

**Zeitschrift:** Schweizerische Bauzeitung  
**Herausgeber:** Verlags-AG der akademischen technischen Vereine  
**Band:** 96 (1978)  
**Heft:** 7: SIA-Heft, 1/1978: Erdbebengefährdung in der Schweiz

**Artikel:** Erdbebengefährdung in der Schweiz  
**Autor:** Sägesser, Rolf / Mayer-Rosa, Dieter  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-73629>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 21.12.2024

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

## SIA-Heft 1, 1978

### Erdbebengefährdung in der Schweiz

Von Rolf Sägesser und Dieter Mayer-Rosa, Zürich

Die Erfahrung hat gezeigt, dass infolge von starken Erdbeben grosse Zerstörungen auftreten können. In hoch industrialisierten Gebieten sind es vor allem zunehmend grosse Sachschäden, während in dicht besiedelten Entwicklungsländern oft eine grosse Zahl von Toten zu beklagen ist. Man versucht daher mehr und mehr den Folgen von Erdbeben entgegenzutreten. Dies geschieht durch gezielte wissenschaftliche Untersuchungen, um mögliche zukünftige Erdbebeneinwirkungen vorauszusagen, und durch das Ergreifen angemessener Massnahmen meist baulicher Art. Die historische Erdbebentätigkeit zeigt allgemein, dass die Schweiz nicht zu den aktivsten seismischen Zonen der Erde gehört. Die Zahl der starken Ereignisse in unserem Land ist klein, darf aber nicht vernachlässigt werden. Bisher wurden für die Schweiz, was übrigens auch für die meisten anderen europäischen Länder gilt, keine konkreten Aussagen über die Eintretenswahrscheinlichkeiten des Lastfalles Erdbeben gemacht. Es fehlte somit die Grundvoraussetzung für quantitative Risikoanalysen.

Die neuen seismischen Risikokarten der Schweiz erlauben nun die Festlegung des Erdbebenrisikos an jedem Ort. Das Risiko wird durch die Kombination von Erdbebenintensität und zugehöriger Auftretenswahrscheinlichkeit ausgedrückt. Das in dieser Studie gewählte sogenannte wahrscheinlichkeitstheoretische (probabilistische) Vorgehen gibt die Möglichkeit, Risiken aus ganz verschiedenen Bereichen zu vergleichen und die Forderung nach einem allgemeinen Konzept des «ausgeglichenen Risikos» zu erfüllen.

#### Erfassung des Erdbebenrisikos

Obwohl Erdbeben die ganze Geschichte des Menschen mitbegleiten, werden erst in neuester Zeit Anstrengungen unternommen, ihren Wirkungen zu begegnen. Ein erster Grund liegt sicher darin, die Naturereignisse nicht mehr nur als unausweichliches Schicksal hinzunehmen, sondern Möglichkeiten zu suchen, sich dagegen zu schützen. Der zweite und wesentliche Grund bilden unsere zunehmend umfangreicheren und empfindlicheren Einrichtungen und Anlagen aller Art, bei denen ein Versagen vielleicht äusserst unwahrscheinlich ist, jedoch beim Eintreten zu schwerwiegenden Folgen führen kann. Ohne dass die Ursache der Gefährdung geändert hat, ist also unsere Verpflichtung zu Schutzmassnahmen gewachsen. Ausserdem hat man heute in der Baukonstruktion die Möglichkeit, Schutzmassnahmen gezielt einzubeziehen.

Für quantitative Gefährdungsermittlungen werden immer mehr die auf statistischen Grundlagen basierenden Risikoanalysen\* herangezogen. Wesentliche Voraussetzung für ihre Durchführung ist die Kenntnis der *Wahrscheinlichkeitsverteilung der Gefährdung*. Diese Aussagen enthalten die neuen Erdbebenrisikokarten der Schweiz, indem sie den Zusammenhang zwischen der Erdbebenintensität in Funktion ihrer Eintretenswahrscheinlichkeit an jedem Ort der Schweiz zeigen (sozusagen den Verlauf des Basisrisikos über das ganze Gebiet angeben).

\* Der Begriff «Risiko» ist leider mit einer gewissen Unklarheit behaftet, die auf den angelsächsischen Begriff «risk» zurückzuführen ist. So wird damit der Schadenerwartungswert an einem Objekt infolge einer bestimmten Gefährdung (eigentliches Risiko) gemeint, oft aber auch damit lediglich die Wahrscheinlichkeitsverteilung einer Gefährdung verstanden. Die Erdbebenrisikokarten sind ein Beispiel der zweiten Begriffsauslegung.

Die wichtigsten Grundlagen für die Anwendung des Rechenmodells bilden 2800 historische Erdbeben, die für ein Gebiet bis zu 150 km über die Grenzen der Schweiz hinaus erfasst wurden. Aus diesem Datensatz konnten dann systematische statistische Beziehungen wie zwischen Häufigkeit und Epizentralintensität oder Abminderung der Intensität mit der Entfernung abgeleitet werden.

Das Ergebnis liegt in einer Reihe von Karten vor, die einerseits für bestimmte Eintretenswahrscheinlichkeiten (0,01/0,001/0,0001 je Jahr) die Verteilung der Intensitäten und andererseits für vorgegebene Intensitätsstufen (VI, VII, VIII) die Verteilung der Auftretenswahrscheinlichkeiten wiedergeben.

Für ingenieurseismische Zwecke wird eine Umrechnung der Intensität in die Bemessungs-Beschleunigung vorgeschlagen, wobei allerdings zusätzlich das jeweils zutreffende Verhaltensspektrum berücksichtigt wird.

#### Projektbearbeitung

Erarbeitet wurden die Erdbebenrisikokarten der Schweiz gemeinsam vom Schweiz. Erdbebendienst/Institut für Geophysik der ETHZ und von Basler & Hofmann, Ingenieure und Planer (B&H) in Zürich. Für wesentliche Beiträge im Verlauf der Bearbeitung zeichnen neben den Autoren verantwortlich: R. Graf (ETHZ), H. Merz (B&H), N. Pavoni (ETHZ), B. Rast (B&H), sowie M. Baer (ETHZ) und P. Jemelka (B&H) für die Datenverarbeitung.

#### Möglichkeiten der Gefährdungsspezifikation

Wo immer Erdbeben auftreten, sind sie – als Einzelereignisse gesehen – mehr oder weniger *zufällig*, dies sowohl in bezug auf Ort und Zeitpunkt des Auftretens als auch in bezug auf die Stärke. Die Erschütterungen, denen ein Bauwerk durch Erdbeben ausgesetzt ist, sind demzufolge ebenfalls mehr oder weniger zufälliger Art. In dieser Hinsicht unterscheiden sich Erdbebenwirkungen auf Bauwerke grundsätzlich nicht von anderen *Lasten* mit ebenfalls zufälligem Charakter wie *Wind*, *Schnee*, *Hochwasser*. Nur treten stärkere Erdbeben, wenigstens in unseren Gegenden, mit sehr viel kleinerer Häufigkeit auf.

Je mehr über den zufälligen Charakter einer Last bekannt ist, desto besser ist die Grundlage zur Festlegung des für den Ingenieur massgebenden Lastfalles. Während beispielsweise seit langem Statistiken über Wind und Schneeverhältnisse geführt werden, sind erst in den letzten Jahrzehnten eingehende Untersuchungen über die Gesetzmässigkeiten der Erdbebenereignisse vorgenommen worden. Heute sind nun Grundlagen vorhanden, mit denen auch der zufällige Charakter eines Erdbebens erfasst werden kann. Daher ist es möglich, die Gefährdung durch Erdbeben realistischer zu spezifizieren, als dies noch vor einigen Jahren der Fall war.

Die früheren Bestrebungen, die Wirkungen von Erdbeben auf Bauwerke wie andere Lastfälle ähnlichen Charakters zu erfassen, zielten darauf ab, die Wirkungen auf *deterministische* Weise festzulegen. Einfache Verfahren dieser Art bestanden z.B. darin, eine bestimmte Erdbebenintensität pauschal als «Standortlast» zugrunde zu legen. Je nach Lage des Objektes, seiner Bedeutung und Lebensdauer entsprechend, wurde damit

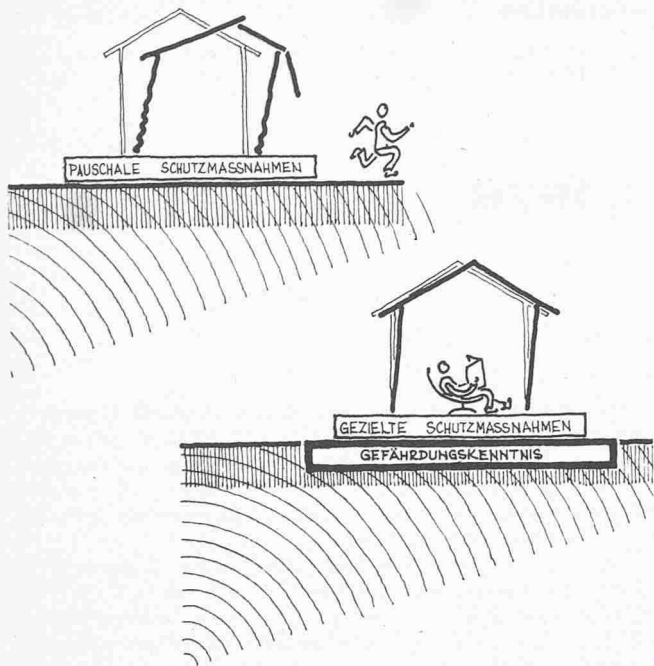


Bild 1. Schutz vor Gefährdungen. Gefährdungen, denen der Mensch nicht entfliehen kann, will er durch Massnahmen begegnen. Dies gilt auch zunehmend für seltene Ereignisse wie Erdbeben. Das Schutzmass (Sicherheit) muss sich wiederum angemessen nach dem vorhandenen Risiko richten

mindestens ein *Grundschatz* erreicht. Der tatsächliche Grad der Schutzwirkung (Sicherheit) blieb aber unbekannt.

Ein etwas verfeinertes und in vielen Ländern noch heute verwendetes Verfahren zur Bestimmung der Erdbebenwirkung an einem Standort basiert auf der *Erdbeben-geschichte der Standortumgebung*. Es wird dabei postuliert, dass sich in Zukunft keine grösseren Erdbeben als bisher beobachtet ereignen (evtl. optimistische Annahme), und dass andererseits das Epizentrum des massgebenden Erdbebens am Punkt mit der kleinsten Distanz zum Standort liegt (evtl. pessimistische Annahme).

An dieser Stelle müssen die oft *fälschlicherweise* als *Risikokarten* interpretierten Grundlagenkarten verschiedener Art erwähnt werden. Karten z. B. der maximal beobachteten Intensitäten, Epizenterkarten sowie Karten beobachteter Wiederkehrperioden von Erdbeben gleicher Stärke geben zwar jeweils einen guten Einblick in die *seismische Aktivität* des betreffenden Gebietes, sie sind aber eindeutig *nur als Bestandsaufnahme* zu werten, und enthalten keine errechneten Eintretenswahrscheinlichkeiten, sind korrekterweise keine «Risiko»-Karten in diesem Sinne.

*Probabilistisches Vorgehen.* Aus den geschilderten Einschränkungen für die bisherigen Verfahren wird ersichtlich, worin wahrscheinlichkeitstheoretische (probabilistische) Verfahren eine Verbesserung bringen können. Sie erlauben grundsätzlich, die auf einen Ort einwirkenden Gefährdungen in Verknüpfung mit ihrer Eintretenswahrscheinlichkeit und damit letztlich eine Aussage über Gefährdung und Sicherheit zu ermitteln. Im Gegensatz zum bisherigen Vorgehen muss ein Entscheid über die massgebenden Erdbebenlasten abgelöst werden durch einen Entscheid über die in Kauf genommene *Auftretenswahrscheinlichkeit der Lasten*. Ein Vergleich mit anderen Risiken oder auch die Durchführung einer Risiko-Nutzen-Analyse wird erst durch dieses Verfahren möglich.

Alle bekannten Erdbebenrisikoanalysen beruhen auf einem mathematischen Modell, das sich auf verschiedene, empirisch festgestellte Gesetzmässigkeiten von Erdbebenereignissen stützt. Dadurch wird es möglich, die Beobachtungen

eines beschränkten Zeitraums auf die sehr kleinen Eintretens-chancen grosser Ereignisse zu übertragen. Die dem mathematischen Modell zugrundeliegenden Gesetzmässigkeiten sind im allgemeinen wenig umstritten und an zahlreichen Erdbebenereignissen und -sequenzen überprüft worden, bzw. sie wurden für die Anwendung in der Risikoanalyse anhand der tatsächlichen Erdbeben-daten aufgestellt. Ebenso ist die Gültigkeit des mathematischen Modells akzeptiert.

Anlass zu grösserer *Diskussion* gibt jedoch die *Frage nach der gewählten Näherung für die zeitlichen Ereignisfolgen*. Verbreitet ist die Annahme einer Folge von voneinander unabhängigen Ereignissen; die zeitliche Folge wird also durch eine *Wahrscheinlichkeitsverteilung nach Poisson* dargestellt.

Die Überprüfung der Verteilung der Zeitintervalle zwischen Erdbeben in der vorliegenden Arbeit zeigte, dass die Annahme einer Poisson-Verteilung für das zeitliche Eintreten eines Ereignisses über den ganzen betrachteten Zeitraum für stärkere Ereignisse gerechtfertigt ist. Der Grundsatz der völligen Unabhängigkeit von Erdbeben kann aber zumindest für Nachstoss-Serien von starken Beben bzw. Bebenschwärme und für schwächere Beben in einem begrenzten Gebiet nicht mehr aufrecht erhalten werden.

Für mehrere Einzelfälle sind *spezifische Gesetzmässigkeiten* festgestellt worden, so z. B. für die *Südküste von Mexiko* oder im *Hindukusch* aber auch für die Erdbebenserien in *Sarnen 1964* und *Friaul 1976*. Seit Jahren werden ebenfalls andere Näherungen gesucht, die auf der These basieren, dass Starkbeben eine Serie von Schwachbeben nach sich ziehen. Neuere Untersuchungen mittels Herdsimulationsmodellen führen etwa zur Wahl einer Gamma-Verteilung.

Es darf dabei aber nicht übersehen werden, dass die Güte der Risikoanalyse nicht direkt von der Abklärung obiger Frage abhängt. Ob gewisse kleinere Stösse als Nachbeben oder als selbständige Ereignisse analytisch gekennzeichnet werden, ist nicht massgebend für das Gesamtrisiko an einem Standort; in jedem Fall muss ihr Risikobeitrag, ihre Fähigkeiten z. B. Baustrukturen zu beanspruchen, letztlich enthalten sein. Alle heute angewandten probabilistischen Methoden liefern dementsprechend mittlere Standortrisiken. Zeitliche und räumliche Fluktuationen des Risikos in einer Region, z. B. zeitweise erhöhtes Risiko kurz nach einem Starkbeben, können nicht explizit ausgedrückt werden.

#### Verwendetes Risikomodell

Für die wahrscheinlichkeitstheoretischen Erdbebenrisikoanalysen werden in der Region um einen Standort aufgrund der beobachteten Erdbeben-tätigkeit und der seismotektonischen Verhältnisse *seismische Quellen* sowie die *Hintergrundaktivität* definiert. Zudem wird jeweils eine *Abminderungskorrelation* bestimmt, welche die Abnahme der Erdbebenintensität mit zunehmender Distanz von jedem Epizentrum in der Quelle wiedergibt. Im weiteren wird eine *obere Grenze für die maximale Epizentralintensität* möglicher zukünftiger Erdbeben festgelegt. Jede Quelle wird in Teilflächen aufgeteilt, deren mittlere Distanz zum Standort konstant ist. Nun wird die Wahrscheinlichkeit errechnet, mit der sich ein Erdbeben einer bestimmten Intensität innerhalb einer solchen Fläche ereignet. Mit der Abminderungskorrelation kann die Erdbebenintensität dieses Ereignisses am Standort berechnet werden. Das *gesamte* Erdbebenrisiko am Standort ergibt sich dann schliesslich durch die Addition der Beiträge aller Teilflächen jeder seismischen Quelle sowie der Beiträge aller Quellen. In Bild 2 ist das beschriebene Vorgehen schematisch dargestellt.

In diesem Modell wird also bedeutend weitergegangen als bisher üblich bei der Erfassung eines Lastbildes. Vorbild für die Erarbeitung der Grundlagendaten war einerseits die «UNDP/ UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region» [13]

und andererseits für die Verwendung des probabilistischen Rechenmodelles die Studie «Seismic Risk Analysis of Boston» [2]. Eine ähnliche Risikoanalyse wurde übrigens 1975 in der Bundesrepublik Deutschland für das Gebiet des Niederrheins durchgeführt [1].

Die wichtigsten Schritte zur Berechnung des Erdbebenrisikos an einem Standort sind im folgenden zusammengefasst dargestellt (ausführlich in [2, 6] beschrieben):

### 1. Schritt

Berechnung der Wahrscheinlichkeit  $FI(i)$ , mit der ein Erdbeben in einer seismischen Quelle  $Q$  auftritt, dessen Stärke den Wert  $i$  nicht überschreitet. Die entsprechende Überschreitungswahrscheinlichkeit ist vor allem eine Funktion der Häufigkeitsverteilung und lautet

- (1)  $GI(i) = 1 - FI(i)$
- (2) mit  $FI(i) = k_1 [1 - \exp \{ \ln 10 (bi + ci^2 + ci_0^2) \} ]$
- (3) und  $k_1 = 1/[1 - \exp \{ \ln 10 (bi_1 + ci_1^2 + ci_0^2) \} ]$

### 2. Schritt

Berechnung der Wahrscheinlichkeit  $GI(i_s)$ , mit der ein Erdbeben in der Quelle  $Q$  auftritt, dessen Stärke am Standort  $s$  den Wert  $i_s$  überschreitet. Hier wird obige Wahrscheinlichkeit mit dem Abminderungsgesetz zwischen Quelle und Standort gekoppelt.

$$(4) \quad GI(i_s) = f(k_1, \alpha, b, c, h, R)$$

### 3. Schritt

Berechnung der jährlichen Wahrscheinlichkeit  $P(i_s)$ , die  $GI(i_s)$  entspricht

$$(5) \quad pN(N) = [(GI(i_s) \nu \Delta t)^N \exp(-GI(i_s) \nu \Delta t)]/N!$$

unter der Annahme einer Poisson-Wahrscheinlichkeitsverteilung  $pN$ , ist dann

$$(6) \quad P(i_s) = 1 - \exp(-GI(i_s) \nu)$$

$P(i_s)$  ist die gesuchte Wahrscheinlichkeit, dass die Intensität  $i_s$  am betrachteten Standort infolge eines Erdbebens in der Quelle  $Q$  je Jahr mindestens einmal erreicht oder überschritten wird.

Als Näherung gilt für sehr kleine Werte von  $GI(i_s)$

$$(7) \quad P(i_s) = GI(i_s) \cdot \nu$$

wo  $\nu$  die Aktivität der Quelle (Anzahl Ereignisse einer bestimmten Intensität je Jahr) darstellt. In diesen einfachen Zu-

sammenhängen wird ersichtlich, dass jede Quelle mit der Aktivitätsrate gewichtet ihren Einfluss ausübt.

