

Die Stabilität von Karsthohlräumen am Beispiel der A.F. Lindner-Halle im Abisso di Trebiciano (Italien)

Master Thesis

Author(s):

Filipponi, Marco

Publication date:

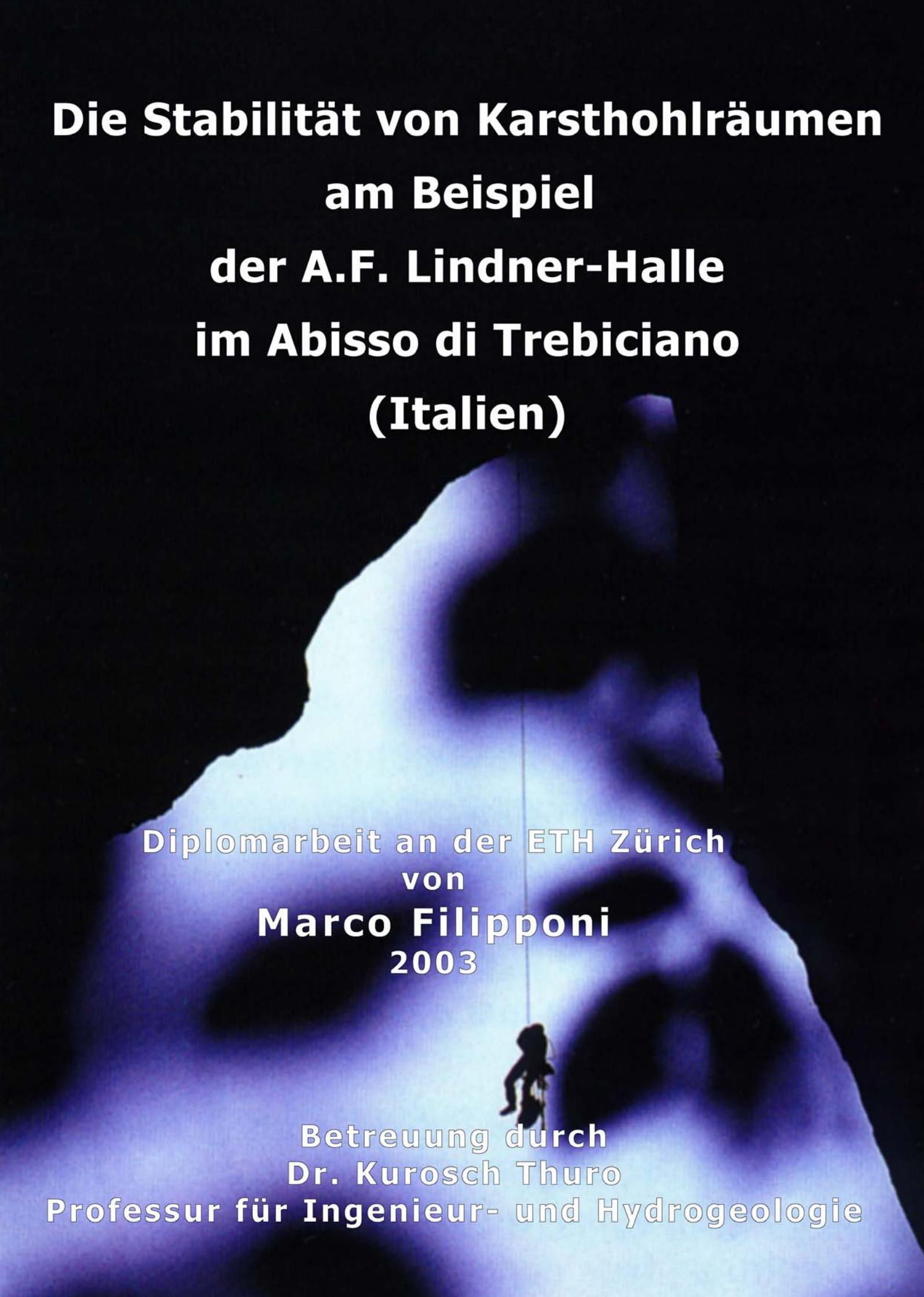
2003

Permanent link:

<https://doi.org/10.3929/ethz-a-004652534>

Rights / license:

[In Copyright - Non-Commercial Use Permitted](#)

A photograph of a cave interior, likely the Abisso di Trebiciano in Italy. The scene is dimly lit with a blueish-purple hue. A person is seen rappelling down a rope from the top of the frame. The cave walls are rugged and uneven, with some light reflecting off the surfaces. The overall atmosphere is mysterious and adventurous.

**Die Stabilität von Karsthohlräumen
am Beispiel
der A.F. Lindner-Halle
im Abisso di Trebiciano
(Italien)**

Diplomarbeit an der ETH Zürich
von
Marco Filipponi
2003

Betreuung durch
Dr. Kuroschi Thuro
Professur für Ingenieur- und Hydrogeologie

Zusammenfassung

Der Abisso di Trebiciano ist eine vertikale Karsthöhle (rund 700 m lang und 329 m tief), die sich im Hinterland von Triest (Italien) entwickelt hat. Die Höhle besteht aus einer vadosen Schachtzone, die rund 270 unterhalb der Oberfläche in eine grosse Halle mündet, die sogenannte A.F. Lindner-Halle, mit einer Grundfläche von 130 * 80 m und einer flachen Hallendecke, die 30 bis 60 über dem Hallengrund liegt. Die Halle wird von einem Höhlenfluss gequert, der dem karsthydrologischen System des Reka-Timavo angehört. Nach starken, andauernden Niederschlägen kann das Hochwasser des Fluss die Halle vollständig fluten. Da der Abisso di Trebiciano bereits einer Vielzahl von speläologischen, hydrogeologischen und geologischen Untersuchungen unterlegen war, bot er ein ideales Fallbeispiel um die Stabilität von Karsthöhlen und die Versturzmechanismen (Inkasion) zu untersuchen.

Das Ziel der vorliegenden Diplomarbeit war die Betrachtung der A.F. Lindner-Halle unter dem Aspekt der Stabilität, sowie einen Modell für deren Genese zu entwickeln. Diesbezüglich wurden die Höhlensedimente, wobei das Schwergewicht auf den Versturzblöcken lag, die Höhlenwände und Decke, sowie das Trennflächengefüge in der Halle beschrieben.

Die Versturzblöcke haben eine mittlere Grösse von 2 - 3 m³, ihre Form war meist bestimmt durch zwei Schichtfugen und zwei bis drei Klüften oder eine bis drei Bruchflächen.

An den Wänden der A.F. Lindner-Halle war es möglich fünf Trennflächenscharen zu unterscheiden, vier subvertikalstehende Kluftscharen mit einem Kluftabstand im Meterbereich, sowie einem subhorizontal liegendem Schichtfugengefüge.

In einem ersten Schritt wurde mit einem 2D finit-element Programm (Phase2, ©ROCSCIENCE) die Spannung um die A.F. Lindner-Halle modelliert und den Einfluss des Spannungsversagens abgeschätzt. Wobei die gesteinsmechanischen Eigenschaften mit Laborversuchen bestimmt wurden und das Gebirgsverhalten wurden mit dem Geological Strength Index (GSI; HOEK & BROWN, 1997) abgeschätzt. Die Analyse zeigte eine hohe Wahrscheinlichkeit von Verbrüchen an den Hallenwänden.

In einem zweiten Schritt wurde das Modell des Balken-Versagens (DAVIES, 1951) auf die Verhältnisse in der A.F. Lindner Halle angewendet. Die Bankungsmächtigkeit die gesteinsmechanischen Eigenschaften erlauben eine kritische Spannweite von Balken einer Länge von rund 30 m und von Konsolen der Länge von rund 17 m.

In einem letzten Schritt wurden mittels stereografischer Projektion die Möglichkeit des Kluftkörperversagens im Sinne der "key block theory" (GOODMAN & SHI, 1985) überprüft, wobei das Trennflächengefüge drei verschiedene Kluftkörperformen bildet, die in die Halle stürzen könnten.

Aus den Resultaten dieser Diplomarbeit scheint die Entstehung der A.F. Lindner-Halle an die Mechanismen des Spannungs- und Kluftkörperversagens gebunden zu sein, wobei das Spannungsversagen für den lateralen Hallenwachstum verantwortlich ist. Der Einfluss des Balkenversagens scheint untergeordnet zu sein.

Unter menschlichen Zeitmassstäben kann die A.F. Lindner-Halle als stabil betrachtet werden, obschon sie über eine längere Zeitspanne als labil zu betrachten ist.

Abstract

The Abisso di Trebiciano is a vertically developed limestone cave located near Trieste (length: around 700 m, depth: 329 m). The cave morphologically consists of a vadose shaft zone, that leads down approximately 270 m below the surface into a large hall, the A.F.Lindner hall, with an area of 130 x 80 m and a flat roof between 30 and 60 m above the ground. A river runs through the base of the big hall, belonging to the Reka-Timavo system, and floods the A.F.Lindner hall completely after high precipitation events. The Abisso di Trebiciano was thoroughly studied in various speleological, hydrological and geological aspects and provides an excellent possibility for a case study on the stability of karst caves and breakdown mechanisms.

The aim of this work was to examine the stability of the A.F. Lindner hall and to investigate the genesis and further development of the cave. For this purpose, a research study was initiated to describe the breakdown blocks, the walls and roof surfaces as well as the discontinuities of the main hall.

The breakdown blocks have an average volume of 2 - 3 m³. The shape of the blocks are often related to 2 bedding planes and 2 - 3 joints as well as 1 - 3 fracture surfaces.

At the walls of the A.F. Lindner hall it was possible to distinguish 5 sets of discontinuities. The 4 sets of joints are subvertical to vertical and have a spacing in the order of meters. The bedding is subhorizontally orientated.

As a first step, the stress distribution around the hall was modelled with a 2D finite-element program (Phase2, ©ROCSCIENCE) to estimate stress induced failures. The geomechanical properties and behaviour of the rock mass was extracted using the Geological Strength Index (GSI; HOEK & BROWN, 1997), together with rock mechanical laboratory tests. The analyses shows, that the highest probability for stress related failures are along the walls of the A. F. Lindner hall.

In a next step the applicability of the "fixed beam model" (DAVIES, 1951) for the breakdown phenomena in the A.F. Lindner hall was examined. The bedding thickness and the rock properties allow the critical span for a fixed beam to be around 30 m, and 17 m for a cantilever beam.

In a last step, the discontinuities were analysed using stereographic projection and the "key block theory" (GOODMAN & SHI, 1985) for wedge/block failure. The joint sets allow the existence of 3 different block shapes.

The genesis of the A.F. Lindner hall in the Abisso di Trebiciano seems to be particularly related to stress induced failures and to key block failure. The stress related failures would be responsible for the lateral development. The influence of failures described by the failure of fixed beams and/or cantilever beams seem to be less significant.

The A.F. Lindner hall can be considered as stable in human timescale, although labile in larger timescale.

Inhaltsverzeichnis

1.1	I
Zusammenfassung	I
Abstract	II
Inhaltsverzeichnis	III
Abbildungsverzeichnis	VI
Verzeichnis der Tabellen	IX
2	Einleitung	1
3	Wahl einer geeigneten Höhle	2
4	Der Abisso di Trebiciano	4
4.1	Morphologische Gliederung des Abisso di Trebiciano.....	4
4.2	Befahrung	5
4.3	Entdeckung des Abisso di Trebiciano und die Wasserarmut in Triest.....	6
4.4	Höhlenplan und Vermessung der A.F. Lindner-Halle	8
4.5	Einige Eindrücke der A.F. Lindner-Halle.....	9
5	Geologischen Gegebenheiten um den Abisso di Trebiciano	10
5.1	Ein geologischer Überblick über den triestinischen Karst.....	10
5.2	Lithologien im Abisso di Trebiciano.....	11
5.2.1	<i>Borgo Grotta Gigante Member</i>	11
5.2.2	<i>Zolla Member</i>	11
5.2.3	<i>Rupingrande Member</i>	12
5.3	Lagerungsverhältnisse.....	13
6	Gebirgsdurchtrennung um den Abisso di Trebiciano	14
6.1	Einteilung der Trennflächen.....	14
6.2	Trennflächen und die Festigkeit des Gebirges.....	14
6.3	Methoden zur Feldaufnahme von Trennflächen	16
6.3.1	<i>Das Scan-Line-Verfahren</i>	16
6.3.2	<i>Die Beschreibung von Trennflächen in Karsthohlräumen</i>	17
6.4	Trennflächenaufnahmen im Abisso di Trebiciano.....	19
6.4.1	<i>Genetisch bedeutenden Trennflächen im Abisso di Trebiciano</i>	22
7	Geotechnischen Eigenschaften der Gesteine im Abisso di Trebiciano	23
7.1	Entnommenen Gesteinsproben	23
7.2	Einaxiale Druckversuch	23
7.2.1	<i>Einaxialen Druckversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano</i>	24
7.3	Punktlastversuch	25
7.3.1	<i>Punktlastversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano</i>	26
7.4	Spaltzugversuch.....	27
7.4.1	<i>Spaltzugversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano</i>	27
7.5	Bestimmung der Dichte und der Gesamtporosität.....	28
7.5.1	<i>Bestimmung der Trockenrohddichte und der Gesamtporosität an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano</i>	28
7.6	Zusammenstellung der geotechnischen Eigenschaften der Gesteine im Abisso di Trebiciano.....	30
8	Hydrogeologischen Gegebenheiten im Abisso di Trebiciano	32
8.1	Hydrogeologie des triestinischen Karstes.....	33
8.1.1	<i>Karstquellen</i>	33
8.1.2	<i>Ponore</i>	33
8.1.3	<i>Karstwassernetz</i>	34
8.2	Abisso di Trebiciano unter hydrogeologischen Gesichtspunkten.....	38
8.3	Hydrogeologische Verhalten des Höhlenflusses in der A.F. Lindner-Halle	39

9	Klassifikation des Gebirge um den Abisso di Trebiciano.....	40
9.1	Gebirgsklassifikation nach Bienwaski (RMR – Rock Mass Rating).....	41
9.1.1	<i>Bewertung des Gebirges um die A.F. Lindner-Halle im Abisso di Trebiciano.....</i>	<i>42</i>
9.2	Gebirgsklassifikation nach Barton (Q-System).....	43
9.2.1	<i>Bewertung des Gebirges um die A.F. Lindner-Halle im Abisso di Trebiciano.....</i>	<i>44</i>
9.3	Gebirgsklassifikation nach Hoek - Geological Strength Index (GSI).....	45
9.3.1	<i>Bruchkriterium von Hoek-Brown.....</i>	<i>45</i>
9.3.2	<i>Bestimmung des GSI für das Gebirge um den Trebiciano und die Hoek-Brown-Parameter..</i>	<i>46</i>
9.4	Anwendung der Gebirgsklassifikationen zur Abschätzung der Inkasionsprozesse.....	47
10	Höhlensedimente im Abisso di Trebiciano.....	48
10.1	Einteilung der Höhlensedimente.....	48
10.2	Klastische Sedimente im Abisso di Trebiciano.....	49
10.3	Sedimentproben aus dem A. Beram-Gang und der A. F. Linder-Halle.....	50
10.4	Beschreibung des Versturzmateriale in der A.F. Lindner-Halle.....	53
10.4.1	<i>Einteilung des Versturzmateriale anhand der Grösse.....</i>	<i>54</i>
10.4.2	<i>Einteilung des Versturzmateriale anhand der Form.....</i>	<i>54</i>
10.4.3	<i>Einteilung des Versturzmateriale anhand der Flächen.....</i>	<i>55</i>
10.4.4	<i>Verwitterungszustand der Blöcke.....</i>	<i>56</i>
11	Bruchmechanismen der Inkasion.....	57
11.1	Spannungsversagen.....	57
11.1.1	<i>In situ Spannungszustand.....</i>	<i>57</i>
11.1.2	<i>Abschätzen des In situ Spannungszustand um Trebiciano.....</i>	<i>58</i>
11.1.3	<i>Spannungsverteilung um einen Hohlraum.....</i>	<i>60</i>
11.1.4	<i>Mechanismus des Spannungsversagens.....</i>	<i>61</i>
11.1.5	<i>Spannungsverteilung um die A.F. Lindner-Halle.....</i>	<i>62</i>
11.2	Versagen im Balken-Modell.....	63
11.2.1	<i>Vorgang des Balken-Versagens.....</i>	<i>63</i>
11.2.2	<i>Balken-Versagens in der A.F. Lindner-Halle.....</i>	<i>64</i>
11.3	Kluftkörperversagen.....	65
11.3.1	<i>Analyse des Kluftkörperversagen.....</i>	<i>65</i>
11.3.2	<i>Zeitabhängigkeit des Kluftkörperversagens.....</i>	<i>67</i>
11.3.3	<i>Kluftkörperversagen in der A.F. Lindner-Halle.....</i>	<i>67</i>
11.4	Auslöser für Inkasionsprozesse.....	68
11.4.1	<i>Gangerweiterung.....</i>	<i>68</i>
11.4.2	<i>Wechsel in den hydrogeologischen Gegebenheiten.....</i>	<i>68</i>
11.4.3	<i>Erweiterung von Trennflächen.....</i>	<i>68</i>
11.4.4	<i>Hochwasserereignisse.....</i>	<i>68</i>
11.4.5	<i>Höhleneis.....</i>	<i>68</i>
11.4.6	<i>Erdbeben.....</i>	<i>69</i>
11.4.7	<i>Überdeckung.....</i>	<i>69</i>
12	Genese der A.F. Lindner-Hallen.....	70
12.1	Möglichkeiten einer Hallengenese.....	70
12.2	Mögliches Genesemodell für die A.F. Lindner-Halle.....	72
12.3	Stabilitätsbetrachtung der A.F. Lindner-Halle.....	74
13	Das Höhlenklima des Abisso di Trebiciano.....	75
13.1	Eine kleine Einführung in die Höhlenklimatologie.....	75
13.2	Klimabeobachtungen im Abisso di Trebiciano.....	76
13.3	Lufttemperatur und Temperaturgradienten.....	78
13.3.1	<i>Die Lufttemperatur und Temperaturgradienten im Abisso di Trebiciano.....</i>	<i>79</i>
13.4	Höhlenwind.....	80
13.4.1	<i>Der Höhlenwind im Abisso di Trebiciano.....</i>	<i>80</i>
13.4.2	<i>Abschätzung des Volumens des Abisso di Trebiciano über die barometrische Luftzirkulation</i>	<i>81</i>
13.5	Kondensationsphänomene: Bindeglied zwischen dem Höhlenklima und der Hydrogeologie....	82
13.5.1	<i>Beobachtungen zur Kondensation im Abisso di Trebiciano.....</i>	<i>83</i>
13.5.2	<i>Nebel in der A.F. Lindner-Halle.....</i>	<i>83</i>
14	Schlussbetrachtung.....	84
15	Literaturverzeichnis.....	85

16	Anhang	88
16.1	Höhlenplan	88
16.2	Joint Roughness Coefficient (JRC)	89
16.3	RMR-Wertung der Einaxialen Druckfestigkeit im RMR	90
16.4	m_f -Werte für Hoek-Brown-Bruchkriterium	90
16.5	Das Schmidt'sche Netz	91
16.6	Das Hilfsnetz von Markland	91
16.7	Diagramme einaxiale Druckversuche	92
16.7.1	<i>Einaxiale Druckversuche: Borgo Grotta Gigante Member (Aurisina)</i>	92
16.7.2	<i>Einaxiale Druckversuche: Borgo Grotta Gigante Member (Trebiciano) und Zolla Member</i>	95
16.8	Messdaten der Punktlastversuche	96
16.8.1	<i>Punktlastversuche Borgo Grotta Gigante Member (Trebiciano)</i>	96
16.8.2	<i>Punktlastversuche Borgo Grotta Gigante Member (Aurisina)</i>	96
16.8.3	<i>Punktlastversuch Zolla Member</i>	97
16.8.4	<i>Punktlastversuch Rupingrande Member (Dolomit)</i>	97
16.8.5	<i>Punktlastversuch Rupingrande Member (Dedolomit)</i>	98
16.9	Messdaten der Spaltzugversuche	98
16.10	Messdaten der Dichtebestimmung	99

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1: Interne und externe Ursachen die zu Verbruch in Karsthöhlen führen können.	2
Abb. 2.2: Die politische Lage von Triest.	3
Abb. 3.1: Längsschnitt durch den Abisso di Trebiciano mit eingefärbt die morphologischen Einheiten der Höhle.....	4
Abb. 3.2: Aquarell des Höhlenflusses im Abisso di Trebiciano (aus BOEGAN, 1910).....	5
Abb. 3.3: Mit Leitern eingerichteter Schacht im Abisso di Trebiciano (Foto: Halupca).....	5
Abb. 3.4: Erster Höhlenplan von Giuseppe Sforzi (1841; Archivio Diplomatico, Trieste).....	6
Abb. 3.5: Höhlenplan von Giuseppe Sforzi aus dem Jahre 1841. (aus MORLOT, 1848).....	7
Abb. 3.6: Beim Vermessen der A.F. Lindner-Halle mit einem Laser-Distanz-Messgerät.....	8
Abb. 3.7: Lage der vermessenen Profile in der A.F. Lindner-Halle mit dem Laser-Distanz-Messgerät.....	8
Abb. 3.8: Vermessene Profile in der A.F. Lindner-Halle mit dem Laser-Distanz-Messgerät.....	8
Abb. 3.9: Obere Teil der A.F. Lindner-Halle, Blick Richtung Südosten. (Foto: Halupca).....	9
Abb. 3.10: Ausschnitt der Sedimenthalde in der A.F. Lindner-Halle. (Foto: Halupca).....	9
Abb. 3.11: Unterer Bereich der A.F. Lindner-Halle, Mitterechts Siphon wo der Höhlenfluss die Halle verlässt. (Foto: Halupca).....	9
Abb. 4.1: Vereinfachte geologische Karte des triestinischen Karstes mit einem geologischen Profil von Triest zum Abisso di Trebiciano.....	10
Abb. 4.2: Schematische Darstellung des Abisso di Trebiciano und die Lithologien. (nach ULCIGRAI, 1976).	11
Abb. 4.3: Dünnschliff des Dedolomits – Dolomikristall (grau) in der Mitte der sich von der Mitte her in Kalzit (braun) umwandelt. (aus ULCIGRAI, 1976).....	12
Abb. 4.4: Poldarstellung des Einfallens der Schichten in eingangsbereich des Abisso di Trebiciano (nach FORTI ET AL., 1978).	13
Abb. 5.1: Unter Trennflächen werden folgende Strukturelemente zusammengefasst. (SIA NORM 199, 1998).....	14
Abb. 5.2: Zusammenhang zwischen der Gebirgsfestigkeit und dem Kluftabstand (nach SPAUN & THURO, 1999).....	14
Abb. 5.3: Mohr-Coulomb'sches Bruchkriterium für Trennflächen.	15
Abb. 5.4: Schematische Darstellung des Scan-Line-Verfahrens.	16
Abb. 5.5: Anzeichen einer aktiven Verwerfung in einer Karsthöhle.	17
Abb. 5.6: Schematische Darstellung der möglichen speläogenetischen Bedeutung von Trennflächen in Karsthöhlen.	18
Abb. 5.7: Beispiel für das Eintragen von Trennflächen in einen Höhlenplan.	18
Abb. 5.8: Aufnahmen der Trennflächen in der A.F. Lindner-Halle.	19
Abb. 5.9: Die Lage der aufgenommenen Scan-Lines und der geplanten Aufnahmeflächen.	19
Abb. 5.10: Skizze der Scan-Line 1 mit den Beobachteten Trennflächeneigenschaften.....	20
Abb. 5.11: Skizze der Scan-Line 2 mit den beobachteten Trennflächeneigenschaften.	20
Abb. 5.12: Skizze der Scan-Line 3 mit den beobachteten Trennflächeneigenschaften.	21
Abb. 5.13: Zusammenstellung Trennflächenpole in der Lagekugel der Scan-Lines in der A.F. Lindner-Halle und der Messungen von FORTI ET AL. (1978) im Eingangsbereich des Abisso di Trebiciano.	21
Abb. 5.14: Die Gangarten im Abisso di Trebiciano und die Orientierung der genetisch bedeutenden Trennflächen.....	22
Abb. 6.1: Versuchsanordnung des einaxialen Druckversuchs.....	23
Abb. 6.2: Versuchsanordnung des Punktlastversuches.....	25
Abb. 6.3: Quer durch den Prüfkörper verlaufender Bruch nach einem Punktlastversuch.....	25
Abb. 6.4: Versuchsanordnung des Spaltzugversuchs.....	27
Abb. 6.5: Anschnitt eines Handstücks aus dem Borgo Grotta Gigante Member aus Trebiciano mit Lösungserscheinungen.	28
Abb. 6.6: Anschnitt durch ein Handstück des Dedolomits des Rupingrande Members.	29
Abb. 6.7: Schematische Versuchsanordnung zur Bestimmung der Biegefestigkeit.....	31

Abb. 7.1: Übersichtskarte über den triestinischen Karst.....	32
Abb. 7.2: Höhlenplan der Bocche del Timavo. (nach GUGLIA, 1994).....	33
Abb. 7.3: Aquarell der Rekaschlucht kurz vor dem Eingang der Skocjanske Jame. (aus MÜLLER, 1890).....	33
Abb. 7.4: Beispiel des Schüttungsverlaufes des Timavo und des Reka (nach CIVITA ET. AL., 1995).....	34
Abb. 7.5: Der Unterirdische Verlauf des Reka-Timavo nach LINDNER (1841).....	34
Abb. 7.6: Der Unterirdische Verlauf des Reka-Timavo nach MÜHLHOFER (1907).....	35
Abb. 7.7: Der Unterirdische Verlauf des Reka-Timavo nach TIMEUS (1928).....	35
Abb. 7.8: Der Unterirdische Verlauf des Reka-Timavo nach MOSETTI ET AL. (1963).	36
Abb. 7.9: Der Unterirdische Verlauf des Reka-Timavo nach KRIVIC (1982).	36
Abb. 7.10: Längsschnitt durch die Grotta Meravigliosa di Lazzaro Jerko. (www.boegan.it).....	37
Abb. 7.11: Schematisches Profil entlang des unterirdischen Verlaufs des Timavo durch den triestinischen Karst. (vereinfacht nach D'AMBROSI, 1960).....	38
Abb. 7.12: Wasserstände in der A.F. Lindner-Halle im Jahre 1913. (nach Boegan aus KYRLE 1923).....	39
Abb. 7.13: Beispiel des Verlaufs eines Hochwassers in der A.F. Lindner-Halle (blaue Linie Wasserstand in der A.F. Lindner-Halle, grüne Fläche Niederschlagsmenge an der Oberfläche). (nach BOEGAN, 1921).....	39
Abb. 8.1: Ansicht des Gebirge in der A.F. Lindner-Halle wo der Höhlenfluss in die Halle mündet. (Foto: Halupca)	40
Abb. 8.2: Die fünf Faktoren, die für die Beurteilung des Gebirges nach dem RMR-System , angesprochen werden.	41
Abb. 8.3: Beispiel einer Bestimmung des RQD.	42
Abb. 8.4: Von BIENWASKI (1989) postulierter Zusammenhang zwischen der Standzeit , der RMR-Wertung und der Spannweite.	42
Abb. 8.5: Die sechs Faktoren, die für die Beurteilung des Gebirges nach dem Q-System, angesprochen werden.	43
Abb. 8.6: Erforderliche Ausbau eines Hohlraums abhängig von der Hohlraumverwendung, Spannweite und Q-Wertung. (BARTON, 1974).....	44
Abb. 9.1: Sedimentablagerungen A.F. Lindner-Halle mit kleinen "Lehmstalagmiten" in der (Foto: Halupca)	48
Abb. 9.2: Einteilung der Höhlensedimente.	48
Abb. 9.3: Einteilung der klastischen Höhlensedimente.....	48
Abb. 9.4: Kartierung der klastischen Sedimente im Abisso di Trebiciano.	49
Abb. 9.5: Trockenrisse in den Höhlensedimente im oberen Teil der A.F. Lindner-Halle. (Foto: Halupca).....	49
Abb. 9.6: Summenkurven der Siebanalyse der Proben aus der A.F. Lindner-Halle.	50
Abb. 9.7: Schematische Häufigkeitsverteilung der Korngrösse bei verschiedenen Sortierungsgraden.....	51
Abb. 9.8: Schematische Häufigkeitsverteilung der Korngrösse bei verschiedenen Schiefegraden.	51
Abb. 9.9: Verteilung der Mittelwerte und Mediane der Kornverteilungskurven der Sedimentproben aus der A. F. Lindner-Halle.	52
Abb. 9.10: Einteilung des Versturzmateriale in Höhlen.....	53
Abb. 9.11: Lage der beschriebenen Blöcke in der A.F. Lindner-Halle.....	53
Abb. 9.12: Blöcke in unteren Bereich der A.F. Lindner-Halle mit einem Höhlenforscher (in rot) als Grössenvergleich. (Foto: Halupca)	54
Abb. 9.13: Winkel zwischen den Klüften und Schichtfugen, die die Versturzböcke in der A. F. Lindner-Halle begrenzen.....	55
Abb. 9.14: Block in der A.F. Lindner-Halle mit dunkler Anwitterungsfarbe und fließfacettenähnliche Eintiefungen.....	56
Abb. 10.1: Schematische Verteilung der Höhlenporosität in verschiedenen Karstzonen.....	58
Abb. 10.2: Abschätzung der In situ Spannungsverhältnisse und Seitendruckverhältnis um den Abisso di Trebiciano.	58
Abb. 10.3: Ausschnitt aus der Welt-Spannungs-Karte. [Rel 2000-1; www.world-stress-map.org]	59
Abb. 10.4: Schematische Darstellung des Prinzips der Spannungsverteilung um einen Hohlraum. Jene Spannung die im primären Spannungszustand im Hohlraumbereich gewirkt hat, wird nach der Hohlraumbildung vom umgebenden Gebirge aufgenommen.	60
Abb. 10.5: Verteilung der grössten Hauptspannung σ_1 um eine endloslangen runden Röhre (Durchmesser 2 m) mit 300 m Überdeckung bei verschiedenen Seitendruckverhältnissen ($k = 0.5, 1.0, 2.0$)	60
Abb. 10.6: Zeitabhängiges Verhalten der Druckfestigkeit einer Gesteinsprobe. (nach THARP, 1995).....	61

Abb. 10.7: Spannungsverteilung um das Längsprofil der A.F. Lindner-Halle.	62
Abb. 10.8: Spannungsverteilung um das Querprofil der A.F. Lindner-Halle.	62
Abb. 10.9: Verhältnis der grössten Hauptspannung zur Gebirgsfestigkeit respektive Gesteinsfestigkeit als Mass für die Heftigkeit des Spannungsversagens.	62
Abb. 10.10: Schematische Darstellung des Balkenversagens.	63
Abb. 10.11: Bestimmung der Balkenmächtigkeit in der A.F. Lindner-Halle anhand der Höhe einiger Versturzböcke.	64
Abb. 10.12: Kritische Spannweite eines Hohlraums abhängig von der Balkenmächtigkeit im Dedolomit von Trebiciano.	64
Abb. 10.13: Schematische Darstellung des Kluftkörperversagens.	65
Abb. 10.14: Schema des Analyseschlüssels für das Kluftkörperversagen.	65
Abb. 10.15: Prinzip der Ausscheidung potentieller Versturzböcke.	66
Abb. 10.16: Prinzip der Ausscheidung von potentieller Gleitflächen.	66
Abb. 10.17: Schematische Darstellung der Gebirgsdruchtrennung um den Abisso di Trebiciano.	67
Abb. 10.18: Ausschnitt aus der Wand der A.F. Lindner-Halle mit einzelnen Nischen, die durch Kluftversagen entstanden sein können. (Foto: Halupca).....	67
Abb. 10.19: Historische Erdbeben seit 0000 bis 1930. (PERUZZA, 2000)	69
Abb. 10.20: Schematische Darstellung einer Einsturzdoline.....	69
Abb. 11.1: Schematische Entstehung eines Glockenschachtes.....	70
Abb. 11.2: Schematische Entstehung einer Halle durch rückschreitende Erosion eines Schachtes.	70
Abb. 11.3: Schematische Entstehung einer Halle durch das Zusammenwachsen zweier Hohlräume.....	71
Abb. 11.4: Schematische Entstehung einer Halle durch instabile Seitenwände.....	71
Abb. 11.5: Schematische Entstehung einer Halle in einem Schneeschart.....	71
Abb. 11.6: Ursprünglicher Verlauf der Karströhren im Bereich der A.F. Lindner-Halle.....	72
Abb. 11.7: Zweidimensionale Analyse der Spannungsverteilung bei Beginn der Entwicklung der A.F. Lindner-Halle.	73
Abb. 12.1: Schematische Abgrenzung der Meteorologie zur Klimatologie anhand der betrachteten Zeitskala.	75
Abb. 12.2: <i>Einhängen eines Temperaturdatallggers</i>	76
Abb. 12.3: Messorte und Messresultate der Lufttemperaturmessung im Abisso di Trebiciano vom 28.12.2002.....	77
Abb. 12.4: Temperaturgradient trockener, feuchter und nasser Luft.	78
Abb. 12.5: Temperaturprofil im Abisso di Trebiciano vom 28.12.2002.....	79
Abb. 12.6: Luftdruckverlauf im Abisso di Trebiciano vom 28.12.2002 mit abgeschätzter charakteristischer Zeit T_C für den Druckausgleich des Höhlenklimas mit dem Aussenklima.	81
Abb. 12.7: Schematische Darstellung der Kondensationszonen auf der meteohohen Höhenlage.....	82
Abb. 12.8: Nebel in der A.F. Lindner-Halle (Foto: Halupca).....	83

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 2.1: Eckdaten einiger Karsthohlräume die als Fallstudie für die vorliegende Diplomarbeit in Frage kamen.....	3
Tab. 4.1: Beschreibung der Formation der Calcari del Carso (aus CUCCHI ET AL., 1989).....	12
Tab. 6.1: Zusammenstellung der Resultate der einaxialen Druckversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano.....	24
Tab. 6.2: Zusammenstellung der Resultate der Punktlastversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano.....	26
Tab. 6.3: Zusammenstellung der Resultate der Spaltzugversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano.....	27
Tab. 6.4: Zusammenstellung der Resultate aus der Bestimmung der Trockenrohddichte und der Gesamtporosität an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano.....	28
Tab. 6.5: Zusammenstellung der geotechnischen Eigenschaften der Gesteine im Abisso di Trebiciano.....	30
Tab. 8.1: Gekürzte Wertung des Gebirges nach dem Rock Mass Rating System (RMR) nach BIENIAWSKI (1989).....	41
Tab. 8.2: Bewertung des Gebirges um die A.F. Lindner-Halle nach der RMR-Methode (nach BIENWASKI 1989).	42
Tab. 8.3: Gekürzte Wertung der Gebirgseigenschaften der Gebirgsklassifikation nach dem Q-System. (nach BARTON, 1974).....	43
Tab. 8.4: Wertung des Gebirges um die A.F. Lindner-Halle nach dem Q-System (nach BARTON, 1974).....	44
Tab. 8.5: Gekürzte Beschreibung der Gebirgsdurchtrennung und Trennflächen zur Bestimmung des GSI (nach HOEK & BROWN, 1997).....	45
Tab. 8.6: Bestimmung des GSI für das Gebirge um den Trebiciano und die Hoek-Brown-Parameter.....	46
Tab. 9.1: Rohdaten der Siebanalyse der Proben aus der A.F. Lindner-Halle.....	50
Tab. 9.2: Bezeichnung der Proben aus der A.F. Lindner-Halle nach SN 670 005a.....	50
Tab. 9.3: Kategorien der Sortierung. (nach TUCKER 1985).....	51
Tab. 9.4: Kategorien der Schiefe. (nach TUCKER 1985).....	51
Tab. 9.5: Statistische Kennzahlen der Proben aus der A.F. Lindner-Halle.....	52
Tab. 9.6: Die Grössen der beschriebenen Blöcke in der A.F. Lindner-Halle.....	54
Tab. 9.7: Die Trennflächen und Winkel zwischen den Trennflächen der beschriebenen Blöcke in der A.F. Lindner-Halle.....	55
Tab. 9.8: Verwitterungszustand der beschriebenen Blöcke in der A.F. Lindner-Halle.....	56
Tab. 12.1: Messung des relativen Luftdruckverlaufs.....	80

2 Einleitung

Wenn von Karsthöhlen gesprochen wird, wird in erster Linie an eine eher engräumige Karströhren gedacht, die durch Korrosion (chemische Auflösung des Gesteins) und durch Erosion (mechanischer Abtrag des Gesteins) entstanden ist. Im Schatten dieser Vorstellung stehen grossräumige Hallen, die dem Besucher das Gefühl geben, dass er nichtig und klein ist. Die Dimensionen solcher Hallen reicht von einigen 100 m^3 , bis zu mehreren $100\,000 \text{ m}^3$ und bilden die grössten unterirdischen Hohlräume.

Der Genese von solchen Hallen in Karsthöhlen wurde relativ wenig Interesse gewidmet, wenn verglichen wird mit der Fülle der Artikel, die sich mit der Höhlenentstehung durch die Korrosion und Erosion vergleicht. Viele Autoren begnügen sich die Entstehung einer Hallen durch die Inkasion zu erklären. Die Inkasion ist der höhlenkundliche Ausdruck für die im Bergbau üblichen Bezeichnungen des Verbruchs, Versturzes, Steinschlags, etc. Wobei nicht unterschieden durch welchen Mechanismus das Gebirge um den Hohlraum versagt.

Durch die Ausscheidung von potentieller Einsturzdolinen (schüsselförmige Senkungen an der Erdoberfläche, die durch das Verstürzen eines unterirdischen Karsthohlraums entstanden sind) als Naturgefahren, erhielt das Thema der Inkasion in den letzten Jahren zunehmend an Bedeutung.

Fasziniert von Karstphänomenen versuchte ich im Rahmen der vorliegenden Diplomarbeit dem Begriff der Inkasion und der Genese von Hallen in einer Karsthöhle aus gesteinsmechanischer Sichtweise näher zu kommen. Als Fallbeispiel diente die A.F. Lindner-Halle im Abisso di Trebiciano bei Triest (Italien), die mit ihrem Volumen von rund 3.6 Mio. m^3 , auch routinierten Höhlenforschern ein Gefühl von verloren sein aufkommen lässt.

Die Diplomarbeit kann in fünf Teilen aufgeteilt werden:

- über die geologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten im triestinischen Karst, um den Abisso di Trebiciano und insbesondere um die A.F. Lindner-Halle,
- über die gesteins- und gebirgsmechanischen Eigenschaften um die A.F. Linder-Halle,
- über die Beschreibung des Versturzmateri als in der A.F. Linder-Halle,
- über die gesteinsmechanischen Aspekten der Inkasion und einem Vorschlag für ein Genesemodell der A.F. Lindner-Halle,
- über das Höhlenklima des Abisso di Trebiciano, um die Diplomarbeit abzurunden und das Höhlenvolumen abzuschätzen.

3 Wahl einer geeigneten Höhle

In einem ersten Schritt wurde nach einem geeigneten Hohlraum für die Diplomarbeit gesucht. Hierzu wurden die verschiedenen Ursachen für die Inkasion (Verbruch in Karsthohlräumen) aus der Literatur zusammengestellt. Die Ursachen wurden in interne und externe Auslöser in Bezug auf das Karstsystem unterteilt (Abb. 3.1), auf eine ausführlichere Diskussion der internen Ursachen sei auf den Abschnitt 11.4 verwiesen.

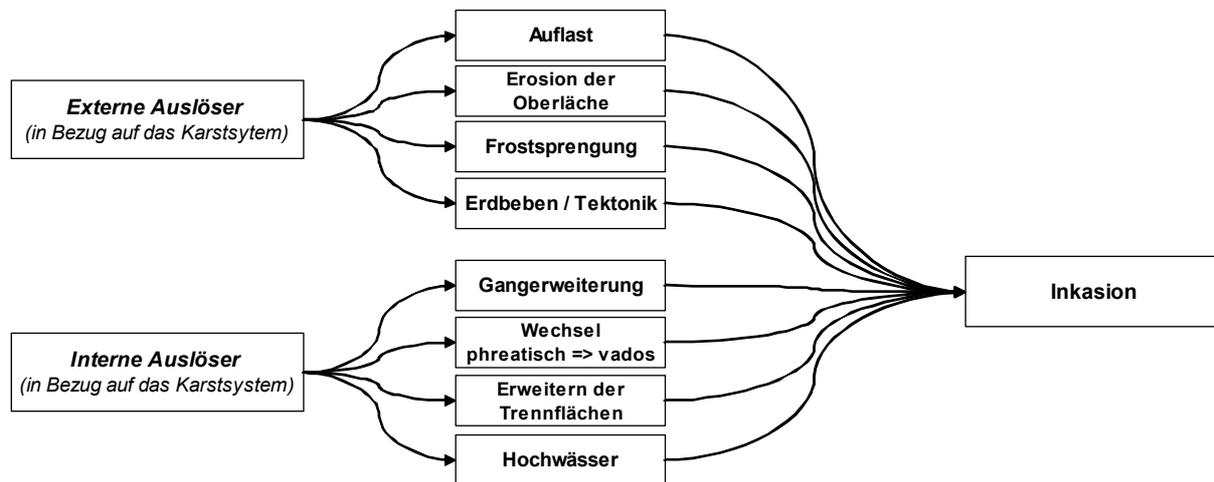


Abb. 3.1: Inteme und externe Ursachen die zu Verbruch in Karsthöhlen führen können.

In einem zweiten Schritt wurde ein Anforderungsprofil für einen geeigneten Hohlraum angefertigt. Das Anforderungsprofil beinhaltet speläologische, geologische, hydrologische und logistische Faktoren, mit dem Ziel ein grosser Hohlraum zu finden, bei dem die externen "Inkasionauslöser" vernachlässigbar sind.

Speläologische Faktoren

- Es soll sich um einen Karsthohlraum handeln.
- Die Spannweite soll mehr als 30 m betragen.
- Die Querschnittsform des Hohlraums soll eher hallen- als domförmig sein.
- Bei der Hohlraumentstehung sollen keine hydrothermalen Prozesse beteiligt gewesen sein.
- Die Höhlenwände und die Versturzböcke am Hallenboden sollen nicht versintert sein.

Geologische Faktoren

- Die Felsüberdeckung soll rund 300 m oder mehr betragen.
- Die geologischen Verhältnisse sollen relativ einfach sein.
- Die Genese des Hohlraums soll nicht primär an eine Formationsgrenze gebunden sein.

Hydrogeologische Faktoren

- Der Hohlraum soll in der Hochwasser-Zone oder im vadosen Bereich liegen.

Logistische Faktoren

- Die Höhle soll einfach befahrbar sein.
- Die Zugänglichkeit und die Befahrbarkeit sollen nicht an eine Jahreszeit gebunden sein.
- Die Höhle soll in wenigen Autostunden von Zürich aus erreichbar sein.
- Für die Befahrung der Höhle sollen möglichst keine anderen Gefahren voraussehbar sein.

Mit dem Anforderungsprofil wurden die Höhlenarchive der Schweiz, Deutschland und Italien angefragt, ob in ihren Territorien ein entsprechender Hohlraum bekannt sei. Es entstand eine kleine Liste von Hohlräumen und Höhlen (Tab. 3.1), die für die vorliegende Diplomarbeit in Frage kamen (die Liste stellt keinen Anspruch auf Vollständigkeit).

	Höhle	Region	maximale Breite	Hohlraumform	Überlagerung	Zugänglichkeit
Schweiz	Schwyzer Schacht - Mammutmünster	Schwyz	ca. 100 m	Halle / Dom	ca. 200 m	W, T
	Schwyzer Schacht - Mammuttal	Schwyz	ca. 40 m	Gang	ca. 200 m	W, T
	Schwyzer Schacht - Tal der 100'000 Blöcke	Schwyz	ca. 40 m	Halle	ca. 200 m	S/W, 2h, T
	Hölloch - Schwarzer Dom	Schwyz	ca. 60 m	Halle / Dom	ca. 400 m	W, 12h, T
	Hölloch - Lehmberghalle	Schwyz	ca. 30 m	Halle	ca. 200 m	S/W, 2h, T
	obere Seehöhle - Big Room	Graubünden	ca. 30 m	Halle / Gang	ca. 180 m	S, 1h
Italien	Abisso di Trebiciano - A.F. Lindner-Halle	Triest	ca. 80 m	Halle	ca. 250 m	S/W, 1h
	Abisso di Lazzaro Jerko	Triest	ca. 60 m	Halle	ca. 250 m	S/W, 2h, T
Deutschland	es wurde kein Hohlraum gemeldet, der dem Anforderungsprofil entsprochen hat.					
Frankreich	Bédailhac	Pyrenäen	ca. 65 m	Halle / Dom	ca. 280 m	
	Coufin	Französische Alpen	ca. 45 m	Halle	ca. 260 m	

Bedeutung der Abkürzungen in der Rubrik "Zugänglichkeit":

S = Sommer, W = Winter

xh = Anzahl Befahrungsstunden bis der Hohlraum erreicht wird

T = anspruchsvolle höhlentechnische Befahrung

Tab. 3.1: Eckdaten einiger Karsthöhlräume die als Fallstudie für die vorliegende Diplomarbeit in Frage kamen.

Aus befahrungstechnischen und logistischen Gründen wurde entschieden, die Diplomarbeit im Abisso di Trebiciano durchzuführen. Am 23. November 2002 wurde der Abisso di Trebiciano das erste mal befahren, da leider zu jenem Zeitpunkt die grosse Halle durch ein Hochwasser geflutet war, konnten nur der Schachtteil befahren werden. Weitere erfolgreichere Befahrungen wurden am 28. und 29. Dezember 2002 durchgeführt.



Abb. 3.2: Die politische Lage von Triest.

4 Der Abisso di Trebiciano

Der Eingang des Abisso di Trebiciano befindet sich in einer Doline nord-nordöstlich von Trebiciano auf der Hochebene des triestinischen Karstes ($1^{\circ}22'53''$ / $N45^{\circ}41'06''$ / 341 m ü.M.). Es handelt sich dabei um eine Schachthöhle, die eine vermessene Länge von rund 700 m bei einer Höhendifferenz von -329 m hat.

4.1 Morphologische Gliederung des Abisso di Trebiciano

Auf eine ausführliche Höhlenbeschreibung wird in dieser Diplomarbeit verzichtet und diesbezüglich auf die Literatur verwiesen (z.B. BOEGAN, 1910), doch soll der Charakter der einzelnen morphologischen Einheiten skizziert werden. Der Abisso di Trebiciano kann in fünf morphologische Bereiche unterteilt werden (Abb. 3.2): die Eingangsdoline, die Schachtzone, die A.F. Lindner-Halle, der Höhlenfluss, der A. Beram-Gang.

Die Eingangsdoline

Der Eingang des Abisso di Trebiciano öffnet sich in einer Doline. Sie liegt in einem lichten Waldstück und kann wegen ihrer Größe (rund $80 \times 50 \times 15$ m) nicht übersehen werden. Eine genetische Zuordnung der Doline in eine Versturz- oder Lösungsdoline war nicht möglich, da sie relativ alt zu sein scheint und nicht klar war, welche Merkmale Überprägungen und welche primär waren.

Zur Zeit ist der Eingangsschacht durch ein Eisengitter verschlossen.

Die Schachtzone

Die Schachtzone führt von der Oberfläche her über eine Serie von kleinen Schächten (bis zu 50 m) in die Tiefe. Die Schächte sind meist vertikal oder leicht geneigt und haben eine Querschnittsgröße von 1 bis 2 m. Sie sind genetisch an steilstehenden Klüften gebunden. Die einzelnen Schächte sind durch kurze horizontale, zum Teil leicht mäandrierende Passagen miteinander verbunden. Diese horizontalen Gangabschnitte sind meist stark antropogen erweitert worden.

Die A.F. Lindner-Halle

273 Meter unterhalb dem Höhleneinstieg mündet ein letzter Schacht in die A.F. Lindner-Halle. Die A.F. Lindner-Halle ist mit einer Grundfläche von 130×80 Metern der zweitgrößte Hohlraum im triestinischen Karst (nach der Halle in der Grotta Gigante), die Decke liegt zwischen 30 und 60 Metern über dem Grund. BOEGAN (1910) beschreibt den Eindruck des Besuchers beim Befahren der Halle sehr treffend "Più si va innanzi in quell'immenso vacuo sotterraneo, dove la voce si ripercuote con strani rumori, più la mente dell'esploratore è compresa dell'orrendo, indefinibile spettacolo che lo circonda."¹

Der Boden der Halle ist mit Sedimenten bedeckt, die von der Tonfraktion bis zu übermannsgrossen Blockgröße reicht.

Morphologische Einteilung des Abisso di Trebiciano

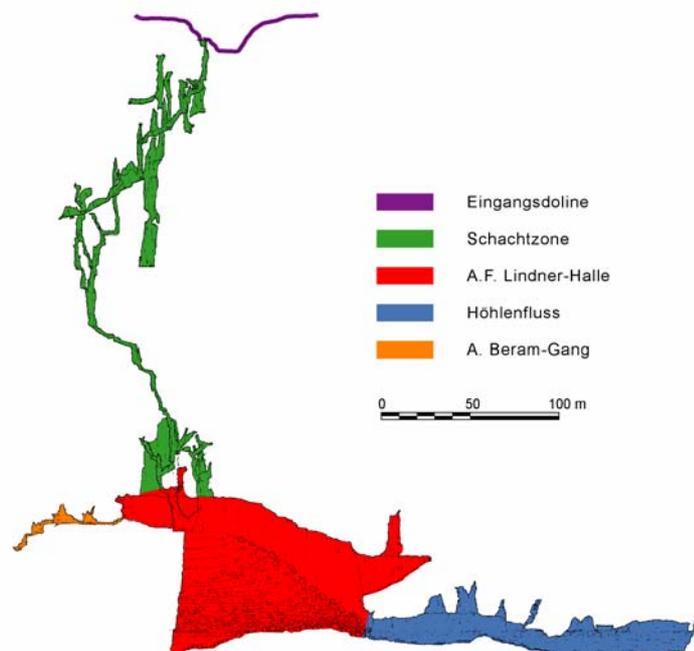


Abb. 4.1: Längsschnitt durch den Abisso di Trebiciano mit eingefärbt die morphologischen Einheiten der Höhle

¹ Freie Übersetzung des italienischen Textes: Je weiter man in diesen immensen unterirdischen Raum eindringt, wo sich das widerhallen der Stimmen mit komischen Geräuschen mischt, desto mehr werden die Gedanken des Entdeckers durch das horrende, undefinierbare Spektakel um ihn in Besitz genommen.

Der Höhlenfluss

In der nordöstlichen Ecke der Halle wird der Höhlenfluss erreicht, der dort in die Halle fließt, unter der Sedimentfüllung der Halle hindurch und gegenüber im südöstlichen Bereich der A.F. Lindner-Halle, diese durch einen Siphon wieder verlässt.

Der Höhlenfluss liegt bei Normalwasserstand rund 12 Meter über Meereshöhe. Der Abfluss aus der Halle kann auch von Tauchern nicht weiter verfolgt werden, da er durch einen Versturz hindurch fließt. Flussaufwärts kann der Fluss mit einem Schlauchboot bei Niedrigwasserstand für rund 90 Metern befahren werden (Abb. 4.2). Der Fluss hat eine Breite von 15 bis 30 Metern, bei einer Ganghöhe von rund 10 Metern. Nach rund 90 Metern taucht die Höhlendecke unter den Wasserspiegel, und bildet einen rund 50 Meter lange Siphonstrecke, welche mehrmals durchtaucht wurde, jedoch ohne eine passierbare Fortsetzung zu finden.



Abb. 4.2: Aquarell des Höhlenflusses im Abisso di Trebiciano (aus BOEGAN, 1910).

Der A. Beram-Gang

Im nordöstlichen Bereich der A.F. Lindner-Halle setzt der A. Beram-Gang an. Es handelt sich um einen horizontalen Kluffugengang, der nach rund 40 Metern in eine Schachtzone mündet. Zur Zeit wird in dieser Schachtzone durch Sprengarbeit versucht weiter in die Tiefe zu kommen, in der Hoffnung erneut den Höhlenfluss zu finden und ihn dann weiter Flussabwärts folgen zu können.

4.2 Befahrung

Die Höhle ist ganzjährig und leicht zugänglich. Ab Trebiciano führt ein mehr oder weniger gut erhaltener Fahrweg bis zur Eingangsdohle. Da dieser Weg mit einem Fahrverbot versehen ist, müssen die 1.5 km vom Dorfausgang bis zum Höhleneingang zu Fuss zurückgelegt werden.

Der Höhleneingang ist mit einem Gittertor verschlossen. Der Schlüssel wird von der Società Adriatica di Speleologia verwaltet (Società Adriatica di Speleologia; Sergio Dambrosi; Via Galilei 25; I-34126 Trieste; 0039 040 35 11 23; www.sastrieste.it).

Die Schächte des Abisso di Trebiciano wurden mit Metallleitern ausgebaut (Abb. 4.3), was eine einfache Befahrung ohne technische Hilfsmittel (Abseilbremse und Steigklemmen) erlaubt. Jedoch ist es empfehlenswert, trotzdem einen Klettergurt mit zwei Sicherungsleinen anzuziehen, um sich an der Führungsleine zu sichern. Für die Befahrung der Schachtzone wird je nach konditionellem Zustand zwischen 40 Minuten und 2 Stunden pro Weg benötigt.

Für die Befahrung der Schächte im A. Beram-Gang ist eine komplette Höhlenschachtausrüstung nötig. Für die Befahrung des Flusses ist ein Tauchzug oder ein Gummiboot erforderlich.

Als Lichtquellen haben sich die in Höhlenforscherkreisen noch weit verbreiteten Karbidlampen als am geeignetesten erwiesen. Es empfiehlt sich einen Handscheinwerfer mitzunehmen, wie sie beim Tauchen verwendet werden, um die Halle mindestens ein wenig ausleuchten zu können, da das Licht der Karbidlampe beinahe ganz "von der Leere der Halle" verschluckt wird.

Auch wenn es sich beim Abisso di Trebiciano um eine einfach zubefahrene Höhle handelt, soll nicht vergessen werden, dass bereits eine kleine Verletzung die Höhlenbefahrung zu einem kleinen "Horrortrip" werden lässt, nicht zu denken an die Schwierigkeit einer Höhlenrettungsaktion.



Abb. 4.3: Mit Leitern eingerichteter Schacht im Abisso di Trebiciano (Foto: Halupca)

4.3 Entdeckung des Abisso di Trebiciano und die Wasserarmut in Triest

Im 18. Jahrhunderts wuchs Triest zu einer wichtigen Hafenstadt des Österreichischen Kaiserreichs heran. Die Stadt benötigte immer mehr Wasser, so dass in niederschlagsarmen Jahren die Wasserversorgung nicht mehr gewährleistet war. Verschiedene Projekte wurden entwickelt um die Wasserversorgung von Triest sicherzustellen. So wurde bereits in jenen Jahren ein Vorschlag erarbeitet, den Fluss Reka durch einen unterirdischen Wasserstollen nach Triest zu führen. Doch überstiegen die Kosten eines solchen Projektes die finanziellen Möglichkeiten der Kleinstadt, stattdessen wurden immer wieder kleinere Quellen der Umgebung gefasst und mittels Aquädukten das Wasser in die Stadt geführt.

Als im Jahre 1828 während 15 Monaten kein Niederschlag fiel, brach die Wasserversorgung von Triest erneut zusammen. Die Stadt berief eine Kommission ein, die systematisch die hydrologischen Ressourcen der Stadt untersuchen und Lösungsvorschläge zusammentragen sollte. Diese Kommission beauftragte im Jahre 1837 Anton Friedrich Lindner, systematisch die Hochebene des Karstes nach Höhlen abzusuchen. Lindner wollte den unterirdischen Verlauf des Reka finden, der in Duino als Timavo wieder an die

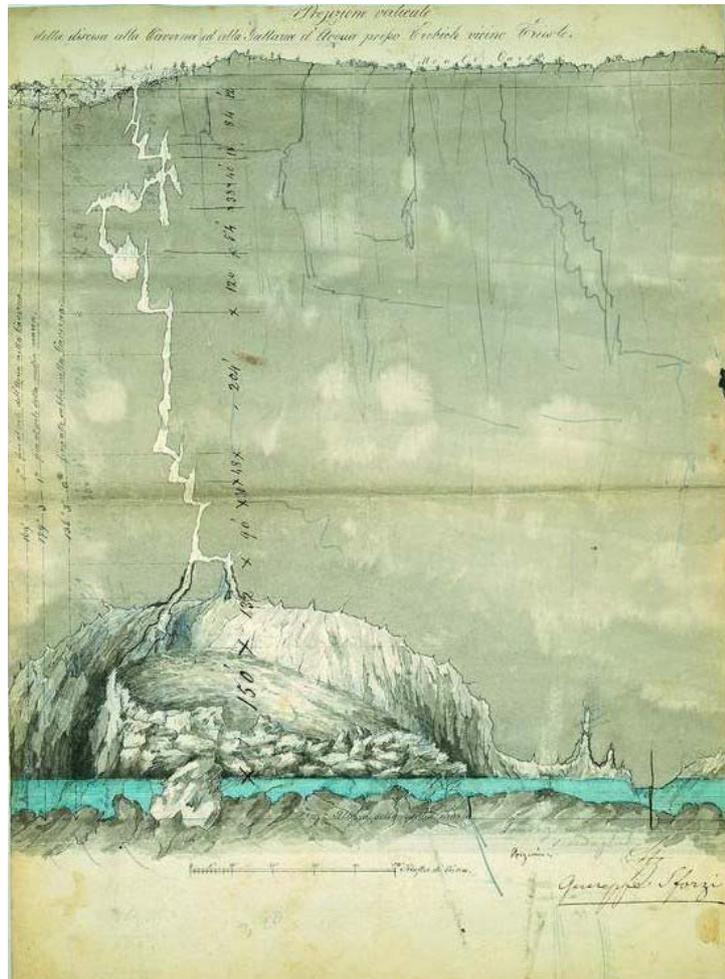


Abb. 4.4: Erster Höhlenplan von Giuseppe Sforzi (1841; Archivio Diplomatico, Trieste)

Erdoberfläche kommt, und ihn durch einen Wasserstollen nach Triest führen. Von Bauern und Hirten lässt er sich Dolinen und Löcher zeigen, die nach starken Regenfällen zu blasen beginnen, oder gar ein Wasserrauschen zu hören ist. Mit einem Sprengmeister an seiner Seite erkundet er verschiedene solcher Höhlen, ohne jedoch den Fluss zu finden. Als im November 1840 der Reka ein ausserordentliches Hochwasser führte, wurde in der bis dahin noch nicht genauer untersuchten Doline des Abisso di Trebiciano ein starker Luftzug beobachtet, der die umliegenden Bäume entlaubte. Für Lindner waren dies Anzeichen genug um all seine Ressourcen in die Erkundung dieser Höhle zu stecken. Die Befahrung dieses Objektes erwies sich als sehr schwierig, einerseits mussten die Schächte mit Holzleitern eingerichtet werden, andererseits waren die horizontalen Passagen zwischen den einzelnen Schächten meist so eng, dass sie mit bergmännischen Mitteln erweitert werden mussten, um weiter vordringen zu können. Nach vier Monaten Arbeit wurde am 6. April 1841 in der grossen Halle des Abisso di Trebiciano (anschliessend zu ehren seines Entdeckers A.F. Linder-Halle genannt) der gesuchte unterirdische Fluss gefunden. (GALLI, 1991)

Lindner erarbeitete in den Monaten nach seiner Entdeckung ein Projekt für die Nutzung des Wassers im Abisso di Trebiciano für die Speisung der Wasserversorgung von Triest. Seine ursprüngliche Idee, den Fluss direkt mittels eines Stollens in die Stadt umzuleiten, wurde bereits nach einer ersten Vermessung der Höhle verworfen, da das Gefälle des Stollens zu gering gewesen wäre. In seinem Projekt, das er bei der Stadt einreichte, schlug er vor, das Wasser in der Halle von 15 auf 47 Meter über Meer aufzustauen und dann dieses mittels eines 3.6 km langen Stollens nach Triest zu führen. Für die Realisierung dieses Projekts sah er eine Dauer von 9 Jahren vor. Lindner verstarb einige Monate nach dem Einreichen seines Projektes.

