges V auf etwa 200 m NN, wo sich zwischen 250 bis 350 Profilmeter der Hauptabrissbereich der aktiven Rutschung mit sichtbaren Schäden befindet. Weiter nördlich im Bereich des Hochspannungsmastes sind Verkippungen an der Gründung des Mastfußes sowie deutliche Scherrisse in der Asphaltdecke des Weges zu beobachten, so dass hier von einer weiteren aktiven Rutschung ausgegangen werden muss. Bei Profilaufnahmen in verschiedenen Frequenzbereichen und zu zwei unterschiedlichen Zeitpunkten konnten nördlich und südlich der Abrisszone deutliche Anomalien erkundet werden. Bei der Messung im hohen Frequenzbereich weisen beide Anomalien eine deutlich kürzere Länge auf. Der als aktive Rutschung

ausgewiesene Bereich am Hochspannungsmast liegt innerhalb der nördlichen Energiekonzentration. Die Abrisszone des Hauptrutschgebietes weist sehr geringe Impulsenergiewerte auf.

Es ist zu vermuten, dass die beiden Anomalien potenzielle bzw. aktive Rutschkörper darstellen, während sich der Hauptabrissbereich am Top des Rutschareals in entspanntem Zustand befindet.

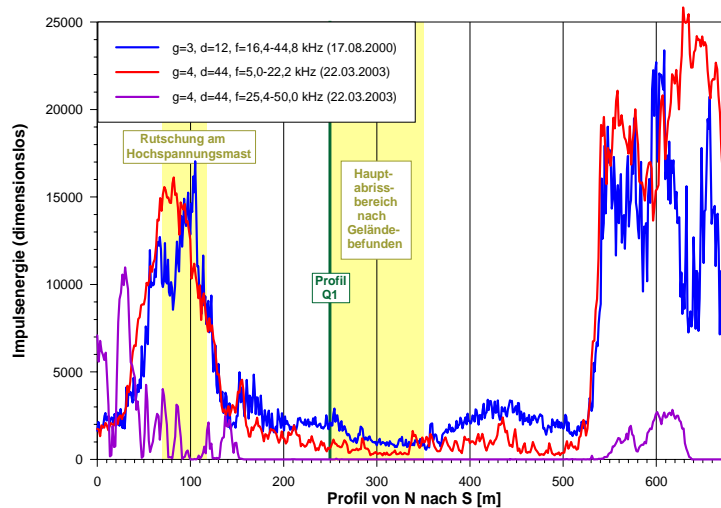


Abb. 27: "Cereskop"-Profil L6.

Profil L7 (Anhang I/4)

Am Rande des bewaldeten Verebnungsplateaus befindet sich Profil L7 entlang des Wirtschaftsweges VI. Das Profil liegt oberhalb der Hauptabrisszone des Rutschhangs mit mehreren Geländeabrissen. Die Profilverläufe von Messungen im niedrigen und im hohen Frequenzbereich weichen größtenteils voneinander ab. Setzt man die Profilverläufe zur Geländemorphologie in Bezug, so zeigt sich, dass an talseitigen bis zu mehreren Zehnermetern breiten Geländeabrissen eine Entspannung im Profil mit hoher Frequenzaufnahme vorliegt, während das Profil mit niedriger Frequenzaufnahme ein Energiemaximum aufweist (z.B. 810-830 Profilmeter). Aus dieser Beobachtung könnte abgeleitet werden, dass oberflächennah durch den Abriss eine Entspannung eingetreten ist, der tiefere Untergrund aber noch immer unter erhöhter Spannungumlagerung steht. Für "Cereskop"-Profile am Rande von Verebnungsplateaus an Moselhängen sind die Energiewerte i. allg. recht hoch.

Profil LB (Anhang I/5)

Außerhalb des Rutschgebietes wurde am Moselufer eine Blindmessung zur Kontrolle der Impulsenergiewerte im unbewegten Gelände vorgenommen. Die EM-Emissionen sind über den gesamten Profilverlauf sehr gering und gehen nicht über das Niveau der Hintergrundstrahlung hinaus.

Profile Q1 bis Q4 (Anhang I/6-9)

Wegen des dichten Bewuchses im aufgelassenen Gelände innerhalb des aktiven Rutschgebietes sind Aufnahmen von Querprofilen nur sehr bedingt möglich. Querprofil Q1 im oberen Hangbereich im Rutschareal weist keine Anomalien auf. Im zentralen Bereich der Rutschung zwischen Wirtschaftsweg III und IV zeigen die nur wenige Zehnermeter voneinander entfernten Querprofile Q2, Q3 und Q4

wenige Meter bergwärts des Wirtschaftsweges deutliche Energiemaxima bis zu deren Profilenden. Künstliche Beeinflussungen im Bereich des Wirtschaftsweges III können ausgeschlossen werden. Im Querprofil Q4, das talwärts verlängert werden konnte, setzt sich die Energiekonzentration bis zum Profilende am Wirtschaftsweg II fort.

Profil QB (Anhang I/10)

Nördlich des nach den Geländebefunden abgegrenzten Rutschareals wurde zwischen den Wirtschaftswegen II und III Querprofil Q5 eine weitere Blindmessung als Vergleichsprofil zu den innerhalb der Rutschung liegenden Querprofilen aufgenommen. Es zeigen sich über den gesamten Profilverlauf keine Energiemaxima.

6.1.2 "Cereskop"-Einsatz in einer Bohrung innerhalb des Rutschareals

Am talseitigen Rand des Gleiskörpers bei Bahn-km 61.846 wurde im 44,6 m tiefen Inklinometermesspegel eine Bohrlochbefahrung mit der "Cereskop"-Bohrlochsonde durchgeführt. Das PVC-Inklinometerrohr (DN 50) ist kraftschlüssig mit einem Ringraum aus Feinkies zwischen Bohrloch und Messrohr verfüllt. Schon nach wenigen Monaten nach Durchführung der Inklinometer-Nullmessung konnte die Hauptgleitfläche in einer Tiefe von 30 bis 31 m lokalisiert werden. Das Messrohr ist in einem Zeitraum von 13 bis 20 Monaten nach der "Cereskop"-Bohrlochmessung im Bereich der Hauptgleitfläche abgeschert.

Die Messergebnisse aus den "Cereskop"-Befahrungen wurden mit dem Messverlauf aus der Inklinometermessung und dem Bohrprofil korreliert (Abb. 28). Die Bohrlochmessungen wurden in einer schmalen Frequenzbereichsbreite durchgeführt, da Störquellen des Bahnkörpers (Hochspannungs-Oberleitung, Kabeltrasse am Gleisbett) die Messungen bei größerer Frequenzbereichsbreite bis in fast 20 m Tiefe beeinflussten. "Cereskop"-Bohrlochprofile, die durch künstliche Störquellen beeinflusst werden, zeichnen sich durch eine stetige Zunahme der Impulsenergie aus der Tiefe zur Geländeoberfläche hin aus (Abb. 29a). In den Frequenzbereichen $f = 8,2-15,0$ kHz und $f = 21,6-40,8$ kHz konnten die Messungen weitgehend störungsfrei aufgenommen werden.

Bei der Bohrlochbefahrung im niedrigen Frequenzbereich ($f = 8,2-15,0$ kHz) ließen sich oberflächennah bis 3 m Tiefe keine EM-Impulse registrieren. In einem Tiefenbereich zwischen 3,0 m und 18,5 m folgen die höchsten Impulsenergiewerte. Der Tiefenbereich zwischen 18,5 m und 33,0 m lässt ein mittleres Energieniveau erkennen. Die Hauptgleitfläche in 30,0 bis 31,0 m Tiefe tritt nicht in Erscheinung. Zwischen 33,0 m und 37,0 m existiert eine Zone ohne Energiepeaks, worauf wieder eine Zone mit Werten im mittleren Energieniveau bis zum Bohrlochtiefsten in 44,6 m Tiefe folgt (Abb. 29b). Eine Darstellung derselben Messung als Impulsrate in counts/sec lässt noch deutlicher die Übergänge der Energieabstufungen erkennen (Abb. 29c).

In der Bohrlochmessung im höheren Frequenzbereich ($f = 21,6-40,8$ kHz) zeigt sich von der Erdoberfläche bis in 19,0 m Tiefe eine Zone mit relativ konstanter Impulsenergie. Zwischen 19,0 m und 23,5 m Tiefe ist ein 4,5 m mächtiges Gesteinspaket mit deutlich erhöhten Energiewerten erkennbar. Bis 29,0 m Tiefe folgen relativ niedrige Energiewerte. Die Gesteinsschichten von 29,0 m Tiefe bis zum Bohrlochtiefsten in 44,6 m Tiefe zeigen neben vereinzelt kleineren Energiepeaks

keine erkennbare Impulsenergie (Abb. 29d). Auch hier zeigt ein Vergleich der Impulsenergie mit der Impulsrate in counts/sec (Abb. 29e) die Energieabstufungen wesentlich differenzierter auf.

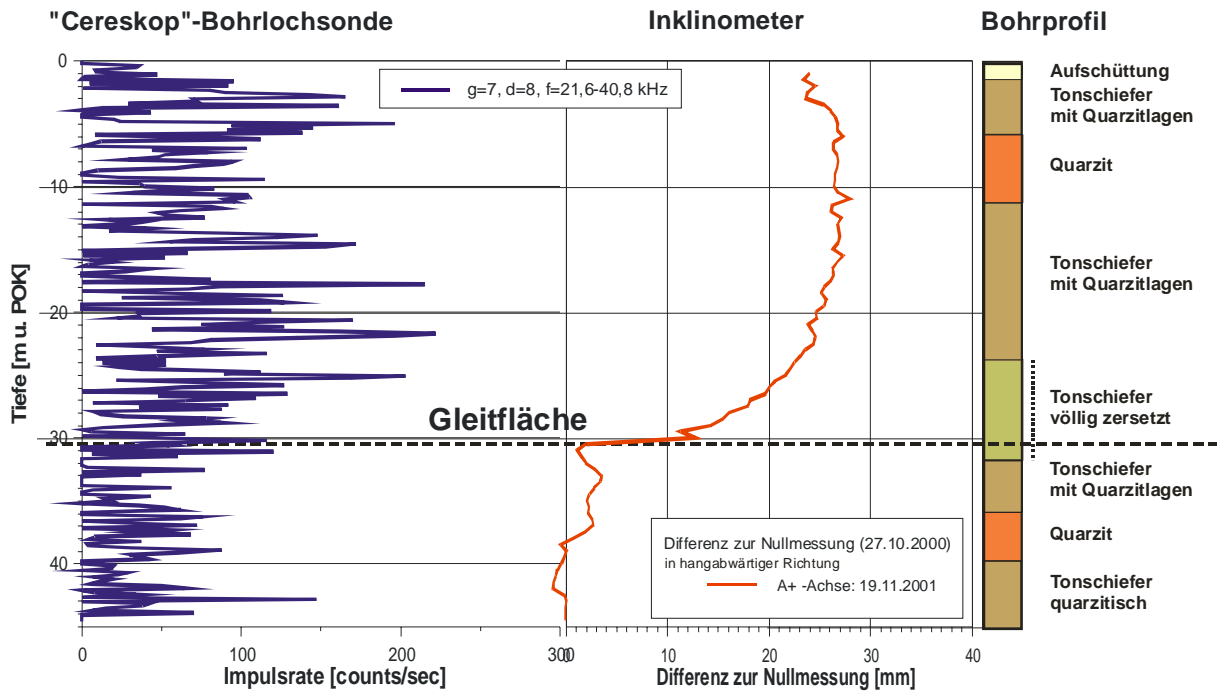
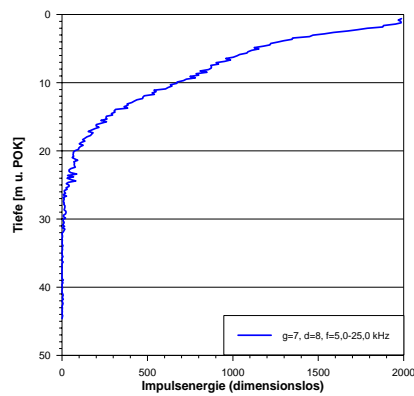
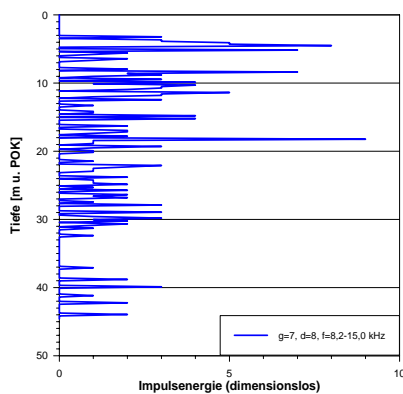


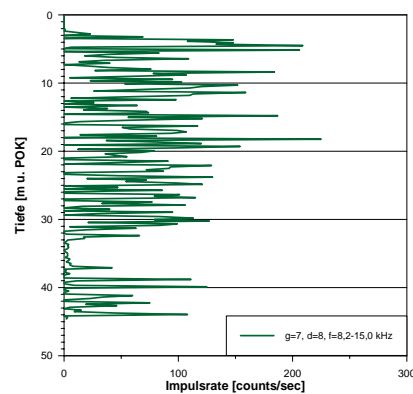
Abb. 28: "Cereskop"-Bohrlochprofil "Reil", Inklinometerdiagramm und Bohrprofil.



a) ohne Filterung der Störquelle



b) Impulsenergie, niedriger Frequenzbereich



c) Impulsrate, niedriger Frequenzbereich

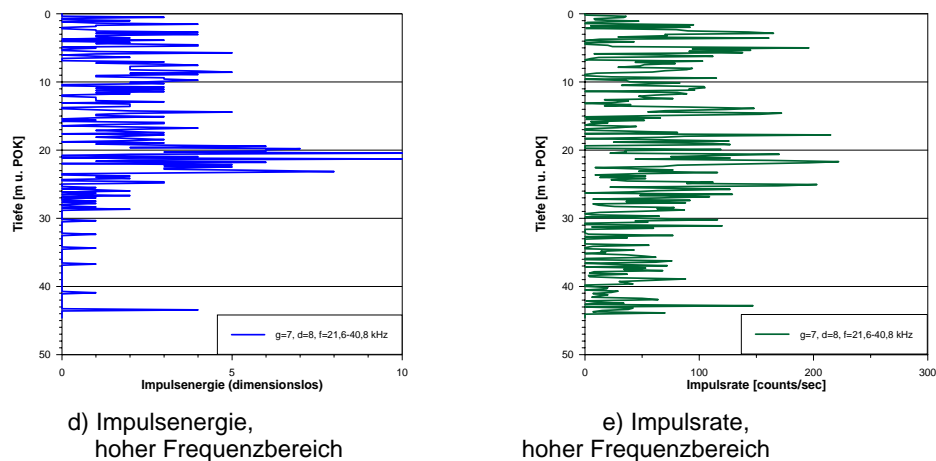


Abb. 29a-e: "Cereskop"-Bohrlochprofile "Reil".

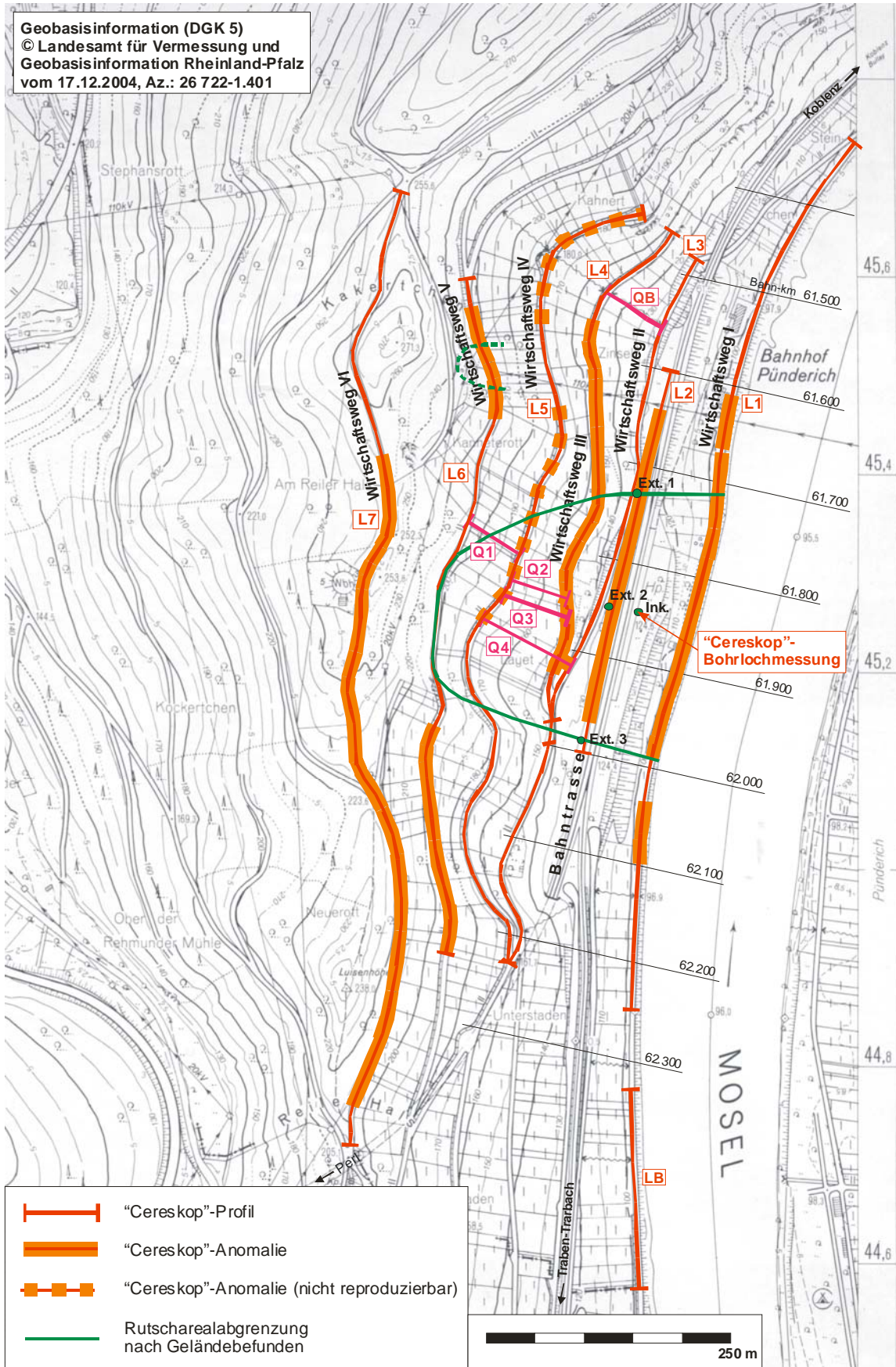
6.1.3 Interpretation der Messergebnisse

Auf Grundlage langjähriger ingenieurgeologischer Untersuchungen ist die Kinematik des sich aktiv bewegenden Rutschkörpers an der Mosel-Bahntrasse zwischen Reil und Pünderich hinreichend bekannt. Der gesamte Prallhang entlang der Moselschleife ist potenziell rutschgefährdet. Das aktive Rutschareal stellt dabei nur einen kleineren Hangabschnitt mit sich derzeit in Bewegung befindlichen Rutschschollen dar. Bei Eingriffen in das labile Hanggleichgewicht können auch in anderen Hangbereichen neue Rutschungen aktiviert werden. Mit dem "Cereskop" konnten Impulsenergiekonzentrationen und damit Spannungsanomalien im gesamten Hanggelände erkundet werden, welche wahrscheinlich zum Großteil potenzielle bzw. aktive Rutschkörper darstellen (Abb. 30). Bei Spannungsanomalien, die in einem Zeitraum von 2 bis 2½ Jahren nicht mehr reproduzierbar waren, wird vermutet, dass zwischenzeitlich Spannungsabbau bzw. –verlagerung stattgefunden hat.

Am Moselufer tritt der Rutschhang auf einer Breite von 590 m zwischen Bahn-km 61.610 und 62.200 als Spannungsanomalie in Erscheinung. Die Abgrenzung des Rutschareals nach den Geländebefunden und nach geodätischen Messungen kann in mehreren "Cereskop"-Längsprofilen als deutliches Absinken der Energie an den Flanken des Rutschgebietes registriert werden, was als Grenze zwischen bewegtem und unbewegtem Gelände interpretiert wird. Besonders deutlich wird diese Übereinstimmung bei Bahn-km 62.000 am Leinpfad in Längsprofil L1 und bei Bahn-km 61.990 im Längsprofil L3, wo Scherrisse diese Grenze markieren.

Insgesamt konnten im unteren und mittleren Hangbereich in allen mit dem "Cereskop" gemessenen Höhengniveaus ("Cereskop"-Längsprofile L1 bis L5) EM-Anomalien im aktiven Rutschgebiet nachgewiesen werden. In der Abrisszone im oberen Hangbereich dagegen ("Cereskop"-Längsprofil L6) zeigt sich eine ausgeprägte Entspannungszone. Flankiert wird diese Entspannungszone im N und im S von Bereichen mit Anomalien, die teilweise mit aktiven Rutschkörpern übereinstimmen bzw. potenzielle Rutschkörper darstellen könnten. Auch das "Cereskop"-Längsprofil L7 im oberen Hangbereich außerhalb des aktiven Rutschareals weist mehrere Bereiche mit niedrigen und hohen Energieintensitäten in den Profilabschnitten auf, die sich mit schon stattgefundenen und wahrscheinlich noch stattfindenden Geländeabrissen korrelieren lassen. Die Querprofile weisen innerhalb der aktiven Rutschung von etwa 150 m NN an talwärts Energiemaxima auf.

Die Bohrlochmessung konnte aufgrund der Störquellen des Bahnkörpers im niederfrequenten Bereich nur in eng begrenzten Frequenzbereichen und mit niedrigen Parametern durchgeführt werden. In den Messungen im niedrigen und hohen Frequenzbereich zeigen sich in verschiedenen Tiefenbereichen unterschiedlich hohe Energiemaxima bis 33,0 m Tiefe. Die Hauptscherfläche zwischen 30,0 und 31,0 m Tiefe tritt nicht als Maximum in Erscheinung. Aus den erhöhten Impulsenergiewerten in verschiedenen Tiefen ist eventuell abzuleiten, dass sich die gesamten Gesteinsschichten bis in eine Tiefe von 33,0 m in Bewegung befinden. Das anstehende Gestein in einer Tiefe > 33,0 m weist keine messbaren geogenen EM-Emissionen auf.



<http://www.lvermgeo.rlp.de>

Abb. 30: Lage der "Cereskop"-Profile im Bereich des Rutschareals zwischen Reil und Pünderich. Kartengrundlage: DGK 1:5.000 Blatt Reil NW (1994)

6.2 Rutschareal im Bereich der Bundesstraße B 53 zwischen Traben-Trarbach und Enkirch (Rheinisches Schiefergebirge)

Im Prallhangbereich der Moselschleife bei Traben-Trarbach befindet sich ein nordwestexponierter und mit durchschnittlich 25° geneigter Hang (100-380 m NN), der schon seit mehreren Jahrzehnten als Rutschgebiet bekannt ist. Rutschspezifische Merkmale wie unruhiger Verlauf der Höhenlinien und Vorwölben der Uferlinie bei gleichzeitiger Einschnürung der Mosel sind auf der TK 1:25.000 Blatt 6008 Bernkastel-Kues (1994) zu erkennen und deuten auf eine alte Rutschung hin (KRAUTER 1997a).

In diesem Hangbereich wurde Ende der 1970er Jahre ein Teilstück der Bundesstraße B 53 von ca. 1 km Länge ausgebaut. Für die Verbreiterung der Straße und ein Absenken der Gradienten musste der Hang angeschnitten und die Schwergewichtsmauer zwischen der alten B 53 und der tieferliegenden, aufgelassenen Trasse der Moselbahn teilweise abgetragen werden (KRAUTER et al. 1985).

Eine Luftbildanalyse des mit Nadel- und Laubwald bewachsenen Hanges zeigt, dass es sich um ein großflächiges Rutschareal mit einer Vielzahl an Abrissen und Rutschkörpern handelt (Abb. 32). Aufgrund des frühzeitigen Erkennens des Rutschhanges wurde die Trasse so weit wie möglich moselseitig verschoben und die Gradienten nur wenig abgesenkt, um die Hanganschnitte gering zu halten. Talseitig wurde die neue Trasse auf Drahtschotterbehälter gelegt (KRAUTER & HÄFNER 1980).

Der Untergrund besteht hauptsächlich aus unterdevonischem Tonschiefer und untergeordnet aus quarzitischen Sandsteinen und Quarziten mit generellem NE-SW-Streichen der Schichtung und Schieferung und einem Einfallen zwischen 10° und 55° nach SE. Vom Trennflächengefüge her kommen Schicht- und Schieferungsflächen kaum als Gleitflächen infrage, da diese bergwärts einfallen. Wahrscheinlich zeichnen die parallel bis spitzwinklig zum Hang streichenden und moselwärts nach NW einfallenden Längsklüfte die Gleitflächen vor (STEINGÖTTER 1978 in KRAUTER et al. 1985).

Geodätische Messungen zwischen 1978 und 1984 ergaben, dass sich im SW des Areal eine große, junge Sekundärrutschung ausgebildet hat. Im Gegensatz zu den übrigen Teilschollen des alten Gesamtrutschareals weist diese aktive Teilrutschung heute noch Bewegungen in der Größenordnung von mehreren cm/a auf. Hierfür ist nicht zuletzt auch der Moselausbau verantwortlich zu machen. Durch den Aufstau der Mosel an der 3 km flussab gelegenen Staustufe Enkirch und damit einhergehend eine Erhöhung des Bergwasserspiegels, höherer hydrostatischer Druck und vermehrter Auftrieb im Bereich des Hangfußes bei gleichzeitiger Vertiefung des Flussbettes wurde die ohnehin schon labile Hangstabilität zusätzlich negativ beeinflusst (KRAUTER et al. 1985).

Im Rahmen der Geländebegehungen sind heute im Geh- und Radweg moselseitig der Bundesstraße im Bereich des auf Drahtschotterbehälter gelegten Teilstückes hangparallel geöffnete Risse zu sehen. Die Asphaltdecke der alten Bundesstraßentrasse zeigt ebenso mehrere Risse und ist auch nach Trockenperioden stellenweise stark vernässt. Auch in der Schwarzdecke der neuen B 53 sind Scher- risse in Höhe der Einfahrt zum Bootshaus zu finden.

Exakte quantitative Aussagen über die Lage der Gleitfläche und die Größenordnung des Bewegungsmaßes liegen nicht vor und können nur durch vergleichbare Rutschareale an der Mosel abgeschätzt werden.

6.2.1 "Cereskop"-Einsatz im Rutschareal

Im Rutschhang wurden sechs Profile (L1 bis L6) zwischen der Straßentrasse und dem Plateaurand bergwärts des Hanges aufgenommen (Abb. 32). Die auf der topographischen Karte gestrichelt eingezeichneten hangparallelen Forstwege sind aufgrund der Hangdeformationen aufgelassen und zugewachsen und können nicht in gleichmäßigem Schritttempo, welches zur Profilaufnahme notwendig ist, begangen werden.

Profil L1 (Abb. 31)

Deutlich zeigt sich innerhalb der aktiven Teilrutschung und des nach KRAUTER et al. (1985) abgegrenzten Rutschareals entlang der B 53 am Hangfuß eine Anomalie der Impulsenergie von 390 m Länge (240-630 Profilmeter) bei Messung im niedrigen Frequenzbereich und von 410 m Länge (240-650 Profilmeter) bei der Messung im hohen Frequenzbereich. Der Anomaliebeginn liegt 40 Profilmeter entfernt von der nach den geodätischen Messergebnissen ermittelten südwestlichen Seitenbegrenzung der aktiven Teilrutschung. Die Anomalie reicht im NE 100 bzw. 110 Profilmeter über das Gebiet der aktiven Teilrutschung hinaus, liegt aber innerhalb des Gesamtrutschareals. Etwa 100 m weiter nordöstlich (moselabwärts) ist bei der HF-Messung eine Anomalie von 710 Profilmeter bis Profilende mit deutlich geringerer Intensität zu beobachten. Diese kleinere Anomalie stimmt mit der nordöstlichen Seitenbegrenzung des Rutschareals überein.

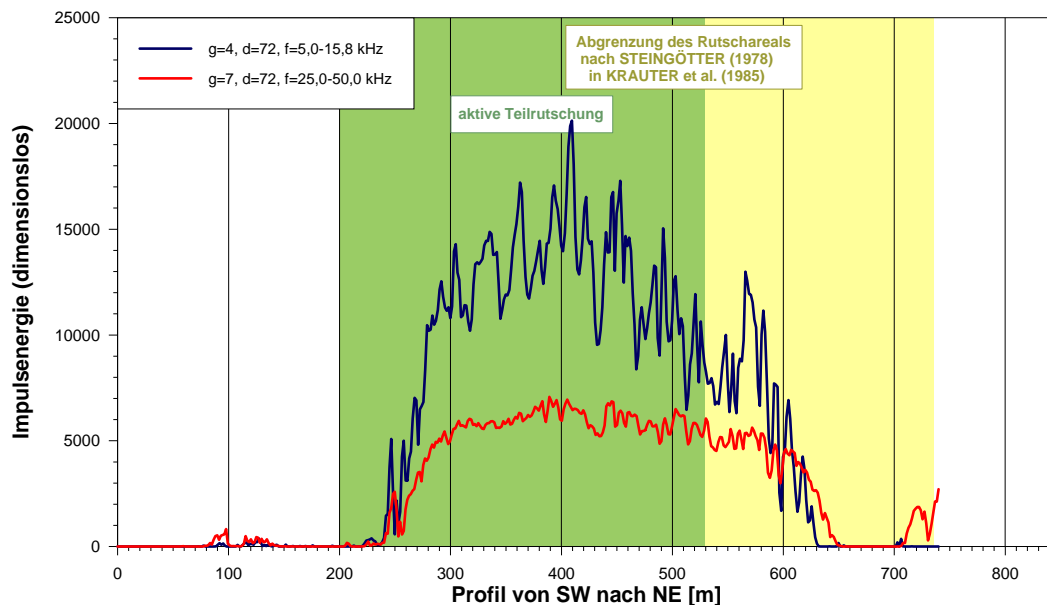


Abb. 31: "Cereskop"-Profil L1.

Profil L2 (Anhang I/11)

Nur wenige Meter oberhalb von Profil L1 erstreckt sich Profil L2 entlang der alten Bundesstraßentrasse. Auch hier wurde eine deutliche Konzentration an EM-Emissionen mit einer Länge von 475 m erkundet. Zwischen 100 m und 575 m erreicht die Energie hohes Niveau, sinkt innerhalb dieses Bereiches aber mehrmals stark ab. Das mehrmalige Absinken und Wiederansteigen könnte verschieden hohe Rutschaktivitätsgrade einzelner Rutschschollen widerspiegeln.

Profil L3 (Anhang I/12)

Schräg zum Hanggefälle befindet sich Profil L3 zwischen zwei Spitzkehren eines Forstweges. Insgesamt verläuft die Energiekurve auf niedrigem Niveau und beinhaltet nur zwischen 140 m und 275 m eine 135 m breite Zone mit hohen Werten. Dieser Bereich ist im Gelände stark vernässt. Das Maximum der Energiekurve bei 210 m stimmt mit einem Hangeinschnitt überein, auf dem das Hangwasser in einem kleinen Bachlauf konzentriert abfließt. Das Energiemaximum spiegelt damit vielleicht Bewegungen in der Vernässungszone wider.

Profil L4 (Anhang I/13)

Profil L4 schließt sich bergwärts bis zur nächsten größeren Wegverzweigung an Profil L3 an. Zwei schmalere Zonen erhöhter Energiewerte heben sich scharf vom Grundrauschen ab. Die südwestliche Zone liegt zwischen 250 m und 295 m, die nordöstliche zwischen 385 m und 400 m.

Profil L5 (Anhang I/14)

Profil L5 erstreckt sich entlang eines relativ steil ansteigenden Waldweges über einen Höhenunterschied von 120 m. Der Kurvenverlauf weist keine eindeutigen Anomalien auf.

Profil L6 (Anhang I/15)

Entlang eines Wirtschaftsweges erstreckt sich am Plateaurand Profil L6 über eine Länge von 1.070 m. Nur wenige Meter talwärts folgt die bis 75° steile Hangkante. Eine scharf begrenzte Zone mit hohen Energiewerten hebt sich vom Grundrauschen zwischen 150 m und 730 m ab. Innerhalb dieser 580 m breiten Zone, die wahrscheinlich einen potenziell gefährdeten Hangbewegungsbereich darstellt, markiert tiefes Absinken der Energie bei 440 m und 570 m eventuell Begrenzungen von einzelnen Rutschschollen.

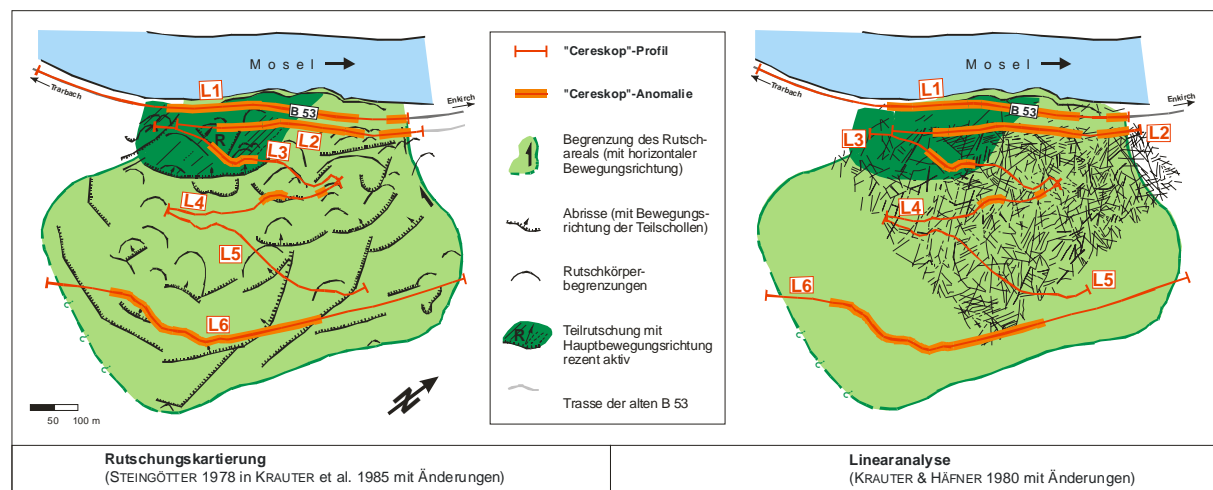


Abb. 32: "Cereskop"-Profile im Rutschareal bei Traben-Trarbach mit Ergebnissen aus der Rutschungskartierung und der Linearanalyse.

6.2.2 Interpretation der Messergebnisse

Äußerst deutlich zeigt sich im Hangfußbereich eine EM-Anomalie von etwa 400 m Länge, die weitgehend mit der Zone der nach geodätischen Messungen ermittelten aktiven Rutschung übereinstimmt. Es wird vermutet, dass die Intensität der Impulsenergie aus den "Cereskop"-Messungen in diesem Bereich den Grad der Bewegungen widerspiegelt. Die Profile im mittleren Hangbereich zeigen eventuell weitere Bereiche mit aktiven Verformungen an. Vergleichende Messergebnisse mit anderen Messmethoden liegen aus diesem Bereich nicht vor. Die deutlichste Anomalie liegt im Bereich eines stark vernässten Geländeeinschnittes, was vielleicht einen Hinweis auf einen Zusammenhang zwischen Höhe elektrischer Parameter (z.B. Leitfähigkeit) und Intensität der EM-Emissionen darstellt. Zonen hoher Impulsenergie am Plateaurand stellen eventuell potenzielle Rutschbereiche dar.

Ein Vergleich mit rutschmorphologischen Geländephänomenen aus einer Rutschkartierung zeigt keine deutlichen Übereinstimmungen (Abb. 32, links). Bei einer Korrelation der registrierten Spannungsanomalien mit einer Linearanalyse können meist Begrenzungen der Anomalien durch SE-NW verlaufende Lineationen, die Querklüfte im Gebirge darstellen, erkannt werden (Abb. 32, rechts).

6.3 Rutschareal im Bereich der Bundesstraße B 53 zwischen Kröv und Traben-Trarbach (Rheinisches Schiefergebirge)

Der Ausbau der Bundesstraße B 53 zwischen Kröv und Traben-Trarbach befindet sich entlang eines Teilstückes in einem alten Rutschareal. Eine Trassenverbreiterung durch Böschungseinschnitt zur Zeit des "Cereskop"-Einsatzes reicht von der Einmündung eines Wirtschaftsweges in die B 53 (Straßen-km 0+040) bis in Höhe der Wolfer Moselbrücke (Straßen-km 0+770).

Das Rutschareal liegt gegenüber des Kröver Ortsteiles Wolf in einem Prallhangbereich der Mosel. Der SW bis W exponierte Hang wird aus gefalteten und geschieferten Unterdevon-Schichten aufgebaut, die zumeist als Ton- und Schluffschiefer ausgebildet sind. Eine starke tektonische Beanspruchung und damit verbundene Auflockerung des Gebirges in diesem Gebiet macht sich durch eine relativ kleinräumige Faltung, der häufigen Brechung der Schieferungsflächen und dem häufigen Auftreten von Verquarzungen bemerkbar. Die anstehenden Gesteine werden von einer 5 bis 15 m mächtigen Felsauflockerungs- und Felsverwitterungszone mit Deckschichten aus Gehängelehm und -schutt im Hangfußbereich überdeckt (KRAUTER 1998a). Es wird angenommen, dass das aktive Rutschareal in einer Störungszone liegt, in der das Gebirge besonders stark zerrüttet ist. Eine unruhige Geländemorphologie weist auf frühere Hangrutschungen hin. Die Hangneigung beträgt im oberen Hangbereich bis 38°, zur Mosel hin verflacht sich der Hang (< 10°).

Der untere und mittlere Hangbereich wird weinbaulich genutzt oder besteht aus aufgelassenem Gelände, der obere Hangbereich ist bewaldet. Nördlich der Abzweigung des Wirtschaftsweges stehen steile Felsböschungen an, aus denen Steinschlag- und Felssturzgefährdung besteht.

Die ungefähre Breite des Rutschhanges reicht nach KRAUTER (1998a) moselaufwärts etwa 230 m nördlich der Wolfer Moselbrücke (Straßen-km 0+550) bis moselabwärts etwa 40 m südlich der Brücke (Straßen-km 0+820). Geländebefunde wie Schäden an den Weinbergswegen, Weinbergsmauern und an den Bauwerken am Hangfuß (Stützmauern, Widerlagerbereich der Brücke) sowie die Geländeformen lassen eine solche Abgrenzung des Rutschareals vermuten. In diesem Bereich deutet die

Vorwölbung der Uferlinie eindeutig darauf hin, dass es sich um ein altes Rutschareal handelt. Eine etwa N-S verlaufende Störungszone im oberen Hangteil könnte als Hauptabriss der alten Rutschung angenommen werden. Der Ausbiss der Gleitfläche am Fuß der Rutschung dürfte in Höhe des Moselbettes liegen. Demnach läge der Gleithorizont etwa 8 bis 10 m unter Straßenniveau. Besonders deutlich sind die Schäden in der Stützmauer mit Natursteinverblendung im Bereich der Brückenauffahrt. Durch die Hangbewegungen sind in dieser Stützmauer offene Fugen entstanden. Die jährliche Deformationsrate zwischen den einzelnen Stützmaurelementen liegt etwa bei 1 bis 2 mm (KRAUTER 1998b). Ende März 2001 ist es nördlich des aktiven Rutschareals nach hohen und langanhaltenden Niederschlägen zu einem Abrutschen von etwa 2 m mächtigen Lockergesteinsmassen auf die B 53 gekommen.

Neben Bohrungen und Schürfen wurden refraktionsseismische Untersuchungen zur Erkundung der Tiefenlage der Felsoberkante vorgenommen, um die geplanten Stützbauwerke optimal gründen und verankern zu können (FEUERBACH 1999).

7.3.1 "Cereskop"-Einsatz im Rutschareal

Die Lage des aktiven Rutschgebietes und im Gelände erkennbare Störungszone sollen mit den "Cereskop"-Messergebnissen verglichen werden. Einzelne Messprofile der "Cereskop"-Messungen wurden mit der Lage der refraktionsseismischen Profile korreliert, um Vergleiche zwischen beiden Messmethoden anstellen zu können. Insgesamt wurden vier "Cereskop"-Profile aufgenommen. Drei Profile wurden auf unterschiedlichen Höhengniveaus hangparallel und ein Profil im Hanggefälle quer zur Mosel aufgenommen (Abb. 34).

Profil L1 (Anlage I/16 und Abb. 33)

Das Profil L1 wurde entlang des bergseitigen Randes der B 53 im Bereich der geplanten Stützbauwerke aufgenommen. Es beginnt nördlich der Einmündung des Wirtschaftsweges in die B 53 (Straßen-km 0-140) und endet südlich der Moselbrücke (Straßen-km 0+950). Damit stimmt das Profil mit dem nördlichen Teil des refraktionsseismischen Profils R1 überein.

Es lassen sich zwei Bereiche mit deutlichen EM-Anomalien (km 0-140 bis 0+150 und km 0+620 bis 0+805) und ein Bereich mit weniger stark ausgeprägter EM-Anomalie (km 0+310 bis 0+370) herausstellen. Die nördliche Zone erhöhter Impulsenergie beginnt unmittelbar am Anfang des Profils bei km 0-140. Zwei Peaks bei km 0-135 und km 0-130 sind durch einen im Zuge der Baumaßnahmen hergestellten Geländeanschnitt eindeutig zwei Störungszone zuzuordnen. Die südliche ausgeprägte Anomalie stimmt mit einem im Gelände aufgeschlossenen stark zerrütteten Gebirgsbereich überein. Der 60 m lange Abschnitt zwischen km 0+310 und km 0+370 mit der weniger ausgeprägten Energiespitze könnte auch auf Spannungsänderungen in dem dort anzutreffenden stark zerrütteten Gebirgsbereich zurückzuführen sein. Das Hauptutschareal stimmt weitgehend mit der zwischen km 0+620 und km 0+805 gemessenen Anomalie überein. Sowohl die höchsten gemessenen Energiewerte, als auch die deutlich sichtbaren Schäden in der Stützmauer im Bereich der Brückenauffahrt machen dies deutlich. Die nördliche Begrenzung dieses Rutschareals ist vermutlich durch den Impulsenergieanstieg zwischen km 0+620 und km 0+625 angezeigt. Der äußerst steile Anstieg geht mit einer scharf begrenzten Störungszone einher. Während der Straßenausbauarbeiten war in diesem

Bereich eine Störung mit starker Durchbewegung des Gesteins in der bergseitigen Böschung aufgeschlossen. Bei km 0+665, km 0+720 und zwischen km 0+760 und 0+790 sind die Energiewerte sehr gering, so dass sich hier Grenzen von einzelnen Teilschollen vermuten lassen. Das südliche Ende der EM-Anomalie bei km 0+805 liegt etwa 15 m nördlich der südlichen Abgrenzung nach KRAUTER (1998a) bei km 0+820.

Das refraktionsseismische Profil R1, das hinsichtlich der Streckenführung zwischen km 0+090 und km 0+790 mit dem "Cereskop"-Profil L1 übereinstimmt, zeigt eine sehr unterschiedliche Tiefenlage der Felsoberkante zwischen ca. 3 m und 16 m u. GOK (Abb. 33). Dort, wo die Deckschichten größere Mächtigkeiten besitzen, ließe sich eine erhöhte Hangbewegungsaktivität vermuten. Umgekehrt befindet sich in Bereichen mit geringerer Lockergesteinsüberdeckung, etwa zwischen km 0+200 und km 0+300, die Impulsenergie auf geringem Niveau. Das steile Abtauchen der Felsoberkante im Profil R1 bei km 0+130 und km 0+580 könnte durch Störungszonen bedingt sein. Nach FEUERBACH (1999) ist in der Störungzone bei km 0+580 die nördliche Seitenbegrenzung des Rutschareals zu suchen. In etwa stimmen diese Abgrenzungen mit den erkundeten Anomalien aus den "Cereskop"-Messungen überein.

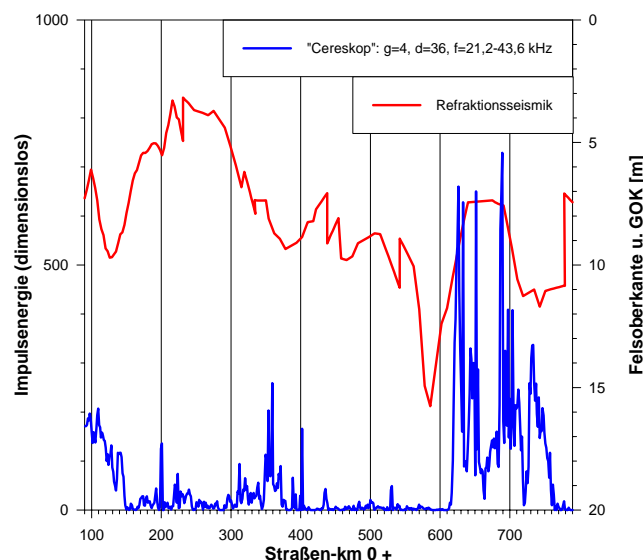


Abb. 33: "Cereskop"-Profil L1 (Teilstück) und refraktionsseismisches Profil R1.

Profil L2 (Anhang I/17)

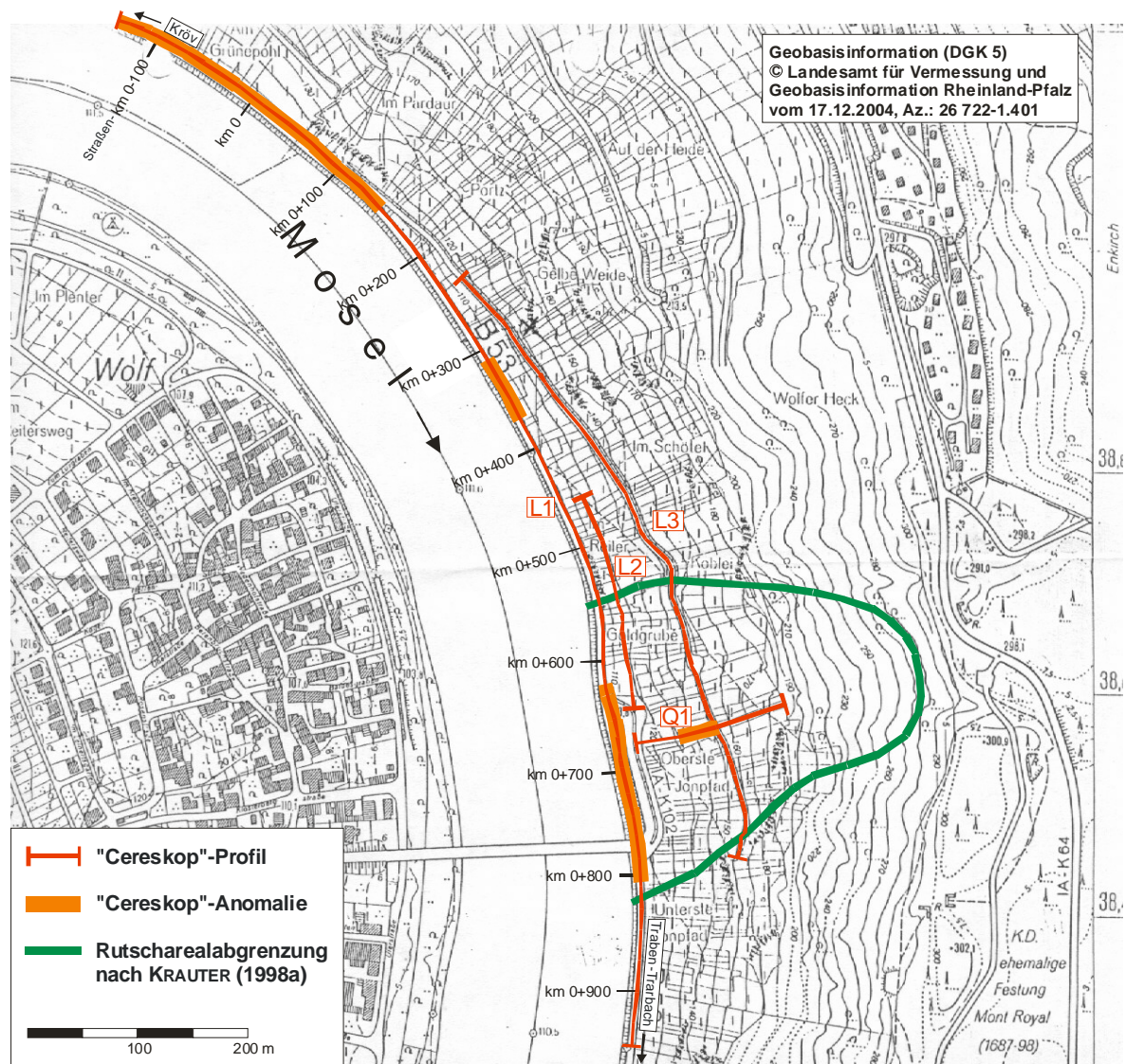
Die Profilstrecke des "Cereskop"-Profils L2 erstreckt sich über das refraktionsseismische Profil R2. Das Profil folgt einem Weinbergpfad von der Einmündung des Pfades auf einen Wirtschaftsweg bei Straßen-km 0+455 bis in Höhe von Straßen-km 0+625 oberhalb der Stützmauer. Die Intensität der EM-Emissionen geht nicht über das Grundrauschen hinaus.

Profil L3 (Anhang I/18)

Profil L3 verläuft entlang des Wirtschaftsweges, beginnt in Höhe von Straßen-km 0+190 und endet in Höhe der Moselbrücke bei Straßen-km 0+790. Auch in diesem Profil ist nur das Grundrauschen zu beobachten.

Profil Q1 (Anhang I/19)

Profil Q1 wurde im Hanggefälle von oben nach unten aufgenommen. Es beginnt in einer Höhe von 185 m NN an der Unterkante der steilen Felsböschung unterhalb des mit Bäumen und Büschen bewachsenen Geländes und verläuft parallel den Weinrebenzeilen hinunter bis zur Stützmauerkrone auf 118 m NN. Im Querprofil Q1 lässt sich eine deutliche Dreiteilung vornehmen. Im ersten Abschnitt vom Fuß der Felsböschung bis 62 m ist i. allg. eine sinkende Tendenz der Energie feststellbar. Der zweite deutlich unterscheidbare Teil des Profils beginnt mit einem sehr steilen Anstieg bei 65 m. Bis 101 m sinkt die Impulsenergie ab. Nach einem deutlichen Absinken auf ein niedriges Energieniveau beginnt bei 102 m der dritte Abschnitt des Profils. Auf ein Ansteigen der Energiewerte bis 122 m folgt ein Absinken bis 139 m, wo das Profil an der Stützmauerkrone endet. Das mehrmalige Absinken der Energiekurve von oben talwärts könnte vielleicht mit der Existenz von mehreren Rutschschollen interpretiert werden. Demzufolge hätten die Schollen Längen zwischen 35 m und 62 m.



<http://www.lvermgeo.rlp.de>

Abb. 34: Lage der "Cereskop"-Profile im Bereich des Rutschareals bei Kröv. Kartengrundlage: DGK 1:5.000 Blatt Kröv E (1983)

6.3.2 Interpretation der Messergebnisse

Innerhalb der Fläche des Hauptrutschareals, das nach Geländebefunden (Schäden in Straße und Stützmauer, Vorwölben der Moseluferlinie) am Moselufer von km 0+550 bis 0+820 reicht, konnte mit dem "Cereskop" eine deutliche Energieanomalie zwischen km 0+620 und 0+805 erkundet werden. Nach der refraktionsseismischen Messung zeigen die Refraktoren bei km 0+580 ein steiles Abtauchen der Felslinie. Dies deutet nach FEUERBACH (1999) auf eine geologische Störungszone hin, die vermutlich auch die seitliche (nördliche) Abgrenzung des Rutschareals darstellt.

Weitere Zonen mit Impulsenergiekonzentrationen finden sich entlang der B 53 zwischen km 0-140 bis 0+150 und km 0+310 bis 0+370, die wahrscheinlich auf tektonisch beanspruchte Gebirgsbereiche mit Störungszonen zurückzuführen sind.

Ein Zusammenhang zwischen Tiefenlage der Felsoberkante nach refraktionsseismischen Messungen und Anomalien der "Cereskop"-Erkundung konnte nicht nachgewiesen werden.

6.4 Rutschareal im Bereich der Landesstraße L 47 zwischen Lieser und Bernkastel-Kues (Rheinisches Schiefergebirge)

Das Rutschareal "Kordel" befindet sich in einem südwestexponierten und 17 bis 22° geneigten Hangbereich, der in einem Mosel-Prallhang liegt. Dabei handelt es sich um eines der größten Rutschareale im Moselgebiet. Bereichsweise ist die Uferlinie der Mosel in diesem Abschnitt deutlich vorgewölbt. Der Rutschkörper bildet ein klassisches Beispiel für die Entwicklung eines Rutschareals durch Serienrutschungen (KRAUTER 2001). Im Rahmen einer Luftbildkartierung als Vorerkundungsmaßnahme für eine Flurbereinigung wurde eine Abgrenzung des Rutschareals und eine Unterteilung in Groß- und Kleinschollen vorgenommen (KRAUTER & HÄFNER 1980). Bei dem komplizierten Gebilde aus Einzelrutschungen mit einer Kernzone, die ständig in Bewegung ist, und einer Umgürtung mit weiteren Rutschschollen handelt es sich nicht um eine gleichmäßige Drift des gesamten Hanges, sondern vielmehr um ineinandergreifende Teilrutschungen, die in ihrer Gesamtheit, nur auf längere Sicht betrachtet, einer Abwärtsbewegung des gesamten Hangbereiches entsprechen. In einem Zeitraum von etwa 130 Jahren haben sich einzelne Hangpartien etwa 16 m talwärts bewegt. Schäden in den Weinbergen und Wirtschaftswegen treten immer wieder auf.

In den 1980er Jahren wurde die Landesstraße L 47 zwischen Lieser und Bernkastel-Kues auf einem etwa 1 km langen Streckenabschnitt am Fuß dieses altbekannten Rutschgebietes ausgebaut. Die mit in die Planung einbezogene Bahntrasse der Moselbahn wurde stillgelegt. Der Ausbau der Straßentrasse war mit einer Veränderung der vorhandenen Böschungsgeometrie verbunden, wobei größere Aufschüttungs- und Einschnittsabschnitte aber wegen der bekannten Problematik möglichst vermieden wurden.

Der geologische Untergrund besteht aus unterdevonischen Tonschiefern mit einzelnen, cm-mächtigen Quarzitbänken. Die Schichten streichen NE-SW und fallen im Mittel mit 30° nach SE ein. Das Devon ist besonders im unteren Teil des Hanges von mächtigem Gehängelehm, Gehängeschutt und Moselterrassen-Relikten überlagert (KRAUTER & HÄFNER 1980).

Zur Beurteilung des Untergrundes und der Rutschgefährdung der berg- und talseitigen Böschungen wurden 1981 und 1982 Erkundungsbohrungen abgeteuft, von denen fünf zu Inklinometermessstellen ausgebaut wurden. Nach vier- bzw. fünfjährigem Messzeitraum zeigte sich, dass die Ursache für die

Rutschbewegungen in den Moselhochwässern zu suchen ist. Unmittelbar nach Abklingen der Hochwässer kam es stets zu einer deutlichen Verschiebungszunahme. Die mittlere Verformungsgeschwindigkeit der Punkte maximaler Relativverschiebungen für oberflächennahe Bruchvorgänge lag in der Größenordnung von 10-24 mm/a, für tieferliegende Punkte bei 3 mm/a. Die größten Verformungen wurden im Querprofil bei km 0+275 beobachtet (Abb. 36). Dort hat sich die Moseluferlinie im Prallhangbereich deutlich ausgebaucht. Es handelt sich hierbei folglich um ein altes, aber noch aktives Rutschareal. Der maßgebende Gleithorizont liegt etwa zwischen 10 bis 14 m u. GOK im Bereich der Straßentrasse. Dennoch konnte aus den Messungen kein zusammenhängender Gleithorizont abgeleitet werden, da die Bewegungsrichtungen der einzelnen Messpegel stark voneinander abwichen. Dies belegten auch geodätische Messungen. Vielmehr handelt es sich bei dem Rutschareal – wie schon angesprochen – um ein Zusammenwirken mehrerer, voneinander unabhängiger Einzelschollen mit eigener Geometrie und speziellem Bewegungssinn.

7.4.1 "Cereskop"-Einsatz im Rutschareal

Die Untersuchung des großflächigen Rutschgebietes mit dem "Cereskop" umfasst sechs Längsprofile von je mehr als einem Kilometer Profillänge und ein kürzeres Längsprofil von 340 m Profillänge (Abb. 36).

Profile L1 LF und L1 HF (Anhang I/20)

Das Längsprofil L1 entlang des Rad- und Fußweges am Moselufer ist aufgrund großer Abweichungen zwischen Aufnahmen in verschiedenen Frequenzbereichen in einem niedrigen (L1 LF) und einem hohen Frequenzaufnahmebereich (L1 HF) im Messdiagramm dargestellt. Auffallend in beiden Profilverläufen sind 20-40 m breite Energiepeaks, zwischen denen die Impulsenergie stark absinkt. Während jedoch in Profil L1 LF die Impulsenergie von Profilbeginn im NW über das nach KRAUTER & HÄFNER (1980) abgegrenzte Rutschareal stetig ansteigt, und erst bei 1.170 m steil absinkt, sind in Profil L1 HF zwei Bereiche mit erhöhten Impulsenergiewerten herauszustellen. Diese befinden sich etwa bei 170-470 m und 650-1.300 m.

Profil L2 (Anhang I/21)

Von Straßen-km 0-020 bis 1+270 erstreckt sich Längsprofil L2 auf einer Länge von 1.290 m entlang der Landesstraße L 47 Lieser – Kues und im östlichen Teilstück entlang der stillgelegten Bahntrasse. Zwischen km 0 und 0+560 konnte eine sehr deutliche Anomalie der Impulsenergie erkundet werden. Im Bereich zwischen km 0+140 und 0+500 befinden sich drei Inklinometermessstellen, von denen zwei deutliche Hangbewegungen anzeigten (bei km 0+275 und km 0+500). Im südöstlichen Profilverlauf konnten keine weiteren Auffälligkeiten registriert werden.

Profil L3 (Abb. 35)

Das 1.120 m lange Längsprofil L3 erstreckt sich über einen teils befestigten, teils unbefestigten Wirtschaftsweg. Auf den ersten 50 Profilm Metern, wo breite Scherrisse in der Asphaltdecke und starke Verformungen in der bergseitigen Stützmauer größere Hangbewegungen anzeigen, wurden die niedrigsten Impulsenergiewerte registriert. Bei 120 m steigt die Energie langsam bis etwa 550 m an.

Anschließend ist ein leichtes Absinken zu beobachten. Von 1.050 m bis Profilende bei 1.120 m an der südöstlichen Begrenzung des Rutschgebietes konnte eine deutliche Anomalie erkundet werden.

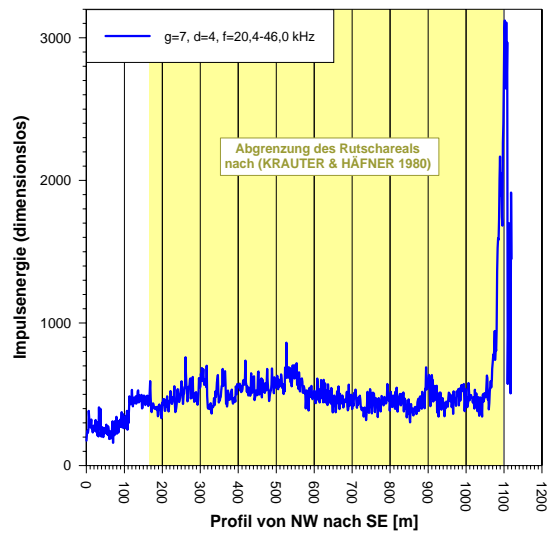
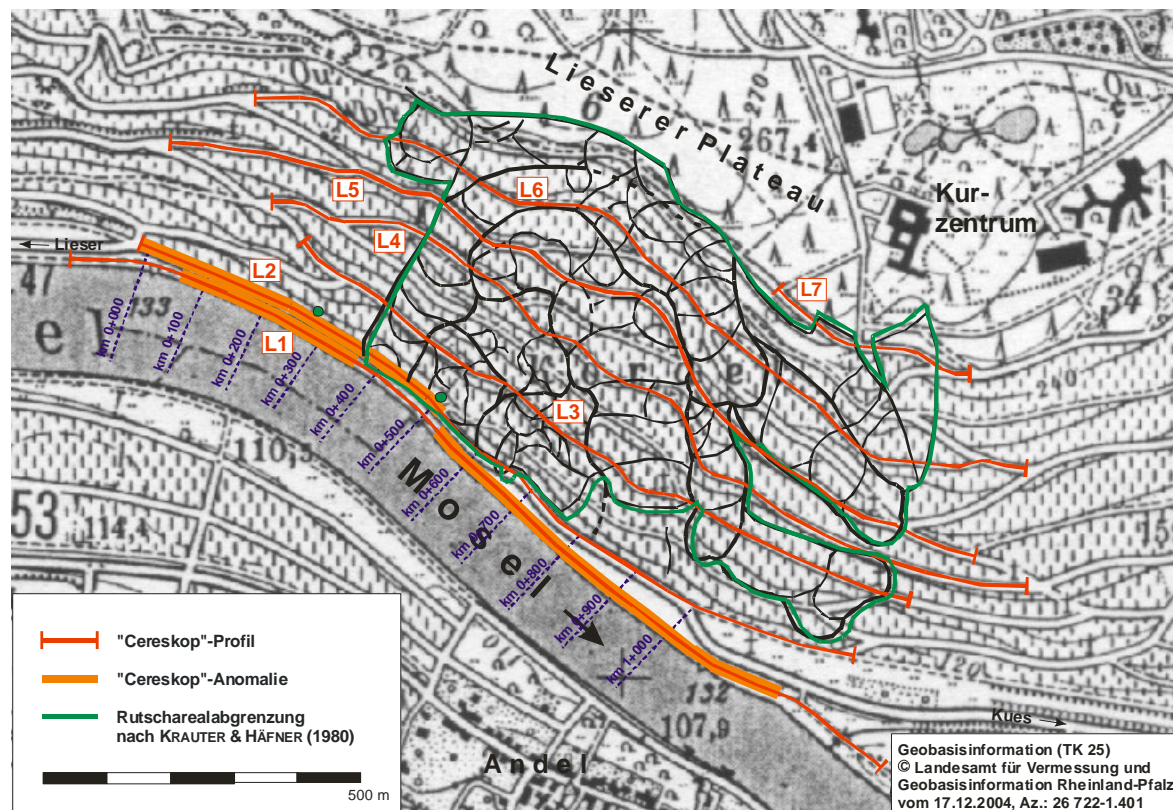


Abb. 35: "Cereskop"-Profil L3.

Profile L4 bis L7 (Anhang I/22 bis I/25)

In den bergwärts gelegenen Profile L4 bis L7 konnten keine EM-Signale gemessen werden, die über das Grundrauschen hinausgehen. Wegen einer parallel zum Wirtschaftsweg verlaufenden Hochspannungsleitung konnte der Rutschhang im Top-Bereich und am Rand des Lieserer Plateaus in Profil L7 nur im SE störungsfrei mit dem "Cereskop" erkundet werden.



<http://www.lvermgeo.rlp.de>

Abb. 36: Lage der "Cereskop"-Profile im Bereich des Rutschareals bei Lieser. Kartengrundlage: TK 1:25.000 Blatt 6008 Bernkastel-Kues (1994)

6.4.2 Interpretation der Messergebnisse

Das Rutschareal "Kordel" ist nach Geländebefunden und Inklinometermessungen in mehreren Hangpartien in aktiver Bewegung. Mittels der "Cereskopie" konnten Anomalien an EM-Emissionen nur im unteren Hangbereich erkundet werden (Abb. 36). Im Moseluferbereich konnten mehrere hundert Meter moselaufwärts und –abwärts des nach KRAUTER & HÄFNER (1980) aus Luftbildern abgegrenzten Rutschareals Energiekonzentrationen nachgewiesen werden. Die entlang der L 47 gemessene Anomalie zwischen km 0 und 0+560 liegt zum größten Teil moselaufwärts des abgegrenzten Rutschareals. Große Abweichungen in den Messergebnissen zwischen Aufnahmen im niedrigen und hohen Frequenzbereich sprechen dafür, dass jeweils unterschiedlich tiefe Gleitzonen erfasst wurden. Eine weitere etwa 40 m über dem Moselwasserspiegel liegende Anomalie stimmt mit der südöstlichen seitlichen Begrenzung des Rutschareals überein. Ein Zusammenhang zwischen der Rutschschollensynthese nach KRAUTER & HÄFNER (1980) und der "Cereskopie" konnte nicht nachgewiesen werden. Nach den vorgefundenen Schäden an Stützmauern und in Wirtschaftswegen im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Geländebegehung und den Inklinometermessungen in den 1980er Jahren reicht das Rutschareal mindestens noch 400 m weiter moselaufwärts. In diesem Hangabschnitt wurden auch hohe EM-Messwerte mit der "Cereskop"-Untersuchung registriert.

6.5 Rutschareal im Bereich der Moselbrücke bei Trittenheim (Rheinisches Schiefergebirge)

Der westexponierte Prallhangbereich der Moselschleife bei Trittenheim stellt ein ausgedehntes Hangrutschgebiet dar (Abb. 37). Schon wenige Jahre nach dem Bau der ersten Moselbrücke (1915) kam es zu erheblichen Schäden am östlichen Widerlager dieser Brücke. Neben einer talwärtigen Verschiebung des Widerlagers, Rissbildungen in Bauteilen der Brücke und Abplatzungen im Beton kam es auch im Umfeld der Brücke zu Beschädigungen an Weinbergmauern und im Straßen- und Wegenetz. Ende der 1980er Jahre wurde die alte durch Hangbewegungen stark beschädigte Brücke durch einen Neubau unmittelbar südlich der alten Brücke ersetzt.

Im Rahmen des Neubaus der Brücke wurden umfangreiche ingenieurgeologische Erkundungen vorgenommen. Vier Kernbohrungen wurden zur Beobachtung der Hangbewegungsraten zu Inklinometermesspegeln ausgebaut. Ferner wurde der Hangbereich auch geodätisch überwacht. Refraktionsseismische Untersuchungen sollten näheren Aufschluss über die Mächtigkeit der Hangschuttmassen und die seitlichen Begrenzungen des Rutschkörpers geben (HOLST 1989).

Das Hangrutschgebiet besteht aus mehreren sich unabhängig voneinander bewegenden Gleitschollen. Größere Schollen aus festem Tonschiefer "schwimmen" praktisch im mächtigen Schieferschutt (HOLST 1989).

Das anstehende Gestein wird überwiegend aus unterdevonischen Tonschiefern gebildet. Schichtung und Schieferung fallen im Rutschgebiet durchschnittlich mit 30° bis 40° nach NW ein. Überdeckt werden die gefalteten Schieferschichten von Terrassenkiesen und -sandden der Mosel und unterschiedlich mächtigen Hanglehm- und Hangschuttbildungen, die auf der Widerlagerseite Ost bis > 20 m anstehen. Außerdem stehen im Bereich des Widerlagers Ost Aufschüttungen bis maximal 10,5 m u. GOK an, die im Zuge der Herstellung des Widerlagers und der Kreisstraße K 140 dorthin angeschüttet worden sind. Bei den Aufschüttungen handelt es sich im wesentlichen um

Schieferschutt, der unterschiedlich sandig und schluffig ausgebildet ist. Im Falle von Hochwasser und insbesondere danach bei schneller Spiegelsenkung sind die Standsicherheiten des Geländes um das Widerlager Ost so gering, dass Kriechbewegungen zur Mosel und zum Widerlager hin auftreten.



Abb. 37: Rutschhang bei Tritthenheim mit unruhiger Geländemorphologie. Blickrichtung nach N (Aufnahme: KRAUTER 1988 in HOLST 1989).

7.5.1 "Cereskop"-Einsatz im Rutschareal

Bei der "Cereskop"-Erkundung dieses Rutschareals wurden zwei "Cereskope" gleichzeitig eingesetzt, um die gerätebedingten Genauigkeiten während des Messvorganges abzuschätzen. Die Profilaufnahmen mit den beiden Messgeräten erfolgten nebeneinander und hintereinander mit einem Abstand der Geräte von mindestens 2 m, um eine gegenseitige Beeinflussung zu vermeiden.

Es wurden fünf "Cereskop"-Profile parallel zum Hang und zur Mosel aufgenommen. Bei den Profilen L1a, L2 und L3 wurde mit "Cereskop" 1 in einem niedrigen Frequenzspektrum gemessen ($f = 5,0-21,0$ kHz), mit "Cereskop" 2 in einem hohen Frequenzspektrum ($f = 25,8-50,0$ kHz). Die Profile L1b, L4 und L5 wurden mit beiden Messgeräten im gleichen Frequenzspektrum ($f = 25,0-50,0$ kHz) aufgenommen. Auch die Verstärkung wurde gleichhoch eingestellt, nur die Diskriminanz wurde leicht variiert.

In Höhe des Moselufers am Hangfuß verlaufen die Profile L1a, L1b und L2 (Abb. 39). Profil L1a beginnt bei km 0 der Kreisstraße K 140 und erstreckt sich bis nördlich der Moselbrücke zur Einmündung der Landesstraße L 148. Profil L1b wurde über dieselbe Geländestrecke gelegt, weist aber unterschiedliche Geräteparameter-Einstellungen auf. Profil L2 beginnt an der Straßeneinmündung der L 148 in die Moseluferstraße und verläuft 180 m entlang der Landesstraße L 156 am Moselufer. Weiter bergwärts wurde Profil L3 entlang der L 148 aufgenommen. Über einen sich im Bau befindlichen Wirtschaftsweg im Rahmen der neuen Flurbereinigung verläuft Profil L4. Das Profil L5 erstreckt sich über den bergwärts gelegenen befestigten Wirtschaftsweg. Geeignete Querprofile

konnten aufgrund der Steilheit des Geländes und der Weinbergparzellierung nicht aufgenommen werden. Die Messergebnisse wurden mit einer Linearanalyse des Rutschareals (HOLST 1989) verglichen.

Profil L1a (Anhang I/26)

Am talseitigen Rand der Moseluferstraße K 140 wurde Profil L1a von km 0 dieser Kreisstraße bis nördlich der Moselbrücke zur Einmündung der L 148 aufgenommen. Mit "Cereskop" 1 wurde im tiefen Frequenzspektrum gemessen ($f = 5,0-21,0$ kHz), mit "Cereskop" 2 im hohen Frequenzbereich ($f = 25,8-50,0$ kHz).

Auf den ersten 195 m des Profils können keine anomalen Impulsenergiewerte beobachtet werden. Bei 195 m steigt die Energie in "Cereskop" 2 stetig an, sie hat bei 320 m ihren maximalen Peak und sinkt bei 430 m steil ab. Bei "Cereskop" 1 erfolgt der Energieanstieg bei 205 m. Das Profil erreicht bei 320 m ebenfalls seinen Maximalwert und sinkt bei 430 m wieder steil ab. Über fast alle Profilabschnitte ist die Energiemenge der von "Cereskop" 1 gemessenen Werte höher.

Profil L1b (Abb. 38)

Erneut wurde derselbe Profilverlauf wie in Profil L1a aufgenommen. Mit beiden "Cereskopen" wurde der gleiche Frequenzbereich von $f = 25,0-50,0$ kHz erkundet. Auch die Verstärkung wurde gleichhoch eingestellt ($g = 4$), nur die Diskriminanzlinien unterscheiden sich voneinander ("Cereskop" 1: $d = 24$; "Cereskop" 2: $d = 36$).

Bis 180 m ab Profilbeginn zeigen sich keine Auffälligkeiten im Profilverlauf. Bei 180 Profilmeter steigt die Energie in "Cereskop" 1 an, bleibt auf relativ konstantem Energieniveau und steigt bei 240 m weiter an. "Cereskop" 2 reagiert 15 m weiter nördlich (bei 195 Profilmeter). Diese Zone hoher Energiwerte reicht bei "Cereskop" 1 bis 295 m, bei "Cereskop" 2 bis 310 m. Die Breite der EM-Anomalie ist mit 115 m folglich bei beiden Geräten gleich.

An die erste Anomalie schließt sich die nächste mit noch höherer Energiemenge an. Wieder wird mit "Cereskop" 1 der steile Energieanstieg 15 m weiter südlich (300 m) als mit "Cereskop" 2 (315 m) nachgewiesen. Die anomal hohe Spannung sinkt bei beiden Geräten abrupt bei 420 m ab. Hinsichtlich der gemessenen Energiemenge sind die Werte von "Cereskop" 1 mit niedrigerer Diskriminanzlinie höher als die von "Cereskop" 2 gemessenen.

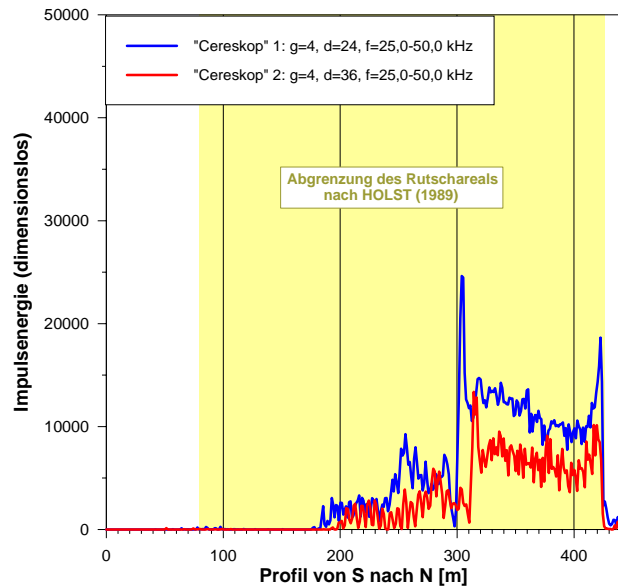


Abb. 38: "Cereskop"-Profil L1b.

Profil L2 (Anhang I/27)

Das 180 m lange Profil L2 erstreckt sich am talseitigen Straßenrand der L 156 von der Straßeneinmündung der L 148 in moselabwärtige Richtung. Mit "Cereskop" 1 wurde im niedrigen Frequenzbereich ($f = 5,0-21,0$ kHz) und mit "Cereskop" 2 im hohen Frequenzbereich ($f = 25,8-50,0$ kHz) gemessen. Nach anfänglich sehr ruhigem Profilverlauf steigt die Energie bei beiden Messgeräten zwischen 50 und 60 Profilmeter an. Während "Cereskop" 2 früher reagiert, und die Energiekurve stetig bis 90 m ansteigt, zeigt "Cereskop" 1 einen markanten Peak zwischen 60 m und 70 m, bevor die Energie auf die Nulllinie absinkt und danach steil bis 90 m ansteigt. In der folgenden EM-Anomalie zwischen 90 m und 175 m liegen die Energiewerte von "Cereskop" 1 mehr als doppelt so hoch wie in "Cereskop" 2. In "Cereskop" 2 sinkt die Energie stetig von 165 m an bis wenige Meter vor Profilende bei 180 m ab, während "Cereskop" 1 in diesem Profilschnitt erneut eine deutliche Spitze aufweist, bevor auch hier die Energie bis wenige Meter vor Profilende absinkt.

Profil L3 (Anhang I/28)

Entlang der L 148 wurde das Profil L3 bis zur Straßeneinmündung in die Moseluferstraße aufgenommen. Erneut wurde mit "Cereskop" 1 der tiefe Frequenzbereich ($f = 5,0-21,0$ kHz), mit "Cereskop" 2 der hohe Frequenzbereich ($f = 25,8-50,0$ kHz) erkundet.

Gleich zu Beginn des Profils im S wurde eine Energieanomalie bis 120 Profilmeter erkundet. Die Begrenzung dieser Anomalie stimmt in beiden "Cereskopen" überein. Hinsichtlich der gemessenen Energiemenge wird mit "Cereskop" 1 mehr als die dreifache Energiemenge gemessen. Auch im weiteren Profilverlauf liegt die Energiemenge, die von "Cereskop" 1 gemessen wurde, stets höher als die von "Cereskop" 2 gemessene. Besonders deutlich zeigt sich dies bei einer schwächer ausgeprägten Anomalie, die mit beiden Geräten zwischen 210 m und 390 m erkundet werden konnte.

Profil L4 (Anhang I/29)

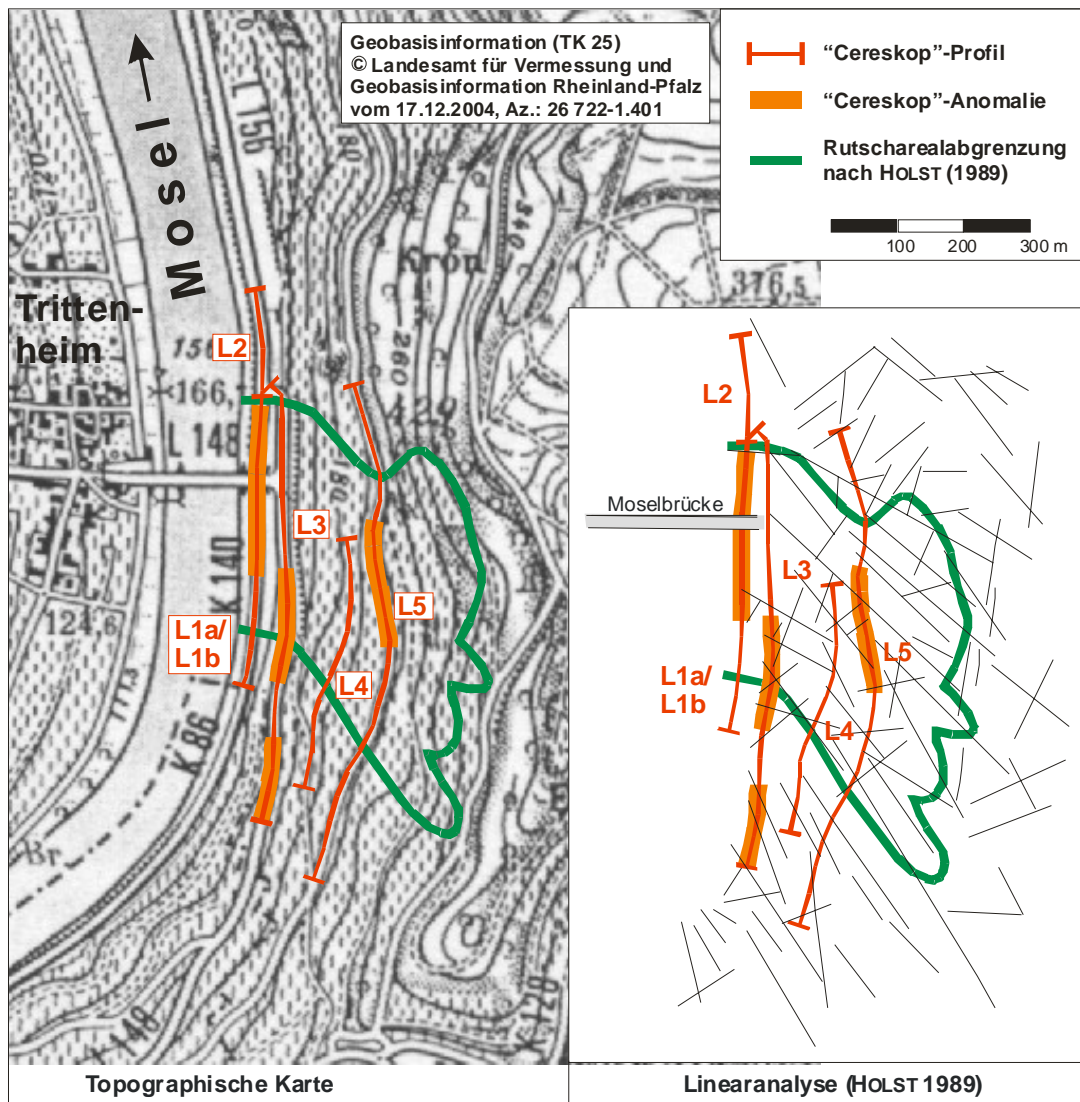
Im Rahmen der neuen Flurbereinigung wurde zur Zeit der Profilaufnahmen ein neuer Wirtschaftsweg angelegt. Hierfür wurde nach dem sog. "Klappprinzip" im bergseitigen Hangbereich ein

Böschungseinschnitt vorgenommen, talseitig wurden Erdmassen angeschüttet. Entlang dieses neuen, noch unbefestigten Weges wurde Profil L4 aufgenommen. Über den gesamten Profilverlauf konnten bei beiden Messgeräten keine EM-Signale nachgewiesen werden, die über das Grundrauschen hinausgehen.