Die übrigen Symbole bedeuten

- $b, c$  = Parameter der quadratischen Form des Häufigkeitsgesetzes
- $i_0$  = unterer Grenzwert der Intensität
- $i_1$  = oberer Grenzwert der Intensität
- $R$  = Epizentralabstand
- $h$  = Herdtiefe
- $\alpha$  = Abminderungskoeffizient
- $N$  = Anzahl der Ereignisse mit Intensität  $i_s$  je Zeitintervall  $\Delta t$

Ausführlicher sind diese und weitere seismische Parameter im Kapitel «Seismologische Grundlagen» beschrieben.

## Seismologische Grundlagen

### Einige Grundbegriffe

Erdbeben sind natürliche Erschütterungen der festen Erde, die ihren Ursprung im Erdinnern haben und sich wellenförmig durch die Erde ausbreiten. Man unterscheidet, je nach der auslösenden Ursache, tektonische Beben, vulkanische Beben und Einsturzbeben. Mehr als 90% aller Erdbeben sind tektonischen Ursprungs. Sie entstehen, wenn im Erdinnern aufgestaute Spannungen so gross werden, dass bestimmte Teile der Erdkruste über ihre Festigkeitsgrenze hinaus beansprucht werden und unter plötzlichem Bruch eine neue Gleichgewichtslage aufsuchen. Praktisch sämtliche Erdbeben in der Schweiz sind, wie auch in den übrigen Alpengebieten, aus tektonischen Vorgängen in der Erdkruste erklärbar.

Der im Erdinnern gelegene Ursprung eines Bebens heisst *Herd* oder *Hypozentrum*. Über ihm, an der Erdoberfläche liegt das *Epizentrum*. Man spricht demnach folgerichtig von der *Herdtiefe* eines Bebens und von der *Epizentral- bzw. Hypozentralentfernung* eines Standortes.

Beben mit *flachen* Herden (1–70 km) treten in allen Erdbebenzonen auf. Ein Grossteil der *tiefen* Beben (ca. 300–700 km) liegt im *Pazifischen Raum*, in Mitteleuropa sind nur drei Gebiete mit mitteltiefen bzw. tiefen Herden bekannt: *Karpaten* ( $\leq 130$  km), *Tyrrhenisches Meer* ( $\leq 300$  km) und *Südspanien* ( $\leq 500$  km). Im Alpengebiet sind bisher keine Beben tiefer als 30–40 km beobachtet worden. Die meisten Beben im Gebiet der Schweiz liegen zwischen 5 und 20 km Tiefe und damit im oberen Teil der Erdkruste, die im Alpenvorland etwa 30 km und in den Alpen bis zu 60 km dick ist.

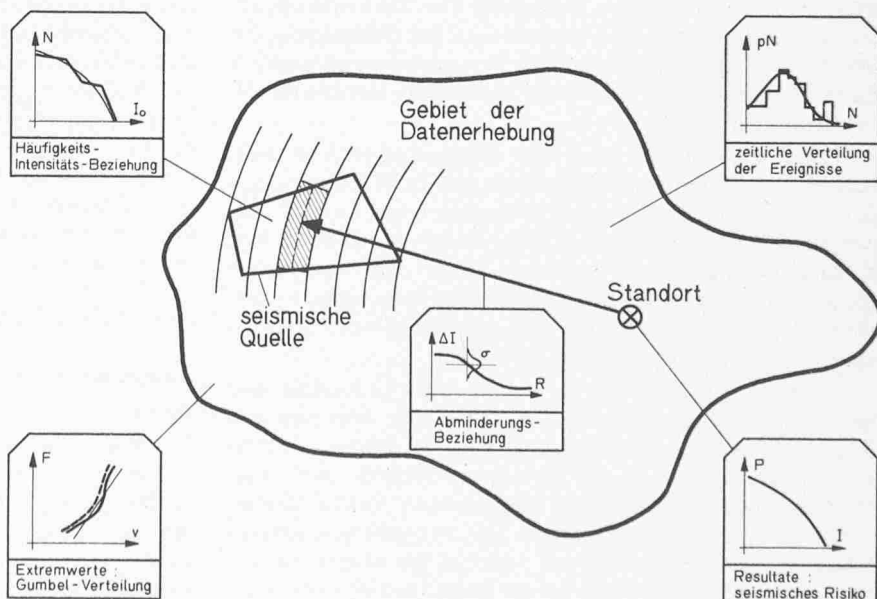


Bild 2. Erdbebenrisiko an einem Standort. Die wesentlichen seismischen Gesetzmässigkeiten, welche die Auswirkung eines Erdbebens in einer Quelle auf einen Standort umschreiben, sind die Eigenschaften des Quellgebietes (Häufigkeitsverteilung usw.) und des Zwischengebietes (Abminderungscharakteristik)

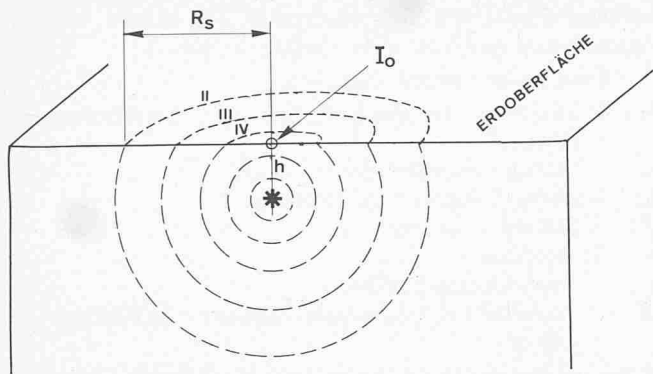


Bild 3. Ausbreitung eines Erdbebens. An der Erdoberfläche kann das Schüttergebiet (Schütterradius  $R_s$ ) durch Isoisentren unterteilt werden (Linien mit Intensität II, III, IV, ...)  
 $I_0$  = Epizentralintensität,  $h$  = Herdtiefe

Tabelle 1. Vergleich der verschiedenen Intensitätsskalen

Intensitätsskala	Grad der Intensität											
	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
MSK 1964	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
MM 1931	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
RF 1883	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X			

Im Herd eines *tektonischen Bebens* treten bleibende Verschiebungen der Erdkruste auf, die aber relativ selten und nur bei grossen Erdbeben an der Erdoberfläche sichtbar werden. Häufiger werden allerdings sekundäre Veränderungen an der Erdoberfläche beobachtet, wie z.B. Bodenrisse, Hangrutsche und Felsstürze, die zum Teil sogar durch landschaftsverändernde Massnahmen des Menschen begünstigt werden können. Es ist für den Laien und oft auch für den Fachmann nicht leicht, primäre und sekundäre Veränderungen eindeutig zu identifizieren oder gar zu unterscheiden.

Die *Bruchlänge* eines Bebenherdes wächst mit der Stärke des Bebens annähernd logarithmisch an. Bei schwächeren Beben beträgt sie wenige 100 m bzw. wenige km während bei starken Beben, wie z.B. bei *San Francisco* (1906) oder in *Ost-Anatolien* (1939), Bruchlängen bis zu mehreren hundert Kilometern Länge an der Erdoberfläche beobachtet wurden. Man hat bei Erdbeben Horizontal- und Vertikalverschiebungsbeiträge bis zu einigen Metern festgestellt. Der Tektoniker unterteilt solche Verschiebungen genauer nach der Orientierung der Bruchfläche sowie der Richtung der Verschiebungsvektoren auf dieser Bruchfläche, da meist auch komplexere Herdmechanismen auftreten.

Das *Schüttergebiet* bzw. der *Schütterradius* eines Erdbebens reicht definitionsgemäss soweit, wie die Erschütterungen ohne instrumentelle Hilfsmittel wahrgenommen werden können. Beim Beben in Friaul am 6. Mai 1976 betrug er 400–500 km, je nach geographischer Richtung. Unter dem eigentlichen *Herdgebiet* versteht man den Teil des Schüttergebietes, in dem die stärksten Erschütterungen oder evtl. die grössten Schäden aufgetreten sind (Friaul: mind. 1000 km<sup>2</sup>).

Für die Beschreibung der *Stärke* eines Erdbebens sind heute vor allem zwei Grössen im Gebrauch: *Intensität* und *Magnitude*. Während die Intensität aus den direkten Auswirkungen des Bebens z.B. auf Menschen, Gebäude und Landschaft ermittelt wird, beruht die Magnitude auf instrumentellen Messungen mittels Seismographen. Daraus ergibt sich, dass die Intensität standortabhängig ist, während die Magnitude nur einen bestimmten Wert hat, der die freigeordnete Energie im

Herd widerspiegelt. Verwendet werden heute 7stufige (Japan), 10stufige (Rossi-Forel ab 1873) und 12stufige Intensitätsskalen (Modified-Mercalli-Scale ab 1931 in USA und Medvedev-Sponheuer-Karnik-Skala ab 1964 in Europa). Eine Gegenüberstellung der in Europa verwendeten Skalen ist in Tabelle 1 wiedergegeben. In der Schweiz ist bis 1963 ausschliesslich die RF-Skala benutzt worden, heute ist überwiegend die MSK-Skala in Gebrauch (ihr voller Wortlaut ist im Anhang wiedergegeben).

Die *Definition der Magnitude* durch C. Richter in den 30er Jahren war ein wesentlicher Schritt vorwärts in der quantitativen Erfassung von Erdbebenparametern. Die Berechnung der Magnitude erfolgt dadurch, dass die aus dem Seismogramm abgelesene Amplitude der Bodenbewegung entfernungsmässig korrigiert und auf die logarithmisch abgestufte, sogenannte *Richter-Skala* normiert wird. Die Magnitudenskala hat *theoretisch keine Grenze nach oben*, praktisch sind allerdings bis jetzt weltweit keine grösseren Erdbeben als Magnitude 9 beobachtet worden. Es kann angenommen werden, dass die begrenzte Festigkeit der Erdkruste keine Erdbeben mit unendlich grosser Magnitude zulässt; es ist aber bis heute unklar, wo diese Grenze liegt, da der Beobachtungszeitraum für derartige Abschätzungen nicht ausreicht.

Zwischen den oben beschriebenen Grössen Epizentral-Intensität ( $I_0$ ), Magnitude ( $M$ ) und Herdtiefe ( $h$ ) eines Bebens lässt sich folgende Beziehung herstellen:

$$(8) \quad M = 0,67 I_0 + 2,3 \log h - 2,0 \quad (h = 50 \text{ km})$$

Die Stärke eines Bebens wird von der Öffentlichkeit meist nur aufgrund der entstandenen Schäden eingeschätzt. Dass dies zu einem falschen Bild führen kann, zeigt z.B. das Erdbeben von *Agadir* aus dem Jahr 1960 mit einer Magnitude von 5,7. Der Grund für die aufgetretenen sehr starken Zerstörungen ist einfach darin zu sehen, dass dieses Erdbeben relativ nahe an der Oberfläche und zudem in dicht besiedeltem Gebiet mit zum Teil mangelhaft gegen Erdbeben ausgelegten Gebäuden stattgefunden hat. Die Angabe der Schäden bzw. der Intensität ist also nicht ausreichend, um die objektive Stärke des Bebens zu beschreiben, während andererseits die Magnitude auch kein direktes Mass für die Auswirkungen an der Erdoberfläche darstellt.

Aus dem oben Gesagten geht hervor, dass prinzipiell die Intensität die geeignetere Grösse ist, wenn es um die zerstörende Wirkung eines Erdbebens geht, da sie implizit alle, im einzelnen aber unbekannt, die Zerstörung bestimmenden Parameter des Bebens enthält. Sie ist auch die Grösse, die bei historischen Beben noch eine Einstufung zulässt. Der quantitative Zusammenhang zu physikalisch definierten Grössen wie z.B. Spitzenbeschleunigung oder Frequenz ist allerdings nicht einfach herzustellen.

Auf der anderen Seite ist die Verwendung der Magnitude immer dann angebracht, wenn es um neuzeitliche Datensätze mit seismographischen Aufzeichnungen geht und ausserdem die Herdtiefe der Beben bestimmt werden kann. Der Vorteil der Magnitude ist, dass es sich um eine «Messgrösse» handelt, die von verschiedenen Beobachtern und von verschiedenen Beobachtungspunkten aus reproduziert werden kann.

Ein Beispiel für den Zusammenhang der Begriffe kann ebenfalls in [3] für das Friaul-Erdbeben nachgelesen werden.

#### Auswertung historischer Erdbebendaten

##### Datenkatalog

Wie schon in den vorangegangenen Kapiteln dargelegt wurde, bildet eine möglichst genaue Kenntnis sämtlicher historischer Erdbeben in einem Gebiet die wichtigste Voraussetzung für die quantitative Erarbeitung von Erdbebenrisikokarten. Zuerst muss aus der grossen Zahl von regionalen Erdbebenkatalogen sowie Einzelbeschreibungen verschiedener Autoren

Tabelle 2. Geschätzter Fehlerbereich für die Angaben zu historischen Erdbeben

Zeitintervall	Datum (Minuten)	Ort (Kilometer)	Stärke (Intensitäts-Einheiten)	Tiefe (Kilometer)	Schüttergebiet (Prozent)
1001-1700	≥ 100	≥ 50	1	—	100
-1800	≥ 10	≥ 30	¾	—	100
-1900	≥ 1	≥ 20	½	20	50
1900-1975	0,1	10	½	10	30

ein möglichst homogener und umfassender Datensatz erstellt werden. Seine sorgfältige Aufstellung ist extrem zeitaufwendig, da in vielen Fällen über die meist vorhandenen Zweit- oder Dritthandkataloge hinaus auf die oft schwer auffindbaren Originalbeschreibungen zurückgegriffen werden muss.

Für die Schweiz lagen zum Teil schon recht vollständige Beschreibungen von Erdbebenschäden vor, die während den letzten Jahrhunderten beobachtet wurden. Allerdings mussten die beschriebenen Phänomene dann entsprechend der MSK-Intensitätsskala beurteilt und eingestuft werden. Zur Kontrolle wurden die Erdbeben in Grenzgebieten mit den Katalogen der Nachbarländer verglichen und wenn notwendig korrigiert. Eine wichtige Erfahrung während der Analyse historischer Erdbeben war, dass die Einstufung in die MSK-Skala lediglich auf ganze Intensitätsstufen vorgenommen werden konnte. Die vielerorts geübte Praxis, einen Zwischenwert, z.B. VII-VIII, anzugeben, wurde nicht übernommen. Bei der Umrechnung von anderen Skalen ist jeweils auf die nächste ganze Intensitätsstufe aufgerundet worden. Diese Höherbewertung wurde dann wieder ganz bei der Häufigkeits-Intensitätsbeziehung berücksichtigt. Für die Schweiz und die angrenzenden Gebiete konnten so insgesamt 2800 historische Erdbeben für den Zeitraum zwischen 200 bis 1975 erarbeitet werden. Ihre wichtigsten erfassten Kenndaten sind:

Datum:	Jahr, Monat, Tag, Uhrzeit (Greenwich-Zeit)
Ort:	Geographische Koordination (Breite, Länge)
Stärke:	Intensität bzw. Magnitude (MSK- bzw. Richter-Skala)
Tiefe:	(Bei älteren historischen Beben meist nicht bekannt)
Schüttergebiet:	Fläche oder Radius des Schüttergebietes
Schäden:	Gebäudeschäden, Landschaftsveränderungen

Bei der Ermittlung all dieser Kenndaten ist es für die spätere Verarbeitung wichtig zu wissen, mit welchem Fehler die Angaben behaftet sind (siehe Tabelle 2). Erfahrungsgemäss nehmen diese Ungenauigkeiten zu, je weiter zeitlich zurück die Ereignisse liegen.

Bei der Festlegung des richtigen Datums muss berücksichtigt werden, dass in früheren Jahrhunderten oft regional verschiedene Kalender eingeführt waren, die Zeitunterschiede bis zu mehreren Tagen aufweisen können. Auch wurde vermerkt, dass öfters ein bestimmtes Erdbeben von verschiedenen Autoren unterschiedlichen Orten zugeordnet wurde. Die Lage des Zentrums eines Bebens konnte weiterhin oft nur aus der Lage des Gebietes mit den stärksten Auswirkungen festgelegt werden.

Ähnliches gilt für die Festlegung der Stärke, die aus den grössten aufgetretenen Schäden abgeschätzt werden muss. Da die Besiedlungsdichte in der Schweiz in früheren Jahrhunderten wesentlich geringer war und Beschreibungen zudem oft nur in bestimmten Orten (Klöster, Kirchen, Städte) hergestellt wurden, muss der Ort mit den stärksten Schäden in der Beschreibung nicht notwendigerweise mit dem physikalischen Zentrum des Bebens übereinstimmen. Allerdings kann in vielen Fällen aus der Verteilung von Schäden, bzw. aus der Grösse des Schüttergebietes der dadurch aufgetretene Fehler abgeschätzt werden.

Der am wenigsten bekannte Erdbebenparameter ist die Herdtiefe. Liegen keine instrumentellen Messdaten vor – und das ist praktisch für alle Beben vor 1920 der Fall –, dann muss die Herdtiefe aus der Verteilung von Schäden und Auswirkungen an der Erdoberfläche ermittelt werden. Dies würde dann zu einer relativ grossen Unsicherheit bei der Festlegung führen. Da die Herdtiefe aber immer mit einer bestimmten räumlichen Verteilung der Intensität verbunden ist, wird dieser Parameter bei der Verwendung von beobachteten Verteilungen, die spezifisch für ein Gebiet sind, in der Risikoanalyse automatisch berücksichtigt.

