Bundesamt für Wasser und Geologie **BWG**
Office fédéral des eaux et de la géologie **OFEG**
Ufficio federale delle acque e della geologia **UFAEG**
Uffizi federal per aua e geologia **UFAEG**
Federal Office for Water and Geology **FOWG**



Landeshydrologie und -geologie
Service hydrologique et géologique national
Servizio idrologico e geologico nazionale

Geologische Berichte – Rapports géologiques – Rapporti geologici
Nr. 25

Contribution au zonage sismique dans la vallée du Rhône, entre Sion et Brigue

Beitrag zur seismischen Zonierung des Rhonetals zwischen Sitten und Brig

J.-J. Wagner, C. Frischknecht, P. Rosset, M. Sartori, C. Schindler, C. Beer, D. Mayer-Rosa, E. Rüttener, P. Smit

Bern, 2000

PLANAT
Nationale Plattform Naturgefahren
Plate-forme nationale «Dangers naturels»
Piattaforma nazionale «Pericoli naturali»

Bundesamt für Wasser und Geologie **BWG**
Office fédéral des eaux et de la géologie **OFEG**
Ufficio federale delle acque e della geologia **UFAEG**
Uffizi federal per aua e geologia **UFAEG**
Federal Office for Water and Geology **FOWG**



Landeshydrologie und -geologie
Service hydrologique et géologique national
Servizio idrologico e geologico nazionale

Geologische Berichte – Rapports géologiques – Rapporti geologici
Nr. 25

Contribution au zonage sismique dans la vallée du Rhône, entre Sion et Brigue

Beitrag zur seismischen Zonierung des Rhonetals zwischen Sitten und Brig

J.-J. Wagner[1)], C. Frischknecht[1)], P. Rosset[1)], M. Sartori[2)],
C. Schindler[3)], C. Beer[3)], D. Mayer-Rosa[4)], E. Rüttener[4)], P. Smit[4)]

1)
CERG
Sciences de la Terre
Université de Genève

2)
CREALP
Centre de recherche
sur l'environnement
alpin, Sion

3)
Ingenieurgeologie
Geologisches Institut
ETH-Zürich

4)
SSS/SED
Schweiz. Erdbebendienst
ETH-Zürich

Bern, 2000

Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl. **25** (2000)
Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. **25** (2000)

Publication et distribution:
Office fédéral des eaux et de la géologie
Service hydrologique et géologique national
3003 Berne

ISBN 3-906723-42-9
ISSN 1017-1509

© 2000 Office fédéral des eaux et de la géologie, Service hydrologique et géologique national
CH-3003 Berne, Suisse

1.2001 350 860046507

PRÉFACE DE L'ÉDITEUR

Le Valais est une région particulièrement sensible aux tremblements de terre, et le séisme de 1946 dans la région de Viège est là pour nous le rappeler. Grâce à l'initiative de Jean-Daniel Rouiller, géologue cantonal, et avec le support financier du Comité national suisse de la Décennie internationale de l'ONU pour la réduction des catastrophes naturelles (IDNDR 1990–1999), cette étude a pu être entreprise et se dérouler durant les années 1994–1999. Le but était d'apporter une contribution au zonage sismique dans la vallée du Rhône, et en particulier à l'évaluation des réponses spécifiques liées au contexte géologique. Deux techniques distinctes de microzonation ont été appliquées dans deux régions différentes. Entre Susten et Brigue, une carte de correction de l'intensité sismique a été élaborée sur la base des conditions géologiques du sous-sol. Dans la région de Sion, la technique de mesure du bruit (Nakamura), complétée par des simulations numériques, a permis d'établir des cartes de fréquence et d'amplification de l'aléa sismique.

En tant que service spécialisé de la Confédération, traitant entre autres des risques géologiques, le Service hydrologique et géologique national (SHGN) de l'Office fédéral des eaux et de la géologie (OFEG) s'occupe de la prise en compte de l'aléa sismique dans l'aménagement du territoire. Les résultats contenus dans ce rapport complètent ceux publiés dans les rapports géoloqiques du SHGN sur la microzonation du canton d'Obwald (rapport No 19) et du canton de Bâle-Ville (rapport No 24); une analyse des méthodes de microzonation est présentée dans le rapport No 26. De plus, la présente étude intègre de nombreuses expertises géotechniques ou hydrogéologiques, mises gracieusement à disposition des mandataires par l'État du Valais.

Il convient de remercier ici les auteurs de cette étude qui, par leur compétence et leur engagement, ont su maîtriser ce défi avec succès. Nous tenons à souligner aussi la lecture attentive du manuscrit effectuée par M. Jost Studer (Studer Engineering, Zurich), ainsi que ses remarques constructives. De la part du SHGN, le projet a été suivi par MM. O. Lateltin et J.-P. Tripet.

Les auteurs sont seuls responsables du contenu du texte, des illustrations et des annexes.

VORWORT DES HERAUSGEBERS

Der Kanton Wallis kann von Erdbeben empfindlich getroffen werden, wie das Beben von 1946 im Raum Visp verdeutlichte. Die vorliegende Studie entstand in den Jahren 1994–99 auf Initiative des Walliser Kantonsgeologen Jean-Daniel Rouiller und dank der finanziellen Unterstützung des Schweizerischen Nationalen Komitees der Internationalen UNO-Dekade für die Verminderung von Naturkatastrophen (IDNDR 1990–99). Ziel war es, einen Beitrag zur sesmischen Zonierung und im Speziellen zur Bewertung der standortspezifischen Resonanz zu leisten. In zwei Regionen des Rhonetals wurden zwei verschiedene Mikrozonierungsmethoden angewendet: Zwischen Susten und Brig wurde aufgrund des geologischen Untergrundes eine Abweichungskarte der seismischen Intensität erstellt, während in der Region Sitten nach Noise-Messungen (Nakamura) und numerischen Simulationen Gefährdungskarten mit Frequenzen und Amplifikationen produziert wurden.

Die Landeshydrologie und -geologie (LHG) im Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG), Fachstelle des Bundes unter anderem für geologische Risiken, befasst sich mit dem Themenkomplex der Erdbebengefährdung. Die Ergebnisse in diesem Bericht ergänzen diejenigen, die in anderen Geologischen Berichten der LHG publiziert worden sind: Mikrozonierung im

Kanton Obwalden (Nr. 19) und im Kanton Basel-Stadt (Nr. 24); im weiteren wird ein Methodenvergleich der seismischen Mikrozonierung im Bericht Nr. 26 analysiert. Der vorliegende Bericht beinhaltet zudem Informationen aus geotechnischen und hydrogeologischen Gutachten, die vom Kanton Wallis zur Verfügung gestellt wurden.
Den Autoren dieser Studie sei für die Kompetenz und das Engagement gedankt.
Für den Inhalt des Textes, der Illustrationen und Beilagen sind die Autoren allein verantwortlich.

PREFAZIONE DELL'EDITORE

Dal punto di vista sismico, il Vallese è una regione particolarmente sensibile; basti ricordare il terremoto che ha colpito la zona di Visp nell'anno 1946. Grazie all'iniziativa di Jean-Daniel Rouiller, geologo cantonale, e con il concorso finanziario del Comitato nazionale svizzero della decennale internazionale dell'ONU per la riduzione delle catastrofi naturali (IDNDR 1990–1999), negli anni 1994–1999 si è potuto svolgere il presente studio, volto a fornire un contributo alla zonazione sismica nella valle del Rodano e, in particolare, a valutare le risposte specifiche inerenti al contesto geologico. In due diverse regioni sono state applicate due tecniche di microzonazione distinte. Tra Susten e Briga è stata messa a punto una carta di correzione dell'intensità sismica sulla base delle condizioni geologiche del sottosuolo. Nella regione di Sion, la tecnica di misura del rumore di fondo (Nakamura), completata da una serie di simulazioni numeriche, ha consentito di elaborare delle carte di frequenza e di amplificazione del pericolo sismico.
In qualità di servizio federale specializzato, incaricato tra l'altro di studiare i rischi geologici, il Servizio idrologico e geologico nazionale (SIGN) dell'Ufficio federale delle acque e della geologia (UFAEG) analizza i pericoli sismici nell'ambito della pianificazione del territorio. I risultati del rapporto completano quelli pubblicati nei rapporti geologici del SIGN relativi alla microzonazione dei Cantoni di Obvaldo (rapporto n. 19) e di Basilea Città (rapporto n. 24); un'analisi dei metodi di microzonazione è inoltre presentata nel rapporto n. 26. Lo studio completa numerose perizie geotecniche o idrogeologiche messe a disposizione dei mandatari dalle autorità vallesane.
Si ringraziano gli autori dello studio che, con grande competenza ed impegno, hanno saputo portare a termine con successo il difficile mandato loro affidato.
Soltanto gli autori sono responsabili del contenuto del testo e delle illustrazioni.

FOREWORD OF THE EDITOR

The region of Valais is particularly sensitive to earthquakes, as we were reminded by the earthquake of 1946 in the Visp area. On the initiative of Jean-Daniel Rouiller, cantonal geologist, and with financial support from the Swiss National Committee of the UN International Decade for Natural Disaster Reduction (IDNDR 1990–1999), this study was performed during the period 1994–1999. The objective was to contribute to seismic zoning in the Rhone valley, and in particular to evaluate specific responses associated with the geological setting. Two distinct microzoning techniques were applied in two different regions. Between Susten and Brig, a map of the correction of seismic intensity was elaborated on the basis of underground geological conditions. In the Sion area, the technique of ambient noise measurement

(Nakamura), supplemented by digital simulation, was used to draw up maps of the frequency and amplification of the seismic hazard.
The National Hydrological and Geological Service (SHGN) of the Federal Office for Water and Geology (FOWG) is the Confederation's specialised service for geological hazards. In this function it is concerned with seismic hazard in the context of land use management. The results given in this report supplement those published in the SHGN geological reports on microzoning in Canton Obwalden (Report No. 19) and Canton Basel-Stadt (Report No. 24); an analysis of microzoning methods is given in Report No. 26. In addition, the present study integrates several geotechnical or hydrogeological expert reports made available to us by the representatives of the Canton Valais.
We should here like to thank the authors of this study, whose competence and commitment have enabled them to meet this challenge successfully.
The authors alone are responsible for the content of their text and the illustrations.

Office fédéral des eaux et de la géologie
Service hydrologique et géologique national
Le chef



Prof. Dr M. Spreafico

RÉSUMÉ

Le projet SISVAL de zonage régional et local dans la vallée du Rhône des Alpes suisses a consacré une attention particulière à l'évaluation des effets de site. La recherche a été effectuée entre Sion et Brigue (Valais, Suisse) qui correspond à une des zones sismiques les plus actives de Suisse. Le dernier grand tremblement de terre, de magnitude ML = 6,1, qui a eu lieu dans cette région, s'est produit en 1946 et a causé des dégâts directs équivalents à 150 millions de nos francs actuels. Depuis cette date, comme dans la plupart des vallées alpines, la région connaît un important développement socio-économique. Si un tel événement devait se reproduire aujourd'hui, les dégâts seraient compris entre 0,4 et 1,9 milliards de francs suisses. Il est par conséquent urgent de mieux évaluer le danger sismique de la région afin de prendre des mesures permettant de minimiser l'impact d'un tel tremblement de terre.

L'évaluation du danger sismique s'effectue à deux niveaux, l'évaluation de l'aléa régional afin de déterminer le niveau d'intensité que l'on pourrait atteindre en cas de tremblement de terre et l'analyse des conditions géologiques locales afin d'identifier les effets de site, généralement amplificateurs, qui pourraient se produire.

L'évaluation du danger sismique à l'échelle régionale est basée sur le catalogue des données sismiques historiques et instrumentales ainsi que sur les observations sismotectoniques. La connaissance de l'histoire sismique passée d'une région est primordiale si l'on considère que ce qui s'est déjà produit se reproduira. L'histoire a montré que le Valais subit en moyenne un événement majeur par siècle (intensité MSK VIII–IX). L'étude de la sismotectonique a permis de mettre en évidence les grands mouvements responsables d'activité sismique dans la région. Elle permet d'émettre des hypothèses sur les mouvements tectoniques responsables des séismes de 1855 et 1946. Finalement l'aléa sismique régional, calculé par une approche probabilistique, montre que le niveau d'intensité sismique MSK varie entre VII et IX (pour une période de retour P de 1000 ans), de l'Ouest à l'Est.

L'analyse des effets de site a été effectuée selon différentes méthodes en fonction des données disponibles:

- Dans la zone de Susten–Brigue, l'influence des conditions géologiques locales a été exprimée en terme de facteur de correction d'intensité sismique. Les résultats montrent que l'aléa sismique régional est modifié, les valeurs d'intensité augmentant. Les valeurs sont comprises entre VIII et X (intensité MSK), surtout si on prend en compte l'effet de la nappe phréatique.

- Dans la région de Sion, les effets de site ont été analysés en terme de fréquence et d'amplification. Pour cela, la modélisation numérique et les mesures de terrain du bruit de fond ont été appliquées; l'utilisation de deux techniques indépendantes permettant de comparer les résultats obtenus. Celles-ci ont servi à établir des cartes d'amplification relative maximale et de fréquences associées à une échelle locale. Ces méthodes s'accordent sur le fait que la fréquence de l'amplification maximale est basse là où l'épaisseur des sédiments meubles est grande et qu'elle augmente en direc-

tion du bord de la vallée, l'épaisseur sédimentaire diminuant. Par ailleurs, la modélisation montre que les traits morphologiques cachés de la vallée, comme un épaulement, peuvent également jouer un rôle non négligeable sur l'amplification.

Dans le futur, un plus grand nombre de données sismiques enregistrées sur des dépôts meubles sera disponible, permettant une calibration entre les différents méthodes appliquées. C'est une des tâches à laquelle le réseau national d'accéléromètres, mis en place dès 1991, est dédié. Il a déjà permis d'acquérir un certain nombre d'événements qui confirme le rôle important des conditions géologiques locales.

Cette étude SISVAL dans la vallée du Rhône confirme la nécessité de la prise en compte des effets de site dans l'analyse du danger sismique d'un territoire. L'ensemble des cartes de microzonage obtenues sont une source d'information de base pouvant servir l'aménagement du territoire, par exemple au niveau du plan directeur cantonal, et donnant aussi des directions pour l'amélioration des codes de construction.

ZUSAMMENFASSUNG

Das SISVAL-Projekt befasst sich mit der regionalen und lokalen seismischen Zonierung im Rhonetal in den Schweizer Alpen und im besonderen mit der Untersuchung von spezifischen Einflüssen des geologischen Untergrundes. Die Region zwischen Sitten und Brig gehört zu den seismisch aktivsten Zonen in der Schweiz. Das letzte grosse Erdbeben (1946, Magnitude ML = 6,1) hat direkte Schäden in Höhe von 150 Millionen Franken (Basis 1998) verursacht. Seither haben sich die Alpentäler in der Schweiz sozioökonomisch stark entwickelt und ein Erdbeben dieser Magnitude würde heute geschätzte Schäden in Höhe von 0,4 bis 1,9 Milliarden sFr. erzeugen. Es ist daher notwendig, das Erdbebenrisiko in dieser Region im Detail zu untersuchen, um gezielte Massnahmen zur Verminderung der Schäden ergreifen zu können.

Die Analyse der Erdbebengefährdung wird auf zwei Stufen durchgeführt: erstens wird regional die Intensität ermittelt, mit der bei einem Erdbeben mit bestimmter Wahrscheinlichkeit im Untersuchungsgebiet gerechnet werden muss, und zweitens werden die lokal sehr unterschiedlichen vorherrschenden geotechnischen Bodenverhältnisse einbezogen, wobei deren Einfluss auf die Verstärkung (oder Verminderung) bestimmt wird.

Für die regionale Gefährdungsbestimmung wurden sowohl historische und instrumentelle Erdbebenkataloge sowie seismotektonische Daten einbezogen. Die genaue Kenntnis der historischen Seismizität ist unerlässlich, da daraus die Modelle für die Zukunft abgeleitet werden. Die Geschichte des Wallis hat gezeigt, dass in jedem Jahrhundert, vom Mittelalter bis heute, jeweils mindestens ein Erdbeben mit der Intensität VIII–IX (MSK-Skala) aufgetreten ist. Seismotektonische Untersuchungen erlauben die Festlegung aktiver Zonen, die nicht durch Erdbeben belegt sind. Auf diese Weise konnten z.B. die möglichen tektonischen Strukturen identifiziert werden, die für die starken Erdbeben von 1855 und 1946 verantwortlich waren. Die Berechnung der regionalen Gefährdung hat schliesslich ergeben, dass im Rhonetal mit mittleren Intensitäten zwischen VII (westlicher Teil) und IX (östlicher Teil) bei gleicher Auftretenswahrscheinlichkeit (Wiederkehrperiode 1000 Jahre) gerechnet werden muss.

Die Untersuchung des Einflusses der lokalen geologischen Verhältnisse auf die Bodenerschütterung wurde mit verschiedenen Methoden durchgeführt, abhängig von den zur Verfügung stehenden Daten.

- In der Region Susten–Brig wurden die Korrekturfaktoren für die seismische Intensität bestimmt. Die grösste Verstärkung der Intensität wurde dabei in den Regionen festgestellt, wo der Grundwasserspiegel in den obersten Schotterschichten liegt, was zu Intensitäten zwischen VIII und X (MSK-Skala) im Untersuchungsgebiet führt.

- In der Region Sitten wurde der Einfluss des geologischen Untergrundes auf die dominierende Frequenz und die Amplifikation von seismischen Signalen untersucht. Dazu wurde sowohl numerische Modelisierung sowie Feldmessungen (seismische Unruhe) eingesetzt, um die Zuverlässigkeit und Brauchbarkeit abzuklären. Die Ergebnisse liegen in Form von Karten in lokalem Massstab vor, auf denen die relative Verstärkung und die zugehörige Frequenz dargestellt sind. Diese Karten zeigen deutlich, dass die Frequenz in der Talmitte, wo relativ mächtige Sedimentschichten vorliegen, am tiefsten ist, während sie bei den ausdünnenden Schichten an den Talrändern höher ist. Es konnten weiterhin verborgene morphologische Strukturen festgestellt werden, die offensichtlich zu Änderungen im Amplifikationsverhalten führen.

In Zukunft wird eine grössere Datenbank von Starkbebenmessdaten auf weichem Untergrund vorliegen. Diese Aufzeichnungen stellen eine wichtige Grundlage zur Kalibrierung zwischen den angewandten Methoden dar. Seit 1991 wird dafür das Starkbebennetz in der Schweiz ständig erweitert. Schon heute hat sich aber eindeutig der Einfluss des lokalen geologischen Untergrundes auf die Erschütterungen bestätigt.

Die SISVAL-Studie im Rhonetal hat nachdrücklich aufgezeigt, wie wichtig der Einfluss des lokalen geologischen Untergrundes bei der Ermittlung der realistischen Bodenerschütterung und damit auch auf die korrekte Bestimmung des herrschenden Erdbebenrisikos ist. Die vorgestellten Karten stellen eine wertvolle Grundlage für weitere Untersuchungen und administrative Schritte für den kantonalen Richtplan dar. Sie sollten auch bei der Erstellung von detaillierten Zonierungskarten für allfällige neue Baunormen einen wesentlichen Beitrag liefern können.

RIASSUNTO

Nel quadro del progetto SISVAL di zonazione regionale e locale nella valle del Rodano delle Alpi svizzere si è dedicata particolare attenzione alla valutazione dell'effetto locale. La ricerca è stata effetuata tra Sion e Briga (Vallese, Svizzera), una delle zone sismiche più attive del Paese. L'ultimo grande terremoto, della magnitudo ML = 6,1, in questa regione si è verificato nel 1946, causandi danni diretti per una somma equivalente oggi a 150 millioni di franchi. Nel periodo successivo, analogamente a gran parte delle altre vallate alpine, la regione ha conosciuto un notevole sviluppo socio-economico. Se un simile terremoto si verificasse oggi, i danni ammonterebbero a 0,4–1,9 miliardi di franchi

svizzeri. È pertanto imperativo valutare correttamente il pericolo sismico della regione al fine di adottare misure volte a ridurre il più possibile l'impatto di un eventuale terremoto.

La valutazione del pericolo sismico avviene a due livelli: da una parte si procede alla valutazione del pericolo regionale, al fine di determinare il probabile livello d'intensità in caso di terremota, dall'altra all'analisi delle condizioni geologiche locali, allo scopo di identificare gli effetti locali, che generalmente amplificano il movimento.

La valutazione del pericolo sismico su scala regionale si basa sul catalogo dei dati sismici storici e strumentali, come pure sulle osservazioni sismotettoniche. La sonoscenza del passato sismico di una regione è di importanza fondamentale, tenuto conto del fatto che quanto e già avvenuto si riproduce in una fase ulteriore. La storica ci insegna che il Vallese è toccato in media da un evento maggiore ogni 100 anni (intensità MSK VIII–IX). L'analisi sismotettonica ha consentito di mettere in rilievo i grandi movimenti che sono all'origine delle attività sismiche nella regione. Essa consente inoltre di formulare delle ipotesi sui movimenti tettonici che hanno causato i sismi del 1855 e del 1946. In base al pericolo sismico regionale, calcolato per mezzo di un'approssimazione probabilistica, si può infine affermare che il livello d'intensità sismica MSK varia tra VII e IX (per un tempo du ritorno P di 1000 anni), da ovest a est.

L'analisi degli effetti locali è stata svolta sulla base di diversi metodi in funzione dei dati disponibili:

- Nella zona di Susten–Briga, l'influsso delle condizioni geologiche locali è stato espresso in termini di fattore di correzione dell'intensità sismica. I risultati mostrano che il pericolo sismico regionale è modificato e che i valori d'intensità sono aumentati. I valori sono compresi tra VIII e X (intensità MSK), sopratutto se si tiene conto dell'effetto della falda freatica.

- Nella regione di Sion, gli effetti locali sono stati analizzati in termini di frequenza e di amplificazione. Sono state applicate la modellizzazione numerica e la misura del rumore di fondo; l'impiego di due tecniche distinte ha permesso di confrintare i risultati ottenuti e di mettere a punto delle carte di amplificazione relativa massima e delle frequenze inerenti a una scala locale. Con entrambi i metodi si giunge alla conclusione che la frequenza dell'amplificazione massima è bassa laddove lo spessore dei sedimenti mobili è grande; al tempo stesso essa aumenta verso i bordi della valle, dove lo spessore dei sedimenti diminuisce. La modellizzazione mostra peraltro che i tratti morfologici nascosti della valle, analogamente alla spalla di una scarpata, possono influenzare in modo determinante l'amplificazione.

In avvenire, sarà disponibile un numero maggiore di dati sismi registrati su depositi incoerenti, cosa che permetterà di calibrare i diversi metodi impiegati. È questo uno dei compiti affidati alla rete nazionale di accelerometri, istituita nel 1991. Essa ha già permesso di identificare un certo numero di eventi che conferma l'importante ruolo delle condizioni geologiche locali.

Lo studio SISVAL, relativo alla valle del Rodano, conferma la necessità di prendere in considerazione gli effetti locali nell'analisi del pericolo sismico di una determinata regione. L'insieme delle carte di microzonazione sono una fonte d'informazione di base, utile alla pianificazione del territorio, per esempio nell'ambito dei piani direttori cantonali. Può inoltre fornire indicazioni utili per migliorare le norme di costruzione.

SUMMARY

In the SISVAL project on regional and local seismic zonation in the Swiss alpine Rhone valley special attention has been given to the evaluation of site effects. The region studied between the towns of Sion and Brig (Valais, Switzerland) is one of the most active seismic zones in Switzerland. The last great earthquake (1946, magnitude ML = 6.1) provoked direct damage corresponding to 150 million present-day Swiss francs. Since this time most of the alpine valleys have undergone an important socio-economical development; if such an event were to occur today the damages could be of the order of 0.4 to 1.9 billion Swiss francs. It is therefore urgent to investigate the specific seismic risk of this region in order to take appropriate measures to minimize the impact of such an earthquake.

The evaluation of the seismic hazard is done at two levels: at a regional level, to estimate the general intensity level one would have to expect in case of a major earthquake, and at a local level, taking into account the geotechnical conditions in order to identify potential site effects which could cause amplification of earthquake shaking.

The regional hazard assessment is based on the historical and instrumental seismic catalogues and also on seismotectonic observations. The knowledge of the historical seismicity of a region is fundamental if one admits that the past is a model for the future. History has shown that the Valais has had approximately one major seismic event of intensity MSK VIII–IX per century. The detailed seismotectonic investigation allowed the recognition of the major geological features responsible for the seismic activity of the region. Hypotheses can be suggested as to the tectonic sources that generated the 1855 and the 1946 earthquakes. Finally, the regional seismic hazard calculated on a probabilistic basis shows that the MSK intensity varies between VII and IX from West to East.

The site effect analysis has been carried out with different methods depending on the available data:

- In the Susten–Brig region, the influence of the local geological conditions has been expressed in terms of intensity correction factors. The results show that the regional seismic hazard tends to higher values ranging from VIII to X (1000-years recurrence interval), especially if one takes into account effects related to the water table depth.

- In the Sion region, the site effect has been evaluated rather in terms of frequency and amplification response. In this case, numerical modeling and also field measurements of the seismic noise were independently used in order to cross-check their reliability and usefulness. Maps at a local scale of the relative maximal amplification and the associated frequencies have been established. These methods agree in the sense, that the

frequency of the maximum amplification is low where the valley filling is important and that this frequency gets higher towards the edges of the valley where the sediment thickness diminishes. An important aspect put forward with the modeling is that hidden morphological features of the valley shape such as shoulders play a certain role on the amplification effect.

In the future, a more complete strong-motion data base related to soft-soil conditions will exist, allowing a calibration between the applied methods. Since 1991 an ever growing national strong motion net has been implemented to contribute to this task. Up to now several recorded stronger events confirm the important role of the geological site conditions.

This SISVAL study in the Rhone valley demonstrates the necessity of taking into account the site effects in the analysis of the seismic hazard of a region. The set of microzoning maps produced in this study are a first step to a source of basic information which could help land use planning for example at the level of the Cantonal Master Plan, and also giving guidance in the elaboration of an improved building code.

TABLE DES MATIÈRES

Préface de l'éditeur – Vorwort des Herausgebers I
Prefazione dell'editore – Foreword of the editor II
Résumé V
Zusammenfassung VI
Riassunto VII
Abstract IX
Liste des figures et tableaux XIII

1. INTRODUCTION 1
1.1 Caractériation des séismes 2
1.2 Méthodes d'étude de l'aléa sismique 3
1.2.1 Aléa régional 3
1.2.2 Aléa local 4
1.3 Notion de zonage sismique 4
1.4 Projet SISVAL – son contenu 5

1ère partie: ALÉA SISMIQUE RÉGIONAL

2. LE DANGER SISMIQUE EN VALAIS – PERSPECTIVE HISTORIQUE 9
2.1 Introduction 9
2.2 Le tremblement de terre de Brigue en 1755 9
2.3 Le tremblement de terre de Viège en 1855 12
2.4 Le tremblement de terre de Sierre en 1946 13

3. SISMOTECTONIQUE 17
3.1 Contexte tectonique global 17
3.2 Systèmes de failles en Valais central 17
3.3 Indices d'activité tectonique au Quaternaire 19
3.4 Relations sismicité – structures géologiques 21
3.5 Comparaison entre mécanismes au foyer et mécanismes de faille 23
3.6 Tentative d'identification des structures géologiques responsables des séismes de 1855 et 1946 26
3.7 Conclusion et perspectives 28

4. DATENERFASSUNG UND SEISMISCHE GEFÄHRDUNG IM WALLIS 29
4.1 Einführung 29
4.2 Starkbebenmessnetz 30
4.2.1 Einführung 30
4.2.2 Messinstrumente 32
4.2.3 Freifeldmessnetz 32
4.2.4 Anlagennetz 33
4.2.5 Registrierungen 35

4.3 Seismische Gefährdung 36
4.3.1 Methode 36
4.3.2 Abminderung der Bodenbewegung bei Erdbeben 40
4.3.3 Standortspezifische Gefährdung 51

2ème partie: EFFETS DE SITE

5. GÉNÉRALITÉS 59

6. REGION SUSTEN–BRIG 61
6.1 Methode der seismischen Mikrozonierung 61
6.1.1 Ermittlung der lokalen intensitätsbeeinflussenden Parameter 61
6.2 Resultate und Umsetzung in die Gefährdungsanalyse 63
6.2.1 Einfluss der standortspezifischen Bodenparameter 63
6.2.2 Seismische Mikrozonierung der Region Susten–Brig 65

7. ZONE DE SION 76
7.1 Modélisation bidimensionelle 76
7.1.1 Méthodologie 76
7.1.2 Propriétés physiques des matériaux 78
7.1.3 Simulation de la réponse sismique de la vallée 83
7.1.4 Microzonage de la zone de Sion 89
7.2 La méthode du bruit de fond (ou technique de Nakamura ou «rapport H/V») 92
7.2.1 La méthode 93
7.2.2 Pratique de terrain 94
7.2.3 Application en rive gauche du Rhône au Sud-Est de Sion 95
7.3 Discussion des résultats obtenus par modélisation 2D et bruit de fond 98
7.4 Autres techniques d'investigation 99
7.4.1 Modélisation numérique unidimensionelle multicouches 99
7.4.2 L'acquisition de données sismiques 103

8. VALIDATION DES CARTES DE ZONAGE 107

9. CONCLUSIONS GÉNÉRALES 110

Remerciements 113
Bibliographie 115
Bisher erschienene «Geologische Berichte der Landeshydrologie und -geologie» 121
Anhang

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Chapitre 1

Tab. 1.1 Correspondance entre les intensités MSK et les accélérations de pointe. 3

Fig. 1.2 Organigramme des institutions impliquées dans le projet SISVAL-IDNDR. 6

Chapitre 2

Tab. 2.1 Echelle d'intensité Forel-Rossi et échelle d'intensité MSK. 10

Fig. 2.2 Isoséistes des trois tremblements de terre majeurs du Valais. 11

Fig. 2.3 Chalet d'alpage emporté par le glissement du terrain du Ravoinet. 14

Fig. 2.4 Rawilhorn avant et après l'éboulement de mai 1946. 15

Fig. 2.5 Le lac du Luchet avant et après l'éboulement. 15

Fig. 2.6 Dégât à un portail de maison et effondrement du sommet du clocher de l'église Notre-Dame-du-Marais de Sierre. 15

Tab. 2.7 Caractéristiques et effets des trois derniers tremblements importants du Valais. 16

Chapitre 3

Fig. 3.1 Esquisse tectonique et principales failles du Valais. 18

Fig. 3.2 «Crevasse» de 1855 – Sommet du Hochastler, vue prise de l'ESE vers l'WNW. 20

Fig. 3.3 Faille néotectonique de Nax. 20

Fig. 3.4 Failles principales et sismicité historique et instrumentale 1394–1995. 22

Fig. 3.5 Représentation des types de faille et des mécanismes au foyer. 23

Fig. 3.6 Mécanismes au foyer déduits des microséismes enregistrés par MAURER (1993) durant la période 1989–91. 25

Fig. 3.7 Mécanismes de failles construits sur la base des observations de terrain. 25

Fig. 3.8 Blocs diagrammes représentant les contextes structuraux des séismes de «Viège» 1855 et de «Sierre» 1946. 27

Chapitre 4

Fig. 4.1 Historische (1300–1974) und instrumentell gemessene (1975–1995) Seismizität im Wallis. 30

Fig. 4.2 Starkbebenstationen in der Schweiz und im Fürstentum Liechtenstein. 32

Fig. 4.3 Verteilung der Starkbebengeräte in der Gewichtsstaumauer Grande Dixence. 34

Fig. 4.4	Magnituden-Distanzverteilung und Verteilung der Maximal-beschleunigungen in der Schweiz.	37
Fig. 4.5	Entscheidungsbaum mit den drei variierten und den durch Expertenbefragung zugeordneten Wahrscheinlichkeiten.	39
Fig. 4.6	Abminderungsrelationen für die maximalen Horizontal-Boden-beschleunigungen für verschiedene seismotektonische Regionen.	41
Fig. 4.7	Schematische Darstellung der verwendeten zweistufigen Regressionsanalyse.	44
Fig. 4.8	Magnituden-Distanzverteilung der selektionierten Fourier-Beschleunigungsspektren.	46
Fig. 4.9	Abminderungskurven des Fourier-Beschleunigungsspektrums für die vertikalen Bodenbewegungen bei 2 Hz und 5 Hz.	47
Tab. 4.10	Korrelationskoeffizienten für das Fourier-Beschleunigungsspektrum der vertikalen Bodenbewegungen bei Erdbeben in der Schweiz.	47
Tab. 4.11	Korrelationskoeffizienten für das Fourier-Beschleunigungsspektrum der horizontalen Bodenbewegungen bei Erdbeben in der Schweiz.	47
Fig. 4.12	Abminderungskurven für die maximalen Horizontal-Boden-beschleunigungen von verschiedenen seismisch aktiven Zonen bei Erdbeben der Magnitude 5,5.	50
Fig. 4.13	Mutmassliche Verteilung der maximalen Horizontal-Boden-beschleunigungen für das stärkste Erdbeben.	51
Fig. 4.14	Seismische Gefährdung (in horizontaler Spitzenbeschleunignung) für Brig in Abhängigkeit der verschiedenen Modellkombinationen.	52
Fig. 4.15	Gewichtete seismische Gefährdung (in horizontaler Spitzen-beschleunigung) für Brig und Sitten.	53
Fig. 4.16	Seismische Gefährdung (in Fourier-Amplituden für 5 Hz) für Brig in Abhängigkeit von verschiedenen Modellparametern.	54
Fig. 4.17	Gewichtete seismische Gefährdung (in Fourier-Beschleunigungs-amplituden für 5 Hz) für Brig.	55
Fig. 4.18	Gewichtete seismische Gefährdung (in Fourier-Beschleunigungs-amplituden für 5 Hz) für Sitten.	55
Fig. 4.19	Beschleunigungs-Zeitverläufe des Domodossola-Bebens.	56
Chapitre 5		
Fig. 5.1	Tremblement de terre et effets de site.	59
Chapitre 6		
Fig. 6.1	Schema der seismischen Mikrozonierung.	61
Fig. 6.2	a) Profondeur de la nappe phréatique. b) Epaisseur des dépôts quaternaires.	64
Fig. 6.3	Carte géotechnique – Geotechnische Karte.	66

Fig. 6.4 Aléa sismique régional pour le Valais. 69
Tab. 6.5 Korrekturwerte der seismischen MSK-Intensität ΔI. 70/71
Fig. 6.6 a) Carte des facteurs de correction de l'intensité sismique MSK sans tenir compte de la profondeur de l'eau.
b) Carte des facteurs de correction de l'intensité sismique MSK avec prise en compte de la profondeur de l'eau. 72
Fig. 6.7 a) Aléa sismique régional dans la vallée.
b) Aléa sismique corrigé sans nappe phréatique.
c) Aléa sismique corrigé tenant compte de la nappe phréatique. 73

Chapitre 7

Fig. 7.1 Définition des paramètres géométriques utilisés dans la modélisation. 78
Tab. 7.2 Interprétation géologique et lithologie d'une section transversale dans la vallée du Rhône. 79
Fig. 7.3 Conditions géologiques de la région de Sion. 80
Fig. 7.4 a) Valeur N-SPT en fonction de la profondeur.
b) Répartition des tests SPT en fonction de la lithologie et des valeurs N. 81
Fig. 7.5 Vitesse d'onde cisaillante dérivée des données SPT en fonction de la profondeur. 82
Tab. 7.6 Comparaison entre valeurs d'onde S obtenues par sismique réfraction et réflexion et extrapolées. 83
Fig. 7.7 Localisation des diverses approches de l'analyse des effets de site dans la région de Sion. 84
Tab. 7.8 Caractéristiques des profils utilisés dans la modélisation bidimensionnelle. 83
Fig. 7.9 Illustration de la problématique du cône de déjection. 85
Tab. 7.10 Paramètres principaux de la modélisation bidimensionnelle. 85
Fig. 7.11 Comparaison des fonctions de transfert normalisées 1D et 2D du profil p6. 87
Fig. 7.12 Profil p6 – réponses synthétiques pour quatre stations le long du profil. L'ondelette incidente est une ondelette de Ricker. 88
Fig. 7.13 Représentation de l'amplification en fonction de la géométrie de subsurface et des gradients de pente. Cas de l'onde SH. 89
Fig. 7.14 a) Carte d'amplification maximale pour des magnitudes inférieures à 6.
b) Carte des fréquences associées pour des magnitudes inférieures à 6. 91
Tab. 7.15 Catégories de classification pour les amplifications maximales. 90
Tab. 7.16 Catégories de classification pour les fréquences associées aux amplifications maximales. 90

Fig. 7.17	Instrumentation d'acquisition à trois composantes.	94
Fig. 7.18	Spectres du rapport H/V avec la prise en compte des deux composantes horizontales.	96
Fig. 7.19	a) Carte représentant une interpolation sur toute la zone des valeurs de fréquence de résonance f_r. b) Carte des valeurs d'amplification A_{HV} du rapport H/V.	97
Fig. 7.20	Comparaison de l'amplification maximale relative et de la fréquence associée obtenue par modélisation 2D et bruit de fond (GAN) pour les profils p9 et p13.	99
Tab. 7.21	Paramètres physiques pour le modèle HOMOG.	101
Tab. 7.22	Paramètres physiques pour le modèle HETEROG.	101
Fig.. 7.23	Accélérogrammes calculés par SHAKE91 au point P104.	102
Fig. 7.24	Amplification spectrale du signal de référence se propageant au sein des deux modèles.	102
Tab. 7.25	Caractéristiques géologiques des stations sismiques dans la région de Sion.	104
Fig. 7.26	a) Accélérogrammes du tremblement de terre du 7 mai 1998. Composante NS. b) Accélérogrammes du tremblement de terre du 7 mai 1998. Composante EW.	105

1. INTRODUCTION

Ce projet d'analyse du danger sismique a démarré à l'initiative du comité national suisse IDNDR à la suite de l'étude pilote de l'aléa sismique dans le canton d'Obwald (SCHINDLER et al. 1996). Cette étude a clairement montré le rôle important de l'effet de site dans le cadre du zonage sismique. Il était dès lors important de mener des investigations dans une des zones sismiques majeures de Suisse, la Vallée du Rhône.

Si les tremblements de terre majeurs de ces dernières années dans les pays développés ont fait relativement peu de morts, il y a eu un certain nombre de blessés et des dommages économiques importants. Ces derniers se sont surtout fait sentir au travers de la vulnérabilité des «lignes vitales» (life lines), à savoir les bâtiments nécessitant une sécurité accrue (poste de commandement, hôpitaux et écoles), les voies de communications (accès, transmissions), ainsi que les conduites distribuant ou collectant les eaux (potables ou usées) et carburants (liquides ou gazeux). Il ne faut pas oublier le cas particulier des barrages hydroélectriques et des centrales nucléaires.

Avant d'entrer dans l'étude proprement dite, il est important de définir quelques notions de base permettant de mieux percevoir les différents niveaux d'évaluation.

La première notion est celle du risque, sur la base duquel une société prend des décisions de gestion, de prévention. Il est défini comme suit:

$$\text{Risque} = \text{Aléa} \times \text{Dommage potentiel}$$

L'aléa est défini comme la probabilité d'occurrence du phénomène naturel considéré. Le dommage potentiel prend en compte la vulnérabilité des structures, du patrimoine, de l'environnement ainsi que leurs valeurs.

Il existe ainsi deux grands domaines d'analyses; celui du phénomène géologique, le tremblement de terre et ses effets sur le site et celui de la vulnérabilité ou fragilité des choses par rapport à ce phénomène.

Si l'aléa est du domaine du géologue-géophysicien et la vulnérabilité structurale de l'ingénieur génie civil et de l'architecte, celle du risque est de l'ordre politique des secteurs publiques et privés. Il est à relever qu'une telle étude est complexe et qu'elle relève d'une activité multidisciplinaire.

L'objet de SISVAL est l'étude de l'aléa sismique par différentes approches méthodologiques pour élaborer un zonage sismique à l'échelle locale. Cette démarche apporte une contribution pour définir les règles de construction et la planification du territoire dans les secteurs sensibles, afin de minimiser le nombre de victimes et les pertes économiques lors d'un séisme.

L'analyse de l'aléa sismique d'une région doit répondre à plusieurs questions, à savoir la force d'un tremblement de terre, sa probabilité d'occurrence et son impact éventuel sur un site donné.

Les effets d'un séisme sur l'environnement peuvent être classés en deux catégories, les effets primaires et les effets secondaires:

- Effets primaires (effets qui sont indépendants du lieu où se produit le tremblement de terre), exemples:
  - rejet de faille
  - vibrations
- Effets secondaires (effets dépendants des conditions locales), exemples:
  - amplification, atténuation.
  - liquéfaction
  - chutes de blocs, glissements de terrain, affaissement,

1.1 Caractérisation des séismes

Différents paramètres sont utilisés pour caractériser un séisme. Parmi ceux-ci mentionnons les intensités macrosismiques, l'accélération de pointe, le spectre d'accélération, la magnitude de Richter et la magnitude moment. Les magnitudes caractérisent directement la source sismique, c'est-à-dire le lieu de rupture d'une faille, alors que les autres correspondent à la réponse au séisme du lieu d'observation en surface.

En sismologie, on utilise couramment la magnitude pour caractériser un séisme à l'aide de son sismogramme enregistré graphiquement ou numériquement. Il permet de déterminer l'amplitude maximale du signal et après analyse la distance d'occurrence. Jusqu'à tout récemment, on utilisait exclusivement l'échelle de Richter ouverte au deux extrémités et dont les valeurs courantes se situent entre 1,5 et 9,0. Le maxima calculé étant de l'ordre 8,5. Les dégâts se manifestent généralement à partir de la magnitude 5. Pour des tremblements de terre extrêmes, supérieurs à une magnitude Richter 7, cette échelle n'est plus satisfaisante car elle présente une tendance à la «saturation» (BOLT 1993). C'est pourquoi, on préfère introduire la notion de magnitude moment qui peut être basée sur la géométrie de la zone active durant et après la secousse principale ou encore sur les caractéristiques du spectre de réponse de l'événement sismique majeur. On admet que pour les faibles magnitudes les valeurs des magnitudes Richter et moment peuvent être confondues.

Les échelles d'intensités sont utilisées par les sismologues et souvent, faute de mieux, par les ingénieurs. Elles sont basées sur la perception humaine durant un séisme et de l'observation de changements sur les divers types de constructions et sur la nature. Ce ne sont donc pas des mesures mais des appréciations que l'on peut traiter statistiquement. Ils existent plusieurs échelles; citons pour nos régions celle de Forel-Rossi de 1883 dont l'extension va de I à X. Elle a été abandonnée au profit de celle appelée MSK (MEDVEDEV et al. 1964) dont les valeurs vont de I à XII. Plus récemment, il a été introduit à titre expérimental l'échelle EMS (European Macroseismic Scale 1998); elle est mieux documentée que les précédentes donc plus facile d'application; elle aussi s'étale de I à XII. Pour un séisme donné, il existera en tout point d'observation une intensité spécifique. L'ensemble de ces intensités permettra le traçage de courbes d'égales valeurs appelées isoséistes. Sauf exception, on trouvera à l'intérieur de la zone caractérisée par la va-

leur la plus élevée l'épicentre, c'est-à-dire la projection à la surface de l'hypocentre du séisme.

L'accélération de pointe est généralement exprimée en fonction de la pesanteur g (9,81 m/s^2) et représente la valeur maximale lue sur l'accélérogramme. Son spectre de réponse indique de manière discrète, à la suite d'un calcul, les valeurs de l'accélération pour différentes fréquences. A titre indicatif, le tableau 1 présente une possibilité de correspondance entre les intensités MSK et les accélérations de pointe:

Intensité MSK	Accélérations de pointe [m/s^2]	Dégâts
< VI	< 1	aucun
VI – IX	1 – 3	faibles à moyens
> IX	> 3	majeurs

Tableau 1.1: Correspondance entre les intensités MSK et les accélérations de pointe.

Si les accélérations sont utiles pour le sismologue, elles sont essentielles pour les ingénieurs, car elles permettent de dimensionner diverses structures. Ce paramètre est de plus en plus disponible; un réseau national suisse existe depuis 1992 (SMIT 1996). Cependant, pour obtenir de bons signaux, il faut des tremblements de terre de magnitude > 3,0. Ceux-ci ne sont pas des plus fréquents en Suisse, il faut dès lors utiliser d'autres méthodes d'analyse du danger sismique qui varient selon l'échelle d'étude.

1.2 Méthodes d'étude de l'aléa sismique

1.2.1 Aléa régional

1.2.1.1 Approche probabilistique

Elle se base sur l'hypothèse que l'histoire du comportement sismique passé se reproduira dans le futur. La première étape est d'établir un catalogue des événements en utilisant des données fournies par la sismicité historique, la sismicité instrumentale, voire la paléosismicité. Dans le cas du catalogue suisse (RÜTTENER 1995), les informations sont données par l'histoire et l'acquisition instrumentale. La qualité et l'homogénéité d'un tel catalogue sont ensuite testées et si elles sont satisfaisantes, des lois de probabilité d'occurrence des séismes peuvent être élaborées en terme d'accélération du sol ou d'intensité MSK selon les données disponibles. Ces lois tiennent compte des modèles d'atténuation de l'impact d'un tremblement de terre en fonction de la distance et des caractéristiques de la structure géologique régionale. Par la suite, il est possible de déterminer en un site particulier la probabilité d'occurrence d'une certaine intensité ou de son non-dépassement. La probabilité d'occurrence peut être illustrée à l'aide du dernier code parasismique, EUROCODE 8 (CEN 1994), qui demande que l'on indique le paramètre caractérisant le mouvement du sol (intensité ou accélération) pour une période de retour de 475 ans. En terme de probabilité, cela signifie que ce mouvement du sol a une probabilité 90% de ne pas être dépassé en 50 ans. Cette période correspond à la vie moyenne admise d'un édifice normal.

1.2.2 Aléa local

La réponse d'un site particulier, en terme de fréquence et/ou d'amplitude, aux séismes peut être estimée soit par les informations contenues dans les enregistrements sismiques

(accélérogrammes, sismogrammes), soit, quand ceux-ci sont peu nombreux comme c'est le cas en Valais, par des méthodes complémentaires, instrumentales ou de modélisation.

1.2.2.1 Approche instrumentale

Une de ces méthodes, appliquée dans le cadre de SISVAL, est basée sur les mesures microsismiques, dite du bruit de fond. C'est la méthode de NAKAMURA (1989) dans laquelle on utilise le rapport spectral de la composante horizontale sur la composante verticale (H/V). On obtient ainsi la fréquence prédominante et la valeur de l'amplification du site sédimentaire. Si la fréquence prédominante est analogue à celle obtenue dans les accélérogrammes, la valeur de l'amplification correspondante reste un sujet à caution. Il n'en reste pas moins que cette technique présente l'avantage d'être facile et rapide à mettre en oeuvre dans les zones urbaines.

1.2.2.2 Modélisation

La modélisation consiste à calculer la réponse sismique d'une structure géologique soumise à une onde incidente. Une des méthodes les plus couramment utilisées est le programme SHAKE91 (IDRISS & SUN 1992). Il est basé sur l'hypothèse que la structure géologique peut être représentée comme une structure unidimensionnelle. Cette méthode a été testée dans la vallée du Rhône, car elle permet de considérer l'influence sur un signal au rocher de l'hétérogénéité verticale des dépôts sédimentaires. L'approche bidimensionnelle, du fait de l'élongation de la vallée paraît être plus appropriée; elle a bien évidemment été appliquée. Le programme de PEDERSEN et al. (1995), basé sur la méthode indirecte des éléments frontières (Indirect Boundary Element Method), permet d'étudier la réponse sismique d'une vallée homogène. Une telle approche permet principalement d'observer l'influence de la morphologie d'un dépôt sédimentaire.

1.3 Notion de zonage sismique

Le zonage est une notion essentielle pour la prise en compte de l'aléa sismique dans le cadre du génie parasismique et dans la gestion du territoire. Il peut être effectué à différentes échelles, régionale (échelle 1:1'000'000 – 1:50'000), sub-régionale (échelle 1:100'000 – 1:10'000) et locale (1:25'000 – 1:5000). A l'échelle locale, on parle plutôt de microzonage.

En Suisse, un zonage régional de l'aléa sismique existe depuis 1977 (SÄGESSER & MAYER-ROSA 1978). Une version adaptée a été incluse dans le code national de construction SIA 160 (1989a, b).

Cependant jusqu'à récemment, tout comme en France voisine (AFPS 1993), les effets locaux d'amplification n'étaient pas considérés dans le zonage sismique, ni leur impact sur l'aménagement du territoire. Des travaux de microzonage sismique comme Obwald (SCHINDLER et al. 1996), le PNR31 (MAYER-ROSA et al. 1997) et SISVAL contribuent à combler de telles lacunes.

Une étude de microzonage consiste à inventorier les données nécessaires à la cartographie, à l'échelle du site étudié, de l'aléa sismique local, à savoir:

- les structures tectoniques actives,
- les enregistrements sismiques et leur utilisation afin de déterminer les relations d'atténuation en fonction de la distance et des structures géologiques
- les conditions géotechniques des dépôts sédimentaires (lithologie, caractéristiques physiques des formations sédimentaires, i.e. masse volumique, vitesses sismiques, etc.),
- la géométrie de la structure géologique (vallées alluviales, bassins sédimentaires, etc.),
- les conditions hydrogéologiques (profondeur de la nappe phréatique)
- les phénomènes secondaires comme la liquéfaction, les mouvements de terrain (glissement, éboulement rocheux).

Idéalement, pour les ingénieurs, l'aléa sismique devrait être exprimé sous forme de spectre d'accélération ou d'accélération maximale. Mais cela dépend de l'information disponible, c'est ainsi que dans le cas de cette étude, les cartes de zonage sismique vont plutôt être exprimées en terme d'intensité, d'amplification relative du mouvement du sol et de fréquence de résonance dominante. Néanmoins, les données acquises par le réseau suisse d'accéléromètres permettront dans un avenir proche d'établir des cartes de microzonage en fonction de l'accélération.

1.4 Projet SISVAL – son contenu

La figure 1.2 résume les différents travaux qui ont été menés et les institutions impliquées dans ce projet avec référence aux chapitres concernés.

Le rapport lui-même commence par une introduction générale (chapitre 1) suivi de deux grandes parties, le danger sismique en Valais et les effets de site. Il se termine par une validation des cartes de zonage obtenues ainsi qu'une conclusion générale.

La première partie aborde les thèmes suivants:

- L'inventaire des tremblements de terre les plus importants qui se sont produits en Valais et de leurs conséquences (chapitre 2).

- Les différentes unités tectoniques actives susceptibles d'être la source des tremblements de terre pouvant affecter la région du Valais ainsi que leurs mécanismes (chapitre 3).

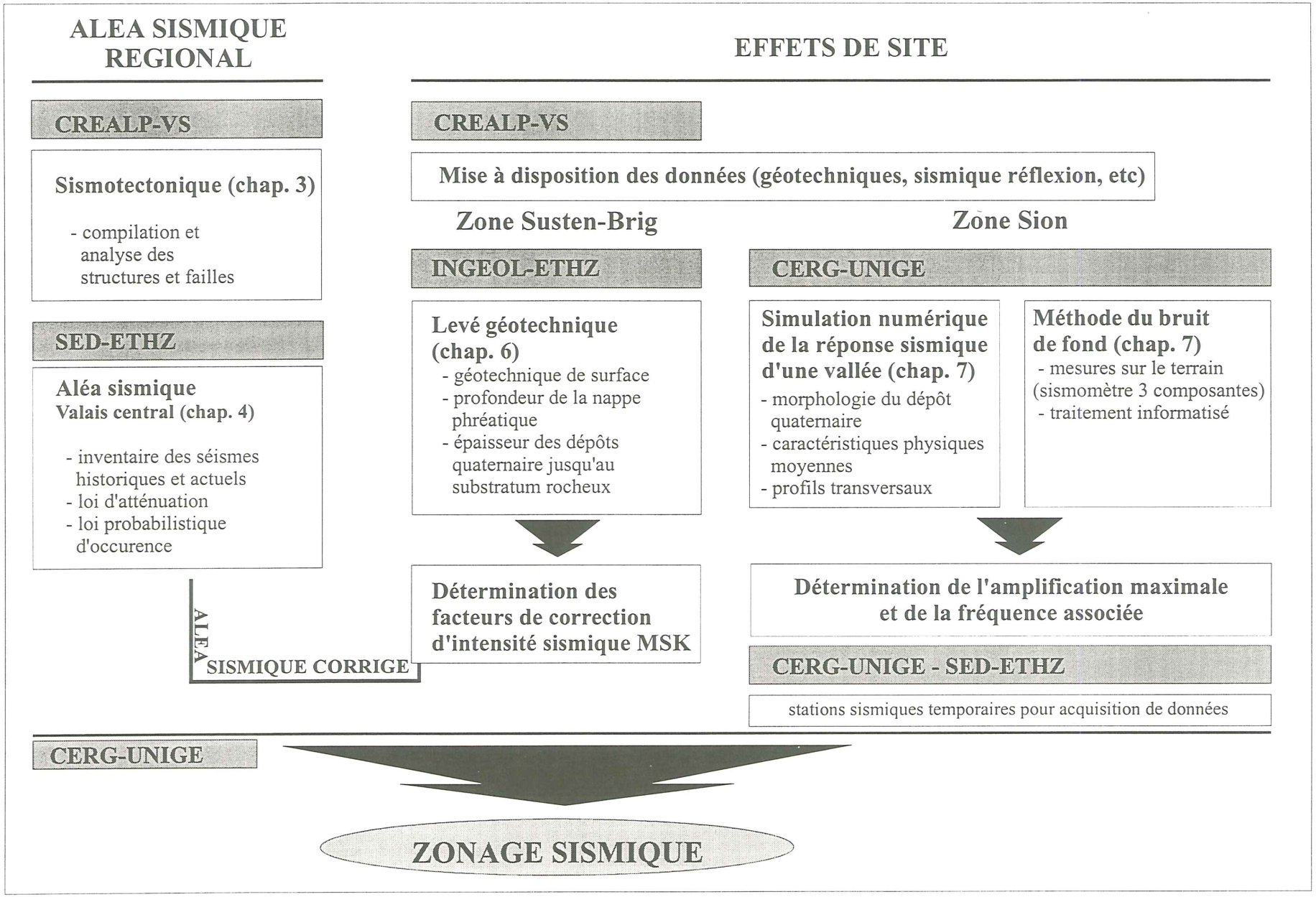


Figure 1.2: Organigramme des institutions impliquées dans le cadre du projet SISVAL-IDNDR.