Profil L5 (Anhang I/30)

Bergwärts verläuft Profil L5 hangparallel über einen befestigten Wirtschaftsweg. Bei beiden "Cereskopen" wurde der gleiche Frequenzbereich ($f = 25,0-50,0$ kHz) gewählt. Die Diskriminanzlinie wurde bei "Cereskop" 1 tiefer ($d = 24$) als bei "Cereskop" 2 ($d = 36$) gelegt.

Im allg. wird bei "Cereskop" 1 mit der tieferen Diskriminanzlinie mehr Energie gemessen als bei "Cereskop" 2. Der Trend der Energiekurve ist bei beiden Messgeräten gleich. Es kann eine Zone von etwa 370 bis 560 Profilmeter herausgestellt werden, die ein höheres Energieniveau als die umliegenden Bereiche aufweist.



<http://www.lvermgeo.rlp.de>

Abb. 39: "Cereskop"-Profile im Bereich des Rutschareals bei Trittenheim auf der topographischen Karte und im Vergleich mit der Linearanalyse. Kartengrundlage: TK 1:25.000 Blatt 6107 Neumagen-Dhron (1994)

7.5.2 Interpretation der Messergebnisse

Die zeitgleiche Untersuchung des Rutschareals östlich der Moselbrücke Trittenheim mit zwei Messgeräten zeigte die gleichen Resultate wie die mit einem einzigen "Cereskop" zeitlich nacheinander ausgeführten Messungen. I. allg. konnte festgestellt werden, dass mit niedrigen Frequenzen im selben Profil mehr Energie gemessen werden konnte als mit einem höheren Frequenzspektrum. Auch eine niedriger eingestellte Diskriminanzlinie erbrachte höhere Energiewerte als eine höher eingestellte bei einem anderen Messgerät.

Hinsichtlich der Abgrenzung des Rutschareals konnten besonders am Fuß der Rutschung im Bereich der Moseluferstraße eindeutige Ergebnisse erzielt werden (Abb. 39). Demnach beginnt nach den "Cereskop"-Ergebnissen etwa 80 m nördlich der südlichen Abgrenzung des Rutschareals eine "Cereskop"-Anomalie. Die nördliche Begrenzung dieser Anomalie stimmt sehr gut mit der von früheren Bearbeitern interpretierten Abgrenzung des Rutschareals überein. Hier ist ein äußerst steiles

Absinken der Energie im "Cereskop"-Profil entlang der Moseluferstraße zum unbewegten Gelände hin zu verzeichnen. Weiter moselabwärts konnte eine weitere EM-Anomalie im Bereich der Moseluferstraße erkundet werden. In der bergwärts gelegenen L 148 sind in Höhe des talwärts erkundeten Absinkens der Energie keine erhöhten Impulsenergiewerte zu beobachten. Zwei weitere Anomalien konnten jedoch im südlichen Profilabschnitt von Profil L2 gemessen werden. In den bergwärts gelegenen "Cereskop"-Profilen konnten keine erhöhten Werte erkundet werden. Lediglich eine 190 m breite Zone mit erhöhtem Energieniveau kann innerhalb des Rutschareals herausgestellt werden.

Hinsichtlich einer Korrelation der erkundeten Spannungsanomalien mit einer Linearanalyse des Rutschgebietes findet sich meist ein kartiertes Linear am Beginn und Ende einer Spannungsanomalie.

6.6 Rutschareal im Bereich des Wohngebietes "In den Borngärten" in Gau-Bischofsheim (Mainzer Becken)

Das Wohngebiet "In den Borngärten" auf dem oberhalb der Altstadt von Gau-Bischofsheim gelegenen Hang wurde in den 1960er Jahren auf einem alten Rutschhang ausgewiesen (KRAUTER & STEINGÖTTER 1983). Der dort angelegte Alte Friedhof zeigte schon Schäden (Verkipfung von Grabsteinen und Treppenstufen, Verschiebung der Grabeinfassungen und Wege) vor Bebauung des Hanggeländes (mündl. Mitt. von Anwohnern 2001). In der Bausubstanz der Wohnhäuser und deren Umfeld kam es schon bald nach deren Fertigstellung zu Schäden, die von ihrer Phänomenologie auf Hangbewegungen hindeuten (Erscheinungsbild der Risse in den Wohnhäusern und in der Straßendecke, Verschiebungen, Verformungen der Bordsteine). Durch die geplante Bebauung eines neuen bergwärts ausgewiesenen Wohngebietes werden weitere Schäden in der vorhandenen Bausubstanz durch Eingriffe in das labile Hanggleichgewicht befürchtet.

Bergwärts im W des sich bewegenden Hanges befindet sich auf knapp 200 m NN eine Verebnung, auf der die Gaustraße Mainz – Alzey – Worms (L 425) verläuft. Von dort fällt der nach E exponierte Hang in allmählich zunehmender Neigung Richtung Rheintal ab. Unmittelbar westlich der Höhe der Altstadt von Gau-Bischofsheim (ca. 160 m NN) besitzt der Hang eine Neigung von 9°.

Im Hang ausstreichend befinden sich tertiäre Süßwasserschichten über Schichten des Cyrenenmergels, die mehr oder minder sählig gelagert sind. Die z.T. stark feinsandigen Schluffe und Mergel der Süßwasserschichten können in gewissem Maße Grundwasser speichern, welches an der Basis zu den Tonmergeln des Cyrenenmergels mit geringerer Wasserwegsamkeit gestaut wird und so teilweise zum Austreten an der Oberfläche gezwungen wird. Schon der Wortstamm "Born" im Namen der Wohnsiedlung "In den Borngärten" weist wohl darauf hin, dass verstärkt Wasser aus diesem Hang austritt. Diese geologische Konstellation – Aquifer über Stauhorizont – ist geradezu prädestiniert für Rutschungen im Tontertiär Rheinhessens. Eine Lössdecke, die an Hängen in Rheinhessen meist eine stabilisierende Wirkung besitzt, ist wegen verstärkter Solifluktion nicht mehr vorhanden. Die Scherfestigkeit wird durch ungünstige Konsistenzveränderung innerhalb potenzieller Gleitflächen oder -zonen durch erhöhte Wasserzufuhr soweit herabgesetzt, dass die Standsicherheit des Hanges nicht mehr gegeben ist. Es wird bisher von flachen Rutschvorgängen ausgegangen, deren Gleitfläche nicht tiefer als wenige Meter u. GOK vermutet wird.

Auch in der unmittelbaren Umgebung ist es zu teilweise ausgedehnten Hangdeformationen gekommen. 1981/82 kam es ca. 1 km nördlich von Gau-Bischofsheim auf einer etwa 2,4 ha großen Weinbergsfläche durch Rutschungen zu erheblichen Schäden in Weinbergen und Wirtschaftswegen.

6.6.1 "Cereskop"-Einsatz im Rutschareal

Die "Cereskop"-Untersuchung soll herausstellen, welche Bereiche in dem betroffenen Hanggelände besonders hohe EM-Signale aufweisen. Auch das umgebende Gebiet (geplantes Bebauungsgebiet, Altstadt von Gau-Bischofsheim und angrenzende Weinberge) wurde mit dem "Cereskop" erkundet. Registrierte Anomalien der EM-Emissionen können u.U. auf Bereiche mit aktiven Hangdeformationen hindeuten.

Insgesamt wurden acht "Cereskop"-Profile aufgenommen, davon drei hangparallel auf verschiedenen Höhenniveaus (Längsprofile L1 bis L3) und fünf im Hanggefälle (Querprofile Q1 bis Q5) (Abb. 41).

Profil L1 (Abb. 40)

Das 340 m lange Profil verläuft von der Straßenverzweigung Richtung Mainz und Bodenheim über die Pfarrstraße und die Harxheimer Straße bis zu einer Wirtschaftsweg-Einmündung am Fuße der Weinberge. Der Profilverlauf der Impulsenergie beginnt schon auf hohem Energieniveau, sinkt ab, zeigt dann eine 20 m breite Zone mit hohen Energiewerten und sinkt erneut ab. Unmittelbar hangseitig dieser 20 m breiten Spannungsanomalie kam es Mitte der 1990er Jahre zu einem Grundbruch. Bei 75 m beginnt eine 165 m breite Zone von EM-Anomalien im Bereich der Altstadt, die sich bis in die Harxheimer Straße am Bebauungsrand fortsetzt. Die Kirche, die sich talseitig der Pfarrstraße befindet und Risse in ihrer Fassade aufweist, liegt am Beginn dieser Anomalie. Am Ende der Anomalie befindet sich hangseitig eine Rohbau-Ruine. Der Neubau eines Einfamilienhauses musste aufgrund auftretender Schäden während des Bauvorganges gestoppt werden, um weitere Hangdeformationen zu vermeiden.

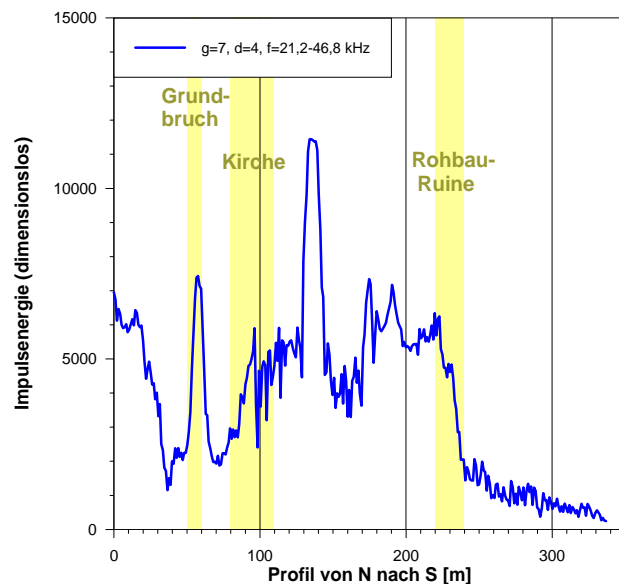


Abb. 40: "Cereskop"-Profil L1.

Profil L2a (Anhang I/31)

Um das Längsprofil L2 besser graphisch darstellen zu können, wurde es etwa in der Mitte in die beiden Teilprofile L2a und L2b gegliedert. Das nördliche Teilprofil L2a erstreckt sich entlang der Straße "In den Borngärten" von der Abzweigung an der Steigstraße am Alten Friedhof bis zum südlichen Ende dieser Straße am Anwesen Nr. 17. Entlang dieser Straße treten die größten Schäden auf. Die meisten Wohnhäuser sowie die Schwarzdecke der Straße zeigen Risses Schäden, Zuwegungen sind abgesackt, Bordsteine weisen eine wellige Verformung auf.

Der Profilverlauf beginnt auf dem höchsten Energieniveau des gesamten Profils und sinkt nach 25 Profilm Metern auf ein tieferes, aber immer noch sehr hohes Niveau ab. Hier befinden sich auch die stärksten Schäden des Profils bergseitig im Alten Friedhof und talseitig an einem Wohnhaus. Nach 85 Profilm Metern sinkt die Impulsenergie allmählich bis zum Profilende ab.

Profil L2b (Anhang I/32)

Wenige Meter weiter südlich setzt sich Teilprofil L2a im Teilprofil L2b fort. Durch den Garten des Anwesens Nr. 17 und durch die sich südlich anschließenden Weinberge verläuft das Profil bis zu einem querenden Wirtschaftsweg.

Die registrierte Impulsenergie sowie die Profillänge von Profil L2b werden in einem größeren Maßstab als in Profil L2a dargestellt, um die südliche Begrenzung der EM-Anomalie deutlicher herauszustellen. Die Impulsenergie beginnt erneut auf höchstem Niveau und sinkt bis 20 m noch im Bereich des Gartens des Anwesens Nr. 17 ab. Weiter südlich im Bereich der Weinberge sind nur Messwerte auf Niveau des Grundrauschens zu beobachten.

Profil L3 (Anhang I/33)

Im oberen Hangbereich im Übergang zur Verebnung erstreckt sich Längsprofil L3 von der Steigstraße bis zum Beginn der Weinberge über Brachland des geplanten Bebauungsgebietes "Alter Sportplatz". Eine hangparallele Fortführung durch die Weinberge, wo ebenfalls ein Baugebiet geplant ist, ist durch die Anordnung der Rebzeilen in Richtung des Hanggefälles nicht möglich.

Schon am Profilbeginn befindet sich die Energie auf ihrem Maximalwert und sinkt kontinuierlich auf den ersten 20 Profilmeter ab. Im weiteren Verlauf befindet sich die Impulsenergie im Bereich des Grundrauschens.

Profil Q1 (Anhang I/34)

Das Querprofil Q1 erstreckt sich über den Hangbereich zwischen Gaustraße und der Altstadt über eine Höhendifferenz von 40 m. Auf den ersten 20 Profilmeter verläuft das Profil auf einem sehr niedrigen Niveau. Mit einem deutlichen Sprung wird bei 20 m ein höheres Niveau erreicht. Im Folgenden steigt die Energie bis etwa 165 m kontinuierlich an und erreicht innerhalb weniger Meter ein sehr hohes Niveau. Dieser Energiesprung wird im Gelände unmittelbar westlich der Einmündung der schadhafte Straße "In den Borngärten" in die Steigstraße erreicht. Weiter talwärts bleibt die Energie auf diesem Niveau und sinkt erst kurz vor Profilende an der Straßenkreuzung ab.

Profil Q2 (Anhang I/35)

Entlang des Mittelweges des Alten Friedhofes wurde das 63 m lange Profil Q2 bis zur Straße "In den Borngärten" aufgenommen. Schäden finden sich im gesamten Friedhofsgelände: Verkippung von Grabsteinen, Treppenstufen und Randsteinen, Verschiebung der Wege und Grabeinfassungen, Risse in den Stützmauerchen. Während der obere Bereich des Mittelweges schadhaft ist, ist der untere Bereich dieses Weges, der dort mit Waschbetonplatten befestigt ist, nicht schadhaft. Wahrscheinlich waren hier die Schäden am größten und wurden inzwischen beseitigt.

Die Energie bleibt auf den ersten 35 Profilmeter auf niedrigem Niveau und steigt bei etwa 40 m immer steiler an. Das Maximum der Impulsenergie wird zwischen 50 m und 62 m erreicht. Dieser Bereich stimmt mit dem dort aus Waschbetonplatten befestigten Friedhofsweg überein.

Profil Q3 (Anhang I/36)

Das Profil Q3 erstreckt sich von der Straße "In den Borngärten" bis zur Pfarrstraße in der Altstadt. Zunächst verläuft das Profil entlang einer Seitenstraße und setzt sich entlang eines Gehweges fort, der die Wohnsiedlung mit der Altstadt verbindet. Im unteren Hangbereich nimmt die Hangneigung zu. Auch hier zeigen sich Verkippungen der Gehweg-Treppenstufen und Risse in der Asphaltdecke des Weges und in den angrenzenden Mauern. Unmittelbar nördlich dieses Abschnittes des Verbindungsweges liegt ein Weingut. Im Zuge von Erweiterungsbaumaßnahmen durch Hangversteilung kam es dort vor ein paar Jahren zu einem Grundbruch.

Zunächst befindet sich die Energie im Profilverlauf auf hohem Niveau, sinkt dann aber bei etwa 45 m steil ab. Es folgt ein Profilabschnitt bis etwa 105 m, in dem die Energie auf niedrigem Niveau bleibt. Bis zum Profilende steigt die Energie erneut an und erreicht an der Pfarrstraße ihre höchsten Werte. Das Maximum in diesem Profilabschnitt stimmt mit den Schäden des Weges und dem erwähnten Grundbruch wenige Meter weiter nördlich überein.

Profil Q4 (Anhang I/37)

Entlang der Grundstücksgrenzen der Wohnsiedlung und durch Brachland verläuft Profil Q4 von der Höhe des Anwesens Nr. 17 bis zur Harxheimer Straße, wo sich die bei Profil L1 erwähnte Rohbau-Ruine befindet. Wenige Meter oberhalb dieses Rohbaues ist eine unruhige Geländemorphologie mit Buckel- und Muldenbildung im Brachland ein eindeutiges Indiz für Hangbewegungen. Der Bau des Hauses wurde kurz nach Baubeginn behördlich gestoppt, um weitere drohende Hangbewegungen durch Veränderungen des Hanggleichgewichtes zu vermeiden.

Vom Profilbeginn auf niedrigem Energieniveau steigt die Energie allmählich talwärts an. Innerhalb des Geländes mit der Buckel- und Muldenbildung wird der Anstieg der Impulsenergie bei etwa 130 m steiler. In Höhe der Rohbau-Ruine erreicht die Energie ihr Maximum.

Profil Q5 (Anhang I/38)

Das Querprofil Q5 im S verläuft innerhalb der Weinberge über den gesamten untersuchten Hangbereich von der Abzweigung des Wirtschaftsweges von der Gaustraße bis zur Einmündung in die Harxheimer Straße. Im unteren Hangbereich ist die Neigung leicht zunehmend.

Im Profilverlauf von zwei dargestellten Messungen in nur wenig voneinander abweichenden Frequenzbereichen sind mehrere EM-Anomalien im Zehnermeterbereich erkennbar. Beide Profilverläufe stimmen weitgehend überein. Auffallend ist bei der Messung im Frequenzbereich $f = 14,8-46,8$ kHz eine weitere Anomalie zwischen 240 und 270 Profilmeter, die im schmäleren Frequenzband $f = 16,4-46,8$ kHz nicht in Erscheinung tritt.

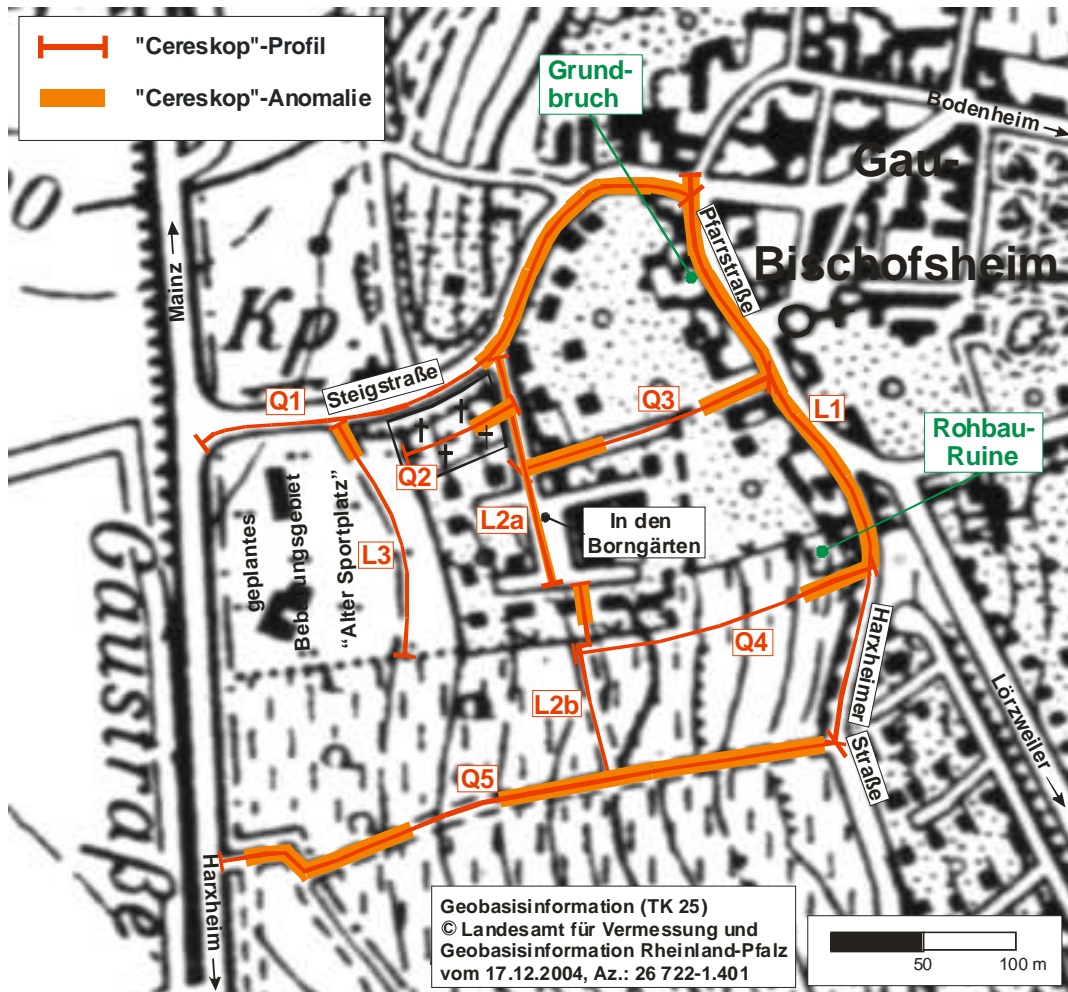


Abb. 41: Lage der "Cereskop"-Profile im Rutschareal in Gau-Bischofsheim.
Kartengrundlage: TK 1:25.000 Blatt 6015 Mainz (1991)

6.6.2 Interpretation der Messergebnisse

Die erkundeten EM-Anomalien in den "Cereskop"-Profilen im Rutschgebiet "In den Borngärten" und in der näheren Umgebung des betroffenen Hanges zeigen ein hohes Maß an Übereinstimmung mit den beschriebenen Schadensbildern.

Demnach zeigt sich im Hangbereich in Höhe der Altstadt von Gau-Bischofsheim eine Zone mit Energiemaxima, die weiter nördlich als der Profilbeginn von Profil L1 beginnt, und bis zu einer Rohbau-Ruine in der Harxheimer Straße reicht. Die erkundeten Anomalien lassen sich gut mit den Schadensbildern in der Altstadt korrelieren. Auch weiter hangwärts in Höhe der Straße "In den Borngärten" mit den größten Schäden und den höchsten Impulsenergiewerten befindet sich der Profilbeginn von Profil L2a schon innerhalb der Schadenszone, die sich auf dieser Höhe bis in den Garten des Anwesens Nr. 17 erstreckt. Noch weiter bergwärts sinkt die Spannung 20 m südlich der Steigstraße im Bereich des geplanten Baugebietes "Alter Sportplatz" ab (Abb. 41).

In zwei Querprofilen konnten wenige Meter oberhalb der Straße "In den Borngärten" weitere Anomalien nachgewiesen werden. Ein Querprofil liegt inmitten des schadhafte Bereiches und weist eine 50 m breite Zone mit geringen Impulsenergiewerten auf. Die größten Energiekonzentrationen befinden sich auch hier im Bereich von starken Schäden und eines Grundbruches. Ein an der

südlichen Bebauungsgrenze aufgenommenes Querprofil im Hanggefälle gelangt erst wenige Meter vor Profilende in brachliegendem Gelände mit unruhiger Geländemorphologie in die Zone mit Hangbewegungen. Außerhalb des Gebietes mit den stärksten Deformationen befindet sich ein weiteres Querprofil in den Weinbergen. Kleinere Anomalien könnten vielleicht auf Hangbewegungsvorgänge auch außerhalb des Rutschareals hindeuten.

Fehlinterpretationen durch anthropogene Störquellen (z.B. Stromleitungen) der natürlichen EM-Strahlung sind in den Profilen L1, L2a und Q1 nicht auszuschließen.

6.7 Rutschareal im Weinbergsgelände bei Ober-Olm (Mainzer Becken)

Im Weinbergsgelände des Staar- und Kuppelberges südwestlich von Ober-Olm sind schon seit mehreren Jahrzehnten größere Rutschungsereignisse bekannt. Der west- bis südwestexponierte Hang mit einer Neigung von 3 bis 15° und einer Höhendifferenz von 80 m besteht aus Schichten des Tertiärs. Auf der Plateaufläche, auf der die Gemeinde Ober-Olm erbaut ist, sind dem Tertiär Schichten des Quartärs aufgelagert. Klüfte und Spalten im Kalkgestein leiten Niederschlagswasser zu den unterlagernden Tonmergeln, wo dieses sich staut. Durch diesen Stauwirkung weichen die Tonmergel besonders in niederschlagsreichen Zeiten auf, was zu einer Herabsetzung der Scherfestigkeit führt. Aufgrund eines vergleichbaren geologischen Aufbaues sind im Mainzer Becken sehr viele Hänge rutschgefährdet (KRAUTER & STEINGÖTTER 1983).

Die sehr flach aus dem Hang einfallenden Rupelton- und Schleichsand-Schichten des Tertiärs sind von über 20 m mächtigen pleistozän abgerutschten Schollen des gleichen Materials bedeckt (Schichtenverdopplung). Damit handelt es sich um sehr alte, reaktivierte Rutschungen. Verschieden alte, miteinander verzahnte Rutschkörper können durch das labile Hanggleichgewicht immer wieder neue Rutschungen auslösen, die sich zu Serienrutschungen entwickeln können. Die gesamte Hanglage ist von Bewegungen betroffen.

Das letzte katastrophale Rutschereignis fand in den Jahren 1981/1982 statt. Nach tagelangen starken Niederschlägen kam es im Juli 1981 zum Abgleiten von Erdmassen mit einer Kubatur von 20.000 m³. Während einer Tauwetterperiode nach einer langen Frostphase glitten Anfang Januar 1982 weitere Massen ab (KRAUTER 2001). In den folgenden Wochen verstärkten sich die Rutschungen zu Serienrutschungen. Im oberen Hangbereich bildeten sich Spalten und z.T. meterhohe Abrisskanten. Die Geschwindigkeit der Rutschbewegungen betrug bis 5 m/h. Betonplatten der Wege wurden zerbrochen und gegeneinander verschoben. Auch ein Postkabel wurde gespannt und zerrissen. Heute sind die meisten Wege im Bereich der aktiven Verschiebungen unbefestigt. Ein Hinweis auf die anhaltenden Bewegungen im heute großenteils aufgelassenen Gelände ist die z.T. wellenförmige Anordnung der Rebzeilen im verbliebenen Weinbergsgelände. Die Bewegungsgeschwindigkeiten liegen derzeit bei 10 bis 20 cm/a.

In der Bewegungszone ist die Oberflächengeometrie durch Buckel- und Muldenbildung, die durch Sekundärabriss entstanden ist, sehr ausgeprägt (Abb. 42). In den Gräben und abflusslosen Mulden kommt es oft zur Ansammlung von Niederschlagswasser, welches in den Untergrund versickert, an den tonig-mergeligen Horizonten gestaut wird und die Scherfestigkeit dieser Schichten herabsetzt. Das insgesamt ca. 16 ha große Rutschareal, das aus mehreren verschiedenen alten Rutschschollen besteht, besitzt bei einer maximalen Gleitflächentiefe von 20 m eine Kubatur von etwa 500.000 m³.

Die Rutschfläche ist durch tektonisch angelegte Schwächezonen begrenzt und ist eindeutig durch Linearanalysen im Luftbild abgrenzbar (KRAUTER 2001).

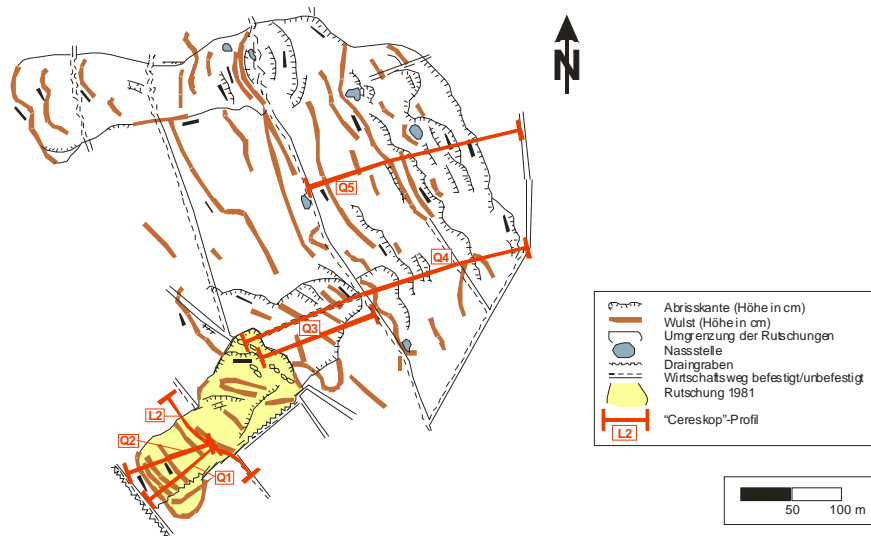


Abb. 42: Rutschungskartierung des Weinbergsgeländes bei Ober-Olm. (KRAUTER & STEINGÖTTER 1983 mit Änderungen)

6.7.1 "Cereskop"-Einsatz im Rutschareal

Im Hangrutschgebiet wurden 12 "Cereskop"-Profile aufgenommen. Davon verlaufen fünf Längsprofile hangparallel auf verschiedenen Höhengniveaus, sieben Querprofile im Hanggefälle zwischen 220 m NN am Starberg und 140 m NN im Tal des "Grabens", und ein Profil verläuft schräg über den südlichen Teil des Rutschgebietes (Abb. 43).

In keinem Längs- oder Querprofil sind trotz hoch eingestellter Verstärkung am Messgerät eindeutige Anomalien erkundbar. Im Talbereich lässt Längsprofil L1 eine sehr schwach ausgeprägte Zone mit erhöhten Impulsenergiewerten zwischen der im Gelände sichtbaren Rutschzunge der Rutschung von 1981/1982 und dem querenden Wirtschaftsweg erkennen (Anhang I/39). Die Rutschzunge selbst lässt sich durch die Profile L2 (Anhang I/40), Q1 (Anhang I/44) und Q2 (Anhang I/45) durch Energieunterschiede nicht vom umliegenden Gelände abgrenzen. Südöstlich wurde in Profil L3 ein 30 m breiter Energiepeak beobachtet (Anhang I/41). Innerhalb des Rutschgebietes von 1981/1982 konnte in Profil L4 eine äußerst schwach ausgeprägte Anomalie erkundet werden (Anhang I/42). Entlang des schräg querenden Wirtschaftsweges, der mehrere Meter 1981/1982 talwärts verschoben wurde, konnte in Profil D1 die einzige deutlich ausgeprägte EM-Anomalie im Rutschareal von Ober-Olm beobachtet werden (Abb. 43). Die Anomalie reicht über das gesamte Rutschareal nach SE und NW hinaus. Im oberen Hangbereich konnten entlang Profil L5 keine Messwerte registriert werden, die über das Grundrauschen hinausgehen (Anhang I/43). Auch die Querprofile Q3 (Anhang I/46), Q4 (Anhang I/47) und Q6 (Anhang I/49) zeigen in ihren Kurvenverläufen keine Auffälligkeiten. Lediglich Querprofil Q5, im oberen Hangbereich am Hauptabriss beginnend, weist zwei Bereiche mit gering erhöhten Impulsenergiewerten auf (Anhang I/51). Wiederholungsmessungen ca. sechs Monate nach der ersten "Cereskop"-Erkundung erbrachten sehr ähnliche Resultate. Neben der erneuten Erkundung der Anomalie in Profil D1 wurden keine weiteren Auffälligkeiten beobachtet.

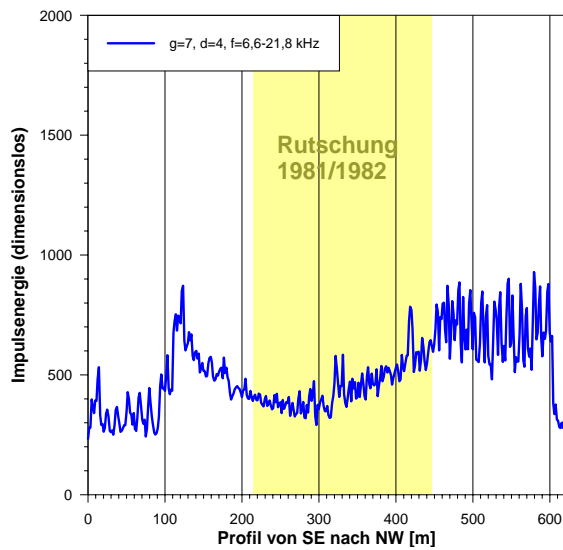


Abb. 43: "Cereskop"-Profil D1.

6.7.2 Interpretation der Messergebnisse

In 12 "Cereskop"-Profilen längs und quer über das aktive Rutschgebiet bei Ober-Olm konnten in zwei "Cereskop"-Einsätzen in einem zeitlichen Abstand von ca. sechs Monaten nur in einem Profil im unteren Hangbereich eine eindeutige EM-Anomalie erkundet werden.

Die Anomalie tritt über die gesamte Breite des Rutschgebietes und im sich nordwestlich anschließenden Bereich entlang eines Wirtschaftsweges auf (Abb. 44). Während des Rutschereignisses von 1981/1982 hatte sich der Weg um mehrere Meter talwärts verschoben. Im Bereich der talwärtigen Rutschungszunge als Anhäufung von Akkumulationsmassen des Rutschereignisses von 1981 konnten keine erhöhten EM-Signale nachgewiesen werden. Wahrscheinlich ist die Mächtigkeit der Rutschmasse und/oder elektrische Parameter des Untergrundes nicht ausreichend, um die Spannungsänderungen in messbare EM-Emissionen im entsprechenden Frequenzbereich zu übertragen. Auch im oberen Hangbereich wurden keine Impulsenergiewerte registriert, die über das Grundrauschen hinausreichten.

Auch in einem weiteren aktiven Rutschgebiet im Mainzer Becken bei Saulheim konnten keine eindeutigen EM-Signale mit dem "Cereskop" erkundet werden. Dort hatte sich die Trasse der Bahnstrecke Mainz – Alzey während Hangprofilierarbeiten zur Erschließung eines Gewerbegebietes auf einer Länge von 150 m bis 0,3 m talwärts verschoben. Der Untergrund besteht hier aus tertiären Mergeln (Schleichsand) unter einer 3 bis 6 m mächtigen Lösslehmdecke.



Abb. 44: Lage der "Cereskop"-Profile im Rutschareal Ober-Olm. Kartengrundlage: TK 1:25.000 Blatt 6015 Mainz (1991)

6.8 Rutschareal im Bereich des Wohngebietes "Wälderbusch" in Lauterecken (Saar-Nahe-Becken)

Das Rutschareal befindet sich auf einem westexponierten Hang des unteren Lautertales im Nordpfälzer Bergland. In dem Hangbereich, der am südlichen Ortsrand von Lauterecken mit dem Wohngebiet "Wälderbusch" bebaut ist, kam es im März/April 1995 zu einer Rutschung, die an mehreren Wohnhäusern z.T. zu beträchtlichen Gebäudeschäden führte. Auch 1991 und wenige Jahre zuvor kam es zu Straßenschäden im Wohngebiet. Der Hangbereich, auf dem das Wohngebiet erbaut ist, besitzt eine Neigung von ca. 15° und liegt zwischen der Kreisstraße K 39 (Cronenberger Straße) und der Bundesstraße B 270 am Hangfuß. Die von den Schäden betroffenen Häuser, die in den 1950er und 1960er Jahren erbaut wurden, zeigen Risse und weitere Gebäudeschäden.

Die Hangbewegungen sind auf einen Ursachenkomplex aus permanent und episodisch wirkenden Faktoren zurückzuführen. Der geologische Aufbau ist als permanenter Faktor einzustufen. Bei den episodischen Faktoren kommen einerseits extreme Niederschlagsereignisse in den Wintern 1993/94 und 1995/96 und einem damit verbundenen Anstieg des Kluftwasserspiegels, andererseits eine

Veränderung der Oberflächenentwässerung im Bereich der K 39 im Herbst 1994 in Betracht (mündl. Mitt. KRAUTER 2001).

Im Zuge dieser Baumaßnahme, die als Auslöser der Schadensrutschung anzusehen ist, wurde die Außengebietsentwässerung gekappt und die Auffangmulde oberhalb des Wohngebietes in mehreren Metern Mächtigkeit mit überschüssigem Aushubmaterial aus dem Straßenausbau verfüllt. Die Ableitung des Oberflächenwassers erfolgte danach nicht mehr in den vorhandenen Durchlass unter der K 39, sondern das Wasser sollte ausschließlich über den Straßengraben der K 39 in das unterhalb bestehende Gewässer abgeleitet werden. Der überwiegende Anteil des anfallenden Oberflächenwassers soll jedoch nach Anwohnerberichten im Bereich der ehemaligen Auffangmulde versickert sein.

Weiterhin kommen Rodungen nach Sturmschäden von etwa einem Hektar Waldfläche hangwärts der Wohnsiedlung in den Jahren 1992 und 1994 sowie die zusätzliche Auflast des 20 m langen und 4,5 m hohen Straßendamms der K 39 im Bereich einer morphologischen Rinne als verstärkende Rutschfaktoren in Betracht (mündl. Mitt. KRAUTER 2001).

Zur Erkundung des Rutschareals kamen Aufschlussbohrungen, Inklinometermessungen, Grundwassermessungen, Pumpversuche, geophysikalische Methoden (Refraktionsseismik und Geoelektrik) sowie Laborversuche zum Einsatz. Danach besteht der Baugrund aus zersetzten bis entfestigten, z.T. angewitterten Sand-, Schluff- und Tonsteinen der Lauterecken-Formation (Unterrotliegend des Saar-Nahe-Beckens) und unterschiedlich mächtigem Hangschutt und -lehm. Im Bereich der Hausgrundstücke wird der Hangschutt und -lehm von Auffüllungen überlagert. Die Tiefenlage der Gleitfläche liegt nach den Inklinometermessungen im Übergangsbereich Hangschutt/Hanglehm zum Felsersatz und konnte in einer Tiefe zwischen 2,5 und 8,5 m u. GOK erkundet werden (mündl. Mitt. KRAUTER 2001).

6.8.1 "Cereskop"-Einsatz im Rutschareal

Im Wohngebiet "Wälderbusch" und im bergwärts forstwirtschaftlich genutzten Gebiet wurden sieben "Cereskop"-Profile aufgenommen (Abb. 47). Fünf Profile wurden als Längsprofile auf verschiedenen Höhenniveaus des Hanges und zwei Profile als Querprofile schräg zum Hanggefälle aufgenommen. Querprofile im Hanggefälle sind aufgrund der kleinflächigen Parzellierung der Privatgrundstücke nicht möglich.

Profil L1 (Abb. 45)

Profil L1 am Hangfuß im Lautertal verläuft von der auf die B 270 einmündenden Lautertalstraße (170 m NN) entlang des Fuß- und Radweges an der B 270 bis in Höhe der südlichsten Häuser der Wohnsiedlung. Auf den ersten 125 Profilm Metern steigt die Impulsenergiekurve leicht an. Zwischen 125 und 310 m folgt eine ausgeprägte Energieanomalie, die weitestgehend mit der vermuteten Ausdehnung des Rutschareals übereinstimmt.

Profil L2 (Anhang I/50)

In Profil L2 entlang der unteren Seitenstraße "Wälderbusch" sind kleinere EM-Maxima zwischen 5 und 20 m und zwischen 70 und 120 m zu beobachten. Von 135 m an beginnt die Impulsenergiekurve i.

allg. kontinuierlich bis 220 m anzusteigen. Bei 225 m etwa 5 m südlich der vermuteten südlichen Rutscharealbegrenzung fällt die Impulsenergie steil ab.

Profil L3 (Anhang I/51)

Die Energiekurve in Profil L3 entlang der oberen Seitenstraße "Wälderbusch" steigt bei 25 m sehr steil an. Bis auf einen 50 m langen Profilabschnitt zwischen 35 und 85 m bleibt die Energie bis zum Ende des Profils auf hohem Niveau. Die vermutete Abgrenzung des Rutschareals liegt in diesem Hangbereich zwischen 35 und 215 m. Die Häuser mit den stärksten Schäden liegen damit innerhalb der Anomalie.

Profil L4 (Abb. 46)

Profil L4 erstreckt sich von der Einmündung der Straße "Wälderbusch" zunächst über die Kreisstraße K 39 und dann entlang eines Forstweges. Große, bis zu mehrere Meter lange Risse in der hier noch nicht ausgebesserten Asphaltdecke der Straße dokumentieren auch am Profilbeginn eine weitere Zone mit Hangbewegungen bis etwa 60 m. Ein ausschließlich geogener Ursprung der EM-Signale kann in diesem Profilbereich jedoch nicht angenommen werden, da oberirdisch verlaufende Stromleitungen und wohl auch im Bereich der Straßeneinmündung unterirdisch verlegte Kabel anthropogene Störquellen darstellen könnten.

Nach Absinken der Impulsenergie bei 60 m bleibt diese auf einem niedrigen Niveau bis 170 m. Im Bereich von 180 bis 230 m wird die Rutschung von 1995 gequert. In diesem Profilabschnitt ist eine deutliche Anomalie der EM-Emissionen erkennbar, die von 170 bis 250 m reicht. Im anschließenden Profilbereich entlang des Forstweges liegt die Impulsenergie auf dem Niveau des Grundrauschens.

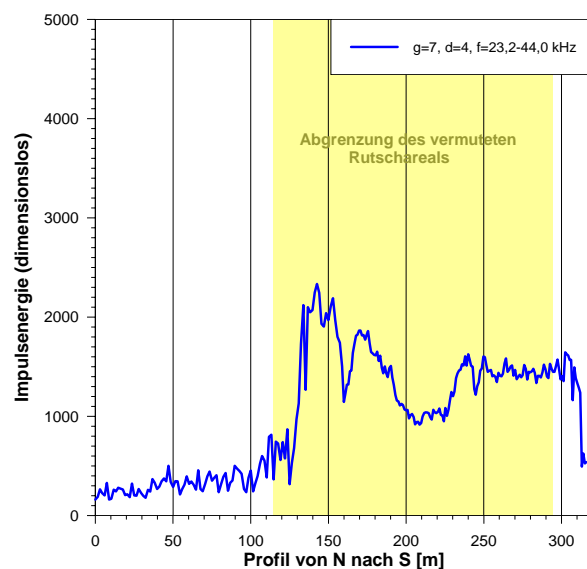


Abb. 45: "Cereskop"-Profil L1.

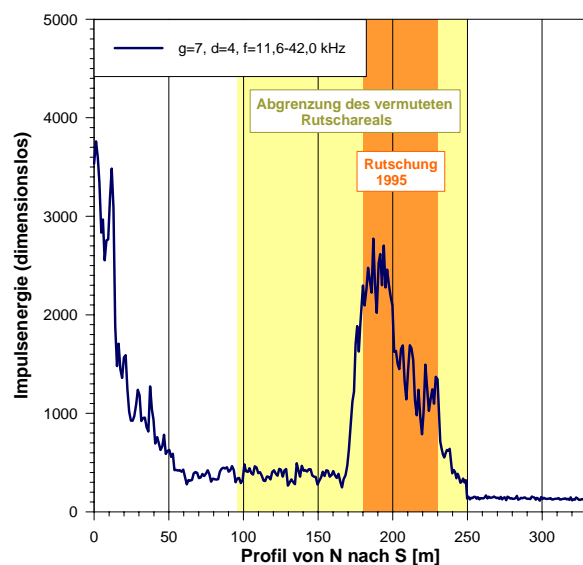


Abb. 46: "Cereskop"-Profil L4.

Profil L5 (Anhang I/52)

Profil L5 erstreckt sich hangwärts parallel zu Profil L4 über eine Waldschneise bis zur Einmündung in die K 39 (200-205 m NN). Über den gesamten Profilverlauf bleibt die Impulsenergie auf dem Level des Grundrauschens.

Profil Q1 (Anhang I/53)

Das Querprofil Q1 verläuft von der Einmündung der Straße "Wälderbusch" in die K 39 talwärts in NE-SW-Richtung entlang der Straße "Wälderbusch" bis zu einer scharfen Straßenkurve. Schon auf hohem Energieniveau beginnend steigt die Energie talwärts noch weiter an und fällt erst am Profilende im Bereich der Straßenkurve ab.

Profil Q2 (Anhang I/54)

Querprofil Q2 schließt sich am Profilende von Querprofil Q1 an der Straßenkurve an und verläuft talwärts in SE-NW-Richtung bis zur Einmündung der Straße "Wälderbusch" in die Lautertalstraße. Im Hinblick auf die Energiekurve von Profil Q1 steigt die Energie am Profilbeginn von Profil Q2 sofort wieder an und bleibt auf hohem Niveau. Einem Energiemaximum zwischen 45 m und 75 m folgt eine etwa 50 m breite Zone mit geringeren Energiewerten. Am Profilende bei 125 m fällt die Energie steil ab.



Abb. 47: Lage der "Cereskopie"-Profile im Rutschareal in Lauterecken. Kartengrundlage: DGK 1:5.000 Blatt Lohnweiler (1986)

6.8.2 Interpretation der Messergebnisse

Die "Cereskop"-Untersuchungen haben gezeigt, dass wahrscheinlich der gesamte Hangbereich zwischen der Bundesstraße im Tal und der Kreisstraße oberhalb des Wohngebietes von Hangbewegungen betroffen ist (Abb. 47). Diese Deformationszone erstreckt sich von etwa 170 m NN im Lautertal (Rutschungsfuß) bis etwa 220 m NN im bewaldeten Hangbereich (Rutschungskrone) über eine Höhendifferenz von 50 m. Die Abgrenzung der Schadensrutschung von 1995 liegt dabei innerhalb des Gesamtrutschareals. Allerdings liegt die Abgrenzung des Rutschungsfußes wohl zu weit oben im Hang, da die Bewegungen 1995 auch in der unteren Seitenstraße "Wälderbusch" zu Gebäudeschäden geführt haben.

Anomalien der EM-Impulse konnten in allen gemessenen Längsprofilen entlang der B 270, der zwei Seitenstraßen im Wohngebiet und der K 39 innerhalb der vermuteten Abgrenzung des Gesamtrutschareals registriert werden. Es zeigte sich, dass im Bereich der Rutschung von 1995 die höchsten Impulsenergiewerte gemessen werden konnten. Oberhalb der K 39 wurden keine höheren EM-Signale gemessen. Entlang der beiden Querprofile entlang der Verbindungsstraße zwischen B 270 und K 39 werden anthropogene Störquellen vermutet. Die Anomalien erstrecken sich über den gesamten Profilverlauf, Hangbewegungen bzw. Schäden an Infrastrukturen sind in diesem Bereich jedoch unbekannt. Auch an der Einmündung der Verbindungsstraße in die K 39 machen sich diese EM-Störungen in einem Längsprofil bemerkbar.

6.9 Rutschareal im Bereich des Autobahndammes der A 62 bei Quirnbach/Pfalz (Saar-Nahe-Becken)

Im Bereich des Autobahndammes der A 62 Landstuhl – Trier kommt es nördlich von Quirnbach/Pfalz wiederholt zu Verformungen auf den Fahrbahnen der Trasse und im Gelände des Gemeindefriedhofes am Dammfuß. Auch im Bereich der Landesstraße L 352 am Hangfuß und im Drainagesystem des Dammes führen die Hangbewegungen zu Schäden. Eine 140 m lange Stützmauer am Dammfuß wird ebenfalls mit in die Deformationen einbezogen (Abb. 48).

Der auf einen südwestexponierten Hang geschüttete Damm und die oberen Schichten des Untergrundes bewegen sich schon seit mindestens 1980 mit einer Geschwindigkeit von mehreren mm bis cm pro Jahr talwärts. Die bis 30 m mächtige Aufschüttung des Dammes weist einen Böschungswinkel von 34° zwischen den bereichsweise noch festzustellenden Bermen auf. Die Höhenlage des Rutschareals liegt zwischen 235 m NN (Niveau der L 352) und 280 m NN (Niveau der A 62).

Verursacht werden die Bewegungen durch einen Komplex von Faktoren, die sich gegenseitig beeinflussen und verstärken. Die Dammschüttung stellt eine zusätzliche Auflast auf dem Hang dar, was einen stabilitätsvermindernden Eingriff in das ohnehin schon labile Hanggleichgewicht bedeutet. Der Untergrund besteht aus veränderlich-festen Wechselfolgen aus Ton-, Schluff- und Sandstein der Quirnbach-Formation, die hangparallel einfallen. Diese Gesteinsabfolgen, die dem unteren Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens angehören, sind bekannt für ihre Rutschungsanfälligkeit. Der Damm als zusätzliche Auflast und das Dammschüttmaterial aus verwittertem Tonstein verringern überdies die Hangstabilität. Konzentriert in den Dammkörper eindringendes Oberflächenwasser bewirkt zudem noch eine Zersetzung des Dammschüttmaterials und damit eine Herabsetzung der Scherfestigkeit.

Da die Schäden im Fahrbahnbereich und im Friedhofgelände in den letzten Jahren verstärkt auftraten, wurde ein umfangreiches Untersuchungsprogramm ausgearbeitet. Neben den schon Ende der 1960er Jahren begonnenen geodätischen Vermessungen und der Beobachtung der Stützmauer mit Mauerspionen wurden die in den 1980er Jahren errichteten Inklinometermesspegel wieder mit der Inklinometersonde befahren. Zusätzlich wurden bis 50 m tiefe Kernbohrungen abgeteuft, die zu Trivec-Messpegeln und Grundwassermessstellen ausgebaut wurden. Auch Kanalbegehungen, Schadenskartierungen sowie Luftbildanalysen wurden vorgenommen (LAUTERBACH 1999).

Aufgrund der verschiedenen Untersuchungsmethoden zeigte sich, dass wahrscheinlich mehrere Gleitflächen bis über 50 m Tiefe existieren. Die Gleitflächen benutzen dabei z.T. vorgegebene Trennflächen wie Schichtflächen. Die horizontale Bewegungsrate betrug in den letzten Jahren etwa 1 bis 2 cm/a. Die Bewegungen haben sowohl in vertikaler als auch horizontaler Richtung ihre Maxima im Bereich eines querenden Seitentälchens, wo die Mächtigkeit der Dammaufschüttung am größten ist. Der Rutschkörper setzt sich wahrscheinlich aus mehreren Teilschollen zusammen, was unterschiedliche Bewegungsrichtungen aus den geodätischen Vermessungen verdeutlichen (LAUTERBACH 1999). Gegenwärtig werden die Hang- und Böschungsbewegungen mit einem satellitengestützten permanenten Überwachungs- und Alarmsystem kontrolliert, wodurch die Sicherheit des Autobahnbetriebes gewährleistet wird.

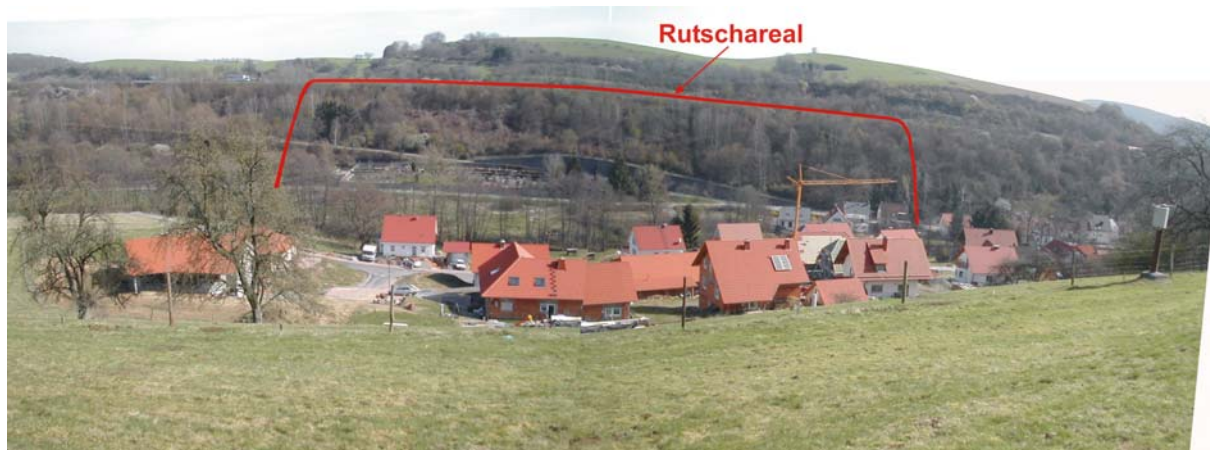


Abb. 48: Rutschareal im Bereich der Autobahntrasse bei Quirnbach.

6.9.1 "Cereskop"-Einsatz an der Oberfläche des Rutschareals

Die Untersuchung des Rutschareals mit dem "Cereskop" umfasst insgesamt 11 Profile an der Erdoberfläche (Abb. 58). Von diesen Profilen sind 9 hangparallele Längsprofile und zwei Querprofile im Hanggefälle. Die Messungen wurden in einem Zeitraum von zwei Jahren zu verschiedenen Tages- und Jahreszeiten zu Vergleichszwecken hinsichtlich der Reproduzierbarkeit wiederholt.

Profil L1 (Abb. 49)

Das 525 m lange Profil entlang der L 352 erstreckt sich von einer Wirtschaftsweg-Abzweigung nach SE bis in die Ortslage von Quirnbach hinein. Zunächst sinkt das Energieniveau leicht ab, bevor es nach etwa 180 m Profillänge wieder leicht ansteigt. Äußerst deutlich folgt zwischen 300 m und 410 m ein Bereich mit hohen Impulsenergiewerten unterhalb des südlichen Teils des Friedhofes. Der nordwestliche Beginn dieser Zone stimmt im Gelände durch Verformung der Rinnsteine und Querrissen in der Schwarzdecke der L 352 überein.

Weiter südöstlich Richtung Ortslage Quirnbach wird die Energiekurve zunehmend unruhiger. Eine Verlängerung des Profils in den Ort hinein ist nicht interpretierbar und im Profil nicht dargestellt, da anthropogene Störstrahlungen die geogenen EM-Emissionen überlagern.

Profil L2 (Anhang I/55)

Von der nördlichen Friedhofzufahrt an der L 352 über das Friedhofgelände bis zur südlichen Zufahrt an der Stützmauer erstreckt sich das Längsprofil L2. Obwohl die nördliche Friedhofzufahrt Deformationen aufweist, die nördliche Friedhofeinfriedungsmauer teilweise stark durch Hangdeformationen beschädigt ist und auch im nördlichen Teil des Friedhofgeländes selbst starke Schäden entstanden sind, sind vom nördlichen Profilbeginn bis 140 Profilmeter keine Auffälligkeiten im Profilverlauf zu verzeichnen.

Im Bereich der Friedhofkapelle tritt eine etwa 30 m breite Zone mit einer sehr deutlichen Energieanomalie (140-170 m) auf. Hier wurden ebenfalls starke Schäden in den Mauern, Wegen und Treppenaufgängen festgestellt. Die Kapelle selbst, die auf einer Bodenplatte gegründet wurde, bewegt sich als Ganzes nach geodätischen Messungen mit etwa 2 cm/a talwärts.

Zu Vergleichszwecken wurde 1¼ Jahre (28.11.2001) und 2 Jahre (28.08.2002) nach der ersten Profilaufnahme (20.08.2000) Wiederholungsmessungen durchgeführt. Es konnte bei allen Wiederholungsmessungen erneut eine 30 m breite Anomalie im Bereich der Friedhofkapelle nachgewiesen werden. Die leicht gegeneinander verschobenen Positionen der Maxima resultieren aus nicht exakt gleichmäßigem Abschreiten der Profile. Auffallend sind jedoch die unterschiedlichen Energieintensitäten bei gleichen Parametern.

Profil L3 (Anhang I/56)

Das Längsprofil L3 beginnt an der nach E abknickenden Kurve des Wirtschaftsweges, führt den Wirtschaftsweg oberhalb des Friedhofes und unterhalb der Stützmauer hinab und setzt sich entlang einer Drainagerinne am Fuße des Dammes fort. Zwischen Profilbeginn und den schräg über den Weg verlaufenden Scherrissen, die als nördliche Seitenbegrenzung des Rutschareals interpretiert werden, zeigen sich keine Auffälligkeiten im Impulsenergieverlauf. Unmittelbar südöstlich der Scherrisse sinkt die Energie fast auf Nullniveau ab und beginnt nach ca. 30 weiteren Metern wieder zu steigen. Im südlichen Bereich der Stützmauer befindet sich ein Energiemaximum. Auch südlich der Stützmauer wird am Dammfuß eine 30 m breite Zone mit erhöhten Energiewerten beobachtet.

Profil L4 (Abb. 50)

Am Fuß der Stützmauer wurde Profil L4 mit horizontal gegen die Stützmauer ausgerichteter Antenne aufgenommen. Die Messung beginnt 5 m nördlich der Stützmauer und endet 5 m südlich der Stützmauer. Die 140 m lange und 0,5 m mächtige Betonstützmauer besteht aus 14 Stützmauer-elementen zu je 10 m Länge.

Deutlich sind im Profil nach je 10 m die 13 Mauerfugen zwischen den Stützmauer-elementen durch EM-Maxima gekennzeichnet. Hier sind die einzelnen Mauerelemente teilweise um mehrere cm gegeneinander verschoben. Die Fugen zwischen den Stützmauer-elementen sind 4 bis 6 cm breit. Die Peaks sind in der Messung im niedrigen und im hohen Frequenzbereich deckungsgleich erkennbar. Am nördlichen Ende und besonders am südlichen Ende der Stützmauer steigt die Impulsenergie an. Es wird vermutet, dass das Dammschüttmaterial an den Mauerenden unter höherem Druck steht.

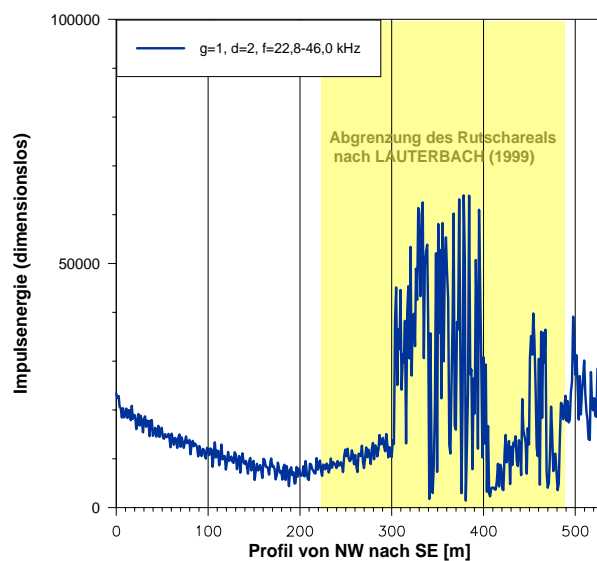


Abb. 49: "Cereskop"-Profil L1.

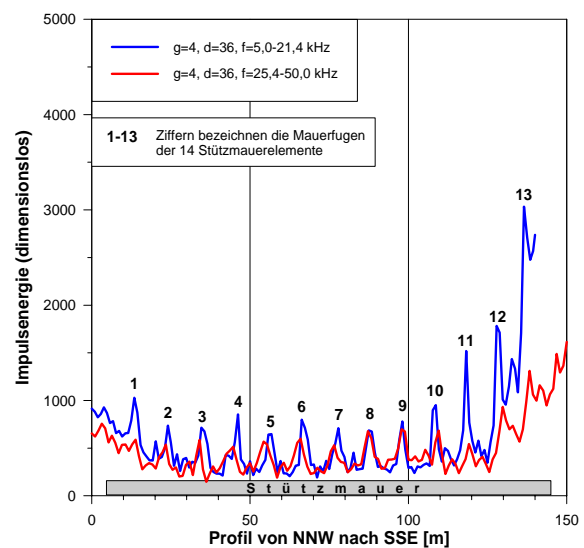


Abb. 50: "Cereskop"-Profil L4.

Profil L5 (Anhang I/57 und I/58)

Auf der Stützmauerkrone wurde Profil L5 mit vertikal ausgerichteter Antenne aufgenommen. Die Messungen in verschieden hohen Frequenzbereichen unterscheiden sich erheblich. Bei der Messung im höheren Frequenzbereich ($f = 25,8-50,0$ kHz) ist ein Absinken der Impulsenergie bis 30 Profilmeter und ein Anstieg von 127 m bis zum südlichen Stützmauerende zu verzeichnen (Anhang I/57). Erneut sind die Lücken zwischen den Stützmauer-elementen durch 13 Peaks gekennzeichnet. Die Messung im niedrigen Frequenzbereich ($f = 5,0-22,2$ kHz) zeigt im zentralen Bereich leicht erhöhte Energiewerte (Anhang I/58).

Ein Vergleich mit Abstandsmessungen mittels Spionen an der Stützmauer verdeutlicht, dass der zentrale Bereich sich über den Messzeitraum von 14 Jahren an Fuß und Krone am weitesten verschoben hat. Weiterhin wird ersichtlich, dass der südliche Bereich sich stärker als der nördliche Bereich der Stützmauer bewegt hat (LAUTERBACH 1999). Auch im "Cereskop"-Profil im hohen Frequenzbereich ist die Impulsenergie im südlichen Teil höher als im nördlichen Bereich der Mauer.

Damit scheint der Druck des Autobahndammes auf die Mauer im oberen Mauerbereich in der Mitte der Stützmauer höher zu sein, während im unteren Bereich bzw. im Untergrund der Mauer vermutlich eher der südliche Bereich der Stützmauer höheren Spannungen ausgesetzt ist.

Profil L6 (Abb. 51)

An der Schulter der Dammkrone wurde zwischen Autobahn-km 201.080 und 201.650 unmittelbar talseitig der Leitplanke das Längsprofil L6 aufgenommen. Im Schulterbereich zeigten sich die stärksten Setzungen und Verformungen an der Autobahntrasse.

Es wurde je eine Messreihe im niedrigen und hohen Frequenzbereich durchgeführt. Die Messung im niedrigen Frequenzbereich ($f = 5,0-22,6$ kHz) weist eindeutige EM-Maxima im Bereich km 201.090-201.245, km 201.290-201.430 und km 201.440-201.600 auf. Hierdurch könnte die Zerlegung des Rutschareals in einzelne Gleitschollen angezeigt werden. Die Messung im hohen Frequenzbereich ($f = 25,4-50,0$ kHz) zeigt deckungsgleich dieselben Maxima und Minima. Die Maxima der Energieraten sind jedoch bei weitem nicht so hoch, da mit höheren Frequenzen nur der oberflächennahe Untergrund erkundet wird und folglich weniger Energie eingestrahlt wird.

Der Vergleich der "Cereskop"-Messergebnisse mit den Setzungsbeträgen aus geodätischen Messungen zeigt im Bereich der höchsten Setzung bei km 201+410 keine genaue Übereinstimmung mit den Maxima an Impulsenergien. Auch die Spannungsanomalie zwischen km 201+090 und km 201+245 tritt nicht als größere Setzungszone in Erscheinung. Für die Ermittlung der Horizontalverschiebung liegen nur drei Messpunkte im Rutschareal zwischen km 201+365 und 201+450 vor. Den Messergebnissen der Horizontalverschiebungen zufolge sind im Böschungsschulterbereich eher Hangbewegungen als Verursacher der Spannungsanomalien anzunehmen.

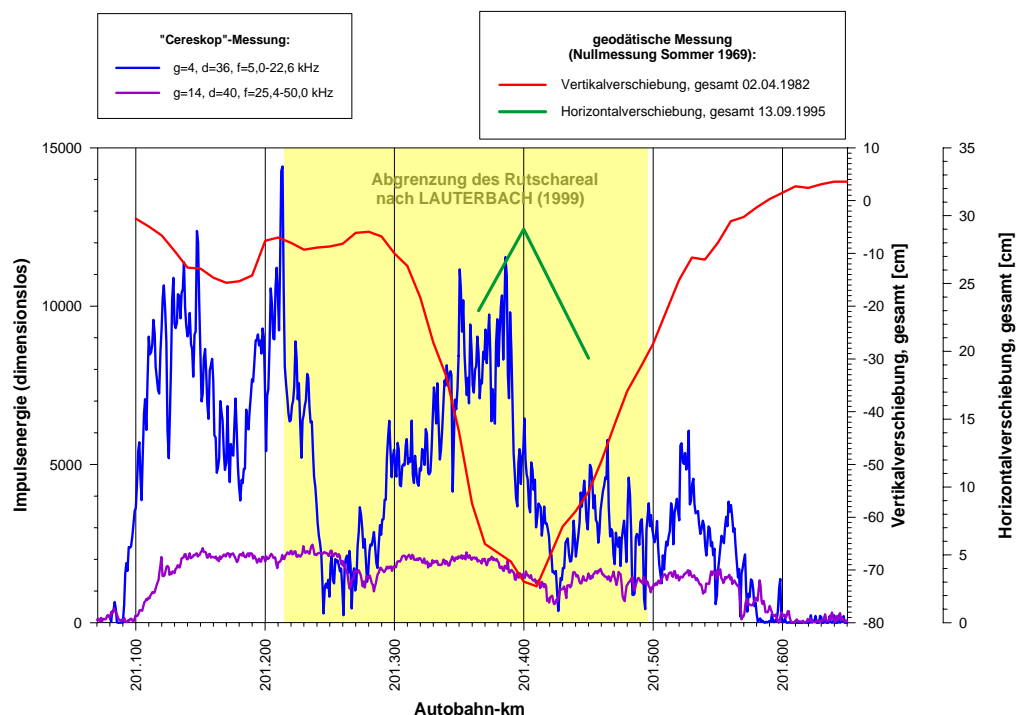


Abb. 51: "Cereskop"-Profil L6.

Profil L7 (Anhang I/59)

Auf einer Länge von 620 m (Autobahn-km 201.080-201.700) erstreckt sich das Längsprofil L7 über die linke Fahrspur der Autobahn Richtung Landstuhl. Die Energiekurve ist gekennzeichnet durch mehrmaliges Ansteigen und Absinken der Messwerte.

I. allg. zeigen sich im Bereich der höchsten Aufschüttungsmächtigkeit die größten Setzungsbeträge (km 201+280 bis 201+500). Im Bereich zwischen km 201+280 und 201+420 befindet sich ebenfalls eine Spannungsanomalie, die damit wohl zum großen Teil auf Setzungsbewegungen zurückzuführen ist.

Profil L8 (Anhang I/60)

Bergseitig des Autobahndammes wurde entlang eines Wirtschaftsweges ein weiteres Profil aufgenommen, um den natürlichen Spannungszustand des Untergrundes ohne die Dammauflast zu erkunden. Zwischen Autobahn-km 201.060 und 201.680 wurde je eine Messung im niedrigen und im hohen Frequenzbereich durchgeführt.

Bei der Messung im niedrigeren Frequenzbereich ($f = 5,0-25,0$ kHz) zeigen sich vom Profilbeginn bis etwa Autobahn-km 201.540 keine Auffälligkeiten im Profilverlauf. Auch das eingeschnittene Seitentälchen zwischen km 201.400 und 201.500 spiegelt sich im Profilverlauf nicht wider. Erst im Bereich der Seitenentnahmen, wo Gesteinsmaterial zur Aufschüttung des Dammes abgegraben wurde, zeigt sich eine Energieanomalie im Bereich von km 201.540-201.680. Bei der Messung im höheren Frequenzbereich ($f = 25,0-50,0$ kHz) bildet sich diese Anomalie im gleichen Profilabschnitt ab. Ein weiteres Energiemaximum zeigt sich bei dieser Messung etwa zwischen km 201.240-201.330, welches sich in der Messung im höheren Frequenzbereich nicht deutlich abbildet. Es muss sich dabei folglich wohl um ein mehr oberflächliches Energiemaximum handeln. Diese Vermutung kann mit der vertikalen Messung im Bohrloch der Grundwassermessstelle W 2 bei Autobahn-km 201.290 korreliert werden, in der sich ein oberflächennaher Anstieg der EM-Emissionen andeutet.

Bei einem Vergleich des Profils L6 an der Dammschulter mit dem Profil L8 wird deutlich, dass sich bergseitig des Dammes exakt dort EM-Maxima befinden, wo Profilabschnitte mit niedriger Energie an der Dammschulter vorliegen.

Profil Q1 (Anhang I/61)

Das 50 m lange Querprofil Q1 befindet sich im Hanggefälle entlang der Schneise der südlichen Trivec-Messreihe zwischen der Randspur Richtung Landstuhl auf der Dammkrone und der Stützmauerkrone. Auf den ersten beiden Metern im Bereich der Dammkrone erreicht die Impulsenergie ihr Maximum. Bis etwa 13 m wird eine sinkende Tendenz beobachtet, danach steigt die Energie bis etwa 20 m an. Zwischen 30 m und 50 m verläuft die Energie auf relativ gleichbleibendem Niveau.

Profil Q2 (Anhang I/62)

Bergwärts des Autobahndammes beginnt Querprofil Q2 und verläuft talwärts entlang eines Wirtschaftsweges durch eine Autobahnunterführung bis der Weg nach S abbiegt. Die Profilaufnahme wurde im niedrigen ($f = 5,0-25,0$ kHz) und hohen Frequenzbereich ($f = 25,0-50,0$ kHz) durchgeführt.

Bergwärts des Autobahndammes befindet sich zwischen 70 und 95 Profilmeter das erste Energiemaximum. Im Bereich der Unterführung ist die Impulsenergie sehr niedrig. Talwärts schließen sich zwischen 115 und 160 Profilmeter zwei weitere Anomalien an. Auffällig ist, dass die Impulsenergieintensität bei beiden Profilaufnahmen annähernd gleich hoch registriert wurde. Regelmäßige Störpeaks sind im Profil des niedrigen Frequenzbereiches in Relation zu den geogenen Maxima wesentlich höher als im hohen Frequenzbereich.

Profil LB (Anhang I/63)

Nordwestlich des Rutschgebietes wurde parallel zu Hang und Autobahndamm eine Blindmessung zur Kontrolle der Impulsenergiewerte im unbewegten Gelände vorgenommen. Die EM-Emissionen sind über den gesamten Profilverlauf sehr gering.

6.9.2 "Cereskop"-Einsatz in Bohrungen innerhalb des Rutschareals

Es wurden fünf Bohrlöcher, die zu Grundwasser- und Inklinometermessstellen ausgebaut wurden, vom Fuß- bis zum Topbereich des Rutschkörpers bzw. ein Bohrloch bergseitig des Rutschkörpers mit der "Cereskop"-Bohrlochsonde befahren (Abb. 58). Im Fußbereich der Rutschung wurden die beiden Grundwasserstellen I/4 und II/4 befahren. Weiter hangwärts wurde Inklinometermessstelle 6 an der Stützmauerkrone, Grundwassermessstelle GWM 1 an der Dammschulter und Grundwassermessstelle W 2 bergseitig der Autobahntrasse mit der Bohrlochsonde untersucht. Die Messergebnisse wurden jeweils mit der Gesteinsbeschaffenheit aus den Bohrkernen korreliert. Aus den Bohrkernansprachen wurden für zwei Querschnitte kinematische Modelle erarbeitet (Abb. 57).

Grundwassermessstelle I/4

Die 11,5 m tiefe Grundwassermessstelle I/4 liegt etwa 15 m nördlich der Friedhofeinfriedungsmauer unmittelbar bergseitig der L 352. Je eine Befahrung mit der "Cereskop"-Bohrlochsonde im niedrigeren und höheren Frequenzbereich zeigt ab 3,0 m bzw. 2,0 m Tiefe nach oben zunehmende Impulsenergiewerte (Abb. 52). In diesem Tiefenbereich liegen laut Bohrkernansprache Tonsteine der Felsverwitterungszone vor. Nach dem kinematischen Modell liegt die Hauptgleitfläche in diesem Hangbereich an der Grenze Felsverwitterungszone/Felsauflockerungszone, so dass die Energieanomalie innerhalb der Rutschmassen liegt. Im Bereich der letzten Dezimeter innerhalb aufgeschütteter Massen sinkt die Impulsenergie bis zur Geländeoberkante wieder ab.

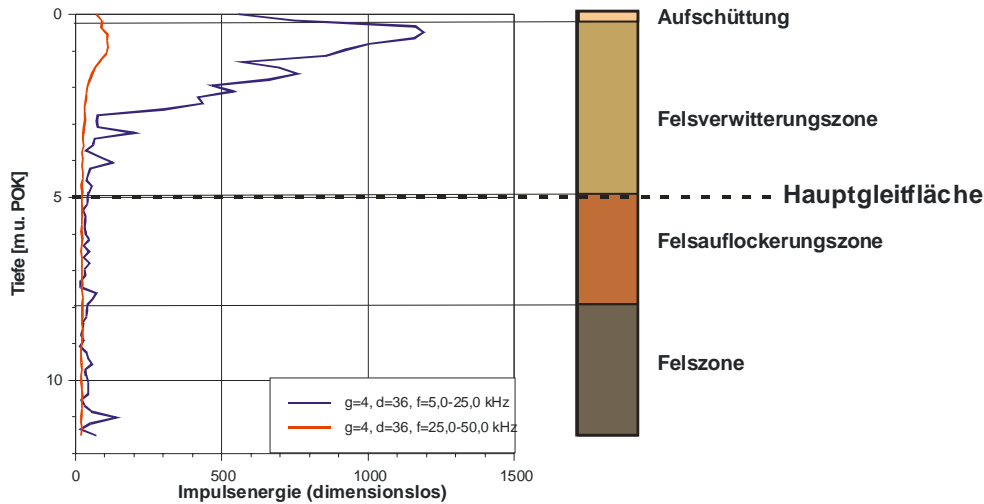


Abb. 52: "Cereskop"-Bohrlochprofil und Bohrkernprofil Grundwassermessstelle I/4.

Grundwassermessstelle II/4

Im Bereich der südlichen Friedhofzufahrt liegt unterhalb der Stützmauer die bis 11,8 m Tiefe befahrbare Grundwassermessstelle II/4. Weder die Bohrlochbefahrung im niedrigen als auch im hohen Frequenzbereich zeigen größere Auffälligkeiten im Bohrlochverlauf (Abb. 53). Obwohl der Pegel im Bereich mit den stärksten Verformungen liegt, sind keine hohen EM-Signale im Bohrloch festzustellen. Es ist in Erwägung zu ziehen, dass die oberflächennahen Bewegungen von der bergseitig gelegenen Stützmauer gestoppt werden, und sich der Untergrund als Ganzes bis zum Bohrloch tiefsten talwärts bewegt. Innerhalb des Aufschüttungsmaterials sinkt die Impulsenergie ab. Die Hauptgleitfläche wird innerhalb des anstehenden Gesteins vermutet. Nach den neueren kinematischen Modellvorstellungen hätte die Bohrung mindestens 5,0 m tiefer abgeteuft werden müssen, um die Lage der vermuteten Hauptgleitfläche überprüfen zu können.

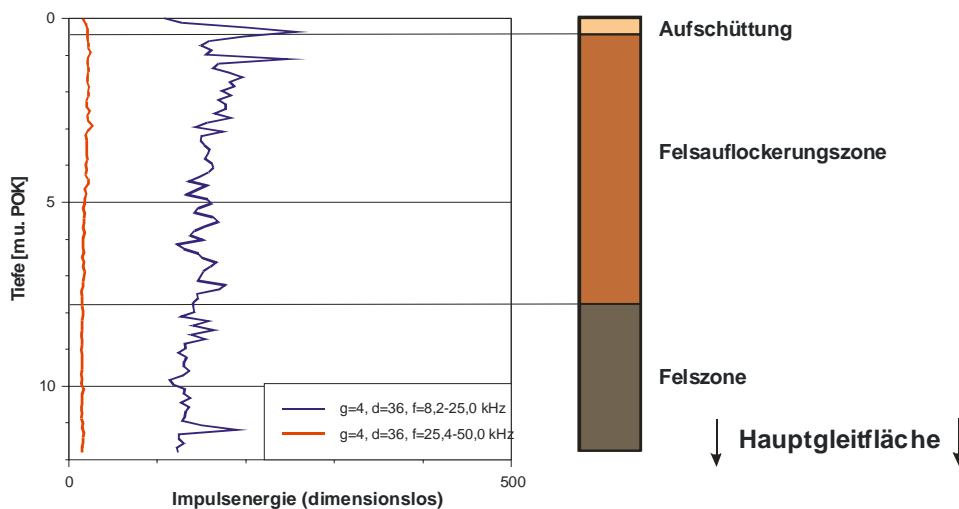


Abb. 53: "Cereskop"-Bohrlochprofil und Bohrkernprofil Grundwassermessstelle II/4.

Inklinometermesstelle 6

An der Inklinometermesstelle 6 unmittelbar bergseitig der Stützmauerkrone zeigte sich mit dem Inklinometer eine talwärtige Bewegung der Stützmauer von etwa 1 cm in einem Zeitraum von knapp 3 Jahren. Das Bohrloch lässt sich bis in eine Tiefe von 14,1 m u. POK befahren. Für die Gründung der Stützmauer wurde die Böschung bis 14,0 m Tiefe abgetragen und nach dem Bau der Stützmauer mit Dammschüttmaterial hinterfüllt. Bei der "Cereskop"-Messung im höheren Frequenzbereich ($f = 25,0\text{-}50,0$ kHz) lässt sich keine Impulsenergie über dem Niveau des Grundrauschens nachweisen (Abb. 54). Auch die Messung im niedrigen Frequenzbereich ($f = 5,0\text{-}25,4$ kHz) zeigt nahezu keine EM-Emissionen. Zwei schwache Peaks zeigen sich in 6,8 m und 9,8 m Tiefe. Das aus meist sandigem bis kiesigem Schluff bestehende Aufschüttmaterial enthält lagenweise Quarzitschotter. Eine Korrelation der Quarzitschotter-Lagen mit den beobachteten Peaks ist aufgrund unzureichender Bohrkernansprache vor 20 Jahren nicht möglich. Auch hier ist anzunehmen, dass das Bohrloch nicht tief genug abgeteuft wurde, um die Hauptscherfläche zu erfassen.

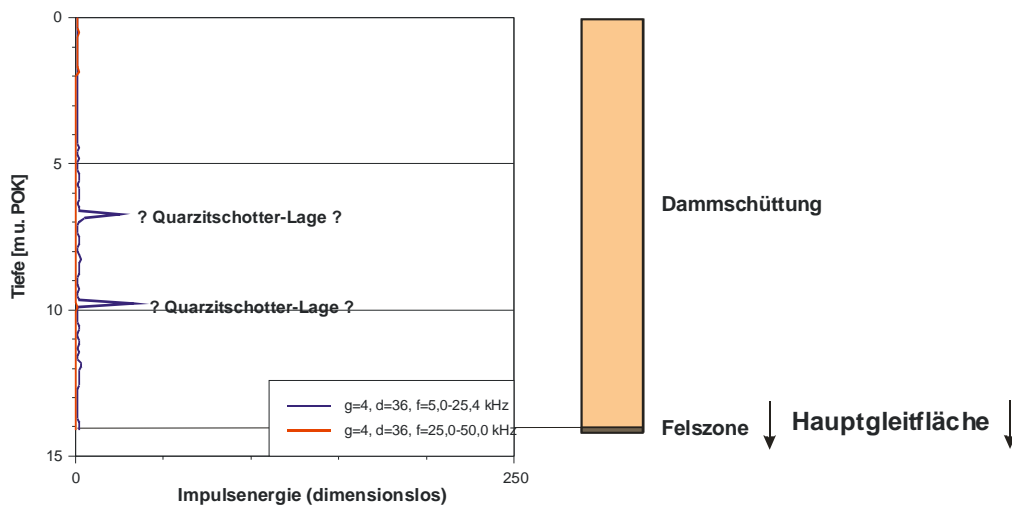


Abb. 54: "Cereskop"-Bohrlochprofil und Bohrkerneprofil Inklinometermesstelle 6.

Grundwassermessstelle GWM 1

Auf der Schulter der Dammkrone befindet sich bei Autobahn-km 201.310 die 50,7 m tiefe Grundwassermessstelle GWM 1. Der Bohrkern weist mehrere zermürbte und mylonitisierte Horizonte in der Felszone auf, die mögliche Gleitflächen darstellen könnten. Das Dammschüttmaterial reicht bis in eine Tiefe von 14,0 m u. POK, darunter folgt die Felsauflockerungszone. Ab 35,9 m u. POK steht die Felszone an. Die Hauptscherfläche wird an der Grenze Felsauflockerungszone/Felszone vermutet. In dieser Tiefe findet sich nach den Bohrergebnissen ein ca. 0,2 m mächtiger Horizont aus stark zermürbter Brekzie.

Der Profilverlauf weist im Bereich von 13,0 m bis 4,0 m innerhalb des Dammschüttmaterials eine Zunahme der gemessenen Impulsrate auf (Abb. 55). Nahe der Geländeoberkante (2,0 - 0,0 m) sinkt die Impulsrate ab, so dass nicht von einer Beeinflussung durch künstliche Störquellen an der Autobahntrasse ausgegangen werden kann. Im Bereich der bisher vermuteten Hauptscherfläche in 35,9 m Tiefe zeigt sich ein Peak, der aufgrund der geringen Mächtigkeit des Gleithorizontes nicht

deutlich ausgeprägt ist. Die Impulsrate nimmt von 40,0 m Tiefe bis zum Bohrlochtiefsten zu. Wahrscheinlich ist die Hauptscherfläche auch hier in noch größerer Tiefe zu suchen.