#### Geographische Verteilung

Wie die Karte 5 in der Beilage zeigt, sind die Erdbeben nicht gleichmässig über das gesamte Untersuchungsgebiet verteilt, sondern zeigen ausgesprochene Schwerpunkte in einzelnen Gebieten. Neben aktiven Regionen in Oberitalien, im Rheingraben, Österreich und in Süddeutschland fallen im Gebiet der Schweiz vor allem solche im Wallis, Engadin, in Basel und in der Innerschweiz ins Auge. Die Zahl der Erdbeben in den ein-

Tabelle 3. Die stärksten historischen Erdbeben in der Schweiz von 1000-1975

Jahr	Monat	Tag	Std : Min (GTM)	Geogr. Breite/Länge	Region	Epizentral-Intensität	Schütter-Radius (km)
1021	05	12 <sup>3)</sup>		47,5/7,5 <sup>1)</sup>	BASEL	VIII	600
1128 <sup>5)</sup>				47,5/7,5	BASEL	VIII	
1295	04	05		46,8/9,5	CHUR	VIII	
1295 <sup>5)</sup>	09	04		46,8/9,5	CHUR	VIII	300
1346 <sup>5)</sup>	11	24	23 :	47,5/7,5	BASEL	VIII	ganze Schweiz
1356	10	18	21 :	47,5/7,5	BASEL	IX	400
1375 <sup>4)</sup>				46,9/8,4	KT. UNTERWALDEN	VIII	
1601	09	08	01 :	46,8/8,4 <sup>1)</sup>	KT. UNTERWALDEN	IX	500
1610	11	29		47,5/7,5	BASEL	VIII	
1616	03			46,8/8,4 <sup>1)</sup>	KT. UNTERWALDEN	VIII <sup>2)</sup>	
1720	12	20	04 : 30	47,5/9,6	BREGENZ (A)	VIII	100
1755	12	09	13 : 30	46,3/8,0	BRIG/VISP	VIII	400
1774	09	10	13 : 25	46,9/8,7	ALTDORF	VIII	300
1796	04	20	06 : 12	47,2/9,4	RHEINTAL	VIII	150
1855	07	25	11 : 50	46,2/7,9	VISP/BRIG	IX	300
1855	07	26	09 : 15	46,2/7,9	VISP/BRIG	VIII	(300)
1905	04	29	01 : 46	45,9/6,9	CHAMONIX (F)	VIII	300
1946	01	25	17 : 31	46,3/7,5	SION/SIERRE	VIII	700

1) Epizentrum unsicher 2) Intensität unsicher 3) Herdzeit unsicher 4) Datum unsicher 5) Allgemein unsichere Angaben

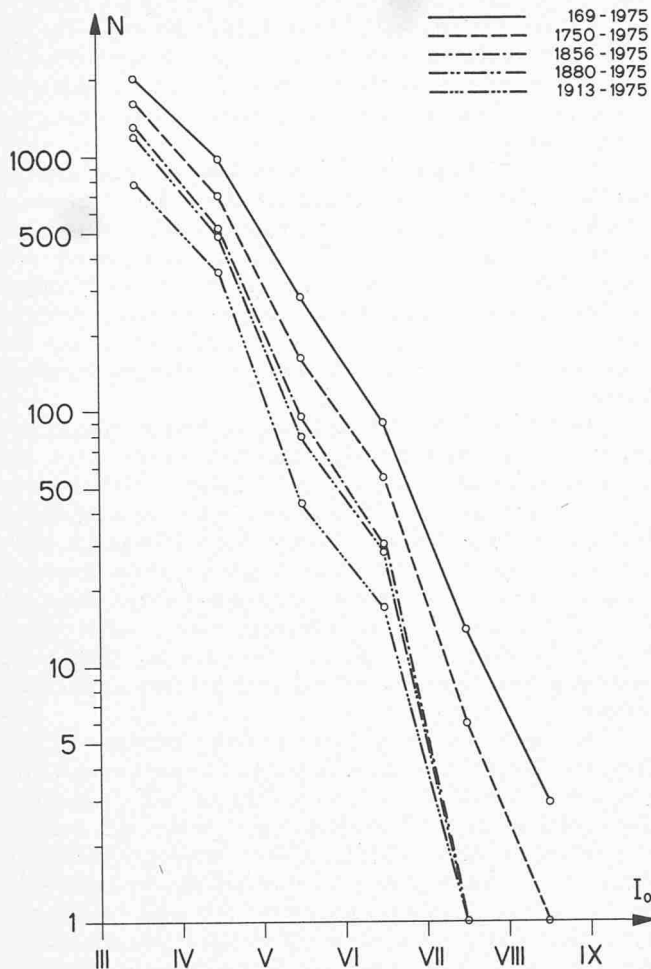


Bild 4. Häufigkeitsverteilung für die Schweiz. Häufigkeit-Intensitäts-Kurven für das Gebiet der Schweiz in fünf Zeitepochen  
 $I_0$  = Epizentralintensität,  $N$  = kumulative Anzahl der Erdbeben

zelen Gebieten gibt nur qualitativ einen Eindruck von der seismischen Aktivität, eine quantitative Aussage ist damit allein nicht möglich. Dagegen ist die Karte Ausgangspunkt für die Festlegung seismo-tektonischer Grossregionen oder seismischer Quellen. Neben den ausgesprochen aktiven Gebieten in der Schweiz lassen sich ebenfalls *relativ ruhige Zonen* ausmachen. Zu diesen Zonen gehörten das *zentrale Mittelland* sowie das *Tessin*. Es sollte aber dabei nicht vergessen werden, dass die Karte lediglich Erdbeben mit Intensität grösser als VI enthält. Untersuchungen der *Mikroerdbebenaktivität* zeigen sehr wohl, dass sowohl im Tessin als auch im Mittelland in ganz begrenzten Zonen Erdbeben vorkommen können.

Ein Vergleich der Erdbebenkarte mit den veröffentlichten geologischen- und tektonischen Karten der Schweiz [12] macht weiterhin deutlich, dass keine direkte Korrelation mit den an der Erdoberfläche sichtbaren Gegebenheiten möglich ist. Vergleicht man allerdings die Verschiebung im Erdbebenherd und die daraus ableitbare Verteilung der Hauptspannungsrichtungen mit neo-tektonisch angelegten Strukturen, so ergibt sich eine überraschend gute Übereinstimmung in den vorherrschenden Richtungen des zugrundeliegenden Spannungsfeldes. Die im Rahmen dieses Projektes erarbeitete *Seismotektonische Karte der Schweiz* [9] zeigt diese Tatsache deutlich.

#### Häufigkeit - Intensitätsverteilung

Die Beziehung zwischen Häufigkeit von Erdbeben und deren Epizentralintensität (oder Magnitude) wird üblicherweise durch die Formel

$$(9) \quad \log N = a^* - b^* M \quad (\text{bzw. } I_0)$$

beschrieben, wobei  $N$  die Anzahl der Erdbeben,  $M$  die Magnitude und  $a^*$  bzw.  $b^*$  Parameterwerte sind, die regional unterschiedlich sein können.

Die Magnitude ( $M$ ) kann durch die Epizentralintensität ( $I_0$ ) ersetzt werden, solange ein linearer Zusammenhang zwischen  $M$  und  $I_0$  angenommen werden kann.

Es hat sich als vorteilhaft herausgestellt für den in dieser Studie gesammelten Datensatz eine quadratische Beziehung zwischen Epizentralintensität und Auftretenshäufigkeit in der Form

$$(10) \quad \log N = a + b I_0 + c I_0^2$$

einzuführen, wobei  $a$ ,  $b$  und  $c$  wiederum Parameter darstellen, die spezifisch für die untersuchte Region sind.

Bild 4 zeigt diese Tatsache am gesamten Datensatz für das Gebiet der Schweiz und fünf ausgewählte Zeitepochen. Die resultierenden Häufigkeitsparameter sind  $b = 0,29$  und  $c = -0,05$ . Der zur Kennzeichnung der Parabel notwendige Parameter  $a$  verliert allerdings bei dieser Darstellung seine durchsichtige Bedeutung einer charakteristischen Grösse für die Aktivität, wie das bei einer linearen Beziehung der Fall ist. Um einen entsprechenden Parameter für die Aktivität zu definieren, wurde als brauchbare Grösse die Zahl der Erdbeben mit Intensität grösser als IV eingeführt.

In jedem Fall ist die Häufigkeit-Intensität-Beziehung sowohl in der linearen - als auch in der quadratischen Form ein für eine Region typischer Ausdruck der langfristigen seismischen Aktivität. Aus diesem Grunde wurde auch für den Schweizer Datensatz versucht, evtl. diesbezüglich vorhandene Unterschiede herauszuarbeiten. Als Ergebnis dieser Untersuchung ergab sich schliesslich eine Einteilung des gesamten Datenerhebungsgebietes in sogenannte *Grossregionen*,  $G1$  bis  $G10$ , die in Bild 5 wiedergegeben sind. Bild 6 zeigt die zugehörigen Häufigkeit-Intensität-Beziehungen für die vier Regionen der Schweiz ( $G1$  bis  $G4$ ), die sich nicht nur in der Anzahl der Beben sondern auch in den Kurvenparametern unterscheiden.

#### Zeitintervalle zwischen Erdbeben

Um die gesammelten Erdbebendaten hinsichtlich ihrer zeitlichen Unabhängigkeit zu überprüfen, wurde eine *«Zeitfenster-Methode»* benutzt, in der die Anzahl  $N$  der Ereignisse mit der Epizentralintensität  $I_0$  je Zeitfenster  $\Delta t$  einer Epoche festgehalten wird. Das Histogramm zeigt  $pN$  (Zahl der Zeitfenster) als Funktion von  $N$  (Anzahl der Ereignisse) mit Gleichung 11 als Kontroll-Funktion ( $\lambda_N$  = jährlicher Mittelwert):

$$(11) \quad pN(N) = 1/N! \cdot (\lambda_N \Delta t)^N \cdot e^{-\lambda_N \Delta t}$$

Die Darstellung erlaubt den Vergleich zwischen der tatsächlich festgestellten zeitlichen Verteilung mit der idealen Poisson-Verteilung.

Die Überprüfung der zeitlichen Eintretensverteilung von Erdbeben in der Schweiz ergibt die grundsätzliche Bestätigung einer Poisson-Verteilung. Für Intensitäten  $I_0 \geq VII$  ist die Übereinstimmung in allen betrachteten Zeitabschnitten als gut zu bezeichnen (siehe Bild 7), für  $I_0 \geq VI$  als genügend und schliesslich für  $I_0 \geq V$  als unbefriedigend. Da aber der Gesamtanteil der Beben mit  $I_0 \leq VI$  am Standortrisiko klein ist und ein allfälliger Fehler am Resultat somit unbedeutend ist, wurde keine andere Näherung für die zeitliche Gesetzmässigkeit angewandt. Es zeigt sich aber deutlich die Grenze der Anwendbarkeit dieses Modelles gegen grosse Eintretenswahrscheinlichkeiten von  $P = 0,01$  bis  $0,05$  je Jahr hin an.

#### Extremwerte

Bei jeder Risikoanalyse stellt sich weiterhin für den Bereich sehr kleiner Eintretenswahrscheinlichkeit die *Frage nach der zulässigen Extrapolation der verwendeten Daten*, oder wie im gegebenen Fall nach einer oberen Begrenzung der möglichen

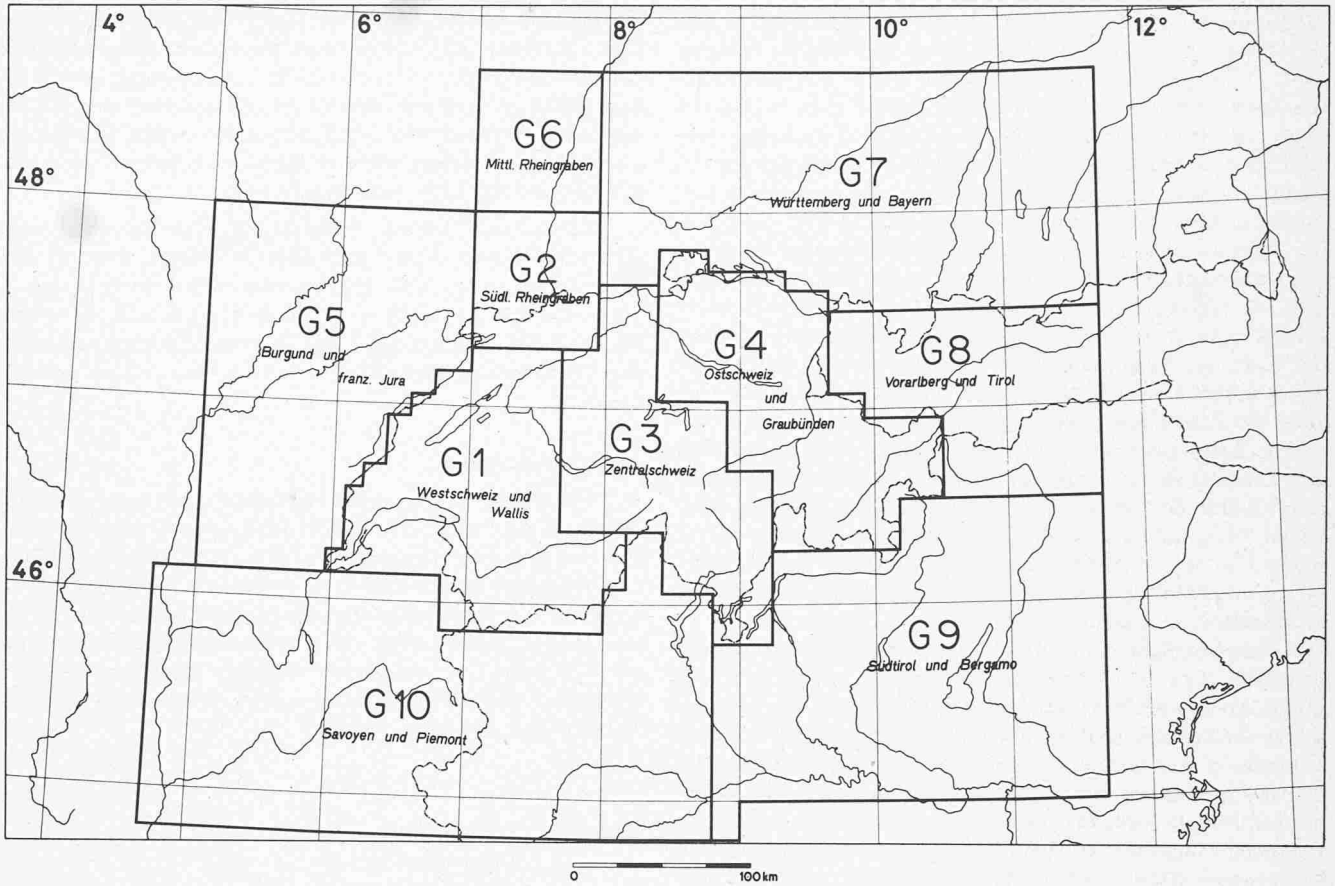


Bild 5. Untersuchte Regionen. Einteilung des untersuchten Gebietes in zehn Grossregionen. Die Regionen G1 bis G4 überdecken im wesentlichen die Region Schweiz (CH)

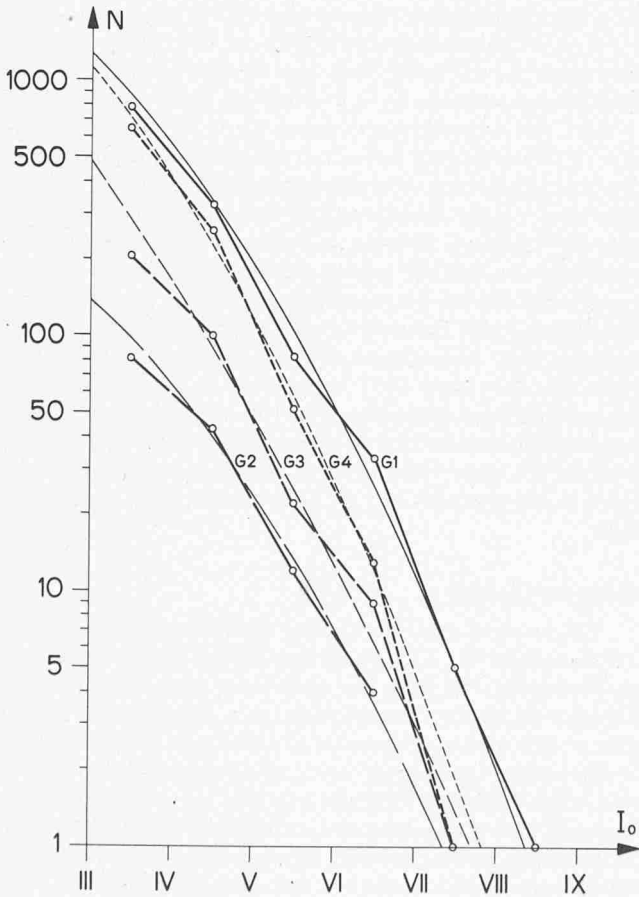


Bild 6 (links). Häufigkeitsverteilung in den Grossregionen. Häufigkeits-Intensitätskurven der Grossregionen G1 bis G4 (Epoche 1750-1975). Die dünnen Linien sind die gewählten quadratischen Näherungskurven mit den Parametern:

$a = 3,572$	$v' = 0,521$	$b = -0,008$	$c = -0,050$	für G1,
$a = 2,512$	$v' = 0,193$	$b = +0,025$	$c = -0,050$	für G2,
$a = 3,816$	$v' = 0,161$	$b = -0,030$	$c = -0,025$	für G3,
$a = 3,765$	$v' = 0,343$	$b = -0,089$	$c = -0,050$	für G4.

$I_0$  = Epizentralintensität,  $N$  = kumulative Anzahl der Erdbeben.  
 $v'$  = auf 10000 km<sup>2</sup> und auf 1 Jahr normierte Rate für  $I_0 \geq V$ .

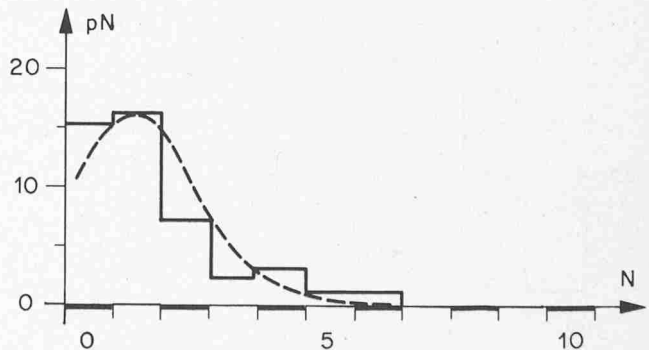


Bild 7. Zeitliche Unabhängigkeit von Erdbeben. Die Untersuchung der zeitlichen Verteilung von Erdbeben bzw. der Intervalle zwischen Erdbeben ergibt das dargestellte Histogramm für die Ereignisse mit Intensität  $I_0 = VII$  für die Schweiz seit 1750 im Vergleich mit der theoretischen «Poisson»-Verteilung (gestrichelt).  $N$  = Anzahl der Ereignisse der Intensität  $I_0$  pro Zeitintervall von 25 Jahren,  $pN$  = Anzahl der Zeitintervalle mit gleicher Zahl  $N$



Magnituden bzw. Intensitäten. Dieses Problem wird in den verschiedenen Ländern bzw. von den verschiedenen Autoren nicht einheitlich gehandhabt. Alle bis heute praktisch angewendeten Annahmen beruhen im Prinzip auf einer Extrapolation, ausgehend von der jeweils erfassten seismischen Geschichte bzw. der tektonischen Vorgänge in einem Gebiet, soweit sie messbar verfolgt werden können. Eine zuverlässige und fundierte Abschätzung der Maximal-Beben ist aber eigentlich nur dann möglich, wenn sowohl Informationen über die historischen Erdbeben in einem grossen Zeitraum vorliegen und zudem die neo-tektonischen Strukturen eines Gebietes weitgehend bekannt sind. Die bisher weltweit stärksten Erdbeben der Erde mit Magnituden von 8,5 bis 9 sind im *Pazifischen Raum* aufgetreten. Sowohl die *Mittelmeer-Himalaya-Zone* als auch die *Mittelozeanischen Rücken*, als weitere primäre seismische Zonen der Erde, weisen weniger und schwächere Beben auf. Die stärksten Erdbeben im *Alpinen Bereich* haben lediglich eine Magnitude von etwa 7 erreicht. Bei Festlegung des möglichen Maximal-Bebens für das Gebiet der Schweiz gilt in jedem Fall die Annahme, die Zentral-Alpen und ihre Randgebiete grosstektonisch als Einheit zu sehen, für die nur ein Wert repräsentativ sein kann.

