Nationales Forschungsprogramm 20 (NFP 20): geologische Tiefenstruktur der Schweiz: Problemstellung, Arbeitsmethodik und erste Resultate

Autor(en): **Frei, W. / Lehner, P. / Valasek, P.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizer Ingenieur und Architekt**

Band (Jahr): **106 (1988)**

Heft 47

PDF erstellt am: **19.03.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-85849

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Nationales Forschungsprogramm 20 (NFP 20): Geologische Tiefenstruktur der Schweiz

Problemstellung, Arbeitsmethodik und erste Resultate

Das Programm befasst sich mit der Erforschung der Strukturen in der alpinen Kruste, die als Kollisionsaufwölbung zweier aufeinanderstossender Kontinente verstanden wird. Den Schwerpunkt des Programms bilden drei reflexionsseismische Messprofile durch die Alpen. Das Verfahren der Reflexionsseismik wird kurz erläutert. Erste Resultate und deren Interpretation werden vorgestellt.

VON W. FREI, HOMBRECHTIKON,
P. LEHNER, RICHTERSWIL,
P. VALASEK, ZÜRICH

Zielsetzung und geologische Fragestellung

Das NFP 20 ist ein Nationales Forschungsprogramm des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung. Der Bundesrat hat für die Erforschung der alpinen Erdkruste einen Kredit von elf Millionen Fr. bereitgestellt.

Das Programm soll neue Grundlagen liefern zur Evaluation von Rohstoff- und Energiequellen, zur Abschätzung des Erdbebenrisikos und zur Beurteilung der Beschaffenheit des Gesteinsuntergrundes für subterrane Verkehrswege.

Drei reflexionsseismische Traversen quer durch die Alpen, mit einer Gesamtlänge von über 300 km, bilden das Kernstück des Programms *(Bild 1)*. Weitere 20 Einzelprojekte sind über ein breites erdwissenschaftliches Spektrum verteilt und umfassen die folgenden Disziplinen: Refraktionsseismik, Gravimetrie, Magnetik, Präzisionsnivellement, Isotopengeologie, Seismizität usw.

Der Aufbau des Erdkörpers

Für das Verständnis der Geologie unserer Alpen muss vom Aufbau unserer Erde ausgegangen werden. Aus der Analyse von Erdbebenwellen wissen wir, dass die Erde eine schalenförmige Struktur hat. In den einzelnen Schalen herrschen unterschiedliche Druck- und Temperaturzustände, und auch die Materialzusammensetzungen sind verschieden. Vom Erdinnern nach aussen betrachtet, finden wir im Zentrum den sogenannten *inneren Erdkern*, der aus festem Material besteht und etwa einen Radius von 1400 km aufweist. Der anschliessende *äussere Kern*, der bis zu einem Radius von etwa 3500 km reicht, besteht aus flüssiger Materie. Der den Kern umgebende *Erdmantel* weist eine andere stoffliche Zusammensetzung auf, die wiederum in festem Zustand ist.

Im obersten Teil, d.h. in etwa 100 bis 200 km Tiefe von der Oberfläche aus gesehen, ist das Gestein wieder teilweise aufgeschmolzen und über lange geologische Zeiträume gesehen fliessfähig. Auf diesem obersten, plastischen Teil des Erdmantels schwimmt die äusserste, etwa 100 km dicke Schale der Erde, die als *Lithosphäre* bezeichnet wird. Sie besteht aus leichterem, relativ festem und starrem Gesteinsmaterial.

Eine drastische Änderung der Gesteinszusammensetzung innerhalb der Lithosphäre erfolgt beim Übergang zur *Erdkruste*. Diese Übergangszone mit den abrupten Änderungen der Gesteinsdichte und der Ausbreitungsgeschwindigkeit von akustischen Wellen ist mit modernen seismischen Erkundungsverfahren kartierbar. Sie ist nach einem jugoslawischen Geophysiker als die *Mohorovicic-Diskontinuität* oder kurz als *Moho* benannt.

Verglichen mit dem Erdradius von 6371 km ist die Erdkruste sehr dünn, in kontinentalen Bereichen ist sie lediglich 30 bis 60 km dick und unter den Ozeanen gar nur fünf bis zehn km. Da sie leichter als der darunterliegende Erdmantel ist, schwimmt sie auf diesem wie ein Eisberg im Wasser. In den flüssigen Teilen des Erdinnern bilden sich Strömungen globalen Ausmasses, die zu deutlichen Veränderungen (Gebirge, Gräben) an der Erdoberfläche führen und eindrückliche Vorgänge wie Vulkanismus und Erdbeben auslösen.

Die Plattentektonik oder die Verschiebung der Kontinente

Die Verteilung der Land- und Wassermassen auf unserem Globus war nicht immer dieselbe. Vor mehr als 200 Millionen Jahren bildeten alle Landmassen einen mehr oder weniger zusammenhängenden Urkontinent, Pangäa genannt. Dieser zerfiel im Verlaufe der Zeit in mehrere Stücke, die sich langsam und stetig in verschiedenen Richtungen voneinander wegbewegten. Der

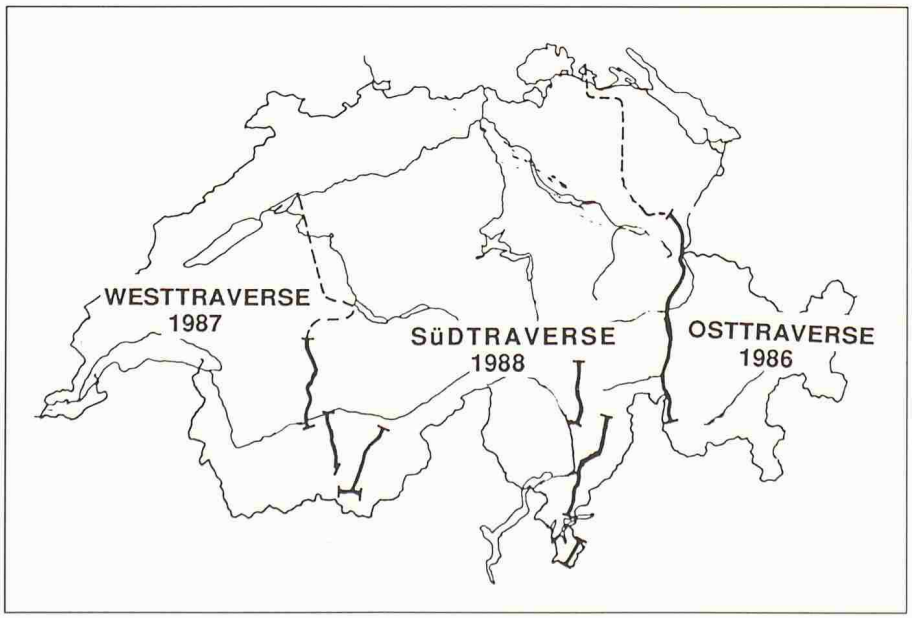
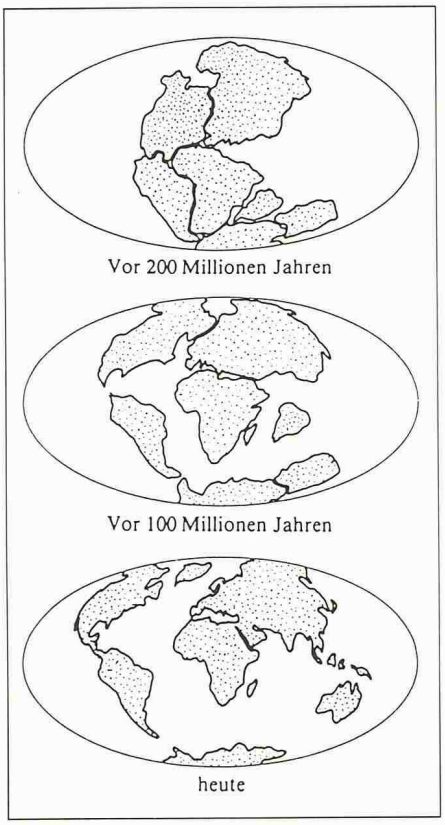


Bild 1. Die drei Alpentraversen des NFP 20. Die gestrichelten Abschnitte im Mittelland werden in Zusammenarbeit mit der Erdölindustrie ausgeführt.



