

Spektrale seismische Mikrozonierung der Region Brig-Visp



Technischer Bericht

(Erneuerung der Studie des Jahres 2000)

RÉSONANCE
Ingénieurs-Conseils SA

21 rue Jacques Grosselin
1227 CAROUGE
Tel. 022 301 02 53
Fax 022 301 02 70
resonance@resonance.ch

ROVINA + PARTNER AG
Geologie - Geotechnik
Hydrogeologie

3969 VAREN
Tel. 027 473 48 48
Fax 027 473 49 40
rovina@rhone.ch

**Bureau d'ingénieurs et
géologues Tissières SA**

Prés-de-la-Scie 2
1920 MARTIGNY
Tel. 027 722 83 22
Fax 027 722 04 22
pascal.tissieres@mycable.ch

Zusammenfassung

Bei Erdbeben können die Bodenbewegungsgrössen kleinräumig, in Abhängigkeit der lokalen geologischen Verhältnisse, stark variieren. Dynamische Aufschaukelungseffekte ergeben sich in erster Linie für "weiche" Böden, meist jüngere Sedimentablagerungen. In letzter Zeit sind aber auch zunehmend Beispiele starker Aufschaukelungen bekannt geworden, die mittelsteife Böden in verhältnismässig engen Tälern betreffen. Die systematische Erfassung dieser Standorteinflüsse und deren flächendeckende Kartierung wird seismische "Mikrozonierung" genannt.

Die Norm SIA 261 berücksichtigt geologische Standorteinflüsse, indem sechs verschiedene "Baugrundklassen" unterschieden und für diese unterschiedliche Antwortspektren definiert werden. Diese Vorgaben sind im statistischen Mittel vernünftig, können aber im Einzelfall stark von der Wirklichkeit abweichen. Insbesondere werden die verstärkten Aufschaukelungen, die sich bei tief eingeschnittenen Tälern ergeben, nicht explizit berücksichtigt.

Das Ziel der vorliegenden Studie war, für die Oberwalliser Region Brig-Visp eine praxistaugliche Spektrale Mikrozonierung zu erarbeiten. Es handelt sich um eine ingenieurmässige Bestimmung der lokalen Standorteinflüsse auf die Erdbebenanregung unter bestmöglicher Ausnutzung verhältnismässig einfach zu beschaffender Grundlagen. Dieses Ziel konnte selbstverständlich nur erreicht werden, indem zahlreiche Annahmen getroffen sowie Vereinfachungen vorgenommen wurden.

Die vorliegende Studie bringt die frühere Pilotstudie zur Mikrozonierung der Region Brig-Visp aus dem Jahr 2000 auf den neuesten Stand. Diese Überarbeitung wurde insbesondere deshalb notwendig, weil die regionale Erdbebengefährdung vom Schweizerischen Erdbebendienst (SED) seither völlig neu erarbeitet worden war und der SIA inzwischen neue Normen veröffentlicht hatte, die sich auf die erwähnte SED-Studie abstützen.

Die geologisch-geotechnischen Grundlagen wurden unverändert von der erwähnten Pilotstudie übernommen: Die benötigten geologischen Informationen wurden mit Hilfe einer systematischen Literaturstudie zusammengetragen. Die notwendigen Bodenkennwerte wurden für die oberflächennahen Schichten mit Hilfe empirischer Korrelationen aus SPT-Werten (SPT: "Standard Penetration Tests") abgeleitet, die sich in geotechnischen Berichten finden liessen; in der Tiefe wurden die Kennwerte aufgrund der geologischen Beschreibung abgeschätzt. Eine gewisse Überprüfung dieser unsicheren Parameter war mit Hilfe der sogenannten Methode von Nakamura möglich. Diese Methode erlaubt es, die Grund-Eigenfrequenz einer Lockergesteinsablagerung experimentell zu bestimmen, und damit lassen sich wiederum die angenommenen Scherwellengeschwindigkeiten oder Bodenschichtstärken in grober Weise überprüfen. Im untersuchten Gebiet der Region Brig-Visp wurde diese Grund-Eigenfrequenz an zirka 140 Standorten gemessen.

Für die numerischen Simulationen wurde ein Universitätsprogramm für horizontal polarisierte Scherwellen nach der Theorie von Aki-Larner verwendet, das zweidimensional rechnet. Nichtlineares Materialverhalten wurde mit Hilfe einer iterativen Prozedur berücksichtigt, die analog zu derjenigen des weit verbreiteten Programmes SHAKE mit äquivalent-linearen Materialgleichungen arbeitet.

Die für die Region Brig-Visp gefundenen Standorteffekte liegen im Rahmen dessen, was für andere, ähnlich gelagerte Situationen schon beobachtet oder berechnet wurde.

Für den Raum Visp wurden vier Mikrozononen definiert: "Rhonetal", "Talrand", "Schuttkegel" und "Fels". Für den Raum Brig wurden ebenfalls vier Mikrozononen ausgedehnt, nämlich "Rhonetal Glisergrund", "Rhonetal Brig-Naters", "Moräne" und "Fels". Für diese Mikrozononen wurden spezifische elastische Bemessungs-Antwortspektren definiert, wie sie für die Erdbebenbemessung gewöhnlicher Bauten benötigt werden. Diese Spektren sollten unmittelbar anstelle der Spektren der Norm SIA 261, Ziffer 16.2.3, verwendet werden.

Die Gefahr einer Bodenverflüssigung wurde nicht abschliessend untersucht. Und topographische Standorteinflüsse sowie sogenannte Sekundäreffekte, wie erdbebeninduzierte Hanginstabilitäten oder Felsstürze, wurden im Rahmen dieser Studie nicht bearbeitet.

Résumé

Lors d'un tremblement de terre, le mouvement du sol peut varier fortement en fonction des conditions géologiques locales. Les effets d'amplification dynamique se produisent en premier lieu sur des sols mous, en général des dépôts sédimentaires non consolidés. Cependant, des exemples d'études récentes montrent également des amplifications importantes pour des sols "mi-raides", situés dans des vallées relativement encaissées. La démarche conduisant à une cartographie complète de ces effets de site est désignée sous le terme de microzonage sismique.

La norme SIA 261 considère l'influence de la géologie locale en distinguant six classes de sols de fondation auxquelles sont associés des spectres de réponse différents. Ces spectres sont en moyenne statistique raisonnables, mais peuvent, dans certains cas particuliers, fortement dévier de la réalité. En particulier, les phénomènes d'amplification importants, liés aux vallées fortement encaissées, ne sont pas pris en compte de manière explicite par les spectres de la norme.

Le but de la présente étude était d'élaborer, pour la région de Brigue-Viège, un microzonage sismique spectral directement utilisable dans la pratique. Il s'agit d'une détermination de l'influence des effets de site locaux sur l'excitation sismique, destinée aux ingénieurs, avec la meilleure exploitation possible, relativement simple, des données de bases disponibles. Ce but n'a évidemment pu être atteint qu'au prix de nombreuses hypothèses et simplifications.

La présente étude constitue une importante mise à jour de l'étude pilote de microzonage de Brigue et Viège qui avait été réalisée en 2000. Cette réévaluation était en particulier nécessaire car le Service Sismologique Suisse (SED) a complètement recalculé l'aléa sismique régional de la Suisse, et qu'une nouvelle norme SIA a été publiée, basée sur la récente étude du SED.

Les données géologiques et géotechniques de base ont été directement reprises de l'étude précédente : Les informations géologiques nécessaires ont été rassemblées à partir d'une étude bibliographique systématique. Les paramètres du sol utilisés ont été déduits des valeurs de SPT ("Standard Penetration Test"), issues de rapports géotechniques. En profondeur, ces paramètres ont été estimés à partir de descriptions géologiques. Un certain contrôle de ces paramètres a été fait grâce à la méthode dite de Nakamura. Cette méthode permet de déterminer de manière expérimentale la fréquence propre fondamentale d'un dépôt de sol meuble. Les vitesses d'ondes S ou les épaisseurs des couches peuvent être ajustées à l'aide de cette fréquence. Dans la région de Brigue-Viège, les fréquences propres fondamentales ont été mesurées à environ 140 points.

Les simulations numériques des effets d'amplification locale ont été réalisées à l'aide d'un programme universitaire bi-dimensionnel, en ondes de cisaillement horizontalement polarisées, basé sur la théorie d'Aki-Larner. Le comportement non-linéaire des matériaux a été pris en compte par une procédure itérative, dite linéaire équivalente, comme le fait le programme unidimensionnel classique SHAKE.

Les effets de site obtenus pour la région de Brigue-Viège sont comparables avec ceux déjà calculés ou observés dans d'autres situations semblables.

Pour le secteur de Viège, quatre zones ont été définies : "Rhonetal", "Talrand", "Schuttkegel" et "Fels". De même, pour le secteur de Brigue, quatre zones ont été distinguées : "Rhonetal Glisergrund", "Rhonetal Brig-Naters", "Moräne" et "Fels". Pour chacune de ces zones a été défini un spectre de dimensionnement élastique spécifique destiné à être utilisé pour le dimensionnement parasismique des bâtiments ordinaires. Ces spectres devraient directement être utilisés en lieu et place de ceux de la norme SIA 261, chiffre 16.2.3.

Le danger de liquéfaction n'a pas été étudié de façon explicite. De même, les effets topographiques et les effets dits "induits", tels que glissements de terrains ou chutes de blocs déclenchés par le séisme, n'ont pas été considérés dans le cadre de cette étude.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
Résumé.....	3
1. Einleitung	8
1.1 Begriff und Bedeutung der seismischen Mikrozonierung	8
1.2 Ausgangslage und Zielsetzung	9
1.3 Auftrag	9
1.4 Aufbau des Berichts.....	10
2. Methodik	11
2.1 Regionale Gefährdung am Felsstandort	11
2.2 Beschleunigungs-Zeit-Verläufe für die numerischen Simulationen.....	13
2.3 Lokale Bodenprofile.....	15
2.3.1 Geologische Grundlagen	15
2.3.2 Bestimmung der bodendynamischen Kennwerte	16
2.3.3 Äquivalent-lineare Bodenkennziffern.....	17
2.4 Messungen der Bodenunruhe	19
2.5 Computersimulationen	20
2.5.1 Verwendetes Computerprogramm	20
2.5.2 Ablauf der numerischen Berechnungen	22
2.6 Bodenverflüssigung.....	22
3. Resultate für den Raum Visp	24
3.1 Geologische Situation im Raum Visp.....	24
3.1.1 Geologischer und hydrogeologischer Überblick.....	24
3.1.2 Beschreibung der Profile	25
3.2 Gemessene Grundfrequenzen im Raum Visp	26
3.3 Kennwerte für Profil 3	27
3.4 Resultate der Simulationen für Profil 3	28
3.4.1 Talebene des Rottens.....	29
3.4.2 Talrand	32
3.4.3 Visper Schuttkegel	34
3.4.4 Fels	34
3.5 Bodenverflüssigung im Raum Visp	35
3.6 Diskussion der Resultate für den Raum Visp.....	36
4. Resultate für den Raum Brig	38
4.1 Geologische Situation im Raum Brig	38
4.1.1 Grobe tektonische Übersicht	38
4.1.2 Festgesteine: Beschreibung der Lithologien.....	38
4.1.3 Talmorphologie	40
4.1.4 Lockergesteine: Geomorphologische Prozesse und ihre Ablagerungsprodukte.....	41
4.2 Gemessene Grundfrequenzen im Raum Brig.....	43
4.3 Kennwerte der Rechenprofile	44

4.3.1	Profil 6	44
4.3.2	Profil 7	45
4.4	Resultate der Computersimulationen	47
4.4.1	Profil 6	47
4.4.2	Profil 7	48
4.5	Bodenverflüssigung	51
4.6	Diskussion der Resultate für den Raum Brig	51
5.	Spektrale seismische Mikrozonierung	53
5.1	Mikrozonen für den Raum Visp	53
5.2	Mikrozonen für den Raum Brig	55
5.3	Bemerkungen zur Benutzung der Spektren	56
6.	Glossar	58
7.	Quellenhinweise	59
7.1	Zur Aufarbeitung der geologischen Grundlagen konsultierte Quellen	59
7.2	Seismologische und allgemeine Literatur	60

Anlagen

Der vorliegende Bericht enthält nur die Anlagen D und F in Papierform.
Sämtliche Anlagen, Anlagen A bis F, sind auf beiliegender CD-Rom zu finden.

Anlage A: Geologische Grundlagen für den Raum Visp

- Anlage A-1: Geotechnische Kennziffern
- Anlage A-2: Liste aller SPT-Versuche der Bohrungen, die zur Erstellung der Profile 1, 3, 4 und 5 verwendet wurden
- Anlage A-3: Lage der Sondierbohrungen, Rammsondierungen, Fassungsbrunnen und Profilsuren, 1 : 10'000
- Anlage A-4: Natürliche minimale und maximale Grundwasserstände (1988), 1 : 10'000
- Anlage A-5: Geologisches Profil 1, 1 : 2'500
- Anlage A-6: Geologisches Profil 3, 1 : 2'500
- Anlage A-7: Geologisches Profil 4, 1 : 2'500
- Anlage A-8: Geologisches Profil 5, 1 : 2'500
- Anlage A-9: Situationsplan, 1 : 10'000 mit unterlegter Dufourkarte und alten Rottenläufen um 1854
- Anlage A-10: Zonennutzungsplan (Wohn-, Gewerbe- und Industriezonen), 1 : 10'000

Anlage B: Geologische Grundlagen für den Raum Brig

- Anlage B-1: Geotechnische Kennziffern
- Anlage B-2: Liste aller SPT-Versuche der Bohrungen, die zur Erstellung der Profile 6, 7 und 8 verwendet wurden
- Anlage B-3: Lage der vorhandenen Bohrungen, 1 : 10'000
- Anlage B-4: Natürliche minimale und maximale Grundwasserstände (1988), 1 : 10'000
- Anlage B-5: Geologisches Profil 6, 1 : 3'000
- Anlage B-6: Geologisches Profil 7, 1 : 3'000
- Anlage B-7: Geologisches Profil 8, 1 : 3'000
- Anlage B-8: Geologische Kartierung, 1 : 10'000
- Anlage B-9: Rottenlauf um 1854 und heute, 1 : 10'000
- Anlage B-10: Zonennutzungsplan (Wohn-, Gewerbe- und Industriezonen), 1 : 10'000

Anlage C: Scherwellengeschwindigkeit

- Anlage C-1: Formeln zur Schätzung der Scherwellengeschwindigkeit
- Anlage C-2: In Visp verwendete Parameter zur Schätzung der Scherwellengeschwindigkeit
- Anlage C-3: In Brig verwendete Parameter zur Schätzung der Scherwellengeschwindigkeit

Anlage D : Rechenprofile

- Anlage D-1 : Profil 3
- Anlage D-2 : Profil 6
- Anlage D-3 : Profil 7

Anlage E: Grund-Eigenfrequenzen nach Nakamura

- Anlage E-1: Isolinien der Grund-Eigenfrequenz für den Raum Visp
- Anlage E-2: Isolinien der Grund-Eigenfrequenz für den Raum Brig
- Anlage E-3: H/V-Diagramme nach Nakamura für den Raum Visp
- Anlage E-4: H/V-Diagramme nach Nakamura für den Raum Brig

Anlage F: Seismische Mikrozonon

- Anlage F-1: Seismische Mikrozonon für den Raum Visp, 1 : 10'000
- Anlage F-2: Seismische Mikrozonon für den Raum Brig-Naters, 1 : 10'000

1. Einleitung

1.1 Begriff und Bedeutung der seismischen Mikrozonierung

Bei Erdbeben zeigt sich immer wieder, dass die Bodenbewegungsgrößen und damit auch die Schäden an vergleichbaren Bauten kleinräumig – abhängig von den lokalen geologisch-geotechnischen Untergrundverhältnissen – sehr stark variieren können. Auch bei extremen Hügel- und Gratlagen ergeben sich signifikante Verstärkungen der Bodenbewegungen. Die systematische Erfassung dieser lokalen Standorteinflüsse und deren flächendeckende Kartierung wird seismische "Mikrozonierung" genannt.

Es ist in Fachkreisen anerkannt, dass kleinräumige Intensitätsunterschiede von im Extremfall bis zu ± 1.5 auf der EMS- oder MSK-Skala keine Seltenheit sind. Diese Variationsbreite wurde schon beim berühmten Erdbeben von San Francisco (1906) beobachtet (AFPS, 1995). Beer (1997) hat zahlreiche historische Beben der Schweiz auf lokale Baugrundeinflüsse hin untersucht und ist dabei zum gleichen Resultat gelangt: Es haben sich kleinräumige Intensitätsunterschiede bis zu ± 1.5 auf der EMS-Skala herauskristallisiert. Dies entspricht Unterschieden in der lokalen Erdbebengefährdung, die vergleichbar sind mit den Unterschieden zwischen den Gebieten mit der geringsten und der höchsten regional gemittelten Erdbebengefährdung in der Schweiz.

Dynamische Aufschaukelungseffekte ergeben sich in erster Linie für sehr weiche Ablagerungen; bekanntestes Beispiel ist wohl der Fall des Erdbebens von Mexico City im Jahr 1985. Lockergesteine und jüngere Sedimentablagerungen weisen kleinere Wellengeschwindigkeiten auf als tieferliegende Felsformationen. Dadurch wirken die oberflächennahen Schichten als eigentliche "Wellenfallen", und dies um so stärker, je ausgeprägter die Unterschiede in den Wellengeschwindigkeiten sind.

In letzter Zeit sind auch zunehmend Beispiele starker, sowohl gemessener wie berechneter Amplifikationen bekannt geworden, die mittelsteife Böden in verhältnismässig engen Tälern betreffen (vgl. z.B. Cotton et al. 1998). Diese neueren Erfahrungen unterstreichen, wie wichtig es ist, die lokalen Standorteinflüsse für die Hauptsiedlungsgebiete im Walliser Rhone-Tal zu untersuchen.

Die Norm SIA 261 berücksichtigt die lokalen Standorteinflüsse, indem sechs verschiedene "Baugrundklassen" unterschieden und für diese unterschiedliche Erdbebeneinwirkungen in der Form von Antwortspektren definiert werden. Es ist klar, dass die Einflüsse der Vielfältigkeit der lokalen Geologie der Schweiz mit sechs Baugrundklassen nur in sehr grober Weise erfasst werden können. Andererseits wäre es aber auch nicht praktikabel, in einer Baunorm allzu viele Baugrundklassen zu unterscheiden. Die Vorgaben der Norm SIA 261 sind deshalb im statistischen Mittel durchaus vernünftig, können aber im Einzelfall stark von der Wirklichkeit abweichen. Insbesondere werden von der Norm SIA 261 die verstärkten Aufschaukelungen, die sich bei tief eingeschnittenen Tälern ergeben, nicht explizit berücksichtigt.

Bei einer Mikrozonierung wird die Aufschaukelung der seismischen Bodenbewegungen durch die vorhandenen Lockergesteinsablagerungen für verschiedene Standorte im untersuchten Gebiet explizit bestimmt – in Gebieten mässiger Seismizität wie der Schweiz in der Regel berechnet. Danach werden kleine Zonen – Mikrozononen – definiert, für welche sich ähnliche Resultate – ähnliche Antwortspektren – ergeben haben. Schliesslich wird für jede Mikrozone ein Antwortspektrum

festgelegt, welches vom Bauingenieur unmittelbar anstelle des Antwortspektrums der erwähnten Norm für die Bemessung von Bauwerken verwendet werden kann. Eine solche Mikrozonierung wird auch "Spektrale Mikrozonierung" genannt, dies zur Unterscheidung gegenüber Karten, welche ein Gebiet nur in verschiedene Baugrundklassen einteilen, ohne Bestimmung ortsspezifischer Antwortspektren. Solche Karten der Baugrundklassen sind zum Beispiel auf der Webseite des "Centre de recherche sur l'environnement alpin (CREALP)", Sion, zu finden. Bei der hier vorliegenden Studie handelt es sich um eine Spektrale Mikrozonierung.

1.2 Ausgangslage und Zielsetzung

Das Ziel der hier beschriebenen Studie war, für die Oberwalliser Region Brig-Visp eine praxistaugliche Spektrale Mikrozonierung zu erarbeiten. Es handelte sich um eine ingenieurmässige Bestimmung der lokalen Standorteinflüsse auf die Erdbebenanregung unter bestmöglicher Ausnutzung verhältnismässig einfach zu beschaffender Grundlagen, ohne zusätzliche geologische und geophysikalische Untersuchungen – abgesehen von Messungen der vorhandenen Bodenunruhe und deren Auswertung nach Nakamura (1989). Dieses Ziel konnte selbstverständlich nur erreicht werden, indem zahlreiche Annahmen getroffen sowie Vereinfachungen und Verallgemeinerungen vorgenommen wurden. Auch war es nur in beschränktem Umfang möglich, die Sensitivität der verschiedenen Resultate in bezug auf die Unschärfen in den Grundlagen und Rechenannahmen systematisch zu überprüfen.

In den Jahren 1999 und 2000 wurde bereits eine Pilotstudie (Résonance et al., 2000) durchgeführt, die zu einer provisorischen Mikrozonierung der Region geführt hatte. Diese Pilotstudie basierte noch auf älteren regionalen Gefährdungsstudien, nämlich auf Sägesser und Mayer-Rosa (1978) und Smit und Rüttener (1998). Die vollständige Neubestimmung der regionalen Erdbebengefährdung in der Schweiz durch den Schweizerischen Erdbebendienst (SED, 2004) hat eine Überarbeitung der erwähnten Pilotstudie erforderlich gemacht. Dabei wurde auch die angewendete Mikrozonierungs-Methodik in wesentlichen Punkten modernisiert. Die hier beschriebene Studie ist somit nichts anderes als eine modernisierte Version der erwähnten früheren Pilotstudie.

Das Resultat der Studie ist eine Einteilung der Region Brig-Visp in seismische Mikrozononen. Für jede Mikrozone wird ein elastisches Antwortspektrum für den Standardwert von 5 % kritischer Dämpfung angegeben, wie es vom Strukturgenieur für die Erdbebenbemessung gewöhnlicher Bauwerke benötigt wird.

Weder topographische Standorteinflüsse noch sogenannte Sekundäreffekte wie erdbebeninduzierte Hang- und Böschungsinstabilitäten oder Felsstürze wurden im Rahmen dieser Studie untersucht. Bezüglich Bodenverflüssigung werden einzig für den Raum Visp einige Hinweise gegeben; eine abschliessende Behandlung der Bodenverflüssigung hätte den Rahmen der vorliegenden Studie gesprengt.

1.3 Auftrag

Die seismische Mikrozonierung der Region Brig-Visp wurde vom CREALP unter Einbezug der Dienststelle für Raumplanung und des Kantonsgeologen, Kanton Wallis, der folgenden Arbeitsgruppe anvertraut:

- Rovina + Partner AG, Varen, zuständig für die Aufarbeitung der geologischen Grundlagen auf der Basis vorhandener Literatur,
- Bureau d'ingénieurs et géologues Tissières SA, Martigny, zuständig für die Abschätzung der benötigten Bodenkennwerte, insbesondere der S-Wellen-Geschwindigkeiten, sowie für Untersuchungen zur Bodenverflüssigung im Raum Visp,
- Résonance Ingénieurs-Conseils SA, Carouge, zuständig für die Durchführung der Messungen nach Nakamura (1989), die ein- und zweidimensionale numerische Simulation des Tales unter Erdbebeneinwirkung, sowie die Umsetzung der Resultate in praxistaugliche Antwortspektren.

1.4 Aufbau des Berichts

Nach der Einleitung, die Aufgabe und Zielsetzung definiert, beschreibt Kapitel 2 die Methodik, die zur Bestimmung der lokalen Standorteinflüsse verwendet wurde. In den Kapiteln 3 und 4 wird, für Visp beziehungsweise Brig, eine Übersicht über die verwendeten Daten gegeben. Weiter werden die Resultate der verschiedenen Messungen und Berechnungen vorgestellt und eingehend diskutiert. Kapitel 5 schliesslich enthält Vorschläge für seismische Mikrozonon mit zonenweise gültigen elastischen Antwortspektren. Diese können vom Strukturgenieur unmittelbar anstelle der in der Norm SIA 261 vorhandenen Spektren zur seismischen Dimensionierung oder Überprüfung von Bauwerken verwendet werden.

Der vorliegende Bericht weist sechs Anlagen auf. Die Anlagen A, B, C und E sind nur auf CD vorhanden; sie sind identisch mit den Anlagen gleicher Bezeichnung der erwähnten Pilotstudie (Résonance et al., 2000). Die Anlagen D und F sind neu und liegen dem vorliegenden Bericht in Papierform bei.

2. Methodik

Die grundlegende Aufgabe besteht darin, die Verstärkung der Bodenbewegungen zu bestimmen, die sich infolge der lokalen geologischen oder topographischen Gegebenheiten im Vergleich zu einem – oft nur hypothetisch vorhandenen – idealen Felsstandort ergibt. Die Ausgangsbasis der Mikrozonierung ist deshalb die regionale Gefährdung, wie sie für einen solchen Felsstandort gelten würde.

2.1 Regionale Gefährdung am Felsstandort

Die Erdbebengefährdung für Felsstandorte wurde vom SED im Jahre 2004 neu erarbeitet (SED, 2004). Die Antwortspektren der Norm SIA 261 basieren auf einer analogen Vorläuferstudie des SED aus dem Jahre 2002, die aber in gewissen Punkten verbesserungswürdig war und deshalb im Jahr 2004 überarbeitet wurde. Die hier vorliegende Studie stützt sich auf die neueren Resultate des Jahres 2004 ab.

Die diskreten Punkte in Bild 2.1 geben die Spektralbeschleunigungen für Brig und Visp an, die einer Wiederkehrperiode von 475 Jahren entsprechen. Genau gesagt handelt es sich um die Ordinaten des Beschleunigungs-Antwortspektrums für 5 % der kritischen Dämpfung. Diese Werte gelten für einen hypothetischen Felsstandort mit einer Scherwellengeschwindigkeit von ungefähr 1500 m/s, künftig "SED-Fels" genannt. Unterschiede in der regionalen Gefährdung zwischen Brig und Visp sind vernachlässigbar.