Eine Möglichkeit der Abschätzung der oberen Grenze der Intensität, bzw. der maximalen Magnitude, ergibt sich aufgrund einer seismotektonischen Beurteilung des neo-tektonischen Deformationsbildes der Schweiz und ihrer nächsten Umgebung. Aus der Analyse von *bekanntem Bruchzonen* in der Schweiz zusammen mit weltweit empirisch ermittelten Beziehungen zwischen der Bruchlänge eines Erdbebens und der gemessenen Magnitude können für die Schweiz gültige Maximalwerte abgeschätzt werden. Zur Illustrierung einer weiteren Methode gibt Bild 8 den kumulativen, zeitlichen Verlauf der freigewordenen seismischen Energie wieder. Die Energie  $E$  (erg) eines Bebens lässt sich aus der Magnitude  $M$  mittels der Beziehung  $\log E = 11,8 + 1,5 M$  berechnen. Es zeigt sich in

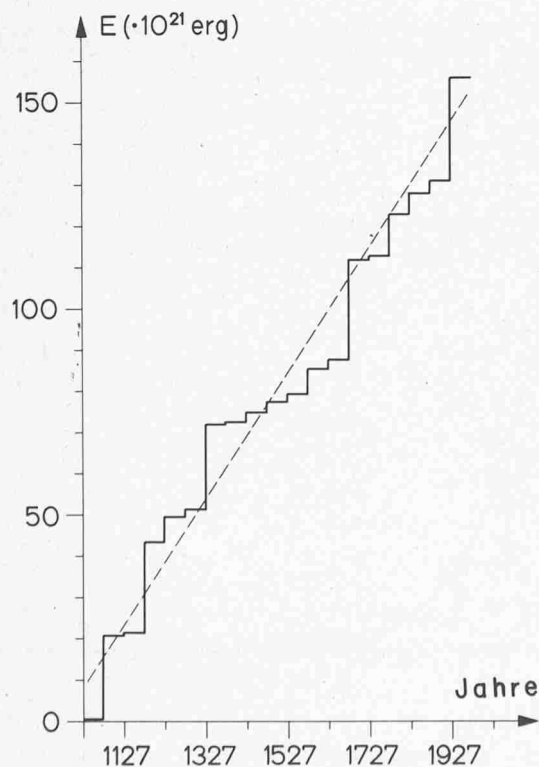


Bild 8. Energiefreisetzung durch Erdbeben. Gesamte, durch die historischen Erdbeben im untersuchten Gebiet freigesetzte Energie  $E$  in Funktion der Zeit  $t$  (Jahre), kumulativ dargestellt. Die mittlere Energiefreisetzung (gestrichelt) ist bemerkenswert gleichmässig über die letzten 1000 Jahre hinweg

der Darstellung ein annähernd linearer Anstieg der Energie. Diese Beobachtung ist eine wesentliche Voraussetzung für die Anwendbarkeit der Methode bei der davon ausgegangen wird, dass sämtliche innerhalb der mittleren Wiederkehrperiode der stärksten Beben von  $214 \pm 118$  Jahren produzierte Energie von einem einzigen Beben, nämlich dem so definierten «maximal möglichen Erdbeben», aufgebracht wird.

Beide Methoden zur Abschätzung einer maximal möglichen Magnitude liefern sehr ähnliche Werte, nämlich eine Magnitude von 7,1 bzw. umgerechnet eine Intensität von  $X$ . Dies ist eigentlich nicht so erstaunlich wie es auf den ersten Blick scheint, sollten doch beide Betrachtungsweisen das seismisch-tektonische Potential im Gebiete der Schweiz widerspiegeln.

#### Abminderungsgesetz

Für einen *tiefer* liegenden Herd geht erfahrungsgemäss die Abnahme der Erdbebenintensität mit der Entfernung vom Epizentrum wesentlich langsamer vor sich als bei sehr oberflächennah gelegenen Beben (Bild 9). Dies gibt eine Möglichkeit, die Herdtiefe aus dem Gradienten der Intensitätsabnahme mit der Entfernung abzuschätzen. Jede Abminderungsrelation kann also zwischen den folgenden Grössen formuliert werden: Intensität, Abstand vom Herd und Herdtiefe. Eine geeignete Relation [11, 13] lautet wie folgt:

$$(12) \quad I = I_0 - 3 \log (\sqrt{R^2 + h^2}/h) - 1,3 \alpha (\sqrt{R^2 + h^2} - h)$$

wobei  $I$  = Standortintensität  
 $I_0$  = Epizentralintensität  
 $h$  = Herdtiefe  
 $R$  = Distanz zwischen Epizentrum und Standort  
 $\alpha$  = Abminderungskoeffizient

Die Hauptaufgabe bei der Verwendung dieser Beziehung zur Bestimmung des Abminderungskoeffizienten besteht nun darin, bei festgehaltener Herdtiefe jeweils die Wertepaare  $I$  und  $R$  aus der makroseismischen Karte zu bestimmen und anschliessend zu berechnen. Sieht man von der Schwierigkeit der Herdtiefenbestimmung an sich einmal ab, dann ergibt sich die Aufgabe, aus der makroseismischen Karte für eine bestimmte *Isoseiste* (Linie gleicher Intensität) den mittleren Radius zu bestimmen. Je nach den Abstrahlverhältnissen wird man aber im allgemeinen keine kreisförmigen, konzentrischen Isoseisten vorfinden, sondern beliebig komplizierte Verteilungen. Für seismologische Belange genügt es, die Isoseisten in die entsprechenden Karten einzuzichnen, und zwar mit der Massgabe, dass z. B. die Isoseiste IV alle Orte mit Intensität  $I = IV$  möglichst dicht einschliessen soll. Am Beispiel des Bebens im Wallis aus dem Jahre 1960 in Bild 9 ist die Azimutabhängigkeit besonders gut ersichtlich. Der Unterschied des Abminderungskoeffizienten beträgt in diesem Fall rund den Faktor 2 zwischen NW- und NE-Richtung, entsprechend einem Unterschied in der Intensität in z. B. 50 km von weniger als 0,5 Einheiten.

#### Seismische Quellen

Ein weiterer wichtiger Schritt für die Aufbereitung der Erdbebenaten zur Eingabe in das Risiko-Modell besteht in der Festlegung von *Form und Grösse der seismischen Quellen*. Während die seismischen Grossregionen lediglich eine Unterteilung nach grossräumigen Gesichtspunkten darstellen, sind die seismischen Quellen eng begrenzte Gebiete mit relativ hoher seismischer Aktivität. Im Einzelnen sind sie so definiert, dass a) sowohl historische als auch instrumentell bestimmte neuere Epizentren eingeschlossen sind, b) tektonische Lineamente und Bruchzonen – soweit bekannt – berücksichtigt sind.

Um bei der ersten Bedingung eine objektive Handhabe zu erhalten, wurden Karten der freigewordenen seismischen Energie gezeichnet. Form und Grösse der seismischen Quellen wurden dann in einem ersten Schritt aus den «Energie-Inseln» abgeleitet. Die so ermittelte vorläufige Anordnung der seismischen Quellen wurde dann weiterhin nach tektonischen Gesichtspunkten modifiziert.

Die in Bild 11 wiedergegebene Karte zeigt die resultierende Anordnung der insgesamt 22 seismischen Quellen des Datenerhebungsgebietes, wovon 15 im Gebiet der Schweiz liegen. Jede Quelle weist eine Reihe von charakteristischen Parametern auf, die ihre seismischen Eigenschaften beschreiben. Als direkt in die Risikoberechnung einflussende Parameter sind zu beachten:

- Für die Häufigkeit-Intensität-Beziehung: Anzahl der Erdbeben, Kurvenparameter und obere Grenze der Intensität.
- Für die Abstrahlcharakteristik: Abminderungskoeffizienten, Richtung der stärksten Abminderung und dominierende Herdtiefe der Erdbeben innerhalb der Quelle.

## Seismisches Risiko in der Schweiz

### Erdbebenrisikokarten

Die Berechnung des Risikos wurde in *Knotenpunkten eines 10 km × 10 km-Netzes der Landeskoordinaten* durchgeführt. Auf der Basis dieser Punkteevaluation wurden die Isolinien in den Karten 1-4 der Beilage gezeichnet, und zwar in zwei Darstellungsarten: einmal mit der Intensität als Parameter für gegebene Auftretenswahrscheinlichkeiten (sog. *Wahrscheinlichkeitskarten*) und mit der Wahrscheinlichkeit als Parameter für vorgegebene Intensität (sog. *Intensitätskarten*). Die Kurven ausserhalb der Landesgrenze sind lediglich zur Interpolationshilfe für grenznahe schweizerische Standorte eingezeichnet. Unter Auftretenswahrscheinlichkeit ist die mittlere jährliche Wahrscheinlichkeit zu verstehen, mit der ein Ereignis am betrachteten Standort eine bestimmte Intensität erreichen oder überschreiten wird.

Als *Gebiete relativ starker Gefährdung* fallen das gesamte Wallis, die südliche Zentralschweiz, das Berner Oberland, das Engadin, ein Teil des St. Galler Rheintales, die Gegend von Basel sowie das Gebiet südlich von Genf ins Auge. Demgegenüber durchquert eine *Zone relativ geringer Gefährdung* die Schweiz vom Tessin in nördlicher Richtung bis in den Kanton Glarus, dann in zwei Richtungen, einerseits nach Westen über Zug und Solothurn bis zum Nordjura, andererseits über das Zürcher Oberland bis nach Schaffhausen. Das untere Reusstal und dessen nördliche Fortsetzung bis zum Rhein weisen ebenfalls eine relativ geringe Gefährdung auf. In der Wahrscheinlichkeitskarte (Karte Nr. 4) ist der gleiche Sachverhalt für z. B. Intensität VIII dargestellt. Aus dieser Karte kann direkt der Unterschied in der Auftretenswahrscheinlichkeit für ein Beben dieser Stärke zwischen verschiedenen Standorten entnommen werden. Demnach ist es z. B. 40 mal wahrscheinlicher, dass ein Beben mit der Intensität VIII im Wallis auftritt als beispielsweise im Mittel-land.

Die Wahrscheinlichkeit kann nun auf folgende Weise mit der Lebensdauer eines Bauwerkes verknüpft werden. Allgemein ist die Wahrscheinlichkeit  $P(N = n)$  des tatsächlichen Eintretens in einer gegebenen Zeit  $T_1$  gleich:

$$(13) \quad P(N = n) = \binom{T_1}{n} p_A^n (1 - p_A)^{T_1 - n}$$

(Lebenserwartungsformel)

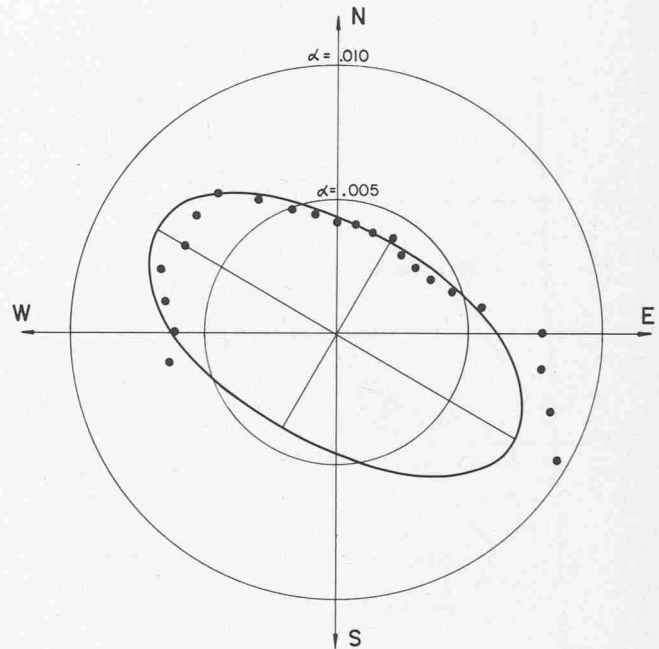
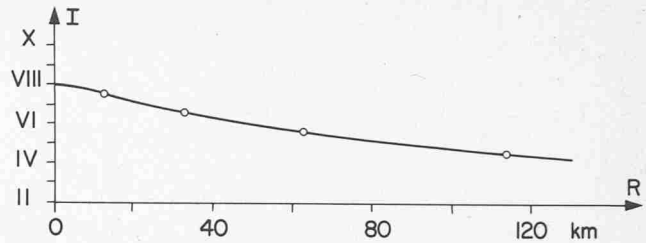


Bild 9. Richtungsabhängige Abminderung. Erdbeben vom 23.3.1960 bei Brig/Visp. Abminderungskurve (oben) und vom Azimut abhängiger Abminderungskoeffizient (unten). Die gewählte Ellipse als Näherung hat die Hauptachsen  $\alpha_1 = 0,008$  und  $\alpha_2 = 0,004$  (Beispiel für Zentrum der Abminderungsfigur im Mittelpunkt der Ellipse)

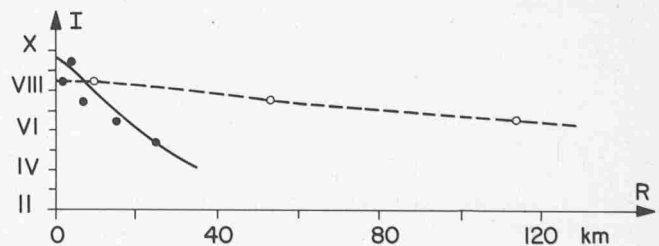


Bild 10. Typische Abminderungskurven. Die Abminderungskurven selbst können sehr stark variieren. Die Auswertung zeigt z. B. für die Beben von Moudon (1933) und Sion (1954), welche Unterschiede in der Schweiz diesbezüglich vorhanden sind. Der Mittlere Abminderungskoeffizient beträgt für Moudon 0,075 bzw. 0,001 für Sion; die entsprechenden Herdtiefen liegen bei ca. 5 km bzw. 30 km

Dabei bedeuten:

$T_1$  = Betrachtete Zeitperiode (Anzahl Jahre)

$N$  = Anzahl Ereignisse, Parameter

$n$  = Festgelegte Anzahl Ereignisse, welche in  $T_1$  Jahren erfolgen soll

$p_A$  = Mittlere jährliche Auftretenswahrscheinlichkeit der Ereignisse.

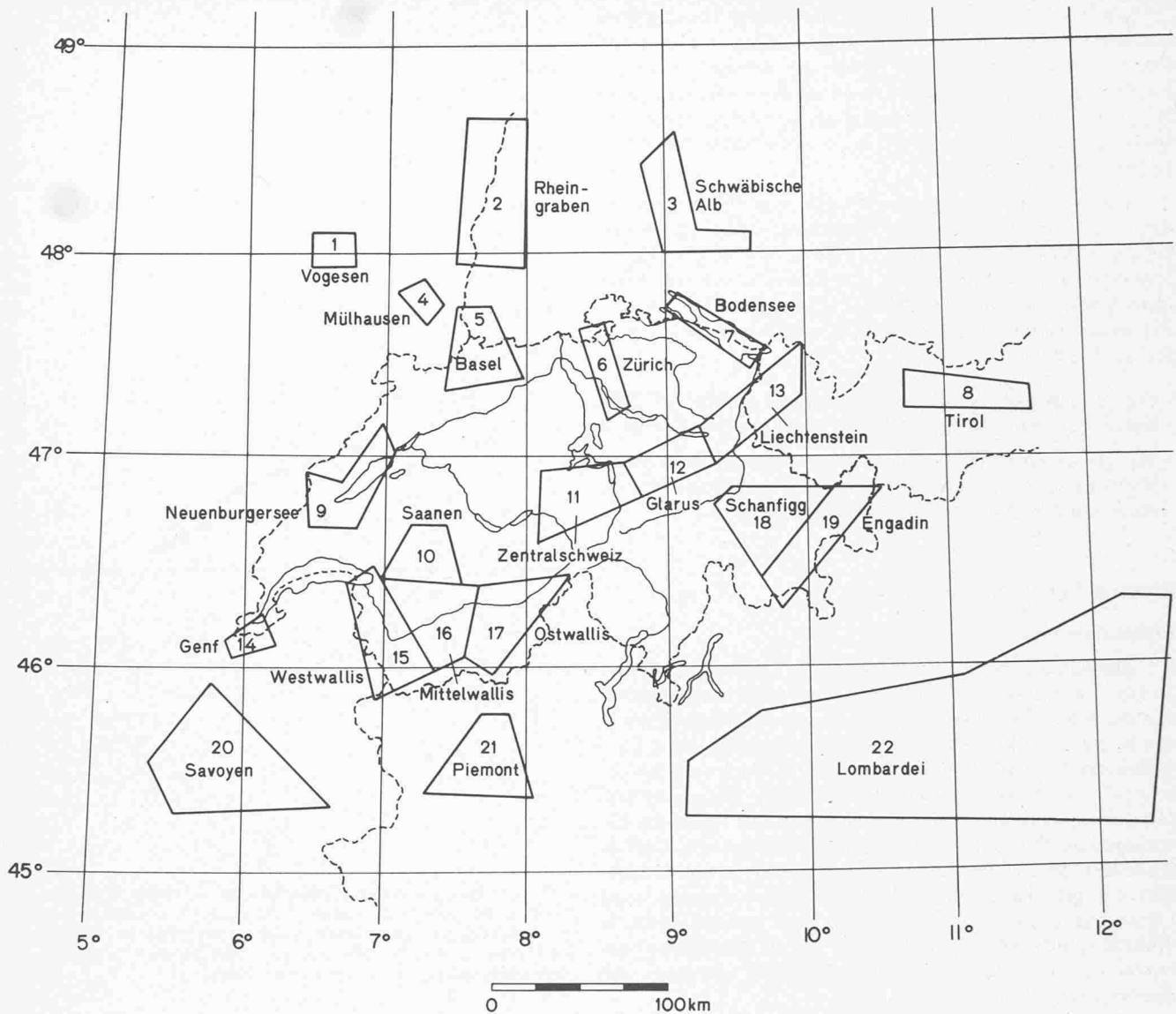


Bild 11. Seismische Quellen. Gebiete, die sich durch eine erhöhte Aktivität auszeichnen, werden zur Datenerfassung als sogenannte seismische Quellen abgegrenzt

Tabelle 4 zeigt die nach obiger Formel berechneten Wahrscheinlichkeiten.

Die folgenden zwei Beispiele sollen diesen Zusammenhang illustrieren:

*Erstes Beispiel.* Die Wahrscheinlichkeit, dass in 50 Jahren kein Ereignis  $I = VII$  stattfindet, ist

$$(14) \quad P(N = 0) = \binom{50}{0} p_A^0 (1 - p_A)^{50-0}$$

mit  $p_A = 10^{-3}/\text{Jahr}$  wird  $P = 0,95$ .

Die Wahrscheinlichkeit, dass in 50 Jahren ein Ereignis mit  $I = VII$  stattfindet, ist somit 5 Prozent (siehe Tabelle 4). Sollte eine Anlage während 50 Jahren mit 95 prozentiger Sicherheit keinem Ereignis von  $I = VII$  ausgesetzt werden, muss sie auf eine Bemessungswahrscheinlichkeit von  $10^{-3}/\text{Jahr}$  (entsprechend 1000 Jahren) ausgelegt werden.