- Le réseau suisse d'accéléromètres, l'acquisition des données de tremblements de terre et leur utilisation pour la détermination de l'aléa sismique à Sion et Brigue (chapitre 4).

La deuxième partie présente l'analyse des effets de site dans deux régions de la vallée du Rhône, à savoir:

- La région de Susten–Brigue, en employant la méthode dite d'Obwald qui est basée sur la variation d'intensité entre un modèle d'aléa probabilistique et les observations faites sur le terrain (chapitre 6)

- La zone de Sion, en utilisant la modélisation (uni et bidimensionnelle) ainsi que la technique de Nakamura sur le bruit de fond (chapitre 7).

1ère partie

ALÉA SISMIQUE RÉGIONAL

2. LE DANGER SISMIQUE EN VALAIS – PERSPECTIVE HISTORIQUE

2.1 Introduction

Les grands tremblements de terre sont plutôt rares en Suisse, mais pas totalement exclus dans certaines régions. Durant ces 700 dernières années, plus de 800 événements de magnitude de Richter (ML) ≥ 4 (I_0 ≥ V) et plus de 90 événements de ML ≥ 5 (I_0 ≥ VII) ont été répertoriés. En plus du Valais Central et du Haut Valais, les régions de Bâle, Suisse centrale, la vallée du Rhin saint-galloise et l'Engadine connaissent également une activité sismique élevée. De manière générale, le niveau d'activité en Suisse est comparable à celui des pays voisins, mais est sans aucun doute inférieur à celui que connaît le centre et le Sud de l'Italie, ainsi que la Grèce qui appartiennent aux régions les plus actives en Europe. Statistiquement parlant, la Suisse doit compter sur un tremblement de terre provoquant des dégâts tous les 6–8 ans. Les derniers tremblements de terre significatifs, qui n'ont causé que des dégâts minimes, se sont produits le 20 novembre 1991 dans le Mittelbünden (ML = 5,0) et le 8 mai 1992 dans la haute vallée du Rhin saint-galloise (ML = 4,6).

Le Valais est indéniablement l'une des zones sismiques les plus actives de Suisse. Dans le catalogue suisse des tremblements de terre (Service suisse de sismologie 1995), des événements sont répertoriés pour la région dès le XIVe siècle. Jusqu'en 1995, plus de 130 séismes d'intensité MSK (tab. 2.1) égale ou supérieure à V ont été inventoriés, dont quatre événements majeurs, à savoir:

- le tremblement de terre de 1394,
- le tremblement de terre de Brigue en 1755,
- le tremblement de terre de Viège en 1855,
- le tremblement de terre de Sierre en 1946.

Le descriptif des trois derniers tremblements de terre fait l'objet du présent chapitre. La figure 2.2 présente les courbes de même intensité (isoséistes) de ces événements selon l'échelle Forel-Rossi. Les données de base n'étant pas exhaustives, ces courbes représentent une estimation de l'impact. En ce qui concerne les cas de 1755 et 1855, elles ont été tracées d'après les informations extraites respectivement de MONTANDON (1942–43) et MONTANDON & STAUB (1946). La carte pour 1946 est reprise de WANNER (1947).

2.2 Le tremblement de terre de Brigue en 1755

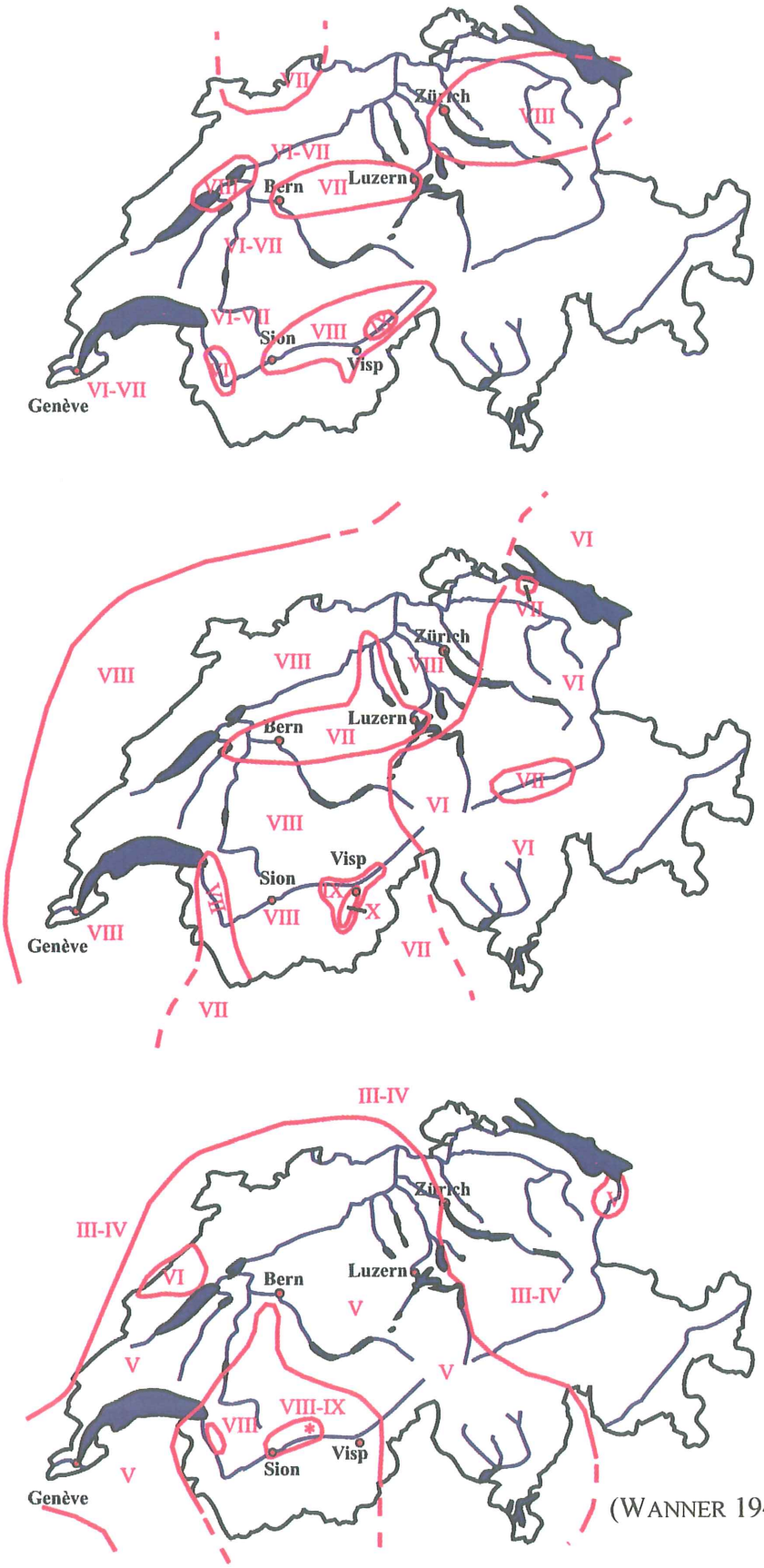
C'est le 9 décembre 1755, tôt le matin, que se produisit le séisme le plus destructeur du Valais au XVIII[e] siècle. Le recteur du collège des Jésuites à Brigue, témoin oculaire de l'événement raconte: *«...par un temps très clair et sans vent, le sol fut légèrement ébranlé à Brigue, à deux ou trois reprises, et un grand vacarme se fit entendre. Le choc principal se produisit un peu avant 2h30, et dans l'espace de deux Pater noster, tous les bâtiments furent violemment balancés, alternativement à droite et à gauche, comme des berceaux. Presque toutes les cheminées de la ville furent renversées. Toutes les églises subirent des dommages énormes et des tours s'entr'ouvrivrent. Un nombre considérable de murs*

Degré F-R[1]	Degré MSK	Force**	Effets du tremblement de terre sur **:		
			Personnes	Bâtiments	Nature
	I	imperceptible	non ressentis		
I	II	très légère	ressentis sporadiquement		
II	III	légère	ressentis nettement avant tout par des personnes au repos		
III					
IV	IV	moyenne	ressentis dans les maisons, réveil	fenêtres vibrent	
V	V	assez forte	ressentis partout en plein air	crépi des maisons se détache, objets suspendus se balancent, tableaux de travers	
VI					
	VI	forte	frayeur	cheminées et crépi endommagés	crevasses isolées dans terrain humide
VII					
VIII	VII	très forte	beaucoup de personnes se réfugient en plein air	dégâts importants, avant tout à des bâtiments en mauvais état, cheminées s'écroulent	glissements de terrain isolés sur des versants raides
	VIII	destructrice	frayeur et panique	beaucoup de maisons anciennes subissent des dégâts, ruptures de canalisations	changement des sources, glissements de talus sur chaussée
IX	IX	dévastatrice	panique	gros dégâts sur bâtiments peu solides, dégâts aussi à des maisons bien bâties, ruptures de canalisations souterraines	crevasses dans terrain, éboulements, beaucoup de glissements de terrain
X	X	anéantissante	panique générale	bâtiments en briques détruits	rails tordus, glissements de terrains meubles sur versants, formation de nouveaux lacs
	XI	catastrophique		peu de bâtiments résistent, canalisations sautent	modifications étendue du sol, tsunami*
	XII	grande catastrophe		constructions au-dessus et au-dessous du sol totalement détruites	bouleversement de la topographie, tsunami*

* Grande vague engendrée par un mouvement brutal du fond de l'océan au cours d'un séisme
** descriptif de l'échelle MSK

Tableau 2.1: Echelle d'intensité Forel-Rossi et échelle d'intensité MSK[2].

[1] tiré de SMIT (1996)
[2] tiré de MAYER-ROSA (1986)



Brig - 1755
(d'après MONTANDON 1942-43)

Viège - 1855
(d'après MONTANDON 1942-43, MONTANDON & STAUB 1946)

Sierre - 1946
(WANNER 1947)

Figure 2.2: Isoséistes des trois tremblements de terre majeurs du Valais Echelle d'intensité Forel-Rossi (voir tableau 2.1).

s'effondrèrent et des pierres de toutes dimensions tombaient des maisons...» (MONTANDON 1942–43). Les zones habitées les plus touchées furent Brigue, Naters et Glis. Tous les bâtiments et les églises ont été endommagés (apparition de fissures, chutes d'objet, etc.), quelques maisons se sont effondrées.

Aucun blessé n'a été répertorié (TUFNELL 1980). Elie BERTRAND (1756) donne comme raison à cela que le Valais ayant ressenti les effets du tremblement de terre de Lisbonne[1], les habitants étaient plus attentifs à leur environnement. *«Je viens au prémier de Novembre ce jour si funeste au Portugal: Dans quelques endroits du Valais et de Brigue, et selon d'autres rélations dans le département de Visp, d'une manière non moins sensible, on aperçut ce jour-là quelques secousses de tremblement de terre sur les dix heures du matin. Pendant tout le mois de Novembre réitérées, sutout pendant toutes les nuits. Dès lors plusieurs personnes s'attendoient à quelque tremblement plus violent et cette attente, rendant tout le monde attentif, a sauvé la vie à bien des habitants, qui sans cela auroient été surpris.»*

Après le 9 décembre, des répliques ont été répertoriées jusqu'en février 1756, représentant un total de 135 secousses.

L'intensité de cet événement est évaluée à IX–IX1/2 selon l'échelle Forel-Rossi (MONTANDON & STAUB 1946) et à l'intensité MSK VIII dans le catalogue du Service suisse de sismologie.

De fait un tremblement de terre n'est pas uniquement défini par ses effets directs, tels les secousses ressenties mais aussi par des effets indirects ou secondaires, qui dans le cas de cet événement, ont été les suivants:

- tarissement et apparition de sources d'eau
- ouverture et fermeture de fissures
- expulsion d'eau des sédiments sous forme de jets d'eau. Ce phénomène se produit en général dans les sables et est vraisemblablement un indice de liquéfaction.
- volumineux éboulement rocheux détaché du Dirlocher Horn (vallée de la Viège)

En Allemagne, les secousses ont été perçues en Bavière, dans le Bade-Wurtemberg, en Autriche, au Tyrol. En Italie, les régions affectées sont Milan et le Piémont et en France, ce sont la Savoie, le Dauphiné, la Provence jusqu'à Montpellier, le Lyonnais, la Bresse, la Franche-Comté, la Bourgogne, l'Alsace et la Lorraine (MONTANDON 1942–43).

2.2 Le tremblement de terre de Viège en 1855

Ce tremblement de terre se produisit le 25 juillet 1855, vers 1 heure de l'après-midi, sans avertissement préalable. *«Une commotion d'une violence indescriptible ébranla la portion de la vallée de la Viège qui s'étend du bourg de ce nom au village de St-Nicolas. Toutes les montagnes commencèrent à balancer, d'innombrables blocs de rochers dévalèrent sur les pentes, et les habitants, pris d'une folle terreur, s'enfuirent de toutes parts.*

[1] Le 1er novembre 1755, Lisbonne subit un tremblement de terre d'une magnitude de Richter estimée à 8,5. L'épicentre était situé dans l'océan Atlantique (KOZÁK & THOMPSON 1991)

Immédiatement après commença l'ondulation séismique. Des murs de maisons se penchaient, s'écroulaient et se transformaient en monceaux de gravats, des toits glissaient dans les rues ou s'effondraient à l'intérieur des bâtiments, des solives se rompaient, en même temps, d'assourdissants vacarmes séismiques retentissaient sous terre et dans les airs, augmentant ainsi l'épouvante: sifflements, craquements, détonations, grondements, mugissements.» (MONTANDON 1942–43).

La région épicentrale était située entre St-Nicolas, Stalden et Viège. D'intensité X (Echelle Forel-Rossi, MONTANDON & STAUB 1946) ramenée à IX selon l'échelle MSK dans le répertoire suisse des tremblements de terre, ce séisme endommagea la centaine de bâtiments du bourg de St-Nicolas de telle manière, qu'ils durent être rasés et reconstruits et plusieurs blessés furent recensés. A Stalden, de nombreuses maisons et l'église furent endommagés et à Viège, cet événement transforma la bourgade de quelques 130 maisons, en majorité en pierre, en ruine (VOLGER 1858). La mort d'un enfant à Grächen est à déplorer (VOLGER 1858).

Les effets secondaires observés ont été les suivants (MONTANDON 1942–43, TUFNELL 1980):

- une avalanche de rochers entre Stalden et St-Nicolas
- de vastes glissements et coulées sur le territoire de Grächen
- des fractures dans le sol
- des fissures dans la route de la vallée qui s'effondra aussi à plusieurs endroits
- des modifications du régime des sources
- des affaissements du sol (Törbel, Unterbäch)
- expulsion d'eau (jets d'eau) dans les terrains alluvionnaux (à Viège, en particulier)

Cet événement fut ressenti dans toute la Suisse (fig. 2.2), avec par exemple des cheminées renversées à Zoug, Bienne, des murs crevassés à Bâle, Zürich, Genève, des chutes de rochers et avalanches de séracs dans les Alpes fribourgeoises et vaudoises. Les villes les plus extrêmes où les effets ont encore été ressentis sont Parme, Gênes, Mantoue pour l'Italie, Valence sur Rhône, Clermont-Ferrand, Paris, Coucy-le-Château pour la France, Wetzlar, Coburg et Bischofswerda pour l'Allemagne, cette dernière ville se situant à 700 km de Viège (MONTANDON 1942–43).

2.4 Le tremblement de terre de Sierre en 1946

En novembre 1945 déjà, deux tremblements terre locaux avaient été ressentis (WANNER 1947). Mais c'est le 25 janvier 1946, à 18h32, que se produisit l'évènement majeur, dans la région Sierre–Montana (OULIANOFF 1947). *«La nuit a déjà commencé: une nuit froide toute enveloppée de brouillard; nuit sombre où nul rayon ne filtre d'en haut. La veillée s'égaye sous la lampe électrique, dans la cuisine chaude; on ne chauffe pas ailleurs. Soudain, la vaisselle danse sur l'étagère, se brise sur les planelles, les parois gémissent dans un balancement suspect; les plâtres tombent, la carafe se dandine drôlement; les cadres se décrochent, les statuettes s'écrasent au sol; les bibelots bondissent dans l'armoire vitrée; la lampe oscille et meurt. On se précipite dehors vers la sortie. Qu'est-ce ceci ? La Terre a fortement tremblé durant quelques secondes. Des nouvelles secous-*

ses, moins violentes, se succèdent jetant l'effroi partout. Les maisons, à chaque oscillation, ont des plaintes menaçantes; les lumières publiques se sont éteintes et les ténèbres augmentent le désarroi...» Jean D'Arole (ARNOLD & WAGNER 1978).

Après le choc principal, plus de 600 répliques ont été répertoriées jusqu'en 1949 (WANNER & GRÜTTER 1950).

Les pertes en vie humaine s'élèvèrent à quatre personnes (MONTANDON 1946) et plusieurs personnes furent blessées.

Les effets indirects observés ont été les suivants (MARIÉTAN 1945–46):

- des cassures dans le sol de faible profondeur,
- glissements de terrain, dans la vallée de la Liène et à Ravoinet (fig. 2.3), ce dernier emportant 5 chalets sur son passage (MARIÉTAN 1945–46).
- éboulement de 4–5 mio de m^3 du Six des Eaux froides ou Rawilhorn (fig. 2.4), induit par la réplique du 30 mai 1946 et qui écrasa 2 chalets (MARIÉTAN 1945–46) et combla le lac de Luchet (fig. 2.5)
- modification du régime des sources (comme à Lavey-les-bains).

Les dégâts observés aux constructions furent surtout localisés au niveau des fenêtres et des portes, lignes de moindre résistance, des planchers, des séparations (manque de synchronisation des mouvements avec les murs) et des cheminées (412 furent détruites à Sierre). Beaucoup de voûtes furent abîmées au niveau des églises ainsi que les clochers (fig. 2.6) (MARIÉTAN 1945–46).

La carte des isoséistes (fig. 2.2) montre comment l'événement a été ressenti à travers la Suisse. En France, le séisme eut des effets en Savoie (V–VI*), dans les Alpes d'ouest jusqu'à Grenoble (IV*), dans le Jura (IV–V*), dans le Massif central (II–III*), en Alsace (II*). En Allemagne, il fut ressenti jusqu'à Stuttgart (III*), en Autriche jusqu'à Innsbruck (III–IV*) et Vienne (II–III*), et en Italie jusqu'à Turin (IV*) (WANNER 1947).

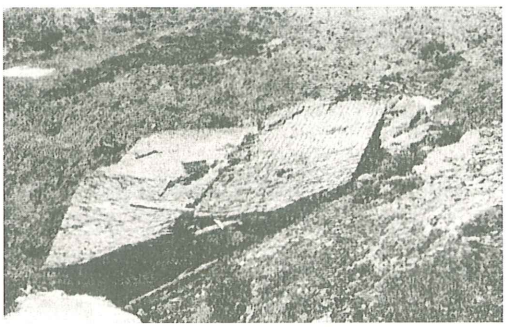


Figure 2.3: Chalet d'alpage emporté par le glissement de terrain de Ravoinet (MARIÉTAN 1945–46).

*Intensité selon l'échelle Forel-Rossi

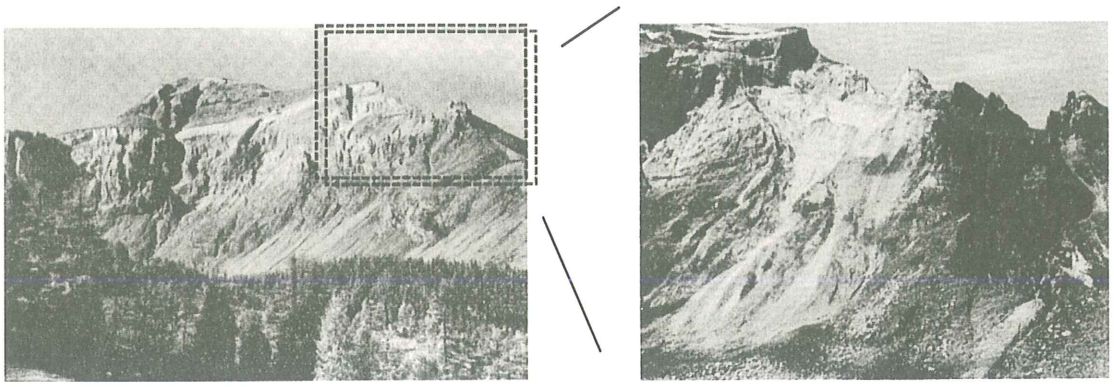


Figure 2.4: Rawilhorn avant (gauche) et après (droite) l'éboulement de mai 1946 (MARIÉTAN 1945–46).

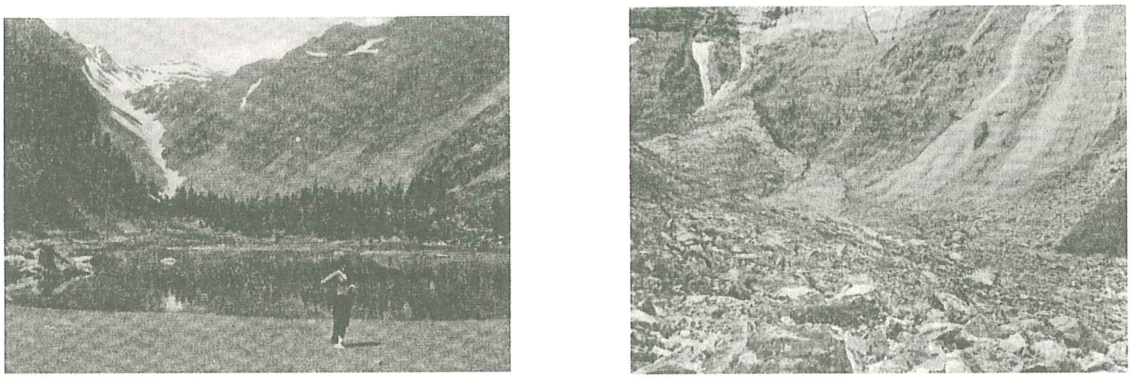


Figure 2.5: le lac du Luchet avant (à gauche) et après (à droite) l'éboulement (MARIÉTAN 1945–46).



Figure 2.6: Dégât à un portail de maison (désolidarisation) et effondrement du sommet du clocher de l'église Notre-Dame-du-Marais de Sierre (collections de MM. Jean-Daniel Rouiller et Charly Arbellay).

Le tableau 2.7 présente à la fois les caractéristiques et les effets de ces trois importants tremblements de terre. On peut constater que le danger sismique est loin d'être négligeable et qu'en raison du développement tant démographique (271'291 habitants, en 1995, [Office fédéral de statistique 1996]) qu'économique que connaît le Valais depuis le dernier tremblement de terre, le risque sismique s'est fortement accru.

	1755	1855	1946
Intensité MSK	VIII	IX	VIII
Jours avec répliques	54*	149**	131***
Aire affectée [km^2]	~ 320'000	~ 700'000	160'000[2]
Maisons endommagées	?	> 200	> 3500
Coût de l'époque [Frs]	?	366'562.–[3]	6,8 mios[4]
Nombre estimé d'habitants	31'827[5]	86'530[6]	154'204[7]

* dans les 3 mois qui ont suivi
** dans les 5 mois qui ont suivi
*** dans les 8 mois qui ont suivi (MARIÉTAN 1945–46)

Tableau 2.7: Caractéristiques et effets des trois tremblements de terre importants du Valais.

Si le tremblement de terre de 1946 venait à se produire aujourd'hui, les dommages aux bâtiments seraient compris entre 0,4 et 1,9 milliards de francs (SCHAAD 1988).

[2] ROTHÉ (1948–49)
[3] MONTANDON (1942–43). Cela représenterait au coût d'aujourd'hui, en extrapolant un peu sur la base de l'indice suisse des prix à la consommation de 1890 (source OFS) (pas d'indice avant cette date) un montant d'environ Frs 4'100'000.–
[4] WANNER & GRÜTTER (1950). Cela représenterait, en franc actuel, un montant d'environ 150 mios de francs
[5] valeur extrapolée à partir de données de population résidente entre 1802–1888 du canton du Valais (source: Office de statistiques du canton du Valais)
[6] idem que point 5
[7] valeur interpolée à partir de données de la population résidente entre 1920–1950 du canton du Valais (source: Office de statistiques du canton du Valais)

3. SISMOTECTONIQUE

3.1 Contexte tectonique global

Le canton du Valais se trouve au coeur de la chaîne alpine, à la jonction entre les Alpes centrales et l'arc des Alpes occidentales. La structure tectonique de cette chaîne est le résultat d'une histoire de déformation qui dure depuis le Crétacé supérieur. Ces déformations continuent dans le présent comme l'attestent:

- la poursuite de la collision entre la microplaque adriatique et le continent eurasiatique. Les mesures de contrainte in-situ montrent l'orientation NW–SE de la contrainte principale horizontale au Nord des Alpes (GRELLET et al. 1993),
- la sismicité importante de certaines parties de la chaîne (GRELLET et al. 1993, PAVONI 1977).

Sous le territoire valaisan, la croûte continentale, épaissie par les structures alpines, passe d'environ 50 km au Nord à environ 60 km au Sud (VALASEK & MUELLER 1997).

Les déformations néogènes, imposées par la convergence NW–SE et la rotation anti-horaire de la microplaque adriatique par rapport à l'Europe, sont découplées (STECK & HUNZIKER 1994) en:

- structures marquant le raccourcissement NW–SE de la chaîne (surrection des massifs externes dès le Miocène),
- structures décrochantes le long de la vallée du Rhône (zone de faille Rhône–Simplon),
- failles normales à faible pendage avec extension parallèle à la chaîne (zone ductile oligo-miocène, puis faille du Simplon mio-pliocène).

Le très important réseau de failles cisaillantes peu à peu mis en évidence par la cartographie géologique en Valais est l'expression de surface de ces déformations néogènes à actuelles. Les vitesses moyennes de déformations verticales (GUBLER et al. 1984) et horizontales pour cette partie des Alpes sont supposées être de l'ordre de quelques mm/an.

Par ailleurs, durant le Quaternaire, la succession des périodes de glaciation et de stades interglaciaires a dû donner lieu à une tectonique d'ajustement isostasique surimposées à la tectonique des plaques (GUDMUNDSSON 1994).

3.2 Systèmes de failles en Valais central

a) Le système de faille du Simplon

La faille du Simplon (MANCKTELOW 1992), bien définie en surface aux abords du col de même nom, ne constitue qu'une des nombreuses fractures qui affectent une bande d'environ 3 km d'épaisseur et dont la partie supérieure affleure dans la région de Stalden et la basse vallée de la Viège (fig. 3.1).

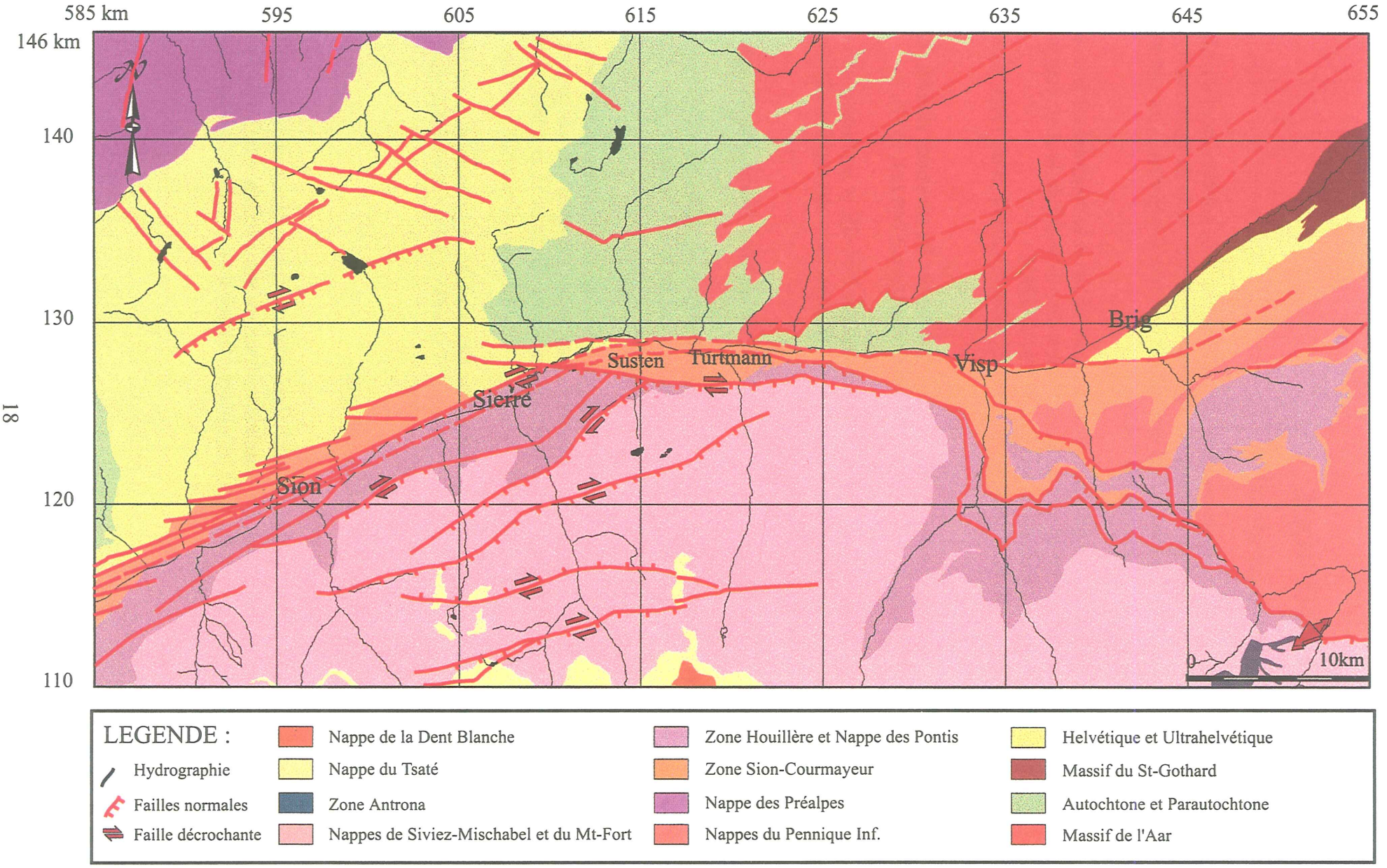


Figure 3.1: Esquisse tectonique et principales failles du Valais.

Ce système à pendage SW fonctionne en faille normale et se prolonge dans la vallée du Rhône où les failles normales à composante décrochante dextre acquièrent une direction E–W. Ce tronçon Viège–Sierre accommode la terminaison périclinale SW du massif de l'Aar en tronquant la plus grande partie des unités helvétiques et penniques inférieures.

b) Le système de faille du Rhône

Le tronçon Sion-Sierre est marqué par un réseau dense de failles verticales subparallèles, d'orientation WSW–ENE, à rejet oblique avec prédominance de mouvements décrochants dextres associés à une montée relative du compartiment nord (fig. 3.1). La morphologie allongée des collines de Sion est due au surcreusement glaciaire des zones faillées.

c) Le système de failles des Alpes penniques

En rive gauche du Rhône, un réseau de grandes failles à forte composante normale affecte les unités penniques. Ces failles d'orientation WSW–ENE ont des rejets apparents verticaux hectométriques en touches de piano. L'intersection de ce système avec les failles E–W du tronçon Viège–Sierre détermine un coin de fracturation dans le secteur Illgraben–Pontis.

d) Les failles de l'ensellement du Rawil

Un réseau dense de fractures coupe les unités helvétiques en rive droite du Rhône entre Sierre et Sion. Malheureusement, les cartes géologiques anciennes ne les décrivent que mal et un nouvel effort de cartographie est nécessaire. Parmi les différentes familles de fractures, de grandes d'orientation WNW–ESE sont visibles dans l'alignement Sanetsch–Rawil (fig. 3.1). Les miroirs de ces failles, inclinés de 50–70° vers le SSE, montrent un découplement important des mouvements horizontaux dextres et des mouvements en failles normales.

3.3 Indices d'activité tectonique au Quaternaire

De manière générale dans le domaine alpin, l'identification des structures néotectoniques est rendue difficile en raison de l'effacement des indices morphologiques durant les périodes de maxima glaciaires. Les preuves d'activité quaternaire de failles sont rares.

Les indices morphologiques (fractures ouvertes, moraines coupées) sont nombreux mais n'échappent que rarement à l'interprétation en tassement de versant ou autres phénomènes liés à la gravité. Tel est le cas, par exemple, de la «crevasse séismique» du Hochastler (MONTANDON 1944), sur la commune de Bürchen, qui est en fait une niche d'arrachement d'un tassement de versant ouverte à la suite du séisme de 1855 (fig. 3.2).

Les profils de sismique réflexion disponibles à travers la vallée du Rhône (BESSON et al. 1993) montrent de nombreuses failles normales affectant le remplissage quaternaire, mais comme aucune ne peut être suivie dans le soubassement, leur interprétation reste pour l'instant attaché aux phénomènes de fonte de coins de glace ou de tassements différentiels. Aucune recherche systématique d'indices par réalisation de tranchées n'a été effectuée jusqu'ici. Toutefois dans le val d'Aoste, qui jouxte les Alpes valaisannes au Sud, l'activité quaternaire d'un système de failles parallèle à celui de la vallée du Rhône est

démontrée (CARRARO et al. 1994).



Figure 3.2: «Crevasse» de 1855 – Sommet du Hochastler, vue prise de l'ESE vers l'WNW (MONTANDON 1944).

Pour le Valais, deux exemples sont retenus ici:

- Au col du Sanetsch (Lachon, 130.700/587.300), le poli glaciaire est décalé verticalement de 20 cm par une faille d'orientation WSW–ENE (PAVONI 1979)
- Dans les gorges de la Borgne (Val d'Hérens, 118.500/598.000), associée aux kakirites de la faille de Nax (WSW–ENE), une petite faille normale verticale annexe d'orientation WSW–ENE décale un remplissage de silts glaciaires d'environ 20 cm (fig. 3.3).

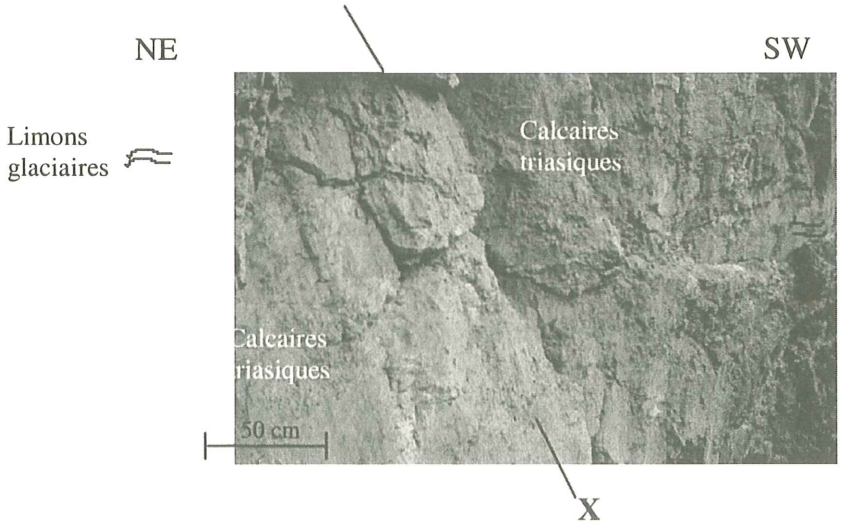


Figure 3.3: Faille néotectonique de Nax.

Au stade des connaissances actuelles, des rejets de failles pouvant être démontrés comme post-glaciaires (env. 15'000 ans) sont donc très rares. L'amplitude des rejets néotectoniques prouvés est de l'ordre de grandeur déca-centimétrique, les longueurs des traces de ruptures en surface décamétriques.

3.4 Relations sismicité – structures géologiques

Le report des épicentres des séismes d'intensité MSK > IV sur le réseau des failles cartographiées (fig. 3.4) constitue un premier pas dans la recherche des structures sismiquement actives. Cette démarche trouve néanmoins ces limites:

- dans le fait que les épicentres constituent une projection verticale sur la surface topographique du foyer profond alors que les failles visibles en surface ne sont pas forcément verticales,
- dans un effet d'alignement artificiel des épicentres sur le quadrillage du réseau de coordonnées suisse lorsque l'on reporte les donnés fournies par le catalogue sismique suisse. Ce phénomène dépend de la précision de la localisation.

Malgré tout une bonne corrélation existe entre les principaux essaims de séismes et les structures tectoniques majeures:

- corrélation des séismes de la région de Brigue avec la continuation vers l'est des failles normales bordant le pied du massif de l'Aar,
- corrélation des séismes de Viège–Stalden avec les diverses failles associées à la ligne du Simplon,
- corrélation des séismes isolés de la rive gauche du Rhône avec les failles normales découpant les unités penniques,
- corrélation des séismes de la vallée du Rhône avec le faisceau décrochant Sion–Sierre,
- corrélation des séismes de la région de Sierre avec la prolongation des failles normales E–W Sierre–Viège.

Il est plus difficile d'attribuer les nombreux séismes enregistrés dans l'ensellement du Rawil à des structures précises. Dans ce secteur, la pose de stations mobiles à permis à PAVONI (1980), FRANCK et al. (1984) et à MAURER (1993) de déterminer les foyers microsismiques durant les périodes 1975–1977, 1981, 1989–1991. L'essaim des hypocentres de ces microséismes définit principalement un «mur» vertical d'orientation WSW–ENE dans l'alignement Sanetsch–Rawil (voir sa projection dans le plan de la coupe N–S de la fig. 3.8b). Cet alignement est difficile à corréler avec les fractures visibles en surface dont la pendage atteint généralement 50–70° vers le sud.

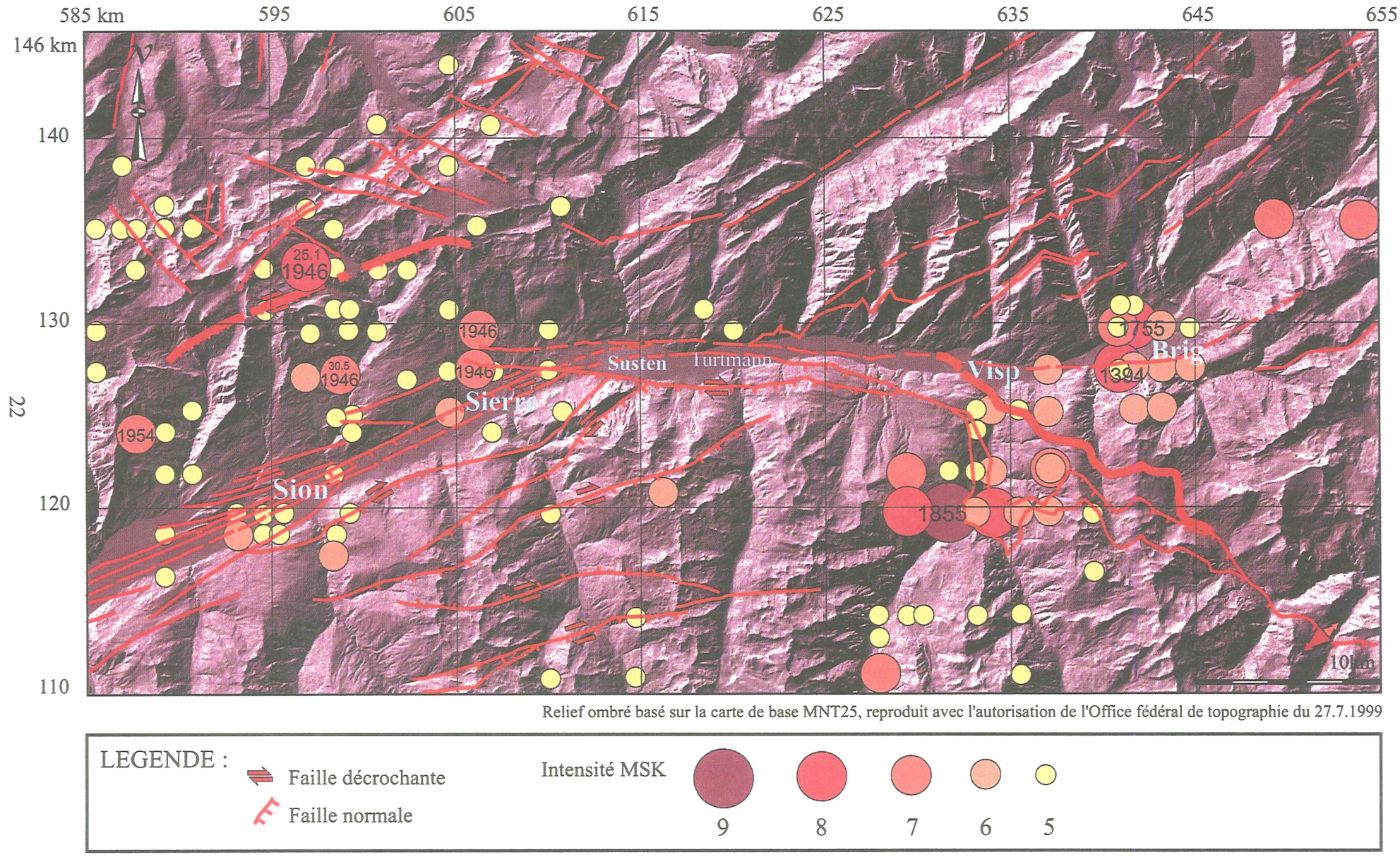


Figure 3.4: Failles principales et sismicité historique et instrumentale 1394-1995.

3.5 Comparaison entre mécanismes au foyer et mécanismes de faille

Les mécanismes au foyer sont obtenus par projection sur une sphère des stations ayant enregistré un séisme. Selon la position de la station sismique par rapport au point de rupture, le récepteur est soit attiré (dilatation), soit repoussé (compression) par l'arrivée de l'onde P. La distribution de ces deux types de mouvement par rapport aux points d'observation permet de distinguer 4 zones séparées par deux plans perpendiculaires, nommés plans nodaux (RAMSEY & HUBER 1987). Un de ces plans nodaux est associé au plan de faille pendant que l'autre est un plan auxiliaire. Dans deux de ces quadrants, on enregistre une compression et dans les deux autres une dilatation. La figure 3.5 présente trois types de failles et leur représentation stéréographique en mécanisme au foyer.

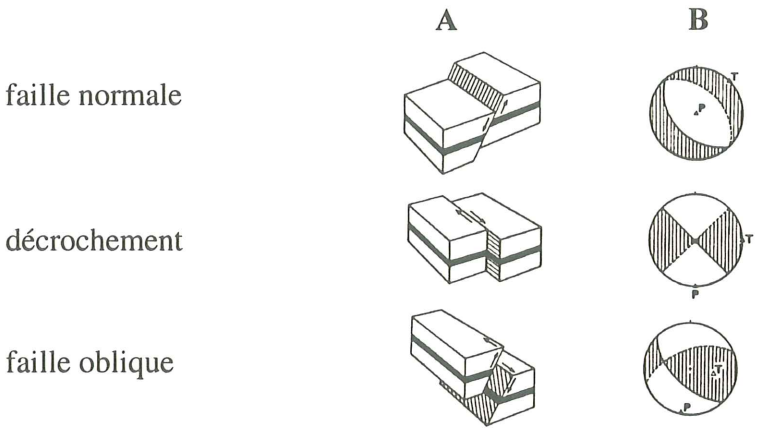


Figure 3.5: Représentation des types de faille et des mécanismes au foyer. A: Bloc diagramme B: Mécanisme au foyer (projection stéréographique sur l'hémisphère inférieur) – Les zones hachurées représentent les quadrants de compression et celles en blanc les quadrants de dilatation. La faille active est en trait plein, son symétrique en traitillé. P est le point d'intersection de l'axe de raccourcissement maximum et T celui du rallongement maximum. Modifié de PAVONI (1980).

Sur la base d'une compilation des mesures microsismiques, MAURER (1993) présente une très bonne couverture du Valais central par des mécanismes au foyer (fig. 3.6). MAURER et al. (1997) ont appliqué des calculs d'inversion pour déterminer lequel des plans nodaux est probablement actif. Les hypocentres de ces microséismes ne dépassent que rarement 12 km de profondeur. A partir de cette limite, le comportement plastique du quartz est probablement atteint et la déformation des roches cesse d'être cassante.

En rive droite du Rhône, les failles sismiquement actives ont généralement une orientation WSW–ENE, un fort pendage, et des rejets décrochants dextres avec une composante normale. Certaines des failles à stries observées en surface, représentées sous forme de mécanisme de failles dans la figure 3.7, sont compatibles avec ces mécanismes au foyer. Ce type de failles fourni, après inversion, une orientation de la contrainte maximale subhorizontale de direction NW–SE (MAURER et al. 1997).

En rive gauche du Rhône, les mécanismes au foyer issus des microséismes correspondent principalement à des failles normales d'orientation E–W (MAURER et al. 1997).

Sur le terrain, deux systèmes de failles qui pourraient leur correspondre sont (fig. 3.1, 3.6, 3.7, 3.8 a, b):

- certains tronçons des grandes failles longitudinales à condition que leurs mouvements soient actuellement de type faille normale (ce qu'atteste parfois la superposition de plusieurs générations de stries, d'abord obliques puis normales),
- des fractures conjuguées d'orientation WNW–ESE et de pendage égal à 45–50°, généralement à très faible rejet, mais qui marquent la morphologie des crêtes en déterminant de grandes vires obliques. Elles semblent constituer le système de fractures le plus récent.

La méthode d'inversion appliquée aux plans nodaux des microséismes de la rive gauche du Rhône fournit un système de contrainte avec $\sigma 3$ horizontal, de direction N–S, et $\sigma 1$ vertical (MAURER et al. 1997). Cette composante d'extension N–S en rive gauche du Rhône pourrait s'expliquer de diverses manières:

- le Valais méridional et le Val d'Aoste forment un bloc de croûte superficielle décollée grâce à la zone cisaillante de faible pendage du Simplon par rapport aux partie plus profondes dans lesquelles sont transmises les contraintes NW–SE imposées par la lithosphère. Ce bloc «flottant» subit actuellement une extension N–S, peut-être parce que les massifs externes qui lui servent de substratum se déplacent vers le nord sur une rampe d'échelle crustale (MAURER et al. 1997),
- l'orientation de la contrainte régionale alpine pourrait être déviée à proximité du couloir décrochant Rhône–Simplon. De plus, l'intensité de cette contrainte étant peut-être plus faible dans ce bloc pennique,
- l'anisotropie des contraintes induite par la pression lithostatique dans le domaine non plastique (< 10 km) pourrait surpasser ici le déviateur des contraintes tectoniques,
- la réponse isostatique au délestage glaciaire survenu il y a environ 13'000 ans peut encore jouer un rôle tectonique important (GUDMUNDSON 1994). Cette remontée différentielle des parties délestées devrait précisément activer des failles normales d'orientation parallèle à la vallée du Rhône.

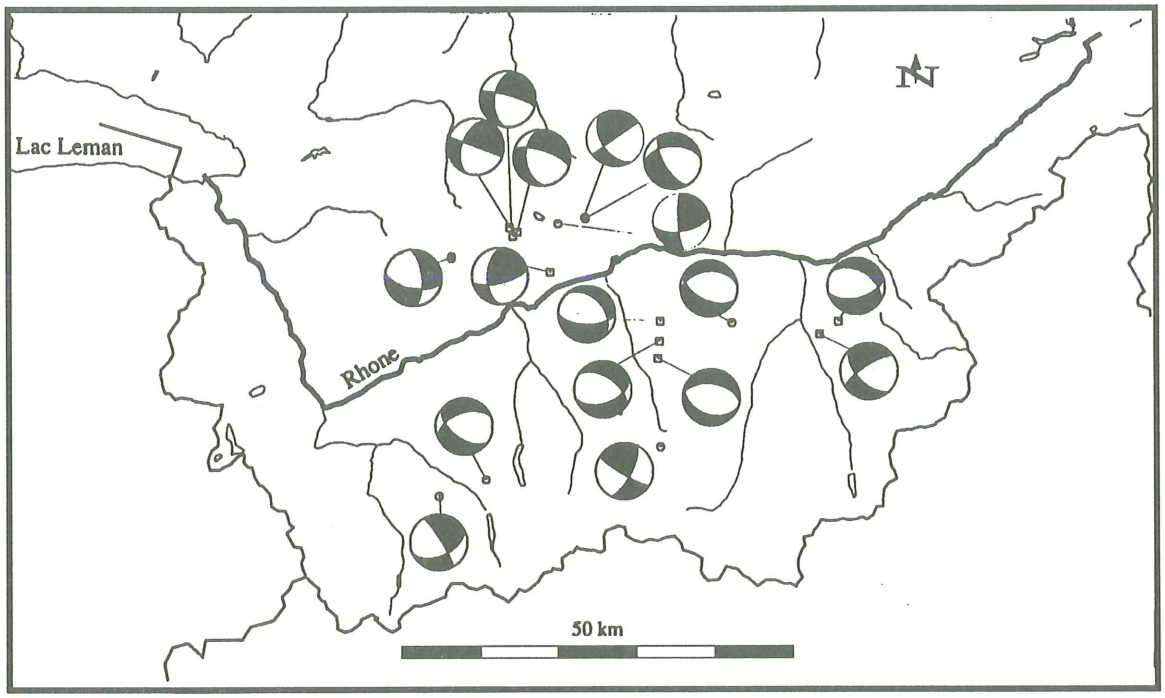


Figure 3.6: Mécanismes au foyer déduits des microséismes enregistrés par MAURER *(1993) durant la période 1989–1991.*

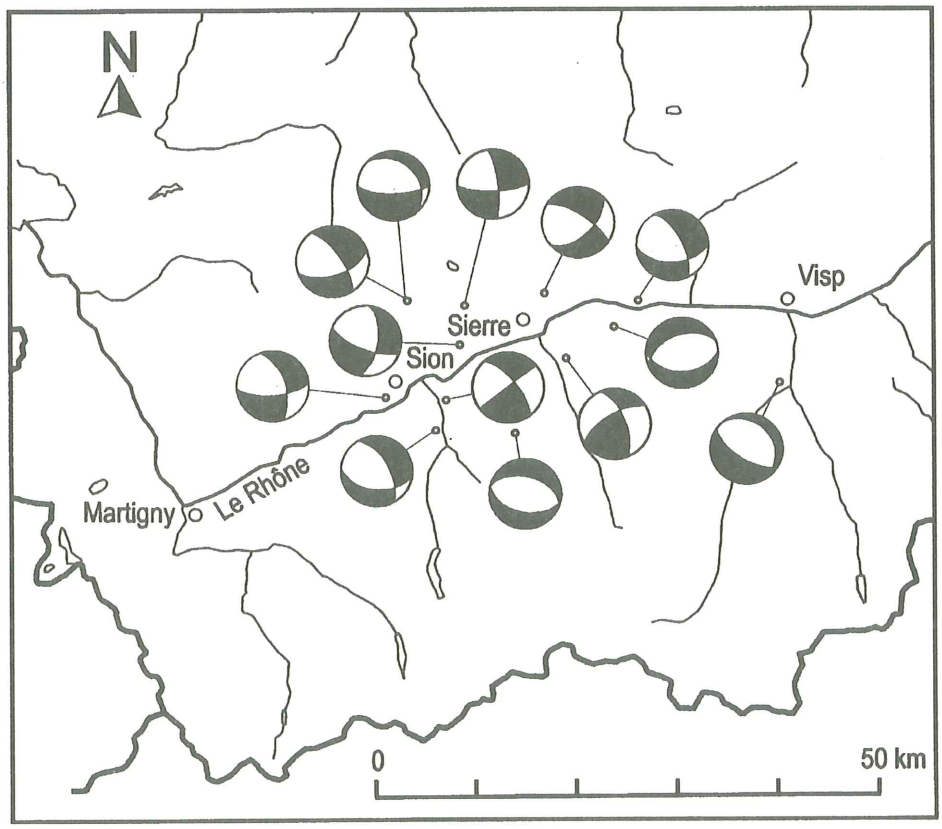


Figure 3.7: Mécanismes de failles construits sur la base des observations de terrain (couples miroir de faille – stries avec sens de mouvement) et représentés sous forme de mécanisme au foyer. Les exemples donnés sont représentatifs des principales fractures de chaque localité.