Das Projekt stiess bei der Stadtbehörde wegen den hohen Kosten und der langen Projektdauer auf Ablehnung. Doch das Projekt spaltete die Wissenschaftler, die die Stadt bei der Suche nach Wasser unterstützen sollten. Einige "Karstologen" betrachteten das Projekt als nicht realisierbar, da sie sich den Karst als einen Gesteinskörper mit einer Vielzahl von Höhlen vorstellten, die miteinander kommunizierend sind. Würde der Höhlenbach aufgestaut werden, würde das Wasser durch eine andere Höhle abfliessen.

Andere hingegen stellten sich den Karst als eine Gesteinskörper vor, dessen Klüfte und Höhlen mit Wasser gefüllt sind. Sie verglichen den Karstaquifer mit einem Grundwasser in einem Schotter, mit dem Unterschied, dass die einzelnen "Gerölle" halt viel grösser seien. Diese letzteren befürworteten den Stollenbau von Lidner, da sie erwarteten, bereits früher ihren Karstwasserkörper zu erreichen.

1842 beauftragte die Stadt die erste Vermessung des Abisso di Trebiciano um bessere Diskussions- und Planungsunterlagen zu haben.

1849 wurde die Höhle erneut vermessen und der unterirdische Fluss mit einem Holzboot (das in der Halle selbst zusammengebaut wurde!) befahren.

1850 wurde von einem Englischen Ingenieur vorgeschlagen, das Wasser mit einer Dampfmaschine an die Oberfläche zu pumpen und anschliessend mit einer Wasserleitung in die Stadt hinunter fliessen zu lassen.

1894 wurde die Höhle erneut vermessen und der Schweizer Polley empfahl der Stadt das Lindner-Projekt zu akzeptieren, jedoch das Wasser nicht aufzustauen, sondern mit einer Pumpe bis zum Wasserstollen hochzuheben.

Doch die Politiker der Stadt machten sich die Uneinigkeit der Experten zu Nutzen, um die Entscheidung hinauszuzögern. Nach dem ersten Weltkrieg wurde die Stadt an das regionale Trinkwassernetz angeschlossen.

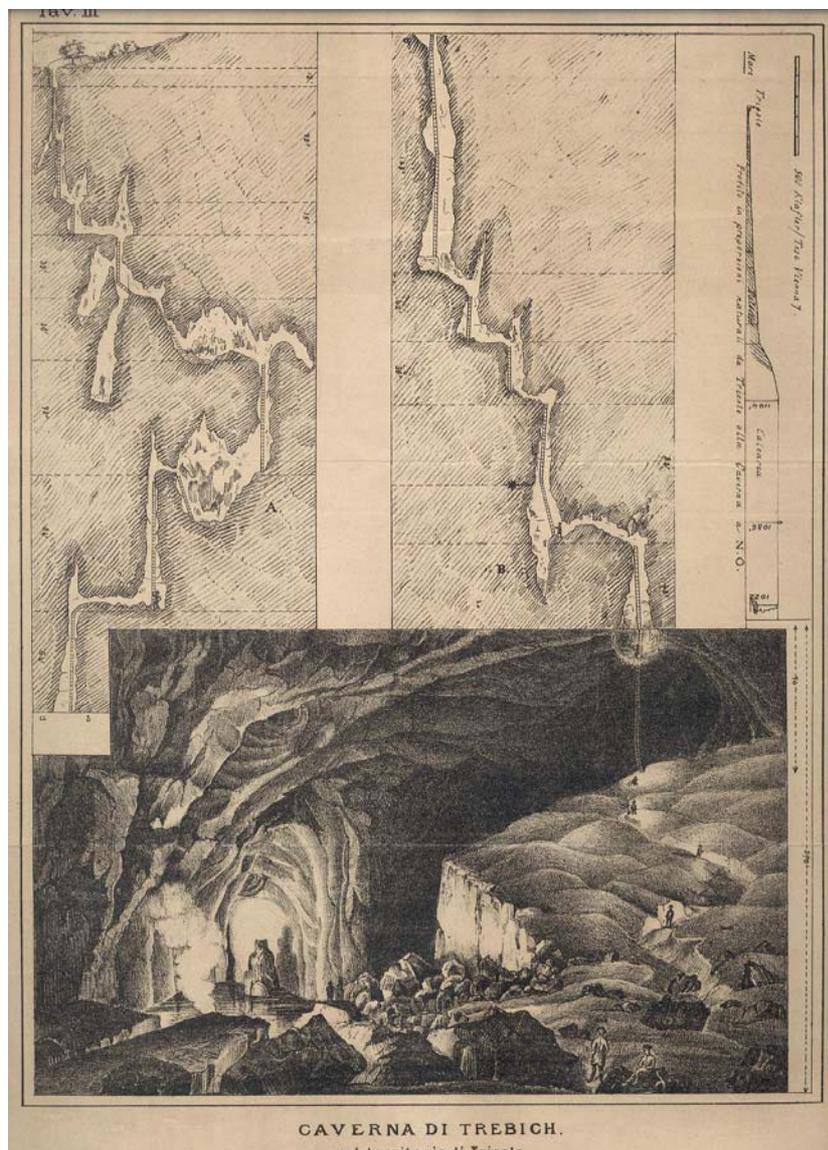


Abb. 4.5: Höhlenplan von Giuseppe Sforzi aus dem Jahre 1841. (aus MORLOT, 1848)

4.4 Höhlenplan und Vermessung der A.F. Lindner-Halle

Seit der Entdeckung des Abisso di Trebiciano 1840 wurde die Höhle von etlichen Equipen vermessen. Bei der vorliegenden Diplomarbeit wurde mit dem Höhlenplan gearbeitet, der 1989/90 von der Società Adriatica di Speleologia angefertigt wurde (Anhang 16.1). Der Plan wurde, wie zur Zeit in der Höhlenforschung üblich, durch das Vermessen eines Polygonzuges mittels Massband, Kompass und Klinometer (Neigungsmesser) und der Raumskizze vor Ort gezeichnet.

Für den Modellerteil der Diplomarbeit war ein genaues Raumprofil der A. F. Lindner-Halle nötig. Daher wurden 2 Profile der Halle neu vermessen. Vermessen wurden die Profile mit einem Laser-Distanz-Messgerät (Hilti PD10), das auf ein Stativ montiert und mit einem Klinometer versehen wurde. Entlang der Profillinie wurde damit alle 5 Winkelgrade die Distanz gemessen (Abb. 4.6).

Geplant war die Aufnahme eines Längs- und zwei Querprofilen, doch war nur eins längs und eins quer möglich, da die Reflexionseigenschaften des Felsens im südlichen Hallenbereich ungenügend (schwarz angewittert und mit Sand/Silt bedeckt) und das Lasermessgerät keine Messung vornehmen konnte (Abb. 4.7, Abb. 4.8).



Abb. 4.6: Beim Vermessen der A.F. Lindner-Halle mit einem Laser-Distanz-Messgerät.

Vermessung der Profile der A.F. Lindner-Halle

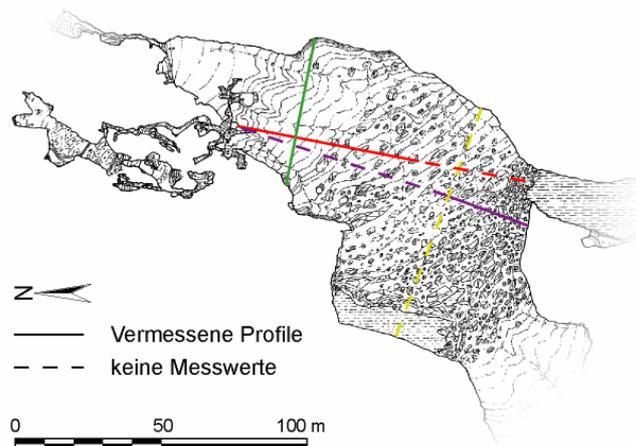


Abb. 4.7: Lage der vermessenen Profile in der A.F. Lindner-Halle mit dem Laser-Distanz-Messgerät.
(durchgezogene Linien Messwerte erhalten, gestrichelte Linie, keine Messwerte)

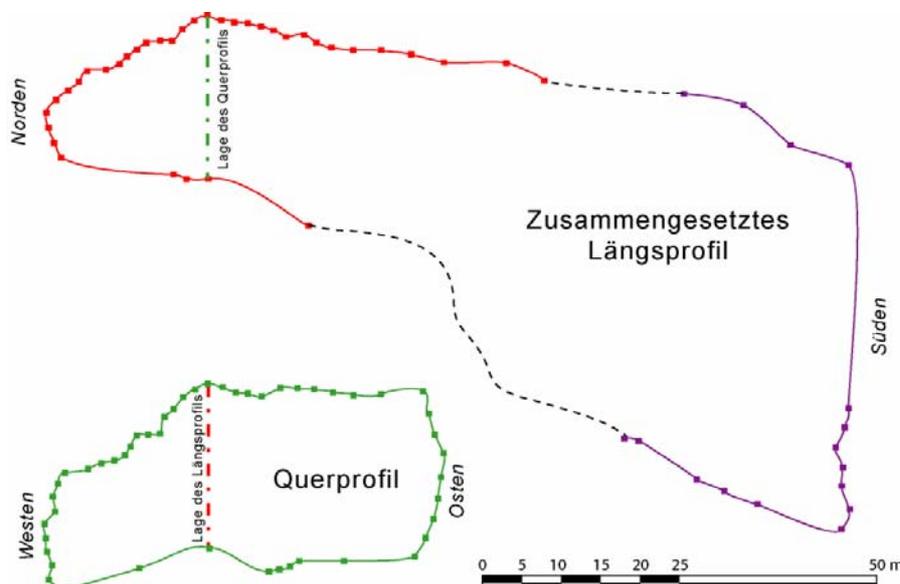


Abb. 4.8: Vermessene Profile in der A.F. Lindner-Halle mit dem Laser-Distanz-Messgerät.

4.5 Einige Eindrücke der A.F. Lindner-Halle



Abb. 4.9: Obere Teil der A.F. Lindner-Halle, Blick Richtung Südosten. (Foto: Halupca)



Abb. 4.10: Ausschnitt der Sedimenthalde in der A.F. Lindner-Halle. (Foto: Halupca)



Abb. 4.11: Unterer Bereich der A.F. Lindner-Halle, Mitterechts Siphon wo der Höhlenfluss die Halle verlässt. (Foto: Halupca)

5 Geologischen Gegebenheiten um den Abisso di Trebiciano

5.1 Ein geologischer Überblick über den triestinischen Karst

Der triestinische Karst wird durch den südlichen Schenkel einer leicht asymmetrischen Atiklinale gebildet, die NNW-SSE streicht (Abb. 5.1). Die Schichten fallen im Mittel mit 10° bis 30° Richtung Süden ein, wobei sie am Plateaurand steiler werden, bis sie subvertikal bis überkippt liegen. Um die Lokalität Trebiciano liegen die Schichten subhorizontal. Der triestinische Karst wird durch eine markante Verwerfung durchzogen, die rund 10 km nördlich von Trebiciano in NW-SE Richtung verläuft. Die Gesteine bestehen aus Kreide Kalken und Dolomiten so wie Eozänen Flysche.

Die Gesteine bestehen aus Kreide Kalken und Dolomiten so wie Eozänen Flysche.

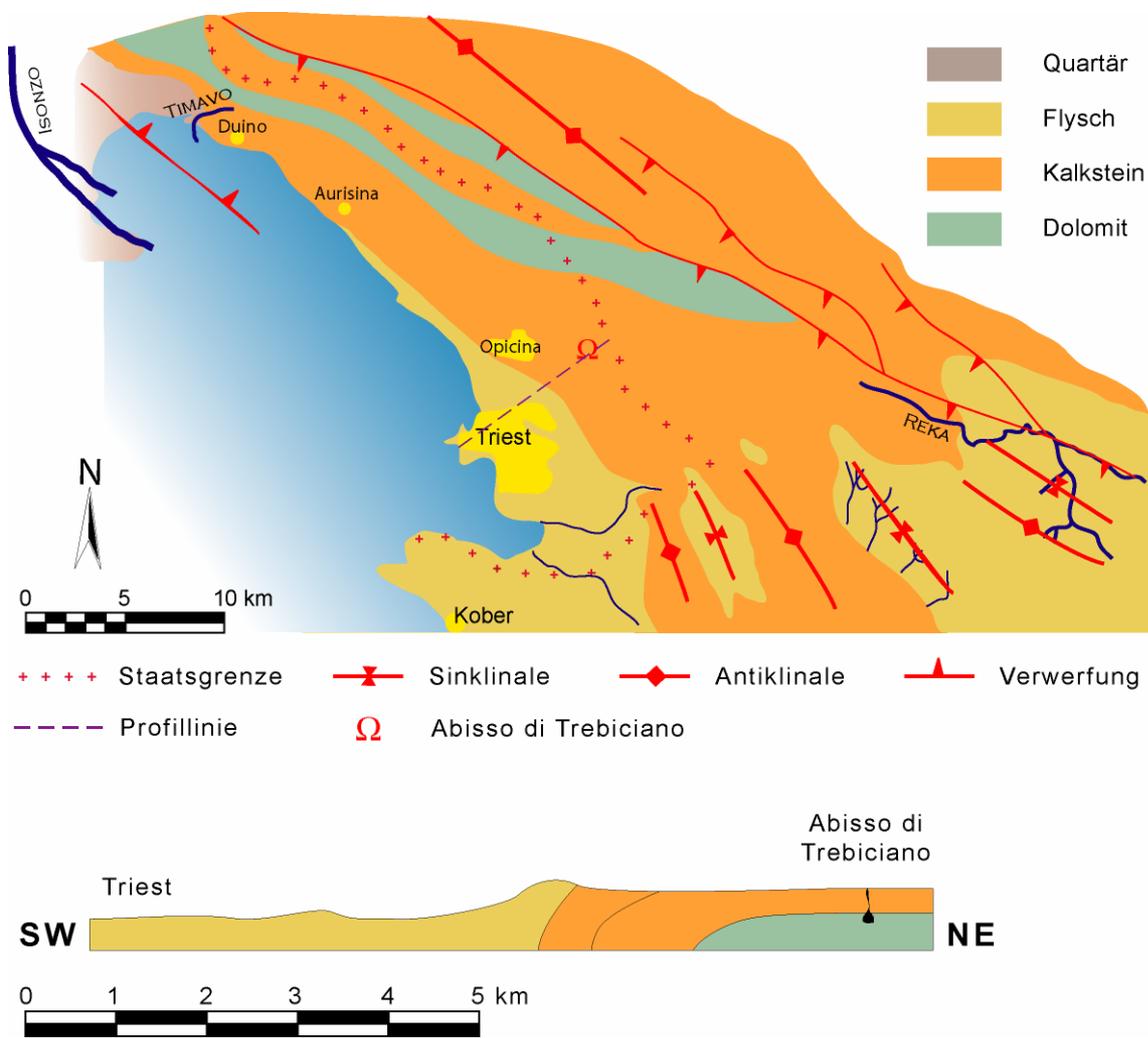


Abb. 5.1: Vereinfachte geologische Karte des triestinischen Karstes mit einem geologischen Profil von Triest zum Abisso di Trebiciano.

5.2 Lithologien im Abisso di Trebiciano

Der Abisso di Trebiciano entwickelte sich in einer Abfolge von Kalken und Dolomiten der oberen Kreidezeit die zur "Formazione dei calcari del Carso" gehören. Die Höhle durchschlägt drei Member dieser Formation, von oben nach unten sind dies: Borgo Grotta Gigante Member, Zolla Member, Rupingrande Member.

In der Literatur ist die Membereinteilung und ihre Namensgebung nicht einheitlich. In der vorliegenden Diplomarbeit wurde auf die Membereinteilung nach CUCCHI AT AL. (1987) verwendet (in der selben Publikation werden bereits verwendete Membernamen mit den seinigen gegenübergestellt) (Tab. 5.1).

Das Kartieren der verschiedenen Lithologien in der Höhle wurde von ULCIGRAI (1976) anhand von Feldbeobachtungen und 97 Dünnschliffen durchgeführt (Abb. 5.2). Während den drei Höhlenbefahrungen für die Diplomarbeit wurde die Kartierung von Ulcigrai überprüft und auf eine Neukartierung verzichtet.

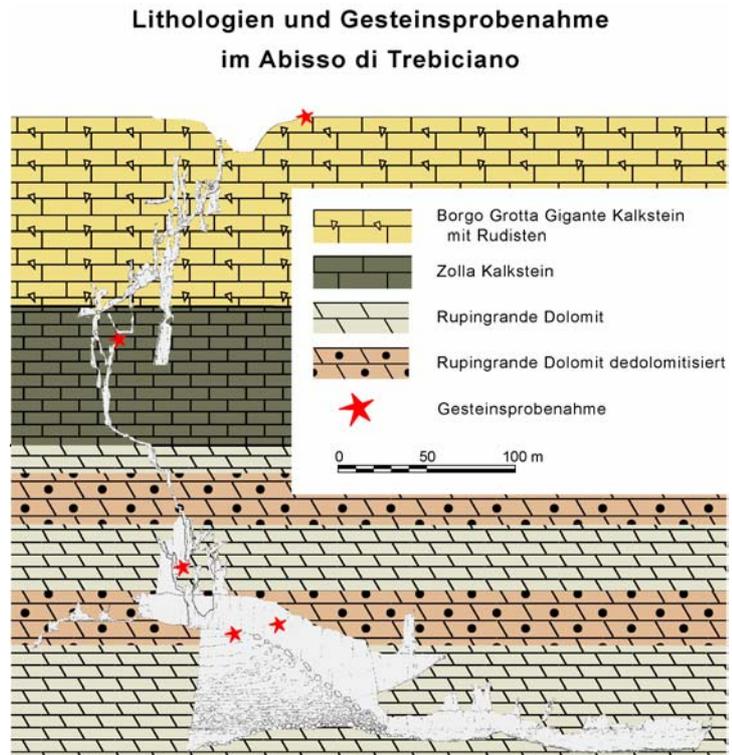


Abb. 5.2: Schematische Darstellung des Abisso di Trebiciano und die Lithologien. (nach ULCIGRAI, 1976)

5.2.1 Borgo Grotta Gigante Member

Die Eingangsdoline und die ersten Schächte (bis -94 m unter der Oberfläche) des Abisso di Trebiciano liegen in Member des Borgo Grotta Gigante. Es handelt sich hier um hell- bis dunkelgraue Kalke mit einer Bankung im Bereich von Dezimetern bis Metern. Sie sind fossilienreich: Radiolarien, Rudisten, Korallen, Echinodermen. Abgelagert wurden die Kalke Anfang Turonium bis Senonium im Innern einer Karbonatplattform. Die Mächtigkeit der Ablagerungen kann von 300 bis 1000 m reichen.

Die Kalke des Borgo Grotta Gigante Member zeichnen sich durch eine hohe Verkarstungsfähigkeit aus.

Der Übergang vom Member des Borgo Grotta Gigante zu jenem des darunterliegenden Zolla ist definiert mit dem Verschwinden der Rudisten.

5.2.2 Zolla Member

Der Zolla Member besteht aus grauen bis dunkelgrauen, kompakten Kalken mit einer Bankung im Dezimeterbereich. Die Kalke sind foramiferen- und radiolarienreichen und haben im unteren Bereich zum Teil dolomitische Zwischenlagen, die zum Teil dedolimitisiert sind. Abgelagert wurde der Zolla Member während dem Cenomanium bis Turonium im Innern einer Karbonatplattform mit lokalen Stromatolith Vorkommen, die in einem Gezeitenbereich entstanden, der episodisch trocken fiel. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 50 und 350 m.

Im Abisso di Trebiciano hat der Zolla Member eine Mächtigkeit von 82 m. Geomorphologisch zeichnet sich der Zolla Member durch eine mittlere Verkarstungsfähigkeit aus. Im Abisso di Trebiciano wird dieser Member durch eine Serie von Schächten mit nur kurzen Horizontalstrecken durchschlagen. Es ist der Member mit dem kleinsten vermessenen Hohlraumvolumen, was jedoch nicht zwangsläufig auf die schlechte Verkarstungsfähigkeit dieser Kalke zurückzuführen ist.

Die Untergrenze wird durch eine schwache Diskontinuität eines rot-gelben Horizontes des Rupingrande Members gekennzeichnet.

5.2.3 Rupingrande Member

Beim Rupingrande Member handelt es sich um relativ kompakte hellgraue Dolomite. Abgelagert wurden die fossilarmen Sedimente im Innern einer Karbonatplattform im Albium bis Cenomanium. Die Mächtigkeit variiert zwischen 300 bis 600 m.

Der Dolomit des Rupingrande Members ist zum Teil dedolimitisiert. Unter Dedolimitisierung wird der Vorgang bezeichnet, bei dem Dolomit durch Kalzit verdrängt wird, so dass aus dem Dolomit ein Kalkstein entsteht (MORLOT, 1847). Dies erfolgt hauptsächlich durch Kontakt mit meteorischem Süßwasser, was dazu führt, dass einige Autoren (ANELLI, 1963) die Dedolimitisierung als Anzeichen für Paläokarst verwenden, was nicht zwangsläufig der Fall sein muss.

Die Dedolimitisierung wird in den Dünnschliffen durch das Erhalten der Kristallform der Dolomite (gewöhnlich Rhomboeder) und deren pseudomorphe Ausfüllung durch Kalzit erkannt oder es zeigen sich Kalzitkristalle mit Verdrängungsgefüge und kleinen Relikteinclusionen von Dolomit (Abb. 5.3).

Geomorphologisch zeichnet sich dieser Member durch eine geringe Verkarstungsfähigkeit aus. Dennoch haben sich im Abisso di Trebiciano die A.F. Lindner-Halle und der Höhlenfluss in diesen Dolomiten entwickelt.

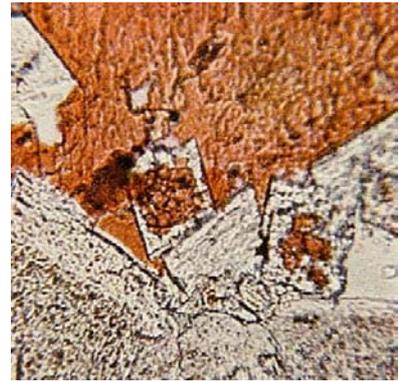


Abb. 5.3: Dünnschliff des Dedolomits – Dolomitekristall (grau) in der Mitte der sich von der Mitte her in Kalzit (braun) umwandelt. (aus ULCIGRAI, 1976)

AGE	ENVIRONMENT	MAIN MICROFACIES	MAIN LITHOFACIES
E. TOCENI p-p	Citadinal		
L. PADOENE p-p	Open inner carbonate platform - infraoceanal with increasing troughlike rapais	lentic sandstones marls with <i>Globigerina</i> and <i>Globobuccina</i> sp. wackestones, packstones, grainstones with nummulitids, <i>Miliolidae</i> and subradially alveolids, <i>Orthis</i> complex, <i>Dicystina</i> sp.; reaped mudstones, wackestones sometimes with <i>Globigerina</i> and <i>Globobuccina</i> sp.	thin sandy and fine sandy interbeddings light or dark grey limestones, very fossiliferous (nummulitids and subradially <i>Miliolidae</i> , alveolids); grey brownish marl limestones (upper part), sometimes cherty.
L. FLORENCE p-p	Open inner carbonate platform	wackestones, packstones, grainstones with alveolids, <i>Miliolidae</i> and subradially <i>Globobuccina</i> , nummulitids, corals mudstones, wackestones, sometimes packstones, with <i>Dicystina</i> , <i>Miliolidae</i> , <i>Dryadidae</i> , gastropods, rare corals (upper part)	upper interval: grey, dark grey, black limestones; very fossiliferous (<i>Dryadidae</i> , <i>Miliolidae</i> , gastropods, subradially <i>Globobuccina</i>) lower interval: dark grey, black limestones, sometimes bituminous and with reddish pigmentation, presence of fossiliferous levels (<i>Clavaria</i> , gastropods), scattered striae breccia levels
FALCONE p-p	Retained inner carbonate platform, sometimes with fresh-water rapais, scattered, supraoceanal epodets (<i>Microrosalia</i>)	packstones, grainstones, rudstones, boundstones with nodules (broken, unbroken), interbedded mudstones, wackestones, floatstones with <i>Argyria</i> , <i>Calymene</i> , <i>Stromatolites</i> , <i>Rosobuccina</i> , <i>Carrollia</i> , <i>Arctostrea</i> , etc.	grey limestones with abundant nodules (fragments, rarely well stratified) and limestones, fossiliferous levels with radiolids, hippuritids and <i>Keramiosphera</i> <i>argentina</i> (upper part); scattered lenses of breccia basaltites and presence of rubble oolite nodules and <i>Microrosalia</i>
L. TIRONIAN p-p	Inner carbonate platform (tidal, subtidal baselines, biebrens) scattered supraoceanal epodets (buccinae, bivalves) inner carbonate platform: tidal, supraoceanal, baselines, biebrens.	packstones, grainstones, rudstones, boundstones with nodules (broken, unbroken); interbedded mudstones, wackestones, floatstones with <i>Valdemaria</i> <i>parvireticulata</i> , <i>Trochammina</i> , <i>Trifarina</i> , <i>Valdemaria</i> <i>parvireticulata</i> , <i>Microrosalia</i> , <i>Miliolidae</i> and radiolaria, etc.	dark grey, grey limestones sometimes with very abundant nodules (fragments, very frequent fossiliferous levels (radiolids, rare hippuritids, <i>Clavaria</i> , <i>Arctostrea</i> , <i>Valdemaria</i> <i>parvireticulata</i>); at the bottom scattered interbedding of limestone dolomite.
L. TIRONIAN p-p	Open inner carbonate platform	rudstones, wackestones, sometimes packstones, with <i>Miliolidae</i> and radiolaria, etc.	upper interval: compact grey limestones. lower interval: dark grey, limestone, lower with fossiliferous baselines (traditionally) and dolomitic or dedolimitic levels.
CENOMANIAN p-p	Inner retained carbonate platform with local baselines; scattered supraoceanal evidences	<i>Miliolidae</i> and ostracods; scattered radiolaria fragments.	crystalline light grey dolomites, compact grey calcareous dolomites, frequent pockets of red yellow micritic limestones and dolomites
ALBIAN p-p	Inner carbonate platform, supraoceanal restricted epodets (red-yellow dolomite and micrite pockets).	<i>Miliolidae</i> and ostracods; scattered radiolaria fragments.	dolomitic micritic (dolomitic) clays, (clays from Mt. Coste Mbr)
E. CATTACIONS p-p	Inner carbonate platform, more or less restricted environments; scattered frequent buildings. Frequent evidence of inoedimentary tectonics (tulle breccia).	mudstones, wackestones with <i>Trochammina</i> , <i>Carrollia</i> , <i>C. tenuis</i> and <i>C. campanula</i> , <i>Sabaudia</i> <i>marina</i> , <i>Diploria</i> sp., <i>Miliolidae</i> , <i>Ophidomilidae</i> and <i>Thammatopora</i> <i>parvireticulata</i> , etc.	compact black and dark grey limestones, frequently bituminous, lenses of dolomitic and calcareous dolomites (lower part); frequent interbedding limestone dolomite, at the top.

Tab. 5.1: Beschreibung der Formation der Calcarei del Carso (aus CUCCHI ET AL., 1989).

- Mt. C. Mbr = Monte Coste Member
- R. Mbr = Rubingrande Member
- Z. Mbr = Zolla Member
- B.G.G. Mbr = Borgo Grotta Gigante Member
- M. G. Mbr = Monte Grisa Member
- O. Mbr = Opicina Member

5.3 Lagerungsverhältnisse

Die Einmessung der Orientierung der Schichtung im Abisso di Trebiciano (18 Messungen) so wie an der Oberfläche unmittelbar um die Eingangsdoline (50 Messungen von FORTI ET AL. (1978)) weisen auf subhorizontale Lagerungsverhältnisse auf, wobei die Tendenz zu einer leichten Neigung gegen SE zu erkennen ist.

50 Messungen der Schichtung
an der Oberfläche und im Abisso di Trebiciaono

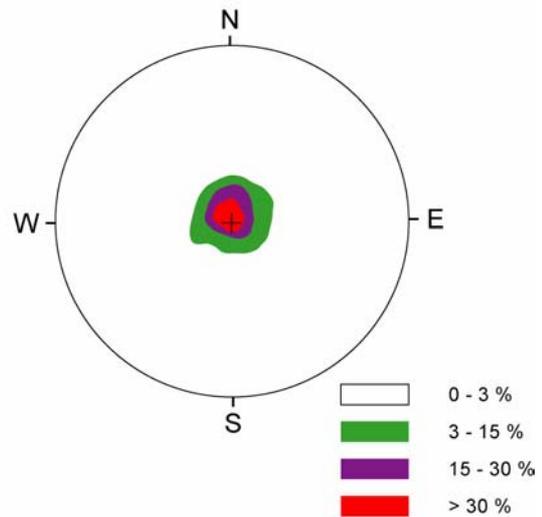


Abb. 5.4: Poldarstellung des Einfallens der Schichten in eingangsbereich des Abisso di Trebiciano (nach FORTI ET AL., 1978).

6 Gebirgsdurchtrennung um den Abisso di Trebiciano

Trennflächen haben in den meisten Fällen eine entscheidende Bedeutung für das Verhalten des Gebirges, da sie die Verformbarkeit, die Festigkeit und die Durchlässigkeit massgeblich beeinflussen.

6.1 Einteilung der Trennflächen

Trennflächen sind meist makroskopisch sichtbare Unstetigkeitsflächen, an denen die Festigkeit des Gebirges herabgesetzt ist. Sie entstehen überwiegend durch mechanische Beanspruchungen (zum Beispiel durch tektonische Dislokationen) oder bereits bei der Sedimentation und der anschliessenden Diagenese des Gesteins (zum Beispiel Schichtfugen).

Trennflächen können nach ihrer Art in *stratigraphische* oder *tektonische Trennflächen* aufgeteilt werden.

Stratigraphische Trennflächen sind Schichtgrenzen und Schichtfugen, diese entstanden bereits bei der Ablagerung der Gesteine. Das metamorphe Pendant zur Schichtfuge sind die Schieferungsflächen. Entlang den stratigraphischen Trennflächen ist die Kohäsion reduziert.

Tektonische Trennflächen sind Klüfte und Verwerfungen. Sie entstanden durch

Kraftereinwirkung auf das Gesteinspaket, wobei entlang den Trennflächen das Gestein die Kohäsion verliert. Entlang den tektonischen Trennflächen ist die Kohäsion meist stark reduziert bis ganz verschwunden.

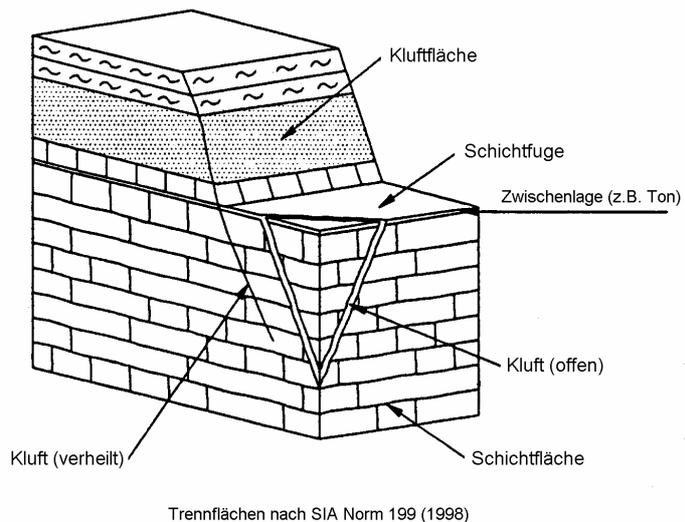


Abb. 6.1: Unter Trennflächen werden folgende Strukturelemente zusammengefasst. (SIA NORM 199, 1998)

6.2 Trennflächen und die Festigkeit des Gebirges

Die Existenz von Trennflächen erschwert die Bestimmung der Eigenschaften des Gebirges. Die Eigenschaften des Gebirges setzen sich zusammen aus den Eigenschaften des Gesteins und der Trennflächen, wodurch eine grosse Variationsvielfalt entsteht.

Die Festigkeit einer Felsprobe mit einer Trennfläche hängt von der Orientierung derselben zu den Spannungen ab. Ist die Trennfläche parallel oder senkrecht zur aufgetragenen Last orientiert, wird dies keine Auswirkung auf die Festigkeit haben. Jedoch kommt es in gewissen Winkelbereichen zu einer deutlichen Reduktion der Festigkeit.

Das Verhalten einer Trennfläche hängt im wesentlichen von den Spannungsverhältnissen ab in denen sie liegt (Kompressiv, Expansion, Scherspannung). Dabei können typische Spannungs-Verschiebungskurven gezeichnet werden.

- Bei einer idealen Trennfläche kann keine **Zugspannung** übertragen werden, doch weisen die meisten Trennflächen kleinere oder grössere Materialbrücke auf, auf die Zugspannung übertragen werden kann.
- Bei **kompressiven Spannungsverhältnissen** werden die tektonischen Trennflächen mit zunehmender Spannung allmählich geschlossen. Die Festigkeit wächst mit der aufgetragenen Spannung oder Verschiebung

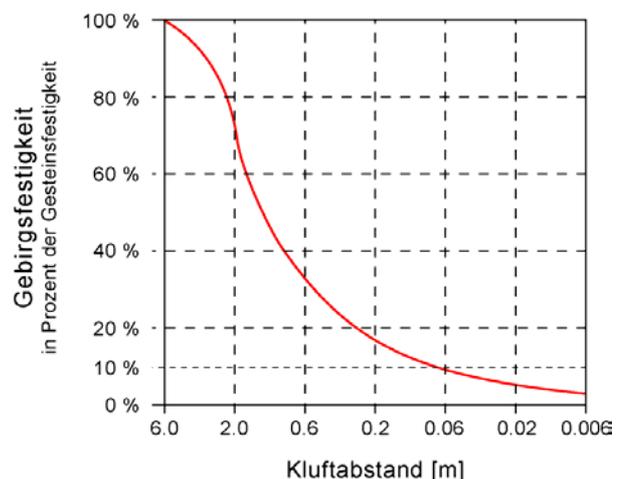


Abb. 6.2: Zusammenhang zwischen der Gebirgsfestigkeit und dem Kluftabstand (nach SPAUN & THURO, 1999)

an, bis ein Grenzwert in Abhängigkeit der Gesteinsfestigkeit erreicht wird.

Die Druckfestigkeit eines Gebirges liegt wegen den praktisch immer vorhandenen Trennflächen meist deutlich unterhalb der Gesteinsfestigkeit. Die Abb. 6.2 (SPAUN & THURO, 1999) zeigt schematisch den Zusammenhang zwischen der Gebirgsfestigkeit und dem Trennflächenabstand (Kluftabstand) dar. Markant ist die starke Abnahme der Festigkeit im Bereich der Kluftabstände von rund 5 zu 1 m.

- Bei **Scherbeanspruchung** von Trennflächen können zwei unterschiedliche Bewegungsarten unterschieden werden: das Gleiten, das Abscheren. Die Art der Scherbewegung wird unter anderem bestimmt durch die Normalspannung, der Rauigkeit der Trennfläche und der Gesteinsfestigkeit.

Beim *Gleiten* bewegen sich die zwei Ufer der Trennfläche gegeneinander, wobei die Unebenheiten der Oberflächen für Reibung sorgen und für die Scherfestigkeit der Trennfläche verantwortlich sind. Das Gleiten kommt vorwiegend bei niedrigen Normalspannungen vor.

Beim *Abscheren* werden die Unebenheiten der Oberflächen abgeschert, dafür muss die Gesteinsfestigkeit überwunden werden. Das Abscheren kommt vorwiegend bei mittleren bis hohen Normalspannungen vor.

BARTON (1976) entwickelte eine Abschätzung zur Bestimmung der Scherfestigkeit τ . Er ergänzt Mohr-Coulomb-Gleichung mit einem Koeffizient für die Rauigkeit der Oberfläche (JRC – joint roughness coefficient) und einem für die Trennoberflächenfestigkeit (JCS - joint wall compressive strength).

$$\tau = \sigma_n * \tan \left(\phi_{\text{Gestein}} + JRC * \log_{10} \left(\frac{JCS}{\sigma_n} \right) \right)$$

Der Koeffizient für die Rauigkeit der Trennfläche (Joint Roughness Coefficient, JRC) kann durch Feldbeobachtungen bestimmt werden (Abschnitt 0, Anhang 16.2)

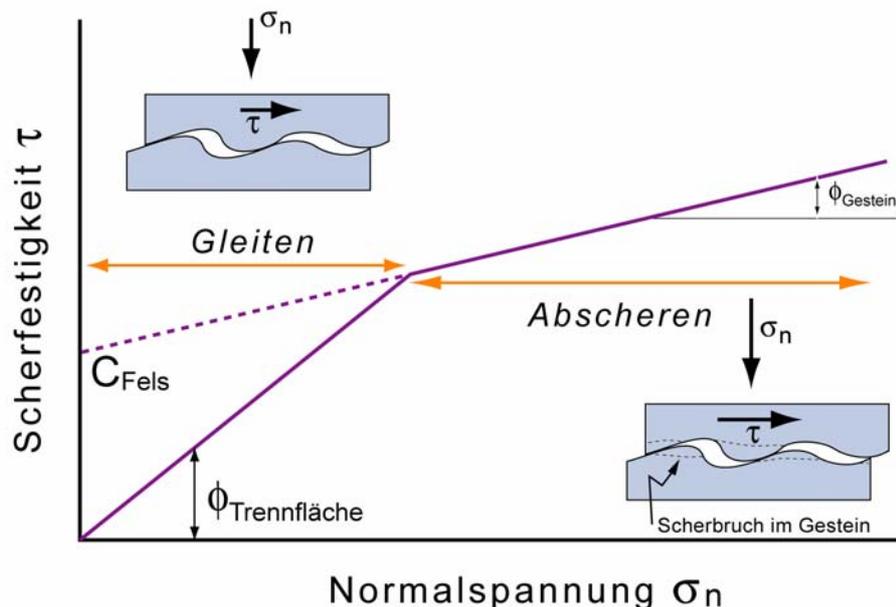


Abb. 6.3: Mohr-Coulomb'sches Bruchkriterium für Trennflächen.

6.3 Methoden zur Feldaufnahme von Trennflächen

6.3.1 Das Scan-Line-Verfahren

In der Geotechnik werden Trennflächen oft durch das eindimensionale Scan-Line-Verfahren im Feld erhoben. Dabei werden an geeigneten Aufschlüssen mehrere gerade "Linien" ausgelegt, die sogenannte Scan-Lines (Abb. 6.4). Die einzelnen Scan-Lines werden bevorzugt rechtwinklig zueinander ausgelegt, wobei die Länge so gewählt wird, dass eine grössere Anzahl von Trennflächen erfasst wird. Entlang der ausgelegten Scan-Lines werden alle Trennflächen dokumentiert, welche die Ausgelegte Linie kreuzen. Dabei werden verschiedene Merkmale erfasst:

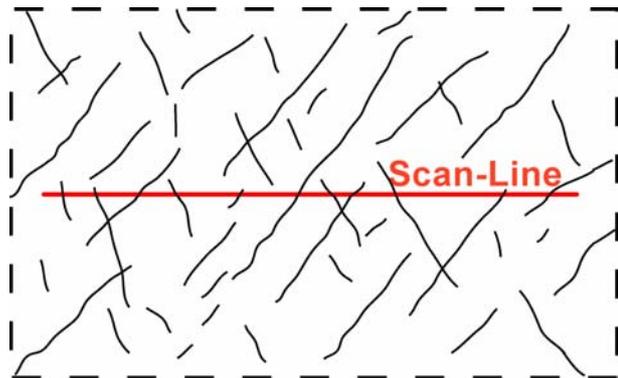


Abb. 6.4: Schematische Darstellung des Scan-Line-Verfahrens.

- **Intersektions-Distanz**
Die Intersektions-Distanz ist der gemessene Abstand zwischen dem Anfang der Scan-Line (in der Regel das rechte Ende) und dem Schnittpunkt der Trennfläche mit der Linie.
- **Neigung der Trennfläche**
Mit einem Neigungsmesser wird der steilste Winkel der Trennfläche zur Horizontalen eingemessen.
- **Fallrichtung der Trennfläche**
Mit dem Kompass wird die Richtung des steilsten Einfallens der Trennfläche eingemessen, das heisst senkrecht zum Streichen der Fläche.
- **Spurlänge der Trennfläche**
Das Abschätzen der Ausdehnung einer Trennfläche ist in vielen Fällen nicht ganz einfach. Daher werden sie in 3 Gruppen eingeteilt: kleine (< 1m); mittlere (1 - 10 m); grosse (> 10 m).
- **Spurende einer Trennfläche**
Eine Trennfläche kann im intakten Fels oder an einer anderen Trennfläche enden. Jedoch ist das Spurende in den meisten Fällen nicht sichtbar.
- **Rauhigkeit der Oberfläche der Trennfläche**
Die Rauigkeit der Oberfläche einer Trennfläche wird anhand des "Joint Roughness Coefficient" (JRC) beschrieben (Anhang 16.2). Dabei handelt es sich um Unregelmässigkeiten in der Grössenordnung von mm bis cm.
- **Wellung der Oberfläche der Trennfläche**
Mit der Wellung einer Oberfläche werden unregelmässigkeiten in der Grössenordnung von dm beschrieben, wobei oft zwischen stufig, wellig und eben unterschieden wird.

Bemerkungen zur Interpretation

Die Datenerhebung durch das Scan-Line-Verfahren produziert einen systematischen Fehler in der Verteilung der gemessenen Raumlagen von Trennflächen, da Trennflächen mit grossem Winkel zur Scan-Line häufiger erfasst werden. Eine Korrektur dieses Fehlers kann durch Gewichtung der einzelnen Trennflächen in Funktion ihres Winkel zur Scan-Line durchgeführt werden. (PRIEST, 1993)

Die Häufigkeit der Intersektion von Trennflächen mit der Scan-Line ist auch eine Funktion ihrer Grösse. Durch das Scan-Line-Verfahren wird nur ein Teil aller Trennflächen auf einer Aufschlussfläche erfasst. Es ergibt sich ein systematischer Fehler in der Verteilung der Trennflächengrösse, da die kleinen Trennflächen weniger oft die Scan-Line schneiden und dadurch weniger oft erfasst werden als grosse Trennflächen. (PAHL 1981)

6.3.2 Die Beschreibung von Trennflächen in Karsthohlräumen

Für die geotechnischen, hydrologischen und speläologischen Beschreibung einer Trennfläche in einem Karsthohlraum, wurde auf ein bereits bestehendes Aufnahmeblatt "Strukturbeobachtungen in Höhlen" (FILIPPONI M., 2001A) zurückgegriffen.

Durch das Ausfüllen des Aufnahmeblattes sollen die wichtigsten Eigenschaften der beobachteten Trennflächen protokolliert werden. Die erfassten Daten können ohne grosse Aufbereitung mit Daten vom Scan-Line-Verfahren verglichen werden.

Damit Aufnahmeblätter, die von verschiedenen Bearbeitern ausgefüllt werden, zusammengefügt werden können, und um das Erlernen der Aufnahme von Strukturen zu erleichtern, wurden pro Kriterium jeweils nur eine begrenzte Anzahl von Eigenschaften zur Auswahl vorgeschlagen. Die zu beobachtenden Kriterien wurden so ausgewählt, dass sie nach einer kurzen Einführung auch von einem geologisch noch wenig geschulten Höhlenforscher beschrieben werden können. Einer der wichtigsten Punkte ist jedoch, dass mit ein wenig Übung das Ausfüllen des Aufnahmeblattes pro Trennfläche nicht mehr als 2 bis 3 Minuten Aufwand benötigt.

Die Beobachtungskriterien

- **Neigung der Trennfläche**
- **Fallrichtung der Trennfläche**
- **Messgenauigkeit**

In der Höhle ist es oft nicht möglich, Trennflächen exakt einzumessen, da diese oft schlecht erreichbar oder schlecht aufgeschlossen sind oder einfach nicht geradlinig verlaufen. Zu der Messunsicherheit, die durch den Messvorgang hervorgerufen wird, kommt noch die Mess- und Ablesegenauigkeit des Messgeräts hinzu.

Die möglichen Bereiche für die Messgenauigkeit der Neigung und der Richtung sind: genauer als 10°; genauer als 30°; weniger genau als 30°.

- **Abschätzung der Spurlänge der Trennfläche**
- **Spurende einer Trennfläche**
- **Öffnungsweite einer Trennfläche**

Die Öffnungsweiten werden in drei Gruppen eingeteilt: klein (mm-Bereich), mittel (cm-Bereich), gross (dm-Bereich).

Ausserdem soll vermerkt werden, wenn die Trennfläche korrosiv erweitert worden ist.

- **Strukturerscheinung einer Trennfläche**

Eine Trennfläche kann deutlich erkennbar oder nur erahnbar sein, einen leicht schlängelnden Verlauf haben, aus einer Anreihung von kleinen Rissen bestehen oder stark gebogen sein.

- **Rauhigkeit der Oberfläche der Trennfläche**
- **"Tektonisches" Initial einer Trennfläche**

Bei der Trennfläche kann es sich um eine Schichtgrenze, eine Schichtfuge, eine Kluffuge oder eine Verwerfung handeln.

Wo möglich, soll bei den Verwerfungen der Versatz und die Versatzrichtung angegeben werden. Ist ein "rezenter" Verschiebungsschub der Verwerfung (Neotektonik) erkennbar, wird die Verwerfung als aktive Verwerfung klassifiziert, andernfalls als inaktive Verwerfung (Abb. 6.5).

Verschiebung der Profilinie



Verschiebung von Tropfstellen

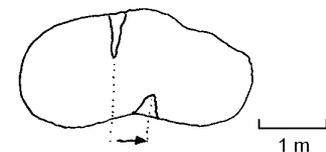
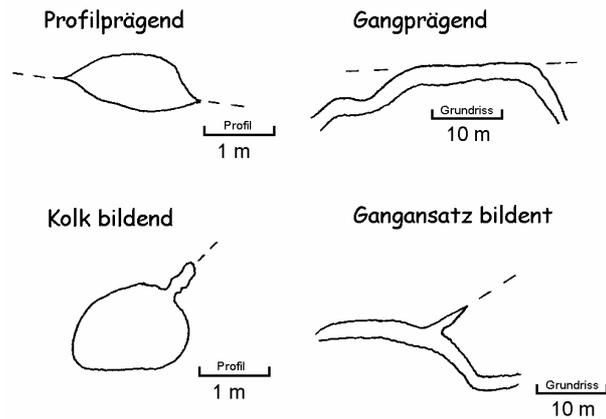


Abb. 6.5: Anzeichen einer aktiven Verwerfung in einer Karsthöhle.

• **Speläogenetische Bedeutung einer Trennfläche**

Eine Trennfläche kann den Verlauf eines Höhlenganges prägen, einen Gangansatz bilden, das Gangprofil prägen, die Bildung von Kolken erleichtern oder keine speläogenetische Bedeutung aufweisen (Abb. 6.6).



• **Hydrologische Bedeutung einer Trennfläche**

Entlang einer Trennfläche kann Wasser in den Höhlengang fließen. Solche Eindringstellen werden anhand der Wassermenge, die aus der Trennfläche fließt, eingeteilt in Wassereintrittsstelle (kleiner Zubringer, Tropfwasser) und Quellen (grössere Zubringer). Bei den Quellen wird die Angabe einer Schüttung empfohlen.

Abb. 6.6: Schematische Darstellung der möglichen speläogenetischen Bedeutung von Trennflächen in Karsthöhlen.

Einige Trennflächen wirken als Schluckstelle für das im Höhlengang befindliche Wasser. In den meisten Fällen ist hier eine Abschätzung der Wassermenge, die pro Zeiteinheit versickert, schwierig. Wo es möglich ist, soll dies jedoch gemacht werden. Schlussendlich kann eine Trennfläche auch keinerlei hydrologische Bedeutung haben und gilt als inaktiv.

• **Füllung einer Trennfläche**

Trennflächen können Füllungen aufweisen. Diese bestehen entweder aus Kalzit oder aus unverfestigten Sedimenten oder aus mit Kalzit verfestigten Sedimenten.

Eintragen der Trennflächen in einen Höhlenplan

Die Trennflächen können in den Grundriss und Längsschnitt des Höhlenplans eingezeichnet werden. Dabei wurde der Höhlenplan so vereinfacht, dass nur noch die Gangkonturen, Messpunkte der Höhlenvermessung und wichtige Orientierungsmerkmale wiedergegeben sind.

Im **Grundriss** wird der Verlauf der Trennflächen an der Höhlendecke und -sohle eingezeichnet und mit Fallzeichen und Kluftnummern versehen. Es wird empfohlen, die Trennflächen an der Decke und an der Sohle jeweils mit einer anderen Farbe einzuzichnen.

Im **Längsschnitt** wird der Verlauf der Trennfläche auf der linken und rechten Höhlenwand mit Fallzeichen und Kluftnummern eingezeichnet. Auch hier ist es von Vorteil, wenn die Trennflächen auf der linken Höhlenwand eine andere Farbe erhalten als jene auf der rechten.

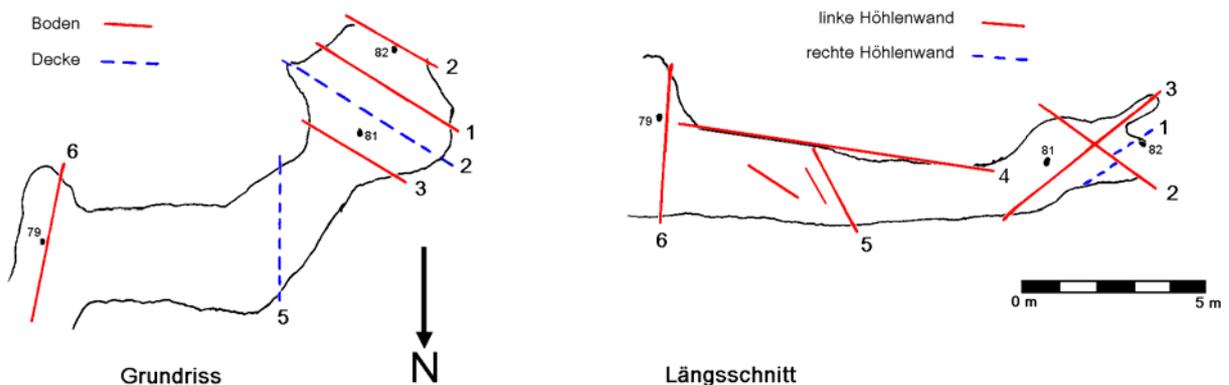


Abb. 6.7: Beispiel für das Eintragen von Trennflächen in einen Höhlenplan.

6.4 Trennflächenaufnahmen im Abisso di Trebiciano

Im Abisso di Trebiciano wurde das "klassische" Scan-Line-Verfahren angewendet, da die Halle zu grossräumig ist, um die im vorherigen Kapitel vorgestellte Arbeitsweise in Karsthöhlen zu befolgen.

Geplant war die Aufnahme von vier Scan-Lines an verschiedenen Orten in der Halle von je 20 – 30 m Länge. Jedoch erwiesen sich die Vorortverhältnisse als recht schwierig (Zugänglichkeit an den Fels so wie Feinsedimentbezug auf der Felsoberfläche), so dass nur an einem Ort drei kleinere Scan-Lines durchgeführt werden konnten (Abb. 6.9).

Die drei aufgenommenen Scan-Lines wiesen eine geringe Anzahl von Trennflächen auf. Dies liegt nicht nur daran, dass der Fels in der Halle massig ist und relativ schwach geklüftet ist, sondern auch an den Arbeitsbedingungen bei denen die Trennflächen aufgenommen werden mussten. Der feine Sedimentüberzug, der den Fels überzog, liess nur mittel bis grosse Trennflächen erkennen, hinzu kam, dass ein grosser Teil des Karbidlichtes in der Halle verschluckt wurde, und daher unter eher schlechten Lichtverhältnissen gearbeitet werden musste.



Abb. 6.8: Aufnahmen der Trennflächen in der A.F. Lindner-Halle.

Scan-Lines in der A.F. Lindner-Halle

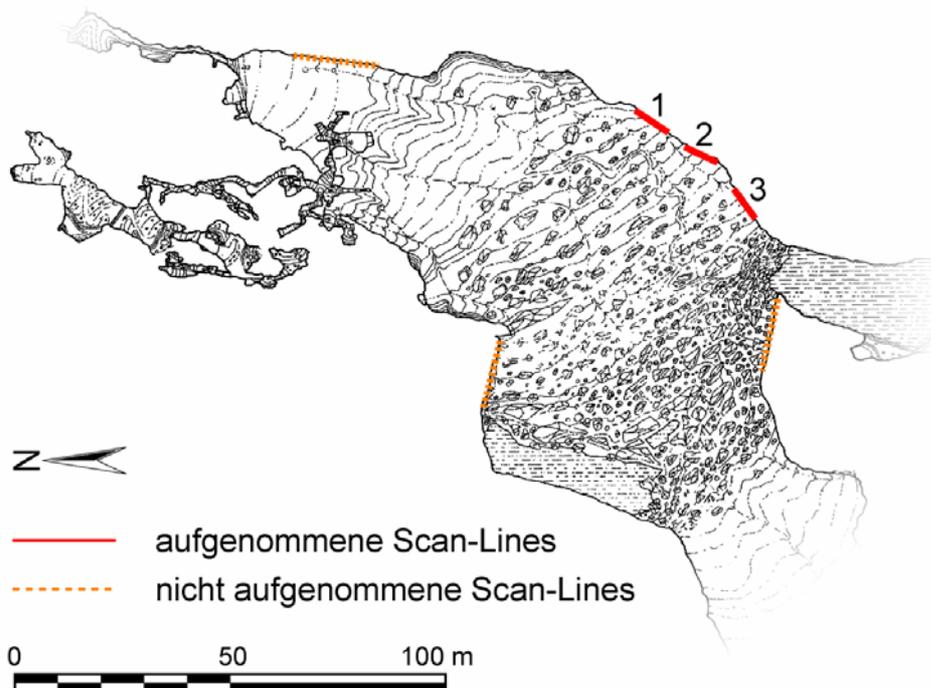
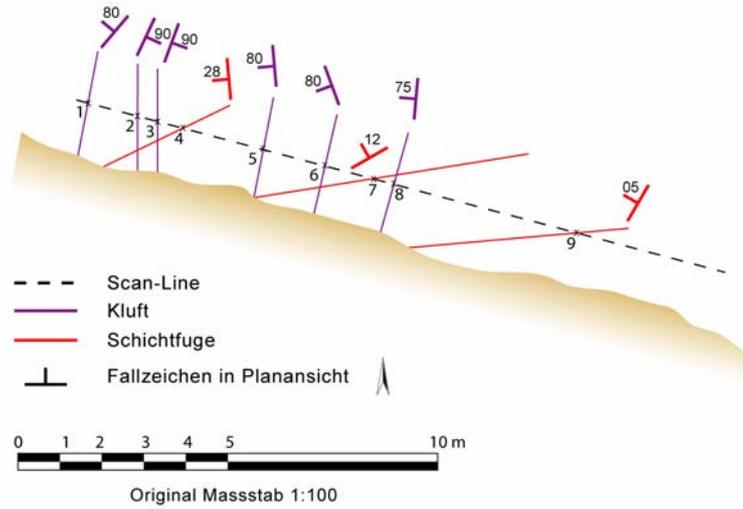


Abb. 6.9: Die Lage der aufgenommenen Scan-Lines und der geplanten Aufnahmeflächen.