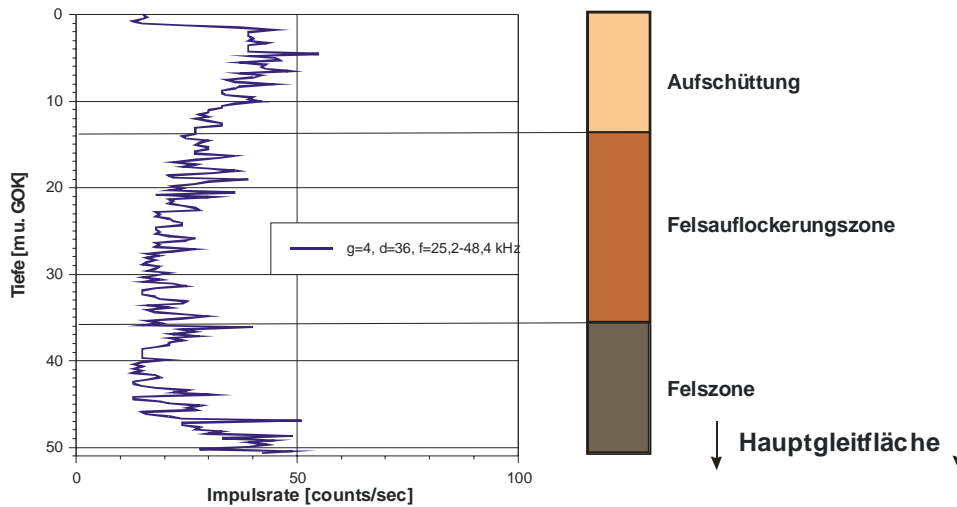


Abb. 55: "Cereskop"-Bohrlochprofil und Bohrkernprofil Grundwassermessstelle GWM 1.

Grundwassermessstelle W 2

Die Grundwassermessstelle W 2 liegt bergseitig des Autobahndammes und damit außerhalb des aktiven Rutschareals. Da auch bergseitig des Autobahndammes noch oberflächennahe EM-Maxima im Bereich zwischen Autobahn-km 201.220 und 201.320 erkundet wurden (vgl. Profil L8), wurde auch dieses bis 11,1 m Tiefe befahrbare Bohrloch bei Autobahn-km 201.290 in die "Cereskop"-Messungen einbezogen. Besonders in der Messung im niedrigen Frequenzbereich zeigt sich oberflächennah eine erhöhte Energie innerhalb der Felsverwitterungszone (Abb. 56). Dieser Energieanstieg könnte eventuell mit Kriech-/ Fließvorgängen innerhalb der Deckschichten zusammenhängen. Ein auffälliger Peak innerhalb der Felszone bei der Messung im niedrigen Frequenzbereich in 7,0 m Tiefe liegt innerhalb eines Bereiches mit kompakten Sandsteinbänken.

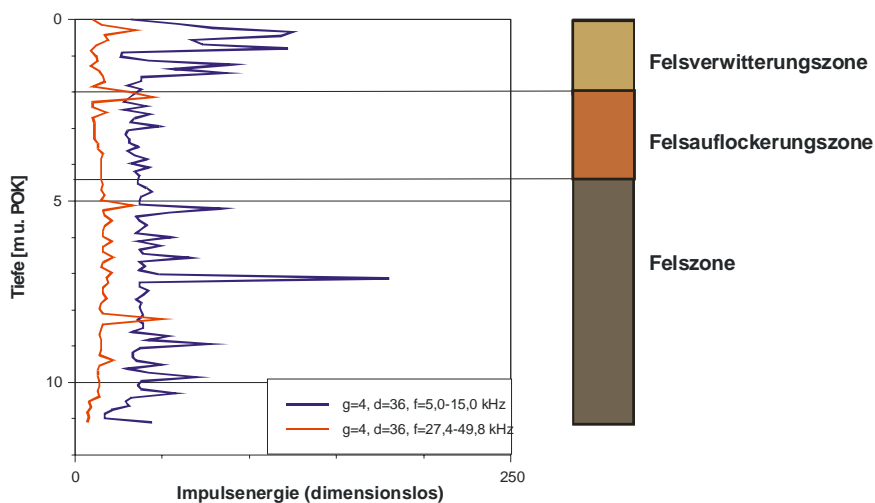


Abb. 56: "Cereskop"-Bohrlochprofil und Bohrkernprofil Grundwassermessstelle W 2.

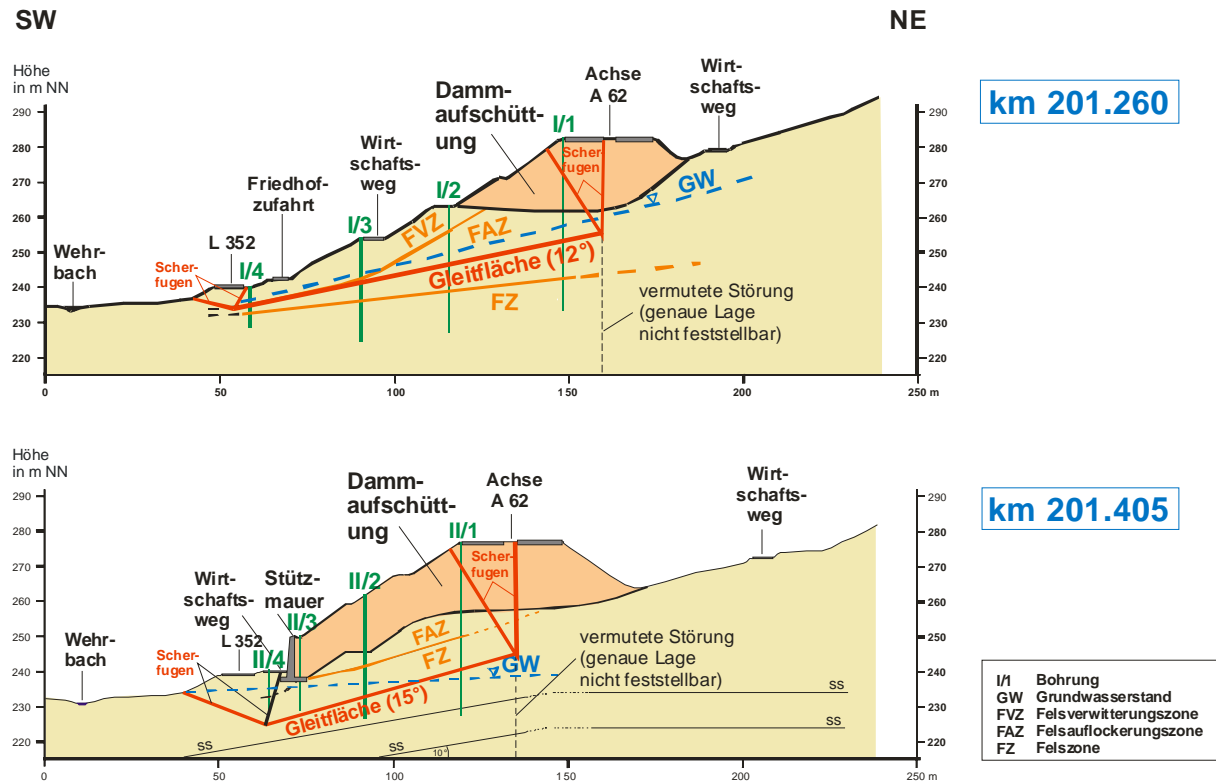


Abb. 57: Kinematische Modellquerschnitte für den Rutschkörper bei Quirnbach (LAUTERBACH 1999).

6.9.3 Interpretation der Messergebnisse

Bei dem Rutschkörper handelt es sich wahrscheinlich um einen in mehrere Teilschollen zerlegten Körper mit sich unterschiedlich schnell bewegenden Gleitschollen. Im Fußbereich der Rutschung zeigte sich durch die "Cereskop"-Erkundung, dass in den Bereichen, wo Schäden durch Hang- und Böschungsdeformationen auftreten, Zonen mit ausgeprägt hohen Impulsenergiegraden, aber auch Zonen mit sehr niedriger Impulsenergie vorkommen (Abb. 58). Eventuell ist anzunehmen, dass im Zentrum der Rutschung Teilschollen schon soweit abgerutscht sind, dass sie im entspannten Zustand vorliegen und sich infolgedessen auch keine geogenen EM-Emissionen messen lassen. Solche Bereiche finden sich beispielsweise innerhalb des Friedhofgeländes. Ausgeprägt hohe Emissionen, die wohl Spannungskonzentrationen darstellen, finden sich dagegen im Bereich der Friedhofkapelle und an der Landesstraße L 352 im Bereich des südlichen Teiles der Stützmauer.

An der Stützmauer konnten im Fußbereich Energiespitzen in allen Fugen zwischen den Mauerelementen festgestellt werden. Durch talwärtige Schubbewegung der Mauer (16,0 cm in 13,5 Jahren) könnten Spannungsumlagerungen resultieren, die in den Mauerfugen registriert werden. Im 0,5 m mächtigen Beton der Stützmauer könnte die EM-Strahlung abgeschirmt werden.

Im Bereich des Autobahndammes entstehen Spannungsumlagerungen durch zwei Bewegungsprozesse, die sich nicht getrennt voneinander betrachten lassen. Zum einen traten besonders in den ersten Jahren nach der Dammschüttung vertikale Bewegungen durch Setzungen im Dammschüttmaterial auf, zum anderen werden bis heute hangabwärts gerichtete Bewegungen durch Gleitvorgänge unterhalb der Dammaufstandsfläche beobachtet. Auf der Böschungsschulter wurde festgestellt, dass die in mehrere Teilschollen zergliederten EM-Maxima bei Autobahn-km 201.090

unmittelbar südlich der Wirtschaftsweg-Unterführung beginnen und bis Autobahn-km 201.600 in Höhe der nördlichen Bebauung von Quirnbach reichen. Auf der Dammkrone konnten mit dem "Cereskop" erkundete Energiemaxima mit hohen Dammmächtigkeiten und damit verbundenen hohen Setzungsbeträgen nur zum Teil korreliert werden. Die Spannungsanomalien werden damit wohl durch Kombination von Setzungs- und Hangbewegungen verursacht.

Auch bergseitig des Autobahndammes konnten erhöhte EM-Emissionen erkundet werden. Es zeigte sich, dass sich exakt dort Maxima befinden, wo Profilabschnitte mit Minima an der Dammschulter vorliegen. Daraus könnte gefolgert werden, dass Hangbereiche, die durch natürliche Hangbewegungen einen Druckaufbau im Untergrund erzeugten, weiter talwärts durch die Auflast des Dammes in Bewegung geraten sind und sich nun im entspannten Zustand befinden.

Durch die Bohrlochmessungen wurden die vermuteten Tiefen der Gleitflächen weitgehend bestätigt, auch wenn mehrere untersuchte Bohrlöcher nicht tief genug zur Erfassung der Hauptscherflächen abgeteuft wurden. Im nördlichen Fußbereich der Rutschung konnten die sich bewegenden Massen auf die Felsverwitterungszone beschränkt werden. Im südlichen Fußbereich unterhalb der Stützmauer kann die Tiefenlage der Gleitfläche in größerer Tiefe im anstehenden Gestein aufgrund fehlender Impulsenergiemaxima in der nicht tief genug abgeteuften Bohrung zumindest nach dem Ausschlussprinzip bestätigt werden. Dasselbe gilt für eine Bohrung an der Stützmauerkrone, wo ebenfalls keine Energiepeaks nachgewiesen wurden. An der Dammschulter zeigte sich in 35,90 m Tiefe eine Spitze, wo die Hauptscherfläche an der Grenze Felsauflockerungszone/Felszone angenommen wird. Aufgrund höherer Emissionen im Bohrloch tiefsten sind die Hauptscherflächen aber wohl in noch größeren Tiefen im anstehenden Gestein zu vermuten.

Aufgrund einer oberflächennahen EM-Anomalie bergseitig des Autobahndammes im Bereich der Grundwassermessstelle W 2 wurde auch diese Bohrung außerhalb des Hauptrutschareals zur Überprüfung der Existenz dieser Spannungszone in die Messungen einbezogen. Tatsächlich zeigten sich erhöhte Impulsenergiewerte innerhalb der Felsverwitterungszone, die wohl auf oberflächennahe Fließ- bzw. Kriechvorgänge zurückzuführen sind.

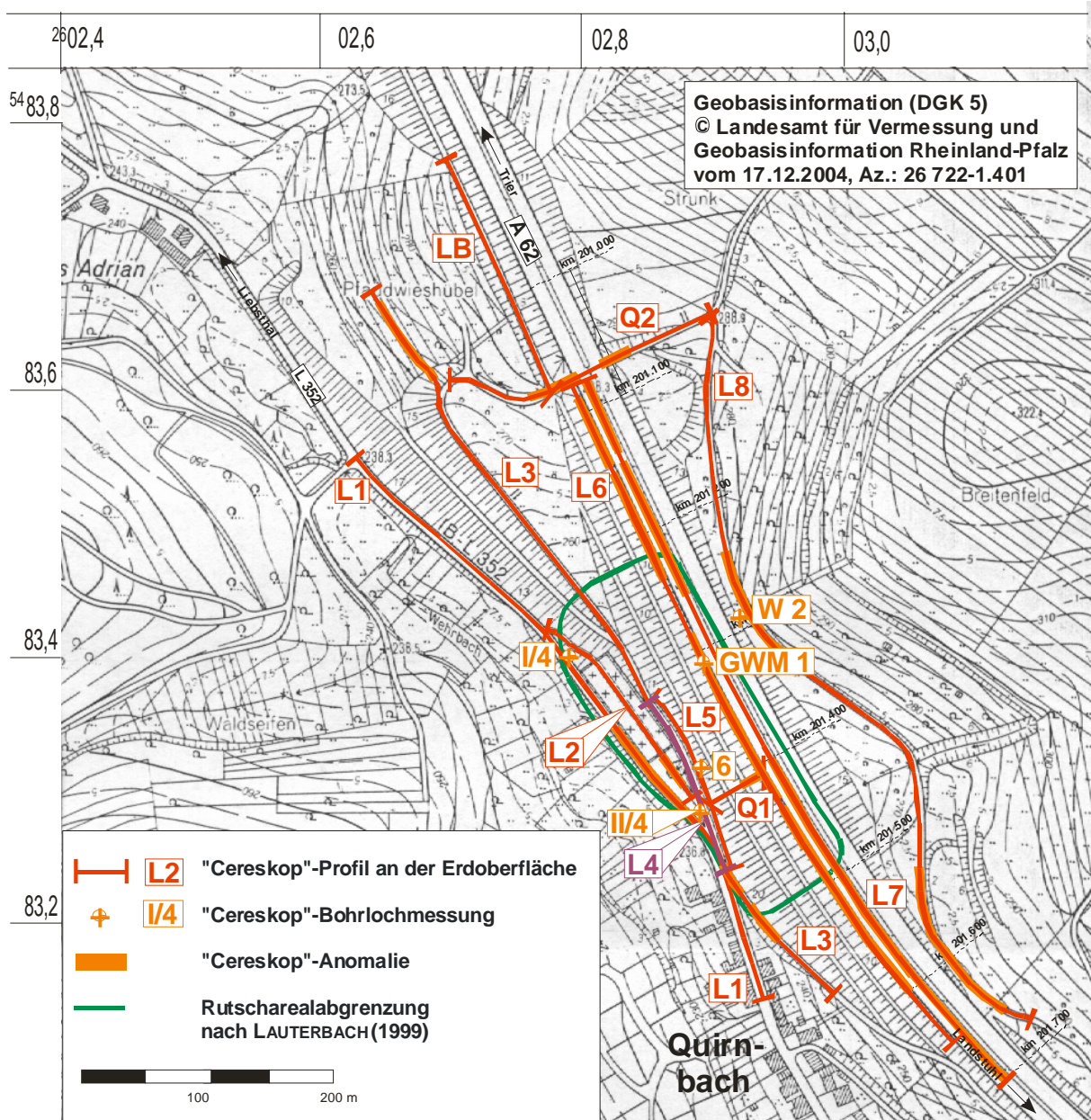


Abb. 58: Lage der "Cereskop"-Profile im Rutschareal bei Quirnbach.
Kartengrundlage: DGK 1:5.000 Blatt Quirnbach/Pfalz (1989)

7 GELÄNDEMETHODEN II – ERKUNDUNG VON LOCKER- UND FESTGESTEINEN MIT SPANNUNGSÄNDERUNGEN IM ALPINEN RAUM VON VORARLBERG, ÖSTERREICH, UND DES FÜRSTENTUMS LIECHTENSTEIN MITTELS DER "CERESKOPIE"

Neben dem Einsatz des "Cereskopes" im Mittelgebirgsraum von Rheinland-Pfalz wurde die "Cereskopie" im Hochgebirgsraum der Alpen in Vorarlberg, W-Österreich, und im Fürstentum Liechtenstein angewandt. Locker- und Festgesteine, die durch unterschiedliche exogen-geodynamische Prozesse¹ unter Druckbeanspruchung stehen, wurden mit der "Cereskopie" untersucht. Im einzelnen wurden durch Eisdruck gepresste pleistozäne Talfüllungen, ein Geröllmurgang, ein Areal mit aktiven Bergzerreissungs- und Talzuschubvorgängen, zwei Bergsturzareale mit verschiedenen alten Bergsturzereignissen, Moränenwälle unterschiedlicher Ablagerungsbedingungen, mehrere aktive Rutschgebiete und Festgestein des Helvetikums mit tektonischer Aktivität erkundet. Geologisch gesehen befinden sich die untersuchten Lokationen im Ostalpin, Flysch, Helvetikum und in der Molasse der Vorarlberger und der Liechtensteiner Alpen und des Alpenvorlandes (Abb. 59). Soweit vorliegend, wurden die Messergebnisse der "Cereskopie" mit den intensiven geomorphologischen Forschungsarbeiten der Research Foundation for Alpine and Subalpine Environments (RFASE) Amsterdam und den Messergebnissen aus geophysikalischen Untersuchungen in Bezug gesetzt.

Von der Anwendung der "Cereskopie" im Hochgebirge werden sich neue Erkenntnisse zur Eingrenzung möglicher EM-Quellen und zum zeitlichen Abbau von EM-Emissionen erhofft. Der alpine Hochgebirgsraum besitzt generell eine höhere Reliefenergie als das Mittelgebirge und weist aufgrund der Höhenlagen eine unterschiedlich zum Mittelgebirgsraum ablaufende Landschaftsentwicklung auf. Die wichtigste Fragestellung, die in diesem Zusammenhang beantwortet werden soll, beinhaltet, ob EM-Emissionen in Lockergesteinen, die im Pleistozän durch glaziale Prozesse umgelagert oder durch Eisdruck beansprucht wurden (z.B. Moränenwälle oder überkonsolidierte Sedimente unter Auflast ehemaliger Gletscher), heute noch nachweisbar sind.

¹ exogen-geodynamische Prozesse nach REUTER et al. (1992)

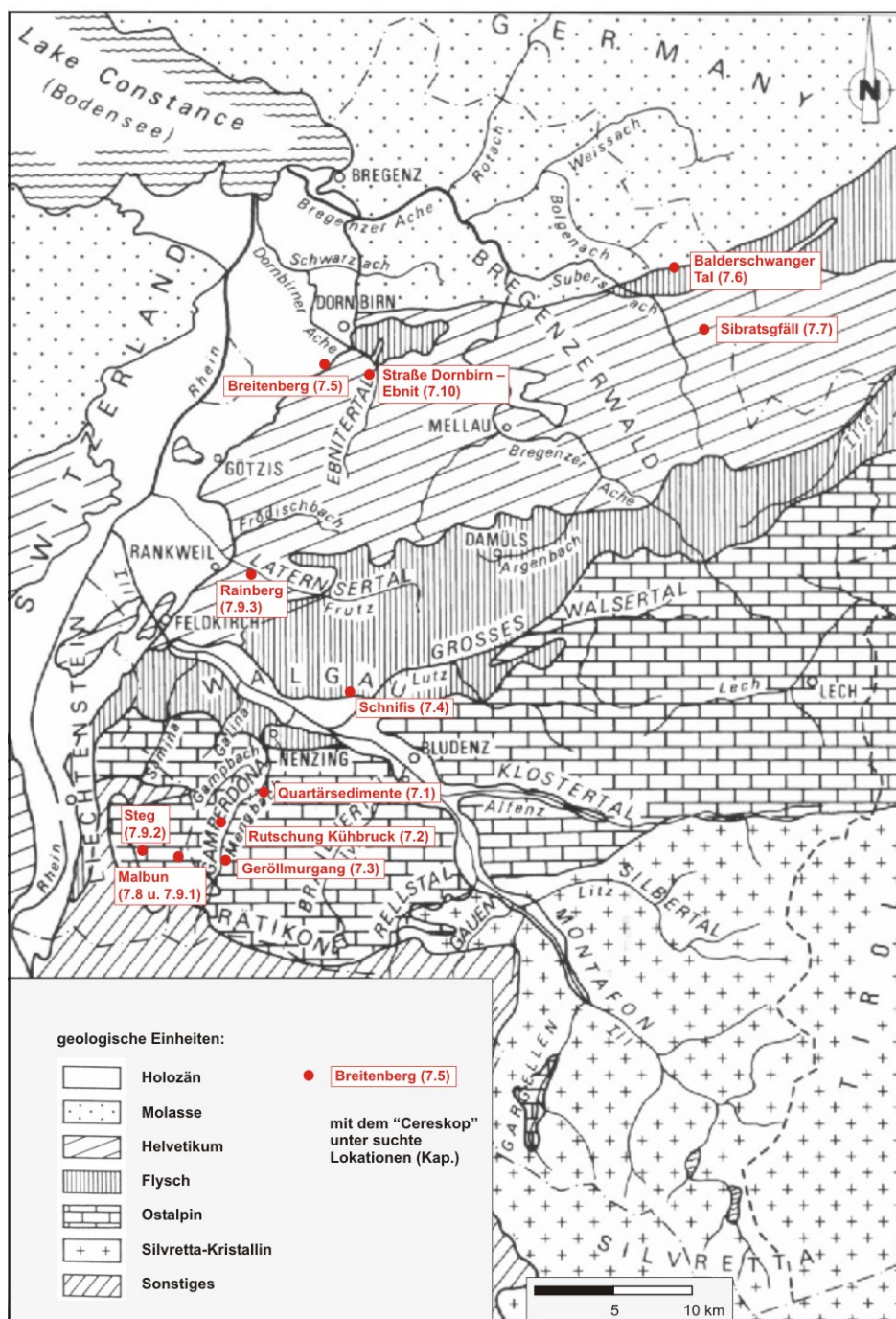


Abb. 59: Geologische Übersichtskarte mit den untersuchten Lokationen in Vorarlberg, Österreich, und im Fürstentum Liechtenstein.
Kartengrundlage: KRASSER (1949) und RICHTER (1971) in DE GRAAFF (1997)

7.1 Überkonsolidierte pleistozäne Talfüllungen über Gesteinen des Helvetikums im Gamperdonatal, S-Walgau

Seitentäler des Illtales wie das Gamperdonatal entwickelten sich mit einer gemischt fluvial/glazialen Morphologie. Diese Täler vergletscherten nur unter pleniglazialen Bedingungen und sind nur in den oberen Talstrecken eindeutig glazial geprägt. Während der obere Talbereich einen u-förmigen Querschnitt aufweist, sind weite Strecken des restlichen Tales v-förmig ausgebildet und damit fluvial geprägt. Der Mengbach hat im v-förmigen Talabschnitt noch lange nicht überall wieder die Sohle der

pleistozänen Talfüllungen erreicht. Im unteren Bereich des Gamperdonatales steht der Vorarlberger Flysch an, der geologische Untergrund des oberen Talbereiches wird aus oberostalpinen Lechtaldecken gebildet.

Die pleistozänen Talfüllungen im Gamperdonatal bestehen aus mehreren Generationen von grobklastischen Ablagerungen, die vorwiegend von lokaler fluviater und fluviodeltischer Herkunft sind und überwiegend zu Konglomerat verfestigt sind. Es können mindestens zwei unterschiedlich alte Konglomeratbildungen nachgewiesen werden. Die Konglomerate werden im Folgenden in älteres und jüngeres Konglomerat unterschieden, da nähere Alterseinstufungen bisher fehlen. Da das jüngere Konglomerat sehr viel mehr Kristallinanteil als das ältere Konglomerat beinhaltet, werden hier höhere EM-Emissionswerte erwartet. Diese grobklastischen Sedimente wechseln sich ab mit feinkörnigen (warvenähnlichen) Seetonen, die in Stillwasserzonen abgesetzt werden konnten. Die Ablagerungen lokaler Herkunft sind mit Material vermischt, das vom Haupttalgletscher, dem Illgletscher, herantransportiert wurde. Erratiker aus Silvrettakristallin können weit talaufwärts gefunden werden, was beweist, dass der Illgletscher weit in das Gamperdonatal eingedrungen war. Das Gesteinsmaterial stammt hauptsächlich aus Grundmoräne und Ablationsmoräne des Illgletschers. Als Kristallinkomponenten kommen meist Amphibolite, Ortho- und Paragneise und Schiefer vor. Wegen des hohen Kristallinanteils ist eine Betrachtung von den durch Eisdruck gepressten Ablagerungen des Illgletschers in Bezug zu der Intensität der EM-Emissionen durch die "Cereskop"-Untersuchungen von Bedeutung.

Nahe des Talausganges kommen komplexe und vermischte Serien pleistozäner Ablagerungen vor, sie zeigen oft starke glaziotektonische Deformierungen. Die meisten Reste von Talfüllungen, die in den v-förmigen Talabschnitten zu finden sind, scheinen zumindest einmal vom Gletschereis überfahren worden zu sein. Vor allem die feinkörnigen Ablagerungen wurden auf diese Weise durch (pleniglazialen) Eisdruck stark gepresst. Oft sind im Hangenden über den überfahrenen Sedimenten jüngere Ablagerungen vorhanden, die keine Pressung aufweisen (DE GRAAFF 1997).

Zielsetzung der "Cereskop"-Untersuchung im Gamperdonatal ist es, die Intensität der geogenen EM-Emissionen in verschiedenen überkonsolidierten Talfüllungssedimenten, die unter dem gleichen Eisdruck standen, zu erkunden. Es soll somit festgestellt werden, ob z.B. in den Seetonen und in größerem Material unterschiedlich hohe Intensitäten an EM-Impulsen registriert werden können, und ob Unterschiede der Intensität innerhalb des grobklastischen Materials lokaler Herkunft und vom Illgletscher herantransportierten Materials mit Kristallinanteil existieren. Es hat sich durch Testmessreihen herausgestellt, dass die verschiedenen Sedimente sich mit horizontal ausgerichteter Antenne und einer Messung im höheren Frequenzbereich ($f = 27,0-49,8$ kHz) am deutlichsten voneinander abgrenzen lassen.

7.1.1 "Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet

Die Untersuchungen der durch Eisdruck gepressten pleistozänen Talfüllungen im unteren Gamperdonatal mit dem "Cereskop" umfassen sieben Profile (Profile 1-7) entlang der Fahrstraße Nenzing – Nenzinger Himmel mit einer Gesamtlänge von 3.350 m (Abb. 60). Ein Profil (Profil G) wurde im Garfetschentobel (1.045-1.200 m NN) zur Erkundung der maximalen Höhe der Illgletscher-Ablagerungen aufgenommen.

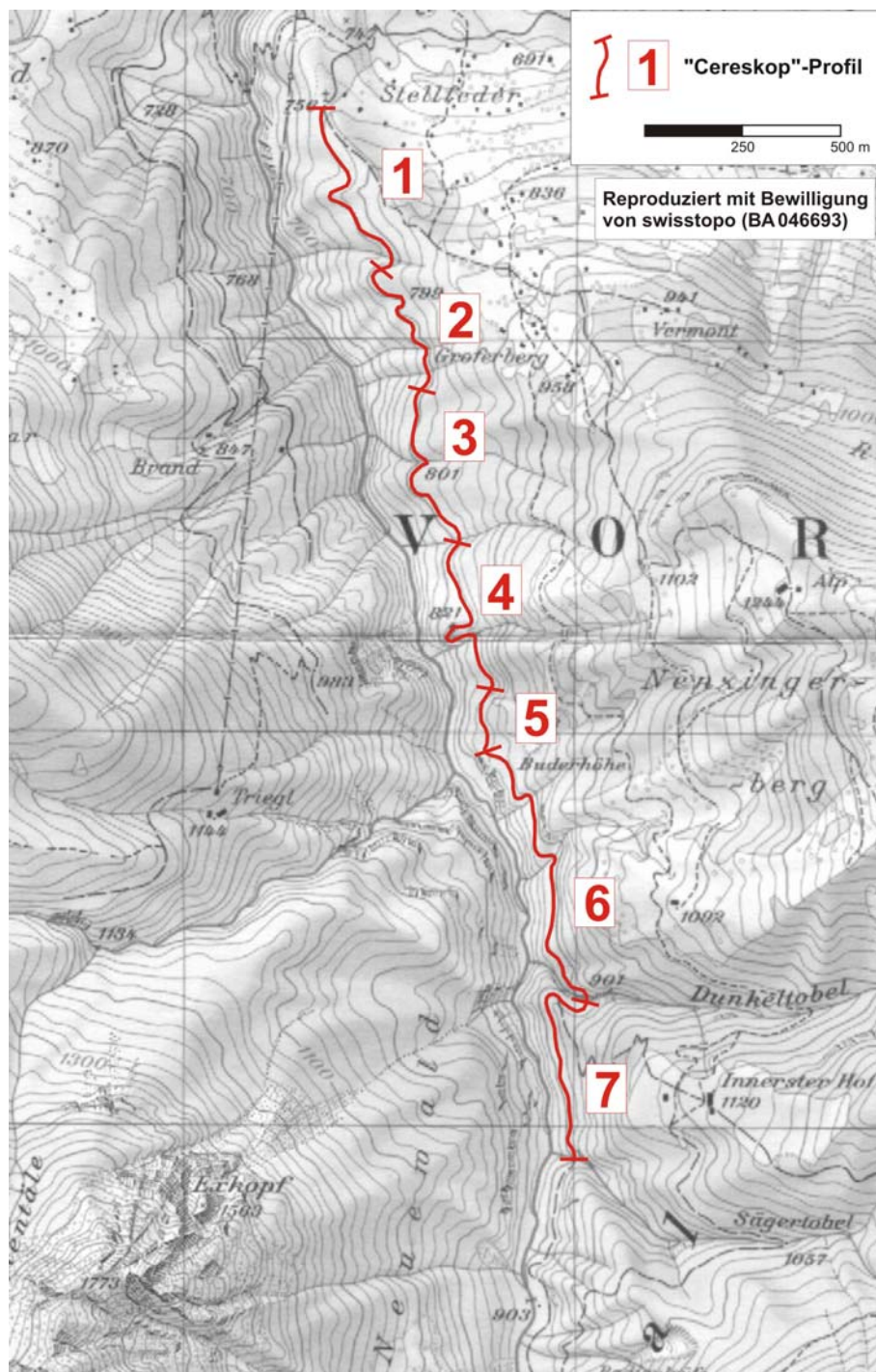


Abb. 60: Lageplan mit den "Cereskop"-Profilen 1 bis 7 im Gamperdonatal. Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1:25.000 Blatt 1136 Drei Schwestern (1960)

Profil 1 (Anhang II/1)

Entlang der Fahrstraße bei Stellfeder ist bergseitig im Profilverlauf Gesteinsmaterial aus dem Illgletscher mit hohem Kristallinanteil als Ablations- und Grundmoräne aufgeschlossen. Aufschlüsse des älteren Konglomerates bis 30 m Breite sind zwischengeschaltet. Das Niveau der EM-Emissionen des 550 m langen Profils ist recht hoch. Das Absinken der Impulsenergie bei 50, 230, 280 und 410 Profilmeter ist vermutlich auf die kleineren Konglomeratvorkommen zurückzuführen.

Profil 2 (Anhang II/2)

Das 450 m lange Profil 2 (Profilmeter 550-1.000) erstreckt sich über älteres Konglomerat, Grundmoräne des Illgletschers, anstehendes Flyschgestein, Deltaablagerungen des Illgletschers und Seetone. Während das ältere Konglomerat und die Seetone sehr niedrige Energiewerte zeigen, ist die Impulsenergie im Bereich der Grundmoräne und der kristallinen Deltaablagerungen des Illgletschers hoch. Eine 50 m breite Zone mit hohen Impulsenergiewerten im Flyschgestein (Profilmeter 820-870) könnte mit tektonischer Beanspruchung zusammenhängen.

Profil 3 (Abb. 61)

In Profil 3 (Profilmeter 1.000-1.500) ist Ablations- und Grundmoräne des Illgletschers im Wechsel mit Seetonen aufgeschlossen. Auch hier ist die Impulsenergie im Bereich der Moränenablagerungen des Haupttalgletschers mit Kristallinanteil hoch. Die niedrigen Energiewerte bei 1.000-1.060, 1.150, 1.210 und 1.265 Profilmetern liegen im Bereich der Seetone.

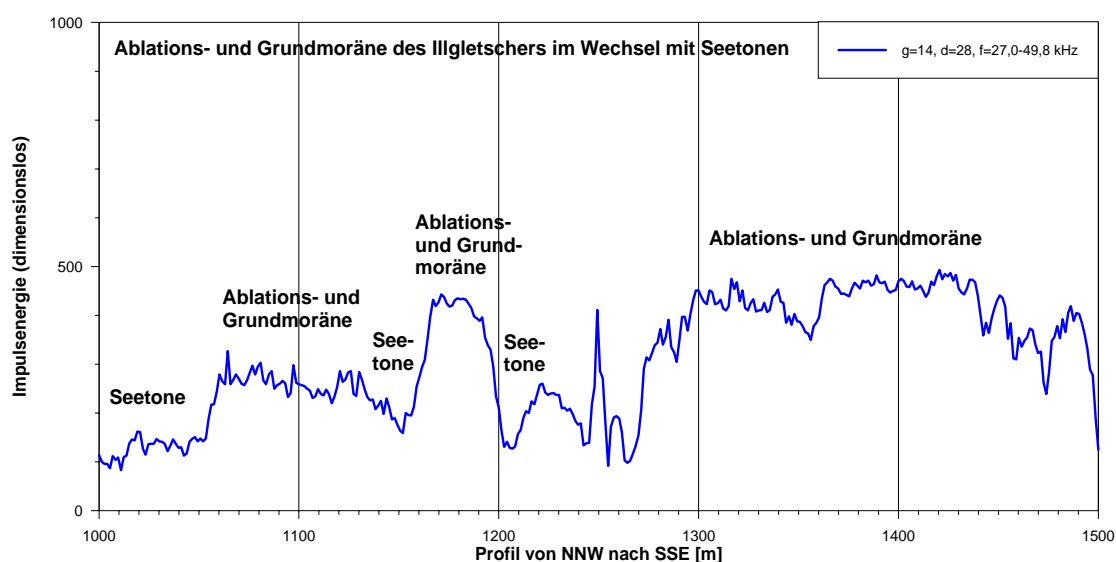


Abb. 61: "Cereskop"-Profil 3.

Profil 4 (Anhang II/3)

Profil 4 (Profilmeter 1.500-2.000) beginnt mit Flyschgestein, dann folgen Ablagerungen des älteren Konglomerates (Abb. 62), Ablations- und Grundmoräne des Illgletschers mit eingeschalteten Seeton-Ablagerungen und schließlich das jüngere Konglomerat. Im Bereich des kristallinen Ablations- und Grundmoränenmaterials ist die Impulsenergie am höchsten. In den eingeschalteten Seetonen sinkt die Energie ab. Flysch und älteres und jüngeres Konglomerat zeigen niedrige EM-Emissionen.



Abb. 62: Grenzbereich zwischen Flyschgestein (links im Bild) und älterem Konglomerat (rechts im Bild).

Profil 5 (Anhang II/4)

Etwa 20 m nördlich des Straßentunnels beginnt Profil 5 (Profilmeter 2.000-2.250) im jüngeren Konglomerat. Im Bereich des südlichen Tunnelportals und weiter südlich lagert das jüngere dem älteren Konglomerat auf. Die Impulsenergie ist dort höher als im jüngeren Konglomerat ohne älteres Konglomerat im Liegenden. Ab 2.090 Profilmeter bis Profilende sind Ablations- und Grundmoränenablagerungen des Illgletschers aufgeschlossen. Die Impulsenergie erreicht erneut in diesen Ablagerungen ihren Maximalwert.

Profil 6 (Anhang II/5)

In Profil 6 (Profilmeter 2.250-2.800) wird neben pleistozänen Moränenablagerungen des Illgletschers bei 2.250-2.390 und 2.660-2.800 Profilmeter das anstehende Gebirge aus Partnach-Schiefer und Arlberg-Kalkstein der kreidezeitlichen oberostalpinen Decken erfasst. Die Intensität der Impulsenergie ist im Bereich der Moränenablagerungen deutlich höher als im anstehenden Gestein. Zwei kleinere Peaks im Partnach-Schiefer (2.500 Profilmeter) bzw. Arlberg-Kalkstein (2.580 Profilmeter) könnten vielleicht auf tektonische Beanspruchung zurückgeführt werden.

Profil 7 (Anhang II/6)

Profil 7 (Profilmeter 2.800-3.350) erstreckt sich zunächst über Ablagerungen aus Ablations- und Grundmoräne des Illgletschers und dann über jüngeres auf älterem Konglomerat. In den kristallinreichen Moränenablagerungen zeigt sich erneut die höchste Energieintensität. Das Absinken der Energie bei 2.920 Profilmeter fällt mit einem kleineren Vorkommen von Seetonen zusammen.

Profil G (Abb. 63)

Im "Garfetschentobel" im mittleren Gamperdonatal (Abb. 64) konnten Moränenablagerungen des Illgletschers bis in eine Höhe von 1.200 m NN durch geologische Geländeaufnahme nachgewiesen

werden (DE GRAAFF et al. 2002). Ein "Cereskop"-Profil längs dieser Schuttrinne soll zeigen, ob anhand der Intensität der EM-Emissionen die kristallinhaltigen Ablagerungen des eingedrungenen Haupttalgletschers vom anstehenden Ostalpin (Raibler-Schichten) abgegrenzt werden können.

Profil G wurde am Fahrweg in 1.045 m NN etwa 10 m oberhalb des Mengbaches im Talboden begonnen und bis in eine Höhe von 1.200 m NN in den anstehenden Raibler-Schichten fortgesetzt (Abb. 65). Im Profilverlauf wird ein Bereich zwischen 1.050 und 1.065 m NN mit erhöhter Impulsenergie deutlich. Von 1.065 bis 1.100 m NN sinkt die Impulsenergie ab. Da die EM-Emissionen kaum auf Massenbewegungsprozesse im Material der kalkigen Raibler-Schichten zurückgeführt werden können (vgl. Kap. 7.3), wird angenommen, dass die hohen Impulsenergiewerte durch die unter Eisdruck gepressten Moränenablagerungen verursacht werden. Ab einer Höhe von 1.100 m NN scheint die Mächtigkeit der kristallinen Moränenablagerungen zu gering zu sein, um noch EM-Impulse oberhalb des Grundrauschens zu emittieren.

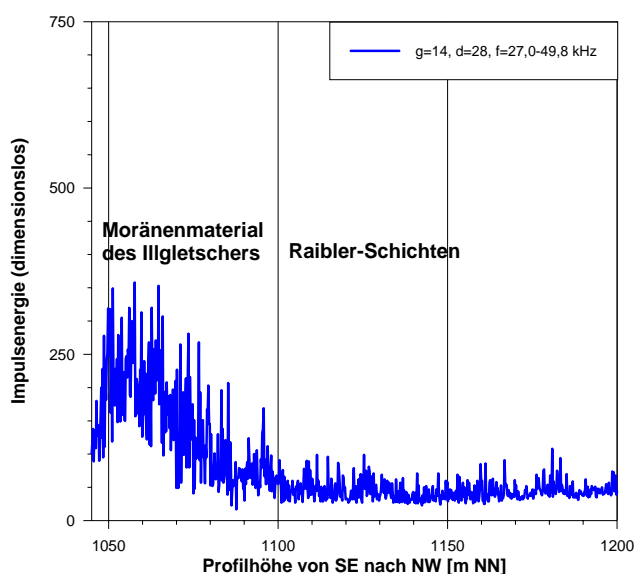


Abb. 63: "Cereskop"-Profil G.



Abb. 64: Schuttrinne "Garfetschentobel".

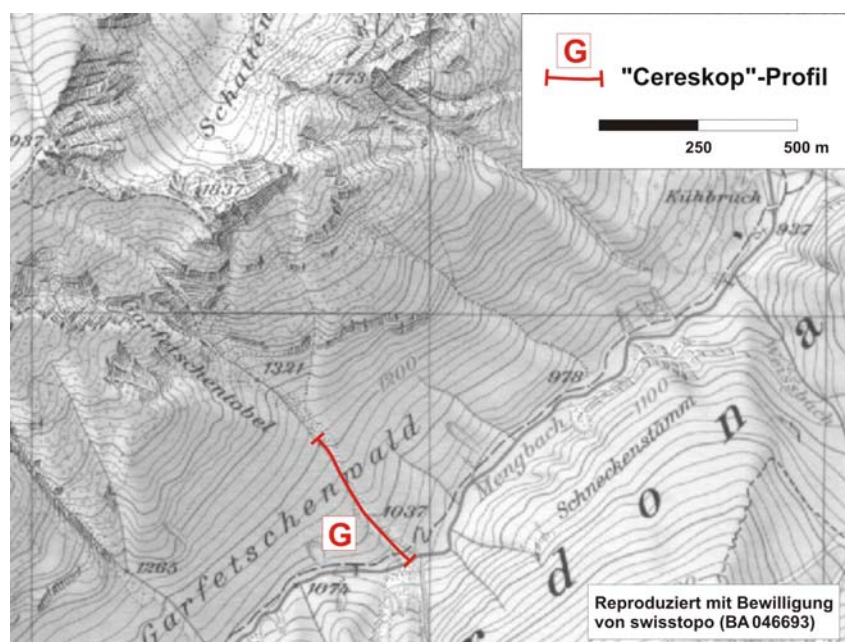


Abb. 65: Lageplan mit "Cereskop"-Profil G im Garfetschentobel.
Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1:25.000
Blatt 1156 Schesaplana (1959)

7.1.2 Interpretation der Messergebnisse

In verschiedenen pleistozänen Sedimenten, die unter gleichzeitigem Eisdruck eine Pressung erfuhren, konnten deutliche Intensitätsunterschiede der EM-Emissionen herausgestellt werden. Demnach scheint es aufgrund der "Cereskop"-Messungen sogar möglich, bei gleichen Mächtigkeiten der Sedimentschichten eine genauere Abgrenzung der geologischen Einheiten vorzunehmen. Ablagerungen des Illgletschers (Grundmoräne, Ablationsmoräne, Deltaablagerungen) zeigten die höchsten EM-Emissionen, während die pleistozän verfestigten Konglomerate, die feinkörnigen Seetone und die anstehenden Gesteine (Flysch, Partnach-Schiefer und Arlberg-Kalkstein) nur geringe EM-Signale aufwiesen. Es scheint so, als ob die mineralogische Zusammensetzung, vor allem der Quarzgehalt, und die mit der mineralogischen Zusammensetzung verbundenen Faktoren wie z.B. der Wassergehalt der Sedimente bei der "Cereskop"-Untersuchung im Gamperdonatal eine große Rolle bei der Entstehung der EM-Emissionen spielt.

Ebenso wichtig ist die Mächtigkeit der Lockermaterialüberdeckung über dem anstehenden Gestein in Bezug auf die Intensität der Impulsenergie. Bei nur geringmächtiger Überdeckung sind generell nur geringe Intensitäten feststellbar. In dem jüngeren Konglomerat mit relativ hohem Kristallinanteil konnten bei nur geringer Mächtigkeit nur niedrige EM-Emissionen registriert werden. Einige Konglomeratbildungen sind auf Deltaablagerungen in Eisrandstauseen, andere Konglomeratbildungen auf Relikte von fossilen Schwemmfächern in Talmündungen zurückzuführen. Wahrscheinlich ist der geringere randglaziale Belastungsdruck oder der geringere Quarzgehalt in den Konglomeratbildungen dafür verantwortlich, dass nicht höhere EM-Emissionen wie bei den kristallinhaltigen Sedimenten des Illgletschers erzeugt werden.

Im Garfetschentobel konnten bis in eine Höhe von 1.100 m NN hohe Impulsenergiewerte registriert werden. Bis etwa in diese Höhe konnten in Aufschlüssen Moränenablagerungen des weit in das Gamperdonatal eingedrungenen Illgletschers nachgewiesen werden.

7.2 Rutschung "Kühbruck" im Gamperdonatal, S-Walgau

Im Frühling 1999 hat sich im ostexponierten und mit durchschnittlich etwa 30° geneigten Hang im mittleren Gamperdonatal oberhalb der Kapelle am "Kühbruck" im "Neuwald" eine Rutschung ereignet, die große Hangbereiche erfasste. Die Breite der Rutschmasse beträgt etwa 80 m, die Gesamtlänge der Rutschung etwa 500 m. Die Länge des Hauptabrisses im obersten Hangbereich beträgt ca. 30 m. Wie tief die Hauptgleitfläche liegt, ist nicht bekannt, sie muss aber aufgrund der Abrisshöhe > 10 m angenommen werden. Das gesamte Gelände ist bewaldet. Im oberen Drittel quert ein inzwischen wieder hergestellter Forstwirtschaftsweg die Rutschung. Der Weg befindet sich in der Sackungszone der Rutschung und damit in der entspannten Zone der Rutschmassen.

7.2.1 "Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet

Entlang dieses Weges wurde ein "Cereskop"-Profil aufgenommen, um eventuell den Rutschkörper seitlich zum unbewegten Gelände abzugrenzen (Abb. 67). Es wurde je eine Messung mit vertikal und horizontal ausgerichteter Antenne durchgeführt. Im Bereich der Akkumulationszone konnte aufgrund der Geländemorphologie und der Bewaldung kein Profil aufgenommen werden.

Der Profilverlauf der Messung mit vertikal ausgerichteter Antenne liegt auf recht niedrigem Energieniveau ohne Unterschiede in der Intensität an den Flanken und im Zentrum der Rutschung. Die Messung mit horizontal gegen den oberen Rutschhang ausgerichteter Antenne dagegen zeigt an den Flanken hohe Energiewerte und besonders im südlichen Bereich der Sackungszone der Rutschmassen niedrige Energiewerte (Abb. 66).

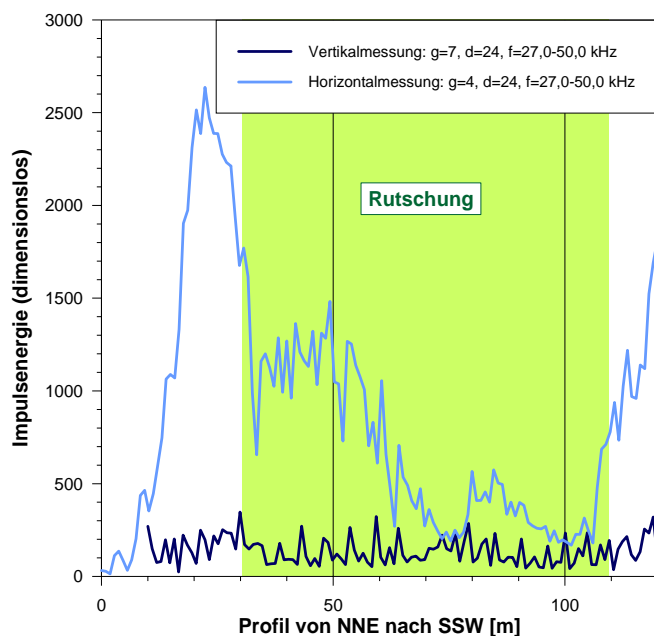


Abb. 66: "Cereskop"-Profil K.

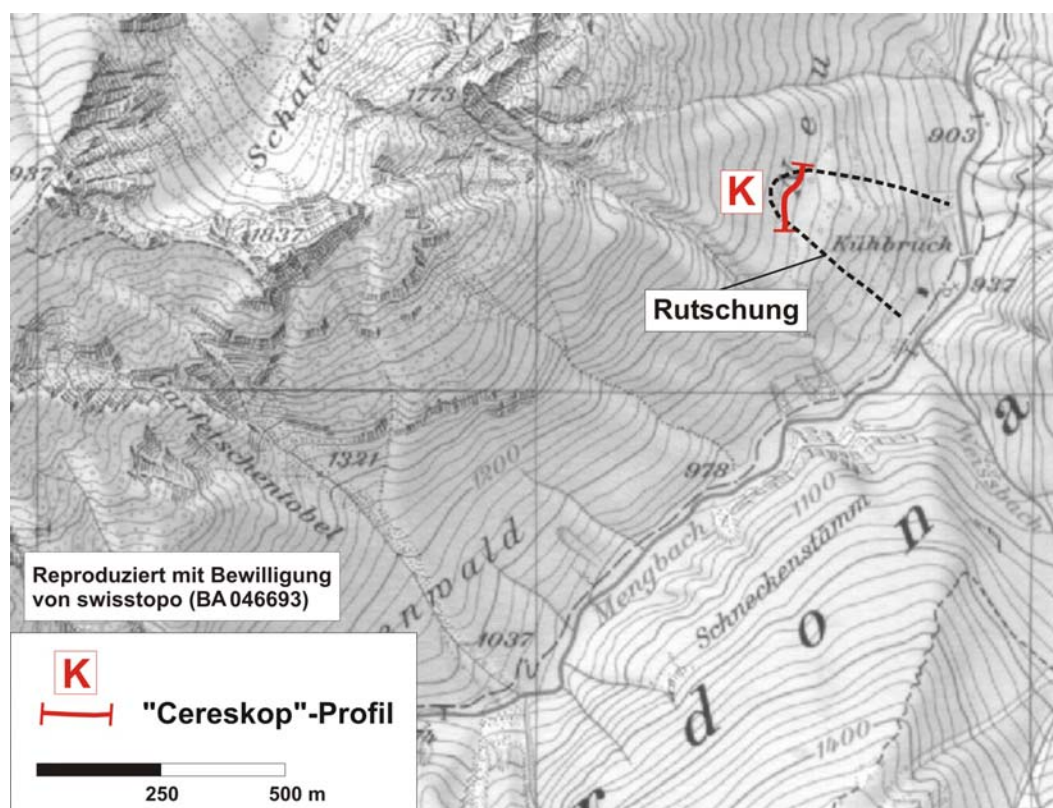


Abb. 67: Lageplan mit "Cereskop"-Profil K in der Rutschung "Kühbrück".

Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1:25.000

Blatt 1156 Schesaplana (1959)

7.2.2 Interpretation der Messergebnisse

Die Vermutung liegt nahe, dass die niedrigen geogenen EM-Emissionen in der Sackungszone auf den mechanisch entspannten Spannungszustand im oberen Bereich der Rutschung hindeuten. Die höheren Impulsenergiewerte bei horizontaler Ausrichtung an den Flanken der Rutschung könnten als bergseitig noch unter Druck stehende Bereiche interpretiert werden, die potenzielle Rutschungen darstellen könnten.

7.3 Geröllmurgang im oberen Gamperdonatal, S-Walgau

Anfang der 1990er Jahre ereignete sich aus den westexponierten Steilhängen des Arlberg-Kalksteins ein großer Geröllmurgang aus hauptsächlich grobblockigem Kalksteinschutt von mehreren hundert Metern Länge. Die Fahrstraße wurde überschüttet und musste etwa 10 bis 20 m talseitig zum Teil auf der Mure neu trassiert werden. Die Schuttmassen, die auch den Mengbach erreichten, wurden mit Schaufelbaggern abgetragen, um Aufstauungen im Bachbett zu vermeiden.

Im Bereich des den Murgang querenden Fahrstraßenabschnittes wurde ein "Cereskop"-Profil aufgenommen, um eventuell auftretende geogene EM-Emissionen im grobblockigen Schutt der Mure zu messen (Abb. 68).

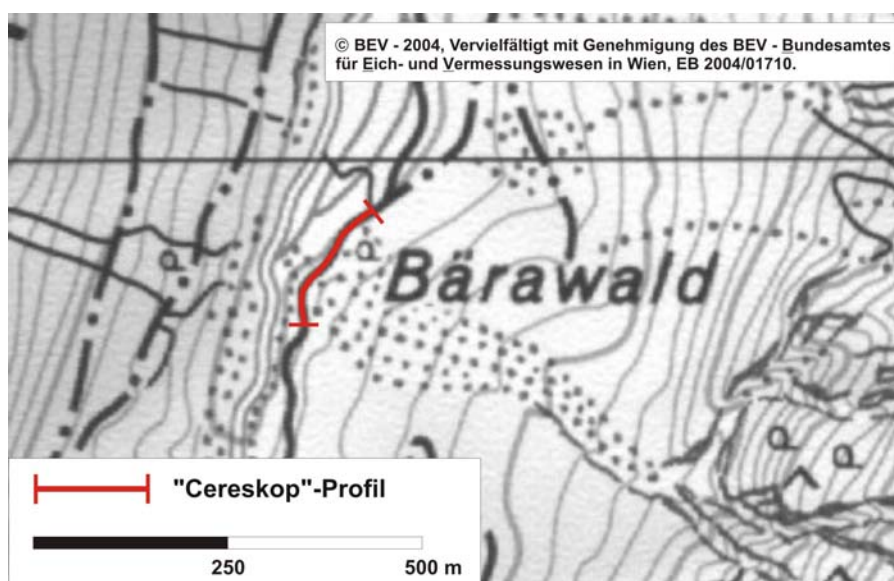


Abb. 68: Lageplan mit dem "Cereskop"-Profil im Geröllmurgang.
Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V
Blatt 141 Feldkirch (1995)

Erwartungsgemäß bleibt die Energie über die gesamte Profillänge auf niedrigem Level, es ließen sich keine erhöhten Energiewerte im Bereich der etwa 50 m breiten Mure feststellen (Anhang II/7).

Beim Abgang von Geröllmuren mit grobblockigem und unkonsolidiertem Kalkstein-Material entsteht kein Druckaufbau. Folglich lassen sich keine geogenen EM-Emissionen nachweisen.

7.4 Bergzerreissung und Talzuschub bei Schnifis, N-Walgau

Zwischen Schnifis und Thüringerberg im nördlichen Walgau befindet sich ein aktives Bergzerreissungsgebiet auf dem nach S exponierten und bewaldeten Hang des Hochgerach (1.985 m NN). Zwei Straßen queren den unteren Hangbereich, in dem Hangbewegungen stattfinden. Die Straße Schnifis – Thüringerberg befindet sich in der Zone des Talzschubes. Die talseitige Böschung weist oberflächennahe Rutschungen auf, der talseitige Straßenrand ist zum Teil abgerutscht. An der nördlichen Talflanke verläuft die Straße Schnifis – Thüringen.

Die Entstehung einer etwa 10 bis 20 m breiten und parallel zum Hang verlaufenden grabenartigen Vertiefung im oberen Hangbereich wurde lange Zeit als ein spätglazialer Eisrandabfluss in Eisrandlage des Illgletschers gedeutet. Der durch Erosionskraft des abfließenden Wassers entstandene Graben habe sich nach dieser Theorie nach dem Pleistozän als Trockental erhalten. Doch die fehlende Schuttbildung an den steilen Felshängen dieser Vertiefung deutet auf ein jüngeres Alter hin. Auch die morphologischen Formen mit durch Spalten getrennte Großluftkörper weisen viel eher auf ein Bergzerreißen hin. Der Graben ist somit als Zugspalte zu definieren (RUPKE & DE JONG 1983). Der Untergrund besteht aus Wechsellagerungen von Ton-, Schluff- und Sandsteinen und Mergeln des Flyschs, die z.T. von Hangschutt überdeckt werden. Schichtung und Klüftung bilden die mechanisch wirksamen Haupttrennflächen. Ein orthogonal ausgebildetes Kluftsystem ist typisch im Vorarlberger Flyschgestein. Die morphologische Trennung der Gleitschollen (Großluftkörper) richtet sich nach den Quer- und Längsklüften. Der hangparallele Graben hat sich wohl durch das talwärtige Wandern der Großluftkörper entlang einer großen Längskluft geöffnet.

7.4.1 "Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet

Es wurden drei hangparallele "Cereskop"-Profile in verschiedenen Höhenniveaus des Hanges aufgenommen (Abb. 74). Das am höchsten gelegene Profil erstreckt sich entlang der Zugspalte im Bereich der Bergzerreißung, das mittlere Profil entlang der Straße Schnifis – Thüringerberg im Bereich des Talzuschubes und das untere Profil am Hangfuß entlang der Straße Schnifis – Thüringen.

Profil 1 (Anhang II/8)

Das 450 m lange Profil wurde entlang der grabenartigen Vertiefung der Zugspalte im Abrissgebiet (800-820 m NN) aufgenommen. Deutlich sind mindestens vier EM-Anomalien von jeweils 50-150 m Länge zu erkennen. Im Bereich der breitesten Anomalie (etwa 180-330 Profilmeter) befindet sich talwärts ein großer Felskörper mit fast senkrechten Felshängen. Die Anomalien zeichnen sehr wahrscheinlich einzelne Gleitschollen nach. Zwischen den Gleitschollen zeigt sich durch niedrige Impulsenergiewerte eine Entspannung.

Profil 2 (Abb. 69 und 70)

Es wurden am berg- und talseitigen Rand der Straße Schnifis – Thüringerberg (780 m NN) Profile mit gleichen Geräteparametern aufgenommen. Die Straße verläuft durch den Bereich des Talzuschubes. Das bergseitige Profil beginnt etwa 40 m östlich des Profilbeginns von Profil 1, verläuft zunächst entlang des steilen und bewaldeten Bereichs und dann durch flacheres und grasbewachsenes Gelände (Profilende 800 m). Deutlich zeigt sich eine Energieanomalie zwischen 60 und 250 Profilmeter. Im Bereich einer bekannten NW-SE verlaufenden Störungszone tritt ein sehr deutlicher Peak zwischen 740 und 760 m auf. Zur besseren Veranschaulichung wurde das bergseitige Profil mit größerer Skalierung der Impulsenergie in Abb. 70 ohne das talseitige Profil dargestellt. Im talseitigen Profil tritt im Bereich der bergseitigen Anomalie ebenfalls ein äußerst deutliches Energiemaximum zwischen 60 und 260 Profilmeter auf. Auch die Störungszone wird durch einen 20 m breiten Energiepeak zwischen 780 und 800 Profilmeter nachgezeichnet.

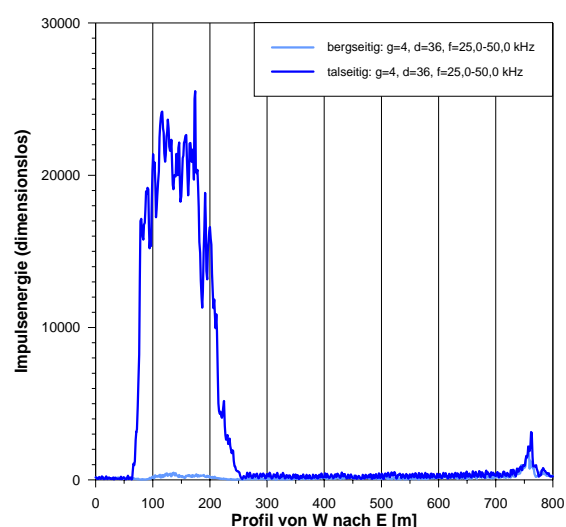


Abb. 69: "Cereskop"-Profil 2 (berg- und talseitig).

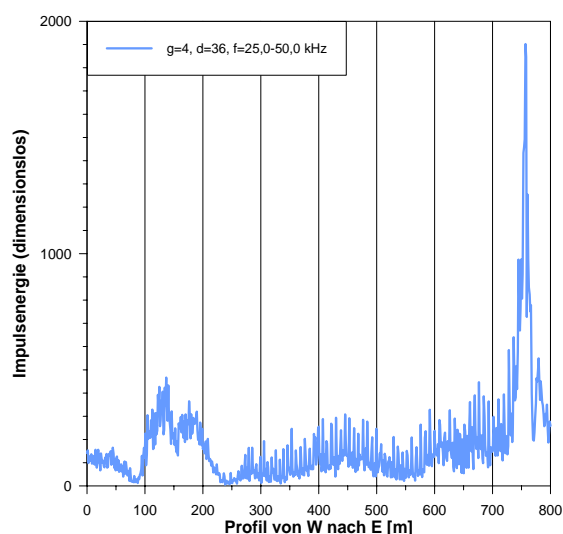


Abb. 70: "Cereskop"-Profil 2 (bergseitig).

Profil 3 (Anhang II/9)

Entlang des bergseitigen Randes der Straße Schnifis – Thüringen (700-710 m NN) und entlang eines Wirtschaftsweges erstreckt sich Profil 3. Es wurden Messungen mit vertikal und horizontal ausgerichteter Antenne mit gleichen Geräteparametern durchgeführt.

Bei beiden Profilverläufen zeigt sich ein hohes Energieniveau vom Profilbeginn bis 100-110 Profilmeter, wo die Energie innerhalb weniger Meter steil absinkt. Im weiteren Profilverlauf, wo die Zone des größten Talzuschubes angenommen wird, wurden keine weiteren Bereiche mit erhöhten EM-Signalen erkundet. Es wurden keine weiteren Gemeinsamkeiten bei der Messung mit vertikal und horizontal ausgerichteter Antenne beobachtet. Aufgrund des "Cereskopie"-Messergebnisses müsste die Zone des aktiven Talzuschubes weiter westlich angenommen werden. Insgesamt zeigt sich, dass die EM-Emissionen bei horizontal gegen den Hang ausgerichteter Antenne höher sind als bei vertikaler Ausrichtung.

7.4.1 Interpretation der Messergebnisse

Im Bereich der Bergzerreißung konnten im Bereich der als Großluftkörper talwärts wandernden Gleitschollen mit einer Breite von etwa 50 bis 150 m EM-Anomalien mit gleicher Länge nachgewiesen werden (Abb. 71). Die Gleitschollen selbst erzeugen anscheinend durch den Gleitvorgang messbare geogene EM-Emissionen. Die Klüfte und Spalten zwischen den Gleitschollen zeigen eine Entspannung. Im Bereich des Talzuschubes wurde in zwei Profilen bergseitig und talseitig einer Straße eine deckungsgleiche Energieanomalie von 150 bis 200 m nachgewiesen. Auch eine 20 m breite bereits bekannte Störungszone, die die östliche Begrenzung des Bergzerreißungsgebietes darstellt, fällt mit einer Anomalie der "Cereskop"-Messung zusammen.

Es zeigt sich, dass die Spannungen, wohl ausgelöst durch die Gleitvorgänge am talseitigen Rand der Straße viel höher sind als am bergseitigen Rand, während die messbare Spannung der Störungszone bei beiden Messungen ungefähr gleichhoch liegt. Weiterhin wird vermutet, dass die Zone des aktiven Talzuschubes am Hangfuß weiter westlich als bisher angenommen werden muss und die EM-Emissionen bei horizontal gegen den Hang ausgerichteter Antenne höher sind als bei vertikaler Ausrichtung. Diese Beobachtung könnte dahingehend interpretiert werden, dass bei horizontaler Antennenausrichtung weiter bergwärts gelegene Hangbereiche erfasst werden, in denen noch größere Spannungsumlagerungen durch Bewegungsvorgänge als im flacheren Talbereich stattfinden.

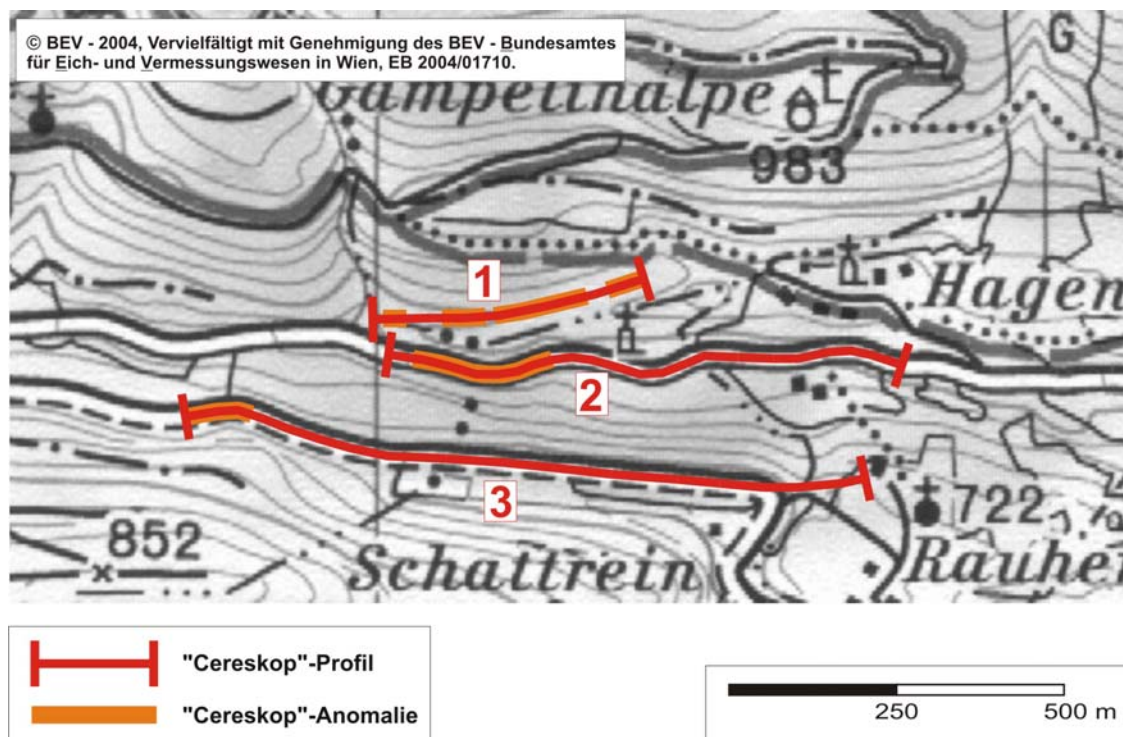


Abb. 71: Lageplan mit den "Cereskop"-Profilen.
Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 141 Feldkirch (1995)

7.5 Bergsturzareal "Breitenberg" bei Dornbirn, Rheintal

Südlich von Dornbirn-Hatlerdorf befindet sich der fast senkrecht abfallende Nordhang des Breitenberges (1.101 m NN). Zusammen mit Karren und Staufenspitz bildet der Breitenberg den östlichen Steilabfall des Helvetikums der Vorarlberger Alpen zum Rheintal hin. In den vergangenen Jahrhunderten haben sich postglazial immer wieder größere Felsmassen aus dem Nordhang des Breitenberges gelöst. Die letzten Großfelsstürze mit einer geschätzten Felssturzmasse von 0,6 Mio. m³ datieren von 1654 und 1760. Zahlreiche Hinweise sprechen dafür, dass auch in der näheren Zukunft ein solches Großereignis mit einer Absturzmasse von etwa 200.000 m³ erneut bevorstehen könnte. Die größte Gefahr geht dabei von dem absturzgefährdeten Felspfeiler der Gelben Wand aus. BERKELAAR (1994) in DE GRAAFF et al. (1997) errechnete für die momentan absturzgefährdeten Felsmassen ein Volumen von mind. 190.000 m³. Ein erneuter Bergsturz dieser Größenordnung hätte katastrophale Auswirkungen zur Folge. Nur wenige hundert Meter vom Hangfuß des Breitenberges entfernt liegt die Siedlung Bremenmahl mit Wohnhäusern, Sportfeldern und Kleinbetriebsanlagen (Abb. 72). Schon die historischen Bergstürze hinterließen im Talboden eine Blockstreuung der abgestürzten Felsmassen von 300 bis 350 m ins Vorgelände hinaus und erzeugten durch die Wucht des Einschlages der Sturzmassen im lehmig-torfigen Talboden Druckwellen, deren dadurch entstandenen Druckwälle nach W bis auf 400 m Entfernung vom Einschlag heute noch sichtbar sind. Die gegen NW und N auf 500 bis 600 m Entfernung vorhandenen Wallformen, die nach KRASSER (1961) in DE GRAAFF et al. (1997) ebenfalls als Druckwälle angesehen werden, werden aus heutiger Sicht als Sedimentaufwölbungen gedeutet, die hauptsächlich durch den Impakt der Bergsturzmassen selbst, aber auch durch nachträgliches Einsinken der Bergsturzmassen entstanden sind (Abb. 73).

Der Nordhang baut sich geologisch gesehen aus gefalteten und gestörten Schichten des kreidezeitlichen Helvetikums auf. Der Topbereich mit der Gelben Wand besteht aus hangauswärts einfallenden Kalkstein-Bänken der Schratenkalk-Formation (Mittelbarême bis Unterapt). Darunter folgen Mergelschichten der Drusberg-Formation (Mittelbarême bis Unterapt), die als potenzielle Gleitflächen in Frage kommen. Der "Satz" ist ein Felsvorsprung und die mit Grobschutt bedeckte Basis der Drusberg-Schichten und zugleich Basisfläche der Ausbruchsnische historischer Großfelsstürze. Eine tiefreichende, hangparallele Spalte rückseitig vom Gebirge, die hangauswärts einfallenden Bänke oberhalb des "Satzes" und eine extreme Auflockerung des Gebirges machen einen erneuten Großfelssturz z.B. aufgrund eines stärkeren Erdbebenereignisses wahrscheinlich. Im Liegenden des 'Satzes' folgen Schichten der Kieselkalk-, Örfli- und Palfris-Formation. Durch Tektonik verkompliziert folgen darunter am Hangfuß z.T. wieder jüngere Schichten des Helvetikums.

Im Pleistozän wurden die Hänge des Breitenberges vom mächtigen Rheintalgletscher erodiert, versteilt, teils unterschritten und so für Bergstürze vorbereitet. Auf der vom Eis freigelegten, glazial abgeschliffenen und grundmoränenüberdeckten Felssohle des Talbodens lagerte sich im Postglazial eine mächtige Quartärfüllung ab (DE GRAAFF et al. 1997).

Die Profile der "Cereskop"-Untersuchung wurden im Talboden im Bereich der Ablagerungsmassen der historischen Bergstürze und in der Druckwellenzone aufgenommen, so dass das hauptsächliche Augenmerk in der vorliegenden Arbeit der Situation am Hangfuß und im Vorgelände des Nordhanges gilt.

Der Fuß des Breitenberges wurde vom pleistozänen Gletscher um bis zu einige Zehnermeter, die Felssohle des Rheintales um bis zu einige hundert Metern abgeschliffen. Im Spätglazial breitete sich der Bodensee bis weit nach S und auch zum Fuß des Breitenberges aus. Ablagerungen von feinklastischen limnischen Sedimenten (hauptsächlich Seetone) verzahnten sich fortan mit Hangschutt- und Bergsturzaflagerungen. Der Fallbach, der nach der Schlussvereisung viel kiesiges und sandiges Lockermaterial lieferte, baute im Bodensee ein Delta aus grobklastischen Sedimenten auf. Erst vor 3.500 Jahren BP verlandete der Bodensee im Gebiet von Dornbirn. Die jüngeren Sedimente bestehen aus Schuttfächermaterial aus den Seitentälern, Flussbettablagerungen, Auenlehmen und Torfschichten. Die Deltasedimente des Fallbaches wurden von jüngeren Schuttfächer- und Schwemmfächer-Sedimenten überdeckt (DE GRAAFF et al. 1997).



Abb. 72: Gelände am Hangfuß mit Siedlung Bremenmähd. Standpunkt: "Satz" in der Gelben Wand des Breitenberges mit Blick nach N

In historischer Zeit gingen die Bergstürze von dem übersteilten Nordhang ab. Da der Impakt bzw. die Auflast der Sturzmassen die Belastungsfähigkeit der Talsedimente überstieg, sank das Bergsturzmaterial vor dem Hangfuß in Halbkreisform mit einem Radius von 300 m in die weichen Bodenschichten ein. Es wird vermutet, dass einzelne Blöcke *dropstone*-artig bis auf die grundmoränenüberdeckte Felssohle abgesunken sind. Die feinkörnigen setzungs- und erschütterungsempfindlichen Sedimente im Untergrund wurden durch die Großfelsstürze stark deformiert und teilweise seitlich weggepresst, wodurch die heute noch sichtbaren Sedimentaufwölbungen im Bereich des Waldstreifens entstanden (Abb. 73 oben). Diese Sedimente konnten aber nur nach N und W ausweichen. Im E bildeten die massiven Delta- und Schwemmfächerablagerungen des Fallbaches ein festes Widerlager (Abb. 73 unten).

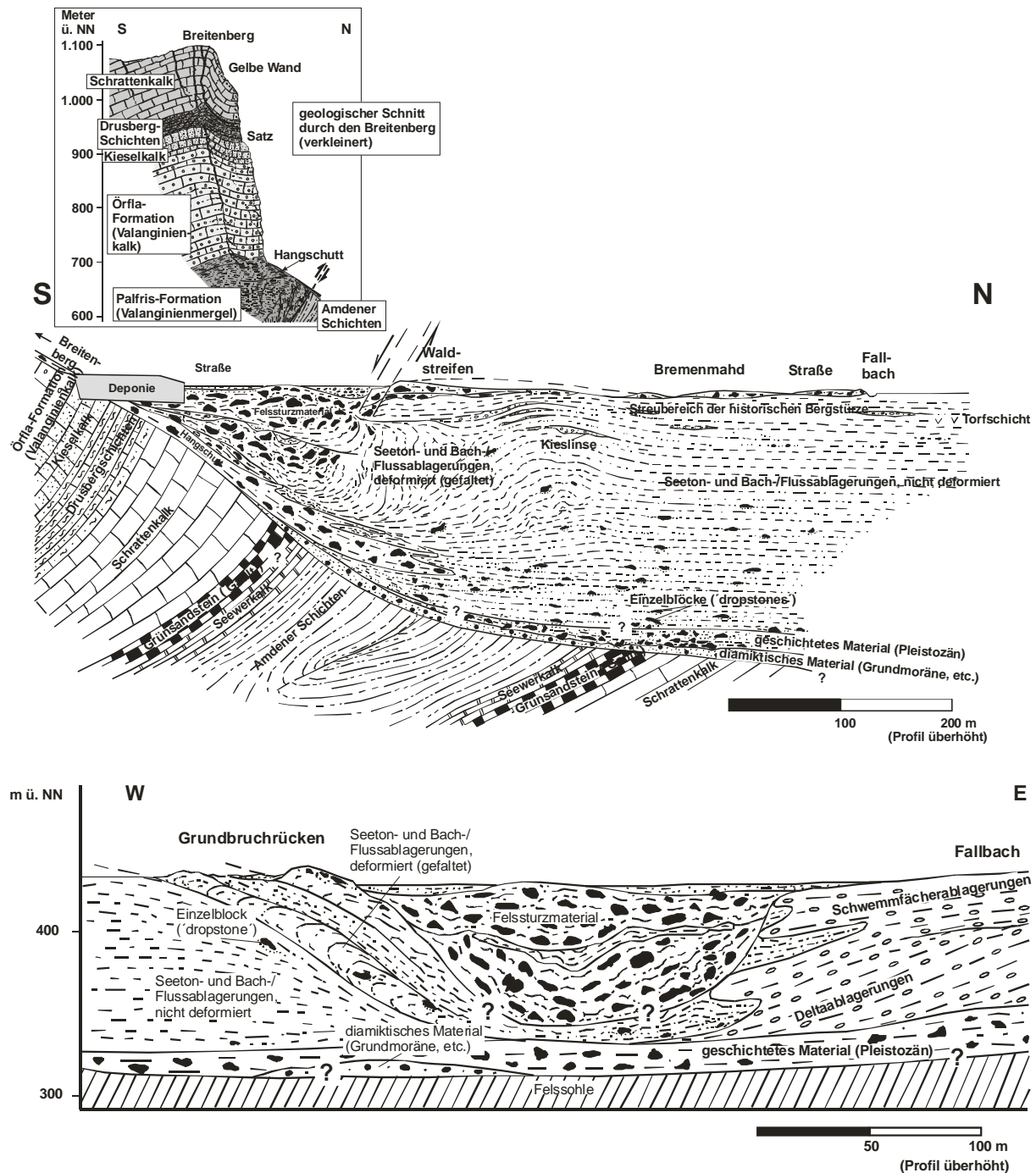


Abb. 73: Geologische Schnitte durch den Talboden.
(DE GRAAFF 1995 in DE GRAAFF et al. 1997 mit Änderungen)

Im September 1993 wurden im nördlich der Wand vorgelagerten Talgelände EM-Profile mit einem "Geonics EM-34 Terrain Conductivity Meter" zur Erkundung der Untergrundstruktur und Materialverteilung aufgenommen. Das "Geonics EM-34" besteht aus je einer Sender- und einer Empfängerspule und zugehörigen Verbindungskabeln und beruht auf aktiver Anregung von EM-Feldern. Die Senderspule erzeugt ein zeitabhängiges primäres magnetisches Feld, welches einen sehr schwachen elektrischen Strom in den Untergrund induziert. Durch diesen induzierten Strom wird ein sekundäres magnetisches Feld erzeugt. Die Empfängerspule misst das primäre und das sekundäre magnetische Feld. Der Verbreitung und Mächtigkeit der deformierten Torf- und

Seetonlagen wurde bei diesen Messungen besondere Bedeutung zugemessen.

Die Isolinienkarte, die aus den "Geonics"-Untersuchungen resultiert, zeigt, dass die Isolinien besonders in westlicher Richtung dicht zusammenliegen und so einen sehr steilen Gradienten aufweisen (Abb. 74). Dies deutet auf eine scharfe Grenze zwischen grob- und feinklastischen Ablagerungen hin. Diese Grenze verläuft an der Geländeoberfläche an der dem Nordhang zugewandten Seite entlang eines asymmetrisch entwickelten Ton- oder Lehmrückens. Auf dieser Seite ist der Rücken mit Felssturzmaterial bedeckt. Zwei ähnliche, aber weniger auffällige Wallformen sind einige Zehnermeter von den inneren Rücken entfernt im Gelände noch erhalten.

Die Wallbildungen sind wohl nicht nur durch Stauchungen des Untergrundes entstanden, die sich direkt oder indirekt durch Druckwellen durch den Einschlag der Bergsturzmassen entwickelt haben, sondern sind wohl auch durch Grundbruchentwicklungen geformt worden, die erst nach dem Sturzereignis stattfanden. Infolge der eingesunkenen Schuttmassen wurde das Material entlang von Scherflächen ausgepresst. Die meisten dieser Tonrückensbildungen werden daher nach DE GRAAFF et al. (1997) als Grundbruchdruckwälle und nicht als Stauchdruckwälle interpretiert. Eine oder mehrere Scherflächen dieser Art werden an der der Nordwand zugewandten Seite des Waldstreifens vermutet. Denn im Waldstreifen ist von der Geländeoberfläche an eine 15 m mächtige Felssturzdecke vorhanden, während weiter südlich vor der Waldinsel die Schuttmassen tief abgesunken sind.

Die relativ steilen Gradienten im Isoliniennetz der "Geonics"-Untersuchungen im N und im E werden daher nicht mit Wallformen in Verbindung gebracht, sondern mit dem Einsinken der Bergsturzmassen entlang der Scherflächen. KRASSER (1961) in DE GRAAFF et al. (1997) geht davon aus, dass die Druckwellen der früheren Bergstürze bis 600 m vom Bergfuß entfernt angenommen werden müssen. Nördlich der Sportfelder wurden aber weder Relikte von Tonrückens im Gelände noch steile Gradienten im Isoliniennetz der "Geonics"-Untersuchungen angetroffen. Gerade in diesem Bereich sind "Cereskop"-Messungen sicherlich sehr aufschlussreich.