*Zweites Beispiel.* Die Wahrscheinlichkeit, dass in  $T_1 = 100$  Jahren ein «100jähriges Ereignis» ( $p_A = 10^{-2}/\text{Jahr}$ ) eintritt, beträgt

$$(15) \quad P(N = 1) = \binom{100}{1} p_A^1 (1 - p_A)^{100-1}$$

$P(N = 1) = 0,635$

also rund 63 Prozent. Aus Tabelle 4 ist ersichtlich, dass mit der gleichen Wahrscheinlichkeit das «1000jährige Ereignis» in 1000 Jahren eintritt.

#### Risiko an einem Standort

Ist ein Standort gegeben, so besteht zunächst das Problem, aus den Karten möglichst genaue Werte für die Intensität (bzw. die Wahrscheinlichkeit) herauszulesen. Falls die Intensitäten für eine Wahrscheinlichkeit gewünscht werden, die nicht direkt einer Karte entspricht (z. B. für  $P = 2 \cdot 10^{-4}/\text{Jahr}$ ), so empfiehlt es sich, aus allen Karten ( $P = 10^{-2}, 10^{-3}, 10^{-4}/\text{Jahr}$ ) die Intensitätswerte herauszulesen und z. B. graphisch zu interpolieren, analog bei vorgewählter Intensität. Als Beispiel sei hier die *Risikobeziehung für Zürich* dargestellt (vgl. Bild 12 und 13). Für eine gewählte mittlere Eintretenswahrscheinlichkeit von  $10^{-3}/\text{Jahr}$  resultiert eine Standortintensität = VII (MSK). Bild 13 zeigt das Risikoniveau im Vergleich zu schweizerischen

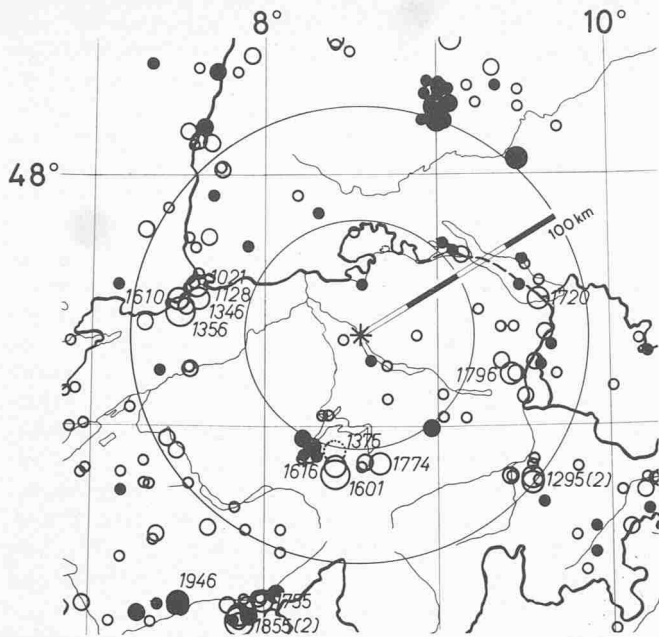
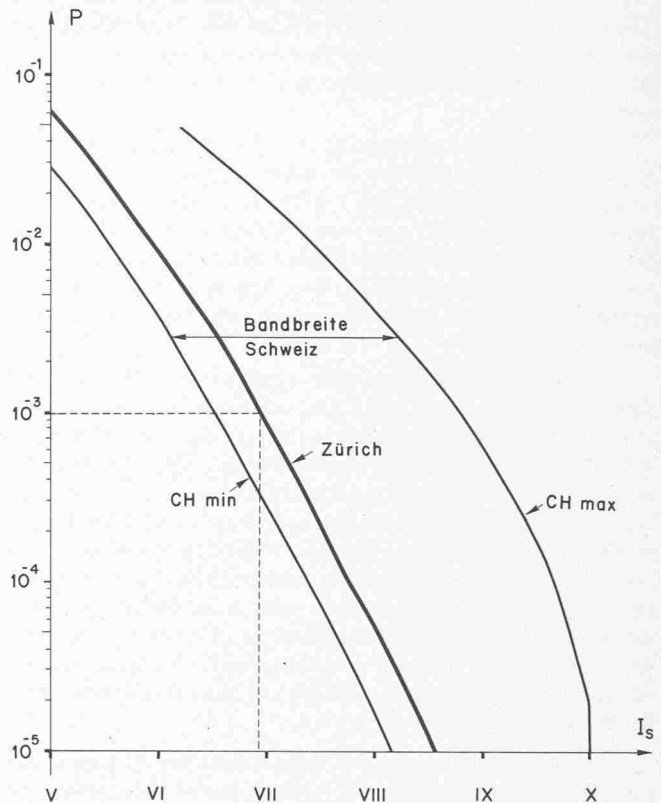


Bild 12 (oben). Standort Zürich. Übersicht über das Einflussgebiet für Zürich anhand historischer Erdbeben der letzten 1000 Jahre

Bild 13 (rechts). Standort-Risiko. Beziehung der Standortintensität  $I_s$  und der mittleren jährlichen Eintretenswahrscheinlichkeit  $p_A$  für den Standort Zürich, verglichen mit den höchsten und niedrigsten Werten in der Schweiz (CH<sub>min</sub>, CH<sub>max</sub>)



Standorten mit dem höchsten und niedrigsten Risiko, wobei die eher niedrige Gefährdung in Zürich numerisch dokumentiert wird.

In Bild 14 sind für denselben Standort die Risikobeiträge der einzelnen Quellen in Funktion der Intensität dargestellt. Deutlich kommt hier zum Ausdruck, wie entfernte Quellen sich nur bei schwächeren Intensitäten auswirken, total zu etwa 40 Prozent bei einer Intensität VI. Davon wieder ist Quelle 3 (Schwäbische Alb) am stärksten beteiligt. Im Falle, dass in Zürich eine Intensität VI verspürt wird, dürfte also die Ursache mit 10prozentiger Wahrscheinlichkeit ein Beben im Gebiet der Schwäbischen Alb sein.

Den weitaus grössten Beitrag liefern die Hintergrundaktivität und Quelle 6 (Zürich) selbst. Eine Intensität grösser als VII dürfte nur infolge nahegelegener Herde entstehen. Die Tatsache, dass trotz der Lage des Standortes Zürich in einer Quelle, auch für höhere Intensitäten namhafte Risikobeiträge von der Hintergrundaktivität stammen, ist Ausdruck einer eher bescheidenen Starkbebenfähigkeit der Quelle 6.

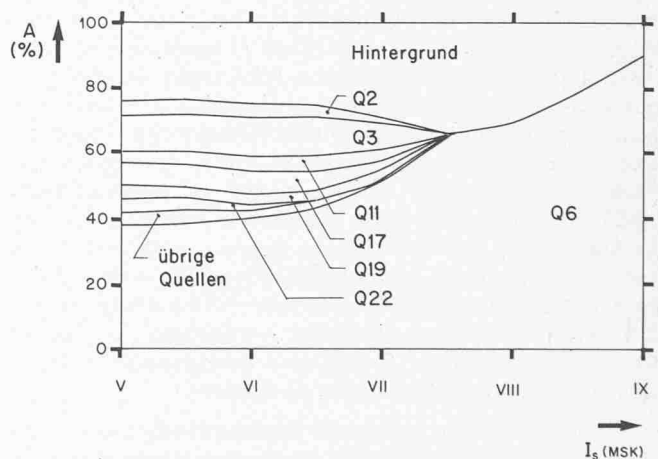


Fig. 14. Beitrag verschiedener Quellen zum Standortrisiko. Prozentuale Anteile  $A$  der Quellen am Gesamtrisiko für den Standort Zürich in Funktion der Intensität  $I_s$ .

Tabelle 4. Wahrscheinlichkeit für des Auftreten eines Ereignisses in einem Zeitabschnitt von  $T_1$  Jahren ( $p_A$  = mittlere, jährliche Wahrscheinlichkeit)

$T_1$ Jahre	$p_A = 10^{-2}$	$p_A = 10^{-3}$	$p_A = 10^{-4}$	$p_A = 10^{-5}$
10	10%	1%	0,1%	0,01%
20	18%	2%	0,2%	0,02%
35	30%	3%	0,3%	0,03%
50	39%	5%	0,5%	0,05%
100	63%	10%	1%	0,1%
200	87%	18%	2%	0,2%
500	99%	39%	5%	0,5%
1000	99,99%	63%	10%	1%

### Wertung der Resultate

Die seismischen Risikokarten der Schweiz erlauben praktisch die «Vorhersage» der räumlichen und zeitlichen Verteilung der seismischen Intensität bzw. anderer davon abgeleiteter Variablen. Da direkte Messungen dieser Grössen nicht vorhanden sind, bestand die Methode zur Berechnung der gewünschten Verteilung vielmehr darin, die Auswirkungen von verschiedenen, weiter entfernt liegenden Ereignissen auf einen Standort separat zu ermitteln und in geeigneter Weise zu addieren. Dabei mussten die mehr oder weniger bekannten Verteilungen von Epizentralentfernungen, Magnituden und Übertragungsfunktionen in die Rechnung mit einbezogen werden.

Alle Kompositionsmethoden dieser Art, die übrigens nicht nur zur Ermittlung des Erdbebenrisikos herangezogen werden, beinhalten immer vereinfachende Annahmen oder gewisse Näherungen.

Es ist somit unumgänglich, die *Empfindlichkeit der Methode* gegen Änderungen in diesen Annahmen oder Näherungen festzustellen. Für den Fall der hier vorgelegten Risikoberechnungen geschah dies durch kontrollierte Veränderung der Eingangsparameter in das Modell und der darauf folgenden Analyse der Rechenresultate. Das Ergebnis dieser umfangreichen Tests kann zusammengefasst wie folgt beschrieben werden.

Der Einfluss von Quellengrösse und -form hat einen untergeordneten Einfluss auf die Risikoverteilung, während die absolute Anzahl von Erdbeben sowie der Verlauf der Häufigkeit-Intensität-Beziehung bei grossen Intensitäten ( $I_0 \geq VII$ ) direkt proportional auf das Ergebnis einwirken. Insbesondere die Einführung und Festlegung einer oberen Begrenzung der maximal möglichen Intensität in der Schweiz wirkt sich bei Wahrscheinlichkeiten von  $P \leq 10^{-4}$ /Jahr zunehmend stark aus. Während die zuverlässige Ermittlung der Anzahl der Beben im allgemeinen keine Schwierigkeiten bereitet, wurde dem Verlauf bzw. den Parametern  $b$ ,  $c$  in der quadratischen Beziehung zwischen Anzahl und Intensität von Erdbeben in einer Quelle besondere Aufmerksamkeit zugewandt.

Für die Übertragungsfunktion, welche die Abnahme der Intensität mit der Entfernung festlegt, wurde von tatsächlich gemessenen Verhältnissen, d. h. von Intensitätskarten einzelner starker Beben des entsprechenden Gebietes ausgegangen, die ab 1913 beim Schweiz. Erdbebendienst vorhanden sind [10]. Die als erste Näherung gewählte elliptische Form der Richtungsabhängigkeit der Abminderungskoeffizienten (vgl. Bild 9) gibt offensichtlich die tatsächlich vorhandenen mittleren Abstrahl- und Bodenverhältnisse in bestimmten Gebieten ganz gut wieder. Es soll aber darauf hingewiesen werden, dass lokale geologische und/oder topographische Abweichungen davon an einem spezifischen Standort von grossem Einfluss sein können. Zusätzliche, punktuelle Untersuchungen in dieser Hinsicht sind dann erforderlich, wenn quantitative Aussagen über den Einfluss solcher Bodenverhältnisse gemacht werden sollen, die von dem mittleren, d. h. grossräumiger erfassten Bild abweichen. Diese Notwendigkeit ist z. B. sicher bei lokal eingebetteten Lockergesteinsschichten begrenzter Ausdehnung der Fall. Es war nicht das Ziel der Studie, eine entsprechende «Mikrozonierung» einzuschliessen oder zu ersetzen.

Behält man alle genannten Einschränkungen im Auge, dann kann die allgemeine Anwendbarkeit dieser Kompositionsmethode als gesichert angesehen werden. Allgemein ist diese Methode immer noch die *erfolgsversprechendste bei der Anwendung statistischer Methoden auf das Problem von Naturkatastrophen*. Die direkte Anwendbarkeit der berechneten Karten ist also vor allem in zweifacher Hinsicht gegeben: Für die *Einteilung in Zonen unterschiedlichen Erdbebenrisikos* und für die *Ermittlung des mittleren seismischen Risikos an einem Standort*.

Die *Einführung solcher Zonen ist von planerischem Interesse*, z. B. im Blick auf allgemeine Baunormen gegen Erdbeben, da für jede Zone relevante und quantitative Erdbebenparameter angegeben werden können. Die Ermittlung des mittleren Risikos an einem Standort kann als Ausgangs- oder Basiswert für weitere Analysen angesehen werden, gibt aber für sich schon die Möglichkeit, quantitative Aussagen zu erhalten, z. B. in bezug auf andere Standorte, oder direkt als Grundlage für die allgemeine Bauwerksbemessung.

Aus dem bisher Gesagten geht hervor, dass die neuen seismischen Risikokarten der Schweiz auf gut belegten Daten

bzw. Relationen beruhen. Es mussten aber daneben eine ganze Reihe von Annahmen und Näherungen eingeführt werden, die mit einer gewissen Ermessensfreiheit behaftet sind. Es wurde im Verlauf des Rechenprozesses strikt darauf geachtet, die unvermeidlich vorhandenen Streubereiche zu berücksichtigen, aber auch, keine zu konservativen Endresultate durch einfache Aufsummierung der möglichen Fehler zustande kommen zu lassen.

Die Grenzen der Anwendbarkeit sind nicht genau zu ziehen. Für kleine Intensitäten verliert die Approximation der zeitlichen Ereignisfolge als Poisson-Verteilung ihre Berechtigung. Die Grenze liegt etwa bei  $I_0 = V$  und damit bei Eintretenswahrscheinlichkeiten von etwa  $10^{-1}$ /Jahr. Als zuverlässig können damit die Resultate mit Eintretenswahrscheinlichkeiten kleiner als  $2 \cdot 10^{-2}$ /Jahr («50jährige und längerfristige Ereignisse») angesehen werden.

Mit zunehmender Intensität hängt die Gültigkeit der Resultate zunehmend von der angenommenen Maximalintensität ab. Eine Sensitivitätsanalyse zeigt z. B. für  $P = 10^{-4}$ /Jahr bei Variationen von  $I_{0max}$  um eine Intensität einen Einfluss auf das Risiko von ca.  $\frac{1}{2}$  Intensitätsstufe.

Betrachtet man die Risikokarten der Schweiz im *europäischen Rahmen*, so fällt zuerst auf, dass die seismische Aktivität in der Schweiz im Mittel etwa dem in den anderen Alpenländern entspricht. In den Randgebieten ist festzustellen, dass bei der Beurteilung von Zonen mit relativ hoher seismischer Aktivität keine grösseren Unterschiede vorhanden sind. Ein endgültiger quantitativer Vergleich ist allerdings erst dann möglich, wenn in sämtlichen betroffenen europäischen Ländern gleiche oder ähnliche Berechnungsmethoden angewendet werden. Bestrebungen dieser Art sind zumindest von seiten der *Europäischen Seismologischen Kommission* im Gange. Die entsprechenden Arbeiten sind allerdings in den erwähnten Ländern unterschiedlich weit fortgeschritten, prinzipiell sollte aber einer «Europäischen seismischen Risikokarte» nichts im Wege stehen.

## Anwendungen

Sollen die Karten für die *bauliche Auslegung und Bemessung* zugezogen werden, und nicht nur für planerische Bedürfnisse, so müssen *Intensitäten mit physikalischen Parametern korreliert* werden.

Die *makroseismische Intensität* ist eine Grösse, die zunächst ohne jeden direkten Bezug zu physikalischen Grössen eingeführt und so auch bei der Auswertung als statistisches Zahlenmaterial verarbeitet wird. Sie ist das sichtbare Ergebnis der Auswirkungen an der Erdoberfläche eines *Bruchmechanismus innerhalb der Erdkruste*. Die Ausbreitung erfolgt dabei über *seismische Wellen*. Bedingt durch den physikalischen Vorgang im Erdbebenherd wird ein Grossteil der Energie als *Kompressionswellen (P-Wellen)* und *Scherwellen (S-Wellen)* abgegeben. Unter den Scherwellen wieder sind es die nahe der Oberfläche horizontal polarisierten S-Wellen, deren Partikelbewegung parallel zur Oberfläche erfolgt, welche die grösste Wirkung auf Bauwerke ausüben. Es muss also ein gewisser Zusammenhang zwischen der Intensität und der Horizontalbewegung des Baugrundes bestehen. Trotzdem existiert bis heute keine exakte physikalische Korrelation, weil darin eine Quantität (z. B. Grundbeschleunigung) mit einer Klassifikation (MSK-Intensität) gleichgesetzt werden muss. Mit Hilfe der in diesem Jahrhundert in zunehmender Zahl registrierten *Beschleunigungszeitverläufen* (strong-motion records) wird weltweit versucht, eine Korrelation möglichst zuverlässig herzustellen.

Gleichzeitig wird auch versucht, Korrelationen mit anderen Erdbebenparametern herzustellen wie z. B. der Spektral-

intensität oder der Magnitude. Beide sind zwar messbare Grössen, trotzdem bleibt der Einwand bei einer derartigen Korrelation, dass die Verwendung nur eines Bemessungsparameters wie z. B. der Spitzenbeschleunigung oder -verschiebung grundsätzlich zur Charakterisierung der Stärke eines Bebens nicht reicht. Durch diese kurzen Hinweise auf andere Verfahren sollte angedeutet werden, dass es *eigentlich keine physikalisch erhärteten Korrelationen zu irgendwelchen einzelnen Bemessungsparametern gibt*. Der Versuch einer Intensität-Beschleunigungs-Korrelation ist aber als erster Schritt bei der Umwandlung in physikalische Parameter so lange gerechtfertigt und notwendig, wie Informationen von historischen Ereignissen zu verwerten sind.

Die so ermittelte Beschleunigung ergibt für Strukturen mit hohen Eigenfrequenzen (Starrkörperverhalten) direkt die dynamische Belastung. Normalerweise aber lassen Strukturen einschliesslich ihres Baugrundes eine gewisse Deformation zu, was zu mehr oder weniger hohen Amplifikationen führen kann, bzw. bei starker Dämpfung u. U. auch zu einer Verminderung in bestimmten Frequenzbereichen.