3.6 Tentative d'identification des structures géologiques responsables des séismes de 1855 et 1946

a) Séisme de Viège en 1855

La zone épicentrale de ce séisme correspondrait à la région de Stalden. A la verticale de ce point, la faille du Simplon est située à une profondeur d'environ 6 km et pourrait avoir constitué la structure active avec un mouvement de faille normale orienté WSW–ENE sur un plan peu pentu (30°) (fig. 3.8a)

Si le foyer du séisme était situé à une plus grande profondeur, une faille subverticale d'orientation E–W affectant le compartiment sous-jacent à la faille du Simplon pourrait être incriminée. De telles failles à rejet normal ou décrochant sont visibles en surface à l'est du col du Simplon.

b) Séisme de Sierre en 1946

Une incertitude demeure sur la position des épicentres du séisme principal de Sierre (25 janvier 1946) et de la réplique du 30 mai 1946 qui a déclenché l'éboulement du Six des Eaux Froides. Les études isoséistes de l'époque placent l'épicentre du séisme principal entre Sierre et Montana et la réplique dans la région du Rawil, le catalogue sismique suisse, pour sa part, place le séisme principal au droit du Six des Eaux Froides et les répliques entre Sierre et Montana.

Si l'on raisonne sur la base de cette seconde hypothèse, le foyer du séisme du 25 janvier 1946 coïncide avec la zone Sanetsch–Rawil de forte activité microsismique actuelle (fig. 3.8b). L'hypocentre se situe vraisemblablement dans le socle cristallin (prolongation du massif des Aiguilles Rouges) dont le toit se situe à environ 6 km de la surface topographique (BURKHARD 1988).

L'hypothèse envisagée ici (fig. 3.8b) préconise que les mouvements ont leur origine dans une zone active subverticale décrochante localisée dans le socle, par exemple dans un graben permo-carbonifère d'orientation WSW–ENE de type Salvan–Dorénaz, et que les nappes helvétiques et ultrahelvétiques sus-jacentes accommodent ce mouvement dextre par l'intermédiaire de failles en échelon opérant un découplement des mouvements décrochants et normaux.

Les répliques de la région Sierre–Montana seraient pour leur part situées à l'intersection d'une autre zone d'activité microsismique dans le socle, légèrement plus au sud que la précédente (mais de même nature ?), et du système de failles E–W du tronçon Sierre–Viège.

Il est à noter qu'une meilleure connaissance de ces mécanismes de rupture permet de valider des modèles de propagation de la rupture utilisés pour calculer des accélérogrammes synthéthiques représentatifs d'événements sismiques de magnitude élevée (M_L = 5–6) (ROSSET et al. 1997).

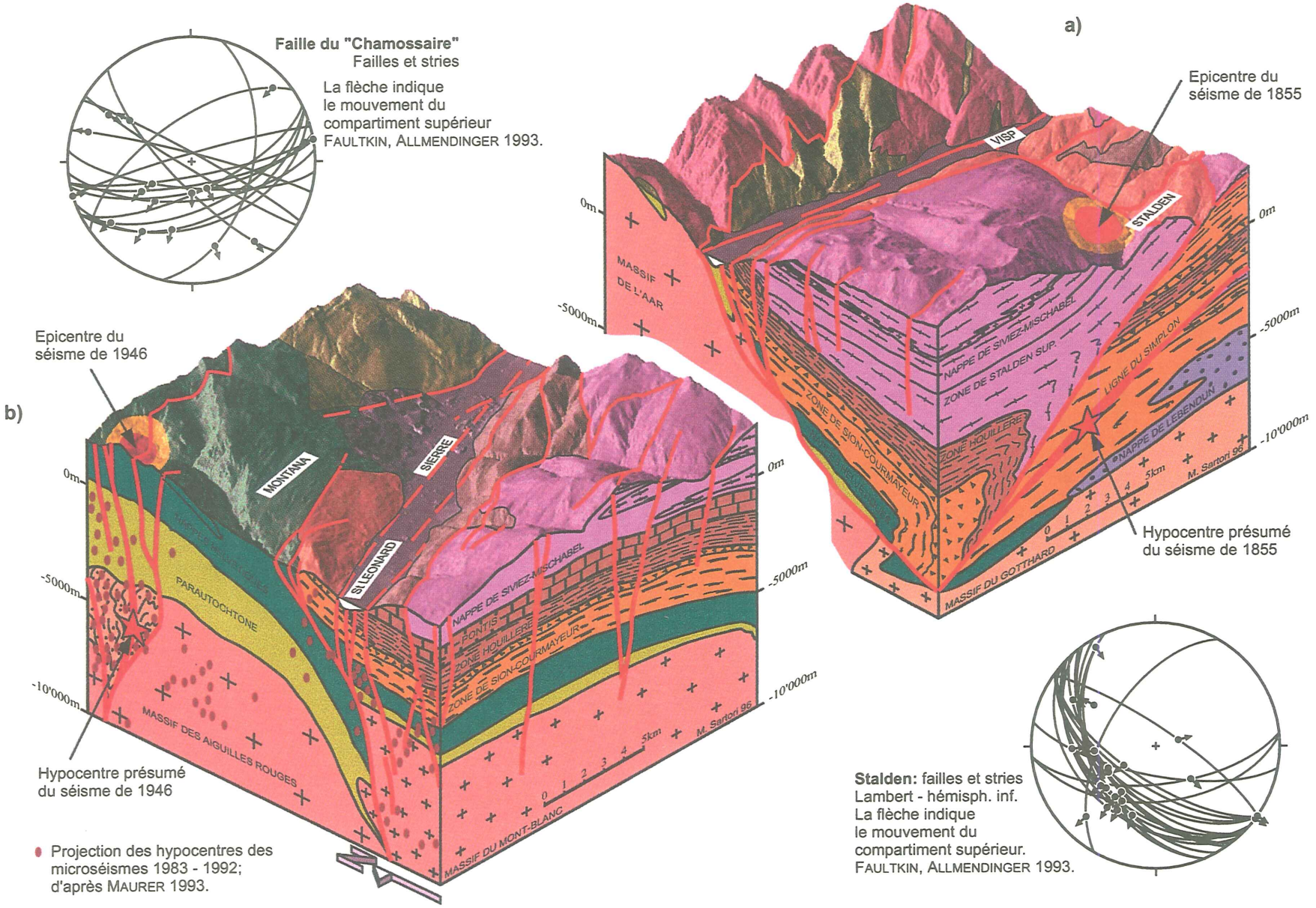


Figure 3.8: Blocs diagrammes présentant les contextes structuraux des séismes de "Viège" 1855 (a) et de "Sierre" (b). Une hypothèse sur la position du foyer (étoile rouge) et sur l'intersection de la coupe avec la surface de rupture (barre rouge) est proposée pour chacun d'entre eux. Les canevas illustrent les principales familles de failles et de stries observées qui seraient apparentées aux structures sismiques.

Relief ombré basé sur la carte de base MNT25, reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de topographie du 27.7.1999

3.7 Conclusions et perspectives

L'importante activité sismique du Valais est clairement liée à la poursuite des déformations alpines. Il n'est pas exclu que le rebond isostasique post-glaciaire y apporte également une contribution.

L'activité microsismique est actuellement plus importante au Nord du Rhône. Elle est principalement liée à des failles décrochantes activées par la contrainte principale alpine horizontale. Au Sud du Rhône, les microséimes résultent plus souvent de failles normales qui indiquent que la contrainte principale est verticale dans ce compartiment rocheux (MAURER et al. 1997). En surface, de part et d'autre de la vallée du Rhône, certaines failles présentent des orientations et des traces de mouvement compatibles avec le mécanisme au foyer des microséismes.

Des hypothèses peuvent être avancées sur l'identification des structures responsables des séismes de 1855 (Viège) et 1946 (Sierre–Montana). Aucune preuve ne peut toutefois être apportée. Les observations sismotectoniques restent pour l'instant très qualitatives. Les rares failles montrant à l'affleurement une activité néotectonique démontrée ont un rejet vertical déca-centimétrique et une longueur décamétrique.

Ces exemples ne peuvent toutefois pas être définitivement tenus pour représentatifs de l'effet maximum en surface des séismes majeurs. Plusieurs facteurs pénalisent ici les études néotectoniques: les mouvements gravitaires de versants, la couverture forestière et l'activité anthropique, qui sont très importants, à l'inverse des moyens de recherche engagés (pas de tranchées). Ce dernier point sera peut-être corrigé grâce à l'arrivée des travaux autoroutiers dans la région de Sierre–Brigue et par l'apport des données GPS au cours des prochaines décennies.

4. DATENERFASSUNG UND SEISMISCHE GEFÄHRDUNG IM WALLIS

4.1 Einführung

Jährlich werden in der Schweiz 200–300 Erdbeben mit den 27 hochempfindlichen Seismographenstationen des Schweizerischen Erdbebendienstes (SED) registriert und lokalisiert, wobei die untere Magnitudenschwelle bei etwa 1,5 ML liegt. Die meisten dieser Erdbeben liegen jedoch weit unterhalb der Spürbarkeitsschwelle ($I_0 \leq II$).

Am 15. April 1924 erfolgte bei Visp ein stärkeres Erdbeben der Intensität VII MSK, das in der ganzen Schweiz verspürt wurde. Unmittelbar nach diesem Beben wurde in den Lonza-Werken in Visp ein transportabler Seismograph installiert. Gemeinsam mit den Registrierungen, die mit dem so genannten «de Quervain-Piccard-Seismographen» in Zürich aufgezeichnet wurden, konnten erstmals präzise Angaben über die Laufzeiten bzw. Geschwindigkeit der P- und S-Wellen im Gebiet der Schweiz gemacht werden. Die Untersuchungen der Nachstösse dieses Bebens mit Hilfe eines transportablen Seismographen waren weltweit die ersten dieser Art (RICHTER 1958).

Vergleicht man die Verteilung der Epizentren der Beben, die in diesem Jahrhundert im Wallis aufgetreten sind, mit den Epizentren von historischen Beben (Fig. 4.1), kann eine deutliche Verschiebung der Erdbebenaktivität nach Nordwesten festgestellt werden. Allerdings hat in den vergangenen Jahrzehnten die Anzahl der Beben mit Magnitude grösser als 3 im gesamten Wallis eher abgenommen. Trotzdem gehört die Region Sitten–Siders zweifellos zu den seismisch aktivsten Gebieten der Schweiz in diesem Jahrhundert.

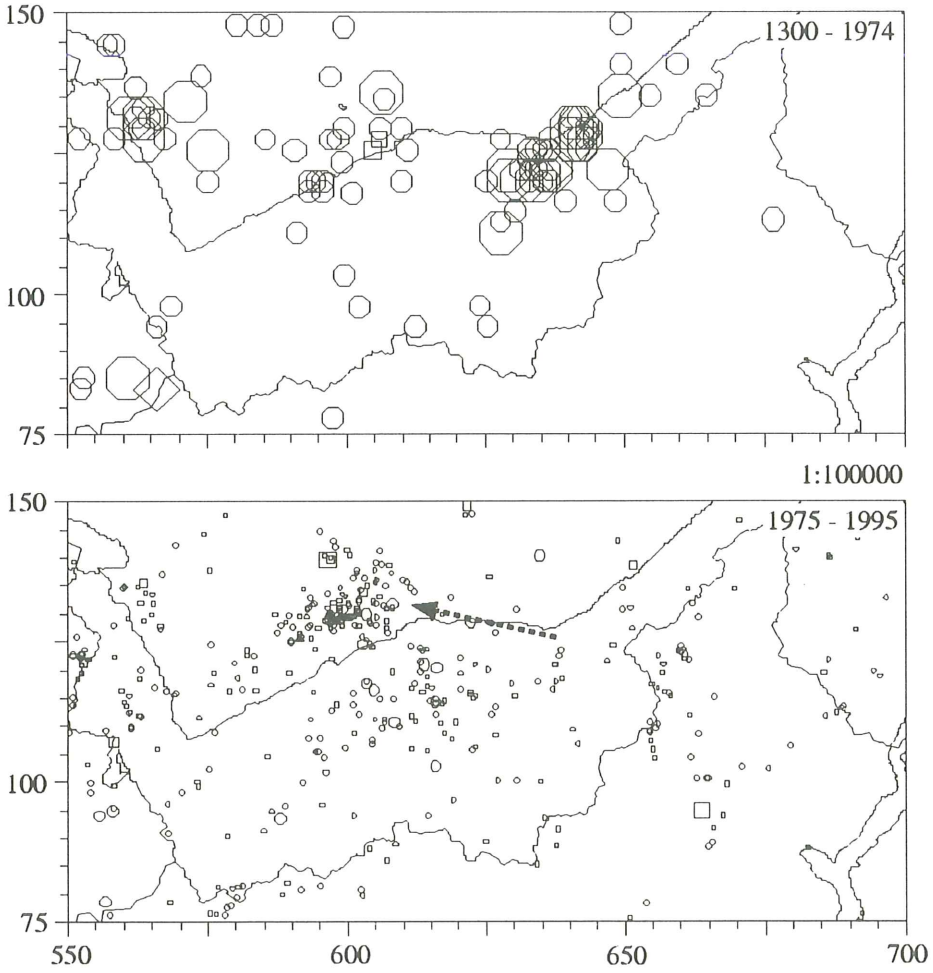
Aus dem Bedürfnis, die Sicherheit des Einzelnen und dessen Schutz vor der nicht beeinflussbaren Gefährdung durch Erdbeben zeitlich und räumlich zu gewährleisten oder gar zu erhöhen, ergibt sich zwangsläufig die Forderung, dass die Erdbebengefährdung auf verschiedenen Ebenen (z.B. Raumplanung, Bemessung von Bauwerken) entsprechend berücksichtigt werden muss. Zu diesem Zweck werden zuverlässige Angaben über Art, Charakter, Häufigkeit und Stärke der in einer bestimmten Region zu erwartenden Bodenbewegungen benötigt, die durch Erdbeben verursacht werden.

In dieser Studie soll deshalb die standortspezifische Erdbebengefährdung für die Region Brig und Sitten berechnet werden. Im Gegensatz zu früheren Gefährdungsstudien soll die Bodenbewegung nicht in Intensitätswerten, sondern in den zu erwartenden spektralen Bodenbeschleunigungen sowie Maximalbeschleunigungen angegeben werden. Des weiteren soll versucht werden, die Streubreite der Erdbebengefährdung in Funktion der in der Berechnung verwendeten unabhängigen Parameter abgeschätzt werden. Bei dieser Studie wurden folgende Informationen verwendet:

- Historischer und instrumenteller Erdbebenkatalog des Wallis
- Seismotektonische Verhältnisse im Wallis
- Abminderungsrelationen, die die räumlichen Auswirkungen eines Erdbebens an der Erdoberfläche beschreiben

- Beschleunigungs-Zeitverläufe, die mit Starkbebengeräten an vielen Orten im Wallis registriert wurden

Nach einer Vorstellung des Nationalen Starkbebenmessnetzes der Schweiz werden die empirischen Abminderungsrelationen sowie die Methode der Berechnung der seismischen Gefährdung beschrieben.



Figur 4.1: Historische (1300–1974) und instrumentell gemessene (1975–1995) Seismizität im Wallis. In der Darstellung der historischen Seismizität finden sich nur Erdbeben mit einer Intensität MSK Io ≥ V, während in der Karte der instrumentell gemessenen Seismizität sämtliche Erdbeben mit einer Magnitude M ≥ 2,0 eingetragen sind. Der Pfeil gibt die Verlagerung der Aktivität nach Westen an. Koordinaten:schweizerische Landeskoordinaten.

4.2 Starkbebenmessnetz

4.2.1 Einführung

Da in der Schweiz unverzerrte instrumentelle Aufzeichnungen im Nahbereich von Starkbeben, das heisst im Umkreis von etwa 100 km vom Epizentrum, noch weitgehend fehlen, beruhen die derzeit gültigen Bauvorschriften und Bemessungsgrundlagen vorwiegend auf Aufzeichnungen und Erkenntnissen aus anderen seismisch aktiven Gebieten. Daraus ergab sich für die Schweiz das Bedürfnis, mit Hilfe von geeigneten Instrumenten die wäh-

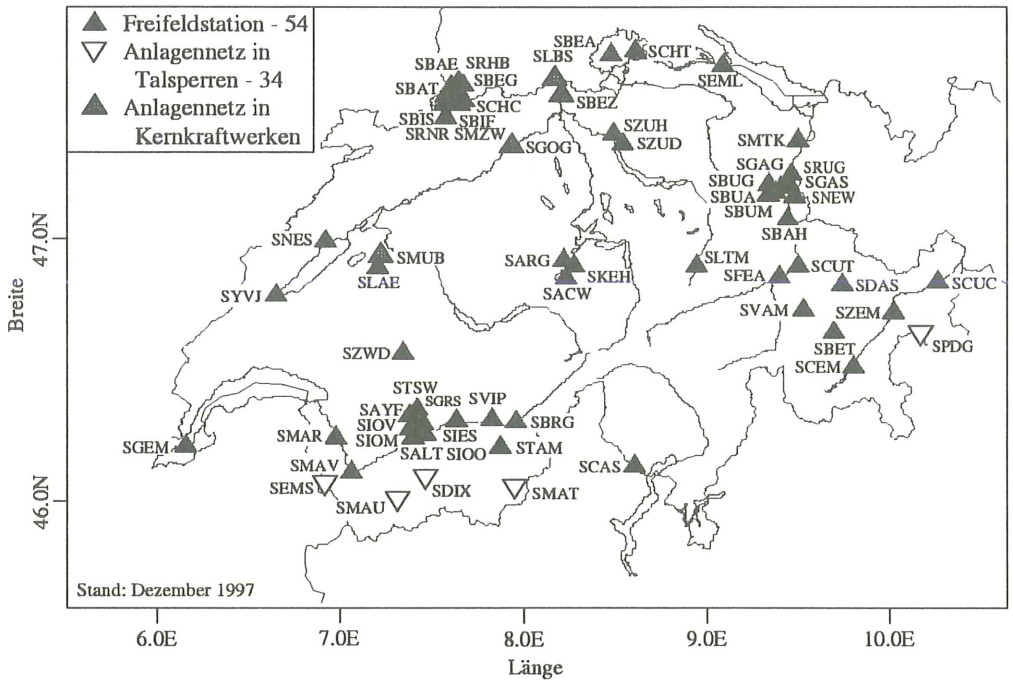
rend starker Erdbeben auftretenden Bodenbewegungen vollständig aufzuzeichnen. Das hochempfindliche Seismographennetz, das seit 1974 vom SED betrieben wird, ist vom Konzept her speziell auf die Erfassung von schwachen bis mittelstarken Erdbeben ausgelegt und liefert aus technischen Gründen bei mittelstarken und starken Beben ($M \geq 4$) keine vollständigen, das heisst unverzerrten Aufzeichnungen der Bodenbewegungen. Da einerseits dieser Fall relativ selten auftritt, andererseits aber gerade die bei starken Beben auftretenden Bodenbewegungen zur Ermittlung von Bemessungsgrössen erforderlich sind, musste in der Schweiz ein neues Messnetz eingerichtet werden, das:

- nur bei Starkbeben registriert
- bei Starkbeben nicht übersteuerte Signale aufzeichnet
- die Bodenbewegungen bei Starkbeben an möglichst vielen Orten wiedergibt
- über einen Zeitraum von mehreren Jahrzehnten kostengünstig und mit hoher Zuverlässigkeit betrieben werden kann

Nach mehrjähriger Vorbereitung konnte 1992 das Nationale Starkbebennetz der Schweiz mit derzeit 88 Messstationen in Betrieb genommen werden (Fig. 4.2). Um die verschiedenen Erfordernisse bei der Datenerfassung berücksichtigen zu können, wurden einerseits in Regionen mit erhöhter seismischer Aktivität sogenannte Freifeldinstrumente installiert und andererseits ausgesuchte Talsperren in den Walliser und Bündner Alpen mit einer Anzahl vernetzter Geräte ausgestattet. Mit Hilfe der aus diesem Starkbebennetz gewonnenen Daten sollen generell die Charakteristiken der in der Schweiz und in den angrenzenden Gebieten auftretenden Starkbeben bestimmt werden. Dabei stehen hauptsächlich folgende Aspekte im Vordergrund:

- Bestimmung der Amplitude, des Frequenzgehaltes und der Signaldauer von lokalen Bodenbewegungen
- Bestimmung der Abminderung der Bodenbeschleunigungen zwischen Erdbebenherd und Bauwerkstandort
- Untersuchung des Einflusses des lokalen Untergrundes auf die gemessenen Bodenbewegungen
- Erfassung des dynamischen Verhaltens von Talsperren

Mit dem Beschluss vom 29. August 1990 unterstützte der Bundesrat die Einrichtung eines Starkbebennetzes und dessen Betrieb gemeinsam mit dem bereits bestehenden hochempfindlichen Seismographennetz. Im Bundesratsbeschluss ist der SED beauftragt worden, Betrieb, Unterhalt und Datenerfassung des gesamten Nationalen Starkbebennetzes sicherzustellen. Die hierzu notwendigen finanziellen Mittel werden heute von der Eidgenossenschaft zur Verfügung gestellt. Die Errichtung des Netzes wurde vom Verband der Schweizerischen Elektrizitätswerke finanziert.



Figur 4.2: Starkbebenstationen in der Schweiz und im Fürstentum Liechtenstein.

4.2.2 Messinstrumente

Es ist weltweit üblich, dass für diese Aufgabe im Vergleich zu Seismographen sehr viel weniger empfindliche und aufwendige Beschleunigungsmessgeräte eingesetzt werden. Diese erfassen an jedem Standort die Bodenbeschleunigung in zwei zueinander senkrecht stehenden horizontalen sowie der vertikalen Achse und speichern die Daten in digitaler Form für die spätere Auswertung. Da die Aufzeichnung und Abspeicherung immer nur beim Eintreten eines Ereignisses ausgelöst wird und diese Daten rasch abgerufen und ausgewertet werden, wird der Zuverlässigkeit des Betriebs und der effizienten Datenspeicherung eine sehr hohe Priorität beigemessen. Weiterhin muss gewährleistet sein, dass die Auswertung der Daten nach ingenieurseismologischen Kriterien und gemäss internationalen Massstäben möglich ist. Dies wird erreicht, indem alle relevanten Parameter des Gerätes bei jedem Ereignis mit abgespeichert werden. Im Gegensatz zum hochempfindlichen Seismographennetz ist eine Online-Datenübertragung nicht notwendig.

4.2.3 Freifeldnetz

Bei der Festlegung der Standorte für die Ausrüstung mit Freifeldinstrumenten waren in der Schweiz im wesentlichen folgende Kriterien ausschlaggebend:

- grösstmögliche Datenausbeute durch bevorzugte Instrumentierung von Gebieten mit erhöhter seismischer Aktivität
- Erfassung der Abnahme der Bodenerschütterungen mit der Distanz durch Geräteverteilung über die gesamte Schweiz
- Untersuchung des Einflusses von unterschiedlichen Untergrundverhältnissen durch enge Gruppierung von Geräten
- pro Stationsgruppe mindestens ein Gerät auf Fels

- die Boden-Struktur-Interaktionen müssen möglichst klein sein
- leichte Zugänglichkeit der Standorte für die Kontrolle und ständige Wartung der Instrumente

Aus finanziellen und logistischen Gründen mussten die Starkbebengeräte des Freifeldnetzes in bereits bestehenden Gebäuden installiert werden. Im Vordergrund standen dabei Gebäude von Behörden und von öffentlichen oder grossen privaten Unternehmen. Bei diesen Gebäudebesitzern kann in der Regel davon ausgegangen werden, dass der Betrieb der Messstationen langfristig garantiert ist. Rund 70% aller Messstationen des Freifeldnetzes wurden in bestehenden Transformatorenstationen von lokalen Elektrizitätswerken installiert. Die Untersuchung der Abminderung der Bodenbewegungen von Starkbeben setzt voraus, dass die Triggerschwellen der Starkbebengeräte möglichst niedrig eingestellt werden. Bei den meisten Messstationen des Freifeldnetzes wurde deshalb der Schwellenwert zwischen 0,3%g und 0,8%g (g: Erdbeschleunigung) programmiert. Sämtliche Stationen wurden mit einem Zeitzeichenempfänger, 40% aller Messstationen mit Telefonanschluss und Modem ausgerüstet. Diese Zusatzgeräte erlauben einerseits eine genaue Erfassung der Laufzeiten registrierter seismischer Wellen, andererseits ist dank der Verbindung via Modem eine einfache und schnelle Kontrolle des Instrumentes von der Zentrale in Zürich aus gewährleistet. Bei denjenigen Stationen, die nicht mit einem Modem ausgerüstet sind, werden die Speicherelemente halbjährlich vom Personal des zuständigen Elektrizitätswerkes ausgetauscht und dem SED zur Auswertung zugestellt.

Die geologischen Informationen über den lokalen Untergrund der Messstationen wurden von der Landeshydrologie und -geologie sowie kantonalen Ämtern aus bestehenden Unterlagen zusammengestellt. Da Transformatorenstationen kleine Bauobjekte sind, existieren meistens keine spezifischen Baugrunduntersuchungen. Aus diesem Grund mussten die geologischen Angaben oft aus nahegelegenen Untersuchungen extrapoliert werden und sind deshalb mit gewissen Unsicherheiten behaftet. Im Anhang A findet sich eine Standortbeschreibung und eine Beschreibung des lokalen Untergrundes für sämtliche Freifeldstationen.

Rund ¼ aller Messstationen des Freifeldnetzes sind im Wallis installiert. Das relativ dichte Messnetz in der Region Sitten soll bei einem Starkbeben Aufschluss über das Verhalten des lokalen Untergrundes, vor allem quer zum Tal, liefern.

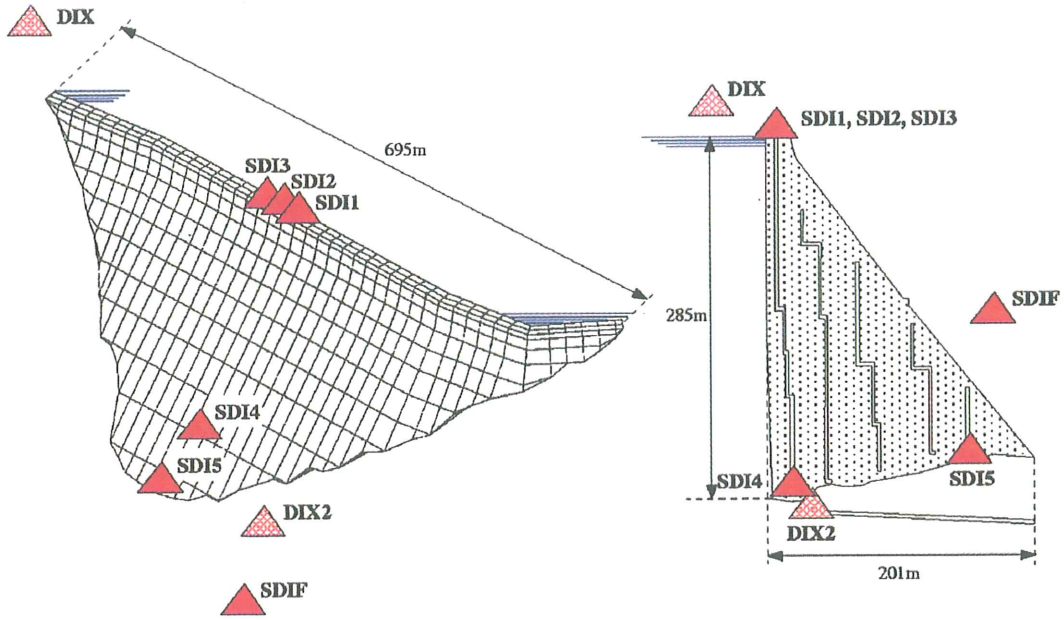
Das Freifeldnetz wird bis Ende 1998 durch weitere 10 Messstationen erweitert, wobei ein Grossteil der neuen Stationen in Basel installiert sind.

4.2.4 Anlagennetz

Im Rahmen dieses Projektes wurden drei Bogenmauern (Emosson, 5 Stationen; Mauvoisin, 12 Stationen; Punt dal Gall GR, 7 Stationen), eine Gewichtsstaumauer (Grande Dixence, 6 Stationen, Fig. 4.3) und ein Erddamm (Mattmark, 4 Stationen) mit einem Netz von Starkbebeninstrumenten ausgerüstet. Die Auswahl der für die Instrumentierung vorgesehenen Talsperren erfolgte in der Schweiz hauptsächlich nach folgenden Kriterien:

- Talsperren in Gebieten mit erhöhter seismischer Aktivität sollen bevorzugt instrumentiert werden

- Nur die in der Schweiz vorherrschenden Talsperrentypen werden ausgerüstet
- Um Rückschlüsse auf andere, ähnliche Talsperren zuzulassen, muss auch die Geometrie der instrumentierten Anlage für den entsprechenden Typ charakteristisch sein
- Der Untergrund muss repräsentativ und gut dokumentiert sein
- Um die Kontrolle und ständige Wartung der Instrumente zu erleichtern, müssen die Standorte leicht zugänglich sein



Figur 4.3: Verteilung der Starkbebengeräte in der Gewichtsstaumauer Grande Dixence. Mit einer Höhe von 285 m ist Grande Dixence die höchste Gewichtsstaumauer der Welt (DIX, DIX2: ältere, hochempfindliche Seismographenstationen).

Als Referenzgerät wurde zusätzlich je ein Instrument in einiger Entfernung von der Talsperre installiert. Eine zuverlässige Korrelation der Signale von verschiedenen Messinstrumenten in der Talsperre ist wegen den geringen Abständen zwischen den Messstationen nur möglich, wenn die digitale Abtastung genau synchronisiert ist. Bei der sternförmigen Vernetzung aller Instrumente einer Talsperre mit dem Kontrollzentrum musste auch der Überspannungsproblematik besondere Beachtung geschenkt werden. Mit der Verwendung von optischen Leitern konnten beide Probleme auf einfache und elegante Weise gelöst werden. Die Kommunikation von aussen mit den einzelnen Starkbebeninstrumenten ist über das mit dem Modem verbundene Kontrollzentrum jederzeit gewährleistet.

Rund 80% aller Messstationen des Schweizerischen Netzes sind im Wallis installiert. Das Anlagennetz Grande Dixence soll bis Ende 1998 um weitere 2 Messstationen erweitert werden.

4.2.5 Registrierungen

In den ersten 5½ Jahren nach Inbetriebnahme des Nationalen Starkbebennetzes wurden insgesamt 9845 Beschleunigungs-Zeitverläufe mit einer Gesamtdauer von 96 Stunden

registriert. Diese Registrierungen wurden während 0,002% der gesamten Betriebszeit aller Starkbebenstationen aufgezeichnet. Diese Zahlen bestätigen die hohen Anforderungen an die Zuverlässigkeit der Starkbebenstationen, die bereits während der Entwicklung der Starkbebengeräte und Standortwahl berücksichtigt wurden. Diesem Aspekt wird auch im Betriebs- und Unterhaltskonzept eine hohe Priorität beigemessen. Aufgrund aller zur Verfügung stehenden Informationen wurde eine kumulative Ausfallqoute der Messstationen des Nationalen Starkbebennetzes berechnet, die, gemessen über die gesamte Betriebszeit der Starkbebenstationen, kleiner ist als 0,0075%.

Damit die mit digitalen Starkbebengeräten gewonnenen Daten einheitlich verarbeitet werden können, wurde das Softwarepaket SM_PACK entwickelt, das im wesentlichen aus folgenden Einheiten besteht:

- **Datenerfassung**
  Dieser Verarbeitungsschritt umfasst hauptsächlich die Erfassung aller Zeitverläufe, die von den verschiedenen Starkbebenstationen registriert wurden sowie die Konvertierung der Daten in ein einheitliches Format. Im weiteren müssen die für die Datenverarbeitung notwendigen Informationen zusammengetragen werden (z.B. Herdparameter der Erdbeben)
- **Datenarchivierung (SM_BASE)**
  Die Datenarchivierung soll einen raschen Zugriff auf sämtliche Registrierungen erlauben. Dabei werden nur unkorrigierte Zeitverläufe, gemeinsam mit allen Erdbeben- und Messparametern archiviert. Damit können bei Änderungen der Auswerteverfahren jederzeit auf die unveränderten Zeitverläufe zurückgegriffen werden
- **Datenaufbereitung**
  Die Aufbereitung der Daten beinhaltet alle Verarbeitungsschritte, die für eine korrekte Datenverarbeitung notwendig sind. Dazu gehört hauptsächlich die Instrumenten- und Basislinienkorrektur
- **Datenverarbeitung**
  Mit diesem Verarbeitungsschritt werden die Ingenieurparameter sowie die seismischen Kennwerte der Bodenbewegungen bestimmt

Jährlich werden neben den Starkbebenaufzeichnungen durchschnittlich 1100 Selbsttests verarbeitet. Damit der Betriebszustand und die Kennwerte der Starkbebengeräte über einen grossen Zeitraum beobachtet werden können, müssen sämtliche Messparameter sowie die zeitabhängigen Stations- und Instrumentenparameter in geeigneter Form in einer Datenbank abgelegt werden. Diese Datenbank muss zudem sämtliche Selbsttests und Starkbebenregistrierungen gemeinsam mit den zugehörigen Erdbebenparametern verwalten. Damit die verschiedenen Datensätze unabhängig voneinander behandelt werden können, wurden drei Datenbanken aufgebaut, die über die entsprechenden Zeitinformationen miteinander verknüpft sind. Diese Datenbanken sind in der Starkbebendatenbank SM_BASE integriert.

Zwischen Mai 1992 und Dezember 1997 wurden in der Schweiz 118 Beschleunigungs-Zeitverläufe von 43 Erdbeben registriert. Figur 4.4 zeigt, dass die meisten Beschleunigungs-Zeitverläufe von herdnahen Stationen auf Lockergestein registriert wurden. Da im

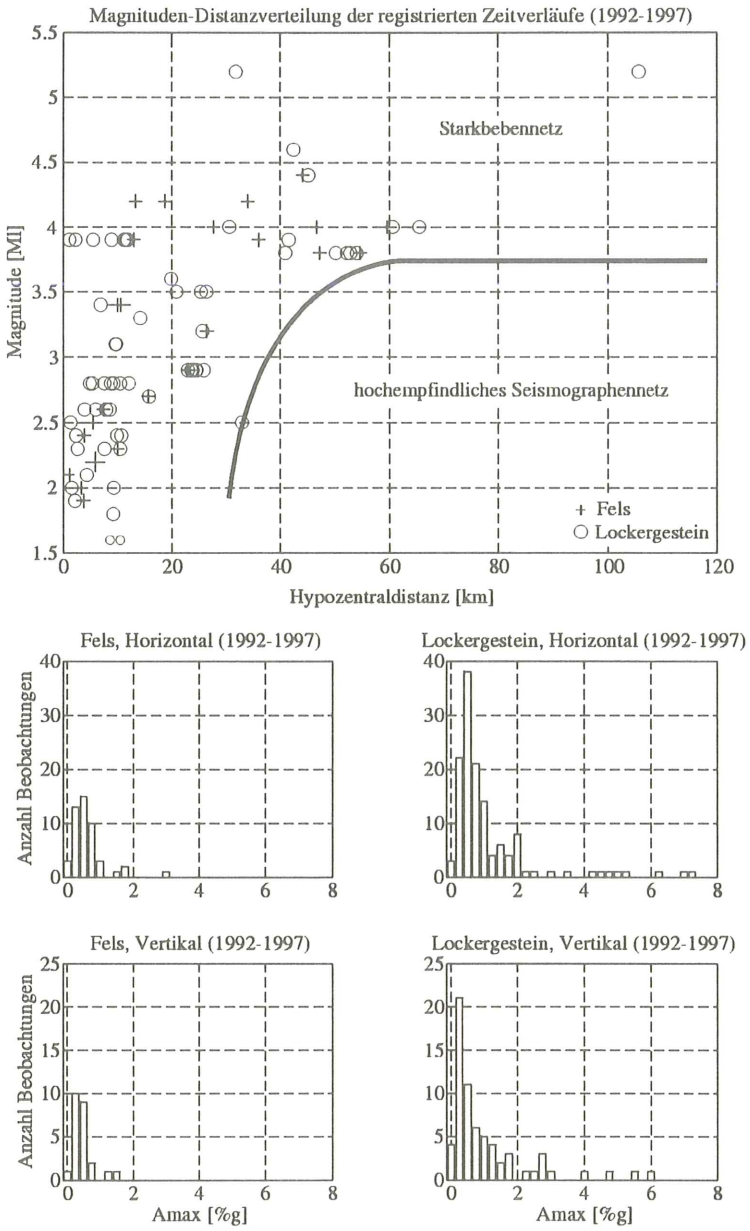
herdnahen Bereich von schwachen Erdbeben häufig hochfrequente Signale auftreten, liegen die charakteristischen Frequenzen der meisten Beschleunigungs-Zeitverläufe zwischen 9 Hz und 11 Hz. Die bis Dezember 1997 registrierten Beschleunigungs-Zeitverläufe wurden in demjenigen Distanz- bzw. Magnitudenbereich aufgezeichnet, bei dem das hochempfindliche Seismographennetz des SED übersteuert wird. Mit Hilfe beider Messnetze können nun im gesamten Distanz- und Magnitudenbereich die Bodenbewegungen von Erdbeben in der Schweiz und im angrenzenden Ausland zuverlässig erfasst werden. Sämtliche Registrierungen werden in einem Jahresbulletin veröffentlicht, und sind danach, mit gewissen Einschränkungen, für Interessierte verfügbar. Im Anhang B findet sich eine Liste der Beschleunigungs-Zeitverläufe, die bis Ende 1997 mit Hilfe des Nationalen Starkbebennetzes registriert wurden. Eine jeweils aktuelle Liste der registrierten Beschleunigungs-Zeitverläufe findet sich im Internet unter:
http://seismo.ethz.ch/networks/strong_motion/sm_data.htm.

4.3 Seismische Gefährdung

4.3.1 Methode

Die hier verwendete Methode zur Berechnung der Erdbebengefährdung, die definiert wird als Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer Bodenbewegung an einem bestimmten Ort und innerhalb einer gegebenen Zeitperiode, beruht auf dem ursprünglich von CORNELL (1968) vorgeschlagenen probabilistischen Vorgehen. Dabei werden in einem ersten Schritt aufgrund von seismotektonischen Überlegungen und der räumlichen Verteilung der Erdbeben seismische Quellregionen definiert und charakterisiert (typische Herdtiefen, maximale Magnitude, seismische Aktivität), sowie die gültigen Abminderungsgesetze für die Bodenbewegungen bestimmt (vgl. Kapitel 4.3.2). In einem zweiten Schritt wird mit den definierten seismischen Quellregionen und den gültigen Abminderungsgesetzen die an einem bestimmten Standort auftretenden Bodenbewegungen berechnet und durch einen statistischen Ansatz probabilistisch ausgewertet. Dazu wird das von BENDER & PERKINS (1987) entwickelte Computerprogramm SEISRISK III verwendet. Eine detaillierte Beschreibung dieses probablistischen Ansatz findet man in CORNELL (1968), MCGUIRE (1976) und BENDER & PERKINS (1987).

Da das Ziel dieser Studie darin liegt, die Anwendbarkeit spektraler Abminderungsrelationen (SMIT 1996) für Gefährdungsstudien in der Schweiz aufzuzeigen und nicht in der Weiterentwicklung von Methoden zur Gefährdungsberechnung, wird auf ein bewährtes probabilistisches Verfahren zurückgegriffen. Dieses Verfahren wurde bereits für die bestehende Gefährdungsstudie der Schweiz (SÄGESSER & MAYER-ROSA 1978) wie auch für neuere regionale Gefährdungsstudien (z.B. Kanton Obwalden; SCHINDLER et al. 1996) verwendet. Um jedoch trotzdem den grossen Unsicherheiten der Grundlagendaten (vgl. RÜTTENER 1995) gerecht zu werden, werden 12 verschiedene Modelle zur Beschreibung der seismischen Quellregionen definiert und folglich auch 12 Gefährdungsberechnungen durchgeführt.

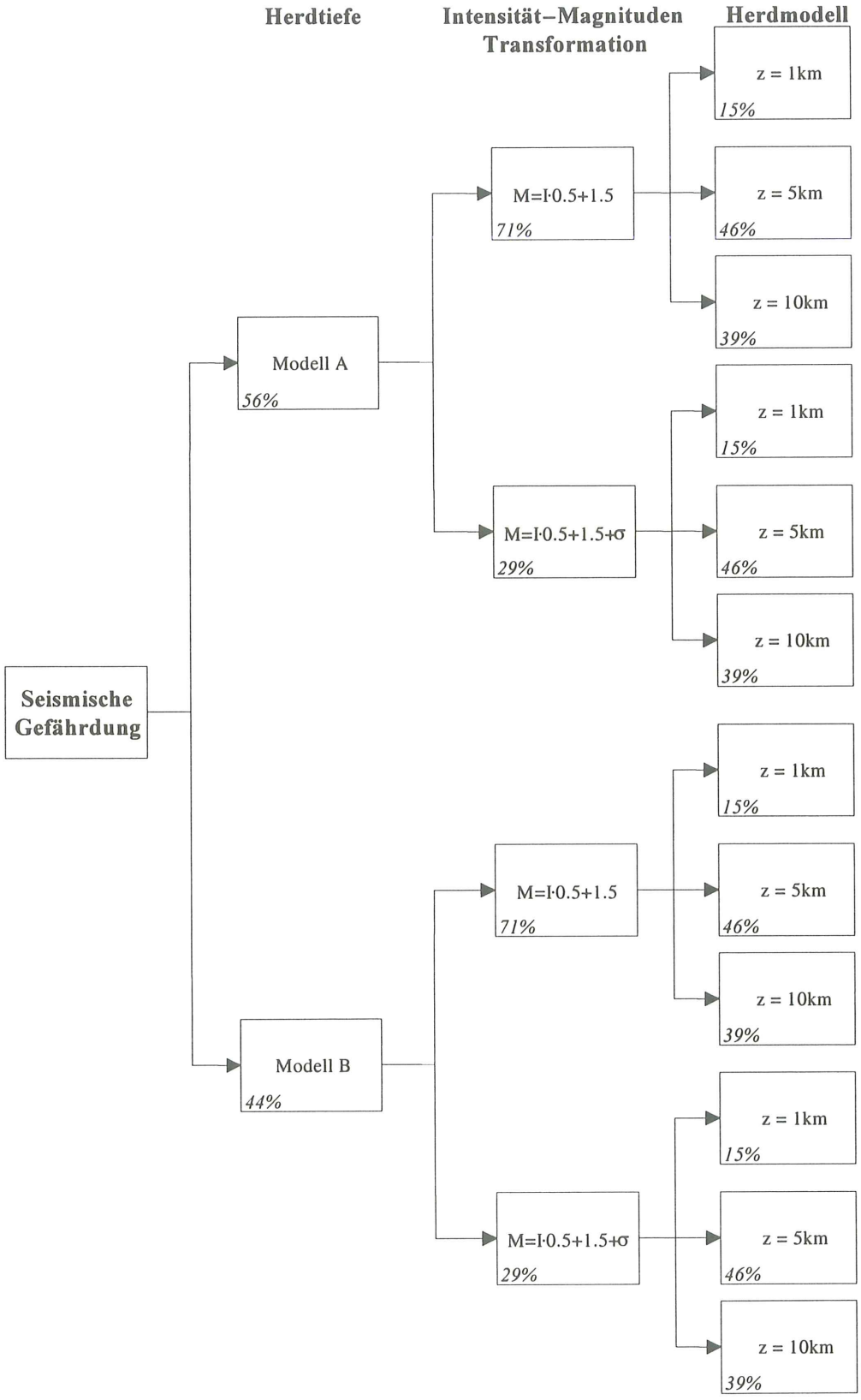


Figur 4.4: Magnituden-Distanzverteilung und Verteilung der Maximalbeschleunigungen der in der Schweiz im Zeitraum Mai 1992 bis Dezember 1997 registrierten Beschleunigungs-Zeitverläufe.

Bei der Berechnung der seismischen Gefährdung werden drei Eingabeparameter variiert, welche entscheidend für das Niveau der Gefährdung eines Standortes sind. Dies sind die typischen Herdtiefen und die Geometrie der seismischen Quellregionen sowie die Beziehung zwischen historisch beobachteten Intensitäten und instrumentell bestimmten Magnituden. Diese Parameter werden für die seismischen Quellen im Ober- und Mittelwallis variiert, da diese Quellen den Hauptbeitrag für die Gefährdung von Brig und Sitten liefern. Alle weiteren Parameter werden unverändert aus SÄGESSER & MAYER-ROSA (1978) übernommen.

Für die Modellierung der Herdtiefenverteilung der Erdbeben im Wallis werden drei Werte angenommen: 1 km als konservative Schätzung, 5 km als Mittelwert und 10 km als oberer Wert der beobachteten Herdtiefen (vgl. DEICHMANN & BAER 1990). Zur Beschreibung der räumlichen Aktivität werden zwei Modelle definiert. Modell A geht von einer unterschiedlichen Aktivität im Ober- und Mittelwallis aus, wie dies in historischen Zeiten beobachten wurde. Modell B nimmt aufgrund tektonischer Überlegungen eine gleiche Aktivität für die beiden Regionen an. Die Umrechnung der historisch beobachteten Epizentralintensitäten (I_0) in Magnitudenwerte (M) beruht auf der in RÜTTENER (1995) hergeleiteten Beziehung $M = I_0 \cdot 0{,}5 + 1{,}5$. Als konservative Schätzung wird auch mit der Beziehung $M = I_0 \cdot 0{,}5 + 1{,}9$ gerechnet, welche dem Mittelwert plus eine Standardabweichung entspricht. Aus den drei Herdtiefenmodellen, den zwei Modellen der räumlichen Verteilung und den zwei Modellen der Umrechnung von Intensitäten in Magnituden resultieren 12 mögliche Kombinationen. Um eine gewichtete Lösung aus allen Modellen zu erhalten, wurden die 12 Modelle in einem Entscheidungsbaum (COPPERSMITH & YOUNGS 1986) organisiert und den einzelnen Modellen Wahrscheinlichkeiten zugeordnet (vgl. Fig. 4.5).

Die Zuordnung von Wahrscheinlichkeiten zu den einzelnen Modellen beruht auf einer Befragung von Seismologen in der Schweiz, die sich mit dem Thema der Erdbebengefährdung befassen. Aus den einzelnen Wahrscheinlichkeiten wird eine gemittelte Wahrscheinlichkeit berechnet (unter Gleichgewichtung der Expertenmeinungen), welche in den Entscheidungsbaum einfliesst. In Figur 4.5 ist zu erkennen, dass das höchste Gewicht ein Modell erhält, das von einer Herdtiefe von 5 km ausgeht, die Seismizität im Ober- und Mittelwallis als ungleich verteilt annimmt, und die Umrechnung von Intensitäten in Magnituden als Mittelwert behandelt. Unter der Berücksichtigung der im Kapitel 4.3.2 vorgestellten Abminderungsrelationen, wird für alle zwölf Modelle die seismische Gefährdung berechnet (vgl. Kapitel 4.3.3).



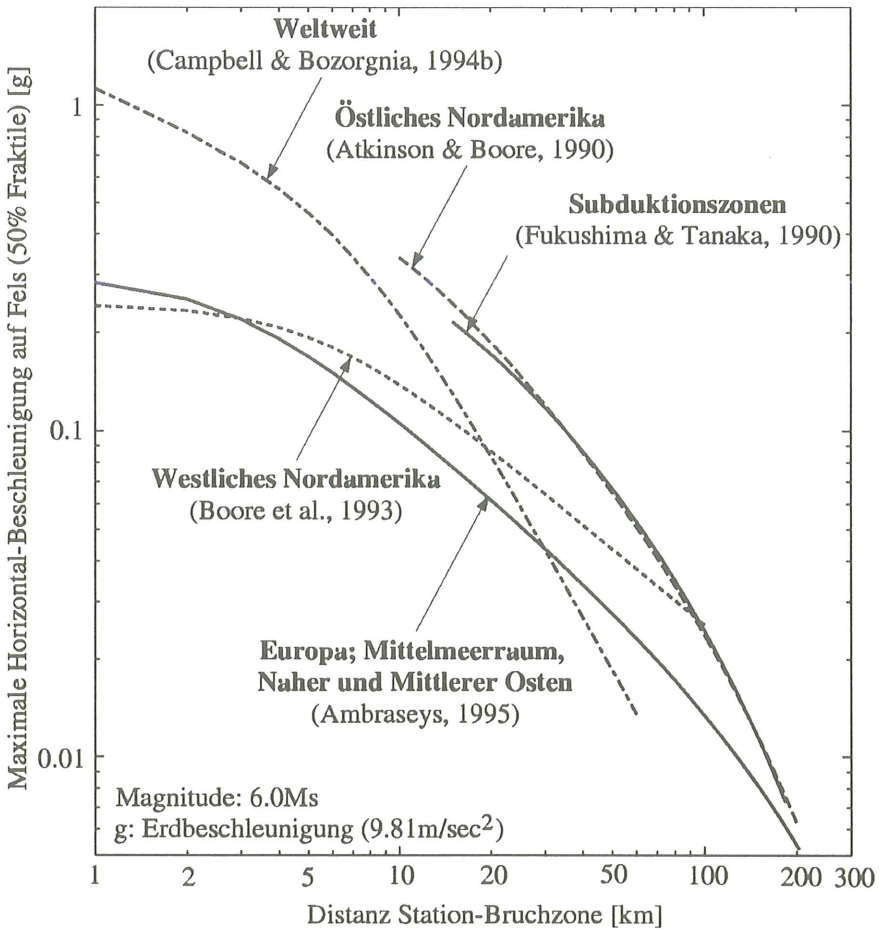
Figur 4.5: Entscheidungsbaum mit den drei variierten und den durch Expertenbefragung zugeordneten Wahrscheinlichkeiten.

4.3.2 Abminderung der Bodenbewegung bei Erdbeben

Die Bestimmung der Erdbebengefährdung oder von standortspezifischen Ingenieurparametern zur Bemessung der Einwirkung von Erdbeben auf Bauwerke setzt die Kenntnis der Abminderung der Bodenbewegungen des Untersuchungsgebietes voraus. Ohne diese Relation können die distanz-, magnituden- und regionenabhängigen Änderungen der Bodenbewegungen nicht berücksichtigt und damit die entsprechenden seismischen Kennwerte an einem bestimmten Ort nicht berechnet werden. Daraus wird ersichtlich, dass den Abminderungsrelationen in den seismischen Gefährdungs- und Risikoanalysen eine zentrale Rolle zukommt. Wenn für ein bestimmtes Untersuchungsgebiet keine unverzerrten instrumentellen Aufzeichnungen von Starkbeben zur Verfügung stehen, wird die Abminderung der Bodenbewegungen meist aus direkten Beobachtungen über die Auswirkungen von Starkbeben abgeleitet. Dies hat zwar den Vorteil, dass auch historische Starkbeben berücksichtigt werden können, die Beziehungen zwischen der Intensität und physikalischen Messgrössen weisen jedoch eine grosse Streubreite und damit Unsicherheit auf. Zur Berechnung von zuverlässigen standortspezifischen Ingenieurparametern wie Maximalbeschleunigung, Frequenzinhalt und Dauer der Starkbebenphase der Bodenbewegungen werden deshalb Abminderungsmodelle benötigt, die mit Registrierungen von Seismographenstationen kalibriert wurden.

Die Abminderung der Bodenbewegungen zwischen Erdbebenherd und Beobachtungsort ist eine komplexe Funktion der Herdgeometrie, der elastischen Eigenschaften des von den seismischen Wellen durchlaufenden Gesteins, der geologischen Verhältnisse am Beobachtungsort und den Wechselwirkungen zwischen Bauwerk und Bauwerksuntergrund. Die Verwendung von Abminderungsmodellen, die mit Daten aus anderen seismotektonischen Regionen der Welt kalibriert wurden, ist deshalb nicht empfehlenswert. Figur 4.6 verdeutlicht die regionalen Unterschiede verschiedener Abminderungsmodelle am Beispiel von Abminderungskurven für die maximalen Horizontal-Bodenbeschleunigungen.