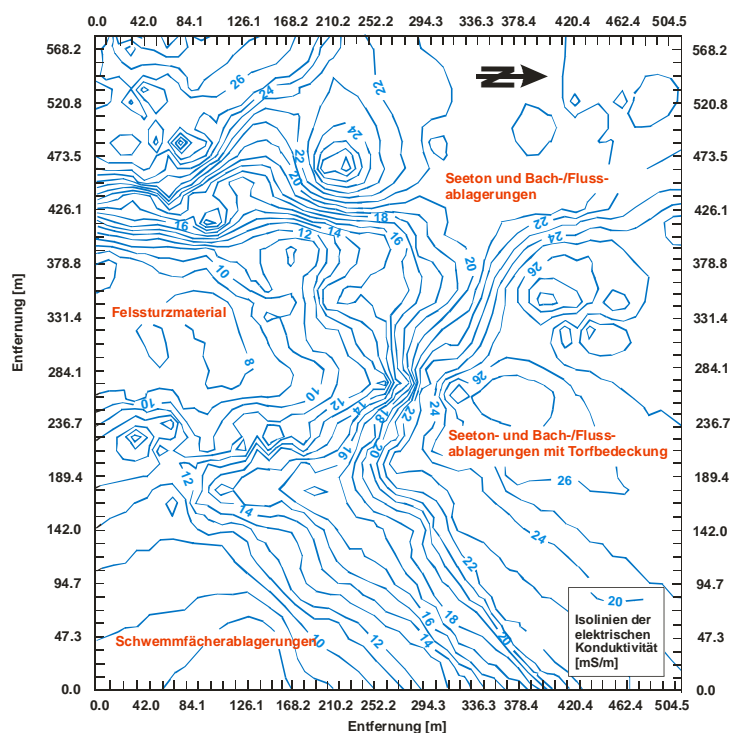


Abb. 74: Isolinienkarte der EM-Untersuchungen mit dem "Geonics". (DE GRAAFF 1995 in DE GRAAFF et al. 1997 mit Änderungen)

Zur Korrelation der geophysikalischen Vermessungen wurden im Januar/Februar 1996 zwei bis 50 m Kernbohrungen abgeteuft. Bohrpunkt KB I befindet sich am Fuß des Breitenberges und Bohrpunkt KB II 300 m davon entfernt in nördlicher Richtung (Abb. 77). Die Felssohle wurde bei Kernbohrung KB I in über 43 m Tiefe erbohrt. In der 50 m tiefen Kernbohrung KB II wurde die Felssohle gar nicht erreicht. Die Mächtigkeit der Überdeckung mit Felssturzmaterial beträgt in der Bohrung KB II ca. 14 m. Bemerkenswert ist, dass die von Humus- und Torfschichten durchzogenen Auenlehme bei KB II bis in eine Tiefe von 38 m kaum Deformationsstrukturen aufweisen. Erst im unteren Bereich der Auenlehme, zwischen 38 m und 41 m, und in den Seetonen, zwischen 43 m und 50 m (Endteufe), sind die feinkörnigen Sedimente deformiert (DE GRAAFF et al. 1997).

Auch die Streuung von historischem Bergsturzmaterial wird seit langer Zeit eingehend untersucht, da erwartet wird, dass bei einem neuerlichen Bergsturz mit einem ähnlichen Blockstreuradius zu rechnen ist. Die Verteilung der von jüngeren Erdmassen bedeckten Felssturzblöcke wurde aus den geophysikalischen Messungen und anhand Rammsondierungen abgeleitet. Die Blöcke wurden fast flächendeckend unter den Sportfeldern und nördlich davon, bis 600 m vom Bergfuß entfernt, auf der Geländeoberfläche bzw. im Untergrund nachgewiesen (DE GRAAFF et al. 1997).

7.5.1 "Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet

Die "Cereskop"-Untersuchungen wurden am Hangfuß des Breitenberges und im nördlichen Vorgelände bis zum Bachlauf des Fallbaches vorgenommen. Die Sturzweite eines künftigen Bergsturzes und die Verteilung der Druckwellen im weichen Untergrund der Rheintalebene wären mit den früheren Ereignissen vergleichbar. Im Streubereich der Ablagerungsmassen der historischen Bergstürze und der deformierten Talsedimente sollten durch den mit dem Impakt der Bergsturzmassen verbundenem Druck Profilabschnitte mit hohen EM-Emissionen im derart beanspruchten Untergrund mit dem "Cereskop" festgestellt werden können. Die "Cereskop"-Untersuchung könnte neue Indizien für die Verteilung der Druckwellen hervorbringen, was mit bisherigen Geländebeobachtungen und anderen geophysikalischen Erkundungsmethoden noch nicht nachgewiesen werden konnte.

Insgesamt wurden 11 "Cereskop"-Profile aufgenommen. Die Profile 1 bis 4 verlaufen vom Zentrum des Impaktes in westliche bzw. nordwestliche Richtung über die im Gelände sichtbaren Wallformen. Vom Hangfuß über den inneren Streubereich der historischen Bergsturzmassen ins nördliche Vorgelände erstrecken sich die Profile 5 und 8. Die Profile 6 und 7 beginnen im Schwemmfächerbereich des Fallbaches und setzen sich in die weichen Talsedimente fort. Im äußeren Streubereich der historischen Bergsturzmassen im nördlichen Vorgelände befinden sich die Profile 9 bis 11 (Abb. 77).

Ein Vergleich der "Cereskop"-Untersuchungen mit den "Geonics"-Messungen soll zeigen, inwiefern beide Erkundungsmethoden korreliert werden können. Hierfür wurden die Isolinien der EM-Untersuchung – soweit diese vorliegen – in die "Cereskop"-Diagramme übertragen.

Profil 1 (Abb. 75)

Das 260 m lange Profil beginnt unmittelbar westlich der Abzweigung der Straße nach Bremenmahl von der Straße Haslach – Unterklien im zentralen Bereich des Bergfußes, wo vermutlich der größte

Anteil der historischen Bergsturzmassen aufgeprallt ist, und verläuft in nordwestliche Richtung über Bereiche mit größeren Ansammlungen von Blöcken und über eine sehr ausgeprägte Wallform (in Abb. 80 als Lehmücken bezeichnet). Diese Wallform ist durch Druckbeanspruchung - wie oben angesprochen – entweder direkt als durch die Druckwelle entstandener Stauchdruckwall oder später als Grundbruchwall entstanden.

Der Profilverlauf zeigt eine sehr charakteristische Ausprägung. Auf den ersten 25 Profilmeter bleibt die Energie nahezu konstant. Dann steigt die Energie bis 145 m an, erreicht dort ein Maximumpeak, fällt bis 155 m ab und steigt erneut steil zum zweiten Maximum bei 165 m an. Schließlich folgt ein generell absinkender Trend bis zum Profilende. Zwischen 220 m und 240 m folgt nochmals eine leichte Erhöhung.

Damit ist eindeutig eine etwa 200 m breite, leicht asymmetrische Zone mit Druckbeanspruchung abzugrenzen. Innerhalb dieser Zone wird eine Spannungskonzentration durch Stauchung des Untergrundes vermutet. Eine exakte Übereinstimmung der Druckmaxima mit der sich an der Oberfläche befindlichen Wallform ist allerdings nicht festzustellen. Die Druckmaxima liegen etwa 30 bis 50 m weiter südöstlich zum Hangfuß hin.

Auch die "Geonics"-Untersuchung zeigt, dass das Ansteigen der elektrischen Leitfähigkeit nicht direkt im Bereich der Wallform beginnt, sondern etwa 80 m südöstlich der Wallform. Nordwestlich der Wallform sinken die Leitfähigkeiten ab.

Profil 2 (Anhang II/10)

Etwas mehr in westnordwestliche Richtung gehend beginnt das 280 m lange Profil 2 nahezu am gleichen Profilbeginn wie Profil 1. Nach einem Bereich über ebenes Wiesengelände verläuft dieses Profil über den schon bei Profil 1 angesprochenen mächtigen Wall und weiter über zwei weniger ausgeprägte Wallformen.

Auch Profil 2 zeigt einen ähnlich charakteristischen Profilverlauf mit zwei deutlichen Energieanomalien. Allerdings weist die Energiekurve südwestlich eines konstanten Anstieges zum ersten Maximumpeak bei 105 m am Profilbeginn zwischen 5 m und 40 m eine 35 m breite Zone mit erhöhtem Energieniveau auf. Ansteigen und Absinken der Energie erfolgen hierbei sehr steil. Nach dem ersten Energiemaximum bei 105 m fällt die Energie bis 115 m ab und steigt erneut steil zum zweiten Maximum bei 120 m an. Nach konstantem Absinken der Energie bis 180 m schließt sich ein Bereich an, in dem die Energie nochmals sehr leicht bis etwa 220 m ansteigt und nachfolgend bis zum Profilende leicht absinkt.

Die Leitfähigkeiten aus der "Geonics"-Untersuchung steigen von SE nach NW an. Im Bereich der "Cereskop"-Anomalien bei 5 bis 40 m und 80 bis 140 m verläuft das Ansteigen der Leitfähigkeit flacher.

Profil 3 (Abb. 76)

Im SE im Impaktzentrum beginnend verläuft das Profil 3 nach WNW über die in diesem Bereich etwa 80 m breiten Wallformen. Zwei im Profildiagramm dargestellte "Cereskop"-Messungen verzeichnen etwa 30 m südöstlich der Wallformen einen Anstieg der Impulsenergie und weisen etwa bei 120 m und 140 m im Bereich der Wallformen zwei sehr ausgeprägte Energiemaxima auf. Noch in der Zone

der Wallformen sinkt die Impulsenergie beider Messungen wieder ab. Die Leitfähigkeit aus der "Geonics"-Messung steigt kontinuierlich von ESE nach WNW an.

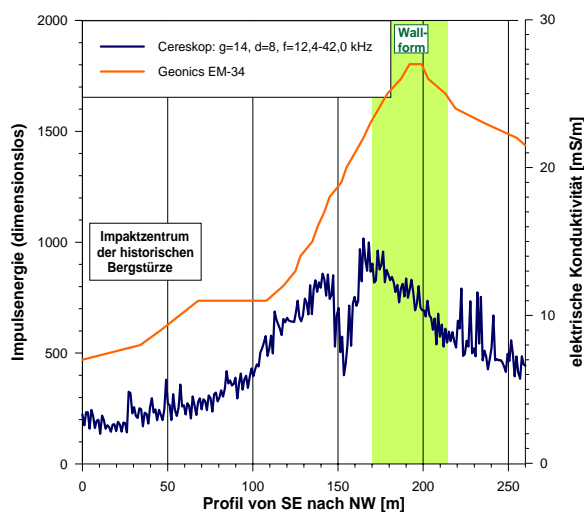


Abb. 75: "Cereskop"-Profil 1.

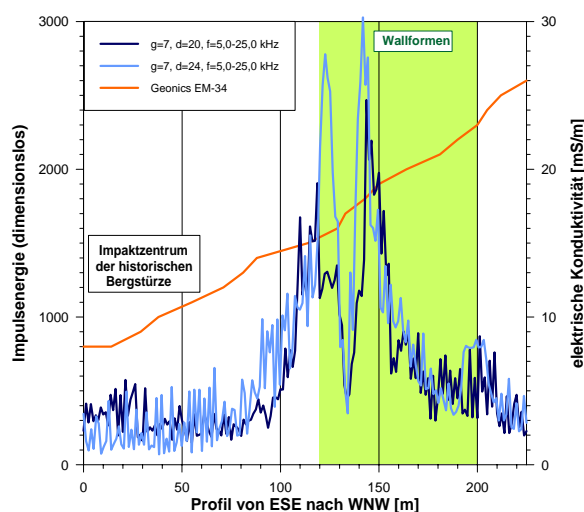


Abb. 76: "Cereskop"-Profil 3.

Profil 4 (Anhang II/11)

Etwa 80 m weiter nördlich von Profil 3 wurde Profil 4 vom Impaktzentrum aus in E-W-Richtung über die Wallformen gelegt. Es zeigt sich eine 80 m breite Energieanomalie, die etwa 50 m östlich der Wallformen beginnt und innerhalb des Wallbereiches wieder absinkt. Der steile Anstieg der Leitfähigkeit fällt in etwa mit dem Anstieg der Impulsenergie zusammen.

Profil 5 (Anhang II/12)

Profil 5 erstreckt sich entlang des N-S führenden Fahrweges nach Bremenmahl vom Hangfuß in Höhe des Satzbach-Durchlasses bis 250 m weiter nördlich am nördlichen Ende des Waldstreifens. Das Profil verläuft damit vom zentralen Bereich des Impaktes der historischen Sturzmassen weiter nach außen in den Streubereich der Bergsturzmassen.

Insgesamt verläuft die Energiekurve dieses Profils auf niedrigem Niveau. Die schwache Oszillation der Energie kann durch künstliche Störquellen (Elektrozaun, Leitungen unter dem Fahrweg) hervorgerufen werden.

Profil 6 (Anhang II/13)

Wenige Meter östlich verläuft Profil 6 durch Wiesengelände und den Waldstreifen parallel zu Profil 3 nach N. Der Profilverlauf ist gekennzeichnet durch mehrmaliges leichtes Ansteigen und Absinken der Energie mit mehreren hohen Energiepeaks zwischen 145 m und 205 m.

Im Bereich des Wiesengeländes sind drei leicht wellenförmige Abschnitte zu differenzieren, die etwa bei 45 m und 80 m voneinander getrennt werden. Diese drei Abschnitte könnten Zonen erhöhter Druckbeanspruchung nachzeichnen. Erstaunlicherweise beginnen die hohen Peaks bei 145 m direkt am südlichen Rand des Waldstreifens.

Diese Zone mit hohen Peaks am südlichen Rand des Waldstreifens fällt mit einem deutlichen Anstieg

der elektrischen Leitfähigkeit zusammen. In diesem Bereich sind kleinere Sedimentaufwölbungen im Gelände sichtbar, und es werden hier durch das nachträgliche Einsinken der Bergsturzmasse eine oder mehrere Scherflächen angenommen (Abb. 73 oben), welche die Energiemaxima verursachen könnten.

Profil 7 (Anhang II/14)

Wenige Meter nördlich des Fahrweges nach Haslach beginnt Profil 7, welches über 270 m nach NW zum nördlichen Profilende von Profil 4 verläuft. Das Profil erstreckt sich zunächst im Wiesengelände über die grobklastischen Delta- und Schwemmfächer-Ablagerungen des Fallbaches und über die feinklastischen Seeton- und Fluss-/Bachablagerungen, die im SE laut Geomorphologischer Karte nach RUPKE (1995) in DE GRAAFF et al. (1997) als Fließerde ausgebildet sind, und erreicht schließlich im Waldstreifen die Blöcke der historischen Bergstürze.

Der Profilverlauf beginnt zunächst auf recht niedrigem Niveau, steigt aber genau an der westlichen Begrenzung des Schwemmfächer-Bereiches auf ein hohes Niveau an. Der Abschnitt mit dem erhöhten Energieniveau zwischen 70 m und 130 m befindet sich exakt über dem Fließerde-Bereich. Nordwestlich des Fließerde-Bereiches liegt die Energie erneut auf niedrigem Niveau.

Die Messung bestätigt damit die Theorie, dass sich die Druckwellen durch den Impakt nicht nach E ausbreiten konnten, da die grobklastischen Schwemmfächer-Sedimente ein festes Widerlager bilden. Erst im Bereich der Fließerden sind Energiemaxima festzustellen. Zwischen den weichen Sedimenten des Wiesengeländes und dem Waldstreifen mit mächtiger Streublock-Überdeckung ist in diesem Profil keine Auffälligkeit nachzuweisen.

Auch die Leitfähigkeit steigt im Fließerde-Bereich stärker an und verflacht weiter nordwestlich.

Profil 8 (Anhang II/15)

Das 230 m lange Profil 8 verläuft vom gleichen Profilbeginn-Punkt wie Profil 5 bis zum Profilbeginn von Profil 4. Damit erstreckt es sich in ENE-WSW-Richtung vom Schwemmfächer-Bereich des Fallbaches in die feinklastischen Ablagerungen, die auch hier zum Teil als Fließerden in der Geomorphologischen Karte eingezeichnet sind.

Die ersten 90 m verlaufen im Schwemmfächer, die Energiewerte liegen zumeist auf recht niedrigem Niveau. Auffälligerweise beginnt auch hier wieder die Energie direkt an der Schwemmfächer-Grenze zum feineren Untergrund hin wieder anzusteigen. Bei 90-140 m, 140-200 m und 215-225 m können drei Profilabschnitte abgegrenzt werden, in denen die Energie ansteigt und wieder absinkt. Diese drei Abschnitte könnten Druckbeanspruchungen in E-W-Richtung repräsentieren, die sich vor dem Schwemmfächer aufgebaut haben.

Profil 9 (Anhang II/16)

Nördlich des Waldstreifens und damit im äußeren Streubereich der Blöcke der historischen Bergstürze befindet sich Profil 9. Das 350 m lange Profil erstreckt sich über den westlichen Fußballplatz und weiter über Brachland bis nahe ans Ufer des Fallbaches.

Die Energiekurve beginnt auf hohem Niveau und ist i. allg. über den gesamten Fußballplatz bis ins Wiesengelände hinein bis etwa 160 m absinkend. Im Folgenden steigt die Energie erneut an und

erreicht bei 290 m und 345 m ihre maximalen Werte.

Die nach N hin absinkende Energie im südlichen Profilabschnitt zeigt eine von Druck beanspruchte Zone, die ihr Maximum wohl im Bereich des Waldstreifens besitzt und anschließend über einen weiten Bereich allmählich absinkt. Auch weiter nördlich, schon in der Nähe des Fallbaches sind noch schmalere Zonen mit Energieanomalien zu finden, die durch Deformationen im Untergrund infolge der Druckwellen des Impaktes ausgelöst worden sein könnten.

Profil 10 (Anhang II/17)

Auch Profil 10 erstreckt sich über den äußeren Streubereich der Blöcke der historischen Bergstürze. Es beginnt am südlichen Spielfeldrand des östlichen Fußballplatzes und verläuft in NNW-Richtung weiter über den Fußballplatz und das Wiesengelände bis zur Straße.

Der Profilverlauf ist nicht sehr aussagekräftig. Den Profilabschnitt zwischen 180 m und 230 m könnte man als kleines Energiemaximum hervorheben, wo die Energie zunächst von 180 m bis 200 m ansteigt, dort ein Maximum bildet und anschließend bis 230 m wieder abfällt.

Profil 11 (Anhang II/18)

Östlich des Fahrweges befindet sich mit Profil 11 ein weiteres Profil im äußeren Streubereich. Das 290 m lange Profil 9 beginnt am nördlichen Rand des Waldstreifens und erstreckt sich nach N über Wiesengelände bis nahe ans Ufer des Fallbaches.

Die Energiekurve dieses Profils verläuft in sehr charakteristischer Weise. Nach den ersten 40 Profilm Metern auf niedrigem Energieniveau steigt die Energie kontinuierlich an und zeigt bei 140 m einen sehr markanten Peak. Im Folgenden fällt die Energie bis etwa 175 m ab, stagniert auf diesem Niveau, bevor ab etwa 240 m bis Profilende ein niedrigeres Niveau erreicht wird.

Als einziges von den drei Profilen im äußeren Streu- und Druckwellenbereich zeigt Profil 11 eine sehr ausgeprägte Anomalie. Diese Anomalie ist als weiteres Indiz für das Wegpressen des Seetones nach dem Einsinken der Bergsturzmasse entlang einer Scherfläche zu werten und könnte darauf hinweisen, wie weit sich dieser Prozess in das nördliche Vorfeld des Breitenberges auswirkte. Diese Energieanomalie liegt etwa 450 m vom Hangfuß entfernt.

7.5.2 Interpretation der Messergebnisse

Die Ergebnisse durch die "Cereskop"-Untersuchung stimmen größtenteils mit den Geländebefunden und den "Geonics"-Untersuchungsergebnissen überein und haben damit die bisherigen Erkundungen bestätigt, haben aber auch weitere Erkenntnisse gebracht.

Auffallend ist die Ähnlichkeit der Profile 1 bis 4, die jeweils vom Impaktzentrum in nordwestliche bzw. westliche Richtung über die im Gelände deutlich sichtbaren Wallformen im W des Bergfußes gelegt wurden. Diese Profile weisen deutliche Maxima der Impulsenergie auf, die wenige Zehnermeter vor den Wallformen beginnen und innerhalb der Wallformen wieder absinken. Auffällig ist weiterhin, dass diese Bereiche mit hohen Impulsenergiewerten zwei ausgeprägte Spannungsmaxima im Abstand von etwa 15 bis 20 m besitzen. Auch die elektromagnetische Untersuchung zeigt, dass ein Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit mehrere Zehnermeter vor den Wallformen zu verzeichnen ist (Abb. 77).

Wie aus Abb. 73 (unten) ersichtlich wird, beginnt die Stauchung des Untergrundes bereits mehrere

Zehnermeter östlich der Wallformen. Nach W hin wird die Mächtigkeit des deformierten Untergrundes immer geringer, infolgedessen sinkt wahrscheinlich auch die Impulsenergie nach W hin ab. Noch innerhalb der äußeren Wallformen erreicht die Impulsenergie wieder ihr normales Niveau.

Im N konnten durch Profil 6 EM-Anomalien direkt südlich bzw. im Waldstreifen nachgewiesen werden. Diese Anomalien werden hier mit Scherflächen entlang eingesunkenem und ausgepresstem Schuttmaterial in Verbindung gebracht, was kleinere Aufwölbungen im Gelände auch verdeutlichen.

Auch die grobklastischen Schwemmfächer-Ablagerungen des Fallbaches konnten in den Profilen 7 und 8 deutlich von den feinen und weichen Seeton- und Bach-/Flusssedimenten abgegrenzt werden. Während die feinklastischen Talsedimente durch den Impact des Bergsturzes deformiert wurden, bildeten die groben Schwemmfächer-Ablagerungen ein festes Widerlager.

Obwohl es im nördlichen Vorfeld zwischen Waldstreifen und Fallbach bisher keine Indizien für eine Druckbeanspruchung durch Auspressen der weichen Sedimente nach Einsinken der Bergsturzmasse entlang Scherflächen gibt (keine Relikte von Wallformen, keine Auffälligkeiten im Isoliniennetz), wie es von mehreren Bearbeitern angenommen wird, konnte nun erstmals ein Hinweis für diese Theorie gefunden werden. Im östlichen Teil (Profil 11) konnte eine eindeutige EM-Anomalie in der Mitte dieser Zone gemessen werden, welche vielleicht diesem Prozess zuzurechnen ist.

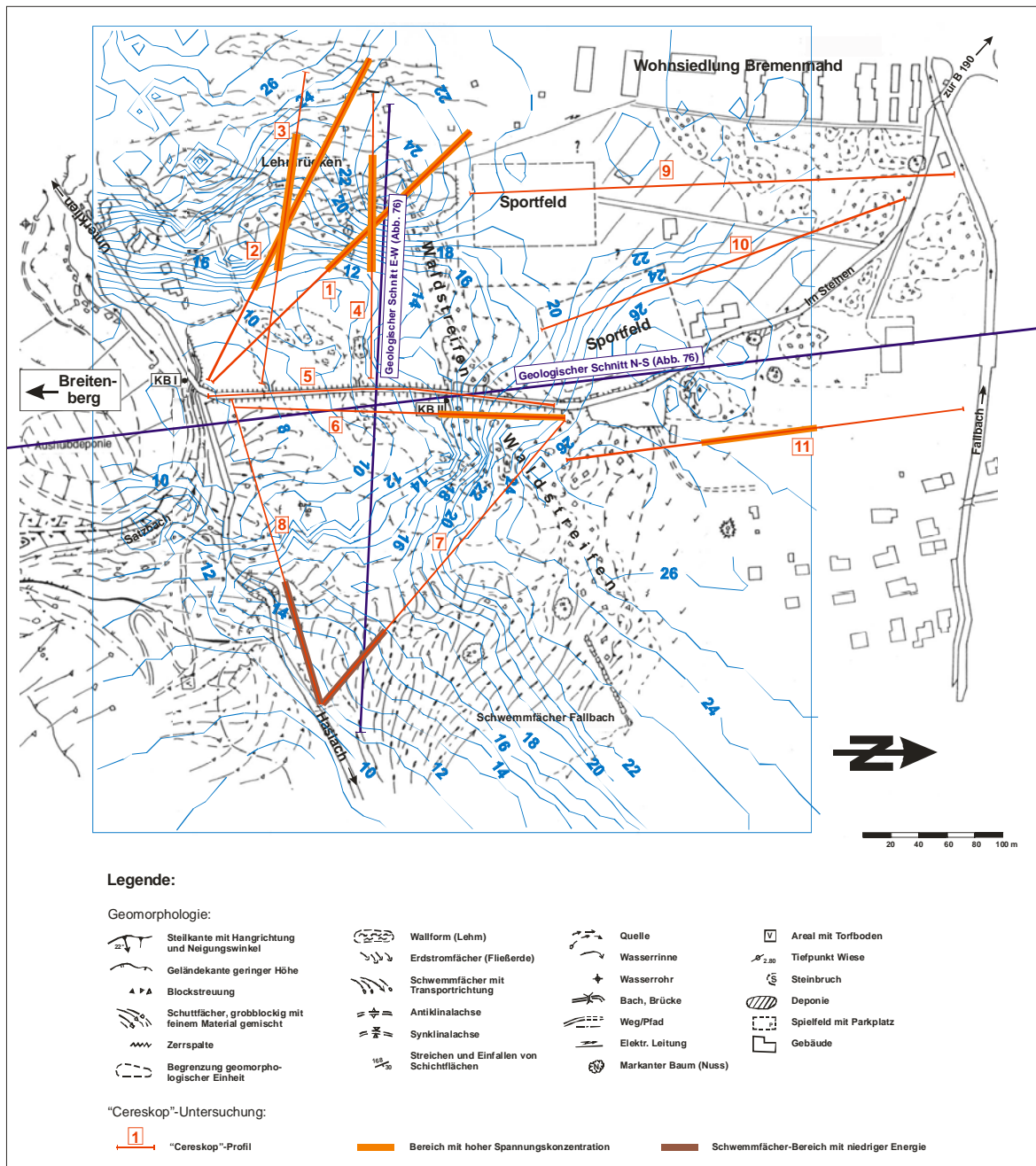


Abb. 77: Fußbereich des Bergsturzareals "Breitenberg" mit Interpretation der "Cereskopie"-Profile und der Isolinienkarte der "Geonics"-Untersuchungen.
Kartengrundlage: Geomorphologische Karte (RUPKE 1995 in DE GRAAFF et al. 1997)

7.6 Fossile Bergstürze im Balderschwanger Tal, Vorderer Bregenzerwald

Von den südexponierten Molassehängen des Koppersteines (1.532 m NN) im Vorderen Bregenzerwald kam es im spätesten Pleistozän oder im frühen Holozän (Subatlantikum) zu mindestens zwei großen Bergstürzen mit einer geschätzten Gesamtkubatur der Bergsturmassen von $1,5 \times 10^7 \text{ m}^3$ auf den mit Seetonen gefüllten Talböden des pleistozänen "Balderschwanger Sees" im Balderschwanger Tal (950 m NN) (DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN 2002a).

Die südexponierten Molassehänge des Balderschwanger Tales sind aus steil talwärts einfallenden Konglomerat-, Sandstein- und Kalksteinschichten aufgebaut. Bei den Bergsturzereignissen sind die

Konglomerat- und Sandsteinpakete auf den wasserundurchlässigen Kalksteinschichten abgerutscht. Die Bergsturzmassen des westlichen Bergsturzes liegen heute noch zum Teil als mehrere kubikmetergroße Nagelfluh-Konglomeratblöcke auf dem Talboden. Die Hauptmasse jedoch ist bei den Impaktereignissen im lehmig-torfigen Talboden eingesunken. Durch die bei dem Einschlag in die weiche Talfüllung erzeugten Druckwellen sind in der unmittelbaren Umgebung mächtige Wallformen entstanden, die bis über die Bolgenach am Hangfuß der gegenüberliegenden Flyschhänge zu finden sind. Das Gelände, in dem die Bergsturzmassen aufprallten, wurde in den letzten Jahren intensiv geomorphologisch, sedimentologisch und geophysikalisch untersucht. Bei Schürfen in den Wällen konnte eine Schrägstellung der Tone nachgewiesen werden. Unmittelbar am Bachbett stehen die Tone sogar nahezu vertikal. Der Wall im Fußbereich des nordexponierten Flyschhanges gleitet inzwischen als Rutschscholle Richtung Talboden zurück. Im östlichen Bergsturzareal haben wahrscheinlich zwei größere Bergsturzereignisse stattgefunden. Geophysikalische Untersuchungen zeigten, dass über Bergsturzmassen aus Konglomeraten eine jüngere Decke aus Sandstein-Bergsturzmassen liegt (DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN 2002a).

7.6.1 "Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet

Entlang der Straße Hittisau – Balderschwang (Deutschland) am Fuß der Molassehänge wurde ein 800 m langes "Cereskop"-Profil (Profil 1) aufgenommen, um eventuell den Einschlagbereich des westlichen fossilen Bergsturzes näher abzugrenzen (Abb. 78). Im mit Gras bewachsenen Talboden wurden im Bereich der südlich der Bolgenach gelegenen Wallformen, die durch das Impaktereignis des östlichen Bergsturzes entstanden sind, fünf weitere "Cereskop"-Profile (Profile 2 bis 6) aufgenommen. Zielsetzung war es hier, zu überprüfen, ob die Wallformen in Zusammenhang mit Spannungszonen im Untergrund zu bringen sind.

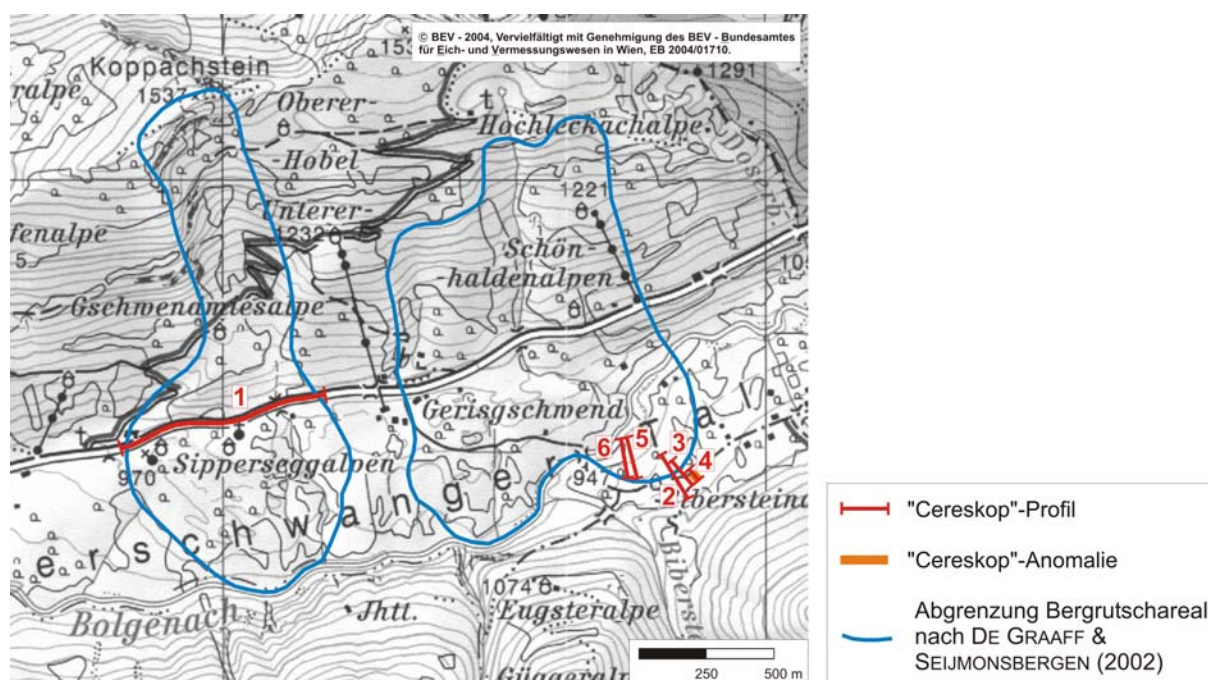


Abb. 78: Abgrenzung der Bergstürze im Balderschwanger Tal und Lage der "Cereskop"-Profile. Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 112 Bezau (1995)

Im Bereich zwischen 20 und 780 Profilmeter quert Profil 1 entlang der Straße die Zone mit den im Talboden liegenden kubikmetergroßen Nagelfluhblöcken des westlichen Bergsturzes. Es kommen keine nennenswerten Energiemaxima vor (Anhang II/19).

Die Profile 2, 3, 5 und 6, die sich zum Teil über mehrere Meter hohe Wälle im grasbewachsenen Talboden erstrecken, weisen keine Impulsenergie auf, die über das Hintergrundrauschen hinausgeht (Anhang II/20, II/21, II/23 und II/24). Lediglich in Profil 4 existiert eine 20 m lange Anomalie, die eventuell vom Bodenkriechen am Hangfuß verursacht wird (Anhang II/22).

7.6.2 Interpretation der Messergebnisse

Weder am Fuß des Hanges, wo die Bergsturmassen auf den Talboden aufprallten, noch im Bereich der durch das Impaktereignis entstandenen Wälle konnten EM-Anomalien nachgewiesen werden.

Es ist nicht davon auszugehen, dass der Untergrund infolge der Mineralzusammensetzung zu geringe EM-Impulse emittiert (z.B. zu geringer Quarzgehalt), da in dem ähnlich gelagerten Fall der Bergstürze am Breitenberg bei Dornbirn sehr wohl hohe Impulsenergiewerte in deformierten Seetonen mit Druckwällen nachgewiesen werden konnten.

Das letzte große Impaktereignis bei Dornbirn liegt etwa 240 Jahre zurück, während sich die Bergstürze im Balderschwanger Tal vor mehreren tausend Jahren ereigneten. Es kommt daher in Betracht, dass das die EM-Emissionen auslösende Ereignis zeitlich so weit zurückliegt, dass in diesem Fall unter den gegebenen Bedingungen keine geogenen EM-Emissionen mehr messbar sind.

7.7 Großrutschung "Rindberg" bei Sibratsgäll, Bregenzerwald

Am 18. Mai 1999 wurden bei Rindberg, einem Ortsteil von Sibratsgäll im östlichen Bregenzerwald, erstmalig mehr als 10 cm breite Spalten in den Almwiesen entdeckt. Innerhalb weniger Tage geriet der gesamte Hang westlich und südlich des Feuerstätterkopfes (1.645 m NN) auf einer Breite von 1,1 km und einer Länge von 2,4 km in Bewegung (Abb. 79). In zwei großen Teilsystemen befand sich der Hang vom Grat bis knapp oberhalb des Rubaches im Talboden (870 m NN) in Bewegung. Die Gratlinie des Bergkammes zwischen Feuerstätterkopf und Renkknäe liegt heute mehrere Zehnermeter tiefer als vorher. Bis Ende 2000 wurde eine Fläche von rd. 1,4 km² von den Hangbewegungen erfasst. Infrastrukturen und Gebäude (Bauernhöfe, Wohnhäuser und Alp-Hütten) wurden verschoben und zerstört. Bis 10 m bewegten sich im oberen Hangbereich liegende Gebäude jeden Tag. Teile der zerstörten Baderalpe liegen heute 840 m vom ursprünglichen Gebäudestandort entfernt. Mehrere Häuser und eine historische Kapelle stürzten ein (Abb. 80), eine Straße wurde auf 100 m Länge von einem Schuttstrom verschüttet (BAUER 2000).

Der Hang war schon in historischer Zeit für seine Rutschanfälligkeit bekannt. Schon 1530 und 1730 hatte es Rutschungen derartigen Ausmaßes auf denselben Bewegungsbahnen gegeben (BAUER 2000). Damals wie jetzt kam es zu einer raschen Schneeschmelze und zu starken Niederschlägen vor den Rutschereignissen insbesondere im Mai. Im tieferen Untergrund liegen weiche, tonig-mergelige Gesteine, darüber folgen harte Sandsteine und wiederum weiche, tonige Schichten der Feuerstätter Decke, gefolgt von Mergel- und Kalksteinen der Liebensteiner Decke. Tektonisch gesehen ist die Feuerstätter Decke, zusammen mit der Mergel- und Kalksteinformation der Liebensteiner Decke, zwischen das parautochthone Helvetikum und die Flysch-Decken einzuordnen. Feuerstätter-

Sandstein und Aptychen-Kalkstein sind relativ harte Gesteine, die bei mechanischer Beanspruchung zerbrechen und tiefgründig von Spalten und Klüften durchzogen sind. Die tonig-mergeligen Partien sind extrem weich, plastisch und wasserundurchlässig. In den hangenden Schichten staut sich das Wasser, die tonig-mergeligen Schichten wirken als Gleithorizonte. Bei der Rutschung 1999 lag die Hauptgleitfläche in mindestens 60 m Tiefe (DE JONG 2002).

Durch Entwurzelung absterbende Bäume sowie erneute Spaltenbildung im oberen sich östlich an das letzte Rutschereignis anschließenden Hangbereich deuten an, dass es künftig wohl zu weiteren Rutschungen kommen wird. Bereits 1965 ist östlich des derzeitigen Rutschgebietes ein größerer Bereich aus den Aptychenkalken abgerutscht. Die Landesstraße L 24 wird permanent von den Kriechbewegungen des Hanges beschädigt und muss ständig saniert werden (BAUER 2000).



Abb. 79: Rutschareal im oberen Hangbereich (Gratlinie links im Bild abgerutscht) (Aufnahme: BAUER 2000).



Abb. 80: Durch Hangbewegung zerstörte Rindberg-Kapelle (Aufnahme: BAUER 2000).

7.7.1 "Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet

Auf verschiedenen Höhengniveaus des Hanges wurden hangparallel drei mehrere hundert Meter lange "Cereskop"-Profile aufgenommen (Abb. 81). Profil 1 erstreckt sich oberhalb des Hauptabrisses im Bereich des oberen Teilsystems der Rutschung. Entlang der Straße L 24 Richtung deutsche Staatsgrenze erstreckt sich Profil 2 über den unteren Schadensbereich. Weiter südwestlich wurde Profil 3 entlang der Straße Sibratsfäll – Krähenberg aufgenommen.

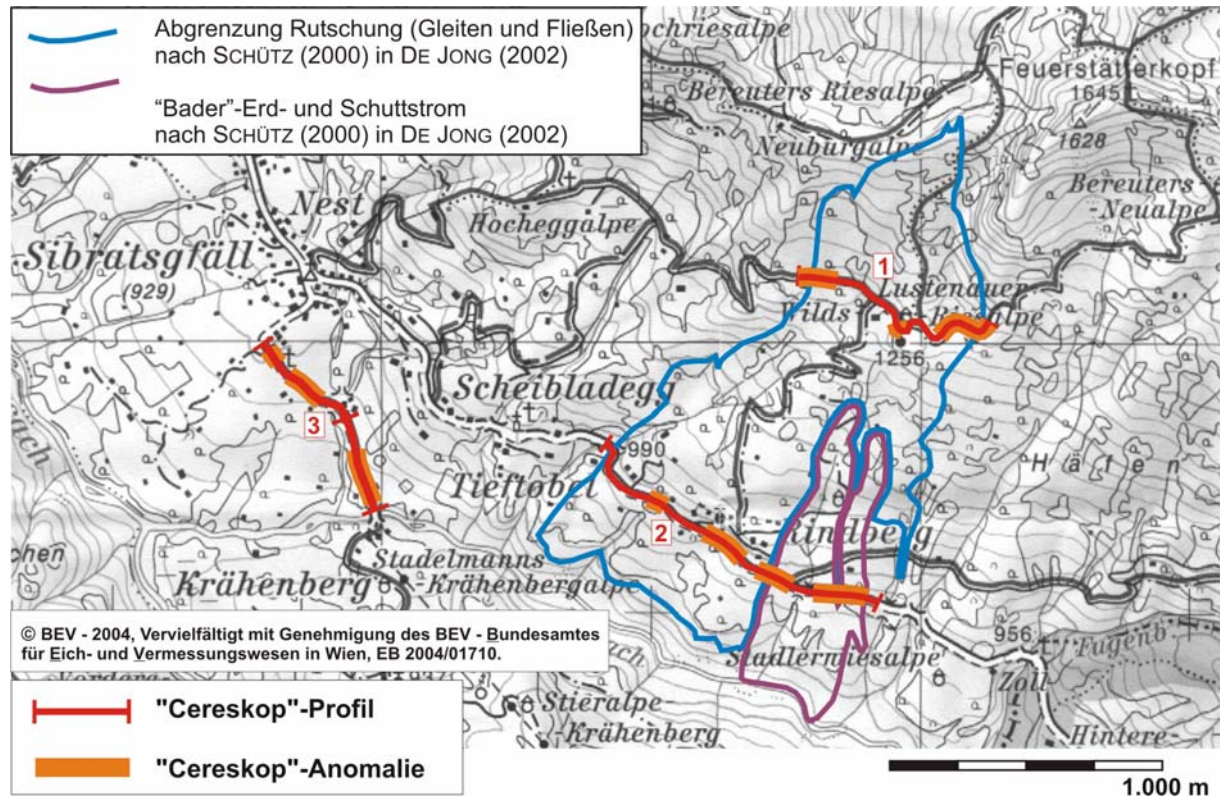


Abb. 81: Lage der "Cereskop"-Profile im Rutschareal "Rindberg". Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 112 Bezau (1995)

Profil 1 (Anhang II/25)

Oberhalb des Hauptabrisses wurde im Bereich des oberen Teilsystems der Rutschung Profil 1 aufgenommen (etwa in 1.260 m NN). Es hat sich durch hohe Wasserführung des Hanges im Frühling 2001 eine Schlammure bergseitig der Fahrstraße zur Lustenauer Riesalpe ereignet.

Im Profilverlauf sind drei Bereiche mit Energiemaxima erkennbar. Das westliche Maximum erstreckt sich vom Profilbeginn bis etwa 140 Profilmeter. Im Bereich zwischen 30 bis 45 Profilmeter, wo erhöhte Peaks auftreten, befindet sich die westliche Begrenzung des abgerutschten zum unbewegten Gelände. Der zentrale Bereich des abgerutschten Geländes (etwa 140 bis 490 Profilmeter) zeigt eher niedrige bis mittelhohe Energiewerte. Weiter östlich ist ein 60 m breiter Abschnitt (490 bis 550 Profilmeter) abgrenzbar, in dem die Impulsenergie besonders hoch ist. In diesem Abschnitt liegt der ursprüngliche Standort der zerstörten Kapelle und der Lustenauer Riesalpe, die genau auf der östlichen Begrenzung der sich am schnellsten bewegenden Rutschscholle stand und in der Mitte auseinandergerissen wurde. Nach einem Profilschnitt zwischen 550 und 740 Profilmeter mit niedrigen Messwerten erfolgt weiter östlich ein drittes Energiemaximum bis zum Profilende. Die östliche Seitenbegrenzung des Großrutschareals nach SCHÜTZ (2000) in DE JONG (2002) fällt mit diesem Maximum zusammen. In diesem als Spannungszone vermuteten Profilschnitt sind bergseitig schon mehrere Nadelbäume durch das Abreißen von gespannten Wurzeln abgestorben.

Profil 2 (Abb. 82)

Im mittleren Hangbereich (960-990 m NN) erstreckt sich Profil 2 von der westlichen Seitenbegrenzung der Rutschung entlang der Straße L 24 mit teilweise stark beschädigten und nicht mehr bewohnbaren

Häusern Richtung deutsche Staatsgrenze. Mitten im Zentrum der Rutschung kristallisierte sich rund um den Gasthof "Alpenrose" ein relativ ruhiger Bereich ohne größere Bewegungen heraus. Dieser Bereich blieb zunächst von der Rutschung verschont, wurde dann von losem Rutschmaterial teilweise überfahren und geriet schließlich langsam selbst in Bewegung. Die Bewegung in diesem Bereich blieb aber stets wesentlich geringer als die ringsum verlaufende Rutschung (BAUER 2000).

Etwa bei 20 Profilmeterern wird die Grenze vom unbewegten Gelände zur Zone der aktiven Bewegungen gequert. Im Profilverlauf sind hier keine Auffälligkeiten zu erkennen. Im weiteren Verlauf sind mehrere Energieanomalien zu beobachten. Die Profilabschnitte mit den höchsten registrierten Energiewerten finden sich bei 320-380 m, 560-720 m und 780-930 m innerhalb der aktiven Bewegungszone und bei 1.000-1.200 m im Bereich des "Bader"-Erd- und Schuttstromes. Der Gasthof "Alpenrose" liegt nach der "Cereskop"-Messung in einem Bereich mit niedriger Impulsenergie und befindet sich wenige Zehnermeter westlich eines Energiemaximums.

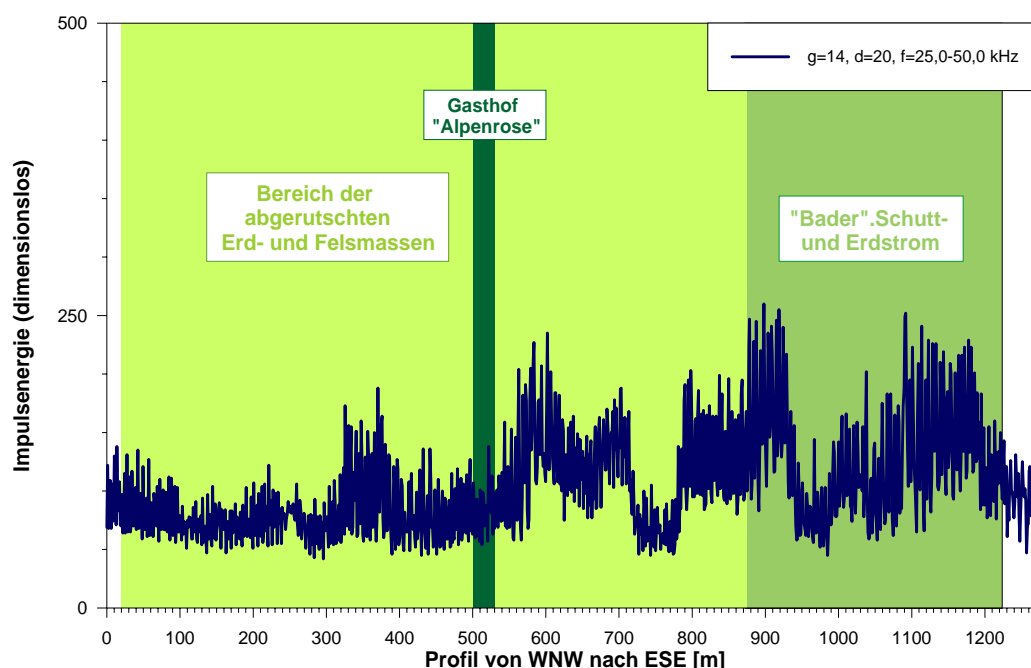


Abb. 82: "Cereskop"-Profil 2.

Profil 3 (Anhang II/26)

Profil 3 wurde im unteren Hangbereich mit je einer Messung mit vertikal und horizontal ausgerichteter Antenne aufgenommen. Das Profil wurde in der Ortslage von Sibratsgfäll (900 m NN) begonnen, erstreckt sich über die Straße zur Stadelmanns-Krähenbergalpe und endet an der Brücke über den Rubach (835 m NN). Die Horizontalmessung konnte erst bei 445 Profilmeterern begonnen werden, da weiter nordwestlich künstliche Störquellen im Dorf die Messwerte verfälschten.

Sehr deutlich zeigt sich bei der Vertikalmessung eine äußerst steil ansteigende EM-Anomalie bei 30 m, die bis etwa 100 m flach abfällt. Eine weitere Anomalie mit relativ konstanten, aber niedrigeren Messwerten liegt zwischen 160 und 300 m. Auch das östliche Drittel des Profils etwa zwischen 550 und 780 m zeigt höhere Impulsenergiewerte. Diese Zone mit hohen Messwerten konnte auch mit der Horizontalmessung nachgewiesen werden.

7.7.2 Interpretation der Messergebnisse

Die Profilaufnahme im oberen Hangbereich des Rutschareals zeigt deutliche Energiemaxima an den Flanken der aktiven Bewegungszone (Abb. 81). Die Rutschmasse selbst ist durch Profilabschnitte mit niedrigen und hohen Impulsenergiewerten gekennzeichnet. Entlang der Rindberg-Straße im unteren Schadensbereich sind mehrere Bereiche mit hohen Energiewerten von 70 bis 200 m Breite erkennbar. Für den Wechsel von Profilabschnitten mit niedrigen und hohen EM-Aktivitäten spielen wahrscheinlich Spannungsintensität und Lithologie entscheidende Faktoren. Niedrige EM-Impulse innerhalb der Rutschmassen könnten einen Hinweis darauf geben, dass sich die Spannung teilweise in Bereichen der zuletzt aktiven Bewegungszone weitgehend abgebaut hat. In potenziell rutschgefährdeten Teilschollen könnten sich Spannungen aufgebaut haben, die EM-Impulse wären hier erhöht. Allerdings ist die lithologische Heterogenität der Rutschmassen mit Sand-, Ton-, Mergel- und Kalksteinen zu berücksichtigen, deren unterschiedlicher Quarzgehalt sich ebenfalls auf die EM-Intensitäten auswirken kann. Für genauere Interpretationen wäre eine großmaßstäbliche Kartierung Voraussetzung.

7.8 Rutschareal "Schlucher" bei Malbun, Fürstentum Liechtenstein

Der Schlucher ist eine bedeutende Schuttrinne, die sich von den Schutthalden der nahezu senkrecht abfallenden Felshängen des Gamsgrates (2.201 m NN) nach WSW zur Gemeinde Malbun (1.600 m NN) im Fürstentum Liechtenstein hinabzieht (Abb. 83). Aufgrund der komplexen geologischen Situation im Schlucher wird Malbun gleichzeitig von unterschiedlichen Naturgefahren durch Bergstürze, Schlamm- und Schuttmuren und kriechenden Gesteinsmassen bedroht.



Abb. 83: Schuttrinne "Schlucher" (rot umrandet) mit Malbun im Talboden (DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN 2002b).

Der Gamsgrat selbst besteht aus stark zerklüftetem und teilweise verkarstetem Hauptdolomit (Nor). Der Hauptdolomit-Schutt hat sich im W am Fuß der steilen Felshänge zu mächtigen Schutthalden angesammelt. Das allgemeine Streichen der Schichten ist SE-NW.

Im Liegenden des Hauptdolomits folgt die Raibler-Formation (Karn), die den zentralen und instabilsten Teil des Schluchers aufbaut und von ESE nach WNW verläuft. Es handelt sich hierbei um oberostalpine, feinklastische Sedimentgesteine mit karbonat- und sulfatreichen Evaporitserien. Besonders die Anhydrite und Sulfate der Raibler-Formation neigen zu einer äußerst rasch fortschreitenden Verkarstung, was wiederum eine starke Mobilisierung von Gesteinsmassen mit extremen Hangbewegungen durch Bodenkriechen und Sackungen zur Folge hat. Die feinklastischen Mergel der Raibler-Formation, die besonders im nördlichen Teil des Schluchers auftreten, sind meist dicht und wasserundurchlässig. Die wassergesättigten Schichten über diesen wasserundurchlässigen Horizonten neigen daher zu Massenbewegungen, zu Solifluktion und Schlammurgängen (*mudflows*).

Bei den Konglomeraten und Breccien im Kontaktbereich zum Hauptdolomit handelt es sich höchstwahrscheinlich um eiszeitlich und nacheiszeitlich (oder zwischeneiszeitlich) verfestigtes in situ-Lockermaterial aus der Raibler-Formation. Einem starken Zerfall der Gesteine der Raibler-Formation steht eine schnelle Verfestigung durch Zementation gegenüber (DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN 2002). Die anstehenden Gesteine werden im Schlucher von pleistozänem Moränenmaterial aus Grund- und Seitenmoränen teilweise in größerer Mächtigkeit überdeckt. Der Lokalgletscher des Malbuntertales reichte bis in den zentralen Teil des Schluchers hinauf.

Die Gefährdung durch die verschiedenen Naturgefahren ist unterschiedlich einzuschätzen. In der Geomorphologischen Karte nach SEIJMONSBERGEN (1998) in DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN (2002b) sind die Gebiete mit den verschiedenen potenziellen Naturgefahren farbig hervorgehoben (Abb. 84). Großereignisse von Bergstürzen im Hauptdolomit sind kaum wahrscheinlich, da der Hauptdolomit stark zerklüftet ist und rasch in kleinere Blöcke zerfällt, und es auch keine Anzeichen für in der Vergangenheit eingetretene große Bergstürze gibt. Allerdings zeigen frische Abbruchstellen den Abgang von kleineren Felsstürzen an.

Hauptdolomit-Schutt in den Schwemmfächer-Ablagerungen am Fuße des Schluchers weist darauf hin, dass es früher auch zu Abgängen von Schuttmuren (*debris flows*) gekommen war. Da Schutt aus Hauptdolomit zwischen diesem Ablagerungsgebiet und dem Ursprungsgebiet im Schlucher aber nicht auftritt, wird davon ausgegangen, dass die Schuttmuren mindestens einige Jahrhunderte alt sind und aus spät- bis postglazialer Zeit stammen.

Für den Abgang von Schlammuren dagegen besteht ein höheres Risiko. Nach Einwohnerberichten kam es schon in den 1920er Jahren nach starken Niederschlägen zu Abgängen von Schlammuren. Schlammuren treten in der stark erodierten Raibler-Formation in Vorarlberg und Liechtenstein häufiger auf. Frische Abrisse (Sommer 2000) im nördlichen, zentralen Teil des Schluchers in den durchnässten Hangbereichen mit verlehnten Verwitterungsböden zeigen, dass es in letzter Zeit vermehrt zu Rutschereignissen gekommen ist. Gerade aus den Akkumulationsmassen dieser marginalen Bereiche des Schluchers könnten sich größere Schlammuren entwickeln.

Die kriechenden Gesteinsmassen im mit Holzsicherungen verbauten, zentralen Teil des Schluchers stellen eine weitere Gefährdung dar, da die verwitterten Lockermassen im Sulfatkarst durch

Bodenkriechen und Sackungen ständig in Bewegung sind. Die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Kriechmassen beträgt 10 bis 20 m, lokal wird durch tiefe Verkarstung aber auch eine Mächtigkeit von 40 m erreicht. Aber auch hier ist eine plötzliche und rasche Mobilisierung von umfangreichen Gesteinsmassen nur wenig wahrscheinlich, da die Kriechmassen noch mehr oder weniger mit dem festen Untergrund verbunden sind, und feste sich quer durch den Schlucher ziehende Gesteinsschwellen die Kriechmassen abbremsen (DE GRAAFF et al. 2002).

7.8.1 "Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet

Insgesamt vier "Cereskop"-Profile mit Profillängen von 100 m bis 370 m wurden im Schlucher aufgenommen (Abb. 84). Dabei entsprechen drei Profile den geoelektrischen Profilaufnahmen. Profillinie 1 wurde quer über den Schwemmfächer am Fuß des Schluchers gelegt. Die Profile 2 und 3 wurden im aktiv sich bewegenden zentralen Teil des Schluchers in Richtung des Hanggefälles parallel zum verbauten Bachlauf aufgenommen. Profil 4 befindet sich nördlich des Haupt-Bachlaufes im stark vernässten Hangbereich aus Mergelschichten der Raibler-Formation.

Die Untersuchungen mit dem "Cereskop" sollen zeigen, ob unter Spannung stehende Zonen im Schlucher herausgestellt werden können, die mit rutschgefährdeten Bereichen in Verbindung gebracht werden könnten. Die "Cereskop"-Messergebnisse werden mit den Messergebnissen aus den geoelektrischen Untersuchungen verglichen.

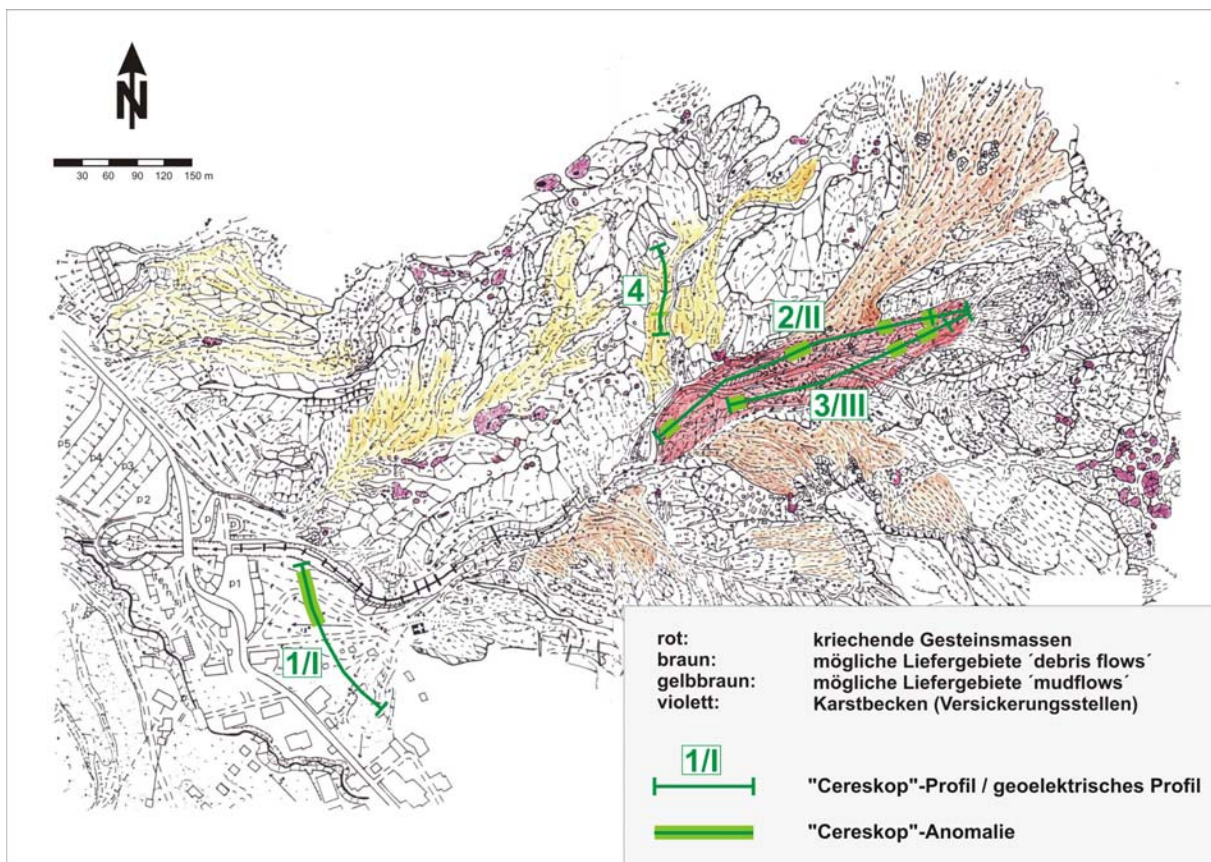


Abb. 84: Geomorphologische Karte mit den potentiellen Naturgefahren im "Schlucher" (SEIJMONSBERGEN 2001 in DE GRAAFF et al. 2002 mit Änderungen) mit Lage der "Cereskop"-Profile und der geoelektrischen Messprofile.

Profil 1 (Anhang II/27 und Abb. 85)

Das 180 m lange "Cereskop"-Profil 1 wurde quer über den Schuttfächer am Fuß des Schluchers an der Mündung in das Malbunertal in der Nähe der Ortslage Malbun aufgenommen. Es entspricht in seiner Lage und Länge dem geoelektrischen Profil I und befindet sich in einer Höhe von 1.615 m NN. Mit dieser Profillinie sollen die mächtigen quartären Ablagerungen des Schluchers an der SE-Seite des Schwemmfächers aus Moränenmaterial und Hauptdolomitschutt vom anstehenden Gestein abgegrenzt werden.

Im südöstlichen Profiltail wird über einem festen Untergrund in geringer Tiefe eine stark verdichtete Grundmoränen-Überdeckung erwartet. Folglich sollte in diesem Bereich erhöhte EM-Emissionen registriert werden.

Das "Cereskop"-Profil 1 zeigt jedoch eindeutig höhere Energiewerte im nordwestlichen Profilmittelbereich zwischen 10 m und 65 m. Der südöstliche Profilmittelbereich dagegen weist keine größeren auffälligen Abweichungen vom allgemeinen Energieniveau auf. Im geoelektrischen Profil I treten im Profilmittelbereich 90-150 m bereits in geringen Tiefen sehr hohe Widerstandswerte auf, was auf die Anwesenheit eines festen Untergrundes in geringer Tiefe schließen lässt (Abb. 85). Niedrige Widerstandswerte im nordwestlichen Teil deuten auf die Lockergesteine aus dem Schlucher hin.

Die höheren Impulsenergiewerte im NW könnten darauf hindeuten, dass sich die holozänen Ablagerungen evtl. in stärkerer Bewegung befinden könnten. Hinweise auf eine vermutete stark verdichtete Grundmoränen-Überdeckung im südöstlichen Bereich des Profils bestätigten sich zumindest nicht durch Anomalien im "Cereskop"-Profil.

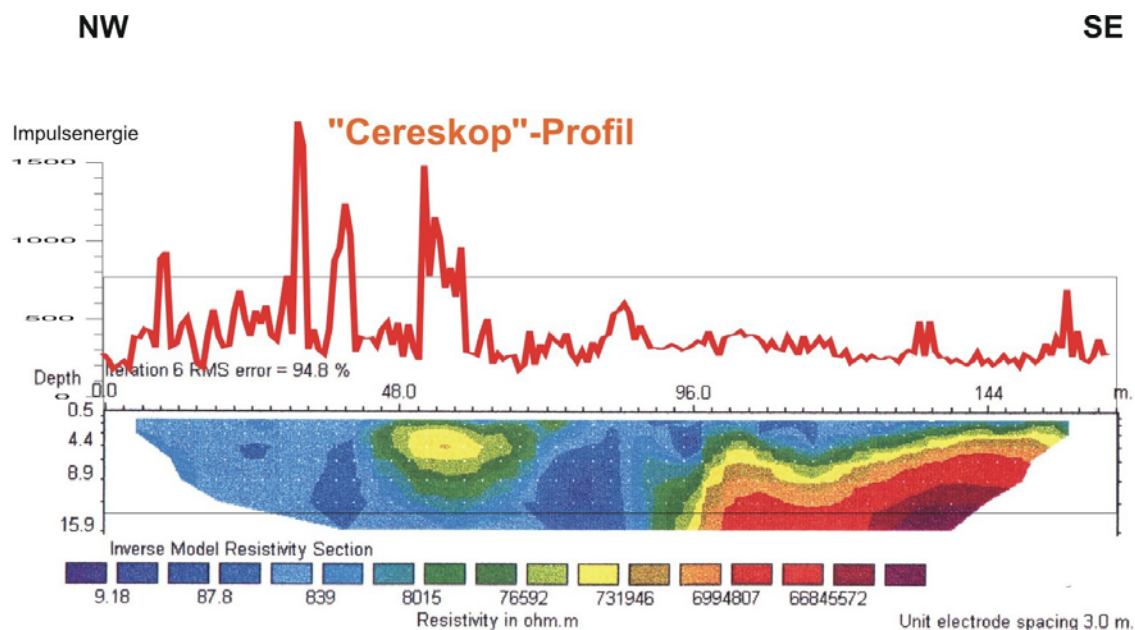


Abb. 85: Korrelation geoelektrisches Profil I (DE GRAAFF et al. 2002) mit "Cereskop"-Profil 1 im "Schlucher".

Profil 2 (Anhang II/28 und Abb. 86)

Im zentralen Bereich des Schluchers befindet sich das 370 m lange "Cereskop"-Profil 2 im Hanggefälle mehr oder weniger parallel zum verbauten Bachlauf. Es verläuft in der sich aktiv bewegenden Zone. Das Profil beginnt talseitig in einer Höhe von 1.690 m NN und endet bergseitig in

einer Höhe von 1.825 m NN. Hinsichtlich der Lage des geoelektrischen Profils II stimmt es mit diesem überein, wurde aber um ca. 40 m bergaufwärts verlängert. Die Längenzählung des "Cereskop"-Profils beginnt im negativen Bereich, damit sich die Meterangaben im Bereich des geoelektrischen Profils decken.

Durch die Geoelektrik-Untersuchung wird deutlich, dass der Gesteinsuntergrund vermutlich schwellenartig aufgebaut ist: Einige festere Gesteinsrippen der Raibler-Formation queren den Schlucher in verschiedenen Höhenstufen in Richtung des Streichens nahezu senkrecht zur Profillinie. Die Rippen treten im Geoelektrik-Profil als Zonen mit hohen Widerstandswerten in Erscheinung (Abb. 86). In den Senken zwischen den Rippen ist die Auflockerung und Verkarstung der Sulfatgesteine vermutlich schon weiter fortgeschritten. Besonders im Profilbereich 205-270 m scheint ein solcher tief verkarsteter Bereich der oberen Anhydrit- und Gipszone in der Raibler-Formation mit niedrigen Widerstandswerten im Geoelektrikprofil zu existieren. Tal- und bergseitig wird dieser Bereich von festeren Gesteinsschwellen begrenzt.

"Cereskop"-Profil 2 zeigt über eine Länge von 270 m zwischen -40 m und 230 m einen relativ ruhigen Profilverlauf. Nur sehr kurze Profilabschnitte mit etwas höherem Energieniveau bei (-30)-(-10) m und 140-160 m seien erwähnt. Im oberen Profilbereich ab 230 m sind Energiemaxima bei 230-245 m und bei 275-290 m zu finden. Die Energie-Peaks bei 230-245 m liegen innerhalb einer stark aufgelockerten Zone, in der die Bewegungsraten vermutlich am höchsten sind.

Gerade in jenem Abschnitt, wo die obere Gesteinsschwelle dicht an die Geländeoberfläche heranreicht (270-290 m), treten die höchsten Energiewerte auf. Dies könnte als ein Indiz dafür gedeutet werden, dass die zu Tal kriechenden Lockermassen an der Gesteinsschwelle zum Abbremsen gezwungen werden, wodurch in dieser Zone ein erhöhter Druck aufgebaut wird.

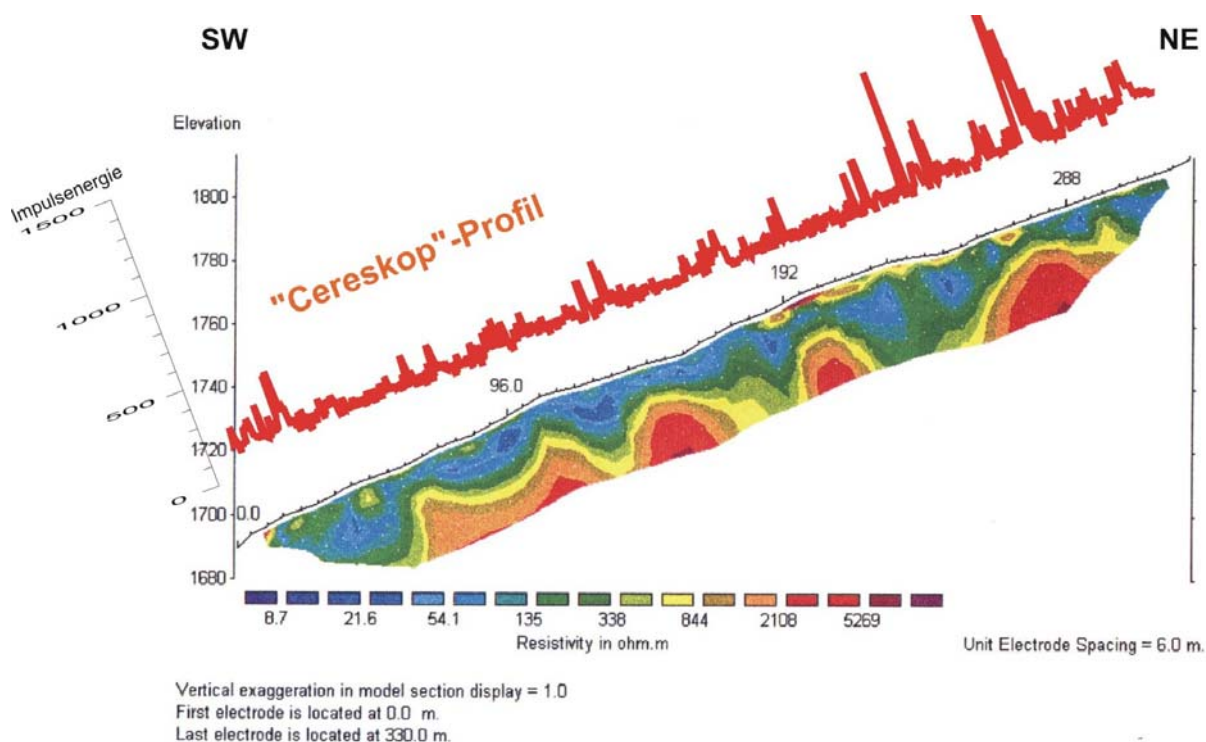


Abb. 86: Korrelation geoelektrisches Profil II (DE GRAAFF et al. 2002) mit "Cereskop"-Profil 2 im "Schlucher".

Profil 3 (Anhang II/29 und Abb. 87)

Etwas weiter südlich wurde das 280 m lange "Cereskop"-Profil 3 parallel zu "Cereskop"-Profil 2 und zum Bachlauf im Hanggefälle von oben nach unten angelegt (1.820-1.740 NN). Es liegt damit ebenfalls im instabilsten Bereich des Schluchers. Das "Cereskop"-Profil deckt sich in Bezug auf die Lage mit dem geoelektrischen Profil III, wurde aber um etwa 25 m bergwärts verlängert. Die Längenzählung des "Cereskop"-Profils beginnt ebenfalls im negativen Bereich, damit die Meterangaben im Bereich des geoelektrischen Profils übereinstimmen.

Auch hier zeigt sich nach den Auswertungen des geoelektrischen Profils eine tiefe Auflockerung der Raibler-Formation zwischen 120 m und 240 m (Abb. 87). Auf einer Höhe von etwa 1.770 m NN befindet sich jedoch ein deutlicher Knick in der Geländemorphologie. Diese plötzliche Versteilung ist vermutlich auf eine zerfallende Gesteinsschwelle zurückzuführen, die im geoelektrischen Profil II durch orangefarbene Färbung (niedrigere Leitfähigkeitswerte) erkennbar ist. Feste Gesteinsschwellen zeigen kräftig rote bis dunkelrote Färbungen. Im Profilabschnitt 0-120 m steht fester Gesteinsuntergrund bereits in geringer Tiefe (ca. 10 m) an.

Das "Cereskop"-Profil 3 lässt schon zu Beginn von -25 m bis -10 m deutlich erhöhte Energiewerte erkennen. Zwei Gesteinsschwellen etwa bei 50-70 m und bei 90-120 m, die im geoelektrischen Profil gut herausgestellt wurden, zeigen in diesem Abschnitt des "Cereskop"-Profils keine Auffälligkeiten. Eine deutliche Energieanomalie zwischen 160 m und 175 m ist das auffälligste Merkmal des gesamten Profilverlaufs. Eine sich nachfolgende Energieerhöhung reicht bis etwa 210 m, ansonsten verläuft das Profil stets auf relativ gleichhohem Niveau.

Auffälligerweise stimmt die sehr hohe Energiespitze bei 160-175 m sehr gut mit dem morphologischen Geländeknick überein. Vermutlich wird die kriechende Lockergesteinsmasse - wie schon bei Profil 2 beschrieben - durch die hochaufragende feste Schwelle abrupt abgebremst, was mit Druckaufbau verbunden ist.

Die nach WSW leicht ansteigenden Impulsenergiewerte zwischen 180 m und 210 m könnten theoretisch so erläutert werden: Infolge der Versteilung am Geländeknick kann sich die bewegende Masse beschleunigen, gerät am Fuße des Knicks aber erneut unter wachsenden Druck, da die Geländetopographie flacher wird, und die Bewegungen wieder gebremst werden. Durch den talwärts (nach WSW) ansteigenden Druck nimmt dementsprechend auch die Energie in Profil 3 zu, bis die Bewegungen bei 210 m abgebremst werden und Druck und daraus resultierende EM-Emissionen steil absinken.

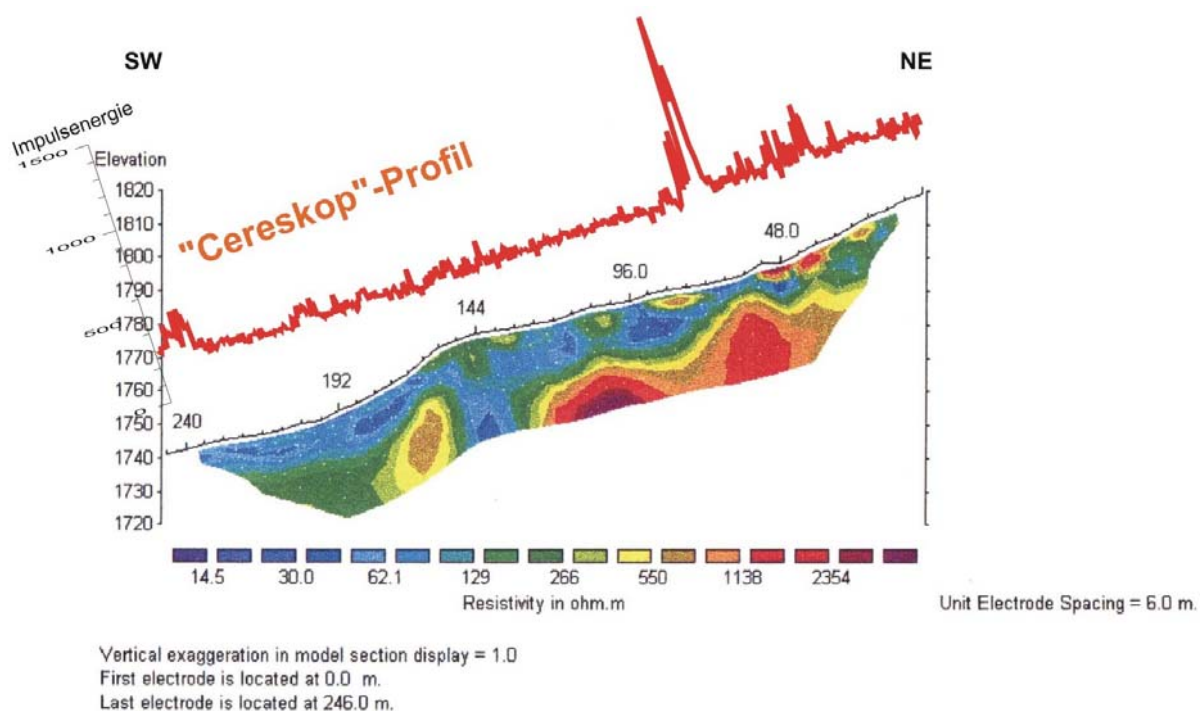


Abb. 87: Korrelation geoelektrisches Profil III (DE GRAAFF et al. 2002) mit "Cereskop"-Profil 3 im "Schlucher".

Profil 4 (Anhang II/30)

Das etwa 100 m lange "Cereskop"-Profil 4 wurde nördlich des verbauten Haupt-Bachlaufes in einem fast N-S verlaufenden Seitental aufgenommen. Es befindet sich in einer Höhenlage zwischen 1.750 m und 1.780 m NN in einem Bereich, der - laut der geomorphologischen Karte mit den potenziellen Naturgefahren (Abb. 84) - als Liefergebiet für Schlammuren in Frage kommt. Unter der stark verlehnten Verwitterungsdecke aus Moränenmaterial steht wasserundurchlässiger Mergel aus der Raibler-Formation an. In dem stark durchnässten Hangbereich hat sich im August 2000 ein Murgang ereignet. Der nördliche Teil des Profils 4 wurde durch die zungenförmigen Ablagerungsmassen aus Schlamm, Bodensubstrat, Gesteinsmaterial und Bäumen und bergauf durch die Abrisszone der Mure etwa einen Monat nach Murgang gelegt.

Der Profilverlauf der Impulsenergie erscheint wellenförmig aus drei mehr oder weniger deutlichen Wellen. Die erste (undeutliche) Welle reicht von 0 m bis 30 m. Ein sehr deutliches Energiemaximum ist bei 24 m erkennbar. An dieser Stelle flacht das Gelände vor einer kleinen Versteilung ab. Das lokale Ansteigen der Energie könnte mit derselben Theorie mit dem Aufragen eines festen Hindernisses im Untergrund wie in Profil 2 und 3 erläutert werden. Die zweite Welle zwischen 30 m und 75 m liegt in stark durchnässtem und sehr flach ansteigendem Gelände. Das Ansteigen und Absinken des Energieniveaus ist anhand der Geländemorphologie nicht nachvollziehbar. Der Murgang im steiler werdenden Gelände macht sich in der dritten Welle zwischen 75 m und 100 m bemerkbar. Das Energiemaximum dieser Welle liegt am Fuß der Abrisszone.

7.8.2 Interpretation der Messergebnisse

Die "Cereskop"-Untersuchungen im Rutschareal des Schluchers haben anhand von vier Profilen im wesentlichen zwei Erkenntnisse erbracht.

Erstens konnte am Fuße des Schluchers die vermutete stark verdichtete Grundmoränen-Überdeckung durch erhöhte EM-Impulse nicht nachgewiesen werden. Entweder es besteht keine starke Verdichtung, oder diese Verdichtung liefert keine messbare natürliche EM-Strahlung. Ein hoher Energieunterschied zwischen dem nordwestlichen und südöstlichen Teil des Profils 1 lässt vermuten, wo die Abgrenzung zwischen den mächtigen holozänen Lockermassen des Schwemmfächers und dem in nur geringer Tiefe liegenden anstehenden Gestein weiter südöstlich zu suchen ist. Diese Abgrenzung deckt sich mit der Interpretation des geoelektrischen Profils bis auf wenige Meter.

Zweitens konnte ein vermeintlicher direkter Zusammenhang zwischen tief verwitterten Zonen zwischen relativ festen hangparallelen Gesteinsschwellen und einer damit verbundenen hohen EM-Aktivität - verursacht durch hohe Kriechbewegungsaktivität in den tief verwitterten Zonen - nicht festgestellt werden. Vielmehr wird nun vermutet, dass sich EM-Anomalien dort aufbauen, wo die Gesteinsschwellen dicht an die Geländeoberfläche heranreichen (Profil 2 und 3). Die zu Tal kriechenden Lockermassen werden hier zum Abbremsen gezwungen, wodurch vielleicht in dieser Zone hohe EM-Emissionen infolge Druckaufbau gemessen werden könnten.

7.9 Moränenwälle in Vorarlberg und im Fürstentum Liechtenstein

Das Untersuchungsgebiet der Moränenwälle umfasst die E-Flanke des pleistozänen Rheingletscher-Systems. An vielen Orten in Vorarlberg und Liechtenstein zeugen meist reliktsch erhaltene Moränenwälle von der letzten pleistozänen Vereisungsperiode, dem Würm-Glazial. Landschaftsformen und Ablagerungen älterer Vereisungsperioden wurden weitgehend von den würmzeitlichen Gletschern verwischt. Das Abschmelzen der Gletscher begann nach dem hochglazialen Maximalstand der Vergletscherung vor 20.000 a BP nach ¹⁴C-Datierung. In drei diskreten Rückzugsphasen 'Schaffhausen' (20.000 a BP), 'Stein am Rhein' (16.000-15.000 a BP) und 'Konstanz' (14.600-13.800 a BP) verlor das Rhein-Gletschersystem seine Eismassen (DE GRAAFF & DE JONG 1995).

Die Moränenwälle kennzeichnen mehr oder weniger stationäre Positionen von Gletscherrändern im Stadium des Abschmelzens. Es muss für längere Zeit ein Gleichgewicht zwischen Nachschub und Abschmelzen bestanden haben. Bei Endmoränen wird grundsätzlich unterschieden zwischen Ablations-Endmoränen (synonym: Aufschüttungs- oder Satz-Endmoränen) aus dem ausgeschmolzenen Schutthalt des Eises und den Stauch-Endmoränen (synonym: Deformations-Endmoränen) aus älteren Ablagerungen, die der Gletscher vor seiner Stirn zusammengeschoben hat. Im Gelände sind die verschiedenen Endmoränen-Typen zunächst nur sehr schwer oder gar nicht zu unterscheiden. Vorstoßende Gletscher vermögen aufgrund ihrer großen Eigenmasse und ihrer kinetischen Energie auch Gesteine des Untergrundes vor ihrer Stirn zu Falten und Schuppen aufzustauchen. Die Zusammensetzung des Moränenmaterials kann von Blockmoränen bis zu feinklastischen, grundmoränenartigen Sedimenten reichen.

Es ist zu prüfen, ob durch den Druckaufbau infolge Aufpressungs-, Aufschiebungs- oder Stauchungsvorgängen EM-Emissionen mit der "Cereskopie" nachgewiesen werden können. Bei

reinen Ablationsmoränen dürften infolge einer fehlenden Druckbildung auch keine hohen Messwerte der EM-Signale zu erwarten sein. EM-Signale im Bereich von Moränenwällen müssten demzufolge – je nach Entstehungsweise des Walles – unterschiedlich registriert werden. Vorausgesetzt werden müsste bei den "Cereskop"-Untersuchungen, dass auch nach tausenden von Jahren nach Beendigung dieser geodynamischen Prozesse noch EM-Emissionen messbar sind.