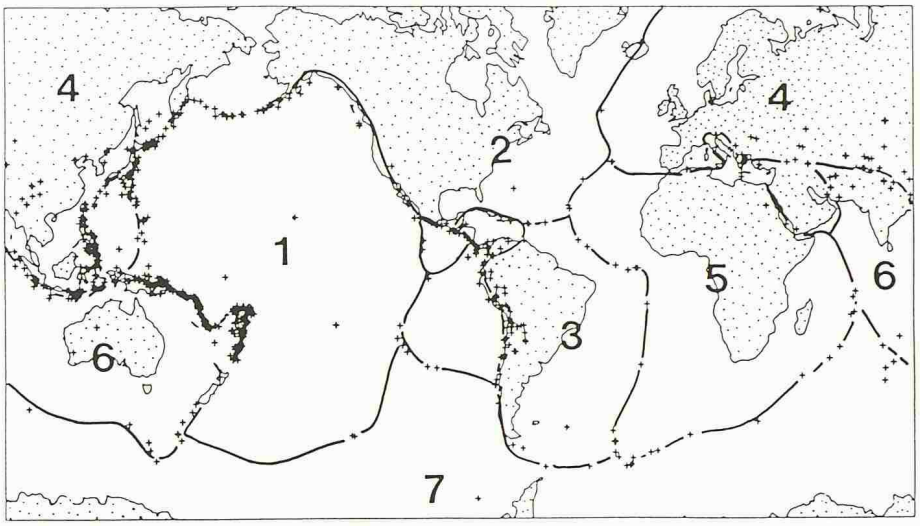


Bild 3. Plattentektonik. Darstellung der Lage der Erdplatten, deren Ränder durch zahlreiche Erdbeben gekennzeichnet sind. Neben den sieben grossen Platten gibt es noch eine ganze Anzahl kleinerer Platten. Legende: 1 = Pazifische Platte, 2 = Nordamerikanische Platte, 3 = Südamerikanische Platte. 4 = Eurasische Platte. 5 = Afrikanische Platte, 6 = Indo-Australische Platte, 7 = Antarktische Platte.

Bild 2. Kontinentalverschiebungen. Die drei Momentanbilder der Erdgeschichte zeigen verschiedene wichtige Stadien der Kontinentalwanderung in den vergangenen 200 Millionen Jahren.

Vorgang ist in *Bild 2* in drei Momentanbildern dargestellt, welche die Verteilung der Landmassen zu jeweils verschiedenen geologischen Epochen wiedergeben.

Einen schlagenden Beweis für die Verschiebung der einzelnen Kontinentalplatten liefert die verblüffende Ähnlichkeit der sich gegenüberliegenden Küstenlinien von Südamerika und Afrika. Diese beiden Kontinente, die vor 200 Millionen Jahren noch vereint waren, entfernen sich noch immer voneinander mit einer mittleren Geschwindigkeit von zwei bis fünf cm pro Jahr. Entlang den Plattenrändern in der Mitte des Atlantiks quillt flüssiges Magma aus dem oberen Erdmantel und bildet so neuen, festen Ozeanboden. Entlang dieser Zone, dem sogenannten *Mittelatlantischen Rücken* , erstreckt sich ein langgestreckter submariner Gebirgszug aus jungem Gestein. Der angrenzende etwas ältere Ozeanboden wird seitlich weggeschoben. Die aktiven Vulkane auf Island, den Azoren und auf einigen Inseln im Südatlantik sind Zeugen dieser Neubildung von Erdkruste.

Das Gegenstück zu diesen ozeanischen Rücken bilden Zonen, in denen alte Erdkruste wieder zurück ins Erdinnere transportiert wird. Da die Erdoberfläche konstant bleibt, muss dies im gleichen Masse geschehen, wie neue Kruste entsteht. Krustenteile werden bei einem Aufeinandertreffen von Kontinentalplatten in die Tiefe verfrachtet. Dies kann auf zwei Arten geschehen, erstens entlang sogenannten Subduktionszonen, wo eine Platte über die andere hinwegfährt und sie unter sich begräbt, und zweitens durch ein Hinunter- und Empordrücken von zerquetschtem Krustenmaterial bei einem Frontalzusammenstoss zweier Platten.

Letzteres ist der Fall zwischen der Afrikanischen und der Eurasischen Platte, wo unsere Alpen das nach oben verdrängte Material darstellen. Neben den beiden beschriebenen Zonen gibt es auch Gebiete, wo die relativ starken Krustenblöcke lediglich aneinander vorbeigleiten, ohne dass neue Erdkruste entsteht oder alte in die Tiefe verschwindet. Dabei entstehen ausgedehnte Bruchzonen, wo sich die Blöcke reiben oder gar verhaken können und damit den Gleitvorgang behindern. Die dabei aufgestauten Spannungen führen zu grossen Erdbeben, wie das Beispiel der San-Andreas-Bruchzone entlang der Westküste der USA zeigt.

Insgesamt gibt es sieben grössere und 10 bis 15 kleinere dieser etwa 100 km dicken, starren Erdkrustenplatten, die sich in verschiedenen Richtungen bewegen (siehe *Bild 3*). Entlang den kollidierenden Plattenrändern liegen die jungen Gebirge (Himalaya, Anden, Alpen) und die Erdbebenzonen.

Der Bau der Alpen

Dort, wo heute die Alpen stehen, ist ein vollständiger Ozean, der einmal mehr als 1000 km breit war, auf weniger als 100 km Breite zusammengedrückt worden. Sedimente des ehemaligen Meeresbodens und Teile der Erdkruste, auf denen sie abgelagert wurden, sind fern vom Ort ihrer Entstehung in wild gefalteten Schichtkomplexen, sogenannten Decken, übereinander getürmt. Die Plattentektonik lehrt uns heute, dass die diesem Vorgang zugrundeliegende Kompression zwar auf die ganze, rund hundert Kilometer mächtige, relativ starre Lithosphäre gewirkt hat, aber nur die oberste Haut der Kruste zum Deckensystem wurde, das für die Alpen so charakteristisch ist. Der grössere Rest der Lithosphäre verschwand nach unten in Tiefen von einigen hundert Kilometern.

Der Vorgang der Alpenbildung, der vor über 100 Millionen Jahren eingesetzt hat, dauert heute noch an. So beträgt die mittlere Hebungsrate unserer Berge etwa einen mm pro Jahr. Dieses Wachstum der Berge wird durch die Erosion weitgehend kompensiert. Einen spürbaren Beweis dieser immer noch andauernden Gebirgsbildung sind die zahlreichen Erdbeben, vor allem im Wallis, in Graubünden und in Obwalden. Im Raum Visp-Sion-Rawyl werden fast täglich Mikrobeben, d.h. nur instrumentell messbare Erdbeben registriert. Es handelt sich um ein lokales Entladen von Spannungen, die sich durch die stetige Bewegung der kollidierenden Platten aufbauen.

Bild 4 zeigt einen schematischen Querschnitt durch die Alpen. Deutlich ist zu sehen, dass unter der Gebirgsaufwöl-

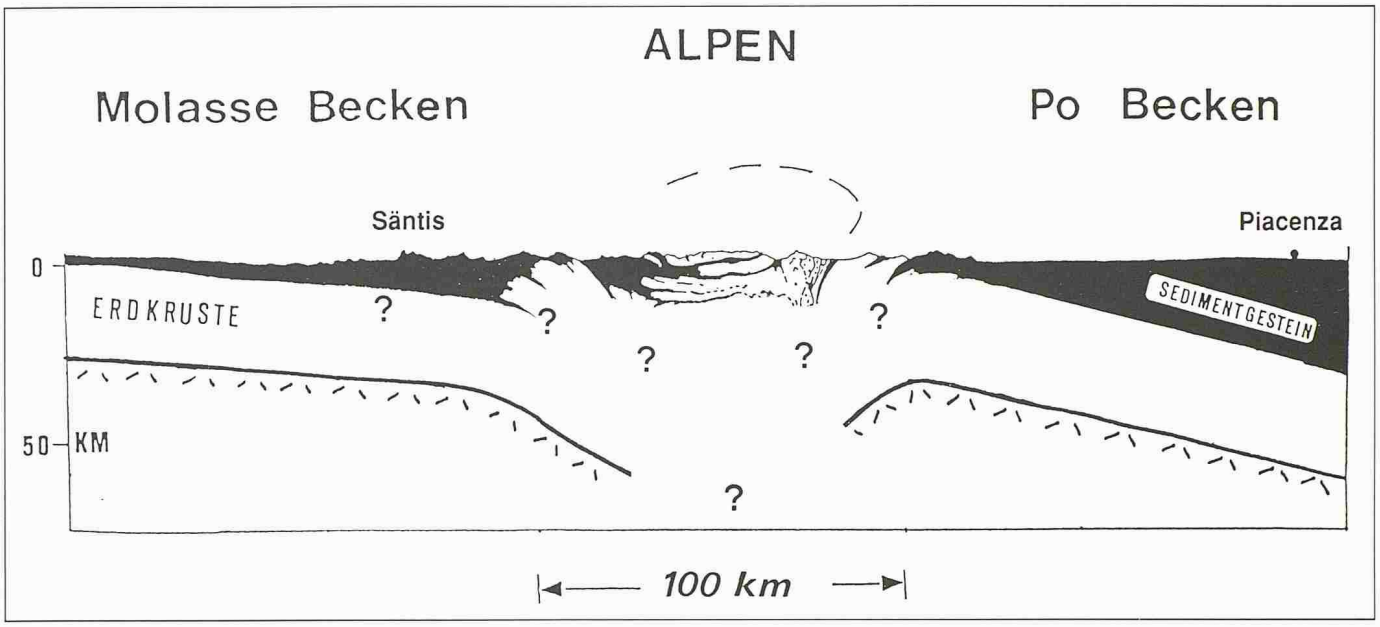


Bild 4. Querschnitt durch die Alpen. Die Erdkruste unterhalb der Alpen ist im Vergleich zur ausseralpinen Kruste auf mehr als die zweifache Mächtigkeit zusammengestaucht. Der Verlauf der Moho ist dank früherer Refraktionsseismik annähernd bekannt.

bung mit dem Verlauf der Moho-Diskontinuität die Erdkruste eine grössere Dicke aufweist.