Wie aus Bild 2.1 ersichtlich ist, entsprechen die "rohen" Gefährdungspunkte der SED-Studie keinem Ingenieur-Bemessungsspektrum. Dies gilt nicht nur für Brig und Visp, sondern ist überall in der Schweiz so. Für Ingenieurzwecke muss deshalb zuerst ein "geglättetes" Bemessungsspektrum eingepasst werden. Diese Operation wurde bei der Herleitung der Antwortspektren der Norm SIA 261 durchgeführt, aber nicht für SED-Fels (die Norm enthält keine separate Baugrundklasse für SED-Fels), sondern für die Baugrundklasse B (Scherwellengeschwindigkeit zwischen 400 m/s und 800 m/s). Eine analoge Einpassungsoperation muss nun auch für die fiktive Baugrundklasse SED-Fels selbst durchgeführt werden. Anschliessend wird dann die Verstärkung der seismischen Bodenbewegungen infolge der lokalen Geologie in bezug auf dieses für SED-Fels eingepasste Bemessungsspektrum hergeleitet. Damit ergeben sich schliesslich standortspezifische Bemessungsspektren, die mit der Norm SIA 261 kohärent sind, da sie eine zu den Normenspektren analoge Einpassungsoperation erfahren haben.

Bei der Herleitung der SIA 261-Spektren aus den SED-Gefährdungswerten wurde zuerst die massgebende "maximale Bodenbeschleunigung" für die Baugrundklasse A erarbeitet. Danach wurde diese maximale Bodenbeschleunigung als Einhängewert für Eurocode 8-kompatible Antwortspektren verwendet. Die Form der SIA 261-Spektren entspricht also den Eurocode 8-Spektren und nicht etwa Spektren, wie sie sich aus der einfachen Verbindung der diskreten Gefährdungswerte der SED-Studie ergeben hätten.

Die Berechnung der für die Baugrundklasse A gültigen maximalen Bodenbeschleunigungen geht aus zwei elektronischen Mitteilungen von Thomas Wenk (seinerzeit verantwortlich für die Erarbeitung des entsprechenden Abschnittes der Norm SIA 261) hervor, aus denen anschliessend zitiert wird:

"Die für die Zonierung erforderliche, der Baugrundklasse A entsprechende Bodenbeschleunigung kann nicht direkt aus den Gefährdungskarten bestimmt werden. Als Ausweg haben wir folgende Methodik beschriftet: Da die Amplifikation zwischen Baugrundklasse B und dem SED-Fels aufgrund zahlreicher Messungen und Berechnungen von Fäh et al. abgeschätzt werden kann (siehe 1. Schritt), lässt sich über einen Vergleich zwischen den Spektralwerten des SED-Fels mit dem elastischen Antwortspektrum der Baugrundklasse B gemäss SIA 261 Ziffer 16.2.3 und Tabelle 25 ein Bemessungswert der horizontalen Bodenbeschleunigung bestimmen. Die einzelnen Vorgehensschritte lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Im 1. Schritt wird ein Amplifikationsfaktor von 3.5 bei 5 Hz und 2.5 bei 10 Hz festgelegt. Im 2. Schritt werden daraus die entsprechenden Spektralwerte für Baugrundklasse B aus den neuen Gefährdungskarten für SED-Fels bestimmt. Im 3. Schritt wird als Plateauwert der maximalen Beschleunigung des elastischen Antwortspektrums der Baugrundklasse B der Mittelwert aus den beiden Spektralwerten aus dem 2. Schritt angenommen. Liegt der Plateauwert der maximalen Beschleunigung fest, dann lässt sich im 4. Schritt der Bemessungswert der horizontalen Bodenbeschleunigung durch Division mit dem Amplifikationsfaktor ($2,5 \cdot S$) gemäss SIA 261 Ziffer 16.2.3.1 berechnen. Für Baugrundklasse B ist $S = 1.2$ und damit ist der Amplifikationsfaktor = 3.0."

Als Formel geschrieben bedeutet dies:

$$a_{gd} = \frac{3.5 \cdot S_a + 2.5 \cdot S'_a}{2} \cdot \frac{1}{2.5} \cdot \frac{1}{1.2}$$

a_{gd} : Bemessungswert der horizontalen Bodenbeschleunigung gemäss SIA 261,

S_a : Spektralwert der Beschleunigung bei 5 Hz für SED-Fels,

S'_a : Spektralwert der Beschleunigung bei 10 Hz für SED-Fels.

In Analogie zur beschriebenen Operation wird hier vorgeschlagen, für die fiktive (in der Norm SIA 261 nicht vorgesehene) Baugrundklasse "SED-Fels" die spektrale Form der Baugrundklasse A der Norm SIA 261 zu verwenden, mit einer Spektralbeschleunigung des Plateaus, die dem Mittelwert der Gefährdungswerte für 5 Hz ($S_a = 1.47 \text{ m/s}^2$) und 10 Hz ($S'_a = 1.92 \text{ m/s}^2$) entspricht. Dies ergibt eine Spektralbeschleunigung für die Periode $T = 0 \text{ s}$ von

$$a_0 = \frac{S_a + S'_a}{2} \cdot \frac{1}{2.5}$$

d.h. $a_0 = 0.68 \text{ m/s}^2$. Dieses Spektrum, als "Input Fels" bezeichnet, ist in Bild 2.1 zu sehen.

Das Spektrum für die Baugrundklasse SED-Fels müsste tendenziell ein wenig schmalbandiger angesetzt werden als die Spektralform, die für die Baugrundklasse A gilt. Um wieviel schmalbandiger wäre zu untersuchen – wahrscheinlich ergäben sich nur vernachlässigbar kleine Unterschiede. Deshalb wurde hier in erster Näherung auch für die Baugrundklasse SED-Fels die Spektralform der Baugrundklasse A verwendet. Diese Näherung liegt auf der sicheren Seite.

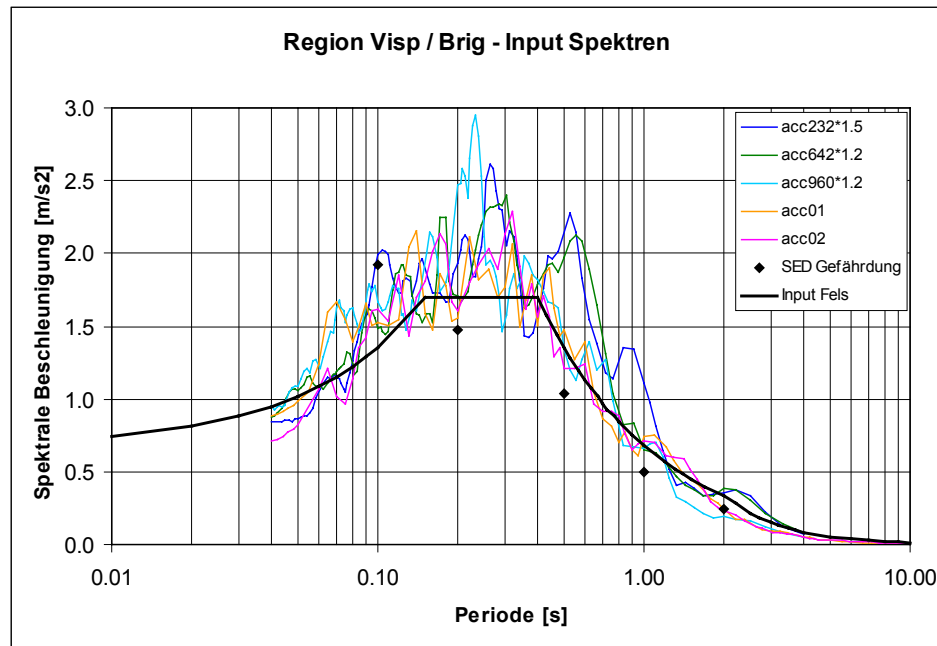


Bild 2.1: Antwortspektren mit 5 % kritischer Dämpfung für SED-Fels in Brig und Visp: Diskrete Gefährdungspunkte der SED-Studie von 2004, eingepasstes "normenkonformes" Felsspektrum, Spektren der fünf für die Berechnungen verwendeten Beschleunigungs-Zeit-Verläufe ("Eingangssignale").

2.2 Beschleunigungs-Zeit-Verläufe für die numerischen Simulationen

Die zur Berechnung der lokalen Aufschaukelungseffekte verwendeten Computerprogramme benötigen als Eingangssignale Beschleunigungs-Zeit-Verläufe, die für die Gefährdung am Felsstandort repräsentativ sind. Es wurden insgesamt fünf solche Zeitverläufe bereitgestellt, die zusammen etwa das Fels-Gefährdungsspektrum (vgl. Punkt 2.2) abdecken.

Mit Hilfe der erwähnten Beschleunigungs-Zeit-Verläufe werden mittels numerischer Simulationen sogenannte Amplifikationsfunktionen berechnet. Bei diesen handelt es sich um das Verhältnis des Antwortspektrums der Bodenbewegungen an der freien Oberfläche im interessierenden Punkt zum Antwortspektrum der Bodenbewegungen an einem hypothetischen Felsstandort mit einer Scherwellengeschwindigkeit von zirka 1500 m/s. Die Amplifikationsfunktionen geben damit an, um wieviel die für SED-Fels gültige Gefährdung durch die lokale Geologie erhöht wird.

Mit der regionalen Gefährdung sowie der Norm SIA 261 kohärente standortspezifische Antwortspektren ergeben sich schliesslich aus der Multiplikation der Amplifikationsfunktionen mit dem in Bild 2.1 schwarz ausgezogenen "SED-Felsspektrum". Bei diesem Vorgehen spielt es keine Rolle, wenn die Antwortspektren der als Eingangssignale verwendeten Beschleunigungs-Zeit-Verläufe nicht genau dem SED-Felsspektrum entsprechen.

Drei Beschleunigungs-Zeit-Signale wurden der europäischen "Strong Motion Data Base" (Ambraseys et al., 2001) entnommen. Es handelt sich um an Felsstandorten

aufgezeichnete Erdbebenbeschleunigungs-Zeitverläufe. Zwei weitere Beschleunigungs-Zeit-Signale wurden mit Hilfe des Programmes von Sabetta&Pugliese (1996) künstlich erzeugt. Es handelt sich dabei um sogenannte nicht-stationäre Simulationen, bei denen sich der Frequenzinhalt des resultierenden Signals im Laufe der Zeit ändert. Die so gewonnenen Beschleunigungs-Zeit-Signale kommen natürlichen Erdbebensignalen sehr nahe. Diese sind in Bild 2.2 zu sehen, während ihre Antwortspektren in Bild 2.1 abgebildet sind. Die zugehörigen Charakteristiken aller Signale sind in der Tabelle 2.1 zusammengestellt.

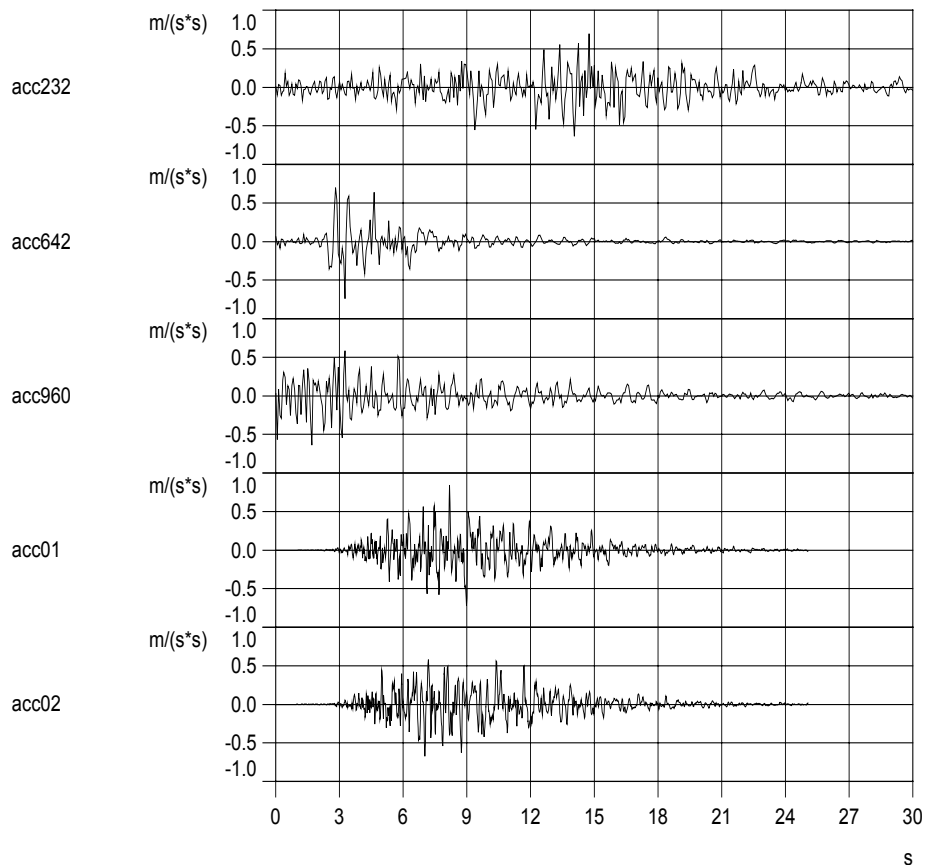


Bild 2.2: Beschleunigungs-Zeit-Verläufe, die als Eingangssignale für die numerischen Simulationen der lokalen Standorteffekte verwendet wurden.

Tabelle 2.1: Charakteristiken der für die numerischen Simulationen der lokalen Standorteffekte verwendeten Beschleunigungs-Zeit-Verläufe.

Name	Erdbeben	Land	Datum	Herdtiefe [km]	Ms	Epizentraldistanz [km]
acc232	Montenegro	Yugoslavia	05/24/79	5	6,34	21
acc642	Umbro-Marchigiana	Italy	10/14/97	7	5,6	23
acc960	Sicilia-Orientale	Italy	12/13/90	5	5,2	75
acc01	künstlich Sabetta & Pugliese				6,5	50
acc02	künstlich Sabetta & Pugliese				6,5	50

Zu beachten ist, dass die aufgezeichneten Beschleunigungs-Zeit-Signale zwar nominell von Felsstandorten stammen, die entsprechenden Scherwellengeschwindigkeiten aber nur im Bereich von 600 m/s bis 800 m/s liegen dürften. Damit ergeben sich Epizentraldistanzen, die für das gegebene, für harten Fels gültige Zielspektrum unrealistisch gross erscheinen. (Die Beschleunigungen für harten Fels in gleicher Epizentraldistanz wären kleiner, bzw. es ergäben sich Beschleunigungen in gleicher Grössenordnung für entsprechend geringere Epizentraldistanzen.) Diese Ungereimtheit bleibt jedoch ohne wesentlichen Einfluss auf die hier gesuchten Amplifikationsfunktionen.

2.3 Lokale Bodenprofile

2.3.1 Geologische Grundlagen

Auf eigens für die seismische Mikrozonierung zu unternehmende geologische oder geotechnische Untersuchungen wurde aus Aufwandgründen verzichtet. Die benötigten Informationen wurden mit Hilfe einer systematischen Literaturstudie zusammengestellt.

Folgende Arbeiten wurden durchgeführt:

- Suche und Auswertung vorhandener Grundlagenliteratur und Baugrundberichte; die verwendeten Unterlagen sind, zusammen mit einer knappen Beschreibung, im Literaturverzeichnis gesondert aufgeführt
- Aufbau eines lokalen geologischen Informationssystems (GIS), enthaltend:
 - Geologische Übersicht
 - Übersicht der tektonischen Einheiten
 - Situation der vorhandenen Bohrungen
 - Zonennutzungspläne (Wohn-, Gewerbe- und Industriezonen)
 - Grundwasserstände (Hoher GW-Stand vom Juni 1988, tiefer GW-Stand vom März 1988)
 - Rottenlauf um 1854 (nach Dufour)
 - diverse Randbedingungen des im Rahmen der N9-Projektierung erstellen GW-Strömungsmodells (Bouzelboudjen, 1990) (Schichtober- und Untergrenzen),
 - Dufourkarte von 1854 mit dazumaligem Rottenlauf
- Erstellen von geologischen Querprofilen durch die Alluvionen des Rottens und die vorhandenen Schuttkegel bis auf eine extrapolierte Felsoberfläche:
 - 4 Profile für den Raum Visp
 - 3 Profile für den Raum Brig

Visp

Der anstehende Fels der nördlichen Talflanke ist durch Oberflächenkartierungen (Dolivo, 1982) und Sondierbohrungen bis auf eine Tiefe von zirka 90 m ab OK-Terrain punktuell bekannt (Burri et al., 1993/1994).

Auf der Südseite existieren aufgrund der geologischen Literatur (Jeanbourquin und Burri, 1982) und vor allem aufgrund des Sondiersystems Süd (Stollen und Bohrungen) (Löw und Lützenkirchen, 1999) relativ gute Aufschlüsse, die allerdings nur bis auf die Höhe der heutigen Lockergesteins(LG)-Talfüllung reichen.

Entlang der diversen Axen der N9 und für die zahlreichen Baugrunduntersuchungen wurde im Raum Visp ein relativ dichtes Netz von Sondierbohrungen im Bereich

der LG bis auf eine Tiefe von 20 - 40 m erstellt (Félicien Clavien, 1987/1988), die in Ergänzung zu den privaten Baugrunduntersuchungen für grössere Überbauungen (Baugrundberichte, 1985-1999) einen relativ guten Aufschluss über den Aufbau der obersten 40 m der LG geben. Da nicht alle privaten Baugrundberichte offen zugänglich sind, haben wir unsere Arbeit vor allem auf die Sondierbohrungen der Dienststelle für Nationalstrassenbau gestützt (Anlage A). Für die flächendeckende Interpretation der obersten Bodenschichten konnten die Randbedingungen eines 3D-GW-Strömungsmodells (Bouzelboudjen, 1990) verwendet werden. Die Grundwasserhältnisse sind aufgrund der erwähnten Arbeiten ebenfalls relativ gut bekannt.

Die gesamte Mächtigkeit der Lockergesteine im Raum Visp ist unbekannt. Unsere Profile stützen sich auf die Angaben der Tiefbohrung TB 1 in der Nähe von Brigerbad (Félicien Clavien, 1988). Ansonsten ist man auf Extrapolationen der weiter talabwärts durchgeführten Reflexionsseismik angewiesen (CRSFA, 1991).

Brig

Auf der nördlichen Talseite ist der anstehende Fels überwiegend durch Oberflächenkartierungen (Burri et al., 1993/1994) bekannt. Bohrungen wurden nur im Bereich des Elektro-Massa Kraftwerkes bis auf den Fels abgeteuft.

Die Geologie der südlichen Talseite ist ebenfalls durch Oberflächenkartierungen (Burri et al., 1993/1994) erfasst. Im östlichen Bereich ist die Felsgeologie durch die Aufnahmen im Simplontunnel bekannt. Bohrungen, die bis auf den anstehenden Fels reichen, liegen auch auf dieser Talseite nur wenige vor. Hierbei handelt es sich um Bohrungen der N9 im Bereich der Napoleonsbrücke und entlang der Axe der Simplonstrasse südöstlich von Ried-Brig.

Die Mächtigkeit des Bergsturzes an der Nordflanke des Glishorns ist nur am Fusse durch Bohrungen der N9 bekannt. Auch die mächtigen, vom Glishorn her geschütteten Bachschuttkegel wurden nicht durchbohrt. Sie konnten jedoch durch die Lage des Alluvions und mit Hilfe der Morphologie rekonstruiert werden.

Im Bereich des Alluvions von Brig liegen zahlreiche Sondierbohrungen vor. Diese sind vorherrschend Bohrungen der Nationalstrasse, wie auch von privaten Baugrunduntersuchungen. Die Bohrtiefe liegt in der Regel zwischen 15 und 30 m. Dadurch sind die obersten LG-Schichten relativ gut erfasst. Auch die Hoch- und Tiefstände des Grundwassers sind durch langjährige Piezometermessungen bekannt.

Die gesamte Mächtigkeit der Talfüllung ist unbekannt, da im Untersuchungsgebiet keine Tiefbohrungen bis auf den Fels vorliegen. Die Felstopographie wurde mit Hilfe der Tiefbohrung TB1 in der Nähe von Brigerbad (CRSFA, 1991) und der für den Raum Visp erstellten Profile extrapoliert. Zudem wurde die Gletschererosion für die Konstruktion der Felstopographie berücksichtigt.

2.3.2 Bestimmung der bodendynamischen Kennwerte

Das Hauptproblem bei der Berechnung lokaler Amplifikationen ist die Unschärfe in der Kenntnis des Untergrundes, sowohl was dessen Aufbau in grösserer Tiefe wie auch was dessen Materialkennwerte anbetrifft. Geotechnische Standardberichte enthalten gewöhnlich keine dynamischen Kennwerte. Diese müssen deshalb, wer-

den keine besonderen geophysikalischen Messungen durchgeführt, aufgrund geotechnischer Beschreibungen mit Hilfe von Literaturangaben geschätzt werden. Hilfreich sind hier empirische Relationen zwischen Scherwellengeschwindigkeiten und Anzahl Schlägen N von Standard Penetration Tests (SPT); solche Schlagzahlen sind in geotechnischen Berichten oft zu finden. Allerdings sind solche Relationen bei inhomogenen Böden nur mit grösster Vorsicht zu verwenden.

Im vorliegenden Fall konnten für die ersten 30 m Tiefe SPT-Werte zur Schätzung der Scherwellengeschwindigkeiten herangezogen werden. Eine Liste aller SPT-Versuche, die zur Bestimmung der Rechenprofile herangezogen wurde, ist für Visp in Anlage A-2 und für Brig in Anlage B-2 zu finden. Für die tieferen Schichten stützen sich die Schätzungen einerseits auf geologische Beschreibungen und andererseits auf Änderungen in den P-Wellengeschwindigkeiten ab, wie sie aus Reflexionsseismik-Messungen bekannt sind.

Die Scherwellengeschwindigkeit c_s in (m/s) wurde mit Hilfe zweier verschiedener klassischer Formeln berechnet. Nach Ohba et Toriumi (1970) müsste einerseits gelten:

$$c_s = 69 N^{0.17} z^{0.2} F.$$

Darin bedeuten N der SPT-Wert, z die Tiefe unter der Oberfläche in (m) und F eine dimensionslose Zahl, die von der Art des Lockergesteins abhängt. F variiert von 1.0 bis 1.45; im vorliegenden Fall wurde $F = 1.1$ für Sande und $F = 1.2$ für Kiese verwendet. Andererseits lässt sich c_s gemäss Seed und Idriss (1970) (vgl. Studer und Koller, 1997) nach der folgenden – dimensionsbehafteten – Formel berechnen zu

$$c_s = \sqrt{(220 K_2 \sqrt{(\sigma_m')}/\rho)}.$$

Hier stehen σ_m' für die mittlere effektive Spannung und ρ für die Dichte, je in SI-Einheiten. K_2 ist eine dimensionslose Zahl, die für kleine Schubdehnungen praktisch nur von der Potenzzahl abhängt; es wurden hier Werte zwischen 100 und 165 verwendet. Zusätzliche Erklärungen zu den erwähnten Formeln finden sich in Anlage C.

Die Unschärfen in der Kenntnis des Untergrundes werden in der Regel rechnerisch über Parametervariationen abgedeckt. Eine weitverbreitete Praxis ist, die "besten Schätzwerte" für die Schubmoduli sowohl mit einem Faktor zu multiplizieren wie auch zu dividieren. Basieren die Schubmodulwerte, wie hier der Fall, nur auf groben Schätzungen, etwa aufgrund von SPT-Werten, so ist mindestens ein Faktor 2 angezeigt. Dies entspricht einer Variation der Scherwellengeschwindigkeiten um den Faktor 1.4. Obwohl hier die erwähnten Unschärfen mit Hilfe von Messungen der Bodenunruhe (Nakamura, 1989) etwas eingeschränkt werden konnten (siehe Kapitel 2.4), wurde der G-Modul trotzdem um den Faktor 2 multipliziert und dividiert.

Theoretisch wäre bei nicht genau bekannter Profilgeometrie auch diese zu variieren. Der Einfluss eines tiefer liegenden Felsuntergrundes ist aber ähnlich wie derjenige verminderter Scherwellengeschwindigkeiten, so dass auf diese zusätzliche Variation der Profiltiefe – nicht zuletzt aus Aufwandgründen – verzichtet wurde.

2.3.3 Äquivalent-lineare Bodenkennziffern

Bei hohen Beschleunigungen und den damit einhergehenden Bodendeformationen beginnen Lockergesteine sich nichtlinear zu verhalten. Bei den Beschleunigungen, wie sie im Raum Brig-Visp für eine Wiederkehrperiode von 500 Jahren zu

erwarten sind, bleibt der Einfluss dieser Nichtlinearitäten jedoch bescheiden. In diesem Fall ist es möglich, das nichtlineare Verhalten mit Hilfe sogenannt äquivalent-linearer Materialkennwerte hinreichend genau zu erfassen. In dieser Betrachtungsweise nimmt der Schubmodul und damit auch die Scherwellengeschwindigkeit mit wachsender Scherdeformation des Materiales ab, während die "äquivalente Dämpfung" zunimmt. Bei Wellenberechnungen werden diese Grössen automatisch, mit Hilfe einer iterativen Rechenschleife, Bodenschicht für Bodenschicht, gemäss vorgegebenem Materialverhalten den resultierenden Deformationen angepasst (siehe Kapitel 2.5).

Das äquivalent-lineare Verhalten der durchwegs körnigen Lockergesteine wurde mit Hilfe von Angaben aus der Literatur beschrieben. Verwendet wurde ein Mittelwert der Kurven, die sich einerseits aus Seed & Idriss (1970) und andererseits aus Ishibashi & Zhang (1993) für einen Plastizitätsindex $I_p = 0$ ergaben. Da die Kurven nach Ishibashi & Zhang (1993) vom Überlagerungsdruck und damit von der Tiefe abhängen, resultierten tiefenabhängige Kurven.

Bild 2.3 zeigt die verwendeten Kurven für die Abnahme des Schubmoduls (normiert mit dem anfänglichen Schubmodul G_{max}) in Funktion der Schubdehnung, jeweils in Abhängigkeit der Tiefe bzw. des Überlagerungsdrucks. Bild 2.4 enthält die entsprechenden Kurven für die Dämpfung.