Grundsätzlich müssen die so genannten unabhängigen und abhängigen Parameter des Abminderungsmodelles unter Berücksichtigung des Untersuchungszieles und der zur Verfügung stehenden Daten definiert werden. Die mit dem Abminderungsmodell zu bestimmenden Messgrössen werden abhängige Parameter genannt (z.B. Maximalwert der Bodenbewegungen im Zeit- oder Spektralbereich, Dauer der Starkbebenphase), und müssen den standortspezifischen Charakter der Bodenbewegungen entsprechend den Untersuchungszielen erfassen können. Als unabhängige Parameter werden Messgrössen bezeichnet, die durch ihre Grösse und Eigenschaften die Bodenbewegungen beeinflussen (z.B. Herdmechanismus, Magnitude, Distanz Quelle–Station, Art des lokalen Untergrundes). Diese Parameter müssen einerseits aus den zur Verfügung stehenden Daten einfach und zuverlässig abgeleitet werden können, andererseits müssen die Parameter die Prozesse, die Bodenbewegungen bei Erdbeben beeinflussen, erfassen können. Dies ist deshalb wichtig, weil mit dem unabhängigen Parameter und dem entsprechende Abminderungsmodell eine Aussage über die zu erwartenden Bodenbewegungen an einem bestimmten Ort gemacht werden soll.



Figur 4.6: Abminderungsrelationen für die maximalen Horizontal-Bodenbeschleunigungen für verschiedene seismotektonische Regionen (SMIT 1996).

Da die Bodenbewegungen proportional zur Intensität oder Stärke des Erdbebens sind, muss im Abminderungsmodell ein unabhängiger Parameter berücksichtigt werden, der die zu bestimmende Messgrösse in Funktion der Intensität oder Magnitude skaliert. Hierbei stellt sich das Problem der Magnitudendefinition. Aus praktischen Gründen ist es zweckmässig, eine Magnitudendefinition zu wählen, die einerseits in den Erdbebenkatalogen dokumentiert ist, andererseits eine gute Korrelation zwischen der Magnitude und des abhängigen Parameter des Abminderungsmodelles zu erwarten ist.

Im Nahbereich des Erdbebenherdes oder der Bruchzone werden die Bodenbewegungen durch den Herdmechanismus, die Abstrahlcharakteristik des Herdes und andere Effekte beeinflusst, die mit den Prozessen im Erdbebenherd in Zusammenhang stehen. In verschiedenen Abminderungsmodellen werden deshalb unabhängige Parameter verwendet, die die Herdeffekte namentlich im Nahfeld des Erdbebenherdes berücksichtigen. Dies setzt jedoch eine gute Kenntnis der kinematischen Eigenschaften der betrachteten Erdbebenherde voraus. Da dies meistens nur teilweise der Fall ist, wird dieser Effekt in Abminderungsmodellen überhaupt nicht oder oft nur mit Hilfe der Art des Herdmechanismus berücksichtigt.

Durch die geometrische Abminderung nimmt die Amplitude der Bodenbewegungen bei Erdbeben mit zunehmender Distanz ab. Zusätzlich wird die Abminderung der Bodenbewegungen durch den inneren Aufbau und den dynamischen Eigenschaften des Ausbreitungsmediums beeinflusst. Aus diesem Grund muss im Abminderungsmodell ein unabhängiger Parameter eingeführt werden, der die distanzabhängige Abminderung der Bodenbewegungen berücksichtigt. Hierbei muss eine Distanzdefinition gewählt werden, die neben der Verteilung der Daten bezüglich der seismischen Quelle auch den durch die Daten belegten Magnitudenbereich, die Art des Abminderungsmodelles und die Untersuchungsziele berücksichtigt. Während die Hypozentraldistanz bei Beben mit geringer bis mittlerer Magnitude zuverlässige Distanzangaben liefert, müssen bei Starkbeben wegen der Dimension des Erdbebenherdes andere Distanzdefinitionen gewählt werden.

Die Lithologie und die dynamischen Eigenschaften des lokalen Untergrundes am Beobachtungsort können den Charakter der Bodenbewegungen bei Erdbeben massgeblich beeinflussen (vgl. Kapitel 4.3.3). Aus diesem Grund muss im Abminderungsmodell der Einfluss des lokalen Untergrundes durch Einführung eines hierzu geeigneten unabhängigen Parameters berücksichtigt werden. Wegen der Komplexität des lokalen Untergrundes werden diese Einflüsse oft mit Hilfe von sehr einfachen Klassifikationen «quantifiziert». Rund 96% aller in dieser Untersuchung verwendeten Zeitverläufe wurden von Seismographenstationen registriert, die auf Fels gründen. Da die Verteilung der Lockergesteinsregistrierungen über den gesamten Magnituden- und Distanzbereich sehr schlecht ist, wurde in den vorliegenden Abminderungsrelationen kein Term eingeführt, der den Einfluss des lokalen Untergrundes auf die Bodenbewegungen berücksichtigen würde.

Nach der Selektion und Definition der unabhängigen und abhängigen Parameter müssen diese mit Hilfe einer mathematischen Funktion in Relation gebracht werden. Die Form dieser Funktion hängt weitgehend von den zur Verfügung stehenden Daten und von den Untersuchungszielen ab. Grundsätzlich dürfen die Abminderungsmodelle die physikalischen Gesetze der Ausbreitung seismischer Wellen nicht verletzen. Eine weitere wichtige Voraussetzung ist die «Bestimmbarkeit» der unabhängigen Parameter des Abminderungsmodelles. Es hat wenig Sinn, einen Parameter einzuführen, der den Einfluss des lokalen Untergrundes auf die Bodenbewegungen am Messort berücksichtigt, jedoch die hierzu nötigen Daten zur Kalibrierung des Modelles unvollständig sind oder gar fehlen. Im weiteren haben sich in der Praxis einfache Abminderungsmodelle gegenüber komplizierten Modellen besser bewährt.

Die in dieser Untersuchung verwendete Abminderungsrelation hat die allgemeine Form:

$$\log Y = a + b \cdot M + c \cdot \log R + d \cdot R + p \cdot \varepsilon$$

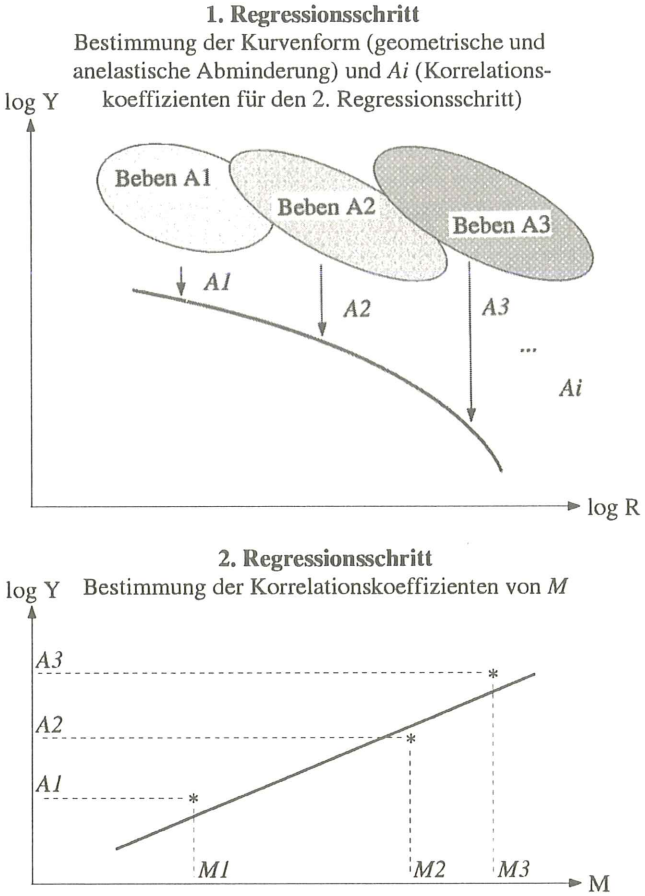
Y:	Fourier-Beschleunigungsamplitude [nm/sec] oder Maximalbeschleunigung [nm/sec^2]
M:	Lokalmagnitude ML
R:	Hypozentraldistanz [km]
a,b,c,d,ε	Korrelationskoeffizienten

Der Term **b** · **M** beschreibt die Magnitudenabhängigkeit von Y, während **c** · **logR** die geometrische Abminderung, und **d** · **R** die anelastische Abminderung in Funktion der Hypozentraldistanz beschreibt. **p** · ε ist ein Term, der die Unsicherheit von Y angibt. Mit der Variablen p wird der Wert von Y definiert, der mit einer Wahrscheinlichkeit von 50% (p = 0)[1] bzw. 84% (p = 1) von den Messdaten nicht überschritten wird. Die Korrelationskoeffizienten a, b, c und d müssen mit Hilfe der selektionierten und aufbereiteten Daten und einer Ausgleichsrechnung bestimmt werden. In der Regel wird die Ausgleichsrechnung mit der Methode der kleinsten Quadrate durchgeführt. Da die Messdaten bezüglich des Definitionsbereiches der Distanz und Magnitude oft ungleich verteilt sind, können während der Ausgleichsrechnung Probleme auftreten, die zu unrealistischen Ergebnissen führen können. Oft sind starke Beben mit vielen Beobachtungen belegt, die zudem einen grossen Distanzbereich überdecken, während schwache Erdbeben nur mit wenigen Daten im herdnahen Bereich dokumentiert sind. Damit besteht die Gefahr, dass bei der Ausgleichsrechnung bestimmte Erdbeben bzw. Distanz- und Magnitudenbereiche eine starke Gewichtung erhalten. Wenn im Datensatz zudem zwischen Magnitude und Distanz eine Korrelation gefunden wird oder die Daten nicht gleichmässig über den gesamten Magnituden- und Distanzbereich verteilt sind, versagt in vielen Fällen diejenige Regression, in der gleichzeitig eine Ausgleichsrechnung bezüglich Magnitude und Distanz durchgeführt wird.

Da im vorliegenden Datensatz beide Fälle zutreffen, wurden die Korrelationskoeffizienten a, b, c, d und ε der Abminderungsrelationen mit Hilfe der Methode von JOYNER & BOORE (1981) bestimmt. In dieser Methode werden die Korrelationskoeffizienten bezüglich der Distanz bzw. bezüglich der Magnitude in zwei voneinander unabhängigen Regressionsanalysen bestimmt (Fig. 4.7). In einem ersten Schritt werden sämtliche Daten eines Erdbebens als Ganzes betrachtet und für jedes Beben ein magnitudenabhängiger Skalierfaktor Ai bestimmt. Die Kurvenform von Ai definiert dabei die distanzabhängige Abminderung von Y. In dieser Ausgleichsrechnung wird die Magnitudenabhängigkeit des Abminderungsmodelles nicht berücksichtigt. Somit werden die distanzabhängigen Koeffizienten durch die Unsicherheit der Magnitudenbestimmung nicht beeinflusst. Im zweiten Regressionsschritt wird in Abhängigkeit der Magnitudenskalierung eine Kurve an Ai angeglichen. Mit dieser Methode wird jeder Messpunkt und jedes Erdbeben mit derselben Gewichtung berücksichtigt.

Die in dieser Untersuchung verwendeten Daten stammen hauptsächlich vom hochempfindlichen Seismographennetz des SED und vom Nationalen Starkbebennetz der Schweiz. Dieser umfangreiche Datensatz wurde durch Zeitverläufe ergänzt, die von Messstationen in Schweizer Kernkraftwerken oder im angrenzenden Ausland registriert wurden. Bei rund 98% der Daten handelt es sich um Geschwindigkeits-Zeitverläufe, die vom hochempfindlichen Seismographennetz registriert wurden.

[1] 50%-Fraktile



Figur 4.7: Schematische Darstellung der verwendeten zweistufigen Regressionsanalyse.

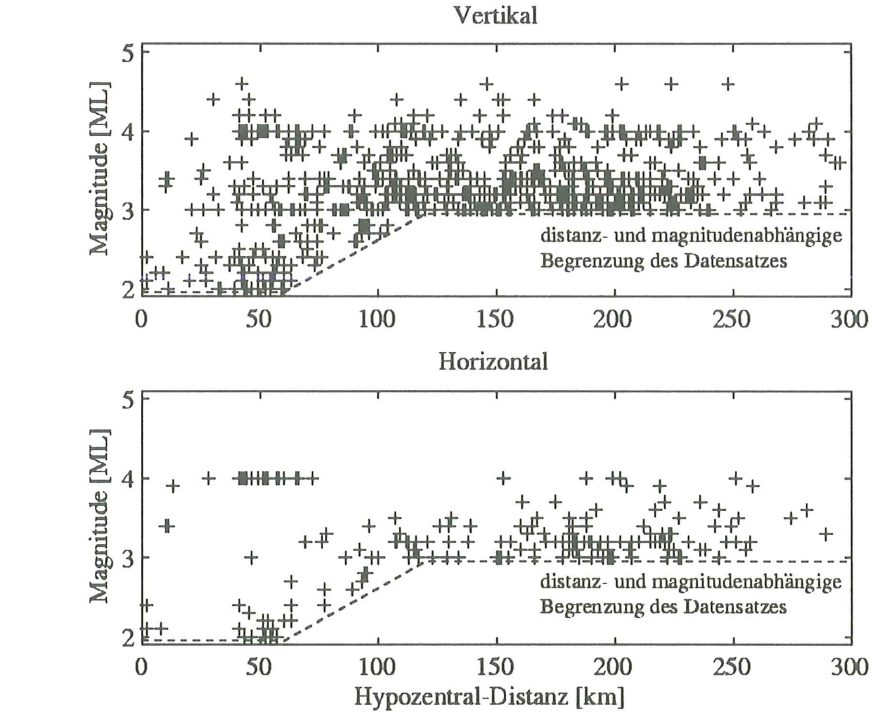
Die Bestimmung der für die Ausgleichsrechnung notwendigen Messgrössen umfasste im wesentlichen folgende Schritte:

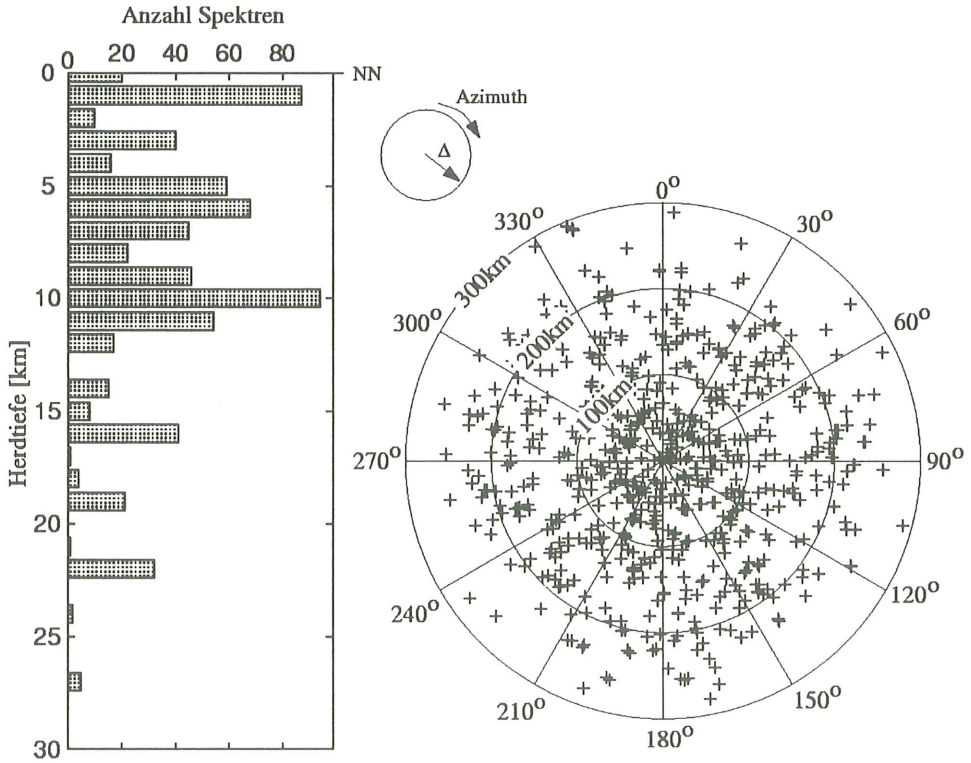
- Selektion der Beben nach folgenden Kriterien:
  - Beben im Zeitraum Januar 1985 – August 1995. Im SED-Archiv sind in diesem Zeitraum über 55'000 vertikale Geschwindigkeits-Zeitverläufe von über 2600 Beben in der Schweiz und im angrenzenden Ausland gespeichert.
  - Beben mit Magnitude ML ≥ 3 (für die Grenzregionen der Schweiz sowie das angrenzende Ausland wurden auch Beben im Magnitudenbereich 2–3 berücksichtigt)
  - Beben, die mit mindestens 10 Phasenablesungen lokalisiert werden konnten
  - Lokalisierfehler < 3 km
- Selektion der Zeitverläufe nach folgenden Kriterien
  - zuverlässige Angaben zur Instrumentencharakteristik der Messstation
  - gutes Signal/Rauschverhältnis
  - nicht übersteuert bzw. die Maximalamplitude beträgt höchstens 70% des Messbereiches
- Datenkonversion
- Korrelation der Zeitverläufe mit den entsprechenden kontrollierten und korrigierten Herdparametern
- Instrumenten- und Basislinienkorrektur

- Selektion des Zeitfensters
- Berechnung des Fourier-Beschleunigungsspektrums
- Berechnung der spektralen Longitudinal- und Transversalbeschleunigung
- Glättung der Fourier-Beschleunigungsspektren
- Bestimmung der charakteristischen Spektralwerte in den Frequenzintervallen 0,8 Hz – 1,2 Hz, 1,8 Hz – 2,2 Hz, 2,8 Hz – 3,2 Hz, 3,8 Hz – 4,2 Hz, 4,8 Hz – 5,2 Hz, 6,5 Hz – 7,5 Hz sowie 9,5 Hz – 10,5 Hz

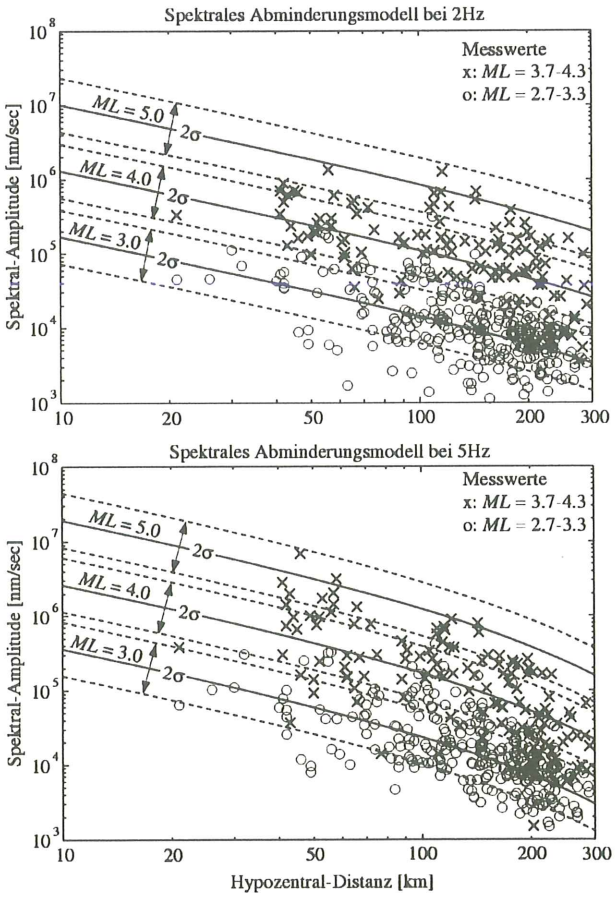
Figur 4.8 zeigt die Verteilung der in dieser Untersuchung verwendeten Zeitverläufe bezüglich der Lokalmagnitude, Hypozentraldistanz, Herdtiefe sowie Azimut bezüglich des Epizentrums. Da das Signal/Rauschverhältnis bei Registrierungen von schwachen Erdbeben mit zunehmender Herdentfernung stark abnimmt, wurden bei den ersten Modellierungsversuchen unrealistische Abminderungskoeffizienten beobachtet. Aus diesem Grund mussten bestimmte Spektren im unteren Magnitudenbereich aus dem Datensatz entfernt werden. Die Herdtiefenverteilung der selektionierten Spektren entspricht der in der Schweiz beobachteten Verteilung der Herdtiefen von Erdbeben (DEICHMANN & BAER 1990). Da einerseits der Herdmechanismus bei allen Beben praktisch identisch ist (Horizontalverschiebungen), andererseits die Registrierungen bezüglich des Azimuts zum Epizentrum gleichförmig verteilt sind, können im Abminderungsmodell azimutale Variationen ausgeschlossen werden.

Aus konzeptionellen und technischen Gründen liefern die hochempfindlichen Seismographenstationen des SED nur in einem bestimmten Magnituden- und Distanzbereich unverzerrte Registrierungen. Da an mehreren Seismographenstationen zusätzlich Registrierkanäle installiert sind, bei denen die Verstärkung der Vertikalkomponente nur 5% der normalen Verstärkung entspricht, konnten wesentlich mehr vertikale Zeitverläufe selektioniert werden. Aus diesem Grund wurde die Ausgleichsrechnung nur mit Hilfe der vertikalen Fourier-Beschleunigungsspektren durchgeführt. In Figur 4.9 sind die Abminderungskurven für die vertikale Bodenbeschleunigungen bei 2 Hz und 5 Hz gemeinsam mit den bei der Ausgleichsrechnung verwendeten Messdaten ersichtlich.





Figur 4.8: Magnituden-Distanzverteilung der selektionierten Fourier-Beschleunigungsspektren, Verteilung bezüglich der Herdtiefe der Erdbeben und des Azimuts zwischen Epizentrum und Messstation. Insgesamt wurden 968 Vertikal-Beschleunigungsspektren sowie 578 Horizontal-Beschleunigungsspektren von 120 Beben selektioniert.



Figur 4.9: Abminderungskurven des Fourier-Beschleunigungsspektrums für die vertikalen Bodenbewegungen bei 2 Hz und 5 Hz. Zusätzlich sind bestimmte Messwerte eingetragen, die bei der Ausgleichsrechnung des Modelles verwendet wurden.

In Tabelle 4.10 sind die Korrelationskoeffizienten des Abminderungsmodelles für das Fourier-Beschleunigungsspektrum der vertikalen Bodenbewegungen bei Erdbeben in der Schweiz ersichtlich.

Frequenz	a	b	c	d	ε
1 Hz	3,043	0,943	–1,000	–0,000484	0,45
2 Hz	3,567	0,889	–1,000	–0,000782	0,36
3 Hz	3,779	0,868	–1,000	–0,001059	0,35
4 Hz	3,949	0,844	–1,000	–0,001454	0,35
5 Hz	3,992	0,862	–1,000	–0,002088	0,36
7 Hz	4,052	0,869	–1,000	–0,003163	0,40
10 Hz	4,198	0,856	–1,000	–0,004366	0,43

Tabelle 4.10: Korrelationskoeffizienten für das Fourier-Beschleunigungsspektrum der vertikalen Bodenbewegungen bei Erdbeben in der Schweiz.

Da Bauwerke im allgemeinen besonders empfindlich auf Horizontalbewegungen reagieren, sind im Ingenieurwesen Kenngrössen der Horizontalbewegungen des Bodens von

grosser Bedeutung. Mit Hilfe der wenigen selektionierten Fourier-Beschleunigungsspektren für die Radial- und Transversalbewegung konnte jedoch keine zuverlässige Abminderungsrelation für die spektralen Horizontalbewegungen entwickelt werden. Aus diesem Grund wurde ein Skalierfaktor bestimmt, mit dem aus der Abminderungsrelation für das Fourier-Beschleunigungsspektrum der vertikalen Bodenbewegungen das entsprechende Abminderungsmodell für die horizontalen Bodenbeschleunigungen ermittelt werden kann. Zu diesem Zweck wurden mit Hilfe der selektionierten Messdaten die spektralen Amplitudenverhältnisse H/V zwischen dem Fourier-Beschleunigungsspektrum der horizontalen und vertikalen Bodenbewegungen bei verschiedenen Frequenzen berechnet. Dabei wurden bei allen betrachteten Frequenzen eine grosse Streuung der Amplitudenverhältnisse beobachtet. Eine distanz- bzw. magnitudenabhängige Varianz von H/V konnte wegen der grossen Streuung nicht identifiziert werden. Zudem ist eine derartige Varianz in den durch die Messdaten definierten Magnituden- und Distanzbereiche kaum zu erwarten. Im gesamten betrachteten Frequenzbereich erhält man ein mittleres Amplitudenverhältnis H/V, das zwischen 1,3 und 1,6 liegt. Aufgrund der grossen Streuung wurde jedoch auf die Angabe eines frequenzabhängigen Amplitudenverhältnisses verzichtet. Im folgenden wurde deshalb ein Amplitudenverhältnis von 1,5 verwendet.

In Tabelle 4.11 sind die Korrelationskoeffizienten des Abminderungsmodelles für das Fourier-Beschleunigungsspektrum der horizontalen Bodenbewegungen bei Erdbeben in der Schweiz ersichtlich.

Frequenz	a	b	c	d	ε
1 Hz	3,219	0,943	–1,000	–0,000484	0,45
2 Hz	3,743	0,889	–1,000	–0,000782	0,36
3 Hz	3,955	0,868	–1,000	–0,001059	0,35
4 Hz	4,125	0,844	–1,000	–0,001454	0,35
5 Hz	4,168	0,862	–1,000	–0,002088	0,36
7 Hz	4,228	0,869	–1,000	–0,003163	0,40
10 Hz	4,374	0,856	–1,000	–0,004366	0,43

Tabelle 4.11: Korrelationskoeffizienten für das Fourier-Beschleunigungsspektrum der horizontalen Bodenbewegungen bei Erdbeben in der Schweiz.

Aufgrund der Kinematik des Erdbebenherdes wird generell der Anteil der hochfrequenten Phasen mit zunehmender Stärke des Erdbebens im Vergleich zu den tieffrequenten Phasen abnehmen. Da die Messdaten, die in den Ausgleichsrechnungen verwendet wurden, nur einen schmalen Magnitudenbereich umfassen ($2{,}0 \leq ML \leq 4{,}6$), kommen in den vorliegenden Abminderungsrelationen die magnitudenabhängige Verschiebung der Energieanteile der Bodenbewegungen zu tiefen Frequenzen nicht zum Ausdruck. Im Vergleich zu anderen Abminderungsmodellen werden deshalb mit diesen Modellen im oberen Frequenzbereich höhere Amplituden erwartet. Die vorliegenden Abminderungsmodelle wurden mit Daten aus dem Magnitudenbereich 2,0–4,6 bzw. aus dem Distanzbereich 10 km – 290 km kalibriert. Da in den Abminderungsmodellen die Eigenschaften des lokalen Untergrundes nicht berücksichtigt werden, gelten die Modelle nur für Felsstandorte. Die Verwendung der Modelle ausserhalb der mit den Messdaten erfassten Magnituden- und

Distanzbereiche ist grundsätzlich nicht erlaubt oder darf nur nach Verifizierung der Anwendbarkeit der Modelle ausserhalb der spezifizierten Bereiche erfolgen.

Im Folgenden wurde versucht, regionale Unterschiede des Fourier-Beschleunigungsspektrums der vertikalen Bodenbewegungen zu identifizieren. Zu diesem Zweck wurde das Untersuchungsgebiet in zwei Zonen aufgeteilt (nördliches Alpenvorland und Alpen). Anschliessend wurden bei der Kalibrierung des regionalen Abminderungsmodelles nur diejenigen Messdaten verwendet, deren Strahlwege vollständig in den entsprechenden Zonen verlaufen. Da beide Regionen durch wenige Daten belegt sind, die zudem ungünstig über den gesamten Magnituden- und Distanzbereich verteilt waren, ist die Streubreite von Y in beiden Regionen relativ gross. Trotz diesen Unsicherheiten wurden beim Vergleich der Modelle der beiden Regionen Unterschiede in der Abminderung der spektralen Bodenbeschleunigungen festgestellt:

- Im nördlichen Alpenvorland werden im oberen Frequenzbereich ($f \geq 4$ Hz) gegenüber den Alpen tendenziell höhere Spektralamplituden beobachtet
- Im nördlichen Alpenvorland scheint die spektrale Abminderung der Bodenbeschleunigungen im oberen Frequenzbereich ($f \geq 4$ Hz) gegenüber derjenigen in den Alpen etwas geringer zu sein

Die mutmasslichen Abweichungen der beiden «unsicheren» Modelle können mit der unterschiedlichen Krustenstruktur der beiden Regionen erklärt werden. Wegen dem komplexen Aufbau und der starken Strukturierung der Erdkruste in den Alpen, ist die Streuung und damit die Abminderung der Bodenbewegungen bei Erdbeben gegenüber dem nördlichen Alpenvorland generell grösser. Da die Unsicherheiten der beiden regionalen Modelle relativ gross ist, müssen die mutmasslichen Unterschiede jedoch mit Vorbehalt betrachtet werden.

Die einfachste und nach wie vor häufig verwendete Messgrösse zur Charakterisierung der Bodenbewegungen ist der beobachtete Maximalwert der Bodenverschiebung, der Boden-Schwinggeschwindigkeit und der Bodenbeschleunigung. Die entsprechenden Amplitudenwerte der horizontalen oder vertikalen Bodenbewegungen können direkt aus den entsprechenden instrumentenkorrigierten Zeitverläufen bestimmt werden. Allerdings kann der komplexe Charakter der Bodenbewegungen allein mit der Angabe eines diskreten Maximalwertes nicht beschrieben werden. Im Besonderen sagt dieser Wert nichts über die zeitliche Dauer und den Spektralgehalt der Bodenbewegungen aus. Trotz diesen Unzulänglichkeiten werden auch heute noch die Maximalbeschleunigung, -geschwindigkeit oder -verschiebung als seismische Kenngrössen zur Bemessung der Bauwerke verwendet.

Mit Hilfe der selektionierten Daten wurde mit derselben Ausgleichsrechnung Abminderungsrelationen für die maximalen horizontalen und vertikalen Bodenbeschleunigungen berechnet:

- Abminderungsmodell für die maximalen horizontalen Bodenbeschleunigungen:

$$\log Y = 5{,}230 + 0{,}868 \cdot M - \log R - 0{,}001059 \cdot R + 0{,}35 \cdot p$$

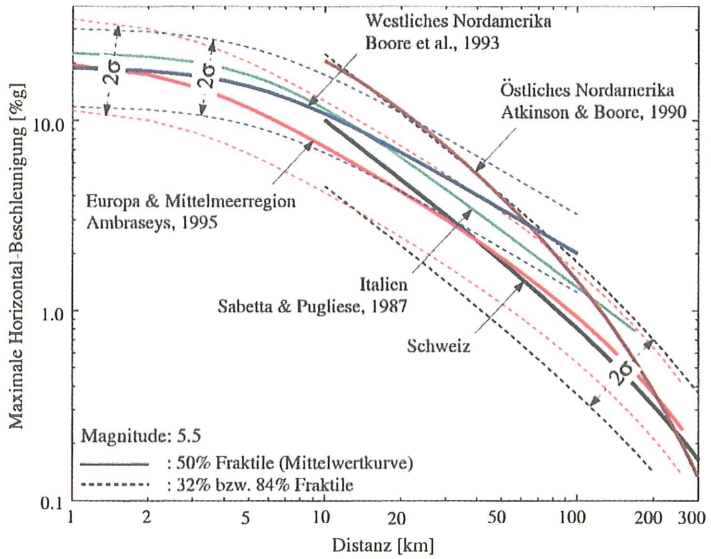
- Abminderungsmodell für die maximalen vertikalen Bodenbeschleunigungen:

$$\log Y = 5{,}054 + 0{,}868 \cdot M - \log R - 0{,}001059 \cdot R + 0{,}35 \cdot p$$

Y: Maximale horizontale bzw. vertikale Bodenbeschleunigung [nm/sec^2]
M: Lokalmagnitude ML
R: Hypozentraldistanz [km]
p: $\begin{cases} 1 \rightarrow 84\%\ \textit{Fraktile (Vetrauensbereich)} \\ 0 \rightarrow 50\%\ \textit{Fraktile (Vetrauensbereich)} \end{cases}$

In Figur 4.12 wurden die vorliegenden Abminderungsrelationen für die maximalen Horizontal-Bodenbeschleunigungen bei Erdbeben der Magnitude 5,5 mit entsprechenden Modellen aus anderen seismisch aktiven Zonen verglichen:

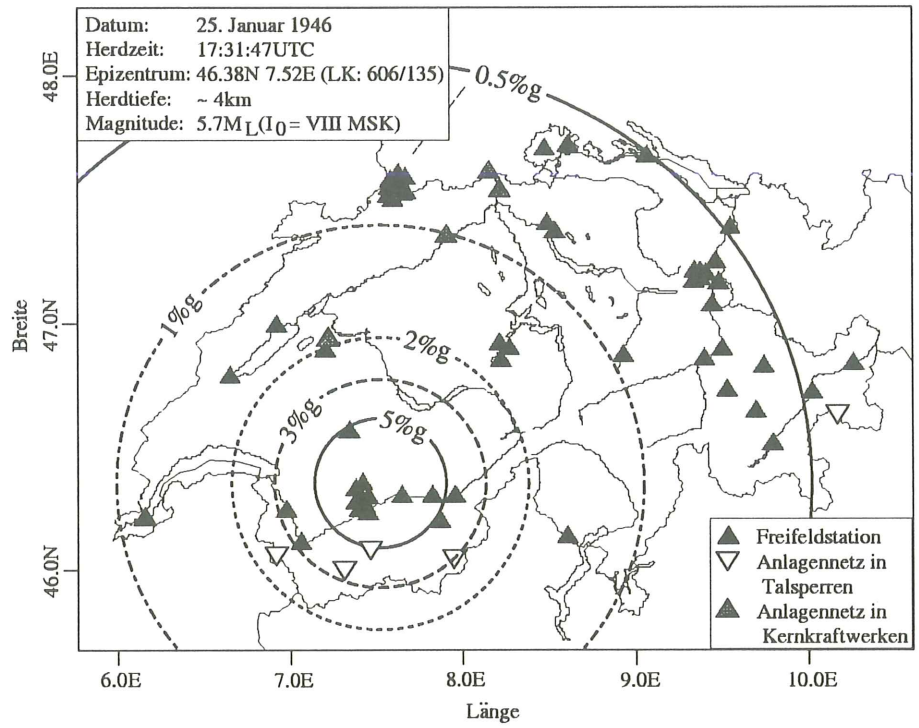
- Die Abminderungskurven für die Schweiz liegen innerhalb der Streubereiche der entsprechenden Abminderungsmodellen für Europa bzw. dem Mittelmeerraum und das westliche Nordamerika
- In der Schweiz werden die maximalen Bodenbeschleunigungen gegenüber dem gesamteuropäischen Raum und dem westlichen Nordamerika tendenziell stärker abgemindert
- Da im herdnahen Bereich ($\Delta < 10$ km) keine Messdaten zur Kalibrierung der Abminderungskurven zur Verfügung standen, können bis jetzt mit den Schweizer Abminderungskurven grundsätzlich keine Aussagen über die Maximalwerte der Bodenbeschleunigungen im Nahbereich der Erdbebenherde gemacht werden



Figur 4.12: Abminderungskurven für die maximalen Horizontal-Bodenbeschleungungen von verschiedenen seismisch aktiven Zonen bei Erdbeben der Magnitude 5,5 (50%-Fraktile) (SMIT 1996).

Aus dem Verlauf der theoretischen Abminderungskurve für die maximalen Horizontal-Bodenbeschleunigungen des stärksten Erdbebens (ML ~ 5,7), das bisher in diesem Jahrhundert in der Schweiz registriert wurde (Fig. 4.13), ergibt sich, dass im Epizentralgebiet des Rawil-Bebens (Mittelwallis) vom 25. Januar 1946 vermutlich Maximalbeschleunigungen von etwa 25%g–30%g aufgetreten sind. Dies steht im Einklang mit den beob-

achteten makroseismischen Schadenswirkungen im Epizentralgebiet, die etwa der Intensität VIII MSK entsprachen.

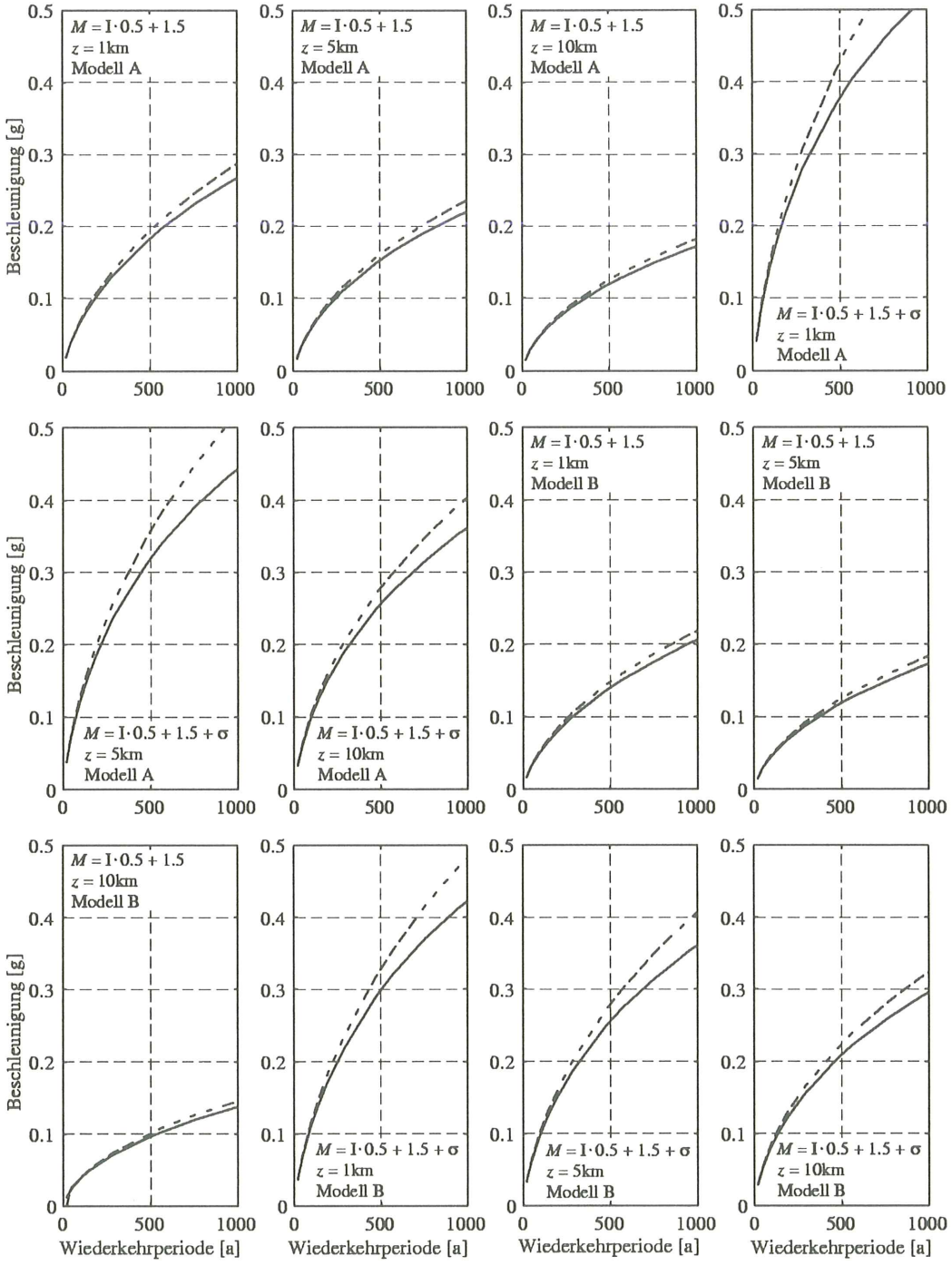


Figur 4.13: Mutmassliche Verteilung der maximalen Horizontal-Bodenbeschleunigungen für das stärkste Erdbeben, das im 20. Jahrhundert in der Schweiz aufgetreten ist. Ein derartiges Beben würde an sämtlichen Starkbebenstationen des Nationalen Starkbebennetzes der Schweiz registriert werden, wenn das Beben heute auftreten würde (SMIT 1996).

4.3.3 Standortspezifische Gefährdung

Aufgrund der aus den beobachteten Aufzeichnungen hergeleiteten Abminderungsrelationen kann die seismische Gefährdung mit den in Kapitel 4.3.2 beschriebenen Vorgehen modelliert werden. Die Gefährdung wurde für die Standorte Brig und Sitten sowohl für die Spitzenbeschleunigung wie auch für die Fourier-Beschleunigungsamplitude bei 5 Hz berechnet. Da die theoretischen Abminderungskurven für Felsstandorte definiert sind, sind die Gefährdungskurven nur für Felsstandorte gültig.

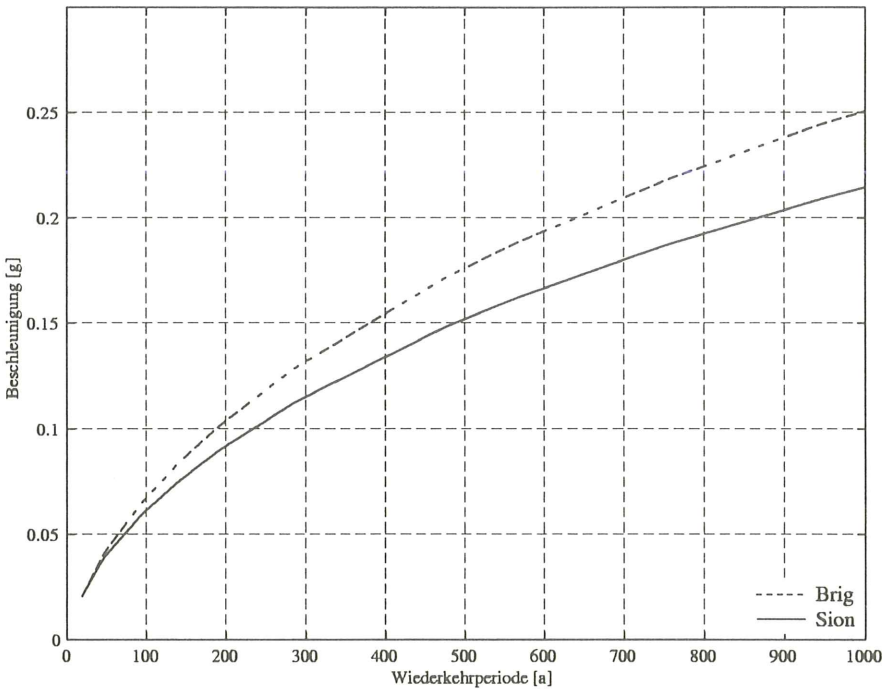
Figur 4.14 zeigt die horizontale Spitzenbeschleunigungen für alle 12 Modelle für den Standort Brig. Deutlich zu sehen ist die starke Streuung innerhalb der 12 Modelle, was den starken Einfluss der variierten Eingabeparameter auf das Resultat demonstriert. Das Modell, welches die höchsten Werte liefert (und somit das konservativste Resultat darstellt), entsteht aus der Kombination von oberflächennahen Erdbeben (Herdtiefe 1 km), einer höheren Aktivität im Oberwallis im Vergleich zum Mittelwallis (wie sie in historischer Zeit beobachtet wurde, vgl. Fig. 4.1) und einer Umrechnung von Intensitäten in Magnituden unter Berücksichtigung einer Standardabweichung. Diese Umrechnung stellt sich gleichzeitig als der empfindlichste Modellparameter heraus.



Figur 4.14: Seismische Gefährdung (in horizontaler Spitzenbeschleunignung) für Brig in Abhängigkeit der verschiedenen Modellkombinationen. Die durchgezogenen Linien zeigen Mittelwerte, die gestrichelten Linien berücksichtigen eine Standardabweichung in der Abminderungsrelation (vgl. Tab. 3).

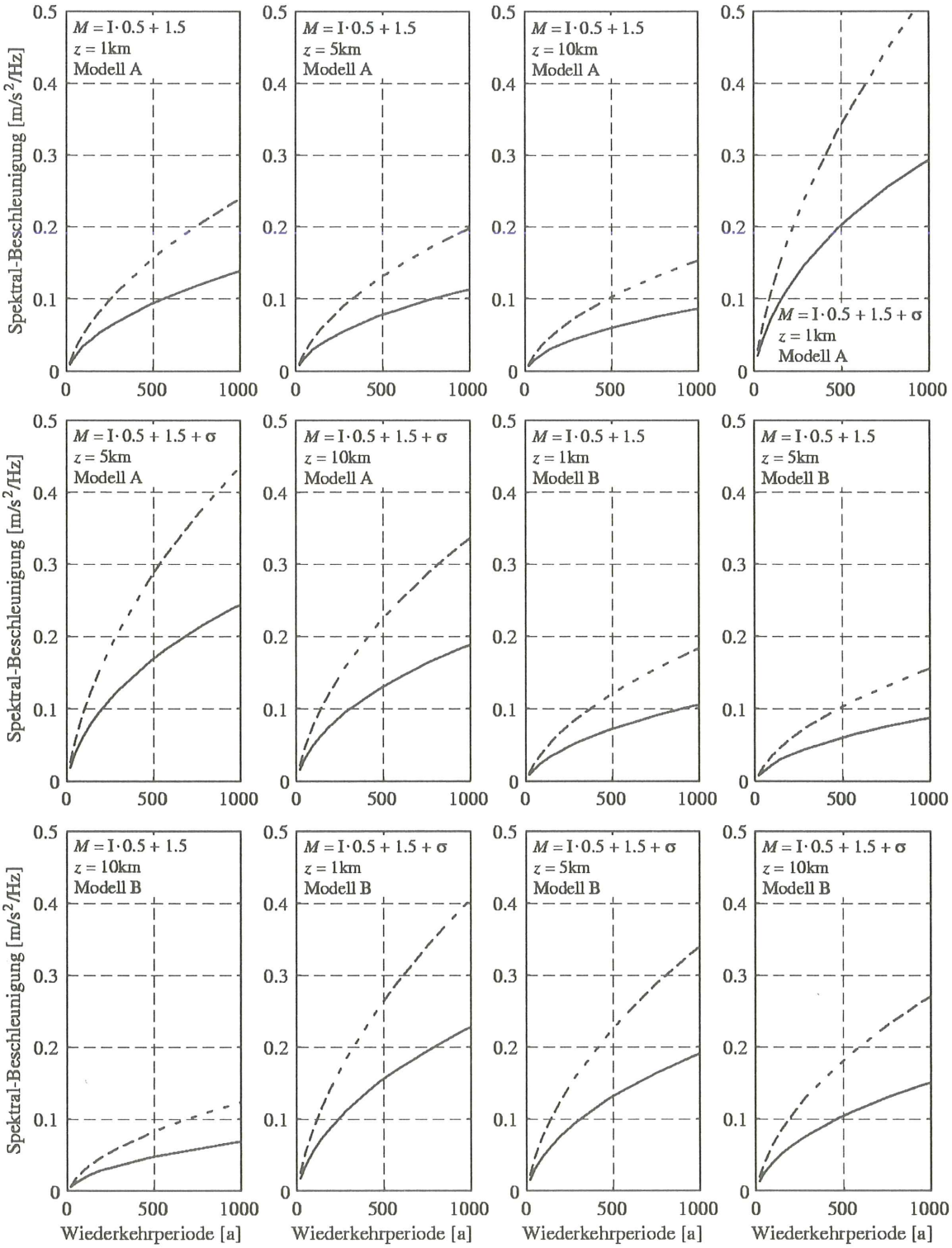
Aufgrund der durch die Expertenbefragung ermittelten Gewichte kann eine gewichtete Gefährdungskurve berechnet werden (Fig. 4.15). Die Kurve zeigt für eine Wiederkehrperiode von 400 Jahre eine Spitzenbeschleunigung von 0,15 g für Brig und 0,13 g für Sit-

ten, was gut mit den ermittelten makroseismischen Intensität für die Wiederkehrrate übereinstimmt (Brig: VIII MSK; Sitten: VII–VIII MSK; RÜTTENER 1995).

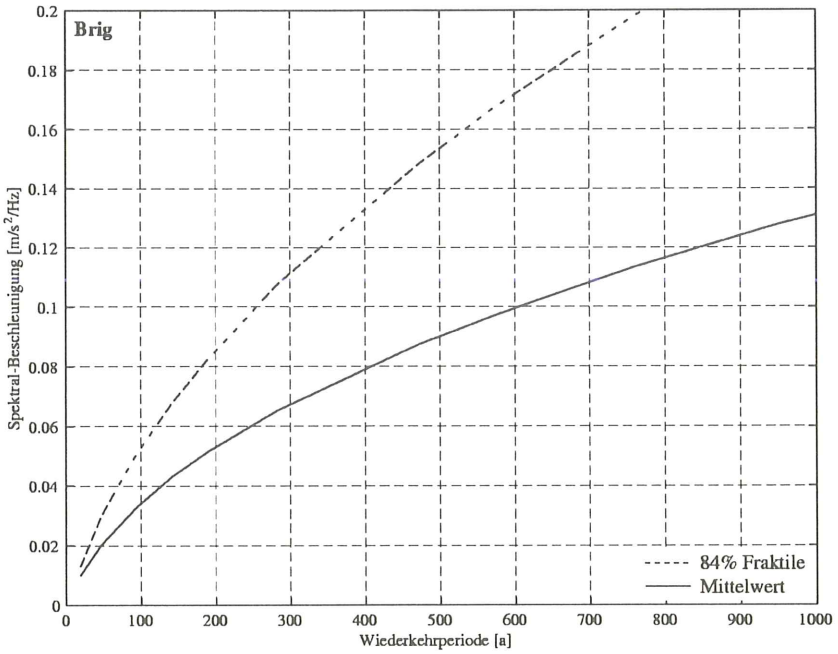


Figur 4.15: Gewichtete seismische Gefährdung (in horizontaler Spitzenbeschleunigung) für Brig und Sitten.

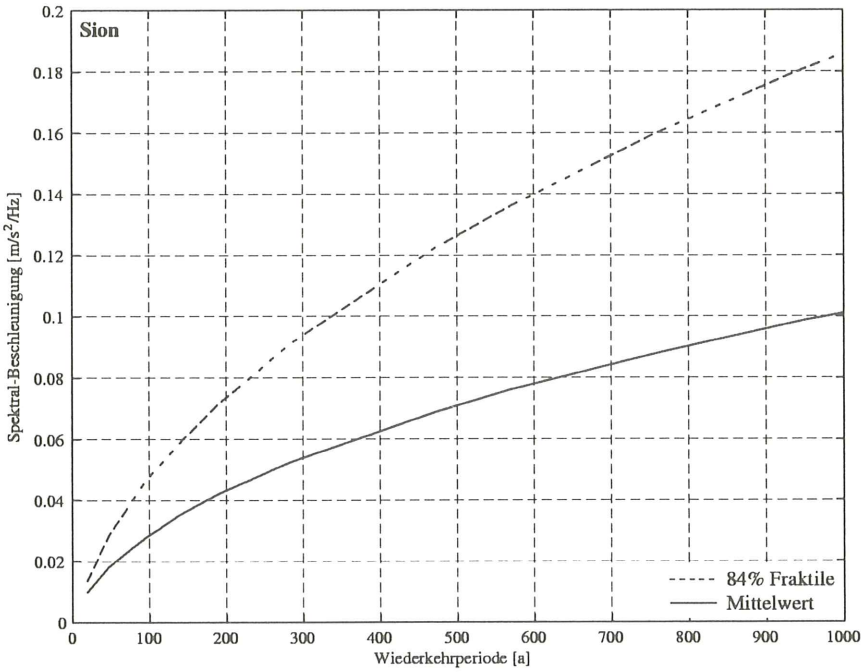
Mit dem gleichen Vorgehen werden in einem zweiten Schritt die erwarteten Fourier-Beschleunigungsamplituden für 5 Hz berechnet. Figur 4.16 zeigt für Brig die Gefährdungskurven für alle 12 Modelle, die eine ähnliche Streuung zeigen wie die Kurven für die horizontalen Spitzenbeschleunigungen. Die gewichteten Kurven (Fig. 4.17 und 4.18) zeigen neben den erwarteten mittleren Spektralbeschleunigungen auch die Spektralbeschleunigungen für die 84%-Fraktile, welche somit einen grossen Teil der Unsicherheiten in den Abminderungsrelationen mit einschliessen. Für eine Wiederkehrperiode von 400 Jahren wird für Brig eine mittlere (50%-Fraktile) Fourier-Beschleunigung von 0,08 m/s berechnet, für Sitten ein Wert von 0,06 m/s.



Figur 4.16: Seismische Gefährdung (in Fourier-Amplituden für 5 Hz) für Brig in Abhängigkeit von verschiedenen Modellparametern. Die durchgezogenen Linien zeigen Mittelwerte, die gestrichelten Linien die 84%-Fraktile.