Eine Reihe erster Fragen an das NFP 20 betrifft die Tektonik des Alpenbaus. Wie tief reichen die Abscherungshorizonte der alpinen Decken sedimentären und kristallinen Ursprungs in die Erdruste hinein? Auf welchem Krustenniveau sind die Zentralmassive (Gotthard- und Aarmassiv) abgeschürft und wie weit sind sie horizontal verfrachtet worden?

Die Messmethoden der seismischen Erkundung

Unter den geophysikalischen Prospektionsverfahren nimmt die *Reflexionsseismik* eine Sonderstellung ein. So messen z.B. Gravimetrie, Magnetik und Geoelektrik nur sogenannte «Integraleffekte», d.h. eine beobachtete Anomalie setzt sich aus vielen Einzelwirkungen von «Störkörpern» unterschiedlicher Tiefe und unterschiedlicher physikalischer Eigenschaften zusammen. Die seismische Reflexionsmethode zeichnet sich demgegenüber dadurch aus, dass untereinanderliegende Schichten auch getrennt, als unterschiedliche Signaleinsätze beobachtet werden.

Mit gewissen Einschränkungen gilt dies auch für die *Refraktionsmethode*, doch laufen refraktierte Schallwellen meist grössere Strecken entlang der Oberfläche eines Refraktors (geologische Schichtgrenze), so dass die Gesamtlaufzeit aus vielen, vorwiegend horizontal oder schräg laufenden Anteilen zusammengesetzt ist. Untereinanderliegende Grenzflächen bilden sich in Refraktionsseismogrammen nicht zeitlich nacheinander ab. Gerade dieses «Nacheinanderabbilden» einer Abfolge von geologischen Schichtgrenzen ist der wesentliche Vorteil der Reflexionsmethode.

Die Bedeutung der Reflexionssmethode wird illustriert durch ihren Anteil an den Gesamtausgaben für geophysikalische Erkundungen. Von den rund drei Milliarden US$, die jährlich weltweit für Prospektion irgendwelcher Art aufgewendet werden, entfallen rund 93% auf die Reflexionsseismik, etwa 1,5% auf die Refraktionsseismik und der Rest auf die übrigen geophysikalischen Disziplinen. Die Erdölindustrie nimmt mit ihrem Anteil von rund 97% (wovon 98% für die Reflexionsseismik) an den Gesamtausgaben eine dominierende Stellung ein. Dies erklärt auch die Tatsache, dass die Entwicklung der Reflexionsseismik in der Industrie zur Exploration von Kohlenwasserstoffen den höchsten technischen Stand erreicht hat.

Die Ausbreitung und Reflexion seismischer Wellen

Durch eine schlag- oder stossartige Kompression der Erdoberfläche (z.B. durch eine Sprengstoffexplosion) werden elastische (seismische) Wellen angeregt, die sich kugelförmig nach allen Seiten im Untergrund ausbreiten. Zur schematischen Erläuterung genügt es, *Kompressions- oder P-Wellen* zu betrachten. Ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit (v) ist eine für die unterschiedlichen Gesteinsarten charakteristische Konstante, die von der Dichte ϱ und den Elastizitätsmodulen abhängt. Ändert sich an einer geologischen Schichtgrenze die P-Wellengeschwindigkeit und/oder die Dichte, wird ein Anteil der seismischen Energie an die Erdoberfläche zurückreflektiert. Die reflektierende Schichtgrenze ist durch den Reflexionskoeffizienten R charakterisiert. Er beschreibt das Amplitudenverhältnis von reflektierter (A_r und einfallender Welle (A_e) ausgedrückt als Kontrast der akustischen Impedanz ($v \cdot \varrho$) an der Grenzfläche:

$$R = \frac{A_r}{A_e} = \frac{v_2 \varrho_2 - v_1 \varrho_1}{v_2 \varrho_2 + v_1 \varrho_1}$$

(Der Index 1 bezeichnet die obere, 2 die untere Schicht.)

Die Amplitude nach zweifachem Durchlaufen der Grenzfläche (A_{2t}) – von oben nach unten und wieder zurück – ergibt sich aus dem Zweiweg-Transmissions-(Brechungs-)Koeffizienten:

$$T = \frac{A_{2t}}{A_e} = 1 - R^2$$

Reflexions- und Refraktionsseismik

Seismische Wellen werden entlang einer *Profilauslage* registriert, die in regelmässigen Abständen mit Empfängereinheiten (Geofonstationen) bestückt ist. Bei der *Reflexionsseismik* ist die Länge der Auslage typischerweise

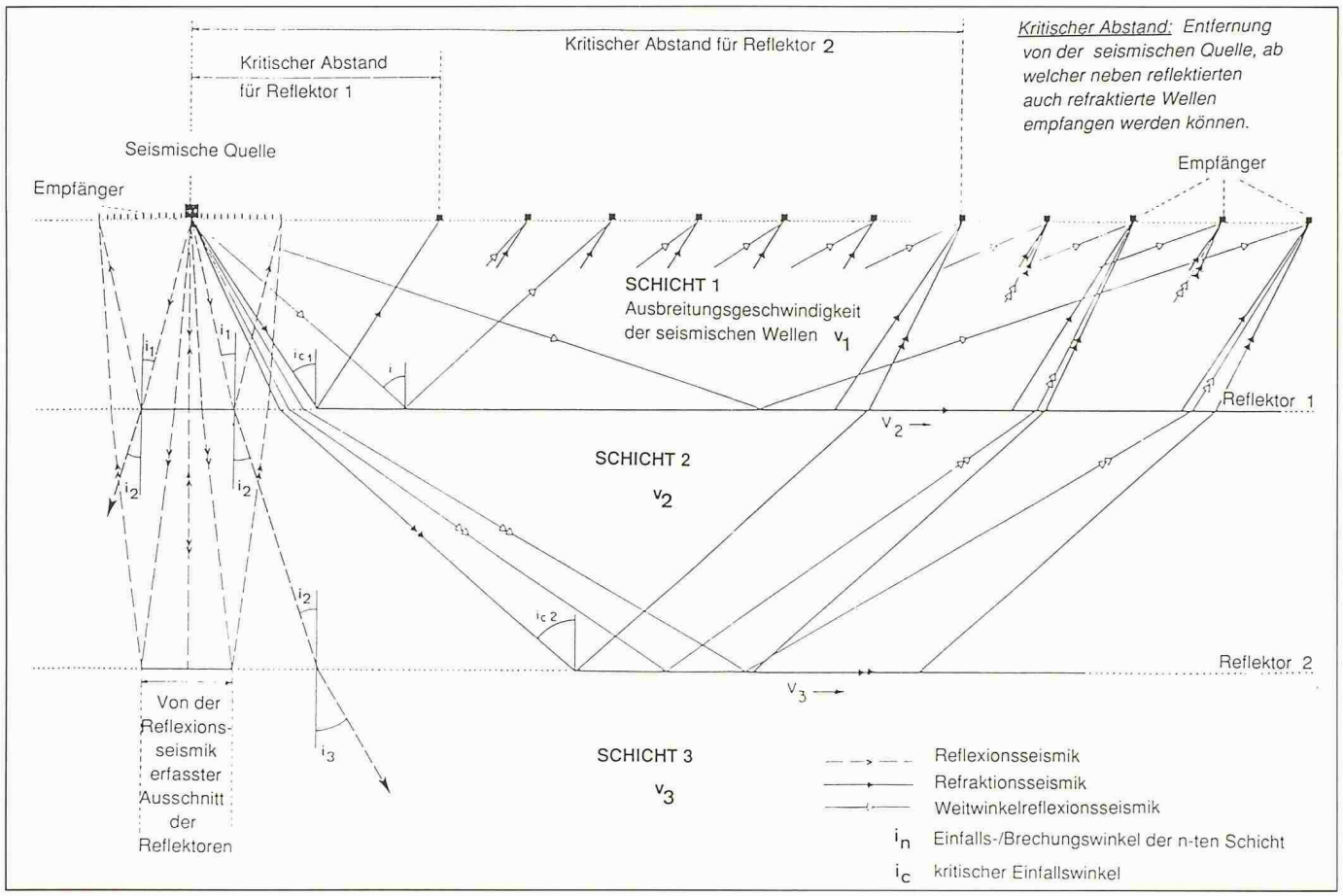


Bild 5. Die verschiedenen seismischen Messmethoden.