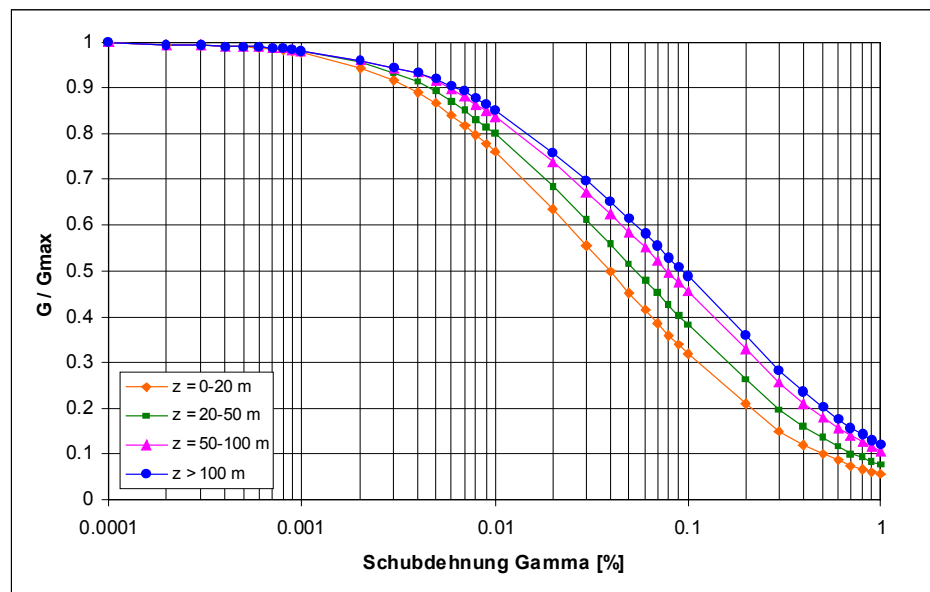


Bild 2.3: Abnahme des Schubmoduls in Funktion der Schubdehnung.

Der Felsuntergrund wurde im wesentlichen viskoelastisch modelliert, mit einem Dämpfungsverhältnis von 0.25 %. Nichtlinearitäten bleiben im Felsuntergrund vernachlässigbar.

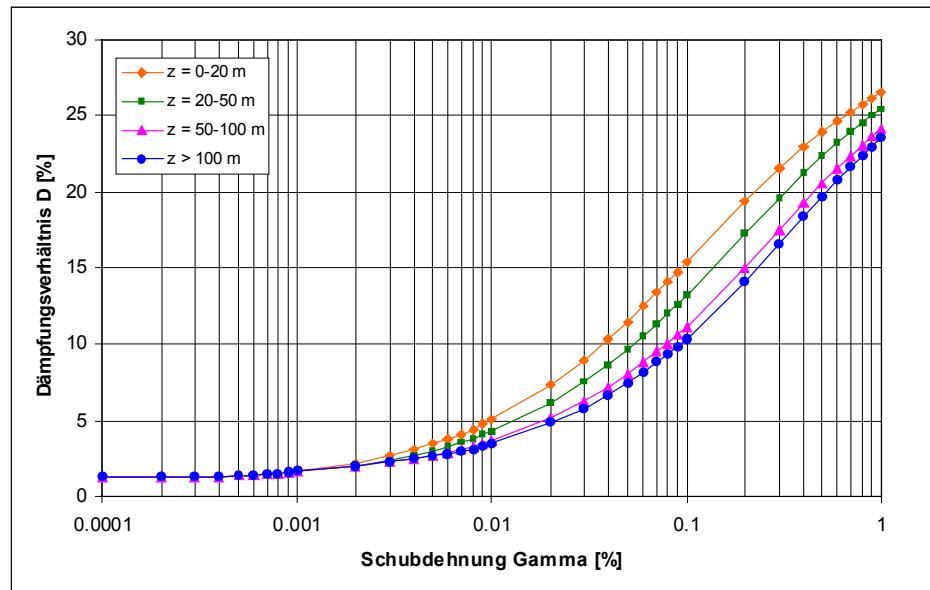


Bild 2.4: Zunahme der Dämpfung in Funktion der Schubdehnung.

2.4 Messungen der Bodenunruhe

Die sogenannte Methode von Nakamura (1989) erlaubt, die Grund-Eigenfrequenz (kurz: Grundfrequenz) einer Lockergesteinsablagerung – für sehr geringe Deformationen – experimentell zu bestimmen. Die Methode basiert auf der Beobachtung, dass das Verhältnis der Fourierspektren zwischen horizontaler und vertikaler Komponente, "Verhältnis H/V" genannt, an der Stelle der Grundfrequenz für Scherwellen systematisch eine Spitze aufweist. Dies gilt sowohl für Messungen von Mikrobeben wie auch, und dies ist von besonderem praktischem Interesse, für Aufzeichnungen der natürlichen und der von menschlichen Aktivitäten verursachten Bodenunruhe. Während die Methode von Nakamura recht zuverlässige Werte für die Grundfrequenz liefert, korreliert die Höhe der Spitze des Verhältnisses H/V nicht oder nur schlecht mit der Amplifikation, die im Falle eines – selbst schwachen – Erdbebens bei dieser Frequenz zu erwarten ist (Lachet und Bard, 1994).

Da Messungen nach Nakamura nur einen verhältnismässig geringen Aufwand erfordern, etabliert sich diese Technik – trotz der erwähnten Einschränkungen – mehr und mehr als Basiswerkzeug für Standortstudien. In den letzten Jahren hat ein grosses europäisches Forschungsprojekt – "SESAME" – erlaubt, die Möglichkeiten und Grenzen dieser Technik genauer zu erfassen und Richtlinien für die praktische Anwendung auszuarbeiten (SESAME, 2004).

Im Raum Visp wurde die Grundfrequenz an 80 und im Raum Brig an 59 Standorten gemessen. Zum Einsatz gelangte hierbei ein hochsensibler dreiachsiger Geschwindigkeitsaufnehmer vom Typ Lennartz "LE 3D 5s". Die Bodenunruhe wurde an jedem Messort während 12 Minuten aufgezeichnet. Für die Auswertung wurden 12 Signalabschnitte von je einer Minute Dauer verwendet, und die einzelnen Resultate wurden anschliessend gemittelt.

Die Kenntniss der Grundfrequenz einer Lockergesteinsablagerung ermöglicht eine Ajustierung beziehungsweise Einschränkung der sinnvollen Parametervariationen

eines Rechenmodelles, da experimentelle und rechnerische Grundfrequenz – für sehr kleine Deformationen – übereinstimmen sollten. Fällt etwa die rechnerische Grundfrequenz höher aus als die gemessene, so wurden entweder die Scherwellengeschwindigkeiten unterschätzt oder die Schichtmächtigkeiten überschätzt – oder beides zusammen. Das Rechenprofil lässt sich dann so ajustieren, dass gemessene und berechnete Grundfrequenz übereinstimmen. Dies kann auf theoretisch beliebig viele unterschiedliche Weisen erfolgen; die notwendige Ajustierung ist nicht eindeutig definiert. Solange diese aber "bescheiden" bleibt und keine ausgesprochen weichen Böden vorliegen, die sich extrem nicht-linear verhalten, bleibt der Einfluss, ob nun eher die Materialkennwerte oder die Schichtdicken angepasst werden, im allgemeinen von untergeordneter Bedeutung.

Im hier vorliegenden Fall wurden jeweils die Werte der Scherwellengeschwindigkeiten proportional über die gesamte Tiefe der Lockergesteine angepasst.

2.5 Computersimulationen

2.5.1 Verwendetes Computerprogramm

Lokale Standortstudien werden in der Ingenieurpraxis heute noch oft mit Hilfe des weit verbreiteten kalifornischen Computerprogrammes SHAKE (Originalversion: Schnabel et al., 1972) durchgeführt. SHAKE erlaubt die eindimensionale ("1D") Berechnung des Einflusses einer horizontalen Schichtung des Bodens auf die Erdbebenanregung. Das Programm geht von der Hypothese aus, dass die Bodenbewegungen von einer ebenen, horizontal polarisierten, vom Felsuntergrund her vertikal aufsteigenden Scherwelle herrühren. Da sich Erdbebenwellen im Felsuntergrund schneller fortpflanzen als in oberflächennahen Schichten meist jüngerer Ablagerungen, stellt diese Hypothese eine oft akzeptable Näherung dar, auch wenn sie die Wirklichkeit stark vereinfacht.

Eindimensionale Programme wie SHAKE erzeugen aber Resultate, die stark von der Wirklichkeit abweichen können, sobald die geologisch-topographische Struktur einen deutlichen zwei- oder gar dreidimensionalen Einfluss erwarten lässt. Dies ist bei engen Tälern, wie etwa dem Rhonetal im Raum Brig-Visp, der Fall. Die Talflanken bewirken oft eine gewisse Fokussierung der Energie zur Talmitte hin, und an den Talrändern können sekundäre Oberflächenwellen entstehen, die sowohl zu einer Verstärkung wie auch zu einer zeitlichen Verlängerung der Bodenbewegungen führen. Solche Phänomene werden von 1D-Programmen wie SHAKE nicht erfasst; hierzu sind Programme notwendig, die zumindest eine zweidimensionale Modellierung erlauben. Diese aber erfordern einen wesentlich höheren Programmier- und Rechenaufwand.

Für die Mikrozonierung des Raumes Brig-Visp wurde ein 2D-Universitätsprogramm für SH-Wellen nach der Theorie von Aki und Larner (1970) verwendet (Bard und Gariel, 1986; Bard et al., 1988; Géli et al., 1988). Dieses Programm wurde in seiner Basis-Version in Frankreich schon verschiedentlich für Mikrozonierungsprojekte eingesetzt. Für eine ausführliche Beschreibung der – anspruchsvollen – wellentheoretischen Grundlagen wird der Leser auf Aki und Richards (1980), und für die spezifisch numerischen Aspekte auf die eben erwähnten Publikationen verwiesen.

Die verwendete Version des Programmes erlaubt, ein Tal mit unregelmässig, bis gegen 45° geneigten Felsflanken und zahlreichen *horizontalen* Lockergesteinsschichten zu modellieren. Dabei kann das Tal von einer vom Erdinnern her bis

maximal etwa 30° gegenüber der Vertikalen schief einfallenden, ebenen, horizontal polarisierten Scherwelle angeregt werden. Die erwähnten Neigungsbeschränkungen hängen mit Vereinfachungen zusammen, die der Theorie zugrunde liegen. Diese bewirken auch, dass zuverlässige Berechnungen nur für tiefe und mittlere Frequenzen möglich sind. Die entsprechende Grenze hängt von der Geometrie und den niedrigsten vorhandenen Wellengeschwindigkeiten ab; sie liegt im Bereich der vier- bis achtfachen Grundfrequenz f_0 des Rechenprofils. Dies bedeutet für die hier untersuchten Profile, dass die 2D-Berechnungen mindestens bis etwa 5 Hz zuverlässig sind, was aus praktischer Sicht durchaus akzeptabel ist. Mehrstöckige Gebäude und Kunstbauwerke weisen Grund-Eigenfrequenzen auf, die unter 5 Hz liegen.

Das verwendete Programm rechnet die Frequenzen $4f_0$ und $8f_0$ selbstständig aus. Für Frequenzen $f > 8f_0$ rechnet es nur noch eindimensional analog zum Programm SHAKE. In einem Übergangsbereich, gegeben durch $4f_0 < f < 8f_0$, rechnet das Programm ein- und zweidimensional und mittelt die resultierenden Bodenbewegungen mit Hilfe einer linearen Gewichtungsfunktion ($f = 4f_0$: Gewicht der 2D-Resultate gleich 1, $f = 8f_0$: Gewicht der 2D-Resultate gleich 0).

Die Theorie nach Aki und Larner (1970) ist nur für linear-viskoelastisches Materialverhalten gültig. Um trotzdem näherungsweise ein nichtlineares Materialverhalten berücksichtigen zu können, wurde eine iterative Prozedur eingeführt, die analog zu derjenigen des Programmes SHAKE mit äquivalent-linearen Materialgleichungen arbeitet: Nach einem ersten Rechenlauf mit den Wellengeschwindigkeiten und Dämpfungswerten, wie sie für infinitesimale Deformationen gelten, passt das Programm die Materialparameter für jede Bodenschicht an die im ersten Rechenlauf berechnete Deformation an. Mit den neuen Werten für Wellengeschwindigkeit und Dämpfung wird dann eine zweite Rechnung durchgeführt, und wiederum passt das Programm die Materialparameter an die berechneten Deformationen an. Diese Iteration wird fortgesetzt, bis die Differenzen zwischen den Deformationen vor und nach dem n-ten Rechenlauf vernachlässigbar sind.

Die äquivalent-lineare Version des Programmes nach Aki-Larner wurde im Rahmen des Projektes "SISMOVALP" (Interreg IIIB) an der Universität Grenoble unter der Leitung von Pierre-Yves Bard, unter Mitarbeit von Résonance SA, entwickelt. Die Mikrozonierung der Region Brig-Visp stellt die erste praktische Anwendung dieser entscheidenden Weiterentwicklung des Programmes dar.

Das verwendete Programm benötigt folgende Eingabedaten:

- Beschleunigungs-Zeit-Verläufe, die der regionalen Gefährdung an einem idealen Felsstandort entsprechen, also einem Standort ohne "Wellenfalleneffekt" jüngerer Ablagerungen (Kapitel 2.1 und 2.2),
- ein geologisches Profil quer durch das Tal, mit einer Definition der Topographie des "harten" Felsuntergrundes, mit geotechnischen bzw. bodendynamischen Kenndaten der Lockergesteinsablagerungen und des Felses (Kapitel 2.3.2),
- eine vernünftige Schätzung des – nichtlinearen – Verhaltens der vorhandenen Bodenmaterialien (Kapitel 2.3.3).

2.5.2 Ablauf der numerischen Berechnungen

Die numerischen Berechnungen erfolgten nach folgendem Ablaufschema:

1. Berechnung des Transferspektrums zwischen einem idealen Felsstandort und einem interessierenden Punkt in der Talebene mit Aki-Larner, mit den anfänglichen Schätzungen für die Wellengeschwindigkeiten bei sehr kleinen Deformationen, für den Einfallswinkel 0° gegenüber der Vertikalen. Interpretation der ausgeprägtesten Spitze im Transferspektrum als Grundfrequenz f_0 am betrachteten Standort.
2. Vergleich von f_0 mit der nach der Methode von Nakamura gemessenen Standortfrequenz f_0^N ; Multiplikation sämtlicher Wellengeschwindigkeiten der Lockergesteine im Profil mit dem Faktor f_0^N/f_0 , so dass sich bei einem neuen Aki-Larner-Rechenlauf $f_0 = f_0^N$ ergäbe.
3. Berechnung der Amplifikationsfunktionen (Kapitel 2.2) für die Profile mit ajustierten Wellengeschwindigkeiten mit Hilfe des äquivalent-linearen Programmes Aki-Larner für interessierende Oberflächenpunkte in den Profilen 3 (Visp) sowie 6 und 7 (Brig), für vertikalen Einfall der in Kapitel 2.2 vorgestellten Beschleunigungs-Zeit-Verläufe. Berechnung der resultierenden Antwortspektren, in der Folge Einfachheit halber meist nur noch "Spektren" genannt.
4. Sensitivitätsstudien für Einfallswinkel von $+30^\circ$ und -30° sowie für um den Faktor 1.4 erhöhte und verminderte Wellengeschwindigkeiten.

Da sich laterale Veränderungen in den Lockergesteinsschichten bei der verwendeten Programmversion nicht berücksichtigen liessen, wurde für jeden interessierenden Punkt (oder für eine Gruppe benachbarter Punkte) eine Ajustierung wie oben beschrieben vorgenommen. Danach wurde für die 2D-Berechnungen angenommen, die Lockergesteinsschichten entsprächen in der ganzen Breite des Tales in ihrem Aufbau demjenigen im jeweils betrachteten Punkt. Diesem Vorgehen liegt die – näherungsweise erfüllte – Hypothese zugrunde, dass sich die gesuchten 2D-Effekte hauptsächlich aus der Geometrie der Talflanken und nur untergeordnet aus lateralen Veränderungen in den Lockergesteinsschichten ergeben.

Eine geometrisch komplexere, aber lineare Version des Aki-Larner-Programmes hatte im Rahmen der eingangs erwähnten Pilotstudie erlaubt, lateral variable Schichtdicken für die Lockergesteine zu berücksichtigen. Aus Aufwandgründen wurde diese Programmversion nur bei Profil 7 angewendet. Die Unterschiede in den Resultaten gegenüber der Programmversion ohne lateral veränderliche Schichtdicken der Lockergesteine blieben im Verhältnis zu den übrigen Unschärfen ausgesprochen bescheiden. Aus Aufwandgründen wurde deshalb darauf verzichtet, diese Sensitivitätsstudie zu wiederholen.

2.6 Bodenverflüssigung

Wassergesättigte Sande und Silte können sich unter dynamischer Belastung "verflüssigen". Begründet liegt dieses Phänomen im mehrphasigen Aufbau des Bodens, bestehend aus Korngerüst, Wasser und gegebenenfalls Luft. Erschütterungen bewirken eine teilweise nur mikroskopisch kleine Verdichtung des Bodens. Diese Volumenverkleinerung führt zu einem Anstieg des Porenwasserdruckes, der sich bei hoher Belastungsgeschwindigkeit durch Abströmen nur ungenügend abbauen kann; gleichzeitig ergibt sich eine Reduktion der effektiven – von Korn zu Korn wirkenden – Spannungen. Im Extremfall geht vorübergehend jegliche Scherfestig-

keit verloren und die Körner schwimmen gewissermassen im Porenwasser; diese Situation wird "vollständige Verflüssigung" genannt.

Bei Erdbeben sind wassergesättigte Sande und lockere Silte mit steiler Kornverteilungskurve gefährdet. Diese können Verdichtungen erfahren, ihre Durchlässigkeit ist gering, und sie weisen auch keine Kohäsion auf. Um die Gebiete mit potentieller Bodenverflüssigung zu bestimmen, ist es deshalb notwendig, die horizontale und vertikale Ausdehnung solcher Ablagerungen sowie die Höhe des Grundwasserspiegels zu kennen. Die geologische Karte gibt Aufschluss über die Ausdehnung dieser Ablagerungen an der Oberfläche und Bohrungen liefern die Mächtigkeit dieser Sedimente sowie den Grundwasserspiegel.

Seed hat einfache empirische Verfahren entwickelt, welche die Ergebnisse des Standard Penetration Tests (SPT) benutzen, um die Gefahr der Verflüssigung zu bestimmen (vgl. z.B. Studer und Koller, 1987). Ein vielversprechendes, moderneres Verfahren zur Bodenuntersuchung ist der "Cone Penetration Test" (Foray, 1999), der aber in der Schweiz noch praktisch unbekannt ist. Numerische Parameterstudien lassen sich mit Hilfe moderner, echt nicht-linearer Simulationsprogramme durchführen; ein Beispiel für ein solches Programm ist CYBERQUAKE (2000) (Foerster, 1999).

Diese moderneren Methoden konnten aus Aufwandgründen im Rahmen der hier beschriebenen Mikrozonierungsstudie nicht angewendet werden. Da diese Methoden aber zu Resultaten führen können, die von denjenigen der klassischen Verfahren nach Seed deutlich abweichen, wurde schliesslich darauf verzichtet, hier Verflüssigungskarten nur aufgrund der Verfahren nach Seed zu präsentieren.

3. Resultate für den Raum Visp

3.1 Geologische Situation im Raum Visp

3.1.1 Geologischer und hydrogeologischer Überblick

Fels nördliche Talseite

Die an der nördlichen Talflanke anstehenden Gesteine gehören zur südlichen Schieferhülle des Aarmassives. Die Gneise des Altkristallins kommen in verschiedenen Varietäten vor: massige Augengneise (zwei bis mehrere cm grosse Kalifeldspat-Augen) und untergeordnet feinkörnige stärker verschieferte Serizit-Chlorit-Gneise. Ihre Schieferung streicht in der Regel hangparallel. Neben zwei ausgeprägten, einen relativ hohen Durchtrennungsgrad aufweisenden, nahezu senkrecht stehenden Klufsystemen kommen noch verschiedene regionale Störzonen (u.a. "Finnubach-Störung", "Birchbach-Störung") in den Granit-Gneisen vor. Die hangparallele Schieferung und die beiden Klufsysteme ermöglichten auch die westlich des Finnubaches gelegene Felsrutschung "Ritsche", welche eine laterale Ausdehnung von ca. 1 km und eine max. Mächtigkeit von 30 – 50 m aufweist.

Östlich des Dorfes Lalden tauchen die Granit-Gneise ohne Rutschungs- oder Auflockerungsphänomene relativ steil in die LG der Talebene ein.

Teilweise liegen dem Fels einige Meter Moräne und Gehängeschutt auf, welche in die übrigen Lockergesteine einkeilen.

Fels südliche Talseite

Der östlich des Vispertals gelegene Bereich des Anstehenden liegt in einer kompliziert aufgebauten tektonischen Nahtstelle zwischen den westlichen Walliser Alpen und dem Simplongebiet. Die penninischen Decken – d.h. die Zone von Brig-Sion-Courmayeur, diverse Einheiten der Monte-Leone-Decke und des Staldener Lappens – sind stark miteinander verschuppt. Generell fällt die dominierende Hauptschieferung mit 20° - 40° in SSW- bis S-Richtung ein.

Die folgenden Lithologien kommen von der Höhe der heutigen Talsohle gegen unten vor. Ihr Vorkommen lässt sich sukzessive gegen Osten im Aufschluss verfolgen (Jeanbourquin und Burri, 1982; CRSFA, 1991; Löw und Lützenkirchen, 1999):

- Kalkglimmerschiefer, untergeordnet Phyllite, Prasinite, Kalke und Konglomerate der Rosswaldserie (Monte Leone-Decke).
- Wechselfolge von Metaarkosen, (sandigen) Kalken und Quarziten (teilweise graphitreiche Schiefer) der "Couches de Versoyen, Aroley et Marmontains" (Zone Sion-Courmayeur).
- heterogene Kalkglimmerschiefer der "Couches de St-Christophe" (Zone Sion-Courmayeur)
- Ton- und Kalkschiefer (Zone von Termen / Helvetikum s.l.)

Westlich des Vispertales steht auf der Höhe der LG-Talfüllung eine Wechsellagerung von Kalkglimmerschiefer und mergeligen Phylliten der Rosswaldserie an. Ob in der Tiefe eine ähnliche Abfolge vorherrscht, ist weitgehend unbekannt.

Teilweise liegen dem Fels einige Meter Moräne und Gehängeschutt auf, welche in die übrigen Lockergesteine einkeilen.

Fels unter der Lockergesteinsbedeckung

Der Übergang vom penninischen Bereich ins Aarmassiv liegt unter der LG-Talfüllung und ist daher auch im Gebiet von Visp nicht bekannt. Mit Ausnahme eines Übersichtsprofils in CRFSA (1991) haben wir in der geologischen Literatur diesbezüglich nur zögernde Angaben gefunden.

Unterhalb des Zone von Termen (Helvetikum s.l.) wären zu erwarten:

- triadische Gesteine (Arkosen, Gips u. Rauwacke) des Helvetikums,
- anschliessend Einschaltungen von Gesteinen der Urserenzone,
- des Gommer-Zwischenmassives und
- eventuell sogar parautochthones Mesozoikum.

Da bei der Simulation für die seismische Mikrozonierung zur Zeit noch keine lateral unterschiedlichen Felsqualitäten verwendet werden können, haben wir eine detailliertere Lösung dieser Problematik zurückgestellt.

Lockergesteine

Für die obersten ca. 40 m der alluvialen Talfüllung wird in der hiesigen Baueologie eine Unterteilung in 4 Einheiten vorgenommen:

- Obere Silte **So** (Mächtigkeit 0 - 15 m)
- Obere Schotter **Ko** (Mächtigkeit 5 - 15 m)
- Untere Silte od. Verlandungssedimente **Su** (ca. 0 - 8 m)
- Untere Schotter **Ko** (ca. 5 - ? m)

Die beiden feinkörnigen Horizonte (**So** und **Su**) lassen sich lateral grossflächig verfolgen. Es kommen nur vereinzelte Übergänge zwischen den oberen und den unteren Kiesen vor.

Nur wenige Bohrungen gehen tiefer als 40 m. Ab dieser Tiefe zeigt sich ein viel uneinheitlicheres Bild der Lockergesteine: Es folgt generell eine von Kiesen und Sanden dominierte Abfolge von Lockergesteinen. Nur selten finden sich relativ geringmächtige feinkörnige Einschaltungen.

In der Tiefbohrung Brigerbad wurden bereits ab 61 m Gehängeschuttsedimente (evtl. Bergsturzsedimente) festgestellt. Bei 78 m wurden feinanteilreiche tonige Kiese erbohrt, die als Grundmoräne interpretiert wurden. Die Felsoberfläche beginnt ab 100.8 m. Es handelt sich um Kalkschiefer - wahrscheinlich zur Zone von Brig-Sion-Courmayeur gehörend - die mit einem Einfallwinkel von ca. 45° einfallen.

Die Lockergesteine beherbergen mindestens zwei LG-GW-Träger, die beide ein ähnliches Druckniveau aufweisen. Ihre Strömungsrichtungen verlaufen - abgesehen von einigen lokalen Ausnahmen (Hangwasserinfiltration) - ungefähr talparallel (Anlage A). Die jahreszeitlichen Schwankungen betragen in den rottennahen Bereichen 2 - 3 m, in Hangnähe erreichen sie nur noch 0.5 - 1 m.

3.1.2 Beschreibung der Profile

Die Darstellung der obersten 40 m der Lockergesteine, deren Abfolge - bezüglich unseres Massstabes - gut bekannt ist, konnte mit einigen Ergänzungen neuerer Bohraufschlüsse mit guter Genauigkeit erfolgen.