7.9.1 Moränenwall bei Malbun, Fürstentum Liechtenstein

Südlich der Gemeinde Malbun im Talschluss des Malbunertales konnten sich mehrere Moränenwälle aus den letzten Vereisungsperioden des Würms erhalten. Die Moränenwälle werden dem 'Malbun-Stadium' des Malbuner Lokalgletschers zugeordnet, das ungefähr mit dem 'Konstanz-Stadium' des Rhein-Gletschersystems korreliert werden kann.

Die Bachläufe haben sich tief in das Moränenmaterial eingeschnitten und haben so mehrere Wälle zerschnitten. Ein auffälliger, etwa 15 m hoher Wall westlich des Malbunerbaches zieht sich von ESE nach WNW. Der Fuß des Moränenwalles liegt etwa in 1.660 m NN. Über diesen mächtigen Wall wurde das 85 m lange "Cereskop"-Profil "Malbun" in spitzem Winkel zum Wall in NW-SE-Richtung gelegt (Abb. 88).

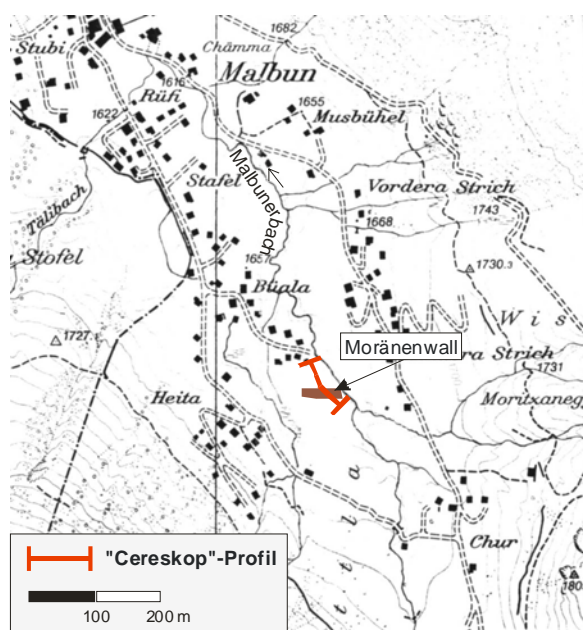


Abb. 88: Lage des "Cereskop"-Profils "Malbun". Kartengrundlage: Topographische Karte Fürstentum Liechtenstein 1:10.000, Blatt 4 (1989)

Die Energiekurve des "Cereskop"-Profils "Malbun" enthält nur das Grundrauschen der EM-Emissionen (Abb. 89). Die Scheitelachse des Moränenwalles befindet sich etwa bei 55 Profilm Metern. Das niedrige Energieniveau könnte ein Hinweis darauf sein, dass der Moränenwall ohne größere Druckbeanspruchung, also als Ablationsmoräne, abgelagert wurde.

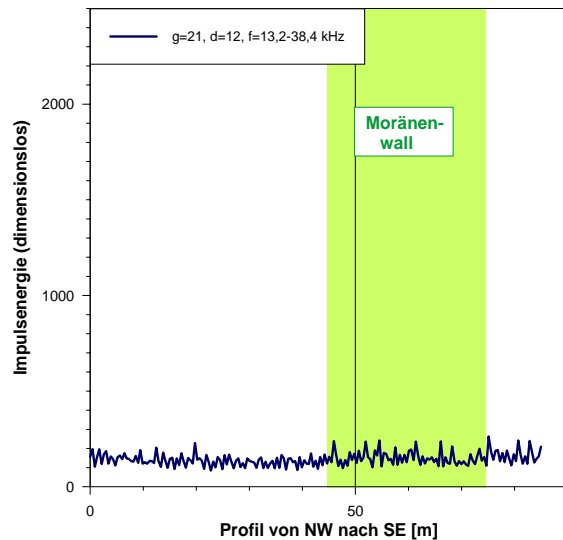


Abb. 89: "Cereskop"-Profil "Malbun".

7.9.2 Moränenwall bei Steg, Fürstentum Liechtenstein

An der Mündung des engen Malbuntertales in das weite Saminatal bei Steg konnte sich ein breiter Schwemmfächer ausbilden. Bergwärts des Schwemmfächers (in südöstliche Richtung) wurde ein hoher Endmoränenwall des Malbuner Lokalglitchers abgelagert. Die Ablagerung wird zeitgleich mit dem Moränenwall bei Malbun in das 'Malbun-Stadium' eingestuft.

Der Malbunerbach durchbrach postglazial diesen Wall. Ein etwa 100 m langes Teilstück des heute etwa 15 m hohen Moränenwalles konnte sich südlich des Bachlaufes erhalten. Der Moränenwall ist asymmetrisch aufgebaut und ist an seiner bachzugewandten Nordseite steiler als an der Südseite. Der Wallfuß liegt in einer Höhe von 1.305 m NN.

Das "Cereskop"-Profil "Steg" wurde in SW-NE-Richtung quer über den Moränenwall gelegt (Abb. 90).

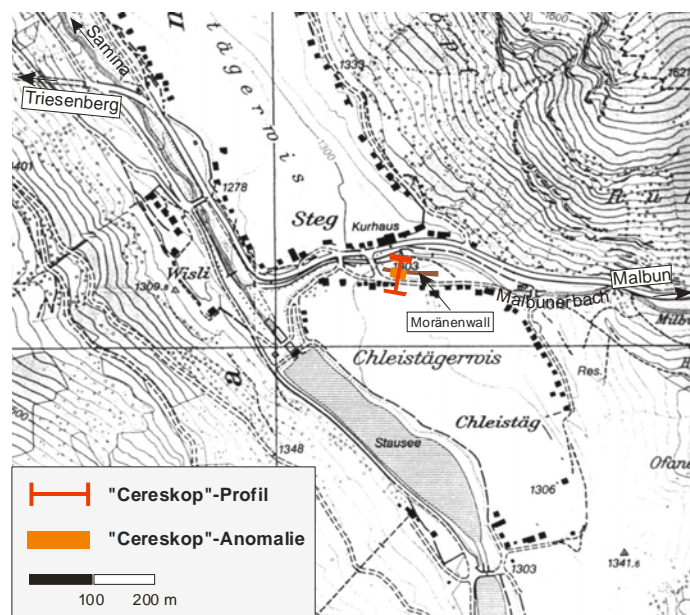


Abb. 90: Lage des "Cereskop"-Profils "Steg".
Kartengrundlage: Topographische Karte Fürstentum Liechtenstein 1:10.000, Blatt 3 (1989)

Es zeigt eine sehr ausgeprägte EM-Anomalie von etwa 20 m Länge (Abb. 91). Auf niedrigem Energieniveau beginnend wird es zunehmend steiler und erreicht sein Maximum bei 24 m ab Profilbeginn auf der S-Flanke des Moränenwalles. Nach einem kurzen, aber ausgeprägten Absinken der Energie wird die Kurve immer flacher. Ein weiteres kleineres Energiemaximum auf den letzten fünf Profilmeter könnte seine Ursache in Böschungsbewegungen am Südufer des tiefeingeschnittenen Malbunerbaches haben. Aber auch eine künstliche Beeinflussung durch Leitungen unterhalb des Gehweges kann hier nicht ausgeschlossen werden.

Die ausgeprägte EM-Anomalie im Bereich des Moränenwalles könnte demzufolge mit dem Aufbau eines lokalen Druckfeldes verbunden sein. Die Ablagerung des Moränenmaterials ging hier wahrscheinlich mit einer Stauchung des Moränenmaterials, wenn nicht sogar mit einer Stauchung des Untergrundes durch eine vorrückende Eisfront einher, was nur unter großem Druck geschehen konnte. In der dem Gletscher zugewandten Südseite war die Spannung wohl am höchsten.

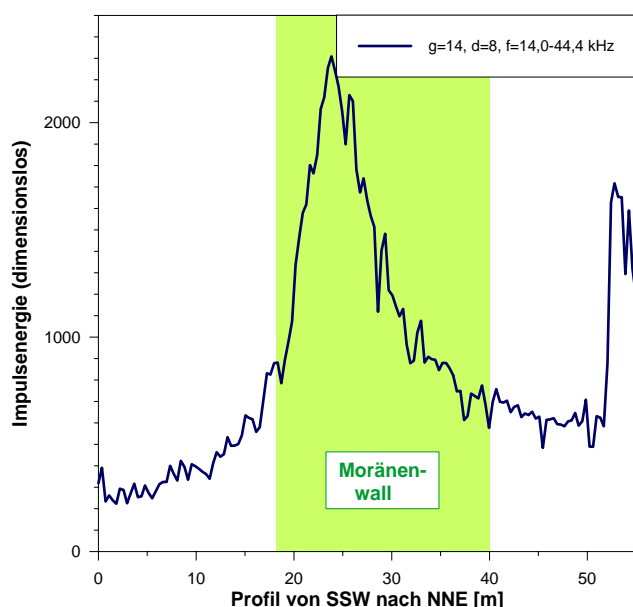


Abb. 91: "Cereskop"-Profil "Steg".

7.9.3 Moränendoppelwall bei Rainberg, Vorarlberg, Österreich

Im Bereich der Siedlung Rainberg 1 km nördlich von Übersaxen und südlich des tief eingeschnittenen Frutzbachtales ist ein auffälliger Moränendoppelwall bis heute erhalten geblieben.

Die beiden Moränenwälle werden Seitenmoränen des ehemaligen (Rhein-)Ill-Gletschers zugeordnet. Diese Wälle werden als wenig jünger als das Ende des 'Konstanz'-Stadiums angesehen (DE GRAAFF et al. 2002b) und vorläufig mit ca. 13.500 a BP (¹⁴C-Datierung) eingeschätzt (DE GRAAFF & DE JONG 1995). Die Wälle verlaufen in SE-NW-Richtung und erreichen eine Höhe bis 20 m. Die topographische Höhe dieser Lokation befindet sich etwa in 830 m NN.

Das 325 m lange "Cereskop"-Profil "Rainberg" verläuft quer über die beiden Moränenwälle von SW nach NE (Abb. 92).

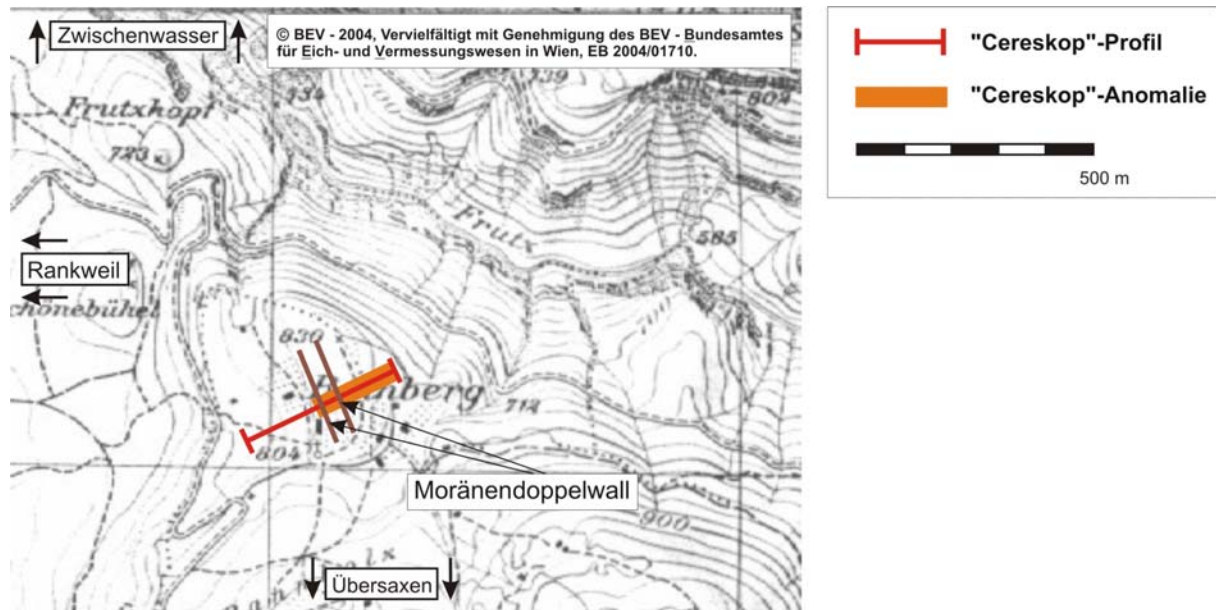


Abb. 92: Lage des "Cereskop"-Profils "Rainberg".
Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 141 Feldkirch (1995)

Der Profilverlauf ist deutlich zweigeteilt (Abb. 93). Das Energieniveau der ersten Profilhälfte ist deutlich niedriger als das der zweiten Profilhälfte. Ein steiler Anstieg der Energie auf kurzer Distanz (150-165 m) leitet zur zweiten Profilhälfte über.

Auffällig sind EM-Maxima am Beginn der ersten Profilhälfte, wovon das erste Maximum wohl noch auf anthropogene Einflüsse (wahrscheinlich durch Leitungen unterhalb des Fahrweges) zurückgeführt werden muss.

Das Profil beginnt auf der mit dem ehemaligen Gletscher und Grundmoräne bedeckten Seite und setzt sich Richtung Eisrand fort. Der steile Anstieg der Kurve bei 150 m fällt mit der Geländevertiefung der Südflanke des südlichen Moränenwalles zusammen. Zwischen den beiden Moränenwällen ist allerdings kein Absinken der Energie zu verzeichnen. Folglich kann vermutet werden, dass das gesamte Moränenmaterial von 150 m an bis zum Profilende unter mehr oder weniger gleichbleibenden Druckbedingungen gestaucht worden sein muss.

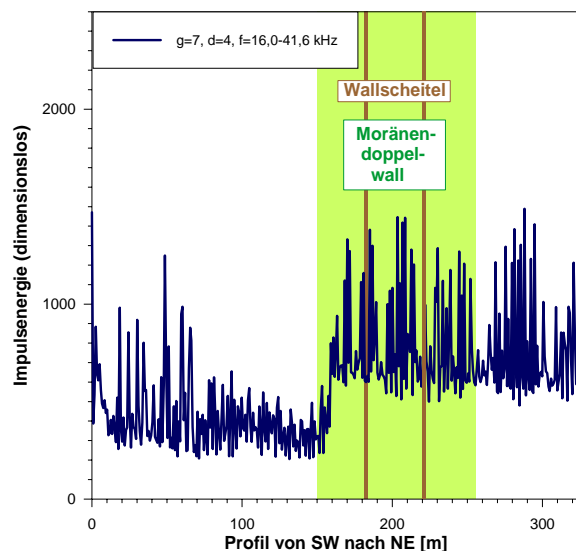


Abb. 93: "Cereskop"-Profil "Rainberg".

7.9.4 Interpretation der Messergebnisse

Obwohl alle drei aufgenommenen Moränenwälle morphologisch stark ausgeprägt sind, fallen die "Cereskop"-Messergebnisse unterschiedlich aus. Während das Profil "Malbun" im Bereich des Moränenwalles keine hohen EM-Messwerte aufweist, zeigt das Profil "Steg" eine ausgeprägte Energieanomalie mit steil ansteigender und steil abfallender Energie auf der dem ehemaligen Gletscher zugewandten Seite des Moränenwalles. Das über einen Moränendoppelwall gelegte Profil "Rainberg" zeigt, dass zwischen den beiden Moränenwällen kein Absinken der Energie zu verzeichnen ist. Dies verdeutlicht die Theorie, dass unter mehr oder weniger gleichhohen Druckbedingungen während des Stauchprozesses nicht zwingend ein Moränenwall entstehen muss. Wie oben erwähnt entstehen Moränenwälle nur bei längeren stationären Positionen von Gletscherrändern im Stadium des Abschmelzens.

Es könnte gefolgert werden, dass die Moränenwälle bei Steg und Rainberg aufgrund der registrierten Spannungskonzentrationen unter Beteiligung von Aufpressungs-, Aufschiebungs- oder Stauchungsvorgänge abgelagert wurden, während bei dem Moränenwall südlich von Malbun wegen der fehlenden Druckbeanspruchung diese Prozesse untergeordnet oder gar nicht beteiligt waren. Vom Alter her sind die Moränenwälle bei Malbun und Steg nicht sehr unterschiedlich alt (ca. 14.500-14.000 a BP) und älter als der Moränenwall bei Rainberg (ca. 13.500 a BP).

7.10 Tektonisch beanspruchtes Festgestein des Helvetikums an der Straße Dornbirn – Ebnit, Rhein-Seitental

An der Straße Dornbirn – Ebnit ist in einem Böschungsanschnitt die frontale Sektion des kreidezeitlichen Helvetikums zwischen der Siedlung Gütle und der Brücke über die Rappenlochschlucht aufgeschlossen. Die abwechselnd klastischen und kalkigen Sedimentgesteinsserien sind stark gefaltet und gestört. Von NW an der Straßenkurve beginnend sind zunächst mächtige Mergelserien der Amdener Schichten, eine dünnmächtige Bank Seewerkalk, zumeist sandige Schichten des Grünsandsteins und Abfolgen des Schrattekalks aufgeschlossen. Es folgt eine scharfe Überschiebungszone, die im Böschungsanschnitt durch eine Geländevertiefung gekennzeichnet ist. Erneut beginnt die Abfolge mit Mergelserien der Amdener Schichten, worauf Schichten des Grünsandsteins bis zur Brücke über die Rappenlochschlucht folgen.

Es soll mit dem "Cereskop" erkundet werden, inwiefern sich die tektonische Beanspruchung in inkompetenten und kompetenten Sedimentgesteinen in der Intensität der ausgestrahlten geogenen EM-Emissionen widerspiegelt.

7.10.1 "Cereskop"-Einsatz im Untersuchungsgebiet

Zwischen der Straßenkurve und der Brücke über die Rappenlochschlucht wurden über einen Profilverlauf vom 275 m Länge am bergseitigen Rand der Straße "Cereskop"-Profile mit vertikal und horizontal ausgerichteter Antenne aufgenommen (Abb. 94).



Abb. 94: Lageplan mit dem "Cereskop"-Profil an der Straße Dornbirn – Ebnit. Kartengrundlage: Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 111 Dornbirn (1996)

Deutlich erkennbar sind in beiden Messreihen mit vertikal ausgerichteter Antenne die zwei Profilbereiche mit Amdener Mergel, wo hohe Messwerte der Impulsenergie vorliegen (Abb. 95). Im Bereich des Schrattekalkes und des Seewerkalkes ist die Energie niedrig. Wohl infolge stärkerer tektonischer Beanspruchung liegt die Impulsenergie auch im Bereich des Grünsandsteins am Profilende im SE auf erhöhtem Niveau.

Auch in der Messung mit horizontal ausgerichteter Antenne ist die Impulsenergie im Bereich der Amdener Mergeln im NW des Profils recht hoch und sinkt gegen das kompetente Material des Seewerkalks, des Grünsandsteins und des Schrattekalks ab (Anhang II/31). In der ersten Messreihe ist die Überschiebung zwischen Schrattekalk und Amdener Mergel durch einen steilen Anstieg des Energieniveaus gekennzeichnet, wohingegen in der zweiten Messreihe ein allmählicher Anstieg über 30 m Profillänge zu verzeichnen ist. Auch in den Amdener Mergeln südöstlich der Überschiebung ist das Energieniveau recht hoch. Eine Störungszone im Profilbereich 220 m bis 250 m fällt mit einem deutlichen Peak der Impulsenergie zusammen. Im sich südöstlich anschließenden Grünsandstein liegt die Impulsenergie auf niedrigem Niveau.

Es ist zu berücksichtigen, dass die Intensität der Impulsenergie schon bei leichten Änderungen des Neigungswinkels der Antennenausrichtung variiert, wodurch Unterschiede in den beiden Messreihen entstanden sein könnten.

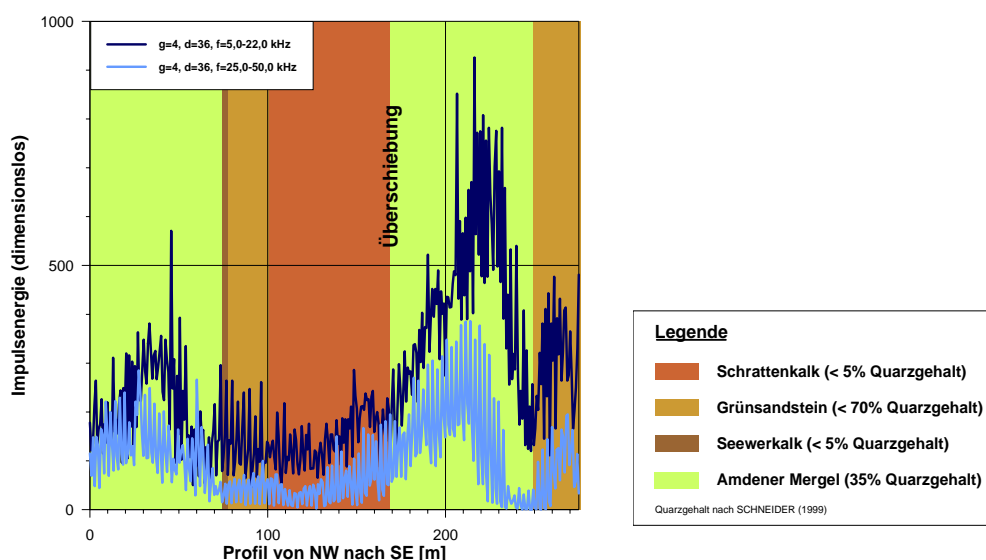


Abb. 95: "Cereskop"-Profil V (Vertikalmessung).

7.10.2 Interpretation der Messergebnisse

Hinsichtlich der Horizontal- und Vertikalmessung existieren keine großen Intensitätsunterschiede der EM-Emissionen. Jedoch ist bei der Messung mit horizontal ausgerichteter Antenne der Profilverlauf differenzierter, d.h. die Grenzen der unterschiedlichen Gesteine werden durch höhere Intensitätsunterschiede deutlicher herausgestellt. Diese Beobachtung wurde auch bei den "Cereskop"-Untersuchungen im Gamperdonatal und im Mittelgebirge von SW-Deutschland gemacht. Die Intensität der EM-Emissionen ist vermutlich dort hoch, wo das Gestein befähigt ist, eine Fortleitung des gerichteten Druckes vorzunehmen, vor allem im Amdener Mergel, der durch eine Überschiebung zweimal im Profil ansteht. In kompetenten Gesteinen – Grünsandstein, Schratten- und Seewerkalk – ist die Intensität eher gering.

8 GELÄNDEMETHODEN III – BESTIMMUNG DER RICHTUNG DER MAXIMALEN HORIZONTALEN HAUPTSPANNUNG IN SW-DEUTSCHLAND MITTELS DER "CERESKOPIE"

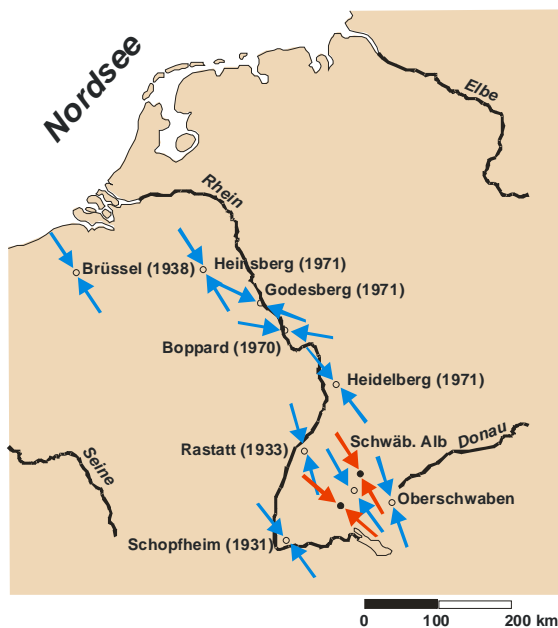
8.1 Horizontale Hauptspannungen in SW-Deutschland im Intraplattenmosaik der eurasischen Großplatte

Die neotektonischen Vorgänge in der Krustenstruktur in Mitteleuropa können als typisches Beispiel für Intraplattentektonik charakterisiert werden. Die Intraplattentektonik ist das Resultat sekundärer ausgleichender Bewegungen von kleineren Krustensegmenten der eurasischen Platte. Diese Bewegungen werden durch die Interaktion zwischen dem Ozeanboden-Spreading im Nordatlantik und der Plattenkollision im mediterranen Raum initiiert (AHORNER 1975).

Das Spannungsfeld in Mitteleuropa war seit der späten Kreide einer Drehung unterworfen. Dabei hat das Untersuchungsgebiet Rheinland-Pfalz drei gegeneinander abgrenzbare Phasen wechselnder tektonischer Aktivitäten mit entsprechenden Auswirkungen auf das Gefüge bzw. Strukturbild erlebt. Zuerst kam es im Zuge der saxonischen Orogenese zwischen Voroberkreide und Oligozän zur Kompression in erzgebirgischer Richtung (NE-SW) und zur beginnenden Taphrogenese des Oberrheingrabens im Eozän. Zwischen Oligozän und Miozän wirkte sich die alpidische Orogenese mit Kompression in rheinischer Richtung (NNE-SSW) aus. Schließlich begannen im Pliozän neotektonische Aktivitäten mit der horizontalen Hauptspannung σ_1 in herzynischer Richtung (NW-SE) mit der Heraushebung des schon fast eingerumpften Rheinischen Schiefergebirges.

Heute stellt sich die großtektonische Situation im Untersuchungsgebiet so dar, dass der Oberrheingaben als einem der derzeit tektonisch aktivsten Gebieten Deutschlands sich an seinem nördlichen Ende südlich des Rheinischen Schiefergebirges zwischen Mainz und Frankfurt am Main in einen nach NW verlaufenden Ast, dem Para-Rheingaben, und einem nach NE verlaufenden Ast, dem Ortho-Rheingaben, aufteilt. Durch diese *triple-junction* ist eine tiefreichende Zerlegung der Erdkruste in verschiedene Krustenblöcke gegeben. Neben weiteren tiefreichenden Störungen ist die durch das gesamte Untersuchungsgebiet in NE-SW-Richtung verlaufende Hunsrück- bzw. Taunus-Südrand-Störung an der südlichen Begrenzung des Rheinischen Schiefergebirges sicherlich die bedeutendste. Das regionale Spannungsfeld Mitteleuropas ist weitgehend durch Spannungsmessverfahren (Entlastungs- und Belastungsverfahren) und aus indirekten Verfahren wie Analysen von Herdflächenmechanismen aus Erdbeben bekannt. Das Ermitteln des aktiven lokalen bzw. regionalen Spannungsfeldes in der obersten Erdkruste durch Bohrlochmessungen ist mit relativ großem technischen, zeitlichen und damit hohem finanziellen Aufwand verbunden. In Tiefen bis ca. 200 m werden meist Überbohrungsverfahren (*doorstopper*-Zellen, Triaxialzellen), Deformationsmesssonden oder Schlitzsonden angewandt. Spannungsdaten aus größeren Teufen (bis 1.000 m) lassen sich mit dem *hydraulic fracturing*-Verfahren oder mit der Auswertung von Bohrlochrandausbrüchen gewinnen. Strukturgeologische Analysen von Herdflächenmechanismen aus Erdbeben im Oberrheingaben und der Schwäbischen Alb sowie geologisch-tektonische Analysen als indirekte Verfahren zur Spannungsbestimmung und direkte *in situ*-Spannungsmessungen in verschiedenen Gebieten und Tiefen haben gezeigt, dass gegenwärtig in der oberen Erdkruste in Mitteleuropa ein relativ großräumig konstanter Gebirgsspannungszustand herrscht, der mit einer horizontalen maximalen

Hauptspannungsrichtung $\sigma_1^1 = 142^\circ$ (resp. 322°) $\pm 20^\circ$ (AHORNER 1975) angegeben werden kann (Abb. 96).



Brüssel (1938): Ort und Zeit eines größeren Erdbebenereignisses

Richtung der horizontalen Komponente der maximalen Spannung σ_1 ist an jeder Lokation durch ein Paar von Pfeilen gekennzeichnet. Blaue Pfeile zeigen p-Achsen von Herdflächenlösungen, rote Pfeile zeigen σ_1H -Achsen von *in situ*-Spannungsmessungen

Abb. 96: Horizontale Hauptspannungen in Mitteleuropa (Ausschnitt aus: AHORNER 1975).

Durch Doorstopper-Messungen in verschiedenen Teufen konnte für σ_1 in Mitteleuropa ein durchschnittlicher Wert von 146° (resp. 326°) (BAUMANN 1981) ermittelt werden (Abb. 97). Die durchschnittliche durch Spannungsmessverfahren ermittelte Richtung von σ_1 in Mitteleuropa zeigt deutlich, dass die Alpen und die damit in Verbindung stehenden Prozesse einen "stress generator" (ILLIES et al. 1979 in BAUMANN 1981) darstellen. Auch gegenwärtig weist die *world stress map* von REINECKER et al. (2003) deutlich NW-SE gerichtete maximale Horizontalspannungen σ_1 in SW-Deutschland auf.

Das kinematische Verhalten der verschiedenen tektonischen Einheiten im Spannungsfeld des nördlichen Vorlandes der Alpen ist unterschiedlich. Dies ist wohl auf präexistierende tektonische Strukturen und Lithologien der jeweiligen Krustenblöcke zurückzuführen. Größere Abweichungen der Richtung und Magnitude von σ_1 durch Topographie-Effekte, die besonders im Hochgebirge eine Rolle spielen, können sich lokal auch in der Mittelgebirgslandschaft von SW-Deutschland auswirken. Das Rheinische Massiv weist Horizontalspannungen auf, die deutlich geringer sind als der Überlagerungsdruck. Zum Teil wurden sogar Zugspannungen ermittelt (BAUMANN 1981). In diesem Fall steht σ_1 für die vertikale Hauptspannung. Da bei den vorliegenden Messlokationen der "Cereskop"-Untersuchungen nur die horizontalen Hauptspannungen und deren Richtung von Interesse sind, wird im Folgenden von θ_H für die Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung gesprochen.

Als Ursache für die tektonischen Gebirgsspannungen wird Konvektion in der Asthenosphäre angenommen (BECKER & PALADINI 1990).

¹ σ_1 wird von vielen Autoren neben der maximalen Hauptspannung [Nm^{-2}] auch für die Bezeichnung der Richtung der maximalen Hauptspannung [$^\circ$] verwendet

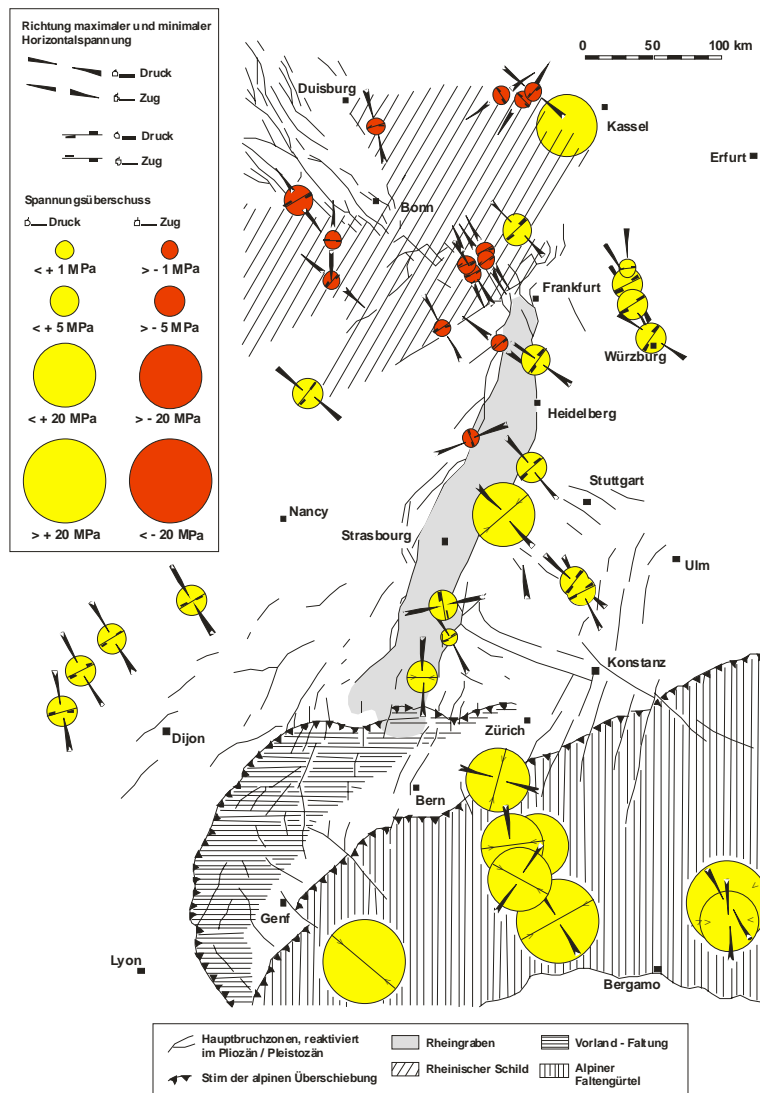


Abb. 97: Horizontale Primärspannungsverhältnisse im mitteleuropäischen Raum (BAUMANN 1981 mit Änderungen).

8.2 "Cereskop"-Messungen

Unter natürlichen Bedingungen ist das EM-Feld der Erdkruste ein Abbild des mechanischen Spannungsfeldes, d.h. es besteht aus einer ungerichteten lithostatischen und einer gerichteten tektonischen Komponente. Es ist daher zu vermuten, dass über die gerichteten EM-Emissionen die Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung an der Erdoberfläche ermittelt werden kann. Der Sensor im "Cereskop", der richtungsabhängige Messungen ermöglicht, kann über horizontale Ausrichtung der Antenne zur Bestimmung der Orientierung der geogenen EM-Emissionen verwendet werden. Unklar bleibt, ob es sich bei der ermittelten Orientierung der maximalen Horizontalspannung um eine Druck- oder Zugspannung handelt. Wenn man davon ausgeht, dass zwischen dem Sensor des "Cereskopes" und der die EM-Emissionen verursachenden Quellen eine Entfernung bis zu mehreren Kilometern liegen kann, so kann die lokale bzw. regionale horizontale Hauptspannungsrichtung an der Erdoberfläche ermittelt werden.

Zur Ermittlung der maximalen horizontalen Hauptspannungsrichtung θ_H kommen bei den "Cereskop"-Messungen grundsätzlich zwei Vorgehensweisen in Betracht:

1. zeitgetriggelter Messmodus mit einem bestimmten Messintervall (z.B. 1 s) und
2. manueller Messmodus mit bestimmter Drehung pro Messschritt (z.B. 5°).

Es wurde an jeder Lokation – soweit möglich – mindestens eine Messung im niedrigen (LF) und im hohen Frequenzbereich (HF) vorgenommen.

Bei zeitgetriggerten und manuellen Messungen wird im Norden (0°) mit dem Messvorgang begonnen und die Sonde dann im Uhrzeigersinn um 360° gedreht. Während bei den zeitgetriggerten Messungen die Sonde möglichst gleichmäßig im Vollkreis gedreht wird, wird bei den manuellen Messungen mit Kompassunterstützung die Messsonde um jeweils 5° bzw. 10° gedreht und der Wert manuell per Knopfdruck gespeichert. Bei den Messungen muss stets auf eine gleichbleibende relative Antennenposition zum "Cereskop" und Beugungswinkel zur Erdoberfläche geachtet werden.

Ferner ist es mit dem "Cereskop" möglich, die größte Hauptspannungsrichtung σ_1 im dreidimensionalen Raum durch Drehung der Antenne senkrecht zur Kreisachse des horizontalen Kreises in Richtung der maximalen horizontalen Spannung zu bestimmen. Da bei den vorliegenden Untersuchungen Vergleiche mit Literaturwerten zur Bestimmung der maximalen horizontalen Spannungskomponente im Vordergrund stehen, wurde auf die Bestimmungen von σ_1 verzichtet.

In der Literatur angeführte horizontale Hauptspannungsrichtungen, die an verschiedenen Lokationen in SW-Deutschland mit unterschiedlichen Methoden und in unterschiedlichen Tiefen ermittelt wurden und auf das Doorstopper-Verfahren und auf die Erdoberfläche normiert wurden, wurden mit dem "Cereskop" gemessenen maximalen Horizontalspannungsrichtungen an der Oberfläche gegenübergestellt (Tab. 4).

Neben den Vergleichsmessungen aus Literaturangaben wurden in allen großen geologischen Einheiten Rheinland-Pfalz weitere θ_H -Werte aus der "Cereskopie" ermittelt (Abb. 98). Besonders eventuellen Unterschieden aus Messungen im Faltengebirge (Rheinisches Schiefergebirge mit Eifel, Westerwald, Hunsrück und Taunus), im sedimentären Deckgebirge (Pfälzerwald, Trierer Bucht, Saar-Nahe-Becken, Mainzer Becken und Neuwieder Becken) und dem Oberrheingraben wurde besondere Bedeutung zugemessen.

Tab. 4: Vergleich der Ermittlung von θ_H durch Spannungsmessungen mit der Doorstopper-Methode und der "Cereskopie" (Anhang III) in SW-Deutschland.

Messlokation	tektonische Einheit	Richtung von θ_H		
		A. Doorstopper-Messungen (BECKER & PALADINI 1990)	B. "Cereskopie"	Abweichung zwischen A und B*
Pelm (50° 14' N 06° 41' E)	Rheinisches Schiefergebirge	129°	103°	-026° (14,4%)
Nennig (49° 31' N 06° 23' E)	Trierer Bucht	126°	130°	+004° (2,2%)
Stromberg (49° 57' N 07° 46' E)	Rheinisches Schiefergebirge	150°	116°	-034° (18,9%)
Hahnstätten (50° 19' N 08° 04' E)	Rheinisches Schiefergebirge	150°	055°	-095° (52,3%)
Fachingen (50° 22' N 07° 54' E)	Rheinisches Schiefergebirge	160°	057°	-103° (57,2%)
Wirbelau (50° 26' N 08° 13' E)	Rheinisches Schiefergebirge	150°	118°	-032° (17,8%)
Villmar (50° 24' N 08° 11' E)	Rheinisches Schiefergebirge	145°	121°	-024° (13,3%)
Wetzlar (50° 33' N 08° 38' E)	Rheinisches Schiefergebirge	136°	112°	-024° (13,3%)
Oppenheim (49° 52' N 08° 20' E)	Oberrheingraben	126°	095°	-031° (17,2%)
Auerbach (49° 43' N 08° 39' E)	Odenwald (Diorit)	125°	118°	-007° (3,9%)
Albersweiler (49° 13' N 08° 01' E)	Gneis von Albersweiler	075°	094°	+019° (10,6%)
Wössingen (49° 01' N 08° 37' E)	Trias (Kalkstein)	140°	152°	+012° (6,7%)
Baden-Baden (48° 42' N 08° 15' E)	Baden-Oos-Trog (Rotliegend)	138°	167°	+029° (16,1%)
Mittel (arithmetisch):		134,6°	110,6°	-24,0° (13,3%)

* Prozentanteil [%] bezogen auf Richtung von θ_H zwischen 0 und 180°

Die Messergebnisse lassen sich beispielsweise in Linien- und Netzdiagrammen graphisch visualisieren (Abb. 99). Für anschauliche Vergleiche der einzelnen Messlokationen eignen sich vor allem Netzdiagramme. Die Höhe der Impulsenergien ist hierbei nur relativ vergleichbar, jedoch sind die Richtungen der maximalen Horizontalspannung deutlich ablesbar (Anhang IV). Die Messlokationen in Rheinland-Pfalz sind mit Koordinaten und der ermittelten θ_H -Werte tabellarisch aufgelistet (Anhang V).

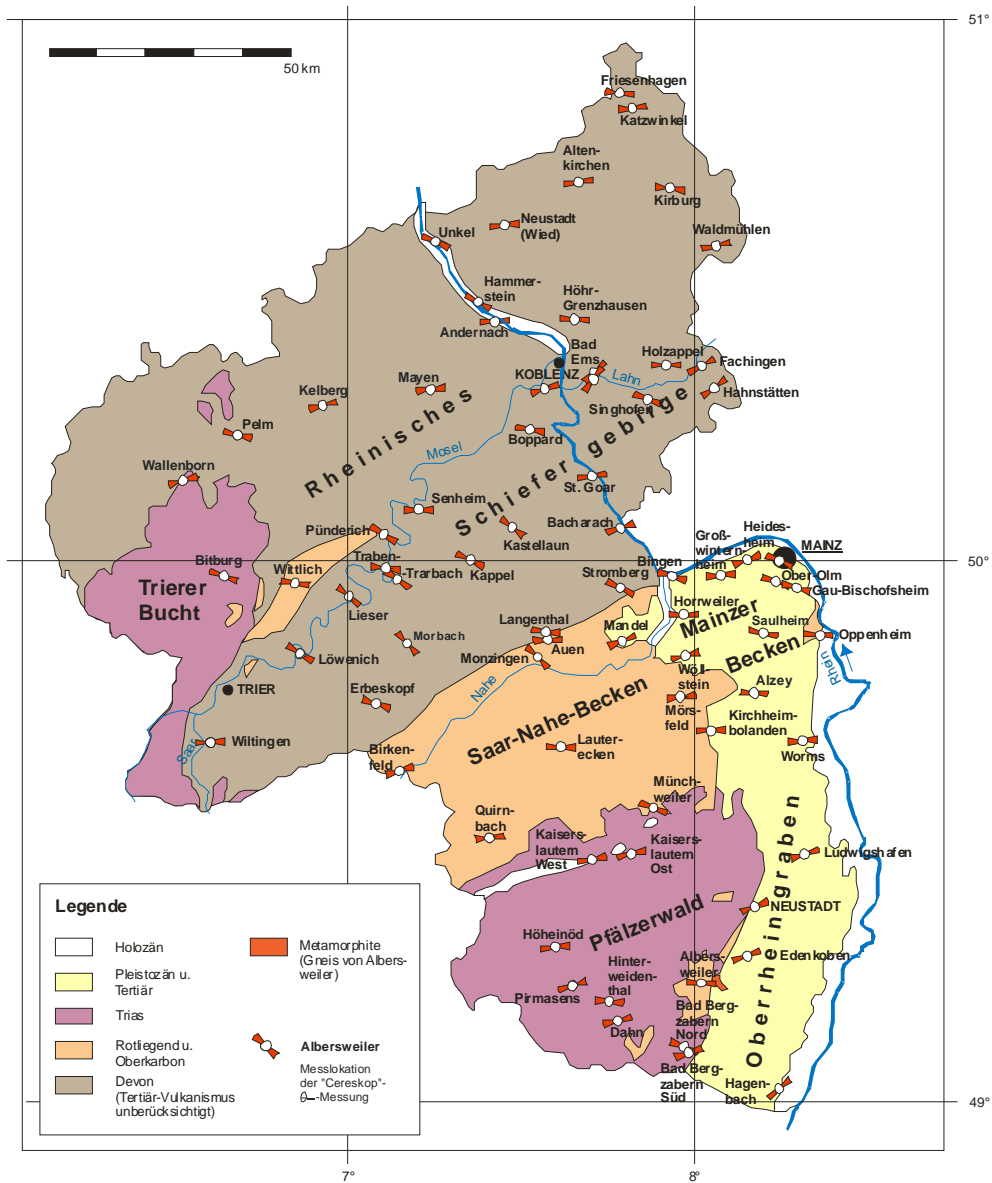


Abb. 98: Richtungen der maximalen horizontalen Hauptspannung θ_H an der Erdoberfläche aus den "Cereskop"-Messungen in Rheinland-Pfalz. Kartengrundlage: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz verändert nach HENNINGSEN & KATZUNG (2002)

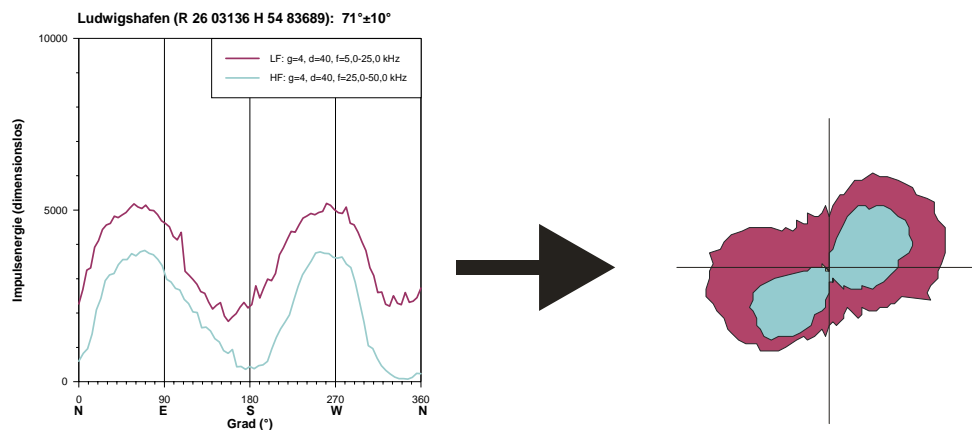


Abb. 99: Darstellung der θ_H -Messergebnisse in Liniendiagramm (links) und Netzdiagramm (rechts; s. Anhang IV).

Um bei den zeitgetriggerten Messungen einen Näherungswert für θ_H für jede Messlokation zu erhalten, wurde aus n Maximalwerten x_i sämtlicher LF- und HF-Messungen das arithmetische Mittel $\bar{\theta}_{H_M}$ berechnet (8.1).

$$\bar{\theta}_{H_M} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (8.1)$$

Die Abweichungen der einzelnen Messlokationen (Anhang V) ergeben sich aus der Berechnung der einfachen Standardabweichung S (8.2).

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{\theta}_{H_M})^2}{n-1}} \quad (8.2)$$

Für das Rheinische Schiefergebirge konnten an zahlreichen Messlokationen Hauptspannungen zwischen 055 und 110° berechnet werden, wobei die meisten Messwerte eine 080°-Richtung aufwiesen. Ein Ausreißer stellt dabei die Messlokation Bad Ems dar, an der die horizontale Hauptspannung mit Werten zwischen 037 und 051° ermittelt wurde. Mehrfachmessungen an verschiedenen Messorten im Gemarkungsgebiet und zu verschiedenen Zeitpunkten bestätigten diese Messwerte. In Fachingen (057°) und Hahnstätten (055°) wurden horizontalen Hauptspannungen fast senkrecht zu den publizierten Messwerten gemessen. In den Teilgebirgen des Rheinischen Schiefergebirges konnten 120 bis 130° für den Hunsrück, 075 bis 105° für die Eifel, 055 bis 110° für den Taunus und 080 bis 090° für den Westerwald ermittelt werden. Im Gneis von Albersweiler wurden Werte um 094° registriert. Für das rheinland-pfälzische Deckgebirge können Hauptspannungswerte zwischen 070 und 115° angegeben werden. Davon entfallen Spannungswerte von 070 bis 115° auf das Mainzer Becken, 070 bis 080° auf das Saar-Nahe-Becken, 070 bis 110° auf den Pfälzerwald, 090 bis 110° auf die Trierer Bucht und 085 bis 115° auf das Neuwieder Becken.

Im Oberrheingraben wird eine Drehung der Spannungsmaxima von 060° im S (Hagenbach, nahe deutsch.-franz. Grenze) auf 115° im N (Mainz) in Uhrzeigerrichtung beobachtet.

Aus der Bildung des arithmetischen Mittelwertes $\bar{\theta}_{H_{ges}}$ (8.3) und der Standardabweichung S (8.4) von 72 Messlokationen in allen verschiedenen geologischen Einheiten ergibt sich für Rheinland-Pfalz mit

$$\bar{\theta}_{H_{ges}} = \frac{\sum_{i=1}^{72} \theta_{H_{M_i}}}{72} \quad (8.3) \quad \text{und} \quad S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{72} (\theta_{H_i} - \bar{\theta}_{H_{ges}})^2}{71}} \quad (8.4)$$

eine horizontale Hauptspannungsrichtung $\bar{\theta}_{H_{ges}} = 091 \pm 21^\circ$.

9 LABORMETHODEN

Einige hinsichtlich der vorliegenden Arbeit interessante Laborexperimente zur Erforschung natürlicher EM-Impulse werden aus der Literatur beschrieben, da sich die die EM-Signale verursachenden Effekte bei Feldmethoden überlagern und qualitativ und quantitativ nicht voneinander abgrenzbar sind. Mit der Druckbelastung von Gesteinsproben im Rahmen des einaxialen Kompressionsversuches und dem Erhitzen von Locker- und Festgesteinsproben wurden zwei Laborexperimente mit dem "Cereskop" selbst durchgeführt.

9.1 Bedeutende Laboruntersuchungen zur Erkundung geogener EM-Emissionen

Seit etwa 40 bis 50 Jahren werden weltweit verschiedenste Untersuchungen zur Messung elektrischer Leitfähigkeiten in Mineralen und Gesteinen und deren Begleiterscheinungen wie Emission von EM-Strahlen in Laboratorien durchgeführt. Eine typische Kontroverse bei Laborexperimenten ist die Rolle des piezoelektrischen Effektes als mögliche Quelle der registrierten EM-Signale. In einigen Versuchsreihen konnten die EM-Emissionen auf den piezoelektrischen Effekt zurückgeführt werden (BISHOP 1981; ISHIDO & MIZUTANI 1981), in anderen Experimenten nicht (NITSAN 1977, ENOMOTO & HASHIMOTO 1992).

Nach CRESS et al. (1987) wiesen Gesteinsproben, die im Labor bis zum Bruch belastet wurden, in unmittelbarer Nähe der Versuchsanordnung EM-Signale mit einem Maximum an emittierter Strahlung im VLF-Bereich zwischen 900 Hz und 5 kHz auf. Dabei wurden in Gesteinen ohne freien Quarz (z.B. Basalt) genauso hohe Energiemengen an EM-Strahlung und Lichtintensitäten registriert wie bei quarzreichen Gesteinen (z.B. Granit). Es wird daher vermutet, dass der piezoelektrische Effekt in Quarzmineralen nur einen kleinen Anteil zur gesamten vom Untergrund emittierten Strahlung beiträgt. Vielmehr sollen andere Prozesse wie Rotation, Vibration und lineare Bewegungen von Gesteinsfragmenten mit geladenen Oberflächen das Gros der gesamten Strahlung erzeugen.

Bei Versuchen am Denver Research Center, USA, kam ein Standard-Hydraulik-Uniaxial-Kompressionsgerät zum Einsatz. An Gesteinsproben wurden drei Granite mit unterschiedlicher Mineralzusammensetzung, ein Basalt, ein Sandstein, zwei Marmore mit unterschiedlicher Mineralzusammensetzung, Pyrit, Pyrex-Glas und ein Mono-Quarzkristall eingesetzt. Die EM-Signale wurden mit kurzen Einstab-Antennen auf sehr geringe Distanz (cm-Bereich) zu den Gesteinsproben aufgenommen. Aus größeren Distanzen (m-Bereich) waren über diese Antennen keine Signale mehr im niederfrequenten Bereich messbar. Hochfrequente EM-Signale von ca. 500 MHz dagegen konnten mit einem Mikrowellen-Detektor auch noch aus größerer Entfernung (< 50 m) nachgewiesen werden. Für die Kompressionsversuche wurde eine abgedichtete Stahlzelle mit einer Antenne innerhalb dieser Zelle und einer Antenne außerhalb der Zelle konstruiert. Mit Eintreten des Bruches war zeitgleich das erste EM-Signal zu beobachten. Außerhalb der Zelle wurde die EM-Aktivität mit 1,5 ms Verzögerung von der Antenne registriert (Abb. 100).

Zeitgleich mit den EM-Signalen innerhalb des VLF-Frequenzspektrums wurden mit Photodioden Lichtemissionen beobachtet. An frischen Oberflächen von Gesteinsfragmenten kann eine Netzladungsverteilung erzeugt werden, indem Valenzelektronen abgestoßen werden und diese dann

untereinander kollidieren. Lichtemissionen können durch die gleichen Valenzelektronen in der die Gesteinsproben umgebenden Atmosphäre erzeugt werden. Damit sind Lichtemissionen und geladene Oberflächen ein Ergebnis der Abspaltung von Valenzelektronen durch Brüche im Gestein (BRADY & ROWELL 1986, CRESS et al. 1987).

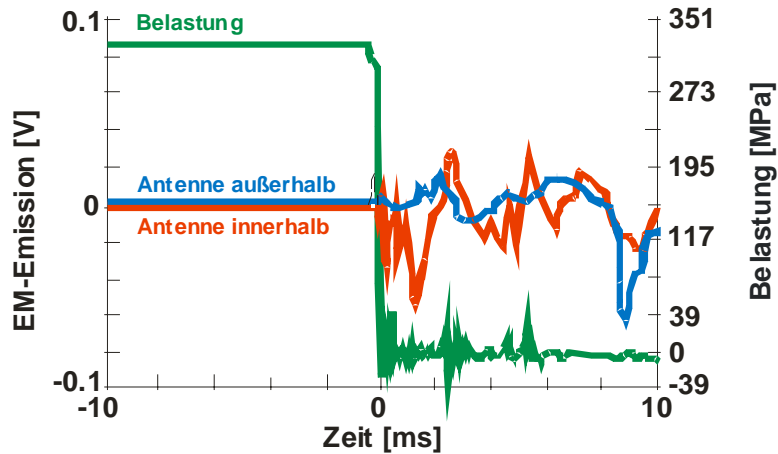


Abb. 100: EM-Emissionen innerhalb und außerhalb einer Versuchszelle bei Belastung einer Granitprobe bis zum Bruch (CRESS et al. 1987 mit Änderungen).

Um die Hypothese zu bestätigen, dass der überwiegende Anteil der EM-Signale durch eine turbulente Bewegung von Gesteinsfragmenten mit einer Netzladungsverteilung verursacht wird, wurde eine Basaltprobe mit elektrisch leitendem Klebeband umwickelt, um so die Bewegung von Gesteinsfragmenten nach dem Bruch einzuschränken. Der Versuch zeigte, dass bei der mit Klebeband umwickelten Basaltprobe praktisch keine elektrischen Signale und damit keine EM-Emissionen beobachtet werden (Abb. 101). Der Peak am Beginn der mit Band umwickelten Gesteinsprobe ist wahrscheinlich auf eine Initialbewegung von Gesteinsfragmenten nach dem Bruch zurückzuführen. Die kinetische Energie der sich bewegenden Fragmente wird anschließend sofort vom Band absorbiert (CRESS et al. 1987).

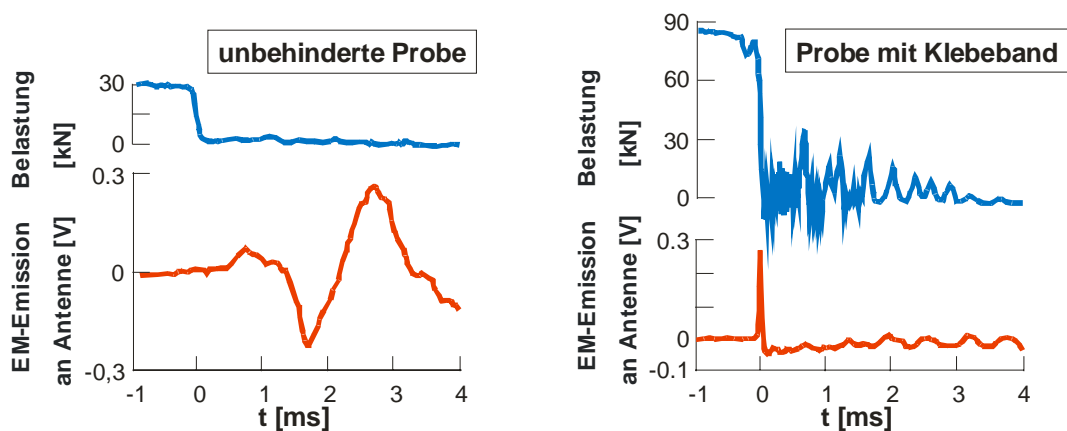


Abb. 101: EM-Emissionen einer an Seitenausdehnung unbehinderten und einer mit Klebeband umwickelten Basaltprobe bei Belastung bis zum Bruch (CRESS et al. 1987 mit Änderungen).

EM-Emissionen im RF-Bereich von etwa 2 MHz wurden im Rahmen von Kompressionsversuchen von NITSAN (1977) beobachtet. Als Quelle dieser Strahlung vermutete NITSAN den piezoelektrischen Effekt von Quarz, da er höhere Strahlungsintensitäten nur in Gesteinen mit freiem Quarz beobachtete. Um diese Beobachtungen zu bestätigen, wurde eine Messapparatur mit entsprechenden Antennen für die Aufnahme im 2 MHz-Bereich konstruiert. Die Quarz enthaltenden Gesteine zeigten EM-Signale, die um eine Größenordnung höher waren als die Gesteine ohne freien Quarz. Die Ursache der EM-Emissionen in den Gesteinsproben ohne freien Quarz kann daher nicht auf den piezoelektrischen Effekt zurückgeführt werden. Andere Effekte müssen als weitere Quellen in Betracht gezogen werden. Nichtleitende Minerale brechen unter Belastung mit einer Netzladungsverteilung auf den Oberflächen in Fragmente. Die Fragmente vibrieren in komplexer Weise, bis seismische Wellen sich entlang der Oberflächen fortpflanzen und diese verformen. Dabei wird eine Ladungsverteilung auf diesen Oberflächen erzeugt. Quarz enthaltende Gesteine besitzen diesen Effekt ebenfalls, die Signale werden aber hier vom piezoelektrischen Effekt überlagert. Amplituden von niederfrequenten Signalen sind von der jeweils herrschenden Spannung im Gestein abhängig und nicht von der Menge der darin enthaltenden piezoelektrischen Minerale (NITSAN 1977).

In dem leitenden Erzmineral Pyrit wurden bei Belastung keine elektrischen Signale erzeugt. Die leitenden Bruchflächen von Pyrit sind nicht in der Lage, eine Netzladungsverteilung aufrecht zu erhalten (CRESS et al. 1987).

Nach israelischen Laboruntersuchungen gehen sich erweiternde Risse mit Trennungen im atomaren Bereich einher, die atomare oder ionische Oszillationen entlang der Rissflächen hervorrufen. Diese Oszillationen vom Typ Rayleigh-Wellen induzieren eine EM-Strahlung. Nach diesen Experimenten soll jeder Mikroriss im Gestein einen individuellen EM-Impuls bilden. Es zeigte sich, dass die Amplitude des EM-Impulses und deren Änderungen bei Belastung nicht von der Deformationsart (plastisch oder duktil) abhängig ist, sondern allein von der Umgebung des Risses. Die Zeit vom Impulsbeginn bis zu seinem Maximum ist proportional zur Risslänge, während die Rissbreite umgekehrt proportional zur Frequenz des EM-Signals ist (FRID et al. 2000). Darüberhinaus wurden EM-Signale während drei unterschiedlicher Beanspruchungsprozesse (Kompression mit Prüfpresse, Anbohren eines Bohrkerns und Sprengen im Steinbruch) hinsichtlich ihrer Impulsdauer und -frequenz untersucht (Tab. 5). Danach führen größere eingesetzte Energiemengen durch Druckwellen zu einem größeren Fragmentationsvolumen im Gestein. Daher ist die Dauer einer EM-Impulsreihe, die durch Sprengungen an einer Steinbruchwand entstanden ist, größer als die durch Anbohren eines Bohrkerns, und diese wiederum größer als die Impulsreihendauer durch einfache Kompression (RABINOVITCH et al. 2002).

Tab. 5: Eigenschaften von EM-Signalen bei Beanspruchung durch unterschiedliche Prozesse (RABINOVITCH et al. 2002).

Prozess	Impulsdauer		Impulsfrequenz		Dauer einer Impulsreihe
	kurz	lang	kurz	lang	
Kompression	0,5 - 6 μ s	30 - 400 μ s	< 10 MHz	> 15 kHz	< 30 μ s
Bohren	0,3 - 1,5 μ s	10 - 800 μ s	10 - 25 MHz	> 5 kHz	2 - 60 μ s
Sprengen	< 3 μ s	-	2 - 8 MHz	-	0,3 - 0,5 s

Um die EM-Aktivität in Bezug zur Belastungshöhe zu setzen, wurden Granitproben unterschiedlich hoch belastet. Dabei wurde deutlich, dass die EM-Aktivität bis zu einer Belastung von 10 MPa zunächst ansteigt und danach wieder absinkt. Vergleiche mit verschiedenen Modulen der Verformbarkeit ergaben, dass allein die Poissonzahl mit der EM-Aktivität unter Belastung in Korrelation zu bringen ist (Abb. 102). Die Erklärung erscheint plausibel: Je niedriger die Poissonzahl, desto leichter kann sich das Gestein transversal verformen und desto höher die Wahrscheinlichkeit neuer Frakturenbildung (insbes. parallel zur Achse), und desto höher ist die EM-Aktivität (FRID et al. 2000).

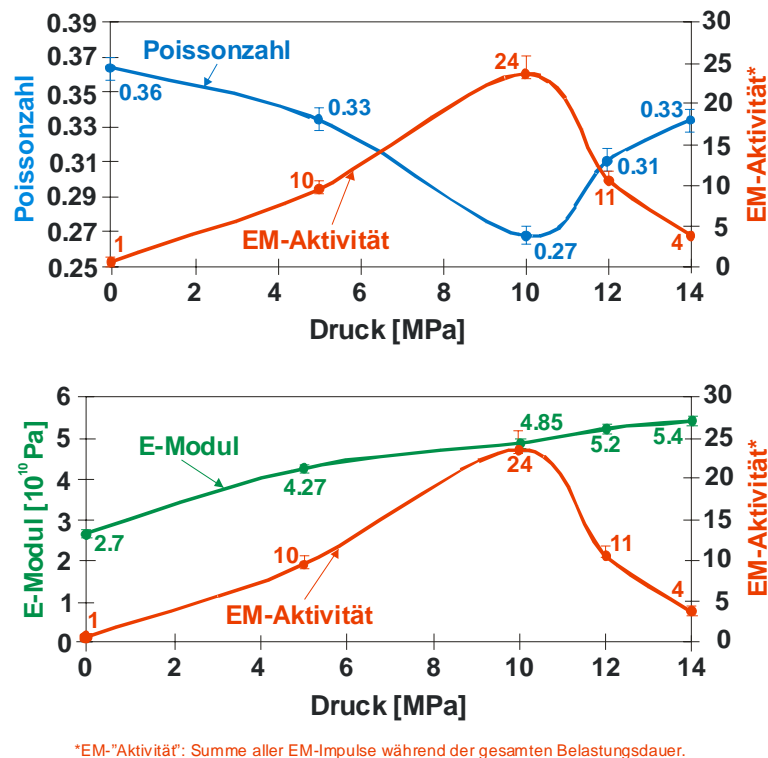


Abb. 102: Beziehung zwischen Poissonzahl, E-Modul und EM-Aktivität (FRID et al. 2000).

9.2 Laboruntersuchungen mit der "Cereskopie"

9.2.1 Einaxialer Kompressionsversuch

Um die Intensität möglicher entstehender EM-Impulse in Gesteinen bei Belastung im Labor zu beobachten, wurden mittels des klassischen einaxialen Kompressionsversuches zylindrische Gesteinskerne bzw. ein Betonwürfel bis zum Versagen belastet. Als Prüfpresse wurde eine servogesteuerte viersäulige Druckprüfmaschine für Bauprüfstoffe (bis 3.000 kN, Fa. Toni Technik) im Baustoffprüflabor Wetzlar verwendet. An Gesteinsproben kamen zylindrische Bohrerkerne (\varnothing 101 mm, Zylinderhöhe 100-105 mm) von Tonschiefer, Sandstein und Basalt (Tab. 6) bzw. ein Betonwürfel B 35 (Kantenlänge 150 mm) (Tab. 7) zum Einsatz. Bei unbehinderter Seitenausdehnung wurden die Proben in axialer Richtung durch Aufbringen einer Normalspannung stufenlos bis zum Bruch belastet. Die Antenne des "Cereskopes" wurde in 10 cm Entfernung zur Probe auf einem Stativ montiert. Die

"Cereskop"-Messung wurde jeweils 10 Sekunden vor Belastung begonnen und 60 Sekunden nach Eintreten des Bruches fortgeführt, um auch etwaige EM-Signale im *post-failure*-Bereich zu registrieren. Gleichzeitig wurde mit einem zweiten "Cereskop" eine Referenzmessung zur Ermittlung der terrestrischen Hintergrundstrahlung in 200 km Entfernung (Raum Karlsruhe) zur Versuchsanordnung durchgeführt. Die Labormesswerte wurden entsprechend um die *noise*-Emissionen reduziert.

Erwartungsgemäß lagen die Druckfestigkeiten bei den Proben des Tonschiefers bei 47-51 Nmm⁻², des Sandsteins bei 46 Nmm⁻², des Basalts bei 105-122 Nmm⁻² und beim Betonwürfel bei 44 Nmm⁻².

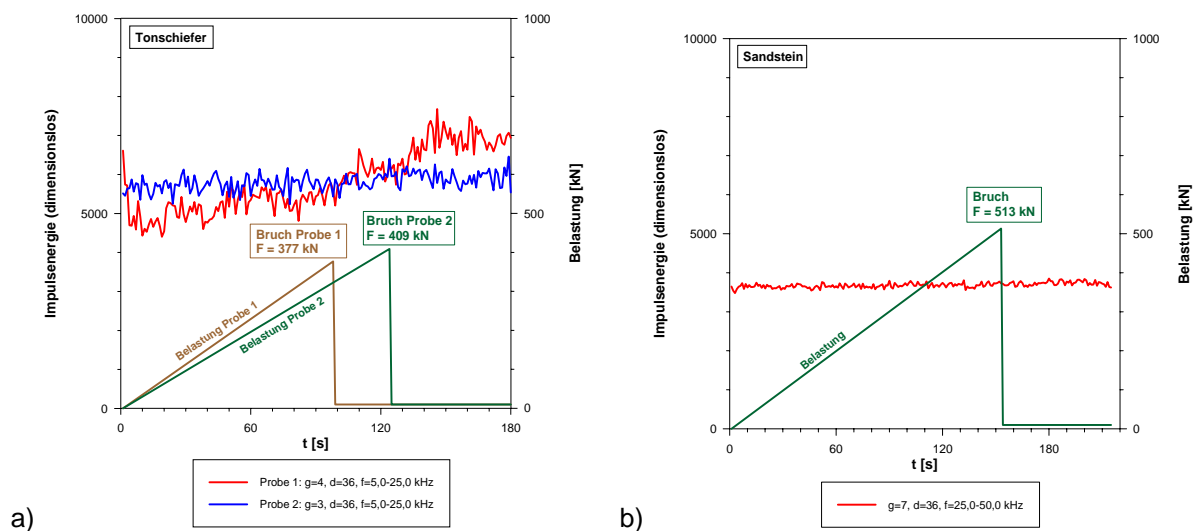
Tab. 6: Parameter der zylindrischen Gesteinskerne.

Gestein	Durchmesser d [mm]	Höhe h [mm]	Masse m [g]	Dichte d [g/cm ³]	Druckfestigkeit F [kN]	Druckfestigkeit F [Nmm ⁻²]	Zeitpunkt des Bruches [s]
Tonschiefer	101,0	104,0	2.493,6	2,99	377,0	47,0	98
Tonschiefer	101,0	103,0	2.467,4	2,99	409,0	51,1	124
Sandstein	101,0	105,0	1.721,0	2,06	513,0	64,0	153
Basalt	101,0	102,0	2.336,0	2,86	974,0	121,6	282
Basalt	101,0	100,0	2.285,0	2,85	840,0	104,8	259

Tab. 7: Parameter des Betonwürfels.

Beton	Kantenlänge l [cm]	Masse m [g]	Dichte d [g/cm ³]	Druckfestigkeit F [kN]	Druckfestigkeit F [Nmm ⁻²]	Zeitpunkt des Bruches [s]
B 35	15,0	7.539,0	2,23	1.000,0	44,4	55

Die Messdiagramme zeigen einen Ausschnitt der "Cereskop"-Messungen vom Beginn der Belastung der Gesteinsprobe bis etwa 60 s nach Eintreten des Bruches (Abb. 103). Die Systemparameter Verstärkung g , Diskriminanz d und Frequenzbereich f wurden jeweils unter Berücksichtigung der bekannten Intensität des Hintergrundrauschens variiert, um ein möglichst hohes Signal-Rauschen-Verhältnis zu erhalten.



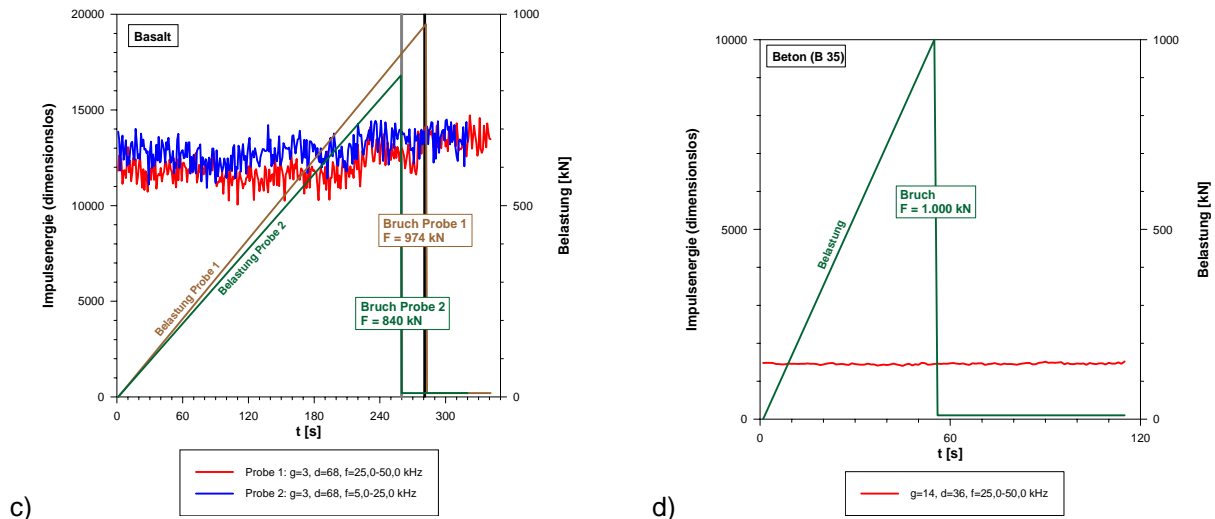


Abb. 103 a-d: "Cereskop"-Profile bei Belastung von Gesteinsproben.

Es konnte weder in den Tonschiefer-, Sandstein- und Basaltgesteinsproben noch im Betonprobewürfel ein Zusammenhang zwischen Belastung bis zum Bruch und der Intensität der EM-Emissionen beobachtet werden. Die Impulsenergiekurve verhielt sich bei allen Versuchen während der Belastung, beim Eintreten des Bruches und der Zeit danach weitgehend konstant.

Vermutlich sind die Dimensionen der Probekörper im Labor bzw. die Sensibilität des Messverfahrens ("Ansprechschwelle" nach DIN 1319-2) zu gering, um ausreichend hohe EM-bursts im "Cereskop" zu registrieren. Auch die kleinsten "Cereskop"-Messintervalle von 1 s erscheinen für derartige Laborversuche viel zu hoch. Laboruntersuchungen aus der Literatur haben gezeigt, dass nachweisbare Impulse bei Belastung im Bereich $\ll 1$ s (10^{-3} bis 10^{-6} s) liegen (NITSAN 1977, RABINOVITCH et al. 2002). Weiterhin kommt in Betracht, dass die größten EM-Impulse außerhalb des registrierten Frequenzbandes $5 \text{ kHz} > f > 50 \text{ kHz}$ auftreten.

Auch bei Plattendruckversuchen nach DIN 18134 unter Feldbedingungen bestand kein Zusammenhang zwischen Belastung des Bodens und den vom "Cereskop" registrierten EM-Signalen (mündl. Mitt. OBERMEYER 2002).

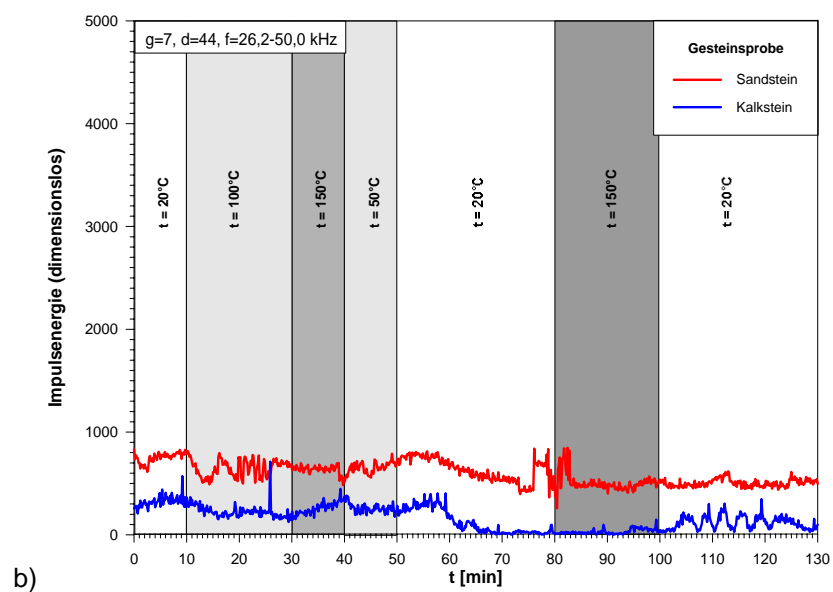
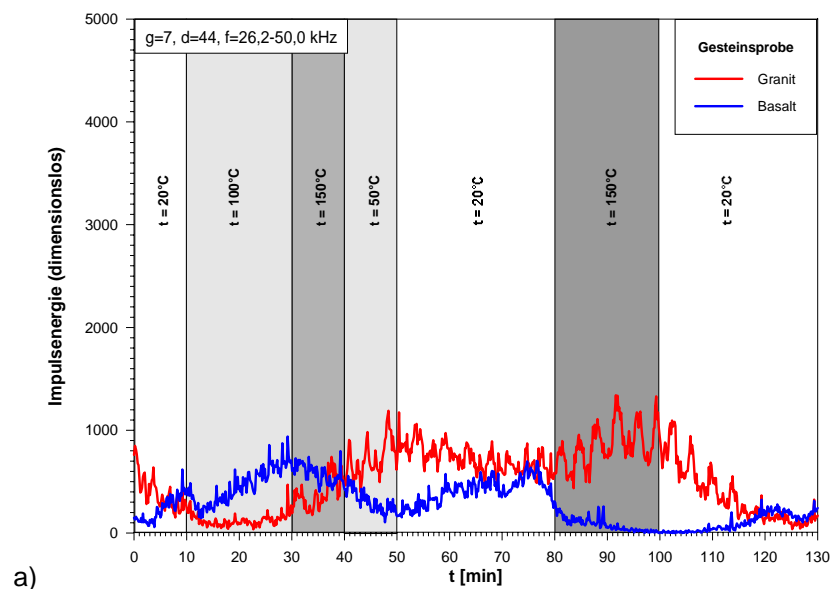
9.2.2 Erhitzen von Gesteinsproben

Die Erzeugung von EM-Emissionen im RF-Bereich durch Erhitzen von Mineralen wurde erstmals 1972 von VOROBYEV entdeckt. Mit fortschreitender Erforschung dieses neuentdeckten Phänomens konnten mittels künstlicher Kristallzüchtung EM-Emissionen im RF-Bereich auch durch optische und radioaktive Effekte erzeugt werden. Im Laufe der Zeit wurden in Tomsk, Russland, verschiedene Aufnahmetechniken zur Messung der natürlichen EM-Signale im niederfrequenten Bereich entwickelt und aufwändige Apparaturen und Laboreinrichtungen gebaut. Diese Forschungen in den Festkörperphysik-Laboratorien an der Polytechnischen Universität Tomsk sind bisher weltweit einzigartig. Dort werden beispielsweise EM-Emissionen mit hochspezialisierten Messgeräten in der Qualitätskontrolle von unterschiedlichen Materialien zur Prüfung von Klebnähten und Mehrschichtmaterialien eingesetzt. Thermostimulierte EM-Signale durch Expansionsprozesse können in einem Zeitbereich von 2×10^{-3} s bis 2×10^{-9} s nachgewiesen werden (OSYKIN et al. 1998).

Im Rahmen der eigenen Laboruntersuchungen mit dem "Cereskop" wurden verschiedene Fest- und Lockergesteinsproben in einem Trockenofen auf verschiedene Temperaturen erhitzt (Tab. 8 und Abb. 104). Daneben wurden Blindmessungen ohne Gesteinsproben im Trockenofen durchgeführt, um eventuelle Störstrahlungen, die durch Netzstromzufuhr bzw. Netzstromunterbrechung des elektrischen Gerätes bedingt sind, zu erfassen.

Tab. 8: Beim Erhitzen untersuchte Fest- und Lockergesteinsproben.

Gesteinsprobe	Feuchtmasse [g]	Trockenmasse [g]
Granit	-	2.679,0
Basalt	-	2.346,0
Sandstein	2.533,0	2.511,0
Kalkstein	2.446,0	2.398,0
Flugsand	2.596,0	2.500,0
Hochflutsand	2.650,0	2.501,0
Lösslehm	2.946,0	2.499,0



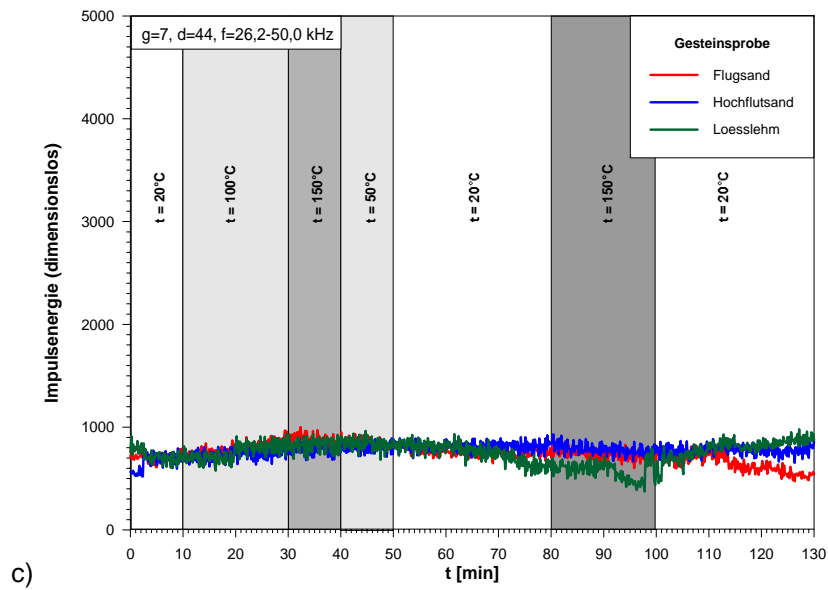


Abb. 104 a-c: "Cereskop"-Profile bei Erhitzen von Gesteinsproben.

Bei Wiederholungsmessungen mit den gleichen Probeexemplaren mit einer geringeren Trockenmasse und mit von der Mineralzusammensetzung und der Masse vergleichbaren Proben waren die Ergebnisse nicht reproduzierbar. Die Blindmessungen ohne Gesteinsprobe im Ofen waren von der Intensität der Impulsenergie vergleichbar mit den Messungen mit Gesteinsproben. Danach haben sich keine erkennbaren Zusammenhänge zwischen Erhitzen von Gesteinsproben und Intensität der EM-Emissionen ergeben.

10 ANALYSE UND INTERPRETATION

10.1 Bewertung der "Cereskopie"-Messergebnisse

Bei verschiedenen Kalibrierungen des "Cereskopes" unter Wiederhol- und Vergleichsbedingungen nach DIN 1319-3 hinsichtlich verschiedener Messparameter und Filtertechniken konnten die zu erwartenden Intensitäten der geogenen EM-Impulse und auch die Charakteristiken verschiedener anthropogener Störinterferenzen abgeschätzt werden. Durch Langzeitmessungen an einem ortsfesten Punkt wurde der tageszeitliche Gang des natürlichen EM-Erdfeldes registriert. Über Referenzmessungen mit einem zweiten Messgerät oder Wiederkehr zu einem bestimmten Messpunkt in festgelegten Zeitintervallen konnten die Feldmessungen um Einflüsse des Tagesganges und Störinterferenzen korrigiert werden. Die Reproduzierbarkeit der Messergebnisse durch Mehrfachmessungen – auch zu verschiedenen Tages- und Jahreszeiten – erwies sich als sehr hoch. Blindmessungen in geologisch nicht aktiven Bereichen dienten zur Verifizierung des Verfahrens und zeigten Messwerte auf dem Niveau des Hintergrundrauschens. Unter Eliminierung der infrage kommenden Störfaktoren kann davon ausgegangen werden, dass das Emittieren der EM-Strahlung im Niederfrequenzbereich geogenen Ursprungs auf Spannungsänderungen im Gestein zurückgeführt werden muss.