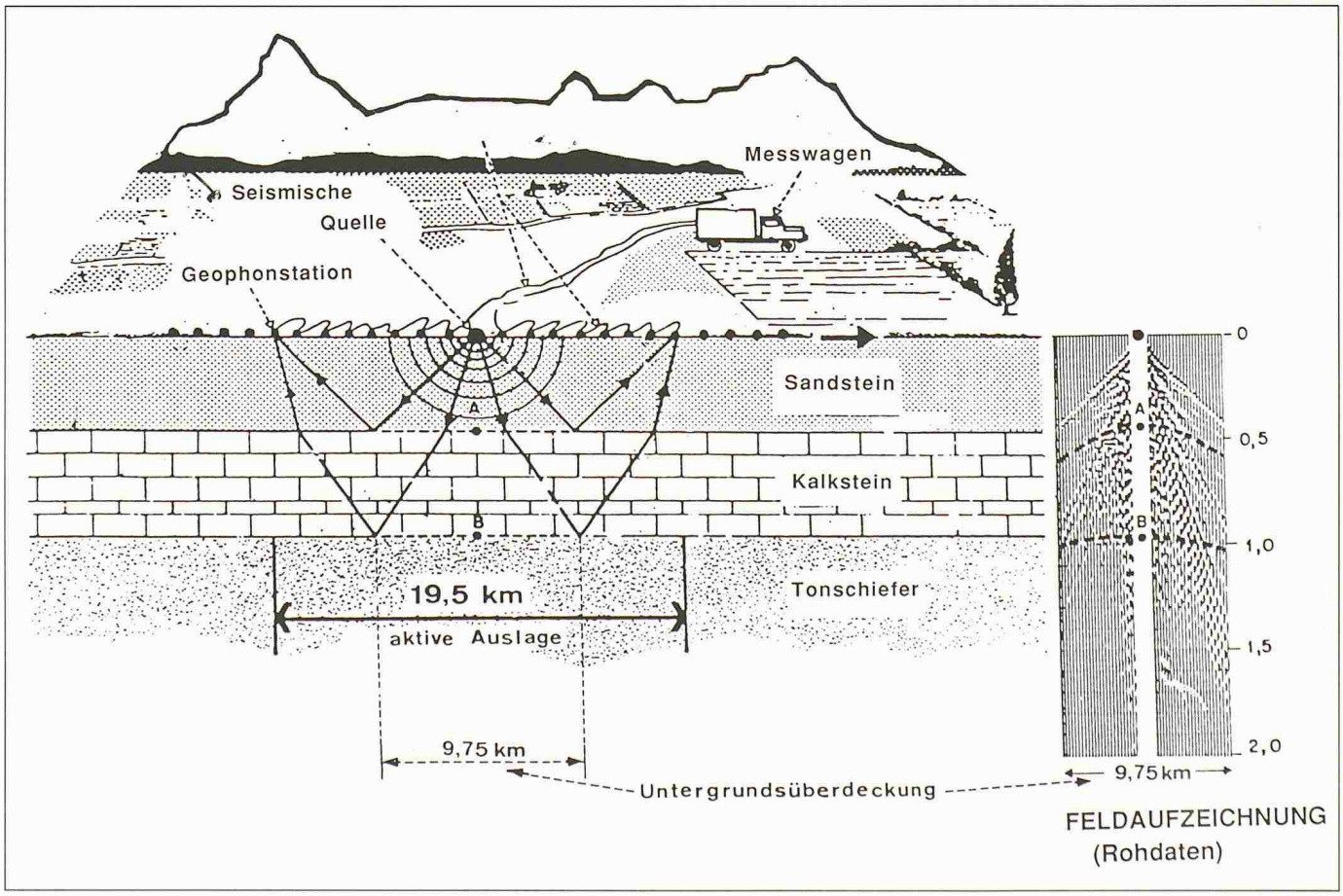


Bild 6. Schematische Darstellung der reflexionsseismischen Datenerfassung. Hinter der 19,5 km langen aktiven Geophonauslage werden die abgeschalteten Stationen fortlaufend abgebaut und vorne wieder angesetzt. Die Vibratorgruppe befindet sich stets im Zentrum der Auslage.

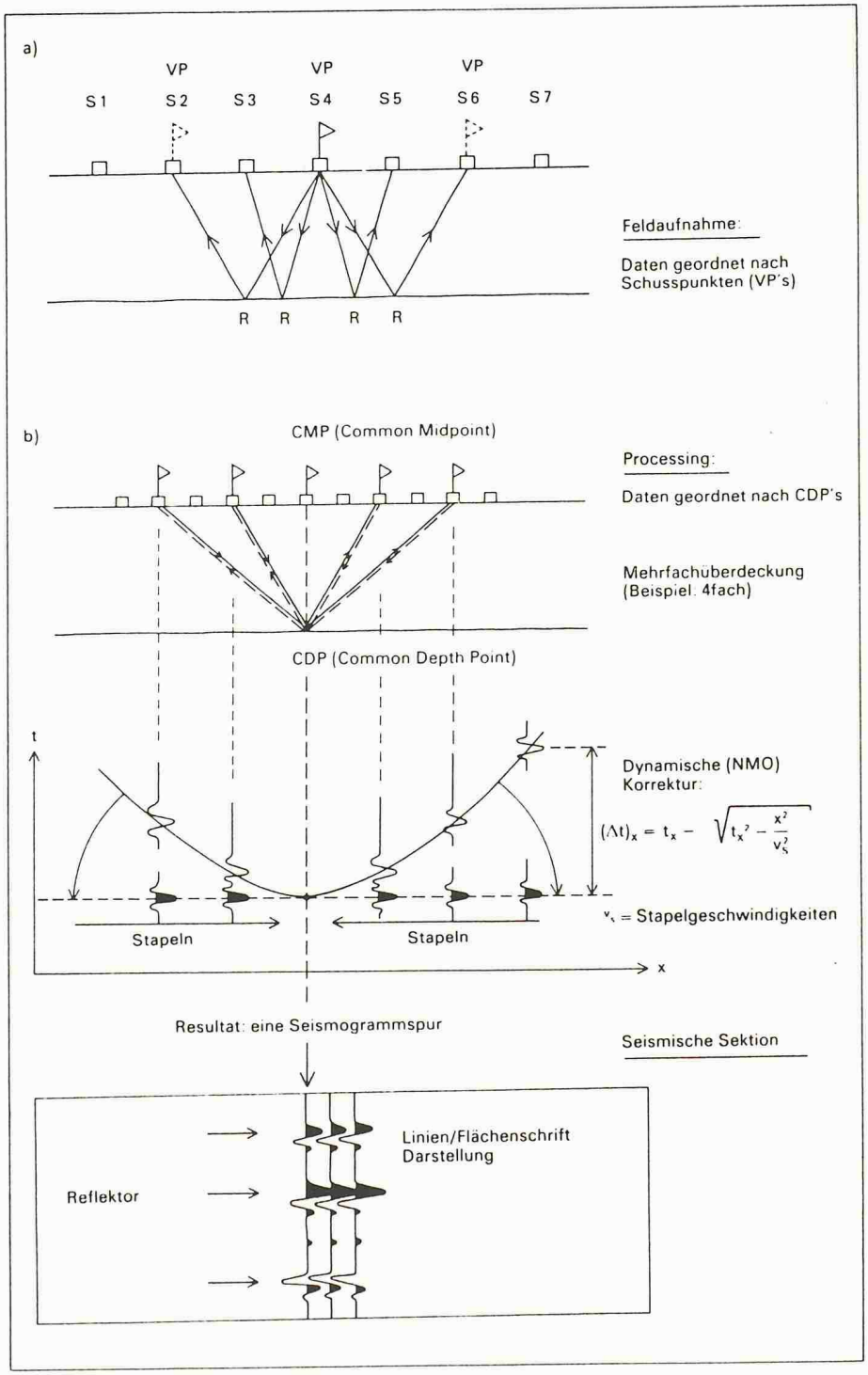


Bild 7. Mehrfachüberdeckung und Stapelung.

kleiner als die Tiefe der anvisierten Zielhorizonte, so dass nur steil auftauchende, sogannte sub-kritisch reflektierte Wellen erfasst werden *(Bild 5)*. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen nimmt mit der Tiefe zu. Für jede geologische Schichtgrenze gibt es eine kritische Entfernung, ab welcher sich nach Snells Brechungsgesetz

$$\frac{\sin i_n}{\sin i_{n+1}} = \frac{v_n}{v_{n+1}}$$

keine Energie mehr in die darunterliegende (n+1)-te Schicht fortpflanzen kann, da der Brechungswinkel i_{n+1} 90° wird. In der *Refraktionsseismik* beobachtet man in über-kritischer Entfernung die Einsätze von Wellen, die sich, wie Bild 5 zeigt, entlang der Schichtgrenzen, d.h. im wesentlichen in horizontaler Richtung, ausbreiten.