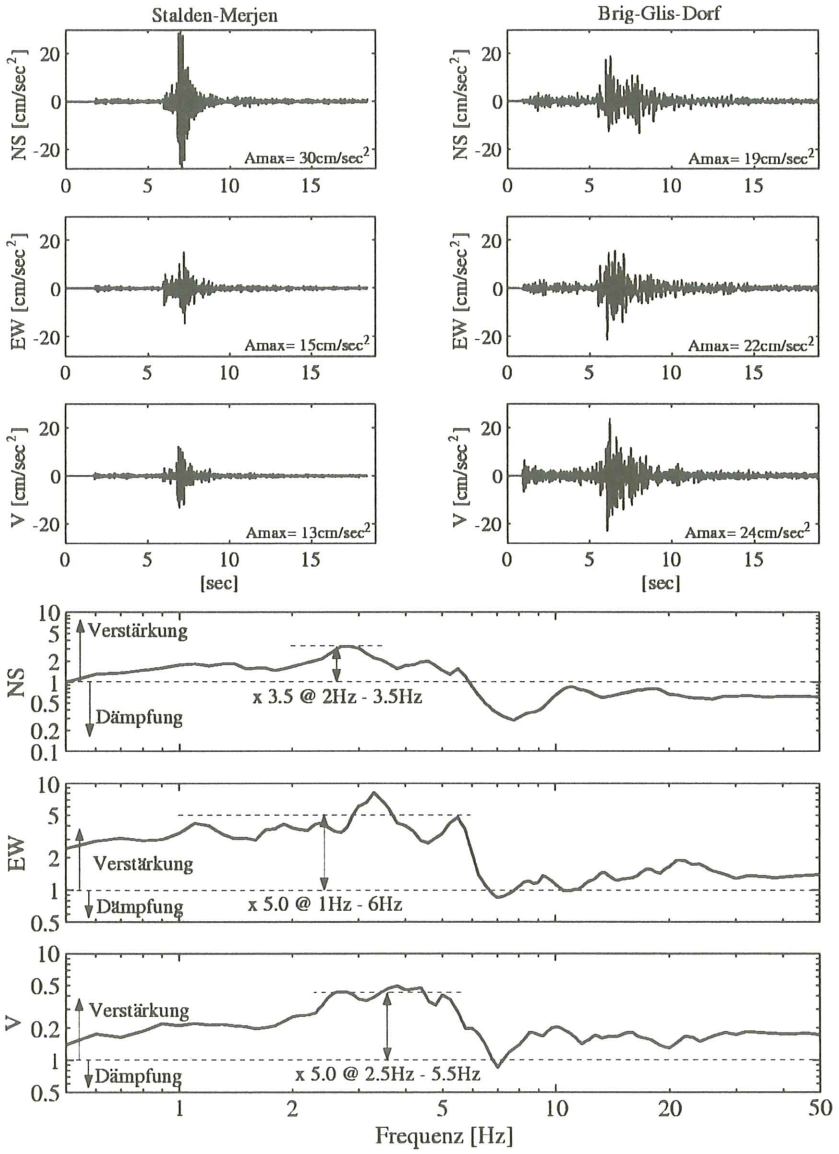
Figur 4.17: Gewichtete seismische Gefährdung (in Fourier-Beschleunigungsamplituden für 5 Hz) für Brig. Die durchgezogenen Linie zeigt den Mittelwert, die gestrichelte Linie die 84%-Fraktile.



Figur 4.18: Gewichtete seismische Gefährdung (in Fourier-Beschleunigungsamplituden für 5 Hz) für Sitten. Die durchgezogenen Linie zeigt den Mittelwert, die gestrichelte Linie die 84%-Fraktile.

Einen beträchtlichen und nicht zu vernachlässigenden Einfluss auf die Bodenerschütterung bei einem Erdbeben hat die oberflächennahe geologische Beschaffenheit des Untergrundes. Namentlich Lockergesteine, wie die mächtigen Talfüllungen in den Alpentälern, neigen bei Bodenerschütterungen zu starken Aufschaukelungen. Dabei wird die zeitliche Dauer der Bodenbewegungen, insbesondere im unteren Frequenzbereich, wesentlich ver-

längert. Figur 4.19 verdeutlicht diese Beobachtung am Beispiel der Registrierungen der Starkbebenstationen Stalden-Merjen (Fels) und Brig-Glis Dorf (Lockergestein). Da das Azimut und die Hypozentralentfernung der beiden Messstationen zum Erdbebenherd (ML = 4,4; Domodossola-Beben vom 14. 6. 1993, 12:28 UTC) nahezu identisch sind, müssen die vom Erdbebenherd ausgehenden seismischen Wellen fast identisch sein. Die Unterschiede im Signalcharakter der Registrierungen von Brig und Stalden sind deshalb eindeutig auf Aufschaukelungseffekte zurückzuführen. Diese führen einerseits zu einer Verstärkung der Bodenbewegungen namentlich im unteren Frequenzbereich, andererseits zu einer Verlängerung der Dauer der Bodenbewegungen an Lockergesteinsstandorten.



Figur 4.19: Beschleunigungs-Zeitverläufe des Domodossola-Bebens vom 14. 6. 1993, 12:28 GMT (ML = 4,4), und die entsprechenden spektralen Verstärkungsfaktoren (Aufschaukelung) abgeleitet aus den Verhaltensspektren (ζ = 5%) der Registrierungen von Stalden-Merjen (Fels) und Brig-Glis Dorf (Lockergestein). Eine Beschreibung des lokalen Untergrundes der Messstationen findet sich im Anhang A.

Diese Beobachtungen zeigen eindeutig, dass der Einfluss des lokalen Untergrundes auf die Bodenbewegungen bei Erdbeben nicht vernachlässigt werden darf. In Abhängigkeit der dynamischen Eigenschaften und der Lithologie des lokalen Untergrundes können vor allem in Talfüllungen grosse, frequenzabhängige Überhöhungen der Bodenbewegungen gegenüber den vorliegenden Abminderungsrelationen beobachtet werden. An einigen Lockergesteinsstandorten wurden bereits Überhöhungen um den Faktor 5–10 beobachtet. Deshalb muss bei der Verwendung der vorliegenden Abminderungsrelationen bzw. Gefährdungskurven diesem Phänomen gebührende Beachtung geschenkt werden.

2ème partie

EFFETS DE SITE

5. GÉNÉRALITÉS

Lorsqu'un tremblement de terre se produit, le mouvement du sol peut différer en terme d'amplification, de fréquence et de durée selon l'endroit où l'on se situe. Ces variations spatiales sont dues aux conditions géologiques locales existantes. Ce sont les effets de site.

Les contextes principaux, illustrés par la figure 5.1, pouvant induire des effets de site sont:

- la topographie de surface (crêtes, collines, montagnes),
- la présence d'alluvions (matériel meuble) et leur disposition spatiale (géométrie du dépôt).

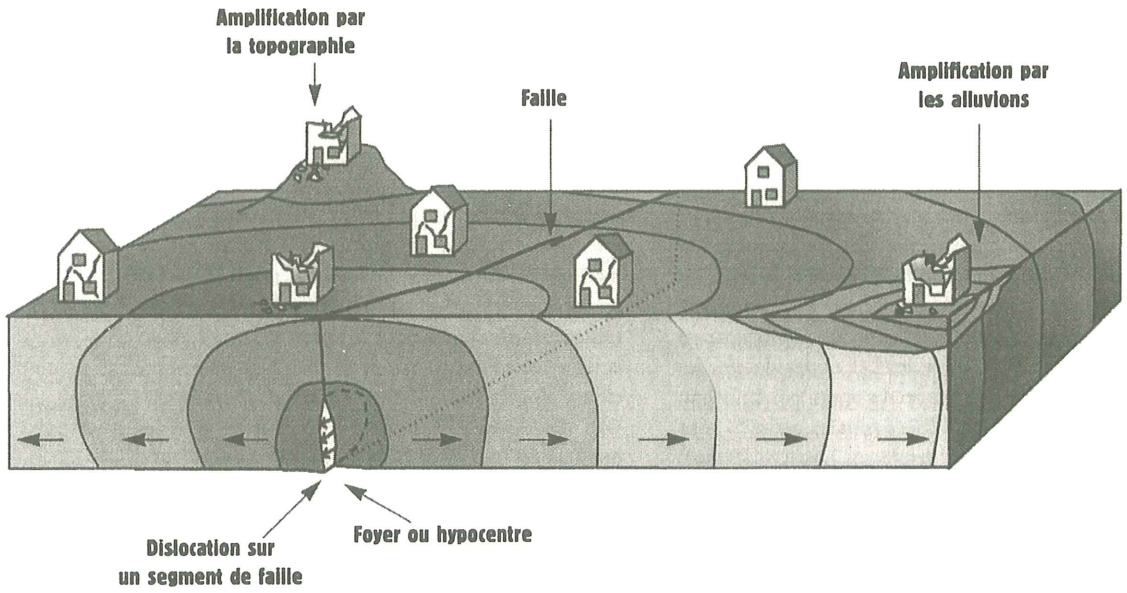


Figure 5.1: Tremblement de terre et effets de site (BERNARD et al. 1997).
© Editions BRMG, F-45060 Orléans – «Tremblements de terre en France, J. Lambert» – n° R99/22Ed

En ce qui concerne l'influence de la topographie, il a été souvent observé, après des tremblements de terre, que des bâtiments situés sur des sommets avaient subis plus de dommages que ceux localisés à la base. Selon BARD (1994), les études théoriques et les observations montrent bien l'existence d'un phénomène d'amplification au sommet de structure et d'atténuation à la base.

Dans le cas des matériaux meubles, il y a différents éléments qui peuvent influencer la réponse sismique, à savoir la composition lithologique (argile, sable, gravier), l'âge des dépôts (consolidation), l'épaisseur des couches, le niveau de la nappe phréatique entre autres.

GUTENBERG (1957) et MEDVEDEV (1965) ont observé que la répartition des dommages dus aux tremblements de terre dépendaient des conditions géologiques locales, comme la

nature des matériaux et leur agencement dans l'espace. Ils mettaient en exergue le rôle des sédiments meubles, tels les dépôts alluviaux dont l'influence étaient fonction de leur épaisseur, leur saturation en eau et leur composition.

La géométrie du dépôt a également un rôle non négligeable à jouer dû au fait que la fermeture latérale d'un dépôt de matériel meuble peut générer des ondes de surface prolongeant ainsi la durée du signal, et modifiant son contenu fréquentiel et son amplitude.

D'autre part, lors de tremblement de terre important, il peut se poser la question de la non-linéarité de réponse des sols, c'est-à-dire que si le mouvement du sol dépasse un certain seuil, selon les conditions en présence (argile, sable, eau), la réponse ne suit plus un comportement linéaire, et des phénomènes de liquéfaction peuvent se produire.

Si on considère le cas de la vallée du Rhône, l'histoire montre que celle-ci a déjà été sujette à des effets de site. En effet, après le tremblement de terre de Rawil de 1946, MONTANDON (1946) et WANNER & GRÜTTER (1950) ont lié la distribution des dommages aux différents terrains composant la vallée. Ils citent le cas de Sierre, où les quartiers les plus endommagés étaient localisés sur le cône d'alluvions de la Monderèche (affluent du Rhône) ainsi que sur d'anciens terrains marécageux et de Viège, où le quartier moderne (en 1946), situé sur les alluvions du Rhône a été beaucoup plus touché que le vieux-Viège.

Les données sismiques enregistrées par le réseau suisse d'accéléromètres montrent également une variation de réponse sismique selon le site, tel le tremblement de terre du 14 juin 1993 (ML = 4,0) qui s'est produit à Domodossola, à une 40 km au sud-est de Brigue (chapitre 4.3.3) et qui a été enregistré par les stations de Stalden-Merjen (STAM) et de Brig-Glis Dorf (SBRG) (fig. 4.19). En effet, la station SBRG qui est située à l'aplomb de plus de 100 m de sédiments montre des signaux sismiques bien amplifiés et de plus longue durée par rapport à ceux enregistrés par la station STAM installée sur la roche.

L'analyse des effets de site peut s'effectuer selon différentes approches, dont le choix dépend fortement des données disponibles ou pouvant être acquises, tant au niveau géologiques que sismiques. Dans le cadre de ce projet, les approches suivantes ont été appliquées:

- l'approche statistique – méthode d'Obwald (SCHINDLER et al. 1996): zone Susten–Brigue,
- la simulation numérique (bidimensionnelle et unidimensionnelle): zone de Sion,
- les mesures in-situ des mouvements du sol (méthode du bruit de fond, mise en place d'un réseau temporaire d'accéléromètres): zone de Sion.

6. REGION SUSTEN–BRIG

6.1 Methode der seismischen Mikrozonierung

6.1.1 Ermittlung der lokalen intensitätsbeeinflussenden Bodenparameter

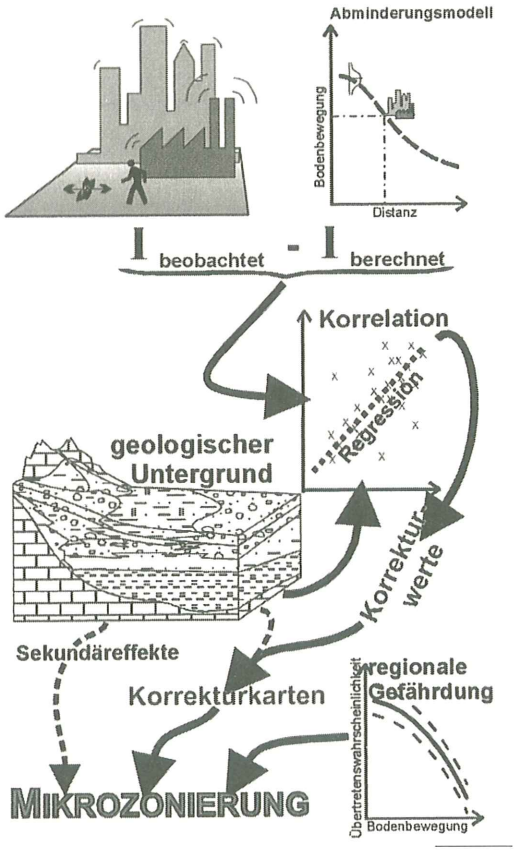
Mittels Korrelationen der lokal beobachteten Intensitätsabweichungen ΔI vom regional gemittelten Intensitätsfeld mit den zahlreichen Bodenparameter werden die systematischen Zusammenhänge untersucht (Fig. 6.1).

$$\Delta I = I_{obs} - I_{calc}$$

ΔI = Intensitätsabweichung

I_{obs} = am Standort effektiv beobachtete Intensität für ein spezifisches Erdbeben

I_{calc} = regional berechnete Intensität für das gleiche Erdbeben



Figur 6.1: Schema der seismischen Mikrozonierung.

Je nach Verfügbarkeit der Grundlagendaten, des Darstellungsmassstabes, der räumlichen Gliederung der geologischen/geotechnischen Einheiten und des geplanten Aufwandes in die Gefährdungsanalyse, werden als Ausgangsbasis mehr oder weniger komplexe Bodenmodelle gewählt.

Nach der Korrelationsanalyse aller im Bodenmodell enthaltenen Parameter mit den statistischen Grössen der Intensitätsabweichungen ΔI werden nur diejenigen Standortparame-

ter weiter verwendet, die eine offensichtliche Korrelation aufweisen und in relevanter Dichte für das Bodenmodell zur Verfügung stehen.

Um das Mass der Gewichtung der einzelnen Einflussgrössen zu ermitteln, werden die Mediane und/oder Mittelwerte der jeweiligen klassierten Parameterwerte rangkorreliert.

Dadurch, dass alle in Frage kommenden Realisierungen von ΔI für jeden untersuchten Parameter P durch Rangzahlen ersetzt werden und von diesen Rangzahlen der Korrelationskoeffizient berechnet wird, gewinnt man ein relativ robustes Mass der Abhängigkeit, welches weniger anfällig ist auf Extremwerte.

Es gilt für den Korrekturwert $k_{\Delta I,P(c)}$ und die Gewichtung $w_{\Delta I,P}$ bzw. $W_{P(c)}$:

$$k_{\Delta I,P(c)} = \Delta\bar{I}_{P(c)} = \frac{1}{o-u}\sum_{j=u}^{o}\Delta i_j$$

$$w_{\Delta I,P} = \frac{\sum_{j=1}^{n}\Delta i_j p_j - \frac{1}{n}\left(\sum_{j=1}^{n}\Delta i_j\right)*\left(\sum_{j=1}^{n}p_j\right)}{\sqrt{\left[\sum_{j=1}^{n}\Delta i_j^2 - \frac{1}{n}\left(\sum_{j=1}^{n}\Delta i_j\right)^2\right]*\left[\sum_{j=1}^{n}p_j^2 - \frac{1}{n}\left(\sum_{j=1}^{n}p_j\right)^2\right]}}$$

$$w_{P(c)} = \frac{\sum_{j=1}^{n}\left(\Delta i_j - \Delta\bar{i}\right)\left(k_j - \bar{k}\right)}{\sqrt{\sum_{j=1}^{n}\left(\Delta i_j - \Delta\bar{i}\right)^2\sum_{j=1}^{n}\left(k_j - \bar{k}\right)^2}}$$

$k_{\Delta I,P(c)}$ = Korrekturwert für den Parameter P innerhalb der Parameterklasse $P(c)$
$w_{\Delta I,P}$ = Gewichtungsfaktor für den Parameter P
$w_{P(c)}$ = Gewichtungsfaktor des Korrekturwertes der Parameterklasse $P(c)$
u = kleinster Wert innerhalb der Parameterklasse $P(c)$
o = grösster Wert innerhalb der Parameterklasse $P(c)$
n = berücksichtigte Ereignisse

Bei mehreren bodenspezifischen Einflussgrössen wird deren gegenseitige Beeinflussung und deren Gewichtung bezüglich der lokalen Gefährdung untersucht und in die Korrekturwerte eingerechnet.

Die lokale Intensitätsabweichung ΔI, beeinflusst durch mehrere Parameter P an einem bestimmten Standort S, kann hiernach wie folgt beschrieben werden:

$$\Delta I_S(P) \approx \sum_{i=1}^{n}\frac{1}{w_{max}}w_i * f(k)_i$$

$\Delta I_S(P)$ = lokale Intensitätsabweichung ΔI, beeinflusst durch die Parameter P am Standort S
w = Gewichtungsfaktor

k = Korrekturfaktor
$f(k)$ = Abhängigkeitsbeziehung ΔI von k
i = Anzahl berücksichtigter Parameter

6.2 Resultate und Umsetzung in die Gefährdungsanalyse

6.2.1 Einfluss der standortspezifischen Bodenparameter

Wenn man hinsichtlich der nachfolgenden Mikrozonierung die Art der Grundlagen berücksichtigt, die üblicherweise in genügender Dichte von einem Untersuchungsgebiet verfügbar sind, so kann als Resultat zahlreicher Untersuchungen (v.a. im St. Galler Rheintal; BEER 1996) zusammenfassend festgestellt werden, dass die folgenden Eigenschaften des geologischen Untergrundes grossen Einfluss auf die Erschütterungsfähigkeit haben:

- die Lage des Grundwasserspiegels (Fig. 6.2a)
- die geotechnischen Eigenschaften der oberflächennahen Lockergesteine (0 bis ca. 25 m)
- die vorherrschende Korngrössenfraktion der unterlagernden Sedimente bis in eine Tiefe von 100 m
- die Gesamtmächtigkeit der Lockergesteinsschicht (Fig. 6.2b)
- die glaziale Vorbelastung der Lockergesteine

Bei der Korngrössenzusammensetzung der obersten Bodenschichten (bis ca. 20 m) sind feinkörnige Sedimente mit erhöhtem Siltgehalt besonders kritisch, währenddem Kiese mit mehr als 50% der Korngrössenfraktion 2,0–60 mm sich bei seismischer Anregung eher günstig verhalten. Dies vermutlich deshalb, weil die dort dominierenden Erschütterungsfrequenzen den Resonanzfrequenzen der häufigsten Bauwerksklassen entsprechen.

Ähnliches Verhalten zeigt auch die zusammengefasste Klassierung der unterlagernden Lockergesteinsschichten (in 20 bis 100 m Tiefe). Bestehen sie vorwiegend aus Lehmen, Silten oder Feinsanden, so wirkt sich dies verstärkend auf die Erschütterung aus, wobei eine Unterlagerung von vorwiegend sauberen Kiesen keine Verstärkung bewirkt. Es ist ein deutlicher Anstieg der Intensitätsabweichung von grobkörnig zu feinkörnig zu sehen.

Wird die Verteilung der Intensitätsabweichungen mit der Gesamtmächtigkeit der Lockergesteine verglichen, so zeigt sich, dass deutliche Verstärkungen vor allem im Bereich ab 20 bis 200 m auftreten.

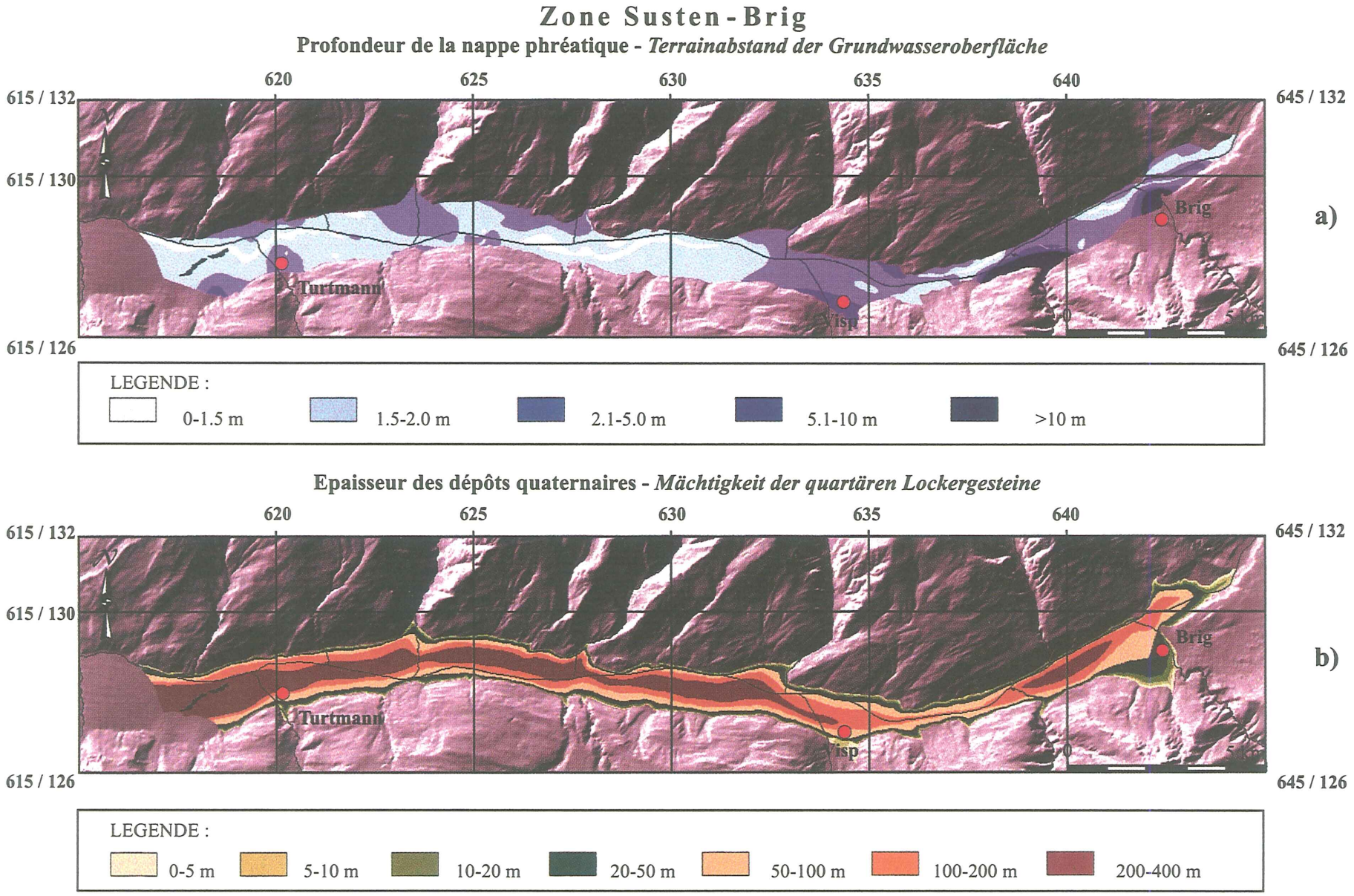


Figure 6.2. a) Profondeur de la nappe phréatique.
b) Epaisseur des dépôts quaternaires.

Relief ombré basé sur la carte de base MNT25, reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de topographie du 27.7.1999

Die zum Teil starken Intensitätsabweichungen bei Lockergesteinsmächtigkeiten von weniger als 5 m sind ein Hinweis auf die im Übergang von Lockergesteinen zum Fels auftretenden intensitätsverstärkenden Randeffekte. Dies haben zweidimensionale Modellierungen entlang von Talquerprofilen bei Vétroz und Bramois (VS) gezeigt (MAYER-ROSA et al. 1997).

Die Verteilung der Intensitätsabweichungen im Vergleich zum regionalen Mittelwert zeigt, dass sich der verstärkende Einfluss vor allem bei oberflächennahem Grundwasserspiegel (0 bis 5 m) relativ stark auswirkt. Die lokalen Abweichungen können hier Werte bis über zwei Einheiten (MSK-Intensitätsskala) betragen.

Am ungünstigsten bei seismischen Erschütterungen verhalten sich locker gelagerte, wassergesättigte Feinsande und Silte. Dies u.a. auch deshalb, weil partiell Bodenverflüssigungsphänomene (siehe nachstehendes Kap.) auftreten können.

Aufgrund geotechnisch-physikalischer Überlegungen ist anzunehmen, dass die Lagerungsdichte der Lockergesteine ebenfalls eine wesentliche Rolle spielt. So werden sich glazial vorbelastete Lockergesteine bei Erschütterungen günstiger verhalten als nicht vorbelastete. Die vorliegenden geologischen und geotechnischen Unterlagen des Untersuchungsgebietes lassen aber eine Differenzierung in unterschiedliche Lagerungsdichten nicht zu und diesen Zusammenhang nicht statistisch erhärten, sondern nur vermuten.

6.2.2. Seismische Mikrozonierung der Region Susten–Brig

6.2.2.1 Geologie des Untersuchungsgebietes

Auf der Nordseite begrenzt das Aarmassiv mit seiner autochthonen und parautochthonen Bedeckung die quartären Ablagerungen des Rhonetales. Auf der südlichen Talseite stehen die penninischen Felsgesteine an (Fig. 3.1).

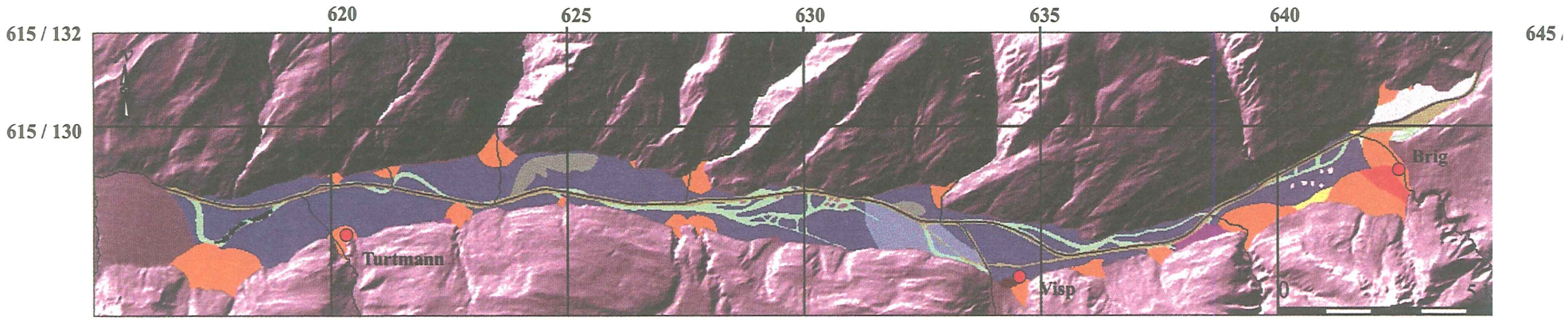
Die Lockergesteinsfüllung des Rhonetales zwischen Susten und Brig (Fig. 6.2a, b, 6.3) besteht aus mächtigen Abfolgen von fluviatilen Kiesen, Sanden und Silten. Es handelt sich dabei um Ablagerungen eines teils verästelten, teils mäandrierenden Flusssystems. Neben relativ grobkörnigen, gut durchlässigen Abfolgen von Kiesen bis Grobsanden (Rotten-Schotter) sind unter kleiner Energie z.T. laminierte Überschwemmungssedimente abgelagert worden, welche meist hohe organische Gehalte aufweisen.

Die Bewässerung der Felder mit Rottenwasser hat die praktisch in der ganzen Region vorkommenden feinkörnigen, rezenten Überschwemmungsböden als oberste Deckschicht entstehen lassen.

Über die oberen 40 m der Lockergesteinsschicht hat man dank zahlreicher Baugrundgutachten relativ gute Kenntnisse. Es handelt sich hier zum Teil um komplizierte Lagerungsverhältnisse nahe der Talflanken und der einmündenden Seitentäler, im Bereich der Verzahnung mit Felsstürzen, grösseren Sackungen und Schuttkegeln. Vereinfachend kann

Zone Susten-Brig

Carte géotechnique - Geotechnische Karte



Relief ombré basé sur la carte de base MNT25, reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de topographie du 27.7.1999

LEGENDE :

- dépôts d'inondation *Schwemmablagerung*
- éboulement *Bergsturzablagerung*
- dépôts d'inondation (limons) s/alluvions du Rhône > 1m d'épaisseur *Schwemmabl. auf Rottenschotter > 1 m dick*
- remblayage artificiel *Künstliche Aufschüttung*
- lentilles sableuses *Sandlinsen*
- graviers du Rhône *Rottenschotter*
- ancien cône de déjection *Alter Schuttkegel*
- dépôts d'inondation (limons) s/alluvions du Rhône < 1m d'épaisseur *Schwemmabl. auf Rottenschotter < 1 m dick*
- anciens lits de fleuve remplis *alte, verfüllte Gerinneläufe*
- cône de déjection récent *Rezent. Schuttkegel*
- décharge *Deponie*
- dépôts d'inondation s/ancien cône de déjection *Schwemmabl. auf altem Schuttkegel*
- ancienne zone humide *alte Feuchtzonen, Sümpfe*

Figure 6.3: Carte géotechnique - Geotechnische Karte.

man die oberen 40 m der Lockergesteine in folgende Einheiten unterteilen:

- rezente Überschwemmungsablagerungen, die meist geringmächtig fast überall vorkommen
- eine obere Lage von Überschwemmungssedimenten; sandige Silte mit einer Mächtigkeit von 0 bis 5 m, stellenweise bis zu 20 m
- eine obere Lage von Flussschottern, «obere Rotten-Schotter»; sandige Kiese in einer Tiefe ab O.K.T. von 5 bis 10 m
- eine untere Lage von Überschwemmungssedimenten; Feinsande und Silte in einer Tiefe ab O.K.T. von 10 bis 25 m
- eine untere Lage von Flussschottern, «untere Rotten-Schotter»; Kiese und Sande, zum Teil siltig in einer Tiefe ab O.K.T. von 25 bis 30 m, stellenweise bis zu 40 m

Unterhalb einer Tiefe von 40 m liegen praktisch keine Aufschlüsse mehr vor, welche eine zuverlässige und detaillierte Interpretation der Lockergesteinsverhältnisse zulassen. Die Kenntnisse der unterliegenden Ablagerungen beschränken sich auf die Auswertung der tieferen Bohrungen, die im Zusammenhang mit dem geplanten Bau der N9 abgeteuft worden sind, auf die Reflexionsseismik des Profils Turtmann (NFP20) und die Informationen aus der Bohrung Brigerbad. Die Bohrung Brigerbad zeigt bis 61 m Tiefe mächtige, kiesige Ablagerungen mit Blöcken. Anschliessend folgen moräneartige Ablagerungen (oder Hangschutt) bis in eine Tiefe von 91 m, wo die Felsunterlage erbohrt wurde.

- ***Ausdehnung der Lockergesteine***

Die oberen Überschwemmungsablagerungen überdecken praktisch die ganze Rhoneebene zwischen Leuk und Brig. Östlich von Gamsen konnte ein Bereich festgestellt werden, wo diese Ablagerungen wesentlich mächtiger sind und bis zu 20 m erreichen.

Die Lage der alten Rottenläufe spielt bezüglich der Korngrössenzusammensetzung und der Durchlässigkeiten der obersten Bodenschicht eine bedeutende Rolle. Sie bestehen in ihrem basalen Bereich aus wasserdurchlässigen Kiesen und gehen nach oben in feinkörnige Stillwasserablagerungen über mit zum Teil mässigem Anteil an organischen Bestandteilen.

Die oberen Rhone-Schotter sind im gesamten Talbereich vorhanden. Sie bilden den oberen Aquifer (Rhonegrundwasserspiegel).

Ab Lalden (östlich von Visp) kann man einen zweiten Horizont von Überschwemmungsablagerungen (untere Überschwemmungsablagerungen) ausscheiden, welcher westlich von Visp talabwärts bedeutendere Mächtigkeit erlangt. Der Bereich unter Visp scheint eine Art Übergangszone zu bilden. Östlich von Visp ist ein zweites Niveau von Rhone-Schottern (untere Rotten-Schotter) zu erkennen. Diese Kiese enthalten stellenweise Linsen mit feinerem Material (siltig, sandig-tonig).

Unter den Kiesen der unteren Rotten-Schottern kann man stellenweise wieder mehr siltige Horizonte finden, welche vermutlich talabwärts in feinkörnige, lakustrine Ablagerungen übergehen und massiv an Mächtigkeit zunehmen, wie Aufnahmen im Gebiet von Turtmann zeigen.

Die Bachschuttablagerungen können in zwei Gruppen eingeteilt werden. Einerseits in die rezenten Bachschuttkegel, aufgebaut aus sandigen Kiesen (z.B. Bachschuttkegel bei Baltschieder), andererseits in die dichter gelagerten älteren Schuttkegel (wie z.B. jene in Visp, östlich der Vispa), bestehend aus sandigen, z.T. etwas lehmigen Kiesen.

Künstliche Auffüllungen bilden vor allem die Rhonedämme und das Trassee der SBB sowie Deponien (z.B. Lonza-Deponie in Gamsen) und die zahlreichen kleineren, auf der geotechnischen Karte nicht dargestellten Erdumlagerungen in den dicht bebauten Siedlungsgebieten und Industriezonen.

- ***Grundwasser***

Bedingt durch die vor allem unterhalb von Visp vorkommende geologische Abfolge von gut durchlässigen Schottern und dazwischen liegenden feinkörnigen, schlecht durchlässigen Ablagerungen, sind im Rhonetal mehrere Grundwasserstockwerke präsent. Wichtig für die Erdbebenbetrachtung (EVERNDEN & THOMSON 1985, SCHINDLER et al. 1996) ist vor allem der oberste Rhonegrundwasserspiegel, der Aquifer hauptsächlich in den oberen Rotten-Schottern.

Der Flurabstand des Grundwasserspiegels (Fig. 6.2a) ist im Rhonetal relativ gering und bewegt sich meist zwischen 1 bis 2 m oder stellenweise sogar weniger, die die Ebene durchquerenden Kanäle beiderseits der Rhone (Lonza-, Basper-, Unterfeld-, Galdi-, Grosse Garbu- und Flühlu-Kanal) üben meist drainierende Wirkung hinsichtlich des Grundwassers aus. Am Talrand kann der Flurabstand des Grundwassers 3 bis 5 m betragen; insbesondere auf den grossen Schuttfächern liegt der Grundwasserspiegel teils noch tiefer.

6.2.2.2 Folgerungen für die Erdbebengefährdung der Region Susten–Brig

- ***Intensitäten***

Die regional gemittelte Intensität (MSK), die in der Region Susten–Brig mit 90% Wahrscheinlichkeit nicht überschritten wird (Wahrscheinlichkeit des 100-jährigen Erdbebens), liegt zwischen VIII und IX (Fig. 6.4).

Diese regionalen Mittelwerte bilden also nicht die durch die lokalen geologischen Verhältnisse z.T. stark beeinflussten Intensitätsveränderungen ab. Die Werte entsprechen einem statistischen Durchschnitt, der in einer bestimmten Region auftretenden Bodenbewegungen (s. dazu Kap. 4.3). Aus diesem Grund sind für die Region Susten–Brig die bodenspezifischen Intensitätsabweichungen ermittelt worden. Die Korrekturfaktoren sind in MSK-Intensitäten berechnet worden, in Funktion der jeweiligen Bodeneigenschaften, wie

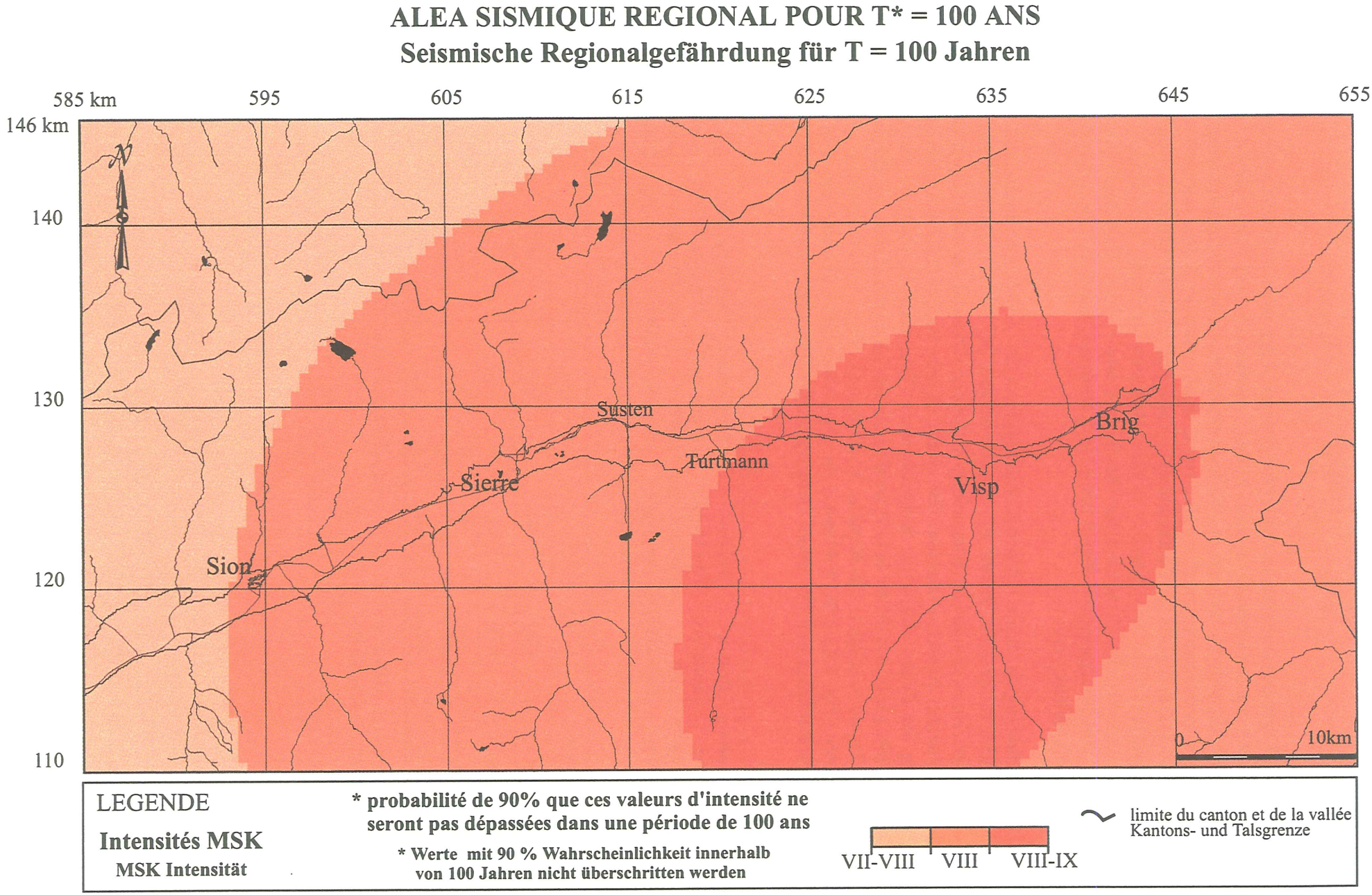


Figure 6.4: Aléa sismique régional pour le Valais.

Typ und Lagerungsverhältnisse der Lockergesteine, Lage des Grundwasserspiegels sowie Mächtigkeit der Lockergesteinsserien. In den Tabellen 6.5a und 6.5b sind die verwendeten Korrekturfaktoren aufgelistet. MSK-Intensitäten als «Summenparameter» für die seismische Gefährdungsermittlung sind hier deshalb gewählt worden, weil in der Schweiz genügend makroseismische Beobachtungen vorliegen, die eine statistische Analyse für die unterschiedlichen geologischen Bodenverhältnisse erlauben. Für ähnlich relevante Auswertungen bezüglich auftretender Beschleunigungen (max. Beschleunigung, Amplifikation, Frequenzspektrum) liegen heute noch zu wenig Daten für die unterschiedlichen Bodenverhältnisse vor.

Die Erarbeitung der Karte mit den Korrekturwerten der seismischen Intensität erfolgte in drei Schritten. Der erste besteht aus dem Überlagern der Grundlagenkarten und identifizieren der Zonen gemäss der Klassierung in Tabelle 6.5a und der Attributierung mit den entsprechenden Korrekturfaktoren. Der zweite Schritt besteht aus einer einfachen Attributierung der Zonen mittels der Korrekturwerte (Tab. 6.5b) in Funktion der Lockergesteinsmächtigkeit. Als dritter Schritt werden die beiden ersten Karten überlagert und deren Attributwerte addiert. Das Resultat ist als Karte in Figur 6.6b dargestellt. Die Grundlagenkarten (Fig. 6.2a, b bis 6.4) sowie die Darstellung der Auswertungen (Fig. 6.6, 6.7) sind georeferenziert und mit einem Geographischen Informationssystem (GIS) bearbeitet worden.

Lockergestein, minimaler Grundwasser-abstand [m]	**Rotten-Schotter, alte Schuttkegel**	**rezente, ± lehmige Schuttkegel, Bergsturz-ablagerungen**	**Schwemm-ablag. auf Rotten-Schotter (bis 1 m mächtig)**	**Schwemmab-lagerungen auf Rotten-Schotter (>1 m mächtig, ohne organische Anteile)**	**Künstliche Aufschüt-tungen, Deponien**
0 bis 1,5	+1,3	+1,3	+1,4	+1,5	Vorschlag:
1,6 bis 2,0	+0,6	+0,6	+0,7	+0,9	Werte wie
2,1 bis 5,0	+0,1	+0,1	+0,2	+0,3	Schwemm-
5,1 bis 10,0	–0,3	–0,3	–0,2	–0,1	ablagerung
über 10	–0,3	–0,3	–0,2	–0,1	>1 m mächtig

Tabelle 6.5a: Korrekturwerte der seismischen MSK-Intensität ΔI (berücksichtigt: geotechnische Daten und Grundwasser).

Lockergesteinsmächtigkeit [m]	Korrekturwerte [MSK]
0 bis 5	+0,4
5 bis 10	+0,2
10 bis 20	+0,1
20 bis 50	+0,3
50 bis 100	+0,4
100 bis 200	+0,2
200 bis 600	0

Tabelle 6.5b: Korrekturwerte der seismischen MSK-Intensität ΔI (berücksichtigt: Quartärmächtigkeit).

Als Ergebnis der differenzierteren Gefährdungsanalyse können für diese Region die nachstehenden Folgerungen gezogen werden:

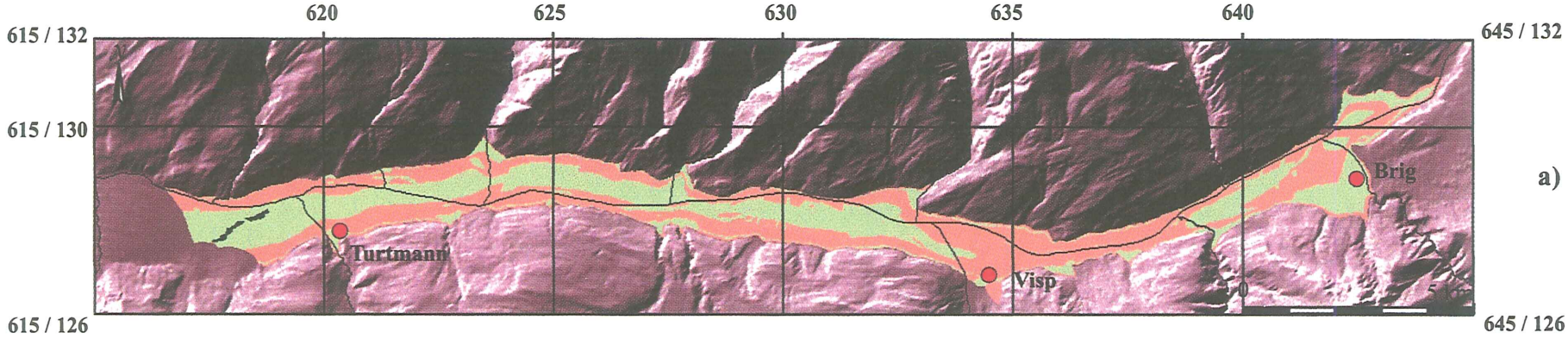
- Zonen auf Fels weisen gegenüber der regional gemittelten Erdbebengefährdung (s. vorangehende Seite) meist geringere zu erwartende Intensitätswerte auf (ΔI = –0,5 bis –1,5).
- An den Talflanken auf den lehmarmen Schuttfächern der zahlreichen Seitenbäche und auf kiesigen Moränen besteht gegenüber der regional gemittelten Erdbebengefährdung praktisch keine erhöhte lokale Abweichung.
- Wesentliche Erhöhungen der makroseismischen Intensität sind in Gebieten der feinkörnigen Hinterwasserablagerungen, Verlandungs- und Überschwemmungs-sedimente zu erwarten, wie zum Beispiel SW von Baltschieder oder im nördlichen Teil von Visp (ΔI = +0,5 bis +1,5).
- Der relativ hohe Grundwasserspiegel bewirkt praktisch im gesamten flachen Bereich des Talbodens eine Erhöhung der Intensität, wobei diese über den Flussschottern mit dünner feinkörniger Sedimentbedeckung moderater ausfällt (ΔI = 0 bis +0,5) als über den mächtigeren Riet- und Überschwemmungsablagerungen (ΔI = +1 bis über +1,5).
- Die Lockergesteinsmächtigkeit übt vor allem im zentralen Bereich des Rhonetales verstärkenden Einfluss (frequenzselektiv) auf die Erdbebengefährdung aus.
- Der verstärkende Einfluss der unterlagernden Schichten spielt aufgrund der zunehmenden Mächtigkeit der feinkörnigen Schichten talabwärts, westlich Visp, eine zunehmend wichtigere Rolle.

Statistische Korrelationsanalysen haben gezeigt, dass die standortspezifischen Intensitätsabweichungen signifikant von den geologischen Verhältnissen im Untergrund abhängig sind (BEER 1997). Dabei hat der systematische Vergleich der beobachteten makroseismischen Erdbebenintensitäten mit den regional berechneten Werten standortbedingte Unterschiede aufgezeigt, die wesentlich grösser sind als bisher angenommen wurde. Die beste Korrelation (r_s = 0,88) und der vorherrschende Einfluss im Untersuchungsgebiet (s. Fig. 6.6b und 6.7c) nimmt mit der hier angewandten Methode die Lage des Grundwasserspiegels ein. Etwas untergeordneter bildet sich in den Intensitätskorrektur- und Gefähr-

Zone Susten-Brig

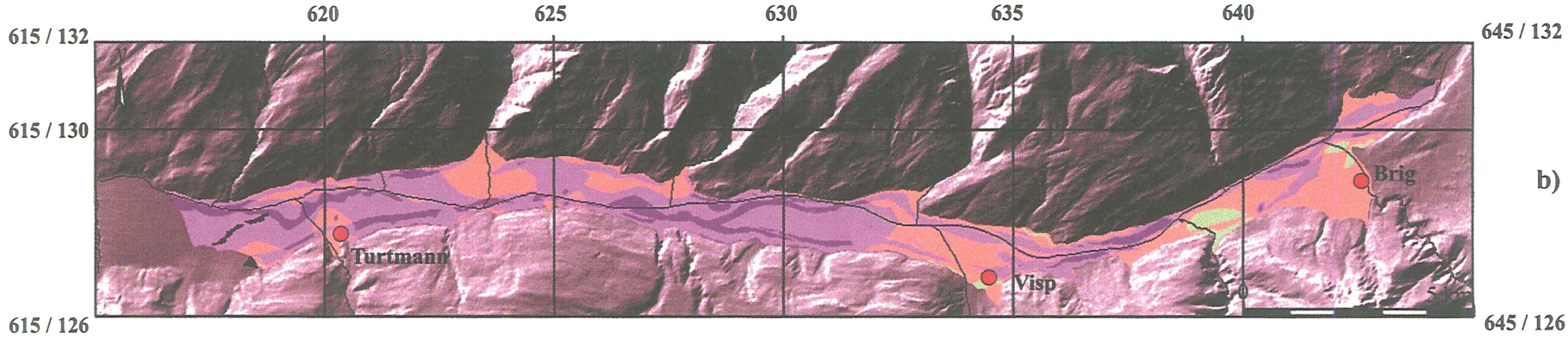
Korrekturwerte der seismischen Intensität ***(berücksichtigt : Quartärmächtigkeit und geotechnische Daten) ohne Grundwasser***

Facteurs de correction de l'intensité sismique *(tenant compte de l'épaisseur du quaternaire et des données géotechniques) sans eau*



Korrekturwerte der seismischen Intensität ***(berücksichtigt : Quartärmächtigkeit, Grundwasser und geotechnische Daten)***

Facteurs de correction de l'intensité sismique *(tenant compte de l'épaisseur du quaternaire, de la nappe phréatique et des données géotechniques)*



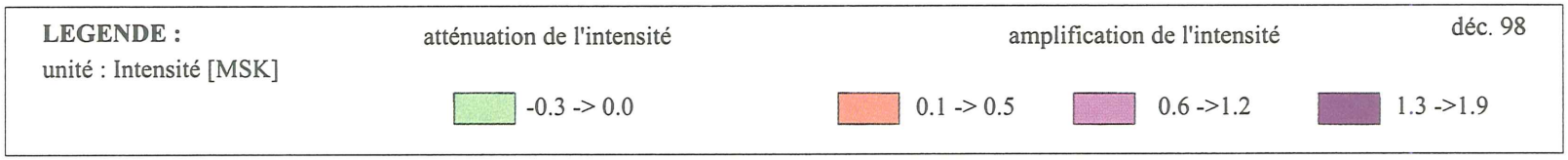


Figure 6.6: a) Carte des facteurs de correction de l'intensité sismique MSK sans tenir compte de l'eau.
b) Carte des facteurs de correction de l'intensité sismique MSK avec prise en compte de l'eau.