Im Bereich des alten Dorfkernes von Visp zeigte sich, dass zirka 7 - 10 m unter der heutigen Geländehöhe eine Art Felssporn vorhanden ist (vgl. Profil 3 und 4, Anlage A). Weiter östlich davon existiert mit grosser Wahrscheinlichkeit eine alte, mit LG gefüllte Talrinne der Vispa, die sich in die anstehenden Kalkglimmerschiefer der Zone von Rosswald (Jeanbourquin und Burri, 1982) hineinerodiert hat. Inwieweit die vergleichsweise grosse Mächtigkeit der oberen Silte im Bereich "Seewjinie" damit zusammenhängt, ist unbekannt.

Man muss sich bewusst sein, dass die Bestimmung des Felsoberflächenverlaufes unterhalb der LG eine extreme geologische Extrapolation darstellt. Mittels einer einzigen auf die Felsoberfläche reichenden Sondierbohrung in Brigerbad (TB1), dem Einbezug der Hangneigungen der Talflanken, den Resultaten einer weiter talabwärts durchgeführten Reflexionsseismik und geologischer Überlegungen haben wir versucht, in den Profilen einen plausiblen und weitgehend begründbaren Felsoberflächenverlauf zu konstruieren.

Die Felsoberfläche wurde ausgehend von der Bohrung Brigerbad mittels einem Längsgefälle von 3 - 5 % als "wahrscheinliche Variante" interpoliert. Die heute vorhandenen Neigungen der Talflanken wurden in die Tiefe extrapoliert und zwar meist so, dass die Neigungen der Granit-Gneise des Aarmassives etwas flacher extrapoliert wurden als die der penninischen Sedimente der Südflanke. Eine ähnliche Tendenz wurde ebenfalls im seismischen Profil "Turtmann" festgestellt (CRSFA, 1991).

Es wäre denkbar, dass es im Bereich der Einmündung der Vispa, die ein stark vergletschertes Einzugsgebiet besitzt, zu einer Übertiefung der Talsohle gekommen ist. Dieser Fall wurde in den Profilen 3 und 4 als "Felsoberfläche (extreme Variante)" angegeben. In den anderen Profilen ist eine Übertiefung eher unwahrscheinlich.

Im Bereich des Dorfes Eyholz ist mit alten Bergsturzablagerungen, die weit in die Lockergesteine eingekellt sind, zu rechnen (vgl. Profil 5, Anlage A). Diese Bergsturzablagerungen wurden wahrscheinlich auch in der Tiefbohrung von Brigerbad (TB1/TB2) erbohrt.

Der stark verzweigte alte Rottenlauf (Sedimentationstyp: "braided river"), wie er teilweise noch auf der Dufour-Karte von 1854 zu sehen ist, bewirkte eine lokal unterschiedliche Sedimentation von siltigen bis schwach tonigen Tümpel- und/oder Verlandungsablagerungen. Grosse Mächtigkeiten der "oberen Silte" **So** kommen im Bereich "Seewjini", im Areal der Lonza und im "Laldnergrund" vor.

Die geotechnischen Parameter der LG sind aufgrund der ausführlichen Sondierkampagne der N9 recht gut bekannt. Sie wurden aus Félicien Clavier (1987, 1988) übernommen und in der Anlage A-1 in tabellarischer Form dargestellt. Zusätzlich wurden in der Anlage A-2 sämtliche SPT-Versuche der in den Profilen verwendeten Sondierbohrungen zusammengestellt und schichtbezogene Mittelwerte gebildet. Die entsprechenden Tabellen sowie weitere Grundlagen, insbesondere die verschiedenen erarbeiteten geologischen Profile, sind in Anlage A zu finden.

3.2 Gemessene Grundfrequenzen im Raum Visp

An vielen Standorten ergab sich im "H/V"-Diagramm (mittleres horizontales Fourier-spektrum, dividiert durch das vertikale Fourier-spektrum) je eine ausgeprägte Spitze

und damit eine klar definierte Grundfrequenz. An einigen Orten waren die Diagramme, wie dies in engen Tälern oft vorkommt, weniger eindeutig; trotzdem wurde für jeden Standort auf Lockergestein eine bestmögliche Interpretation vorgenommen und eine wahrscheinliche Grundfrequenz festgelegt. Anlage E-3 enthält deshalb sämtliche H/V-Diagramme, so dass für jeden Punkt überprüft werden kann, wie eindeutig die jeweilige Grundfrequenz gemessen werden konnte.

Aus den 80 Messungen plus zwei Messungen einer Standortstudie für das Spital Visp wurde mittels Interpolation eine Karte mit Isolinien für die Grundfrequenz erzeugt. Diese Karte, die auch die einzelnen Messwerte enthält, ist in Anlage E-1 zu finden.

Die gemessenen Grundfrequenzen liegen im Rottental im Bereich um 1 Hz bis 2 Hz, mit minimalen Werten ab 0.7 Hz und maximalen Werten bis 2.5 Hz. Auf dem Schuttkegel im Dorf Visp wurden an zwei Orten, bei der Post und beim Spital, deutlich ausgeprägte Grundfrequenzen von 6 Hz und 5 Hz gemessen, während sich in den Randbereichen des Dorfes, von den Felsstandorten abgesehen, Werte zwischen 2 Hz und 3 Hz ergaben. Auf Fels waren erwartungsgemäss keine klaren Eigenfrequenzen zu beobachten.

3.3 Kennwerte für Profil 3

Das Profil 3 führt von Norden her vom westlichen Ende des Areal der Firma Terranol durch das FCC-Gebäude der Firma Lonza am Bahnhof vorbei, mitten durch Visp, über das Kulturzentrum "La Poste" bis zum Regionalspital (Anlage A-3).

Wie aus der Tabelle in Anlage C-2 zu ersehen ist, ergaben die unter Punkt 2.3.2 vorgestellten Formeln Werte für die Scherwellengeschwindigkeiten V_s , die sich bis um einen Faktor 3 voneinander unterschieden. Dies zeigt die grosse Unschärfe bei der Schätzung der dynamischen Materialparameter, falls keine besonderen Untersuchungen vorgenommen werden. Detailliertere Angaben zu diesen Schätzungen sind in Anlage C zusammengestellt.

Als "beste" Schätzung für einen ersten Rechenlauf wurde jeweils das geometrische Mittel (Wurzel aus dem Produkt) der beiden Schätzungen nach Ohba und Toriumi (1970) sowie Seed und Idriss (1970) verwendet. Wie sich herausstellte, waren schliesslich nur Anpassungen der Scherwellengeschwindigkeiten V_s bis maximal 25 % notwendig, um die rechnerischen Grundfrequenzen in Einklang mit den nach Nakamura gemessenen zu bringen.

Die Computersimulationen beschränkten sich im Raum Visp auf das Profil 3. Für dieses Profil wurden die Bodenbewegungen für verschiedene Kontrollpunkte berechnet, die in Bild 3.1 schematisch dargestellt sind. Die wichtigsten Kontrollpunkte wurden "Rotten", "Talmite", "La Poste" und "Spital" genannt:

- Punkt "Rotten": unmittelbar südlich des Rottens, Punkt n° 35 der Messungen nach Nakamura ($f_o^N = 1.6$ Hz, vgl. Anlage E-1), Ajustierung von V_s um -9 %,
- Punkt "Talmite": ungefähr in Talmite, Punkt n° 37 der Messungen nach Nakamura ($f_o^N = 2.1$ Hz), Ajustierung von V_s um +19 % (vgl. Tabelle 3.1),
- Punkt "La Poste": Kulturzentrum La Poste, Punkt n° 40 der Messungen nach Nakamura ($f_o^N = 6.2$ Hz), Ajustierung von V_s um +15 %,

- Punkt "Spital": beim Regionalspital, leicht östlich des Profils 3, Punkt "Sp 2" der Messungen nach Nakamura ($f_0^N = 5.0$ Hz), Adjustierung von V_s um +25 %.

Details des Schichtaufbaus im Profil 3 sind der Anlage A-6 zu entnehmen.

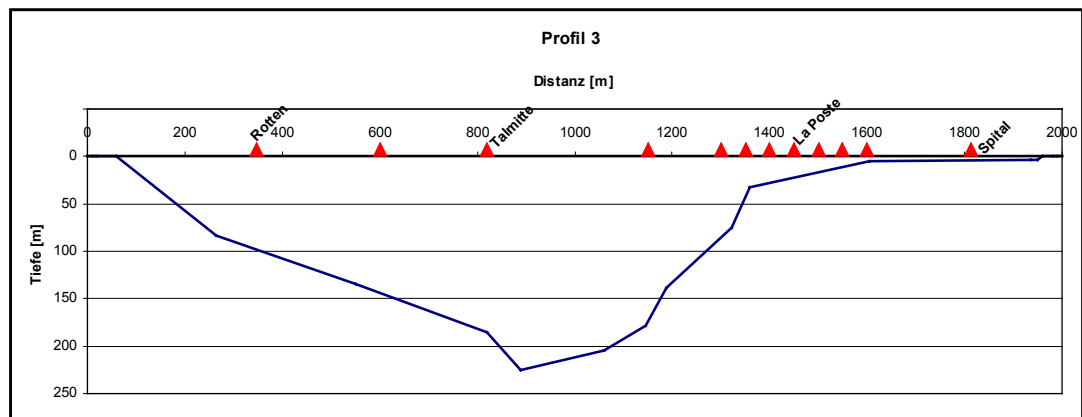


Bild 3.1: Schematische Darstellung der beim Profil 3 (Visp) betrachteten Kontrollpunkte.

Etwa in der Mitte zwischen den Punkten "Rotten", "Talmitte" und "La Poste" wurde je ein weiterer Kontrollpunkt betrachtet, um einen Überblick über die Variation der Resultate über die Breite des tief eingeschnittenen Tales zu erhalten.

Im Bereich des Zentrums "La Poste" geht das tief eingeschnittene Tal in einen flacheren Bereich über. Für diesen Kontrollpunkt wurden teilweise sehr starke Amplifikationen berechnet. Um abschätzen zu können, wie breit der von diesem Phänomen betroffene Bereich ist, wurden beidseitig des Punktes "La Poste" je drei weitere Kontrollpunkte betrachtet.

Die Scherwellengeschwindigkeiten wurden beim Punkt "Rotten" gegenüber der ersten Schätzung um 9 % abgemindert, beim Punkt "Talmitte" aber um 19 % erhöht. Tabelle 3.1 gibt im Sinne eines Beispiels die Schichttiefe, Scherwellengeschwindigkeit und die Dichte aller Schichten des Rechenprofils "Talmitte". Anlage D enthält die Parameter aller verwendeten Rechenprofile in tabellarischer Form.

Beim Punkt "Rotten" liegt der Felsuntergrund nur in etwa zwei Dritteln der Tiefe im Vergleich zum Punkt "Talmitte". Dies liesse – zumindest in eindimensionaler Denkweise – eine höhere Grundfrequenz als in Talmitte erwarten. Gemessen wurde aber im Punkt Rotten eine deutlich niedrigere Grundfrequenz. Dies liegt in lokal weicheren, oberflächennahen Schichten begründet, die auf alte, stark verzweigte Rottenläufe zurückzuführen sein dürften.

Tabelle 3.1: Scherwellengeschwindigkeiten beim Kontrollpunkt "Talmitte": erste Schätzungen sowie nach den Nakamura-Messungen ajustierte Werte (gerundete, effektiv verwendete Rechenwerte).

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellengeschwindigkeit geschätzt [m/s]	Scherwellengeschwindigkeit ajustiert [m/s]	Dichte [t/m ³]
Obere Silte und Feinsande	0	243	290	1.7
	4	286	340	2.0
Obere Schotter des Rottens	9	412	490	1.85
Untere Silte und Feinsande	18	444	530	2.1
Untere Schotter des Rottens	22	539	650	2.1
	45	641	770	2.15
Abfolge von Sanden und Kiesen	70	800	960	2.15
	100	900	1080	2.15
	130	1000	1200	2.15
Grundmoräne	160	1100	1320	2.2
	180	1200	1440	2.2
	210	1200	1450	2.2
Granit – Gneise / Ton - Kalkschiefer	225	2500	2500	2.65

3.4 Resultate der Simulationen für Profil 3

3.4.1 Talebene des Rottens

Wie bereits in Kapitel 3.3 erwähnt, wurden die Bodenbewegungen gemäss dem unter Punkt 2.5.2 beschriebenen Vorgehen für vier Kontrollpunkte berechnet, die sich im Bereich des tief eingeschnittenen Tales befinden (vgl. Bild 3.1).

Bild 3.2 zeigt im Sinne eines Beispiels die Amplifikationsfunktionen (AF) im Kontrollpunkt "Talmitte", wie sie sich für die fünf verwendeten Beschleunigungs-Zeit-Verläufe (vgl. Kapitel 2.2) ergeben haben, zusammen mit dem geometrischen Mittel aus den individuellen AF. Deutlich sichtbar ist die Grundfrequenz, die der höchsten Spitze der AF entspricht. Sie liegt bei einer Periode zwischen 0.45 s und 0.5 s, was einer Eigenfrequenz von etwa 2.1 Hz entspricht.

Im Rahmen der in der Einleitung zitierten Pilotstudie war für denselben Kontrollpunkt und dieselben Materialparameter auch eine eindimensionale Berechnung mit SHAKE durchgeführt worden. Diese hatte eine Grundfrequenz von nur 1.5 Hz ergeben. Dieser Unterschied zur 2D-Berechnung entspricht ziemlich genau den Erwartungen: Die ausgeprägte seitliche Beschränkung des Tales führt im Vergleich zu einem seitlich unbegrenzten Fall zu einem steiferen Systemverhalten; für ein Tal mit

Halbkreisquerschnitt betrüge das theoretisch erwartete Verhältnis der Grundfrequenzen $\sqrt{2}$.

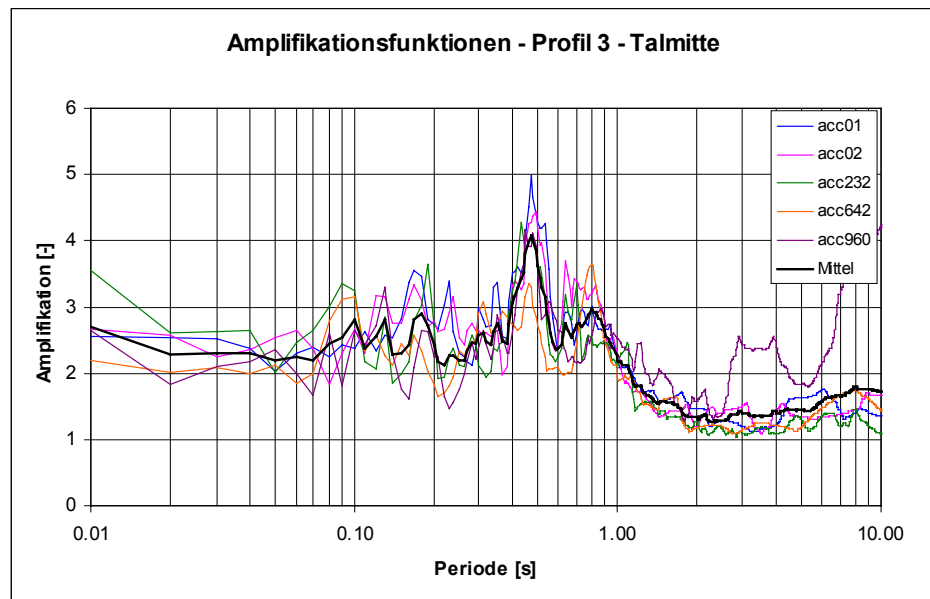


Bild 3.2: Berechnete Amplifikationsfunktionen im Kontrollpunkt "Talmitte".

Bild 3.3 zeigt die Sensitivität der Resultate in bezug auf die angenommenen Scherwellengeschwindigkeiten V_s . In Schwarz ist das geometrische Mittel der für die fünf Beschleunigungs-Zeit-Verläufe berechneten Spektren für die beste Schätzung von V_s gezeichnet. Für die beiden Beschleunigungs-Zeit-Verläufe, welche tendenziell die grössten Amplifikationen im langperiodischen (niederfrequenten) Bereich ergaben, wurden Berechnungen anhand eines Profiles durchgeführt, dessen V_s -Werte um den Faktor 1.4 abgemindert worden waren. Analog wurden die beiden Beschleunigungs-Zeit-Verläufe, welche tendenziell die grössten Amplifikationen im kurzperiodischen (hochfrequenten) Bereich ergaben, für Berechnungen verwendet, bei denen die V_s -Werte um den Faktor 1.4 erhöht worden waren. Auf diese Weise liess sich der Unschärfbereich der Resultate in bezug auf die ungenaue Kenntnis von V_s grob abstecken.

Die Aufschaukelungseffekte sind in Talmitte oft etwas stärker ausgeprägt als näher bei den Talflanken, und diese generelle Tendenz hat sich tatsächlich auch in den Rechenresultaten für die Punkte Rotten und Talmitte niedergeschlagen. Trotzdem lassen die aufgetretenen Unterschiede einerseits und der Detaillierungsgrad der durchgeführten Untersuchungen andererseits keine Differenzierung der Erdbebenanregung für verschiedene Punkte in der Talebene zu. Dies steht auch im Einklang mit Forschungsergebnissen von Chávez-García und Faccioli (2000). Das Tal des Rotten wird deshalb in seiner ganzen Breite, auf der es tief eingeschnitten ist, einer einzigen Zone "Rhonetal" zugeordnet.

In Bild 3.4 wurden sämtliche für die erwähnten Kontrollpunkte berechneten Spektren aufgetragen, inklusive den Spektren aus den Sensitivitätsstudien. Rot eingezeichnet ist im weiteren das vorgeschlagene elastische Bemessungsspektrum. Dieses wurde als geglättetes Spektrum "von Auge" so eingepasst, dass es fast einer

Umhüllenden entspricht, ohne allerdings sämtliche individuellen Spitzen abzudecken. Im langperiodischen Bereich wurde ein Verlauf proportional zu $1/T^2$ angesetzt, damit bei einer Umwandlung in ein Verschiebungsspektrum für hinreichend lange Perioden eine konstante spektrale Verschiebung resultiert, wie dies im allgemeinen aus theoretischen Gründen gefordert wird.

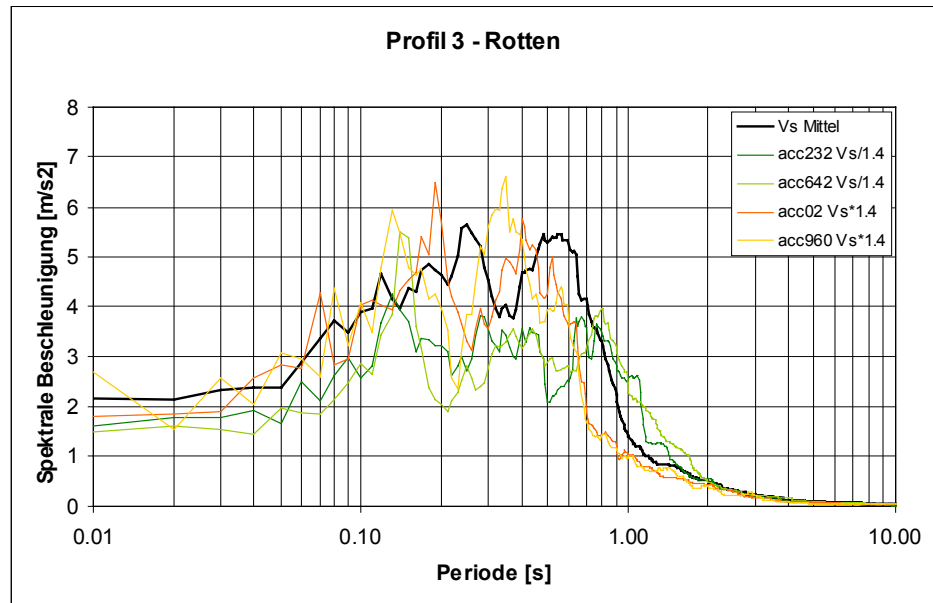


Bild 3.3: Sensitivität der resultierenden Spektren im Kontrollpunkt "Rotten" in bezug auf verminderte und erhöhte Scherwellengeschwindigkeiten.

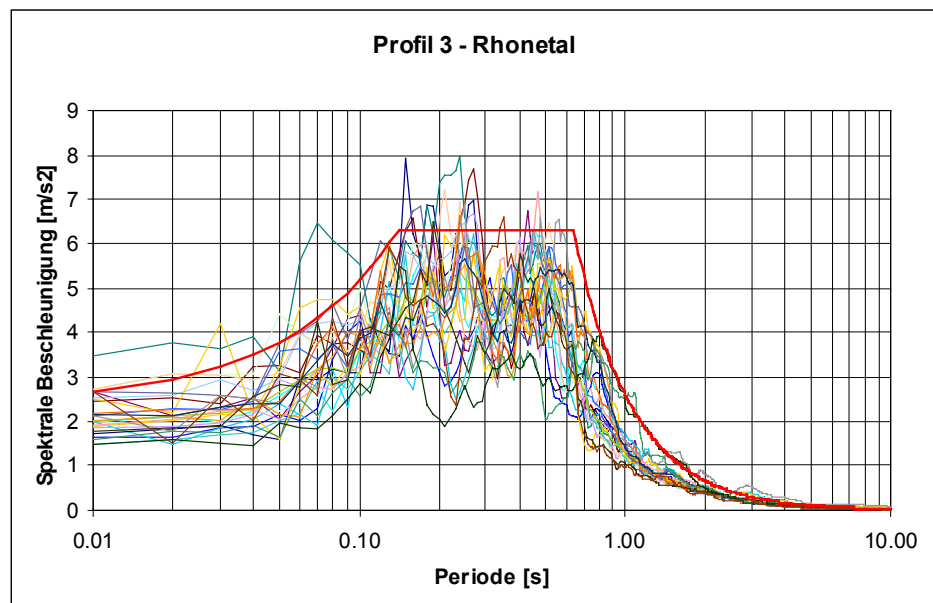


Bild 3.4: Berechnete Spektren für die vier Kontrollpunkte, die im Bereich des tief eingeschnittenen Tales liegen, zusammen mit dem für dieses Gebiet vorgeschlagenen elastischen Bemessungsspektrum (rot).

3.4.2 Talrand

Bild 3.5 zeigt die für den Kontrollpunkt "La Poste" berechneten Spektren für zwei Beschleunigungs-Zeit-Verläufe, jeweils für Einfallswinkel zur Vertikalen von -30° , 0° (d.h. von unten her vertikal aufsteigend) und $+30^\circ$. Es stellt sich heraus, dass hier ausgesprochen hohe Spektralbeschleunigungen auftreten können. Mit dem Hauptautor des verwendeten Programmes, Pierre-Yves Bard, wurde eingehend diskutiert, ob diese Spitzen auf numerische Instabilitäten zurückzuführen sein könnten. Dies scheint jedoch nicht der Fall zu sein. Es handelt sich wahrscheinlich um konstruktive Interferenzen, die sich im Bereich des Überganges vom tiefen Tal zum flacheren Talrandbereich besonders bemerkbar machen.

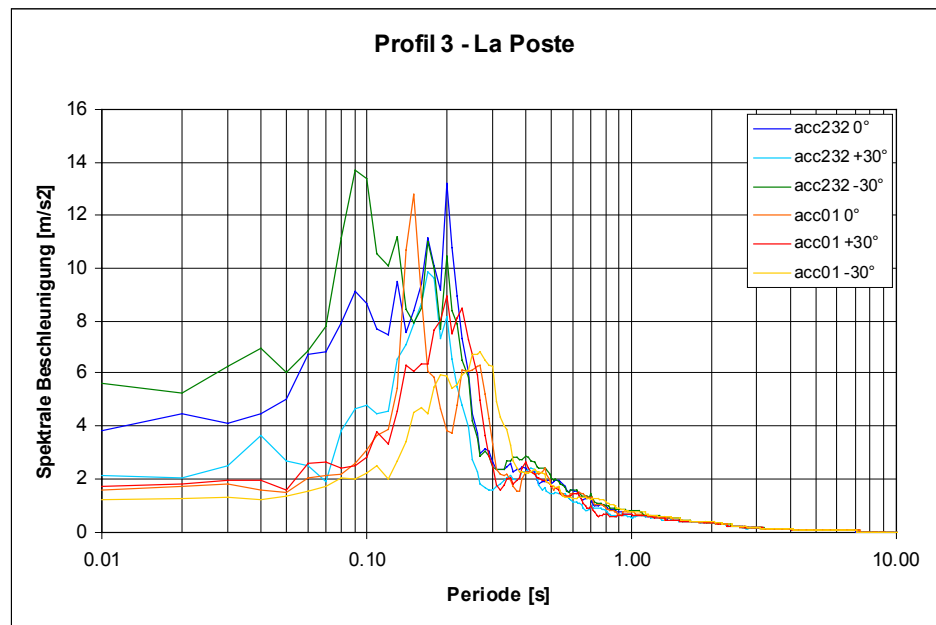


Bild 3.5: Für den Kontrollpunkt "La Poste" berechnete Spektren für Einfallswinkel zur Vertikalen von -30° , 0° und $+30^\circ$. Es ergeben sich auffallend hohe Spektralbeschleunigungen im Periodenbereich von 0.1 s bis 0.2 s.

Um abschätzen zu können, wie breit der von besonders hohen Amplifikationen betroffene Bereich ist, wurden die Bodenbewegungen beidseitig des Punktes "La Poste" für je drei weitere Kontrollpunkte berechnet. Diese Punkte wurden von Norden (links in Bild 3.1) her von 1 bis 7 durchnummeriert (der Punkt 4 entspricht somit dem Kontrollpunkt "La Poste"). Bild 3.6 zeigt für alle sieben Punkte die Spektralbeschleunigungen, die aus den Berechnungen mit Hilfe des Beschleunigungs-Zeit-Verlaufes "acc01" resultierten. Alle Punkte ausser dem Punkt 7 scheinen hohe Spektralbeschleunigungen aufweisen zu können. Die Abgrenzung einer entsprechenden Zone wurde schliesslich anhand geometrischer und geologischer Überlegungen vollzogen.