Beide Methoden erlauben dem Geophysiker die Bestimmung der seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten in den einzelnen Schichten. Aus den Geschwindigkeiten und den Einsatzzeiten sind unmittelbar die Tiefen und Mächtigkeiten der geologischen Formationen bestimmbar.

Der Unterschied zwischen den beiden Methoden besteht darin, dass die Reflexionsseismik – mit allerdings sehr viel Mehraufwand bei der Datenerfassung und bei der EDV – wie bei einer Radar- oder Röntgenaufnahme, einen geologischen Querschnitt abbildet. Bei der Refraktionsseismik dagegen lässt sich nur indirekt, über stark subjektiv gefärbte Interpretationsschritte, ein Tiefenmodell des Untergrunds erstellen.

Das Prinzip der Mehrfachüberdekkung bei der Reflexionsseismik

Charakteristisch für die reflexionsseismische Datenerfassung ist das *kontinuierliche Profilschiessen* (Continuous Profiling). *Bild 6* zeigt schematisch das Vorgehen im Feld. Die seismische Quelle (Sprengstoff oder Vibratoren) bewegt sich mit der Empfängerauslage entlang der Messstrecke. Die Anregungen erfolgen in regelmässigen Abständen von 10 bis 100 m. Die Geofonauslage besteht aus 20 bis mehreren hundert in gleichen Abständen aufgestellten Messstationen, von denen jede mit sechs bis 30 zusammengeschalteten Erschütterungsaufnehmern (Geofonen) bestückt ist.

Beim Messfortschritt werden rückwärtige, nicht mehr benötigte Stationen der Auslage abgebaut und am vorderen Ende angesetzt. Dadurch wird der Untergrund kontinuierlich mehrfach überdeckt, d.h. jeder Punkt eines Reflektors wird nicht einmal, sondern mehrmals von den seismischen Wellen verschiedener Schusspunkte getroffen, und zwar unter verschiedenen Winkeln. Aufzeichnungen (Seismogramme) von verschiedenen Messstationen beziehen sich dann auf einen gemeinsamen Tiefenpunkt (Common Depth Point, CDP). Als Überdeckungsgrad bezeichnet man die Anzahl der Seismogramme für jeden CDP *(Bild 7)*.

Die erreichte Datenredundanz wird dazu verwendet, die zum Teil sehr schwachen Nutzsignale gegenüber starken, unerwünschten Störsignalanteilen zu verstärken. Man erreicht dies durch die *Stapelung* : Durch die Addition aller zu einem gemeinsamen Tiefenpunkt gehörenden Seismogramme werden gleichartige, verwertbare Reflexionseinsätze konstruktiv aufsummiert, nicht korrelierbare Störsignale, herrührend von Bodenunruhe, von multiplen Reflexionen und von Refraktionen, heben sich durch die Summation gegenseitig auf. Auf diese Weise lassen sich sehr schwache Nutzsignale, die auf Einzelseismogrammen nicht erkennbar sind, auf den gestapelten Seismogrammen gut sichtbar machen.

Dem Stapelprozess geht eine sehr aufwendige EDV voraus. Da die Daten im

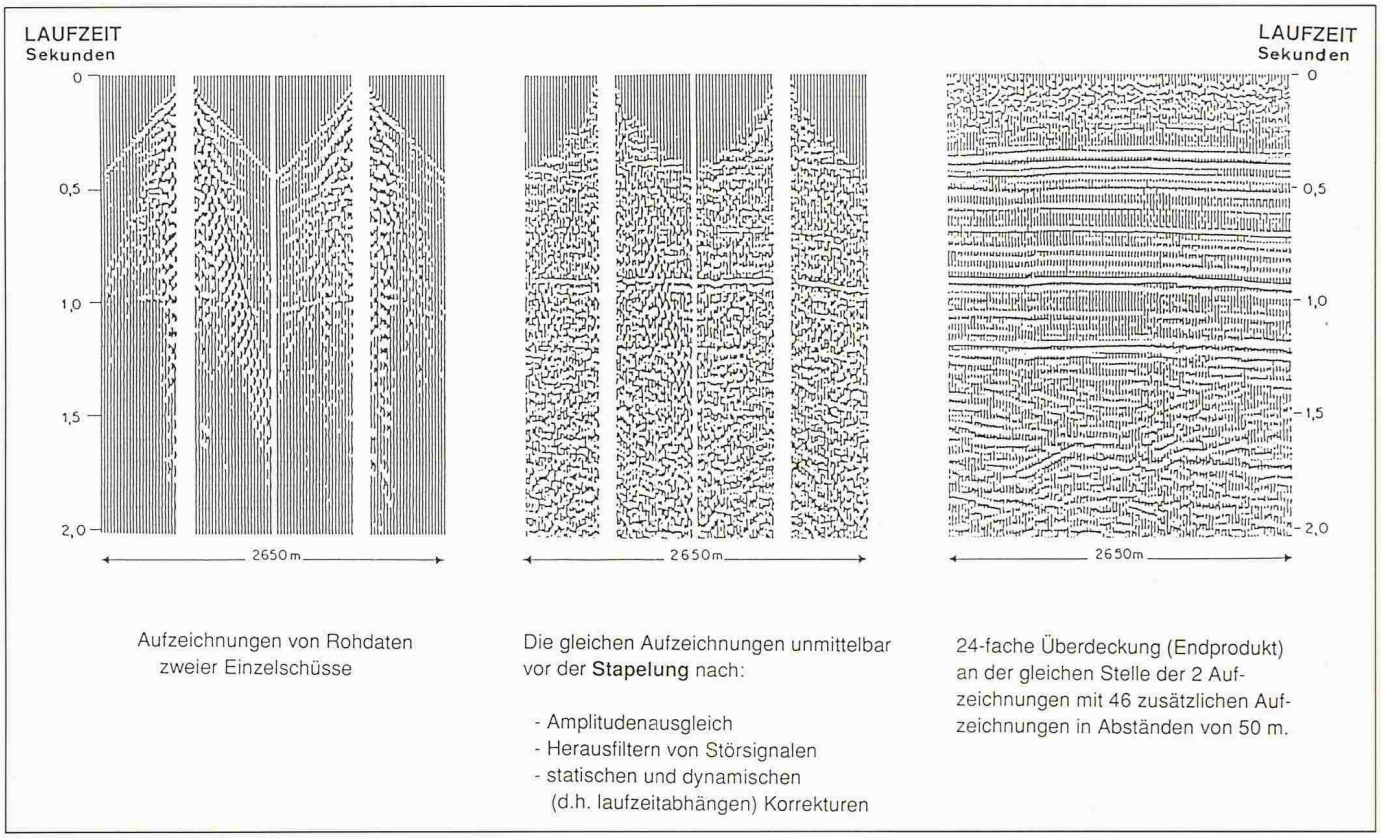


Bild 8. Beispiel der seismischen Datenverarbeitung.

Feld schusspunktorientiert registriert werden, muss zuerst eine Umsortierung, d.h. eine Gruppierung aller zu einem gemeinsamen Tiefenpunkt gehörenden Seismogramme stattfinden. Vor der Stapelung sind eine Reihe von Korrekturen anzubringen, u.a. für unterschiedliche Terraingegebenheiten (statische Korrekturen) und für die unterschiedliche Geometrie der Strahlenwege jeder Sender-/Empfängerkonfiguration (dynamische oder NMO-Korrektur). *Bild 8* zeigt ein stark vereinfachtes Beispiel dieser Arbeitsschritte in der seismischen EDV.