Scan-Line Nummer 1

Orientierung der Scanline: 200-15
Länge der Scanline: 16 m

Masstab 1:100
29.12.2002 / mf, oh



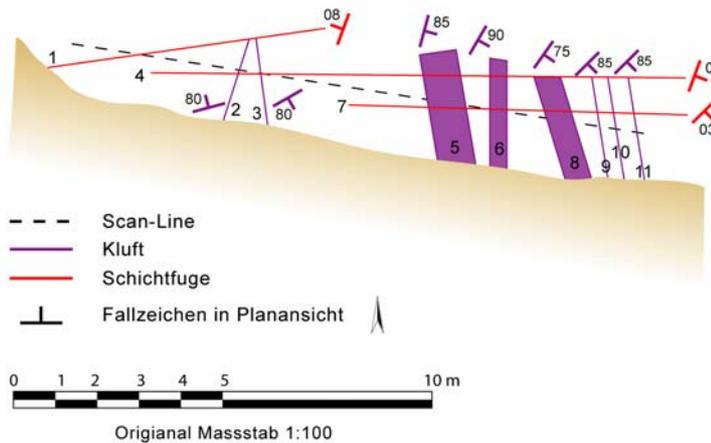
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Distanz [m]	0.3	1.5	2.0	2.6	4.6	6.1	7.3	7.8	12.3
Orientierung	310/80	115/90	110/90	265/28	265/80	250/80	330/12	275/75	300/05
Initial	Kluft	Kluft	Kluft	Schichtfuge	Kluft	Kluft	Schichtfuge	Kluft	Schichtfuge
Spurenlänge	gross	mittel	mittel	gross	mittel	gross	gross	mittel	gross
Messbarkeit	deutlich	deutlich	deutlich	undeutlich	deutlich	deutlich	undeutlich	deutlich	deutlich
Ende oben	-	Fels	Schichtfuge	-	Fels	-	-	Fels	-
Ende unten	-	-	-	-	Fels	-	-	-	-
Öffnungsseite	mi+korr	mi+korr	mi+korr	0	0	-	0	0	0
JRC	19	9	7	-	7	7	-	5	-
Bemerkung								Block	

Abb. 6.10: Skizze der Scan-Line 1 mit den Beobachteten Trennflächeneigenschaften.

Scan-Line Nummer 2

Orientierung der Scanline: 188-09
Länge der Scanline: 14 m

Masstab 1:100
29.12.2002 / mf, oh



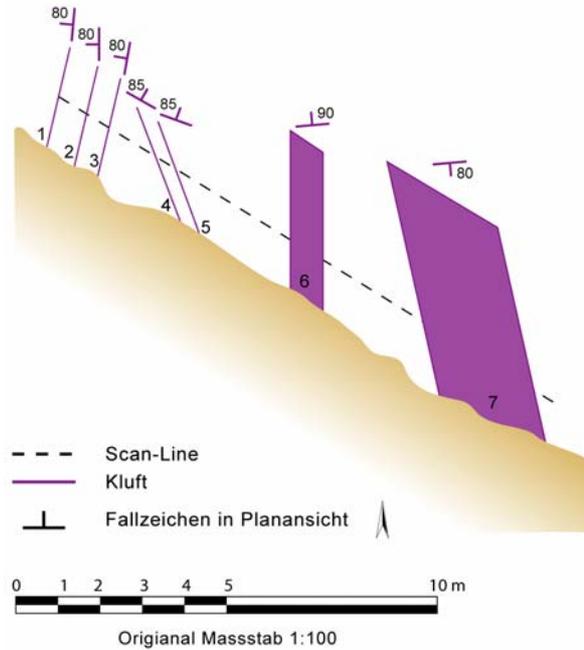
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Distanz [m]	1.5	4.0	4.5	4.7	8.5-9.4	10.0-10.4	10.0	11.4-12.0	12.6	13.0	13.6
Orientierung	290/08	345/80	150/80	110/02	105/85	120/90	135/03	125/75	135/85	135/85	135/85
Initial	Schichtfuge	Kluft	Kluft	Schichtfuge	Kluft	Kluft	Schichtfuge	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft
Spurenlänge	gross	mittel	mittel	gross	mittel	mittel	gross	mittel	mittel	mittel	mittel
Messbarkeit	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich
Ende oben	-	Schichtfuge	Schichtfuge	-	-	-	-	Schichtfuge	Schichtfuge	Schichtfuge	Schichtfuge
Ende unten	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Öffnungsseite	0	kl+korr	0	0	kl+korr	-	0	0	0	0	0
JRC	-	15	13	-	11	7	-	7	9	9	9
Bemerkung	Bankung 4-5cm				Gleitfläche	Gleitfläche		Gleitfläche			

Abb. 6.11: Skizze der Scan-Line 2 mit den beobachteten Trennflächeneigenschaften.

Scan-Line Nummer 3

Orientierung der Scanline: 224-32
 Länge der Scanline: 14 m

Masstab 1:100
 29.12.2002 / mf, oh



Nr.	1	2	3	4	5	6	7
Distanz [m]	0	0.8	1.4	2.7	3.3	6.5-7.4	10.2-13.3
Orientierung	275/80	270/80	280/80	030/85	020/85	355/90	175/80
Initial	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft
Spurenlänge	mittel	mittel	mittel	mittel	mittel	gross	gross
Messbarkeit	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich	deutlich
Ende oben	Fels	Fels	Fels	Fels	Fels	-	-
Ende unten	-	-	-	-	-	-	-
Öffnungsseite	0	0	0	0	0	0	0
JRC	9	11	11	7	11	13	9
Bemerkung				Gleitfläche	Gleitfläche	Gleitfläche	Gleitfläche

Abb. 6.12: Skizze der Scan-Line 3 mit den beobachteten Trennflächeneigenschaften.

Die geringe Anzahl der aufgenommenen Trennflächen lässt keine statistische Auswertung der Daten zu. Diesbezüglich wäre ein Datensatz von mindestens 150 Trennflächen nötig gewesen (PRIEST, 1993). Doch lassen sich die Flächenpole der aufgenommenen Trennflächen mit jenen von FORTI ET AL. (1978) vergleichen. Er mass an zwei Stellen in der nahen Umgebung der Eingangsdoline des Abisso di Trebiciano je 100 Trennflächen ein. Er konnte aus seinen Daten fünf meist subvertikale Kluffscharen (000/90, 020/90, 090/00, 130/90, 300/50) und eine mehr oder weniger horizontal liegende Schichtung unterscheiden (000/00). Die bei den drei Scan-Lines aufgenommenen Trennflächen korrelieren relativ gut mit den Maximas der Polverteilung der Messungen von Forti, wobei die Kluffschar (300/50) nicht gefunden wurde (Abb. 6.13).

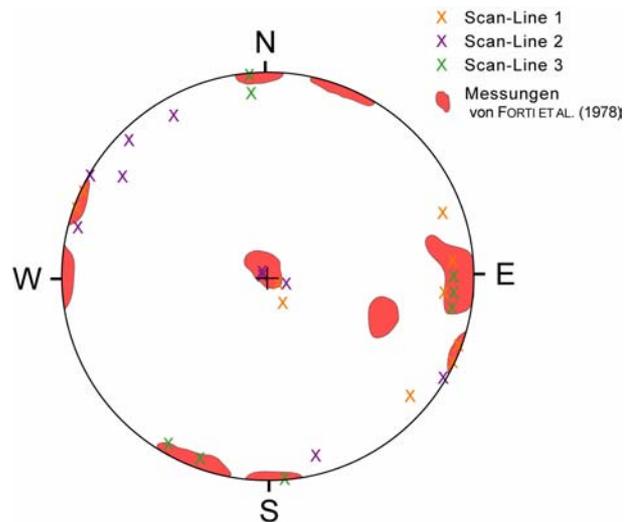


Abb. 6.13: Zusammenstellung Trennflächenpole in der Lagekugel der Scan-Lines in der A.F. Lindner-Halle und der Messungen von FORTI ET AL. (1978) im Eingangsbereich des Abisso di Trebiciano.

Da die Daten der Scan-Line-Aufnahme statistisch nicht repräsentativ sind, wurde für die Ermittlung der Kluffabstände die der Versturzböcke in der A.F. Lindner-Halle ausgemessen. (Abschnitt 10.4.1)

6.4.1 Genetisch bedeutenden Trennflächen im Abisso di Trebiciano

Karsthöhlen entstehen durch die korrosive (und erosive) Tätigkeit von unterirdisch fließendem Wasser. Damit Wasser sich in einem Gebirge bewegen kann, benötigt es Hohlräume im Gestein, die sogenannten Poren. In der Hydrogeologie werden drei Arten von Poren unterschieden: Matrixporen, Trennflächen und Karströhren. Ein (noch) nicht verkarstetes Kalksteingebirge, das nur Matrixporen enthält, hat in der Regel eine schlechte Wasserdurchlässigkeit, so dass Wasser nur sehr langsam fließen kann. Sind jedoch Trennflächen (Klüfte, Schichtfugen) vorhanden, erhöht sich der Durchfluss durch das Gebirge rapide. Wasserdurchflossene Trennflächen werden durch die korrosive Wirkung des Wassers langsam erweitert, so dass sich allmählich ein Netz von Karströhren entsteht. Sind die Karströhren genügend gross, dass sie von einem Menschen befahren werden, werden sie als Höhlen bezeichnet.

Im Abisso di Trebiciano wurden die genetisch bedeutenden Trennflächen aufgenommen, also jene Trennflächen, die vermutlich die primäre Wasserwegsamkeit darstellte. Daraus lässt sich erkennen, dass die Höhle sich weitgehend an Klüften entwickelt hat, wobei die Klufscharen mit Orientierung 130/80 bevorzugt wurde.

Orientierung der genetisch bedeutenden Trennflächen im Abisso di Trebiciano

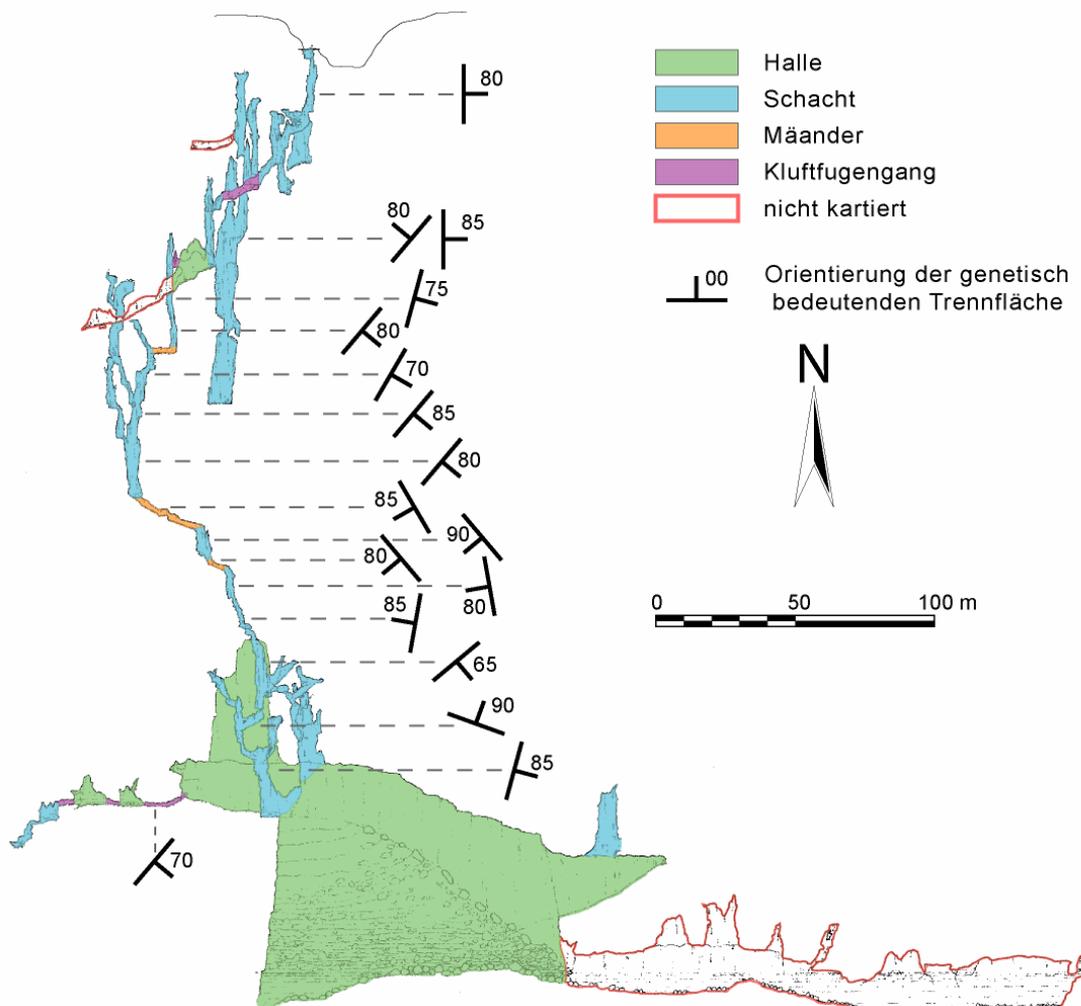


Abb. 6.14: Die Gangarten im Abisso di Trebiciano und die Orientierung der genetisch bedeutenden Trennflächen.

7 Geotechnischen Eigenschaften der Gesteine im Abisso di Trebiciano

Durch gesteinsmechanische Laborversuche an der EPF Lausanne wurden die geotechnischen Eigenschaften einiger Gesteinsproben aus dem Abisso di Trebiciano bestimmt. Die dadurch erhaltene Werte bilden die Grundlage für die in den Kapiteln 11 und 12 durchgeführten Analysen

7.1 Entnommenen Gesteinsproben

Aus dem Abisso di Trebiciano wurden Gesteinsproben entnommen, mit denen deren geotechnischen Eigenschaften bestimmt werden konnten. Beprobt wurden allen drei Members, die in der Höhle vorkommen. Die Lagen der Proben, die aus dem Abisso di Trebiciano selbst genommen wurden, sind in der Abb. 5.2 getragen.

Vom Borgo Grotta Gigante Member wurden zwei Gesteinsproben genommen. Die eine Probe kommt aus der Eingangsdoline des Abisso di Trebiciano, eine weitere Probe kommt aus dem Steinbruch bei Aurisina. Beide Proben lagen an der Erdoberfläche.

Die Proben des Zolla und Rubingrande Members kommen aus dem Abisso di Trebiciano, da die Aufschlussverhältnisse an der Oberfläche keine Gewinnung eines geeigneten "Probeblock" zuließen. Aus der Höhle konnten nur etwa kindskopfgrosse Handstücke abgeschlagen und hinauftransportiert werden. Der Dolomit des Rubingrande Members wurde mehrmals beprobt. Eine Probe wurde aus dem "unversehrten" Dolomit geschlagen, eine weiteres Handstück wurde vom dedolomitierten Dolomit genommen, ein letzteres Handstück ist ein kleiner Versturzblock aus dem dedolomitierten Dolomit, der in der Halle gefunden wurde.

7.2 Einaxiale Druckversuch

Mit dem einaxialen Druckversuch ohne behinderte Seitendehnung an Zylinderproben (ISRM 1978) kann die einaxiale Druckfestigkeit bestimmt werden. Unter der einaxialen Druckfestigkeit UCS wird die axiale Bruchspannung σ_U einer Gesteinsprobe verstanden, was nicht gleich der Bruchfestigkeit des Gebirges ist (Abschnitt 6.2). Weiter lässt sich mit dem einaxialen Druckversuch das Verformungsmodul und die Zerstörarbeit bestimmen, wobei auf das letztere im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht bestimmt wurde.

Die Prüfkörper sollten in der Regel ein Längen-Durchmesser-Verhältnis von 2:1 haben. Ist dies nicht der Fall, muss die ermittelte einaxiale Druckfestigkeit korrigiert werden.

$$\sigma'_U = \frac{8 * \sigma_U}{7 + 2 * \frac{d}{l}}$$

σ'_U	korrigierte einaxiale Druckfestigkeit [MPa]
σ_U	gemessene einaxiale Druckfestigkeit [MPa]
d	Prüfkörperdurchmesser [mm]
l	Prüfkörperlänge [mm]



Abb. 7.1: Versuchsanordnung des einaxialen Druckversuchs

7.2.1 Einaxialen Druckversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano

Für die einaxialen Druckversuche an den Gesteinsporben aus dem Abisso di Trebiciano wurden zylindrische Prüfkörper gebohrt und im "Laboratoires de Mecanique des Sols et des Roches" an der EPF Lausanne getestet. Leider war es wegen den Gesteinsprobengrössen nur möglich Probezylinder des Borgo Grotta Gigante und des Zolla Members herzustellen, wobei die Gesteinsprobe vom Member des Borgo Grotta Gigante aus Trebiciano nur einen genügend langen Bohrkern gewonnen werden konnte, da bei allen anderen Bohrversuchen die Kerne zerbrachen.

Eine Zusammenstellung der Messwerte der einaxialen Druckversuche ist im Anhang 16.7 zu finden, an dieser Stelle sei nur eine Zusammenstellung der Resultate der Versuchsreihen wiedergegeben (Tab. 7.1). Das Verformungsmodul, dem Quotienten aus der aufgebrauchten Spannung zur Längsdehnung im linearen Bereich der Arbeitslinie (Spannungs-Dehnungs-Diagramm) bei der Erstbelastung, war sehr ähnlich mit dem Elastizitätsmodul, dem Quotienten aus der aufgebrauchten Spannung zur Längsdehnung im Wiederbelastungsast. Weshalb bei der Auswertung nicht zwischen Verformungs- und Elastizitätsmodul unterschieden wurde.

Zusammenstellung der Resultate aus den einaxialen Druckversuchen

Member	UCS	Elastizitätsmodul	Anzahl Versuche
<i>Borgo Grotta Gigante (Trebiciano)</i>	101,1 MPa	32,2 GPa	1
<i>Borgo Grotta Gigante (Aurisina)</i>	100,2 MPa	36,3 GPa	6
<i>Zolla</i>	134,9 MPa	39,2 GPa	1

Tab. 7.1: Zusammenstellung der Resultate der einaxialen Druckversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano.

Die Probekörper des Borgo Grotta Gigante Members aus Trebiciano und Aurisina hatten eine vergleichbare einaxiale Druckfestigkeit von rund 100 MPa, wobei das Elastizitätsmodul bei den Prüfkörpern in Aurisina im Mittel leicht höher war, rund 36 GPa (Standardabweichung 4.8 GPa) zu rund 32 GPa bei Trebiciano. Die einaxiale Druckfestigkeit der sechs Einzelversuche aus der Gesteinsprobe aus Aurisina variiert zwischen 77 MPa und 120 MPa, was zu einer Standardabweichung von 17.5 MPa führt. Diese grosse Spannweite an Messresultate könnte sich durch eine ungleichmässige Verwitterung (Verkarstung) erklären. Jedenfalls relativiert es das Resultat, der einaxialen Druckfestigkeit des Borgo Grotta Gigante Members aus Trebiciano, das aus nur einem Einzelversuch zustande kam.

Der Prüfkörper des Zolla Members hatte eine leicht höhere einaxiale Druckfestigkeit von rund 135 MPa bei einem Elastizitätsmodul von rund 39 GPa. Leider handelt es sich bei dem Resultaten nur um einen Einzeltest, weshalb die Resultate mit Vorsicht gehandhabt werden müssen.

7.3 Punktlastversuch

Der Punktlastversuch ist ein "Indextest", das heisst, dass er keinen Kennwert liefert, jedoch ein Mass für die Gesteinsqualität, dafür ist er schnell und einfach durchzuführen. Der Punktlastversuch gilt in der Felsmechanik als mittelbare Messung der einaxialen Druckfestigkeit.

Ursprünglich wurde der Punktlastversuch als Feldmethode für das Testen von Bohrkernen und Handstücken entwickelt, der ungefähre Festigkeitswerte für schnelle Entscheidungen liefern sollte. Inzwischen ist er zu einem Laborversuch avanciert, der in seiner Aussagekraft mit dem einaxialen Druckversuch konkurrieren kann. Seine Vorteile sind die schnelle Durchführbarkeit und eine einfache Prüfkörpervorbereitung.



Abb. 7.2: Versuchsanordnung des Punktlastversuches.

Beim Punktlastversuch wird ein Prüfkörper zwischen zwei Konussen so lange belastet, bis die Probe bricht. Es sind verschiedene Formen der Prüfkörper möglich (Zylinder, Würfel, unregelmässig geformtes Handstück), wobei bei den im Rahmen dieser Diplomarbeit durchgeführten Messreihen die Würfelform verwendet wurde.

Der Punktlastindex I_S [MPa] kennzeichnet die Festigkeit einer Gesteinsprobe, die unter der punktförmig aufgebrachtten Kraft F_B [kN] zu Bruch geht.

$$I_S = \frac{F_B * \pi}{4 * D * W} \quad \text{[für würfelförmige Prüfkörper]}$$

I_S	Punktlastindex [MPa]
F_B	Bruchkraft [kN]
D	Prüfspitzenabstand [mm]
W	Probenbreite [mm]

Die Probenbreite W kann auf zwei Arten gemessen werden: als kleinste Breite des würfelförmigen Prüfkörpers (ISRM 1985) oder Breite der tatsächlichen Bruchbreite. Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden beide Messarten durchgeführt.

Der gemessene Punktlastindex I_S ist in hohem Masse abhängig von der absoluten Grösse des Prüfkörpers (Prüfkörperabmessungen und Form). Dieser Effekt kommt auch bei allen anderen Testverfahren (einaxialer Druckversuch, Spaltzugversuch) vor, wo ihm jedoch meist wesentlich geringere Bedeutung zukommt. Beim Punktlastversuch wurde festgelegt, dass der Punktlastindex I_S auf einen I_{50} umgerechnet wird, also einem zylindrischen Probekörper mit Durchmesser 50 mm (respektive für einen würfelförmigen Prüfkörper 2500 mm²) (ISRM 1985). Aus diesem I_{50} kann über einen Umrechnungsfaktor C die einaxiale Druckfestigkeit (UCS) ermittelt werden. Dieser Faktor ist im besonderen Masse von der Versuchsbedingungen abhängig und am besten jeweils über eine lineare Regression zu ermitteln (THURO & PLINNINGER, 2001).

$$UCS = C * I_{50}$$

Da es sich beim Punktlastversuch um einen "Indextest" handelt, sollte eine Messreihe aus einer grösseren Anzahl von Einzeltests bestehen (zirka 10 bis 30 Einzeltests), die statistisch ausgewertet werden sollen.

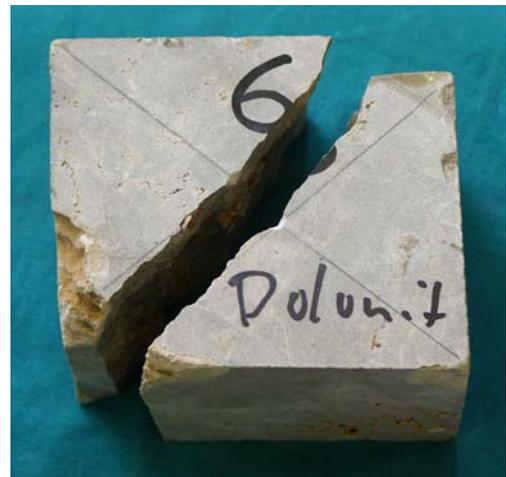


Abb. 7.3: Quer durch den Prüfkörper verlaufender Bruch nach einem Punktlastversuch.

7.3.1 Punktlastversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano

Für den Punktlastversuch an den Gesteinsporben aus dem Abisso di Trebiciano wurden würfelförmige Prüfkörper angefertigt und im "Laboratoires de Mecanique des Sols et des Roches" an der EPF Lausanne getestet. Die Prüfkörper hatten ein Dicke-Breite-Verhältnis zwischen 1:1 und 1:3 und wurden mit der Schichtung senkrecht zur Prüfachse getestet, sofern diese zu erkennen war. Eine Zusammenstellung der Messwerte ist im Anhang 16.8 zu finden, an dieser Stelle sei nur eine Zusammenstellung der Resultate der Versuchsreihen wiedergegeben (Tab. 7.2).

Zusammenstellung der Resultate aus den Punktlastversuchen

Member	Anhand Probereite			Anhand Bruchbreite			Anzahl Versuche
	I_{50} [MPa]	Standard-abweichung [MPa]	UCS [MPa] $C = 20,14$	I_{50} [MPa]	Standard-abweichung [MPa]	UCS [MPa] $C = 22,49$	
Borgo Grotta Gigante (Trebiciano)	1,8	0,87	35,9	1,6	0,85	35,0	12
Borgo Grotta Gigante (Aurisina)	5,0	0,63	100,2	4,5	0,75	100,2	18
Zolla	5,4	0,68	109,5	4,3	0,80	96,3	7
Rupingrande (Dolomit)	4,7	2,31	95,6	4,2	2,23	94,1	8
Rupingrande (Dedolomit)	3,6	1,31	71,9	3,2	1,21	71,1	18

Tab. 7.2: Zusammenstellung der Resultate der Punktlastversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano.

Der Punktlastindex wurde einmal mit der kleinsten Würfelbreite (Probereite) und ein andermal mit der Bruchbreite bestimmt. Wobei die Variante mit der Bruchbreite leicht tiefere Werte ergab, da die Bruchbreite meist länger war als die minimale Bruchbreite. Dies rührt von den kleinen Inhomogenitäten Prüfkörper, die einen Bruch nicht entlang der kleinsten Strecke sondern entlang des widerstandsärmsten Weges ausbreiten lassen. Aus gesteinsmechanischen Überlegungen sollten daher die Resultate der Variante mit der Bruchbreite bevorzugt werden.

Für die Umrechnung des I_{50} zur einaxialen Druckfestigkeit (UCS) wird der Umrechnungsfaktor C mit einem Regressionsverfahren bestimmt (THURO & PLINNINGER, 2001). Im Idealfall wird hierbei vom selben Bohrkern ein einaxialer Druckversuch und ein Punktlastversuch gefahren, die Daten mehrerer Test in ein I_{50} -UCS-Diagramm eingetragen und mittels linearer Regression den linearen Zusammenhang bestimmt (Umrechnungsfaktor C). Da es bei den Laborversuchen dieser Diplomarbeit nicht möglich war, einen entsprechenden Datensatz zu erhalten, wurde das Verfahren stark vereinfacht. Wobei das Mittel der einaxialen Druckfestigkeit der Prüfkörper des Borgo Grotta Gigante Members aus Aurisina dem Mittel der I_{50} der selben Gesteinsprobe gegenübergestellt wurde und einen linearen Zusammenhang zum Ursprung angenommen wurde. Es wurde einen Umrechnungsfaktor C bestimmt für die I_{50} mit der Probereite ($C = 20.14$) und einen für I_{50} mit der Bruchbreite ($C = 22.49$).

Bei den Resultaten aus den Punktlastversuchen fällt die geringe Festigkeit der Prüfkörper des Borgo Grotta Gigante Member aus Trebiciano verglichen mit jenen aus Aurisina auf. Dieser Unterschied könnte sich mit einer stärkeren Verwitterung (Verkarstung) der Gesteinsproben aus Trebiciano erklären, da mineralogisch kein wesentlicher unterschied beobachtet wurde. Dafür spricht auch die leicht höheren Standardabweichungen bei den Trebicaino-Probekörper.

Die Punktlastversuche am Zolla Member ergeben einen UCS, der ein wenig niedriger ist als jener des einaxialen Druckversuches (rund 135 MPa). Da jedoch beim einaxialen Druckversuch nur ein Prüfkörper getestet werden konnte, und die Standardabweichung der Punktlastversuche sehr gering sind (0.8 MPa), scheint der UCS aus dem Punktlastversuch vertrauenswürdig zu sein.

Die Punktlastresultate des Rupingrande Members weisen eine relativ grosse Standardabweichung auf, was sich durch ein sprödes Bruchverhalten des Dolomits erklären lassen könnte. Dies würde auch erklären, weshalb die der Dedolomit eine leicht niedrigere Standardabweichung hat.

Der Unterschied in der Festigkeit zwischen dem Dolomit und dem Dedolomit lässt sich durch die Dedolomitisierung erklären.

7.4 Spaltzugversuch

Im Spaltzugversuch (auch Brazilian-Test genannt) wird die Zugfestigkeit eines Prüfkörpers indirekt über die Spaltzugfestigkeit (σ_z respektive SPZ) bestimmt. Bei der Versuchsanordnung wird ein liegender zylindrischer Prüfkörper durch eine Streifenlast längs zweier gegenüberliegender, gerader Mantellinien bis zum Bruch durch Spalten der Probe belastet. Die Zugbeanspruchung tritt dabei rechtwinklig zur Belastungsrichtung auf. Die Anwendung des Spaltzugversuchs zur Bestimmung der Zugfestigkeit geht von der experimentell gewonnenen Erfahrung aus, dass eine Gesteinsprobe dann zu Bruch geht, wenn die Zugspannung gleich der Gesteinsfestigkeit σ_z ist.

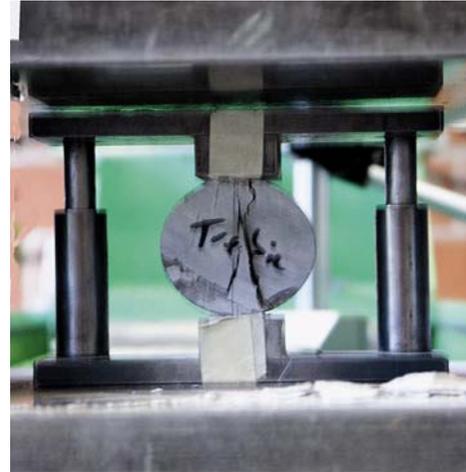


Abb. 7.4: Versuchsanordnung des Spaltzugversuchs.

Aus der Bruchkraft F und den Prüfkörperabmessungen wird die Spaltzugfestigkeit SPZ ermittelt:

$$SPZ = \sigma_z = \frac{2 * F}{d * l * \pi}$$

Die Spaltzugfestigkeit eines Gesteins sollte im Idealfall aus dem arithmetischen Mittel aus mindestens fünf Spaltzugversuche gezogen werden.

SPZ	Spaltzugfestigkeit [MPa]
σ_z	Bruchspannung [MPa]
F	Bruchkraft [kN]
l	Prüfkörperlänge [cm]
d	Prüfkörperdurchmesser [cm]

7.4.1 Spaltzugversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano

Für den Spaltzugversuch wurden Probekörper aus dem Borgo Grotta Gigante Member vorbereitet, wobei fünf Proben aus der Gesteinsprobe Trebiciano und neun aus Aurisina gebohrt wurden. Die Probekörper wurden im "Laboratoires de Mecanique des Sols et des Roches" an der EPF Lausanne getestet. Eine Zusammenstellung der Messwerte ist im Anhang 16.9 zu finden, an dieser Stelle sei nur eine Zusammenstellung der Resultate der Versuchsreihen wiedergegeben (Tab. 7.3).

Zusammenstellung der Resultate aus den Spaltzugversuchen

Member	Spaltzugfestigkeit	Standard-abweichung	Anzahl Versuche
Borgo Grotta Gigante (Trebiciano)	5,6 MPa	0,7 MPa	5
Borgo Grotta Gigante (Aurisina)	8,4 MPa	1,5 MPa	9

Tab. 7.3: Zusammenstellung der Resultate der Spaltzugversuche an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano.

Die Probekörper aus Trebiciano weisen eine mittlere Spaltzugfestigkeit von 5.6 MPa auf, wobei die Werte zwischen 4.9 und 6.8 MPa schwanken. Hingegen wurde bei den Spaltzugversuchen an den Proben aus Aurisina eine mittlere Spaltzugfestigkeit von 8.4 MPa erreicht, wobei Werte zwischen 6.2 und 10.6 MPa gemessen wurden.

7.5 Bestimmung der Dichte und der Gesamtporosität

Die Trockenrohddichte der Gesteinsproben aus dem Abisso di Trebiciano wurden mit der sogenannten volumetrischen Methode bestimmt, dabei wird ein Probekörper mit einer definierten Geometrie angefertigt (zum Beispiel ein Zylinder oder ein Würfel), dessen Volumen über die Vermessung desselben bestimmt wird. Jedoch ist die Bestimmung des Körpervolumens durch das Vermessen schwer abschätzbaren Fehlern unterworfen (Vorsprünge, Einkerbungen, unregelmässige Oberflächen, ...). Die Trockenrohddichte wird berechnet durch die Division des Gewichtes des Probekörpers durch sein Volumen.

Auch bei der Bestimmung der Trockenrohddichte gilt, dass für ein vertrauenswürdigen Resultat eine Vielzahl von Einzelmessungen durchgeführt werden müssen.

Die Gesamtporosität umfasst die geschlossenen als auch die offenen Poren eines Prüfkörpers. Sie kann aus dem Quotienten aus Trockenrohddichte und der Dichte bestimmt werden, wobei die Dichte eines Prüfkörpers der Quotient aus der Trockenmasse und dem Volumen ausschliesslich vorhandenen Porenräume ist. Da die Dichte nur schlecht zu ermitteln (Aufmahlen der Probe und Bestimmung der Dichte mit dem Kapillaryngometer (DIN 18124)), wurde für die fast reinen Karbonate jeweils die Korndichte verwendet, also der Dichte des Kalzit- respektive Dolomitminerals selbst.

7.5.1 Bestimmung der Trockenrohddichte und der Gesamtporosität an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano

Die Bestimmung der Trockenrohddichte der Gesteinsproben aus dem Abisso di Trebiciano erfolgte anhand von Zylinder- und Würfelproben. Eine Zusammenstellung aller Messwerte ist im Anhang 16.10 zu finden, an dieser Stelle sei nur eine Zusammenstellung der Resultate wiedergegeben (Tab. 7.4). Da die Dichtebestimmung nur am Rande durchgeführt wurde, liegen nur wenige Messungen vor.

Für die Abschätzung der Gesamtporosität wurde jeweils eine Dichte (Korndichte) angenommen.

Zusammenstellung der Resultate aus der Dichtebestimmung

Member	Zylinderprobe			Würfelprobe			Angenommene Dichte (Korndichte) [g/cm ³]	Abgeschätzte Gesamtporosität [%]	Angenommene Gesamtporosität [%]	Abgeschätzte Trockenrohddichte [g/cm ³]
	mittlere Trockenrohddichte [g/cm ³]	Standard-Abweichung [g/cm ³]	Anzahl Messungen	mittlere Trockenrohddichte [g/cm ³]	Standard-Abweichung [g/cm ³]	Anzahl Messungen				
Borgo Grotta Gigante (Trebiciano)	2,52	0,22	6	-	-	0	2,70	6,67		
Borgo Grotta Gigante (Aurisina)	2,60	0,01	7	-	-	0	2,70	3,70		
Zolla	2,63	-	1	2,51	0,03	2	2,70	2,59		
Rupingrande (Dolomit)	-	-	0	2,53	0,03	2	2,90	12,76	7,00	2,70
Rupingrande (Dedolomit)	-	-	0	2,49	0,08	11	2,80	11,07	5,00	2,65

Tab. 7.4: Zusammenstellung der Resultate aus der Bestimmung der Trockenrohddichte und der Gesamtporosität an den Gesteinen aus dem Abisso di Trebiciano.

Der Unterschied zwischen der mittleren Trockenrohddichte des Borgo Grotta Gigante Members aus Trebiciano und Aurisina kann so verstanden werden, dass die Gesteinsprobe aus Trebiciano stärker verkarstet war (Abb. 7.5). Dies kommt ebenfalls in der relativ hohen Standardabweichung zum Ausdruck, sowie sich in der leicht höheren Gesamtporosität widerspiegelt. Dies wurde bereits beim bohren der Probezylinder beobachtet, als die Bohrkerns sich jeweils entlang von ankorrodierten Trennflächen abscheren.



Abb. 7.5: Anschnitt eines Handstücks aus dem Borgo Grotta Gigante Member aus Trebiciano mit Lösungserscheinungen.

Beim Zolla Member wurde die Dichtebestimmung mit einem Prüfzylinder und zwei Würfelpuben durchgeführt. Der Unterschied der Resultate der beiden Prüfkörperformen ist relativ gross. Jedoch scheint das Resultat der Zylinderprobe vertrauenswürdiger zu sein, da es weniger Fehlern unterworfen ist. Die geringe Standardabweichung bei der Würfelpube beruht auf der geringen Anzahl Messungen.

Die Trockendichte des Rupingrande Memers konnte nur mittels Würfelpuben bestimmt werden, weshalb die Resultate mit Vorsicht zu handhaben sind. Vermutlich wurde die Dichte unterschätzt, da die Gesamtporosität zu hoch scheint. Deshalb scheint es vertrauenswürdiger zu sein, wenn die Trockenrohndichte über die Dichte und der Gesamtporosität abgeschätzt wird. Bei einer geschätzten Gesamtporosität für den Dolomit von 7 % und den Dedolomit von 5 % erhält man eine Trockenrohndichte des Dolomits von 2.7 g/cm^3 , respektive 2.65 g/cm^3 für den Dedolomit. Die leicht geringere angenommene Gesamtporosität des Dedolomits beruht auf dem Effekt der Dedolimitisierung (Abb. 7.6).



Abb. 7.6: Anschnitt durch ein Handstück des Dedolomits des Rupingrande Members.

7.6 Zusammenstellung der geotechnischen Eigenschaften der Gesteine im Abisso di Trebiciano

In den vorangegangenen Abschnitten wurden die verschiedenen geotechnischen Versuche vorgestellt, die im Rahmen dieser Diplomarbeit herangezogen wurden um die geotechnischen Eigenschaften der Gesteine um den Abisso di Trebiciano zu bestimmen. Im Folgenden werden die Resultate zusammengetragen und wo keine Messwerte vorhanden sind, werden die Werte abgeschätzt (Tab. 7.5). Die hier "festgelegten" Eigenschaften stellen die Grundlagen für die Modellierungen der Versagensmechanismen im Kapitel 11.

	Borgo Grotta Gigante			Zolla	Rupingrande					
	Min.	Mittel	Max.	Mittel	Dolomit			Dedolomit		
					Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.
einaxiale Druckfestigkeit [MPa]	77	100	116	100	26*	94*	196*	23*	71*	133*
Elastizitätsmodul [GPa]	30	36	41	36	35			35		
Spaltzugfestigkeit [MPa]	6	8	11	8	6			5		
Biegefestigkeit [MPa]	16			16	12			10		
Trockenrohddichte [g/cm ³]	2,58	2,60	2,61	2,63	2,70			2,65		
Poisson-Zahl [-]	0,25			0,25	0,25			0,25		

* aus Punktlastversuch

Tab. 7.5: Zusammenstellung der geotechnischen Eigenschaften der Gesteine im Abisso di Trebiciano.

Borgo Grotta Gigante Member

Vom Borgo Grotta Gigante Member wurden Proben aus zwei Lokalisationen entnommen und getestet (Aurisina und Trebiciano), wobei bei der Auswertung der geotechnischen Versuche vermutet wurde, dass die Gesteinsprobe aus Trebiciano stark ankorrodiert (verkarstet) war. Deshalb werden für die Betrachtungen im Kapitel 11 und Kapitel 12 mit den Werten der Lokalisation Aurisina gearbeitet.

Zolla Member

Beim Zolla Member schwankt die Wert der einaxialen Druckfestigkeit erheblich zwischen dem einaxialen Druckversuch (135 MPa), dem Punktlastversuch mit gemessener Probreite (110 MPa) und dem Punktlastversuch mit gemessener Bruchbreite (96 MPa). Da der hohe Wert des einaxialen Druckversuchs nur auf einem Versuch beruht, und der Punktlastversuch mit gemessener Bruchbreite jenem der Probreite vorgezogen werden soll, wurde ein geschätztes "gewichtetes" Mittel von 100 MPa für die einaxiale Druckfestigkeit genommen.

Da das Elastizitätsmodul aus nur einem einaxialen Druckversuch bestimmt wurde und vermutlich nicht repräsentativ für das Gestein ist, wurde der Wert vom Borgo Grotta Gigante Member (36 GPa) verwendet.

Da mangels Probezylinder vom Zolla Member kein Spaltzugversuch durchgeführt wurde, wird der selbe Wert für die Spaltzugfestigkeit angenommen wie beim Borgo Grotta Gigante Member (8 MPa).

Rupingrande Member

Da von den Handstücken des Rupingrande Members keine Probezylinder gebohrt werden konnten, konnten nur Punktlastversuche durchgeführt werden, sowie die Trockenrohddichte mittels Vermessung der Probewürfel bestimmt werden. Vom Rupingrande Member wurden eine Dolomit und eine Dedolomit Schichten unterschieden, die einzeln beprobt und getestet wurden,

Für die einaxiale Druckfestigkeit wurden die Werte des Punktlastversuches mit gemessener Bruchbreite übernommen.

Da mit dem Rupingrande Member keine einaxiale Druckfestigkeits-Versuche durchgeführt wurden, konnte auch kein Elastizitätsmodul bestimmt werden. Diese wurde mit der Faustformel abgeschätzt, dass das Elastizitätsmodul rund 350 mal die einaxiale Druckfestigkeit ist (EM 1110-2-2901, 1997).

Die Spaltzugfestigkeit wurde über die Faustformel abgeschätzt, dass bei spröden Gesteinen die Spaltzugfestigkeit rund 1/15 der einaxialen Druckfestigkeit ist (EM 1110-2-2901, 1997).

Die Trockenrohddichte wurde zwar mittels Vermessung der Prüfkörper des Punktlastversuches bestimmt. Doch erwies sich diese als zu niedrig, da die Vermessung der Prüfkörper einem grossen Fehler unterworfen sind. Deshalb wurden die Trockenrohddichten aus einer angenommene Gesamtporosität und Dichte abgeschätzt.

Biegezugfestigkeit

Die Biegezugfestigkeit wird an quaderförmigen Prüfkörpern bestimmt, wobei die Probe an zwei Seiten auf Rollen liegt (BIEGHOLDT & THIELE, 1996). Mit einer weiteren Rolle wird eine Last in der Mitte des Prüfkörpers aufgebracht, bis die Probe bricht (Biegefestigkeit unter Mittellinienlast).

Die Biegefestigkeit kann auch über die Spaltzugfestigkeit abgeschätzt werden, wobei die Biegefestigkeit doppelt so gross ist wie die Spaltzugfestigkeit (BIEGHOLDT & THIELE, 1996).

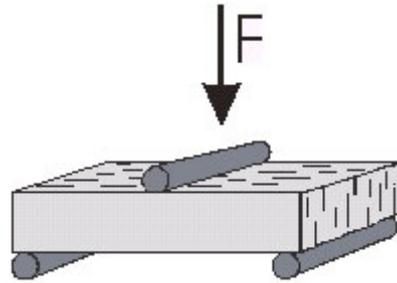


Abb. 7.7: Schematische Versuchsanordnung zur Bestimmung der Biegefestigkeit.

Poisson-Zahl

Die Poisson-Zahl gibt das Verhältnis zwischen der Längs- und der Querdehnung an, üblich sind Werte zwischen 0.15 und 0.3. Da dieses Verhältnis im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht bestimmt wurde, wurde für alle Member im Abisso di Trebiciano eine Poisson-Zahl von 0.25 angenommen (EM 1110-2-2901, 1997).

8 Hydrogeologischen Gegebenheiten im Abisso di Trebiciano

Seit alters her sind die Karstquellen von Bocche del Timavo bei San Giovanni di Duino und das Verschwinden des Flusses Reka in der Skocjanske Jame in den Sagen und Geschichten von Triest verankert, in unzähligen Geschichten wird von Gegenständen und Tieren berichtet, die in Schächte oder in den Ponor gefallen sind und an den Quellen wieder zum Vorschein kamen. So beschreibt im Mitte des 16. Jahrhundert der Vescovo von Cittanova, G. F. Tommiasini "l'acque che corre fino a S. Canciano es ivi sprofonda in una gran cava sotterranea poi risorge, come dicono chi a Duino e chi sotto Propecchio doce comincia il fiume Risano".² (aus GALLI, 1999)

Obwohl der Abisso di Trebiciano gefunden wurde bei der Suche nach der unterirdischen Verbindung zwischen dem Reka und dem Timavo, wurden verschiedene Untersuchungen durchgeführt um den Höhlenfluss dem Unterirdischen Reka-Timavo-System zuzuordnen, respektive das Gegenteilige zu beweisen. Ein grosser Teil der Untersuchungen fanden zu einer Zeit statt, als die Karsthydrogeologie noch in Kinderschuhen steckte.

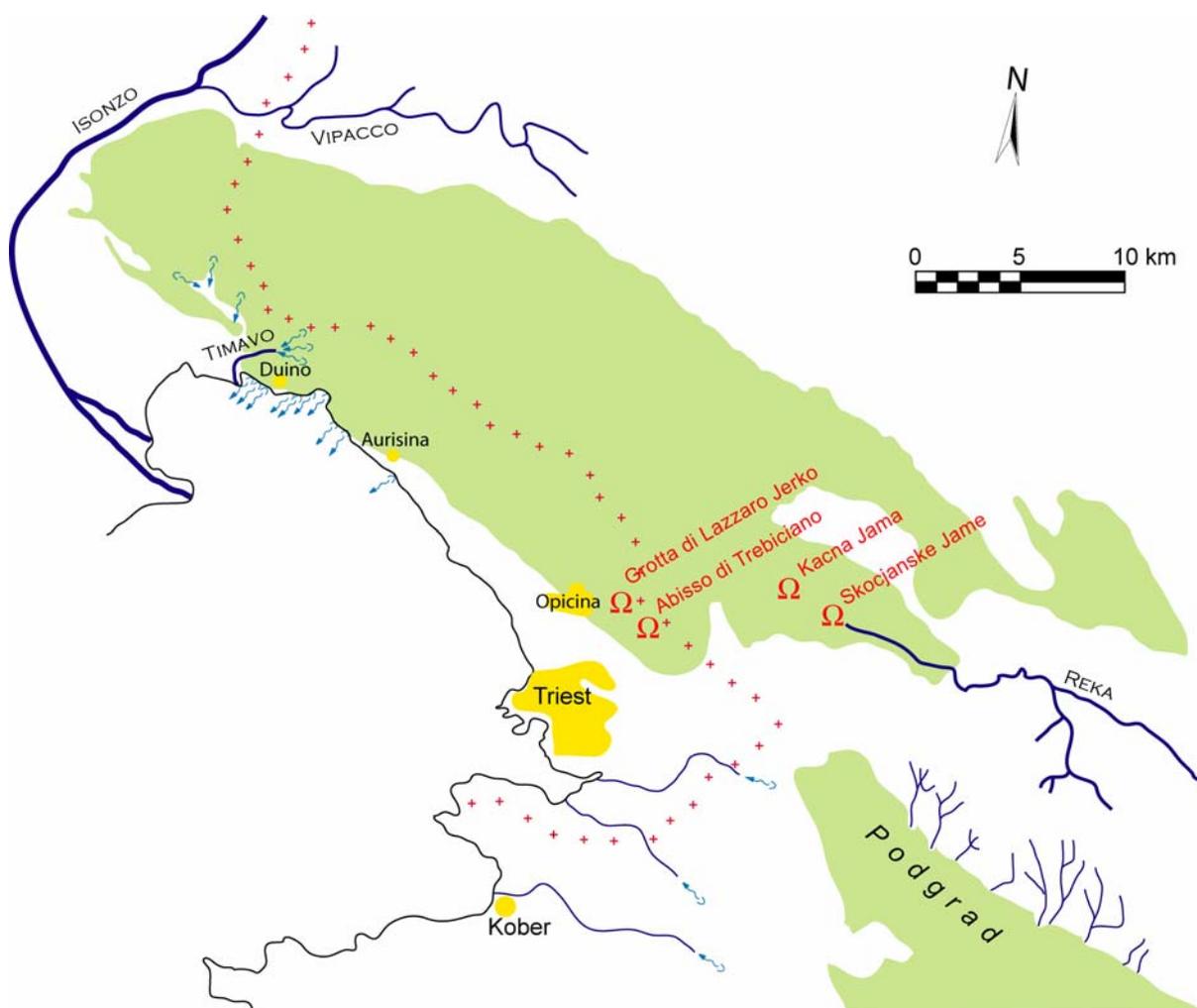


Abb. 8.1: Übersichtskarte über den triestinischen Karst.

² Freie Übersetzung des italienischen Textes: Hier in Duino erzählt man sich, dass das Wasser, das bis nach Skocjan fliesst und in einer grossen Höhle verschwindet, an den Quellen des Flusses Timavo wieder zu tage kommen.

8.1 Hydrogeologie des triestinischen Karstes

8.1.1 Karstquellen

Die Karstquellen des triestinischen Karstes treten weitgehend an der Küste zu tage, wobei die meisten zwischen Aurisina und Duino zu finden sind.

Bei San Giovanni di Duino liegen die grossen Karstquellen der Bocche del Timavo. Hier treten nahe beisammen drei Karstquellen zutage, mit einer gemeinsamen mittleren Schüttung von rund $35 \text{ m}^3/\text{s}$, wobei die minimale Schüttung bei rund $10 \text{ m}^3/\text{s}$ und die maximale bei rund $150 \text{ m}^3/\text{s}$ liegt (CUCCHI, 2000). Höhlentauchern war es möglich die Quellen zu betauen und dem Wasser entgegen zu schwimmen. Sie entdeckten ein Höhlensystem mit rund 1.5 km Länge, das bis zu 83 m unter den Meeresspiegel reicht (Abb. 8.2).

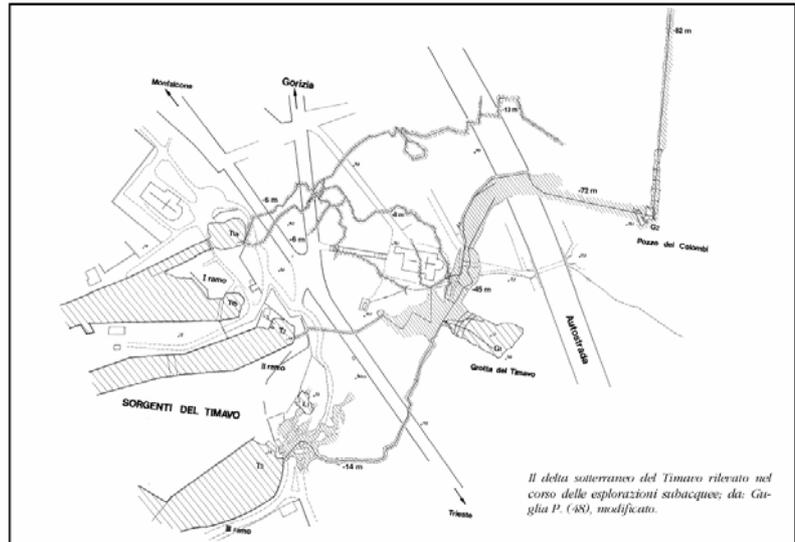


Abb. 8.2: Höhlenplan der Bocche del Timavo. (nach GUGLIA, 1994)

Eine andere wichtige Quelle ist die bei Aurisina, die inzwischen für die Wasserversorgung von Triest gefasst wurde.

8.1.2 Ponore

Mit Ponore (auch Schlucklöcher genannt) werden die Stellen in einem Karstgebiet bezeichnet an denen Niederschlag in das Karströhrensystem eingespeist wird. Ponore können ganze Bäche oder Flüsse in den Untergrund verschwinden lassen. Morphologisch können diese als Dolinen, Höhleneingänge oder Karstspalten (unter Karstspalten werden Trennflächen verstanden, die durch die Verkarstung aufgeweitet wurden, jedoch wegen ihrer Befahrbarkeit nicht der Definition einer Höhle entsprechen) auftreten. Neben den Ponore infiltriert der Niederschlag ebenfalls durch Versickern in den Untergrund.

Der spektakulärste Ponor im triestinischen Karst ist die Skocjanske Jame bei Skocjan, wo der Fluss Reka in den Untergrund verschwindet.

Der Reka entspringt am Fusse des Berges Dletvo an der Grenze von Slowenien zu Kroatien. Er fliesst für rund 40 km oberflächlich, bis er in der Gegend von Skocjan auf die Karbonate des Karstes trifft, eine tiefe Schlucht bildet und schliesslich in der Skocjanske Jame in den Untergrund verschwindet (330 m ü.M.) (Abb. 8.3).

Der Reka verliert bereits vor der Skocjanske Jame beträchtliche Wassermenge in den Untergrund (rund 1/3 seiner Schüttung) (GALLI 1999, S.49). Es handelt sich hierbei meist um kleinere Ponore, die im Flussbett liegen. So passiert es, dass in niederschlagsarmen Jahren der Reka bereits vor der Skocjanske Jame all sein Wasser in den Untergrund verliert. Im September 1982 öffnete sich, rund 6 km bevor der Reka in die Skocjanske Jame fliesst, im Flusslauf ein Schacht mit einem Durchmesser von



Abb. 8.3: Aquarell der Rekaschlucht kurz vor dem Eingang der Skocjanske Jame. (aus MÜLLER, 1890)

rund 10 * 6 m, der während 20 Tagen das ganze Wasser der Reka schluckte, bis er bei einem Hochwasser durch die Sedimentfracht des Reka wieder aufgefüllt wurde (HALUPCA, 1992).

Neben dem offensichtlichen Ponor der Skocjanske Jame gibt es auf dem triestinischen Karst eine Vielzahl von kleinen meist sehr unspektakulären Ponore, die die Oberfläche (rund 60 km²) des ganzen Karstes unterirdisch entwässern.

8.1.3 Karstwassernetz

Bereits Ende des 15. Jahrhunderts wurden die ersten Versuche unternommen die unterirdische Verbindung des Reka mit dem Timavo herzustellen. Dabei wurde Stroh und Heu in den Reka geworfen und beobachtet ob es bei den Quellen bei Duino wieder zutage tritt. Auch wenn dieser "Markierversuch" nicht erfolgreich war, wurde an der Vorstellung einer Unterirdischen Reka-Timavo-Verbindung festgehalten.

1754 erklärte der Arzt G. F. Bianchini, dass der Reka und der Timavo ein und derselbe Fluss seien. Er erklärte die grössere Schüttung des Timavos gegenüber jener des Reka durch Sickerwässer während des rund 40 km langen unterirdischen Flussverlaufs (Abb. 8.4). Er war mit seinen Überlegung rund 200 Jahre seiner Zeit voraus.

Ein weiterer "Markierversuch" wurde 1835 durchgeführt. Dabei wurden bei Skocjanske Jame markierte Hölzer in den Reka geworfen. Doch traten diese nicht wie erhofft an den Quellen des Timavos wieder zutage.

Der erste Versuch den unterirdischen Verlauf des Wassers zu kartieren, wurde 1837 von A.F. Lindner unternommen, indem er alle Höhleneingänge, die bei Hochwasser des Timavos Luft ausbliesen auf eine Karte eintrug. Er fand 11 Höhleneingänge die bei Hochwasser bliesen (leider sind heute nicht mehr alle Eingänge wieder zu finden), die zwischen Opicina und Skocjan liegen (Abb. 8.5).

Lindner fand dann auch in einem dieser Blaslöcher, dem Abisso di Trebiciano, den sagenumwobenen unterirdischen Fluss.

Im Juni 1891 wird der erste dokumentierte, "moderne" Tracerversuch auf dem triestinischen Karst durchgeführt (DORIA, 1893). Das Ziel war es mittels 10 kg Fluoreszin das Wasser des Reka zu markieren

und einerseits abzuschätzen wieviel Wasser der Reka auf seinem oberirdischen Verlauf durch den Karst bis nach Skocjan an den Untergrund verliert, andererseits wollte man mit der selben Färbung endlich den unterirdischen Zusammenhang zwischen Reka und Timavo herstellen. Jedoch konnte weiterhin keinen Zusammenhang zwischen dem Reka und dem Timavo hergestellt werden (vermutlich zu wenig Tracer).

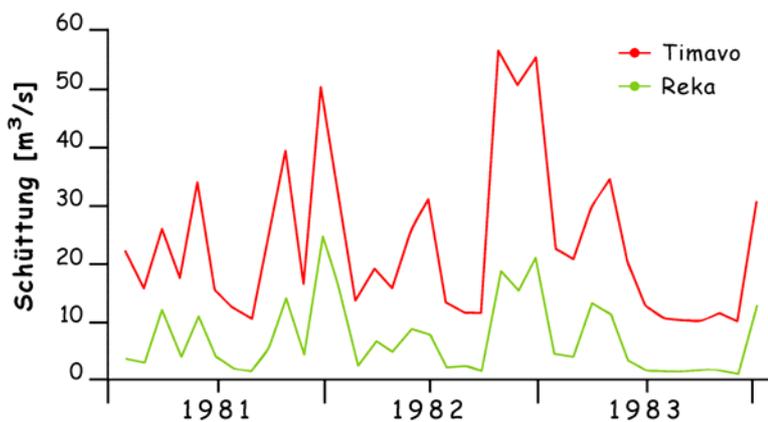


Abb. 8.4: Beispiel des Schüttungsverlauf des Timavo und des Reka (nach CIVITA ET. AL., 1995)

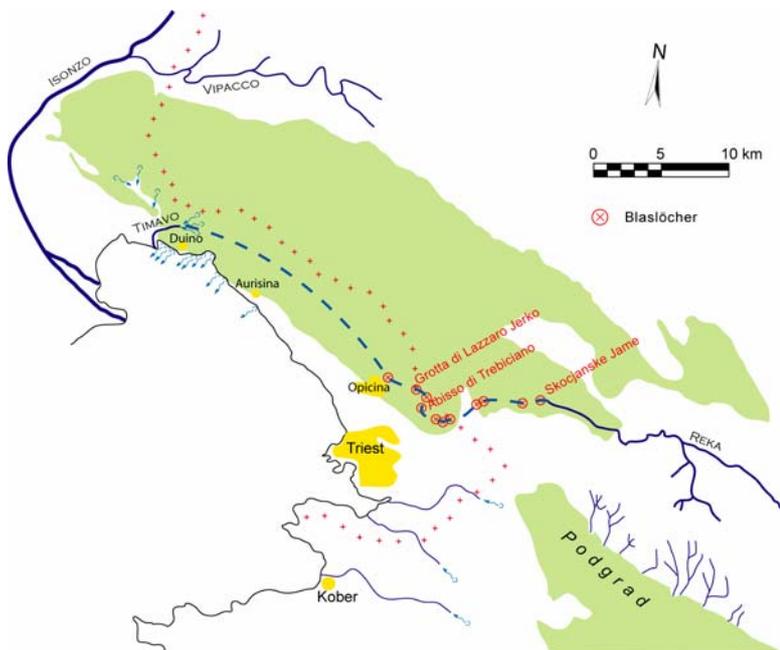


Abb. 8.5: Der Unterirdische Verlauf des Reka-Timavo nach LINDNER (1841).