Relief ombré basé sur la carte de base MNT25, reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de topographie du 27.7.1999

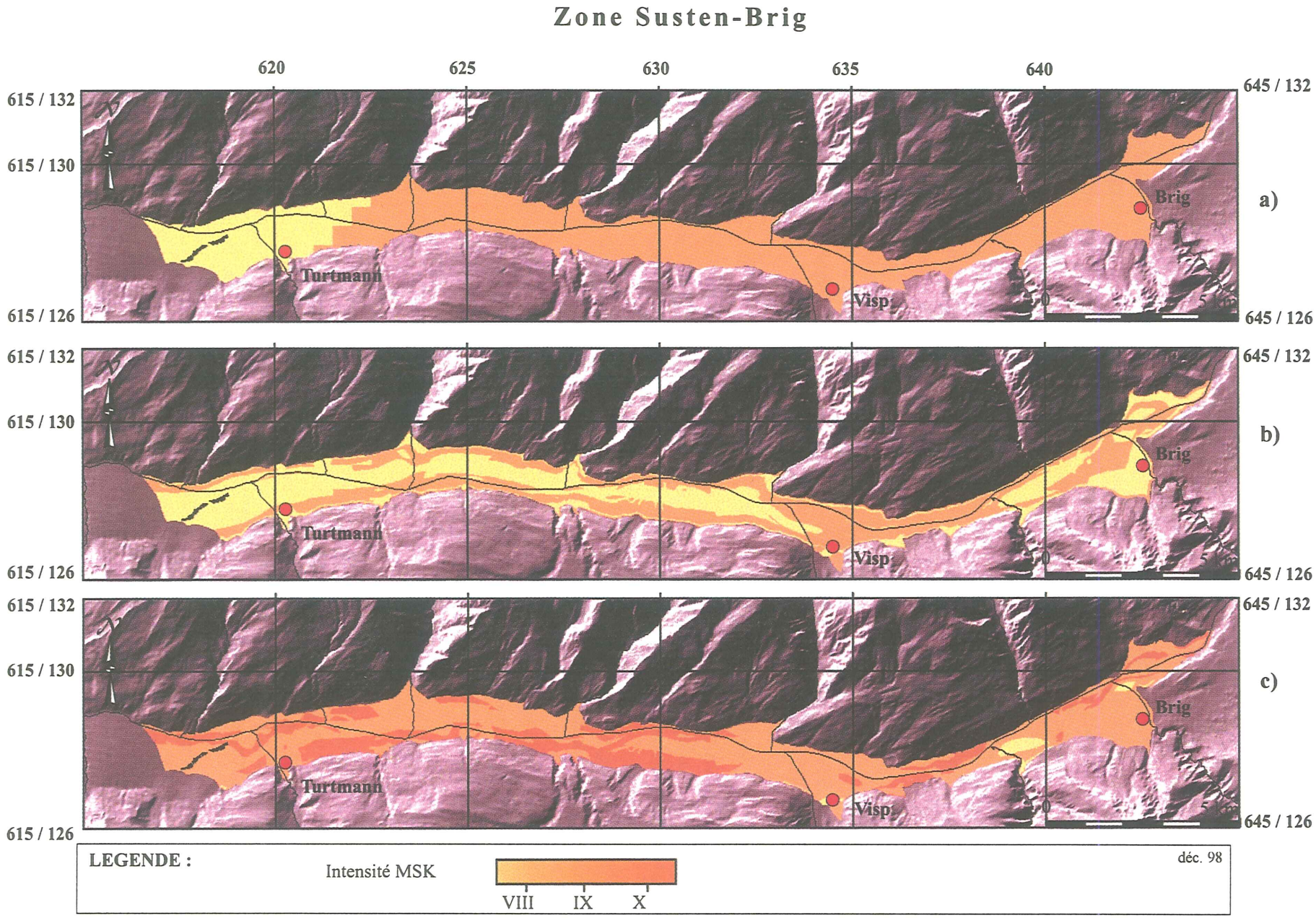


Figure 6.7: a) Aléa sismique régional dans la vallée.
b) Aléa sismique corrigé sans nappe phréatique.

Relief ombré basé sur la carte de base MNT25, reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de topographie du 27.7.1999

dungskarten der Einfluss der Lockergesteinsmächtigkeit (r_s = 0,58) und der anderen geologisch-geotechnischen Parameter ab (siehe dazu die Karten in Fig. 6.6a und 6.7b, bei denen als Zwischenschritt bei der Erstellung der Intensitätskorrektur- bzw. Gefährdungskarte, der Einfluss des Grundwassers noch nicht berücksichtigt worden ist).

Die neu erstellte Gefährdungskarte (Fig. 6.7c) weist gebietsweise relativ hohe Intensitätswerte auf, die für allfällige Umsetzungen nur bedingt und mit der nötigen Vorsicht verwendet werden sollten. Die Intensitätsskala ist durch ganze Stufen definiert (keine Zwischenstufen). Demzufolge sind auch die statistisch genau ermittelten numerischen Werte auf ganze Zahlen gerundet worden. Dies bedeutet, dass evtl. in bestimmten Zonen ein maximaler Fehler von einer Intensitätseinheit auftreten kann. Schwierig zu beschreiben ist auch die Bedeutung des regional gemittelten Intensitätswertes (welchem Bodentyp entspricht der regionale Mittelwert am ehesten), der als so genannter «Null- oder Ausgangswert» für die seismische Mikrozonierung verwendet wird.

Trotzdem zeigt diese Karte in semiquantitativer Weise die Grössenordnungen auf, mit denen die unterschiedlichen geologischen Standorteigenschaften das Gefährdungsbild zwischen Susten und Brig beeinflussen können und wie eine lokal wesentlich differenziertere Gefährdungssituation besteht.

- *Bodenverflüssigung als Sekundäreffekt*

Bodenverflüssigung kann bei stärkeren Erdbeben in wassergesättigten sandigen und siltigen Böden auftreten. Die Gefährdung für Bauwerke besteht darin, dass sie in den Baugrund einsinken oder verkippen können. Unterirdische Bauwerke können aufschwimmen.

Das Verflüssigungspotenzial kann durch Laborversuche berechnet oder, wie im Rhonetal durchgeführt, durch Feldversuche bestimmt werden.

Bei der Berechnung des Verflüssigungspotenzials wird in einem ersten Schritt die durch das Erdbeben verursachte zyklische Schubspannung τ für verschiedene Tiefen berechnet und deren äquivalente Anzahl harmonischer Schwingungen bestimmt.

Im zweiten Schritt wird die zyklische Schubspannung bestimmt, die zur Verflüssigung führt.

Um zu erkennen, ob im Baugrund Zonen vorliegen, in denen mit Verflüssigung gerechnet werden muss, vergleicht man die berechneten Schubspannungen mit denjenigen, die für die Verflüssigung erforderlich sind. Mit Hilfe eines Diagramms, in welchem die Schubspannungen gegen die Tiefe aufgetragen sind, lassen sich die gefährdeten Bereiche rasch ermitteln (STUDER & ZIEGLER 1986, BEER 1997).

Die Bestimmung des Verflüssigungspotenzials im Felde beruht auf dem Prinzip der Korrelation der Bodenkennziffern von Böden, die während früherer Erdbeben bestimmtes Verflüssigungsverhalten gezeigt haben, mit im Untersuchungsgebiet bestimmten Bodenkennziffern. In der Praxis ist die Bestimmung des Verflüssigungspotenzials mittels Feldmethoden denjenigen mittels Laborversuchen vorzuziehen, da Fehler, die durch die Probenvorbereitung und Versuchsanordnung bewirkt werden, umgangen werden.

Als geeigneter für das Verflüssigungsverhalten charakteristischer Bodenparameter hat sich der SPT-Eindringwiderstand erwiesen. Alle Faktoren, welche die Verflüssigung beeinflussen, wie relative Dichte, Bodenstruktur und -textur, Zementierung der Körner und der Ruhedruckbeiwert K_0, beeinflussen die Werte des Standard-Penetration-Tests (SPT) in ähnlicher Weise (SEED & IDRISS 1982). Die Auswertungen zeigen, dass insbesondere die oberen Überschwemmungsablagerungen im untersuchten Gebiet in gesättigten Zonen nahe der Terrainoberfläche sich relativ rasch verflüssigen können. Eine wesentlich geringere Gefährdung diesbezüglich besteht für die unteren Überschwemmungsablagerungen.

7. ZONE DE SION

Dans la région de Sion, différentes méthodes qualitatives ont été utilisées afin d'évaluer les effets de site en terme de facteur d'amplification maximale et de fréquence associée. Deux approches ont permis d'élaborer des cartes de zonage, la modélisation bidimensionnelle et la méthode du bruit de fond.

7.1 Modélisation bidimensionnelle

Les structures telles que les vallées ou bassins provoquent souvent des effets prononcés sur l'amplitude des mouvements du sol. La fermeture latérale du dépôt sédimentaire induit des phénomènes complexes dus à la génération d'ondes de surface sur les flancs et de résonance dans la direction latérale. Cela a pour conséquence d'augmenter à la fois l'amplitude et la durée des mouvements du sol (PAPAGEORGIOU & KIM 1991).

KING & TUCKER (1984) ont mis en évidence que la fréquence fondamentale de résonance de la vallée de Chusal (Tadjikistan) semblait être le résultat de la sollicitation de l'ensemble du dépôt sédimentaire et non pas uniquement de la colonne de sol située à la verticale du point de mesure. Il s'agirait donc d'une résonance bidimensionnelle. L'étude numérique de BARD & BOUCHON (1985) démontre que la présence de ce phénomène dépend de l'encaissement («shape ratio») de la vallée, c'est-à-dire du rapport entre l'épaisseur maximale du dépôt et la demi-largeur de la vallée. Plus une vallée est encaissée, plus la probabilité est grande qu'elle développe des phénomènes de résonance bidimensionnels. Outre l'encaissement, l'étude de PAPAGEORGIOU & KIM (1991) dans la vallée de Caracas (Venezuela) a montré que la réponse sismique était aussi influencée par la morphologie du dépôt. Un flanc raide pouvant être un générateur et réflecteur d'ondes de surface beaucoup plus efficace qu'un flanc moins pentu.

La modélisation des phénomènes d'amplification induit par la géométrie de l'interface fond rocheux – remplissage sédimentaire de la vallée du Rhône a été effectuée entre Sion et Bramois. La zone d'étude a été divisée en 15 profils, dont chacun a fait l'objet d'un calcul dynamique de la réponse des sols à une onde cisaillante à incidence verticale de type horizontale (onde SH) et verticale (onde SV).

7.1.1 Méthodologie

Le programme de simulation numérique, développé par PEDERSEN et al. (1995), calcule la réponse sismique d'une vallée soumise à une onde plane incidente. Cette réponse est exprimée dans le domaine fréquentiel, à la surface de la structure, à intervalle régulier le long d'un profil, en terme d'amplitude du mouvement. Elle donnée sur les trois axes, deux horizontaux (selon x et y) et un vertical (z). Cela permet ainsi de suivre l'évolution de la réponse en relation avec les variations géométriques. Cette réponse est le résultat des interactions multiples entre onde incidente, réfractée, réfléchie et diffractée par un interface soubassement rocheux – remplissage sédimentaire irrégulier.

Le modèle employé est basé sur les hypothèses suivantes:

- les ondes P et S sont considérées comme des ondes planes,
- le fond rocheux et le remplissage sédimentaire sont de nature homogène,
- les milieux suivent des lois de comportement élastique, linéaire et isotrope,

et tient compte des conditions aux limites suivantes (PEDERSEN 1994):

- contraintes nulles à l'air libre,
- continuité des déplacements et contraintes à travers l'interface fond rocheux – remplissage sédimentaire,
- champ nul à l'infini.

Une simulation numérique bidimensionnelle nécessite les données suivantes:

- l'interface fond rocheux – remplissage sédimentaire,
- les paramètres physiques pour chacun des matériaux, à savoir:
  - vitesse de propagation des ondes sismiques P et S
  - masse volumique
  - facteur de qualité Q
- l'angle d'incidence de l'onde,
- le domaine de fréquence étudié.

L'onde S est décomposée en deux types d'onde, l'onde cisaillante dans le plan horizontal (SH) et dans le plan vertical (SV). La réponse à une onde incidente SH s'observe uniquement sur l'axe y, parallèle à l'axe de vallée (fig. 7.1). L'onde SV peut quant à elle se polariser dans le plan de l'onde P, ce qui a pour résultat que la réponse sismique est donnée à la fois sur l'axe x, mais aussi sur l'axe vertical z.

Le facteur de qualité Q est une mesure de l'absorption de l'énergie des ondes sismiques par les matériaux (JONGMANS 1991). L'utilisation de ce facteur permet d'introduire dans les modélisations un comportement atténuant du matériel plus proche de la réalité, modifiant ainsi le comportement élastique en comportement viscoélastique. La valeur du facteur est inversement proportionnel à son caractère atténuant, plus il est élevé moins les matériaux ont un effet atténuant.

L'onde initiale incidente est d'amplitude unitaire. Elle est définie par trois paramètres, le type d'onde (onde cisaillante horizontale, onde cisaillante verticale, onde P, etc.), l'azimut et l'angle d'incidence. La figure 7.1 définit les paramètres géométriques nécessaires à l'expression des ondes S.

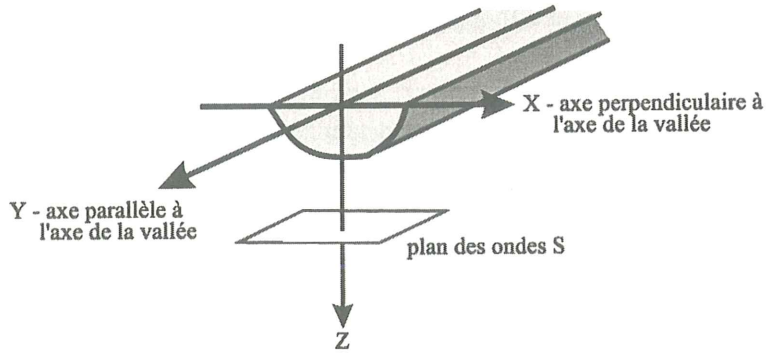


Figure 7.1: Définition des paramètres géométriques utilisés dans la modélisation.

7.1.2 Propriétés physiques des matériaux

7.1.2.1 Fond rocheux

Dans la région de Sion, le soubassement rocheux est de nature complexe. En effet, les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône masquent le contact entre la zone Sion–Courmayeur (Crétacé), caractérisée par des flyschs calcaires, et la zone houillère (Carbonifère supérieur – Permien) composée de schistes, charbon, grès et conglomérats (M. Sartori, communication personnelle).

Des mesures sur échantillons (WAGNER 1970) et des modélisations gravimétriques (BERNAUER & GEIGER 1986, FINCKH & KLINGELÉ 1991) ont été effectuées dans la basse vallée du Rhône, dans lesquels une valeur moyenne de 2670 kg/m^3 est donnée pour le soubassement rocheux, valeur qui sera utilisée pour la modélisation.

En ce qui concerne la vitesse des ondes sismiques, MAURER (1993) a obtenu une courbe d'évolution, pour la roche, du rapport Vp/Vs avec la profondeur à partir de données sismiques enregistrées en Valais entre 1983 et 1992. Il a ainsi mis en évidence que ce rapport était inférieur en Valais en comparaison avec le reste de la Suisse. Aux alentours de 600 m de profondeur, ce rapport est de l'ordre de 1,67. En connaissant une des vitesses sismiques et ce rapport, il est possible de calculer l'autre vitesse. En se basant une vitesse d'onde P de 5000 m/s utilisée par PUGIN et al. (1997) lors de leur interprétation par modélisation des profils sismiques de Vétroz et de Martigny, on obtient une vitesse de propagation des ondes S du soubassement de 3000 m/s.

Une faible atténuation des amplitudes sera introduite par l'introduction d'un facteur de qualité de l'ordre de 100, valeur utilisée par PEDERSEN (1994) pour un fond rocheux.

7.1.2.2 Dépôts quaternaires

La campagne de sismique-réflexion menée dans le cadre du projet GEOTHERMOVAL du Centre de Recherches Scientifiques, Fondamentales et Appliquées de Sion (CRSFA) et en collaboration avec le PNR20 a permis d'obtenir des profils le long de la vallée (BESSON et al. 1993). L'interprétation de ces sections, effectuée par PUGIN & MARCHANT (1992), a donné des résultats d'altitude de l'interface sédiment – fond rocheux ainsi que la distinction de différentes unités géologiques (tab. 7.2).

Interprétation géologique	Lithologie
E dépôt post-lacustre	graviers, sables, limons
D dépôt lacustre	alternances de sables graveleux et de limons
C dépôt glacio-lacustre	dépôts turbiditiques (graviers, sables, limons)
B moraine	diamicte (mélange sédimentaire – blocs et matrice de fines particules)
A dépôt torrentiel sous-glaciaire	graviers propres
Fond rocheux	/

Tableau 7.2: Interprétation géologique et lithologie d'une section transversale de la vallée du Rhône.

La zone de Sion se trouvant entre deux profils, Vétroz et Bramois, on peut raisonnablement supposer que les sismofaciès identifiés soient continus entre ces sections.

Le dépôt post-lacustre (faciès E) peut lui-même être subdivisé en différentes unités grâce à la centaine de forages répertoriée dans la région de Sion, mais dont la profondeur maximale ne dépasse pas les 60 m. Il est possible de distinguer trois origines pour ces dépôts:

- cône de déjection (la Sionne et la Borgne), formés par des sables,
- alluvions fluviatiles provenant du Rhône et de la Borgne, composés de graviers sableux avec pierres et blocs,
- dépôts d'inondation, caractérisés par des limons sableux.

- ***Epaisseur***

BESSON et al. (1993) ont établi à partir des profils de sismiques réflexion une carte au 1:50'000 des isohypses du fond rocheux (équidistance de 100 m). Ces courbes ont d'abord été numérisées puis interpolées à l'aide des outils du logiciel Ilwis©[1] afin de produire une grille de variation de profondeur de 25 m x 25 m. L'épaisseur du Quaternaire est obtenue en soustrayant les altitudes du fond rocheux à celles du modèle numérique de terrain (MNT). Dans la région de Sion, l'épaisseur sédimentaire est de l'ordre de 595 m (fig. 7.3).

Il faut noter que le MNT reflète la topographie de surface, c'est-à-dire qu'il prend en compte la présence de dépôts en relief positif, comme les cônes de déjection ou d'éboulis qui sont disséminés tout au long de la vallée. Il s'agira d'en tenir compte lors des calculs de modélisation.

[1] Ilwis©, version 1.2 (1990), ITC (NL)

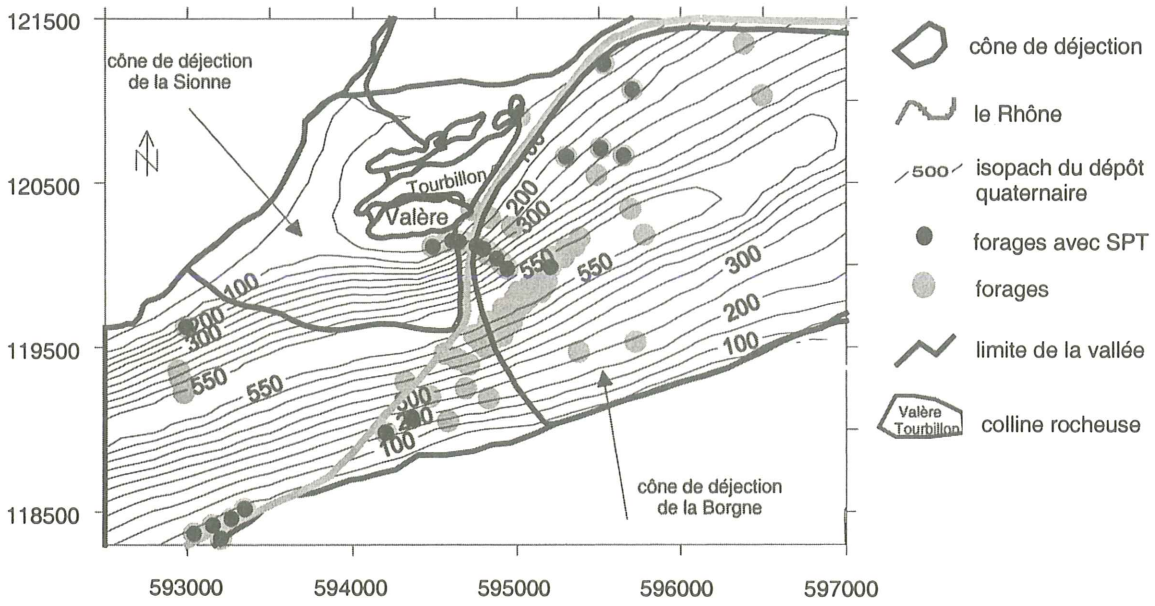


Figure 7.3: Conditions géologiques de la région de Sion, présence de cônes de déjection, épaisseur des sédiments et localisation des forages.

- ***Propriétés physiques***

En ce qui concerne les propriétés physiques des matériaux, le choix pour la masse volumique du remplissage sédimentaire, qui est de par nature hétérogène, s'est porté sur une valeur moyenne de 2100 kg/m^3 utilisée, entre autres, par FINCKH & KLINGELÉ (1991) pour caractériser le remplissage sédimentaire de la vallée du Rhône dans leurs modèles gravimétriques.

Pour les ondes P, les travaux de PUGIN et al. (1997) et de MARCHANT & STAMPFLI (1993) montrent que les vitesses caractérisant le remplissage sédimentaire varient entre 1650 et 2640 m/s. Une valeur moyenne de 2050 m/s a été choisie.

Côté ondes S, une campagne d'acquisition a été menée en 1994 en bordure sud du profil de Vétroz (ouest de Sion), afin d'obtenir des valeurs in-situ. Les données ont été obtenues jusqu'à une profondeur de 176 m. La source d'ondes utilisée ne permettait pas de générer assez d'énergie pour obtenir des données sur la partie de la vallée où l'épaisseur des sédiments est la plus importante.

Lorsque des forages sont exécutés, différentes mesures sont effectuées afin de caractériser les sédiments rencontrés. Une de ces mesures est le paramètre N qui résulte du test SPT *(standard penetration test)* et qui représente généralement le nombre de coups nécessaire pour 30 cm d'enfoncement. Plus la valeur est importante, plus le sédiment est compact, ce qui a surtout une influence sur la propagation des ondes de cisaillement (IMAI & TONOUCHI 1982). Il existe des relations empiriques qui corrèlent la vitesse des ondes S au paramètre N, ainsi qu'à sa profondeur d'acquisition.

OHTA & GOTO (1978) ont défini une équation liant la vitesse de l'onde S au paramètre N et à la profondeur H de la manière suivante:

$$Vs = 61{,}62*N^{0{,}254}H^{0{,}222} \quad (1)$$

avec N = nombre de coups sur 30 cm, H en mètre et Vs en m/s.

Cette équation a été appliquée sur les données SPT de la région de Sion. La figure 7.4a montre la répartition des données SPT, quelque soit le type de matériel non consolidé (gravier, sable, limons, blocs) rencontré, en fonction de la profondeur à laquelle elles ont été mesurées.

La figure 7.4b montre la répartition des tests SPT selon la lithologie et selon les valeurs N. On peut constater, d'une part, que la plus grande partie des tests concernent le gravier et d'autre part que les valeurs N sont en majorité comprises entre 10 et 50, mais qu'une grande partie de ces mesures dépassent également la valeur 50. Cependant, on considère généralement les valeurs supérieures à 50 comme étant peu significatives (IMAI & TONOUCHI 1982; Injectbohr, communication écrite).

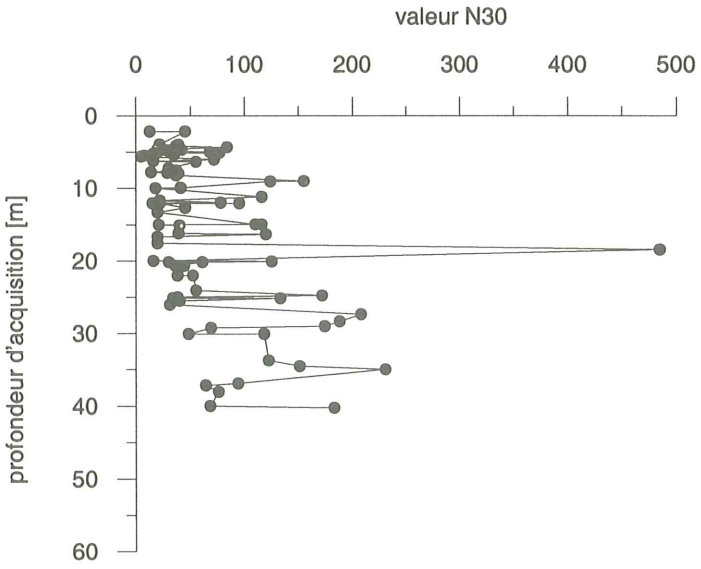


Figure 7.4a: Valeur N-SPT en fonction de la profondeur.

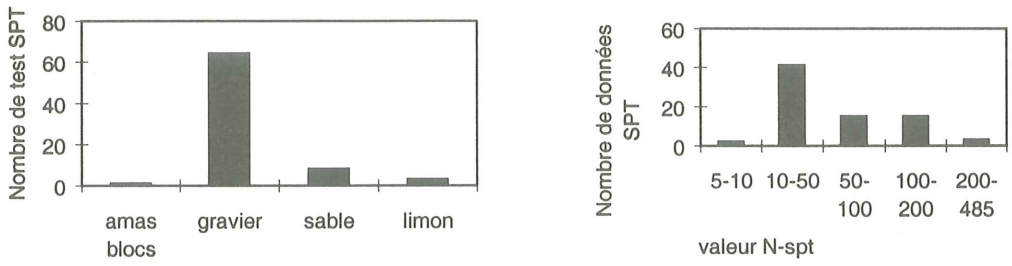


Figure 7.4b: Répartition des tests SPT en fonction de la lithologie et des valeurs N.

Par conséquent, l'équation (1) a été appliquée en ne considérant que les valeurs N comprises entre 5 et 50. A partir des valeurs d'ondes S ainsi obtenues, une nouvelle équation a été établie:

$$y = 125.129*H^{0,273723} \quad (2)$$

y = vitesse d'onde S (m/s)
H = profondeur en m

permettant d'extrapoler des valeurs d'ondes S en fonction de la profondeur (fig. 7.5).

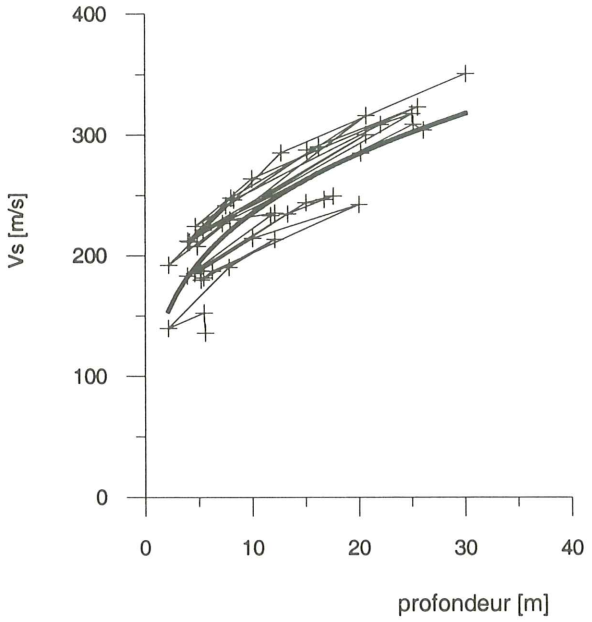


Figure 7.5: Vitesse d'onde cisaillante dérivée des données SPT en fonction de la profondeur. Le trait plein représente la courbe d'ajustement (voir équation 2).

La comparaison des vitesses sismiques obtenues lors de la campagne de 1994 et celles dérivées de l'équation (2) montrent (tab. 7.6) que dans le dernier cas, la vitesse d'ondes S est supérieure, excepté deux valeurs. Cependant l'extrapolation n'est malheureusement fiable que sur une très faible profondeur étant donné que les mesures SPT s'effectuent sur les dépôts en général jusqu'à 60–80 m et que dans la région de Sion, elles ne sont obtenues que sur 30 m. Par conséquent, il peut être dit que la valeur de 420 m/s représente la limite inférieure et que le dépôt sédimentaire ne peut physiquement pas être caractérisé par une valeur inférieure à celle-ci.

La valeur de 800 m/s a finalement été utilisée. Il s'agit d'un ordre de grandeur raisonnable pour caractériser le remplissage quaternaire de la vallée du Rhône. En comparaison, PEDERSEN (1994) utilise une valeur moyenne de 900 m/s pour la vallée de l'Ubaye (Alpes françaises) et LE BRUN (1997) emploie une valeur de 700 m/s pour la région de Grenoble (Alpes françaises).

Onde S par sismique réfraction (a) et réflexion (b)		
profondeur [m]	vitesse [m/s]	vitesse extrapolée [m/s]
2,3[a]	130[a]	157
2,6[a]	160[a]	163
8,5[a]	250[a]	225
16[a]	270[a]	267
32,5[b]	260[b]	325
49[b]	280[b]	363
71[b]	340[b]	402
176[b]	420[b]	515

Tableau 7.6: Comparaison entre valeurs d'onde S obtenues par sismique réfraction et réflexion et extrapolées.

Concernant le facteur de qualité, si on considère un remplissage homogène, la valeur utilisée est de 50.

7.1.3 Simulation de la réponse sismique de la vallée

Les profils de modélisation ont été tracés tous les 250 m, perpendiculairement à un axe de vallée moyen valable pour le Valais central. Cette prise en compte d'un axe est nécessaire étant donné que la modélisation est basée sur l'hypothèse d'une structure bidimensionnelle d'extension infinie. La figure 7.7 présente la répartition de ces profils et le tableau 7.8 décrit leurs caractéristiques principales.

Profil	p1	p2	p3	p4	p5	p6	p7	p8	p9	p10	p11	p12	p13	p14	p15
alt. surf. [m]	mnt	mnt	mnt	mnt	mnt	mnt	mnt	mnt	mnt	mnt	mnt	mnt	mnt	mnt	mnt
longueur [m]	1450	1500	1600	1650	1750	1900	1350	1300	1400	1600	1800	2100	2100	2200	2250
prof. [m]	587	586	587	592	594	593	594	589	591	591	592	592	595	595	589

Tableau 7.8: Caractéristiques des profils utilisés dans la modélisation bidimensionnelle.

Comme cela a déjà été soulevé auparavant, la présence de cônes de déjection doit être considérée. Ce type de structure ne peut pas être intégré en tant que tel dans la simulation numérique étant donné que celle-ci ne considère que des surfaces planes.

Le cône de la Sionne, sur lequel la ville de Sion est en grande partie construite, et dont le relief positif est le plus marqué, vient en recouvrement partiel du flanc rocheux et la plaine. Il masque ainsi le contact entre la vallée et son flanc. Ce contact peut être retrouvé en définissant une altitude de base pour la plaine à partir du MNT et en utilisant l'altitude du soubassement rocheux. Pour tenir compte malgré tout de ce dépôt de cône alluvial, l'épaisseur des sédiments déterminée en soustrayant l'altitude du soubassement rocheux au MNT a été conservée dans les zones concernées, comme le montre la figure 7.9 pour le profil p6. Cette opération a été effectuée pour les profils 4, 5 et 6.

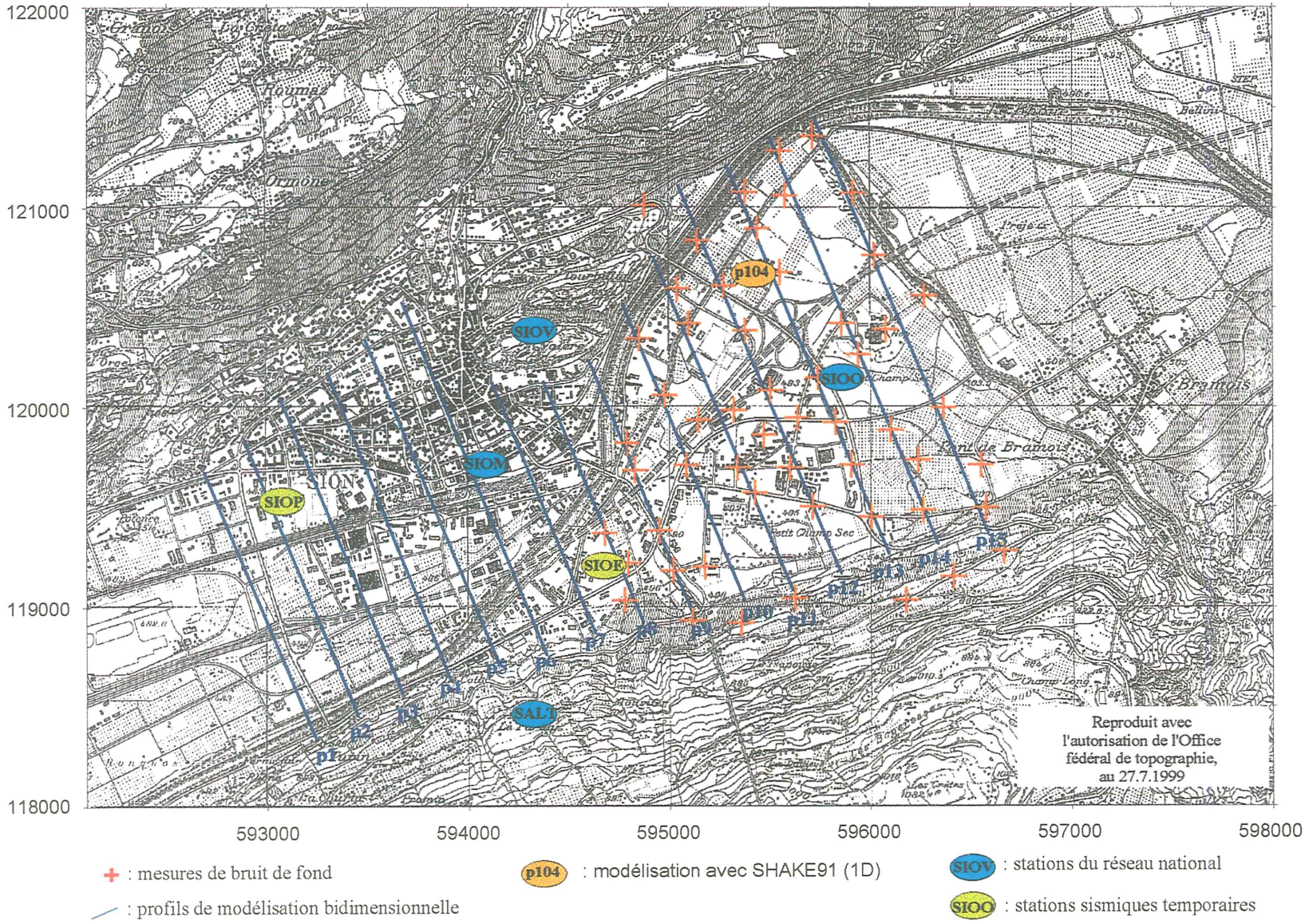


Figure 7.7: Localisation des diverses approches de l'analyse des effets de site dans la région de Sion.

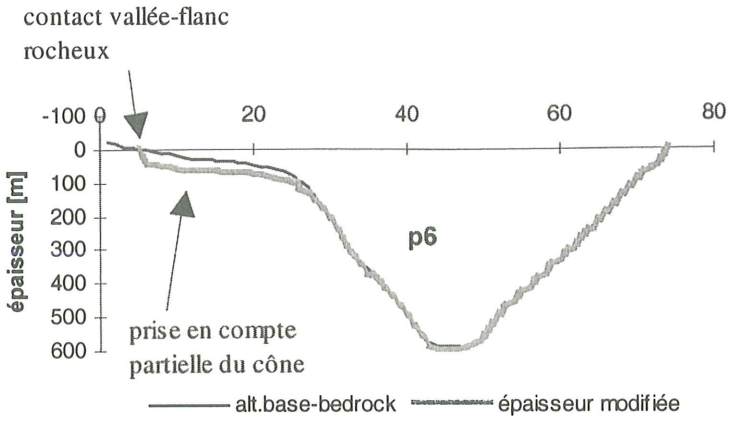


Figure 7.9: Illustration de la problématique du cône de déjection.

7.1.3.1 Les paramètres

Les valeurs des paramètres principaux nécessaires pour la modélisation décrits dans le tableau 7.10 ont été appliqués pour l'ensemble des profils. Cela est possible dans la mesure où l'épaisseur des sédiments dans la région est relativement constante et que les contextes géologique et sismique sont similaires.

	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Vp/Vs	σ	ρ [kg/m^3]	Q
remplissage sédimentaire	2050	800	2,56	0,41	2100	50
soubassement	5000	3000	1,67	0,22	2670	100

Vp, Vs = vitesses de l'onde P (onde de compression) et de l'onde S (onde de cisaillement)
ρ = masse volumique
σ = coefficient de Poisson
Q = facteur de qualité

Tableau 7.10: Paramètres principaux de la modélisation bidimensionnelle.

Les calculs ont été effectués pour une bande de fréquences comprise entre 0 et 5 Hz en raison de limites techniques, car il est nécessaire d'avoir des outils de calculs puissants. Il s'avère que les fréquences de résonance de structures tels que les ponts, canalisations et de bâtiments de 2 étages et plus varient entre 0,1 à 5 Hz.

Cette étude s'est focalisée sur les ondes cisaillantes (onde S), car elles sont les plus susceptibles de causer des dommages. Chacun des profils a donc été soumis à une onde plane incidente de type SH (onde cisaillante horizontale) et de type SV (onde cisaillante verticale) à incidence verticale, dans le plan du profil (azimut 0). Pour chaque profil, l'intervalle entre les points de mesure en surface est de 50 m.

7.1.3.2 Les résultats

Les résultats obtenus par la modélisation ont été convertis en rapport d'amplification (AR). Ce terme désigne le rapport entre l'amplitude du mouvement à la station de mesure dans la vallée et l'amplitude du mouvement qui serait enregistré sur le fond rocheux si la vallée n'existait pas (PAPAGEORGIOU & KIM 1991), cela permet d'avoir la réponse intrin-

sèque de la vallée. Dans le cas présent, les amplitudes obtenues dans le cas de l'onde SH ont été divisées par la valeur 2 (amplitude du mouvement en l'absence de la vallée). Cette valeur provient du fait qu'une onde incidente verticale qui arrive à la surface de la terre, en l'absence de structure sédimentaire, est considérée comme étant uniquement réfléchie, car l'interface roche–air est estimé comme étant une barrière de transmission. Le sol est donc soumis à un mouvement quasi simultané induit par une onde incidente et réfléchie, ce qui a pour conséquence une amplitude de mouvement deux fois plus élevée. Dans le cas SV, étant donné que la réponse est donnée sur l'axe des x et z, l'amplification a été calculée de la manière suivante:

$$A = \frac{\sqrt{Ux^2{}_s + Uz^2{}_s}}{\sqrt{Ux^2{}_b + Uz^2{}_b}}$$

avec $Ux_{b,s}$ – amplitude du déplacement selon l'axe des x pour la structure (s) et le bedrock (b)
avec $Uz_{b,s}$ – amplitude du déplacement selon l'axe des z pour la structure (s) et le bedrock (b)

La figure 7.11 présente les fonctions de transfert normalisées en AR pour le profil p6 (fig. 7.5) dans le cas de l'onde SH. On constate que:

- les amplifications maximales ne se produisent pas à la fréquence fondamentale, exception faite du centre de la vallée, contrairement à une approche unidimensionnelle,
- la fréquence fondamentale reste la même sur l'ensemble du profil, quelque soit l'épaisseur sous-jacente, exception fait de l'épaulement qui réagit différemment de la structure principale.

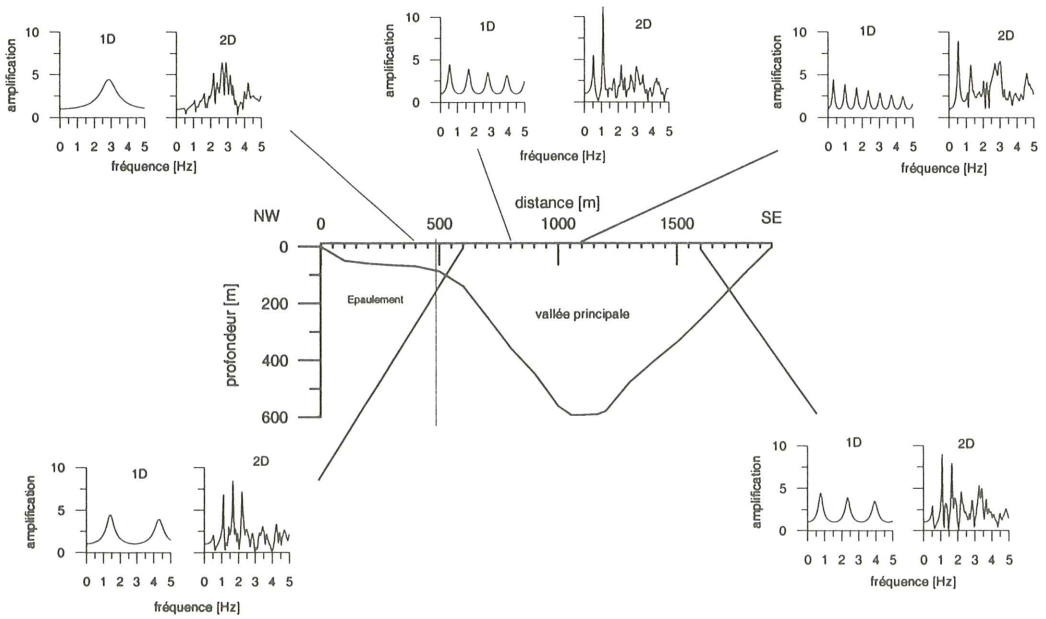


Figure 7.11: Comparaison des fonctions de transfert normalisées pour la modélisation 1D et 2D du profil p6. La fréquence fondamentale en 2D a une valeur de 0,55 Hz quelque soit la position de la station d'observation le long du profil. L'épaulement fait exception.

Dans un modèle 1D, si l'on considère une seule couche plane aux propriétés atténuantes surmontant un demi-espace rigide, la valeur de la fréquence fondamentale de la structure géologique peut être approximée par la formule (MEDVEDEV 1965):

$$f_o = Vs/4h \qquad (5)$$

celle-ci dépend de la vitesse des ondes sismiques et de l'épaisseur de la couche. Par conséquent, si l'épaisseur varie, la fréquence fondamentale s'en trouve modifiée. Tel n'est pas le cas dans la modélisation bidimensionnelle. Il s'agit là d'un phénomène de résonance typiquement bidimensionnelle qui implique l'ensemble du dépôt sédimentaire de la vallée du Rhône. Ce phénomène dépend de l'encaissement de la vallée, tel que le définit BARD & BOUCHON (1985) pour une vallée dissymétrique, à savoir:

$$\text{encaissement} = \frac{h}{2w} \qquad (6)$$

h = épaisseur maximale du dépôt sédimentaire

2w = largeur de la vallée pour laquelle l'épaisseur des sédiments est supérieure à la moitié de la valeur maximale

Plus l'encaissement est prononcé, plus la mise en résonance globale du dépôt est susceptible de se produire.

Pour la zone de Sion, les valeurs varient entre 0,57 (profil p15) et 0,86 (profil p8). Cette variation des valeurs de l'encaissement provient du fait que la largeur de la vallée varie, alors que l'épaisseur reste relativement constante. En effet, le profil 15 a une «faible» valeur qui résulte de l'élargissement de la vallée à cet endroit, tandis que le profil 8 est localisé sur le goulet. Mais dans les deux cas, l'encaissement est suffisant pour générer une résonance globale.

Afin de se rendre compte de l'influence de la structure sur la durée et l'amplification du mouvement du sol, les résultats exprimés dans le domaine fréquentiel du profil p6 ont été convertis dans le domaine temporel (fig. 7.12). Cela est possible en convoluant les fonctions de transfert obtenues, qui représentent la réponse de la vallée, avec une ondelette de Ricker qui peut être assimilée au signal au rocher d'une onde incidente plane. La période choisie pour cette ondelette est de 0,6 seconde. On peut constater 2 effets intéressants:

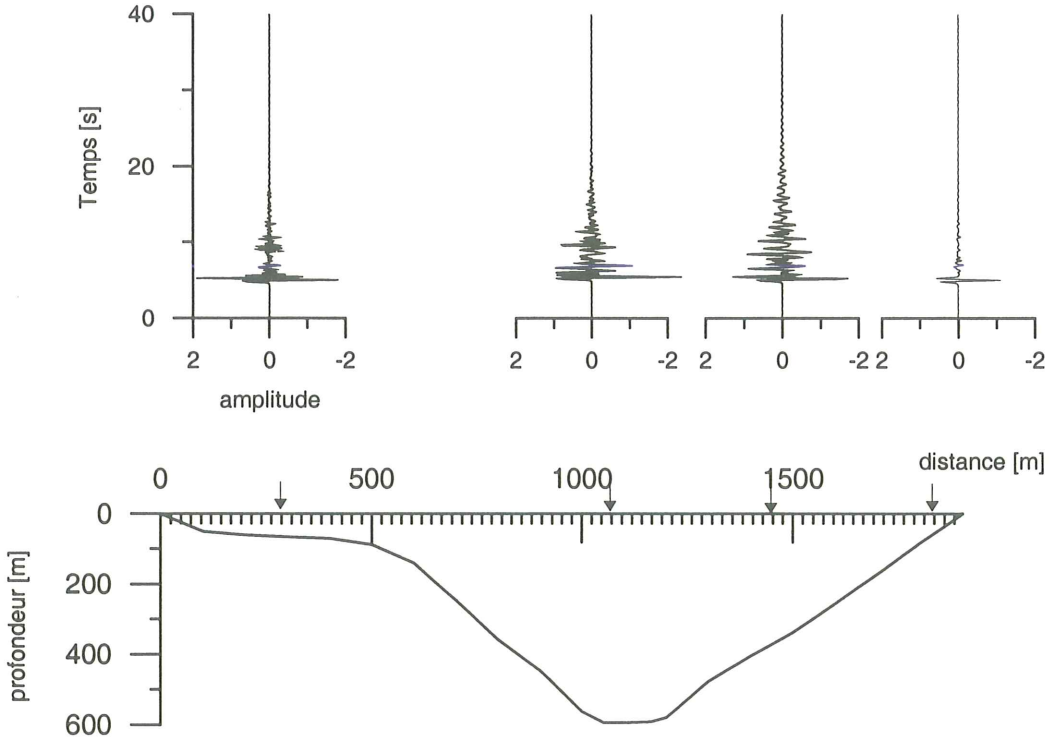


Figure 7.12: Profil p6 – réponses synthétiques pour quatre stations le long du profil. L'ondelette incidente est une ondelette de Ricker avec une période centrale de 0,6 sec.

- les signaux du centre et du flanc de la vallée sont caractérisés par une amplification du signal et une augmentation de la durée de vibration en comparaison avec le signal situé à la fin du profil,

- l'épaulement induit un signal qui lui est propre.

La figure 7.13 présente l'évolution de l'amplification en relation avec les variations de pente de l'interface remplissage sédimentaire – soubassement rocheux pour deux profils caractéristiques, à savoir le profil p6 qui présente un épaulement et le profil p14 qui est relativement symétrique. On peut constater que la morphologie de l'interface a une influence directe sur la variation de l'amplification le long d'un profil et qu'un profil symétrique, représenté par un gradient de pente régulier sur les flancs induit une symétrie dans la réponse (voir profil p14).

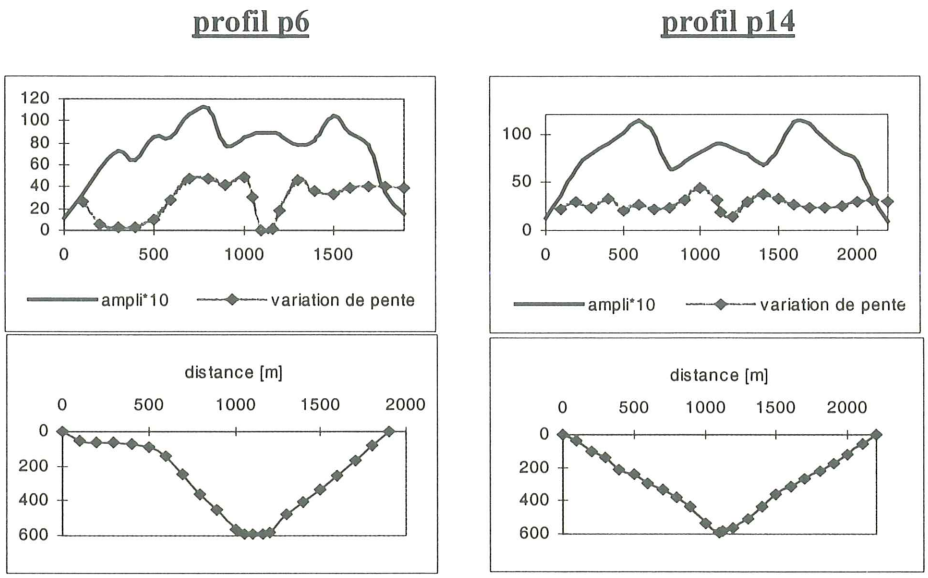


Figure 7.13: Représentation de l'amplification en fonction de la géométrie de subsurface et des gradients de pente. Cas de l'onde SH. Pour faciliter la lecture, les valeurs d'amplification ont été multipliées par un facteur de 10.

7.1.3.3 Sensibilité des résultats

Le paramètre qui joue un rôle prépondérant dans la réponse sismique est la vitesse d'onde S du remplissage sédimentaire, car il agit sur le contraste d'impédance sismique les deux milieux en présence. Il est également le moins bien quantifié. C'est pourquoi des tests ont été effectués afin de déterminer l'influence de ce paramètre. Les essais effectués sur le profil de Vétroz (MAYER-ROSA et al. 1997, FRISCHKNECHT et al. 1997) montrent qu'une augmentation du contraste des vitesses des ondes S induit une augmentation des valeurs d'amplification et une diminution des valeurs des fréquences associées. Toutefois, ces variations n'altèrent pas la différence de réponse entre les flancs, l'épaulement (s'il est présent) et le centre de la vallée en terme de zones.

7.1.4 Microzonage de la zone de Sion

La division de la zone de Sion en 15 profils placés à intervalle régulier a permis d'établir des cartes de zonage. Le paramètre qui a été choisi comme étant le plus représentatif de l'évolution de la réponse selon l'emplacement est l'amplification maximale et sa fréquence associée.

La carte élaborée à partir des données d'amplification est appelée carte de capacité d'amplification maximale. Cette dénomination désigne la sensibilité des zones à amplifier le mouvement du sol lors d'un tremblement de terre. Si, par exemple, on a une valeur d'amplification de 2 à un site donné, cela signifie que, à la fréquence associée pour le même site, le dépôt sédimentaire de la vallée peut amplifier le mouvement initial d'un facteur de 2.

Etant donné que, selon la modélisation bidimensionnelle, l'onde SH induit une plus forte amplification que l'onde SV, les figures 7.14a et 7.14b présentent la carte de capacité

d'amplification maximale et sa fréquence associée pour le cas d'une onde SH à incidence verticale sur la structure. Les données d'amplification et de fréquence, extraites des profils pour chaque station, ont été interpolées séparément par krigeage. Le résultat a ensuite été reclassé en 4 classes linéaires pour l'amplification (tab. 7.15) afin de mieux faire ressortir les différentes zones, alors que pour les fréquences, des catégories non-linéraires (tab. 7.16) ont été utilisées avec l'objectif de mettre en évidence les zones de fréquences les plus basses. Il faut mentionner que la valeur minimale de fréquence calculée obtenue dans la zone est de 0,5 Hz. Elle représente la limite inférieure.

Classe	Valeur d'amplification
1	1–3
2	3–6
3	6–9
4	9–12

Tableau 7.15: Catégories de classification pour les amplifications maximales.

Classe	Valeur de fréquence
1	0,5–1
2	1–2
3	2–3
4	3–5

Tableau 7.16: Catégories de classification pour les fréquences associées aux amplifications maximales.

Il est à noter que la classification crée des limites nettes entre zones, état de fait qui n'existe pas de manière aussi tranchée dans la réalité.

Les documents (fig. 7.14a et 7.14b) sont indissociables. A un site particulier, l'amplification maximale se produit à la fréquence qui lui est associée. De manière générale, on peut constater que les valeurs de fréquences les plus basses se situent au centre de la vallée et qu'elles augmentent avec la diminution de l'épaisseur sédimentaire. Il s'agit là uniquement de l'effet induit par la variation de la géométrie de subsurface de la vallée. Il est utile de rappeler que la modélisation 2D a été effectuée jusqu'à une fréquence maximale de 5 Hz. Cela a pour conséquence qu'aucune information sur le comportement de la vallée n'est disponible au-delà de cette valeur. L'évolution des fréquences le long de certains profils 2D (FRISCHKNECHT 2000) montre que vers les bords de la vallée, là où les dépôts s'amincissent, les fréquences de l'amplification maximale plafonnent à la limite de 5 Hz. Seuls des calculs à plus haute fréquence (au moins jusqu'à 20–30 Hz) et/ou des données de tremblement de terre permettront de connaître le comportement du sol sur les bords de la vallée.