Zur EDV reflexionsseismischer Daten

Die EDV reflexionsseismischer Daten stellt wegen der anfallenden Datenmengen einen Sonderfall dar. Die Hälfte aller weltweit in der Industrie, in Dienstleistungsbetrieben, in staatlichen Verwaltungen und in Schulen verwendeten Magnetbänder werden mit seismischen Daten beschrieben. Allein die im Feld erfassten Rohdaten der Ost- und Westtraverse des NFP 20 nehmen knapp 800 Magnetbänder in Anspruch. Die EDV wird bis zu einer endgültigen Auswertung nochmals etwa 3000 Bänder benötigen. Es ist daher verständlich, dass solche enormen Datenmengen nur mit speziellen seismischen Rechenanlagen zu bewältigen sind. Aus diesem Grunde zählen die Erdölgesellschaften zu den Besitzern der leistungsfähigsten Grosscomputer.

Für die Verarbeitung der im Rahmen des NFP 20 anfallenden Daten und für Ausbildungszwecke sind die Rechenanlagen der beiden ETH in Lausanne und Zürich erweitert und den Anforderungen einer seismischen EDV angepasst worden.

Die Anwendungsgebiete der seismischen Erkundung

Bei der Abklärung der Strukturen des Untergrundes mit seismischen Methoden sind die akustische Energiequelle, die Anzahl der Geofonstationen, deren Bestückung und deren Abstände sowie die Registrierapparatur und ihre Abstimmung der Problemstellung und den lokalen Verhältnissen anzupassen. Wichtig sind der abzudeckende Tiefenbereich, die gewünschte Auflösung, die Komplexität der geologischen Strukturen und die Lithologie (lockeres oder hartes Gestein). Die Qualität der erfassten Daten ist stark von Umwelteinflüssen abhängig. Schlechtes Wetter (starker Wind, Regen), störende Bodenunruhe durch Verkehr und Industrie so-



Bild 9. Seismischer Vibrator. 83 Prozent des Vibratorgewichts von 15 Tonnen ruhen in Arbeitsstellung auf der Grundplatte, die hydraulisch in eine modulierte Sinusschwingung von 60 Sekunden Dauer mit einem linearen Frequenzanstieg von 9 auf 45 Hertz versetzt wird.

wie Einstreuungen elektromagnetischer Felder von nahen Freileitungen können Messungen gar verunmöglichen.

Je stärker die seismische Anregung, desto grösser die Eindringtiefe der seismischen Messverfahren. Die Kenntnisse über den oben geschilderten Aufbau der Erde sind zustande gekommen dank dem weltweiten Netz von Erdbebenstationen, deren Aufzeichnungen von starken Beben oder von unterirdischen Kernexplosionen gegeneinander aufgerechnet werden.

Ohne die Reflexionsseismik ist die Exploration nach Erdöl nicht denkbar. Für die zwischen einigen hundert bis 6000 m tiefen Vorkommen ist sie das einzige Prospektionsverfahren, das vor dem Abteufen einer teuren Bohrung mit vertretbaren Kosten ein drei-dimensionales Bild über den Untergrund geben kann. Seismische Methoden kommen vermehrt bei der Erz- und Kohlenprospektion, Baugrunduntersuchungen und bei der Suche nach Grundwasser zur Anwendung. Die hier erforderliche hohe Auflösung erreicht man mit kurzen Quellensignalen von kleinen Sprengladungen (etwa 100 g), die in Bohrlöchern, möglichst unterhalb der Verwitterungsschicht, gezündet werden. Eine preiswerte und auf harter Unterlage wirkungsvolle seismische Anregung sind Fallgewichte, die aus zwei bis drei m Höhe auf den Boden prallen und ebenfalls ein kurzes Signal erzeugen. Dagegen sind Vibratoren als Energiequelle für Zielhorizonte von weniger als 300 m Tiefe eher ungeeignet.

Bei der Wahl der Messparameter und bei der EDV-Auswertung ist eine enge Zusammenarbeit zwischen Geologen und Geophysikern unumgänglich.

Schweiz. Arbeitsgruppe für Reflexionsseismik des NFP 20 des Schweiz. Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung:

P. Finckh, R. Freeman, K. Holliger, St. Müller, M. Stäuble, P. Valasek, Institut für Geophysik, ETH-Hönggerberg, 8093 Zürich; D. Alioth, L. Bonino-Levato, R. Olivier, Institut de Géophysique, BFSH-2, Dorigny, 1015 Lausanne; A. Escher, Institut de Géologie, BFSH-2, Dorigny, 1015 Lausanne; A. Steck, Institut de Minéralogie et Pétrographie, BFSH-2, Dorigny, 1015 Lausanne; E. Niggli, Mineralogisch-Petrographisches Institut, Baltzerstr. 1, 3012 Bern; A. Pfiffner, Geologisches Institut der Universität, Baltzerstr. 1, 3012 Bern; S. Souad, J.J. Wagner, Laboratoire de Pétrophysique de l'Université, Rue des Maraîchers 13, 1211 Genève; H. Laubscher, A. Zingg, Geologisches Institut der Universität Basel, Bernoullistrasse 32, 4056 Basel; P. Fricker, Schweiz. Nationalfonds, Wildhainweg 20, Postfach 2338, 3001 Bern; R. Schoop, Konsulent, Wehrenbachhalde 32, 8853 Zürich-Witikon.

Programmleitung NFP 20: W. Frei, Adj. Geophysik NFP 20, Feldeggweg 9, 8634 Hombrechtikon; P. Heitzmann, Adj. Geologie NFP 20, Geologisches Institut der Universität, Baltzerstr. 1, 3012 Bern; P. Lehner, Programmleiter NFP 20, Speerstr. 39, 8805 Richterswil

Die Datenerfassung auf den Alpentraversen des NFP 20

Die Feldaufnahmen der 110 km langen Osttraverse im Jahre 1986 und der insgesamt 98 km langen vier Teilstücke der Westtraverse im Jahre 1987 dauerten jeweils einen Monat. Die Planung und Vorbereitung einer Traverse muss etwa sechs Monate vor dem Beginn der Registrierarbeiten in Angriff genommen werden. Neben einer etwa 60 Mann zählenden Messequipe eines auf seismische Prospektion spezialisierten ausländischen Unternehmens sind noch etwa 40 Mann von verschiedenen Schweizer Firmen und des Instituts für Geophysik der ETH-Z im Einsatz.

Die Aufgabenstellung ist im Vergleich zu den seismischen Vorhaben bei der Suche nach Kohlenwasserstoffen, wo bis zu Maximaltiefen von sechs km exploriert wird, um einiges anspruchsvoller, soll doch die Struktur der Erdkruste bis zur alpinen Moho-Tiefe von etwa 60 km erkundet werden.

Als seismische Anregungsquelle kommen in den dicht besiedelten Gebieten der Schweiz nur spezialisierte Vibratorfahrzeuge in Frage *(Bild 9)*. Eine Gruppe von sechs je 15 t schweren Vibratoren gibt alle 40 m seismische Energie in Form von genau definierten Schwingungen in den Untergrund ab. Es wird ausschliesslich nachts gearbeitet, um die von Industrie und Verkehr herrührende Bodenunruhe möglichst zu vermeiden und um den Verkehr nicht zu behindern.

Da nicht zu erwarten war, dass die Vibratorgruppe ausreichend Energie abstrahlt, um ein Echo auch aus grösseren Tiefen zu erhalten, wurden zusätzlich ungefähr alle fünf km Sprengladungen von 100 bis 300 kg in 50 m tiefen Bohrlöchern gezündet.

Die Empfängerauslage besteht aus 240 Horchstationen, die in Abständen von 80 m entlang der Messlinie ausgelegt sind. Jede Station ist mit einem Computer ausgerüstet, der die von den 24 angeschlossenen Seismometern (Geofonen) übermittelten Spannungswerte digitalisiert und über das Hauptkabel an den Messwagen weiterleitet. Insgesamt sind gegen 8000 Geofone auf einer Strecke von 25 km im Feld ausgelegt. Der Messfortschritt pro Nacht, von 20.00 Uhr bis 05.00 Uhr, beträgt drei bis fünf km.

Erste Resultate und Interpretationen

Die 1986 erfassten Daten auf der Osttraverse von Wildhaus über Sargans–Kunkelspass–Reichenau–Domleschg–Thusis–Andeer–Val Ferrera bis ins Val Madris sind weitgehend verarbeitet und ausgewertet. Eine Interpretation der vorläufigen Auswertung der ganzen Osttraverse ist in *Bild 10* vorgestellt. Sie zeigt die strukturellen Verhältnisse, wie sie sich durch die Entstehung der Alpen bei der Kollision zwischen der europäischen und afrikanischen Platte ergeben: Vom Beginn der Traverse in Wildhaus bis in die Gegend von Thusis taucht die Moho immer stärker ab. Unter dem Domleschg verschwindet das Signal der Moho abrupt. Im nördlichen Bereich sind die dem kristallinen Grundgebirge auflagernden Sedimente sichtbar. Von Thusis gegen Süden sind im oberen Teil des Profils die einzelnen Decken (kristalline Überschiebungsmassen) und die Sedimentzone, welche diese Decken untereinander trennen, deutlich auszumachen. Fraglich ist, ob im südlichsten Bereich wieder eine Moho erkannt werden kann, die gegen Süden ansteigt. Diese Frage soll mit den Arbeiten auf der Südtraverse, die gegenwärtig anlaufen, geklärt werden.