Sogenannte *Verhaltensspektren* geben graphisch das Ausmass dieser Schwingungsamplituden nicht starrer Strukturen wieder. Ein typisches Spektrum dieser Art, errechnet aus der Starkbebenaufzeichnung des Erdbebens von *El Centro* (USA 1942) ist in Bild 15 wiedergegeben. Es ist die graphische Darstellung der maximalen Beschleunigungsreaktionen eines *Einmassenschwingers* als Funktion seiner Eigenfrequenz und seiner Dämpfung. Solche Spektren können nun zu Bemessungszwecken für normale Bauten aller Art angewandt werden. Mit analytischen Verfahren der Strukturmechanik werden dabei im wesentlichen die charakteristischen Eigenwerte ermittelt und für jede Eigenfrequenz aus dem Spektrum die massgebende Belastung (Beschleunigung) herausgelesen. Die Zufälligkeit eines Erdbebens wird dadurch eliminiert, dass Umhüllende mehrerer Spektren, bzw. statistisch ermittelte *Bemessungsverhaltensspektren* für beliebige Standorte gewählt werden [3, 7, 14]. Für solche Spektren hat sich allgemein die dreifach-logarithmische Darstellung für Verschiebungen, Geschwindigkeiten und Beschleunigungen eingebürgert (Bild 16). Eine standort-spezifische Grundbeschleunigung ist dabei der Eichwert des Verhaltensspektrums. Das so normierte Verhaltensspektrum stellt eine vollständige Beschreibung der Reaktion eines Einmassenschwingers auf eine spezifische Erdbebenanregung dar. Definitionen der Erdbebenbelastung, wie etwa der Beschleunigungszeitverlauf (time-history), sind selbstverständlich unter Umständen ebenfalls von Bedeutung. Da sie untereinander, auch gegenüber Spektren, nach gewissen Regeln konvertierbar sind, wird jedoch hier die Diskussion auf das durch eine Grundbeschleunigung normierte Verhaltensspektrum beschränkt.

#### Beziehung zwischen Intensität und Spitzenbodenbeschleunigung

Zu Beginn dieses Jahrhunderts haben verschiedene Autoren erstmals eine numerische Korrelation zwischen der Intensität ( $I$ ) und der Grundbeschleunigung ( $a$ ) aufgestellt, wie z. B. *Kövesligethy*. In einer umfassenden Arbeit von *Gutenberg* und *Richter* wurde eine Gleichung veröffentlicht, die sehr häufig Anwendung gefunden hat. Sie lautet

$$(16) \quad \log a = I_{MM}/3 - 1/2 \quad (a \text{ in cm/s}^2)$$

Vor allem in den letzten zwei Jahrzehnten sind dann zahlreiche weitere Untersuchungen zu diesem Thema gemacht worden.

Es muss daran erinnert werden, dass sich das *Risiko an einem Standort* immer aus *Beiträgen mehrerer Quellen* zusammensetzt, demnach sowohl Erdbeben in unmittelbarer Nähe als auch weiter entfernt liegende Herde eine Rolle spielen. Ein Starkbebenseismograph am Standort würde bei gleicher In-

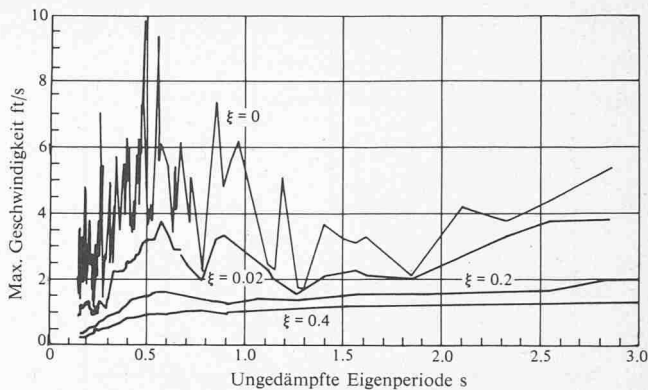


Bild 15. Typisches Verhaltensspektrum. Verhaltensspektrum der Schwinggeschwindigkeit eines Einmassenschwingers bei 0, 2, 20, 40 Prozent Dämpfung, angeregt durch das El-Centro-Erdbeben (Kalifornien 1940)

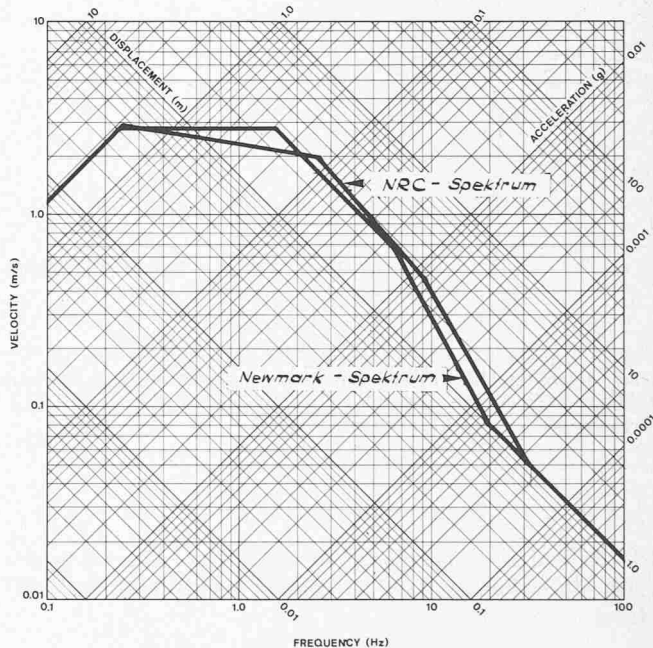


Bild 16. Bemessungsspektren. Horizontale Bemessungsspektren (Mittelwert plus eine Standardabweichung) für Lockergestein und verwitterten Fels, skaliert auf 1.0 g Horizontalbeschleunigung, Dämpfung  $\beta = 5$  Prozent

tensität für ein Lokalbeben hohe Amplituden über eine kurze Zeitdauer und für entferntere Beben mässige Amplituden über eine längere Zeitdauer aufzeichnen. Die tatsächlich zu erwartende Charakteristik für das «nächste» Erdbeben an einem Standort ist natürlich unbekannt.

In Bild 17 sind eine grössere Anzahl von beobachteten Intensitäten und jeweils gemessenen Spitzenbeschleunigungen aufgetragen. Es fällt dabei auf, dass die resultierende Streuung sehr gross ist. Die gemittelte Ausgleichskurve durch diese Punktwolke würde zu einer unbefriedigenden Korrelation führen.

In einer neuen Untersuchung auf diesem Gebiet wurden durch *O'Brien, Murphy* und *Lahoud* [8] grossangelegte statistische Untersuchungen durchgeführt. Insbesondere wird darin der Zusammenhang zwischen mehreren Parametern gezeigt, was von der unbefriedigenden linearen Korrelation zwischen In-

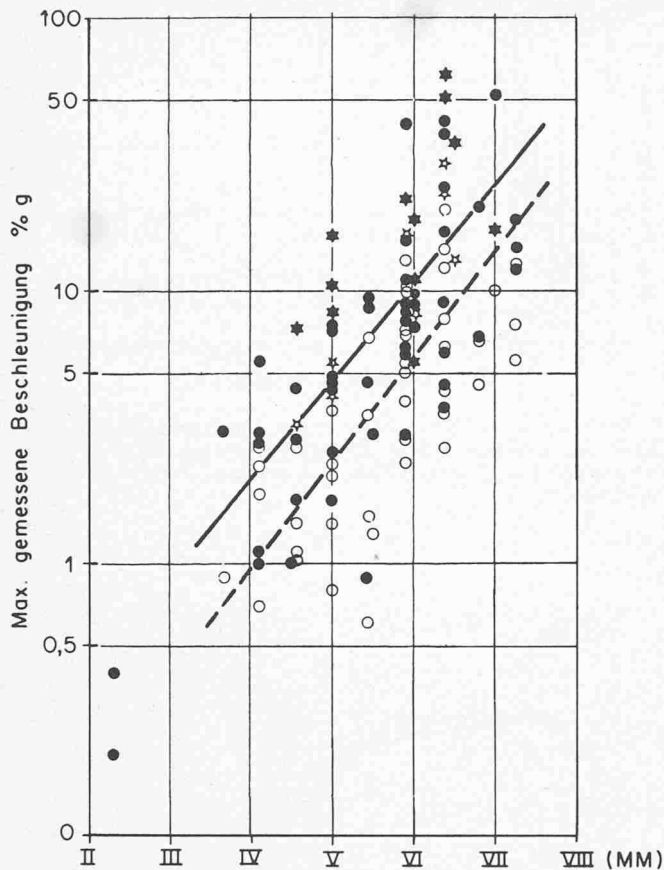


Bild 17. Spitzenbodenbeschleunigung und Intensität. Beziehung zwischen Intensität (MM/MSK) und Spitzenbodenbeschleunigung nach Ambraseys für südosteuropäische Verhältnisse als Beispiel für die grosse Streuung bei direkten Korrelationen

tensität und Beschleunigung weg führt. Die Auswertung von 1500 Aufzeichnungen aus der ganzen Welt lieferte die Gleichung

$$(17) \log a_h = \alpha I_{MM} + \beta \cdot M - \gamma \cdot R + \beta_r$$

für die horizontale Beschleunigungs-Komponente  $a_h$  in  $\text{cm/s}^2$  mit  $M$  = Magnitude,  $R$  = Epizentraldistanz (km),  $\beta_r$  = Regionalparameter, und  $\alpha, \beta, \gamma$  = statistische Koeffizienten.

Dabei wurde für Japan  $\beta_r = 0,69$ , für Kalifornien  $\beta_r = 0,60$  und für Süditalien  $\beta_r = 0,88$  ermittelt.

Die Beziehung enthält ebenfalls die Möglichkeit, den Einfluss der Epizentraldistanz auf die Beschleunigungsmaxima generell, sowie im Sammelparameter  $\beta_r$  die regionalen Verhältnisse zu berücksichtigen. Sie ist umfassend, weil sie erlaubt, mehrere Kenngrössen zu berücksichtigen.

Erste Auswertungen der Aufzeichnungen der *Friaul-Erdbeben* 1976 zeigten eine Übereinstimmung mit den kalifornischen Verhältnissen in bezug auf den Regionalparameter  $\beta_r$ . Dies erlaubt immerhin diesbezüglich eine gewisse Einordnung der Zentralalpen in die weltweiten Statistiken. Die direkte Korrelation zwischen Intensität und mittlerer horizontaler Spitzenbodenbeschleunigung lautet dann nach einigen Umformungen:

$$(18) \log a_h = 0,26 I_{MSK} + 0,19 \quad (a_h \text{ in } \text{cm/s}^2)$$

Gleichung 18 gilt für eher guten Baugrund und Fels, weil sämtliche Beschleunigungsmesser im Friaulgebiet auf dieser Art von Baugrund standen (verwitterter Dolomit, Mergel-Sandstein, verkittete Würmmoräne). Für vertikale Beschleunigungen können in der Regel zwei Drittel der horizontalen Beschleunigungen verwendet werden. Für die *Umrechnung* der Intensität  $MM$  in  $MSK$  wurde dabei folgende, der UNESCO-Studie über die Balkan-Region [13] entnommene Beziehung gebraucht:

$$(19) I_{MSK} = 0,93 I_{MM} + 0,13$$

Bild 18 gibt einen Überblick über verschiedene Korrelationen. Alle dort aufgeführten Korrelationen stellen Mittelwerte dar und gelten für den *Fernbereich* (d. h. entsprechen etwa Epizentraldistanzen wesentlich grösser als die Herdtiefe). Zusammen mit einem ebenfalls auf einer Vielzahl von Verhaltensspektren basierenden Bemessungsspektrum liefert die mittlere Spitzenbodenbeschleunigung die repräsentative Erdbebenbelastungsangabe, die einem Normalereignis der zugeordneten Intensität entspricht. Im Fernbereich sind also im Mittel die *Spitzenbodenbeschleunigung* und die *Bemessungsgrundbeschleunigung* weitgehend gleichzusetzen.

Im *Nahbereich* eines Epizentrums fehlen die notwendigen Daten für eine einigermaßen befriedigende Korrelation. Einzelne Messwerte zeigen, dass die Unterschiede der Beschleunigungsamplituden noch viel bedeutender als im Fernbereich sein können, z. B. durch mögliche Wellenüberlagerungen oder auch durch stärkere Dämpfungen im Baugrund wegen übergrossen Dehnungen (nichtelastisches Verhalten). Für Standorte nahe eines aktiven Bruchsystems, bzw. innerhalb einer stärkeren seismischen Quelle, kann es angebracht sein, durch eine lokal-seismische Untersuchung die zu erwartenden Erdbebenparameter zu ermitteln. Im Nahbereich stimmen Spitzenbodenbeschleunigung und Bemessungsbeschleunigung nicht überein.

Können die für den Nahbereich massgebenden Erdbebenparameter nicht bestimmt werden, kann eine Bemessung mit den besser bekannten *mittleren physikalischen Parametern*, aber mit konservativerem Vertrauensbereich, die ebenfalls einem Erdbeben der definierten Stärke entsprechen, durchgeführt werden.

#### Lokale geologische Verhältnisse

Bis vor einigen Jahren galt es als unbestritten, der sog. *Lockergesteinseinfluss* müsse immer zu einer Amplifikation der Erregung an der Oberfläche führen. Die in den letzten Jahren zunehmend vorhandenen Starkbebenaufzeichnungen erlauben allmählich eine etwas selektivere Betrachtung. Die Mehrzahl der Beobachtungen zeigt nach wie vor im Mittel eine gewisse erhöhte Beschleunigungsamplitude für Standorte mit Fundationen auf jüngeren Ablagerungen. Jedoch ist in vielen Fällen auch das Gegenteil zu beobachten (Bild 19). Sicher ist, dass die geotechnische Unterteilung des Baugrundes in «Fels» und «Lockergestein» nicht zwangsläufig mit dem entsprechenden dynamischen Verhalten dieser Medien übereinstimmen muss. Verwitterte Sedimentgesteine können bedeutend schlechtere dynamische Eigenschaften haben als z. B. gewisse Flussablagerungen.

Es darf im weiteren nicht vergessen werden, dass durch die Auswertung der Erdbebenwirkungen für die Risikoarten den regionalen mittleren Verhältnissen teilweise Rechnung getragen worden ist. Folglich sollte in der Anwendung anstelle von «Lockergesteinen» eher die Rede sein von «*lokal dynamisch weicheren Baugrundverhältnissen als regional im Mittel vorhanden*»! Der Bezugspunkt für die Erdbebeneingabe kann danach theoretisch irgendwo zwischen Fels und Oberfläche liegen. Für dynamisch weichere geologische Schichten müssen entsprechend angepasste Korrelationen benutzt oder die Be-

## Erdbeben-Risikokarten der Schweiz

Isolinien für berechnete Intensitätswerte (MSK-Einheiten) und für mittlere Eintretens-Wahrscheinlichkeiten

### Erläuterungen

Die ganzzahligen Intensitätswerte in der Karte entsprechen folgenden MSK-Intensitäten:

Intensität (MSK-1964)	Schaden und Bautyp
V (aufweckend)	E1A
VI (erschreckend)	E2A, V1A, E1B
VII (einzelne Schäden)	E4A, V3A, V2B, V1C
VIII (verbreitete Schäden)	E5A, V4A, E4B, V3B, E3C, V2C
IX (teilweise Zerstörung)	V5A, E5B, V4B, E4C, V3C
X (allgemeine Zerstörung)	M5A, V5B, E5C, V4C

Klassifizierung		
Häufigkeit	Schaden	Bautyp
E = einzelne	1 = leicht	A = schwach
V = viele	2 = mässig	B = normal
M = die meisten	3 = stark	C = verstärkt
	4 = zerstörend	
	5 = völliger Einsturz	

## Cartes du risque sismique en suisse

Lignes d'égaux valeurs d'intensité calculées (unités MSK) et lignes d'égaux probabilités moyennes d'occurrence

### Explications

Les valeurs entières des intensités de la carte correspondent aux degrés suivants de l'échelle MSK:

Intensité (MSK-1964)	Dommages et type de construction
V (ressenti généralement)	E1A
VI (frayeur)	E2A, V1A, E1B
VII (dommages partiels)	E4A, V3A, V2B, V1C
VIII (dommages étendus)	E5A, V4A, E4B, V3B, E3C, V2C
IX (destruction partielle)	V5A, E5B, V4B, E4C, V3C
X (destruction générale)	M5A, V5B, E5C, V4C

Classification		
Fréquences	Dommages	Type de construction
E = quelques-unes	1 = léger	A = faible
V = beaucoup	2 = modéré	B = normal
M = très nombreuses	3 = fort	C = renforcé
	4 = destructeur	
	5 = écoulement total	

## Carte del rischio sismico della svizzera

Isolinee per valori d'intensità calcolati (unità MSK) e per probabilità media di evento

### Spiegazioni

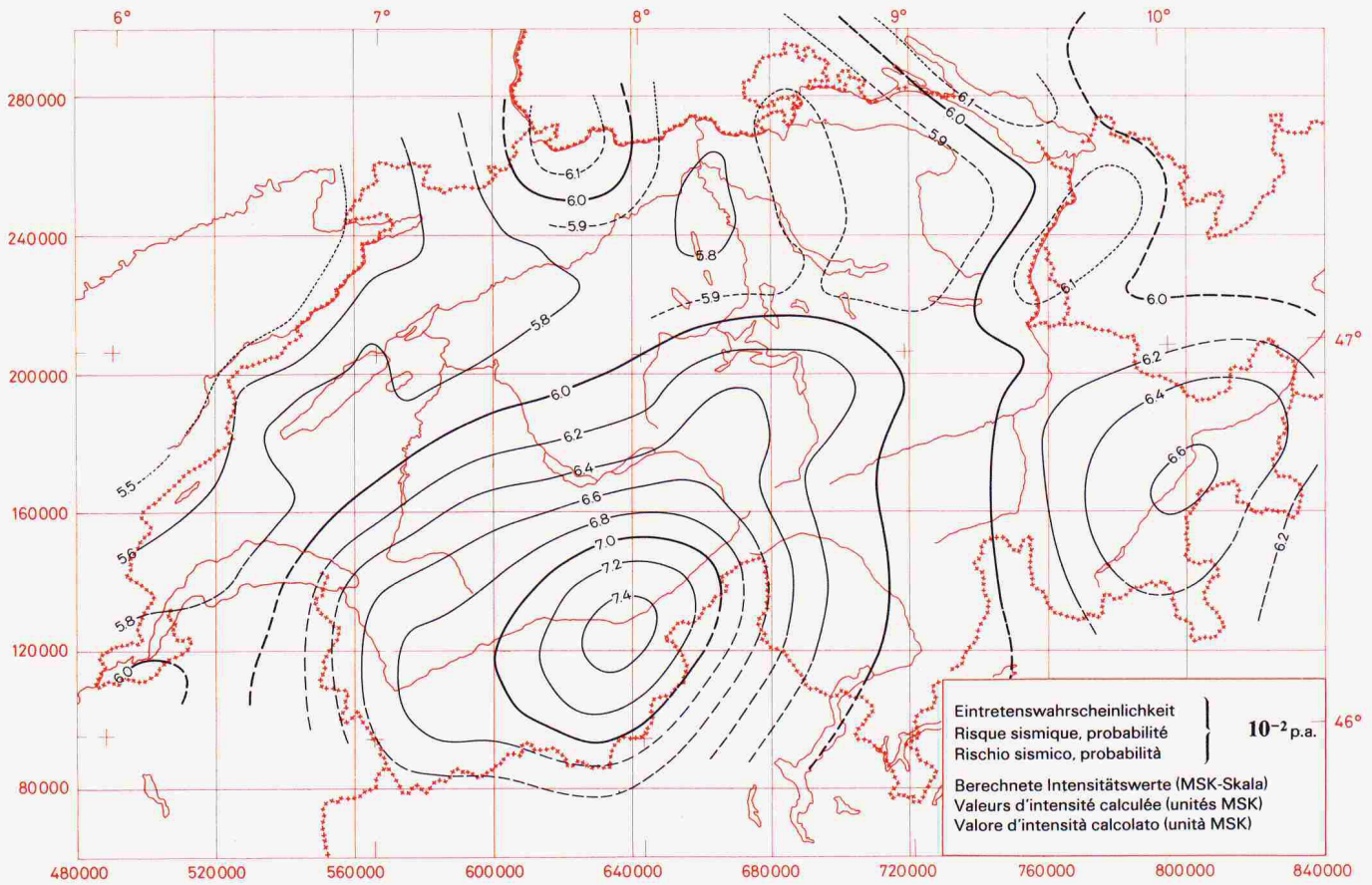
I valori interi d'intensità della carta corrispondono ai seguenti gradi della scala MSK:

Intensità (MSK-1964)	Danni e tipo di costruzione
V (risveglio dal sonno)	E1A
VI (causa di spavento)	E2A, V1A, E1B
VII (danni isolati)	E4A, V3A, V2B, V1C
VIII (danni estesi)	E5A, V4A, E4B, V3B, E3C, V2C
IX (distruzione parziale)	V5A, E5B, V4B, E4C, V3C
X (distruzione totale)	M5A, V5B, E5C, V4C

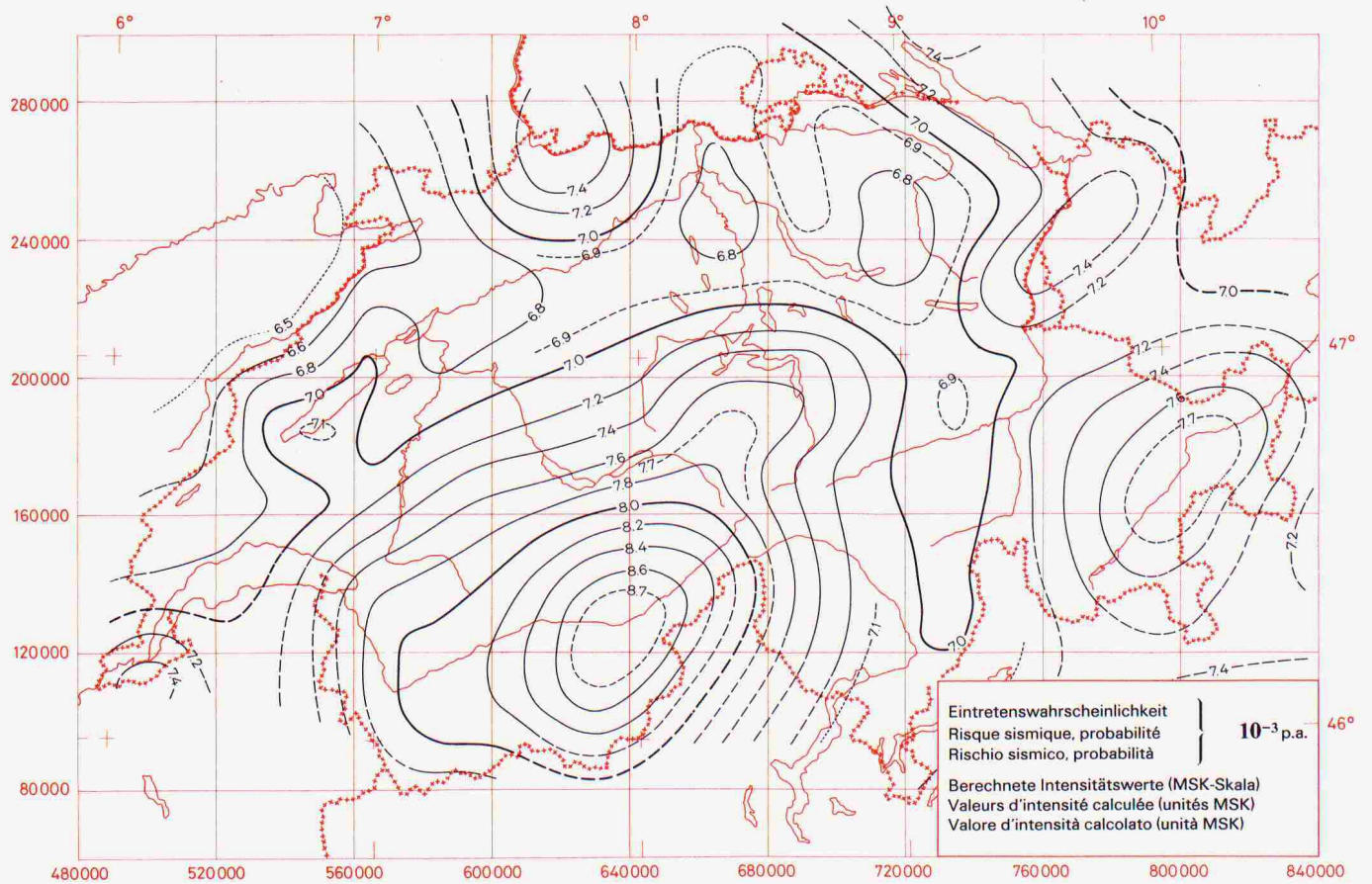
Classificazione		
Frequenza	Danno	Tipo di costruzione
E = pochi	1 = leggero	A = debole
V = molti	2 = moderato	B = normale
M = la maggior parte	3 = forte	C = rinforzato
	4 = distruttivo	
	5 = crollo totale	



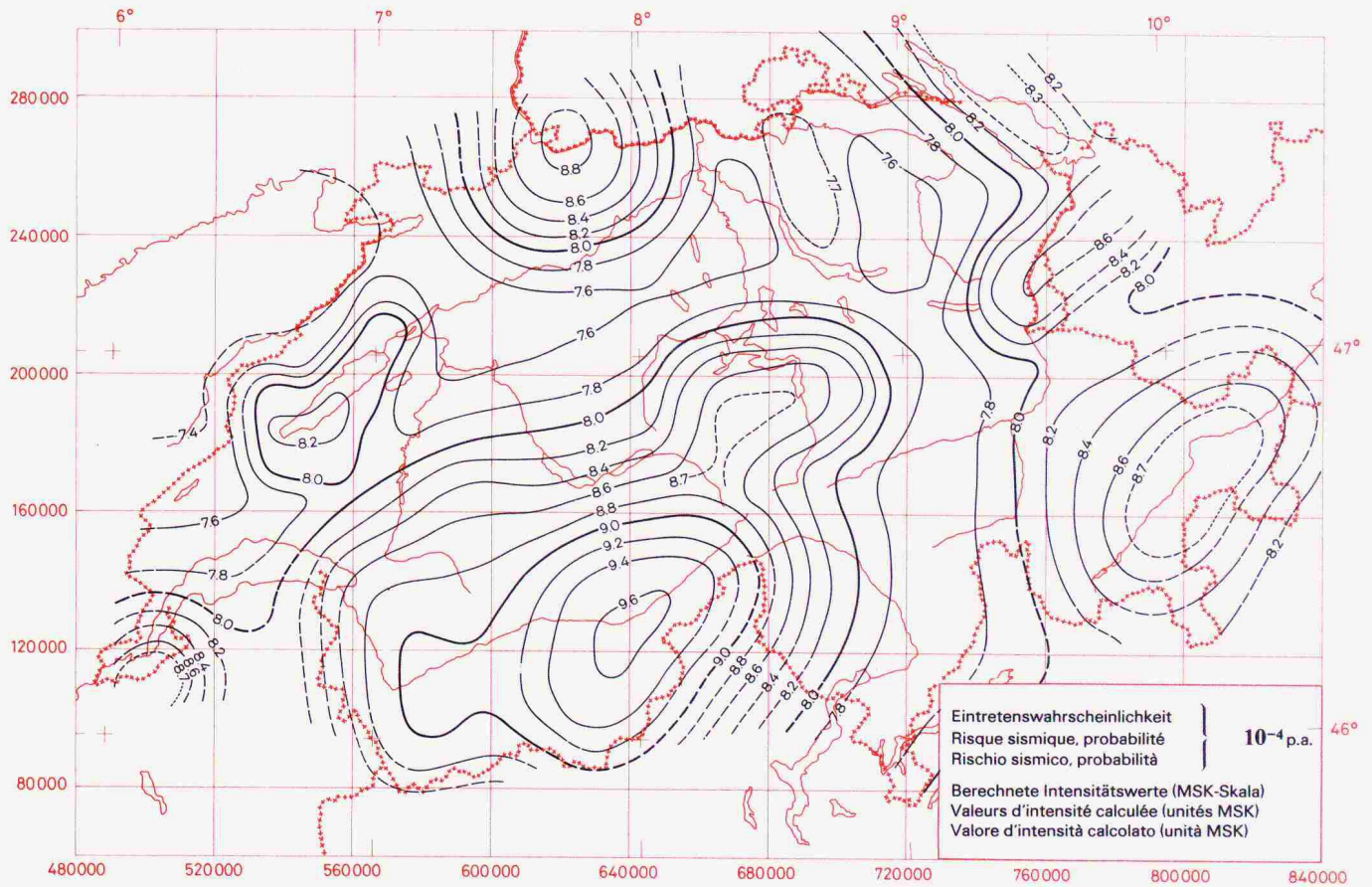
**Karte 1**



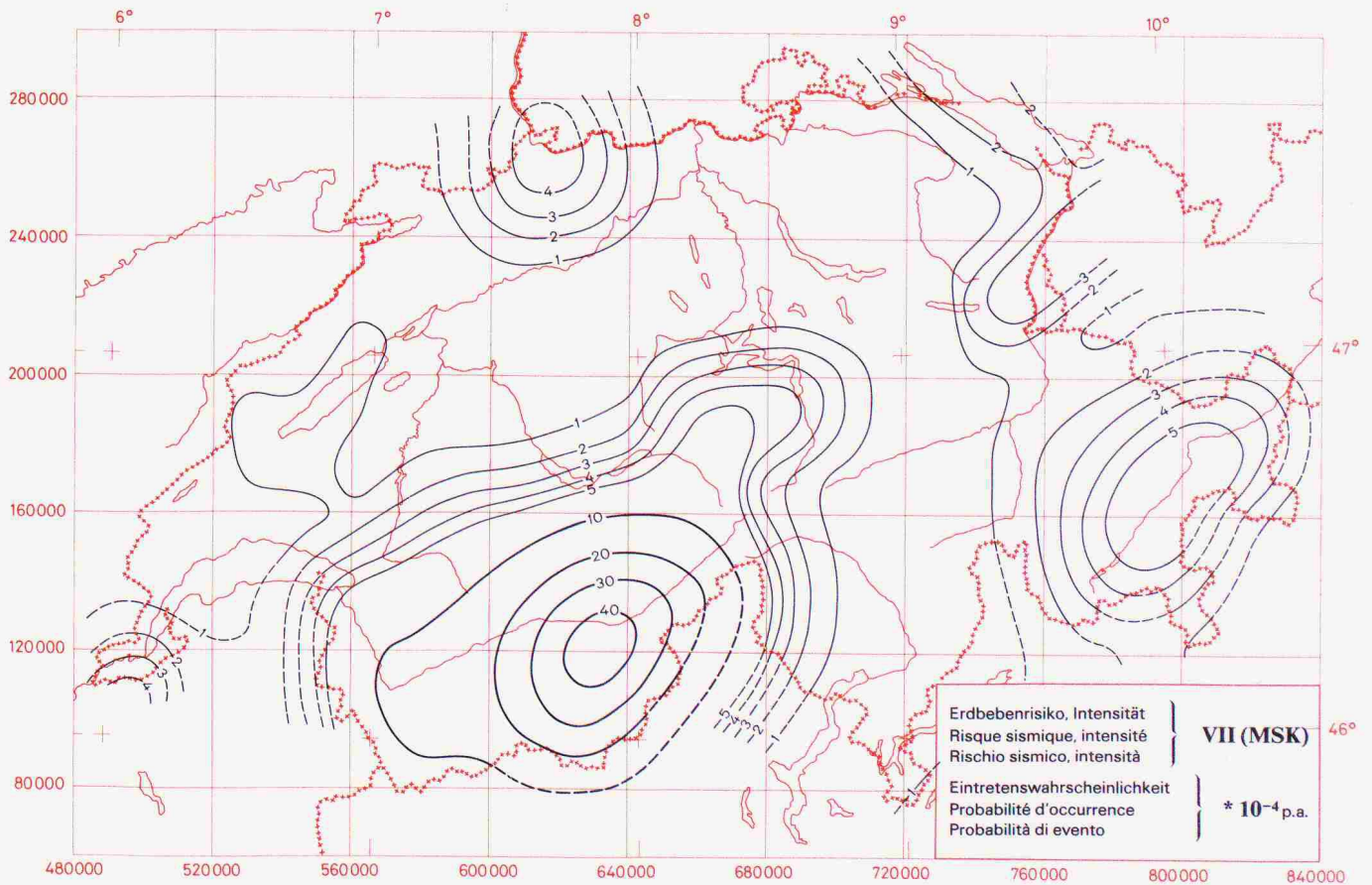
**Karte 2**



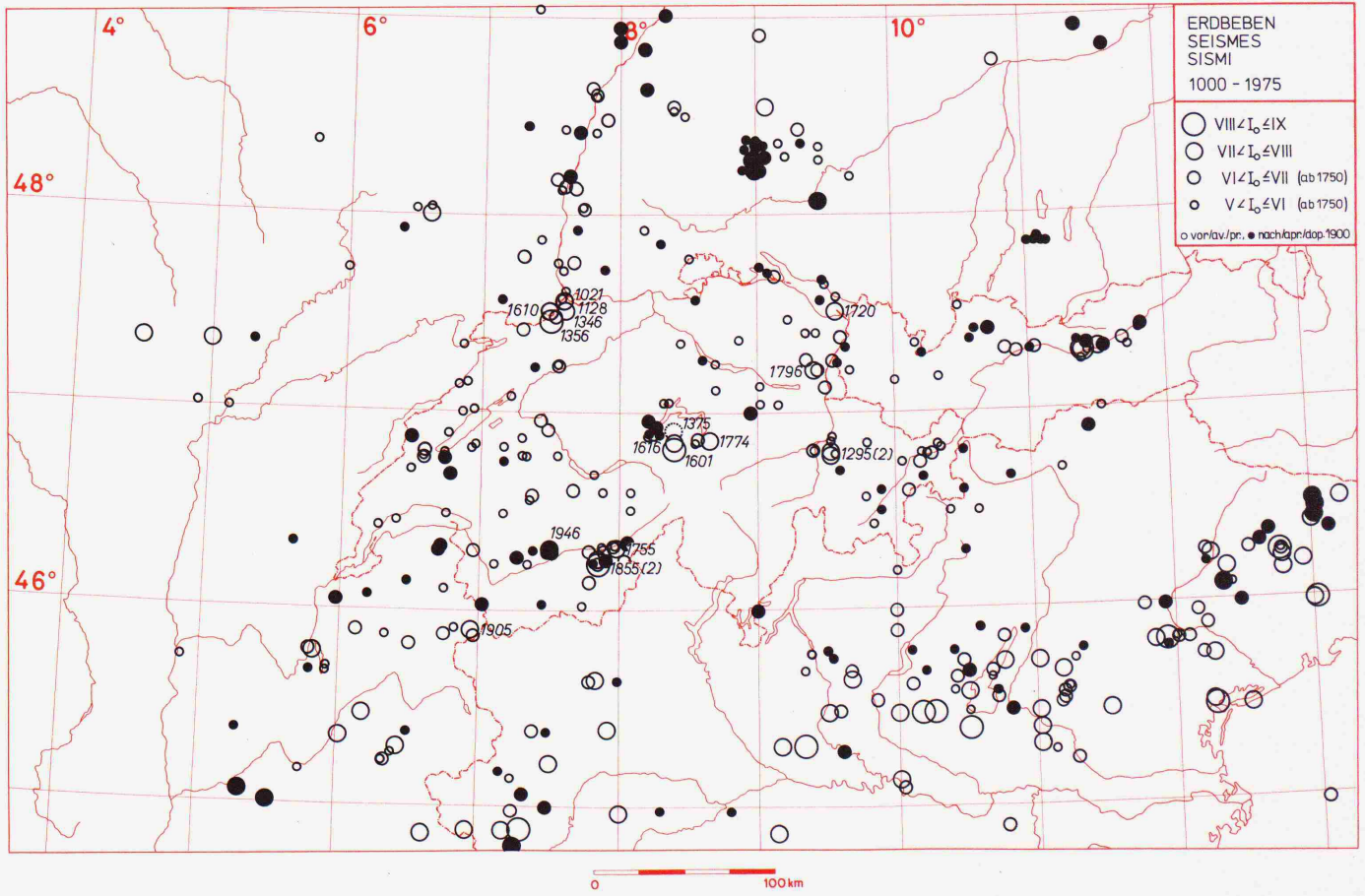
**Karte 3**



**Karte 4**



Karte 5



schleunigungseingabe auf der Höhe von Gebäudefundamenten analytisch ermittelt werden, wobei die Bemessungsbeschleunigung an der Felsoberfläche definiert wird.

### Grundsätzliches Vorgehen für die Festlegung der Erdbeneingabewerte

Mit diesen Ausführungen sollten die für den Ingenieur relevanten Zusammenhänge zwischen Stärke eines Ereignisses, dessen Eintretenswahrscheinlichkeit und der direkten Anwendung etwas beleuchtet werden. Die wichtigsten Schritte in der Bemessung gegen Erdbebenwirkungen können wie folgt zusammengefasst werden:

#### Festlegung des Bemessungserdbebens

1. Dies geschieht grundsätzlich über die Festlegung der massgebenden Eintretenswahrscheinlichkeit. Je nach Objekt wird diese entweder durch Vorschriften, mittels Risikoanalysen oder durch einfachere Sicherheitsbetrachtungen bestimmt.

2. Bestimmung der dazugehörigen Standortintensität aufgrund der Erdbebenrisikokarten.

3. Ermittlung einer entsprechenden horizontalen Grundbeschleunigung aufgrund mittlerer Korrelationen. Starke Abweichungen von den mittleren regionalen geologischen Verhältnissen spezieller Fundationsverhältnisse müssen berücksichtigt werden.

4. Wahl eines Bemessungsspektrums. Damit sind die eigentlichen Erdbeneingabewerte an einem Standort definiert.

Als weiterer Schritt für die Erfassung der Erdbebenbeanspruchung, der jedoch erst im Zuge der Bauwerksbemessung erfolgt, kann die zweckmässige Erfassung der dynamischen Lagerung der Bauwerke (kurz: Baugrundfedern) genannt werden.

### Nachwort

Durchgeführt wurde die Studie im Auftrag der Abteilung für Sicherheit von Kernanlagen (ASK) als Grundlage für alle in der Schweiz in Planung begriffenen Kernanlagen. Viele wertvolle Anregungen für die Bearbeitung des Projektes sind von P. Courvoisier, Chef der ASK, ausgegangen.