In Bild 3.7 sind alle berechneten Spektren der Zone "Talrand" aufgetragen, inklusive den Spektren aus den Sensitivitätsstudien: die Spektren für die fünf verschiedenen Beschleunigungs-Zeit-Verläufe, berechnet für den Punkt "La Poste", sowie die Spektren für zwei Beschleunigungs-Zeit-Verläufe, die für die Punkte 1 bis 6 verwendet wurden. Rot eingezeichnet ist das für den Bereich des Talrandes vorge-

schlagene elastische Bemessungsspektrum, welches nach denselben Grundsätzen eingepasst wurde wie bei der Zone "Rhonetal". Um der stark variierenden Tiefe bis zum Felsuntergrund Rechnung zu tragen, wurde das Plateau tendenziell etwas breiter gezeichnet, als sich dies allein aufgrund der rechnerischen Resultate ergeben hätte.

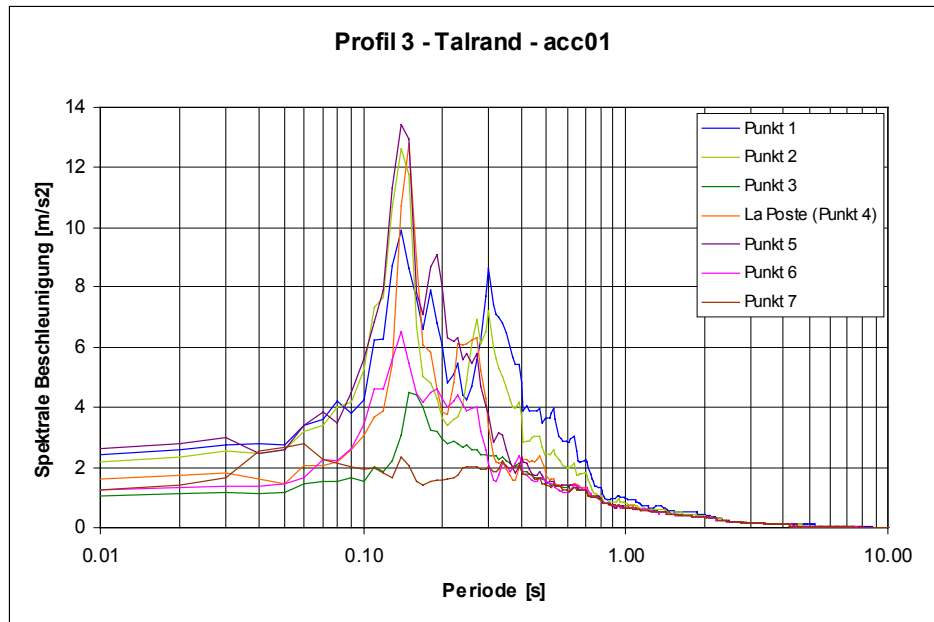


Bild 3.6: Mit Hilfe des Beschleunigungs-Zeit-Verlaufes "acc01" berechnete Spektren (Amplifikationsfunktion mal Inputspektrum gemäss Bild 2.1) für die Punkte 1 bis 7 im Bereich des Talrandes.

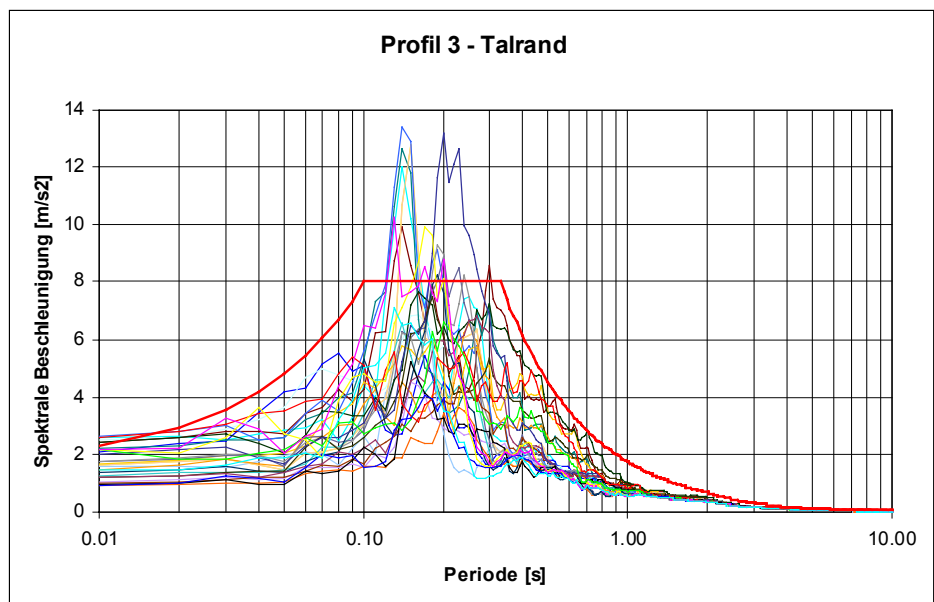


Bild 3.7: Für die Kontrollpunkte im Bereich des Talrandes berechnete Spektren, zusammen mit dem für dieses Gebiet vorgeschlagenen elastischen Bemessungsspektrum (rot).

3.4.3 Visper Schuttkegel

Im Bereich des Visper Schuttkegels wurde ein einziger Kontrollpunkt betrachtet: der Standort des Regionalspitals. Aber auch hier wurden die Wellengeschwindigkeiten im Sinne einer Sensitivitätsstudie um den Faktor 1.4 variiert.

In Bild 3.8 sind alle für den Kontrollpunkt "Spital" berechneten Spektren aufgetragen, inklusive den Spektren aus der Sensitivitätsstudie. Das vorgeschlagene elastische Bemessungsspektrum wurde hier weitgehend als echte, relativ breite Umhüllende eingetragen, um die ganze Variationsbreite der Tiefe des Felsuntergrundes im Bereich des Schuttkegels hinreichend abzudecken.

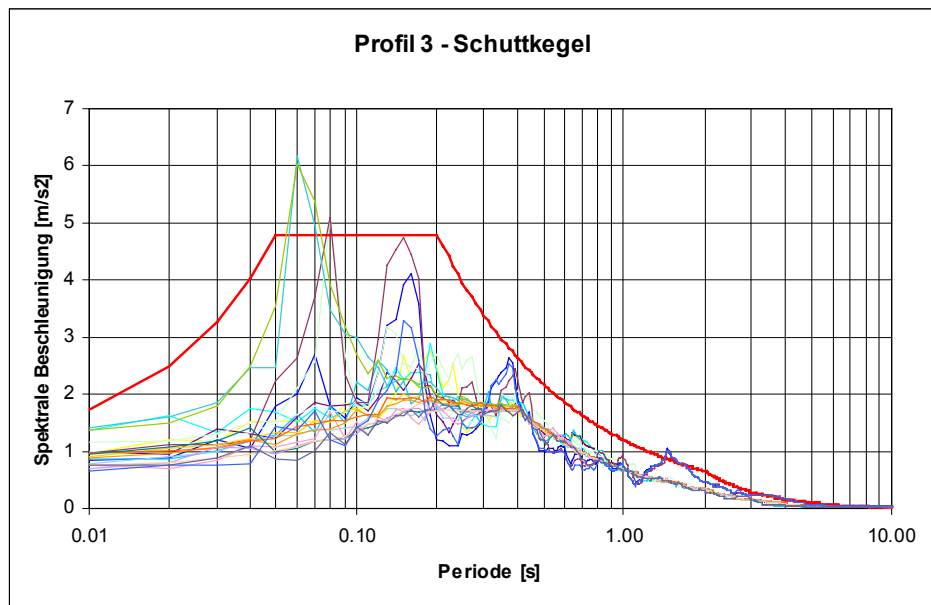


Bild 3.8: Für den Kontrollpunkt "Spital" berechnete Spektren, zusammen mit dem für dieses Gebiet vorgeschlagenen elastischen Bemessungsspektrum (rot).

3.4.4 Fels

Der im Raum Visp oberflächlich anstehende Fels ist höchstens bis in eine Tiefe von 10 m verwittert. Im Rahmen der Mikrozonierung von Monthey wurde gezeigt, dass eine solche Verwitterungsschicht nur einen vernachlässigbaren Einfluss auf die seismischen Bodenbewegungen hat.

Für die Bereiche, wo Fels an der Oberfläche ansteht, wurde ein elastisches Bemessungsspektrum angesetzt, das die Form des Spektrums der Bodenklasse A gemäss der Norm SIA 261 aufweist. Als "Einhängewert" wurde der diskrete Gefährdungswert für 10 Hz gemäss der in Kapitel 2.1 umschriebenen SED-Studie verwendet. Damit wurde erreicht, dass alle Gefährdungspunkte der SED-Studie unterhalb des Bemessungsspektrums zu liegen kommen. Dieser vorsichtige Ansatz wurde gewählt, da es sich trotzdem noch um eine deutliche Abminderung der Anforderungen der Norm SIA 261 handelt.

Bild 3.9 zeigt das vorgeschlagene elastische Bemessungsspektrum für Fels im Vergleich zu den diskreten Gefährdungswerten der SED-Studie sowie zum Fels-Inputspektrum, wie es für den Felsuntergrund verwendet wurde.

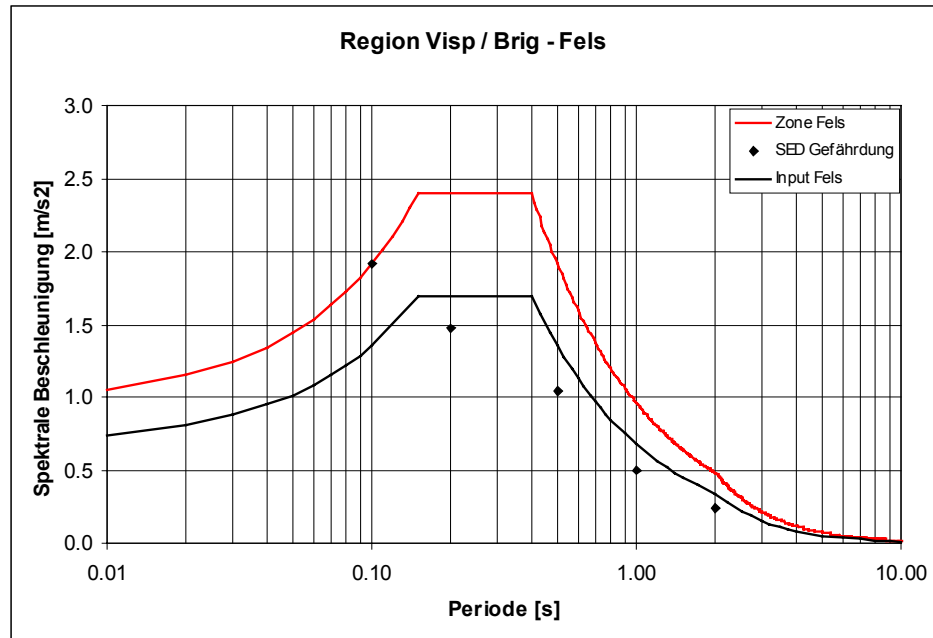


Bild 3.9: Vorgeschlagenes elastisches Bemessungsspektrum für Fels (rot) im Vergleich zu den SED-Gefährdungswerten und zum Fels-Inputspektrum.

3.5 Bodenverflüssigung im Raum Visp

Die Bohrungen aus dem Rottental bei Visp zeigen eine Abfolge von limnischen und fluviatilen Ablagerungen. In Richtung zunehmender Tiefe handelt es sich um die oberen Silte (So), die oberen Schotter (Ko), die unteren Silte (Su), und die unteren Schotter (Ku) (vgl. Kap. 3.2.1). Die oberen Silte sind durch verhältnismässig geringe SPT-Werte gekennzeichnet und daher potentiell verflüssigungsgefährdet.

Gemäss den klassischen Verfahren nach Seed ergäbe sich in gewissen Bereichen des Rhonetales bei Visp tatsächlich eine Verflüssigungsgefahr innerhalb der oberen Silte. Eingehendere Untersuchungen mit Hilfe von CYBERQUAKE (2000) (Foerster, 1999) für einen privaten Auftraggeber haben jedoch ergeben, dass wahrscheinlich nirgends mit einer *vollständigen* Verflüssigung zu rechnen ist. In Gebieten mit SPT-Werten von weniger als etwa 8 Schlägen in den oberen Silten ist allerdings mit einem signifikanten Anstieg des Porenwasserdruckes und damit einhergehend mit einem markanten Abfall der Scherfestigkeit des Bodens zu rechnen.

Das erwartete Ausmass des Porenwasserdruck-Anstieges dürfte bereits zur Ausbildung von Sandvulkanen ("sand boils") an der Terrainoberfläche führen. Solche Sandvulkane werden oft als Zeugen einer Bodenverflüssigung interpretiert. In Tat und Wahrheit sind sie jedoch nur Anzeichen für einen signifikanten Porenwasserdruck-Anstieg, der sich zur Oberfläche hin entspannt hat: Die Bodenverflüssigung

beschränkt sich auf diese Sandvulkane (genau genommen handelt es sich um lokale hydraulische "Miniatur-Grundbrüche").

Die angedeutete Untersuchung für einen privaten Auftraggeber hat zu Scherfestigkeitsverlusten in den oberen Silten geführt, die bis etwa die Hälfte der statisch, ohne Erdbeben vorhandenen Scherfestigkeit ausmachen.

Eine abschliessende, umfassende Beurteilung der Verflüssigungsfahr für das ganze Untersuchungsgebiet der hier vorliegenden Mikrozonierungsstudie würde eine weitere Studie benötigen. Um zuverlässige Aussagen machen zu können, wären insbesondere breit angelegte Sondierungen mit Hilfe von Cone Penetration Tests notwendig.

3.6 Diskussion der Resultate für den Raum Visp

Die für den Raum Visp gefundenen Standorteffekte liegen im Rahmen dessen, was für zahlreiche andere, bis zu einem gewissen Grad ähnlich gelagerte Situationen schon beobachtet wie auch berechnet wurde. Die hier präsentierten Resultate entsprechen deshalb im wesentlichen den Erwartungen.

Nicht nur extrem weiche Böden, sondern auch verhältnismässig steife alluviale Ablagerungen können, insbesondere in relativ engen Tälern, signifikante lokale Aufschaukelungen bewirken. Deren Ausmass hängt in erster Linie vom Steifigkeitsunterschied zwischen Lockergesteinsschichten und Felsunterlage ab, während Scherwellengeschwindigkeit und Schichtdicke der alluvialen Ablagerungen den Frequenzgang prägen.

Als Beispiel ist in Bild 3.10 die Aufzeichnung eines Mikrobebens in Grenoble dargestellt (Cotton et al., 1998), zum einen auf Lockergestein mehrerer Hundert Meter Mächtigkeit (Kies-Sand-Ablagerungen verhältnismässig hoher Lagerungsdichte), zum andern auf Fels in nur 500 m Entfernung vom ersten Standort und in gleicher Epizentraldistanz (20 km). Nicht nur sind die Bodenbewegungsgrössen am Lockergesteins-Standort wesentlich grösser, auch dauert die "Stark"bebenphase deutlich länger als am Felsstandort. Dieses Phänomen, auf an den Beckenrändern sekundär entstandene Oberflächenwellen zurückzuführen, kommt - nebenbei bemerkt - bei einer Darstellung der Bodenbewegungsgrössen in Form von Antwortspektren nicht oder nur sehr indirekt zum Ausdruck.

Bei einem Starkbeben würden zwar Nichtlinearitäten am Lockergesteins-Standort die Bodenbewegungen im Verhältnis etwas abschwächen, bei einem Beben, das etwa dem Bemessungsbeben der Norm SIA 261 entspräche, aber nur in geringem Ausmass.

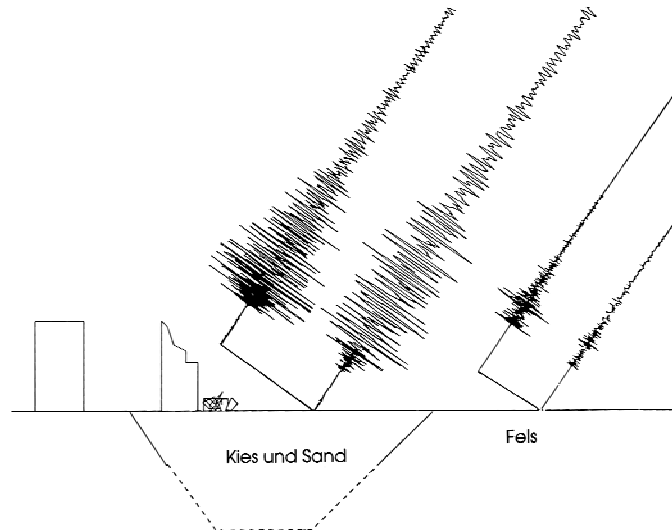


Bild 3.10: Mikrobeben-Aufzeichnung (8.9.95, $M_1 = 2.0$) aus Grenoble (Cotton et al., 1998), einerseits auf Kies-Sand, andererseits auf Fels in gleicher Epizentraldistanz: Beschleunigungs- ("oben") und Geschwindigkeits-Zeit-Verläufe ("unten").

4. Resultate für den Raum Brig

4.1 Geologische Situation im Raum Brig

4.1.1 Grobe tektonische Übersicht

Das Untersuchungsgebiet beinhaltet tektonische Einheiten des Helvetikums, des Penninikums wie auch das kristalline Grundgebirge in Form des Aarmassivs. Das kristalline Grundgebirge ist auf der nördlichen Talseite aufgeschlossen. Südlich davon folgt die Urseren-Zone und die Zone von Termen, welche die Einheiten des Helvetikums darstellen. Die Urseren-Zone, die als schmaler Streifen zwischen Aarmassiv und der Zone von Termen liegt, ist nur an wenigen Stellen in Naters und Bitsch aufgeschlossen. Die Zone von Termen bildet überwiegend die flachen Hänge auf dem Gebiet von Ried-Brig und Termen.

Weiter südlich folgen die penninischen Einheiten. Eine erste bildet die Zone von Sion-Courmayeur, welche aus Sedimenten des Walliser Troges besteht. Diese bilden vorherrschend die Nordflanke des Glishorns. Südlich schliesst die mächtige Sedimenthülle der Monte Leone-Decke – die Binntal-Zone – an. Wie der Name Rosswald-Serie (Teil der Binntal-Zone) bereits sagt, bildet diese den gerundeten Rücken auf dem Rosswald.

4.1.2 Festgesteine: Beschreibung der Lithologien

Aarmassiv

Das auf der nördlichen Talseite anstehende Aarmassiv kann in Altkristallin, Granitkörper und Ganggesteine unterteilt werden, wobei im untersuchten Gebiet Granitkörper fehlen (vgl. Anlage B-8).

Der grösste Teil des Altkristallins nehmen im Untersuchungsgebiet die Augengneise s. I. ein. Bei diesen überwiegend im westlichen Teil aufgeschlossenen Gesteinen handelt es sich um Sericit-Gneise mit cm-grossen Feldspatäugen. Das Gestein weist durchwegs eine sehr intensive alpine Schieferung auf.

Nördlich von Naters sind die Biotit-Plagioklasgneise aufgeschlossen, die ebenfalls dem Altkristallin angehören. Im gebänderten Gestein herrschen Plagioklas, Quarz und Biotit vor. Es ist durchwegs migmatisch ausgebildet.

Der Biotit-Sericitgneis stellt die dritte Lithologie des Altkristallins im beobachteten Gebiet dar. Er tritt in einem Band zwischen dem Biotit-Plagioklasgneis und der südlich gelegenen Urseren Zone auf. Die braunrot anwitternden Gneise sind stark alpin verschiefert. Das Gestein besteht aus kugeligen Augen von Quarz, Albit und Kalifeldspat. Die schiefrige Matrix besteht aus Sericit, Biotit und Epidot. Es wurden im Gneis bis 20 cm mächtige Lagen von Gips und Anhydrit beobachtet.

Wie bereits erwähnt, kommen im beobachteten Gebiet keine Granitkörper vor. Es können jedoch Aplitgänge beobachtet werden, die ein \pm NE-Streichen aufweisen. Diese granitischen Ganggesteine sind über die gesamte nördliche Talflanke verteilt. In Anlage B-8 sind nur die mächtigsten von ihnen eingezeichnet.

Urseren-Zone

Die Urseren-Zone, welche im untersuchten Gebiet nur als etwa 50 bis 100 m breites Band zu Tage tritt, besteht vollständig aus verschieferten Konglomeraten. Das Gestein enthält 1 bis maximal 20 cm grosse Gerölle von Graniten und Apliten in

einer phyllitischen Zwischenmasse. Der Mineralbestand der Zwischenmasse ist überwiegend alpin metamorph neu gebildet oder umkristallisiert: Quarz, Albit, Calcit, Biotit und Muskovit.

Zone von Termen

Die Zone von Termen stellt die mesozoische Hülle des Gotthardmassivs dar, die in Schuppen zerlegt ist. Die Schuppen bestehen hauptsächlich aus Trias und Lias. In der Region von Termen lassen sich drei grosse Schuppen ausscheiden. Nördlich der Rhone liegt eine Schuppe geringerer Ausdehnung vor, die durch Trias-Züge begrenzt wird.

Die Trias ist in dünnen Bändern aufgeschlossen. Obwohl eine vollständige lithologische Abfolge wegen interner Zerschering nicht ausgeschieden werden kann, lässt sich von unten nach oben folgende Abfolge rekonstruieren: Arkose, Gips, Rauhwacke, Sericit-Chloritphyllit.

Arkosen sind im untersuchten Gebiet nicht aufgeschlossen. Gips hingegen erreicht in seiner weissen, feinkörnigen Ausbildung stellenweise grosse Mächtigkeiten. Dies ist in der Saltinaschlucht (südlich der Napoleonsbrücke), südlich von Gamsen und südlich von Bitsch der Fall. Die Rauhwacke tritt in allen Gesteinszügen auf, mit Mächtigkeiten zwischen einigen Dezimetern bis zu 30 m (im Untersuchungsgebiet eher geringe Mächtigkeiten). Die massigen gelbbraunlichen Gesteine besitzen eine löchrig verwitterte Oberfläche. Die sericitischen, weissen oder bräunlich-grünen Chloritphyllite stehen in Wechsellagerung mit dünnen Dolomit-Bänken und -Linsen von brauner Farbe. Im Untersuchungsgebiet sind diese Gesteine im östlichen Teil von Naters und in Bitsch aufgeschlossen.

Die Lias-Schichtreihe kann in die Serie der Termen-Kalkschiefer und jene der Termen-Tonschiefer unterteilt werden. Bei den Termen-Kalkschiefern handelt es sich um eine eintönige Abfolge von grauen bis grauschwarzen Kalkschiefern, Kalken und Sandkalken. Die Mächtigkeit der Gesteinsbänke schwankt im Zentimeter- und Dezimeterbereich. An der Oberfläche treten die harten Gesteinsbänke gegenüber den weicheren Schichten deutlich hervor. Aufgeschlossen sind die Schiefer sowohl auf der linken Seite der Rhone zwischen dem Bahnhof Brig und Bitsch wie auch auf der rechten Seite beim Elektrizitätswerk Massa. Weitere Aufschlüsse liegen an der Simplonstrasse unterhalb von Ried-Brig. Die dunklen, meist schwarzen Termen-Tonschiefer sind nur vereinzelt etwas kalkhaltig. Die grössten Aufschlüsse liegen im Bereich zwischen dem Bahnhof Brig und Ried-Brig. Ein weiterer grosser Aufschluss befindet sich in der Saltinaschlucht südlich der Napoleonsbrücke.

Zone von Sion-Courmayeur

Die Zone von Sion-Courmayeur kann von Süden nach Norden (älter - jünger) in die Trias, die Couches du Versoyen, Couches d'Aroley, Couches de Marmontains und die Couches de St. Christophe unterteilt werden. Da nur die Couches de St. Christophe im Untersuchungsgebiet aufgeschlossen sind, sollen nur diese näher betrachtet werden.

Die Couches de St. Christophe weisen eine Wechsellagerung von dm- bis m-dicken glimmerführenden, sandigen Kalkbänken mit sandigen, mehr oder weniger kalkführenden Schiefen auf. Diese Gesteine weisen einen typischen Flyschcharakter auf. Sie bilden eine mächtige Schicht, welche im Westen die Nordflanke des

Glishorns bildet. Weiter ostwärts zieht sie südlich von Ried-Brig und nördlich des Rosswalds durch.

Binntal-Zone

Diese Zone tritt im Untersuchungsgebiet nicht zu Tage.

4.1.3 Talmorphologie

Kompetenz der Gesteine

Die Gneise des Aarmassivs scheinen durch ihr massig, kompaktes Auftreten ziemlich verwitterungsresistent zu sein. Bedingt durch Klüfte und Brüche verwittern die Gneise in Blöcken. Die Konglomerate der Urseren Zone zeigen eine wesentlich niedrigere Kompetenz. Vor allem im Bereich der Kontaktzone zum Aarmassiv hin scheint das Gestein stark zerrüttet zu sein. Ebenfalls als ziemlich verwitterungsanfällig erweisen sich die Sedimente der Zone von Termen. Die Kalkschiefer weisen eine Wechsellagerung von kompetenten und inkompetenten Schichten auf. Die Tonschiefer scheinen durchwegs ziemlich inkompetent. Die Inkompetenz zeigt sich besonders gut in der fortgeschrittenen Flusserosion dieser Gesteine in der Saltina-schlucht. Die Triassedimente scheinen ebenfalls ziemlich erosionsanfällig zu sein. Eine weitere inkompetente Schicht stellen die Flyschsedimente der Couches de St. Christophe dar.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Gesteine auf der nördlichen Talseite eine wesentlich höhere Kompetenz aufweisen als die Gesteine auf der südlichen Talseite.

Gletscherausdehnungen und Gletscherdynamik

Da die Talmorphologie sehr stark mit den Gletscherausdehnungen in Verbindung steht, ist es von grosser Wichtigkeit, die Gletscherdynamik zu kennen und die Gletscherausdehnungen zu rekonstruieren. Es ist bekannt, dass zur Bildung der Alpentäler Gletscherschurf (Exaration) eine grosse Rolle spielte. Dadurch sind im allgemeinen breite Trog- oder U-Täler mit steilen Flanken entstanden. Diese Täler weisen bisweilen eine sehr grosse Übertiefung auf, welche teilweise bis unter den Meeresspiegel reicht (Ehlers, 1994).