1907 veröffentlicht MÜHLHOFER (1907) seine Vorstellungen über die Wasserläufe im Innern des triestinischen Karstes. Er stellt sich zwei getrennte unterirdische Flüsse vor, die kurz vor den Quellen des Timavos bei Duino unterirdisch zusammenfließen. Der eine unterirdische Fluss ist die unterirdische Fortsetzung des Reka, der andere unterirdische Fluss durchfließt die grosse Halle im Abisso di Trebiciano. Der Fluss im Abisso di Trebiciano wird durch mehrere kleine Flüsse gespeisen, die in den Karst von Podgrad versickern (Abb. 8.6).

Gleichzeitig wurden bereits in ersten Untersuchungen versucht mittel der Beobachtung der Wassertemperatur, der Wasserchemie, dem Plankton, den Bakterien und der Trübung das hydrogeologische System zu beschreiben und zu verstehen.

1908 gelang es mittels verschiedener Tracer (Farbstoffe, chemische Tracer, leicht radioaktive Substanzen) den Nachweis für eine unterirdische Verbindung zwischen dem Reka und dem Timavo herzustellen. Das Wasser benötigte 8 Tage und 19 Stunden um von der Skocjanske Jame zu den Quellen des Timavo bei San Giovanni di Duino zu gelangen. 1909 wird das Resultat mit einem weiteren Tracerversuch bestätigt. Bei beiden Versuchsreihen sprach ebenfalls die Karstquelle bei Aurisina an. (VORTMANN & TIMEUS, 1911) Erst 1913 wird der Fluss im Abisso di Trebiciano in einen weiteren Tracerversuch integriert. In der Skocjanske Jame wurden 17 kg Uranin eingegeben, das nach 5.6 Tagen im Abisso di Trebiciano und nach 4 weiteren Tagen auch in den Quellen des Timavo beobachtet wurde.

1927 wurde Versuchshalber ein spezieller Markierversuch entwickelt und getestet. Dazu werden im Timavo 494 Aale gefangen. Diese werden an der Hinterflosse markiert und im Abisso di Trebiciano (132 Fische), in der Skocjanske Jame (162 Fische) und im Reka-Verlauf oberhalb Vreme (200 Fische) ausgesetzt. Nach 40 Tagen wurde bei den Quellen des Timavo der erste Aal aus dem Abisso di Trebiciano gefangen, nach 55 Tagen der erste aus der Skocjanske Jame und erst nach 188 Tage die ersten aus Vreme. Im Verlauf eines Jahres wurden 29 markierte Aale gefangen (13 aus dem Abisso di Trebiciano, 10 aus der Skocjanske Jame und 6 aus Vreme). Neben der Bestätigung, dass es eine unterirdische Verbindung zwischen dem Reka und dem Timavo gibt (Abb. 8.7), wurde gezeigt, dass die Wasserwege genügend gross sind, damit Fische sie passieren können und daher keine natürliche Filtration und Reinigung des Wassers im Untergrund zu erwarten sei (SELLA, 1929).

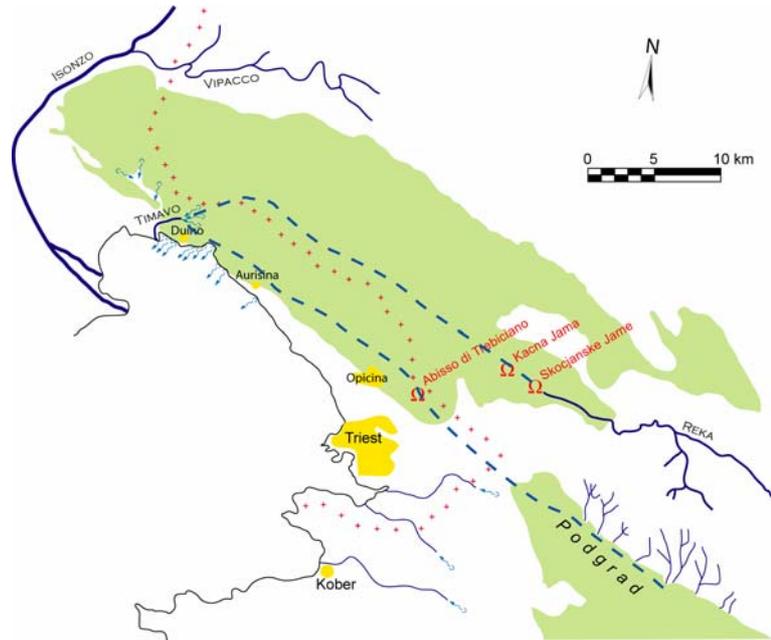


Abb. 8.6: Der Unterirdische Verlauf des Reka-Timavo nach MÜHLHOFER (1907).

1908 gelang es mittels verschiedener Tracer (Farbstoffe, chemische Tracer, leicht radioaktive Substanzen) den Nachweis für eine unterirdische Verbindung zwischen dem Reka und dem Timavo herzustellen. Das Wasser benötigte 8 Tage und 19 Stunden um von der Skocjanske Jame zu den Quellen des Timavo bei San Giovanni di Duino zu gelangen. 1909 wird das Resultat mit einem weiteren Tracerversuch bestätigt. Bei beiden Versuchsreihen sprach ebenfalls die Karstquelle bei Aurisina an. (VORTMANN & TIMEUS, 1911) Erst 1913 wird der Fluss im Abisso di Trebiciano in einen weiteren Tracerversuch integriert. In der Skocjanske Jame wurden 17 kg Uranin eingegeben, das nach 5.6 Tagen im Abisso di Trebiciano und nach 4 weiteren Tagen auch in den Quellen des Timavo beobachtet wurde.

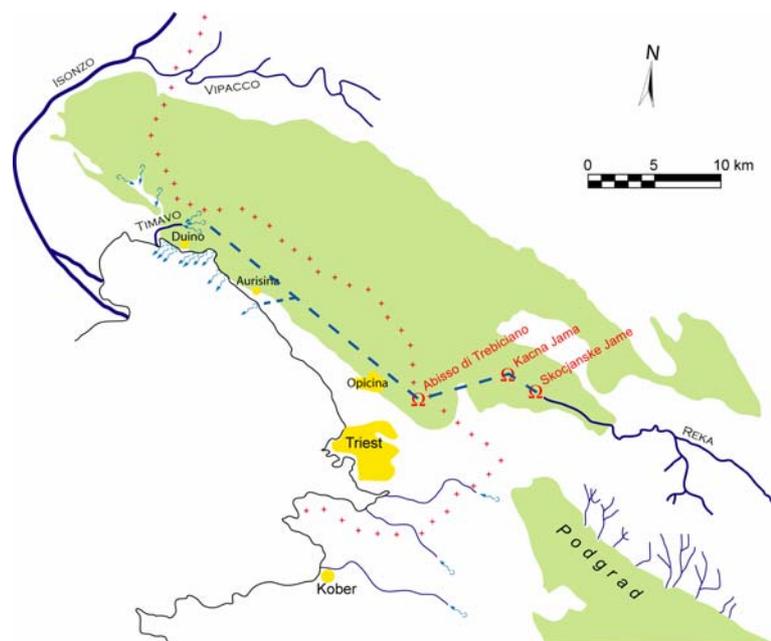


Abb. 8.7: Der Unterirdische Verlauf des Reka-Timavo nach TIMEUS (1928).

1932 wurde versucht, mit einer gravimetrischen Messreihe nach dem unterirdischen Flussverlauf zu suchen. 68 gravimetrische Messstationen wurden in der Region Skocjan-Trebiciano eingerichtet (SOLER, 1934). Die gemessenen Anomalien vor allem in der Gegend um Povir wurden mit grossen unterirdischen Hohlräumen erklärt. Doch war die Auflösung so gering, dass keine weiteren Messreihen durchgeführt wurden.

1962 wurde ein neuer Tracerversuch durchgeführt (DE SANTIS & MOSETTI, 1961). Mit dem Einsatz von Trizium wurde nicht nur die Verbindung zwischen der Eingabe- und der Rückgewinnungsstelle hergestellt, sondern es wurde versucht quantitativ die Verteilung des Wassers des Reka auf die verschiedenen Quellen zwischen Aurisina und Duino zu erfassen.

So wurden im Abisso di Trebiciano nur 20 bis 25 % des markierten Wassers wieder gefunden, woraus geschlossen wurde, dass es sich bei diesem Höhlenfluss nur um einen "Nebenfluss" handelt, der noch von woanders her Wasser erhält (evtl. aus dem Gebiet von Podgrad).

Die Quellen von Duino werden als Hauptaustrittsstelle erkannt, wobei der Einfluss des Reka auf die Schüttung der Quellung von grosser Bedeutung bei Hochwasser sei, jedoch beinahe zu vernachlässigen sei bei Niedrigwasser.

Die Quellen bei Aurisina reagieren einige Tage später auf den Tracer bezüglich den Quellen bei Duino, woraus geschlossen wird, dass das Einzugsgebiet dieser Quelle eher Regional ist, jedoch vor allem bei Hochwasser in Verbindung mit den Wasserwegen zwischen dem Reka und dem Timavo steht (Abb. 8.8).

1966 wurde erneut versucht den unterirdischen Flussverlauf mittels geophysikalischen Feldmethoden zu kartieren. In den Höhlenfluss im Abisso di Trebiciano wurden Zeitbomben gelegt, während an der Oberfläche ein Netz von Geophonen aufgestellt wurde. Die Idee wäre gewesen, dass der Höhlenfluss die Zeitbomben mitführt, diese dann zu unterschiedlichen Zeiten explodieren. Der Ort der Explosion sollte über die Geophone bestimmt werden. Doch explodierten einige Bomben noch im Siphon der A.F. Lindner-Halle und von denjenigen, die vom Wasser mitgeführt wurden, wurde kein seismisches Signal an den Geophonen empfangen.

Die heutige wird angenommen (CUCCHI, 2000), dass die Schüttung der Timavo-Quellen zu rund 60 % aus Reka-Wasser und zu rund 40 % aus Sickerwasser aus der Karsthochebene gespeisen werden. Wobei der unterirdische Verlauf des Reka aus mindestens zwei Karströhrennetzen besteht, die sich nach der Kacna Jama Trennen, von wo aus ein Ast zum Abisso di Trebiciano führt (Abb. 8.9). Dieser Ast speist bei Hochwasser ebenfalls die Karstquellen von Aurisina, deren Einzugsgebiet bei "Normalwasserstand" lokal sind. Es wird angenommen, dass das zurzeit noch hydrologisch aktive Karstwassernetz eine Ausdehnung von mindestens 70 bis 80 km aufweist.

Bei grosser Wasserführung der Flüsse

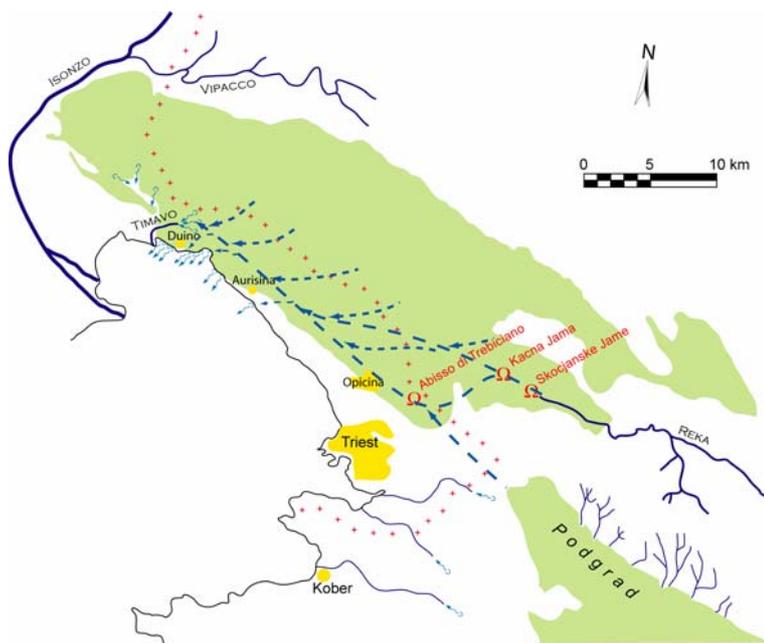


Abb. 8.8: Der Unterirdische Verlauf des Reka-Timavo nach MOSETTI ET AL. (1963).

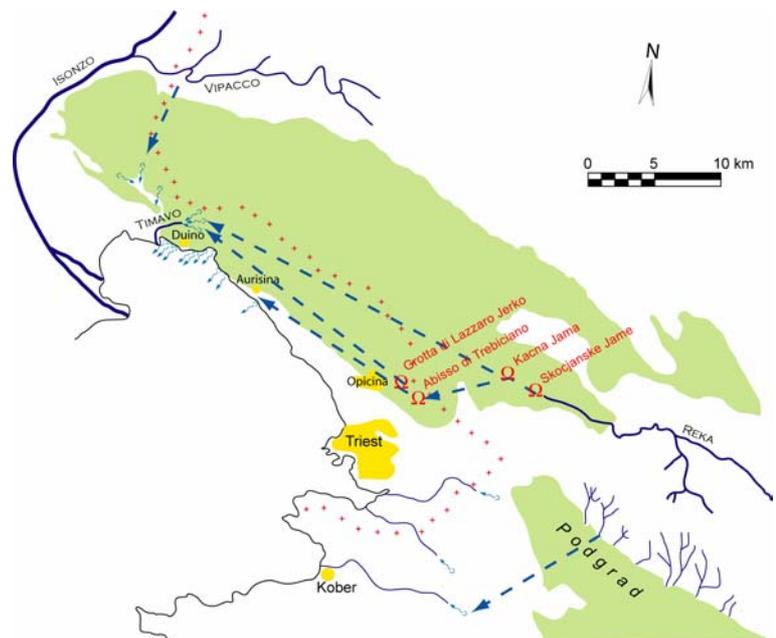


Abb. 8.9: Der Unterirdische Verlauf des Reka-Timavo nach KRVIC (1982).

Vipacco und Isonzo, im Nordosten des triestinischen Karstes, konnte ein Eintrag von diesem in das Karstgrundwasser nachgewiesen werden.

Das Karstgebiet von Podgrad ist hydrogeologisch losgelöst vom triestinischen Karst und wird durch Karstquellen im Süden des Gebietes entwässert.

Höhlenforscher fanden in der rund 4 km westlich vom Abisso di Trebiciano gelegenen Grotta Meravigliosa di Lazzaro Jerko einen weiteren Zustieg zum unterirdischen "Reka-Trebiciano-Timavo" Flussarm. Es handelt sich hierbei ebenfalls um eine Schachthöhle, die in der rund 250 m unterhalb des Höhleneingangs ebenfalls in eine grossräumige Halle mündet, in der der Fluss vom Abisso di Trebiciano her fliesst (Abb. 8.10). Tracerversuche zwischen den beiden Höhlen ergaben Fließzeiten von 20 Minuten bis 4 Stunden abhängig von der Wasserführung (CUCCHI, 2000).

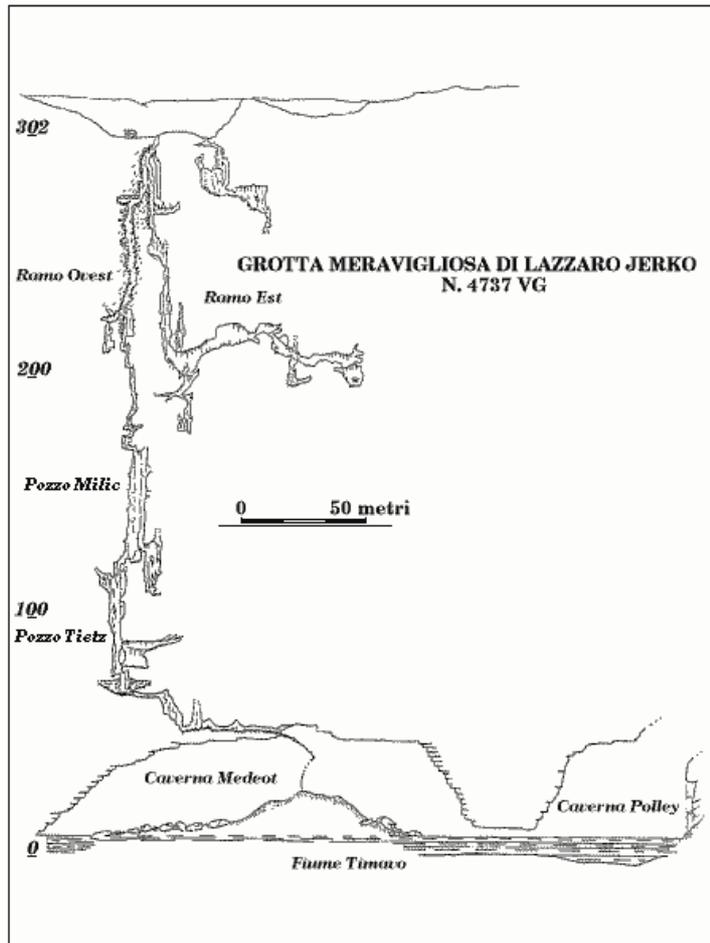


Abb. 8.10: Längsschnitt durch die Grotta Meravigliosa di Lazzaro Jerko. (www.boegan.it)

8.2 Abisso di Trebiciano unter hydrogeologischen Gesichtspunkten

Der Abisso di Trebiciano lässt sich unter hydrogeologischem Gesichtspunkt in vier Zonen einteilen. Die Zoneneinteilung entspricht den morphologischen Einheiten der Schachthöhle, mit dem Unterschied, dass dieses Mal nicht die Form oder der Verlauf des Hohlraums ausschlaggebend ist, sondern deren hydrologische Funktionsweise. Das Bindeglied zwischen der Morphologie und der Hydrogeologie ist die Höhlen- und Karstgenese.

In der Karsthydrogeologie wird üblicherweise zwischen der Karstoberfläche, dem Epikarst, dem vadosen Bereich, der Hochwasserzone und dem phreatischen Bereich unterschieden. Im Abisso di Trebiciano können alle Zonen bis auf die phreatische Beobachtet werden.

- Die oberste Zone, die Karstoberfläche mit der Eingangsdoline, hat die Funktion den Niederschlag zu sammeln und in den Untergrund einzuspeisen und hat um den Abisso di Trebiciano die Gestalt einer Dolinen- und Karrenfelder-Landschaft.
- Die Karstoberfläche wird durch den Epikarst mit der vadosen Zone verbunden. Er entspricht einem Bereich mit erhöhter Porosität, der als ein gut durchlässiger Kluftwasseraquifer betrachtet werden kann. Seine Mächtigkeit ist eine Funktion des Alters der Karstoberfläche und der Intensität der Verkarstung sowie die Gebirgsdurchtrennung. Um den Abisso di Trebiciano wird eine Mächtigkeit des Epikarstes von rund 20 m geschätzt.
- In der vadosen Zone sind die Hohlräume mit Luft und Wasser gefüllt. Das Wasser fließt hier unter dem Einfluss der Schwerkraft, das heisst, dass das Wasser den kürzesten und widerstandärmsten Weg in die Tiefe sucht. Dies führt dazu, dass vertikale Trennflächen bevorzugt erweitert werden. Schachthöhlensysteme entstehen, wobei die einzelnen Schächte durch kurze, oft mäandrierenden horizontalen Passagen miteinander verbunden sind.
Da die Schächte im Abisso di Trebiciano nicht mehr aktiv von einem Höhlenbach durchflossen werden und nur nach längerandauernden Niederschlägen Tropfwasser führen, kann die Schachtzone als hydrogeologisch fossil beschrieben werden (im Gegensatz zu einer hydrologisch aktiven Zone, die von einem permanenten oder periodischen Höhlenbach durchflossen wird).
- In der Hochwasserzone sind die Gesteinsporen nur zeitweise mit Wasser gefüllt, wenn sich der Karstwasserspiegel anhebt (eben bei Hochwasser). Dieser Bereich kann einige Meter bis 10er von Meter mächtig sein. Die stark schwankenden Wasserstände in dieser Zone führen zu einer starken mechanischen und chemischen Erosion.
In der Hochwasserzone werden oft auch Sedimente abgelagert, die einen ganzen Höhlenteil hydrologisch vom Rest des Höhlensystems dichten können.
Die A.F. Linder-Halle und der A. Beram-Gang liegen in der Hochwasserzone. Die Halle kann bei Hochwasserereignissen ganz gefüllt werden. Auf den untersten Holz-Zwischenböden der Schächte finden sich noch Hochwassersedimente. Bei der Höhlenbefahrung vom 23.11.2002 konnte ein Hochwasserstand von 70 m beobachtet werden.
- In der phreatischen Zone sind alle Gesteinshohlräume ständig mit Wasser gefüllt. Was dem Karstgrundwasser im engeren Sinn entspricht. Das Wasser fließt hier oft langsam.
Das Wasser wird in diesem Bereich nicht mehr von der Schwerkraft angetrieben, sondern vom Druckunterschied, welcher ermöglicht, dass Wasser aufwärts fließen kann. So ist es nicht selten, dass Gänge, die unter phreatischen Bedingungen entstanden sind, auf- und abwärts führen.
Im Abisso di Trebiciano wurde die phreatische Zone für einige 10er von Meter von Tauchern erkundet (Siphonstrecken).

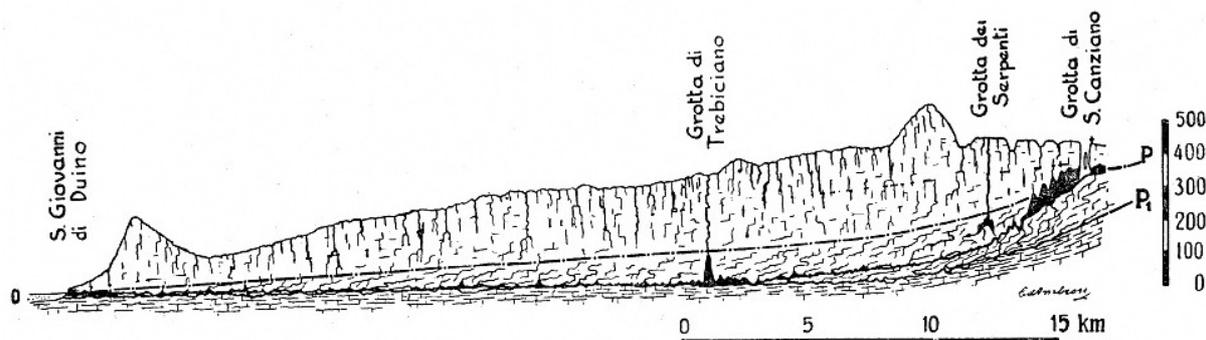


Abb. 8.11: Schematisches Profil entlang des unterirdischen Verlaufs des Timavo durch den triestinischen Karst. (vereinfacht nach D'AMBROSI, 1960)

8.3 Hydrogeologische Verhalten des Höhlenflusses in der A.F. Lindner-Halle

Bei Normalwasserstand liegt der Wasserspiegel in der A.F. Lindner-Halle 12 m über dem Meeresspiegel, wobei er bei Hochwasser bis auf rund 120 m ü.M. steigen kann. Hochwasserereignisse treten nach starkem Niederschlag im Einzugsgebiet des Reka und Schneeschmelze auf. Hochwasserereignisse, die die Halle vollständig füllen (> 85 m ü.M.) sind keine Seltenheit, jedoch bewirken normale Niederschläge einen Anstieg des Pegels um einige 10er von Metern (Abb. 8.12).

Bei einem Hochwasserereignis steigt der Pegel schnell an (rund 1 m/h), jedoch dauert das Absinken des Pegels rund 3 mal länger (Abb. 8.13). Somit wirkt die A.F. Lindner-Halle für das ganze hydrogeologische System als eine Art Puffer, der Hochwässer entschärft.

Wasserstände von 1913 in der A.F. Lindner-Halle

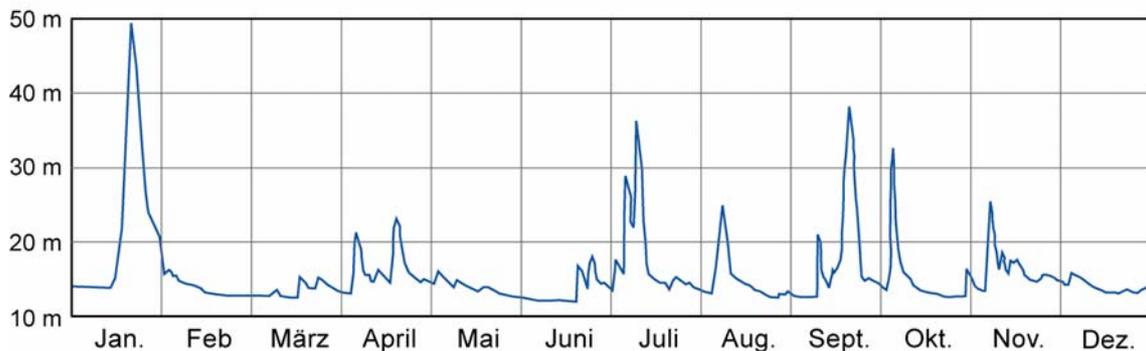


Abb. 8.12: Wasserstände in der A.F. Lindner-Halle im Jahre 1913. (nach Boegan aus KYRLE 1923)

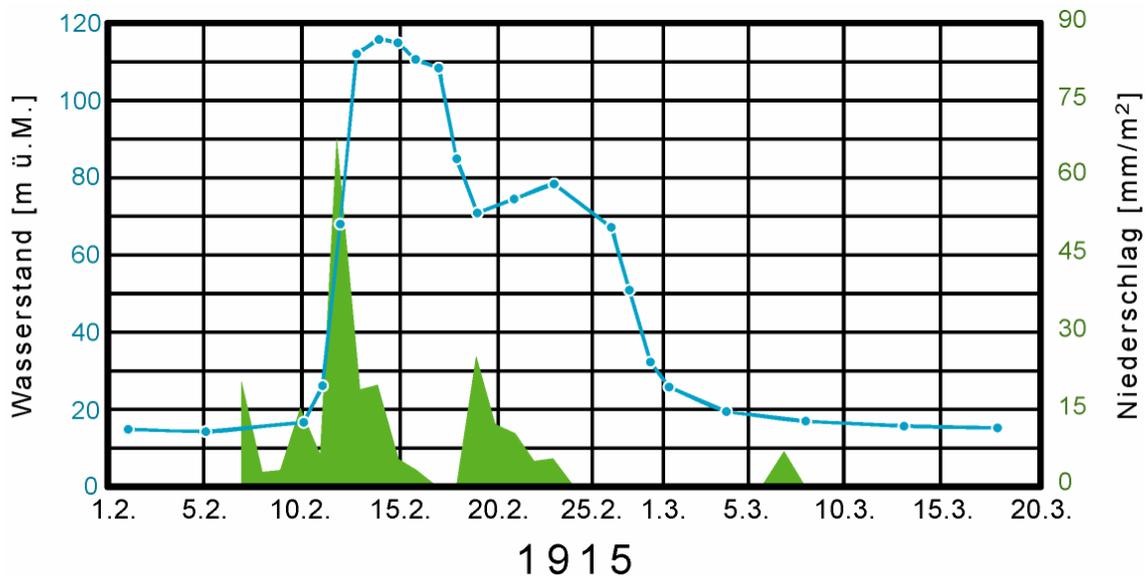


Abb. 8.13: Beispiel des Verlaufs eines Hochwassers in der A.F. Lindner-Halle (blaue Linie Wasserstand in der A.F. Lindner-Halle, grüne Fläche Niederschlagsmenge an der Oberfläche). (nach BOEGAN, 1921)

9 Klassifikation des Gebirge um den Abisso di Trebiciano

Die Gebirgsklassifikationen wurden entwickelt, um im Tunnel- und Bergbau das Gebirgsverhalten (Mechanik und Standfestigkeit) abzuschätzen. Es handelt sich dabei um quantitative Verfahren die auf empirischen Wertungen gewisser geotechnischer Faktoren basieren. Da die Klassifizierungsmethoden nicht auf einer nachvollziehbaren Analyse, sondern auf Erfahrungswerten beruhen, ist jede Klassifikation mehr oder weniger an ihren ursprünglichen Anwendungsbereich gebunden (zum Beispiel Bergbau im guten Gebirge), da Faktoren stärker gewichtet werden, die für den entsprechenden Anwendungsbereich relevant sind. Die Anwendung ausserhalb des ursprünglichen Einsatzbereichs ist möglich (zum Beispiel vom Bergbau in den Tunnelbau), jedoch sollten die Ergebnisse kritisch betrachtet werden.

Durch die Reduktion des Gebirges auf wenige Parameter kann dem komplexen und zeitabhängigen Verhalten des Gebirges nicht gerecht werden, wodurch die Gebirgsklassifikationssysteme nur als ein Element in der Bewertung der Gebirgsqualität betrachtet werden sollen und dürfen nicht unkritisch angewendet werden. Hinzu kommt, dass die einzelnen Faktoren oft nur abgeschätzt werden können, was zu einer Bewertung führt, die stark vom felsmechanischen Verständnis und der individuellen Erfahrung des Bewertenden abhängt.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurde das Gebirge, in dem der Abisso di Trebiciano liegt, anhand der zurzeit gebräuchlichsten Gebirgsklassifikationen (RMR, Q-System, GIS) angesprochen.



Abb. 9.1: Ansicht des Gebirge in der A.F. Lindner-Halle wo der Höhlenfluss in de Halle mündet. (Foto: Halupca)

9.1 Gebirgsklassifikation nach Bienwaski (RMR – Rock Mass Rating)

BIENWASKI (1989) baute sein Klassifizierungssystem RMR auf Erfahrungen aus dem Bergbau in relativ gutem Gebirge auf.

Die RMR-Methode besteht aus fünf Parametern (Abb. 9.2), die entsprechend ihrer Bedeutung für die Beurteilung des Gebirges eine Gewichtung zwischen 0 und 20 erhalten (Tab. 9.1). Berücksichtigt werden die einaxiale Druckfestigkeit des Gesteins, die Durchtrennung (RQD), der Abstand der Trennflächen, die Beschaffenheit der Trennflächen und die Grundwasserverhältnisse.

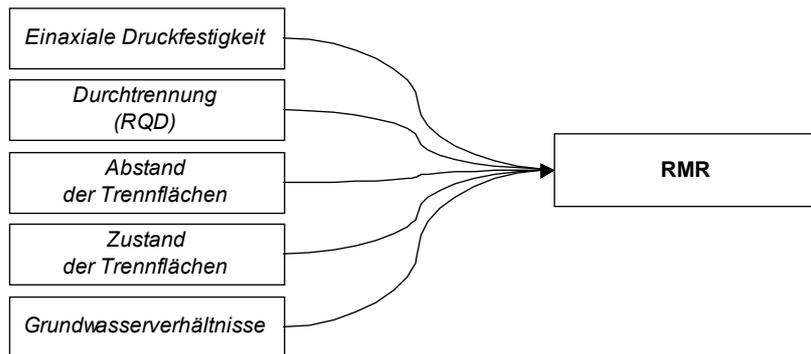


Abb. 9.2: Die fünf Faktoren, die für die Beurteilung des Gebirges nach dem RMR-System , angesprochen werden.

Die Werte für die Gewichtung werden aus Tabellen entnommen.

Die Summe der Bewertungswerte aller Parameter ergibt den RMR, der in einem Bereich zwischen 0 bis 100 liegen kann (z.B. bedeutet RMR = 60 gutes Gebirge und RMR = 20 schlechtes Gebirge).

Rock Mass Rating System nach Bieniawski (1989) - gekürzt

Einaxiale Druckfestigkeit	> 250 MPa	100 - 250 MPa	100 - 50 MPa	50 - 25 MPa	25 - 5 MPa
Wertung	15	12	7	4	2
Durchtrennung (RQD)	100 - 90 %	90 - 75 %	75 - 50 %	50 - 25 %	< 25 %
Wertung	20	17	13	8	3
Abstand der Trennflächen	> 2 m	2 - 0,6 m	60 - 20 cm	20 - 6 cm	< 6 cm
Wertung	20	15	10	8	5
Zusand der Trennflächen					
Länge der Trennflächen	< 1 m	1 - 3 m	3 - 10 m	10 - 20 m	> 20 m
Teilwertung	6	4	2	1	0
Öffnung	0	0 - 0,1 mm	0,1 - 1,0 mm	1 - 5 mm	> 5 mm
Teilwertung	6	5	4	1	0
Rauhigkeit	sehr rau	rau	leicht rau	glatt	harnisch
Teilwertung	6	5	3	1	0
Füllung	keine	hart < 5 mm	hart > 5 mm	weich < 5 mm	weich > 5 mm
Teilwertung	6	4	2	2	0
Verwitterung	unverwittert	leicht verwittert	mässig	stark	zersetzt
Teilwertung	6	5	3	1	0
Grundwasserverhältnisse	0 l _{sec} * 10m Ganglänge vollständig trocken	< 10 l _{sec} * 10m dunstig	10 - 25 l _{sec} * 10m feucht	25 - 125 l _{sec} * 10m tropfwasser	> 125 l _{sec} * 10m fliessend
Wertung	15	10	7	4	0

Tab. 9.1: Gekürzte Wertung des Gebirges nach dem Rock Mass Rating System (RMR) nach BIENIAWSKI (1989).

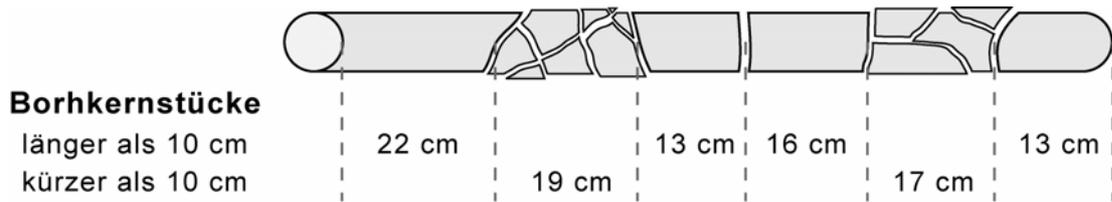
Die Durchtrennung des Gebirges (RQD - Rock Quality Designation) (DEERE, 1963) dient zur Beurteilung der Felsqualität und wird in verschiedenen Gebirgsklassifikationen verwendet (zum Beispiel RMR oder Q). Er beurteilt den Zerbrechungsgrad von Bohrkernen, wobei das Verhältnis der Summe der massiven Kernstücklängen $l \geq 10$ cm zur Länge L der Kernstrecke dargestellt wird (Abb. 9.3).

$$RQD = \frac{\sum l}{L} * 100\%$$

Der RQD kann einen Zahlenwert zwischen 0 und 100 % haben, wobei 100 % ein sehr gutes Gebirge mit hoher Standfestigkeit darstellt, 0 % ein Gebirge ohne Standfestigkeit mit sehr ungünstigen Eigenschaften bedeutet.

Der Zusammenhang zwischen den Durchtrennungsgrad (RQD) und der Kluftdichte (J_v) ist gegeben durch:

$$RQD = 115 - 3.3 * J_v \text{ für } J_v > 4.5 \text{ sonst wird RQD als } 100 \% \text{ angenommen.}$$



Länge der Stücke > 10 cm: 64 cm

Borkernlänge: 100 cm

$$RQD = \frac{64 \text{ cm}}{100 \text{ cm}} * 100 = 64 \%$$

Abb. 9.3: Beispiel einer Bestimmung des RQD.

BIENWASKI (1989) postuliert einen Zusammenhang zwischen dem RMR, der Spannweite und der freien Standzeit eines Hohlräume. Der Zusammenhang beruht auf einer empirischen Analyse von Daten aus dem Bergbau im guten Gebirge (Abb. 9.4).

Aus dem RMR können die Kohäsion C_M und Reibungswinkel Φ_M des Gebirges für die Beschreibung des Mohr-Coulomb-Bruchkriteriums abgeschätzt werden, womit die Standfestigkeit des Hohlräume modelliert werden könnte.

Gebirgsfestigkeit nach Mohr-Coulomb :

$$\tau = C_M * \sigma_n * \tan \phi_M$$

$$C_M = 5 * RMR$$

$$\Phi_M = 5 * (RMR / 2)$$

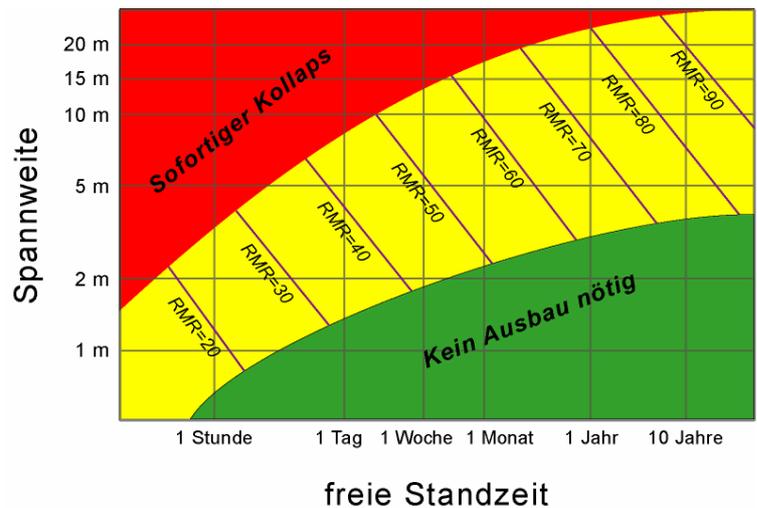


Abb. 9.4: Von BIENWASKI (1989) postulierter Zusammenhang zwischen der Standzeit, der RMR-Wertung und der Spannweite.

9.1.1 Bewertung des Gebirges um die A.F. Lindner-Halle im Abisso di Trebiciano

Der RMR des Gebirges um den Abisso di Trebiciano beträgt rund 80 und kann als ein "gutes Gebirge" angesprochen werden. Nach Abb. 9.4 würde dies bedeuten, dass ein Hohlraum mit einer Spannweite kleiner 4 m keine Verbrucherscheinungen zeigen, jedoch ab einer Spannweite von 25 m sofort kollabieren sollte. Da die A.F. Lindner-Halle eine Spannweite von mehr als 60 m aufweist, sollte die Halle nach dieser Klassifikation längst in sich zusammen-gestürzt sein.

Der von Bienwaski postulierte Zusammenhang zwischen der Spannweite und der freien Standzeit sieht nicht vor, dass ein Hohlraum ab rund 30 m Spannweite ohne Ausbau nicht sofort in sich zusammenfällt.

RMR-Wertung des Gebirges um die A.F. Lindner-Halle

		Eigenschaften	Wertung	
Einaxiale Druckfestigkeit		71 MPa	7	
Durchtrennung (RQD)		~ 80 %	16	
Abstand der Trennflächen		~ 2,5 m	20	
Zusatz der Trennflächen	Länge der Trennflächen	1 - 5 m	3	25
	Öffnung	0	6	
	Rauhigkeit	rauh	5	
	Füllung	keine	6	
	Verwitterung	leicht verwittert	5	
Grundwasserverhältnisse		dunstig	10	
RMR-Wertung des Gebirges			78	

Kohäsion C_M	390
Reibungswinkel ϕ_M	195

Tab. 9.2: Bewertung des Gebirges um die A.F. Lindner-Halle nach der RMR-Methode (nach BIENWASKI 1989).

9.2 Gebirgsklassifikation nach Barton (Q-System)

Die von Barton et al. (1974) entwickelte Gebirgsklassifikation Q beruht auf Erfahrungen aus dem Tunnelbau in sehr gutem Gebirge (skandinavischer Raum). Die Klassifikation beruht wie ebenfalls das RMR auf der Gewichtung von geotechnischen Faktoren, dabei wird die Grösse der Klufkörper, die Reibungseigenschaften der Blöcke und die Gebirgsspannung betrachtet (Abb. 9.5).

Als Mass für die Klufkörpergrösse wird der Quotient aus der Durchtrennung (RQD) durch die Anzahl der Trennflächenscharen (Jn) genommen.

Als Mass für die Reibungseigenschaften der Blöcke gilt der Quotient aus der Rauigkeit der Trennflächen (Jr) durch den Zustand der Trennflächen (Ja).

Ein Mass für die Gebirgsspannung erhält er durch die Division des Klufwasserfaktors (Jw) mit den Spannungsverhältnissen (SRF).

Die Gewichtung der einzelnen Faktoren erfolgt ebenfalls anhand von Tabellen (Tab. 9.3).

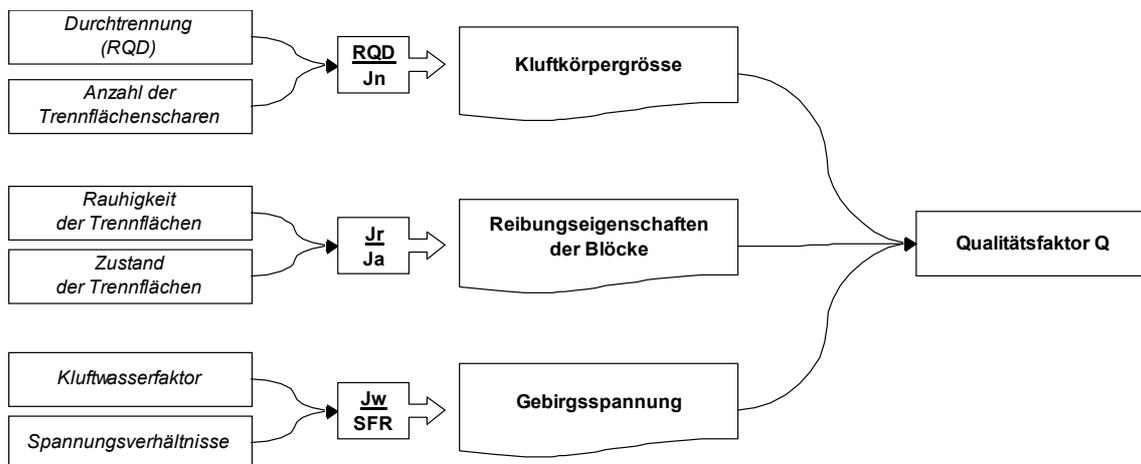


Abb. 9.5: Die sechs Faktoren, die für die Beurteilung des Gebirges nach dem Q-System, angesprochen werden.

Q-System nach Barton (1974) - gekürzt

Durchtrennung (RQD)	RQD [%]	> 25	25 - 50	50 - 75	75 - 90	90 - 100
	Wertung					
Anzahl der Trennflächenscharen (Jn)	Anzahl Klufschare	0	1	2	3	>4
	Wertung	0,5	2	4	9	15
Rauigkeit der Trennflächen (Jr)	Eigenschaften	glitschig, eben	glatt, eben	rauh, eben oder glitschig, wellig	glatt, wellig	rauh, wellig
	Wertung	0,5	1	1,5	2	3
Zusand der Trennflächen (Ja)	Eigenschaften	fest verheilt	unverwittert	angewittert	sandiger-toniger Belag	Tonmineralbelag
	Wertung	0,75	1	2	3	4
Klufwasserfaktor (Jw)	Eigenschaften	ausserordentlich grosser Zufluss	Auswaschung der Kluffüllung	grosser Zufluss mit ungefüllten Klüften	mittlerer Zufluss, gelegentlicher Auswasch von Kluffüllungen	trocken (<5 l/min)
	Wertung	0,1 - 0,2	0,33	0,5	0,66	1
Spannungsverhältnisse (SFR)	σ_u / σ_1	< 2,5	2,5 - 5	5 - 10	10 - 200	> 200
	Wertung	10 - 20	5 - 10	0,5 - 2	1	2,5

Tab. 9.3: Gekürzte Wertung der Gebirgseigenschaften der Gebirgsklassifikation nach dem Q-System. (nach BARTON, 1974)

Den Qualitätsfaktor Q wird gebildet durch die Multiplikation der drei Masse und kann Werte zwischen 0.001 und 1000 annehmen.

Unter Verwendung eines Faktors aus Hohlraumgröße und Verwendungszweck (Anforderung an die Langzeitstabilität – ESR-Werte zwischen 0.8 (öffentliche Einrichtungen) und 5 (temporäre Bergbaustollen)) gibt Barton in einem Diagramm mit logarithmischem Masstab die erforderliche Stützung an (Abb. 9.6). Als Faustregel für die maximale Spannweite des Hohlraums ohne Ausbau gilt: $d = 2 * ESR * Q^{0.4}$.

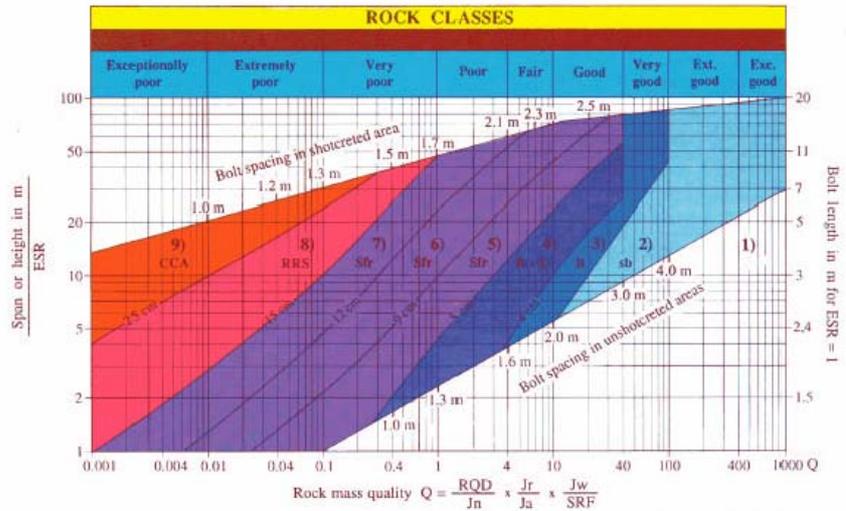


Abb. 9.6: Erforderliche Ausbau eines Hohlraums abhängig von der Hohlraumverwendung, Spannweite und Q-Wertung. (BARTON, 1974)

9.2.1 Bewertung des Gebirges um die A.F. Lindner-Halle im Abisso di Trebiciano

Für das Gebirge um die A.F. Lindner-Halle im Abisso di Trebiciano wurde eine Durchtrennung (RQD) von 80 angenommen, wobei es durch 5 Klufscharen und einer Schichtfugenschar durchtrennt ist. Die Klüfte sind unverwittert bis leicht angewittert und sind rau und leicht wellig, wobei sie trocken sind. Spannungsverhältnisse um die A.F. Lindner-Halle betragen rund 1/10 der einaxialen Druckfestigkeit.

Dies ergibt eine Q-Wertung des Gebirges von rund 11 (Tab. 9.4), weshalb es als ein "gutes Gebirge" angesprochen werden kann.

In einem Gebirge mit der Q-Wertung von 11 ist anhand der Faustregel für die Standfestigkeit eines Gewölbes ohne Ausbau ($d=2*ESR*Q^{0.4}$) eine Spannweite eines Hohlraumes von rund 26 m als so stabil zu erwarten, dass er als temporärer Bergbaustollen genutzt werden kann (ESR = 5). Die A.F. Lindner-Halle weist eine Spannweite von mehr als 60 m auf, dies würde einem ESR von 11.5 entsprechen. Dennoch scheint am Beispiel der A.F. Lindner-Halle, dass die Beurteilung der Standfestigkeit (repektive der Stabilität) eines Karsthohlraumes durch das Q-System eine gute erste Annäherung bietet.

Q-Wertung des Gebirges um die A.F. Lindner-Halle

	Eigenschaften	Wertung	
Durchtrennung (RQD)	~ 80 %	80	
Anzahl der Trennflächen	5 Klufscharen + Schichtfugen	15	5,33
Rauhigkeit der Trennflächen	rau und wellig	3	
Zusand der Trennflächen	leicht angewittert	1,5	2,00
Kluftwasserfaktor	trocken	1	
Spannungsverhältnisse	10	1	1,00
Qualitätsfaktor Q			10,67

Maximale Spannweite ohne Ausbau	
ESR	Spannweite
0,8	4,1 m
5,0	25,8 m

Tab. 9.4: Wertung des Gebirges um die A.F. Lindner-Halle nach dem Q-System (nach BARTON, 1974).

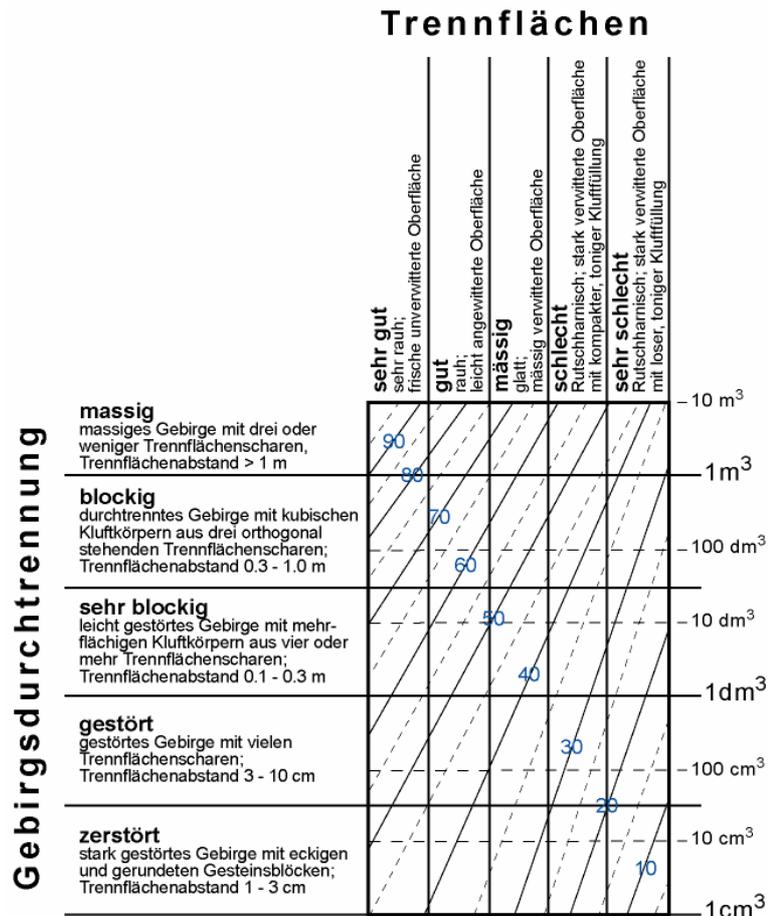
9.3 Gebirgsklassifikation nach Hoek - Geological Strength Index (GSI)

HOEK & BROWN (1997) entwickelte eine Gebirgsklassifikation um die Festigkeit eines durchtrennten Gebirges abzuschätzen. Der Geological Strength Index (GSI) beruht auf der makroskopischen Beschreibung der Gebirgsdurchtrennung und der Beschaffenheit der Trennflächen. Im Gegensatz zu den vorher vorgestellten

Gebirgsklassifikationen (RMR, Q-System) kann mit dem erhaltenen Resultat nicht die Standfestigkeit eines Hohlrums abgeschätzt werden, sondern der GSI liefert eine Abschätzung der Parametern für die Hoek-Brown-Umhüllende, mit der erst durch Modellrechnungen das Gebirgsverhalten um einen Hohlraum beschrieben werden kann.

Aus den beschreibenden Gebirgseigenschaften der Durchtrennung (oder über die Grösse der Kluffkörper) und der Beschaffenheit der Trennflächen lassen sich aus der Tabelle Tab. 9.5 den GSI ablesen.

Es ist auch möglich vom RMR zum GSI umzurechnen. Dabei wird die einaxiale Druckfestigkeit, der RQD, den Trennflächenabstand und der Zustand der Trennflächen anhand des RMR (Version 1989) gewertet, die Grundwasserverhältnisse erhalten dabei eine Wertung von 15. Der GSI wird berechnet aus dem RMR - 5. In der Regel lohnt es sich den GSI über die Kluffkörpergrösse und die Trennflächenbeschreibung sowie über den RMR zu bestimmen und beide Resultate miteinander zu vergleichen.



Tab. 9.5: Gekürzte Beschreibung der Gebirgsdurchtrennung und Trennflächen zur Bestimmung des GSI (nach HOEK & BROWN, 1997)

9.3.1 Bruchkriterium von Hoek-Brown

Das Hoek-Brown-Bruchkriterium basiert auf Feld- und Laborversuchen sowie theoretischen Aspekten, und muss als ein empirisches Bruchkriterium betrachtet werden, das im Gegensatz zum Mohr-Coulomb-Bruchkriterium dem nicht linearen Bruchverhalten des Gesteins Rechnung trägt.

Die *Hoek-Brown-Umhüllende für eine intakte Gesteinsprobe* (HOEK & BROWN 1980A) erhält man mit den Resultaten eines einaxialen und zweier triaxial Druckfestigkeitsversuchen. Durch Lösen des Bruchkriteriums in einem linearen Gleichungssystem wird die Konstante m_i berechnet. Der Wert für m_i kann als erste Annäherung auch aus der Tabelle im Anhang 16.4 gezogen werden.

Das Bruchkriterium nach Hoek-Brown für eine intakte Gesteinsprobe $\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_U \left(m_i * \frac{\sigma_3}{\sigma_U} + 1 \right)^{0.5}$

Um die *Hoek-Brown-Umhüllende des durchtrennten Gebirges* zu beschreiben (HOEK ET AL. 1992), werden die Konstanten m und s neu berechnet. Wobei das Gebirge durch den GSI beschreiben wird. Mit diesem GSI lassen sich nun die drei Parameter der Hoek-Brown-Umhüllenden für das Gebirge (m_b , s , a) berechnen.

- ist der GSI-Wert > 25

$$m_b = m_i * \exp\left(\frac{GSI - 100}{28}\right) \quad s = \exp\left(\frac{GSI - 100}{9}\right) \quad a = 0.5$$

- ist der GSI-Wert < 25

$$m_b = m_i * \exp\left(\frac{GSI - 100}{28}\right) \quad s = 0 \quad a = 0.65 - \frac{GSI}{200}$$

Mit den berechneten Werten für m_b , s und a , lassen sich nun zusammen mit dem gemessenen Wert der uniaxialen Gesteinsfestigkeit die Hoek-Brown-Umhüllende des Gebirges zeichnen.

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_U * \left(m_b * \frac{\sigma_3}{\sigma_U} + s \right)^a$$

9.3.2 Bestimmung des GSI für das Gebirge um den Trebiciano und die Hoek-Brown-Parameter

Das Gebirge um die A.F. Lindner-Halle im Abisso di Trebiciano wurde durch das GSI bewertet und die Hoek-Brown-Parameter berechnet (Tab. 9.6). Einerseits wurde die direkte Methode angewendet, wobei die Kluffkörpergrösse aus der Beschreibung des Versturzmateriale in der Halle (vgl. Abschnitt 10.4.1) herangezogen wurde, sowie die Beschaffenheit der Trennflächen aus den Kluftaufnahmen durch das Scan-Line-Verfahren (vgl. Abschnitt 6.4). Andererseits wurde der GSI indirekt über die RMR bestimmt. Wobei beide Verfahren zu gut übereinstimmende Resultaten von einem GSI zwischen 75 und 80 führten.

Für die Bestimmung der Hoek-Brown-Parameter wurde der m_i -Wert aus der Tabelle (Anhang 16.4) genommen.

GSI-Wertung des Gebirges um die A.F. Lindner-Halle

GSI-Wert direkt

	Eigenschaften
Grösse der Kluffkörper	2 - 3 m ³
Beschaffenheit der Trennflächen	rauh, leicht verwittert, keine Füllung
GSI-Wertung des Gebirges	75 - 80

		Mittelwert	
GSI Wertung		75	80
	m_i -Wert*	9,000	
Hoek-Brown-Parameter	m_b -Wert	3,685	4,406
	s -Wert	0,062	0,108
	a -Wert	0,500	0,500
		9,000	
		4,046	
		0,085	
		0,500	

* Wert aus Tabelle

GSI-Wert über die RMR

	Eigenschaften	Wertung
Einaxiale Druckfestigkeit	71 MPa	7
Durchtrennung (RQD)	~ 80 %	16
Abstand der Trennflächen	~ 2,5 m	20
Zusand der Trennflächen		
Länge der Trennflächen	1 - 5 m	3
Öffnung	0	6
Rauhigkeit	rauh	5
Füllung	keine	6
Verwitterung	leicht verwittert	5
Grundwasserverhältnisse	-	15
RMR-Wertung des Gebirges		83
GSI-Wertung des Gebirges		78

Tab. 9.6: Bestimmung des GSI für das Gebirge um den Trebiciano und die Hoek-Brown-Parameter

9.4 Anwendung der Gebirgsklassifikationen zur Abschätzung der Inkasionsprozesse

Die Gebirgsklassifikation nach Bienwaski (Rock Mass Rating - RMR) und nach Barton (Rock Tunnelling Quality – Q-System) schätzen die Gebirgsqualität anhand von geologischen und geometrischen Parametern ab, der Unterschied liegt in der unterschiedlichen Gewichtung der selben oder ähnlichen Parametern. Der wesentliche Unterschied ist die Berücksichtigung der Insitu-Spannungsverhältnisse im Q-System.

Beide Klassifikationen benützen nur eine bestimmte Anzahl von Einflussfaktoren, wodurch sie ein stark vereinfachtes Modell des Gebirges skizzieren. Hinzu kommt, dass die quantifizierbaren Parametern in der Regel nicht-linearen Funktionen unterliegen, wodurch eine einfache Addition oder Multiplikation eine sehr starke Approximation darstellt. Doch die Gebirgsklassifikationen wurden anhand von etlichen Fallbeispielen auf gewisse Gebirgsverhältnisse und Einsatzbereich "kalibriert" wodurch sie dennoch ihre Gültigkeiten haben.