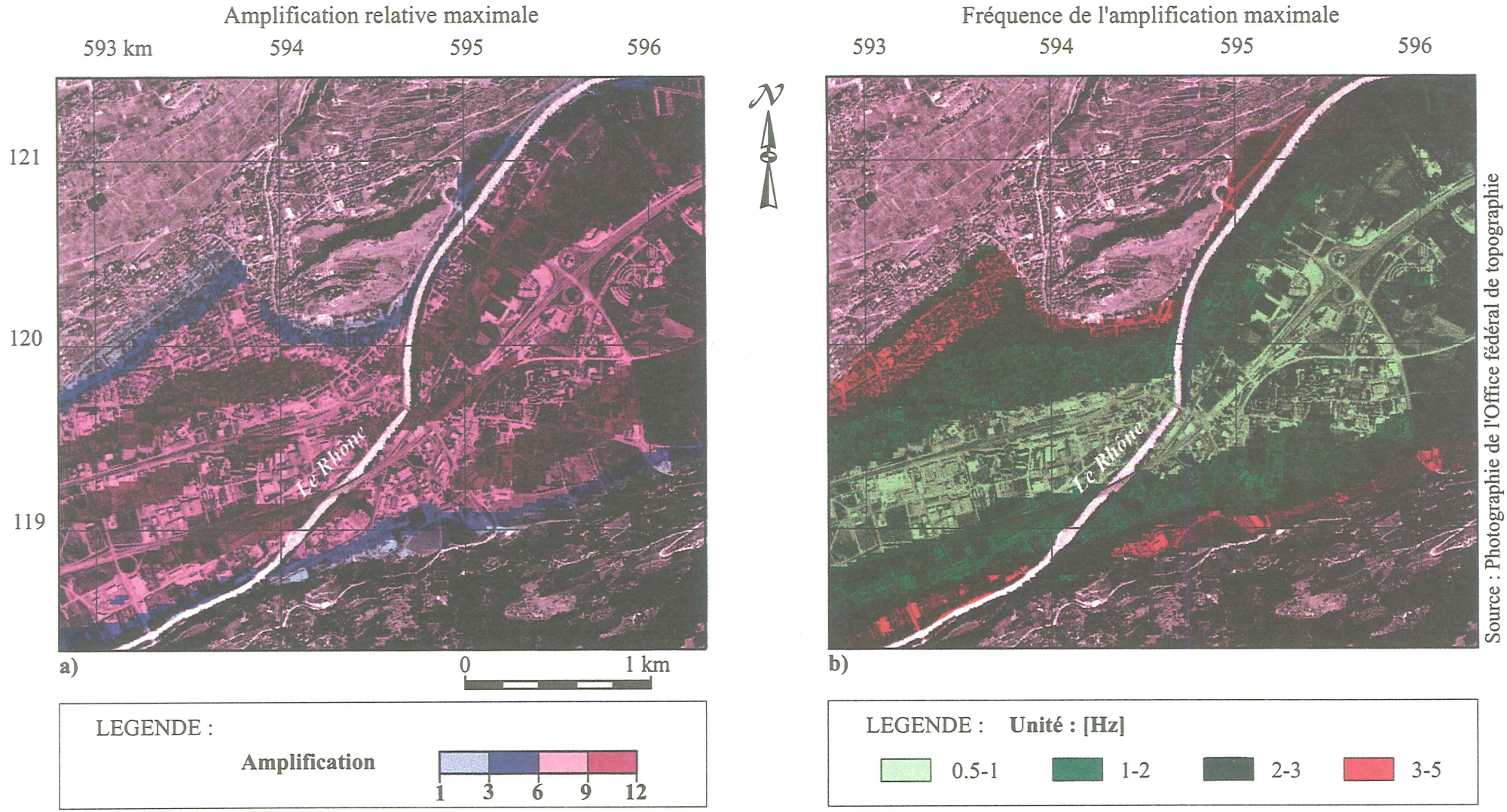


Figure 7.14: a) Carte d'amplification maximale du site pour des magnitudes inférieures à 6.
b) Carte des fréquences associées pour des magnitudes inférieures à 6.

En ce qui concerne les valeurs d'amplification données par la modélisation 2D, celles-ci peuvent paraître élevées. Elles sont néanmoins dans l'ordre de grandeur des amplifications obtenues à partir de données de tremblements de terre, que ce soit dans la vallée du Rhône (voir fig. 4.19), dans l'agglomération de Grenoble (LE BRUN 1997) ou dans la région de Trento (PESSINA et al. 1997). Ces valeurs peuvent être considérées comme représentatives pour des tremblements de terre de magnitude faible à modérée. En ce qui concerne la réponse sismique de la vallée du Rhône lors de séismes de forte magnitude (ML > 5), elle reste encore à être précisée. En effet, lors de forts tremblements de terre des phénomènes de non-linéarité peuvent se produire avec comme conséquence importante, entre autres, de diminuer le facteur d'amplification dans certaines bandes de fréquences par rapport à celui observé pour des séismes de faible magnitude (BERESNEV & WEN 1996).

7.2 La méthode du bruit de fond (ou technique de Nakamura ou «rapport H/V»)

L'analyse des enregistrements de bruit de fond (vibrations propres du sol) est maintenant reconnue comme une bonne technique pour caractériser le site (plus particulièrement les sols non consolidés) et son influence sur les ondes sismiques.

Depuis les travaux de KANAI & TANAKA (1954), de plus en plus d'équipes dans le monde entier utilisent cette technique pour estimer les modifications de comportement des ondes sismiques induit par les conditions locales des sols. C'est NAKAMURA (1989) qui présenta les premiers résultats au monde scientifique international et fournit son nom à la méthode.

Les fondements théoriques et les hypothèses ne sont pas encore unanimement admises bien que la comparaison avec d'autres techniques d'évaluation des effets de site (LERMO & CHÁVEZ-GARCÍA 1994) tend à montrer la validité et les avantages d'une telle technique.

Parmi les autres moyens d'évaluation quantitative des effets de site, on peut distinguer deux types d'approches:

1. Les techniques de terrain telles que:

- La comparaison des signaux enregistrés par une station fixe au rocher et en même temps par une station mobile sur le site. Cela suppose un excellent calage temporel des enregistrements des deux stations et un site au rocher de qualité (i.e. sans effet de site).

- La comparaison d'enregistrements de tremblements de terre provenant d'une station au rocher et de stations au sol. Cette approche mobilise des stations sismiques le temps d'acquérir des signaux utilisables et cette période est d'autant plus longue dans des régions à sismicité modérée.

Ces techniques demandent un important traitement du signal après l'acquisition.

2. Les approches de simulation numérique de la propagation des ondes dans le milieu qui nécessitent d'avoir une bonne connaissance de la nature du sous-sol à la verticale des sites (pour les approches 1D) et le long de profil (pour les approches 2D/3D).

Toutes les contraintes inhérentes à ces techniques rendent la méthode de Nakamura (dite aussi «rapport H/V») beaucoup plus simple d'utilisation pour une estimation de l'influence du site sur les signaux sismiques. Elle utilise en effet une seule station sismique pour des temps d'acquisition de l'ordre de 15 minutes par site et demande un traitement spectral simple et rapide.

7.2.1 La méthode

NAKAMURA (1989) fonde sa méthode sur trois hypothèses principales:

1. Le bruit de fond est généré par les réflexions et réfractions des ondes de cisaillement (ou ondes dite S) dans les couches superficielles et par des ondes de surface.

2. Les sources superficielles locales n'affectent pas le bruit de fond à la base de la couche de sol non consolidée.

3. La composante verticale du bruit de fond n'est pas amplifiée par la couche de sol non consolidée.

Si l'on considère que le bruit de fond est principalement constitué d'onde de surface de type Rayleigh (LERMO & CHÁVEZ-GARCÍA 1994), les fonctions de transfert S_E et A_S peuvent être définies par le rapport spectral des mouvements, respectivement, horizontaux et verticaux à la surface (H_S et V_S) et à la base (H_B et V_B):

$$S_E = \frac{H_S}{H_B} \quad \text{et} \quad A_S = \frac{V_S}{V_B}$$

S_E représentant l'effet de site et A_S, l'effet des ondes de Rayleigh.

A faible profondeur, le bruit de fond est donc constitué d'ondes de Rayleigh qui ont un effet équivalent sur la composante verticale et horizontale.

La fonction de transfert S_M définie par:

$$S_M = \frac{S_E}{A_S} \quad \Leftrightarrow \quad S_M = \frac{H_S}{V_S}\frac{V_B}{H_B} \qquad (1)$$

caractérise ainsi le seul effet de site car elle compense les effets des ondes de Rayleigh.

Plusieurs études (e.g. NAKAMURA 1989, THEODULIDIS et al. 1996) montrent que le mouvement vertical V_B du bruit de fond est pratiquement identique au mouvement horizontal H_B au niveau de la base, ce qui se traduit par:

$$\frac{V_B}{H_B} \cong 1$$

L'équation (1) s'écrit alors:

$$S_M = \frac{H_S}{V_S}$$

Ainsi, le rapport de spectre S_M des composantes horizontale et verticale des ondes enregistrées en surface permet de caractériser les effets d'amplification locale des sols à partir de l'enregistrement du bruit de fond.

7.2.2 Pratique de terrain

Pour chaque site étudié, l'enregistrement du bruit de fond par les trois composantes (deux composantes horizontales et une verticale) d'un capteur sismique et son traitement dans le domaine spectral (rapport entre les composantes horizontales et verticale) fournira une estimation de la fréquence propre de résonance et de l'amplification à la verticale du point.

L'instrumentation utilisée se compose (fig. 7.17):

- d'un capteur sismique à trois composantes,
- et d'une unité d'acquisition et de contrôle dotée d'une grande capacité de stockage des données.

Le temps d'enregistrement et la densité des points de mesure est fonction de la zone d'étude.

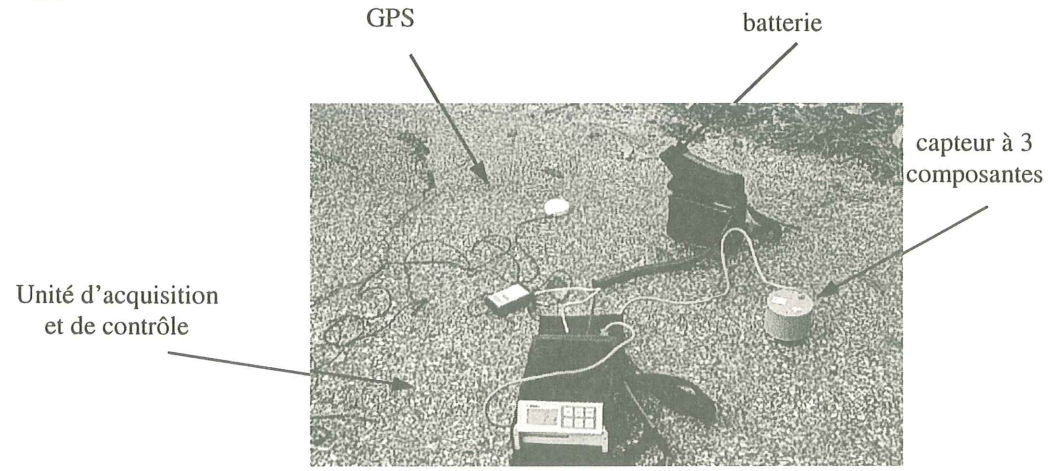


Figure 7.17: Instrumentation d'acquisition à trois composantes (modèle Lennartz MARSlite et capteur LE3D-lite).

Les étapes du traitement des données sont:

- le choix d'une fenêtre de temps dans le signal correspondant à un bruit de fond peu perturbé par des émissions locales et brèves,
- le calcul du spectre de Fourier pour chacune des composantes,
- l'application d'un filtre non destructif sur les spectres,
- le calcul du rapport des composantes horizontales sur la composante verticale (H/V),
- l'estimation de la fréquence du pic principale (fréquence fondamentale de résonance) et son rapport H/V.

Une cartographie des résultats en fréquence et en amplification adaptée au besoin de l'étude est alors possible.

7.2.3 Application en rive gauche du Rhône au Sud-Est de Sion

Cette campagne de mesure en rive gauche du Rhône au Sud-Est de Sion constitue le lien avec la simulation numérique bidimensionnelle décrite dans le chapitre 5.3. Elle est la contrepartie expérimentale de l'estimation de l'influence du sous-sol sur les ondes sismiques et fournira un outil de comparaison avec les résultats issus de la modélisation.

Elle fait partie d'un travail d'élaboration d'un outil de traitement des mesures de bruit de fond rapide et portable sous le logiciel Matlab©[2] afin de produire des cartes préliminaires d'effets de site quelque soit le lieu d'étude (GONZENBACH 1997a, b).

Un soixantaine de sites ont été étudié. En chaque site, 5 minutes de bruit de fond ont été enregistrés à l'aide d'un appareil digital (Lennartz MARSlite) et d'un sismomètre d'une fréquence propre de 1 Hz. Une analyse spectrale complète de chaque signal est appliquée sur des fenêtres de 32 secondes. Les deux composantes horizontales sont utilisées pour le calcul du rapport H/V.

La figure 7.18 montre un exemple de spectres.

L'acquisition de données sur ces 60 sites (fig. 7.7) a permis d'élaborer une cartographie en terme de fréquence de résonance du sol et en terme d'amplification relative des ondes sismiques (fig. 7.19a et 7.19b).

La fréquence de résonance f_r correspond sur le spectre H/V à la fréquence du plus grand pic. L'amplification A_{HV} est la valeur du rapport H/V pour le fréquence de résonance.

La figure 7.19a présente une carte obtenue par l'interpolation des valeurs de f_r sur toute la zone. Elle montre clairement que les valeurs de f_r sont plus grandes sur les bords que dans l'axe NE–SW de la vallée. Ceci s'explique en partie par la variation latérale d'épaisseur des sédiments fluvio-glaciaires. En effet, plus l'épaisseur des sédiments est grande, plus la fréquence de résonance est faible. Dans l'axe, où l'épaisseur est maximale, f_r est de l'ordre de 0,5 Hz pour atteindre 6 à 8 Hz sur les bords.

[2] version 4.2c. The MathWorks Inc.

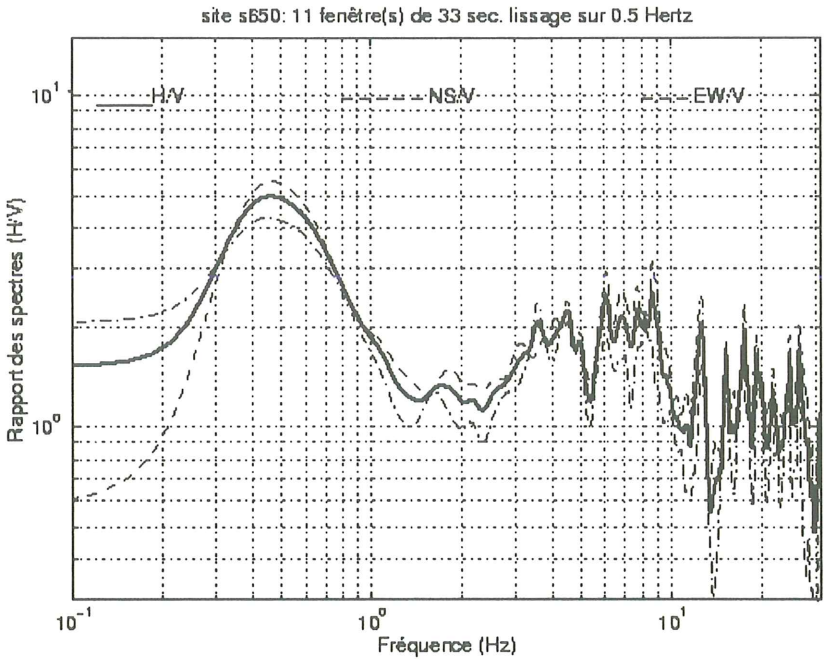


Figure 7.18: Spectres du rapport H/V avec la prise en compte des deux composantes horizontales.

Cette constatation ne semble plus être valable au SW de la zone où l'on observe des valeurs de f_r entre 2 et 8 Hz. Comme la figure 7.3 l'illustre, cette partie plus étroite de la vallée est coupée au NW par le cône de déjection de la Sionne qui constitue le soubassement de la ville de Sion et au SE par le grand cône de déjection de la Borgne qui couvre la plaine alluviale. Des variations de la nature des matériaux ou de la morphologie de la cuvette alluviale pourraient expliquer l'augmentation de f_r dans cette zone.

Outre de donner une information sur la fréquence de résonance du sol, le rapport du spectre H/V peut être considérée comme une représentation relative de l'amplification des mouvements du sol soumis à une vibration sismique.

La figure 7.19b est une carte des amplifications mesurées sur les différents sites. A partir de cette carte, il semble difficile de faire ressortir une tendance liée à la morphologie de la vallée. Néanmoins, nous pouvons observer des valeurs d'amplification de l'ordre de 3 à 5 avec quelques valeurs supérieures à 6. Elles se situeraient autour de 3–4 dans l'axe de la vallée.

Une comparaison récente (communication personnelle de P.-Y. Bard) de différentes méthodes d'évaluation de l'amplification due aux effets de site pour 4 lieux bien distincts (en France et en Grèce) montre que les valeurs obtenues par la méthode du bruit de fond sont le plus souvent supérieures à celles déduites des autres méthodes (approches numériques ou mesures de terrain).

Avec cette première étude utilisant la mesure du bruit de fond pour estimer la fréquence fondamentale de résonance et l'amplification relative du sol soumis à un train d'ondes

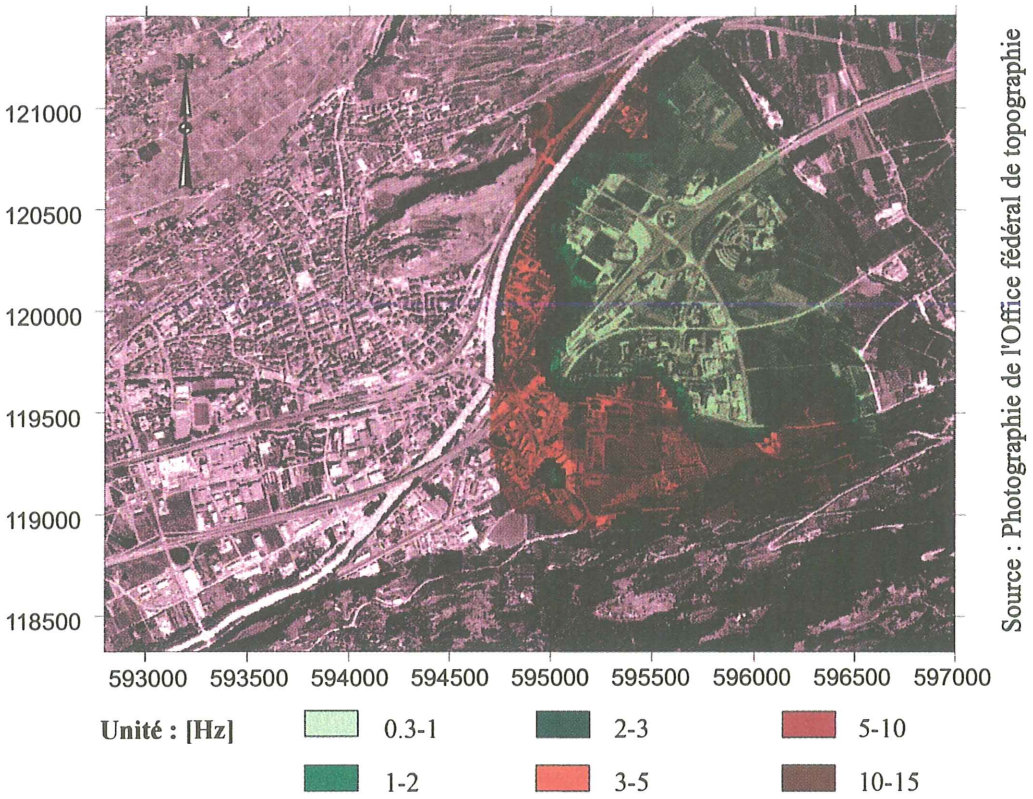


Figure 7.19: a) Carte représentant une interpolation sur toute la zone des valeurs de fréquence de résonance f_r obtenues en chacun des points de mesure de bruit de fond.

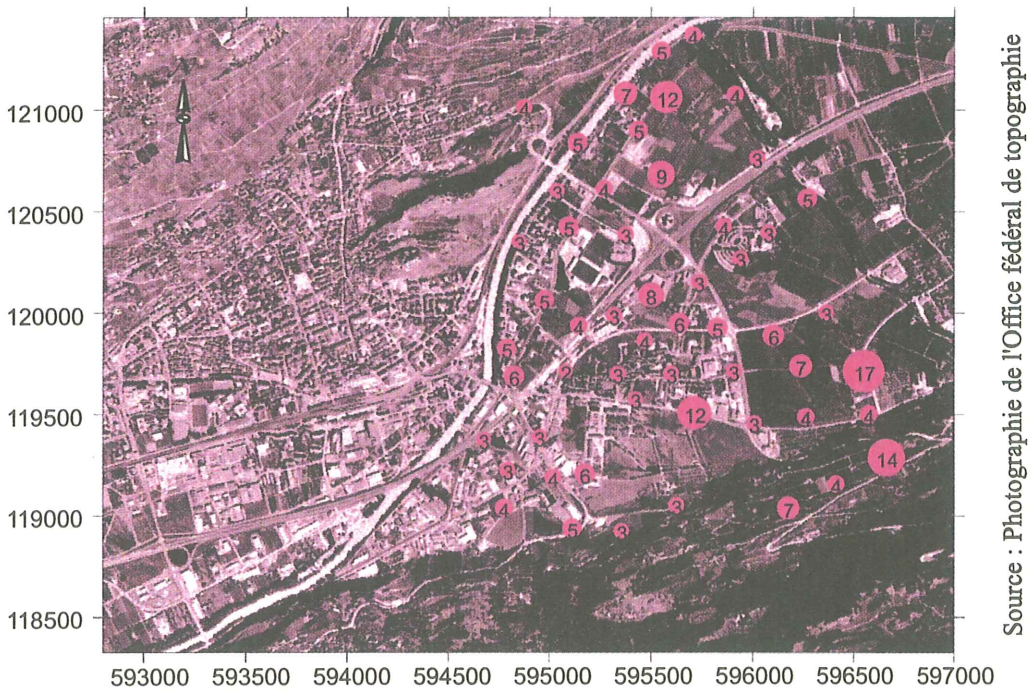


Figure 7.19: b) Carte des valeurs d'amplification A_{HV} du rapport H/V (rond violet). A_{HV} est la valeur du rapport sur le plus fort pic du spectre.

sismiques, il s'avère qu'une cartographie des effets de site est possible (fig. 7.19a et 7.19b).

Bien qu'il soit difficile à ce stade de l'investigation d'expliquer le manque d'homogénéité des valeurs de f_r au SW de la zone, il est important de noter cette anomalie qui se situe dans une zone avec une forte hétérogénéité des matériaux sous-jacents.

Les amplifications qui sont données par cette méthode doivent être prises comme relatives et surestimant peut-être les facteurs d'amplification auxquels l'on peut s'attendre, ceci spécialement dans le cas des valeurs supérieures à 10.

Une étude similaire peu coûteuse en temps est envisageable à différentes échelles.

7.3 Discussion des résultats obtenus par modélisation 2D et bruit de fond

Deux profils transversaux caractéristiques, p9 et p13, ont été choisis pour effectuer une comparaison des résultats issus de la modélisation 2D et du bruit de fond (FRISCHKNECHT et al. 1998). On peut constater sur la figure 7.20 que dans le cas du profil p13 (fig. 7.7), les approches concordent en terme de fréquence, spécialement dans le centre de la vallée qui correspond à la partie la plus profonde. Sur le profil p9, la méthode du bruit de fond présente des valeurs plus élevées. Une explication possible est que ce profil se situe en bordure du cône de déjection de la Borgne où on pourrait supposer la présence d'une couche de matériel plus fin.

En ce qui concerne l'amplification, la méthode du bruit de fond ne permet pas de distinguer de répartition préférentielle, contrairement à la modélisation bidimensionnelle. En outre, elle présente des valeurs au moins deux fois inférieures à la modélisation bidimensionnelle.

La comparaison des cartes de fréquence obtenues par les deux méthodes (fig. 7.14b et 7.19a) confirme que les fréquences les plus basses sont situées dans la partie centrale de la vallée et qu'elles augmentent en direction des bords. Par contre les résultats divergent sur les bords du cône de la Borgne.

En conséquence, l'utilisation de deux méthodes différentes, mais complémentaires permet non seulement de reconnaître les zones de convergence mais également d'identifier les zones de divergence où une attention particulière devrait être accordée afin d'expliquer les raisons de cette différence.

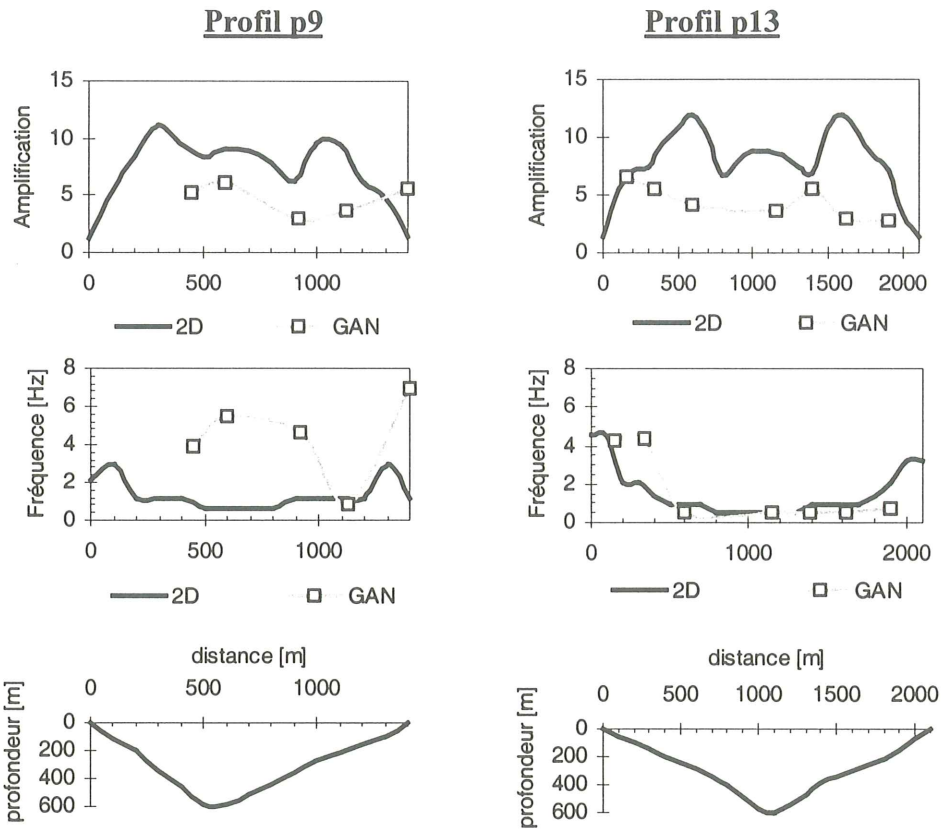


Figure 7.20: Comparaison de l'amplification maximale relative et la fréquence associée obtenue par modélisation 2D et bruit de fond (GAN) pour les profils p9 et p13.

7.4 Autres techniques d'investigation

7.4.1 Modélisation numérique unidimensionnelle multicouches

Une approche unidimensionnel ou «1D» est envisageable dès lors que des données géotechniques du sous-sol existent en quantité suffisante. De nombreux modèles numériques prennent en compte divers paramètres physiques des sols (ex.: vitesse de propagation des ondes S ou P, masse volumique des matériaux, épaisseur des différents sols) et calculent leur action sur un signal sismique.

Le programme SHAKE91 (IDRISS & SUN 1992) mondialement connu prend en compte quatre de ces paramètres (la vitesse des ondes S, la densité, l'épaisseur de chaque couche et le facteur de qualité de chaque couche) et peut compléter efficacement les mesures de bruits de fond sur des sites bien documentés géotechniquement.

A partir d'une série de calculs en différent sites, il est possible de cartographier une zone en terme de fréquence propre de résonance et d'amplification du sol. L'exemple qui suit ne constitue en rien une étude détaillée mais plutôt un bref aperçu des possibilités de ce type d'approche.

Un point à l'est de Tourbillon (le point P104 de la fig. 7.5) qui se trouve à proximité d'un forage est choisi pour étudier la propagation d'un signal sismique dans les alluvions de la vallée depuis la base (dans le cas présent, l'interface rocher-alluvions) vers la surface.

Le signal sismique de référence utilisé pour la modélisation est celui de la composante verticale du tremblement de terre du 4 décembre 1993 de Sierre (d'une magnitude ML = 3,4) enregistré par le Service Suisse de Sismologie à la station de Sion-Valère (à moins de 10 km de l'épicentre). Bien que cette station se situe sur une colline qui engendre naturellement des phénomènes d'amplification, l'utilisation de ce signal donne une estimation relative de l'influence du sous-sol à la verticale du point considéré sur la propagation des ondes provenant d'une source sismique locale.

Deux modèles de sols sont pris en considération pour les calculs et se réfèrent aux données interprétées du forage le plus proche (CLAVIEN 1979) jusqu'à une profondeur de 40 m. Dans cette première tranche d'alluvions, trois types de sol sont distingués (limons, graviers et sables).

Ensuite dans une deuxième tranche, de la base du forage au soubassement (à une profondeur de l'ordre de 290 m), l'un des modèles considère une composition homogène des sols schématisée par deux couches aux caractéristiques géotechniques moyennes (modèle HOMOG.) et l'autre, une composition hétérogène représentée par une série de strates d'épaisseur constante avec des vitesses de propagation des ondes S croissantes en fonction de la profondeur (modèle HETEROG.).

Les paramètres géotechniques des sols pour les alluvions profonds sont extraits de la littérature:

- la vitesse V_s des ondes S aux différentes profondeurs H est estimée en considérant l'hypothèse d'un gradient linéaire en fonction de la profondeur (V_s = H+310 pour H > 60 m) estimé selon une étude récente à Sion (communication de Koller et Tissières).
- la masse volumique des matériaux selon les travaux de PUGIN sur le profil de Vétroz (communication personnelle),
- les lois de comportement mécanique des différents matériaux proviennent de l'étude récente de Koller (communication personnelle) sur la zone de Sion.

Le tableau 7.21 reprend les paramètres choisies pour le remplissage à 6 couches (HOMOG.) et le tableau 7.22, ceux qui concernent le remplissage à 16 couches (HETEROG).

Profondeur (m)	Epaisseur (m)	Masse volumique (kg/m^3)	Vitesse S (m/s)	Type de matériaux
2,25	2,25	1700	150	limons
18	15,75	2200	350	graviers
19,7	1,70	1800	200	sables
40	20,30	2200	350	graviers
180	140	2200	420	///
290	110	2200	540	///
Demi-espace		2500	2500	rocher

Tableau 7.21: Paramètres physiques pour le modèle HOMOG.

Profondeur (m)	Epaisseur (m)	Masse volumique (kg/m^3)	Vitesse S (m/s)	Type de matériaux
2,25	2,25	1700	150	limons
18	15,75	2200	350	graviers
19,7	1,7	1800	200	sables
40	20,3	2200	350	graviers
60	20	2200	370	///
80	20	2200	390	///
100	20	2200	410	///
120	20	2200	430	///
140	20	2200	450	///
160	20	2200	470	///
180	20	2200	490	///
200	20	2200	510	///
220	20	2200	530	///
240	20	2200	550	///
260	20	2200	570	///
290	30	2200	600	///
Demi-espace		2500	2500	rocher

Tableau 7.22: Paramètres physiques pour le modèle HETEROG.

Pour montrer l'influence de la propagation du signal de référence dans les sédiments glacio-lacustres de la vallée du Rhône, la figure 7.23 juxtapose le signal de référence et les signaux résultant du calcul pour les deux modèles considérés.

Après calcul, le signal de référence est modifié en temps et en amplitude par les deux colonnes de sol. Le modèle HETEROG. (gradient linéaire de vitesse de propagation des ondes S) produit un effet d'amplification plus fort que le modèle HOMOG. (pas de gradient de vitesse).

La figure 7.24 superpose les amplifications spectrales pour les deux modèles considérés.

Les ondes se propageant dans le milieu schématisé par les deux types de modèles de sol sont soumises à des amplifications et des modifications de leur contenu fréquentiel. Les effets d'amortissement que l'on peut observer au-delà de 5 Hz sont dépendant des lois de comportement mécanique des sols choisis pour représenter les différents types de matériaux.

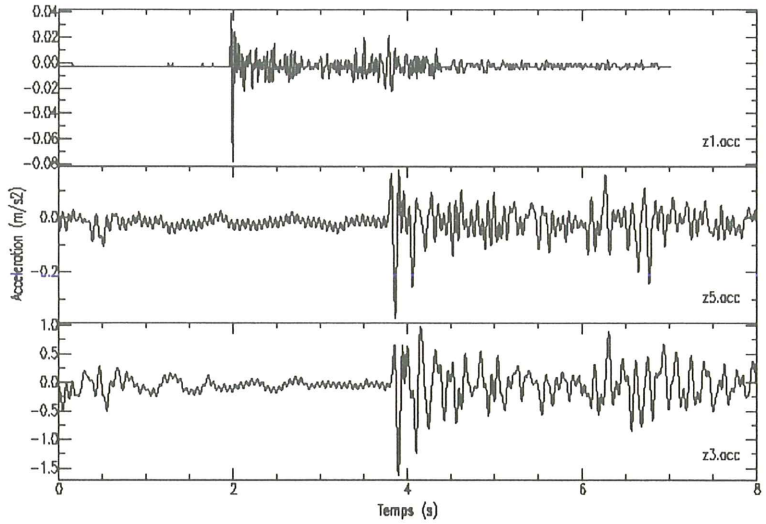


Figure 7.23: Accélérogrammes calculés par SHAKE91 au point P104. De haut en bas, les signaux de référence au rocher (z1.acc), en surface avec le modèle HOMOG. (z5.acc) et en surface avec le modèle HETEROG. (z3.acc).

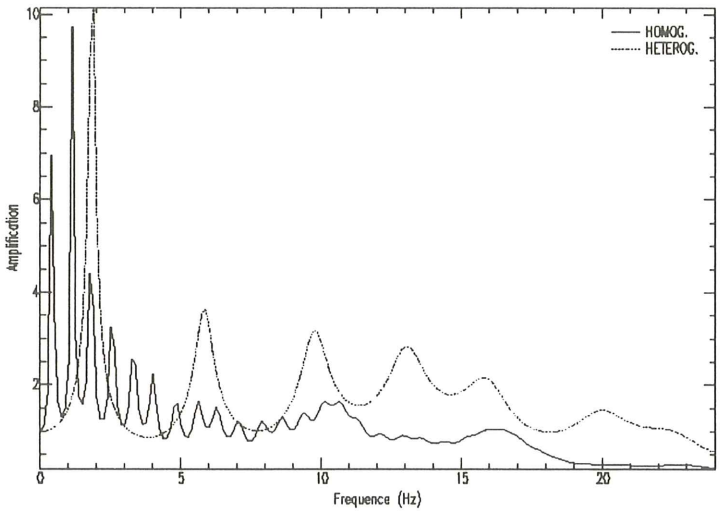


Figure 7.24: Amplification spectrale du signal de référence se propageant au sein des deux modèles.

Il est à noter que les valeurs de fréquence fondamentale calculées par cette approche sont comparable à celle mesurée par la technique de Nakamura sur le même site (entre 1 et 2 Hz).

Cette simple illustration montre la sensibilité du calcul aux modèles de couches choisis et aux paramètres qui les caractérisent. Un modèle de type HETEROG. comportant de nombreuses couches est mieux adapté pour représenter les variations latérales et en profondeur des matériaux du sous-sol mais plus difficile à mettre en œuvre de part les informations à fournir au modèle.

Dès lors que les informations existent, il est possible de répéter les calculs sur une grille de points et de calculer en chaque point une série de paramètres caractérisant l'influence du site sur le signal sismique (amplification spectrale, spectre de réponse, accélération en surface, etc.). Dans tous les cas, il est important de noter que la qualité de la synthèse des données géotechniques influera sur les résultats numériques.

Le signal de référence peut provenir d'un enregistrement réel ou d'un modèle numérique de simulation d'un tremblement de terre de forte magnitude (ROSSET et al. 1997) lorsqu'aucun fort séisme n'est disponible dans cette région.

Ces méthodes numériques (que ce soit 1D ou 2D) associée aux mesures de bruit de fond constituent un excellent outil d'évaluation des effets d'amplification des ondes par les sols non consolidés.

7.4.2 L'acquisition de données sismiques

Comme il l'a été dit dans le sous-chapitre 5.1, une des méthodes pour estimer les effets de site consiste à installer des stations d'enregistrement sismique en plusieurs sites (dont un au rocher) et de comparer les signaux de séismes enregistrés aux différentes stations avec celui de la station au rocher afin d'obtenir des rapports de spectre plaine/rocher. Ces rapports indiqueront dans un cas réel quelle est l'influence de la vallée sur les ondes sismiques. De telles observations permettraient d'infirmer ou de confirmer l'éventail des résultats obtenus par les autres méthodes.

Dans ce but, 3 accéléromètres trois composantes du CERG sont installés dans la région de Sion depuis mai 1997, en complément de ceux déjà existants du Service suisse de sismologie, pour une durée d'environ 10 mois.

Ces stations ont été placées à différents endroits de la plaine alluviale (fig. 7.5), selon les caractéristiques morphologiques de la vallée et de l'accessibilité des sites, à savoir:

- au centre de la vallée (station SIOO),
- en rive gauche de la vallée (station SIOE),
- et en rive droite de la vallée (station SIOP).

Les sites au rocher utilisables sont les stations du réseau suisse de sismologie de Sion-Valère (SIOV) et de Salins-Turin (SALT).

Le tableau 7.25 présente les caractéristiques géologiques à la verticale des stations.

La station SIOO, temporaire au départ, est devenue, en février 1998, une station permanente du SED en raison de sa position intéressante au centre de la vallée.

Depuis l'installation des stations, et en raison du seuil de déclenchement fixé, un seul tremblement de terre a été enregistré. Il s'agit du tremblement de terre de la Grande Dixence de ML = 3,5 qui s'est produit le 7 mai 1998. L'hypocentre est situé à 8 km. Toutes les stations de Sion, exceptée celle de Valère, localisée entre Valère et Tourbillon,

ont enregistré le signal. La figure 7.26 présente chaque station et l'enregistrement sur les trois composantes.

Nom	Géologie	Epaisseur quaternaire
SIOO (Sion-Ophtalmologie)	alluvions du Rhône	573 m
SIOP (Sion-Police)	alluvions du Rhône	277 m
SIOE (Sion-Environnement)	alluvions du Rhône	242 m
SIOM (Sion-Mayennets)	alluvions de la Sionne sur alluvions du Rhône	446 m
SALT* (Salins-Turin)	1–10 m de moraines sur schistes et charbons de la zone Houillère	/
SIOV* (Sion-Valère)	Quartzite triassique	/

* Smit (SED)

Tableau 7.25: Caractéristiques géologiques des stations sismiques dans la région de Sion.

Pour permettre une meilleure lecture, une fenêtre de durée identique a été utilisée pour chaque signal et l'affichage est en temps relatif, afin que l'enregistrement débute au même moment. En temps absolu, il y a un décalage en temps entre les stations, de l'ordre de une ou deux secondes en raison de leur répartition spatiale par rapport à l'hypocentre du tremblement de terre.

Cet événement sismique permet de confirmer l'existence d'effets de site dans la vallée du Rhône. En effet, on peut constater que les signaux diffèrent d'une station à l'autre, SALT ayant le signal le plus court en durée temporelle, alors que SIOP présente l'accélération de pointe et la durée les plus importantes. Les sites de SIOM et SIOO manifestent une similitude dans leur réponse, avec toutefois une accentuation du côté de SIOM. Le fait que SIOP présente le signal le plus fort pourrait être expliqué par la fermeture latérale du dépôt sédimentaire ainsi que par la présence d'un flanc de vallée raide, qui selon PAPAGEORGIOU & KIM (1991) sont deux éléments efficaces pour générer et réfléchir des ondes de surface qui amplifient et prolongent le signal sismique. La station SIOE présente également un signal fort mais d'amplitude et de durée moindre que SIOP. Cela pourrait être dû au fait que cette station est positionnée à la verticale d'un flanc de vallée moins pentu, par conséquent générateur et réflecteur plus faible d'ondes de surface. Il est évident qu'un seul événement ne suffit pas. Il est nécessaire de poursuivre l'acquisition de données sismiques réelles en installant les instruments dans des endroits bien définis, afin d'avoir un éventail des réponses sismiques possibles selon la magnitude.

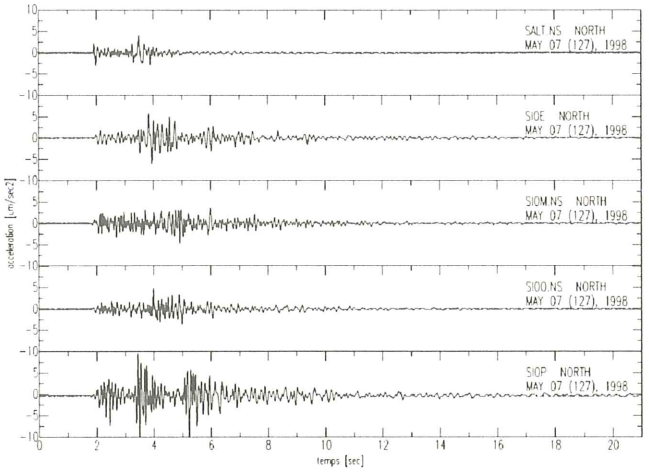


Figure 7.26a: Accélérogrammes du tremblement de terre du 7 mai 1998. Composante NS. Les unités sur l'axe vertical sont exprimées en terme d'accélération [cm/s^2] et celles de l'axe horizontal en temps [s].

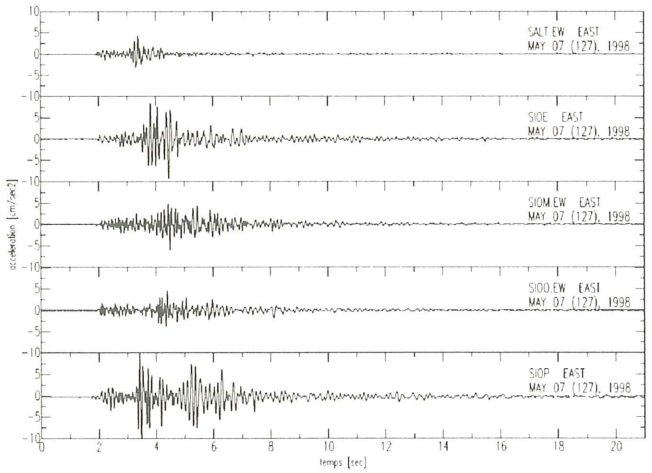


Figure 7.26b: Accélérogrammes du tremblement de terre du 7 mai 1998. Composante EW. Les unités sur l'axe vertical sont exprimées en terme d'accélération [cm/s^2] et celles de l'axe horizontal en temps [s].

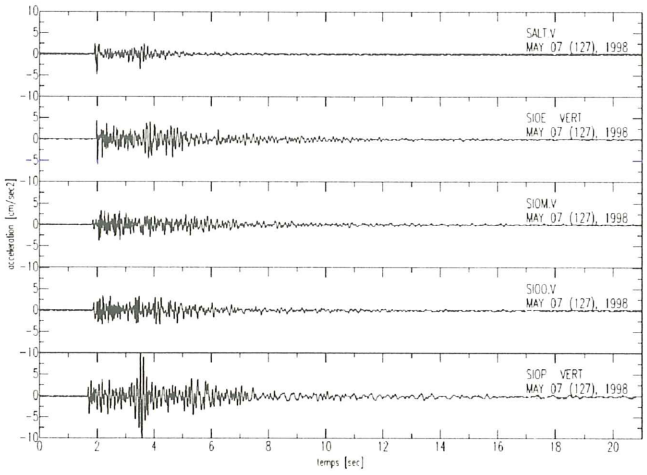


Figure 7.26c: Accélérogrammes du tremblement de terre du 7 mai 1998. Composante z. Les unités sur l'axe vertical sont exprimées en terme d'accélération [cm/s^2] et celles de l'axe horizontal en temps [s].

8. VALIDATION DES CARTES DE ZONAGE

Le zonage de la région de Susten–Brigue et de la région de Sion a été effectué selon deux échelles et deux approches différentes; l'une plus géologique et l'autre plus physique, mais avec la même finalité, à savoir: identifier et cartographier des zones ayant une réponse sismique plus ou moins forte lors d'un tremblement de terre. Le résultat primaire de ce microzonage conduit à l'élaboration de carte de valeurs de corrections, soit pour des valeurs physiques des vibrations sismiques (amplifications, fréquences), soit pour des dommages prévus (intensités macrosismiques). Avec ces cartes de corrections, il est possible de modifier les cartes de l'aléa sismique régional probabilistique ou les cartes des dommages potentiels pour prendre en compte les effets de site. Il est à noter que les contours de ces cartes ne représentent pas des limites absolues; elles résultent de différents traitement de l'information (classification et/ou jugement).

Les deux approches de microzonage sont, dans l'état actuel des connaissances, d'égale intérêt et elles dépendent fortement de la disponibilité des données de base.

Le premier zonage, basé sur les anomalies d'intensité sismique et nommé «méthode d'Obwald», correspond à une approche géologique du fait qu'il corrèle les écarts d'intensité sismique observés lors d'analyses macrosismiques en Suisse avec les formations géologiques locales. Ces écarts reflètent le comportement sismique local par rapport à un comportement régional moyen. On y note aussi bien le renforcement que la diminution des effets des vibrations sismiques du sol. L'application de cette méthode dépend fortement de la connaissance détaillée de la géologie de surface jusqu'à une profondeur minimale de 200 mètres sur la région d'intérêt. La connaissance des types de matériaux, de leur répartition spatiale ainsi que de leurs paramètres géotechniques est ici essentielle. Ces informations ne sont pas nécessairement disponibles à priori pour toutes les régions en Suisse; on peut cependant les acquérir avec un investissement financier substantiel. Il faut remarquer que les corrélations susmentionnées n'existent que sur la base de tremblements de terre d'intensités comprises entre IV et VII. L'extrapolation vers des intensités plus fortes est ici basée sur l'hypothèse de travail que le comportement des facteurs correctifs évolue linéairement. Cela conduit vraisemblablement à des valeurs vers le haut très conservatrices. Une révision de ces résultats pourrait s'imposer à la suite d'observations de séismes de plus fortes intensités.

Le deuxième zonage, qui correspond à une orientation physique, comprend d'une part la méthode théorique de simulation numérique bidimensionnelle (2D) de la réponse d'un site à un séisme et d'autre part la méthode expérimentale de terrain basée sur la mesure du bruit de fond, dite méthode de Nakamura. Avec leurs aides, il est possible, soit d'évaluer, soit de mesurer la réponse sismique d'un site qui dépend des conditions variables du sous-sol. Pour le Valais Central, on considère comme information primaire la carte d'amplification maximale relative 2D obtenue pour un intervalle de fréquence de 0,5 à 5 Hz. Pour obtenir une information plus spécifique par rapport à la fréquence prédominante, il faut associer à la valeur d'amplification lue sur la carte (fig. 7.14a) la valeur fréquentielle pour le même site (fig. 7.14b). La méthode de Nakamura permettant d'obtenir une information indépendante sur le comportement du site, il est dès lors possible de tes-

ter la fiabilité des deux méthodes pour un même intervalle de fréquences; cette comparaison, sans être parfaite, confirme les principales tendances.

Zone de Susten–Brigue (fig. 6.6 a et b)

Pour cette zone deux cartes de corrections ont été préparées, l'une correspond aux effets géologiques sans tenir compte de l'eau souterraine (fig. 6.6a) alors que l'autre y inclus aussi le rôle de la nappe phréatique (fig. 6.6b). Les valeurs sont exprimées en intensité MSK. On observe une différence importante entre les deux cartes, l'eau jouant un rôle dominant. Alors que dans la première, la gamme de variation va de –0,3 à 0,5 c'est-à-dire approximativement une unité MSK, dans la deuxième, cette gamme va de –0,3 à 1,9, c'est-à-dire plus de deux unités MSK. Cette différence de correction maximale avec et sans eau est tout particulièrement visible dans la région comprise entre Susten et Viège. On remarque que l'effet de l'eau ne semble pas être aussi marqué sur les principaux cônes de déjection, cela est probablement dû à la profondeur du niveau hydrostatique.

Zone de Sion (fig. 7.14 a et b)

La carte des amplifications maximales relatives 2D (fig. 7.14a) montre quatre niveaux d'amplification variant entre 1 et 12 (cf. §7.1.4). Dans la zone de Sion, le microzonage a été effectué uniquement dans la plaine alluviale. On y note de part et d'autre de la vallée une frange bleu clair avec une faible amplification; celle au sud correspond à la plaine du Rhône à la limite avec le flanc de Salins alors que celle au nord suit le Rhône entre l'embouchure de la Borgne et les bas de Valère et Tourbillon pour ensuite se diriger vers Pont-de-la-Morge. Les valeurs les plus élevées se situent exclusivement dans le centre de la vallée avec un lardage de zones à amplification forte. En comparant cette carte avec celle des fréquences d'amplification maximale associées (fig. 7.14b), il ressort que ces amplifications correspondent à des basses fréquences dans le centre de la vallée et à des fréquences plus élevées aux bords de la vallées.

Aléa sismique

Les cartes précédemment décrites peuvent sous le thème de l'évaluation de l'aléa sismique servir de correction à l'aléa sismique régional probabilistique. Celui-ci a été recalculé pour l'étude SISVAL et cartographié sous forme d'intensité MSK (fig. 6.4). L'aléa est exprimé comme une intensité ayant 90% de probabilité de non-dépassement pour une période d'observation de 100 ans. Ceci équivaut à une période moyenne de retour de 1000 ans.

Sur cette carte d'aléa sismique régional probabilistique (fig. 6.4), la région de Brigue–Viège–Turtmann est exclusivement dans la zone d'intensité VIII–IX ce qui est indubitablement le danger le plus important du Valais. On notera que ceci est également le danger le plus élevé de Suisse. La région Susten–Sierre–Sion est dans une zone d'intensité VIII.
La combinaison de la carte de l'aléa régional avec celles de correction de la zone Susten–Brigue donne les cartes d'aléa corrigé (fig. 6.7b et c). Si l'on ne tient pas compte de l'effet de la nappe phréatique, on obtient un aléa similaire voire légèrement atténué par rapport au régional. Par contre, si l'on inclut le rôle de l'eau, l'aléa est fortement aug-

menté dans la région de Viège–Turtmann. Une réserve cependant s'impose sur l'importance du rôle de l'eau en général et tout spécialement dans le cas d'intensité très élevée (intensité ≥ IX). En effet, dans ce cas-là peut se poser le problème de la non-linéarité du comportement des sols. Il est donc nécessaire d'interpréter les valeurs maximales avec prudence sans pour autant négliger le niveau du danger sismique.

Pour la région de Sion, dans l'état actuel de la recherche, du fait d'une approche méthodologique différente, une intégration de l'information de microzonage dans la carte d'aléa régional n'est pas directe, car on ne dispose pas de référence appropriée en terme d'intensité. Cependant les tendances d'amplification sont certainement valables par rapport à l'aléa régional. Seule l'acquisition de données lors d'un tremblement de terre de magnitude ≥ 4, que se soit en terme de levé macrosismique ou d'enregistrement en des sites sélectionnées, permettra de calibrer les facteurs d'amplification et d'affiner les cartes de microzonage.

Toutes ces cartes, malgré leurs limites objectives, sont définitivement une aide pour la gestion de la région par rapport au danger sismique. Elles devraient permettre aux autorités de mieux percevoir l'importance des effets de site et par conséquent de susciter des études détaillées.

9. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

D'après les études les plus récentes sur l'aléa sismique en Europe Centrale, le Valais, et tout particulièrement le Haut Valais, appartient aux régions sismiques potentiellement les plus sensibles des Alpes Occidentales.

La probabilité d'occurrence d'un fort tremblement de terre d'intensité MSK de VIII dans le Haut Valais et d'intensité VII à VIII dans le Valais Central est de 10% en 50 ans. Par conséquent un tel phénomène doit être pris en compte dans la construction et la planification du territoire. A ce stade de la recherche, les deux niveaux d'intensité sont des valeurs moyennes qui ne prennent pas en considération l'influence locale défavorable que pourrait avoir le sous-sol.

Ces dernières années, plusieurs méthodes ont été développées permettant de calculer ou d'estimer quantitativement l'influence des conditions géologiques locales sur le mouvement du sol lors d'un tremblement de terre. Malheureusement aucune des méthodes n'a prouvé être la meilleure et la seule à fournir des résultats fiables. C'est pourquoi, l'approche la plus raisonnable est d'appliquer plusieurs méthodes en parallèle et d'en comparer les résultats. Le choix des méthodes est dépendant des données de base disponibles voir accessibles; ceci peut varier d'une région à l'autre.

Les deux approches principales pour le microzonage sismique, appliquées pour la première fois au Valais Central et à celui du Haut Valais ont fourni de nouveaux résultats significatifs quant à la distribution spatiale des mouvements potentiels du sol en cas de tremblement de terre majeur. L'approche géologique pour le Haut Valais et l'approche par modélisation pour le Valais Central ont été choisies pour leurs possibilités d'application en Suisse et plus spécifiquement en Valais. Ces applications méthodologiques sont basées sur des études préalables en Suisse grâce auxquelles elles ont pu être évaluées et testées en pratique (Etude de faisabilité à Obwalden et PNR31).

Si l'on tient compte des différentes conditions du sous-sol, comme cela est fait dans cette étude, les intensités moyennes peuvent changer dans une fourchette de une à deux unités d'intensité MSK. Ainsi un tremblement de terre local avec des dommages modérés sur un sol consolidé pourrait avoir des conséquences désastreuses en terme de vibrations sur un sol stratifié non consolidé.

L'amplification maximale dans les régions à sous-sol non consolidé est non seulement dépendante des conditions géotechniques mais aussi de la profondeur du niveau hydrostatique. Ce dernier facteur, comme le montre l'approche utilisée pour le Haut Valais, provoque de fortes amplifications du mouvement du sol dans la partie centrale de la Vallée du Rhône entre Viège et Turtmanm.