Für die Beurteilung der Eignung des Verfahrens wurden Feldmessungen in Hangrutschgebieten und in Arealen, in denen weitere exogen-dynamische Prozesse¹ ablaufen, im Mittel- und Hochgebirgsraum durchgeführt. Dabei wurden Profile aufgenommen, aus deren Messkurven sich Rückschlüsse im Hinblick auf Geländebeobachtungen und vergleichende Messmethoden ziehen lassen. Auch der Einsatz zur Bestimmung der maximalen horizontalen Hauptspannungsrichtung wurde mittels Vergleich mit Literaturwerten beurteilt. Einfache Laborexperimente sollen durch isolierte Betrachtung eines bestimmten physikalischen Vorganges (Kompression, Erhitzen) weitere Erkenntnisse über das Messverfahren bringen.

10.1.1 Analyse der "Cereskopie"-Messergebnisse in Rutschgebieten im Mittelgebirgsraum

Das Hauptaugenmerk der Feldmessungen lag in der Erkundung von aktiven Rutschgebieten im Hügelland und Mittelgebirgsraum von Rheinland-Pfalz. Es konnten vielversprechende Ansätze für mögliche Korrelationen der "Cereskop"-Messergebnisse zu aktiven Bewegungszonen gesammelt werden. In Bezug auf die Korrelationen mit anderen gängigen Erkundungsmethoden konnte aufgrund von Bewegungsmessungen an der Geländeoberfläche und im Untergrund (geodätische Messungen, Abstandsmessungen, Inklinometermessungen, Extensometermessungen), geophysikalischen Untersuchungen, Linearanalysen und der vorgefundenen Schadensbilder ein hoher Grad an Übereinstimmung mit diesen Methoden gefunden werden.

Obwohl Lithologien, tektonisches Gefüge, Grundwasserverhältnisse und zugrunde gelegte kinematische Modelle der einzelnen Rutschgebiete z.T. erheblich voneinander abweichen, konnten gemeinsame Charakteristiken in den "Cereskop"-Messergebnissen festgestellt werden.

In mehreren Längs- und Querprofilen und z.T. auch in Bohrungen wurden die durch andere Erkundungsmethoden bekannten Abgrenzungen zwischen sich bewegendem und unbewegtem

¹ exogen-geodynamische Prozesse nach REUTER et al. (1992)

Gelände mit den Messresultaten aus der "Cereskopie" korreliert. So konnten alle Teilbereiche von Rutschkörpern nach einer empirischen Vorgehensweise hinsichtlich ihrer EM-Aktivität beurteilt werden (Abb. 105 und Tab. 9).

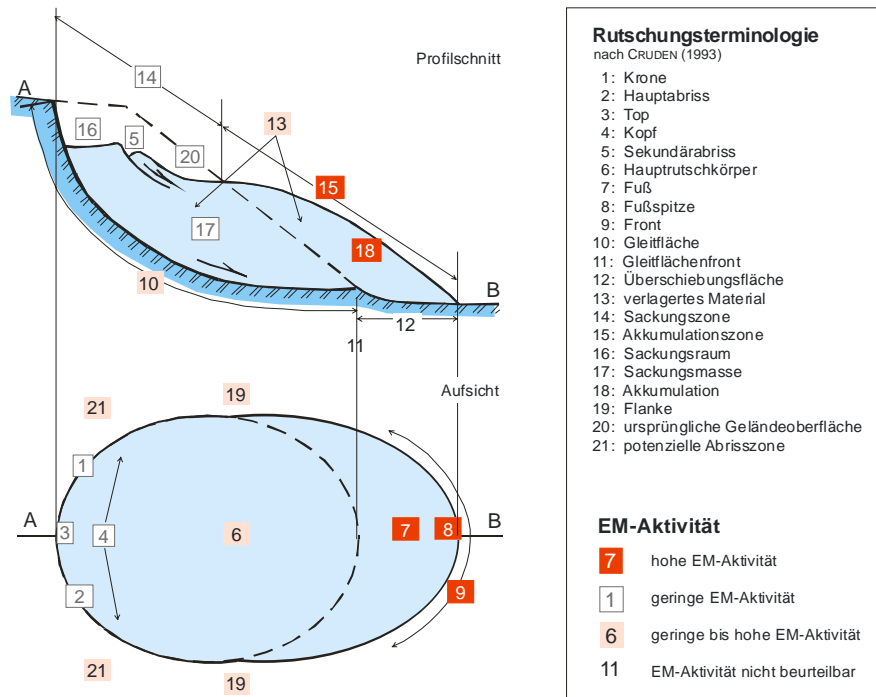


Abb. 105: Aus der "Cereskopie" abgeleitete EM-Aktivität in aktiven Rutschkörpern.

Am Fuß und in der Akkumulationszone der Rutschkörper konnte ein hoher Grad an Übereinstimmung der Abgrenzung des Rutschkörpers nach Geländebefunden und nach Ergebnissen verschiedener ingenieurgeologischer Erkundungsmethoden gefunden werden. In diesem Teilbereich der Rutschung sollte sich der in den Rutschmassen aufgebaute Druck in der Größe der Spannungsumlagerungen und damit der Intensität der EM-Emissionen widerspiegeln.

In der Sackungszone im oberen Rutschkörperbereich dagegen weisen die Messungen keine bis geringe EM-Aktivitäten auf. Dies hängt wohl in erster Linie damit zusammen, dass dieser Bereich sich nach Abgang der Rutschmassen in einem entspannten Zustand befindet. Vielmehr zeigen häufig Bereiche in Höhe der Abrisszone in unmittelbarer Nachbarschaft des aktiven Rutschgebietes EM-Anomalien. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um sich im Grenzgleichgewicht befindliche potenzielle Rutschschollen, in denen momentan ein Spannungsaufbau stattfindet, und die in näherer Zukunft in Bewegung geraten könnten. Solche Bereiche können für Risikoabschätzungen in periodischen Messreihen erkundet werden, um über mögliche Intensitätsanstiege das Gefährdungspotenzial einzustufen.

In den seitlichen Flanken von Rutschgebieten, die den Übergang zum unbewegten Gelände darstellen, sind keine bis hohe EM-Emissionen nachweisbar. Diese Beobachtung hängt wahrscheinlich mit der seitlichen Einspannung von Rutschkörpern zusammen. Bei trogförmigen Rutschkörpern beispielsweise bewegen sich die seitlich gelagerten Rutschmassen nicht exakt hangabwärts, sondern schräg nach unten zum Zentrum des Rutschareals mit der dort am tiefsten gelegenen Gleitfläche. Hier sind im zentralen unteren Teil des Rutschgebietes die höchsten

Intensitäten an EM-Emissionen zu finden (Fallbeispiele Reil – Pünderich, Traben-Trarbach – Enkirch). Ist das Rutschareal allerdings z.B. in wenig aufgelockertem Festgestein seitlich eingespannt, und es wirken größere Scherkräfte auf die Flanken, so können die EM-Emissionen auch am Rand des Rutschgebietes hoch sein (Fallbeispiele Kröv – Traben-Trarbach, Kues – Lieser, Trittenheim). Ebenso begrenzen oft tektonisch vorgezeichnete Störungslinien bzw. –zonen seitlich Rutschgebiete. In diesem Fall sind die EM-Emissionen auch aufgrund der tektonischen Spannungsänderungen hoch. Innerhalb der untersuchten Rutschgebiete handelt es sich nicht um homogene und gleichmäßig abgleitende Rutschmassen, sondern vielmehr um ineinandergreifende Teilrutschungen. Die einzelnen Rutschschollen bewegen sich meist in verschiedenen Bewegungsphasen mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten und mit unterschiedlichem Bewegungssinn. Aus dieser Komplexität heraus bilden die Impulsenergiekurven aus den "Cereskop"-Messungen ein unruhiges Abbild mit mehr oder weniger breiten Zonen mit niedrigen und hohen Energiewerten, aber auch sehr scharfen Peaks, wo sich beispielsweise zwei Rutschschollen "verhakt" haben könnten, und ein Spannungsaufbau aus den Reibungskräften resultiert. Durch fortschreitende Bewegungen des Hanges ändern sich die Spannungszustände ständig, wodurch unterschiedliche Messprofile in zeitlich länger auseinanderliegenden Messreihen zu erklären wären.

Tab. 9: Teilbereiche von aktiven Rutschungen und deren aus der "Cereskopie" abgeleitete EM-Aktivität.

Teilbereich des Rutschkörpers laut Rutschkörperterminologie (Abb. 106)	EM-Aktivität aus "Cereskopie"	Referenz
Akkumulationszone, Fuß des Rutschkörpers	meist hoch	Kap. 6.1-6.9, 7.2, 7.7
Hauptrutschkörper aus einzelnen Rutschschollen	keine bis hoch	Kap. 6.1-6.9, 7.2, 7.7
Abrisszone, Krone des Rutschkörpers	keine bis gering	Kap. 6.1-6.9, 7.2, 7.7
an die Abrisszone angrenzende Hangbereiche außerhalb des Rutschkörpers	keine bis hoch	Kap. 6.1-6.9, 7.2, 7.7
Flanken des Rutschkörpers	keine bis hoch	Kap. 6.1-6.9, 7.2, 7.7
Rutschzunge (über undeforziertem Untergrund abgegangene Rutschmassen)	keine	Kap. 6.7

Hinsichtlich der Intensität der ermittelten Impulsenergiewerte variiert diese um Zehnerpotenzen, was nicht auf die gewählten Geräteparameter zurückgeführt werden kann, da diese entsprechend modifiziert wurden. Primär beeinflussen wahrscheinlich Mächtigkeit der deformierten Massen, Gesteinsart, Bewegungsmechanismus, Grundwasserverhältnisse, elektrische Leitfähigkeiten und andere Parameter die Intensität der EM-Emissionen. Ein Vergleich der bekannten rutscharealspezifischen Faktoren wie Ausgangsgestein der Rutschmassen, Quarzgehalt, maximale Gleitflächentiefe und jährliche Deformationsrate mit der maximal ermittelten Impulsenergie in der Akkumulationszone zeigt, dass die Intensität der EM-Emissionen weder von dem anstehenden Gestein, noch vom Quarzgehalt oder der Deformationsrate direkt abhängig ist (Tab. 10).

Zwischen den großen Gleitflächentiefen der Rutschgebiete Quirnbach und Reil – Pünderich und hohen Impulsenergiewerten ist ein gewisser Zusammenhang erkennbar. Bei den Rutschgebieten Gau-Bischofsheim und Lauterecken ist auffallend, dass kein rutschspezifischer Faktor besonders hoch ist und trotzdem extrem hohe Impulsenergiewerte ermittelt wurden. Die höchsten Messwerte beider Rutschgebiete wurden im bebauten Hanggelände von Wohnsiedlungen registriert. Eine Verstärkung der EM-Signale durch künstliche Beeinflussung ist hier nicht auszuschließen.

Tab. 10: Maximal gemessene Impulsenergiewerte aus der "Cereskopie" und rutschspezifische Faktoren der untersuchten Rutschareale in Rheinland-Pfalz.

Rutschareal	maximale Impulsenergie- werte [dimensionslos]	Ausgangs- gestein	rutschspezifische Faktoren		
			Quarz- gehalt [%]	max. Tiefe der Gleitfläche [m u. GOK]	Deformations- rate [cm/a]
Quirnbach	70.000	Sand-, Schluff- und Tonstein	> 70	50,0	1,0 - 2,0
Gau-Bischofsheim	60.000	Ton- und Mergelstein	< 50	unbekannt	unbekannt
Lauterecken	60.000	Sand-, Schluff- und Tonstein	> 70	8,5	< 1,0
Reil – Pünderich	50.000	Tonschiefer	60 - 70	30,0	2,0 - 3,0
Trittenheim	20.000	Tonschiefer	60 - 70	20,0	< 1,0
Traben-Trarbach – Enkirch	10.000	Tonschiefer	60 - 70	20,0	< 2,0
Lieser – Bernkastel-Kues	3.000	Tonschiefer	60 - 70	14,0	1,0 - 2,5
Kröv – Traben-Trarbach	1.000	Tonschiefer	60 - 70	1,2 und 8,0-10,0	0,1 - 0,2
Ober-Olm	1.000	Mergel- und Kalkstein	< 40	20,0	10,0 - 20,0

Eine Korrelation der ermittelten Impulsenergieintensitäten mit den Grundwasserverhältnissen in den Rutschgebieten mit Berücksichtigung von Fließgeschwindigkeiten, Durchflussmengen, Kluftwasser- und Strömungsdruck und Auftrieb erscheint sinnvoll, ist wegen fehlender hydrogeologischer Parameter in den Rutschgebieten nicht durchführbar. Jedoch konnten aus den Geländebegehungen hydrologische Merkmale an der Geländeoberfläche beobachtet werden und daraus die Wasserführung im Hang abgeschätzt werden. Basierend auf einer einfachen Einstufung der Wasserführung im Hang in "gering" bis "sehr hoch" (Tab. 11) wurden die EM-Intensitäten interpretiert. Generell liegen die Hauptgleitflächen der untersuchten Rutschgebiete innerhalb der wassergesättigten Zone. Die Grundwasseroberfläche ist im Fels meist flacher geneigt als der Hang, so dass sich nach oben hin zunehmende Grundwasserflurabstände ergeben. Im Hangfußbereich steht die Grundwasseroberfläche mit dem Vorfluter in Verbindung. In den Rutscharealen Reil – Pünderich und Kues – Lieser stehen die Deformationsraten in direkter Abhängigkeit zu den Moselwasserständen (LAUTERBACH & FEUERBACH 2003). In anderen Rutscharealen an der Mosel kann diese Abhängigkeit nur vermutet werden.

In den Rutschgebieten mit den höchsten ermittelten EM-Intensitäten ist die Wasserführung mittelhoch bis hoch, in Rutschgebieten mit mittelhohen EM-Intensitäten dagegen ist die Wasserführung hoch bis sehr hoch. Gering bis mittelhoch ist die Wasserführung in Rutschgebieten mit geringen EM-Intensitäten. Danach ist nur eine grobe Abhängigkeit zwischen EM-Intensität und Höhe der Wasserführung im Hang ableitbar.

Zusammenfassend ergibt sich aus den in Frage kommenden Quellen der EM-Intensitäten das Bild, dass kein verursachender Parameter alleinverantwortlich ist für die Höhe der EM-Impulse. Wie schon in Kap. 2 vermutet, scheinen sich die die EM-Emissionen verursachenden Effekte (piezoelektrischer Effekt, Stepanov-Effekt, elektrokinetische Effekte) zu überlagern und können unter Feldbedingungen nicht getrennt voneinander analysiert werden.

Tab. 11: Maximal gemessene Impulsenergiewerte aus der "Cereskopie" und Höhe der Wasserführung im Hang der untersuchten Rutschareale in Rheinland-Pfalz.

Rutschareal	maximale Impulsenergie-werte [dimensionslos]	Wasser-führung im Hang	hydrologische Merkmale an der Geländeoberfläche
Quirnbach	70.000	mittel	defektes Drainagesystem des Autobahndammes, hierdurch gezielte Bewässerung des Hanges auch durch vom Oberhang abgeführtes Niederschlagswasser, flächenhafte winterliche Eisbildung
Gau-Bischofsheim	60.000	mittel	gezielte Drainage des bebauten Hanges, Straßenname "Borgärten" deutet auf Quellaustritte (Schichtquellen) hin
Lauterecken	60.000	hoch	gezielte Drainage des bebauten Hanges, trotzdem mehrere Quellaustritte und Vernässungsstellen im mittleren und unteren Hangbereich
Reil – Pünderich	50.000	sehr hoch	flächenhafte Vernässungen und Quellaustritte im unteren Hangbereich, aufwändige Entwässerungseinrichtungen (Stollen) der Bahntrasse, flächenhafte winterliche Eisbildung, unterer Hangbereich bei höherem Moselhochwasser überflutet
Tritenheim	20.000	mittel	Drainagen in den Weinbergen: nach Trockenperioden geringe bis keine Wasserführung, unterer Hangbereich bei höherem Moselhochwasser überflutet
Traben-Trarbach – Enkirch	10.000	hoch	Quellaustritte, Bachlauf, Vernässungen auch nach längeren Trockenperioden, unterer Hangbereich bei höherem Moselhochwasser überflutet
Lieser – Bernkastel-Kues	3.000	mittel	Drainagen in den Weinbergen: nach Trockenperioden geringe bis keine Wasserführung, unterer Hangbereich bei höherem Moselhochwasser überflutet
Ober-Olm	1.000	mittel	Drainagen in den Weinbergen: nach Trockenperioden geringe bis keine Wasserführung, stark schüttende Schichtquellen in der Umgebung, Wasserlachen in Mulden nach stärkeren Niederschlägen
Kröv – Traben-Trarbach	1.000	gering	keine Hinweise auf höhere Wasserführung im Hang, Drainagen in den Weinbergen meist trocken, unterer Hangbereich bei höherem Moselhochwasser überflutet

Mit einer eigens für die "Cereskop"-Messungen entwickelten Bohrlochsonde wurden Bohrlochmessungen zur Erkundung möglicher Bewegungszonen und der Korrelation mit bekannten Gleitflächentiefen durchgeführt. In einem Fall zeigten sich im Bereich einer aktiven Hauptgleitfläche keine erhöhten EM-Impulswerte. Aufgrund der Nähe zu den Störquellen konnten die Messungen allerdings nur in einem schmalen Frequenzband durchgeführt werden, so dass in Betracht kommt, dass die EM-Emissionen möglicherweise außerhalb des Messbereiches, d.h. in einem niedrigeren oder höheren Frequenzspektrum liegen. In einem zweiten Anwendungsbeispiel waren von der Hauptgleitfläche an nach oben zunehmende EM-Signale messbar, was auf ein oberflächennahes Kriechen der Hangmassen hindeutet. Weitere noch zugängliche Bohrungen reichten nicht bis unter die Hauptgleitfläche. Höhere EM-Emissionen im Bohrlochtieftsten könnten aber einen Hinweis auf eine sehr tiefe Lage der Gleitfläche geben.

10.1.2 Analyse der "Cereskopie"-Messergebnisse im Hochgebirge

Die Anwendung der "Cereskopie" im Hochgebirgsraum stand vor dem Hintergrund verschiedener Fragestellungen hinsichtlich der Intensität der EM-Signale in verschiedenen Gesteinseinheiten mit identischen und abweichenden geologischen Bedingungen, in unterschiedlichen geodynamischen Prozessen und hinsichtlich des Alters der verursachenden Prozesse. Im Hochgebirge der Alpen von Vorarlberg, Österreich, und des Fürstentums Liechtenstein wurden mit aktiver Bergzerreißung, Bergstürzen, Murgängen und Schuttkriechen weitere Hangversagensmechanismen erkundet. Im

Hoch- und Mittelgebirgsraum wurden neben Massenbewegungsprozessen auch tektonische Aktivitäten untersucht (Tab. 12).

Tab. 12: Exogen-geodynamische Prozesse im Mittel- und Hochgebirge und deren aus der "Cereskopie" abgeleitete EM-Aktivität.

geodynamischer Prozess	Lithologie	Aktivitätsgrad / Alter	EM-Aktivität aus "Cereskopie"	Referenz
Bergzerreissung:				
Zugspalte in Bergzerreissungszone	Flysch: Ton-, Schluff-,	aktiv	keine	Kap. 7.1.4
Gleitschollen in Bergzerreissungszone	Sand- und Mergelstein	aktiv	hoch	
Talzus Schub		aktiv	hoch	
historischer Bergsturz (Deformationen im Talboden):				
Bergsturz I (Volumen der Sturzmasse: $0,6 \times 10^6 \text{ m}^3$)	Sturzmasse: Kalk- und Mergelstein Aufprallbereich: Seeton	250 a	hoch	Kap. 7.1.5
Bergsturz II (Volumen der Sturzmasse: $15 \times 10^6 \text{ m}^3$)	Sturzmasse: Konglomerat und Sandstein Aufprallbereich: Seeton	> 10.000 a BP	keine	Kap. 7.1.6
Murgang:				
Geröllmure	Kalkstein	10 a ¹	keine	Kap. 7.1.3
Schlammure	verlehnte Bodenmassen	< 50 d ¹	keine	Kap. 7.1.8
Boden- und Schuttkriechen:				
Kriechen in tief aufgelockertem Gebirge	karbonat- und sulfatreiche	aktiv	gering	Kap. 7.1.8
Kriechen über fester Gesteinsschwelle	Evaporitserien	aktiv	hoch	
Tektonik:				
duktiler Deformation:				
Faltung in kompetenten Gesteinsschichten	Sand- und Kalkstein	aktiv	keine bis gering	Kap. 7.1.10
Faltung in inkompetenten Gesteinsschichten	Mergelstein	aktiv	hoch	
spröde Deformation:				
Störung, aktiv	Sand- und Kalkstein	aktiv	hoch	Kap. 4.3
Störung, nicht aktiv	Sandstein	inaktiv	keine bis gering	
verschiedene Gesteine in tektonisch inaktiven Bereichen	Granit, Basalt, Hornfels, Ton- und Sandstein	inaktiv	keine	Kap. 4.3
Ablagerung von pleistozänen Endmoränen:				
Stauch-Endmoränen (vermutet)	Moränenschutt: Kristallin- und Kalkkomponenten	14.000 a BP ²	hoch	Kap. 7.1.9
Ablations-Endmoränen (vermutet)	Moränenschutt: Kristallin- und Kalkkomponenten	14.000 a BP ²	keine	
Lockergesteine (überkonsolidiert) und Festgesteine unter ehemaligem Belastungsdruck durch Gletscherauflast:				
Grundmoränensedimente aus Haupttalgletscher	quarzhaltige Sedimente (Quarzgehalt > 40%)	> 14.000 a BP ²	hoch	Kap. 7.1.1
Ablationsmoränensedimente aus Haupttalgletscher	quarzhaltige Sedimente (Quarzgehalt > 40%)	> 14.000 a BP ²	hoch	
Deltaablagerungen aus Haupttalgletscher	quarzhaltige Sedimente (Quarzgehalt > 40%)	> 14.000 a BP ²	hoch	
glaziale Sedimente aus Lokalgletscher	kalkhaltige Sedimente (Quarzgehalt < 30%)	> 14.000 a BP ²	keine	
Seetone pleistozäner Seen	tonige Sedimente (Quarzgehalt < 30%)	> 14.000 a BP ²	keine	
anstehende Sedimentite	Konglomerat, Flysch, Partnach-Schiefer, Arlberg-Kalkstein	> 14.000 a BP ²	keine bis gering	

¹ Alter zur Zeit der "Cereskop"-Messung

² Zeitspanne vom Verschwinden des Eisdruckes bis heute

Bei aktiven Bergzerreissungsvorgängen im Walgau zeigten sich im Bereich von Gleitschollen messbare Anomalien, die vermutlich durch die Gleitvorgänge verursacht werden. Auch talwärts im Bereich des Talzuges konnten geogene EM-Emissionen nachgewiesen werden.

In zwei Bergsturzarealen, in denen historische bzw. fossile Bergstürze stattfanden, wurden die Talböden, auf denen die Bergsturzmassen aufprallten, auf EM-Aktivitäten untersucht. Die Talböden bestehen aus Seetonen verlandeter pleistozäner Seen. Nach dem Impakt versanken die Bergsturzmassen größtenteils darin, und es bildeten sich teilweise Druckwälle bzw. Grundbruchrücken aus. Trotz vergleichbarer geologischer Situation variierten die Messergebnisse stark. Im Bergsturzgebiet des Breitenberges bei Dornbirn wurden deutliche Anomalien besonders im Bereich der Wallformen registriert (Abb. 106a), während im Bergsturzgebiet im Balderschwanger Tal (Bregenzerwald) keine bis niedrige EM-Aktivität nachgewiesen wurde. Hinsichtlich ihres Alters unterscheiden sich beide Bergsturzareale. Während am Breitenberg das letzte große Bergsturzereignis vor 250 Jahren stattfand, liegt dieses im Balderschwanger Tal > 10.000 Jahre zurück. Es kommt folglich in Betracht, dass die EM-Emissionen im zeitlich länger zurückliegenden Ereignis inzwischen abgeklungen sind.

In einer Geröllmure aus Kalksteingeröllen konnten keine EM-Emissionen gemessen werden. Auch in Schlammuren und in Rutschungen, wo Rutschmassen den unbewegten Untergrund überfahren haben, konnten keine EM-Signale registriert werden. Wahrscheinlich sind hierbei die bewegten Massen zu geringmächtig (< 3 m Mächtigkeit) und damit die Ansprechschwelle der Messmethode zu hoch, als dass eine messbare EM-Strahlung registriert werden könnte.

Im Einflussbereich einer großen Schuttrinne im Fürstentum Liechtenstein, von der unterschiedliche Gefährdungen durch Massenbewegungen ausgehen (Bergstürze, Rutschungen, Schlamm- und Schuttmuren), konnten mit Hilfe geoelektrischer Profile tief verwitterte und aufgelockerte Hangbereiche und feste Gesteinsschwellen unverwitterten, anstehenden Gesteins in der Schuttrinne erkundet werden. Mit den "Cereskop"-Messungen wurde beobachtet, dass bei Kriechvorgängen in tief aufgelockertem Gestein keine EM-Emissionen zu registrieren sind. Folglich entstehen bei "freiem" Kriechen wohl keine für messbare EM-Emissionen ausreichenden Spannungsumlagerungen. Erreicht das kriechende Material jedoch eine feste, unverwitterte Gesteinsschwelle im Untergrund, werden EM-Anomalien direkt bergseitig dieser Schwellen beobachtet (Abb. 106c). Eine plausible Erklärung für diese Beobachtung wäre die Hypothese, dass die zu Tal kriechenden Lockergesteinsmassen im Bereich dieser Festgesteinsschwellen zum Abbremsen gezwungen werden, wodurch ein Druckaufbau stattfindet, der die EM-Emissionen verursacht.

Bei einer Rutschung im Gamperdonatal konnte wie im Mittelgebirge im Abrissbereich eine Entspannungszone mit niedrigen EM-Signalen erkundet werden. Im Großrutschareal "Rindberg" bei Sibratsgfäll konnten Profilabschnitte mit niedrigen und hohen Messwerten innerhalb des Rutschkörpers aufgefunden werden. Durch eine heterogene Lithologie der Rutschmassen mit stark schwankendem Quarzgehalt lassen sich keine direkten Rückschlüsse auf den Aktivitätsgrad einzelner Rutschschollen ziehen.

In nebeneinanderlagernden überkonsolidierten pleistozänen Sedimenten im Gamperdonatal, die unter dem Belastungsdruck eines mehrere hundert Meter mächtigen Gletschers standen, konnte eine recht präzise Abgrenzung der Gesteinseinheiten mit der "Cereskopie" vorgenommen werden. Ein Wechsel

der Gesteinseinheiten ging mit einem Wechsel der EM-Intensitäten einher. Demnach zeigten Gletscherablagerungen mit Gesteinsmaterial aus kristallinen Liefergebieten mit viel freiem Quarz (Grundmoräne, Ablationsmoräne, Deltaablagerungen) hohe Intensitäten an EM-Emissionen, während die Gletscherablagerungen aus Lokalgletschern mit mehr kalkhaltigem Material, pleistozän verfestigte Konglomerate der liefergebieten-nahen kalkigen Komponenten, Seetone und die anstehenden Gesteine (Flysch, Partnach-Schiefer und Arlberg-Kalksteine) nur niedrige Intensitäten an EM-Emissionen aufwiesen.

Bei "Cereskop"-Messungen im Bereich von etwa gleichalten Moränenwällen mit in etwa gleicher Materialzusammensetzung konnten in zwei Fällen eine EM-Anomalie registriert werden, in einem Fall nicht. Dies lässt vermuten, dass es sich in den ersten beiden Fällen um Stauch-Endmoränen mit Stauchungs-, Aufpressungs- oder Aufschiebungs Vorgängen (Abb. 106b) und im dritten Fall um eine reine Ablations-Endmoräne handelt. Obwohl die verursachenden Prozesse längst keine Rolle mehr spielen, sind auch hier die EM-Emissionen nach etwa 14.000 a BP noch messbar.

In einem tektonisch aktiven Gebiet der Alpen-Orogenese mit Falten und Brüchen der Gesteinsschichten im Helvetikum konnte eine hohe Intensität an EM-Emissionen in inkompetenten Gesteinsschichten (Mergelsteine) und eine niedrige Intensität in kompetenten Gesteinsschichten (Sand- und Kalksteine) festgestellt werden. Bei der Faltung von kompetentem Gestein und bei inaktiven Störungen sind die Spannungsumlagerungen vermutlich sehr gering, weshalb hier im Gegensatz zu inkompetent gefalteten Schichten und aktiven Störungen keine bzw. nur geringe EM-Signale emittiert werden. Der Quarzgehalt scheint unter diesen Voraussetzungen nicht der bestimmende Parameter für die Intensitätshöhe der EM-Signale darzustellen.

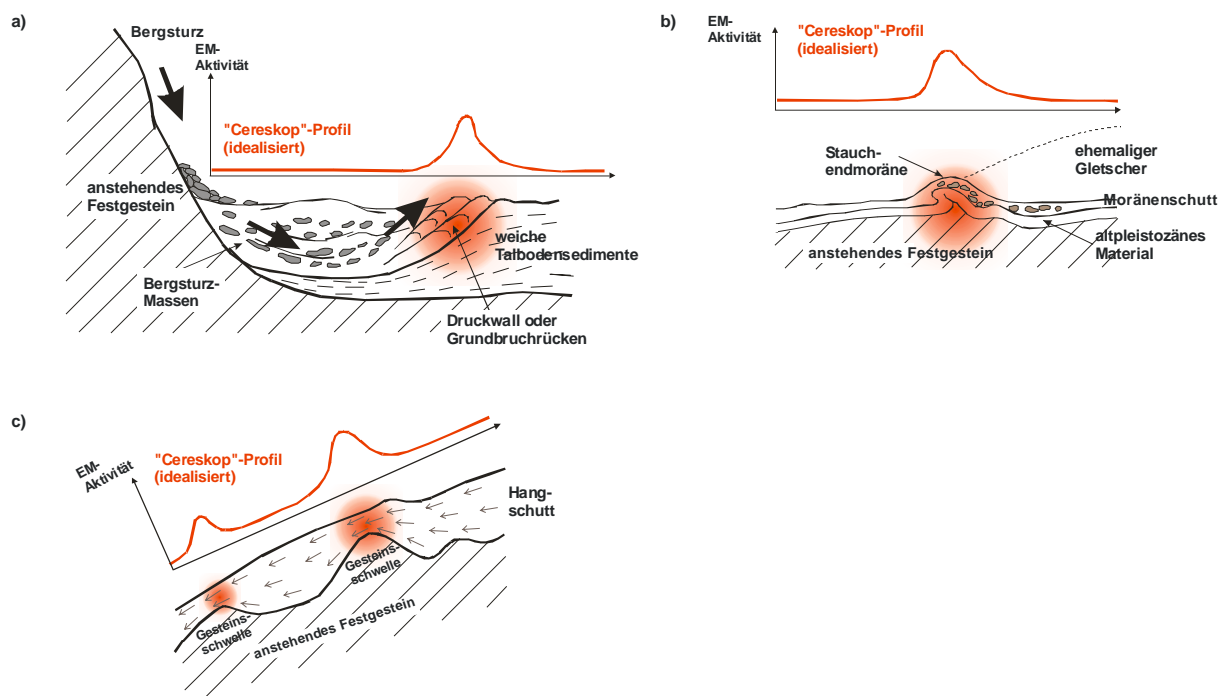


Abb. 106 a-c: Exogen-dynamische Prozesse im Hochgebirge und mit der "Cereskopie" abgeleitete Spannungsanomalien.

Die wichtigste Erkenntnis aus den "Cereskop"-Messungen im Hochgebirge besteht darin, dass in Lockergesteinen EM-Emissionen nachgewiesen werden konnten, deren auslösende geodynamische Prozesse Jahrhunderte (Einschlag von Bergsturzmassen im Talboden) bis Jahrtausende (Formung von Moränenwällen) zurückreichen.

Der Quarzgehalt scheint eine von der Stärke der Gesteinsbelastung abhängige Rolle in Bezug auf die Intensitätshöhe der EM-Emissionen zu spielen. Bei geringer Belastung von Lockergesteinen mit verschieden hohem Anteil des Quarzgehaltes unter ehemaligem Überlagerungsdruck durch die Eismassen eines pleistozänen Gletschers ist wohl eine direkte Abhängigkeit des Quarzgehaltes zur Intensität der EM-Emissionen gegeben. Dem piezoelektrischen Effekt könnte hierbei somit eine primäre Bedeutung zukommen. Bei hoher Belastung von Festgesteinen durch tektonischen Druck verhält es sich umgekehrt: Kompetent gefaltete Gesteinslagen mit hohem Quarzgehalt sind zur Fortleitung des Druckes befähigt, wodurch nur geringe Energieumwandlungen und damit keine oder nur geringe Emissionen von EM-Impulsen stattfinden. In den inkompetent gefalteten Gesteinslagen mit geringem Quarzanteil dagegen finden plastische Verformungen mit z.T. chemischen bzw. mineralogischen Umwandlungen statt, die mit EM-Emissionen verbunden sein könnten. Hier müssen andere hauptverantwortliche EM-Quellen als der piezoelektrische Effekt vermutet werden. Damit darf angenommen werden, dass die EM-Emissionen in den untersuchten geodynamischen Prozessen aus einer Kombination sich überlagernder EM-Quellen bestehen, wobei den EM-Quellen in den einzelnen Prozessen eine unterschiedlich bedeutende Rolle zukommt (Tab. 13; vgl. Kap. 2).

Tab. 13: Gemeinsamkeiten und Unterschiede verschiedener exogen-geodynamischer Prozesse und aus der Intensität der EM-Emission geschlossene Folgerungen.

geodynamischer Prozess und zu vergleichende Gemeinsamkeit	Unterschied zwischen den zu vergleichenden geodynamischen Prozessen	EM-Aktivitätsgrad	vermutete Folgerung aus der Intensität der EM-Emissionen
historische Bergstürze mit vergleichbaren Lithologien	Alter: Bergsturz I: 250 a Bergsturz II: > 10.000 a	hoch keine	älteres Ereignis lässt durch Fehlen von EM-Signalen auf zeitliches Abklingen der EM-Emissionen schließen
Endmoränenwälle mit in etwa gleichem Alter und gleicher Gesteinszusammensetzung	Ablagerungsmechanismus: Stauch-Endmoräne (vermutet) Ablations-Endmoräne (vermutet)	hoch keine	druckausübende Ablagerungsmechanismen sind verantwortlich für die Intensität der EM-Emissionen
Faltung in tektonisch aktivem Bereich mit gleichen tektonischen Spannungsverhältnissen in unterschiedlichen Gesteinsschichten	Quarzgehalt unter hoher Belastung (tektonische Spannung): kompetent gefaltete Gesteinslage mit höherem Quarzgehalt inkompetent gefaltete Gesteinslage mit geringerem Quarzgehalt	keine bis gering hoch	stärkere mechanische Durchbewegung des Gesteins (mit z.T. chemischen/mineralogischen Umwandlungen) ist entscheidend für die Intensität der EM-Emissionen; Höhe des Quarzgehaltes tritt zurück
Lockergesteine unter ehemaliger gleichhoher Eisaufplast eines pleistozänen Gletschers	Quarzgehalt unter geringer Belastung (Überlagerungsdruck): stark quarzhaltige Sedimente tonige und kalkige Sedimente	hoch keine	Höhe des Quarzgehaltes ist bei geringer Belastung entscheidend für die Intensität der EM-Emissionen

10.1.3 Analyse der "Cereskopie"-Messergebnisse zur Bestimmung der maximalen horizontalen Hauptspannungsrichtung

In SW-Deutschland wurde mit der "Cereskopie" an zahlreichen Messlokalen im Grund- und Deckgebirge sowie im Oberrheingraben die Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannungen θ_H an der Erdoberfläche bestimmt. Diese Hauptspannungen konnten zwischen 037° (Bad Ems) und

167° (Baden-Baden) ermittelt werden. Messwerte < 037° und > 167° wurden im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen.

Mit Messwerten von 060 bis 110° für das Grundgebirge, von 070 bis 115° für das Deckgebirge und 060 bis 115° für den Oberrheingraben für die maximale horizontale Hauptspannungsrichtung in Rheinland-Pfalz waren keine große Unterschiede zwischen Grund- und Deckgebirge und Graben festzustellen (Tab. 14). Dies könnte bedeuten, dass die angreifenden plattentektonische Kräfte, die in der Oberkruste wirken, mechanisch auf das Deckgebirge übertragen werden.

Tab. 14: Maximale horizontale Hauptspannungsrichtungen θ_H an der Erdoberfläche in den geologischen Einheiten von Rheinland-Pfalz aus der "Cereskopie".

Messgebiet (geologische Einheit)	Horizontale Hauptspannungsrichtung θ_H
Grundgebirge	060 - 110°
Rheinisches Schiefergebirge davon (geographisch):	
• Hunsrück	120 - 130°
• Eifel	075 - 105°
• Taunus	055 - 110°
• Westerwald	080 - 090°
Gneis von Albersweiler	095°
Deckgebirge	070 - 115°
davon:	
• Mainzer Becken	070 - 115°
• Saar-Nahe-Becken	070 - 080°
• Pfälzerwald	070 - 110°
• Trierer Bucht	090 - 110°
• Neuwieder Becken	085 - 115°
Oberrheingraben	060 - 115°

Die für Rheinland-Pfalz durchschnittlich ermittelte horizontale Hauptspannungsrichtung θ_H von $91 \pm 21^\circ$ zeigt, dass für diese E-W-Richtung primär nicht der "stress generator" Konvergenzzone alpidische Orogenese verantwortlich sein kann. Eine Hypothese wäre, dass junge tektonische Bewegungen im Rahmen der Dehnungstektonik des Oberrheingrabens und angrenzender Gebiete für diese Richtung bestimmend sind. Krusteninhomogenitäten sorgen meist für eine Abweichung des lokalen vom regionalen Spannungsfeld.

Außerhalb des Untersuchungsgebietes konnten mit der "Cereskopie" Werte von 010 bis 035° im Südschwarzwald (mündl. Mitt. OBERMEYER 2002) und Werte von 150 bis 170° im Baden-Oos-Trog (eigene Messungen) registriert werden. Im Hochgebirge (Alpen in Vorarlberg, Österreich, und im Fürstentum Liechtenstein) wurden Werte im gesamten Spannungshalbkreis (0 bis 180°) nachgewiesen. Dabei sind Spannungsfeldänderungen bis 90° auf kurzer Distanz (einige hundert Meter) registriert worden, was wahrscheinlich auf hohen Einfluss durch Topographieeffekte zurückzuführen ist. Untersuchungen der neotektonischen und gegenwärtigen Krustenspannungen mit dem "Cereskop" in SE-Sizilien ergaben gute Übereinstimmungen mit *in situ*-Spannungsbestimmungen (REUTHER et al. 2002).

Zwischen den Ergebnissen aus *in situ*-Spannungsbestimmungen verschiedener Autoren und den "Cereskop"-Spannungsbestimmungen in SW-Deutschland bestehen zum Teil große Abweichungen.

Für einzelne Messlokationen betragen die Differenzen bis 103° (57%). Die mittlere Abweichung liegt bei $33,7^\circ$ (18,7%). Große Streuungen in den gemessenen Spannungen werden in der Literatur meist auf die mechanische Heterogenität der Gebirge und auf die Ermittlung der Messwerte in verschiedenen Tiefen zurückgeführt. Lokale Inhomogenitäten wie nicht-tektonische Spannungen (Überlagerungsdruck, Residualspannungen) und Topographieeffekte erschweren das direkte Messen regionaler Spannungszustände.

Vielfach können auch lokalen Faktoren, insbesondere eine unvollständige Entlastung einer tektonischen Scholle in horizontaler Richtung im Verlaufe von Heraushebung und Denudation, eine erhebliche Bedeutung zukommen. Aus zusammenfassenden Datenanalysen kommen zahlreiche Autoren zu dem Schluss, dass die Streuung der Messdaten i.a. bei oberflächennahen Messungen sehr groß ist und mit zunehmender Tiefe abnimmt (RAHN 1981). Die Erdoberfläche stellt folglich nur eine spezielle Hauptspannungsebene dar.

Es ist zu überlegen, welche Bedeutung den direkten *in situ*-Spannungsmessergebnissen aus einem diskreten Messort (lokales Spannungsfeld) einem größeren Gebiet (regionales Spannungsfeld) zukommen kann. Eine Extrapolation auf das Umfeld des Messortes ist mit diesen Messmethoden nicht gegeben.

Die Methodik der "Cereskopie" beinhaltet in ihren erzielten Messergebnissen wohl auch das Spannungsumfeld des Messortes. Ein Hinweis auf ein sich auf kürzerer Distanz (wenige hundert Meter) von der Messlokation änderndes Spannungsfeld ist aus Messungen in verschiedenen Frequenzbereichen gegeben. Messungen an der gleichen Messlokation im niedrigen und hohen Frequenzbereich weisen Abweichungen bis 20° auf.

10.1.4 Analyse der "Cereskopie"-Messergebnisse in Laborexperimenten

Gesteinsproben wurden im Rahmen des einaxialen Kompressionsversuches belastet, und Fest- und Lockergesteinsproben wurden im Trockenofen erhitzt. Bei der Durchführung der Versuche wurden "Cereskop"-Messungen in unmittelbarer Nähe der Proben durchgeführt, um den Verlauf der Intensität der EM-Emissionen während der ablaufenden Prozesse zu beobachten. Beim Kompressionsversuch wurde eine Referenzmessung mit einem zweiten Messgerät durchgeführt. Beim Erhitzen im Trockenofen wurden Blindmessungen durchgeführt, bei denen die Versuchsprozesse ohne Gesteinsproben im Ofen abliefen.

In beiden Laborexperimenten konnte kein direkter Zusammenhang zwischen mechanischen Prozessen (Belasten bzw. Erhitzen) und der Intensität der EM-Emissionen abgeleitet werden.

Die Abhängigkeiten von Belastungs- bzw. Erhitzungsversuchen mit der Registrierung von EM-Signalen sind in Großlabors mit EM-Messverfahren mit aufwändigen Messapparaturen und hochsensiblen Messtechniken nachgewiesen. Es muss folglich davon ausgegangen werden, dass das Auflösungsvermögen des "Cereskopes" ("Ansprechschwelle" nach DIN 1319-2) für kleinmaßstäbliche Versuche zu gering ist, und Akquisitionszeit, Frequenz- oder Zeitbereichsanalyse im Messgerät die EM-Impulse nicht erfassen können. Auch bei Feldmessungen konnten nur wenige Meter mächtige geologisch aktive Bereiche (z.B. Rutschzunge) messtechnisch nicht erfasst werden. Die Anwendung der "Cereskopie" unter einfachen Laborbedingungen hat sich damit als ungeeignet herausgestellt.

10.2 Anwendungsmöglichkeiten und Grenzen der NPEMFE-Methode

Die "Cereskopie" als eine messtechnische Anwendung der NPEMFE-Methode ist ein rein qualitatives Messverfahren, dies bedeutet Aussagen in vertikaler Richtung bezüglich Schichtenaufbau, -verlauf oder Grundwasserflurabstand z.B. sind nicht realisierbar. Auch gesteinsphysikalische Eigenschaften sind aus der "Cereskopie" nicht ableitbar. Unterschiedliche Lithologien mit verschieden hohem Quarzgehalt der Gesteinsmatrix, unterschiedlich hohe Wassergehalte und der Anteil der im Grundwasser gelösten Stoffe bewirken z.T. erhebliche Leitfähigkeitsunterschiede, was sich auf die EM-Felder auswirkt. Deshalb sind z.B. verschiedene Rutschareale untereinander hinsichtlich Kinematik der Deformationen, Bewegungsgeschwindigkeit usw. nicht vergleichbar. Es gibt eine Vielzahl an Einflussgrößen, die eine Anomalie der EM-Emissionen hervorrufen könnten. Ein Vergleich der untersuchten Rutschgebiete zeigt auf, dass die Intensität der Impulsenergie um Zehnerpotenzen variiert, was nicht auf Quarzgehalt oder Deformationsgeschwindigkeit zurückgeführt werden kann. Die Sensitivität der Messungen ist wohl vor allem von den elektrischen Parametern des Untergrundes und von der Tiefenlage der Gleitfläche und damit von der Mächtigkeit der deformierten Gesteinsmassen abhängig.

Mit genügender Erfahrung des Operators sind beispielsweise in einem aktiven Rutschareal geologische Störungen oder Kabeltrassen im Untergrund als solche identifizierbar und werden nicht als sich bewegende Rutschmassen interpretiert. Die Ergebnisse der "Cereskop"-Untersuchungen in Gebieten, die durch unterschiedliche geologisch aktive bzw. geodynamische Prozesse beansprucht wurden, haben gezeigt, dass bestimmte Erwartungen an die Messungen auch erfüllt wurden. So wiesen z.B. Akkumulationszonen in aktiven Rutschkörpern hohe EM-Aktivitäten, Abrisszonen niedrige EM-Aktivitäten auf. Bei den natürlichen EM-Feldern im Untergrund mit räumlich verteilten und unterschiedlichen Quellen kann jedoch eine Vielzahl von Quellverteilungen genau dasselbe Feld an der Erdoberfläche erzeugen. Dies bedeutet, die Dateninversion aus den "Cereskop"-Messungen und damit auch die Interpretation von Anomalien beispielsweise besitzt keine eindeutige Lösung. Wie bei anderen geophysikalischen Messverfahren können nur in Kenntnis der geologischen Vorgänge Zusammenhänge zwischen der Messgröße (i.e. EM-Aktivität) und deren Ursache erkannt werden. Erst geowissenschaftliche Daten des betreffenden Gebietes erleichtern aus den Mehrdeutigkeiten die Auswahl realistischerer Lösungen. Ein Zusammenhang zwischen Messanomalien aus den "Cereskop"-Messungen und mit anderen Erkundungsmethoden erfasste Bereiche mit Hangdeformationen konnte in aktiven Rutschgebieten nachgewiesen werden. Damit scheint eine gewisse Proportionalität zwischen der Intensität der EM-Emissionen und mechanischen Spannungsänderungen gegeben zu sein.

Für flächenüberdeckende Feldmessungen stehen meist nur ein oder wenige Messgeräte zur Verfügung. Um dabei zeitliche Änderungen des atmosphärischen EM-Feldes (z.B. tageszeitlicher Gang) und externe Störsignale während der Messung erfassen und eliminieren zu können, muss entweder eine ortsfeste Referenzmessung mit einem weiteren "Cereskop" oder in geeignetem Zeitabstand Wiederholungsmessungen von einem bestimmten Punkt ausgeführt werden. Eine akzeptable Genauigkeit der Messungen kann nur durch zahlreiche Messreihen zu unterschiedlichen Zeitpunkten oder mit Referenzmessungen gewährleistet werden.

Unabhängig von der Anwendung verschiedener passiver Verfahren zur Messung geogener EM-Signale sind aus wissenschaftlicher Sicht die naturwissenschaftlichen Grundlagen der Emission geogener EM-Impulse noch nicht vollständig verstanden. Vor allem die Proportionalität zwischen der Höhe natürlicher EM-Felder und des Spannungszustandes ist mathematisch noch nicht definierbar. DACHROTH (2002) folgert, dass bei Kenntnis der rheologischen Kenngrößen des Gesteins bekannte Spannungszustände, die aus den "Cereskop"-Messungen abgeleitet werden können, direkt in Aussagen über die zu erwartende Deformation umgesetzt werden könnten.

Die Entwicklungschancen der NPEMFE-Methode und weiterer Verfahren zur Messung natürlicher EM-Signale werden sich erst in dem Moment verbessern, in dem eine interdisziplinäre Grundlagenforschung die EM-Signale eindeutig verursachenden Prozessen zuordnet und die Proportionalität zwischen EM-Feldern und Spannungsumlagerungen nachweist und quantifiziert.

10.3 Methodenvergleich

Die Registrierung geogener EM-Impulse mit der "Cereskopie" nach der NPEMFE-Methode ist ein passives Messverfahren ohne jegliche Anregung natürlicher EM-Felder. Das Verfahren basiert auf der Umwandlung mechanischer in elektrische Energien in der Lithosphäre. Elektrische Parameter des Untergrundes sind nicht direkt messbar, sondern stellen nur einen wichtigen Faktor bei der Emission von EM-Signalen dar. Bei der NPEMFE-Methode ist die EM-Strahlung selbst das Messobjekt, bei anderen EM-Verfahren stellen elektrische Parameter das Messobjekt dar. Daraus ergibt sich nur ein beschränkter Vergleich mit anderen EM-Erkundungsmethoden.

Wie bei anderen geophysikalischen Oberflächenverfahren sind eindeutige Interpretationen der Messergebnisse nur in Kombination mit anderen Erkundungsmethoden und durch direkte Aufschlüsse möglich. Erschwerend kommt bei der "Cereskopie" hinzu, dass die erkundeten Anomalien einer Vielzahl möglicher Quellen entstammen können. Zur Eingrenzung infrage kommender Quellen der EM-Signale werden die Durchführung von Referenz- und Mehrfachmessungen sowie die Beschaffung möglichst detaillierter Informationen über das Untersuchungsgebiet empfohlen.

Durch den Einsatz in Bohrungen mittels einer Bohrlochsonde können gewisse Aussagen über Gleitflächentiefen und über Hangversagensmechanismen (Gleiten auf klar definierter Gleitfläche, Gleitzone, Kriechbewegungen) getroffen werden. Die Standard-Beobachtungsmethoden in Bohrlöchern zur Erfassung von Hangbewegungen (Inklinometer, Extensometer u.a.) setzen für eine Interpretation von Gleitflächen und Hangversagensmechanismen Deformationen im Messzeitraum voraus, was bei Anwendung der "Cereskopie" für erste Einschätzungen entfällt.

EM-Emissionen sind ein Sekundäreffekt von lokalen Spannungsänderungen in der Erdkruste. Daraus ergibt sich die Frage, warum die Spannungsänderungen nicht direkt gemessen werden. Zum einen können durch EM-Anomalien Spannungsänderungen in einem weiteren Umkreis registriert werden, während direkte Spannungsmessungen nur Aussagen über die unmittelbare Nachbarschaft der jeweiligen Lokalität zulassen, zum anderen verursachen direkte Spannungsmessungen Mehraufwendungen an Zeit und Kosten.

Die größten Vorteile der Messmethode ergeben sich aus der schnellen, kontaktlosen und gerichteten Messung der Impulse durch eine kleine tragbare Messeinheit. Wie bei anderen nicht-invasiven geophysikalischen Messverfahren auch, entstehen durch den hohen Messfortschritt Kostenvorteile.

Ein Einsatz als Vorerkundungsmethode, z.B. zur Auswahl geeigneter Bohrpunkte, erscheint damit nach Verständnis der theoretischen Grundlagen denkbar.

11 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Schon seit mehreren Jahrzehnten werden die unterschiedlichsten geophysikalischen Verfahren entwickelt, um in verschiedenen Georisiko-Bereichen (Gebiete mit potenziellen Hangrutschungen, Vulkaneruptionen, Erdbeben u.a.) bestimmte Ereignisse über die Messung von natürlichen elektromagnetischen Feldern vorherzusagen. Die Annahme bei diesen Methoden ist, dass Spannungsänderungen in Mineralen und Gesteinen mikromechanische und seismische Prozesse induzieren, die eine schwache elektromagnetische Strahlung im Niederfrequenzbereich emittieren. So erscheint es möglich, dass präventiv bei Beginn der Spannungsumlagerungen das Eintreten gewisser Ereignisse vorausgesagt und damit eine Risikoabschätzung vorgenommen werden kann.

Vor diesem Hintergrund wurde im Zuge der Weiterentwicklung dieser Verfahren die NPEMFE-Methode konzipiert und das Feldmessgerät "Cereskop" konstruiert. Dieses portable Messgerät deckt mit verschiedenen Filtertechniken einen Frequenzbereich von 5 bis 50 kHz ab. In diesem Messbereich wird der überwiegende Anteil der Strahlung bei Massenbewegungen u.a. Prozessen emittiert.

Obwohl die "Cereskopie" vielversprechende Ansätze zeigt, sind die theoretischen Grundlagen der Messungen der EM-Impulse heute noch immer nicht vollständig verstanden. Die in der Natur vorkommenden möglichen Quellen der EM-Emissionen sind vielfältig und konnten bisher nicht isoliert betrachtet werden. Es wird daher von einem Phänomen, dem seismo-elektromagnetischen Phänomen (SEM), gesprochen.

Damit ist die "Cereskopie", die auf dem SEM-Phänomen beruht, derzeit als eine a posteriori-Methode anwendbar. Dies bedeutet mit einer empirischen Vorgehensweise können Schritt für Schritt Erkenntnisse aus den bisherigen Erfahrungen gewonnen werden. Das Ziel dieser Arbeit ist die Beurteilung der Eignung der NPEMFE-Methode mittels der "Cereskopie" vor allem in Hangrutschgebieten im Mittel- und Hochgebirgsraum und in anderen Bereichen, in denen Locker- und Festgesteine von Spannungsumlagerungen betroffen sind, durch vergleichende Untersuchungen mit etablierten Messtechniken.

Dabei konzentrierten sich in aktiven Rutschungen Fußbereich und Akkumulationszone als die Teilbereiche mit den höchsten EM-Emissionen heraus, was sehr gut mit den in diesen Bereichen vorherrschenden Spannungsänderungen erklärt werden kann. Im Gegensatz dazu sind in den Abrissbereichen von Rutschgebieten keine EM-Impulse messbar, da diese Bereiche naturgemäß einem entspannten Zustand unterliegen. Auch in anderen geologisch aktiven Bereichen wie in einem Bergzerreissungsgebiet, im Aufprallbereich eines Bergsturzes, in Hängen mit Schutt- und Bodenkriechen und in tektonisch aktiven Bereichen mit duktiler und spröder Deformation konnten hohe EM-Emissionen beobachtet werden, die mit hoher Wahrscheinlichkeit den jeweiligen auslösenden exogen-geodynamischen Prozessen zugeordnet werden dürften.

Die Sensitivität des Verfahrens ist wohl vor allem von der Mächtigkeit der sich bewegenden Masse und den elektrischen Parametern des Untergrundes abhängig. Unter gleichen Druckbedingungen weisen quarzhaltige Gesteine wesentlich höhere Intensitäten an EM-Impulsen auf als beispielsweise kalkhaltige Gesteine, was an überkonsolidierten Lockergesteinen im Hochgebirge, die unter der Auflast pleistozäner Gletscher standen, registriert werden konnte. Hinsichtlich des zeitlichen Abklingens der EM-Emissionen konnten im Aufprallbereich im Talboden eines Bergsturzes vor

250 Jahren deutliche EM-Signale registriert werden, während im Talboden eines nacheiszeitlichen Bergsturzereignisses vor 10.000 Jahren keine Signale mehr gemessen werden konnten. In anderen geodynamischen Prozessen (Pressung von Lockergesteinen infolge Gletscherauflast, Stauchung vor Gletscherstirn zu Endmoränenwällen) mit ähnlichem Alter der Ereignisse wurden z.T. hohe EM-Signale registriert. Es ist daher vielleicht ähnlich der Halbwertszeit beim Zerfall von radioaktiven Elementen von einem Abklingvorgang der EM-Emissionen auszugehen, dessen Zeitdauer von bestimmten Parametern (z.B. Mineralzusammensetzung des Gesteins) abhängig ist. Bei Endmoränen mit in etwa gleicher Materialzusammensetzung und Entstehungszeit wurde die Hypothese diskutiert, ob Endmoränen mit hohen EM-Signalen Stauch-Endmoränen und Endmoränen ohne nennenswerte EM-Signale Ablations-Endmoränen darstellen.

In Rutschungen, in Muren und in einfachen Laborexperimenten (Kompressionsversuch, Erhitzen von Gesteinsproben) konnten keine EM-Aktivitäten nachgewiesen werden, obwohl Spannungsumlagerungen in den jeweiligen Materialien vorliegen. Vermutlich muss die fehlende bzw. nicht registrierbare EM-Aktivität mit nicht ausreichenden Gesteinsvolumina erklärt werden, die notwendig wäre, um EM-Emissionen im jeweiligen Frequenzbereich zu messen.

Im Zuge von Spannungsmessungen an der Erdoberfläche zur Ermittlung der Richtung der größten horizontalen Hauptspannung θ_H wurde für Rheinland-Pfalz ein Wert von $91 \pm 21^\circ$ berechnet. Dieser Angabe stehen Literaturwerte von 142 bis 146° gegenüber. Die aus den Standardmethoden abgeleiteten Messwerte sind nur für die Messlokation selbst und die jeweilige Messtiefe repräsentativ, während die aus der "Cereskopie" ermittelten Spannungsdaten sich auch auf das weitere Umfeld des Messortes beziehen und lokale Inhomogenitäten unberücksichtigt lassen. Es scheint so, als ob mit der "Cereskopie" neben dem Hauptstresserzeuger Plattenkollision Afrika – Europa, aus dem die NW-SE-Werte aus der Literatur resultieren, weitere aktive tektonische regional begrenzte Prozesse erkundet werden könnten.

Damit haben sich zahlreiche Vermutungen im Zusammenhang der mechano-elektrischen Vorgänge in der Erdkruste und der Emission von EM-Strahlen im Niederfrequenzbereich bestätigt. Weiterhin viel Forschungsbedarf besteht hinsichtlich der theoretischen Grundlagen der Entstehung der geogenen EM-Felder und deren qualitative und quantitative Zuordnung zu bestimmten physikalischen Effekten. Ein nächster möglicher Schritt zur Weiterentwicklung und möglichen Etablierung der "Cereskopie" wäre die Anwendung einer vergleichenden Messtechnik hinsichtlich der postulierten Messeffekte, z.B. mit impedanzangepassten Hybrid-Antennen für den Frequenzbereich von 5 bis 50 kHz mit einer PC-basierten Digitalisierungselektronik. Die Messreihen würden umfangreichen Zeitbereichs- und Frequenzbereichsanalysen unterzogen, um die erwarteten Messeffekte zu isolieren und Abschätzungen über Energie, Dauer und Frequenz der Signale treffen zu können.

Für ein besseres Verständnis der Vorgänge in der Natur, die zur Emission geogener EM-Impulse führen, wäre ein optimal abgestimmtes Monitoring-Netzwerk mit direkten Spannungsmessungen u.a. notwendig. Entscheidend für das vertiefte Verständnis der beobachteten Phänomene und deren Zuordnung zu bestimmten Prozessen sind Kenntnisse aus den Fachbereichen Physik (Geo-, Festkörperphysik), Chemie (Geo-, Hydrochemie), Mineralogie (Strahlungsmineralogie), Geologie (Allgemeine Geologie, Hydro-, Ingenieurgeologie), Boden- und Felsmechanik, Strahlungstechnik u.a. unbedingt erforderlich. Eine ständige Sondierung der internationalen Forschungsarbeit auf diesem

Gebiet und interdisziplinäre Forschung auf internationaler Ebene hierfür sind unbedingte Voraussetzungen, um die NPEMFE-Methode mit ihren vielversprechenden Ansätze in näherer Zukunft in die anerkannten wissenschaftlichen Verfahren zu etablieren.

12 LITERATUR

- AHORNER, L. (1975): Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe.- *Tectonophys.*, **29**: 233-249
- ASHTON, A.W. (1901): Note on the electrification of dielectrics by mechanical means.- *The Philosophical Magazine*, **2**: 233-235
- BAUER, W. (2000): Die Rutschung Sibratsgfäll in der Parzelle Rindberg.- *Rheticus*, **2/2000**: 195-202; Feldkirch
- BAUMANN, H. (1981): Regional stress field and rifting in Western Europe.- in: Illies, J.H. (Hrsg.): Mechanism of graben formation. *Tectonophys.*, **73**: 105-111
- BECKER, A. & PALADINI, S. (1990): *In situ*-Spannungen in Nord- und Mitteleuropa.- *Schr. Angew. Geol. Karlsruhe*, **10**: 63 S., 5 Tab., 7 Anl.
- BERCKHEMER, H. (1997): Grundlagen der Geophysik.- 201 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Darmstadt (Wissenschaftl. Buchgesellschaft)
- BISHOP, J.R. (1981): Piezoelectric effects in quartz-rich rocks.- *Tectonophys.*, **77**: 297-321
- BRADY, B.T. & ROWELL, G.A. (1986): Laboratory investigation of the electrodynamics of rock fracture.- *Nature*, **29**: 321
- CRESS, G.O., BRADY, B.T. & ROWELL, A.A. (1987): Source of electromagnetic radiation from fracture of rock samples in the laboratory.- *Geophys. Res. Lett.*, **14** (4): 331-334
- CRUDEN, D. (1993): Multilingual Landslide Glossary.- The International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party for World Landslide Inventory. 45 S., 5 Abb.; Richmond (The Canadian Geotechnical Society, BiTech Publishers Ltd.)
- DACHROTH, W. (2002): Handbuch der Baugeologie und Geotechnik.- 681 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Berlin, Heidelberg (Springer)
- DRAGANOV, A.B., INAN, U.S. & TARANENKO, Y.N. (1991): ULF magnetic signatures at the earth surface due to ground water flow: a possible precursor to earthquakes.- *Geophys. Res. Lett.*; **18** (6): 1127-1130
- ENOMOTO, Y. & HASHIMOTO, H. (1992): Transient electrical activity accompanying rock under indentation loadings.- *Tectonophys.*, **211**: 337-344
- FEIN, W. & HÄFNER, F. (1984): Massenbewegungen im Rotliegenden der Nordpfalz, dargestellt am Beispiel des Messtischblattes Lauterecken.- *Mainzer geowiss. Mitt.*, **13**: 19-36
- FENOGLIO, M.A., JOHNSTON, M.J.S. & BYERLEE, J.D. (1995): Magnetic and electric fields associated with changes in high pore pressure in fault zones; application to the Loma Prieta ULF emissions.- *J. Geophys. Res.*, **100**: 12951-12958
- FEUERBACH, J. (1999): Ingenieurgeologisch-geotechnisches Gutachten für den geplanten Ausbau der B 53 zwischen Kröv und Traben-Trarbach – Refraktionsseismische Untersuchungen zur Erkundung der Tiefenlage der Felsoberkante.- 6 S., 3 Abb., 4 Anl.; geo-international, Mainz (v. 17.1.99) (unveröffentl.)
- FITTERMAN, D.V. (1979): Theory of electrokinetic-magnetic anomalies in a faulted half-space.- *J. Geophys. Res.*, **84**: 6031-6040
- FRASER-SMITH, A.C., BERNARDI, A., MCGILL, P.R., LADD, M.E., HELLIWELL, R.A. & VILLARD, O.G. (1990): Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake.- *Geophys. Res. Lett.*, **17**: 1465-1468
- FREUND, F. (2002): Charge generation and propagation in igneous rocks.- *J. Geodyn.*, **33**: 543-570
- FREUND, F. (2003): On the electrical conductivity structure of the stable continental crust.- *J. Geodyn.*, **35**: 353-388
- FRID, V., BAHAT, D., GOLDBAUM, J. & RABINOVITCH, A. (2000): Experimental and theoretical investigations of electromagnetic radiation induced by rock fracture.- *Isr. J. Earth Sci.*, **49**: 9-19

- FUJINAWA, Y. & TAKAHASHI, K. (1990): Emission of electromagnetic radiation preceding the Ito seismic swarm of 1989.- *Nature*, **347**: 376-378
- GENSANE, O., KONYUKHOV, B., LE MOUËL, J.-L. & MORAT, P. (1999): SP coseismic signals observed on an electrodes array in an underground quarry.- *Geophys. Res. Lett.*, **26** (23): 3529-3532
- GERSHENZON, N. & BAMBAKIDIS, G. (2001): Modeling of seismo-electromagnetic phenomena.- *Russ. J. Earth Sc.*, **3** (4): 247-275
- GERSHENZON, N. & GOKHBERG, M.B. (1993): On the origin of electrotelluric disturbances prior to an earthquake in Kalamata, Greece.- *Tectonophys.*, **224**: 169-174
- GERSHENZON, N. & GOKHBERG, M.B. (1994): On the origin of anomalous ultralow-frequency geomagnetic disturbances prior to the Loma Prieta, California, earthquake.- *Phys. Sol. Earth*, **30** (2): 112-118
- GOKHBERG, M.B., MORGOUNOV, V.A., YOSHINO, T. & TOMIZAWA, I. (1982): Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan.- *J. Geophys. Res.*, **87** (B9): 7884-7888
- GRAAFF, L.W.S. DE (1993): Das Quartär in Vorarlberg: Die eiszeitlichen Prozesse und die Morphostratigraphie der letzten Talvergletscherung.- *Jber. u. Mitt. d. oberrhein. geol. Ver. N.F.*, **75**: 329-363
- GRAAFF, L.W.S. DE (1997): Der fluviale Faktor bei der Entwicklung alpiner Täler und der Eisrand-Topographie in Vorarlberg (Westösterreich) während des Oberen Pleistozäns und des Holozäns.- Sonderdruck aus dem Jahrbuch des Vorarlberger Landesmuseumsvereins - Freunde der Landeskunde, 21-53, 14 Abb.; Bregenz
- GRAAFF, L.W.S. DE & JONG, M.G.G. DE (1995): Notes on the alpine Rhine Glacier and the chronostratigraphy of the Upper Würm.- in: HERNGREEN, G.F.W. & VALK, L. VAN DER (Eds.): Neogene and Quarternary paleoecology: a farewell to WALDO H. ZAGWIJN. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **52**: 317-330
- GRAAFF, L.W.S. DE & SEIJMONSBERGEN, A.C. (2002a): The fossil landslides of the Bolgenach valley.- Excursion Guide – CERG Intensive Course 2002: 69-76; Amsterdam (RFASE) u. Dornbirn (Vorarlberger Naturschau)
- GRAAFF, L.W.S. DE & SEIJMONSBERGEN, A.C. (2002b): Geomorphological hazard evaluation in a small catchment near Malbun, Liechtenstein.- Excursion Guide – CERG Intensive Course 2002: 95-102; Amsterdam (RFASE) u. Dornbirn (Vorarlberger Naturschau)
- GRAAFF, L.W.S. DE, JONG, M.G.G. DE & SEIJMONSBERGEN, A.C. (2002): Excursion Guide Summer-School 2002.- 120 S., zahlr. Abb.; Amsterdam (RFASE) u. Dornbirn (Vorarlberger Naturschau)
- GRAAFF, L.W.S. DE, RUPKE, J., GENSKE, D.D. & KRAUTER, E. (1997): Analyse der Felssturzbedrohung am Breitenberg.- 103 S., 7 Anl.; *Ing.geol.-geotechn. Gutachten*, AGRG Amsterdam (unveröffentl.)
- HAUS, R. (2002): Elektrokinetische Bodensanierung.- *Schr. Angew. Geol. Karlsruhe*, **65**: 214 S., zahlr. Abb. und Tab.
- HEIM, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben.- Beiblatt zur Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, **20**: 218 S., 29 Abb., 5 Taf.; Zürich
- HENNINGSSEN, D. & KATZUNG, G. (2002): Einführung in die Geologie Deutschlands.- 214 S., 95 Abb.; Heidelberg (Spektrum)
- HOLST, J. (1989): Ingenieurgeologische und ingenieurgeophysikalische Untersuchung eines Rutschhanges bei Tritthenheim/Mosel.- 94 S., zahlr. Abb.; *Dipl.arbeit Univ. Mainz* (unveröffentl.)
- ISHIDO, T. & MIZUTANI, H. (1981): Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics.- *J. Geophys. Res.*, **86** (B3): 1763-1775
- JAMES, A.M. (1979): Electrophoresis of particles in suspensions.- *Surface and Colloid Science*, **11**: 121

- JONG, M.G.G. DE (2002): Active landsliding in the Rindberg area, east of Balderschwang.- in: GRAAFF, L.W.S. DE, JONG, M.G.G. DE & SEIJMONSBERGEN, A.C. (Eds.): Excursion Guide – CERG Intensive Course 2002: 77-80; Amsterdam (RFASE) u. Dornbirn (Vorarlberger Naturschau)
- KEPIS, A.W., MAXWELL, M. & RUSSELL, R.D. (1995): Field trials of a seismoelectric method for detecting massive sulfides.- *Geophys.*, **60**: 365-373
- KHATIASHVILI, N.G. (1984): On the electromagnetic effect from cracking in alkali-halogen crystals and rocks.- *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Zemli (Solid Earth)*, **9**: 13-19
- KRAUTER, E. (1994): Hangrutschungen und deren Gefährdungspotential für Siedlungen.- *Geographische Rundschau*, **46** (7-8): 422-428
- KRAUTER, E. (1996): Ingenieurgeologisch-geotechnisches Gutachten – Rutschung Reil - Pünderich.- 35 S., 5 Abb., 11 Anl.; Forschungsstelle Rutschungen, Mainz (Az. Pün-96 v. 19.1996) (unveröffentl.)
- KRAUTER, E. (1997a): Empfehlungen zum Erkennen und Erfassen von Rutschungen.- *Geotechnik*, **20**: 248-259, 16 Abb., 1 Erfassungsbogen
- KRAUTER, E. (1998a): Ingenieurgeologisch-geotechnisches Vorgutachten für den geplanten Ausbau der B 53 zwischen Kröv und Traben-Trarbach.- 24 S., 1 Abb., 6 Anl.; geo-international, Mainz (Az. 637/98-III/2 v. 8.4.98) (unveröffentl.)
- KRAUTER, E. (1998b): Ergänzungsbericht zum ingenieurgeologisch-geotechnischen Vorgutachten für den geplanten Ausbau der B 53 zwischen Kröv und Traben-Trarbach.- 5 S., 2 Anl.; geo-international, Mainz (ohne Az. v. 8.7.98) (unveröffentl.)
- KRAUTER, E. (2001): Phänomenologie natürlicher Böschungen (Hänge) und ihrer Massenbewegungen.- in: SMOLTCZYK, U. (Hrsg.): *Grundbau-Taschenbuch*, Teil 1, 6. Aufl., 613-665, 63 Abb., 10 Tab.; Berlin (Ernst & Sohn)
- KRAUTER, E. & HÄFNER, F. (1980): Die Bedeutung der Luftbildauswertung für die Baugrunderkundung.- *Vorträge Baugrundtagung*, Mainz: 201-222, 15 Abb.; Essen (DGEG)
- KRAUTER, E. & LAUTERBACH, M. (2004): Geotechnische Voruntersuchungen für den geplanten Straßentunnel Umgehung Bad Bergzabern.- *Tunnelbautaschenbuch 2004*: 21-40; Essen (VGE)
- KRAUTER, E. & STEINGÖTTER, K. (1983): Die Hangstabilitätskarte des linksrheinischen Mainzer Bekkens.- *Geol. Jb.*, **C 34**: 3-31, 12 Abb., 4 Taf.; Hannover
- KRAUTER, E., KERZAN, K. & HOFMANN, G. (1985): Deformation an Felshängen und ihre Abhängigkeit vom geologischen Aufbau im Bereich des Straßennetzes im Rheinischen Schiefergebirge.- *Forsch. Straßenbau und Straßenverkehrstechnik*, 478 S., zahlr. Abb. u. Anl.; Bonn
- KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000 Blatt Nr. 5916 Hochheim am Main.- 209 S., 19 Abb., 17 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden
- KUZNETSOV, I.V., OSYKIN, M.K. & LUSHCHIK, A.V. (1995): Evaluation of engineering-geological processes development by NPEMFE Method.- EAGE 57th Conference and Technical Exhibition, Glasgow, Scotland, 29 May - 2 June, EAEG Division: 2 S., 2 Abb.
- KUZNETSOV, V.V., PLOTKIN, V.V., KHOMUTOV, S.Y. (1999): Acoustic, electromagnetic and ionospheric disturbances during the vibroseismic sounding.- *Geophys. Res. Lett.*, **26** (13): 2017-2020
- LAUTERBACH, M. (1999): Ingenieurgeologisch-geotechnische Untersuchungen der Rutschung des Autobahndammes der A 62 bei Quirnbach/Pfalz.- 181 S., 117 Abb., 9 Tab., 5 Anl.; Dipl.arbeit Univ. Mainz (unveröffentl.)
- LAUTERBACH, M. (2002): Monitoring historic rockfall deposits near Dornbirn, Austria, with the NPEMFE-Method (natural pulsed electromagnetic field of Earth.- Excursion Guide – CERG Intensive Course 2002: 105-107; Amsterdam (RFASE) u. Dornbirn (Vorarlberger Naturschau)
- LAUTERBACH, M. & Feuerbach, J. (2003): Kontrollmaßnahmen im Bereich der Rutschung Pünderich an der DB-Strecke Koblenz – Perl (3010) zwischen Bahn-km 61.600 und 62.100; 4. Ing.geol.-geotechn. Zwischenbericht.- 27 S., 13 Abb., 5 Tab.; geo-international, Mainz (unveröffentl.)
- LELAND, T.L. & RIVERS, W.K. (1975): Field measurement of the electroseismic response.- *Geophys.*, **40** (2): 233-245

- LOWRIE, W. (1997): Fundamentals of Geophysics.- 354 S.; Cambridge (Univ. Press)
- MASTOV, S.R., SOLOMATIN, V.N. & YAVOROVICH, L.V. (1983): The study of landslide deformation by means of pulsed electromagnetic emission measurements.- Engineer. Geol., **2**: 98-102
- MASTOV, S.R., GOLD, R.M., SOLOMATIN, V.R. & YAVOROVICH, L.V. (1984): The study of fracture processes during landslide evolution by means of electromagnetic emission measurements.- Engineer. Geol., **1**: 68-71
- MARTNER, S.T. & SPARKS, N.R. (1959): The electroseismic effect.- Geophys., **24** (2): 297-308
- MAXWELL, M., RASSELL, R.D., KEPIC, A.W. & BUTLER, K.B. (1992): Electromagnetic responses from seismically excited target, B. non-piezoelectric phenomena.- Explor. Geophys., **23**: 201-208
- MIZUTANI, H., ISHIDO, T., YOKOKURA, T. & OHNISHI, S. (1976): Electrokinetic phenomena associated with earthquakes.- Geophys. Res. Lett., **3**: 365-368
- MOLCHANOV, O.A. & HAYAKAWA, M. (1998): On the generation mechanism of ULF seismogenic electromagnetic emissions.- Phys. Earth Planet. Int., **105**: 201-210
- NICKOLAENKO, A.P. & HAYAKAWA, M. (1998): Natural electromagnetic pulses in the ELF range.- Geophys. Res. Lett., **25**: 3103-3106
- NITSAN, V. (1977): Electromagnetic emission accompanying fracture of quartz-bearing-rocks.- Geophys. Res. Lett., **4** (8): 333-336
- OBERMEYER, H. (2000): Handbuch zur Anwendung der NPEMFE-Methode mittels des Cereskopes.- 36 S.; Ceres GmbH, Staffort (unveröffentl.)
- OBERMEYER, H., LAUTERBACH, M. & KRAUTER, E. (2001): Monitoring landslides with natural electromagnetic pulse radiation.- Int. Conf. on Landslides – Causes, Impacts and Countermeasures, Davos, Switzerland, 17-21 June 2001: 297-304, 4 Abb.; Essen (VGE)
- OGAWA, T., OIKE, K. & MIURA, T. (1986): Electromagnetic variations from rocks.- J. Geophys. Res., **90**: 6245-6249
- OSYKIN, M.K., KUZNETSOV, I.V. & PIVOVAROV, S.V. (1998): NPEMFE-Methode zur Messung des mechanischen Spannungsfeldes (in Russisch).- 17 S., 12 Abb.; Simferopol (unveröffentl.)
ОЫКИН, М.К., КУЗНЕЦОВ, И.В. & ПИВОВАРОВ, С.В. (1998): ЭКСПРЕССНЫЙ МЕТОД – оценки состояния геологической среды на основе регистрации спонтанного импульсного электромагнитного поля Земли.- 17 с, 12 рис.; г. Симферополь
- POLISHCHUK, V., BORYSENKO, A. & NEFEDOVA, I. (1999): Passive detection of subsurface objects by using of the natural pulsed electromagnetic field.- Proc. of Conference on Physical Methods and Means to Monitor Environment, Material and Products LEOTEST 1999: 89-90; Lviv (in Russisch)
- PARKHOMENKO, E.I. (1971): Electrification phenomena in rocks, Monographs in Geoscience.- 285 S., New York (Plenum Press)
- RABINOVITCH, A., BAHAT, D. & FRID, V. (2002): Similarity and dissimilarity of electromagnetic radiation from carbonate rocks under compression, drilling and blasting.- Int. J. Rock Mech. & Min. Sc., **39**: 125-129
- RAHN, W. (1981): Zum Einfluss der Gesteinsanisotropie und des bruchbedingten nichtlinearen Materialverhaltens auf die Ergebnisse von Spannungsmessungen im Bohrloch.- Bochumer geol. u. geotechn. Arbeiten, **5**: 1-209
- REINECKER, J., HEIDBACH, O. & MÜLLER, B. (2003): The 2003 release of the World Stress Map.- www.world-stress-map.org
- REUTER, F., KLENGEL, K.J. & PAŠEK, J. (1992): Ingenieurgeologie.- 603 S., 352 Abb. u. 181 Tab.; Leipzig, Stuttgart (Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie)
- REUTHER, C.-D., OBERMEYER, H., REICHERT, K., REISS, S., KAISER, A., BUCHMANN, T., ADAM, J., LOHRMANN, J. & GRASSO, M. (2002): Neotektonik und aktive Krustenspannungen in Südost-Sizilien und ihre Beziehungen zur regionalen Tektonik im Zentralen Mittelmeer.- Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **86**: 1-24
- RÖDER, H., BÜTTNER, R. & ZIMANOWSKI, B. (2002): Seismo-electrical effects: Experiments and field measurements.- Appl. Phys. Lett., **80**: 334-336

- RUNDLE, J.B. & KELLOGG, L.H. (2002): Requirements for modeling systems associated with the NASA Global Earthquake Satellite System (GESS), 25 S.; Final Report, GESS Requirements Definition Study, JPL Contracts 1232241/1232379
- RUPKE, J. & JONG, M.G.G. DE (1983): Slope collapse destroying ice-marginal topography in the Walgau (Vorarlberg, Austria).- *Mat. Physiogeogr.*, **5**: 33-41
- SCHNEIDER, U. (1999): Untersuchungen zur Kinematik von Massenbewegungen im Modellgebiet Ebnit (Vorarlberger Helvetikum).- *Schr. Angew. Geol. Karlsruhe*, **57**: 149 S., zahlr. Abb. und Tab.
- SOBOLEV, G.A. & DEMIN, V.M. (1980): Mechano-electrical phenomenons of the Earth.- 210 S., Nauka, Moskau (in Russisch)
- SOBOLEV, G.A., DEMIN, V.M., NAROD, B. & WHAITE, P. (1984): Tests of piezoelectric and pulsed-radio methods for quartz vein and base-metal sulfides prospecting at Giant Yellowknife Mine, N.W.T., and Sullivan Mine, Kimberley, Canada.- *Geophys.*, **49** (12): 2178-2185
- STACEY, F.D. & JOHNSTON, M.J.S. (1972): Theory of piezomagnetic effect in titanomagnetite-bearing rocks.- *Pure Appl. Geophys.*, **97**: 146-155
- STEPANOV, A.W. (1933): Über den Mechanismus der plastischen Deformation.- *Z. f. Phys.*, **81** (7-8): 560-564
- SUCHY, F., HRICKO, J., KUZNETSOV, I.V. & OSYKIN, M.K. (1996): Results of the pulsed electromagnetic Emission (PEE) Method in Handlova Brown Coal Mine (Central Slovakia).- 11 S., 4 Abb.; Geocomplex, Bratislava & Usimir, Simferopol
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P. & SHERIFF, R.E. (1990): Applied Geophysics.- 751 S., Cambridge (Univ. Press)
- VAROTSOS, P. & ALEXOPOULOS, K. (1987): Physical properties of the variations in the electric field of the earth predicting earthquakes III.- *Tectonophys.*, **136**: 335-339
- VYBIRAL, V., KUZNETSOV, I.V. & OSYKIN, M.K. (1995): Method of pulsed electromagnetic emissions (PEE) - Mapping of slope failures in the Carpathian Mts.- EAEG 57th Conference and Technical Exhibition, Glasgow, Scotland, 29 May - 2 June, EAEG Division: 2 S., 8 Abb.
- WALTER, M. (1998): Erkundung von Photolineationen und Störungen mit geophysikalischen und struktureologischen Methoden im Bereich des Alzey-Niersteiner-Horstes.- 117 S., 4 Karten; Dipl.-arbeit Univ. Mainz (unveröffentl.)
- WARWICK, J.W., STOKER, C. & MEYER, T.R. (1982): Radio emission associated with rock fracture: possible application for the great Chilean earthquake of May 22, 1960.- *J. Geophys. Res.*, **87** (B4): 2851-2859
- WERNER, C. (1997): Kinematik und Ursachen der Rutschung Reil – Pünderich an der Mosel.- 105 S., zahlr. Abb., Tab. u. Anl.; Dipl.arbeit Univ. Mainz (unveröffentl.)
- YAMADA, I., MASUDA, K. & MIZUTANI, H. (1989): Electromagnetic and acoustic emission associated with rock fracture.- *Phys. Earth Planet. Inter.*, **57**: 157-168
- ZLOTNICKI, J. & CORNET, F.H.C. (1986): A numerical model of earthquake-induced piezomagnetic anomalies.- *J. Geophys. Res.*, **91**: 709-718