In diesem Kapitel wurde versucht die Gebirgsklassifikationen auf das Fallbeispiel der A.F Lindner-Halle anzuwenden. Dabei wurde mittels dem RMR und dem Q-System das Gebirge um die Halle klassifiziert und die maximale Spannweite eines Hohlraumes ohne Ausbau bestimmt und mit der beobachteten Spannweite der A.F. Lindner-Halle verglichen.

Das RMR erwies sich als ungeeignet. Vermutlich sind die Bedingungen der natürlichen Hohlraumbildung (Zerstörungsfreier Vortrieb) sowie die Nichtberücksichtigung von sehr langen Standzeiten dafür Massgebend verantwortlich.

Das Q-Systems zeigte ein zufriedenstellendes Resultat. Dies vor allem durch die Möglichkeit einen Faktor für die Langzeitstabilität (ESR) einzuführen.

Dieses Ergebnis deckt sich bin den Untersuchungen von HATZOR (2002), der die Stabilität von einigen 1000 Jahren alten Stollen (Bet Guvrin, Israel) untersuchte.

In einem zweiten Schritt wurde das Gebirge durch den GSI beschrieben, um die Hoek-Brown-Parameter zu bestimmen, die bei den numerischen Modellierungen in den Kapiteln 11 und 12 angewendet werden.

10 Höhlensedimente im Abisso di Trebiciano

Die Höhlensedimente widerspiegeln einen Teil der Entwicklungsgeschichte eines Hohlraumes. Sie können von der Oberfläche in den Hohlraum hinein gekommen sein oder in ihm selbst entstanden sein. Im Rahmen dieser Diplomarbeit sind vor allem jene Höhlensedimente von Interesse, die durch Inkasion im Hohlraum selbst entstanden sind, das sogenannte Versturzmateriale.



Abb. 10.1: Sedimentablagerungen A.F. Lindner-Halle mit kleinen "Lehmstalagmiten" in der (Foto: Halupca)

10.1 Einteilung der Höhlensedimente

Unter dem Begriff "Höhlensedimente" werden Ablagerungen, Ausscheidungen und Mineralneubildungen in unterirdischen Hohlräumen zusammengefasst. Die Sedimente werden in die gleichen Hauptgruppen wie an der Erdoberfläche eingeteilt: klastische, organische und chemische Sedimente. Diese werden in der Literatur zum Teil noch mit dem Höhleneis ergänzt (BÖGLI, 1978). (Abb. 10.2)

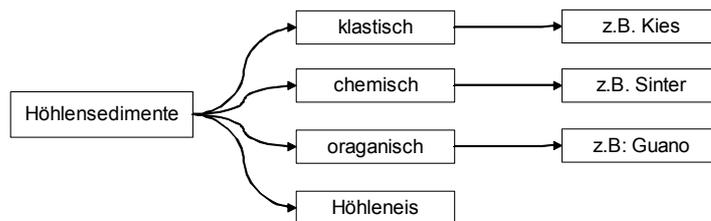


Abb. 10.2: Einteilung der Höhlensedimente.

Die organischen und chemischen Höhlensedimente und das Höhleneis unterscheiden sich weniger chemisch als morphographisch von den entsprechenden Oberflächenbildungen und wurden im Rahmen dieser Diplomarbeit im Abisso di Trebiciano nicht untersucht.

Die klastischen Sedimente können anhand ihrer Herkunft unterteilt werden in allochthon (Herkunft ausserhalb des Höhle), autochthon (keine wesentliche Transportdistanz) und parautochthon (autochthone Sedimente, die umgelagert wurden).

Eine andere Möglichkeit die klastischen Höhlensedimente zu klassifizieren ist die Einteilung anhand des Prozesses der Sedimententstehung. Durch die Inkasion entsteht Versturzmateriale, durch die Korrosion feinkörnige Verwitterungsrückstände und durch die Erosion unter anderem Schotter. (Abb. 10.3)

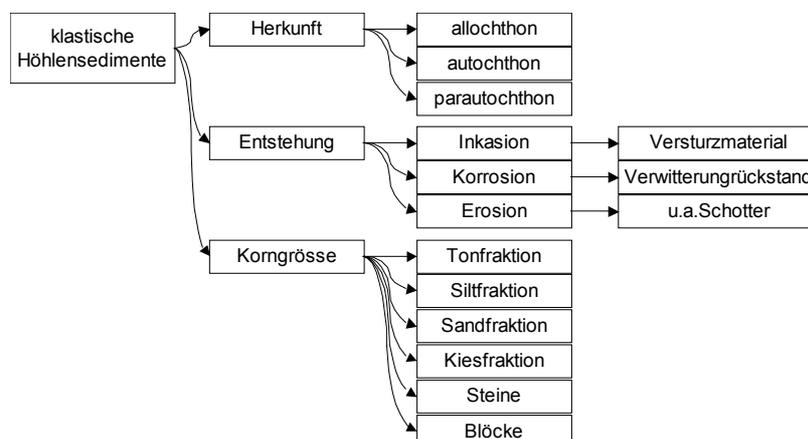


Abb. 10.3: Einteilung der klastischen Höhlensedimente.

10.2 Klastische Sedimente im Abisso di Trebiciano

Die klastischen Sedimente in der A.F. Lindner-Halle wurden während den Höhlenbefahrungen des Abisso di Trebiciano für diese Diplomarbeit genauer angeschaut, so wie einige Sedimentproben gesammelt.

Die klastischen Sedimentvorkommen im Abisso di Trebiciano wurden in der A. F. Lindner-Halle, im A. Beram-Gang und in der Schachtzone (nur jene Teile, die Befahren wurden um in die A. F. Lindner-Halle absteigen zu können) kartiert. Das Kartierungskriterium war die Korngrösse, wobei Sedimente mit Ton- bis Sandfraktion, Steine und Blöcke und Sedimente aus Sand und Blöcken unterschieden wurden (Abb. 10.4).

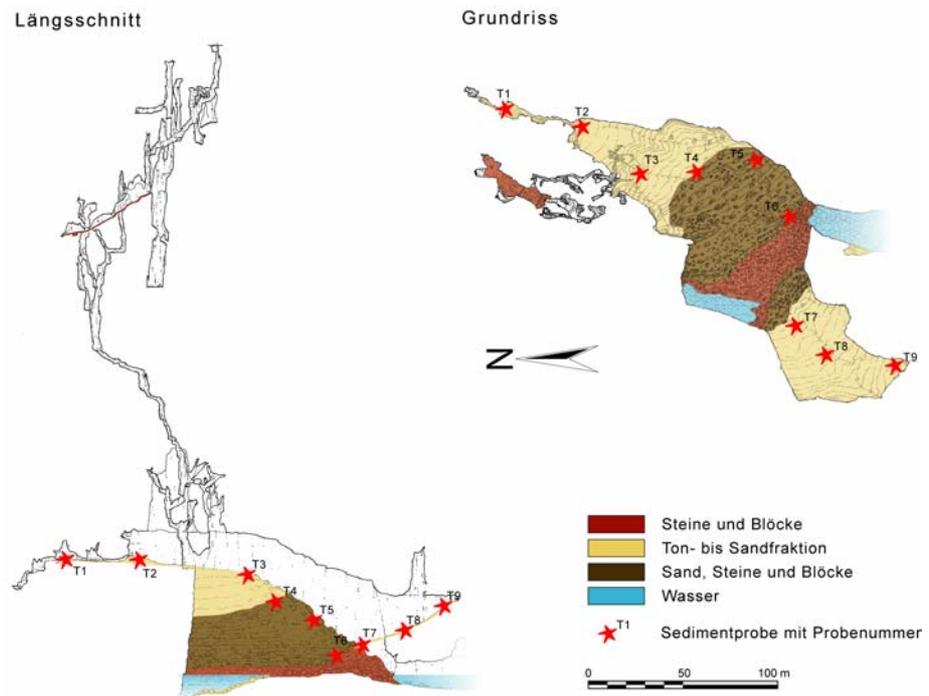


Abb. 10.4: Kartierung der klastischen Sedimente im Abisso di Trebiciano.

Die meisten Sedimentvorkommen im Abisso di Trebiciano liegen in der A. F. Lindner-Halle. Es lassen sich drei Bereiche unterscheiden:

- einen oberen Bereich mit Ton- bis Sandfraktion,
- einen mittleren Bereich in dem Blöcke vorkommen, die zum Teil mit Sand bedeckt sind,
- einen unteren Bereich, in dem nur Steine und Blöcke vorgefunden wurden.
- Bemerkenswert ist, dass keine Kiese gefunden wurden.

In den Schächten wurden keine klastische Sedimente gefunden. Nur im kurzen subhorizontalen Höhlengang auf rund 230 m ü.M. konnten Sedimente eingetragen werden. Es handelte sich hierbei um Versturzböcke. Ein Teil dieses Versturzmateriale entstand mit Sicherheit durch "natürliche" Inkasion. Doch sprengte LINDNER (1841) bei der Entdeckung der Höhle in diesem Gangabschnitt, im Glauben dort die Fortsetzung in die Tiefe zu finden.

Die Sedimente in der A.F. Lindner-Halle zeigen eine Vielzahl von Sedimentstrukturen. So trifft man in den hochgelegenen Bereichen der Halle Trockenrisse (Abb. 10.5) an, in der mittleren Partie Tropfflöcher und "Lehmbäumchen" (Abb. 10.1) und in der untersten Bereichen Rippelmarken an.

Die Mächtigkeit der Sedimentfüllung in der A.F. Lindner-Halle konnte nicht abgeschätzt werden!



Abb. 10.5: Trockenrisse in den Höhlensedimente im oberen Teil der A.F. Lindner-Halle. (Foto: Halupca)

10.3 Sedimentproben aus dem A. Beram-Gang und der A. F. Linder-Halle

Im A. Beram-Gang und in der A. F. Linder-Halle wurden neun Sedimentproben der Ton- bis Sandfraktion genommen und im Labor die Kornverteilung mittel Siebanalyse bestimmt.

Die Sedimente aus der A.F. Lindner-Halle wurden nur gesiebt, da für die Interpretation der Sedimentationsbedingungen dadurch genügend Informationen erhalten wurden.

Bei der Siebmethode werden die Sedimentproben in einen Siebturm geschüttet. Der Siebturm besteht aus einzelnen Sieben mit den Maschenweiten: 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm , 0,063 mm. Meistens wird nass gesiebt, das heisst, dass die Sedimente mit Wasser berieselt werden, bei gleichzeitigem rütteln der Siebe auf dem Rütteltisch. Jedoch ist auch eine Trockensiebung möglich. Der Siebrückstand eines jeden Siebes wird im Trockenofen bei 50 °C bis zur Massenkonstanz getrocknet, damit die trockenen Kornfraktionen gewogen werden können.

Probe	Methode	Total [g]	% - Angabe								Bemerkungen
			<0,063	0,063-0,125	0,125-0,25	0,25-0,5	0,5-1,0	1,0-2,0	2,0-4,0	4,0<	
T1	nass	362,5	89,1	8,3	0,9	0,4	0,8	0,4	0,1	0,0	
T2	nass	263,3	71,6	21,5	6,3	0,5	0,2	0,0	0,0	0,0	Regenwurm, viel organisches Material
T3	trocken	472,0	6,9	18,4	39,3	31,4	3,6	0,3	0,1	0,0	Muscheln und Wurzelteile
T4	trocken	670,0	5,7	14,7	35,5	39,9	4,1	0,1	0,0	0,0	Muscheln und Wurzelteile
T5	nass	930,5	16,5	14,7	44,0	21,3	2,5	0,7	0,2	0,0	Regenwurm
T6	trocken	900,0	0,3	0,2	4,4	65,2	27,0	2,4	0,3	0,1	Muschelschalen
T7	nass	451,5	48,3	14,8	31,6	4,8	0,3	0,2	0,0	0,0	viel organisches Material
T8	nass	373,5	58,5	18,2	13,6	8,7	0,9	0,0	0,0	0,0	Regenwurm, viel organisches Material
T9	nass	316,5	83,4	14,3	2,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	Regenwurm

Tab. 10.1: Rohdaten der Siebanalyse der Proben aus der A.F. Lindner-Halle.

Auf die Bestimmung der Kornverteilung < 0.063 mm durch die Schlämme Methode wurde verzichtet, wobei für das Zeichnen der Kornsummenkurven die Werte der Feldansprache übernommen wurden (Abb. 10.6).

Sedimentbezeichnung nach SN 670 005a

Probe	Bezeichnung
T1	siltiger Ton mit wenig Sand und organischen Beimengungen
T2	toniger Silt mit wenig Sand und organischen Beimengungen
T3	siltiger Sand und organischen Beimengungen
T4	siltiger Sand und organischen Beimengungen
T5	siltiger Sand und organischen Beimengungen
T6	Sand und organischen Beimengungen
T7	siltiger Sand und organischen Beimengungen
T8	Silt mit viel Sand und organischen Beimengungen
T9	siltiger Ton mit wenig Sand und organischen Beimengungen

Tab. 10.2: Bezeichnung der Proben aus der A.F. Lindner-Halle nach SN 670 005a.

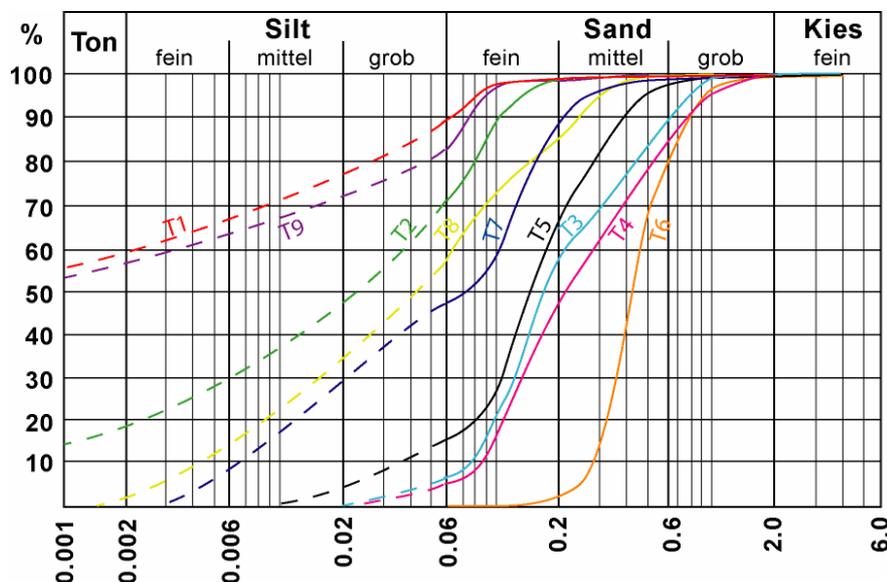


Abb. 10.6: Summenkurven der Siebanalyse der Proben aus der A.F. Lindner-Halle. Die gestrichelten Kurvenbereiche entsprechen geschätzter Werte aus der Feldansprache.

Aufgrund der Korngrößenverteilung kann das Sediment durch eine Reihe verschiedener Parameter charakterisiert werden (TUCKER 1985, S.14). Die Parameter können grafisch aus den Korngrößenverteilungskurven oder rechnerisch aus den Korngrössendaten bestimmt werden.

mittlere Korngrösse
$$M = \frac{\Phi_{16\%} + \Phi_{50\%} + \Phi_{84\%}}{3}$$

Median
$$Md = \Phi_{50\%}$$

Der Median, als Korngrösse bei 50 % der Kornsummenkurve, ist weniger Aussagekräftig als die mittlere Korngrösse. Bei einer normalen und symmetrischen Kornverteilung fallen die Werte für den Median, mittlere Korngrösse zusammen.

$$\sigma\Phi = \frac{\Phi_{84\%} - \Phi_{16\%}}{4} + \frac{\Phi_{95\%} - \Phi_{5\%}}{6.6}$$

Sortierung

Die Sortierung ist ein Mass für die Standardabweichung (Streuung der Korngrößenverteilung), das heisst, sie gibt Auskunft über die Variabilität der Korngrößen: bei guter Sortierung sind die Korngrößen ähnlich, bei schlechter unterschiedlich (Abb. 10.7).

Die Sortierung der Sedimente hängt von mehreren Faktoren ab:

- vom Liefergebiet: Besteht das Liefergebiet zum Beispiel aus Granit, dann ist die Korngrösse des Sediments ganz anders als die eines Aufarbeitungsproduktes eines Sandsteins.
- von der Korngrösse: Sortierung ist von der Korngrösse abhängig insofern, als grobkörnige Sedimente (zum Beispiel Kiese) sowie feinkörnige Sedimente (zum Beispiel Silte) generell schlechter sortiert sind als Sedimente der Sandfraktion. Dies hängt damit zusammen, dass Körner der Sandkorngrösse leichter transportiert und somit besser aussortiert werden.
- vom Ablagerungsmechanismus: Schnell abgelagerte Sedimente wie aus Hochwasserereignissen sind generell schlechter sortiert.

$\sigma\Phi$	Kategorie
< 0,35	sehr gut sortiert
0,35 - 0,50	gut sortiert
0,50 - 0,71	mässig gut sortiert
0,71 - 1,00	mässig sortiert
1,00 - 2,00	schlecht sortiert
> 2,0	sehr schlecht sortiert

Tab. 10.3: Kategorien der Sortierung. (nach TUCKER 1985)

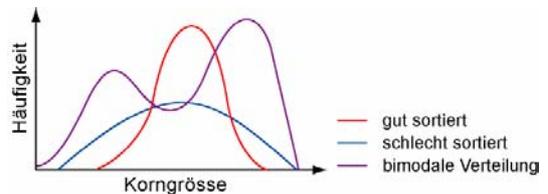


Abb. 10.7: Schematische Häufigkeitsverteilung der Korngrösse bei verschiedenen Sortierungsgraden.

$$Sk = \frac{\Phi_{16\%} + \Phi_{84\%} - 2\Phi_{50\%}}{2 * (\Phi_{84\%} - \Phi_{16\%})} + \frac{\Phi_{5\%} + \Phi_{95\%} - 2\Phi_{50\%}}{2 * (\Phi_{95\%} - \Phi_{5\%})}$$

Schiefe

Die Schiefe ist ein Mass für die Symmetrie der Kornverteilung und ist am besten aus der Häufigkeitskurve ersichtlich. Wenn der Mittelwert und der Median gleich sind, beträgt der Schiefewert Sk 0. Weisst die Korngrößenverteilung einen "Schwanz" im groben Bereich auf, das heisst es sind mehr gröbere als feinere Kornklassen vorhanden, spricht man von positiver Schiefe; im umgekehrten Fall von negativer Schiefe. Ist die Verteilung symmetrisch, ist der Schiefewert Sk 0 (Abb. 10.8).

Sk	Bezeichnung
> +0,3	stark positiv Schief
+0,3 bis +0,1	positiv Schief
+0,1 bis -0,1	beinahe symmetrisch
-0,1 bis -0,3	negativ Schief
<-0,3	stark negativ Schief

Tab. 10.4: Kategorien der Schiefe. (nach TUCKER 1985)

Der Schiefewert ist nicht nur ein wertvoller beschreibender Parameter eines Sediments, sondern reflektiert auch das Ablagerungsmilieu. So weisen beispielsweise Strandsande eine negative Schiefe auf, da die feinen Kornanteile durch die ständige Wellentätigkeit ausgewaschen werden. Flusssande hingegen zeigen oft eine positive Schiefe an, da die Anteile von Silt und Ton durch die Strömung nicht vollständig entfernt werden.

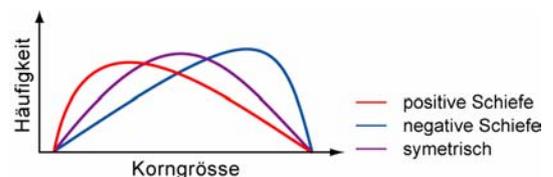


Abb. 10.8: Schematische Häufigkeitsverteilung der Korngrösse bei verschiedenen Schiefegraden.

Probe	ϕ 5%	ϕ 16%	ϕ 50%	ϕ 84%	ϕ 95%	Mittlere Korngrösse	Median	Sortierung	Schiefe
T1	0,0001**	0,0005**	0,0009**	0,0450*	0,085	0,015	0,0009	sehr gut (0,02)	stark positiv (1,0)
T2	0,0005**	0,0015**	0,0250*	0,0900	0,150	0,039	0,025	sehr gut (0,04)	stark positiv (0,6)
T3	0,0480*	0,0900	0,1700	0,5000*	0,800	0,253	0,170	sehr gut (0,22)	stark positiv (0,6)
T4	0,0600	0,1000	0,2100	0,6000	0,900	0,303	0,210	sehr gut (0,25)	stark positiv (0,6)
T5	0,0200*	0,0600	0,1500	0,3200	0,500	0,177	0,150	sehr gut (0,14)	stark positiv (0,4)
T6	0,2500	0,3000	0,4200	0,7000	1,000	0,473	0,420	sehr gut (0,21)	stark positiv (0,5)
T7	0,0045*	0,0095*	0,0750	0,1800	0,290	0,088	0,075	sehr gut (0,09)	stark positiv (0,4)
T8	0,0028*	0,0065*	0,0400*	0,2000	0,300	0,082	0,040	sehr gut (0,09)	stark positiv (0,7)
T9	0,0001**	0,0005**	0,0009*	0,0650	0,090	0,022	0,0009	sehr gut (0,03)	stark positiv (1,0)

* geschätzter Wert aus Feldansprache
 ** extrapolierter Wert

Tab. 10.5: Statistische Kennzahlen der Proben aus der A.F. Lindner-Halle.

Alle Proben aus der A.F. Lindner-Halle sind sehr gut sortiert und haben eine stark positive Schiefe (Tab. 10.5)

In der Abb. 10.9 erkennt man wie sich die Mittelwerte in Abhängigkeit der Höhenlage verändern. Proben die weit oben in der Halle entnommen wurden, haben eine kleinere Mittlere Korngrösse als tiefer gelegene. Dies lässt verstehen, dass es sich um Hochwassersedimente handelt, was auch den hydrologischen Gegebenheiten in der Halle entspricht.

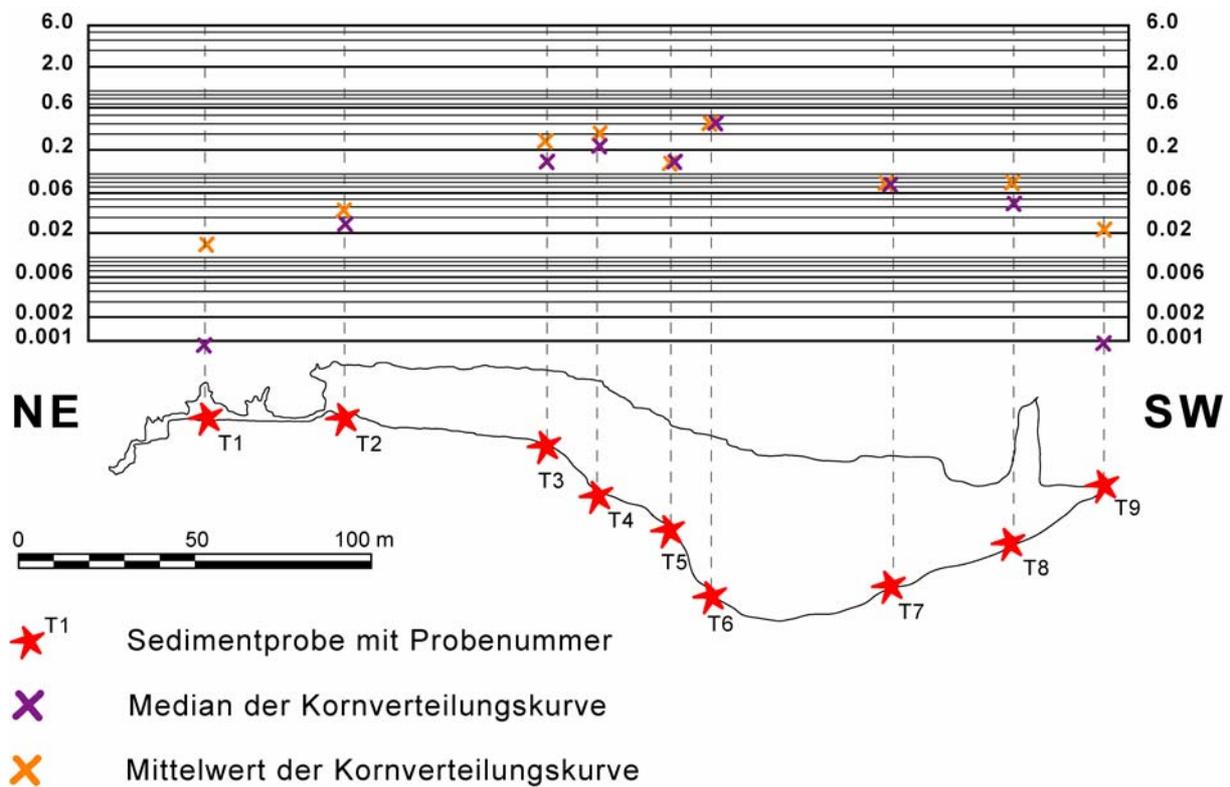


Abb. 10.9: Verteilung der Mittelwerte und Mediane der Kornverteilungskurven der Sedimentproben aus der A. F. Lindner-Halle.

10.4 Beschreibung des Versturzmaterials in der A.F. Lindner-Halle

Bei den Feldbeobachtungen zu den Höhlensedimenten wurde ein spezielles Augenmerk auf das Versturzmateriale gelegt, dieses wurde anhand der Grösse, Form, Grenzen und Verwitterungszustand beschrieben (Abb. 10.10).

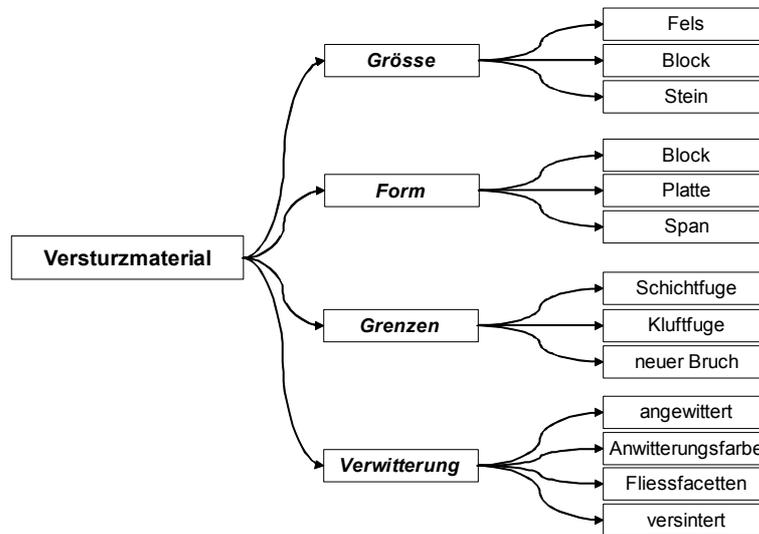


Abb. 10.10: Einteilung des Versturzmateriale in Höhlen.

Aus zeitlichen Gründen wurden nur 12 Blöcke genauer beschrieben (Zeitaufwand für die Beschreibung eines Blockes rund 15 Minuten). Die Auswahl der Blöcke war zufällig, war jedoch der ausgewählte Block bereits so fest verwittert, dass an ihm die Trennflächen nicht erkannt werden konnten, wurde er nicht beschrieben. (Abb. 10.11)

Lage der beschriebenen Blöcke in der A.F. Lindner-Halle

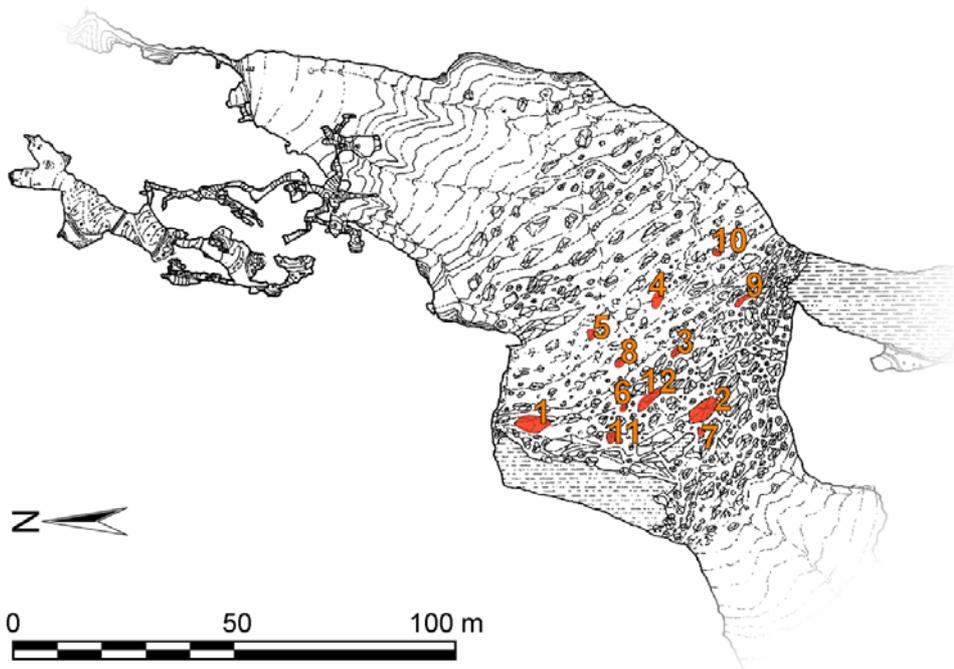


Abb. 10.11: Lage der beschriebenen Blöcke in der A.F. Lindner-Halle.

10.4.1 Einteilung des Versturzmateriels anhand der Grösse

Die Einteilung des Versturzmateriels anhand der klassischen Korngrössenverteilung ist wenig hilfreich, da in der entsprechenden Fraktion zu wenig differenziert:

- Die **Steine** haben ein Volumen von 10 cm^3 bis 10 dm^3 .
- Die **Blöcke** haben ein Volumen von 10 dm^3 bis 10 m^3 .
- Die **Felsen** haben ein Volumen, das grösser als 10 m^3 ist.

Für die Fragestellung der vorliegenden Diplomarbeit war es wichtig, eine Grössenordnung der Grösse des Versturzmateriels in der A.F. Lindner-Halle ein wenig genauer zu haben, so dass ein dutzend Blöcke und Felsen vermessen wurden.

Das Volumen der Blöcke variierte von einigen dm^3 bis zu mehreren 100 m^3 . Die Anzahl vermessener Blöcke reicht bei weitem nicht aus, um ein statistisch repräsentatives Mittel der Blockgrösse in der A.F. Lindner-Halle zu erhalten (Tab. 10.6), weshalb vor Ort eine mittlere Blockgrösse von 2 - 3 m^3 abgeschätzt wurde (Abb. 10.12). Die mittlere Blockgrösse kann als mittlere Klufkörpergrösse des umliegenden Gebirges verstanden werden und zur Bestimmung des Geological Strength Index (GSI) verwendet werden (Abschnitt 9.3)

Interessant wäre sicherlich auch, ob es eine räumliche Verteilung der Blockgrössen gibt, jedoch konnte diesem im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht nachgegangen werden.

Block-Nr.	Grösse		
	Länge	Breite	Höhe
1	4,0	2,4	1,5
2	15,0	11,5	2,5
3	1,9	1,5	0,7
4	2,0	1,2	1,0
5	2,6	1,5	0,6
6	6,0	6,0	1,6
7	2,2	1,9	0,8
8	0,6	0,5	0,4
9	1,4	1,2	0,9
10	3,5	2,8	1,2
11	4,5	3,8	1,3
12	7,6	2,5	2,1

Tab. 10.6: Die Grössen der beschriebenen Blöcke in der A.F. Lindner-Halle.

Die Blocknummern beziehen sich auf die Nummerierung in Abb. 10.11.

10.4.2 Einteilung des Versturzmateriels anhand der Form

DAVIES (1949) schlägt vor, die Form des Versturzmateriels zu beschreiben als:

- Ein **Block** (block) ist grösser als eine Schichtmächtigkeit
- Eine **Platte** (plate) hat die Mächtigkeit einer Schicht
- Ein **Span** (chip) ist ein kleines Bruchstück einer Schicht

Diese Einteilung des Versturzmateriels gibt eine erste Idee über die Art des Versturzesprozesses (Kapitel 11), der für das Material verantwortlich ist. Blöcke deuten auf Block- oder Balkenversagen hin; Platten ist die typische Form beim Balkenversagen und Spans beim Spannungsversagen.

Das Versturzmateriel in der A.F. Lindner-Halle besteht weitgehend aus Platten und Blöcken. Die Form des Span wurde bei keinem Block mit Sicherheit erkannt.



Abb. 10.12: Blöcke in unteren Bereich der A.F. Lindner-Halle mit einem Höhlenforscher (in rot) als Grössenvergleich. (Foto: Halupca)

10.4.3 Einteilung des Versturzmaterils anhand der Flächen

Ein Versturzbloch ist in der Regel ein vielfächiger Körper. Bei den Untersuchungen am Versturzmateril in der A.F. Lindner-Halle wurden, die einzelnen Blöcke zu einem Quader idealisiert und die jeweiligen Flächen bestimmt. Es wurden drei verschiedene Flächen unterschieden: Schichtfugen, Kluft, neuer Bruch.

Die Flächen des untersuchten Versturzmaterils besteht meist aus zwei Schichtfugen und zwei bis drei Klüften oder eine bis drei Bruchflächen (Tab. 10.7).

Block-Nr.	Trennfläche						Winkel										
	1	2	3	4	5	6	1,3	1,4	1,5	1,6	2,3	2,4	2,5	3,5	3,6	4,5	4,6
1	SF	-	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	90	90	-	-	-	-	-	110	110	70	70
2	SF	SF	Kluft	-	Kluft	Bruch	90	-	90	-	90	-	90	110	-	-	-
3	SF	SF	Kluft	Kluft	Kluft	Bruch	80	90	90	-	90	100	90	80	-	100	-
4	SF	-	Kluft	Kluft	Kluft	Bruch	90	90	90	-	-	-	-	110	-	70	-
5	SF	SF	Kluft	Kluft	Kluft	Bruch	80	110	80	-	100	70	80	110	-	90	-
6	SF	SF	Kluft	Kluft	Kluft	Bruch	-	-	70	-	-	-	-	-	-	-	-
7	SF	-	Kluft	Bruch	Kluft	-	120	-	90	-	-	-	-	70	-	-	-
8	SF	SF	Kluft	Bruch	Kluft	Bruch	120	-	90	-	-	-	-	70	-	-	-
9	SF	-	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	120	120	70	70	-	-	-	50	140	150	20
10	SF	-	Kluft	Kluft	Kluft	Bruch	70	120	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11	SF	-	Kluft	Bruch	Kluft	-	70	-	80	-	-	-	-	90	-	-	-
12	SF	-	Bruch	-	Kluft	Kluft	-	-	90	100	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 10.7: Die Trennflächen und Winkel zwischen den Trennflächen der beschriebenen Blöcke in der A.F. Lindner-Halle. Die Blocknummern beziehen sich auf die Nummerierung in Abb. 10.11.

Bei den Winkeln zwischen den Klüften, die die Blöcke begrenzen, wurde am meisten der Winkel von 90° gemessen. (16 mal), wobei der Wertebereich zwischen 70° und 120° liegt. Andere wichtige Winkelverhältnisse scheinen 70 bis 80° und 120° zu sein.

Zwischen den Schichtfugen und den Klüften dominieren die Winkel von 70° und 110°, wobei Werte zwischen 20° und 150° gemessen wurden. (Abb. 10.13)

Die Winkel zwischen den Trennflächen passen sehr gut zu den Winkeln zwischen den Trennflächenscharen, die im Abschnitt 6.4 ausgeschieden wurden.

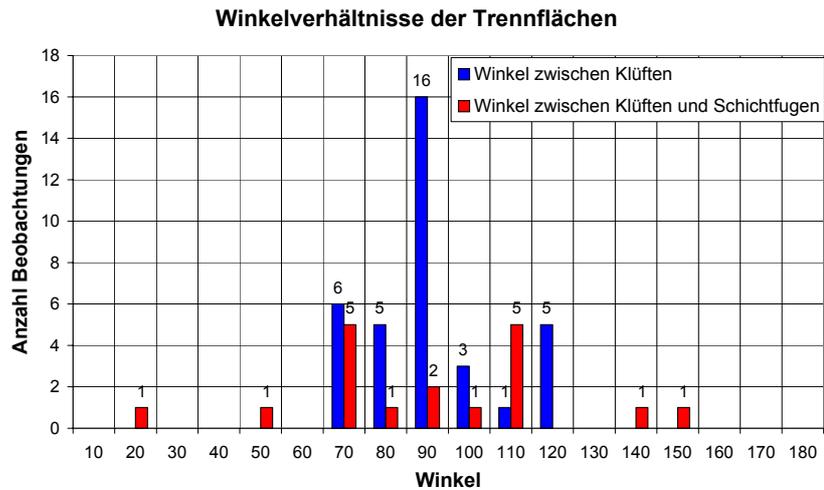


Abb. 10.13: Winkel zwischen den Klüfte und Schichtfugen, die die Versturzböcke in der A. F. Lindner-Halle begrenzen.

10.4.4 Verwitterungszustand der Blöcke

Die Versturzböcke in der A.F. Lindner-Halle zeigen verschiedenartige Verwitterungserscheinungen, als Zeugen ihres Alters (Tab. 10.8). Der weitverbreitetste Verwitterungszustand ist eine dunkelgraue bis schwarze Anwitterungsfarbe (Abb. 10.14). Viele Blöcke weisen "Anfresslöcher" (selektive Verwitterung des Kalkes) auf oder in der Nähe des Höhlenflusses Fließfacetten (muschelartige Eintiefungen, entstanden durch die korrosive und erosive Tätigkeit von fließendem Wasser). Als seltenste Erscheinung haben sich auf einigen Blöcke Karren gebildet (rillenförmige Eintiefungen).

Die verschiedenen Verwitterungszuständen der Blöcke erlauben eine erste relative Datierung der Blöcke zu, doch ist es schwierig, oder gar unmöglich, das Alter der Blöcke mit dieser Methode abzuschätzen, da die Verwitterungsbedingungen sich stark und schnell ändern können. Jedoch kann angenommen werden, dass alle genauer untersuchten Blöcke sicherlich älter als einige Jahrhunderte waren.

Block-Nr.	Bemerkung
1	stark angewittert
2	angewittert, Fließfacetten, Karren
3	stark angewittert
4	-
5	angewittert, Fließfacetten
6	angewittert
7	stark angewittert
8	angewittert
9	stark angewittert
10	stark angewittert
11	stark angewittert
12	stark angewittert

Tab. 10.8: Verwitterungszustand der beschriebenen Blöcke in der A.F. Lindner-Halle.

Die Blocknummern beziehen sich auf die Nummerierung in Abb. 10.11.



Abb. 10.14: Block in der A.F. Lindner-Halle mit dunkler Anwitterungsfarbe und fließfacettenähnliche Eintiefungen.

11 Bruchmechanismen der Inkasion

Die Inkasion umfasst alle Begriffe, welche das natürliche Nachbrechen an Decken und Wänden, ausnahmsweise auch aus der Sohle, eines unterirdischen Hohlraumes bezeichnet. In der deutschsprachigen Höhlen- und Bergbauliteratur werden für Inkasion ebenfalls die Synonyme: Deckenbruch, Blocksturz, Verbruch, Versturz, Einsturz, Höhlenverfall ... verwendet.

Inkasion trägt alleine nicht zur Vergrößerung des unterirdischen Hohlraumvolumens bei, ihre raumvergrößernde Wirkung erhält sie erst in Kombination mit einem oder beiden anderen hohlraumschaffenden Kräften (Korrosion, Erosion). So werden Blöcke, die ins Wasser fallen, weggelöst oder erodiert (BÖGLI A., 1978 S.153)

In der Gesteinsmechanik werden drei Versagensmechanismen des Gebirges unterschieden:

- Das Spannungsversagen: Überlastung des Gebirges durch zu hohe Spannungen.
- Das Kluftkörperversagen: ein Problem, welches durch den Verschnitt mehrerer Trennflächen und der Hohlraumlaibung hervorgerufen wird.
- Das Balken-Versagen: Einzelne Gesteinspakete lösen sich durch das Eigengewicht vom Gebirgsverband und brechen in den Hohlraum ein.

11.1 Spannungsversagen

Im Gebirge ohne ausgeprägte Durchtrennung oder hohen Umgebungsdrücken kann es zu einer Überbeanspruchung des Gebirges kommen und damit zur Ablösung von Felsmaterial in den Hohlraum. Dieser Bruchmechanismus wird als Spannungsversagen bezeichnet. Das Spannungsversagen ist abhängig von:

- der Hohlraumgeometrie
- dem vorherrschenden primären Spannungszustand
- der Gesteinsfestigkeit
- der Gebirgsfestigkeit

11.1.1 In situ Spannungszustand

Unter dem Begriff "in situ Spannungszustand" werden die Spannungsverhältnisse in einem Gebirge verstanden und werden auch als "Pirmärspannungszustand" bezeichnet. Dabei wird zwischen einer vertikalen Spannungskomponente σ_v und einer maximalen σ_H und minimalen σ_h Horizontalspannungskomponente unterschieden.

Die *vertikale Spannungskomponente* σ_v nimmt vorwiegend durch das Eigengewicht der Überlagerung mit zunehmender Tiefe zu. Die Vertikalspannung entspricht somit im Mittel dem lithostatischen Druck. Dadurch lässt sich die Vertikalspannung abschätzen durch:

$$\sigma_v = \gamma * z$$

σ_v	vertikale Spannungskomponente [MPa]
γ	spezifische Gewicht [MN/m ³]
z	Überlagerungshöhe [m] ist)

Starke Abweichungen von dieser Annahme können sich durch tektonische Einflüsse ergeben (Abb. 11.2).

Die *Horizontalspannungen* sind in Festgesteinen oftmals nicht identisch, daher wird zwischen der maximalen (σ_H) und der minimalen (σ_h) Horizontalspannung unterschieden. Die Orientierungen dieser Minima und Maxima müssen nicht unbedingt den Hauptspannungsrichtungen im Gebirge entsprechen (mechanische Heterogenitäten).

Das Verhältnis zwischen σ_H/σ_v wird als *Seitendruckverhältnis* k bezeichnet.

Die horizontalen Spannungen, die auf ein Gebirgs-element in der Tiefe wirken, lassen sich nicht so leicht abschätzen, wie die vertikale Spannung. Messungen der horizontalen Spannungsverhältnisse in Stollen und Untertagbauten zeigen, dass Oberflächennahe das Seitendruckverhältnis k gross ist und mit der Überdeckung abnimmt (HERGET, 1988).

SHEOREY (1994) schlägt vor das Seitendruckverhältnis k abzuschätzen durch (Abb. 11.2):

$$k = 0.25 + 7 * E * \left(0.001 * \frac{1}{z} \right)$$

k	Seitendruckverhältnis
E	Elastizitätsmodul [GPa]
z	Überlagerung [m]

Jedoch werden bei Feldmessungen oft grosse Abweichungen dieser Abschätzung gemessen. Die Abweichungen werden durch tektonische Prozesse, Erosion oder Topographieeffekte verursacht. Auch können Spannungen im Gestein über geologische Zeiträume gespeichert werden und nicht mehr in einem Gleichgewicht mit den externen Kräften sein. In schlechtem Gebirge, das keine grösseren deviatorische Spannungen aushält, wie zum Beispiel aus Evaporite oder Tongesteinen, gleichen sich die Spannungsdifferenzen in geologischer Zeit aus, so dass $\sigma_V = \sigma_H$ wird.

11.1.2 Abschätzen des In situ Spannungszustand um Trebiciano

Auf eine aufwendige Bestimmung des In situ Spannungszustand des Gebirges um Trebiciano mittels Feldversuchen wurde im Rahmen dieser Diplomarbeit verzichtet und auf eine Abschätzung der Spannungsverhältnisse mittels Faustformeln zurückgegriffen.

Die vertikale Spannungskomponente σ_V wurde mit der obigen Faustformeln abgeschätzt. Wobei einige Autoren vorschlagen, die Faustformel mit einem Faktor für die "Höhlenporosität" zu erweitern (EUSEBIO A. ET AL., 1993). Die Höhlenporosität entspricht dem Volumen, dass verkarstete Hohlräume im Gebirge einnehmen. Die Höhlenporosität beträgt nach WORTHINGTON (2003) zwischen 0.004 und 0.48 % und ist somit vernachlässigbar für die Betrachtungen an der A.F. Lindner-Halle in 300 m unter der Oberfläche. Von grösserer Bedeutung ist dieser Faktor bei Betrachtungen der Spannungsverhältnisse im Epikarst oder unmittelbar darunter (Höhlenporosität im Epikarst einige %). (Abb. 11.1)

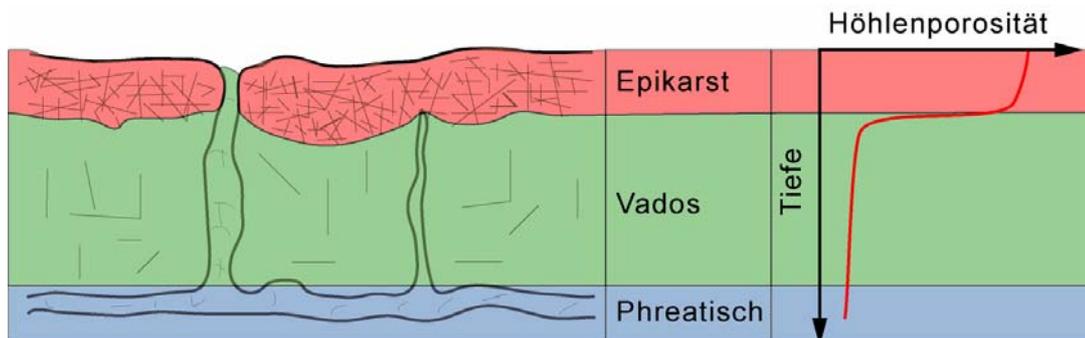


Abb. 11.1: Schematisch Verteilung der Höhlenporosität in verschiedenen Karstzonen.

Die in situ vertikale Spannungskomponente σ_V auf der Höhenlage der A.F. Lindner-Halle beträgt rund 7.5 MPa, wobei eine mittlere Trockenrohddichte von 2.65 g/cm^3 angenommen wurde (Abb. 11.2).

Aus der Bestimmung des Seitendruckverhältnis k durch die Formel von SHEOREY (1994) und der vertikalen Spannungsverteilung, liessen sich die In situ maximal Horizontalspannungen σ_H um den Abisso di Trebiciano bestimmen (Abb. 11.2). Demnach beträgt die In situ maximale Horizontalspannung σ_H auf der Höhenlage der A.F. Lindner-Halle rund 8.8 MPa bei einem Seitendruckverhältnis von 1.2, wobei ein mittleres Elastizitätsmodul von 30 GPa angenommen wurde.

Spannungsverhältnisse und Seitendruckverhältnis

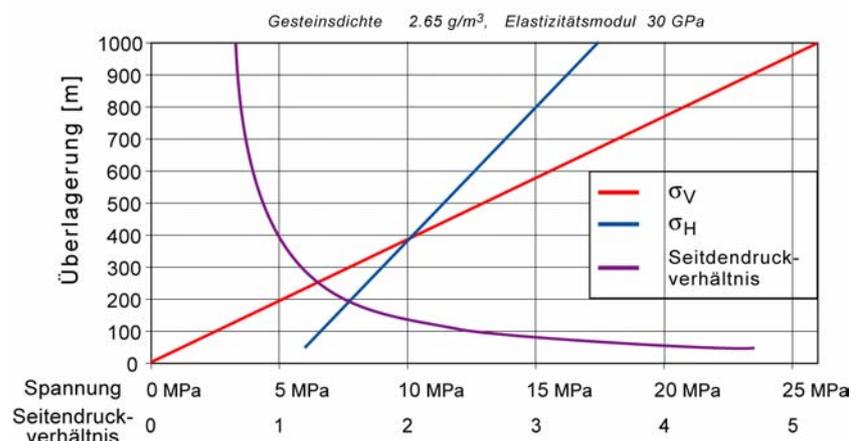


Abb. 11.2: Abschätzung der In situ Spannungsverhältnisse und Seitendruckverhältnis um den Abisso di Trebiciano.

Die Orientierung der σ_H wurde anhand der Welt-Spannungs-Karte (Herget, 1988) bestimmt, in der die Gebirgsspannungsverhältnisse durch strukturelle geologische Feldbeobachtungen und Herdlösungen von Erdbeben bestimmt wurden (Abb. 11.19). Diese Karte zeigt auf eine nord-süd gerichtete maximale Horizontalspannung.

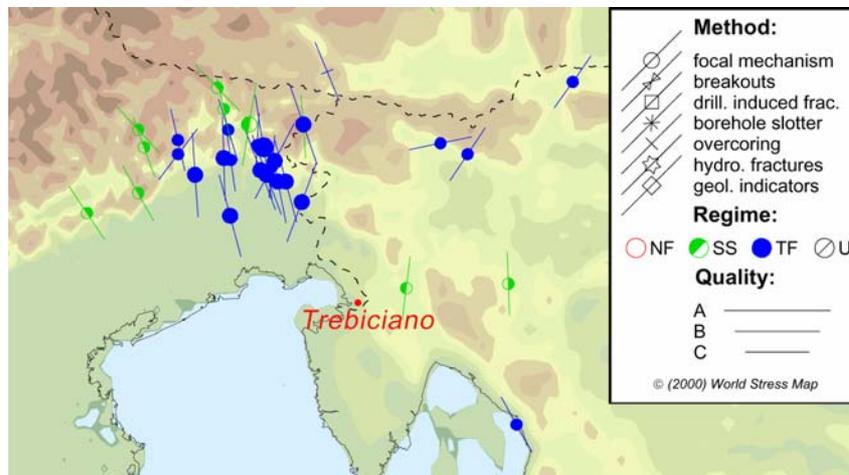


Abb. 11.3: Ausschnitt aus der Welt-Spannungs-Karte. [Rel 2000-1; www.world-stress-map.org]

11.1.3 Spannungsverteilung um einen Hohlraum

Hohlräume im Gebirge, wie Tunneln oder eben Karsthohlräume, können selbst keine Spannung übertragen, dies führt zu einer Veränderung des Spannungsverhältnisses um den Hohlraum. Diese Veränderung der Spannungsverhältnisse beruht auf dem Prinzip der Erhaltung der Spannung. Die Spannung, die das Hohlraumvolumen unter den Primärspannungsverhältnissen hätte aufnehmen sollen, wird auf das umliegende Gebirge verteilt (Abb. 11.4). Die neue Spannungsverteilung im Gebirge um den Hohlraum wird als Sekundärspannung bezeichnet.

Die Sekundärspannung bildet einen konzentrischen Bereich um den Hohlraumrand, der im Tunnelbau als "natürliche Gewölbekonstruktion" bezeichnet wird. Die Form des natürlichen Gewölbes ist bei homogenem und isotropem Gebirge eine Ellipse, bei welcher das Achsenverhältnis dem Seitendruckverhältnis k des Primärspannungszustandes entspricht, wobei sich die längere Halbachse in Richtung der grösseren primären Hauptspannung erstreckt (Abb. 11.5).

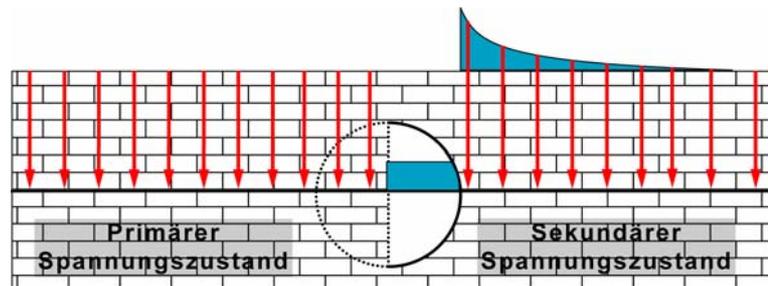


Abb. 11.4: Schematische Darstellung des Prinzips der Spannungsverteilung um einen Hohlraum. Jene Spannung die im primären Spannungszustand im Hohlraumbereich gewirkt hat, wird nach der Hohlraumbildung vom umgebenden Gebirge aufgenommen.

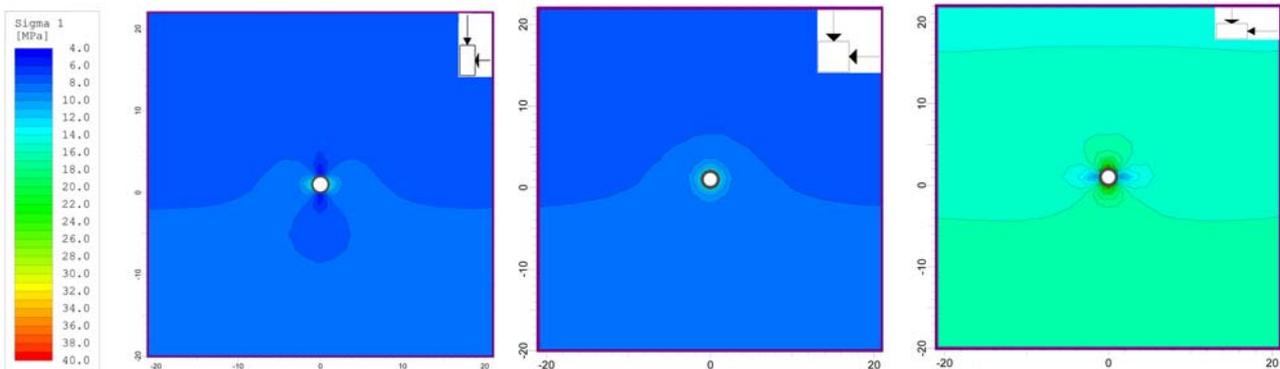


Abb. 11.5: Verteilung der grössten Hauptspannung σ_1 um eine endloslangen runden Röhre (Durchmesser 2 m) mit 300 m Überdeckung bei verschiedenen Seitendruckverhältnissen ($k = 0.5, 1.0, 2.0$)

Zur Abschätzung der Spannungsverteilung um einen Hohlraum können verschiedene analytische wie numerische Lösungen herangezogen werden. In der vorliegenden Arbeit wird aber nur ein numerisches Verfahren angewendet.

Phase2 (©ROCSCIENCE) ist ein Computerprogramm, das zur Abschätzung der Spannungsverteilung um Tunneln entwickelt wurde. Die Berechnungen der Spannungsverteilung beruhen auf der Methode der "Finiten Elemente" und Integration. Das Programm ist relativ anwenderfreundlich, indem es zum Beispiel das Berechnungsnetz und den zwischen den Hohlräumen und den Modellgrenzen selber generiert, auch ist es einfach das Gebirge in Bereiche verschiedener geotechnischer Eigenschaften einzuteilen.

Der grosse Nachteil der Abschätzung der Spannungsverteilung um einen Hohlraum mit Phase2, ist die Einschränkung, dass nur 2-dimensionale Lösungen möglich sind. Diese Einschränkung ist bei einem Tunnel nicht so gravierend, wo die Länge des Hohlraums viel grösser ist als deren Querschnitt, das heisst, wo die Spannungsverteilung quer zur Hohlraumlängsachse nicht durch den Hohlraumlängsachsenverlauf beeinflusst wird. Bei einer mäandrierenden oder stark verzweigten Karströhre wäre eine 3-dimensionale Lösung angebracht. Dies gilt auch für grosse Hohlräume, die eher equi-dimensional sind und sich die Hohlraumgrenzen gegenseitig beeinflussen. Doch ist der Wechsel von 2 auf 3 Dimensionen nicht so einfach, weshalb nur wenige Computerprogramme für 3-dimensionale Spannungsverteilungen um einen Hohlraum entwickelt wurden. Deshalb wurde im Rahmen dieser Diplomarbeit dennoch mit Phase2 gearbeitet.

11.1.4 Mechanismus des Spannungsversagens

In der Literatur ist eine Vielzahl von Bruchkriterien zu finden (z.B. Mohr-Coulomb oder Hoek-Brown). Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurde mit dem Bruchkriterium von Hoek-Brown gearbeitet, das bereits im Abschnitt 9.3.1 vorgestellt wurde. Im Gegensatz zum Mohr-Coulomb-Bruchkriterium trägt das Hoek-Brown-Bruchkriterium dem nicht linearen Bruchverhalten des Gesteins Rechnung.

Überschreiten die Spannungsverhältnisse in einem Gebirge die Gesteinsfestigkeit entstehen Brüche. Die Brüche beginnen an Schwachstellen im Gestein zu wachsen. Die Wachstumsgeschwindigkeit eines Bruches ist Abhängig vom Verhältnis der Gesteinsfestigkeit zur grössten Hauptspannung, so schlägt beispielsweise HOEK & BROWN (1980B) für den Tunnelbau die Faustregel vor:

- $\sigma_1/\sigma_u < 0.1$ stabiles Gebirge
- $\sigma_1/\sigma_u = 0.2$ schwache Ablösung
- $\sigma_1/\sigma_u > 0.3$ starker Bergschlag

THARP (1994, 1995) schlägt für die Wachstumsgeschwindigkeit eines Bruches das Verhältnis zwischen der Spannungsintensität, der Bruchzähigkeit und der Aktivierungsenergie vor.

$$v = c * \left(\frac{K_I}{K_{IC}} \right)^n$$

v	Geschwindigkeit des Bruchwachstums
c	Konstante für Aktivierungsenergie
K_I	Spannungsintensität
K_{IC}	Bruchzähigkeit
N	Konstante

Die Gesteinsfestigkeit wird durch einen Druckversuch bestimmt, der in der Regel wenige Minuten dauert. Anders ausgedrückt ist die Gesteinsfestigkeit, die Spannung, bei der sich Brüche innert Minuten durch den Prüfkörper fortgepflanzt haben. Diese Zeitabhängigkeit der Gesteinsfestigkeit bewirkt (Abb. 11.6), dass bei einer Versuchsdauer von 10 Jahren ein Prüfkörper bereits bei 49 % seiner Festigkeit bei einem Standardtest bricht (THARP 1995).