Die betroffenen Gesellschaften, vor allem die Bernischen Kraftwerke AG (BKW), Centralschweizerische Kraftwerke AG (CKW), l'Energie de l'Ouest-Suisse SA (EOS) und die Nordostschweizerischen Kraftwerke AG (NOK) haben die Anstrengung einer landesweiten Studie begrüsst. Diese Gesellschaften haben prinzipiell zugestimmt, die Ergebnisse der Studie einem weiteren Kreis von Interessenten zugänglich zu machen.

Die umfangreiche Datenverarbeitung konnte am Rechenzentrum der ETH Zürich durchgeführt werden. Unter den in- und ausländischen Institutionen, die ihre eigenen Daten zur Verfügung gestellt haben, seien insbesondere das Centre Sismologique Européen Méditerranée in Strasbourg und der Landeserdbebedienst in Stuttgart erwähnt.

### Literaturverzeichnis

- [1] Ahorner L. and Rosenhauer W. (1975): «Probability Distribution of Earthquake Accelerations with Applications to Sites in the Northern Rhine Area, Central Europe». J. Geophysics, 41.
- [2] Cornell C.A. and Merz H.A. (1974): «Seismic risk analysis of Boston», ASCE National Structural Engineering Meeting, April 1974, Cincinnati, Ohio, USA.
- [3] Glauser E., Gugerli H., Heimgartner E., Rast B. und Säggerer R. (1976): «Das Erdbeben in Friaul vom 6. Mai 1976, Beanspruchung und Beschädigung von Bauwerken». Schweiz. Bauzeitung, 38.
- [4] Karnik U. (1969, 1971): «Seismicity of the European Area», Part I and II. Reidel Publish. Comp., Dordrecht Holland.
- [5] Mayer-Rosa D. and Merz H. (1976): «Seismic Risk Maps of Switzerland, Description of the probabilistic method and discussion of some input parameters». Proc. of the E.S.C. symposium, Luxemburg, Oct. 75.

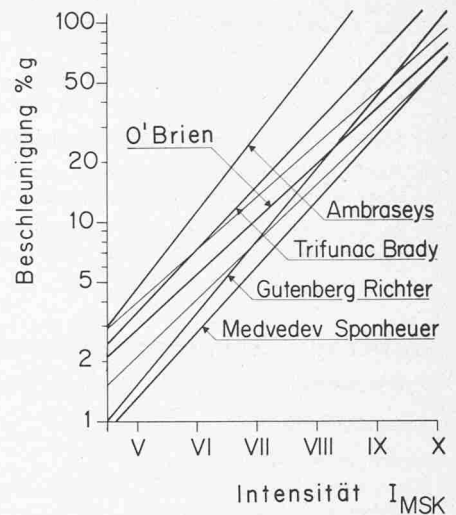


Bild 18. Korrelationen zwischen Intensität und Grundbeschleunigung. Gegenüberstellung verschiedener weltweit verwendeter Korrelationen. Eingezeichnet ist auch die nach Gleichung 18, geeicht an zusätzlichen Auswertungen der Erdbeben im Friaul 1976 (dünne Linien:  $\pm \sigma$ )

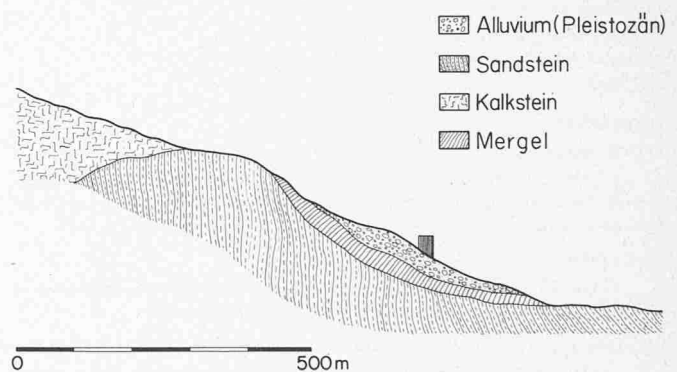
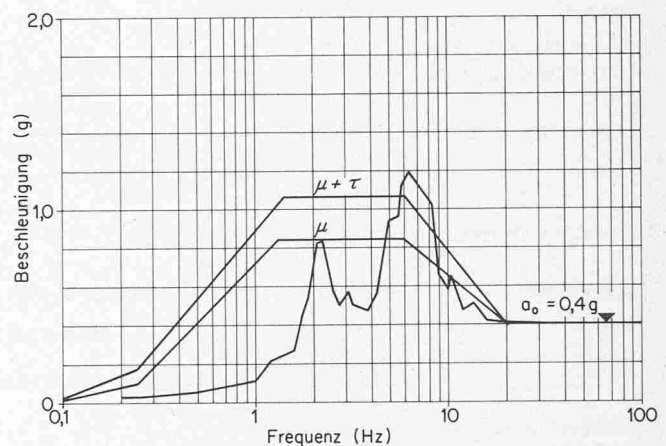


Bild 19. Lokaleinflüsse. Ermitteltes Verhaltensspektrum der Station Cornino-Forgania (Friaul, 6. Mai 1976) im Vergleich mit einem Bemessungsspektrum nach Newmark (unten). Deutlich kommt der spezifische Lokaleinfluss im Vergleich zum gemittelten Verhaltensspektrum zum Ausdruck

- [6] McGuire R. (1976): «Fortran computer program for seismic risk analysis». US Geological Survey, Rep. 76-67.
- [7] Newmark N.M., Blume J.A., Kapur K.K. (1973): «Seismic design spectra for nuclear power plants». Journ. of the Power Div., ASCE, Vol 98.
- [8] O'Brien L.J., Murphy J.R., Lahoud J.A. (1976): «The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other

- physical parameters». Computer Sciences Corp., Falls Church, Va., USA.
- [9] Pavoni N., Mayer-Rosa D. (1977): «Seismotektonische Karte der Schweiz». Veröffentlichung des Inst. für Geophysik der ETH Zürich.
- [10] Schweiz. Erdbebendienst: «Jahresberichte», 1913-1975.
- [11] Sponheuer W. (1960): «Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik». Freiburger Forschungshefte, CSS.
- [12] Spicher A. (1972): «Tektonische Karte der Schweiz». Schweiz. geol. Komm., Eidg. Landestopographie («Atlas der Schweiz»).

- [13] UNESCO (1974): «Survey of the seismicity of the Balkan region», Skopje.
- [14] Wieland M. (1977): «State-of-the art-report über das dynamische Verhalten von Staumauern und von Staumauerbeton während Erdbeben», VAW 24, ETH Zürich.

Adresse der Verfasser: R. Sägesser, dipl. Ing. ETH, Basler & Hofmann, Ingenieure und Planer AG, Forchstr. 395, 8029 Zürich; Dr. D. Mayer-Rosa, Geophysiker, Schweiz. Erdbebendienst, ETH-Hönggerberg, 8093 Zürich.

## Nachtrag: Seismische Intensitätsskala MSK 1964 (ungekürzte Originalfassung)

Von S. W. Medvedev (Moskau), W. Sponheuer (Jena) und V. Karnik (Prag)

### 1. Klassifikation der Skala

*Bautypen (nicht erdbebenfest):*

- A. Steinbauten aus Feldsteinen, ländliche Bauten aus Luftziegeln (Adobe), Lehmbauten
- B. Normale Ziegelbauten, Grossblock- und Fertigteilbauten, Fachwerkbauten, Natursteinbauten aus bearbeiteten Steinen
- C. Verstärkte Bauten, Holzhäuser

*Begriffsbestimmungen über die Anzahl:*

einzelne, wenige	etwa 5%
viele	etwa 50%
die meisten	etwa 75%

*Einteilung der Bauschäden:*

1. Leichte Beschädigungen – Feine Risse im Verputz, Abbröckeln kleiner Verputzteile.
2. Mässige Beschädigungen – Kleine Mauerrisse, grössere Putzteile fallen ab, Abgleiten von Dachpfannen, Risse an Schornsteinen, Teile von Schornsteinen fallen herab.
3. Starke Beschädigungen – Grosse und tiefe Mauerrisse, Abbrechen von Schornsteinen.
4. Zerstörungen – Spalten im Mauerwerk, Bauteile können einstürzen. Die einzelnen Bauteile verlieren ihren Zusammenhang. Einsturz von Innenwänden sowie von Wandfüllungen des Skeletts.
5. Völliger Einsturz von Gebäuden

*Einteilung der Skala:*

- a) Mensch und Umgebung  
b) Bauwerke aller Art  
c) Natur

### 2. Intensität

#### I. Unmerklich

a) Die Intensität der Erschütterung liegt unterhalb der Fühlbarkeitsgrenze, sie wird nur von seismischen Instrumenten aufgezeichnet und nachgewiesen.

#### II. Kaum merklich (sehr leicht)

a) Die Erschütterung wird nur von einzelnen ruhenden Personen in Häusern, besonders in den oberen Stockwerken, gespürt.

#### III. Schwach, nur teilweise beobachtet

a) Das Erdbeben wird in Gebäuden von wenigen Personen wahrgenommen, im Freien nur bei günstigen Umständen. Die Erschütterung ist ähnlich der, die beim Vorüberfahren eines leichten Wagens entsteht. Aufmerksame Beobachter bemerken ein ganz leichtes Schwingen hängender Gegenstände, etwas stärker in den oberen Stockwerken.

#### IV. Grösstenteils beobachtet

a) Das Beben wird in Gebäuden von vielen, im Freien von wenigen Personen verspürt. Vereinzelt erwachen Schlafende. Schrecken wird nicht hervorgerufen. Die Erschütterung ist ähnlich der, wie sie beim Vorüberfahren eines schweren, beladenen Wagens entsteht. Fenster, Türen und Geschirr klirren und klappern, Fussböden und Wände krachen. Möbelstücke erzittern, hängende Gegenstände pendeln leicht. Flüssigkeiten in Gefässen schwingen leicht. In stehenden Autos ist die Erschütterung zu bemerken.

#### V. Aufweckend

a) Das Beben wird in Gebäuden von allen, im Freien von vielen beobachtet. Viele Schlafende erwachen. Vereinzelt fliehen die Bewohner ins

Freie. Tiere werden unruhig. Es findet eine Erschütterung des ganzen Hauses statt. Freihängende Gegenstände pendeln erheblich. Bilder klappern oder verschieben sich. Pendeluhrn bleiben gelegentlich stehen. Wenig standfeste Gegenstände können umfallen oder verschoben werden. Offene Türen und Fensterläden schlagen auf und zu. Flüssigkeiten aus gut gefüllten Behältern laufen in kleinen Mengen über. Die Erschütterung ist ähnlich der, wie sie beim Umfallen eines schweren Gegenstandes im Hause hervorgerufen wird.

b) Schäden der Kategorie 1 an einzelnen Gebäuden vom Typ A sind möglich.

c) Vereinzelt ändert sich die Wasserführung von Quellen.

#### VI. Erschreckend

a) Von den meisten in Häusern und im Freien befindlichen Personen gefühlt. Viele in den Häusern werden erschreckt und laufen ins Freie. Einzelne Personen verlieren das Gleichgewicht. Haustiere laufen aus den Ställen. In wenigen Fällen können Geschirr und Gläser zerbrechen und Bücher herabfallen. Unter Umständen werden Möbelstücke von der Stelle gerückt. Kleine Turmglocken schlagen an.

b) Bei einzelnen Gebäuden der Bauart B und vielen der Bauart A entstehen Schäden der Kategorie 1, bei einzelnen der Bauart A Schäden der Kategorie 2.

c) In einzelnen Fällen werden Risse in feuchtem Boden bis 1 cm Breite, im gebirgigen Gelände Erdrutsche, Veränderungen der Wasserführung von Quellen und Änderung des Brunnenwasserstandes beobachtet.

#### VII. Schäden an Gebäuden

a) Die meisten Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Viele haben Mühe, nicht umzufallen. Das Beben wird von Personen in fahrenden Autos bemerkt. Grosse Glocken schlagen an.

b) Bei vielen Gebäuden der Bauart C entstehen Schäden der Kategorie 1, bei vielen Häusern der Bauart B Schäden Kat. 2. Viele Häuser der Bauart A erleiden Schäden der Kat. 3, einzelne Schäden Kat. 4. Die Nähte von Rohrleitungen werden beschädigt. Schäden an Steinmauern.

c) In einzelnen Fällen Erdrutsche der Fahrdämme an steilen Hängen, auf den Wegen Risse. In Gewässern werden Wellen aufgeworfen und das Wasser durch aufgewirbelten Schlamm getrübt. Brunnen ändern ihren Wasserstand, Wasserführung von Quellen ändert sich. In einzelnen Fällen entstehen neue oder versiegen Wasserquellen. Vereinzelt gleiten kiesige und sandige Uferbereiche ab.

#### VIII. Zerstörungen an Gebäuden

a) Schrecken und Panik entstehen, auch Kraftwagen werden erschreckt. Einzelne Zweige von Bäumen brechen ab. Selbst schwere Möbel werden von der Stelle bewegt, zum Teil umgestürzt. Ein Teil der Hängelampen wird beschädigt.

b) Viele Gebäude der Bauart C erleiden Schäden Kat. 2, vereinzelt Kat. 3. Viele Gebäude der Bauart B erleiden Schäden Kat. 3 und einzelne der Kat. 4. Viele Gebäude der Bauart A erleiden Schäden Kat. 4 und einzelne der Kat. 5. Einzelne Brüche von Rohrleitungsnahten. Denkmäler und Statuen werden verschoben bzw. verdrehen sich, Grabsteine fallen um, Steinmauern stürzen ein.

c) Kleine Erdrutsche bei Vertiefungen und Strassendämmen an steilen Böschungen. Im Boden entstehen Risse von einigen cm Breite, neue Wasserbecken entstehen. Quellen entstehen bzw. versiegen. Vielfach ändern sich Wasserführung und Wasserstand.

#### IX. Allgemeiner Gebäudeschaden

a) Allgemeine Panik. Zahlreiche Beschädigungen am Hausrat. Tiere rennen durcheinander und schreien.

b) Viele Gebäude der Bauart C erleiden Schäden Kat. 3, einzelne Schäden Kat. 4, viele Gebäude der Bauart B zeigen Schäden Kat. 4, einzelne Kat. 5. Denkmäler und Statuen stürzen um. Es entstehen beträchtliche Schäden an Wasserbehältern, unterirdische Rohrleitungen werden zum Teil zerbrochen. In einzelnen Fällen verbiegen sich Eisenbahnschienen, Strassendämme werden beschädigt.

c) Im Schwemmland wird häufig Austreten von Wasser, Sand und Schlamm beobachtet. Bodenrisse entstehen bis 10 cm Breite, an Hängen und Flussufern über 10 cm, dazu eine grosse Zahl leichter Risse im Boden, viele Erdbeben und Erdflüsse. In Wasserbecken grosse Wellen.

#### X. Allgemeine Gebäudezerstörungen

b) Viele Gebäude der Bauart C erleiden Schäden Kat. 4, einzelne Kat. 5. An vielen Gebäuden der Bauart B Schäden der Kat. 5, die meisten der Bauart A erleiden Zerstörungen Kat. 5. Es entstehen bedenkliche Schäden an Wasserdämmen und Deichen sowie schwere Schäden an Brücken. Eisenbahnschienen werden zerrissen oder gestaucht. Im Strassenpflaster und Asphalt entstehen wellenartige Stauchungen.

c) Im Boden zeigen sich Risse von einigen dm Breite, vereinzelt bis zu 1 m. Parallel zu Wasserläufen entstehen breite Spalten, Lockerboden gleitet von den Hängen ab. An Flussufern und Steilküsten kann Boden in beträchtlichem Ausmass abrutschen. In Küstengebieten zeigen sich Schlamm- und Sandverschiebungen, aus Kanälen, Seen und Flüssen wird Wasser ans Land geworfen. Neue Seen entstehen.

#### XI. Katastrophe

b) Schwere Zerstörungen entstehen selbst an bestkonstruierten Gebäuden, Brücken, Wasserdämmen und Eisenbahnschienen. Strassen werden unbrauchbar. Unterirdische Rohrleitungen werden zerstört.

c) Es entstehen umfangreiche Veränderungen des Erdbodens durch breite Risse und Spalten, durch Bewegungen in horizontaler und vertikaler Richtung.

Die Intensität des Erdbebens bedarf besonderer Untersuchungen.

#### XII. Landschaftsverändernd

b) Hoch- und Tiefbauten werden vernichtet.

c) Die Erdoberfläche wird tiefgreifend umgestaltet. Beträchtliche Bodenrisse mit grossen vertikalen und horizontalen Bewegungen werden beobachtet sowie ausgedehnte Felsstürze und Uferabbrüche. Wasserfälle entstehen, Flüsse werden abgelenkt und Seen aufgestaut.

Die Intensität des Erdbebens bedarf besonderer Untersuchungen.

## Die Tunnelreinigungsmaschine CH 7

Von Martin Herrenknecht, Lahr

Mit dem Ausbau des schweizerischen Nationalstrassennetzes und den damit verbundenen zahlreichen Strassentunnels stellt sich in naher Zukunft das Problem des Unterhaltes sowie der Reinigung. Um eine wirtschaftliche schnelle Tunnelreinigung zu gewährleisten, beschloss die sehr weitsichtig planende, dynamische Transportfirma P. Baldini, Altdorf, in Zusammenarbeit mit dem Ingenieurbüro M. Herrenknecht, Lahr/BRD, eine neuzeitliche Tunnelreinigungsmaschine zu projektieren und zu bauen.

Dieser Weg musste eingeschlagen werden, da bis zu dem damaligen Zeitpunkt keine Tunnelreinigungsmaschine auf dem Markt zu kaufen war, die den hohen Ansprüchen gerecht wurde. Die Anforderungen und Bedingungen, die bei der Neukonstruktion berücksichtigt werden mussten, können wie folgt definiert werden:

- optimale Reinigung
- schnelle Montage und Demontage
- Reinigung der gesamten Fahrbahnseite
- Decken- und Beleuchtungsreinigung

- Reinigung der linken und rechten Fahrbahnseite unter Beibehaltung der gleichen Fahrriichtung
- grosser Wassertank
- kombiniertes Fahrzeug für die Reinigung von Tunnelwand und -decke, für die Fahrbahnreinigung und für die Kanalspülreinigung

#### Konzept

Alle genannten Forderungen sind bei der Tunnelreinigungsmaschine CH 7 erfüllt. Mittels zweier Bürsten wird die gesamte Fahrbahnseite in einem Durchgang gereinigt. Ohne die Fahrriichtung des Fahrzeuges zu wechseln, kann die rechte und die linke Fahrbahnseite gereinigt werden. Hierzu bedarf es einer kurzen Umrüstzeit. Die Bürsten werden hydraulisch von links nach rechts gekippt.

Um einen optimalen Reinigungseffekt zu erzielen, wird die zu waschende Fläche mit einem umweltfreundlichen Lösungsmittel eingesprüht. Danach erfolgt die mechanische Reinigung mit der vorderen und hinteren Bürste, die ent-

Gesamtansicht:  
Tunnelreinigungsmaschine CH 7