Die Auswertungen der Vibroseis-Aufnahmen zwischen Thusis und dem Südende der Traverse konnten für die geologischen Prognosen eines allfälligen *Splügenbahn-Basistunnels* verwendet werden. Die ausgewerteten Daten erlaubten die Kartierung der sogenannten Splügener Mulde, die bei einem Tunnelbau durchfahren werden müsste. Diese Zone besteht aus einer etwa 100 m mächtigen Schicht von umgewandelten Sedimentgesteinen, die wegen des zu erwartenden Wassergehalts einem Tunnelvortrieb Schwierigkeiten bereiten könnten. Auf *Bild 11* ist die Splügener Mulde als deutliches Reflexionsband zu erkennen.

Von der *Westtraverse* liegen vorläufige Resultate einzelner Sprengseismikausspielungen vor. Die guten Sprengschussresultate mit Reflektionseinsätzen, die sich z.B. im Val d'Anniviers von Schusspunkt zu Schusspunkt korrelieren lassen, ermöglichen bereits die Konstruktion eines vorläufigen Profils mit den wichtigsten Strukturelementen *(Bild 12)* anhand der Rohdaten. Ein starkes Bündel von Reflektoren (X–X), etwa zwei bis drei km mächtig, taucht

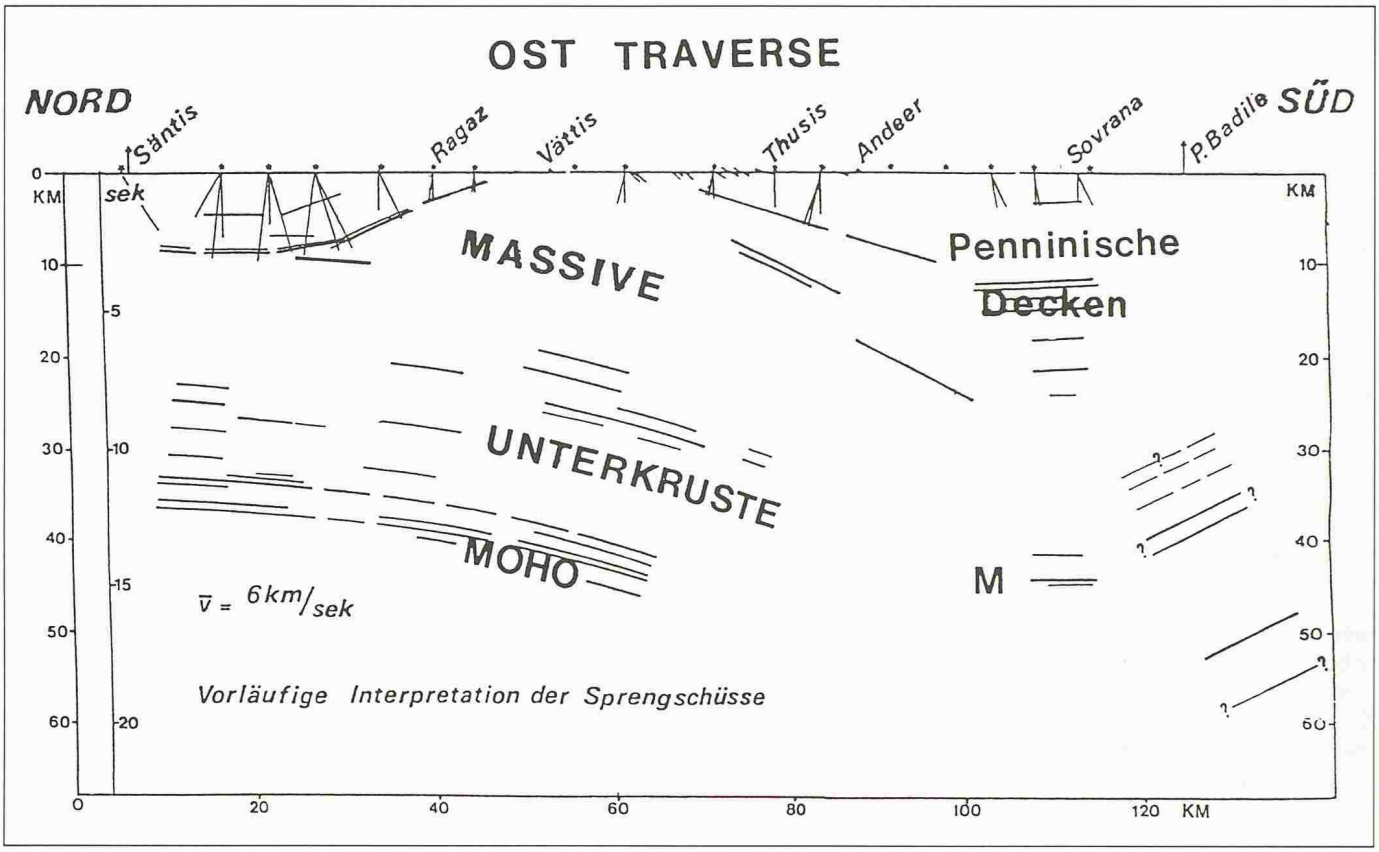


Bild 10. Vorläufige Interpretation der Sprengschussseismik entlang der Osttraverse

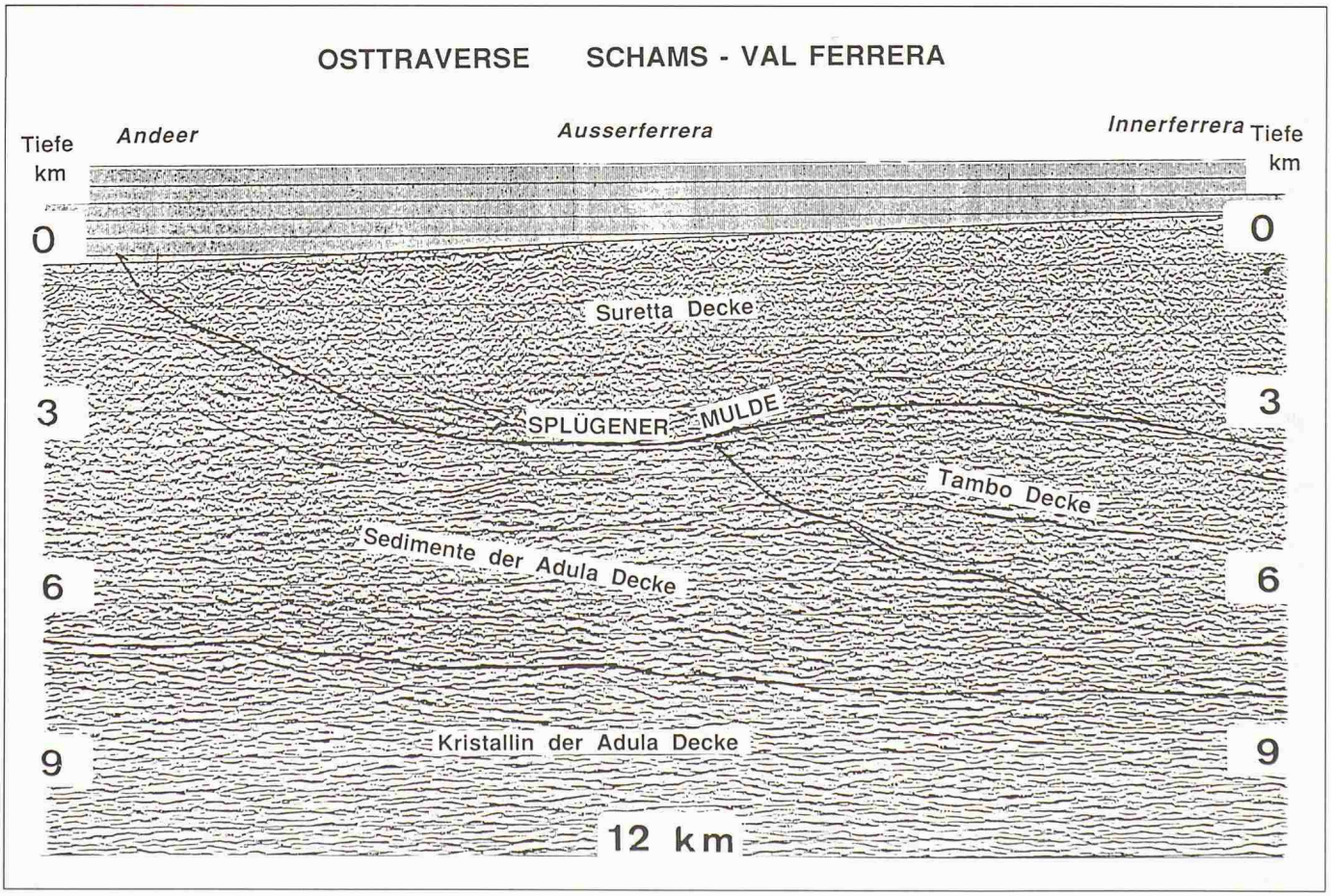


Bild 11. Vibroseisprofil über dem Trassee eines möglichen Splügenbahn-Basistunnels. Der Profilverlauf liegt 2–4 km östlich der Tunnellinienführung. Die geologischen Formationen fallen quer dazu steil nach Osten ab. Die Mulde muss um 1000–1400 Meter zum Trassee hinaufprojiziert werden.