Wie im Kapitel der Gebirgsdurchtrennung (Kapitel 6) und der Gebirgsklassifikation (Kapitel 9) erläutert, ist die Festigkeit eines Gebirges abhängig vom Trennflächengefüge. Trennflächen wirken auf zwei unterschiedliche Arten auf die Gebirgsfestigkeit und somit auf das Spannungsversagen:

- Trennflächen sind inkompetent, in Bezug auf Spannungsübertragung, was dazu führt, dass Materialbrücken und die Trennflächenkörper mehr Spannung übertragen wird. Da das Bruchverhalten der Gesteine meist nicht linear ist, führt dies zu dem Bezug zwischen der Durchtrennung und der Gesteinsfestigkeit, wie er in der Abb. 6.2 vorgestellt wurde.
- Trennflächen tendieren sich weiter fortzupflanzen. Trennflächen die nicht an einer anderen Trennfläche enden, neigen dazu bei einer Änderung der Spannungsverhältnisse im Gebirge weiter zu wachsen. Für das Weiterwachsen ist bedeutend weniger Energie aufzuwenden, als die neue Bruchbildung in einer kompakten Felspartie. Was dazu führen kann, dass sich Brüche nicht wie in der Theorie erwartet in Richtung der minimale Spannungsachse σ_3 sich ausbreitet

Zeitabhängiges Verhalten der Druckfestigkeit

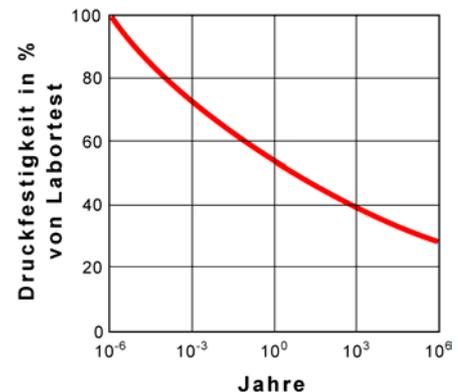


Abb. 11.6: Zeitabhängiges Verhalten der Druckfestigkeit einer Gesteinsprobe. (nach THARP, 1995)

Diese erhebliche Reduktion der Gebirgsfestigkeit durch die Gebirgsdurchtrennung ist schwer abzuschätzen und kann lokal sehr stark variieren. Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurde das Gebirgsverhalten anhand des Hoek-Brown-Bruchkriteriums bestimmt, wobei die Parametern für das Gebirge durch die Gebirgsklassifikation des GSI bestimmt wurden.

MARTIN (1998) schlägt ein empirisches Kriterium zur Bestimmung der Mächtigkeit des Bruchbereichs um einen kreisförmigen Tunnel vor.

$$\frac{d_f}{a} = \frac{1.25 * (3 * \sigma_1 - \sigma_3)}{\sigma_U - 0.5(\pm 0.1)}$$

d_f	Mächtigkeit des Bruchbereichs [m]
a	kreisförmige Tunnels
σ_1, σ_3	primären Hauptspannungen [MPa]
σ_U	einaxiale Druckfestigkeit [MPa]

Dem Kriterium für die Mächtigkeit des Bruchbereichs ist zu bemängeln, dass der Bruchbereich nicht zeitabhängig ist und mit der Gesteinsfestigkeit und nicht mit der Gebirgsfestigkeit rechnet. Diesen kann

Rechnung getragen werden, indem anstatt der einaxialen Druckfestigkeit des Gesteins jene des Gebirges eingesetzt wird. Den zeitlichen Einfluss kann eingefügt werden, indem die einaxiale Druckfestigkeit des Gebirges seinerseits auf den entsprechenden Zeitbereich reduziert wird. Jedoch ist mir aus der Literatur kein Beispiel bekannt, wo dies in dieser Form angewendet wurde.

11.1.5 Spannungsverteilung um die A.F. Lindner-Halle

Mit dem 2d finitelement Programm Phase2 (©ROCSCIENCE) wurde die Sekundärspannung um die A.F. Lindner-Halle im Abisso die Trebiciano abgeschätzt und potentielle Stellen für Spannungsversagen ausgemacht. Hierfür wurden die das mit dem Laserdistanzmessgerät vermessene Längs- und Querprofil der Halle (Abb. 4.8) verwendet sowie die Gesteinseigenschaften aus Abschnitt 7.6 und die Primärspannungsverteilung aus Abschnitt 11.1.2.

Da die Spannung um die A.F. Lindner-Halle nur zweidimensional analysiert wurde und nicht wie angebracht dreidimensional, ist die Abschätzung der Spannungsverteilung sehr grob. Wobei die Sekundärspannung unterschätzt wurde. Dies kommt vor allem beim Längsprofil zu tragen (Abb. 11.7). Weshalb sich für eine Diskussion der Spannungsverteilung nur die Analyse am Querprofil betrachtet wird (Abb. 11.8).

Die Sekundärspannungsverteilung um das Querprofil der A.F. Lindner-Halle (Abb. 11.8) weist ein Maximum (24 MPa) an den subvertikalen Hallenwänden und ein Minimum (0 MPa) an der Decke und Sohle auf.

Als Mass für die Heftigkeit des Spannungsversagens liefert Phase2 das Verhältnis zwischen der grössten Hauptspannung und der Gebirgsfestigkeit (Abb. 11.9), wobei die Gebirgsfestigkeit nach dem Bruchkriterium Hoek-Brown (vgl. Abschnitt 9.3.2) bestimmt wird. Unter der Verwendung der Interpretation dieses Verhältnisses nach HOEK & BROWN (1980B) (vgl. 11.1.4) wäre starker Bergschlag zu erwarten ($\sigma_1/\sigma_u > 0.3$). Wird hingegen wie von den Autoren vorschlagen, wäre das Verhältnis an der Hallenwänden maximal 0.3 (Abb. 11.9). Was mittelstarkem Bergschlag entsprechen würde. In der A.F. Lindner-Halle wurden keine Abschaltungen oder ähnliche Erscheinungen beobachtet, die auf eine intensives Spannungsversagen hindeuten würden, was für die Abschätzung mit der Gesteinsfestigkeit spricht.

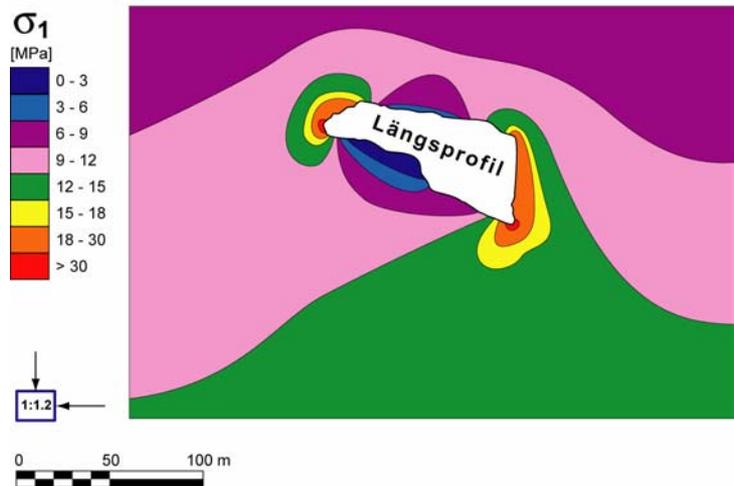


Abb. 11.7: Spannungsverteilung um das Längsprofil der A.F. Lindner-Halle.

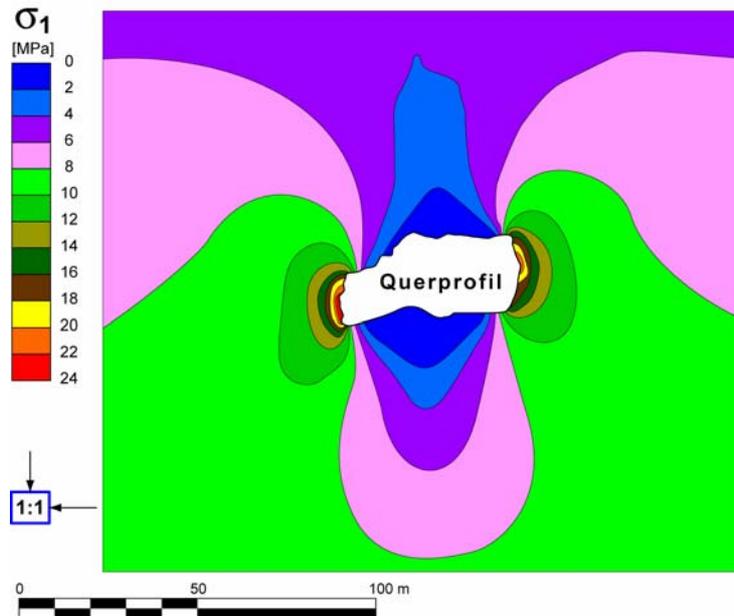


Abb. 11.8: Spannungsverteilung um das Querprofil der A.F. Lindner-Halle.

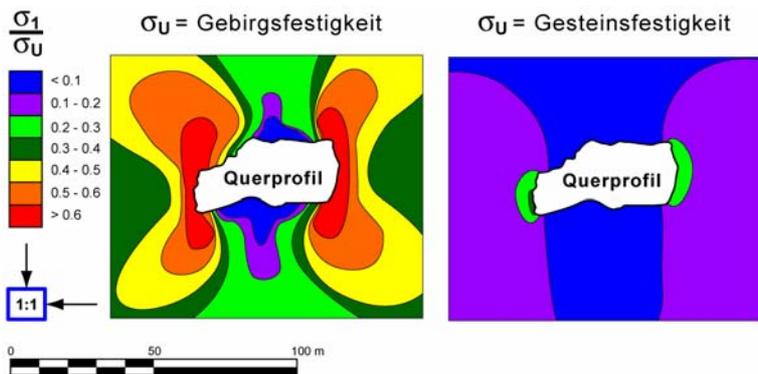


Abb. 11.9: Verhältnis der grössten Hauptspannung zur Gebirgsfestigkeit respektive Gesteinsfestigkeit als Mass für die Heftigkeit des Spannungsversagens.

11.2 Versagen im Balken-Modell

Beim oben besprochenen Spannungsversagen wurde das Gebirge als homogen und isotrop betrachtet, dem gegenüber behandelt die Modellvorstellung des Balken-Versagens ein Gebirge mit einer ausgeprägten horizontalen Schichtlagerung. Dieser Versagungsmechanismus wurde bereits in den 60ern von DAVIS (1951) in die höhlenkundliche Literatur eingeführt. Davis geht von einem Höhlengang mit einem rechteckigen Querschnitt aus, der in einem gut gebankten, kompetenten Kalkstein liegt. Unter dem Einfluss des eigenen Gewichtes biegt sich die Kalkbank, die Höhlendecke bildet und löst sich vom umliegenden Gebirge ab. Erstreckt sich die abgelöste Kalkbank über die ganze Hohlräumbreite, wird sie als Balken behandelt, endet sie frei (zum Beispiel an einer Trennfläche oder freistehend in den Hohlraum hinein) wird sie als Konsole behandelt (Abb. 11.10).

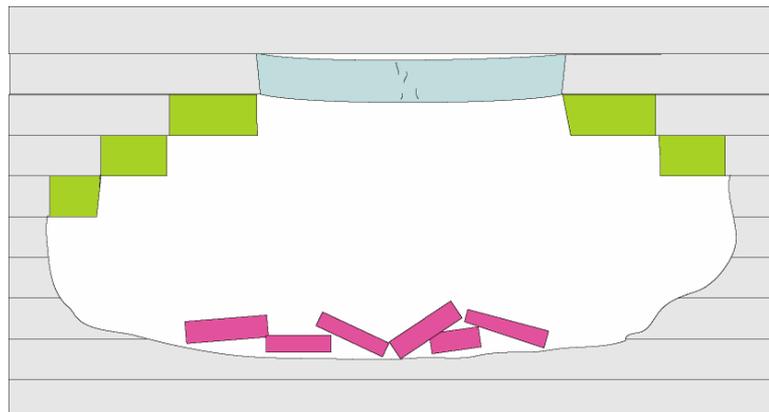


Abb. 11.10: Schematische Darstellung des Balkenversagens.

Die Stabilität eines Balkens respektive einer Konsole hängt ab:

- von den gesteinsmechanischen Eigenschaften des Gesteins,
- vom Verhältnis der Spannweite des Balkens (respektive Konsole) zur Mächtigkeit der Bankung,
- von den Spannungsverhältnissen um den Hohlraumrand,
- von der Zeit

11.2.1 Vorgang des Balken-Versagens

Der Vorgang des Balken-Versagens kann in vier Abschnitte unterteilt werden.

1. Eine Gesteinsbank löst sich vom umliegenden Gebirge ab:

Die Ablösung eines Balkens vom Gebirge geschieht weitgehend entlang von Schichtfugen, wobei es auch möglich ist, dass mehrere kleine Bankungen zusammen bleiben und eine grosse Bank bilden. Damit sich eine Bank loslösen kann, müssen die Kornbindungen in der Schichtfuge überwunden werden, und die Bank leicht in den Hohlraum hinein biegen, wobei die Gewichtskraft die treibende Kraft ist. Dies geschieht einfacher je kleiner das Verhältnis der Mächtigkeit des Balkens zur Spannweite des Balkens ist. Die Gebirgsspannung um den Hohlraum wirkt insofern mit, dass bei kleinen horizontalen, kompressiven Spannungen am Hohlraumrand die Ablösung von Balken vereinfachen.

2. In dem abgelösten Gesteinsbalken beginnen Brüche zu wachsen:

Die vom Gebirge abgelöste Gesteinsbank wird als Balken (respektive Konsole) betrachtet. Damit ein Balken stabil ist, muss die Biegefestigkeit des Gesteins grösser sein als die gravitative Kraft, die auf das Eigengewicht des Balkens (respektive Konsole) wirkt. Die minimale Balkenmächtigkeit, die nötig ist damit ein Balken (respektive Konsole) mit einer gewisse Spannweite stabil ist Davis (1951):

- kann bei einem Balken berechnet werden mit: $t_{crit} = \frac{\rho * L^2}{2 * S}$,
 - kann bei einer Konsole berechnet werden mit: $t_{crit} = \frac{3 * \rho * L^2}{2 * S}$
- | | |
|------------|--------------------------------------|
| t_{crit} | kritische Balkenmächtigkeit [m] |
| ρ | Trockenrohichte [kg/m ³] |
| L | Spannweite [m] |
| S | Biegefestigkeit [MPa] |

Zu beachten ist, dass die Breite des Balkens (respektive Konsole) nicht in die Rechnung eingeht. Ausserdem impliziert das Modell des Balken-Versagens ein vollständig elastisches Verhalten des Balkens (respektive Konsole) und vernachlässigt jegliche plastische Verformung. Somit ist die obige Berechnungsart der kritische Bankungsmächtigkeit eine eher konservative Abschätzung.

Ist das Verhältnis Spannweite-Bankungsmächtigkeit zu gross, beginnen im Balken (respektive Konsole) Brüche zu wachsen. Die ersten Brüche treten auf der Oberseite nahe der Auflagepunkte auf, also vom Hohlraum her nicht sichtbar und auf der Unterseite in der Mitte des Balkens.

3. Die Brüche wachsen durch den abgelösten Gesteinsbalken:

Erst wenn die Brüche durch den ganzen Balken (respektive Konsole) gewachsen sind, kann er in den Hohlraum stürzen. Wie schnell die Brüche durch den Balken wachsen, hängt ab, wie schon bei Spannungsversagen diskutiert, von der Gesteins- und Gebirgsfestigkeit und der einwirkenden Kraft (beim Balken-Versagen das Eigengewicht). Da in der Regel das Verhältnis der Festigkeit zur einwirkenden Kraft relativ gross ist, ist der Mechanismus des Balken-Versagens ein eher langsamer Prozess, der für einen Verbrauch mehrere tausend Jahre benötigen kann.

4. Der Niederbruch des Balken und die Bildung von Konsolen:

Sind die Brüche durch den ganzen Balken gewachsen stürzt dieser, oder nur Teile davon, in den Hohlraum und hinterlässt meistens eine Konsole, die als Auflager für die nächste Bankung dient, die sich vom umliegenden Gebirge löst (Punkt 1). Durch das immerneue bilden von Konsolen wächst der Ausbruch treppenartig nach oben und verengt sich, bis eine Bankung einen stabilen Zustand erreicht (Punkt 2). Dadurch entsteht eine domartige Gewölbeform.

Eine andere typische Hohlraumform für das Balken-Versagen ist das Kastenprofil eines Rechteckganges. Hierbei brechen die einzelnen Balken in den Hohlraum, ohne Konsolen zu bilden.

11.2.2 Balken-Versagens in der A.F. Lindner-Halle

Das Gewölbe der A.F. Lindner-Halle hat keine ausgeprägte Domstruktur, sondern eher eine flache Decke mit einer Spannweite um die 40 bis 60 m. In diesem Abschnitt wird untersucht, ob diese Spannweite im Modell des Balken-Versagens als stabil betrachtet werden kann. Hierfür wurden an den Versturzböcken in der Halle der Abstand zwischen den beiden Schichtfugenflächen (Balkenmächtigkeit) gemessen. Zwar wurden hierfür zu wenig Messungen für eine vertrauenswürdige Mittelwertbildung durchgeführt (die 12 Böcke die schon besprochen wurden bei der Beschreibung der Versturzböcke in der Halle), doch kann das Resultat als richtungweisend betrachtet werden (Abb. 11.11). Aus den 12 vermessenen Böcken ergibt sich eine mittlere Balkenmächtigkeit von 1.2 m (Standardabweichung 0.62). Dies würde einer kritischen Spannweite (bei einem angenommenem $\rho = 2.65 \text{ g/cm}^3$ und $S = 10 \text{ MPa}$) bei Balken von 30 m respektive Konsolenlänge von 17 m (Abb. 11.12). Demnach wäre die A.F. Lindner-Halle nahe der Stabilitätsgrenze.

Bestimmung der Balkenmächtigkeit in der A.F. Lindner-Halle anhand der Höhen einiger Versturzböcke

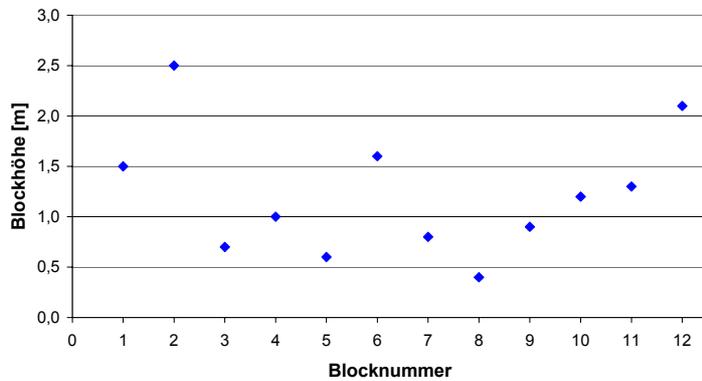


Abb. 11.11: Bestimmung der Balkenmächtigkeit in der A.F. Lindner-Halle anhand der Höhe einiger Versturzböcke.

Kritische Spannweite in Abhängigkeit der Balkenmächtigkeit von Balken und Konsolen

$\rho = 2.65 \text{ g/cm}^3$; $S = 10 \text{ MPa}$

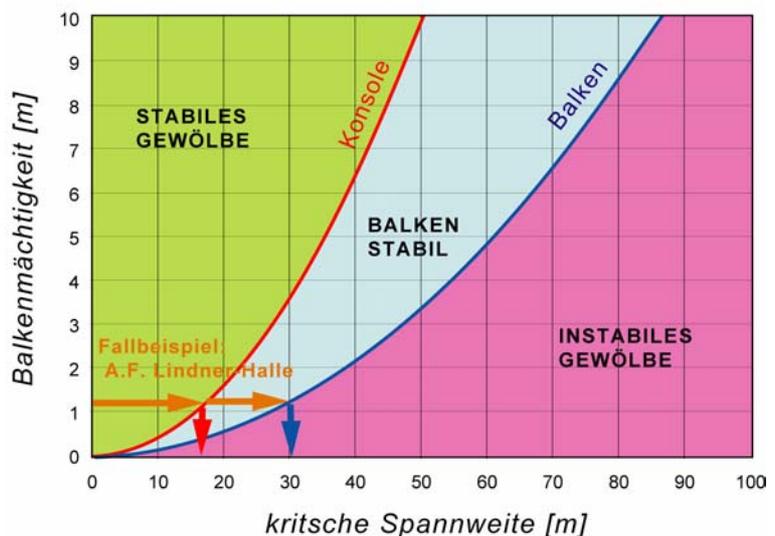


Abb. 11.12: Kritische Spannweite eines Hohlraums abhängig von der Balkenmächtigkeit im Dedolomit von Trebiciano.

11.3 Kluftkörperversagen

Die beiden zuvor betrachteten Versagensmechanismen nehmen ein Versagen im intakten Fels (Spannungsversagen) oder ein Versagen entlang von Schichtfugen (Balken-Versagen). Unter dem Kluftkörperversagen wird das Herausfallen oder Herausgleiten von Kluftkörpern in einen Hohlraum verstanden. Das Kluftkörperversagen nimmt ein Gebirge an, dass aus einzelnen unverformbaren Kluftkörpern aufgebaut ist, die ineinander verkeilt sind, wobei die einzelnen Kluftkörper durch Klüfte begrenzt sind (Abb. 11.13). Dieser Versagensmechanismus ist stark abhängig von:

- der Durchtrennung des Gebirges
- dem Verhältnis zwischen Block- und Hohlraumgrösse
- der Hohlraumgeometrie
- der Orientierung der einzelnen Trennflächenscharen zueinander und zum Hohlraumrand
- der Verspannung der Blöcke untereinander durch den herrschenden Spannungszustand
- der Beschaffenheit der Trennflächen

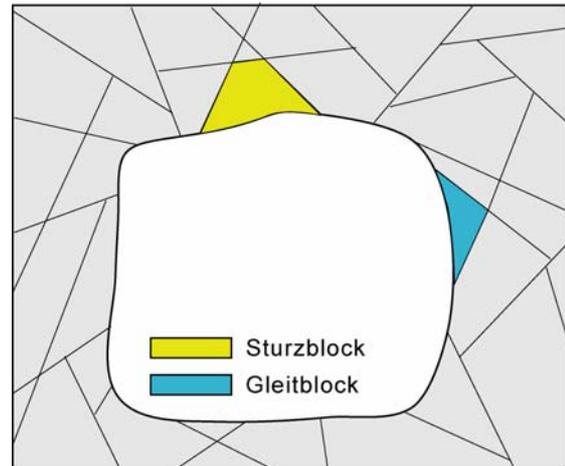


Abb. 11.13: Schematische Darstellung des Kluftkörperversagens.

11.3.1 Analyse des Kluftkörperversagen

Die einfachste Art eines Kluftkörpers um einen Hohlraum besteht aus der Felsoberfläche und drei Trennflächen mit unterschiedlichen Streichrichtungen. Bei der Analyse des Kluftkörperversages, werden die möglichen Kluftkörper in Gestalt und Grösse beschrieben, so wie ihre Möglichkeit in den Hohlraum zu fallen oder gleiten abgeschätzt.

Ein Kluftkörper kann stabil sein oder in den Hohlraum fallen respektive gleiten, was das Kluftkörperversagen darstellt (Abb. 11.14).

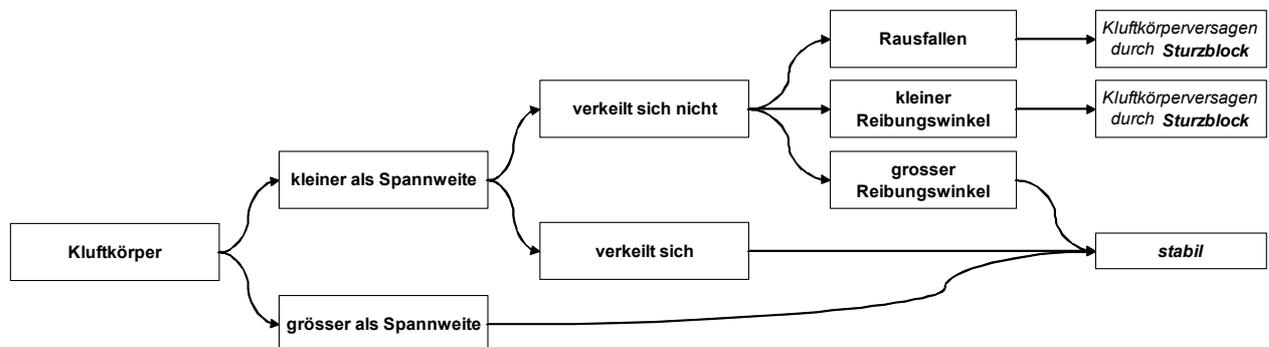


Abb. 11.14: Schema des Analyseschlüssels für das Kluftkörperversagen.

Die Lagenkugel (Anhang16.5) ist ein graphisches Hilfsmittel, um Trennflächen mit ihren Richtungen und Fallwinkeln darzustellen und ihre Wechselwirkungen zueinander zu erkennen. Dieses grafische Auswertungsverfahren kann ebenfalls zur Abschätzung der "Felssturzgefahr" in unterirdischen Hohlräumen herangezogen werden. Dabei wird die Bewegungsfreiheit der durch Trennflächen begrenzten Gesteinskörper (die sogenannten Kluftkörper) betrachtet.

Die einfachste Geometrie eines Kluftkörpers um einen Hohlraum besteht aus der Felsoberfläche und drei nicht parallelen Trennflächen.

Die Analyse mit der Lagekugel ermöglicht es, die Form der Kluftkörper zu beschreiben und ihre Bewegungsfreiheit (ob sie potentiell in den Raum fallen oder gleiten können). Die Lagekugelanalyse macht jedoch keine Aussage, über die Grösse des Kluftkörpers oder ob er verkeilt ist.

Stürzen eines Kluffkörpers in einen Hohlraum

Die einfachste Form des Kluffkörperversagens ist das Stürzen eines sich nicht verkeilten Kluffkörpers in einen Hohlraum. Dabei wird angenommen, dass entlang der Trennflächen keine Kohäsion vorhanden ist, und die Erdanziehung, die einzige Kraft ist, die auf den Kluffkörper wirkt. In der Lagenkugeldarstellung beinhalten diese "Sturzblöcke" die Linie 000-90 (Abb. 11.15).

— Felsoberfläche ■ verkeilter Kluffkörper
— Trennfläche ■ Sturzerblock

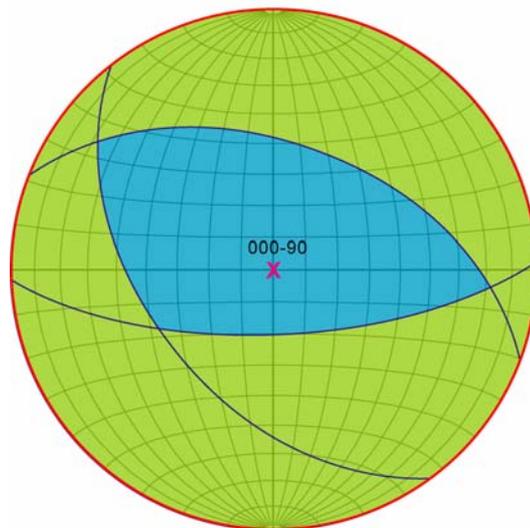


Abb. 11.15: Prinzip der Ausscheidung potentieller Versturzböcke.

Gleiten eines Kluffkörpers in einen Hohlraum

Das analysieren eines durchtrennten Gebirges nach Kluffkörper, die in einen Hohlraum gleiten können ist ein wenig aufwendiger, da die Kluffkörper auf einer oder auf mehreren Kluffflächen gleiten kann, sowie abhängig ist vom Verschneidungswinkel mit der Hohlräumbegrenzung (Höhlenwand) und dem Reibungswiderstand entlang den Kluffflächen.

Gleiten eines Kluffkörpers auf einer Klufffläche

Damit ein Kluffkörper in einen Hohlraum gleiten kann, muss er von der er von einer Höhlenwand unterschritten werden, das heisst, die Höhlenwand ist steiler als die Kluff, auf der der Kluffkörper gleiten soll. Die Unterschneidung einer potentiellen Gleitfläche durch die Höhlenwand kann graphisch mit der Hilfe einer Lagekugelkonstruktion beantwortet werden. Dabei wird der Flächenpol der potentiellen Gleitfläche in ein Schmidt'sches Netz eingetragen und mit dem Hilfsnetz von Markland (Anhang 16.6) die Unterschneidung überprüft. Das Hilfsnetz besteht aus einer rechten Seite mit Grosskreisen, die verschiedene Wandneigungen darstellen, einer linken Seite, die zu den einzelnen Wandneigungen die Bereiche (Markland-Bereich) ausscheiden, bei denen die Gleitfläche unterschritten wird. Die Mittellinie der Hilfskonstruktion entspricht der Streichrichtung der Felswand. An dieser Stelle sei nochmals hingewiesen, dass die Lagekugelkonstruktionen die kinematische Bewegungsfreiheit überprüfen, jedoch nicht die geometrische, das heisst, es wird keine Aussage gemacht, ob ein Kluffkörper verkeilt ist oder nicht.

Pole der Kluffflächen **Verschnittlinien**

1 200/60 => nicht unterschritten 1-2 => unterschritten aber stabil
2 050/70 => potentielle Gleitfläche 1-3 => nicht unterschritten
3 310/80 => nicht unterschritten 2-3 => nicht unterschritten

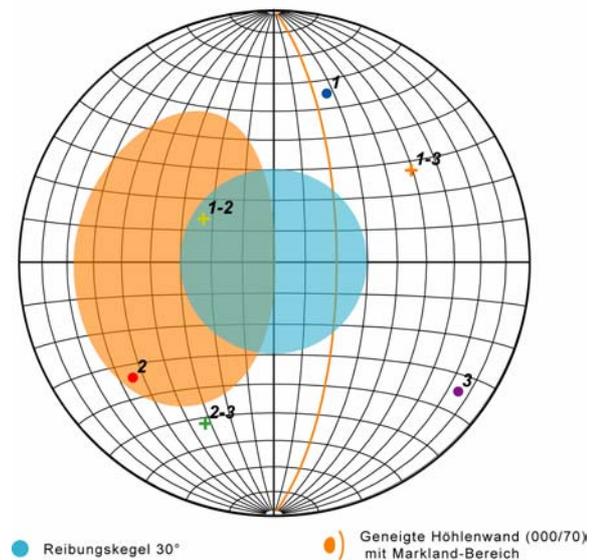


Abb. 11.16: Prinzip der Ausscheidung von potentieller Gleitflächen.

Ist die potentielle Gleitfläche eines Kluffkörpers von einer Höhlenwand unterschritten, heisst dies nicht zwangsläufig, dass ein Versagen stattfinden wird. Da die auf den Kluffkörper wirkenden Kräfte zu erst die Reibungskräfte an der Gleitfläche überwinden müssen. Dies kann mit der Hilfskonstruktion der Reibungskegel von Talobre gemacht werden. Der Reibungskegel ist im einfachsten Fall, wo der Reibungswiderstand nicht richtungsabhängig ist aus einem Kreis um den Mittelpunkt der Lagekugel, wobei die Grösse des Kreises den Reibungswinkel entlang der Gleitfläche ist. Befindet sich ein unterschrittener Gleitflächenpol im innern des Reibungskegels, sind die Reibungswiderstände grösser als die Bewegungskräfte des Kluffkörpers (Schwerkraft), befindet sich hingegen der Flächenpol ausserhalb, kann der Kluffkörper in den Hohlraum gleiten, sofern geometrische der Kluffkörper nicht verkeilt ist (Abb. 11.16).

Gleiten eines Kluffkörpers auf zwei sich schneidenden Kluffflächen

Grundsätzlich ist die Analyse eines Gleitens eines Kluffkörpers auf zwei sich schneidenden Kluffflächen gleich wie im Fall des Gleitens auf einer Klufffläche, mit dem Unterschied, dass in diesem Fall die Verschneidungsrichtung der Flächen betrachtet wird (Abb. 11.16).

11.3.2 Zeitabhängigkeit des Kluffkörperversagens

Die Modellvorstellung hinter dem Kluffkörperversagen geht von einem Gebirge aus, die an Trennflächen enden. In einem solchen Gebirge ist das Kluffkörperversagen nicht Zeitabhängig, das heisst, ist ein Block unterschritten und es ist ihm geometrisch möglich aus dem Verband zu fallen/gleiten, wird er dies unmittelbar tun. Als einziger zeitlicher Faktor kann die Veränderung der Reibungseigenschaften der Trennflächen betrachtet werden (zum Beispiel durch Änderung des Kluffwasserhaushaltes, Verwitterung der Trennfläche, Spannungsverhältnisse um Hohlraumrand (vgl. Kapitel 6)).

Das natürliche Gebirge entspricht meist nur lokal dem Gebirgsmodell, das das Kluffkörperversagen annimmt. Trennflächen können in im kompakten Fels enden, wodurch zwischen zwei benachbarten Trennflächen Materialbrücken vorhanden sind. Diese müssen dann zu erst durchbrochen werden, bevor sich ein potentieller Kluffkörper sich in den Hohlraum bewegen kann. Dieses Durchbrechen der Materialbrücken ist meist zeitabhängig, da die Kraft des Bruchkörpers (Eigengewicht/Fläche der Materialbrücke) meist kleiner ist, als die kurzzeitige Bruchkraft des intakten Gesteins, weshalb auch hier das von THARP (1995) postulierte zeitliche Bruchverhalten zu trage kommt (vgl. Abschnitt 11.1.4).

11.3.3 Kluffkörperversagen in der A.F. Lindner-Halle

Wie im Abschnitt 6.4 beschrieben, ist das Gebirge um die A.F. Lindner-Halle durch vier subvertikalen Kluffscharen durchtrennt.

In einem ersten Schritt wurde die Form möglicher Sturzblöcke untersucht, wobei jede Kluffkörperform aus der Höhledecke fallen könnte. In einem zweiten Schritt wurde nach potentiellen Geleitblöcken gesucht. Da die Klüfte sehr steil stehen, liegen ihre Flächenpole und Verschneidlinien ausserhalb des Reibungskegels (auf eine Bestimmung des Reibungswinkels über den JRC, JCS und die Spannungsverhältnisse wurde verzichtet (vgl. Abschnitt 6.2), da die Trennflächen sehr steil stehen und der Reibungswinkel in dem Falle überwunden werden würde), jedoch werden sie auch nur unterschritten, wenn die Höhlenwand steiler als 70 - 80° einfällt. Die Höhlenwände der Halle im Abisso di Trebiciano subvertikal sind ist (Abb. 4.8), gibt es eine Vielzahl von möglichen Gleitkörpern, die sowohl auf einer Kluffflächen sowie auf zwei Kluffflächen gleiten können.

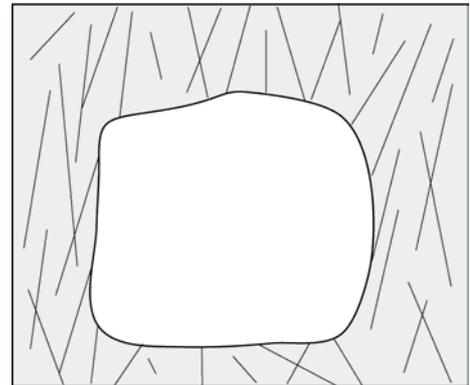


Abb. 11.17: Schematische Darstellung der Gebirgsdruchtrennung um den Abisso di Trebiciano.

Da die Klüfte sehr steil stehen, und der Kluffflächenabstand im Meterbereich ist, sind die potentiellen Kluffkörper sehr gross (mehrere Kubikmeter) und hätten eine pyramidische Form, wobei sie aus drei oder mehr Flächen bestehen können.

Bei den Feldbeobachtungen in der A.F. Lindner-Halle konnten nur wenige Nischen in an den Hallenwänden beobachtet werden, die auf ein Kluffkörperversagen hindeuten. Mehrfach wurden Wandpartien beobachtet, die aus einer Klufffläche bestanden (Abb. 6.11, Abb. 6.12).

Es scheint, dass der Mechanismus des reinen Kluffkörperversagens in der A.F. Lindner-Halle eine untergeordnete Bedeutung zukommt und nur lokal auftritt (Abb. 11.18). Der Grund dafür könnte sein, dass die Klüfte kein perfektes Gebirge im Sinne des Kluffkörperversagens bilden, sondern mehr oder weniger grosse Materialbrücken vorhanden sind (Abb. 11.17). Dies deuten auch die etlichen Trennflächen an, die bei den Scan-Line-Aufnahmen im intakten Fels endeten (Abb. 6.10, Abb. 6.12). Vielmehr scheint eine Mischung aus Kluffkörper- und Balkenversagen häufig zu sein, wobei sich in den Materialbrücken zwischen den Trennflächen durch das Eigengewicht des Kluffkörper sich Brüche entwickeln. Dies würde auch die Morphologie der Blöcke erklären, die mehrheitlich aus zwei Schichtfugen und zwei bis drei Klüften oder eine bis drei Bruchflächen bestehen (vgl. Abschnitt 10.4.3).



Abb. 11.18: Ausschnitt aus der Wand der A.F. Lindner-Halle mit einzelnen Nischen, die durch Kluffversagen entstanden sein können. (Foto: Halupca)

11.4 Auslöser für Inkasionsprozesse

Unter Auslöser für Inkasionsprozesse werden Ereignisse verstanden, die zum Einsetzen eines Versagensmechanismus führen. In den folgenden Abschnitten werden einige Auslöser andiskutiert.

11.4.1 Gangerweiterung

Durch die laterale Erweiterung eines Höhlenganges wird die Spannweite grösser, was bei einer ausgeprägten Gebirgsdurchtrennung dazu führen kann, dass Klufkörper im Sinne des Klufkörperversagens in den Hohlraum stürzen. Andererseits kann die Spannweite genügend gross werden, dass das Balkenversagen einsetzt. Die Vergrößerung des Hohlraumvolumens führt generell zu einer Veränderung der Spannungsverhältnisse am Hohlraumrand, was zu Spannungsversagen führen kann.

Ein Höhlengang kann sich in einer Karsthöhle durch Korrosion (und Erosion) in der phreatischen Zone oder durch Versturzereignisse an den Wänden lateral erweitern. Von einigen Autoren (zum Beispiel BADINO, 1995) wird postuliert, dass sich in der vadosen Zone ein Höhlengang durch Kondenswasser und Perkolationswasser wesentlich erweitern kann.

11.4.2 Wechsel in den hydrogeologischen Gegebenheiten

Das Sinken des Karstgrundwasserspiegels durch Fallen des Vorfluterniveaus, und die damit verbundene Änderung der karsthydrogeologischen Bedingungen – phreatische Höhlenteile kommen in die Hochwasserzone oder in den vadosen Bereich zu liegen. Dies wird von verschiedenen Autoren als wichtiger Auslöser für Inkasionsprozesse bezeichnet (zum Beispiel BÖGLI, 1978 oder THARP, 1995).

Das Wasser in einem phreatischen Höhlengang übt einen Gegendruck auf die Hohlraumbegrenzung aus, der sogenannte hydrostatische Druck P_H . Dieser ist abhängig von der Wassersäule (h), der Dichte des Wassers (ρ_w) und der Erdanziehung (g).

$$P_H = h * \rho_w * g$$

Sinkt der Karstgrundwasserspiegel unterhalb einen Höhlengang, fällt dieser trocken und der hydrostatische Druck fällt auf null. Durch die Veränderung des Spannungszustandes können sich das Gebirge durch Spannungsversagen oder Balkenversagen ablösen. Auch ist es möglich, dass Blöcke im Sinne des Blockversagens durch das Fehlen des Gegendruckes in den Hohlraum fallen.

11.4.3 Erweiterung von Trennflächen

Wasserwegsame Trennflächen können durch die darin zirkulierenden Wässer korrosiv erweitert werden. Die Erweiterung der Trennflächen kann eventuell noch bestehende Materialbrücken weglösen und dadurch Klufkörper im Sinne des Klufkörperversagens stürzen lassen. Andererseits kann sich auf den Trennflächen eine tonige Schicht aus Lösungsrückstand ablagern, die den Reibungswiderstand zwischen den Klufkörpern reduzieren kann und dadurch ebenfalls zum Klufkörperversagen führen kann.

11.4.4 Hochwasserereignisse

Hochwasserereignisse treten in aktiven Höhlen meist mehrmals jährlich auf. In der vadosen Zone schwillt der Höhlenbach bei einem Hochwasserereignis an, erfüllt jedoch nur an wenigen Stellen den Höhlengang bis zur Decke mit Wasser. Das Wasser fließt meist relativ schnell und kann eine bedeutende Sedimentfracht mitführen, wobei in seltenen Fällen an der Höhlenwand oder -Sohle Blöcke aus dem Gesteinsverband gerissen werden können (im weitesten Sinne Klufkörperversagen). Ausserdem kann die mechanische Einwirkung auf den Hohlraumrand, der Wachstum von Brüchen durch Spannungsversagen kurzzeitig beschleunigen.

In der Hochwasserzone werden die Höhlengänge bei einem Hochwasserereignis vollständig mit Wasser gefüllt. Wodurch sich der Gegendruck auf den Hohlraumrand kurzzeitig verstärkt. Das Wechseln der Gegendruckverhältnisse kann den Bruchwachstum beim Spannungs- und Balken-Versagen beschleunigen.

11.4.5 Höhleneis

Höhleneisablagerungen kühlen den umliegenden Fels ab, was zur Bildung von Eislinsen in wasserführenden Trennflächen führen kann und damit verbunden zur Ablösung von Klufkörpern.

11.4.6 Erdbeben

Aus dem Untertagbau ist bekannt, dass unterirdische Bauten weniger empfindlich auf seismische Ereignisse sind als Bauten an der Erdoberfläche. So blieb zum Beispiel nach dem grossen Erdbeben von 1986 in Mexico City das U-Bahnnetz weitgehend unbeschädigt, und diente den Rettungskräften als Zufahrtswege (EM 1110-2-2901, 1997). Dennoch können Untertagbauten während eines Erdbebens Schäden erleiden.

Zur Zeit werden verschiedene Studien in an Höhlensinter durchgeführt um Paläoerdbeben damit zu bestimmen (zum Beispiel CARBON ET AL., 1999).

Erdbeben können auf zwei Arten zu Inkasionsprozessen in einer Höhle beitragen; einerseits durch Energiezufuhr, die das Bruchwachstums beim Spannungs- und Balkenversagen beschleunigen, andererseits durch Beschleunigung der Klüftkörper um die Haftreibung zwischen den Blöcken im Blockversagen zu überwinden.

Erbebenwellen bewegen sich im Untergrund als Kompressiv - oder Schwerwelle fort. Abgesehen von der Fortbewegungsart der Welle äussert sich eine seismische Welle am Hohlraumrand als kompressiv oder extensiv. Zugspannung kann auftreten, wenn die initiale Tangentialspannung klein ist. Die "Transitspannung", als Effekt der seismischen Welle, kann in einer einfachen Betrachtung den bereits vorherrschenden Spannungsverhältnissen um den Hohlraum addiert werden, da die Wellenlänge meist länger ist als die Hohlraumgrösse. Eine dynamische Verstärkung der Spannungen am Hohlraumrand können auftreten, da die Resonanzfrequenz des Hohlraums viel höher ist als die typische Bandbreite der Frequenzen der seismischen Wellen. Die dynamische Verstärkung kann 10 bis 15 % ausmachen (EM 1110-2-2901, 1997).

Zwar ist der triestinische Karst kein seismisch aktives Gebiet, doch grenzet es im Norden an die aktiverere Gebiet von Groizia (Abb. 11.19).

Im Abisso di Trebiciano wird seit dem starken Erdbeben vom 14. April 1895 mit Epizentrum in Slovenien die Höhle regelmässig befahren, mit der Absicht, eventuelle neue Versturzergebnisse zu beobachten. Jedoch ohne eine Veränderungen protokolliert zu haben (BOEGAN (1910) und persönliche Mitteilung Dambrosi S.), auch wenn in der Region etliche grössere Erdbeben (Magnitude >3) aufgezeichnet wurden (PERUZZA, 2000).

11.4.7 Überdeckung

Die Überdeckung eines Hohlraums kann auf zwei Arten auf die Stabilität eines Hohlraums wirken. Einerseits führt eine grosse Überlagerung zu hohen Sekundärspannungen (siehe Abschnitt 11.1.3), andererseits kann die Überdeckung zu gering für eine natürliche Gewölbekonstruktion sein. Das letztere Ereignis ist verantwortlich für die Entstehung der Einsturzdolinen (Abb. 11.20).

Eine Zunahme der Überdeckung eines Hohlraums erfolgt beispielsweise durch die Überlagerung mit einem Gletscher. Die Abnahme der Überdeckung kann durch Oberflächenerosion geschehen oder durch das Aufwärtswachsen eines Hohlraums. HOEK (2000) schlägt aus Erfahrungen im Untertagbau vor, dass die minimale Überdeckung etwa 1.5mal die Spannweite des Hohlraums sein muss, damit dieser stabil ist.

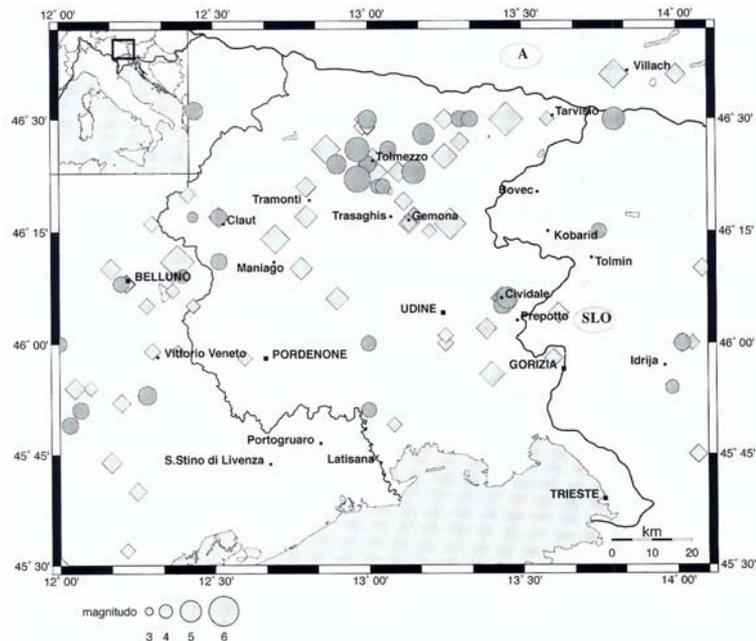


Abb. 11.19: Historische Erdbeben seit 0000 bis 1930. (PERUZZA, 2000)

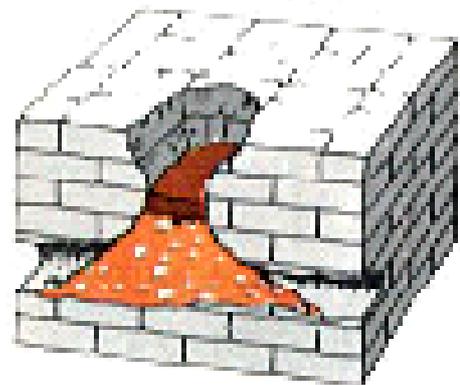


Abb. 11.20: Schematische Darstellung einer Einsturzdoline.

12 Genese der A.F. Lindner-Hallen

Die Definition eines Karsthohlraums setzt voraus, dass der Hohlraum durch die chemische Lösung des Gesteins (Korrosion) entstanden ist. Die korrosive Wirkung des Wassers ist in der Inizialphase der Entstehung der Karströhre der einzig wirksame Mechanismus der Hohlraumbildung. Beim Übergang vom laminaren zum turbulenten Fliessverhalten des Wassers in einer Karströhre, wird der Mechanismus der Korrosion mit der Erosion erweitert. Von einigen Autoren (zum Beispiel KYRLE, 1923)) wird eine weitere Phase der Hohlraumentwicklung postuliert, die Höhlenverfallphase. Die Autoren gehen davon aus, dass ein Hohlraum, in dem ein Verbruch eingetreten ist, weitere folgen werden, bis der Hohlraum verstürzt ist. Von anderen Autoren wird die Inkasion als "Hilfsmechanismus" zur Hohlraumentstehung verstanden: "Inkasion trägt nicht zur Vergrößerung des unterirdischen Hohlraumvolumens bei. [...] Sie erhält ihre raumvergrößernde Wirkung erst in Kombination mit den beiden anderen hohlraumschaffenden Kräften (Korrosion, Erosion). So werden Blöcke, die ins Wasser fallen, weggelöst oder erodiert." (aus BÖGLI 1978)

In diesem Kapitel sollen einige mögliche Prozesse andiskutiert werden, die zur Genese einer Halle in einer Karsthöhle führen können, ein mögliches Genesemodell für die A.F. Lindner-Halle sowie deren Stabilität diskutiert werden.

12.1 Möglichkeiten einer Hallengnese

Es gibt verschiedene Möglichkeiten, wie ein grossräumiger Karsthohlraum entstehen kann. In der Folge werden einige Beispiele aufgeführt und andiskutiert werden.

- **Glockenschacht**

Mündet ein Schacht in einen horizontalen Höhlengang, kann durch Unterschneidung und Spannungsversagen an der Mündung allmählich ein domartiger Hohlraum sich entwickeln, wobei das Versturzmateriale durch einen Höhlenbach verkleinert und abtransportiert wird (Abb. 12.1). Diese Schächte werden wegen ihrer Form als Glockenschächte bezeichnet (aus BÖGLI 1978).

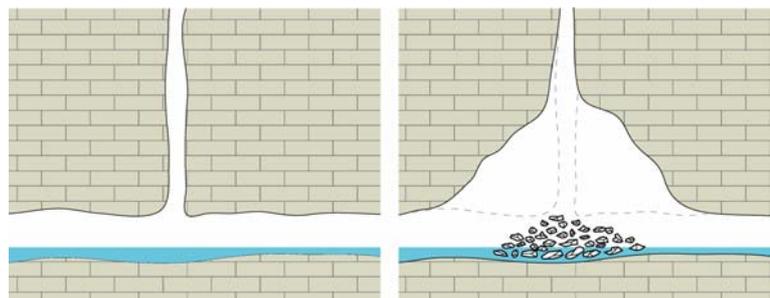


Abb. 12.1: Schematische Entstehung eines Glockenschachtes.

- **Rückschreitende Erosion eines Schachtes**

In der vadosen Zone folgt auf eine Schachtstufe oft eine Mäanderpassage. Ist in einer aktiven Karströhre die Schachtstufe zwischen zwei Mäanderpassagen nicht tief, kann sich durch "rückschreitende Erosion" ein hallenförmiger Hohlraum bilden (zum Beispiel "Salle de la Verna" im Gouffre de la Pierre St.-Martin in den Pyrenäen). (Abb. 12.2)

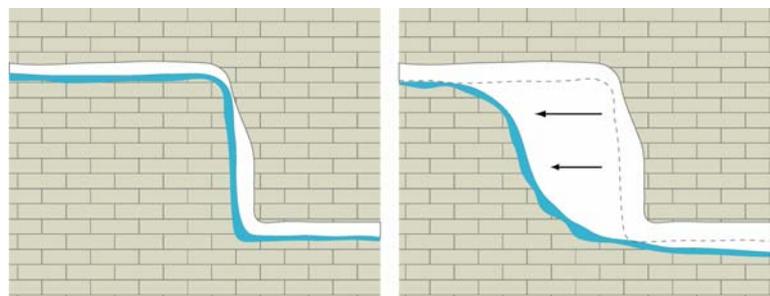


Abb. 12.2: Schematische Entstehung einer Halle durch rückschreitende Erosion eines Schachtes.

- **Zusammenwachsen zweier Hohlräume**

Das "Zusammenwachsen" durch Inkasion von zwei Karsthohlräume zu einem einzigen kann theoretisch auf zwei Arten geschehen:

- liegen die beiden Höhlengänge übereinander (zwei Stockwerke), kann die Materialbrücke zwischen den Hohlräumen so gering werden, dass sie einbricht (vgl. Abschnitt 11.2).

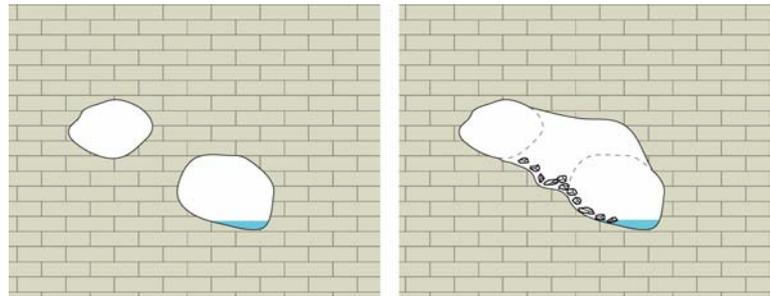


Abb. 12.3: Schematische Entstehung einer Halle durch das Zusammenwachsen zweier Hohlräume.

- zwei nahe bei einander liegenden Hohlräume beeinflussen sich gegenseitig im Sinne der Sekundär-Spannungsverteilung, HOEK (2000) schlägt eine Faustformel für den minimalen Abstand zweier Tunnels, wobei dieser doppelt so gross sein soll wie die Summe der beiden Hohlraumradien (vgl. Abschnitt 11.1). (Abb. 12.3)

Jedoch kann aus den zwei Hohlräumen nur einer werden, wenn das Versturztmaterial von einem Höhlengewässer weg gelöst/erodiert wird.

- **Instabile Seitenwände**

Dieses Modell der Entstehung einer Halle wurde von GILLI (1986) verwendet um die Genese der Grotte du Mort-Ru (Isère) zu erklären. Dabei wird in einer ersten Phase ein tiefer Mäander eingetieft. Durch die schlechten geotechnischen Eigenschaften des Gesteins lösen sich Bruchkörper von den Mäanderwänden (Spannungs- oder Klufkörperversagen), die in den Höhlenfluss an der Sohle fallen und weg gelöst/erodiert werden. Allmählich erweitert sich der Mäander zu einer Halle, wobei die Wände weniger steil werden und die Höhlendecke ein stabiles Gewölbe bildet (Abb. 12.4).

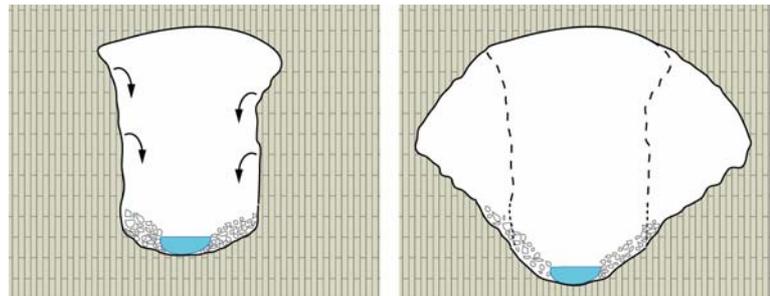


Abb. 12.4: Schematische Entstehung einer Halle durch instabile Seitenwände.

- **Schneeschächte**

Schächte, auf deren Sohle bis spät in den Sommer, Schnee und Eis liegen bleibt, werden als Schneeschächte bezeichnet. Der Schnee/Eis füllt meist nicht den ganzen Hohlraum aus, so dass Luft zwischen der Höhlenwand und dem Schnee/Eis zirkulieren kann. Dabei kondensiert auf der Felswand Wasser aus der Luft, dass die Wand langsam weglöst (Abb. 12.5).

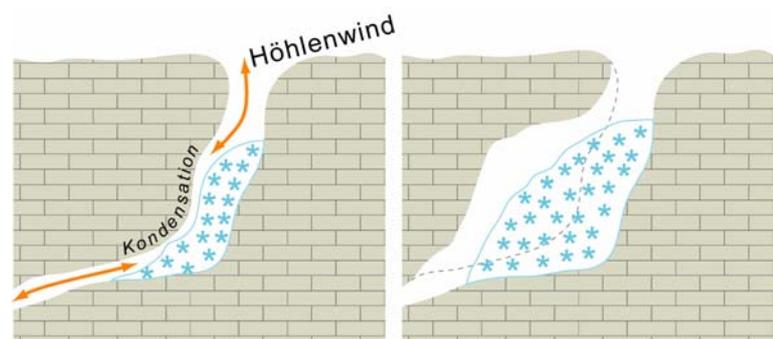


Abb. 12.5: Schematische Entstehung einer Halle in einem Schneeschart.

Ein weiteres Phänomen in Schneeschächten ist die Bildung von Eislinen in wasserführenden Trennflächen, was ebenfalls zum Ablösen Versturztmaterial führen kann.

- **Reines Spannungsversagen**

Ein Hohlraum kann rein durch Spannungsversagen (vgl. Abschnitt 11.1) zu einer Halle heranwachsen.

12.2 Mögliches Genesemodell für die A.F. Lindner-Halle

Das hier vorgestellte Genesemodell für die A.F. Lindner-Halle im Abisso di Trebiciano, basiert auf den Stabilitätsbetrachtungen, die im Kapitel 11 diskutiert wurden.

Obschon viele Daten über das triestinische Karstsystem, den Abisso di Trebiciano und dem Gebirge um die A.F. Lindner-Halle vorhanden sind, fehlen wichtige Eckdaten für ein unanfechtbares Genesemodell für die A.F. Lindner-Halle. So fehlt der Zusammenhang zwischen der Schachtzone, dem A. Beram-Gang, dem Schlot im südwestliche Bereich der A.F. Lindner-Halle und dem Höhlenfluss vor der Entstehung der Halle. Waren diese drei Höhlenpartien miteinander verbunden oder handelt es sich um vier "losgelöste" Karströhren? Wie verlief die ursprüngliche Karströhre des Höhlenflusses im Bereich der A.F. Lindner-Halle? Wie verläuft die Sohle der A.F. Lindner-Halle unterhalb der "Sedimenthalde"?