Technische Regelwerke

DIN 1319-1: Grundlagen der Messtechnik; Grundbegriffe.- Ausgabe Januar 1995

DIN 1319-2: Grundlagen der Messtechnik; Begriffe für die Anwendung von Messgeräten.-
Ausgabe Februar 1996

DIN 1319-3: Grundlagen der Messtechnik; Auswertung von Messungen einer einzelnen Mess-
Größe, Messunsicherheit.- Ausgabe Mai 1996

Kartenwerke

Deutschland

Deutsche Grundkarte 1:5.000 Blatt Kröv-Ost, R²⁵78/H⁵⁵38 (1983), Koblenz (Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz)

Deutsche Grundkarte 1:5.000 Blatt Lohnweiler, R³³98/H⁵⁵00 (1986), Koblenz (Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz)

Deutsche Grundkarte 1:5.000 Blatt Quirnbach (Pfalz), R²⁶02/H⁵⁴82 (1975), Koblenz (Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz)

Deutsche Grundkarte 1:5.000 Blatt Reil-Nordwest, R²⁵78/H⁵⁵44 (1994), Koblenz (Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz)

Geologische Karte 1:25.000 Blatt Rossdorf (1938), Darmstadt

Topographische Karte 1:25.000 Blatt 5908 Alf (1993), Koblenz (Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz)

Topographische Karte 1:25.000 Blatt 6008 Bernkastel-Kues (1994), Koblenz (Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz)

Topographische Karte 1:25.000 Blatt 6015 Mainz (1991), Koblenz (Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz)

Topographische Karte 1:25.000 Blatt 6107 Neumagen-Dhron (1994), Koblenz (Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz)

Topographische Karte 1:25.000 Blatt 6311 Lauterecken (1994), Koblenz (Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz)

Topographische Karte 1:25.000 Blatt 6510 Glan-Münchweiler (1992), Koblenz (Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz)

Fürstentum Liechtenstein

Topographische Karte Fürstentum Liechtenstein 1:10.000, Blätter 3 und 4 (1989), Regierung des Fürstentums Liechtenstein, Vaduz

Österreich

Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 111 BMN 0704 Dornbirn (1996), Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen Wien

Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 141 BMN 0708 Feldkirch (1995), Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen Wien

Österreichische Karte 1:25.000 V Blatt 112 BMN 1701 Bezau (1995), Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen Wien

Schweiz

Landeskarte der Schweiz 1:25.000 Blatt 1136 Drei Schwestern (1960), Eidgenössische Landestopographie Wabern-Bern

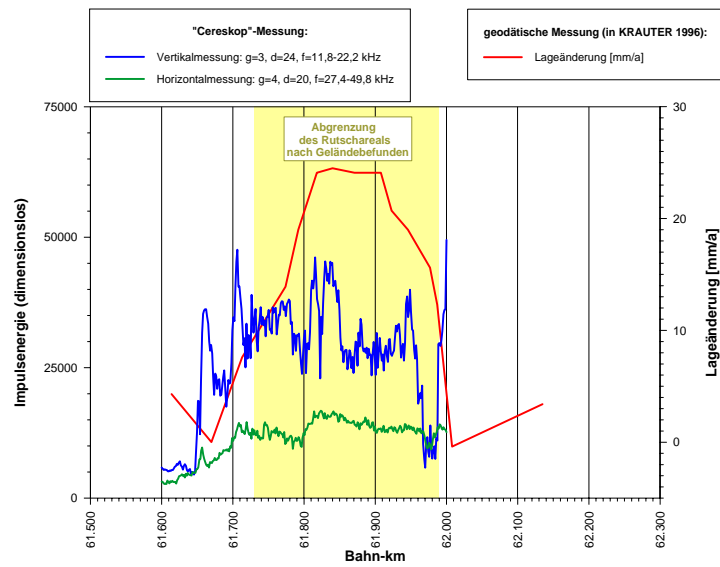
Landeskarte der Schweiz 1:25.000 Blatt 1156 Schesaplana (1959), Eidgenössische Landestopographie Wabern-Bern

Anhang I

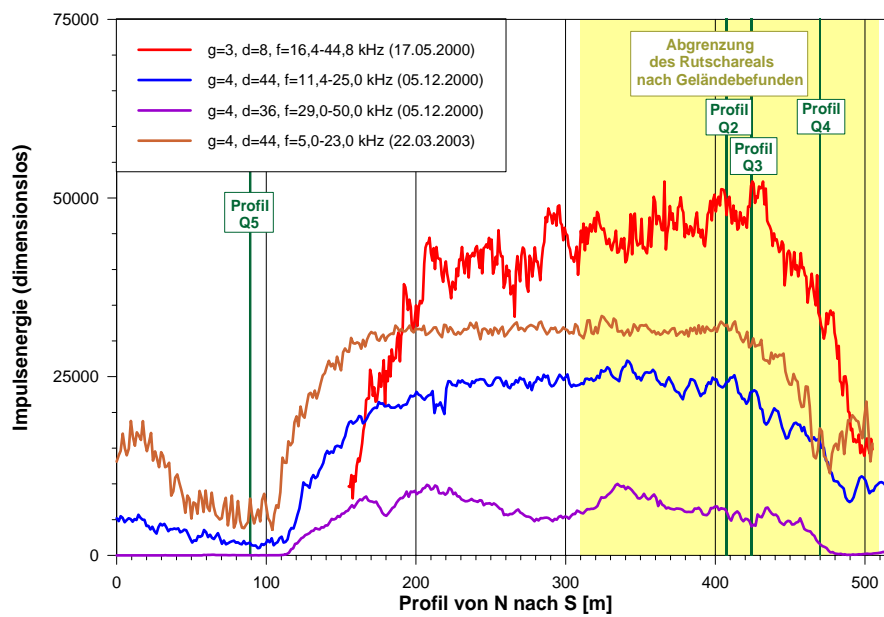
"Cereskop"-Profile

Rutschungen Mittelgebirgsraum (Rheinland-Pfalz)

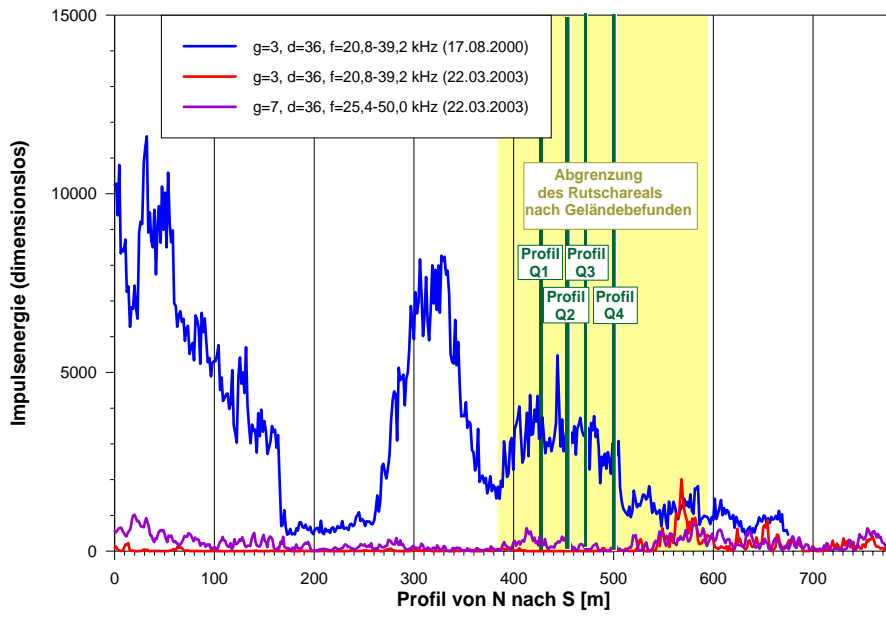
Rutschareal im Bereich der Bahntrasse Koblenz – Perl zwischen Reil und Pünderich (Rheinisches Schiefergebirge)



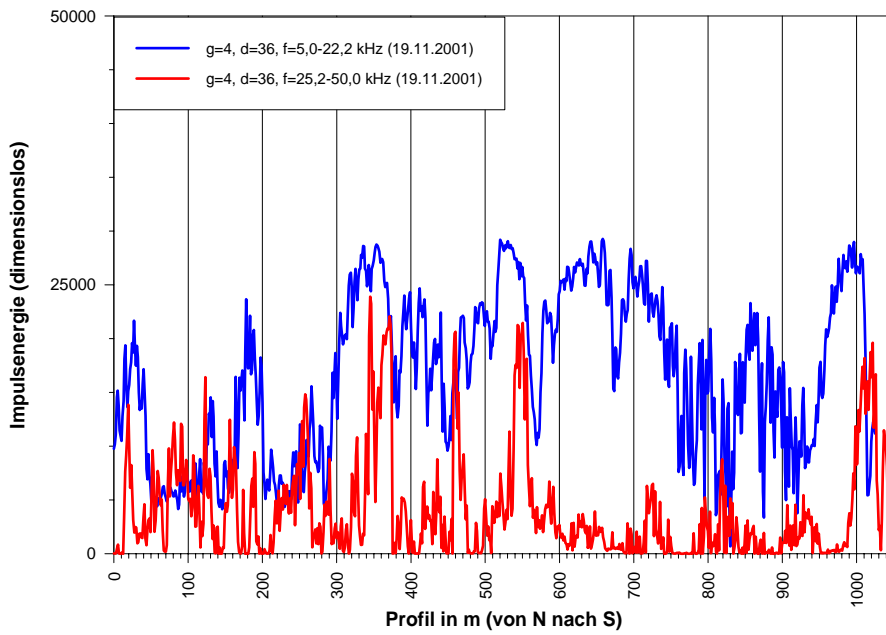
Anhang I/1: "Cereskop"-Profil L2



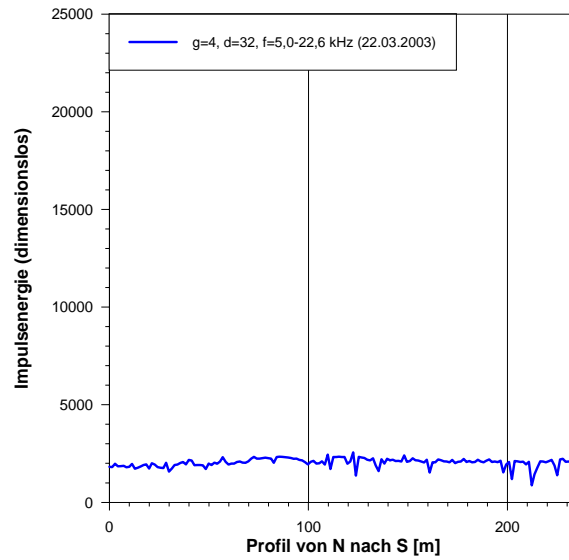
Anhang I/2: "Cereskop"-Profil L4



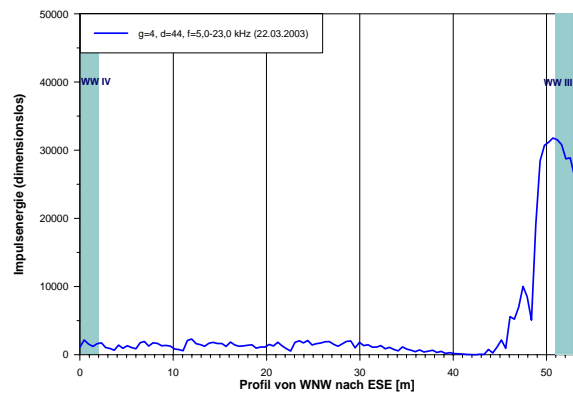
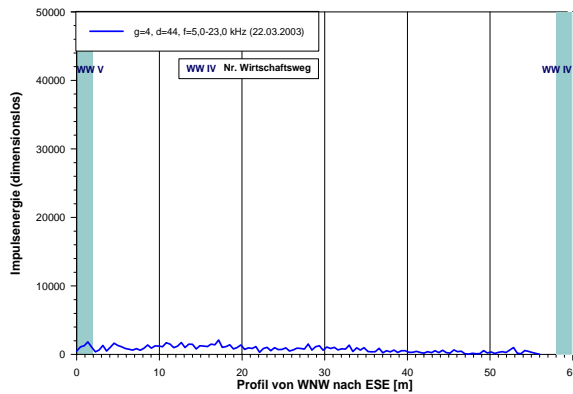
Anhang I/3: "Cereskop"-Profil L5



Anhang I/4: "Cereskop"-Profil L7

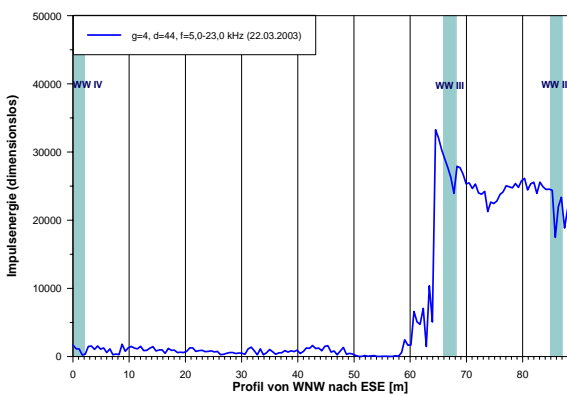
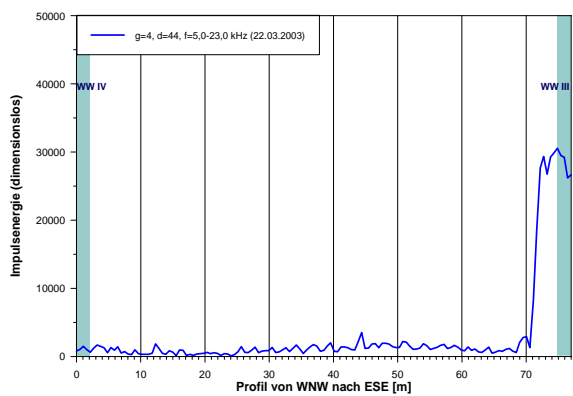


Anhang I/5: "Cereskop"-Profil LB (Blindmessung)



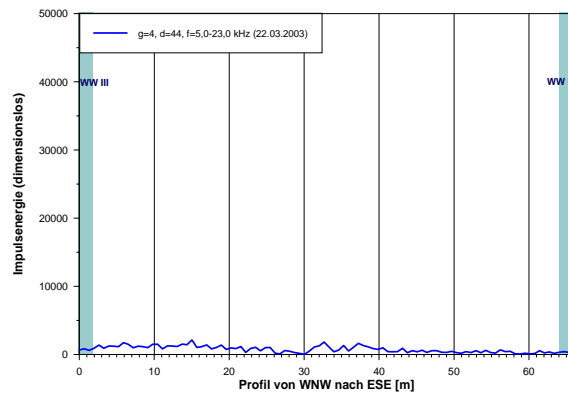
Anhang I/6: "Cereskop"-Profil Q1

Anhang I/7: "Cereskop"-Profil Q2



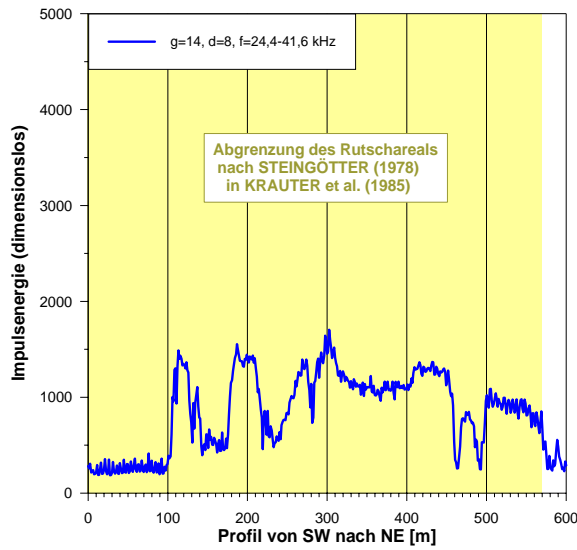
Anhang I/8: "Cereskop"-Profil Q3

Anhang I/9: "Cereskop"-Profil Q4

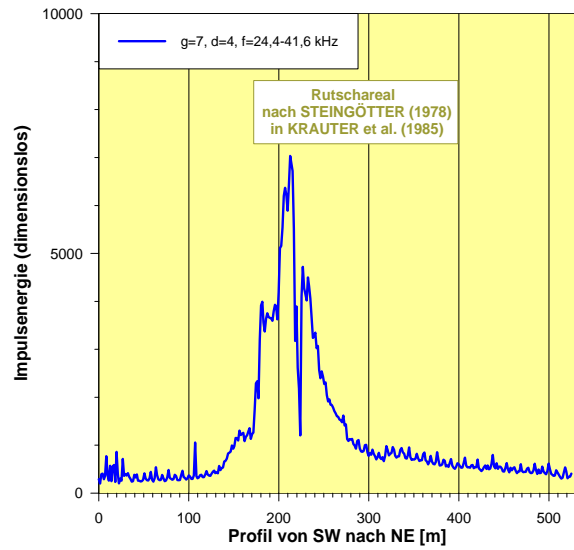


Anhang I/10: "Cereskop"-Profil QB (Blindmessung)

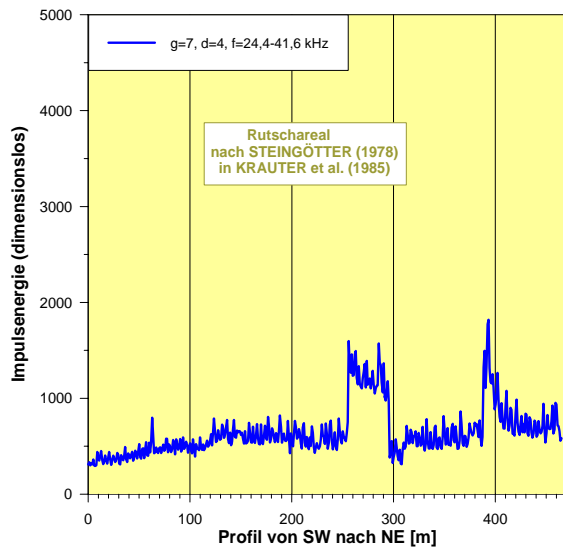
Rutschareal im Bereich der Bundesstraße B 53 zwischen Traben-Trarbach und Enkirch (Rheinisches Schiefergebirge)



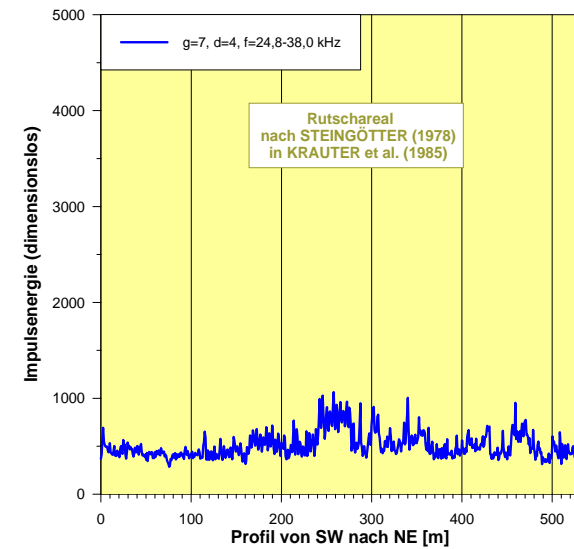
Anhang I/11: "Cereskop"-Profil L2



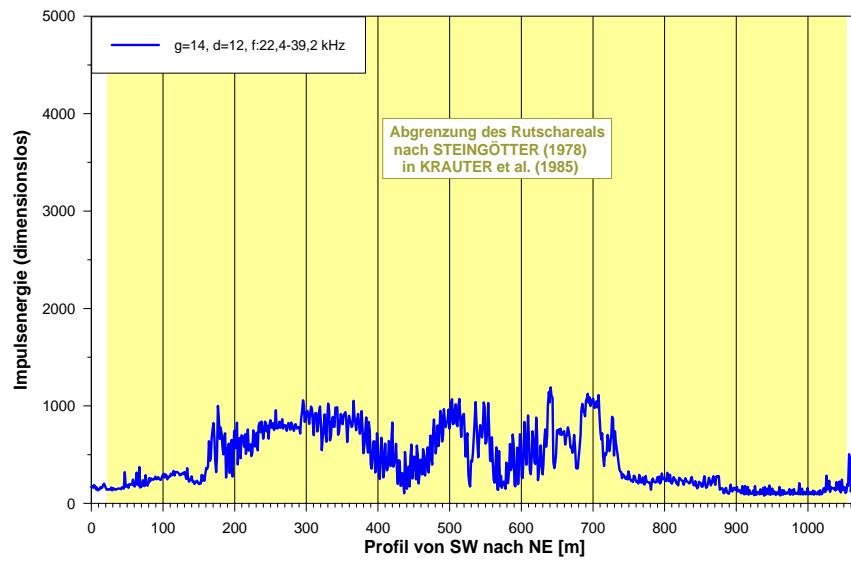
Anhang I/12: "Cereskop"-Profil L3



Anhang I/13: "Cereskop"-Profil L4

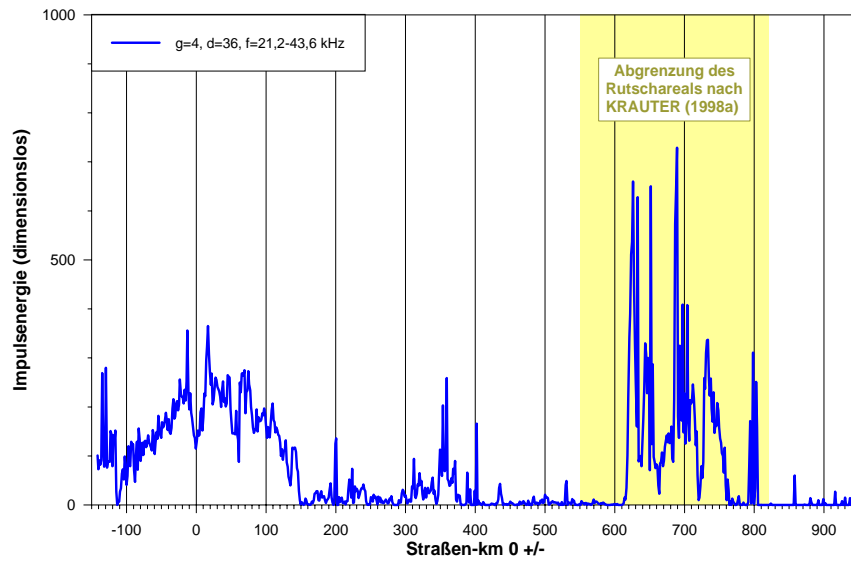


Anhang I/14: "Cereskop"-Profil L5

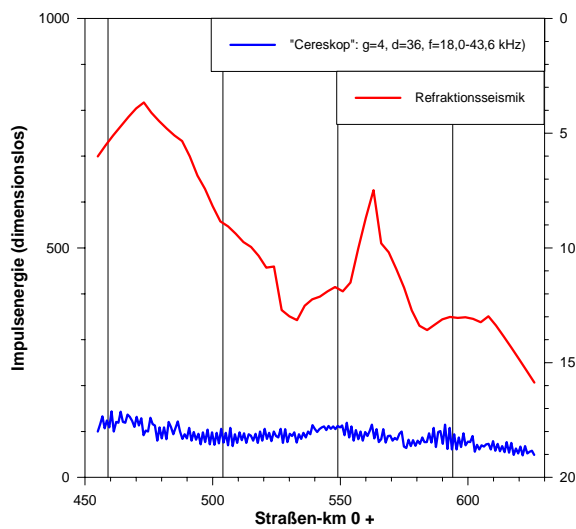


Anhang I/15: "Cereskop"-Profil L6

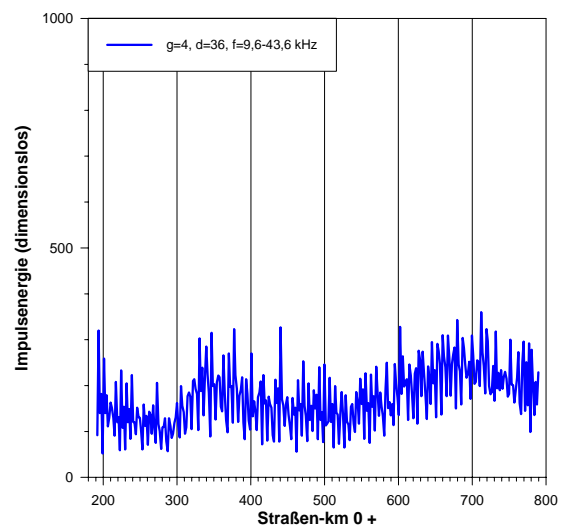
Rutschareal im Bereich der Bundesstraße B 53 zwischen Kröv und Traben-Trarbach (Rheinisches Schiefergebirge)



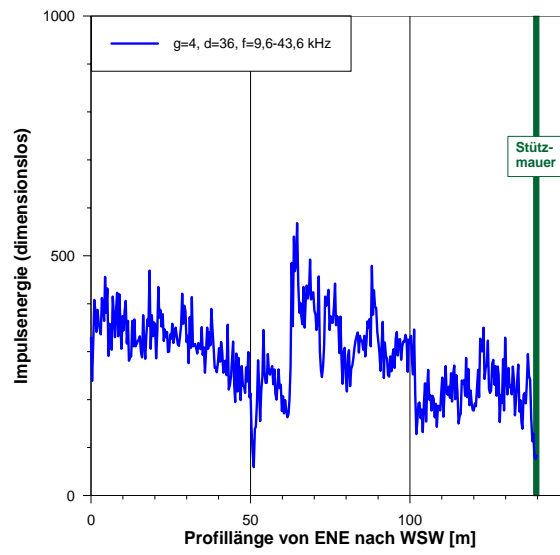
Anhang I/16: "Cereskop"-Profil L1



Anhang I/17: "Cereskop"-Profil L2 und refraktionsseismisches Profil R2

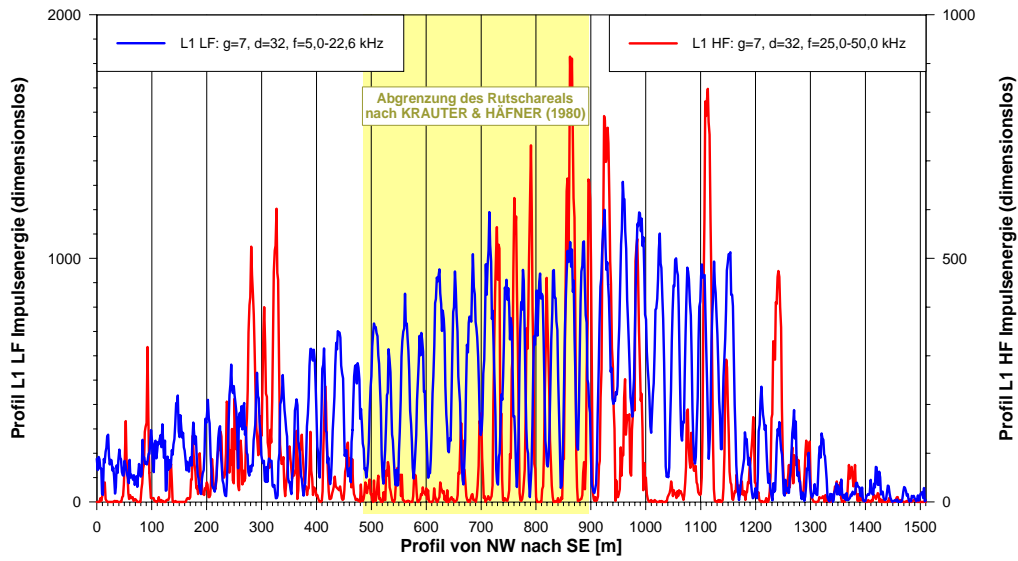


Anhang I/18: "Cereskop"-Profil L3

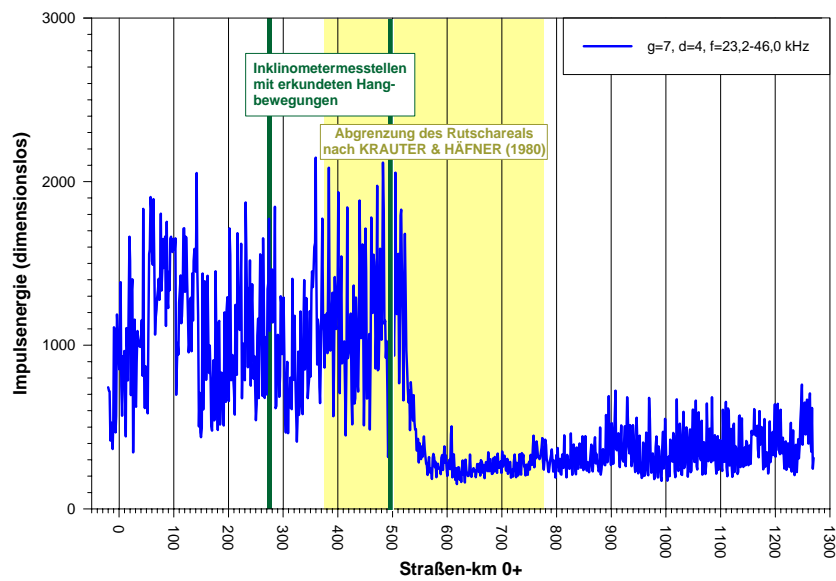


Anhang I/19: "Cereskop"-Profil Q1

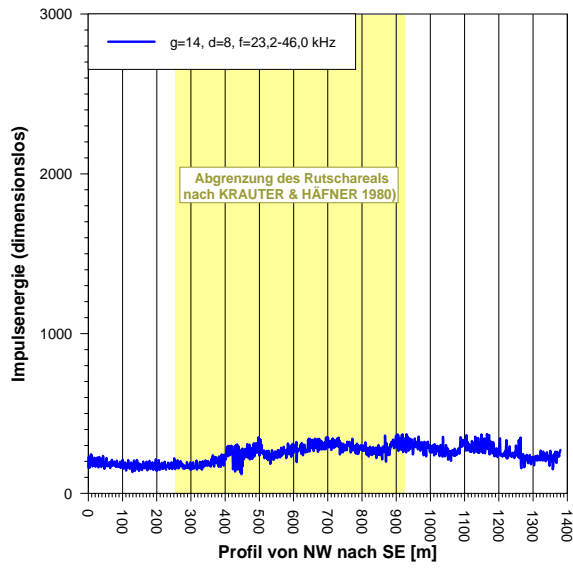
Rutschareal im Bereich der Landesstraße L 47 zwischen Lieser und Bernkastel-Kues (Rheinisches Schiefergebirge)



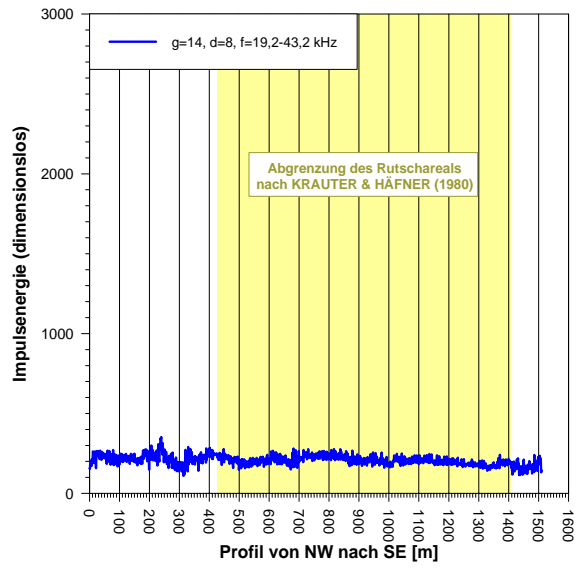
Anhang I/20: "Cereskop"-Profil L1LF und L1HF



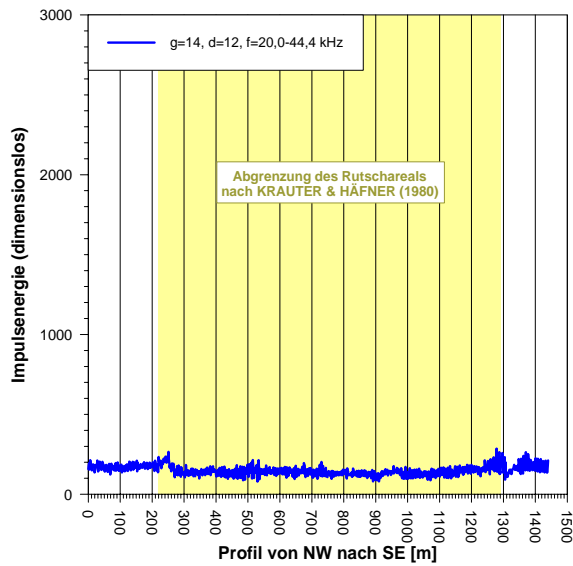
Anhang I/21: "Cereskop"-Profil L2



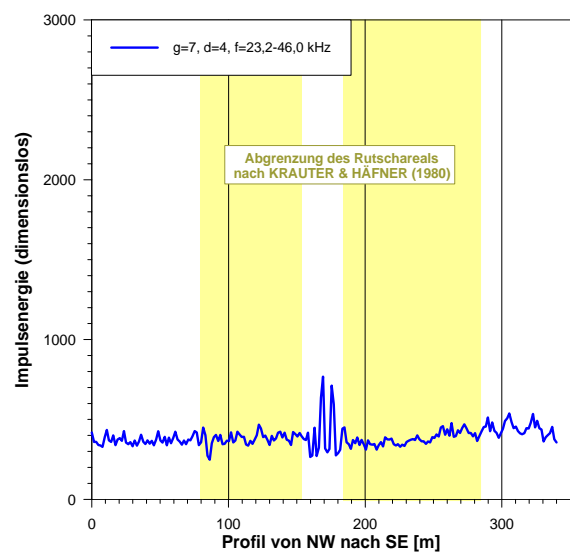
Anhang I/22: "Cereskop"-Profil L4



Anhang I/23: "Cereskop"-Profil L5

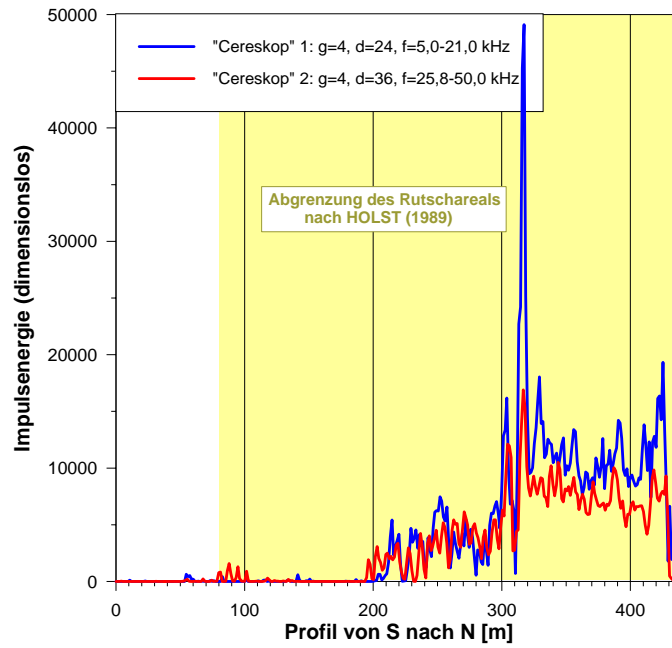


Anhang I/24: "Cereskop"-Profil L6

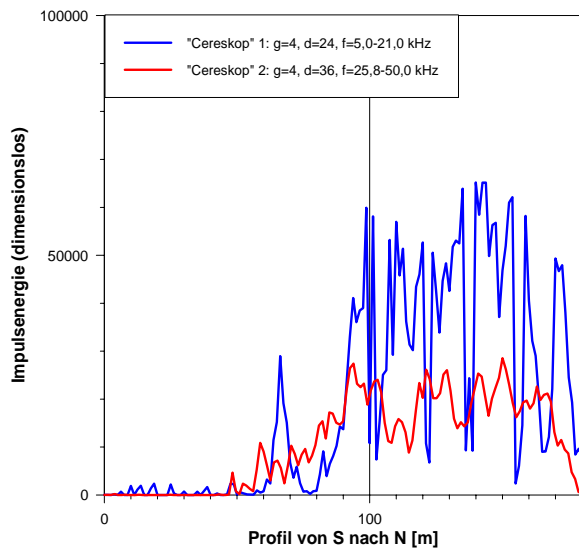


Anhang I/25: "Cereskop"-Profil L7

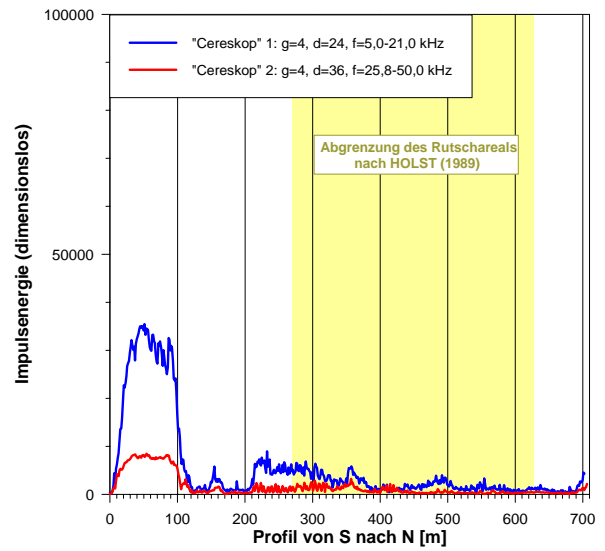
Rutschareal im Bereich der Moselbrücke bei Trittenheim (Rheinisches Schiefergebirge)



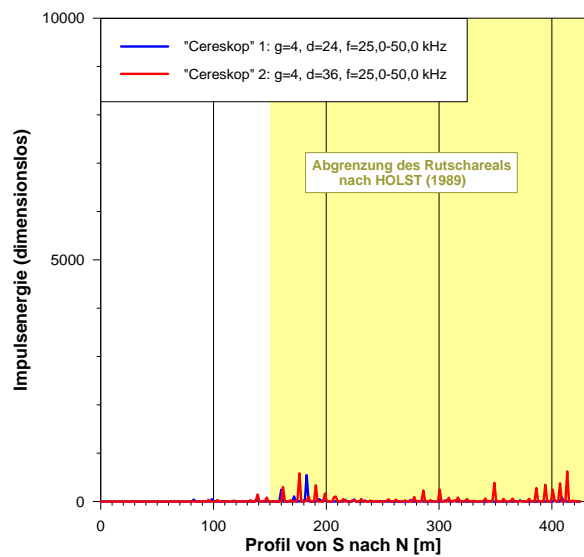
Anhang I/26: "Cereskop"-Profil L1a



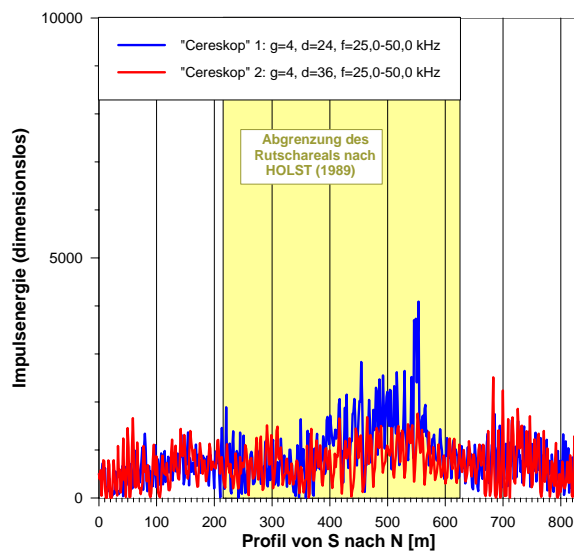
Anhang I/27: "Cereskop"-Profil L2



Anhang I/28: "Cereskop"-Profil L3

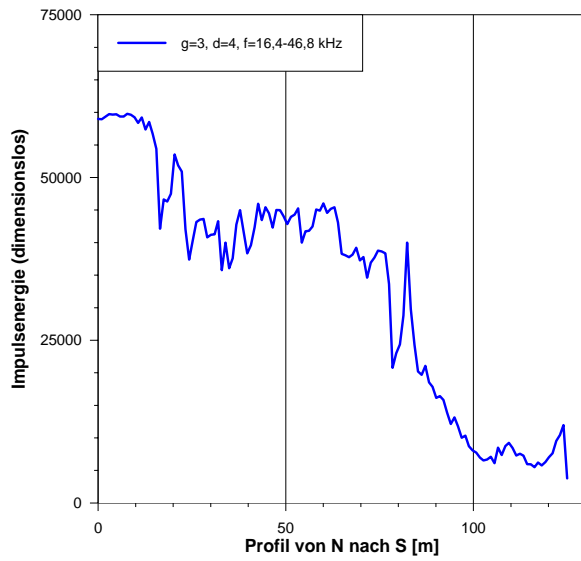


Anhang I/29: "Cereskop"-Profil L4

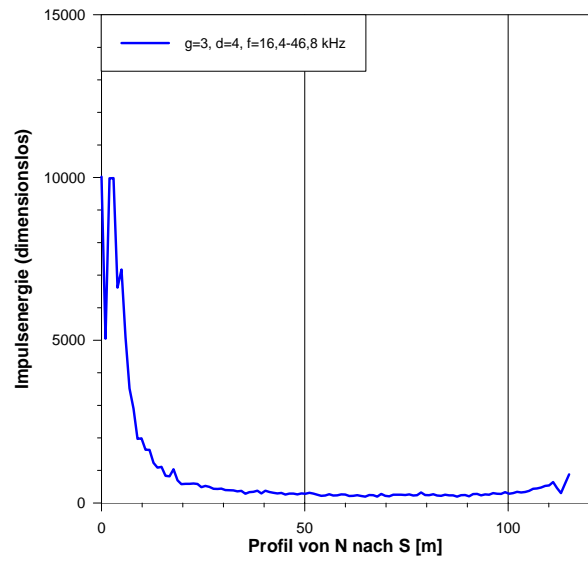


Anhang I/30: "Cereskop"-Profil L5

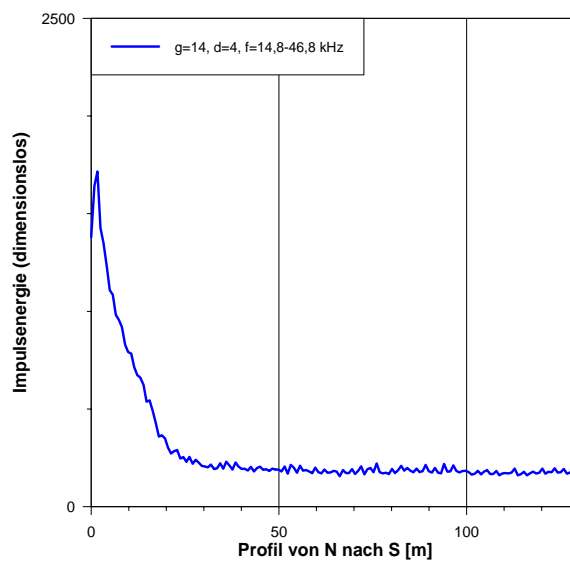
Rutschareal im Bereich des Wohngebietes "In den Borngärten" in Gau-Bischofsheim (Mainzer Becken)



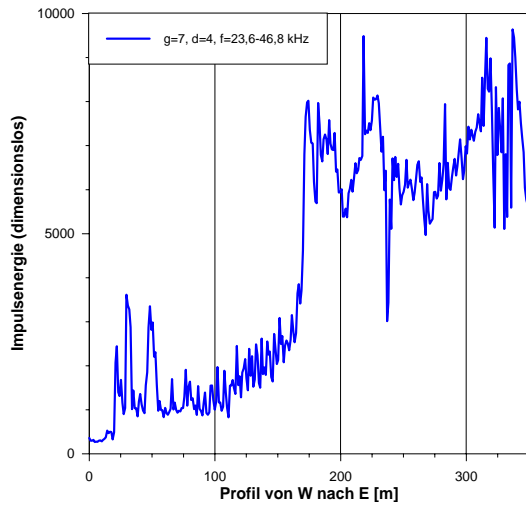
Anhang I/31: "Cereskop"-Profil L2a



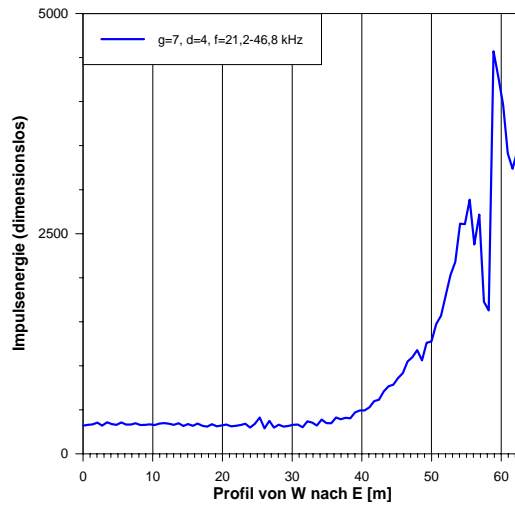
Anhang I/32: "Cereskop"-Profil L2b



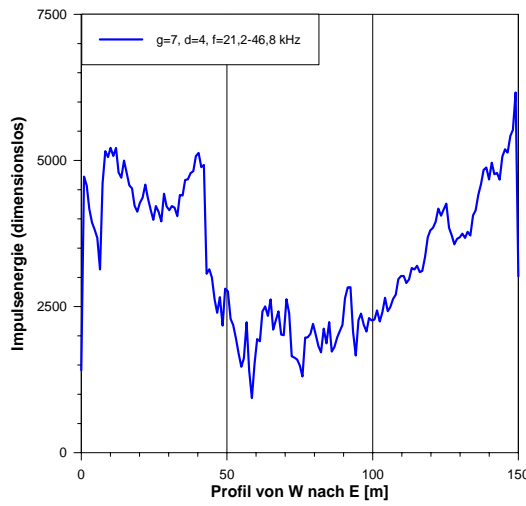
Anhang I/33: "Cereskop"-Profil L3



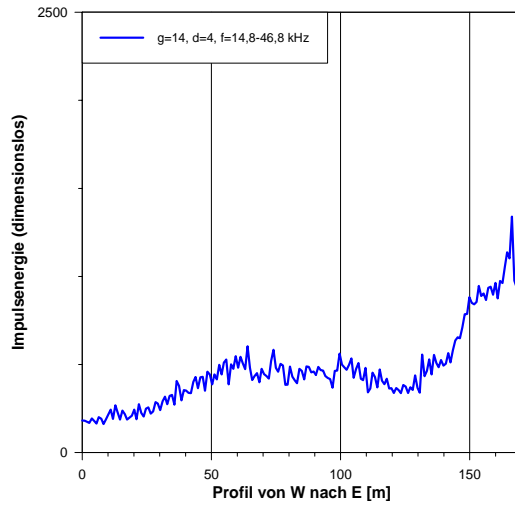
Anhang I/34: "Cereskop"-Profil Q1



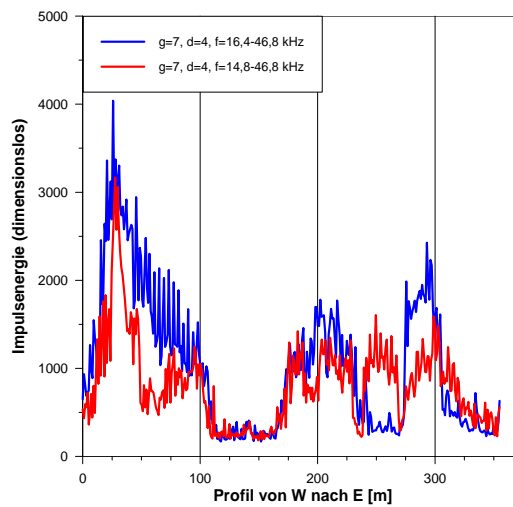
Anhang I/35: "Cereskop"-Profil Q2



Anhang I/36: "Cereskop"-Profil Q3

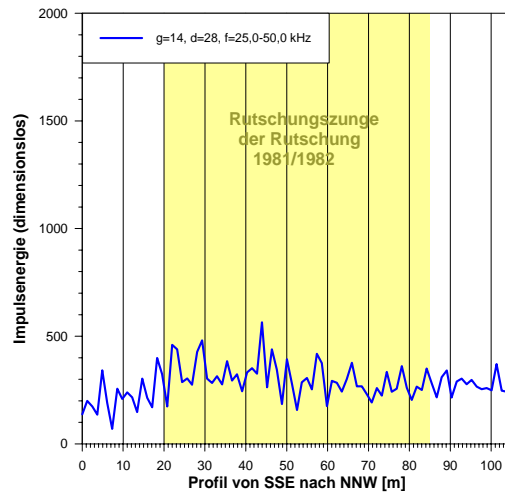
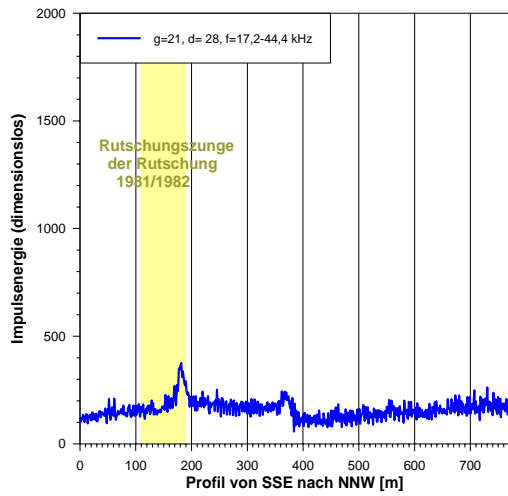


Anhang I/37: "Cereskop"-Profil Q4



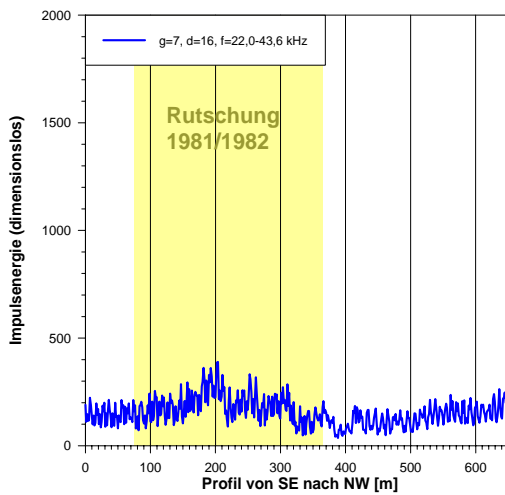
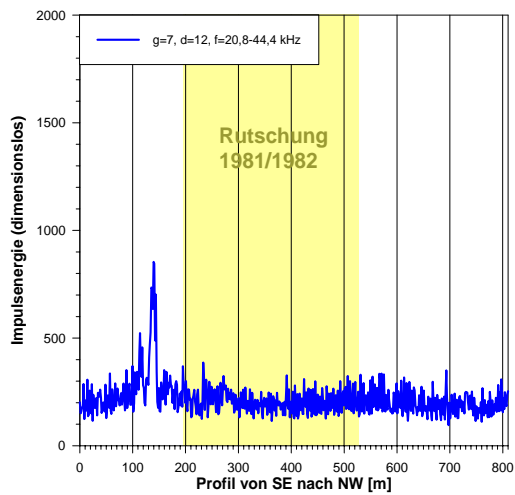
Anhang I/38: "Cereskop"-Profil Q5

Rutschareal im Weinbergsgelände bei Ober-Olm (Mainzer Becken)



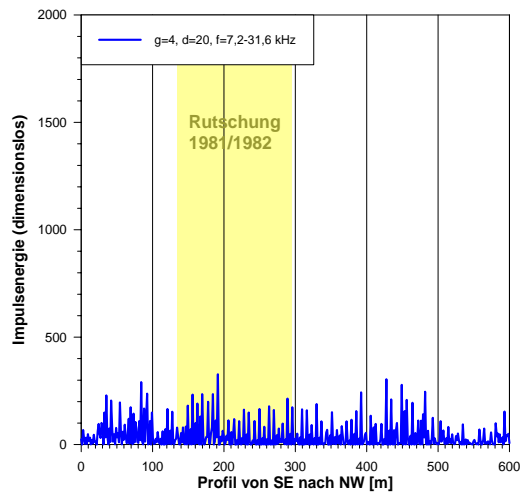
Anhang I/39: "Cereskop"-Profil L1

Anhang I/40: "Cereskop"-Profil L2

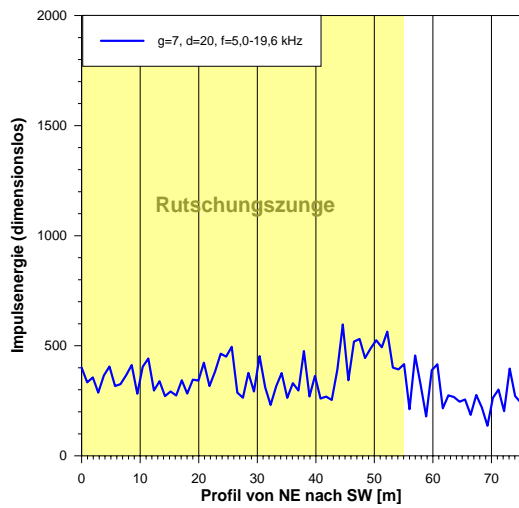


Anhang I/41: "Cereskop"-Profil L3

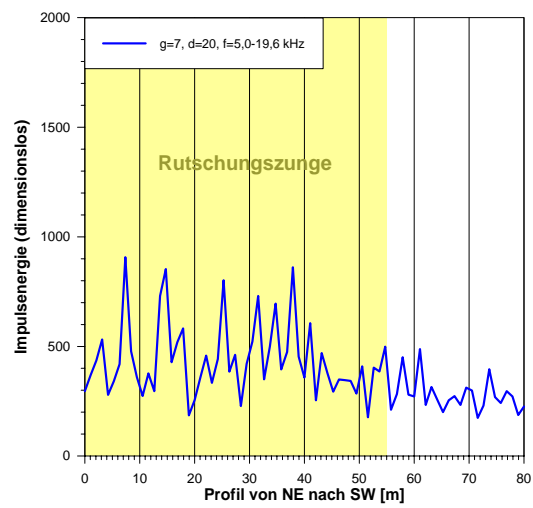
Anhang I/42: "Cereskop"-Profil L4



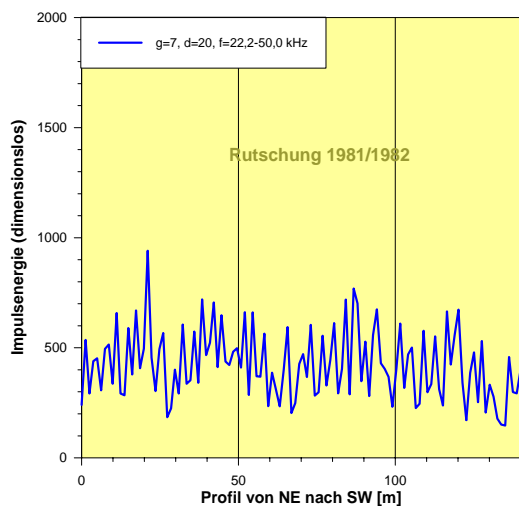
Anhang I/43: "Cereskop"-Profil L5



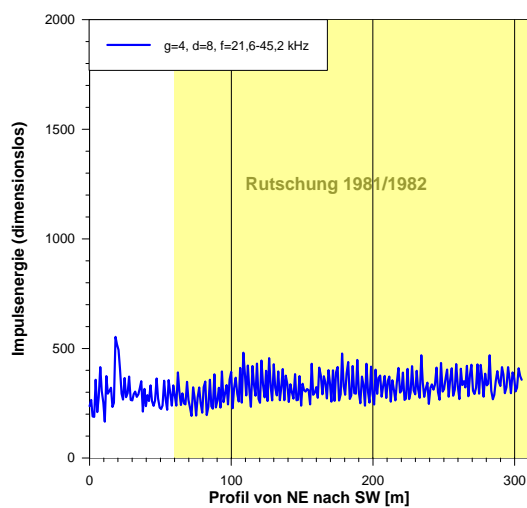
Anhang I/44: "Cereskop"-Profil Q1



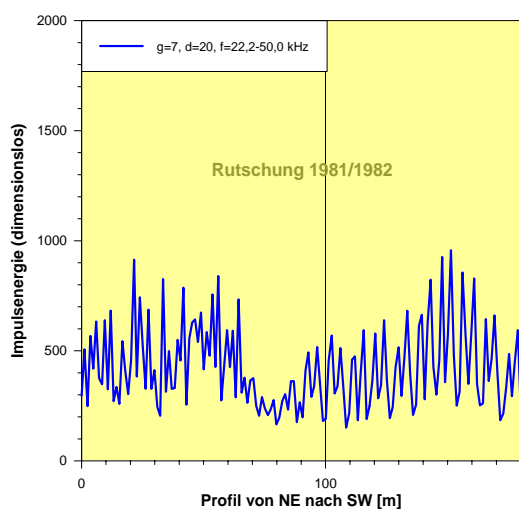
Anhang I/45: "Cereskop"-Profil Q2



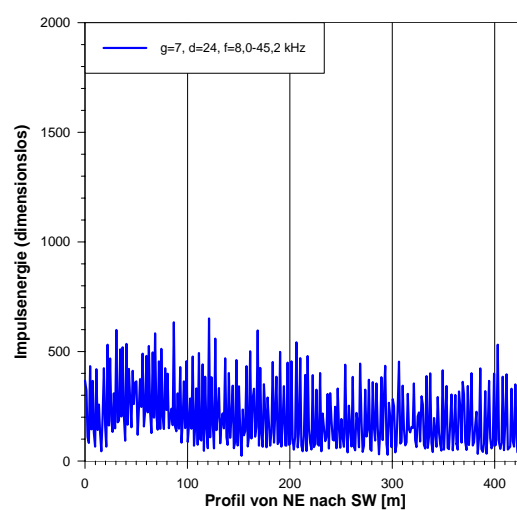
Anhang I/46: "Cereskop"-Profil Q3



Anhang I/47: "Cereskop"-Profil Q4

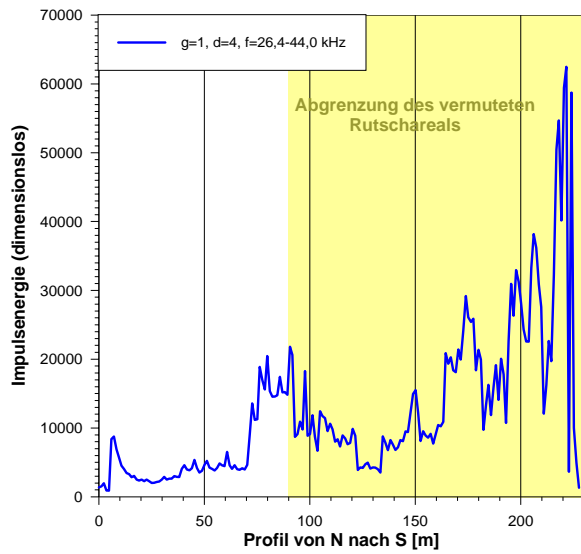


Anhang I/48: "Cereskop"-Profil Q5

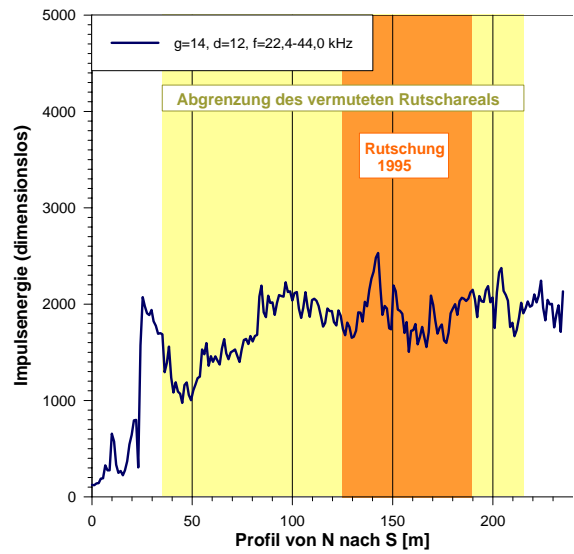


Anhang I/49: "Cereskop"-Profil Q6

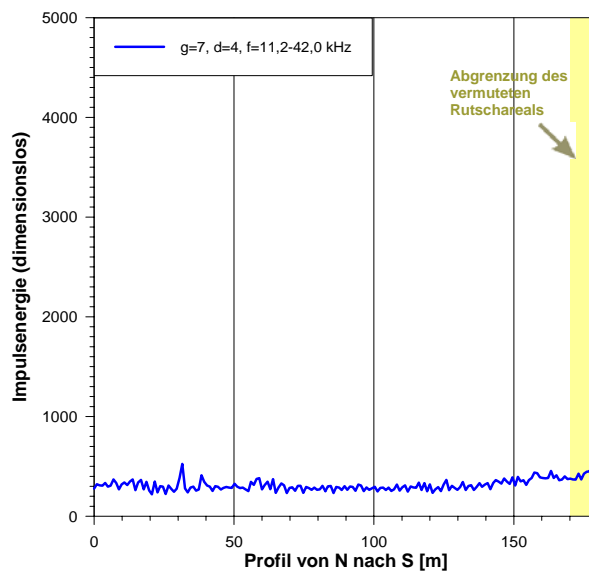
Rutschareal im Bereich des Wohngebietes "Wälderbusch" in Lauterecken (Saar-Nahe-Becken)



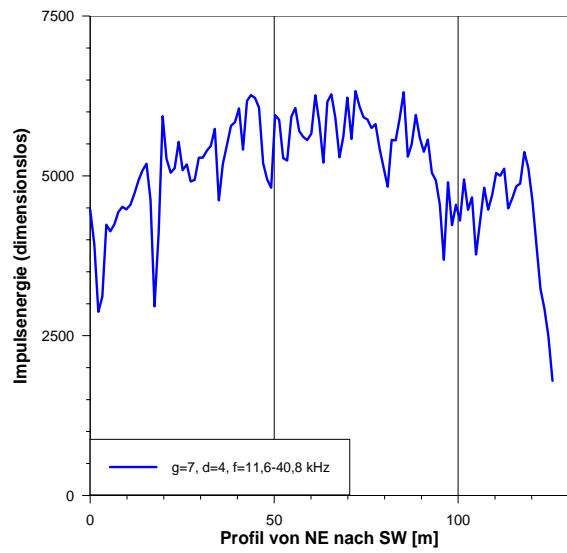
Anhang I/50: "Cereskop"-Profil L2



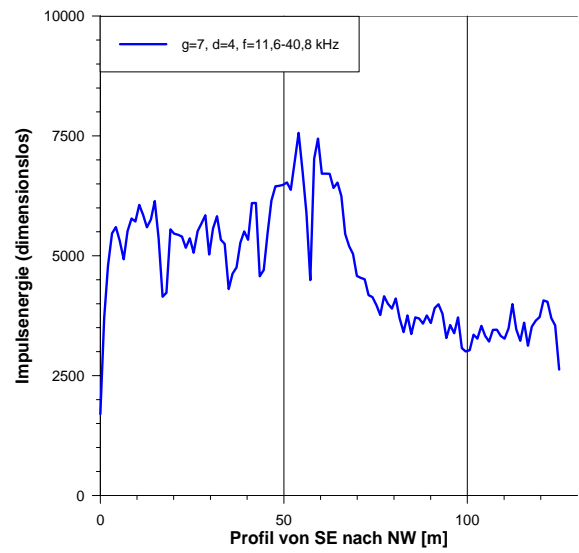
Anhang I/51: "Cereskop"-Profil L3



Anhang I/52: "Cereskop"-Profil L5

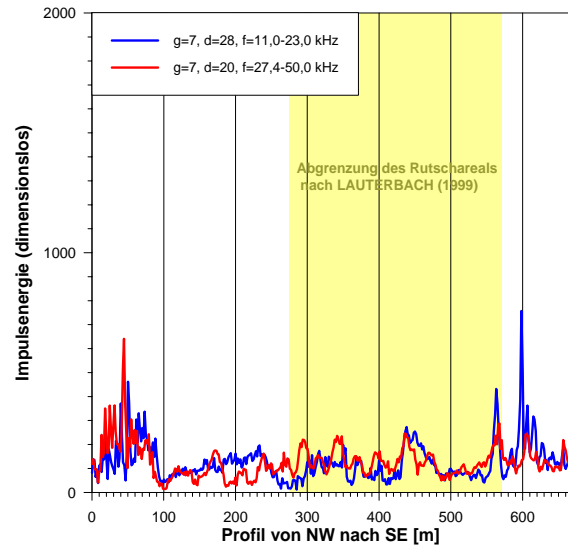
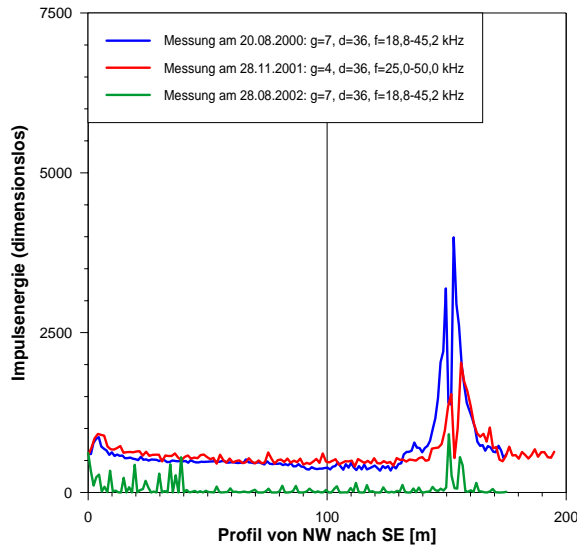


Anhang I/53: "Cereskop"-Profil Q1



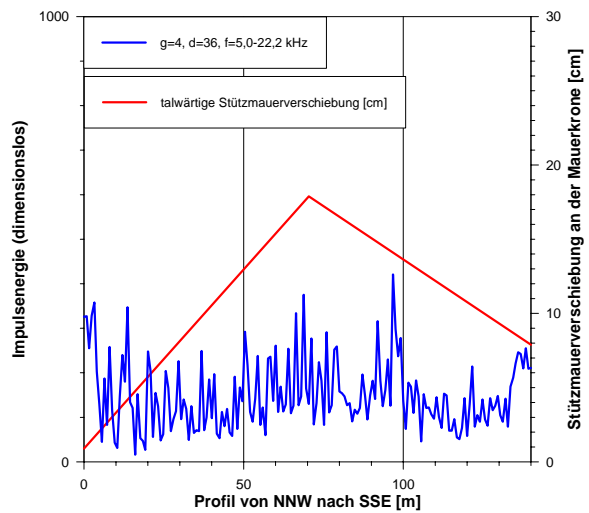
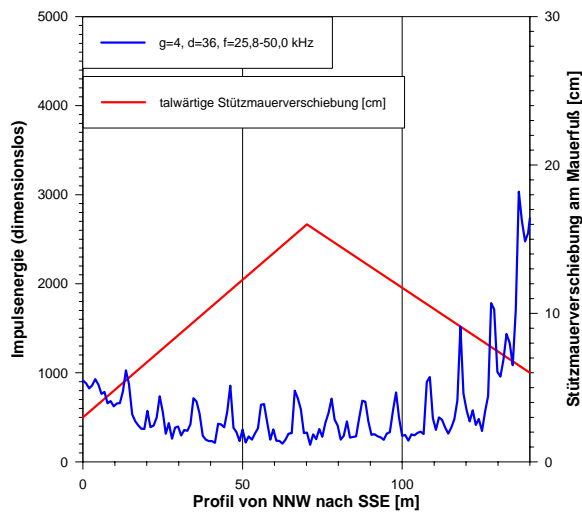
Anhang I/54: "Cereskop"-Profil Q2

Rutschareal im Bereich des Autobahndammes der A 62 bei Quirnbach/Pfalz (Saar-Nahe-Becken)



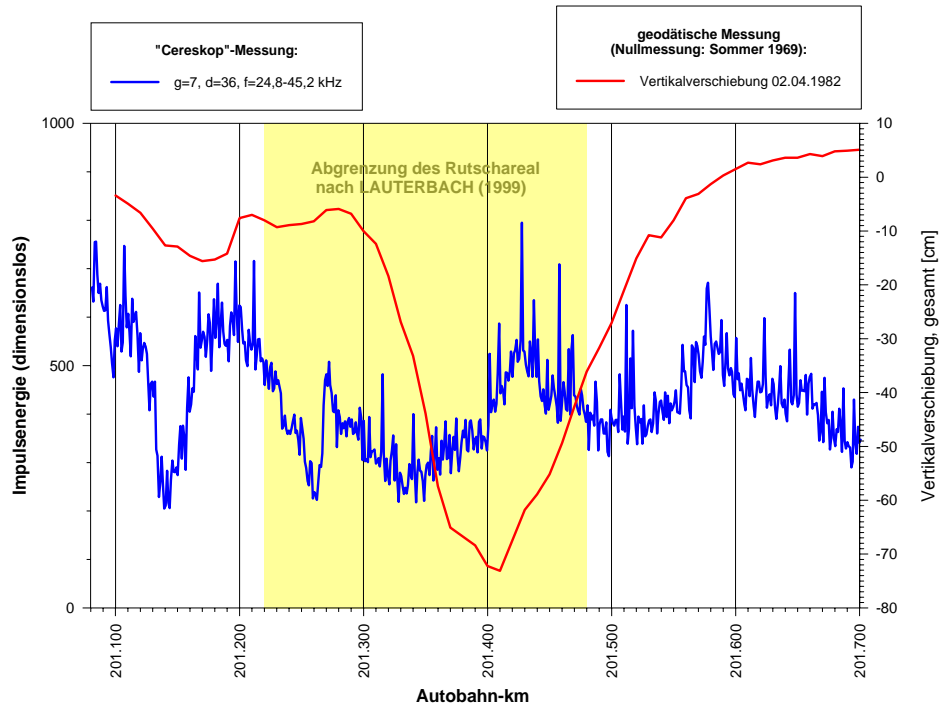
Anhang I/55: "Cereskop"-Profil L2

Anhang I/56: "Cereskop"-Profil L3

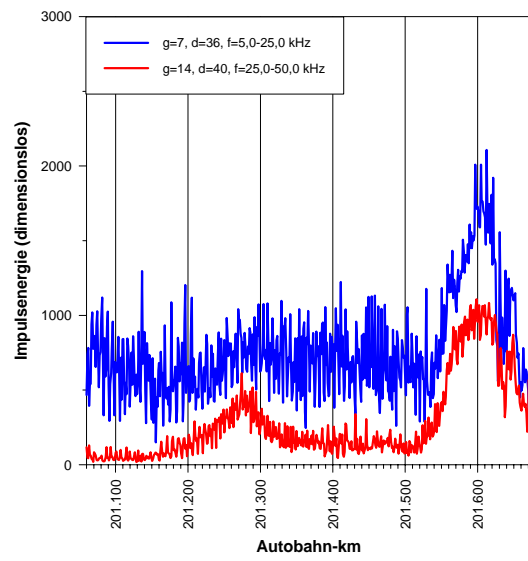


Anhang I/57: "Cereskop"-Profil L5
hoher Frequenzbereich
am Mauerfuß

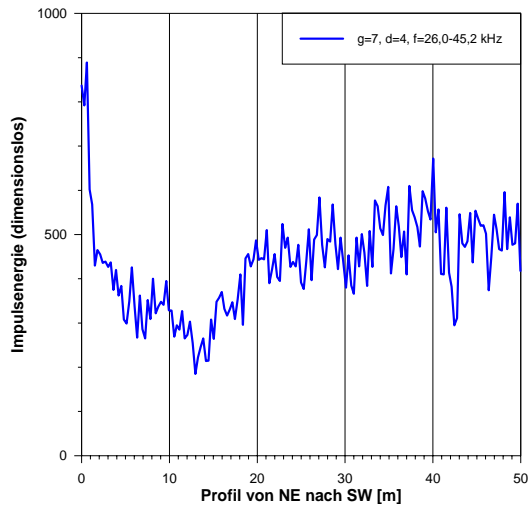
Anhang I/58: "Cereskop"-Profil L5
niedriger Frequenzbereich
auf Mauerkrone



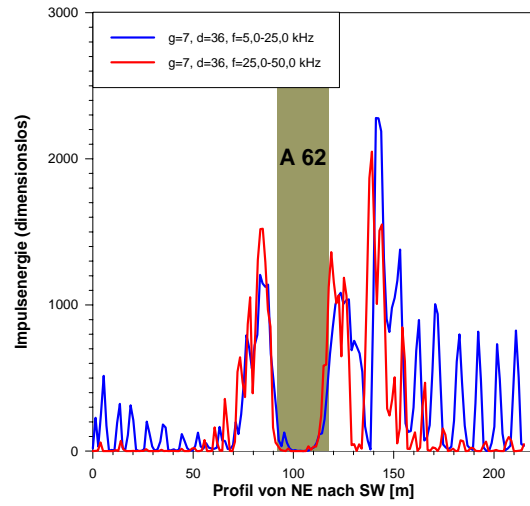
Anhang I/59: "Cereskop"-Profil L7



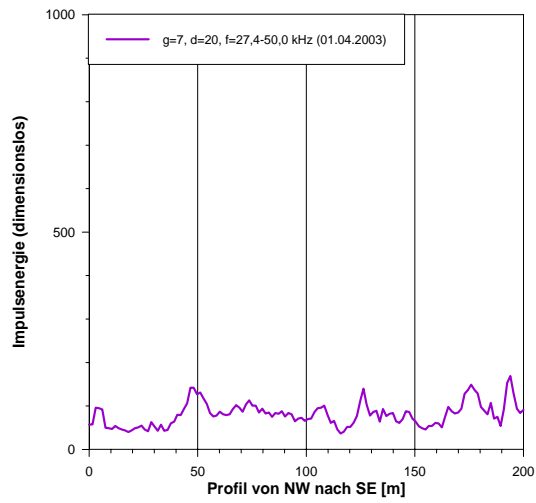
Anhang I/60: "Cereskop"-Profil L8



Anhang I/61: "Cereskop"-Profil Q1



Anhang I/62: "Cereskop"-Profil Q2



Anhang I/63: "Cereskop"-Profil LB (Blindmessung)

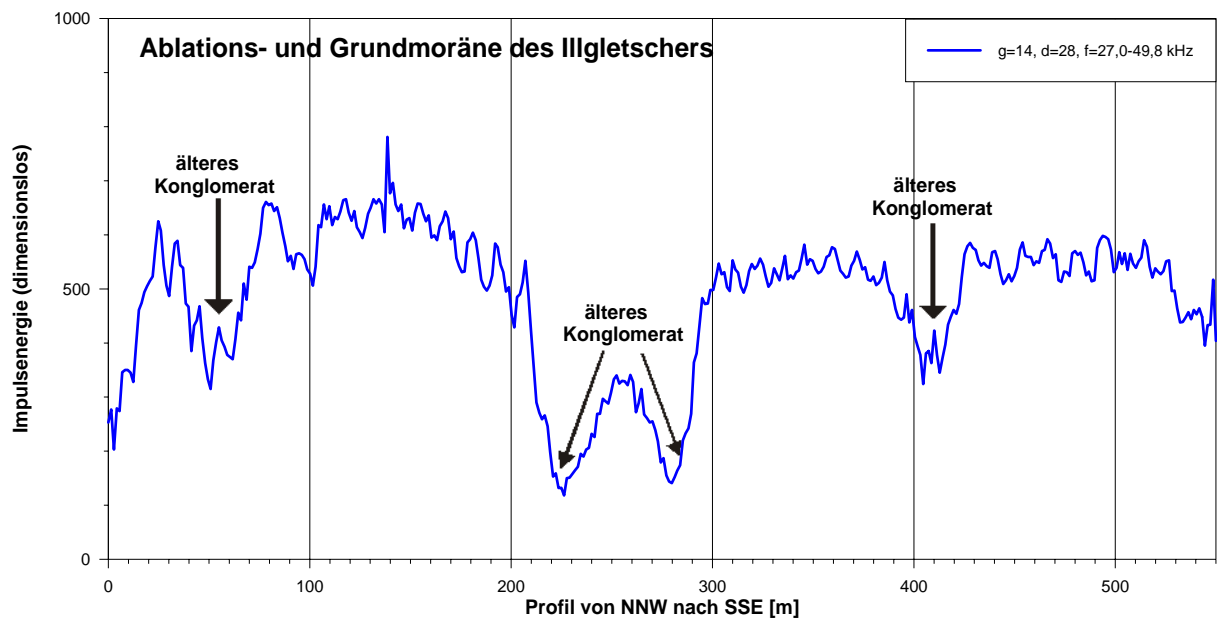
Anhang II

"Cereskop"-Profile

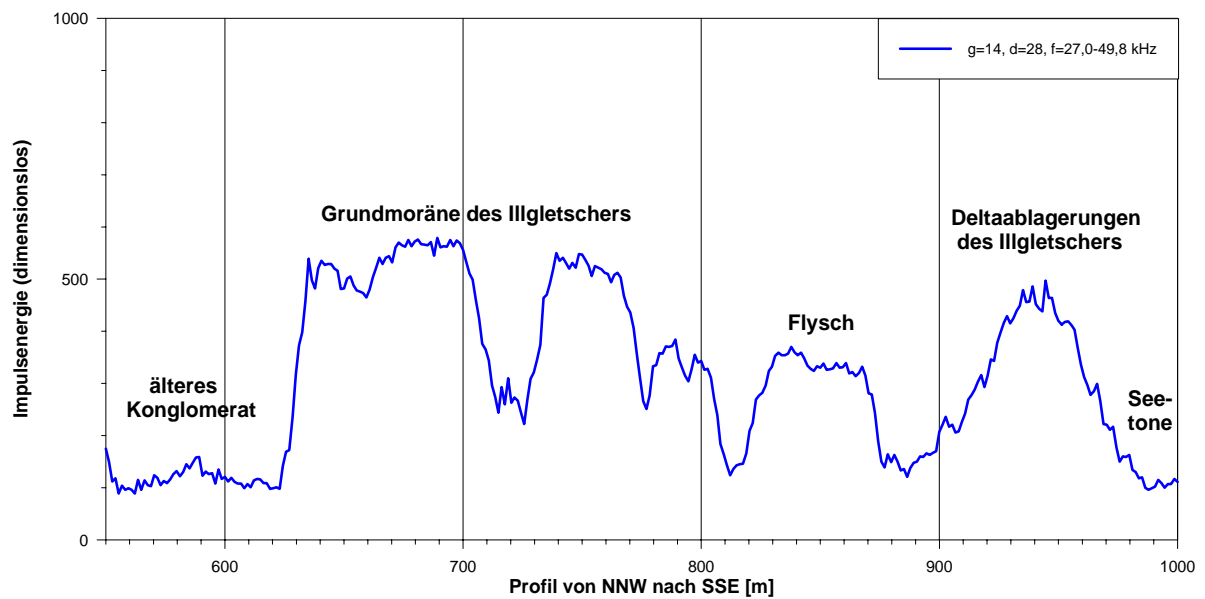
Alpiner Raum

(Vorarlberg, Österreich, und Fürstentum Liechtenstein)