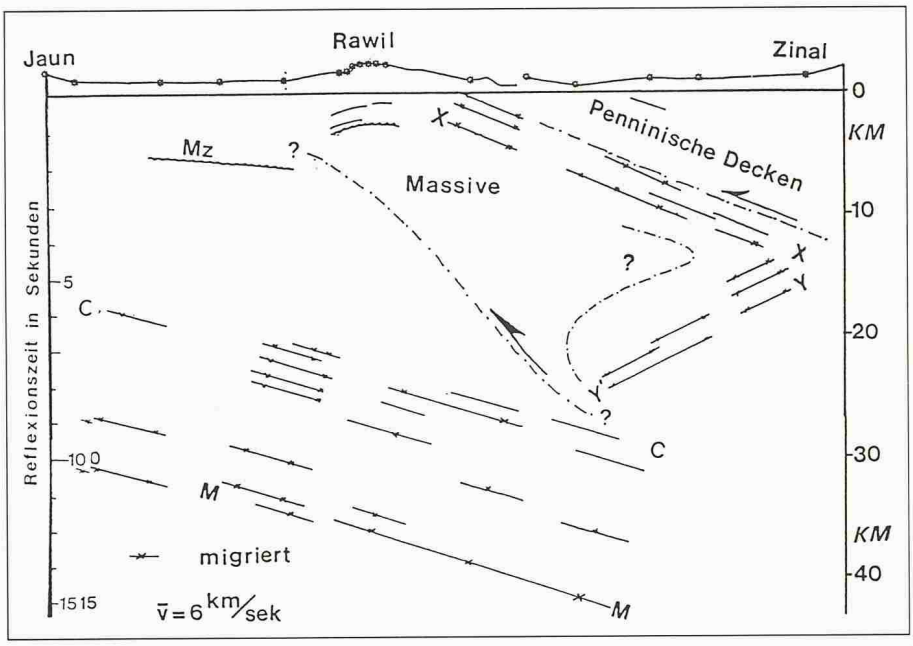


Bild 12. Vorläufige Interpretation der Sprengschussseismik zwischen dem Simmental und dem Südende des Val d'Anniviers. Auffallend starke Reflektoren markieren die Grenzzone zwischen dem Peninikum und dem Kristallin der Massive. Die nach Norden einfallenden Reflektoren Y–Y sind als Rückfalte in den Massiven zu deuten. M–M: Basis der Erdkruste (Moho). C–C: Obergrenze der duktilen Unterkruste. Mz: Basis des Mesozoikums im Molassebecken

vom Rhonetal nach Süden unter das Penninikum ab. Vermutlich handelt es sich hier um die ausgewalzten Sedimentdecken (Helvetische Wurzeln, Zone von Sion, Zone Houillère usw.) zwischen dem abtauchenden Kristallin der Massive und den überschobenen Gneissmassen der penninischen Dekken. Die divergierenden, nach Norden einfallenden Reflektoren Y–Y *(Bild 12)* in der unterhalb des Penninikums abtauchenden Oberkruste bedingen einen regionalen Abscherungshorizont an der Basis der unteren Kruste.

Ausblick

Die Ergebnisse der Untersuchungen im Rahmen des NFP 20 werden für die Tiefenstruktur der Alpen grundlegend neue Erkenntnisse bringen, die zu einem besseren Verständnis der komplizierten Vorgänge bei der Alpenbildung führen werden. Dabei werden wichtige Grundlagen für die praxisorientierte Geologie und Geophysik in den Bereichen Tunnelbau, Geothermik, Erdbebenforschung erarbeitet. Ein Bericht über die Ergebnisse der abschliessenden Auswertung ist zu gegebener Zeit an gleicher Stelle vorgesehen.

Dank

Einige Textauszüge und Illustrationen sind mit freundlicher Genehmigung der Urheber folgenden Publikationen entnommen:

Literatur

[1] Die Messmethode der Reflexionsseismik aus «Nagra informiert»; Nummer 1+2, Juni 1987; Dr. *C. Sprecher*; Nagra.

[2] Erdbeben: Entstehung, Risiko und Hilfe; Nationale Schweiz. Unesco-Kommission & Schweizerische Geophysikalische Kommission; Dr. *D. Mayer-Rosa*, Schweiz. Erdbebendienst, ETH-Zürich.

[3] Mise en œuvre de la sismique réflexion terrestre; Dr. *B. Damotte*, Institut Français du Pétrole, Paris; Zusammenfassung eines Vortrags gehalten am Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne am 17. Dezember 1987.

Adresse der Verfasser: *W. Frei*, Adj. Geophysik NFP 20, Feldeggweg 9, 8634 Hombrechtikon, *P. Lehner*, Programmleiter NFP 20, Speerstr. 39, 8805 Richterswil, *P. Valasek*, Institut für Geophysik, ETH-Hönggerberg, 8093 Zürich.

Bücher

Vallum und Intervallum

Eine analytische Theorie des architektonischen Raumes. Von *Julius Gy. Hajnóczi*. Budapest: Akadémiai, 1988. 318 S. Fig., ill. 29 $.

Dr. Julius Gy. Hajnóczi, Professor für Architekturgeschichte an der Technischen Universität von Budapest, ist dem deutschen Fachpublikum besonders durch sein beachtenswertes Werk «Ursprünge der europäischen Architektur» (Berlin, 1986) – dessen ersten Band den alten Orient und die sogenannten Randkulturen behandelt – bekannt.

In seinem neusten Werk, «Vallum und Intervallum», wurde der Autor sicher von seinem gründlichen Studium der antiken Architektur – und Vitruvius – inspiriert. Wie der lateinische Titel bereits verrät, konzentriert sich das Werk auf das Verhältnis zwischen gebauten Mauer- und Wandsystemen und erreichten Raumquanten. «Wände und von Wänden begrenzte Zwischenräume: dies ist die einfachste und vielleicht allgemeinste Definition der Architektur» (S. 9).

In Auseinandersetzung mit der «geistesgeschichtlichen Auffassung» von *Riedl* und *Giedion* (S. 16) präsentiert der Autor die Prolegomena einer umfassenden Theorie des architektonischen Raumes. Seine neue Disziplin heisst «Spaciologie», «die sich mit der Erfassung der Strukturierung des Raumes beschäftigt» (316 S.), wobei «Gebäude- und Siedlungsspaciologie» «Unterdisziplinen» seien (S. 18).

Die Spaciologie bringt mir *Alexander Gosztonyis* umfangreiches Buch «Der Raum» (Freiburg, 1978) in Erinnerung, das ich bei der Verfassung meines «Experimental Sociology of Architecture» (New York, 1983; «Schweizer Ingenieur und Architekt» 27–28/1984) bearbeitet habe.

Für den Architekten sind wahrscheinlich die quantitativen und qualitativen Rauminterpretationen, die in der «gebäudespaciologischen Entwicklungsgeschichte» (S. 145–283) gegeben werden, die interessantesten. Hier wird auch die Dualität Vallum-Intervallum (im Gegensatz zu Masse versus Raum, S. 10) quantifiziert. Innerhalb der bebauten Grundfläche wird – am Grundriss – eine «Densität» gerechnet, indem die bauliche Struktur (CI) durch die Raummenge (SQ) dividiert wird (S. 156, 247). Diese Densität (CI/SQ) variiert geschichtlich zwischen 4,0 und 0,054 (bzw. zwischen «pyknostylos» und «araiostylos»; cf. Vitruvius, S. 59–62). Da die Terminologie in Professor Hajnóczis Gebäude- und Siedlungsspaciologie oft sehr spezifisch ist, ist die acht Seiten umfassende Sachworterklärung im Anhang für die Leser ausserordentlich wertvoll.

Guy G. Ankerl, Genf