Ich nehme nicht an, dass die Schachtzone einst bis zum Höhlenfluss reichte, wovon der A. Beram-Gang ein horizontaler Seitengang ist. Da es einen Grund geben müsste, weshalb sich der Charakter der Schachtzone im Bereich der heutigen A.F. Lindner-Halle ändern sollte. Im Grundriss des Abisso di Trebiciano, hat die heutige Schachtzone auf einer Grundfläche von rund 50 * 50 m platz, wobei der Höhlenfluss rund 100 m südlich dieser Grundfläche fließt. Viel wahrscheinlicher scheint es, dass die Schachtzone und der A. Beram-Gang zusammen gehören und im Bereich der A.F. Lindner-Halle losgelöst waren vom Höhlenfluss (Abb. 12.6). Dies wird ebenfalls von den Höhlenforschern angenommen, die im A. Beram-Gang hoffen, durch sprengtechnisches erweitern der Karströhre, den Höhlenfluss an einer weiteren Stelle zu erreichen.

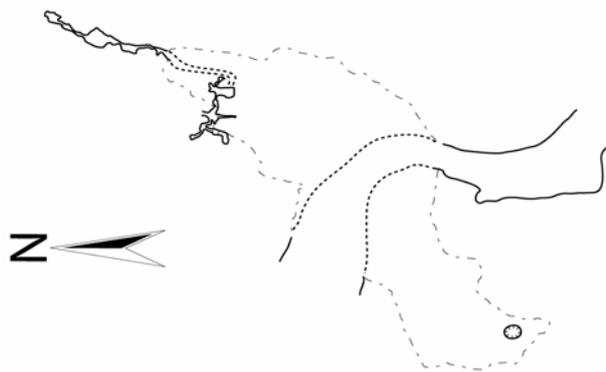
Der Höhlenfluss macht heute beim Eintritt in die A.F. Lindner-Halle einen eher unnatürlichen 90°-Knick Richtung Osten. Ein solcher Knick ist in Karströhren an und für sich nichts Seltenes. Es gibt eine Vielzahl von

Beispielen in denen eine Karströhre sich abwechselnd an zwei senkrecht zueinander stehenden Klufscharen entwickelt hat, was zu einem zick-zack-artigen Gangverlauf führte. Doch scheint dies anhand des Gangverlaufs flussaufwärts nicht zutreffend zu sein. Wahrscheinlicher scheint mir, dass der Höhlenfluss vor der Entstehung der A.F. Lindner-Halle im Bereich dieser eine lang gezogene Flusswindung zog (Radius rund 50 m). Dies würde auch den abrupten Geländeknick in der Hallensohle erklären, der die Halle in einen Fluss und Hochwasserbereich teilt (Abb. 12.6). Dieser Geländeknick könnte jedoch auch mit der mittleren Höhe von Hochwässern erklärt werden (vgl. Abschnitt 0), was mich jedoch eher unwahrscheinlich dünkt.

Der südwestliche Teil der A.F. Lindner-Halle, steigt vom Höhlenbach als steile Sedimenthalde aufwärts und endet in einem Schlot, der nach oben unpassierbar wird. Die Sedimenthalde ist im Gegensatz zu ihrem nordöstlichen Pendant nicht mit Versturzböcken bedeckt (Abb. 10.4). Dies könnte durch das Strömungsverhalten des Höhlenflusses durch die Halle erklärt werden, denn der südwestliche Teil der Halle liegt im Strömungsschatten, was dazu führt, dass Sedimente der Sand und Tonfraktion abgelagert werden, jedoch die Strömung selten bis nie so hoch ist, dass sie wieder in Suspension gebracht und abtransportiert werden. Dafür spricht auch die Steilheit der Sedimenthalde von knapp 30°, also dem natürlichen Böschungswinkel. Was soviel heisst, wie dass es in diesem südwestlichen Bereich der A.F. Lindner-Halle genau so viele Blöcke hat wie auf dem nordöstlichen Pendant, mit dem unterschied dass sie hier mit klastischen Sedimenten bedeckt sind.

Wie der Schlot vor der Entstehung der A.F. Lindner-Halle mit dem Höhlenfluss im Zusammenhang stand ist

Grundriss



Längsschnitt

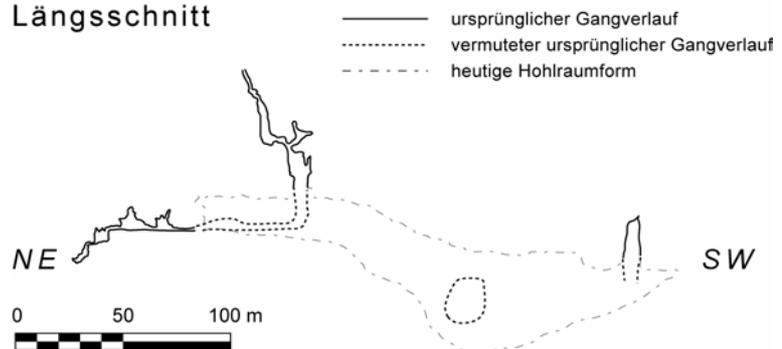


Abb. 12.6: Ursprünglicher Verlauf der Karströhren im Bereich der A.F. Lindner-Halle.

nicht rekonstruierbar. Für das hier vorgestellte Genesemodell der A.F. Lindner-Halle wurde wie bei der Schachtzone angenommen, dass der Schlot im Bereich der Halle nicht mit dem Höhlenfluss in Verbindung stand (Abb. 12.6).

Wie im vorhergehenden Kapitel 11 diskutiert wurde, kann ein Hohlraum durch Spannungsversagen oder Klufkörperversagen lateral "wachsen". Da im Fall des der A.F. Lindner-Halle die Klüfte subvertikal stehen, kommt nur ein laterales Wachstum durch Spannungsversagen in Betracht. Diesbezüglich wurde die Spannungsverteilung zwischen den drei Karströhren mit Phase2 analysiert (Abb. 12.7). Wobei das Verhältnis zwischen der grössten Hauptspannung und der Gesteinsfestigkeit ein eine sehr schwache Gebirgsablösung ($\sigma_1/\sigma_U \approx 1.2$) hindeutet. Jedoch beruht die Spannungsverteilung auf einer zweidimensionalen Analyse und zudem nicht quer zur Hauptausdehnung des Hohlraums sondern längs dazu. Vermutlich wurden daher die Sekundärspannungen unterschätzt. Was jedoch mehr oder weniger gleich bleiben wird ob bei einer zwei- oder dreidimensionalen Analyse ist die schwache Gebirgsablösung im Bereich der A.F. Lindner-Halle. Das Verhältnis σ_1/σ_U wird vermutlich im nordöstlichen Bereich ausgeprägter gewesen sein, falls die Annahme stimmt, dass in jenem Bereich der Höhlenfluss eine Schleife bildete.

Das reine Klufkörperversagen hatte vermutlich eine untergeordnete Rolle bei der Genese der A.F. Lindner-Halle. Jedoch scheint aus den Beobachtungen an den Versturzböcken (Abschnitt 10.4) das Durchbrechen von Materialbrücken durch das Eigengewicht der Klufkörper relativ häufig zu sein.

Das Balkenversagen hat eine untergeordnete bis vernachlässigbare Rolle bei der Genese der Genese der A.F. Lindner-Halle. Da einerseits die Balken erst ab einer Spannweite von 30 m (respektive Konsolen 17 m) instabil werden, andererseits geht das Balkenmodell von einem Gebirge aus, dass ausser horizontal liegende Schichtfugen keine weiteren Trennflächen aufweist. Hinzu kommt, dass die Analyse von DAVIES (1951) von einem Höhlengang aus ging, das heisst, die Stabilitätsabschätzung von Davies ist sozusagen zweidimensional und kann daher nur bedingt für eine Halle in der Grössenordnung der vorliegenden angewendet werden.

Somit entwickelte sich die A.F. Lindner-Halle wegen den Spannungsfeld zwischen der Schachtzone/Beramgang, dem Schlot im Südwesten und dem Höhlenfluss, der in diesem Bereich eine Schleife hatte. Die Halle entwickelte sich durch Spannungs- und "unreinem" Klufkörperversagen, wobei das Versturztmaterial durch den Höhlenfluss wegkorrodiert und -erodiert wurde (Suspensionsfracht des Höhlenflusses in der A.F. Lindner-Halle bis zu 735 g/m^3 (GALLI, 1999)).

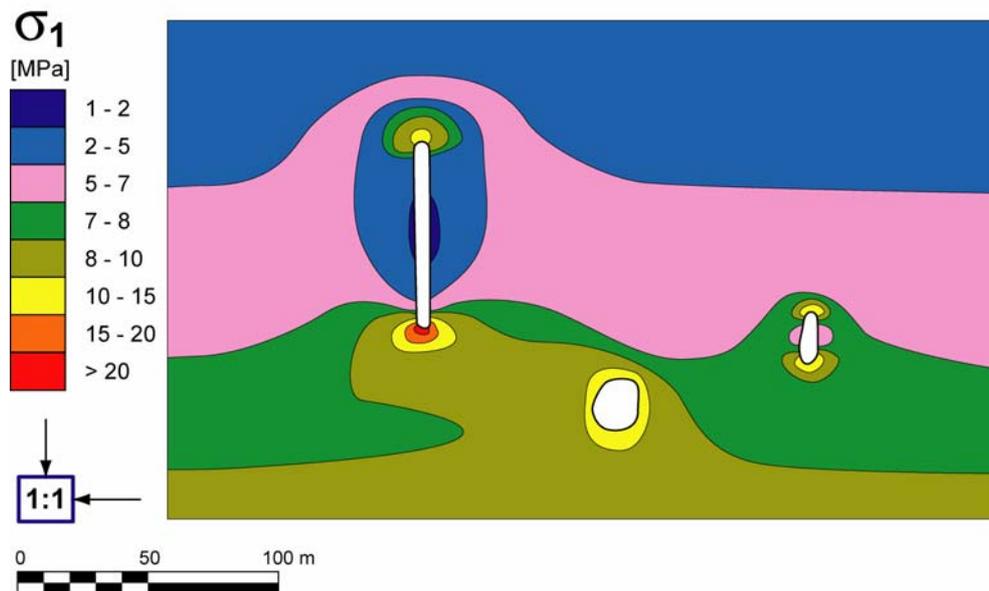


Abb. 12.7: Zweidimensionale Analyse der Spannungsverteilung bei Beginn der Entwicklung der A.F. Lindner-Halle.

12.3 Stabilitätsbetrachtung der A.F. Lindner-Halle

Die Frage drängt sich auf, ob die A.F. Lindner-Halle im heutigen Zustand stabil ist, oder ob noch Inkursionsprozesse zu erwarten sind. Einige Autoren (zum Beispiel KYRLE 1923) gehen davon aus, dass ein Hohlraum einmal instabil geworden zwangsläufig ganz verfallen wird.

Aus den Feldbeobachtungen der Verfallereignisse in der A.F. Lindner-Halle, respektive das Ausbleiben der Verfallereignisse seit 1895, kann die Halle in menschlichen Zeiträumen als stabil betrachtet werden. In längeren Zeiträumen werden sich jedoch sicherlich noch etliche Verfallereignisse ereignen. Doch für eine genauere Abschätzung der Intensität müsste eine dreidimensionale Spannungsanalyse durchgeführt werden. Auch ist es schwierig abzuschätzen wo sich der nächste Verfall ereignen könnte: an der Hallendecke, wo die Hauptspannungen am kleinsten sind (Balken- oder Klufkörperversagen); an den Hallenwänden, wo Hauptspannungen am grössten sind (Spannungsversagen); oder befindet sich in unmittelbarer Nähe der Halle eine noch unbekannte Karströhre, die das Spannungsfeld um die A.F. Lindner-Halle mitbeeinflusst.

Da vermutlich das Spannungsfeld zwischen der Schachtzone/Beram-Gang, dem Schlot im Südwesten und dem Höhlenfluss, das für die Genese der A.F. Lindner-Halle vermutlich verantwortlich war, ausgebrochen ist, kann die Höhle in längeren Zeiträumen als labil betrachtet werden.

13 Das Höhlenklima des Abisso di Trebiciano

Der physikalische und chemische Zustand der Luft in einem Karsthohlraum beeinflusst die Verkarstung einerseits durch das Regeln der Temperatur, bei der die Lösungsvorgänge stattfinden, andererseits durch das CO₂-Gleichgewicht Luft-Wasser. Ausserdem kann in einigen Fällen die Kondensation des Wasserdampfes der Luft, die in den Karst strömt, nennenswerte Beiträge zur Karsthydrologie liefern.

Während der Höhlenbefahrung vom 28.12.2002 wurde eine kleine Messkampagne durchgeführt, mit dem Ziel das Höhlenklima des Abisso di Trebiciano zu skizzieren. Zwar hat das Höhlenklima keinen direkten Zusammenhang mit den Stabilitätsbetrachtungen in der A. F. Lindner-Halle, doch gehört es zu einer ganzheitlichen Betrachtung des Karsthohlraumes und es wurde versucht, anhand höhlenklimatischer Beobachtungen und Messungen das luftegefüllte Volumen des Abisso di Trebiciano abzuschätzen.

13.1 Eine kleine Einführung in die Höhlenklimatologie

Die Höhlenklimatologie beschreibt das langjährige Verhalten der Luftsäule in einem Höhlensystem (künstliche und natürliche Höhlen!); im Gegensatz dazu beschreibt die Höhlenmeteorologie spezielle meist kurzfristige Phänomene (zum Beispiel Höhlenwind angetrieben durch ein Hochwasser) (Abb. 13.1).

Die Luft in Höhlensystemen hat im wesentlichen die gleiche Zusammensetzung wie die der Atmosphäre an der Oberfläche. Sie enthält aber weniger Staubteilchen und ist nahezu keimfrei. Häufig ist der Kohlendioxidgehalt gegenüber dem Normalgehalt der Luft leicht erhöht. Kennzeichnend ist die fast völlige Sättigung der Höhlenluft mit Wasserdampf (meist über 90 % relative Luftfeuchtigkeit).

Im Gegensatz zu vielen "oberirdischen" Mikroklimaten verlaufen viele Prozesse im Mikroklima Höhle in einem halbgeschlossenen System. Wechselwirkungen mit der Aussenatmosphäre finden an den Höhleneingängen statt; daneben gibt es Wechselwirkungen mit den Wasservorkommen in der Höhle und dem Felsen, der den Hohlraum begrenzt.

Ein weiterer, wichtiger Unterschied zwischen der Aussenatmosphäre und der Höhlenatmosphäre ist die Art der Luftbewegung. In der freien Atmosphäre kann die Luft in alle Richtungen fließen; in einer Höhle ist die Bewegungsrichtung des Windes bestimmt durch die Gangrichtung.

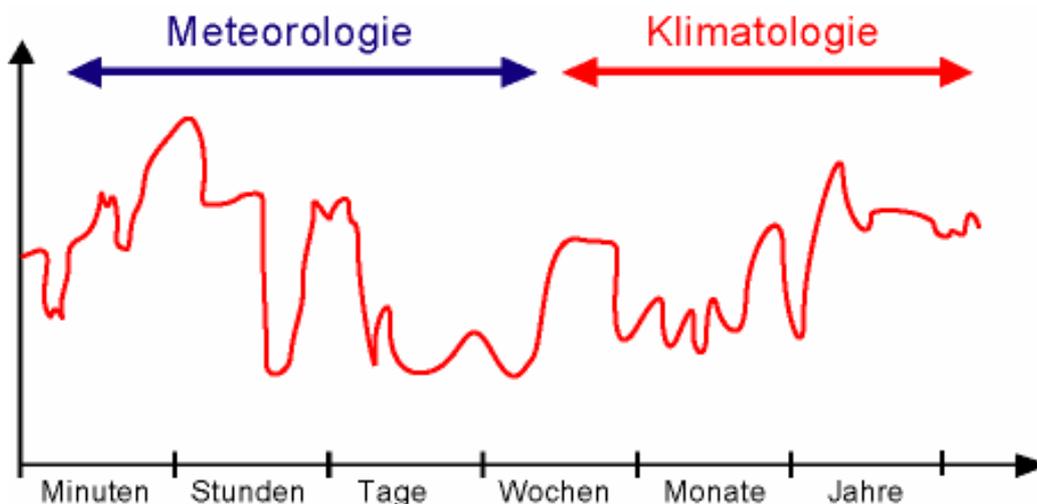


Abb. 13.1: Schematische Abgrenzung der Meteorologie zur Klimatologie anhand der betrachteten Zeitskala.

13.2 Klimabeobachtungen im Abisso di Trebiciano

Das Höhlenklima lässt sich durch ähnliche Klimaelemente, wie jene die die Bedingungen der Atmosphäre an der Erdoberfläche beschreiben. Die wichtigsten sind:

- die Lufttemperatur
- die Luftfeuchtigkeit
- der Luftdruck
- die Windrichtung
- die Windstärke
- die Kondensation/Verdunstung
- die Temperatur der Höhlengewässer
- die Temperatur des Felsens
- die Schüttung der Höhlengewässer

Der wesentliche Unterschied zu den Klimaelementen der Atmosphäre an der Erdoberfläche ist das Fehlen der kurzwelligen Strahlung (direkte Sonnenstrahlung und diffuse Himmelsstrahlung).

Da die Beobachtung der verschiedenen Klimaelementen in den Höhlen meist schwierig oder nur mit massivem technischen und logistischem Aufwand möglich ist, beschränken sich die meisten höhlenklimatischen Untersuchungen mit der Messung der Luft- und Wassertemperatur, der manuellen Messung der Höhlenwindgeschwindigkeit und der Beobachtung der Windrichtung.

Am 28.12.2002 wurde im Abisso di Trebiciano mittels fünf Messgeräten (Vemco Minilog TX; freundlicherweise zur Verfügung gestellt von der Arbeitsgemeinschaft für Speläologie Regensburg) die Lufttemperatur automatisch im Intervall von 2 Minuten mit einer Genauigkeit von ± 0.1 °C gemessen. Ein Messgerät zeichnete den Temperaturverlauf in der Eingangsdoline auf, je zwei Messgeräte wurden in der Schachzone und in der A. F. Lindner-Halle betrieben (für die Lage der Messgeräte siehe Abb. 13.3).

Während den Höhlenbefahrungen vom 28. und 29.12.2002 wurden verschiedene Klimaelemente beobachtet:

- die Windrichtung,
- die Windstärke (Qualitativ),
- die qualitative Messung des Luftdrucks mit einem Höhenmeter
- die Wassertemperatur
- die Art und Ort von Kondensationserscheinungen.

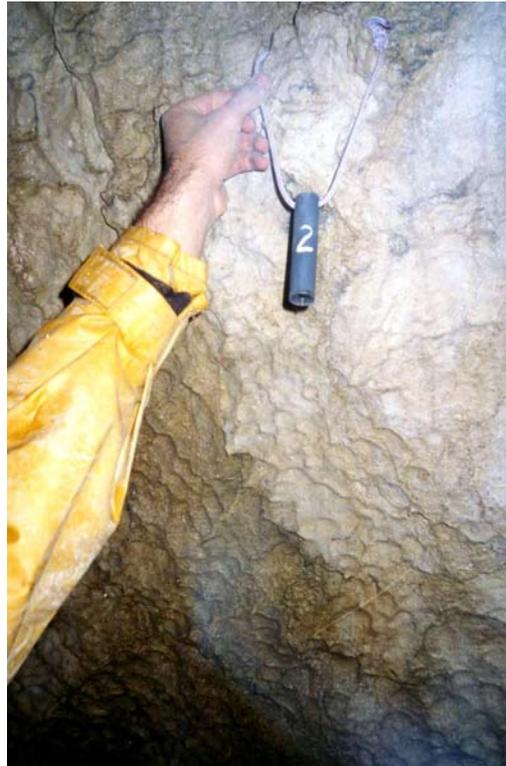


Abb. 13.2: Einhängen eines Temperaturdataggers.

Messung der Lufttemperatur vom 28.12.2002

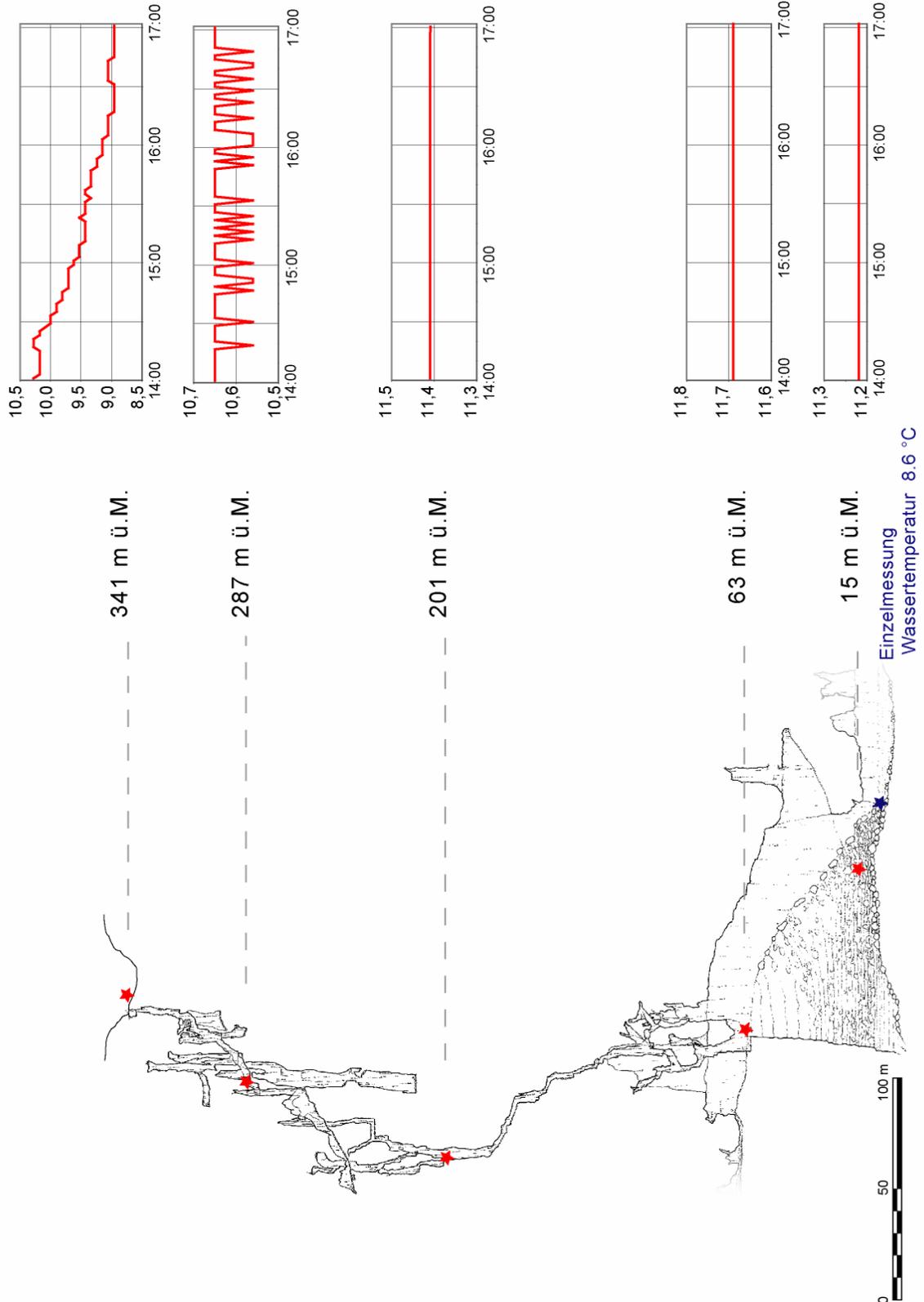


Abb. 13.3: Messorte und Messresultate der Lufttemperaturmessung im Abisso di Trebiciano vom 28.12.2002.

13.3 Lufttemperatur und Temperaturgradienten

In erster Näherung ist die Lufttemperatur in einem Höhlensystem gleich der Jahresdurchschnittstemperatur an der Oberfläche in derselben Höhenlage. Dies gilt vor allem für kleine Höhlen (zum Beispiel ein Keller) oder Höhlensysteme mit einer geringen vertikalen Ausdehnung.

Die Lufttemperatur in Höhlensystemen mit einem wesentlichen Höhenunterschied hängt im wesentlichen ab von:

- der Jahresmitteltemperatur der Luft vor den Höhleneingängen,
- dem Lufttemperaturgradienten im Höhlensystem,
- dem Reibungswiderstand, den die Höhlengänge dem Luftstrom entgegensetzen,
- der Fels- und Wassertemperatur

Der vertikale Lufttemperaturgradient in einem Höhlensystem hängt vom Wassergehalt der Luft (relative Luftfeuchtigkeit) ab (Abb. 13.4). Steigt oder fällt ein trockenes Luftpaket unter adiabatischen Bedingungen, beobachten wir einen Temperaturgradienten von -9.7 °C/km ; ist hingegen das Luftpaket mit Wasserdampf gesättigt, so liegt der Gradient zwischen -4 und -6.5 °C/km . Das negative Vorzeichen zeigt an, dass mit zunehmender Höhenlage die Temperatur abnimmt.

In Höhlensystemen werden oft vertikale Lufttemperaturgradienten zwischen -3 und -4 °C/km gemessen. Diese Anomalie wird durch Wechselwirkungen der Luft mit dem Fels und den Höhlengewässern verursacht.

Wird in einem Höhlengang einen vertikalen Lufttemperaturgradienten zwischen -9.7 und -6.5 °C/km gemessen:

- Ist die Höhlenluft nicht wasserdampfgesättigt.
 - Ist die Höhlenluft im thermischen Gleichgewicht mit dem Felsen.
 - Steht die Höhlenluft nicht in Wechselwirkung mit Höhlengewässern.
- => die Luft kann als "trocken" bezeichnet werden.

Liegt der vertikale Lufttemperaturgradient hingegen zwischen -6.5 und -4 °C/km :

- Ist die Höhlenluft wasserdampfgesättigt.
 - Ist die Höhlenluft im thermischen Gleichgewicht mit dem Felsen.
 - Steht die Höhlenluft nicht in Wechselwirkung mit Höhlengewässern.
- => die Luft kann als "feucht" bezeichnet werden.

Liegt der vertikale Lufttemperaturgradient zwischen -4 und -2.3 °C/km (adiabatischer, vertikaler Temperaturgradient von Wasser):

- Ist die Höhlenluft wasserdampfgesättigt.
 - Ist die Höhlenluft im thermischen Gleichgewicht mit dem Felsen.
 - Ist die Höhlenluft im thermischen Gleichgewicht mit den Höhlengewässern.
- => die Luft kann als "nass" bezeichnet werden.

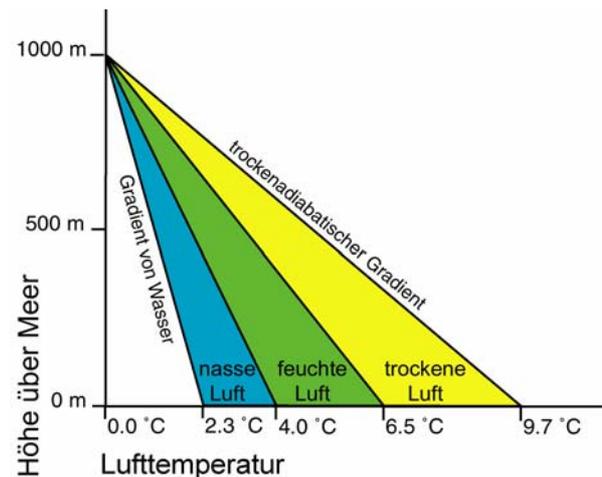


Abb. 13.4: Temperaturgradient trockener, feuchter und nasser Luft.

13.3.1 Die Lufttemperatur und Temperaturgradienten im Abisso di Trebiciano

Die Messstation der Lufttemperatur in der Eingangs-doline zeigt einen deutlichen Tagesgang an mit einem Tagesmaximum um die Mittagszeit mit $11.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (in der Abb. 13.3 nicht dargestellt!) und einer Temperatur von $8.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ um 17 Uhr.

Alle Messstationen in der Höhle zeigen keinen Tagesgang. Die Temperaturvariationen in der Abb. 13.3 bei der Station auf 287 m ü.M. liegt unter der Messgenauigkeit des Messgerätes und kann daher vernachlässigt werden. Die Temperaturen in der Höhle variierten am 28.12.2002 zwischen 10.6 und $11.7\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Das heranziehen der vertikalen Temperaturgradienten gibt uns Hinweise auf die für die Lufttemperatur dominierenden Faktoren.

Für den Eingangsbereich wurde eine Mittlere Tagestemperatur von $9.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ angenommen was zu einem Temperaturgradienten von $-20.4\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ führt. Also einen Gradienten der "flacher" ist als jener der trockenen Luft. Dass der Gradient nahe bei dem geothermischen Gradient liegt ($-30\text{ }^{\circ}\text{C/km}$), ist vermutlich rein zufällig. Viel mehr scheint es nicht möglich zu sein, mit unserer kurzen Messdauer einen Zusammenhang herzustellen zwischen dem Aussenklima und der Messstation in der Höhle, hierfür wäre eine Messdauer von mindestens zwei Jahren angebracht.

Der Höhlenabschnitt zwischen 287 und 201 m ü.M. hat einen Temperaturgradienten von $-9.3\text{ }^{\circ}\text{C/km}$. Also dem Gradienten trockener Luft, was für eine Karsthöhle einen eher ungewöhnlichen Wert ist, da die Luft als Wasserdampf gesättigt angenommen werden kann. Daher scheint es am wahrscheinlichsten, dass die Messstation auf 287 m ü.M. einen Jahresgang hat und bereits am abkühlen ist und eine Phasenverschiebung zu den tieferen Stationen vorhanden ist (vgl. Beispiel O17 in den Churfürsten – Schweiz; (FILIPPONI, 2001B).

Demgegenüber ist der Gradient zwischen 201 und 63 m ü.M. mit $-2.2\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ eher klein. Der Gradient würde auf einen starken Einfluss eines Höhlengewässers schliessen, da jedoch in diesem Höhlenabschnitt nur wenig Sickerwasser vorhanden ist und dieses den Temperaturgradienten nicht so stark beeinflusst haben kann, muss eine andere Erklärung gesucht werden. Naheliegend scheint, dass die Messstation in der Halle durch den Einfluss des Höhlenflusses am Fusse der A.F. Lindner-Halle abgekühlt wurde.

Die Messstationen in der A.F. Lindner-Halle zeigen eine Inversionslage an (positiver Temperaturgradienten von $+10.4\text{ }^{\circ}\text{C/km}$). Dies durch die kühlende Wirkung des Höhlenflusses, der mit $8.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ in die Halle fließt. Es ist gut vorstellbar, dass der Höhlenfluss die Lufttemperatur in der Halle bestimmt, da ansonsten keine nennenswerten Energietransporte stattfinden.

Diese kleine Messkampagne führte nicht, wie erhofft, zu einem einfachen Modell für die Temperaturverteilung im Abisso di Trebiciano, sondern zeigte, dass erst nach einer längeren Messreihe (mindestens 2 Jahre) mit mehreren Stationen (im Idealfall alle 50 Höhenmetern eine Messstation für die Lufttemperatur sowie je eine Messstation für die Wassertemperatur beim Ein- und Austritt des Flusses in der A. F. Lindner-Halle) versucht werden kann, ein vernünftiges Modell aufzustellen.

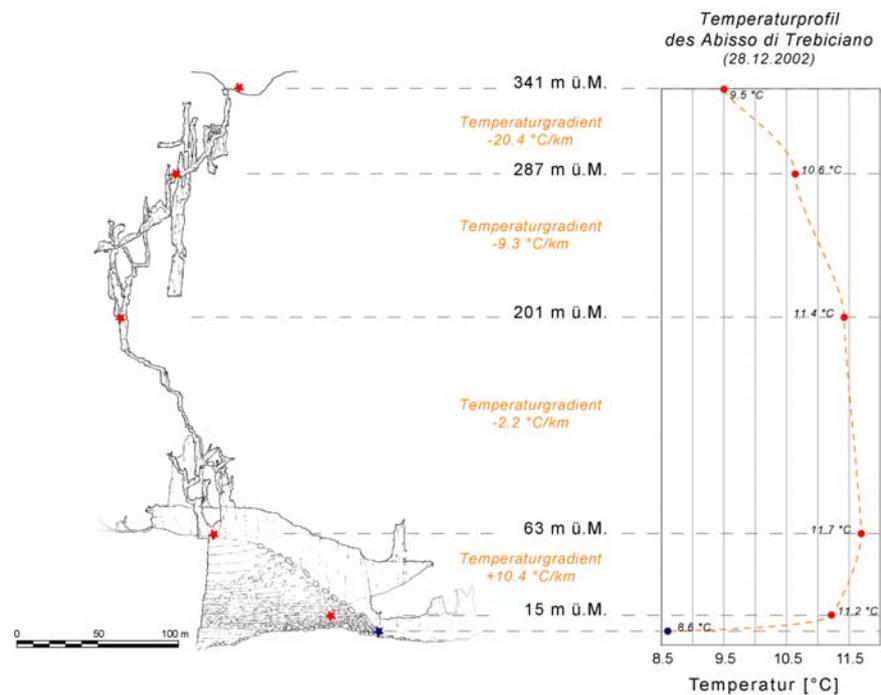


Abb. 13.5: Temperaturprofil im Abisso di Trebiciano vom 28.12.2002.

13.4 Höhlenwind

Wäre ein Höhlensystem ein geschlossenes System, wäre die Energie in einem Höhlensystem gleichmässig verteilt und es sollten keine Energietransporte (Winde) erwarten werden. Doch handelt es sich um kein geschlossenes System, da Höhleneingänge vorhanden sind! (Unter Höhleneingänge wird in der Höhlenklimatologie jede höhlenklimatisch wirksame Tagöffnung bezeichnet, auch wenn sie nicht befahrbar ist!) An diesen Tagöffnungen herrschen oft energetische Ungleichgewichte. Diese können so gross sein, dass sie eine Luftbewegung im Höhlensystem bewirken.

Ist die Luftbewegung im Höhlensystem durch ein barometrisches Ungleichgewicht verursacht, so wird von einer barometrischen Luftzirkulation gesprochen. Da diese Art der Luftbewegung auch in einem Hohlraum mit nur einem Höhleneingang stattfinden kann, wurde sie früher Irreführenderweise als "statische Wetterführung" bezeichnet.

Ist hingegen der Unterschied der Temperaturen (genauer: der Dichteunterschied der Luft) die Ursache des Höhlenwindes, wird dies als eine konvektive Luftzirkulation bezeichnet. Diese Art der Luftbewegung bedingt, dass der Hohlraum zwei oder mehrere Tagöffnungen besitzt, wobei der Aussenluft-Temperaturgradient nicht gleich des Höhlenluft-Temperaturgradienten sein darf.

In den meisten Fällen sind beide Arten der Zirkulation anzutreffen, doch ist die "schwächere", barometrische Luftzirkulation eher eine "höhlenmeteorologische" Erscheinung, während die konvektive Luftzirkulation in den meisten Fällen für Tage bis Monate anhält.

13.4.1 Der Höhlenwind im Abisso di Trebiciano

Bei den Befahrung der Schachtzone im Abisso di Trebiciano am 28. und 29.12.2002 wurden bei den Messstationen der Lufttemperatur jeweils die Windrichtung beobachtet und mit einem Höhenmesser (Messgenauigkeit ± 2 m) die Höhe relativ zur obersten Messstation zum Zeitpunkt des Einstieges gemessen, um eine qualitative Angabe über den Luftdruckverlauf zu erhalten (Tab. 13.1).

	28.12.2002 Abstieg				28.12.2002 - Ausstieg		
	Tiefe nach Höhenplan	Höhenmesser	Differenz	Bemerkung	Höhenmesser	Differenz	Bemerkung
Eingang	0	0	0	11:00	14	14	18:15
Grottenolm	-54	-50	4	Luftzug auswärts	-47	7	leichter Luftzug einwärts
Klettergarten	-140	-130	10	Luftzug auswärts	-123	17	kein Luftzug
Halle	-278	-265	13	11:30	-258	20	17:30
Fluss	-326	-310	16	11:45	-304	22	17:00

	28.12.2002 Abstieg				28.12.2002 - Ausstieg		
	Tiefe nach Höhenplan	Höhenmesser	Differenz	Bemerkung	Höhenmesser	Differenz	Bemerkung
Eingang	0	0	0	11:00	-9	-9	18:00
Grottenolm	-54	-54	0	kein Luftzug	-62	-8	leichter Luftzug einwärts
Klettergarten	-140	-142	-2	kein Luftzug	-146	-6	kein Luftzug
Halle	-278	-274	4	11:30	-283	-5	16:20
Fluss	-326	-	-		-		

Tab. 13.1: Messung des relativen Luftdruckverlaufs.

Aus den Felddaten lässt sich erkennen, dass bei einer Luftdruckabnahme (Höhenmesser zeigt zu hoch an) ein auswärtsgerichteter Höhlenwind beobachtet wird, respektive bei einer Luftdruckzunahme (Höhenmesser zeigt zu tief an) ein einwärtsgerichteter Höhlenwind beobachtet wird. Dies deutet auf eine barometrische Luftzirkulation hin. Was sich ebenfalls mit der Höhlenanlage verträgt: ein grosses Luftvolumen und nur eine Tagöffnung.

Viel spektakulärer als die barometrischen Höhlenwinde sind die durch Hochwässer verursachte Höhlenwinde. Diese Winde entstehen beim Steigen, respektive Fallen des Wasserspiegels in der A. F. Lindnerhalle. Das Wasser kann bei Hochwassereinbrüchen in der Halle mit 1 bis 2 m pro Stunde steigen (persönliche Mitteilung Dambrosi S.), was zum Ausstoss einer enormen Luftmasse aus dem Höhlenausgang führt. BOEGEN (1938) beschreibt diese Luftausstösse sehr eindrücklich: "Quando l'acqua sale nelle caverne l'aria viene spinta all'esterno con grande forza e con sibilo che si può udire da lontano. Al tempo delle piene io chiudevo questi buchi con delle tavole e su queste mettevo delle pietre. La corrente d'aria era però così forte, da rovesciare la copertura. Il terreno all'interno tremava e gli alberi agitavano."³

Das absenken des Wasserspiegels in der Halle verläuft eher gemächlicher in der Grössenordnung von dm pro Stunde (persönliche Mitteilung Dambrosi S.), was zu einem kaum wahrnehmbaren ansaugen der Luft führt.

³ Freie Übersetzung des italienischen Textes: Wenn das Wasser in den Höhlen steigt, wird die Luft mit grosser Wucht hinaus gestossen, was ein Geräusch verursacht, das von weitem hörbar ist. Zur Zeit der Hochwässer schloss deckte ich diese Löcher mit Brettern ab, die ich mit Steinen beschwerte. Der Höhlenwind war jedoch so stark, dass er die Bretter kehrte. Der Boden bebte und die Bäume bewegten sich.

13.4.2 Abschätzung des Volumens des Abisso di Trebiciano über die barometrische Luftzirkulation

Der Luftdruck in der Höhle folgt dem Verlauf des Luftdrucks vor dem Höhleneingang, mit einer für jede Höhle typische Verzögerungszeit, die als "charakteristische Zeit" bezeichnet wird. Es besteht ein Zusammenhang zwischen dieser charakteristischen Zeit und dem Volumen der Höhlenluft die an der barometrischen Luftzirkulation beteiligt ist (FILIPPONI, 2000).

$$T_C = \frac{V_{\text{Höhle}} * \frac{\Delta P}{P}}{Q_{\text{Luft}}}$$

T_C	= charakteristische Zeit [s]
$V_{\text{Höhle}}$	= Höhlenvolumen [m^3]
P	= Luftdruck [Pa]
Q_{Luft}	= Luftfluss [m^3/s]

Es wurde versucht mit der obigen Formel das Hohlraumvolumen des Abisso di Trebiciano abzuschätzen. Dazu wurde der Luftdruckverlauf anhand der gemessenen Höhen vom 28.12.2002 herangezogen um die charakteristische Zeit T_C abzuschätzen, was ein T_C von rund 1 Stunde ergab, jedoch ist zu beachten, dass die Daten vermutlich nicht die ganze Druckanpassung widerspiegeln (Abb. 13.6). Der beobachtete Luftfluss Q_{Luft} war rund $1 \text{ m}^3/\text{s}$. $\frac{\Delta P}{P}$ wurde mit 10^{-3} angenommen (BADINO, 1995). Dies ergibt ein klimawirksames Hohlraumvolumen von rund 3.6 Mio. m^3 , was nicht allzu abwegig ist. Jedoch wäre es schön in Zukunft diesen Wert zu überprüfen, indem eine Luftdruckmessstation an der Oberfläche und eine in der Höhle eingerichtet würde, so wie eine für die Messung des Luftflusses, denn das berechnete Höhlenvolumen reagiert sehr sensibel auf kleine Variationen in den Parametern.

Luftdruckverlauf im Abisso di Trebiciano
vom 28.12.2002 relativ zu 11:00 Uhr

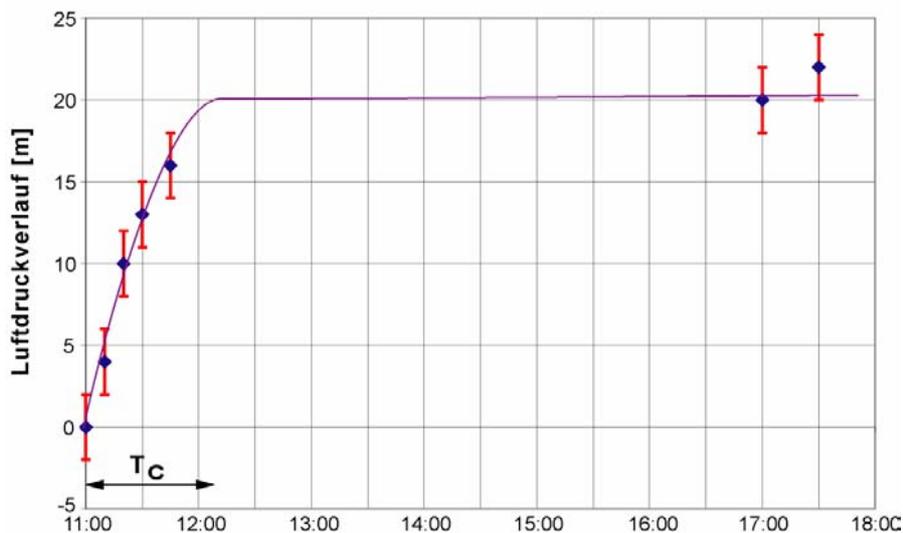


Abb. 13.6: Luftdruckverlauf im Abisso di Trebiciano vom 28.12.2002 mit abgeschätzter charakteristischer Zeit T_C für den Druckausgleich des Höhlenklimas mit dem Aussenklima.

13.5 Kondensationsphänomene: Bindeglied zwischen dem Höhlenklima und der Hydrogeologie

Der Beitrag des Kondensationswassers zum Abfluss eines Karstgebietes in Trockenzeiten wird auf 0.1 bis 20 % geschätzt (DUBLYANSKY & DUBLYANSKY, 2000). Die Kondensationsphänomene hängen unter anderem ab von:

- der Grösse des Karstsystems,
- dem Mikroklima an der Erdoberfläche,
- dem Mikroklima in der Höhle (insbesondere Lufttemperatur, Ausprägung der Luftzirkulation),
- der Morphologie der Höhlengänge, die an der Luftzirkulation teilnehmen,
- der Grösse der konvektiven "Luftzirkulation-Zelle".

Obwohl der Beitrag der Kondensation signifikant sein kann, müssen bestimmte Bedingungen vorherrschen, damit er bei den Abflussmessungen erkannt werden kann. In Trockenperioden werden die Quellen durch das Wasser aus den "geringdurchlässigen Blöcken" (Matrixporen und Klüfte) gespeist. Erst wenn auch diese Wasserspeicher "versiegt", kann ein Beitrag bestimmt werden, sofern er für das entsprechende Karstsystem signifikant ist. Das heisst, dass eine Trockenperioden (auch keine Schneeschmelze) von mehreren Monaten nötig ist, und dass das mit Luft erfüllte Höhlensystem länger als 10 km sein muss (DUBLYANSKY & DUBLYANSKY, 2000).

Es können zwei verschiedene Kondensationsperioden unterschieden werden (Abb. 13.7): Sommerkondensation und Winterkondensation. Die Bezeichnungen Sommer, respektive Winter, beziehen sich auf eine konvektive Luftzirkulation, jedoch stimmt die Betrachtung auch für eine barometrische Luftzirkulation.

Sommerkondensation:

Bei konvektiver Luftzirkulation saugt das Höhlensystem im "Sommer" Luft durch die hochgelegenen Eingänge ein und bläst sie bei den tieferliegenden wieder aus. Dabei wird die angesaugte Luft auf die "Höhlentemperatur" abgekühlt, wobei Wasser kondensiert wird. Dies führt zu einer Konzentration der Kondensationsphänomene an den eingangsnahen Höhlenteilen (respektive im Epikarst).

Winterkondensation:

Im "Winter" strömt bei einer konvektiven Luftzirkulation die "warme" Höhlenluft aufwärts (Blaslöcher können in der Schneedecke entstehen). Die Höhlenluft kühlt sich beim hochsteigen allmählich ab, wobei Wasser kondensiert. Dies führt dazu dass die Kondensationsphänomene in weitem Teile der Höhle anzutreffen sind.

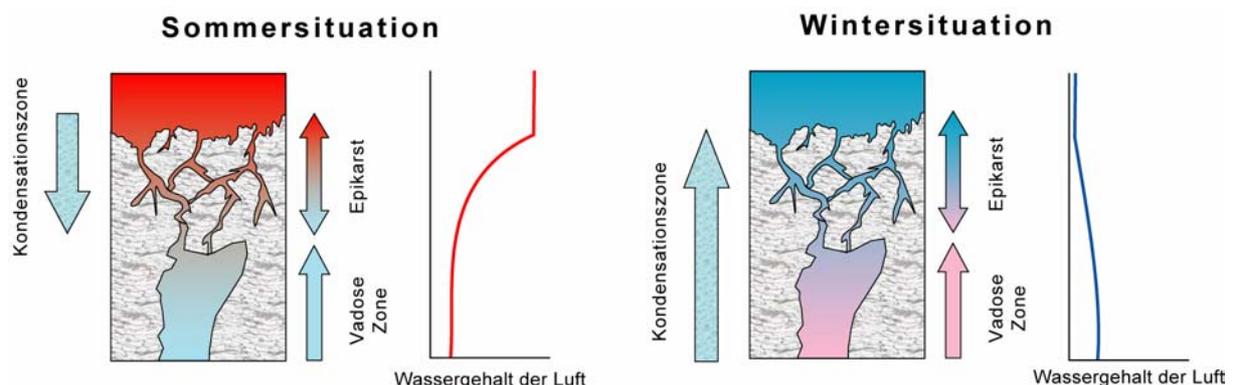


Abb. 13.7: Schematische Darstellung der Kondensationszonen auf der meteohohen Höhenlage.

13.5.1 Beobachtungen zur Kondensation im Abisso di Trebiciano

Wie bereits erwähnt, ist es schwierig die Intensität dieser Kondensationsprozesse zu erfassen. Eine relativ einfache Möglichkeit ist das Kartieren von Kondensationsstellen. Also Orte, an denen sich an den Felswänden kleine Kondensationströpfchen ablagern oder gar der ganze Fels nass ist. Um den letzten Fall im Felde zu erkennen, hilft es oft, eine Lichtquelle schräg über die Felsfläche leuchten zu lassen. Glänzt der Fels, ist er mit einem feinen Wasserfilm überzogen.

Diese Kartierung der Kondensationsstellen wurde ebenfalls im Abisso di Trebiciano durchgeführt (am 28. sowie am 29.12.2002), wobei nur in der ersten Schachtstufe Kondensationströpfchen beobachtet wurden. Daher lässt sich vermuten, dass die Kondensationsprozesse im Abisso di Trebiciano eine vernachlässigbare karsthydrologische Rolle spielen.

13.5.2 Nebel in der A.F. Lindner-Halle

Eine für Höhlen eher spezielle Kondensationserscheinung konnte andeutungsweise in der A.F. Lindner-Halle beobachtet werden (Abb. 13.8). Die Temperaturinversion führte zur Kondensation der Luft und zur Bildung von "Nebel". Der Nebel war nur sichtbar, als mit einem Taucherscheinwerfer die Halle ausgeleuchtet wurde. Die Bildung von Nebel bei einer Inversionslage ist an sich nichts aussergewöhnliches, doch wird dieser in Höhlen praktisch nie beobachtet, weil der Wasserdampf meist entlang den Wänden kondensiert. Die A.F. Lindner-Halle ist aber so gross, dass dies nicht der Fall ist.



Abb. 13.8: Nebel in der A.F. Lindner-Halle (Foto: Halupca)

14 Schlussbetrachtung

Während meiner Arbeit an dieser Diplomarbeit hatte ich die Möglichkeit verschiedene Aspekte des Gesteins- und Gebirgsversagens im Untertagbau und insbesondere in Karsthöhlen kennen zu lernen. Obschon im Rahmen dieser Diplomarbeit die einzelnen Aspekte nur kurz gestreift werden konnten, sind einige Ideen entstanden, die (ich) sicherlich in irgendeiner Form weiter verfolgen werden sollten (werde). So wäre es sicherlich interessant eine dreidimensionale Analyse der Spannungsverteilung um die A.F. Lindner-Halle durchzuführen um das vorgestellte Genesemodell zu überprüfen. Ausserdem scheint es mir, dass noch viel mehr Informationen aus den Versturzböcken auf der Hallensole gezogen werden könnten. Vielleicht wäre es dadurch gar möglich einen "Versturzintensität" (allwieviele Jahre sich ein Versturzböck ablöst) zu bekommen. Etc. Und ist man Müde ständig die vielen Leitersprossen zwischen der Oberfläche und der A.F. Lindner-Halle rauf und runter zu klettern, wartet einige Kilometer entfernt in der Grotta Meravigliosa di Lazzaro Jerko die nächste grosse Halle auf ihre Bearbeitung.

An dieser Stelle möchte ich all denen Danken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Insbesondere an:

- die Arbeitsgemeinschaft für Speläologie Regensdorf (www.agsr.ch) für die Unterstützung bei den Feldaufnahmen, insbesondere: Erich Plattner, Fabrice Franz, Franziska Blum, Hans Stünzi, Oliver Hitz
- der Società Adriatica di Speleologia (www.sastrieste.it) für den Zugang in den Abisso di Trebiciano, zur Verfügung stellen von Fotos und Literatur, insbesondere Sergio Dambrosi
- dem Schweizerischen Institut für Speläologie und Karstforschung (www.isska.ch) für das zur Verfügung stellen des Laserdistanzmessgerätes
- den Mitarbeitern des "Laboratoires de Mecanique des Sols et des Roches" der EPF Lausanne, die mir bei der Durchführung der gesteinsmechanischen Laborversuchen geholfen habe.