Es ist schwierig abzuschätzen, bis wann die Gletschererosion am Felsuntergrund wirksam war. Es wird angenommen, dass die grösseren Alpentäler sehr früh, eventuell bereits im Tertiär angelegt wurden. Weiter ist nicht klar, ob die Gletschererosion während der letzten Eiszeit (Riss) bis auf die Felsoberfläche wirksam war, oder ob die Gletscher sich auf den Lockergesteinen der Talverfüllungen fortbewegten.

Im untersuchten Gebiet wird sofort klar, dass der Aletschgletscher einen grossen Einfluss auf die Talmorphologie im Raum Brig besitzt (vgl. Anlage B-8). Aus der Fachliteratur ist bekannt, dass im Bereich von Konfluenzbecken grosse Übertiefungen zustande kommen können. Im Bereich, wo Rhone- und Aletschgletscher zusammenflossen, ist das Eis lateral ausgewichen, wodurch die flachen Hänge im Gebiet Termen/Ried-Brig gebildet wurden. Für die Übertiefung scheinen jedoch diejenigen Zeitabschnitte wichtiger, während denen der Rhonegletscher nicht nach Brig reichte, der Aletschgletscher jedoch bis ins Haupttal gelang. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um länger dauernde Abschnitte, da der Aletschgletscher ein relativ

grosses Einzugsgebiet besitzt, das jedoch nicht sehr weit vom Haupttal entfernt liegt. Zudem gelangte das Eis des Aletschgletschers mit ziemlich hohem Gefälle ins Haupttal, was die Gletschererosion begünstigte.

Diese Punkte begründen, weshalb die Felsoberfläche in Profil 7 (Anlage B-6) um einiges tiefer liegt als in Profil 8 (Anlage B-7).

Ein weiterer Grund für die tiefe Talerosion stellt auch die unterschiedliche Kompetenz der Gesteine dar. Der grösste Erosionsbetrag liegt südlich der Gneise in der Urseren-Zone und in der Zone von Termen. Im Profil 6 (Anlage B-5) ist gut zu erkennen, wie der Gletscher durch Wahl des geringsten Widerstandes links durch die Zone von Termen floss, da die Gneise des Aarmassivs einen grösseren Widerstand darstellten. Im Bereich des Profils 6 wird zudem eine erhebliche Talübertiefung angenommen. Dafür ist die grosse Eismasse, die geringe Talbreite und demzufolge die hohe Geschwindigkeit des Gletschers verantwortlich. Es ist allgemein bekannt, dass in Bereichen erhöhter Eisgeschwindigkeit die Erosionsrate am Felsuntergrund grösser ist.

Die Profile 6 und 7 weisen demnach eine tiefere Felsoberfläche auf als die Bohrung TB1 in Brigerbad, wo in knapp 100 m Tiefe der Fels erreicht wurde. Dies ist keineswegs ungewöhnlich. In einigen Alpentälern wurden hinter einem Konfluenzbecken Schwellen angetroffen, so z.B. unterhalb Martigny (CRSFA, 1991).

Da keine Daten zur Tiefe des Felsuntergrundes vorliegen und somit nur Vermutungen angestellt werden können, wurden in Profil 6 und 7 zwei Varianten zur Fels-topographie gezeichnet.

4.1.4 Lockergesteine: Geomorphologische Prozesse und ihre Ablagerungsprodukte

Bergsturz und Sackungen

Die Alpentäler sind nicht in der Form erhalten geblieben, in der sie die Gletscher hinterlassen haben, sondern sie unterlagen auch nach dem Eisfreiwerden Abtragungs- und Umlagerungsprozessen. Diese waren vor allem im Spätglazial wirksam, dauerten aber in stark abgeschwächter Form während des Holozäns an. In übersteilten Bereichen ist es infolge der Druckentlastung zur Ablösung grösserer Gesteinspartien und zu Bergstürzen und Versackungen gekommen (Ehlers, 1994).

Ein solcher Prozess hat sich an der Nordflanke des Glishorns im Spätglazial (vor 10'000 bis 14'000 Jahren) ereignet (vgl. Anlage B-8). Ein grosser Teil der Flanke sackte mit einem beträchtlichen Versatz ab. Während sich im oberen Teil die Schichtlage nur wenig gestört präsentiert, ist der Gesteinsverband im untersten Teil aufgelöst und bildet nun südlich oberhalb Glis chaotische Trümmersmassen, die auf dem Blatt Brig des geologischen Atlas der Schweiz (Burri et al., 1993/1994) als Bergsturz dargestellt sind. Der westliche Teil dieses Bereichs wird durch das Profil 6 geschnitten. Das Bergsturzvolumen entspricht einem Felspaket mit einer Länge von etwa 1.5 km, einer Breite zwischen 0.5 und 1 km und einer Tiefe von zirka 250 m. Der Druck des Gletschers auf den Fels war durch das seitliche Einfließen des Aletschgletschers verständlicherweise sehr gross, was bei anschliessender Entlastung zu diesem Ereignis führte.

Erfolgten diese Massenbewegungen tatsächlich im Spätglazial, so gelangten sie im unteren Bereich auf den sich zurückziehenden Aletschgletscher. Dies würde die Entstehung der kleinen Hügel aus Bergsturzmaterial in der Alluvialebene erklären.

Diese wären demnach auf dem Gletscher zum Stillstand gekommen und anschliessend nach Abschmelzen des Gletschers in der Talebene abgelagert worden. Die Mächtigkeit der Bergsturzablagerung ist unbekannt.

Bildung von Bachschuttkegeln

Grosse Bachschuttkegel wurden im Untersuchungsgebiet nur auf der Südseite der Rhone gebildet (vgl. Anlage B-8). Eine beachtliche Grösse stellt der Holzji-Schuttfächer westlich der Napoleonsbrücke im Süden von Brig dar. Sein Material ist vor allem im oberen Bereich zementiert, was sehr schön beim Strassenanschnitt bei der Napoleonsbrücke zu erkennen ist. Der Schuttkegel reicht 1200 m lang den Hang hinauf, ohne dass an seinem Ursprung ein Bachlauf sichtbar wäre. Ohne Zweifel handelt es sich um den Entwässerungskanal eines ehemals auf der Nordseite des Glishorns sehr aktiven Gletschers (Burri et al., 1993/1994). Im Gegensatz zu diesem fluvioglazial entstandenen Schuttfächer stellt der Gamsa-Schuttfächer einen typischen Bachschuttfächer dar, der durch die mitgeführten Sedimente der Gamsa geschüttet wurde. Ein weiterer Bachschuttkegel stellt der Saltinaschuttfächer dar, auf welchem ein Teil der Stadt Brig erbaut wurde. Nördlich der Rhone ist nur der kleine Schuttfächer des Kelchbachs zu erwähnen, der von Profil 7 geschnitten wird.

Die Mächtigkeit der Bachschuttablagerungen ist unbekannt, da tiefere Bohrungen fehlen. Die maximale Mächtigkeit des Holzji-Schuttfächers liegt sicher bei mehr als 50 m, was sich aus der Geländemorphologie schliessen lässt.

Moränenablagerungen

Die Talflanken des Rhonetals sind von eher geringmächtigen Moränenablagerungen bedeckt. Wie in (Burri et al., 1993/1994) beschrieben, konnte auf der Südseite des Rhonetals bis auf 1500 müM Granitmaterial aus dem Aarmassiv beobachtet werden. Dies zeigt den grossen Einfluss der Gletscher aus dem Aarmassiv während der letzten Eiszeit (Würm).

Mächtigeren Moränenschichten wurden während des Spät- und Postglazials im Zungenbereich des Aletschgletschers abgelagert (vgl. Anlage B-8). Dieser befand sich südlich von Ried-Brig, wo heute durch tiefe Gräben die Moränenschichten angeschnitten sind. Den tiefsten Einschnitt stellt der Burgspitz dar. Diese Moränenschichten sind im südlichen Bereich des Profils 7 eingezeichnet. Im restlichen untersuchten Gebiet sind keine signifikanten glazigenen Sedimente an der Oberfläche aufgeschlossen.

Wie gross das Moränenvorkommen im Untergrund der Alluvialebene ist, kann nicht beurteilt werden, da keine Bohrungen tiefer als 40 m vorhanden sind. Bis in diese Tiefe sind jedoch keine Moränenablagerungen angebohrt worden. Wir können uns höchstens auf die Tiefbohrung TB1 in Brigerbad stützen. Dort wurde in 78 m Tiefe eine Schicht durchbohrt, die als Grundmoräne interpretiert wurde. Diese Schicht reicht dort bis auf den Fels, der an dieser Stelle in 100 m Tiefe liegt. Im Raum Brig, speziell zwischen den Profilen 6 und 7, gilt es zu überlegen, ob die Grundmoräne nicht höher liegt, oder ob nicht mehrere Grundmoränenschichten abgelagert wurden. Der Grund für diese Spekulationen ist wiederum die Nähe des Einzugsgebietes des Aletschgletschers zum Haupttal. Es wurden jedoch keine zusätzlichen Moränenschichten in die Profile eingezeichnet, da keine entsprechenden Daten bestehen.

Fluviatile Ablagerungen

Vor der Rhoneeindämmung floss das Wasser in einem "braided river"-System (Zopfmuster-System) talabwärts. Dabei kam es öfters zu Überschwemmungen und somit zu Feinsand- und Siltablagerungen. Das Rinnensystem wechselte oft die Geometrie, wodurch ein komplexer Sedimentaufbau entstand. Das älteste bekannte Flusssystem entspricht demjenigen, wie es in der Dufourkarte von 1854 (vgl. Anlage B-9) eingetragen ist. Auf dieser Karte ist zu erkennen, dass die Rhone östlich des Bahnhofs Brig viel weiter südlich lag, als dies heute der Fall ist. Aus diesem Grund treten die lehmigen Überschwemmungssande auf der rechten Talseite stärker hervor als auf der linken (Burri et al., 1993/1994). Im Bereich des Bahnhofs querte die Rhone in Form von zwei Flussläufen das Tal und floss auf der rechten Seite weiter, was in etwa dem heutigen Rhonebett entspricht. In diesem Bereich kam es auch wiederholt zu Überschwemmungen, die im Gebiet Grund zur Ablagerung von lehmig-schlammigen Sanden führten.

Nach (Burri et al., 1993/1994) können die obersten Schichten der Alluvialebene grob eingeteilt werden in 10 bis 12 m mächtige Schwemmsande, gefolgt von zirka 30 m mächtigen Flusskiesen und -sanden. Die Schwemmsande und -silte konnten bei den zur Verfügung stehenden Bohrungen jedoch nur im Bereich westlich des Bahnhofs bis ins Gebiet Grund und in Gamsen im Gebiet "Bilderachra" (vgl. Profil 6) nachgewiesen werden. Östlich des Bahnhofs Brig wurde fast ausschliesslich Kies angebohrt. Nur im Gebiet "Bammatte" konnten bis zirka 4 m mächtige Silte als Deckschicht nachgewiesen werden.

Die Lockergesteine in der Alluvialebene beherbergen mindestens einen Grundwasserträger. Die Strömungsrichtung des Grundwassers verläuft ungefähr talparallel. Einzig in den Bereichen der Schuttfächer wird der Grundwasserstrom durch das infiltrierende Hangwasser umgeleitet (vgl. Anlage B-4).

4.2 Gemessene Grundfrequenzen im Raum Brig

Festzuhalten ist, dass es in Brig im allgemeinen schwieriger war als in Visp, die "H/V"-Diagramme mit den – unscharfen – geologischen Vorgaben in Einklang zu bringen. Dies ist zweifellos auf die ausgesprochen inhomogene Zusammensetzung der in Brig vorhandenen Ablagerungen zurückzuführen. Es ist bekannt, dass Messungen nach Nakamura für solche Verhältnisse zu unbefriedigenden, schwer interpretierbaren Resultaten führen können.

Aus den 59 Messungen wurde mittels Interpolation eine Karte mit Isolinien für die Grundfrequenz erzeugt. Diese Karte ist aber wegen der angedeuteten Schwierigkeiten mit Vorbehalt zu konsultieren. Im Bereich der (sehr kompakten) Moräne hatten sich – nicht ganz unerwartet – durchwegs keine klaren Resultate ergeben, weshalb in diesen Gebieten keine Isolinien gezeichnet wurden. Die erwähnte Karte, auf der sowohl die Nummern der Messpunkte (schwarz) wie auch die einzelnen Messwerte (rot) aufgeführt sind, ist in Anlage E-2 zu finden.

Anlage E-4 enthält sämtliche 59 "H/V"-Diagramme, so dass für jeden Punkt überprüft werden kann, wie eindeutig die jeweilige Grundfrequenz gemessen werden konnte.

Für mehrere Messpunkte (z.B. für die Punkte 05, 14, 53, 54) waren deutlich zwei Spitzen im "H/V"-Diagramm zu erkennen. Für andere Punkte, mit a priori ähnlicher

Geologie, trat jeweils nur eine Spitze zutage, die entweder ungefähr den tiefrequenten Spitzen (z.B. für die Punkte 12, 16, 17, 33) oder aber etwa den hochfrequenten Spitzen (z.B. für die Punkte 10, 32, 42) der erstgenannten Messpunkte zu entsprechen schienen. An wieder anderen Punkten (z.B. 35, 36) waren gar keine Spitzen im "H/V"-Diagramm zu erkennen, obwohl es sich eindeutig um Lockergesteinsstandorte und nicht etwa um Grundmoränen- oder Felsstandorte handelte.

Eine vernünftige Übereinstimmung mit den geologischen Verhältnissen konnte mit Hilfe folgender Interpretation erzielt werden: Die tiefrequenten Spitzen liefern die Grundfrequenzen sämtlicher Lockergesteinsablagerungen inklusive Moräne, wie a priori erwartet wird. Bei den hochfrequenten Spitzen hingegen werden nur die Grundfrequenzen der alluvionalen Ablagerungen allein, d.h. ohne Moräne, erfasst. Diese Situation lässt sich folgendermassen erklären: Der Steifigkeitsunterschied zwischen Moräne und Alluvionen könnte hier ziemlich ausgeprägt sein, vielleicht sogar von ähnlicher Grösse wie derjenige zwischen Felsunterlage und Moräne. Die "natürliche" Bodenunruhe, die hauptsächlich aus oberflächennahen Quellen stammt (Fahrzeuge, Industrie, etc.), würde dann die tiefliegende Moräne nicht genügend anregen, so dass sich diese bei den Messungen nicht bemerkbar macht. Für die Messpunkte mit zwei Spitzen ist dann anzunehmen, dass beide Frequenzen gemessen wurden.

Im allgemeinen geht man davon aus, dass mit der Methode von Nakamura nur die Grundfrequenz erfasst werden kann. Manchmal ergeben sich jedoch Beobachtungen, bei denen offenbar zwei klar unterscheidbare Frequenzen in Erscheinung treten, die wie oben dargelegt interpretiert werden können. Untersuchungen in einem Testgebiet mit gut bekannter Geologie (Guéguen et al., 2000) haben diese Interpretationsweise eindeutig bestätigt. Auch die vom europäischen Forschungsprojekt "SESAME" erarbeitete Richtlinie zur Messung der Bodenunruhe und Interpretation der Messresultate (SESAME, 2004) weist auf diese Möglichkeit hin.

4.3 Kennwerte der Rechenprofile

Für den Raum Brig wurden Computersimulationen für die Profile 6 und 7 ausgeführt.

Wie aus dem Beispiel in Anlage C-3 zu ersehen ist, ergaben die unter Punkt 2.3.2 vorgestellten Formeln auch in Brig Werte für die Scherwellengeschwindigkeiten, die sich bis um einen Faktor 3 und mehr voneinander unterschieden.

Als "beste" Schätzung für einen ersten Rechenlauf wurde hier jeweils die dritte Wurzel aus dem Produkt der Schätzungen nach Ohba und Toriumi (1970) und dem Quadrat der Schätzungen nach Seed und Idriss (1970) verwendet. Dies entspricht einer geometrischen Mittelung mit doppelter Gewichtung der Schätzungen nach Seed und Idriss (1970). Im allgemeinen waren damit noch Anpassungen der Scherwellengeschwindigkeiten bis zu etwa 25 % notwendig, um die rechnerischen Grundfrequenzen in Einklang mit den nach Nakamura gemessenen zu bringen.

4.3.1 Profil 6

Das Profil 6 führt von NNW nach SSE, etwa im rechten Winkel zum Rottenlauf, bei "Biel" und "Bilderachra" quer durch das Rottental. Es durchquert damit die Industriezone "Grund" (Anlage B-3).

Innerhalb von Profil 6 wurden die Bodenbewegungen für drei verschiedene Kontrollpunkte berechnet, die in Bild 4.1 schematisch dargestellt sind. Diese tragen dieselben Nummern, wie sie schon für die Messungen nach Nakamura verwendet wurden (vgl. Anlage E-2):

- Punkt "MP53", unmittelbar südlich des Rottens, mit einer lokalen Grundfrequenz von $f_0^N = 1.8$ Hz,
- Punkt "MP14", bei "Biel", leicht nördlich der Talmitte, mit zwei erkennbaren Frequenzen bei $f_0^N = 1.0$ Hz und $f_1^N = 4.3$ Hz,
- Punkt "MP15", an der Kantonsstrasse bei "Bilderachra", mit einer lokalen Grundfrequenz von $f_0^N = 2.4$ Hz.

Details des Schichtaufbaus im Profil 6 sind der Anlage B-5 zu entnehmen, und Anlage D enthält die Parameter aller verwendeten Rechenprofile in tabellarischer Form.

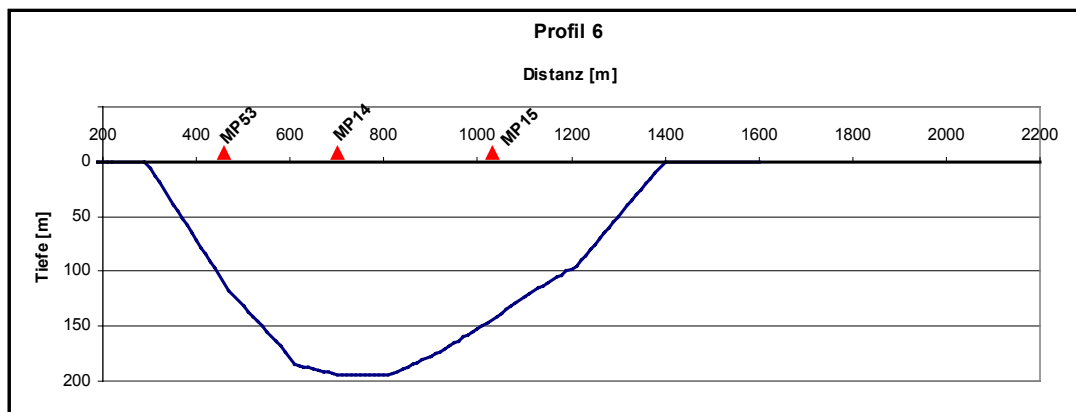


Bild 4.1 Schematische Darstellung der beim Profil 6 (Brig-Grund) betrachteten Kontrollpunkte. Es handelt sich um ein ausgesprochen tief eingeschnittenes Tal.

4.3.2 Profil 7

Das Profil 7 führt von NNW nach SSE, etwa im rechten Winkel zum Rottenlauf, von Naters ("Chlosi"), etwa 150 m östlich am Bahnhofplatz vorbei, über das Kollegium bis zum "Gredisboden". Es verläuft damit mitten durch die Orte Naters und Brig (Anlage B-3).

Beim Profil 7 wurden die Bodenbewegungen für insgesamt sechs verschiedene Kontrollpunkte berechnet. Vier dieser Punkte liegen in der Talebene und sind in Bild 4.2 schematisch dargestellt. Sie tragen dieselben Nummern, wie sie schon für die Messungen nach Nakamura verwendet wurden (vgl. Anlage E-2):

- Punkt "MP32", nordöstlich vom Friedhof Naters, mit einer lokalen Grundfrequenz von $f_0^N = 3.5$ Hz,
- Punkt "MP33", bei der Station Naters, mit einer lokalen Grundfrequenz von $f_0^N = 2.2$ Hz,
- Punkt "MP34", unmittelbar nördlich des Rottens, mit einer nur sehr schwach in Erscheinung tretenden und damit unsicheren Grundfrequenz bei $f_0^N = 1.3$ Hz,

- Punkt "MP35", an der dem Bahnhof Brig entlang führenden Strasse, ohne erkennbare Grundfrequenz im "H/V"-Diagramm.

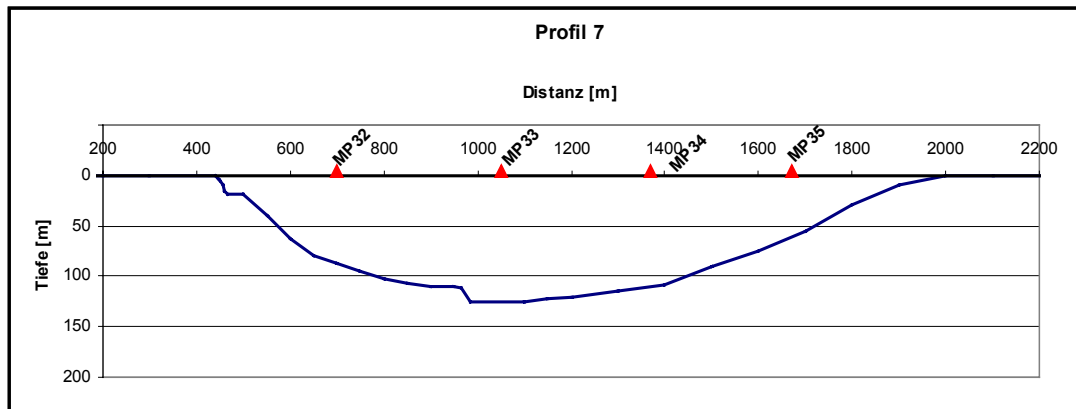


Bild 4.2 Schematische Darstellung der betrachteten Kontrollpunkte, die beim Profil 7 (Brig-Naters) innerhalb der Talebene liegen. Das Tal ist im Vergleich zu Profil 6 deutlich weniger tief eingeschnitten.

Tabelle 4.1: Scherwellengeschwindigkeiten beim Kontrollpunkt "MP33": Erste Schätzungen sowie nach den Nakamura-Messungen ajustierte Werte (effektiv verwendete Rechenwerte).

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellengeschwindigkeit geschätzt [m/s]	Scherwellengeschwindigkeit ajustiert [m/s]	Dichte [t/m ³]
Flusskiese und Sande	0	800	379	2.0
	3	409	512	2.1
	7	474	593	2.1
	15	498	623	2.1
	25	538	672	2.1
	40	562	703	2.1
	50	562	703	2.1
Moränenablagerungen	70	746	970	2.2
	85	934	1168	2.3
	95	960	1200	2.4
	105	960	1200	2.5
	115	960	1200	2.5
Ton und Kalkschiefer	125	2500	2500	2.65

Zwei weitere Kontrollpunkte liegen im Bereich der Moräne innerhalb der Flanke, die nach Süden ansteigt und in Bild 4.2 rechts an das gezeichnete Profil anschliesst. Die Tiefe bis zum Felsuntergrund bleibt auf maximal 15 m beschränkt, was bedeutet, dass keine tieffrequenten Amplifikationen der Bodenbewegungen zu erwarten sind. Für diese Konfiguration genügten eindimensionale Berechnungen.

Tabelle 4.1 stellt die Schichttiefen, Scherwellengeschwindigkeiten und Dichten des Rechenprofils "MP33" im Sinne eines Beispiels vor. Details des Schichtaufbaus im Profil 7 sind der Anlage B-6 zu entnehmen, und Anlage D enthält die Parameter aller verwendeten Rechenprofile in tabellarischer Form.

4.4 Resultate der Computersimulationen

4.4.1 Profil 6

Die Unterschiede zwischen den für die verschiedenen Kontrollpunkte berechneten Spektren blieben nahezu in der gleichen Grössenordnung wie die Unterschiede, die sich für ein und denselben Kontrollpunkt für verschiedene Beschleunigungs-Zeit-Verläufe ergaben. Das Tal des Rotten wird deshalb in seiner ganzen Breite einer einzigen Zone "Rhonetal Glisergrund" zugeordnet.

In Bild 4.3 wurden sämtliche für Profil 6 berechneten Spektren aufgetragen, inklusive den Spektren aus den Sensitivitätsstudien. Rot eingezeichnet ist das vorgeschlagene elastische Bemessungsspektrum. Dieses wurde wie bei Visp als geglättetes Spektrum "von Auge" so eingepasst, dass es fast einer Umhüllenden entspricht, ohne allerdings sämtliche individuellen Spitzen abzudecken. Im langperiodischen Bereich wurde wiederum ein Verlauf proportional zu $1/T^2$ angesetzt, damit bei einer Umwandlung in ein Verschiebungsspektrum für hinreichend lange Perioden eine

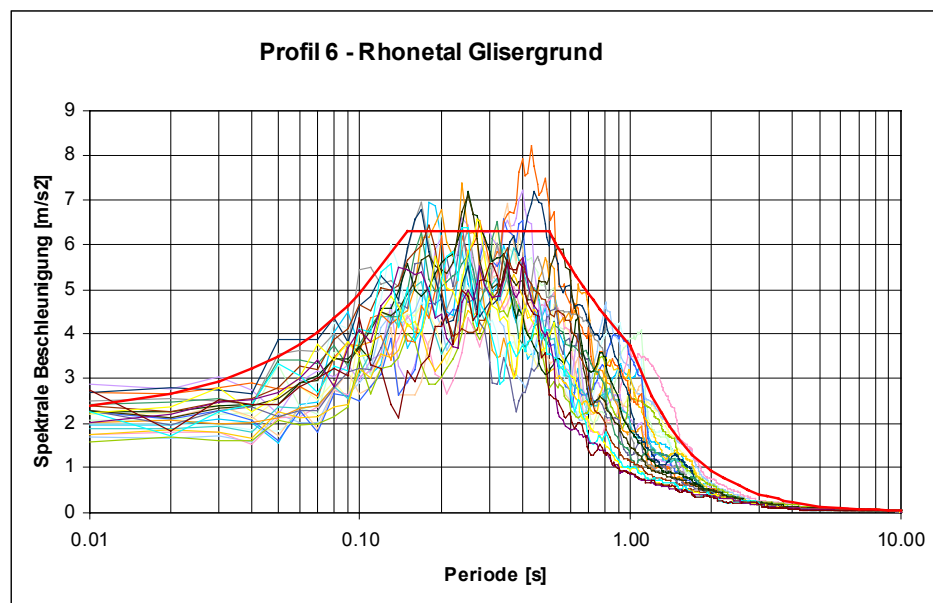


Bild 4.3: Für die Kontrollpunkte in Profil 6 berechnete Spektren, zusammen mit dem für dieses Gebiet vorgeschlagenen elastischen Bemessungsspektrum (rot).

konstante spektrale Verschiebung resultiert, wie dies im allgemeinen aus theoretischen Gründen gefordert wird.