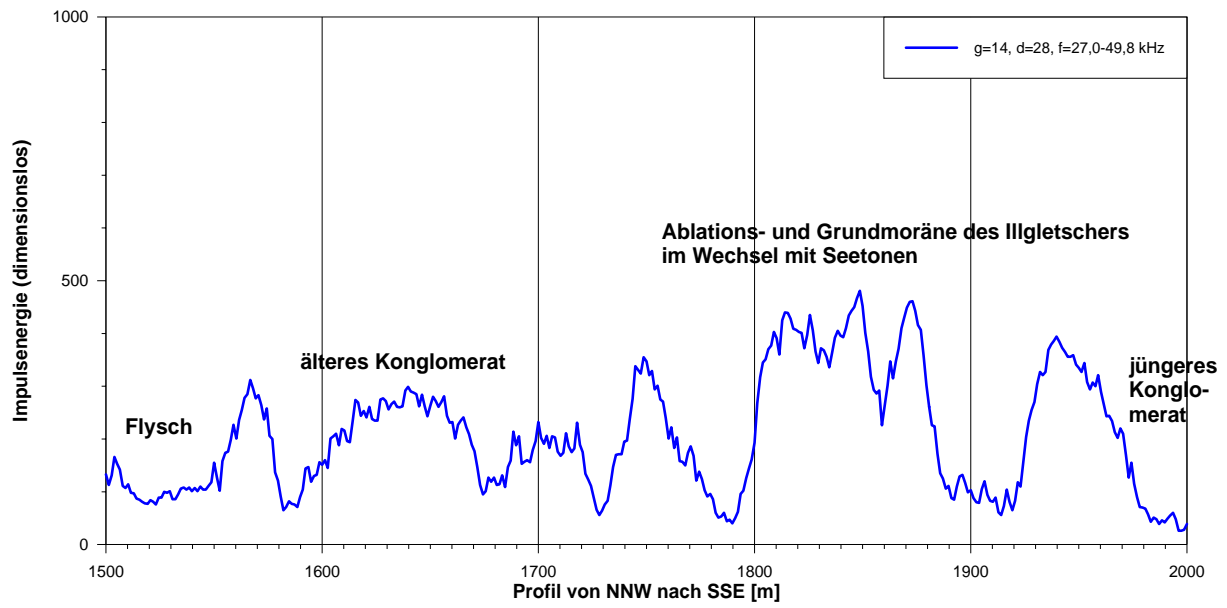
Durch Eisdruck gepresste pleistozäne Talfüllungen über Gesteinen des Helvetikums im Gamperdonatal, S-Walgau



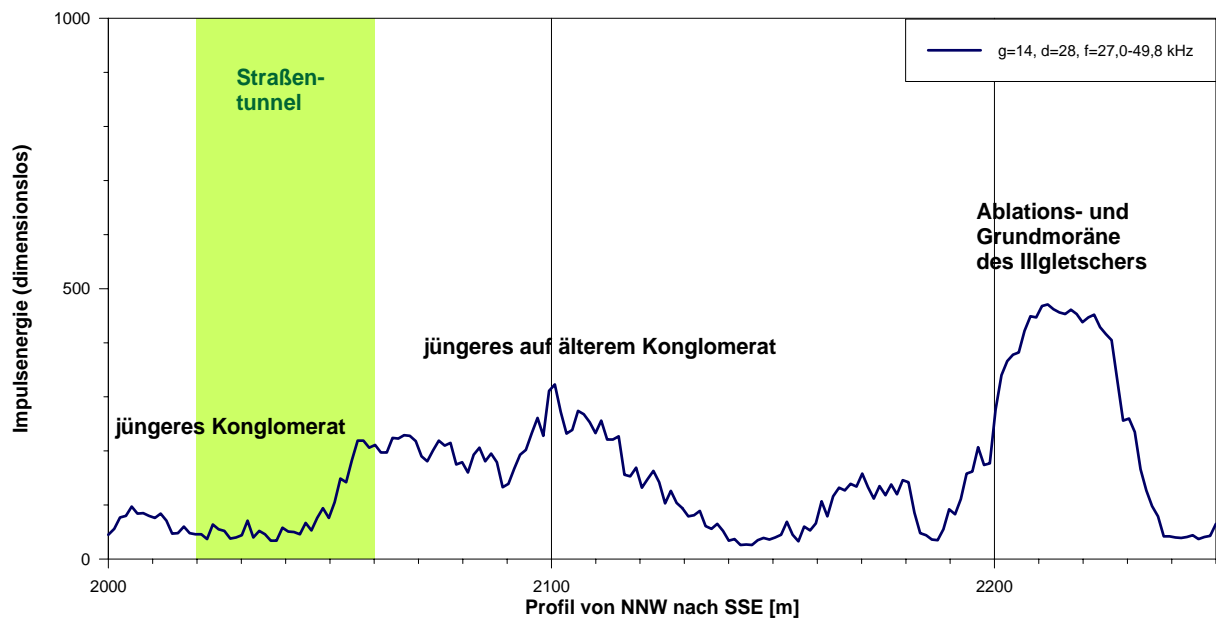
Anhang II/1: "Cereskop"-Profil 1



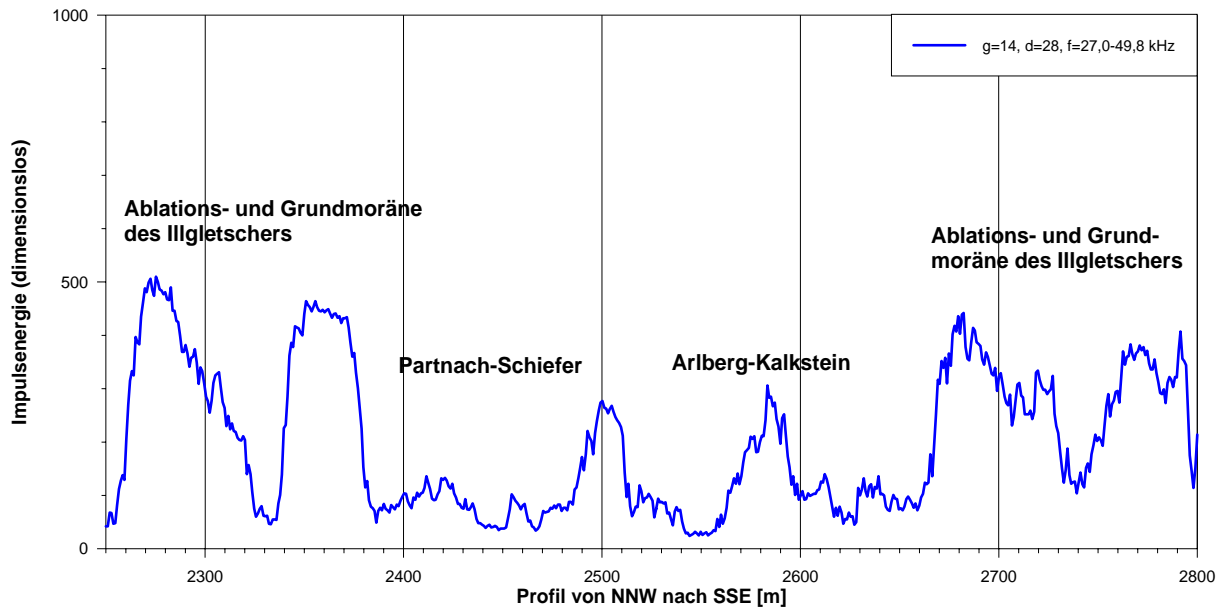
Anhang II/2: "Cereskop"-Profil 2



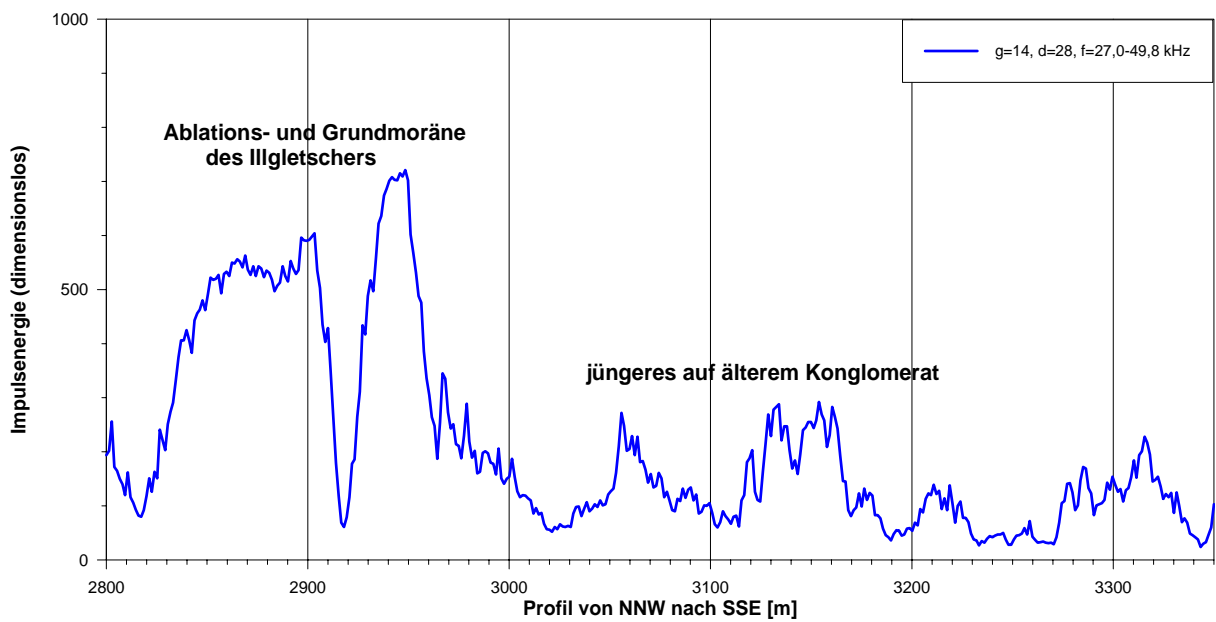
Anhang II/3: "Cereskop"-Profil 4



Anhang II/4: "Cereskop"-Profil 5

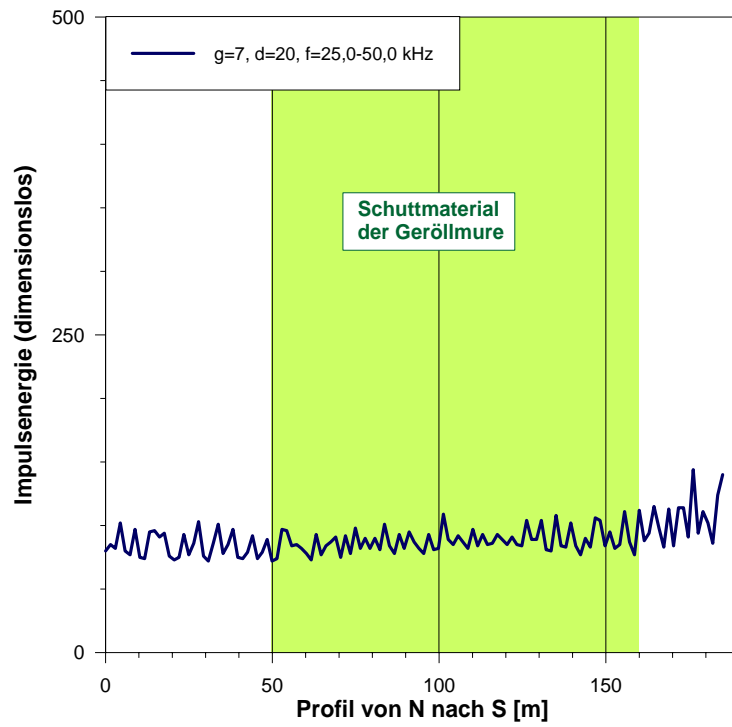


Anhang II/5: "Cereskop"-Profil 6



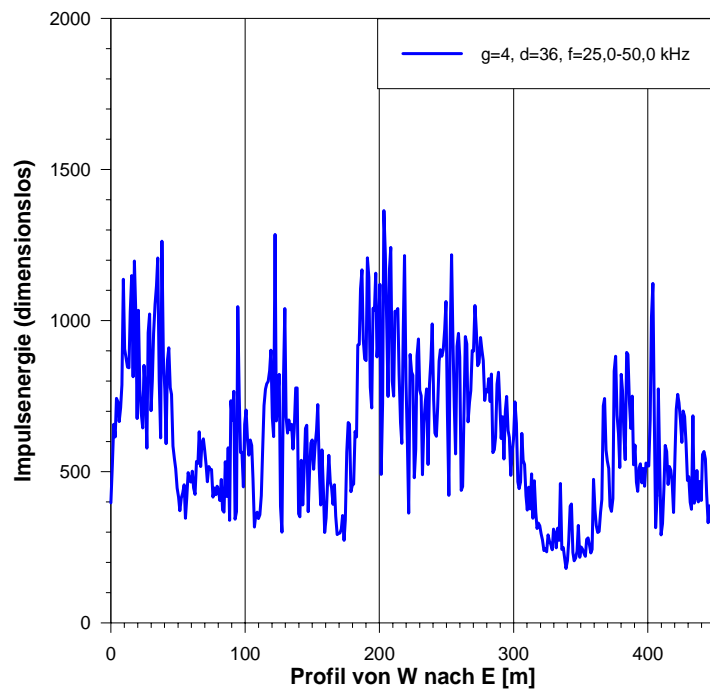
Anhang II/6: "Cereskop"-Profil 7

Geröllmurgang im oberen Gamperdonatal, S-Walgau

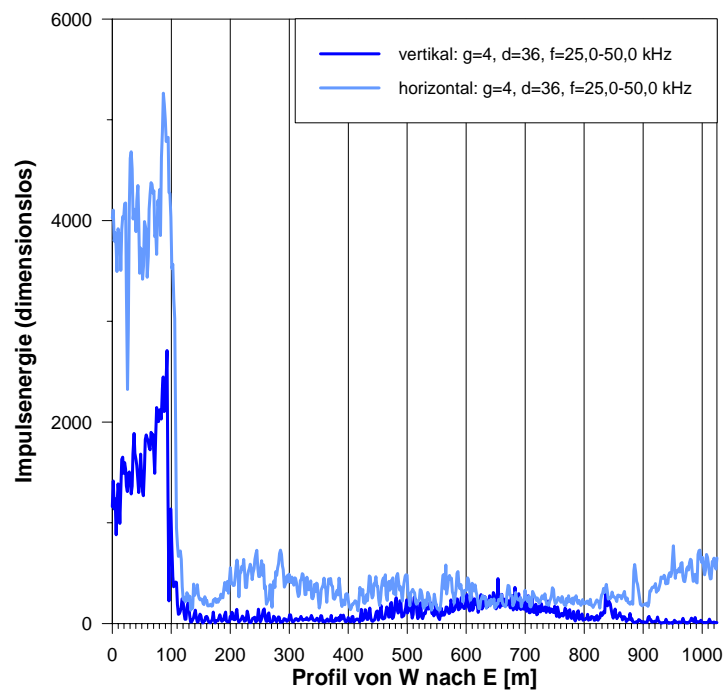


Anhang II/7: "Cereskop"-Profil

Bergzerreissung und Talzusub bei Schnifis, N-Walgau

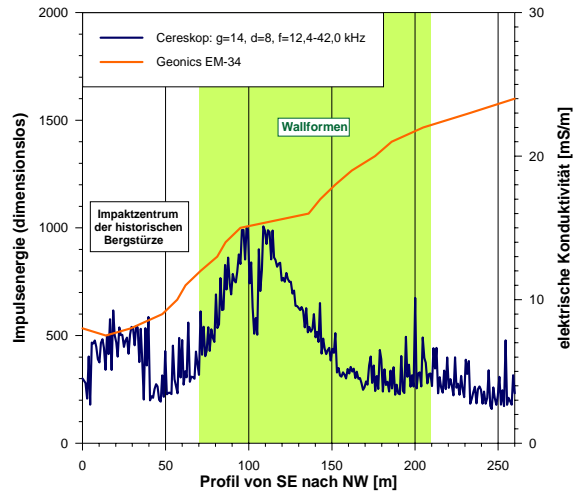


Anhang II/8: "Cereskop"-Profil 1

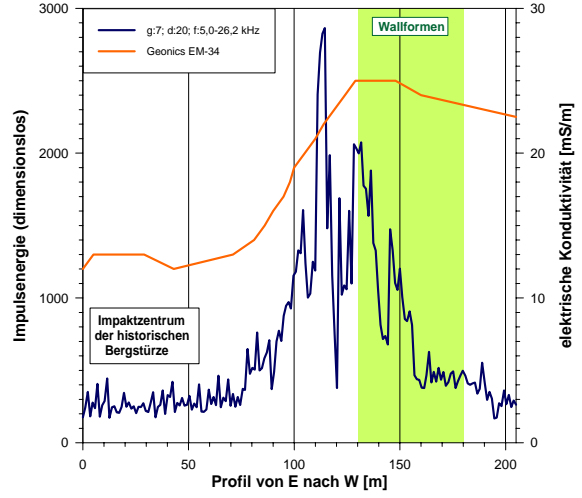


Anhang II/9: "Cereskop"-Profil 3

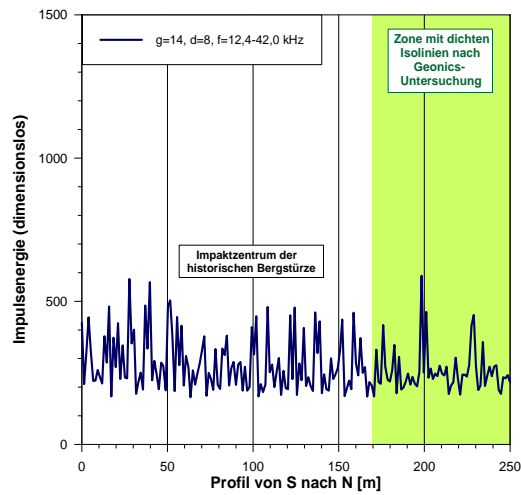
Bergsturzareal "Breitenberg" bei Dornbirn, Rheintal



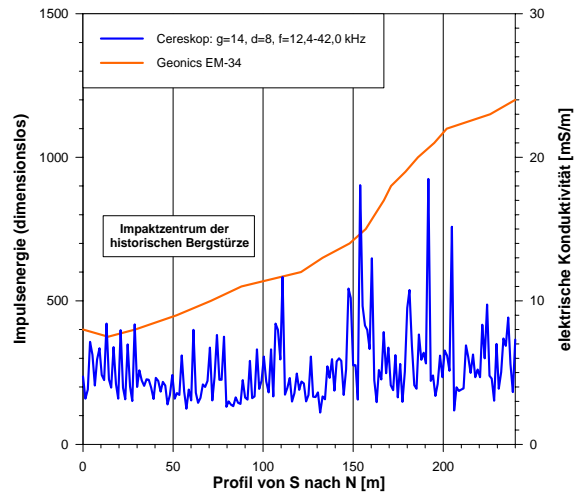
Anhang II/10: "Cereskop"-Profil 2



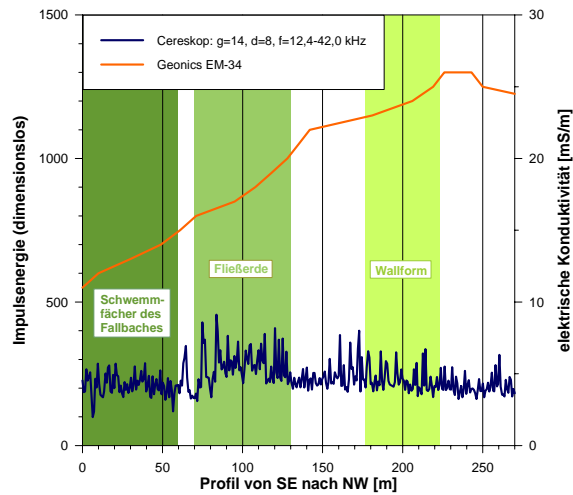
Anhang II/11: "Cereskop"-Profil 4



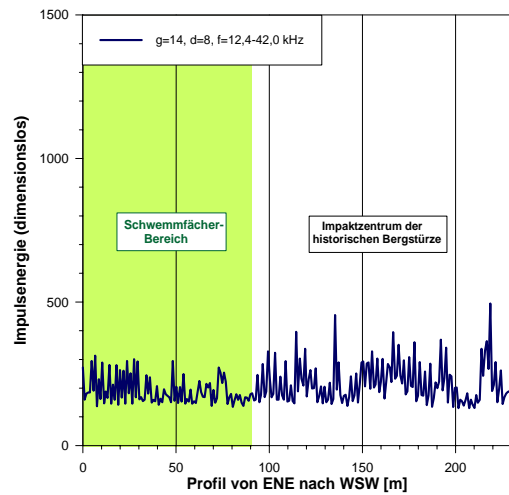
Anhang II/12: "Cereskop"-Profil 5



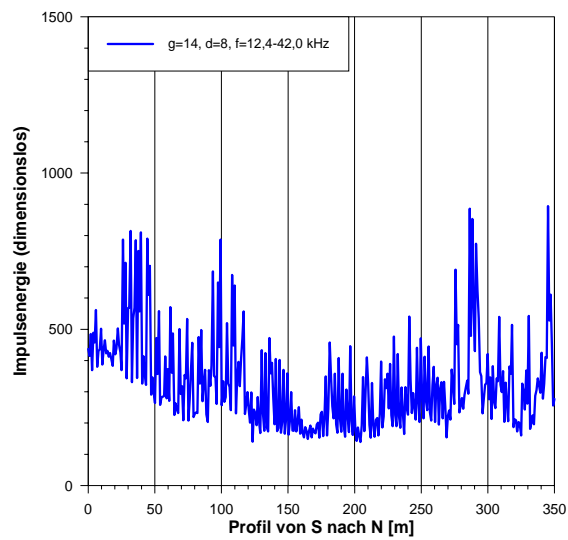
Anhang II/13: "Cereskop"-Profil 6



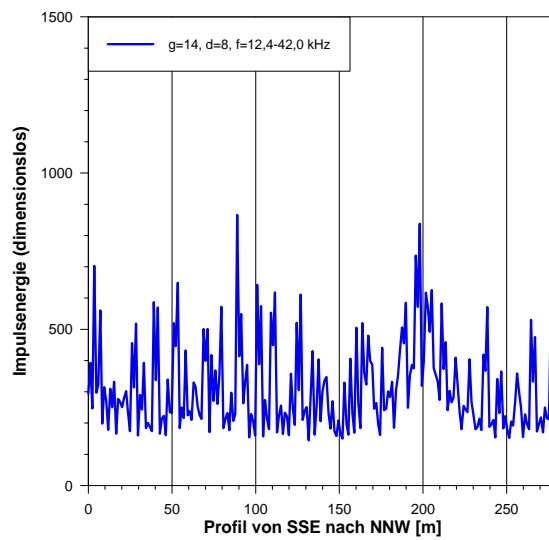
Anhang II/14: "Cereskop"-Profil 7



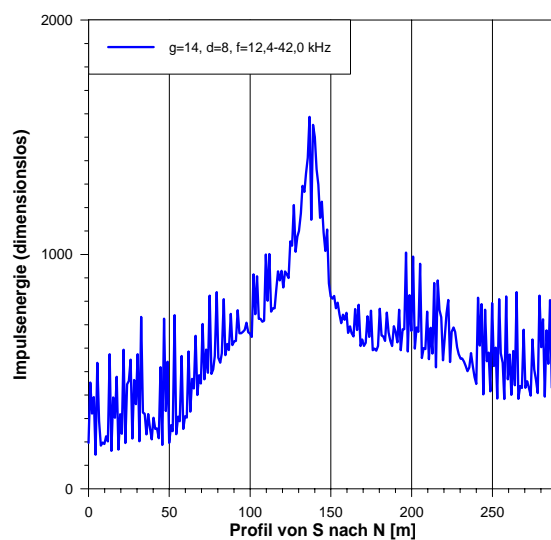
Anhang II/15: "Cereskop"-Profil 8



Anhang II/16: "Cereskop"-Profil 9

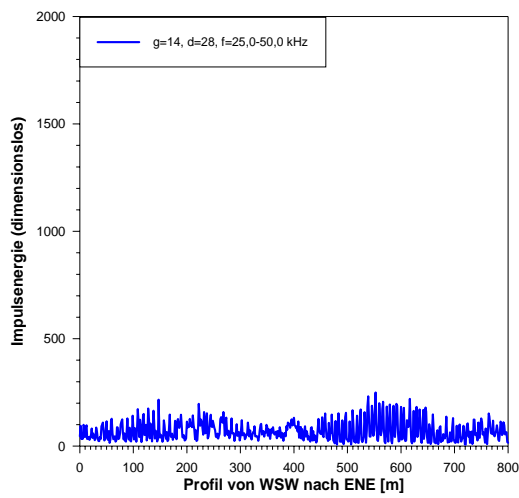


Anhang II/17: "Cereskop"-Profil 10

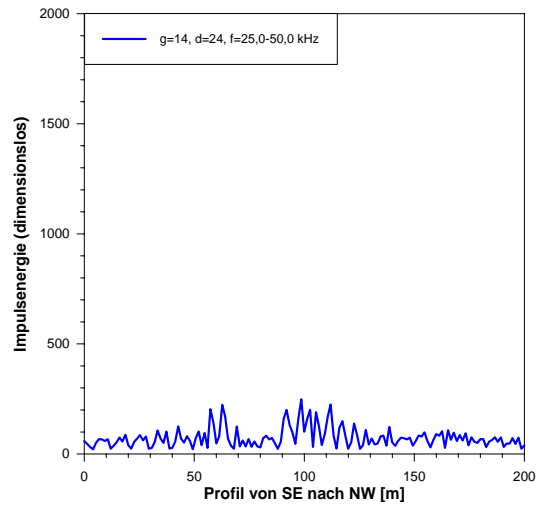


Anhang II/18: "Cereskop"-Profil 11

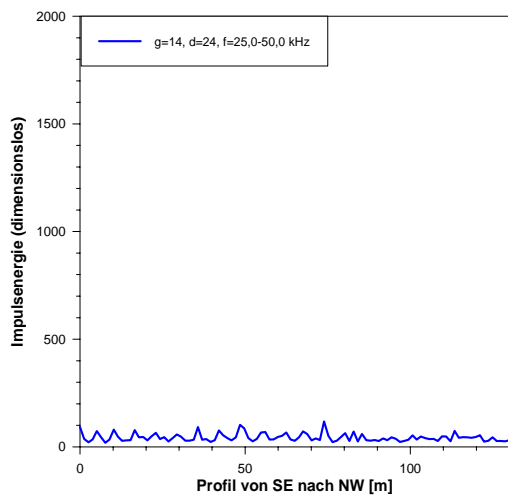
Fossile Bergstürze im Balderschwanger Tal, Vorderer Bregenzerwald



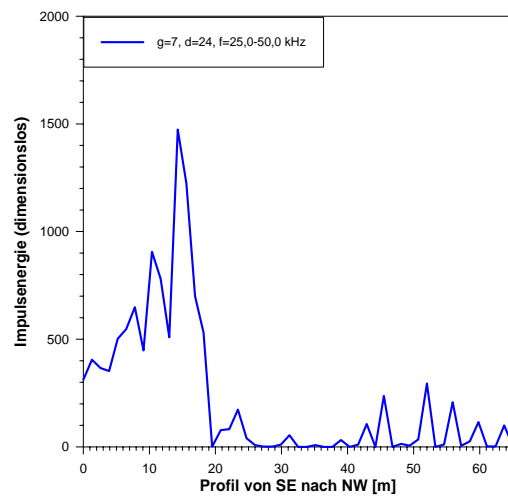
Anhang II/19: "Cereskop"-Profil 1



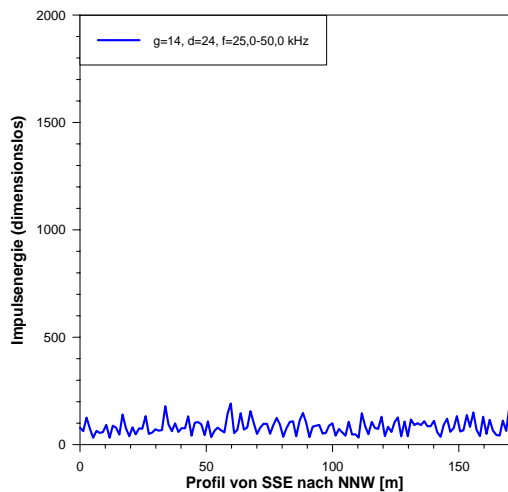
Anhang II/20: "Cereskop"-Profil 2



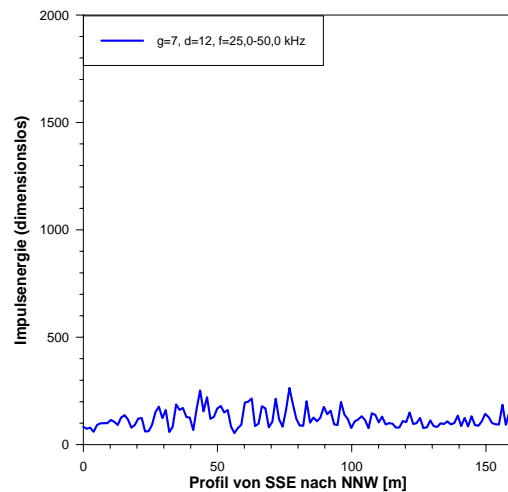
Anhang II/21: "Cereskop"-Profil 3



Anhang II/22: "Cereskop"-Profil 4

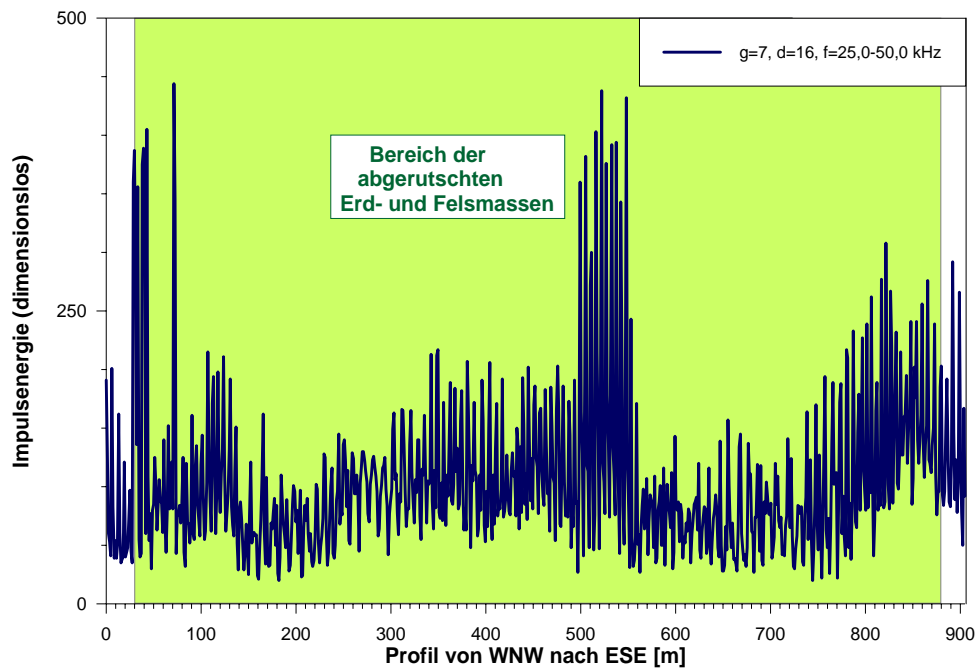


Anhang II/23: "Cereskop"-Profil 5

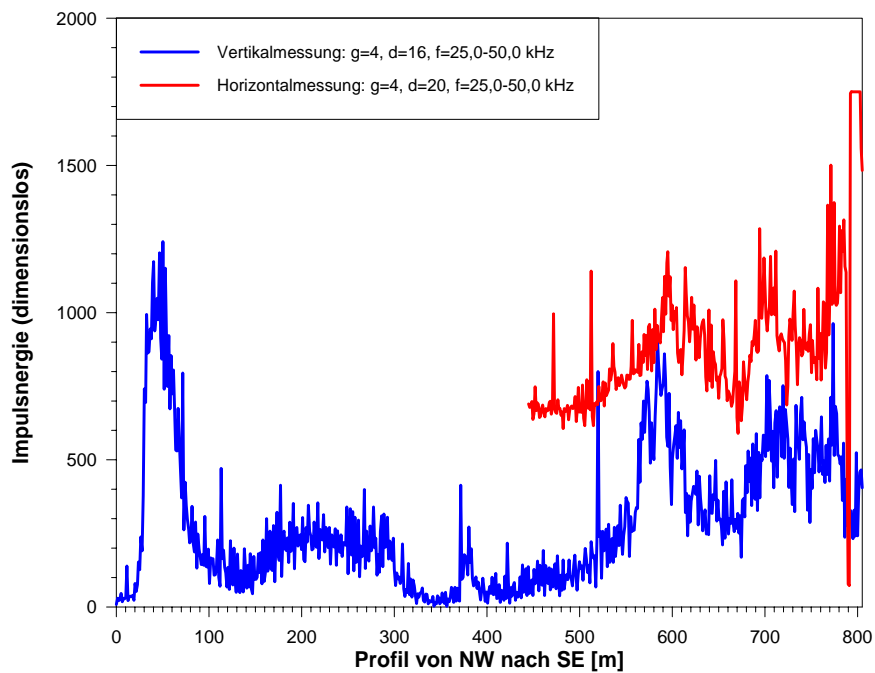


Anhang II/24: "Cereskop"-Profil 6

Großrutschung "Rindberg" bei Sibratsgfall, Bregenzerwald

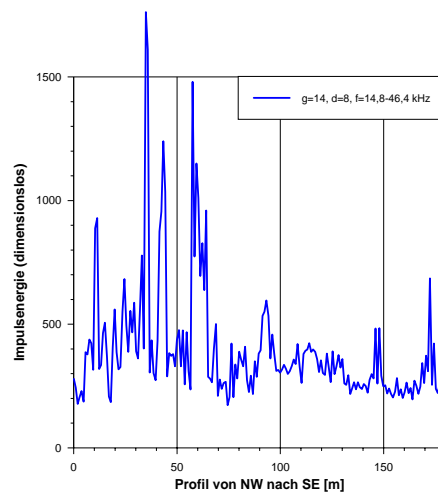


Anhang II/25: "Cereskop"-Profil 1

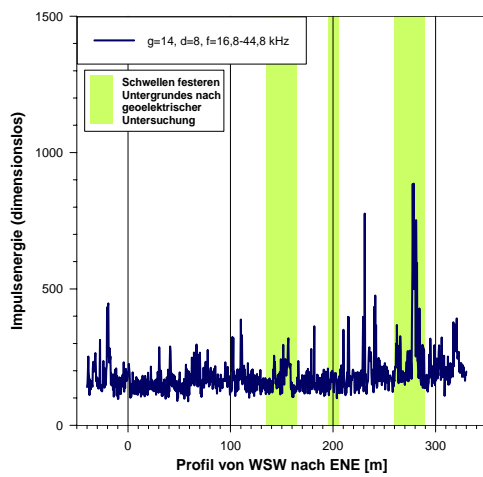


Anhang II/26: "Cereskop"-Profil 3

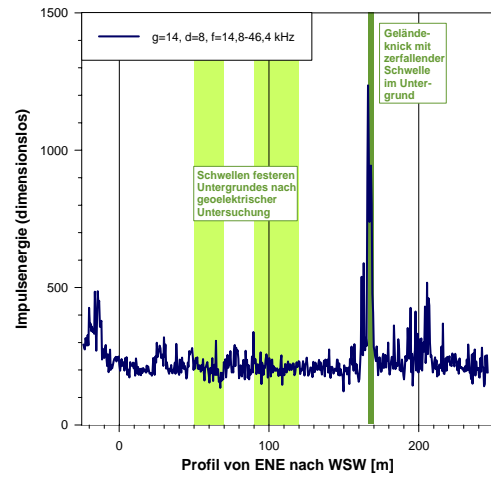
Rutschareal "Schlucher" bei Malbun, Fürstentum Liechtenstein



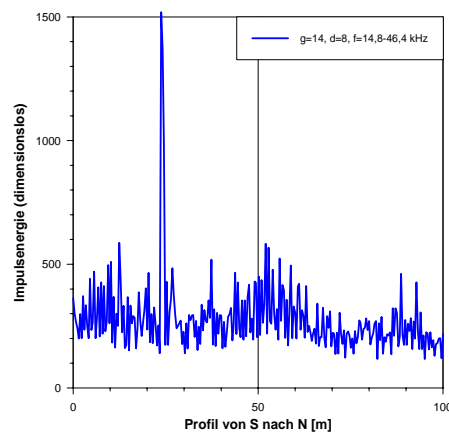
Anhang II/27: "Cereskop"-Profil 1



Anhang II/28: "Cereskop"-Profil 2

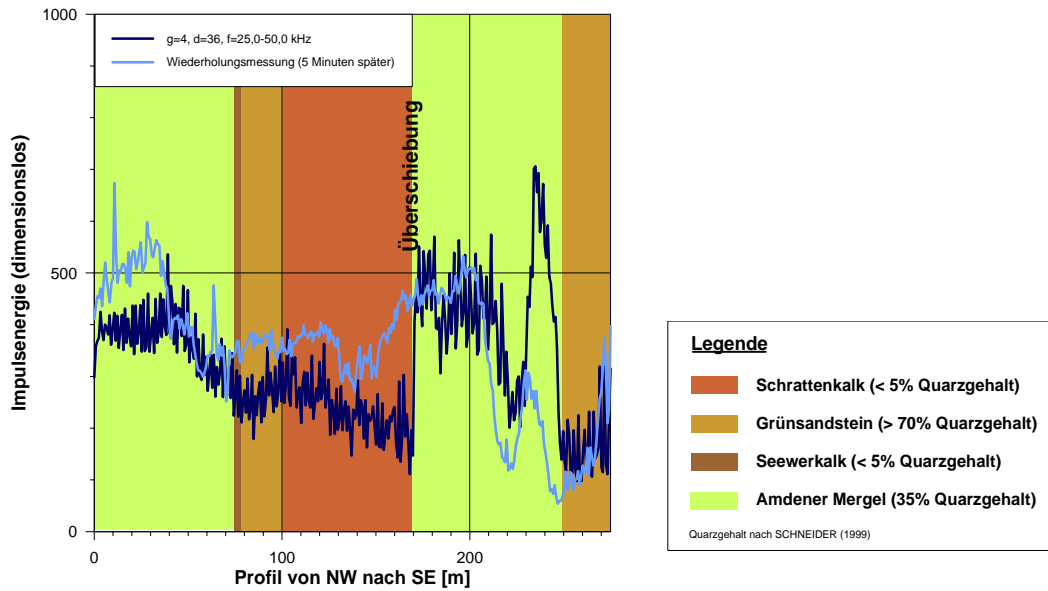


Anhang II/29: "Cereskop"-Profil 3



Anhang II/30: "Cereskop"-Profil 4

Tektonisch beanspruchtes Festgestein des Helvetikums an der Straße Dornbirn – Ebnit, Rhein-Seitenttal

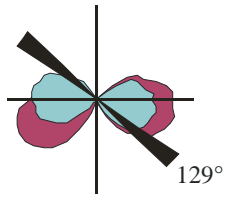


Anhang II/31: "Cereskop"-Profil H (Horizontalmessung)

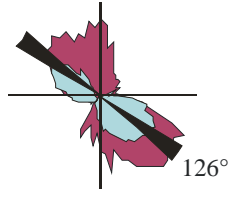
Anhang III

"Cereskop"-Profile

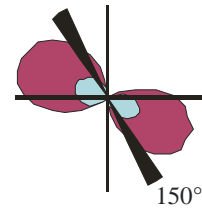
der maximalen Horizontalspannungsrichtung θ_H
an der Erdoberfläche in SW-Deutschland
im Vergleich zu Messwerten aus der Literatur



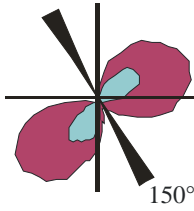
Pelm
lf: g=7; d=48; f=5,0-23,4 kHz
hf: g=7; d=48; f=25,0-50,0 kHz



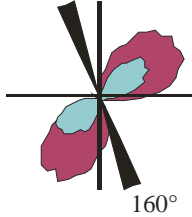
Nennig
lf: g=3; d=48; f=5,0-23,4 kHz
hf: g=4; d=48; f=25,0-50,0 kHz



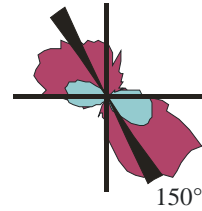
Stromberg
lf: g=4; d=64; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=4; d=40; f=25,0-50,0 kHz



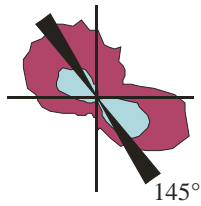
Hahnstätten
lf: g=4; d=48; f=17,6-38,0 kHz
hf: g=4; d=48; f=25,0-50,0 kHz



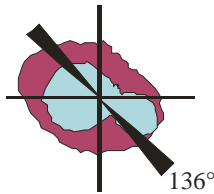
Fachingen
lf: g=4; d=48; f=5,0-22,6 kHz
hf: g=4; d=48; f=25,0-50,0 kHz



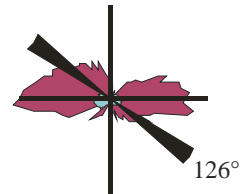
Wirbelau
lf: g=3; d=48; f=5,0-23,4 kHz
hf: g=4; d=44; f=25,0-50,0 kHz



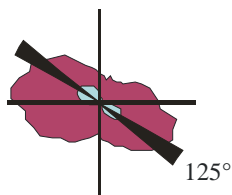
Villmar
lf: g=3; d=44; f=5,0-23,4 kHz
hf: g=4; d=52; f=25,0-50,0 kHz



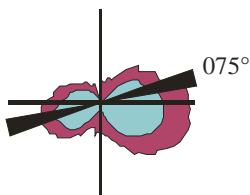
Wetzlar
lf: g=3; d=56; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=2; d=40; f=25,0-50,0 kHz



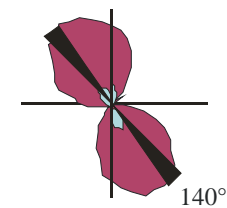
Oppenheim
lf: g=4; d=48; f=5,0-21,0 kHz
hf: g=7; d=32; f=25,0-50,0 kHz



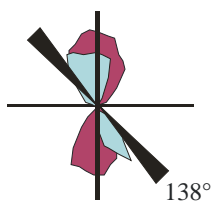
Auerbach
lf: g=7; d=40; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=7; d=40; f=25,0-50,0 kHz



Albersweiler
lf: g=4; d=40; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=4; d=40; f=25,0-50,0 kHz



Wössingen
lf: g=7; d=40; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=7; d=40; f=25,0-50,0 kHz



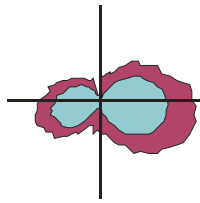
Baden-Baden
lf: g=3; d=40; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=7; d=40; f=25,0-50,0 kHz

129° **Literaturwert**

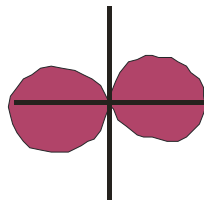
Anhang IV

"Cereskop"-Profile

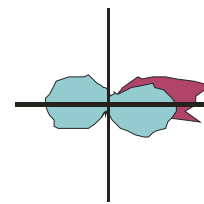
der maximalen Horizontalspannungsrichtung θ_H
an der Erdoberfläche in Rheinland-Pfalz



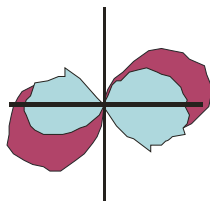
Albersweiler
 lf: g=4; d=40; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=4; d=40; f=25,0-50,0 kHz



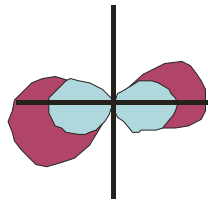
Altenkirchen
 lf: g=3; d=44; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=3; d=44; f=25,0-50,0 kHz



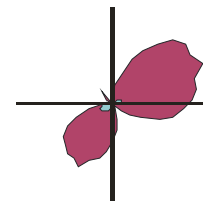
Alzey
 lf: g=3; d=60; f=5,0-22,6 kHz
 hf: g=7; d=52; f=25,0-50,0 kHz



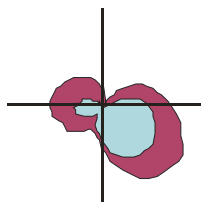
Andernach
 lf: g=4; d=48; f=5,0-22,6 kHz
 hf: g=4; d=48; f=25,0-50,0 kHz



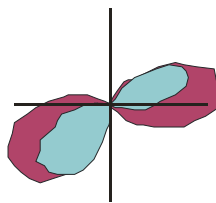
Auen
 lf: g=4; d=64; f=5,0-22,6 kHz
 hf: g=7; d=40; f=25,0-50,0 kHz



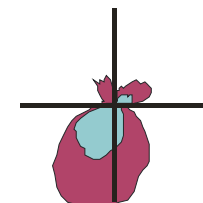
Bacharach
 lf: g=2; d=44; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=3; d=48; f=25,0-50,0 kHz



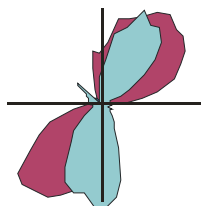
Bad Bergzabern N
 lf: g=4; d=56; f=5,0-22,6 kHz
 hf: g=4; d=56; f=25,0-50,0 kHz



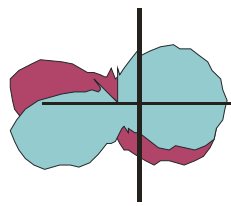
Bad Bergzabern S
 lf: g=4; d=56; f=5,0-22,6 kHz
 hf: g=4; d=56; f=25,0-50,0 kHz



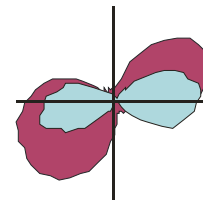
Bad Ems N
 lf: g=3; d=52; f=5,0-22,2 kHz
 hf: g=3; d=52; f=25,0-50,0 kHz



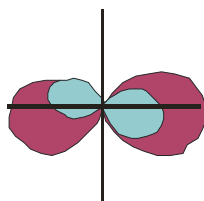
Bad Ems S
 lf: g=4; d=72; f=5,0-22,6 kHz
 hf: g=4; d=60; f=25,0-50,0 kHz



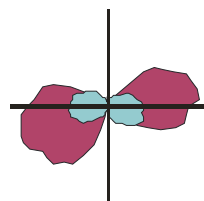
Bingen
 lf: g=4; d=40; f=25,0-37,4 kHz
 hf: g=4; d=40; f=25,0-50,0 kHz



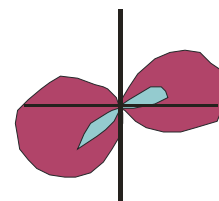
Birkenfeld
 lf: g=7; d=36; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=7; d=36; f=25,0-50,0 kHz



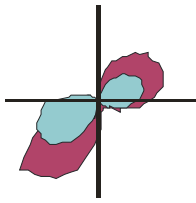
Bitburg
 lf: g=7; d=52; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=7; d=44; f=25,0-50,0 kHz



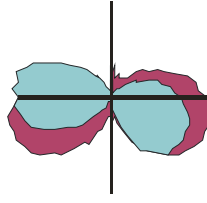
Boppard
 lf: g=3; d=52; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=4; d=36; f=25,0-50,0 kHz



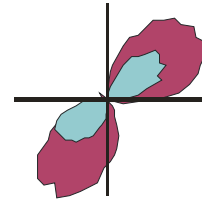
Dahn
 lf: g=4; d=64; f=5,0-22,2 kHz
 hf: g=7; d=44; f=25,8-50,0 kHz



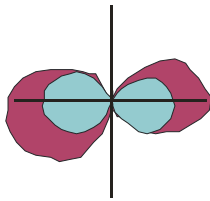
Edenkoben
lf: g=2; d=36; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=2; d=36; f=25,0-50,0 kHz



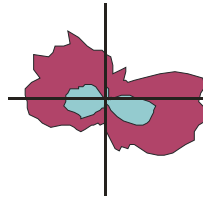
Erbeskopf
lf: g=3; d=40; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=7; d=36; f=25,0-50,0 kHz



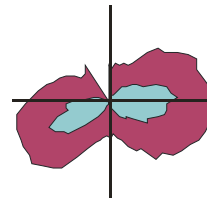
Fachingen
lf: g=4; d=48; f=5,0-22,6 kHz
hf: g=4; d=48; f=25,0-50,0 kHz



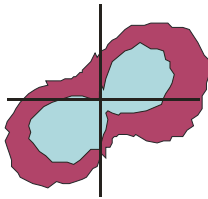
Friesenhagen
lf: g=3; d=44; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=4; d=36; f=25,0-50,0 kHz



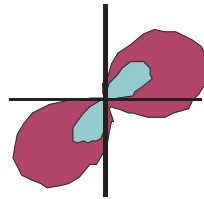
Gau-Bischofsheim
lf: g=4; d=40; f=5,0-22,6 kHz
hf: g=4; d=44; f=25,0-50,0 kHz



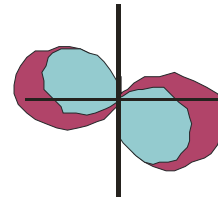
Groß-Winternheim
lf: g=3; d=40; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=3; d=40; f=25,0-50,0 kHz



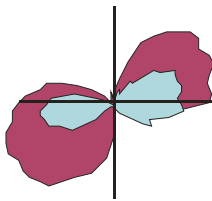
Hagenbach
lf: g=4; d=40; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=4; d=40; f=25,0-50,0 kHz



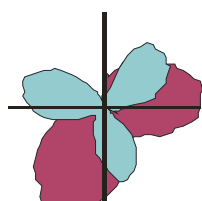
Hahnstätten
lf: g=4; d=48; f=17,6-38,0 kHz
hf: g=4; d=48; f=25,0-50,0 kHz



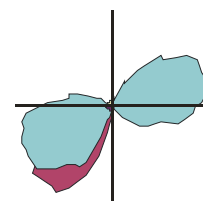
Hammerstein
lf: g=4; d=44; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=4; d=44; f=20,0-40,0 kHz



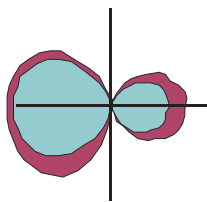
Heidesheim
lf: g=3; d=52; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=3; d=52; f=25,0-50,0 kHz



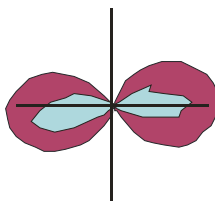
Hinterweidenthal
lf: g=4; d=40; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=4; d=40; f=25,0-50,0 kHz



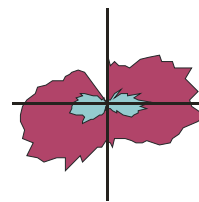
Höheinöd
lf: g=3; d=36; f=5,0-25,0 kHz
hf: g=4; d=60; f=25,0-50,0 kHz



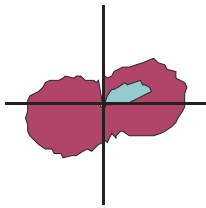
Hör-Grenzhausen
lf: g=4; d=36; f=20,0-40,0 kHz
hf: g=4; d=36; f=25,0-50,0 kHz



Holzappel
lf: g=4; d=52; f=5,0-22,2 kHz
hf: g=7; d=44; f=25,0-50,0 kHz

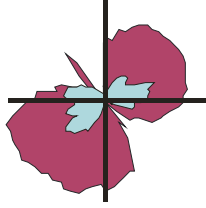


Horrweiler
lf: g=4; d=48; f=5,0-22,2 kHz
hf: g=4; d=48; f=25,0-50,0 kHz



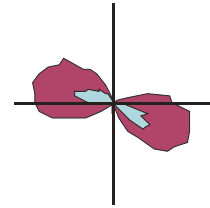
Kaiserslautern E

lf: $g=4$; $d=40$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=40$; $f=25,0-50,0$ kHz



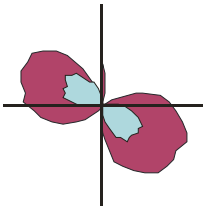
Kaiserslautern W

lf: $g=4$; $d=40$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=7$; $d=28$; $f=25,0-50,0$ kHz



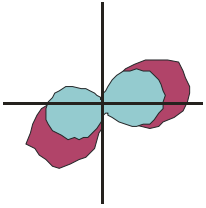
Kappel

lf: $g=4$; $d=64$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=64$; $f=25,0-50,0$ kHz



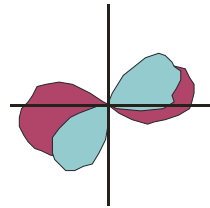
Kastellaun

lf: $g=4$; $d=44$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=44$; $f=25,0-50,0$ kHz



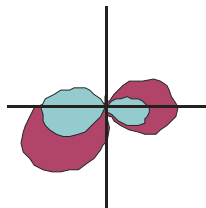
Katzwinkel

lf: $g=3$; $d=52$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=36$; $f=25,0-50,0$ kHz



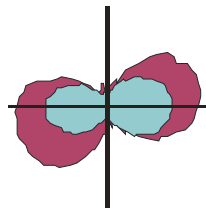
Kelberg

lf: $g=4$; $d=48$; $f=5,0-22,6$ kHz
 hf: $g=7$; $d=52$; $f=25,0-50,0$ kHz



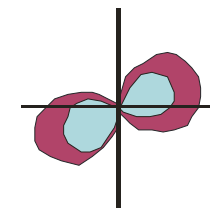
Kirburg

lf: $g=4$; $d=48$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=48$; $f=25,0-50,0$ kHz



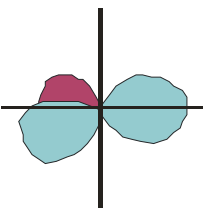
Kirchheimbolanden

lf: $g=3$; $d=40$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=28$; $f=25,0-50,0$ kHz



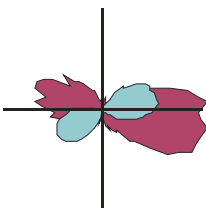
Koblenz

lf: $g=3$; $d=48$; $f=5,0-22,6$ kHz
 hf: $g=7$; $d=40$; $f=25,0-50,0$ kHz



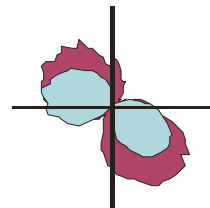
Langenthal

lf: $g=7$; $d=68$; $f=5,0-22,2$ kHz
 hf: $g=7$; $d=68$; $f=25,0-50,0$ kHz



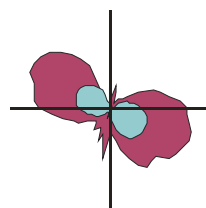
Lauterecken

lf: $g=3$; $d=60$; $f=5,0-24,2$ kHz
 hf: $g=4$; $d=52$; $f=25,0-50,0$ kHz



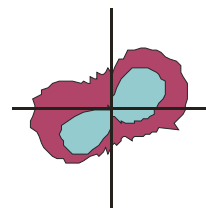
Löwenich

lf: $g=4$; $d=36$; $f=5,0-19,8$ kHz
 hf: $g=4$; $d=36$; $f=25,0-50,0$ kHz



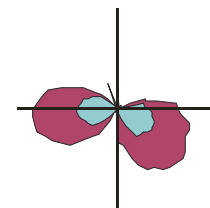
Lieser

lf: $g=4$; $d=44$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=7$; $d=44$; $f=25,0-50,0$ kHz



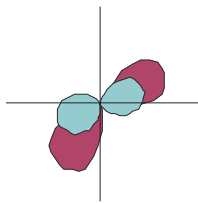
Ludwigshafen

lf: $g=4$; $d=40$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=40$; $f=25,0-50,0$ kHz

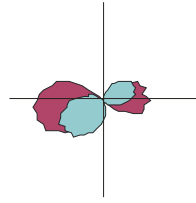


Mainz

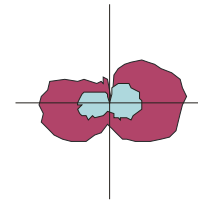
lf: $g=3$; $d=40$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=3$; $d=40$; $f=25,0-50,0$ kHz



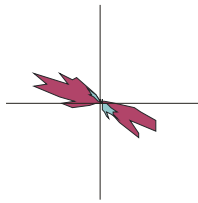
Mandel
 lf: g=3; d=60; f=5,0-22,6 kHz
 hf: g=7; d=36; f=25,0-50,0 kHz



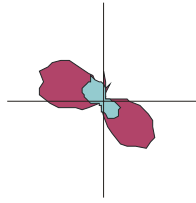
Mayen
 lf: g=4; d=52; f=9,0-22,6 kHz
 hf: g=7; d=28; f=25,8-50,0 kHz



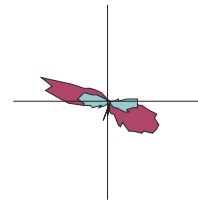
Mörsfeld
 lf: g=3; d=40; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=3; d=40; f=25,0-50,0 kHz



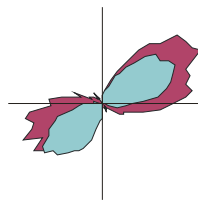
Monzingen
 lf: g=7; d=56; f=5,0-16,2 kHz
 hf: g=7; d=48; f=27,0-50,0 kHz



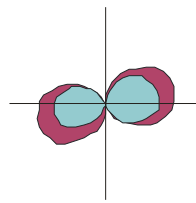
Morbach
 lf: g=4; d=28; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=7; d=28; f=25,0-50,0 kHz



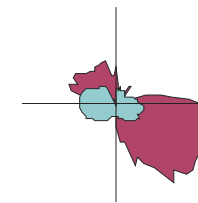
Münchweiler/Alsenz
 lf: g=4; d=36; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=4; d=32; f=25,0-50,0 kHz



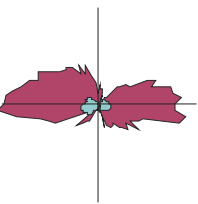
Neustadt/Weinstraße
 lf: g=3; d=64; f=5,0-23,4 kHz
 hf: g=4; d=56; f=25,0-50,0 kHz



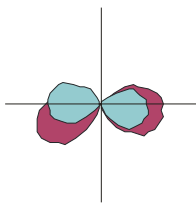
Neustadt/Wied
 lf: g=3; d=48; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=3; d=48; f=25,0-50,0 kHz



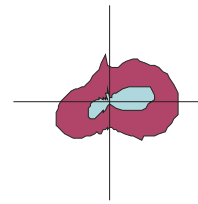
Ober-Olm
 lf: g=2; d=44; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=7; d=32; f=25,0-50,0 kHz



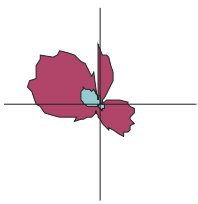
Oppenheim
 lf: g=4; d=48; f=5,0-21,0 kHz
 hf: g=7; d=32; f=25,0-50,0 kHz



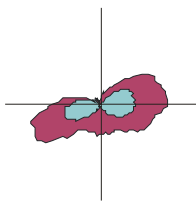
Pelm
 lf: g=7; d=48; f=5,0-23,4 kHz
 hf: g=7; d=48; f=25,0-50,0 kHz



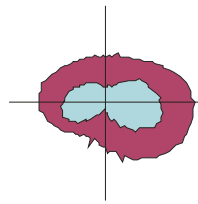
Pirmasens
 lf: g=4; d=60; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=4; d=60; f=25,0-50,0 kHz



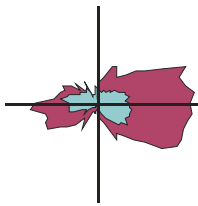
Pünderich
 lf: g=4; d=36; f=8,6-22,6 kHz
 hf: g=4; d=36; f=25,0-50,0 kHz



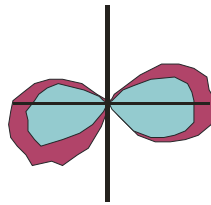
Quirnbach E
 lf: g=4; d=60; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=4; d=60; f=25,0-50,0 kHz



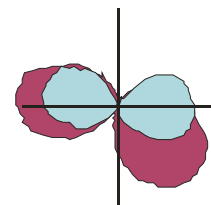
Quirnbach W
 lf: g=4; d=40; f=5,0-25,0 kHz
 hf: g=4; d=40; f=25,0-50,0 kHz



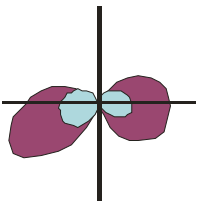
Saulheim
 lf: $g=3$; $d=64$; $f=5,0-22,2$ kHz
 hf: $g=4$; $d=52$; $f=25,0-50,0$ kHz



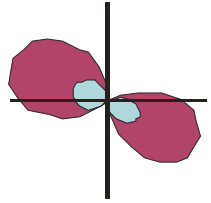
Senheim
 lf: $g=3$; $d=52$; $f=5,0-23,0$ kHz
 hf: $g=3$; $d=52$; $f=25,0-50,0$ kHz



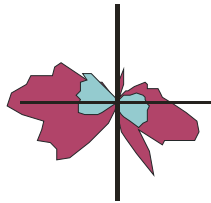
Singhofen
 lf: $g=4$; $d=40$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=40$; $f=25,0-50,0$ kHz



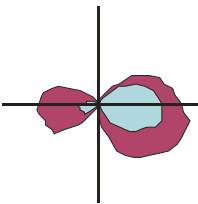
St. Goar
 lf: $g=2$; $d=44$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=7$; $d=36$; $f=25,0-50,0$ kHz



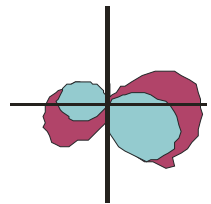
Stromberg
 lf: $g=4$; $d=64$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=40$; $f=25,0-50,0$ kHz



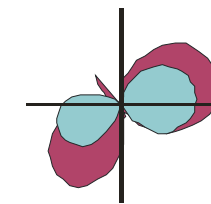
Traben-Trarbach E
 lf: $g=4$; $d=40$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=40$; $f=25,0-50,0$ kHz



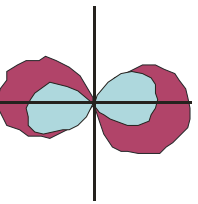
Traben-Trarbach W
 lf: $g=4$; $d=52$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=48$; $f=25,0-50,0$ kHz



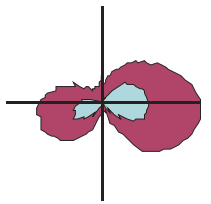
Unkel
 lf: $g=4$; $d=44$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=44$; $f=25,0-50,0$ kHz



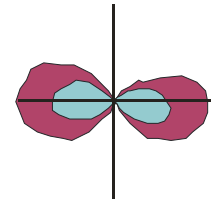
Waldmühlen
 lf: $g=4$; $d=48$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=48$; $f=25,0-50,0$ kHz



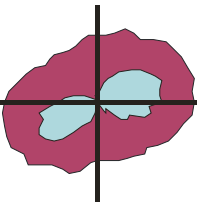
Wallenborn
 lf: $g=7$; $d=52$; $f=5,0-23,4$ kHz
 hf: $g=7$; $d=52$; $f=25,0-50,0$ kHz



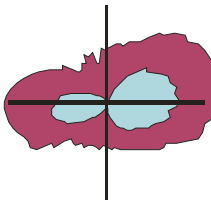
Wiltingen
 lf: $g=4$; $d=36$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=36$; $f=25,0-50,0$ kHz



Wittlich
 lf: $g=7$; $d=52$; $f=5,0-22,6$ kHz
 hf: $g=7$; $d=48$; $f=25,0-50,0$ kHz



Wöllstein
 lf: $g=3$; $d=40$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=3$; $d=40$; $f=25,0-50,0$ kHz



Worms
 lf: $g=4$; $d=40$; $f=5,0-25,0$ kHz
 hf: $g=4$; $d=40$; $f=25,0-50,0$ kHz

Anhang V

Auflistung der Messlokationen
zur Ermittlung der maximalen Horizontalspannungsrichtung θ_H
an der Erdoberfläche in Rheinland-Pfalz
mittels der "Cereskopie"

Messlokation	Rechts- und Hochwert	geographische Breite und Länge	tektonische Einheit	maximale Horizontal- spannungs- richtung θ_H	Standard- abweichung S
Albersweiler	3428338	49° 13' 20,5'' N	Gneis von Albersweiler	094°	015°
	5454265	08° 00' 58,1'' E			
Altenkirchen	3405908	50° 42' 05,4'' N	Rheinisches Schiefergebirge	083°	013°
	5619148	07° 40' 04,6'' E			
Alzey	3437988	49° 45' 29,9'' N	Mainzer Becken	094°	007°
	5513755	08° 08' 21,4'' E			
Andernach	2600918	50° 26' 38,6'' N	Neuwieder Becken	087°	011°
	5590632	07° 25' 15,3'' E			
Auen	3397890	49° 49' 41,9'' N	Saar-Nahe-Becken	084°	008°
	5522151	07° 34' 50,3'' E			
Bacharach	3412044	50° 02' 42,0'' N	Rheinisches Schiefergebirge	073°	011°
	5547861	07° 46' 17,3'' E			
Bad Bergzabern N	3424842	49° 06' 07,6'' N	Pfälzerwald	106°	017°
	5440936	07° 58' 14,2'' E			
Bad Bergzabern S	3425674	49° 05' 34,9'' N	Pfälzerwald	072°	004°
	5439917	07° 58' 55,9'' E			
Bad Ems N	3407996	50° 19' 57,4'' N	Rheinisches Schiefergebirge	051°	022°
	5578071	07° 42' 27,5'' E			
Bad Ems S	3409205	50° 19' 44,2'' N	Rheinisches Schiefergebirge	037°	008°
	5577643	07° 43' 29,0'' E			
Bingen	3423368	49° 58' 18,3'' N	Mainzer Becken	106°	005°
	5537684	07° 55' 53,9'' E			
Birkenfeld	2582767	49° 36' 11,6'' N	Rheinisches Schiefergebirge	071°	011°
	5496781	07° 08' 42,6'' E			
Bitburg	2546213	49° 58' 44,6'' N	Trierer Bucht	109°	003°
	5538148	06° 38' 39,7'' E			
Boppard	3394838	50° 14' 36,1'' N	Rheinisches Schiefergebirge	101°	012°
	5568386	07° 31' 32,0'' E			
Dahn	3410937	49° 09' 05,2'' N	Pfälzerwald	077°	007°
	5446632	07° 46' 44,2'' E			
Edenkoben	3438489	49° 16' 17,8'' N	Oberrheingraben	073°	013°
	5459621	08° 09' 16,8'' E			
Erbeskopf	2578137	49° 44' 14,3'' N	Rheinisches Schiefergebirge	110°	010°
	5511629	07° 05' 02,7'' E			
Fachingen	3428512	50° 21' 57,7'' N	Rheinisches Schiefergebirge	057°	009°
	5581471	07° 59' 42,4'' E			
Friesenhagen	3414873	50° 51' 57,7'' N	Rheinisches Schiefergebirge	097°	006°
	5637301	07° 47' 26,3'' E			
Gau-Bischofsheim	3437614	49° 54' 45,1'' N	Mainzer Becken	105°	008°
	5530807	08° 16' 14,0'' E			
Großwinternheim	3433878	49° 58' 33,6'' N	Mainzer Becken	082°	011°
	5534311	08° 04' 43,4'' E			
Hagenbach	3444435	49° 01' 27,8'' N	Oberrheingraben	058°	008°
	5432064	08° 14' 24,6'' E			
Hahnstätten	3432781	50° 19' 06,7'' N	Rheinisches Schiefergebirge	055°	011°
	5576132	08° 03' 21,9'' E			
Hammerstein	2595524	50° 28' 47,0'' N	Neuwieder Becken	122°	012°
	5594501	07° 20' 45,5'' E			
Heidesheim	3438937	50° 00' 07,9'' N	Mainzer Becken	069°	015°
	5540872	08° 08' 53,4'' E			
Hinterweidenthal	3409286	49° 11' 18,3'' N	Pfälzerwald	095°	008°
	5450771	07° 45' 19,4'' E			
Höheinöd	3399204	49° 17' 17,2'' N	Pfälzerwald	078°	013°
	5462034	07° 36' 51,4'' E			
Höhr-Grenzhausen	3405153	50° 26' 46,0'' N	Rheinisches Schiefergebirge	092°	006°
	5590749	07° 39' 52,3'' E			
Holzappel	3421931	50° 21' 41,1'' N	Rheinisches Schiefergebirge	089°	004°
	5581052	07° 54' 09,8'' E			
Horrweiler	3424494	49° 53' 52,7'' N	Rheinisches Schiefergebirge	090°	012°
	5529461	07° 56' 56,2'' E			
Kaiserslautern E	3414542	49° 27' 41,2'' N	Pfälzerwald	078°	003°
	5481054	07° 49' 15,6'' E			

Messlokation	Rechts- und Hochwert	geographische Breite und Länge	tektonische Einheit	maximale Horizontal- spannungs- richtung θ_H	Standard- abweichung S
Kaiserslautern W	3406146	49° 26' 54,6'' N	Pfälzerwald	077°	005°
	5479753	07° 42' 19,8'' E			
Kappel	2597103	50° 00' 14,1'' N	Rheinisches	116°	008°
	5541593	07° 21' 16,8'' E	Schiefergebirge		
Kastellaun	2605674	50° 03' 54,2'' N	Rheinisches	122°	008°
	5548557	07° 28' 34,0'' E	Schiefergebirge		
Katzwinkel	3417058	50° 50' 20,0'' N	Rheinisches	083°	004°
	5634245	07° 49' 20,5'' E	Schiefergebirge		
Kelberg	2566360	50° 17' 26,5'' N	Rheinisches	075°	006°
	5573025	06° 55' 52,8'' E	Schiefergebirge		
Kirburg	3424488	50° 41' 22,3'' N	Rheinisches	099°	005°
	5617517	07° 55' 52,6'' E	Schiefergebirge		
Kirchheimbolanden	3430441	49° 41' 12,3'' N	Saar-Nahe-Becken	084°	009°
	5505888	08° 02' 09,3'' E			
Koblenz	3397953	50° 19' 09,8'' N	Rheinisches	071°	009°
	5576783	07° 34' 01,0'' E	Schiefergebirge		
Langenthal	3397396	49° 50' 12,1'' N	Rheinisches	096°	016°
	5523094	07° 34' 24,7'' E	Schiefergebirge		
Löwenich	2562577	49° 50' 05,1'' N	Rheinisches	124°	011°
	5522263	06° 52' 11,8'' E	Schiefergebirge		
Lieser	2574198	49° 55' 55,1'' N	Rheinisches	129°	009°
	5531681	07° 01' 59,8'' E	Schiefergebirge		
Ludwigshafen	3450472	49° 27' 41,7'' N	Oberrheingraben	074°	005°
	5480627	08° 19' 00,1'' E			
Mainz	3445986	50° 00' 02,3'' N	Mainzer Becken	113°	010°
	5540622	08° 14' 47,4'' E			
Mandel	3412986	49° 51' 13,5'' N	Mainzer Becken	070°	005°
	5524718	07° 47' 23,4'' E			
Mayen	2588407	50° 19' 06,0'' N	Rheinisches	086°	007°
	5576421	07° 14' 29,3'' E	Schiefergebirge		
Mörsfeld	3422802	49° 44' 59,8'' N	Rheinisches	083°	006°
	5513022	07° 55' 43,2'' E	Schiefergebirge		
Monzingen	3396491	49° 48' 13,8'' N	Rheinisches	134°	007°
	5519454	07° 33' 42,9'' E	Schiefergebirge		
Morbach	2584226	49° 50' 53,7'' N	Rheinisches	134°	004°
	5524061	07° 10' 16,5'' E	Schiefergebirge		
Münchweiler/Alsenz	3419025	49° 32' 46,9'' N	Saar-Nahe-Becken	109°	011°
	5490431	07° 52' 51,3'' E			
Neustadt/Weinstraße	3439969	49° 20' 20,2'' N	Oberrheingraben	069°	015°
	5467091	08° 10' 25,9'' E			
Neustadt/Wied	2602834	50° 37' 18,5'' N	Rheinisches	083°	008°
	5610445	07° 27' 12,0'' E	Schiefergebirge		
Ober-Olm	3441162	49° 56' 04,7'' N	Mainzer Becken	110°	012°
	5533334	08° 10' 49,2'' E			
Oppenheim	3451758	49° 51' 46,3'' N	Oberrheingraben	095°	005°
	5525243	08° 19' 44,2'' E			
Pelm	2550203	50° 13' 52,7'' N	Rheinisches	103°	009°
	5566243	06° 42' 13,3'' E	Schiefergebirge		
Pirmasens	3401479	49° 12' 57,9'' N	Pfälzerwald	073°	010°
	5453980	07° 38' 51,1'' E			
Pünderich	2579900	50° 02' 33,8'' N	Rheinisches	136°	005°
	5545626	07° 06' 56,0'' E	Schiefergebirge		
Quirnbach E	2603136	49° 28' 56,6'' N	Saar-Nahe-Becken	080°	005°
	5483689	07° 25' 24,2'' E			
Quirnbach W	2602645	49° 28' 37,8'' N	Saar-Nahe-Becken	092°	015°
	5483100	07° 24' 59,7'' E			
Saulheim	3440403	49° 53' 00,5'' N	Mainzer Becken	103°	012°
	5527649	08° 10' 14,3'' E			
Senheim	2595880	50° 05' 26,9'' N	Rheinisches	090°	012°
	5551070	07° 12' 01,0'' E	Schiefergebirge		
Singhofen	3416092	50° 17' 39,4'' N	Rheinisches	108°	016°
	5573674	07° 49' 20,3'' E	Schiefergebirge		

Messlokation	Rechts- und Hochwert	geographische Breite und Länge	tektonische Einheit	maximale Horizontal- spannungs- richtung θ_H	Standard- abweich- ung S																																																																														
St. Goar	3407986	50° 09' 16,1'' N	Rheinisches	081°	018°																																																																														
	5558254	07° 42' 44,3'' E	Schiefergebirge			Stromberg	3413007	49° 57' 03,3'' N	Rheinisches	116°	003°	5535526	07° 47' 15,7'' E	Schiefergebirge	Traben	2579173	49° 58' 14,8'' N	Rheinisches	126°	008°	5537621	07° 06' 40,7'' E	Schiefergebirge	Trarbach	2581233	49° 57' 11,8'' N	Rheinisches	097°	009°	5535697	07° 07' 55,5'' E	Schiefergebirge	Unkel	2586487	50° 35' 28,4'' N	Neuwieder Becken	110°	012°	5606748	07° 13' 17,4'' E		Waldmühlen	3433781	50° 35' 05,2'' N	Rheinisches	075°	008°	5605736	08° 03' 53,5'' E	Schiefergebirge	Wallenborn	2550650	50° 08' 57,6'' N	Trierer Bucht	086°	012°	5557129	06° 42' 31,5'' E		Wittlich	2561003	49° 57' 47,3'' N	Wittlicher Rotliegend- Mulde	097°	006°	5536528	06° 51' 01,2'' E		Wöllstein	3426151	49° 49' 32,7'' N	Mainzer Becken	071°	006°	5521407	07° 58' 24,7'' E		Worms	3450430	49° 40' 08,1'' N	Ober rheingraben	086°	004°
Stromberg	3413007	49° 57' 03,3'' N	Rheinisches	116°	003°																																																																														
	5535526	07° 47' 15,7'' E	Schiefergebirge			Traben	2579173	49° 58' 14,8'' N	Rheinisches	126°	008°	5537621	07° 06' 40,7'' E	Schiefergebirge	Trarbach	2581233	49° 57' 11,8'' N	Rheinisches	097°	009°	5535697	07° 07' 55,5'' E	Schiefergebirge	Unkel	2586487	50° 35' 28,4'' N	Neuwieder Becken	110°	012°	5606748	07° 13' 17,4'' E		Waldmühlen	3433781	50° 35' 05,2'' N	Rheinisches	075°	008°	5605736	08° 03' 53,5'' E	Schiefergebirge	Wallenborn	2550650	50° 08' 57,6'' N	Trierer Bucht	086°	012°	5557129	06° 42' 31,5'' E		Wittlich	2561003	49° 57' 47,3'' N	Wittlicher Rotliegend- Mulde	097°	006°	5536528	06° 51' 01,2'' E		Wöllstein	3426151	49° 49' 32,7'' N	Mainzer Becken	071°	006°	5521407	07° 58' 24,7'' E		Worms	3450430	49° 40' 08,1'' N	Ober rheingraben	086°	004°	5503684	08° 18' 47,6'' E							
Traben	2579173	49° 58' 14,8'' N	Rheinisches	126°	008°																																																																														
	5537621	07° 06' 40,7'' E	Schiefergebirge			Trarbach	2581233	49° 57' 11,8'' N	Rheinisches	097°	009°	5535697	07° 07' 55,5'' E	Schiefergebirge	Unkel	2586487	50° 35' 28,4'' N	Neuwieder Becken	110°	012°	5606748	07° 13' 17,4'' E		Waldmühlen	3433781	50° 35' 05,2'' N	Rheinisches	075°	008°	5605736	08° 03' 53,5'' E	Schiefergebirge	Wallenborn	2550650	50° 08' 57,6'' N	Trierer Bucht	086°	012°	5557129	06° 42' 31,5'' E		Wittlich	2561003	49° 57' 47,3'' N	Wittlicher Rotliegend- Mulde	097°	006°	5536528	06° 51' 01,2'' E		Wöllstein	3426151	49° 49' 32,7'' N	Mainzer Becken	071°	006°	5521407	07° 58' 24,7'' E		Worms	3450430	49° 40' 08,1'' N	Ober rheingraben	086°	004°	5503684	08° 18' 47,6'' E																
Trarbach	2581233	49° 57' 11,8'' N	Rheinisches	097°	009°																																																																														
	5535697	07° 07' 55,5'' E	Schiefergebirge			Unkel	2586487	50° 35' 28,4'' N	Neuwieder Becken	110°	012°	5606748	07° 13' 17,4'' E		Waldmühlen	3433781	50° 35' 05,2'' N	Rheinisches	075°	008°	5605736	08° 03' 53,5'' E	Schiefergebirge	Wallenborn	2550650	50° 08' 57,6'' N	Trierer Bucht	086°	012°	5557129	06° 42' 31,5'' E		Wittlich	2561003	49° 57' 47,3'' N	Wittlicher Rotliegend- Mulde	097°	006°	5536528	06° 51' 01,2'' E		Wöllstein	3426151	49° 49' 32,7'' N	Mainzer Becken	071°	006°	5521407	07° 58' 24,7'' E		Worms	3450430	49° 40' 08,1'' N	Ober rheingraben	086°	004°	5503684	08° 18' 47,6'' E																									
Unkel	2586487	50° 35' 28,4'' N	Neuwieder Becken	110°	012°																																																																														
	5606748	07° 13' 17,4'' E				Waldmühlen	3433781	50° 35' 05,2'' N	Rheinisches	075°	008°	5605736	08° 03' 53,5'' E	Schiefergebirge	Wallenborn	2550650	50° 08' 57,6'' N	Trierer Bucht	086°	012°	5557129	06° 42' 31,5'' E		Wittlich	2561003	49° 57' 47,3'' N	Wittlicher Rotliegend- Mulde	097°	006°	5536528	06° 51' 01,2'' E		Wöllstein	3426151	49° 49' 32,7'' N	Mainzer Becken	071°	006°	5521407	07° 58' 24,7'' E		Worms	3450430	49° 40' 08,1'' N	Ober rheingraben	086°	004°	5503684	08° 18' 47,6'' E																																		
Waldmühlen	3433781	50° 35' 05,2'' N	Rheinisches	075°	008°																																																																														
	5605736	08° 03' 53,5'' E	Schiefergebirge			Wallenborn	2550650	50° 08' 57,6'' N	Trierer Bucht	086°	012°	5557129	06° 42' 31,5'' E		Wittlich	2561003	49° 57' 47,3'' N	Wittlicher Rotliegend- Mulde	097°	006°	5536528	06° 51' 01,2'' E		Wöllstein	3426151	49° 49' 32,7'' N	Mainzer Becken	071°	006°	5521407	07° 58' 24,7'' E		Worms	3450430	49° 40' 08,1'' N	Ober rheingraben	086°	004°	5503684	08° 18' 47,6'' E																																											
Wallenborn	2550650	50° 08' 57,6'' N	Trierer Bucht	086°	012°																																																																														
	5557129	06° 42' 31,5'' E				Wittlich	2561003	49° 57' 47,3'' N	Wittlicher Rotliegend- Mulde	097°	006°	5536528	06° 51' 01,2'' E		Wöllstein	3426151	49° 49' 32,7'' N	Mainzer Becken	071°	006°	5521407	07° 58' 24,7'' E		Worms	3450430	49° 40' 08,1'' N	Ober rheingraben	086°	004°	5503684	08° 18' 47,6'' E																																																				
Wittlich	2561003	49° 57' 47,3'' N	Wittlicher Rotliegend- Mulde	097°	006°																																																																														
	5536528	06° 51' 01,2'' E				Wöllstein	3426151	49° 49' 32,7'' N	Mainzer Becken	071°	006°	5521407	07° 58' 24,7'' E		Worms	3450430	49° 40' 08,1'' N	Ober rheingraben	086°	004°	5503684	08° 18' 47,6'' E																																																													
Wöllstein	3426151	49° 49' 32,7'' N	Mainzer Becken	071°	006°																																																																														
	5521407	07° 58' 24,7'' E				Worms	3450430	49° 40' 08,1'' N	Ober rheingraben	086°	004°	5503684	08° 18' 47,6'' E																																																																						
Worms	3450430	49° 40' 08,1'' N	Ober rheingraben	086°	004°																																																																														
	5503684	08° 18' 47,6'' E																																																																																	