15 Literaturverzeichnis

- Anelli F. (1963) - **Fenomeni carsici, paracarsici e pseudocarsici**. *Giornale Geologico*, ser. 2, Vol. 31, S. 11 - 25, Bologna
- Badino G. (1995) - **Fisica del Clima Sotterraneo**. Istituto Italiano di Speleologia, Bologna.
- Barton N.R., Choubey V. (1977) - **The shear strength of rock joints in theory and practice**. *Rock Mech.* 10 (1-2), 1-54.
- Barton N.R. (1976) - **The shear strength of rock and rock joints**. *Int. Jour. Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 13(10), S. 1 - 24
- Barton N.R., Lien R. and Lunde J. (1974) - **Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support**. *Rock Mech.* 6 (4)
- Biegholdt H.-A., Thiele R. (1996) - **Praktische und Theoretische Untersuchungen an ausgeführtem Mauerwerk zur Ermittlung der Materialkennwerte und ihres Einflusses auf das Tragverhalten am Beispiel der Leibziger Bundwand**.
www.uni-leipzig.de/~massivb/institut/lacer/lacer01/l01_01.pdf
- Bieniawski Z.T. (1989) - **Engineering Rock Mass Classifications**. Wiley, New York
- Boegan E. (1910) - **La grotta di Trebiciano**. *Alpi Giulie*, Trieste
- Boegan E. (1921) - **La grotta di Trebiciano – Studi e rilievi dal 1910 al 1921**. *Alpi Giulie*, Nr. 23, S. 1 - 42, Trieste
- Boegan E. (1938) - **Il Timavo. Studio sull'idrologia carsica subaera e sotterranea**. *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, Postumia-Trieste
- Bögli A. (1978) - **Karsthydrographie und physische Speläologie**. Springer Verlag, Berlin
- Carbon D., Lemeille M., Cushing M., Bitterli T., Flehoc C., Innocent C. (1999) - **Von Stalagmiten aufgezeichnete Brüche und Verformungen seismischen Ursprungs in der am schwersten betroffenen Zone des Erdbebens von Basel (18. Oktober 1356)**. *Schweizerische Gesellschaft für Höhlenforschung, Stalactite* Nr. 49 (2), S. 95 - 109, Renens
- Civita M., Cucchi F., Eusebio A., Garavoglia S., Maranzana F., Vigna B. (1995) - **The Timavo hydrogeologic system: an important reservoir of supplementary water resources to be reclaimed and protected**. *Acta Carstologica*, Nr. 24, S. 169 - 186, Ljubljana
- Colizza E., Cucchi F., Ulcigrai F. (1989) - **Caratteristiche geolitologiche e strutturali del "Membro di Rubingrande" della "Formazione dei Calcari del Carso Triestino"**. *Bolettino Società Adriatica di Scienze*, Nr. 71, S. 29 - 46, Trieste
- Cucchi F., Radrizzani C.P., Pugliese N. (1987) - **The carbonate stratigraphic sequence of the karst of Trieste (Italy)**. *Memoria della Società Geologica Italiana*, Vol 40, S. 35 - 44, Roma
- Cucchi F. (2000) - **Il carsismo epigeo ed ipogeo**. Guida alle escursioni del 80a riunione estiva, *Società Geologica Italiana*, S. 205 - 234, Trieste
- D'Ambrosi C. (1960) - **Sul problema dell'alimentazione idrica delle fonti del Timavo presso Trieste**. *Technica Italiana*, 25, S. 547 - 565, Trieste
- Davies W.E. (1949), **Features of cavern breakdown**. *National Speleological Society Bulletin*, v.11, S. 34 - 35
- Davies W.E. (1951) - **Mechanics of cavern breakdown**. *National Speleological Society Bulletin*, v. 13, S. 36 - 43
- Deere D.U. (1963) - **Technical description of rock cores for engineering purposes**. *Felsm. u. Ingeol.*, 1., S. 16 - 22.
- De Santis L., Mosetti F. (1961) - **Alcuni ragguagli sulle ricerche idrologiche con traccianti**. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, Nr. 3(10), S. 121 - 136, Trieste
- DIN 18124 (1973) - **Versuche und Versuchsgeräte - Bestimmung der Korndichte, Kapillarpiknomet**
- Doria C. (1893) - **Cenni intorno alla continuità delle acque del Carso eseguite con l'impiego della fluoresceina nel giugno 1891**. *Atti e Memorie della Società Alpina delle Giulie*, S. 245 - 253, Trieste
- Dublyansky V.N., Dublyansky Y.V. (2000) - **The role of condensation in karst hydrogeology and speleogenesis**. in *Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers*, S. 100 - 112, National Speleological Society, Inc, Alabama
- Eusebio A., Pastorino M.V., Pedemonte S. (1993) - **L'altra faccia della speleogenesi: Criteri di indagine sui fattori meccanici di stabilità delle cavità sotterranee**. *Speleologia* Nr. 29; *Società*, S. 79

- EM 1110-2-2901 (1997) - **Engineering and design: tunnels and shafts in rock.** Manual of the Department of U.S. Army Corps of Engineers, Washington DC,
www.usace.army.mil/inet/usace-docs/eng-manuals/em1110-2-2901/toc.htm
- Filipponi M. (2000) - **Höhlenklimaskript.** Arbeitsgemeinschaft für Speläologie Regensburg, S. 1 - 67, Regensburg
- Filipponi M., Hitz O. (2001a) - **Strukturbeobachtungen in Höhlen - Ein Vorschlag für ein Aufnahmeblatt.** Schweizerische Gesellschaft für Höhlenforschung, 11. Nat. Kongress für Speläologie 2001, S. 115 - 118, Genève
- Filipponi M. (2001b) - **Höhlenklima-Projekt im O17 – Zwischenbericht (Gamsalp,SG).** Arbeitsgemeinschaft für Speläologie Regensburg, AGS Info 2/01, S. 43 - 47, Regensburg
- Filipponi M. (2003) - **Das Höhlenklima des Abisso di Trebiciano (Triest, Italien).** Arbeitsgemeinschaft für Speläologie Regensburg, AGS Info 1/03, S. 43 - 47, Regensburg
- Filipponi M. (2003) - **Bruchmechanismen der Inkasion.** Arbeitsgemeinschaft für Speläologie Regensburg, AGS Info 2/03, S. 42 - 49, Regensburg
- Forti F., Semeraro R., Ulcigrai F. (1978) - **Carsogenesi e geomorfologia dell'Abisso di Trebiciano.** Atti e memorie della Commissione Grotte E. Boegan, Volume XVIII, Trieste
- Galli M. (1999) - **Timavo – Esplorazioni e studi.** Atti e Memorie della Commissione Grotte E. Boegan, Supplemento n. 23, Trieste
- Gilli E. (1986) - **Les grandes cavités souterraines: etudes et applications.** Karstologia, Nr. 7 Bull. F.F.S. - A.F.K., S. 3 - 10
- Goodman R. E., Shi G. H. (1985) - **Block theory and its application to rock engineering.** Prentice-Hall, London
- Guglia P. (1994) - **Risultati esplorativi del Progetto Timavo (1990 - 1993).** Atti e Memorie della Commissione Grotte E. Boegan, Nr. 31, S. 25 - 48, Trieste
- Halupca A. (1992) - **Il Timavo temporaneo di Verme.** Bolletino della Società Adriatica di Speleologia, S. 38 - 41, Trieste
- Herget G. (1988) - **Stresses in rock.** Balkema, Rotterdam
- Hoek E. (2000) - **Rock Engineering.** On-line book, www.rocsience.com/hoek/Hoek.asp
- Hoek E., Brown E.T. (1980a) - **Empirical strength criterion for rock masses.** Journ. Geotech. Engng Div., ASCE 106(GT9), S. 1013 - 1035
- Hoek E., Brown E.T. (1980b) - **Underground excavations in rock.** London: Instn Min. Metall
- Hoek E., Wood D., Shah S. (1992) - **A modified Hoek-Brown criterion for jointed rock masses.** Proc. rock characterization, symp. Int. Soc. Rock Mech.: Eurock '92, (ed. J.A. Hudson), Brit. Geol. Soc, S. 209 – 214, London
- Hoek E., Brown E.T. (1997) - **Practical estimates or rock mass strength.** Int. J. Rock Mech. & Mining Sci. & Geomechanics Abstracts. 34(8)
- ISRM (1978) - **Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses.** International Society for Rock Mechanics, Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests, Document No. 4, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 15., S. 319 - 368
- ISRM (1985) - **Suggested Method for determining point load strength.** ISRM Commion on Testin Methods, Working Group on Revision of the Point Load Test Method. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 22, S. 51 - 60
- Krivic P. (1982) - **Variations naturelles de niveau piézométrique d'un aquifère karstique.** Geologija, Nr. 25(1), S. 129 - 150, Ljubljana
- Kyrle G. (1923) - **Grundriss der theoretischen Speläologie.** Speläologisches Institut der Bundeshöhlenkommission, Wien
- Lindner A.F. (1841) - **Corso sotterraneo del fiume Recca, suo ritrovamento presso Trieste e progetto di trarne un canale a beneficio della città.** Giornale dell'I.R. Istituto di Scienze Lettere e Arti e Biblioteca Italiana, S. 116 – 121, Milano
- Menichetti M. (1990) - **Influenze tettonico-strutturali nello sviluppo del carsismo della Gola di Frasassi (Appennino Marchigiano).** In "Carsismo della Gola di Frasassi", Istituto Italiano di Speleologia, S. 65 - 92, Bologna
- Morlot von A. (1847) - **Über den Dolomit und seine künstliche Darstellung aus Kalkstein.** Hsidingers Naturwiss., Wien
- Morlot von A. (1848) - **Über die geologischen Verhältnisse von Istrien.** Naturwissenschaftliche Abhandlung von W. Haidinger, 2(3), S. 257 - 318, Wien

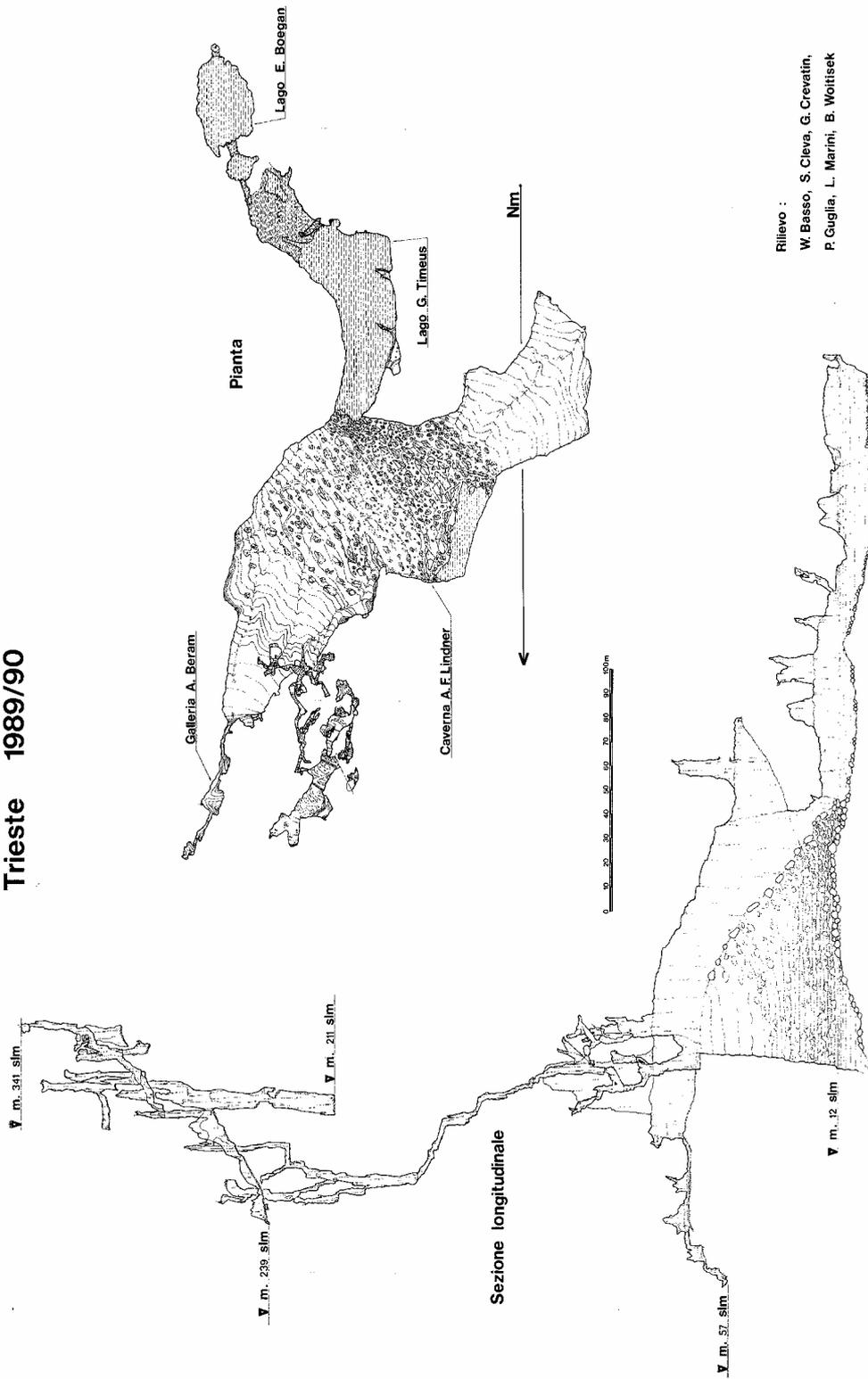
- Mosetti F., Eriksson E., Bidovec F., Hodosek K. Ostanek L. (1963) - **Un nuovo contributo alla conoscenza dell'idrologia sotterranea del Timavo**. Tecnica Italiana, Nr. 28(4), S. 157 - 171, Trieste
- Mouret C. (2001) - **The formation of large chambers, with examples from Laos and other countries**. Int. Union of Speleology, Proceedings of the 13th int. Congress of Speleology, Brasilia
- Müller F. (1890) - **Die Grottenwelt von St. Canzian**. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Wien
- Müllhofer F. (1907) - **Der mutmassliche Timavotalschluss**. Globus, Nr. 92(1), S. 12 - 15, Braunschweig
- Pasquini G. (1973) - **Considerazioni sulla percolazione e sulla condensazione**. Atti del Seminario di Speleogenesi, Le Grotte d'Italia, 4, S. 323 - 329, Varenna
- Peruzza L. (2000) - **Cronistoria di un terremoto**. Guida alle escursioni del 80a riunione estiva, Società Geologica Italiana, S. 291 - 340, Trieste
- Priest S.D. (1993) - **Discontinuity analysis for rock engineering**. Chapman & Hall, London
- Sella M. (1929) - **Estese migrazioni dell'anguilla in acque sotterranee**. Le Grotte d'Italia, Istituto Italiano di Speleologia, Nr. 3(3), S. 97 - 109, Postumia
- Sheory P.R. (1994) - **A theory for in situ stresses in isotropic and transversely isotropic rock**. Int. Journal Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 31(1), S. 23 - 34
- Soler E. (1934) - **Campagna geofisica eseguita dall'Istituto di Geodesia della R. Università di Padova nel 1932 nella zona S. Canziano - Trebiciano**. Bollettino della Società Adriatica di Scienze Naturali, Nr. 33, S. 67 - 90, Trieste
- Spaun G., Thuro K. (1999) - **Geologische Gesichtspunkte bei der Klassifizierung des Gebirges**. In: Eichler K. et al. - Fels- und Tunnelbau, Verwitterung und Verbauung, Baustoffe und Umwelt, Vortrieb und Sicherung, Abdichtung und Ankerung, Bd. 592, Renningen-Malmsheim (Expert)
- Tharp T.M., Hodrege T.J. (1994) - **Fracture mechanics analysis of limestone cantilevers subject to very long term tensile stress in natural caves**. in Nelson P.P., Laubach S.E., eds., 1st North American Rock Mechanics Symposium Proceedings, S. 817 - 824, Rotterdam, A.A. Balkema
- Tharp T.M. (1995) - **Design against collapse of karst caverns**. in Beck B.F. et., Karstgeohazards, S. 397 - 406, Rotterdam, A.A. Balkema
- Thuro K., Plinninger R.J. (2001) - **Scale effects in rock strength properties - Point load test an point load strength index**. In: Särkkä P., Eloranta P. [eds.] - Rock Mechanics - A Challenge for Society. Proceedings of the ISRM Regional Symposium Eurock 2001, Espoo, Finland, S. 175 - 180
- Timeus G. (1928) - **Nei misteri del mondo sotterraneo - Risultati delle ricerche idrologiche sul Timavo 1895 - 1914 e 1918 - 1927**. Alpi Giulie, Nr. 29(1), S. 1 - 39, Trieste
- Tucker M.E. (1985) - **Einführung in die Sedimentpetrologie**. Übersetzt von Schöttle M., Enke Verlag, Stuttgart
- Ulcigrai F. (1976) - **Successione stratigrafica dell'Abisso di Trebiciano**. Atti e Memorie della Commissione Grotte E. Boegan, Volume XVI, Trieste
- Vortmann G., Timeus G. (1911) - **L'applicazione di sostanze radioattive nelle ricerche d'idrologia sotterranea**. Bollettino della Società Adriatica di Scienze Naturali, Nr. 25(2), S. 247 - 259, Trieste
- White E.L., White W.B. (1969) - **Processes of cavern breakdown**. National Speleological Society Bulletin, v. 31, S. 83 - 96
- White E.L., White W.B. (2000) - **Breakdown morphology**. in Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers, S. 427 - 429, National Speleological Society, Inc, Alabama
- Worthington S.R.H. (2003) - **A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifer**. www.speleogenesis.info

16 Anhang

16.1 Höhlenplan

ABISSO DI TREBICIANO - 17 VG

Rilievo :
Societa' Adriatica di Speleologia
Trieste 1989/90

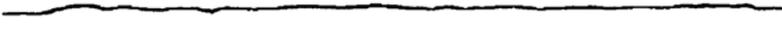
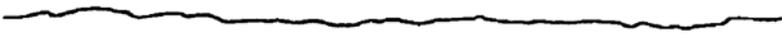


Rilievo :
W. Basso, S. Cleva, G. Crevatin,
P. Guglia, L. Marini, B. Woltisek
Grafica :
P. Guglia

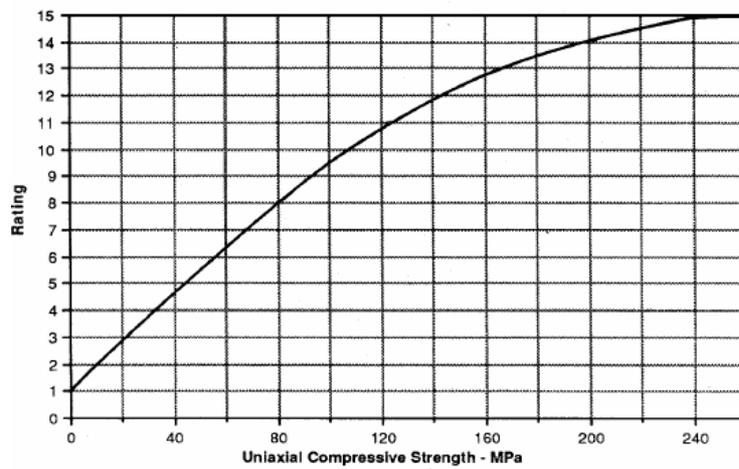
16.2 Joint Roughness Coefficient (JRC)

Feldbestimmung des JRC

(nach Barton & Choubey, 1977)

	$JRC = 0 - 2$
	$JRC = 2 - 4$
	$JRC = 4 - 6$
	$JRC = 6 - 8$
	$JRC = 8 - 10$
	$JRC = 10 - 12$
	$JRC = 12 - 14$
	$JRC = 14 - 16$
	$JRC = 16 - 18$
	$JRC = 18 - 20$
	

16.3 RMR-Wertung der Einaxialen Druckfestigkeit im RMR

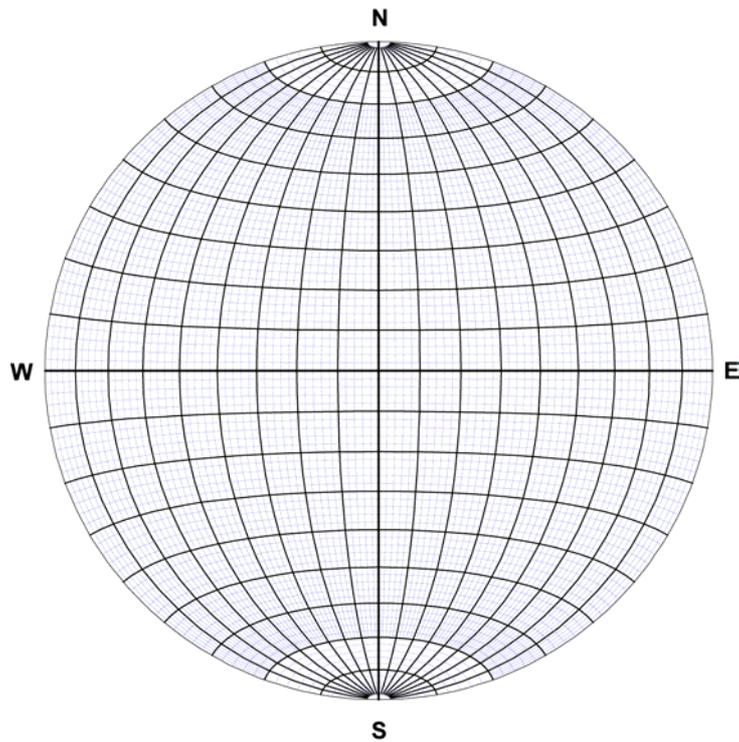


16.4 m_i -Werte für Hoek-Brown-Bruchkriterium

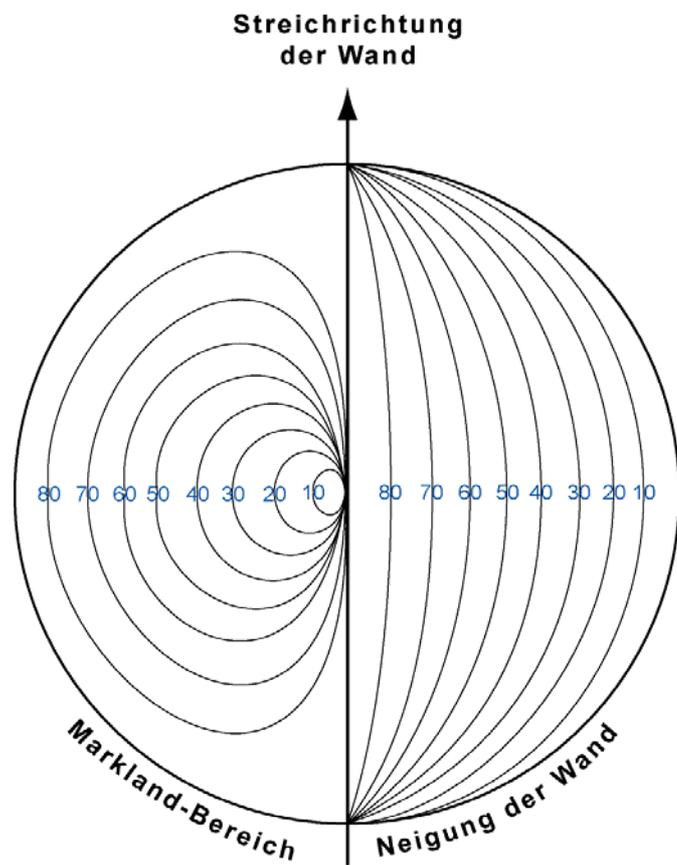
m_i -Werte für GSI

Gesteinsart	Klasse	Gruppe	Textur			
			grob	mittel	fein	sehr fein
Sedimentgesteine	klastisch			Sandstein 17 ± 4	Siltstein 7 ± 2 Grauwacke 18 ± 3	Tonstein 4 ± 2 Mergel 6 ± 2
		nicht klastisch	Karbonate	Kalkstein 12 ± 3	Kalkstein (Sparit) 10 ± 2	Kalkstein (Mikrit) 9 ± 2
		Evaporite		Gips 8 ± 2	Anhydrit 12 ± 2	
	metamorphe Gesteine	nicht geschiefert	Marmor 9 ± 3	Hornfels 19 ± 4 Metasandstein 19 ± 3	Quartiz 20 ± 3	
	leicht geschiefert	Magmatit 29 ± 3	Amphibolit 26 ± 6	Gneiss 28 ± 5		
	geschiefert		Schiefer 12 ± 3	Phyllit 7 ± 3		
magmatische Gesteine	Plutonite	basisch	Granite 32 ± 3	Diorite 25 ± 5		
			Granodiorite 29 ± 3			
		sauer	Gabbro 27 ± 3	Dolerite 16 ± 5		

16.5 Das Schmidt'sche Netz



16.6 Das Hilfsnetz von Markland



16.7 Diagramme einaxiale Druckversuche

16.7.1 Einaxiale Druckversuche: Borgo Grotta Gigante Member (Aurisina)

No éprouvette		Titre de l'étude		Committant	
R0520_1		ABISSO DI TREBICIANO		ETHZ ZURICH	
No sond.	Prof. [m]	Nature échantillon		Echantillon prélevé par	Date réception
1	-	Borgo Grotta Gigante (Auresina)		COMMETTANT	8. Juli 2003
Mode conservation		Mode préparation éprouvette		Ingénieur responsable	
NATUREL		SCIE		J.-F. Mathier	
				signature	
				Opérat.	
				LG	
Haut. [mm]	Diam. [mm]	ρ [t/m ³]	w [%]	Ep50% [MN/m ²]	Ej50% [MN/m ²]
113,8	55,2	2,61	-	40750	-
Observations:					Essai accrédité
					oui
					non
					x

Ce protocole ne peut être reproduit partiellement sans l'accord écrit du LMR-EPFL

ER.520 11/02

Page 1/1

No éprouvette		Titre de l'étude		Committant	
R0520_2		ABISSO DI TREBICIANO		ETHZ ZURICH	
No sond.	Prof. [m]	Nature échantillon		Echantillon prélevé par	Date réception
2	-	Borgo Grotta Gigante (Auresina)		COMMETTANT	8. Juli 2003
Mode conservation		Mode préparation éprouvette		Ingénieur responsable	
NATUREL		SCIE		J.-F. Mathier	
				signature	
				Opérat.	
				LG	
Haut. [mm]	Diam. [mm]	ρ [t/m ³]	w [%]	Ep50% [MN/m ²]	Ej50% [MN/m ²]
116,7	55,7	2,6	-	35785	-
Observations:					Essai accrédité
					oui
					non
					x

Ce protocole ne peut être reproduit partiellement sans l'accord écrit du LMR-EPFL

ER.520 11/02

Page 1/1



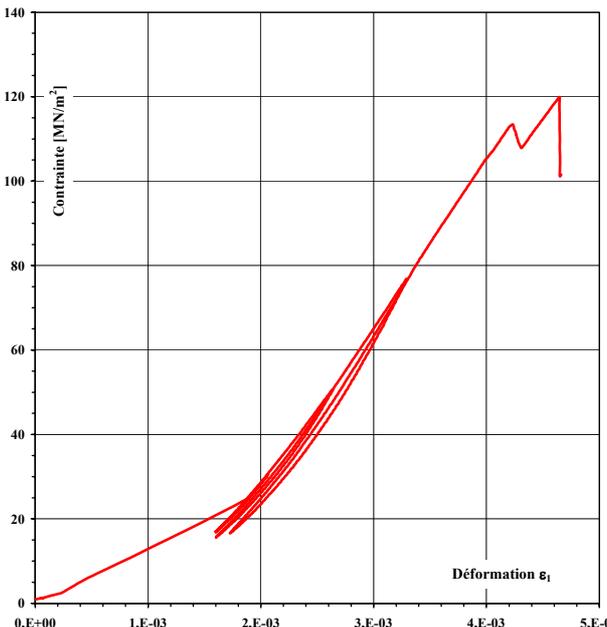
LABORATOIRES DE MECANIQUE DES SOLS ET DES ROCHES

COMPRESSION SIMPLE

Exécuté selon la norme ASTM D 2938-86 et LMS+R ER.520



No éprouvette		Titre de l'étude			Committant		
R0520_3		ABISSO DI TREBICIANO			nom		adresse
					ETHZ		ZURICH
No sond.	Prof. [m]	Nature échantillon		Echantillon prélevé par	Date réception	Date essai	
3	-	Borgo Grotta Gigante (Auresina)		COMMETTANT	8. Juli 2003	8. Juli 2003	
Mode conservation		Mode préparation éprouvette		Ingénieur responsable		Opérat.	
NATUREL		SCIE		nom		signature	
				J.-F. Mathier		<i>Lath</i>	
						LG	
Haut. [mm]	Diam. [mm]	ρ [t/m ³]	w [%]	Ep50% [MN/m ²]	Ej50% [MN/m ²]	α [MN/m ²]	
112,4	55,9	2,60	-	38900	-	119,9	



Observations:				Essai accrédité	
				oui non	
				<input checked="" type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	



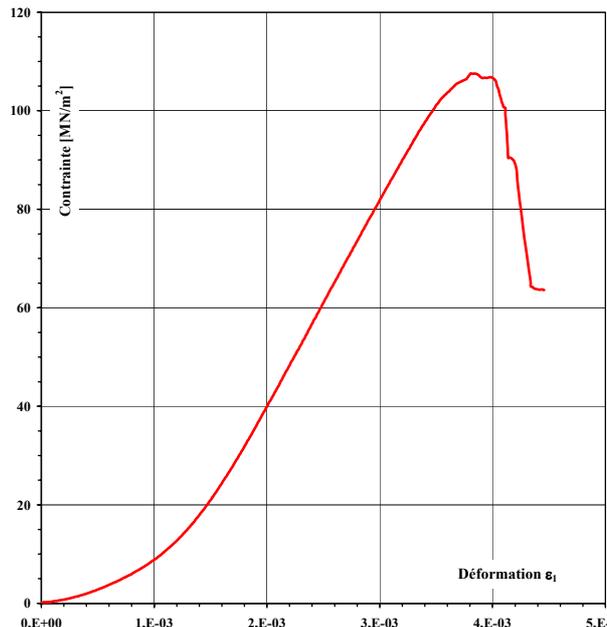
LABORATOIRES DE MECANIQUE DES SOLS ET DES ROCHES

COMPRESSION SIMPLE

Exécuté selon la norme ASTM D 2938-86 et LMS+R ER.520



No éprouvette		Titre de l'étude			Committant		
R0520_4		ABISSO DI TREBICIANO			nom		adresse
					ETHZ		ZURICH
No sond.	Prof. [m]	Nature échantillon		Echantillon prélevé par	Date réception	Date essai	
4	-	Borgo Grotta Gigante (Auresina)		COMMETTANT	8. Juli 2003	8. Juli 2003	
Mode conservation		Mode préparation éprouvette		Ingénieur responsable		Opérat.	
NATUREL		SCIE		nom		signature	
				J.-F. Mathier		<i>Lath</i>	
						LG	
Haut. [mm]	Diam. [mm]	ρ [t/m ³]	w [%]	Ep50% [MN/m ²]	Ej50% [MN/m ²]	α [MN/m ²]	
112,1	55,7	2,61	-	41250	-	107,6	



Observations:				Essai accrédité	
				oui non	
				<input checked="" type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	

No éprouvette		Titre de l'étude		Committant	
R0520_5		ABISSO DI TREBICIANO		ETHZ ZURICH	
No sond.	Prof. [m]	Nature échantillon		Echantillon prélevé par	Date réception
5	-	Borgo Grotta Gigante (Auresina)		COMMETTANT	8. Juli 2003
Date essai		Mode conservation		Mode préparation éprouvette	
8. Juli 2003		NATUREL		SCIE	
Opérat.		Ingénieur responsable		nom	
LG		J.-F. Mathier		signature	
				<i>Math</i>	
Haut. [mm]	Diam. [mm]	ρ [t/m ³]	w [%]	Ep50% [MN/m ²]	Ej50% [MN/m ²]
118	55,6	2,58	-	30270	-
Observations:					Essai accrédité
					oui <input checked="" type="checkbox"/>
					non <input type="checkbox"/>

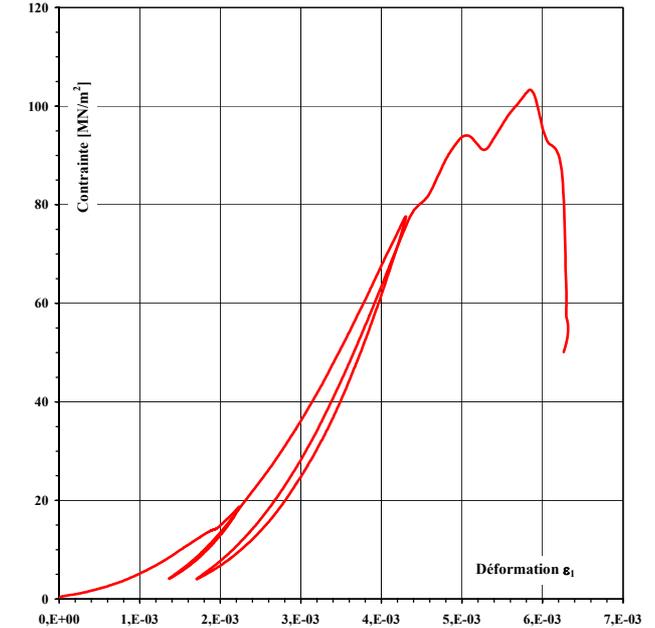
Ce protocole ne peut être reproduit partiellement sans l'accord écrit du LMR-EPFL ER.520 11/02 Page 1/1

No éprouvette		Titre de l'étude		Committant	
R0520_6		ABISSO DI TREBICIANO		ETHZ ZURICH	
No sond.	Prof. [m]	Nature échantillon		Echantillon prélevé par	Date réception
6	-	Borgo Grotta Gigante (Auresina)		COMMETTANT	8. Juli 2003
Date essai		Mode conservation		Mode préparation éprouvette	
8. Juli 2003		NATUREL		SCIE	
Opérat.		Ingénieur responsable		nom	
LG		J.-F. Mathier		signature	
				<i>Math</i>	
Haut. [mm]	Diam. [mm]	ρ [t/m ³]	w [%]	Ep50% [MN/m ²]	Ej50% [MN/m ²]
115,9	55,7	2,59	-	30700	-
Observations:					Essai accrédité
					oui <input checked="" type="checkbox"/>
					non <input type="checkbox"/>

Ce protocole ne peut être reproduit partiellement sans l'accord écrit du LMR-EPFL ER.520 11/02 Page 1/1

16.7.2 Einaxiale Druckversuche: Borgo Grotta Gigante Member (Trebiciano) und Zolla Member

 LABORATOIRES DE MECANIQUE DES SOLS ET DES ROCHES COMPRESSION SIMPLE Exécuté selon la norme ASTM D 2938-86 et LMS+R ER.520		 EPFL ÉCOLE POLYTECHNIQUE FÉDÉRALE DE LAUSANNE			
No éprouvette		Titre de l'étude		Committant	
R0520_tresic		ABISSO DI TREBICIANO		nom adresse	
				ETHZ ZURICH	
No sond.	Prof. [m]	Nature échantillon		Echantillon prélevé par	Date réception
1	-	Borgo Grotta Gigante (Trebiciano)		COMMETTANT	8. Juli 2003
Date essai		Mode conservation		Mode préparation éprouvette	
8. Juli 2003		NATUREL		SCIE	
		Ingénieur responsable		Opérat.	
		nom signature		nom signature	
		J.-F. Mathier <i>JFM</i>		J.-F. Mathier <i>JFM</i>	
		LG		LG	
Haut. [mm]	Diam. [mm]	ρ [t/m ³]	w [%]	$E_p50\%$ [MN/m ²]	$E_j50\%$ [MN/m ²]
95	55,8	2,65	-	32200	-
				σ_c [MN/m ²]	
				103,3	

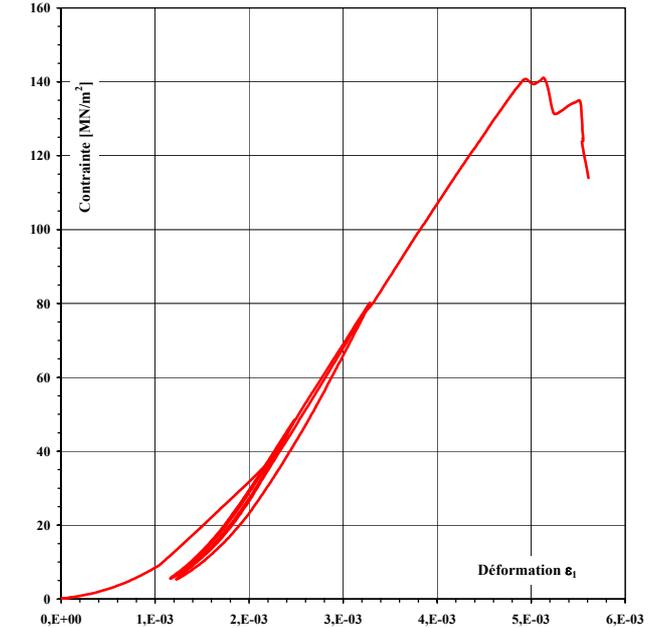


Observations:

Essai accrédité	
oui	non
<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Ce protocole ne peut être reproduit partiellement sans l'accord écrit du LMR-EPFL ER.520 11/02 Page 1/1

 LABORATOIRES DE MECANIQUE DES SOLS ET DES ROCHES COMPRESSION SIMPLE Exécuté selon la norme ASTM D 2938-86 et LMS+R ER.520		 EPFL ÉCOLE POLYTECHNIQUE FÉDÉRALE DE LAUSANNE			
No éprouvette		Titre de l'étude		Committant	
R0520_zolla		ABISSO DI TREBICIANO		nom adresse	
				ETHZ ZURICH	
No sond.	Prof. [m]	Nature échantillon		Echantillon prélevé par	Date réception
1	-	Zolla		COMMETTANT	8. Juli 2003
Date essai		Mode conservation		Mode préparation éprouvette	
8. Juli 2003		NATUREL		SCIE	
		Ingénieur responsable		Opérat.	
		nom signature		nom signature	
		J.-F. Mathier <i>JFM</i>		J.-F. Mathier <i>JFM</i>	
		LG		LG	
Haut. [mm]	Diam. [mm]	ρ [t/m ³]	w [%]	$E_p50\%$ [MN/m ²]	$E_j50\%$ [MN/m ²]
81,5	55,7	2,63	-	39200	-
				σ_c [MN/m ²]	
				141,1	



Observations:

Essai accrédité	
oui	non
<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Ce protocole ne peut être reproduit partiellement sans l'accord écrit du LMR-EPFL ER.520 11/02 Page 1/1

16.8 Messdaten der Punktlastversuche

16.8.1 Punktlastversuche Borgo Grotta Gigante Member (Trebiciano)

Punktlastversuch

(Würfeltest - Probrebreite)

Lithologie:	Borgo Grotta Gigante Member (Trebiciano)
Prüfkörperform:	Würfel - gemessen W als Probrebreite
Entnahmeort:	Trebiciano
Entnahmedatum:	23.11.2002
Datum des Tests:	08.07.2003
Inhomogenitäten, Trennflächen:	relativ homogen
Wassergehalt:	lufttrocken

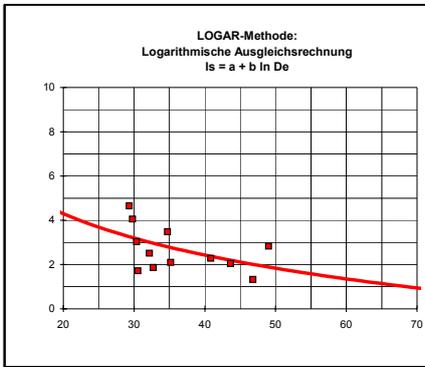
Punktlastversuch

(Würfeltest - Bruchbreite)

Lithologie:	Borgo Grotta Gigante Member (Trebiciano)
Prüfkörperform:	Würfel - gemessen W als Bruchbreite
Entnahmeort:	Trebiciano
Entnahmedatum:	23.11.2002
Datum des Tests:	08.07.2003
Inhomogenitäten, Trennflächen:	relativ homogen
Wassergehalt:	lufttrocken

Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]	Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]
1	6,8	34,3	55,0	2,8	16				
2	3,8	36,2	36,2	1,8	17				
3	3,9	34,0	44,0	1,7	18				
4	2,9	47,5	36,2	1,2	19				
5	2,6	27,0	36,0	1,2	20				
6	4,0	26,9	25,1	3,3	21				
7	1,6	25,0	29,3	0,4	22				
8	2,8	26,8	27,0	1,7	23				
9	2,6	28,6	28,4	1,4	24				
10	3,6	25,8	27,0	2,7	25				
11	2,0	28,5	29,5	0,8	26				
12	4,2	32,0	29,6	2,5	27				
13					28				
14					29				
15					30				

Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]	Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]
1	6,8	34,3	55,7	2,8	16				
2	3,8	36,2	52,2	1,5	17				
3	3,9	34,0	67,4	1,6	18				
4	2,9	47,5	53,8	1,3	19				
5	2,6	27,0	47,0	0,9	20				
6	4,0	26,9	27,0	2,8	21				
7	1,6	25,0	33,0	0,2	22				
8	2,8	26,8	36,0	1,2	23				
9	2,6	28,6	30,0	1,1	24				
10	3,6	25,8	26,5	2,5	25				
11	2,0	28,5	34,0	0,5	26				
12	4,2	32,0	32,0	2,2	27				
13					28				
14					29				
15					30				



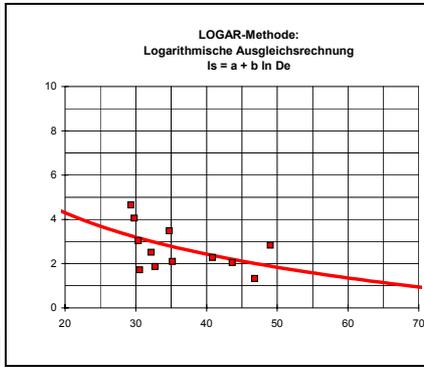
Konstanten:

Lassteigerungsrate:
 $L_s = 0,5 \text{ MPa/s}$
 Umrechnungsfaktor für Druckfestigkeit:
 $c = 20,14$
 $I_s = F / (D \times W) / 4 \times \pi$
 $UCS = c \times I_s$

Is - Punktlastindex P - Prüfdruck
 D - Probenhöhe W - Probenbreite
 UCS - einaxiale Druckfestigkeit
 Transformation jedes Einzelwerts auf De=50 mittels logarithmischer Regression.

Max/Min = +/- Standardabweichung		
D=50mm	I _s [MPa]	UCS [MPa]
Maximum	2,6	53
Mittel	1,8	36
Minimum	0,9	19

Bestimmtheitsmaß der Korrelation:
 $R \times R = 23 \%$



Konstanten:

Lassteigerungsrate:
 $L_s = 0,5 \text{ MPa/s}$
 Umrechnungsfaktor für Druckfestigkeit:
 $c = 22,49$
 $I_s = F / (D \times W) / 4 \times \pi$
 $UCS = c \times I_s$

Is - Punktlastindex P - Prüfdruck
 D - Probenhöhe W - Probenbreite
 UCS - einaxiale Druckfestigkeit
 Transformation jedes Einzelwerts auf De=50 mittels logarithmischer Regression.

Max/Min = +/- Standardabweichung		
D=50mm	I _s [MPa]	UCS [MPa]
Maximum	2,4	53
Mittel	1,6	35
Minimum	0,7	17

Bestimmtheitsmaß der Korrelation:
 $R \times R = 41 \%$

03-PLT.xls

© Th & Schu 94-98

03-PLT.xls

© Th & Schu 94-98

16.8.2 Punktlastversuche Borgo Grotta Gigante Member (Aurisina)

Punktlastversuch

(Würfeltest - Probrebreite)

Lithologie:	Borgo Grotta Gigante Member (Aurisina)
Prüfkörperform:	Würfel - gemessen W als Probrebreite
Entnahmeort:	Aurisina
Entnahmedatum:	29.12.2002
Datum des Tests:	08.07.2003
Inhomogenitäten, Trennflächen:	relativ homogen
Wassergehalt:	lufttrocken

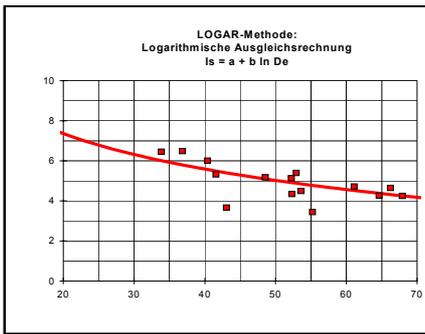
Punktlastversuch

(Würfeltest - Bruchbreite)

Lithologie:	Borgo Grotta Gigante Member (Aurisina)
Prüfkörperform:	Würfel - gemessen W als Bruchbreite
Entnahmeort:	Aurisina
Entnahmedatum:	29.12.2002
Datum des Tests:	08.07.2003
Inhomogenitäten, Trennflächen:	relativ homogen
Wassergehalt:	lufttrocken

Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]	Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]
1	19,6	59,2	61,2	5,0	16	6,8	47,0	31,0	3,3
2	23,2	64,0	72,5	5,0	17	8,8	30,1	35,4	5,7
3	17,8	55,8	58,8	4,9	18	9,8	36,1	35,5	5,5
4	15,1	44,9	49,0	5,5	19				
5	20,4	62,9	54,8	5,3	20				
6	21,5	62,1	63,7	5,1	21				
7	27,0	53,3	93,0	5,4	22				
8	12,2	39,8	46,5	5,1	23				
9	17,6	52,1	56,3	5,2	24				
10	10,5	45,7	52,4	3,7	25				
11	14,0	42,5	50,4	5,2	26				
12	12,9	47,0	48,0	4,7	27				
13	9,2	36,2	37,5	4,9	28				
14	11,9	43,0	50,0	4,5	29				
15	7,4	30,0	30,0	5,5	30				

Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I ₅₀ [MPa]	Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I ₅₀ [MPa]
1	19,6	59,2	63,0	4,8	16	6,8	47,0	53,6	2,4
2	23,2	64,0	74,0	4,8	17	8,8	30,1	37	5,6
3	17,8	55,8	61,0	4,7	18	9,8	36,1	45,0	4,5
4	15,1	44,9	53,0	5,2	19				
5	20,4	62,9	78,3	4,2	20				
6	21,5	62,1	86,7	4,2	21				
7	27,0	53,3	100,3	5,0	22				
8	12,2	39,8	60,0	4,2	23				
9	17,6	52,1	56,4	5,1	24				
10	10,5	45,7	52,8	3,6	25				
11	14,0	42,5	50,8	5,2	26				
12	12,9	47,0	48,6	4,6	27				
13	9,2	36,2	43,0	4,4	28				
14	11,9	43,0	59,4	3,9	29				
15	7,4	30,0	49,7	3,6	30				



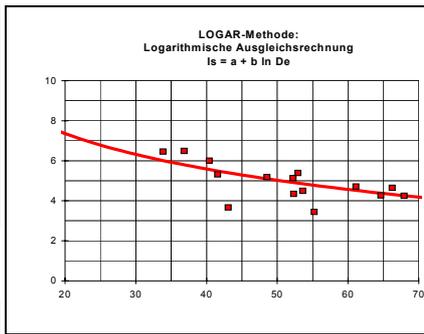
Konstanten:

Lassteigerungsrate:
 $L_s = 0,5 \text{ MPa/s}$
 Umrechnungsfaktor für Druckfestigkeit:
 $c = 20,14$
 $I_s = F / (D \times W) / 4 \times \pi$
 $UCS = c \times I_s$

Is - Punktlastindex P - Prüfdruck
 D - Probenhöhe W - Probenbreite
 UCS - einaxiale Druckfestigkeit
 Transformation jedes Einzelwerts auf De=50 mittels logarithmischer Regression.

Max/Min = +/- Standardabweichung		
D=50mm	I _s [MPa]	UCS [MPa]
Maximum	5,6	113
Mittel	5,0	100
Minimum	4,4	88

Bestimmtheitsmaß der Korrelation:
 $R \times R = 49 \%$



Konstanten:

Lassteigerungsrate:
 $L_s = 0,5 \text{ MPa/s}$
 Umrechnungsfaktor für Druckfestigkeit:
 $c = 22,49$
 $I_s = F / (D \times W) / 4 \times \pi$
 $UCS = c \times I_s$

Is - Punktlastindex P - Prüfdruck
 D - Probenhöhe W - Probenbreite
 UCS - einaxiale Druckfestigkeit
 Transformation jedes Einzelwerts auf De=50 mittels logarithmischer Regression.

Max/Min = +/- Standardabweichung		
D=50mm	I _s [MPa]	UCS [MPa]
Maximum	5,2	117
Mittel	4,5	100
Minimum	3,7	84

Bestimmtheitsmaß der Korrelation:
 $R \times R = 30 \%$

03-PLT.xls

© Th & Schu 94-98

03-PLT.xls

© Th & Schu 94-98

16.8.3 Punktlastversuch Zolla Member

Punktlastversuch

(Würfeltest - Probrebreite)

Lithologie:	Zolla Member
Prüfkörperform:	Würfel - gemessen W als Probrebreite
Entnahmeort:	Trebianco
Entnahmedatum:	29.12.2002
Datum des Tests:	08.07.2003
Inhomogenitäten, Trennflächen:	relativ homogen lufttrocken
Wassergehalt:	lufttrocken

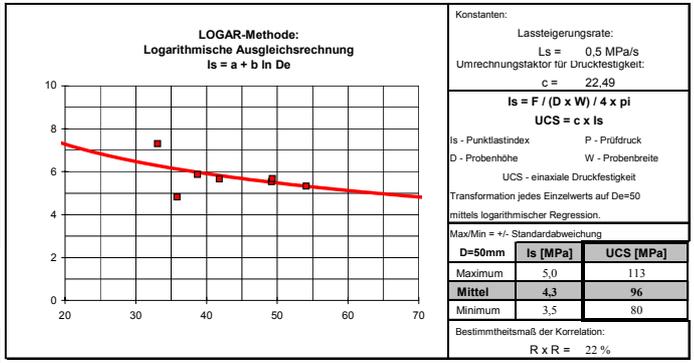
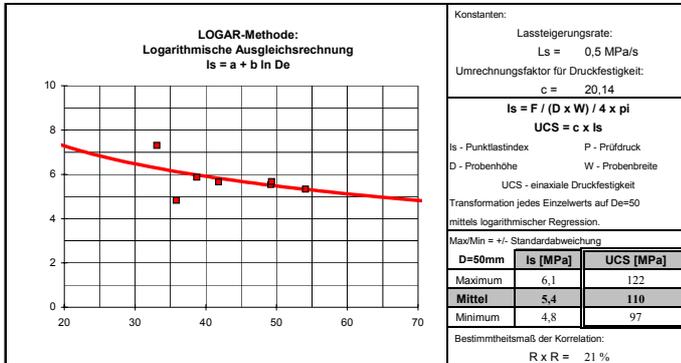
Punktlastversuch

(Würfeltest - Bruchbreite)

Lithologie:	Zolla Member
Prüfkörperform:	Würfel - gemessen W als Bruchbreite
Entnahmeort:	Trebianco
Entnahmedatum:	29.12.2002
Datum des Tests:	08.07.2003
Inhomogenitäten, Trennflächen:	relativ homogen lufttrocken
Wassergehalt:	lufttrocken

Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]	Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]
1	15,6	50,5	45,5	5,5	16				
2	13,4	38,0	50,0	5,5	17				
3	13,8	43,0	44,4	5,7	18				
4	8,8	40,6	29,0	5,4	19				
5	6,2	28,5	35,4	4,2	20				
6	9,9	34,4	39,9	5,3	21				
7	8,0	28,0	30,7	6,5	22				
8					23				
9					24				
10					25				
11					26				
12					27				
13					28				
14					29				
15					30				

Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]	Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]
1	15,6	50,5	62,9	4,4	16				
2	13,4	38,0	63,6	4,6	17				
3	13,8	43,0	53,7	4,9	18				
4	8,8	40,6	49,0	3,5	19				
5	6,2	28,5	52,7	2,9	20				
6	9,9	34,4	48,6	4,5	21				
7	8,0	28,0	38	5,2	22				
8					23				
9					24				
10					25				
11					26				
12					27				
13					28				
14					29				
15					30				



U3-PLT.xlt

© Th & Schu 94-98

U3-PLT.xlt

© Th & Schu 94-98

16.8.4 Punktlastversuch Rupingrande Member (Dolomit)

Punktlastversuch

(Würfeltest - Probrebreite)

Lithologie:	Rupingrande Member (Dolomit)
Prüfkörperform:	Würfel - gemessen W als Probrebreite
Entnahmeort:	Trebianco
Entnahmedatum:	29.12.2002
Datum des Tests:	08.07.2003
Inhomogenitäten, Trennflächen:	relativ homogen lufttrocken
Wassergehalt:	lufttrocken

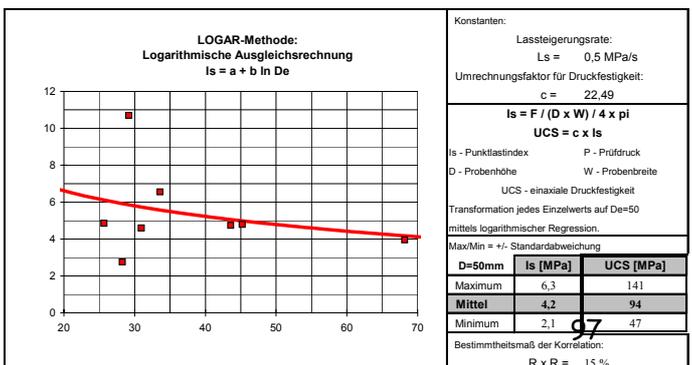
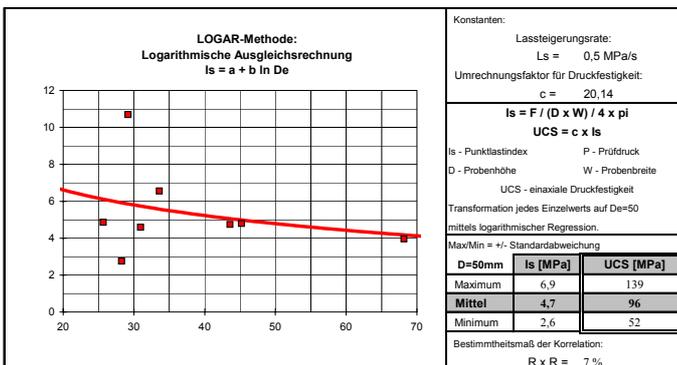
Punktlastversuch

(Würfeltest - Bruchbreite)

Lithologie:	Rupingrande Member (Dolomit)
Prüfkörperform:	Würfel - gemessen W als Bruchbreite
Entnahmeort:	Trebianco
Entnahmedatum:	29.12.2002
Datum des Tests:	08.07.2003
Inhomogenitäten, Trennflächen:	relativ homogen lufttrocken
Wassergehalt:	lufttrocken

Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]	Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]
1	18,4	55,3	66,0	4,6	16				
2	9,8	32,3	49,7	4,6	17				
3	9,0	40,3	37,0	4,5	18				
4	4,4	25,4	29,6	3,7	19				
5	2,2	18,7	33,5	1,7	20				
6	3,2	23,2	22,3	3,6	21				
7	9,1	26,3	25,4	9,7	22				
8	7,4	26,3	33,7	5,8	23				
9					24				
10					25				
11					26				
12					27				
13					28				
14					29				
15					30				

Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]	Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]
1	18,4	55,3	83	4,3	16				
2	9,8	32,3	52,3	4,4	17				
3	9,0	40,3	47	3,7	18				
4	4,4	25,4	40	2,5	19				
5	2,2	18,7	36	1,2	20				
6	3,2	23,2	21	3,3	21				
7	9,1	26,3	27	8,7	22				
8	7,4	26,3	34,6	5,4	23				
9					24				
10					25				
11					26				
12					27				
13					28				
14					29				
15					30				



U3-PLT.xlt

© Th & Schu 94-98

U3-PLT.xlt

© Th & Schu 94-98

16.8.5 Punktlastversuch Rupingrande Member (Dedolomit)

Punktlastversuch

(Würfeltest - Probereite)

Lithologie:	Rupingrande Member (Dedolomit)
Prüfkörperform:	Würfel - gemessen W als Probereite
Entnahmeort:	Trebiciano
Entnahmedatum:	29.12.2002
Datum des Tests:	08.07.2003
Inhomogenitäten, Trennflächen:	relativ homogen
Wassergehalt:	lufttrocken

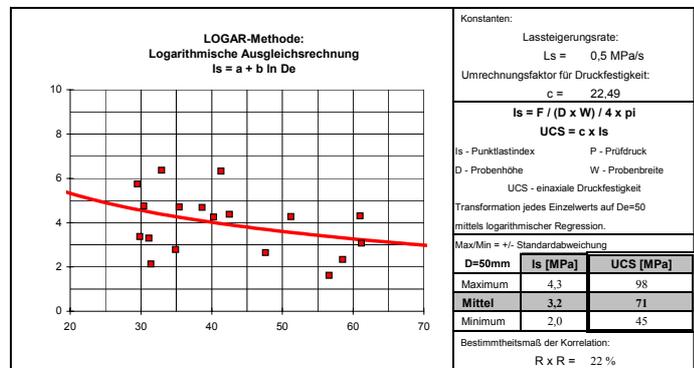
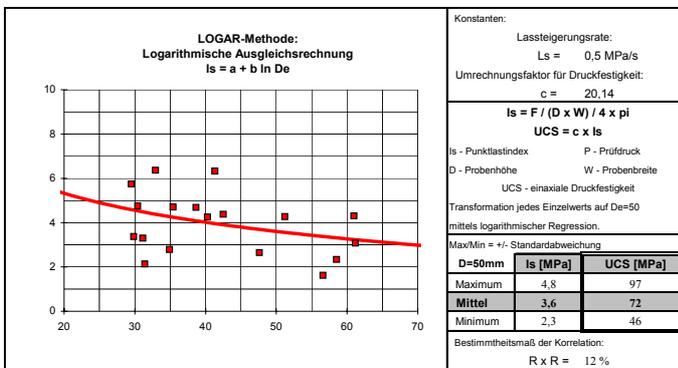
Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]	Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]
1	8,0	48,0	56,0	2,6	16	4,4	26,9	27,0	3,9
2	11,5	61,2	48,0	3,4	17	2,1	24,0	32,3	1,3
3	5,2	46,0	54,7	1,8	18	6,9	22,0	38,7	5,6
4	7,9	35,0	40,5	4,1	19				
5	16,0	51,5	56,7	4,7	20				
6	10,8	32,7	41,0	6,0	21				
7	7,0	28,6	41,0	4,2	22				
8	6,9	35,0	36,4	3,9	23				
9	11,2	49,0	42,0	4,3	24				
10	6,0	44,5	40,0	2,6	25				
11	3,4	22,4	42,7	2,1	26				
12	5,9	27,5	35,8	4,1	27				
13	3,2	28,4	26,8	2,4	28				
14	5,0	27,0	25,3	4,8	29				
15	3,0	25,9	27,0	2,4	30				

Punktlastversuch

(Würfeltest - Bruchbreite)

Lithologie:	Rupingrande Member (Dedolomit)
Prüfkörperform:	Würfel - gemessen W als Bruchbreite
Entnahmeort:	Trebiciano
Entnahmedatum:	29.12.2002
Datum des Tests:	08.07.2003
Inhomogenitäten, Trennflächen:	relativ homogen
Wassergehalt:	lufttrocken

Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]	Nr.	F [kN]	D [mm]	W [mm]	I (50) [MPa]
1	8,0	48,0	61	2,6	16	4,4	26,9	30	3,3
2	11,5	61,2	80	2,8	17	2,1	24,0	35	1,0
3	5,2	46,0	61	1,8	18	6,9	22,0	47	4,5
4	7,9	35,0	40,9	4,0	19				
5	16,0	51,5	71,8	4,1	20				
6	10,8	32,7	41,1	5,9	21				
7	7,0	28,6	51,8	3,4	22				
8	6,9	35,0	37,2	3,7	23				
9	11,2	49,0	50,7	3,8	24				
10	6,0	44,5	59,6	2,1	25				
11	3,4	22,4	43,7	2,0	26				
12	5,9	27,5	42,0	3,4	27				
13	3,2	28,4	35,0	1,8	28				
14	5,0	27,0	27,0	4,3	29				
15	3,0	25,9	27	2,3	30				



16.9 Messdaten der Spaltzugversuche

Borgo Grotta Gigante Member (Aurisia)

Probe-Nr.	Einheiten	Aurisia 1	Aurisia 2	Aurisia 3	Aurisia 4	Aurisia 5	Aurisia 6	Aurisia 7	Aurisia 8	Aurisia 9
Wassergehalt	-	lufttrocken								
Länge	[cm]	3,56	3,24	2,79	5,48	3,36	2,53	3,45	7,79	2,10
Durchmesser	[cm]	5,56	5,56	5,55	5,57	5,58	5,55	5,57	5,58	5,58
L/D-Verhältnis	-	0,64	0,58	0,50	0,98	0,60	0,46	0,62	1,40	0,38
Laststeigerungsrate	[N/s]	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Belastungszyklen	-	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Bruchlast	[kN]	19,9	26,4	21,0	36,2	24,8	13,8	32,2	64,8	16,6
Spaltzugfestigkeit	[MPa]	6,400	9,330	8,634	7,550	8,421	6,257	10,667	9,490	9,019

Borgo Grotta Gigante Member (Trebiciano)

Einheiten	Trebiciano 1	Trebiciano 2	Trebiciano 3	Trebiciano 4	Trebiciano 5	
Wassergehalt	-	lufttrocken	lufttrocken	lufttrocken	lufttrocken	
Länge	[cm]	5,79	2,74	4,23	3,87	4,00
Durchmesser	[cm]	5,60	5,56	5,57	5,60	5,57
L/D-Verhältnis	-	1,03	0,49	0,76	0,69	0,72
Laststeigerungsrate	[N/s]	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Belastungszyklen	-	1	1	1	1	1
Bruchlast	[kN]	26,4	13,4	18,4	23,2	19,5
Spaltzugfestigkeit	[MPa]	5,183	5,600	4,972	6,815	5,572

16.10 Messdaten der Dichtebestimmung

Borgo Grotta Gigante Member (Trebiciano)

Prüfkörperform	Höhe [cm]	Breite [cm]	Länge [cm]	Durchmesser [cm]	Gewicht [g]	Volumen [cm ³]	Trockenrohdichte [g/cm ³]
Zylinder			3,87	5,60	253,7	95,32	2,66
Zylinder			4,00	5,57	259,7	97,47	2,66
Zylinder			5,79	5,60	309,5	142,61	2,17
Zylinder			2,74	5,56	176,7	66,53	2,66
Zylinder			4,23	5,57	240,6	103,07	2,33
Zylinder			9,50	5,58	615,6	232,32	2,65

Borgo Grotta Gigante Member (Aurisina)

Prüfkörperform	Höhe [cm]	Breite [cm]	Länge [cm]	Durchmesser [cm]	Gewicht [g]	Volumen [cm ³]	Trockenrohdichte [g/cm ³]
Zylinder			7,79	5,58	494,4	190,50	2,60
Zylinder			11,38	5,52	710,8	272,34	2,61
Zylinder			11,67	5,57	739,3	284,36	2,60
Zylinder			11,24	5,59	717,2	275,85	2,60
Zylinder			11,21	5,57	712,9	273,15	2,61
Zylinder			11,80	5,56	739,2	286,50	2,58
Zylinder			11,59	5,57	731,4	282,41	2,59

Zolla Member

Prüfkörperform	Höhe [cm]	Breite [cm]	Länge [cm]	Durchmesser [cm]	Gewicht [g]	Volumen [cm ³]	Trockenrohdichte [g/cm ³]
Würfel	2,90	4,20	4,90		151,4	59,68	2,54
Würfel	3,50	2,90	5,20		131,3	52,78	2,49
Zylinder			8,15	5,57	522,3	198,59	2,63

Rupingrande Memer (Dolomit)

Prüfkörperform	Höhe [cm]	Breite [cm]	Länge [cm]	Durchmesser [cm]	Gewicht [g]	Volumen [cm ³]	Trockenrohdichte [g/cm ³]
Würfel	6,70	5,40	7,70		699,2	278,59	2,51
Würfel	2,70	4,30	3,35		99,3	38,89	2,55

Rupingrande Memers (Dedolomit)

Prüfkörperform	Höhe [cm]	Breite [cm]	Länge [cm]	Durchmesser [cm]	Gewicht [g]	Volumen [cm ³]	Trockenrohdichte [g/cm ³]
Würfel	4,60	6,80	5,45		412,4	170,48	2,42
Würfel	5,30	5,75	5,10		375,5	155,42	2,42
Würfel	4,45	4,00	5,05		221,3	89,89	2,46
Würfel	4,95	5,00	4,30		248,9	106,43	2,34
Würfel	5,90	3,25	4,10		196,2	78,62	2,50
Würfel	4,40	3,65	3,40		142,6	54,60	2,61
Würfel	4,10	5,20	2,85		151,1	60,76	2,49
Würfel	4,95	3,55	3,90		175,6	68,53	2,56
Würfel	5,40	4,70	3,60		218,5	91,37	2,39
Würfel	4,70	5,60	6,70		447,7	176,34	2,54
Würfel	5,45	3,60	2,75		135,4	53,96	2,51