4.4.2 Profil 7

Bild 4.4 zeigt im Sinne eines Beispiels die Amplifikationsfunktionen (AF) im Kontrollpunkt "MP33", wie sie sich für die fünf verwendeten Beschleunigungs-Zeit-Verläufe (vgl. Kapitel 2.2) ergeben haben, zusammen mit dem geometrischen Mittel aus den individuellen AF. Die stärkste Amplifikation ist im Bereich zwischen 0,15 s bis gegen 0,5 s zu sehen.

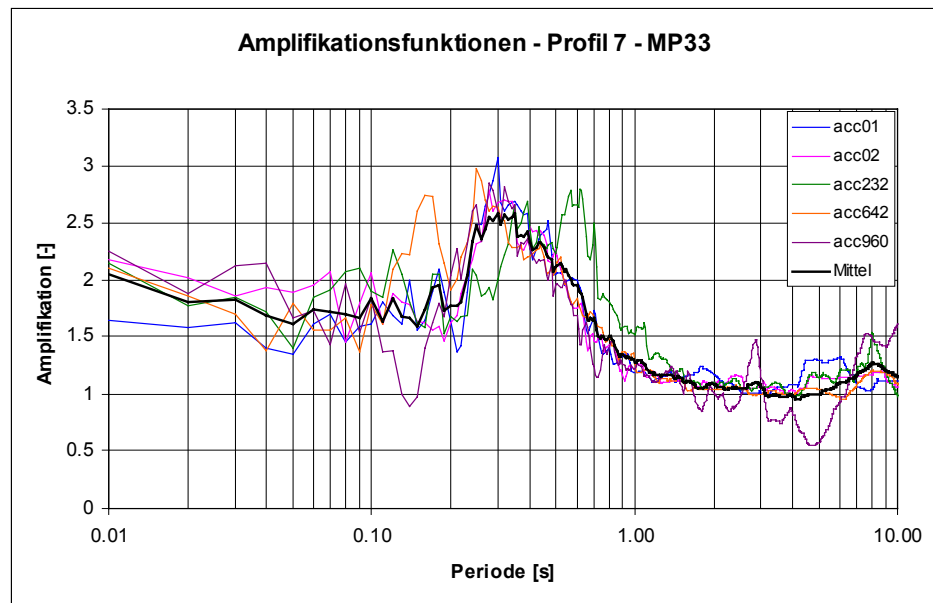


Bild 4.4: Berechnete Amplifikationsfunktionen im Kontrollpunkt "MP33".

Bild 4.5 zeigt die Sensitivität der Resultate in bezug auf die angenommenen Scherwellengeschwindigkeiten V_s am Beispiel des Kontrollpunktes "MP33". In Schwarz ist das geometrische Mittel der für die fünf Beschleunigungs-Zeit-Verläufe berechneten Spektren für die beste Schätzung von V_s gezeichnet. Für die beiden Beschleunigungs-Zeit-Verläufe, welche tendenziell die grössten Amplifikationen im langperiodischen (niederfrequenten) Bereich ergaben, wurden Berechnungen anhand eines Profils durchgeführt, dessen V_s -Werte um den Faktor 1.4 abgemindert worden waren. Analog wurden die beiden Beschleunigungs-Zeit-Verläufe, welche tendenziell die grössten Amplifikationen im kurzperiodischen (hochfrequenten) Bereich ergaben, für Berechnungen verwendet, bei denen die V_s -Werte um den Faktor 1.4 erhöht worden waren. Auf diese Weise liess sich der Unschärfbereich der Resultate in bezug auf die ungenaue Kenntnis von V_s grob abstecken.

Bild 4.6 zeigt die für denselben Kontrollpunkt "MP33" berechneten Spektren für zwei Beschleunigungs-Zeit-Verläufe, jeweils für Einfallswinkel zur Vertikalen von -30° , 0° (d.h. von unten her vertikal aufsteigend) und $+30^\circ$. Da für die meisten Bauwerke der mittel- bis langperiodische Bereich massgebend ist, wurde diese Sensitivitätsstudie mit den um den Faktor 1.4 verminderten Scherwellengeschwindigkeiten durchgeführt. Eine einheitliche Tendenz für die Spektralbeschleunigungen in Funktion des Einfallswinkels ist nicht zu erkennen. Die resultierenden Unterschiede sind nicht

signifikant – weder in bezug auf die Streuung, die sich aus der Verwendung verschiedener Beschleunigungs-Zeit-Verläufe ergibt, noch in Anbetracht der zahlreichen Kenntnisunsicherheiten bezüglich Talgeometrie und Materialkennwerten.

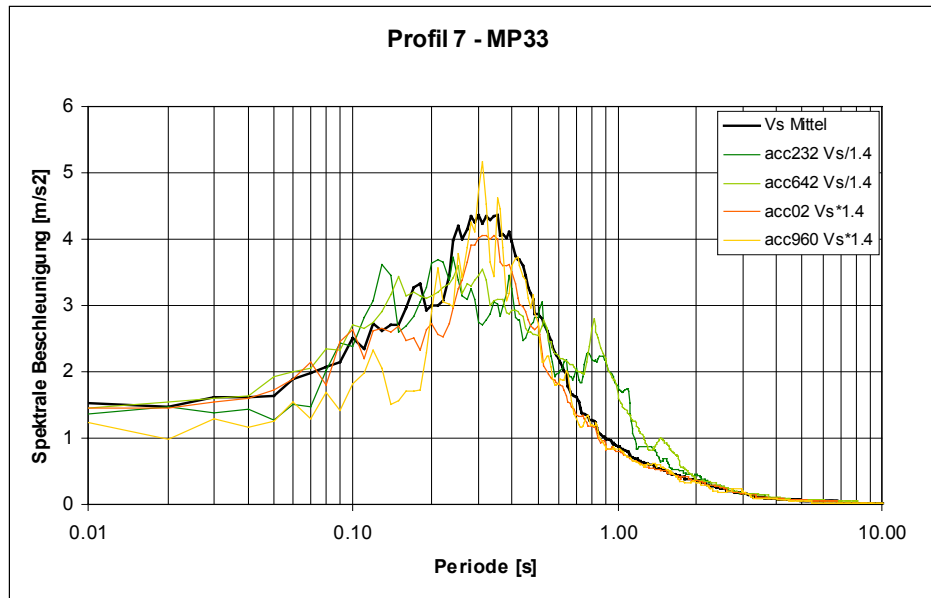


Bild 4.5: Sensitivität der resultierenden Spektren im Kontrollpunkt "MP33" in bezug auf verminderte und erhöhte Scherwellengeschwindigkeiten.

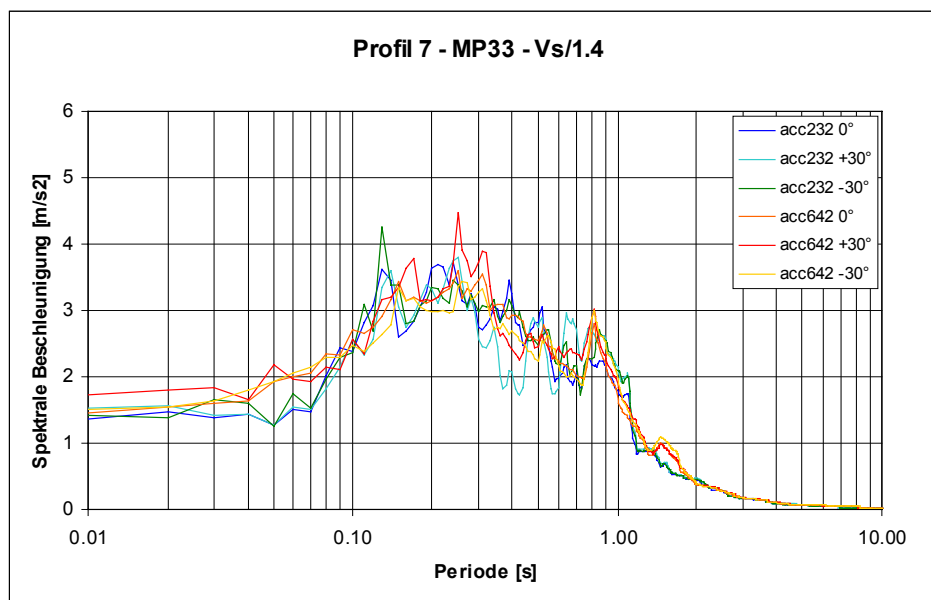


Bild 4.6: Für den Kontrollpunkt "MP33" berechnete Spektren für Einfallswinkel zur Vertikalen von -30° , 0° und $+30^\circ$, mit um den Faktor 1.4 verminderten Wellengeschwindigkeiten.

Auch beim Profil 7 blieben Unterschiede zwischen den Spektren, die für die innerhalb des eigentlichen Tales liegenden Kontrollpunkte ("MP32" bis "MP35") berechnet wurden, nahezu in der gleichen Grössenordnung wie die Unterschiede, die sich für ein und denselben Kontrollpunkt für verschiedene Beschleunigungs-Zeit-Verläufe ergaben. Das eigentliche Tal des Rottens wird deshalb in seiner ganzen Breite einer einzigen Zone "Rhonetal Brig-Naters" zugeordnet.

In Bild 4.7 sind sämtliche für die Kontrollpunkte "MP32" bis "MP35" berechneten Spektren aufgetragen, inklusive den Spektren aus den Sensitivitätsstudien. Rot eingezeichnet ist das vorgeschlagene elastische Bemessungsspektrum, welches nach denselben Grundsätzen eingepasst wurde wie für die Zone "Rhonetal Glisergrund" beschrieben.

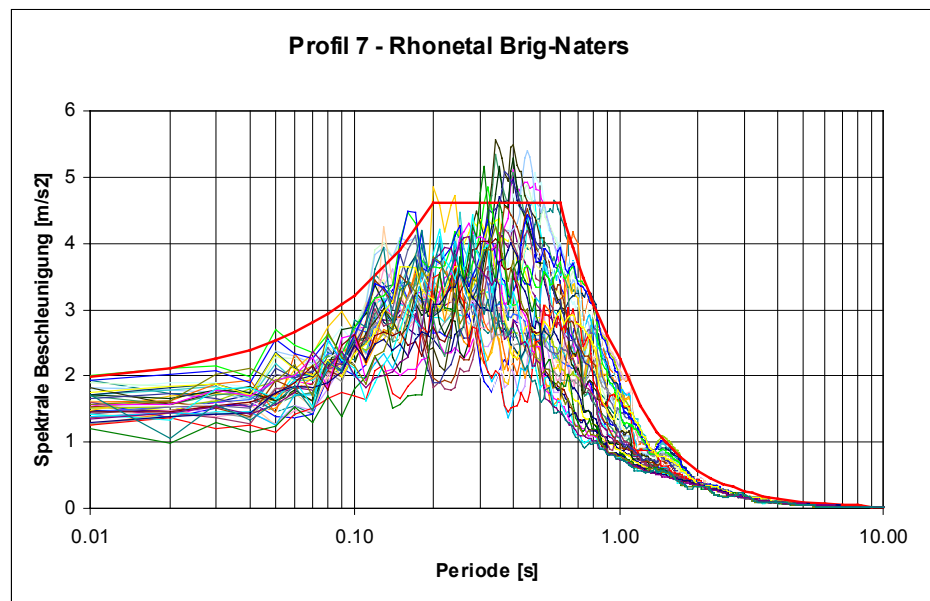


Bild 4.7: Für die Kontrollpunkte "MP32" bis "MP35" in Profil 7 berechnete Spektren, zusammen mit dem für dieses Gebiet vorgeschlagenen elastischen Bemessungsspektrum (rot).

Im Bereich der Moräne innerhalb des Profils 7 (entspricht einer Fortsetzung nach rechts des in Bild 4.2 gezeichneten Bereichs, siehe Anlage B-6) wurden je eine Berechnung für eine minimale (7.5 m) und eine maximale (15 m) Tiefe des Felsuntergrundes durchgeführt. Infolge der geringen Profiltiefe im Vergleich zur seitlichen Ausdehnung dieses Gebietes wurden hier nur eindimensionale Berechnungen vom Typ SHAKE ausgeführt. Bild 4.8 zeigt sämtliche berechneten Spektren, inklusive den Spektren aus den Sensitivitätsstudien, zusammen mit dem vorgeschlagenen elastischen Spektrum.

Bei eindimensionalen Berechnungen fallen die Spitzen bei der Grundfrequenz im Vergleich zu dem, was bei Erdbeben tatsächlich beobachtet werden kann, in der Regel zu hoch aus. Dafür ergeben sich in Wirklichkeit Amplifikationen in einem etwas breiteren Frequenzbereich. Dies hängt im wesentlichen damit zusammen, dass die Modellierung der einfallenden Welle als vertikal aufsteigende ebene

Welle, zusammen mit einer eindimensionalen Berechnung, eine zu starke Idealisierung der wirklichen, wesentlich komplexeren Verhältnisse darstellt.

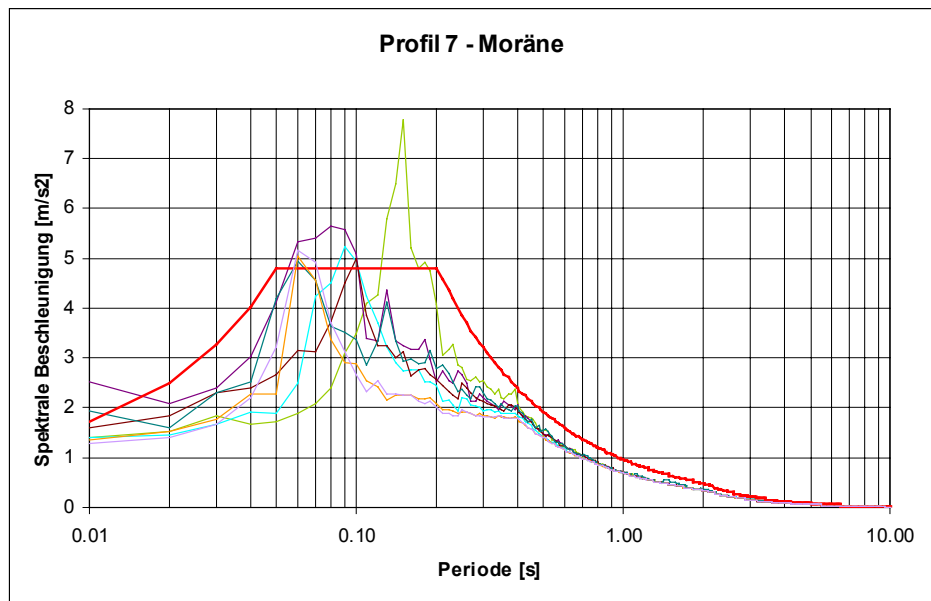


Bild 4.8: Für die Kontrollpunkte im Bereich der Moräne berechnete Spektren, zusammen mit dem für dieses Gebiet vorgeschlagenen elastischen Bemessungsspektrum (rot).

4.5 Bodenverflüssigung

Die Gefahr einer Bodenverflüssigung ist im Raum Brig bescheiden und wurde deshalb nicht untersucht.

4.6 Diskussion der Resultate für den Raum Brig

Die für den Raum Brig gefundenen Standorteffekte liegen im Rahmen dessen, was für zahlreiche andere, ähnlich gelagerte Situationen schon beobachtet oder berechnet wurde. Die hier vorgestellten Resultate entsprechen deshalb im wesentlichen den Erwartungen des Projektteams.

Eine gute Gelegenheit zur Überprüfung, ob die hier berechneten Amplifikationen realistisch sind, ergibt sich aus den Aufzeichnungen des Domodossola-Bebens vom 14.06.1993 an den Freifeldstationen des Schweizer Starkbebennetzes Brig-Glis Dorf auf Lockergestein und Stalden-Merjen auf Fels (Bild 4.9, Smit und Rüttener, 1998). Die Epizentraldistanzen dieser Stationen betragen 42 km beziehungsweise 41 km und waren damit praktisch identisch, und auch die Azimute zwischen Herd und Station waren sehr ähnlich. Die Unterschiede zwischen den beiden Stationen sind daher in erster Linie auf verschiedene lokale Standorteffekte zurückzuführen.

Die Station Brig-Glis befindet sich etwa in der Mitte zwischen den Profilen 6 und 7, in der Nähe des südlichen Randes der Talebene. Diese Lage entspricht am ehesten den Kontrollpunkten "MP15" in Profil 6 beziehungsweise "MP35" in Profil 7. Bild 4.9

zeigt, dass die horizontalen Komponenten der gemessenen Bodenbeschleunigungen im Frequenzbereich von ungefähr 1 Hz bis 5 Hz bei Brig-Glis Dorf Amplifikationen von etwa einem Faktor 2 bis 5 erfahren haben. Die hier numerisch ermittelten Amplifikationen liegen tatsächlich im selben Frequenzbereich und entsprechen Faktoren von 2 bis 3. Beachtet man, dass bei diesen numerischen Simulationen nicht-lineares Materialverhalten berücksichtigt wurde, das bei den schwachen Domodossola-Aufzeichnungen sicher keine Rolle gespielt hatte, so kann die Übereinstimmung als sehr befriedigend bezeichnet werden.

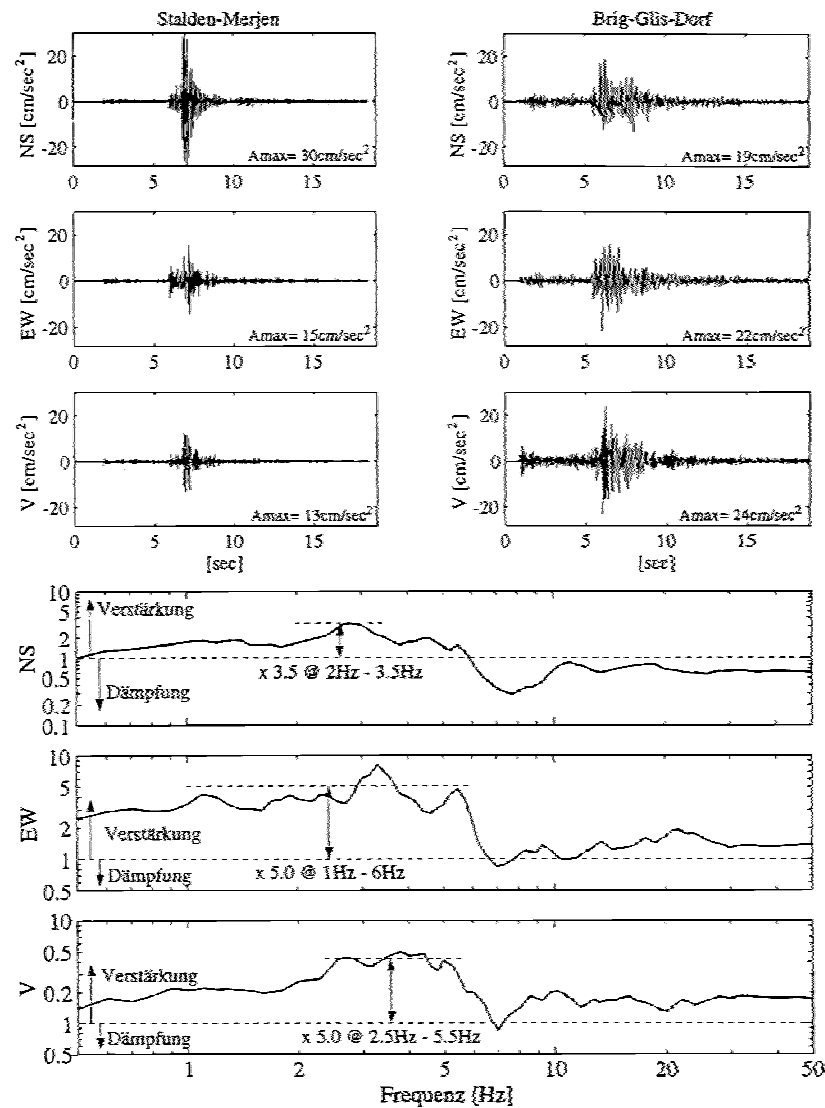


Bild 4.9: Domodossola-Beben (14.6.1993, $M_i = 4.4$): Spektrale Amplifikationsfaktoren, abgeleitet aus den Aufzeichnungen von Brig-Glis Dorf (Lockergestein) und Stalden-Merjen (Fels), aus Smit und Rüttener (1998).

5. Spektrale seismische Mikrozonierung

Seismische Mikrozonierung heisst, für ein bestimmtes Gebiet flächendeckend unterschiedliche Zonen zu definieren, innerhalb derer die Charakteristik der seismischen Anregung keine signifikanten Unterschiede aufweist. Was "signifikant" bedeutet, hängt davon ab, wozu die Resultate der Mikrozonierung dienen. Im folgenden wird davon ausgegangen, dass mit Hilfe der hier vorgeschlagenen Mikrozonierung eine zuverlässigere und räumlich ausgewogenere seismische Auslegung von Bauwerken angestrebt wird, auf die im übrigen die Norm SIA 261 angewendet wird. Dies bedeutet erstens, dass die erwähnte Charakteristik der seismischen Anregung in Form von Antwortspektren definiert werden muss, und zweitens, um die praktische Umsetzbarkeit sicherzustellen, dass nur wenige, klar umrissene Zonen ausgeschieden werden dürfen.

Die Anzahl Punkte oder Profile, für die Messungen und/oder numerische Simulationen durchgeführt werden können, bleibt aus Budgetgründen immer beschränkt. Man kennt damit die seismische Standortcharakteristik nur für eine – in der Regel bescheidene – Anzahl Punkte innerhalb des Gebietes, welches zu zonieren ist. Darüber hinaus verändert sich die seismische Standortcharakteristik von Ort zu Ort – ausser bei lateralen geologischen Diskontinuitäten – nur kontinuierlich.

Aus diesen Ausführungen wird klar, dass jede Mikrozonierung unweigerlich eine grobe Vereinfachung darstellt und sogar oft, was die Definition der Zonengrenzen anbelangt, bis zu einem gewissen Grad willkürlich ist. Der Übergang von punktuellen, differenzierten wissenschaftlichen Resultaten zu wenigen Zonen kann deshalb nur über ein auf Erfahrung abgestütztes "Expert Judgement" erfolgen. Die verschiedenen Zonen wurden hier gestützt auf folgende Elemente festgelegt:

- berechnete Spektren,
- Isolinien der gemessenen Eigenfrequenzen,
- geologische und topographische Gegebenheiten.

Dabei wurden die Zonengrenzen möglichst längs einfach identifizierbarer, bereits im Gelände vorhandener Linien wie etwa Strassen oder Feldwegen gezogen.

5.1 Mikrozonieren für den Raum Visp

Für den Raum Visp werden vier seismische Mikrozonieren vorgeschlagen:

- Zone "Rhonetal": praktisch alle Standorte mit Alluvionen des Rottens, d.h. praktisch die ganze Breite des eigentlichen Tales,
- Zone "Talrand": im Bereich des Überganges zwischen dem eigentlichen Tal des Rottens und dem Schuttkegel im oberen Dorfteil,
- Zone "Schuttkegel": im Bereich der Schuttkegel im oberen Dorfteil von Visp und oberhalb Eyholz,
- Zone "Fels": die Felsstandorte bei Visp und Lalden.

Die Ausdehnung der einzelnen Zonen ist aus der Anlage F-1 ersichtlich. Ein Standort, der eine Lockergesteinsüberlagerung von weniger als 5 m aufweist, darf als Felsstandort betrachtet werden.

Bild 5.1 gibt eine Übersicht über die für die verschiedenen Zonen vorgeschlagenen elastischen Bemessungsspektren im Vergleich zu den Spektren der Norm SIA 261 für die Baugrundklassen C und D. Es handelt sich dabei um Beschleunigungs-Antwortspektren für 5 % kritischer Dämpfung für eine nominelle Wiederkehrperiode von 475 Jahren.

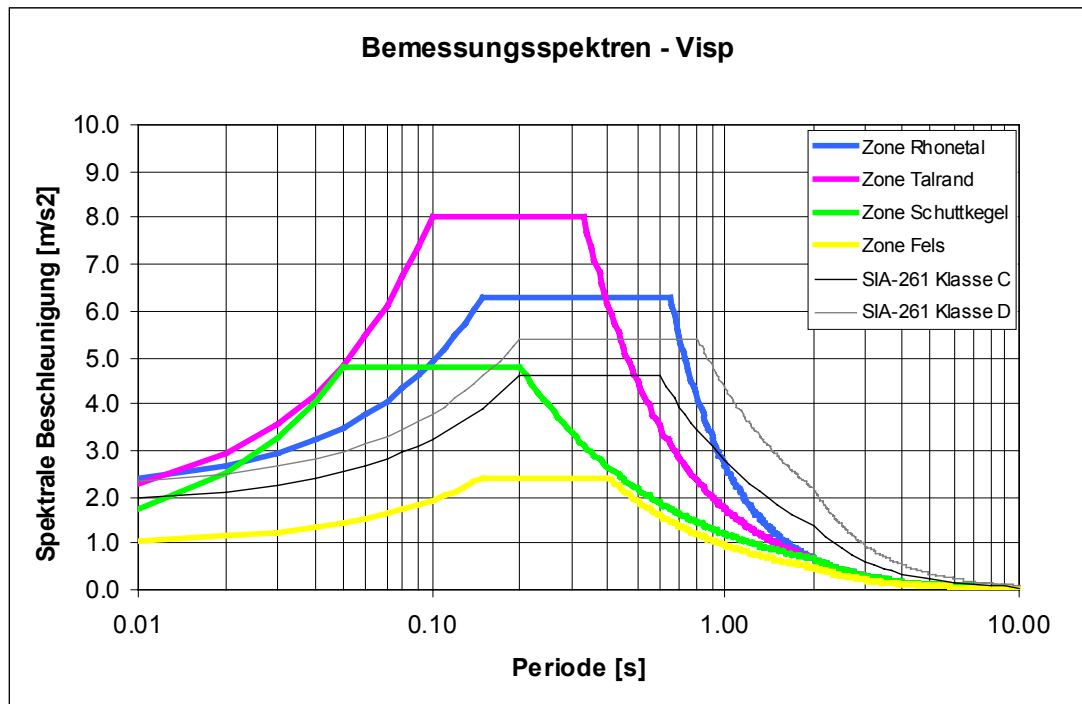


Bild 5.1: Vergleich der für Visp vorgeschlagenen elastischen Bemessungsspektren mit den Spektren der Norm SIA 261, Baugrundklasse C und D.