Une autre découverte sortant de l'approche par modélisation est le changement significatif des fréquences dominantes des vibrations à travers la Vallée. Les parties centrales proches du lit du Rhône montre systématiquement de plus fortes amplifications pour des bases fréquences (<1 Hz) que dans les régions bordières de vallée où les sédiments non con-

solidés s'amincissent. A contrario, les amplifications pour les fréquences plus élevées (3–5 Hz) montrent l'effet opposé.

Dans le meilleur des cas, les valeurs d'intensité représentent seulement l'effet intégré des différentes paramètres du mouvement du sol, tel que l'accélération maximale, vitesse maximale, contenu fréquentiel et durée de fortes vibrations. Mais ces valeurs donnent qualitativement toujours la description la plus appropriée des dommages potentiels. Il est difficile de déduire les divers paramètres des mouvements du sol d'une valeur d'intensité.

Pour surmonter, au moins partiellement cette difficulté, on utilise souvent des relations empiriques permettant de convertir l'intensité en l'accélération ou en vitesse (ex. norme 160, SIA 1989a, b). D'après les conversions les plus citées dans la littérature, une augmentation de deux unités d'intensité produirait un facteur d'amplification de quatre en terme d'accélération du sol. Une telle conversion n'est naturellement qu'approximative.

Il faut relever ici, par exemple, que l'incertitude dans la mesure directe de l'accélération de pointe horizontale n'est pas inférieure à celle pour les valeurs d'intensité. L'utilisation de l'accélération de pointe comme un paramètre permettant de prédire de manière appropriée le dommage potentiel global est d'ailleurs discutable.

Les approches par modélisation sont plus appropriées pour les cas spécifiques où l'on doit connaître les paramètres des mouvements du sol pour des applications d'ingénierie. L'approche théorique permet de prendre en compte tous les paramètres imaginables des conditions de site. Cependant la modélisation requiert la connaissance du sous-sol en terme de paramètres physiques ainsi que leurs répartitions spatiales en 2 ou 3 dimensions. Les calculs en 3D sont encore très compliqués et coûteux.

Dans tous les cas, pour avoir une meilleure fiabilité et un bon calibrage des cartes de microzonage, il est nécessaire de vérifier le signal sismique théorique calculé en un ou plusieurs sites avec des données expérimentales provenant de mesures accélérométriques de forts tremblements de terre de la même région sachant cependant que ces derniers ne sont pas fréquents. Pour le futur, dans les régions sensibles, il est nécessaire de densifier le réseau accélérométrique et de placer des stations de mesures sur tous les types de sol ainsi que dans les divers types de structures construites. Les effets de non-linéarité des phénomènes doivent être également analysés.

Les cartes du microzonage sismique pour les deux régions du Haut Valais et du Valais Central sont un progrès certains dans l'évaluation de l'aléa sismique et des effets de sites (échelle locale). Comme il a déjà été montré dans d'autres études en Suisse, l'influence des conditions locales du sol est d'une importance primordiale dans l'évaluation du danger sismique. Les variations locales entre les valeurs minimales et maximales de l'amplification de site sont du même ordre de grandeur qu'entre les valeurs de l'aléa régional moyen en Suisse entre Zurich (minimum) et le Valais (maximum).

Ces nouvelles cartes de microzonage sont préparées pour être utilisées dans la planification du territoire et des projets de construction. Il faut cependant relever qu'elles ne peuvent en aucun cas remplacer une évaluation détaillée pour des constructions spécifiques

telles que lignes vitales, infrastructures et des constructions plus importantes, comme par exemple celles du type III des normes parasismiques 160 de la SIA (SIA 1989a, b). Par contre, ce travail contribue à la discussion sur les effets de site pour l'établissement de nouvelles normes parasismiques nationales.

REMERCIEMENTS

L'un des auteurs (C. Frischknecht) remercie le professeur Michel Campillo et le Dr. Helle Pedersen du Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique de Grenoble, France, pour la mise à disposition du programme VAL25D qui a permis l'étude bidimensionnelle de la réponse sismique de la vallée du Rhône. Elle est reconnaissante au professeur Anne S. Kiremidjian du Centre John A. Blume de génie parasismique, Université de Stanford, Californie, Etats-Unis, pour lui avoir donné la possibilité d'y effectuer un stage.

Nos remerciements vont au géologue cantonal M. Jean-Daniel Rouiller, ardent promoteur de la prévention sismique, pour ses commentaires critiques et pour avoir facilité l'accès aux données du CRSFA.

M. Yves Dessimoz, commandant du Centre d'intervention de la police cantonale, M. Genoud, directeur du Service environnement et M. Charles Riva, directeur de l'institut de recherche en ophtalmologie de Sion ont toute notre gratitude pour avoir accepté l'installation de stations sismiques. M. Tissières (Centre d'intervention de la police), Mme Nicole Michellod (Institut d'ophtalmologie) et M. François Coquoz ont tous nos remerciements pour leur aide bénévole dans leur maintien en fonctionnement.

Le service des routes nationales du Valais romand à Sion et plus particulièrement M. Marc-Antoine Robyr, a toute notre reconnaissance pour la mise à disposition des données géotechniques.

Le responsable des archives de la bibliothèque cantonale, située à Sion, est remercié pour sa contribution lors de la recherche des données historiques des tremblements de terre.

MM. Julien Vaudan et Martin Gonzenbach ont contribué à acquérir soit des données de terrain ou expérimentales, nous leur en sommes reconnaissants.

Que soit aussi remercié l'Office fédéral de topographie, par l'intermédiaire de son directeur Monsieur F. Jeanrichard, pour la mise à disposition des modèles numériques de terrain couvrant la zone de Sion à Brigue.

M. J. Studer a été mandaté par le comité suisse IDNDR pour une analyse du document. Qu'il soit remercié pour ses remarques constructives.

Notre reconnaissance va également à M. Olivier Lateltin, secrétaire scientifique de PLANAT et de l'ancien comité suisse de l'IDNDR pour sa constante disponibilité.

Et finalement, nous sommes gré à l'ancien comité suisse de l'IDNDR et son successeur PLANAT d'encourager les études de microzonage sismiques dans notre pays et pour avoir financé le présent projet.

BIBLIOGRAPHIE

AFPS (1993): Guide méthodologique pour la réalisation d'études de microzonage sismique. – Assoc. franç. du Génie parasismique.

AMBRASEYS, N. N. (1995): The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe. – Earthquake Eng. and struct. Dyn. *24*, 467–490.

ARNOLD, R. & WAGNER, J.-J. (1978): Etude de la sismicité historique en Valais – séisme du 25 janvier 1946, partie I: point de vue de la presse francophone. – Rapp. inéd.

ATKINSON, G. M. & BOORE, D. M. (1990): Recent trends in ground motion and spectral response relations for North America. – Earthquake Spectra *6*, 15–35.

BARD, P.-Y. (1994): Effects of surface geology on ground motion: recent and remaining issues. – Proc. 10th europ. Conf. on Earthquake Eng., Vienna.

BARD, P.-Y. & BOUCHON, M. (1985): The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. – Bull. seismol. Soc. Amer. *75*, 519–541.

BEER, C. (1996): Erdbeben-Mikrozonierung in der Region Nidwalden und Obwalden. – Tagber. schweiz. Ges. f. Boden- u. Felsmech., Luzern.

— (1997): Erdbebengefährdung in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *92*.

BENDER, B. & PERKINS, D. M. (1987): Seisrisk III: A computer program for seismic hazard estimation. – Bull. U. S. geol. Surv. *1772*.

BERESNEV, I. A. & WEN, K.-L. (1996): Nonlinear soil response – a reality? – Bull. seismol. Soc. Amer. *86*, 1964–1978.

BERNARD, P., CZITROM, G., DUBIÉ, J.-Y., GODEFROY, P., LAMBERT, J. & LEVRET-ALBARET, A. (1997): Les tremblements de terre en France. – BRGM R99/22Ed, Orléans.

BERNAUER, I. & GEIGER, A. (1986): Lokale Schwerefeldbestimmung und gravimetrische Modellrechnungen im Satelliten-(GPS)-Testnetz «Turtmann» (Wallis). – Geod.-geophys. Arb. i. d. Schweiz *38*, schweiz. geod. Komm.

BERTRAND, E. (1756): Mémoire sur les tremblements de terre; avec quatre sermons à cette occasion. – Chenebié, Vevey.

BESSON, O., MARCHANT, R., PUGIN, A. & ROUILLER, J.-D. (1993): Campagne de sismique-réfléxion dans la vallée du Rhône entre Sion et St-Maurice: perspectives d'exploitation géothermique des dépôts torrentiels sous-glaciaires. – Bull. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel *12*, 39–58.

BOLT, B. A. (1993): Earthquakes. – W. H. Freeman & Co., New York.

BOORE, D. M., JOYNER, W. B. & FUMAL, T. E. (1993): Estimation of response spectra and peak accelerations from Western North American earthquakes: an interim report. – Open-File Rep. U. S. geol. Surv. 93-509.

BURKHARD, M. (1988): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). – Eclogae geol. Helv. *81*/1, 63–114.

CAMPBELL, K. W. & BOZORGNIA, Y. (1994): Near source attenuation of peak horizontal acceleration from worldwide accelerograms recorded from 1957 to 1993 – 5th U. S. natl. Conf. on Earthquake Eng. *3*, 283–292.

CARRARO, F., GHIBAUDO, G., GIARDINO, M. & PEROTTO, A. (1994): Intense deformazioni in depositi fluviolacustri olocenici nella media valle d'Aosta. – Atti tic. Sci. Terra 1994 (Ser. spec.) *1*, 123–136.

CEN – Comité Européen de Normalisation (1994): EUROCODE 8 – design provisions for earthquake resistance of structures – part 5: foundations, retaining structures and geotechnical aspects. – Europ. prestandard, ENV 1998-5, Brussels.

CLAVIEN, F. (1979): Coupe du forage FR2. Rapport VS1366 Sion–Vissigen. – Félicien Clavien, Géotech. Hydrol., Sion.

COPPERSMITH, K. J. & YOUNGS, R. R. (1986): Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessment within intraplate tectonic environment. – Proc. 3rd U.S. natl. Conf. on Earthquake Eng., Charleston, South Carolina *1*, 301–312.

CORNELL, C. A. (1968): Engineering seismic risk analysis. – Bull. seismol. Soc. Amer. *58*, 1563–1606.

DEICHMANN, N. & BAER, M. (1990): Earthquake focal depths below the Alps and northern Alpine foreland of Switzerland. In: FREEMAN, R., GIESE, P. & MUELLER, S. (Ed.): The European geotraverse: integrative studies (p. 277–288). – European Science Foundation, Strasbourg.

European Macroseismic Scale (1998): GRÜNTHAL, G. (Ed.). – Cah. Cent. europ. Géodyn. et Séismol. *15*.

EVERNDEN, J. F. & THOMSON, J. M. (1985): Predicting seismic intensities. In: ZIONI, J. I. (Ed.): Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region – an earthquake science perspective. – U. S. geol. Surv. prof. Pap. *1360*.

FINCKH, P. & KLINGELÉ, E. (1991): Seismic reflection profiling in the Swiss Rhone valley, part 2: gravimetric and geological interpretaion of the Roche–Vouvry line. – Eclogae geol. Helv. *84*/3, 359–368.

FRANCK, P., WAGNER, J.-J., ESCHER, A. & PAVONI, N. (1984): Evolution des contraintes tectoniques et sismicité dans la région du col du Sanetsch, Alpes valaisannes helvétiques. – Eclogae geol. Helv. *77*/2, 383–393.

FRISCHKNECHT, C. (2000): Seismic soil amplification in alpine valleys. A case study: the Rhône valley, Valais, Switzerland. – Terre & Environnement, Sci. de la Terre, Univ. Genève.

FRISCHKNECHT, C., GONZENBACH, M., ROSSET, P. & WAGNER, J.-J. (1998): Estimation of site effects in an alpine valley. A comparison between ground ambient noise response and 2D modeling. – Proc. 11th europ. Conf. on Earthquake Eng., Paris; Balkema, Rotterdam.

FRISCHKNECHT, C., ROSSET, P. & WAGNER, J.-J. (1997): Seismic zonation in the Wallis. Seismic response simulation of an alluvial valley under an incident shear-wave: Vetroz, Rhône Valley, Switzerland. – Actes Colloq. «Tremblements de terre dans l'arc alpin: effets, prévention», 60–64.

FUKUSHIMA, Y. & TANAKA, T. (1990): A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan. – Bull. seismol. Soc. Amer. *80*, 757–783.

GRELLET, B., COMBE, P., GRANIE, T. & PHILIP, H. (1993): Sismotectonique de la France métropolitaine. – Mém. Soc. géol. France *164*.

GONZENBACH, M. (1997a): Etude des effets de site par enregistrement du bruit de fond sismique, 1er rapport de travail. – Rapp. inéd. Ecole polytech. féd. Lausanne et Cent. des Risques géol., Univ. Genève.

— (1997b): Etude des effets de site par enregistrement du bruit de fond sismique, application de la méthode du rapport H/V (2ème rapport de travail). – Rapp. inéd. Ecole polytech. féd. Lausanne et Cent. des Risques géol., Univ. Genève.

GUBLER, E., SCHNEIDER, D. & KELLERHALS, P. (1984): Bestimmung von rezenten Bewegungen der Erdkruste mit geodätischen Methoden. – Nagra tech. Ber. 84-17.

GUDMUNDSSON, G. H. (1994): An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Würm Alpine deglaciation. – Eclogae geol. Helv. *87/2*, 545–558.

GUTENBERG, B. (1957): Effects of ground on earthquake motion – Bull. seismol. Soc. Amer. *47*, 221–250.

IDRISS, I. M. & SUN, J. I (1992): User's manual for SHAKE91: A computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soil deposits. – Dept. of civil and environ. Eng., Univ. of California, Davis.

IMAI, T. & TONOUCHI, K. (1982): Correlation of N value with S-wave velocity and shear modulus. – Proc. 2nd europ. Symp. on Penetration Testing, Amsterdam *1*, 67–72.

JONGMANS, D. (1991): L'influence des structures géologiques sur l'amplification des ondes sismiques, mesures in situ et modélisation. – Thèse Univ. Liège.

JOYNER, W. B. & BOORE, D. M. (1981): Peak horizontal acceleration and velocity from strong motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. – Bull. seismol. Soc. Amer. *71*, 2011–2038.

KANAI, K. & TANAKA, T. (1954): Measurements of the microtremor. – Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. *32*, 99–209.

KING, J. L. & TUCKER, B. E. (1984): Observed variations of earthquake motion across a sediment-filled valley. – Bull. sesmol. Soc. Amer. *74*, 137–151

KOZÁK, J. & THOMPSON, M.-C. (1991): Séismes historiques en Europe. – Compagnie suisse de réassurances.

LE BRUN, B. (1997): Les effets de site: étude expérimentale et simulation de trois configurations. – Thèse Observatoire de Grenoble et Univ. J. Fourier Grenoble.

LERMO, J. & CHÁVEZ-GARCÍA, F. J. (1994): Are microtremors useful in site response evaluation? – Bull. sesmol. Soc. Amer. *83*, 1350–1364.

MANCKTELOW, N. (1992): Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps. – Tectonophysics *215*, 295–317.

MARCHANT, R. & STAMPFLI, G. (1993): Interprétation des profils sismiques de Geothermoval dans la région de Sion. – Rapp. inéd. Laboratoire d'interprétation de sismique réflexion, Univ. Lausanne.

MARIÉTAN, I. (1945–46): Le tremblement de terre du 25 janvier 1946. – Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat. LXIII, 70–87.

MAURER, H.-R. (1993): Seismotectonics and upper crustal structure in the western Swiss Alps. – Diss. eidg. tech. Hochsch. Zürich (ETHZ) *10268*.

MAURER, H.-R., BURKHARD, M., DEICHMAN, N. & GREEN, A. G. (1997): Active tectonism in the central Alps: contrasting regimes north and south of the Rhone Valley. – Terra Nova *9*, 91–94.

MAYER-ROSA, D. (1986): Tremblements de terre: origine, risque et aide. Version française par J.-J. Wagner. – Comm. natl. suisse pour l'UNESCO.

MAYER-ROSA, D., RÜTTENER, E., FÄH, D., SCHINDLER, C., BEER, C., WAGNER, J.-J. & FRISCHKNECHT, C. (1997): Erdebebengefährdung und Mikrozonierung in der Schweiz. Beitrag zur Erforschung des Erdbebenrisikos in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund (Schlussber. NFP31). – vdf Hochschulverlag; eidg. tech. Hochsch. Zürich (ETHZ).

MCGUIRE, R. K. (1976): FORTRAN computer program for seismic risk analysis. – Open-File Rep. U. S. geol. Surv. 76-67.

MEDVEDEV, S. V. (1965): Engineering seismology. – Oldbourne Press.

MEDVEDEV, S. V., SPONHEUER, W. & KARNIK, V. (1964): Seismic Intensity Scale. – Acad. sci. U.S.S.R., sov. geophys. Comm.

MONTANDON, F. (1942–43): Les séismes de forte intensité en Suisse. – Extr. Rev. Étude des calamités *18–19 / 20–21*, 1–104.

— (1944): Une crevasse séismique dans les montagnes de Rarogne. – Extr. Mém. du Globe LXXXIII.

— (1946): Les trois récents séismes du Valais Central. – Rev. Étude des calamités IX/24, 50–66.

MONTANDON, F. & STAUB, W. (1946): Sur la cause des tremblements de terre du Haut-Valais. – Mém. du Globe LXXXV.

NAKAMURA, Y. (1989): A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. – Quart. Rep. Railway tech. Res. Inst. *30*, 25–33.

Office fédéral de statistique (1996): Annuaire statistique de la Suisse 1997. – Verlag Neue Zürcher Zeitung.

OHTA, Y. & GOTO, N. (1978): Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes. – Earthquake Eng. and struct. Dyn. *6*, 167–187.

OULIANOFF, N. (1947): Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 et la structure profondes des Alpes. – Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne *85*.

PAPAGEORGIOU, A. S. & KIM, J. (1991): Study of the propagation and amplification of seismic waves in Caracas valley wih reference to the 29 July 1967 earthquake. – Bull. seismol. Soc. Amer. *81*, 2214–2233.

PAVONI, N. (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz. – Eclogae geol. Helv. *70*/2, 351–370.

— (1979): Investigation of recent crustal movements in Switzerland. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *59*, 117–126.

— (1980): Comparison of local mechanisms of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of the central Valais, Swiss Alps. – Eclogae geol. Helv. *73*/2, 551–558.

PEDERSEN, H. A. (1994): Étude de la diffraction tridimensionnelle des ondes sismiques dans des structures à géométrie bidimensionnelle. Développement théorique et applications. – Thèse Univ. J. Fourier, Grenoble.

PEDERSEN, H. A., CAMPILLO, M. & SÁNCHEZ-SESMA, F. J. (1995): Azimuth dependent wave amplification by alluvial valleys. – Soil Dyn. and Earthquake Eng. *14*, 289–300.

PESSINA, V., GROAZ, O. & VERONESE, L. (1997): Microzonazione e scenario di danneggiamento sismico a scala locale per un'area di moderata pericolosità. – Ingegneria sism. XIV/1, 20–30.

PUGIN, A. & MARCHANT, R. (1992): Interprétation des profils sismiques de Geothermoval (Vallée du Rhône, de St-Maurice à Bramois). – Rapp. inéd. Laboratoire d'interprétation de sismique réflexion, Univ. Lausanne.

PUGIN, A., MARCHANT, R., BESSON, O. & STAMPFLI, G. (1997): Seismic modeling of lines Martigny and Vetroz. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP20 (p. 272–275). – Birkhäuser, Basel.

RAMSEY, J. G. & HUBER, M. I. (1987): The techniques of modern structural geology; vol. 2, folds and fractures. – Academic Press.

RICHTER, C. F. (1958): Elementary Seismology. – W. H. Freeman & Co., San Francisco.

ROSSET, P., BERGE, C., SARTORI, M. & WAGNER, J.-J. (1997): Seismic zonation in Wallis (Sion–Brig): An application of a kinematic fault rupture model: first results. – Actes du Colloq., Inst. univ. Kurt Bösch, Cah. *11*, 74–77.

ROTHÉ, J.-P. (1948–49): Tableau de la séismicité du globe pendant les années 1945–1946 (chronique séismologique), revue pour l'étude des calamités. – Bull. Union int. de Secours XI/26–27.

RÜTTENER, E. (1995): Earthquake hazard evaluation for Switzerland. – Diss. eidg. tech. Hochsch. Zürich (ETHZ); Publ. schweiz. geophys. Komm. *29*.

SABETTA, F. & PUGLIESE, A. (1987): Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion records. – Bull. seismol. Soc. Amer. *77*, 1491–1513.

SÄGESSER, R. & MAYER-ROSA, D. (1978): Erdbebengefährdung in der Schweiz. – Schweiz. Bauztg. *78*/7.

SCHAAD, W. (1988): Erdbebenszenarien Schweiz. – Schweiz. Pool für Erdbebenversicherung, Bern.

SCHINDLER, C., BEER, C., MAYER-ROSA, D., RÜTTENER, E., WAGNER, J.-J., JAQUET, J.-M. & FRISCHKNECHT, C. (1996): Integrierte Auswertung von seismischen und bodenspezifischen Parametern: Gefährdungskarten im Kanton Obwalden. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. *19*.

SEED, H. B. & IDRISS, I. M. (1982): Ground motion and soil liquefaction during earthquakes. – J. geotech. Eng. Div, ASCE 105, No. GT2.

Service suisse de sismologie (1995): Catalogue des tremblements de terre historiques suisses 1346–1995.

SIA (1989a): Einwirkungen auf Tragwerke, SIA-Norm 160. – Schweiz. Ing.- u. Arch.-Verein.

— (1989b): Les prescriptions parasismiques de la norme SIA 160. – Société suisse des ingénieurs et des architectes, groupe Suisse de génie parasismique et de la dynamique des constructions, D045.

SMIT, P. (1996): Datenerfassung und Bestimmung der Abminderung der Bodenbewegung in der Schweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. Zürich (ETHZ) *11396*.

STECK, A. & HUNZIKER, J. (1994): The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps – compressionnal and extensional structures in an orogenic belt. – Tectonophysics *238*, 229–254

STUDER, J. & ZIEGLER, A. (1986): Bodendynamik – Grundlagen, Kennziffern, Probleme. – Springer, Berlin.

THEODULIDIS, N., BARD, P.-Y., ARCHULETA, R. & BOUCHON, M. (1996): Horizontal-to-vertical spectral ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in Southern California. – Bull. seismol. Soc. Amer. *86*, 306–319.

TUFNELL, L. (1980): Les catastrophes géomorphologiques en Valais. – Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat. *97*, 83–99.

VALASEK, P. & MUELLER, S. (1997): A 3D tectonic model of the Central Alps based on an intergrated interpretation of seismic refraction and NRP20 reflection data. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP20 (p. 305–325). – Birkhäuser, Basel.

VOLGER, O. (1858): Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz. Dritter Theil: Die Erdbeben im Wallis. – Gotha.

WAGNER, J.-J. (1970): Elaboration d'une carte d'anomalie de Bouguer. Etude de la vallée du Rhône de St-Maurice à Saxon (Suisse). – Thèse Univ. Genève.

WANNER, E. (1947): Jahresbericht des Erdbebendienstes der Schweiz im Jahre 1946. – City-Druck AG, Zürich.

WANNER, E. & GRÜTTER, M. (1950): Etudes sur les répliques du tremblement de terre du Valais, de 1946 à 1950. – Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat. LXVII, 25–42.

Geologische Berichte Rapports géologiques Rapporti geologici

Vertrieb:

Landeshydrologie und -geologie, CH-3003 Bern

Nr. 1	1987	TJ. PETERS, A. MATTER, H.-R. BLÄSI, A. GAUTSCHI Sondierbohrung Böttstein – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 2	1987	A. ESCHER, H. MASSON, A. STECK Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses	vergriffen
Nr. 3	1988	A. PUGIN Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire	Fr. 10.–
Nr. 4	1988	M. BURKHARD Horizontalschnitt des Helvetikums der Westschweiz	Fr. 10.–
Nr. 5	1988	A. MATTER, TJ. PETERS, CH. ISENSCHMID, H.-R. BLÄSI, H.-J. ZIEGLER Sondierbohrung Riniken – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 6	1988	A. MATTER, TJ. PETERS, H.-R. BLÄSI, J. MEYER, H. ISCHI, CH. MEYER Sondierbohrung Weiach – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 7	1988	A. ESCHER Structure de la nappe du Grand-Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel	Fr. 10.–
Nr. 8	1988	A. MATTER, TJ. PETERS, H.-R. BLÄSI, F. SCHENKER, H.-P. WEISS Sondierbohrung Schafisheim – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 9	1989	TJ. PETERS, A. MATTER, H.-R. BLÄSI, CH. ISENSCHMID, P. KLEBOTH, CH. MEYER, J. MEYER Sondierbohrung Leuggern – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 10	1989	TJ. PETERS, A. MATTER, J. MEYER, CH. ISENSCHMID, H.-J. ZIEGLER Sondierbohrung Kaisten – Geologie	Fr. 60.–
Nr. 11	1989	P. JEANBOURQUIN, M. BURRI La zone de Sion-Courmayeur dans la région du Simplon	Fr. 10.–
Nr. 12	1990	H. DRONKERT, H.-R. BLÄSI, A. MATTER Facies and Origin of Triassic Evaporites from the NAGRA Boreholes, Northern Switzerland	Fr. 50.–

Nr.13	1990	B. Keller, H.-R. Bläsi, N.H. Platt, P.S. Mozley, A. Matter Sedimentäre Architektur der distalen Unteren Süsswassermolasse	vergriffen
Nr. 14	1992	P. Diebold, H. Naef, M. Ammann Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz (regionale Seismik, Oberflächengeologie und Tiefbohrungen)	Fr. 80.–
Nr. 15	1992	A. Spicher (†) Verzeichnis der geologischen und tektonischen Karten und Kartenskizzen der Schweiz 1930-1950 (Neudruck)	Fr. 20.–
Nr. 16	1993	M. Ammann, P. Birkhäuser, H.R. Bläsi, J.-M. Lavanchy, S. Löw, B. Meier, W.H. Müller Untere Süsswassermolasse im Erdsondenfeld Burgdorf. Charakterisierung mittels Geologie, Petrophysik und Fluid Logging	Fr. 40.–
Nr. 17	1994	Y.P. Bonanomi, E.R. Müller, W.K. Nabholz, H. Scheiwiller Zur Hydrogeologie des Bergsturzgebietes im Raum Flims	Fr. 25.–
Nr. 18	1994	M. Thury, A. Gautschi, M. Mazurek, W.H. Müller, H. Naef, F.J. Pearson S. Vomvoris, W. Wilson Geology and Hydrogeology of the Crystalline Basement of Northern Switzerland	Fr. 80.–
Nr. 19	1996	C. Schindler, C. Beer, D. Mayer-Rosa, E. Rüttener, J.-J. Wagner, J.-M. Jaquet, C. Frischknecht Integrierte Auswertung von seismischen und bodenspezifischen Parametern: Gefährdungskarten im Kanton Obwalden	Fr. 25.–
Nr. 20	1996	C. Bollinger, F. Noverraz Vereinheitlichung der Aufnahme von Naturgefahren in der Schweiz, Pilotstudie, Karte der Bodenbewegungsgefahren 1:25'000, Blatt 1247 Adelboden	Fr. 35.–
Nr. 21	1997	J. Dollinger Geologie und Hydrogeologie der Unteren Süsswassermolasse im SBB-Grauholztunnel bei Bern	Fr. 40.–
Nr. 22	1998	P. Kellerhals, A. Isler (Geologengruppe Lötschberg-Basistunnel) Lötschberg-Basistunnel: Geologische Voruntersuchungen und Prognose	vergriffen

Nr. 23	1999	M. THURY, P. BOSSART Mont Terri Rock Laboratory: Results of the Hydrogeological, Geochemical and Geotechnical Experiments Performed in 1996 and 1997	Fr. 60.–
Nr. 24	1999	T. NOACK, D. FÄH, P. KRUSPAN Erdbebenmikrozonierung für den Kanton Basel-Stadt	Fr. 35.–
Nr. 25	2000	J.-J. WAGNER, C. FRISCHKNECHT, P. ROSSET, M. SARTORI, C. SCHINDLER, C. BEER, D. MAYER-ROSA, E. RÜTTENER, P. SMIT Contribution au zonage sismique dans la vallée du Rhône, entre Sion et Brigue - Beitrag zur seismischen Zonierung des Rhonetals zwischen Sitten und Brig	Fr. 40.–
Nr. 26	2000	D. MAYER-ROSA, M.-J. JIMÉNEZ Seismic Zoning - State-of-the-art and recommendations for Switzerland	Fr. 65.–

ANHANG

ANHANG A: Die Freifeldstationen des Nationalen Starkbebennetzes (aus SMIT 1996, ergänzt und erweitert).

Station	Code	Koordinaten [°]	Höhe [m ü. M.]	Geologie
Ayent - Fortunoz	SAYF	46.289N 7.418E	1030	**Fels**: < 10 m Überdeckung durch Hangschutt, darunter «Aalénien-Tonschiefer» des Helvetikums (Wildhorn-Decke)
Balzers - Heiligwies	SBAH	47.070N 9.510E	480	**Lockergestein**: einige Meter Geröllablagerungen, darunter fluviatile Schotter und Kiese sowie Seeboden- und Deltaablagerungen
Basel - Lange Erlen	SBAE	47.576N 7.611E	254	**Lockergestein**: ~ 14 m Schotter und Sande, darunter oligozäne Molasse des Rupélien (Tone mit Sanden)
Basel - Tropenhaus	SBAT	47.560N 7.583E	260	**Lockergestein**: ~ 18–20 m Schotter und Sande, darunter oligozäne Molasse des Rupélien (Tone mit Sanden)
Bergün - Toua	SBET	46.594N 9.762E	1760	**Fels**: Albula-Zone (Sedimente der Err-/Julier-Decke), Mergel und Mergelschiefer des Rhät, darunter Hauptdolomit
Beringen - Armbruststand	SBEA	47.700N 8.597E	490	**Fels**: Kalke des oberen Oxfordien
Bettingen - Gewerbehaus	SBEG	47.572N 7.666E	370	**Fels**: mittlerer Keuper, allenfalls bereits Karbonate des oberen Muschelkalks (Trigonodus-Dolomit des Hauptmuschelkalks)
Binningen - Sternwarte	SBIS	47.543N 7.583E	315	**Lockergestein**: ~ 4 m Löss und 14 m Hochterrassenschotter, darunter oligozäne Molasse des Rupélien (Tone mit Sanden)
Birsfelden - Friedhof	SBIF	47.556N 7.629E	255	**Lockergestein**: bis 2 m Humus und Sand, 16–20 m Kies mit Sand, darunter oligozäne Molasse (evtl. Süsswasserkalke der Tüllinger Schichten, Mergel und Sandsteine)
Brig-Glis Dorf	SBRG	46.313N 7.978E	670	**Lockergestein**: > 100 m Kies, Sand mit viel Feinmaterial, darunter Kalkschiefer der Zone von Termen (Helvetikum)
Buchs - Altendorf	SBUA	47.160N 9.470E	470	**Lockergestein**: einige Meter Hangschutt, wechselnd mit Sand- und Kieslagen, Top Fels wahrscheinlich unterhalb 10 m
Buchs - Gewerbestrasse	SBUG	47.175N 9.482E	445	**Lockergestein**: über 50 m Rheinschotter mit Sandeinschaltungen
Buchs - Malbun	SBUM	47.147N 9.435E	1375	**Fels**: Kalke der mittleren Kreide, darunter Schrattenkalk
Camedo - Paratoia di Spurgo	SCAS	46.157N 8.617E	516	**Fels**: Gneis
Celerina - PTT Mehrzweckanlage	SCEM	46.507N 9.842E	2072	**Fels**: geringmächtiger Hangschutt, darunter Granit oder Gneis
Chur - Tittwiesenstrasse	SCUT	46.861N 9.527E	570	**Lockergestein**: Kiese mit Sand, Silt und Ton, dazwischen feinere Sand- und Siltlagen, sehr unregelmässiger Aufbau des Schuttkegels der Plessur, Felstiefe unbestimmt (evtl. > 50 m)
Davos - Am Stein	SDAS	46.803N 9.830E	1580	**Fels**: unter wenig Schutt (~ 2 m) Hauptdolomit der Aroser Dolomiten, unmittelbar hangabwärts Abfall des Felsuntergrundes und Füllung mit Schuttmaterial des Schiabachs
Ermatingen - Lilienberg	SEML	47.671N 9.075E	413	**Lockergestein**: geringmächtige Seebodenlehme (tonige Silte), darunter poröser Molassesandstein

Felsberg - Altdorf	SFEA	46.847N 9.473E	575	**Fels**: < 10 m Kies, Sand mit Silt und Tonen, unregelmässiger Aufbau, darunter Fels (Trias: Dolomit, Quarzit oder Taminser Kristallin: Vulkanite)
Gams - Gasenzen	SGAG	47.212N 9.451E	480	**Lockergestein**: Schuttkegel des Felsbachs; heterogener Aufbau mit Kies, Sand und dazwischengelagerten Blöcken und Feinmaterial, Top Fels: > 20 m
Gams - Schafwies	SGAS	47.208N 9.472E	443	**Lockergestein**: unter ~ 4 m Humus sowie Feinsande und Silte, ~ 20 m torfführende fluviatile Schotter und Kiese, darunter mächtige Seeboden- und distale Deltaablagerungen, Top Fels: > 200 m
Genf - Marziano	SGEM	46.194N 6.131E	377	**Lockergestein**: < 10 m Kies mit Sand und Blöcken, ab 10 m oligozäne Molasse (Chattien), Mergel, z. T. Gipsmergel (Molasse gypseuse), darunter sandige Einschaltungen (Molasse rouge)
Grimisuat - Schulhaus Betrieb durch Basler & Hofmann Ingenieure und Partner AG, Zürich, sichergestellt	SGRS	46.258N 7.382E	844	**Fels**: geringmächtiger Hangschutt sowie Moräne der Rhone, darunter Flysch des Ultrahelvetikum der Bex-Laubhorn-Decke
Kerns - Hobiel	SKEH	46.904N 8.273E	560	**Fels**: Nummulitenkalk
Laupen - Eigerweg	SLAE	46.901N 7.242E	495	**Lockergestein**: ~ 10 m Schotter und Sande (Ablagerungen der Saane), ab 10 m oligozäne Molasse (untere Süsswassermolasse, Sandsteine und Mergel)
Linthal - Matt	SLTM	46.927N 9.001E	645	**Lockergestein**: einige Meter Geröllablagerungen der Linth
Martigny - Verdan	SMAV	46.101N 7.089E	475	**Lockergestein**: ~ 3–5 m Sande, darunter Kies mit Blöcken und Sandlinsen (bis 5 m mächtig), Top Fels: < 20 m
Montlingen - Kreuz	SMTK	47.337N 9.591E	420	**Fels**: massiger Kalk der Säntis-Decke
Muttenz - Waldhaus	SMZW	47.549N 7.648E	272	**Lockergestein**: mächtige Schotter, darunter Anhydritgruppe der Trias, Top Fels: ~ 40 m
Nendeln - Innere Wiesen	SNEW	47.201N 9.544E	445	**Lockergestein**: einige Meter Geröllablagerungen, darunter fluviatile Schotter und Kiese sowie Seeboden- und Deltaablagerungen
Neuenburg - Sternwarte	SNES	47.001N 6.954E	481	**Fels**: Kalk
Reinach - Reinacherhof	SRNR	47.512N 7.604E	293	**Lockergestein**: ~ 14 m pleistozäne Niederterrassenschotter, darunter Mergel und Kalke des Chattien (Tüllinger Schichten)
Riehen - Bäumlihof	SRHB	47.573N 7.625E	260	**Lockergestein**: ~ 20 m Schotter und Sande, darunter oligozäne Molasse des Chattien (sandige Mergel)
Ruggell - Giessen	SRUG	47.245N 9.527E	430	**Lockergestein**: unter ~ 10 m Humus sowie Feinsande und Silte, ~ 12 m torfführende fluviatile Schotter und Kiese, darunter mächtige Seeboden- und distale Deltaablagerungen, Top Fels: > 200 m
Sachseln - Widi	SACW	46.861N 8.218E	480	**Lockergestein**: ~ 3 m lehmige Kiessande (Schwemmkegel des Sigetsbachs), ~ 10 m unruhiger Wechsel zwischen Kiesen, Sanden, Silten und Lehm, ~ 10m siltig-tonige Seeablagerungen, darunter alter Runsenschutt

Salins - Turin	SALT	46.219N 7.365E	650	**Fels**: 1–10 m Lockergestein (Moräne), darunter Schiefer und Kohle der zone Houillère (Penninikum)
Sarnen - Gewerbezentrum	SARG	46.900N 8.252E	470	**Lockergestein**: < 4 m Feinsand und Silt, darunter Deltaablagerungen mit Kies und Sand, dazwischengelagerte Sandlinsen, Top Fels: > 20 m
Schaffhausen - Tanscherhalde	SCHT	47.713N 8.655E	430	**Lockergestein**: ~ 15 m lokale Moränen und Schotter, ~ 35 m Randenschotter, ab ~ 50 m Massenkalk des oberen Juras
Schweizerhalle - Ciba Geigy	SCHC	47.534N 7.669E	270	**Lockergestein**: 2–10 m Kiese und Sande, ab 10 m entweder Opalinus-Ton (Aalénien) oder mittlerer Keuper, in unmittelbarer Nähe verläuft ein NE–SW streichender Bruch (rheinische Richtung)
Scuol - Clozza	SCUC	46.799N 10.305E	1230	**Fels**: ~ 10 m Bachschutt, darunter evtl. Moräne, Fels: Bündnerschiefer (sandige, kalkige und tonige Schiefer)
Sierre - Energie Solaire	SIES	46.289N 7.550E	530	**Lockergestein**: Bergsturz von Siders, darunter mächtige fluviatile Schotter und Kiese der Rhone
Sion - Mayennets	SIOM	46.230N 7.363E	500	**Lockergestein**: Kies, oft sandig mit Blöcken (Alluvium der Sionne), Top Fels: > 20 m
Sion - Ophtalmologie Betrieb zurzeit durch CERG, Univ. Genf, sichergestellt	SIOO	46.234N 7.384E	495	**Lockergestein**: mächtige fluviatile Schotter und Kiese der Rhone
Sion - Valère	SIOV	46.236N 7.365E	560	**Fels**: Trias im Übergangsbereich vom Triasquarzit zu Schiefern und Dolomiten der mittleren Trias (externe Schuppe der Briançonnais-Schwelle, Penninikum)
St.Maurice - Reservoir	SMAR	46.209N 6.991E	610	**Fels**: Valanginien-Kalke der autochthonen Sedimentbedeckung (Helvetikum)
Stalden - Merjen	STAM	46.229N 7.863E	870	**Fels**: < 10 m Überdeckung mit Moränenschutt, darunter feinkörnige Gneise und Schiefer (Permokarbon) des unteren Lappens von Stalden
Tseuzier - Wasseralarm	STSW	46.346N 7.433E	1775	**Fels**: Schiefer mit dünnbankigen Kalklagen (Helvetikum der Wildhorn-Decke)
Vaz - Muldain	SVAM	46.695N 9.527E	1225	**Lockergestein**: Rutschhang mit geringmächtiger Quartärbedeckung, darunter versackte und verrutschte Bündnerschiefer
Visp - Pomona	SVIP	46.301N 7.865E	646	**Lockergestein**: mächtige fluviatile Schotter und Kiese der Rhone
Yverdon - Jordils	SYVJ	46.778N 6.638E	434	**Lockergestein**: > 12 m Sande, oft lehmig
Zernez - PTT Mehrzweckanlage	SZEM	46.701N 10.102E	1570	**Fels**: Amphibolite der Silvretta-Decke
Zürich - Degenried	SZUD	47.371N 8.581E	610	**Fels**: Sandsteine und Mergel der oberen Süsswassermolasse
Zürich - Hönggerberg	SZUH	47.409N 8.513E	510	**Lockergestein**: Sande und Silte, darunter Sandsteine und Mergel der oberen Süsswassermolasse
Zweisimmen - Dorf	SZWD	46.554N 7.372E	960	**Lockergestein**: 10–20 m Kies mit Sand und Silt, evtl. heterogener Hangschutt dazwischen und darüber gelagert, darunter Flysch der Klippen-Decken

ANHANG B 1: Herdparameter der registrierten Erdbeben.

Datum	Zeit [GMT]	Koordinaten [°]	Tiefe [km]	Magnitude	Nr.
24. 11. 1991	16:43:54	46.728N 9.531E	7 km	2,6 Ml	1
29. 11. 1991	19:08:07	46.714N 9.555E	10 km	2,3 Ml	2
9. 5. 1992	11:13:04	47.150N 9.506E	10 km	2,8 Ml	3
9. 5. 1992	18:54:05	47.162N 9.542E	9 km	2,8 Ml	4
10. 5. 1992	12:54:51	47.158N 9.563E	10 km	2,4 Ml	5
15. 5. 1992	0:43:43	47.158N 9.525E	11 km	3,9 Ml	6
21. 5. 1992	12:55:26	47.169N 9.501E	9 km	1,8 Ml	7
22. 5. 1992	12:02:13	47.151N 9.519E	3 km	2,1 Ml	8
2. 6. 1992	12:01:52	47.148N 9.499E	9 km	3,1 Ml	9
5. 7. 1992	18:02:02	47.161N 9.503E	9 km	2,0 Ml	10
6. 12. 1992	10:58:43	46.904N 8.293E	1 km	2,1 Ml	11
30. 12. 1992	21:34:13	47.712N 8.372E	22 km	4,0 Ml	12
14. 6. 1993	12:28:37	46.003N 8.262E	19 km	4,4 Ml	13
3. 7. 1993	7:41:14	47.151N 9.517E	1 km	2,6 Ml	14
10. 7. 1993	8:59:09	47.138N 10.120E	10 km	3,9 Ml	15
4. 12. 1993	8:36:02	46.273N 7.474E	5 km	3,4 Ml	16
28. 12. 1993	19:22:45	47.135N 9.538E	8 km	2,4 Ml	17
31. 3. 1994	9:41:42	47.158N 10.171E	10 km	4,6 Ml	18
23. 5. 1994	6:17:11	46.903N 8.227E	1 km	1,9 Ml	19
6. 7. 1994	3:05:17	46.901N 8.226E	1 km	2,4 Ml	20
16. 7. 1994	3:28:18	46.905N 8.233E	1 km	2,0 Ml	21
19. 10. 1994	22:32:18	46.317N 7.444E	5 km	2,2 Ml	22
27. 2. 1995	12:46:44	46.344N 7.466E	5 km	2,5 Ml	23
17. 9. 1995	16:29:25	46.781N 7.186E	14 km	3,6 Ml	24
7. 10. 1995	1:37:31	46.787N 7.184E	16 km	3,5 Ml	25
23. 1. 1996	9:55:57	47.135N 9.540E	2 km	2,3 Ml	26
31. 3. 1996	6:08:02	45.924N 7.473E	2 km	4,2 Ml	27
24. 4. 1996	9:36:57	47.552N 7.610E	15 km	2,7 Ml	28
17. 5. 1996	9:30:59	47.170N 9.488E	1 km	3,9 Ml	29
7. 6. 1996	8:08:05	47.181N 9.481E	1 km	2,3 Ml	30
28. 6. 1996	3:43:11	47.768N 8.763E	10 km	3,3 Ml	31
15. 7. 1996	0:13:30	45.915N 6.069E	5 km	5,2 Ml	32
3. 8. 1996	16:41:24	46.899N 7.196E	8 km	1,6 Ml	33
20. 8. 1996	9:16:23	46.906N 7.197E	10 km	1,6 Ml	34
24. 8. 1996	2:38:22	47.432N 9.044E	31 km	3,8 Ml	35
14. 9. 1996	22:54:53	46.044N 6.823E	14 km	3,2 Ml	36
1. 1. 1997	19:56:43	47.202N 9.461E	1 km	2,5 Ml	37
1. 2. 1997	14:01:58	47.664N 7.442E	20 km	3,5 Ml	38
8. 8. 1997	10:54:46	47.138N 9.520E	2 km	2,8 Ml	39
2. 9. 1997	0:30:53	47.563N 7.871E	29 km	2,5 Ml	40
23. 10. 1997	12:07:02	47.180N 8.619E	29 km	3,9 Ml	41
17. 11. 1997	17:09:23	47.632N 7.641E	22 km	2,9 Ml	42
7. 12. 1997	6:02:12	46.070N 8.031E	9 km	2,0 Ml	43

ANHANG B 2: Kennwerte der Beschleunigungs-Zeitverläufe.

Code	A_{max}			Δ	Nr.
	NS	EW	V		
SLEC	0,6%g	0,7%g	1,5%g	2 km	1
SVAM	0,9%g	0,7%g	0,5%g	4 km	1
SLEC	0,2%g	0,1%g	0,4%g	1 km	2
SVAM	0,5%g	0,2%g	0,2%g	3 km	2
SBUG	1,0%g	0,2%g	1,6%g	3 km	3
SCHH	6,2%g	1,0%g	2,9%g	3 km	3
SCHH	1,8%g	0,3%g	1,3%g	2 km	4
SCHH	0,8%g	0,1%g	0,4%g	4 km	5
SBUG	2,0%g	0,7%g	3,1%g	4 km	6
SBUM	0,9%g	0,6%g	0,4%g	7 km	6
SBUW	1,5%g	1,5%g	2,7%g	5 km	6
SCHH	7,3%g	1,9%g	4,1%g	2 km	6
SCHH	0,5%g	0,7%g	0,2%g	2 km	7
SCHH	0,3%g	0,5%g	0,2%g	3 km	8
SBUG	0,5%g	0,6%g	0,9%g	3 km	9
SBUW	0,4%g	0,3%g	1,2%g	3 km	9
SCHH	2,0%g	0,9%g	0,9%g	4 km	9
SCHH	0,4%g	0,4%g	0,3%g	2 km	10
SKEH	0,6%g	0,7%g	0,4%g	1 km	11
SBAT	0,7%g	0,3%g	0,5%g	62 km	12
SBEA	0,6%g	0,5%g	0,4%g	17 km	12
SBEG	0,8%g	0,6%g	0,5%g	55 km	12
SCHC	1,2%g	1,1%g	0,6%g	57 km	12
SCHT	1,5%g	0,6%g	0,7%g	21 km	12
SZUD	0,3%g	0,1%g	0,2%g	41 km	12
SBRG	1,9%g	2,1%g	2,4%g	41 km	13
SDI1	0,5%g	0,2%g	0,2%g	67 km	13
SDI2	0,5%g	0,2%g	0,2%g	67 km	13
SDI3	0,5%g	0,2%g	0,1%g	67 km	13
SDI4	0,1%g	0,1%g	0,1%g	67 km	13
SDI5	0,1%g	0,0%g	0,1%g	67 km	13
SM03	0,5%g	0,2%g	0,3%g	71 km	13
SMA1	1,4%g	1,2%g	1,3%g	24 km	13
SMA2	1,1%g	1,1%g	0,7%g	24 km	13
SMA3	0,7%g	0,9%g	0,5%g	24 km	13
STAM	2,9%g	1,5%g	1,3%g	40 km	13
SBUA	1,1%g	0,8%g	0,8%g	4 km	14
SBUG	1,3%g	0,8%g	1,2%g	4 km	14
SGAG	0,6%g	0,4%g	0,2%g	9 km	14
SNEW	0,8%g	1,1%g	0,8%g	6 km	14
SCUC	0,4%g	0,4%g	0,1%g	40 km	15
SAYF	0,7%g	1,6%g	1,7%g	5 km	16

SIOV	0,5%g	0,4%g	0,7%g	9 km	16
STSW	0,5%g	0,3%g	0,2%g	9 km	16
SBUA	1,0%g	0,9%g	0,7%g	6 km	17
SCUC	0,6%g	0,6%g	0,2%g	41 km	18
SARG	1,1%g	1,0%g	1,4%g	2 km	19
SKEH	0,6%g	0,4%g	0,2%g	4 km	19
SARG	4,2%g	4,4%g	5,9%g	2 km	20
SKEH	1,8%g	0,9%g	0,5%g	4 km	20
SARG	2,3%g	5,3%g	2,7%g	1 km	21
SKEH	1,7%g	0,9%g	0,4%g	3 km	21
STSW	1,1%g	0,8%g	0,3%g	3 km	22
STSW	0,8%g	0,6%g	0,5%g	2 km	23
SLAE	0,3%g	1,6%g	0,1%g	14 km	24
SLAE	0,3%g	1,2%g	0,1%g	13 km	25
SNEW	0,6%g	0,4%g	0,3%g	7 km	26
SALT	0,2%g	0,4%g	0,2%g	34 km	27
SDI1	1,2%g	0,7%g	0,4%g	18 km	27
SDI2	1,1%g	0,6%g	0,4%g	18 km	27
SDI3	1,2%g	0,6%g	0,4%g	18 km	27
SDI4	0,2%g	0,4%g	0,2%g	18 km	27
SDI5	0,3%g	0,3%g	0,2%g	18 km	27
SDIF	0,6%g	0,3%g	0,6%g	19 km	27
SM01	0,2%g	0,4%g	0,3%g	13 km	27
SM02	0,9%g	1,1%g	0,7%g	13 km	27
SM03	1,3%g	0,9%g	0,7%g	13 km	27
SM04	1,1%g	0,8%g	1,0%g	13 km	27
SM05	0,3%g	0,5%g	0,5%g	13 km	27
SM06	0,4%g	0,4%g	0,2%g	13 km	27
SM07	0,5%g	0,4%g	0,4%g	13 km	27
SM08	0,3%g	0,2%g	0,3%g	13 km	27
SM09	0,3%g	0,3%g	0,2%g	13 km	27
SM0F	0,5%g	0,4%g	0,4%g	13 km	27
SM10	0,3%g	0,3%g	0,2%g	13 km	27
SM11	0,3%g	0,4%g	0,4%g	13 km	27
SMA1	0,6%g	0,6%g	0,6%g	40 km	27
SBEG	0,3%g	0,9%g	0,5%g	5 km	28
SCHC	0,4%g	0,4%g	0,2%g	5 km	28
SBUA	4,8%g	5,1%g	5,6%g	2 km	29
SBUG	1,9%g	2,0%g	1,9%g	1 km	29
SGAG	2,9%g	2,6%g	2,5%g	5 km	29
SNEW	1,9%g	1,6%g	1,1%g	5 km	29
SRUG	0,5%g	0,6%g	1,2%g	9 km	29
SBUA	0,5%g	0,5%g	0,4%g	2 km	30
SCHT	0,4%g	0,2%g	0,5%g	10 km	31
SGEM	0,8%g	0,7%g	0,7%g	31 km	32
SM03	0,5%g	0,1%g	0,2%g	100 km	32

SYVJ	0,4%g	0,4%g	0,2%g	106 km	32
SLAE	0,4%g	0,4%g	0,2%g	4 km	33
SLAE	0,4%g	0,3%g	0,2%g	3 km	34
SBEA	0,4%g	0,4%g	0,2%g	45 km	35
SBUA	0,6%g	0,6%g	0,2%g	44 km	35
SCHT	0,4%g	0,3%g	0,4%g	43 km	35
SEML	0,3%g	0,2%g	0,3%g	27 km	35
SGAG	0,4%g	0,3%g	0,1%g	39 km	35
SRUG	0,3%g	0,7%g	0,2%g	42 km	35
SZUD	0,3%g	0,3%g	0,2%g	36 km	35
SMAR	0,3%g	0,5%g	0,4%g	23 km	36
SMAV	0,9%g	0,8%g	0,5%g	22 km	36
SGAG	6,9%g	3,5%g	4,7%g	1 km	37
SBAT	0,3%g	0,2%g	0,2%g	16 km	38
SBIS	0,1%g	0,1%g	0,1%g	17 km	38
SBUA	2,0%g	1,6%g	1,5%g	5 km	39
SBUG	0,8%g	1,0%g	0,9%g	5 km	39
SGAS	0,6%g	0,7%g	0,5%g	9 km	39
SNEW	0,9%g	0,6%g	0,9%g	7 km	39
SRUG	0,9%g	1,8%g	0,4%g	12 km	39
SCHC	0,7%g	0,4%g	0,4%g	16 km	40
SZUD	0,1%g	0,1%g	0,1%g	21 km	41
SBAE	0,5%g	0,6%g	0,4%g	7 km	42
SBEG	0,1%g	0,2%g	0,1%g	7 km	42
SBIF	0,3%g	0,4%g	0,2%g	9 km	42
SBIS	0,2%g	0,4%g	0,4%g	11 km	42
SCHC	0,5%g	0,4%g	0,5%g	11 km	42
SMZW	1,3%g	1,0%g	0,8%g	9 km	42
SRNR	0,4%g	0,6%g	0,2%g	14 km	42
SMA1	0,6%g	0,7%g	0,3%g	6 km	43

ISBN 3-906723-42-9
ISSN 1017-1509