Die mathematische Definition der in Bild 5.1 gezeigten zonenspezifischen Spektren lautet:

Rhonetal

- $T < 0.15$ (s) $S_e = 2.1 + 28 T$ (m/s^2)
- $0.15 < T < 0.65$ (s) $S_e = 6.3$ (m/s^2)
- $T > 0.65$ (s) $S_e = 2.662 / T^2$ (m/s^2)

Talrand

- $T < 0.1$ (s) $S_e = 1.66 + 63.4 T$ (m/s^2)
- $0.1 < T < 0.33$ (s) $S_e = 8.0$ (m/s^2)
- $0.33 < T < 2.0$ (s) $S_e = 1.732 / T^{1.38}$ (m/s^2)
- $T > 2.0$ (s) $S_e = 2.662 / T^2$ (m/s^2)

Schuttkegel

- $T < 0.05$ (s) $S_e = 0.96 + 76.8 T$ (m/s^2)
- $0.05 < T < 0.2$ (s) $S_e = 4.8$ (m/s^2)
- $0.2 < T < 2.0$ (s) $S_e = 1.2 / T^{0.86}$ (m/s^2)
- $T > 2.0$ (s) $S_e = 2.662 / T^2$ (m/s^2)

Fels

- $T < 0.15$ (s) $S_e = 0.96 + 9.6 T$ (m/s^2)
- $0.15 < T < 0.4$ (s) $S_e = 2.4$ (m/s^2)
- $0.4 < T < 2.0$ (s) $S_e = 0.96 / T$ (m/s^2)
- $T > 2.0$ (s) $S_e = 1.92 / T^2$ (m/s^2)

5.2 Mikrozononen für den Raum Brig

Für den Raum Brig werden vier seismische Mikrozononen vorgeschlagen:

- Zone "Rhonetal-Glisergrund": alle Standorte, wo die Alluvionen des Rottens vorherrschen, flussabwärts von Brig, im Bereich des tief eingeschnittenen Tales,
- Zone "Rhonetal Brig-Naters": alle Standorte mit Alluvionen des Rottens im Bereich Brig-Naters, wo der Felsuntergrund weniger tief eingeschnitten ist,
- Zone "Moräne": in den Bereichen der anstehenden Moräne in Brig und Naters,
- Zone "Fels": für wenige vereinzelte Felsstandorte.

Die Ausdehnung der einzelnen Zonen ist aus der Anlage F-2 ersichtlich. Ein Standort, an dem in weniger als 5 m Tiefe Moräne oder Fels ansteht, darf als Moränenbeziehungweise Felsstandort betrachtet werden.

Bild 5.2 gibt eine Übersicht über die für die verschiedenen Zonen vorgeschlagenen elastischen Bemessungsspektren im Vergleich zu den Spektren der Norm SIA 261 für die Baugrundklassen C und D. Es handelt sich dabei um Beschleunigungs-Antwortspektren für 5 % kritischer Dämpfung für eine nominelle Wiederkehrperiode von 475 Jahren.

Die mathematische Definition der in Bild 5.2 gezeigten zonenspezifischen Spektren lautet:

Rhonetal Glisergrund

- $T < 0.15$ (s) $S_e = 2.1 + 28 T$ (m/s^2)
- $0.15 < T < 0.5$ (s) $S_e = 6.3$ (m/s^2)
- $0.5 < T < 1.0$ (s) $S_e = 3.746 / T^{0.75}$ (m/s^2)
- $T > 1.0$ (s) $S_e = 3.746 / T^2$ (m/s^2)

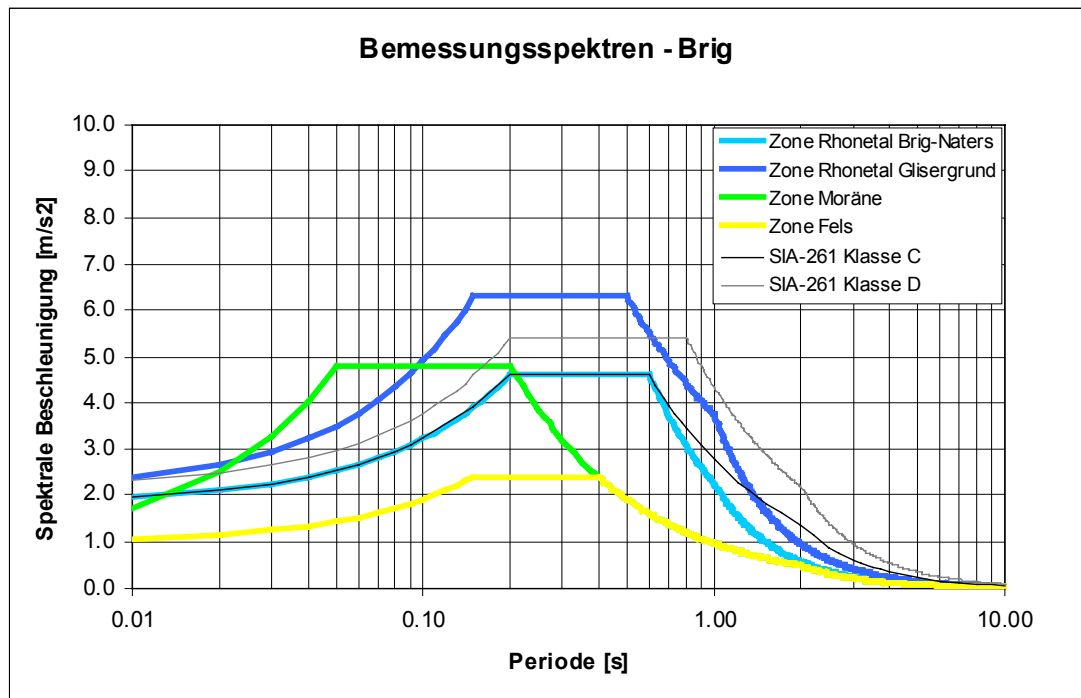


Bild 5.2: Vergleich der für Brig vorgeschlagenen elastischen Bemessungsspektren mit den Spektren der Norm SIA 261, Baugrundklasse C und D.

Rhonetal Brig-Naters

- $T < 0.2$ (s) $S_e = 1.84 + 13.8 T$ (m/s^2)
- $0.2 < T < 0.6$ (s) $S_e = 4.6$ (m/s^2)
- $0.6 < T < 1.0$ (s) $S_e = 2.25 / T^{1.4}$ (m/s^2)
- $T > 1.0$ (s) $S_e = 2.25 / T^2$ (m/s^2)

Moräne

- $T < 0.05$ (s) $S_e = 0.96 + 76.8 T$ (m/s^2)
- $0.05 < T < 0.2$ (s) $S_e = 4.8$ (m/s^2)
- $0.2 < T < 2.0$ (s) $S_e = 0.96 / T$ (m/s^2)
- $T > 2.0$ (s) $S_e = 1.92 / T^2$ (m/s^2)

Fels

Das Felsspektrum für Brig ist identisch mit demjenigen von Visp.

5.3 Bemerkungen zur Benutzung der Spektren

Auf Bergkämmen mit sehr steilen Flanken oder längs der oberen Kante ausgeprägter Klippen werden in der Regel stärkere seismische Bodenbewegungen beobachtet als in flachem oder auch hügeligem Gebiet. Es handelt sich dabei um sogenannte topographische Effekte, die in der hier beschriebenen Studie nicht berücksichtigt wurden. Erstens werden diese Phänomene bis heute nur schlecht verstanden und sind bisher kaum zuverlässig vorhersagbar, und zweitens weist das

untersuchte Gebiet keine solch ausgeprägten topographischen Merkmale auf – ausser dem Felsabbruch in der Altstadt von Visp, z.B. bei der St-Martini-Kirche. Hier wäre es unter Umständen angezeigt, das unverminderte Spektrum der Norm SIA 261 für die Baugrundklasse A zu verwenden, um die – lokal sehr begrenzten – topographischen Effekte qualitativ zu berücksichtigen.

Trotz der für ganze Zonen einheitlich definierten Antwortspektren wäre der Struktur-Ingenieur gut beraten, die Karten der gemessenen Boden-Grundfrequenzen f_o^N (Anlagen E-1 und E-2) zu konsultieren und eine mit dieser übereinstimmende Bauwerks-Grundfrequenz f_o^B – bei Beton- und Mauerbauten für gerissene Querschnitte zu berechnen – nach Möglichkeit zu vermeiden.

In der Nähe der Talflanken ist oft ein weiterer, sehr lokaler Effekt zu beobachten: Im Falle ausgeprägter lateraler geologischer Diskontinuität entstehen grössere differentielle Verschiebungen auf der "weichen" Seite der Diskontinuität, typischerweise auf einen Streifen von weniger als hundert Meter beschränkt. Dies ist insbesondere für erdvergrabene Leitungen von Bedeutung, kann aber auch zu lokal schwereren Bauschäden führen als in der unmittelbaren Umgebung.

6. Glossar

Antwortspektrum	Maximale Antwort eines Schwingers, abhängig von dessen Eigenfrequenz oder Eigenperiode, auf eine Erdbebenanregung. Ein von den Ingenieuren einfach umsetzbares Mass für die Stärke der Erdbebenbelastung von Bauwerken.
Amplifikationsfunktion	Verhältnis des Antwortspektrums der Bodenbewegungen an der freien Oberfläche im interessierenden Punkt zum Antwortspektrum der Bodenbewegungen an einem hypothetischen Felsstandort, hier mit einer Scherwellengeschwindigkeit von zirka 1500 m/s.
Intensität	Mass für die Auswirkung, etwa den Zerstörungsgrad, eines Erdbebens. In Europa üblich war bisher die von I bis XII reichende MSK-Skala. Neuerdings wird diese von der in modernerer Art definierten, im wesentlichen aber gleichen EMS-Skala abgelöst.
Kritische Dämpfung	Dämpfung, die keine eigentliche Schwingung mehr zulässt. Es ist üblich, die Antwortspektren für eine Dämpfung anzugeben, die 5 % der kritischen Dämpfung entspricht.
Magnitude	Mass für die im Erdbebenherd freigesetzte Energie, im wesentlichen logarithmische Skala, z.B. Richterskala (eine Differenz von 1 in der Magnitude entspricht einem Faktor 32 in der freigesetzten Energie).
Transferfunktionen	(der Fourierspektren): Verhältnis der Stärke von Signalen an verschiedenen Standorten, in Funktion der Frequenz.
Wiederkehrperiode	Zeitdauer, innerhalb derer bei sehr langer Beobachtungsdauer eine gewisse Erdbebenstärke im Mittel einmal erreicht oder überschritten wird.

7. Quellenhinweise

7.1 Zur Aufarbeitung der geologischen Grundlagen konsultierte Quellen

Baugrundberichte (1985 – 1999): diverser Überbauungen: "Delta", "Center", "Forum", "Landbrücke", "Vispa II", "La Poste", "Baeret-Literna"

Abstract: Diese Baugrundberichte befassen sich meistens mit Pfahlfundationen, bei welchen die oberste Schicht der feinkörnigen Ablagerungen durchquert werden müssen. Diese Mächtigkeitsangaben wurden zur Erstellung der Profile verwendet.

Bouzelboudjen M. (Dez. 1990); Nationalstrasse N9: Influences du dimensionnement des ouvrages de génie civil sur l'écoulement souterrain naturel à Viège (canton du Valais). – Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel

Abstract: Basierend auf den Angaben in Félicien Clavien (1987, 1988) wurde ein 3D-GW-Strömungsmodell erstellt. Es erstreckt sich praktisch über das gesamte in der Rotten-Ebene liegende Gebiet der Gde Visp und reicht bis in eine Tiefe von 30 - 40 m. Die so erarbeiteten Schichtabgrenzungen wurden übernommen und mit aktuellen Bohrresultaten ergänzt.

Burri M., Frank E., Jeanbourquin P., Labhart T., Liskay M., Streckeisen A. (1993/ 1994); Geol. Atlas der Schweiz 1 : 25'000, Blatt 1289 Brig und Erläuterungen

Clavien, F. (Feb. 1987, Dez. 1988); Nationalstrasse N9: Durchfahrt Visp, Geologische Vorstudie, Geotechnisch-hydrogeologischer Bericht. Félicien Clavien SA, Sion

Abstract: Darstellung der Resultate der geologischen Kampagne für das Auflageprojekt 1:5000 der N9-Rottenvariante. Zahlreiche Sondierbohrungen, geotechnische Versuche und Grundwassermessungen wurden im und ausserhalb des Projektperimeters ausgeführt. Sie liefern ein gutes Bild der geologischen Verhältnisse der obersten 20 - 40 m der Lockergesteins-Talfüllung.

CRSFA, Sion (1991); Campagne de sismique-reflexion dans la vallée du Rhone (entre Sion et Martigny. CRSFA, Sion. Bull. Murithienne 109, p 45-63

Abstract: Mittels Reflexionsseismik werden mehrere Profile im Bereich der Lockergesteinstalfüllung erstellt, um deren Mächtigkeit und Aufbau abschätzen zu können. In einem Übersichtslängenprofil von Brigerbad bis Vouvry wird der Verlauf der Felssohle im Rottental angegeben. Die Schichtabfolge der Lockergesteine beginnt generell mit einer Grundmoräne, dann folgen Moränenablagerungen, dann randglaziale und fluviatile Sedimente. Im oberen Abschnitt (Brigerbad bis Sitten) zeigt sich, dass das Längsgefälle der Felsoberfläche unter den LG ca. 2 - 5% beträgt und dass ein Verhältnis von Mächtigkeit der LG-Talfüllung zur Talbreite von ca. 0.15 - 0.3 vorliegt.

CRSFA, Sion (Juni 1991); Evaluation de l'impact hydrogéologique du tunnel de base du Lötschberg sur les sources thermales de Leukerbad et de Brigerbad, phase I. - CRSFA, Sion

Abstract: Hier wird im Hinblick auf eine Beeinflussung der Thermalquellen eine regionalgeologische Übersicht gegeben. Basierend auf den Angaben der Tiefbohrung von Brigerbad wird – um die regionalen Strömungsverhältnisse abzuschätzen – ein grossmassstäbliches Querprofil durch die LG-Füllung des Rottentales gegeben.

Dolivo E. (1982); Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel, Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse, Commission Géologique Suisse

Abstract: Obwohl das Untersuchungsgebiet nur ganz am Rand behandelt wird, liefert diese Studie Aufschluss über den Aufbau der an der nördlichen Talflanke anstehenden Gesteine des Aarmassives.

- Ehlers J. (1994); Allgemeine und historische Quartärgeologie, Enke-Verlag, Stuttgart, 358 Seiten
Abstract: Lehrbuch der Quartärgeologie, in welchem unter anderem die Gletscherdynamik, die Gletschersedimente und die alpine Vereisung erläutert sind.
- Jeanbourquin P., Burri M. (1982); La zone de Sion-Courmayeur dans la région du Simplon. – LHG, Geol. Berichte Nr. 11
Abstract: Hier werden die Gesteine der südlichen Talflanke beschrieben und in einen geologischen Zusammenhang gebracht.
- Löw S., Lützenkirchen V. (Jan. 1999); Dienststelle für Nationalstrassen, Variantenvergleich und Nutzwertanalyse Umfahrung Visp: Geologische Grundlagen
Abstract: Die Gebirgsverhältnisse beider Talflanken werden übersichtlich dargestellt und alle in diesem Zusammenhang durchgeführten Untersuchungen zusammengefasst.

7.2 Seismologische und allgemeine Literatur

- AFPS Association Française du Génie Parasismique (1995); Guidelines for Seismic Microzonation Studies, AFPS Paris
- Aki K. und Larner K.L. (1970); Surface motion of a layered medium having irregular interface due to incident plane SH waves, *Journal of Geophysical Research* 75:933-954
- Ambraseys, N., Smit P, Sigbjörnsson R, Suhadolc P, and Margaris B. (2001); Internet-Site for European Strong-Motion Data. <<http://www.isesd.cv.ic.ac.uk>>, EVR1-CT-1999-40008, European Commission, Directorate-General XII, Environmental and Climate Programme, Bruxelles, Belgium.
- Bard P.-Y., Campillo M., Chávez-García F.J. und Sanchez-Sesma F.J. (1988); Strong ground motion in Mexico City during the great Michoacan earthquake. Part B: A theoretical investigation of large- and small-scale amplification effects, *Earthquake Spectra*, 4:3, 609-633
- Bard P.-Y. und Gariel J.-C. (1986); The seismic response of two-dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradients. *Bull. seism. Soc. Am.* 76, 343-366
- Beer Ch. (1997); Erdbebengefährdung in Abhängigkeit des geologischen Untergrundes, Beiträge Geologie der Schweiz – Geotechnische Serie n° 92
- Chávez-García F.J. und Faccioli E. (2000), Complex site effects and building codes: Making the leap, *Journal of Seismology* 4, 23-40
- Cotton F., Berge C., Lemeille F., Pitarka A., Lebrun B. und Vallon M. (1998); 3D Simulation of Earthquakes and Seismic Hazard in the Grenoble's Basin (Western Alps), Proc. 11th European Conf. Earthquake Engineering, CD-ROM, Paris
- CyberQuake (2000), User's Guide, Version 2, BRGM, Orléans
- Foerster E. (1999), Le modèle de comportement dans CyberQuake, BRGM, Orléans
- Guéguen P., Chatelain J.-L., Guillier B. und Yepes H. (2000), An indication of the soil topmost layer response in Quito (Ecuador) using noise H/V spectral ratio, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 19, 127-133
- Géli L., Bard P.-Y. und Jullien B. (1988); The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 42-63

- Ishibashi I (1992); Discussion to "Effect of soil plasticity on cyclic response" by Vucetic and Dobry, *Journal of Geotechnical Engineering, ASCE*, **118**, n° 5, 830-832
- Ishibashi I and X. Zhang (1993); Unified dynamic shear moduli and damping ratios of sand and clay. *Soils and Foundations*, Vol. 33, n° 1, 182-191
- Lachet C. und Bard P.-Y. (1994); "Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique", *J. Phys. Earth*, **42**, 377-397
- Nakamura Y. (1989); A Method for Dynamic Characteristics Estimations of Subsurface Using Microtremors on the ground Surface, *QR RTRI*, **30**, 25-33
- NISEE Computer Applications (1976); SIMQKE: a Programm for Artificial Motion Generation, User's Manual and Documentation, MIT, USA
- Ohba S. und Toriuma I. (1970); Research on Vibrational Characteristics of Soil Deposits in Osaka, Part 2, On Velocities of Wave Propagation and Predominant Periods of Soil Deposits, Abstracts of Technical Meeting of Architectural Institute of Japan (Japanisch)
- Résonance Ingénieurs-Conseils SA, Rovina + Partner AG und Bureau d'ingénieur Pascal Tissières (2000), Praxisorientierte seismische Mikrozonierung der Region Brig-Visp, Technischer Bericht zuhanden des Kantonsgeologen des Kantons Wallis
- Résonance Ingénieurs-Conseils SA und Bureau d'ingénieurs et géologues Pascal Tissières (2004), Microzonage sismique spectral de la région de Monthey, DTEE – géologue cantonal, Etat du Valais
- Sabetta, F. und Pugliese A. (1996), Estimation of Response Spectra and Simulation of Nonstationary Earthquake Ground Motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, pp. 337-352
- Sägesser R. und Mayer-Rosa, D. (1978); Erdbebengefährdung in der Schweiz. *Schweizerische Bauzeitung*, Heft 7, 3-18
- Schnabel B., Lysmer J. und Seed H.B. (1972); "SHAKE – a Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites", Report EERC 72-12 (bzw. neuere, leicht überarbeitete Versionen)
- SED (2004); Seismic Hazard Assessment of Switzerland, 2004, Swiss Seismological Service
- SESAME (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations : measurements, processing and interpretation. Sesame European research project. http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Delivrables/Del-D23-HV_User_Guidelines.pdf
- Seed H.B. und Idriss I.M. (1970); Soil Moduli and Damping for Dynamic Response Analysis, Report n° EERC 70-10, University of California, Berkeley, USA
- Smit P. und Rüttener E. (1998); Spektrale Beschleunigungsabminderung in der Schweiz: Eine erste Anwendung zur Berechnung der seismischen Gefährdung im Wallis, Sonderdruck aus Bautechnik, 75. Jahrgang, 34-46
- Studer J.A. und Koller M.G. (1997); Bodendynamik: Grundlagen, Kennziffern, Probleme, 2., völlig neubearbeitete Auflage, Springer
- Vucetic M. und Dobry R. (1989); Degradation of marine clays under cyclic loading, *Journal of Geotechnical Engineering, ASCE*, **114**, n° 2, 133-149

Anlage D : Rechenprofile

Anlage D-1 : Profil 3

Anlage D-2 : Profil 6

Anlage D-3 : Profil 7

Profil 3

Messpunkt Rotten (MP35)

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellengeschwindigkeit [m/s]	Dichte [t/m ³]
Obere Schotter des Rottens	0	221	1.7
	5	374	2.0
	20	404	1.85
Untere Schotter des Rottens	22.5	490	2.1
	42.5	583	2.1
Abfolge von Sanden und Kiesen	62.5	727	2.15
Granit - Gneise	95	2500	2.65

Profil 3

Messpunkte Talmitte (PTM1, PTM2, PTM3)

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellengeschwindigkeit [m/s]	Dichte [t/m ³]
Obere Silte und Feinsande	0	290	1.7
	4	340	2.0
Obere Schotter des Rottens	9	490	1.85
Untere Silte und Feinsande	18	530	2.1
Untere Schotter des Rottens	22	650	2.1
	45	770	2.15
Abfolge von Sanden und Kiesen	70	960	2.15
	100	1080	2.15
	130	1200	2.15
Grundmoräne	160	1320	2.2
	180	1440	2.2
	210	1450	2.2
Granit - Gneise / Ton - Kalkschiefer	225	2500	2.65

Profil 3*Messpunkt La Poste (MP40)*

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellen- geschwindigkeit [m/s]	Dichte [t/m^3]
Obere Silte und Feinsande	0	279	1.7
	5.5	329	2.0
	10.5	474	1.85
Untere Schotter des Rottens	12	511	2.1
	13.5	620	2.1
	18	620	2.1
Ton - Kalkschiefer	20	2500	2.65

Profil 3*Messpunkt Spital (PSP1)*

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellen- geschwindigkeit [m/s]	Dichte [t/m^3]
Lateraler Gehängeschutt	0	295	1.7
	3	379	1.8
Ton - Kalkschiefer	5	2500	2.65

Profil 6

Messpunkte 14-53

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellengeschwindigkeit [m/s]	Dichte [t/m^3]
Flusskiese und Sande	0	221	1.7
	5	374	1.8
	15	490	2.0
	25	530	2.2
	40	650	2.2
	70	770	2.2
	90	960	2.2
Moränenablagerungen	110	1100	2.4
	130	1200	2.4
	150	1320	2.4
	170	1440	2.4
Ton und Kalkschiefer	195	2500	2.65

Profil 6

Messpunkt 15

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellengeschwindigkeit [m/s]	Dichte [t/m^3]
Limnische Ablagerungen	0	290	1.7
	5	340	1.8
	15	400	2.0
Bergsturzablagerungen	20	530	2.4
	40	550	2.4
Flusskiese und Sande	60	850	2.2
	80	900	2.2
Moränenablagerungen	90	1000	2.4
	110	1100	2.4
	130	1200	2.4
Ton und Kalkschiefer	145	2500	2.65

Profil 7

Messpunkt 32

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellen- geschwindigkeit [m/s]	Dichte [t/m^3]
Bachschttsedimente	0	273	2.1
	2	470	2.2
	5	503	2.2
	10	521	2.2
	20	530	2.2
	30	548	2.2
Flusskiese und Sande	50	672	2.1
	60	703	2.1
Moränen- ablagerungen	70	970	2.2
	80	1168	2.3
Gneise	90	2500	2.65

Profil 7

Messpunkte 33-34-35-Bahnhof

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellen- geschwindigkeit [m/s]	Dichte [t/m^3]
Flusskiese und Sande	0	379	2.0
	3	512	2.1
	7	593	2.1
	15	623	2.1
	25	672	2.1
	40	703	2.1
	50	703	2.1
Moränen- ablagerungen	70	970	2.2
	85	1168	2.3
	95	1200	2.4
	105	1200	2.5
	115	1200	2.5
Ton und Kalkschiefer	125	2500	2.65

Profil 7 (1D Berechnungen)

Moräne 15m

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellen- geschwindigkeit [m/s]	Dichte [t/m^3]
Moränen- ablagerungen	0	350	2.0
	5	400	2.0
	10	450	2.0
Gneise	15	2500	2.65

Moräne 7.5m

Ablagerungen	Tiefe OK Schicht [m]	Scherwellen- geschwindigkeit [m/s]	Dichte [t/m^3]
Moränen- ablagerungen	0	350	2.0
	3.75	400	2.0
Gneise	7.5	2500	2.65

Anlage F : Seismische Mikrozonen

Unterteilung ausgewählter Gebiete in seismische Mikrozonen und Definition der zugehörigen elastischen Bemessungsspektren, ohne Berücksichtigung der Bodenverflüssigung.

Anlage F-1: Seismische Mikrozonen für den Raum Visp, 1:10'000

Anlage F-2: Seismische Mikrozonen für den Raum Brig-Naters, 1:10'000